

傾度風が弱い場合の東京湾地域から 中部山岳地域への大気汚染物質の長距離輸送(II)*

栗田 秀 實**

6. 気温の立体分布

中部山岳地域の佐久と関東平野の高崎における地上～海拔高度 3000 m の気温の鉛直分布（低層ゾンデ）の時間的変化を Fig. 17 に示す⁴⁰。中部山岳地域に熱的低気圧が発達した 7 月 29 日の佐久と高崎上空の気温を比較すると、夜間には佐久と高崎上空の気温差は小さいが、日中には佐久上空の気温は関東平野の高崎上空の気温よりも高度 700 m で 3.6°C、高度 700～3300 m の平均では、1.8°C 高く、中部山岳地域の熱的效果はほぼ高度 3360 m まで及んだ。また、Fig. 18 に示すように、中部山岳地域および関東地方の地上気温 (AMeDAS) の高度分布も、ほぼ佐久、高崎上空の気温の鉛直分布と一致している⁴⁰。これらのことから、中部山岳地域の熱的低気圧に吹き込む大規模風は、中部山岳地域と関東平野上空の空気の温度差によって生じた平地～台地風循環 (Mannouji⁴¹) に谷風 (斜面上昇風) が加わったものと考えられる。

7. 特異な気象条件下での長距離輸送

上田と長野で長距離輸送によると考えられるナイトスモッグが出現した 1982 年 7 月 23 日には、局地的な降水によって群馬県の北西部に形成された冷氣塊が平野部に向かって流下したため重力流^{42,43}が発生し、Fig. 19 に示すように、群馬県から埼玉県にかけて北西風の領域が形成された⁴⁴。この北西風の領域は 4 時頃に出現し、12～15 時にかけて極大となり、その後縮小し、22 時頃に消滅した。

北西風の領域が最も拡大した 15 時には、Fig. 20 に示すように、三浦から横浜の間は下層から上層まで一様に南風で、浦和から高崎の間は地上から高度 400 m 位までが北西風、その上に高度 1000 m 位まで東風の層があり、さらに上層は南風となっていた⁴⁴。このよ

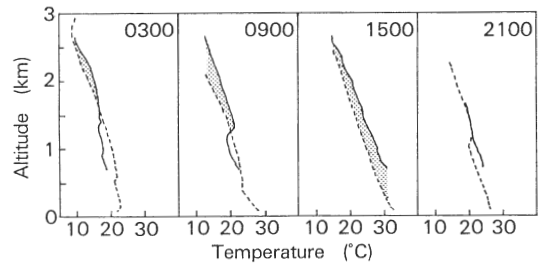


Fig. 17 Diurnal variations of vertical temperature profiles at Saku (central mountainous region) and Takasaki (Kanto Plain) on 29 July 1983.

—, Saku; ·····, Takasaki.

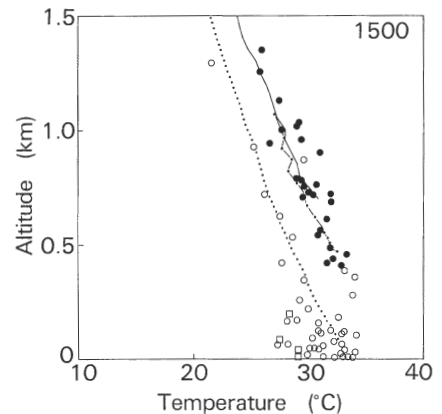


Fig. 18 Comparison of vertical temperature profile in the central mountainous region with that in the surrounding area on 29 July 1983. Vertical temperature profiles;

—, Saku; ·····, Ueda; ·····, Takasaki.

Surface air temperature (AMeDAS);

●, central mountainous region; ○, Kanto area; □, island in the Pacific Ocean.

* Long-Range Transport of Air Pollutants from Tokyo Bay Area to Central Mountainous Region under Light Gradient Winds (Part II)

** Hidemi KURITA (長野県衛生公害研究所) Nagano Research Institute for Health and Pollution

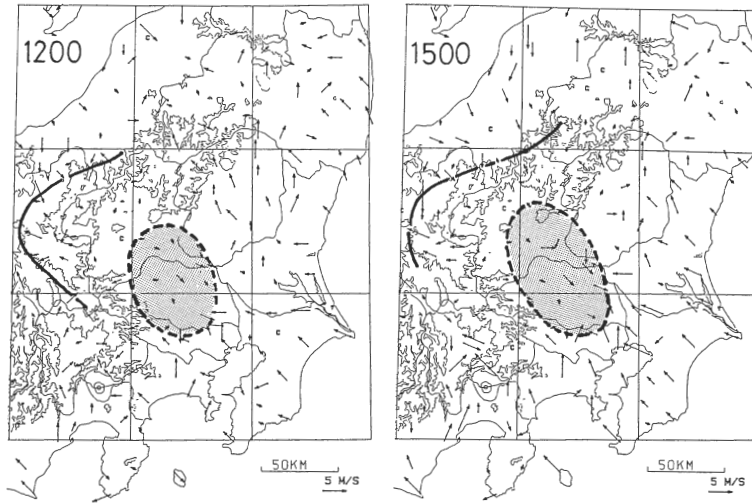


Fig. 19 Surface wind field on 23 July 1982. The thick solid line represents a convergence line between the wind from the Pacific Ocean and that from the Japan sea, the thick broken line represents a north west wind area observed in the northwestern part of Kanto area.

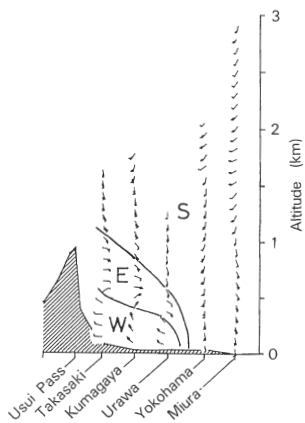


Fig. 20 Cross section of horizontal wind components along streamline at 1500 JST on 23 July 1982. Each full barb of wind allows representing 1ms^{-1} , and each half barb representing 0.5ms^{-1} .

うな風の立体構造からみて、この日は高度400～1000mの東風によって関東地方の大気汚染物質が長野県東部へ輸送されたと考えられる。

このことは、日中の大気汚染物質の輸送が熱的低気圧に吹き込む大規模風によって行われ、それより小規模の通常山谷風あるいは地表付近の小規模じょう乱等の現象は、その中に併呑ないし統合されることを示している。

8. 夜間の輸送

6節で述べたように、同一海拔高度で比較すると日中には中部山岳地域の気温は、関東平野の気温よりも

高いので、山岳地域に侵入した気塊は、峠越え時の断熱膨張によって山岳地域の大気と比べて低温多湿となる。このため長野県東部では、Fig. 21⁴⁰⁾に示すように、平野部から山岳地域に侵入した気塊の先端が到着するとともに急激な気温の低下と露点温度の上昇がみられる。このように、山岳地域に侵入した気塊は周囲の気塊に比べ密度が高く、重いため、熱的低気圧の吸引力による輸送機構に重力流^{42,43)}による輸送機構が加わって、侵入した気塊の日本海側への輸送が行われる。さらに、熱的低気圧が消滅する夜間には、この重力流による輸送機構に山風が相乗して汚染気塊の輸送を加速する。Uedaら⁴⁶⁾は大気汚染、気象の瞬時値の日記録データを用いてこのような重力流による汚染気塊の輸送機構を解析し、重力流ヘッドの後縁でOx濃度が上昇すると考えられることを示した。

9. 長距離輸送時の総観気象と高層気象の特徴

栗田・植田³⁰⁾、Kurita and Ueda³¹⁾は1979年5～9月の5カ月間(153日間)のデータを用いて長距離輸送発生日の総観気象および高層気象の特徴を解析した。長野の天気は雨以外の日のうちで3mb以上の強さの熱的低気圧の発生がみられた96日間について、熱的低気圧の中心位置を示したものがFig. 22である³⁰⁾。図中の数字は、解析領域内にある気象官署について、熱的低気圧の中心が至近位置にきた割合を示している。熱的低気圧の中心は松本または諏訪付近にあることが最も多く、これは平沢⁴⁶⁾の報告による1978～1980年の6～8月の熱的低気圧の発生状況とほぼ同

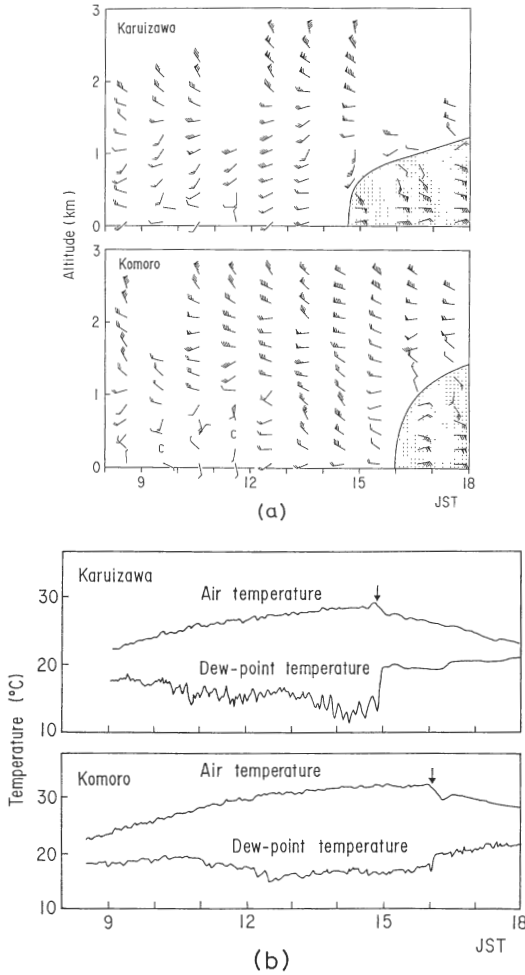


Fig. 21 Time variations of (a) wind profile and (b) air temperature and dew point temperature at Karuizawa and Komoro on 29 July 1983. Each full barb and pennant of wind allows in Fig. 21(a) representing 1ms^{-1} and 5ms^{-1} , respectively. Arrows in Fig. 21(b) indicate the time of penetration of large-scale wind from the Pacific Ocean side.

じ結果である。

本州中央部の南北方向の気圧傾度と熱的低気圧の中心位置の関係を、1979年5～9月の長野の天気は雨以外の日について Fig. 23 に示す³⁰⁾。熱的低気圧の中心が長野付近にある場合には気圧傾度の平均が $-1.0\text{mb}/100\text{km}$ で、日本海側の気圧が低く、松本および諏訪付近の場合には、それぞれ -0.2 および $0.2\text{mb}/100\text{km}$ で気圧の傾きがほとんどない。これに対して、中心が甲府付近にある場合には、気圧傾度の平均は $1.0\text{mb}/100\text{km}$ で太平洋側の気圧が低くなっている。このように、熱的低気圧は総観規模の気圧分布に重畳し

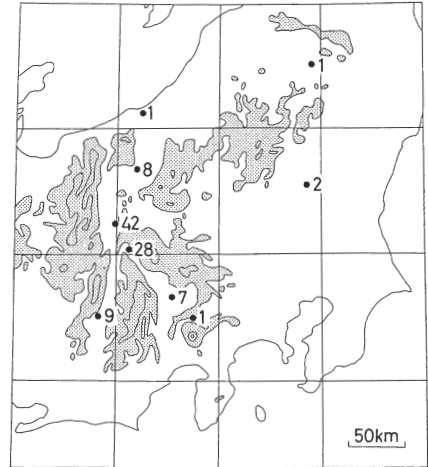


Fig. 22 Location of the thermal low center at 1500 JST from May to September 1979. Numbers denote the percentage at which the thermal low center locates at each site. Excluding those days on which the weather at Nagano was rainy and the intensity of the thermal low was less than 3mb .

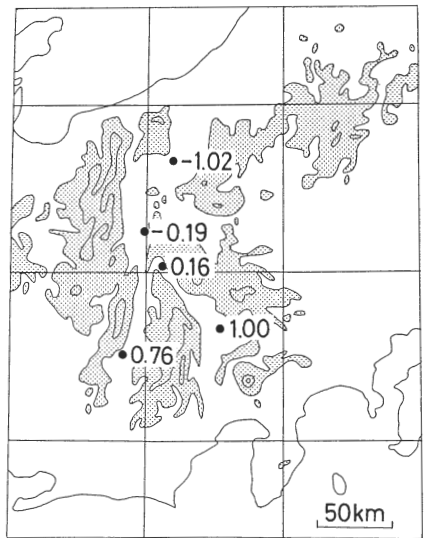


Fig. 23 Relation between the location of thermal low center and the synoptic-scale pressure gradient at 1500 JST from May to September 1979. Numbers denote the pressure gradient in the N-S direction in $\text{mb}/100\text{km}$. Excluding those days on which the weather at Nagano was rainy and the intensity of the thermal low was less than 3mb .

て形成されるため、その中心位置は総観規模の気圧分布の影響を受けて総観規模の気圧が低い方向に偏倚する。

Fig. 24 に示すように、上田で高濃度 Ox が出現し

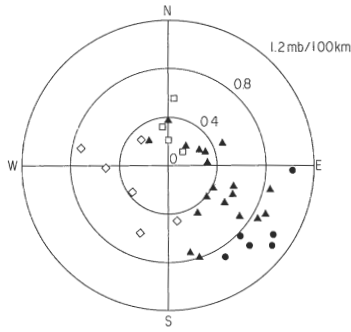


Fig. 24 Distribution of the synoptic-scale pressure gradient at 1500 JST from May to September 1979.

●, type NN; ▲, type ND; □, type DD-I; ◇, type DD-II.

た日の総観規模の気圧傾度をみると、Fig. 24に示すように、中部山岳地域北部の長野でナイトスモッグが出現したNNの場合には気圧傾度はやや強く、0.8~1.2mb/100kmで、気圧傾度角はおおむね南東であった³⁰⁾。また、NDの場合には気圧傾度は弱く、0.9mb/100km以下であり、気圧傾度角はおおむね東寄りであった。これに対し、DDの場合には、気圧傾度はNDの場合と同様に弱いが、気圧傾度角は北寄りまたは西寄り、NNおよびNDの場合と対照的であった。これらのことから、総観規模の気圧分布により、熱的低

気圧の中心位置、長距離輸送の到達範囲、さらには、ナイトスモッグの出現状況が決定されることがわか

Fig. 25に、館野における上層風の鉛直分布を示す³¹⁾。上空の風向は、NN、NDおよびDDのいずれの場合も700 mbより上層ではほとんどが西で、汚染気塊の輸送方向と逆方向であったが、上空の風速はナイトスモッグの出現状況によって著しい違いを示した。5~9月の5カ月間の平均と比較すると、DDの場合には平均的な風速分布とほぼ一致し、顕著な特徴はない。これに対しNN、NDの場合には上空の風は弱く、5カ月間の平均風速の1/2~2/3で、高度6000 mでも風速は10 ms⁻¹程度であった。NNとNDの場合には、このように上層風が弱いために、下層大気中で海陸風、山谷風等の局地風が発達し、これらの局地風が中部山岳地域に発達した熱的低気圧に流入する気流によって結合され、太平洋側と日本海側に2つの大規模な風系が形成される。

長距離輸送によって上田あるいは長野でナイトスモッグが出現した日(NN、ND)には、必ず高度1000~5000 mの間に逆転層ないしは安定層の存在が認められた。この逆転層ないし安定層は、その上部で湿度の急激な減少がみられる(Fig. 26)ことと、高気圧に覆われた日に上空に長時間(ほぼ24時間以上)継続して観測されることから、沈降性のものと考えられ

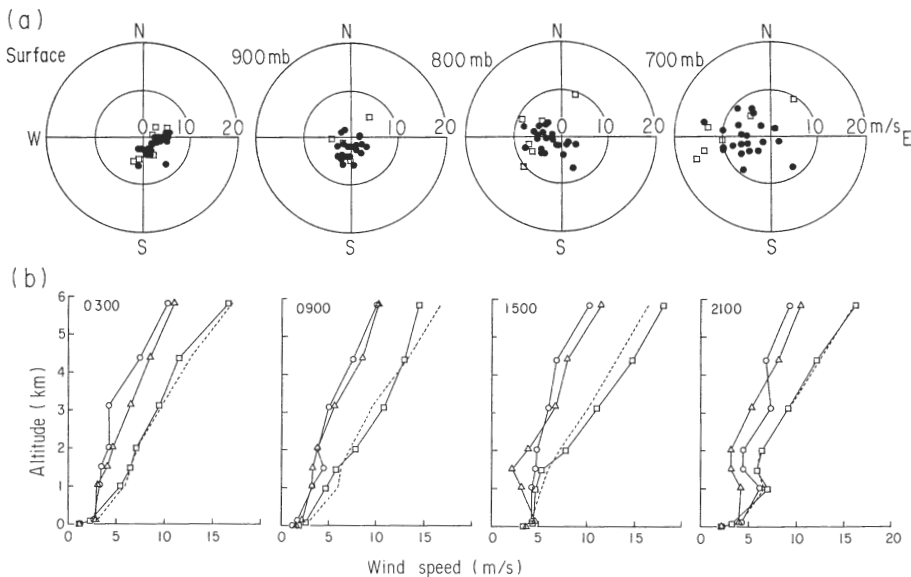


Fig. 25 Upper wind conditions at Tateno from May to September 1979.

(a) Distribution of wind speed and direction at 1500 JST.

●, types NN and ND; □, type DD.

(b) Vertical profiles of wind speed.

○, mean for type NN days; △, mean for type ND days;

□, mean for type DD days; ···, mean for the 5 months.

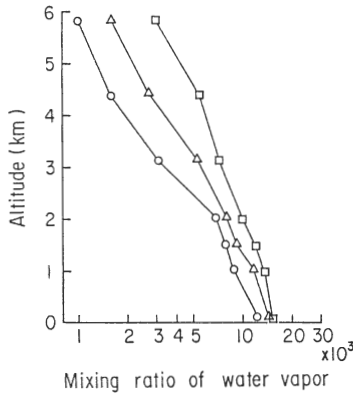


Fig. 26 Vertical profiles of mixing ratio of water vapor at Tateno at 0900 JST from May to September 1979.

- , mean for type NN days;
- △, mean for type ND days;
- , mean for type DD days.

る^{30,31})。このような安定層は水蒸気や汚染物質の鉛直上方への拡散を抑制するばかりでなく、運動量の鉛直拡散を抑制する (Ueda ら³², Komori ら⁴⁷)。このため、局地風は上方への発達を抑えられ、安定層より下層に閉じ込められて水平方向に拡がり、隣接する局地風と合体して、大気下層に比較的风速の大きい大規模な風系を形成すると考えられる。

これらのことから、上層風が弱いことと、沈降性逆転層の存在が、下層大気中における局地風の発達およびその合体による大規模風系の形成に必要な条件であると考えられる。

10. 長距離輸送の発生機構と汚染物質の輸送過程

Kurita et al.²⁷、栗田・植田³⁶)は長距離輸送発生日のデータを解析し、東京湾地域から中部山岳地域への大気汚染物質の長距離輸送が次のような機構によって発生することを示した。

午前中の弱風時に東京湾地域で生成された汚染気塊は、まず海風により、ついで広域的な海風によって東京湾地域から内陸の平野部へ輸送される。汚染気塊は熱的低気圧に吹き込む大規模風によってさらに内陸に輸送され、15～18時頃に関東地方北西部の高度1000 m以上の峠を越えて山岳地域へ侵入する。さらに、熱的低気圧が消滅した夜間には、汚染気塊は重力流として日本海側に向かって斜面を下降し、この重力流に山風が相乗して輸送を加速する。すなわち、日中における汚染物質の輸送は次のようないくつかの局地風が組み合わさって発生すると考えられる。まず、海陸の日平均温度の違いによって生じる陸向きの風 (準定常的な

風で小規模な季節風と考えられる、Ueda⁴⁸)が、いわゆる海陸風循環を構成する海風と重なり、広域的な海風 (extended sea breeze) を形成する (藤部・浅井⁴⁹)。この機構によって、中緯度地方では内陸部が平坦な場合に海風の侵入範囲が数10 km (Atkinson⁵⁰, Ozoë ら⁵¹) であるのに対し、広域的な海風はさらに内陸の奥部まで侵入する。さらに、内陸に山岳地域がある場合には、同一海拔高度で比較した海陸面の加熱され方の差異 (differential heating) によって山岳地域を中心として強い熱的低気圧が生成され、これに向って周辺地域から気流 (平地風+斜面上昇風) が吹き込む。

一方、前述したように総観規模の高気圧に伴って沈降性逆転層が形成され、この逆転層が運動量の上方への拡散を抑制して下層大気中の局地風を結合する働きをする。このような機構によって、日中の午後には下層大気中に地上風速の比較的大きな大規模な風系が形成される。Fig. 27 は、このような長距離輸送発生日の大規模な局地風系の形成過程および大気汚染物質の輸送過程を模式的に表わしたものである³⁶)。この図からわかるように、東京湾地域から中部山岳地域への大気汚染物質の輸送過程は、いくつかの素過程から成り立ち、それらが Fig. 28 に示すように時間的、空間的に結合して、長時間、長距離にわたって汚染物質を輸送する³⁶)。このような局地風の結合による長距離輸送は、その輸送機構において地形が重要な役割を果たしている点で、また局地風の結合によって汚染物質が輸送されるために、汚染物質の輸送方向と上層風 (西風) の風向が無関係である点で、従来、欧米で報告されている季節風による長距離輸送と著しく異なっている。

このような局地風の結合による長距離輸送の機構では、日中に山岳地域に形成される強い熱的低気圧が特徴的であり、また沿岸の平野部の風系と内陸の山岳地域の風系を結合させる役割を果たしている点で重要である。また、関東、甲信越地方にみられるような山岳地域、平野部、海洋から構成される複合的な地形、およびその空間的規模、また一日周期で変化する局地風系の時間的スケールは、この種の局地風の結合による大気汚染物質の長距離輸送の機構においてきわめて重要な要因となっている²⁹)。

11. 汚染気塊の変質

佐々木ら⁵²)は長距離輸送された汚染気塊の通過時に、内陸地域ではエアロゾル中の SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 NH_4^+ およびガス状の HNO_3 濃度が顕著に増加することを示した (Fig. 29)。また、ガス状の HNO_3 、 NH_3

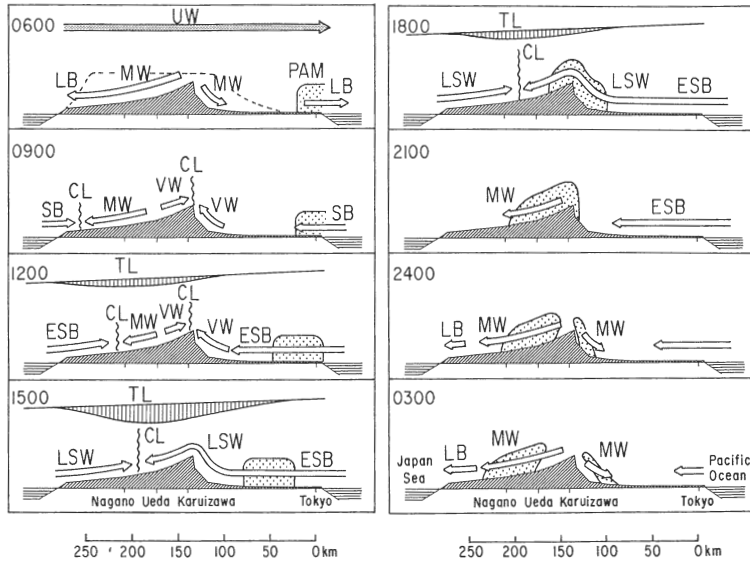


Fig. 27 Schematic diagram of transport process of the air pollutants from the coastal region to inland mountainous region. Broken line indicates the average altitude of the central mountainous region. ∇ , depression in sea-level pressure; PAM, polluted air mass; TL, thermal low; CL, convergence line; UW, upper wind (only indicated for 0600 JST); LB, land breeze; SB, sea breeze; MW, mountain wind; VW, valley wind; ESB, extended sea breeze; LSW, large scale wind blowing toward thermal low.

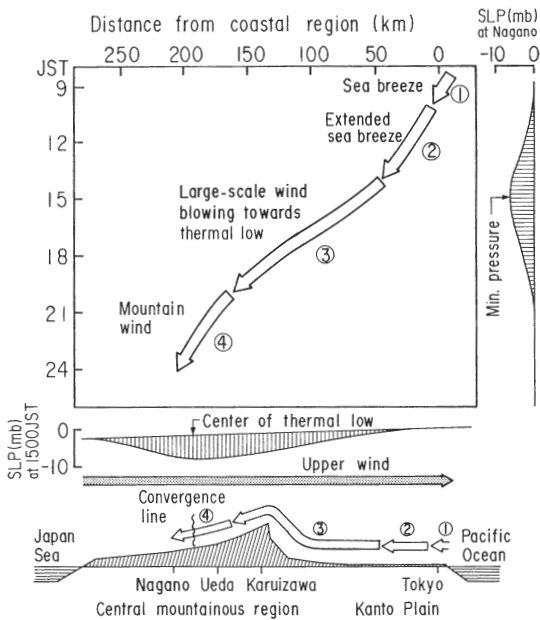


Fig. 28 Schematic diagram of transport mechanism. Arrows indicate the movement of the air pollutant. SLP denotes the variation in sea-level pressure.

と NH_4NO_3 粒子が主に気温、湿度に依存した平衡関係にあるため、汚染気塊の流入時刻が遅く、また海拔高度の高い長野県東部では気温の低下に伴って汚染気塊

中の HNO_3 の大部分がエアロゾル相に移行することを示した。Chang ら⁵³は大気汚染の輸送、拡散、反応、沈着モデルとして STEM-II モデル (Carmichael ら⁵⁴) を用いて、長距離輸送時における光化学反応によるオゾンの生成、平地—山岳間の気温および相対湿度の変化に伴う NH_4NO_3 粒子の生成の数値計算を行い、予測結果が観測結果と良く一致することを示した。

薩摩林ら⁵⁵は長距離輸送時には Ox 濃度とともに炭化水素濃度が増加し (Fig. 30)、なかでもトルエンの増加が著しく、炭化水素中に占めるその割合が輸送前の約 2 倍にもなったことを報告した。また、長距離輸送された汚染気塊中の炭化水素のアセチレン比は光化学反応により減少し、その減少率は光化学反応性の強い成分ほど大きいことを示した。さらに、この減少率から長距離輸送された汚染気塊中の OH ラジカル濃度を推定し、高崎—軽井沢間の平均値として $(1.5 \pm 0.2) \times 10^{-7} \text{ppm}$ という値を報告した。

Fig. 31 に長距離輸送時の流跡線上の大気汚染物質濃度の経時変化をラグランジュ的に示す^{29,36}。Ox 濃度は 9 ~ 14 時に急激に増加し、日の出 (5 時) から約 9.5 時間後の 14 時 30 分頃に最大 (131ppb) となり、夕方から夜間にかけて汚染気塊の輸送速度が減少するとともに次第に減少した。Ox 生成速度は 10 ~ 11 時に最大 (30ppbh^{-1}) となり、14 時頃に Ox の生成はほ

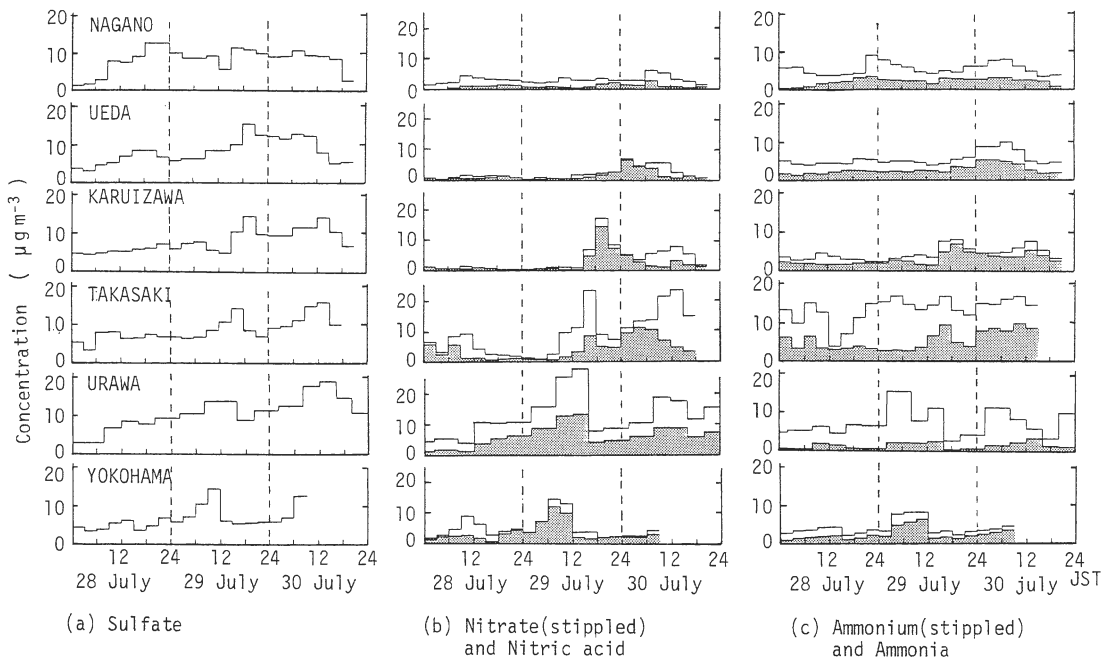


Fig. 29 Diurnal variations of gaseous and particulate pollutants from 28 to 30 July 1983⁵²⁾.

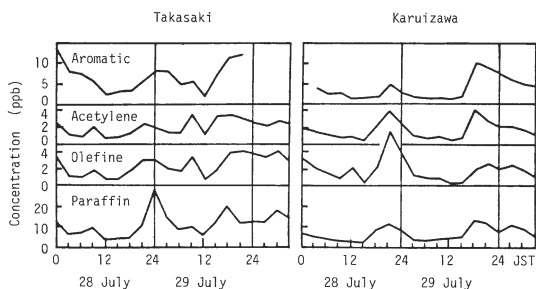


Fig. 30 Diurnal variations in paraffin, olefine, acetylene and aromatic hydrocarbon concentrations⁵⁵⁾.

ば終了した。炭化水素成分のうちで光化学反応性の高いエチレンの濃度は、オゾン生成反応の生成期(秋元⁵⁶⁾)にあたる11時には3.9 ppbであったが、直線的に減少して停止期の16時には1/2程度になった。一方、光化学反応性の低いアセチレンの濃度は、時間的にほとんど一定であった。このことは、エチレン濃度の減少が拡散に起因したのではなく、光化学反応によって生じたことを示していると考えられる。

このように、流跡線上の大気汚染物質濃度の経時変化のパターンはスモッグチャンバー実験の結果(たとえば秋元⁵⁶⁾)とよく一致し、両者の間に輸送中における汚染物質の沈着や新たな供給、照射光強度の時間的变化等のいくつかの条件の違いはあるものの、汚染気塊中ではスモッグチャンバー実験で観測されたと同様

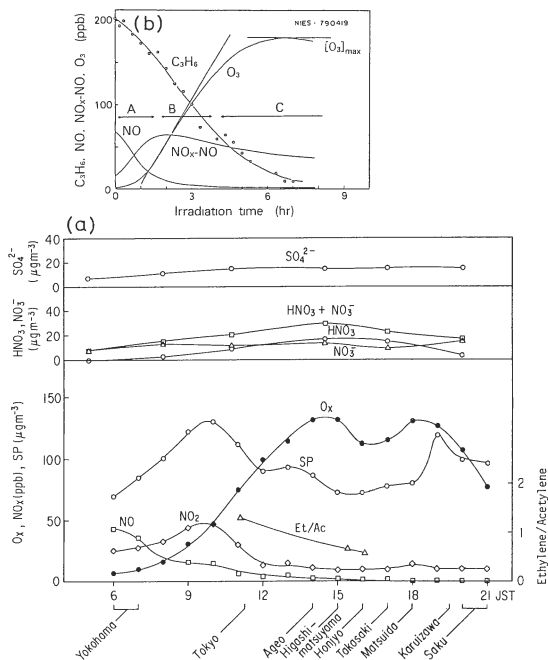


Fig. 31 (a) Time variation of the pollutant concentrations along the trajectory shown in Fig. 12 (b) on 29 July 1983. Et/Ac indicates the ratio of ethylene to acetylene (ppb/ppb). (b) An example of time variation of the concentrations of ozone, C₃H₆, NO and NO_x-NO in the photo-chemical smog chamber (from Akimoto⁵⁶⁾). A, inductive period; B, ozone formation period; C, termination period.

の光化学反応が進行していたことが確認された³⁶⁾。

12. ま と め

本稿で紹介した東京湾地域から中部山岳地域への大気汚染物質の長距離輸送現象は、この地域が海洋、その沿岸部に位置する大規模発生源地域、その背後の100 km オーダーの平野部、さらにその奥部の山岳地域という複合的な地形を有していることから、気象学のおよび化学的に興味深い次のような課題を含んでいる²⁹⁾。

気象学的な観点では、(1)海風の侵入範囲(～50 km)よりも内陸奥深くまで、標高1000 m以上の峠を越えて汚染気塊が輸送されるのは、どのような力学的機構によるか。(2)この輸送機構において海陸風、山谷風等の局地風はどのような役割を果たしているか。(3)この輸送機構は総観規模の気象条件あるいは高層気象とどのような関係を有しているか。(4)この輸送機構において山岳地域はどのような地形的および熱的効果を果たしているか。(5)汚染気塊がほとんど拡散しないで長距離輸送される理由は何か。(6)汚染気塊を輸送する風系はどのようにして形成され、どのような立体的構造を有しているか。(7)内陸の山岳地域に輸送された汚染気塊は、その後どのような挙動をするか。(8)この長距離輸送現象はどの位の空間的スケールを有し、また、どのくらいの頻度で発生するか。

一方、化学的観点では、(1)長距離輸送された気塊中における汚染物質の反応過程が、スモッグチャンバー実験、数値シミュレーション等で報告されているものと同じものであるかどうか。(2)汚染気塊が標高1000 m以上の峠を越えて山岳地域の内側へ侵入することに伴って汚染物質の化学的な組成にどのような変化が生じるか、すなわち峠越え時の断熱膨張に伴う気温の低下、湿度の増加によって汚染気塊中の化学成分の平衡関係がどのように変化するか。(3)汚染気塊中において大気汚染物質はどのような立体的な分布を示すか。

これらの課題は種々の局地風が汚染物質を次々とリレーして沿岸地域から内陸の山岳地域まで輸送するタイプの長距離輸送に共通する問題であり、したがって、ここで得られた長距離輸送の発生機構、汚染物質の輸送および変質過程についての知見は、他地域における同様の光化学大気汚染の輸送現象の解明に十分有効なものと考えられる。世界的にみても大都市、工業地帯等の大規模汚染源が臨海(あるいは臨湖)地域に集中する場合が多く、しかも背後に山岳地域をひかえている場合が多いことから、この種の長距離輸送についての研究が今後一層進展することが望まれる。

最後に、このような大気汚染の広域的な輸送現象を解明する上において、地方公共団体等の大気常時監視局、気象庁のアメダス、気象官署等の広域的な観測網による測定データが非常に有効かつ重要であることを記し、本稿でその一例として紹介した東京湾地域から中部山岳地域への大気汚染物質の長距離輸送の研究において、大気常時監視データの提供等のご便宜をお計りくださった地方公共団体の関係各位、ならびに本研究に深いご理解をお示しくださった当協議会会長氷見康二神奈川公害センター所長に深く感謝いたします。また、本稿を執筆するにあたり種々ご助言いただいた国立公害研究所大気環境計画研究室植田洋匡室長、ならびに共同研究を通して種々ご教示いただいた東京大学海洋研究所浅井富雄教授、木村龍治助教授はじめ文部省科学研究費「環境科学」特別研究「内陸域における大気汚染の動態」および「沿岸域から内陸域にいたる広域大気汚染に関する研究」研究班の皆様にも深く感謝いたします。(完)

— 引用 文 献 —

- 41) Mannouji, N.: A numerical experiment on the mountain and valley winds. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 60, No. 5, pp. 1085-1105, 1982.
- 42) Simpson, J. E., D. A. Mansfield and J. R. Milford: Inland penetration of sea-breeze fronts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 103, pp. 47-76, 1977.
- 43) Simpson, J. E. and R. E. Britter: A laboratory model of an atmospheric mesofront. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 106, pp. 485-500, 1980.
- 44) 栗田秀實, 若松伸司, 鶴野伊津志, 小川靖: 大気汚染物質の内陸地域への長距離輸送と局地風系の関係, 国立公害研究所研究報告, No. 72, pp. 187-196, 1985.
- 45) Ueda, H., S. Mitsumoto and H. Kurita: Flow mechanism for the long-range transport of air pollutants causing high concentration of oxidants in the nighttime. *J. Climate Appl. Meteor.* (accepted).
- 46) 平沢正信: 中部日本の熱的低気圧と地形および各種気象要素との関係, 日本気象学会1982年春季大会講演予稿集, p. 50, 1982.
- 47) Komori, S., H. Ueda, F. Ogino and T. Mizushima: Turbulence structure in stably stratified openchannel flow. *J. Fluid Mech.*, Vol. 130, pp. 13-26, 1983.
- 48) Ueda, H.: Effects of external parameters on the flow field in the coastal region-A linear model. *J. Climate Appl. Meteor.*, Vol. 22, No. 2, pp. 312-321, 1983.
- 49) 藤部文昭, 浅井富雄: 関東地方における局地図に関する研究, 第1部: 日変化を伴う風系の構造, *天気*, Vol. 26, No. 10, pp. 595-604, 1979.
- 50) Atkinson, B. W.: "Meso-scale atmospheric circulations". Academic Press, London, pp. 125-214, 1981.
- 51) Ozoe, H., T. Shibata, H. Sayama and H. Ueda: Characteristics of air pollution in the presence of land and sea breeze-A numerical simulation. *Atmos. Environ.*, Vol.

- 17, No. 1, pp. 35-42, 1983.
- 52) 佐々木一敏, 栗田秀實, 村野健太郎, 水落元之, 植田洋匡: 大気汚染物質の長距離輸送時における硫酸塩, 硝酸塩等の挙動, 大気汚染学会誌, Vol. 21, No. 3, pp. 216-225, 1986.
- 53) Chang, Y. -S., G. R. Carmichael, H. Kurita and H. Ueda: An investigation of the formation of ambient NH_4NO_3 aerosol. Atmos. Environ., Vol. 20, No. 10, pp. 1969-1977, 1986.
- 54) Carmichael, G. R., L. K. Peters and T. Kitada: A second generation model for regional-scale transport/chemistry/deposition. Atmos. Environ. Vol. 20, No. 1, pp. 173-188, 1986.
- 55) 薩摩林光, 笹井春雄, 栗田秀實, 植田洋匡: 長距離輸送時における炭化水素成分の特徴とその光化学反応, 大気汚染学会誌, Vol. 21, No. 3, pp. 226-235, 1986.
- 56) 秋元肇: 光化学スモッグチャンバーによるオゾン生成機構の研究, 国立公害研究所研究報告, No. 73, pp. 21-50, 1985.