

制御型吸引ライシメータを用いた不飽和浸透水の長期モニタリング

京都大学農学研究科 ○町田尚子, 小杉賢一朗, 勝山正則, 水山高久, 尾坂兼一

1. はじめに

雨水が土壤中を鉛直浸透する過程は、自然災害発生や環境汚染の予測と密接に関係している。例えば山地斜面での豪雨に伴う表層崩壊は、雨水が表層土壌を不飽和浸透し地下水位を上昇させることにより引き起こされる。そのため災害予測において、不飽和浸透水量の経時変化を正確に知ることが重要となる。また現在、環境汚染の深刻化から、森林のもつ公益的機能としての水質浄化機能に対する期待と関心が高まっている。そのため表層土壌を不飽和浸透する水の量と質の定量的評価が求められている。

しかしながらこの不飽和浸透過程に関しては、未だ十分な定量的評価が成されていないのが現状である。不飽和浸透水量は土壌のマトリックポテンシャルの鉛直勾配と不飽和透水係数から求めることができるが、不飽和浸透係数は含水状態により数オーダー変化するため、精度の高い測定が難しく、浸透水量の算定に大きな誤差を生じやすい。また水質計測には浸透水を土壌から分離する必要があるが、現在用いられている採水手法は不飽和浸透理論と照らし合わせて必ずしも適切なものではない(小杉, 2000)。近年最も一般的に用いられているテンションライシメータ法は、土壌中の一点のみからの採水であるため浸透量を求めることが難しく、溶存物質の移動量の推定に誤差を生じやすい。また吸引圧の大きさにより、採水された水の水質が変化するという問題点も指摘されている(Rhoades and Oster, 1986)。本研究では、不飽和浸透理論に基づいた制御型吸引ライシメータ法による採水を、林地で長期間にわたって実施し、表層土壌中での物質移動を明らかにすることを目的とした。

2. 方法

2.1 観測地の概要

滋賀県南西部に位置する桐生水文試験地(5.99ha)内の源頭部小流域であるマツ沢(0.68ha)流域の G34 地点に制御型吸引ライシメータを設置し、採水を行った。土壌の母材は風化花崗岩、土層はおよそ 8~10m、植生はヒノキ(*Chamaecyparis obtuse* Sieb. et Zucc.)を中心とする人工林である。

2.2 採水方法

深度 50cm, 100cm にポーラス板(PP)を設置した。PP 直上、及び近接する土壌断面中の PP と同深度の圧力水頭をテンシオメーターで常時3秒毎に測定し、両者を等しく維持するように吸引期間を自動制御し採水した。この制御により、採水断面の水分状態を自然断面により近い状態に保ち、適切な量と質を保った採水を行うことができる(小杉, 2000)。さらに自然断面中の深度 25cm, 75cm, 125cm での圧力水頭も計測し、採水制御の正確性を確認した。さらに林内雨(TF)、樹幹流(SF)のサンプルを1~3週間間隔で採取し、主要溶存イオン濃度をイオンクロマトグラフィー法で、Si, Fe, Mn, Al 濃度を ICP 発光分光分析法で分析した。観測は 2002 年 5 月から行った。

3. 結果と考察

3.1 採水量

解析期間中の降雨量と深度 50cm, 100cm の浸透水量、TF+SF の採水量の積算値を図1に示す。2003 年1月中旬まで深度 100cm の積算採水量が深度 50cm のそれを上回った。これは自然断面における全水頭鉛直分布は、2002 年6月から 10 月において表層土壌の乾燥に伴い 100cm 以深で上向きフラックスが生じたことを示していた。このため、この期間に深度 100cm 以

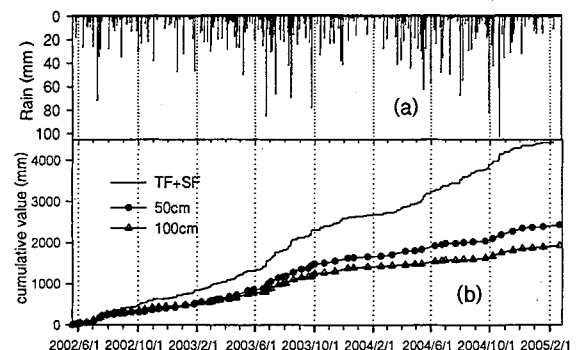


図1: (a)降雨量, (b)浸透量, 林内雨と樹幹流の積算量

深で浸透水の逆流が生じ、深度100cmの採水量が過大になったものと考えられる。解析期間全体の降水量、深度50cm, 100cmの浸透水量は4654mm, 2427mm, 1933mmであり、流出率は各々52%, 42%であった。流域全体の蒸発散による損失率は50%であったが、G34地点が源頭部であり土壌層が厚く、生物活動により消費されやすいことを考慮すると、妥当な結果が得られたと言える。

3.2 各物質の濃度変化

深度50cm, 100cm(各々Q1, Q2とする)の SiO_2 , NO_3^- , Ca^{2+} , Na^+ 濃度を図2に示す。風化起源の物質である SiO_2 は常にQ2の濃度がQ1のそれを上回り、風化速度を決定する地温との相関も見られた。2005年2月までの SiO_2 平均濃度、積算移動量はQ1が13.3mg/l, 29.2g/m², Q2が18.9mg/l, 34.8g/m²であった。

NO_3^- , Ca^{2+} , Na^+ は2002年の秋から冬にかけてピークが生じたが、これはPP埋設時に土壌が攪乱されたことによると考えられる。このピークは SiO_2 では見られず、またこの影響は設置後約1年で見られなくなった。2004年10月までの平均 NO_3^- 濃度、積算移動量はQ1が13.6mg/l, 21.2g/m², Q2が8.26mg/l, 9.84g/m²であり、攪乱の影響が見られなくなったと考えられる。2003年6月以降の平均濃度は各々2.90mg/l, 0.21mg/lであった。この期間では深度100cmまでにほぼ全ての NO_3^- が、生物活動により利用されたと推測される。

3.3 NO_3^- 濃度とカチオン濃度の相関

NO_3^- 濃度と $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$, Na^+ 濃度の相関を図3に示す。 Ca^{2+} , Mg^{2+} 濃度はQ1>Q2となったが、 Na^+ 濃度はQ1<Q2となった。これは表層ではより交換性の大きい2価のカチオンである Ca^{2+} , Mg^{2+} が引き出されるが、植物に利用されることにより減少して、その代わりに Na^+ が引き出されたと考えられる。1年目にはQ1, Q2共に大量の NO_3^- が供給されたことにより Ca^{2+} , Mg^{2+} による緩衝に加え、 Na^+ までも引き出されたことがわかる。しかし2年目以降、 NO_3^- 濃度に関わらず Na^+ が生じていることから、 Na^+ の供給は主として土壌粒子の風化によるものと考えられた。

4. まとめ

このように長期にわたる観測結果より、量的・質的に妥当な採水が行われたものと考えられる。ただし量的には、上向きのフラックスが生じることにより、逆流した浸透水までも採取し、採水量が過大評価されるという問題点が指摘された。質的には、生物活動の影響を受ける物質の移動量に対してはPP埋設による土壌攪乱の影響が現れることがわかった。しかしこの影響は設置後約1年で見られなくなり、制御型吸引ライシメータを用いることにより、表層土壌内部での物質移動の実態を定量化できることが示された。

【引用文献】小杉賢一郎(2000):水文・水質学会誌 Vol.13, No6, pp.462-471. Rhoades, J.D. and Oster, J.D.(1986):Methods of Soil Analysis, Part1:Physical and Mineralogy Methods, pp.985-1006

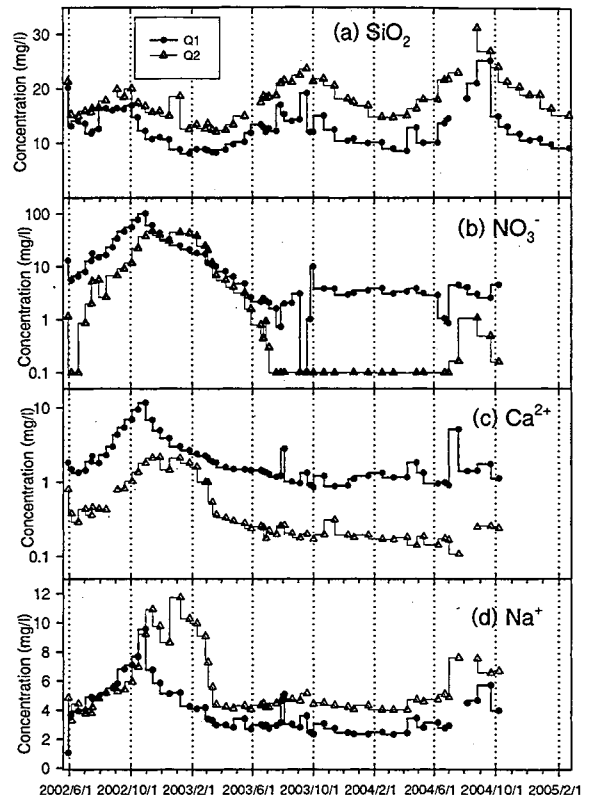


図2: SiO_2 , NO_3^- , Ca^{2+} , Na^+ 濃度の時系列

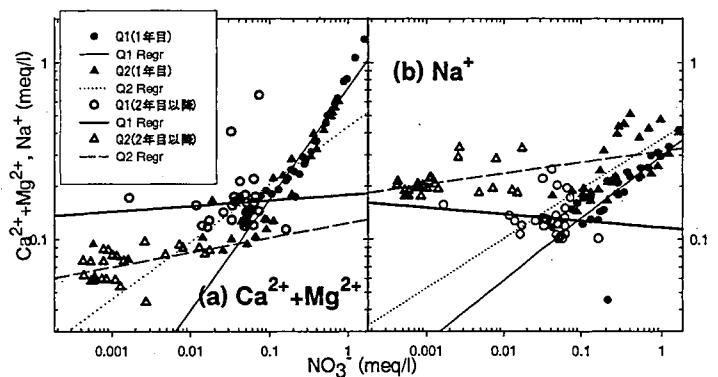


図3: NO_3^- 濃度と(a) $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ 濃度, (b) Na^+ 濃度の相関