

## تبخیر غیرماندگار از سطح خاک بدون پوشش با وجود سطح ایستابی کم عمق در نیمرخ

### خاک به روش مدل رطوبتی وان گنوختن<sup>۱</sup>

قاسم زارعی، مهدی همایی و عبدالمجید لیاقت<sup>۲</sup>

#### ۱- چکیده:

بخش عمده بارندگی و آب آبیاری در نواحی خشک و نیمه خشک از طریق تبخیر از سطح خاک تلف می‌شود. به‌طوریکه در اراضی فاریاب بسته به روش آبیاری و نوع و مرحله رشد گیاهان به تنهایی در حدود ۶۱-۱۰٪ درصد از تبخیر- تعرق را تبخیر از سطح خاک تشکیل می‌دهد. در اینگونه نواحی، مناطقی وجود دارند که سطح ایستابی در آنها بالا است و به‌واسطه تبخیر از سطح خاک، تجمع املاح در سطح خاک نیز به وقوع می‌پیوندد. بنابراین تبخیر از سطح خاک نه تنها باعث اتلاف رطوبت می‌گردد، بلکه موجب شور شدن خاک<sup>۳</sup> نیز می‌شود. مشکل اصلی در برآورد دقیق تبخیر غیرماندگار در شرایط مزرعه‌ای، عدم وجود روابط ساده با حداقل اطلاعات مورد نیاز برای لحاظ نمودن تلفات آب در مدل‌های بیان آب است. هدف اصلی از این مطالعه «بسط تحلیلی جریان یک بعدی غیرماندگار» رو به بالا از سطح ایستابی به سطح خاک با حداقل اطلاعات ورودی و تعیین صحت آن با استفاده از اندازه‌گیری‌های واقعی می‌باشد. این راه‌حل تحلیلی با استفاده از معادله ریچاردز<sup>۴</sup> و با توجه به شرایط اولیه و مرزی حاکم بر فرآیند تبخیر به دست آمده است و همانند بسیاری از راه‌حل‌های تحلیلی، فرضیات ساده‌کننده‌ای به منظور فراهم شدن امکان حل تحلیلی در نظر گرفته شده است. برای توصیف تغییرات میزان رطوبت در ناحیه غیراشباع واقع در بالای سطح ایستابی از معادله وان گنوختن<sup>۵</sup> استفاده گردیده است. با این راه‌حل میزان تبخیر از سطح خاک و زمان تبخیر به‌صورت توابعی از افت سطح ایستابی، ویژگی‌های فیزیکی خاک و عمق لایه غیرقابل نفوذ خاک تعیین می‌شوند. با ساخت مدل‌های فیزیکی از خاک‌های دست‌خورده با بافت‌های Sandy Loam، Silty Clay Loam و Silty Clay و انجام آزمایش‌های واقعی، میزان کارایی روابط پیشنهادی مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج حاصل تطابق مناسبی را بین اندازه‌گیری‌ها و پیش‌بینی‌های مدل نشان می‌دهد. برآورد کمتر از حد واقعی مدل بخاطر تبخیر از سطح جانبی ناشی از انقباض خاک درون ستون‌ها، تبخیر ناشی از حرکت رو به بالای آب در نیمرخ خاک به حالت بخار، از بین رفتن ساختمان خاک و نیز خطاهای به‌وجود آمده طی زمان‌های اندازه‌گیری‌ها می‌باشد. همچنین نتایج نشانگر آن است که این مدل می‌تواند برای انواع خاک‌ها با حداقل اطلاعات ورودی قابل دسترس و مورد نیاز، کاربرد داشته باشد.

#### ۲- واژه‌های کلیدی:

تبخیر غیرماندگار، تبخیر از سطح خاک، حل تحلیلی تبخیر، سطح ایستابی کم عمق، معادله ریچاردز.

۱- این مقاله برگرفته از بخشی از رساله دکتری گروه مهندسی آبیاری و آبادانی دانشکده کشاورزی دانشگاه تهران می‌باشد.

۲- به ترتیب عضو هیئت علمی موسسه تحقیقات فنی و مهندسی کشاورزی، استادیار گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی،

دانشگاه تربیت مدرس و استادیار گروه مهندسی آبیاری و آبادانی دانشکده کشاورزی، دانشگاه تهران.

## ۳- مقدمه:

مرحله توسط شرایط خارجی (اقلیمی) کنترل می‌شود. با کاهش رطوبت در لایه سطحی خاک، مرحله دوم<sup>۱</sup> تبخیر آغاز می‌گردد و در طول آن رطوبت لایه‌های زیرین بر اثر خیز موئینگی به سطح خاک می‌رسد تا تلفات رطوبت در سطح خاک را تا حدودی که شرایط اقلیمی و خاک اجازه می‌دهد، جبران نماید. شدت تبخیر در این مرحله متغیر بوده و بستگی به قابلیت‌های انتقال آب در نیمرخ خاک دارد. مرحله سوم<sup>۲</sup> تبخیر با خشک شدن بیش از حد لایه سطحی خاک و تاثیر آن در کاهش هدایت هیدرولیکی خاک آغاز می‌شود. در این مرحله از تبخیر، انتقال آب از میان لایه خشک شده بوسیله پخشیدگی<sup>۳</sup> بخار آب صورت می‌گیرد [۱۱].

پژوهش‌های نظری انجام شده در زمینه تبخیر از سطح خاک بدون پوشش را می‌توان به دو بخش ماندگار و غیرماندگار تقسیم بندی نمود. پژوهشگران متعددی تبخیر از سطح خاک را در حالت ماندگار مورد مطالعه قرار داده‌اند [۶، ۲۰، ۲۴ و ۲۵]. اصول پایه‌ای کلیه این پژوهش‌ها، در نظر گرفتن حرکت رو به بالای آب در ناحیه غیر اشباع منطقه بالای سطح ایستابی ثابت و کم عمق و استفاده از قانون داریسی-باکینگهام<sup>۴</sup> است. تبخیر ماندگار بندرت در طبیعت رخ می‌دهد، زیرا حتی در مناطقی که سطح ایستابی کم عمق می‌باشد نه عمق سطح ایستابی و نه شرایط خارجی مؤثر بر فرآیند تبخیر برای مدت زمان طولانی ثابت باقی می‌مانند [۸]. بنابراین در نظر گرفتن تبخیر به صورت ماندگار بیانگر شرایط واقعی نمی‌باشد. پژوهش‌های انجام شده در زمینه تبخیر غیرماندگار

با مرطوب شدن خاک بر اثر بارندگی، آبیاری و یا بالا آمدن سطح ایستابی، تبخیر از سطح خاک آغاز می‌شود. مقدار آب تبخیر شده بستگی به ویژگی‌های خاک و شرایط اقلیمی محیط دارد. در نواحی خشک و نیمه خشک بخش قابل توجهی از آب حاصل از بارندگی که به سطح خاک می‌رسد، بر اثر تبخیر تلف می‌شود. حتی هنگامی که سطح خاک دارای پوشش گیاهی است، بسته به روش آبیاری و نوع و مرحله رشد گیاهان بین ۶۱-۱۰٪ میزان کسل تبخیر و تعرق را تبخیر از سطح خاک بخش عمده‌ای از بیلان آب بوده و به ویژه در نواحی خشک، اراضی بایر و دیمزارها، می‌توان آن را عمده‌ترین جزء در بیلان آب دانست. همچنین عامل شور شدن خاک‌ها در این گونه مناطق که سطح ایستابی در آنها بالا است، خیزش آب‌های زیرزمینی به نزدیکی سطح خاک و تبخیر در آن می‌باشد. به طور کلی روش‌های مؤثر جهت کنترل تبخیر از سطح خاک تنها در گرو شناخت فرآیند تبخیر، شرایط و حالت‌های مختلف میسر می‌باشد و برای مشخص کردن عمق سطح ایستابی مناسب، باید روابط بین عمق سطح ایستابی، ویژگی‌های خاک و نیز شدت تبخیر مشخص گردد [۶ و ۱۱].

تبخیر از سطح خاک طی سه مرحله انجام می‌گیرد. در مرحله اول، تبخیر با شدت ثابت<sup>۱</sup> از سطح خاک مرطوب صورت گرفته و در این شرایط عوامل مؤثر بر تبخیر همانند عوامل مؤثر بر تبخیر از سطح آزاد آب است. شدت تبخیر در این

1- Constant- Rate Stage  
4- Diffusion

2- Falling- Rate Stage  
5- Darcy- Buckingham's Law (1907)

3- Slow- Rate Stage

کمی حاصل از حل تحلیلی جریان برای توصیف مرحله دوم تبخیر (غیرماندگار) از سطح خاک بدون پوشش با وجود سطح ایستایی کم عمق و متغیر بسط داده شده است. در این تحقیق همانند بسیاری از مدل‌های نظری فرض گردید که خاک همگن بوده و سطح ایستایی نزدیک به سطح زمین است. همچنین فرض شد که شدت تبخیر مستقل از شرایط اقلیمی بوده و کوچکتر از ضریب آبگذری اشباع خاک است و نیز انتقال رطوبت به صورت بخار در این حالت ناچیز است. در استخراج مدل‌های کمی فرض بر آن است که رطوبت در منطقه غیر اشباع بالای سطح ایستایی تابعی از زمان و عمق سطح ایستایی می‌باشد و می‌توان آن را با استفاده از معادله تحلیلی و پارامتریک منحنی رطوبتی خاک وان گنوختن [۲۲] بیان نمود. برای مدل کردن توزیع رطوبت در منطقه غیر اشباع در دوره تبخیر فرض شد که در زمان شروع تبخیر در نیمرخ خاک (لایه غیر اشباع بالای سطح ایستایی) شرایط تعادل آبی برقرار است.

#### ۴- مواد و روشها:

##### ۴-۱- بسط و تحلیل مدل‌ها

در تحقیق حاضر با توجه به حالت فیزیکی حاکم بر مسأله (شکل شماره ۱)، شرایط مرزی (B.C.) و اولیه (I.C.) به صورت زیر انتخاب شده‌اند:

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

را نیز می‌توان به دو گروه راه‌حل‌های عددی و تحلیلی معادله ریچاردز با توجه به شرایط اولیه و مرزی حاکم بر مرحله دوم تبخیر تقسیم بندی کرد. پژوهشگران زیادی تبخیر را در حالت غیرماندگار به صورت عددی مورد بررسی قرار داده‌اند [۴، ۵، ۹، ۱۰، ۱۲، ۱۹]. اساس چنین پژوهش‌هایی نیز حل عددی معادلات حاکم بر جریان ناحیه غیر اشباع در محیط‌های متخلخل است که با توجه به شرایط اولیه و مرزی متفاوت به انجام رسیده است. مزیت استفاده از روش‌های عددی امکان بررسی اثر تغییرات زمانی و مکانی در وضعیت جریان روبه بالا در نیمرخ خاک می‌باشد. لیکن ضعف عمده این روش‌ها، پیچیده‌تر بودن کاربرد آنها در مقایسه با راه‌کارهای حل تحلیلی است. پژوهشگران دیگری معادلات حاکم بر جریان روبه بالا در محیط غیر اشباع را به کمک روش‌های تحلیلی حل نموده‌اند [۳، ۷، ۱۳، ۱۴، ۱۶، ۱۷، ۲۱]. اساس این مطالعات استفاده از فرضیات ساده کننده‌ای (نظیر صرف نظر نمودن از اثر دما و نیروی ثقل در حرکت رو به بالای آب در نیمرخ خاک) به منظور تعیین میزان خیز مومینگی از سطح ایستایی به سطح خاک و یا به محدوده ریشه گیاهان و نیز برآورد یا شبیه سازی تبخیر غیر ماندگار از سطح خاک با رطوبت اولیه یکسان حاصل از بارندگی یا آبیاری می‌باشد. اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی و تجربی نشانگر تطابق مطلوب این راه‌حل‌ها می‌باشد.

در این تحقیق با استفاده از معادله ریچاردز برای جریان غیرماندگار رو به بالای یک بعدی و نیز فرض برقرار بودن جریان همدماء، دو مدل

$$\frac{d}{dt} \int_{Z_{cf}}^{Z_{cf}(t)} \theta(Z,t) dZ = \int_{Z_{cf}}^{Z_{cf}(t)} \frac{\partial \theta(Z,t)}{\partial t} dZ + \theta(Z_{cf}(t),t) \frac{dZ_{cf}(t)}{dt} - \theta(Z_{cf},t=0) \frac{dZ_{cf}}{dt} \quad (4)$$

عبارت اول سمت راست معادله شماره 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. برای این منظور فرض می‌شود که به هنگام تبخیر از سطح خاک هیچ‌گونه تخلیه و تغذیه<sup>۲</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. با توجه به شرط مرزی  $\theta(Z_{cf},t) = \theta_s$  میزان رطوبت در عبارت دوم معادله اخیر برابر  $\theta_s$  و عبارت آخر این معادله نیز برابر صفر می‌باشد، در نتیجه معادله شماره ۴ را می‌توان به صورت زیر ساده و باز نویسی نمود:

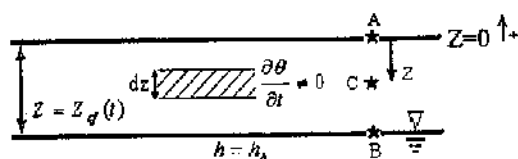
$$e = \frac{d}{dt} \int_{Z_{cf}}^{Z_{cf}(t)} \theta(Z,t) dZ - \theta_s \frac{dZ_{cf}}{dt} \quad (5)$$

رابطه اخیر یک معادله دیفرانسیل جزئی<sup>۴</sup> است که در آن،  $Z$  مختصات قائم و به طرف بالا مثبت بوده و بقیه پارامترها قبلاً تعریف شده‌اند. در صورت معلوم بودن تابع تعریف  $\theta$  و شرایط اولیه و مرزی حاکم بر فرآیند تبخیر، می‌توان این معادله را به صورت تحلیلی حل نمود. در این تحقیق

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

که در آن؛  $\theta$  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<sup>۱</sup> رو به بالا در خاک ( $LT^{-1}$ )،  $e$  شدت تبخیر از سطح خاک ( $LT^{-1}$ )،  $L$  عمق لایه غیر قابل نفوذ خاک ( $L$ ) و  $Z_{cf}$  عمق سطح ایستابی اولیه ( $L$ ) می‌باشند. تغییرات رطوبت در منطقه غیر اشباع (بالای حاشیه موئینه‌ای) را در دوره تبخیر و در فاصله  $Z_1$  تا  $Z_2$  می‌توان با توجه به شکل شماره ۱ به صورت زیر بیان کرد:

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



$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = 0$$

لایه غیر قابل نفوذ

$$Z = -L$$

شکل شماره ۱- نمایی از یک سیستم آب و خاک

چنانچه معادله شماره ۳ را با استفاده از قضیه لایب نیتز<sup>۱</sup> در مورد دیفرانسیل‌گیری از تابع زیر علامت انتگرال معین، بسط بدهیم، خواهیم داشت:

$$e = \frac{d}{dt} \left( \frac{1}{\alpha} \right) \int_{\alpha h_e}^{\alpha(Z_{cf} - Z_{cf} + h_e)} \{ \theta_r + (\theta_s - \theta_r) [1 + y^n]^{-m} \} dy - \theta_s \frac{dZ_{cf}}{dt} \quad (9)$$

برای توصیف تابع تغییرات رطوبت خاک از معادله وان گنوختن که به صورت زیر است استفاده می شود:

$$\theta(h) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) [1 + (\alpha h)^n]^{-m} \quad (6)$$

با کاربرد مجدد قضیه لایب نیتز، معادله شماره ۹ را می توان به صورت زیر نوشت:

$$e = \{ \theta_r + (\theta_s - \theta_r) [1 + (\alpha(Z_{cf} - Z_{cf} + h_e))^n]^{-m} - \theta_s \} \frac{dZ_{cf}}{dt} \quad (10)$$

که در آن؛  $h$  پتانسیل ماتریک آب در خاک ( $L$ ) در رطوبت  $\theta$  و  $\theta_r$  رطوبت باقیمانده<sup>۱</sup> در خاک ( $L^3 L^{-3}$ ) بوده و  $\alpha$  ( $L^{-1}$ )،  $n$  و  $m$  نیز ضرایب تجربی مربوط به خاک هستند. سایر پارامترها نیز قبلاً تعریف شده اند. با توجه به شکل شماره ۱ پتانسیل ماتریک در هر نقطه ( $Z$ ) واقع در ناحیه غیراشباع به صورت زیر است:

$$h = Z - Z_{cf} - h_e \quad (7)$$

معادله شماره ۱۰ یک معادله دیفرانسیل معمولی<sup>۳</sup> مرتبه اول برای توصیف شدت جریان ورودی از مرز فوقانی سطح ایستایی به منطقه غیراشباع است. با استفاده از روش تفکیک متغیرها و انتگرال گیری در فواصل زمانی  $[0, t]$  و مکانی  $[Z_{cf}, Z_{cf}]$  خواهیم داشت:

که در آن،  $h_e$  پتانسیل ماتریک در نقطه ورود هوا به خاک<sup>۲</sup> است ( $L$ ). اگر معادله شماره ۷ را در رابطه وان گنوختن قرار داده و نتیجه آن را در معادله شماره ۵ به کار ببریم، خواهیم داشت:

$$E(t) = (\theta_s - \theta_r) \left\{ \int_{Z_{cf}}^{Z_{cf}} [1 + (\alpha(Z_{cf} - Z_{cf} + h_e))^n]^{-m} dZ_{cf} - (Z_{cf} - Z_{cf}) \right\} \quad (11)$$

$$e = \frac{d}{dt} \int_{Z_{cf}}^{Z_{cf}} \{ \theta_r + (\theta_s - \theta_r) [1 + (\alpha(Z_{cf} + h_e - Z))^n]^{-m} \} dz - \theta_s \frac{dZ_{cf}}{dt} \quad (8)$$

با تغییر متغیر  $X = [\alpha(Z_{cf} - Z_{cf} + h_e)]^n$  انتگرال معادله شماره ۱۱ برابر خواهد شد با:

چنانچه در انتگرال معادله شماره ۸ تغییر متغیر  $y = \alpha(Z_{cf} + h_e - Z)$  را انجام دهیم، می توان نوشت:

$$\frac{E(t)}{(\theta_s - \theta_r)} + (Z_{cf} - Z_{cf}) = \frac{1}{\alpha n} \int_{(\alpha h_e)^n}^{[\alpha(Z_{cf} - Z_{cf} + h_e)]^n} (1 + X)^{-m} X^{\frac{(1-n)}{n}} dX \quad (12)$$

$$\begin{cases} \int_0^{\gamma} y^{p-1} (1-y)^{q-1} dy = B_{\gamma}(p, q) \\ 0 \leq \gamma \leq 1, p > 0 \text{ و } q > 0 \text{ (هرگاه } \gamma = 1) \end{cases} \quad (16)$$

با انجام عملیات مشابه و با فرض  $K = C/(1+C)$ ، انتگرال دوم معادله شماره ۱۳ نیز به صورت زیر بیان می شود:

$$\int_0^C \frac{X^{(\frac{1}{n}-1)}}{(1+X)^m} dX = \int_0^K y^{n-1} (1-y)^{(m-\frac{1}{n})-1} dy = B_K(p, q) \quad (17)$$

با توجه به نتایج حاصل از انتگرال گیری ها در معادله های شماره ۱۶ و ۱۷ و جایگزینی آنها در معادله شماره ۱۳، داریم:

$$E(t) = (\theta_s - \theta_r) \left\{ \frac{1}{\alpha n} [B_{\gamma}(p, q) - B_K(p, q)] - (Z_{cf} - Z_{cfi}) \right\} \quad (18)$$

معادله شماره ۱۸ میزان تبخیر تجمعی از سطح خاک بدون پوشش را به صورت تابعی از افت سطح ایستابی و پارامترهای منحنی رطوبتی خاک در یک فاصله زمانی  $[0, t]$ ، تعیین می کند. توابع بتای ناقص معادله فوق را می توان به وسیله یکی از روش های ریاضی موجود، محاسبه نمود. در تحقیق حاضر برای تعیین این توابع از روش کسرهای زنجیره ای<sup>۲</sup> که در مقایسه با روش سری ها<sup>۳</sup> سریع تر به همگرایی می رسد، استفاده شده است. برای به دست آوردن زمان افت سطح

با تغییر متغیر جدید  $C = (\alpha h_e)^n$ ، انتگرال معادله شماره ۱۲ به دو انتگرال تفکیک می شود. با این کار (صفر کردن حد پائین انتگرال های معین)، می توان آنها را به توابع بتای ناقص<sup>۱</sup> به صورت زیر تبدیل نمود:

$$\frac{E(t)}{(\theta_s - \theta_r)} + (Z_{cf} - Z_{cfi}) = \frac{1}{\alpha n} \left[ \int_0^{[\alpha(Z_{cf} - Z_{cfi} + h_e)]^n} \frac{X^{(\frac{1}{n}-1)}}{(1+X)^m} dX - \int_0^C \frac{X^{(\frac{1}{n}-1)}}{(1+X)^m} dX \right] \quad (13)$$

با فرض  $y = X/(1+X)$  و  $\gamma = [\alpha(Z_{cf} - Z_{cfi} + h_e)]^n / \{1 + [\alpha(Z_{cf} - Z_{cfi} + h_e)]^n\}$  انتگرال اول معادله شماره ۱۳ به صورت زیر نوشته می شود:

$$\int_0^{[\alpha(Z_{cf} - Z_{cfi} + h_e)]^n} \left[ \frac{X^{(\frac{1}{n}-1)}}{(1+X)^m} dX \right] = \int_0^{[\alpha(Z_{cf} - Z_{cfi} + h_e)]^n} \frac{X^{m-2} dX}{(1+X)^m \cdot X^{(m-\frac{1}{n}-1)}} \quad (14)$$

با تغییر متغیر دیگر  $X = y/(1-y)$  در معادله شماره ۱۴ داریم:

$$\int_0^{[\alpha(Z_{cf} - Z_{cfi} + h_e)]^n} \frac{X^{m-2} dX}{(1+X)^m \cdot X^{(m-\frac{1}{n}-1)}} = \int_0^{\gamma} y^{\frac{1}{n}-1} (1-y)^{(m-\frac{1}{n})-1} dy \quad (15)$$

اگر در معادله شماره ۱۵ به ترتیب  $1/n = p$  و  $m-1/n = q$  فرض گردند، طبق تعریف تابع بتای ناقص [۱]، خواهیم داشت:

همان گونه که ملاحظه می‌گردد، معادله شماره ۲۱ بیانگر رابطه افت سطح ایستایی با زمان بر اثر تبخیر از سطح خاک با توجه به ویژگی‌های فیزیکی خاک و عمق لایه غیرقابل نفوذ می‌باشد. در این معادله، انتگرال موجود حل تحلیلی نداشته و باید به کمک یکی از روش‌های ترسیمی یا عددی حل گردد. در تحقیق حاضر برای محاسبه انتگرال فوق از میان روش‌های حل عددی موجود، از روش رومبرگ<sup>۱</sup> که اصلاح یافته روش دوزنقه‌ای می‌باشد [۲]، استفاده گردیده است.

#### ۴-۲- ساخت مدل فیزیکی و اندازه گیری‌ها:

سه نوع خاک از مناطق مهرشهر کرج، محوطه مؤسسه تحقیقات فنی و مهندسی کشاورزی (کرج) و شهریار تهیه گردید. بافت خاک‌های تهیه شده بر اساس استاندارد USDA بترتیب Silty Clay Loam، Sandy Loam و Silty Clay تعیین گردیدند. ویژگی‌های فیزیکی خاک‌های فوق در جدول شماره ۱ ارائه شده‌اند. نمونه خاک‌ها ابتدا در فضای آزاد خشک و سپس کوبیده و از الک شماره ۱۰ (الک ۲ میلیمتری) عبور داده شدند. نُه استوانه از جنس PVC به قطر ۴۰ سانتیمتر و ارتفاع ۱۹۰ سانتیمتر و تا حد ممکن به منظور جلوگیری از لایه بندی در خاک به‌طور یکنواخت با سه نوع خاک در سه تکرار و با وزن مخصوص ظاهری خشک مندرج در جدول شماره ۱ پرگردیدند. برای ایجاد سهولت در حرکت آب درون ستون‌ها، پنج سانتیمتر اول از کف هر ستون با دو لایه فیلتر شن<sup>۲</sup>؛ لایه اول به ضخامت سه سانتیمتر با شن درشت (ذرات

ایستایی، دسته دوم از معادلات دیفرانسیلی برای بخش اشباع واقع در زیر سطح ایستایی بررسی می‌گردند. با توجه به شکل شماره ۱ و با فرض اینکه سطح خاک، سطح مقایسه بوده و جهت رو به بالا مثبت انتخاب شده است، با ارائه قانون داری در طول منطقه اشباع خواهیم داشت:

$$q = -K_s \frac{\Delta \Psi h}{\Delta Z} = -K_s \frac{-Z_{cf} - (-Z_{cf} - h_e)}{L - Z_{cf}} = -K_s \frac{h_e}{L - Z_{cf}} \quad (19)$$

که در آن،  $K_s$  ضریب هدایت هیدرولیکی اشباع خاک است. نظر به اینکه فرض می‌شود شدت جریان ورودی از ناحیه اشباع به بخش غیر اشباع بالای سطح ایستایی «معادل شدت تبخیر» از سطح خاک می‌باشد لذا عملاً دو طرف معادله‌های شماره ۱۰ و ۱۹ برابر بوده و در نتیجه داریم:

$$\frac{-K_s h_e}{L - Z_{cf}} = (\theta_s - \theta_r) \left\{ \left[ 1 + (\alpha(Z_{cf} - Z_{cf0} + h_e))^n \right]^{-m} - 1 \right\} \frac{dZ_{cf}}{dt} \quad (20)$$

با تفکیک متغیرها در معادله شماره ۲۰ و انتگرال گیری از دو طرف آن به ترتیب در فواصل مکانی و زمانی  $[Z_{cf0}, Z_{cf}]$  و  $[0, t]$ ، خواهیم داشت:

$$\frac{K_s h_e t}{(\theta_s - \theta_r)} = L(Z_{cf} - Z_{cf0}) - \frac{1}{2} [(Z_{cf})^2 - (Z_{cf0})^2] - \int_{Z_{cf0}}^{Z_{cf}} \frac{(L - Z_{cf}) dZ_{cf}}{\left\{ 1 + [\alpha(Z_{cf} - Z_{cf0} + h_e)]^n \right\}^m} \quad (21)$$

محبوس شده در خاک به حداقل رسیده و اشباع شدن ستون خاک بدرستی صورت پذیرد. قبل از شروع اندازه‌گیری‌های مربوط به تبخیر، خاک مورد آزمون دو بار اشباع و سپس زهکشی گردید تا ضمن نشست طبیعی، آبشویی خاک‌ها نیز انجام گیرد. آب مورد استفاده برای اشباع نمودن خاک، آب شهری با هدایت الکتریکی ۰/۷ دسی زیمنس بر متر (dS/m) بوده است.

۲۰-۱۰ میلیمتری) و لایه دوم به ضخامت دو سانتیمتر با شن ریز (ذرات ۱۰-۵ میلیمتری) فیلتر سازی گردید. در انتهای هر ستون PVC یک شیر ورودی برای اشباع نمودن ستون خاک و یک سوراخ خروجی برای نصب پیزومتر تعبیه شد. ستون‌های خاک با استفاده از یک ظرف آب ۲۰ لیتری متحرک که امکان نصب آن در هر ارتفاعی وجود داشت، و لوله‌های پلی‌اتیلن ۱۶ میلیمتری به تدریج از پائین اشباع گردیدند تا هوای

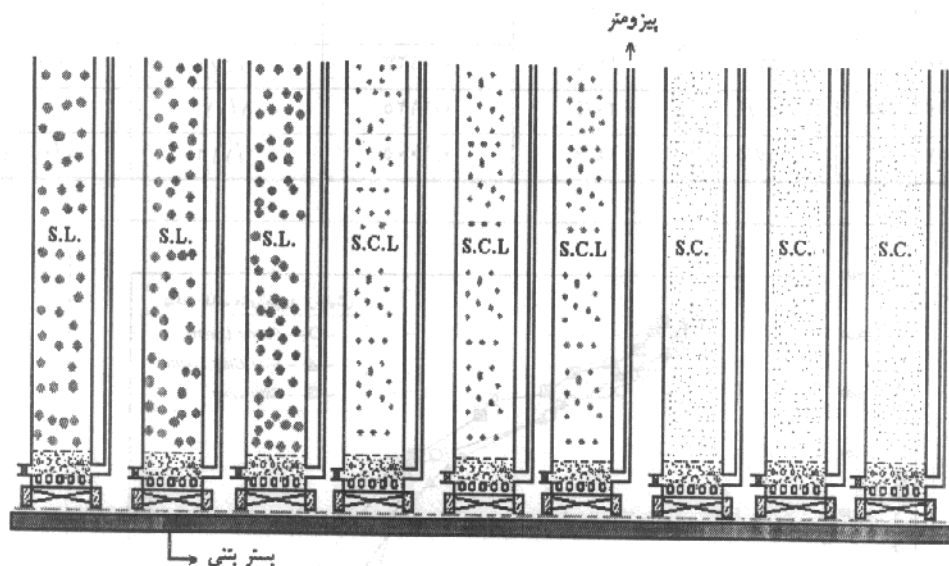
جدول شماره ۱- ویژگی‌های فیزیکی سه نمونه خاک مورد آزمایش

مدایت هیدرولیکی اشباع	وزن مخصوص ظاهری	رس	لای	ماه	
				بافت خاک	درصد
۰/۶۶۹	۱/۳۰	۷/۷۷	۳۲/۹۸	۵۹/۲۵	Sandy Loam
۰/۳۴۹	۱/۲۵	۳۶/۶۵	۴۵/۲۷	۱۸/۰۸	Silty Clay Loam
۰/۰۵۹	۱/۳۹	۴۲/۳۴	۴۷/۱۱	۱۰/۵۵	Silty Clay

پیزومترهای متصل به آنها قرائت می‌گردید. در مدت زمان یادداشت برداری و ثبت داده‌ها، میزان درجه حرارت و رطوبت نسبی محیط آزمایش نیز تعیین و ثبت می‌گردید. 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 استوانه‌ها که بر اثر تبخیر آب و باقی ماندن نمک تشکیل می‌گردید، هر هفته یک بار سطح خاک با چنگک کوچکی خراش داده می‌شد. طول دوره اندازه‌گیری‌های مورد نظر ۵۸ روز (شهریور و مهر ماه سال ۱۳۸۰) بوده است.

ستون‌های خاک مطابق شکل شماره ۲ در فضای آزاد مجاور محوطه مؤسسه مذکور قرار داشتند. برای به حداقل رساندن اثرات جانبی دما بر روی ستون‌های خاک، سطح جانبی هر یک از ستون‌ها با یک لایه پشم شیشه پوشش داده شد و آنگاه از یک لاف نایلون نیز برای محافظت از پشم شیشه استفاده گردید. با اشباع شدن ستون‌های خاک، تبخیر از سطح خاک شروع گردید. میزان تبخیر هر ستون به‌طور روزانه با بلند کردن آن توسط یک جرثقال متحرک و قرار دادن ستون بر روی یک ترازو (به ظرفیت ۵۰۰ کیلوگرم و دقت ۵۰ گرم) به صورت وزنی اندازه‌گیری می‌شد. سطح آب در ستون‌های خاک نیز از طریق





شکل شماره ۲- مقطع قائم از استوانه‌های آزمایشی

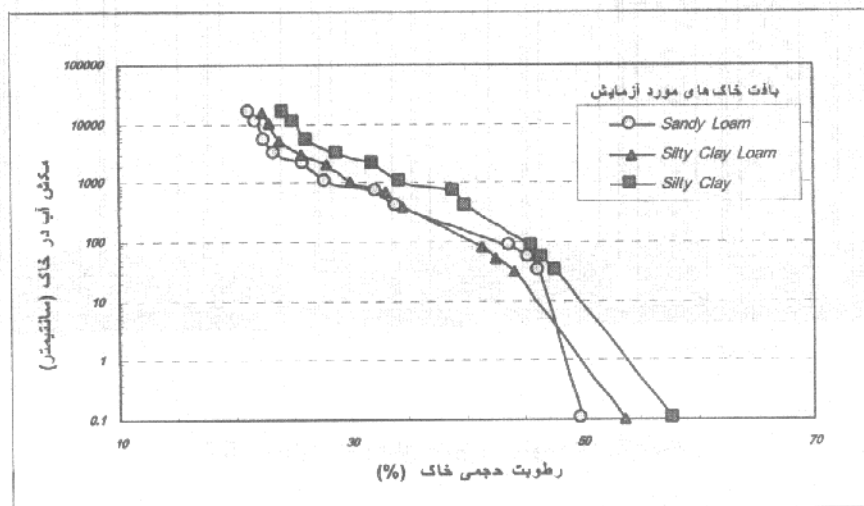
خاک به وسیله تانسیمترهای کوچک (مدل‌های EE514-036, ELE Inter) تعیین گردید. رطوبت نمونه‌های خاک نیز به روش وزنی محاسبه شد. برای مکش‌های بالا (۱۵۴-۴ متر) نیز از دستگاه صفحات فشاری<sup>۱</sup> استفاده به عمل آمد. با توجه به اینکه فرآیند تبخیر منجر به خشک شدن خاک‌ها می‌شود از این نظر در تعیین منحنی رطوبتی، شاخه مربوط به خشک شدن آن مشخص و بکار رفته است. با استفاده از داده‌های حاصل، پارامترهای معادله وان گنوختن بوسیله بسته نرم‌افزاری RETC [۲۳] محاسبه و در جدول شماره ۲ درج شده‌اند. شکل شماره ۳ نیز نشانگر منحنی‌های رطوبتی به دست آمده برای سه نوع بافت خاک مورد آزمایش می‌باشد.

ضریب آب‌گذری اشباع خاک که یکی از فاکتورهای مورد نیاز روابط ارائه شده است، به روش آزمایشگاهی بار ثابت تعیین گردید. برای انجام این آزمایش در سه تکرار نمونه‌هایی از خاک‌های مورد نظر با وزن مخصوص ظاهری همسان با ستون‌های خاک ایجاد شده، تهیه و مورد آزمایش قرار گرفت. نتایج این اندازه‌گیری‌ها به صورت میانگین هندسی برای سه تکرار محاسبه و در جدول شماره ۱ قبلاً ارائه شده است. برای تعیین منحنی رطوبتی خاک نیز ابتدا نمونه‌هایی از سه نوع خاک به کار رفته در ستون‌ها تهیه و از بخش زیرین به تدریج و به مدت ۷۲ ساعت اشباع گردیدند. سپس در مکش‌های کم (۳-۰ متر)، پتانسیل ماتریک آب

1- Pressure Plate Apparatus

جدول شماره ۲- پارامترهای محاسبه شده معادله وان گنوختن برای سه نوع خاک به کمک برنامه RETC

پارامترها بافت خاک	$\theta_s$ (%)	$\theta_r$ (%)	$\alpha$ ( $\text{cm}^{-1}$ )	$n$ (-)	$m = 1 - 1/n$ (-)
Sandy Loam	۵۲/۹	۱۷/۵	۰/۰۱۲۳	۱/۳۷۹	۰/۲۷۵
Silty Clay Loam	۴۹/۹	۲۰/۴	۰/۱۱۲۵	۱/۱۲	۰/۱۰۷
Silty Clay	۵۷/۵	۲۴/۹	۰/۱۰۰۵	۱/۱۱۶	۰/۱۰۰۴



شکل شماره ۳- منحنی‌های رطوبتی سه نوع بافت خاک مورد آزمایش

### ۵- یافته‌ها:

برآورد کمتر تبخیر برای یک دوره زمانی ۵۸ روزه به میزان ۳۲/۶-۲۵/۱ درصد در خاک Sandy Loam، ۳۰/۱-۲۶ درصد در خاک Silty Clay Loam و ۳۴/۴-۲۹/۷ درصد در خاک Silty Clay بوده است.

علاوه بر آن نمودارهای شکل شماره ۴ نشان می‌دهند که تا عمق معینی از استقرار سطح ایستابی، بین نتایج تبخیر حاصل از اندازه‌گیری‌ها و پیش‌بینی‌های مدل (معادله شماره ۱۸) تطابق مناسبی وجود دارد. این موضوع پیش فرض مدل را که برای سطح ایستابی کم عمق صادق است، تأیید می‌کند و از این نظر می‌توان با استفاده از نمودارهای ارائه شده در این شکل، برای خاک‌های مختلف سطح ایستابی کم عمق را

برای بررسی روابط تحلیلی به دست آمده (معادله‌های شماره ۱۸ و ۲۱)، داده‌های حاصل از اندازه‌گیری‌های واقعی با مقادیر محاسبه شده توسط مدلها مورد مقایسه قرار گرفته‌اند. شکل شماره ۴ نشانگر تغییرات مقدار تبخیر با افت سطح ایستابی برای دو حالت اندازه‌گیری و محاسبه شده در خاک‌های مختلف مورد آزمایش می‌باشد. نمودارهای ارائه شده در شکل شماره ۴ بیانگر آن هستند که رابطه بین تبخیر تجمعی و افت سطح ایستابی در خاک‌ها «تقریباً خطی» است. همچنین ملاحظه می‌گردد که میزان تبخیر پیش‌بینی شده توسط مدل (معادله شماره ۱۸) کمتر از مقدار تبخیر اندازه‌گیری شده است. مقادیر

## ۶- کاوش:

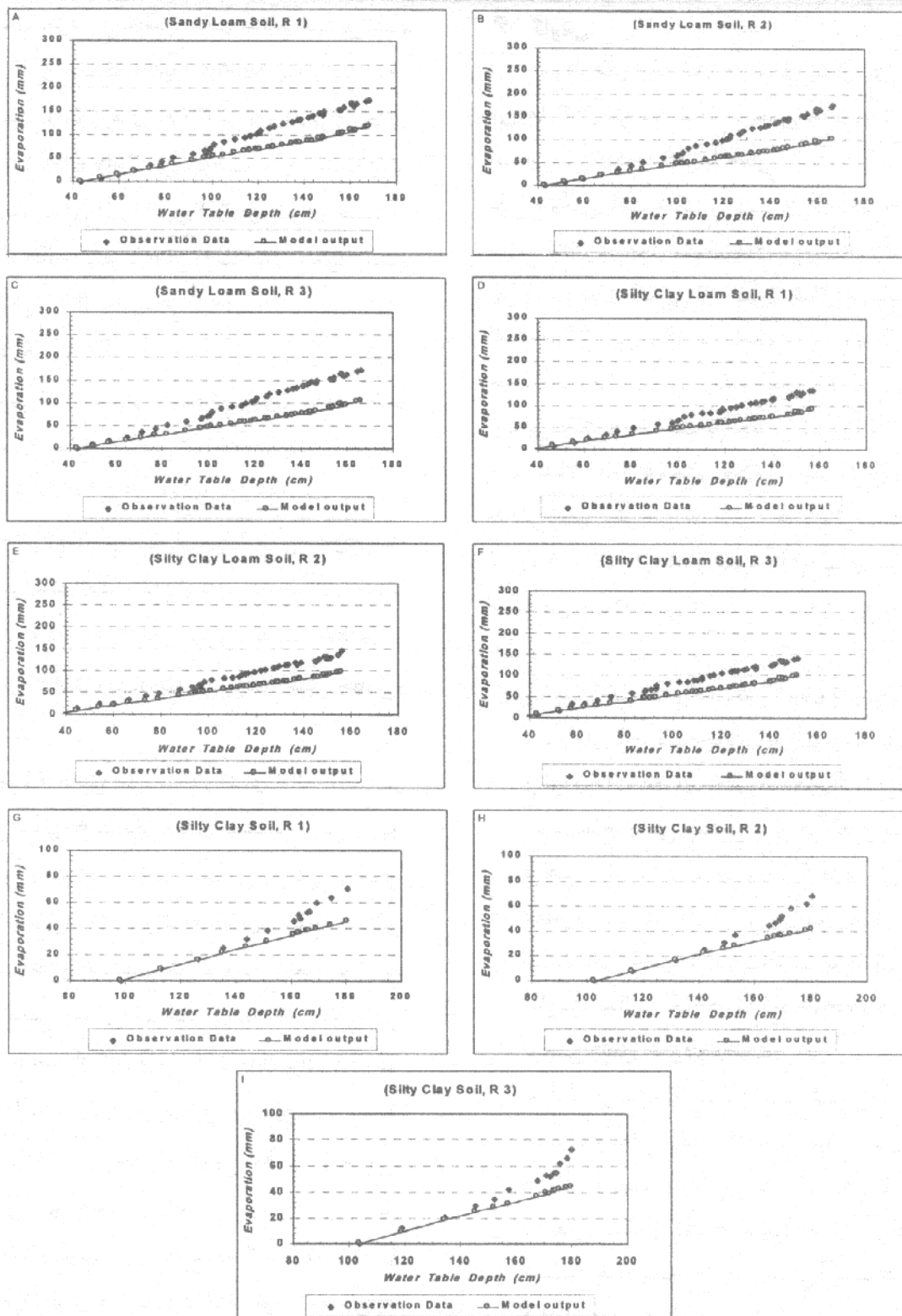
نمودارهای ارائه شده در شکل شماره ۴ نشان می‌دهد که رابطه بین تبخیر تجمعی و افت سطح ایستابی در خاک‌ها «تقریباً خطی» است و این به دلیل همگنی بافت خاک و مهمتر از آن یکنواختی توزیع منافذ در طول ستون خاک می‌باشد. مشابه این پدیده در زهکشی از ستون خاک اشباع با بافت همگن نیز قابل مشاهده است که در آن حجم آب زهکشی شده رابطه خطی با افت سطح ایستابی داشته و متناسب با تخلخل قابل زهکشی<sup>۱</sup> خاک است [۱۸]. همچنین ملاحظه می‌گردد که مقادیر تبخیر پیش‌بینی شده توسط مدل (معادله شماره ۱۸) کمتر از مقدار تبخیر اندازه‌گیری شده است. این اختلاف بدلیل فرضیات به‌کار رفته در مدل و به دلایل زیر است:

- به علت خشک و منقبض شدن تدریجی ستون‌های آزمایشی خاک، بین دیواره استوانه و توده خاک، فضای خالی ایجاد می‌شود که خود سطح جانبی وسیعی برای فرآیند تبخیر فراهم می‌آورد. تبخیر صورت گرفته از این سطح توسط مدل قابل پیش‌بینی نمی‌باشد.
- مقدار آب تبخیر شده به واسطه انتقال رطوبت بحالت بخار در نیمرخ خاک در مدل تحلیلی منظور نگردیده است.
- هرگاه جریان در منطقه غیر اشباع بالای حاشیه موئینگی برقرار باشد، پتانسیل ماتریک هر نقطه نسبت به پتانسیل ماتریک همان نقطه در حالت سکون کمتر می‌باشد. پائین بودن پتانسیل ماتریک به این معنی است که گرادیان هیدرولیکی و در نتیجه شدت جریان رو به بالای حاصل در حالت واقعی بیشتر از پیش‌بینی مدل به کار رفته می‌باشد.

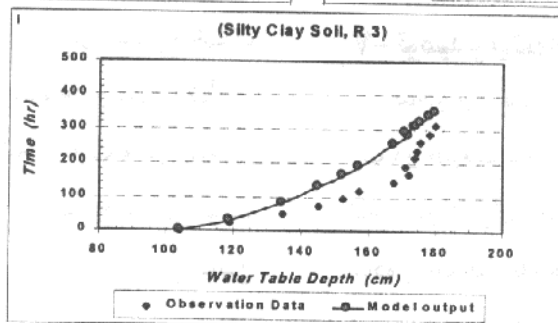
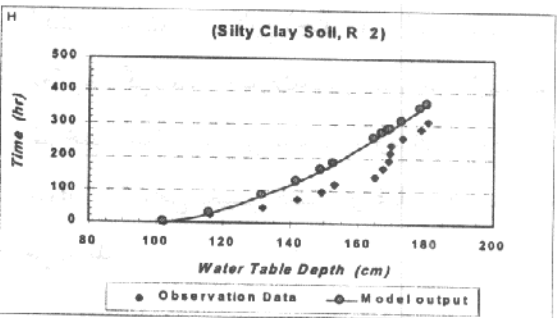
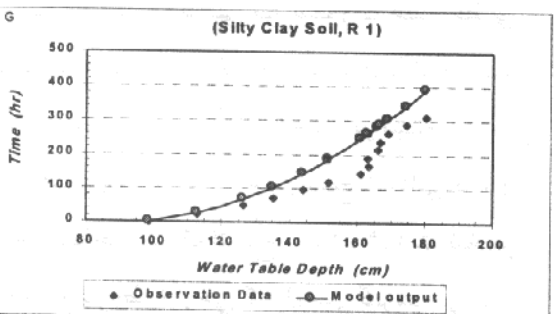
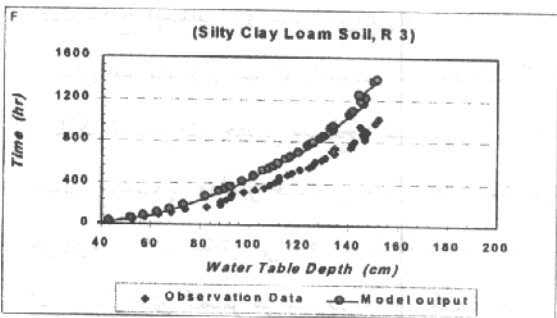
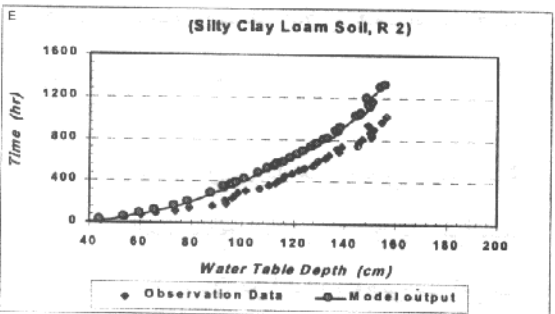
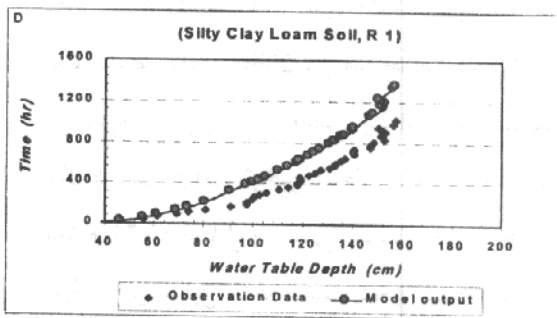
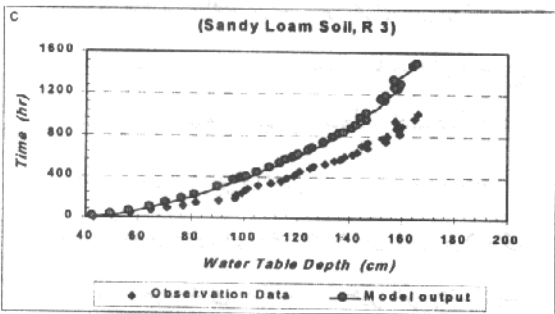
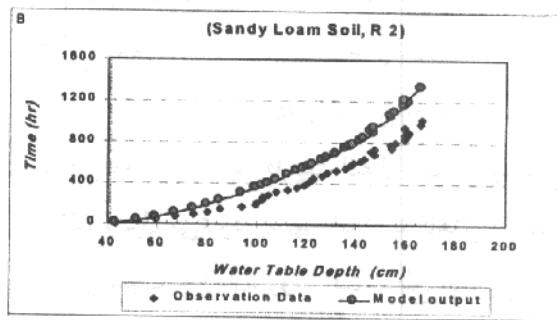
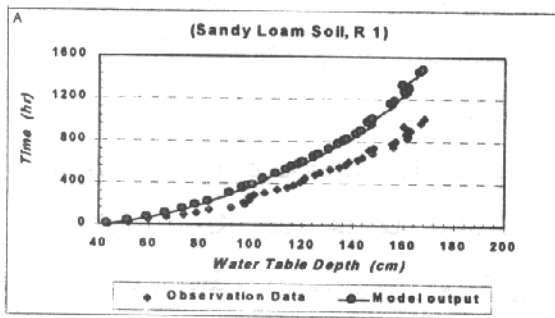
تعریف نمود. در تحقیق حاضر سطح ایستابی کم عمق برای خاک Sandy Loam برابر با ۷۵-۰ سانتیمتر (نمودارهای ۳-A الی ۳-C)، برای خاک Silty Clay Loam برابر با ۹۵-۰ سانتیمتر (نمودارهای ۳-D الی ۳-F) و برای خاک Silty Clay برابر با ۱۴۵-۰ سانتیمتر (نمودارهای ۳-G الی ۳-I) برآورد می‌گردد.

نمودارهای شکل شماره ۵ نیز تغییرات سطح ایستابی اندازه‌گیری شده در طول مدت زمان تبخیر و نتایج حاصل استفاده از مدل (معادله شماره ۲۱) را برای خاک‌های مختلف نشان می‌دهند. همان گونه که از این شکل (نمودارها) نمایان است، افت سطح ایستابی در جریان تبخیر نسبت به زمان در ابتدا به صورت تقریباً «خطی» و پس از گذشت زمان به صورت «غیر خطی» می‌باشد.

مشابه حالت قبل، نمودارهای ارائه شده در شکل شماره ۵ نشانگر تطابق مناسب بین نتایج حاصل از اندازه‌گیری‌های واقعی و پیش‌بینی‌های مدل می‌باشند. در صورتیکه عمق سطح ایستابی در ستون‌های خاک بیش از مقدار تعریف شده برای سطح ایستابی کم عمق باشد، اختلاف بین نتایج حاصل از اندازه‌گیری‌ها و مدل برای هر سه نوع خاک افزایش می‌یابد. این امر مبین دور شدن از فرض اولیه و اساسی «وقوع تبخیر از سطح ایستابی کم عمق» می‌باشد. از نمودارهای شکل شماره ۵ همچنین می‌توان نتیجه گرفت که معادله شماره ۲۱ برای هر سه نوع خاک مورد آزمایش به ازای زمان‌های یکسان، عمق سطح ایستابی را کمتر از «مقدار واقعی» برآورد می‌نماید.



شکل شماره ۴- مقایسه تغییرات اندازه‌گیری و پیش بینی شده تبخیر نسبت به افت سطح ایستابی در استوانه‌های آزمایشی



شکل شماره ۵- مقایسه تغییرات اندازه گیری و پیش بینی شده افت سطح ایستایی نسبت به زمان در استوانه های آزمایشی

لایه‌های سطحی خاک و کم شدن اثر موئینگی در تأمین رطوبت لایه‌های سطحی نیمرخ خاک، شدت تبخیر کاهش یافته و در این حالت شدت تبخیر عمدتاً به وسیله 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 نیز هم خوانی دارد [۱۵].

روند تغییرات عمق سطح ایستابی نسبت به زمان در طی فرآیند تبخیر، از طریق عناصر معادله شماره ۲۱ 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 این معادله که نشانگر تغییرات خطی سطح ایستابی با زمان است، نسبت به مقادیر عددی سایر عبارت‌های موجود در آن، بیشتر می‌گردد. با گذشت زمان، این نابرابری کمتر می‌شود. به‌طوریکه پس از گذشت مدت زمان لازم (چند روز) این نابرابری معکوس گردیده و عبارت‌های نشانگر تغییرات غیرخطی سطح ایستابی نسبت به زمان در معادله شماره ۲۱ عامل تعیین کننده و غالب محسوب می‌شوند.

#### ۷- توصیه و پیشنهاد:

تبخیر از سطح خاک نقش مهمی در چرخش آب در طبیعت دارد. مشکل عمده در برآورد دقیق تبخیر در شرایط مزرعه‌ای، عدم وجود روابط ساده با حداقل اطلاعات مورد نیاز است. در این تحقیق راه‌حل‌های تحلیلی برای برآورد تبخیر

- اندازه منافذ لایه‌های زیرین ستون‌های خاک که تحت تأثیر وزن لایه‌های بالائی است، به علت نشست طبیعی، کمتر از اندازه منافذ نمونه خاک‌های تهیه شده برای تعیین ویژگی‌های فیزیکی نمونه خاک‌ها شده‌اند. با ریزتر شدن منافذ خاک میزان خیز موئینگی در مقایسه با منافذ درشت‌تر افزایش یافته و از این نظر میزان آب انتقال یافته از سطح ایستابی به ناحیه تبخیری (سطح خاک) و در نتیجه مقدار تبخیر واقعی بیشتر شده است.

- اندازه‌گیری‌های مربوط به تعیین ویژگی‌های فیزیکی نمونه‌های خاک و تبخیر هر چند با دقت به انجام رسیده لیکن همراه با خطا متصور بوده است.

همان گونه که از نمودارهای شکل شماره ۵ نمایان است، افت سطح ایستابی در جریان فرآیند تبخیر نسبت به زمان در ابتدا به صورت تقریباً خطی و پس از مدتی به صورت غیر خطی می‌باشد. علت این موضوع را می‌توان با توجه به شرایط حاکم بر فرآیند تبخیر توضیح داد. در زمان‌های اولیه تبخیر که عمق سطح ایستابی کم و لایه سطحی خاک اشباع است، شدت تبخیر به وسیله شرایط خارجی کنترل می‌گردد. در این شرایط خیزش موئینگی رطوبت در نیمرخ خاک قادر است تلفات آب در سطح خاک را تأمین نماید و بدین دلیل شدت تبخیر ثابت و در نتیجه روند افت سطح ایستابی نیز تقریباً یکسان است. هنگامی که سطح ایستابی به قدر کافی پائین می‌افتد، بر اثر ادامه تبخیر و کاهش رطوبت در

داد که اگر جریان در نیمرخ خاک در شرایط همدمما صورت گیرد، هرگاه سطح ایستایی کم عمق بوده و میزان رطوبت در ناحیه غیر اشباع خاک قابل ملاحظه باشد، رطوبت انتقال یافته به حالت بخار آب و تأثیر آن بر تبخیر از سطح خاک، ناچیز خواهد بود.

مقایسه نتایج حاصل از اندازه‌گیری و محاسبه شده از مدل حاکی از آنست که روابط ارائه شده (معادله‌های شماره ۱۸ و ۲۱) مقدار تبخیر و افت سطح ایستایی را در یک دوره معین، کمتر از مقدار واقعی برآورد می‌نمایند. دلیل موجد برآورد کمتر از حد را می‌توان به تبخیر از سطح جانبی استوانه‌های خاک ناشی از انقباض آن، تبخیر از سطح خاک به واسطه انتقال رطوبت در نیمرخ خاک به حالت بخار آب، از دست رفتن ساختمان خاک موجود در ستون‌های آزمایشی و خطاهای به‌وجود آمده در اندازه‌گیری‌ها، مرتبط دانست. تحقیقات بیشتری با مقیاس واقعی‌تر و خاک‌های دست نخورده در این زمینه لازم است تا نتایج به دست آمده به تأیید مجدداً برسد. نظر به اینکه روابط ارائه شده در برابر داده‌های ورودی مربوط به ویژگی‌های فیزیکی خاک حساس می‌باشند بنابراین توصیه می‌گردد در صورت استفاده از این روابط، ضرایب مربوط به معادله وان گنوختن و ضریب هدایت هیدرولیکی اشباع خاک به دقت اندازه‌گیری و منظور شوند.

حالت غیرماندگار در مرحله دوم ارائه و مورد ارزیابی قرار گرفتند. حل معادله ریچاردز برای جریان یک بعدی غیرماندگار رو به بالا با شرایط اولیه و مرزی حاکم بر فرآیند تبخیر نشان داد این روابط تا زمانی که سطح ایستایی در خاک کم عمق می‌باشد، نتایج رضایت بخشی دارند. از مقایسه نتایج حاصل از اندازه‌گیری‌ها و مدل‌ها (معادله‌های شماره ۱۸ و ۲۱) مشخص می‌شود که می‌توان برای هر نوع بافت خاک با استفاده از این روش، سطح ایستایی کم عمق را تعیین یا برآورد کرد.

با کاربرد روابط ارائه شده (معادله‌های شماره ۱۸ و ۲۱)، میزان تبخیر تحت شرایط همدمما و دوره زمانی تبخیر به صورت توابعی از ویژگی‌های فیزیکی خاک، افت سطح ایستایی و عمق استقرار لایه غیر قابل نفوذ در نیمرخ خاک، قابل محاسبه است. دقت این برآورد در محدوده تعریف شده برای سطح ایستایی کم عمق بیشتر می‌باشد، زیرا در شرایط سطح ایستایی کم عمق، اثر مستقیم خیز مومینگی در جبران تلفات آب در لایه سطحی خاک بیشتر است. فرض اولیه «مستقل بودن تبخیر از شرایط اقلیمی» تنها راه کاری برای ساده کردن شرایط مرزی و اولیه حاکم بر فرآیند تبخیر است. در صورتیکه نوسانات روزانه عوامل اقلیمی بر روی تبخیر از سطح خاک اثر دارند [۸ و ۱۵]. همچنین نتایج این تحقیق نشان

#### ۸- منابع:

- 1- Abromowitz, M. and I. A. Stegun, (1965). Handbook of mathematical function. Fourth printing. Applied Math. Ser. US Government Printing Office, Washington DC. pp: 944.

- 2- Al-Khafaji, A. W. and J. R. Tooley, (1986). Numerical methods in engineering practice. CBS College Publishing. pp:390-393.
- 3- 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 Publ. 188:19-28.
- 4- 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.
- 5- 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.
- 6- 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.
- 7- 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.
- 8- Gardner, W. R. and D. I. Hillel, (1962). The relation of external evaporation condition to the drying of soils. J. Geophys. Res. 67:4319-4325.
- 9- 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. Agr. Eng. 1968. Annu. Meet. 16 p.
- 10- Hillel, D. I. (1977). Computer simulation of soil-water dynamics. Int. Dev. Res. Center. Ottawa, Canada.
- 11- Hillel, D. I. (1998). "Environmental soil physics". Chapter 18:Evaporation from bare-surface soils and winds erosion. Academic Press Inc. pp: 508-522.
- 12- Laats, P. J. M. (1980). Model for unsaturated flow above a shallow water table- Applied to regional subsurface flow problem. Pudoc. Wageningen.
- 13- 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.
- 14- 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.
- 15- Mohammad, F. S. (1993). Effect of evaporation on water table drawdown under hot climatic conditions. Dirasat (Pure and Applied Science). 20:16-33.
- 16- 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.
- 17- Pandey, R. S. and S. K. Gupta, (1990). Drainage design equation with simultaneous evaporation from soil surface. ICID Bulletin. 39: 19-25.
- 18- 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.



- 19- 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.
- 20- 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.
- 21- 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.
- 22- Van Genuchten, M. Th. (1980). A Closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 44(5):892-897.
- 23- 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.
- 24- Warrick, A. W. (1988). Additional solutions for steady - state evaporation from a shallow water table. *Soil Sci.* 146:63-66.
- 25- Willis, W. O. (1960). Evaporation from layered soil in the presence of a water table. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 24: 239-242.

## Nonsteady Evaporation from Bare Soils with Shallow Ground Water-Table Based on Van Genuchten Soil Water Retention Curve

Gh. Zarei, M. Homaei and A. M. Liaghat

A large amount of rainfall and irrigation water in arid and semi-arid regions is lost through soil surface via evaporation. In the vegetated areas, depending on the irrigation method and the growing stage of the plants, over 10 to 61 percent of the total evapotranspiration is due to evaporation alone. In such regions with shallow ground water-table, high evaporation leads to accumulate salts at the soil surface. Thus, the evaporation phenomenon not only is responsible for water loss but also is a major reason for soil salinization. One major difficulty for accurate estimating of evaporation in the field conditions is lack of simple function with less needed 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 ground water-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 the soil surface can be estimated as functions of water-table drawdown, impermeable layer depth, and soil physical properties. The solution is based on the parametric closed form equation of *Van Genuchten* for soil water characteristic. Some soil column experiments consisting of three disturbed Sandy Loam, Silty Clay Loam, and Silty Clay soils were carried out to evaluate the analytical solutions. The results indicate a good agreement between the data collected and the theoretical solution. The analytical model underestimates evaporation and water-table drawdown in a certain period. The small disagreements between the measured and predicted values can be attributed to side gap of shrinkaged soil, evaporation due to vapor phase transmitted moisture, experimental errors and most importantly the collapse of macropores resulting from soil packing. This solution seems to be applicable for different soil types, requiring only few accessible input parameters.

**Key Words:** Nonsteady Evaporation, Bare Soil Evaporation, Analytical Solution of Evaporation, Shallow Water Table, *Richards'* Equation.