

## تبخیر غیرماندگار از سطح خاک لخت با حضور سطح ایستابی کم عمق به روش مدل رطوبتی بروکز و کوری

قاسم زارعی، عبدالمجید لیاقت و مهدی همایی<sup>\*۱</sup>

### چکیده

در نواحی خشک و نیمه خشک تبخیر از سطح خاک جزء مهمی از بیلان آب در خاک است. همچنین در شرایطی که سطح آب زیرزمینی بالا است، مقدار قابل توجهی آب از این منبع بواسطه صعود موئینگی در سطح خاک تبخیر می شود. آب پس از تبخیر، نمک های خود را در خاک باقی گذاشته و بتدریج باعث شور شدن خاک می گردد. بنابراین تبخیر از سطح خاک نه تنها سبب اتلاف آب می شود، بلکه موجب شور شدن خاک ها نیز می گردد. مشکل اصلی در برآورد دقیق تبخیر غیرماندگار از سطح ایستابی در شرایط مزرعه ای عدم وجود روابط ساده با حداقل اطلاعات مورد نیاز است. هدف اصلی از این تحقیق حل تحلیلی جریان یک بعدی غیرماندگار رو به بالا از سطح ایستابی به سطح خاک با حداقل اطلاعات ورودی و تعیین صحت آن است. این راه حل تحلیلی با استفاده از معادله ریچاردز و با توجه به شرایط اولیه و مرزی حاکم بر فرآیند تبخیر بدست آمده و همانند بسیاری از راه حل های نظری، فرضیات ساده کننده ای به منظور فراهم شدن امکان حل تحلیلی در نظر گرفته شده است. برای توصیف تغییرات رطوبت در ناحیه غیراشباع واقع در بالای سطح ایستابی از معادله بروکز و کوری استفاده گردیده است. با این راه حل میزان تبخیر از سطح خاک و زمان تبخیر بصورت توابعی از افت سطح ایستابی، ویژگی های فیزیکی خاک و عمق لایه غیر قابل نفوذ خاک تعیین می شود. با ساخت لایسومترهایی از خاک های دست خورده *Sandy Loam*، *Silty Clay Loam* و *Silty Clay* و انجام آزمایش های واقعی، میزان کارآیی روابط پیشنهادی مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج حاصل تطابق قابل قبولی را بین اندازه گیری های واقعی و پیش بینی ها نشان می دهد. بطوریکه خطای نسبی به میزان ۴۵/۷-۴۱/۱ درصد در خاک *Sandy Loam*، ۴۲-۳۵/۴ درصد در خاک *Silty Clay Loam* و ۵۲/۱-۵۰/۳ درصد در خاک *Silty Clay* شده است. برآورد کمتر از حد واقعی مدل بخاطر تبخیر از سطح جانبی ناشی از انقباض خاک درون ستون ها، تبخیر ناشی از حرکت رو به بالای آب در نیمرخ خاک به حالت بخار، از بین رفتن ساختمان خاک و نیز خطاهای بوجود آمده در طول اندازه گیری ها می باشد. همچنین نتایج نشانگر آن است که این مدل می تواند برای انواع خاک ها با حداقل اطلاعات ورودی قابل دسترس و مورد نیاز کاربرد داشته باشد.

**واژه های کلیدی:** تبخیر از سطح خاک، تبخیر غیرماندگار، حل تحلیلی تبخیر، سطحی ایستابی کم عمق، معادله ریچاردز

<sup>۱</sup> به ترتیب عضو هیات علمی مؤسسه تحقیقات فنی و مهندسی کشاورزی، استادیار گروه مهندسی آبیاری و آبادانی دانشکده کشاورزی دانشگاه تهران و استادیار گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه تربیت مدرس

\* وصول: ۸۱/۵/۶ و تصویب: ۸۱/۱۱/۲۴

## مقدمه

فرآیند آرام پنخیدگی بخار آب صورت می‌گیرد (Hillel, ۱۹۹۸).

پژوهش‌های نظری انجام شده در زمینه تبخیر از سطح خاک لخت را می‌توان به دو بخش ماندگار و غیرماندگار تقسیم کرد. پژوهشگران متعددی تبخیر از سطح خاک را در حالت ماندگار مورد مطالعه قرار داده‌اند (Gardner, ۱۹۵۸; Willis, ۱۹۶۰; Ripple و همکاران, ۱۹۷۲; Warrick, ۱۹۸۸). مبنای اکثر این پژوهش‌ها در نظر گرفتن حرکت عمودی و رو به بالای آب در ناحیه غیراشباع بالای سطح ایستابی ثابت و کم عمق و استفاده از قانون دارسی-باکینگهام<sup>۴</sup> است. تبخیر ماندگار بندرت در طبیعت رخ می‌دهد، زیرا حتی در مناطقی که سطح ایستابی بالا است نه عمق سطح ایستابی و نه شرایط خارجی مؤثر بر تبخیر برای مدت زمان طولانی ثابت باقی می‌مانند (Gardner و Hillel, ۱۹۶۲; Mohammad, ۱۹۹۳). بنابراین در نظر گرفتن تبخیر بصورت ماندگار گویای شرایط واقعی نیست. پژوهش‌های انجام شده در زمینه تبخیر غیرماندگار را نیز می‌توان به دو گروه راه‌حل‌های عددی و تحلیلی معادله ریچاردز<sup>۵</sup> با توجه به شرایط اولیه و مرزی حاکم بر مرحله دوم تبخیر تقسیم کرد. پژوهشگران زیادی تبخیر را در حالت غیرماندگار بصورت عددی مورد بررسی قرار داده‌اند (Mathis و Dane, ۱۹۸۱; Doutrebande-Gaspar و همکاران, ۱۹۸۳; Hamks و Klute, ۱۹۶۸; Hillel, ۱۹۷۷; Loat, ۱۹۸۰; Reynold و Walker, ۱۹۸۴). اساس چنین پژوهش‌هایی نیز حل عددی معادلات حاکم بر جریان غیراشباع در محیط‌های متخلخل است که با توجه به شرایط اولیه و مرزی متفاوت انجام گرفته است. مزیت استفاده از روش‌های عددی امکان بررسی اثر تغییرات زمانی و مکانی در نحوه جریان روبه بالا در نیمرخ خاک می‌باشد. ولی عیب عمده این روش‌ها، پیچیده‌تر بودن کاربرد آنها در مقایسه با روش‌های حل تحلیلی است. پژوهشگران دیگری معادلات حاکم بر جریان روبه بالا در محیط غیراشباع را به کمک روش‌های تحلیلی حل نموده‌اند (Romanowicz و Brandyk, ۱۹۸۹; Gardner, ۱۹۵۹; Lomen و Warrick, ۱۹۷۸; Menziani و همکاران, ---; Novak, ۱۹۸۸; Pandey و Gupta, ۱۹۹۰; Solvucci, ۱۹۹۷). اساس این مطالعات استفاده از فرضیات ساده کننده (نظیر صرف نظر کردن از اثر دما و نیروی ثقل در حرکت رو به بالای آب در نیمرخ

تبخیر از سطح خاک فرآیندی است که اگر کنترل نشود، می‌تواند سبب تلفات قابل ملاحظه منابع آب در اراضی فاریاب و نیز دیم گردد. در نواحی خشک و نیمه خشک ممکن است بخش بزرگی از آب باران که به سطح خاک می‌رسد، بر اثر تبخیر تلف شود. حتی به هنگامی که سطح خاک دارای پوشش گیاهی است، بسته به نوع سیستم آبیاری موجود، نوع گیاه و مرحله رشد آن بین ۱۰ تا ۶۹ درصد کل تبخیر-تعرق را، تبخیر از سطح خاک تشکیل می‌دهد (Hillel, ۱۹۹۸). بنابراین، تبخیر از سطح خاک همیشه بخشی مهم از بیلان آب بوده و به ویژه در نواحی خشک، اراضی دیم و دیمزارها، می‌توان آن را بزرگترین جزء در بیلان آب دانست. تبخیر ممکن است در حضور سطح ایستابی کم عمق ثابت و یا متغیر انجام شود. در حالتی که سطح ایستابی نزدیک به سطح خاک است، جریان مداومی از ناحیه اشباع زیرین به لایه غیراشباع سطح خاک بوجود می‌آید. چنانچه تبخیر ادامه یابد بر اثر تجمع تدریجی نمک در سطح خاک، مشکل شوری در این گونه مناطق نیز بوجود می‌آید. بنابراین تبخیر از سطح خاک نه تنها سبب اتلاف آب می‌شود، بلکه موجب شور شدن خاک‌ها نیز می‌گردد (Gardner, ۱۹۵۸; Hillel, ۱۹۹۸).

تبخیر از سطح خاک طی سه مرحله صورت می‌گیرد. مرحله اول، تبخیر با شدت ثابت<sup>۱</sup> است. این مرحله هنگامی اتفاق می‌افتد که خاک خیس بوده و متناسب با نیاز تبخیری جو، قابلیت هدایت آب به ناحیه تبخیری را دارا باشد. در این مرحله، عوامل مؤثر بر تبخیر همانند عوامل مؤثر بر تبخیر از سطح آزاد آب است. در طول این مرحله، شدت تبخیر بوسیله شرایط خارجی (جوی) کنترل می‌گردد. مرحله دوم، تبخیر با شدت نزولی<sup>۲</sup> است. با کاهش رطوبت در خاک سطحی، این مرحله از تبخیر آغاز می‌شود و رطوبت لایه‌های پائین تر بر اثر خیز موئینگی به سطح خاک می‌رسد تا تلفات آب در سطح خاک را تا حدودی که شرایط اقلیمی و خاک اجازه دهد، جبران نماید. مرحله سوم، تبخیر باقیمانده با شدت کم<sup>۳</sup> است که بعد از خشک شدن بیش از حد لایه سطحی خاک و تاثیر آن در کاهش هدایت آبی خاک آغاز می‌شود. در این مرحله از تبخیر، انتقال آب از میان لایه خشک شده بوسیله

<sup>۱</sup> Constant-rate stage

<sup>۲</sup> Falling-rate stage

<sup>۳</sup> Slow-rate stage

<sup>۴</sup> Darcy-Buckingham Law, 1907

<sup>۵</sup> Richard's equation, 1931

برای این کار فرض می‌شود که به هنگام تبخیر از سطح خاک هیچ‌گونه تخلیه و تغذیه<sup>۱</sup> رطوبتی در منطقه غیراشباع وجود ندارد و لذا شدت جریان ورودی از انتهای فوقانی حاشیه موئینه‌ای به منطقه غیراشباع معادل با شدت تبخیر از سطح خاک است. میزان رطوبت در عبارت دوم معادله<sup>۲</sup> اخیر با توجه به شرط مرزی  $\theta(Z_{cf}, t) = \theta_s$ ، برابر  $\theta_s$  و عبارت آخر این معادله نیز برابر صفر می‌باشد. در نتیجه معادله [۴] را می‌توان بصورت زیر ساده و مرتب نمود:

$$e = \frac{d}{dt} \int_{Z_{cfi}}^{Z_{cf}} \theta(Z, t) dZ - \theta_s \frac{dZ_{cf}}{dt} \quad [5]$$

که در آن  $Z$  مختصات قائم و به طرف بالا مثبت بوده و بقیه پارامترها قبلاً تعریف شده‌اند. رابطه<sup>۳</sup> اخیر یک معادله دیفرانسیل جزئی است که در صورت معلوم بودن تابع تعریف  $\theta$  و شرایط اولیه و مرزی حاکم بر تبخیر، می‌توان آن را به صورت تحلیلی حل نمود. در این تحقیق برای توصیف تابع تغییرات رطوبت خاک از معادله<sup>۴</sup> منحنی رطوبتی بروکز و کوری که بصورت زیر است استفاده می‌شود:

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + (\theta_s - \theta_r)(ah)^{-\lambda} & ah \geq 1 \\ \theta_s & ah \leq 1 \end{cases} \quad [6]$$

که در آن؛  $h$  پتانسیل ماتریک ( $L$ ) در رطوبت  $\theta$ ،  $\theta_r$  رطوبت باقی مانده<sup>۲</sup> خاک ( $L^3 L^{-3}$ )،  $\alpha$  ضریبی تجربی که معمولاً معکوس آن برابر پتانسیل ماتریک در نقطه ورود هوا به خاک<sup>۳</sup> ( $L^{-1}$ ) است و  $\lambda$  ضریب توزیع اندازه خلل و فرج<sup>۴</sup> خاک (-) بوده و بقیه پارامترها نیز قبلاً تعریف شده‌اند. با توجه به شکل ۱ پتانسیل ماتریک در هر نقطه<sup>۵</sup> ( $Z$ ) واقع در ناحیه غیر اشباع بصورت زیر است:

$$h = Z - Z_{cf} - h_b \quad [7]$$

که در آن  $h_b$  پتانسیل ماتریک در نقطه ورود هوا به خاک است ( $L$ ). اگر معادله [۷] را در معادله بروکز و کوری قرار داده و نتیجه آن را در معادله [۵] بکار بریم، خواهیم داشت:

$$e = \frac{d}{dt} \int_{Z_{cfi}}^{Z_{cf}} \left[ \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left( \frac{Z - Z_{cf} + h_b}{-h_b} \right)^{-\lambda} \right] dZ - \theta_s \frac{dZ_{cf}}{dt} \quad [8]$$

جهت حل انتگرال معادله [۸]، تغییر متغیر  $X = (Z_{cf} + h_b - Z) / h_b$  را انجام می‌دهیم. با توجه به متغیر و حدود انتگرال جدید، این معادله بصورت زیر بازنویسی می‌گردد:

$$e = \frac{d}{dt} \left[ \theta_r (Z_{cf} - Z_{cfi}) + (\theta_s - \theta_r) \int_{Z_{cf} + h_b - Z_{cfi}}^{Z_{cf} + h_b - Z_{cf}} (X)^{-\lambda} (-h_b dX) - \theta_s \frac{dZ_{cf}}{dt} \right] \quad [9]$$

<sup>۱</sup> Sink & Source

<sup>۲</sup> Residual water content

<sup>۳</sup> Bubbling pressure

<sup>۴</sup> Pore size distribution index

خاک) به منظور تعیین میزان خیز موئینگی از سطح ایستابی به سطح خاک و یا به منطقه ریشه گیاهان و نیز برآورد یا شبیه‌سازی تبخیر غیرماندگار از سطح خاک با رطوبت اولیه یکسان حاصل از بارندگی یا آبیاری می‌باشد. اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی و تجربی نشانگر تطابق خوب این راه‌حل‌ها است.

### بسط و تحلیل مدل‌ها

در تحقیق حاضر با توجه به فیزیک مسأله (شکل ۱)، شرایط مرزی ( $B.C.$ ) و اولیه ( $I.C.$ ) بصورت زیر انتخاب شده‌اند:

$$B.C.: \begin{cases} \theta(Z_{cf}, t) = \theta_s \\ q(0, t) = e \\ q(-L, t) = 0 \end{cases} \quad [1]$$

$$I.C.: \begin{cases} Z_{cf}(t=0) = Z_{cfi} \\ q(-Z_{cfi}, 0) = e \end{cases} \quad [2]$$

که در آن‌ها؛  $\theta$  رطوبت حجمی خاک ( $L^3 L^{-3}$ )،  $Z_{cf}$  عمق سطح ایستابی ( $L$ ) در زمان  $t$ ،  $\theta_s$  رطوبت حجمی اشباع ( $L^3 L^{-3}$ )،  $q$  شدت جریان رو به بالا در خاک ( $LT^{-1}$ )،  $e$  شدت تبخیر از سطح خاک ( $LT^{-1}$ )،  $L$  عمق لایه غیر قابل نفوذ خاک ( $L$ ) و  $Z_{cfi}$  عمق سطح ایستابی اولیه ( $L$ ) می‌باشند. تغییرات رطوبت در منطقه غیر اشباع (بالای حاشیه موئینه‌ای) را در طول تبخیر و در فاصله  $Z_1$  تا  $Z_2$  می‌توان با توجه به شکل ۱ به صورت ریاضی زیر بیان کرد:

$$\frac{\partial \left( \int_{Z_1}^{Z_2} \theta dZ \right)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \int_{Z_1}^{Z_2} \theta(Z, t) dZ \quad [3]$$

چنانچه معادله [۳] را با استفاده از قضیه لایب نیتز در مورد دیفرانسیل‌گیری از تابع زیر علامت انتگرال معین (Spiged, ۹۸۳) بسط دهیم، خواهیم داشت:

$$[4]$$

$$\frac{d}{dt} \int_{Z_{efi}}^{Z_{ef(t)}} \theta(Z, t) dZ = \int_{Z_{efi}}^{Z_{ef(t)}} \frac{\partial \theta(Z, t)}{\partial t} dZ + \theta(Z_{ef(t)}, t) \frac{dZ_{ef(t)}}{dt} - \theta(Z_{efi}, t=0) \frac{dZ_{efi}}{dt}$$

عبارت اول سمت راست معادله [۴] بیان دیگری از اصل پیوستگی جریان است و بیانگر شدت تبخیر می‌باشد. این مفهوم با انتگرال‌گیری از معادله ریچاردز نسبت به  $Z$  و اعمال شرایط مرزی و اولیه حاکم بر مسأله اثبات می‌گردد.

ایستابی بررسی می‌گردند. با توجه به شکل ۱ و با فرض اینکه سطح خاک، سطح مبناء بوده و جهت رو به بالا مثبت انتخاب شده است، با نوشتن قانون دارسی در طول منطقه اشباع خواهیم داشت:

$$q = -K_s \frac{\Delta \Psi h}{\Delta Z} = -K_s \frac{-Z_{ef} - (-Z_{ef} - h_b)}{L - Z_{ef}} \quad [12]$$

$$= -K_s \frac{h_b}{L - Z_{ef}}$$

که در آن  $K_s$  ضریب آبگذری اشباع خاک است. با بی بُعد کردن معادله [۱۲] همانند روش قبل داریم:

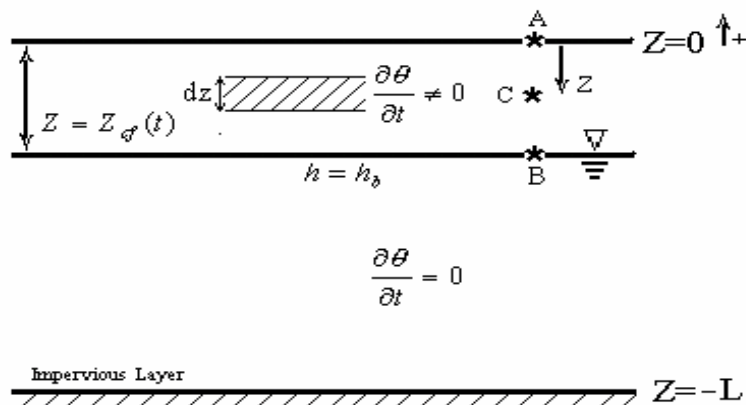
با بی بُعد نمودن پارامترها در معادله [۹] با تقسیم بر  $h_b$ ، انتگرال گیری و مشتق گیری از عبارت اول طرف راست و مرتب کردن آن، می‌توان نوشت:

$$e = h_b (\theta_s - \theta_r) [(Z_{cf}^* - Z_{cfi}^* + 1)^{-\lambda} - 1] \frac{dZ_{cf}^*}{dt} \quad [10]$$

معادله [۱۰] یک معادله دیفرانسیل معمولی مرتبه اول برای توصیف شدت جریان ورودی از مرز فوقانی سطح ایستابی به منطقه غیراشباع است. با استفاده از روش جدا سازی متغیرها و انتگرال گیری در فواصل مکانی  $[Z_{cfi}^*, Z_{cf}^*]$  و زمانی  $[0, t]$ ، خواهیم داشت:

$$E(t) = h_b (\theta_s - \theta_r) \left\{ \frac{1}{1-\lambda} [(Z_{cf}^* - Z_{cfi}^* + 1)^{1-\lambda} - 1] - (Z_{cf}^* - Z_{cfi}^*) \right\} \quad [11]$$

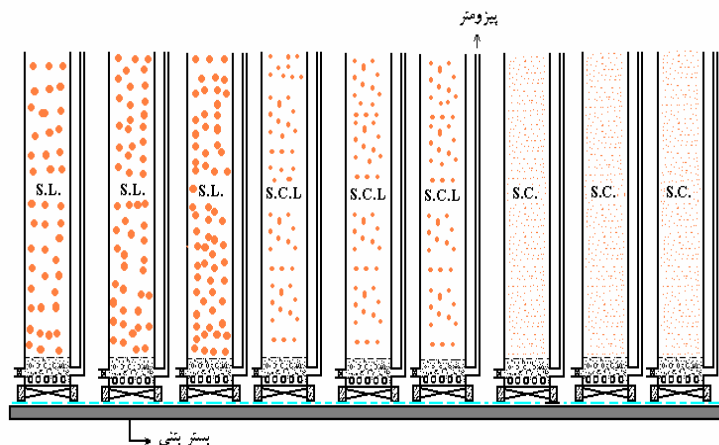
معادله [۱۱] میزان تبخیر تجمعی از سطح خاک لخت را بصورت تابعی از افت سطح ایستابی و پارامترهای منحنی رطوبتی خاک در یک فاصله زمانی  $[0, t]$ ، تعیین می‌کند. برای بدست آوردن زمان افت سطح ایستابی، دسته دوم از معادلات دیفرانسیلی برای بخش اشباع واقع در زیر سطح



شکل ۱- نمایی از یک سیستم آب و خاک

جدول ۱- ویژگی‌های فیزیکی سه خاک مورد آزمایش

بافت خاک	Sand	Silt	Clay	وزن مخصوص ظاهری ( $g/cm^3$ )	ضریب آبگذری اشباع ( $cm/hr$ )
	%				
Sandy Loam	۵۹/۲۵	۳۲/۹۸	۷/۷۷	۱/۳۰	۰/۶۶۹
Silty Clay Loam	۱۸/۰۸	۴۵/۲۷	۳۶/۶۵	۱/۲۵	۰/۳۴۹
Silty Clay	۱۰/۵۵	۴۷/۱۱	۴۲/۳۴	۱/۳۹	۰/۰۵۹



شکل ۲- مقطع قائم از ستون‌های آزمایشی

جدول ۲- پارامترهای مدل رطوبتی بروکز و کوری برای سه نوع خاک مورد آزمایش

پارامترها بافت خاک	$\theta_r$ (%)	$\theta_s$ (%)	$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	$\lambda$ (-)
Sandy Loam	□ □ □	□ □ □	□ □ □	□ □ □
Silty Clay Loam	□ □ □	□ □ □	□ □ □	□ □ □
Silty Clay	□ □ □	□ □ □	□ □ □	□ □ □

### مواد و روش‌ها

در تحقیق حاضر با بکارگیری معادله ریچاردز برای جریان غیرماندگار رو به بالای یک بعدی و نیز فرض برقرار بودن جریان همدم، دو مدل نظری حاصل از حل تحلیلی جریان برای توصیف مرحله دوم تبخیر (غیر ماندگار) از سطح خاک لخت در حضور سطح ایستابی کم عمق و متغیر بسط داده شد و فرض گردید که خاک همگن بوده و سطح ایستابی نزدیک به سطح زمین است. همچنین فرض شد که شدت تبخیر مستقل از شرایط جوی بوده و کوچکتر از ضریب آبگذری اشباع خاک است و انتقال رطوبت به صورت بخار در این حالت ناچیز است. در استخراج مدل‌های کمی فرض بر آن است که رطوبت در منطقه غیراشباع بالای سطح ایستابی تابعی از زمان و عمق سطح ایستابی می‌باشد و می‌توان آن را با استفاده از معادله منحنی رطوبتی خاک (Brooks و Corey، ۱۹۶۴) بیان نمود. برای مدل کردن توزیع رطوبت در منطقه غیراشباع در حین تبخیر فرض شد که در زمان شروع تبخیر در

$$q = \frac{-K_s}{L^* - Z_{cf}^*} \quad [13]$$

نظر به اینکه فرض می‌شود شدت جریان ورودی از ناحیه اشباع به بخش بالای سطح ایستابی معادل شدت تبخیر از سطح خاک می‌باشد لذا عملاً طرفین معادلات ۱۰ و ۱۳ برابر بوده و در نتیجه داریم:

$$\frac{-K_s}{L^* - Z_{cf}^*} = h_b(\theta_s - \theta_r)[(Z_{cf}^* - Z_{efi}^* + 1)^{-\lambda} - 1] \frac{dZ_{cf}^*}{dt} \quad [14]$$

با تفکیک متغیرهای معادله [۱۴] و انتگرال‌گیری از طرفین آن به ترتیب در فاصله مکانی و زمانی  $[Z_{efi}^*, Z_{cf}^*]$  و  $[0, t]$ ، خواهیم داشت:

$$\frac{K_s t}{h_b(\theta_s - \theta_r)} = L^*(Z_{cf}^* - Z_{efi}^*) - \frac{L^*}{1-\lambda} [(Z_{cf}^* - Z_{efi}^* + 1)^{1-\lambda} - 1] - \frac{1}{2} [(Z_{cf}^*)^2 - (Z_{efi}^*)^2] - \frac{1}{(1-\lambda)(2-\lambda)} [(Z_{cf}^* - Z_{efi}^* + 1)^{2-\lambda} - 1] + \frac{1}{1-\lambda} [Z_{efi}^*(Z_{cf}^* - Z_{efi}^* + 1)^{1-\lambda} - Z_{efi}^*] \quad [15]$$

همان گونه که ملاحظه می‌گردد، معادله [۱۵] بیانگر رابطه افت سطح ایستابی با زمان بر اثر تبخیر از سطح خاک با توجه به ویژگی‌های فیزیکی و عمق لایه غیرقابل نفوذ خاک می‌باشد.

۱- Isothermal

پروفیل خاک (لایه غیر اشباع بالای سطح ایستابی) تعادل آبی برقرار است.

سه نوع خاک با بافت‌های متفاوت از مناطق مهرشهر کرج، محوطه مؤسسه تحقیقات فنی و مهندسی کشاورزی (کرج) و شهرستان شهریار تهیه گردید. بافت خاک‌ها براساس استاندارد *USDA* بترتیب *Sandy Loam*، *Silty Clay Loam* و *Silty Clay* تعیین گردیدند. برخی از ویژگی‌های خاک‌ها در جدول ۱ درج شده است. خاک‌ها ابتدا در فضای آزاد خشک و سپس از الک شماره ۱۰ (الک ۲ میلیمتری) عبور داده شدند. ۹ استوانه از جنس *PVC* به قطر ۴۰ سانتیمتر و ارتفاع ۱۹۰ سانتیمتر به طور یکنواخت با سه نوع خاک، در سه تکرار و با وزن مخصوص ظاهری خشک مندرج در جدول ۱ پرگردیدند. برای ایجاد سهولت در حرکت آب درون ستون‌ها، پنج سانتیمتر اول از کف هر ستون با دو لایه فیلترشن؛ لایه اول به ضخامت سه سانتیمتر با شن درشت (ذرات ۲۰-۱۰ میلیمتری) و لایه دوم به ضخامت دو سانتیمتر با شن ریز (ذرات ۱۰-۵ میلیمتری) پرگردید. درانتهای هر ستون *PVC* یک شیر ورودی برای اشباع کردن ستون خاک و یک خروجی برای نصب پیژومتر تعبیه شد. ستون‌های خاک با استفاده از یک مخزن آب متحرک که امکان نصب آن در هر ارتفاعی وجود داشت، بتدریج از پائین اشباع گردیدند تا هوای محبوس در خاک به حداقل رسیده و اشباع شدن خاک بدرستی صورت پذیرد. قبل از شروع اندازه‌گیری‌های مربوط به تبخیر، خاک‌ها دو بار اشباع و سپس زهکشی شدند تا ضمن نشست طبیعی، آبشویی خاک‌ها نیز انجام گیرد. آب مورد استفاده برای اشباع کردن خاک دارای هدایت الکتریکی  $0.7 \text{ dS/m}$  بود.

ستون‌های خاک مطابق شکل ۲ در فضای آزاد مجاور مؤسسه مذکور قرار داشتند. برای به حداقل رساندن اثرات جانبی دما بر روی ستون‌های خاک، هر یک از ستون‌ها با یک لایه پشم شیشه پوشش داده شد. پس از اشباع شدن ستون‌های خاک، تبخیر از سطح خاک شروع گردید. میزان تبخیر هر ستون روزانه با بلند کردن ستون توسط یک جرثقیل متحرک و قرار دادن آنها بر روی یک ترازو (به ظرفیت  $500 \text{ kg}$  و دقت  $50 \text{ gr}$ ) بصورت وزنی اندازه‌گیری شد. سطح آب در ستون‌های خاک نیز از پیژومترهای متصل به آنها قرائت گردید. در مدت زمان یادداشت برداری‌ها، میزان درجه حرارت و رطوبت نسبی محیط آزمایش نیز تعیین شد. با استفاده از درجه حرارت محیط آزمایش امکان تبدیل دقیق وزن آب تبخیر شده به حجم آب تبخیر شده، فراهم می‌شد. برای جلوگیری از تشکیل قشر نمک بر روی سطح خاک درون ستون‌ها که بر

اثر تبخیر آب و باقی ماندن نمک تشکیل می‌گردید، هر هفته یک بار سطح خاک با چنگک خراش داده می‌شد. طول دوره اندازه‌گیری‌های تبخیر ۵۸ روز (شهریور و مهرماه سال ۱۳۸۰) بود.

ضریب آبگذری اشباع خاک‌ها که یکی از پارامترهای مورد نیاز روابط نظری ارائه شده است، به روش آزمایشگاهی بار ثابت تعیین گردید. برای این کار در سه تکرار نمونه‌هایی از خاک‌های مورد نظر با وزن مخصوص ظاهری برابر با ستون‌های خاک ایجاد شده تهیه و مورد آزمایش قرار گرفتند. نتایج این اندازه‌گیری‌ها به صورت میانگین هندسی برای سه تکرار محاسبه و در جدول ۱ ارائه شده است. برای تعیین منحنی رطوبتی خاک‌ها نیز ابتدا نمونه‌هایی از سه نوع خاک به کار رفته در ستون‌ها تهیه و از پایین بتدریج و بمدت ۷۲ ساعت اشباع گردیدند. سپس در محدوده مکش‌های کم (۳-۰ متر)، پتانسیل ماتریک آب خاک بوسیله تانسومترهای کوچک (*EE514-036, ELE Inter*) تعیین شد. رطوبت نمونه‌ها نیز به روش وزنی محاسبه گردید. برای مکش‌های بالا (۱۵۴-۴ متر) نیز از دستگاه صفحات فشاری<sup>۱</sup> استفاده شد. نظر به اینکه تبخیر منجر به خشک شدن خاک‌ها می‌شود، در تعیین منحنی رطوبتی، شاخه مربوط به خشک شدن آن مشخص و بکار رفت. با استفاده از داده‌های حاصل، پارامترهای مدل رطوبتی بروکز و کوری بوسیله بسته نرم‌افزاری *RET C (Van Genuchten)* و همکاران، (۱۹۹۱) محاسبه و در جدول ۲ درج شده‌اند.

### نتایج، بحث و توصیه‌ها

برای آزمون معادلات تحلیلی استخراج شده (معادلات [۱۱] و [۱۵])، داده‌های حاصل از اندازه‌گیری واقعی با مقادیر محاسبه شده توسط مدل مورد مقایسه قرار گرفتند. شکل ۳ نشانگر تغییرات مقدار تبخیر با افت سطح ایستابی برای دو حالت اندازه‌گیری شده و محاسبه شده در خاک‌های مختلف می‌باشد. نمودارهای ارائه شده در شکل ۳ حاکی از آن است که رابطه بین تبخیر تجمعی ( $E_C$ ) و افت سطح ایستابی در خاک‌ها تقریباً خطی است و این بخاطر یکنواختی بافت خاک و مهمتر از آن یکنواختی توزیع منافذ در طول ستون خاک می‌باشد. مشابه این پدیده در زهکشی از ستون خاک اشباع با بافت یکنواخت نیز قابل مشاهده است که در آن حجم آب زهکشی شده رابطه خطی با افت سطح ایستابی داشته و متناسب با تخلخل قابل زهکشی<sup>۲</sup> خاک است (*Roats* و

۱- Pressure plate apparatus

۲- Drainable prosity

این شکل، برای خاک‌های مختلف سطح ایستابی کم عمق را تعریف نمود. در تحقیق حاضر سطح ایستابی کم عمق برای خاک *Sandy Loam* ۷۰-۰ سانتیمتر (نمودارهای A-۳ تا C-۳)، برای خاک *Silty Clay Loam* ۹۰-۰ سانتیمتر (نمودارهای D-۳ تا F-۳) و برای خاک *Silty Clay* ۱۳۵-۰ سانتیمتر (نمودارهای G-۳ تا I-۳) تعیین می‌گردد.

نمودارهای شکل ۴ تغییرات سطح ایستابی اندازه‌گیری شده در طول مدت زمان تبخیر و نتایج حاصل از مدل (معادله [۱۵]) را برای خاک‌های مختلف نشان می‌دهند. همان گونه که از این نمودارها نمایان است، افت سطح ایستابی در جریان تبخیر نسبت به زمان به صورت غیرخطی می‌باشد. علت این موضوع را می‌توان با توجه به شرایط حاکم بر تبخیر توضیح داد. با شروع تبخیر از سطح خاک و تلف شدن آب، سطح ایستابی به تدریج پائین می‌افتد و به دلیل کم شدن اثر موئینگی در تأمین رطوبت لایه‌های سطحی خاک و کاهش تدریجی رطوبت در سطح خاک، شدت تبخیر نیز کاهش می‌یابد. در این حالت شدت تبخیر عمده‌تاً بوسیله قابلیت انتقال آب در نیمرخ خاک کنترل می‌شود. بدیهی است با کاهش شدت تبخیر نسبت به زمان، روند افت سطح ایستابی نیز کندتر می‌گردد. این گونه تغییرات با نتایج منتشر شده توسط سایر محققان هم‌خوانی دارد (Mohammad, ۱۹۹۳).

روند تغییرات عمق سطح ایستابی نسبت به زمان در حین تبخیر، از روی شکل ریاضی عبارتهای موجود در معادله [۱۵] نیز قابل بررسی است. در زمان‌های اولیه تبخیر، بدلیل اینکه شدت تبخیر بالا بوده و افت سطح ایستابی روند سریع‌تری دارد، مقدار عددی عبارت اول سمت راست معادله [۱۵] که نشانگر تغییرات خطی سطح ایستابی با زمان است نسبت به مقادیر عددی بقیه عبارتهای موجود در آن طرف، بیشتر می‌گردد. با گذشت زمان، این نا برابری کمتر می‌شود. بطوریکه پس از سپری شدن مدت زمان لازم (چند روز) این نا برابری معکوس گردیده و عبارتهای نشانگر تغییرات غیر خطی سطح ایستابی نسبت به زمان، عامل تعیین کننده و غالب در معادله [۱۵] می‌شوند.

همانند حالت قبل، نمودارهای ارائه شده در شکل ۴ نشانگر تطابق قابل قبول بین نتایج حاصل از اندازه‌گیری‌ها و پیش‌بینی مدل می‌باشند. در صورتیکه عمق سطح ایستابی در ستون‌های خاک بیش از مقادیر تعریف شده برای سطح ایستابی کم عمق شود، اختلاف بین نتایج حاصل از اندازه‌گیری‌ها و مدل برای هر سه نوع خاک افزایش می‌یابد. این امر نشانگر دور شدن از فرض اولیه و

همچنین ملاحظه می‌گردد که میزان تبخیر پیش بینی شده توسط مدل (معادله [۱۱]) کمتر از مقدار تبخیر اندازه‌گیری شده است. این اختلاف بخاطر فرضیات بکار رفته در مدل و به دلایل زیر است:

الف- بعلت خشک و منقبض شدن تدریجی ستون‌های خاک، بین دیواره استوانه و خاک فضای خالی ایجاد می‌شود که خود سطح وسیعی برای تبخیر فراهم می‌آورد. تبخیر حاصل از این سطح توسط مدل پیش‌بینی نمی‌گردد.

ب- مقدار آب تبخیر شده به واسطه انتقال رطوبت به حالت بخار در نیمرخ خاک در مدل تحلیلی منظور نگردیده است.

ج- وقتی که جریان در منطقه غیر اشباع بالای حاشیه موئینگی برقرار است، پتانسیل ماتریک هر نقطه نسبت به پتانسیل ماتریک همان نقطه در حالت سکون کمتر می‌باشد. کمتر بودن پتانسیل ماتریک به این معنی است که گرادیان هیدرولیکی و در نتیجه شدت جریان روبه بالای حاصل در حالت واقعی بیشتر از پیش‌بینی مدل است.

د- اندازه منافذ لایه‌های پائینی ستون‌های خاک که تحت تأثیر وزن لایه‌های بالایی خود هستند کمتر از اندازه منافذ نمونه خاک‌های تهیه شده برای تعیین ویژگی‌های فیزیکی خاک‌ها شده‌اند. با ریزتر شدن منافذ خاک میزان خیز موئینگی در مقایسه با منافذ درشت‌تر افزایش یافته و لذا میزان آب منتقل شده از سطح ایستابی به ناحیه تبخیری (سطح خاک) و در نتیجه مقدار تبخیر واقعی بیشتر شده است.

و- اندازه‌گیری‌های مربوط به تعیین ویژگی‌های فیزیکی خاک و تبخیر همراه با خطا بوده است.

تأثیر عوامل چندگانه مذکور در جریان آب در خاک منجر به برآورد کمتر تبخیر (خطای نسبی) به میزان ۴۵/۷-۴۱/۱ درصد در خاک *Sandy Loam*، ۴۲-۳۵/۴ درصد در خاک *Silty Clay Loam* و ۵۲/۱-۵۰/۳ درصد در خاک *Silty Clay* برای یک دوره زمانی ۵۸ روزه شده است. با توجه به این که مسأله انقباض در خاک‌های رسی بر اثر کاهش تدریجی رطوبت در لایه‌های سطحی ستون‌های خاک در مقایسه با خاک‌های شنی زیادتر بوده، ملاحظه می‌شود که مقدار تبخیر از سطوح جانبی و در نتیجه برآورد کمتر مدل در خاک‌های رسی بیشتر از خاک‌های شنی شده است. علاوه بر آن نمودارهای شکل ۳ نشان می‌دهند که تا عمق معینی از سطح ایستابی، بین نتایج تبخیر حاصل از اندازه‌گیری‌ها و پیش‌بینی‌های مدل (معادله [۱۱]) تطابق خوبی وجود دارد. این مسأله پیش فرض مدل را که برای سطح ایستابی کم عمق پیشنهاد شده است، تأیید می‌کند و لذا می‌توان با استفاده از نمودارهای ارائه شده در

صورت پذیرد، سطح ایستابی کم عمق باشد و میزان رطوبت در ناحیه غیر اشباع خاک قابل ملاحظه باشد، رطوبت منتقل شده به حالت بخار آب و تأثیر آن بر مقدار تبخیر از سطح خاک، ناچیز خواهد بود. تحقیقات بیشتری با مقیاس واقعی تر و خاک‌های دست نخورده در این زمینه لازم است تا نتایج بدست آمده به تأیید مجدد برسد. نظر به اینکه روابط ارائه شده در برابر اطلاعات ورودی مربوط به ویژگی‌های فیزیکی خاک حساس هستند لذا توصیه می‌گردد در صورت استفاده از این روابط، ضرایب مربوط به معادله بروکز و کوری و ضریب آبگذری اشباع خاک به دقت تعیین شوند.

اساسی «وقوع تبخیر از سطح خاک با حضور سطح ایستابی کم عمق» است. از نمودارهای شکل ۴ همچنین می‌توان دریافت که معادله [۱۵] برای هر سه نوع خاک به ازای زمان‌های یکسان، عمق سطح ایستابی را کمتر از مقدار واقعی برآورد می‌نماید. دلیل این اختلاف نیز همان عوامل ذکر شده قبلی می‌باشند.

فرض اولیه «مستقل بودن تبخیر از شرایط جوی» تنها راهکاری برای ساده کردن شرایط مرزی و اولیه حاکم بر تبخیر است، در صورتیکه نوسانات روزانه جوی بر روی تبخیر از سطح خاک اثر دارند (Hillel و Gardner، ۱۹۶۲؛ Mohammad، ۱۹۹۳). همچنین نتایج این تحقیق نشان داد که تنها اگر جریان در نیمرخ خاک در شرایط همدم

### فهرست منابع

1. Brandyk, T. and R. Romanowicz. 1989. Some aspects of soil moisture control for soils with shallow groundwater levels. In Proc. "Symposium groundwater management: Quantity and quality". IAHS Pub. 188:19-28.
2. Brooks, R.H. and A.T. Corey. 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper No 3, Civil Engineering Dep., Colorado State Univ., Fort Collins, Colo.
3. Dane, J.H. and F.H. Mathis. 1981. An adaptive finite difference scheme for the one-dimensional water flow equation. Soil. Sci. Soc. Am. J. 45:1048-1054.
4. Dautrebande-Gaspar, S., J. Ledieu, A. Ben-Harrath and M. Frankinet, 1983. Modeling evaporation from a bare soil. Bull. Rech. Agron. Gembloux. 18(3): 189-196.
5. Gardner, W.R. 1958. Some steady-state solution of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. Soil Sci. 85:228-232.
6. Gardner, W.R. 1959. Solution of the flow equation for the drying of soils and other porous media. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 23:183-187.
7. Gardner, W.R. and D. Hillel. 1962. The relation of external evaporation condition to the drying of soils. J. Geophys. Res 67:4319-4325.
8. Hanks, R.J. and A. Klute. 1968. A numerical method for estimating, infiltration, redistribution, drainage and evaporation of water from soil. Paper 68-214 Amer. Soc. Agri. Eng. 1968. Annul. Meet. 16 p.
9. Hillel, D. 1977. Computer simulation of soil-water dynamics. Int. Dev. Res. Center. Ottawa, Canada.
10. Hillel, D. 1998. "Environmental soil physics". Academic Press Inc. pp: 508-522.
11. Laats, P.J. M. 1980. Model for unsaturated flow above a shallow water table-Applied to regional subsurface flow problem. Pudoc. Wageningen.
12. Lomen, D.O. and A.W. Warrick. 1978. Linearized moisture flow with loss at the soil surface. Soil Sci. Soc. Am. J. 42: 396-400.
13. Menziani, M., S. Pugnaghi, L. Pilan, R. Santangelo and S. Vincenzi. 1999. Field experiment to study evaporation from saturated bare soil. Phys. Chem. Earth (B). 24(7): 813-818.
14. Mohammad, F.S. 1993. Effect of evaporation on water table drawdown under hot climatic conditions. Dirasat (Pure and Applied Science). 20:16-33.
15. Novak, M.D. 1988. Quasi-analytical solutions of the soil water flow equation for problems of evaporation. Soil Sci. Soc. Am. J. 52:916-924.
16. Pandey, R.S. and S.K. Gupta. 1990. Drainage design equation with simultaneous evaporation from soil surface. ICID Bulletin. 39: 19-25.



17. Raats, P.A.C. and W.R. Gardner. 1974. Movement of water in the saturated zone near a water table. In: Drainage for Agriculture, Agron. Monogr. 17, Edited by J. Van Schilfgaarde, 311-357, Amer. Soc. of Agron. Madison.
18. Reynolds, W.D. and G.K. Walker. 1984. Development and validation of a numerical model simulating evaporation from short cores. Soil Sci. Soc. Am. J. 48:960-969.
19. Ripple, C.D., j. Rubin and T.E.A. Van Hylcame. 1972. Estimating steady-state evaporation rates from bare soils under conditions of high water table. Geological Survey Water Supply Paper 2019-USA Geological Survey, Washington, DC.
20. Salvucci, G.D. 1997. Soil and moisture independent estimation of stage-two evaporation from potential evaporation and albedo or surface temperature. Water Resources Res.33 (1): 111-122.
21. Spiegel M.R. 1983. Schaum's outline of theory and problems of advanced mathematics for engineers and scientists. McGraw-Hill Inc.
22. Van Genuchten, M.Th., F.J. Leij and S.R. Yates. 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. US Environmental Protection Agency. Pp: 85.
23. Warrick, A.W. 1988. Additional solutions for steady-state evaporation from a shallow water table. Soil Sci. 146:63-66.
24. Willis, W.O. 1960. Evaporation from layered soil in the presence of a water table. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 24:239-242.

## Unsteady State Evaporation from Bare Soils with Shallow Groundwater Table Based on Brooks-Corey Soil Water Retention Curve

G. Zarei, A. M. Liaghat and M. Homaei<sup>1</sup>

### Abstract

In arid and semi-arid regions, evaporation from bare soils is an important component of the water budget. Also, where groundwater table is shallow, considerable amount of water would be lost due to capillary rise. Evaporation from soil surface results in a gradual accumulation of salts in the upper soil profile. Thus, evaporation not only is responsible for water loss but also is a major reason for soil salinization. One major difficulty for accurate estimation of unsteady evaporation under field conditions arises from the lack of a simple function with few input parameters. The main purpose of this study was to develop and verify an analytical solution for one-dimensional non-steady upward flow from shallow groundwater table with minimum input data. Consequently, an analytical solution was developed based on the Richards' equation with the initial and boundary conditions governing evaporation process. In this solution, the amount and instant of evaporation from soil surface can be estimated as function of water table draw down, impermeable layer depth, and soil hydraulic functions. The solution is based on the Brooks-Corey's parametric equation for soil water retention curve. Lysimetric experiments consisting of three disturbed sandy loam, silty clay loam, and silty clay soils were conducted to evaluate the analytical solutions. The results indicate a reasonable agreement between the data and the theoretical solution. Analytical model underestimates the evaporation and water table drawdown in a certain period. The discrepancies can be attributed to evaporation from side gap of shrunked soil; evaporation due to vapor phase transmitted moisture, experimental errors and most importantly the collapse of macropores resulting from soil packing. The analytical solution seems to be applicable for different soil types, requiring only few accessible input parameters.

**Keywords:** Bare soil evaporation, Nonsteady evaporation, Analytical solution of evaporation, Shallow water table, Richards' equation

---

<sup>1</sup>Iranian Agricultural Engineering Research Institute, Dept. of Irrigation and Reclamation Eng. at Tehran Univ., and Dept. of Soil Science at Tarbiat Modarres Univ., respectively