

## برآورد تبخیر غیر ما ندگار از سطح خاک بدون پوشش با سطح ایستابی کم عمق افتان به روش مدل رطوبتی کمپل<sup>۱</sup>

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

### چکیده

تبخیر از سطح خاک‌ها به ویژه در مناطق خشک و نیمه خشک نقش مهمی در چرخش آب در طبیعت دارد. در این گونه نواحی، بخش عمده آبی که وارد خاک می‌شود، از طریق تبخیر از سطح خاک به جو بر می‌گردد. همچنین در مناطقی که سطح ایستابی در آنها بالا است به سبب تبخیر از سطح خاک، تجمع املاح در سطح خاک نیز به وقوع می‌پیوندد. بنابراین فرآیند تبخیر از سطح خاک نه تنها سبب اتلاف آب می‌گردد، بلکه موجب شور شدن خاک‌ها<sup>۱</sup> نیز می‌شود. مشکل اصلی در برآورد دقیق تبخیر در شرایط مزرعه‌ای عدم وجود روابط ساده با حداقل اطلاعات مورد نیاز است. هدف اصلی از این مطالعه، بسط و حل تحلیلی جریان یک بعدی غیرماندگار رو به بالا از سطح ایستابی به سطح خاک با حداقل اطلاعات ورودی و تعیین میزان صحت آن است. این راه‌حل تحلیلی با استفاده از معادله ریچاردز و با توجه به شرایط اولیه و مرزی حاکم بر فرآیند تبخیر به دست آمده است و همانند بسیاری از راه‌حل‌های تحلیلی، فرضیات ساده کننده‌ای 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 کمپل (۱۹۷۴) استفاده گردیده است. با این راه‌حل میزان تبخیر از سطح

۱- این مقاله مستخرج از قسمتی از پایان نامه گروه مهندسی آبیاری و آبادانی دانشکده کشاورزی دانشگاه تهران است.

\*- مربی پژوهش مؤسسه تحقیقات فنی و مهندسی کشاورزی

\*\* - استادیار گروه مهندسی آبیاری و آبادانی دانشکده کشاورزی دانشگاه تهران

\*\*\* - استادیار گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه تربیت مدرس

تاریخ دریافت مقاله ۸۱/۱۰/۷، تاریخ دریافت نسخه نهایی ۸۲/۲/۷

خاک و زمان تبخیر به صورت توابعی از افت سطح ایستایی، ویژگی های فیزیکی خاک و عمق لایه غیر قابل نفوذ تعیین می شود. با ساخت مدل های فیزیکی از خاک های دست خورده Sandy Loam، Silty Clay و Silty Clay Loam 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. 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 صورت بخار، از بین رفتن ساختمان خاک و نیز خطاهای بوجود آمده در دوره 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 فرآیند تبخیر، سطح ایستایی کم عمق، معادله ریچاردز

#### مقدمه

از نظر فیزیکی تبخیر از سطح خاک طی سه مرحله انجام می گیرد. مرحله اول، تبخیر با شدت ثابت<sup>۱</sup> است. این مرحله هنگامی اتفاق می افتد که خاک مرطوب بوده و متناسب با نیاز تبخیری جو، قابلیت هدایت آب به ناحیه تبخیری را دارا باشد. در این مرحله، عوامل مؤثر بر فرآیند تبخیر همانند عوامل مؤثر بر تبخیر از سطح آزاد آب است. در طول این مرحله، شدت تبخیر بوسیله شرایط خارجی (جوی) کنترل می گردد. مرحله دوم، تبخیر با شدت نزولی<sup>۲</sup> است. با کاهش رطوبت در خاک سطحی، این مرحله از تبخیر آغاز می شود و رطوبت لایه های پائین تر بر اثر خیز موئینگی به سطح خاک می رسد تا تلفات آب در سطح خاک را تا حدودی که شرایط اقلیمی و خاک اجازه می 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 می شود. در این مرحله از تبخیر، انتقال آب از میان لایه خشک شده بوسیله فرآیند آهسته پخشیدگی بخار آب صورت می گیرد [۱۱].

با مرطوب شدن خاک بر اثر بارندگی، آبیاری و یا بالا آمدن سطح ایستایی، تبخیر از سطح خاک آغاز می شود. مقدار آب تبخیر شده بستگی به ویژگی های خاک و شرایط اقلیمی محیط دارد. در

1- Constant-Rate Stage

2- Falling-Rate Stage

3- Slow-Rate Stage

نواحی خشک و نیمه‌خشک بخش قابل ملاحظه‌ای از آب باران که به سطح خاک می‌رسد، بر اثر تبخیر تلف می‌شود. حتی هنگامی که سطح خاک دارای پوشش گیاهی است، بسته به روش آبیاری بین ۱۰ تا ۶۱ درصد کل تبخیر و تفرق را تبخیر از سطح خاک تشکیل می‌دهد [۱۱]. بنابراین تبخیر از سطح خاک بخش عمده‌ای از بیلان آبی بوده و به ویژه در نواحی خشک، اراضی دیم و دیمزارها، می‌توان آن را بزرگترین جزء در بیلان آبی دانست. همچنین فرآیند شور شدن خاک‌ها در این گونه مناطق که سطح ایستابی در آنها بالا است، خیزش آبهای زیرزمینی به سطح خاک و تبخیر در آنجا می‌باشد. بطور کلی روش‌های مؤثر جهت کنترل تبخیر از سطح خاک تنها در گرو شناخت فرآیند تبخیر در 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 روشن گردد [۶ و ۱۱].

پژوهش‌های نظری انجام شده در زمینه تبخیر از سطح خاک بدون پوشش را می‌توان به دو بخش ماندگار و غیرماندگار تقسیم نمود. پژوهشگران زیادی تبخیر از سطح خاک را در حالت ماندگار مورد مطالعه قرار داده‌اند [۲۵، ۲۱، ۲۶، ۲۶]. مبنای کلیه 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 معادله داری-باکینگهام<sup>۱</sup> (۱۹۰۷) 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 [۸]. بنابراین در نظر گرفتن تبخیر بصورت ماندگار بیانگر شرایط واقعی نیست. پژوهش‌های انجام شده در زمینه تبخیر غیرماندگار را نیز می‌توان به دو گروه راه‌حل‌های عددی و تحلیلی معادله ریچاردز<sup>۲</sup> (۱۹۳۱) با توجه به شرایط اولیه و مرزی حاکم بر مرحله دوم تبخیر تقسیم‌بندی کرد. پژوهشگران متعددی تبخیر را در حالت غیرماندگار بصورت حل عددی مورد بررسی قرار داده‌اند [۱۲، ۱۰، ۹، ۵، ۴ و ۲۰]. 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 الگوی جریان رو به بالا در نیمرخ خاک می‌باشد. لیکن عیب عمده این راه حل‌ها، پیچیده‌تر بودن کاربرد آنها در مقایسه با روش‌های حل تحلیلی است. پژوهشگران دیگری معادلات حاکم بر جریان رو به بالا در محیط غیراشباع را به کمک روش‌های تحلیلی حل نموده‌اند [۱۸، ۱۷، ۱۵، ۱۴، ۱۳، ۱۲ و ۲۲]. اساس این مطالعات استفاده از فرضیات ساده کننده‌ای به منظور تعیین میزان خیزموئینگی 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

1- Darcy-Buckingham's Equation

2- Richards' Equation (1931)

بارندگی یا آبیاری می‌باشد. این فرضیات ساده کننده عمدتاً صرف نظر نمودن از اثر دما و نیروی ثقل در حرکت رو به بالای آب در نیمرخ خاک می‌باشند. اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی و تجربی نشانگر تطابق پذیری خوب این راه‌حل‌ها است.

در این تحقیق برای نخستین مرتبه با استفاده از معادله ریچاردز (برای جریان غیرماندگار رو به بالای یک بعدی) و نیز فرض برقرار بودن جریان همدماً، دو مدل کمی حاصل از حل تحلیلی جریان برای توصیف تبخیر غیرماندگار از سطح خاک بدون پوشش در حضور سطح ایستایی کم عمق و افتان، اشتقاق یافته است. در تحقیق حاضر همانند بسیاری از مدل‌های نظری فرض گردید که خاک همگن بوده و سطح ایستایی نزدیک به سطح خاک است. همچنین فرض شد که شدت تبخیر مستقل از شرایط جوی بوده و تعداد آن کمتر از ضریب آبگذری اشباع خاک می‌باشد و نیز انتقال رطوبت به صورت بخار در نیمرخ خاک در این حالت ناچیز است. در اشتقاق مدل‌های کمی فرض بر آن است که رطوبت در منطقه غیراشباع بالای سطح ایستایی تابعی از زمان و عمق سطح ایستایی می‌باشد و می‌توان آن را با استفاده از معادله منحنی رطوبتی خاک کمپل<sup>۱</sup> بیان نمود [۲]. برای مدل نمودن توزیع رطوبت در منطقه غیراشباع در فرآیند تبخیر، فرض شد که در زمان شروع تبخیر در نیمرخ خاک (لایه غیراشباع بالای سطح ایستایی) تعادل آبی برقرار است.

### اشتقاق مدل‌های کمی

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

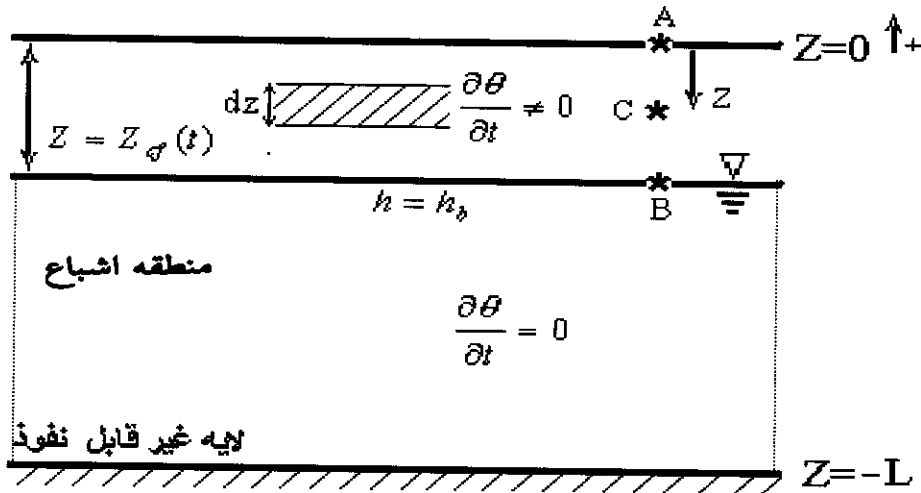
$$\text{B. C.:} \quad \begin{cases} \theta(Z_{cf}, t) = \theta_s \\ q(0, t) = e \\ q(-L, t) = 0 \end{cases} \quad (1)$$

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

که در آن؛  $\theta$  رطوبت حجمی خاک ( $L^3 L^{-3}$ )،  $Z_{cf}$  عمق سطح ایستایی ( $L$ ) 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 غیرقابل نفوذ خاک ( $L$ ) و  $Z_{cfi}$  عمق سطح ایستایی اولیه ( $L$ ) می‌باشند. تغییرات رطوبت در منطقه غیراشباع (بالای حاشیه مؤثنه‌ای) را در طول دوره تبخیر و در فاصله  $Z_1$  تا  $Z_2$  می‌توان با توجه به شکل (۱) از نظر ریاضی به صورت زیر بیان کرد:

1- Isothermal

2- Campbell (1974)



شکل (۱): نمایی از یک سیستم آب و خاک.

$$\frac{\partial (\int_{z_1}^{z_2} \theta \cdot dZ)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \int_{z_1}^{z_2} \theta(Z,t) dZ \quad (۳)$$

چنانچه معادله (۳) را با استفاده از قضیه لایب نیتز<sup>۱</sup> در مورد دیفرانسیل گیری از تابع زیر علامت انتگرال معین [۲۴]، بسط بدهیم، خواهیم داشت:

$$\frac{d}{dt} \int_{Z_{cfi}}^Z \theta(Z,t) dZ = \int_{Z_{cfi}}^Z \frac{\partial \theta(Z,t)}{\partial t} dZ + \theta(Z_{cfi},t) \frac{dZ_{cfi}(t)}{dt} - \theta(Z_{cfi},t=0) \frac{dZ_{cfi}}{dt} \quad (۴)$$

عبارت اول سمت راست معادله (۴) بیان دیگری از اصل پیوستگی جریان است و نشانگر شدت تبخیر می‌باشد. این مفهوم با انتگرال گیری از معادله ریچاردز نسبت به  $Z$  و اعمال شرایط مرزی و اولیه حاکم بر مسأله اثبات می‌گردد. برای این کار فرض می‌شود که به هنگام تبخیر از سطح خاک هیچ گونه تخلیه و یا تغذیه<sup>۲</sup> رطوبتی در منطقه غیراشباع وجود ندارد و لذا شدت جریان ورودی از انتهای فوقانی حاشیه مؤثنه‌ای به منطقه غیراشباع معادل با شدت تبخیر از سطح خاک است. با توجه به

1- Leibnitz's Rule

2- Sink & Source

شرط مرزی  $\theta(Z_{cf}, t) = \theta_s$ ، میزان رطوبت در عبارت دوم معادلهٔ اخیر برابر  $\theta_s$  و عبارت آخر این معادله نیز برابر صفر می‌باشد، در نتیجه معادلهٔ (۴) را می‌توان به صورت زیر ساده و بازنویسی نمود:

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

که در آن،  $Z$  مختصات قائم و به طرف بالا مثبت بوده و بقیهٔ پارامترها قبلاً تعریف شده‌اند. رابطهٔ اخیر یک معادلهٔ دیفرانسیل جزئی است که در صورت معلوم بودن تابع تعریف  $\theta$  و شرایط اولیه و مرزی حاکم بر فرآیند تبخیر، می‌توان آن را به صورت تحلیلی حل نمود. در این تحقیق برای توصیف تابع تغییرات رطوبت خاک از «معادلهٔ پارامتریک منحنی رطوبتی کمپل» که بصورت زیر است استفاده می‌شود:

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_s \left(\frac{h}{h_b}\right)^{-\beta} & h < h_b \\ \theta_s & h \geq h_b \end{cases} \quad (6)$$

که در آن؛  $h$  پتانسیل ماتریک ( $L$ ) در رطوبت  $\theta$ ،  $h_b$  پتانسیل ماتریک در نقطه ورود هوا به خاک<sup>۱</sup> در حالت استاندارد ( $L$ ) و  $\beta$  شیب منحنی رطوبتی خاک (-) بوده و بقیهٔ پارامترها نیز قبلاً تعریف شده‌اند. حالت استاندارد شرایطی است که جرم مخصوص ظاهری خاک برابر ۱/۳ گرم بر سانتیمتر مکعب باشد. برای تعیین  $h_b$  و  $\beta$ ، کمپل [۳] روابط زیر را با توجه به مثلث جدید بافت خاک شیرازی و بورسما [۲۳] ارائه نموده است:

$$\begin{cases} h_b = -0.5d_g^{-0.5} & \text{اگر } \rho_b = 1.3 & \text{گرم بر سانتیمتر مکعب} \\ h_b = (-0.5d_g^{-0.5}) \left(\frac{\rho_b}{1.3}\right)^{(0.67/\beta)} & \text{اگر } \rho_b \neq 1.3 & \text{گرم بر سانتیمتر مکعب} \end{cases} \quad (7)$$

$$\beta = 1/(-2h_b + 0.2\sigma_g) \quad (8)$$

1- Bubbling Pressure

که در آن؛  $h_b$  بر حسب ژول بر کیلوگرم،  $d_g$  میانگین هندسی قطر ذرات خاک (میلیمتر) و  $\sigma_g$  انحراف معیار هندسی اندازه ذرات (-) می‌باشند. این دو پارامتر را می‌توان به کمک روابط زیر محاسبه نمود:

$$\begin{cases} d_g = \exp a \\ a = 0.01 \sum_{i=1}^3 F_i \ln M_i \end{cases} \quad (9)$$

$$\begin{cases} \sigma_g = \exp b \\ b^2 = 0.01 \sum_{i=1}^3 F_i \ln^2 M_i - a^2 \end{cases} \quad (10)$$

که در آن؛  $F_i$  درصد وزنی ذرات شن، لای و رس بوده و  $M_i$  نیز میانگین حسابی اندازه حدود ذرات خاک است. این مقادیر بر اساس تقسیم‌بندی  $^1USDA$  برای شن  $M_d = 1/0.25$  میلیمتر، برای لای  $M_v = 0/0.26$  میلیمتر و برای رس  $M_y = 0/0.01$  میلیمتر محاسبه می‌شود [۲۳].

با توجه به شکل (۱) پتانسیل ماتریک در هر نقطه ( $Z$ ) واقع در ناحیه غیراشباع بصورت زیر

است:

$$h = Z - Z_{cf} - h_b \quad (11)$$

با مراجعه به معادله کمپل و با توجه به معادله (۱۱)، این مدل را می‌توان بصورت زیر بازنویسی نمود:

$$\theta = \theta_s \left( \frac{Z - Z_{cf} - h_b}{-h_b} \right)^{-\beta} \quad (12)$$

با جایگزینی معادله (۱۲) در معادله (۵) خواهیم داشت:

$$e = \frac{d}{dt} \int_{Z_{cf}}^{Z_{cf}} \theta_s \left( \frac{Z - Z_{cf} - h_b}{-h_b} \right)^{-\beta} dZ - \theta_s \frac{dZ_{cf}}{dt} \quad (13)$$

جهت حل انتگرال موضوع معادله (۱۳)، تغییر متغیر  $X = (Z_{cf} + h_b - Z) / h_b$  را انجام می‌دهیم. با توجه به متغیر و حدود انتگرال جدید، معادله (۱۳) بصورت زیر بازنویسی می‌گردد:

$$e = \frac{d}{dt} \int_{\frac{Z_{cf} + h_b - Z_{cf}}{h_b}}^1 \theta_s(X)^{-\beta} (-h_b dX) - \theta_s \frac{dZ_{cf}}{dt} \quad (14)$$

با بی بُعد نمودن پارامترها در معادله (۱۴) با تقسیم بر  $h_b$ ، انتگرال گیری و مشق گیری از عبارت اول طرف راست و مرتب کردن آن، می توان نوشت:

$$e = \theta_s h_b [(Z_{cf}^* - Z_{cfi}^* + 1)^{-\beta} - 1] \frac{dZ_{cf}^*}{dt} \quad (15)$$

معادله (۱۵) یک معادله دیفرانسیل معمولی مرتبه اول برای توصیف شدت جریان ورودی از مرز فوقانی سطح ایستابی (حجم آب ورودی از واحد سطح صفحه‌ای که در هر لحظه از زمان در آن  $h = h_b$  می‌باشد) به منطقه غیراشباع است. با استفاده از روش جداسازی متغیرها و انتگرال گیری در فواصل مکانی  $[Z_{cfi}^*, Z_{cf}^*]$  و زمانی  $[0, t]$ ، خواهیم داشت:

$$E(t) = \theta_s h_b \left\{ \frac{1}{1-\beta} [(Z_{cf}^* - Z_{cfi}^* + 1)^{1-\beta} - 1] - (Z_{cf}^* - Z_{cfi}^*) \right\} \quad (16)$$

معادله بالا میزان تبخیر تجمعی از سطح خاک بدون پوشش را بصورت تابعی از افت سطح ایستابی و پارامترهای منحنی مشخصه رطوبتی خاک در فاصله زمانی  $[0, t]$ ، تعیین می‌کند.

برای به دست آوردن زمان افت سطح ایستابی، دسته دوم از معادلات دیفرانسیلی برای بخش اشباع واقع در زیر سطح 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 کاربرد معادله داریسی در طول منطقه اشباع خواهیم داشت:

$$q = -K_s \frac{\Delta \Psi h}{\Delta Z} = -K_s \frac{-Z_{cf} - (-Z_{cf} - h_b)}{L - Z_{cf}} = -K_s \frac{h_b}{L - Z_{cf}} \quad (17)$$

که در آن،  $K_s$  ضریب آبدگزی اشباع خاک است. با بی بُعد کردن معادله (۱۷) همانند روش قبل داریم:

$$q = \frac{-K_s}{L^* - Z_{cf}^*} \quad (18)$$

نظر به اینکه فرض می‌شود شدت جریان ورودی از ناحیه اشباع به بخش غیراشباع بالای سطح ایستابی معادل شدت تبخیر از سطح خاک می‌باشد لذا بطور عملی دو طرف معادله‌های (۱۵) و (۱۸) برابر بوده و در نتیجه می‌توان نوشت:

$$\frac{-K_s}{L^* - Z_{cf}^*} = \theta_s h_b [(Z_{cf}^* - Z_{cfi}^* + 1)^{-\beta} - 1] \frac{dZ_{cf}^*}{dt} \quad (19)$$



با تفکیک متغیرهای معادله (۱۹) و انتگرال گیری از دو طرف آن به ترتیب در فواصل مکانی و زمانی  $[Z_{cf}^*, Z_{cf}^*]$  و  $[0, t]$ ، خواهیم داشت:

$$\frac{K_s t}{\theta_s h_p} = L^* (Z_{cf}^* - Z_{cf}^*) - \frac{L^*}{1-\beta} [(Z_{cf}^* - Z_{cf}^* + 1)^{1-\beta} - 1] - \frac{1}{2} [(Z_{cf}^*)^2 - (Z_{cf}^*)^2] + \quad (20)$$

$$\frac{1}{1-\beta} [Z_{cf}^* (Z_{cf}^* - Z_{cf}^* + 1)^{1-\beta} - Z_{cf}^*] - \frac{1}{(1-\beta)(2-\beta)} [(Z_{cf}^* - Z_{cf}^* + 1)^{2-\beta} - 1]$$

همان گونه که ملاحظه می گردد، معادله (۲۰) بیانگر رابطه بین افت سطح ایستابی با زمان بر اثر تبخیر از سطح خاک با توجه به ویژگی های فیزیکی خاک و عمق لایه غیرقابل نفوذ خاک می باشد.

#### مواد و روش ها

سه نوع خاک زراعی از مناطق مهرشهر کرج، محوطه مؤسسه تحقیقات فنی و مهندسی کشاورزی (کرج) و شهرستان شهریار تهیه گردید. بافت خاک های تهیه شده بر اساس استاندارد USDA برترتیب *Sandy Loam*، *Silty Clay Loam* و *Silty Clay* تعیین گردیدند. ویژگی های خاک های مورد نظر در جدول (۱) درج شده اند. نمونه های خاک ابتدا در فضای آزاد خشک و سپس از غربال شماره ۱۰ (غربال ۲ میلیمتری) عبور داده شدند. نه استوانه از جنس PVC به قطر ۴۰ سانتیمتر و ارتفاع ۱۹۰ سانتیمتر تا حد ممکن به طور یکنواخت با سه نوع خاک (هر سه استوانه با یک نوع خاک) و با جرم مخصوص ظاهری خشک مندرج در جدول (۱) پرگردیدند. برای ایجاد سهولت در حرکت آب درون ستون ها، پنج سانتیمتر اول از کف هر ستون با دو لایه فیلتر سنگریزه ای<sup>۱</sup>؛ لایه اول به ضخامت سه سانتیمتر با سنگریزه درشت (ذرات ۱۰-۲۰ میلیمتری) و لایه دوم به ضخامت دو سانتیمتر با سنگریزه ریز (ذرات ۵-۱۰ میلیمتری) فیلترسازی شدند. در انتهای هر ستون PVC یک شیر ورودی برای اشباع کردن ستون خاک و یک خروجی برای نصب پیژومتر تعبیه شد. ستون های خاک با استفاده از یک ظرف آب ۲۰ لیتری متحرک که امکان نصب آن در هر ارتفاعی وجود داشت، و لوله های پلی اتیلن ۱۶ میلیمتری بتدریج از پائین اشباع گردیدند تا هوای محبوس شده در خاک ها به حداقل رسیده و اشباع شدن ستون های خاک بدرستی صورت پذیرد. قبل از شروع

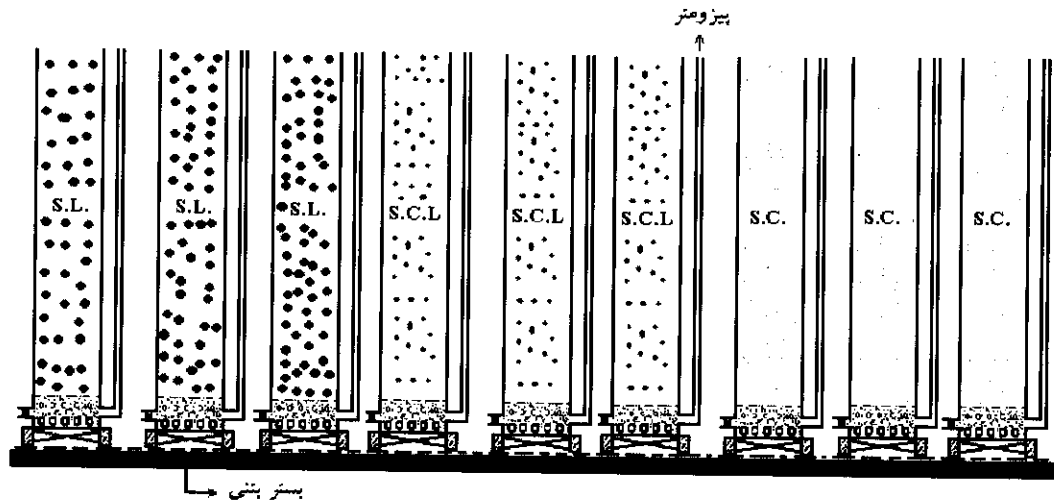
اندازه‌گیری‌های مربوط به تبخیر، خاک‌ها دو بار اشباع و سپس زهکشی شدند تا ضمن نشست طبیعی، آبشویی آنها نیز انجام گیرد. آب مورد استفاده برای اشباع کردن خاک‌ها، آب شهری با هدایت الکتریکی ۰/۷ دسی زیمنس بر متر ( $dS/m$ ) بوده است.

جدول ۱: ویژگی‌های فیزیکی سه نمونه خاک مورد آزمایش.

بافت خاک	ماسه	لای	رس	جرم مخصوص ظاهری (گرم بر سانتیمتر مکعب)	هدایت هیدرولیکی اشباع (سانتیمتر در ساعت)
	%				
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

ستون‌های خاک مطابق شکل (۲) در فضای آزاد مجاور محوطه مؤسسه تحقیقات فنی و مهندسی کشاورزی قرار داشتند. برای به حداقل رساندن اثرات دما بر روی ستون‌های خاک، سطح جانبی هر یک از ستون‌ها با یک لایه پشم شیشه پوشش داده شد و آنگاه یک لفاف نایلون نیز برای محافظت از پشم شیشه به کار برده شد. با اشباع شدن ستون‌های خاک، تبخیر از سطح خاک استوانه‌ها شروع گردید. میزان تبخیر هر ستون روزانه با بلند کردن ستون‌ها توسط یک جرثقال متحرک و قرار دادن آنها بر روی یک ترازوی متحرک (به ظرفیت ۵۰۰ کیلوگرم و دقت ۵۰ گرم) به صورت وزنی اندازه‌گیری شد. سطح آب در ستون‌های خاک نیز از طریق پیزومترهای متصل به آنها قرائت گردید. در مدت زمان یادداشت برداری‌ها، میزان درجه حرارت و رطوبت نسبی محیط آزمایش نیز ثبت شدند.

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) بوده است.



شکل (۲): مقطع قائم از ستون‌های آزمایشی.

ضریب آبگذری اشباع خاک که یکی از پارامترهای مورد نیاز روابط نظری ارائه شده است، به روش آزمایشگاهی بار ثابت تعیین گردید. برای تعیین این ضریب، در سه تکرار نمونه‌هایی از خاک‌های مورد نظر با جرم 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 خاک‌های مورد آزمایش نیز ابتدا نمونه‌هایی از سه نوع خاک بکار رفته در ستون‌ها تهیه و در داخل دسیکاتور از بخش زیرین بتدریج و بمدت ۷۲ ساعت اشباع گگردیدند. سپس رطوبت اشباع آنها به روش وزنی محاسبه شدند. از حاصل ضرب رطوبت وزنی و جرم مخصوص ظاهری نمونه خاک‌ها، رطوبت حجمی خاک‌ها به دست آمدند. برای محاسبه پارامترهای مورد نیاز مدل رطوبتی کمپل، با استفاده از اطلاعات مربوط به جرم مخصوص ظاهری خاک‌ها، میانگین هندسی قطر ذرات خاک و انحراف معیار هندسی اندازه ذرات تشکیل دهنده خاک‌ها، روابط پیشنهادی کمپل (۱۹۸۵) که بر اساس مثلث جدید بافت خاک شیرازی و بورسما (۱۹۸۴) است، (معادله‌های ۷ تا ۱۰) به کار رفتند. نظر به اینکه فرآیند تبخیر منجر به خشک شدن خاک‌ها می‌شود از این نظر در تعیین منحنی‌های رطوبتی، شاخه مربوط به خشک شدن آنها مشخص و مورد استفاده قرار گرفتند. پارامترهای محاسبه شده معادله منحنی رطوبتی کمپل برای سه خاک مورد آزمایش در جدول (۲) درج شده‌اند.

## نتایج و بحث

این مطالعه به منظور اشتقاق مدل‌های تحلیلی برای پیش‌بینی تبخیر از سطح خاک بعنوان تابعی از افت سطح ایستابی و ویژگی‌های فیزیکی خاک و تعیین میزان صحت و درستی مدل‌های تحلیلی انجام گردیده است. برای آزمون معادلات تحلیلی استخراج شده (معادلات ۱۶ و ۲۰)، داده‌های حاصل از اندازه‌گیری واقعی با مقادیر محاسبه شده توسط مدل مورد مقایسه قرار گرفتند. شکل (۳) نشانگر تغییرات مقدار تبخیر تجمعی با افت سطح ایستابی برای دو حالت اندازه‌گیری و محاسبه شده در خاک‌های مختلف می‌باشد. نمودارهای ارائه شده در شکل (۳) حاکی از آن است که رابطه بین تبخیر تجمعی و افت سطح ایستابی در خاک‌ها تقریباً «خطی» است و این به دلیل یکنواختی بافت خاک و

جدول ۲: پارامترهای معادله منحنی رطوبتی کمپل برای سه نوع خاک مورد آزمایش.

پارامترها بافت خاک	ر (%)	ح <sub>ج</sub> (میلیمتر)	ح <sub>ج</sub> (-)	ح <sub>ج</sub> (سانتیمتر)	(-)
<i>Sandy Loam</i>	۵۲/۹	۰/۱۷۸۰	۹/۶۱۵	۱۲/۰۸	۰/۲۳۳
<i>Silty Clay Loam</i>	۴۹/۹	۰/۰۱۵۳	۱۱/۷۰۳	۳۸/۶۲	۰/۱۰۱
<i>Silty Clay</i>	۵۷/۵	۰/۰۰۹۶	۹/۲۲۱	۵۷/۳۴	۰/۰۷۶

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>۱</sup> خاک است [۱۹]. همچنین ملاحظه می‌گردد که میزان تبخیر پیش‌بینی شده توسط مدل (معادله ۱۶) کمتر از مقدار تبخیر اندازه‌گیری شده است. این اختلاف بخاطر فرضیات بکار رفته در مدل و به دلایل زیر بوده است:

الف- به علت خشک و منقبض شدن تدریجی ستون‌های خاک، بین دیواره استوانه و توده خاک‌ها 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.

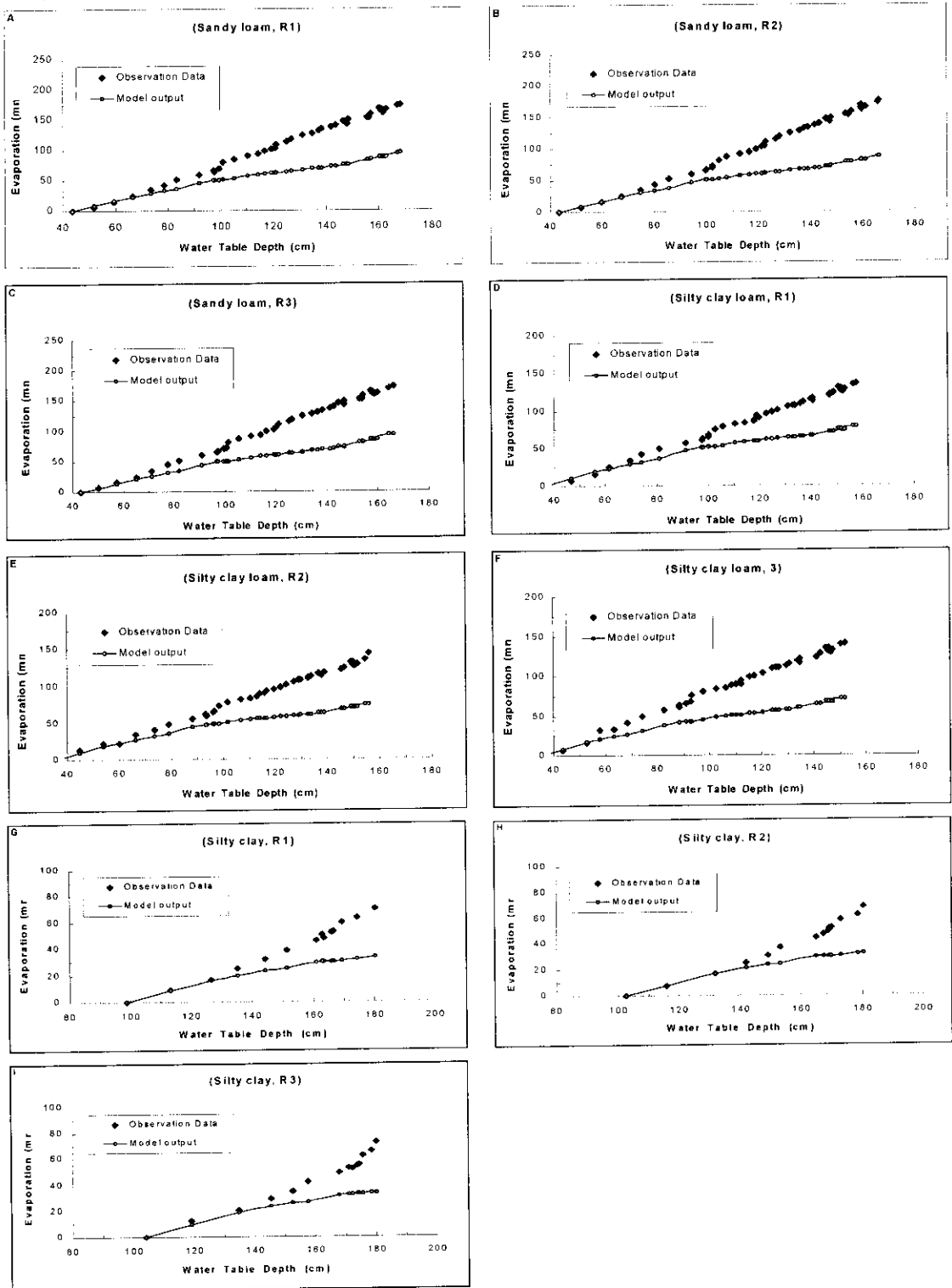
1- Drainable Prosimy

پ- وقتی که جریان در منطقه غیراشباع 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 رو به بالای حاصل در حالت واقعی بیشتر از پیش‌بینی مدل است.

ت- اندازه منافذ لایه‌های پائینی ستون‌های خاک بر اثر جابجایی مستمر به منظور توزین استوانه‌های آزمایشی، نشست طبیعی خاک و تحت تأثیر وزن لایه‌های بالائی خود، کمتر از اندازه منافذ نمونه خاک‌های تهیه شده برای تعیین ویژگی‌های فیزیکی خاک‌ها شده‌اند. با رسیدن سطح ایستابی به این منافذ ریز، میزان خیز موئینگی در خاک 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.

ث- اندازه‌گیری‌های مربوط به تعیین ویژگی‌های فیزیکی خاک، تبخیر و افت سطح ایستابی همراه با خطاهای احتمالی بوده است.

تأثیر عوامل مذکور در وضعیت جریان آب در خاک منجر به برآورد کمتر تبخیر (خطای نسبی) به میزان  $40/1 - 44/6$  درصد در خاک *Sandy Loam*،  $41/2 - 45/3$  درصد در خاک *Silty Clay Loam* و نیز  $48/1 - 49/9$  درصد در خاک *Silty Clay* برای یک دوره زمانی ۵۸ روزه گردیده 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، از این نظر 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 ۱۶) تطابق خوبی وجود دارد. این مسأله پیش فرض مدل را که برای «سطح ایستابی کم عمق» بسط و تحلیل شده است، تأیید می‌کند و لذا می‌توان با استفاده از نمودارهای ارائه شده در این شکل، برای خاک‌های مختلف سطح ایستابی کم عمق را تعریف نمود. در تحقیق حاضر سطح ایستابی کم عمق برای خاک *Sandy Loam*،  $0-70$  سانتیمتر (نمودارهای A-3 الی C-3)، برای خاک *Silty Clay*  $0-140$  سانتیمتر (نمودارهای G-3 الی I-3) تعیین می‌گردد. همچنین مشاهده می‌شود که در محدوده تعریف شده به عنوان سطح ایستابی کم عمق، مقدار برآورد کمتر از واقعیت به طور قابل قبولی بهبود یافته و به حدود  $21/5 - 23/4$  درصد در خاک *Sandy Loam*،  $17/1 - 20/9$  درصد در خاک *Silty Clay Loam* و نیز  $13/6 - 18/1$  درصد در خاک *Silty Clay* رسیده است. با توجه به این که دامنه تعریف شده به عنوان سطح ایستابی کم عمق برای خاک رسی (*Silty Clay*) بیشتر از سایر خاک‌ها (*Silty Clay Loam*، *Sandy Loam*) بوده است لذا میزان بهبود در پیش‌بینی تبخیر در این خاک نیز از سایر خاک‌ها بیشتر بوده است.

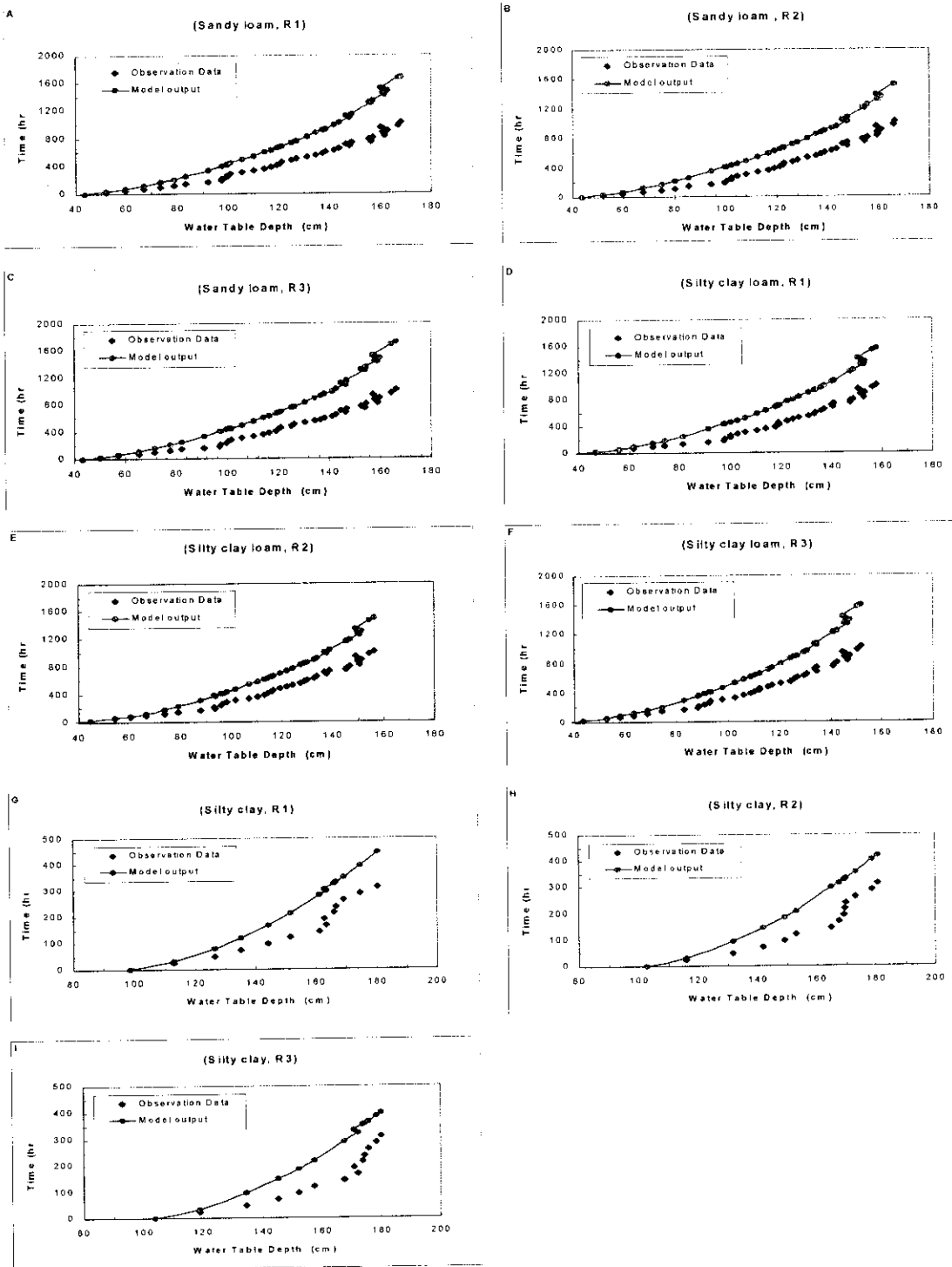


شکل (۳): مقایسه تغییرات اندازه گیری و پیش بینی شده تبخیر ایزوترم نسبت به افت سطح ایستابی در ستون های آزمایشی.

نمودارهای شکل (۴) تغییرات سطح ایستابی اندازه‌گیری شده در طول مدت تبخیر و نتایج حاصل از مدل (معادله ۲۰) 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 سطح ایستابی پائین می‌افتد، بر اثر ادامه تبخیر و کاهش رطوبت در لایه‌های سطحی خاک و کم شدن اثر موئینگی در تأمین رطوبت لایه‌های سطحی خاک، شدت تبخیر کاهش یافته و در این حالت شدت تبخیر عمدتاً 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. همچنین، روند تغییرات عمق سطح ایستابی نسبت به زمان در دوره تبخیر، از روی عناصر ریاضی و غیرخطی معادله (۲۰) نیز قابل استنتاج است. این گونه تغییرات با نتایج منتشر شده توسط سایر محققان همخوانی دارد [۱۶].

همانند حالت قبل، نمودارهای ارائه شده در شکل (۴) نشانگر تطابق قابل قبول بین نتایج حاصل از اندازه‌گیری‌های واقعی و پیش‌بینی‌های مدل می‌باشند. در صورتی که 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 اساسی «وقوع تبخیر از سطح ایستابی کم عمق» است. از نمودارهای شکل (۴) همچنین می‌توان دریافت که معادله (۲۰) 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 چندگانه ذکر شده قبلی می‌باشند.

فرض اولیه «مستقل بودن تبخیر از شرایط جوی» تنها راه کاری برای ساده کردن شرایط مرزی و اولیه حاکم بر فرآیند تبخیر است. در صورتی که نوسانات روزانه جوی بر روی تبخیر از سطح خاک اثرگذار می‌باشند [۸، ۱۶]. همچنین نتایج این تحقیق نشان داد که تنها اگر جریان در نیمرخ خاک در شرایط همدمما صورت پذیرد، سطح ایستابی کم عمق باشد و میزان رطوبت در ناحیه غیراشباع خاک قابل ملاحظه باشد، رطوبت منتقل شده به حالت بخار آب و تأثیر آن بر تبخیر از سطح خاک، ناچیز خواهد بود. تحقیقات بیشتری با مقیاس واقعی‌تر و خاک‌های دست نخورده در این زمینه لازم است تا نتایج به دست آمده به تأیید مجدد برسد. نظر به اینکه روابط ارائه شده در برابر اطلاعات ورودی مربوط به ویژگی‌های فیزیکی خاک‌ها خیلی حساس هستند لذا توصیه می‌گردد در صورت استفاده از این روابط، ضرایب مربوط به مدل رطوبتی کمپل و ضریب آبگذری اشباع خاک به دقت تعیین و به کار روند.



شکل (۴): مقایسه تغییرات اندازه‌گیری و پیش‌بینی شده افت سطح ایستابی نسبت به زمان در ستون‌های آزمایشی.



## 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 Publ. 188:19-28.
- 2- Campbell, G. S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.* 117:311-314.
- 3- Campbell, G. S. 1985. *Soil physics with basic transport models for soil-plant systems.* Develop. In *Soil Sci.* 14. Elsevier, New York.
- 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 wind erosion. Academic Press Inc. pp: 508-522.
- 12- Laar de, 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- Malik, R. S., S. Kumar and I. S. Dahiya. 1984. An approach to quick determination of some water transmission characteristics of porous media. *Sol. Sci.* 137: 395-400.
- 15- 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.
- 16- Mohammad, F. S. 1993. Effect of evaporation on water table drawdown under hot climatic conditions. *Dirasat (Pure and Applied Science)* . 20:16-33.
- 17- 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.
- 18- Pandey, R. S. and S. K. Gupta. 1990. *Drainage design equation with simultaneous evaporation from soil surface. ICID Bulletin.* 39: 19-25.
- 19- 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.
- 20- 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.
- 21- 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.
- 22- 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.
- 23- Shirazi, M. A., and L. Boersma. 1984. A unifying quantitative analysis of soil texture. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48:142-147.
- 24- Spiegel, M. R. 1983. *Schaum's outline of theory and problems of advanced mathematics for engineers and scientists.* McGraw-Hill Inc.
- 25- Warrick, A. W. 1988. Additional solutions for steady-state evaporation from a shallow water table. *Soil Sci.* 146:63-66.
- 26- Willis, W. O. 1960. *Evaporation from layered soil in the presence of a water table. Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 24:239-242.