



# 多様な地域における 土壌水分モニタリングの実際

## *Soil Moisture Monitoring in Diverse Regions*

山中 勤 編集  
Yamanaka, T. (ed)

電子モノグラフ No. 1  
筑波大学 陸域環境研究センター

Electronic Monograph No. 1  
Terrestrial Environment Research Center, University of Tsukuba

## 序

陸域生態系あるいは地球気候システムの維持・変動に果たす土壌水分の役割の重要性が指摘されて久しい。このことは、現在世界各地で進められている国際観測プロジェクトにおいて、一般気象要素同様に土壌水分のモニタリングが含まれるようになったことに表れている。その背景には、TDRやヒートプローブ法など簡便かつ高精度な自動観測を可能とする測定技術の改良・発展があるが、格段に進歩した測定技術をもってしてもその適用には未だ問題点が少なくない。特に、測定技術の開発がなされた環境とかけ離れた条件下、例えば極度の乾燥/多湿あるいは暑熱/寒冷気候下では、測器本来の性能が発揮されず望ましい観測データが得られないといったケースが生じている。こうした失敗談は学術雑誌などで公表されることも少ないので、新たに観測を始めようとする者は他者の失敗を知らずに繰り返す恐れがある。また相当の経験を積んだ人であっても、その経験が異なる環境下での観測に必ずしも活かせるとは限らない。このため、様々な地域における土壌水分モニタリングの結果をもとに、その成功点や不具合などの症例を集積することは研究者・技術者コミュニティ全体のレベルアップを図る上で極めて重要なことと思われる。

2003年2月、筑波大学陸域環境研究センターにおいて上記の困難を克服するためのワークショップが開催され、土壌水分のモニタリングを実施するうえでの問題点や今後の技術改良の方向性などに関する討論が行われた。本書は、そこで発表された国内外各地における土壌水分モニタリングの実践例を集めたものである。本書に掲載されたグラフや写真は、これからモニタリングを行おうとしている人々に具体的なイメージを与え得る。このことが、より円滑で確実なモニタリングを行う際の一助となれば幸いである。

発表者をはじめとして、ワークショップに参加された全ての方々に御礼申し上げる。

山中 勤

# 目次

---

寒冷乾燥地域における土壌水分の TDR 測定：温度依存性と凍結・融解の影響 山中 勤・開発一郎.....	1
半乾燥地域における土壌水分量の測定 萩野谷成徳・門田 勤.....	8
砂丘地ベイドスゾーンにおける鉛直方向の土壌水分観測 河合隆行・井上光弘.....	20
北海道における土壌水分の観測事例 - 寒冷気候帯における畑地、草地、森林、積雪下、凍結土壌地帯での土壌水分の長期観測 - 広田知良.....	29
東シベリア永久凍土帯における土壌水分の観測 杉本敦子.....	34
土壌水分測定のための TDR コイルプローブの開発 開発一郎・Nissen, H.・Moldrup, P.・山中 勤.....	41
付録：土壌水分モニタリングの実施例に関するアンケート調査結果と問題の総括 山中 勤.....	49

---

山中 勤（編）：多様な地域における土壌水分モニタリングの実際，電子モノグラフ No. 1，筑波大学陸域環境研究センター，2003

Yamanaka, T. (ed) : *Soil Moisture Monitoring in Diverse Regions*, Electronic Monograph No. 1, Terrestrial Environment Research Center, Univ. of Tsukuba, 2003

# 寒冷乾燥地域における土壌水分の TDR 測定：

## 温度依存性と凍結・融解の影響

### TDR Measurement of Soil Moisture in a Cold-Arid Region : Effects of Temperature Variation and Soil Freezing/Melting phenomena

山中 勤\*・開発一郎\*\*

Tsutomu Yamanaka and Ichirou Kaihotsu

#### はじめに

TDR (Time Domain Reflectometry) は今日もっとも広く用いられている土壌水分量の測定方法の一つである。この手法は、非破壊かつ自動的なモニタリングが可能であり、特殊な土壌を除けば個々にキャリブレーションを行わなくとも数%以内(体積含水率)の精度で土壌水分量を求めることができるとされている。しかしながら、土壌水分のモニタリングが様々な気候・土壌条件下で展開されるようになったことで、幾つかの問題点が浮上してきている。

本稿では、寒冷かつ乾燥という特殊な気候条件下にあるモンゴルの草原地帯において実施した土壌水分モニタリングの結果を示し、そこで見られる TDR 測定の問題、特に温度依存性と土壌の凍結/融解の影響について報告する。

#### 研究対象地域

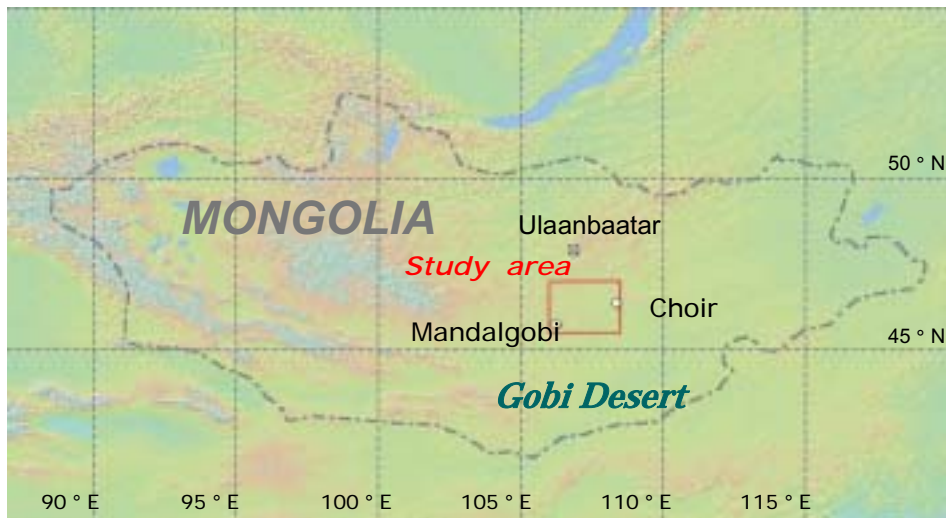
対象地域はゴビ砂漠北縁部のやや北に位置し(第 1 図) 平均標高は概ね 1350 m 程度である。比高 100 m ~ 200 m の緩やかな起伏はあるものの、広域的にはほぼ平坦な地形であると言える。年降水量は 100 mm ~ 150 mm 程度と極めて少なく、恒常的な河川

は存在しない。年平均気温は 0 をわずかに上回る程度であり、季節凍土が形成される。植生の大部分は、*Allium polyrrhizum*(ユリ科), *Carex duriuscula*(カヤツリグサ科), *Stipa spp.*(イネ科), *Artemisia spp.*(キク科)などの短草型草本植物によって占められ、場所によって *Achnatherum splendens*(イネ科)などの長草や *Caragana microphylla*(マメ科)などの灌木が生育する。また、一部の低湿地には *Salsola passerina*(アカザ科)などの塩性植物もみられる。

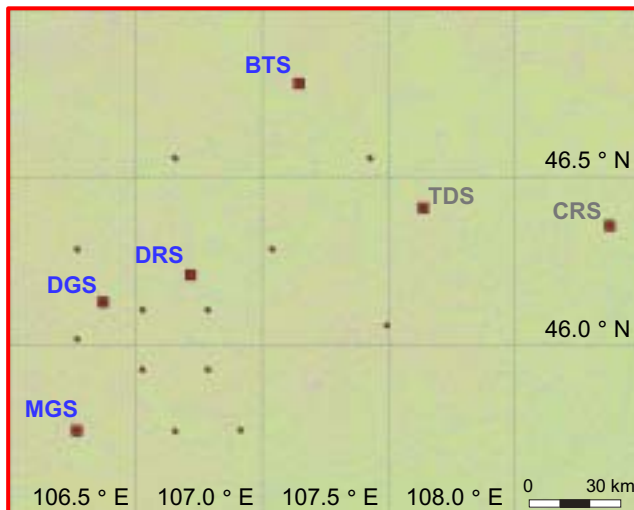
土壌水分量のモニタリングは、人工衛星搭載高性能マイクロ波放射計による土壌水分リモートセンシングのための地上検証実験である AMPEX( ADEOS

Mongolian Plateau Experiment) プロジェクトの一環として実施した。対象地域内には 6 つの自動気象観測ステーション (Automatic Weather Station; AWS) と 12 の自動土壌水文観測ステーション (Automatic Station for Soil Hydrology; ASSH) が設置されている(第 2 図)。本稿ではこのうち、MGS・DGS・DRS・BTS の 4 地点における最初の 1 年間のモニタリング結果を用いる。第 3 図に、MGS に設置された AWS の概観を示す。観測方法の詳細は Yamanaka et al. (2002a, b, c, d) を参照されたい。

気象条件の季節推移の一例として、MGS における



第1図 調査対象地域（赤の枠線内）

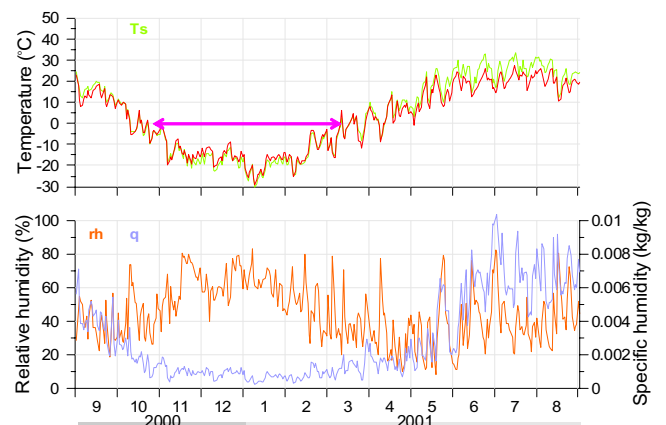


第2図 モニタリングサイト  
（赤四角は気象観測および土壌水分観測、  
赤丸は土壌水分と地温のみ）

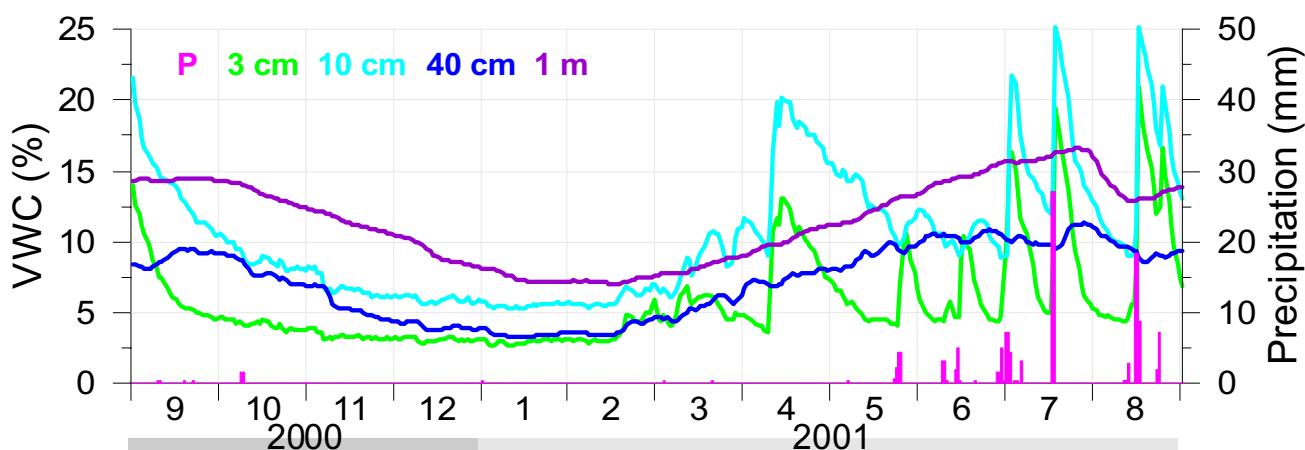


第3図 MGSにおけるモニタリングシステムの概観

日平均の気温・地表面温度・相対湿度ならびに比湿の年変化を第4図に示す。日平均気温は1月初旬の-30 から7月中旬の+30 まで変化しており、年変化幅はおよそ60 に及んでいる。10月中旬頃から日平均気温は零下を示し、3月中旬に再び0 を上回るようになる。相対湿度は半年周期の変動を示し、夏期と冬期に相対的に大きな値を示すが、冬期の比湿は1 g/kg 以下と極めて小さい。



第4図 気温 ( $T_a$ )・地表面温度 ( $T_s$ )・相対湿度 ( $rh$ )  
ならびに比湿 ( $q$ ) の日平均値の年変化



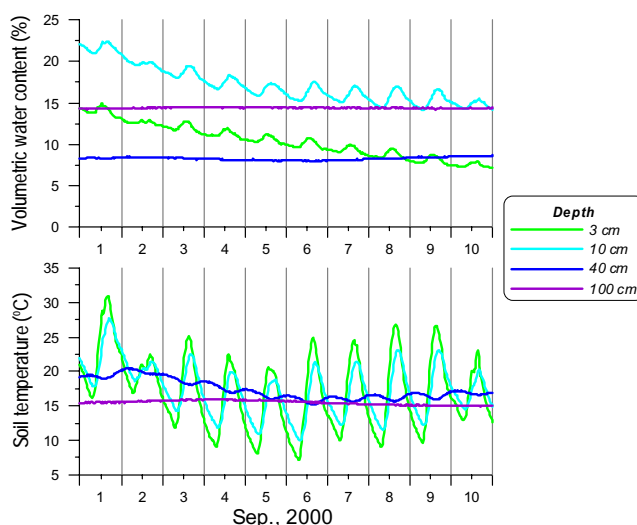
第 5 図 MGS における日雨量 (P) と 4 深度の土壌水分測定値の日平均値

### 土壌水分測定結果

MGS・DGS・DRS の 3 地点では 3 cm、10 cm、40 cm および 1 m の 4 深度で、BTS では基盤岩が浅層に位置していたため 3 cm、10 cm、20 cm および 40 cm の 4 深度で、それぞれ土壌水分量と地温の測定を行った。土壌水分量の測定には IMKO 社 (独) の TDR センサーである Trime-IT を用いた。測定結果の一例として、MGS における 4 深度の土壌水分測定値に関する日平均値の年変化を日雨量と共に第 5 図に示す。深度 3 cm および 10 cm では降雨イベントに対応した土壌水分の応答が明瞭に認められる。これに対し、深度 40 cm および 1 m では個々のイベントに対する応答は明瞭でなく、無降雨期間中のやや大幅な落ち込みが目立つ程度である。また、冬期に小さく夏期に大きいという年周期変化は深層で顕著である。このような経日的あるいは年周期的な変動は特に不自然ではなく、一般的に予想される変化傾向であると考えられる (ただし、4 月中旬の急増傾向については後で詳述する)。

一方、土壌水分測定値の日変化はやや不自然な傾向を示す。第 6 図上段に、第 5 図と同じく MGS における 4 深度の土壌水分測定値を、30 分間隔の生データとして示す。図より、浅層の 2 深度では日中増加して夕方から夜間にかけて減少するという日変化

が明瞭に見てとれる。これは第 6 図下段に示した地温の日変化と同様であり、深度 3 cm に対する深度 5 cm の測定値の位相の遅れなどを含めて極めて酷似している。一般的には、日中の蒸発散により表層の土壌水分量は減少し、夜間に下層からの給水がなされることにより回復するという日変化を示すものと考えられる (例えば、Jackson, 1973)。表層で気化した水分が下層で凝結することにより、これと逆の位相をもった日変化が生じうるといふ観測例も存在するが (例えば、山中ほか, 1994; Cahill and Parlange, 1998)、深度 3 cm から 10 cm に及ぶ土



第 6 図 MGS における土壌水分量 (上段) と地温 (下段) の測定値 (30 分間隔)



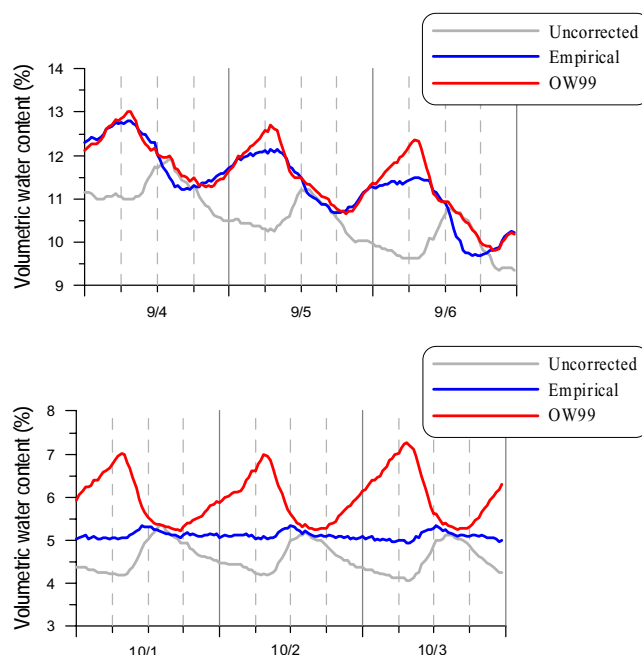
壤層において、数%にもおよぶ体積含水率の増加をもたらすほど大量の下向き水蒸気輸送が存在するとは考えにくい。したがって、このような土壌水分測定値は地温変化の影響を受けた見かけ上の変動である可能性が考えられる。

### 温度依存性

TDR による土壌水分量測定のパイオニア的な存在である Topp et al. (1980) の論文では、中程度の水分状態（体積含水率 = 32.4%）の Clay Loam を対象とした測定結果をもとに、有意な温度依存性はないと報告されているが、実際には必ずしも無視し得るものではないということが近年明らかになってきた。Wraith and Or (1999) の説明によれば、温度が上昇すると自由水の誘電率はわずかに減少するが、同時に土粒子表面に強く引きつけられた結合水が開放され自由水へと転換することにより、（結合水の誘電率は自由水のそれよりも著しく小さいので）土壌水全体の誘電率は増加することもあり得る。そのため、例えば粗粒土壌で水分が豊富にある場合（自由水の存在比率が高い場合）は温度と TDR 測定値の間には負の相関が現われ、細粒土壌で水分が少ない場合（結合水の存在比率が高い場合）は正の相関が現れる。一般的な傾向として、粗粒土壌は保水性が乏しく、細粒土壌は保水性に富むので、上記の二つのプロセスが相殺しあい、結果的に温度依存性は顕著でなくなるが、どちらか一方のプロセスが卓越するような条件下では無視することができなくなる。したがって、乾燥地域では例えば細粒の土壌であっても土壌水分量は少なくなるので、土壌水分量の TDR 測定値は地温と正の相関をもつ可能性がある。

そこで筆者らは、TDR 測定値と温度の関係ならびにその時空間的な差異を表現する経験モデルを構築し、Or and Wraith (1999) の理論モデルと併せて、実測値の補正を試みた。両モデルの詳細は山中ほか (2003) を参照されたい。

第 7 図に MGS の深度 3 cm のデータに対する補正



第 7 図 MGS の深度 3 cm のデータに対する  
補正前後の土壌水分量変化

（灰色：未補正，青：経験モデルによる補正值，  
赤：理論モデルによる補正值）

前後の土壌水分量変化を示す。上段の 9 月 4 日から 6 日の期間では、理論モデルと経験モデルによる補正值は概ね等しく、日中減少し夜間回復するという日変化傾向を示す。未補正の値と比較すると変化の位相がほぼ反転しているが、前述のように補正後の日変化のほうが物理的にみて妥当であると言える。一方、下段の 10 月 1 日から 3 日の期間においては、理論モデルと経験モデルの補正值の間に相違が見られる。理論モデルでは 9 月の測定結果と同様の日変化を示し、土壌水分の日変化幅も 2% 程度で変化がない。これに対し、経験モデルによる補正值はほとんど日変化を示していない。9 月上旬と 10 月上旬を比較すると、正味放射量は概ね半減し、また土壌水分量自体 11~12% から 5~6% へと、やはり半減している。当然、蒸発散量も大きく減少していると思われる。したがって、土壌水分の日変化幅にほとんど変化の見られない理論モデルによる補正は十分に機能しているとはいいがたく、むしろ経験モデルのほうが有効であると考えられる。

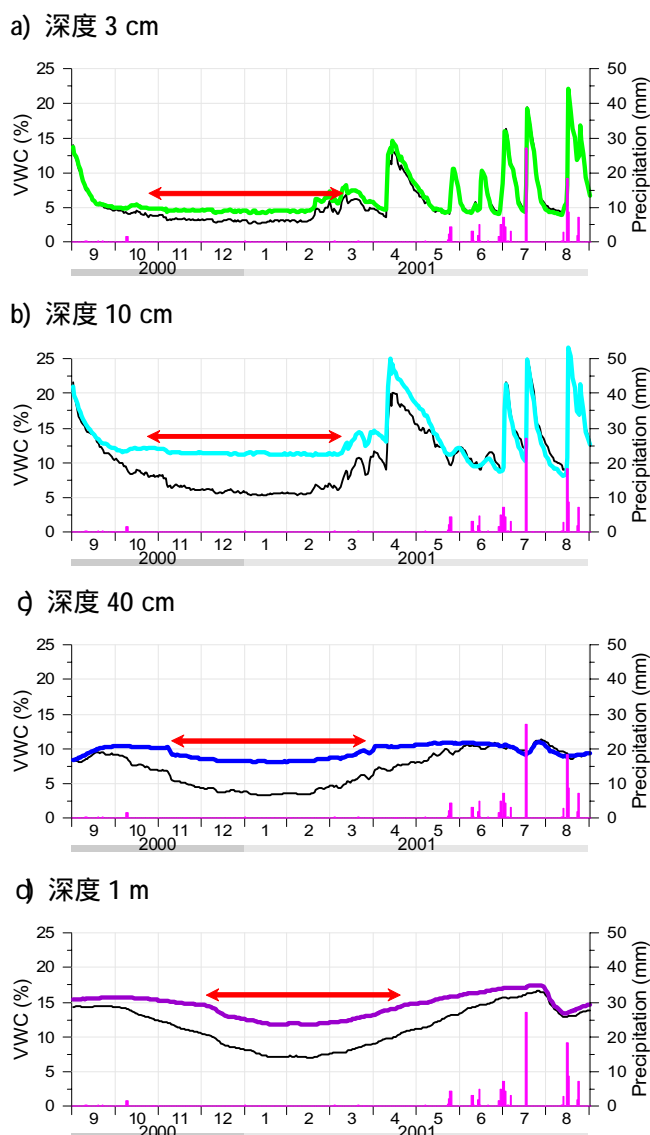
第 8 図に、経験モデルによる補正前後の土壌水分量変化を各深度ごとに示す。この図からみてとれるように、土壌凍結期間を除いたとしても、メーカー公称精度を上回る 5% 近い差が生じている。特に、深度 40 cm および 1 m において認められた土壌水分の年周期変化はほぼ完全に地温の年変化に伴う見せかけの変動であり、実際には顕著な年周期変化は存在しないことが明らかである。このように、TDR 測定の水温度依存性は、日平均値などで見ると気づきにくい、実際には長周期的な変動においても無視できるものではない。ややもすると見過ごしてしまい、実際には生じていない変動を容認してしまう危険性があるため、注意が必要であろう。

### 凍結 融解の影響

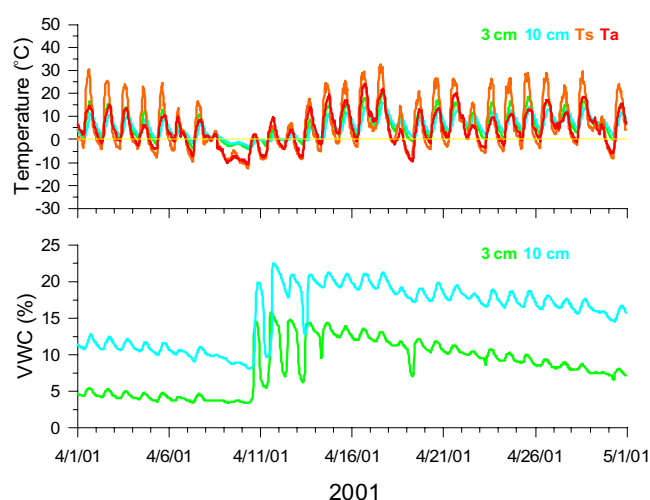
第 8 図に示された矢印の期間は、地温が 0 を下回る、すなわち土壌が凍結していると判断される期間であるが、この期間は温度依存性の補正を施した値も若干変化する傾向を示している。これは土壌水が凍結することによる誘電率の低下が反映されたものと考えられる。ただし、乾燥土壌、結合水および凍結水（つまり氷）の誘電率は比較的近い値を持つため、凍結水と不凍水の絶対量を求めることは難しい。

注目すべきは、深層の 2 深度においては、凍結前の水分量と融解後の水分量とがほぼ等しいという点である。すなわち、凍結期間中、全水分量に占める不凍水の割合が温度と共に変化することにより、前述した温度依存性とはまた別の見かけ上の変動が生じているが、実際の水分量自体は変化していないとみなすことができる。

ところで、浅層の 2 深度においては 4 月 10 日頃に急激な増加が認められる。これは一見、春の雪解け水の浸透であるかのように思われるが、実際にはこの地域における冬期の降雪量は数 mm 程度以下であり、図に示されるような大幅な土壌水分の増加をもたらすことは有り得ない。また、第 9 図に示すよ



第 8 図 経験モデルによる補正前後の土壌水分量変化



第 9 図 MGS における 4 月の気温 (Ta)・地表面温度 (Ts)・地温および土壌水分量 (2 深度)



うに、4月上旬は既に気温・地温ともに0℃を上回っているにもかかわらず土壌水分は増加しておらず、4月10日になって深度3cmと10cmでほぼ同時に急増している。このような振る舞いは、実際の水の浸透現象によるものとは考えにくく、土壌の融解に伴う誤測定であると考えられる。しかしながら、単なる土壌融解時の誤測定であるならば、温度が0℃を安定的に上回った状態で解消されるはずであるが、奇妙なことに4月10日以降の土壌水分測定値は比較的高い値を維持し、徐々に減少してゆくという点である。現在のところ、このような誤測定が引き起こされる機構は不明であるが、一つの可能性としては、障害がかなり後にまで持続していることから、土壌水の凍結・融解の繰り返しに伴う土壌の構造変化が関与していると予想される。例えば、凍結・融解が繰り返されると土壌中にアイスレンズ（例えば、Patterson and Smith, 1981）が形成されるが、TDRセンサーのロッドとアイスレンズが交差するような場合、そこで電磁波の反射が生じるため、測定された走行時間は短縮され、結果として土壌水分量が過大評価される可能性がある。このような土壌水分の局在化は、土壌が完全に融解した後の再配分過程において徐々に解消されるであろうし、降雨があれば一気に解消することも有り得る。本研究対象地域では、5月下旬の降雨前後に凍結以前の土壌水分量レベルに戻っていることから、上述の可能性が補強されるが、確実な証拠を得るにはケーブルテスターを用いて電磁波パルスの応答波形を詳細に調べる必要がある。

## まとめ

本稿では、寒冷乾燥地域における土壌水分モニタリングの実施例を示し、TDR測定における実際上の問題点を検討した。得られた知見は以下の通りである。

- ・ 気温や地温の年変化・日変化が顕著な寒冷乾燥地域のモンゴルでは、TDR測定に及ぼす温度の影

響により、最大で数%（体積含水率）以上の誤差が生じる。

- ・ 原位置測定データに基づいた経験モデルは実用十分なレベルまで誤差を減少させることができるが、理論モデルには定量的に改良の余地がある。
- ・ 土壌凍結期間中はTDR測定値が過小評価されるが、深層土壌については凍結以前と融解後の測定値に変化はない。
- ・ 表層土壌では、融解期に顕著な過大評価が認められ、その影響は融解後も長期間（e.g. 1ヶ月）残存する。その原因の一つとして、Ice lensの形成が関与していると予想されるが、詳細は今後の課題である。

## 引用文献

- Cahill, A.T. and Parlange, M.B. (1998) : On water vapor transport in field soils, *Water Resour. Res.*, **34**, pp. 731-739.
- Jackson, R.D. (1973) : Diurnal changes in soil water content during drying. In : *Field Soil Water Regime*, pp. 37-55, Soil Sci. Soc. Am., Madison.
- Or, D. and Wraith, J.M. (1999) : Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: A physical model, *Water Resour. Res.*, **35**, pp. 371-383.
- Patterson, D.E. and Smith, M.W. (1981) : The measurement of unfrozen water content by time domain reflectometry: results from laboratory tests. *Canadian Geotech. J.*, **18**, 131-144.
- Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P. (1980) : Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines, *Water Resour. Res.*, **16**, pp. 574-582.

- Wraith, J.M. and Or, D. (1999) : Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: Experimental evidence and hypothesis development, *Water Resour. Res.*, **35**, pp. 361-369.
- 山中 勤・檜山哲哉・嶋田 純 (1994): 裸地面蒸発に伴う砂質土壌中の水蒸気の挙動. *ハイドロロジー* (日本水文科学会誌), **24**, pp. 31-46.
- 山中 勤・開発一郎・ウウィンバータル ダムバラヴィア (2003) : TDR による土壌水分量測定値の温度依存性とその原位置測定データに基づく補正. *水文・水資源学会誌*, **16**, (印刷中).
- Yamanaka, T., I. Kaihotsu, M. Ikeda, T. Takasao, D. Oyunbaatar, Ts. Ganbold and AMPEX/AMSR Team (2002a) : Automatic Weather Station Monitoring Results from September 2000 to August 2001 at Mandalgobi, In: Activity Report of AMPEX - AMSR/AMSR-E, Kaihotsu I. ed, Japan Committee for AMPEX-AMSR/AMSR-E, (印刷中).
- Yamanaka, T., I. Kaihotsu, M. Ikeda, T. Takasao, D. Oyunbaatar, Ts. Ganbold and AMPEX/AMSR Team (2002b) : Automatic Weather Station Monitoring Results from September 2000 to August 2001 at Deren, In: Activity Report of AMPEX - AMSR/AMSR-E, Kaihotsu I. ed, Japan Committee for AMPEX-AMSR/AMSR-E, (印刷中).
- Yamanaka, T., I. Kaihotsu, M. Ikeda, T. Takasao, D. Oyunbaatar, Ts. Ganbold and AMPEX/AMSR Team (2002c) : Automatic Weather Station Monitoring Results from September 2000 to August 2001 at Delgertsogt, In: Activity Report of AMPEX - AMSR/AMSR-E, Kaihotsu I. ed, Japan Committee for AMPEX-AMSR/AMSR-E, (印刷中).
- Yamanaka, T., I. Kaihotsu, M. Ikeda, T. Takasao, D. Oyunbaatar, Ts. Ganbold and AMPEX/AMSR Team (2002d) : Automatic Weather Station Monitoring Results from September 2000 to August 2001 at Bayantsagaan, In: Activity Report of AMPEX - AMSR/AMSR-E, Kaihotsu I. ed, Japan Committee for AMPEX-AMSR/AMSR-E, (印刷中).

# 半乾燥地域における土壌水分量の測定

## Measurement of Soil Moisture in a Semi-Arid Region

萩野谷 成徳\*・門田 勤\*\*

Shigenori Haginoya and Tutomu Kadota

### はじめに

チベット高原は大気 - 海洋 - 陸域の相互作用を通じてもたらされる”アジアモンスーン”に影響を与える最も重要な地域の一つである。チベット高原は南北 1000km、東西 3000km の広大な地域で中緯度帯に位置し、平均標高 4000m で対流圏の中ほどに突き出ている。このため対流圏の中程で地表面と大気との間で運動量・熱・水蒸気を直接に交換する。その結果として力学的効果や熱的效果によりチベット高原は種々の時間、空間スケールの循環に影響を及ぼす(村上、1986)。特に熱的效果についてはチベット高原を大気に対する巨大な熱源と見なすことができる(チベット高原上の大気の非断熱加熱率は夏季には 3K/日に達し、世界中で一番大きい(Johnson et al, 1987))。このようなことからチベット高原全体にわたって地表面と大気との間の熱・水収支を明らかにすることはアジアモンスーンの機構解明・予測精度向上のみならず大気大循環や気候変動を明らかにする上からも大変重要なことである。

チベット高原は大きく 2 つの気候区に分けられる。一つは東側の湿潤地域、もう一つは西側の乾燥地域である。従来の研究から、これら 2 つの地域の顕熱と潜熱との比(顕熱/潜熱=ボーエン比)には顕著な差異があることが知られている(Zhang et al., 1988)。しかしながらこれらの観測は 5 月から 9 月の期間についてであるので通年にわたって熱収支を見積もることができる信頼のおけるデータはなかった。最近では、東チベットに展開した自動気象観測装置(AWS)のデータを用いた通年の解析が進んでいる(Li,

et al., 2001)。

一方、西チベットでは 1997 年から AWS による観測が行なわれ、通年の観測データが得られている。これから通年の熱収支が明らかになった(Haginoya and Naoe, 2000)。チベット高原の長期の熱収支計算にはボーエン比法を適用した(Haginoya, 2000)。ボーエン比法の利点は次の通りである。(1)風速に含まれる系統的な誤差がキャンセルされる、(2)ボーエン比法では正味放射量と地中熱流量を使用するため、顕熱と潜熱の誤差は正味放射量と地中熱流量の誤差に対応している。正味放射量と地中熱流量の誤差が小さければ顕熱と潜熱の誤差も小さくなる。その反面 2 高度の温度差と湿度差を必要な精度で求めることが要求される。

上で述べたように、現在までに熱収支の通年の季節変化が得られている。次のステップは「年々変動の大きさは？」という質問に答えることである。この方面では既に東チベットに位置するラサのルーチンデータを使ってモデル計算により熱収支の年々変動を求めた例がある(Xu and Haginoya, 2001)。しかしながら西チベットにおいて年々の熱収支を求めた例はない。

本研究の目的は西チベットにおいて 2 高度の温度差・湿度差、放射量および土壌水分量を含む基本的な気象要素を収集し、同地域における熱収支を複数年にわたり見積もり、熱収支の季節変化の年々変動を明らかにすることである。

顕熱と蒸発の潜熱はボーエン比法から求められるが、その一方、降水量と土壌水分量の観測データから

\* 気象研究所物理気象研究部

\*\* 地球観測フロンティア研究システム水循環観測研究領域

水収支解析をして蒸発量を求めることができる。両者の比較を行ない、ボーエン比法による熱収支解析結果をチェックしつつ長期間の顕熱・潜熱の変動を求める。

また、半乾燥裸地面において地面状態を客観的に表わす直接的なパラメータとして土壌水分量が考えられる。土壌水分量の多寡によってその地域の熱収支特性も変わってくる。地表面過程のモデルでは蒸発量を支配するパラメータとして土壌水分量が用いられている(近藤、1994)。地域の気候分類は現在のところ、土壌水分量の広域のデータの蓄積がないこと、広域での観測網展開の困難さ、などから雨量や植生状態など比較的容易に測定でき、また従来から蓄積されたデータで行っている。本報告では地表面状態と雨量や土壌水分量にも着目して観測データを元にした解析結果を紹介する。

## 観測

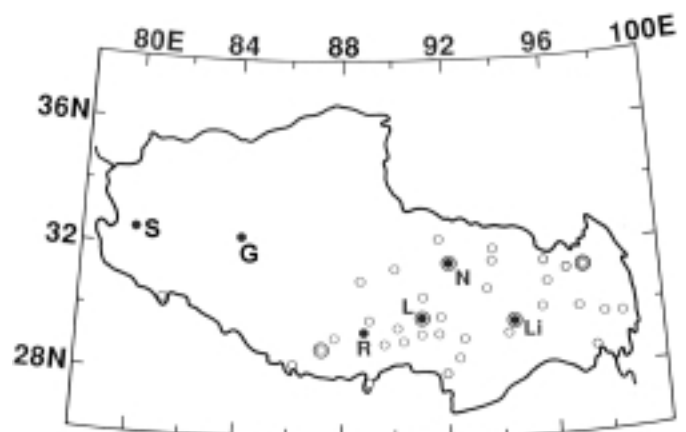
1997年9月末から2基のAWSを西チベットに設置し、観測を続けている。AWSは保守の容易さと安全のために既存気象観測所の構内に設置した。第1表に観測地点の特徴を示す。第1図にチベットの観測地点を示す。観測地点の一つは西チベットのほぼ中央に位置する Gaize (改則)である。ここは東西方向に緩やかに窪んだ地形になっている。地表面には短い草が所々に散在する。雨季は草が生い茂り、乾季は裸地になる。他の地点は Gaize の西 500km 離れたところに位置する Shiquanhe (獅泉河)である。

第1表 観測地点の特徴

Site name	Gaize	Shiquanhe
Latitude	32° 18'N	32° 30'N
Longitude	84° 03'E	80° 05'E
Altitude(m)	4,420	4,279
Around the topography	flat	flat, surrounded mountain
Conditions around the site	rural	rural town
Ground surface conditions	bare soil, few grasses	bare soil, no grass
Soil	Sandy	Sandy

ここはチベット自治区の西端である。この地表面は通年裸地で植物がほとんどない。なお、東チベットの4ヶ所(R、L、NおよびLi)では1993年7月～1999年3月までAWS観測を行った(Li, et al., 2001)。

本 AWS は地表面熱収支解析に必要な気象要素を自動的に測り記録する機能を有している。測定要素は次の項目である。風速(4、2および1m 高度)、気温と相対湿度(3.6m、2m および 1m : 1997 年 9 月～1999 年 9 月まで、3.6m および 0.5m : 1999 年 9 月以降)、4 成分の放射量、地表面放射温度、土壌水分量(0～15cm と 15～30cm の深度 : 1997 年 9 月～1999 年 9 月まで、3cm、6～16cm および 16cm～26cm の 3 深度 : 1999 年 9 月～2002 年 9 月まで、3cm、20cm および 40cm : 2002 年 9 月以降)、気圧、降水量、風向、地中熱流量(2.5cm と 7.5cm の 2 深度)そして地温(0、5、10、20、40 および 80cm の 6 深度)。土壌水分計は TRIME 社製 TRIME-EZ を使用し、0～15cm 等とあるものはセンサを鉛直または斜めに埋設し、その深さの平均的土壌水分量を測ることができるようにした。全てのセンサは CR10X(キャンベル社製)により制御されている。記録時間間隔は1時間である。雨量データは1時間積算値、気圧および土壌水分量は毎正時の瞬時値、それ以外は10分平均値または60分平均値である。AWSは太陽電池とバッテリーで動作し、1時間毎のデータを1年以上保存するメモリー容量がある。



第1図 チベット自治区内の既存気象観測地点。  
S:Shiquanhe、G:Gaize、R:Rikeze、L:Lhasa、N:Nagqu  
および Li:Lingzi。

また、Gaize の AWS 地点から西へ 3～4km 離れた地点では土壌水分量と地温の観測(SMTMS)を



写真 1 Gaize 観測地点の全景



写真 2 土壌水分計埋設場所



写真 3 深度 3cm の土壌水分計

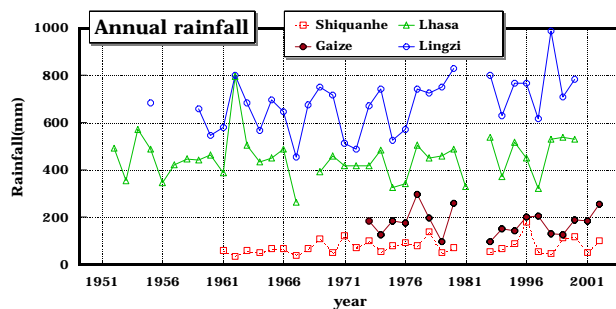
2000 年 9 月より行っている。SMTMS の土壌水分計は 4、20、60、100、160 及び 261cm の 6 深度、地温計は 4、20、40、60、80、100、130、160、200 および 278cm の 10 深度に埋設した。

写真 1 は Gaize 観測地点の全景である。北西から南東方向を見たところである。AWS は気象台観測露場の西隣に設置した。写真 2 は土壌水分計を埋設した場所。写真左側（丸印内）に土壌水分計が見える。この時期はまばらに草が生い茂っていた。写真 3 は深度 3cm の土壌水分計。2002 年 4 月のセンサー交換時以降表層の土壌が無くなっていた。

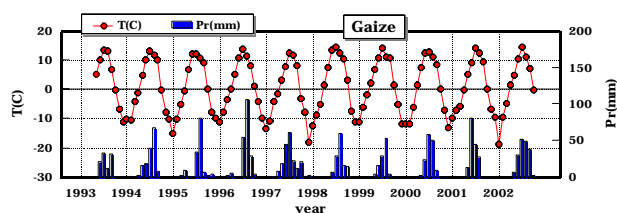
### 気候条件

第 2 図は第 1 図中の S、G、L 及び Li 観測点の年降水量の年々変動を示す。チベット高原は西側が年降水量 100mm 程度で乾燥地域、東側が年降水量 600mm～800mm で半湿潤地域である。第 3 図は Gaize の月平均気温と月降水量の関係である。Gaize は、年降水量 130mm～250mm、年平均気温 0.5 の半乾燥地域に属す。

チベット高原は、従来の研究から東が湿潤、西が乾燥地域と言われていることを前に述べたが、



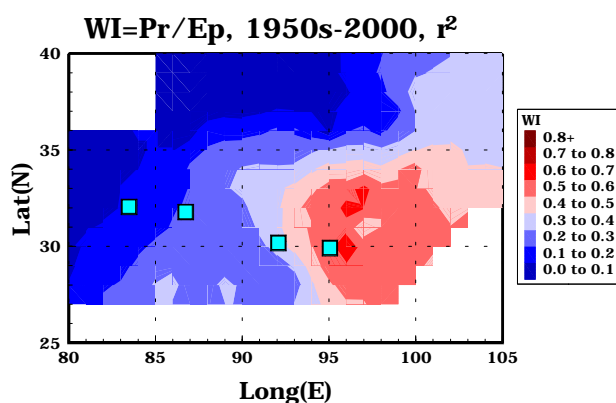
第 2 図 第 1 図中の S、G、L 及び Li 観測点の年降水量の年々変動。1982 年～1992 年はプロットしていない。



第 3 図 Gaize の月平均気温と月降水量の関係



この気候条件をより定量的に定義した指標である気候湿潤度( $WI=Pr/Ep$ 、 $Pr$  は年降水量、 $Ep$  は年ポテンシャル蒸発量) (近藤、1997)を用いてチベット高原上の気候条件を求めた。使用したデータは既存気象観測所における1950年代から2000年までの降水量データと気象データである。第4図に気候湿潤度の空間分布を示す。図からチベット高原上は0.1以下(乾燥地域)から0.7(半湿潤地域)までの気候区域に属している。各気候区域の主な観測地点周辺の様子を写真4～写真7に示す。これから周辺状況は $WI$ で分類した乾燥地帯から半湿潤地帯までの気候区分に良く対応しているのがわかる。なおチベット高原では気候湿潤度と無次元年蒸発量( $E/Ep$ 、 $E$ は年蒸発量)の間には実験的關係が得られており、毎年の気候湿潤度を与えれば、年蒸発量が求められる(Xu & Haginoya, 2001)。この実験的關係は土壌の種類や雨の降りかた(集中的に降るか平均的に降るか)に依存する(近藤、1997)。Xu & Haginoya(2001)によると西チベットのGaize 観測地点は降水が全て蒸発する地域と降水の一部が流出する地域の臨界地域( $WI=0.1$ の条件)である。



第4図 チベット高原上の気候湿潤度の空間分布。図中の 印は東から Li、L、G および S 観測点。

上から写真4～写真7



Semi-humid



Semi-arid



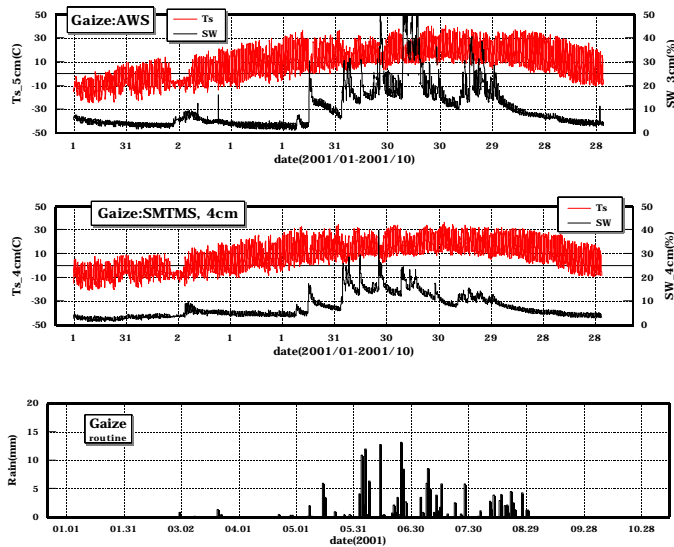
Semi-arid



Arid

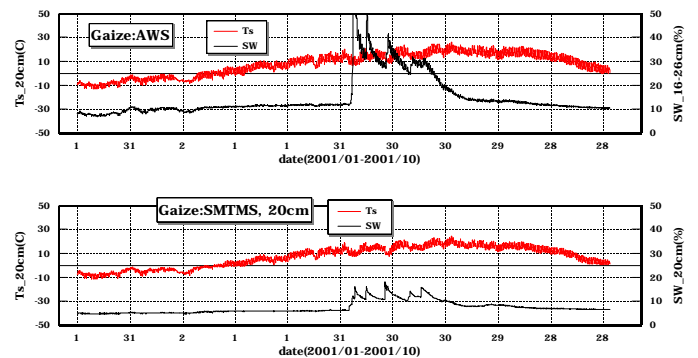


## 観測データ



第5図 土壌水分と地温の観測例。上から(a)AWS、(b)SMTMS および(c)日降水量。表層付近。

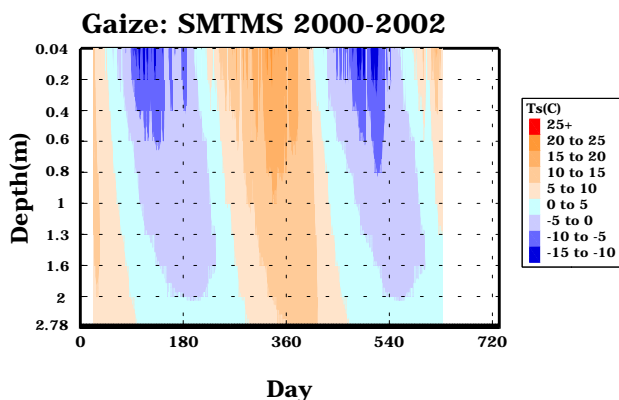
第5図に土壌水分量(体積含水率)と地温の各1時間値の観測例を示す。(a)は Gaize 気象台構内露場(AWS)、(b)は気象台から西へ 3km ~ 4km 離れた地点(SMTMS)である。いずれも表層付近。(c)は日降水量である。2 地点とも 5 月以降、降水によるスパイク状の変動が見られその時期が良く対応している。しかしながら土壌水分量の大きさは 2 地点で大きく異なっている。無降水の日も小さな振幅で日変化しているのが見られる。第6図も同様な図であるが、20cm 深度のものである。大きな降水に対応して土壌



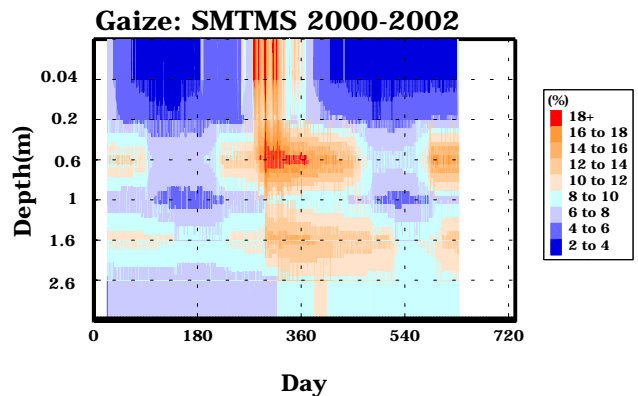
第6図 第5図と同じ。但し、深度 20cm 付近。

水分がスパイク状に変動している。日振幅は表層付近に比べ小さい。第5図と第6図より AWS 地点と SMTMS 地点では 30cm までの深さの土壌構造がかなり異なっていることがわかる。

第7図に SMTMS で測定した(a)地温と(b)土壌水分量それぞれの深度 - 時間断面図を示す。土壌水分量の年変動を見ると、雨季の初期にまとまった降水があると、深部に速やかに浸透しやすい傾向が見られる。乾季には土壌粒子間に隙間ができるためではないかと考えられる。それ以外の期間は深度 1m 付近を境にして土壌水分の鉛直方向の移動が困難な層が存在しているように見える。地表面蒸発や降水の影響が及ぶのは雨季の初期を除けばせいぜい 1m までと考えられる。



第7図(a) 日平地温(SMTMS)の深さ-時間断面図。Day=0 は 2000 年 9 月 1 日

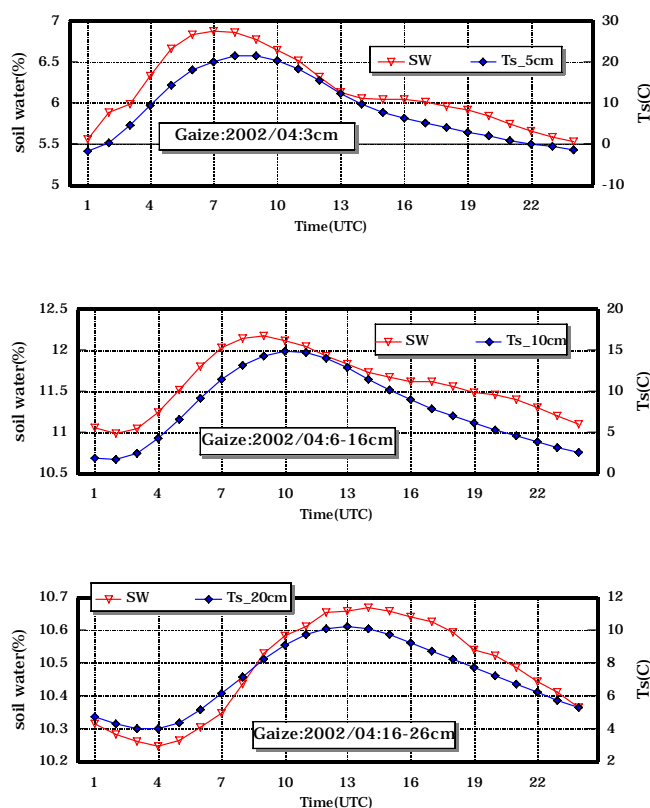


第7図(b) (a)と同じ。但し、日平均土壌水分(SMTMS)の深さ-時間断面図。

## 解析結果と議論

### (1) 土壌水分量の日変化現象

第8図(a)～(c)は乾季1ヶ月平均(2002年4月1日～4月30日)の各深さにおける土壌水分計出力の日変化と地温日変化である。両者の日変化の位相が良く一致している。すなわち地温が上昇すると土壌水分も増加している。また振幅も良く対応しており、温度変化率は約0.07%/℃である。



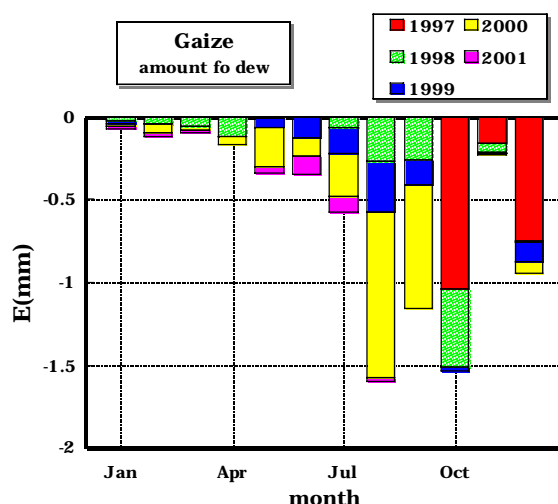
第8図 乾季1ヶ月平均した土壌水分計出力の日変化と地温の日変化。土壌水分計の埋設深度は上からそれぞれ、(a)3cm、(b)6-16cm および(c)16-26cm。

無降水時に見られる土壌水分計出力の日振幅の原因について考える。土壌水分計の温度ドリフトはメーカーマニュアルによると最大 $\pm 0.5\%$ とある。実験室で乾燥土壌中(豊浦砂、含水率2～3%)で温度の日変化(0℃以上で日較差 $\sim 15^\circ\text{C}$ )をさせても土壌水分計出力の日変化は見られないので、センサ自体の温度依存性ではない。地表面上で夜間結露・日中蒸発が観測されていれば、土壌水分は地表近くで日中減少・夜間増加となるが逆のセンスである。また第

8図(a)の日振幅による変動は理論的に予想される結露量(\*)に比べて $\sim 30$ 倍も大きい。山中(2003)によると乾燥土壌に見られる日変化は、誘電率の温度依存性と土壌の種類による保水率の違いに原因があるとして、経験的な補正方法を提案している。

### (\*)結露量の見積もり

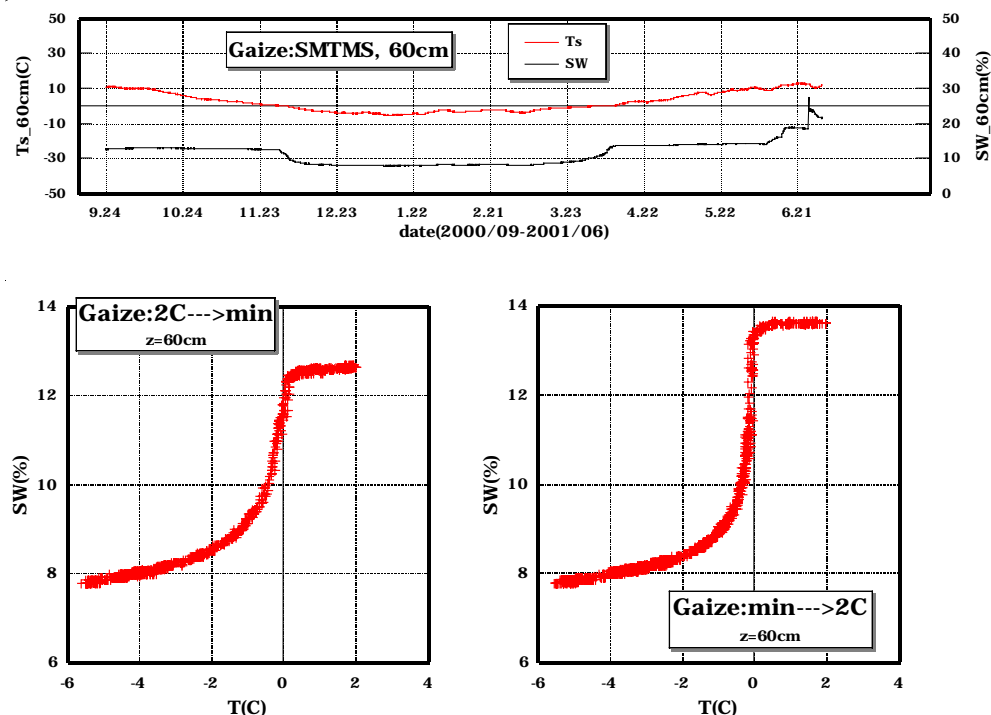
地表面の熱収支式を解くことにより計算できる。地表面は飽和しているとして、気温、湿度、下向き放射、地中熱流量を与え地面温度を未知数として解く。Gaizeの気象データを用いて計算した結露量を第9図に示す。半乾燥地帯の結露量は最大の月でも1ヶ月あたり1mmと少ない。1晩あたりの結露量は1/30mm程度である。



第9図 モデルで計算した Gaize における結露量(負の値)の月積算値

### (2) 冬季の土壌水分量の変動

第10図に冬季の土壌水分量と地温の時間変化例を示す。初冬地温が0℃以上から0℃以下になると土壌水分量が急激に減少し、翌初春地温が0℃以下から0℃以上になると土壌水分量が急激に増加している。0℃以上に着目すると凍結前と融解後の土壌水分量の差は1%である。0℃以下 $\sim -6^\circ\text{C}$ では緩やかな温度依存性を示す。さて、TDR方式の土壌水分計は比誘電率を測定し、それと土壌水分量との相関関係から土壌水分量を推定している。土壌を構成してい



第 10 図 冬季の土壌水分計出力と地温の時間変化例。(a)時系列、(b)凍結開始～最低地温起時、(c)最低地温起時～融解終了。

る物質の比誘電率は空気、氷、土壌固相物質および水、それぞれに対して 1、3、約 4 および約 80 であり、水が著しく大きな値を示す。従って土壌中の見かけの誘電率は土壌中の水分量の値によって大きく変動する(牛山、2000)。0 付近で土壌水分計の出力が急激に変化するのは液体水と氷の共存状態で、凍結時は徐々に氷の割合が増しているため、融解時は徐々に液体水の割合が増しているためと考えられる。0 以下で液体水が全て凍結したと考えられる状態でも土壌水分量に緩やかな温度依存性が見られる。これは土粒子の表面に強く吸着した水(吸湿水)は固

第 2 表 各深度毎の凍結前と融解後の土壌水分量の変化

		2 min	min 2	
year	z(cm)	Before(%)	After(%)	A-B(%)
'00-01	60	12.6	13.6	1.0
	100	6.4	6.6	0.2
	160	10.9	11.3	0.4
'01-02	60	16.6	18.4	1.8
	100	7.8	7.8	0.0
	160	13.1	13.2	0.1

相から見れば高い圧力下にあり、0 以下でも不凍水として存在しうる(Hartge、1978)。この不凍水が温度降下とともに徐々に凍結している過程を測定しているのであろうか。不凍水量の温度依存性の測定例をみると、今回の観測例と類似の温度依存性を示しており、比表面積の大きい粘土の不凍水量は大きく、比表面積の小さい豊浦砂では殆どゼロである(石崎、1997)。

各深さ毎について凍結前と融解後の土壌水分

量の変化を調べる(第 2 表)。0 以上では土壌水分は凍結していないと考え、その差は、凍結中の土壌水分量の増減を表わすと考えられる。60cm 深度では 2000 年～2001 年冬は 12.6%から 13.6%へ 1%の増加、2001 年～2002 年冬は 16.6%から 18.4%へ 1.8%の増加が見られた。100cm と 160cm では凍結前・融解後の差は 0.4%以下であった。後者の差は土壌水分計の再現精度  $\pm 0.3\%$  を考慮すると誤差の範囲内であるが、前者はそれを上回り、土壌水分が増加している可能性がある。いずれの冬も冬季に 2 週間～1 ヶ月程度の期間積雪が観測されており降水量換算では、2000 年～の冬は 4mm、2001 年～の冬は 0.4mm であった。半乾燥域の積雪は気温が 0 以下ではほとんど昇華で消失する(近藤、1981)ので 60cm 深度の土壌水分の増加原因を降雪による融雪水とするのは無理であろう。この原因として、凍結過程では凍結面よりも下層の自由水(毛管水)を集めて凍結する(Hartge、1978；八幡敏雄、1975)ことが考えられる。

### (3) 土壌水分量の変動と地表面状態の変動



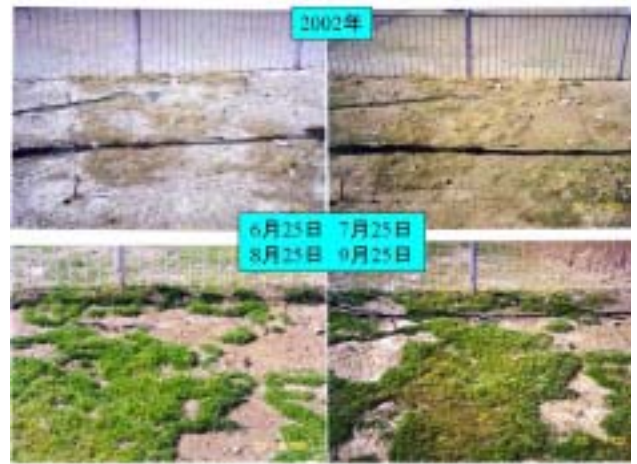
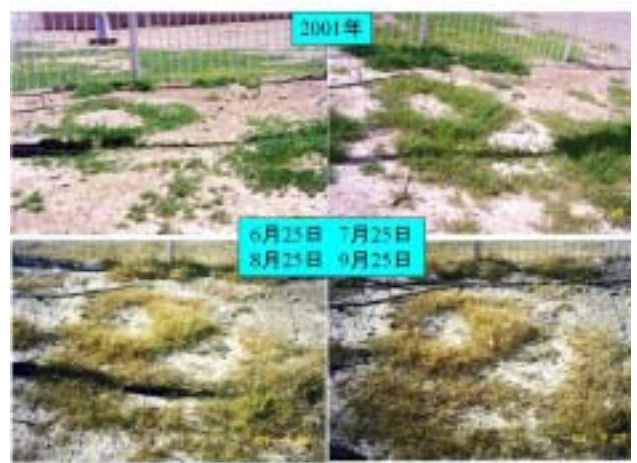
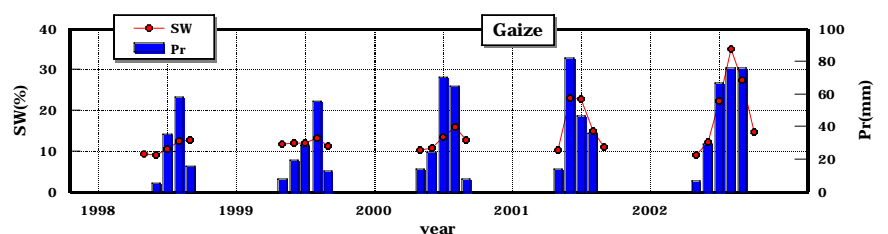


写真 8 ～ 写真 1 2 1998 年～2002 年の各季節毎の地表面の様子

写真 8 ～ 写真 1 2 は AWS 地点における 1998 年から 2002 年までの暖候期 6 月～9 月の地面の様子、第 1 1 図は 5 月～9 月の月降水量および地表～30cm 深度までの月平均土壌水分量の関係を示す。2001 年と 2002 年は草がかなり茂ったことがわかる。半乾燥地域では地表面の植物の活動度は降水量

よりも土壌水分量の変動と対応がよく、Gaize では月平均含水率が 20%を超えると植物が良く繁茂する。当地では 1997 年 9 月以来土壌水分計の埋設のやりなおしを何回か、行なっている。乾季は裸地面であったところが雨季には草地面になるような年々変動を繰り返している。また雨季には水溜りができるような降水が見られることもある。2002 年 9 月の保守時には、土壌水分計の埋設場所は地中に耕したような大きな空隙が見られた。2001 年 6 月～7 月や 2002 年 7 月～9 月に観測された月平均で 20%以上の土壌水分量はこのために生じていたと考えられる。植物活動により地中の土壌構造が変質して飽和含水率が変化(Hartge、1978)した可能性がある。



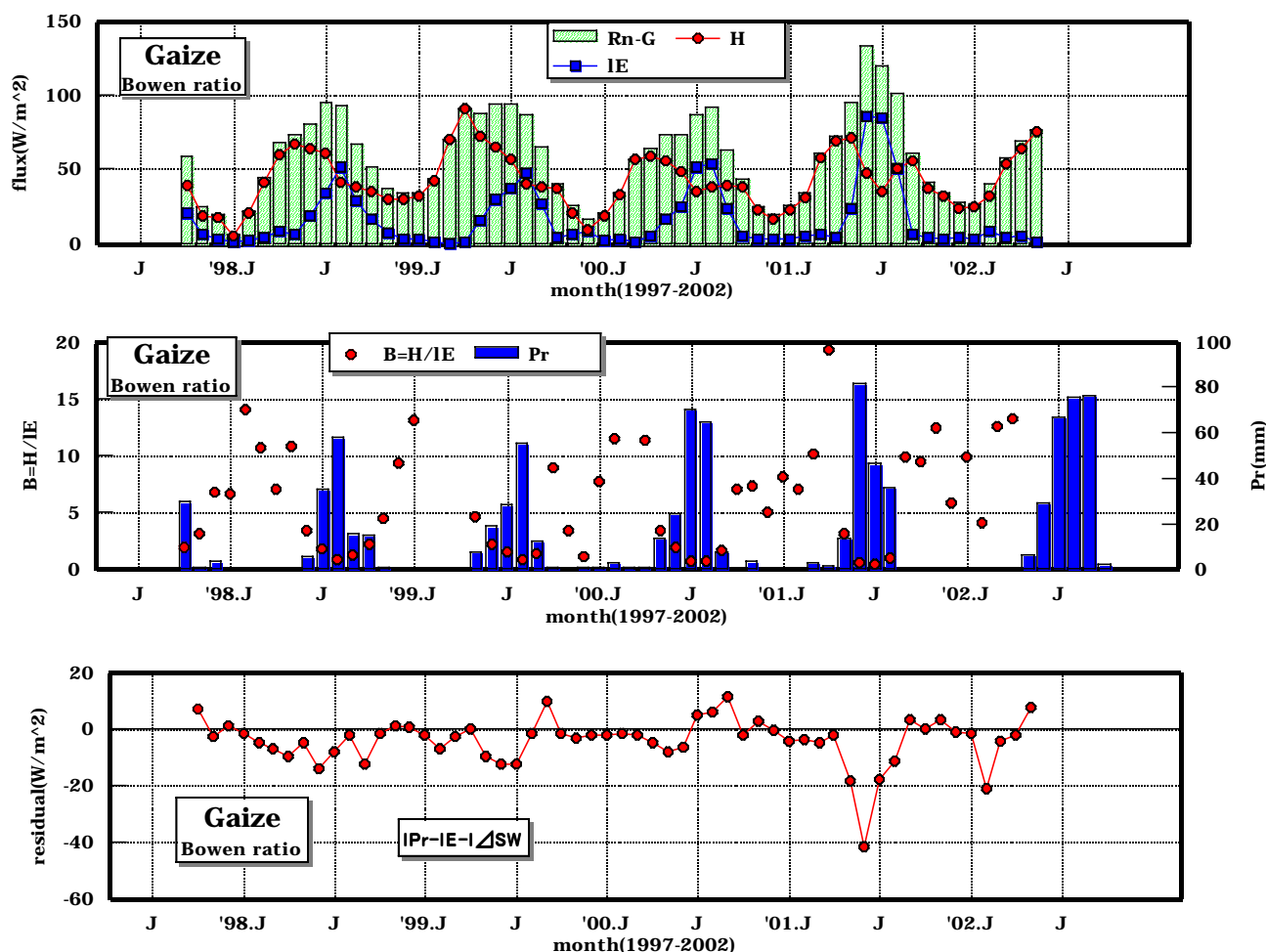
第 1 1 図 月降水量および地表～30cm までの月平均土壌水分量

#### (4) 熱収支解析

第12図に1997年10月から2002年5月までの月平均の熱収支解析結果を示す。(a)熱収支各要素の時系列、(b)ボーエン比と降水量、(c)降水量から蒸発量と地中の貯水量を差し引いた残差。正味放射量  $Rn$  の符号は地表面へ入る時を、顕熱  $H$  と潜熱  $IE$  および地中熱流量  $G$  の符号は地表面から出て行く時をそれぞれ正とした。熱収支式から  $Rn-G=H+IE$ 。すなわち地面に入る正味放射エネルギーと地中熱流量との差は顕熱と潜熱の和に等しくなる。 $Rn$  と  $G$  は直接測定値、 $H$  と  $IE$  の配分比はボーエン比法で求めた。 $(Rn-G)$  は12月～1月に最小値、6月～8月に最大値になる。乾季は  $(Rn-G)$  の大部分が  $H$  と釣り合っている。 $IE$  は雨季に大きくなり顕熱を上回る月もある。潜熱が大きくなり始めるのは雨季の開始に対応して

いる。暖候期(5月～9月)では月降水量  $Pr$  が増加するとボーエン比  $B$  は減少する傾向がある。月ポテンシャル蒸発量  $Ep$  で無次元化した無次元降水量 ( $WI=Pr/Ep$ , 気候湿潤度と同じ)とボーエン比の逆数  $1/B$  の間には良い相関が見られる(第13図)。この関係は気候湿潤度が大きくなる(湿潤状態になる)とボーエン比が小さくなる(顕熱に比べて潜熱の割合が増す)ことを定量的に表わしている。図で大きく外れているデータがある。2001年7月のものであるが、気候湿潤度と表層(0-15cm 深度)の土壤水分量との関係を見てみると、この外れたデータは他のデータに比べて土壤水分量が大きくなっており(第14図参照)、そのため潜熱の割合が大きくなったと説明できる。

上でボーエン比法から蒸発量が求められた。次



第12図 1997年10月から2002年5月までの月平均の熱収支解析結果。(a)熱収支各要素の時系列、(b)ボーエン比と降水量、(c)降水量から蒸発量と地中の貯水量を差し引いた残差。

にその解析結果の検討を行う。土壌水分量の時間変化から地中に蓄積される水分量を見積もることができる。降水量( $Pr$ )、蒸発量( $E$ )、地中貯水量( $SW$ )および流出量( $R$ )の間には、

$$Pr = E + SW + R \quad (1)$$

の関係が成り立つ。ここで、

$$R = Pr - E - SW \quad (2)$$

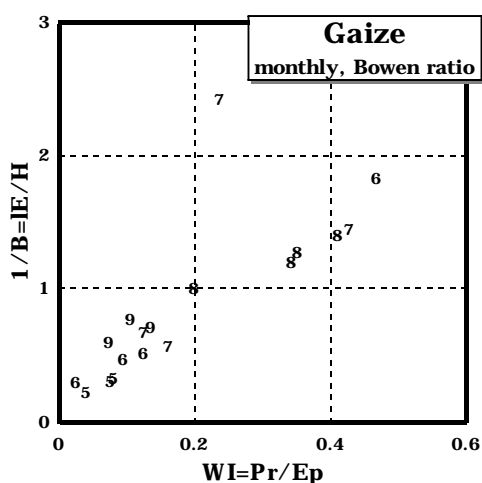
として1ヶ月毎の $R$ を求めたのが第12図(c)である。但し、 $SW$ は0~30cmの深さの貯水量である。(c)から雨季になると残差 $R$ が負、すなわち降水量よりも(蒸発量+貯水量)の方が大きくなる割合が多い傾向が見られる。これは他から水が供給されていることを意味している。この原因を探るために、(2)式右辺の各項の測定誤差を考える。

[1] 降水量の観測誤差は、AWSのデータと気象台の観測データを比較して~20mm/年と見積もられる。[2] Haginoya (2000)によるとボーエン比による蒸発量の誤差は~40mm/年である。[3]土壌水分計の再現精度は、前にも書いたが $\pm 0.3\%$ である。0~30cmでの土壌水分量にすると $\pm 0.9\text{mm}$ に相当する。 $SW$ は毎月の1日を挟んで前後10日間の平均値を求め、その各月毎の差から求めている。その誤差は $\pm 1.8\text{mm/月}$ になる。[1]~[3]から $R$ の誤差は $60\text{mm/年} + 1.8\text{mm/月} = 5\text{mm/月} + 1.8\text{mm/月} = 6.8\text{mm/月} \sim 6.4\text{W/m}^2$ となり、第12図(c)の大部分は誤差の

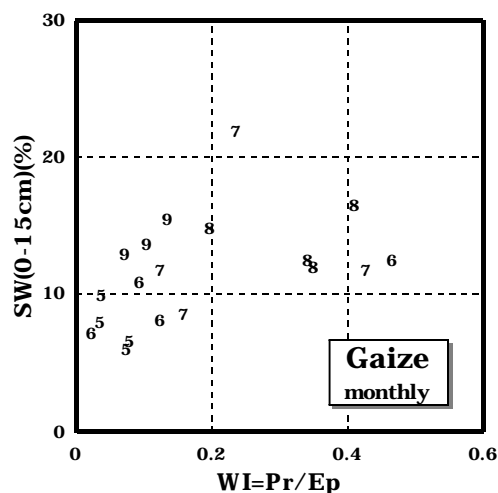
範囲内で $R \sim 0$ と考えて構わない。

雨季に特に $|R|$ が大きくなる理由には次のことが考えられる。降水時は地表面の僅かな傾斜や飽和含水率の水平非一様性により他の場所からの重力水の流入・流出が考えられる。乾季はそのような水平非一様性があっても、重力水の流入・流出自体がほとんどない。よって雨季の誤差が大きくなる。2001年6月に見られる $R$ の負の値は上記理由により降水が流入したのではないかと考えられる。なお、Gaize気象台構内において雨季に大量の雨が降った時、水溜りが数日間できていることが確認されている。第5図と第6図においてAWSとSMTMSの同一深度の土壌水分量に大きな差異が見られていることから、恐らく気象台構内の方が水溜りになり易い周辺状況ではないかと推測される。

他から水が供給されている可能性の一つとして地下水の問題がある。改則気象台構内には井戸があり、そこで通年の地下水位を測定した。その結果、地下水位は地下2.9mから3.5mの間を0.6m近く変動していること、最も地下水位が上がったのは雨季入り直前であること、最も下がったのは雨季終了1ヶ月後であること、が分かった。地下水位の年変動幅(600mm)は改則の年降水量(~200mm)の3倍もある。地下水位が3mの時に毛管現象による水の上昇(毛管上昇)から求めた蒸発量は、土壌の成層状態や



第13図 暖候季(5月~9月)のボーエン比の逆数と気候湿潤度との関係。数字は月。



第14図 暖候季(5月~9月)の月平均土壌水分量と月気候湿潤度との関係。数字は月。



気象条件にもよるが均質な粘土質土壌では最大で 0.4mm/日 ~ 12.4W/m<sup>2</sup> 程度と見積もられている (Hillel, 1998)。これはかなり大きな値である。しかしながら SMTMS のデータから(第 7 図参照)もわかるように、Gaize 地域には 1m 付近に不透水層が存在している。今、30cm 以深では SMTMS 地点と AWS 地点の土壌構造が同じと仮定すると、地下水からの蒸発はほとんどないのではないかと考えられる。

SW の影響のない 1 年間の  $R$  を求めると Shiquanhe では降水量と蒸発量がほぼバランスしている。一方、Gaize では蒸発量が系統的に大きいものの、[1]と[2]の測定誤差を考慮するとほぼ釣り合っているとみなしてよい。この結果は、Xu and Haginoya(2001)の結果と矛盾しない。

## 問題点

今回は TDR 式土壌水分計の出力からメーカーの検定曲線(関東ローム層で確認済み、同土壌想定)を使用して土壌水分を求めた。より詳細な定量的議論をするには現地の土壌を使って検定曲線をチェックする必要がある。

## まとめ

- ・ 乾季には土壌水分計の顕著な日変化が見られる。これは地温との相関が非常に良い。補正方法がいくつか考えられているので今後それを試みる。
- ・ 冬季の土壌水分は 2%程度の変動以下では保存されるとみなせる。
- ・ 植物の活動度と土壌水分は良い対応がある。植物活動の年々変動により土壌構造が変化する可能性がある。
- ・ 暖候期の月毎の気候湿潤度とボーエン比の逆数の間にはかなり良い相関がある。
- ・ 熱収支のチェックをするのに土壌水分データが有効である。但し、雨季は重力水の流入・流出等がありそれらが誤差のもとになる。
- ・ 熱収支解析の結果 Shiquanhe と Gaize 共に年降水量と年蒸発量がバランスしていることが確認された。

## 参考文献

- Haginoya, S. and H. Naoe: 2000: Surface Heat Balance Observation in the Western Tibet. Preprints 15th Conference on Hydrology, 9-14 Jan., 2000, Long Beach, USA, 301-304.
- Haginoya, S., 2000: Study on the Surface Heat Balance in the Tibetan Plateau -Precision of Bowen ratio method-. Preprint Volume "The Second Session of International Workshop on TIPEX and GAME/Tibet", 20-22 July, 2000, Kunming, China, 19-21.
- Hartge, K.H., 1978: 土壌物理学概論(福士定雄訳、1985 : 土壌物理学概論、博友社、pp318.) .
- Hillel, D., 1998: Environmental Soil Physics(岩田進午・内嶋善兵衛監訳、2002 : 環境土壌物理学 環境問題への土壌物理学の応用、農林統計協会、pp322.) .
- 石崎武志、1997 : 土の凍結、土の環境圏、KK フジテクノシステム、pp1388、108 113 .
- Johnson, D.R., M. Yanai and T. Schaack, 1987: Global and regional distributions of atmospheric heat sources and sinks during the GWE. Monsoon Meteorology, eds. C.P. Chang and T.N. Krishnamurti, Oxford Univ. Press, 271-297.
- 近藤純正、1981: 大気科学講座 1 地表に近い大気、東京大学出版会、pp226.
- 近藤純正編著、1994 : 水環境の気象学、朝倉書店、pp350.
- 近藤純正 & 徐健青 1997 : ポテンシャル蒸発量の定義と気候湿潤度、天気、44、875-883.
- Li G., Duan T., S. Haginoya and L. Chen, 2001: Estimates of the bulk transfer coefficients and surface fluxes over the Tibetan Plateau using AWS data. J. Meteor. Soc. Japan, 79, 625-535.
- 村上多喜雄、1986 : モンスーン、東京堂出版、pp198.
- 牛山素行編、2000 : 身近な気象・気候調査の基礎、

古今書院 , pp195 , 28 44.

Xu, J. & S. Haginoya, 2001: An estimation of Heat and Water Balances in the Tibetan Plateau.

J. Met. Soc. of Japan, 79 , 485-504.

八幡敏雄、1975：土壌の物理、東京大学出版会、pp181 .

山中勤&開発一郎、2003：寒冷乾燥地域における土壌水分の TDR 測定：温度依存と凍結・融解の影響、TERC WS 報告。

Zhang, J., B. Zhu, et. al, 1988: Advances in the Qinghai-Xizang Plateau Meteorology. The Qinghai-Xizang plateau meteorological experiment (1979) and research. pp.268.

# 砂丘地ベイドスゾーンにおける鉛直方向の土壤水分観測

## Field observation of soil water in sand dune: From the surface to the water table

河合隆行\*・井上光弘\*\*

Takayuki Kawai and Mitsuhiro Inoue

### はじめに

近年、水資源の重要性が再認識され、既存資源の有効活用や新たな水資源開発が研究課題となっているなか、島嶼部や大陸沿岸域に多く分布する砂丘に注目が集まっている。砂丘が貯水槽の役割を果たし、沿岸湧水へ大きく寄与していると期待されているからである。

砂丘地湧水および地下水を資源として管理、利用するには砂丘の水収支解明が必要となってくる。しかしながら、現在までに実際に地下水湧出量を観測できるほどの規模の砂丘で水収支解析が行われた例は皆無といっても良い。地下水の湧出口が海底にあるケースが多く、また野外観測に適したフィールドの絶対数が少ないことがその要因となっている。

鳥取大学乾燥地研究センター内には70m近い比高を持つ砂丘が存在する。全区域が実験区に設定され、また年間を通じて枯れることの無い湧水地が存在しており、砂丘水収支を解析するにあたって最適な条件といえる。ここで現在、蒸発散、降下浸透、地下水流動、湧出量を実測し水収支を解析する研究をおこなっている。本稿では砂丘という特殊な土壌、地形条件において研究を進める際に得られた、砂地特有の測器の設置方法、および土壤水分の浸透形態について報告する。



図1 研究対象地

研究対象地は、鳥取県東部の千代川右岸(北緯 35° 東経 134° ,図 1)に位置する鳥取大学乾燥地研究センター内の砂丘であり、洪積世末期に形成されたものである。この砂丘は鳥取市と福部村にまたがる鳥取砂丘(浜坂砂丘)の西部分にあたり、斜面の規模は頂部が標高 73m、低部が 11m、比高は約 60m、水平距離が約 600m となっている (図 2)。

地表面の被服状況は基本的に砂の裸地であり、*Carex kobomugi* Ohwi (カヤツリグサ科)や*Ischaemum anthophoroides* Miquel (イネ科)等の砂丘植物が所々に生育している。また *Vitex rotundifolia* L. fil. (クマツヅラ科)等の灌木類や、人間が植林したクロマツの防風林も点在している(写真 1)。

### 研究対象地概要

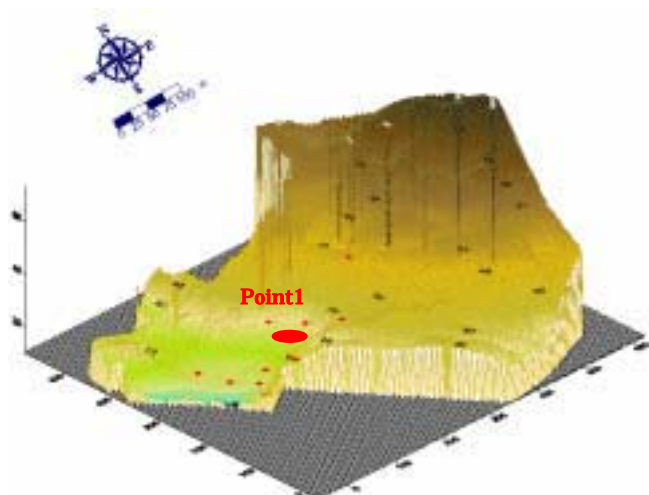


図 2 試験流域



写真 1 砂丘の被覆状況

この砂丘は、斜面の中腹で急激に傾斜が変わりロウト状に収束する地形形態を持つ。これはスリバチと呼ばれる鳥取砂丘独特の地形であり、鳥取砂丘全体では大小 30 近くのスリバチが知られている。規模の大きいスリバチ底部では多くの場合湧水が確認され、本研究対象地の砂丘スリバチ低部でも図 2 の青色部分で示されている地点で湧水がわき出している (写真 2)。

また、図 2 における赤点は地下水位観測を行っている井戸を示したもので、10 本の観測井が設置されている。スリバチ斜面の中ほど、標高 25.5m の地点、Point 1 (図 2、大きい赤点) では、地下水位に加えて地表面から地下水面までのベイドスゾーンで土壌水分観測を行っている。



写真 2 湧水地

## 使用測器

土壌水分の観測を行うにあたって、蒸発散量や地下水涵養量を定量的に把握することを念頭に、水分量と水ポテンシャルの両方を観測した。

### (1)土壌水分

観測対象地点は海岸に近く、土壌の塩濃度が測器に影響を与える可能性がある。井上(1998)は、電磁波法、共振法、複素誘電率法、TDR 法、ADR 法による 5 種類の土壌水分測定法を比較し、ADR 法がセンサーへの塩の影響が最も小さいことを明らかにしている。そこで土壌水分観測には ADR 法を用いることとした。

ADR 水分計は周波数を固定して電圧を測定することで誘電率を求める方法であり、Gaskin ら(1996)により開発された。この方法は単に電圧の出力だけであるためパルス発信機が非常に小さくてすみ、プローブに発信機、受信機を埋め込んだコンパクトな装置が市販されている。今回用いた測器は DELTA-T 社の ThetaProbe-ML2 型である(写真 3)。これは 100MHz に固定された高周波電気パルスがセンサープローブ内の伝送線区域を往復する際のインピーダンスを測定し、 $\epsilon - \theta$  の関係から土壌水分量  $\theta$  を求めるものである。メーカー仕様による精度誤差は体積含水率で 2%、測定温度範囲は 0~40℃、土壌



写真 3 ThetaProbe-ML2



写真 4 UNSUC

電気伝導度の測定範囲は  $0 \sim 100 \text{ mS m}^{-1}$  となっている。

一般に、誘電率と体積含水率の関係は **Topp** ら (1980) によって 3 次の経験式が提案されている。そこで本研究でも電圧と土壌水分量との関係を 3 次式で表すことにした。図 3 に **ADR** のキャリブレーション結果例を示す。ここで印加電圧は直流 **12V**、横軸は電圧 (mV)、縦軸は体積含水率(%)である。いずれもアクリル容器に密度一定の条件で締固めた砂丘砂の供試体を、風乾から飽和まで 10 点作成し測定を行った。得られたキャリブレーション結果は全センサーにおいて高い相関が認められた。

## (2) 土壌水分張力 (水ポテンシャル)

従来は、水銀マノメータによって土壌の吸引圧を測定していたが、この方法は自動記録のシステムとしては適当でなく、また水銀溜りや水タンクが気温、

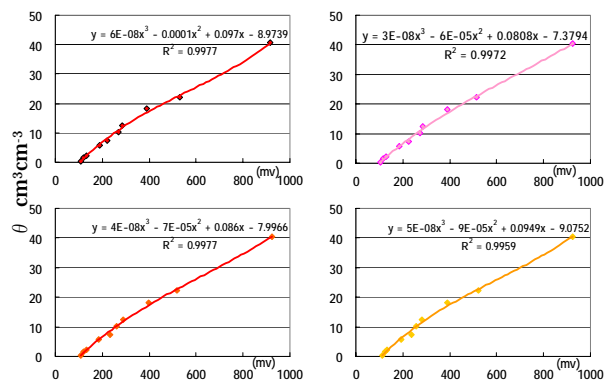


図 3 ADR キャリブレーション曲線

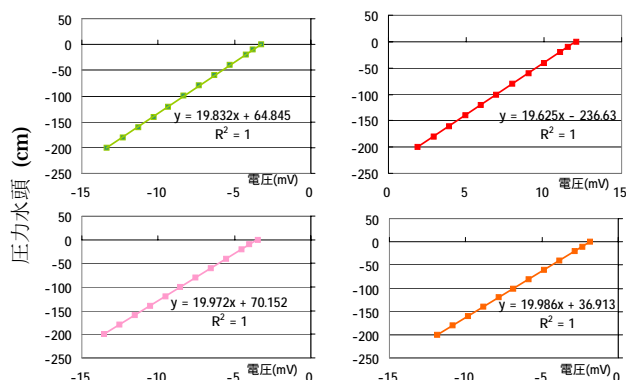


図 4 UNSUC キャリブレーション曲線

地温の影響を受けて正確なデータが取得できないという大きな欠点をもっていた。また、地下 **10m** 以下の圧力の測定も不可能である。そこで測定部分に直接圧力変換機を取り付けた埋設型感圧センサー、**UNSUC**(サンケイ理化)を使用することにした(写真 4)。**UNSUC** はポーラスカップの受感部に温度補償回路付きの圧力変換機を組み込んだもので、地下に埋めることで気温の影響を最小限に抑え、かつ長期のデータ収集を行うことができるものである。また、コードに大気開放用のチューブが組み込まれているため、測定可能深度に限界がないという利点もある。メーカー仕様による精度誤差は **0.5%**、測定温度範囲は **0~50℃**、可能測定範囲は **pF2.7** までとなっている。

**UNSUC** のキャリブレーションには、アクリル板で作成した専用校正箱を用いた。校正箱に **UNSUC** をセットし十分な脱気を行った後、各圧力における



出力値を求めた。校正に用いた圧力は大気圧である **0 cmH<sub>2</sub>O** から **-200cmH<sub>2</sub>O** までの計 **12 点**である。図 4 に作成した検定曲線の例を示す。ここで印加電圧は直流 **10V**、横軸は電圧 (mV)、縦軸は圧力水頭(cm) である。いずれも相関係数は **0.9999** 以上と直線性の高い結果が得られた。

測器のインストール

野外観測において測器をインストールするには、**1. 測定深度の決定、2. 測定深度までのトレンチ等の掘削、3. 測器の設置、4. 掘削土の埋め戻し、**という手順がとられる。この中で、作業の大きな障害となるのがトレンチ等の掘削、及び埋め戻し作業である。

一般的に、観測孔の掘削にはハンドオーガーや簡易貫入試験器等を用いるか、あるいはボーリングマシンや重機などの大掛かりな装置を用いる。しかし、ハンディな道具では数メートル以上の掘削には非常な労力と時間を要し、また重機を用いる場合はコストに加えて広大な空間も求められてくる。そのため測定深度に制限が生じることも少なくない。

また、目的の深度に測器を設置したとしても、測器と土壌の密着性のような条件をクリアできず埋め戻しに失敗すると、取得データの信頼度は低下する。

このように測器のインストールの成否は、掘削と埋設にかかってくるが、砂丘においては「吸引法」を使用することで上記の問題を容易に解決することができる。吸引法とは、一般的に市販されている乾湿両用集塵機に簡易加工を施した器具を取り付けて用いる方法であり、砂丘においては他のどの方法より容易に、かつ短時間で作業を行うことができる。以下に、吸引法を用いて **ADR、UNSUC** を **Point 1**(図 2)にインストールした事例を説明する。

(1)埋設深度の決定

測器の埋設は、地表面から地下水面までの全ベイドスゾーンで行うこととした。使用する測器は **ADR 土壌水分計**が計 **10 本**、**UNSUC** が計 **3 本**である。土壌水分計は十分な本数が用意できたため、地

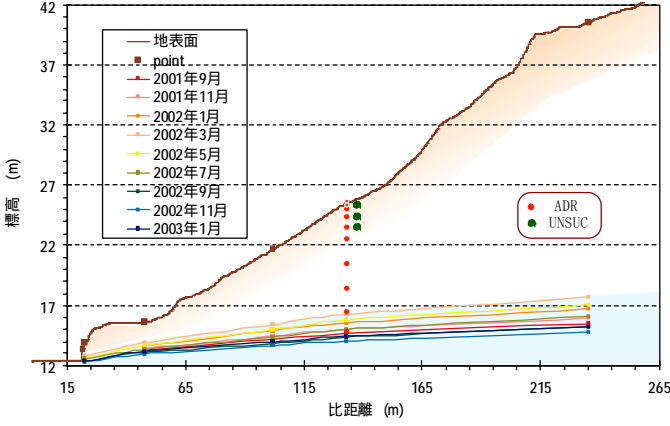


図 5 地下水位の季節変化および測器埋設深度

表 1 測器設置深度

測器	設置深度 (cm)	合計
ADR	5,20,50,100,200,300,500,700,900,1050	10本
UNSUC	20,100,200	3本

表面から地下水面まで均等に、また蒸発散の影響を受けやすい地表面付近は密に設置することにした。**UNSUC** は地表面付近のみを選択した。**Point 1** の地下水位は、冬季に約 **9m**、夏季に約 **12m** となるため(図 5)、最も深い **ADR** の観測点は **10.5m** とした。他の設置深度は表 1 の通りである。

(2)設置孔の掘削

掘削には吸引法を用いた。吸引法は乾湿両用集塵機に硬質の柄を組み合わせ用いる。今回使用した集塵機はマキタ社のモデル **407** であり、消費電力は **1050W**、最大真空度は **20.6kPa(2100mmH<sub>2</sub>O)** である(写真 5)。

吸引する際には、硬質パイプで作成した柄を用いる(写真 6)。この柄は **3m** のイレクターパイプ先端に、刃状に削った単管を溶接したものであり、このような硬質の柄を用いると、穴を垂直に掘ることが可能である。実際、初期の段階では塩ビパイプを使用していたが、**3m** ほど吸引していくと穴が徐々に曲がってしまった。また、柄の先端を刃状にしておくと、





写真 5 乾湿両用集塵機



写真 8 3m まで吸引した様子



写真 6 集塵機に取り付ける柄



写真 9 測器の挿入



写真 7 吸引の様子



写真 10 柄の延長方法

途中で砂丘植物の根があっても容易にせん断できるという利点もある。柄と集塵機とは蛇腹ホースでつながっており(写真 5)、吸引した砂は集塵溜りに直接流れ込むようになっている。

写真 7 に吸引の様子を示す。このように地面に垂直に柄を立て吸引していく。写真 8 は地下 3m まで吸引した様子であるが、ここまでの作業に要する時間は 5 分にも満たない。柄の長さ分だけ吸引が済む

と、目的深度に達するまで数回イレクターパイプをネジで継ぐ作業を行う(写真 10)。11m 深度まで吸引するのに要する時間は、柄を継ぐ作業、タンクに一杯になった砂の除去作業等を含めておよそ 30 分位である。また、吸引の作業中に穴が崩れることは決していない。砂丘の中は、地表面 10cm 付近の乾砂層と呼ばれる層を除けばかなりの湿潤状態にあるため、掘削した穴は常に自立しており崩れ落ちることはないのである。

### (3)測器の設置

以上のように目的の深度までの吸引が終わると、次に測器の設置に移る。まず、予め埋設深度にあわせた長さの塩ビパイプを用意しておき、測器のケーブルを通しておく(写真 9)。これには 2 つの利点があり、一つは測器を設置する際に上から力を加えて押し込むことができるということ、二つ目には観測が終了して測器を回収する際、この塩ビ管に沿って吸引することで簡単に回収を行えるということである。測器と塩ビパイプを固定した後、測器を観測孔に入れ(写真 9)、ロッドがきちんと砂に挿入されるように最後に軽く力を加える。

### (4)埋め戻し

埋め戻しには予め用意しておいた風乾砂と湧水を使用する。まず風乾砂を少量流し込み、そのあとに湧水で水締めをおこなう。これを繰り返して地表面まで埋め戻していく。

## 結果

図 6 に断面一次元の体積含水率季節変化を降水量と共に示す。ここで縦軸は深度、横軸は時間であり、色の濃淡で体積含水率の変化を表している。色調は、鳥取砂丘砂の飽和体積含水率である 65% 付近が濃紺色、風乾である 2% 付近が赤色である。また、使用したデータは 2002 年 5 月から 10 月である。

この図より、土壌水は降雨に敏感に応答して増減していることが分かる。また段階的に土壌水分が増加するピストン流的浸透は生じておらず、土壌水分の変化は降雨イベントにあわせて断面で一様に生じている。

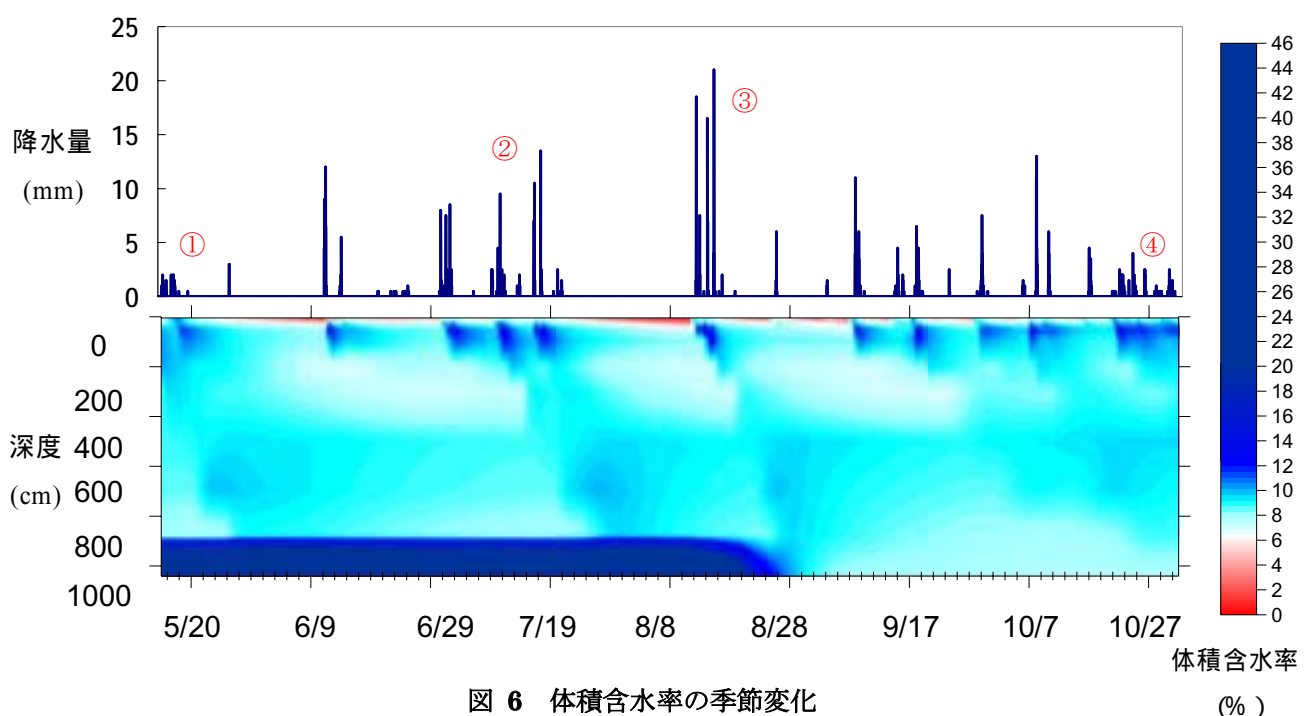


図 6 体積含水率の季節変化

また、季節を通して降雨に敏感に反応しているのは深度 **150cm** 付近までであることが分かる。**200cm** 以深で土壌水分量が大きく変化するのは①**5 月末**、②**7 月上旬**、③**8 月中旬**、④**10 月中旬**の 4 回しかない。また、地中に浸透した降雨は、多くが **50cm** から **100cm** 周辺にいったん貯留され、徐々に下方浸透しているのが分かる。これは、砂丘砂は透水性が高いために降雨の多くを浸透させるが、深度 **50cm** から **100cm** 付近で何らかの理由により透水性が低下していることを示唆している。この地点は、飽和帯ですべて砂丘砂で形成されており、途中に火山灰層等の明らかに透水性の異なる層は存在しない。また裸地区であるため、植生の根茎も発達していない。このような条件下で、途中の層で透水性が低下し浸透した降雨が宙吊り状態で貯留される理由としては、間隙空気圧の影響が考えられる。しかし今回の観測では空気圧を測定していないため、推測するにとどまる。

地下水涵養ということに注目すると、地下水面までのまとまった排水が生じるのは、ある程度の土壌水分初期条件で且つ一定量以上の降雨のときのみである。どのような条件下で降雨が一度に地下水面まで到達するのかを知るには更なる解析が必要である。

深度 **800** から **1000cm** では、地下水位が低下し飽和帯から不飽和帯へ遷移していく様子が鮮明に現れている。**7 月下旬**までに①、②の 2 回の大きな降雨イベントが生じ、全ベイドスゾーンで土壌水分量が増加しているにもかかわらず、**8 月下旬**には最深部

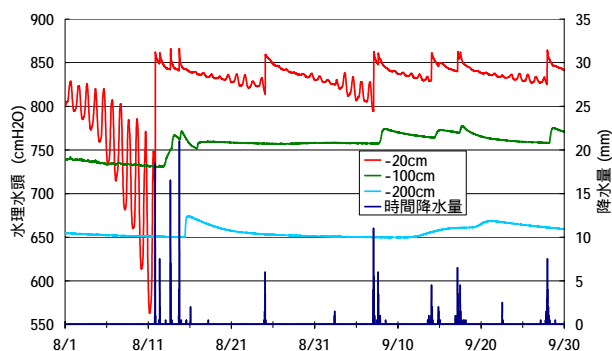


図 7 水理水頭の季節変化

の **ADR**、**1050cm** 地点が不飽和になっている。これは 2 回の降雨イベントの総量では、流域からの地下水流出力を補えないということを示している。

図 7 に水理水頭の季節変化を示す。ここで縦軸は水理水頭 (**H<sub>2</sub>Ocm**)、横軸は時間である。データは **2002 年 8 月**から **9 月**のものをを用いた。水理水頭は、**UNSUC** による圧力水頭データと観測地点の位置水頭とから求めた。また湧水地の標高を位置水頭における基準点 **0** とした。この図より各深度で降雨に対するポテンシャル変化が認められる。またその変化は深度が深くなるほど変化量が小さくなり、また位相のズレも生じている。深度 **20cm** では日変化が激しく、**8 月 1 日**から **11 日**までの特に乾燥した時期に大きな振幅が見られる。これは低水分域での観測が困難であるという **UNSUC** の特徴に加え、地温による影響が圧力センサーに出ているものと思われる。

図 8 に水理水頭の鉛直プロファイルを示す。ここで縦軸は深度、横軸は水理水頭を表している。データには、乾燥日が続いた後の **8 月 20 日**、降雨の最中である **8 月 25 日**、降雨直後である **9 月 22 日**を代表日として用いた。どの日においてもゼロフラックス面は形成されておらず、全体的に下向きの動水勾配を示している。これは深度 **20cm** 以深では蒸発散が生じることなく、土壌水は常に下向きに降下浸透し

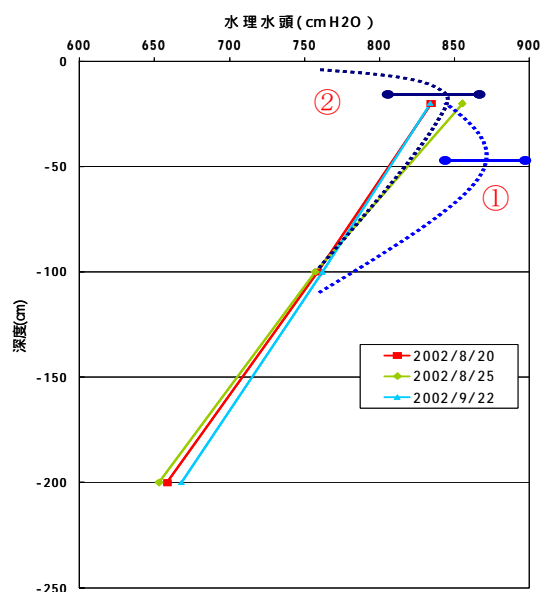


図 8 水理水頭の鉛直プロファイル



ていることを意味している。しかし今回の観測では十分なセンサ数が用意できなかったため観測深度数が少なく、断定するにはデータ数が足りないともいえる。たとえば深度 **50cm** のデータが **20cm**、**100cm** の水理水頭値より高ければ図 8 の①のようなプロファイルになり蒸発散が生じていることになる。

また、ゼロフラックス面が **20cm** 以浅という②のようなパターンも考えられる。大勝 (2002) は砂丘地での詳細なゼロフラックス面位置の把握をしているが、それによると裸地におけるゼロフラックス面は深度 **10cm** から **20cm** の間にあることが多いと観測されている。大勝 (2002) と本研究地とでは研究対象地の条件が極似しているため、本研究でも **10cm** から **20cm** といった浅い層にゼロフラックス面が存在し、表層でのみ蒸発が生じていると考えられる。

夏季における砂丘地の蒸発散特性として乾砂層による毛管遮断現象が良く知られている。これは地表面付近の風乾層がマルチ資材の役割を果たすことによって蒸発散を抑制する現象である。図 6 の体積含水率変化からも分かるとおり、5 月から 10 月までの降雨を除くほとんどの期間で乾砂層が形成されている。このことから本研究地での夏季蒸発散も強く抑制されていると思われ、降下浸透が卓越しているという結果が妥当であると考えられる。

図 9 に冬季、2002 年 1 月 15 日から 3 月 31 日における体積含水率の変化を示す。図 6 と同じく縦軸に

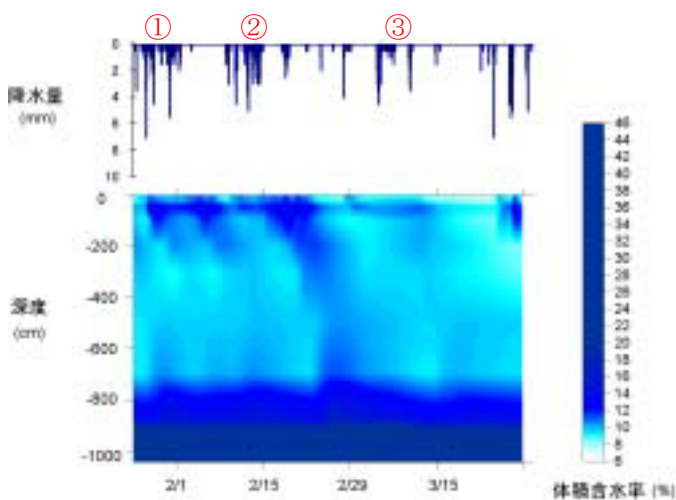


図 9 冬季における体積含水率の変化

深度、横軸に時間、色の濃淡で体積含水率を示している。降雨グラフで示した①、②、③は降雪期間であり、それぞれ約 10cm から 30cm の積雪が観測された。この図より、冬季には地下水位が 9m 付近に確認され、また土壌中の体積含水率も平均 10% 付近と夏季と比較して高くなっている。特に降雪後の融雪日に土壌水分量が全ベイドスゾーンで増加しており、融雪が地下水涵養に大きく寄与していることが分かる。

## まとめ

本稿では、砂丘という特殊な土壌帯での土壌水分観測を、地表面から地下水面までの全ベイドスゾーンにおいて行った事例を紹介した。得られた知見は以下の通りである。

- ・ 砂丘における土壌水分観測の手法として、**ADR** 法、埋設型感圧センサー (**UNSUC**) が地表面から地下水面までの全ベイドスゾーンにて有用であることが確認された。
- ・ 砂丘における観測坑の掘削には吸引法が最も適しており、**10m** 以深の地下水面まで容易に掘削できる。
- ・ 浸透は降雨イベントにあわせて断面で一様に生じる。また、深度 **50cm** から **100cm** 付近で降下浸透水が貯留される現象がみられた。
- ・ 夏季におけるベイドスゾーンでは、全層で常に下向きの降下浸透が卓越し、蒸発散が強く抑制されている。
- ・ 冬季の融雪が地下水涵養に大きく寄与している。

各現象の物理的な解明、また定量的な水収支解析が今後の研究課題である。

## 参考文献

Gaskin.G.J and J.D. Millker (1996): Measurement

of soil water content using a simplified impedance measuring technique. J. Agric. Eng. Res. , No63, pp. 153-160

Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P. (1980) : Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines, Water Resour. Res., **16**, pp. 574-582.

大勝圭司 (2002) : ゼロフラックス面を用いた蒸発散量推定の研究. 鳥取大学農学部修士論文

大西正巳・近藤正史 (1961) : 『砂丘の生い立ちー山陰の海岸砂丘ー』. 大明堂

井上光弘 (1994) : 埋設型土壌感圧水分センサー. 日本砂丘学会誌 , **41-2**, pp.74-79

井上光弘 (1998) : 塩水を含んだ砂に対する誘電率水分計の測定精度の評価. 水文・水資源学会誌 , **11-6**, pp.555-564

中島誠・井上光弘・澤田和男・クリス ニコル (1998) : ADR 法による土壌水分量の測定とキャリブレーション. 地下水学会誌 , **40-4**, pp.509-519

藤島弘純 編 (1992) : 『鳥取砂丘の住人たちー自然保護の原点ー』 . 富士書店

朴 鐘瑄・丸井敦尚 (2002) : 降雨流出過程における間隙空気圧の挙動に関するカラム浸透実験 . 日本水文科学会誌 , **32-1**, pp.3-12

# 北海道における土壌水分の観測事例 - 寒冷気候帯における畑地、草地、森林、積雪下、凍結土壌地帯での土壌水分の長期観測 -

広田知良

Tomoyoshi Hirota

(北海道農業研究センター)

## はじめに

2003年2月17日のTERCでの土壌水分workshopでは筆者のこれまでの土壌水分の観測経験について講演した。この稿では改めて、先の講演で述べた1.札幌市羊ヶ丘での亜寒帯気候条件下における森林、牧草地、畑地における土壌水分の長期観測例(観測期間1991年~1996年)、2.札幌市羊ヶ丘における土壌水分のルーチン気象観測化(観測期間、2000年10月~)、3.十勝地方芽室町における凍結土壌条件での土壌水分観測例(観測期間2001年10月~)の概要と講演では触れなかったが主張したい点を示すことにする。

## 札幌市羊ヶ丘での亜寒帯気候条件下における森林、牧草地、畑地における土壌水分の長期観測例

(Hasegawa and Kasubuchi, 1993; Hirota and Kasubuchi 1996; 廣田, 1999)

この研究はヒートプローブ法の開発者として有名な粕淵辰昭氏との共同研究で得られた結果である。

1990年代の前半まで、日本国内において非破壊で手軽に自動連続観測が可能で比較的幅広い水分領域を測れる測器がほとんどなかったため、土壌水分の長期観測データは非常に少ないのが現状であった(例えば、広田, 2000)。この時代において、土壌水分を湿潤状態から乾燥状態まで、しかも雪の下でも非破壊で連続測定でき、かつ気軽に使用することができるヒートプローブ法の開発は土壌水分の長期観測への道を切り開いた点でも大きな意義があったと考える。本研究結果の詳細については引用文献に譲るがここでその意義を示すと、1. 同一の気象条件下で様々

な植生条件(森林、牧草地、畑)で、2. 冬季の積雪下も含めて、3. 長期・連続観測を実施し、土壌水分の季節変化、年々変動、植生による違いを明らかにした点にある。

## ヒートプローブ法についてのコメント

ヒートプローブ自体は熱伝導率を迅速に測定するセンサーであり、ヒートプローブ法による土壌水分の測定とは、熱伝導率と土壌水分の相関関係を利用して、土壌水分を測定するものである(例えば、粕淵, 1992)。したがって、土壌毎でのキャリブレーションが欠かせない。私の観測経験では、現場で採取した土壌を用いて実験室でキャリブレーションを行うよりは、水分の異なる時期を選んで、センサーの埋設位置近くの土壌サンプルを採取し、含水比、体積含水率を求めたものと、現場で観測されている熱伝導率を用いてキャリブレーションをする方が容易であると感じた。また、ヒートプローブセンサーと土の微妙な密着具合が測定される熱伝導率に影響を与えるようであり、センサーが故障・交換した際に、全く同一の土に故障前と同じような状態でセンサーを埋設できるとは限らない。そのため、センサーが故障・交換した際はキャリブレーションをやり直す必要がある場合が多い。したがって筆者の実感としては、1. 実験室よりは現場でのキャリブレーションが方法として妥当であり、2. 不均一条件下では多くのサンプルを取る必要があるため、現場に頻繁に出向けられる人向きではないかと考えている。また、熱伝導率は水分ばかりでなく温度にも影響を受ける。そのため特に温度変化が激しい裸地面の表層数cmオーダーの観測は困難を伴うと考えている(温度補正を考慮すると観測可能かもしれないが)。したがっ



て、実用上は植生条件で深さ 10 cm 以深の観測に適した方法ではないかと判断している。観測に当たっては以上のような特徴を把握することが大事ではないかと考える。

なお、熱伝導率は室内実験においては水分依存性が温度によって異なる影響を受けることも示されている。(粕淵、1982)。しかし、本研究での結果では、フィールドレベルで日単位以上の時間スケールを対象とするなら、図 1 に示すような熱伝導率と土壤水分の関係のみでも十分高い相関は得られているので、熱伝導率 - 土壤水分関係の温度依存性についてはあまり神経質にならなくても良いと判断している。

#### **札幌市羊ヶ丘における土壤水分のルーチン気象観測化 (観測期間、2000年10月～)**

<http://ss.cryo.affrc.go.jp/seisan/meteo/data1.html>  
<http://ss.cryo.affrc.go.jp/seisan/meteo/KISHOUKA ISETSU.html>

北海道農業研究センターは 1966 年以来、ルーチン気象観測を行っており、私の所属している気象資源評価研究室がこの業務を担っている。このデータは現在、上記の URL で公開されており、内外の方に広く利用されている。2000 年 10 月からはルーチン気象観測項目(温湿度、風向風速、短波・長波放射、地温、降水量、積雪深)に、さらに TDR 水分計による土壤水分観測が加わることになった(裸地区を設定、深度、5, 10, 30, 50, 100cm TRIME-EZ を使用)。一般の露場でのルーチン気象観測項目に土壤水分が加わっている例は非常に珍しいと思われる。

この導入の際の経験談を述べておきたい。筆者は個人的経験により、研究者ベースの個人的努力では長期観測データの蓄積は限界があるという問題意識を持つに至っていた(広田、1999)。一方で国内では 1990 年代の中頃から TDR 土壤水分計が出回りだし、筆者はこれを土壤水分計のルーチン観測化の到来を位置づけるものと考えた(広田、2000)。そこで、2000 年時のルーチン気象観測装置の更新時に TDR 土壤水分計の導入を関係者に訴えた。しかし、土壤水分と

いう新たなルーチン気象観測への項目の追加について、研究所内のコンセンサスが初めから得られている訳ではなかった。この時にネックになったのは、土壤水分観測値の空間不均一性や空間代表性の問題である。すなわち、土壤水分の値は局所性が強すぎるため、観測露場で値をとっても意味があるのか、実際どれだけ利用者に便宜が図られるのかという疑問を多くの農学研究者から呈せられたのである。土壤水分の観測の問題を扱う時、必ず取り上げられる永遠のテーマであるが、専門家ばかりでなく周辺分野の人たちもこの問題は強く実感している。私もこの問題の重要性は重々承知しているつもりであるが、一方で、この土壤水分の狭い意味での厳密性に囚われすぎることは、逆に土壤水分のルーチン気象観測化の障害になりかねない面もあることも強調しておきたい。結局、筆者は関係者の皆様をどのように説得したかということとルーチン気象観測データといった観点からの土壤水分の意義あるいは気候学的な意義を以下のように唱えることにより乗り越えた。少し引用は長くなるがご了承願いたい。つまり、空間代表制よりもデータが継続して取れるようになった意義を強く唱えたのである。

“多くの、農学の研究者や農業関係者は気象についてはメカニズムではなく比較という手法で検討することが多い。すなわち、平年と比べてどうである、昨年と比べてはどうか、異常年と比べてどうかといった具合にです。土壤水分はようやく、他の気象観測並にデータを継続して計測できるものとなりました。しばらく、観測すれば我々はこのデータの気候値を手に入れることができる訳です。そうすれば、少なくとも、このデータの蓄積が進めば羊ヶ丘のある時期の土壤の状態は昨年より湿っているあるいは乾いている、それは作物にとっては好都合あるいは悪条件だったということがデータから直接言えるようになるのです。ようするに、私の考えではルーチン気象観測データとは平均値あるいは平年値、または気候値を得る、長年のデータの蓄積を重ねることによって現況の状態を過去のある時期や平均値、極大値、極小値等との比較によって把握し、判断でき

るようにすることが大きな役割だろうと考えます。したがってまずは、この役割が果たせるような条件であれば十分だと私は考えます。土壌水分の観測条件は研究者や観測者によって異なりますし、すべての人を満足させることは不可能です。しかし、観測条件さえ明らかになっていて同じ条件で継続して測定していれば、多少周りと条件は異なっている、その値は大きな価値を持つと考えます。

特に、私は最近農学研究者が土壌水分の狭い意味での厳密性に囚われるあまり、データを有効に活用しなかったのに対して、気象学者や水文学者が思い切った土壌水分のデータの活用、解析をすることを通して、天気予報や水循環の理解の進歩に大きく貢献したことを実感しました。これらの研究の進歩は結局、農業関係にも貢献することになります。”

すなわち、土壌水分観測の意義を空間軸で考えるのではなく、時間軸を考える重要性を強く唱えて関係者を説得したのである。土壌水分データのルーチン気象観測化により少なくとも札幌市羊ヶ丘の北海道農研において10年分の土壌水分観測データが蓄積される予定である。

#### **北海道十勝地方芽室町における凍結土壌条件での土壌水分観測**

国内での積雪・土壌凍結条件下での農地の微気象観測を詳細かつ総合的に行った例はほとんどない見あたらない。現在、着手している研究は、大気・積雪・土壌（凍結土壌）系の熱と水の動態の相互作用を総合的かつ詳細な観測を行い、凍結土壌条件での熱・水・物質移動の解明、さらに最近 Hirota et al(2002)が開発したモデルの拡張および検証を目的としている。土壌水分関係の観測では、1．TDR 水分計( Campbell CS615、5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90,100cm に埋設)を土壌水分ばかりでなく土壌凍結観測にも応用し、2．共同研究者の岩田幸良氏が凍らない工夫をしたテンシオメータを考案することにより、凍結土壌より下層の水分ポテンシャルも観測できるようにしたのが大きな特徴である。詳細

は岩田等(2002)、岩田・広田(2002)、広田など(2003)に譲るが、凍結土壌下の水分は降水と蒸発ではなく大気と積雪の熱の作用によって変動していることが図3より非常に良くわかる結果が得られた。つまり、積雪や土壌凍結の生じない暖候期の土壌水分の動態は降雨と蒸発によって変動するが、寒冷地帯の冬季では、大気と積雪の熱の条件が土壌凍結の発達ひいては土壌水分の動態に大きく影響を与えていることがわかった。すなわち、積雪・土壌凍結条件での水分動態を解明するためには土壌ばかりを注目するのではなく、大気・積雪・土壌系の熱の動態・相互作用の詳細な解析を行うことが非常に重要であることを改めて強く認識した。現在も解析中であり、また、様々な気象条件でのデータを蓄積するため、少なくとも数年間、長期観測を継続する予定である。

#### **引用文献**

- Hasegawa, S. and Kasubuchi, T (1993): Water regimes in fields with vegetation. In: Tsuyoshi Miyazaki (Editors), Water flow in soils, Marcel Dekker, New York, pp.244-253.
- Hirota T, and T. Kasubuchi (1996): Soil moisture observations under different vegetations in a boreal humid climate. J. Jpn. Soc. Hydrol. Water. Resour. Res. 9(3), 233-239.
- 廣田知良(1999):農耕地における地温, 土壌水分, 熱収支の長期動態把握に関する基礎的研究. 北海道農業試験場研究報告,169,87-145
- 広田知良(1999): 陸面過程の研究に必要な観測フィールド条件とは - 札幌市羊ヶ丘でのフィールド環境と研究の紹介を通して - 気象研究ノート「陸面過程」第195号,日本気象学会,7-11.
- 広田知良(2000): 地中温度,土壌水分. 身近な気象・気候調査の基礎, 牛山素行編.古今書院,28-44
- Hirota T., J.W Pomeroy, R.J. Granger, C.P. Maule(2002): An extension of the

force-restore method to estimating soil temperature at depth and evaluation for frozen soils under snow. J. Geophys. Res., 107, D24, 4767, 10. 1029/2001JD001280.

広田知良・岩田幸良・中川進平・濱寄孝弘・鮫島良次(2003):凍結土壌下の水分動態は降水と蒸発ではなく大気と積雪の熱の作用によって変動する. 日本気象学会 2003 年度春季大会講演予稿集.

岩田幸良・広田知良・奥野林太郎(2002):北海道土層凍結地帯の畑圃場における土壌水分移動の把握. 平成 14 年度農業土木学会講演要旨集,364-365(2002)

岩田幸良・広田知良:(2002)冬期間に土壌が凍結する地帯の土壌凍結と水移動のモニタリング.日本気象学会 2002 年度秋季大会講演予稿集,427.

粕淵辰昭(1982): 土壌の熱伝導に関する研究 ,農技研報告 , 33 , 1-54.

粕淵辰昭(1992):土壌肥料研究における新しい分析法 2 熱伝導式土壌水分計 , 日本土壌肥科学雑誌 63(3) , 359-363.

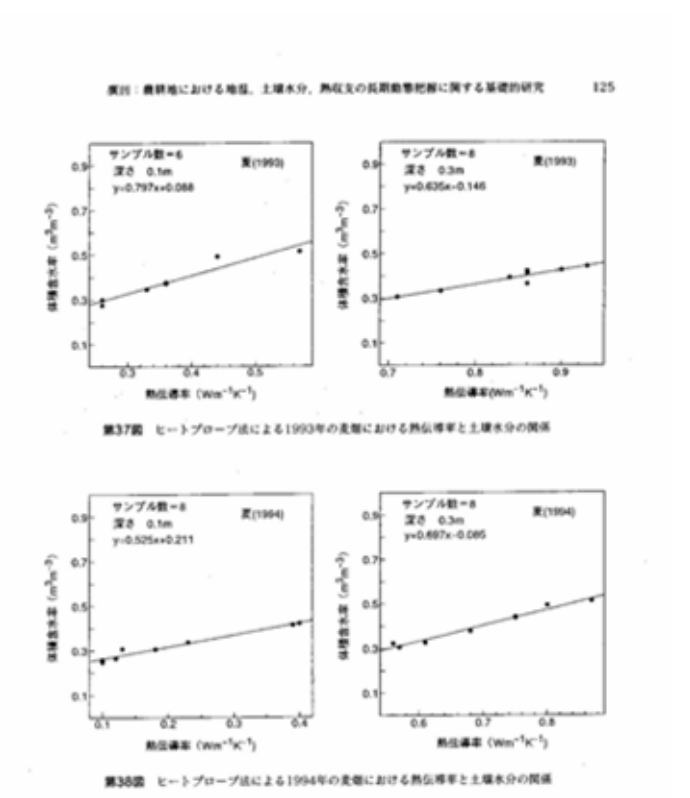


図1 ヒートプローブ法による熱伝導率と土壌水分の関係（廣田,1999 より引用）

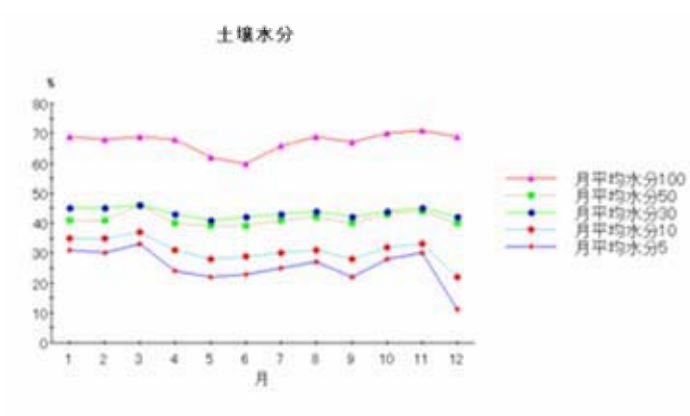


図2 札幌市羊ヶ丘（気象観測露場）での土壌水分の年変化（2002 年 値は TDR 出力値）

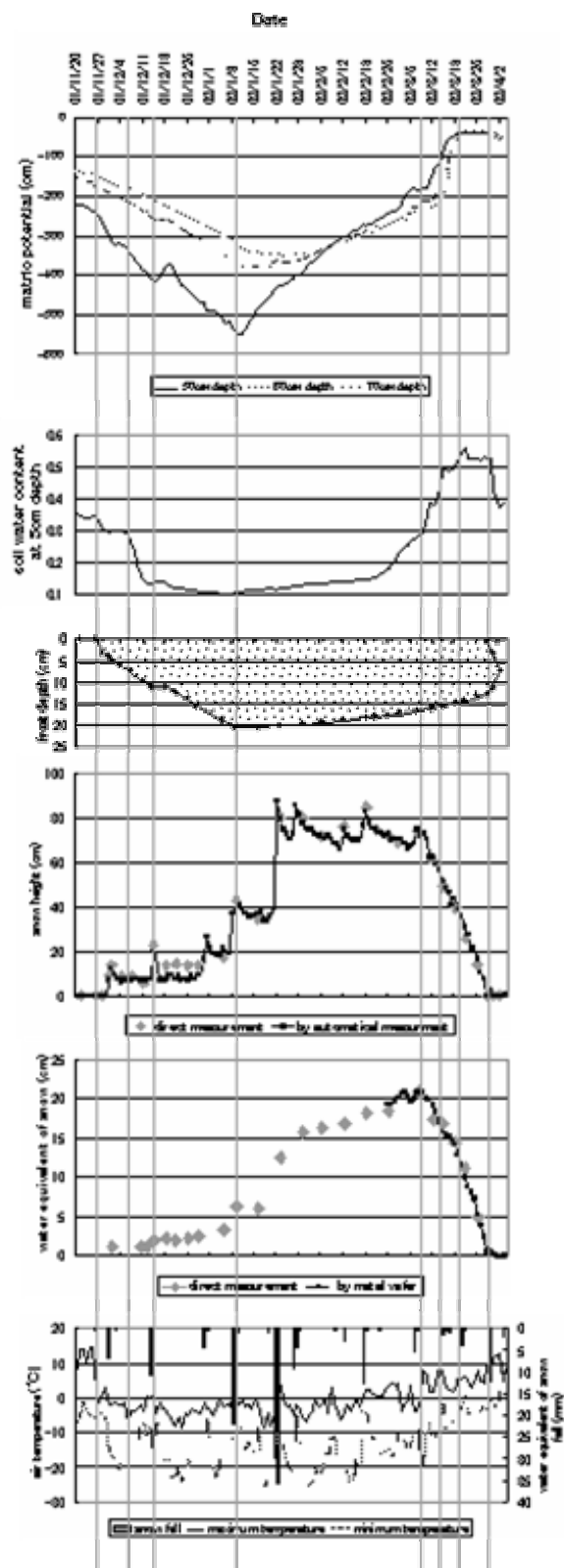


図3 2001-2002 年度十勝での冬季の観測結果  
(広田ら 2003 より引用 一部改変)

- 1 段目 凍結土層より下層の水分ポテンシャル  
(      は水分フラックスの方向を示す)
- 2 段目 表層 5 c m の T D R 土壌水分計観測値
- 3 段目 積雪深と土壌凍結深
- 4 段目 積雪相当水量
- 5 段目 気温と降水量

# Soil Moisture Measurement of Permafrost in Eastern Siberia

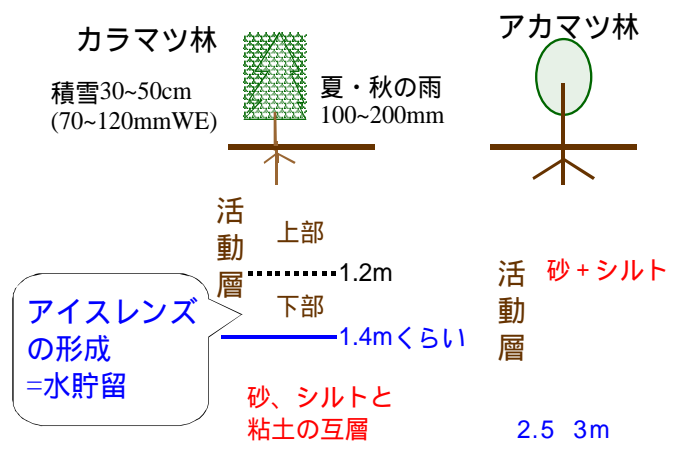
杉本敦子  
Atsuko Sugimoto

I

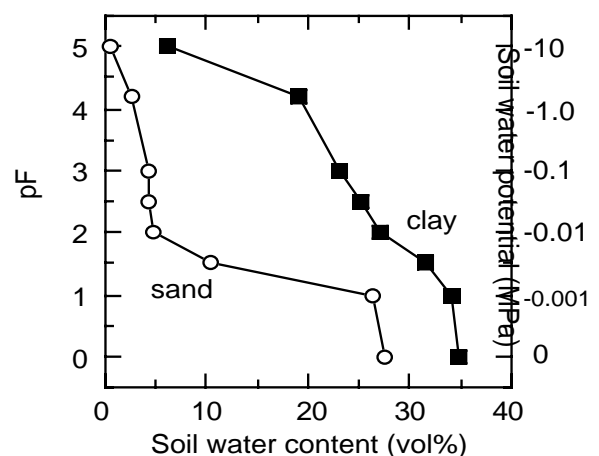
東シベリアに広がるタイガ林は、年平均降水量約250mmという乾燥気候に成立した森林である。わずかな降水量にもかかわらず森林が維持されるのは、永久凍土の存在が重要であると信じられてきたが、GAMEと関連プロジェクトの観測により、乾燥年には凍土の融け水が植物にとっての水源として重要であることなどがわかってきた(Sugimoto et al., 2002)。すなわち、土壌水分の収支はその上に成立する森林の運命を決める重要なファクターで、永久凍土システムを含めた土壌水分の解析は、タイガ林の水・熱・炭素循環の解析は必要不可欠であると言える。

この地域のタイガ林は落葉針葉樹のカラマツが優占する森林であるが、特に乾燥した立地はアカマツ林となっている。カラマツからアカマツへの植生の変化は、その場所の土壌水分ときれいに対応していることもこれまでに示されている (Sugimoto et al., 2001)。

東シベリアの永久凍土は地下数百mの深さに達すると言われている。1998年からロシアサハ共和国ヤクーツク郊外のスパスカヤパッド実験林において、TDR、テンシオメータ、炉乾法、真空蒸留法で土壌



第1図 ヤクーツク周辺のタイガ林の活動層の模式図



第2図 調査地域の典型的な砂と粘土の土壌水分ポテンシャル曲線 (Sugimoto et al., 2002より)



水分の測定を行ってきた。ここでは土壌水分量の推定を行う上での問題となる点について述べる。スパスカヤパッド実験林周辺のカラマツ林では活動層（夏の期間に融ける層）は約1.4m、アカマツ林では2.5～3mである（第1図）。

## II

凍結土壌の水分を調べる最も確実な方法は土壌を採取し炉乾により水分量を求めることであろう。しかしながら、調査対象地の森林では砂、シルトと粘土が互層をなし、掘る場所により粘土と砂の割合が違っている。第2図は調査地域の典型的な砂と粘土の土壌水分ポテンシャル曲線である。通常、土壌はこれらの中間の値を示し、典型的な砂や典型的な粘土は決して多くはない。図からわかるように、砂と粘土では、同じ水頭圧でも明らかに含水率が異なっている。それ故、炉乾のために採取した土壌の乾湿の変化より、その土壌が砂であるか粘土であるかが含水率を決めるファクターとなってしまう。炉乾法では、土壌を採取時に、カラマツ林では粘土質土壌、アカマツ林では砂質土壌のみを採取するようにし、含水率を求めるようにした。しかしながら、砂と粘土は明らかな境界があるわけでもなく、多くの場合炉乾法の水分量は参考値程度として使えるだけであった。

### TDR

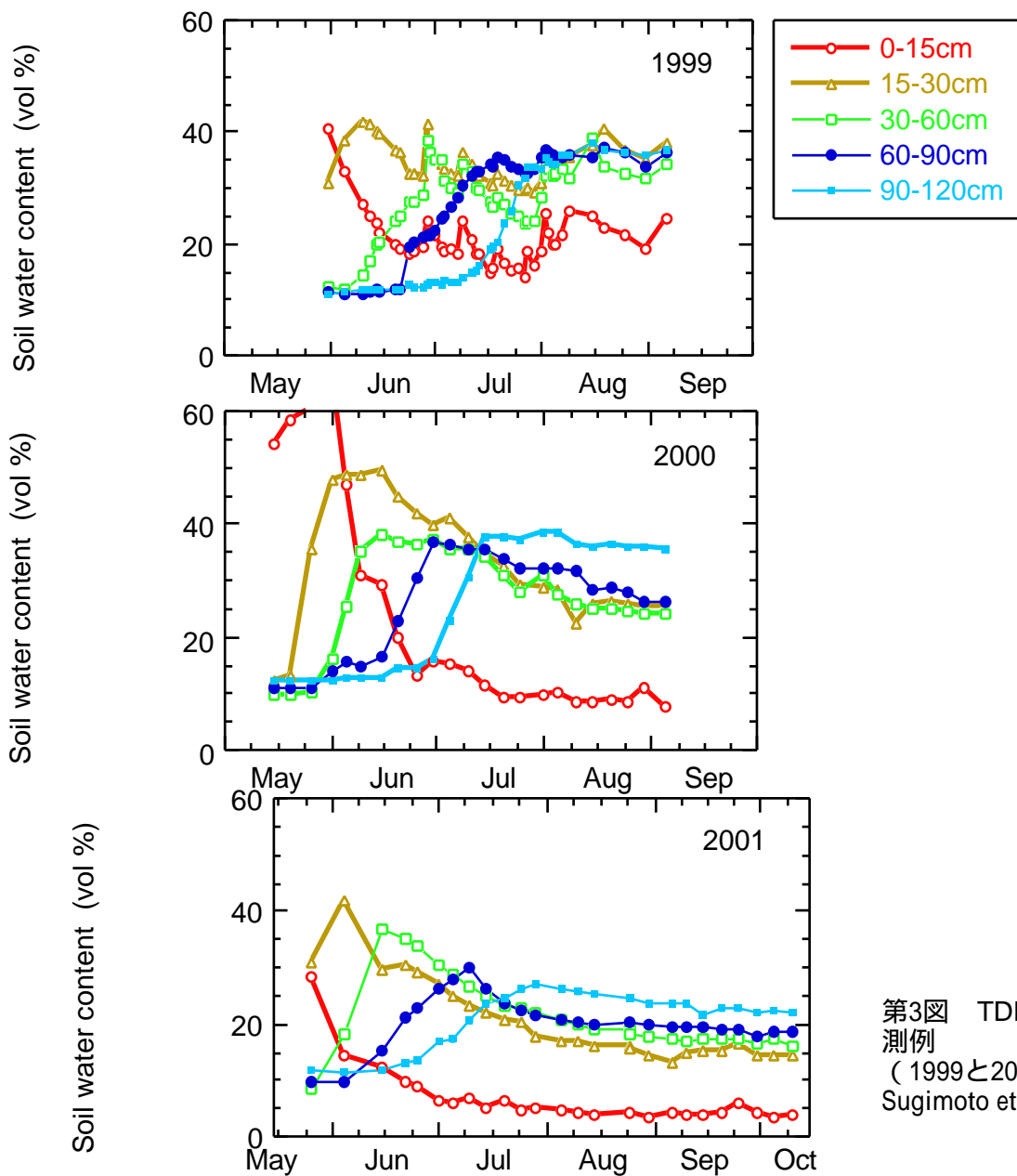
積雪融解後、土壌は上部から順に融解する。第3図は1999-2001のTDRの測定値である。ここでは

Moisture Point（MP-917、Environmental Sensors Inc）を用いて、3～5日ごとにマニュアル測定を行ない、第3図は3本のプローブの平均値である。

Moisture Pointのプローブは0-15、15-30、30-60、60-90、90-120cm深の平均値が測定できるものを使用した。土壌上部から、順に水分量が上昇していることがわかる。この土壌水分の上昇は、土壌が融解して氷が水に変換されることと、上層から融雪や土壌融解によって生じた水が浸透することによって生じると考えられるが、TDRのデータからこれらを明確に区別することは難しい。土壌水分の収支から言えば、氷から水への変換はその場の水の移動を伴わないが、水の浸透はその場（深度）への水の流入であり、水収支の立場からは全く異なっている。融雪や夏の雨がどれだけどのように浸透するかなどを明らかにするには、これらを区別する必要がある。そのため、地温の検討、凍結前の水分量との比較を行った。

まず、地温のデータがプラスの値ならば土壌は完全に融解しており水分は全て液体の水であると判断でき、TDRの測定をそのまま水分量とすることがができる。また地温がマイナスであれば凍結状態であると判断でき、この状態では水分の移動はないと仮定した。一方、第3図に見られる土壌水分の上昇中は地温が0℃の状態、全て氷の状態から全て水の状態まで可能で、ほとんどの期間が氷と水の共存状態であると言えない。

次に凍結前と融解後（土壌温度がプラスの値になった後）の土壌水分を比較した。60cmより深部では、98年～2000年は融解前と融解後の水分はほぼ一致した。しかしながら、例えば90-120cmの土壌深度でも、凍結前と融解後の水分が一致しない場合もあ



第3図 TDRによる土壌水分観測例  
(1999と2000年のデータは Sugimoto et al., in pressより)

る。2000年秋と2001年夏の90-120cmの土壌水分を比較すると2001年夏、融解後の土壌水分は明らかに減少している。一方、60-90cmの深度の土壌水は凍結前よりわずかに増加しており、2000年9月から2001年5月の間に、90-120cmの土壌水分が上部に移動し

た可能性がある。表層部の土壌(0~30cm)はどの年も、6月はじめに明らかに水分は増加し、融雪水が浸透したことがわかる。

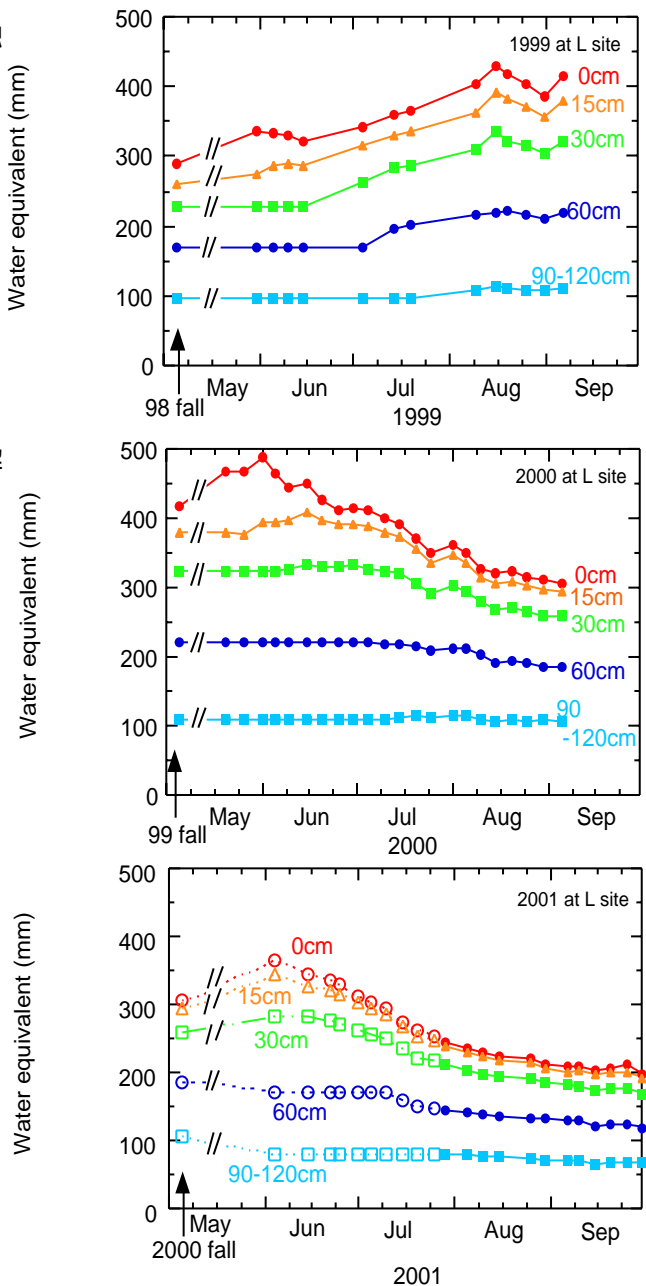
凍結後は水分の移動がないこと、凍結前と融解後の水分がほぼ等しい場合はその期間水分の移動がな

かったと仮定し、各層の水量を推定した（第4図）。1999と2000年は、60cm以下の層で凍結前と融解後で水分がほぼ等しかったため、夏期間の土壤水量の推定がほぼ可能であった。ただし、TDRの観測が行われているにもかかわらず水量の推定値の点がない期間は、土壌のどこかの層で氷と水が共存し、かつ融解後の水量が増加しているため、浸透水が入っているかどうかの判断ができず、水量の見積もりが不可能であることを示している。

2001年の夏は、7月末以降は土壌が120cmまで融解したので、土壤水分量の計算は可能である。一方、それ以前は、先に述べたように、下層の土壌で融解後に土壤水分に増減が見られたため、凍結中と融解中の下層土壌の水量の見積もりが正確にはできない。そのため、ここでは6月から融解までの期間に土壤水分は動かなかったと仮定をして見積もりを行った。この仮定は、明らかな根拠があるわけではないが、土壤水分の移動は凍結後ではなく、上部から凍結が進行する期間中に起こったと考えたもので、このように考えるのが自然であろう。

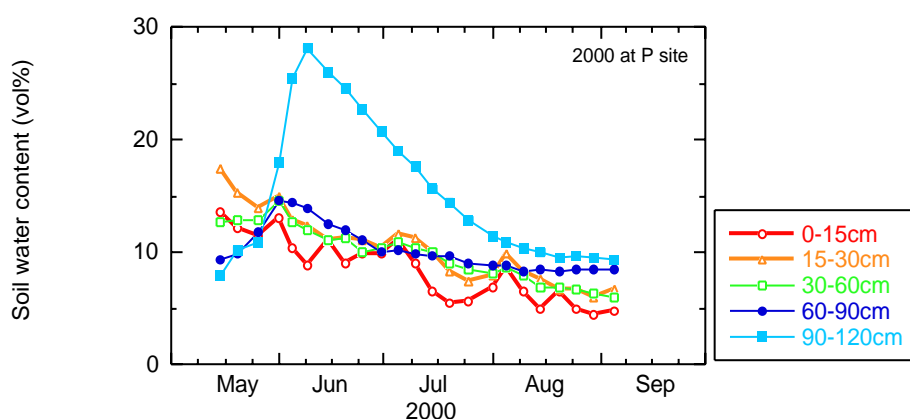
活動層の深さが2mを越えるアカマツ林では、120cmまでの深度の土壌はカラマツ林に比べると夏の早い段階で融解する。第5図は2000年夏のTDRの測定値で、5本のプローブの測定結果の平均値である。6月中旬までに120cmまでの層が融解している。また、アカマツ林では90-120cmの土壤水分は一時的に上昇し、このような土壤水分の上昇はカラマツ林では見られない。これは、融解と同時に上部から浸透してきた水がその層を通過していったためと考えられる。

TRIME-ITを用いた土壤水分の測定もタワーサイトで実施され(Kotake and Kubota, 2001)、データは自動



第4図 各層の水量の推定値  
(1999と2000年の推定値はSugimoto et al., in pressより)

記録された。土壤水分はわずかに日変化している日もあるが、10cm深の土壌でも日中0.5%程度上昇する程度で、明らかな日変化は見られなかった。しかしながら、凍結しているはずの土壌深度で、表層部の



第5図 アカマツ林におけるTDR観測結果  
(データはSugimoto et al., in pressより)

土壌の融解に伴い深部の土壌水分が高めに表示されたり、不可解な変化も見られた。

土壌水の水頭圧を求めるため、10、30、50cmにテンシオメータを設置したが、ヤクーツクでは凍結と乾燥の両方によりテンシオメータのデータの利用が困難な期間があった。土壌凍結の問題はTDRの場合と同様、土壌は夏の期間上から順に融解するため、水頭圧の鉛直プロファイルが得られる期間は限られている。また、土壌の乾燥によってもテンシオメータの読みが異常になった。通常テンシオメータは0.08MPa程度まで測定可能と言われているが、ヤクーツクの観測ではそれよりもかなり低い吸引圧でも異常な値となった。

### III

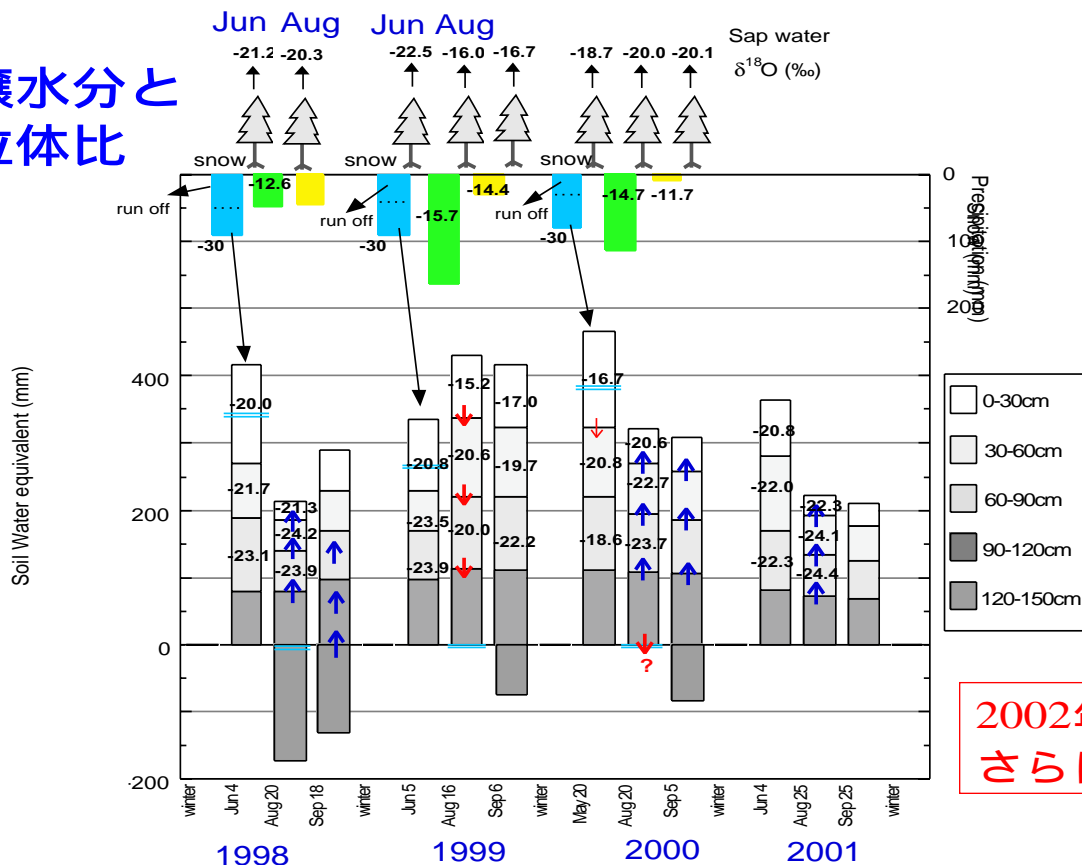
TDRの測定値から推定した表層から120cmまでの

30cmごとの土壌水分量と、土壌コア採取により炉乾法で測定した120-150cmの土壌水分量を第6図に示す。6月(融雪後)、8月(夏の終わり)、9月(凍結前)について、1998~2001年までの変化をプロットした。土壌水分は季節変動しながら、年々異なる変動を示していることがわかる。夏の間に土壌水分が減少するか増加するかは、夏の降水量に依存している。

### VI

現在、土壌水分を測定するための様々なセンサーや機器が開発されつつあるが、いずれの方法を用いても、土壌水分の測定には様々な問題がある。土壌の不均質は常に大きな問題で、加えてここで示したような永久凍土帯では氷と水の共存という問題もある。アイスレンズは土壌中に局所的に形成されるため、土壌の構造の不均質に加えてさらに土壌水分に不均質を生じる原因となる。現時点でTDRは最も手軽に利用できる測定機器であり、これに頼らざるを

## 土壌水分と 同位体比



第6図 6月（融雪後）、8月（夏の終わり）、9月（凍結前）の土壌水分量推定値

Sugimoto et al., in press に2001年のデータを追加した。図中の数字は $\delta^{18}\text{O}$ 値。

えない。ヤクーツクにおいて土壌水分量の推定に Moisture Point とTRIMEを使用し、それらのセンサーの特徴をそれぞれ使い分ける必要があると感じた。

TRIMEは電極から数センチ程度の比較的小さな体積の部分の土壌水分を感度よく測定できる。一方、Moisture Pointは15cmまたは30cmの深度間の半径10cm程度の比較的小さい体積の平均値を測定することになる。当然のことながら前者は、例えば砂地などの均質な土壌中の水の浸透を測定するには有利で、上部からの水の浸透を感度よく検知できるが、後者では難しい。一方で、前者は小さな体積に形成されたアイスレンズなど土壌中の不均質の影響を受けてしまうが、後者ではそのような影響は少ない。ヤクーツ

クにおける土壌水分の測定は、土壌水分収支を計算するための水分量の推定が目的であった。それ故、比較的広い体積の水分の平均値を測定できる Moisture Pointのデータの方が利用しやすかった。それぞれの目的に応じたプローブのタイプを使用する必要がある。

Kotake, T., and Kubota, J. (2001) Seasonal changes of soil moisture and soil temperature. In Activity report of GAME-Siberia. GAME Publication No. 26, 29-30.



- Sugimoto, A., Takata, K., Numaguti, A., Ichiyanagi, K., Kurita, N., Yamazaki, T., Kotake, T., Kubota, J., Yangisawa, N., Argunov, R., Torgovkin, Y., Fedorov, A., and Ohata, T. (2001) Spatial and seasonal variations in surface soil moisture around Yakutsk observed in 2000. Proceedings of GAME/Siberia Workshop. GAME Publication No. 30, 63-73.
- Sugimoto, A., Yanagisawa, N., Naito, D., Fujita, N., Maximov, C. (2002) Importance of permafrost as a source of water for plants in East Siberian Taiga. Ecol. Res. 17, 493-503.
- Sugimoto, A., Naito, D., Yanagisawa, N., Ichiyanagi, K., Kurita, N., Kubota, J., Kotake, T., Ohata, T., Maximov, T. C., and Fedorov, A. N. Characteristics of soil moisture in permafrost observed in East Siberian Taiga with stable isotopes of water. Hydrological Processes (in press)

# 土壌水分測定のための TDR コイルプローブの開発

開発一郎\*・Nissen, H. \*\*・Moldrup, P. \*\*・山中 勤\*\*\*

## はじめに

近年、不飽和土の水分量測定のために高周波誘電率を利用した TDR (Time domain reflectometry) 法が有効であることは、Topp *et al.* (1980) 以来多くの研究で認められてきている。実際、不飽和帯の水分管理や地下水涵養の水分移動観測にこの方法が標準的な方法として採用されることが多くなってきている。

TDR プローブはロッドが平行 2 線・3 線式のものが多く、現実的には電磁波の伝送エネルギーの問題から理論上ロッドの太さや長さには限界 (Tektronix, 1988) があり、またその形状は制約も受ける。例えば、市販のケーブルテスター (Tektronix 1502B) の測定分解能は 3cm であるし、測定精度を落とさないためには一般にロッド長を短くすればロッド径も小さくしなければならない。市販の TDR 平行 2 線・3 線式プローブのロッド長は大体 30cm 8cm、ロッド径は 3mm 10 数 mm であり (1 本モールド式のものもある: Hook *et al.*, (1992))、これはある程度平均的な範囲の水分を測定できるようにと配慮されているが、長さにして 10cm 前後、太さで数 mm (材質はステンレス) のものが主流である。

地表面超薄層 (深度 0-5cm の土壌空間) の土壌水分の測定は、従来からの地表面蒸発の研究や近年の大気 地表面の水分交換の解明の立場から重要であり、鉛直方向により細かくて正確な水分量を得る

ことが求められている。しかし現在、現実には上述のように従来型の水分プローブでは 1-3cm の空間で土壌水分測定をすることは非常に困難である。今までとはまったく異なる発想でより小さなプローブを作ることが不可欠と思われる。またこのようなミクロスケールの水分プローブを開発することは模型実験やミクロスケールの不飽和水分移動と物質移動研究においても意義あることと考えられる。

本研究ではこのような背景のもとに、より小さくしかも耐久性のある TDR プローブの開発を目標とし、今回は Nissen *et al.* (1998) の TDR コイルプローブに若干改良を加えたもの (感部を長くしたもの) を提案し、従来のものから感部の長さが変わるとどのような影響がでるのかを調べ、野外への適用のための基礎実験を行った。具体的には現場土壌 (モンゴル国の IHP 試験域の表層有機土壌) での誘電率と土壌水分の関係 (現場土壌キャリブレーション) および温度の影響の検討を行い、夏季に野外への実際の適用を試みたものである。

## TDR コイルプローブ

TDR コイルプローブ (以下、CP とする) の概観を写真 1 に示す。この写真には CP のほかに従来型の TDR 平行 2 線プローブ (以下、2WP とする) サークットプローブ、TDT 同心円平行 2 線プローブ (日本地下水学会編、2001) が写っている。

\*広島大学総合科学部 \*\* Arborg University, Netherlands \*\*\*筑波大学陸域環境研究センター

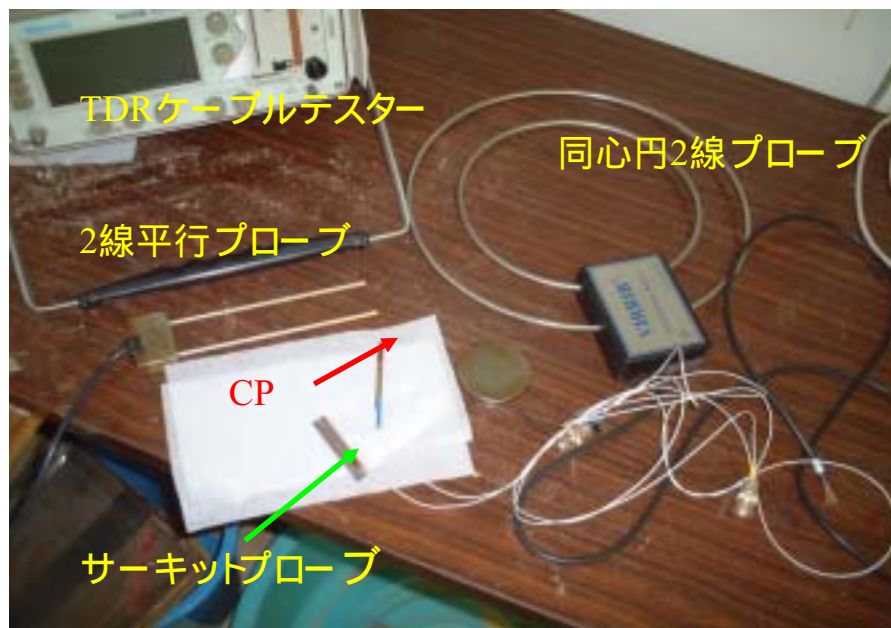


写真1 種々の TDR 水分プローブ

図 1 に Nissen *et al.* (1998) のプロトタイプ CP (15mm 感部型) の構造を示す。CP は同軸ケーブルの心線につながっているエナメル線を金属棒に 100 数十回ほぼ等間隔で巻き、その表面に特殊ラッカーを塗布 (絶縁保護化) し、その上に同軸ケーブルのシールド線と繋がっている極細

の金属棒（直径 0.45mm：真鍮製）を 90 度毎に 4 本を束ねてさらに特殊ラッカーを塗ってある。直接の感部は図 1（a）のエナメル線を巻いた部分（15mm）であり。その表面から極座標方向に約 4mm の周囲までの土壌誘電率を測定（室内実験で確認済み）している。

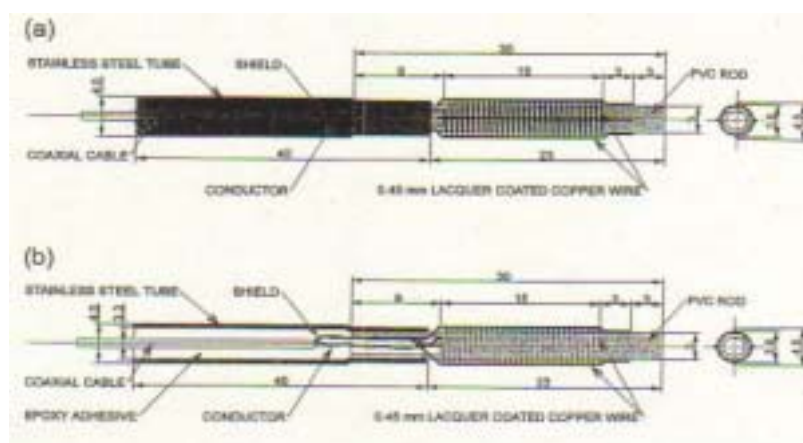


図 1 15mmCP の概観 (a) と断面 (b)

今回は基本的には同じ素材を使い、感部を 15mm から 40mm に伸ばしたものを作製し、ロッド軸方向に測定範囲を大きくした。

## 誘電率と土壤水分の関係

まず、土壤の誘電率  $D$  とサンプリング土壤水分量  $VWC$  の関係があるかどうかの基本実験を実施した。実験試料は野外試験地であるモンゴル国ウランバートル市郊外のセルベ川試験流域試験地（サンザイサイト：IHP 試験地）の地表面薄層（深度 0-15cm）の有機土壌（有機分重量比：27%、間隙率：0.71、乾燥密度：0.413g/cm<sup>3</sup>、飽和透水係数：1.34 x 10<sup>-2</sup> cm/sec）であった。

実験は所定の PVC 容器（直径 13cm、高さ 13cm）に適度に段階的に蒸留水を加え

ながら均一に混ぜ、その都度容器にほぼ均一の密度になるように充填して CP を鉛直方向に挿入して TDR ケーブルテスターで走行時間  $t_t$  を測定した。TDR ケーブルテスターによる既知誘電率  $D_c$  液体での CP での走行時間  $t_t$  の実験式（ $D_c$   $t_t$  の関係式）をあらかじめ得ておき、この  $t_t$  を  $D$   $t_t$  関係式に入れて誘電率  $D$  を求めれば、これとサンプリング土壤水分量  $VWC$  との関係が明らかになる。CP との比較検討のため同時にステンレス製 2WP（ロッド径：2mm、ロッド長：10cm、ロッド間隔：2.5cm）での測定も行った。その結果が図 2 と図 3 である。

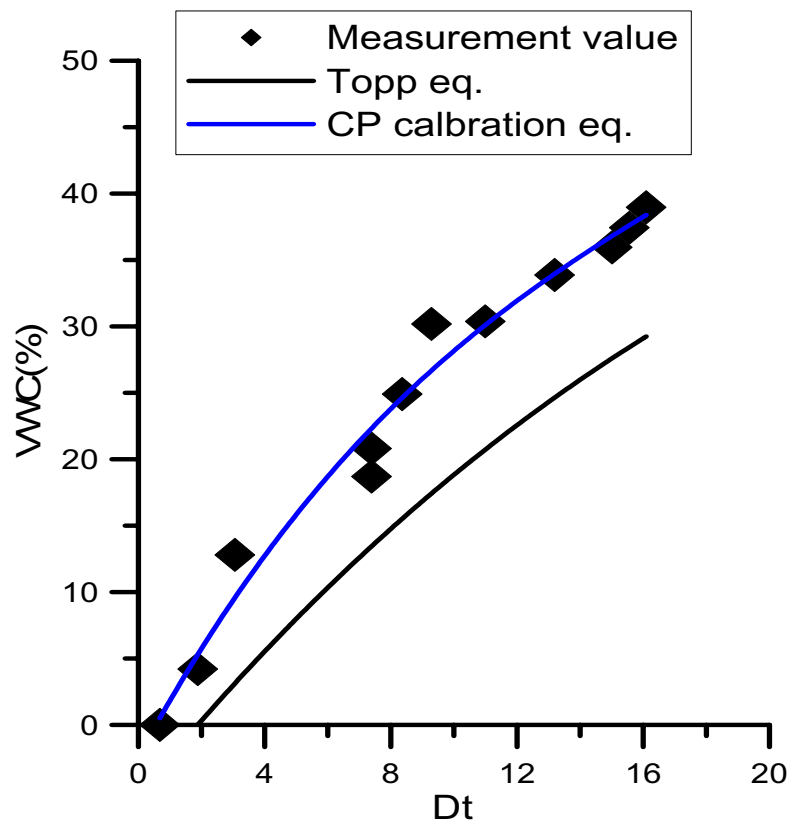


図 2 2WP の誘電率  $D_t$  と土壤水分  $VWC$  の関係

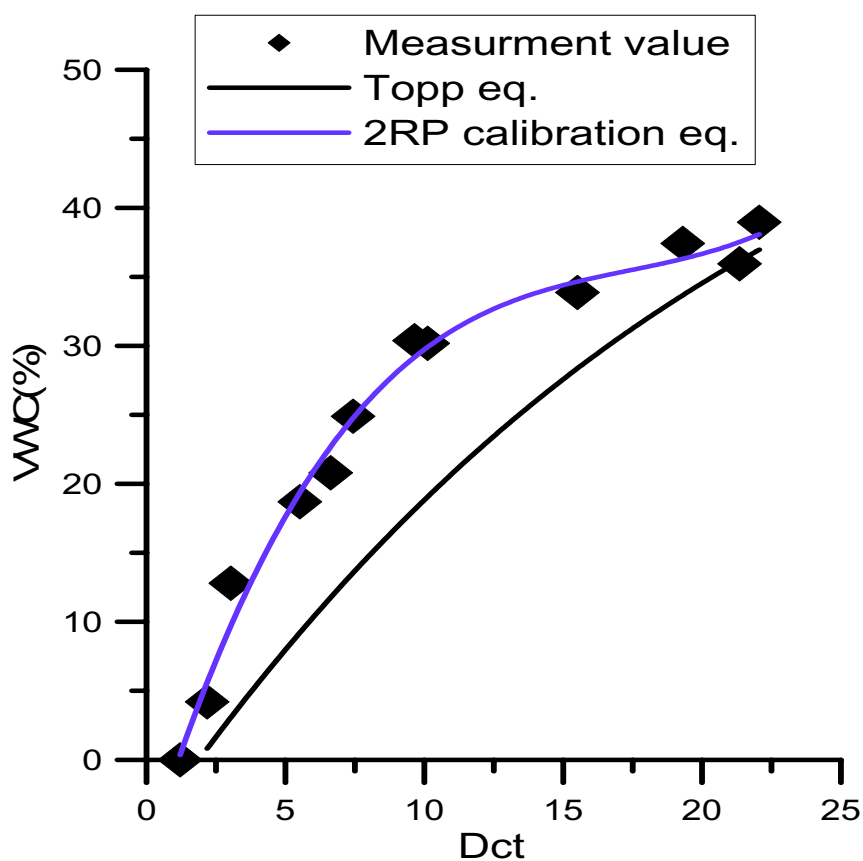


図3 CPの誘電率  $D_{ct}$  と土壌水分 VWC の関係

いずれの図においても鉱物系土壌のユニバーサル式である Topp *et al.* (1980) の式を示してあるが、どちらの誘電率も VWC と一価の関係があることが分かる。ただ明らかに鉱物系土壌の結果とは量的には異なり、本試料について独自の関係があるといえる。結果として図3の結果は 40mmCP でも走行時間を測定すれば土壌水分量が得られることを示唆している。

### 温度の影響

Nissen *et al.* (1998) のプロトタイプ CP では温度の影響についての議論がなされていない。水の誘電率は、そもそも温度の関数で表されており（例えば、Eisenberg and Kauzmann, 1969）、誘電率

が温度の影響をある程度受けることは分かっている。従って、TDR 水分測定でもその影響が出てもおかしくなく、実験的には高温になるにつれ、特に 40 から 50 以上になると測定精度が明らかに影響してくる（例えば、Or and Wraith, 1999）。市販の TDR 水分計でもメーカーによってその違いは歴然としており、仕様範囲内で収まらないものもある。夏季の地表面での地温日変化の激しいところでは、TDR 測定水分にも日変化の影響が顕著に出る。山中他（2003）はモンゴル高原での TDR 水分センサーの温度ノイズを除去する現地での方法を提案し、良好な結果を得ている。

本研究では、恒温槽（内寸：40cm 幅、45cm 高、40cm 奥行）内で一定の温度下で



前述と同様の手順で実験を行ったが、試料は豊浦標準砂（間隙率：0.429、乾燥密度：1.455g/cm<sup>3</sup>、飽和透水係数：1.36 × 10<sup>-2</sup> cm/sec）を用いた。尚、温度は所定温度の±1～2 以内で制御された。図 4 はそ

の結果である。一見して、CP の測定誘電率が、少なくとも室内実験ではどの水分状態でも温度による影響を受けないと認められる。

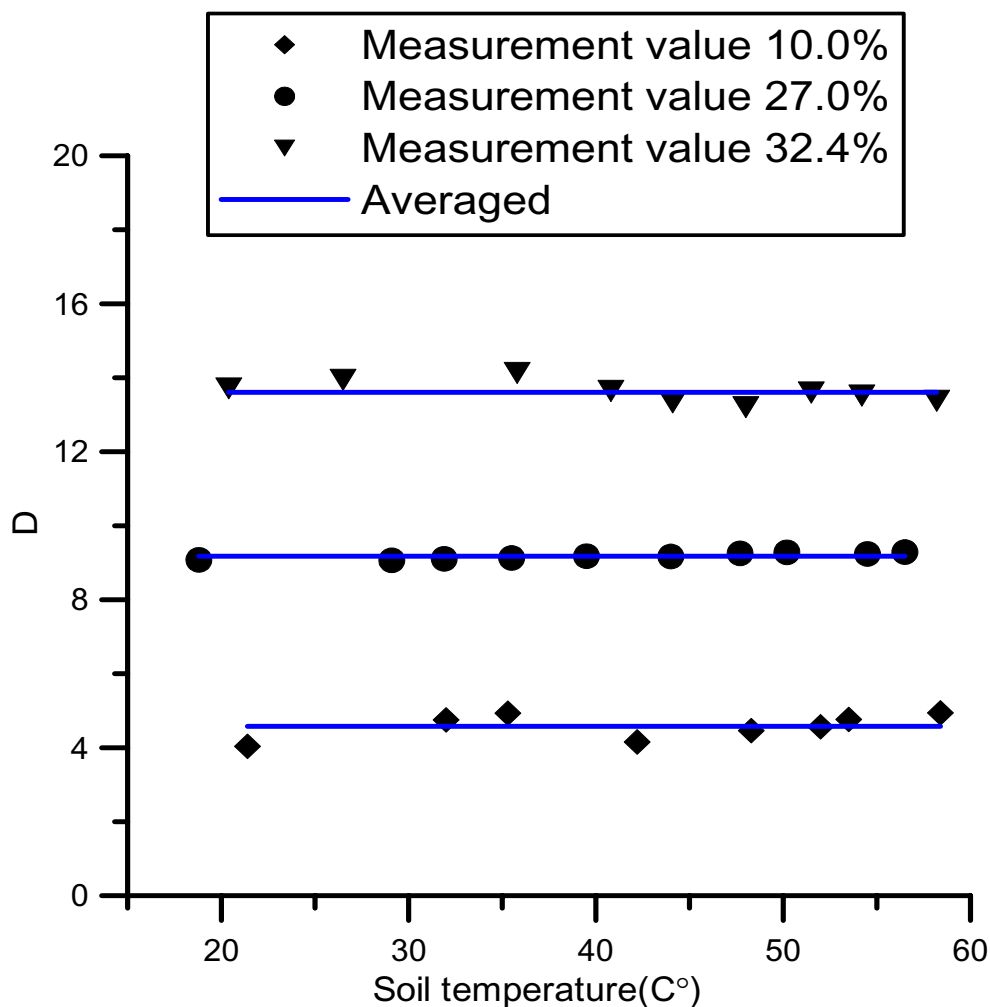


図 4 CP の測定誘電率と試料温度の関係

### CP の野外測定

CP を実際に野外でどの程度使えるか、モンゴル国の IHP 試験地（サンザイサイト）で試験を行った。サンザイサイトはセルベ川の氾濫原にあり、地表面は一面

牧草で覆われ、比高にして 10cm-20cm、直径にして 30-50cm のアースハンモックが数十 cm 離れて点在している。ここに水循環ステーション（WaCS:Water Cycle Station）を設置し、前述の 2WP と CP を平面的に 10cm-15cm 離して同深度に水平

に挿入しながら埋設した。深度 3cm には CP2 本を約 10cm 離してそれぞれ埋設した。測定は WaCS のデータ収録システム (Campbell CR10X) と TDR 水分測定システム (Campbell TDR100) およびマルチプレクサー (Campbell SDMX50) を用いて 1 時間毎に実施した。図 5 は CP によるサンザイサイトでの 2001 年 7 月から 9 月までの観測結果例である。

この結果を見ると、まず CP の降雨に対する応答は明確であることが分かる。また深度 3cm の 2 つの CP の測定結果では、降雨に対しての水分変化および蒸発・排水過程での水分変化に差があるが、これは土壌構造や細かな降雨分布の違いに依存しているものと思われる。少なくとも、

ここでは土壌水分測定には土壌の代表性の問題から単一の CP の測定値のみでは問題があると考えられる。

3cm 深度 CP の水分測定値に降雨後毎日小さな日変化 (日平均値の  $\pm 0.8\%$  以下) がみられ、8 月中旬から下旬 (蒸発・排水過程) にかけてわずかに増加傾向にある。これに対して 3cm 深度地温が期間中 2.5 から 23.4 まで変化し、降雨後微小な日変化がみられ、観測期間の終わりにかけてやはり日変化の幅は極微小ながら増加傾向にあった。しかし実際の測定精度から考えると、日平均的データの取得が目的ならばそれは問題になるとは思われない。

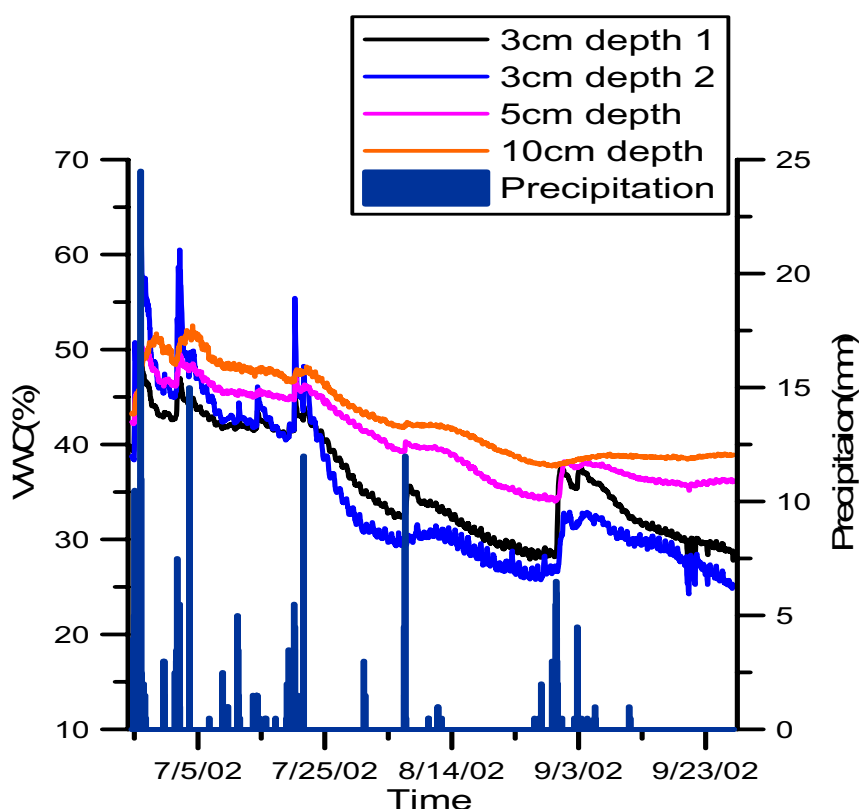


図 5 サンザイサイトでの CP による土壌水分と降水の測定結果

図6は2WPの測定結果である。CPと同様に降雨に対する応答は明確である。深度3cmCPと深度3cm2WPを比較すると、変化パターンはほぼ同じであるが、量的には降雨の多い(水分量の高い状態)観測期間前半はCP値が2WPより数%大きく、その後半は大体同じか2PWが少し大きいといえる。

各深度の2WPの測定値をみると、7月末以降の深度3cmと深度40cmのものが明らかに日変化を示している。深度10cmも若干その期間後半に日変化がみられる。深度40cmの地温は9月末まではほとんど

6から8の間にあり、日変化はほとんどみられなかった。しかし深度40cm2WPの測定結果は観測期間の始めから日変化を示している。CPの日変化との結果も踏まえると、原因はまだよく分からないが、地温の日変化が直接CPに影響しているのではなく、測定システム自体が気温他の影響を受けている可能性がある。また、深度3cm2WPでは7月下旬から激しい日変化がみられるが、このころから気温や地温の日変化が著しくなったわけでもなく、ハード的な原因かもしれない。

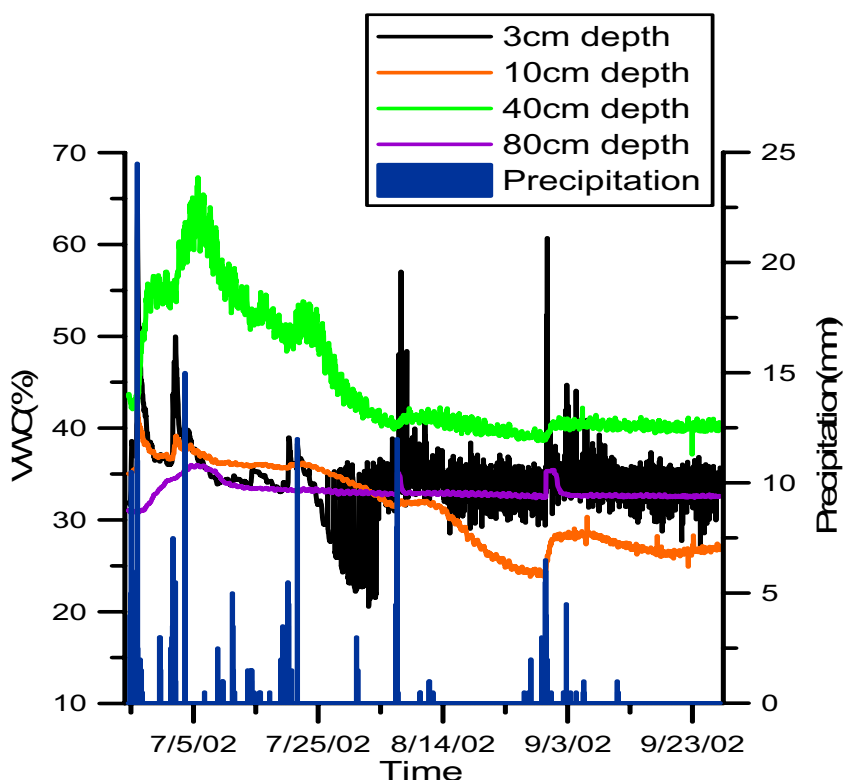


図6 サンザイトでの2PWによる土壌水分と降水の測定結果

#### おわりに

本研究ではNissen *et al.* (1998)のTDR

コイルプローブの感部を長くしたものについて調べ、15mm感部のものと同様に土壌水分測定に使用できることを確認した。

またそれを実際の野外へ適用し、空間代表性の問題はあるものの野外での測定に有効であることを示唆した。また、CP の測定誘電率の温度との関係を調べ、鉍物系土壌についてはあまり影響がないという結果を得た。今後は、もう少し他の土壌での CP の温度影響の評価や冬季での耐久性について調べる必要があると思われる。

### 謝辞

本研究の実験に協力いただいた岩永幸樹氏に謝意を表す。また、本研究は宇宙開発事業団 (NASDA) との共同研究「モンゴル高原における AMSR と GLI の地表面の土壌水分と地球物理及び植生パラメータの評価のための地上検証」(研究代表者: 開発一郎) の一部として行なわれた。さらに平和中島財団アジア地域重点学術研究助成金ならびに日本学術振興会科学研究費補助金 (基盤研究 C、13838009) の研究経費を一部使用した。

### 引用文献

- 日本地下水学会編(2001):「雨水浸透・地下水涵養」、東京、理工図書、160p.
- 山中 勤、開発一郎、Oyunbaatar、D.(2003): TDR による水分量測定値の温度依存性とその原位置測定データに基づく補正、水文・水資源学会誌、**16** (3) (印刷中)
- Eisenberg, D. and W. Kauzmann(1969): *The Structure and Properties of Water*, Oxford Univ. Press, Oxford, 296p.
- Nissen, H.H., P. Moldrup, and K. Henriksen(1998): High-resolution time domain reflectometry coil probe for measuring soil water content, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **62**, 1203-1211.
- Or, D. and J.M. Wraith(1999): Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity

- measured by time domain reflectometry: A physical model, *Water Resour. Res.*, **35**(2), 371-383.
- Tektronix (1988): *1502B Metallic Time Domain Reflectometer Operator Manual*
- Topp, G.C., Davis, J.L. and Annan, A.P. (1980): Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.*, **16**, 574-582.
- Hook, W.R., Livingston, N.J., Sun, Z. J., and Hook, P.B. (1992): Remote diode shorting improves measurement of soil water by time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **56**, 1384-1391.

# 付録: 土壌水分モニタリングの実施例に関する アンケート調査結果と問題の総括

## APPENDIX: Survey of Practice on Soil Moisture Monitoring and its Summary

山中 勤\*  
Tsutomu Yamanaka

### はじめに

筑波大学陸域環境研究センターワークショップ「多様な地域における土壌水分モニタリングの実践」(2003年2月17日)の開催に先立ち、土壌水分モニタリングの実施例に関するアンケート調査を実施した。この調査の目的は、様々な調査事例を集積することにより、現在のモニタリング手法が抱える問題点を浮き彫りにすることにある。近年では様々なセンサー類を比較的安価に入手することができるが、必ずしも常に満足のいく測定が行えるわけではない。そういった不具合はメーカーのカタログなどのみから予測することは難しく、実際に使用してみなければ分からないような問題も多い。したがって、研究経費と時間の浪費を防ぐためには口コミに頼るほかないのが現状であるが、残念ながらそうした情報は流通しにくい。そこで本稿では、アンケートに対する回答結果をもとに、生じうる問題点を要約する。

### 調査方法

Hydro-ML (<http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/Hydro/hmlJ.html>) をはじめとする幾つかのメーリングリ

スト宛に、アンケートへの協力依頼をEメールにて行った。調査項目は、測定方法、使用測器、対称地域、対称土壌、土地利用、測定結果の良否、校正の有無・方法・効果、およびその他の特記事項、の8項目である。回答内容の信頼性を確保するため、回答者の実名と所属を同時に回答してもらい、氏名・所属の公表にあたっては回答者の同意を得ることとした。なお、氏名・所属の公表を拒む回答者はいなかった。

### 調査結果

およそ2週間の回答受付期間の中で、のべ37件の回答があった。回答結果を表1に示す。この結果から幾つかの問題が指摘できる。大別すると以下の4点である。

まず1点目は出力値の環境依存性である。塩分濃度の高い乾燥地域で土壌水分量が過大評価されたり、周囲の地温変動により見かけ上土壌水分測定値が同じ周期で変動したりという事例が報告されている。これらは測定手法の原理上回避しきれない部分もあるが、そのような誤測定に気づかずに測定結果を完全に信用してしまうと現象の解釈に重大な誤りを生じさせる可能性がある。これらの誤差は類似した手



法、類似した地域での測定であっても、誤差が顕著な場合とそうでない場合とがあり、今後さらに事例を集積してその原因に関する理解を深めると同時に、有効な補正法を考案してゆく必要があろう。

2 点目は測器固有の誤差である。上述のように、類似の条件下であってもセンサーの種類・メーカーによって誤差の程度や特性が異なる場合がある。また、TDR 法は（有機質に富むなどの）特殊な土壌を除けばキャリブレーションなしでメーカー公称精度内での測定ができることが魅力の一つであるが、実際には一方的に過小評価するようなセンサーもあるようである。こうした情報はややもするとメーカーへの誹謗中傷ととられかねない危険性があるが、質の良いモニタリングを確実に実施するには欠くべからざる情報であり、問題を起こさない範囲で客観的な情報を流通させる必要があるだろう。

なお、測器の設置状況も測定精度に影響をおよぼす重大なファクターである。良好な設置方法を習得する努力と情報交換が必要であるが、測器によってその影響の程度は異なるので、測器の選択を行う際にその設置方法と調査地域の土壌特性（礫の多少、穴の掘りやすさ・崩れやすさ、など）とを考慮する必要があろう。

3 点目はキャリブレーションの方法についてである。回答結果のおよそ半数でキャリブレーションが行われているが、その労力に比して効果が少ないという意見も目立つ。特に、土壌水分量やそれを規定する土壌物理特性は空間的な不均質性が高く、炉乾法との比較により現場でキャリブレーションを行おうとすると、土壌サンプリングの位置が（たとえ数十 cm の範囲内でも）異なることにより、参照すべき値のほうに変動してしまう。したがって、空間変動が大きい場合には測定精度をある程度以上にまで向上させることはできない。より精密な測定を志向するならば、水分量を任意に制御できる室内実験によるキャリブレーションを行うべきであるが、実験に用いた土壌条件と野外での条件を全く同一にすることは難しいため、野外における真の状態を測定できているかは不安が残る。この点は、ある程度の誤

差を容認するならば現場キャリブレーションのほうで安心できる。したがって、完全なキャリブレーションは室内であれ現場であれ非常に難しく、悩ましい問題であるはあるが、時間変化を問題にするのか、空間的差異を問題にするのか、など明らかにしたい対象に応じて個別の対策を練るよりほかないと思われる。

## おわりに

乱流観測機器など、大気関連の測定器に関しては多数の研究者やメーカーが参入して行う比較検証実験が数多く試みられてきたが、土壌水分測定機器に関しては対象とする土壌の種類やその地域の気候条件などによって誤差要因が多様であるため、一度の比較観測ではなかなか一般性を持った結論を導きにくい。このため、その有効性を検証するためには多数の調査事例を集積するほかない。今回のアンケート調査に応じた回答者の数は必ずしも多くないが、事例としてはバラエティーに富むかなりの数の回答が得られた。協力いただいた回答者の方々に御礼申し上げます。また、本調査結果（表 2）はワークショップの総合討論の際に資料として配布し、これを叩き台として参加者の方々にご意見をいただいた。その発言内容はできるかぎり本稿に反映したつもりである。ワークショップに参加された皆様に改めて謝意を申し述べる

