

沙漠研究

JOURNAL OF ARID LAND STUDIES

目 次

卷頭言 小林登史夫：沙漠研究の特性，“複合化”**口 絵**

1. 蒲生 稔：気候と植生による乾燥地域の分類
2. 山川修治：エルニーニョ現象最盛期とポストエルニーニョ期における合成高層雲量分布
3. 真木太一：沙漠化防止としての緑の沙漠を夢見て

総説特集「沙漠の気象・気候—微気象から大気候まで—」

真木太一・杜 明遠：沙漠の微気象と微気候改良	1-10
杜 明遠・真木太一：沙漠化・緑化と気候変化	11-16
蒲生 稔：気候と植生からみた乾燥域の分類	17-26
山川修治：沙漠化と地球温暖化・エルニーニョ	27-36

展望総説

小林登史夫：農業から始まった常識と危機管理体制の違い —1200年以降の日本と西欧とを比較して—	37-44
真木太一：緑の沙漠を夢見て	45-49

原著論文・論説

小川哲夫・安部征雄・尾崎益雄：塩類が蒸発促進材の蒸発促進効果に及ぼす影響	51-59
真木太一：天童市ジャガラモガラ盆地の風穴と乾燥地トルファンのカレーズの気候特性	61-78

小特集：沙漠工学分科会第9回講演会および第10回記念講演会

概 要	79-80
篠田 裕：乾燥地における土壤水分計測の実際	81-89
SINHA, Sangeeta・小島紀徳・KUMAR, Sanjay：インドにおける太陽熱利用技術 —発展と限界—（英文）	91-97
遠山恆雄：大草原の沙漠化の現状と対策（英文）	99-104
山口達明：現地産天然腐植資材を利用する荒漠化防止	105-122

書評 123**おあしす** [学会報告／会員のページ]

沙漠研究の特性，“複合化”

まず、本号から「沙漠研究」と「おあしす」が合併して年4回発刊されることになり、その新しい門出をお祝いすると共に、“合併効果”が今後とも色々な面で大きく発展していくことを、強く期待している。既にほぼ10年にわたって年2回発刊されてきた「沙漠研究」の実績の上に、同様に年4回発行されてきた「おあしす」がカバーしてきた関連情報の紹介が積み重なることで、より魅力のある雑誌となろう。今後「沙漠研究」をさらに成長させるには、会員の諸兄姉を始め編集委員周辺の方々のご努力、アイデアの提供、執筆者の選択と説得、等々と多様なご支援・ご苦労等の集積が、今後とも切に望まれていることになろう。どうか、よろしくお願い致したい。

さて本題に戻ると、昨今において発展性が高く魅力ある技術群には、幾つかの共通する要素が含まれているように思っている。その中の大きな1つに、“複合化”と云う特性があるのでは無かろうか。従来から永く続いてきた専門領域は、それぞれ何かが飽和した頭打ちの状態になっており、幾つかの専門領域が重った部分、或いは、専門領域の間の“まだ手が着けられていない部分”に、次世代への大きな発展性が秘められていよう。新しい事をやれば何でも当たる、というほど簡単なものではないが、社会は従来型とは違う価値観やニーズを求めて、虎視眈々と新しい出口を求めているのでは無かろうか。

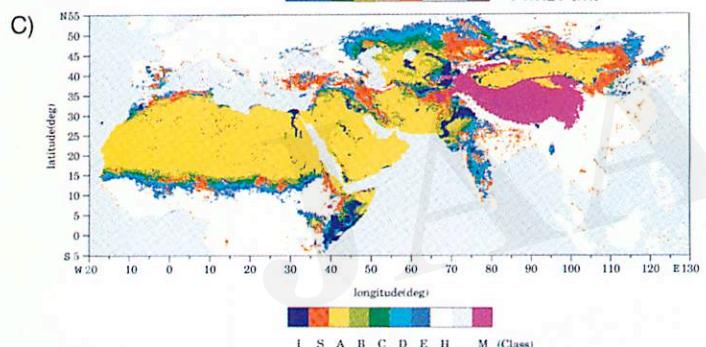
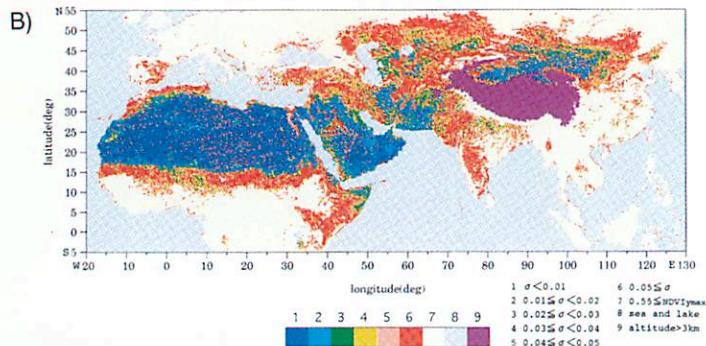
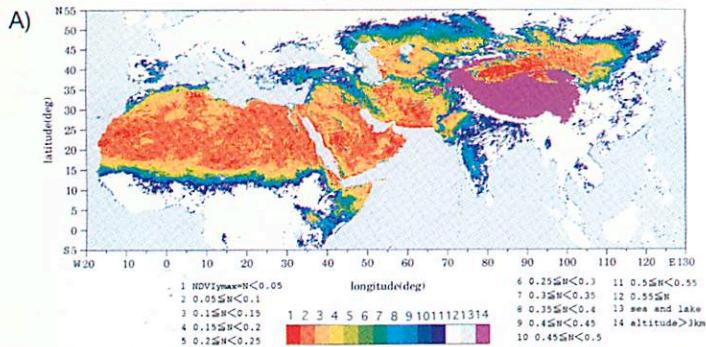
こうした“複合化”と云う切り口で、目前の沙漠に関連した諸研究の実態を見直してみると、面白いことに気が付く。まずその研究手法に関しては、大学の学部、学科、などの分類分けを基準にすると、作物学、土壌肥料学、農業気象学、…と極めて多くの□□学を、重み付けの大小は有っても、組合せないと当面の沙漠研究は成り立たない。さらに自然科学だけでも無く、歴史、民族、人文地理、産業構造、…等と社会科学的な知見までも十分に考慮して、いや時にはコチラの方が大きなウェートを占める場合もあって、対象となる場所や相手等に応じた研究を進めなければならない。現場と理論…と、幾つかの幅広い複合要素の組立もまた求められている。

人が成長し最後には年老いて消えて行くように、個々の学問領域にも創生期、成熟期、老衰期などと、どう分けるかの分類にも色々存在しようが、人の一生と同じ様なサイクルが存在していると感じられる。そこで複合化が強く望まれている時期は、何と云っても創生期の極く初期の段階だけで、後はその分野に固有な手法なり解析事例が蓄積されてくると、標準的な手法として定着して成熟期に移行することになる。沙漠研究においても、まだ当分は積極的な複合化を図って幅と厚みを思い切って広げ・深くすることを考える、即ち、どんどんと“新しい手法・技術”を積極的に導入する努力が望まれている時期と考えている。深い穴は広く掘れ、の喩えの様にである。

もう1つの“複合化”的な視点は、俗に云う国際化の要素が入ってくる。日本国内では、“沙漠”と云えるような場所は無く、当然どこか国外にその現場を求める事になる。既に「沙漠研究」でも「おあしす」でも紹介されている様に、日本人から見たそれぞれの国の沙漠には、実態としては色々な問題が噛み合わさっており他の沙漠と類似する部分も特異な部分も、当然ながら多様な事例が存在している。云ってみれば、沙漠研究ほど個別の専門領域を離れて強い複合化が求められている研究分野は無いのではなかろうか。その権化のような性格を持っていることを認識せざるを得ない。これから複合化が、大いに期待されている。

小林登史夫（総務担当理事、創価大学工学部）

1: 気候と植生による乾燥地域の分類
1: Classification of Arid Regions by Climate and Vegetation



A) 年最大植生指数による乾燥地域の分類（アジア・北アフリカ）。

A) Classification of arid regions by $NDVI_{max}$ for Asia and North Africa.

B) 年最大植生指数 $NDVI_{max}$ の1982-1993年の12年間の標準偏差 σ の分布（アジア・北アフリカ）。

B) Distribution of standard deviation of $NDVI_{max}$ for dry regions where $NDVI_{max} < 0.55$.

C) 乾燥指数と $NDVI_{max}$ による乾燥・半乾燥地域の分類。

I: 大河の流域に多い灌漑地帯やオアシス, S: 濡潤なわりに植生の悪い地域（土壌が劣化している可能性が考えられる）, A: 激しい沙漠, B~E: $NDVI_{max}$ が乾燥指数と線形な関係にある地域, H: 濡潤で植生が豊かな地域, M: 高度3km以上の高地

C) Distribution of aridity classes defined by aridity index and yearly maximum NDVI in Fig. 6.

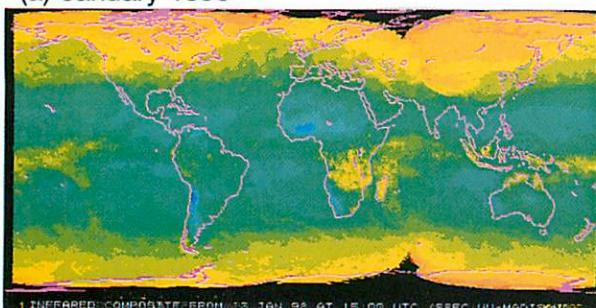
I: irrigated area and oases, S: areas where there is the possibility of occurring soil degradation, A: severe desert, B-E: region where $NDVI_{max}$ relates linearly with $NDVI_{max}$, H: humid and vegetation affluent region where $NDVI_{max} > 0.55$, M: highland over 3km above the sea.

(蒲生 稔 Minoru GAMO)

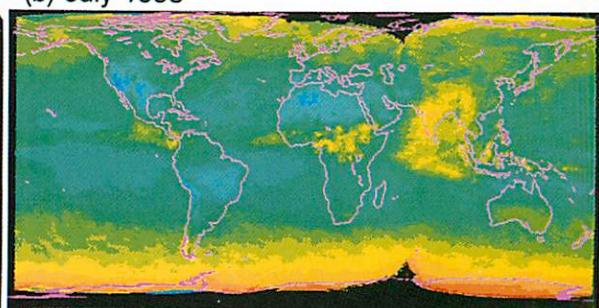
2: エルニーニョ現象最盛期とポストエルニーニョ期における合成高層雲量分布

2: Composite Upper Cloud Amount Distributions in the Periods of Highly Developed El Nino Event and Post-El Nino

(a) January 1998



(b) July 1998



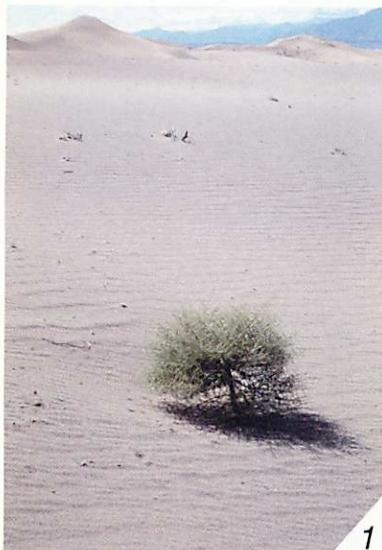
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

静止気象衛星GMS, GOES, METEOSATの日々の赤外線画像（高知大学のインターネット情報による）に基づく合成。雲量は青系統ほど少なく（乾燥傾向）、赤系統ほど多い（濡潤傾向）。地球温暖化現象とエルニーニョ現象が併発した場合の特徴を示すものとみなすことも可能である。

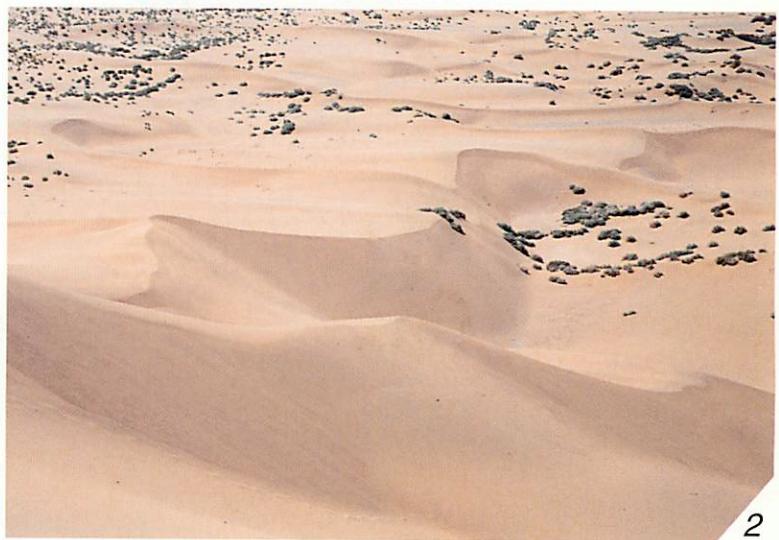
These maps are combined on the basis of the geostationary meteorological satellites, which are GMS, GOES and METEOSAT (from the internet information compiled by Kochi University). The cloud amounts are spectrally hued; refer to the legend.

(山川修治 Syuji YAMAKAWA)

3 : 沙漠化防止としての緑の沙漠を夢見て
3: Greening of Deserts for Prevention of Desertification



1



2

写真1. 広大な沙漠にたくましく一株だけ生えている緑の灌木。

Photo 1. Green and stout plant growing solely in extensive sand desert.

写真2. トルファン盆地のシャンシャン沙漠の砂丘と駱駝刺の灌木。

Photo 2. Sand dune and shrub plant in Shanshan desert of Turpan Basin.

写真3. 押し寄せる砂丘の中で孤軍奮闘している胡楊樹。

Photo 3. Single tree struggling against surging sand dune.

写真4. 砂丘の風下側の急斜面で砂の移動を防止する沙拐棗。

Photo 4. Shrub trees preventing sand dune from moving at a steep slope of leeward side.

写真5. 砂の移動を防止して砂丘を固定するアシの草方格。

Photo 5. Effective straw-mat network made of reed for sand fixation.

(真木太一 Taichi MAKI)



3



4



5

沙漠の微気象と微気候改良

真木 太一*・杜 明遠**

1. はしがき

乾燥地、沙漠は緯度、標高、地形などによって、また気象・気候条件によっても変化が激しく、必ずしも一定した現象として把握できない場合があるが、それでも気象的には沙漠としての特徴に相当の共通点がある。

従って、ここでは沙漠について微細気象（微気象）的な共通点を明らかにする目的で、著者が主に研究を実行している中国北西部の新疆ウイグル自治区トルファン地域における事例を示しながら、乾燥地トルファンの沙漠（以後、単にトルファンと呼ぶ）の微気象特性と一般的な沙漠（以後、単に沙漠と呼ぶ）としての共通的微気象特性について解説する。

また、沙漠の微気象特性を明らかにするには、その対称にあるオアシスの微気象特性を明らかにする必要があるため、沙漠とオアシスを対比させながら、両者の微気象特性を解説する。

さらには、沙漠や沙漠化した土地をオアシスに改造する重要な条件、すなわち植生としての防風林に焦点を当てて、特に沙漠に隣接する防風林による微気象改良・緩和効果について解説する。

なお、本解説は「沙漠の気象・気候—微気象から大気候まで—」の流れの内の微気象、微気候に関するものであり、また本総説特集は「沙漠研究」の年間4号の発行計画に合わせて企画されたシリーズの最初の特集である。

2. 沙漠気象の日変化と垂直分布の特徴

沙漠の代表としてトルファンの気象特性と沙漠の一般的な気象特性について記述する。トルファン気象站（台）（北緯42°56'、東経89°12'、海拔34.5m）の気候としては、月平均最高気温が7月の39.9°C、月平均最低気温が1月の-14.5°C、年平均気温が13.9°Cであり、年降水量は16.4mm、パン蒸発量は2,837.8mm、日照時間は3,049.5

hr、卓越風向はE、平均風速は1.7m/sである。

次に、トルファン沙漠研究站（場）（北緯42°51'、東経89°11'、海拔-80m）における気候値を示しながら解説する。なお、トルファン気象站はオアシス内にあり、トルファン沙漠研究站はオアシスに近いが沙漠内にあるため、後述するようにかなり気候値が異なっている。

トルファン沙漠研究站における夏季、高温・乾燥期の代表として、1990年8月1～5日の気温、地温、相対湿度、風速、日射量、日照時間の日変化を図1-A, B（真木ほか、1996）に示す。

1) 気象要素の日変化特性

(1) 気温・地温・日射量・日照時間・相対湿度の日変化特性

1990年8月3日14:00に47.9°Cの最高気温を記録、その後も同温を2回記録してオアシス内の気象站の記録47.6°Cを越えている。これは沙漠の気候が厳しいことを意味している。なお、8月2日16:30には46.9°C、その前後の8月1日と4日に44.0°Cを記録した。一方、最低気温は8月1日に23.7°Cであり、気温日較差は20°Cを越えている。最高地温は8月2日に73.0°Cであり、最低地温は8月1日に24.2°Cである。従って、沙漠では他地域より日中は高温、早朝は低温となり、また夏季は高温、冬季は低温となり、気温、地温の日較差、年較差が大きい特徴がある。

一般に沙漠では晴天が多いため、日照時間は可照時間に近く、また日射量はほとんど最大値を示す。気温は日出後、日射量の増加につれてやや遅れて上昇し始め、沙漠でない地域よりも遅い15～16時に最高値を示すとともに、日没後はやや遅れて下降し始め、夜間も引き続き下降して早朝6時頃に最低値を示す変化形態を示す。また、地温は気温よりもかなり遅れて上昇、下降するが、沙漠では気温、地温ともに上昇・下降速度およびその強度は大きい特徴がある。これらの気象特性はトルファンにも認められる。

トルファンは夏雨型で高温期に多く降るが、降雨があ

* 農林水産省農業環境技術研究所気象管理科、現在：愛媛大学農学部

(受稿：1999年2月16日)

** 農林水産省農業環境技術研究所気象管理科

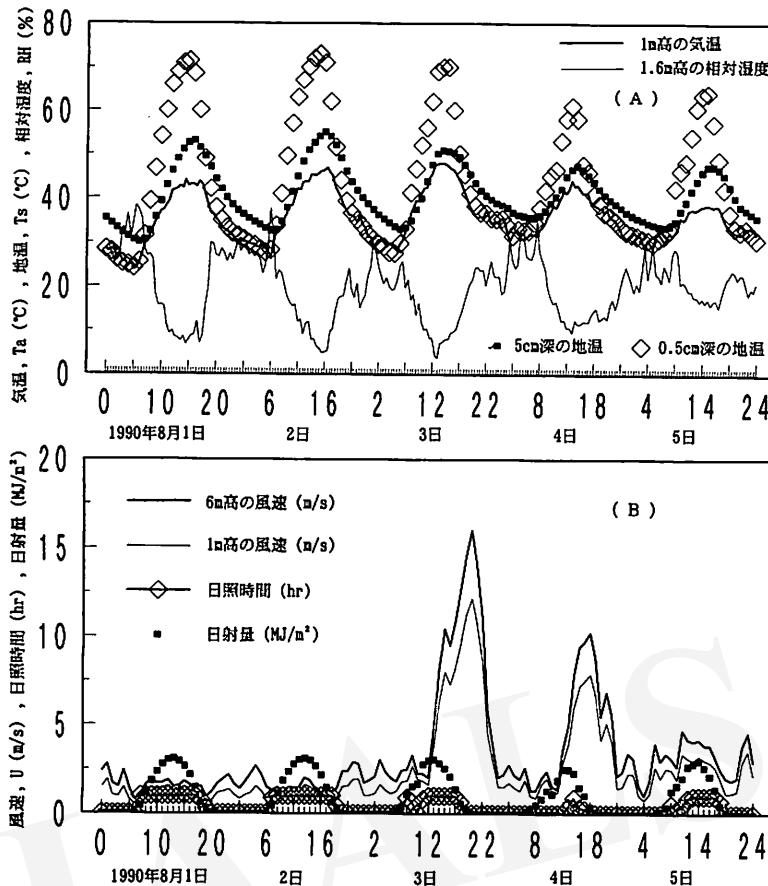


図1. トルファンの沙漠の夏季1990年8月1～5日の(A) 気温、相対湿度、地温、(B) 風速、日照時間、日射量の時間変化。

る時間帯は低温となり、最高気温40°C以上の高温が降雨時には20°C程度になることが多い。沙漠では、降雨後に晴天が続ければ、気温、地温ともに上昇が顕著に起こり、最高・最低気温と最高・最低地温は数日間にわたり毎日順次上昇する傾向がある。

沙漠の特徴として、相対湿度は年間を通して一般的に低く、トルファンでは年平均相対湿度は41.0%で低い。8月3日の最低相対湿度は3.8%で、非常に乾燥している。沙漠では気温と相対湿度の変化は晴天日にはほとんど逆相関関係にあり、日射量の増加につれて昼間に低く、夜間に高い変化形態を示す。

(2) 風速・風向の日変化特性

8月2日の風速は1～3 m/sの弱風であるが、8月3日12時頃より強風となり23時頃まで続いている。1時間平均風速は16.0m/s、最大瞬間風速は22.1m/sである。この強風時の主風向（最多風向）はW、気温は36～42°C、相対湿度は18～27%であり、8月4日にはそれぞれ

10.2m/s、16.0m/s、WNWである。

風速については、一般に日射量の増加につれて午後に風が強く、夜間に弱くなるが、この傾向はトルファンでも認められる。しかし、日射量よりも他の要素に影響されて頻繁に変化し、8月3,4日の例では、フェーン風のために特徴的な変化形態を示している。

フェーン風が吹けば風食が発生することが多いが、前線を伴った低気圧性の強風はより強いため広範囲なダストストームに発達することが多く、砂丘移動に影響を及ぼす。そして、このような場合にはトルファンでは6～18時間程度にわたって強風が吹き、その強風が治まると雨が降るような気象特性を示す傾向があるが、一般的には沙漠でもこのような傾向が認められる。

また、図2（真木ほか、1994, 1996）に1, 6, 9月の月平均風速の日変化を示すように、9月から冬季間は弱風であり1月、9月の例のように日変化が小さいが、6月（強風期4～8月）ではトルファンの特徴として早朝

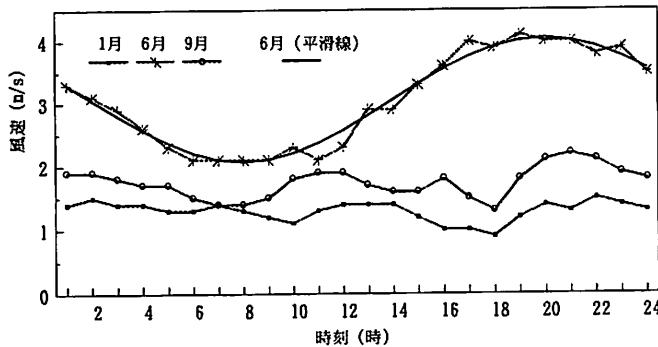


図2. トルファンの沙漠の1991年9月、1992年1月、6月の平均風速と6月の平滑化した推定風速の日変化。

に弱く、夕方～夜半に強い日変化を示すことが多い。

なお、沙漠では地表面が強烈に熱せられるため、風速シアーアと微地形によってつむじ風がしばしば発生するが、これが直接広範囲なダストストームに発達することはほとんどない。

一方、風向については沙漠研究站での卓越風向はNE～NNEであるが、強風時(17.2m/s以上)の卓越風向はW～WNWであり、この風向によって砂丘はE～SSEに移動することになる。

時間別の風向変化(真木ほか, 1996)によると、弱風期の冬季1月には、時刻により風向が回転する日変化が認められる。21時～6時のN, NNEから7～10時でNNE, NEに移り、11時からE, ESEとなり16時まで続く。17時には風のため明確ではないが、18時のSから19～20時のNW, NNWを通って21時以降のN～NEの風向へと時計回りに変化する特徴がある。

強風期の5月では21時～7時にはNNW～NEが多く、8～15時にはNE～Eに移り、15～21時にはW～WNWへと、ほぼ時計回りに変化するが、夕方から夜半にはフェーン風が多いため風向は時計回りを示さず、不連続的にEからWへと180°変化する特徴がある。

時計回りの風向回転特性は長島ほか(1991)、三上ほか(1995)にも認められるが、タクラマカン沙漠南部のチーラとその対極に当たるトルファンでは、昼夜の風向は逆向きである。このように、内陸沙漠でも風向変化が認められる。

(3) 沙漠の熱収支項および蒸発量の日変化特性

夏季の最高値として、日射量は800～850W/cm²、純放射量は550～650W/cm²、顕熱フラックスは300～400W/cm²、地中熱フラックスは100～250W/cm²、潜熱フラックスは50～100W/cm²である(真木ほか, 1994)。

一般に沙漠では、地表面が乾燥しているため顕熱フラックスと地中熱フラックスに対して潜熱フラックスが小さいが、降雨の翌日では潜熱フラックスが非常に大きくなる。

日蒸発量は乾燥した地面では0.1～0.5mm/dayで一般に少なく、降雨直後でも1mm/day程度である。もちろん地中から水分が十分補給される場合や地下水が高い場合には非常に多くなる。事実、小型パン蒸発量はトルファンでは25mm/day前後に達し、極めて多い。このように、蒸発量は地中の土壤水分量に制約される。

なお、年蒸発量(パン蒸発計)はトルファンで2,837.8mm(日蒸発量7.8mm)、ウルムチで1,914.1mm(同5.2mm)であり、年降水量はそれぞれ16.4mm、277.6mmで、蒸発量が極めて多い。このように沙漠では降水量と実蒸発量は少ないが、可能蒸発量が極めて多い特徴がある。

一般的に昼間は蒸発量が多く、夜間はほとんどないか、逆に凝結する場合が多い。沙漠では量的には多くないが、蒸発が夜間においても起こる特徴がある。沙漠では夜間でも結露の発生はほとんどないが、場所、時期によっては発生することがある。また特に、南米のチリ、ペルーの海岸沙漠では季節によって海霧が侵入し、湿度が非常に高くなる場合があるが、降水量は少ない。

2) 気象要素の垂直分布特性

(1) 夏季の気温・地温の垂直分布

乾燥地、沙漠の気象現象の事例として、夏季、1990年8月3日のトルファン沙漠研究站における気温、地温の観測結果を図3に示す。5:00には逆転気温分布の安定気層状態であるのに対して、10:00には接地面付近以外では等温分布の中立気象状態であり、12:00には不安定気層状態である。そして、夕方の19:00には強風のため

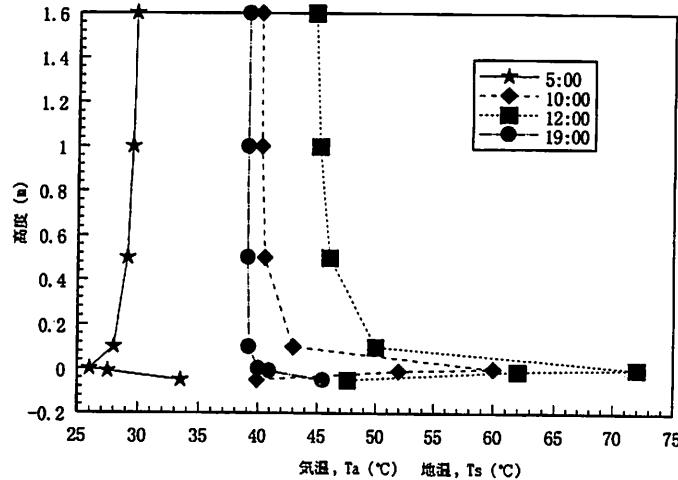


図3. トルファンの沙漠の夏季1990年8月3日の気温、地温の垂直分布。

等温分布の中立気層状態に近くなる。これらの変化形態は一般沙漠における典型的な垂直分布である。

なお、地表面温度は放射冷却によって早朝5:00に26°Cで気温より低くなり、昼間には急激に上昇して12:00には72°Cに達し、非常に高温となる。また、赤外線放射温度計で測定した砂地の地表面温度は1992年7月26日14:00に84.7°Cの高温をトルファンで観測している。

(2) 夏季の風速の垂直分布

風速の垂直分布として、1990年8月3日のトルファンの観測事例を図4-A, Bに示す。まず、5:00には気温分布は安定気層状態であり、風速分布は片対数グラフ上で上層部が右側に偏る形態を示す。これについては図中に安定、中立、不安定の気層状態での風速分布を示した。なお、縦軸との交点は粗度長 z_0 を指し、地表面の空気力学的な粗さを示す指標である。

また、10:00には等温垂直分布のため風速は対数分布を示し、片対数グラフでは直線状になる。一方、12:00には不安定状態で上層部が左側に偏った分布である。なお、19:00の強風時には等温分布の中立気層状態であり、対数分布に近くなっている。ただし、高さ1mの風速はフェンス障害物の影響が強風時により強く出て、やや小さくなっている。

以上のように、沙漠では昼間には日射によって気温は不安定気層状態に、夜間には放射冷却によって安定気層状態になることが多いため、気温と風速の垂直分布の特徴が顕著に出ている。

なお、前述のとおり8月3日19:00は強風となっているように、日変化として午前中は弱風であり、夕方

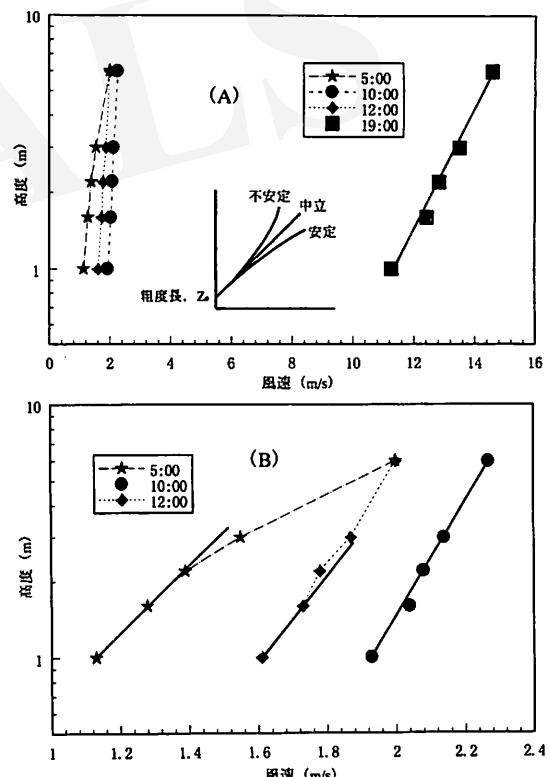


図4. トルファンの沙漠の夏季1990年8月3日の風速の垂直分布。

15:00頃から夜半1:00頃(20:00前後の半日程度)には10~25m/sの強風が吹く特徴がある。これは夏季6~8月に30~40%の発生頻度でフェーン(乾熱風)が吹くトルファンとしての特徴である。

次に、月平均風速の垂直分布の特徴によると、夏季1991年8月の垂直分布(真木ほか, 1996)は全般的に対数分布に比較的よく合致するが、細かくみると2:00では安定気層状態(8月3日5:00のように直線より下方へ偏る)、8:00は中立気層状態、14:00は不安定気層状態(8月3日12:00のように直線より上方へ偏る)、20:00では中立気層状態である。なお、20:00の値が大きいのは夕方から夜半にかけてトルファンでよく吹くフェーン現象の強風に起因する。

(3) 相対湿度の垂直分布

沙漠での相対湿度は全般的に低く、その垂直分布は夜間には地表面近くで高く、上層で低いことが多く、また昼間には逆の分布を示すことが多い。ただし、絶対湿度の垂直分布は昼間に地表面直上で高く、地面からの蒸発が認められるが、夜間や早朝には地表面近くの方が低いことが多い。なお、湿度は時期、場所などによって、特に風速の増減によって大きく変動することがある。

(4) 冬季の気温・相対湿度・風速の垂直分布

冬季においては、夜間は安定で逆転気温分布を示すことが一般的であるが、逆に昼間には日射のため地表面が熱せられ不安定気層状態となることが多いため、風速分布も安定、不安定の特徴を示すことが多い。ただし、トルファンでは盆地地形であるため冬季には弱風状態が多く、昼間でも安定気層分布を維持することがよくあり、そして安定時の風速分布特性を示すことが多い。

この事例として、トルファン盆地の標高別の気温と相対湿度の高度分布を図5(真木ほか, 1995a)に示す。夜間に逆転が強く、また昼間でも逆転していることがわかる。一方、相対湿度は夜間には地表面近くが高いが、昼間には地表面付近で気温が上昇するため相対湿度では低い値を示すことがある。なお、他の気象、地表面状態によって逆転気温分布を示さないこともあるが、ここでは典型的な特徴について述べた。

また、月平均風速の垂直分布の特徴によると、冬季1992年1月の垂直分布(真木ほか, 1996)ではかなり対数分布からずれており、2:00、8:00、20:00では顕著な安定気層分布(対数分布より下方へ偏る)であるが、14:00には中立~不安定気層分布になっている。なお、この事例のように、冬季の14:00前後やその他の季節の午後にも日変化として気温上昇による強風化が作用しているが、この現象は一般的な特性である。

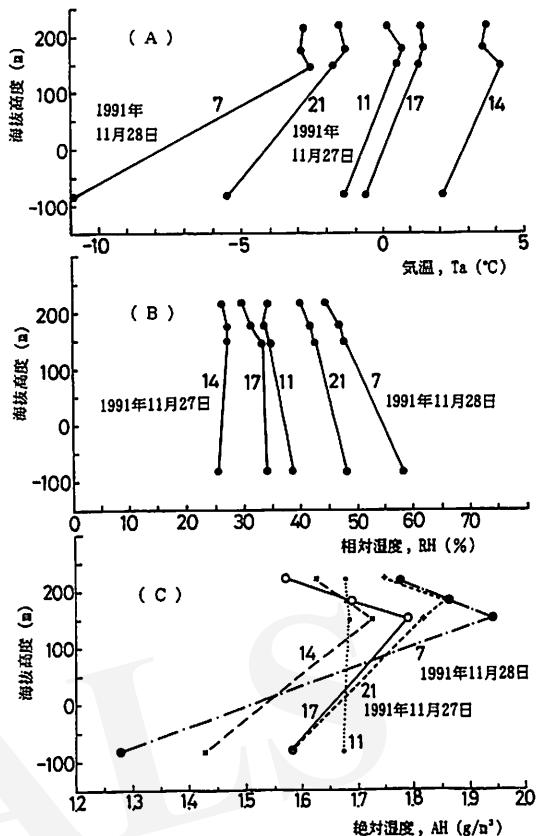


図5. トルファン盆地の寒候期1991年11月27~28日における気温、相対湿度、絶対湿度の高度分布。

3. トルファンの沙漠とオアシスの気候特性

トルファンの沙漠(沙漠研究站)とオアシス(気象站)における1991年7~12月の気象値(真木ほか, 1996)から気象特性の差異を明らかにする。

1) 沙漠とオアシスの微気候差

(1) 気温の場合の差異

オアシスと比較して、沙漠では7月の最高気温が高く、9~10月はやや高いが11月以降の冬季間はほとんど同じである。最低気温は7月にわずかに高く、8~9月にはほとんど同じかやや低目であり、10月、特に11月以降の冬季間は低い。平均気温は7~8月では高いが、9~10月はほとんど同じで11~12月の冬季間は低い。最高気温は沙漠で高く、オアシスでは低く、最低気温は沙漠で低く、オアシスでは高い。従って気温の日較差が大きい。

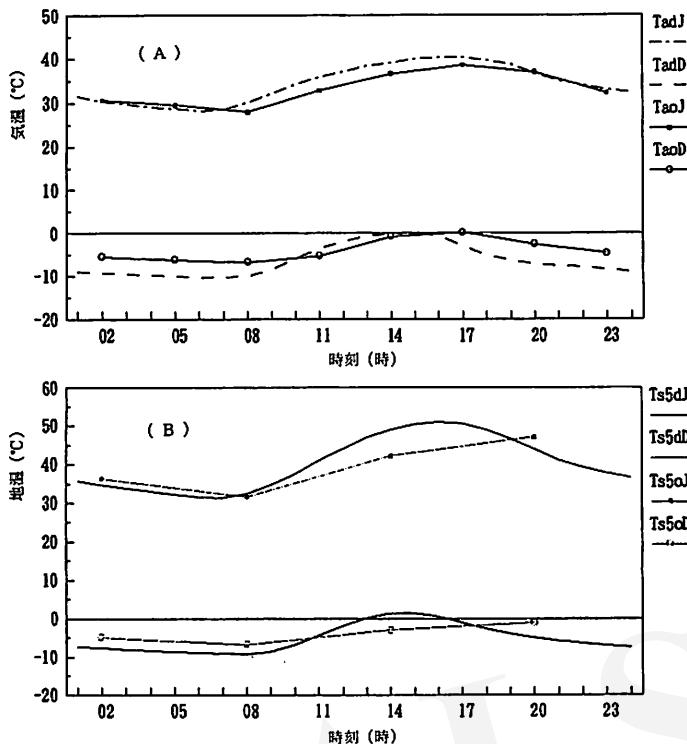


図6. トルファンの沙漠とオアシスの1991年7月、12月の(A)平均気温、(B)平均地温の日変化。
 TadJ : 7月、沙漠、気温, TaoJ : 7月、オアシス、気温
 TadD : 12月、沙漠、気温, TaoD : 12月、オアシス、気温
 Ts5dJ : 7月、沙漠、5cm地温, Ts5oJ : 7月、オアシス、5cm地温
 Ts5dD : 12月、沙漠、5cm地温, Ts5oD : 12月、オアシス、5cm地温

1991年7、12月の沙漠とオアシスの平均気温(Ta)の日変化を図6-A(真木ほか, 1996)に示す。沙漠の夏季7月の気温は昼間(7~20時)ではオアシスよりも高い。オアシスでは最高気温は低く、早朝の最低気温はごくわずか高い。従って日較差は小さい。冬季12月の沙漠における最高気温はオアシスとほぼ同じであり、最低気温は低い。沙漠では昼間(10~15時)は少し高く、日較差が大きい。従って、沙漠の7月は昼間の高温の時間が長く、12月は夜間の低温の時間が長い。

最高気温の発生時刻は夏季7月の沙漠では16時頃、オアシスでは17時頃であり、冬季の1月では14~15時、オアシスでは16~17時であり、沙漠では発生時刻が早く、オアシスでは発生時刻の遅れが大きい。最低気温の発生時刻は夏季7月の沙漠では6時頃、オアシスでは7~8時であり、冬季1月の沙漠でも6時頃、オアシスでも7~8時である。

以上のように、沙漠ではオアシスより最高・最低気温の発生時刻の遅れが小さく、気候緩和作用が小さい。

(2) 地温の場合の差異

気温と同様に沙漠では地表面温度(Ts)や深さ5cmの地温(Ts5)の最高値は顕著に高く、最低地温は低い。地温の上昇は沙漠の方がオアシスより大きい。事例としては、1mmの降雨後、沙漠では最高気温が5日間にわたって毎日上昇しているが、オアシスでは3日目にはほぼ最高に達して一定状態になっている。

1991年7月、12月の沙漠とオアシスの平均地温の日変化を図6-B(真木ほか, 1996)に示す。7月の両地点間の地温差は気温より大きいが、ほぼ同様の変化傾向を示している。また12月にも同様の変化傾向がある。深さ5cmの地温では沙漠の最高地温はオアシスより7月に6.8°C、12月に4.3°C高い。一方、最低地温では沙漠の方が7月には約1°C、12月には約3°C低い。従って日較差が大きい。7月には昼間の時間が12月よりも長いために、地温の高い時間は12月よりも長く、また日較差も大きい特徴がある。

最高地温の発生時刻は、夏季7月の沙漠では16時頃、

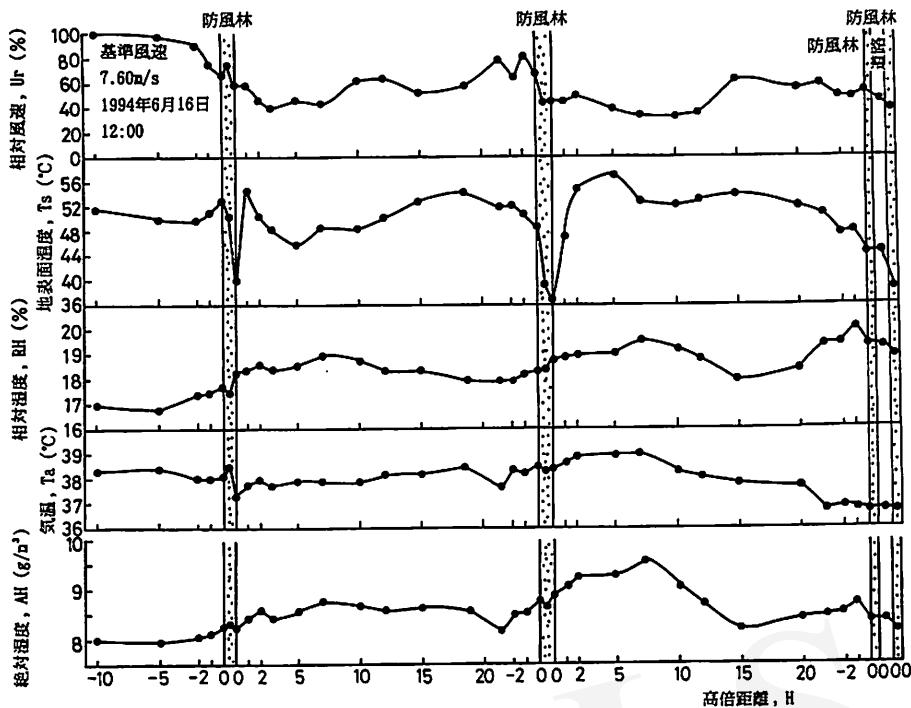


図7. トルファンの1994年6月16日12:00における4列の混交防風林による気象要素の水平分布。

オアシスでは18~19時、冬季1月では15時頃、オアシスでは18~19時頃であり、沙漠よりも遅い。最高地温の発生時刻は最高気温のそれより遅い。最低地温の発生時刻は沙漠の7月では6~7時、オアシスでは7~8時、沙漠の1月では7~8時、オアシスでは8時頃である。

以上のように、オアシスでは沙漠より最高・最低地温の発生時刻の遅れが大きく、気候緩和効果が大きい。

(3) 相対湿度・風速・風向の差異

沙漠ではオアシスより明らかに相対湿度が低いが、沙漠とオアシスの相対湿度の変化傾向は類似している。

沙漠に対するオアシスの風速比（減風率）は日平均風速で0.41、日最大風速で0.54であり、オアシスでは沙漠の約半分の風速である。その風速比は防風林が茂った夏季の強風期には一層小さい値を示す。

夏季7月の日最大風速時の最多風向は、沙漠とオアシスとも同じWNWであり、冬季12月のそれは沙漠ではSSW、オアシスではSWで、少しずれている。沙漠とオアシスの風向差は夏季の強風期には小さいが、冬季の弱風期には大きい。それは局地的な地形差や植生・建物などの影響のためである。

2) オアシスの微気候緩和効果

沙漠とオアシスの気候を比較考察すると、オアシスでは防風林の影響によって沙漠より土壤水分と湿度が高いため、気温、地温は夏季の昼間に低く、冬季の夜間に高く、日較差、年較差がともに小さい。すなわち気候緩和効果が顕著である。オアシスの気温、地温の降雨後の回復速度（降雨後に最高・最低気温が安定化する速さ）および最高気温、最高地温の発生時刻は、オアシスでは日陰が多いため土壤水分と湿度が高く、蒸発散量が多いことに起因して沙漠の場合よりも遅い。

以上まとめると、オアシスでは風速の減少、気温・地温較差の減少、蒸発散量の増加、相対（絶対）湿度の増加、昼間の気温・地温低下が起こり、沙漠より微気候緩和効果が顕著である。

4. 防風林による沙漠の微気候緩和効果

1) 複数列の防風林による微気象改良

1994年6月16日12時における4列の白榆、沙棘、胡楊の混交防風林による微気象変化を図7（真木ほか、1995b、1998）に示す。相対風速（ U_r ）は第1林（風上側の第1列目の防風林）で39%に減少し、第2林の風下

では第1林よりも小さい33%である。回復程度も第1林で82%，第2林で63%で、減風の加算が認められる。

地表面温度 (T_s) は日射によって第1林の風上側直下で昇温し、第1林内とその風下側直下では日陰のため降温する。風下2H（高倍距離）では昇温が大きいが、圃場内では作物による日陰と加湿のためやや低い。第2林内と風下5Hでは20°Cの温度差がある。

相対湿度 (RH) は風が相当強いため変化は小さいが、第1林で2%，第2林で1%加湿し、第3林の前方で最も高い。これは防風林と作物からの蒸散で加湿されるためである。第1, 2林付近では絶対湿度 (AH) とRHの変化はほぼ同じであるが、第3, 4林付近では気温低下が影響してAHの上昇は小さい。

気温 (T_a) も風が強いため変化は小さいが、それでも第1林で加湿による潜熱消費のため気温は少し低下する。また第2林の後方でも加湿により気温が低下するが、防風林の減風による昇温によって T_a の上昇が非常に大きい。 T_a は第1林の場合より約1°C高い。第3林の前方では加湿による降温で、複数列林による効果が出ていている。

以上のように複数列の防風林の効果として、全般的には1列の場合より減風、加湿効果が大きく、加算効果が認められる。従って、白榆、沙棗、胡楊などの混交防風林が減風効果や生態的機能などの意味から有効である。なお、厳しい気候である沙漠では生育可能な樹木の制約や細かい枝葉が密生する樹種であるタマリスク防風林が微気象改良効果が高いため、防風林の造成に適する。

2) 防風林による風速・気温・地温の効果比較

中国の乾燥地での気温、地温への影響事例は、①乾燥条件下の防風林下層部（1.5m高）の気温が夜間に0.7～3.4°C低下（治沙造林学編委会、1984）、②夏季に気温は2.4～3.6°C低下、また地温は昼間に0.3～0.5°C、夜間に1.1～2.5°C上昇（XIAO, 1990）、③5種類の防風林による最高気温は防風林の影響のない値より1.4°C高く、最低・平均気温は3.3, 0.3°C低下、また最高・平均地表面温度は1.6, 1.1°C上昇、最低地表面温度は3.5°C低下、そして5cm深の地温は上昇、10～20cm深の地温は低下（TULUFAN WORK STATION OF FORESTRY IN XINJIANG, 1990）、④夏季の気温は0.1～0.4°C低下（ZHAO, 1990）、⑤ポプラ・白榆・沙棗防風林による気温、地温の低下（潘ほか、1993）などである。

気温、地表面温度は防風林の前後で、昼間は昇温、夜間は降温する。夏季の昼間の昇温は作物にはマイナスの効果となるが、夜間の降温は有効である。夏季には防風

林と圃場からの蒸発散による潜熱の消費で降温するが、加湿が小さい場合には降温するほどの機能を果たさず、減風によって昇温する。これは、湿度の増加、すなわち樹木、農作物からの蒸散と地表からの蒸発の多少に関連するため、灌漑量が多いと降温効果が大きくなる。

3) 防風林による湿度への影響と蒸発散量の減少効果

防風林による加湿と蒸発散量の減少の事例は、①防風林の蒸散による加湿（BRANDLE *et al.*, 1988）、②9.5%の相対湿度增加（治沙造林学編委会、1984）、③20%の蒸発散量減少（新疆農業科学研究院、1976）、④9.5%の湿度増加と日蒸発量9.9mmに半減（TULUFAN WORK STATION OF FORESTRY IN XINJIANG, 1990）、⑤31.6%の蒸発量減少、2.0～9.7%の湿度増加（ZHAO, 1990）、⑥灌木林での湿度上昇と蒸発量減少（黄ほか、1993）、⑦土壤水分増加と蒸発量減少（張ほか、1990）、⑧土壤水分増加（SONG and WEI, 1990）、⑨1～4%の土壤水分増加（XIAO, 1990）などである。

防風林の蒸散による加湿効果は乾燥地域では非常に重要な微気象改良・緩和効果であり、防風林に対して風向が直角で、しかもあまり強風でない場合に大きい。また、第1林で樹木葉からの蒸散および林帶内部の地表面からの蒸発が作用して加湿するが、第1林よりも第2林の方が湿度は高くなる。この湿度の加算効果例はZHAO(1990)の報告にも認められる。ただし、乾燥地域の夏季の高温時には、防風林の蒸散による加湿よりも圃場作物からの蒸散と、特に灌漑した場合では地表面からの蒸発による加湿の方が大きいが、これも防風林、オアシスの微気象改良効果である。

一方、防風林による昇温に起因した相対湿度の低下（乾燥化）が、昼間に防風林の後方で発生することがある。これは主として気温の上昇に起因し、微気象改良上、不利であるが、絶対湿度は増加しており気候緩和効果は確実に認められる。

なお、防風林の列数増加による加算効果としては、石碑沙漠で5列の防風林帯による減風率が70.3%で、1列の場合より27.2%増加する事例（ZHAO, 1990）がある。

以上、防風林の前後における微気象改良・緩和は、季節、昼・夜間、密閉度、高さ、風向など種々の条件で少し異なるが、定性的には認められる。従って、微気候的な意味で総合的には防風林は有効な機能を果たす。

5. まとめ

(1) 沙漠は裸地のため、昼間は日射によって急激に気

温が上昇し、夜間は放射冷却によって急激に気温が下降する。従って気温、地温の日較差、年較差が大きく、気温の日較差は20°C以上に、地温の日較差は40°C以上に達することも多く、また気温の年較差は70°C以上に、地温の年較差は100°C以上に達することも多い。

(2) 沙漠では降水量が少なく降水日数も少ないが、逆にひとたび降れば大雨になることが多く、沙漠で洪水と水食が発生する。降水量の日・季節・年変動が激しい、実蒸発量は少ないが、パン蒸発計の測定による可能蒸発量は非常に多い。

(3) 沙漠では一般に晴天が多く降雨日数が少ないとため、日射量が多く、日照時間が長い特徴がある。

(4) 沙漠では乾燥した熱風が吹くことが多く、裸地や砂沙漠では地表面近くの高さ1mの風速が5m/s以上の強風になると風食、飛砂が発生し始め、10m/s以上になると砂塵ダストが高く舞い上がり、15m/s以上になると激しい飛砂の浮遊現象で視界が非常に悪くなる。

(5) オアシスでは風速は半減し、微気候緩和効果が大きく、沙漠よりも気温、地温は夏季に低く冬季に高く、昼間に低く夜間に高い。また年較差、日較差は小さい。

(6) 沙漠では降雨後の気温、地温の上昇は急激であるが、オアシスでは日陰が多く、土壤水分、蒸発散量、湿度の増加のため気温、地温の上昇は緩やかである。

(7) 風上側の防風林で風速は減少し、林間で少し回復するが、防風林の列数の増加につれて減風効果が加算され、またその他の気象要素も間隔が10~20H(高倍距離)の場合に加算される。

(8) 夏季、昼間には防風林付近の気温、地温は作物にとっては過剰に上昇してマイナスの効果となるが、夜間には放射冷却によって減風に伴う降温効果が大きく、総合的には防風林の効果が十分認められる。

(9) 防風林と耕地内作物からの蒸散および地面からの蒸発によって加湿され、相対・絶対湿度は上昇する。特に夜間には気温が低下するため、湿度上昇が顕著である。夏季の昼間に相対湿度は防風林による昇温作用によって減少、乾燥化することもあるが、絶対湿度は昼間にも増加して有効である。

(10) 沙漠ではタマリスク防風林の持つ微気象改良、微気候緩和機能が大きい。また、沙漠から農地を造成する場合には白榆、沙棗、胡楊など複数列の混交防風林は微気象改良・緩和効果が大きいため、乾燥地の耕地防風林に適する。

引用文献

- 治沙造林学編委会(1984):「治沙造林学」林業出版社、323p.
- 黄丕振・潘伯榮・周智斌・真木太一(1993):吐魯番沙地人工灌草植被對小氣候的改良効果。熱帶農研「日中共同研究成果發表報告会論文集」35-41。
- 真木太一・杜明遠・潘伯榮・上村賢治(1994):中国北西部の乾燥地トルファンにおける砂漠・オアシス気候と蒸発散特性。「農業気象」50:185-195。
- 真木太一・潘伯榮・間国榮・上村賢治・鷲島良次・杜明遠(1995a):冬季のトルファン盆地における風および逆転層の気温と湿度の特性。「農業気象」51:1-10。
- 真木太一・潘伯榮・鷲島良次・杜明遠・川方俊和(1995b):中国トルファンの乾燥地における複数列の混交防風林による農地の微気象改良。「農業気象」51:229-238。
- 真木太一・杜明遠・潘伯榮・鷲島良次(1996):中国新疆トルファンの沙漠とオアシスにおける気候特性。「沙漠研究」6:1-14。
- 真木太一・鷲島良次・杜明遠・大場和彦・潘伯榮(1998):中国トルファンの乾燥地における複数列の混交防風林による農地の微気象改良。国際農研センター「日中共同研究「環境保全」成果發表会論文集」110-119。
- 三上正男・藤谷徳之助・張希明(1995):中国タクラマカン沙漠における気象要素の長期観測「沙漠研究」4:103-117。
- 長島秀樹・趙景峰・岡寄守良・李崇舜・夏訓誠(1991):タクラマカン沙漠における気象要素と砂面変動の自動観測「沙漠研究」1:61-66。
- 潘伯榮・黄丕振・劉志俊・真木太一(1993):吐魯番防護林の気象効應。熱帶農研「日中共同研究成果發表報告会論文集」23-30。
- 新疆農業科学研究院(1976):吐魯番県林網系統防風效能的研究。「沙漠的治理」科学出版社、81-87。
- 張慶良・徐文輝・林長清(1990):乾安県農田林網生態經濟効益的研究。「防護林研究」1:296-305。
- BRANDLE, J.R., HINTZ, D.L. and STURROCK, J.W. (1988): *Windbreak Technology*. Elsevier, Amsterdam, 598pp.
- SONG, Z. and WEI, L. (1990): The relation between microclimatic factors in shelterbelt networks and crop yield. In, *Protective Plantation Technology*, Northeast Forestry Univ., 211-217.
- TULUFAN WORK STATION OF FORESTRY IN XINJIANG (1990): The ecological effect of sand-fixing shrubbery in Tulufan area, Xinjiang. In, *Protective Plantation Technology*, Northeast Forestry Univ., 272-275.
- XIAO, L. (1990): Shelterbelt benefits and planting technique in the mixed zone between farmland and pasture land in Houshan, Inner Mongolia. In, *Protective Plantation Technology*, Northeast Forestry University, 301-304.
- ZHAO, H. (1990): Evaluation of effects of farmland shelterbelts in the Gobi Desert area. In, *Protective Plantation Technology*, Northeast Forestry Univ., 209-210.

Micrometeorological Phenomena and Microclimatic Improvement in Deserts

Taichi MAKI* and Mingyuan DU**

Variations of arid lands or deserts are significant based on latitude, altitude, topography and meteorological phenomena or climates. They have not always same phenomena, but have considerably a similarity of meteorological characteristics as a desert.

In order to make clear the similarity of micrometeorological phenomena or microclimates in deserts with showing examples at Turpan, Uygur in northwest China, the author introduced similarities and differences about micrometeorological characteristics at Turpan desert of arid land and at a general desert.

It is necessary to make clear the micrometeorological characteristics of oases as an opposite phenomena of desert for making clear micrometeorological characteristics of deserts. Then, the characteristics of deserts and oases are explained in this paper, comparing with each other. And moreover, the effects of microclimatic improvement or alleviation are explained particularly taking the focus on windbreaks as a vegetation at a marginal land of desert, *i.e.*, an important condition or element for changing from a desert and desertified area to an oasis.

This is one of the papers in the flow on the meteorological phenomena and climates in deserts from micrometeorological phenomena to macroclimates, that is about the micrometeorological phenomena or microclimates.

Key Words: Desert, Microclimate, Microclimatic improvement, Micrometeorological phenomena, Windbreak

* Division of Agrometeorology, Department of Natural Resources, National Institute of Agro-Environmental Sciences, 3-1-1, Kannondai, Tsukuba, Ibaraki 305-8604, Japan. Present Address: College of Agriculture, Ehime University, 3-5-7, Tarumi, Matsuyama, Ehime 790-8566, Japan.

** Division of Agrometeorology, Department of Natural Resources, National Institute of Agro-Environmental Sciences, 3-1-1, Kannondai, Tsukuba, Ibaraki 305-8604, Japan.

沙漠化・緑化と気候変化

杜 明遠*・真木 太一**

1. はじめに

1968から1973年にかけてアフリカのサハラ沙漠の南に隣接するサヘル地方を襲った大干ばつの惨状は、テレビの画面を通じて世界に伝えられ、日本のように沙漠をもたない国の人々にまで大きな関心を呼ぶようになった。そればかりではない。サハラ沙漠はサヘル地方へ南下するように沙漠化の危機がいわれ、地球上陸地の三分の一を占める乾燥地域が拡大するという考え方が定着した。その沙漠化の要因としては、草地の生産力を上回る家畜の過放牧、収奪的な農業、それにエネルギー確保の薪の乱伐という人為的なものがあげられた(UNITED NATIONS, 1977)。そして、沙漠化防止のための国際的な取り組みを行い、いろいろな沙漠緑化活動を行っている。

しかし、サヘル地方は大干ばつが過ぎて多雨期になると、沙漠化とまったく違うものになると見られる。最近のNASAの衛星観測では、サハラ沙漠とサヘル地域の境界線は降雨の少ない年に南下しているものの、降雨の多い年には北上しており、その動きは年間で50kmから250kmにも及んでいるが、全体から見ると一方的な南下の傾向は認められなかった。

確かに、沙漠化は乾燥地で進行中のところもあり、事態が深刻であることは否定できない。世界各地で人口の増加や経済の圧力によって干ばつの被害が頻発するようになり、土壤崩壊、生態系の荒廃、農業生産への打撃が進んでいる。

沙漠化はなぜ起るのであろうか。人々は沙漠化防止のためにどのような手段を講じていけばよいのであろうか。これらの問題を解くひとつの手がかりとして、沙漠化・緑化と気候変化との関係から、われわれはいくつもの自然の節理を見出すことができる。

2. 沙漠地域と緑化地域の気候的な違い

沙漠化とは、乾燥、半乾燥、乾燥半湿润地域における

種々の要素(気候変動および人間の活動を含む)に起因する土地の劣化をいうが、バイオマスの変遷ともいえる。沙漠地域は大気中には水分が少なく、晴天が続き、高温で乾燥の、いわゆる沙漠気候が発達する。そして、土壤生成に重要な役割を果たす水の鉛直運動は、一般的に下層から表面へと向いている。長年にわたって土壤水分が蒸発するため、表層土内にさまざまな塩類が集積し、土壤の塩積または塩性化が進行する。高温・乾燥、そして高塩分の土壤は一般の植物には厳しく、特別な形態と機能をもった植物種が卓越するようになるが、極度な乾燥条件下で表層土が風によってたえまなく動いている沙漠では、それらの乾性植物もまばらになり、または見られなくなる。

しかし、沙漠地域でも、水を確保し土壤の塩性化を抑えれば、植物がたくさん生えオアシスのような緑化地域(緑地)になる。植物がほとんどない沙漠地域の気候は緑化地域の気候と大きく異なる。地球上の熱帯・亜熱帯における植物群は、気候の乾燥が強まるにつれて、熱帶雨林のような高い樹林や、灌木林、矮小低木、そして降雨直後に発芽し短期間に一生を終わる短命な草本植物とタイプが変わってしまう。表1に示すように、沙漠気候の特徴は放射エネルギーの収支から見るとよくわかる。沙漠の大気中には水蒸気が少なく雲の形成がわずかなので、地球大気の上端へ入射した日射エネルギーが大気中であまり吸収・散乱されずに透過し、地表へ到達する。しかし、到達した日射エネルギーの内わずか約30%しか純放射エネルギーになりえない。

それは、まず乾燥の沙漠地表面は反射率(アルベド)が高いためである。次は、地表面が乾いているため、わずかの日射でも表面温度が高くなり、より多くの長波放射エネルギーを大気中へ放出しているためである。また、大気中の水蒸気量および雲量が少ないため、大気から受けとる下向きの長波放射量よりも、地表面からなるかに多いエネルギーを上向きの長波放射で失っている。これにより、沙漠では夜間の放射冷却が強く、日中は高温になるが夜間は低温になり、日変化、日較差が大きくなる。

* 農林水産省農業環境技術研究所気象管理科

** 農林水産省農業環境技術研究所気象管理科、現在：愛媛大学農学部

(受理：1999年2月16日)

表1. 沙漠地域と熱帯雨林地域の各気象要素の配分割合の比較。

気象要素	沙漠地域	熱帯雨林地域
地球大気の上端への入射エネルギー(S_0)と地表で測った日射エネルギー(S_t)との比(S_t/S_0)	約90%	約60%
地表の日射エネルギー(S_t)に対する純放射エネルギー(R_n)の比(R_n/S_t)	約30%	約50%
地表純放射エネルギー(R_n)の熱収支への配分	約100% 顯熱として乱流交換によって大気中へ放出	80%以上 潜熱として水の蒸発散によって大気中へ放出
降水量、湿度など	降水が少なく 湿度が低い	降水が多く 湿度が高い
気温の変化	日中は高温、夜間は低温および夏の高温、冬は低温の日変化と年変化が大きい	平均温度は高いが、日変化と年変化が小さい

さらに、沙漠では地表の純放射エネルギーのほとんどが乱流熱交換によって顯熱として大気中へ放出される。それに対して、熱帯雨林地域では地表に到達する日射エネルギーが少ないが、その内の約50%が純放射エネルギーになり、80%以上の純放射エネルギーは水の蒸発散によって潜熱として使われる。

沙漠地域を緑化しバイオマスが増えると、放射エネルギーの収支の変化によって局地気候は変わる。熱帯雨林のようにはならないにしても、バイオマスが増えるほど湿潤気候に近づき、局地気候変化が大きくなると考えられる。乾燥地にオアシスを造成したり、緑化によってバイオマスを増加させることによって反射率が低下するが、土壤水分の増加と植物による表面温度の低下のため、

純放射が増えるとともに蒸発散量が増加して気温の日変化と年変化は小さくなる。これはいわゆるオアシス気候であり、温度が低く、湿度が高く、降水日数と降水量は多い気候である（孫、1990；凌、1990）。また、オアシス内では風速が弱くなり、夏と日中の温度は低く、冬と夜の温度は高くなるため、日変化と年変化は小さくなる（DU and MAKI, 1994）。

オアシス気候は如何に沙漠気候と違ってくるか、図1に示すような内容で説明できる。図1は、中国新疆トルファンの沙漠地域で1991年8月に観測された、降雨前後数日間の日中の熱収支変化およびオアシスと沙漠の地表面温度・気温の変化である。熱収支から見ると、沙漠では、わずか0.5mmの降雨の直後に土壤水分量の増加

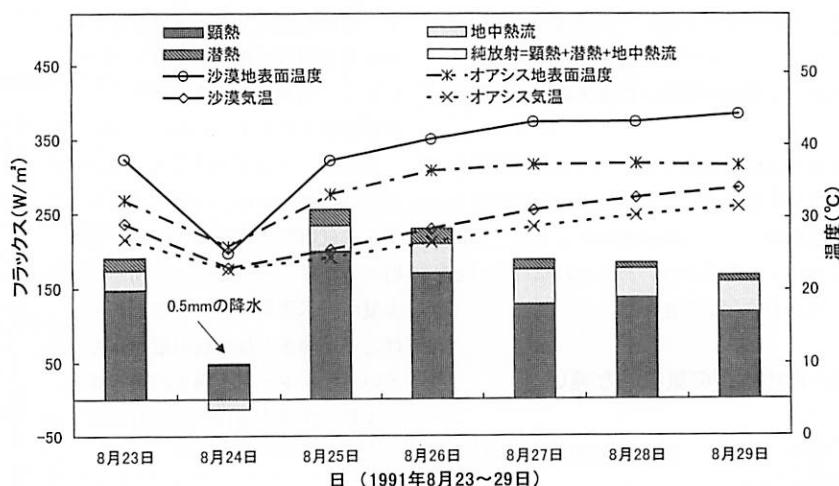


図1. 中国新疆トルファンの沙漠地域での1991年8月に観測された降雨前後数日間ににおける日中の熱収支変化およびオアシスと沙漠の地表面温度と気温の変化。

に伴って反射率が低下し、表面温度と気温が低くなるとともに純放射量が増加した。しかし降水は急速に蒸発し、反射率が大きくなり純放射量が徐々に減少するが、土壤内の水分は少ないため表面温度と気温が急速に増加した。それに対してオアシス内では、降雨時の地温と気温は沙漠とあまり差がないが、降雨後の温度の上昇は小さく、数日後は沙漠地域と大きい差が現れた。特にオアシス内の日中の地表面温度は周辺の沙漠より10°Cも低かった。

逆に植物が少ない乾燥地では、バイオマスの減少によって、日中および夏季の地表面温度と気温は上昇する。特に夏季の最高気温は最も上昇する(BALLING, 1988)。次に乾燥地における沙漠化と緑化による気候変化の例をあげてみる。

3. 沙漠化・緑化と地域気候変化の実例

1) メキシコとアメリカの境界地域の沙漠化と温度上昇

メキシコとアメリカの境界域のソノラン沙漠(Sonoran Desert)には、はっきりした植生景観の不連続線が衛星画像から見られる。それは国境線に設置したフェンスで分けられたものである。アメリカ側のアリゾナでは1934年から植物の増加によって、草が多く、草丈が高く、裸地が少ない。メキシコ側のソノラ(Sonora)では、人口の増加による過放牧によって裸地が多く、草が少なく、草丈も低い状態になっている。過放牧は現在も毎年のよ

うに増加している。その結果、光の反射率が隣のアメリカ側より大きい。BALLING(1988)はこの地域の長期気候データを分析した結果、メキシコ側の夏季の最高気温はアメリカ側よりはるかに高いことが判明した。緯度と標高を補正した後では、メキシコ側の夏季の最高気温は2.5°C高く、標高だけ補正すると4.0°Cも高い状態である。これは反射率の影響より蒸発散の影響が大きいためと考えられる。さらに、この温度差は湿度が高い年に大きく、蒸発散が可能な水分量に大きく依存する(BALLING, 1989)。

BALLING(1991)は世界の沙漠化が進行している11の地域の気候データを分析し、沙漠化地域は温室効果ガスの温暖化の影響以外に、沙漠化のない地域より平均0.00499°C/年の温度上昇効果があり、温暖化による沙漠化は地域および地球規模の温暖化を拡大する可能性があると指摘した。図2に示したように、すでにメキシコとアメリカの境界域のソノラン沙漠におけるメキシコ側の昇温現象はアメリカ側の気温上昇に影響を及ぼしている(BALLING *et al.*, 1998)。1969年から1983年までの15年間に、ソノラン沙漠のメキシコ側の昇温は0.07°C/年、アメリカ側の昇温は0.05°C/年であった。これらの昇温は世界の他の地域よりはるかに大きい。

2) 中国の新疆におけるオアシスの発展と気候緩和

DU(1996)はタクラマカン沙漠を含む中国西部乾燥地域のオアシス気候において、最近、冬季の昇温と夏季の

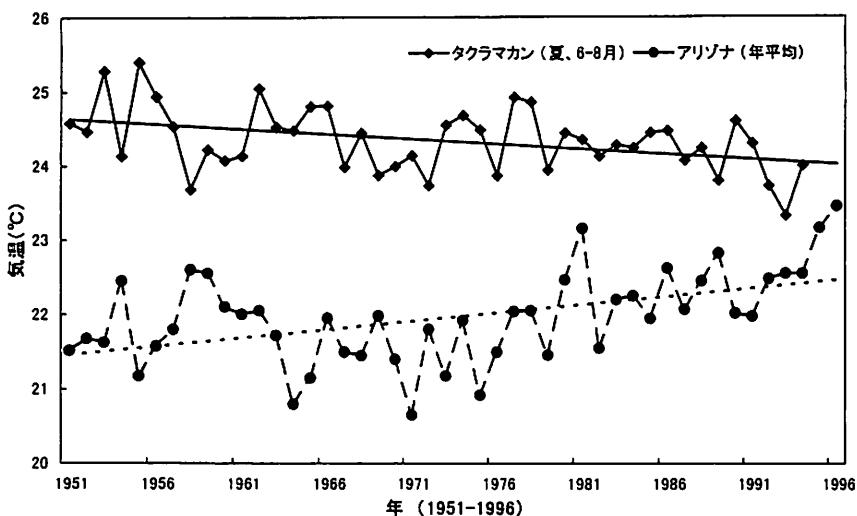


図2. ソノラン沙漠におけるメキシコのソノナ地域の沙漠化によるアメリカのアリゾナ地域の温度上昇および中国タクラマカン沙漠におけるオアシス開発による夏季温度の低下。

降温（図2に示す）、多雨化を示し、オアシス農業に好適な気象条件となっていることを明らかにし、その要因は全球変化のインパクトだけではなく、局地的な環境変化の影響もあることを報告した。この冬季の昇温と夏季の降温、多雨化はタクラマカン沙漠を含む中国西部乾燥地域だけであり、周辺地域においてほぼ全面的に昇温が見られる（AIZEN *et al.*, 1997；杜, 1993）。さらに、吉野ほか（1994, 1996）とDU *et al.* (1996) は中国タ克拉マカン沙漠全域と域内オアシスを対象として、気候、農業活動および社会環境の変動に関する既存の資料およびデータの収集を行うとともに、現地の農家を対象として実施した農業活動に関する聞き取り調査のデータを加えて整理・解析を行った。

この冬季の昇温と夏季の降温、多雨化の原因について、①この地域のオアシス面積の拡大、②オアシス周辺における防風林等の林地の育成による林地面積の増大、③経済発展により燃料が石炭等に転換されたことによる沙漠植生伐採量の急速な減少など、局地環境の変化が気候の変化に反映していることを明らかにした。DU and MAKI (1997) はオアシスの発展と気候変化について、オアシスが発展→気候を改良する→オアシスがさらに発展するという良性循環と、オアシスが退化→気候環境悪化→オアシスがさらに退化するという悪性循環（悪循環）があると指摘した。

4. 資源の有効利用と持続的な発展および気候変化

世界中の乾燥・半乾燥地域における近年の人口は、急激な増加傾向を示している。これらの地域では食糧の増産と確保が重要な課題である。そのため、単位面積あたりの作物収量の増加、農地の拡大、さらには家畜の多頭飼育が絶対必要条件と考えられる。その中で、家畜の多頭飼育による植生の収奪あるいは樹木の過度伐採は、土壤侵食の促進、土壌の乾燥の助長などを引き起こすことになる。それは、以上述べたように局地気候の悪化へとつながり、さらにバイオマスの退化・減少またはオアシスの退化をもたらし、局地気候を悪化させると悪循環になる。これに対して、乾燥・半乾燥地への水の導入によって積極的な緑化などでバイオマスの増産を促すことが維持できれば、安定な食糧生産の場へと変貌させることができる。それは、以上述べたように局地気候の緩和につながり、さらに緑化などでバイオマスの増産を促すことができ、緑地やオアシスの拡大をもたらし、局地気象の改善という良性循環になると考えられる。

しかし、乾燥地・半乾燥地への多量の水の導入は、は

たして安定な食糧生産の場を保証するものであろうか。乾燥地において土壌が極端に乾いた状態におかれる期間が長期にわたる結果、自然植生は耐乾性草種が薄くまばらに生育しているに過ぎず、有機物含量が低く各種難溶性塩が多く分布する状態となっている。大量の灌漑水によって塩性化される可能性が大である。塩性化すると農地は放棄され、バイオマスは減少または消滅し、局地気候の悪化へとつながり悪循環になりかねない。この問題はすでに多くの地域で発生し、荒廃面積は年間5万km²に及んでいる（アレン, 1982）。沙漠化・緑化と気候変化との関係については良性循環と悪循環があるが、どちらの循環につながるかは不明であるとはいえ、その土地での持続的な農業の展開を自然環境との調和に立ち、その地に与えられた自然資源（特に水資源）を最大限に利用した合理的な技術を見出したうえで推進することは、非常に重要であるといえる。

引用文献

- 杜 明遠 (1993)：最近40年間中国の沙漠地域の気温と降水量の変化。「第4回沙漠学会学術大会講演要旨集」5-6。
- 孫 樣淋 (1990)：タリム盆地の気候特徴。李江風主編『中国乾燥地域における気候、環境及び地域開発研究』中国気象出版社, 131-135. (中国語)
- 凌 正州 (1990)：タリム川アラル地区における気候変化の比較分析。李江風主編『中国乾燥地域における気候、環境及び地域開発研究』中国気象出版社, 136-139. (中国語)
- 吉野正敏・藤田佳久・有薗正一郎・杜 明遠 (1994)：タクラマカン沙漠南縁の和田・策勒におけるウイグル族農民の農業生産活動。「沙漠研究」3: 125-135.
- 吉野正敏・藤田佳久・有薗正一郎・杜 明遠・雷 加強 (1996)：タクラマカン沙漠における沙漠化に及ぼす農業の土地利用の影響。「沙漠研究」5: 107-115.
- アレン、ロバート著、竹内 均訳 (1982)：『世界環境保全戦略』日本生産性本部。
- AIZEN, V. B., AIZEN, E. M., MELACK, J. M. and DOZIER, J. (1997) : Climatic and hydrologic changes in the Tien Shan, Central Asia. *J. Climate*, **10** : 1393-1404.
- BALLING, R. C., Jr. (1988) : The climatic impact of a Sonoran vegetation discontinuity. *Climate Change*, **13** : 99-109.
- BALLING, R. C., Jr. (1989) : The impact of Summer rainfall on the temperature gradient along the United States-Mexico border. *J. Appl. Meteorol.*, **28** : 304-308.
- BALLING, R.C., Jr. (1991) : Impact of desertification on regional and global warming. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **72** : 232-234.
- BALLING, R. C., Jr., KLOPATEK, J. M., HILDEBRABDT, M. L., MORITZ, C. K. and WATTS, C. J. (1998) : Impacts of land degradation

- on historical temperature records from the Sonoran Desert. *Climatic Change*, 40 : 669-681.
- DU, M. (1996): Is it a global change impact that the climate is becoming better in the western part of the arid region of China. *Theoretical and Applied Climatology*, 55 : 139-150.
- DU, M. and MAKI, T. (1994) : Climatic differences between an oasis and its peripheral area in Turpan Basin, Xinjiang, China. *JIRCAS J.*, 1 : 47-55.
- DU, M. and MAKI, T. (1997) : Relationship between oases development and climate change in Xinjiang, China in recent years. *J. Agric. Meteorol.*, 52 : 637-640.
- DU, M., YOSHINO, M., FUJITA, Y., ARIZONA, S., LEI, J. and MAKI, T. (1996) : Climate change and agricultural activities in the Taklimakan Desert, China in recent years. *J. Arid Land Studies*, 5 : 173-183.
- UNITED NATIONS (1977): *Desertification: Its causes and sequences*. Pergamon Press.

Desertification, Biomass Increasing and Climate Change

Mingyuan DU* and Taichi MAKI**

Concerning the relationship between desertification and climate change and the relationship between biomass increasing and climate change, there are two different feedback relations. (1) Biomass increasing or development of oases will let the local climate becomes favorable. This will in turn let more development of oases or biomass increasing so that the climate will becomes more favorable. (2) Desertification or oases degradation will cause the local climate becomes worse (higher temperature etc.). This will cause more degradation of oases so that the climate becomes even worse.

For an example, the local climate in Xinjiang has become favorable for agriculture activities as temperatures increase in winter and decrease in summer and precipitation increase in summer. The local environment change is the main cause of the climate change in recent years due to expansion of oases, the increase and grown of windbreak forests, and control and decrease of cutting firewood. Another example is that severe overgrazing and resultant land degradation in the semiarid areas of northern Mexico has created significantly higher temperatures in the border area.

The increase of the local population including migration is a cause for the expansion of oases and overgrazing and resultant land degradation. This will accelerate an increase in the utilization of water. Which feedback effect will occur mainly depends on how people use the natural resources, especially water resources in arid and semiarid land.

Although the recent development of oases in Xinjiang was good for climate change, for further development, there have been some problems of land degradation such as salinization and sandy desertification. It is very important to have an efficient use of water resources but not to expand the area of oasis in future.

Key Words: Biomass increasing, Climate change, Desertification, Feedback, Relationship

* Division of Agrometeorology, Department of Natural Resources, National Institute of Agro-Environmental Sciences, 3-1-1, Kannondai, Tsukuba, Ibaraki 305-8604, Japan. Present Address: College of Agriculture, Ehime University, 3-5-7, Tarumi, Matsuyama, Ehime 790-8566, Japan.

** Division of Agrometeorology, Department of Natural Resources, National Institute of Agro-Environmental Sciences, 3-1-1, Kannondai, Tsukuba, Ibaraki 305-8604, Japan.

気候と植生から見た乾燥域の分類

蒲 生 稔*

1. はじめに

気候と植生とは熱と水の交換過程を通して密接な関係がある。また植生は土壤から水と栄養を得、土壤は植生により形成される面が多いように、ともに相互関係がある。このため気候植生土壤は地理的相似性があることが多い。過去にケッペンは植生分布に合うよう気候分類を行い、ソーンスウェイトは水収支を考えて気候分類を行っている。ラングやマイヤー（以上、ケッペンからマイヤーまでの文献は例えれば、矢澤、1989を参照）は土壤生成因子としての気候条件から土壤分類を試みた。過去の単純な経験的方法による気候分類は俯瞰的な見方に向いており、現在でも使用されている。気候分布と植生分布の関係において、物理的意味のある理論的方法は種々試みられているが、狭い地域はともかく、全球的な分布を表現する有力なものはまだできていない。

植生指数や地表面温度などの地表面情報が衛星画像によりリアルタイムで全球的に得られている。衛星画像の特徴は同じ規準で全世界の地表面情報を見ることができること、変化を追うことができるのである。とくに乾燥・半乾燥域では過酷な条件により常時の現地調査はなかなか困難であるため、衛星画像による解析は有効である。さらに植被の様相は沙漠化地域では最重要情報である。

衛星画像による植生データと気象・気候データとを重ね合わせて処理できれば、気候と植生の相互関係が明らかにできるかもしれない。少なくとも乾燥域を乾燥の程度と植生の程度で定量的に数値化できる。これは、沙漠域あるいは沙漠化地域の形成、維持機構を明らかにするための基礎資料となる。

解析するうえで、乾燥指標と植生指標はともに種々の定義があり、それぞれ一長一短がある。ここでは、それぞれの定義あるいは定義の考え方を述べる。そして、もっとも単純な形として、植生を年最大植生指数、気候をソーンスウェイトによる乾燥指数で表して、世界の乾燥・半乾燥域の分類を試みる。

2. 蒸発の極限値と乾燥指標

乾燥の程度は降水量だけ決まるのでなく、気温が低いと降水量が少なくても蒸発が少くなり乾燥の程度は小さくなる。そのため、乾燥の程度を降水量と蒸発量の極限値の比で表すことが行われている。蒸発の極限値を示す指標について、飽和蒸気圧と正味放射量について考えてみる。

(a) 飽和蒸気圧：状態曲線（水蒸気飽和曲線）から、飽和蒸気圧 e^* によりその気温で含みうる最大の水蒸気量が決まると考える。状態曲線の傾きから見て気温が高いほど蒸発散量が多くなる。湿润地域では、土壤面が十分湿っているから、 e^* は蒸発の極限とみなしてもよいという研究がある。しかし、乾燥地域では蒸発すると大気の気温が下がるという事実が無視されているから、 e^* では過大評価になる。水面からの蒸発は飽差に比例するという事実から、乾燥の程度は飽差 ($=e^*-e$, e : 蒸気圧) で表される。乾燥の程度を年平均飽差 S と年降水量 N の比で表したものが、マイヤー（矢澤、1989参照）の $N-S$ 係数であるが、乾燥域では取扱いに注意が必要であろう。

(b) 正味放射量：熱収支式によれば、正味放射量は潜熱輸送量と頭熱輸送量と地中伝導熱に分配される。正味放射量がすべて潜熱輸送量に分配される極限を考えれば、蒸発の最大値は正味放射量ということになる。この概念からブディコ (1973) は、放射乾燥度 $Rn/\lambda P$ (Rn : 正味放射量, P : 降水量, λ : 蒸発の潜熱) という乾燥の程度を表す指標を提案した。 $Rn/\lambda P$ が 1 は、降った雨がすべて蒸発するときで、1~2 が半沙漠、2 以上が沙漠の分類となっている。ブディコは、 $Rn/\lambda P$ と Rn の 2 つのパラメータにより、気候区分、土壤帶分布、流出量などを特徴づけた。これは華麗な方法であるが、欠点がある。後述するが、この方法は (a) で述べた状態曲線のしづら、つまり低温では正味放射量のすべてを潜熱輸送にまわせないという事実を考慮できないことがある。

* 資源環境技術総合研究所

(受稿: 1999年2月16日)

3. 可能蒸発散量

乾燥指数は一般に降水量/可能蒸発散量で表される。降水量もかなり水平的に変化が大きいが、とにかく測定できる量である。一方、可能蒸発散量 E_p は測定できない量で推定するしかない曖昧な量である。 E_p の定義は地面に十分水が供給されている場合の蒸発散量である。その求め方はいろいろ提案されている。ここでは半経験理論式の熱収支法と、気温だけを表す経験式のソーンスウェイトの方法について述べる。

(a) 热収支法1：正味放射量 Rn がどのように潜熱輸送量 λE と顯熱輸送量 H に分配されるかを知るために、バルク式と熱収支式を同時に解くものである。湿った地表面上の条件ではPENNMANの可能蒸発散量 E_p の式(BRUTSAERT, 1982参照)であり、さらに大気が強風などにより攪拌されてよく混合しているときは平衡蒸発量($\Delta / (\Delta + \gamma)$)($Rn - G$)となる($\Delta = de^*/dT$, $\gamma = C_p / \lambda$ (C_p :空気の定圧比熱), G :地中伝導熱)。これは E_p の下限を示すといわれている。PENNMANの式の E_p は、平衡蒸発量 $+ (\gamma / \Delta + \gamma) f(u)(e^* - e)$ で表される。ただし $f(u)$ は風速 u の関数である。

(b) 热収支法2：近藤・徐(1997a)は、やはり熱収支法から求めるが、正味放射量は地面の状態で大きく変わるもの不安定な量とし、地中伝導熱 G がなく地面が黒くて湿っている状態を想定して、有効放射量 Q (=(1-ref) $S \downarrow + L \downarrow = \sigma T_s^4 + \lambda E + H$)から、地表面温度と顯熱潜熱を同時に算出する方法を提案している。ここでrefはアルベド、 $S \downarrow$ と $L \downarrow$ は下向き短波および長波量、 σ はステファン・ボルツマン定数、 T_s は地表面温度である。正味放射量が不安定な量というのは、沙漠域を考えると次のようなことであろう。乾燥域では気候学的に見ると、沙漠でもオアシスでも可能蒸発散量は同じであるべきである。しかし、沙漠ではアルベドが高く、地面からの長波放射も大きいので正味放射量 Rn は周囲のオアシスよりも小さくなる。このため有効放射量を考え、これが地表面温度、潜熱、顯熱、地中伝導熱に分配されると考えた方が実際的である。

上記の2つの熱収支法では状態曲線の勾配 de^*/dT が T のみの関数(T が低いほど de^*/dT は小さい、つまり低温ほど蒸発量が状態曲線により限定されやすくなる)であることから、低温のときは純放射量 Rn のすべてを潜熱 λE にまわすことができない(ボーエン比($B = H / \lambda E$)の気温依存性)ことを考慮した可能蒸発散量の求め方となっている。つまり熱収支による正味放射量あるいは有

効放射量というエネルギーの上限と、水蒸気飽和曲線という2つのしばりを考慮した方法ということになる。これらの式は物理的意味が認められるが、必要なパラメータが多く、結果は信頼できるデータの獲得あるいは選択方法にかかっている。

(c) ソーンスウェイトの方法：経験的に蒸発量が気温に依存していることを考えて、気温だけから可能蒸発散量 E_p を求める方法がある。ラングの雨量因子 $R = P/T$ (P :年降水量, T :気温)や後述するマルトンヌの乾燥指数のように E_p を気温の単純な形で表している。もっとも流布し、今も使われているソーンスウェイトの方法(彼により可能蒸発散量が気候区分の目的で導入された)は蒸発計と気温の関係を統計的に求めたものである(例えば、樋根, 1989参照)。 E_p は月平均気温を t として $(t/5)^{1.514}$ を12か月合計した値を I とすると、各月の E_p は $e = 1.6 (10t/I)^\beta$ から求める。ただし、 $\beta = 6.75 \times 10^{-7} I^3 - 7.71 \times 10^{-5} I^2 + 1.79 \times 10^{-2} I + 0.49$ である。複雑であるが原理的には乾燥指数は、ケッペンの分類に見られる $P/(T+\alpha)$ と同じ関係で表される。この方法の強みは気温だけで E_p が表現されることである。実際、UNESCO(1977)ではPENNMANの方法で E_p が求められていたのに、その使用データの乾燥域での信頼性が低いため、UNEP(1997)では後退とも思えるソーンスウェイトの方法で E_p を求めている。

気温で E_p が表現されるという理由を考えてみる。夏に気温が高く、冬に気温が低い気候では、気温と正味放射量 Rn の大きい季節に蒸発量も大きいという関係があると考えられる。つまり、 Rn と気温とは高い相関があるならば、ブディコ風に考えて E_p が Rn で表されるとすれば、 E_p は気温で表すことができる。近藤(1989)は $Q - \sigma T^4$ (有効入力放射量、 T :気温)が気温と相関関係にあるところでのみ蒸発量は気温の関数で表現できるという。気温と Rn の高い夏に、乾燥のため実蒸発散量が抑制されるような気候である地中海式気候では、近藤の条件は成立するであろうか。

4. 気候区分

気候区分(気候分類)には、大気循環など気候の成因を考慮した原因論的分類と、植生などが気候を反映していることに着目しての結果論的気候区分がある。現在でも後者の方が、よく気候帯を分類できているといわれている。ここで簡単に後者による乾燥域での気候分類方法についておさらいしてみる。

乾燥と植生を関連づける方法として、まずマルトンヌ

(矢澤, 1989 参照) は乾燥指数 $I = P/T + 10$ を考案している。P は年降水量 (mm), T は年平均気温 (°C, 月平均気温が 0 °C 以上の月のみ合計して 12 で割った値) である。I が 5 以下では沙漠、5 ~ 10 がステップ、10 ~ 20 は灌漑が行われれば乾燥農業が可能であるとしている。

植物学者ケッペン (矢澤, 1989 参照) は植生の分布を基準にして、植生分布に強い関係のある気温と降水量をパラメータにして気候区分を行った。無樹木気候 (低温が植生発育を抑える寒帯、高山帯気候は除く) では $P/(T+\alpha) = 20$ が乾燥限界を示し、20 以下の乾燥域では $P/(T+\alpha) < 10$ の沙漠気候 (BW) と、 $10 < P/(T+\alpha) < 20$ の草原ステップ気候 (BS) に 2 分類した。ここで α は実際の植生に合わせてつくられたもので (雨季なし: 7, 夏雨季: 14, 冬雨季: 0) である。蒸発量の少ない冬が雨季の地中海式気候では、夏に雨季の地域に比べて降水量の植生に対する有効性は高いということを示している。

ソーンスウェイト (矢澤, 1989 参照) は初めて乾燥指数 P/E_p で気候分類を試みた。のちにもっと発展させた湿润指数 $Im = (100s - 60d)/\text{年間 } E_p$ を提案している。ここで $s = P - E_p$: 水の過剰量, $d = E_p - P$: 水の不足量は各月ごとに求めて積算する。 Im は水過剰の月があれば、次の月が水不足でも前月のおすそ分けがあるというきめの細かい指標である。-60 ~ -40, -40 ~ -20, -20 ~ 0 に従って、亜乾燥、半乾燥、乾燥と分類している。

以上のように $P/(T+\alpha)$ は簡単な表現として、乾燥の度合も示すし、植生に基づく気候区分にも使われている。衛星画像から得られた植生分布とこの気候区分と比較できるようになれば、植生と気候の機構解明の基礎的資料が得られることになろう。

5. 植 生 指 数

植生は可視域と近赤外域での反射特性で特徴づけられる。すなわち可視域での植生の化学的反応 (光合成活動による強い吸収) と近赤外域での物理的反応 (細胞による反射) を反映している。赤域と近赤外域での反射率を R, NIR とすると、もっとも簡単な植生指数 SR (simple ratio) = NIR/R は植生では 5 ~ 10 ほど、土砂石では 0 ~ 1、水面、雲では正の小さな値、雪では小さな負の値をとる。このことにより、植生指数は植生域の区別と植生の豊かさ (緑色バイオマス) を表現できる。太陽高度、大気減衰など入射光の差による反射率の違いを小さく抑えるため、導入された正規化された植生指数は可視域と

近赤外域の反射量を、それぞれ Ch1, Ch2 とすると、 $NDVI = (Ch2 - Ch1)/(Ch2 + Ch1)$ で表される。NOAA の AVHRR (後述) では Ch1, Ch2 はそれぞれ可視域 ($0.58 \sim 0.68 \mu m$) と近赤外域 ($0.725 \sim 1.1 \mu m$) の反射率である。

植生指数が緑の多いところでは飽和してくる (森林では葉面積指数 LAI が約 3 で NDVI が 0.6 ~ 0.7 で飽和する例が多い) こと、および地面に植生がないと非常に小さい値 (NDVI が 0.0 ~ 0.1) になることから、植生が疎である半乾燥域の特定には便利な指標であることが期待される。

裸地の見える植生域では、衛星で得られる反射率は理想的には植生と裸地のそれぞれの反射率 SR (NDVI ではない) の混合である。混合された結果の SR は被植率を δ % とすると $SR_m = SR_v \delta + SR_s (1 - \delta)$ となる (添字 v, s, m はそれぞれ植生、裸地、混合を表す)。 $NDVI = (NIR - R)/(NIR + R)$ であるから、 $NDVI = (SR - 1)/(SR + 1)$ の関係にある。混合された結果の NDVI は

$$NDVI_m = \frac{\frac{1 + NDVI_v}{1 - NDVI_v} \delta + \frac{1 + NDVI_s}{1 - NDVI_s} (1 - \delta) - 1}{\frac{1 + NDVI_v}{1 - NDVI_v} \delta + \frac{1 + NDVI_s}{1 - NDVI_s} (1 - \delta) + 1}$$

となる。例えば植被率 1 の草原の NDVI が 0.5、裸地の NDVI が 0 と仮定すると $NDVI_m = \delta(1 + \delta)$ なる関係が得られる。 δ が大きいほど傾きが鈍化する平方根の形と似た関数となる。乾燥域の低木や草原では光合成有効放射吸収量 APAR、葉面積指数 LAI と SR とは線形関係にあるとしてもよく (SELLERS *et al.*, 1994)、さらに被植率 δ と LAI が等しいと仮定できるなら、LAI と NDVI の関係式は上式で δ を LAI に替えた式となる (蒲生ほか, 1998 の図 15)。

上記で植被率 1 以下では植生による反射特性の違いはないものとしたが、半乾燥域では土壤水分が少なくなると植生は乾性植物が占有はじめ、次第にまばらな植被形成となり、反射特性は異なってくる。実際はさらに複雑で、土が顔を出している半乾燥域の植生指数とは何かと考えてみると、HUETE (1988) の指摘のように、裸地と植生の間に次の相互作用が認められる。前述のように、植生では可視域の赤領域は吸収、近赤外域は反射、裸地では赤と近赤外は同程度の反射をする。植生と裸地が混在していると、地面からの赤の反射の一部は植生に吸収される。また、植生から地面方向に放射された近赤外は再び地面で反射されて上空へ放射される。そのため裸地

は赤は吸収、近赤外は反射となり、あたかも植生があるような反射特性となる。これにより、裸地と植生が混合した地表面のNDVIは実際より大きく評価してしまうことになる。

さらに、土や岩石上の反射特性は赤より近赤外域の方が若干大きく、種類により異なるが、SRは1.1～1.2くらいである。NDVIにすると0.05～0.09である。NDVIは水平方向には表面の違いにより最大0.05くらいの誤差を伴うとされている。同じ場所での年々変動はずっと小さく、さらに長い期間の平均ではさらに小さい値になることが予想される。

比率植生指数 (ratio index) であるSRとNDVIは、裸地では地表面の明暗によって変化しない (RとNIRの直交座標面で同じsoil lineに載っている)。しかし、植生と裸地の混合面に対しては、黒色あるいは湿って黒いと植生指数は実際より大きくなる。植物の裸地面への影により暗くなった場合も含まれる。これを補正するため、HUETE (1988) はSAVI (soil adjustable vegetation index) を提案している。SAVIは

$$\text{SAVI} = \frac{\text{NIR} - \text{R}}{\text{NIR} + \text{R} + \text{L}} (1 + \text{L})$$

で表現される。ここでLは土壤の色により0～1で変化するパラメータであるが、一般に0.5がよく使用されている。この指数は植生と土の相互作用で、土の明暗による影響を最小にするように決められた指標である。ISHIYAMA *et al.* (1996) はSAVIは植生密度が疎のときは誤差が小さいが、密の場合はNDVIの方が誤差が小さいことを指摘し、植生密度に応じて両者を使い分ける最適植生指数OPVIを提案している。この他、TSAVI、MSAVIなど多くの植生指数が提案されているが、それぞれ一長一短があり、狭い地域では良好な結果が得られているが、全球的分布に使用できるようになるのは今後のことであろう。

6. 植 生 図

現在容易に手に入る植生図の乾燥域の分類について見てみる。MATTHEWS (1983) は出版されている約100の世界の植生図を系統的に繋ぎ合わせて、 $1^\circ \times 1^\circ$ の植生分布図を作成している。衛星画像は矛盾するデータ、旧式のデータなどから信頼できる植生図を選択する際に利用されている。32分類のうち乾燥域の分類は草原まで入れると8分類されている。

LEEMANS (1990) はHOLDRIIDGE (矢澤, 1989参照) の

分類に基づき積算気温（日平均気温が0～30℃の積算値）、年降水量、年可能蒸発散量（積算気温と比例関係を仮定して求めている）の3つの気候指標から植生を分類して、経緯度0.5度ごとのグリッドデータを作成した。39分類のうち乾燥域は9分類である。

植生指数の季節変化を考慮して世界の植生分布を描いたものでは、OLSON *et al.* (1985) が有名でよく使われている。OLSONは既存の植生図を、NOAAの植生指数と地理情報を参考にして改良したもので、1/6度ごとのグリッドデータである。乾燥域に関しては岩石・土・砂漠、砂丘のある沙漠、半沙漠、中緯度沙漠の4種類である。さらに亜熱帯灌漑農耕地、中緯度灌漑農耕地が分類されている。MURAI and HONDA (1991) は同じくNOAAによるNDVIの季節パターンを考慮して、世界の植生を8種類に分けている。そのうち乾燥域は植生指数が小さくて年変化のない沙漠と夏季の1～2月のみ若干大きくなる半乾燥域の2分類である。高度3km以上は高度沙漠として別分類している。

TATEISHI (1997) はさらに詳細な季節パターンからクラスタ分類を行っている。分類の結果に対して部分的にグランドトルースを試み、今後グランドトルースによりさらに改良するという。乾燥域に相当する分類は全球規模の植生図ではSand, Bare ground, Other little vegetationとなっている。

7. 植生指数と乾燥指数による乾燥・半乾燥地域の分類の試み

現在容易に手に入るデータから、もっとも単純な植生指数と乾燥指数を使ってどの程度乾燥域の分類ができるか試してみる。今回使用した植生指数はNOAA搭載のAVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) をNASA GSFC (Goddard Space Flight Center) が解析して、DAAC (Distributed Active Archive Center) がNOAA/NASA Pathfinder Land Climate Data Setとしてインターネット上に公開しているものである (ftp daac.gsfc.nasa.govでアクセスできる)。データは面積図法 (Goode図法) で8km×8kmの解像度である。期間は現在1981年7月から1994年8月までである。SMITH *et al.* (1997) によれば、データセットは3つのNOAA衛星 (NOAA-7, 9, 11) 搭載の3つのAVHRRデータをNOAA-9の発射前のAVHRRの特性に規格化している。これにより衛星による違いと、時間的劣化による違いを取り除いている。可視と近赤外のレーリー散乱 (空気分子による散乱) とオゾンによる吸収に対して大気補正を施して

ある。

現在Pathfinderを含めて数種類の正規化された植生指数NDVIが公表されている。アルゴリズムの違いから分布傾向は類似しているが、植生指数の値は互いにかなり違う。NOAAのNDVIはその絶対値ではなく、その季節変化、年々変化、空間的変化に着目して解析し、その結果が気候要素などと対応させて矛盾せず、現象をもっともらしく説明できるかというところに使用価値があると思われる。

ここでは単純に考えて、年に1個のパラメータで各ピクセルに相当する地域の代表とした。そうすると、年平均値、年積算値、年最大植生指数などが考えられる。ここでは、冬季の雪による影響がない年最大植生指数 $NDVI_{ymax}$ を使用して乾燥域の植生を見てみる。乾燥地域では、たとえ期間が短くても、もっとも湿润な期間に植物地理帯の典型的な景観が表現される。例えば草原は長い冬は極気候、春はツンドラ気候であるが、種や根は残っている、そのような植物の季節変化も含めて草原といっている。その土地のもっとも植生のよい状態を表す $NDVI_{ymax}$ がその土地を代表する指標であると考えて以後解析する。

植生指数の季節変化を考え、植生分類を行ってから気候値との関係を明らかにすることが次のステップであろうが、現在はまだ、乾燥域では前述したように、沙漠、半沙漠程度の分類しかできていない。

1) 乾燥指数の比較

乾燥指数はLEEMANS and CRAMER (1991) による降水量と地上気温 (IIASA Mean Monthly Temperature, Precipitation and Cloudiness) から求めた。データはGLOBAL ECOSYSTEMS DATABASE (1992) あるいはGRID (国立環境研究所) で提供されている。データは経緯度0.5度格子（メッシュ）で、1931～1960年間の平均の月ごとの値である。このデータは既存の8種類の気象観測データから得られる6,000余地点のデータに優劣をつけて選び出した点データを、内挿して格子データを作成している。

熱収支法で求めた近藤・徐 (1997b) による気候湿润度WI (=年降水量/各月の可能蒸発散量の年積算値: 乾燥指数に相当する) と、ソーンスウェイトによる乾燥指数の比較を図1に示す。中国(1981年)における比較とともに気象観測局データを使用した。両者の対応はよい。観測局の気候湿润度(1981年)と観測局にもっとも近い格子点のIIASAの気温データから求めた乾燥指数との比較を図2に示す。ばらつきはあるが、両者の対応

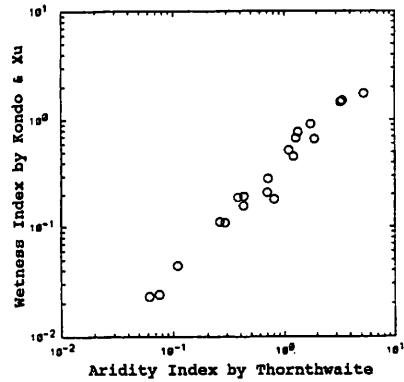


図1. ソーンスウェイトによる乾燥指数と近藤・徐 (1997b)による気候湿润度の比較。
両指標はともに中国の1981年の測候所のデータから計算した。

Fig. 1. Comparison of aridity index by THORNTHWAITE and wetness index by KONDO and XU (1997b) at China in 1981.
THORNTHWAITE's aridity index is calculated using the same data by which wetness index is estimated.

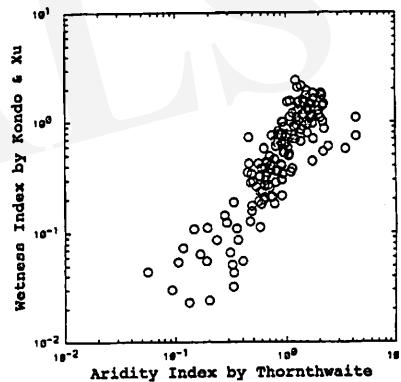


図2. 図1と同様、ただし、ソーンスウェイトの乾燥指数はIIASAデータを使用。観測局にもっとも近いグリッド点における値と比較している。

Fig. 2. The same as Fig.1, but THORNTHWAITE's aridity index is calculated by LEEMAN's data (grid data, averaged between 1931-1960).

はかなりよいことが示されている。これは少なくとも中国では乾燥指数をソーンスウェイトの方法で求めてもよいことを示している。両図とも海拔高度3km以上の観測局では合わないので除外してある。

2) 年最大植生指数の頻度分布と乾燥域の分類

年最大植生指数 $NDVI_{ymax}$ に対する面積頻度分布(北緯55度と南緯55度間の全陸上)を図3に示す。1982～

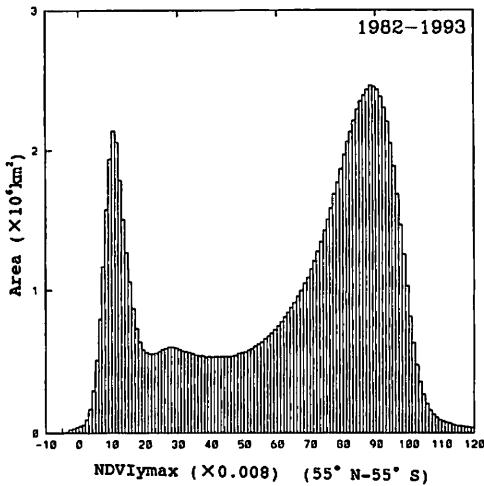


図3. 北緯55度から南緯55度の全陸上のNDVI_{ymax}の面積頻度分布図。

Fig. 3. Histogram of areas of NDVI_{ymax} (yearly maximum NDVI by Pathfinder) over the whole land between 55° N and 55° S in latitude.

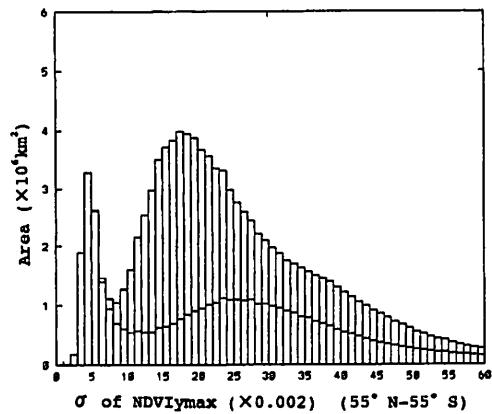


図4. 北緯55度から南緯55度の全陸上および乾燥域(NDVI_{ymax} < 0.55)のNDVI_{ymax}の標準偏差の面積頻度分布図。

Fig. 4. Histogram of area of standard deviation of NDVI_{ymax} for whole land between 55° N and 55° S (above) and for dry regions where NDVI_{ymax} < 0.55 (below).

1993年の12年間の平均値である。沙漠域と非乾燥域（緑が豊富な地域）の双峰形の分布を示し、その中に半乾燥域が存在する。これは単に乾燥と湿润の地域の面積が広いだけなのか、それとも、2極構造になっていて、半乾燥域が不安定な領域として表現されているのだろうか。図1-aにアジア・アフリカ地域のNDVI_{ymax}が0.55以下の地域（陸地の32.2%）を植生指数で分類して示す。NDVI_{ymax}が-0.05から+0.55まで0.05刻みに11階級に分割した。高山での植生の悪い原因是低温、強風なので高度3km以上の地域は除外してある。NDVI_{ymax}の値は激しい沙漠から緑の豊かな地域へと、より植生指数が小さい地域を取り囲むように大きくなっている。

3) 年最大植生指数の標準偏差の頻度分布と地域分布

NDVI_{ymax}の12年間の標準偏差の頻度分布（北緯55度と南緯55度間の全陸上）を図4に示す。同図には乾燥域を表すNDVI_{ymax}が0.55以下の分布も示した。激しい沙漠は標準偏差が小さく非常に安定しているのに対し、半乾燥域の標準偏差は広く分布しており、乾燥・半乾燥地は併せるとL字型分布となっている。アジア・北アフリカ地域の分布を図1-bに示す。NDVI_{ymax}が0.55以下の地域のみ示した。極めて安定した激しい沙漠がNDVIの標準偏差が0.015以下の地域として明確に分類されている（図では便宜上0~0.02で分類されている）。この安定な激しい沙漠域の周辺に極めて不安定な半乾燥域が存在

する。一方、安定している半沙漠域も若干存在する。半乾燥域の安定と不安定の違いは、降水量の変動あるいは地表面の性質に関連していると考えられる。地表面が砂質か栄養のない状態では、降雨は植生の出現に寄与せず、かえって土壌流出により植生が悪くなる可能性もある。

以上、沙漠の程度の指標としてNDVI_{ymax}はその平均値と標準偏差から（1）乾燥地域の植生指数による分類（ただし、その分類がどのような植生分布に対応するのかはまだ不明確である）、（2）激しい沙漠と半乾燥地域の明確な境界、および（3）半乾燥域での植生安定地域と植生不安定地域の分類が可能であることが示される。

4) 年降水量と年最大植生指数の関係

年降水量とNDVI_{ymax}の間の関係を見てみる（図5）。低緯度乾燥域（35°N~35°S）と中緯度乾燥域（55°N~35°N, 35°S~55°S）ではそれぞれ異なる線形関係が認められる。低緯度乾燥域では、降水量と植生指数の間はばらつきは大きいが、相関関係が見られる。サヘルでは降雨の時期から1~2ヶ月遅れてNDVIが最大になる（SHINODA, 1995）。低緯度乾燥域では普通、水ストレス状態にあって、降水があれば植物の生長に無駄なく使われ、それが降水量と植生指数の関係になって表れているものと考えられる。一方、中緯度乾燥域ではNDVI_{ymax}と降水量の間は低緯度と別な線形関係にある。中緯度は亜熱帯に比べて低温のため少ない降水量で湿润が維持される

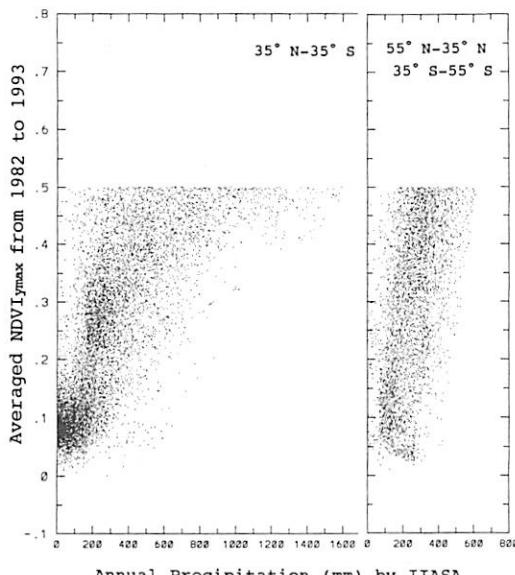


図5. NDVI_{max}が0.5以下の乾燥域に対する年降水量とNDVI_{max}の関係。
左図は熱帯・亜熱帯地域、右図は中緯度地域を示す。

Fig. 5. Relationships between annual precipitation and NDVI_{max} in tropical and sub-tropical regions (left), and these for mid-latitude (right).

ため、同じ量の降水量に対して低緯度より植生がよくなっている。中緯度乾燥域では、温度条件(低温)が植物の成長の阻害要因になっているので気温と植生指数の関係についても見なければいけないが、ここでは触れない。

5) 乾燥指数と植生指数による乾燥域の分類

NDVI_{max}と乾燥指数の関係は、図6に見られるように低緯度、中緯度乾燥域でともに同じ線形関係が認められる。図6に示される散布図を植生指数と乾燥指数で分割して世界の乾燥・半乾燥域の分類をしてみる。アジア・北アフリカの分類分布図を図1-cに示す。AはNDVI_{max}が0.15以下の激しい沙漠(NDVI_{max}の12年間の標準偏差が0.015以下と一致、陸地の12.0%)、B-EはNDVI_{max}と乾燥指数が比例関係にある地域(それぞれ陸地の2.6, 3.3, 2.9, 4.8%, 合計13.6%)。前述したように、この分類がどのような植生と対応するかは、まだ不明である。この地域は後述のS分類との関係で変わりうる。I分類(陸地の2.0%)は乾燥度が大きいのに植生が多い地域、すなわち大河の流域に多い灌漑地域とオアシスを表しているケースが多い。S分類(陸地の4.6%)は乾燥指数が大きい(乾燥度は小さい)のに植生が悪い

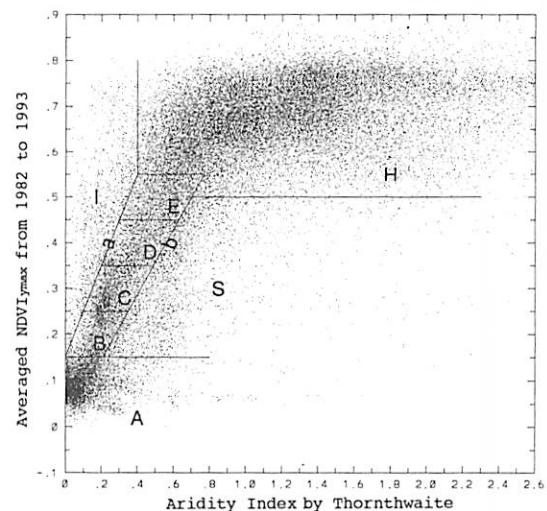


図6. 乾燥指数とNDVI_{max}による乾燥・半乾燥地域の分類。
I: 大河の流域に多い灌漑地帯やオアシス, S: 湿潤なわりに植生の悪い地域(土壤が劣化している可能性が考えられる), A: 激しい沙漠, B-E: NDVI_{max}が乾燥指数と線形な関係にある地域, H: 湿潤で植生が豊かな地域, M: 高度3km以上の高地.
a : NDVI_{max} = AI + 0.15, b : NDVI_{max} = 0.7AI.

Fig. 6. Classification of arid and semi-arid regions by aridity index (AI) and NDVI_{max}.
I: irrigated area and oases; S: areas where there is the possibility of occurring soil degradation, A: severe desert, B-E: region where NDVI relates linearly with NDVI_{max}, H: humid and vegetation affluent region.
a: NDVI_{max} = AI + 0.15, b: NDVI_{max} = 0.7AI.

地域を示す。この地域は、気候条件から予想されるより植生が少ない、つまり土壤が劣化あるいは流出している地域の可能性がある。逆に見れば水条件はよいということで、沙漠緑化の可能性の高い地域である。NDVI_{max}が0.5~0.55で乾燥指数が大きい湿潤な地域は、植生のよくない畑作地に相当すると考えられるので除外している。

図6でIとS分類のための分割を直線aとbで行っている。この決定方法は、以下に示すようにI分類が灌漑とオアシス地域に合うように、またS分類が後述のUNEPの土壤荒廃地域にできるだけ合うようにしたものである。

アジアと北アフリカの分類Iの地域を図1-cから読み取ると、以下のように大河の流域の灌漑地域とオアシスにほぼ一致する。

分類I: 華中黄河、寧夏平原、河西回廊、タクラマカン南部西部オアシス、センレガ、オルホン川、アム

ダリア、シルダリア川、タシケント、ヴォルガ川、インダス川、ユーフラテス川、アラビア半島中央部、ナイル川、青ナイル、白ナイル、チャド湖周辺、セネガル川など

ただし、ソマリアが含まれるのは理由がわからない。一方土壤劣化地域の可能性のある分類Sの地域は以下のようになる。

分類S：ホルチン沙地、フンシャンダク沙地とその周辺の草原、オルドス高原、黄土高原、黄河の北東部、モンゴルの北緯45~50度線、バルハシ湖周辺、カスピ海北の沿岸地域、ガンジス川流域、イラン西部、トルコ南部、アトラス山脈周辺、スペイン、エチオピア北東部、スーザン西部、ナイジェリア-ブルキナファソ、タイ東北部、カンボジアなど

S分類はNDVI_{lymax}の標準偏差の口絵1-bと比較すると、半乾燥域で植生が比較的安定している（標準偏差が小さい）地域と一致するケースが多い。これは土壤の荒廃している地域は栄養のある表層が流出していて、降雨が植生とすぐには結び付かないことを示している可能性がある。

北米南米、南アフリカ、豪州の乾燥域の分類は省略するが、同様にI、Sクラスの分類が可能である。ただ、地中海式気候は冬に雨が多く、春に植生が繁茂し、夏に高温乾燥のためか、乾燥指数が乾燥を示すのに、植生が豊富なオアシスに分類される傾向が認められた。

6) UNEPによる土壤劣化地域と分類S地域の比較

UNEP（1997）に、250人以上の土壤学者により作成された土地劣化地図が示されている。土壤劣化の程度は非常に激しい、激しい、穏やかな、少ないと4段階に分類されている。この地図は詳しいが共通の基準で分類できていないと考えられる。それとS分類を比較してみる。範囲が完全に一致しているわけではないが、乾燥域における土壤劣化の非常に激しいところとして挙げられているナイジェリア-ブルキナファソ、スーザン西部、チュニジア-アルジェリア北部、エチオピア北東部は図6でS分類されている地域と一致する。またアジアでは黄土高原、黄土高原北東部、ホルチン沙地、トルコ、カスピ海北部（非常に激しいと分類）、スペイン、合衆国西部乾燥域の東部（激しいと分類）はS分類と合っている。一致しないのはカザフスタンのバルハシ湖周辺、インダス川上流部である。南アフリカ、南米、豪州も合わない。

8. おわりに

以上のように簡単な方法でも、かなりの乾燥域の植生表現が可能であることが示されたと考えられる。一般にNDVI最大月と降水量最大月がほぼ同じ地域が多いが（蒲生ほか、1998）、夏に高温・高降水量で植生がよい乾燥域が多いためかもしれない。この条件に合わない地中海式気候やカスピ海、アラル海周辺の乾燥域のように春に雨が多い、あるいは雪解け水があるところでは、この分類ではうまくいっていない可能性がある。

ISLSCPデータ（蒲生ほか、1998参照）にある1987年と1988年の乾燥指数と植生指数を比較してみると、植生指数と乾燥指数の関係は図6とほぼ同様である（図省略）。気候とくに降水量は大気候で主に決定されるから、植生変化より気候変化の方が緩慢な時間変化をするとも考えられる。

今回年代の違う気候と植生を組み合わせてこと、乾燥域の気象データは信頼性が低いこと、使用した植生指数、乾燥指数の代表性などの問題があるが、それでもいくつかもっともらしい結果が得られた。今後、もっと信頼できる方法とデータを使用できれば、よりきめの細かい乾燥域の分類ができ、各ピクセルの経年変化を植生指数-乾燥指数空間で追うことにより、沙漠化の進行地域、緑化の進行地域などを特定することが可能になると期待される。

謝 辞

全般に渡って篠田雅人博士、乾燥指数と可能蒸発散量については三枝信子博士、植生指数については今須良一博士と文軍博士、計算処理・画像処理では前田高尚博士と田口彰一博士にいろいろ教えて戴きました。また林 正康博士には乾燥地に関する種々の情報を教えて戴きました。ソーンスウェイトの可能蒸発散量を求める式は増田耕一博士のプログラムを使用させて戴きました。

Pathfinder AVHRR Land Dataの使用に関して Goddard Space Flight Centerの Distributed Active Archive Centerに感謝します。この元データはNOAA/NASA Pathfinderプログラムのもとに Goddard Global Change Data Centerの計算処理班（チーム長 Mary James）により処理され、AVHRR Land Science Working Group（議長John Townshend）により確立されたアルゴリズムにより作成されたものである。

引用文献

- ブディコ著、内嶋善兵衛・岩切 敏訳 (1973) :「生命と気候」 東京大学出版会、488p.
- BUDYKO, M.I. (1971) : *Klimat i Zhni. Gidrometeorologicheskoe Izdatelstvo*. 470pp.
- 蒲生 稔・前田高尚・林 正康・今須良一・篠田雅人 (1998) : 植生指數と乾燥指數による乾燥・半乾燥地域の分類. 「資源と環境」 7 : 82-93.
- 権根 勇 (1989) : ソーンスウェイトの気候的水収支法. 「水と気象」 朝倉書店、180pp.
- 近藤純正 (1989) : 平衡蒸発量と地表面蒸発. 「水文・水資源学会誌」 2 : 25-32.
- 近藤純正・徐 健青 (1997a) : ポテンシャル蒸発量の定義と気候湿潤度. 「天気」 44 : 875-882.
- 近藤純正・徐 健青 (1997b) : 「中国における地表面熱収支・水収支(3) : 裸地面資料の図表集」 東北大学大学院理学研究科地球物理学教室、128pp.
- 矢澤大二 (1989) : 「気候地域論考 その思潮と展開」 古今書院、738p.
- BRUTSAERT, W. (1982) : *Evaporation into the Atmosphere*. D. Reidel Publishing Company, 299pp.
- GLOBAL ECOSYSTEMS DATABASE (1992) : Version 1.0: Disc A. NOAA National Geophysical Data Center, Boulder, CO, USA.
- HUETE, A.R. (1988) : A soil adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of the Environment*, 25: 295-309.
- ISHIYAMA, T., NAKAJIMA, Y. and KAJIWARA, K. (1996) : Vegetation index algorithm for vegetation monitoring in arid and semi arid land. *J. Arid Land Studies*, 6: 35-47.
- LEEMANS, R. (1990) : *Possible Changes in Natural Vegetation Patterns due to a Global Warming*. Publication Number 108 of the biosphere dynamics project, International Institute for Applied Systems Analysis A-2361 Laxenburg, Austria.
- LEEMANS, R. and CRAMER, W.P. (1991) : The IIASA database for mean monthly values of temperature, precipitation and cloudiness of a global terrestrial grid. *Research Report RR-91-18 November 1991, International Institute of Applied Systems Analyses, Luxenburg*, 1-61.
- MATTHEWS, E. (1983) : Global vegetation and land use: New high-resolution data bases for climate studies. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22: 474-487.
- MURAI, S. and HONDA, Y. (1991) : World vegetation map from NOAA GVI data—How much of forest area does remain?—. *Application of Remote Sensing in Asia and Oceania—Environmental change monitoring—*, Asian Association on Remote Sensing, 3-19.
- OLSON, J.S., WATTS, J.A. and ALLISON, L.J. (1985) : *Major World Ecosystem Complexes Ranked by Carbon in Live Vegetation*. A Database. NDP-017, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laborator, Oak Ridge, Tennessee, United States.
- SELLERS, P.J., TUCKER, C.J., COLLATS, G.J., LOS, S.O., JUSTICE, C.O., DAZLICH, D.A. and RANDALL, D.A. (1994) : A global 1° by 1° NDVI data set for climate studies. Part 2: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from the NDVI. *Int. J. Remote Sensing*, 15: 3519-3545.
- SMITH, P.M., KALLURI, S.N., PRINCE, S.D. and deFRIES, R. (1997) : The NOAA/NASA Pathfinder AVHRR 8km land data set. *PE & RS*, 63: 12-32.
- SHINODA, M. (1995) : Seasonal phase lag between rainfall and vegetation activity in tropical Africa as revealed by NOAA satellite data. *Int. J. Climatol.*, 15: 639-656.
- TATEISHI, R. (1997) : *AARS Global 4-minute Land Cover Data Set with Ground Truth Information*. Land Cover Working Group of Asian Association on Remote Sensing, CEReS, Chiba University, Japan. (CD-ROM)
- UNESCO (1977) : *Map of the World Distribution of Arid Regions*. MAB Technical Notes 7, 54pp.
- UNEP (1997) : *World Atlas of Desertification*. 2nd edition. United Nations Environmental Programme, 1-182.

Classification of Arid Regions by Climate and Vegetation

Minoru GAMO*

Relationship between climate and vegetation is a big theme from olden times. Nowadays, global vegetation characteristics and changes are obtained real timely by remote sensing from satellites. We can look at vegetation of global scale from an uniform point of view. It is necessary to find proper methods to estimate degree of dryness and to identify desertification areas. Aridity index which shows a degree of dryness and vegetation index which indicates a degree of abundance of vegetation are both comparatively vague parameters. Methods which evaluate both parameters are summarized. And, rough classification of arid regions by aridity index estimated by THORNTHWAITE's methods and yearly maximum normalized difference vegetation index $NDVI_{ymax}$ is tried. The histogram of areas for $NDVI_{ymax}$ distribution has two peaks in small $NDVI_{ymax}$ (severe desert) and large $NDVI_{ymax}$ (regions where vegetation is rich), and between two peaks there exist semi-arid regions. According to the standard deviation of $NDVI_{ymax}$, which shows a degree of variability of year-to-year changes of $NDVI_{ymax}$, very unstable regions for vegetation exist near deserts where standard deviation is very small. There is a different linear relationships between annual precipitation and $NDVI_{ymax}$ in the sub-tropical arid regions and mid-latitude arid regions, respectively. While, there is a relatively similar relationship between aridity index and vegetation index for both arid regions mentioned above. Arid regions of the world are divided into seven categories, including regions where vegetation is relatively abundant in spite of severe dryness, and regions where vegetation is poor in spite of relatively humid conditions. The former category coincides with irrigated regions existing near big rivers or oases. While, regions which belong to the latter category seem to be areas where soil degradation is occurring.

Key Words: Desertification, Vegetation index, Aridity index, Remote sensing, Soil degradation

* National Institute for Resources and Environment, Environment Assessment Department, 16-3, Onogawa, Tsukuba, Ibaraki 305-8569, Japan.

(Accepted, February 16, 1999)

沙漠化と地球温暖化・エルニーニョ

山川修治*

1. 時空間スケールからみた沙漠化

沙漠化を「不適切な人間活動に起因する乾燥・半乾燥、乾性半湿润地域における土地の荒廃現象」と国連の環境開発会議(UNCED)では定義しており、人為的な要因を重視している(UNCED, 1992; 根本, 1993; 前島, 1998)が、ここでは広義の沙漠化を対象とし、自然的な要因を重視し、気候をエコシステムの一部として捉えた観点(門村, 1988, 1989)で論述したい。

まず問題点を整理するために、沙漠化関連の諸現象について、横軸に時間スケール、縦軸に空間スケールをとった図で示そう(図1: CLARK, 1986; 吉野, 1987)。最も時間スケールの小さな気象現象として図示されている対流性擾乱は、砂塵嵐の原因になり、風化作用を促進させ

る。ここでは総観気象学的現象の例として前線・低気圧が示されているが、沙漠化に関連深いのはそれらと対照的な高圧帯・高気圧である。長波(惑星波: 大気中にみられる地球規模の波動)は偏西風の蛇行、ブロッキング高気圧の形成に係わり、干ばつの要因となるし、極渦の季節的な発達・衰弱、オゾンホールの形成、紫外線の増加を介して沙漠化の一因となるなど、その影響は多岐にわたる。気候的現象のうち、エルニーニョについては第3章-1)で詳しく述べる。干ばつはまさに自然的な要因における沙漠化の元凶である。半球的温暖化はいわゆる地球温暖化に相当し、第2章で論及する。自然の作用によって引き起こされる沙漠化は干ばつを中心として、エルニーニョや温暖化ともオーバーラップする現象として捉えられる。社会現象は局地的、地域的、国家的、全球的に分類されているが、狭義の沙漠化はその地域的ないし局地的位置に対応する。時間スケールの大変長い生態学的現象として、樹木から植生帯まで表されているが、沙漠化はこの領域に強いインパクトを与えている。

気候変動の時間スケールは数年以上、数億年の広い幅をもっているが、その中でいわゆる地球温暖化は数10年ないし数百年の時間スケールを有しており、気候変動の一側面として位置づけられよう。図中のそれぞれ隣接領域の現象は相互に関連しており、自然的要因と人為的要因に属する沙漠化はオーバーラップしており、自然的要因は人為的要因の背景となるとともに、それを助長したり逆に抑制したりする。そして両方の要因が重なると沙漠化は加速度的に進行し、非可逆的、復元困難な状況となる。

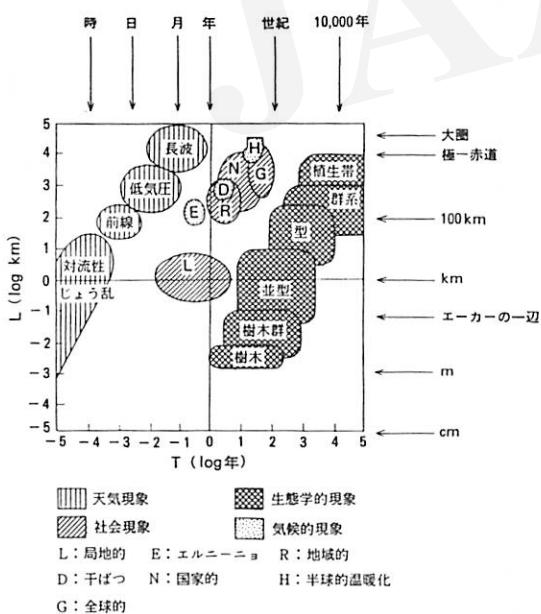


図1. 沙漠化に係わる気象・気候、社会・生態の諸現象の時空間スケール。(CLARK, 1986; 吉野, 1987による)

2. 地球温暖化と沙漠化

1) 長期的視野からみた温暖化期の乾燥域

地球のおよそ46億年に及ぶ歴史の中で、その気候は温暖期と寒冷期を繰り返してきた。最近の6,500万年を新生代と呼んでいるが、この期間だけでも新生代第三紀、縄文時代(ピークは8,000~7,500年前: YOSHINO and

URUSHIBARA-YOSHINO, 1993), 平安時代前半(9世紀頃: 安田, 1990), 鎌倉時代前半(13世紀頃: 安田, 1990)など, たびたび温暖期が認められる。当時の気候分布は断片的にしか解明されていないが, 地質学的証拠などから現在より高温な気候が支配していたことが知られている(根本・朝倉, 1980)。

その中で, 縄文時代はヒプシサーマル(hypsithermal)と呼ばれ, 現在より気温が2~3°C高く, 海面は2(~5)mほど高かったとみられる。ということは, 今後50~100年間に予測される地球温暖化と類似の気候が存在していたと想定される。当時はいわゆる「縄文海進」があり, 湿潤気候が支配的であった(KELLOGG, 1978)。南アジアから東アジアにかけてモンスーンの発達があり, 湿潤地域が海岸域を中心に広域を覆った(図2: YOSHINO and URUSHIBARA-YOSHINO, 1993)。しかし例外的に乾燥化していた地域も中国内陸部に指摘される。それは北上したITCZ(熱帯収束帶)が中国内陸部まで浸入し, そこで対流活動を強めるが, その北西側では逆に下降気流が強化されるためと考えられる。

また当時, アフリカのITCZは夏季に大きく北上し「緑のサハラ」が出現したことが, 花粉分析や動植物化石, 湖底堆積物の状況などから推定されている(門村, 1990)。

海面上昇のため海流系が現在とはかなり異なる状況で, 全般に暖流系が卓越し, 暖水域が拡大していたと考えられる。

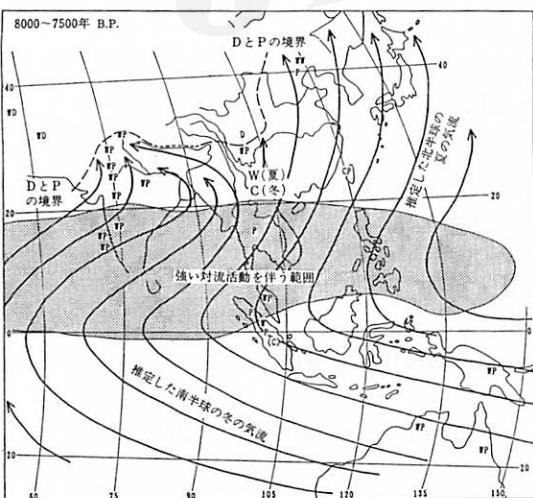


図2. 8,000~7,500年前のアジアにおける下層風系と寒暖・乾湿分布。(YOSHINO and URUSHIBARA-YOSHINO, 1993による)

WW: 現在より非常に温暖, W: 現在より温暖, CC: 現在より非常に寒冷, C: 現在より寒冷, P: 湿潤, D: 乾燥

えられる。その結果, 台風(海面水温約27°C以上で発生しやすくなる)の出現頻度が高く, しかも日本近海にて発生するものも少なくなかったと推定される。すると, 日本へ襲来する台風も頻繁で, 風水害や海岸森林帯への塩害も起きやすかったとみられる。風水害で森林が倒木すると, 森林後退→沙漠化のプロセスが働くし, 樹幹が塩をかぶれば生長が阻害され, 森林衰弱の一因となる。加えて, 海面上昇による地下水の塩類化現象など, 土地荒廃を引き起こす要因も増大していた可能性がある。このように, 高温だから森林生長→沙漠化に無縁, とは単純にいかない。

ここで歴史時代6,000年間の気候変動状況(吉野, 1978)を表1に引用する。この中で「乾燥」という点に着目すると, 6世紀と13世紀においてはアフリカで乾燥し, ヨーロッパで多雨であったことが復元されている。その要因としては, ハドレー循環(熱帯・亜熱帯間の南北循環)の活発化が挙げられる。また, 2, 8, 10世紀には両地域とも乾燥していたとみられるが, 大西洋の暖流(メキシコ湾流)の勢力が弱かった時代であることが推測される。このほか気候帯の南北シフトも重要な要因であるが, 従来の史料だけでは十分に推定できない面もあり, 今後のデータ解析を待たねばならない。

中国タクラマカン沙漠(タリム盆地)の南縁部に位置する丁田(ユーティン)において, およそ200年間の降水量変動が復元されており(吉野, 1997; 吉野・劉, 1997), それによると小氷期には乾湿の変動を繰り返しつつも全般に多雨期であったが, 小氷期の終了とともに減少し, 19世紀後半を漸移期として少雨期に入った。20世紀の温暖期においては, 夏季モンスーンの発達が, 北方を東西に連なる天山山脈方面からの北ないし北東風(吉野, 1991; 鬼頭ほか, 1993; YATAGAI and YASUNARI, 1998)によるフェーン現象を誘発し, 少雨を招いているといえよう。

2) GCMからみた沙漠化危険地域

二酸化炭素(CO₂)が倍増した場合, どこに乾燥地域が広がるのだろうか。IPCC(気候変動に関する政府間パネル)(1998)で示された大気大循環モデル(GCM)に基づいてみると, 次の7項目にまとめられる。

①夏半球側の特に大陸内陸部で乾燥傾向が強まるところが多い(図3, ④参照)。6~8月の昇温は大陸部で顕著となるが, それが温暖化で助長されるため蒸発散が増大し, 沙漠化を促進する。

②チベット・ヒマラヤ山塊などで, 暖候期における熱源としての作用が強化されるため夏季モンスーンが発達

表1. 歴史時代における世界主要地域の気候変動。(BROOK, 1970; 吉野, 1978による)
A.D.: 紀元後, B.C.: 紀元前(目盛り縮小)

年	アジア	北アメリカ 西部	ヨーロッパ	アフリカ	日本
2000					
1900	{ カスピ海水位 低下	乾燥化 多雨	水河の急速な後退 寒冷 多雨 水河 前進、西部、乾燥		冷温 暖干 冷温 寒冷
1800					
1700					
1600	{ カスピ海水位 +5 m, 多雨 中国; 乾燥	多雨化 乾燥	{ 水河の急前進 大陸性気候 海洋性気候 水河後退	乾燥化 { 雨量最大 多雨	
1500					
1400					
1300	多雨、雨増加 乾燥、カスピ 海水位 -4.5 m	多雨 乾燥	{ 乾燥化 水河前進 荒天多し、多雨	多雨	温 暖
1200					
1100	中国; 乾燥 カスピ海水位 +9.5 m	乾燥 非常に多雨 やや乾燥化 雨多くなる	多雨、寒くなる		
1000					
900	中国; 多雨	乾燥期終る	乾燥化	乾燥化 多雨化	
800	多雨	乾燥化	雨多くなる	乾燥	
700	雨増加	やや雨多くなる	乾燥、温暖	乾燥化	
600	乾燥		やや乾燥	多雨	
500	{ カスピ海水位 -5 m 乾燥	乾燥	乾燥化	多雨 多雨 多雨化	やや冷
400					
300					
200					
100					
A.D.	多雨 { 現在よりやや雨 多し 寒冷化 乾燥 (民族移動あり)	現在と同じ やや温暖	やや乾燥 現在と同じ 寒冷化、多雨 (乾燥強化 (民族移動あり)	乾燥化 ナイル高 水位 多雨	
0					
B.C.					
500					
1000	乾燥		乾燥、多雨		寒冷湿润
1500					
2000	乾燥極大		乾燥	{ 乾燥 ナイル干上る	
2500					
3000	乾燥化				
3500	中国; 米作北へ 湿、暖	温 暖		多雨	温 暖
4000					

し、アジアの山岳風下地域に少雨地帯が現れやすくなる(図3-b)。フェーン現象による「雨陰沙漠」(赤木, 1998)の発達である。ただし、地球のバックグラウンド汚染(対流圏・成層圏における硫酸微粒子などのエアロゾルの被覆)が進行すれば地表に到達する日射量が減少し、逆に夏季モンスーンが弱められることも考えられ(IPCC, 1998)、その場合には風上地域を中心に干ばつの恐れが急浮上してくる。むしろこちらのシナリオの方が、モンスーンアジアの稻作地帯にとって必要不可欠な降水資源を絶たれることになるので、問題は深刻である。

③暖候期に昇温した大陸の影響は次の寒候期に及ぶ。大陸部の気温が十分低下しないうちに冬が到来するため、冬季のモンスーンは一般に弱まり、従来12~2月頃に本格的な多雨季を迎えるインドネシアのカリマンタン(ボルネオ)島などでは乾燥傾向が強まりやすい(図3-a)。

しかし、オーストラリア北部とその北西方に位置するインドネシア・ジャワ島などではITCZの南下がこの付近に留まり、その活動域に入って、逆に多雨化する。

④熱帶の対流活動強化のため、気候帯が高緯度側にシフトする(LEROUX, 1993; BRYANT, 1997)。

亜熱帯高压帯(20~40°N付近の高温乾燥領域)は冬でも卓越するため乾燥域が拡大し(図3-a)、さらに夏には勢力を高緯度側に広げ、30~60°Nの中緯度帯にかかり、従来の多雨地帯にまで乾燥気候が進入する(図3-b, ⑤参照)。小笠原諸島を中心とする日本列島南方地域~北太平洋(西部で南偏/東部で北偏)~北米中部~北大西洋~ユーラシア中緯度帯~中国北部~サハリンと連なるこの一帯は、「中緯度乾燥化危険地帯」として認められよう。ここに世界の穀倉地帯がすっぽりと入ってしまうので、極めて注意を要する。さらに興味深いこと

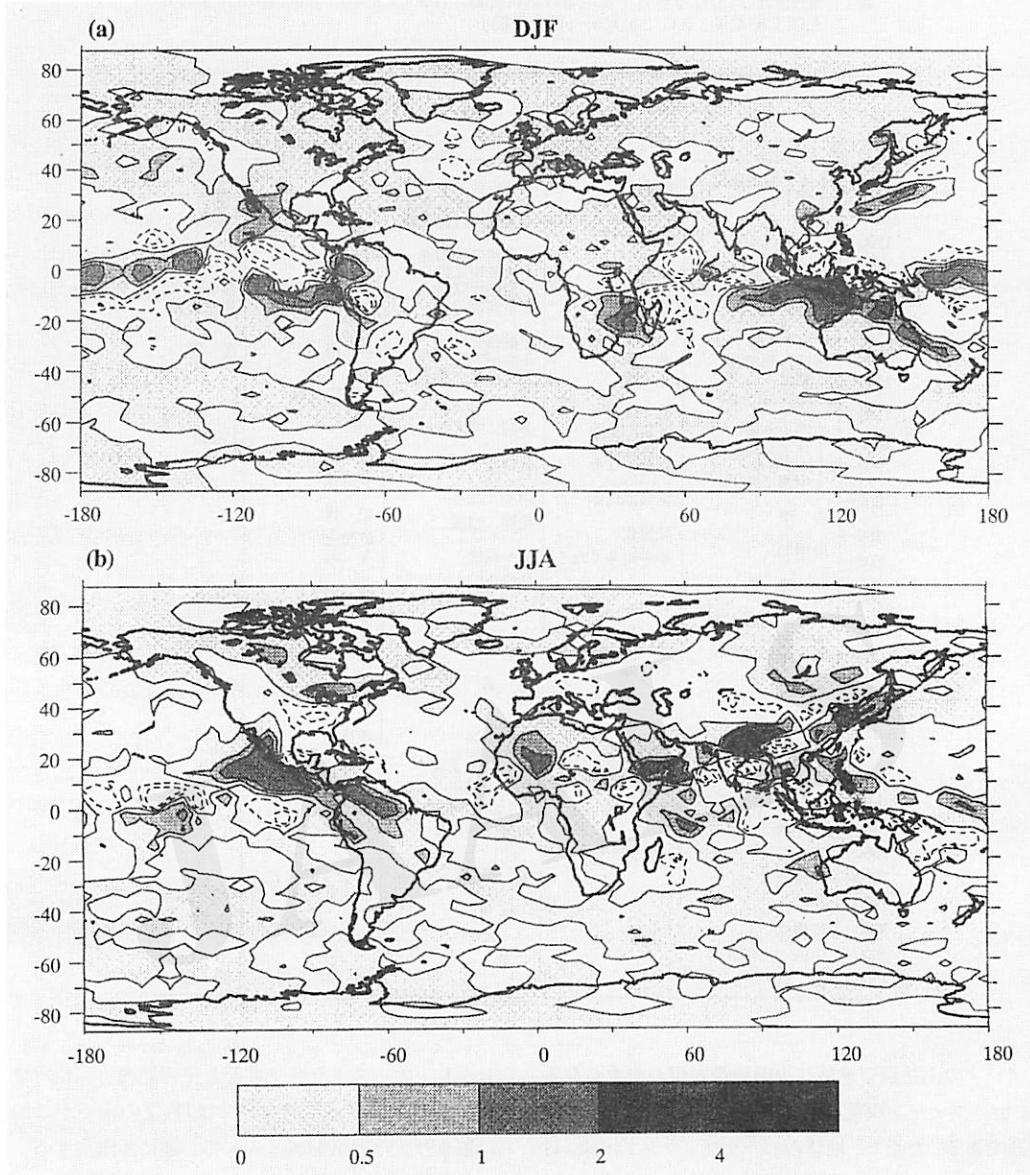


図3. CO_2 倍増時における(a)12~2月および(b)6~8月の世界降水量の増減。(IPCC, 1998による)
単位はmm/dayで、ハッチ域は増加、白抜き域は減少を示す。 CO_2 濃度の増加率を年間1%と仮定し、 CO_2 倍増時に現在と比較してどう増減するかを表している。

は、グローバルにみて東アジアのみでこの乾燥化地帯が南北に段違いになっていることで、当地域を例外とすれば完全に環状地帯として北半球を覆っている。その段違い域に存在するのが、農作物の生長などに貴重な恵みの雨をもたらしている梅雨前線であり、モンスーンと連なって活動が強化される。ただし、その活動領域は温暖化条件下では現在より北に数百kmほどシフトする傾向がみられ、その南側に入りやすい南西諸島や西日本では、

干ばつが危惧される。

⑤北極寒気団弱化、ならびに南北気温差の縮小のため偏西風が大きく蛇行し、ブロッキング高気圧が現れ、気圧系が滞りやすくなるため、その圏内に当たる高緯度地域、例えばロシア北西部、東シベリア、北米北東岸で乾燥化の影響を受ける結果となっている(図3-b)。

⑥亜熱帯沙漠の代表、サハラ沙漠の南縁地帯に当たるサヘル(門村ほか, 1990)では、12~2月の沙漠化が懸念

される(図3-a)。それは北極寒気団とシベリア高気圧の弱化がヨーロッパの前線を地中海北岸付近にまでしか南下させず、亜熱帯高圧帶の拡大を招き、サヘル地帯に高温乾燥の北東風「ハルマッタン」(LEROUX, 1970; 門村ほか, 1991)を卓越させるためであろう。さらに、この沙漠化域が大西洋を経てブラジル北東部の乾燥化域と連なっていることから、亜熱帯高圧帶の拡大は、アゾレス高気圧(北大西洋の亜熱帯高気圧)の発達が主因であることがわかる。特にサヘル西部では世界中で最も土壤侵食量が多く、3,000t/km·yr余りに達すると認定されている(ZACHER, 1982; BARROW, 1991)ので、警戒を要する。なお、サヘルの降水プロセスについては、大西洋の海面水温との関係が指摘され(FOLLAND *et al.*, 1986; 山崎, 1989)、近年約30年間においては周辺海洋の水温上昇が降水量減少トレンドに寄与しているとの見方が有力である(SHINODA, 1989; 篠田, 1997)。

⑦沙漠化が懸念される中国について焦点を当ててみると、12~2月にはシベリア高気圧の未発達、低気圧の出現のため全般にやや湿润化傾向が現れるものの、北部および西部のもともと乾燥している地域で一層乾燥化が進む所もみられる。6~8月には、中緯度乾燥化地帯④に含まれる中国北部(光田, 1998)、ならびに南西モンスターの風下域②に相当する中国南西部を中心に厳しい乾燥化が進行する恐れが大きい。

以上GCMからみた沙漠化危険地域を例挙したが、

1987~1991年6~8月においてユーラシア大陸中北部、12~1月にはアフリカ北部などで干ばつ傾向が認められ(山川, 1992)、GCMの予測との一致点も散見されている。すでに地球温暖化が顕在化し始め、その一面を露呈しているといえるのではないだろうか。

さらに、地球温暖化による河川水や融冰水の増加などに起因する海洋大循環(木村, 1992)、ならびに冬季のユーラシアの積雪量から生じる夏季の大気大循環(森永, 1992)は、いずれも地球の気候を変貌させる重要な作用をもたらすが、それらに係わる諸フィードバックが沙漠化現象へ波及的に少なからぬ影響を及ぼす可能性もある。

3. エルニーニョ現象と沙漠化

1) エルニーニョ年の干ばつと沙漠化

エルニーニョ年には、熱帯西太平洋における海面水温の低下に対応してオセアニアを中心とする地域で高気圧領域となり、干ばつが発生しやすい(図4)。とりわけオーストラリアでは干ばつ傾向が強く、沙漠化・塩類集積を促進しやすい。また、東南アジアでも同高気圧圏内に含まれるため、乾季が長期に及んで沙漠化を招きやすく、森林火災も頻発する。例えば1997年8~10月、東南アジアの広域にヘイズ(煙害)をもたらしたカリマンタン島とその周辺の大規模林野火災は、焼き畑やプラン

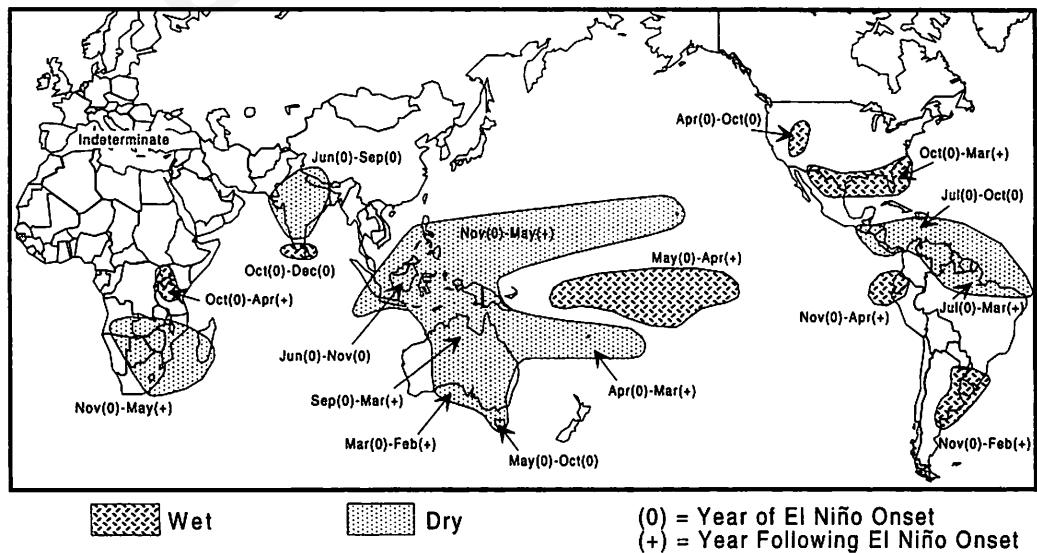


図4. エルニーニョ現象発生時における降水異変の世界分布。
(ROPELEWSKI and HAIPERT, 1987; U.S. DEPARTMENT OF AGRICULTURE, 1994による)

テーションでの火入れなど人為的要素もかなりの部分を占めるが、その素因としてはエルニーニョによる異常乾燥が主要なものである。

オーストラリアでは、エルニーニョの直接的影響を受け干ばつ危険度が非常に高く、小麦などが減収することが知られている（山川, 1995）。これは水不足だけでなく、ダストストーム（門村ほか, 1991）による植物体への障害、パラソル効果による日照不足の悪影響も大きいとみられる。ただし、1997/98年の大規模エルニーニョ時にはしばしば降雨があり例外的であった。これはオーストラリア東方（南太平洋の西部）に暖水が残留していたことが低気圧の活動を強めたためと考えられる（図2-a）。

エルニーニョ年には一般に、アフリカ南東部およびインド北部にも干ばつ域が発現しやすい。これらの地域は上記のオセアニアを中心とする高気圧卓越領域の一部とみられる。しかし、周辺海域の海水温の影響を受けて不確定要素が比較的大きく、1997/98年の場合にはインド洋と太平洋南西部における暖水塊の影響で、やや湿润状態で推移した。

中国でのエルニーニョ年の天候分布は複雑である。北偏気味の梅雨前線の影響で、その南側に入る南部とその北方の東北部で干ばつ傾向、その間のまともに梅雨前線の影響を受ける華中・華北で多雨となりやすい。梅雨前線の活動域から外れる西部でも干ばつ傾向が現れやすく、ゴビ沙漠、タクラマカン沙漠に連なる半乾燥地域での沙漠化加速の懸念が増大する。

ブラジルから中米にかけても、エルニーニョの際には干ばつ傾向が顕著となりやすい。熱帯東太平洋の活発な積雲対流によって生じたペルーなど多雨域の隣接地域に当たり、ウォーカー循環（熱帯での東西循環：WALKER, 1936）の下降気流が卓越する高気圧圈内に入るため、やはり森林火災が頻発する（例：1997年12月）。

また、ハワイなど降水の大部分を貿易風に依存している亜熱帯の島々では、貿易風が弱化するため風上斜面での多雨地帯の降水が激減することに加え、さらに周辺海域の海面水温が上昇して海陸温度差が縮小、海陸風が弱化し、海風前線による降雨も減るため、水不足に陥りやすい（例：1997/98年ハワイ諸島：図2参照）。

2) ラニーニャ年の干ばつと沙漠化

ラニーニャ年には、概略、エルニーニョ年と逆の傾向が現れやすい。寒流系の海流が近海を洗う地域では、冷たい湧昇流の影響もあって下層大気が安定し、海岸沙漠（「冷涼海岸沙漠」：赤木, 1998）が形成されているが、ラニーニャ時には冷水の直接影響を受ける海岸で降雨の機

会が一層減少するため、沙漠化が進行することになる。具体的には、カリフォルニア海流によるカリフォルニアとその周辺地域の乾燥・半乾燥地域（赤木, 1990）や、ペルー（フンボルト）海流によるアタカマ沙漠の近傍で干ばつが進行し、沙漠の領域が拡大する。アフリカでもベンゲラ海流が強化される場合、すなわち寒流系の発達する年に、海岸のナミブ沙漠はより乾燥化する。

ラニーニャは東アジアの夏季天候をかなり強く支配している。フィリピン近海で海水温が高まると対流活動を促進するため、その北側に位置するアジアでは高気圧圏内に入り、暑夏・干ばつとなりやすい。とりわけアジアの夏を支配する上空のチベット高気圧とオーバーラップすることによって、夏季モンスーンの大規模下降気流の圏内に入る華中・華南や西日本を中心として、干ばつ傾向が激しくなる傾向がある。実際、日本の渇水発生はラニーニャ年に明瞭な増加を示す（西岡・原沢, 1997；NISHIOKA and HARASAWA, 1998）。

4. 地球温暖化渦中のエルニーニョで沙漠化は？

地球温暖化は現在進行中といえよう。1991年6月のフィリピン・ピナトゥボ火山の大噴火によるパラソル効果で中断は認められた（Fiocco *et al.*, 1996；山川, 1997）ものの、1980年代後半から1990年代にかけて、地球規模の温暖化は徐々に現実のものとなってきた。しかしながら、数百年以上の時間スケールにおいては、地球が再び低温化へ転ずる可能性は高くなる。それではどの時点で温暖化傾向が寒冷化に転向するのか興味がもたれるが、現段階ではそれを判断するデータは乏しい。当面数十年はやはり温暖化傾向が続くとみるのが妥当であろう。

図2には、大規模エルニーニョが最盛期となった1998年1月、および5月下旬のエルニーニョ終息後、ラニーニャへの移行期に当たる1998年7月について合成高層雲量分布図を示した。この2例は、温暖化渦中の大規模エルニーニョに伴う気象・気候現象を把握するうえで注目に値する。ここで青系統の部分は、雲量が少なく沙漠化を助長した領域である。1月には亜熱帯高圧帶の晴天域が南北半球ともゾーナル（東西帶状）に分布し、亜熱帯沙漠を強化している状況を読みとることができ。例外的に、アフリカ南東部～マダガスカル島では積乱雲の発達で大雨が降ったが、これはインド洋に居座った暖水の影響が大きいと考えられ（第3章-1），もしも暖水の卓越がなければ、当地域も干ばつ傾向となった可能性が高い。また、7月にはインドモンスーンの巨大な積乱雲群と梅雨前線の雲バンドが、長江上流域・華北

-朝鮮半島-北日本へ延々と連なる構造を示している一方で、台湾～南西諸島付近やハワイ付近、カリフォルニアなどでは干天の状況が示されている。

地球温暖化による干ばつ危険地域（第2章-2）と、エルニーニョによる干ばつ危険地域（第3章-1）には共通点が存在する。いずれも危険と認定されるのは、中国西部、ブラジル北東部、中米東部などである。これらの地域では相乗作用で危険率は極めて高いといえよう。

また、地球温暖化で気候系は高緯度側にシフトすることが予測される（図5：BRYANT, 1997；第2章-2）④）。すると、亜熱帯高圧帶は数百kmないし約千km程度も高

緯度側に移動し、沙漠化危険地域は中緯度地帯に広がる。そこへエルニーニョが発生すれば、偏西風の大蛇行、ブロッキング現象の誘発もあって、干ばつ域もエルニーニョ年の従来の発生域より高緯度側にすれて発現する可能性が生ずる。1998年の場合はロシアにその干ばつ状況が現れ、農業生産が落ち込んだ。

しかも、地球温暖化による熱帯対流活動の強化は、集中豪雨をもたらす一方で、隣接地域に強度の干ばつを生じ、沙漠化の進行を助長してしまう。その例が、多雨の北日本～東日本に対する、少雨の西日本～南西諸島である。上述したカリフォルニアにおける7月の少雨（その前の冬季に大量の降水があったため水不足にはならなかった）も、アラスカ方面の多雨域と対照的である。このように、地球温暖化により乾湿の地域的なギャップが大きくなることは顕著な特徴といえよう。

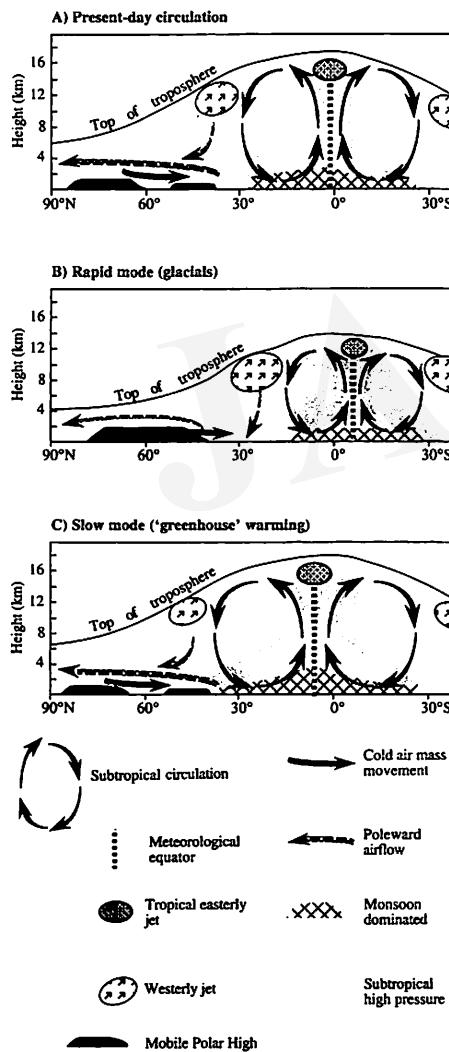
同時に、降雨間隔が長期化することも沙漠化に拍車をかけ、農業などへ悪影響を及ぼすことが考えられる。それが本来、作物を育み実らせる雨季に現れた場合にはとりわけ事態は深刻である。1997年のカリマンタン島などはその例で、8月に到来するはずの多雨季が12月にずれ込んだためであったが、同様の事例が増加する恐れがある。さらに、1997年10～11月のアフリカ東部のように、干ばつ後の大雨もまた土地荒廃・土壌劣化・表土流出、害虫の発生ひいては伝染病の蔓延など懸念材料が少なくない。このほか、温暖化渦中の大規模なエルニーニョは、異常気象の頻発などグローバルに影響を広げるものと考えられる（気候影響・利用研究会, 1999）。

5. む す び

沙漠化に係わる降水量の地域的・年代的特性はかなり複雑な様相を呈しており（DESBOIS and DESALMAND, 1994），探求すべき課題は多い。ここでは紙面の都合で省略したが、太陽活動も1930年代のアメリカのダストボウルに多大な影響を与えたと考えられ、沙漠化の要因として無視できない（BURROUGHS, 1992；山川, 1998）。以上に述べたように、地球温暖化とエルニーニョ現象は、沙漠化に関連して憂慮される状況を招きやすい。しかしながら、沙漠化の諸影響の趨勢は不確実性が大きいとはいえ、ある程度推定できるようになってきており、自然環境変動に順応した永続的農業（山口ほか, 1998）の計画的な実践をはじめ、社会生活に生かせる諸対策を講ずることが徐々に可能になりつつあるといえるだろう。

図5. 気候変動に伴う大気循環の変貌。

A) 現在、B) 氷期、C) 地球温暖化期（LEROUX, 1993による）



引用文献

- 赤木祥彦 (1990) : 「沙漠の自然と生活」 地人書房。
- 赤木祥彦 (1998) : 「図説・沙漠への招待」 河出書房新社。
- 門村 浩 (1988) : 砂漠化研究の系譜と課題. 「地理学評論」 61A : 205-238.
- 門村 浩 (1989) : 砂漠化研究の展望—モニタリングをめぐる諸問題. 「気候影響・利用研究会」 6 : 6-16.
- 門村 浩 (1990) : サハラ—その起源と変遷. 「地理」 35-7 : 26-37.
- 門村 浩・武内和彦・大森博雄 (1991) : 「環境変動と地球温暖化」 朝倉書店。
- 気候影響・利用研究会 (1999) : 「エルニーニョと地球環境」 成山堂 (編集中)。
- 木村龍治 (1992) : 地球温暖化と地域気候変化. 「地理」 37-8 : 14-22.
- 鬼頭昭雄・山崎孝治・時岡達志 (1993) : 客観解析データによる夏季の中国北西部の水蒸気フラックス. 「沙漠研究」 3 : 9-17.
- 光田 寧 (1998) : 日中共同研究HEIFEを終えて. 「天気」 45 : 885-893.
- 森永由紀 (1992) : 地球温暖化と雪氷圈の変化. 「地理」 37-8 : 23-30.
- 根本順吉・朝倉 正 (1980) : 「気候変化・長期予報」 朝倉書店。
- 根本正之 (1993) : 植生からみた中国における沙漠化の現状. 「沙漠研究」 3 : 149-156.
- 西岡秀三・原沢英夫 (1997) : 「地球温暖化と日本」 古今書院。
- 前島郁雄 (1998) : 砂漠と「砂漠化」—自然と「人為」。日本大学地理学教室編「地理学の見方・考え方—地理学の可能性をさぐるー」 古今書院, 49-62。
- 様田雅人 (1997) : 砂漠化の気候に対する影響:概説. 「沙漠研究」 6 : 105-114.
- 山口武則・山川修治・大浦典子 (1998) : 「環境アグロ情報ハンドブック」 古今書院。
- 山川修治 (1992) : 地球温暖化渦中の気象災害. 「地理」 37-8 : 31-41.
- 山川修治 (1995) : オーストラリアにおける気候変動研究と操作を含む永続的農業. 「農業気象」 41 : 355-361.
- 山川修治 (1997) : 1991年ピナトゥボ大噴火とその後の冷夏・暑夏との関連性. 「気象研究ノート」 189 : 66-77.
- 山川修治 (1998) : 気候変動と異常気象. 農業環境技術研究所編「21世紀の食料確保と農業環境」 農業環境研究叢書 11, 養賢堂, 68-89。
- 山崎孝治 (1989) : 砂漠化に関連した気候モデルの研究. 「気候影響・利用研究会報」 6 : 7-30.
- 安田喜憲 (1990) : 「気候と文明の盛衰」 朝倉書店。
- 吉野正敏 (1978) : 「気候学」 大明堂。
- 吉野正敏 (1987) : 気候の時間・空間スケール. 「気候学・気象学研究報告」 12 : 2-7.
- 吉野正敏 (1991) : 新疆の沙漠地域の風と雨. 「沙漠研究」 1 : 1-15.
- 吉野正敏 (1997) : 「中国の沙漠化」 大明堂。
- 吉野正敏・劉 永誌 (1997) : トルファン盆地の気候—過去と現在. 「沙漠研究」 6 : 193-202.
- BARROW, C.J. (1991): *Land Degradation—Development and Breakdown of Terrestrial Environments*. Cambridge Univ. Press.
- BURROUGHS, W. (1992): *Weather Cycles Real or Imaginary?* Cambridge Univ. Press.
- BROOKS, C.E.P. (1970): *Climate Through the Ages*. Dover Pub.
- BRYANT, E. (1997): *Climate Process & Change*. Cambridge Univ. Press.
- CLARK, W.C. (1986): Themes for a research program. In CLARK, W.C. and MUNN, R.E. eds., *Sustainable Development of the Biosphere*, Cambridge Univ. Press, 5-48.
- DESBOIS, M. and DESALMAND, F. (1994): *Global Precipitations and Climate Change*. NATO ASI Series, Ser. I: Global environmental Change, 26.
- Fiocco, G., FUA, D. and VISCONTI, G. (1996): *The Mount Pinatubo Eruption—Effects on the Atmosphere and Climate*. Springer.
- FOLLAND, C.K., PALMER, T.N. and PARKER, D.E. (1986): Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-85. *Nature*, 320: 602- 607.
- IPCC (WATSON, R.T. et al. eds.) (1998): *The Regional Impacts of Climate Change—An Assessment of Vulnerability*. A Special Report of IPCC Working Group II.
- KELLOGG, W.W. (1978): Global influences of mankind on the climate. In GRIBBIN, J. ed., *Climate Change*, Cambridge Univ. Press, 205-227.
- LEROUX, M. (1993): The mobile polar high—A new concept explaining present mechanisms of meridional air-mass and energy exchanges and global propagation of palaeoclimatic changes. *Global and Planetary Change*, 7: 69-93.
- NISHIOKA, S. and HARASAWA, H. (1998): *Global Warming—The Potential Impact on Japan*. Springer.
- ROPELEWSKI, C.F. and HAIPERT, M.S. (1987): Global and regional scale precipitation associated with El Niño / southern oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115: 1606-1626.
- SHINODA, M. (1989): Annual rainfall variability and its interhemispheric coherence in the semi-arid region of tropical Africa—Data updated to 1987. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67: 555-564.
- UNCED (United Nations Conference on Environment and Development) (1992): UNEP (United Nations Environment Programme).
- U.S. DEPARTMENT OF AGRICULTURE (1994): *Major World Crop Areas and Climatic Profiles*. Agricultural Handbook, 664.
- WALKER, G.T. (1936): Seasonal weather and its prediction.

- Smithsonian *Institute Ann. Rep.*, 1935: 117-138.
- YATAGAI, A. and YASUNARI, T. (1998): Variation of summer water vapor transport related to precipitation over and around the arid region in the interior of the Eurasian Continent. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76: 799-815.
- YOSHINNO, M. and URUSHIBARA-YOSHINO (1993): Monsoon changes and paleoenvironment in Southeast Asia. *Proc. Intern. Symp. Global Environment (IGBP)*, at Waseda Univ., Tokyo, on March 25-29, 1992, 700-705.
- ZACHER, D. (1982): *Soil Erosion*. Elsevier Scientific.

The Relationships between Desertification and Global Warming / El Niño

Shuji YAMAKAWA*

The relationships between desertification and global warming / El Niño are mentioned. First, in the section 1, temporal and spatial scales associated with desertification are examined. Desertification due to both natural and anthropogenic factors is compared. In the section 2, arid regions in global warming periods and caution areas of decreasing precipitation on the basis of GCM (global circulation model) by IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) are dealt with from long-term viewpoints. Under the condition of double CO₂ concentration, the zonal dry area is noteworthy in the northern mid-latitudes in summer. In the section 3, the relations between El Niño / La Niña and desertification are reviewed. Finally, effects of El Niño events under the global warming on desertification are discussed. World monthly composite maps (January and July, 1998) of the upper cloud amount by the three geostationary meteorological satellites GMS, GOES and METEOSAT are shown in frontispiece in order to illustrate weather patterns during a super El Niño event and its post El Niño under the global warming. The semi-arid regions in the northern mid- and high latitudes such as Central Eurasia are designated as warning areas of desertification.

Key Words: Desertification, Global warming, El Niño, La Niña

* Global Agro-environmental Research Team, National Institute of Agro-Environmental Sciences. 3-1-1, Kannondai, Tsukuba, Ibaraki 305-8604, Japan.

農業から始まった常識と危機管理体制の違い — 1200年以降の日本と西欧とを比較して —

小林 登史夫*

The Differences of Common Senses and Risk Management Arisen from
the Agricultural System — Comparing Japan to West Europe after 13th-century —

Toshio KOBAYASHI*

1. はじめに

日本には存在しない沙漠を念頭に置いた時に、我々日本人が従来から持ってきた“常識”がどこまで通じるものであろうか。今後とも末永い国際交流を進める上で無用な“それ違い”を減らし、さらに個々の文化をより深く理解する意味も含めて、“常識形成”や“危機管理体制”的背景を追跡してみたい。ここでは、資料が豊富に得られる“西欧vs日本（以下，“vs”を付した際には“前が西欧、後ろが日本”を表す）”を例として、極力“定量的”な比較を試みてみる。

2. “常識”における東西の差

1) 見慣れている場面での差異

外見的な服装や言葉が現地の人達と似てくると、表面的には違和感を感じなくなるが、日常の何げない所で生まれついての生活習慣の違いを感じて、棒立ちになる場面がある。19世紀中頃にフランスで活躍したミレー (Jean-Francois MILLET, 1814~75年) が描いた一連の農村風景 (アサヒグラフ別冊美術特集: 朝日新聞社, 1992) は有名だが、その中でも“種蒔く人”(1850) や“落ち穂拾い”(1857) の絵なら、誰もがすぐにでも思い浮かべられる絵画であろう。前者は、夕暮れの斜面を小麦を入れた袋を胸に下げて、大股に力強く歩く農夫の姿が描かれている。右手を大きく外に広げて、種子を撒播しているのであろうが、“待てよ！”日本では麦の種子をこんな荒っぽい方法で撒くだろうか？ 後者の絵では、3人の

婦人が腰をかがめて、収穫後の畑で落ち穂を拾っている。これも、日本の収穫風景では食糧難の時代でも、まず見られない光景ではなかろうか？ しかも、真ん中の婦人の指先を見ると、粒までも拾っている様子である。

また一方では、西欧を自動車で旅行すると面食らうのに、川幅1m程のチョロチョロ川に全部名前があって、地図に記載されていることである。走って飛び越せる程の川を日本で書き込んでいたら、地図の中は川だらけになってしまう。その他まだ、ご婦人が人前で靴を脱ぐか？ 手近な場所での雑草類の繁茂状況、日常的に使われている言葉（特にyou）の数など、数え上げればキリがない。

3. 農業基盤の東西における違い

1) まず自然環境に差異が

日常生活の差異を比較するために、最も基本的な所で、それぞれの食糧供給の形態を整理してみる。近代文明を謳歌している西欧も日本も、戦争による影響を除いても、つい数十年前（1950年代）までは潜在的な食料欠乏に直面していたことは忘れられない。食料資源を供給する農業基盤の比較には、まず表1に示す各地域の降水量を比較（国立天文台, 1993）してみよう。日本の平均的なものは、年間1,500mmを軽く超すのに対して、西欧のそれは約半分の700mm程度といえる。2章でも触れた1m幅の川が地図に記載されている理由は、ここにあった。降水量が半分以下になると蒸発や地下水に取られて、河川を流れる水の量が日本のそれとは数分の1以下に大きく異なって川が珍しい存在のためであろう。

* 創価大学工学部生物工学科

* Department of Bio-engineering, School of Engineering, Soka University

本稿は1998年10月6日開催、日本沙漠学会季節フォーラム'98秋（於、東京大学）での講演要旨である。

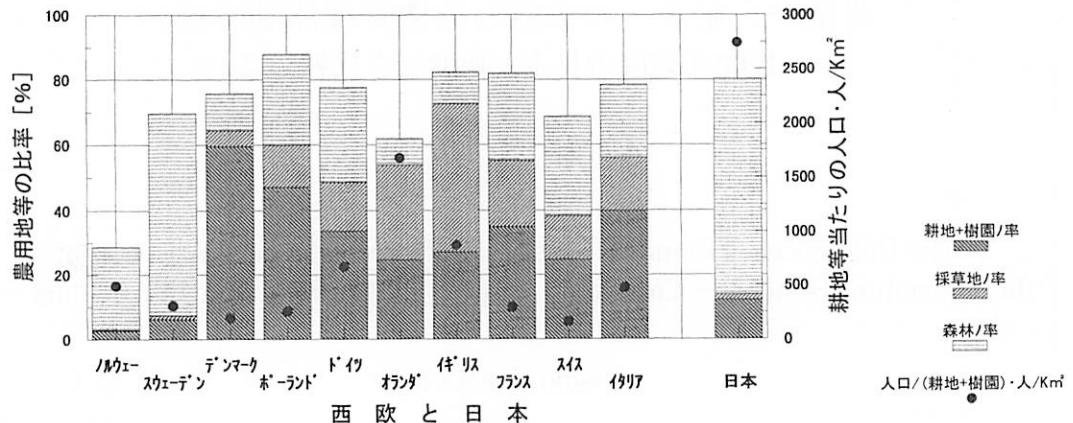


図1. 農地等の国土に対する比率、農地の人口扶養量との比較。

表1. 主要都市の気温と降水量。

都 市 名	年平均気温, °C	年降水量, mm/y
1. サンフランシスコ	13.7	519.6
2. シカゴ	10.3	898.1
3. セントルイス	13.0	858.5
4. ニューオリンズ	20.4	1,577.4
5. ワシントン D.C.	14.2	1,008.4
6. ロンドン	9.5	758.8
7. ベルリン	9.3	589.4
8. ミュンヘン	7.9	944.9
9. パリ	10.5	614.3
10. マドリッド	14.0	478.7
11. チューリッヒ	8.5	1,133.2
12. ウィーン	9.8	621.5
13. ローマ	15.4	734.8
14. バクダット	23.0	156.0
15. 北京	12.5	645.2
16. 南京	16.6	1,031.5
17. 新潟	13.2	1,778.3
18. 東京	15.6	1,405.3
19. 静岡	16.1	2,326.9
20. 金沢	14.1	2,592.6
21. 京都	15.3	1,581.1
22. 広島	15.0	1,554.6
23. 鹿児島	17.6	2,236.8

理科年表1992年度（国立天文台, 1992）より、外国は1951～1980年などの平均値、日本は1961～1990年の平均値。

次に、夏冬の湿度差を比較すると、日本では冬乾燥して（大火事が多い）夏が多湿になるのに反して、西欧では逆に夏が乾燥している。この影響が西欧での雑草の生え方に現れ、まず地表が乾くので発芽し難く、運良く発芽しても枯れたり成長が遅くなるためと考えられる。

さらに、両者の地形状況を比較したものが図1であって、それぞれの国土面積の中での平野の広さ（耕地+樹園地の面積率で近似した。都会等の面積は無視した。：日本国勢図絵97/98ほか）を比べている。図は現代の値であるが北極圏に面した一部の国を除けば、日本は西欧諸国と比べて著しく農耕地（緩斜面も含めた平野）の面積が少ない。日本に比べて山ばかりと考えていたスイスでさえも、我々の2倍以上の耕地率を持っている。特に家畜の飼料を得る採草地（トラクターの運行は、一般に斜度5%まで）の割合が、圧倒的に大きく異なるのに驚く。伝え聞いていたように、日本人は仏教の教えだけで、近世初期まで肉食忌避の伝統を持っていたのだろうか？

2) 農法の歴史は

西欧における麦類と日本における稲を中心とした農法の歴史を、さらに細かく比較するために、13世紀以降の「小麦 vs 稲」の収穫量を比較したもの（EVANS, 1980, 1993）が、図2である。1200年頃は、なんと5倍もの差があったようだ。しかも小麦に関しては、連作障害のためにこの値が毎年収穫されていたものではない。13世紀以降、今のベルギー辺から連作障害を回避する「3圃農法」（圃場を3分割して「小麦・ライ麦/秋播き」「大麦・エン麦・豆/春播き」「休耕」を4～5年に1回の割合で輪作する。栽培が冬を越すために、1年1作とは考

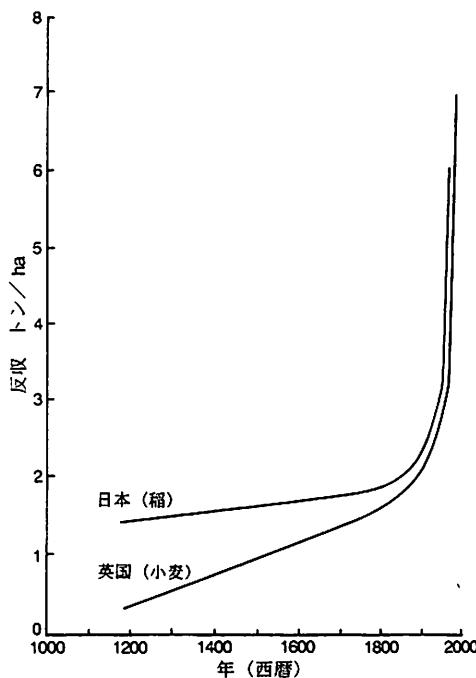


図2. 13世紀からのコメと小麦の反収の推移。
(EVANS, 1980, 1993による)

えられない。農業発達史調査会、1961；飯沼、1976)が普及すると、粗放型の畑作農業では広い面積が必要にはなるものの、安定した収穫量が期待される様になってきた。そして、播種前の深耕が収量を維持する重要な作業として定着すると、これが牛を使った畜耕を不可欠にし、同時に肉食の基盤をも形成したといえよう。一方、日本の水田作には、多量の水が不可欠ではあるが、水没した還元型土壤の効果から連作する方が多収になるという特性があった。そして、灌溉施設や千枚田の造成・維持には、恒常的な地域集団の、特に人力による協力体制が強く望まれていたことも重要な比較要素である。

さらに農業では翌年の種子の準備が極めて重要であり、これを現存する最も古い資料(パート、1969)で調べると、図3に示す如く「収量／播種量」の比にも、東西で大きな差が認められる。1200年頃のイギリスの小麦で約3.2倍(1.8~4.3倍の10カ所ほどの平均値)、稲作では約30倍と、その間に約9倍強の開きがある。面積当たりの収穫量で約5倍、種子の量で約9倍という大きな差は、西ヨーロッパにおける人口の推移(パート、1969)、図4にもその影響が見られ、1500年頃(3圃農法が全ヨーロッパに普及する時期)までは、ほとんど飢餓状態が続いているといえよう。

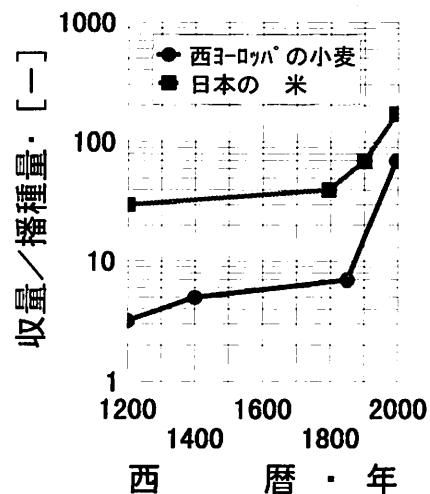


図3. 「播種量」対「収量」の推移。

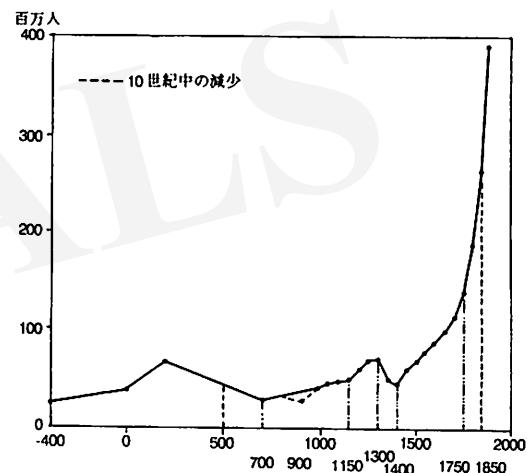


図4. ヨーロッパにおける推定人口。B.C.400~1900。

収穫物のほぼ3分の1が食べられないということは、戦争の時などに種子の争奪や焼却を繰り返すことになり、こうした“人為的災害”に対する復旧速度は、水田作地域とは比べものにならぬ程遅く、農民社会が受けた影響は相対的に見て極めて大きかったと想像される。

4. “蛋白質摂取”における“東西の違い”

1) 特に必須アミノ酸

食料の“欠乏”は、短期的にはカロリー供給の問題であるが、長期的には常用の食品中に含まれる“必須アミ

ノ酸”の構成に帰結する(厚生省健康増進栄養課, 1996)。すなわち、適正な必須アミノ酸群を必要量摂取しないと、特に子供が育たなくなってしまう、各集団の世代が回らなくなってしまう。生鮮食料の保存技術が発達(冷蔵庫が日本で普及したのは昭和30年代半ば以降である)するまでは、世界のどこでも穀物を中心とした食料供給が主体とならざるを得なかった。そこでは、必須アミノ酸、中でも特に“リジン”が最も欠乏しやすい。近年、WHO/FAOが提示している摂取基準(田島・三浦, 1993)によると、成人でca.700mg/日(体重60kg), 10~15歳の伸び盛りでは2.4g/日(同40kg)が必要とされている。

特定の必須アミノ酸が足らなければ、その分だけ摂食量を増やせば…と、考える向きもあるが、過剰に摂取した他のアミノ酸の排泄に問題が生じるので、そう簡単には行かない。

多様な食品中に含まれる“アミノ酸価(理想的な必須アミノ酸構成を100とし、最も足りないアミノ酸=第1制限アミノ酸、の含量を%で表示)(堀井, 1985)の値”を、表2に示す。リジンに次いで含硫アミノ酸(メチオニン、シスチン)やバリンも欠乏する可能性が高く、多様な食材を広く摂取することで、この問題が解決してきた。

表2. 食品・蛋白質中のアミノ酸組成に基づく“所要量”。

	蛋白質 %, g/100g	リジン mg/窒素·g	含硫アミノ酸 mg/窒素·g	バリン mg/窒素·g	アミノ酸*	リジン欠乏 の単品所要量 g/人·日
基 準 量**		340	220	310		
小麦・薄力粉(ケーキ)	8.0~8.5	150	260	250	44·L	2,204
” 強力粉(パン)	11.7~12.4	130	250	250	38·L	1,747
大麦(押し麦)	10.0	210	250	310	62·L	1,290
ライ麦粉	8.5	150	250	270	44·L	2,139
牛肉・乳用肥育雄	21.2	580	240	310	100	377
豚ひき肉	17.5	480	230	300	97·V	457
鶏ひき肉	17.6	530	250	310	100	455
玄 米	7.4	230	290	370	68·L	1,590
精 白 米	6.8	220	290	380	65·L	1,810
大 豆	35.3	390	190	300	86·S	227
栗	2.7	260	140	230	64·S	2,963
あ わ	9.9	120	330	330	35·L	2,309
そば・全層粉	10.8	370	280	320	92·I	741
マグロ赤身	28.3	540	240	310	100	283
まいわし	19.2	560	240	330	100	417
はまぐり	10.4	400	230	250	81·V	769
あさり	8.3	400	220	250	81·V	964
しじみ	6.8	450	250	330	100	1,176
かき・Oysters	9.7	380	210	240	77·V	825
大根・葉・生	2.0	290	130	270	59·S	4,000
大根・根・生	0.8	140	63	140	29·S	10,000
なす・果実・生	1.1	330	140	270	64·S	7,273
たまねぎりん茎・生	1.0	250	170	130	42·V	8,000
かき・Persimmons	0.4	360	240	290	94·V	20,000
しいたけ・生	2.0	290	180	240	77·V	4,000
人 乳	1.1	380	230	330	100	7,273
卵 白	10.4	430	450	460	100	769

* 堀井(1984)より、第1制限アミノ酸が、L:リジン、S:含硫アミノ酸(メチオニン、シスチン)、V:バリン。

I:イソロイシン、を示す。

** アミノ酸価は1973年、FAO/WHOパターンを基に算出した値。

過剰に摂取した他のアミノ酸の排泄に問題があるとしながらも、仮に「小麦vs米」だけで成人が必要なリジンを摂取したと考えるならば、どの位の小麦や米が必要になるのであろうか。試算した結果は、小麦で1日に食パン7斤を、一方、米では玄米換算で11合を取れば、WHO/FAOの成人基準を満たすことになる。戦後間もない頃までの日本には、「1升飯」という言葉があり、学生や若い職人達の食生活としては、特に珍しいものではなかったことを思い起こすと、その一致に驚く。一方で、西欧に“主食”という言葉が無いのと同じに、毎日パン7斤を食べ続けることは、受け入れる胃袋の容積（パンは吸水して膨潤する）の問題ばかりでなく、飯糰と違って随伴する副食物のことも考えると、実際問題は不可能であろう。結局、西欧の小麦を中心とした畑作社会では、畜肉や牛乳の利用がその生存には不可欠であった（コズマン、1989；石井、1997）。子供が成長できる条件を必須アミノ酸供給から比べるならば、「畜肉・牛乳・卵・パン vs 米・大豆・そば・山菜・魚貝類」という図式が成立することになる。結果的にリジン必要量のギリギリの所で、生まれた子供の一部が育ち、かろうじて“世代が回って”，今日に至っている訳である。

2) 城壁都市の存在

古い歴史を持つロンドン、パリ、ケルン、…、ローテンブルグなどの都市は、いずれも城壁で守られていた都市であった（鯨田、1983；阿部ほか、1986）。これらの都市の中で、当時はどうやって蛋白質の供給を受けていたのであろうか。牛、豚、…などの家畜を養うための飼料は、干し草などの一部を除けば、特に冬季では人間が食べる食料と競合することに気付く。春～秋までの青草

が使える間は良いが、冬期には翌年に親になる最小限の数しか飼えない。

中世以来の蛋白供給の伝統を教えてくれるのが、カーニバルの起源である。2月の初めにカソリック地域で賑やかに開かれ、謝肉祭という名前からも類推できるように、貯蔵肉を食べ切ってしまう祭りである。10～11月頃には大部分の家畜が処分されて、塩漬けや低温など未熟な技術を利用して貯蔵肉にされる。時には暖かい冬もあって、2月の初め頃が貯蔵期間の限界になり、これ以降は腐肉や中毒で犠牲者が多発する場面が多かった。こうした危険を避ける目的でできた土着の行事に、キリスト教が大義名分を与えたというのが“カーニバル”的起源の様である。

また年貢というと、日本では米のことを思い浮かべるが、西欧では家畜で年貢を払う場合の方が多く、しかも広大な粗放型農業の常として、穀物で払う場合とは違って不定期に払うのが一般的であった（阿部ほか、1981）ようだ。こうした実態からもう1度、ミレーの“種蒔く人”（1850），“落ち穂拾い”（1857）、さらに、“羊飼いの少女”（1863）などの絵を思い起こしてみると、その地域特性が明確に窺えて面白い。第2者の“落ち穂拾い”も、この頃なって「収量/播種量の比」がやっと7倍程度になっていたことを考えると、稲作との日常作業の大差が理解できよう。

一方では、平面的に広がった日本の城下町と違って、西欧の城壁都市の住民が摂取する食料は全て購入されていた訳で、仮に1,000人の都市住民を支えるには、表3に試算された如くになる。小麦食の場合にリジンの半分が“豚肉”から供給されたと仮定すると、畑作と水田作では25倍を超す極めて大きな差が出てくる（ここでは、

表3. 1,000人の都市住民を支えるのに必要な圃場面積。

作物	1人を養うのに必要な圃場面積 ha/人・年	翌年の種子の分も考慮した圃場面積 ha/人・年	千人の都市住民を扶養するのに必要な圃場面積 ha, km	都市住民のリジン摂取構成が 穀物/肉=50/50km ²
小麥 西ヨーロッパ	2.44	3.55	3,550 ha ca. 36 km ²	90 km ² *1
米 日本	0.34	0.35	350 ha ca. 3.5 km ² *2	(これらの圃場を耕す農民の食料に必要な面積は、どの位になるのか？)

仮定：①1200年頃の時代を念頭に置く。②[収穫/播種量]の値は、小麦で3.2倍、米で30倍、③当時の西ヨーロッパにおける実際のリジン供給は、穀物/肉類=50/50。④肉は“豚”をイメージし、内臓まで含めて4倍の穀物を必要とする。→圃場面積としては、 $0.5 + 4 \times 0.5 = 2.5$ 倍が必要。

*1/*2→25.7倍 (e.g. 世田谷区の面積が、59km²)

休耕畠の面積は考えていない)。この表の値は都市住民が直接食べる量だけであって、それを生産する農民の食べる食料の分まで考えると、一体どの位の違いが出てくるのだろうか(5章-1)。

一方なぜ、日本に“城壁都市”が無いのか？朝鮮半島から先、中国大陆にも古くからの高名な城壁都市が存在している。国内では近畿圏に“環濠都市”なるものがあった様だが、各地に城はあってもその中に一般市民が生活していた訳ではない。西欧では何のために城壁を造ったかといえば、“馬を使った大規模盗賊”から市民を守るためにということ(阿部、1987；播磨、1991)¹³⁾になろう。日本の“米”を中心とした社会経済体制では、小判を盗む小規模盗賊は別にして、馬を使って大量の盗品を運ぶような集団が成立し難かったと推定される。さらに、急峻な山、下草の多い林、水流も豊富で流れの速い川などに阻まれて、特定の街道や河川以外に大量の物資は運べず、単に島国というばかりではない地形・自然環境が、“城壁”的役割を果たして来たのではなかろうか。“線状(一次元的)”な交通構造と“上り、下り”で表現される移動への意識が、日本が持つ相対的な特性になってきたといえよう。

5. “危機管理体制”

1) 自然観の違い → 征服 vs 調和

恒常的な飢餓にさらされてきた西欧では、畜肉を求める

ての方が移動してきた歴史を持つ。ゲルマンやフン族の侵入も然り、カール大帝(742～814年)やフリードリッヒ1世(バルバロッサ・1122～1190年)に関する記述を見ても、近世になるまで領主はファルツという出城を軸にして、常に領内を移動し続けていた様である(阿部ほか、1981；西嶋ほか1985)。日本の水田作では、人は固定して秋の収穫期に米の年貢を徴収し、それを販売・輸送、或いは、家臣達に分け与えて皆の生計が成り立っていたことになる。

ここで農民千人が養える非農民の数を、表3を基盤にして推定すると図5の如くの結果を得た。図の縦軸は、年貢や販売を通じて農村部から移出される農作物の割合(移出率、左・縦軸)を示し、都市住民が農民と同じ栄養レベルを摂取した($h=1$)際に養える都市住民の数(右・縦軸)が示されている。日本では50%前後といわれる移出率に対しても、その耕作面積(横軸)はさほど増えないが、西欧では畜産物への依存率にもよるが(右側の2本の直線の間のどこか)、移出率を増やすと耕作対象(放牧も含む)面積が大幅に拡大せざるを得ない状況が読みとれる。結局、西欧での移出率はたかだか10%ほどで、扶養しうる非農民の割合も似た程度と推定される。

この違いがそれぞれの社会の支配階級層の量に影響したと考えられ、厳密にはその定義にもようが、西欧では貴族(家族も含む)と僧侶を含めて0.5～0.6%(1789年)、日本では武士階級(家族も含む)のみで5～6%

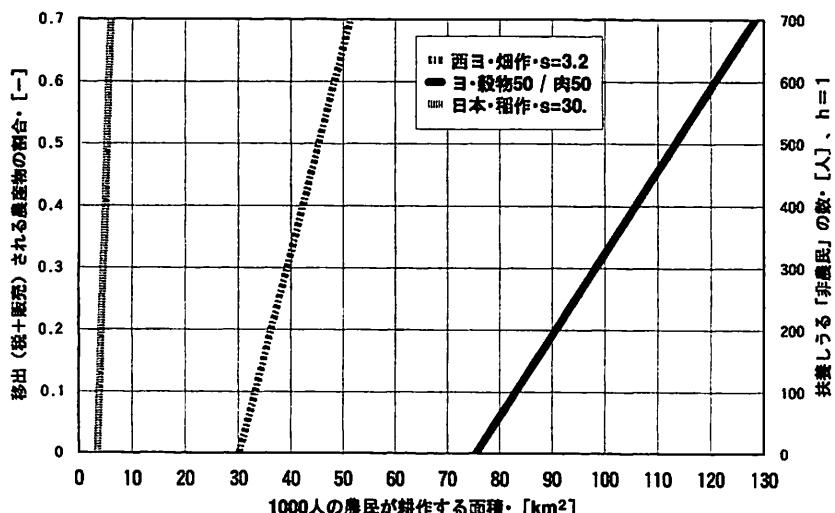


図5. 千人の農民が非農民をも養うために耕作する面積。

1200年頃を想定して、仮定：リジン供給が律速段階、肉生産は4倍の蛋白供給が必要。
s：収量/播種量、h：都市と農村の食生活レベルの比、世田谷区の面積：約59km²

(1870年)とされている(鯨田, 1982)。粗放型vs集約型とはいっても、これだけ違うと、前者の方では日常的な長距離の移動や運搬に費やされる労力等の分も余計に見込んでおかないと、正確な比較ができたとはいえない。

また、目前にする地形・気象環境を基盤にして、それぞの自然観にも違った意識が感じられる。その目に見える身近な実例が“庭園”的基本構想であって、西洋庭園では幾何学的な構造や随所に置かれた彫刻…など、人が自然を“征服・制御”する理念で貫かれている。一方日本庭園では、借景や四季の移り変わりを楽しむなど、自然との“調和・追従”の中に美や安らぎを見いだして来たといえる。

自然と人との関係、“征服 vs 調和”的対比は、その意識形成に関して、支配階級と庶民（一般的な都市住民や農民）との間の日常的な関係にも通じるものもが、存在していたのではなかろうか。逆にいえば、日常的な力関係や緊張度が、西欧のそれは日本に比べて極めて高かったと推定される史実が多い。こうした問題が、次の2)節に受け継がれる。

2) 災害の性質と頻度

歴史的な現象として比較すると、日本の武家社会で見られた様な“敵討ち”が、なぜヨーロッパに無いのだろうか（1500年頃までは、フェーデという自力救済手段があったようだが）。調べてみると、徳川300年間に幕府公認の敵討ちは、たった“104件”しかなかったようだ（平凡社世界大百科事典、1967、4/10）。これまで比較してきたような自然・社会環境の違いから、人の動きや通る街道が固定していたために、“かたき”が見付けやすく、またその儀式を保証する全国的な権威が存在していたことも、こうした習慣が定着していた基盤として類推できる。

一方、ヨーロッパの中世～近世初期にかけて普遍的に存在していた“決闘”を調べてみると（山田、1992）と、その頻度としては日本の敵討ちは大幅に違うものが出てくる。一例として、フランスのアンリ4世治世の22年間（1589～1610）には、決闘の死者だけで8,000人以上というような史実があった。当時のフランスの人口構成で、決闘ができる身分が貴族の4倍（都市住民の上層部まで）として極めて荒い試算をすると、なんと男子の50%ほどが夭寿を全うできずに決闘で死亡したことになる。そのルールから怪我をして戦闘能力が無くなったら勝負が決まったと考えると、残りの50%の男子のある割合も、障害者になっていたと推定される。一部には、女性も決闘に参加した場面もあったようだが、さらに魔女裁判の歴史も追跡してみると面白い（サルマン、1991）。小生自身が見た記憶では、英国のエдинバラ城内の広場の壁に、「ここで約400年間に420人ほどの魔女が“火炙り”された」と記した銅板がはめ込まれていた。

それぞれの庶民における日常的な災害とは何か、西欧における“異端審問vs日本の気象災害”，その危機に対する“意識”を感覚的に整理したものが表4であって，“人災vs天災”，また、それら災害に対応する日常行動の“闘争と逃走vsあきらめと均質化”にも大きな違いを感じられる。

3) 意識の「二次元構造vs一次元構造」

気象・地形環境から始まって、農業・食料供給状況、特に必須アミノ酸の摂取プロセスの違い、これらが近年の急速な情報・物資の移動・交流を超えて、日常の意識形成に大きな残像を残している。こうした長年にわたる“意識構造”的違いを、強いて表現するならば，“2次元型vs1次元型”という形になるのではなかろうか。

表4. 東西における“災害特性”的比較。

	西ヨーロッパ	日本
1. その性格	人為災害	自然災害
2. その実態	戦争、飢餓、略奪、疫病、私闘、…	地震、台風、火山の噴火、津波、大火事、…*
3. 事前の情報・貧富等の差	有り	無し
4. 対応と行動	“闘争と逃走”	“あきらめと均質化”
5. 自然とのつき合い方が	“征服”的対象に	“調和”する相手に

* 理科年表より：日本における、1927年～1990年（64年間）の犠牲者（死者、行方不明者）100人以上の“気象災害”だけでも63件。

表5. 意識構造の比較。

	西ヨーロッパ	日本
1. 農業の基本形態	粗放型・休耕も	集約型・水田灌漑施設
2. 土地との関係	希薄型	執着型
3. 都市住民の世代交代	農村部からの積極的補充	内部での世代交代が可能
4. 移動・交通の自由 自然環境と社会習慣	一般に自由 平野で障害物も少なく 道路以外も移動可能 二次元的移動	一般に制限 山・川・林に阻まれて 道路以外は通行不可能 一次元的移動
5. 意識の基本構造	“二次元的”	“一次元的”

それを整理したものが、表5である。

言い換えると、“平面性vs直線性”的違いは災害問題に限らず随所に見られる。一例が、終身雇用性（これも厳密には戦後の習慣のようだが：渡辺、1990）、国や地方の堅固な“縦割り行政”，身内に甘く独善的な内部基準、…などに見られる。近年の金融を中心としたビッグバンに対しても、こうした有史以来の日本の潜在的な特性を、どこまで変革できるのか、また金融以外の他の分野をも巻き込んで、西欧的な二次元・平面的感覚に変換できるかが、本質的に問われているように感じている。日本は、食料供給に関しては今後とも“米”とは切っても切れないだろうが、意識だけは、畑作、肉食型に“ねじ曲がった形”で変えざるを得ない状況に追い込まれているといえよう。難しいことである。

引用文献

朝日新聞社（1992）：『アサヒグラフ別冊美術特集、西洋編9、ミレー』
阿部謙也（1986）：『中世の星の下で』ちくま書房。
阿部謙也（1987）：『中世を旅する人々』平凡社。
阿部謙也ほか（1981）：『中世の風景、上下』中公新書。

飯沼次郎（1976）：『農業革命論』未来社。

石井美樹子（1997）：『中世の食卓から』ちくま文庫。

厚生省健康増進栄養課監修（1996）：『日本人の栄養所要量』第一出版。

国立天文台編（1993）：『理科年表』国立天文台編、丸善。

コズマン、コズマン（1989）：『中世の饗宴』原書房。

鯨田豈之（1982）：『肉食の思想』中公新書。

鯨田豈之（1983）：『水道の文化・西欧と日本』新潮社。

サルマン、ジャン・ミシェル（1991）：『魔女狩り』創元社。

田島 真・三浦理代（1993）：『食物・栄養科学』朝倉書店。

西嶋定生ほか（1985）：『世界歴史の基礎知識』有斐閣。

農業発達史調査会編（1961）：『日本農業発達史』中央公論社。

パート、スリッヘル著、速水 融訳（1969）：『西ヨーロッパ農業発達史』日本評論社。

播磨莊一郎（1991）：『日本の道、世界の道』毎日新聞社。

堀井正治（1985）：『食の科学#84』農政調査委員会編、光琳出版社、pp.47- 54。

山田 勝（1992）：『決闘の社会文化史』北星堂。

渡辺 治（1990）：『豊かな社会・日本の構造』労働旬報社。

EVANS, L.T. (1980) : The natural history of crop yield. *American Scientist*, 66: 389-397.

EVANS, L.T. (1993) : *Crop Evolution, Adaptation and Yield*. Cambridge Univ. Press.

緑の沙漠を夢見て

真木 太一*

1. まえがき

著者は1988年から乾燥地における気象研究を開始した。1990年3月より農林水産省熱帯農業研究センターと中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所との「乾燥地域における環境資源」の共同研究に続いて、1992年10月より同省国際農林水産業研究センターと中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所との「乾燥地域における環境保全」の共同研究に従事し、1998年3月に終了した。この間に12回、合計約1年間、乾燥地の気象・気候について調査研究を行い、論文20編と解説文30余編を執筆した。

また、著書（真木太一・真木みどり、1992；真木ほか、1993；真木、1996）を刊行し可能な限り写真を入れることに心掛けたが、科学書・解説書のため、また紙数と価格の制限上、写真については十分満足できるものではなかった。

そこで、中国の乾燥地で観測・調査研究を行なながら撮影した写真をまとめて、砂漠化と緑化について強く訴える写真解説集をかねてより刊行したいと考えていた。折しも、日本沙漠学会が主催した写真展で2回入賞しさやかな賞を受賞したが、このことが契機となり、また1995年夏季に郷里の愛媛県西条市の明治屋ギャラリーで「南極と砂漠の写真展」を開催し、好評であったことが出版へと発展した。

本報告では、同名の『緑の沙漠を夢見て』（メディアファクトリー発行）の写真集（真木、1998b）の内容について簡単な解説を行うとともに著者の沙漠に対する夢を語ってみたい。なお本書の構成などについては、本号の「新刊紹介」欄に掲載されているので、ご参照願いたい。また、本号の口絵（口絵3-1-5）に特徴的な写真を掲載した。こちらも、本文とともにご覧いただければ幸いである。

なお、本企画を推進された本学会小堀巖会長、安部征雄理事、小島紀徳理事をはじめ、関係者の方々に感謝申し上げる。

2. 砂丘の虜

砂丘は生き物である。風が吹けば常に動き、形が変わっていく。しかし風がない静寂の中では微動だにしないように見える。ところが活発な砂丘のバルハーン（新月、三日月）砂丘の急斜面（安息角33～35度）では時々、乾燥・日射・気温変化などによって砂が下から上へと次々伝染するように、さらさらと崩れていくことがある。もちろん風がある時の方がそのチャンスは多いが、無風の中で突然崩れていく状況に出会うと、不思議さ、神秘性が湧いてくる。

砂丘は長年月かかる風紋から砂丘へと発達する。砂丘は沙漠の中では砂沙漠に区分されるが、沙漠にはその他に石沙漠、土沙漠、塩沙漠、寒冷沙漠、雨影沙漠、高山沙漠などがある。砂丘の魅力は言い尽くせない。砂丘は、種類（横列・縦列・複合砂丘）、形態、稜線の曲線美など千差万別であり、風と砂の特性による形成の原理、希少な沙漠植物・動物との関係など、興味深いことが多い。

砂丘は乾燥地ばかりでなく、湿润地でも川原や海岸で風によって形成される。日本では鳥取・青森・鹿児島県などの砂丘である。しかし、それは高さ、長さ、幅などのスケール、表面の美しさ・荒々しさ、ロマンチックさなど、乾燥地の砂丘には及ばない。

3. 砂の紋様

風紋は砂丘の子供である。風紋は高さ1～10cm、間隔0.1～2mなどであり、それらがお互いに、また障害物や既成の砂丘上で次々と重なって、ある部分は加算的に堆積し、ある部分は削られていく。そして次第に小さい砂丘から大きい砂丘へと生長し、場合によっては巨大砂丘（ドラ）にまで発達する。もちろん、それは百年、千年のオーダーであるかも知れない。

砂の紋様は風によるほかに、水の流れや波によって川

* 農林水産省農業環境技術研究所環境資源部気象管理科。現在：愛媛大学農学部

本稿は1999年2月3日開催、日本沙漠学会季節フォーラム'99冬（於、成蹊大学）での講演要旨である。

床にできる。それは砂漣と呼ばれ、また海では波によって海岸の海底に形成される。形態は比較的良好く類似している。これらの空気や水は流体として考えれば同じである。その発生原理の細かい点については不明なこともあるが、ある一定範囲の波や風の法則と関連が深い。また、類似したものに雪の上にできる風紋があり、同じ大気であるので単に雪と砂との差である。さらには岩や塩の表面にできることもある。これには侵食、堆積、および風としての特徴と物質の特性差が関与する。なお、稻や麦の穂波は風の波が目に見える形で現れたものであるが、これも風の波として気流の乱れ（乱流）が関与している。

4. 風の造形

このタイトルは風食（風蝕）のことである。ダイアモンドをカットしたり、研磨したりするのに同じダイアモンドの粉を使うのと同じ原理である。砂粒子が風に吹き飛ばされて山、岩、石に当たり、表面を摩耗していく。硬く強い所は残り、軟かく弱い所は一層削られて凹んでいく。また、窪みができれば、その窪みに砂粒が入り、その中で渦ができると砂粒がくるくると回転して窪みを大きく深く掘っていき、奇妙な形に成形する。また岩の表面でも紋様を造ることが多い。

新疆北部の克拉瑪依（カラマイ）の烏爾禾（ウルハ）や青海省のツァイダム盆地のマンナイ付近では水食と強風による風食のため、ドーム、タワー、ピラミッド、テーブル、サル、ライオン、キノコ、陣笠の武士など、ありとあらゆる物体を造形している。風と砂は彫刻家、または建築家である。いずれも相当の芸術性が評価できるほどの腕前であり、自然に成形されるのは不思議そのものである。風食は雪や氷の上でも起こり、砂が関与する意味では次章の水食とも類似した現象である。実は同じ流体に伴った砂の作用による。

5. 水の造形

このタイトルは水食（水蝕）である。沙漠では雨が少ないので水食は少ないと思われるかも知れないが、実は雨の多い温帯・熱帯地域よりもむしろ多い。それは沙漠・荒地の表面が植生で被われていないため、土壤・腐葉土が水を吸収し一時に貯水する場合と異なり、降雨がすぐに地表面を流れるので激しい侵食が発生するからである。しかも砂沙漠、石沙漠、土沙漠でも、地中には空気を含んでいるため、雨が短時間に降ると、ほとんど浸透・浸水しないまま地表面を流れる。また悪いことに、

沙漠では普段あまり降らないのに降れば大雨ということが多く、一層、表面流失の傾向が強い。全く融通の効かない沙漠の降雨現象である。

現在、年々、炭酸ガス、メタンガスが増加しており、2100年には気温が2~3度上昇するとされる地球温暖化の問題がある。近年人為的な原因で、すでに0.5度程度上昇している。こうなると雨の降り方は一層、降れば大雨的な強雨の頻度が高くなる。また、気候が変化し、降る所と降らない所が移動することが危惧される。さらに沙漠化が進行する恐れがある。

この進行する地球温暖化によって、現在の沙漠地域が移動したり、沙漠の増減が発生したりしている。また、世界的に異常気象が多発し、現在は変動気候条件下にある。このようなことを考えて沙漠化について若干解説を行ったが、沙漠化・緑化問題について詳しくは、「中国の沙漠化・緑化と食料危機」（真木、1996）、「沙漠緑化の最前線」（真木ほか、1993）を参照されたい。

6. 砂に根を張る

ここでの砂とは沙漠（沙漠）の意味である。前述したとおり沙漠には砂・石・土・塩沙漠などがあり、水が少ないために植生が乏しく、荒地、裸地が多い。これらの地域では水さえあれば比較的簡単に植物が生育する所が多い。もちろん塩沙漠では塩・アルカリ害が発生して、生育障害を起こすことは当然である。

沙漠では灌木は典型的な分布形態を示す。本書の写真からも明らかなように、沙漠では樹木・草の大きさに対応して、不規則ではあるが平均するとある一定の間隔をおいて生育している。そして分布密度が降雨量に呼応して小さくなっている。また、一年生草や多年生草の草本植物や灌木、巨木についても、それらの植物の大きさ（枝葉の張り具合）に応じて適当な間隔をおいて生存している。言い換えれば、競合した場合にはどちらかが枯れるか、お互いに生育障害を受けて生育できないなどの作用を受けながら分布している。いわば、少ない水の有効利用法として素晴らしい適応であり、興味深い現象である。

沙漠の植生は横（水平方向）に対しては一定の間隔を取ることを述べたが、下方の地中に対してはどうであろう。これはその場所での地下水や土壤水分量に左右されるが、少なければ乾燥に強い植物しか生育できないことになる。例えば、図3-2に示した多年生草の駱駝刺は日本の萩（マメ科）の仲間であり、豆特有の形の赤い花をつけるが、この植物の地上部は0.5m程度であるの

に地下茎（根）は長く、成長したものでは10～15mにも達する。駱駝刺は根自体が伸長するというよりも、砂に埋まった場合に地上に向かって長く伸長して芽を出す。もちろん岩場の場合にはあまり伸長できないが、それでも岩の割れ目を伝って深く伸びる。

沙拐棗やタマリスク（紅柳）も、地上部が2～3mでも地下部は15mに達する。これらを見ていると、生命力の強さに驚かされる。また、地下に塩分が多いと生育は阻害されるが、タマリスク、塩穂木、塩節木などのように高濃度の塩分下でも生育する強い植物もある。

7. 押し寄せる砂と乾燥

図3-3は樹木に砂が押し寄せる様子であり、胡楊樹がかなり埋まっている。これはタクラマカン沙漠のケリヤ河の河岸での写真である。元は20～30mの森林であった所に砂が押し寄せて来て埋められたが、一本だけ残っており、砂と孤軍奮闘している。また近くでは、まさに30mもある砂丘の砂に森林が飲み込まれつつある状況が、嫌でも目に飛び込んで来る。

バルハーン（馬蹄、三日月）型砂丘は砂の供給の比較的少ない所で発達する砂丘である。砂の量が多いと横列・ピラミッド型・格子状・樹枝状・複合型砂丘などとなる。特にピラミッド型・複合型砂丘などのように高大な砂丘は、砂の量が多い時に形成される。砂の移動速度は、その地域の気候、主として風速・風向に左右される。移動スピードは砂丘の高さ、長さ、幅、すなわち砂の容積が密接に関与し、砂丘が大きいと遅くなる。そして風速の3乗に比例して移動する。

トルファンでは高さ7mの砂丘を対象に調査したが、この砂丘は1年間に10.3m移動している。20年以上前には、この付近では10.0～67.5m、平均で28.1mの移動速度であった。この砂丘移動速度の減少は気候変化よりも、むしろ部分的な植林、緑化に起因する。

また、1990年に風下側に急斜面を抱えたバルハーン型の砂丘が20個余りあったが、1996年にはバルハーン型砂丘は極小さい砂丘を除いて消滅してしまい、緩やかな砂丘、砂地に変わっている。

図3-4のように沙拐棗の灌木の風下が、かなり急斜面になっているが、これはその場所で砂丘の移動を阻止しているためであり、植林の成果である。そのように効果があるなら広範囲に植林すれば良い訳であるが、夏季の植林は活着しないし労働力も少ないので、秋・冬季に植林して、農業で余って使わない水を灌漑するやり方を取っている。しかし水量には限界があり、年々少しづつ

植林している。条件が良ければ活着率は70%であるが、たとえ活着しても羊・山羊や野鼠に食われて、大きく成長するのは20～30%と推測される。それでも目に見えて回復している。

8. 緑の沙漠を夢見る

沙漠緑化は旧来からの夢である。昔からの砂丘を人為的に開発して、オアシス化・緑化することは素晴らしいことである。

防風林、防風垣、防風ネットによる効果はかなり大きいものである。防風林は密閉度（ふさがり具合）が60～70%の時、最大の防風効果を果たす。密閉度が80%以上になると防風林直後は風が弱まても風下側で渦を巻き、逆向きの風が吹き、これが原因で風下側の減風範囲は狭く風速が速く回復してしまい、効果範囲が狭くなる。また、もちろん密閉度が30%以下では減風自体は小さく効果が小さい。この現象は防風垣・ネットでも同様である。

一方、砂を防ぐ場合には密閉度60%以上では砂が林内に溜まり、また防風垣・ネットでも比較的速く砂に埋まってしまう。もちろん砂自体の移動を防止するには密閉度が高くて良いが、風下側の道路などを守る場合にはあまり密閉度を高くしないで、30～50%にすることが合理的である。

また、防風林は気候を緩和し、夏季、日中の気温・地表面温度を下げ、防風林からの蒸散による水蒸気で空気を湿らせるなどの効果がある。しかし、防風林を生育させるには長年かかる欠点がある。一方、防風ネットや防風垣（生け垣でない）では、設定すれば、その日から効果を果たすことになり、速効的で有効である。ただし気温、湿度への効果は若干劣るが、減風されることで十分その問題点はカバーできる。

図3-5のように碁盤の目状（1m×1m、2m×2mなど）に麦・草ワラで草方格を造ると防風効果、特に防砂効果が大きく、砂丘移動が止まり、一拳両得どころか、はるかに多い機能を果たす。大いに普及したいものである。

9. あとがき

著者が常日頃より意図するところは、世界の沙漠化防止・緑化である。中国で実施されている草方格や防風林、防風網を広く世界の乾燥地に広めたいと思っている。日本の民間団体NGOなどが、中国に限らず世界各地で砂

漠化防止・緑化に細々と努力している。これらの活動団体に、政府の大規模な援助、特に国際協力事業団（JICA）などのバックアップが得られるようになれば、望外の喜びである。本報告を初めとする著者の著作物が、何らかの役に立つことを願って止まない。

読者には中国の乾燥地、主として沙漠と自然の厳しさを感じてもらうとともに、美しさを観賞しながら、現在も進行している環境問題の沙漠化について、少しでも理解し、沙漠化防止に協力しもらえれば幸いと思っている。

最後に、出版に当たってお世話になったエディターの清水能子女史、デザイナーの出原速夫氏およびその他関係者の方々に、心よりお礼申し上げる。

引用文献

- 真木太一（1996）『中国の砂漠化・緑化と食料危機』信山社、191pp.
- 真木太一（1998a）：沙漠気象の改良・緩和。遠藤 熊・安部征雄・小島紀徳編『沙漠工学』森北出版、194-202。
- 真木太一（1998b）：『緑の沙漠を夢見て』メディアファクトリー、128pp.
- 真木太一・真木みどり（1992）：『沙漠の中のシルクロード』新日本出版、206pp.
- 真木太一・中井 信・高畠 滋・北村義信・遠山恵雄（1993）：『沙漠緑化の最前線』新日本出版、214pp.

Greening of Deserts

Taichi MAKI*

This paper explains a photograph collection album of "Greening of Deserts" published by Mediafactory on July 30, 1998. The structure of the album includes foreword, contents, seven chapters and author's note. The 102 pieces of color photograph selected carefully were collected in this album.

Seven main subjects and nine items are introduced and explained in the album, e.g., arid land, arid climate, various deserts, sand ripple, sand dune, greening, plants in arid zone and so on. There are including two sayings, map of China, and the author's background, main publications and picture. Photos were selected intuitively by the author as impressive, mysterious and attractive ones.

The contents of the chapters are including as follows:

- 1) Falling a victim to desert and sand dune; interesting to stone, pebble, sand, soil and salt deserts,
- 2) Patterns of sand surface; large sand dune made of small sand ripple,
- 3) Sand sculpture by wind; wind erosion and sand dune moving,
- 4) Water sculpture by water; water erosion and stone desert,
- 5) Roots stretching in sands; vital power of arid plants and lives,
- 6) Surging of sand and dryness; desertification by over-development, over-grazing and over-deforestation, and
- 7) Dreaming of greening of desert; desert greening by forest, hedge and net windbreaks and straw-mat networks.

Key Words: Desert, Desertification, Greening, Sand dune, Arid land, Dry climate

* Division of Agrometeorology, Department of Natural Resources, National Institute of Agro-Environmental Sciences, 3-1-1, Kannondai, Tsukuba, Ibaraki 305-8604, Japan. Present Address: College of Agriculture, Ehime University, 3-5-7, Tarumi, Matsuyama, Ehime 790-8566, Japan.

塩類が蒸発促進材の蒸発促進効果に及ぼす影響

小川哲夫*・安部征雄**・尾崎益雄***

1. はじめに

乾燥地において、灌漑後の高塩濃度排水の処理や、森林伐採による蒸散量減少を起因とする地下水位上昇が引き起こすウォーターロギングの発生や溶液に含まれる塩分の対策が大きな問題となる場合がある。現在、これらの貯留した排水問題の工学的な対処法として、排水路による排水、暗渠による地下排水、ポンプによる機械排水、蒸発池への排水などがおこなわれている。しかし、これらの方法は、経済的に困難な場合や、地形的にも不可能な場合も多い。そこで大量に発生する塩類のとり扱いを含めた処理法の確立が望まれている。本研究では、これらの過剰水分に関する処理問題に対して、従来の重力排水や機械排水施設を利用した方法ではなく、蒸発促進材と称する構成材を使用して水分を大気中に蒸発させ排水を処理し、同時に塩類を除去する蒸発排水法について検討してきた。

蒸発促進材は、多孔質素材からなる材料を棒状、板状などに加工し構成、作成したものである。促進材の下部を溶液中や土壤内に挿入し、溶液吸収部とし、蒸発部分となる促進材上部へ溶液を蒸発による吸引圧と材質の毛管力で移動させ、水分を大気中に放出させて、同時に促進材中に塩類を集積させて除去する機能をもつ。現在までに促進材の性能や土中の塩類の挙動などについて検討がおこなわれ（安部ほか、1992；井伊ほか、1993；Ii *et al.*, 1995；ABE *et al.*, 1995；小川・安部、1998；OGAWA *et al.*, 1998）。促進材の蒸発表面積を拡大させることが蒸発を促進させる効果となり、同時に塩類を促進材で捕集することが可能であることが確認されている。さらに促進材の形状や、設置方法による影響が蒸発促進効果に及ぼす影響が大きいことも実験的に確認されている。

本報では、蒸発促進材の蒸発部分に対して、とくに高濃度の塩水を大気中に排水する場合を想定し、その問題と改良点について検討した。すなわち、促進材を塩溶液

中に設置した際の排水効果と、促進材に塩類が集積した場合の蒸発促進能力の変化と影響について検討した。

2. 実験方法

1) 蒸発促進材

これまでの検討から実験に使用した蒸発促進材の素材は、吸水性に優れ、比較的入手し易いパルプ製不織布を選択し、その中で市販のクッキングペーパー（ライオン株式会社：275 mm×240 mm、リードクッキングペーパー）を用いることにした。このクッキングペーパーを、ナイロン糸を軸に直径1 cmになるように棒状に巻き付け蒸発促進材とした。促進材の長さは25, 35, 45, 50, 55 cmの5種類とした。

2) 実験装置

今回の実験は、塩溶液中での蒸発促進材の蒸発部分の性能変化を主に検討するために、土壤からの吸水に関する影響は考慮せず、常に促進材の蒸発部分に塩溶液が供給される条件で実験をおこなうこととした。このような状態は、蒸発池において排水処理をおこなう場合などの実際の現場を想定するものとなる。図1のように塩溶液で満たした蒸発ポットに、純水に浸して飽和させた4本の促進材を5 cm間隔で下部5 cmを溶液中に挿入し、蒸発させた。蒸発ポットは内径25 cm、深さ29.5 cmのプラスチック製で、マリオット装置により水位を一定に保ちつつ蒸発量に応じて塩水を供給し続けられるようにした。また、蒸発ポット上面には蓋を取り付け、蒸発ポット水面からの蒸発を遮断し、促進材からの蒸発量のみを測定できるようにした。マリオット管は電子天秤上に置き、質量の経時変化を測定し、マリオット管の目盛りの読みとり値と合わせて蒸発ポットからの蒸発量を算出した。チャンバー内は乾燥地の1日の温度変化パターンを想定して、室内気温とチャンバー内天井部に備え付けられた赤外線ランプによって温度を規則的に変化させた。

* 筑波大学大学院農学研究科

** 筑波大学農林工学系

*** 前橋工科大学建設工学科

(受付：1998年10月6日、受理：1999年1月19日)

この条件での1日の平均自由水面蒸発量は、乾燥地の蒸発能力に相当するように調整した。

3) 環境条件

蒸発実験には、塩水として0.7%のKCl溶液を使用した。この塩濃度は、耐塩性作物の灌漑水として利用可能とされる塩分濃度の限界に相当する(GOUDIE and WILKINSON, 1977)。図2に実験をおこなったチャンバー内の温度変化パターンを示した。チャンバー内は、経時に温度変化がおこなわれ、24時間で最高30°Cから最低15°Cの温度変化を規則的に繰り返す設定とした。さらに、赤外線ランプは1日のうち半日間点灯するように設定した。このときの赤外線放射量は、測定から水面の高さに

おいて1日平均24.0MJ/m²であり、オーストラリア内陸での23~33MJ/m²に該当する(AUSTRALIAN BUREAU OF STATISTICS, 1991)。チャンバー上部からは、常に排気をおこない、風流はファンにより水面付近で平均1.5m/secの風速に設定した。さらに相対湿度は水面付近で27.0%から37.5%の間で変動し、平均33.5%であった。

4) 蒸発排水実験

(1) 蒸発促進材の蒸発特性

蒸発ポットでの実験に使用する蒸発促進材の素材そのものの蒸発能力をみるために、純水で飽和させた長さ25cmの促進材を恒温恒湿槽内で一定環境(温度40°C、相対湿度50%)で蒸発させ、経過時間ごとの蒸発速度と促進材中の水分量から蒸発特性曲線を求め、促進材の基本的蒸発性能について調べた。

(2) 蒸発促進材の蒸発速度変化

チャンバー内の蒸発ポットに、水面からの高さが40cmとなる蒸発促進材4本を、溶液に挿入し蒸発させた。48時間蒸発させ、チャンバー内の環境変化に伴う蒸発速度の変化を調べた。

(3) 蒸発促進材の高さの相異による蒸発量の変化

蒸発促進材の蒸発表面積の拡大に最も大きな要因となる鉛直方向への水分移動と塩類の集積の影響に関して促進材の高さを変えて実験し、塩類の影響を伴う促進材の合理的な高さの決定に関する検討をおこなった。

蒸発ポット内に促進材の水面からの高さを20, 30, 40, 45, 50cmとした促進材を各4本づつ設置し、各高さの促進材ごとに48時間蒸発させた。48時間後、各促進材を取り出し5cmの高さで切り分け、炉乾法によって含水比を測定した。さらに一定量の純水中に切り分けた促進材を浸し、KClを溶解させ、電気伝導度計により促進材中に捕集された塩量を測定した。

(4) 経時的な蒸発量の変化

蒸発促進材の表面に析出した塩類の蒸発能力に及ぼす影響をみるために、経時的な蒸発能力と塩類集積量について検討をおこなった。

(3) 項で最も効果があった高さ45cmの促進材を4本設置し、2, 4, 6, 8, 50日間の5通りの期間において蒸発させ、各期間における蒸発速度の変化と促進材に集積するKCl量を測定した。

3. 実験結果および考察

1) 蒸発促進材の蒸発能力

蒸発促進材からの蒸発が最も効果的となる条件とし

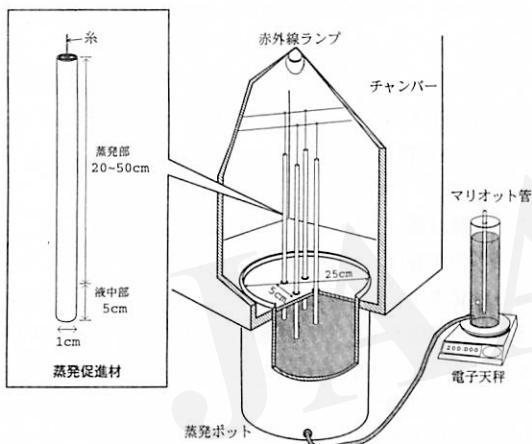


図1. 実験装置。

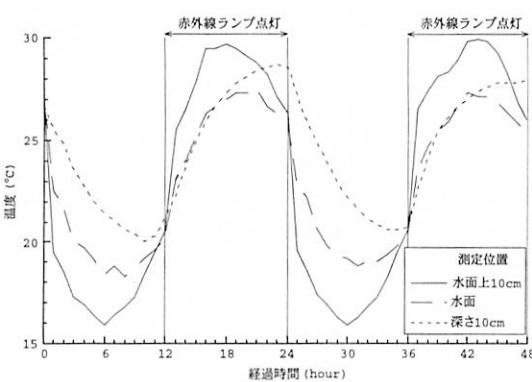


図2. チャンバー内の温度変化。

て、水面からの蒸発と同じく、常に促進材表面に自由水分が存在し、それが蒸発し続ける条件が確保されることが挙げられる。これを判断するのには蒸発特性曲線を利用することが有効である（小川・安部、1998）。図3に促進材の蒸発特性曲線を示した。本促進材は飽和状態の含水比が約500%で、乾燥質量の約5倍の保水能力がある。そして、恒率的に蒸発量を維持するには少なくとも飽和時の1/5にあたる含水比100%以上の水分量を必要とすることがわかる。

本実験で使用したチャンバー内の環境における0.7%KCl溶液の自由水面蒸発量を測定した結果、8 mm/dayから12mm/dayの間で変動し、平均0.920g/(cm² day)の蒸発速度であり、年間3,000から4,000mmの蒸発能力に相当した。

図4にチャンバー内に高さ45cmの促進材4本を設置したときの蒸発速度の変化を表した。このように蒸発速度はチャンバー内の気温変化に従って変動し、昼間と夜間で最高1 g/(cm² day)の蒸発速度の変動がみられ、平均蒸発速度は0.919g/(cm² day)となった。

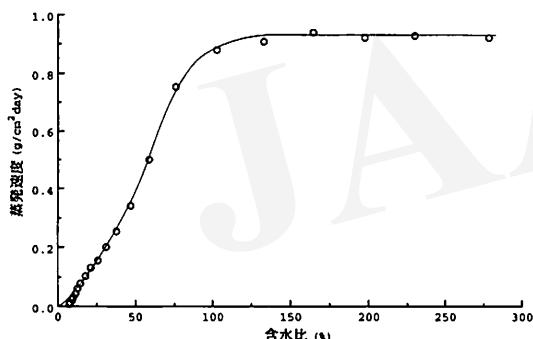


図3. 蒸発促進材の蒸発特性。

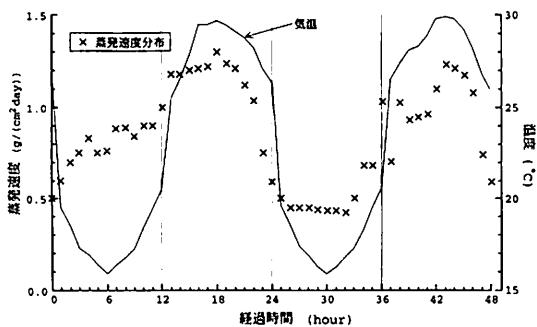


図4. 蒸発促進材の蒸発速度変化。

2) 蒸発促進材の高さの相異による蒸発量の変化

表1に高さの異なる蒸発促進材の蒸発期間48時間における単位表面積当たりの平均蒸発速度を示した。高さ20cmの促進材の蒸発速度0.930g/(cm² day)は、蒸発ポットの水面蒸発速度0.920g/(cm² day)よりもわずかに大きくなるが、これは水面温度よりも促進材の温度のほうが、室温と赤外線ランプの照射により高くなることによるものであると考えられる。促進材の蒸発速度は高さ20~45cmまでのものは高いものほど減少傾向であるものの、その減少率は1%程度で高さ方向への表面積の拡大率から比較すれば小さく、促進材の表面積の拡大が蒸発量を促進させているといえる。しかし50cmのものについては、約10%の減少となり急減していることから、これ以上の高さ方向への表面積の拡大の効果は期待できないものと推察される。

図5に48時間後の各促進材の高さごとの水分量を含水比変化で示し、同時にそのときの高さごとのKCl分布を単位長さ当たりのKCl量で表した。含水比は促進材の高位置ほど低く、高さ45cmの位置で含水比は100%程度に低下した。高さ50cmの促進材では、最上部がほぼ乾燥状態を示しており、この位置まで蒸発による吸引圧と材質の毛管力による溶液の移動速度と移動量が、蒸発能力に対して充分でないことが確認できる。さらに、促進材が恒率蒸発速度を維持できる限界含水比以上の水分を供給可能な蒸発有効高さは、塩分の影響を考慮しなければ図1での促進材の蒸発特性から判断すると、約45cm以下と概ね判断できる。このことから水分蒸発においては、本促進材の高さ45cmが最も効果的なものといえる。

一方、KClの分布は、高さ45cm以下の促進材で各促進材の最上部で卓越する傾向がみられた。実際の観察からも、その各促進材の上端部では白いKCl結晶が析出ず

表1. 蒸発促進材の表面積と蒸発速度

促進材の水面からの高さ(cm)	表面積(cm ²)	蒸発ポット水面に対する表面積拡大率(%)	単位面積当たり蒸発速度(g/(cm ² day))
20	254	152	0.930
30	380	177	0.925
40	506	203	0.920
45	569	216	0.919
50	631	228	0.837
蒸発ポット水面	491	100	0.920

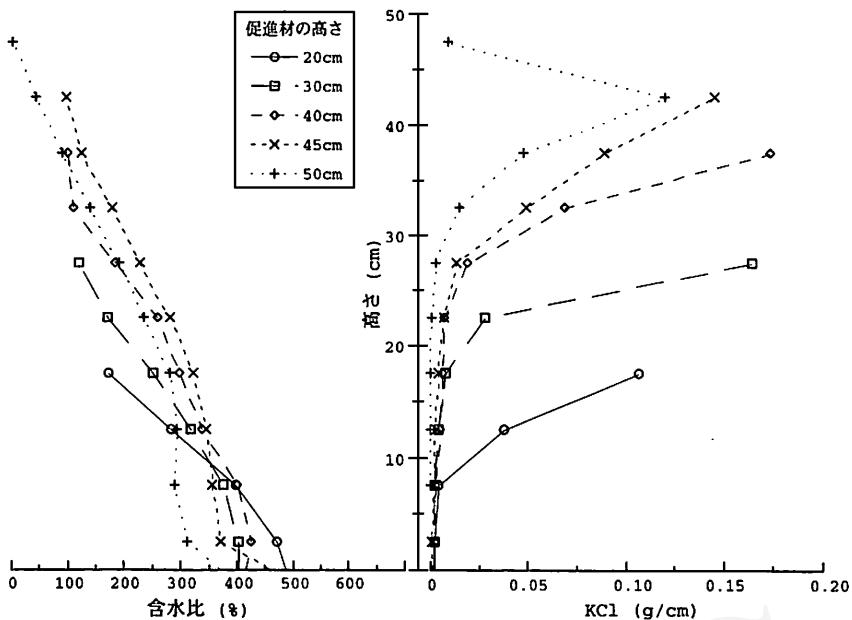


図5. 高さの異なる蒸発促進材の水分、KCl分布。

るのが確認できた。しかし高さ50cmの促進材については、前述のように最上部までは溶液の移動がほとんど起らなかったため、KClの集積はほとんどみられなかった。

3) 蒸発促進材による塩類捕集

促進材に付着した結晶塩は、促進材によって吸い上げられた溶液が、その過程で水分を蒸発させ、溶液濃度が高まり、飽和溶液以上の状態となることで結晶化し析出する。チャンバー内の平均温度は22°Cほどであり、促進材中に含まれる溶液の温度を20°Cと推定すれば、KClの溶解度は22gであるから、22%以上の濃度で結晶化するはずである。図6にKCl濃度Cと飽和濃度CeからKClの飽和状態を表す過飽和度ρを次式により算出し(万波, 1972)、促進材の高さごとの分布を表した。

$$\rho = \frac{C - C_e}{C_e}$$

図6に示されるように、本実験では各促進材の上部でいずれも飽和(0%)以上を示す過飽和状態となっており、KClが結晶化しやすい状態にあることがわかる。とくにその境界は高さ位置で明瞭であり、45cm以下の促進材において過飽和の範囲は、上端部から10cm以内の限

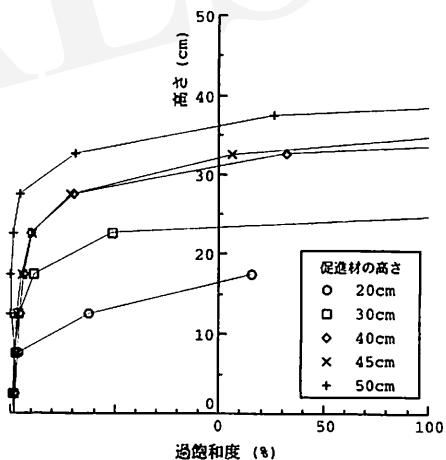


図6. 高さの異なる蒸発促進材の過飽和度分布。

られた範囲となっている。故に、結晶析出が起こり易い部分は高さで決定され、集積範囲の予測が可能であり、塩の集積による蒸発速度への影響を判断するのに有効である。さらに蒸発排水法における塩の処理において塩を結晶化して選択的に捕集できることは、土壤中や排水中にある塩を直接処理するよりも体積的に最小となり、選

択的に結晶塩として回収可能なことを考慮すれば、除塩処理法としても効果的であるといえる。蒸発促進とともに効率的に塩の捕集がおこなえれば蒸発排水の適用範囲もより広がると考えられる。

図7に高さの異なる促進材4本設置時の蒸発期間48時間の平均蒸発量と塩捕集量を示した。蒸発量は蒸発ポット水面を基準面として前述の単位面積当たりの蒸発速度変化に従い、高さ45cmの促進材までは蒸発表面積の鉛直方向の拡大に伴って増加した。ここで、蒸発ポットに蓋をしないで水面からの蒸発もあったと仮定したとき、4本の促進材を設置した場合で、水面に対しどれくらいの蒸発量の促進になったのかを次の蒸発促進率Rとして算出し、図中に示した。

$$R = \frac{A_a \cdot V_a + (A_p - a) V_p}{A_p \cdot V_a} \times 100 (\%)$$

A_a = 蒸発促進材の蒸発部表面積(cm^2)

A_p = 蒸発ポット水面の面積(cm^2)

a = 蒸発促進材の設置面積(cm^2)

V_a = 蒸発促進材の単位面蒸発速度($\text{g}/\text{cm}^2 \text{ day}$)

V_p = 蒸発ポット水面の蒸発速度($\text{g}/\text{cm}^2 \text{ day}$)

蒸発ポット水面の面積(490 cm^2)にほぼ等しい表面積となる高さ40cmの促進材4本(506 cm^2)を設置し、水面に対する面積拡大率200%となるとき蒸発促進率は約200%となり、水面に対し約2倍の蒸発の促進となる

ことが示される。しかし、高さ50cmの促進材を用いて面積拡大率230%とした場合、蒸発促進率は210%となり、高さ45cmの場合と蒸発促進率はあまり変わらず、2)節でも示したとおり面積の拡大に対して有効な蒸発促進にならないことが確認される。

促進材の高さごとの塩の捕集量を比較すると、各促進材とも上端部15cmの範囲が全体の捕集塩の大部分を占める。また、この部分に捕集される塩量は、いずれの促進材もほぼ同量であることがみとめられる。つまり促進材の塩捕集は、有効蒸発面の範囲内であればどの高さでも上端部から同様に捕集され、より高い促進材のほうが下方部にさらに塩捕集の余地ができるものと考えられ、蒸発表面積の拡大は蒸発促進とともに塩捕集の範囲を拡大させることになる。

したがって促進材の高さごとの蒸発能力と塩捕集能力との双方から本実験環境における本材質の促進材においては、高さ45cmのものが最も効果的に機能するものといえる。

4) 経時的な蒸発量の変化

高さが45cmの蒸発促進材4本を使用して50日間の長期間蒸発をおこない、蒸発経過に伴う蒸発速度の変化を検討した。図8に示すように、蒸発は設定された1日の温度変化パターンによって蒸発速度が増減しながら推移した。さらに実験開始から、全体として蒸発速度が漸減

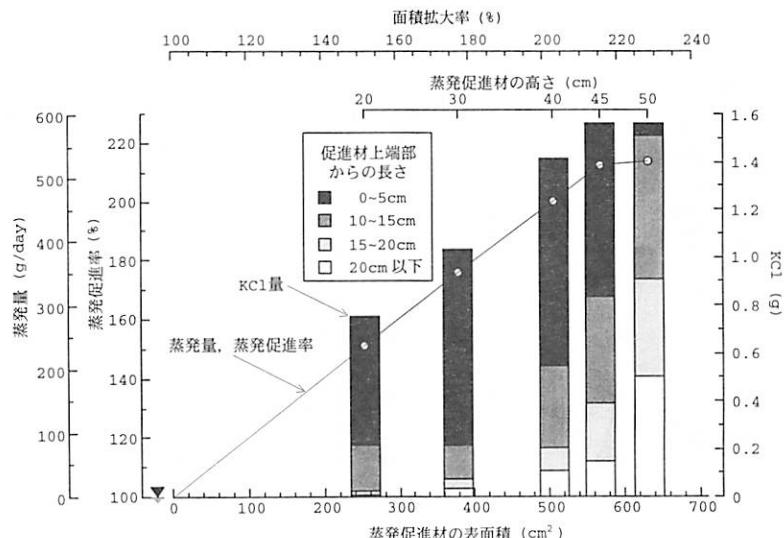


図7. 高さの異なる蒸発促進材の塩捕集量。

した。この低下量は10日間で初期の蒸発量の60%までになった。しかし、10日以降は一定の蒸発速度を維持して50日間推移した。この蒸発速度が一定となる10日以降の期間での蒸発速度は $0.5\text{g}/\text{cm}^2\text{ day}$ であり、48時間時と比較して55%に低下し、蒸発促進率も215%から160%となった。

図9に時間経過に伴う促進材の高さごとの含水比とKCl分布の変化を示した。促進材の含水比は、経過時間によって、どの高さにおいてもほとんど変化はみられず、

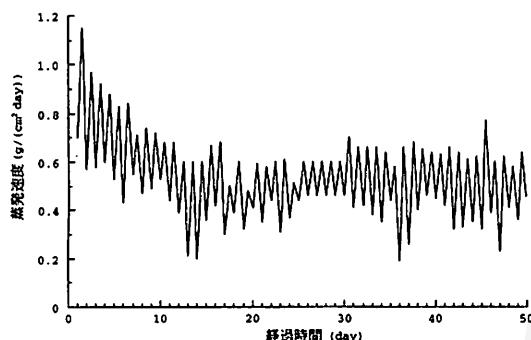


図8. 経過時間における蒸発速度変化。

ほぼ一定の含水比を維持し続けた。

一方、KCl分布は促進材の上端部から増加し、図10に示すように結晶塩として促進材表面に付着するのが確認できた。塩が白く結晶した区間については、図9中の点線で表した。経過時間につれて徐々に促進材の下方へと結晶の析出範囲を拡大させたことがわかる。

KClの集積と含水量から推察すると、塩類の集積自体が促進材中の塩溶液の上方移動に与える影響は少なく、塩類が集積しても促進材上部まで一定に塩溶液が供給されると考えられる。つまり、塩の結晶が発生するのは促進材表面に限られ、促進材内部には発生せず、蒸発部への塩溶液の送水に関していえば促進材が塩類に妨げられることはないものと考えられる。

図11に経過時間における促進材中の塩溶液の過飽和度変化を高さごとに示した。ただし、2日目までにすでにKCl結晶が析出するのが確認された35cm以上の高さ部分は図中から省いた。高さ35~30cmの部分では、2日目で飽和状態となっていた。さらに、30~25cmの部分は6日目に過飽和となっており、促進材上方から順にKCl濃度が高まり、結晶の析出範囲が下方へ広がるのが確認できる。しかし、50日間で過飽和に達するのは高さ20~15cmの部分以上までであった。また、高さ20~15cmの部分では、結晶状態のKClは観測できず、結晶

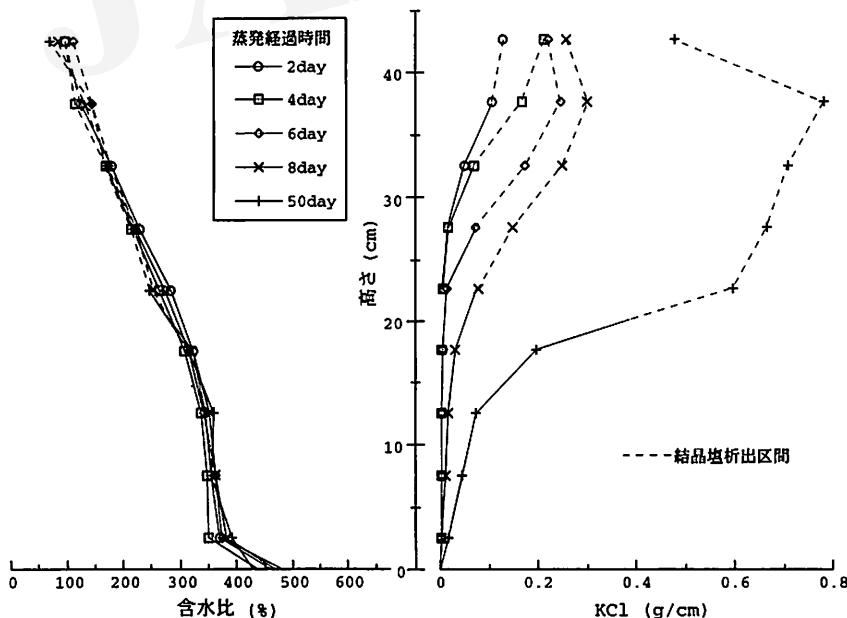


図9. 経過時間における蒸発促進材のKCl、水分分布。

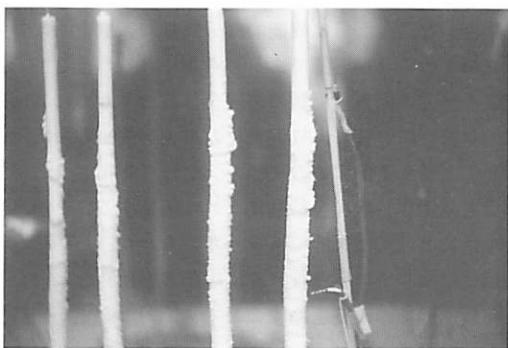


図10. 蒸発促進材に結晶析出するKCl.

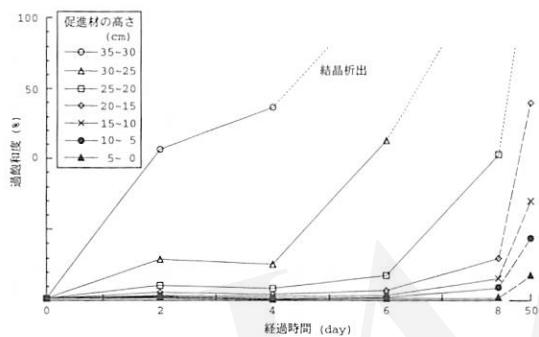


図11. 経過時間における蒸発促進材の過飽和度変化.

化直前の状態であることが推察された。

図8の蒸発速度変化から考察すると、蒸発速度は50日間で初期の45%の低下であることから、まず結晶析出のない20cmまでは初期と同速度の蒸発がおこなわれ、この部分で全体の80%以上の蒸発があり、残りは上部の結晶部分や結晶の隙間から少量の蒸発があるものと考えられる。つまり、結晶化しない高塩濃度溶液の状態では蒸発はおこなわれるために、蒸発がない部分とある部分は比較的明確に区別されるものと考えられる。したがって本実験期間内においては、結晶塙が付着しない20cm以下は確実に有効蒸発面として機能しているものと判断され、さらに有効蒸発面積を左右する高さの境界が、水面から20cmから25cmの範囲に長期間存在するものと推定される。この状況はおそらく10日以降から継続しており、かなり長期間20cm以上を境界に蒸発と結晶成長が別々の部分で同時におこなわれていることになる。ただし、この境界はさらに長期間の蒸発によって徐々に下方に移動すると考えられるが、急激に移行することはなく、蒸発速度はある程度維持されるものと判断される。

5) 塩水中における蒸発促進材の効果

図12に、高さが45cmの蒸発促進材4本を使用し、50日間の長期間蒸発をおこなった場合の経過時間における積算蒸発量と、蒸発促進材によって捕集される塩量の変化を示した。促進材は蒸発に伴って塩類を捕集し、とくに蒸発開始から8日間は促進材の上部25~45cmの範囲に積算捕集塩量の80%以上の塩が集積し、50日間後で

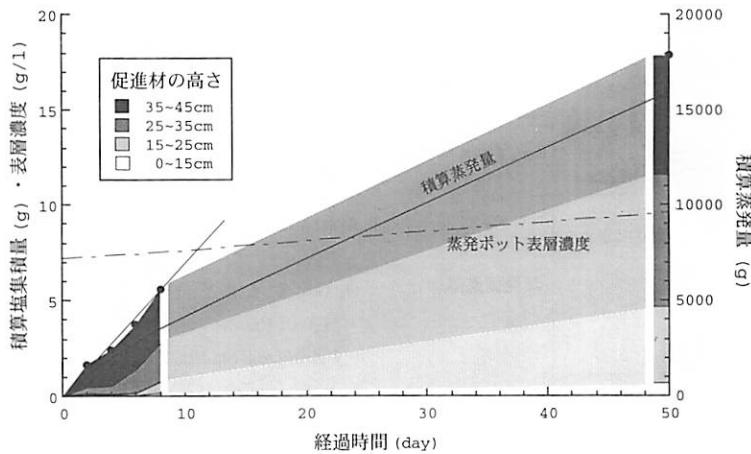


図12. 経過時間における蒸発促進材の捕集効果.

も70%以上を占め、塩の捕集がほとんど上端部でおこなわれていることが示される。このように塩の集積範囲が限定されることは、後の塩の処理という観点からも対処し易い。例えば、ある一定期間ごとに促進材の上端部のみを回収していけば選択的に結晶塩を回収可能であり、より効率的な処置が考えられる。しかし、図中に示されるように捕集量は経過時間には伴わず、捕集率は徐々に減少していることがみとめられる。とくに上端部ほど経過時間に対しての捕集率の低下が大きく、各高さごとの捕集量に限界があることが示唆される。また、塩溶液の供給に対して回収できる塩の量は少なく、蒸発ポット内の塩濃度は上昇していた。これらは促進材の本数をさらに増加させることで軽減することは可能であると考えられ、対象地において適切な配置密度で本数を決定することが重要となる。

以前、淡水下でおこなわれた実験では、本報と同様の促進材を2cm間隔で配置し、15本程度まで蒸発速度の低下なしで本数を増加させて蒸発の促進が可能であることが実験的に示されており(OGAWA *et al.*, 1998)。本環境においても、さらに本数を増加させることでかなりの蒸発の促進がさらに可能であると推察される。ただし捕集期間を定め定期的に捕集した塩を回収するなどの処置が必要であると考えられる。

4. おわりに

蒸発促進材が蒸発促進をおこなうにあたって、塩が蒸発に与える影響について検討した。図13に促進材の各

部分における機能を模式図で示した。このように塩類の捕集部分と蒸発部分は機能的に分けられ、総合的に効果を発揮することが可能であると考えられる。そして、効率よく蒸発の促進と塩類の処理をおこなうために、促進材の材質等の性質により促進材の高さを決定し最大限に蒸発表面積を確保するに加え、塩類を集積させる捕集部分を確保し、塩類を結晶化させて捕集することが蒸発排水法にとって効果的であると考えられた。ただし塩類の捕集に関しては、今後さらに塩類の集積特性に合わせた材質や形状の改良を施すことで、能力の向上が期待できるものと考えられる。

なお、本研究の実施にあたっては筑波大学生物資源学類に在籍中であった川畑あゆみ氏の御協力を得た。記して深謝の意を表したい。

引用文献

- 安部征雄・山口智治・横田誠司・大塚義之・井伊博行(1992): 土壌表層に集積する塩類の捕集法. 「沙漠研究」2: 19-27.
 井伊博行・大塚義之・小川哲夫・安部征雄・山口智治(1993): ペーパーロールを用いた土壤の塩類捕集法に関する実験的研究. 「沙漠研究」3: 1-7.
 小川哲夫・安部征雄(1998): 蒸発排水法における蒸発促進材の性状と形態の相異が蒸発量に及ぼす影響. 「沙漠研究」8: 19-25.
 万波通彦(1972): 「材料科学のための結晶学」誠文堂新光社.
 ABE, Y., TSURUI, J., YAMAGUCHI, T., OHTSUKA, Y. and It, H. (1995): Evaporation effect of a salt capturing stick and its influence on movement of solution and solute in soil. *J. Arid Land Studies*, 5: 43-54.
 It, H., OHTSUKA, Y., OGAWA, T., ABE, Y. and YAMAGUCHI, T. (1995): Tracing the movement during evaporation of salt water through a sand layer and solid paper core using three different anions as tracers. *J. Arid Land Studies*, 5: 33-42.
 GOUDIE, A. and WILKINSON, J. (1977): *The Warm Desert Environment*. Cambridge Univ. Press.
 AUSTRALLIAN BUREAU OF STATISTICS (1991): *Year Book Australia 1991*.
 OGAWA, T., ABE, Y., YAMAGUCHI, T., OZAKI, M. and YABASHI, S. (1998): Excess water disposal using evaporation accelerators. *J. Arid Land Studies*, 7S: 261-264.

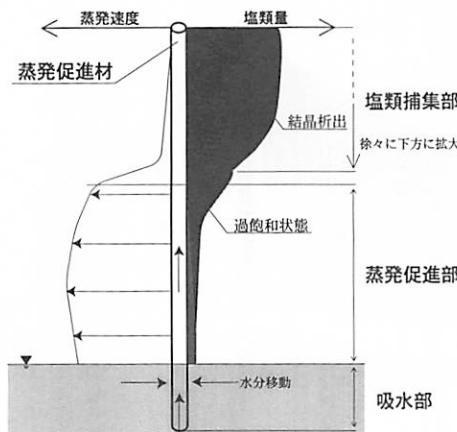


図13. 蒸発促進材の部分別機能構造。

Effective Salt Water Elimination Using Evaporation Accelerators

Tetsuo OGAWA*, Yukuo ABE** and Masuo OZAKI***

Excessive water and salt accumulation in soils are a serious problem in arid and semi-arid regions. We have proposed the usage of an "Evaporation drainage method", which utilizes an "Evaporation Accelerator" as well as existent strong evaporation forces which are prevalent in arid regions. This report investigated how effective evaporation accelerators would be in enhancing the evaporation of salt water.

An Evaporation Accelerator is a stick type instrument made of absorbent paper. Its height is 20–50cm and its diameter 1 cm. The accelerators used in our study were installed into a pot filled with solution with a concentration of 0.7% KCl and placed in an enclosed chamber equipped with an air conditioner set to simulate evaporation rates of 8–12 mm/day.

Solution from the pot was absorbed into the accelerators and was raised in a vertical direction by the accelerators' capillary forces. Water in the solution evaporated from the accelerators' surface and as a result, only KCl remained in crystal form. The KCl in the upper section of the accelerators increased markedly and blocked evaporation by KCl crystals. Thus, evaporation rates depended on the area of salt accumulation. However the KCl in the mid and lower sections of the accelerators did not form crystals for 50 days. Their sections did not impede evaporation. Thus, evaporation accelerators could function divided into an area of salt accumulation and an area of evaporation according to the height of accelerators. As a result, 4 Evaporation accelerators of height 45cm could continue salt accumulation for more than 50 days, accelerating approximately 2 times the amount of evaporation in proportion to the surface water of the pot.

Key Words: Evaporation, Drainage, Excessive water, Salt accumulation, Evaporation accelerator

* Doctoral Program in Agricultural Sciences, University of Tsukuba. 1-1-1, Tennodai, Tsukuba, Ibaraki 305-8572, Japan.

** Institute of Agricultural and Forest Engineering, University of Tsukuba. 1-1-1, Tennodai, Tsukuba, Ibaraki 305-8572, Japan.

*** Department of Civil Engineering, Maebashi Institute of Technology. 460-1, Kamisadori, Maebashi, Gunma 371-0816, Japan.

(Received, October 6, 1998; Accepted, January 19, 1999)

天童市ジャガラモガラ盆地の風穴と 乾燥地トルファンのカレーズの気候特性

真木 太一*

1. はじめに

著者は1996年6月24日付の毎日新聞の記事「夢幻探索」に掲載されたジャガラモガラ風穴の夏季の低温風や植生の逆転などに興味を持ち、盆地地形と冷気流・冷氣湖の特性、風穴の冷風の特性、不明な夏季吸い込み口の位置などの解明・発見を思い立ち、調査を行うこととした。

ジャガラモガラは1971年3月に山形県天童市の天然記念物に、また1995年3月28日に山形県指定有形文化財（ジャガラモガラ風穴植物群落）に指定された。この機に応じて『天然記念物ジャガラモガラ』（天童市立旧東村山郡役所資料館、1996）が出版された。この報告書には歴史、地理、植物などの謎を探る多方面からの研究・調査結果が詳しく記述されている。しかし、このジャガラモガラの風穴の特徴である暖候期における冷気の吹き出し口については記述されているが、その吸い込み口の位置（方向や標高）は不明であるどころか、それ自体の存在についてあまり述べられてない状況で、謎となっている。また、その他の風穴、例えば下地獄、上地獄の状況はほとんど未解明である。

ジャガラモガラは盆地（窪地、凹地）地形である。その盆地には相当程度土壤が被さり植物が生えているが、東斜面の石礫間の風穴から夏季に冷気が吹き出している。ここではまず、①風穴の冷気の成因と特徴、②地形・植生の特徴、③風穴と盆地の気温・植生分布の逆転との関係、④風穴気温の正確な年変化、⑤不明な夏季の吸い込み口・冬季の吹き出し口を解明することを目的とした。

従って、上述の研究目的の未解明な点を中心に2年間、7回の観測で得られた結果について報告する。

なお、特異な地名ジャガラモガラの語源説として、①地形の形容、②姥捨伝説、③アイヌ語、④じゃんがら念佛（福島県）、⑤龍神伝説がある（佐藤輝夫、1996）が、山形県（安斎、1943）の「天然記念物」の中に「恐らく

は、東北地方に於いて広く使用される錯雜とした地形の形容ジャガジャガから来た前語と、語便から来た後語によってできたものと推察されるが、場合によっては盛り上げた土状のような地形をモガモガと形容することもある」と記載されている。従って、変化の多い複雑地形の形容が語源と考えられる。

次に、風穴内の地中間隙を通る空気（冷・暖気）と中国トルファンの乾燥地に普及している灌漑施設（カレーズ、カルシン、カナート）内での冷・暖気とが、同じ連續した通気穴を持った吸い・放出現象であるという観点から、その類似・相違点を気象的に解明するとともに、耐乾性、耐寒・耐暑性の矮小植生と通気穴との関係を、特に乾燥条件に着目して解明することを目的とした。

2. 観測・調査方法

1) ジャガラモガラ盆地の地形の概要

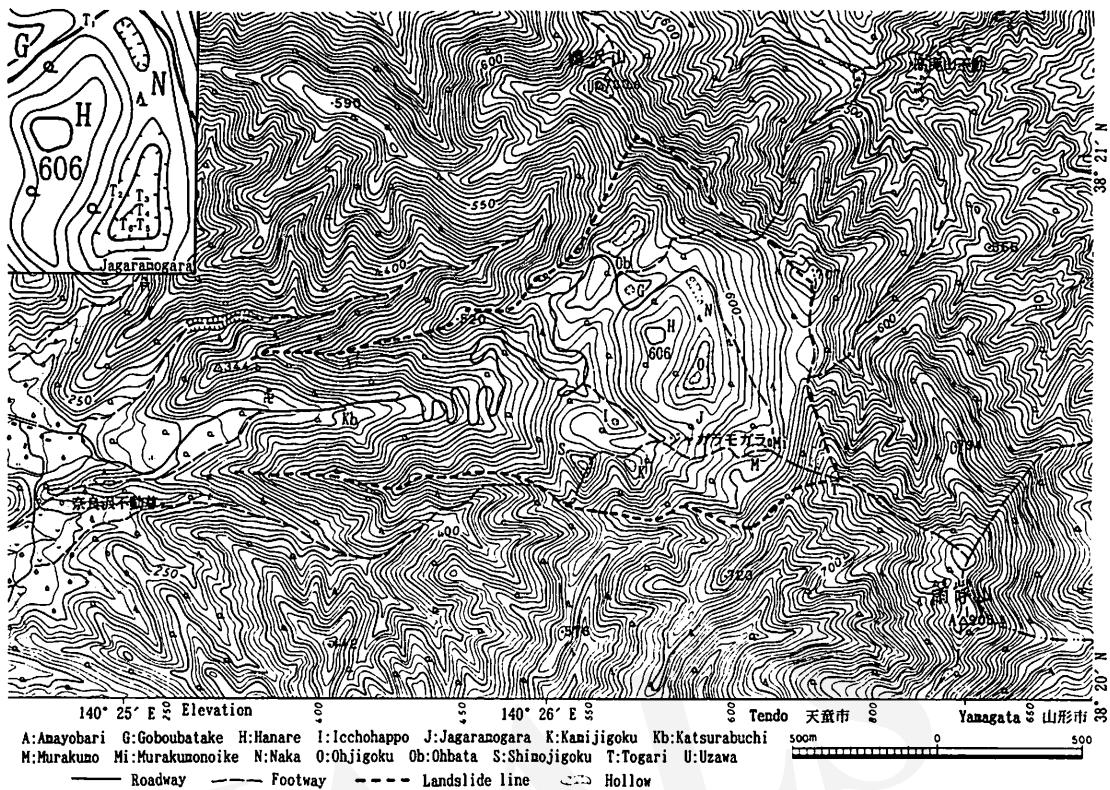
ジャガラモガラはFig. 1に示すように北緯 $38^{\circ}20'35''$ 、東経 $140^{\circ}26'20''$ にあり、天童市の東南東6.5kmにある兩呼山（アマヨバリサン）A（905.5m）の中腹で、その山の北西1.2km、市役所より5.4kmにある盆地である（Fig. 2-A）。標高560m（文化財指定申請書では570m）の等高線に囲まれた東西約90m、南北約250mの南西方向にやや張り出した搖り鉢状地形である。その盆地は深さ約70mで、底部の標高は535～536mである。なお、一般には標高540m（同550m）の等高線に囲まれた東西約40m、南北約60mの梢円形の範囲（後述の大地獄）を指すことが多い。

ここでは各盆地の周辺地域一帯をジャガラモガラと呼び、各盆地には次の呼称で区別した（Fig. 1）。ただし、典型的な深い盆地は地獄、浅い盆地は窪としてある。

安斎（1943）によるとジャガラモガラ最大の盆地は大地獄O（Fig. 3、約535m）と呼ばれ、周辺には幾つか盆地があって、上地獄K（約515m）、下地獄S（Fig. 3、約485m）、大壠の窪Ob（約530m）、牛蒡畑の窪G（約540m）、村雲の窪M（約635m）、一丁八歩の窪I（約510m）の名

* 農林水産省農業環境技術研究所気象管理科、現在：愛媛大学農学部

（受付：1998年3月5日、受理：1999年2月16日）



が付いている。大地獄Oと連結した570m標高線に囲まれたジャガラモガラ出入口の駐車場T₁南部の盆地（約555m、ここでは中窪Nと呼ぶ）、その他数個の小さい盆地を確認した。村雲の窪Mが最も標高が高く、下地獄Sが最も低い。

ジャガラモガラは巨大な地滑り地帯に形成されている。この地域一帯は、村雲の池Miの東南東（雨呼山Aの北西650mの尾根先端）の大地獄Oの南東600mの峰（標高800m、ここでは尖峰Tと呼ぶ）から西方向の尾根、およびその800mの峰を起点に大地獄の北東550mの尾根（707m）を通って鶴沢山U（731m）の南東250mの峰（720m）から南西方向への尾根を境に、環状・逆C字状（Fig. 1の短い鎖線）となって西側に滑り落ちた地形であり、またその内、大地獄西側の標高606mの細長い山（離れ山）は滑落した山塊であると考えられている（安斎、1943）。地形図から判断すればその状況が明確である。従って、滑落下面および滑落表面付近には石英粗面岩（流紋岩）の角ばった長さ10～30cm、幅5～10cm程度の碎石（村雲の池の上部や下地獄Sでは50×100cmが

多い）が積み重なり、また盆地底部にも碎石が堆積している。そしてこの碎石地にできた風穴を累石風穴（安斎、1943）と呼んでいる。

なお、特に注目しておきたいことは大地獄の南東の尖峰Tの直下は断崖となっており、現在も崩落していることである。この岸壁や碎石場所が風穴と密接な関係がある。

2) ジャガラモガラ盆地の各種調査方法

現地での観測・調査は①1996年7月19日、②10月6～7日、③11月20～21日、④1997年4月25～26日、⑤8月1日、⑥11月22日、⑦1998年5月22～23日に実施した。その内、①、③、④を中心で解析する。

(1) 地形調査・植生調査

ジャガラモガラ周辺の地形は風穴との関係から、その状況を1:25,000の地図と航空写真で照合・確認しながら徒步で調査した。盆地とその周辺の植生は大地獄Oと下地獄Sを中心に、植物の種類、分布状況、草丈・生育状況を調査するとともに生態的な調査を行った。

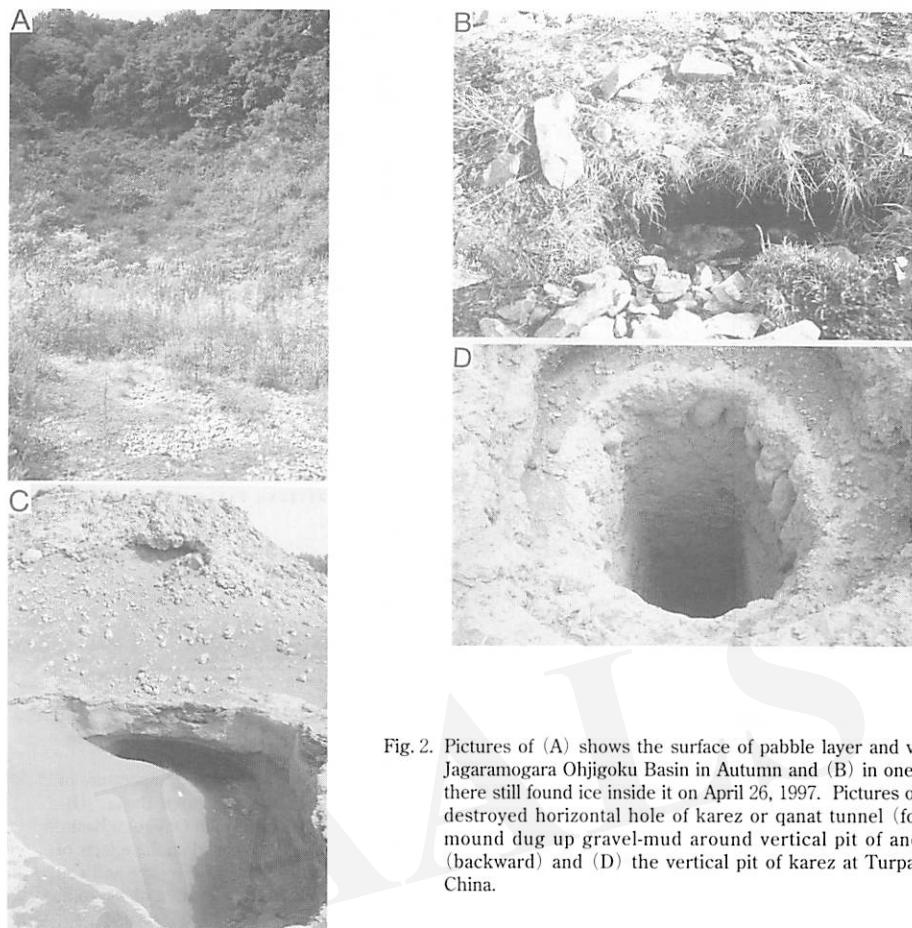


Fig. 2. Pictures of (A) shows the surface of pebble layer and vegetation in Jagaramogara Ohjigoku Basin in Autumn and (B) in one of the cave, there still found ice inside it on April 26, 1997. Pictures of (C) shows destroyed horizontal hole of karez or qanat tunnel (forward) and mound dug up gravel-mud around vertical pit of another karez (backward) and (D) the vertical pit of karez at Turpan, Xinjiang, China.

(2) 気象観測

風穴 (Fig. 2-B) およびその周辺山地の移動気象観測では、主として大地獄O・中窟N・下地獄Sの盆地底部、盆地下層斜面、風穴およびその周辺と山地の中・上層部で測定した。風穴内外の気温・相対湿度はデジタル温湿度計（チノー、HN-K）またはアスマン通風乾湿計（中浅測器社、E-401）、風速はアネモマスター風速計（日本科学工業社、6061）を用いて移動観測を行った。また風穴内部の気温・地温の長期定点観測はサーモロコーター（ティアンドディ社、おんどとりRH、TR-72）を行った。

長期温度観測では下地獄Sの北斜面下部で、連続して1996年11月20日～1997年4月25日（Ⅰ期）、4月25日～8月1日（Ⅱ期）、8月1日～11月22日（Ⅲ期）に、風穴内の気温（風穴気温） T_c (Fig. 3-B) または風穴に雪氷がある場合の雪氷温度 T_c はセンサーを風穴直下の

深さ30cmの下層から20cm奥の石間で測定した。一方、風穴付近の地温（風穴地温、Fig. 3-B）はⅠ、Ⅲ期では地面近くの深さ1cmの地温 S_1 を穴内部から地表面の方に向けてセンサーを設定して、またⅡ期では深さ10cmの地温 S_{10} を風穴内の石の上面に接する土壤の下面に設定して測定した。

気温 T_a 、相対湿度RHは一般観測では高度100cm、また高度別の観測では200、100(50, 30), 20, 1cm、および風穴気温 T_h は30cm以上風穴内奥で、風穴地温は上述の各深さで、風速は高度150cmと風穴内部で測定した。なお、風穴気温 T_c 、 T_h は、それぞれサーモコーターの長期定点観測とデジタル温湿度計の移動観測で区別した。

ジャガラモガラの平均気温は山形、天童、白河、高山、河口湖、軽井沢、日光、蔵王（気象庁資料）から推定し、天童市の気温は消防署（1996～1997年）のデータを用いた。

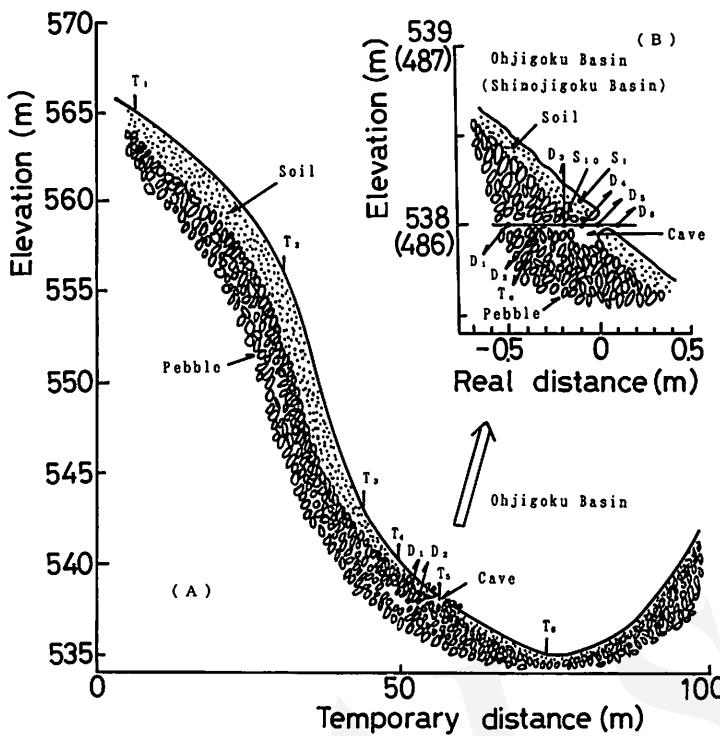


Fig. 3. (A) Schematic diagram on the observation points T_1 to T_6 (Figs. 4-6) of air temperature or relative humidity at the height of 1 m above the ground surface in Ohjigoku Basin. (B) Observation points D_1 to D_6 at the elevation of 538 m above the sea level in Ohjigoku Basin. Hole air temperature (T_h) is accurate at D_1 to D_2 , but not at D_3 to D_6 based on the effects of inside or outside hole air and ambient air. Hole air temperature (T_c) of the cave and soil temperature (S_1, S_{10}) at the depths of 1 and 10 cm (Fig. 9, 11) at the elevation of 486 m in Shimojigoku Basin.

3) トルファン盆地のカレーズの調査方法

中国北西部、新疆ウイグル自治区内のトルファンでは天山山脈の雪解け水による伏流水、または天山から火焰山を経由した地下水を上流部で集水し、カレーズと呼ぶ水利施設 (Fig. 2-C, D) で下流に導水して、地上に出た所で農業灌漑や生活用水に利用している (胡ほか, 1987; 邱, 1991; 小堀, 1996)。ここでは40m毎の深さ20~30mの縦穴を有するカレーズを用いて調査した。

トルファンの気象データは、トルファン気象站の気候値 (真木ほか, 1996) と1994~1996年の観測値を用いた。地形・植生情報は、主として新疆生物土壤沙漠研究所 (1978), 胡ほか (1987), 真木・真木 (1992) によった。

気温、相対湿度、風速は、上述と同様の温湿度計および風速計を用いてカレーズの水 (空気) の出口付近および縦穴 (Fig. 2-D) の上面で測定した。また、水温につ

いては棒状水銀温度計を用いて水の出口で測定した。

3. ジャガラモガラ盆地の風穴と植生の実態調査

1) ジャガラモガラ盆地の各風穴の特徴

ジャガラモガラを代表する大地獄Oの風穴は雨呼山側の東斜面下端にあり、大きい風穴は直径50~100cmであるが、多くは30~40cmで、約30個ある。この多くは最近、人工的に掘られたもので、自然のものは数個程度である。

自然の風穴は主として東斜面の盆地底部より2~3m高い位置の緩傾斜地にあり、地表面は長さ10~30cm、幅5~10cmの碎石・石英粗面岩に覆われ裸地に近く、低い植生が疎らに生えている。風穴内部 (Fig. 3) には同程度の碎石が重なり、それらの石間に通気可能な隙間があり、そこから冷気が吹き出し、または冷気を吸い込

む。夏季には風穴内の気流は雨呼山の斜面側から吹き出す。碎石のある風穴周囲の外側の、特に盆地底部は密な植生で覆われている。なお、人工の風穴は深さ20~50cm掘られており、下端には同様な碎石がある。

一方、下地獄Sでは盆地の下端近くの北側の急斜面にのみ風穴があり、最大の風穴は直径が約50cmあるが、多くは5~10cmの小さい風穴であり、約50個ある。これらの風穴は大地獄Oと異なり、全て自然の風穴である。また、深さ30mある盆地の中・上層部では長径約1m×短径0.5~1mなどの大きい碎石でぎっしり覆われ、上層部の所々にケヤキ、トチノキなどの高木が岩の間を縫って根を張っている状況で、盆地上層部の碎石間隙は無数にあり、樹下の岩の上には苔と羊蹄などが生えている。盆地下層部の風穴（夏季は冷風穴）は苔などの植生にかなり覆われ、底部にも植生が繁茂しており、大地獄とは景観が異なる。

また、大畠の窪Oh、牛蒡畠の窪Gは連続しており、東・南斜面側は低部まで杉林で、底部では雪に傷められた杉が疎らに生えていて、西側では一部、畠になっている。大畠の窪の北斜面に少し碎石があって、斜面下端には耐寒・耐乾性・矮小植生が少し生え、大地獄の植生と類似している。村雲の窪Mは深さ10m足らずの深い盆地であり、主として背の高いカラマツの人工林になっている。上地獄Kは斜面周辺は雑木林と疎らな高い杉林で、底部には草本植物も生えているが、碎石はほとんど見当たらない。一丁八歩の窪Iは規模は小さく、北東側は杉林、南側下層は碎石斜面で、上層は森林の伐採跡地になっている。

2) ジャガラモガラ盆地の植生分布とその特徴

大地獄の植生は底部より30mの高度までは高木がなく、矮小化した草本とレンゲツツジの低灌木などの亜高山植物が盆地下層に、ミズナラ、コナラの樹木や高山植物でない草本植物が上層にあるというように、植生の垂直分布が逆転している。さらに高地の700~900mにはブナ林がある。

大地獄は盆地だが底に全く水は貯まらず、535mの標高でありながら亜高山植物のベニバナイチヤクソウ、ウシノケグサ、コキンバイ、ホソバノキリンソウ、レンゲツツジ、ヤナギラン、オミナエシ、クガイソウなどが生え、亜高山植物と山地・平地植物が加わるため植物の種類が豊富である。なお、希少植物にはムラサキがある。

また、乾燥地に生えるウシノケグサ、ホタルカズラ、キバナノカワラマツバ、カワラナデシコや乾燥にやや

いウツボグサ、オミナエシなどの耐乾性植物が幾種類か生存する。一般に矮小化した植物に、ウツボグサ、キンミズヒキ、ヤナギラン、ハンゴウソウ、カワラナデシコ、クガイソウ、キバナノカワラマツバ、ホタルブクロ、ホソバノキリンソウ、トモエソウ、クルマユリ、ツリガネニンジン、オオバコ、セイヨウタンポポなどがある。

大地獄の植生についてはかなり解明されているが、その他盆地の植生は未調査であった。下地獄でも大体同様の植生があり、セツブンソウ、ニリンソウ、スギゴケ、クラマゴケなど大地獄にない植物もあるが、亜高山植物はやや少ない。上地獄K、牛蒡畠の窪G、大畠の窪Ohなどでは冷気の吹き出しが弱く、主として気温逆転と雪の影響に限定されるため亜高山植物は少ないが、それでも平地と比較すると一部で矮小植物が多い。

なお、大地獄、下地獄は狭い盆地であり、日陰になる時間が長く、また霧の発生が多いため、空気湿度は高くなることが多い。従って、下地獄の底部の腐葉土の多い所にはスギゴケ、岩の上にはクラマゴケが着いている。このため短期間では、このコケに着いた水の利用が可能であるが、長期の乾燥には不十分であり、石や岩の多い所では結局は耐乾性の植物が生き残ることになる。

4. ジャガラモガラ盆地の気象観測結果

1) 1996年7月19日の観測結果

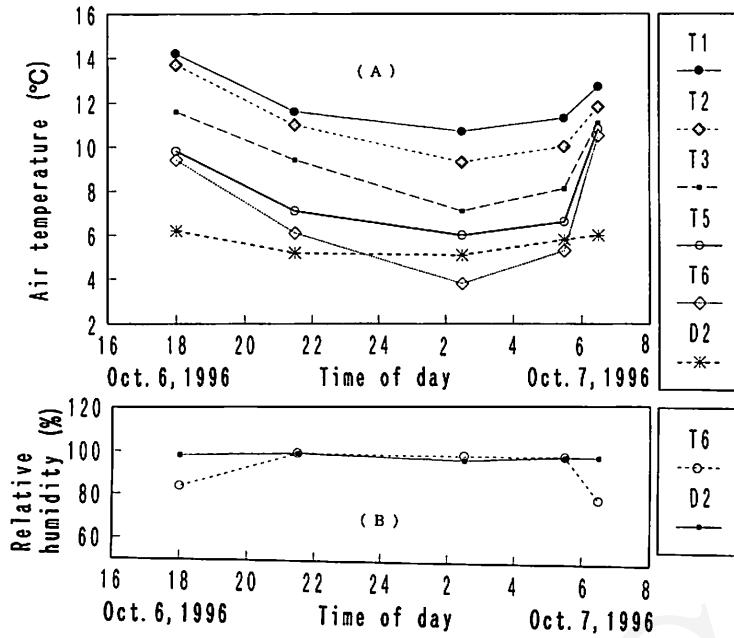
1996年7月19日9~15時の移動観測による風穴内D₂(Fig. 3-B)の気温(風穴気温, T_h)は2.8~6.0°C、風穴内の相対湿度(風穴相対湿度)は80~100%、風穴からの冷気の吹き出し風速は0.5~1.5m/sで、測定時間による風穴気温・相対湿度の変動は小さかった。昼間の外気温は25~29°Cで、一般風速は0.5~2.0m/sであった。

2) 1996年10月6~7日の観測結果

(1) 気温・風穴気温・風穴相対湿度の時間変化

高さ1mの気温T_a、風穴気温T_h(風穴内D₂)の時間変化をFig. 4-Aに示す。10月6日18時の気温9.4~14.2°Cは、7日2時30分に3.8~10.7°Cに低下し、6時30分には急上昇した。

風穴気温T_hは6日11時に4.7°Cで最も低く、6日18時には6.2°Cで最も高い。7日2~5時では盆地最低点(底部、535m、T_b)の値より高いが日変化は小さい。高さ1mの各地点の気温は日中(夕方)~早朝にジャガラモガラ出入口(駐車場)T₁付近で最も高く、盆地直上の階段上(坂上)T₂、階段下(坂下)T₃、風穴石礫上1m高T₅(D₂と同じ地点)、盆地底部草地上T₆の各地点の順



T₁: North entrance, 566m (盆地出入口) T₂: Upper sloped point, 557m (盆地坂上)
T₃: Lower sloped point, 544m (盆地坂下) T₅: Lower bottom point of pebble and
cave, 539m (風穴石礫上1m高) T₆: Lowest point, 536m (盆地底部) D₂: Hole inside
at lower bottom point of pebble and cave, 538m (T₅の風穴内)

Fig. 4. Diurnal variations of air temperatures and hole air temperature of the cave D₂ (A) and of relative humidity and hole relative humidity of the cave D₂ (B) at observation points T₁-T₃, T₅, T₆ on Oct. 6 to 7, 1996.

に低くなり、秋季の晴天日には逆転層が発達して低地ほど低温であった。

なお、翌年1997年10月6～7日の下地獄Sの風穴気温T_cは4.8～5.3°C（平均5.1°C）であり、1996年10月6～7日の風穴気温T_bの測定範囲内に入る。この5.1°Cは秋田県大館市矢立風穴の10月の最高・最低風穴気温4.4～3.3°Cより高いが、緯度、標高からほぼ妥当と考えられる。

次に、風穴からの吹き出し風速は0.5～1.0m/sであり、夏季1996年7月19日の1.5m/sより弱くなっている。

一方、Fig. 4-Bの相対湿度（T₅の風穴石礫上1m高）は日中では80～85%（6日11時、70%）で比較的低いが、夜間は霧が出て100%である。また、D₂の風穴相対湿度では95～100%で、ほとんどで100%であった。

(2) 地表面近くの気温の垂直分布

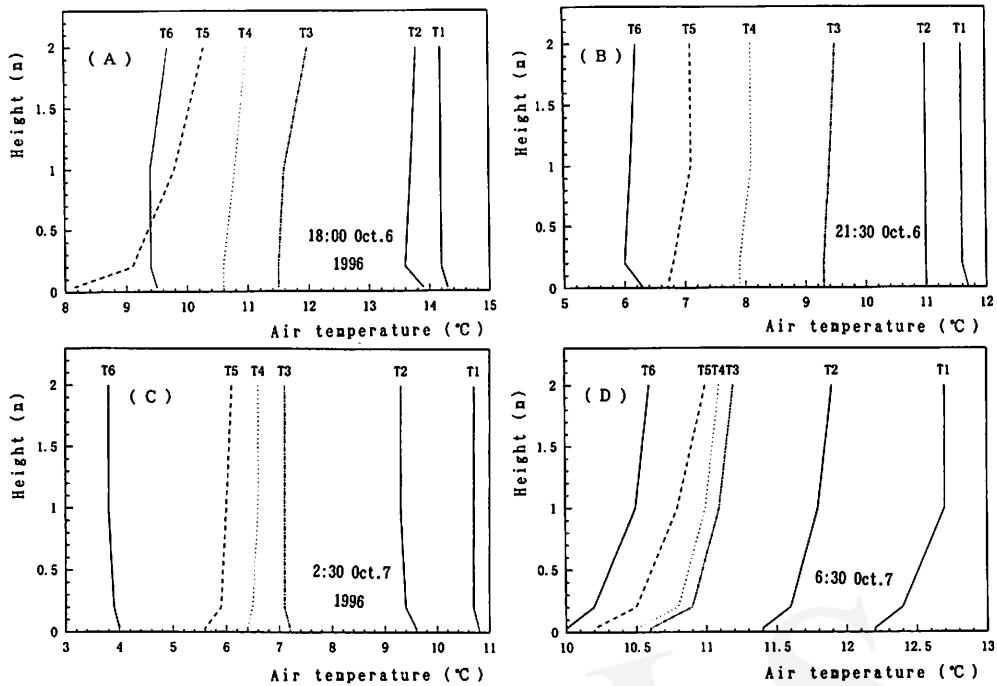
高度2mまでの気温の垂直分布（Fig. 5）を見ると、10月6日18時に石礫風穴上T₅では非常に大きい逆転があり、盆地内でも逆転が大きい。盆地底部T₆の草地上では土壤面から放熱があるためか、0.1～0.2°C高い。21時

30分もほぼ同様だが、石礫上の逆転は小さい。森林内のT₂～T₄では等温状態が多く、2～5時では逆転は弱く、地表面付近で少し高い。6時30分に上層気温は移流で急上昇したが、下層部では追随せず逆転が継続している。

接地面の気温逆転と数十mの盆地内周辺での逆転は必ずしも一致しないが、平均的には逆転強度（気温増率）は0.1～0.3°C/mであった。T₁では等温状態に近い場合が多いが、これは大地獄・中窪O、Nに溜まった冷気が北側のT₁から溢れ出ためである。

(3) 盆地内の気温の垂直分布

標高565mのジャガラモガラ出入口（駐車場）T₁から盆地底部T₆までの気温の垂直分布をFig. 6に示す。10月6日18時は気温が高いが、0.16°C/mの逆転が認められる。風穴の周辺に石礫のあるT₅の気温では周辺の草地上より低いが、日中では逆に高くなる傾向がある。7日2時30分に6.9°C差の0.23°C/mであり、6日21時30分の536mと544mでは6.1と9.4°Cの0.41°C/mもの逆転強度で、顕著な逆転層が発達しており、秋季、晴天日の弱風時には顕著である。



T₁: North entrance, 566m (盆地出入口) T₂: Upper sloped point, 557m (盆地坂上)
T₃: Lower sloped point, 544m (盆地坂下) T₄: North deep end, 541m (盆地内北端)
T₅: Lower bottom point of pebble and cave, 539m (風穴石礫上1m高) T₆: Lowest point, 536m (盆地底部)

Fig. 5. Variations of air temperature profiles near the ground surface at observation points T₁ to T₆ at (A) 18:00, (B) 21:30, Oct. 6 and (C) 2:30, (D) 6:30 Oct. 7, 1996.

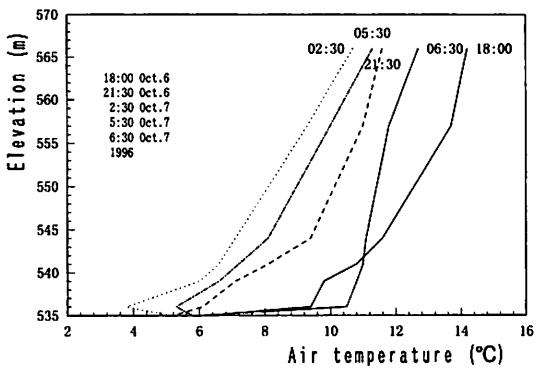


Fig. 6. Vertical profiles of air temperature in Ohjigoku Basin at observation points T₁ to T₆ at 18:00, 21:30, Oct. 6 and 2:30, 5:30, 6:30, Oct. 7, 1996.

盆地は冷気流ですぐ満杯になり、冷気湖から溢れ出しが、新たな冷気流の進入と強い放射冷却によって順次冷却する。逆転は分布に若干変化がある程度で一般風が1.0～1.5m/sで弱風のため秋季の日中でも十分認められた。

(4) 冷気流の特性

斜面下降風（冷気流）は山地の雨呼山の上方から西向斜面を流下し、盆地内に流れて来て駐車場T₁の鞍部付近から谷地へと流下する。冷気流では平均1.5m/sであった。後述の式(1)（近藤、1984）から、標高差200m、逆転層温度差1～2°Cで、冷気流の風速は1.0～1.9m/sと推定される。

3) 1997年4月25～26日の観測結果

(1) 気温・相対湿度の時間変化

気温T_a (Fig. 7) は4月25・26日12時に同じ17.5°Cで、夜間は氷点下に下がり（地表面は結霜）、26日3時30分には-4.8°Cを記録しており、日較差が大きかった。

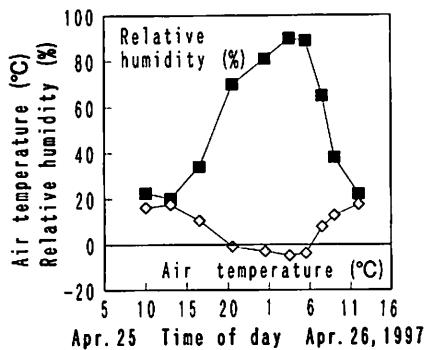


Fig. 7. Diurnal variations of air temperature and relative humidity at 1 m height in Ohjigoku Basin on Apr. 25 to 26, 1997.

一方、相対湿度（Fig. 7）は昼間には20～25%と低く、夜間に80～90%で、気温と同様、日変化が顕著であり、また平地よりも日較差が大きかった。4月25～26日は観測地点の雪氷は消えており、地温も上昇・下降の日変化が大きい。

(2) 盆地内の気温・相対湿度の垂直分布

Fig. 8-Aに気温の垂直分布を示す。夜間に標高580m以下の盆地内では8.7°Cの気温逆転が認められる。25日20時30分では下層部で、また26日には0.20°C/mの逆転強度で非常に大きい接地逆転である。

相対湿度の垂直分布（Fig. 8-B）は20時30分に上層50%，下層83%で、差が大きい。時間とともに上層が多湿になり、3～5時では上層で80%，下層で90%程度である。557mと563mで大きいギャップがあるが、これは相対的に高温・乾燥の冷気流の影響と考えられる。この高度は盆地に溜まった冷気が流出する高さに当たり、下層部は多湿である。なお、この日は霧の発生はなかった。

(3) 冷気流の特性

夜間の風速は盆地内では0.2～0.6m/sで弱かったが、ジャガラモガラT_c付近では1.2～2.5m/sの風速であった。

なお、冷気流は式(1)によると標高差200m、逆転層温度差2～3°Cで、1.9～2.3m/sと推定される。

4) 盆地の半旬別の風穴気温、風穴地温の年変化

12時の半旬別の風穴気温T_cと風穴地温S₁, S₁₀ (Fig. 3-B) の年変化をFig. 9に示す。12時の値は最高値～平均値を示す。なお、Fig. 9のHt12iとFig. 10のHo.teは同じ値である。

(1) 秋季から冬季への風穴気温・地温の変化特性

風穴気温T_c (Fig. 9) は1996年11月には急降下して、

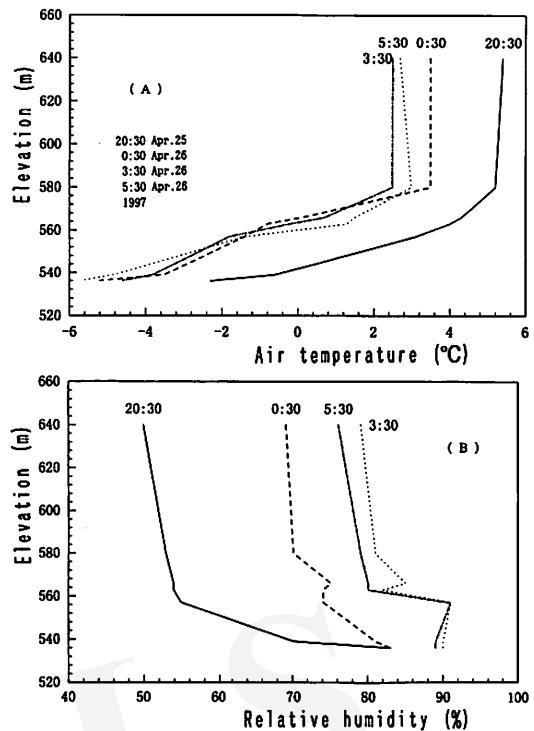


Fig. 8. Vertical profiles of air temperature and relative humidity at 1 m height around Ohjigoku Basin on Apr. 25 to 26, 1997.

11月20日より-0.6°Cの氷点下になり、12月17日に-3.0°C、1997年1月24日に-5.4°Cの最低値を示した。1月15日～2月14日が最低温期で、T_cの平均最高は-4.7°C、最低は-5.0°Cである。積雪の多い1月下旬のS₁の最低は1月24～25日の-5.2°Cで、T_cの最低より0.2°C高いがほぼ一定である。

一方、S₁の年最低は1996年12月16日7時と28日0時の-7.6°Cである。12月中・下旬はまだ雪が少なく外気温の影響で低いが、T_cの方は-2.6～-3.5°Cである。このT_cがあり低下していないのは、気温の低下が地中熱伝導で地温と風穴内の気温、そして碎石と氷に伝達され、冷熱源の貯熱が行われること、換言すれば、深い積雪にもかかわらず、弱い吸い込み気流の存在を示唆する。これは雨呼山中の碎石（村雲の池の上部）付近および崖壁下部の弱い吹き出し口の存在を意味する。

(2) 春季から夏季への風穴気温・地温の変化特性

T_cは3月17日8時に初めて0°Cとなってから5月1日19時まで、S₁では5月1日5時までは氷点下が発生している。T_cは5月26日13時が0.0°C発生の最後である。た

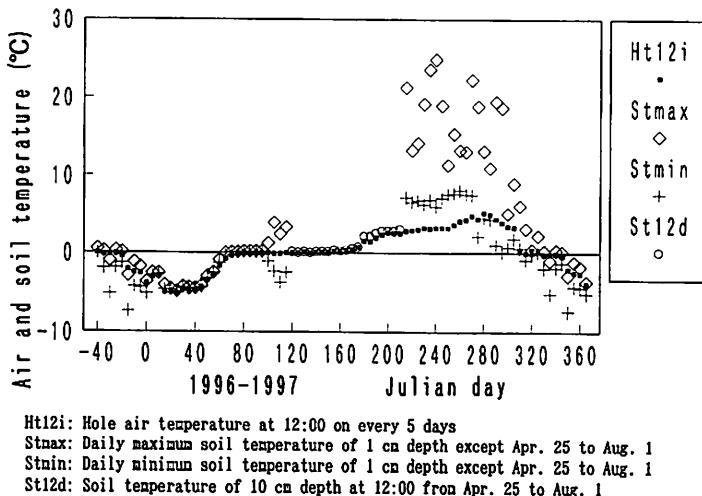


Fig. 9. Annual variations of every 5-day hole air temperature of the cave and soil temperatures at 1

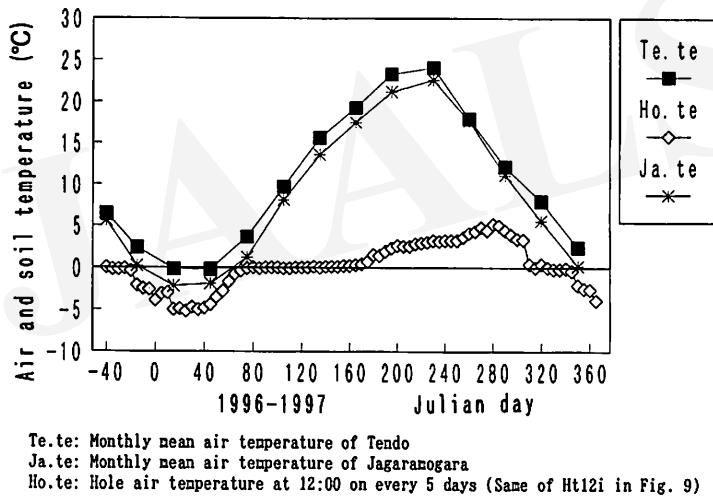


Fig. 10. Annual variations of monthly mean air temperatures at Tendo and Jagaramogara, and every 5-day hole air temperature (same in Fig. 9) of the cave in Shimojigoku Basin.

だし、 T_c は3月17日～4月11日に-0.1～0.0°Cであるが、4月12日-0.7°C、17日-1.5°Cなど低い時がある。これは融雪で、外気温の影響を直接受けたことを示す。

S_1 は4月9日まで温度の日較差が非常に小さく、0°Cを越えないが、4月10日11～15時に0.1°C以上で、最高は14時に1.0°Cを記録し、この日に温度計に接した雪氷が消えている。 S_1 は4月10日から外気温の影響を顕著に受けるが、 T_c では4月12日からで、2日間の遅れがある。また雪氷が消えたため、 S_1 は4月10日の夜間に-1.3

°Cまで低下したが、盆地底部の日陰には4月26日でも数10cmの雪が残っていた。4月17日6時に-5.5°C（日較差9.9°C）など非常に低い地温を記録している。 S_{10} (Fig. 9のSt12d) は5月1日5時に-0.1°Cを記録した後は0.0°C以上であり、5月21日10時の0.0°Cを最後に+である。一方、雪解け後の S_1 の最高は4月16日15時の4.4°Cである。

T_c は4月26日再設定後の翌日には乾燥条件下のため-0.6°Cの低い値を記録したが、それ以降は復元し

て $-0.2\sim0.0^{\circ}\text{C}$ が続き、5月26日13時の 0.0°C を最後に十である。なお、例えば5月15日 $0.0\sim0.1^{\circ}\text{C}$ のように、6月10日頃までは 0.1°C 程度で変動が極めて小さい。

(3) 夏季から秋季への風穴気温・地温の変化特性

6月28日に 1°C を越えた後、急上昇し、平均的には8月下旬に 3°C 、10月中旬は 5°C に近い。 T_c の日最高は8月2日に 3°C 、9月27日に 5°C を越えた。 T_c の年最高値 5.3°C を9月28日～10月16日に何度も記録し、特に10月16日は最長で最終の発生日で、以後は急低下した。

逆に、 T_c の日最低は10月17日に 4°C 、11月3日に 1°C 以下、4日に -0.1°C の氷点下を示した。その後上昇して、観測終了日の11月22日まで十であった。

浅い地温 S_1 の観測を再開した8月1日以降は日較差が非常に大きい(Fig. 10)。4月頃は S_1 の最低は T_c より低いが8月では高い。特に S_1 の日最高の変動が大きいが、 S_1 の日最低は8月1日～9月30日に $6\sim8^{\circ}\text{C}$ で安定している。これは盆地での逆転層の発達と冷風穴からの吹き出しによる。

(4) 半旬別の風穴気温・地温の年変化特性

T_c の年変化(Fig. 10)は、ユリウス日の15～40、80

～160、200～250、310～340日では安定しており、305～310日の 3.3°C から 0.4°C への変化が激しい。半旬の値は280日(10月7日)の 5.2°C が最高である。天童市の1996年11月～1997年12月の月平均気温とジャガラモガラの標高535mの推定月平均気温の年変化をFig. 10に示した。 T_c は両地点の気温より低く、特に暖候期には顕著である。

また、半旬別の12時の S_1 は、雪水が消えた100日(4月10日)より急変化して、観測値のない4月26日～7月31日も含めて、325日(11月21日)まで、最高地温の変動が激しく日較差が顕著である。それ以降の12月31日までは、積雪が少ないために最低地温の変動がかなり激しい。

5) 盆地の風穴気温・風穴地温の日変化

代表的な風穴気温 T_c 、地温 S_1 の日変化をFig. 11-A～Dに示す。 S_1 の年最低を示した1996年12月16日には $-3.1\sim-7.6^{\circ}\text{C}$ と変化するが、 T_c は $-1.8\sim-2.7^{\circ}\text{C}$ で高い。 S_1 は7時に最低値、15時に最高値の顕著な日変化を示す。同温の年最低を示した12月28日には $-3.7\sim-7.6^{\circ}\text{C}$ で

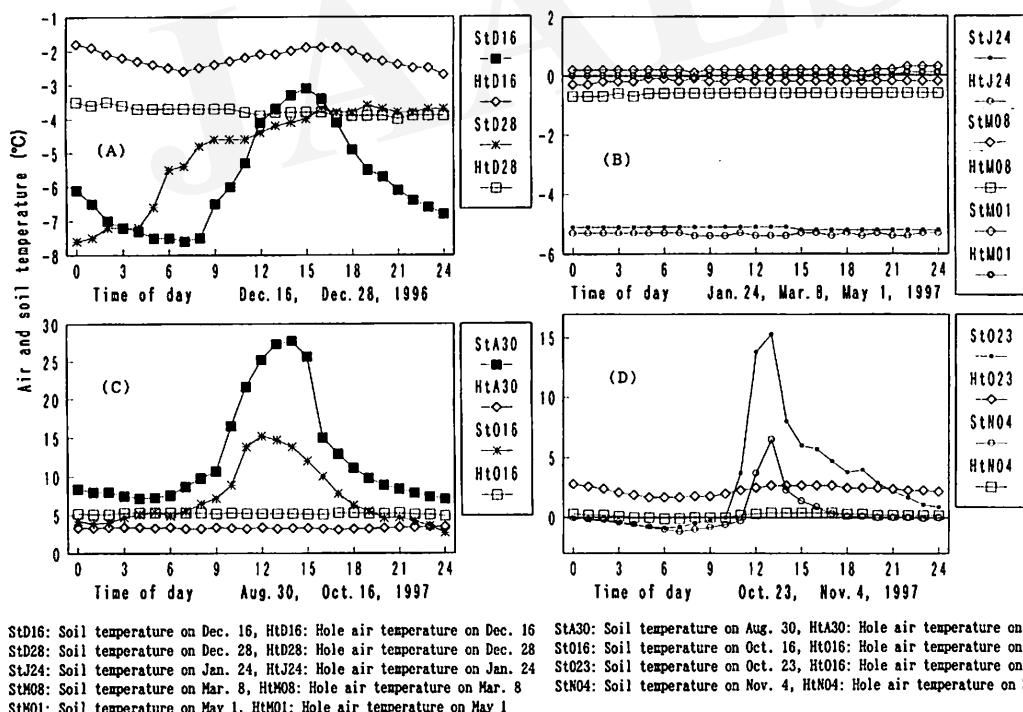


Fig. 11. Typical diurnal variations of hole air temperature and soil temperature of the cave in Shimojigoku Basin on Dec. 16, Dec. 28, 1996 and Jan. 24, Mar. 8, Aug. 30, Oct. 16, Oct. 23, Nov. 4, 1997.

あるが、積雪のため一日中上昇しており、16日の変化とは大きく異なる。12月27日の夜間から晴天で外気温が低下したため、28日早朝にその影響が遅れて出ていている。ただ、積雪が深くなると外気温の影響が小さくなり、 S_1 は逆に上昇して T_c に近づいている。一方、 T_c の方は少し低温化したのみで、ほとんど外気温の影響がなくななり、変化は小さい。

その後も S_1 と T_c の日変化は小さくなり、1997年1月24日では雪の中にあるため、 S_1 は $-5.1\sim-5.3^{\circ}\text{C}$ 、 T_c は $-5.3\sim-5.4^{\circ}\text{C}$ でほとんど変化がない。3月8日では $-0.1\sim0.1^{\circ}\text{C}$ であり、雪解けの継続を示し、 T_c はそれより低く、 $-0.6\sim-0.1^{\circ}\text{C}$ で風穴内には水がある。5月1日ではまだ水があり、雪解けの影響で T_c は 0.0°C である。一方、 S_{10} は $-0.1\sim0.5^{\circ}\text{C}$ で地温上昇が認められ、日射、外気温の影響が出ている。8月30日には S_1 の最低 7.2°C 、最高 27.7°C と顕著な日変化を示すが、 T_c は $3.1\sim3.5^{\circ}\text{C}$ の小さい変化である。10月16日では S_1 の最低 2.7°C 、最高 15.2°C で、日変化が顕著であるが、 T_c は $4.9\sim5.3^{\circ}\text{C}$ で僅かである。そして朝夕には S_1 の方が T_c より低い。

S_1 が氷点下になった初日は10月23日であり、日変化は $-0.9\sim15.2^{\circ}\text{C}$ で顕著である。一方、 T_c は $1.7\sim2.8^{\circ}\text{C}$ で日変化が小さい。 S_1 と T_c の最高値発生時間の遅れは1時間と2~3時間程度であり、 T_c の方が時間遅れが大きい。

11月4日は T_c の氷点下の初日であるが、 T_c は $-0.1\sim0.4^{\circ}\text{C}$ で変化が小さい。なお、 S_1 の急上昇が10月23日は11時まで、11月4日は12時までないのは、盆地による日陰のために、10月より11月の方が遅い。また、 S_1 の下降が比較的緩やかなのは岩石・土壌の熱容量のためと考えられる。

5. トルファン盆地のカレーズとその周辺の調査結果

1) 地形・気象・植生調査結果

トルファンは北に天山山脈（ボグダ山 $5,445\text{m}$ ）、南にジュラタク山（ $2,470\text{m}$ ）に挟まれた大盆地で、盆地面積 $50,147\text{km}^2$ （盆地内の低平地面積約1万 km^2 ）、海拔下面積 $4,050\text{km}^2$ であり、山地が60%、石・礫沙漠（ゴビ）が30%、オアシスが10%である。盆地内最低部にはアイデン湖（ -155m ）があるが、最近では年内の一時期に僅かに塩水が溜まる程度であり、その周辺は塩沙漠である。低平地のオアシス以外の大部分は石・礫沙漠か砂漠である。

トルファンの気候について、トルファン気象站（北緯 $42^{\circ}56'$ 、東経 $89^{\circ}12'$ 、海拔 34.5m ）の7月の気候値、およびトルファン沙漠研究站（北緯 $42^{\circ}51'$ 、東経 $89^{\circ}11'$ 、海拔 -80m ）の気象観測露場における1991年7月1日～1992年6月30日の気候値をTable 1に示した。

従って、極めて乾燥し、夏季の高温、冬季の低温による気温の年較差・日較差が大きいため乾燥地で、大部分が沙漠となっている。自然植生は極めて少ないが、耐乾・耐寒・耐暑・耐塩性の矮化した沙漠植物が僅かに生えている。灌漑しない限り作物栽培は不可能であるが、カレーズ灌漑地域ではオアシスとなっている。

2) カレーズの出入口での気象観測結果

トルファンのカレーズでは冬季に縫穴より多湿の空気（水蒸気、湯気）が出ており、穴の上に掛けたソダの枝・草には水蒸気が凍結して霜や氷として付着することがよくある。一方、下流の出水口では空気は吸い込まれ、僅かに傾斜した導水路を逆に上流側に流れて行き、それ

Table 1. Climatic data of Turpan Meteorological Observatory and Turpan Desert Research Station.

Meteorological elements	Meteorological Observatory	Desert Research Station
Maximum air temperature	July, mean 39.9°C	extreme 47.9°C
Minimum air temperature	Jan., mean -14.5°C	extreme $-22^{\circ}\text{C} \geq$
Mean air temperature	July, mean 32.7°C	(Soil surface temperature; extreme 84.7°C)
Mean air temperature	Jan., mean -9.5°C	
Annual precipitation	16.4mm	8.8mm
Small pan evaporation	2,837.8mm	—
Annual mean wind speed	1.7m/s	2.2m/s
Maximum wind speed	extreme 25.0m/s	extreme 28.9m/s
Strong wind period	April to August	April to August
Wind direction ($\geq 17.2\text{m/s}$)	WNW-NW	W-WNW

ぞれの縦穴から地上へと上昇・発散する。

一方、夏季には逆に縦穴から空気は吸い込まれ下流の出口から吹き出す。もちろん導水路には主として水が流れているため空気の流れは僅かであり、また空気の流れる空間がない場合もある。その時にはカレーズは閉じた系となり空気はほとんど動かないが、一般的には弱い気流として、夏季と冬季間で風向の逆転現象が認められる。

冬季の出水口の吸い込み風速は0.1~0.2m/s、縦穴の上昇風速は約0.1m/sで弱かった。夏季には縦穴の吸い込み口で0.3~0.5m/s、出水口で0.5~0.6m/s程度であった。

カレーズ気温が風穴気温と異なる点は常に水流があるためで、カレーズ水温は年平均気温13.9°Cや年平均地温17.2°Cに近いことである。この水温は年中あまり変化しないが、水が地表面に近い層を長距離、長期間流れる少し上昇する。トルファン沙漠研究站付近では水温は春・秋季に15.2~15.6°C、夏季に17.2°Cなどであるが、外気温の40°Cや-15°Cからは著しく異なる。

夏季における浅いポンプによる汲み上げ水温は20.1~21.0°Cで前述のカレーズ水温より高いが、深いポンプでは18.1°Cであった。カレーズ下流の出口での夏季におけるカレーズ気温は外気温と混合するため水温の17°Cよりも高く、20°C程度であった。

一方、カレーズ相対湿度は水面直上では100%と推測されるが、出口では80%程度多かった。もちろん縦穴の吸い込み側では外気の乾燥した10~30%であった。

6. 結果の考察

1) ジャガラモガラの気象観測結果の考察

(1) 1996年7月19日の風穴気象の考察

1996年7月19日9~15時の風穴気温 T_h は2.8~6.0°C、風穴相対湿度は80~100%，風穴の冷気の吹き出し風速は0.5~1.5m/sであるように風穴の気温、湿度、風速とともに測定値の変動範囲が大きいが、これは測定場所（大小風穴）、測定位置などの差であって、冷気の吹き出し口の弱い風速測定点における値は奥から出口へと次第に外気の影響を受ける。そのための差は風穴本来の気象特性ではない。従って、Fig. 3-Bの風穴内奥30~50cmのD₁~D₂では正確であるが、風穴の石間外のD₃~D₆では不正確になるため、風穴の最大風速1.5m/s、最低気温2.8°C、最高湿度100%が風穴自体の気象値である。

(2) 風穴の気象特性の考察

阿子島・興野（1996）による大地獄の最低気温は、5

~11月の順に2.7, 6.7, 8.7, 9.3, 8.7, 5.3, -1.3°Cで、旬別では8月下旬と9月上旬が10.0°Cで最高である。これは風穴の上に小さい屋根型のシェルターを掛けた測定値であり、変化傾向はよく出ているが風穴本来の気温特性ではなく、風穴の出入口付近の外気温と判断される。

この状況を裏付ける文献（荒谷、1920）として、秋田県大館市北部の矢立（長走）風穴（標高500mの国見山上層部からの吸い込みと標高165mでの吹き出し、夏季にも石の下に氷片がある）の風穴気温変化を示すと、12~6月が0.0°C、7~11月が順に0.6, 1.1, 1.7, 3.3, 1.7°Cである。また最低地温（20cm深）は1992年6月12~13日に0.8°C、11月3日に0.6°Cであった（大館市教育委員会、1993）。

従って、7月19日の2.8°Cは阿子島・興野（1996）の9°Cより著しく低く、矢立風穴の風穴気温0.6°Cに、より近い。

標高別の年平均気温を山形市（153m）11.2°C、天童市（105m）11.3°C、白河（354m）11.1°C、高山（560m）10.4°C、河口湖（860m）10.1°C、軽井沢（999m）7.7°C、日光（1,292m）6.6°C、蔵王（1,400m）7.0°Cから推定するとジャガラモガラ盆地の標高535mで9.6°C、800mで8.6°Cとなるが、風穴気温は最高で5.3°Cであり、年平均気温より低く、Fig. 9, 10の月別変化でも顕著に低温である。

この低温の風は地温とは直接関係がなく、その成因には後述の氷の冷熱源が地中に長期間存在することを意味する。また、夏季には906mの雨呼山のかなり上層部からの吸い込み空気が瓦礫状の碎石空隙を伝わって、盆地底部付近から吹き出すと考えられる。この考えはジャガラモガラに関する従来の文献には全くないものである。

(3) 夏季の吸い込み口の考察

雨呼山は冬季、積雪が深く2m以上のこともあり、多湿で、また樹木が多いため、地表面には苔が多く、その苔の空隙を通して空気の出入を考えられる。事実、Fig. 1の村雲の池Mi上部（650~700m）や下地獄Sの上層部（500m付近）の約50×100cmの碎石の上は苔に覆われている。なお、著者が最初に調査した1996年7月19日の前日は、数十ミリの大雨にも関わらず滑落地域では村雲の池に僅かに水があるのみで、付近には広範囲にわたって谷川がなく、雨は瓦礫の下方に浸透してしまう特性がある。

2) 風穴冷気の長期間継続の理由

富士山の風穴（約1,000m）では年中（OHATA *et al.*, 1994）、韓国ウールムゴル風穴（北緯35°34'、360m）で

は8月でも氷が発達 (BAE and KAYANE, 1986; 田中, 1997)。矢立風穴 (165m) では夏季6月にも氷があるよう、雨呼山の頂上付近の風穴内部には氷が長期間あり、この氷による冷却作用が大きく関与すると推測される。

これは融解したばかりの0°Cに近い水滴が風穴の上部の層から落下、または壁面を伝わって流下する時に、天井付近では風穴の中を吹く風（上端の吸い込み穴からの気流）によって蒸発する。その際に蒸発潜熱 (597.3cal/g) が奪われることで急速にその水滴は冷やされ、落下した時や壁面（石の面）を流下する時に氷結する。従って、氷の位置は下がるが、氷の量はあまり変わらない。事実、富士山風穴では壁面や床面に氷があり、夏季には天井や壁面上部では氷は融解するが、下層部では凍っている。また、再度凍った氷が触れる時にも周辺の空気を冷却するため、この氷に触れた空気は冷却される。この融解熱 (79.7cal/g) の他に、直接氷が昇華する時の昇華熱 (676.9cal/g) も冷却に大きく寄与する。そして冷却空気は風穴下端の吹き出し口へと流下する。

大きい洞内では融解・氷結は一度だけであるが、ジャガラモガラのような狭い細かい風穴内では何度も繰り返されるため、富士山風穴より標高が低くても長期間継続する。緯度と標高に関連するが、矢立風穴では標高165m、渡瀬風穴 (江川ほか, 1980; 佐々木, 1986) では240~300m、韓国ウールムゴル風穴では360m、ジャガラモガラ下地獄風穴では485mでも十分に冷風穴が存在する。この際、夏季の吸い込み口の方がむしろ重要であり、標高は矢立350~400m (推定)、渡瀬340~390m、ウールムゴル700~850m (推定)、ジャガラモガラ650~760mである。

さらに、風穴内の石英粗面岩の表面は粗いため水が付着しやすく、冬季にはその水が氷結する。風穴外の積雪からは水蒸気が下端穴より内部に吸い込まれるため、水蒸気が氷の表面に、また地表面の雪解け水が土壤を浸透して付着し、一層厚さを増す。従って、春・夏季の長期間の冷源として機能を果たすことになる。

以上のように風穴内の氷は融解、氷結を繰り返しながら次第に下層へと移動するが、最終的な融解水は地下深く流下して伏流水となり、1km下流の桂淵Kbから流れ出す。

3) 風穴の気象特性の時期・場所の共通性

1996年・1997年7月19日の大地獄の風穴気温 T_h は2.6~2.8°C、1997年では少なくとも5月26日までは氷点下であるなど、夏季においても低温であり、年平均気温・地温よりはるかに低いことは、山中地下に氷に起因した

冷熱源があることを意味する。富士山・矢立風穴の緯度や標高から氷の存在の可能性は極めて高い。

1997年7月19日の下地獄の風穴気温 T_c は全日で2.5~2.9°Cであり、風穴の違いがあってもほとんど同温である。また1996年10月6日に大地獄で T_h の最低は4.7°C、1997年10月5、6日に下地獄で T_c の最低は4.7、4.8°Cであり、1996年11月21日の大地獄の T_h の最低は-0.1°C、下地獄の T_c の最低は-0.1°C、1997年11月21日の下地獄の T_c の最低は0.0°Cであった。この同温の意味は、後述の同一の冷却機構を示唆している。

なお、大地獄と下地獄の風穴気温は1997年4月25日では-0.6~-0.7°Cであるが、吸い込み時は外気温が低く、 T_h の最高値と T_c が一致した。1996年11月21日では昼間は吹き出し、夜間は吸い込みであるため、吸い込みの場合には最高値と一致した。逆に1997年8月1日では下地獄の T_c 、2.5~2.9°Cの最高値と大地獄、下地獄の T_h 、2.8~2.9°Cとが一致した。このように年次、場所が違ってもほとんど一致することは重要な意味を持っており、同一冷熱源の同じ冷却機構に起因する風穴を示唆している。

4) 風穴の吹き出し口と吸い込み口との関係

従来の研究 (安斎, 1943; 天童市教育委員会, 1987) では、大地獄底部から吹き出す冷気は、その標高より低い所からの吸い込みと考えられていた。梅本 (1994) は冷気流の流入と放射冷却による気温逆転・冷気湖の発生に起因する低温化を提案しており、風穴からの冷気放出による低温化の影響は小さいとしている。

阿子島・興野 (1996) は1995年の実測に基づき、種々の文献を考察して、①春季では前者の吸い込みによる低温化、②夏季では前者の強い冷却と後者の冷気湖による冷却を組み合わせた加算的低温化、③秋季では前者の弱い冷却と後者の強い冷却による加算的低温化、④冬季では吸い込みによる冷気の地中岩石層への負の蓄熱、に基づく興野モデルを提案しているが、大地獄より標高の高い所からの吹き出し・吸い込みのモデルは全くない。

実際は夏季の場合、ジャガラモガラ大地獄Oの冷気の吹き出し口 (冷風穴、冷気穴) は、その風穴の標高535mより相当高い標高に位置する吸い込み口 (吹き込み穴で冬季は温風が吹き出す、温風穴) と連結していて、上から吹き込み、下から吹き出す。逆に冬季は夏季の吹き出し穴が吹き込み穴に代わり、高標高地の温風穴から温風が吹き出す。その温風穴は、雨呼山の大地獄に面した西側の滑落斜面上層部の石英粗面岩崩落発生 (崖錐) 地域から村雲の池Miの上部にある碎石堆積の急斜面地域で

ある。1996年11月、1997年4月、8月に、厳密な意味での同一空気の吸い込み・吹き出し（吸入・放出）ではないが、両地点での吹き込み・吹き出しが確認している。

一方、下地獄Sでは、底部から30m上層までの斜面に堆積する大型の碎石空間が重要な吸い込み穴である他に、前節の同一冷熱源の風穴として村雲の池南部の急斜面崩落・岩屑地域の間隙穴が下地獄の冷気の吹き出し穴に連結していると考えられる。その理由は大地獄と下地獄の風穴気温が1996～1998年の7回の観測で一致する事実による。

また前述のとおり、ジャガラモガラ大地獄・下地獄では夏季、暖候期（5～10月）に冷気の吹き出し穴（冷風穴）があり、寒候期（11～4月）には吸い込み穴となる。ただし暖候期・寒候期の境界期の4～5月や10～11月前後では、風穴内岩石・地温との温度差によって気温が高い昼間では吹き出し、気温の低い夜間では吸い込みとなる。

風穴内の温度が山地上層部の気温より低いと、風穴内空気に重力が働き、重くなつて風穴内斜面を流下して下端の冷風穴から吹き出す。逆に風穴内の温度が山地上層部の気温より高いと風穴内の軽い空気は風穴内斜面を上昇し、下端の風穴は呼応して吸い込みとなる。従って、あくまで風穴内温度と山地上層部の上端の風穴付近の気温との温度差に起因して気流が発生することになる。

5) 盆地の冷気流、冷気湖、逆転層、斜面温暖帯の考察

ジャガラモガラの雨呼山では、晴天、夜間の弱風時には斜面に接した空気は放射冷却によって冷却され、重くなつた空気は斜面に沿つて流下し始め、次第に加速して冷気流となる。斜面下層部ではそこに元からあった空気の温度より高温であるため、吹き始めにはその場所の草木や物体に対しては暖風となるが、やがて空気が停滞して放射冷却が進み、底部から次第に冷気湖が形成される。

気流量から盆地容積が小さいため、すぐ冷氣で満杯になり、底部の空気は安定して動きにくくなる。それでも慣性による冷気流が流れ込むと盆地内の空気は駐車場T₁付近から溢れ出る。同時に大地獄底部では夜間中、放射冷却で一層低温となる。従つて盆地底では低温、盆地上層部では高温となり、逆転層と斜面温暖帯が形成される。

そして日の出とともに解消の方向に向かうが、盆地底部では冷気湖が安定的にあり、日中でも逆転がかなりの頻度で発生する。一般的な盆地では日中の逆転発生は希であるが、風穴からの吹き出しで発生頻度が高い。

大地獄の気温逆転の発生は、暖候期の5～10月に31%、最少の7月で19%、最多の10月で52%であり（阿子島・興野、1996）、発生頻度が非常に高い。

盆地内では冷気流の流入、放射冷却、気温逆転、冷気湖の形成による低温化と盆地底部の風穴からの冷気の吹き出しという極めて特殊な条件の低温化が加算されて、一層強く、長期間冷却される。

6) 盆地の冷気流の風速と層厚の推定

冷気流は、雨呼山上方の西向斜面を盆地の方へ流れ下る気流とT₁の東方707mの尾根（尖峰Tの北方）の西向斜面を流下する気流はT₁付近から谷地へと流下する。ただし、雨呼山の西向斜面はあまり広くなく、東南東方向に連なる後方の尾根となっている。従つて、冷気流は尖峰Tよりやや下層の760mの断崖付近から吹き始めると考えられる。

この冷気流を考察すると、冷気流は近藤（1984）のパーセル法の次式で表される（真木・黒瀬、1988）。

冷気流速度：

$$U_k = \left| \frac{\theta_a - \theta_s}{1 + F} \frac{C_H}{C_M} \frac{g}{T_m} L_s \sin \alpha \right|^{1/2} \quad (1)$$

$$\text{冷気層厚さ : } H_k = C_H L_s \quad (2)$$

ここで、 θ_a ：気塊温位、 θ_s ：斜面の地表面温位、F：地表面と冷気層内の摩擦応力（≈1）、 C_H ：斜面の熱バルク係数、 C_M ：地表面の摩擦のバルク係数、g：重力の加速度、 T_m ：平均的な大気温度、 L_s ：冷気滑降距離、 α ：斜面の角度である。なお、植被、樹木などの粗な面の高度10mの値では $C_H/C_M = 0.0067/0.0134 \approx 0.5$ （近藤、1984）である。真木・黒瀬（1988）は愛媛県西条市で冷気流（アラセ）を算定して実測値とよい一致を得ている。

同式を用いると、標高差（ $L_s \sin \alpha$ ）：200m（560m：駐車場T₁の標高、760m：雨呼山西斜面の尾根より少し下層で風の吹き始めの標高）、逆転層温度差：1～3℃とすると、冷気流の速度・風速：1.0～2.3m/s、冷気流の厚さ：2.7～3.4mと推定された。観測ではT₁付近565m地点で1.5～2.5m/sであったが、これは冷気流と大地獄Oと連結した中窟Nから溢れ出した気流（0.2～0.5m/s）との合流した風と考えられ、相対的に強い気流で推定値とほぼ一致する。

7) ジャガラモガラとトルファン沙漠の植生の比較

ジャガラモガラの大地獄、下地獄の植生は、特に夏季に盆地底部より吹き出す風穴冷気の低温と盆地の地形的

な特性によって冷気流の停滞による冷気湖の形成や逆転層の発達による低温との非常に特殊な両条件が加算的に作用して、低温に遭遇する時間が長く、また碎石が多く乾燥状態にあるため、植生分布が逆転し、耐寒性・耐乾性・矮性の亜高山植物が優先する特徴がある。

大地獄では盆地底部の長径62m、短径30mの楕円形の小範囲に植物の種類が36科79種（佐藤定四郎、1996）以上あり、種が豊富である。これは寒地・高山性の植物の他に山地植物や平地（人里）植物が加わるためである。

1996年10月6～7日、11月20～21日の調査によると、紅葉は盆地底部から斜面上方へと移動する。一方、1997年4月25～26日の調査では、春の萌芽が盆地周辺から底部へと移動すること、および1998年5月22～23日の調査では、盆地周辺は深緑でレンゲツツジが満開でも低地になるにつれて開花しておらず、底部では苔は堅い状態である興味深い特徴があった。このように盆地内では春の萌芽や開花が遅く、紅葉は早い特徴がある（佐藤定四郎、1996）。萌芽、開花、紅葉の遅速は植生種によって異なるが、レンゲツツジの開花では盆地上層部の斜面温暖帯と盆地底部では2～3週間の差が認められる。

大地獄、下地獄付近の碎石付近では土壌が少なく、石礫沙漠の岩石地や高山の砂地に類似した環境となり乾燥するため、乾燥に強い植物が生育している。そして耐乾性の他に耐寒性と耐暑性を備えた植物が礫や碎石の上に生えており、降雨があってもすぐ乾燥するため矮小化した植物が多い。この矮小化した植物の例として、平地のウツボグサの草丈30cmが10cmしかなく、キンミズヒキは70～80cmが15～30cm、ハンゴンソウでは150～200cmが60～70cmなど、平地植生の20～40%の草丈となっている。

トルファン沙漠では当然乾燥しており耐乾性植物が多いが、乾燥しているがゆえに夏季の高温、冬季の低温と昼間の高温、夜間の低温で年・日較差が大きく、耐乾性、耐寒性、耐暑性の矮小植物が多くなる。これらの点でジャガラモガラは沙漠・高山と程度は異なるかも知れないが、かなり類似した環境であるため、沙漠植物と生理・生態的に類似点がある植物が生育することになる。

8) 風穴とトルファンのカレーズとの類似・相違点

ジャガラモガラ風穴とトルファンのカレーズとの気象特性を比較する。規模は大きく異なるが、トルファンは盆地であり、またジャガラモガラも盆地である。トルファンでは低平地だけでも1万km²であるが、ジャガラモガラの面積は大地獄と中窪を合わせても0.1km²、盆地散在地域全体でも1km²以下である。また、カレーズは

人工の灌漑地下導水路に対して風穴は自然の通風空洞である。

カレーズはジャガラモガラの下端での夏季の吹き出し・冬季の吸い込み現象は同じである。異なるのはカレーズでは1本の導水路内を流れる一筋の気流と、この風穴では碎石隙間内の無数の気流との差異である。またカレーズでは年平均気温（地温）に近い気流温と水温であるのに対して、風穴では水流はなく（地下深層にはある）、カレーズより夏季、冬季の風穴気温は低いことである。

風穴では碎石との接触面が多いが、空気量は相対的に少ないため、夏季では冷却した気流の吹き出しが長期間継続する。また、風穴では下層の地中温（不易層の地温）とは異なり氷が長くあるため、融解熱、潜熱、昇華熱などで長期間低温となる。従って、後述のカレーズ気温との比較から低温の現象がより明確になる。

トルファンのカレーズ気温は15～18°Cで年較差2～3°C（年平均氣・地温の13～18°Cで年較差5°C）で小さいが、ジャガラモガラの風穴気温は5.3°Cと-5.4°Cの年較差10.7°Cで大きい点が異なる。これは外気温の年較差がトルファンでは年最高月平均気温（7月）の39.9°Cと年最低月平均気温（1月）の-14.5°Cで、ジャガラモガラでは推定で月平均最高気温28.7°C（8月）、月平均最低気温-5.8°C（1月）であり、トルファンの方がジャガラモガラより気温較差が大きいが、逆にジャガラモガラの風穴気温がトルファンのカレーズ気温の年較差より大きい特徴がある。

7. まとめ

ジャガラモガラ盆地・風穴の地形、気象、植生の特性解明および夏季の吸い込み口の確定を行うとともに、トルファンのカレーズの各々の特性と比較検討した。

(1) ジャガラモガラの大地獄や下地獄などの盆地底部には風穴があり、暖候期（5～10月）に冷気の吹き出し口（冷風穴）となって周辺環境に影響を与えており、逆に寒候期（11月～4月）には周辺の気象に影響されて冷気の吸い込み口に交替する特徴的な風穴となっている。ただし、暖候期・寒候期の境界期4～5月や10～11月前後では、外気温と風穴内地中温との温度差によって、気温が高い昼間には吹き出し口、低い夜間には吸い込み口に変わる。

(2) 暖候期の風穴内部には少なくとも6月頃まで氷があり、その氷や岩石の冷源による風穴内気流への接触伝導と氷の昇華・融解・蒸発による昇華熱・融解熱・蒸発潜熱による冷却のため、風穴気温は低温となる。そして、

5月下旬に0°C、7~8月に2~3°C(湿度100%、風速1.5m/s)、10月中旬に最高5.3°C、11月中・下旬に-1°C、12月末に-4°C、1月下旬に最低-5.4°Cが定量的に観測された。

(3) ジャガラモガラの大地獄風穴は夏季の吹き出し口・冬季の吸い込み口であることは自明であるが、冬季の吹き出し口・夏季の吸い込み口は雨呼山の西斜面上層域の崖下部およびそこから崩れ落ちた村雲の池上方の碎石地帯であり、また下地獄では冬季の吹き出し口・夏季の吸い込み口は同上の碎石地帯および下地獄上層域の碎石地帯であることが初めて解明された。

(4) 強い時に2.0~2.5m/sの相対的に乾燥・高温の冷気流が観測された。冷気流は雨呼山の上層約760mから吹き始め、斜面を滑降して盆地内に流入し、放射冷却によって冷気湖を形成するが、一部の気流はジャガラモガラ北部の盆地土端より溢れ出す。逆転層上端付近に形成される乾燥・高温の斜面温暖帶は550~600mに、最高温域は盆地土端の560~570mに発生することが明かになった。

(5) 盆地の気温逆転は、晴天、弱風時には、秋・冬・春季の夜間はもとより、夏季の昼間にもかなりの頻度で発生する。顕著な逆転では、地面から2mまでの逆転強度は0.50°C/mであり、また盆地底部から標高560m付近までの逆転強度でも0.31°C/mで、強い逆転が確認された。なお、相対湿度減率では、それぞれ6.3%/m、1.6%/mであった。盆地内では気温逆転の冷気湖による低温化と他には例のない盆地底部の風穴からの冷気放出という極めて特殊な条件による低温化が加算されて、一層強く、長期間冷却される。そのため植生分布が逆転する。

(6) 盆地底部には耐乾・耐寒性の矮小化した亜高山植物が、その上層にはコナラ、ミズナラなどが分布しており、植生分布が顕著に逆転している。亜高山植物に山地植物・人里植物が加わり、植物の種類が豊富である。近年、植生量が増加し、その腐葉土の堆積や土壤流入により風穴が埋まり、個数が減少している。

(7) 乾燥地のカレーズと風穴は夏・冬季で気流の方向が逆転する点で一致する。ジャガラモガラの風穴気温は風穴内に氷が長期間あるためトルファンのカレーズ温より低温であり、カレーズ気温は年平均気温や年平均地温に近く、かつ年間を通してあまり変化しないが、風穴気温は夏季には年平均気・地温より低温であり、冬季には一層低温となる点で異なる。ジャガラモガラはトルファンより気温年較差が小さいが、風穴気温の年較差はカレーズ気温より大きく、風穴とカレーズの気象特性が解明された。

謝 辞

文献の提供では山形大学教育学部阿子島 功教授、天童市立旧東村山郡役所資料館、農業環境技術研究所情報資料課に、気象データの提供では天童市消防署に、また温度計・レコーダーの借用では九州農業試験場気象特性研究室大場和彦室長および一部の作図では農業環境技術研究所の杜 明遠主任研究官に深謝します。

引 用 文 献

- 阿子島 功・興野寛久(1996)：天童市ジャガラモガラのふしき、ジャガラモガラ凹地の不思議と冷氣湖の不思議—各地の風穴とその研究—。天童市立旧東村山郡役所資料館『天然記念物ジャガラモガラ』13-69。
- 荒谷武三郎(1920)：風穴の研究。「理学界」18-3: 208-213。
- 安斎 徹(1943)：天然記念物ジャガラモガラ並びに三ツ石調査書、「史跡名勝天然記念物調査(第2報)」山形県, 2-14。
- 江川良武・堀 伸三郎・坂山利彦(1980)：風穴の成因について—過去における低温気候起源説に対する反論—。「地学雑誌」89: 85-96。
- 胡 乾・李 孝聰・榮 新江(1987)：『吐魯番』三秦出版社, 138pp. (中国語)
- 小堀 巍(1996)：『乾燥地域での水利体系—カナートの形成と展開—』大明堂, 327pp.
- 近藤純正(1984)：地形と地表面性質が夜間の斜面風・山風・盆地大気の冷却に及ぼす効果(1)。「天気」31: 625-632。
- 真木太一・黒瀬義孝(1988)：愛媛県西条市のホウレンソウ栽培地域に吹く局地風アラセの特性解明。「農業気象」43: 311-320。
- 真木太一・真木みどり(1992)：『砂漠の中のシルクロード』新日本出版, 206pp.
- 真木太一・杜 明遠・潘 伯榮・鮫島良次(1996)：中国新疆トルファンの沙漠とオアシスにおける気候特性。「沙漠研究」6: 1-14。
- 大館市教育委員会(1993)：『国指定天然記念物長走風穴高山植物群落調査報告書』長走風穴高山植物群落調査会, 97pp.
- 邱 華盛(1991)：『砂漠の開発と利用』新疆科技衛生出版, 122pp.
- 佐々木 洋(1986)：東北地方における風穴の地理的分布。「東北地理」38: 34-35。
- 佐藤定四郎(1996)：ジャガラモガラの植物。天童市立旧東村山郡役所資料館『天然記念物ジャガラモガラ』71-125。
- 佐藤輝夫(1996)：地名ジャガラモガラの謎。天童市立旧東村山郡役所資料館『天然記念物ジャガラモガラ』1-12。
- 新疆生物土壤沙漠研究所(1978)：『新疆沙漠和改造利用』新疆人民出版, 104pp. (中国語)
- 田中 博(1997)：韓国ウールムゴルにおける夏季氷結現象の数値実験。「地理学評論」70A: 1-14。

- 天童市教育委員会（1987）：「天童市指定天然記念物ジャガラモガラ植生調査報告書」大風印刷、47pp.
- 天童市立旧東村山郡役所資料館（1996）：「天然記念物ジャガラモガラ—歴史・地理・植物の謎を探るー」126pp.
- 梅本 亨（1994）：山形県天童市ジャガラモガラ付近の気温について、「季刊地理学」46：198.
- BAE, S.K. and KAYANE, I. (1986): Hydrological study of Ice Valley, Korea. *Ann. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, 12: 15-20.
- OHATA, T., FURUKAWA, T. and OSADA, K. (1994): Glacioclimatological study of perennial ice in the Fuji Ice Cave, Japan. *Arctic and Alpine Res.*, 26: 227-244.