

微粒子が気候を変える！ ～富士山から見たエアロゾルの気候影響～

○三浦和彦¹, 森 樹大¹, 五十嵐博己¹, 木村 駿¹, 伊藤佳樹¹, 齋藤天真¹, 平野至心¹, 永野勝裕¹, 桃井裕広², 矢吹正教³, 青木一真⁴, 大河内博⁵, 加藤俊吾⁶, 和田龍一⁷, 小林 拓⁸, 皆已幸也⁹, 鴨川仁¹⁰

1. 東京理科大学, 2. 千葉大, 3. 京都大学, 4. 富山大学, 5. 早稲田大学, 6. 東京都立大学, 7. 帝京科学大学, 8. 山梨大学, 9. 石川県立大学, 10. 静岡県立大学

1. はじめに

二酸化炭素の増加により地球の温度が上がっているのはご存知ですね。野村さんの発表にありましたように富士山頂の値も増加しています。でも地球を冷やす物質があることをご存知ですか？ 空気中に浮遊する微粒子, エアロゾル粒子です。PM_{2.5}もエアロゾルですが, それよりコロナウイルスの媒体としてご存知ですよ。この悪玉のエアロゾルですが, 地球を冷やす効果があります。太陽光を直接散乱・吸収する直接効果と, 雲の核(雲凝結核)になることで雲の特性を変える間接効果です。

エアロゾル粒子が爆発的に増加する現象があります。二酸化硫黄などの気体が粒子化する現象で新粒子生成(NPF)と呼んでいます。エアロゾル粒子濃度が高いところは都市ですが, 地球温暖化というと地球規模の問題ですから地球表面の7割を占める海洋上の大気中のNPFについて調べようと, 1989年から研究船で毎年のように観測をしていました。でも, 2003年の航海までほとんど観測されません。そして, その例も自由対流圏で生成したものが高気圧のもと, 沈降したものです。確かに, 航空機観測により自由対流圏においてNPFがしばしば観測されることが報告されています。しかし, 航空機は移動が速いため, NPFのメカニズムを解明するのは難しいです。NPFメカニズムを調べるためには, 自由対流圏での連続観測が求められていました。山で測ろうか！

そんな折, 気象研究所の五十嵐康人氏から, 「富士山測候所が無人化する前に見学しませんか」というメールが届きました。2004年8月11日のことでした。渡りに船とはこのことです。山頂まで登る自信がないので最初は躊躇しましたが, ブルドーザーで登るということで参加しました。そして2006年の夏から富士山頂での観測が始まりました。

2. 新粒子生成

富士山頂(3776m)における旧気象庁測候所において, 夏期のみですが2006年～2019年まで, 粒径約10～5000nmの大気エアロゾルの乾燥粒子の個数粒径分布を走査型移動度粒径測定器(SMPS)と光散乱式粒子計数器(OPC)を用いて測定しました。SMPSで測定した14.9～148.6nmの総粒子数濃度, 大きさ別に核生成モード(14.9～24.6nm), Aitkenモード(26.4～96.5nm), 蓄積モード(103.7～148.6nm)の粒子数濃度の経年変化を図1に示します。総粒子数濃度は2006年～2019年の14

年の間に約4分の1に減少しています。特に核生成モードの減少が著しいようです。

核生成モードのエアロゾルはNPFにより生成されますがイベントが起こると急激に高濃度になります。核生成モードが減少する原因としてNPOイベントの発生率が減少したのか, 一度のイベントにより発生する粒子数が減少したのかが考えられます。2006年から2019年のイベントの発生率の経年変化を表1に示します。富士山頂におけるイベントは, 2006年から2019年の全観測期間453日中291回観測されました。日中は8時, 夜間は22時にイベント観測数のピークを示しています(図2)。成長率(GR)は1.7～14.7nm/hとなり, 夜間より日中のGRの値が約1.3倍大きいことがわかりました。GRを用いてNPF発生時刻の推定を行ったところ, 日中(80%)と夜間(20%)の両方でNPFが発生していることが示唆される結果が得られました。この結果から光化学反応と暗反応の両方でNPFが発生している可能性があることが示唆されました。(五十嵐ら, 2020)

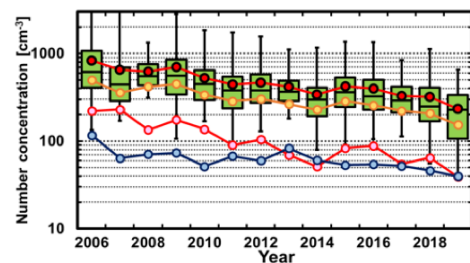


図1 総粒子数濃度の箱ひげ図・平均値(黒枠赤丸)と各モード(核生成モード(赤), エイトケンモード(黄), 蓄積モード(青))の平均値の経年変化(五十嵐, 2020)

表1 2006～2019年におけるイベント発生率・昼夜イベント発生回数
日中: 5～19時 夜間: 19時～翌5時

Year	Sample days	Total events		Daytime events		Nighttime events	
		Times	Fraction [%]	Times	Fraction [%]	Times	Fraction [%]
2006	23	11	47.8	8	72.7	3	27.3
2007	25	20	80.0	5	25.0	15	75.0
2008	20	12	60.0	3	25.0	9	75.0
2009	33	28	84.8	8	28.6	20	71.4
2010	33	23	69.7	9	39.1	14	60.9
2011	41	28	68.3	14	50.0	14	50.0
2012	31	25	80.6	7	28.0	18	72.0
2013	35	22	62.9	6	27.3	16	72.7
2014	25	8	32.0	4	50.0	4	50.0
2015	32	21	65.6	8	38.1	13	61.9
2016	39	27	69.2	21	77.8	6	22.2
2017	36	20	55.6	19	95.0	1	5.0
2018	39	25	64.1	22	88.0	3	12.0
2019	41	21	51.2	11	52.4	10	47.6
Total	453	291	64.2	145	49.8	146	50.2

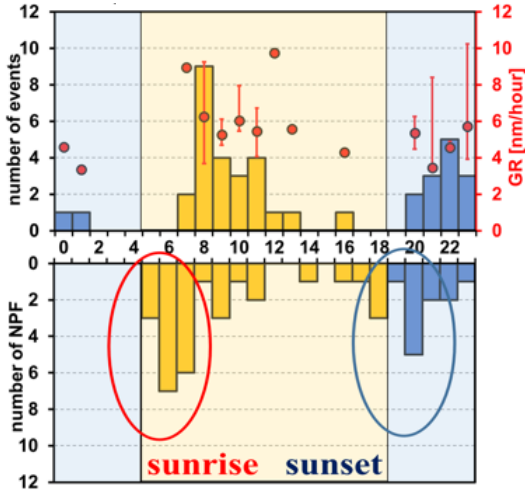


図2 富士山頂の新粒子生成イベントの発生率の経年変化と発生時刻（五十嵐、2020）

3. 粒子の成長

粒子数濃度の増減は直接効果にとって重要ですが、全ての粒子が雲凝結核 (CCN) として活性化するわけではありません。活性化臨界直径は自然条件の過飽和度において 50~150nm と報告されていますが、80nm 以上の粒子数濃度 (N_{80}) を CCN チャンバー (CCNC) で測定した実際の CCN 数濃度の代わりに、潜在的な CCN 数濃度として用いられます。図3に NPF イベント時の粒径分布の時間変化を示します。イベントの後モード径が 80nm を超えるまで成長しています。2014 年以後のデータを解析した結果、イベントの後 N_{80} が増加する例は 81 回のイベント中 34 例、モード径が 80nm を超えたのが 8 例、観測されました。図4にイベント前後の N_{80} の増加数濃度、増加率を示します。富士山頂では増加数は 85~240 個/cm³ と他の観測点と比較し小さいですが、増加率は 150~350% と他の観測点と同程度であることがわかりました。（木村ら、2021）

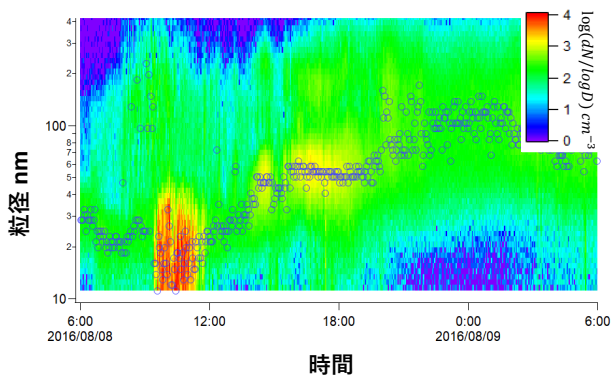


図3 モード径が 80nm まで成長した粒径分布の例（木村ら、2021）

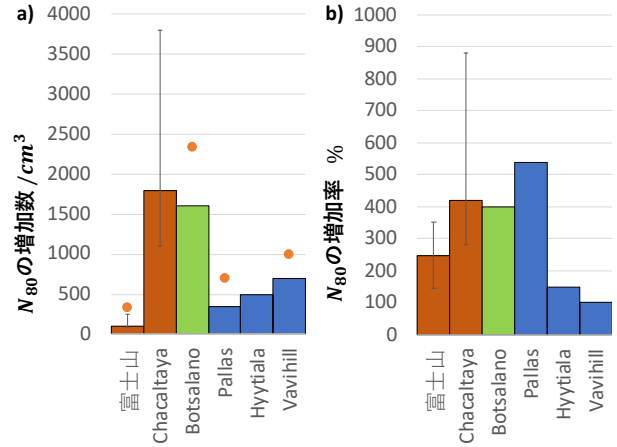


図4 いくつかの観測点でのNPFによる N_{80} のa) 増加数濃度とb) 増加率の中央値。エラーバーの下限と上限はそれぞれ第一四分位数と第三四分位数を表す。

4. 雲凝結核と吸湿パラメータ

CCN の活性化は、水蒸気過飽和度が高い、乾燥粒径が大きい、吸湿性が強いほど大きいですが、雲粒生成には粒径分布が最も影響することが示され、化学組成の代表値を用いても雲粒数を推定できる可能性が示されました（渡辺ら、2013）。そのため、さまざまな地域で CCN 特性を測定する必要があります。そこで、都市大気に関しては東京スカイツリー458m (TST) において、山岳大気に関しては富士山頂にある気象庁旧測候所において CCNC で測定しました。どちらのプラットフォームも雲に覆われることが多く、雲生成過程の実験所として最適です。化学組成を表す吸湿パラメータ (κ) の値は、富士山頂では約 0.4 であるのに対し、TST では約 0.2 であり、CCN として活性化しやすいことが示されました（図5）（佐藤ら、2018）。

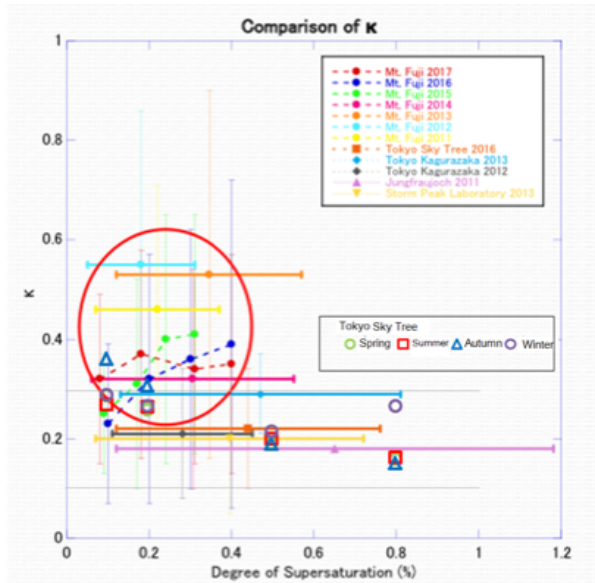


図5 各地における κ の値（佐藤ら(2018)を修正）

5. 実大気中の過飽和度と雲粒有効半径

では実際に雲粒(CD)になるでしょうか。

CCNC を用いて 4 つの設定過飽和度(SS=0.08, 0.18, 0.31, 0.40%)で CCN を測定しました。各設定過飽和度の CCN 数濃度と CD 数濃度の関係を図6に示します。1:1 ラインに近い部分(赤枠)においては設定過飽和度が実大気中の過飽和度に近いことを示しています。CCN 数濃度よりも CD 数濃度が高い場合(青枠)には、設定過飽和度が実大気中の過飽和度よりも低かったことを表しています。逆に CCN 数濃度よりも CD 数濃度が低い場合(緑枠)には、設定過飽和度が実大気中の過飽和度よりも高かったと考えられます。図6から富士山頂における大気中の過飽和度は 0.18%前後だと推定されました。

大気中の水蒸気量(雲水量; LWC)が一定の時、CCN 数濃度が高い程、CD 有効半径(R_{eff})が小さくなることが予想されます。多くの小さい CD からなる雲は少しの大きい CD からなる雲より散乱強度が強くと雲としての寿命も長いので、雲の冷却効果が強くなると言われています(Tomey 効果)。このことが富士山頂でも成立するかどうかを確認するために、過飽和度 0.18%の時の CCN 数濃度

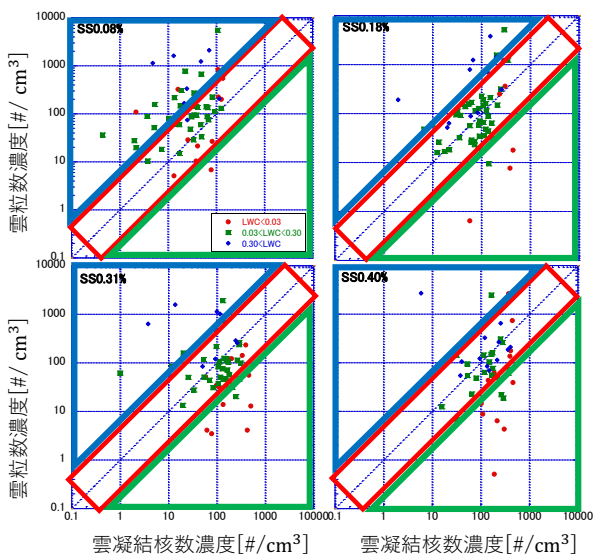


図6 雲水量別の CCN 数濃度と CD 数濃度の関係

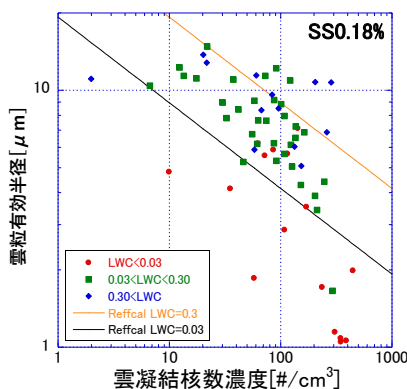


図7 雲水量別 CCN 数濃度と CD 有効半径の関係

と R_{eff} の関係を調べました(図7)。LWCの違いによりデータのマークを変えました。CCN 濃度が大きいほど R_{eff} が小さくなること、LWC が少なくなるほど R_{eff} が小さくなることが確認できました。図7には理論計算で求めた $LWC=0.03\text{mg/m}^3$ の時の関係を黒色線、 0.3mg/m^3 の時の関係を橙色線で示しました。この範囲内に相当する LWC の実測値(緑色)が含まれており、理論値と実測値がおおよそ一致することがわかりました。

6. おわりに

2006 年~2019 年の夏期の富士山頂での観測により、粒子濃度の経年変化、新粒子生成、雲凝結核への成長、雲凝結核、実大気中の過飽和度、雲粒の有効半径について多くの知見を得ることができました。しかし、富士山頂の NPF は夜間に起こることも多く、そのメカニズムはまだわかっていません。気塊の輸送過程を調べるために、流跡線解析やトレーサーとしてラドン濃度を測定し比較検討しました(横山ら, 2019)。また垂直分布の情報を得るために、係留気球、ゾンデ、ドローンによるその場観測や、スカイラジオメータ(桃井ら, 2020; 新沼ら, 2020; 齋藤ら, 2021)、ライダーによるリモート観測も行いました。前駆ガスとの反応、エアロゾルの化学組成(市毛ら, 2019)も含め、今後、メカニズムについて検討していきます。

謝辞

本研究の一部は、科研費基盤研究 A (17201007) (代表五十嵐康人, 2005-2007 年度), 基盤研究 C (22510019, 25340017) (2010~2015 年度), 東京理科大学特定研究助成金共同研究 (2008, 2011, 2013~2014, 2016 年度), 東京理科大学総合研究機構山岳大気研究部門・大気科学研究部門活動経費・活動補助費 (2011~2020 年度), 名古屋大学太陽地球環境研究所「地上ネットワーク観測大型共同研究」(2013~2016 年度), 京大生存圏ミッション研究 (2016 年度), 公益財団法人栗井英朗環境財団奨励金 (2016 年度), 千葉大学環境リモートセンシング研究センター共同利用 (2020) の助成により行われた。

参考文献

- 1) 五十嵐ら(2020), 第 13 回成果報告会講演予稿集, 33-36.
- 2) 木村ら(2021), 第 14 回成果報告会講演予稿集.
- 3) 渡辺ら(2013), 第 6 回成果報告会講演予稿集, 50-51.
- 4) 佐藤ら(2018), 第 11 回成果報告会講演予稿集, 42-43.
- 5) 横山ら(2019), 第 12 回成果報告会講演予稿集, 42-43.
- 6) 小菅ら(2018), 第 11 回成果報告会講演予稿集, 44-45.
- 7) 桃井ら(2020), 第 13 回成果報告会講演予稿集, 31-32.
- 8) 新沼ら(2020), 第 13 回成果報告会講演予稿集, 62-63.
- 9) 齋藤ら(2021), 第 14 回成果報告会講演予稿集.
- 10) 市毛ら(2019), 第 12 回成果報告会講演予稿集, 44-45.