



شبیه‌سازی تبخیر غیرماندگار از سطح خاک در شرایط متغیر رطوبتی با استفاده از مدل نگهداشت دو پارامتری کمپیل*

راضیه آقاجانی^۱، مهدی همایی^{۲*} و محمد بای‌بوردی^۲

(۱) دانشجوی کارشناسی ارشد؛ گروه خاکشناسی؛ دانشکده کشاورزی؛ دانشگاه تربیت مدرس؛ تهران؛ ایران

(۲) استاد گروه خاکشناسی؛ دانشکده کشاورزی؛ دانشگاه تربیت مدرس؛ تهران؛ ایران

** نویسنده مسئول مکاتبات: mhomaee@modares.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۱/۰۲/۰۱

تاریخ دریافت: ۹۰/۱۱/۱۶

چکیده

بخش وسیعی از کشور پهناور ایران به دلیل واقع شدن در منطقه خشک و نیمه‌خشک، با کمبود آب روبه‌رو است. در این مناطق، نه تنها منابع آب محدودترند، بلکه عوامل جوی موثر بر تبخیر با شدت بیشتری اعمال می‌شوند. هدف از این پژوهش، شبیه‌سازی تبخیر غیرماندگار از سطح خاک بدون پوشش، با استفاده از مدل پارامتریک پیشنهادی Zarei و همکاران (۲۰۰۹)، در شرایط متغیر رطوبتی بود. شرایط رطوبتی شامل حضور یا عدم حضور زهکش، وجود لایه غیر قابل نفوذ و سطوح مختلف ایستایی در اعماق ۰.۷۵، ۱.۰، ۱.۲۰، ۱.۵۰ و ۲.۰۰ سانتی‌متر بودند. بدین منظور، لایسیمترهایی از خاک با این ویژگی‌ها تهیه شدند و مقدار تبخیر به روش وزنی سه بار در روز در آنها اندازه‌گیری شد. سپس، مقدار تبخیر با استفاده از مدل پارامتریک پیشنهادی Zarei و همکاران، به صورت تابعی از افت سطح ایستایی برآورد شد. ارزیابی مدل نشان داد که بیشترین (۹۸/۸) و کمترین (۸۴/۸) کارایی، به ترتیب مربوط به سطوح ایستایی ۱۵۰ و ۷۵ سانتی‌متر است. نتایج نشان داد که همبستگی مناسبی میان پیش‌بینی‌های نظری با اندازه‌گیری‌ها وجود دارد، لیکن نتایج حاصل از مدل اندکی کمتر از مقادیر واقعی است. کم برآوردی مدل را می‌توان به تبخیر ناشی از حرکت رو به بالای آب به صورت بخار، به هم خوردن ساختمان خاک در اثر کوبیدن آن و خطای اندازه‌گیری با ترازو نسبت داد.

واژه‌های کلیدی: تبخیر غیر ماندگار؛ سطح ایستایی؛ مدل کمپیل

مقدمه

عواملی که بحران کمبود آب را به ویژه در مناطق خشک و نیمه خشک شدیدتر می‌کند، تبخیر آب از سطح خاک است. حتی هنگامی که سطح خاک دارای پوشش گیاهی است، با توجه به روش آبیاری، نوع گیاه و مرحله رشد آن بین ۱۰ تا ۷۹ درصد از کل تبخیر و تعرق را تبخیر از سطح خاک تشکیل می‌دهد (Hillel, 1998; Homae et al., 2002). بنابراین تبخیر از سطح خاک همیشه بخش مهمی از چرخه

امروزه کمبود آب قابل استفاده از یک سو و رشد جمعیت از سوی دیگر، مسأله نیاز به آب و کمبود آن را بیش از پیش مطرح می‌سازد. کمبود آب در مناطق خشک و نیمه‌خشک، گسترش کشت در اراضی مستعد را با محدودیت مواجه می‌سازد. یکی از

* مقاله، مستخرج از پایان نامه کارشناسی ارشد گروه خاکشناسی دانشگاه تربیت مدرس است.

حالات مختلف وجود و عدم وجود لایه غیر قابل نفوذ، زهکش و سطوح مختلف ایستایی بر ستون‌های آزمایش، شرایط متغیر رطوبتی ایجاد گردید. مقدار تبخیر نیز با استفاده از مدل‌های پارامتریک پیشنهادی زارعی و همکاران (۲۰۰۹)، که بر مبنای معادله منحنی رطوبتی کمپیل اشتقاق یافته است، برآورد شد. در نهایت، داده‌های اندازه‌گیری شده با برآورد شده، مقایسه شدند.

مواد و روش‌ها

ابتدا خاک لوم شنی^۳، پس از خشک شدن در فضای آزاد، از غربال ۵ میلی‌متری عبور داده شد. جدول ۱، پاره‌ای از ویژگی‌های فیزیکی خاک مورد آزمایش را نشان می‌دهد. سپس، ۲۴ استوانه از جنس PVC به قطر داخلی ۱۰ سانتی‌متر تهیه شد و انتهای ستون‌ها به غیر از سه عدد، سوراخ گردیدند. تعداد سوراخ‌ها به اندازه‌ای بود که کف ستون‌ها به عنوان لایه محدودکننده در برابر جریان آب، تلقی نشود. ستون‌ها از خاک با جرم ویژه ظاهری (gr/cm³) ۱/۵ پر و سپس از پایین اشباع شدند. با اشباع شدن ستون‌ها، ۳ ستون دارای زهکش، ۳ ستون دارای لایه غیر قابل نفوذ و بقیه دارای سطوح ایستایی در عمق ۷۵، ۱۰۰، ۱۲۰، ۱۵۰ و ۲۰۰ سانتی‌متر بودند. مقدار تبخیر در ستون‌ها به صورت وزنی اندازه‌گیری شد. اندازه‌گیری‌ها به صورت روزانه و در هر روز در سه نوبت ۸ صبح، ۱۲ ظهر و ۱۶ بعدازظهر انجام گرفت. برای مقایسه مقدار تبخیر در شرایط مذکور نسبت به پتانسیل تبخیری در منطقه مورد آزمایش، مقدار تبخیر از سطح ستون پر از آب نیز اندازه‌گیری گردید. بنابراین ۳ ستون نیز از آب پر شد. آزمایش به مدت ۳۸ روز به طول انجامید.

هیدرولوژیک است و به‌ویژه در نواحی خشک، اراضی دیم و دیم‌زارها، جزء غالب بیلان آب است. متأسفانه اندازه‌گیری مستقیم تبخیر در مقیاس‌های بزرگ، دشوار، پرهزینه و معمولاً غیرعملی است.

از نظر فیزیکی، تبخیر^۲ فرآیندی سه مرحله‌ای است که طول دوره زمانی هر یک از مراحل و الگوی آن بستگی به شدت عوامل اقلیمی دارد (Zarei et al., 2000; Hillel, Campbell and Norman, 2000; 1998). مرحله نخست هنگامی رخ می‌دهد که سطح خاک خیس بوده و متناسب با نیاز تبخیری نیوار، به اندازه کافی قابلیت هدایت آب به ناحیه تبخیر وجود داشته باشد. در مرحله دوم، مقدار تبخیر کمتر از پتانسیل تبخیری نیوار بوده، با گذشت زمان به طور تصاعدی کاهش می‌یابد. مرحله سوم با خشک شدن بیش از اندازه لایه سطحی خاک و تأثیر آن در توقف هدایت آب در نیم‌رخ خاک آغاز می‌شود. انتقال آب در این مرحله طی فرآیند پخشیدگی انجام می‌شود. با توجه به این که تبخیر، فرآیندی پیوسته است، شیب تغییرات و هدایت هیدرولیکی خاک در هر عمق خاک دائماً کاهش می‌یابد (Hillel, 1998).

مقدار تبخیر از سطح خاک بدون پوشش، افزون‌بر این که به وسیله پتانسیل تبخیری نیوار کنترل می‌شود، به ویژگی‌های هیدرولیکی ذاتی خاک هم مربوط می‌گردد (Jury et al., 1991; Van de Griend and Owe, 1994). تمام عواملی که در مقدار رطوبت خاک موثر هستند، در مقدار تبخیر آب از سطح خاک نیز به نوعی تأثیرگذارند. از جمله عواملی که در میزان رطوبت خاک اهمیت زیادی دارند، سطح ایستایی کم-عمق، لایه غیر قابل نفوذ و همچنین وجود زهکش می‌باشد. از این رو هدف از انجام این پژوهش، اندازه‌گیری تبخیر از سطح خاک بدون پوشش در شرایط متغیر رطوبتی بود. بدین منظور، با اعمال

³ Sandy Loam

² Evaporation

جدول ۱- ویژگی‌های فیزیکی خاک مورد آزمایش

	شن	سیلت	رس	جرم ویژه ظاهری (گرم بر سانتی‌متر مکعب)	هدایت هیدرولیکی اشباع (سانتی‌متر در روز)
Sandy Loam	۷۷/۲	۱۲/۲۶	۱۰/۵۴	۱/۵۰	۲۴/۹۶

(1984) است، استفاده گردید. مدل رطوبتی

Campbell (1974) را می‌توان به شکل زیر نوشت:

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_s \left(\frac{h}{h_b}\right)^{-\beta} & h < h_b \\ \theta_s & h \geq h_b \end{cases} \quad (1)$$

که در آن؛ h پتانسیل ماتریک آب در خاک در رطوبت θ ، (L) ، h_b پتانسیل ماتریک در نقطه ورود هوا به خاک در حالت استاندارد (L) و β شیب منحنی رطوبتی خاک (-) می‌باشد. حالت استاندارد هنگامی است که جرم ویژه ظاهری خاک برابر با $1/3 \text{ gr/cm}^3$ باشد. برای تعیین ضرایب h_b و β ، Campbell (۱۹۸۵) روابط زیر را با توجه به روش پیشنهادی Shirazi و Boersma (1984)، ارائه نموده است:

$$\begin{cases} h_b = -0.5d_g^{0.5} & \rho_b = 1.3 \text{ gr/cm}^3 \\ h_b = (-0.5d_g^{0.5})\left(\frac{\rho_b}{1.3}\right)^{(0.67/\beta)} & \rho_b \neq 1.3 \text{ gr/cm}^3 \end{cases} \quad (2)$$

$$\beta = 1/(-2h_b + 0.2\sigma_g) \quad (3)$$

که در آن‌ها؛ h_b بر حسب d_g میانگین هندسی قطر ذرات خاک (mm) و σ_g انحراف معیار هندسی ذرات (-) می‌باشند. دو پارامتر اخیر را می‌توان به کمک روابط زیر محاسبه کرد:

$$\begin{cases} d_g = \exp a \\ a = 0.01 \sum_{i=1}^3 F_i \ln M_i \end{cases} \quad (4)$$

$$\begin{cases} \sigma_g = \exp b \\ b = 0.01 \sum_{i=1}^3 F_i \ln^2 M_i - a^2 \end{cases} \quad (5)$$

که در آن‌ها؛ F_i فراوانی نسبی ذرات شن، سیلت و رس بوده و M_i نیز میانگین حسابی اندازه ذرات خاک است. این مقادیر بر مبنای تقسیم‌بندی USDA^۶ برای شن $Md = 1/0.25$ میلی‌متر، برای سیلت $Mt = 0/0.26$ میلی‌متر و برای رس $My = 0/0.01$ میلی‌متر محاسبه شده است (Shirazi and Boersma, 1984)؛ بای‌وردی، (۱۳۷۹).

همچنین برای تعیین منحنی رطوبتی خاک مورد آزمایش، به منظور استفاده از پارامترهای معادله‌های رطوبتی کمپبل در مدل کمی اشتقاق یافته، از دستگاه صفحات فشاری استفاده شد. رطوبت وزنی نمونه پس از رسیدن دستگاه به حالت تعادل (خارج نشدن آب از خروجی دستگاه)، با توزین آن در هر مرحله به دست آمد. از حاصل ضرب رطوبت وزنی و جرم ویژه ظاهری خاک، رطوبت حجمی آن محاسبه شد. پارامترهای محاسبه شده منحنی رطوبتی خاک مورد آزمایش در مدل رطوبتی کمپبل، در جدول ۲ ارائه شده است. نظر به این که تبخیر فرآیندی است که طی آن خاک به سمت خشک شدن پیش می‌رود، منحنی رطوبتی در حال خشک شدن^۴ و نه در حال مرطوب شدن^۵ تعیین و به کار گرفته شد. همچنین برای افزایش دقت در ترسیم منحنی رطوبتی، از خاک مورد نظر دو نمونه تهیه شد و آزمایش با دو تکرار انجام گرفت.

پس از به دست آمدن داده‌های منحنی رطوبتی، با استفاده از مدل پارامتریک Zarei و همکاران (۲۰۰۹)، مقدار تبخیر برآورد شد. بدین منظور، برای محاسبه پارامترهای مدل رطوبتی کمپبل، با توجه به اطلاعات پایه از خاک مورد آزمایش، مانند جرم ویژه ظاهری، میانگین هندسی قطر ذرات و انحراف معیار هندسی اندازه ذرات، از روابط پیشنهادی Campbell (1985) که بر پایه مطالعات Shirazi و Boersma

⁴ Drying curve

⁵ Wetting curve

⁶ U. S. Department of Agriculture

$$EF = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 - \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (10)$$

$$CRM = \frac{\sum_{i=1}^n O_i - \sum_{i=1}^n P_i}{\sum_{i=1}^n O_i} \quad (11)$$

که در آن؛ P_i مقادیر پیش‌بینی شده، O_i مقادیر اندازه‌گیری شده، n تعداد نمونه‌های به کار رفته و علامت (-) در بالای O نشانگر مقادیر متوسط آن می‌باشد. حداقل مقدار ME ، $RMSE$ و CD صفر و حداکثر مقدار EF برابر یک است. مقادیر EF و CRM می‌توانند منفی باشند. مقدار زیاد ME نشانگر بدترین حالت کارکرد مدل است. درحالی‌که مقدار زیاد $RMSE$ نشان می‌دهد که مقدار برآورد شده چقدر بیش برآوردی یا کم برآوردی نسبت به مقدار اندازه‌گیری شده دارد. آماره CD نسبت پراکندگی را بین مقادیر پیش‌بینی شده و اندازه‌گیری شده نشان می‌دهد. مقدار آماره EF مقادیر پیش‌بینی شده را با میانگین اندازه‌گیری شده مقایسه می‌کند. مقادیر منفی EF بیانگر آن است که میانگین مقادیر اندازه‌گیری شده، برآورد بهتری از مقادیر پیش‌بینی شده دارد. آماره CRM نشانگر تمایل مدل برای بیش‌برآوردی و یا کم‌برآوردی، در مقایسه با اندازه‌گیری‌ها است. چنانچه تمام مقادیر پیش‌بینی و اندازه‌گیری شده با هم برابر شوند، مقدار عددی این آماره‌ها برابر با $ME=0$ ، $RMSE=0$ ، $CD=1$ ، $EF=1$ و $CRM=0$ خواهد شد.

نتایج و بحث

در ابتدای آزمایش رطوبت لایه سطحی خاک زیاد بوده و مقدار تبخیر تحت تاثیر شرایط پتانسیل تبخیری نیوار قرار داشته است. بنابراین، اعماق مختلف سطح ایستابی در میزان تبخیر نقشی بارزی نداشت. پس از اینکه خاک غیراشباع شد، مقدار رطوبت لایه بالایی خاک تحت تأثیر سطح ایستابی قرار گرفته و با جریان رو به بالای آب در اثر خیز موئینگی، رطوبت مورد نیاز برای تداوم فرآیند تبخیر

در نهایت مدل تصحیح شده Zarei و همکاران (۲۰۰۹)، از حل تحلیلی معادله منحنی رطوبتی کمپبل به صورت زیر به دست آمد:

$$E = hb \theta_s \{ 1/1-\beta [(Zcf - Zcfi + 1)1-\beta - 1] \} \quad (6)$$

با استفاده از این مدل می‌توان میزان تبخیر تجمعی از سطح خاک بدون پوشش را به صورت تابعی از افت سطح ایستابی و پارامترهای رطوبتی کمپبل در یک فاصله زمانی $[0, t]$ ، تعیین کرد. در این مدل، E مقدار تبخیر تجمعی (mm)، h_b پتانسیل ماتریک در نقطه ورود هوا (L)، θ_s رطوبت حجمی در نقطه اشباع (L3)، β شیب منحنی رطوبتی خاک (-)، $Zcfi$ عمق سطح ایستابی اولیه (L) و Zcf عمق سطح ایستابی (L) در زمان t (T) می‌باشند.

جدول ۲- پارامترهای محاسبه شده مدل رطوبتی کمپبل

	θ_s	θ_r	h_b	β
Sandy Loam	۰/۴۱۲	۰/۰۴۱	۱۰/۹۹	۰/۰۶۳۴۵

برای ارزیابی اعتبار^۷ مدل، از تحلیل خطاهای باقیمانده و اختلاف بین مقادیر اندازه‌گیری و پیش‌بینی شده استفاده شد. آماره‌های^۸ لازم برای این کار، حداکثر خطا^۹ (ME)، میانگین ریشه دوم خطا^{۱۰} (RMSE)، ضریب تبیین^{۱۱} (CD)، کارایی مدل‌سازی^{۱۲} (EF) و ضریب باقیمانده^{۱۳} (CRM) هستند. تعریف ریاضی این آماره‌ها به صورت زیر است (Homaei et al., 2002):

$$ME = \max |P_i - O_i|_{i=1}^n \quad (7)$$

$$RMSE = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n} \right]^{1/2} \quad (8)$$

$$CD = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{O})^2} \quad (9)$$

⁷ Reliability

⁸ Statistics

⁹ Maximum error

¹⁰ Root mean square error

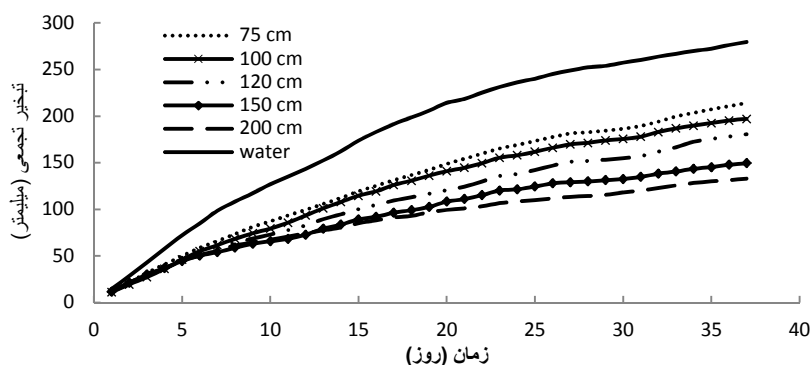
¹¹ Coefficient of determination

¹² Modeling efficiency

¹³ Coefficient of residual mass

ایستابی (۲۰۰، ۱۵۰، ۱۲۰، ۱۰۰ و ۷۵ سانتی‌متر) با یکدیگر مقایسه شده‌اند. با نزدیک شدن سطح ایستابی به سطح زمین، مقدار تبخیر از سطح خاک افزایش یافته است، ولی در سطوح ایستابی کم عمق (کمتر از یک متر)، مقادیر تبخیر از سطح خاک به یکدیگر نزدیک شده است و در واقع نرخ افزایش تبخیر در آن‌ها نسبت به یکدیگر کاهش می‌یابد. به طور مثال اختلاف شدت تبخیر بین دو سطح ایستابی ۷۵ و ۱۰۰ سانتی‌متر کمتر از اختلاف دو سطح ۱۰۰ و ۱۲۰ سانتی‌متر با یکدیگر است. لازم به ذکر است که با توجه به آنالیز آماری انجام شده با استفاده از نرم‌افزار SPSS، مقدار تبخیر در تمامی سطوح در نظر گرفته شده در سطح پنج درصد با یکدیگر اختلاف معنی‌دار داشتند.

فراهم می‌شود. تصور می‌شد به دلیل حاکم بودن شرایط سطح ایستابی ثابت، جریان ماندگار رو به بالا در خاک برقرار شده و مقدار تبخیر از سطح خاک به صورت ماندگار باشد، ولی در عمل این‌گونه نیست و مقدار تبخیر با گذشت زمان کاهش می‌یابد. در واقع تبخیر به صورت غیرماندگار خواهد بود ($\frac{\partial q}{\partial t} \neq 0$)، زیرا با نزدیک شدن به ماه‌های سرد سال، درجه حرارت و میزان ساعات آفتابی کاهش یافته و برعکس رطوبت نسبی هوا افزایش می‌یابد، در نتیجه قدرت تبخیرکنندگی نیوار کاهش می‌یابد. در واقع با وجود ثابت بودن سطح ایستابی در طول مدت زمان آزمایش، جریان ماندگار به سمت سطح خاک برقرار نبوده و مقدار تبخیر کاهش می‌یابد. در شکل ۱، مقدار تبخیر از سطح خاک در موقعیت‌های مختلف سطح



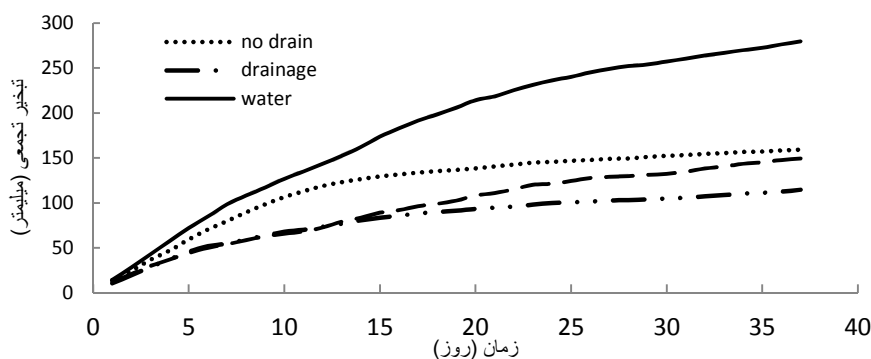
شکل ۱- تبخیر تجمعی از سطح خاک در موقعیت‌های مختلف سطح ایستابی

کل ستون خاک به سرعت به حالت غیر اشباع درآمد. گرچه این احتمال وجود دارد که در حین زهکشی آب ثقلی، به دلیل مسدود شدن منافذ خاک در داخل ستون، تمام آب ثقلی خارج نشده و در قسمت‌های پایینی ستون، مناطقی به صورت اشباع نیز وجود داشته باشد. لیکن با گذشت زمان، ضخامت لایه خشک ایجاد شده در سطح خاک طیفرآیند تبخیر، افزایش یافته و در نهایت مقدار آبی که بر اثر صعود کاپیلاری به سطح خاک می‌رسد، کاهش می‌یابد.

مقایسه مقدار تبخیر تجمعی در سه حالتی که خاک دارای زهکشی، لایه غیر قابل نفوذ و همچنین سطح ایستابی بود، در شکل ۲ ارائه شده است. زهکشی، لایه غیر قابل نفوذ و سطح ایستابی هر سه در عمق ۱۵۰ سانتی‌متری سطح خاک قرار گرفته‌اند. مقدار تبخیر تجمعی از سطح آزاد آب نیز در این شکل نشان داده شده است. در ستون دارای زهکشی، کاهش رطوبت خاک تحت تأثیر دو عامل تبخیر از سطح خاک و همچنین زهکشی از انتهای ستون بوده است، در نتیجه

رفتار کرده و آب ثقلی در بخش بالای سطح ایستابی به سرعت خارج می‌شود و به حالت غیراشباع در می‌آید. به همین دلیل در این ستون مقدار تبخیر در اوایل آزمایش کمتر از ستون دارای لایه غیر قابل نفوذ است، لیکن نسبت به ستون دارای زهکش بیشتر می‌باشد. با ادامه فرآیند تبخیر و خشک شدن لایه بالایی خاک، شیب مکش ایجاد شده و باعث صعود آب از سطح ایستابی به داخل خاک می‌شود. این امر سبب می‌شود که کاهش رطوبت خاک طی فرآیند تبخیر تاحدودی جبران شده و در نتیجه، مقدار تبخیر از دو حالت دیگر پیشی گیرد.

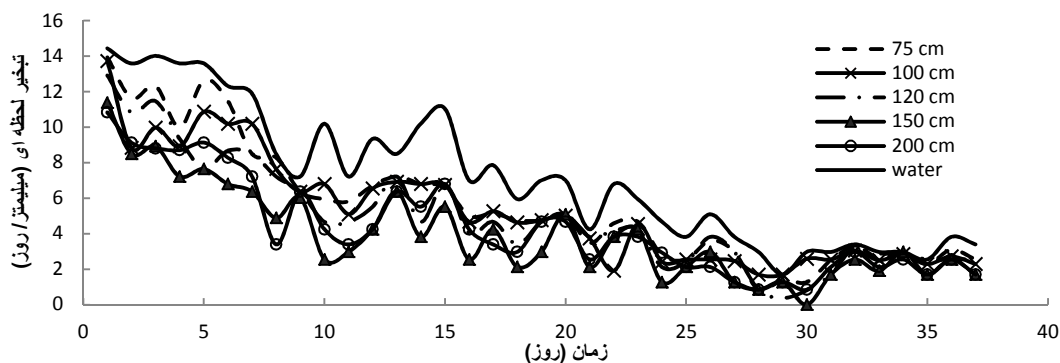
بنابراین با گذشت زمان، رطوبت لایه سطحی خاک کم شده و متعاقب آن از مقدار تبخیر کاسته می‌شود. درحالی‌که تنها خروجی آب در ستون دارای لایه غیر قابل نفوذ، تبخیر از سطح خاک می‌باشد. با توجه به اشباع بودن خاک در ابتدای آزمایش، با گذشت زمان بر اثر تبخیر، ضخامت لایه غیر اشباع ایجاد شده در ستون دارای لایه غیر قابل نفوذ بسیار کمتر از ستون دارای زهکش است و این امر سبب می‌شود که مقدار تبخیر در آن به طور معنی‌دار بیشتر از ستون دارای زهکش باشد. ستون دیگر که واجد سطح ایستابی است، در ابتدای آزمایش مشابه ستون دارای زهکش



شکل ۲- تبخیر تجمعی از سطح خاک‌های دارای لایه غیر قابل نفوذ، زهکش و سطح ایستابی (در ۱۵۰Cm)

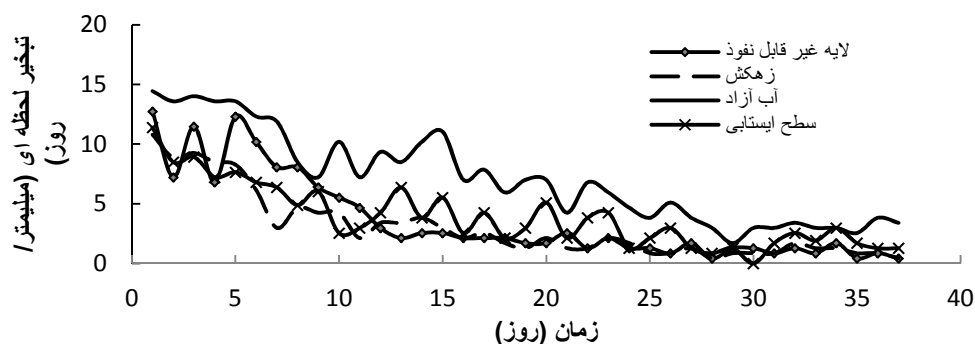
لحظه‌ای در حالت‌های مختلف سطح ایستابی، روندی نسبتاً مشابه دارند. در روزهای پایانی آزمایش با کاهش درجه حرارت، افزایش رطوبت نسبی هوا و همچنین کاهش رطوبت خاک، شدت تبخیر از سطح تمام ستون‌های آزمایش کم شد و به یک مقدار نسبتاً ثابتی رسید.

تبخیر لحظه‌ای خاک‌های دارای سطوح مختلف ایستابی در شکل ۳، نشان داده شده است. از آنجا که شرایط اقلیمی بسیار متغیر است و در ساعات مختلف روز تغییر می‌کند، در نتیجه نیاز تبخیرکنندگی نیوار متغیر بوده و تبخیر با شدت یکسانی در طول روز صورت نمی‌گیرد. لیکن نوسان‌های مقدار تبخیر



شکل ۳- تبخیر لحظه‌ای از سطح خاک‌ها با موقعیت‌های مختلف سطح ایستابی

همچنین نوسانات روزانه تبخیر کاهش می‌یابد. ستون دارای سطح ایستابی در نخستین روزهای آزمایش، مشابه ستون دارای زهکش عمل می‌کند و پس از خروج آب ثقلی خاک بالای سطح ایستابی، به سرعت به حالت غیراشباع در می‌آید. لیکن با گذشت زمان و به تعادل رسیدن ستون خاک با سطح ایستابی، با توجه به اینکه تبخیر در سطح خاک صورت می‌گیرد، شیب مکش ایجاد شده و باعث می‌شود مقدار رطوبتی که در طول روز از سطح خاک تبخیر می‌گردد، در شب از سطح ایستابی وارد خاک شود. بنابراین در اواسط آزمایش، نوسانات تبخیر در این ستون زیاد می‌شود.



شکل ۴- تبخیر لحظه‌ای از سطح خاک‌های دارای لایه غیر قابل نفوذ، زهکش و سطح ایستابی

شکل ۵ نشان‌دهنده همبستگی مناسب میان پیش‌بینی‌های نظری با اندازه‌گیری‌هاست. این شکل نشانگر تغییرات مقدار تبخیر تجمعی به ازای افت سطح ایستابی برای دو حالت اندازه‌گیری شده و محاسبه شده در خاک با سطوح ایستابی مختلف است. همچنین در شکل ۶ مقدار تبخیر لحظه‌ای به دست آمده از اندازه‌گیری‌ها با نتایج حاصل از مدل مقایسه شده است که نشان می‌دهد مدل، بهترین برآورد از مقدار تبخیر را در ستون با سطح ایستابی در عمق ۱۵۰ سانتی‌متر، داشته است. نتایج تحلیل خطاهای باقیمانده و اختلاف بین مقادیر اندازه‌گیری و پیش‌بینی شده که بر پایه معادله (۶) به دست آمده است، در جدول ۳ ارائه شده است. با مقایسه مقادیر عددی آماره‌های ME و RMSE، بهترین پیش‌بینی

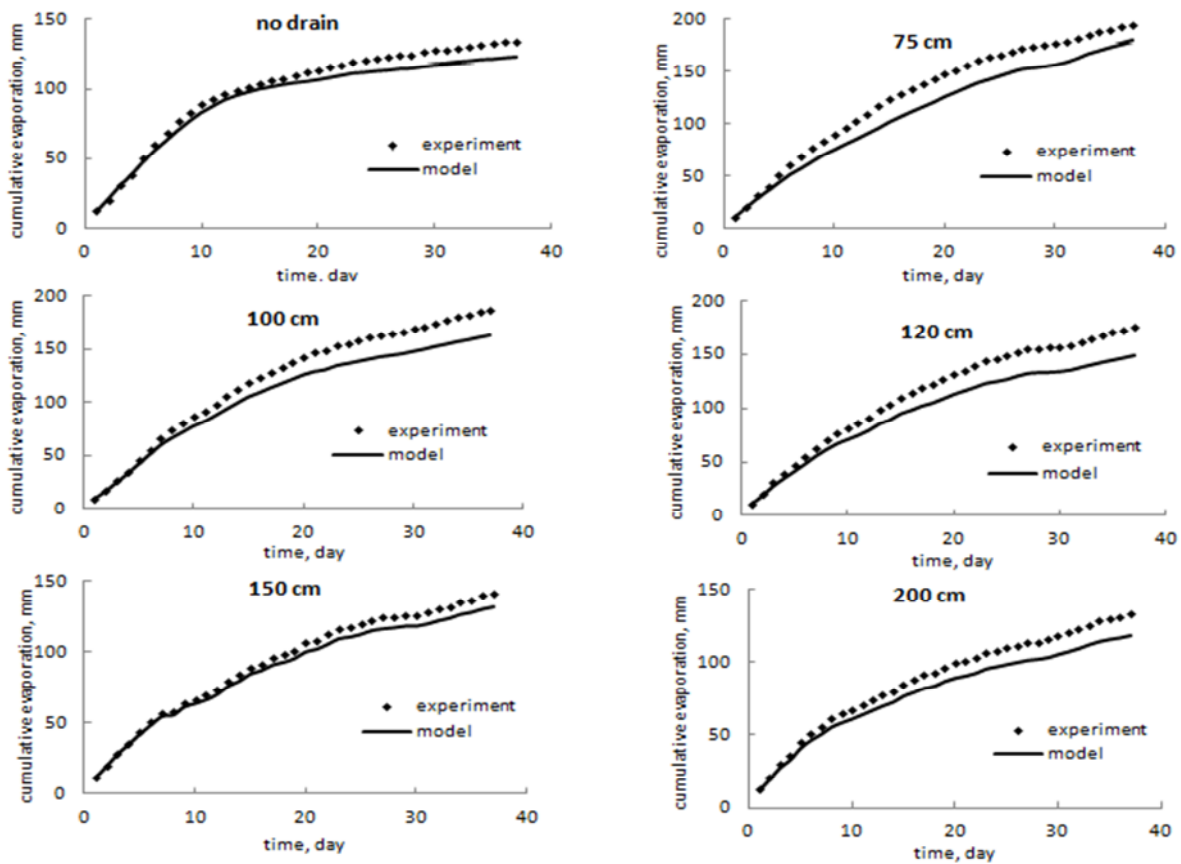
مقدار تبخیر لحظه‌ای از سطح خاک‌های دارای لایه غیر قابل نفوذ، زهکش و سطح ایستابی در ۱۵۰ سانتی‌متری، در شکل ۴ نشان داده شده است. در ستون دارای لایه غیر قابل نفوذ (no drain)، میزان تبخیر در نخستین روزهای آزمایش زیاد و نوسانات شدت تبخیر نیز زیاد بود. با گذشت زمان و افزایش ضخامت لایه خاک خشک در بالای ستون، از مقدار تبخیر کاسته شده و نوسانات روزانه تبخیر نیز کم می‌شود. در ستون خاک دارای زهکش، به دلیل ایجاد مکش در پایین ستون و خروج آب ثقلی، خیلی زود شرایط غیراشباع حاکم می‌شود. در نتیجه شدت و

مقایسه خروجی‌های مدل با مقادیر اندازه‌گیری شده با استفاده از معادله ۶ و اطلاعات به دست آمده از اندازه‌گیری‌ها (افت سطح ایستابی، ویژگی‌های فیزیکی خاک و عمق لایه غیر قابل نفوذ)، مقادیر تبخیر تجمعی و لحظه‌ای حاصل از مدل در مدت زمان آزمایش محاسبه شد. تغییرات این منحنی‌ها نشان داد که میزان تبخیر پیش‌بینی شده توسط مدل کمتر از مقادیر اندازه‌گیری شده است. این اختلاف به دلایلی از جمله در نظر نگرفتن مقدار آب منتقل شده به ناحیه تبخیری (سطح خاک) در حالت بخار، نشست طبیعی خاک تحت تأثیر نیروی وزن لایه‌های بالایی و در نتیجه کاهش قطر منافذ خاک و افزایش خیز موئینگی و در نهایت افزایش تبخیر می‌باشد. خطاهای احتمالی در اندازه‌گیری‌ها نیز بی‌تأثیر نیست.

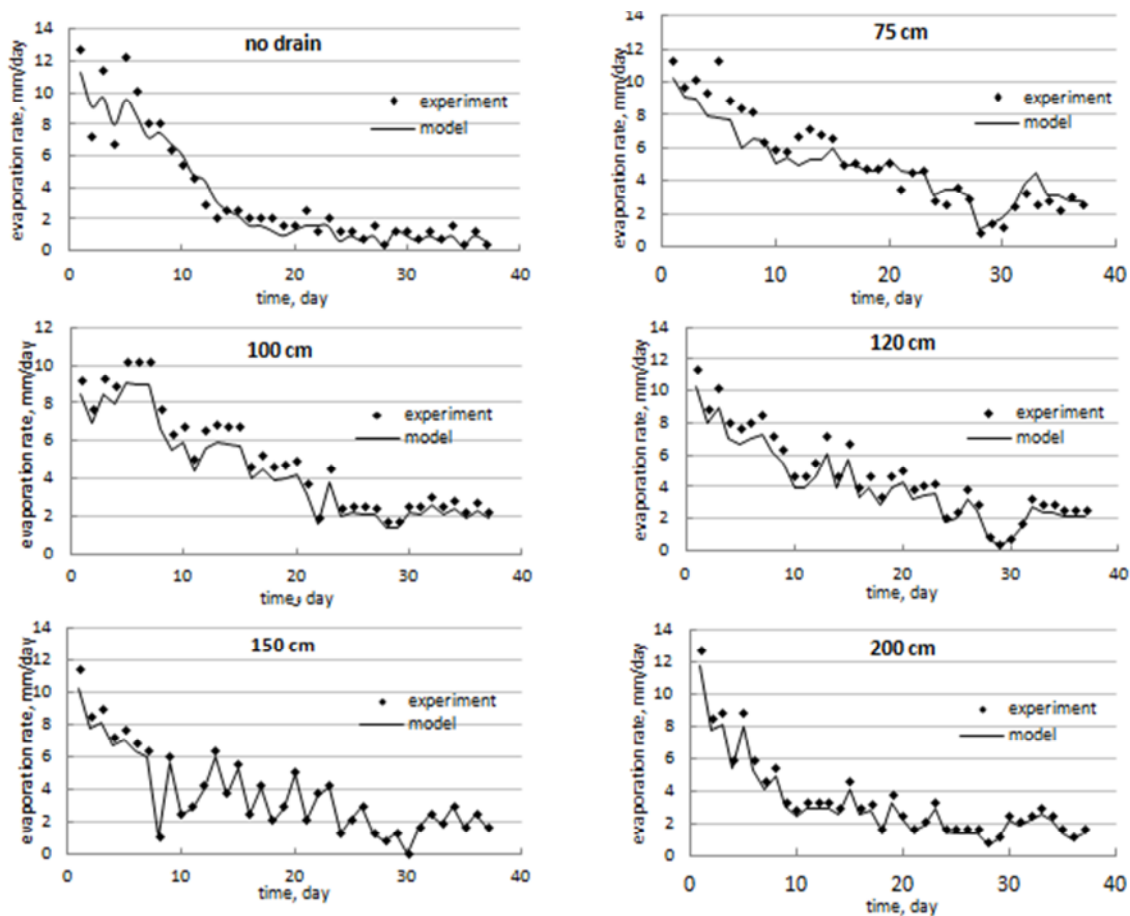
مربوط به خاک دارای سطح ایستابی ۱۵۰ سانتی متر و بدترین پیش‌بینی به ترتیب مربوط به خاک دارای سطح ایستابی ۷۵ سانتی متر و ستون دارای لایه غیر قابل نفوذ، می‌باشد.

جدول ۳- اعتبارسنجی مدل اشتقاق یافته بر پایه معادله ۶

	ME	RMSE	CD	EF	CRM
No drain	۲/۷۲۹	-/۹۱۷	۱/۱۲۷	-/۹۳۲	-/۰۸۰
۲۰۰	-/۹۵۱	-/۴۵۵	۱/۱۳۸	-/۹۶۸	-/۱۱۴
۱۵۰	-/۴۹۷	-/۲۹۷	۱/۰۶۴	-/۹۸۷	-/۰۷۱
۱۲۰	۱/۲۰۳	-/۷۵۹	۱/۱۵۶	-/۹۱۷	-/۱۴۷
۱۰۰	۱/۲۵۸	-/۷۲۸	۱/۱۳۵	-/۹۲۷	-/۱۳۳
۷۵	۳/۵۳۶	۱/۱۱۲	۱/۷۴۶	-/۸۴۸	-/۰۷۵



شکل ۵- مقایسه تبخیر تجمعی برآورد شده با مقادیر اندازه‌گیری شده در حالت‌های مختلف سطح ایستابی



شکل ۶- مقایسه تبخیر لحظه‌ای برآورد شده با مقادیر اندازه‌گیری شده در حالات مختلف سطح ایستابی

نتیجه‌گیری

نتایج این پژوهش نشان داد در ۱۰ روز اول آزمایش که رطوبت خاک بالا و در حد اشباع است، شدت تبخیر، زیاد و نزدیک به پتانسیل تبخیری نیوار است. در ستون دارای لایه غیر قابل نفوذ این زمان نسبت به دیگر ستون‌ها طولانی‌تر بود. همچنین در ستون دارای زهکش، با خارج شدن زه‌آب و کاهش رطوبت خاک، پس از روزهای آغازین آزمایش، نوسانات روزانه تبخیر بسیار کم شد. در پژوهش حاضر، بهترین برآورد تبخیر با استفاده از مدل پارامتریک پیشنهادی Zarei و همکاران (۲۰۰۹)، در سطح ایستابی ۱۵۰ سانتی‌متر و بدترین برآورد، در سطح ایستابی کمتر از یک متر، بود. نتایج به دست آمده از مقادیر لحظه‌ای تبخیر اندازه‌گیری و برآورد

شده نشان داد که با افزایش عمق سطح ایستابی، نتایج حاصل از مدل مطابقت بیشتری با مقادیر اندازه‌گیری شده دارد.

منابع

- بای‌وردی، م. ۱۳۷۹. فیزیک خاک. چاپ ششم. انتشارات دانشگاه تهران. شماره ۱۶۷۲. صفحه ۶۷۱.
- Campbell, G.S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science*, 117: 311-314.
- Campbell, G.S. 1985. *Soil physics with basic transport models for soil-plant systems*. Developing in Soil Science. 14. Elsevier, New York. 150pp.
- Campbell, G.S. and Norman, J.M. 2000. *An introduction to environmental biophysics*. 2nd Ed. Springer. 286 pp.
- Hillel, D.I. 1998. *Environmental soil physics*. Chapter 18: Evaporation from bare -surface

- Van de Griend, A.A. and Owe, M. 1994. Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid conditions. *Water Resources Research*, 30:181-188.
- Van Genuchten, M.Th. Leij, F.J. and Yates, S.R. 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. US Environmental Protection Agency. 85 pp.
- Zarei, Gh. Homae, M., and Liaghat, A.M. 2009. Modeling Transient Evaporation from Descending Shallow Groundwater Table Based on Brooks-Corey Relation Function. *Water Resource Management*, 23:2867-2876.
- Zarei, Gh. Homae, M. Liaghat, A.M. and Hoorfar, A.H. 2010. A Model for Soil Surface Evaporation Based on Campbell's retention curve. *Journal of Hydrology*, 380: 356-361.
- soils and winds erosion. Academic Press Inc. pp: 508-522.
- Homae M. Feddes R. A. and Direksen C. 2002. A macroscopic water extraction model for non-uniform transient salinity and water stress. *Soil Science Society of America Journal*, 66: 1764-1772.
- Jury, W.A., Gardner, W.R. and Gardner, W.H. 1991. *Soil physics*. John Wiley & Sons, New York.
- Rose, C.W. 1968. Water movement in porous materials (III. Evaporation of water from soil) *Brit. J. Appl. Phys. Ser. 2, Vol. 1*: 1779-1791.
- Shirazi, M. A. and Boersma, L. 1984. A unifying quantitative analysis of soil texture. *Soil Science Society of America Journal*, 48: 111-122.



Simulating unsteady soil evaporation under variable water content based on Campbell's two-parameter retention model

Raziyeh Aghajani¹, Mehdi Homae^{2*} and Mohammad Bybordi²

1) M.Sc. Student, Department of Soil Science, Tarbiat Modares University, Tehran 14115-336, Iran

2*) Professor, Department of Soil Science, Tarbiat Modares University, Tehran 14115-336, Iran

Corresponding author email: mhomae@modares.ac.ir

Received: 06-02-2012

Accepted: 21-04-2012

Abstract

Large areas in Iran are located in arid and semi-arid regions and imposed to serious water shortage. In such areas, not only the available water resources are restricted, but the climatic conditions that are influencing evaporation acting more intensively. The objective of this study was to estimate evaporation from bare soil at presence and absence of impervious layer, water table and free drainage. The amount of evaporation is also estimated using the parametric model proposed by Zarei *et al.*, (2009) based on Campbell's retention model. For this purpose, some PVC constructed lysimeters were filled with soil samples and packed carefully. The amount of evaporation was measured three times a day by weighting the lysimeters. The proposed model of Zarei *et al.*, (2009) based on Campbell's retention model was further verified against the collected experimental data to estimate evaporation from water table drawdown. Model verification indicated that the maximum (98.8) and minimum (84.8) efficiencies belong to 150 and 75 centimeters of water table depths, respectively. The results, with slightly underestimation, indicated a reasonable agreement between the measured and model output data. The small underestimation between measured and predicted values can be attributed to moisture loss as vapor, soil shrinkage and errors in digital scale measurements. The predicted instantaneous evaporation values provided better agreement with the experimental data as the water table depths were increased.

Keywords: Campbell's model; unsteady evaporation; water table