

火山灰性畑地土壤の散水による風食防止に関する研究

2010. 9

有 森 正 浩

要 旨

火山灰性畑地土壌の散水による風食防止に関する研究 A Study on Irrigation Methods for Wind Erosion Prevention in Volcanic Ash Soil Fields

有 森 正 浩
Masahiro Arimori

風食発生の大きな要因は強風と土壌の乾燥であり，従来から風食の防止方法は主として防風林や防風垣などにより風を弱める方法が多く取られて来た．一方，近年では大型機械導入や圃場の大区画化のため防風林を撤去することによって風食を起こすようになるなど，新たな課題が生じている．そのような場合の有効な対策として，灌漑により土壌の乾燥を防ぐ方法が考えられる．一般的に畑地灌漑施設は干ばつ時の水分補給を目的として計画される場合が多いが，風食防止も考慮した計画とすることにより，畑地灌漑施設の有用性もより高まる．しかしながら，風食防止の日消費水量などの用水諸元，灌水の時期や間断日数などの考え方については，土地改良事業計画設計基準や書籍などの既往文献にも風食防止の計画策定に，直ちに適用できるようなデータや手法の細部については示されていない．また風食防止を計画する場合には目標とする被害の程度や対策規模の設定が求められる．そのため風食の起こる頻度や程度についても把握する必要があるが，過去の風食被害の発生頻度や規模について，全国各地を網羅し体系的に整備された統計資料や調査データはないのが実態である．

したがって，本研究では，岩手県一戸町奥中山高原の火山灰性土壌畑を事例とし，現地観測から風食が発生するときの風速・土壌水分の閾値，

過去における風食発生の頻度などを明らかにし、また風食防止散水による土壌水分量の変化が予測できるモデルを構築して、風食防止散水のシミュレーションを行うことにより、風食防止のための最適な灌漑手法と用水諸元について検討した。

奥中山高原で風食が発生し易い 4~5 月を対象として 2005~2007 年に行った現地観測では、風食は日最大風速 $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (以上)、表面土壌の含水比 28% (以下、体積含水率では 22%) を閾値として生じることが分かった。また現地観測から、表面土壌の含水比は、降雨でよく湿った状態から、おおむね 3 日後には閾値の含水比である 28%まで低下することが分かった。これらをもとに過去 30 年間(1978~2007 年)の気象データから、連続干天期間とその間の風速を調べ、過去の風食発生状況を推定した。その結果、風食はほぼ毎年起こる現象であり、4 月中旬から 5 月上旬に起こり易いこと、また 1 日のうちで激しい風食が生じるのは午前 11 時から午後 3 時で、朝・夕・夜間には起こりにくいことが示された。

表面土壌における風食防止散水に伴う水分量変動の予測モデルの構築では、タンクモデルの手法を用い、一戸町奥中山高原地区の圃場を対象として、40cm 厚の土壌でモデルの同定を行った。土壌水分量とその変動状況は、表面土壌 (土壌厚 2cm)、下層 (土壌厚 38cm) の土壌ともにモデルによる計算値は実測値によく合った。蒸発量については観測データがないため実測値と比較することはできなかったが、計算による蒸発量比の平均値は一般的とされる値にほぼ合致していた。また計算における土層底部 (深さ 40cm) の土壌水移動は、マトリックポテンシャルの実測値から計算された動水勾配によく従っていた。これらのことから、本モデルで土壌水の動きは、ほぼ無理なく再現されているものと考えられた。

このモデルを用いた風食防止のための最適な灌漑手法の検討では、

2005年の4～5月を対象として、表面土壌の含水比を閾値以上に保つ場合の散水手法について、いくつかのケースでシミュレーションを行った。その結果から、土壌の保水性を考慮して一定の間断日数を設ける散水方法は、必要水量や散水回数が多くなり用水効率、作業効率などの面で難点があり、むしろ一定レベルまで乾燥したときに散水を始める方が有利であることが分かった。この方法については、灌漑施設容量を十分確保することが前提となるが、散水が強風の影響を受けることを考慮した場合でも実用可能であることが示された。風食防止を計画した場合の水源地量と灌漑施設容量の検討からは、水源地量以上にファームポンドや配水系及び送水系のパイプラインの施設容量に留意し、灌漑ブロックにおいて散水を必要とする畑面積とその割合を適切に推定することが、計画策定上重要であることが分かった。

また基礎的な用水諸元を明らかにするため、過去30年間（1978～2007年）の4～5月を対象として、表面土壌の含水比が閾値まで低下したときに散水する手法により風食防止のシミュレーションを行った。その結果として、30年間の平均値で1シーズンにおける総灌水量は65.75mm、灌水回数は6.2回であり、1回の灌水量は10.61mm、蒸発量は $3.12\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 、上向き補給水量は $0.69\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ であることが示された。

目 次

第1章 緒論	1
1.1 春の強風と風食の被害	1
1.2 風食の発生と風食地の分布	6
1.3 散水による風食防止の意義と課題	7
1.3.1 散水による風食防止の意義	7
1.3.2 計画策定上の課題	8
1.4 研究の目的と概要	10
第2章 風食による土壌飛散に風・土壌水分が及ぼす影響	12
2.1 風食の発生要因	12
2.2 調査地区の概要	13
2.3 風食の現地観測	15
2.3.1 調査地域の土性	15
2.3.2 飛土の観測方法	19
2.3.3 飛土の観測結果	21
(1) 風速と飛土の関係	21
(2) 土壌水分と飛土の関係	24
(3) pF値と飛土の関係	25
(4) 表面土壌の水分量低下	27
2.4 飛土の発生に風・土壌水分が及ぼす影響	30
2.4.1 飛土が発生するときの風速と土壌水分量の閾値	30
2.4.2 飛土量と風・土壌水分の関係	32
2.5 風食発生と気象の関係	34
2.5.1 風食が激しいときの気象	34
2.5.2 気象データからみた風食発生頻度	36
2.6 まとめ	38
第3章 気象データを利用した土壌水分の推定手法	40
3.1 土壌中における水の動き	41

3.2	土壌水分変動の推定モデル	43
3.3	調査圃場におけるモデルの同定	45
3.3.1	調査圃場の土性	45
3.3.2	モデルによる土壌水分変動の試算	49
3.3.3	各試算ケースにおけるモデルの再現性	55
3.4	まとめ	57
第4章	風食防止用水量算定のための表層土壌水分量の推定モデル	59
4.1	表層における土壌水分移動のモデル化	59
4.2	表面土壌のタンクモデル	62
4.2.1	土壌内の水分移動	62
4.2.2	タンクモデル	64
4.3	計算結果とモデルの再現性	66
4.3.1	土壌水分の変動状況	67
4.3.2	蒸発量と上向き補給水量	69
	(1) 蒸発位と蒸発量	69
	(2) 上向き補給水量	70
4.3.3	地下浸透水量と地表流出水量	71
4.4	他の年次におけるモデルの再現性	72
4.4.1	計算結果	72
4.4.2	土層底部における土壌水の動き	74
4.5	圃場や土壌条件が異なる場合におけるモデルの適用性	76
4.6	まとめ	82
第5章	風食を防止するための最適な灌漑手法の検討	83
5.1	散水による風食防止	83
5.2	シミュレーションの方法	85
5.3	シミュレーション結果	86
5.3.1	補給灌漑と同じ間断日数で灌水した場合	86
5.3.2	風食防止のための最適な灌水方法の検討	89
5.4	強風時を避けた散水	93

5.5	風食防止に必要な水源量と灌漑施設容量	95
5.5.1	期別の灌水面積	95
5.5.2	水源量と灌漑施設容量	97
5.6	まとめ	99
第6章	過去30年間における風食防止用水量の算定	101
6.1	風食防止用水量の算定方法	101
6.1.1	用水量の計算方法	101
6.1.2	計算期間中の気象データ	102
6.2	風食防止用水量の計算結果	104
6.2.1	飛土量と風食防止用水量	104
6.2.2	風食防止の用水諸元	106
6.3	まとめ	109
第7章	結論	111
	引用文献	114
	謝辞	117
	Summary	118

第 1 章 緒論

1.1 春の強風と風食の被害

風食は地球上の乾燥地や半乾燥地の植生の貧弱な地域で起こりやすいとされるが、湿潤な気候の日本でも黒ボク土などの火山性土壌や砂丘未熟土が分布する地方で発生する¹⁾。図 1.1 は東北地方における風食発生事例であり、岩手県北部に位置する一戸町の奥中山高原における風食の発生状況である。



a. 2006.4.24 風速 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$



b. 2006.4.26 風速 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$



c. 2008.4.5 風速 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$



d. 2008.4.5 風速 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

図1.1 奥中山高原における風食の状況
(風速は地面上 3m の高さで測定)

東北地方は特に4月を中心として著しい強風が吹く²⁾。岩手県の春は一年中で最も風が強く年間の暴風の半数くらいは4月から5月に発生する。これは冬の高気圧の勢力圏が北に後退し、冬と春を分ける前線が日本列島の上に来て、その上を低気圧が通るためであり、地表面が暖まって大気中で対流が起こり上空の強い風が地面近くまで下りてくるのも強風の原因とされる³⁾。奥中山高原では春の強風により図1.1のような風食が発生する。

奥中山高原はレタスなど高原野菜の産地となっているが、作物の定植作業は、風の強い4月上旬から5月下旬にかけて行われ、その間定植が終わっていない裸地畑のところで風食を生じ易い。以降風速は主要な栽培期間である6~9月は小さく、11月から大きくなる。しかし11月には積雪が始まるので風食は生じない。

農家からの聞き取り調査では風食によって以下のような被害が起きているとされる。

- (1) 飛散した耕土の回収と侵食地への還元及び土壌劣化回復のための肥料投入など労力・時間・費用の損失
- (2) 飛土が激しい時の農作業不能と定植作業の遅れ、遅れを取り戻すための作業集中と雇用経費の増加
- (3) 飛土によるレタスやキャベツなどの茎葉の損傷、飛土の付着による病害の発生など作物の被害
- (4) 土が付着したり結球内に土が入ったレタスなどの洗浄手間の増加や洗浄時に傷がつくことによる等級低下による損失

またこの地域の特徴として、基幹作物であるレタスを始めとして、近

年野菜における流通業者・外食産業との契約栽培が進展している。しかし契約栽培は高い価格で安定的に取引ができるものの、定植が遅れたり、作物が被害を受けると定時・定量出荷が不能となり、契約栽培農家からの脱落を余儀なくされるなど新たな課題を生じている。

継続的な定時・定量出荷のため、レタスの場合で定植は4月から始まりおおむね4～5日おきの間隔で9月まで30回近くに分けて作業が進められ、収穫は定植からそれぞれ50日を過ぎた頃行われる。4～5月に発生する風食の被害は6～7月の収穫・出荷量に影響する。このため出荷量に占める契約栽培の割合は増えてきてはいるが、現在60%程度で止まっており、風食の発生は契約栽培拡大の制約要因になっている。

図1.2～1.6は、奥中山高原における被害状況である。

図1.2のa.とb.は、表面に飛土が付着したレタス、d.はc.のレタスの葉をはがしたもので結球の内部まで飛土が入り込んでいる。

図1.3は、レタスの定植作業を進めている畑で、定植済みの畝（ビニールマルチを施した部分）を飛土が襲っている様子を示している。

図1.4は、裸地畑からの飛土が牧草地に堆積している様子を示している。

図1.5は、飛土が農道と道路側溝に堆積した様子を示している。

図1.6は、飛土が家屋や畜舎を直撃している様子を示している。



a. レタスの葉間に入った飛土



b. 飛土が付着したレタス



c. 飛土が結球内に入り込んだレタス



d. 結球内に入り込んだ飛土

図1.2 飛土による作物の被害状況



図1.3 定植作業中の畝（マルチ被覆）を襲う飛土



a. 裸地の畑からの飛土が堆積した牧草地



b. 左写真 a の拡大

図1.4 飛土による牧草の埋没



a. 風食発生中の農道



b. 飛土が堆積した農道

図1.5 農道への飛土の堆積



a. 広い範囲をおおう飛土



b. 家屋や畜舎を直撃する飛土

図1.6 飛土による家屋等への被害

1.2 風食の発生と風食地の分布

世界の乾燥地面積は 1992 年の時点で 61 億 ha で、地球上の総陸地面積 153 億 ha の約 40% を占める。それよりほぼ半世紀前までの 47 億 ha に対して 30% 増加している⁴⁾。乾燥地の砂漠化は自然や、開発などの人間の活動を要因として進行してきているが、風食は砂漠化の大きな要因でもあり、風食の防止は重要な課題となっている⁴⁾。

一方、日本で風食が発生するのは、北海道から九州にかけての太平洋及び日本海に面した沿岸域の砂丘地と、北海道、東北、関東地方などの内陸部とされる⁵⁾。沿岸域の風食は 12～3 月の冬の季節風と 9～10 月の台風期に多いとされる。内陸部の関東地方では 1～3 月の季節風期に冬作の作物が風食の被害を受けることが多く、北海道や東北地方では 4～5 月の作付け時期に被害を受けることが多いとされている⁵⁾。

風食発生の大きな要因は風の強さと土壌の乾燥であり、我が国では、従来から風食の防止方法は主として防風林や防風垣などにより風を弱める方法が取られて来た。しかしながら近年では大型機械導入や圃場の大区画化のため防風林を撤去することによって風食を起こすようになるなど、営農の変化も飛土の発生や堆積による風害増大の要因の 1 つとなっている。

日本では、風食発生のほとんどは季節風の時期に限られ、他の時期での発生は少なく、加えて湿潤な気候であるため、海外における場合のように、風食が耕地の砂漠化を招くようなことにはならない。このため風食の発生に伴う被害と対策並びにそれらに関する課題は、海外における砂漠化の防止や砂丘の固定を目的とするような場合とは性格を異にしている。

したがって、我が国における風食防止には、海外における対策とは視点を変えて、気象条件や営農状況など我が国の実情に即した検討が必要となる。

1.3 散水による風食防止の意義と課題

1.3.1 散水による風食防止の意義

防風林に代わる対策として、近年では風食が起り易い冬～春季の耐食性を高める対策として、関東地方や長野県の畑作地帯では、緑肥栽培（秋播き小麦など）により地表に植被を確保したり、網マルチを畑面に敷き詰めたりする新たな取り組みも行われている。ただし、東北地方のように、季節風のため風食が起り易い時期に作付けが開始されるような地域では、緑肥の方法は植被を一旦はがすことになり、網マルチについても融雪後、短期間で全域を敷き詰めなければならず、作付け時期とも重複するため作業が集中し労力的に対応が難しい。

一方、近年では全国各地で土地改良事業により畑地灌漑施設の整備が進められてきている。緑肥や網マルチは地表面の耐食性を高める方法であるが、灌漑施設を用いて散水し畑地表面の土壌を湿らせることによっても風食は防止できる。この方法は、海外の乾燥地では水量に制限があり、塩類集積の問題からも灌漑方法には制約があり、その適用には大きな課題がある。しかし日本のような気候・土壌条件で、畑地灌漑が計画される地域であれば、そのような課題は少ないものと考えられる。

一般的に畑地灌漑施設は干ばつ時の水分補給を目的として計画されることが多いが、このような計画の畑地灌漑では、湿潤な気候の日本で

は、灌漑施設の稼働率が干ばつの年以外では低いものとなる。我が国における風食防止が必要な地域で、畑地灌漑を計画する場合に風食防止も考慮した計画とすれば、風食防止が可能となるだけでなく、畑地灌漑施設の有用性と畑地灌漑事業の効果発現も向上させることができる。

1.3.2 計画策定上の課題

畑地灌漑による風食防止を計画する場合には、風の強さだけでなく、土壌水分量がどのようなときに風食を起こすのか把握する必要がある。

防風林の計画手法については土地改良事業計画指針「防風施設」⁶⁾に明らかにされている。一方風食防止における畑地灌漑の取り扱いについては、計画や設計のための基準となるようなものは、現状では整備されていない。

また畑地灌漑事業で風食防止を計画する場合、その投資効果算定や計画目標年次を定めるため、過去における風食の発生頻度や発生量の把握が必要となる。日本の沿岸域の砂丘地では、従来から種々の研究が行われ防風林造成などの砂防技術が確立され、防災事業として砂防事業などの実施を通じて風食の実態も明らかになっている⁵⁾。しかし風食はその季節に何度も起こる強風によりその都度発生し、作物生育不良の拡大、土壌劣化の進行など、回数を重ねる毎に被害が累積していく性格を有している⁹⁾。台風や大雨のように一時にまとめて大きな被害を発生させるものとは異なり災害として扱われることもなく、内陸部については、風食の発生と被害に関する統計資料や調査データは、ほとんどないのが実態である。

土壌水分と風食発生の関係については、7種の粒径による均一石英砂を用いた含水率と限界風速に関する風洞実験の結果が、田中ら⁷⁾により

報告されている。しかし、実際の圃場表面や地形は複雑であり、風食を受けやすいかどうかは粒度分布や団粒などの状況によって異なり、そのままでは灌漑計画の検討には利用できない。

またその他の既往文献においても、火山灰土壌では10%の水分で4~5 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ の風速で風食が発生、30%以上では10 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ でも起こりにくい⁸⁾。栃木県下で行った実験から表土の水分量が4%程度のとき3~4 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ で飛び始め16%程度のときには5~6 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ で飛ぶ⁹⁾。北関東のローム土壌では、含水率5%のとき地面から1mの高さの風速で6 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、10%では8 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、20%では12 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ で土粒子の跳躍が始まる¹⁰⁾などの記述がある。しかしながら文献によっては、土壌水分量を示す指標が明確でないものや、風速を測定した地面からの高さの記述がないものがある。このため直ちに灌漑計画の検討に適用することが難しい。

風食を防止するためには、作土層の深いところよりも地表面の土壌水分を適切に保つ灌水方法に留意することが重要となる。地表面の土壌水分量は、下層に比べて降雨や蒸発に敏感に反応し短時間で変化する。干天時に土壌の表面が乾燥していても、下の土壌は十分湿っている場合がある。逆に下層が乾いていても降雨直後のため表面は十分湿っている場合もある。このように表層における土壌水分は複雑な動きを示す。

灌水により表面の土壌を湿った状態に管理する場合、表面だけ湿らせればよいのか、あるいは下層まで十分湿らせた方がよいのか、また下層まで十分湿らせると、次の灌水までの日数が長く取れて効率的なのかなど、不明なことが多い。これらを明らかにするには、現地の圃場における灌水試験や地表面が乾燥するときの土層の水分量変化を測定する方法がある。しかし気象条件が毎年変化することから短期間で期待するデータを得るのは難しい。

風食防止の日消費水量などの用水諸元や灌水の時期や間断日数の考え方については、土地改良事業計画設計基準「農業用水（畑）」¹¹⁾において、風食防止用水は1回の灌漑水量が10mm程度、全面積を1～2日で終了しなければならないので単位用水量としては $5\sim 10\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ とされているのみであり具体的対策の検討を行うには、さらにデータを積み上げる必要がある。

1.4 研究の目的と概要

本研究は、風食を防止するための畑地灌漑手法の確立を目的とするものであり、調査圃場における観測から風食が発生するときの風速・土壤水分量などの条件を明らかにし、散水による土壤水分量の変化が予測できるモデルを用いてシミュレーションを行い、風食防止のための最適な灌漑手法、用水諸元について検討を行うものである。

検討は、岩手県奥中山高原の火山灰性土壤畑を事例として行うものであり、概要は以下のとおりである。

(1) 調査圃場で2005～2007年の4～5月を対象として風食の現地観測を行い、飛土量、風速、土壤水分量を測定し、風食が発生するときの風速の閾値と畑地表面の土壤水分量の閾値を明らかにする。また、風速・土壤水分量が閾値を超えたときのデータを用いて重回帰分析を行い、飛土量に風・土壤水分が及ぼす影響について検討する。

(2) 調査圃場の現地観測では、連続干天で、畑地表面の土壤水分量が閾値まで低下するのに要する日数についても測定し、その日数と、アメダス奥中山の過去30年間（1978～2007年）における連続干天時の連

続日数及びその間の風速から、過去の風食発生頻度など風食の発生状況を推定する。

(3) 調査圃場で観測された気象データと土壌水分量の実測値を用い、タンクモデルの手法を応用して、風食防止散水を行ったときの畑地表面における土壌水分量の変化が予測できるモデルを構築する。

(4) 構築された土壌水分量の予測モデルを用いてシミュレーションを行い、風食防止のための最適な灌漑手法を検討する。また灌漑計画の目的に風食防止を追加した場合に、干ばつ時の水分補給を目的とする補給灌漑のみの計画であったときに比べ、増加する水源量及び灌漑施設容量について検討する。

(5) 土壌水分量の予測モデルを用いて、過去 30 年間（1978～2007 年）の 4～5 月を対象として、風食防止散水のシミュレーションを行い、1 シーズンにおける総灌水量と灌水回数、1 回の灌水量など、基礎的な用水諸元について検討を行う。

第2章 風食に風・土壌水分が及ぼす影響

本章では，風食の実態を把握するため2005～2007年の3年間，奥中山高原の調査圃場で行った4～5月の飛土量，風速，土壌水分の観測結果と観測データの解析結果について述べる．

その概要として，観測及び解析結果からは，土壌表面の含水比が28%以下となり，日最大風速が $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上となる日には，耕地や作物に被害を与えるような規模の風食が生じ，そして3日程度の連続干天で土壌表面の含水比は28%近くまで低下することが分かった．

これらをもとに過去30年間の4～5月の気象データから，連続干天期間とその間の風速を調べ，過去の風食の発生状況を推定した．その結果，この地域で風食は，ほぼ毎年生じる現象であり特に4月中旬から5月上旬に起こり易く，1日のうちで飛土量が多くなるのは午前11時から午後3時で，朝・夕・夜間には起こりにくいことが示された．

2.1 風食の発生要因

風食は風の強さと土壌条件の相互関係によって起こる¹²⁾．地表面を吹く強い風は風食を発生させる第1の要因である．第2の要因である土壌条件としては土粒子の凝集性が風食の発生に大きな影響を与える．土粒子の凝集力には作物残渣，有機物や粘土分の含有量が影響を与える⁸⁾，¹⁶⁾が，最も大きな影響を与えるのは土壌水分とされる¹²⁾．土壌水分が多く，微細な土壌間隙を水が満たしている状態では水の凝集力で土粒子

を相互に引き付けあう。それより土壌水分が少ない状態になると毛管力による土粒子の結合作用が働き、さらに乾燥が進むと土壌粒子相互の結合は著しく弱くなり風食が起こり易くなる⁸⁾。乾燥が進んで土粒子の凝集力が小さくなった段階では、土粒子や土塊の大きさなど土壌構造が風食を受ける強さを決める要素となる¹²⁾。

また降水、気温、湿度、日射量、風などの気象条件については、降水は直接的に土壌水分に影響を与え、気温、湿度、日射量は土壌からの蒸発量を左右することにより土壌水分に影響を与える。風は土粒子を飛散させるだけでなく蒸発を促進させることにより土壌水分にも影響を与える。

本章では、風の強さ・土壌水分と風食の関係に着目し、奥中山高原で2005～2007年に行った土壌水分及び飛土量の観測結果と風速、降水量、気温、相対湿度など気象の観測結果、それらから推定されるものの風と土壌水分が風食の発生に及ぼす影響、さらにこの地域で風食が発生する頻度について検討している。

2.2 調査地区の概要

本研究の対象とした奥中山高原は岩手県の北上高地の北部（二戸郡一戸町）、一級河川馬淵川の左岸に位置し（図 2.1）、標高 400 m から 600m の波丘状のなだらかな地形の畑地帯である（図 2.2）。畑面積は約 1,750ha でレタスを中心としてキャベツなど高原野菜の産地となっている。

この地域の気象条件はアメダス奥中山地点の平年値¹³⁾（1979～2000年の平均値）で、年平均気温が 7.5℃、年間降水量は 1164.5mm である。

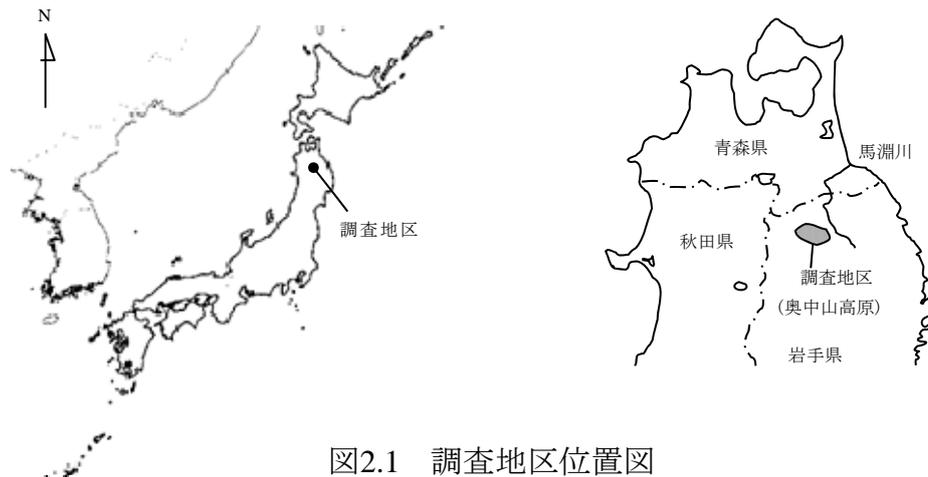


図2.1 調査地区位置図



図2.2 調査地区の営農状況(レタス栽培の様子)

日本の耕地の中では比較的冷涼で乾燥した気象条件下にある。

図 2.3 はアメダス奥中山のデータ¹³⁾ から毎年の各月に発生した最大風速と最大積雪深について過去 29 年間 (1978~2006 年) の平均値を求めたものである。ただし最大風速についてはアメダスの風速を圃場で観測した風速(地面上 3m)との回帰式により圃場の風速に換算している。これによると 1 年のうち雪融けが始まる 3 月頃から風が強くなり、3 月から 4 月が最も風が強く 5 月まで強い風が吹くことがわかる。アメダス観測値では 4~5 月に最大風速が発生する日の風向は南西~西南西に集中している(図 2.4)。積雪は 4 月に少し残るが上旬にはなくなる。

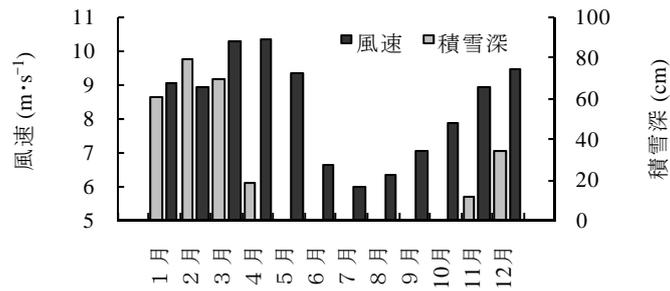


図2.3 日最大風速と積雪深の月別平均値 (1978～2006年)
アメダス奥中山データより

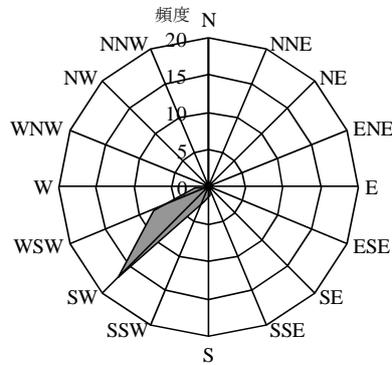


図2.4 4～5月における最大風速時の風向分布 (1978～2007年)
アメダス奥中山データより

2.3 風食の現地観測

2.3.1 調査地域の土性

調査地域内で場所が偏らずおおむね 100ha 当たり 1ヶ所になるよう 16 地点で、地表面から深さ 5cm までの土壌を採取して試験を行い表面土壌の物理性を把握した。調査地区の土性は、岩手火山及び七時雨火山の火山灰に由来する黒ボク土である。表 2.1 に調査地区における表面土壌の

表2.1 表面土壌の物理性

	間隙率 (%)	仮比重	真比重
平均値	71.94	0.724	2.584
最大値	79.24	1.000	2.702
最小値	59.51	0.561	2.400
標準偏差	5.09	0.127	0.096

地表面～5cm の試料

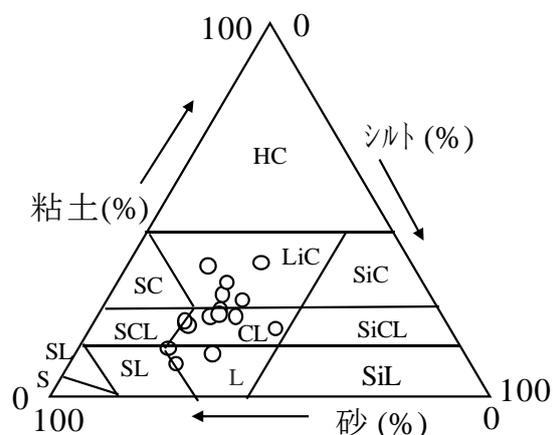


図2.5 表面土壌の土性 (地表面～5 cm の試料)

物理性を示す。仮比重は平均 0.724 で軽い土壌である。

図 2.5 は粒度試験結果を国際土壌学会の土性分類に基づき三角座標に整理したものである。調査地区の表面土壌の土性は、CL, LiC, L である。図 2.6 は、山中式硬度計で圃場表面の土壌硬度を測定した結果を示している。調査圃場（後述 2.3.2 図 2.10 の No.1）において 36 点計測した結果をまとめている。土壌表面のほとんどは指標硬度目盛の読みが 2mm 未満の柔らかな状態である。土壌表面の状況を図 2.7 に示す。

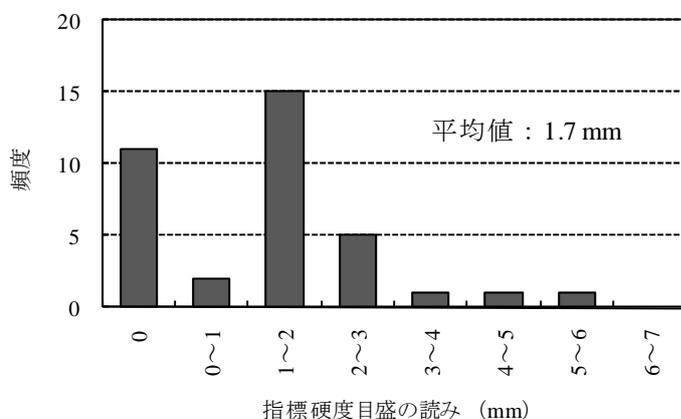


図2.6 山中式土壌硬度計による圃場表面の硬度測定結果



a. 山中式土壌硬度計による測定状況
計器の自重だけで鏝まで貫入



b. 圃場表面の拡大写真

図2.7 圃場表面の状態

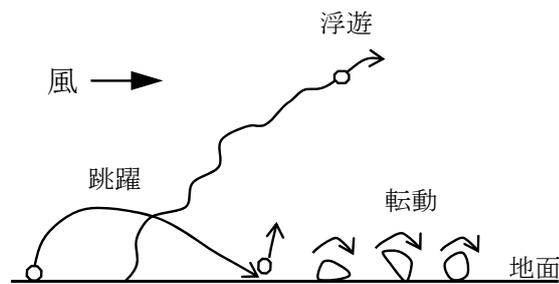


図2.8 飛土の運動の概念図

風による土粒子の運動は転動，跳躍，浮遊の三つの形態に分けられる．風食を起こすような風速のとき空気の流れは乱流となっている．また風は一定の速さで吹いているのではなく絶えず強くなったり弱くなったりしている．このような状態は風の息と呼ばれる．図 2.8 は，飛土の運動の概念図¹⁴⁾である．土粒子は地表面近くの風の息と乱流の上向き成分によって土壌表面から分離しもちあげられ風下に運ばれ堆積する．転動は比較的大きな粒子が地表面を転がったり，地表面付近を吹走する現象．跳躍は細かい粒子が垂直に近い角度で跳ね上がり風に運ばれながら

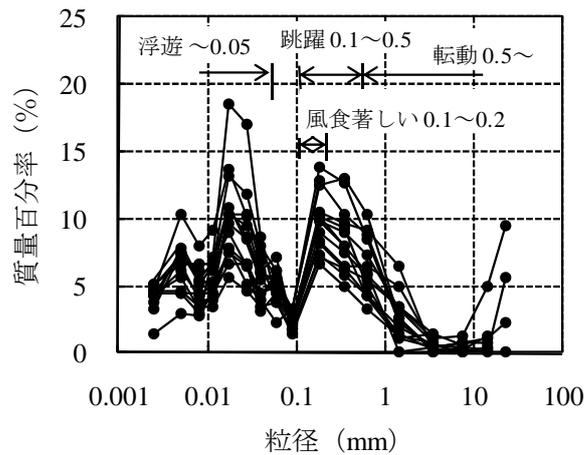


図2.9 表面土壌の粒径分布 (地表面～5 cm の試料)

ゆるい角度で落下，地表面に衝突し他の粒子がはじき出されて跳ね上がる，これが風下に向けて連鎖的に繰り返される現象である．浮遊はさらに細かい粒子で生じ，もちあげられた粒子が空中を浮遊し遠くの風下に運ばれる¹⁴⁾．

土粒子の運動形態と粒径の関係はいくつかの文献で紹介されており，それぞれ粒径範囲の区切り方に若干の差異はあるが，風食形態と粒径の範囲を整理すると転動は粒径が 0.5mm 以上の土粒子で起こり，跳躍は 0.1～0.5mm で生じ，特に 0.1～0.2mm の範囲で著しく，浮遊は 0.05mm 以下の粒径で発生する^{8), 10), 12)}．

図 2.9 は，調査地区における表面土壌の粒径分布を示したものである．ただし粒度試験は通常 (JIS A1204) のふるい分析及び沈降分析で行っている．このためデータは，粒径については所定の粒径範囲の中央値で表示し，質量百分率については各粒径範囲内の土粒子の質量百分率で表示している．分布には粒径が 0.02mm と 0.2mm 付近に 2 つピークがある．0.02mm は浮遊し易い範囲の粒径であり，0.2mm は跳躍しやすいだけでなく風食が著しいとされる範囲に含まれる粒径である．このことから調

査地区の表面土壌は激しい風食が起き易い土性といえる．いずれの試料も粒径の分布は類似しており，風食に関する土壌の特性は調査地区内で同じ傾向にあると考えられる．

2.3.2 飛土の観測方法

2005～2007年において現地の圃場で風食の観測を行った．観測の時期は4月の融雪後から作付け上，農家の協力が得られる5月下旬までを対象とし，観測地点は作付けの都合を勘案し，図2.10のNo.1～3を選定した．

いずれも傾斜の緩い畑である．No.1は2005～2006年の2ヶ年，No.2は2007年，No.3は2005年の1ヶ年の観測である．3ヶ年の観測日数は全部で125日である．観測項目は飛土量，風速，土壌水分，雨量，気温，

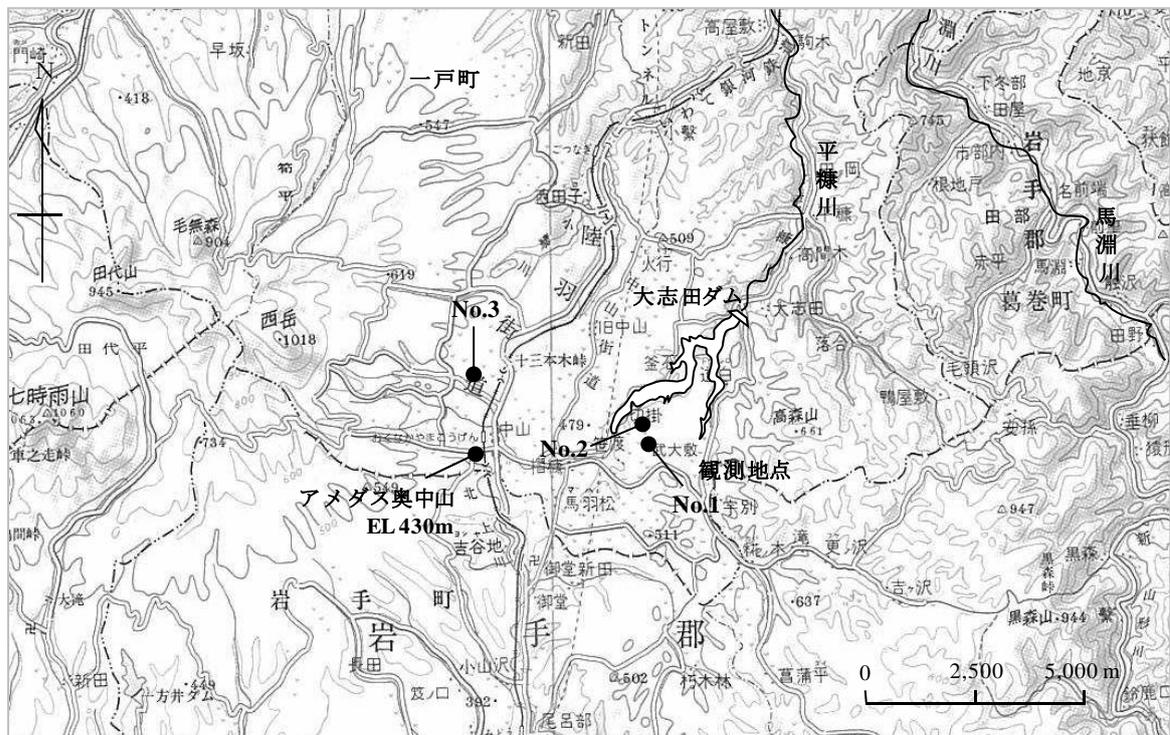


図2.10 飛土の観測地点位置図(一戸町奥中山高原)

相対湿度とした。飛土量，土壤水分，気温，相対湿度は1日1回毎日午前10時の観測，風速と雨量は毎正時の観測とした。風速は地面上3mの高さで測定している。

飛土量と土壤水分の観測は各観測地点で行った。風速，雨量，気温，相対湿度の観測は2005年と2006年にNo.1で2007年にはNo.2で行い，この地域の代表値とした。近傍にアメダス奥中山があるが林に囲まれた中にある。圃場と条件が異なるので直接的には利用できないが参考にした。土壤水分の観測は圃場の地表面から2cm厚の土壤を採取して炉乾法により行った。2cm以深については2005年にNo.1で，2007年にはNo.2でテンシオメーターにより観測を行った。

飛土量は地面から0cm・20cm・50cmの三つの高さで観測し，図2.11に示す飛土採取器により行った。b.は久保・上村¹⁵⁾が考案した飛土採取器に準拠したものである。断面が採取口から後方に向けて大きくなっているのは，風速を落として受け皿に土粒子を落下させるためである。図2.12は，圃場における設置状況である。観測地点の圃場は，前年にレタスが栽培され収穫後耕起して整地し積雪期間を経た後の裸地の状態である。

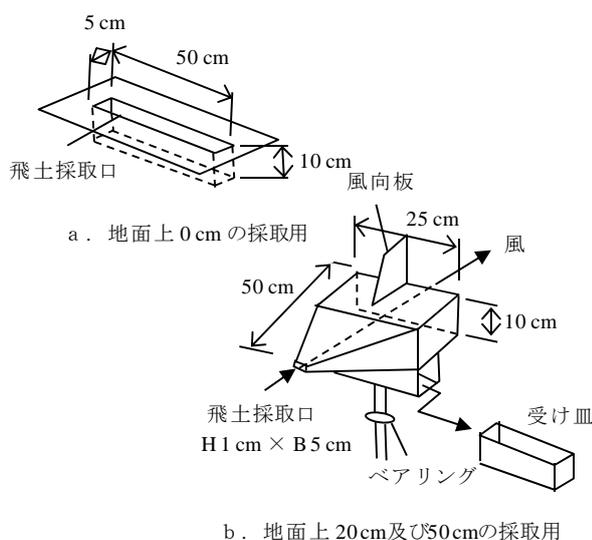


図2.11 飛土採取器の概要図



a. 気象観測施設 No.1地点
(左から百葉箱, 雨量計, 風速計)



b. 飛土採取器 No.1地点
(左から地面上50, 20, 0 cm)



c. 飛土の採取状況(地面上20 cm)
No.1地点



d. 飛土の採取状況(地面上0 cm)
No.1地点



e. 飛土採取器 No.2地点



f. 飛土採取器 No.3地点

図2.12 気象観測施設と飛土採取器の設置状況

2.3.3 飛土の観測結果

(1) 風速と飛土の関係

飛土観測期間中における日最大風速は, 平均 $6.6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 最小 $2.8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, 最大 $12.7\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ である. 観測期間中における日最大風速の分布を図 2.13

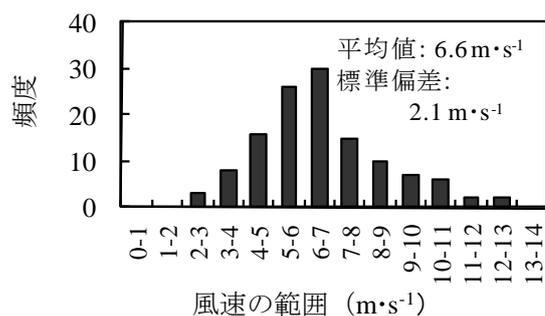


図2.13 飛土観測期間中における日最大風速の分布

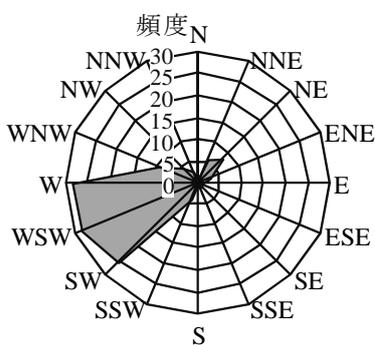


図2.14 飛土観測期間中における風向分布（日最大風速時）

に示す。日最大風速時の風向分布は西～南西に集中し他の風向はほとんど見られず(図 2.14)，過去 29 年間におけるアメダス奥中山のデータと同じ傾向である。

全観測日数 125 日のうち飛土採取器で飛土が採取された日数は，地面上 0 cm の高さで 30 日，20cm の高さで 15 日，50cm の高さで 9 日である。図 2.15 に日最大風速と飛土の関係を示す。データは No.1～3 の全てである。縦軸の飛土採取量は地面上 0cm と 20cm・50cm で採取口の大きさが違うので 1cm² 当たりの値に換算してある。マーカー (●・●・○) の大きさは乾燥の程度を表している (大きさは含水比の逆数をもとにしており大きい方が乾燥している)。

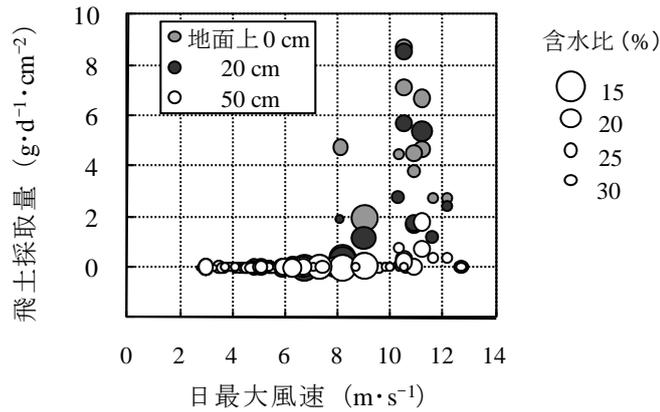


図2.15 日最大風速と飛土採取量

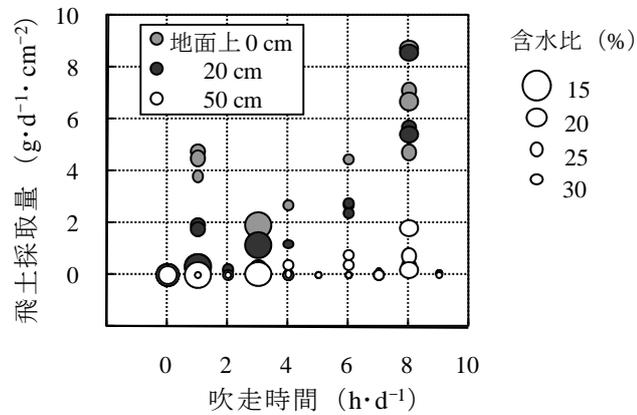


図2.16 8 m・s⁻¹以上の風の吹走時間と飛土採取量

図 2.15 を見ると，日最大風速が $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ を超えると地面上 0cm と 20cm で飛土が観測されるようになり， $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ より大きくなると飛土が著しく増加し 50cm でも観測されるようになる． $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ より小さいと土壌が乾燥していても飛土はほとんどなく，あっても僅少である．

飛土の採取量を地面上の高さで比較すると 0cm と 20cm でほとんどを占め 50cm はわずかである．土粒子の運動形態で見た場合，転動は地面から数センチ以内，跳躍は 50cm 以内で生じ，飛土量は転動が 5～25%，跳躍が過半である 50～75%を占めるとされる⁸⁾．採取した飛土を厳密に分類することは難しいが，0cm と 20cm の合計を転動と跳躍の合計と見

なし、50cm を浮遊と見なせば現地観測値は上記とおおむね同じ傾向といえる。

図 2.15 は、飛土量が 1 日 1 回の観測であるため、風速には日最大風速を用いたが、1 日のうちで風速は変化するものであり、強い風が吹いた時間と飛土の関係についても評価することが重要である。図 2.16 は 1 日の内で $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上の風が吹いた累計時間（吹走時間）と飛土採取量の関係を示したものである。マーカーは、図 2.15 と同じく乾燥の程度を表す。吹走時間がゼロのとき飛土はほとんど生じていないが、1 時間以上になると $0\text{cm}\cdot 20\text{cm}\cdot 50\text{cm}$ とともに飛土量が増える傾向が示されている。

(2) 土壌水分と飛土の関係

飛土観測期間中における表面土壌の含水比は平均値で 32.8%，最小値 7.4%，最大値 61.2%であり，分布を図 2.17 に示す。なお，含水比は，毎日午前 10 時に測定しているが，飛土量は 1 日の合計値でしか得られないことを考慮し，飛土発生中の含水比を表現するため前日と当日を平均したものを当日の含水比としている。

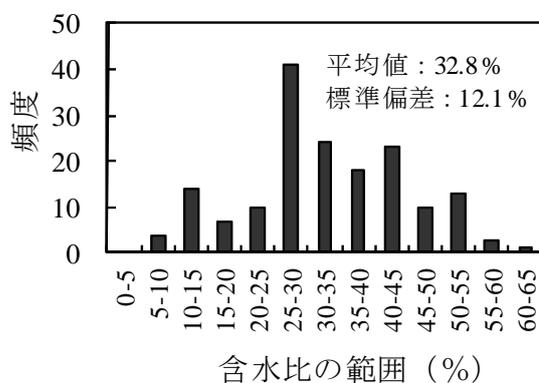


図2.17 飛土観測期間における表面土壌の含水比分布

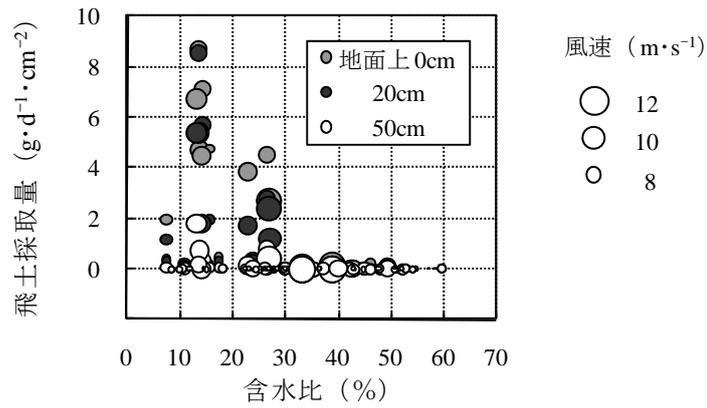


図2.18 表面土壌の含水比と飛土採取量

図 2.18 に含水比と飛土量の関係を示す. マーカーの大きさは日最大風速の大きさを表している. 含水比が 28%より大きいと, 風速が大きくても飛土はほとんど観測されず, あっても僅少である. 含水比が 28%以下になると地面上 20 cm と 50 cm でも飛土が観測されるようになり, およそ 15%を下回ると著しく増える.

(3) pF 値と飛土量の関係

上記(2)では、土壌水分と飛土の関係について土壌水分の指標に表面土壌の含水比を用いて整理しているが、ここでは pF 値を指標として土壌水分と飛土の関係について検討を加える.

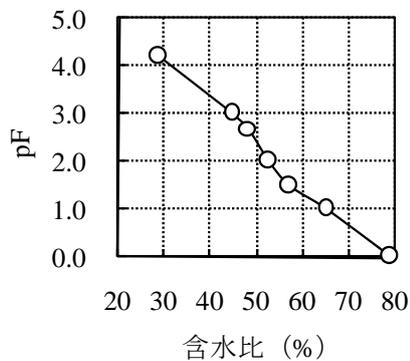


図2.19 表面土壌の土壌水分特性曲線

図 2.19 は、地表面～5cm の試料 (No.2 地点) から求めた土壌水分特性曲線で、pF 値が最大 4.2 (しおれ点) までの測定によるものである。これによると pF 4.2 のときの含水比は 29%であることから、飛土が発生し始める含水比 28%のときの pF 値は 4.2 よりやや大きな値である。

図 2.20 は、地表面から 5cm の深さに埋設したテンシオメーターで観測した pF 値と、そのときの飛土量との関係を示したものである。マーカの大きさは風速の大きさを表す。これによれば pF 値が 2.5 付近のとき飛土が発生しており、pF 値が 2.5 より小さいときには、風速が $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ を超えるような強い風が吹いていても飛土は発生していない。深さ 5cm の pF 値 2.5 が風食発生の閾値であるかのように見える。

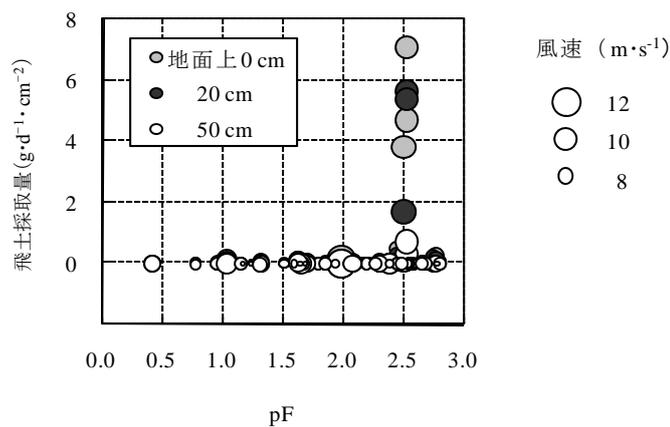


図2.20 深さ5cmのpF値と飛土量の関係

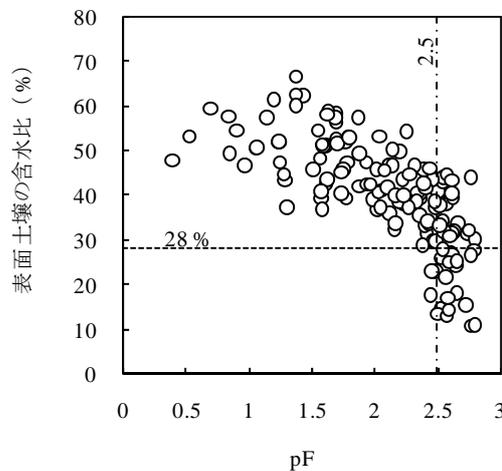


図2.21 表面土壌の含水比と深さ5cmのpF値との関係

しながら pF 値が 2.5 付近及び 2.5 以上のときでも、飛土が発生していないことを示すマーカーが見られる。その中には、風速が $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ を超えるものもある。図 2.21 は、深さ 5cm の pF 値と表面土壌の含水比との関係を整理して示している。深さ 5cm の pF 値が 2.5 より小さい場合で、表面土壌の含水比が 28%を下回っているものは、ほとんどないが、pF 値が 2.5 以上の場合の表面土壌の含水比は 28%を挟んで、おおむね 10～45%の範囲に分布している。深さ 5cm の土壌が乾燥していても表面の土壌は必ずしも乾燥しているとは限らない。このことは、地表面の土壌水分は下層の土壌に比べて降雨や蒸発に敏感に反応し短時間で変化するため、連続干天時に土壌の表面が乾燥していても下の土壌は十分湿っている場合や、逆に下層が乾いていても降雨直後のため表面は十分湿っている場合もあるように、土壌水分が複雑な動きをすることによるものと考えられる。

畑地灌漑計画の中で風食防止用水を検討するとき、作土層の深い所よりも地表面の土壌水分を適切に保つ灌水方法に留意することが重要となる。灌水により表面の土壌を湿った状態に管理する場合、表面だけ湿らせればよいのか、あるいは下の土壌まで十分湿らせた方がよいのか、また下の土壌まで十分湿らせると次の灌水までの日数が長く取れるのかなど、不明なことが多い、これらは風食防止用水の計画を策定する場合における課題である。

(4) 表面土壌の水分量低下

図 2.22 は、飛土観測期間中における表面土壌の含水比の低下状況である。データは含水比を上昇させるようなまとまった雨の後、干天が続く含水比が 28%程度まで下がった場合のものを選定した。含水比が 28%

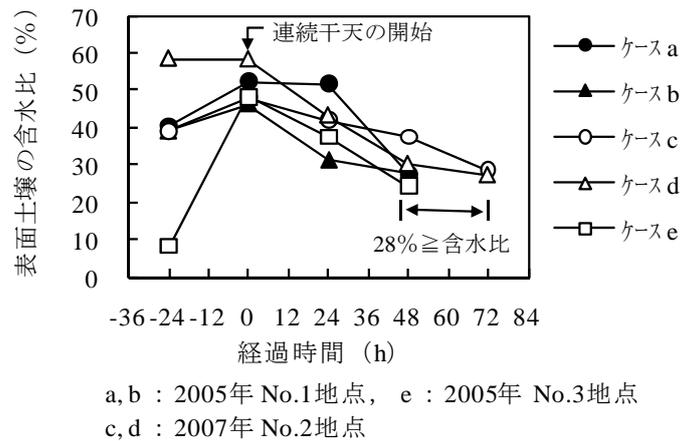


図2.22 表面土壌含水比の低下状況

まで低下する場合でも途中で小雨が断続するような場合は除外している。3ヶ年の観測で得られたのは5ケースである。

ケース a・b・c は、含水比が 40%程度 のときに 10mm 前後の雨が降り、含水比が 50%付近まで上昇、その後干天が始まる場合である。ケース d は表面が十分湿った状態に、さらに 30mm 程度の雨があり 60%近い含水比で干天が始まる場合である。ケース e は含水比が 10%以下の強く乾燥した状態に 10mm の雨で含水比が 50%程度まで上昇し干天が始まる場合である。図 2.22 は干天開始から 48~72 時間後(おおむね 3 日目)には、含水比が 28%まで下がることを示している。

上記ケース a・b・c・d の 4 ケースは、表面土壌の含水比だけでなく下層の土壌水分もテンシオメーターにより観測している。図 2.23 は、各ケースにおける深さ別土壌水分の変動状況である。テンシオメーターの深さは、ケース a・b が 5・10・15・25・35cm で、ケース c・d が 5・10・15・25・35・45cm である。水分量の変化は、ほとんどが 25cm 以浅で生じており、25cm 以深ではわずかである。表 2.2 は干天の始まりから表面土壌の含水比が 28%付近に下がる期間に、消費される水分量を土壌水

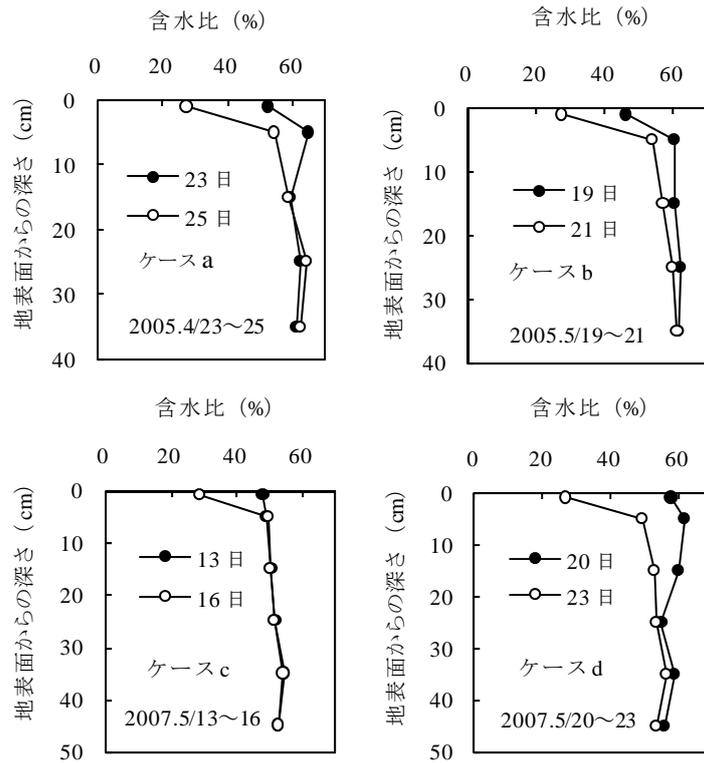


図2.23 土壤水分分布の変動状況

表2.2 日消費水量の観測値

観測ケース	降雨量 (mm)	含水比		日消費水量				
		始期 (%)	終期 (%)	1日目 (mm)	2日目 (mm)	3日目 (mm)	計 (mm)	平均 (mm)
a	13.0	52.2	27.4	6.4	2.3	-	8.7	4.4
b	9.0	46.2	27.4	2.5	10.1	-	12.6	6.3
c	6.5	48.0	28.5	0.4	5.3	1.8	5.7	2.5
d	31.0	58.1	27.1	7.4	13.5	5.5	20.9	8.8
平均							12.0	5.5

a, b : 2005年 No.1地点, c, d : 2007年 No.2地点

分減少法により計算した結果である。

4つのケースを平均した消費水量は 12.0mm, 日消費水量は $5.5\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ である。消費水量の 12.0mm は土地改良事業計画設計基準「農業用水(畑)」¹¹⁾ に示された 1回の灌水量 10mm に近い値である。しかしなが

ら、ケース b・d は 2 日目の日消費水量が $10\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ を超えるこの季節としては大きな値になっているなど、各ケースの値には大きなばらつきがある。かんがい計画を立てるためには、日消費水量をもとに灌水方法を検討しなければならないが、自然状態の圃場における観測では、3 年間で得られたデータは 4 ケースに限られ、今後さらにデータを積み上げるか、あるいは土壌水分のシミュレーションモデルを用いた検討を行っていくことが必要と考えられる。

2.4 飛土の発生に風・土壌水分が及ぼす影響

2.4.1 飛土が発生するときの風速と土壌水分量の閾値

図 2.24 は、飛土発生における風速と土壌水分量の相互関係を見るため、飛土観測期間中における毎日のデータをプロットした散布図である。マーカーは、飛土量が $0.1\text{g}\cdot\text{d}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ 以上 (○), $0.1\text{g}\cdot\text{d}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ より少 (●), 飛土量がゼロ (×) の 3 種類に分けて表示している。ここで飛土量は、飛土採取量の地面上 0cm と 20cm の平均値と、地面上 20cm と 50cm の平均

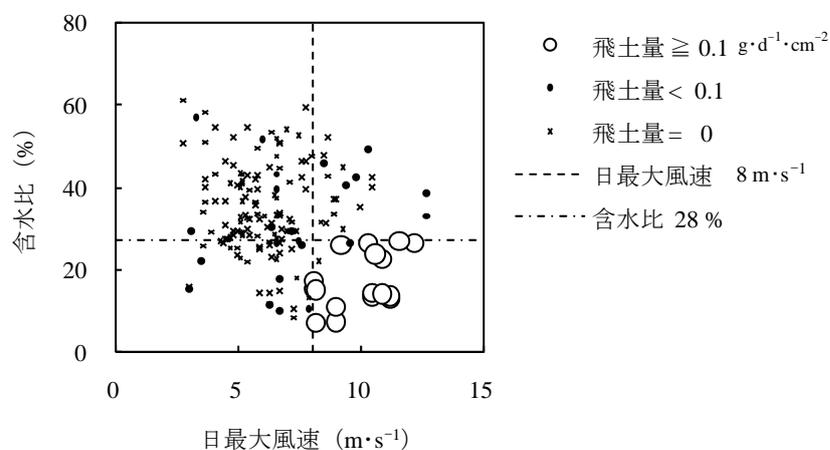


図2.24 飛土量と風速・含水比の関係

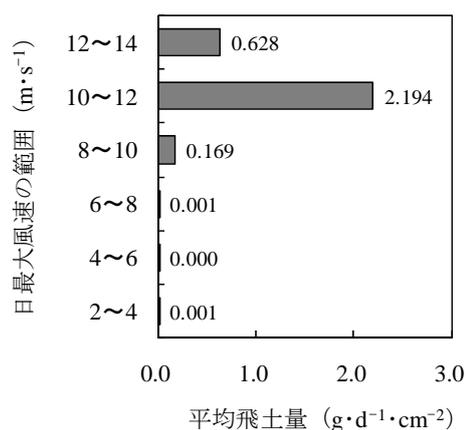


図2.25 日最大風速と平均飛土量

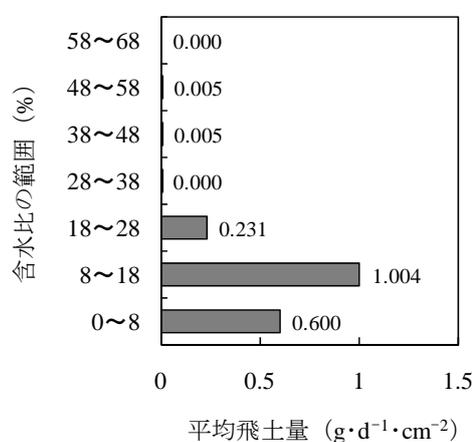


図2.26 表面土壌の含水比と平均飛土量

値を，それぞれの飛土採取器高の差 20cm と 30cm で加重平均した値としている． マーカー表示の境界値 $0.1\text{g}\cdot\text{d}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ は，飛土の発生が明瞭になり始めるとき（日最大風速： $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，含水比：28%）の平均飛土量が $0.1\text{g}\cdot\text{d}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ のオーダーである（図 2.25，図 2.26）のを参考としている．

観測期間中の全飛土量は $19.2\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$ である． そのうち飛土量が $0.1\text{g}\cdot\text{d}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ 以上あった日の飛土量の合計は $18.9\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$ で，全飛土量の 98.4% を占めている． ほとんどの日で地面上 0cm だけでなく 20cm・50cm でも飛土が観測される激しい風食が発生している． 一方，飛土量が $0.1\text{g}\cdot\text{d}^{-1}\cdot$

cm^{-2} より少なかった日は、飛土観測のほとんどが地面上 0cm でのものであり激しい風食は生じていない。したがって飛土による耕地や作物の被害防止の対象とするのは、飛土量が $0.1\text{g}\cdot\text{d}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ 以上の場合と考えて、以下の検討を行っている。

図 2.24 を見ると、飛土量が $0.1\text{g}\cdot\text{d}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ 以上のデータ (○) は、日最大風速が $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上で、かつ含水比が 28% 以下の範囲に分布しており、この範囲外での分布はない。飛土量が $0.1\text{g}\cdot\text{d}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ より少 (●) 及びゼロ (×) のデータは、前記の範囲にもわずかに分布しているが、ほとんどは、前記の範囲外に分布している。これらのことから被害防止の対象となるような風食は、日最大風速で $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、表面土壌の含水比で 28% を閾値とし、日最大風速で $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上かつ表面土壌の含水比 28% 以下のとき発生すると考えられる。なお図 2.24 では $0.1\text{g}\cdot\text{d}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ 以下の飛土発生は、その分布に規則的な傾向があまり見られない、またこのときの飛土は、日最大風速と表面土壌の含水比が閾値に達していない場合でも発生している。この原因には、地表面の不陸の凸部などの局所的な乾燥や、局所的な突風、観測の誤差などがあると考えられる。

2.4.2 飛土量と風・土壌水分の関係

飛土量を目的変数とし、日最大風速、閾値以上の風の吹走時間、表面土壌の含水比を説明変数として重回帰分析を行った。

解析には閾値を超えたとき (日最大風速 $\geq 8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ で、含水比 $\leq 28\%$) のデータを用いた。日最大風速、吹走時間、含水比のデータは、そのままではなく累乗したものを説明変数としている。解析では、説明変数については強制投入法とし、よい相関が得られるまで各説明変数における累乗の指数の値を変えて試算を繰り返す方法をとった。その結果、日最

大風速の3乗，吹走時間の3乗，含水比のマイナス2乗を説明変数としたとき，飛土量の計算値と実測値が比較的良好に合う（図 2.27）重回帰式が得られた．このときの重回帰式を以下に示す．

$$Q = a \times U^3 + b \times T^3 + c \times W^{-2} + 0.15389 \quad (2.1)$$

ここに， Q ：飛土量（ $\text{g} \cdot \text{d}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ ）

U ：日最大風速（ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ）

T ：閾値以上の風の吹走時間（ $\text{h} \cdot \text{d}^{-1}$ ）

W ：表面土壌の含水比（%）

a, b, c ：偏回帰係数（表 2.3）

重回帰分析で問題となる多重共線性の有無の判断基準には分散拡大要因（Variance Inflation Factor，以下 VIF）を用いた．一般的に多重共線性がある場合の VIF 値は 10 以上とされており，(2.1) 式の各説明変数における VIF 値は， U^3 で 1.4， T^3 で 1.2， W^{-2} で 1.0 であり，いずれの値も 10 より小さく多重共線性はないものと判断した．

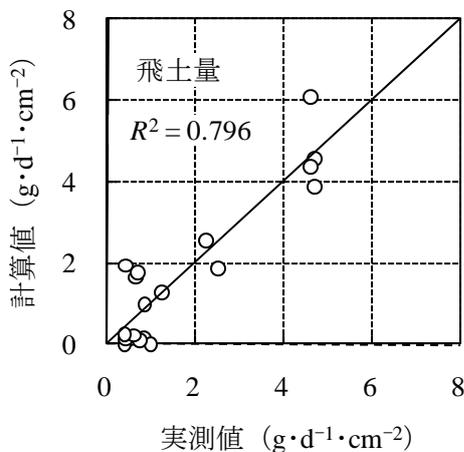


表2.3 重回帰式の係数

	偏回帰係数	標準偏回帰係数
a	0.0003515	0.076
b	0.0077562	0.872
c	12.662082	0.035

図2.27 実測値と計算値の関係

表 2.3 には標準偏回帰係数を示しているが，係数の値が 1 番大きいのは b で， a はその次で 1 桁小さく， c はさらに小さい．飛土量に最も大きな影響を与えるのは，日最大風速の大きさではなく吹走時間であり，含水比は閾値を超えてしまった状態では，吹走時間や日最大風速ほどの影響は与えないことが示されている．

2.5 風食発生と気象の関係

2.5.1 風食が激しいときの気象

図 2.28 は，2005 年の観測データ (No.1・No.3 地点) を時系列に並べたものである．マーカーは，平均飛土量が $0.1\text{g}\cdot\text{d}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ 以上であった日における地面上 0・20・50cm のデータをプロットしたものである．No.1 地点，No.3 地点ともにデータは同じ傾向を示している．地面上 0cm だけでなく 20cm や 50cm でも風食があったのは 4 月 20 日，28～30 日，5 月 4～5 日の 6 日間である．これらの風食発生日を見ると日最大風速が $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上で，表面土壌の含水比は 28% 以下である．日最大風速 $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，表面土壌の含水比 28% を閾値として風食が発生する傾向が示されている．

特に風食が激しいのは 4 月 29・30 日であり，この時の日最大風速は $11\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ， $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上の吹走時間は 8 時間に及んでいる．5 月 20 日は日最大風速 $13\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ， $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上の吹走時間が 7 時間と風の強い日である．含水比は 28% をわずかに上回っているため，平均飛土量で $0.1\text{g}\cdot\text{d}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ を超える風食は発生していない．飛土は地面上 0cm で観測されているだけであり量もわずかで，現地の観察でも被害を生じるようなものではな

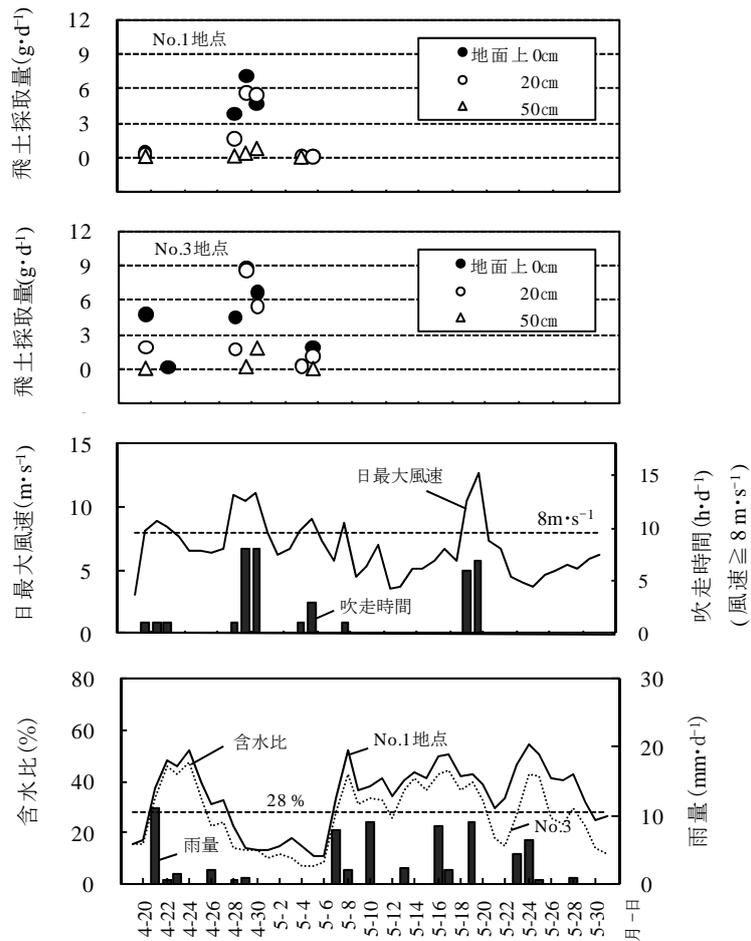


図2.28 気象条件と飛土の発生状況 2005年，観測地点 No.1, No.3

かった。

気象と表面土壌の含水比の関係は，図 2.28 に示すように，含水比は降雨に敏感に反応している．5月7～8日のように $10\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 前後の雨で表面土壌の含水比は 50% 近くに上昇する．降雨以前の土壌の乾燥状態を考えれば，作物根域の水分補給としては必ずしも十分とはいえないが，表面土壌に限れば $10\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 程度の雨で十分湿っている状態であると考えられる．

図 2.29 は，激しい風食のあった 4 月 29 日の天気図¹³⁾ である．低気圧がサハリンの南にあり，強い南西の風が吹く気圧配置となっている．寒冷前線は関東の北部にあり，奥中山では雨が降る状況ではなく，乾燥

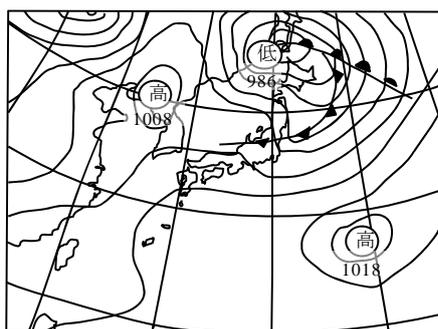


図2.29 風食が著しかった日の天気図 (2005.4.29)

した気象条件になっている。3ヶ年の観測期間中に風食を起こす強い風が吹いた日の気圧配置はサハリンの南に低気圧がある場合が約70%であり、その他ではウラジオストック、ハバロフスク、北海道付近に低気圧がある場合である。

2.5.2 気象データからみた風食発生頻度

図2.30は、アメダス奥中山のデータをもとに過去30年間の4～5月において風食を起こした可能性のある日数を各年毎に推定したものである。日最大風速はアメダスの日最大風速を圃場で観測した風速との回帰式により圃場の風速に換算している。風食発生日の推定は連続干天期間中において干天開始から3日目以降で日最大風速が $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上の日を風食があった日と考えることにより行った。

推定結果では、過去30年間のうちで風食が発生していないのは1985・1995・1999・2002年の4ヶ年のみであり、風食はほぼ毎年生じる現象といえる。風食発生日数は平均で2.27日/年、標準偏差1.53日/年である。土地改良事業計画では一般的に再現期間10年の場合を整備目標とする。1/10年確率に相当する風食発生日数は、年風食発生日数を正

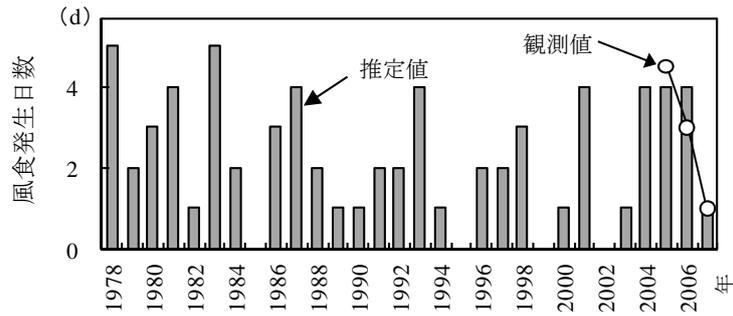


図2.30 過去30年間の4～5月における風食発生日数（推定値）

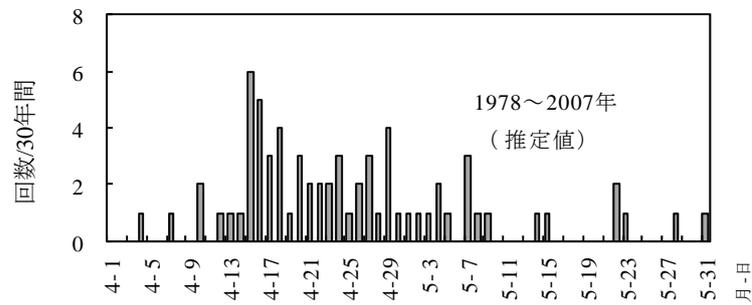


図2.31 過去30年間の4～5月の各日における風食発生頻度（推定値）

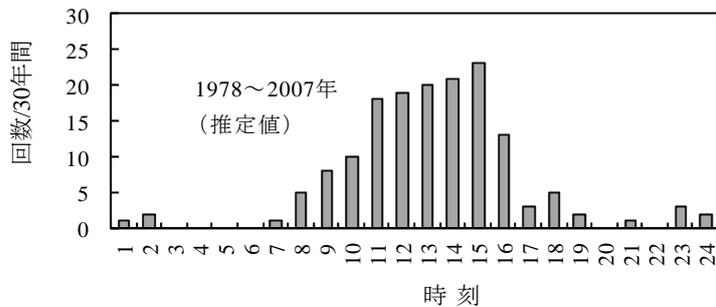


図2.32 風食発生日の毎時風速が 8 ms^{-1} を超える頻度（推定値）

規分布とみなして概算すると 4.22 日/年である．現地観測を行った 3 ヶ年のうち 2005 年と 2006 年の推定値は 4 日/年であり 1/10 年確率に相当している．これらの年における風速，土壤水分量，飛土量などの観測デ

一タは、風食防止灌漑の計画を立てるとき、用水諸元や事業効果算定などの検討に利用できる。図 2.30 には現地観測による風食のあった日数（飛土が地面上 0 cm だけでなく 20 cm・50 cm でも観測された日数）を併記しているがおおむね推定値と同じ傾向である。

図 2.31 は、過去 30 年間の 4～5 月の各日が連続干天開始 3 日目以降に該当し日最大風速が $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上となった頻度を示したものである。4 月中旬から 5 月上旬にかけて風食が起りやすいことが分かる。

図 2.32 は、過去 30 年間の 4～5 月で風食が発生した可能性があった日の毎時において、風速が $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ を超える頻度を示したものである。これによると昼間に風速が $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ を超えることが多く特に 11～15 時の頻度が高く、夜間と朝夕の頻度は低いことが分かる。

調査地区の農家聴き取り調査では、飛土が発生するのは 4～5 月で、5 月中旬を過ぎると発生頻度は減り、1 日のうちで飛土が発生する時間帯は 10～17 時で、激しい飛土は 14～15 時頃に起こるとされる。図 2.31 及び図 2.32 には、おおむねこれに沿った傾向が示されている。

2.6 まとめ

本研究では、風食の実態把握のため、岩手県奥中山高原で 2005～2007 年の 4～5 月を対象として風食の現地観測を行った。その結果、日最大風速 $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ （以上）、表面土壌の含水比 28%（以下）を閾値として風食が起こることが分かった。日最大風速及び含水比が閾値を超えたときのデータを用いた重回帰分析からは、飛土量に最も大きな影響を与えるのは閾値以上の風の吹走時間、その次が日最大風速で、含水比は閾値を超

えてしまうと、その影響は前 2 者に比べて小さいことが示された。

また現地観測では、表面土壌の含水比は、降雨でよく湿った状態から、おおむね 3 日後には閾値の含水比である 28%まで低下することが分かった。これをもとにアメダス奥中山における過去 30 年間の気象データから、連続干天期間とその間の風速を調べ、過去の風食発生状況を推定した。その結果、風食はほぼ毎年起こる現象であり、4 月中旬から 5 月上旬に起こり易いこと、また 1 日のうちで激しい風食が生じるのは午前 11 時から午後 3 時で、朝・夕・夜間には起こりにくいことが示された。

第 3 章 気象データを利用した土壌水分の推定手法

第 2 章では，奥中山高原の調査圃場で 2005～2007 年に行った風食に関する現地観測結果から，奥中山高原では日最大風速 $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ （以上），表面土壌の含水比 28%（以下）を閾値として風食が起こることが示された．このことから散水により表面土壌の含水比を 28%より湿った状態に保てば風食が防止できると考えられる．

散水により風食を防止するときの用水諸元を求めるには，現地の圃場における灌水試験や地表面が乾燥するときの土層の水分量変動を実測する方法がある．

しかし，気象条件が毎年変化することから，短期間では期待するデータを得るのが難しい．さらに農家の作付け計画から毎年同じ場所での観測が難しいなどの問題がある．そのような場合，想定した気象条件下で，灌水を行ったときの土壌水分変動の予測ができるシミュレーションモデルがあれば，調査圃場の気象条件・営農条件に左右されることなく，用水諸元の検討が可能となる．

土壌水分の予測に関する研究の多くは，ダルシー則をもとにしたバッキンガムダルシーの式と連続方程式を組み合わせたリチャーズ式による数値解析から近似解を求める方法がとられている．しかしながらこの方法では，灌漑計画を策定するときのように，数十年を対象として各年次における灌漑期間について，灌漑方式を変えて多くのケースをシミュレーションする場合には計算量が莫大になる．またリチャーズ式は土層が成層でなければ取り扱いが難しく，実際の圃場は完全な成層とは限らず，亀裂や根穴などのマクロポアが存在し土壌水は複雑に動くが，モデ

ルにおける亀裂の表現方法等は確立されておらず，多くの課題が残っているとされる¹⁷⁾。

これらのことから，本章では，ダルシー則にはよらず，土壌の水収支に着目した方法について，リチャーズ式に代わる方法として，その可能性を探ることとした．ここでは比較的簡単な方法として，降水量，気温，湿度などの気象データとタンクモデルを用いて土壌水分を予測する方法について検討した．タンクモデルには，河川流出解析用に開発されたもので土壌水分の解析用ではないが，菅原¹⁸⁾，¹⁹⁾の土壌水分構造つきのタンクモデルを用いた．このモデルには，土壌水が粗い間隙や孔，割目を優先的に通っていく仕組みが考慮されるなど，現実の土壌水の動きに即した構造が付け加えられている

モデルの検討は，それぞれ圃場条件が異なっている，岩手県の一戸町奥中山高原，二戸市夏間木地区，青森県八戸市鮫町地区の3地区について行った．いずれも計算値と実測値がよく合うモデルが同定できている．解析対象の土壌厚はいずれも40cmで，計算における土壌水分量は40cmを一括した土層の平均値で取り扱っている．なお風食防止の検討に必要な土壌表面に特定した水分量の解析については次の第4章で述べる．

3.1 土壌中における水の動き

土壌内の水分移動をモデル化する場合の前提条件として，土壌構造は成層ではなく，粗い間隙や孔，割目があって水みちとなる粗間隙土壌と，粗間隙土壌を介して水が出入りする微細間隙土壌の2つが混在するものと仮定した．

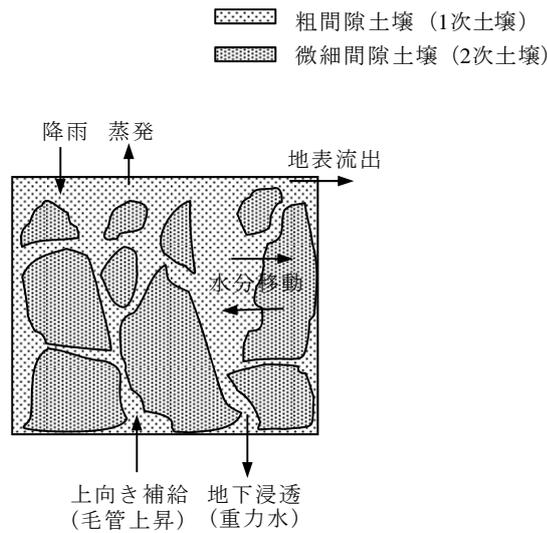


図3.1 土壌水移動の概念図

水は図 3.1 に示した概念図のように土壌の中を動く。降雨時，土壌表面から浸透してきた水は，粗間隙土壌の入り込み易い空隙を満たしながら，微細間隙土壌の細かくて入り込みにくい空隙に徐々に移動していく。

微細間隙土壌に移動しきれない過剰水は地下浸透水や地表流出水になる。このとき粗間隙土壌の水は，微細間隙土壌を飽和させてから，なお過剰な水が地下浸透水や地表流出水になるのではない。粗間隙土壌に急激に水が供給されるようなときには，微細間隙土壌が飽和しなくても地下浸透水や地表流出水が発生する。

土壌表面から蒸発が生じているとき，水は粗間隙土壌を通過して上昇する。同時に微細間隙土壌の水は粗間隙土壌側に徐々に移動する。また毛管現象による上向き補給水も発生する。

菅原^{18), 19)}は，粗間隙土壌を 1 次土壌，微細間隙土壌を 2 次土壌と呼んでいる（以下 1 次土壌・2 次土壌と表記する）。土壌構造を 1 次土壌と 2 次土壌に分けるのは，菅原の土壌水分構造つきのタンクモデルにおける考え方である。

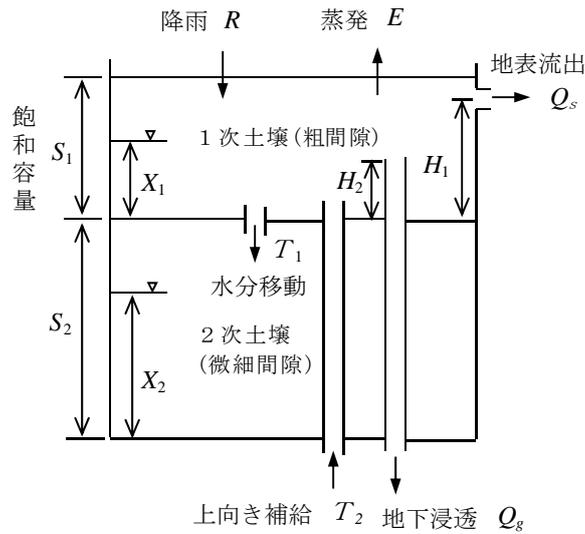


図3.2 土壌のタンクモデル図

3.2 土壌水分変動の推定モデル

図 3.2 は，図 3.1 に示した土壌水移動の概念をもとに作成したタンクモデルである．各流出孔・浸透孔における計算式は以下の通りである．

$$Q_s = a_1 \times (X_1 - H_1) , \text{ただし } X_1 \leq H_1 \text{ のとき } Q_s = 0 \quad (3.1)$$

$$Q_g = a_2 \times (X_1 - H_2) , \text{ただし } X_1 \leq H_2 \text{ のとき } Q_g = 0 \quad (3.2)$$

$$T_1 = b \times (X_1 / S_1 - X_2 / S_2) \quad (3.3)$$

$$T_2 = c \times (1 - X_1 / S_1) , \text{ただし } Q_g > 0 \text{ のとき } T_2 = 0 \quad (3.4)$$

$$E = E / E_p \times E_p \quad (3.5)$$

$$E / E_p = 1 / \{ 1 + f \times \exp(-g \times S_r / E_p) \} \quad (3.6)$$

$$S_r = X_1 / S_1 \quad (3.7)$$

ここで， Q_s ：地表流出量 ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)， Q_g ：地下浸透量 ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)，

X_1 : 1次土壤の水分量 (mm), H_1 : 地表流出孔高 (mm),
 H_2 : 地下浸透孔高 (mm), X_2 : 2次土壤の水分量 (mm),
 T_1 : 1~2次土壤間水分移動量 ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$),
 T_2 : 上向き補給水量 ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$), E : 蒸発量 ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$),
 E_p : 蒸発位 ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$), S_r : 1次土壤の飽和度 ($\text{mm}\cdot\text{mm}^{-1}$),
 a_1 (h^{-1}), a_2 (h^{-1}), b ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$), c ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$), f, g はモデル定数である.

計算式のうち (3.1), (3.2) は菅原²⁰⁾による一般的なタンクモデルの式である. (3.3) は土壤水分移動の式であり, 水分が湿った土壤から乾いた土壤に移動する現象を表現している. (3.4) は毛管現象による上向き補給水の式であり, 1次土壤が乾いているほど上向き補給水が多くなる現象を表している. (3.3) と (3.4) 式は菅原¹⁸⁾が流域の土壤の乾湿を考慮した河川の流出解析に用いた直列4段タンクモデルにおける最上段のタンク (土壤水分構造つきのタンク) の式である.

X_1/S_1 , X_2/S_2 は, 1次土壤, 2次土壤のそれぞれ飽和度 (湿り具合) を表す. S_1 , S_2 は飽和容量で, 各土壤の間隙を高さ (mm) で表示する. 本モデルは土層厚 40 cm を対象としているが, S_2 , S_3 は, 計算や現地試験で求めることは難しいので, S_2+S_3 の値が 40 cm の土層厚の総間隙量 (mm) に等しくなることを条件として, モデル定数の同定時に試算により決めている.

(3.5) 式の E_p は蒸発位で, 本モデルではペンマン式により計算した. 蒸発量と蒸発位の比 (E/E_p ; 蒸発量比) は地面が十分湿っているとき, ほぼ 1 になるが, ある程度乾燥が進むと小さくなり, 蒸発位が高いほど蒸発量比の減少率は大きくなる²¹⁾. この特性を考慮して (3.6) 式では蒸発量比がロジスティック曲線に従うものと仮定している. (3.6) 式を用いて, 飽和度 (S_r) と蒸発位 (E_p) から求めた蒸発量比 (E/E_p) の例を

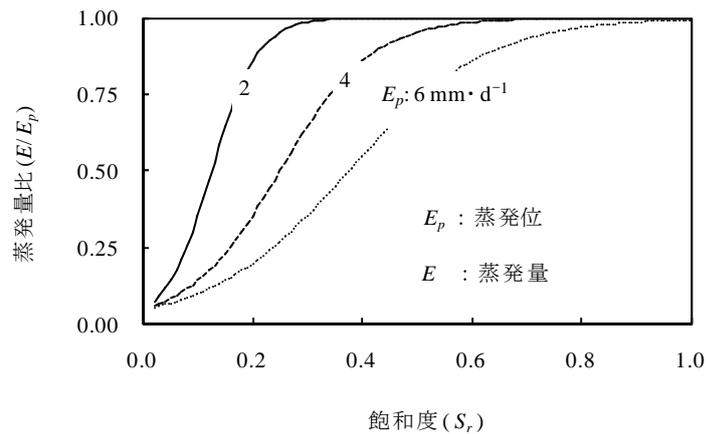


図3.3 土壌の飽和度(S_r)と蒸発量比(E/E_p)の仮想的関係

図 3.3 に示す。

モデル定数は、土壌水分量の計算値が実測値に近づくまで、逐次値を修正しながら試算を繰り返して決定した。試算時におけるモデル定数の値の調節は、地表流出に関する a_1 , H_1 と地下浸透に関する a_2 , H_2 により、土壌がよく湿ったときの土壌水分量を実測値に合わせることができる。上向き補給水に関する c により、土壌がよく乾燥したときの土壌水分量を実測値に合わせることができる。1~2次土壌間水分移動量に関する T_1 の値を調節すると時間経過とともに変化する土壌水分量を右肩上がりしたり、右肩下がりにすることができる。蒸発量に関する f , g の値を調節すると、時間-土壌水分量曲線の曲がり具合を実測値の場合の曲線に合わせることができる。

3.3 調査圃場におけるモデルの同定

3.3.1 調査圃場の土性

モデルの同定は、岩手県の一戸町奥中山高原、二戸市夏間木地区、青

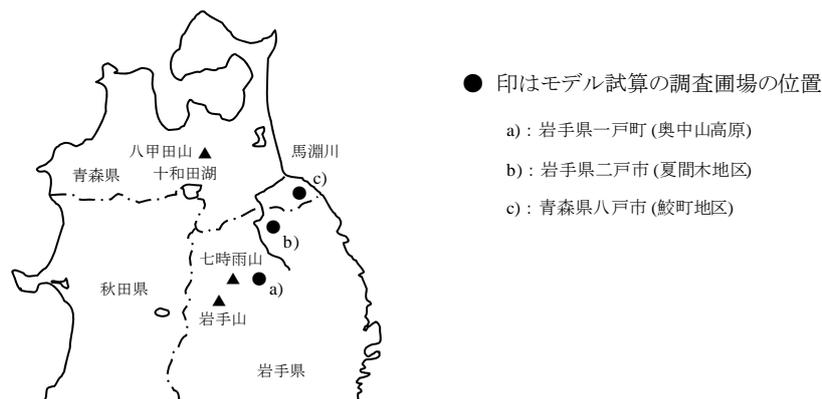


図3.4 タンクモデル試算の対象圃場(調査圃場)位置図

森県八戸市鮫町地区の3地区の圃場について行った(図3.4)。奥中山高原は、岩手火山及び七時雨火山に由来する火山性土壌で、二戸市夏間木地区と青森県八戸市鮫町地区は、八甲田火山及び十和田火山に由来する火山性土壌である。

各調査圃場における土壌の間隙率と乾燥密度を表3.1及び表3.2に、土壌断面図を図3.5に示す。

表3.1と表3.2を見ると、奥中山高原に比べて、夏間木地区と鮫町地区は間隙率が大きく、乾燥密度も小さい。夏間木地区と鮫町地区は、奥中山高原に比べると締りがゆるく軽い土壌である。図3.5の土壌柱状図を見ると、深さ40cmまでの土性は、奥中山高原がL, CL, 夏間木地区がL, 鮫町地区がL, SLであり、鮫町地区は、奥中山高原と夏間木地区よりも目の粗い土壌である。

図3.6は、各調査圃場における土壌水分特性曲線である。土壌水分特性曲線におけるマトリックポテンシャルは、現地で採取した深さ5・15・25・35cmの試料に土柱法及び遠心法を適用して測定している。土壌水分特性曲線の傾向として、奥中山高原と鮫町地区はやや似ているが、夏

間木地区は，奥中山高原と鮫町地区に比べて小さなマトリックポテンシャル値で体積含水率が減少しており，水はけのよい土壌といえる．

表3.1 各調査圃場における土壌の間隙率

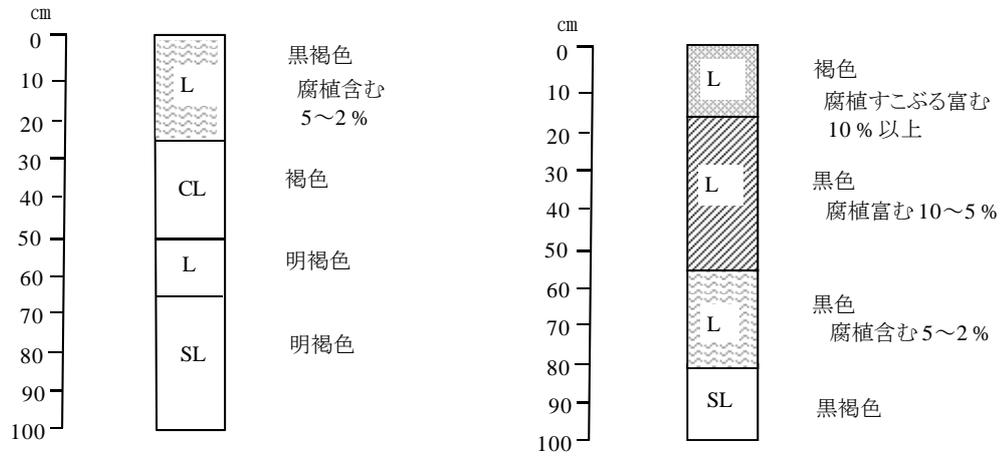
(単位：%)

地表からの深さ	a) 一戸町 (奥中山高原)	b) 二戸市 (夏間木地区)	c) 八戸市 (鮫町地区)
5 cm	68.07	71.20	73.94
15 cm	58.21	66.90	70.15
25 cm	61.21	67.10	67.32
35 cm	60.78	70.50	73.99
平均	62.07	68.93	71.35

表3.2 各調査圃場における土壌の乾燥密度

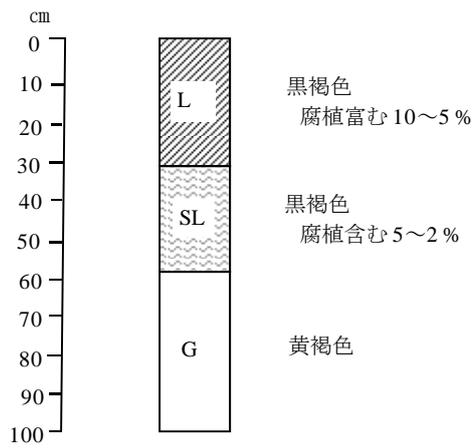
(単位：Mg・m⁻³)

地表からの深さ	a) 一戸町 (奥中山高原)	b) 二戸市 (夏間木地区)	c) 八戸市 (鮫町地区)
5 cm	0.77	0.78	0.63
15 cm	1.00	0.89	0.66
25 cm	0.95	0.84	0.78
35 cm	0.95	0.76	0.67
平均	0.92	0.82	0.69



a) 一戸町奥中山高原

b) 二戸市夏間木地区



c) 八戸市鮫町地区

図3.5 各調査圃場の土壌断面図

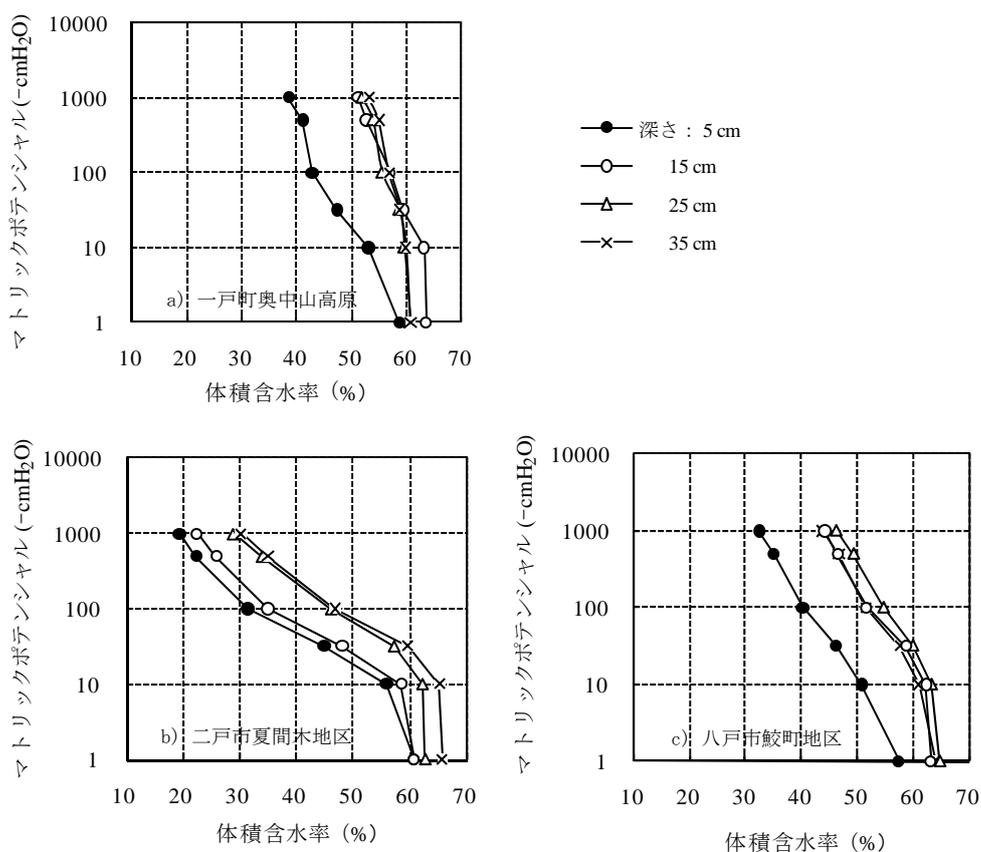


図3.6 各調査圃場における土壌水分特性曲線

3.3.2 モデルによる土壌水分変動の試算

モデル同定のために行った計算の期間は、調査圃場において気象観測と土壌水分測定を行った期間をもとに、奥中山高原が2005年4月19日～7月30日、夏間木地区が2007年4月20日～5月28日、鮫町地区が2003年4月1日～6月14日とした。

土壌水分の測定については、各調査圃場で地表面から深さ5・15・25・35 cmに設置したテンシオメーターによりマトリックポテンシャルを観測し、土壌水分特性曲線(図3.6)から各深さの体積含水率を求めている。モデル同定時は、それぞれの土層厚で加重平均した値を1次土壌と2次

土壌の平均体積含水率の実測値としている。

気温，相対湿度，土壌水分量は毎日午前 10 時の定時観測で，風速，雨量は毎正時の観測である。各調査圃場における計算期間中の気象状況について，雨量，気温などの平均値を表 3.3 に，毎日の値を図 3.7・図 3.8・図 3.9 に示す。

ペンマン式の計算に必要な日照時間は，各調査圃場近傍のアメダスデータ及び測候所データを用いた。アルベド²²⁾は湿った黒土の 0.05，乾湿計定数は 0.66 とした。

モデルにおける計算の時間刻みは 1 時間である。蒸発位はペンマン式による日計算値を 1 時間あたりの平均値 ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) に換算しモデルに与えている。

表3.3 タンクモデル試算期間中の気象（期間中の平均値）

調査圃場	観測年	観測期間 (計算期間)	観測日数 (計算日数) (d)	平均 雨量 ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$)	平均 気温 ($^{\circ}\text{C}$)	平均相 対湿度 (%)	平均 風速 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	日照 時間 ($\text{h}\cdot\text{d}^{-1}$)
a)	2005	4月19日～ 7月30日	103	4.0	14.7	66.5	2.7	3.9
b)	2007	4月20日～ 5月28日	39	2.8	11.4	72.7	2.3	4.9
c)	2003	4月1日～ 6月14日	75	1.3	9.2	74.0	2.0	6.6

注) a) は一戸町奥中山高原， b) は二戸市夏間木地区， c) は八戸市鮫町地区

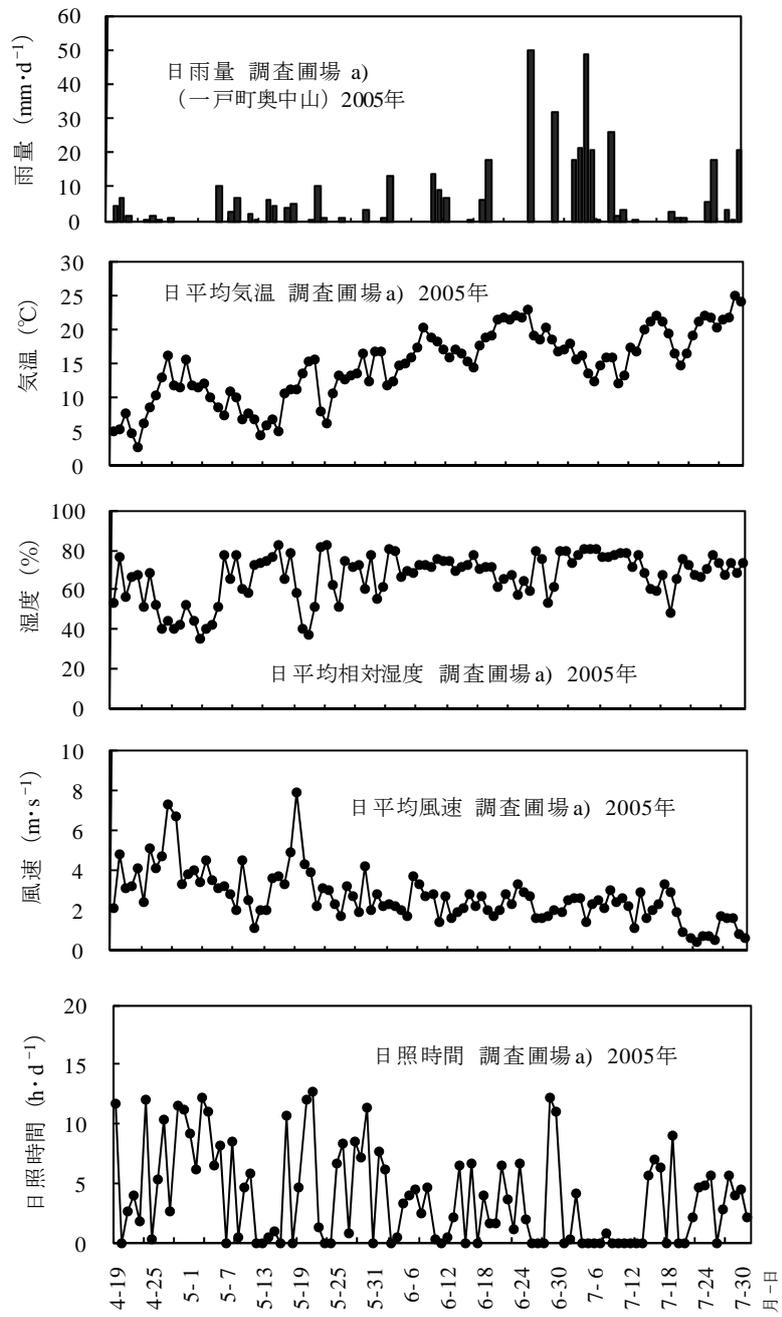


図3.7 タンクモデル試算期間中の気象
 調査圃場 a) 2005年
 (降雨・気温・相対湿度・風速は圃場の観測値,
 日照時間はアメダス奥中山の値)

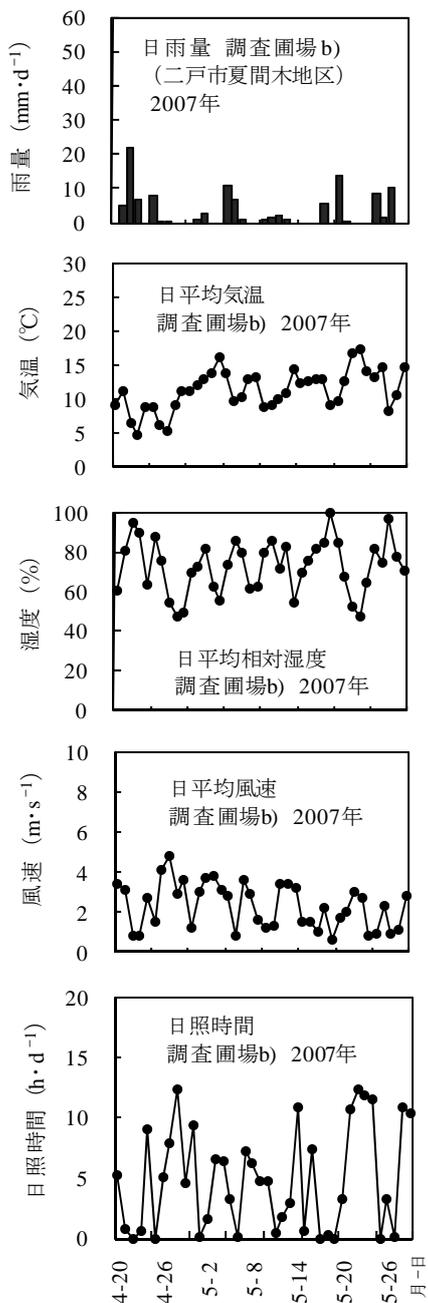


図3.8 タンクモデル試算期間中の気象調査圃場 b) 2007年
(降雨・気温・相対湿度・風速は圃場の観測値，日照時間はアメダス二戸の値)

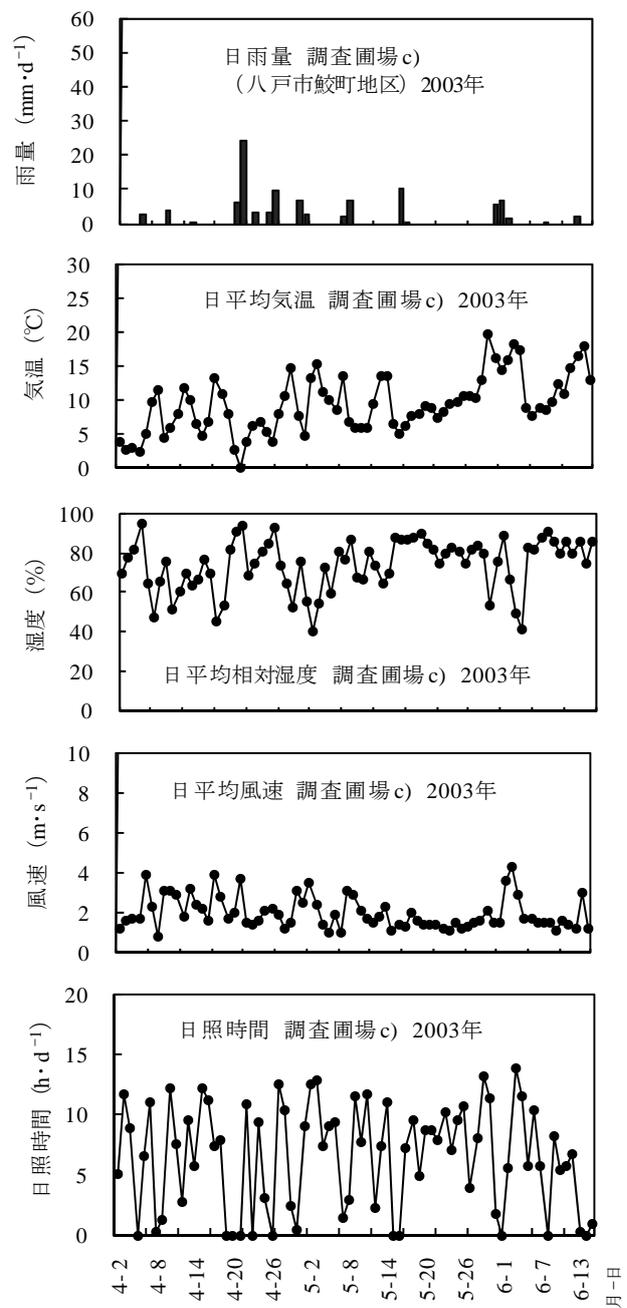


図3.9 タンクモデル試算期間中の気象調査圃場 c) 2003年
(降雨・気温・相対湿度・風速は圃場の観測値，日照時間は八戸測候所の値)

モデル同定のための試算は、調査圃場の地表面が、夏間木地区と鮫町地区は裸地の状態で、奥中山高原は裸地と牧草が植栽されている2つの状態で行っている。

図 3.10～3.13 にモデルによる土壌水分の変動状況の計算結果を示す。体積含水率は、1次土壌と2次土壌の計算値を飽和容量で加重平均したものと、実測の平均体積含水率を比較している。また計算の時間刻みは1時間であるが、計算値は実測値に合わせて日平均値でまとめている。図 3.10 は奥中山高原の裸地、図 3.11 は奥中山高原の牧草地、図 3.12 は夏間木地区（裸地）、図 3.13 は鮫町地区（裸地）における計算結果である。いずれも計算値は実測値によく合っている。各調査圃場におけるモデル定数を表 3.4 に示す。

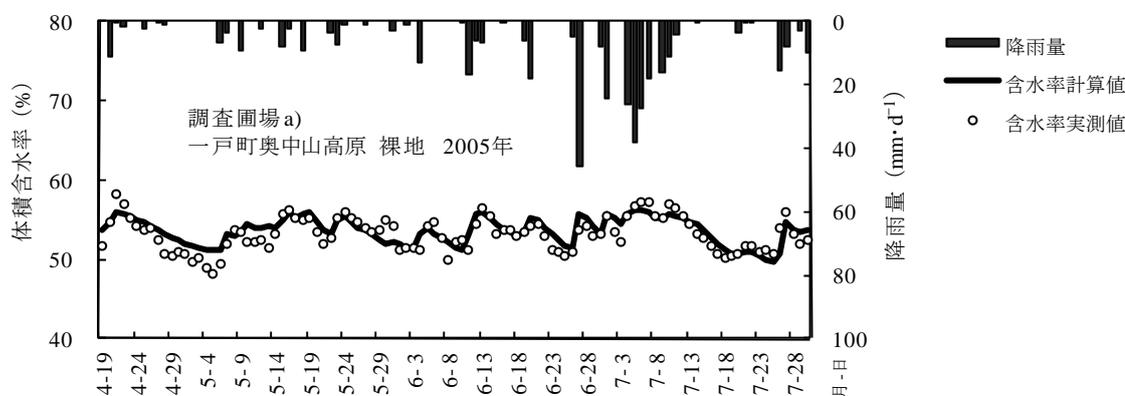


図3.10 タンクモデルによる土壌水分の計算結果
調査圃場 a), 一戸町奥中山高原(裸地)

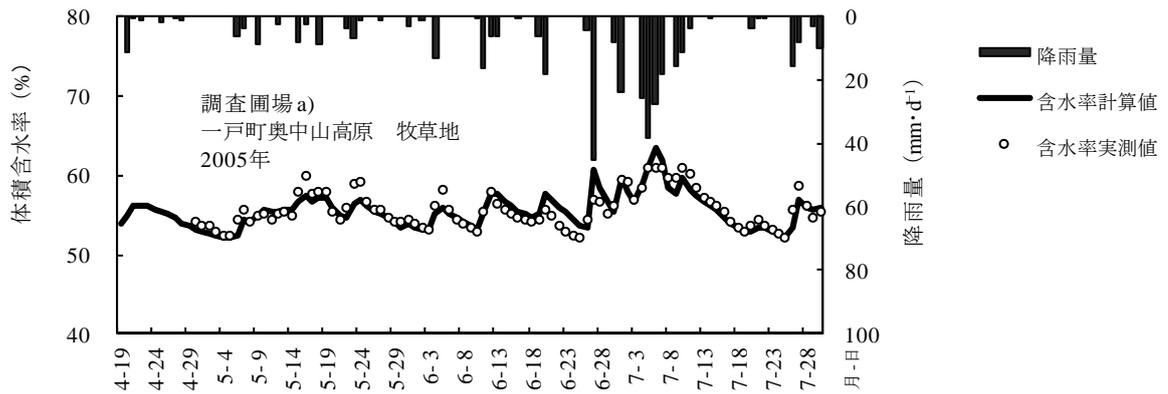


図3.11 タンクモデルによる土壌水分の計算結果
調査圃場 a), 一戸町奥中山高原(牧草地)

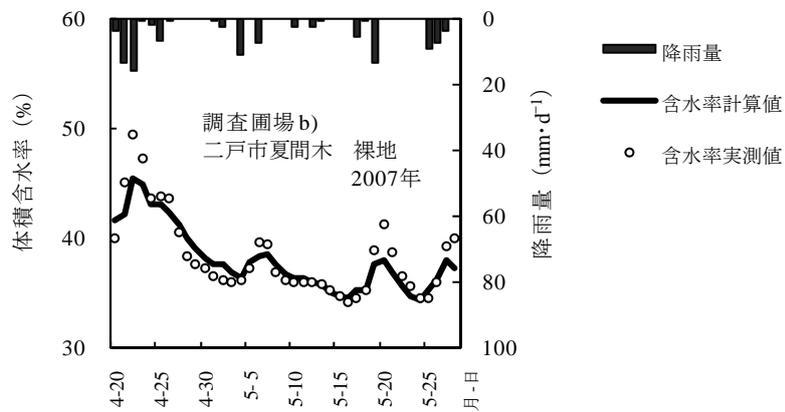


図3.12 タンクモデルによる土壌水分の計算結果
調査圃場 b), 二戸市夏間木地区(裸地)

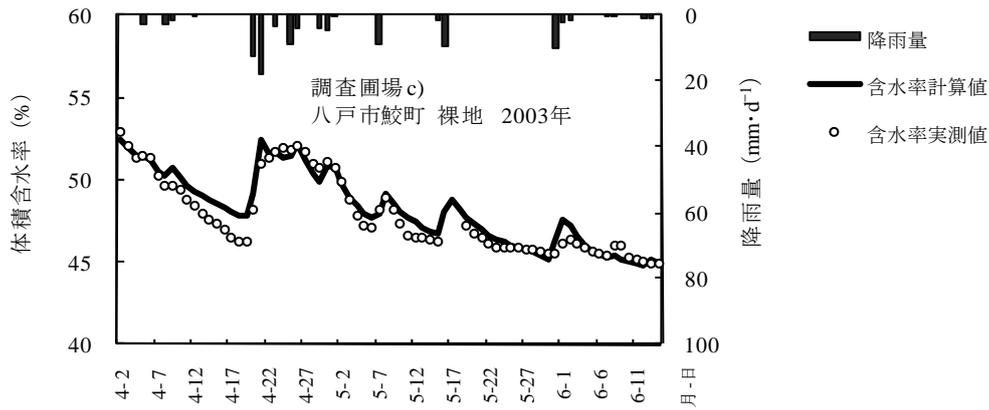


図3.13 タンクモデルによる土壌水分の計算結果
調査圃場 c), 八戸市鮫町地区(裸地)

表3.4 各調査圃場におけるタンクモデルの定数

調査圃場	地表の 状態	土壌厚 (cm)	1次土壌 S_1 (mm)	2次土壌 S_2 (mm)	蒸発散 f ($-$) g ($-$)		流出孔 H_1 (mm) a_1 (h^{-1})		浸透孔 H_2 (mm) a_2 (h^{-1})		水分移動 b ($mm \cdot h^{-1}$)	上向き補 給水 c ($mm \cdot h^{-1}$)
a)	裸地	40	(0.18)	203.58	6.00	1.50	38.0	0.3000	36.0	0.200	0.015	0.100
			44.69									
b)	裸地	40	(0.12)	242.63	5.00	4.00	29.0	0.0100	25.0	0.010	0.010	0.010
			33.09									
c)	裸地	40	(0.12)	251.15	2.00	1.50	18.0	0.4000	15.0	0.090	0.015	0.010
			34.25									

注) a) は一戸町奥中山高原, b) は二戸市夏間木地区, c) は八戸市鮫町地区
1次土壌欄の()は1次土壌の割合 $S_1/(S_1+S_2)$ である.

3.3.3 各試算ケースにおけるモデルの再現性

本モデルの計算による土壌水分量及び土壌水分の変動状況について、
計算値と実測値の決定係数 R^2 と、日相対誤差の平均 RE を表 3.5 に示す。

R^2 は奥中山高原の裸地で 0.65 とやや小さい値であるが、他は比較的よい値を示している。RE ではいずれの調査圃場もよい値が示されおり、各調査圃場でおおむね良好な精度でモデルが同定されているものと考えられる。

表 3.6 は、各調査圃場における蒸発量、地表流出量、地下浸透量、上向き補給水量の計算値を計算期間中の日平均値に整理して示したものである。奥中山高原の裸地と牧草地を比較すると、蒸発量と上向き補給水量で牧草地の方が裸地よりも値が大きいが、それ以外では、裸地と牧草地で値の違いは見られない。夏間木地区及び鮫町地区は、上向き補給水量が奥中山高原よりも 1 桁小さい値になっている。これには夏間木地区及び鮫町地区は、土壌の間隙率が奥中山高原と比較しても大きく、毛管の形成が少ないことなどが理由として考えられる。

表3.5 タンクモデルによる土壌水分量計算の再現性

調査圃場	地表の状態	決定係数 R^2	相対誤差 RE
a)	裸地	0.65	0.02
〃	牧草地	0.75	0.02
b)	裸地	0.88	0.03
c)	裸地	0.93	0.01

注) a) は一戸町奥中山高原, b) は二戸市夏間木地区,
c) は八戸市鮫町地区

表3.6 各調査圃場におけるタンクモデル試算期間中の水収支（平均値）

調査圃場	地表の 状態	蒸発位 E (mm・d ⁻¹)	蒸発量 E (mm・d ⁻¹)	蒸発量比 E/E_p (-)	地表流出 Q_s (mm・d ⁻¹)	地下浸透 Q_g (mm・d ⁻¹)	上向き補給 T_3 (mm・d ⁻¹)
a)	裸地	3.61	3.17	0.88	0.60	1.14	1.02
”	牧草地	3.61	3.30	0.91	0.60	1.14	1.25
b)	裸地	3.15	2.79	0.89	0.27	0.46	0.14
c)	裸地	3.15	1.71	0.54	0.08	0.18	0.21

注) a) は一戸町奥中山高原, b) は二戸市夏間木地区, c) は八戸市鮫町地区

3.4 まとめ

散水により風食を防止するときの用水諸元を求めるには、現地の圃場における灌水試験や地表面が乾燥するときの土層の水分量変動を実測する方法がある。しかし、気象条件が毎年変化することから、短期間では期待するデータを得るのが難しい。さらに農家の作付け計画から毎年同じ場所での観測が難しいなどの問題がある。一方、シミュレーションによる方法も考えられるが、土壌水分の予測に関する研究の多くは、リチャーズ式による数値解析から近似解を求める方法がとられている。しかしながら実際の圃場では、土壌水は亀裂や根穴などのマクロポアによって複雑に動くため、この方法で土壌水の動きを完全に表現することは難しいとされる。このため比較的簡単な方法として、降水量、気温、湿度などの気象データと菅原の土壌水分構造つきのタンクモデルを用い

て土壌水分を予測する方法について検討した。モデルの検討は、それぞれ圃場条件が異なる岩手県の一戸町奥中山高原，二戸市夏間木地区，青森県八戸市鮫町地区の3つの調査圃場について行ったが、いずれの調査圃場でも計算値と実測値がよく合うモデルが同定できた。

第4章 風食防止用水量算定のための表層土壌水分量の推定モデル

畑地灌漑で風食防止を検討するとき、土壌表面の水分量確保に必要な用水量の見積りが重要となる。しかしながら、この用水量を適切に見積る方法は計画基準などでも明確には示されていない。

本章では、風食防止用水の計画策定に役立てることを目的に行った、気象や灌水に伴う土壌表面の水分量変化を予測するモデルの検討及び検討結果について述べる。検討に用いたモデルは、第3章で検討した菅原の土壌水分構造つきのタンクモデルをもとにして構築している。

その概要として、本モデルでは地表から40cmまでの土層を対象とし降雨・蒸発の他、重力水と上向き補給水を考慮した。土壌構造は、表面付近は成層で、下層は水みちとなる土壌と、それを介して水分が出入りする土壌の2つが混在すると仮定した。2005年4～7月の気象・土壌水分の実測データをもとにモデルを同定し、このモデルを2007年4～5月に適用した。土壌水分の推定値は表面・下層ともに実測値とよく合っており、土壌水分の変動状況も、ほぼ無理なく説明できている。

4.1 表層における土壌水分移動のモデル化

風食防止用水は散水により土壌表面の乾燥を防いで、強風による土壌の飛散を止めるためのものであり、畑地灌漑計画では、干ばつ時の作物根域への水分補給が目的の一般の灌漑用水とは区別され、栽培管理用水として位置づけされる¹¹⁾。

畑地灌漑計画の中で、風食防止用水を検討するとき、作土層の深いところよりも地表面の土壌水分を適切に保つ灌水方法に留意することが重要となる。地表面の土壌水分量は、下層の土壌に比べて降雨や蒸発に敏感に反応し短時間で変化する。干天時に土壌の表面が乾燥していても、下の土壌は十分湿っている場合がある。逆に下層が乾いていても降雨直後のため表面は十分湿っている場合もある。このように表層における土壌水分は複雑な動きを示す。

灌水により表面の土壌を湿った状態に管理する場合、表面だけ湿らせればよいのか、あるいは下の土壌まで十分湿らせた方がよいのか、また下の土壌まで十分湿らせると次の灌水までの日数が長く取れるのかなど、不明なことが多い。

畑地灌漑の計画を立てるとき、風食防止用水の取扱いについては計画基準にも詳細に示されていない。風食防止用水については土地改良事業計画設計基準「農業用水（畑）」¹¹⁾では、1回の灌漑水量は10mm程度、全面積を1～2日で終了しなければならないので単位用水量は5～10mm・d⁻¹とされているのみであり、具体的な検討を行うのに十分ではない。

地表面から数cmオーダーの薄い土壌厚における水分の変動状況を再現したり予測できるモデルがあれば、風食防止用水の検討に役立てられる。土壌水の流れのモデル化にあたっては、水の動きをダルシー則に従う浸透流と考える方法が主として取られてきた。しかし実際の圃場は完全な成層とは限らず、亀裂や根穴などのマクロポアが存在し土壌水は複雑に動く。このため、土壌をダルシー則が適用できる領域と、亀裂部分等ダルシー則が適用できない領域に分け、モデル化する方法^{23), 24)}なども試みられてきている。しかしながらモデルにおける亀裂の表現方法

等は確立されておらず，多くの課題が残っているとされる¹⁷⁾。

これらのことから，本研究ではダルシー則を適用した浸透流からのアプローチではなく，土壌の水収支モデルを用いて地表面の土壌水分を予測する方法について検討した。

水収支モデルによる土壌水分解析の事例には，斜面崩壊予測を目的としたタンクモデルによる土壌水分量の推定があるが²⁵⁾，これは地表面から基岩面までの土壌厚を対象としており、地表面付近の土壌を対象としたものではない。また新バケツモデル^{26), 27)}や底穴付きバケツモデル(BBH)^{28), 29), 30), 31), 32)}などによる土壌水分の解析事例がある。

新バケツモデルは，陸面における熱収支の解析を目的としたものであり，土壌水分の計算は行われていても実測値との比較が報告されていないなど，圃場の土壌水分予測への適用性については不明なところがある。

底穴付きバケツモデルは圃場の土壌水分の解析を対象としたものであり土壌水分をよく再現できる。しかしながら，蒸発量の見積もり精度を確保するには，地表面から20～60cmの土壌厚が適用の範囲とされており³¹⁾，風食防止などの検討に必要な地表面（土壌厚が数cm）における土壌水分の解析には即適用することができない。

その他のモデルとして菅原^{18), 19)}の土壌水分構造つきのタンクモデルがある。このモデルは河川流出解析のために開発されたものであり土壌水分の解析用ではないが，土壌水が粗い間隙や孔，割目を優先的に通っていく仕組みが考慮されるなど，現実の土壌水の動きに即した構造が付け加えられている。このことから本研究では，菅原の土壌水分構造つきのタンクモデルをもとにして地表面の土壌水分予測を目的としてモデルの同定を試みた。

モデルの検討は，岩手県北部（二戸郡一戸町）に位置する奥中山高原

の畑（第 2 章及び第 3 章の No.1 地点と同じ圃場）を事例地区として行った。同地区では例年，4～5 月の強い季節風により風食が起こる。同地区の土壌は岩手火山及び七時雨火山に由来する火山性土壌で，土性は地表から深さ 65cm までは L 及び CL，65～100cm は SL である。モデルでの検討を行うために土壌水分量等の現地観測を行った圃場は前年にレタスが栽培され，収穫後耕起して整地され，積雪期間を経た後の裸地状態である。

4.2 表面土壌のタンクモデル

4.2.1 土壌内の水分移動

土壌内の水分移動をモデル化する場合の前提条件として，土壌構造は表層部分において成層であるが，その下は成層ではなく水みちとなる土壌（1 次土壌）と，水みちの土壌を介して水が出入りする土壌（2 次土壌）の 2 つが混在するものと仮定した。

水は図 4.1 に示した概念図のように土壌の中を動く。降雨時，表面土壌から浸透してきた水は，1 次土壌の入り込み易い空隙を満たしながら，2 次土壌の細かくて入り込みにくい空隙に徐々に移動していく。2 次土壌に移動しきれない過剰水は地下浸透水や地表流出水になる。

表面土壌から蒸発が生じているとき，水は 1 次土壌を通過して上昇する。同時に 2 次土壌の水は 1 次土壌側に徐々に移動する。また毛管現象による上向き補給水も発生する。

土壌構造を 1 次土壌と 2 次土壌に分けるのは，菅原の土壌水分構造つきのタンクモデルにおける考え方である¹⁸⁾。今回同定した土壌のタン

クモデルは，第3章で検討したタンクモデルに表面土壌を追加するなど改良を加えたものである。

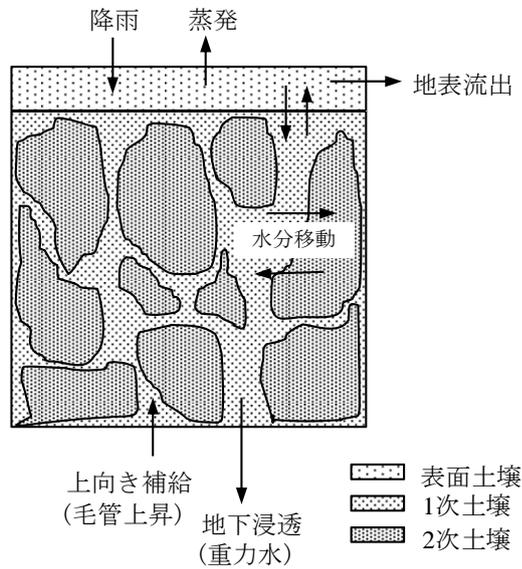


図4.1 土壌水移動の概念図

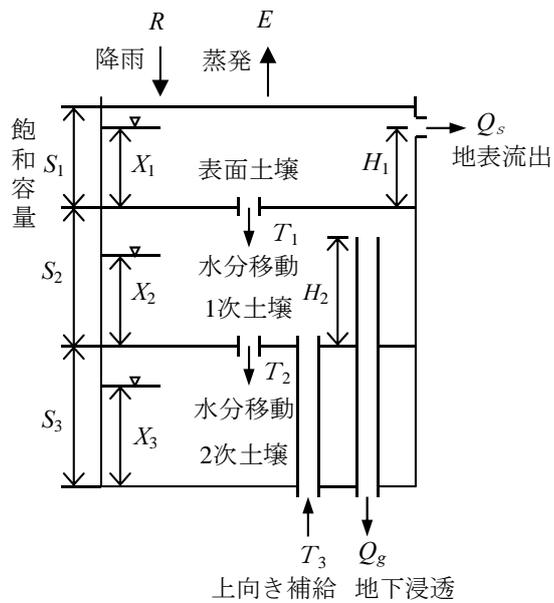


図4.2 表面土壌を考慮した土壌のタンクモデル

4.2.2 タンクモデル

図 4.2 は、図 4.1 に示した土壌水移動の概念をもとに作成したタンクモデルである。各流出孔・浸透孔における計算式は以下の通りである。

$$Q_s = a_1 \times (X_1 - H_1), \text{ ただし } X_1 \leq H_1 \text{ のとき } Q_s = 0 \quad (4.1)$$

$$Q_g = a_2 \times (X_2 - H_2), \text{ ただし } X_2 \leq H_2 \text{ のとき } Q_g = 0 \quad (4.2)$$

$$T_1 = b \times (X_1 / S_1 - X_2 / S_2) \quad (4.3)$$

$$T_2 = c \times (X_2 / S_2 - X_3 / S_3) \quad (4.4)$$

$$T_3 = d \times (1 - X_2 / S_2), \text{ ただし } Q_g > 0 \text{ のとき } T_3 = 0 \quad (4.5)$$

$$E = E / E_p \times E_p \quad (4.6)$$

$$E / E_p = 1 / \{ 1 + f \times \exp(-g \times S_r / E_p) \} \quad (4.7)$$

$$S_r = (X_1 / S_1 + X_2 / S_2) / 2 \quad (4.8)$$

ここで、 Q_s : 地表流出量 ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$),

X_1 : 表面土壌の水分量 (mm), H_1 : 地表流出孔高 (mm),

Q_g : 地下浸透量 ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$), X_2 : 1 次土壌の水分量 (mm), H_2 : 地下浸透孔高 (mm), X_3 : 2 次土壌の水分量 (mm),

T_1 : 表面～1 次土壌間水分移動量 ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$),

T_2 : 1～2 次土壌間水分移動量 ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$),

T_3 : 上向き補給水量 ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$), E : 蒸発量 ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$),

E_p : 蒸発位 ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$),

S_r : 表面土壌と 1 次土壌の平均飽和度 ($\text{mm} \cdot \text{mm}^{-1}$),

a_1 (h^{-1}), a_2 (h^{-1}), b ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$), c ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$), d ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$), f , g はモデル定数である。

計算式のうち (4.1), (4.2) は菅原²⁰⁾による一般的なタンクモデルの

式である。(4.3), (4.4) は土壌水分移動の式であり, 水分が湿った土壌から乾いた土壌に移動する現象を表現している。(4.5) は毛管現象による上向き補給水の式であり, 1次土壌が乾いているほど上向き補給水が多くなる現象を表している。(4.3) ~ (4.5) 式は菅原¹⁸⁾が流域の土壌の乾湿を考慮した河川の流出解析に用いた直列4段タンクモデルにおける最上段のタンク(土壌水分構造つきのタンク)の式である。

X_1/S_1 , X_2/S_2 , X_3/S_3 は, 表面土壌, 1次土壌, 2次土壌のそれぞれ飽和度(湿り具合)を表す。 S_1 , S_2 , S_3 は飽和容量で, 各土壌の間隙を高さで表示したものである。それぞれの値は 13.61 mm, 29.95 mm, 201.6 mm である。

本モデルは土層厚 40 cm を対象とし, その内, 表面土壌は地表面から 2 cm としている。 S_1 の値は, 地表面からの深さ 5cm の土壌の間隙率から決めている。表 4.1 に地表面からの深さ毎(5・15・25・35cm)に測定した土壌の間隙率を示す。

S_2 , S_3 を求めるためには, 土層厚 40 cm に占める 1次土壌と 2次土壌の体積(高さで表す: mm)比率が必要となる。計算や現地試験で求めることは難しいので, S_2 , S_3 はモデル定数同定時に試算により決めている。

表4.1 土壌の物理性(一戸町奥中山高原)

深さ (cm)	間隙率 (%)	乾燥密度 (Mg・m ⁻³)	土粒子密度 (Mg・m ⁻³)
5	68.07	0.77	2.40
15	58.21	1.00	2.39
25	61.21	0.95	2.44
35	60.78	0.95	2.41

表4.2 タンクモデルの定数（一戸町奥中山高原）

	モデル定数
地表流出 Q_s (mm·h ⁻¹)	$H_1: 8.500 \text{ mm}, a_1: 0.400 \text{ h}^{-1}$
地下浸透 Q_g (mm·h ⁻¹)	$H_2: 21.000 \text{ mm}, a_2: 0.050 \text{ h}^{-1}$
水分移動 $T_{1,2}$ (mm·h ⁻¹)	$b: 0.850 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}, c: 0.009 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$
上向き補給 T_3 (mm·h ⁻¹)	$d: 0.085 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$
蒸発量比 E/E_p	$f: 6.000, g: 1.500$

(4.6)式の E_p は蒸発位で、本モデルではペンマン式により計算した。蒸発量と蒸発位の比 (E/E_p ; 蒸発量比) は地面が十分湿っているとき、ほぼ 1 になるが、ある程度乾燥が進むと小さくなり、蒸発位が高いほど蒸発量比の減少率は大きくなる²¹⁾。この特性を考慮して (4.7) 式では蒸発量比がロジスティック曲線に従うものと仮定している。

モデル定数は、土壌水分量の計算値が実測値に近づくまで、逐次値を修正しながら試算を繰り返して決定した。モデル定数の値を表 4.2 に示す。

4.3 計算結果とモデルの再現性

2005年4月19日から7月31日までの間、現地の圃場で気温、相対湿度、風速、雨量、土壌水分量を観測した。土壌水分の実測値については、表面土壌は地表面から約 2cm の試料を採取し炉乾法により含水比を求め、仮比重を乗じて体積含水率に換算している。以深は 4 層（深さ 5・15・25・35 cm）に設置したテンショメーター（図 4.3）によりマトリックポテンシャルを観測し、土壌水分特性曲線（第 3 章，図 3.6）から各

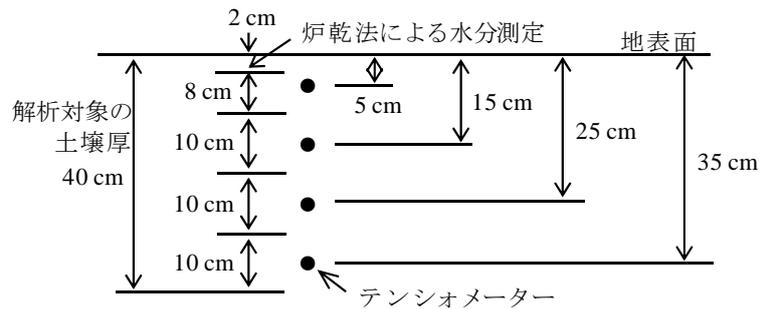


図4.3 テンシオメーターの配置図

深さの体積含水率を求め、それぞれの土層厚で加重平均し 1 次土壌と 2 次土壌の平均体積含水率としている。土壌水分特性曲線は、現地で採取した試料に土柱法及び遠心法を適用して作成した。

気温、相対湿度、土壌水分量は毎日午前 10 時の定時観測で、風速、雨量は毎正時の観測である。ペンマン式の計算に必要な日照時間は、調査地点から約 4 km 離れたところにあるアメダス奥中山のデータ¹³⁾を用いた。アルベド²²⁾は湿った黒土の 0.05、乾湿計定数は 0.66 とした。

モデルの計算期間は圃場における観測期間と同じであり、計算の時間刻みは 1 時間である。蒸発位はペンマン式による日計算値を 1 時間あたりの平均値 ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) に換算しモデルに与えている。

4.3.1 土壌水分の変動状況

土壌水分の計算値と実測値の比較を図 4.4 及び図 4.5 に示す。計算値と実測値を比較する場合、表面土壌については特に問題はないが、表面土壌の下の土壌については、1 次土壌と 2 次土壌の領域を現地の圃場で特定することは難しい。このため、1 次土壌と 2 次土壌の計算値を飽和

容量で加重平均したものと、対象土層における実測の平均体積含水率を比較している。また計算の時間刻みは1時間であるが、計算値は実測値に合わせて日平均値でまとめている。

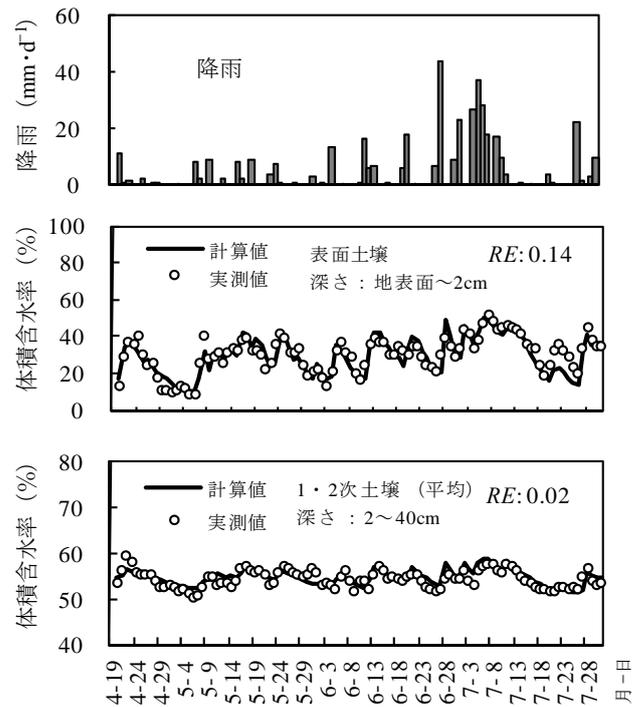


図4.4 タンクモデルによる土壌水分の計算結果 2005年
一戸町奥中山高原

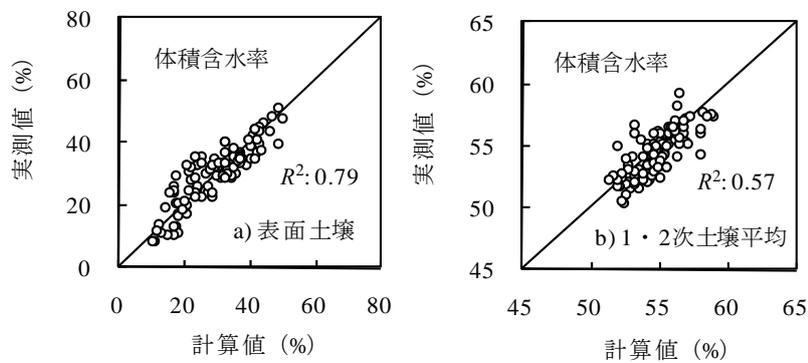


図4.5 土壌水分の計算値と実測値の相関 2005年
一戸町奥中山高原

本モデルによる解析の目的である表面土壌における土壌水分量及びそれらの土壌水分の変動状況について、計算値は実測値によく合っている。また1・2次土壌についても計算値と実測値はよく合っている。計算値と実測値の日相対誤差の平均 RE は表面土壌が 0.14 で、1・2次土壌は 0.02、決定係数 R^2 は表面土壌が 0.79 で、1・2次土壌は 0.57 である。

図 4.6 にペンマン式で計算した蒸発位とモデルの計算から得られた蒸発量、上向き補給水量、地下浸透水量、地表流出水量を示す。

4.3.2 蒸発量と上向き補給水量

(1) 蒸発位と蒸発量

図 4.6 に示した計算結果では、蒸発位は4月27日～5月4日の間に高くなっているが、蒸発量は小さい。土壌が乾燥すると蒸発量が抑制される現象が表現されている。計算期間を通して蒸発位、蒸発量は毎日変化しているが、期間中の平均値は蒸発位が $3.61\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 、蒸発量が $2.98\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ であり、平均の蒸発量比は 0.83 となる。わが国では実蒸発量はペ

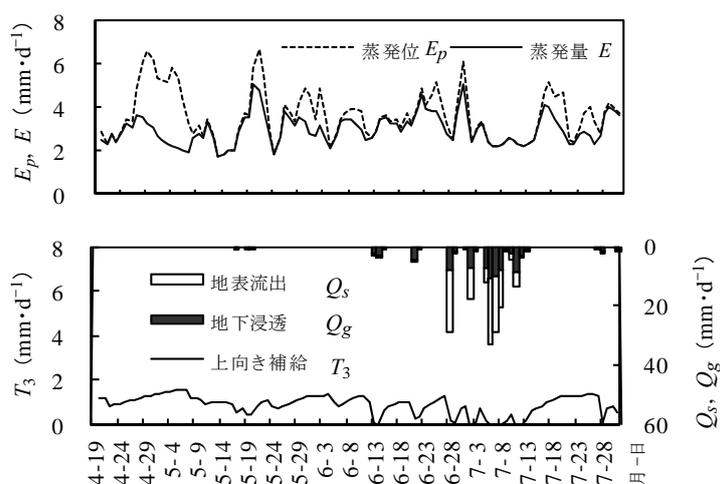


図4.6 土壌水収支の季別変化（計算値，2005年）
一戸町奥中山高原

ンマン蒸発位のおよそ 0.6~0.8 倍とされている³³⁾。計算で求めた平均の蒸発量比 0.83 はその範囲に近い値となっており、モデルにおけるペンマン蒸発位から蒸発量を求める計算は、おおむね妥当であると考えられる。

(2) 上向き補給水量

図 4.6 に示した計算結果では、上向き補給水量は 4 月下旬~5 月上旬など、土壌が乾燥している時期に大きくなっている。6 月下旬~7 月上旬など、雨が多い時期、地下浸透水・地表流出水が発生している時期には、上向き補給水量は小さいか 0 になっている。土壌の乾湿で上向き補給水量が増減する様子が示されている。

図 4.7 は、モデルを用いて、土壌（表面・1 次・2 次土壌の全て）が飽和状態から、無降雨・無灌水で 5 日経過するまでの間における上向き補給水量を計算で求め、日平均したものを日蒸発量と関連付けて示したものである。モデルによる計算は、日蒸発量を 5 日間一定とし、1・2・3・4・5・6 $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ の 6 つのケースで行っている。

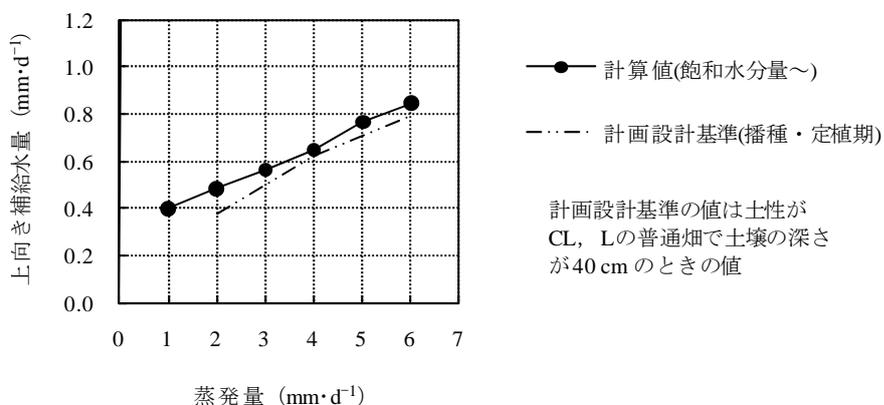


図4.7 上向き補給水の計算値 一戸町奥中山高原

図 4.7 には土地改良事業計画設計基準「農業用水（畑）」¹¹⁾ に示された上向き補給水量のデータを併記している。同基準では、蒸発量ではなく蒸発散量と上向き補給水の関係を示しているが、併記したのは、裸地に近い植被の少ない播種・定植期のデータであり、図 4.7 には蒸発散量は蒸発量と見なして記載している。

計画設計基準が示しているデータは、土壌厚が 40cm で、土性は CL、L であり、モデルと同じ土壌条件である。計算結果は、計画設計基準における播種・定植期のデータとよく合っており、本モデルによる上向き補給水量の計算は妥当なものと考えられる。

4.3.3 地下浸透水量と地表流出水量

地表流出が発生するようなとき、河川の流量は増加する。また表層の土層で保持されず地下浸透した水は、さらに深く浸透するだけでなく、横方向にも移動していく。地下浸透が発生するようなときには、地表流出の発生時と同じように河川流量は増加すると考えられる。

調査地点から約 500m 離れたところには、平糠川が流れており、流量は約 3km 下流の大志田ダムで、ダム湖の流入量として観測されている。

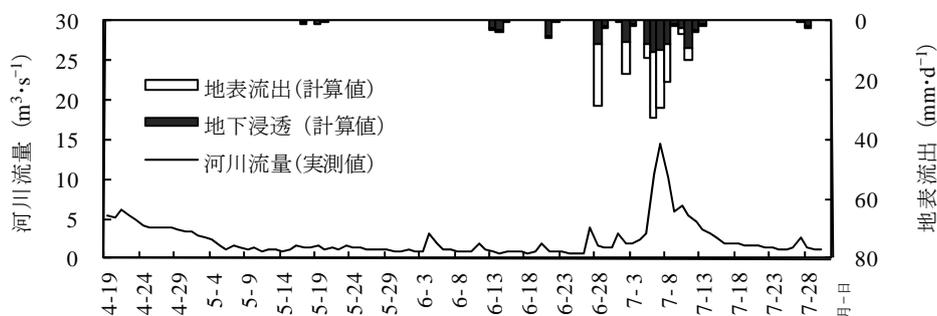


図4.8 地表流出・地下浸透と河川流量（平糠川；大志田ダム流入量）の関係
2005年，一戸町奥中山高原

大志田ダムのダム湖周囲のほとんどは畑で、集水区域となる流域もその過半は畑である。このことから、畑で地表流出や地下浸透が発生するようなときには、平糠川の流量（ダム湖流入量）も増加するはずである。

図 4.8 は、平糠川の流量観測値とモデルの計算で求めた地表流出水量・地下浸透水量の関係を示したものである。地表流出や地下浸透が発生していないか、発生してもわずかであるときには平糠川の流量にも目立った変化がみられない。しかし、6月下旬～7月上旬のように、地表流出・地下浸透が大量に発生しているときには、平糠川の流量も顕著に増加しており、モデルで計算された地表流出量・地下浸透量の発生と河川流量の増加とは、おおむね対応する結果が得られている。

4.4 他の年次におけるモデルの再現性

4.4.1 計算結果

図 4.9 は、2005 年 4～7 月のデータで同定した本モデルを用い、2007 年 4～5 月について土壌水分の計算を行った結果を示したものである。気象データや土壌水分の実測値は 2005 年と同じ方法で観測したものであり、モデル定数は 2005 年で同定したものをそのまま使っている。表面土壌、1・2 次土壌ともに土壌水分の計算値は実測値とよく合っている。2005 年と 2007 年の計算結果を計算期間中の日平均値で整理したものを参考として表 4.3 に示す。地表流出量以外は 2005 年と 2007 年は互いに近い値となっている。

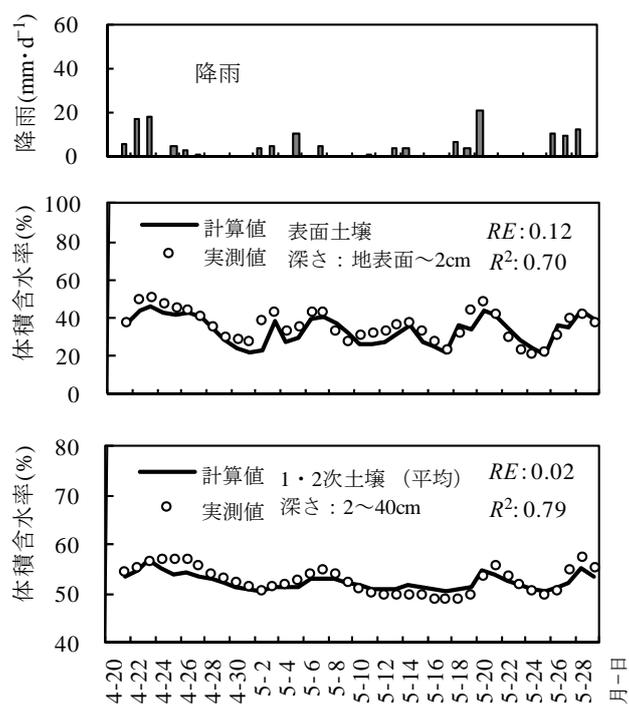


図4.9 タンクモデルによる土壌水分の計算結果 2007年
一戸町奥中山高原

表4.3 土壌水収支の計算結果 (計算期間中の平均値)
一戸町奥中山高原

	(mm·d ⁻¹)	
	2005年	2007年
降雨量 R	3.93	3.58
上向き補給量 T_3	0.89	0.72
蒸発量 E	2.98	2.91
地表流出量 Q_s	0.97	0.52
地下浸透量 Q_g	0.81	0.97
蒸発位 E_p	3.61	3.16
蒸発量比 E/E_p	0.83	0.92

4.4.2 土層底部における土壌水の動き

土壌水は動水勾配に従って移動する。動水勾配は重力ポテンシャル勾配とマトリックポテンシャル (Ψ_m) 勾配の和である。鉛直方向の土壌水の動きを考えた場合、重力ポテンシャル勾配は+1であり、 Ψ_m 勾配が-1のとき動水勾配はゼロとなり土壌水は移動しない。土壌水は動水勾配がマイナスのとき上向きに移動し、プラスのとき下向きに移動する。この考え方をもとにモデルにおける土壌水の動きの妥当性を検証した。

図 4.10 は、2007 年の事例について、実測値から求めた平均動水勾配と、計算による対象土層底部（深さ 40cm）の水フラックスの関係を示したものである。マーカーの大きさは Ψ_m の平均値（単純平均）を表している。2007 年は対象土層より深い 45cm にもテンシオメーターを設置している。深さ 5cm と 45cm の Ψ_m 観測値の差を両者間の鉛直距離 40cm で除し対象土層における平均 Ψ_m 勾配とし、さらに重力ポテンシャル勾配の+1を加えて平均動水勾配とした。モデルの計算から得られる上向き補給水量から地下浸透水量を差し引いて水フラックスの値（上向きを正）とした。

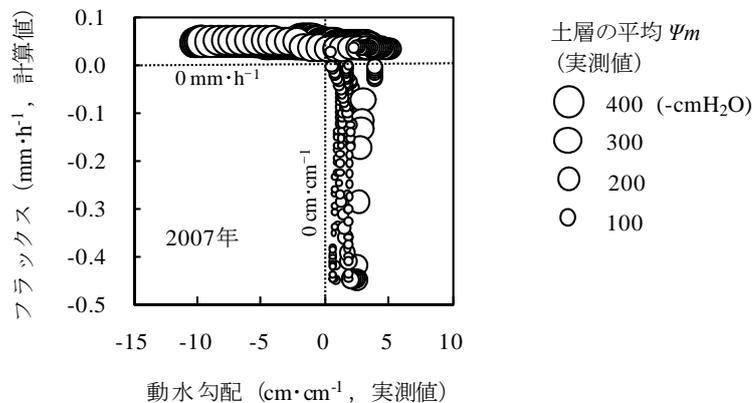


図4.10 土層の平均動水勾配と土層底面における水フラックスの関係
一戸町奥中山高原

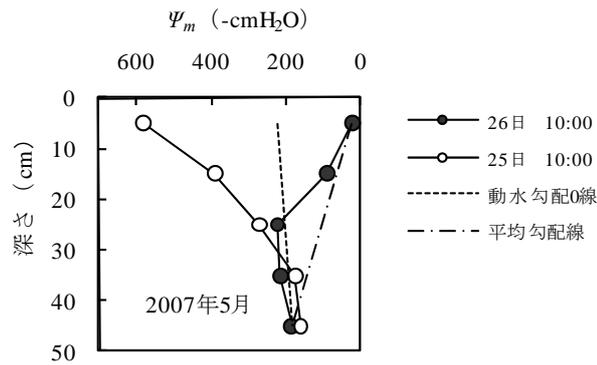


図4.11 マトリックポテンシャル分布の例（実測値）
一戸町奥中山高原

図 4.10 を見ると，実測値による平均動水勾配がマイナスのとき，計算による水フラックスは上向きである．水フラックスが下向きになっているとき，平均動水勾配はプラスである．傾向として水フラックスの向きが動水勾配にしたがっている様子が示されている．また土壌が乾燥している（マーカースが大きい）ときの水フラックスは，ほとんどが上向きで，湿っている（マーカースが小さい）ときは下向きとなっている様子が示されている．

なお平均動水勾配がプラスであるにもかかわらず，水フラックスが上向きのあるときがある．このような場合の例として平均動水勾配が最も大きかった（+4.05）5月26日における Ψ_m 実測値の鉛直分布を図 4.11 に示す．これは前日まで土壌の乾燥が続き Ψ_m が白いマーカースのような分布であったところに 10.5mm の降雨があり，上部は湿り下部は乾いている黒いマーカースのような分布になった日の事例である．6日は平均 Ψ_m 勾配線が動水勾配ゼロの線（ Ψ_m 勾配； -1）より右に傾いている．これだけを考えれば水フラックスは下向きである．一方深さ 35cm と 45cm

間の Ψ_m 勾配線を見ると，動水勾配ゼロの線より左に傾いている．したがって実際の土層底部における水フラックスは上向きと推測され，このときの計算による水フラックスが上向きであるのは妥当な結果と考えられる．

4.5 圃場や土壌条件が異なる場合におけるモデルの適用性

ここでは，圃場条件が異なる他の土壌における本モデルの適用性を調べるため，二戸市夏間木地区の圃場（第3章の No.2 地点と同じ圃場）を対象として、モデルの同定とモデルの再現性を確認した．調査圃場の土壌は，八甲田火山及び十和田火山に由来する火山性土壌で，積雪期間を経た後の裸地状態である．土性は地表から深さ 80cm までは L 及 80～100cm は SL である．表 4.4 に調査圃場で採取した試料により測定した間隙率・乾燥密度・土粒子密度を示す．

表 4.5 は、同定されたモデルの定数を示したものであり，奥中山高原における場合のモデル定数を併記している．両者を比較すると，夏間木

表4.4 土壌の物理性（二戸市夏間木地区）

深さ (cm)	間隙率 (%)	乾燥密度 (Mg·m ⁻³)	土粒子密度 (Mg·m ⁻³)
5	71.20	0.78	2.70
15	66.90	0.89	2.69
25	67.10	0.84	2.55
35	70.50	0.76	2.58

は地下浸透水の浸透孔高 H_2 の値が，奥中山高原よりも小さく，地下浸透を起こし易くなっている．また夏間木は，上向き補給水の係数 d が，奥中山高原より小さく，上向き補給水量が少なくなるよう設定されている．解析対象の土壌厚は奥中山高原と同じ 40cm で，そのうち表面土壌厚は 2cm としている．

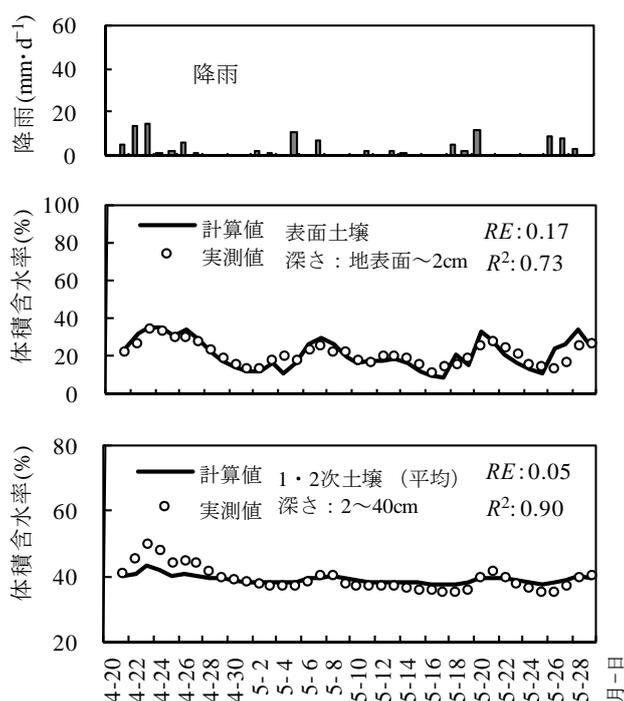


図4.12 タンクモデルによる土壌水分の計算結果 2007年
二戸市夏間木地区

表4.5 タンクモデル定数の比較

調査圃場	飽和容量			蒸発散		流出孔		浸透孔		水分移動		上向き補給
	S_1 (mm)	S_2 (mm)	S_3 (mm)	f (-)	g (-)	H_1 (mm)	a_1 (h ⁻¹)	H_2 (mm)	a_2 (h ⁻¹)	b (mm·h ⁻¹)	c (mm·h ⁻¹)	d (mm·h ⁻¹)
一戸町 (奥中山高原)	13.61	29.95	201.60	6.00	1.50	8.5	0.400	21.0	0.050	0.850	0.009	0.085
二戸市 (夏間木地区)	14.24	28.48	232.22	6.00	1.50	7.0	0.400	12.0	0.040	0.850	0.009	0.020

モデルの同定は 2007 年の気象データと土壌水分量の観測値を用いて行った。図 4.12 は、計算結果である。計算値と実測値の日相対誤差の平均 RE は表面土壌が 0.17 で、1・2 次土壌は 0.05，決定係数 R^2 は表面土壌が 0.73 で、1・2 次土壌は 0.90 であり、計算値は実測値によく合っている。

図 4.13 は、計算期間中における対象土層の平均動水勾配(地表面から深さ 5cm と 45cm の間の動水勾配)と土層底面(地表面からの深さ 40cm)における水フラックスの関係を示したものである。傾向として、実測値による平均動水勾配がマイナスのとき、計算による水フラックスは上向きである。水フラックスが下向きになっているとき、平均動水勾配はプラスであり、水フラックスの向きは、動水勾配にしたがっている。

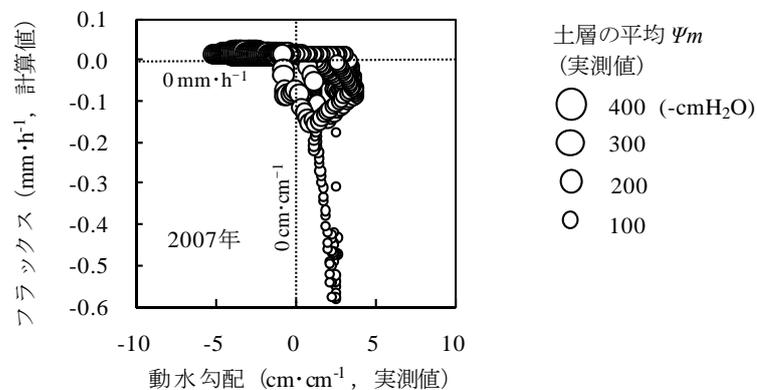


図4.13 土層の平均動水勾配と土層底面における水フラックスの関係
二戸市夏間木地区

ただし、平均動水勾配がプラスの大きな値であっても、水フラックスが上向きのあるときがある。このような場合の Ψ_m の鉛直分布例（実測値）を図 4.14 に示す。これは前日まで土壌の乾燥が続き Ψ_m が白いマーカールのような分布であったところに降雨があり、上部は湿り下部は乾いている黒いマーカールのような分布になった事例である。この場合に、平均動水勾配がプラスであっても、土層底面の水フラックスが上向きであるのは、土壌水の動きとして妥当である。また図 4.13 では、平均動水勾配がマイナス（わずかではあるが）であるにもかかわらず、水フラックスが下向きのあるときがある。これは土層の表面では乾燥が進んでいるが、下の方ではまだよく湿っているような場合のデータである。

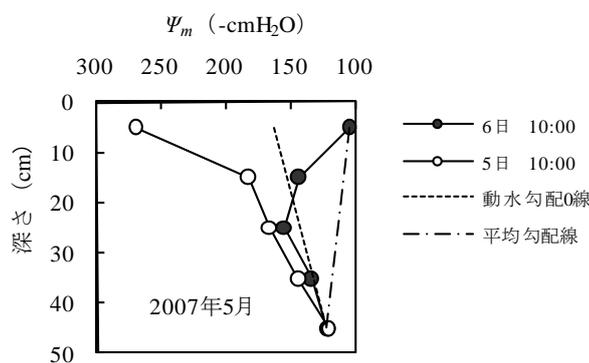


図4.14 マトリックポテンシャル分布の例（実測値）
二戸市夏間木地区

図 4.15 は、モデルを用いて、蒸発量が $1 \cdot 2 \cdot 3 \cdot 4 \cdot 5 \cdot 6 \text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ のときの、計算で求めた上向き補給水量を示している。計算は 4.3.2 (2) の図 4.7 の場合と同様な方法で行っている。計算による上向き補給水量は、同図に併記した土地改良事業計画設計基準「農業用水（畑）」¹¹⁾ のデータより小さい。計画設計基準では、SC, LiC, SiC など比較的目の粗い土壌の場合、計画の上向き補給水は、このデータによらず普通畑では $0.2 \text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ をとるとされている。この $0.2 \text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ と比較した場合には、計算による上向き補給水量はオーダーとしてよく合っている。

夏間木地区の土壌は L で、奥中山高原の L, CL と近い土性であるが、土壌の間隙率では、夏間木地区は奥中山より値が大きい（深さ 35cm で夏間木が 70.50%，奥中山高原が 60.78%）。このため夏間木地区は、土壌中の毛管形成が少なく上向き補給水量も小さくなっているものと考えられる。

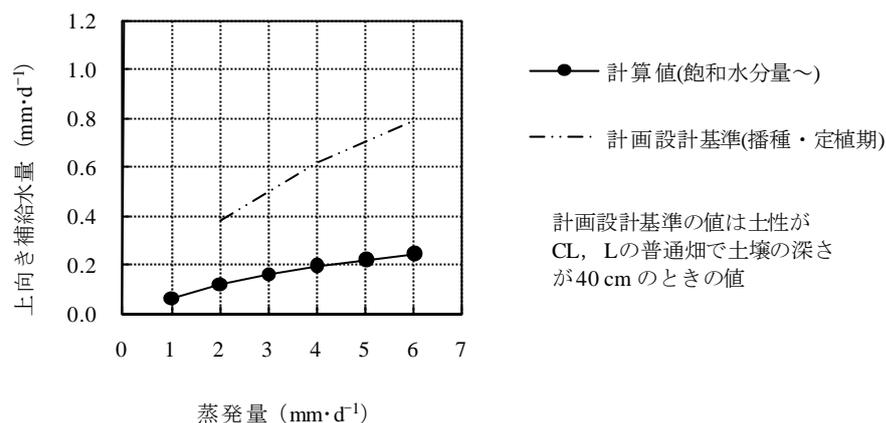


図4.15 上向き補給水の計算値 二戸市夏間木地区

図 4.16 は、前述の 2007 年の気象・土壌水分量データで同定したモデルを用いて、2005 年の夏間木地区における土壌水分量の変動状況を推定した結果を示している。2005 年は表面土壌の土壌水分量しか観測しておらず、下層の土壌水分量については実測値がないが、表面土壌における土壌水分量の計算値と実測値の日相対誤差の平均 RE は 0.27 で、決定係数 R^2 は 0.76 であり、計算値は実測値によく合っている。奥中山高原とは異なる圃場条件の夏間木地区でも本モデルの同定が可能であることが示された。

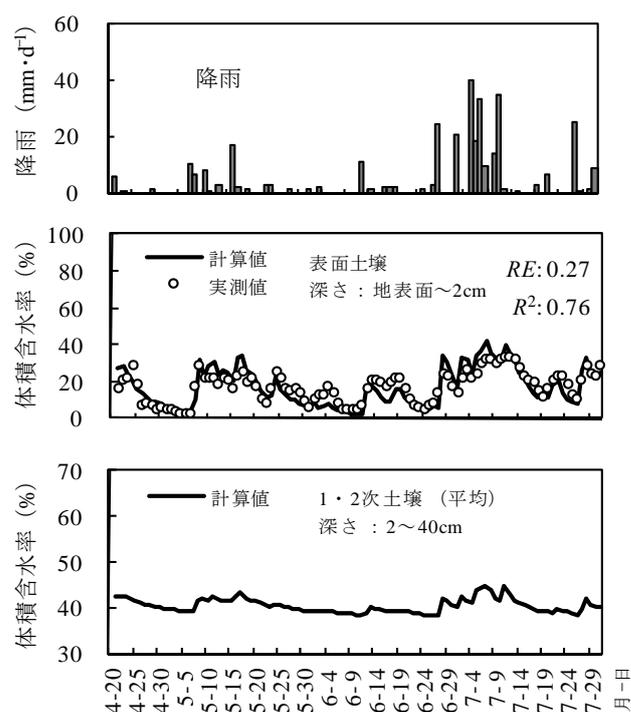


図4.16 タンクモデルによる土壌水分の計算結果 2005年
二戸市夏間木地区

4.6 まとめ

菅原による河川流出解析用の土壌水分構造つきタンクモデルをもとにして、一戸町奥中山高原地区の圃場を対象に 2005 年のデータで表面土壌（土壌厚 2cm）の水分量を予測する土壌水収支モデルの同定を行い、同モデルを用いて 2007 年の土壌水分量を推定した。土壌水分量とその変動状況は、表面土壌、下層の土壌（1・2 次土壌）ともに推定値は実測値によく合った。蒸発量については観測データがないため実測値と比較することはできないが、計算による蒸発量比の平均値は一般的とされる値にほぼ合致していた。また計算における土層底部の土壌水移動は、傾向としてマトリックポテンシャルの実測値にもとづく動水勾配に従っていた。これらのことから、本モデルで土壌水の動きはほぼ無理なく説明できているものと考えられ、再現性のよいモデルが構築された。

風食防止の用水諸元を求めるには、現地の圃場における灌水試験や地表面が乾燥するときの土層の水分量変動を実測する方法がある。しかし、気象条件が毎年変化することから、短期間では期待するデータを得るのが難しい。さらに農家の作付け計画から毎年同じ場所での観測が難しいなどの問題がある。そのような場合、このモデルで計算を行えば、気象条件・営農条件に左右されることなく、灌水を行った場合や想定した気象条件下での土壌水分変動の予測などが可能となる。本モデルは一戸町奥中山高原地区の圃場の他に、二戸市夏間木地区の圃場でも同じようにモデルの同定を行ったが、再現性のよいモデルを得ることができた。

第5章 風食を防止するための最適な灌漑手法の検討

風食を防止するには灌水によって表層の土壌水分を保つ方法がある。しかし具体的な方法は計画基準などでも明確にはされていない。本章では、風食防止のための最適な灌漑手法について検討した結果について述べる。

検討は、気象条件や灌水にともなう土壌表面の水分量変動が予測できる第4章のモデルを用い、岩手県一戸町の奥中山高原を事例として、いくつかの灌水方法についてシミュレーションすることにより行った。

その結果、一定の間断日数をとる間断灌漑では、短い間断日数の間隔になるため灌水回数が著しく多くなり、必要水量も増え現実的ではないことが分かった。これに対し乾燥が進んだときだけ十分な灌水を行う方が、灌水労力の効率性などから有利であることが分かった。この方法については、灌漑施設容量を十分確保することが前提となるが、散水が強風の影響を受けることを考慮した場合でも実用可能であることが示された。また風食防止を計画に加えると、水源量よりもファームポンド及び送配水系の施設容量の増加率が大きくなることが分かった。それら検討及び検討結果の細部について以下に述べる。

5.1 散水による風食防止

風食発生の大きな要因は風の強さと土壌の乾燥である。従来から風食防止は、主として防風林や防風垣など風を弱める方法がとられて来た。

しかしながら近年では圃場の大区画化や大型機械導入のため防風林を撤去せざるを得なくなるなど、防風林による風食防止が難しい場合が生じている。それらの地域では散水して土壌表面の乾燥を防ぐことにより風食を防止する方法が、防風林に代わる有効な対策になると考えられる。

しかしながら風食防止の用水諸元については土地改良事業計画設計基準「農業用水（畑）」¹¹⁾において、1回の灌漑水量は10 mm程度、全面積を1～2日で終了しなければならないので単位用水量は5～10 mm・d⁻¹とされているが、灌水の時期や間断日数の考え方など細部については示されていない。

現地の圃場で灌水試験を行い地表面が乾燥するときの土壌水分量の変動を観測すれば、計画策定に必要な用水諸元は求めることができる。しかし多数の灌水試験を行的確な灌水方法を検討するには、毎年気象条件が変化することや農家の作付け計画から毎年同じ圃場で観測ができないなどの問題がある。灌水試験に代わる土壌水分のシミュレーション手法を用いることができればこれらの問題を解決することができる。

一方、わが国で行われてきた風食防止に関する研究は防風林や土壌改良・栽培方法による耐食性向上に関するものが多かった。畑地灌漑によるものとしては北海道開発局^{34), 35)}など事業実施機関による調査や、最近では、橋本・戸澤³⁶⁾、橋本³⁷⁾、橋本ら³⁸⁾による日本海沿岸砂丘地を対象とした研究がある。しかし、これらは飛砂防止灌水などの実態調査に基づいた調査・研究であり、シミュレーションによる手法はとられていない。

これらのことから本研究では岩手県一戸町の奥中山高原を事例として、気象条件の変化や灌水による土壌水分の変動を予測できるモデルを用い、シミュレーションによる最適な風食防止の灌水方法について検討

を試みた。奥中山高原は標高 400～600m の波丘状のなだらかな地形の畑地帯であり，レタス，キャベツなど高原野菜の産地となっている。この地域は 1 年中で 4～5 月の風が特に強く，作付けが終わっていない裸地で風食が発生し耕地や定植済みの作物に被害を与えている。検討の対象とした圃場は第 2 章の No.1 地点と同じ圃場であり，土壌は岩手火山及び七時雨火山に由来する火山灰性土壌で，土性は CL，LiC，L である。

5.2 シミュレーションの方法

第 2 章で述べたように，風食の実態把握のために行った岩手県一戸町の奥中山高原における 2005～2007 年の 4～5 月を対象とした風食の現地観測では，日最大風速が $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ （地表面から 3m の高さの風速）以上で，表面土壌（地表面から深さ 2cm までの土壌）の含水比が 28% 以下になった日に風食が起こっている。日最大風速が $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上でも，表面土壌の含水比が 28% より大きい日には，風食は発生していない。含水比 28% に検討対象圃場の乾燥密度 ($0.77\text{Mg}\cdot\text{m}^{-3}$) を乗じて，体積含水率に換算すると 22% である。

これらのことから，検討対象の圃場では，土壌の体積含水率を 22% より高く保てば風食が防止できるものと考えられる。以下では風食防止と土壌の保水性に着目しながら，地表面における土壌の体積含水率を 22% より高く保つための灌漑方法の検討について述べる。なお灌水に伴う土壌表面における水分量の変動の予測には，第 4 章で提示した土壌のタンクモデルを用いた。モデル定数は，第 4 章 4.2.2 の表 4.2 の値を，気象データは 2005 年の値を使用した。

5.3 シミュレーション結果

5.3.1 補給灌漑と同じ間断日数で灌水した場合

ここでは，風食防止のための最適な灌漑手法の検討に先立ち，干ばつ時における根域の水分補給を目的とする補給灌漑と同じ間断日数で風食防止灌水を行った場合の風食防止効果について検討した。

調査地区における補給灌漑の計画は TRAM が 35mm，日消費水量がピーク時 $4\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ，間断日数が 8 日である。この地区において風食防止用水の灌水を補給灌漑と同じ 8 日間断で行った場合の土壤水分の変動状況について，土壤のタンクモデルを用いて試算した。試算の期間は風食防止を必要とする 4 月 1 日から 5 月 31 日までの 61 日間とした。雨量及びペンマン蒸発位の計算に必要となる風速，気温，相対湿度，日照時間は 2005 年に現地観測したデータを使用した。データが一部不足する期間についてはアメダス奥中山及び盛岡地方気象台データとの回帰式から推定した。アルベド²²⁾は湿った黒土の 0.05 とした。

灌水の条件として 1 回の灌水量はその時に土壤が保水可能なところまで(地表流出・地下浸透が生じる直前まで)とし，灌漑強度は最大 $15\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ，灌水を始める時刻は毎回午前 8 時とした。試算結果を図 5.1 及び図 5.2 に示す。

図 5.1 は，降雨量・灌水量と土壤水分の変動状況を示したものである。試算期間中の灌水回数は 7 回で，1 回の灌水量は平均で 8.2mm，最大 17.5mm である。表面土壤の水分変動状況を見ると，無灌水の場合では試算期間 61 日のうち 14 日は，風食が防止できる最低の体積含水率である 22%を下回っている。それに対し灌水を行った場合でも，特に乾燥が強くなる 5 月 1～3 日は，体積含水率が 22%を下回り最低で 14%まで低

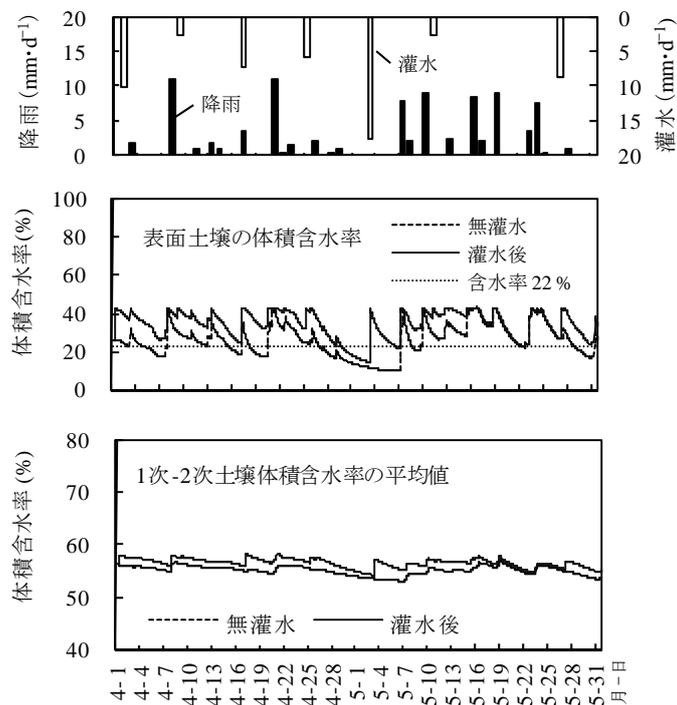


図5.1 補給灌漑と同じ中断日数（8日）で灌水した場合の
土壌水分状態

下しており，補給灌漑と同じ中断日数の灌水では完全な風食防止ができないことが示されている．これは第2章で述べた風食の現地観測結果では，表面土壌の水分量は，降雨で湿った状態からおおむね3日後には，閾値まで低下することが示されており，当然の結果であるといえる．

しかしながら試算期間中における体積含水率が22%を下回る期間は3日であり，無灌水の場合に比べて約20%の日数にまで減少している．このことは，補給灌漑と同じ中断日数の灌水では，完全な風食防止はできないが，風食防止を必要とする4～5月におけるかなりの期間で風食防止効果が見込めることを示している．

我が国で実施された畑地灌漑事業の多くは，計画に風食防止用水が考

慮されていない。計画策定時に風食防止用水が考慮されていなくても、事業完了後の栽培形態などの変化から風食の発生が新たな問題になることがある。このような場合でも、水源量が確保されていることが前提となるが、送配水施設やファームポンドの施設容量や灌漑スケジュールなど用水計画の体系を変えないで、補給灌漑の方法で風食防止の散水を行っても、完璧とはいえないが、それなりの効果は見込めるといえる。

風食防止に伴う水源量確保の問題については、補給灌漑の計画水源量は、灌漑ブロックの農地面積をもとにして見積もられるが、灌漑施設整備後から長年月を経ると、農地の一部が耕作以外の目的に転用され水源量に余裕が生じる場合がまま見られる。このような場合には、余裕を生じている水源量を風食防止用水の水源に充てることができる。

図 5.1 には表面土壌下部における土壌水分の変動状況を、1次土壌と2次土壌の体積含水率の平均値で示している。表面土壌下部の体積含水

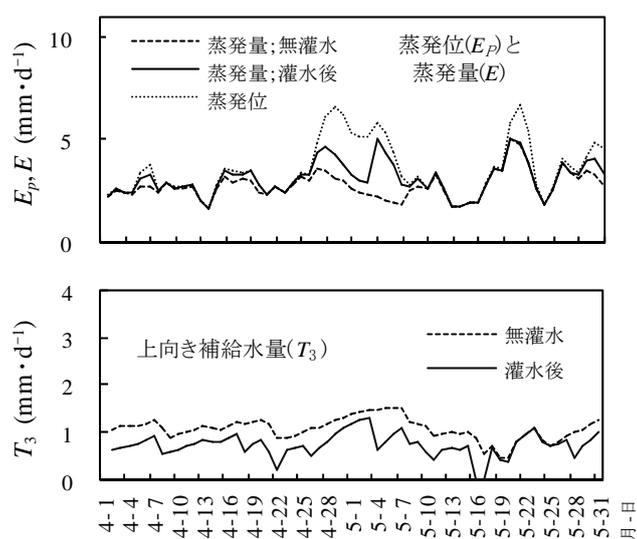


図5.2 補給灌漑と同じ間断日数（8日）で灌水した場合の蒸発量・上向き補給水量

率は、灌水により試算期間を通して全体的に上昇する。表面土壌の体積含水率が鋭敏に変動するのに比べると、表面土壌下部の変動は小さい。

図 5.2 は、試算期間中における蒸発量と上向き補給水量の変動状況を示したものである。4月27日～5月4日は蒸発位が特に高くなっているが、無灌水時の蒸発量は小さい。これは表面土壌が強く乾燥しているため蒸発量が抑制されている現象である。灌水を行うことで蒸発量は増加している。上向き補給水量については、灌水することによりほぼ全期間減少している。

5.3.2 風食防止のための最適な灌水方法の検討

ここでは補給灌漑よりも短い間断日数を設定するなど、風食を防止するための最適な灌水方法について検討を行った。

畑地灌漑における灌水方法には、次の灌水までの日数間隔を一定とする間断灌漑と、日数間隔を一定とせず土壌水分が不足した日だけ灌水する方法がある。また1回の灌水量としては、不足する水分量の全部を灌水する方法と、土壌の保水可能量に空きを残し灌水後に生じる降雨を有効に土壌に取り込むことで用水量を節約する方法などがある。これらを考慮して、風食防止用水の試算を次の3ケースについて行い、風食を防止する最適な灌水方法について検討した。

ケース1：3日間断で毎回土壌の保水可能分を灌水する（地表流出・地下浸透が生じる直前まで灌水）。第2章で示した現地観測結果では、表面土壌の体積含水率は、おおむね降雨後3日目には22%まで低下しているため、間断日数は3日としている。

ケース2：表面土壌の体積含水率が22%付近に下がった時だけ土壌の保水可能分を灌水する。保水可能分まで灌水すると表面土壌の体積含

水率は約 43%まで上昇する。

ケース 3 : 表面土壌の体積含水率が 22%付近に下がった時だけ灌水するが、灌水は表面土壌の体積含水率を 39%程度(充足率約 90%)まで上昇させる水量で止める。

試算の期間は風食防止を必要とする 4 月 1 日から 5 月 31 日までの 61 日間とした。雨量及びペンマン蒸発位の計算に必要となる風速、気温、相対湿度、日照時間は 2005 年に現地観測したデータを使用した。データが一部不足する期間についてはアメダス奥中山及び盛岡地方気象台データとの回帰式から推定した。アルベド²²⁾は湿った黒土の 0.05 とした。灌漑強度は最大 $15\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 、灌水を始める時刻は毎回午前 8 時とした。

図 5.3・図 5.4・図 5.5 は、各ケースにおける灌水の状況と表面土壌水分の変動状況で、表 5.1 は、各ケースにおける土壌の水収支を平均値で整理したものである。各ケースとも試算期間中、表面土壌の体積含水率は 22%を下回っておらず風食が発生しないと想定される。

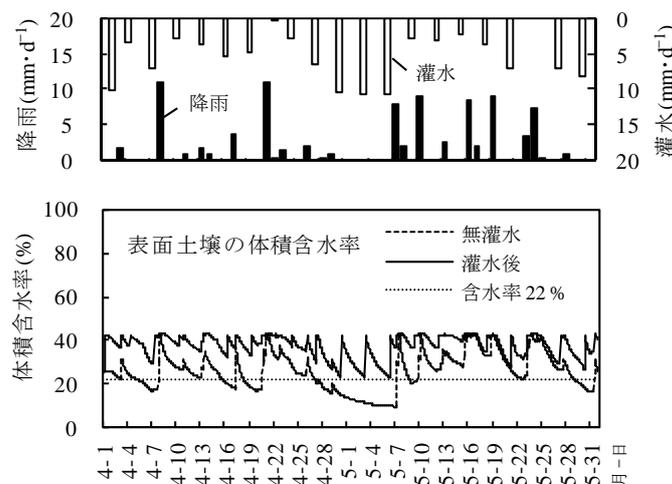


図5.3 試算結果 (ケース1 ; 3日間断の灌水)

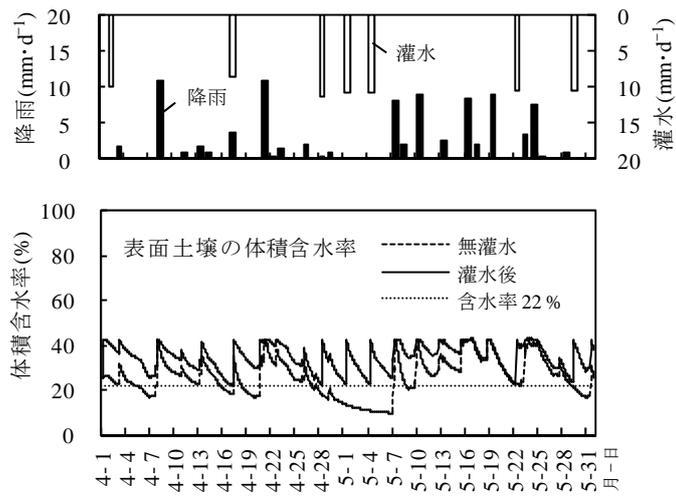


図5.4 試算結果（ケース2；乾燥時に保水可能量まで灌水）

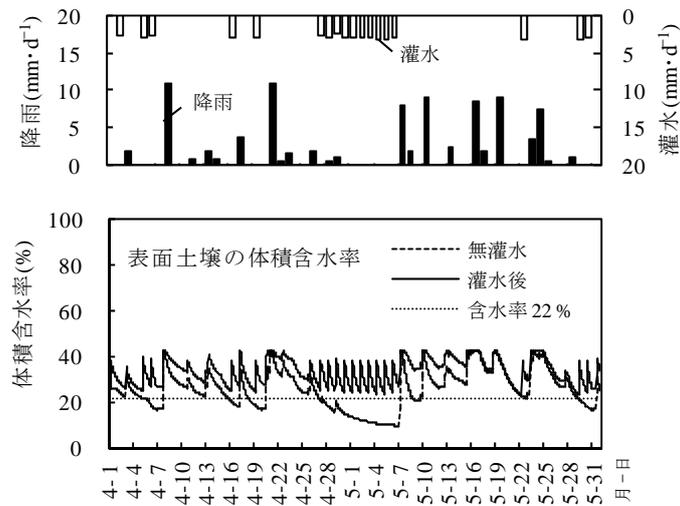


図5.5 試算結果（ケース3；乾燥時に保水可能量の90%まで灌水）

表5.1 風食防止用水の試算結果

(単位: mm・d¹)

	無灌水	補給灌漑と同じ 間断日数 (8日間断)	ケース1	ケース2	ケース3
			3日間断灌漑	乾燥時のみ灌水 充足率100% 充足率90%	
降雨量	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
上向き補給水量	1.09	0.74	0.54	0.71	0.83
用水補給量	—	0.96	1.84	1.20	0.84
蒸発量	2.78	3.12	3.26	3.21	3.15
地表流出量	0.00	0.01	0.06	0.02	0.01
地下浸透量	0.02	0.15	0.52	0.20	0.10
総灌水量	—	57.30 mm	110.32 mm	72.07 mm	50.70 mm
灌水回数	—	7回	20回	7回	18回
1回当り灌水量	—	8.20 mm/回	5.5 mm/回	10.3 mm/回	2.8 mm/回

灌水回数ではケース2が7回で最も少ない。これに比べてケース1は20回、ケース3は18回の灌水となりケース2の約3倍もの灌水労力を要することになる。試算期間中の総灌水量ではケース1が110.32mm、ケース2が72.07mm、ケース3が50.70mmとなった。ケース1が最も大きくケース2の1.5倍、ケース3の2.2倍の灌水量となった。また、ケース1はケース2、ケース3と比べて、蒸発量・地表流出量・地下浸透量が大きく、灌漑用水の効率として劣っていることが分かる。1回の灌水量の上限はケース1及びケース2が保水可能量まで、ケース3が保水可能量の90%までであり、灌水時に地表流出・地下浸透は生じないが、ケース1では灌水回数、総灌水量が多く、土壌が他のケースに比べて湿っているため灌水後の降雨による地表流出量・地下浸透量が大きくなっている。

1回の灌水量については、ケース1は平均で5.5mm/回である。灌水量の範囲が2.2~10.7mm/回とばらつきが大きいのが特徴である。ケース2

とケース 3 は、それぞれ平均で 10.3mm/回，2.8mm/回で，灌水量は毎回ほぼ同じ程度である。

上記の試算結果をまとめると以下のようになる。

ケース 1 は他ケースより灌水回数，総灌水量ともに多く，1 回の灌水量にもばらつきがある。灌水量は最大 10 mm/回に及ぶ時があるなど，作業効率・用水効率の面で劣る。

ケース 2 は，1 回の灌水量が多いので効率的な散水器具を選定する必要がある。しかし灌水回数が少なく作業効率の面で他のケースより優れている。

ケース 3 は，灌水回数が多く作業効率の面で難点がある。しかし 1 回の灌水量，総灌水量ともに小さく，他のケースに比べて用水効率がよい。定置式スプリンクラーが設置可能であれば，灌水労力が少なくてすむので適用の検討に値するケースである。

これらのことから，土壌の保水力を考慮した場合にはケース 2 及びケース 3 が圃場における効率的な散水方法であると考えられる。なお調査地区の奥中山高原は経営規模の大きい土地利用型の畑地帯であり，スプリンクラーは定置式ではなく移動式となるため，ケース 2 の方法がより適した方法になると考えられる。

5.4 強風時を避けた散水の検討

飛土発生中の散水は土砂を作物に付着させ病害発生の原因となる。また，水滴が飛土を捕捉して地表面に厚いクラストを生成させるなどの障害を起こす。このため散水は風が弱いときに行う必要があるとされる³⁹⁾。

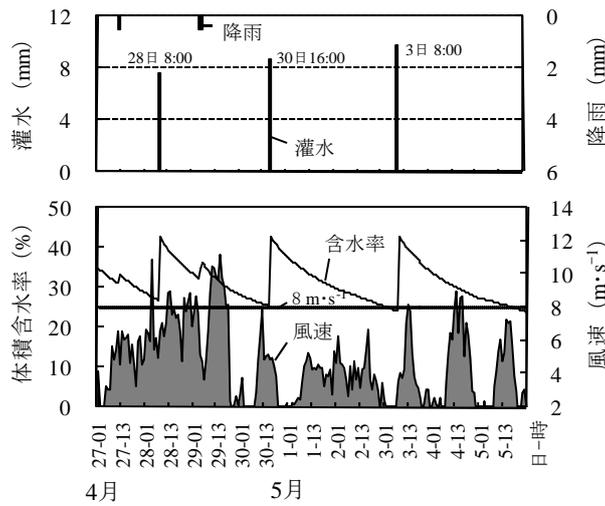


図5.6 風速と灌水時期及び表面土壌の水分量（ケース2）

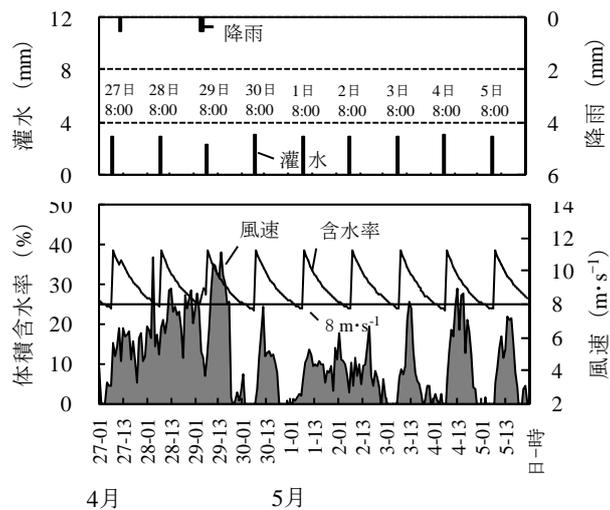


図5.7 風速と灌水時期及び表面土壌の水分量（ケース3）

このことから土壌の乾燥が著しかった2005年4月27日から5月5日の期間について、飛土が発生しないと想定される風速が $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ より小さい時間帯に散水を行う場合の試算を行った。試算はケース2，ケース3を対象とした。

図 5.6 及び図 5.7 は，土壤水分と風速の変動状況を考慮しながら灌水する場合の試算結果を示したものである．両ケースとも当地域において風食を防止できると想定される体積含水率 22 % 以上を確保している．強風時を避けても散水の開始時刻は 8:00 と 16:00 から可能であり，夜間に及んでいない．4 月 28・29 日は強い風が長時間吹いている．この期間における散水開始から風速が $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ を超え始めるまでの時間は，最も短い場合で，ケース 2 は 4 時間（4 月 28 日 8:00～12:00），ケース 3 では 1 時間（4 月 29 日 8:00～9:00）しかない．短時間における必要水量の散水については，近年大型スプリンクラーなどが開発されている．散水量が $10\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 前後で散水面積が 1ha を超えるようなスプリンクラーもある．

強風時を避けて散水する場合には，このような散水器具の使用も念頭に置いた検討が必要となる．実際の圃場では，営農条件，水源手当，施設規模，維持管理労力などをもとに個別の検討が必要になってくる．

5.5 風食防止に必要な水源量と灌漑施設容量

ここでは調査地区に 5.3.2. のケース 2 の灌水方法を適用し風食防止用水を計画した場合の水源量と灌漑施設容量の検討結果について述べる．

5.5.1 期別の灌水面積

調査地区における畑地灌漑の期間は 4 月 1 日～9 月 30 日である．ここでは作付面積の時期的変化を図 5.8 のようにモデル化することにより，用水量計算に適用する期別の灌水面積を求めている．定植は 4 月 1 日に着手され風食を生じない風の弱いところから進められる．作付面積は，

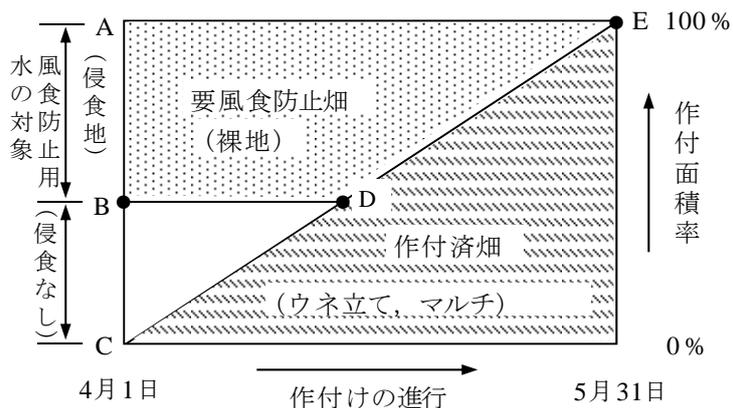


図5.8 作付けの進行と風食防止が必要な畑の関係

図 5.8 の CDE に沿って増えていき 5 月 31 日には作付面積率が 100% となる。CDE のラインより下が補給灌漑の対象となる。作付けが進んでいくと風の強いところでも作付けることになるが、本地区の主要作物のレタスを始めとして多くの作物では、定植時にビニールのマルチが施されるのでその後は風食を生じない。このため作付け済畑では風食防止用水を必要としない。

本地区における風食の被害は風が強く作付けの終わっていない裸地畑の侵食と、侵食自体は受けないが作付け済畑に対する侵食地からの飛土の堆積や飛土による作物の損傷である。従って裸地畑の中で侵食を受け易いところを対象に散水すれば風食の被害を防止できる。図 5.8 で風食防止用水の対象となるのは AB である。灌水対象面積は BD の間一定であるが、作付けが進むにつれて DE に沿って減少していき 5 月 31 日にはゼロとなる。なお、風が強く風食防止が必要な畑の方から定植に着手しマルチを施していけば、図 5.8 の方法より風食防止用水を必要とする期間が短くなる。しかしながら本地区では 4 月は特に強い風が吹くので、

農作業自体の不能やマルチのはがれなど支障が出る．このため農家は風の弱いところから作付けを始める図 5.8 のような方法をとっている．

収穫の開始は 9 月 1 日とし 9 月 30 日に向けて進められ灌水面積は直線的に減少するものとした．この時期は強い風が吹かないので風食防止用水は不要である．

5.5.2 水源量と灌漑施設容量

風食防止用水量は灌漑ブロックに占める要風食防止畑の面積割合に従って値が変わる．このため、灌漑ブロックにおける風食防止用水の対象面積率（図 5.8 の AC に対する AB の百分率）を 0～100%まで変えて風食防止用水量を計算した．散水方法は、5.3.2.のケース 2 の方法を適用した．純用水量（ $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ）は灌水を行った日の灌水量（ケース 2 で計算された灌水量； $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ ）に、同日における要風食防止畑の AC に対する面積割合を乗じて算定した．

図 5.9 は、灌漑期間中における風食防止用水に必要な水源量を純用水量の合計値で示したものである．風食防止用水の対象面積率は灌漑ブロック毎に異なると考えられるが仮に 50%とした場合、風食防止に必要な水源量は 27mm である．一方補給灌漑に必要な灌漑期間中の純用水量は 230mm である（TRAM に対する日消費水量と有効雨量の水収支計算による従来の方法で算定、日消費水量は 7～8 月が 4mm、他の月は 3mm、TRAM は 35mm、間断日数は 8 日）．補給灌漑の計画に風食防止用水を加えた場合に必要となる水源量は 257mm となり、補給灌漑だけのときに比べて 1.12 倍の水源量が必要となる．

図 5.10 は、施設容量の計算結果である．送水系はファームポンドまでの用水路、FP はファームポンド、配水系はファームポンドから圃場ま

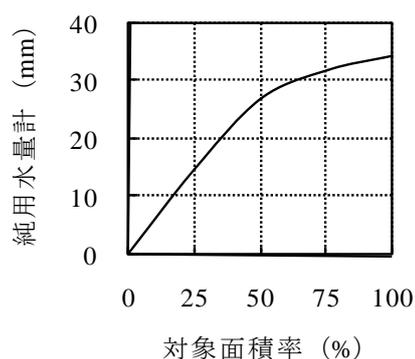


図5.9 風食防止用水量（純用水量の計）

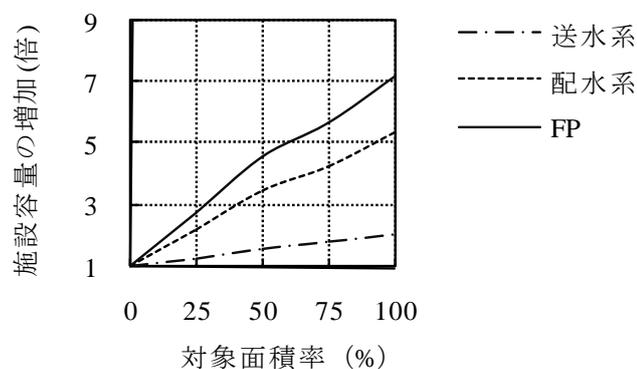


図5.10 風食防止用水を計画に加えた場合の施設容量増加

での用水路である．それぞれについて計画に風食防止用水を加えたときの施設容量増を，補給灌漑だけのときの施設容量に対する倍率で示している．2005年の4～5月の間で，1日の可照時間13時間のうち風速が $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ より小さくなる時間の最小値は9時間である．灌水日には灌漑ブロック内でローテーションを行い9時間で散水するものとして配水系の施設容量を計算した．1回の散水量は，5.3.2.のケース2における最大値の $11\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ としている．送水系については，5.4.のケース2（図5.6）に

おける灌水間隔の最短が 56 時間であることから, 1 回の灌水に必要な水量を 56 時間で送水するものとして施設容量を計算した. ファームポンドは配水系と送水系の通水時間差を調整するものとして施設容量を計算している. 補給灌漑の場合の施設容量は, 通水時間を送水系が $24\text{h}\cdot\text{d}^{-1}$, 配水系が $16\text{h}\cdot\text{d}^{-1}$ として算定, ファームポンドは両者の通水時間差を調整するものとして算定している.

図 5.10 で施設容量の増加を見ると, 風食防止用水の対象面積率が 50% のとき, 配水系が 3.5 倍, 送水系が 1.6 倍, ファームポンドが 4.6 倍である. いずれも水源量の場合の 1.12 倍に比べて大きく, 特にファームポンドの容量増が大きい. また風食防止用水の対象面積率によっても施設容量の増加の程度が大きく異なる結果となっている.

これらのことから風食防止用水の計画を策定するときには, 水源量以上に配水系・送水系・ファームポンドの施設容量に留意する必要がある, 風食防止用水の対象面積率を適切に推定することが重要となる.

5.6 まとめ

作物根域の土壌水分量は, 地表面より深いところでは緩やかに変動し, その変動量も地表面に比べて小さい. これに対し, 地表面の土壌水分量は降雨や蒸発による影響を受けて敏感に反応し, 下層との水分の出入りも加わり複雑に変動する. ここでは灌水による地表面の土壌水分の変動をタンクモデルで予測することにより, 風食防止のための最適な灌漑方式について検討した.

その結果, 土壌の保水性を考慮して一定の間断日数を設ける散水方法

は用水効率，作業効率などの面で難点があり，むしろ一定レベルまで乾燥したときに散水を始める方が有利であることが分かった．この方法については，灌漑施設容量を十分確保することが前提となるが，散水が強風の影響を受けることを考慮した場合でも実用可能であることが示された．

また，風食防止を計画した場合の水源量と灌漑施設容量の検討からは，水源量以上にファームポンドや配水系及び送水系のパイプラインの施設容量に留意し，灌漑ブロックにおける風食防止の対象面積を適切に推定することが，計画策定上重要であることが分かった．

第 6 章 過去 30 年間に於ける風食防止用水量の算定

第 5 章では、奥中山高原の 2005 年を事例として、風食防止のための最適な灌水方法と、灌漑計画に風食防止を考慮したときの水源量及び灌漑施設容量への影響に関する検討結果について述べた。

本章では、第 4 章の土壌水分推定モデルを用い、奥中山高原を対象として行った過去 30 年間に於ける風食防止用水量の算定結果と、各年に於ける灌水量や灌水回数をもとに行った用水諸元の検討結果について述べる。

検討結果の概要として、過去 30 年間の風食防止用水量の算定結果からは、30 年間の平均値で、風食防止期間中の総灌水量は 65.75mm、灌水回数は 6.2 回、一回当たりの灌水量は 10.61mm であることなど分かった。

6.1 風食防止用水量の算定方法

6.1.1 用水量の計算方法

過去 30 年間の風食防止用水量の算定には、第 4 章で示した奥中山高原の土壌水分推定モデルを用いた。試算は 1978～2007 年の 30 年について、風食防止を必要とする 4 月 1 日から 5 月 31 日までの 61 日間について行った。

灌水方法は、次の灌水までの日数間隔を一定とする間断灌漑でなく、第 5 章 (5.3.2) で示した土壌水分が不足した日だけ灌水するケース 2 の方法とした。

灌水を行うのは、表面土壌の体積含水率が風食発生の閾値である 22% (含水比では 28%) 付近に下がった時で、1 回の灌水量は、その時に土壌が保水可能なところまで (地表流出・地下浸透が生じる直前まで) とし、灌漑強度は最大 $15\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 、灌水を始める時刻は毎回午前 8 時とした。

6.1.2 計算期間中の気象データ

モデルによる風食防止用水量の算定には、気象データとして雨量、風速、気温、相対湿度、日照時間が必要となる。

2005～2007 年は、雨量、風速、気温、相対湿度については圃場の実測値とした。一部実測値がない日があるが、雨量、風速、気温については圃場とアメダス奥中山¹³⁾との回帰式から推定し、相対湿度は、圃場と盛岡地方気象台との回帰式から推定した。日照時間は、アメダス奥中山データを使用した。

1978～2004 年については、雨量、風速、気温については圃場とアメダス奥中山¹³⁾との回帰式から推定し、相対湿度は、圃場と盛岡地方気象台との回帰式から推定した。日照時間は、アメダス奥中山データ¹³⁾を使用した。

1978～2007 年の 30 年間における気象データを、4 月 1 日～5 月 31 日の平均値で表 6.1 に示す。

表6.1 過去30年間における調査圃場の気象
(1978～2007年, 一戸町奥中山高原No.1)

年	雨量(4-5月) (mm)	気温 (℃)	相対湿度 (%)	風速 (m·s ⁻¹)	日照時間 (h·d ⁻¹)
1978	83.4	8.8	66.3	3.5	6.8
1979	117.4	7.3	69.3	2.8	6.3
1980	155.0	8.5	65.3	3.1	6.9
1981	113.7	7.8	64.7	2.9	6.7
1982	212.7	9.1	66.8	2.9	6.8
1983	108.2	10.6	64.6	3.9	7.1
1984	133.9	6.9	69.1	2.9	6.5
1985	100.9	9.5	68.1	3.3	6.3
1986	119.2	8.7	65.9	3.8	6.7
1987	88.9	8.7	62.5	3.4	6.2
1988	144.9	8.4	64.4	3.3	4.8
1989	162.3	8.9	65.0	3.4	5.0
1990	197.2	9.4	65.5	3.2	5.3
1991	99.0	9.6	60.7	3.1	6.7
1992	197.2	8.1	67.3	3.2	4.4
1993	115.5	7.6	63.1	3.4	4.6
1994	132.0	9.4	60.7	3.6	6.3
1995	185.2	9.2	67.3	3.6	4.5
1996	121.0	7.2	67.7	3.4	4.7
1997	146.7	8.6	68.6	3.3	4.6
1998	97.2	11.1	67.2	3.3	5.6
1999	171.5	9.4	63.1	3.2	6.2
2000	220.1	9.3	70.5	3.4	4.8
2001	105.5	10.0	62.7	3.4	6.1
2002	119.2	9.6	65.5	3.0	5.8
2003	87.1	9.9	65.6	3.3	5.8
2004	179.1	9.4	64.3	3.5	5.3
2005	93.2	8.3	60.1	3.5	5.6
2006	158.4	8.2	64.3	3.3	4.6
2007	178.9	8.0	70.8	3.0	4.6
平均値	138.2	8.9	65.6	3.3	5.7
最大値	220.1	11.1	70.8	3.9	7.1
最小値	83.4	6.9	60.1	2.8	4.4
標準偏差	40.1	1.0	2.8	0.3	0.9

注) 雨量は4～5月の合計値, その他は4～5の平均値である.

1978～2004年は, 2005～2007年の実測値とアメダス奥中山(相対湿度は盛岡地方気象台)データとの回帰式から求めた値. 2005～2007年でデータが不足する日についても回帰式によっている.

6.2 風食防止用水量の計算結果

6.2.1 飛土量と風食防止用水量

図 6.1 は，1978～2007 年における各年の風食防止用水の総灌水量（4 月 1 日～5 月 31 日の合計値，純用水量ベース）と灌水回数の計算結果を示したものである．総灌水量と灌水回数は 30 年間を通して，ほとんど同じ傾向を示している．総灌水量の最大値は 104.55mm，最小値は 20.26mm，平均値は 65.75mm である．灌水回数は，最大で 10 回，最小で 2 回，平均で 6.2 回である．30 年間で風食防止用水を必要としなかった年はない．総灌水量が最大なのは 2001 年の 104.55mm，第 2 位が 1978 年の 97.09mm，第 3 位が 1991 年の 95.99mm である．

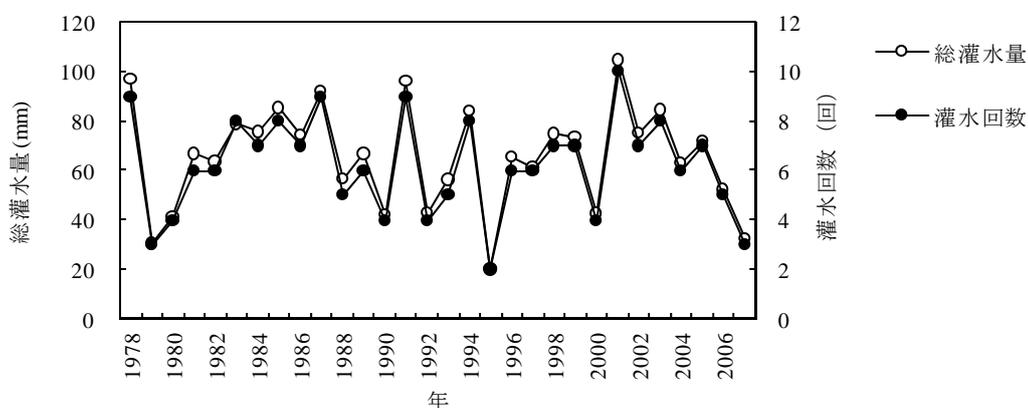


図6.1 過去30年間における風食防止用水の灌水回数と灌水量
(計算値，4～5月)

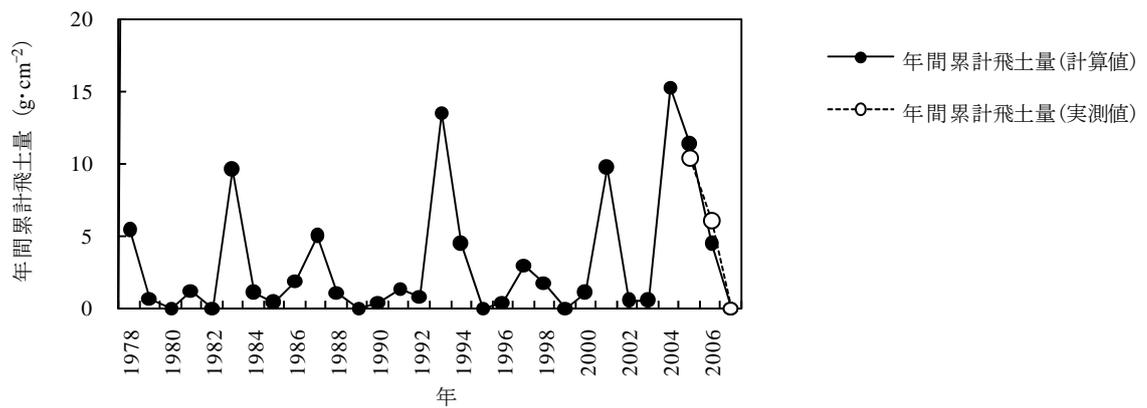


図6.2 過去30年間における毎年の年間累計飛土量（計算値，4～5月）

図 6.2 は，風食防止の灌水を行わず自然の降雨量だけで算定した表面土壌の水分量と，第 2 章（2.4.2）で示した重回帰式（2.1 式）を用い，1978～2007 年における 4 月 1 日～5 月 31 日の飛土量（年間累計飛土量）を算定した結果を示している．重回帰式の計算に必要な日最大風速と閾値を超える風速の吹走時間は，2005～2007 年の圃場における実測値を用い，実測値がない期間は圃場とアメダス奥中山との回帰式から推定した値を用いた．土壌水分推定モデルで得られるのは体積含水率であるが表面土壌の乾燥密度を用いて含水比に換算した．重回帰式の飛土量は，地面に対して鉛直で高さ 0～50cm の断面を通過する飛土のフラックスである．図 6.2 には 2005～2007 年の実測値を併記している．わずか 3 ヶ年のデータではあるが計算値は実測値によく合っている．飛土が発生していないのは 6 ヶ年で，最大の飛土量が発生したのは 2004 年の $15.27\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$ ，第 2 位は 1993 年の $13.50\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$ ，第 3 位は 2005 年の $11.32\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$ である．

図 6.1 と図 6.2 を比較すると，両者の傾向は同じではなく異なった傾

向を示し、総灌水量と飛土量はほとんど対応していない。これは、風が強くても土壌が湿っていたり、土壌が乾いていても強い風が吹かなかつたりする日があるためである。強い風が吹いた年、あるいは降雨が少なく土壌が乾いていた年が、必ずしも強い風食を生じた年とは限らないことが示されている。畑地灌漑計画に風食防止を見込む場合、計画の目標・水準をどこに置くか、飛土量の多さで決めるのか、風食防止用水の総灌水量で決めるのか、どちらを選択するかによって水源量などが異なってくる。これらは今後検討すべき課題である。

土地改良事業計画では一般的に再現期間 10 年の場合を整備目標とするが、1/10 年確率に相当する年次（目標年次）の選定は必ずしも厳密な確率計算にはよらない。例えば 30 年間で被害量や用水不足量が大きい方から第 3 位の年を目標年次とするような場合も多い。第 5 章では 2005 年でシミュレーションを行い最適な灌手法について検討を行っているが、2005 年は飛土量で見た場合には 30 年間の第 3 位であり、検討年次としてはおおむね適切であったと考えられる。

6.2.2 風食防止の用水諸元

1 回の灌水量、蒸発量、上向き補給水量について、1978～2007 年の計算結果を各年の 4 月 1 日～5 月 31 日における平均値で、図 6.3・図 6.4・図 6.5 に示す。またそれらを 30 年間で平均して整理した値と、灌水しなかった場合の値を併せて表 6.2 に示す。

1 回の灌水量は、30 年間の平均で 10.61mm/回である（表 6.2）。毎年の平均値を見ても 10.61mm/回付近の値であり、あまりバラつきはないことが示されている。なお 1 回の灌水量 10.61mm/回は、土地改良事業計画設計基準「農業用水（畑）」¹¹⁾ に示された「1 回の灌漑水量は 10 mm

表6.2 過去30年間における風食防止用水の計算結果
(1978～2007年, 平均値)

	灌水なし	灌水あり
灌水回数 (回)	—	6.20
1回の灌水量 (mm)	—	10.61
総灌水量 (mm)	—	65.75
蒸発位 ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$)	3.33	3.33
蒸発量 ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$)	2.75	3.12
蒸発量比	0.83	0.94
上向き補給水量 ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$)	0.97	0.69

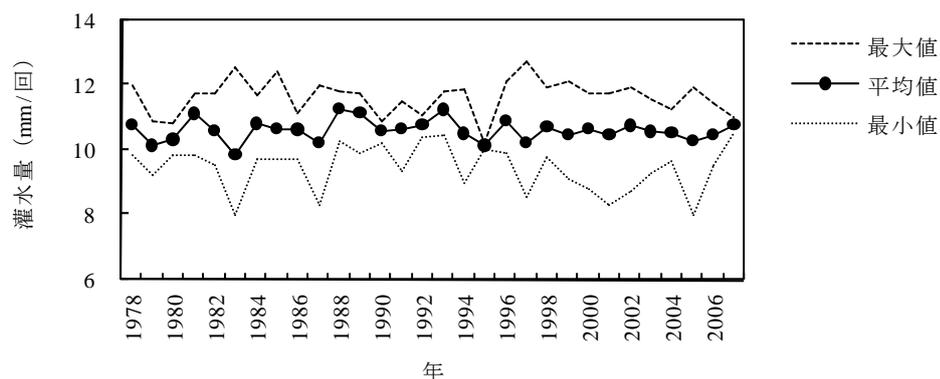


図6.3 過去30年間の各年の風食防止散水における1回の灌水量
(計算値, 4～5月)

程度」という値に近いが、同基準では、灌水の時期や間断日数の考え方など細部については示されておらず単純には比較できない。第5章のシミュレーション(5.3.2のケース2とケース3)でも示したように、灌水方法の違いにより1回の灌水量も大きく異なる。

蒸発量は30年間の平均で $3.12\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ である(表6.2)。無灌水の場合

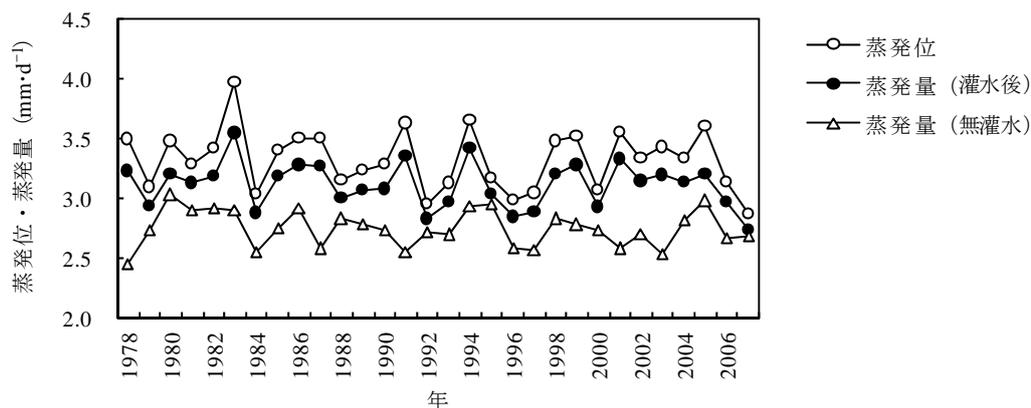


図6.4 過去30年間における畑面の蒸発位と蒸発量 (計算値, 4~5月)

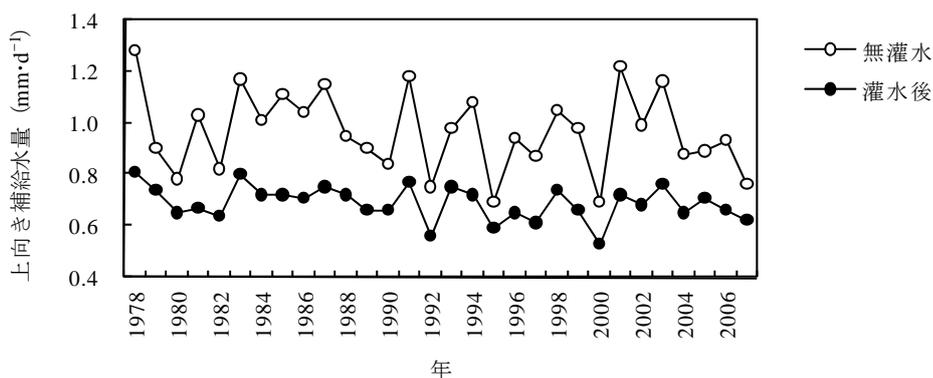


図6.5 過去30年間における土層 (深さ40cm) への上向き補給水 (計算値, 4~5月)

の蒸発量は $2.75\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ で、灌水を行った場合より小さく、灌水を行うことで蒸発量は増加している。毎年の平均値 (図 6.4) を見ても傾向は同じである。また灌水を行うことにより、蒸発量は各年で蒸発位に近い値まで上昇している (図 6.4)。

上向き補給水量は 30 年間の平均で $0.69\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ である (表 6.2)。無灌水の場合の上向き補給水量は $0.97\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ で、灌水を行った場合より大

大きく、灌水を行うことで上向き補給水量は減少している。毎年の平均値（図 6.5）を見ても傾向は同じである。また灌水を行うことで、無灌水のときよりも上向き補給水量の年によるバラつきは小さくなっている（図 6.5）。

なお東北地方で実施されている補給灌漑を目的とする畑地灌漑事業の計画では、4～5月における日消費水量は $3\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ を計画値とする場合が多い。一方風食防止灌漑の場合の解析対象 40cm 厚の土層における平均日消費水量を求めると、30 年間平均の蒸発量 $3.12\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ から上向き補給水量 $0.69\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ を差し引き $2.43\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ となる。同様に計算して 30 年間の最大値は $2.75\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 、最小値は $2.12\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ となる。これらは補給灌漑の場合に比べてやや小さいが、おおむね近い値になっている。

6.3 まとめ

第 4 章で示した土壌水分推定モデルを用い、奥中山高原を対象として過去 30 年間における風食防止用水量の算定を行い、算定された各年の灌水量や灌水回数をもとに風食防止の用水諸元について検討を行った。

その結果、30 年間の平均値として、年間の総灌水量は 65.75mm 、灌水回数は 6.2 回、1 回の灌水量は $10.61\text{mm}/\text{回}$ 、蒸発量は $3.12\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 、上向き補給水量は $0.69\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ であることが示された。

また風食防止の灌水を行わず降雨量だけで算定した表面土壌の水分量と、第 2 章（2.4.2）で示した重回帰式を用い、過去 30 年間の飛土量について算定した。その結果、飛土量が多く発生する年と風食防止用水を多く必要とする年は一致していないこと、強い風が吹いた年、あるい

は降雨が少なく土壌が乾いていた年であっても、必ずしも強い風食を生じた年であるとは限らないことが示された。

第 7 章 結論

本研究は、風食を防止するための畑地灌漑手法の確立を目的とするものである。本研究では、調査圃場における現地観測から風食が発生するときの風速・土壌水分量などの条件を明らかにし、散水による土壌水分量の変化が予測できるモデルを用いてシミュレーションを行い、風食防止のための最適な灌漑手法、用水諸元について検討を行った。

検討は、岩手県奥中山高原の火山灰性土壌畑を事例として行ったものであり、その結果は以下のとおりである。

(1) 風食の実態把握のため、岩手県奥中山高原で 2005～2007 年の 4～5 月を対象として風食の現地観測を行った。その結果、日最大風速 $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (以上)、表面土壌の含水比 28% (以下) を閾値として風食が起こることが分かった。日最大風速及び含水比が閾値を超えたときのデータを用いた重回帰分析 (標準偏回帰分析) からは、飛土量に最も大きな影響を与えるのは閾値以上の風の吹走時間、その次が日最大風速で、含水比は閾値を超えてしまうと、その影響は前 2 者に比べて小さいことが示された。

(2) また現地観測から、表面土壌の含水比は、降雨でよく湿った状態から、おおむね 3 日後には閾値の含水比である 28% まで低下することが分かった。これをもとにアメダス奥中山における過去 30 年間 (1978～2007 年) の気象データから、連続干天期間とその間の風速を調べ、過去の風食発生状況を推定した。その結果、風食はほぼ毎年起こる現象であり、4 月中旬から 5 月上旬に起こり易いこと、また 1 日のうちで激しい風食が生じるのは午前 11 時から午後 3 時で、朝・夕・夜間には起こ

りにくいことが示された。

(3) 菅原による河川流出解析用の土壌水分構造つきタンクモデルをもとにして、一戸町奥中山高原地区の圃場を対象に 2005 年のデータで表面土壌の水分量を予測する土壌水収支モデルの同定を行った（解析対象の土壌厚 40cm，そのうち表面土壌厚 2cm，下層土壌厚 38cm）。さらにこのモデルを用いて 2007 年の土壌水分量を推定した。土壌水分量とその変動状況は、2005 年，2007 年ともに年表面土壌及び下層の土壌で推定値は実測値によく合った。

蒸発量については観測データがないため実測値と比較することはできないが、計算による蒸発量比の平均値は一般的とされる値にほぼ合致していた。また計算における土層底部の土壌水移動は、傾向としてマトリックポテンシャルの実測値にもとづく動水勾配に従っていた。これらのことから、本モデルで土壌水の動きはほぼ無理なく説明できているものと考えられ、再現性のよい土壌水分量の予測モデルを構築することができた。

本モデルは一戸町奥中山高原地区の圃場の他に、二戸市夏間木地区の圃場でもモデルの同定を行ったが、奥中山高原地区と同じように再現性のよいモデルを得ることができた。

(4) 風食防止散水による地表面における土壌水分量の変動を、構築されたモデルで予測することにより、風食防止のための最適な灌漑方式について検討した。その結果、土壌の保水性を考慮して一定の間断日数を設ける散水方法は用水効率、作業効率などの面で難点があり、むしろ一定レベルまで乾燥したときに散水を始める方が有利であることが分かった。この方法については、灌漑施設容量を十分確保することが前提となるが、散水が強風の影響を受けることを考慮した場合でも実用可能

であることが示された。

また灌漑計画の目的に風食防止を追加した場合に、干ばつ時の水分補給を目的とする補給灌漑のみの計画であったときよりも、増加する水源量及び灌漑施設容量について検討を行った。結果は、ファームポンド容量への影響が最も大きく、水源量以上にファームポンドや配水系及び送水系のパイプラインの施設容量の増加に留意し、灌漑ブロックにおける風食防止の対象面積を適切に推定することが、計画策定上重要であることが分かった。

(5) 土壌水分量の予測モデルを用い、奥中山高原を対象として過去30年間（1978～2007年）の4～5月を対象として、風食防止散水のシミュレーションを行い、1シーズンにおける総灌水量と灌水回数、1回の灌水量など、基礎的な用水諸元について検討を行った。

その結果、30年間の平均値として、年間の総灌水量は65.75mm、灌水回数は6.2回、1回の灌水量は10.61mm/回、蒸発量は $3.12\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 、上向き補給水量は $0.69\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ であることが示された。

引用文献

- 1) 土壌物理学会編 (2002): 新編土壌物理用語事典, 養賢堂, p.117.
- 2) 前田信寿(1959): 東北地方の土壌侵蝕について, 土壌の物理性, 1, pp.27-32.
- 3) 工藤敏雄 (1985): 岩手のお天気, 熊谷印刷出版部, p.136.
- 4) 山本太平編 (2008): 乾燥地の土壌劣化とその対策, 古今書院, pp.2-3, pp.81-91.
- 5) 田中貞雄, 矢沢恒夫, 佐野 洋, 柿沼 計 (1958): 風食の実態, 農業気象, 14(3), pp.101-104.
- 6) 農林水産省構造改善局 (1987): 土地改良事業計画指針「防風施設」, 農業土木学会, pp.29-87.
- 7) 田中貞雄, 佐野 洋, 柿沼 計 (1954): 風蝕防止に関する研究 (1) — 土壌含水量と移動開始風速 —, 農業気象, 10(1・2), pp.57-60.
- 8) 野口弥吉, 川田信一郎監修 (1987): 農学大事典, 養賢堂, 196, pp.422-424.
- 9) 日本農業気象学会編 (1954): 災害防除農業気象新典, 養賢堂, pp.61-78.
- 10) 真木太一 (1991): 農業気象災害と対策, 養賢堂, pp. 217-227.
- 11) 農林水産省構造改善局(1997): 土地改良事業計画設計基準「農業用水(畑)」, 農業土木学会, pp.189-191, p.208.
- 12) 土壌物理性測定法委員会編 (1980): 土壌物理性測定法, 養賢堂, p.117.
- 13) 気象庁 (2005): 気象統計情報, (オンライン), <<http://www.jma.go.jp>>.
- 14) ダニエル ヒレル(2001): 環境土壌物理学Ⅲ, 農林統計協会, pp.197-202.
- 15) 久保祐雄, 上村賢治 (1967): 新型の集土器について, 農業気象, 22(4), pp.29-34.
- 16) 国分欣一 (1960): 風蝕について, 土壌の物理性, 3, pp.1-3.
- 17) 農業土木学会編 (2000): 農業土木ハンドブック改訂六版, 農業土木学会, 基礎編 pp.153-154.

- 18) 菅原正己 (1979) : 続・流出解析法, 共立出版, pp.25-30.
- 19) 菅原正己 (1993) : タンクモデルと共に-A氏にあてた手紙より-, 水文・水資源学会誌, 6(3), pp.268-275.
- 20) 菅原正己 (1972) : 流出解析法, 共立出版, p.127.
- 21) 山口伊佐夫 (1996) 応用山地水文学, 地球社, pp.45-46.
- 22) 長野敏英, 大政謙次 (2005) : 新農業気象・環境学, 朝倉書店, p.41.
- 23) 波多野隆介 (1984) : 物質移動における亀裂の役割, 土壌の物理性, 49, pp.9-16.
- 24) 井上久義 (1989) : 亀裂が発達した粘土質圃場における水移動現象のモデル化, 土壌の物理性, 59, pp.35-49.
- 25) 森林水文学編集委員会編 (2007) : 森林水文学 森林の水のゆくえを科学する, 森北出版, pp.88-89.
- 26) 近藤純正 (1993) : 表層土壌水分量予測用の簡単な新バケツモデル, 水文・水資源学会誌, 6(4), pp.344-349.
- 27) 近藤純正, 本谷 研, 松島 大 (1995) : 新バケツモデルを用いた流域の土壌水分量,流出量,積雪水当量,及び河川水温の研究, 天気, 42(12), pp.821-831.
- 28) Nagai, H., Kobayashi, T., Ishikawa, H. and Teshima, J. (2002) : An Analysis of Soil Moisture and Evaporation at a Grassland Station of GAME/Tibet, Amdo Using the BBH Model, *J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.*, 15(1), pp.3-12.
- 29) Wang, W., Kobayashi, T., Cho, H., Mori, M., Watanabe, E. and Iwanaga, R. (2004) : An Experiment on the Spatial Variability of Water Balance Terms in a Small Grass-Covered Area, *J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.*, 17(3), pp.264-273.

- 30) Iwanaga, R., Kobayashi, T., Wang, W., He, W., Teshima, J. and Cho, H. (2005) : Evaluating the Irrigation Requirement at Cornfield in the Yellow River Basin Based on the “Dynamic Field Capacity”, *J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.*, 18(6), pp.663-673.
- 31) Teshima, J. and Kobayashi, T. (2006) : A Comparative Experiment on Evapotranspiration for Validating the Estimates Made Using the Bucket with a Bottom Hole (BBH) Model, *J. Fac. Agr., Kyushu Univ.*, 51(2), pp.403-406.
- 32) Kobayashi, T. and Teshima, J. (2007) : An Improvement in the BBH Model for Estimating Evapotranspiration from Cornfields in the Upper Yellow River, *J. Agric. Meteorol.*, 63(1), pp.1-10.
- 33) 農業土木学会編 (1989) : 農業土木ハンドブック改訂五版, 農業土木学会, p.852.
- 34) 北海道開発局農業水産部 (1982a) : 土壌風食防止対策 (畑地かんがいによる土壌風食防止試験調査), 北海道開発局, pp.161-187.
- 35) 北海道開発局農業水産部 (1982b) : 土壌風食防止対策 (畑地かんがいによる土壌風食防止対策), 北海道開発局, pp.49-59.
- 36) 橋本岩夫, 戸澤康博 (2006) : 砂丘地畑の灌漑用水量に関する基礎的調査ースイカ栽培ー, 農業土木学会大会講演要旨, pp.488-489.
- 37) 橋本岩夫 (2007) : 砂丘地畑の灌漑用水量に関する基礎的調査ーダイコン栽培ー, 農業農村工学会大会講演要旨, pp.292-293.
- 38) 橋本岩夫, 千家正照, 伊藤健吾 (2008) : 砂丘地露地畑の飛砂防止栽培管理用水, 農業農村工学会大会講演要旨, pp.226-227.
- 39) 軽部重太郎 (1988) : 風食防止散水かんがいによる土壌クラストの生成, 土壌の物理性, 58, pp.52-55.

謝辞

本論文を取りまとめるにあたり，御指導と御校閲を賜りました東京農工大学農学部鈴木創三教授、また貴重な御意見と御指導を賜った東京農工大学加藤誠名誉教授に謹んで感謝申し上げます。

茨城大学農学部軽部重太郎教授，東京農工大学農学部久保成隆教授，同斎藤広隆准教授，宇都宮大学農学部福村一成准教授には，貴重な御助言と御校閲を賜りました。深く御礼申し上げます。

岩手大学藤井克己学長，畑地農業振興会西橋順二前専務理事、宮本幸一専務理事には貴重な御助言を賜り深く御礼申し上げます。また農業・食品産業技術総合研究機構農村工学研究所中達雄農地・水資源部長には関連する文献を御教示、御提供頂くなど御助力を賜り深く御礼申し上げます。

風食の現地観測にあたり，調査圃場を提供頂いた岩手県一戸町の農家の方々には御協力に深く感謝申し上げます。特に一戸町宇別の村田正志氏には2005年から2007年の3ヶ年の長期間にわたり作付け計画を調整して調査圃場を確保して下さいなど多大な御協力を頂き深く御礼申し上げます。また過去の風食発生状況や被害状況の聞き取り調査に対応して頂いた一戸町の農家の方々，岩手奥中山農協の職員の方々にも御協力に深く感謝申し上げます。

東北農政局馬淵川沿岸農業水利事業所の職員の方々には，観測データや関連資料の整理に多大な御助力を頂き深く御礼申し上げます。

本研究を進めるにあたり，ともに調査，解析，とりまとめに携わった東北農政局馬淵川沿岸農業水利事業所の遠藤泰工務官（当時），小林孝至工事第1課長（当時）に謹んで謝意を表します。

Summary

A Study on Irrigation Methods for Wind Erosion Prevention in Volcanic Ash Soil Fields

The main Factors influencing wind erosion are strong winds and soil aridity. In Japan, the commonest method for preventing wind erosion used to be windbreak forests. However, these windbreak forests have been removed for land readjustment and large-size farm machinery use in recent years leading to the resurgence of wind erosion in certain regions. Under such circumstances, irrigation can be an effective method for preventing wind erosion. However, there has been no standard approach developed to estimate the appropriate amount of irrigation water required for this purpose.

For this reason, field observations were performed in this research in order to clarify effect of wind and soil moisture on the wind-drift caused by wind erosion. Additionally, several irrigation methods such as the variation of irrigation intervals and water quantity were tested in order to define a concrete standard of preventing wind erosion. A model was used based on simulations to predict soil moisture dynamics under weather changes and irrigation events.

The results obtained from this research are described below.

1. Effect of wind and soil moisture on the wind-drift caused by wind erosion

The wind blows strongly particularly in April and May at Okunakayama Highland, located in Northern Iwate, where wind erosion damages highland vegetables and crops. In order to realize actual situations of wind erosion, quantity of wind- drift soil particles, wind velocity and soil water content

were observed during April and May for three years from 2005 to 2007. It was found that wind erosion occurred when soil water content fell below 28% and wind velocity reached $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Also soil water content fell to nearly 28% within three days after significant rainfall.

Previous occurrences of wind erosion was estimated by using the data of drought days and wind velocity, based on the weather data in April and May for the past 30 years. It was revealed that wind erosion was a yearly event which occurred especially between mid-April and the beginning of May. It was also found that the quantity of wind-drift soil particles increased between 11 am and 3 pm, and wind erosion rarely occurred in the morning, evening and mid-night.

2. The simulation model of surface soil moisture for estimation of water amount for preventing wind erosion

It is important to estimate the right amount of irrigation water necessary to maintain soil surface moisture to prevent wind erosion. However, there has been no standard approach developed to estimate the appropriate amount of irrigation water required for this purpose.

To develop an irrigation plan to prevent wind erosion, we utilized the Tank model in this research as a method to reconstruct surface soil moisture dynamics due to changes in weather and submergence. In this model, gravitational water and capillary forces are taken into account in addition to rainfall and evaporation for a soil stratum up to 40cm depth.

This model has two soil layers consisting of surface and lower soil layers. The surface soil layer has a single grained structure while the lower soil layer has an aggregated structure with large pores. The lower soil layer is intermingled into two structures, the first layer which admits soil water, and second which allows soil water to penetrate from the first structure.

This model was identified using weather and soil moisture data collected

from the farmland during the period of April to July 2005, and so soil moisture from April to May in 2007 was estimated using this model. As a result, the estimated soil moisture coincided with the observed figures for both surface and lower layers. It can be concluded that changes in soil moisture were well reconstructed.

3. Study on the optimal irrigation method for wind erosion prevention by the simulation

One of the usual methods to prevent wind erosion is to sustain humidity of the soil surface by irrigating the soil. However, there have been no such specific methods defined in agricultural engineering.

To define a concrete standard of preventing wind erosion, several irrigation methods, for example applying various irrigation intervals and water amounts, had been simulated by using a model to predict soil moisture dynamics under weather changes and irrigation events, from a case study of Okunakayama Highland in Iwate Prefecture.

Through this simulation, it was found that applying regular intermittent irrigation, which requires shortened irrigation intervals, is not practical to prevent wind erosion due to the causes of frequent irrigation application and increased water requirement. On the other hand, timely irrigation to apply sufficient water when the soil is fairly dehydrated contributes to effective prevention of wind erosion by decreasing both irrigation intervals and water requirements.

Although sprinkled water is susceptible to wind, this method revealed that the timely application of irrigation water is a practical way to protect the soil surface from wind, assuming that the capacity of irrigation facility is substantially secured.

Moreover, it was determined that adopting the wind erosion prevention function under this method would require the design of an additional

capacity of irrigation facility. As a result, it was shown that the additional capacity of irrigation facility is larger than the head capacity addition.

4. Estimation of quantity of wind-drift soil particles and water amount for preventing wind erosion in past years.

The amount of water for preventing wind erosion was estimated using a simulation model. The quantity of wind-drift soil particles was estimated using a multiple regression model obtained from observation data and the water content of surface soil was estimated using the above-mentioned model [2]. The estimate was conducted over the past 30 years at Okunakayama Highland. It was assumed that wind erosion occurred when soil water content fell below 28% (Volumetric water content;22%) and wind velocity reached $8\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Irrigation was carried out so that wind erosion might not occur in the simulation.

The occurrence of wind erosion was not observed in this simulation. It was shown by the average value for 30 years that the annual amount of irrigation water was 65.75mm, the number of irrigation times was 6.2, the amount water supplied per irrigation was 10.61mm, the amount of evaporation was $3.12\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$, and the amount of capillary water was $0.69\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$.