

桜島火山噴煙と大気拡散

— 序論的考察 —

木下紀正

(1989年10月16日 受理)

Introductory Survey on Atmospheric Diffusion of Volcanic Smokes from Mt. Sakurajima

Kisei KINOSHITA

Physics Department, Faculty of Education, Kagoshima University, Kagoshima 890, Japan

Abstract

A brief review of researches on volcanic smokes from Mt. Sakurajima is given, followed by an introduction to theories of atmospheric diffusion in connection with the volcanic phenomena.

Preliminary results of the analyses of video records and photo pictures are also shown for the typical cases of stationary and explosive smokes, and compared with meteorological informations. Especially, strong dependence of the plume rise on the wind velocity and the observation of mountain lee waves are noted.

Further discussions on the importance and problems to investigate the volcanic smokes are given.

§1. はじめに

桜島は世界的にも有数の活動的な火山であり、多くの研究がなされて来た¹⁾。1988年には一般県民参加のユニークな国際火山会議が開かれ²⁾、世界各地からの第一線の研究者による火山学などの学術的議論とともに、防災など火山との共存のための学際的・社会的課題も広く議論された³⁾。

この火山の諸現象のうち、その噴煙は火山内部の状態を反映するとともに、大気物理学的にも注目すべきものである。その拡散の研究は、あとに述べるように、公害環境問題や原子力災害問題についても貴重な手がかりを与えるであろう。

ここでは、桜島の噴煙研究の現状を §2 で簡単にまとめるとともに、関連する大気拡散理論を §3 で概観する。さらに、§4 において、ビデオカメラによる長時間観測等によるデータのうち、簡単な解析で得られる噴煙の基本的な特徴を報告し、高層気象データとの対比を行う。最後に、噴煙研究の意義や問題点を §5 で簡単に議論する。

§ 2. 桜島噴煙研究の現状

2.1 噴煙の基本分類

1972年以来、桜島南岳はA, B 両火口から Vulcano 型の山頂噴火を繰り返すという活発な活動を続けている⁴⁾。その噴煙には様々な形態があるが、以下の議論のために簡単な分類を行っておく。

鹿児島地方気象台と京大桜島火山観測所によれば、空気振動 0.1 mb 以上で地震最大振幅 10 μ の噴火活動を爆発と定義し、それに伴い急激に上昇する噴煙を爆発噴煙と呼ぶ。最高点に達したあと、爆発噴煙は次第に高度を下げ、横に広がりながら大量の灰を島の内外に降下させる。なお、爆発に達しない強度だが中量以上の噴煙を伴う場合を、気象台では噴火と呼んでいる。この稿では、噴火も含めて、時間的に孤立した爆発的噴出によるものを広義の爆発噴煙と呼ぶことにする。

爆発を伴わない噴煙は連続噴煙と呼ばれるが、噴出強度の時間変化の程度により、この稿ではこれをさらに断続噴煙と定常噴煙に分類する。断続噴煙は、小規模の爆発の断続的活動により、幾つかの煙柱が並びながら風に流されて変化して行く場合である。定常噴煙は煙の形が時間的にあまり変化しない。

爆発噴煙は、多量の火山灰を含むために黒っぽい。断続噴煙も黒っぽい場合が多いが、その程度は様々である。定常噴煙は、水蒸気の凝固による白い雲とあまり変わらない場合が多いが、活発な連続的噴出活動のために黒っぽくなっている場合がある。例えば、気象台発表では爆発ゼロの日が続いているのに猛灰に見舞われている状況である。

2.2. 爆発と上昇

島内では南岳山頂火口の西約 5.5 km の京大火山観測所ではビデオカメラによる連続観測で、爆発噴煙の real time の記録を集めている⁵⁾。海拔 830 m の A 火口底での爆発現象に 1.1~1.5 秒先行して、火口直下 1.6~2 km で爆発地震が発生しており、そのトリガー信号を受けた場合の記録テープが保存される。爆発噴煙の様子は、火口底から火口縁 (海拔 1050~1100 m) までは直接観測できないが、爆発の際の衝撃波の観測 (上空に適当な雲がある場合など) や噴石の運動から推定されている。その上昇速度は、火口底からある高さ H_c までは減少し、それ以後はほぼ一定の V_t となる。1982年の観測のうち 7 例の解析から、次の結果が報告されている。

$$H_c = 250 \sim 750 \text{ m}, V_t = 20 \sim 30 \text{ m/s} \quad (2.1)$$

H_c に達するまでの噴煙を乱流ジェットとすると、上昇速度は火口底からの高さに反比例する。これと照合する例が多いが、 $H_c = 750 \text{ m}$ の例では高さの 3 乗に反比例すると推定され、大きな爆発での 3 次元的膨張の結果と考えられる。他方、火山弾の写真解析から、その最大初速度は 110~160 m/s が報告されている⁶⁾。

桜島南岳北方約 20 km の鹿児島高専からのタイムラプスビデオによる 1 分おきの連続観測で

は、1984-85年の爆発噴煙のうち顕著なもの数例についての報告がある。観測される範囲での噴出速度 (V_t に近い量と考えられる) 13~20 m/s, 最高に発達するあたりまでの平均上昇速度 4~7 m/s が得られている⁷⁾。

鹿児島地方気象台では、京大火山観測所からの前兆地震の情報も得て目測で爆発噴煙の高度や噴石の落下状況を記録していたが、1988年度からビデオカメラによる連続観測を始めている。観測結果は毎月の定期火山情報などで発表されている。

なお、爆発に伴う空振は対岸の市街地でもガラスを割るなどの被害をもたらす場合があるが、刈谷市の愛知教育大でも桜島の爆発噴火による超低周波が観測されている⁸⁾。

2.3. 広域拡散

地表観測衛星ランドサットは16日の周期で地球の同一地域を観測し、午前10時15分前後に鹿児島上空からの観測をしている。その MSS データの場合 80 m の分解能で、観測データの1シーンは、地上での横 185 km, 縦 170 km の広さに相当しており、鹿児島県本土部を大体おおっている。雲と重ならなければ、桜島の噴煙が火口から拡散している様子がわかる。

堤グループでは、1979年以來のランドサットデータによる火山灰の拡散濃度分布をパソコンによる画像解析などで研究している⁹⁻¹³⁾。MSS 画像のバンド4, 5 (それぞれ可視領域の緑と赤にあたる500-600, 600-700 nm) の分光放射輝度から、風に流されて煙が少しずつ広がり、拡散距離とともに濃度が減少していく様子や、上層風と下流の山岳地形との関連が良くわかる。特に、1984.10.22のデータでは、北風によって煙流が桜島から 200 km も伸びて屋久島上空に達しているのが判る。ランドサットデータでは波長別の分光輝度レベルが数値として与えられているから、煙流の濃淡について数値解析がなされている。

ランドサット (現在第5号) や、日本の海洋観測衛星 MOS-1号 (1987年11月から定常運用、鹿児島のデータをとるのは34日おきの午前10時30分頃) では、観測の日時は限られているのに対し、静止気象衛星「ひまわり」は毎日定時に観測している。分解能が可視画像でも 1.25 km と粗いが、非常に大規模な噴煙ならば識別可能で、桜島の噴煙が認められる場合のあることも報告されている¹⁴⁾。

2.4. 降 灰

鹿児島市荒田町の気象台では、1956年以來、屋上の降灰皿で降灰量を測り、 g/m^2 の日別降灰量として定期火山情報で発表している。

鹿児島県 (総務部消防防災課) では、1978年6月から桜島から半径 50 km 前後までの本土部58ヶ所で毎月の降灰量の測定をおこなっており、1980, 81年のデータは文献4) に採録されている。

鹿児島大学工学部応用化学科のグループでは、1973年以來、市内や島内の各所 (現在21点、最遠点は南岳南東 18 km) にデポジットゲージと二酸化鉛キャンドルを設置し、毎月の降雨・煤塵量、

雨水中の化学成分などを測定している¹⁵⁾。また、国分・隼人など鹿児島湾北部と桜島で1983年度に同様な観測がなされている(松元・岡林)¹⁶⁾。

その他、建設省大隅工事事務所による島内の幾つかの観測点や、市町村・学校などで降灰量の測定が行われている。また、降下火山灰の粒径分布の飛散距離依存性の詳しい測定もある¹⁷⁾。

降灰量分布について、気象台によるラジオゾンデ観測との対比から、1000-2000 mの高層風との関連が指摘されている。風向・風速は高度による変化があるが、代表値として海拔約1500 mに当たる850 mbでの値が、毎日の天気予報で発表されている。

各地の月別降灰量と風向頻度から、降下火山灰量の経験公式が示されている。火口から5 km以内では距離 x とともに指数関数的に減少し¹⁸⁾、3-50 kmでは x のべき関数による減少で表される¹⁹⁾。指数関数とべき関数を組み合わせて、距離別、方位別に区分する必要のない降灰量推定モデルも考案されている¹¹⁾。

火山灰が地上に降下するまでの飛散距離は、落下の終末速度や上層大気の風速に大きく支配される。粒度の大きい火山灰は、終末速度が大で近距離に落下する。粒度の小さい火山灰は終末速度が小で上層気流にのって遠くに吹送される。噴煙高度や高層風のデータなどから、降灰量分布を計算することもなされ、灰の拡散の小規模な風洞実験も報告されている²⁰⁾。

また、鹿児島県環境センターでは島内を含む十数ヵ所で環境大気常時測定を続けており、浮遊粉塵や SO_2 の濃度の時間変化のデータが得られ、噴煙による大きな影響が見られる²¹⁾。

2.5. ま と め

噴煙に関する物理現象について、最近の研究を中心に紹介した。噴煙現象は桜島の火山活動の理解に重要な手がかりを与えるとともに、大きなスケールのダイナミックな大気物理的現象として非常に得難い研究の対象である。

爆発噴煙については、その発達から衰退・拡散に到る全過程の詳細な研究が豊富な事例に基づいて可能であろう。発達期における乱流の様相も興味深い。降灰も、月平均ばかりでなく、個々の大噴煙について時間・空間的分解能を上げた観測と理論的検討を進めることも重要であろう。

広域拡散では、人工衛星画像に対応する地上での同時観測や経過の観測が課題である。しかし、天候と噴煙の状態が人工衛星到来の日時に一致することは少なく、地上からだけの観測でも広域拡散の研究を進めるべきであろう。

他方、鹿児島市街地の一点から観測できる程度の中域拡散については、噴煙そのものについての研究はあまり見当たらない。しかし、この火口から15-20 km程度までの噴煙と気象状態の関連の研究からは、広域拡散と併せて、降灰問題だけでなく大気汚染物質の大規模拡散の問題に対しても得難い資料を提供出来ると考えられる。

§ 3. 大気拡散理論と噴煙

3.1. 始めに

火口から放出された噴煙が上昇し、移流しながら大気中に拡散していく現象は、大気拡散理論と対比して分析することが出来る。この理論は、大気汚染物質の拡散についての流体力学と気象学に基づく理論的研究と、野外観測や風洞等による実験的研究によっている²²⁾⁻²⁶⁾。この節では、桜島の噴煙がこの理論からどの様に扱えるかを簡単に要約し、噴煙研究の意義を検討しよう。

大気中の微粒子やガスの拡散は、分子運動による拡散よりも、風の地面との摩擦や熱対流によって出来た大気の乱れや渦による乱流拡散が卓越していることが良く知られている。乱流拡散を扱うには、気温の高度依存性・風速などの気象条件と地形の効果を考える必要がある。幸い、桜島はほとんど海上独立峯と見なせるから、地上の複雑な気象環境に比べて簡単に扱える場合が多い。また、強風の場合には独立峯としての地形効果を研究する絶好の対象である。

大気拡散理論では、噴煙現象に良く対応する点源からの拡散モデルとして、プルーム（煙流）とパフ（煙塊）があり、それぞれに煙の濃度分布を表現する拡散式がある。風のある時の定常噴煙は plume として、爆発噴煙・断続噴煙・無風時の定常噴煙は puff あるいはその適当な重ね合わせとして扱える。拡散分布式は理論的に輸送方程式や拡散統計理論から基礎づける事もなされているが、乱流の理論的取り扱いや拡散方程式に入力すべき物理量が不確かな現状では、経験公式としての分布式の妥当性と限界を実際と突き合わせながら追求していく必要がある。

以下、プルームの上昇、移流に伴う拡散、強風と地形効果、パフの順に大気拡散理論による取り扱いを概観する。引用文献は総合報告を主とする。

3.2. 煙流の上昇高度

定常噴煙は周辺大気より高温であるため、主に浮力によって上昇し最高点に達する。火口縁を標高 $H=1050$ m とし、そこからの最高点までの上昇高度を ΔH とおく。上昇には、噴煙が含んでいる水蒸気の潜熱も寄与するが、周辺大気との混合が無ければ ΔH は成層圏に達する 1万 m になりかねない。混合の程度は、横風の風速 U に強く左右される。どこで上昇が止まるかは、火口からの単位時間当りの排出熱流量 Q と、次に述べる周辺大気の安定性にも規定される。

大気の安定性を調べるのに気象学では温位 θ を用いる。これは、大気圧 p 、絶対温度 T の大気を、気圧 $p_0=1000$ mb の面に、断熱的に運んできたときの気塊の温度である。つまり、気体定数 R 、空気の定圧比熱 C を用いて、

$$\theta = T \cdot (p_0/p)^{R/C}, \quad R/C=0.286. \quad (3.1)$$

周辺大気の温位は地表からの高度 z の関数であり、温位傾度 $\gamma=d\theta/dz$ がプラスならば対流が抑

えられるので安定，マイナスならば不安定，0ならば中立である。

煙流の上昇については多くの観測や理論的計算があり，その結果は Briggs によって典型的な場合に分けて ΔH を与える式としてまとめられている^{22,24)}。例えば，有風時の安定大気中では， Q (cal/s)， γ (deg/m)， U (m/s) を用いて ΔH (m) は

$$\Delta H = 0.296(Q/\gamma U)^{1/3}. \quad (3.2)$$

有風時の不安定又は中立大気，微風あるいは無風時についても，それぞれ別の上昇式が与えられている。

但し，これらの基礎になったデータは地上源や TVA の石炭火力発電所などの 200 m 以下の煙突からの排煙で，横風は 17 m/s 以下， Q は 22×10^6 cal/s 以下であり， ΔH は 500 m 程度までである。これより大規模なものは油田の火災や火山噴煙であり，データはまだ乏しい。

この様な状況で，桜島火山の定常噴煙から様々な気象条件と排熱量のもとでの豊富なデータを引き出すことは，大規模煙流の実証的研究にとって得難い知見を加える事になるであろう。但し，空間的スケールも大きく， U や γ の z 依存性も問題である。これらは定時観測のラジオゾンデのデータから推測できるが，最も困難なのは Q の推定であり，火山学的研究との結合が要求される。排熱量の評価については幾つかの研究がある²⁷⁾。

3.3. 煙流の拡散

定常噴煙が最高点に達してから風下方向に拡散していく様子について，大気拡散理論で最もよく使われているのは煙流の濃度分布が水平・上下方向それぞれ独立の正規分布に従うとする拡散式である。

座標系として，煙源を平地に射影した点を原点にとり，風の方向を x 軸，鉛直軸を z 軸，風向に垂直な水平方向を y 軸にとると，風下距離 x における濃度分布は，

$$F(x, y, z) = C_0(x) \exp\{-y^2/2\sigma_y^2 - (z-h)^2/2\sigma_z^2\}, \quad (3.3)$$

但し煙が平地に達してからの反射項は省略した。煙流の中心軸濃度は

$$C_0(x) = q/[2\pi U\sigma_y(x)\sigma_z(x)]. \quad (3.4)$$

ここで q は煙源からの流出強度 (kg/s) である。 y , z 方向の拡散パラメータ $\sigma_y(x)$, $\sigma_z(x)$ は，大気の安定度に依存し，幾つかの実験式が提案されているが，Pasquill-Gifford 線図 (PG 図) が一つの標準的なものと評価されている²⁸⁾。その基礎となったデータは，比較的平坦な場所の地表近くからの排煙を 1 km 以内の範囲で濃度測定したものであり，その後の 1970 年代の実験も，高さ 108 m から放出された物質について風下距離約 10 km までの 1 時間の平均濃度 (BNL の拡散実験)，TVA の発電所排煙を風下 20 km までヘリコプターで追跡したものが特に大規模な観測である。な

お、'80年代には、オーストラリア大陸で 1000 km 風下まで追跡したデータがある。また、山本と横山は、100–400 m の高所源からの拡散実験にもとずき、風向のゆらぎと大気安定度から拡散パラメータを求める実験式を提案している²⁸⁾。

桜島噴煙の場合、穏やかな定常流でも濃度が大きい時は目視や写真観測でも非常に風下まで追跡が容易で、煙流の拡散の詳細な構造を観測することも出来る。人工衛星によるリモートセンシング画像では、2.3で述べたように数 100 km の広域拡散まで見ることが出来る。但し、地上 1000 m 以上で起こっている大きなスケールでの現象であるから、周辺の上層大気は安定成層をなしている場合が多く、拡散の上下非対称性も顕著で、注意深い取扱いが要求される。

3.4. 強風下の地形効果

地上から上空 1000 m 以上の風は地面との摩擦や起伏の影響をあまり受けず、比較的一様と見なしてよい事が知られている。しかし、強風の場合には桜島の標高と山形は山頂付近の気流に大きな影響を与える。富士山では、強風時の晴天乱気流が上空に及ぶことが航空機事故で注目され、風洞実験で確かめられている²⁹⁾。

独立峯に対して、強い風は横に回り込むとともに、より強い山頂風として山を越える成分がある。山頂風は同じ高さの上空や平地の風よりもかなり強くなる。山の風下には強い乱流領域が出来たり、山岳波 mountain lee wave と呼ばれる山頂風の下流での波打ち現象が起こることがある。

これらの現象の研究には、模型実験や数値計算と共に、最近では筑波山（標高 875 m）についての山頂風や、200 m 程度の丘の周りの風の観測がある^{30),31)}。桜島の場合、噴煙がトレーサーの役割を果たし、大規模な観測が出来ることになる。また、南北に連なる山脈のような山形のために、風向が東西か南北かによって強風に対する地形の効果が異なる点も興味深い。

3.5. 爆発噴煙の発達と拡散

爆発噴煙は、巨大な煙塊の発達と拡散の研究の絶好の対象である。大気拡散理論では、拡散方程式による動的取り扱いと、その結果の簡単な近似としての拡散式がある。

後者で最もよく使われているのは、濃度分布が水平 2 方向・上下方向それぞれ独立の正規分布に従うとする拡散式である。3.3節の煙流の場合と同じ座標系で、噴出後の時刻 t における濃度分布は、

$$G(x, y, z) = D_0(t) \exp\left[-(x-x_t)^2/2\sigma_x^2 - y^2/2\sigma_y^2 - (z-z_t)^2/2\sigma_z^2\right], \quad (3.5)$$

煙塊の中心位置は $(x_t, 0, z_t)$ で、その濃度は

$$D_0(t) = p / [(2\pi)^{3/2} \sigma_x(t) \sigma_y(t) \sigma_z(t)]. \quad (3.6)$$

拡散パラメータ $\sigma_i(t)$ は、乱流統計理論では一様乱流の中では乱流速度と特性時間 τ_0 で与えら

れ、 $t < \tau_0$ では t に比例し、 $t \gg \tau_0$ では $t^{1/2}$ に比例して増大する。

§ 4. 観測結果の特徴

4.1. 観測方法

桜島を含む広い範囲が展望出来る場所を観測定点とする。1987.9~1989.9の観測は鹿児島大学教育学部理科棟屋上 (A点, 海拔約 30 m, 南岳は方位角 82° で距離 10.6 km) 及び鴨池港近傍建物 (B点, 海拔約 26 m, 南岳は方位角 71° で距離 9.8 km) がほとんどである。1983.2~9の観測は教育学部旧理科棟3階 (A0点, 海拔約 20 m) から行った。噴煙の立体構造を詳しく知るには、かなり離れた2つ以上の点からの同時観測が望ましいが、一点からのデータでもかなりの情報が得られる。

ビデオカメラはソニー HVC-2800 ($f=10.5-84$ mm), CCD-V 100 ($f=12-72$ mm) を用い、主にタイムラプス撮影を行った。HVC-2800 ではタイマー HVR-100 T とビデオデッキ SL-B 5 を用いて23秒おいて1秒など様々なモードのインターバル設定が可能であるが、CCD-V 100 では15秒毎に8フレーム (約 $1/4$ 秒) のみである。前者は時分秒、後者は時分の時刻が録画出来るが、連続撮影の場合、詳しい時刻を見るには編集時にパソコン画面とのスーパーインポーズによる書き込みを利用する。爆発噴煙の発達期にはビデオカメラによる連続撮影が望ましく、運良く爆発に遭遇した場合はタイマーを解除して連続に切り換える。ビデオカメラは広角側 $f=10.5$ mm でも35ミリカメラの $f=42$ mm 相当であり、煙流の全景を捉えるには狭過ぎる場合が多いので、定常噴煙の場合には0.5倍のワイドコンバータ等も用いた。記録テープの解析には、ビデオプリンター (三菱 SCT-P 50) によるハードコピーを用いた。

ビデオ記録と共に、35ミリカメラ (主に PENTAX-SFX に $f=28-80$ mm のズームレンズ) で定点その他での撮影を行った。ビデオカメラでは光量不足の夜明けや夜間にも、写真用カメラでは長時間露出で撮影可能である。その他観測上の様々な技術的問題があるが、別の機会に議論したい。

鹿児島地方気象台高層課では、南岳北西約 10 km の吉野台地からのラジオゾンデによる定時観測を6時間毎に行っており、地表 (海拔 283 m), 900 mb (約 1000 m), 850 mb (約 1500 m), 800 mb (約 2000 m), 700 mb (約 3000 m) 等の高度での3, 9, 15, 21時の風向と風速が得られる。更に9時と21時には温度、湿度も測定され、上空の大気の状態が判る。850 mb での風の観測結果と予報は天気予報の一部としてテレビで報道されるので、気象衛星ひまわりからの雲画像とともにビデオ記録をしておく。

この報告では、気象データとの対応を見易くするために、定常噴煙については9時前後40分以内限定し、B点からの観測結果を用いる。他の時刻については、気象データの信頼性のある外挿法を開発する必要がある。爆発噴煙については、典型的な一例について検討する。

4.2. 定常噴煙の上昇形態と高度

定常噴煙が上昇して最高点に達し、横方向の拡散に転ずる様子は、図1 a, b, c に示す様な3つの典型的な場合に大別出来る。それぞれの場合の例に対する上空の風向・風速のベクトル図も示す。G, 1, 1.5, 2, 3は、それぞれ地表, 900, 850, 800, 700 mb 面を表す。

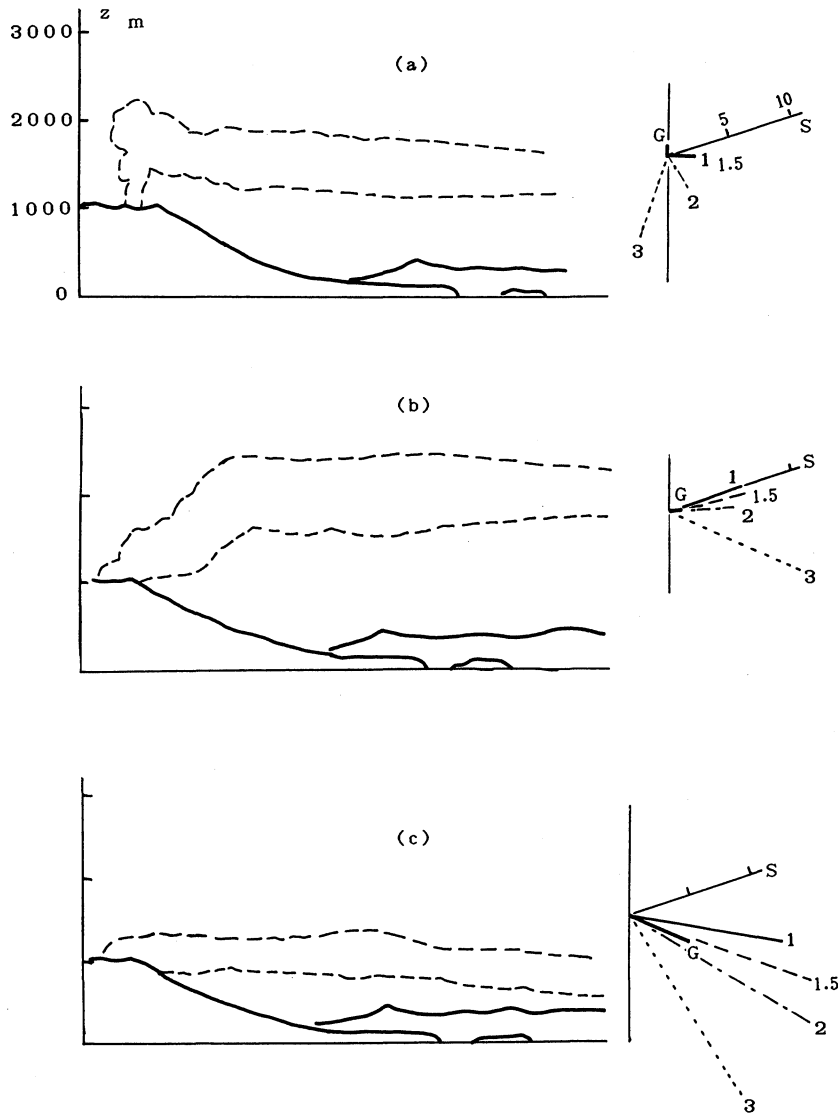


図1. 典型的な定常噴煙の型(破線)と、午前9時の風向・風速。
 (a)鉛直上昇 '88.9.28. 9:05. (b)斜め上昇 '88.1.23. 9:00. (c)無上昇 '88.2.17. 8:47.
 実線は地形で、 z (m) は海拔高度。風ベクトルは、観測点 B と煙源を結ぶ線を縦軸にして、下から見上げる様に手前向きを縦軸にとる。南の方向は S で、目盛りは 5 m/s おき。

a. 鉛直上昇

噴煙がまっすぐ上昇し、最高点に達してから上空の弱い横風でゆっくり拡散する場合で、火口の高さに当たる高度 1000 m から 1500 m の風速が弱い時 (0~4m/s) に見られる。無風時には最高高度で滞留して薄い板状で周囲に拡散する。なお、最高点から若干高度を下げてから煙流としての

水平拡散に移っている場合も見られるが、これは最高点で周辺大気より高温である為と思われる。

b. 斜め上昇

山頂から上が中程度の風速 (5~9m/s) の場合、風に流されながら上昇するので最高点は火口より下流になる。最高点に達する位置はかなりはっきりしており、それからはほぼ水平に拡散する。

c. 無上昇または微上昇

山頂高度に当たる 900 mb 面が 11 m/s 以上の強風の場合、噴煙はほとんど上昇せずに風に流されながら拡散する。また、地表風も強いと、山頂風に対する地形効果も問題になる。

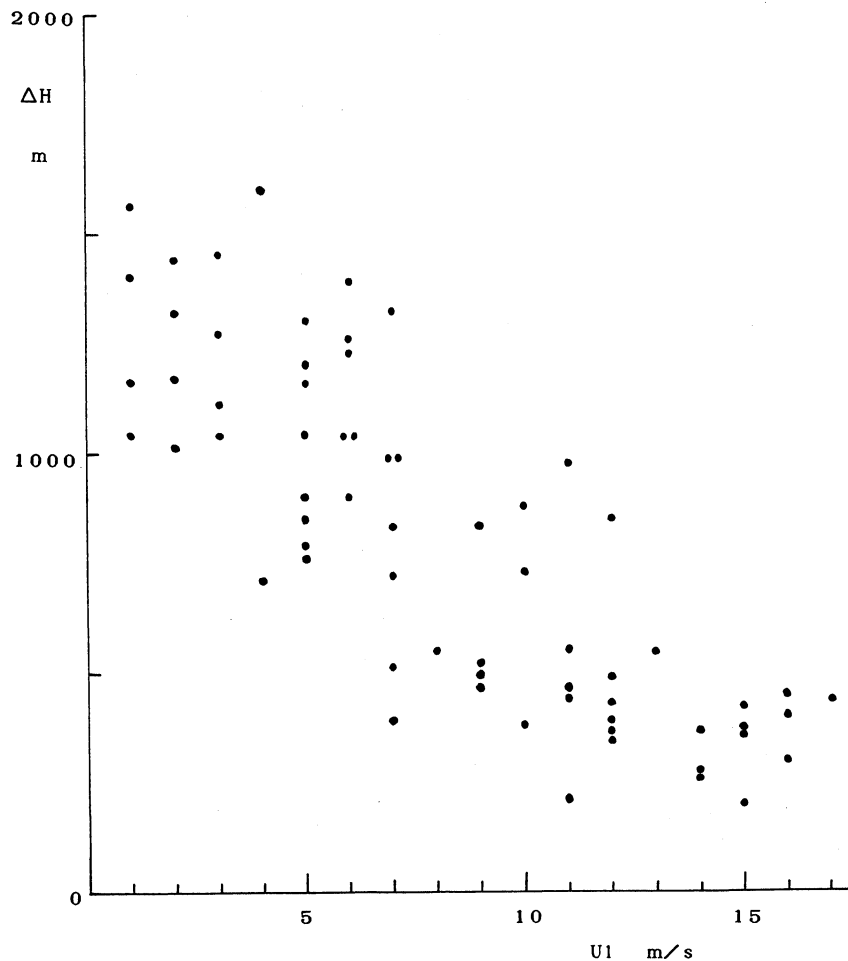


図 2. 上昇高度 ΔH と 900 mb 面での風速 U_1 との関係. 火口の高度 $H=1050$ m とした。

上昇高度 ΔH と 900 mb 面での風速 U_1 との関係を図 2 に示す。 ΔH は大気安定度と排熱量にも依存するために、各 U_1 に対し幅があるが、定常噴煙の範囲では、噴煙の量から推測される排熱量 Q が数倍異なっても、風速による混合効果の違いの方が支配的と見られる。図 3 に温位 $\theta(z)$ を示す。 a の場合には最高点付近での温位の様子が重要であるが、中程度以上の風速では、上空における大気安定度の違いにはあまりよらない。これは、1000 m 以上では多くの場合地表の熱的效果を

あまり受けない自由大気に近いと考えられる。上昇式 (3.2) では γ と U の高度依存性は省略されているが、噴煙のような大きなスケールの上昇の場合には、上昇式の修正が必要であり、詳細な検討は排熱量の評価とともに今後の課題である。

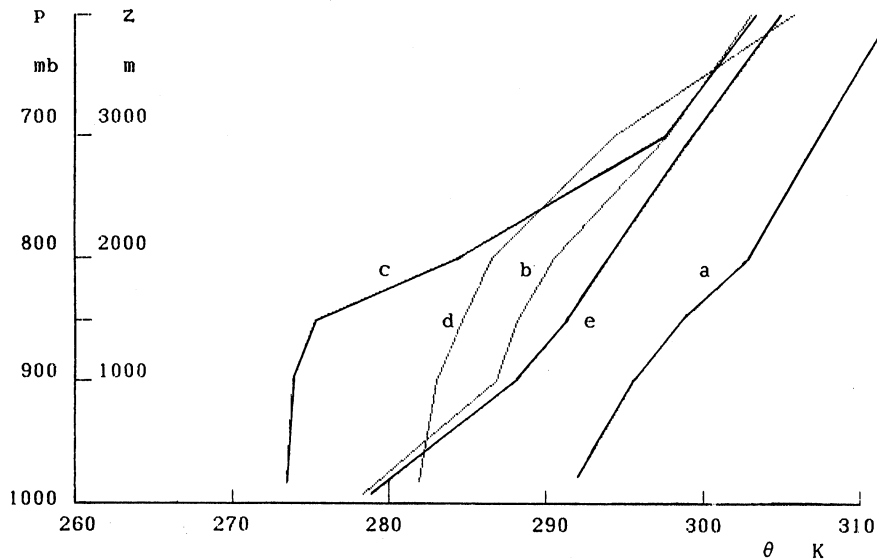


図3. 午前9時の温位の高度依存性. 縦軸は気圧 p (mb) で、ほぼ高度 z (r に対応し、横軸は温位 θ (K). 線 a, b, c は図1のそれぞれの日に、d は図5, e は図8 の日の場合.

4.3. 定常噴煙の拡散

上層の大気は比較的安定であり上下の対流が抑えられているので、風速が中程度以下では定常噴煙の煙流としての拡散は扇型 fan type をとることが多い。この場合、煙流は上下方向に比べて水平幅がはるかに広いが、その姿は流れる向きによって異なって見える。図4に、2 km の高さの煙流を煙源から 10 km 離れて遠望した場合の見取図を示す。f=28 mm のカメラを煙源の方角に向けて水平に構えた時の画面の枠の上半分も示す。煙が横向きに流れている場合には上下幅の薄いことは判るが水平幅の大きさは判らず、手前に向かって来る時は扇状の広がり判るが上下幅については判らない。しかし、このような立体図形の2次元投影は、個々の場合についてのおよその見当をつけるのに役立つ。

図4では、拡散パラメータを

$$\sigma_y(x) = \alpha x^p, \quad \sigma_z(x) = \beta x^q \tag{4.1}$$

とおき、係数を BNL の安定度 C の時の値²⁶⁾ に比べ α を 4 倍したもの (長さの単位: m),

$$\alpha = 0.32 \times 4, \quad p = 0.78, \quad \beta = 0.22, \quad q = 0.78 \tag{4.2}$$

を用いて、標準偏差の幅をつなぐ角錐として煙流を表している。これは、見易くするために実際よ

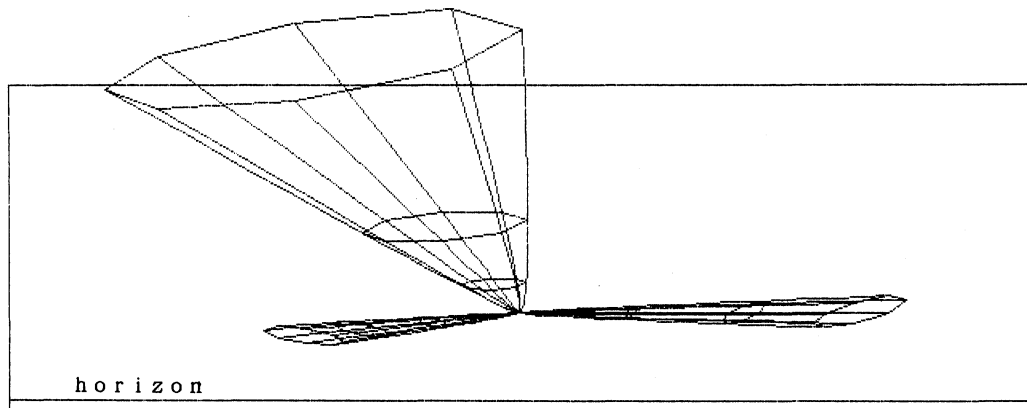


図4. 扇型煙流の見取図. 高度 2 km の煙流を煙源から 10 km 離れて遠望した場合の鉛直面への投影図で、枠組みは $f=28\text{ mm}$ のカメラを煙源の方角に向けて水平に構えた時の画面の上半分を示す. 煙流を(4.1-2)式で与えられる標準偏差の幅をつなぐ角錐として表し、2.5 km おきの断面を 7.5 km 下流まで描いている. 風向は、下から見上げて時計回りに 0° , 150° , 260° の場合.

りも σ_z の大きい安定度 C (弱い不安定) の場合について描いたものである。

強風でも大気が安定成層をなしている場合は扇型に近いこともあるが、1000 m 以下では風の地表との摩擦による乱流もあり、錐型 cone type やいぶし型 fumigation type をとることが多い。これらの場合、煙流の下半部の方が上半部よりも拡がり大きい。但し、噴煙からの降灰も下半部の拡がりの様に見える場合が多い。乱流による拡がり拡散式では下流ほど大きくなるが、実際は山岳地形による風下の乱流が下流に進むにつれて収まるので、上下の拡散幅はむしろ小さくなっていく場合が多い。

強風で、海拔1000 m 以下の風も強い場合には、噴煙が山岳波の存在を示す現象が見られる。図5に典型的な例を示す。これは強い北風の場合で、煙流は風下斜面に沿いながら一旦下降してから上昇している。

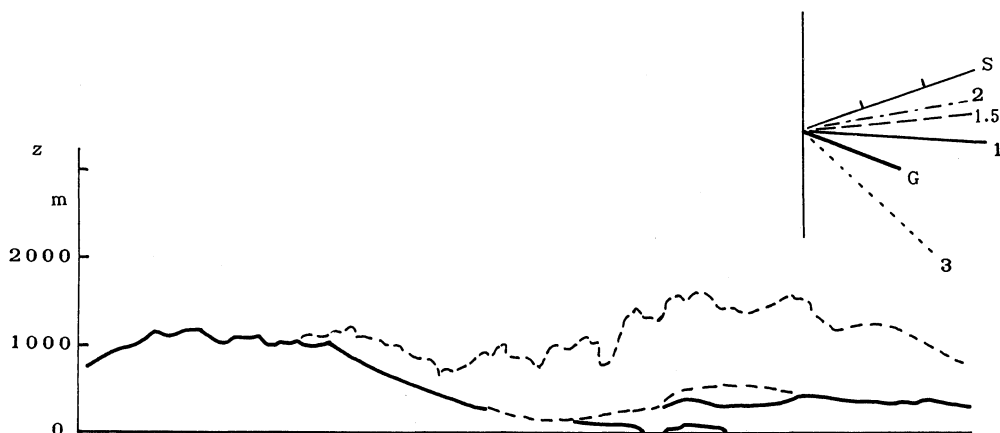


図5. 山岳波の例. '88.4.8. 8:38. 風ベクトル図は図1と同様の記法で、風速 (m/s) は $U_G=8$, $U_1=15$. 9時の温位は図3のd.

東風の場合、南北に連なる山脈のような形のために、山腹の風下側で強い乱流が発生し、噴煙もそれに引き込まれる。しかし、乱流域は山頂から約 5 km の島部にとどまり、海上に達することはあまりないから、鹿児島市街地から見るともうもうとした煙の裾の下に対岸の島岸が見えることが多い。

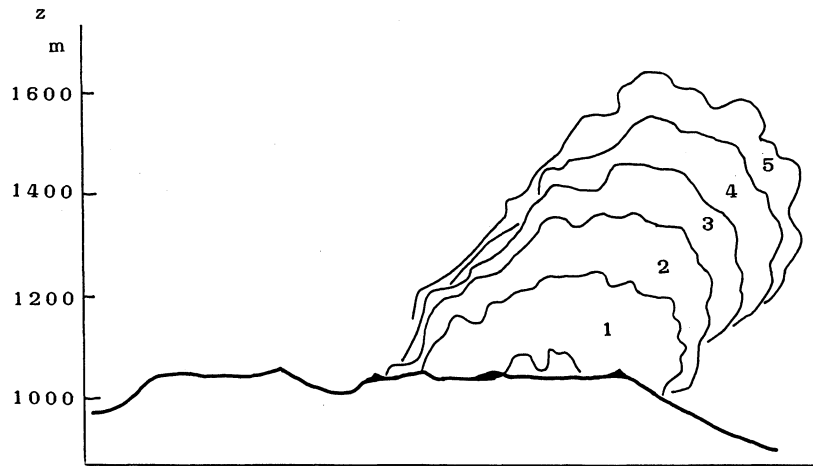


図6. 爆発噴煙 '87.12.19. 6:45 の初期吐出. 各線の間の時刻間隔は少しずつ伸びており、第1～5の間隔でそれぞれ $\Delta t = 1.69, 1.73, 1.84, 2.05, 2.39$ (s). 撮影資料は MBCTV ニュースによる.

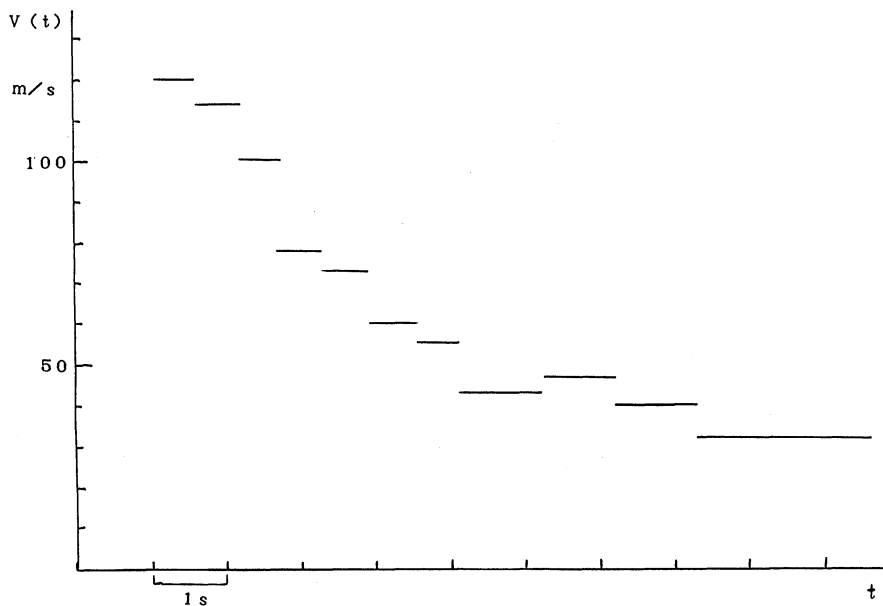


図7. 図6の爆発噴煙の吐出軸方向の速度の時間変化.

4.4. 爆発噴煙

典型的な一例として、1987.12.19. 6:45の爆発噴煙について報告する。これは噴火活動が非常に活発であったこの年の爆発のうち2番目に大きなもので、噴煙は $\Delta H = 3500$ m に達した。爆発に伴う地震は最大振幅40マイクロン、噴石は5合目まで落下し、12回の火山雷を伴い、空振は東方70 km の宮崎県油津でも観測されている。この年は地元 TV 局が爆発をリアルタイム撮影して

ニュースで放映することが多く、この爆発も各局で取り上げられた。

まず、爆発初期について南日本放送による撮影を解析した結果を述べる。図6に示すように、噴煙は爆発的に斜上方に吐出しており、大きな初速度が浮力よりも卓越している事がうかがえる。速度は、図7に示す様に急速に減少して $V_t = 15 \sim 20 \text{ m/s}$ に近づいている。この様な傾向は2.2で述べたこれまでの分析結果に大体合致するが、火口縁でも 120 m/s あり、火口底での初速度は更に大きく、最大規模に属するものと考えられる。

HVC-2800 によるビデオ撮影は噴煙が勢いよく上昇中の爆発1分後から開始した。噴煙はほぼ一定の速度 V_t で上昇して $\Delta H = 3500 \text{ m}$ の最高点に達すると、滞留して拳状となり、図8に示すように次第に高度を下げるとともに横に広がり、北西の弱い風に流されて拡散していった。一般に、爆発噴煙の最高高度はこのように水平拡散高度よりもかなり高い場合が多い。この日の9時の温位は、図3の線eに示すように非常に安定している。風は図9に示す3時と9時のデータから推測されるように海拔2000m以下ではかなり弱い。3000mでの 11 m/s の風は、拳状の部分を押し流す様に働いている。

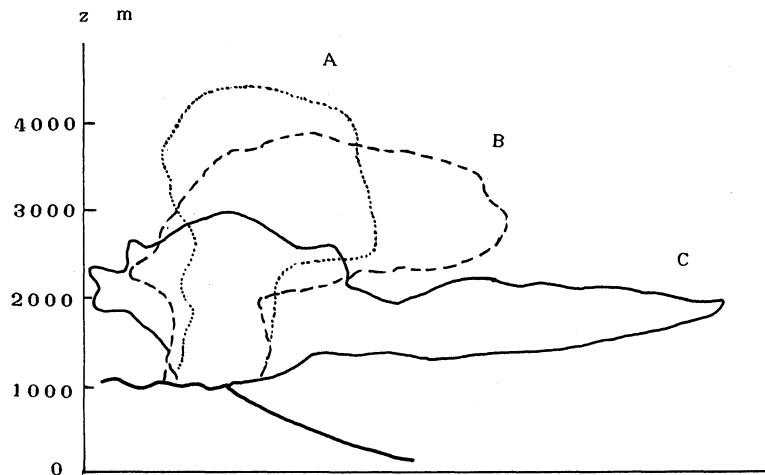


図8. 爆発噴煙 '87.12.19. 6:45 の最高高度からの拡散.
時刻はA, B, Cそれぞれ6:48.20, 6:52.20, 7:02.22.

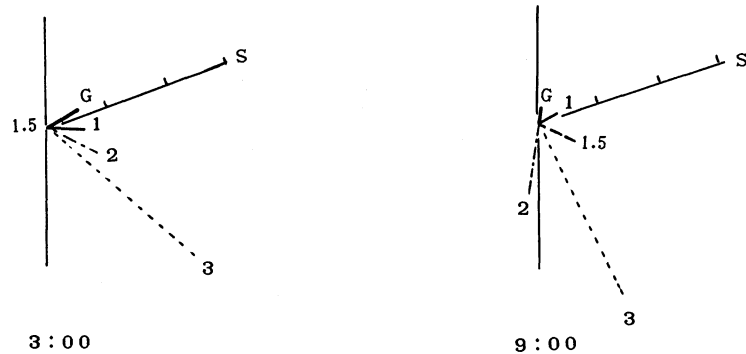


図9. '87.12.19の3時と9時の風ベクトル。記法は図1と同様。

§5. 今後の課題

前節に述べた様に、手軽な観測と簡単な解析でも多くの興味深い結果と重要な手がかりが得られる。爆発や噴煙排出についての火山学的研究とともに、大規模な大気拡散現象としての噴煙の研究は非常に重要である。煤煙公害対策に始まった大気拡散の初期の研究では、どれだけ薄めて遠くに拡散させれば良いかという問題意識が強いが、最近では長距離拡散が重要な問題になっている。これは公害環境問題、さらには地球環境の総合的解明の一環としての大気環境の研究の重要な課題であろう。1986.4のチェルノブイリの原子力発電所事故では、爆発による放射能雲が日本にまで達したが、その始めの高さは1000~1500 mで、熱対流によるものである³²⁾。その後は数時間で地上から2000 mの間に鉛直拡散し、さらに気流に流されて北半球を漂う様子が、気象研究所のシミュレーションで調べられている³³⁾。この鉛直方向のスケールは桜島噴煙と同様である。

噴煙について今後さらに個々の側面の詳細な研究が必要であるが、そのための当面の具体的課題を列挙しよう。

観測による排熱量の評価法の確立。

同時多点観測による噴煙の立体構造の解明。

定時以外の気象条件の推測法。

山頂風速と地上及び上空風速の関係、地形効果による乱流の理解。

エアロゾル、灰粒の挙動。

視程と煙の透明度などの気象光学的問題。

夜間観測、赤外線写真、レーダー、レーザーレーダー等の利用。

地球観測衛星との同時観測。

拡散方程式に基づくシミュレーションによる理解。

謝 辞

堤毅一教授（第一工業大学）をはじめ、議論をして頂き研究論文をお送り頂いた多くの方々に深く感謝します。高層気象資料を御提供頂いた日本気象協会鹿児島支部、テレビニュース映像利用を許諾された南日本放送の関係各位に謝意を表します。また、卒業研究で桜島噴煙に取り組んだ山県耕作氏（富士通ソーシャルサイエンス社）、有安智博氏（吾平中）の協力に感謝します。

参 考 文 献

- 1) 鹿児島大学南方科学研究センター編、桜島に関する研究文献資料、南科研資料センター報告、33、129、1984.
- 2) 鹿児島国際火山会議論文集、総合研究開発機構・鹿児島県、1989.
- 3) 角田寿喜、小林哲夫、鹿児島国際火山会議—科学と地域社会との関わり、日本の科学者、24、28、1989.

- 4) 桜島の火山活動のまとめ：鹿児島地方気象台編，鹿児島県の気象百年誌，日本気象協会鹿児島支部，1983，IV-2-(2).
- 5) 石原和弘 他，火山の爆発過程における噴煙および火山ガスの放出について，京大防災研究所年報，26，B-1，1，1983.
- 6) 加茂幸介，井口正人 他，噴石の到達範囲の考察，桜島地域学術調査協議会調査研究報告，2，1984，p. 68.
- 7) 今掘信昭，堤毅一，ビデオ観測による桜島火山灰の拡散機構について，科学研究費報告（堤毅一他，火山灰の拡散予測および太陽熱集熱効果に及ぼす影響に関する研究），1985，p. 23.
堤毅一，今掘信昭，藤崎恒晏，桜島火山灰の拡散と降下火山灰量，鹿児島高専研究報告，20，1，1986.
- 8) M. Tahira, A Study of the Infrasonic Wave in the Atmosphere (II), Infrasonic Waves Generated by the Explosions of the Volcano Sakura-jima, J. Met. Soc. Japan, 60, 896, 1982.
田平誠他，インフラソニック波による火山噴火のモニター，文献2)，p. 523.
- 9) 今掘信昭，堤毅一，リモートセンシングによる桜島の火山灰の拡散調査，科学研究費報告（堤毅一他），1985，p. 23.
正田誠 他，桜島の降下火山灰量の推算とパソコンによるランドサットデータの画像解析，同報告，p. 47.
- 10) 堤毅一，今掘信昭，リモートセンシングによる桜島火山灰の拡散調査(2)，鹿児島高専研究報告18，61，1984.
- 11) 堤毅一，今掘信昭，藤崎恒晏，桜島火山灰の拡散と降下火山灰量，鹿高専研究報告，20，1，1986，及び訂正.
- 12) 堤毅一，ランドサット MSS データによる桜島火山灰の飛散特性，第9回リモートセンシングシンポジウム予稿資料，p. 91，1986.
- 13) 堤毅一，増水紀勝，ランドサット画像に見る桜島噴煙の拡散，日本リモートセンシング学会誌，9，175，1989.
- 14) 沢田可洋，人工衛星画像における桜島火山の噴煙の特性，日本リモートセンシング学会第5回学術講演会論文集，p. 31，1985；
静止気象衛星「ひまわり」画像の噴火噴煙データにもとづく噴火活動の解析に関する研究，気象研究所技術報告，22，1987.
- 15) 竹下寿雄 他，鹿児島市および桜島の大気汚染（降灰）調査（第1報～第8報），鹿児島大学工学部研究報告21，137，1979，～同，28，145，1986.
前田滋 他，桜島降灰の状況の変化と生活環境への影響，文献2)，p. 688.
- 16) 松本弘巳，岡林巧，桜島火山噴出物中の降下火山灰量ならびにその成分分析について，堤毅一 他，科学研究費報告，1985，p. 13.
- 17) 岡林巧 他，桜島火山灰の拡散と気象要因について，同上，p. 3.
- 18) 加茂幸介 他，桜島における降下火山灰の堆積について，昭和51年6月豪雨による鹿児島県の土砂および土石流災害に関する調査研究報告，文部省自然災害特別研究（昭和51年度），1977，p. 77.
- 19) 江頭庸夫，石原和弘，鹿児島県下における桜島の火山灰の降下堆積状態，鹿児島県の地震と火山，11，77，1979.
- 20) 正田 他，文献9).
小倉順，脇之蘭武，火山灰の挙動に関する風洞実験，文献2)，p. 700.
- 21) 宝来俊一他，桜島火山周辺地域における大気汚染物質に関する調査研究（I～III），鹿児島県環境所報，1，84 及び 98，1984；2，29，1986.
- 22) G.R. Briggs, Plume Rise, U.S. Atomic Energy Commission, 1969.
- 23) F. Pasquill, Atmospheric Diffusion, John Wiley & Sons, 2nd Ed., 1974.
- 24) 近藤次郎編，大気汚染－現象の解析とモデル化－，コロナ社，1975.
- 25) 横山長之，大気拡散，鈴木武夫編，大気汚染の機構と解析－環境科学特論－，産業図書，1980，p. 37.

- 26) 伊藤昭三, 環境工学 -大気編入門-, 朝倉書店, 1984.
- 27) 長沢隆次, 桜島火山の爆発並びに噴煙の研究 (其の一~四), 鹿児島大学理科報告, 13, 151, 1964; 14, 89, 1965; 15, 35, 1966; 16, 65, 1967.
内山隆文, 佐藤泰夫, 桜島火山の爆発噴煙と爆発地震のエネルギー, 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), 12, 15, 1979.
高橋秀夫, 火山噴火の理論について I. マグマ中の水泡, 鹿児島大学教育学部研究紀要, 自然科学編, 31, 1, 1980.
鍵山恒臣, 火山からの噴気による熱エネルギーと H₂O の放出量, 火山, 第2集, 23, 183, 1978.
平林順一, 桜島火山の地球化学, 火山, 第2集, 27, 293, 1982.
- 28) 山本 晋, 横山長之, 煙流拡散幅の推定法, 大気汚染研究, 9, 287, 1974.
横山長之他, 大気汚染物質の拡散に関する研究, 公害資源研究所報告, 15, 1979.
岡本真一, 片谷教孝, 大気汚染の長距離輸送モデル, 天気, 35-8, 3, 1988.
J.N. Carras and D.J. Williams, The long-range dispersion of a plume from an isolated point source, Atmospheric Environment, 15, 2205, 1981.
- 29) 佐藤 浩, 恩田善雄, 富士山周辺の流れの風洞実験, 気象研究ノート118, 55, 1974.
H. Sato, Y. Oneda and T. Saito, Laboratory simulation of atmospheric turbulence: Generalization of arbitrary velocity distributions and model experiment around Mt. Fuji, Adv. Geophysics, 18 B, p. 241, 1974.
- 30) 北林興二, 地形地物を越える密度成層大気中のよどみ域および後流域の研究, 公害資源研究所報告, 22, 1982.
- 31) 塩谷正雄, 地物・小地形と風, 天気, 34-8, 3, 1987.
- 32) チェルノブイリの雲はどう流れたか -スウェーデン気象学者による追跡-, 技術と人間, 9, 52, 1987; 11, 76, 1987.
- 33) 吉川友章, 木村富士男, チェルノブイリ原子力発電所事故により放出された放射性物質の地球規模拡散シミュレーション, 保健物理, 22, 104, 1987.