

2.2. 種々の黄砂現象

2.2.1. 黄砂の発生の仕組み

黄砂の発生は以下のように説明される。強風によって発生する砂塵嵐で顕著なものは、温帯低気圧活動に伴っており、場所としては寒冷前線の後方に位置し、高気圧から低気圧中心や前線帯へ向けての強風が吹いている。強風と機械的な乱れが土壌粒子の舞い上がりの起動力となっていると思われる。

黄砂現象は日本では一般に春に多く見られるが、年によって変動があり、また顕著さの程度も種々である。砂漠のような恒常的な極乾燥地だけに発生するものであれば、その時の強風などの条件だけでダスト舞い上がりが決まるであろう。しかし、黄砂はむしろ半乾燥地で発生すると考えられるので、その時の強風などの気象条件だけでなく、舞い上がりを発生させるのに適した土壌表面状態が大きな要因となる。すなわち発生時以前の降雨などが関連する。

発生地のゴビ(中国・モンゴルの砂礫砂漠)、黄土高原、河西回廊などの半乾燥地では冬季に降雨が少ないこと及び冬から早春まで植生がないことが、ダストの舞い上がりに適した条件となる。

ダスト生成には風が関与するほか、土壌表面の状態が大きく影響する。表面状態とは土壌の構造(気相、液相、固相の割合と分布状態)、地表の植生、植生残渣の存在、表面粗度、土壌の団粒(かたまり)の粒径分布と土壌水分からなる。土壌の団粒の破壊は、凍結融解の繰り返しにより促進され、また強風の頻発が影響を与える。

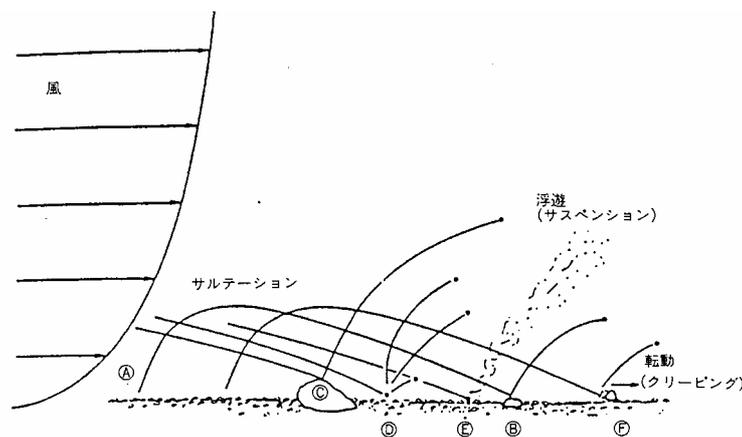
研究によると(村山 1991)、局所的な舞い上がりはどこでも、地上 10m の平均風速が 5m/s 以上であることが必要条件であり、砂塵嵐まで発達するにはゴビで約 10m/s、黄土高原とタクラマカン周辺地で 6m/s 程度が必要となる。

砂漠の砂や土壌粒子の運動は、風圧とせん断力によって起こるが、輸送運動のモードには、3 つあり、粒子の大きさが 1mm 以上のものが、転動(creeping)、50 μ m ~ 1mm のものが、躍動運動(saltation)、50 μ m 以下のものは、大気中に浮遊(suspension)運動をする(図 2 - 1)。粒子の舞い上がり機構は、粒径の異なる粒子の存在や、衝突が重要な役割を果たしている。

風により巻き上げられた砂塵は、中国国内では 7 ~ 8km まで拡散した状態で観測される。一般にこのような高度まで拡散した状態の場合には、強風を伴うことも珍しくなく、地域によっては装置の運用上の問題で観測不能の状態になることがあるので、この種の数値がどの程度代表性を持っているか不明である。

中国の沿岸部の近くになると、発生源付近で見られる極めて複雑な空間分布

状態が消え、また、粒子サイズの極めて大きいものはすでに落下してしまっていることが多い。それでも、低気圧に伴って強風域も移動しているため、発生源地の砂塵に加えて移動に伴って巻き上げられたさまざまな地表起源の粒子状物質が一緒になって沿岸部へ運ばれてくる。このために、地表付近 1~2km の高度に濃度が極めて高い層が見られることになる。このような層も、低気圧が中国沿岸部に到達した時点で、まだ発達段階であれば、上下の混合が激しいために、さらに上空のほうまで広がって行く。日本に運ばれて来る場合には、次第に長距離輸送のプロセスが目立つようになり、地表付近に加えて数キロ上空に高濃度層が現れる場合が増えてくる。日本においても、低気圧活動が盛んな場合には、上下の混合が盛んなために高濃度層は地上付近から 6~7km まで連続して現れる。



土壤粒子の三つの輸送モード (Greeley 他, 1985)
 地面へ及ぼされた風によるシヤー応力によって、A) 地面から粒子が持ち上げられ、風下へ運ばれ、B) 地面に衝突しはね返る。これをサルトーションという。C) 大きな団塊にぶつかった粒子は、弾性衝突で(多分侵食を生じ)はね返ってから、比較的大きなサルトーション流跡線をとる。D) で地面にぶつかった粒子は他の粒子のサルトーションのひきがねとなる。非常に微細な粒子(100 μm以下)を含む地面に当たったE) 粒子は、複数個の微細粒子を風のなかへスプレーする。これが浮遊に至る粒子である。大きな粒子にぶつかったF) 粒子は、大きな粒子を風下のほうへ転がさせる。これを衝突転動(匍行)という。

図 2 - 1 土壤粒子の 3 つの輸送モード (村山 1991)

2.2.2. 世界の風送ダスト

黄砂と同様の現象は、日本に限らず世界の多くの地域で観察されており、特に砂漠周辺ではごく普通にみられる現象である。なかでもサハラ砂漠から南イタリアに吹く乾熱風シロッコは代表的なもので、サハラの細粒物質を地中海地域に運び、「赤い雨」を降らせたり、地中海沿岸一帯の赤土(テラロッサ)の母材になったりすることが知られている。

砂塵嵐は、砂だけでなく大量のダストをも巻き上げる。砂(粒径およそ 2~0.06mm)とダスト(同 0.06mm 以下)とは、互いの粒径の差から、空中に浮遊する

高さ、距離、時間に大きな違いがある。砂塵嵐による砂の移動距離は短くその影響範囲は局地的である。例えば砂丘が移動すれば、砂漠周辺の人間にとっては直接、生活に影響する。一方、ダストは微細な粒子であるため、大気中を気流に乗って浮遊し、重力や降水によって地表に降下するまでより遠くへ運ばれる。

風送ダストは土壌粒子だけでなく、氷期に陸化した海底から舞い上げられた細粒物質、海浜や河床から飛ぶ微砂、火山灰、花粉や孢子類、プラントオパール、海塩などの自然物質や、自動車や工場から出る煤煙、都市の塵埃、放射性降下物などの人為物質から成る。ミネラルダストとは、自然物質のうち火山灰や花粉・孢子類・プラントオパール・海塩を除いたものを指しており、最も多量なのは、地面から生じた細砂・シルト(粒径約 0.06~0.004mm)、粘土(粒径約 0.004mm 以下)などの表土粒子である。

表土粒子は、植生に覆われず水分の少ない、細粒物質がむきだしになった地面ほど舞い上がりやすいため、乾燥地域をおもな発現地にしている。北半球中緯度域、北アフリカ - アラビア - 中央アジア一帯に最大の乾燥地域がひろがっているが、人工衛星からの観測では、ダストの発現が顕著な地域は、アフリカのサハラ砂漠と中国北部からモンゴルへかけての砂漠地域である(上田、岩田 1991)。

2.2.3. アジアンダストの長距離移動

アジアの砂漠起源のダストが海洋上空を西風により中緯度まで輸送され、北太平洋地域全体に存在することは、衛星観測により確認されている。そのため、SEAREX (Sea/Air Exchange Program)で北太平洋に展開している 5ヶ所のエアロゾルサンプリングのネットワークで観測されるミネラルダスト濃度を用いて、発生源、輸送、除去機構の解明が行われた。

その結果、北太平洋の全ての観測点で 2 月から 5 月にかけてミネラルダストの年最高濃度が観測され、アジアの風送ダストが長距離輸送の結果北太平洋まで到達していることを確認した。また、トラジェクトリー(流跡線)解析により、砂漠地域で高く持ち上げられたダストが輸送の過程で南に移動する際に徐々に沈降していくことが示されている。

一方、強い熱帯性の降雨によるダストの除去が、濃度の季節変化を支配していることも明らかとなった(Merrill 他 1989)。

2.2.4. 風送ダストの堆積

2.2.4.1. 気候変動の影響

黄砂の発生、輸送及び堆積量は、地球の気候変動の影響を強く受けている。従来は、低温期は一般に多雨の時代、高温期は乾燥の時代とされてきた。しかし、最近の研究によれば、その逆を示す多くの結果が得られている。北緯 30° から南緯 30° の間の陸地のうち、砂丘帯の面積は現在は、約 10% であるが、18,000 年前の氷床最拡大期は 50% を占め、南北両半球の中・高緯度でも最終氷期の乾燥度は高かった。砂丘帯は、最終氷期には南北半球のともに緯度 20 度付近を中心とする二つの大きな帯状の分布をみせ、現在に比べて北アフリカ、南アフリカ、オーストラリアの砂丘帯の発達が顕著である。一方、約 6000 年前には活動的な砂丘帯は、北米の数ヶ所とインドのタール砂漠に、小規模に残るのみであった。

北西アフリカ沖合いでは、サハラ砂漠からの最終氷期の風送ダスト堆積速度は、完新世(現在)の約 6 倍であった。中国起源の風送ダストが飛来する日本の場合も、やはり最終氷期のほうが完新世の 3~4 倍程度、堆積速度が速い。そのころ、ゴビ砂漠での低気圧による砂塵嵐の頻度も高く、偏西風ジェット気流も、より効果的に風送ダストを運んだと考えられている(上田、岩田 1991)。

2.2.4.2. 黄土高原の形成

現在の黄砂は中国内陸部の砂漠から運ばれて来るものがほとんどであるが、約 7.5 万~1 万年前の最終氷期には、タクラマカンやゴビなど中緯度に分布する砂漠のほかに、中国東北部、モンゴル、シベリアなどアジア大陸北方に広がる先カンブリア岩分布地域からも飛来していた。最終氷期のアジア大陸北方地域はシベリア高気圧が優勢であったために砂漠が広がっていた。この北方砂漠から、強い冬季北西季節風によって韓国や日本列島の瀬戸内海から北海道にかけて細粒物質がさかんに運ばれていた。さらに宮古島から与那国島には、中国南部あるいはチベット高原から冬の亜熱帯ジェット気流によって運ばれた細粒物質もあったと考えられている。

風送ダストが堆積したものをレスと呼んでおり、中国北部のものを特に黄土と呼ぶ。レスは世界の陸上、海底に広く分布している。レス(黄土)が堆積し始めたのは、中国黄土高原では約 250 万年前からであり、その多くが約 200 万年前から始まった第四紀に入ってからである。チベット高原の隆起によって熱帯との大気循環が遮断され、中国内陸部が乾燥するようになったからであろうと推定されている。(成瀬 1996)。

2.2.4.3. 日本における風送ダストの堆積

中国黄土高原での研究成果を踏まえながら日本列島における風送ダストの堆積環境の変化、特にその量的変化を明らかにすることによって、東アジア古環境変動を考察した結果、以下のような点が明らかになっている。

1) 最終間氷期(約 12 万年前)の風送ダスト堆積量は $3 \sim 7\text{g}/10\text{cm}^3$ 、最終氷期(7 万年～1 万年前)は $12\text{g}/10\text{cm}^3$ 、そして完新世(1 万年前～現在)は $3 \sim 4\text{g}/10\text{cm}^3$ であり、最終氷期に風送ダスト堆積量が多く、最終間氷期と完新世に少ない結果は、中国黄土高原の風送ダスト輸送量の変化と関係している。

2) 日本海沿岸の最終氷期では黄土高原の風送ダスト輸送量、日本列島の風送ダスト堆積量ともに 7～6 万年前と 1.8 万年前に多い。この両時期に、発達した氷河が中国の乾燥・半乾燥地域にレス物質を多く供給したことと、偏西風が強くなったことが、黄土高原に黄土、日本列島に風送ダストの堆積を増大させた可能性がある。日本列島の風送ダスト堆積量も 1～2.5 万年前に多く、東に向かうほどその量は減少する。

3) 日本列島の風送ダスト堆積量は、黄土高原と異なって 7～6 万年前よりも 1.8 万年前に極大期がある。それは、大陸から飛来した風送ダストに加えて、1.8 万年前に最も広く陸化した大陸棚から吹き上げられた風送ダストが加わったことによる。

4) 黄土高原では 1 万年前からダストフラックスが急減するが、日本列島では 6300 年前以後に減少する。後氷期の海面上昇が大陸棚の陸化面積を減少させたことや偏西風が衰退したためであろう(成瀬 1993)。

以上のように、風送ダストの堆積は、地質学的に見れば、過去わが国に大きな影響を与えてきたといえよう。