

卒業論文

地球と火星におけるダストデビル

DUST DEVILS ON EARTH AND MARS

神戸大学理学部地球惑星科学科

伊藤 宏記

平成20年2月29日

要旨

本論文は, Balme and Greeley (2006) に基づき, 地球および火星に見られるダストデビルについてまとめたものである.

ダストデビルは, 地球や火星で見られる小さな粒を取り込んだ鉛直の対流性の渦で, 強い風の回転速度, 著しい静電場やその中心での圧力の低下や温度の上昇によって特徴づけられる. 地球では, ダストデビルは, ダスト循環において境界層の風に付随するものである. しかし, 火星では, ダストデビルは, 持続する大気のかすみの背景に寄与しているようである. そして, 表面上で足跡 (通った際にできる跡) の形態を通して, 表面のアルベドに影響を及ぼし, 火星の気候に影響を及ぼしているようである. 高解像度の数値シミュレーションや, 熱物理のスケーリングモデルは, 火星でダストデビルのような渦をうまく描いている. しかし, ダストデビルの影響を火星の全球ダスト循環に組み込むには, まだ問題がある. ダストデビルの浸食能力や, 信頼性のあるパラメータ化や, 信頼できる時間分布や空間分布のデータには, まだ, ダストデビルの影響の完全なモデルを構築し, 試すことが求められている.

目次

第1章	はじめに	4
第2章	地球のダストデビル	7
2.1	一般的な特徴	7
2.1.1	大きさと形状	7
2.1.2	回転方向	8
2.1.3	発生率の日変化	9
2.1.4	地理的分布と季節による発生率変化	10
2.1.5	寿命と発生頻度	12
2.2	詳細な観測	13
2.2.1	風速の構造	13
2.2.2	気温の偏位	16
2.2.3	気圧の偏位	16
2.2.4	電氣的・磁氣的な構造	17
2.2.5	ダストデビルによる地表面の物質の取り込み	18
第3章	火星のダストデビル	25
3.1	一般的な特徴	25
3.1.1	大きさと形状	25
3.1.2	回転方向	26

3.1.3	発生率の日変化	27
3.1.4	地理的分布と季節による発生率変化	27
3.2	詳細な観測	28
3.2.1	風速の構造	28
3.2.2	気圧の偏位	29
3.2.3	気温の偏位	29
3.2.4	ダストデビルによる地表面物質の取り込み	29
第4章	ダストデビルの形成過程	32
4.1	形成過程に関するこれまでの研究	32
4.2	渦度のソース	33
4.3	ダストデビルの熱力学およびエネルギーのバランス	34
第5章	ダストデビルの火星の気候への影響	37
第6章	まとめ	42
	謝辞	44
	参考文献	45

図目次

1.1	地球のダストデビル (Balme and Greeley, 2006)	5
1.2	火星のダストデビル (Balme and Greeley, 2006)	6
2.1	6つの研究についてのダストデビルの直径の頻度分布 (Balme and Greeley, 2006)	20

2.2	様々な形態のダストデビルの形態 (Balme and Greeley, 2006)	21
2.3	Ryan and Carroll (1970) による風速のデータ (Balme and Greeley, 2006)	21
2.4	モジャブ砂漠の直径 2m のダストデビルの水平風速についての時系列断面図 (Metzger et al., 2004a)	22
2.5	Rankine 渦の接線速度構造 (Balme and Greeley, 2006)	22
2.6	ダストデビル内の鉛直流 (Balme and Greeley, 2006)	23
2.7	ダストデビル内の風速構造の一般化 (Balme and Greeley, 2006)	24
5.1	地球と火星の環境でのケイ酸塩物質の密度における境界層の限界摩擦速度 (Greeley and Iversen, 1985)	38

表目次

2.1	ダストデビルの回転方向 (Balme and Greeley, 2006)	9
2.2	観測されたダストデビルの発生頻度 (Balme and Greeley, 2006)	13
2.3	現地観測によるダストデビル内の風速 (Balme and Greeley, 2006)	14
2.4	現地観測によるダストデビルの中心の温度の偏位 (Balme and Greeley (2006) の図を和訳)	17
2.5	現地で観測されたダストデビルの圧力降下 (Balme and Greeley, 2006)	17
3.1	火星のダストデビルの観測をまとめた表 (Balme and Greeley, 2006)	26
4.1	地球と火星のダストデビルについてのロスビー数の見積もり (Balme and Greeley, 2006)	34

第1章 はじめに

ダストデビル^{†1}は取り込んだダストや砂によって可視化されたつむじ風であり、日射によって地表面付近の空気が熱せらることで起こる上昇螺旋運動をする流れである。その外観は竜巻の漏斗雲を思わせる形状であり、水平スケールが小さくコリオリ力の影響が無視できるため旋衡風としてふるまうことや、上昇気流を伴う螺旋運動をする点でも同様であるが、発生機構の異なる別の現象である。

ダストデビルについての研究は一世紀以上もの間行われてきたが、対流や乾燥地帯での侵食や堆積物の輸送といった他の気象研究の付加物として扱われることが多かった。また、地球のダストデビル(図 1.1)に関する研究は何十年間もの間行われてきたが、最近では、いくつかの火星探査によって、火星でもダストデビル(図 1.2)が発生していることがわかってきており、大気へのダスト注入や足跡(ダストデビルが通過する際に地表面にできる跡)による地面のアルベドの変化によって、火星の気候に影響を及ぼしているようである。

本論文では、ダストデビルに関するレビューである Balme and Greeley (2006) に基づき、地球および火星に見られるダストデビルについて紹介する。第 2 章では、地球のダストデビルに見られる一般的な特徴についてまとめる。第 3 章では、火星のダストデビルに見られる特徴についてまとめる。第 4 章では、ダストデビルの発生機構について述べる。第 5 章では、ダストデビルが火星の気候に影響、あるいは寄与しているのかについて述べる。第 6 章は、本論文のまとめである。

^{†1}“dust devil”は日本語では「塵旋風」と訳されるが、本文中では「ダストデビル」と書くことにする。



図 1.1: 地球のダストデビル.

(a) アメリカのネバダ州エルドラドプラヤの大きいダストデビル. 地上付近の物質の不完全であるが構成されたふちをもっており, 中心がはっきりみえる. 画像著作権は S. Metzger/M. Balme/T. Ringrose, Planetary Science Institute, Tucson, and Open University, Milton Keynes.

(b) a と同じダストデビル. 直径は ~ 20m. ダストを大量に取り込んでいる. 画像著作権は Image credit S. Metzger/M. Balme/T. Ringrose, Planetary Science Institute, Tucson, and Open University, Milton Keynes.

(c) アメリカのアリゾナ州エロイでダストを大量に取り込んだダストデビル. 直径数 m. 中心がはっきりしており, 底部がすり鉢状である. 画像著作権は L. Neakrase, Arizona State University, Tempe.

(d) はっきりとした構造をもたないダストデビル. このようなダストデビルは, 円柱状のものよりよく起こる. 画像著作権は S. Metzger, Planetary Science Institute, Tucson.

(Balme and Greeley, 2006)

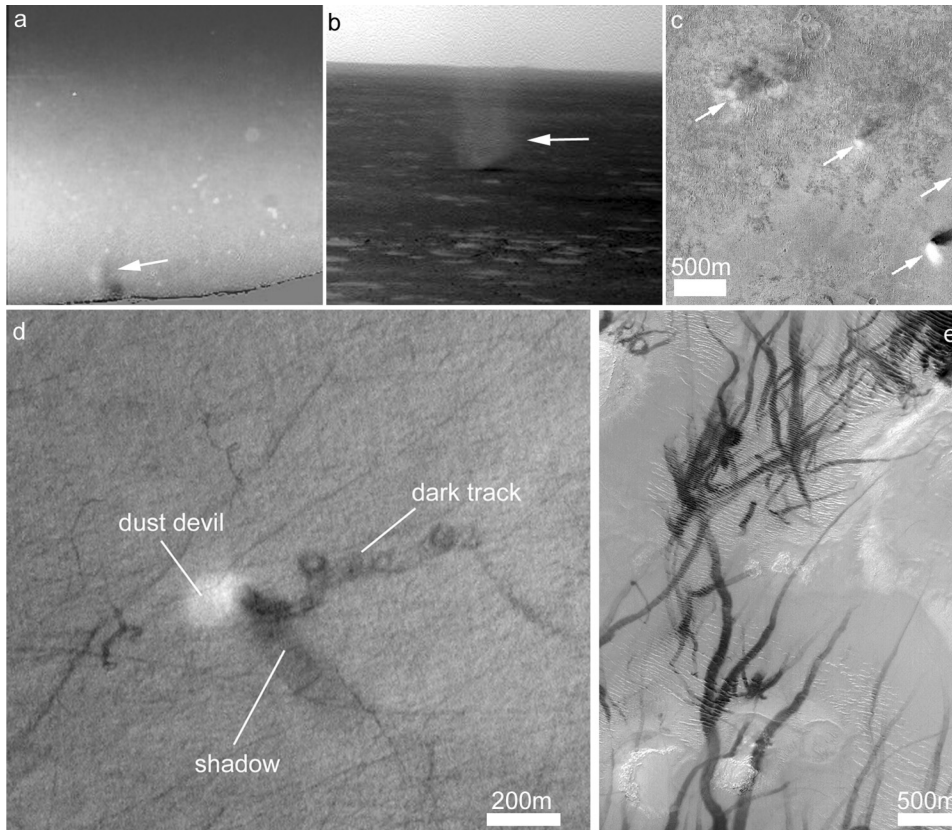


図 1.2: 火星のダストデビル.

(a) MPF-IMP(Mars Pathfinder-Imager for Mars Pathfinde) データで観察されたダストデビルの円柱の着色画像. 直径は 10-20m と見積もられている (Metzger et al., 1999). 大気のかすみによって, ダストデビルを抽出するためには十分な画像処理が必要である. 著作権は 2000 IEEE. NASA MPF images 165020033, 165020103, and 165020173 から作図されたものである.

(b) MER Spirit Navigation のカメラ画像の中で, 地表から観測されたダストデビル. 直径は数十 m. 画像番号は 2N170391683ESFAAFQP1560L0M1, sol 496. 画像著作権は NASA/Jet Propulsion Laboratory (JPL).

(c) 軌道船から観測された火星の地表面のダストデビル. 矢印のついた鉛直の渦として見える. 直径は ~ 100m. 南西から日がさしている. MOC NA(Mars Orbiter Camera Narrow Angle) image R1104573(Malin Space Science Systems image of the day MOC2-600) によって撮られたものである. 画像著作権は NASA/JPL/Malin Space Science Systems.

(d) MOC NA image M1001267 で観測された直径 ~ 100m のダストデビルとその足跡. 画像著作権は NASA/JPL/Malin Space Science Systems.

(e) 波打つような砂丘上の複数のダストデビルの足跡. このような MOC NA 画像はしばしば数百のダストデビルの足跡を含む. NASA Planetary Image Atlas image PIA02376 によるものである. 画像著作権は NASA/JPL/Malin Space Science Systems.

(Balme and Greeley, 2006)

第2章 地球のダストデビル

2.1 一般的な特徴

2.1.1 大きさと形状

これまでに地球で観測されてきた多くのダストデビルは、その幅よりも少なくとも5倍の高さがある (Hess and Spillane, 1990). しかし、その高さより極端に高く、また細長くなることや、あるいは高さよりも幅が広くなることがある。ダストデビルは、非常に大量の地上付近の粒子を取り込んで (Sinclair, 1973), 明確な円柱状の中心部が存在するとき、しばしば動く方向に対して 10° 傾き (McGinnigle, 1966; Sinclair, 1973; Mattsson et al., 1993), また、ウインドシアによって曲げられたり曲がりくねったりすることがある。

ダストデビルの高さは、数 m から 1km であり、たいてい直径は 100m 以下である (Mattsson et al., 1993). Sinclair (1965), Flower (1936), Williams (1948) のデータは、ダストデビルの 12 % は 3m 以下の高さで、50 % は 3-50m, 33 % は 50-300m, そしてたった 8 % が 300m 以上の高さをもつことを示唆している。しかし、Bell (1967) は、空から観測された 1000-2500m の高さのダストデビルを報告している。ダストデビルの高さは、おそらく大気の状態と取り込まれた物質の種類によって決定され (Ives, 1947), ダストデビルの可視の高さは、ダストデビルの取り込む物質がどれほど、またどの高さまで運ばれうるかに左右される。Sinclair (1966) は、典型的なダストデビルの鉛直構造を 3つの部分に振り分けた。1つ目の部分は地表面と接触している部分である。この1つ目の部分は大量に粒子を取り込んでおり、また乱流的な流入がダストデビルの中心に対して起こる渦境界層から成る。2つ目の部分はダストデビルの中心となる部分は、円柱と周囲の空気の間でわずかに交換される状態の回転しているダストのほぼ鉛直の円柱によって特徴づけられる。3つ目の部分はダストデビルの頂上の部分であり、回転は衰え、ダストは周囲の大気に排出されている。

Sinclair (1965, 1969), Ryan and Carroll (1970), また Snow and McClelland (1990) は、多くのダストデビルをサンプリングして、直径の詳細な統計的測定を

行った。図 2.1 で示すように、結果によると、平均直径は～7 m である。ただし、より小さいサイズに対しては分布が非対称^{†1} である。しかしながら、Snow and McClelland (1990) と Metzger (1999) は、小さいダストデビルは、スポッティング測量において、観測のときに離れていた距離のために実際より少なく報告されているということを示唆している。例外は、図 2.1d で示されている、たった 500 × 300m の研究範囲しか用いていない Carroll and Ryan (1970) の研究である。なぜなら、彼らの研究範囲は狭く、スポッティングデータは極端に信頼でき、また、発生頻度は正反対にサイズと関係していることを示唆している。Renno and Bluestein (2001) は、第 4 章で論じるように、有効な大気鉛直渦度は、ダストデビルの直径を支配していることを示唆している。

ダストデビルの形態 (図 2.2) は、円柱状のものから逆円錐形まで、様々である (Metzger, 1999)。Metzger (1999) は、Eldorado Valley 地域で観測されたダストデビルの～95% が V 字型で、たった～4% だけがはっきりとした明確な円柱であることを発見した。典型的なダストデビルの下部の形状は、頂点が地面に触れているか、あるいは地面の近くにある逆円錐形 (Ives, 1947; McGinnigle, 1966) や、あるいは、地上付近でより円柱状に近い形になった凸状形 (Sinclair, 1973) が観測されている。いくつかの研究 (Sinclair, 1973; Balme et al., 2003a) において、ダストのない中心部は、観測されたほとんどのダストデビルが中心部にダストがなかったが、他の研究では、中心部にダストがないものはめったに見られていない (Metzger, 1999)。Metzger (1999) は、地域によってダストデビルの形状が異なることを示唆している。例えば、平滑なプラヤでは、円柱状の渦がわずかにありふれていて、より起伏が多い沖積平野では、V 字型の渦がより高い頻度で見られる。このことは、ダストデビルの強さや回転は別として、粒子の大きさや密度の違いが、観測される形態の多様性を生んでいることを示唆している。

最後に、ダストデビルは、頻繁に副渦 (subvortices) を含み、(Williams, 1948; Sinclair, 1973; Ryan and Carroll, 1970; Hallett and Hoffer, 1971; Metzger, 1999; Balme et al., 2003a)、あるいはその通った跡を追って寄生する渦をもつ (Williams, 1948)。Hallett and Hoffer (1971) は、副渦が消失、解体して、再形成したことを描写している。Metzger (1999) は、個々のダストデビルは、それらが動くとき、特に異なる地形のところに動いていってその上で動くときに、形を変え、またしばしば再形成されるまえに消滅するということに注目している。

2.1.2 回転方向

ダストデビルの回転方向に傾向があるかどうかは、議論の余地がある問題である (Durward, 1931; Flower, 1936; Williams, 1948; Sinclair, 1965)。表 2.1 は、回転方向

^{†1}非対称な分布とは、データが平均のまわりに対称に分布していないことをいう。

を測量したものをまとめており、低気圧性とその反対回りの流れが同程度で起こっていることを示しているが、一方で大きいダストデビル(直径が25m以上のもの)は低気圧性の回転をする傾向がある(65%が低気圧性の回転方向(Sinclair, 1965)). Brooks (1960) は、観測された100個のダストデビルのすべてが低気圧性の回転であったことを発見したが、観測者が回転方向を識別するのはしばしば難しいことに注意しなければならない。この難点を克服するため、Sinclair (1965) は、二人の独立した観測者が一致したときの詳細な測量だけを算入した。彼のデータは、回転の向きの傾向が全く明らかでないことを示しており、Brooks (1960) のデータは特異である。ダストデビルは回転方向に傾向をもたないという結論は、最も大きいダストデビルに対するコリオリの効果による慣性の大体の比率が、地球の自転に影響されるには小さすぎる(Morton, 1966) という理論によく合致する。最後に、不可解なことに、回転の向きが完全に反転した複数のダストデビルが観測されたことがいくつかあった(Williams, 1948).

Source	N_{total}	$N_{\text{(cyclonic)}}$	$N_{\text{(anticyclonic)}}$	Notes
<i>Durward</i> [1931]	29	30	0	very small whirls, height < 1 m
<i>Flower</i> [1936]	374	199	175	
<i>Williams</i> [1948]	21	9	12	
<i>Brooks</i> [1960]	100	100	0	
<i>Sinclair</i> [1965]	144	60	84	Sinclair's own data
J. E. McDonald (1960)	38	9	29	reported by <i>Sinclair</i> [1965]
CDOP	88	53	35	reported by <i>Sinclair</i> [1965]
<i>Carroll and Ryan</i> [1970]	588	314	274	
<i>Fitzjarrald</i> [1973]	154	86	68	same location as <i>Carroll and Ryan</i> [1970]
Total	1536	860 (56%)	677 (44%)	

表 2.1: ダストデビルの観測された回転方向。 N_{total} は、信頼性をもって回転方向が見分けられた観測におけるダストデビルの総数。 $N_{\text{(cyclonic)}}$ は低気圧性の回転をもったものの数。 $N_{\text{(anticyclonic)}}$ は高気圧性のものの数。合計したものは、回転方向に傾向はないことを示唆している。CDOP は、Cooperative Dust Devil Observation Program の略称である。

(Balme and Greeley, 2006)

2.1.3 発生率の日変化

ダストデビルは、昼前と昼過ぎに最も頻繁に発生する(Flower, 1936; Williams, 1948; Sinclair, 1969; Hallett and Hoffer, 1971; Snow and McClelland, 1990; Mattsson et al., 1993; Metzger, 1999)。ダストデビルは10時前、あるいは17時半以降はめったに発生しない(Sinclair, 1969; Snow and McClelland, 1990; Mattsson et al., 1993; Metzger, 1999)。Sinclair (1969) と Metzger (1999) は、ダストデビルの大きさが一日を通して一定でないことに注目した。Sinclair (1969) は、小さいダストデ

ビルが大きいものより早い時間に活動のピークを迎えることを見つけ、超断熱の温度分布が大気の下層で生じるのにかかる時間を反映していることを示唆している。しかしながら、Metzger (1999) は、最も高いダストデビルが11時に発生したことを報告しており、また一日のうちの遅い時間に高さが約150mで安定することを報告している。

多くのダストデビルの形成は集中的に起こり1時間ほどは活発に活動し、その後無活動となるといういくつかの証拠がある (Sinclair, 1969; Snow and McClelland, 1990)。Carroll and Ryan (1970) は、より短い時間スケールであるが同様のふるまいに注目し、観測データは大気対流の時間スケールがダストデビルの活動を支配していることを示していると解釈している。Sinclair (1969) は、ダストデビルの活動が特に激しい時間帯が、超断熱の境界層がダストデビルの形成を抑え、それ自身を再構成するのにかなりの時間を要するほどにその境界層をかき乱すことを示唆している。

2.1.4 地理的分布と季節による発生率変化

ダストデビルは以下のような、よく乾燥した地域で発生する。

- (1) 南西アメリカ (Brooks, 1960; Crozier, 1964; Sinclair, 1964, 1965, 1966, 1969; Carroll and Ryan, 1970; Crozier, 1970; Ryan and Carroll, 1970; Hallett and Hoffer, 1971; Ryan, 1972; Fitzjarrald, 1973; Sinclair, 1973; Idso, 1974, 1975; Schwiesow and Cupp, 1975; Schwiesow et al., 1977; Snow and McClelland, 1990; Metzger, 1999; Balme et al., 2003a; Farrell et al., 2003; Houser et al., 2003; Tratt et al., 2003; Williams, 1948; Farrell et al., 2004; Renno et al., 2004; Towner et al., 2004)
- (2) アフリカ (Durward, 1931; Freier, 1960; McGinnigle, 1966; Mattsson et al., 1993; Rossi, 2002)
- (3) オーストラリア (Hess and Spillane, 1990)
- (4) 南アメリカ (Metzger, 2001)
- (5) 中東 (Flower, 1936)
- (6) 中国 (Mattsson et al., 1993)
- (7) カナダの亜北極圏 (Grant, 1949)

Sinclair (1966) は、対流性の渦やダストデビルは強い日射により地面が熱せられるだけでは発生しないが、大気の超断熱減率、渦度のソース、砂・塵の供給がある場所であればどこでも、大気の鉛直不安定の結果として発生することを示唆している。このような状況はたいてい熱くて乾燥した地域で夏に生じるが、冷たい空気がより暖かい地面あるいは冷たくて乾いた亜北極の地面の上を広がる時には冬や春にも起こり得る。

ダストデビルの発生頻度は多くの要素に影響される。最もダストデビルが活動的な地域は、熱く、地表面が平らなところである (Mattsson et al., 1993)。たとえば、乾いたプラヤ¹²や川床、特に、耕され灌漑された土地の近くにあるそのような場所 (Sinclair, 1969) のなどである。ゆるやかな斜面はダストデビルの形成を促進する。ただし、山や丘では一概にはそのようには言えない (Brooks, 1960)。ダストデビルは広範囲にわたる森林 (Sinclair, 1969)、あるいは草地 (Metzger, 1999) のような場所では発生しない傾向があるが、植物の存在自体がダストデビルの形成を妨げるのではない (McGinnigle, 1966; Mattsson et al., 1993; Metzger, 1999)。それほど大きくない岩もまた、ダストデビルの活動を妨げない。たとえば、Metzger (1999) は、ネバダ州の 40 % 以上を岩で覆われた地域では、ほとんどダストデビルはみられなかったが、17 ~ 25 % を岩で覆われた地域では、多くのダストデビルが発生するのを観測した。Metzger (2001) は、ペルーのアンデス山脈にある火山地形の熱ブルームの温床としてふるまう巨石地帯で、1 週間に数千ものダストデビルを観測した。Williams (1948)、McGinnigle (1966)、Hallett and Hoffer (1971) や Hess and Spillane (1990) によって局所的な尾根と平行にダストデビルの列が発生していることが報告されており、ダストデビルの活動は地形に支配されているようである。

ダストデビルが発生しやすい地域の理想的な特徴は、

- (1) 頻繁な強い日射がある
- (2) 岩に覆われているが木や建物が少なく乾燥している、あるいは草に覆われている
- (3) ゆるやかに傾いている

である。

Sinclair (1969) は、ダストデビルにとっての理想的な局地的な状況は、

- (1) ダストや砂が多く供給されること
- (2) 異常に地温が高い地域

¹²プラヤとは、乾燥した内陸低所にある粘土平野のことである。

- (3) 風の流れに対して、渦を引き起こしうる、あるいは、そうでないにせよ局所的な渦度を集めるような局地的な障害物
- (4) 強い水平の温度勾配が発生しうる、異なった地形 (例えば、灌漑された土地と乾いた砂漠) の間の境界

を含むことを示唆している。

2.1.5 寿命と発生頻度

地球のダストデビルは一時的な現象であり、ほとんどはたった数分しか続かない (Idso, 1974)。しかし、Snow and McClelland (1990) と Metzger (1999) は、特に、動き回るにつれて成長したり小さくなったりしうる、より小さいダストデビルに対して、寿命が短く見積もられているかもしれないということを指摘している。Metzger (1999)、Ives (1947)、Mattsson et al. (1993) は、30分から数時間の寿命をもつ大きなダストデビルはめったに発生しないことを報告している。Ives (1947) は、4時間以上も続いた大きく安定したダストデビルや、7時間以上の寿命をもち、60km以上動き回った大きな放浪するダストデビルを報告している。Ives (1947)、Sinclair (1969)、Metzger (1999) は、大きいダストデビルは小さいものよりも寿命が長いことを発見し、また Ives (1947) は、高さ 300m ごとに対して 1時間の寿命という経験上の関係を示唆した。

ダストデビルの発生頻度は、季節・時間帯や場所に強く左右される。ほとんどの研究は広い地域を描写していない。なぜなら、必要性のある調査はダストデビルが頻繁に発生する地域に的を絞ってきたからである。一日に観測されるダストデビルの数は、表 2.2 で示されているように研究地域の広さに左右されており、小さなダストデビルはしばしば無視されているという事実を補足しておく。Carroll and Ryan (1970) は、一日で 1 平方 km あたりに 750 以上のダストデビルが発生する場合もあることを発見している。

Study Reference	Dates	T_s , days	N_{total}	A , km ²	Mean Activity, d ⁻¹ km ⁻²
<i>Fitzjarrald</i> [1973]	Jul–Oct	12	156	0.15	86.67
<i>Carroll and Ryan</i> [1970]	Apr–Sep	10	1151	0.15	767.33
<i>Snow and McClelland</i> [1990]	May–Aug	61	2117	64.50	0.54
<i>Snow and McClelland</i> [1990]	Apr–May	36	1017	33.80	0.84
<i>Sinclair</i> [1969], Tucson	Jun	11	610	500.00	0.11
<i>Sinclair</i> [1969], Avra Valley	Jun–Jul	22	1663	388.00	0.19

表 2.2: 観測されたダストデビルの発生頻度.

T_s は研究の継続日数, N_{total} は観測されたダストデビルの総数, A は研究範囲の面積である.

(Balme and Greeley, 2006)

2.2 詳細な観測

ダストデビルの詳細な風速・気圧・温度やダストの量は, 現地観測, あるいは遠隔探査を用いてなされる. 今まで, ほとんどのダストデビルは, 現地観測されてきた. なぜなら, 現在の遠隔探査の技術は, 解像度が不十分だったからである. 現地観測は, いくつかのパラメータを同時にサンプリングできるという利点があるが, 傷つきやすい機器に損傷を与える厳しい環境や, 短い寿命などの技術的な課題に取り組まなければならない. 現地観測には, 強固でその上持ち運べる観測機器が必要である (Sinclair, 1973; Metzger, 1999; Tratt et al., 2003; Metzger et al., 2004a).

また, 観測場所の選択も非常に重要である. 観測場所は, ダストデビルが頻繁に発生し, 観測可能なダストデビルが活動していて, 乗り物で簡単に行くことができ, 観測機器が速やかに移動できるような地形でなければならない. プラヤやその周囲の地域は, 理想的な観測地域である. 特に2つのプラヤ, ネバダ州のエルドラドバレー (Metzger and Lancaster, 1995; Metzger, 1999; Balme et al., 2003a; Metzger et al., 2004a, 2004b; Towner et al., 2004) ともう1つは南カリフォルニアのモジャブ砂漠 (Ryan and Carroll, 1970; Carroll and Ryan, 1970; Ryan, 1972; Fitzjarrald, 1973) は, いくつかの研究の観測場所となってきた.

2.2.1 風速の構造

風速の観測は, 多くの観測結果を一般化するか, あるいは, わずかなダストデビルについて詳しく研究するかのどちらかである. たいてい風速は, ダストデビルの中心に相対的な円柱の成分として見積もられ, 動径速度 U , 接線速度 V や鉛直速度 W で表される. 水平速度, $V_h = (V^2 + U^2)^{1/2}$, の大きさもまた方向をもたない (スカラー) 観測量として用いられる. 多くのダストデビルの測量は, Sinclair (1964,

1973)によると約2mの高さで行われてきたが、いくつかの測量は、地面に非常に近いところ (Balme et al., 2003a; Metzger et al., 2004b), また最大で約23mの高さまで (Kaimal and Bussinger, 1970) で行われてきた。

Study Reference	N	$V_{\text{mean}}, \text{m s}^{-1}$	$V_{\text{max}}, \text{m s}^{-1}$	$V_h \text{ mean}, \text{m s}^{-1}$	$V_h \text{ max}, \text{m s}^{-1}$	$W_{\text{mean}}, \text{m s}^{-1}$	$W_{\text{max}}, \text{m s}^{-1}$
Sinclair [1964]	4	-	-	9.3	13	-	-
Ryan and Carroll [1970]	80	4.2	9.5	-	-	0.7	2
Fitzjarrald [1973]	11	7.3	11.5	-	-	1.3	4.25
Sinclair [1973]	3	10.8	11.5	-	-	13.3	15
Metzger [1999]	5	13.6	22	-	-	5.2	7
Balme et al. [2003a]	10	-	-	17.0	25	-	-
Tratt et al. [2003]	3	-	-	8.8	11.0	3.3	3.5

表 2.3: 現地観測によるダストデビル内の風速. それぞれの観測は、個々のダストデビル内で測られた最も大きな値を表している. Tratt et al. (2003) を除く全ての観測は、 $\sim 2\text{m}$ の高さで行われた. Tratt et al. (2003) は $\sim 3.5\text{m}$ の高さで行われた. N はサンプリングされたダストデビルの数, V は風速の接線成分の最大値, V_h は水平速度の最大値, W は鉛直速度の最大値である. V_{mean} は研究全体の平均値を, V_{max} は研究で観測されたなかの最大値を表している. (Balme and Greeley, 2006)

表 2.3 は、さまざまな風速の測量結果をまとめたものである. V は、たいてい $5\text{--}10\text{ms}^{-1}$ であり、最大で 20ms^{-1} ほどである. V_h は、約 25ms^{-1} 以下であることが現地観測されてきたが、これは、ライダー (lidar)^{†3} を用いて観測された V_h の値, 11ms^{-1} (Bluestein and Pazmany, 2000) や 22ms^{-1} (Schwiesow and Cupp, 1975) におおよそ一致する. 風の鉛直速度は、たいてい 風の回転速度の最大値の 4 分の 1 程度である. ただし, Sinclair (1973), Ives (1947), Hallett and Hoffer (1971) の定性的評価だけは、 W の方がより大きいことを示唆している. だいたい、ダストデビル内の風の水平速度は 25ms^{-1} 以下であり、鉛直速度は 10ms^{-1} である.

Ryan and Carroll (1970) は、たくさんの一貫性があるデータを提供している (高さ 2m で V, W と直径の値の同時測定が同じ研究エリアの中でなされ、80 以上のダストデビルに観察した). それらの結果は、より大きなダストデビルは、より大きな回転速度をもち、さらに、より大きな回転速度の風をもつダストデビルは、より大きな風の鉛直速度をもつことを示唆している (図 2.3).

高解像度の現地観測を行うのは困難なため、ダストデビル内の風速の構造の詳細なデータは、限られたものである. ダストデビルの風速の水平分布 (Sinclair, 1964, 1973; Kaimal and Bussinger, 1970; Fitzjarrald, 1973; Metzger, 1999; Balme et al., 2003a; Tratt et al., 2003) は、地表面近くでの風の水平速度がダストデビルの中心

^{†3}ライダー: 正確には、ドップラーライダーという. 離れたところからダストデビルの中の粒子の速度を決定するのに用いられる. レーザービームがダストデビルにあてられ、取り込まれたダストから反射する光の波長の変化が観測される. これによって、風速の正確な観測ができるが、時間の解像度は悪い.

で最小となっており、ダストを取り込み可視化された部分と一致する半径のところで最大となり、回転がなくなるまでダストデビルから離れるとゼロになることを示している。これは、特に図 2.4(Metzger et al., 2004a) で明らかであり、ダストデビルの鉛直断面でなされた風速の観測結果を示している。たいてい、水平速度の分布は、おおよそ Rankine 渦^{†4} (図 2.5) になる。Sinclair (1973) は、高さ約 2m と約 10m で、Rankine モデルとダストデビルの一致を指摘したが、最近の観測 (Tratt et al., 2003) は、おそらく角運動量が地表面近くで摩擦によって失われ保存されないために、安定して回転している中心部分の外で風速分布が r^{-1} よりも $r^{-1/2}$ の分布に近いことを示している。Rankine 渦の構造は、地表面の影響が無視できるダストデビルの上部に適用できそうである。

ダストデビルの中心で体系的な放射状流はほとんどなく (Sinclair, 1966)、代わりに、ダストの円柱のちょうど外側で放射状の風速が最大の状態で、地上付近では放射状流入が起こる (Sinclair, 1966, 1973)。ダストデビルが地面を移動するとき、流入はダストデビルの前後で起こる。可視のダストデビルの円柱は、放射状流入のより大きな部分の内側に組み込まれているようである。Balme et al. (2003a) は、0.05m から 1.90m までの高さの対数とともに水平風速がおおよそ線形的に増加することを発見し、放射状流入層は少なくとも地上から 2m のところであることを示唆している。

Kaimal and Bussinger (1970), Sinclair (1973) らはダストデビルの中心の下降気流を発見してきた。下降気流は、地上付近ではそれほど激しくないか、あるいは存在しない (Kaimal and Bussinger, 1970; Sinclair, 1973)。Metzger (1999) は、2m の高さではダストデビルは中心の下降気流をもたないことを報告している。これは、渦のなかの風の鉛直速度の停滞点の存在と、地上 0m から数 m の高さで鉛直流の方向が反転していることを示唆している。(図 2.6)

安定した単純な^{†5}ダストデビルは、

- (1) 地表面付近の放射状流入 (ダストの円柱のちょうど外側で流入のピークに伴う)
- (2) ダストの円柱内の上昇流 (中心での下降流)
- (3) Rankine 渦に近く、可視のダストの円柱と同じような半径のところでピークとなる接線方向の風速

によって、特徴づけられる。ダストデビルの中心では、鉛直流で占められる。ダス

^{†4}Rankine 渦：半径と反比例して接線速度が減るようになる特有の半径まで、半径とともに接線速度が線形的に増える、渦の簡単な 2 次元モデル。このことは、速度が特有の半径内では一定であり、その外側ではゼロであることを意味する。

^{†5}前述したように、ダストデビルは副渦などを伴うものが存在するが、ここでは安定なダストデビルを考える。副渦、背景風や局所的な突風などがあると、ダストデビルは不安定になる傾向がある。

トの円柱の内部は回転流と鉛直流で占められる。円柱の外側は流入と回転流で占められる。ダストデビルの影響を受ける最も遠い部分は、ダストデビルに対しての弱い流入だけによる周囲の風とは異なる。この構造は、図 2.7 においてまとめられている。

ダストデビルのより上層の部分は、遠隔観測、あるいは飛行機からの観測によってサンプリングされる。Sinclair (1966) は、観測機器を備えたセールプレーンと呼ばれる長距離飛行用の高性能軽グライダーを用いて、大きいダストデビルの上空に見られる上昇気流の鉛直速度を計測した。2000-4000m の高度では、 $\sim 2-4\text{ms}^{-1}$ の鉛直速度をもち、周囲より 10 分のいくらか高温の温かい湧昇が、大きいダストデビルの上方の半径 1-5km の範囲を覆っていた。風の鉛直速度は、流れの中心でしばしば弱くなり、場合によっては中心部でわずかに生じる下降気流のわずかな徴候があった。Sinclair (1966) はまた、このような湧昇を取り囲んでいるのが、下降流の領域であり、この構造は時間に対して不変であることに注目している。このことは、大きいダストデビルが数 km の高さに及び、下降流をもたらす以前の半径数 km に及ぶずっと大きな断続的な空気の上昇流と結びついていることを示唆している。この流れが、いくつかのダストデビルの中心の地面付近で観測される下降流と結びついた上昇流の中心を貫いているかどうかは、わかっていない。

2.2.2 気温の偏位

ダストデビルの中心は、一般に小さい正の温度偏位をもつ (Sinclair, 1964, 1973; Fitzjarrald, 1973; Metzger, 1999; Tratt et al., 2003)。これらの観測の概要は表 2.4 示されている。10 以下の温度偏位は、常に見られるが (Sinclair, 1969, 1973; Tratt et al., 2003)、一桁分より高い抽出率での観測は (Metzger, 1999)、20 の大きい温度偏位を示している。ダストデビルの中心部の温度偏位は、高度約 3m までは非常に安定であるが (Tratt et al., 2003)、偏位は高度が約 3m より高くなるにつれて小さくなる (Kaimal and Bussinger, 1970)。温かい中心部を囲むより冷たい空気のリングが報告されているが (Ives, 1947; Ringrose, 2003)、利用できるデータは温度構造を解明するには少なすぎる。

2.2.3 気圧の偏位

ダストデビルには、正の温度偏位に加えて、負の圧力偏位、すなわち圧力降下が生じる。圧力降下は、Ives (1947) で最初に指摘されたようにダストデビルの中心部にあり、表 2.5 にまとめられている。Ringrose (2003) は、地上の 0.04m, 1.0m, 1.8m の高さの圧力の降下を観測したが、最大圧力降下と高さの間に相互関係は見つから

参照した研究	観測機器	N	h [m]	S [Hz]	ΔT [°C]
Sinclair (1964)	抵抗温度計	4	~ 2	~ 1	+4 から +8
Sinclair (1973)	抵抗温度計	3	~ 2	~ 1	+3.5 から +5
Metzger (1999)	超音波温度計	~ 20	2	~ 10	+8 から +22
Tratt et al. (2003)	熱電温度計	5	1 から 3	~ 1	+1 から +3

表 2.4: 現地観測によるダストデビルの中心の温度の偏位。
 N はサンプリングされたダストデビルの数, h は観測が行われた高さ, S はサンプリングしたダストデビルのなかで有効だったものの割合, ΔT は温度偏位である。
 (Balme and Greeley (2006) の図を和訳)

なかった。多くの観測から得られたダストデビルの中の圧力降下は周囲から数ミリバールの差しかないが, Metzger (1999) と Ringrose (2003) の両方は, それよりもだいたい一桁分大きい圧力降下を観測した。これらの研究は, 非常に大きい圧力降下をもつダストデビルは数が少ないことを表しており (Ringrose (2003) は, 細い渦は大きい圧力降下をもつことを示唆している。), 多くのダストデビルに存在する低圧力部が確認されたことを表している。

Study Reference	N	ΔP , mbar
Ives [1947] ^b	1	-15 to -80
Sinclair [1964]	4	-2.5 to -4.5
Sinclair [1973]	3	-2 to -7.0
Metzger [1999]	~20	0 to <-15
Ringrose [2003]	10	-1.5 to -10 ^c
Tratt et al. [2003]	5	-0.3 to -1

表 2.5: 現地で観測されたダストデビルの圧力降下。 N はサンプリングされたダストデビルの数, ΔP は個々のダストデビル内での圧力偏位の最大値である。
 (Balme and Greeley, 2006)

2.2.4 電氣的・磁氣的な構造

ダストストームは, 粒子どうし, あるいは, 粒子と地表面との接触によって, 著しい静電場を引き起こしうる。この過程は, 摩擦電気効果として知られ, 過去数十年間

のダストデビルにおいて観測されている (Freier, 1960; Crozier, 1964, 1970; Farrell et al., 2003, 2004). ダストデビルは、いつも負の電場をもち、 $10^5 \text{e}^- \text{cm}^{-3}$ - $10^7 \text{e}^- \text{cm}^{-3}$ の電荷密度のものも珍しくない。Farrell et al. (2004) は、負の勾配が小さい粒子が負の帯電をする傾向によって引き起こされる粒子の大きさに依存する層形成によるものであることを示唆した (Ette, 1971). このようにして、ダストデビル内の網状の流れは、より大きい砂ほどの大きさの物質と比べてより小さい粒子を優先的に上方へ運ぶので、負の電位の傾きが観測される。Farrell et al. (2004) は、ある特定のダストデビルなかの電位差は0.8MVの大きさであると見積もっている。

静電場に加えて、Houser et al. (2003) は、ダストデビルのなかや周りで交流磁場を観測した。彼らは、ダストデビルが観測機器に近づいたとき超低周波 (3-30Hz) の放出を観測し、センサーの上を通ったときに強さのピークになった。興味深いことに、遭遇した後約30秒間周囲のレベルにまで弱まる前にダストデビルが通った後の約12秒間は強さが高く維持したままであった。Houser et al. (2003) は、このふるまいは全部のダストデビルのULF(極超長波)の放出のせいであるとした。このULF放出の発見は、将来的に、ダストデビルの遠隔観測のために生かされ、他のセンサーを用いて見つかった渦のほこりっぽさの指標を与えてくれるかもしれない。

2.2.5 ダストデビルによる地表面の物質の取り込み

ダストデビルは、侵食作用をもっている。すなわち、ダストデビルが可視であるという単純な事実は、地表面から物質を取り除いていることを意味する。例えば、衛星画像はダストデビルの通過によって砂丘上に残された跡を明らかにしている (Rossi, 2002)。これらの砂丘は粒子の大きさの分布の二つのモードをもち、より細かい砂の除去が、ダストデビルによって乱されていない地域と比較してアルベドを変化させると考えられる。しかしながら、ダストデビルの砂の輸送はほんの局所的にしか起きない。なぜなら、典型的な小さいダストデビルは、あまり長い距離は移動せず、砂はダストデビル内で持ち上げられるが、中心から数十mの地表面に戻るためである。しかしながら、ダストデビルによるより小さい粒子 ($< 25\mu\text{m}$) の輸送や浮遊は、気候・大気環境や粒子の輸送を考慮する上で重要である。ダストデビルは、効果的にダストを鉛直に運び、ダストは数時間あるいは数日間局地風によって浮遊した状態で輸送されうる (Gillette and Sinclair, 1990)。Mattsson et al. (1993) は、北アフリカのダストデビルは、ダストを大気に注入する作用をもち、ヨーロッパへ輸送していることを示唆している。

ダストデビルにおけるダスト流入は、航空機による鉛直速度やダストデビル内で運ばれる粒子の測定によって見積もられてきた。高さ $\sim 140\text{m}$ での $\sim 3 \times 10^{-3} \text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ 以下のフラックスは、非常に大きいダストデビルで測られたが (Gillette and Sinclair, 1990)、細かい粒子 ($< 25\mu\text{m}$) は、この数字 ($\sim 1.6 \times 10^{-4} \text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) の約

5% だけしか構成していない。より小さいダストデビルはより少ない量の粒子しか持ち上げないことがわかっている。ダストの集積のライダー測定はダスト流入を見積もるために行われてきた。例えば, Renno et al. (2004) は, 地上 100m で $\sim 1 \times 10^{-3} \text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ の粒子フラックスと見積もっており, Metzger (1999) は, ダストデビルのより下層では $\sim 0.6 \times 10^{-3} \text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ から $4.4 \times 10^{-3} \text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ のフラックスを計測した。これらの値は似通っており, 大きく寿命の長いダストデビルはその長い存続時間の間に数百・数千 kg の粒子を表面から持ち去ることができるということを示唆している。アメリカ合衆国では, Gillette and Sinclair (1990) は, ダストデビルは, $25 \mu\text{m}$ より大きい大気中に浮遊する全ダストの $2/3$ ほどに参与している, 特に南西アメリカや他の地域で, ダストデビルは空気の質の悪さの重要な原因になっていると予測されている。ダストデビルの作用を含む局地的あるいは全球モデルを改善する努力は, ダストデビルの作用が多くのモデルの解像度を落とすという事実によって妨げられている。Camkur et al. (2004) は, 局所的な循環を全球気候モデルに組み込むことによってダスト持ち上げをパラメータ化する研究に着手したが, 多くはやり残されたままである。

ダストデビルの現地調査の補完的なものとして, 実験室でのシミュレーションや実験は条件を管理した状態で行われている。渦のシミュレーションは, 竜巻やダストデビルの力学をモデル化するために数十年の間使われてきており, 流れの形成や力学に主に焦点をあててきたが, その上いくつかの研究は, 粒子の持ち上げに焦点をあててきた。Greeley et al. (1981) と Greeley and Iversen (1985) によって報告されている渦発生装置 (Hsu and Fattahi, 1976) を用いた研究は, 渦巻く風によって引き起こされる水平シアー応力はダストデビルの渦と関係している中心の低圧部によって引き起こされるバキュームクリナー効果により粒子の上昇において寄与していることを示唆している。後に, 地球と火星のダストデビルの粒子を持ち上げる活動をシミュレーションするために作られた装置を用いて, Greeley et al. (2003) はダストの大きさの粒子にとってダストデビルの渦は, その風速だけより物質を取り込むのにより効率がよいことを確認した。彼らは, 圧力降下の効果 (ΔP としてみなされる) はよくある原因であることを示唆した。Neakrase et al. (2004) は, これらの実験室で発生させる渦が表面からダストを取り去る割合を見積もるために, 同じ装置を用いて後述のように報告された野外観測データと渦発生装置から得られたデータは見事に一致した。(Metzger (1999) の野外観測データ, 0.6×10^{-3} から $4.4 \times 10^{-3} \text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ と比べて, 実験室でのものは 0.2×10^{-3} から $5 \times 10^{-3} \text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ である。) この研究は継続しており, ダストデビルが大気へのダスト輸送や乾燥地帯での大気環境を悪くすることにおいて大きな役割を担っているという野外研究の結果を強固なものにしている。

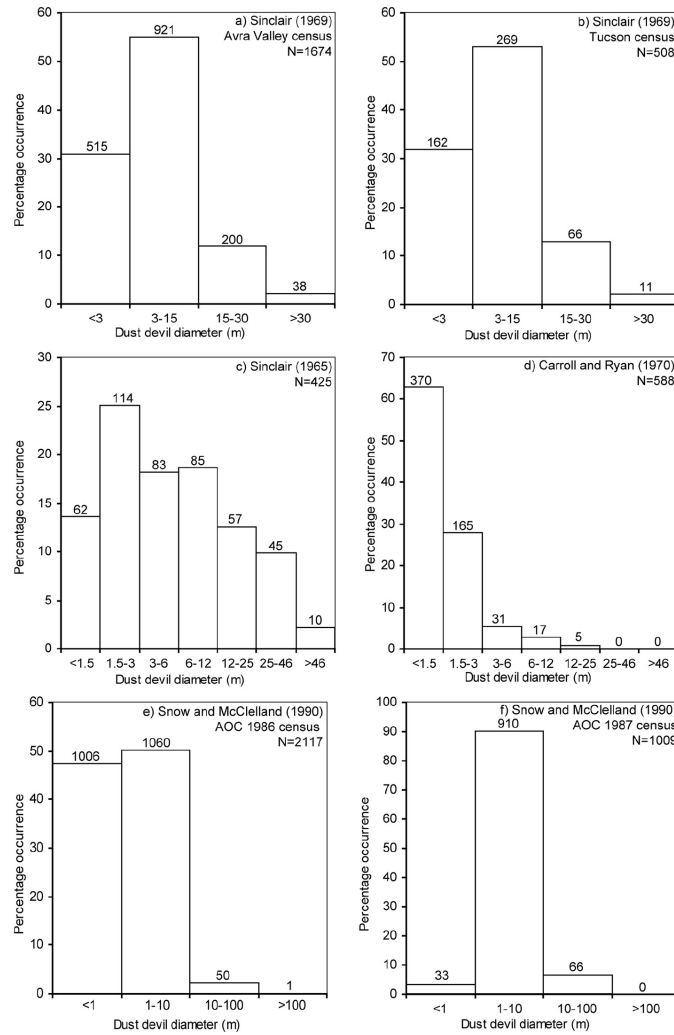


図 2.1: 6 つの研究についてのダストデビルの直径の頻度分布。
 (a) Sinclair (1969), Avra Valley, (b) Sinclair (1969), Tucson, (c) Sinclair (1965),
 (d) Carroll and Ryan (1970), (e) Snow and McClelland (1990), AOC 1985 census,
 (f) Snow and McClelland (1990), AOC 1987 census.
 N は観測されたダストデビルの数の合計. 各々の棒の上の数字はその区間で観測されたダストデビルの数を表す. c 以外は観測の結果である. c は Flower (1936), Williams (1948), Sinclair 独自の研究と Cooperative Dust Devil Observation Program of the Institute of Atmospheric Physics, Tucson(Sinclair (1965) を参照) のデータを組み合わせたものである.
 ダストデビルの直径はダストデビル底部の可視のダスト雲直径である.
 (Balme and Greeley, 2006)

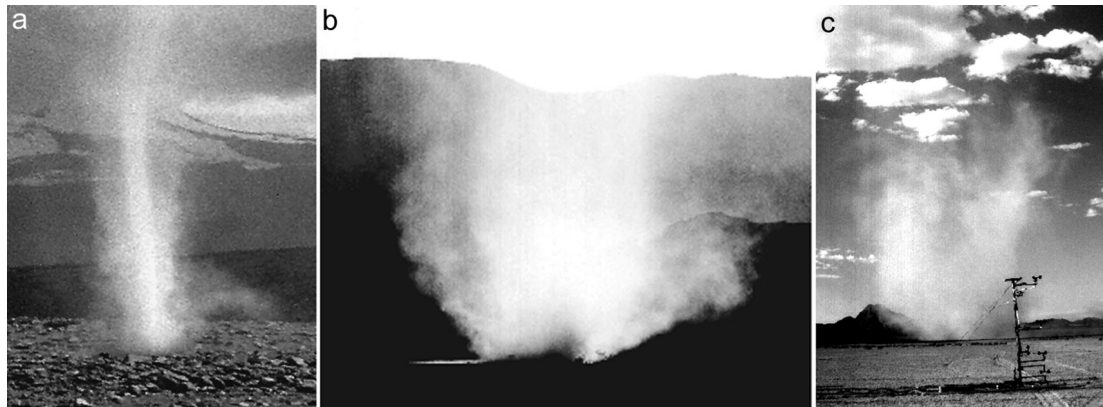


図 2.2: 様々な形態のダストデビルの形態.

(a) はっきりとした細いダスト円柱.

(b) あまりはっきりとしたダスト円柱を持たないV字型のもの.

(c) 内部に見えない円柱があるあまりはっきりとしないV字型のもの.

a は直径~1mで、場所はペルーのサバンカヤ火山。画像著作権は S. Metzger, Planetary Science Institute, Tucson. b は直径~10m(内側の円柱)で、場所はネバダ州エルドラドバレー。画像著作権は S. Metzger, Planetary Science Institute, Tucson. c は直径~50mで、場所はネバダ州エルドラドバレー。観測装置が手前に見えている。画像著作権は S. Metzger, Planetary Science Institute, Tucson.

(Balme and Greeley, 2006)

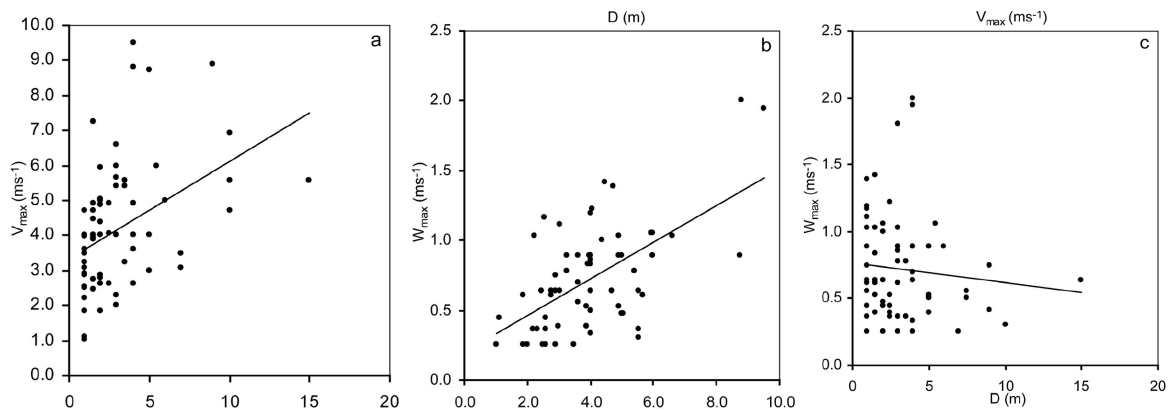


図 2.3: Ryan and Carroll (1970) による風速のデータ.

(a) 観測されたダストデビルの直径 D に対して風の接線速度の最大値 V_{\max} がプロットされている.

(b) 風の接線速度の最大値 V_{\max} に対して風の鉛直速度の最大値 W_{\max} がプロットされている.

(c) 直径 D に対して風の鉛直速度の最大値 W_{\max} がプロットされている.

実線は、線形最小二乗法によって引いた線である.

(Balme and Greeley, 2006)

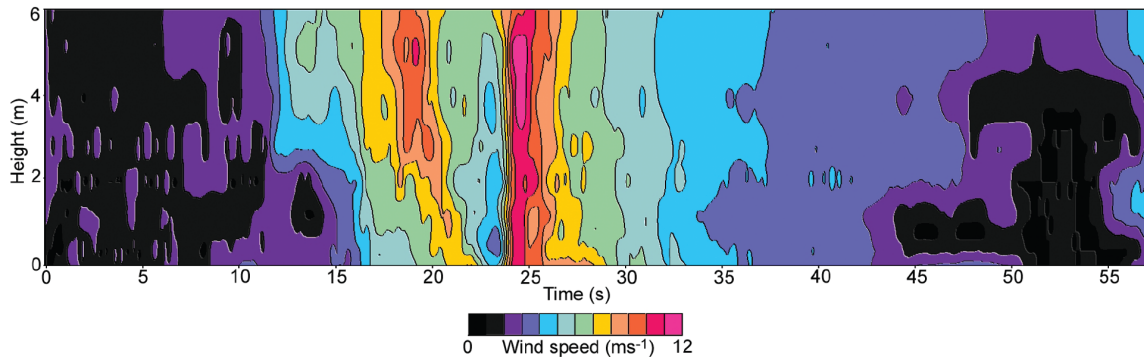


図 2.4: モジャブ砂漠の直径 2m のダストデビルの水平風速についての時系列断面図.
 ダストデビルは左向きに動いており、横軸に用いられている時間軸は縦軸の高さと一致するようにスケールされている。風速の最大値が可視の中心部のわずかに外側の渦の前壁で高さ約 4m のところに見られる。風速の強い部分は後壁の地上付近に及んでいる。ここで、風速は風の動径速度と接線速度を組み合わせたものである。
 (Metzger et al., 2004a)

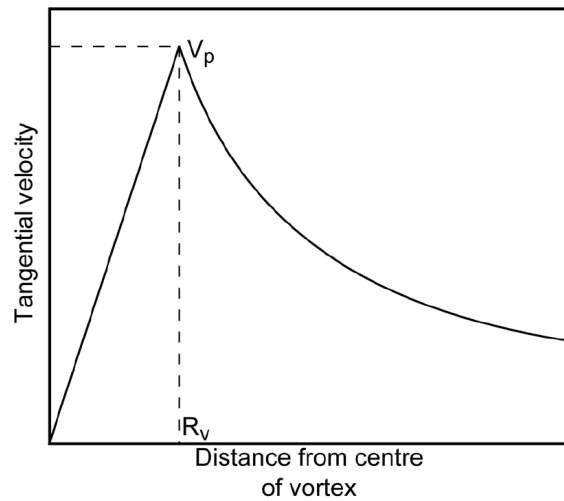


図 2.5: Rankine 渦の接線速度構造.
 渦は安定して回転している中心部（接線速度は半径の一次関数として増大する）とその外側のポテンシャル流れの部分（接線速度が半径に反比例して減少する）で構成されている。接線速度は安定して回転している部分の端である R_v のところで最大値 V_p をとる。
 (Balme and Greeley, 2006)

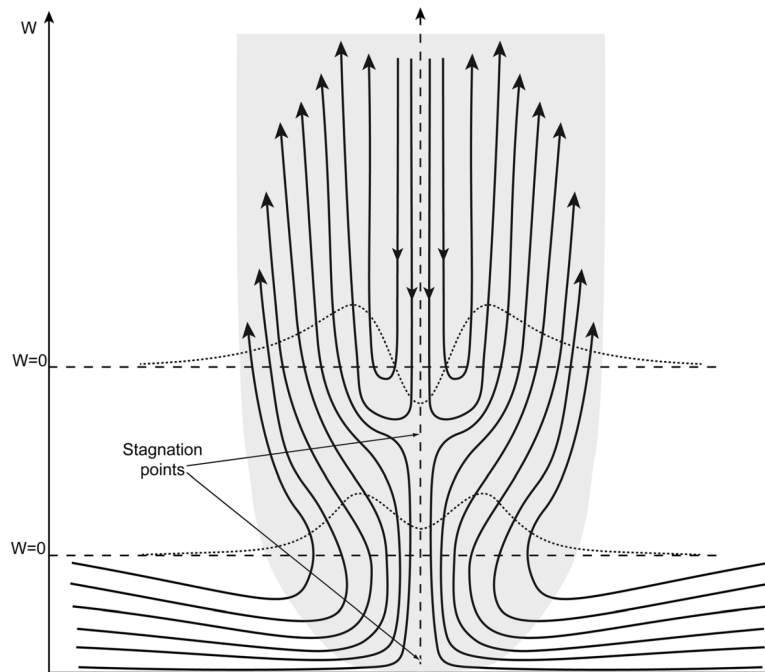


図 2.6: ダストデビル内の鉛直流. 実線の矢印は流れの方向を表す. 点線はダストデビルの速度がサンプリングされた場合にその高さで観測されるであろう風の鉛直速度分布を表す. 停滞点の存在は, なぜ下降流が地面付近ではなくていくらか高いダストデビルの中心で見られるのかを説明するかもしれない. また, なぜダストデビルが中心で下降流をもつものともたないものがあるのかを説明するかもしれない. 流れの反転はここで示したように地表よりある程度高いところ, あるいは地表面で見られ(中心が下降流のみである), 全ての部分で存在しないかもしれない(中心の下降流が見られないダストデビル).
(Balme and Greeley, 2006)

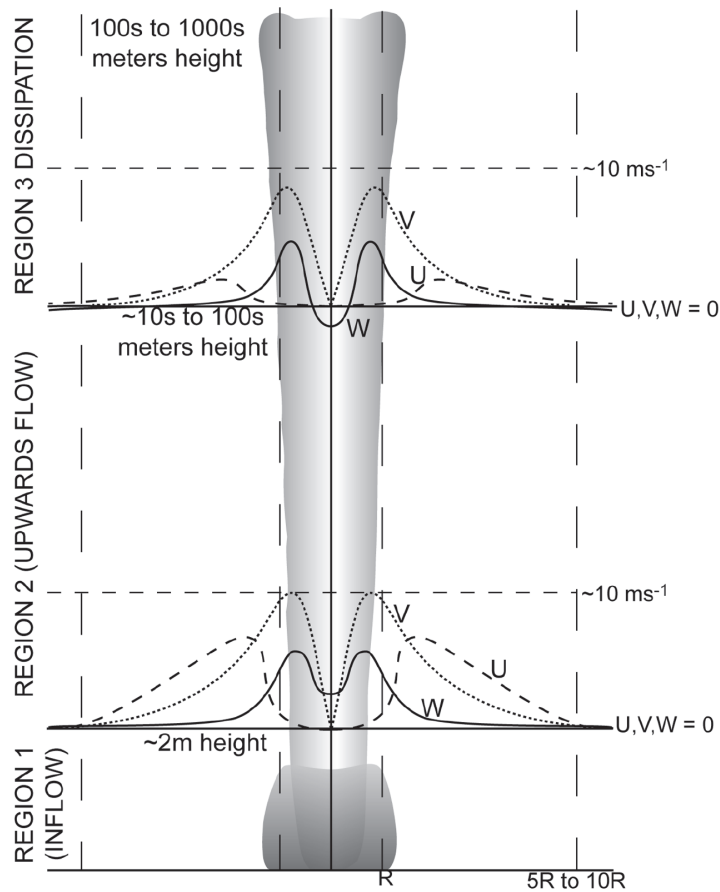


図 2.7: ダストデビル内の風速構造の一般化. R はダストデビルの円柱の半径, U, V, W はそれぞれ動径速度, 接線速度, 鉛直速度である. この図では W が高さによっては負になっているが, このような鉛直速度の構造が一般的であるかはわかっていない. 典型的なダストデビルでは, 最大風速は $\sim 10\text{m s}^{-1}$ から $\sim 25\text{m s}^{-1}$ である. 図の左側に書かれている部分 1-3 は Sinclair (1966) に倣って描いたものである. (Balme and Greeley, 2006)

第3章 火星のダストデビル

火星でのダストデビルは、VO(Viking Orbiter) 画像の中で長い先細りの影をもつ小さく輝く雲としてはじめて確認されたが(Thomas and Gierasch, 1985), それ以前は、その存在は仮説として扱われてきた(Neubauer, 1966; Gierasch and Goody, 1973). 多くのダストデビルがVO画像から見つけれられたが、高解像度のMOC(Mars Orbiter Camera) 画像が利用できるようになると、より多くの火星のダストデビルが確認された(Edgett and Malin, 2000; Malin and Edgett, 2001)(図 1.2(c) と図 1.2(d)). ダストデビルは、MEX(Mars Express) のHRSC(High-Resolution Stereo Camera) 画像でも観測されてきた(Stanzel et al., 2005). 活動的なダストデビルに加えて、竜巻の足跡のようなものは(Grant and Schultz, 1987), 後にダストデビルの通った跡と示された(Edgett and Malin, 2000). これらの足跡はMOCのNA(Narrow Angle) 画像の中で膨大な数見られた。ダストデビルはMPF(Mars Pathfinder) に搭載されたIMP(Imager for Mars Pathfinder)(図 1.2(a)) やMER(Mars Exploration Rover) のSpirit(図 1.2(b)) によって火星地表面から直接撮影されている。また、気象データは、Viking(Ryan and Lucich, 1983; Ringrose et al., 2003) やMPF(Schofield et al., 1997; Murphy and Nelli, 2002) の着陸船の上空のダストデビルの進路を推察するために用いられていた。現地観測のデータを得ることが難しいため、室内実験や数値シミュレーションのような技術も火星のダストデビルの粒子持ち上げや発生メカニズムを理解するために広く用いられてきた。

3.1 一般的な特徴

3.1.1 大きさと形状

火星の軌道船による活発なダストデビルの観測は、ダストデビルが頻繁に数 km の高さになり、数百 m の直径をもち、細い底部とより広がった最上部をもつ傾向があることを示した(Thomas and Gierasch, 1985). MOC のWA(Wide Angle) の1フレームの中には最大10のダストデビルが観測された(Edgett and Malin, 2000; Malin and Edgett, 2001). 表 3.1 は、火星のダストデビルは地球のものより10倍ほど大きいですが、地表面から見られる小さいものも多く存在することを示している。

MERからの最近の画像(例えば, NASA MER Spirit press release, 19 August 2005, <http://marsrovers.jpl.nasa.gov/gallery/press/spirit/20050819a.html>)は, 火星と地球のダストデビルは形が似ており(図 1.2(b) および図 1.1(a)-(c) より), 非常に似ているというIMPからの初期の観測(Metzger et al., 1999, 2000)を裏づけた。

Study Reference	Data Source	N	H , km	D , m
<i>Direct Imaging Methods^b</i>				
Thomas and Gierasch [1985]	Viking (orbiter)	~100	1 to 2.5	70 to 1000
Wennmacher et al. [1996]	Viking (orbiter)	~30	mean ~1.3	~100
Edgett and Malin [2000]	MOC WA (orbiter)	NA	≤6	NA
Metzger et al. [1999]	MPF IMP (lander)	5	0.05 to 0.25	15 to 80
Biener et al. [2002]	MOC WA (orbiter)	NA	0.4 to 2.6	<1750
Ferri et al. [2003]	MPF IMP (lander)	14	NA	15 to 550
Fisher et al. [2005]	MOC NA (orbiter)	≥20	0.17 to 1.8	28 to 509
Fisher et al. [2005]	MOC WA (orbiter)	≥14	3.8 to 8.5	NA
<i>Indirect Methods^c</i>				
Ferri et al. [2003]	MPF ASI/MET	19	NA	mean ~200 ^d
Ryan and Lucich [1983]	Viking 1 Lander Met	40	NA	10 to 700
Ryan and Lucich [1983]	Viking 2 Lander Met	78	NA	10 to 950
Ringrose et al. [2003]	Viking 2 Lander Met	8	NA	20 to 450 ^e

表 3.1: 火星のダストデビルの観測をまとめた表. N は, 観測されたダストデビルの数, H はダストデビルの高さ, D は直径である. ASI は Atmospheric Structure Investigation, MET は Meteorology Experiment, Viking Met は Viking lander Meteorology Experiment の略である.

^b ダスト円柱の直接観測は, 軌道船や地表の着陸船によって得られたものである.

^c 大きさは, 気象データの偏位から見積もった.

^d 背景風の風速は, 10m s^{-1} と仮定している.

^e 中心をサンプリングしたものとはニアミスのもので含まれる.

(Balme and Greeley, 2006)

ダストデビルの足跡(通過した際に地表面にできた跡)は, ダストデビルの直径を見積もるために使われてきた. Edgett and Malin (2000), Malin and Edgett (2001) と Balme et al. (2003b) は, 多くのダストデビルの足跡は数十 m の幅であり, それらを形成したダストデビルの直径はおそらく同じようなものであることに注目している. 観測された最も大きい足跡は直径が数百 m であり, ダストデビルの画像と一致している.

3.1.2 回転方向

回転方向は風速データのパターンを用いて推測される. 火星のより大きいダストデビルは地球のものよりも惑星渦度による影響を受けやすいという事実にもかかわらず, Ryan and Lucich (1983) と Ringrose et al. (2003) は回転方向の傾向を見い出せなかった.

3.1.3 発生率の日変化

MPFによって記録された約80の対流性の渦について行われた分析(Murphy and Nelli, 2002)により, 一日の活動には明確な傾向があることを示している. 多くの渦は, 現地時間の1200と1300の間に発生している. これは, 地球のダストデビルにも見られる傾向である. Ringrose et al. (2003)によるViking 2号の着陸船によって得られたデータの分析は, より不明確なパターンを示しているが, ピークは同様に現地時間1200であった. また, これらのデータは, ダストデビルは地球で見られるような激しい活動の後に30分ほどで消滅することを示している.

3.1.4 地理的分布と季節による発生率変化

ダストデビルが火星のどこで頻繁に発生するのかを究明することは, データの量が莫大なために困難である. 適切な解像度の100,000以上のMOC(Mars Orbiter Camera)画像が撮られており, さらにそれ以上が得られつつある. その膨大な量の画像の中でダストデビルが写っているものの割合は低く, 全ての画像を調べるのは非常に大変な作業である. しかし, 画像を調べる過程を自動装置化することによって, ダストデビルが写っている画像を検出する作業の向上がなされつつある(Gibbons et al., 2005). ダストデビルの足跡の観測は, ダストデビルの代用品としてされてきたが, データの量がこれらを地域的な研究だけに制限している(例えば, Balme et al., 2003b; Fisher et al., 2005). 確認されてきた特にダストデビルが活動的な地域として, アマゾニス平原 (~30°N, ~190°E (Edgett and Malin, 2000; Fisher et al., 2005; Cantor and Edgett, 2002)), カシウス (~40°N, ~90°E (Fisher et al., 2005))のような北半球の低地地帯や, アルギュレ平原 (~50°S, ~340°E (Balme et al., 2003b))のような南半球の大きな衝突盆地を挙げられる. Fisher et al. (2005)によると, アマゾニス平原では多くの活動するダストデビルと比較的少ない足跡が観測された. 一方でカシウスでは多くの足跡は観測されたが活動するダストデビルは全く観測されなかった. これはおそらく, ダストデビルの足跡はダストデビルの活動のよりよい代用品ではないこと示唆している. Geissler (2005)は, 明るい, あるいは, 暗い地域の南方でよりも, ニロシルティス (~45°N, ~85°E)の45°Nから60°Nの間でより多くのダストデビルの足跡を観測し, ファエトンティス(50°S, 210°E)で40°Sから60°Sの間でたくさんのダストデビルの足跡の同様な増加が見つかった. Grant and Schultz (1987)とBalme et al. (2003b)もまた, 40°から60°Sの間で最もたくさんのダストデビルの足跡を見つけている.

Balme et al. (2003b)は, 地表面でダストが豊富であること(代用品としてのアルベドを使って)はダストデビルの足跡の形成を支配しているかもしれないことを示唆している. つまり, より多くのダストがある場合, より多くの足跡が発生する

ということである。しかしながら、これまで行われてきた地域的研究を総合すると、アルベドとの明確な相互関係は全くなく、より全球的な緯度による支配がありそうである。これらのデータは完全ではないが、両半球の 30° から 65° の間の緯度でダストデビルの侵食作用が強くなることを示唆しており、ダストデビルの活動は地域的に非常に変化することもまた示唆している。

Viking の着陸船や軌道船や MGS(Mars Global Surveyor) の長い寿命が、ダストデビルに関する多年にわたる軌道上からの観測および直接観測を可能にした。これらの研究は、ダストデビルの活動は日射が最大になる季節に最も活発になることを示した (Ryan and Lucich, 1983; Thomas and Gierasch, 1985; Cantor and Edgett, 2002)。また、多くのダストデビルの足跡は春と夏の間撮られた画像の中で見られた (Balme et al., 2003b)。これらの観測は、足跡は火星の一年よりもずっと短い時間スケールで消えていくことを示している。

3.2 詳細な観測

3.2.1 風速の構造

火星のダストデビルの現地観測は、Viking 1号、2号と MPF 着陸船による気象データに見られる偏位だけでしか得られない。最近の MER Spirit は気象観測専用の機器を全く持ち運んでいない。MPF のウインドセンサーに問題が生じたため、風速のデータが不足している (Schofield et al., 1997)。また、各々の気象データに見られる偏位の検出が対流性の渦、あるいは粒子を取り込んだダストデビルを示しているのかは、一般的にはわかっていない。なぜなら渦がダストを取り込んでいるかどうかを推測するのは難しいためである。しかし、MPF がある渦と遭遇した際に、太陽電池の電力が降下していたため、この渦はダストを取り込んでいたと推測された。Ryan and Lucich (1983) による気象データから Viking 1号と2号の上を通った対流性の渦に関して、風速は高度 1.6m で最大 42ms^{-1} になると見積もられていた。彼らは、地表面の物質を取り込むには 30ms^{-1} 以上の風速が必要であり、それゆえ見つけられた渦のうちの7つがダストデビルだと見積もった。奇妙なことに、風速の大きいダストデビルの多くが冬の間発生したものであった。Ringrose et al. (2003) はこれらのデータを調べなおし、渦が Viking 2号の着陸船の上を通過したと思われるデータの偏位を7つ見つけ、MPF の渦とのニアミスが原因である風速や風向のデータの偏位を調べるためのアルゴリズムを発展させた。観測機器の上を直接通った渦に関して、高度 1.6m で最大 46ms^{-1} の風速が見積もられたが、センサーの中心部の半径の約5倍以内を通った渦については最大 100ms^{-1} の風速が(第2.2.1節で説明されたように Rankine 渦近似を用いて) 推測された。Ringrose et al.

(2003) は渦がダストを取り込んでいるかどうかを判断するためのダスト持ち上げの基準となる摩擦速度を用いて、ニアミスと推測されたわずかな例だけが物質を取り込むのに十分活発だったことを発見した。

3.2.2 気圧の偏位

風速観測機器と比べ、気圧センサーは渦の検出に適しており、また、MPFの気圧センサーは Viking のものよりもさらに渦の検出に適していた (Ryan and Lucich, 1983). Murphy and Nelli (2002) は MPF の圧力データから 79 の対流性の渦と思われるものを確認し、 ~ 0.5 から $\sim 5\text{Pa}$ (~ 0.075 から $\sim 0.75\%$) の気圧低下を観測した^{†1}。これらのうちの半分以上は、比較的発生数の少ない、大きいあるいは強烈な (ダストを取り込んでいた可能性がある) 渦を伴っていて、気圧低下が 1Pa 以下であった。

3.2.3 気温の偏位

Viking と MPF の着陸船によって観測された渦に伴う正の温度偏位は最大で $5\text{-}6\text{K}$ であった。これらの値は地球の観測結果に似ている。しかしながら、観測の多くは抽出率が低く、地球の場合と同じように抽出率を上げれば温度偏位のピークも高くなるということはある。

3.2.4 ダストデビルによる地表面物質の取り込み

地球と同じように、活発なダストデビルやその足跡の観測は、それらが地表面の物質を取り込むことを示している。少なくともアルベドの 15% の減少が、ダストデビルの足跡が地表面の $\sim 50\%$ を覆う地域で記録されている (Geissler, 2005)。ダストデビルがかなりの物質を局地的に大気に注入していることを示すもう一つのものとして、MPF によって観測されたダストによる不透明性の日変化とダストデビルの活動が卓越している時間 (正午から昼下がりにかけて) との一致がある (Smith and Lemmon, 1999)。

ダストや砂の取り込みの現地観測は行われていないため、火星のダストデビルがどれほどの物質を取り込むのかを定量的に見積もることは難しい。ダストデビルの足跡はダスト層を完全に取り去っていることを示すのか、あるいはダストの押しつけや砂表面への侵入を表すのかもわかっておらず (Greeley et al., 2005),

^{†1}火星の大気圧は、約 750Pa であり、地球の約 0.75% である。

足跡の観測から見積もることを困難にしている。しかしながら、ダスト円柱の光学的深さの観測は軌道上および地上からされており、粒子の取り込みの見積もりに用いられてきた。Thomas and Gierasch (1985) は Viking の軌道船による画像の中で、ダストデビル足跡に沿って、0.3-0.5 の光学的深さを見積もって、ダストの取り込みは $3 \times 10^{-5} \text{kg m}^{-3}$ であると計算した。ただし、粒子の直径は $10 \mu\text{m}$ で、塞がれた経路の長さは 250m と仮定した。MPF-IMP の画像についても同様の手法を使って、Metzger et al. (1999) はダストデビルの円柱は空よりも $\sim 3\text{-}4\%$ 暗いということを見出した。彼らは、ダストの取り込みは、 $\sim 10^{-5}$ から 10^{-4}kg m^{-3} と見積もり、Thomas and Gierasch (1985) の結果と同様となることを示した。

取り去りフラックスの信頼できる見積もりをこれらのダストの取り込みの観測から推定することは、以下の不確定要素によって複雑になっている。

- (1) 火星のダストデビル内の風の鉛直速度の見積もりは、地球の類似 ($\sim 7 \text{ms}^{-1}$ (Metzger et al., 1999)), あるいは一次の数学的モデル化 ($\sim 20 \text{ms}^{-1}$ (Renno et al., 2000; Ferri et al., 2003; Renno et al., 2004)) にのみ基づいている。
- (2) 観測されたダスト円柱の部分が上方に動いているかどうか、あるいは、下降する中心部が地球のダストデビルに頻繁に存在するかどうかはわかっていない。
- (3) 地表面から取り去られた物質がダストデビルの最上部からどれほど放出されているのか、あるいは、円柱内でどれほどリサイクル、またはすぐに再び堆積されるのかはわかっていない。
- (4) 活発に物質を取り込んでいるのはダスト円柱の下のどの部分なのかはわかっていない。

それゆえに、これらのデータは火星に存在する、ある一つのダストデビルについてのダスト取り去りフラックスを表すためには利用できるかもしれないが、観測の不確実性は控えめに見積もってもおおよそ 2-3 桁である。

ダストデビルの足跡の観測から取り去りフラックスを見積もる際は、さらにより大きな不確実性がある。足跡の面積や発生数の観測結果を取り去りフラックスに変換するには、足跡が形成されるのにかかる時間や一つの足跡につきどれほどの物質が取り去られるか現地観測する必要がある。これらのデータは地球と火星の両惑星のダストデビルについて入手できていない。最近の MER Spirit の顕微鏡画像記録装置による観測結果は、暗い線状の地域の砂の粒子から、その地域の外側の地表面に比べてきめ細かいダスト粒子を取り去っていることを示している (Greeley et al., 2005)。Metzger (2005) は MER の着陸地点であるグセフクレーターで地面を覆っているダストの $\sim 50\%$ がダストデビルによって岩から取り去られたものであると見積もっている。しかし一方で、ダストデビルによって取り去られた物質の

全質量や取り去られるのに要する時間を見積もることが困難であることを認めている。

渦発生装置を使ったダスト持ち上げのモデリングは、火星の地上大気圧に拡張されてきた (Greeley et al., 2003)。地球の大気状態のシミュレーションと同様に、Greeley et al. (2003) は、渦の粒子持ち上げ能力が境界層の風に関しては減少するが、 $100\mu\text{m}$ より大きい粒子サイズについては急速には減少しないことを発見した。これは渦がダスト持ち上げのより効率的なメカニズムであることを示している。火星の大気圧でのこの装置を使ったさらなる実験によって、実験室で発生させた渦によるダスト取り去りフラックスを測ろうと試みられている。予備段階での実験結果は、 $\sim 1 \times 10^{-4} \text{kg m}^{-3}$ の大気中での取り込みが周囲の気圧の 0.7% の値の ΔP とともに渦において得られることを示唆しており (Balme and Greeley, 2006)、これは火星でなされた観測による見積もりに近い。

第4章 ダストデビルの形成過程

4.1 形成過程に関するこれまでの研究

ダストデビルは、地表面への日射によって大気が不安定な層を成し、強い対流を招くような超断熱減率が生じるときに形成する。竜巻が円柱内で潜熱を放出することによってある程度エネルギーを得ているのとは異なり、ダストデビルは日射からのみエネルギーを得ているようである。特に、地表から～0.3m から 10m の領域での超断熱減率の大きさは、ダストデビルの発生頻度や大きさを支配しているようであり (Ryan and Carroll, 1970; Carroll and Ryan, 1970), より強い超断熱減率はより多くのより大きいダストデビルと関連している。激しい活動の後に 30 分ほどでダストデビルの消滅する期間の存在は (Sinclair, 1966; Carroll and Ryan, 1970; Snow and McClelland, 1990), 強い対流が断熱層を過度にかき混ぜるために、一時的にダストデビルの形成を妨げるということを示唆している。ダストデビルは孤立した対流現象ではなく、むしろ局所的な対流システムの一部を形成してようである (Sinclair, 1966; Kaimal and Bussinger, 1970; Ryan and Carroll, 1970; Hess et al., 1988). 大きなダストデビル上数 km の熱プルームの観測 (Sinclair, 1966) は、ダストデビルが、何らかの形で回転が加えられた地表面付近での対流プルームの現れであることを示唆しており、おそらく大きい対流プルームは対流境界層全体に及んでいる。しかしながら、ダストデビルの大きさ・風速・圧力・温度偏位や形成の頻度を支配するものは何なのか、また他の対流ではほとんどあるいは全く回転していない熱プルームを形成するのに、なぜこれら特定の対流において集中した渦を形成するのかは、はっきりとわかっていない。

地球と火星の大気力学の数値シミュレーションにおける最近の進歩は、これまでにない空間・時間解像度での対流現象の研究ができるようになったことである。最近では、地球 (Kanak et al., 2000; Kanak, 2005) や火星 (Rafkin et al., 2001; Michaels and Rafkin, 2001; Toigo and Richardson, 2002; Toigo et al., 2003) のメソスケールの LES (Large Eddy Simulation) 大気モデルを用いることで、ダストデビルと同程度のスケールの対流による渦を自然に発生させるほど十分に細かい解像度の計算が可能になりつつある。しかし、これらのモデルでは、渦がダストを取り込んでいるかどうかは推測できない。モデルの渦は観測結果とよく一致しており、同様の

圧力降下や一日の振る舞いや実際のダストデビルと同様の風速構造を示している。モデルはあらゆる渦の性質を再現できるという利点を持っており、これからのダストデビル研究にはそのような数値シミュレーションが欠かせないなるだろう。

4.2 渦度のソース

特徴的な地形がダストデビルの渦度の一因となっていることは明らかである (Sinclair, 1969; Hallett and Hoffer, 1971)。しかし、多くのダストデビルは背景風の弱い平坦な地域で発生しており (Mattsson et al., 1993)、したがって別の渦度のソースが要求される。

そのような地形によるもの以外に考えられる渦度のソースは、惑星渦度とメソスケールの渦、あるいは数 km 規模の渦や水平渦度が鉛直面に傾くことによる渦度の凝集である。

ダストデビルは回転方向の傾向を示さないので、ある流れについてロスビー数 R_o や慣性やコリオリ力の割合を考慮することによって示されるように、惑星渦度がダストデビルの渦度のソースではないようである (Morton, 1966)。ロスビー数は

$$R_o = \frac{V}{2\Omega L} \quad (1)$$

で与えられる。ここで V は流速、 L は流れの特徴的な長さ、 Ω は惑星渦度の角速度の鉛直成分である。表 4.1 は、地球と火星のロスビー数の見積もった値を示している。非常に大きなダストデビルに対してさえロスビー数のオーダーは > 1 であり、コリオリ力は無視できる。したがって、渦度は惑星渦度に直接的に起因するものではないことを示している。

ダストデビルの発生頻度や回転方向と局地的な渦度とを関連づける現地調査において、Carroll and Ryan (1970) と Fitzjarrald (1973) は渦度の変化の水平スケールが数百 m の規模であることを発見している。Carroll and Ryan (1970) は同じ回転方向の複数のダストデビルがしばしば発生し、より強い背景風の中でダストデビルの回転方向と観測された渦度は、頻繁に一致していたことも発見している。ダストデビルは障害となるような局所的な地形やメソスケールの現象のない地域で発生することが指摘されており (Carroll and Ryan, 1970)、これは、分単位の時間スケールと数百 m 単位の空間スケールの振幅を変化させる局所的な渦度のソースによってダストデビルが形成されることを示している。ダストデビルが灌漑された場所の境界付近で頻繁に発生するという観測 (Sinclair, 1969) に基づいて、Renno et al. (2004) が冷たい空気と温かい空気の逆転によって発生する大気の水平渦度が対流によって鉛直に傾けられることによってダストデビルの渦度のソースが生じるこ

Dust Devil Type	$V, \text{m s}^{-1}$	2Ω	L, m	Ro
Earth (typical)	10	10^{-4}	10	2×10^3
Earth (extreme)	20	10^{-4}	100	5×10^2
Mars (typical)	30^b	10^{-4}	100^c	4×10^2
Mars (extreme)	100^d	10^{-4}	2000^e	1×10^2

表 4.1: 地球と火星のダストデビルについてのロスビー数の見積り. V はダストデビルの中での接線速度の最大値, Ω は惑星の自転の角速度, L は流れの特徴的な長さスケール (ここではダストデビルの直径), Ro はロスビー数である. Earth (extreme) の風速は Metzger (1999) の大きいダストデビルについての観測結果を用いた.

^b 値は Ryan and Lucich (1983) によるものである.

^c 値は Ferri et al. (2003) によるものである.

^d 値は Rngrose et al. (2003) によるものである.

^e 値は Biener et al. (2002) によるものである.

(Balme and Greeley, 2006)

とを示唆している. 同様に, ダストデビルの形成において水平渦度が対流によって傾くことが重要であることは, 対流セルの枝状の部分で渦が形成されるようなかたちで, 非常に高解像度の LES で再現されている (Kanak et al., 2000; Kanak, 2005). これらのモデルは背景風・ウインドシアや地形のない環境をシミュレーションしており, ダストデビルと同程度のスケール・構造の渦は単に対流活動を通して生じる. ダストデビルのような渦は, 火星大気の LES モデルで観測されていることから (Rafkin et al., 2001; Toigo et al., 2003), 対流によって鉛直面に傾けられた水平渦度は火星のダストデビルのよくある発生メカニズムと言えるようである.

ダストデビルの渦度のソースには多様性があるが, 上記のことは, 背景風がほとんどない平らな地形で発生するダストデビルは, 大規模 (メソスケールの大気の循環や惑星の回転) や小規模 (障害物によるスピンオフ) の渦度のソースによっては引き起こされないことを示している. 一方で, 対流によって水平渦度が中規模で傾くことは, あり得るメカニズムである.

4.3 ダストデビルの熱力学のおよびエネルギーのバランス

熱力学の Renno モデル (Renno et al., 1998, Renno and Bluestein, 2001; Renno et al., 2004) は, ダストデビルを熱機関として表現している. 回転している流れについて圧力勾配と向心力が釣り合っている旋衡風バランスにおいて, 定常状態の渦は, 熱収支が地表での顕著な熱流入, 渦の外側での空気塊の落ち込みによる熱放射と地表での摩擦による散逸だけであると想定してモデル化されている. このよう

にして、渦の強さは熱効率と大気の熱的特性によって表される。ここで仕事に変換される熱入力量を η 、地上付近で摩擦によって消費される力学的エネルギーを γ と表す。Renno et al. (2004) によると、対流循環によるバルク圧力降下は、

$$\begin{aligned} \Delta p &\equiv (p_\infty - p_0) \\ &\approx p_\infty \left\{ 1 - \exp \left[\left(\frac{\gamma \eta}{\gamma \eta - 1} \right) \left(\frac{c_p}{R} \right) \left(\frac{\Delta T}{T_\infty} \right) \right] \right\} \end{aligned} \quad (2)$$

であり、ここで、 p_0 は対流循環の中心の地表の圧力であり、 T_∞ と p_∞ は循環の影響を受けない温度と圧力であり、 R はここで考えている気体に特有の気体定数であり、 c_p は気体の定圧熱容量であり、 ΔT は一様な地表面上の対流プルームの温度摂動であり、Renno and Ingersoll (1996) によって

$$\Delta T \approx \left(\frac{c_p \eta F_{\text{in}}}{8 \varepsilon \sigma_R g H T_c^2} \right), \quad (3)$$

で与えられる。ただし、 F_{in} は地表面の熱フラックス、 ε は気体の放射率、 g は重力加速度、 H は対流層の深さ、 T_c は対流圏界面（上昇する温かい空気が対流システムから放出される高さ）での温度である。

このようにして、(2) より $\eta \ll 1$ または $\Delta p/p_\infty \ll 1$ ならば すなわち典型的な対流プルームあるいは渦と考えられるときには、圧力降下は

$$\Delta p \approx \frac{\gamma \eta c_p p_\infty \Delta T}{R T_\infty} \quad (4)$$

と近似され、渦が旋衡風バランスしているならば

$$V_{\text{max}} \approx \left(\frac{\gamma \eta c_p \Delta T}{p_\infty} \right)^{1/2} \quad (5)$$

となる。ここで、 V_{max} は接線風速の最大値である。

このようにして、ダストデビルの風速や最大圧力の偏位はその熱機関の熱力学に依存しており、周囲の条件に支配されている。

このモデルは、単純であるため、ほとんどの環境に適用できるという点で有力であり、個々のダストデビルの測定可能な主要パラメータの関係の見積もりを描写できる。また、測定可能な周囲の環境のパラメータは、(3)、(4)、(5) 式からダストデビルの特性を予想するために使われうる。(5) を用いた予想はダストデビルの予備観測の結果 (Tratt et al., 2003) とよく一致しているが、現地観測は統計的に信頼できる妥当な数だけ行われておらず、ダストデビルのサンプルリングは時間的にも空間的にも、(3) の妥当性を検証するのに十分なほどは行われていない。それにもかかわらず、このモデルは、火星にうまく拡大適用されてきた。Renno et al. (2000) は、

このモデルが MPF による圧力偏位の観測結果に適用したとき、現実的な温度の偏位や風速を生み出すことを示し、Toigo et al. (2003) は、このモデルによって予想された圧力偏位が、数値モデルとよく一致することを示している。ただし、彼らはよりよい一致は Renno et al. (2000) で使われた 45km よりも低い 5-6km の混合層高度の値を用いて得られたものだということを指摘している。

Lorenz and Myers (2005) による赤外線画像を用いた最近の観測は、ダストデビルの円柱のなかの物質は日射によって強力に熱せられ、物質を支えている空気を温めているようであることを示唆している。この場合、ダストデビルの最も低く、最も多くの粒子が取り込まれた部分の日射が、これまであまり理解されていなかった系のエネルギー収支に深く寄与している。また、この機構は正のフィードバック機構としてはたらいっている。このことは特に、大きくてダストを多く含むダストデビルの寿命が長いことを説明している。より強烈で、よりダストの多いダストデビルになるほど、より多くの太陽エネルギーを吸収し、より強烈なものになる。

第5章 ダストデビルの火星の気候への影響

火星大気は地球大気に比べて薄く、地表面の気圧は地球の $\sim 1000\text{mbar}$ に比べて小さく、 $\sim 5.2\text{mbar}$ であり (Young, 1971), 火星で砂やダストを持ち上げるには、非常に強い風速が必要である。Greeley et al. (1976, 1981) と Iversen and White (1982) らによる風洞研究は、地球と同様に $80\text{-}100\mu\text{m}$ の直径の粒子 (きめの細かい砂) は最もはやく取り去られ、最も低い特徴的な摩擦速度の限界点を持つことを示しており、より大きい粒子とより小さい粒子を取り込むにはより強い風速が必要であることを示している (図 5.1)。しかしながら、火星大気のダスト取り込みの多くは、 $\leq 2\mu\text{m}$ と非常に小さく (Pollack et al., 1979, 1995; Smith and Mars Pathfinder Team, 1997; Tomasko et al., 1999; Lemmon et al., 2004), そのような細かい物質を取り込むのに必要な境界層の風の速度は、地表面で観測された (Hess et al., 1977; Schofield et al., 1997; Magalhaes et al., 1999), あるいは気候モデルによって予想された (Haberle et al., 1999) それらを上回っている。そのような結果にもかかわらず、きめ細かいダストはどういうわけか大気に注入されており、観測される大気のかすみや局地的 (Cantor et al., 2001) または全球ダストストームに寄与している (Kahn et al. 1992; Zurek et al. 1992)。Greeley et al. (1992) は境界層の風によって直接の持ち上げに代わるものを概説している。境界層の風の著しい変化による影響 (ダストを動かすよりも難しい砂を簡単に動かすような) は最近まで最有力候補であり、GCM (General circulation Model) のダスト持ち上げのスキームとして使われてきた (Newman et al., 2002)。

ダストデビルが地球できめ細かい物質の効果的な運搬装置であると観測されてきたことが前提としてあったため、ダストデビルが Thomas and Gierasch (1985) によって Viking の軌道船の画像のなかで確認されるまでは、ダストデビルがダスト持ち上げのメカニズムとして提案され、火星での全球ダストストームの要因の有力な候補であるとされていた (Neubauer, 1966; Gierasch and Goody, 1973)。しかしながら、MGS によるダストデビルの観測数の増加はダストデビルへの関心やダストデビルが火星の気候へどれほど影響しているかを再確認するきっかけとなった。また、火星大気の温度の数年周期の変化の最近の観測 (Clancy et al., 2000; Richardson, 1998; Liu et al., 2003; Smith, 2004) によれば、大気のかすみのソースとして全球ダ

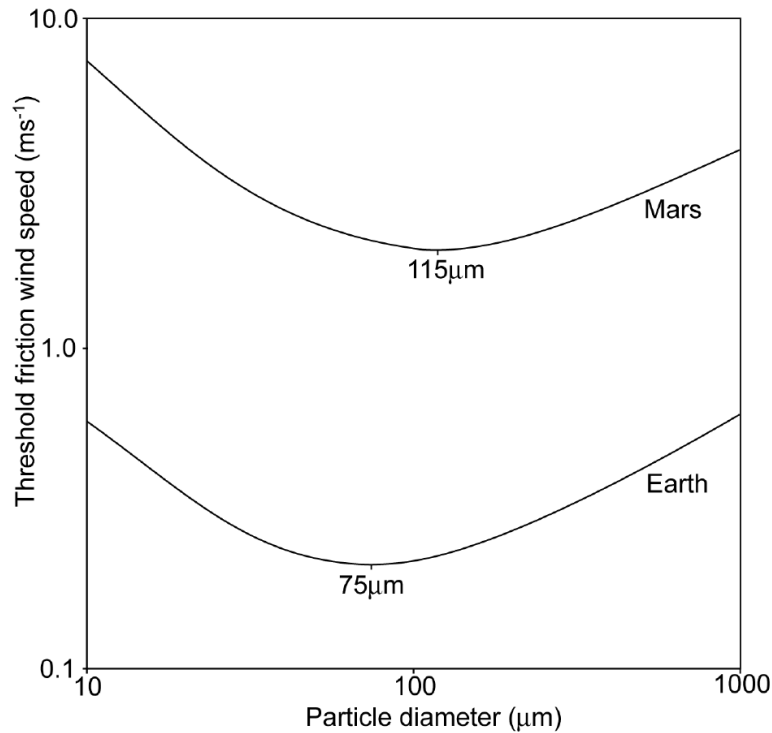


図 5.1: 地球と火星の環境でのケイ酸塩物質の密度における境界層の限界摩擦速度. 摩擦速度は流体密度とシア応力との比の二乗根で定義される. 地球と火星において, 最も持ち上げられやすい粒子の大きさは, $\sim 75\mu\text{m}$ と $\sim 115\mu\text{m}$ であり, 小さい粒子を持ち上げるには, より大きい地表面摩擦速度が必要である. (Greeley and Iversen, 1985)

ストストームによるダストのゆっくりとした降下を防いでいるようであり, ダストデビルあるいは小さい対流性のダストストームが大気中にあるダストを維持するのに役割を果たしているかもしれないことを示唆した.

$2 \times 10^{-2} \text{kg m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ のダストが火星の地表面から取り除かれており, 観測される大気のかすみに寄与している (Pollack et al., 1979). これは, MPF の着陸地点で見られたダストの沈降速度によって立証された値であり (Rover Team, 1997), 疑問がもたらされる. ダストデビルはこの量のダスト持ち上げをなしえるのだろうか. アルギュレ平原やヘラス盆地で観測されたダストデビルの足跡の密集度を火星地表面全体の平均についての見積もりとして用いた Balme et al. (2003b) は, ダストデビルだけではこのフラックスをなしえないことを発見した. しかし, ダストデビルの何割が足跡を残すのかがわからないことも強調しており, ダストデビルの足跡が非常に密集している地域と頻りにダストデビルが活動している地域との間に一致が見られない (Fisher et al., 2005). Ferri et al. (2003) は, MPF の着陸地による局

地的なダストデビルによる取り去りフラックスは大気のかすみを支えるのに必要とされるよりも一桁大きいと見積もっており、また、Fisher et al. (2005) は、アマゾン平原でのダストデビルによるフラックスはさらに一桁大きいと見積もっている。

これらの研究の相違は、限られたあるいは局地的なデータから全球についての見積もりをすることの難しさを浮き彫りにし、全ダストフラックスの見積もりは、軌道船による足跡、あるいはダストデビルの観測からなされ得るようである。Balme and Greeley (2006) によって、二つの式、ダストデビルについての式 (6) と後述するダストデビルの足跡についての式 (7) によってまとめられている。ダストデビルの観測について、

$$D \approx N\bar{F}\bar{L}\bar{A}. \quad (6)$$

ここで、 D は、一年あたりのトータルのダストデビルによるダスト取り去り、 N は全球で一火星年あたりに起こるダストデビルの数、 \bar{F} は火星のダストデビルの平均取り去りフラックス、 \bar{L} は火星のダストデビルの平均寿命、そして、 \bar{A} は個々のダストデビルに影響を受ける平均の瞬間的な面積である。このスキームの主な長所は、ダストデビルの観測を用いており、軌道船からの画像で観測されるダストデビルの数が同じ場所からの着陸船による画像によって修正されうることである。もう一つの長所は、限界点やフラックスの実験による結果や特定の場所での地表面のダスト供給についてのデータと Renno モデルと結びつけることによって F を見積もることができることである。この方法の短所は低解像度や画像の時間的・空間的の範囲が限られていることであり、統計量の不足やより小さい、あるいは最も一般的なダストデビルを見逃す可能性がある。また、火星での専用のサンプリングシステムなしに、シミュレーションから、あるいは着陸船による観測から一つのダストデビルのフラックスをみつめることは難しい。

ダストデビルの足跡の観測について、

$$D \approx \frac{1}{\alpha} [N_t \bar{A}_t \bar{m}_t]. \quad (7)$$

ここで、 α は足跡を残す全てのダストデビルの比、 N_t は一年に火星で形成される足跡の数、 \bar{A}_t は平均的なダストデビルの足跡の面積、そして、 \bar{m}_t は足跡を形成するのに単位面積あたりの取り去られた物質の平均質量である。この方法が抱える最も大きな問題は、典型的な足跡がどれほどの取り去られた物質に相当するのかを見積もること、また特定の場所や季節における α を見積もることである。着陸船による観測はここでは重要である (最近の観測はいくらかの準備的なデータをもたらしている (Metzger, 2005)) が、類似物質の地表面での渦の効果の数値シミュレーションもまた重要である。

実験によって立証できるような観測結果は、これらの問題に答えるのに十分に正確であることを証明しておらず、別の方法が用いられなければならない。最近で

は、GCMにおいてダストデビルのフラックスをモデル化する手法が開発されてきた (Newman et al., 2002; Basu et al., 2004). これらの方法は、ダストデビルの持ち上げによるダストフラックスはGCMにおいて決められた大気のパラメータの関数として、気候モデルの解像度を下回るスケールで計算されている。平行して、ダスト持ち上げを引き起こす境界層の風の著しい変化の影響に依存する境界層のスキームによって、ダストストームのパラメータ化が行われている。

Newman et al. (2002) と Basu et al. (2004) は、ダストデビルの活動の値 Λ を得るために Renno の熱力学モデルを用いた。この値は日射による地表面での著しい熱フラックス、境界層の深さと調節可能な効率パラメータにのみ基づくものである。Newman et al. (2002) は二つのパラメータを使っており、一つはダストデビルによる大気への注入のフラックスが Λ に単純に比例するものであり、もう一つは過去のダストデビルの限界点の実験 (Greeley and Iversen, 1985) による限界点の基準を用いたものである。Basu et al. (2004) は固有のダスト持ち上げの限界点の基準を用いていない。Newman et al. (2002) は大気の不透明性の観測結果と一致するようにそれらの手法を調整し、任意のフラックスの単位でのそれらの結果を表した。一方で、Basu et al. (2004) は通年の大気温と一致するようにそれらの自由パラメータを調整し、 Λ を決定するのに最も適した値を用いた。

Newman et al. (2002) は、ダストデビルの活動はそれぞれの半球の夏で $\sim \pm 30^\circ$ の緯度で広帯域で卓越していることを発見し、ほこりっぽい大気中ではより少ないダストデビルの活動は抑えられることを発見した。ダスト持ち上げは、両半球の緯度 40° の極地側で極小となる。Newman et al. (2002) と Basu et al. (2004) はアマゾン平原が観測結果とも一致する特にダストデビルによる浸食作用が大きい地域であることを発見した。Basu et al. (2004) は、夏に低・中緯度で活動がピークになることを発見した。さらに、平均的な北半球のダストフラックスが彼らのモデルがMPFによるダストデビルのフラックスの観測結果とよく一致すること (Ferri et al., 2003) を検証する必要がある。Basu et al. (2004) は彼らのダストデビルのスキームはそれだけではダストストームに着手できず、彼らの境界層のスキームはダストストームには着手できず、2つ同時であれば大気のかすみを維持することに注目している。最近のダストデビルやその足跡の観測 (Cantor and Edgett, 2002; Balme et al., 2003b) はまた、ダストデビルがダストストームの要因となっている証拠がないことを示している。モデル化は、ダストデビルが全球ダストストームの要因ではないという観測結果を裏付ける傾向がある。しかし、おそらくかすみの維持には関与しているであろう。

この二つのモデルでのダストデビルの活動の緯度分布は、第3章で議論した観測されたダストデビルの足跡の分布と一致していない。この原因が観測データの不足によるものであるか、あるいはモデルに欠陥があるのかは不明である。しかしながら、どちらのモデルも地表面での実際のダスト供給を説明しておらず、Ruff and

Christensen (2002) のダストの覆いの指標によるこのパラメータを計算に入れることでよりよい一致が得られた。観測とモデリングを組み合わせることによってダストデビルが火星の大気のかすみを維持する主要な過程であることを示唆されているが、立証するにはダストデビルやその足跡の全球的な研究を待つばかりの状態である。

第6章 まとめ

地球では、ダストデビルはありふれた大気現象である。その平均直径は～7mほどであり、その形状は一般的にダストの円柱をもつが、発生する地域によって様々である。ダストデビルの回転方向に明確な傾向はないようである。ダストデビルは日射によってエネルギー供給されているので、日射の強い夏、また一日のなかでは昼前から昼過ぎの時間帯にかけて頻繁に発生する。また鉛直不安定が生じやすい乾燥地帯でダストデビルは頻繁に発生する。地球のダストデビルの観測は、これまでに行われてきており、中心部での圧力降下、正の気温偏位や取り込んだ粒子と地面によつての摩擦によつて生じる静電場や磁場などの存在が観測によつてわかっている。また、ダストデビルの上昇気流や中心部での圧力降下による吸い込みによつて、地表面の物質が取り込まれることもわかっている。水平風速の分布はおおよそ Rankine 渦の構造をもち、ダストデビルの上昇気流を伴うが中心部で下降気流が生じていることがしばしば観測される。

火星でも、ダストデビルはありふれた現象であり、地球のそれと同様の発生率の日変化、季節依存などを示している。しかし、火星のダストデビルは地球のダストデビルより大きいことが知られており、コリオリ力の影響が示唆されたが、やはり回転方向に傾向は見られていない。火星のダストデビルの観測は、最近のいくつかの火星探査によつて行われはじめたところであり、地球と比べて観測データの量は少ない。しかし、火星の地表に着陸した探査機による観測データなどから、地球のダストデビルの持つ圧力や温度の偏位が火星のダストデビルにも見られている。

ダストデビルの形成には鉛直渦度が必要であり、局所的な地形によつて生じた渦度が一因となっていることは明らかである。しかし、背景風がなく平坦な地形でもダストデビルは発生しており、そのような状況での渦度のソースは、水平渦度が対流によつて鉛直面に傾けられることで生じる鉛直渦度であり、これは高解像度の LES によつて再現されている。また、ダストデビルの熱力学やエネルギーのバランスは、Renno モデルによつて表現され、火星のダストデビルについての数値シミュレーションを用いた研究の結果ともよく一致したようである。

ダストデビルは、地球では乾燥地帯で堆積物を輸送する程度で地球の気候には影響あたえていない。しかし、火星では、地表面の物質をまきあげることによって、火星大気のかすみの維持に寄与しており、さらに地表面の物質がまきあげられることによつて

てアルベドの変化させることによって、火星の気候に影響を与えているようである。この火星の気候への影響を見積もるために、室内実験や数値シミュレーションによる研究が行われており、ダストデビルを再現できるほどの高解像度をもつ数値モデルを GCM に組み込むことが試みられている。

謝辞

卒業研究のテーマを選ぶ際に、林 祥介教授、岩山 隆寛准教授には相談に乗って頂きました。また博士課程の森川 靖大氏には、本論文の作成における技術的な部分から内容に至るまでご指導頂きました。高橋 芳幸博士には論文の内容や構成について助言を頂きました。日頃のセミナーや会話などを通じて研究室の皆様から貴重なアドバイスを頂きました。

本論文の作成するに当たりご協力頂いた皆様にここで感謝の意を表わし、深く御礼申し上げます。

参考文献

- Baddeley, P. F. H., 1860: Whirlwinds and Dust Storms of India, Bell and Daldey, London.
- Balme, M., and R. Greeley, 2006: Dust devils on Earth and Mars, *Rev. Geophys.*, **44**, RG3003, doi:10.1029/2005RG000188.
- Balme, M., S. Metzger, M. Towner, T. Ringrose, R. Greeley, and J. Iversen, 2003a: Friction wind speeds in dust devils: A field study, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(16), 1830, doi:10.1029/2003GL017493.
- Balme, M. R., P. L. Whelley, and R. Greeley, 2003b: Mars: Dust devil track survey in Argyre Planitia and Hellas Basin, *J. Geophys. Res.*, **108**(E8), 5086, doi:10.1029/2003JE002096.
- Basu, S., M. I. Richardson, and R. J. Wilson, 2004: Simulation of the Martian dust cycle with the GDFL Mars GCM, *J. Geophys. Res.*, **109**, E11006, doi:10.1029/2004JE002243.
- Bell, F., 1967: Dust devils and aviation, report, *Meteorol. Note* **27**, Aust. Bur. of Meteorol., Melbourne, Victoria.
- Biener, K. K., P. E. Geissler, A. S. McEwen, and C. Leovy, 2002: Observations of dust devils in MOC wide angle camera images, *Lunar Planet. Sci.* [CD-ROM], **XXIII**, Abstract 1048.
- Bluestein, H. B., and A. L. Pazmany, 2000: Observations of tornadoes and other convective phenomena with a mobile, 3-mm wavelength, Doppler radar, The spring 1999 field experiment, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **81**, 2939-2951.
- Brooks, H. B., 1960: Rotation of dust devils, *J. Meteorol.*, **17**, 84-86.
- Cakmur, R. V., R. S. Miller, and O. Torres, 2004: Incorporating the effect of small-scale circulations upon dust emission in an atmospheric general circulation model, *J. Geophys. Res.*, **109**, D07201, doi:10.1029/2003JD004067.

- Cantor, B. A., and K. S. Edgett, 2002: Martian dust devils: 2 Mars years of MGS MOC observations, *Eos Trans. AGU*, **83**(47), Fall Meet. Suppl., Abstract P41A.
- Cantor, B. A., P. B. James, M. Caplinger, and M. J. Wolff, 2001: Martian dust storms: 1999 Mars Orbiter Camera observations, *J. Geophys. Res.*, **106**, 23,653-23,689.
- Carroll, J. J., and J. A. Ryan, 1970: Atmospheric vorticity and dust devil rotation, *J. Geophys. Res.*, **75**, 5179-5184.
- Clancy, R. T., M. J. Sandor, M. J. Wolff, P. R. Christensen, M. D. Smith, J. C. Pearl, B. J. Conrath, and R. J. Wilson, 2000: An intercomparison of ground-based millimeter, MGS TES and Viking atmospheric temperature measurements: Seasonal and interannual variability of temperature and dust loading in the global Mars atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **105**, 9553-9572.
- Crozier, W. D., 1964: The electric field of a New Mexico dust devil, *J. Geophys. Res.*, **69**, 5427-5429.
- Crozier, W. D., 1970: Dust devil properties, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4583-4585.
- Durward, J., 1931: Rotation of ' dust devils ', *Nature*, **128**(3227), 412-413.
- Edgett, K. S., and M. C. Malin, 2000: Martian dust raising and surface albedo controls: Thin, dark (and sometimes bright) streaks and dust devils in MGS high-resolution images, *Lunar Planet. Sci.* [CD-ROM], **XXXI**, Abstract 1073.
- Ette, A. I. I., 1971: The effect of Hermattian dust on atmosphere electrical parameters, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **33**, 295-300.
- Farrell, W. M., G. T. Delory, S. A. Cummer, and J. Marshall, 2003: A simple electrodynamic model of a dust devil, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(20), 2050, doi:10.1029/2003GL017606.
- Farrell, W. M., et al., 2004: Electric and magnetic signatures of dust devils from the 2000-2001 MATADOR desert tests, *J. Geophys. Res.*, **109**, E03004, doi:10.1029/2003JE002088.
- Ferri, F., P. H. Smith, M. T. Lemmon, and N. O. Renno, 2003: Dust devils as observed by Mars Pathfinder, *J. Geophys. Res.*, **108**(E12), 5133, doi:10.1029/2000JE001421.

- Fisher, J. A., M. I. Richardson, C. E. Newman, M. A. Szwarc, C. Graf, S. Basu, S. P. Ewald, A. D. Toigo, and R. J. Wilson, 2005: A survey of Martian dust devil activity using Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera images, *J. Geophys. Res.*, **110**, E03004, doi:10.1029/2003JE002165.
- Fitzjarrald, D. E., 1973: A field investigation of dust devils, *J. Appl. Meteorol.*, **12**, 808-813.
- Flower, W. D., 1936: Sand devils, *London Meteorol. Off. Prof. Notes*, **5**(71), 1-16.
- Freier, G. D., 1960: The electric field of a large dust devil, *J. Geophys. Res.*, **65**, 3504.
- Geissler P., 2005: Three decades of Martian surface changes, *J. Geophys. Res.*, **110**, E02001, doi:10.1029/2004JE002345.
- Gibbons, A., F. Yang, P. Mlsna, and P. Geissler, 2005: Automated procedures for detecting Martian dust devils, *Lunar Planet. Sci.*[CD-ROM], **XXXVI**, Abstract 2005.
- Gierasch, P., and R. M. Goody, 1973: A model of a Martian great dust storm, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 749-762.
- Gillette, D. A., and P. C. Sinclair, 1990: Estimation of suspension of alkaline material by dust devils in the United-States, *Atmos. Environ. Part A*, **24**(5), 1135-1142.
- Grant, C. G., 1949: Dust devils in the sub-arctic, *Weather*, **4**, 402-403.
- Grant, J. A., and P. A. Schultz, 1987: Possible tornado-like tracks on Mars, *Science*, **237**, 883-885.
- Greeley, R., and J. Iversen, 1985: Wind as a Geologic Process on Earth, Mars, Venus and Titan, Cambridge Univ. Press, New York.
- Greeley, R., R. N. Leach, B. R. White, J. Iversen, and J. B. Pollack, 1976: Mars: Wind friction speeds for particle movement, *Geophys. Res. Lett.*, **3**, 417-420.
- Greeley, R., B. White, J. B. Pollack, J. Iversen, and R. N. Leach, 1981: Dust storms on Mars: Considerations and simulations, in Desert Dust: Origin, Characteristics, and Effect on Man, edited by T. Pewe, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, **186**, 101-121.

- Greeley, R., N. Lancaster, S. Lee, and P. Thomas, 1992: Martian Aeolian processes, sediments and features, in Mars, edited by H. H. Kieffer et al., pp. 730-766, Univ. of Ariz. Press, Tucson.
- Greeley, R., M. R. Balme, J. D. Iversen, S. Metzger, B. Mickelson, J. Phoreman, and B. White, 2003: Martian dust devils: Laboratory simulations of particle threshold, *J. Geophys. Res.*, **108**(E5), 5041, doi:10.1029/2002JE001987.
- Greeley, R., et al., 2005: Martian variable features: New insights from the Mars Express Orbiter and the Mars Exploration Rover Spirit, *J. Geophys. Res.*, **110**, E06002, doi:10.1029/2005JE002403.
- Haberle, R. M., M. M. Joshi, J. R. Murphy, J. R. Barnes, J. T. Schofield, G. Wilson, M. Lopez-Valverde, J. L. Hollingsworth, A. F. C. Bridger, and J. Schaeffer, 1999: General circulation model simulations of the Mars Pathfinder atmospheric structure investigation/meteorology data, *J. Geophys. Res.*, **104**, 8957-8974.
- Hallett, J., and T. Hoffer, 1971 Dust devil systems, *Weather*, **26**, 247-250.
- Hess, G. D., and K. T. Spillane, 1990: Characteristics of dust devils in Australia, *J. Appl. Meteorol.*, **29**, 498-507.
- Hess, G. D., K. T. Spillane, and R. S. Lourenz, 1988: Atmospheric vortices in shallow convection, *J. Appl. Meteorol.*, **27**, 305-317.
- Hess, S. L., R. M. Henry, C. B. Leovy, J. A. Ryan, and J. E. Tillman, 1977: Meteorological measurements from the surface of Mars: Viking 1 and 2, *J. Geophys. Res.*, **82**, 4559-4574.
- Houser, J. G., W. M. Farrell, and S. Metzger, 2003: ULF and ELF magnetic activity from a terrestrial dust devil, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(1), 1027, doi:10.1029/2001GL014144.
- Hsu, C. T., and B. Fattahi, 1976: Mechanism of tornado funnel formation, *Phys. Fluids*, **19**(12), 1853-1858.
- Idso, S. B., 1974: Tornado or dust devil, the enigma of desert whirlwinds, *Am. Sci.*, **62**, 530-541.
- Idso, S. B., 1975: Observations of dust devils over water, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **56**, 376.

- Iversen, J. D., and B. White, 1982: Saltation threshold on Earth, Mars and Venus, *Sedimentology*, **29**, 111-119.
- Ives, R. L., 1947: Behavior of dust devils, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **28**, 168-174.
- Kahn, R. A., T. Z. Martin, R. W. Zurek, and S. W. Lee, 1992: The Martian dust cycle, in Mars, edited by H. H. Kieffer et al., pp. 1017-1053, Univ. of Ariz. Press, Tucson.
- Kaimal, J. C., and J. A. Bussinger, 1970: Case studies of a convective plume and a dust devil, *J. Appl. Meteorol.*, **9**, 612-620.
- Kanak, K. M., 2005: Numerical simulation of dust devil-scale vortices, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 1271-1292.
- Kanak, K. M., D. Lilly, and J. T. Snow, 2000: The formation of vertical vortices in the convective boundary layer, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 2789-2810.
- Lemmon, M. T., et al., 2004: Atmospheric imaging results from the Mars Exploration Rovers: Spirit and Opportunity, *Science*, **306**, 1753-1756.
- Liu, J., M. I. Richardson, and R. J. Wilson, 2003: An assessment of the global, seasonal, and interannual spacecraft record of Martian climate in the thermal infrared, *J. Geophys. Res.*, **108**(E8), 5089, doi:10.1029/2002JE001921.
- Lorenz, R. D., and M. J. Myers, 2005: Dust devil hazard to aviation: A review of United States air accident reports, *J. Meteorol.*, **30**(298), 178-184.
- Magalhaes, J. A., J. T. Schofield, and A. Seiff, 1999: Results of the Mars Pathfinder atmospheric structure investigation, *J. Geophys. Res.*, **104**, 8943-8955.
- Malin, M. C., and K. S. Edgett, 2001: Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera: Interplanetary cruise through primary mission, *J. Geophys. Res.*, **106**, 23,429-23,570.
- Mattsson, J. O., T. Nihlen, and W. Yue, 1993: Observations of dust devils in a semi-arid district of southern Tunisia, *Weather*, **48**, 359-363.
- McGinnigle, J. B., 1966: Dust whirls in north-west Libya, *Weather*, **21**, 272-276.
- Metzger, S. M., 1999: Dust devils as aeolian transport mechanisms in southern Nevada and in the Mars Pathfinder landing site, Ph.D. thesis, Univ. of Nev., Reno.

- Metzger, S., 2001: Recent advances in understanding dust devil processes and sediment flux on Earth and Mars, *Lunar Planet. Sci.* [CD-ROM], **XXXII**, Abstract 2157.
- Metzger, S., 2005: Evidence of dust devil scour at the MER Spirit Gusev site, *Lunar Planet. Sci.* [CD-ROM], **XXXVI**, Abstract 2397.
- Metzger, S. M., and N. Lancaster, 1995: Dust devil activity in a playa basin, southern Nevada, *Eos Trans. AGU*, **76**(46), Fall Meet. Suppl., F66.
- Metzger, S. M., J. R. Carr, J. R. Johnson, T. J. Parker, and M. T. Lemmon, 1999: Dust devil vortices seen by the Mars Pathfinder camera, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2781-2784.
- Metzger, S. M., J. R. Carr, J. R. Johnson, T. J. Parker, and M. T. Lemmon, 2000: Techniques for identifying dust devils in Mars Pathfinder images, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **38**(2), 870-876.
- Metzger, S., M. R. Balme, W. M. Farrell, S. Fuerstenau, R. Greeley, J. Merrison, M. R. Patel, T. J. Ringrose, M. C. Towner, and J. C. Zarnecki, 2004a: Unwrapping the whirlwind: Measuring natural dust devils, *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, **36**(5-11), 22.
- Metzger, S., M. R. Balme, R. Greeley, T. J. Ringrose, M. C. Towner, and J. C. Zarnecki, 2004b: Surface profiling of natural dust devils, *Lunar Planet. Sci.* [CD-ROM], **XXXV**, Abstract 2063.
- Michaels, T. I., and S. C. R. Rafkin, 2001: Simulation of the convective boundary layer and dust devils on Mars, paper presented at 33rd Annual Meeting, Div. for Planet. Sci. of the Am. Astron. Soc., New Orleans, La.
- Morton, B. R., 1966: Geophysical vortices, *Prog. Aeronaut. Sci.*, **7**, 145-194.
- Murphy, J., and S. Nelli, 2002: Mars Pathfinder convective vortices: Frequency of occurrence, *Geophys. Res. Lett.*, **29**(23), 2103, doi:10.1029/2002GL015214.
- Neakrase, L. D. V., R. Greeley, and J. D. Iversen, 2004: Dust devils on Mars: Scaling of dust flux based on laboratory simulations, *Lunar Planet. Sci.* [CD-ROM], **XXXV**, Abstract 1395.
- Neubauer, F. M., 1966: Thermal convection in the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **71**, 2419-2426.

- Newman, C. E., S. R. Lewis, P. L. Read, and F. Forget, 2002: Modeling the Martian dust cycle: 1. Representations of dust transport processes, *J. Geophys. Res.*, **107**(E12), 5123, doi:10.1029/2002JE001910.
- Pollack, J. B., D. S. Colburn, F. M. Flasar, R. Kahn, C. E. Carlston, and D. Pidek, 1979: Properties and effects of dust particles suspended in the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2929-2945.
- Pollack, J. B., M. E. Ockert-Bell, and M. K. Shepard, 1995: Viking Lander image analysis of Martian atmospheric dust, *J. Geophys. Res.*, **100**, 5235-5250.
- Rafkin, S., B. Haberle, and T. Michaels, 2001: The Mars regional atmospheric modelling system: Model description and selected simulations, *Icarus*, **151**, 228-256.
- Renno, N. O., and H. B. Bluestein, 2001: A simple theory for waterspouts, *J. Atmos. Sci.*, **58**, 927-932.
- Renno, N. O., and A. P. Ingersoll, 1996: Natural convection as a heat engine: A theory for CAPE, *J. Atmos. Sci.*, **53**, 572-585.
- Renno, N. O., M. L. Burkett, and M. P. Larkin, 1998: A simple thermodynamical theory for dust devils, *J. Atmos. Sci.*, **55**, 3244-3252.
- Renno, N. O., A. A. Nash, J. Lunine, and J. Murphy, 2000: Martian and terrestrial dust devils: Test of a scaling theory using Pathfinder data, *J. Geophys. Res.*, **105**, 1859-1865.
- Renno, N. O., et al., 2004: MATADOR 2002: A pilot field experiment on convective plumes and dust devils, *J. Geophys. Res.*, **109**, E07001, doi:10.1029/2003JE002219.
- Richardson, M. I., 1998: Comparison of microwave and infrared measurements of Martian atmospheric temperatures: Implications for short-term climate variability, *J. Geophys. Res.*, **103**, 5911-5918.
- Ringrose, T. J., 2003: An investigation of Martian and terrestrial dust devils, Ph.D. thesis, The Open Univ., Milton Keynes, U.K.
- Ringrose, T. J., M. C. Towner, and J. C. Zarnecki, 2003: Convective vortices on Mars: A reanalysis of Viking Lander 2 meteorological data, sols 1-60, *Icarus*, **163**, 78-87.
- Rossi, A. P., 2002: Possible dust devils tracks detected in Tenere Desert, (Niger): An analogue to Mars, *Lunar Planet. Sci.* [CDROM], **XXXIII**, Abstract 1307.

- Rover Team, 1997: Characterization of the Martian surface deposits by the Mars Pathfinder rover, Sojourner, *Science*, **278**, 1765-1767.
- Ruff, S. W., and P. R. Christensen, 2002: Bright and dark regions on Mars: Particle size and mineralogical characteristics based on Thermal Emission Spectrometer data, *J. Geophys. Res.*, **107**(E12), 5127, doi:10.1029/2001JE001580.
- Ryan, J. A., 1972: Relation of dust devil frequency and diameter to atmospheric temperature, *J. Geophys. Res.*, **77**, 7133-7137.
- Ryan, J. A., and J. J. Carroll, 1970: Dust devil wind velocities: Mature state, *J. Geophys. Res.*, **75**, 531-541.
- Ryan, J. A., and R. D. Lucich, 1983: Possible dust devils, vortices on Mars, *J. Geophys. Res.*, **88**, 11,005-11,011.
- Schofield, J. T., J. R. Barnes, D. Crisp, R. M. Haberle, S. Larsen, J. A. Magalhaes, J. R. Murphy, A. Seiff, and G. Wilson, 1997: The Mars Pathfinder atmospheric structure investigation meteorology (ASI/MET) experiment, *Science*, **278**, 1752-1758.
- Schwiesow, R. L., and R. E. Cupp, 1975: Remote Doppler velocity measurements of atmospheric dust devil vortices, *Appl. Opt.*, **15**, 1-2.
- Schwiesow, R. L., R. E. Cupp, M. J. Post, P. C. Sinclair, and R. F. Abbey, 1977: Velocity structures of waterspouts and dust devils as revealed by Doppler lidar measurements, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **58**, 677.
- Sinclair, P. C., 1964: Some preliminary dust devil measurements, *Mon. Weather Rev.*, **22**(8), 363-367.
- Sinclair, P. C., 1965: On the rotation of dust devils, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **46**, 388-391.
- Sinclair, P. C., 1966: General characteristics of dust devils, Ph.D. thesis, Univ. of Ariz., Tucson.
- Sinclair, P. C., 1969: General characteristics of dust devils, *J. Appl. Meteorol.*, **8**, 32-45.
- Sinclair, P. C., 1973: The lower structure of dust devils, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1599-1619.
- Smith, M. D., 2004: Interannual variability in TES atmospheric observations of Mars during 1999-2003, *Icarus*, **167**, 148-165.

- Smith, P. H., and M. T. Lemmon, 1999: Opacity of the Martian atmosphere measured by the imager for Mars Pathfinder, *J. Geophys. Res.*, **104**, 8975-8985.
- Smith, P. H., and Mars Pathfinder Team, 1997: Results from the Mars Pathfinder camera, *Science*, **278**, 1758-1765.
- Snow, J. T., and T. M. McClelland, 1990: Dust devils at White Sands Missile Range, New Mexico: 1. Temporal and spatial distributions, *J. Geophys. Res.*, **95**, 13,707-13,721.
- Stanzel, C., M. Pa " tzold, A. Wennmacher, E. Hauber, G. Neukum, and the HRSC CoI Team, 2005: First estimates of the forward velocity of Martian dust devils from HRSC images, *Geophys. Res. Abstr.*, **7**, Abstract 06497.
- Thomas, P. C., and P. J. Gierasch, 1985: Dust devils on Mars, *Science*, **230**, 175-177.
- Toigo, A. D., and M. I. Richardson, 2002: A mesoscale model for the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **107**(E7), 5049, doi:10.1029/2000JE001489.
- Toigo, A. D., M. I. Richardson, S. P. Ewald, and P. J. Gierasch, 2003: Numerical simulation of Martian dust devils, *J. Geophys. Res.*, **108**(E6), 5047, doi:10.1029/2002JE002002.
- Tomasko, M. G., L. R. Doose, M. Lemmon, P. H. Smith, and E. Wegryn, 1999: Properties of dust in the Martian atmosphere from the Imager on Mars Pathfinder, *J. Geophys. Res.*, **104**, 8987-9007.
- Towner, M. C., T. J. Ringrose, M. R. Patel, M. R. Balme, S. Metzger, R. Greeley, and J. C. Zarnecki, 2004: A close encounter with a terrestrial dust devil, *Lunar Planet. Sci.* [CD-ROM], **XXXV**, Abstract 1259.
- Tratt, D. M., M. H. Hecht, D. C. Catling, E. C. Samulon, and P. H. Smith, 2003: In situ measurements of dust devil dynamics: Toward a strategy for Mars, *J. Geophys. Res.*, **108**(E11), 5116, doi:10.1029/2003JE002161.
- Wennmacher, A., F. M. Neubauer, M. Pa " tzold, and K. Schmitt, 1996: A search for dust devils on Mars, *Lunar Planet. Sci.*, **XXVII**, Abstract 1417.
- Williams, N. R., 1948: Development of dust whirls and similar small-scale vortices, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **29**, 106-117.

- Young, L. D. G., 1971: Interpretation of high-resolution spectra of Mars. II. Calculations of CO₂ abundance, rotational temperature, and surface pressure, *J. Quant. Spectros. Radiat. Transfer*, **11**, 1075-1086.
- Zurek, R. W., J. R. Barnes, R. M. Haberle, J. B. Pollack, J. E. Tillman, and C. B. Leovy, 1992: Dynamics of the atmosphere of Mars, in Mars, edited by H. H. Kieffer et al., pp. 835-933, Univ. of Ariz. Press, Tucson.