J. Jpn. Soc. Soil Phys.
土壌の物理性
No. 160, p.29～41 (2025)

非破壊・非侵襲計測特集
論　文
Original Paper

宇宙線中性子観測に基づく火山灰土斜面の土壌水分量の推定

平嶋雄太[1]・徳本家康[1]・中村真也[2]・宮本英揮[1]

Estimation of soil moisture on volcanic ash slopes based on cosmic-ray neutron observations

Yuta HIRASHIMA[1], Ieyasu TOKUMOTO[1], Shinya NAKAMURA[2] and Hideki MIYAMOTO[1]

Abstract: To assess the potential of the COsmic-ray Soil Moisture Observation System (COSMOS) for measuring soil moisture on the slope of volcanic ash soil, we analyzed the response of its epithermal neutron counts (N) to the volumetric water content (θ) recorded by soil moisture sensors installed at five locations and three depths. By comparing θ across these locations and depths, we estimated the maximum effective observation depth of COSMOS is 17 cm. Based on this estimate, we constructed four datasets comprising the mean θ values from TDT sensors at a depth of 10 cm (θ_{Avg}) and the corresponding N values, along with their 3-hour, 12-hour, and 24-hour averages. In all combinations, the correlation between N and θ_{Avg} was low, suggesting that the presence or absence of vegetation cover significantly influences N. Consequently, we classified the data into periods with and without vegetation cover — determined using camera imagery — and applied distinct calibration equations for each period. This approach significantly improved the agreement between COSMOS-estimated θ and θ_{Avg}. Our findings demonstrate the effectiveness of COSMOS for monitoring surface soil moisture on volcanic ash slopes characterized by exceptionally high porosity of volcanic ash soil.

Key Words: COSMOS (COsmic-ray Soil Moisture Observing System), volumetric water content, area-representative soil moisture, sensor network, *ExG* (Excess Green Index)

1. はじめに

我が国で発生する土砂災害の約 7 割が斜面崩壊に分類され（中谷・瀧口, 2022），その斜面崩壊の約 9 割が降水を誘因とする（中谷ら, 2020）．降水を誘因とする斜面崩壊は，斜面内部の不透水層からの地下水上昇に起因する場合（例えば，小杉ら, 2002; 沖村・森本, 1992）と，地下水の上昇によらない斜面崩壊（例えば，松村・高浜, 1999; 笹原ら, 1996）に大別されるが，両者に共通するのは土壌水分が関与する点である．

土壌水分量を把握するための手法として，地中埋設型のセンサーによる直接法や，リモートセンシングや地中レーダーなどによる非接触・非侵襲法がある．森林土壌の水分分布の空間的不均一性を把握するために，600 個もの土壌水分センサーを埋設した事例（Bogena et al., 2010）があるように，斜面内部の土壌水分分布を把握するには膨大なセンサーを設置する必要があり，多大な労力・費用を要す．SAR（合成開口レーダー）衛星を活用したリモートセンシングにより，天候や昼夜を問わず，広範囲の土壌水分量を観測することができる（Entekhabi et al., 2010）．しかし，周回軌道上を移動する SAR 衛星を利用して，特定の領域を連続観測することは不可能である．斜面崩壊のスケールは幅数 m ～ 数百 m であることが報告されており（中谷ら, 2020），斜面崩壊に対応した観測スケールを有する連続観測手法を導入することが望ましい．

半径約 330 m 以内の土壌水分量の面代表値の観測手法として，宇宙線土壌水分観測システム（COSMOS: COsmic-ray Soil Moisture Observing System）が活用されている．COSMOS は地表面近傍の熱外中性子数を観測することにより，それと負の相関を示す土壌水分量の面代表値を評価する手法である（Zreda et al., 2012）．その観測の対象となる最大深さは約 70 cm であり，土壌水分量とともに変化する（Franz et al., 2012）．1972 年から 2018 年までに発生した 21,421 件の降水による斜面崩壊のデータに基づく平均崩壊深さは 1.0 m であるため（中谷ら, 2020），その約 70 % に相当する深さを網羅し得る点に COSMOS の強みがある．

火山灰土における COSMOS の利用実績は乏しい．2013 年 10 月の伊豆大島豪雨や 2016 年 6 月の熊本豪雨では，火山灰土が堆積した斜面において，豪雨時に斜面崩壊や土石流が発生した（伊豆大島豪雨災害緊急調査団, 2014; 五十嵐ら, 2020）．そこで生じた斜面崩壊のスケール（幅数 m ～ 数百 m）は COSMOS で網羅できること，また COSMOS の最大観測深度は約 70 cm であることから，火山灰土が堆積した斜面の土壌水分量の面代表値の観測手法として COSMOS は有望である．しか

[1]Faculty of Agriculture, Saga University, 1 Honjo-machi, Saga city, Saga 840-8502, Japan. Corresponding author: 宮本英揮，佐賀大学農学部.
[2]Faculty of Agriculture, University of the Ryukyus, 1 Senbaru, Nishihara cho, Okinawa 903-0213, Japan.
2024 年 11 月 27 日受稿　2025 年 4 月 22 日受理

し，乾燥地（例えば，Franz et al., 2013），森林（例えば，Heidbüchel et al., 2016），干拓農地（平嶋ら, 2023）などへの同法の適用事例は認められるが，間隙率が高く，体積含水率が最大で 0.70 ～ 0.80 $m^3\ m^{-3}$ に到達し得る火山灰土への適用事例は乏しい．

本研究では，熊本県阿蘇郡の火山灰土が堆積した斜面に分散配置した地中埋設型土壌水分センサーにより誘電率を，また尾根に配置した COSMOS により熱外中性子数をそれぞれ観測した．そして，気象や被覆植生の変動も併せて観測したうえで，誘電率から求められる各点の体積含水率の変動に対する熱外中性子数の応答特性を解析し，斜面における面代表値の観測手法としての COSMOS の有効性を検討した．

2. 理論

熱外中性子数（N）と COSMOS による体積含水率（θ_{cos}）との関係は，次式により表される（Desilets et al., 2010）．

$$\theta_{COS} = \rho_d \left[0.0808 \left(\frac{N}{N_0} - 0.372 \right)^{-1} - 0.115 \right] \quad (1)$$

ここで，ρ_d は乾燥密度（$Mg\ m^{-3}$），N_0 は乾燥した土壌における熱外中性子数（counts h^{-1}）をそれぞれ表す．COSMOS により観測される熱外中性子数 N_H（counts h^{-1}）は，体積含水率（θ）に加え，大気圧，絶対湿度，バックグラウンドの中性子数などの影響を受けるため，θ を除く 3 者の観測値に基づいて N_H を補正することにより，N を求める必要がある（Zreda et al., 2012）．

3 者の補正係数を，大気圧補正係数 f_P (-)，絶対湿度補正係数 f_h (-)，バックグラウンドの中性子数補正係数 f_i (-) とするとともに，それらの積を f（$= f_P\ f_h\ f_i$）とそれぞれ定義すると，熱外中性子数 N（counts h^{-1}）は，

$$N = N_H f_h f_P f_i = N_H f \quad (2)$$

と表される．絶対湿度補正係数（f_h）は次式で表される（Rosolem et al., 2013）．

$$f_h = 1 + 0.0054(AH - AH_{Avg}) \quad (3)$$

AH は絶対湿度（$g\ m^{-3}$），AH_{Avg} は観測期間内の AH の平均値（$g\ m^{-3}$）であり，AH は，次式で表される．

$$AH = \frac{e \times 10^5}{R_v(T + 273.15)} \quad (4)$$

e は水蒸気圧（hPa），R_v（$= 461.5$）は水蒸気圧の気体定数（$J\ K^{-1}\ kg^{-1}$），T は気温（°C）であり，e は次式で表される．

$$e = \frac{e_S RH}{100} \quad (5)$$

e_S は飽和水蒸気圧（hPa）（Bolton, 1980），RH は相対湿度（%）であり，e_S は次式で表される．

$$e_S = 6.112 \exp\left(\frac{17.67T}{243.5 + T} \right) \quad (6)$$

大気圧補正係数（f_P）は，大気圧 P_{atm}（hPa）に基づいて，次式で表される（Heidbüchel et al., 2016）．

$$f_P = \exp\left[\beta (P - P_{Avg}) \right] \quad (7)$$

ここで，P（$= 1.0194 P_{atm}$）は大気の質量面密度（$g\ cm^{-2}$），P_{Avg} は観測期間内の P の平均値（$g\ cm^{-2}$），β は熱外中性子の質量減衰係数の逆数（$cm^2\ g^{-1}$）である（Desilets and Zreda, 2003）．バックグラウンドの中性子数補正係数（f_i）は，次式で表される（Zreda et al., 2012）．

$$f_i = \frac{N_{Avg}}{N_{nm}} \quad (8)$$

N_{nm} は観測期間内にニュートロンモニターにより観測された中性子数（counts h^{-1}），N_{Avg} は観測された N_{nm} の平均値（counts h^{-1}）である．

COSMOS が網羅する深さ方向の最大観測領域，すなわち，有効観測深さ z^*（cm）は，次式（Franz et al., 2012）により表される．

$$z^* = \frac{5.8}{\theta + 0.0829} \quad (9)$$

θ が 0.00 $m^3\ m^{-3}$ の場合に，z^* は最大値約 70 cm を示す（Franz et al., 2012）．なお，観測面内の植生や大気中の水蒸気量などによって，z^* は変化する（例えば，Franz et al., 2012; Ochsner et al., 2013）ことに留意する必要がある．

3. 方法

3.1 観測

熊本県阿蘇郡南阿蘇村に位置する，標高 913 m の夜峰山の尾根（A 地点）を，COSMOS の設置地点と定めた（Fig. 1（a））．A 地点の北側には傾斜の緩やかな牧草地，南側には急峻な斜面が存在する（Fig. 1（b））．A 地点を含む尾根一帯の表層には，火山灰土が堆積している．COSMOS 設置地点周辺の 5 箇所の深さ 10 cm より，100 cm^3 コアサンプラーを用いて採土して求めた ρ_d は 0.49 ～ 0.62 $Mg\ m^{-3}$ を示し，それらの平均値は 0.56 $Mg\ m^{-3}$ であった．また，ピクノメーター法により求めた COSMOS 設置地点周辺の土壌の土粒子密度（ρ_s）は 2.55 $Mg\ m^{-3}$，ρ_s と ρ_d の平均値に基づき求められた間隙率は 0.78 $m^3\ m^{-3}$ であるなど，高間隙率の火山灰土である．

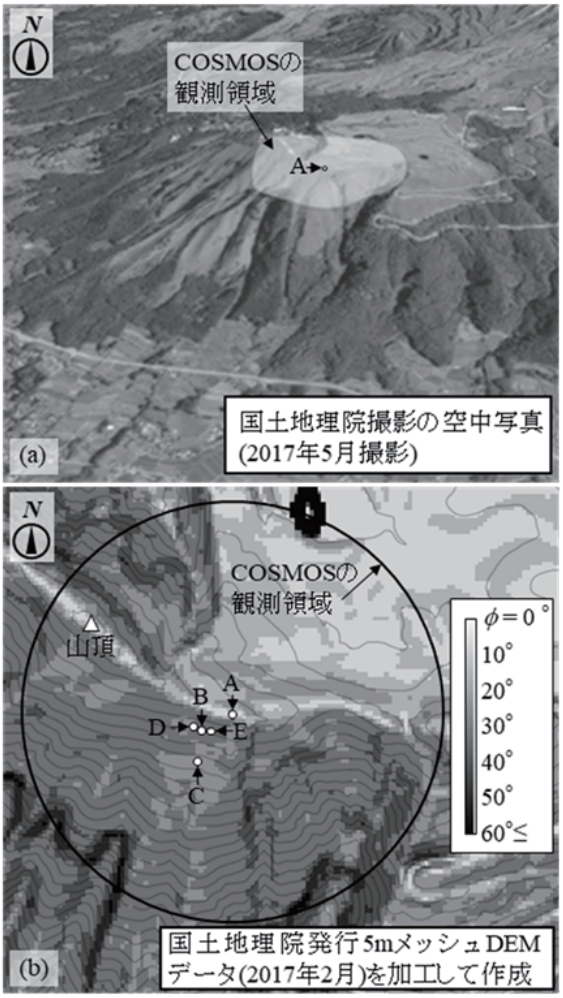


Fig. 1　(a) 観測現場の立体図と (b) COSMOS の観測領域の等高線と最大傾斜角 (ϕ) の分布.
(a) The three-dimensional map of the observation site, and (b) the distribution of contour lines and maximum inclination angle (ϕ) in the COSMOS observation area.

2016 年 4 月 14 日の熊本地震から約 1 年が過ぎた 2017 年 4 月 25 日に，約 1×10^5 eV の熱外中性子を選択的に観測可能である高密度ポリエチレンで被覆された中性子検出器 (TC-100, Hydroinnova) を，斜面崩壊現場に近い尾根上の A 地点 (Fig. 1) に設置した．防水ボックス内の大気圧センサーおよび温湿度センサーを搭載した中性子検出器専用データロガー (Q-DL-2100, Hydroinnova) に検出器を接続した．深さ 50 cm まで縦穴を掘ったうえで，A 地点の深さ 10 cm，30 cm，50 cm に時間領域透過法 (TDT) センサー (ACC-SEN-SDI, Acclima, Inc.) (以後，TDT センサーと称す) を深い順に水平に埋設し，それらをデータロガー (CR1000, Campbell scientific, Inc.) に接続した．データロガーに接続した各種センサーにより，1 時間間隔で観測した N_{H} および見かけの誘電率 (ε) をデータロガー内メモリーに記録した．

2018 年 5 月 28 日に，尾根の南側の B，C，D，E の 4 地点 (Fig. 1 (b)) にセンサーネットワーク (宮本ら, 2021) を導入した．このセンサーネットワークは，分散配置した子機に接続された各種センサーによるデータを親機に集約し，携帯電話回線を利用してそれらをクラウドサーバーに送信する仕組みである (宮本ら, 2021)．尾根南側の地形は，A 地点を頂点として，B，D，E からその下方に位置する C 地点に向けて，浅い V 字地形を示す．E 地点に設置したカメラ (CMS-v35BK，サンワサプライ) 付き親機を中心として，半径 500 m 以内の通信圏内の B，C，D，E の 4 地点に子機を配置した．B，C，D，E の 4 地点の深さ 10 cm，30 cm，50 cm に，A 地点と同様に縦穴を掘って，2017 年 4 月 25 日に水平に埋設済みであった TDT センサーを，各子機に接続した．COSMOS による N_{H} を補正するために，E 地点の子機には温湿度センサー (スマートロジック) を追加実装して，T，RH を計測することとした．また，E 地点には，雨量計 (CTKF-1，クリマテック) を設置し，併設した雨量計用子機に接続した．センサーネットワークを活用して，E 地点周辺の画像を 15 分間隔，降水量 (積算値) を 1 時間間隔，それらを除く各センサーによるデータを 10 分間隔でそれぞれ計測したうえで，毎正時の数値のみを抽出した．

先述の観測機器の設置および調整作業を終えた 2018 年 6 月 27 日以降の毎正時のデータを，本研究の解析用データセットとした．なお，通信機器の動作不良や電力不足などによって，T，RH，ε，降水量に不定期で欠測が生じた．T，RH，ε の欠測分については，その前後のデータに基づき線形補完することとした．また，降水量データの欠測分については，E 地点に設置した雨量計による雨量と南阿蘇村気象観測所の雨量との関係式 (式は割愛) を求めたうえで，E 地点に設置した雨量計の欠測時に，南阿蘇村気象観測所で測定された雨量を，前述の関係式に代入することにより，欠測時の E 地点の雨量を推定した．

TDT センサーにより出力される θ は，Topp 式に ε を代入して算定されるものの (Acclima, 2022)，火山灰土には Topp 式が通用しない (例えば，Miyamoto et al., 2001)．COSMOS 設置地点周辺の深さ 50 cm 以浅のかく乱土を供試土とし，既往の研究 (平嶋ら, 2020) に倣って，TDT センサーを水平に固定したアクリル製円筒カラム (高さ 10 cm，内径 15 cm) を活用した室内排水実験により，ε - θ の関係を求めた．

$$\theta = 0.000003\varepsilon^3 - 0.000464\varepsilon^2 + 0.028659\varepsilon + 0.110360 \quad (10)$$
$$\left(R^2 = 0.98,\ \mathrm{RMSE} = 0.03\ \mathrm{m^3\ m^{-3}}\right)$$

本研究では，式 (10) に TDT センサーにより観測した ε を代入して θ を推定した．

3.2 被覆植生に関する指標

カメラ画像から得られる植生指標として，次式で表される ExG (Excess Green Index) が利用されている (例え

ば，Gée and Denimal, 2020; Ide and Oguma, 2010; Pranga et al., 2021; 昌本ら, 2023; 田中 · 近藤, 2016）．

$$ExG = \frac{2G}{R+G+B} - \frac{R}{R+G+B} - \frac{B}{R+G+B} \quad (11)$$

R，G，B は，赤，緑，青の輝度値（-）をそれぞれ表す．1 画素ごとに R，G，B が求められ，色の濃さに応じて 0 ～ 255 で表される．G が R および B よりも大きいと ExG は正の値を示し，G が R または B より小さいとき ExG は負の値を示す．

COSMOS による観測では，植物体内の水を土壌水分と区別して観測することができない．センサーネットワークを構成する親機に実装されたカメラの画像に基づき，被覆植生活動の季節変化を評価するために，Python 用の画像処理の標準ライブラリ · Pillow を活用して，撮影された計 76,800 画素から成る画像の各画素から R，G，B の値を抽出して式（11）に代入して各画素の ExG を求めた．そして，各画素の ExG の画像内合計値（ExG_{Sum}）を算定した．なお，本研究では，太陽高度が最も高く，影の影響が少なくなる正午の画像に基づく ExG_{Sum} を解析対象とした．

3.3 COSMOS のキャリブレーション

COSMOS を活用して θ_{cos} を推定するには，設置場所において，式（1）中の N_0 を決定する必要がある．既往の研究（例えば，Zreda et al., 2012; Bogena et al., 2013; Heidbüchel et al., 2016）では，COSMOS の観測領域内の 18 地点の不撹乱土を定期的に採取し，そのデータに基づき式（1）中の N_0 を決定している．しかし，熊本地震の爪痕が残る本研究の観測現場では，周辺斜面に大規模な地割れや崩壊した斜面が認められ，安全性の観点から，多地点の不撹乱土の定期採取はできず，既往の研究に倣うことが困難であった．そこで，本研究では，A ～ E 地点に分散配置した TDT センサーによる ε を式（10）に代入して各地点の 3 深度の θ を算出したうえで，それらを N_0 の推定に供することを検討した．

3.4 バックグラウンドの中性子数補正係数の推定

COSMOS 利用者が活用するバックグラウンドの中性子数のデータベース「NMDB（Real-time database for high-resolution neutron monitor measurements）」（NMDB, 2023）には，我が国のニュートロンモニターによるバックグラウンドの中性子のデータが含まれていない．本研究の観測現場である南阿蘇村のバックグラウンドの中性子数補正係数（f_{i}）を算定するために最寄りのデータを活用できないことから，Hawdon et al.（2014）に倣って，スイス連邦の Jungfraujoch におけるデータを流用した f_{i} 推定法を採用することとし，以下にそれを概説する．

f_{i} は，次式より算定できる．

$$f_{\mathrm{i}} = (f_{\mathrm{i_0}} - 1)Rc_{\mathrm{Corr}} + 1 \quad (12)$$

ここで，$f_{\mathrm{i_0}}$ は基準点のバックグラウンドの中性子数補正係数（-），Rc_{Corr} は観測対象地点の地磁気強度に基づく補正係数（-）をそれぞれ表す．本研究では，Jungfraujoch における N_{nm} の 1 時間積算値を NMDB よりダウンロードし，式（8）に代入することにより $f_{\mathrm{i_0}}$ を算定した．一方，Rc_{Corr} は，次式で表される．

$$Rc_{\mathrm{Corr}} = -0.075\,(Rc - Rc_0) + 1 \quad (13)$$

Rc は COSMOS 設置地点の地磁気強度（GV），Rc_0 は基準点（本研究では，Jungfraujoch とする）の地磁気強度（GV）をそれぞれ表す．本研究では，University of Arizona が運営する地磁気強度計算用 web サイト（http://cosmos.hwr.arizona.edu/Util/rigidity.php）上で算出可能な Rc として，本研究のデータ解析期間に最も近い 2010 年の Jungfraujoch の Rc_0（= 4.46 GV）および夜峰山における Rc（= 12.13 GV）をそれぞれ算出し，それらを式（13）に代入することにより Rc_{Corr} を算定した．得られた Rc_{Corr} を式（12）に代入することにより，観測現場における f_{i} を推定した後，式（2）にそれを代入して N を算出することとした．

4. 結果と考察

4.1 体積含水率 (θ) の季節変動と COSMOS の観測深さ

TDT センサーによる全地点 · 全深度の θ は，降水時に増加した．観測結果の一例として示した A，B，C 地点の深さ 10 cm の θ は，センサーと土壌との不完全接触（C 地点）によるセンサーの再埋設準備期間やセンサーネットワークの不調期間を除くと，降水時に急増し，無降水時に減少した（Fig. 2（a））．類似した θ の変化は，本論文では割愛した D および E 地点においても認められた．なかでも，C 地点の θ は，最大で 0.87 $\mathrm{m^3\ m^{-3}}$ に到達した．COSMOS 設置地点周辺から採取した土壌を供試材料として式（10）を決定した際，毛管飽和による θ の最大値は 0.77 $\mathrm{m^3\ m^{-3}}$ であったことから，それを超えた値の是非については不明であるものの，水分飽和に近い高水準にあったと推察される．深さ 30 cm および 50 cm においても（Fig. 2（b），Fig. 2（c）），深さ 10 cm と類似した θ の応答が認められたが，深い位置ほど観測期間内の θ は高い水準にあり，逆に降水に対する θ の変化量は小さかった．

V 字地形の下方に位置する C 地点の θ は，常時高い水準にあった．尾根に位置する A 地点から見て最も標高の低い C 地点では，深さ 10 cm，30 cm，50 cm のいずれにおいても，他のどの地点より θ が高い水準を維持したまま変動した（Fig. 2）．一方，尾根の北側には，傾斜の緩やかな牧草地が存在する（Fig. 1（b））うえに，斜面内には標高差，地形凹凸，熊本地震に起因する崩壊面や地割れなどが存在することを考慮すると，Fig. 2 に示し

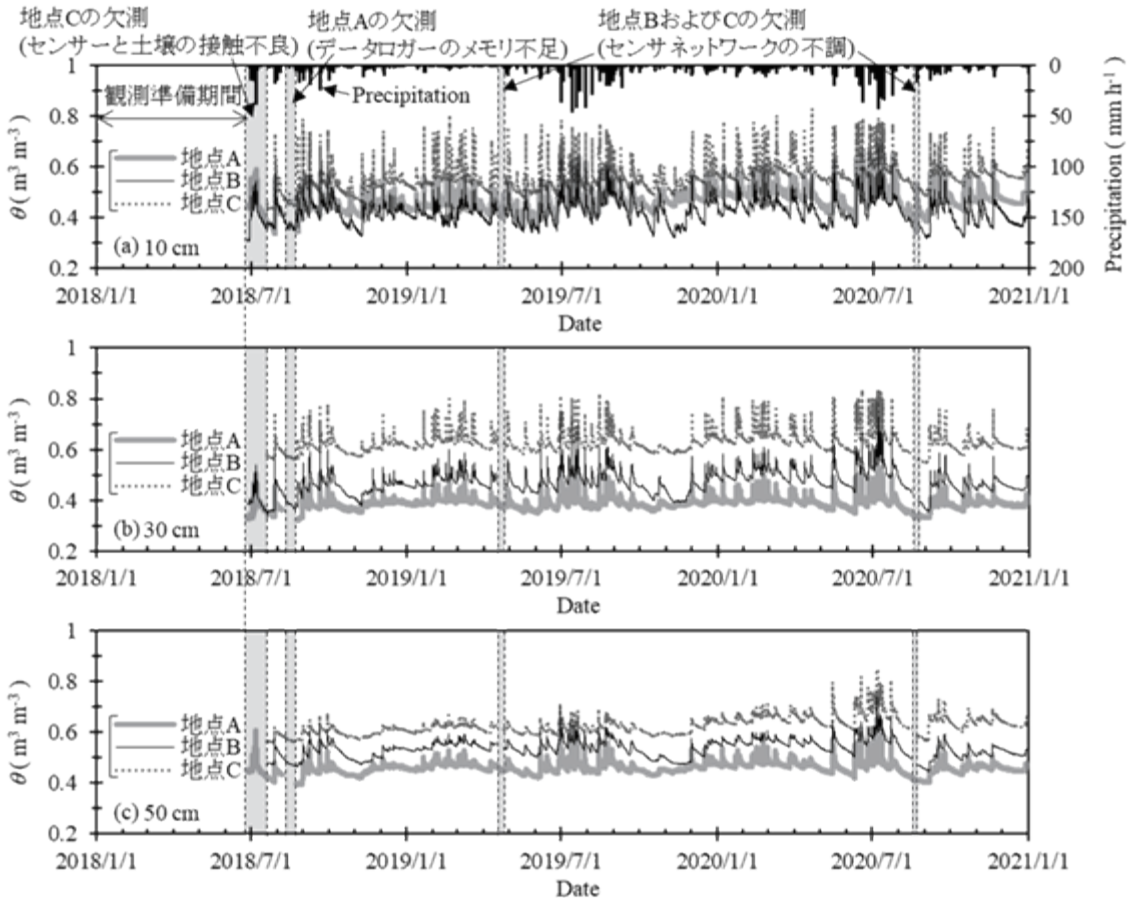


Fig. 2 降水量および深さ（a）10 cm，（b）30 cm，（c）50 cm の体積含水率（θ）の変化.
Variations in precipitation and/or volumetric water content (θ) at (a) 10 cm, (b) 30 cm, and (c) 50 cm in depth.

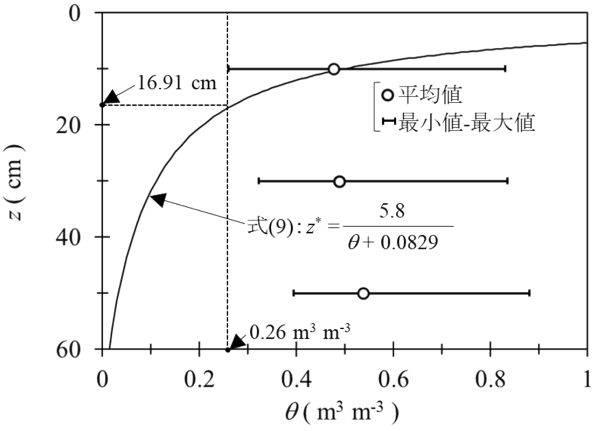


Fig. 3 深さ（z）と異なる深さに埋設した TDT センサーによる体積含水率（θ）との関係.
Relationship between depth (z) and volumetric water content (θ) observed using TDT sensors of different depths.

た θ の空間変動が存在すると推察される．つまり，斜面や尾根のような平坦ではない場所において COSMOS を運用する場合，本論文に示した θ の空間変動を前提とした運用法を検討することが必要となろう.

火山灰斜面における COSMOS の観測最大深さは，Franz et al.（2012）が示した約 70 cm と比して小さいと推察された．TDT センサーによる全地点 · 全深度の鉛直 θ プロファイルの最小値は 0.26 m^3 m^{-3} であり，最大値は 0.88 m^3 m^{-3} であった（Fig. 3）．θ が 0.00 m^3 m^{-3} の場合，z^* は最大で約 70 cm に達する（Franz et al., 2012）ものの，火山灰斜面における θ の範囲（0.26 ～ 0.88 m^3 m^{-3}）に対する z^* は 6.02 ～ 16.91 cm であったと推定される（Fig. 3）．z^* が最大で 9.85 cm であった干拓農地における先行研究（平嶋ら, 2023）の場合と類似して，z^* が最大でも 16.91cm にとどまったのは，火山灰斜面の θ が，平嶋ら（2023）が示した干拓農地の場合と同様に高い水準にあったためであろう．本研究では 10 cm 以浅に TDT センサーを埋設していないため，z^* が 10 cm 未満となる期間において，COSMOS と TDT センサーとの観測結果の比較を厳密に行うことはできないものの，本研究では，z^* の推定範囲内に位置する期間が唯一認められた深さ 10 cm の TDT センサーによる θ に着眼し，後述する 4.4 節において COSMOS による N との関係を論じることとする.

4.2 気象 · 被覆植生の季節変動

RH および T は，季節変動を示した．センサーネットワークや温湿度センサーの不調時などに，T および RH

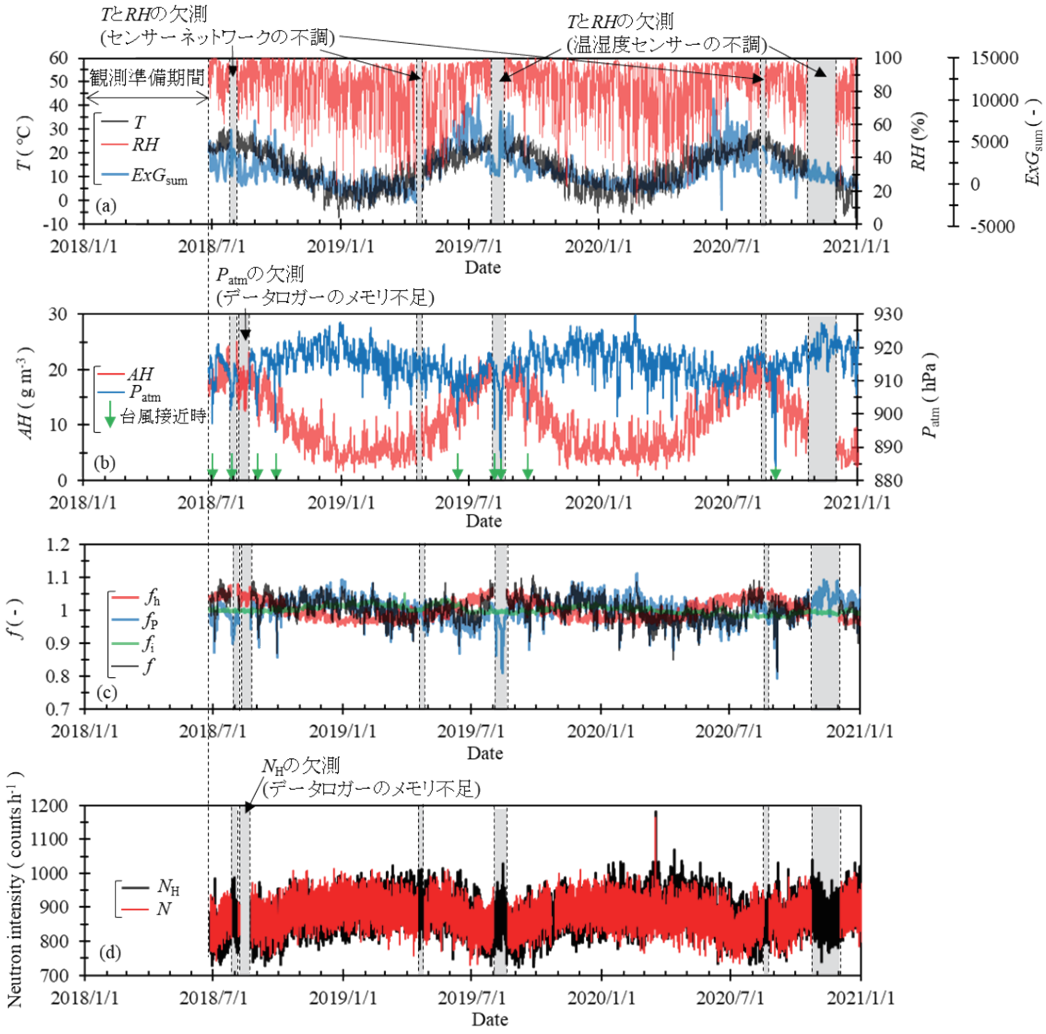


Fig. 4　(a) 気温 (T)，相対湿度 (RH) および ExG の画像内合計値 (ExG_{Sum})，(b) 絶対湿度 (AH) および大気圧 (P_{atm})，(c) 大気圧補正係数 (f_P)，絶対湿度補正係数 (f_h)，バックグラウンドの中性子数補正係数 (f_i) および三つの係数の積 (f)，(d) 観測された熱外中性子数 (N_H) および補正された熱外中性子数 (N) の変化.
Variations in (a) temperature (T), relative humidity (RH), and the sum of ExG values within the image (ExG_{Sum}), (b) absolute humidity (AH) and atmospheric pressure (P_{atm}), (c) absolute humidity correction factor (f_h), atmospheric pressure correction factor (f_P), incoming flux correction factor (f_i), and the product (f) of the three factors, and (d) epithermal neutron count rate observed (N_H) and its corrected rate (N).

の欠測が認められた（Fig. 4（a））．その期間を除くと，T は日中に高く，夜間に低くなる日変化を繰り返しながら（Fig. 4（a）），7 ～ 8 月に最高点に達した後，減少に転じて 12 ～ 2 月に最低水準に至る変化を繰り返した．一方，RH（Fig. 4（a））の日変化は，T のそれと真逆であった．夏季における RH は，他の季節に比べやや高い水準にあったものの，観測期間全体で T と比較すると，RH の季節間差異は T のそれより小さかった．

約 2 年半分のカメラ画像より，被覆植生の周期的な量的変化が認められた（Fig. 5）．ExG の画像内合計値（ExG_{Sum}）は，夏季にピークを示した後に冬季に底を打つ季節変動を繰り返した（Fig. 4（a））．本研究では，斜面において被覆植生の定量調査を行っていないものの，一般に，ExG は被覆植生の量と正の相関を示すため，その季節変動は，被覆植生の量，換言すれば，植物体内に含まれる水の量（以後，植生内水分量と称す）の変動を間接的に表したものと考えることができる．植生内水分量の量的変化を，TDT センサーにより観測することはできない．しかし，非接触 · 非侵襲観測法である COSMOS の場合，式（2）にその効果を除外する補正係数が含まれない以上，COSMOS による観測データには植生内水分量の変化の影響が含まれると考えるのが自然であろう．

4.3 熱外中性子数（N）の季節変動

式 (2) で表される f は，主に f_h および f_P の変化と連動した (Fig. 4 (c))．AH は，前述の T と対応した季節変動を示した (Fig. 4 (b))．一方，P_{atm} は，夏季に低く，冬季に高くなった．なかでも，台風接近時に急減し (Fig. 4 (b) 中の矢印)，2019 年 8 月 15 日や 2020 年 9 月 7 日などの低下が顕著であった．本研究のデータ解析期間は，太陽の黒点数が少なく (Fig. 6)，太陽活動周期が切り替わる極小期にあたる．米国の環境監視衛星 GOES（Geostationary Operational Environmental Satellites）による太陽の軟 X

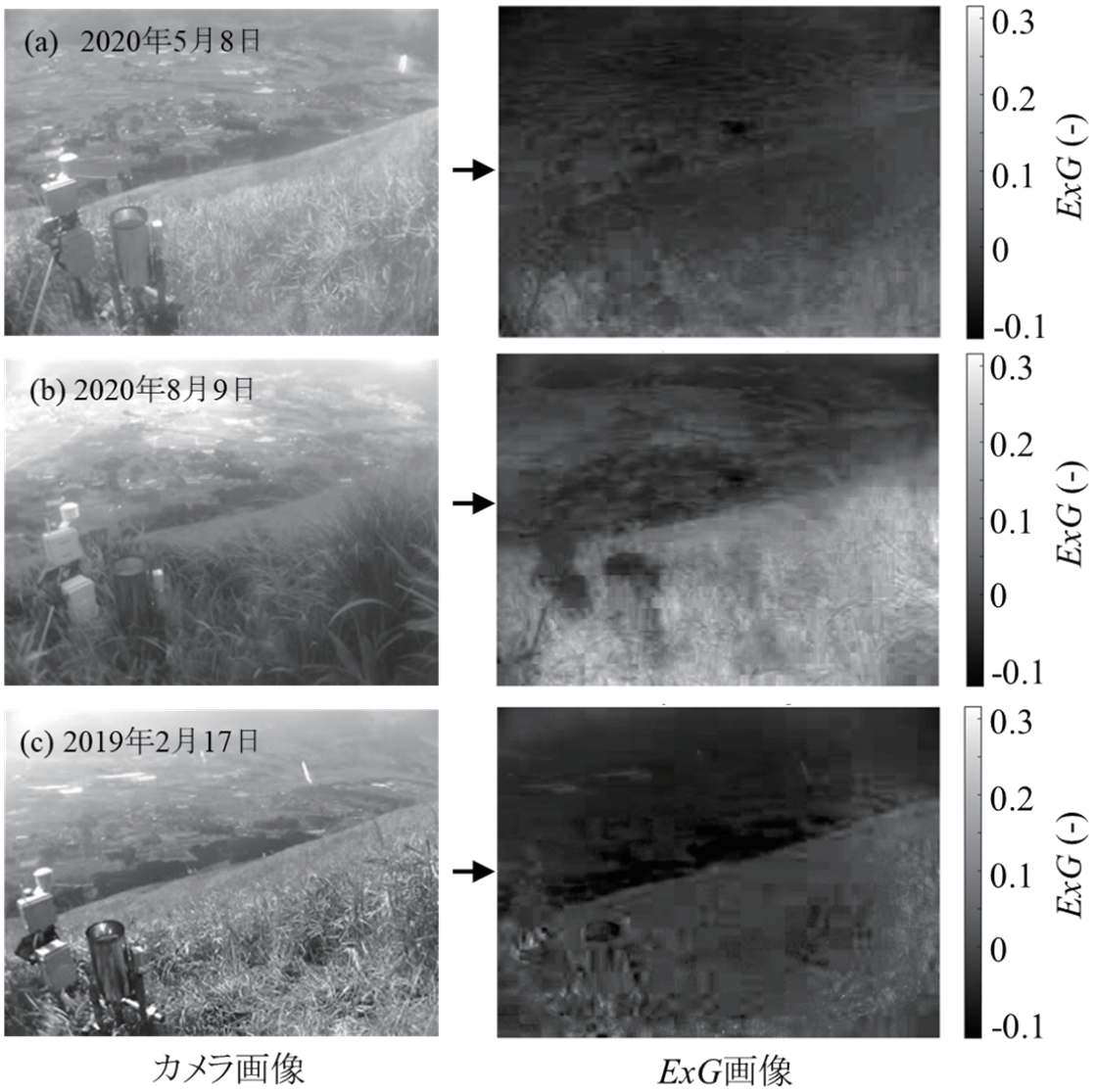


Fig. 5 （a）2020 年 5 月 8 日，（b）2020 年 8 月 9 日，（c）2019 年 2 月 17 日のカメラ画像とそれに基づく *ExG* 画像.
Camera images and corresponding *ExG* images taken on (a) May 8, 2020, (b) August 9, 2020, and (c) February 17, 2019.

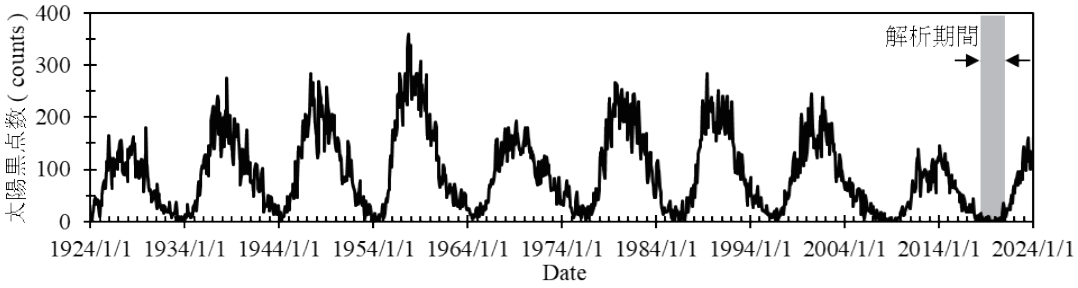


Fig. 6 1924 年 1 月 ～ 2024 年 1 月までの太陽黒点数の変化（ベルギー王立天文台 SILSO, 2024）.
Variation of sunspot numbers from January 1924 to January 2024 (Royal Observatory of Belgium SILSO, 2024).

線の放射エネルギー流束の時系列データ（https://lasp.colorado.edu/space-weather-portal/goes-x-ray-flux）にも，大規模な太陽フレアの発生の兆候は認められなかったことから，f_i の変動は小さかったと考える．f_h，f_P，f_i の積で与えられる f は，主に f_h と f_P の二者と連動した上下変動を繰り返した（Fig. 4（c））.

N_H は，夏季に低下する傾向が認められた（Fig. 4（d））．データロガー内の記録用メモリーの容量不足によるデー

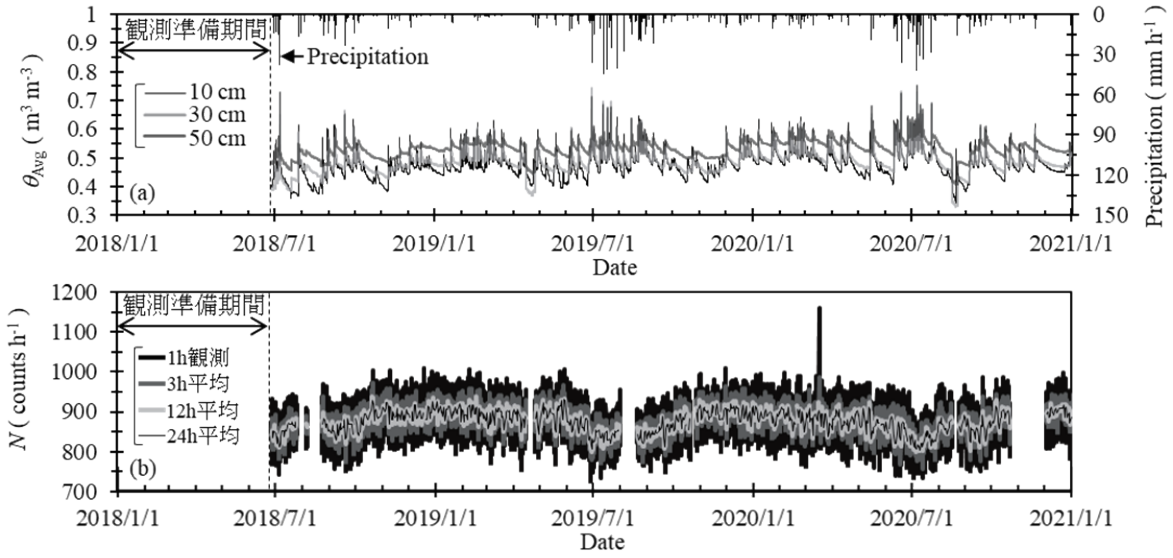


Fig. 7 （a）深さ 10 cm, 30 cm, 50 cm の体積含水率の平均値（θ_{Avg}）と降水量，（b）補正された熱外中性子数（N）の変化（1 h 観測値，3 h 平均値，12 h 平均値および 24 h 平均値）.
Variations in (a) averaged values of volumetric water content (θ_{Avg}) at depths of 10 cm, 30 cm, 50 cm, and/or precipitation, and (b) corrected epithermal neutron count rate (N) (original hourly data as well as 3-hour, 12-hour, and 24-hour averages).

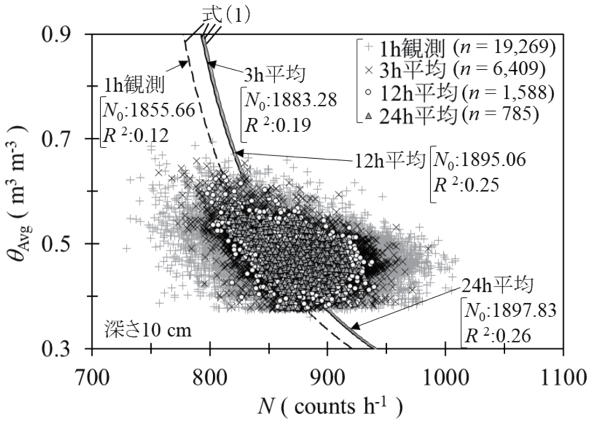


Fig. 8 深さ 10 cm の体積含水率の平均値（θ_{Avg}）と補正された熱外中性子数（N）との関係.
Relationship between averaged volumetric water content (θ_{Avg}) at 10 cm depth and corrected epithermal neutron count rate (N).

タの上書きが原因で，2019 年 8 月 6 日 ～ 8 月 17 日の N_H を得ることができなかった．その期間を除くと，N のぶれが認められたものの，一年のうちで夏季の値が低かった（Fig. 4（d））．T と RH の欠測が原因で式（2）に基づく補正ができなかった期間を除けば，N は N_H と同様にぶれが大きかったものの，N_H と類似した季節間格差が認められた．平嶋ら（2023）は，N の観測期間を 1 h とした場合に，同様のぶれが認められたため，その 24 h 平均値を計算した結果，土壌水分量に対する応答が明瞭になったとしている．そこで，より長い時間の平均値を算出することで，N の変動傾向を次節において詳細に検討する．

4.4 熱外中性子数と TDT センサー観測値との比較

N の平均時間が大きいほど，その季節変動が明瞭になった（Fig. 7）．A ～ E の 5 地点の各深さの θ には差異が認められたものの，降雨に対する共通の応答（Fig. 2）が認められたことから，全地点の θ の深さ別平均値（θ_{Avg}）を求めたうえで，それを N と比較した（Fig. 7）．前節で論じたように，1 h 観測値である N の場合，z^* の最大値以浅に位置すると推察された深さ 10 cm の θ_{Avg} はもとより，他の深さにおいても，Zreda et al.（2012）が乾燥地で見出した θ に対する N の負の応答を見出すことができなかった（Fig. 7）．N および θ_{Avg} の 3 h 平均値，12 h 平均値，24 h 平均値をそれぞれ算出したうえで，前者の各平均値のみを Fig. 7（b）に併記した結果，平均時間が大きいほど N のぶれが縮小し，夏季における N が他の季節と比してやや小さくなった．

平均時間に関わらず，θ_{Avg} - N のデータセットに対する式（1）の適合性は低かった．同一時間平均値の θ_{Avg} - N のデータセットを作成し，それを式（1）に当てはめた結果，深さ 10 cm，30 cm，50 cm の 1 h 観測値のデータセットに対する同式の R^2 は，それぞれ 0.12（Fig. 8），0.07（図は割愛），0.06（図は割愛）となり，深さ 10 cm のデータセットでさえ，式（1）の適合性が低かった．本研究では，3 h 平均値，12 h 平均値，24 h 平均値の θ_{Avg} - N のデータセットを作成したうえで，それらに対して改めて算出した同式の R^2 は，0.19，0.25，0.26 であった．平均時間が大きいほど R^2 は向上したものの，24 h 平均値の場合であっても，低い水準であった．同様の結果は，深さ 30 cm および 50 cm においても確認された（図は割愛）．

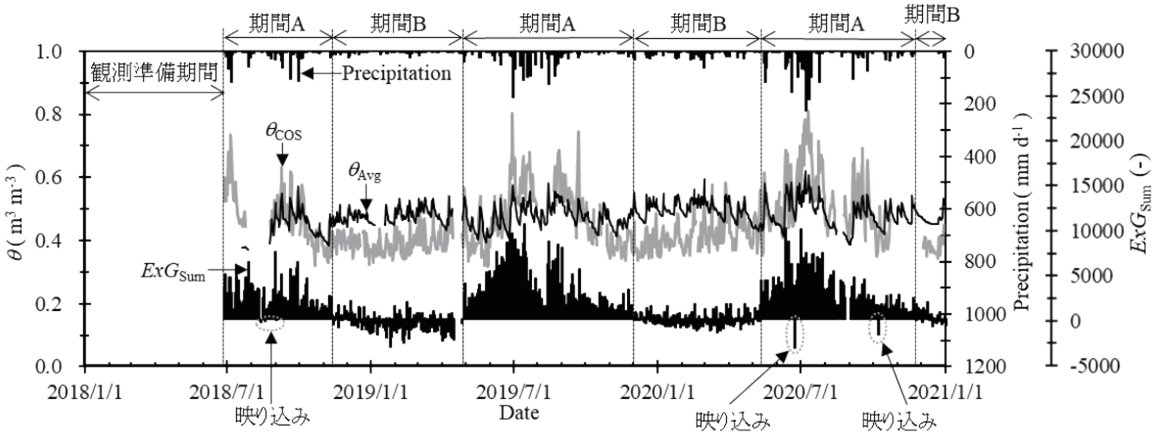


Fig. 9　深さ 10 cm の平均体積含水率（θ_{Avg}）の 24 h 平均値，補正された熱外中性子数（N）の 24 h 平均値から求めた COSMOS による体積含水率（θ_{cos}），降水量および ExG の画像内合計値（ExG_{Sum}）の変化．
Variations in the 24-hour average of the mean volumetric water content (θ_{Avg}) at 10 cm depth, COSMOS-derived volumetric water content (θ_{COS}) estimated from the 24-hour average of corrected epithermal neutron count rate (N), precipitation, and/or the sum of ExG values within the image (ExG_{Sum}).

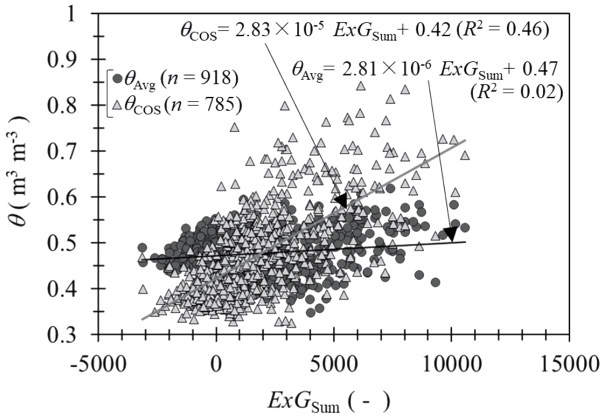


Fig. 10　ExG の画像内合計値（ExG_{Sum}）と深さ 10 cm の平均体積含水率（θ_{Avg}）の 24 h 平均値および補正された熱外中性子数（N）の 24 h 平均値から求めた COSMOS による体積含水率（θ_{cos}）との関係．
Relationship between the sum of ExG values within the image (ExG_{Sum}) and either the 24-hour average of the mean volumetric water content (θ_{Avg}) at 10 cm depth or COSMOS-derived volumetric water content (θ_{COS}) estimated from the 24-hour average of corrected epithermal neutron count rate (N).

以上の結果から，同式をデータセットに当てはめて N_0 を最適化したうえで，式（1）に基づいて θ を推定しても，良好な精度の θ 値を得ることは難しいと判断した．被覆植生を有し，且つ凹凸と傾斜のある本研究の観測現場では，平坦で植生の少ない場所への適用事例（例えば，Zreda et al., 2012）の場合と違い，COSMOS による N と斜面内部の θ が単純な負の相関関係を示すものではないと判断される結果であると考える．

4.5 被覆植生を考慮した季節別校正式の有効性

植生内水分量の変化は，N の増減に影響を与え得る（Andreasen et al., 2016）ことが知られており，4.2 節で述べたように，本研究でも植生内水分量の増減に起因すると推察される ExG_{Sum} の季節変動（Fig. 4（a））が認められた．この式（1）を 24 h 平均値の θ_{Avg} - N のデータセットにあてはめて N_0（= 1897.83 counts h^{-1}）（Fig. 8）を算出したうえで，N のデータセットを式（1）に代入して θ_{cos} を求め，それを ExG_{Sum} とともに Fig. 9 に併記した．メンテナンス作業従事者や寒冷紗などがカメラ画像に映り込んだ場合（Fig. 9 の破線）を除くと，両者は夏季に高く，逆に秋から初夏にかけて低くなった．z^* の最大値よりも浅い位置に埋設した深さ 10 cm の TDT センサーによる θ_{Avg} と ExG_{Sum} との R^2 値は 0.02 と低く，両者に相関関係は認められなかった（Fig. 10）ものの，θ_{cos} と ExG_{Sum} とのそれは 0.46 と高かった．この事実から，θ_{cos} に及ぼす植生内水分量の影響を除外することにより，同法による土壌水分量の面代表値の推定精度が向上すると考える．

COSMOS による N に対する植生内水分量の影響は無視できないと考えられた．試行的に，Fig. 9 の ExG_{Sum} の正負転換点を境に，ExG_{Sum} が正の値を示す初夏から秋にかけた期間 A と，それが負の値を示す冬季の期間 B に，平均時間の異なる θ_{Avg} - N の各データセットを 2 つに大別したうえで，両期間のデータセットに適合する式（1）をそれぞれ求めた（Fig. 11）．同一の θ_{Avg} に対する両期間の N を比較すると，被覆植生が多く認められた期間 A の値は小さく，そのデータ群は全体的に左方に分布し，式（1）も左方に位置した．これは，土壌中の水分に加え，植生内水分による熱外中性子の減速（エネルギー低下）の相乗効果により，N がより大きく低下したことを示唆する．また，データセットを季節別に区別しない場合（Fig. 8）と区別した場合（Fig. 11）の R^2 を比較すると，植生内水分量の少ない期間 B よりも期間 A の方が，そして，平均時間が大きい条件ほど，式（1）に対す

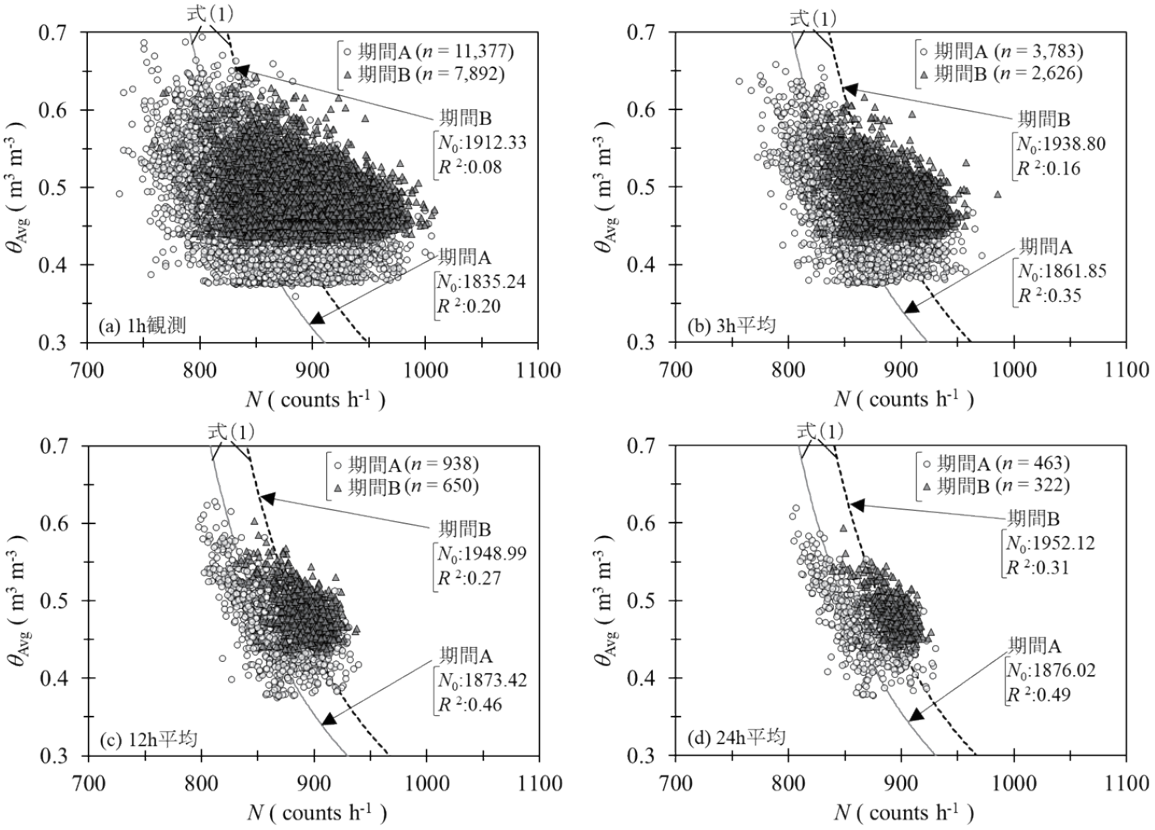


Fig. 11 深さ 10 cm の平均体積含水率（θ_{Avg}）と補正された熱外中性子数（N）との関係（(a) 1 h 観測値，(b) 3 h 平均値，(c) 12 h 平均値および (d) 24 h 平均値）.
Relationship between the mean volumetric water content (θ_{Avg}) at 10 cm depth and corrected epithermal neutron count rate (N) ((a) original hourly data as well as (b) 3-hour, (c) 12-hour, and (d) 24-hour averages).

る R^2 値が高くなった．被覆植生を考慮することにより，いずれの平均時間においても，それを考慮する前と比して R^2 値が向上した事実は，前述の植生内水分量の影響を示したものと考える．

季節別校正式の導入により（Fig. 11），θ_{cos} と θ_{Avg} との適合性が向上した（Fig. 12）．N の 1 h 観測値や 3h 平均値を，ExG_{Sum} 評価に基づく季節別校正式（Fig. 11）に代入して求めた体積含水率（θ'_{COS}）のぶれは大きかった（Fig. 12（a），Fig. 12（b））．しかし，N の平均時間が大きい場合には θ_{Avg} に対する θ'_{COS} の適合性が向上し（Fig.12），N の 12h 平均値から算出した θ'_{COS} の RMSE は 0.07 m^3 m^{-3}（Fig.12（c）），N の 24h 平均値から算出した θ'_{COS} の RMSE は 0.06 m^3 m^{-3} であり（Fig.12（d）），季節別校正式の導入前に比べて，RMSE が低かった．ExG_{Sum} 評価に基づく季節別校正式は，植生内水分量の量的変化を反映しない．期間 A に関しては，植生内水分量の変化を反映できるよう式（1）の改良や，式（2）への被覆植生補正係数の導入をはかることにより，θ'_{COS} の推定精度の更なる向上が期待されよう．しかし，手軽に評価できる植生指標に基づいて季節別校正式を定め，それらを交互に適用する簡易運用法を導入することにより，実際の土壌水分変動により近い θ'_{COS} を推定できること，そして，観測現場における土壌水分の変化量や変化の時間スケールを考慮して同法を運用することにより，火山灰土斜面の土壌水分の面代表値の変動観測に COSMOS が通用すると考える．

5. おわりに

本研究では，宇宙線中性子を利用した土壌水分量の面代表値の観測手法である COSMOS（COsmic-ray Soil Moisture Observing System）を火山灰土斜面に設置し，熱外中性子数（N）の変化を 1 時間間隔で観測した．そして，同一斜面上の 3 深度（10 cm，30 cm，50 cm）×5 地点に分散配置した TDT センサーにより体積含水率（θ）も観測し，それらと N との関係を解析した．

地形や θ の観測結果から，火山灰土斜面における θ の空間変動の存在が確認され，COSMOS の観測最大深さは 16.91 cm と推定された．それ以浅にある深さ 10 cm に埋設した TDT センサーによる θ の平均体積含水率（θ_{Avg}）と N とを関連付けたものの，1 時間観測値である N のぶれが大きく，既往の報告（Zreda et al., 2012）に認められた θ_{Avg} に対する N の負の明確な応答を見出すことができなかった．θ_{Avg} - N の 3 h 平均値，12 h 平

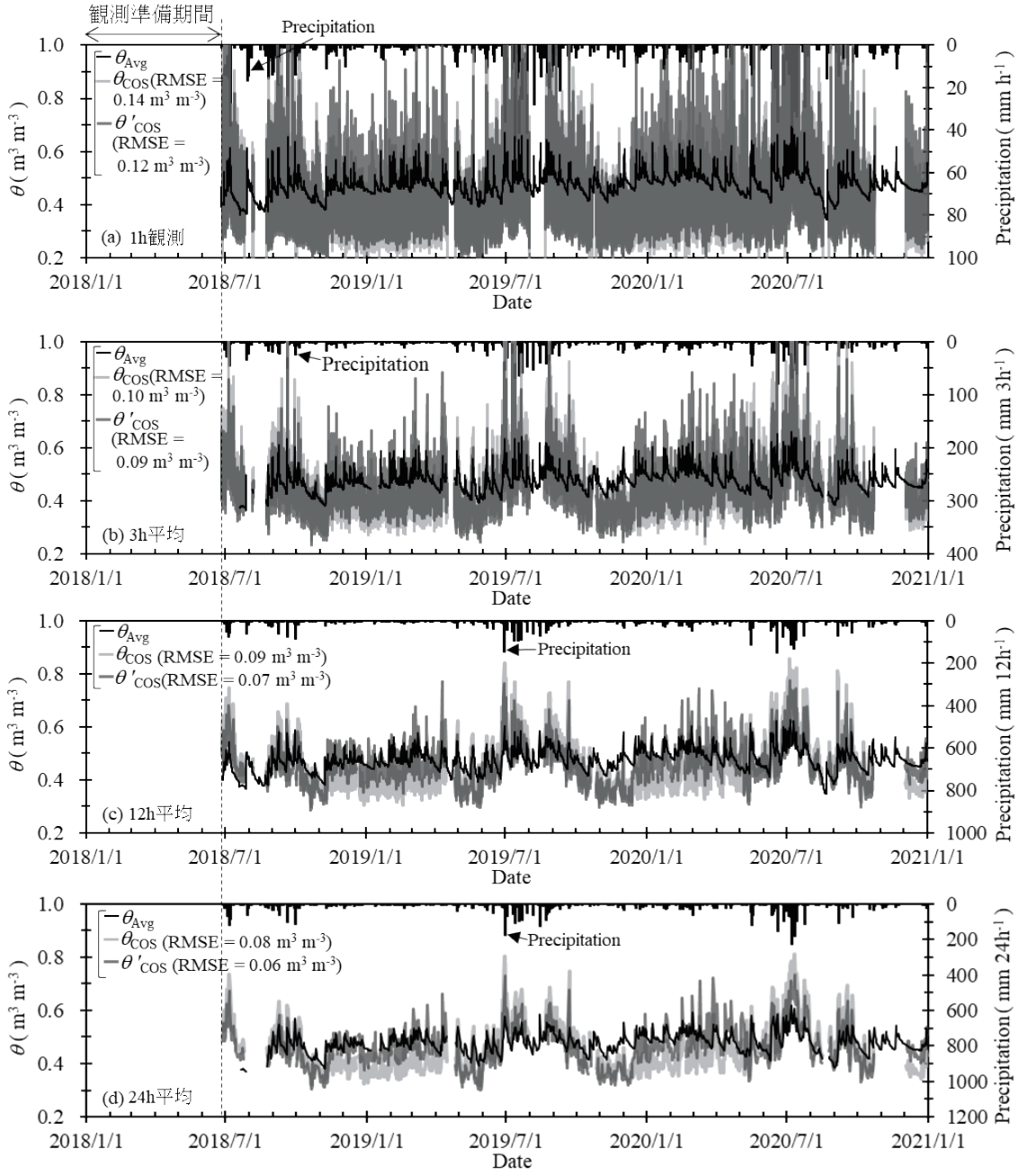


Fig. 12　降水量および深さ 10 cm の平均体積含水率（θ_{Avg}）と補正された熱外中性子数（N）の同一時間平均値から求めた体積含水率（θ_{cos}）および季節別校正式から求めた体積含水率（θ'_{COS}）の変化（(a) 1 h 観測値，(b) 3 h 平均値，(c) 12 h 平均値および (d) 24 h 平均値）．
Variations in precipitation, the mean volumetric water content (θ) at 10 cm depth, COSMOS-derived volumetric water content (θ_{COS}) estimated from the corrected epithermal neutron count rate (N), and volumetric water content (θ'_{COS}) estimated with seasonal calibration equation ((a) original hourly data as well as (b) 3-hour, (c) 12-hour, and (d) 24-hour averages).

均値，24 h 平均値のデータセットでは，平均時間が大きいほど N のぶれは縮小したものの，いずれの場合においても θ_{Avg} と N の明確な負の相関関係を認めることができなかった．正午に撮影したカメラ画像より ExG（Excess Green Index）の画像内合計値（ExG_{Sum}）を算出した結果，植生内水分量の変動に起因すると推察される ExG_{Sum} の季節変動が認められた．ExG_{Sum} の正負転換点を境にデータセットを 2 つに大別し，それぞれを期間 A および期間 B として式（1）に当てはめることにより両期間の季節別校正式を算定した．季節別の校正を導入する前に比べ，導入後は深さ 10 cm の θ_{Avg} に対する θ_{cos} の適合性が向上した．ExG_{Sum} に基づく本校正法では，植生内水分量の変化を反映できないため，あくまでも簡易的な手段にすぎない．また，本研究では，大規模地震後の観測という事情もあって，土壌水分センサーの設置台数は，斜面全体を網羅するには不十分であった．そう

した制約はあったものの，高い体積含水率を示す火山灰土においても，COSMOS を利用して土壌水分量の面代表値の変動を捉えられる可能性を示した本研究の意義は大きいと考える．

一方，カメラ画像に加え，植生密度や草丈などのデータを取得し，それに基づく被覆植生補正係数を導入すれば，COSMOS による θ の推定精度は向上すると推察される．今後は，土性や地形の異なる場所に COSMOS と土壌水分センサーネットワークを設置してデータの蓄積を図り，植生内水分量の影響を除外できる θ の面代表値推定法を構築するとともに，斜面崩壊対策への COSMOS の応用を目指す予定である．

謝辞

本研究は，JSPS 科研費 JP17K19311，JP20K06299，JP23K18065 の助成を受けて実施した．また，熊本県および南阿蘇村と，スマートロジック株式会社の大山正巳氏，株式会社技術開発コンサルタントの牧野弘樹氏，NTC コンサルタンツ株式会社の生野慎太郎氏の助力を得て実施した．ここに記して謝意を表す．

引用文献

Acclima Inc. (2022): User manual: TDT soil moisture sensor, pp. 1–13.

Andreasen, M., Jensen K.H., Zreda, M., Desilets, D., Bogena H.R. and Looms, M.C. (2016): Modeling cosmic ray neutron field measurements. Water Resour. Res., 52(8), 6451–6471.

ベルギー王立天文台 SILSO (2024): Sunspot index and long-term solar observations. https://www.sidc.be/SILSO/home. (2024.11.01)

Bogena H.R., Herbst M., Huisman J.A., Rosenbaum U., Weuthen A. and vereecken H. (2010): Potential of wireless sensor networks for measuring soil water content variability. Vadose Zone J., 9(4): 1002–1013.

Bogena, H.R., Huisman, J.A., Baatz, R., Hendricks, H.-J. and Vereecken, H. (2013): Accuracy of the cosmic-ray soil water content probe in humid forest ecosystems: The worst case scenario. Water Resour. Res., 49(9): 5778–5791.

Bolton, D. (1980): The computation of equivalent potential temperature, Mon. Wea. Rev., 108: 1046–1053.

Desilets, D. and Zreda, M. (2003): Spatial and temporal distribution of secondary cosmic-ray nucleon intensities and applications to in situ cosmogenic dating. Earth and Planet. Sci. Lett., 206(1–2): 21–42.

Desilets, D., Zreda, M., Ferré and T.P.A. (2010): Nature's neutron probe: Land surface hydrology at an elusive scale with cosmic rays. Water Resour. Res., 46(11): W11505.

Entekhabi, D., Njoku, E.G., O'neill, P.E., Kellogg, K.H., Crow, W.T., Edelstein, W.N., Entin, J.K., Goodman, S.D., Jackson, T.J. and Johnson, J. (2010): The soil moisture active passive (SMAP) mission. Proc. IEEE, 98(5): 704–716.

Franz, T.E., Zreda, M., Ferré, T.P.A., Rosolem, R., Zweck, C., Stillman, S., Zeng, X. and Shuttleworth, W.J. (2012): Measurement depth of the cosmic ray soil moisture probe affected by hydrogen from various sources. Water Resour. Res., 48(8): W08515.

Franz, T.E., Zreda, M., Ferré, T.P.A. and Rosolem, R. (2013): An assessment of the effect of horizontal soil moisture heterogeneity on the area — average measurement of cosmic — ray neutrons. Water Resour. Res., 49(10): 6450–6458.

Gée, C. and Denimal, E. (2020): RGB image-derived indicators for spatial assessment of the impact of broadleaf weeds on wheat biomass. Remote Sens., 12(18): 2982.

Hawdon, A., McJannet, D. and Wallace, J. (2014): Calibration and correction procedures for cosmic-ray neutron soil moisture probes located across Australia. Water Resour. Res., 50(6): 5029–5043.

Heidbüchel, I., Güntner, A. and Blume, T. (2016): Use of cosmic-ray neutron sensors for soil moisture monitoring in forests. Hydrology and Earth Syst. Sci., 20(3): 1269–1288.

平嶋雄太, 宮本英揮, 弓削こずえ (2020): 時間領域透過法（TDT）センサを活用した干拓農地の土壌水分および塩分の観測, 農業農村工学会論文集, 88(1): I_21–I_28.

平嶋雄太, 橘 基, 徳本家康, 宮本英揮 (2023): 宇宙線中性子を利用した重粘土の表層土壌水分観測. 農業農村工学会論文集, 91(2): I_137–I_147.

Ide, R. and Oguma, H. (2010): Use of digital cameras for phenological observations. Ecol Inf., 5(5): 339–347.

五十嵐孝浩, 竹林洋史, 浜田裕貴, 田中安理沙, 上村雄介 (2020): 平成 28 年熊本地震後の降雨による土砂災害発生状況と土砂災害危険度判定．土木学会論文集 B1（水工学）, 76(2): I_871–I_876.

伊豆大島豪雨災害緊急調査団 (2014): 平成 25 年 10 月台風 26 号による伊豆大島豪雨災害調査報告書, p. 90.

小杉賢一朗, 水山高久, 藤田正治 (2002): 表層崩壊発生予測モデルによる地下水位の再現精度の検討. 砂防学会誌, 55(3): 21–32.

昌本拓也, 酒匂一成, 伊藤真一 (2023): 草地型播種工の客観的な成績判定に向けた可視光画像解析技術の適用可能性の検討. 地盤工学ジャーナル, 18(1): 81–95.

松村和樹, 高浜淳一郎 (1999): 風倒木地における表層崩壊機構に関する考察. 砂防学会誌, 52(3): 11–17.

宮本英揮, 中村真也, 平嶋雄太, 大山正巳, 大北昭二 (2021): フィールド計測と環境制御のための統合型 IoT プラットフォームの開発. 土壌の物理性, 148: 39–43.

Miyamoto, T., Kobayashi, R., Annaka, T. and Chikushi, J. (2001): Applicability of multiple length TDR probes to measure water distributions in an Andisol under different tillage systems in Japan. Soil Tillage Res., 60(1–2): 91–99.

中谷洋明, 瀧口茂隆, 金澤 瑛 (2020): がけ崩れ災害の実態. 国土技術政策総合研究所資料, 1112.

中谷洋明, 瀧口茂隆 (2022): 降雨による土砂災害に関する全国集計データ. 国土技術政策総合研究所資料, 1231.

NMDB (2023): the neutron monitor database. https://www.nmdb.eu/. (2023.11.02)

Ochsner, T.E., Cosh, M.H., Cuenca, R.H., Dorigo, W.A., Draper, C.S., Hagimoto, Y., Kerr, Y.H., Larson, K.M., Njoku, E.G., Small, E.E. and Zreda, M. (2013): State of the art in large-scale soil moisture monitoring. Soil Sci. Soc. Am. J., 77: 1888–1919.

沖村 孝, 森本功彦 (1992): 三次元多平面安定解析手法の検討. 砂防学会誌, 45(3): 13–17.

Pranga, J., Borra, S.I., Aper, J., De, S.T., Ghesquiere, A., Quataert, P.R.R., Isabel, J.I.A., Ruysschaert, G. and Lootens, P. (2021): Improving accuracy of herbage yield predictions in perennial ryegrass with UAV-based structural and spectral data fusion and machine learning. Remote Sens., 13(17): 3459.

Rosolem, R., Shuttleworth, W.J., Zreda, M., Franz, T.E., Zeng, X. and Kurc, S.A. (2013): The effect of atmospheric water vapor on neutron count in the Cosmic-Ray Soil Moisture Observing System. J. Hydrometeorol., 14(5): 1659–1671.

笹原克夫, 海老原和重, 綱木亮介 (1996): 急勾配斜面の崩壊発生機構に関する実験的研究. 地すべり, 32(4): 1–8.

田中 圭, 近藤昭彦 (2016): 小型マルチコプターを用いた近接リモートセンシングによる水稲生育マップの作成．日本リモートセンシング学会誌, 36(4): 373–387.

Zreda, M., Shuttleworth, W.J., Zeng, X., Zweck, C., Desilets, D., Franz, T. and Rosolem, R. (2012): COSMOS: the COsmic-ray Soil Moisture Observing System. Hydrol. Earth Syst. Sci., 16(11): 4079–4099.

This article is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

要　　旨

宇宙線土壌水分観測システム（COSMOS）による火山灰土斜面における土壌水分計測の可能性を評価するため，5 地点 3 深度に設置した土壌水分センサーの体積含水率（θ）に対する COSMOS の熱外中性子数（N）の応答を解析した．各地点 · 各深度における θ との比較検討により，COSMOS の最大有効観測深度は約 17 cm であると推定した．この推定値に基づき，10 cm 深度の TDT センサーによる平均体積含水率（θ_{Avg}）と N，さらに両者の 3 時間，12 時間，24 時間平均値の計 4 種類のデータセットを構築した．いずれの組合せにおいても N と θ_{Avg} の相関は低く，被覆植生の有無が N に大きな影響を及ぼすことが示唆された．そこで，カメラ画像を用いて被覆植生の存在する期間と非存在期間にデータを分類し，期間ごとに異なる校正式を適用した結果，COSMOS によって推定された θ と θ_{Avg} の適合性が大幅に向上した．間隙率の非常に高い火山灰土斜面において，COSMOS による表層土壌水分観測の有効性が示された．

キーワード：COSMOS（COsmic-ray Soil Moisture Observing System），体積含水率，面代表値，センサーネットワーク，*ExG*（Excess Green Index）