

II-320

裸地蒸発に伴う塩の集積に関する実験的研究

(株)間組 正員 好田 繁
大同工業大学 正員 下島栄一

1. はじめに

乾燥・半乾燥地において、土壤水に多くの塩類が溶解している場合、地面蒸発によってこの塩類が上方に輸送されて地表面付近に集積することが観察されており、この現象は土地利用に深刻な影響を及ぼしている。本発表は、NaCl水溶液を含む多孔質層からの蒸発実験を通して、塩の集積過程と裸地蒸発との関わりを調べたものである。

2. 実験方法 内径100mm、厚さ10mmあるいは20mmのPVCセグメントを接着剤で接合して、長さ約70cmのカラムを作り、これに比較的均一な細砂(平均粒径約0.45mm)及びガラス玉(粒径約0.47mm)を一様になるように充填して多孔質層を4~5個作った。このカラムの側面は断熱マットで巻いている。これにNaCl水溶液(Cl^- 濃度で 1×10^4 ppm)を供給し、一定の深さ(h_w :マリオット装置で制御)に地下水を保持して、恒温・準恒温室(温度 26°C 、湿度40%)で蒸発実験を行った。なお、比較のため、蒸留水を用いた蒸発実験もおこなった。その際、蒸発強度を測定するため、多孔質層とマリオット装置を重量計に載せている。層の初期水分分布は境界脱水平衡となるようにし、実験中は、層表面には微風が常に生じるようにした。上記の4~5個のカラムからの蒸発実験を同時に開始し、適当な時間毎に一ヶつつ分解して、多孔質層中の水分分布と Cl^- 濃度分布の経時変化を調べた。なお、各ケースの実験時間は2~3ヶ月であった。

3. 実験結果

蒸発強度の経時変化: 図1は水溶液と蒸留水の場合の蒸発強度(E)の経時的变化の比較を示したもので、ガラス玉($h_w=30$ cm)でのものである。蒸留水の場合(白丸)、 E は時間と共に一定値(3.4×10^{-3} mm/hr)となるが、水溶液(黒丸)ではそのような傾向を示さず低減を続け、例えば時間1558 hrで、 1.2×10^{-3} mm/hrとなり、蒸留水の一定値と比べ約35%程度に小さくなっている。他方、砂の場合、水溶液、蒸留水に関係なく大略同じ曲線で低減した後、ほぼ一定値($h_w=$

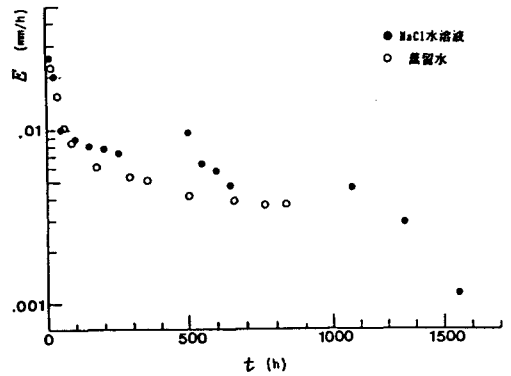


図1: 蒸発強度の経時変化(ガラス玉)

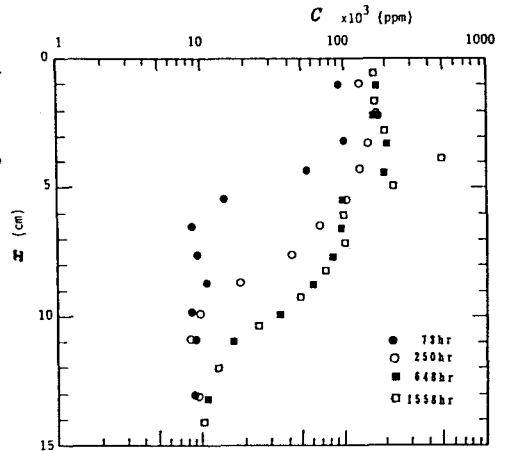


図2: 濃度分布の経時変化(ガラス玉)

30cmで 1.3×10^{-2} mm/hr、 $h_w=15$ cmで 1.3×10^{-1} mm/hr)を示すようになる。しかし、水溶液の $h_w=30$ cmの場合、再度低減し続け、時間1800hrで 5×10^{-3} mm/hとなり、ガラス玉の場合と類似な変化特性を示した。

濃度分布と塩の析出状況: 図2は、 $h_w=30$ cmでガラス玉の場合の Cl^- 濃度分布の経時変化を示す。濃度(C)の上昇部が次第に下方に発達している。例えば時間1558hrには、大略12cmの深さまで明確に濃度が増加しており、また表面付近($X < 5$ cm)での濃度は、ほぼ飽和(2.16×10^5 ppm)に達している。実際には表面下約3mmまでに全面にクラストが、その下方約2cmまでに数mm程度の団粒状の塩析出が認められた。一方、砂の場合($h_w=$ 30cm)、濃度が明確に増大する部分は、図3から分かるようにガラス玉の場合に比べ浅く(時間1843hrで5cm程

度）、とくに同時では、表面下約2cmまでに団粒状の塩析出が認められた。また地下水面が浅い $h_w=15\text{cm}$ では、濃度は表面直下で時間経過とともに少し増加したが、層全体が増加する傾向（時間1708hrで約 $1.5 \times 10^5 \text{ppm}$ ）を示した。

水分分布：同じ地下水位、同程度の経過時間の条件下での水分分布には、層表面近傍部（塩析出部に対応）を除外すると、蒸留水と水溶液による明確な相違は現れなかった。この事実は、水分量が比較的高い部分での水分分布は脱水平衡の水分分布（初期分布）とほぼ一致し、また蒸留水と水溶液の脱水平衡分布がほぼ一致していたことより理解できる。上記した濃度が明確に増加している部分に着目すると、そこでの体積含水率（ θ ）はいわゆる field capacity に対応する水分量（ガラス玉は約0.03、砂は約0.05）より低くなっていたことが確認されている。このことは、本実験の範囲で、ある程度水分量が低くならないと、塩濃度が高くなることは容易ではないことを意味する。なお、地下水位の相違によって濃度の増加の程度は違っても、 ΔC を濃度の増加量とすれば、両者の $[\theta \cdot \Delta C]$ 値には大差がない。

4. 解析

濃度分布と蒸発強度の関係：蒸発域での水分の移動形態は液水と水蒸気であるが、その下方（L領域）では主として液水である。L領域に着目し、そこでの Cl^- の輸送が移流と分子拡散とでなされるとし、また遷移状態にある水分分布と Cl^- 濃度分布が擬似定常条件で近似できるとすれば、水と Cl^- の連続式より以下の濃度分布式を得る^{1) 2)}。

$$(C-C_r)/(C^*-C_r) = \exp\left\{\int_{X^*}^X (V_r/D_e \cdot e^{f'}) dX\right\} \quad \dots\dots (1)$$

ここに、 $C^*: X=X^*$ での C 値、 $C_r: X \rightarrow \infty$ の C 値（初期濃度値）、 $-V_r=E$ 、 $D_e \cdot e^{f'}$ は有効拡散係数で、 $(D_m \theta \tau)$ で近似できる¹⁾。 $D_m: \text{Cl}^-$ の分子拡散係数、 τ : tortuosityである。

図3中の実線は、式(1)右辺に測定水分量を代入して計算した濃度値である。これと実験値（黒丸）とを比較すると、両者はよく合致していることが分かる。このような合致は他の経過時間の分布についても、またガラス玉（ $h_w=30\text{cm}$ ）でも同様に確認できた。この結果は、上記の擬似定常近似の妥当性を示唆し、また現地で、L領域の濃度分布と水分分布を計測すれば、式(1)の関係を介して蒸発強度が推定できることを意味する。

塩の析出域での水蒸気移動抵抗：上記の通り、ガラス玉層では、表面直下にクラストと団粒状の塩の析出が生起し、また砂層の場合には団粒状の析出のみが現れたが、このような析出部直下で蒸発が主として生起していたと考えよう。多孔質層上方の気流条件より、このような析出部分での水蒸気移動は分子拡散でのみ起こっている。従って、ガラス玉の場合、水蒸気の連続条件より以下の関係を得る。

$$\langle \nu \rangle = B_c / \left[\{0.622 \cdot \rho \cdot E \cdot D_v \cdot e^{f'} / (R_a \cdot T)\} \cdot e \cdot (h' \cdot \beta - h) - a \right] \quad \dots\dots (2)$$

ここに、クラスト内の水蒸気有効拡散係数を $\langle \nu \rangle \cdot D_v \cdot e^{f'} = \langle \nu \rangle \cdot (D_v \cdot \tau \cdot p)$ と定義し、 D_v : 水蒸気の拡散係数、 p : 空隙率、 B_c : クラストの厚さ、 a : 団粒状の析出部の厚さ、 ρ : 水蒸気密度、 R_a : 乾いた空気的气体定数、 $e \cdot (T)$: 飽和水蒸気圧、 h : 多孔質層上方の相対湿度、 $h': X=B_c+a$ での相対湿度（飽和と仮定）、 T : 絶対温度、 $\beta: X=B_c+a$ での水溶液の蒸留水に対する飽和水蒸気圧の比である。ここでは、等温条件を設定している。

上記した $h_w=30\text{cm}$ のガラス玉の場合、時間1558hrで $\langle \nu \rangle$ は約0.05となり、また $h_w=30\text{cm}$ の砂の場合、式(2)と類似な関係式から、団粒状の析出部での $\langle \nu \rangle$ に対応する値は時間1843hrで約0.5と計算された。これらの例では全断面に形成されたクラストの抵抗が団粒状より大きく計算されているが、 $\langle \nu \rangle$ は塩析出による水蒸気移動の有効断面積の修正係数に対応するので、妥当な大小関係にあるといえる。

結局、塩の析出は、高濃度水溶液での飽和水蒸気圧の低下傾向とともに、蒸発を抑制する影響を示す。

参考文献：1) Barnes, C. J. & Allison, G. B.: J. Hydrol., 1984. 2) Shimojima, E. et al.: J. Hydrol., 1990.

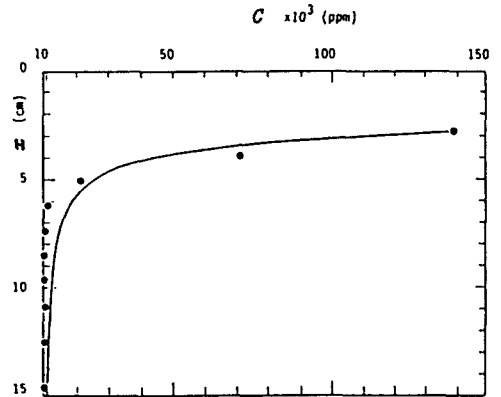


図3：濃度分布（砂）