

محاسبه تبخیر (مرحله اول و دوم) از خاک شور بدون پوشش

مهدی سلاح ورزی^۱ - بیژن قهرمان^{۲*} - حسین انصاری^۳ - کامران داوری^۴

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۱/۱۴

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۱/۱۹

چکیده

با توجه به شرایط اقلیمی خشک و نیمه خشک ایران و کمبود منابع آب، تبخیر عامل مهمی در برنامه ریزی و مدیریت آب کشاورزی است که به دلیل دشواری اندازه‌گیری، تخمین آن ضروری می‌باشد. تبخیر از خاک، علاوه بر تلفات آب و منابع آبی، باعث شور شدن خاک نیز می‌شود، این اتفاق در مناطق خشک و نیمه خشک که باران اندک و آب آبیاری شور دارند، بیشتر اتفاق می‌افتد. این پژوهش در دانشکده کشاورزی دانشگاه فردوسی به صورت فاکتوریل بر پایه طرح کاملاً تصادفی با سه تکرار انجام شد. تیمارهای اعمال شده شامل بافت خاک، در سه سطح (شن لومی، لوم شنی، رس شنی) و چهار سطح شوری (۰/۷، ۲، ۴ و ۸ دسی زیمنس بر متر) بودند. افزایش شوری در خاک، تبخیر (مرحله اول و دوم) را در هر سه بافت مورد پژوهش، کاهش داد (با افزایش شوری از ۰/۷ به ۸، میزان تبخیر از خاک رسی شنی ۱۵/۹٪، از خاک شن لومی ۱۱/۴٪ و در خاک لوم شنی ۳۷/۸٪). با افزایش شوری در بافت رس شنی، تخمین مرحله اول و دوم تبخیر بهبود پیدا کرده (میانگین ریشه ی دوم خطا-RMSE- برای شوری ۰/۷ به ۸، از ۰/۸۱ به ۰/۲۸) اما با افزایش شوری در بافت شن لومی (RMSE از ۰/۷۵ به ۰/۸۳)، تخمین مرحله ی اول و دوم تبخیر افت کرده است.

واژه‌های کلیدی: آب شور، تخمین، مراحل تبخیر، منابع آبی

مقدمه

زمین می‌رسد مجدداً توسط فرآیند تبخیر- تعرق به اتمسفر باز می‌گردد (۸) که این میزان در مناطق خشک که اکثر مناطق کشورمان را تشکیل می‌دهد به ۹۰ درصد می‌رسد (۳). بنابراین با توجه به اهمیت تبخیر، لازم است این پارامتر حتی الامکان به طور دقیق اندازه‌گیری شود. اما از آنجایی که اندازه‌گیری مستقیم آن بسیار مشکل است، باید سراغ روش‌هایی برای تخمین و برآورد مناسب آن رفت.

تبخیر در مزرعه می‌تواند از پوشش گیاهی، از سطح خاک و یا از سطوح آب آزاد صورت پذیرد. تبخیر از گیاهان را عمدتاً تعرق می‌نامند که هرگاه سطح خاک با پوشش گیاهی پوشیده شده باشد مهم‌ترین شیوه‌ی انتقال آب خاک به اتمسفر به شمار می‌آید. زمانی که حداقل بخشی از سطح بدون پوشش باشد تبخیر مستقیماً از سطح خاک صورت می‌پذیرد. به طور کلی جدا کردن این دو فرآیند مستقل از هم دشوار است از این رو اغلب آن‌ها را با هم در نظر گرفته و تحت فرآیندی به نام تبخیر- تعرق به بررسی آن می‌پردازند. با این وجود برخی از دانشمندان تعریف اخیر را پیچیده و دشوار می‌دانند و واژه‌ی تبخیر را به تمامی فرآیندهای انتقال بخار به اتمسفر منتسب می‌کنند (۶).

در غیاب پوشش گیاهی، سطح خاک در معرض تابش و باد واقع شده و تبخیر به طور کامل از سطح خاک انجام می‌شود. اگر این فرآیند کنترل نشود به تلفات قابل ملاحظه‌ی آب در اراضی فاریاب و

ایران با متوسط بارش حدود ۲۵۰ میلی‌متر جزء مناطق خشک و نیمه خشک جهان محسوب می‌شود، این مقدار بارندگی یک سوم میانگین بارش سالانه جهانی در روی خشکی و یک چهارم بارش سالانه کره زمین می‌باشد (۵). در کشور ما، بخش کشاورزی حدود ۹۴ درصد کل آب مصرفی را به خود اختصاص می‌دهد که بیش‌ترین میزان تبخیر و تعرق در آن اتفاق می‌افتد (۱۴). تبخیر یکی از مؤلفه‌های اصلی بیابان آبی در هر منطقه و هم چنین یکی از عوامل کلیدی برای برنامه‌ریزی درست و مناسب آبیاری برای بهبود راندمان مصرفی در منطقه می‌باشد.

از طرف دیگر تبخیر نقش قابل ملاحظه‌ای در اقلیم جهانی از طریق چرخه‌ی هیدرولوژی ایفا کرده و تخمین آن، کاربردهای مهمی در پیش‌بینی رواناب، پیش‌بینی عملکرد محصول، پیش‌بینی شوری خاک و تلفات آب و طراحی کاربری اراضی، طراحی کانال‌های آبیاری و اینبه تقسیم آب داشته و هم چنین بر روی بلایای طبیعی نظیر خشکسالی مؤثر است. به طور متوسط ۷۰ درصد بارانی که به سطح

۱، ۲، ۳ و ۴- به ترتیب دانش آموخته کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی و استادان گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد

(Email: bijangh@um.ac.ir

*) نویسنده مسئول:

زیرزمینی انجام شد. در این شرایط محاسبه‌ی تبخیر کل از سطح خاک غیر شور که با آب شور آبیاری شده بیشتر از سطح خاک شوری که با آب غیر شور آبیاری شده است. در مورد اول گردآیدان اسمزی، جا به جایی آب به سطح خاک و هم چنین تبخیر را افزایش می‌دهد و در مورد دوم گردآیدان فشار اسمزی، جابه جایی آب به سطح خاک و نتیجتاً تبخیر را کاهش می‌دهد.

سالوچی (۱۱) تبخیر از خاک بدون پوشش را در مرحله‌ی اول و دوم به طور مستقل از رطوبت خاک تخمین زد. او با در نظر گرفتن دو حالت حدی برای مرحله‌ی اول و دوم تبخیر و با استفاده از شدت و مدت مرحله‌ی اول، مرحله‌ی دوم را تخمین زد. در پژوهش او حالت حدی ثقیلی نسبت به حالت حدی پخشدگی نتیجه‌ی بهتری داشت.

نسار و هورتون (۷) تبخیر آب و انتقال مواد محلول را در ستون های خاک بررسی کردند. در این پژوهش از دو بافت سنگین و متوسط استفاده شده بود که علاوه بر تأثیر شوری، به تأثیر تراکم خاک بر تبخیر نیز پرداخت. نتایج آنها نشان داد شوری در خاک باعث کاهش تبخیر می‌شود و مدل گرما و انتقال مواد می‌تواند برای پیش بینی حرکت آب خاک و غلظت محلول برای شرایط خاک استفاده شود. آنها از مدل گرما و انتقال مواد برای شبیه‌سازی آب و توزیع محلول استفاده کردند.

رئسی و همکاران (۹) مدل آیدین - اویگر (۱) را در برآورد تبخیر از خاک شور در مناطق خشک و نیمه خشک واسنجی کردند. آنها سه تیمار مختلف آبیاری در سه تکرار به صورت طرح کاملاً تصادفی در نه لایسیمتر اجرا کردند. آنها نتیجه گرفتند در هر سه تیمار اعمال شده، مدل‌های برازش داده شده از کارآیی نسبتاً خوبی برای پیش‌بینی تبخیر در محدوده‌ی زمانی مورد مطالعه و خاک مورد مطالعه برخوردارند. هم چنین مدل‌های واسنجی شده آیدین - اویگر برای هر سه تیمار در مرحله‌ی واسنجی مدل، مقدار تبخیر را کمتر از مقدار واقعی برآورد کردند.

روش‌ها و مدل‌های متعددی برای تخمین از خاک بدون پوشش ارائه شده است. اما روش‌هایی که برای تخمین مرحله‌ی دوم تبخیر کارآمدتر هستند، به اندازه‌گیری‌های زیادی از ویژگی‌های هیدرولیکی و دمایی خاک نیاز دارند. با توجه به اهمیت تبخیر در نواحی خشک و نیمه خشک و اهمیت مشکلات شوری خاک و نیز دشواری بسیار اندازه‌گیری تبخیر از خاک با مشخصات آن، هدف از انجام این پژوهش، تخمین تبخیر از خاک بدون پوشش، مستقل از اندازه‌گیری مشخصات هیدرولیکی خاک، در خاک‌های شور بوده است.

مواد و روش‌ها

داده‌برداری این پژوهش طی بهار ۱۳۹۲ در دانشکده کشاورزی دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد. این منطقه دارای طول جغرافیایی

دیمزارها منجر می‌شود. در شرایط متداول کشت و کار گیاهان یک ساله، سطح خاک غالباً در طول دوره‌هایی از زمان، مثلاً کاشت، سبز شدن و رشد اولیه‌ی گیاهان، بدون پوشش بوده و تبخیر، رطوبت قابل توجهی را از خاک خارج می‌کند و بنابراین از رشد گیاهان جوان در مراحل حساس رشد جلوگیری نماید. خشک شدن سریع بستر بذر، مشکلاتی را برای سبز شدن بذرها به وجود می‌آورد و رشد گیاهان سبز شده دچار تأخیر خواهد شد. این مشکل ممکن است برای باغ‌های جوان که سطح خاک آنها غالباً در چند سال اولیه به طور مداوم بدون پوشش باقی می‌ماند و نیز در دیمزارها در مناطق خشک که زمین به طور منظم، چند ماه از سال برای جمع‌آوری و حفظ آب باران، آیش باقی می‌ماند نیز وجود داشته باشد (۴).

تبخیر از رطوبت خاک نه تنها منجر به تلفات آب می‌شود بلکه خطر شور شدن خاک را نیز به همراه خواهد داشت. این خطر در نواحی خشک که باران سالانه‌ی اندک، آب آبیاری شور و سطح سفره ی آب زیرزمینی عمیق است محسوس تر می‌باشد.

محققین فرآیند خشک شدن خاک را در سه مرحله‌ی متمایز تشریح کرده‌اند. مرحله‌ی اول که زمانی است که خاک خیس است و به اندازه‌ی کافی توانایی انتقال آب با نرخ متناسب با تقاضای تبخیر به محل تبخیر را دارد. در خلال این مرحله نرخ تبخیر به وسیله‌ی شرایط خارجی هواشناسی (تابش، باد، درجه حرارت، رطوبت و غیره) محدود و لذا کنترل می‌شود، به بیان دیگر ویژگی‌های خاک رخ نقشی نخواهد داشت. مرحله‌ی دوم که در خلال این مرحله نرخ تبخیر به طور متوالی کم تر از نرخ بالقوه (تبخیرپذیری اتمسفر) می‌شود. در این مرحله نرخ تبخیر توسط نرخ‌ی که خاک رخ در حال خشک شدن، می‌تواند رطوبتی را به طرف ناحیه‌ی تبخیری در سطح تحویل دهد محدود و کنترل می‌شود. مرحله‌ی سوم که در نهایت با نرخ تقریباً ثابت برقرار می‌شود و برای چندین روز، هفته، و یا حتی ماه به طول می‌انجامد (۴).

ریتچی (۱۰) مدلی را برای پیش‌بینی تبخیر از ردیف گیاهی با سطحی که تمام آن پوشیده نیست ارائه داد. مدل، نرخ تبخیر روزانه را از سطح گیاه محاسبه می‌کند. نرخ تبخیر گیاه، با اضافه کردن سطح خاک و مؤلفه‌های سطح گیاه (مثل شاخص سطح برگ) و تبخیر پتانسیل، بارش، تابش روی پوشش، محاسبه می‌شود. تبخیر از سطح خاک در دو مرحله محاسبه می‌شود: (۱) مرحله‌ی نرخ ثابت که توسط منبع انرژی سطح محدود می‌شود. (۲) مرحله‌ی نرخ افتان که جابجایی آب نزدیک سطح تبخیر شونده (خاک) توسط ویژگی‌های خاک محدود می‌شود.

یاکیرویچ و همکاران (۱۳) مدلی برای شبیه‌سازی عددی تبخیر از خاک بدون پوشش شور لوم شنی با پارامترهای ترکیبی ارائه کردند که گردآیدان پتانسیل اسمزی، می‌تواند نقش مهمی در این فرآیند داشته باشد. شبیه‌سازی‌ها برای خاک‌های غیر اشباع، بدون تأثیر سفره‌ی آب

سانتی‌متری خاک) استفاده شد. سوراخ‌هایی برای خروج راحت تر آب از انتهای لوله انجام شد، هم چنین انتهای لوله سنگ‌ریزه‌هایی (به ارتفاع حدود ۵ سانتی‌متر) به عنوان لفاف برای تسهیل در عبور و جلوگیری از تجمع آب ریخته شد. خاک‌های مورد استفاده از ترکیب خاک‌های مختلف به دست آمد که پس از عبور از الک ۵ میلی‌متری به مدت ۲۴ ساعت در تماس با هوا، هوا-خشک شدند. از سه بافت متفاوت نمونه‌برداری شد و در آزمایشگاه گروه مهندسی آب، درصد ذرات نمونه‌ها به روش هیدرومتری تعیین شد، پس از آن به کمک مثلث بافت خاک، بافت نمونه‌ها تعیین شد که در جدول (۱) مشاهده می‌شود.

جدول ۱- مشخصات فیزیکی خاک‌های مورد استفاده

Table 1- Physical properties of used soils

درصد ذرات Particles percent				
تخلخل Porosity (%)	شن Sand	سیلت Silt	رس Clay	بافت Texture
42	48	12	40	رس شنی Sandy clay
39	59	29	12	لوم شنی Sandy loam
36	78	14	8	شن لومی Loamy sand

$$f_c = q|_{z=0} = -D(s) \frac{\partial s}{\partial z} \Big|_{z=0} - K(s) \Big|_{z=0} \quad (2)$$

که در آن $D(s)$: پخشیدگی رطوبت (L^2/T) و $K(s)$: هدایت هیدرولیکی غیراشباع (L/T) است. با استفاده از معادلات قبل، عملیات ریاضی و با دانستن $f_c = dF/dt$ (که f_c شدت تبخیر خاک و F تبخیر تجمعی است) خواهیم داشت (۱۲):

$$\frac{dF}{dt} (F + K(s_0)t) = \frac{S_e^2}{2} \quad (3)$$

که برای آن داریم:

$$t = t_d \quad (4)$$

$$F = \bar{e}_p t_d$$

در روابط بالا، \bar{e}_p شدت تبخیر در مرحله‌ی اول در زمان متوسط، t_d زمان بین آخرین آبیاری یا بارش و شروع مرحله‌ی دوم خشک شدن و F تبخیر تجمعی است. با انتگرال‌گیری از معادله (۳) و حل تحلیلی آن می‌توان به یک رابطه‌ی ضمنی از اجزا فوق رسید. دو حالت حدی برای این حل موجود است:

برای مواردی که $K(s_0)$ به طور قابل ملاحظه‌ای کم تر از \bar{e}_p باشد که برای خاک‌هایی با نفوذپذیری نسبتاً پایین (مثلاً رس‌ها) اتفاق می‌افتد، بنابراین در t_d و زمان بعد از آن از ثقل صرف‌نظر می‌شود.

۵۹ درجه و ۳۸ دقیقه و عرض جغرافیایی ۳۶ درجه و ۱۶ دقیقه و در ارتفاعی معادل ۹۸۸ متر از سطح دریا واقع شده است. در این پژوهش محاسبه‌ی تبخیر (مرحله‌ی اول و دوم) از خاک شور و بدون نیاز به مشخصات خاک، در آزمایشی به صورت فاکتوریل بر پایه‌ی طرح کاملاً تصادفی با سه تکرار انجام شد. پیش از شروع طرح خاک برای مدت زمان کافی با آب با شوری 0.7 dS/m شسته شد و نسبت جذب سدیم برابر با $1/5$ به دست آمد. تیمارهای اعمال شده شامل بافت خاک، در سه سطح (شن لومی، لوم، رس شنی) و چهار سطح شوری (0.7 ، 2 ، 4 و 8 دسی زیمنس بر متر) بودند. در این تحقیق از لوله‌های پی‌وی‌سی به قطر ۱۱۰ میلی‌متر و به ارتفاع ۱ متر (برای پروفیل ۹۰

محاسبه‌ی تبخیر با اندازه‌گیری وزنی و استفاده از بیلان آب انجام شد. در زمان شروع، ستون‌های خاک در حالت اشباع قرار داشتند و با گذشت زمان رطوبت آن‌ها کاهش پیدا می‌کرد و خشک می‌شدند. هم چنین آب خروجی از زیر ستون‌های خاک به دقت اندازه‌گیری می‌شد. محاسبه‌ی تبخیر، با تفاضل وزن ستون‌های خاک در دو نوبت متوالی وزن‌گیری و کسر آب خارج شده از زیر ستون‌های خاک، به دست آمد. وزن‌گیری‌ها تا زمان رسیدن به مرحله‌ی اول تبخیر ۴ بار در شبانه روز و سپس هر ۲ روز یک بار انجام می‌شد. سالوچی (۱۲) با این فرض که اشباع نسبی خاک (s)؛ رطوبت حجمی تقسیم بر تخلخل مؤثر) برای پروفیل عمودی در خلال فرآیند تبخیر تشابه هندسی وجود دارد رابطه‌ی زیر را در نظر گرفت:

$$s(z, t) = \begin{cases} G\left(\frac{z}{L(t)}\right) & -z < L \\ s_0 & -z \geq L \end{cases} \quad (1)$$

که در آن z در جهت بالا مثبت بوده و در سطح خاک صفر است، $G(\bullet)$ تابعی نامعلوم که شکل پروفیل در حالت خشک شدگی را بیان می‌کند (مقایسه شود با معادله‌ی گرین و امپت در آن این جبهه کاملاً تیز است)، s_0 اشباع نسبی اولیه و t زمان می‌باشد. با استفاده از جریان عمودی و یک بعدی داریسی-باکینگهام برای تعریف ظرفیت تبخیری خاک داریم:

$$f_{grav} \cong \bar{e}_p \frac{8}{\pi^2} \left(\frac{t}{t_d} \right)^{-1} \quad (11)$$

باید دانست که معادلات مستقل بالا برای شرایط حدی (ثقلی و پخشیدگی) است و برای شرایط بین آن $f_{grav} < f < f_{diff}$ برقرار خواهد بود.

شاخص‌های آماری متفاوتی برای سنجش اعتبار و درستی مقادیر پیش‌بینی شده وجود دارد. برای ارزیابی قابل اعتماد بودن این مقادیر از تحلیل خطاهای باقیمانده و اختلاف بین مقادیر اندازه‌گیری و پیش‌بینی شده استفاده می‌کنیم. شاخص‌های آماری لازم برای این کار خطای متوسط^۱ (AE)، میانگین ریشه دوم خطا^۲ (RMSE)، ضریب تبیین^۳ (CD)، کارایی مدل‌سازی یا راندمان مدل^۴ (EF) و ضریب باقیمانده^۵ (CRM) بوده و به ترتیب عبارتند از:

$$AE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \quad (12)$$

$$RMSE = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n} \right]^{1/2} \quad (13)$$

$$CD = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{O})^2} \quad (14)$$

$$EF = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 - \sum_{i=1}^n (P_i - \bar{O})^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (15)$$

$$CRM = \frac{\sum_{i=1}^n O_i - \sum_{i=1}^n P_i}{\sum_{i=1}^n O_i} \quad (16)$$

که در آن‌ها: P_i مقادیر پیش‌بینی شده، O_i مقادیر اندازه‌گیری شده (مشاهده‌ای)، n : تعداد نمونه‌های به کار رفته، \bar{O} : مقدار متوسط پارامتر اندازه‌گیری شده می‌باشند.

پس از آن با انتگرال‌گیری از معادله‌ی (۳) و در نظر گرفتن معادله‌ی (۴)، تقریبی برای تبخیر تجمعی در محدوده پخشیدگی (F_{diff}) خواهیم داشت:

$$F_{diff} = \begin{cases} \bar{e}_p t & t < t_d \\ \left[\left(\bar{e}_p t_d \right)^2 + S_e^2 (t - t_d) \right]^{1/2} & t \geq t_d \end{cases} \quad (5)$$

برای مواردی که جمله‌ی مربوط به ثقل [یعنی $K(s_0)$] به طور قابل ملاحظه‌ای بزرگ تر از \bar{e}_p است و زهکشی تجمعی، بیش تر از تبخیر تجمعی است. بنابراین در زمان t_d و زمان‌های بعد از آن از تبخیر تجمعی (و نه dF/dt) صرف‌نظر می‌شود و تبخیر تجمعی در محدوده‌ی ثقل (F_{grav}) به دست می‌آید:

$$F_{grav} = \begin{cases} \bar{e}_p t & t < t_d \\ \bar{e}_p t_d + \frac{S_e^2}{2K(s_0)} \ln \left(\frac{t}{t_d} \right) & t \geq t_d \end{cases} \quad (6)$$

اگر بتوان رابطه‌ای بین \bar{e}_p و t_d و پارامترهای مربوط به خاک پیدا کرد وابستگی معادلات (۵) و (۶) به ویژگی‌های خاک و رطوبت آن حذف می‌شود (به ایگلسون-۸-مراجعة شود):

$$\bar{e}_p \cong \frac{(\pi/16) S_e^2}{(\bar{e}_p + K(s_0)) t_d} \quad (7)$$

با حل معادله‌ی (۷) تحت دو شرایط حدی ذکر شده و جایگذاری نتایج در معادلات (۵) و (۶)، تبخیر مستقل از شرایط خاک برآورد می‌شود:

$$F_{diff} \cong \begin{cases} \bar{e}_p t & t < t_d \\ \frac{4}{\pi} \bar{e}_p t_d \left[\frac{t}{t_d} - \left(1 - \frac{\pi^2}{16} \right) \right]^{1/2} & t \geq t_d \end{cases} \quad (8)$$

$$F_{grav} \cong \begin{cases} \bar{e}_p t & t < t_d \\ \frac{4}{\pi} \bar{e}_p t_d \left[1 + \frac{8}{\pi^2} \ln \left(\frac{t}{t_d} \right) \right]^{1/2} & t \geq t_d \end{cases} \quad (9)$$

دو معادله‌ی بالا، معادلاتی هستند که برای مرحله دوم خشک شدن استفاده می‌شوند که نیاز به اندازه‌گیری مستقیم ویژگی‌های خاک و رطوبت ندارند. با مشتق‌گیری از این دو معادله برآورد نرخ تبخیر را در طول مرحله‌ی دوم خشک شدن خواهیم داشت:

$$f_{diff} \cong \frac{2}{\pi} \bar{e}_p \left[\frac{t}{t_d} - \left(1 - \frac{\pi^2}{16} \right) \right]^{-1/2} \quad (10)$$

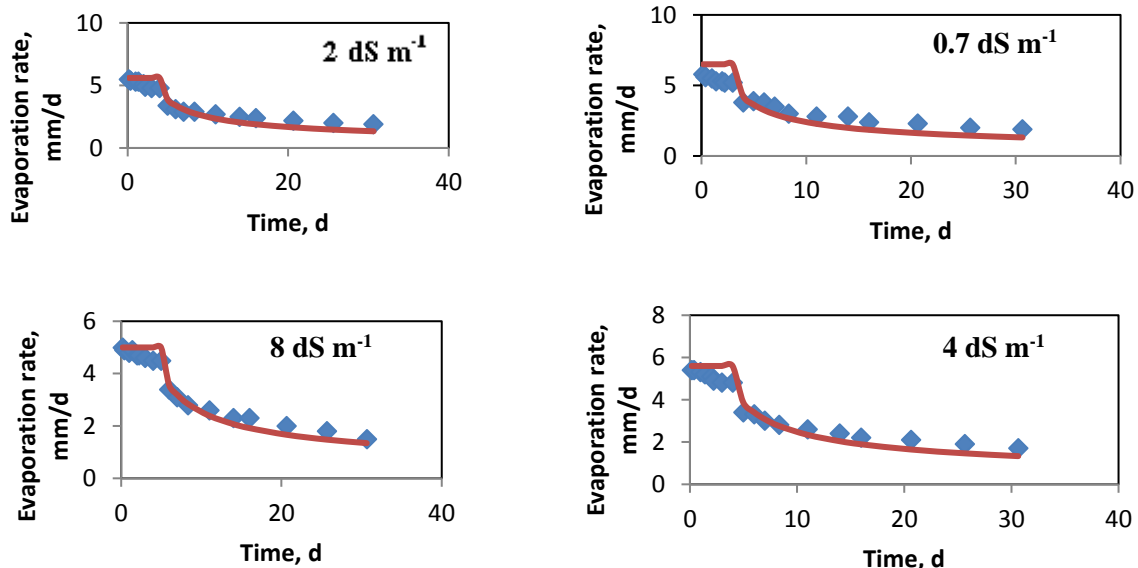
- 1- Average Error
- 2- Root Mean Square Error
- 3- Coefficient of Determination
- 4- Modeling Efficiency
- 5- Coefficient of Residual Mass

و (۱۱) برای بافت شن لومی به دست می‌آید. بعد از به دست آوردن مدت مرحله‌ی اول تبخیر و تخمین مرحله ی اول و دوم تبخیر، آن‌ها را با تبخیر محاسبه شده از اندازه‌گیری وزنی، مورد مقایسه قرار می‌دهیم. در شکل (۱) تخمین تبخیر مرحله ی اول و دوم و محاسبه‌ی آن، برای بافت رس شنی و به تفکیک چهار سطح شوری آن مشاهده می‌شود. در بافت رس شنی انتقال از مرحله‌ی اول به مرحله ی دوم تبخیر در سطح اول شوری در روز سوم و سطح دوم و سوم شوری در روز چهارم و در سطح چهارم شوری در روز پنجم رخ می‌دهد. با افزایش شوری تبخیر از خاک کاهش می‌یابد، حتی در مرحله‌ی اول که پیش تر اشاره شد، توسط شرایط خارجی هواشناسی (مثل تابش، باد، درجه حرارت، رطوبت و ...) کنترل شده، مشاهده می‌شود. باید دانست که تبخیرپذیری اتمسفر کاملاً مستقل از ویژگی‌های جسم که از آن تبخیر صورت می‌پذیرد نمی‌باشد (۴). ضمن این که اگر فرض کنیم کاملاً مستقل از ویژگی‌های جسم می‌باشد و دقیقاً با تبخیر از سطح آزاد آب برابر است، شوری باعث کاهش فشار بخار آب و در نتیجه منجر به کاهش تبخیر می‌شود (۱۲). بنابراین کاهش تبخیر با افزایش شوری در مرحله اول تبخیر توجیه‌پذیر خواهد بود. هم‌چنین کاهش تبخیر از خاک با افزایش شوری با نتایج به دست آمده از پژوهش‌های گذشته (۱۳) مطابقت دارد.

حداقل مقدار AE, RMSE و CD صفر است. حداکثر مقدار EF برابر با یک است. EF و CRM می‌توانند مقادیر منفی داشته باشند. مقدار زیاد AE نشانگر بدترین حالت کارکرد مدل است. شاخص CD نسبت پراکندگی را بین مقادیر پیش‌بینی شده و اندازه‌گیری‌ها نشان می‌دهد. شاخص EF مقادیر پیش‌بینی را با میانگین مقادیر اندازه‌گیری شده مقایسه می‌کند. مقدار منفی EF بیانگر آن است که میانگین مقادیر اندازه‌گیری شده، برآورد بهتری از مقادیر پیش‌بینی شده دارد. شاخص CRM نشانگر تمایل مدل برای بیش برآوردی و یا کم برآوردی، در مقایسه با اندازه‌گیری‌ها است. اگر تمامی مقادیر پیش‌بینی و اندازه‌گیری شده با هم برابر شوند، مقدار عددی شاخص‌های AE, RMSE و CRM برابر با صفر و مقدار CD و EF برابر ۱ خواهد بود.

نتایج و بحث

هنگامی که شکست در نرخ تبخیر رخ می‌دهد، آن زمان، مرحله‌ی اول تبخیر به اتمام می‌رسد. پس از تعیین مدت مرحله‌ی اول تبخیر از داده‌های محاسبه شده برای سه بافت و چهار سطح شوری آن از شکل‌های (۱) و (۳)، شدت تبخیر برای مرحله‌ی اول تبخیر از معادله ی (۷) برای بافت رس شنی (ثقل صفر) و بافت شن لومی به دست می‌آید و پس از آن با استفاده از زمان t_0 و شدت تبخیر مرحله‌ی اول، نرخ تبخیر برای مرحله‌ی دوم از معادله‌ی (۱۰) برای بافت رس شنی



شکل ۱- نرخ تبخیر از خاک رس شنی در تیمارهای مختلف شوری

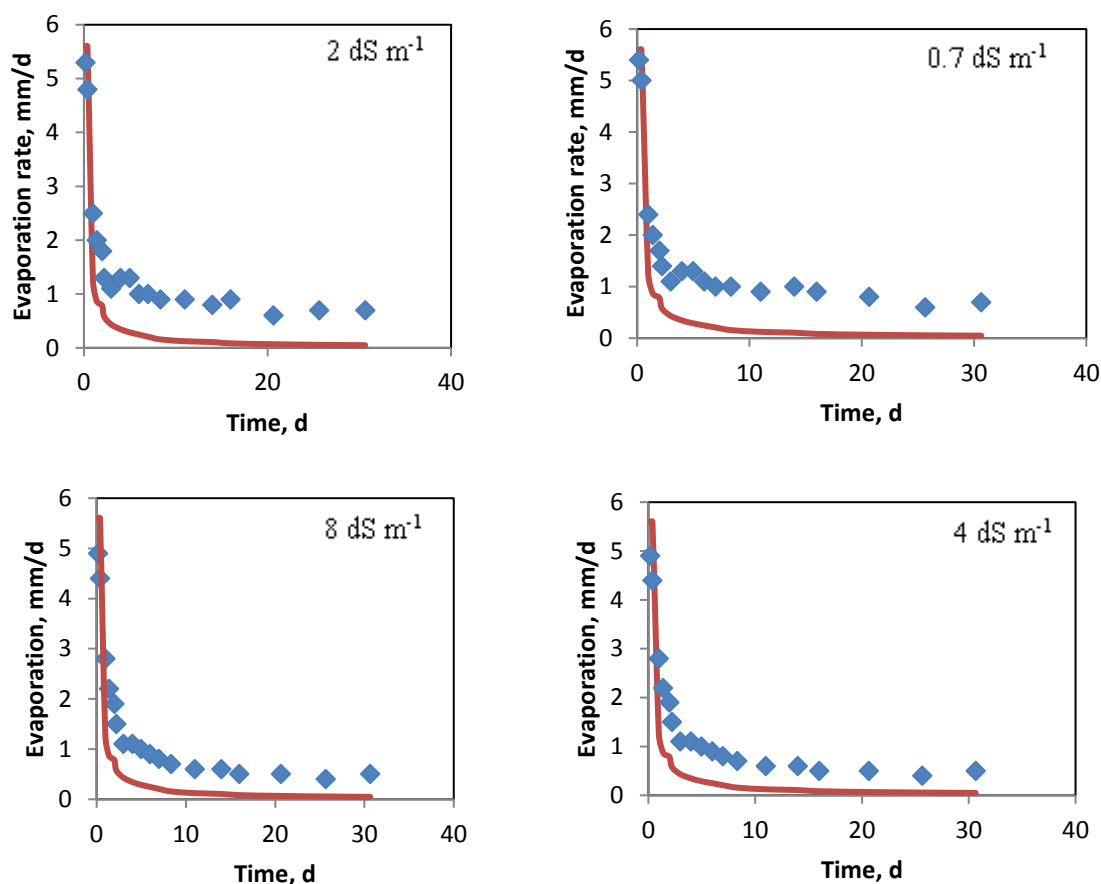
Figure 1- Evaporation rate from sandy clay soil in different salinity treatments

جدول ۲- شاخص‌های ارزیابی برای سطوح مختلف شوری در بافت رس شنی
 Table 2- Evaluation Indices for Different Levels of Salinity in sandy clay texture

RMSE	AE	EF	CRM	CD	سطوح شوری
					Salinity levels (dS m ⁻¹)
0.81	0.74	0.63	-0.04	0.41	0.7
0.48	0.43	0.86	-0.02	0.59	2
0.43	0.38	0.89	-0.03	0.62	4
0.28	0.24	0.95	-0.01	0.71	8

در سطح اول شوری (آب معمولی) و بهترین تخمین تبخیر در سطح چهارم شوری انجام شده است.

همان‌طور که در جدول ۲ برای بافت رس شنی مشخص است، با افزایش شوری، شاخص‌های ارزیابی عملکرد بهتری را برای تخمین تبخیر نشان می‌دهند؛ به طوری که ضعیف‌ترین تخمین تبخیر



شکل ۲- نرخ تبخیر از خاک شن لومی در تیمارهای مختلف شوری
 Figure 2- Evaporation rate from loamy sand soil in different salinity treatments

افزایش شوری سبب کاهش تبخیر در مرحله‌ی اول و دوم می‌شود. تخمین مرحله‌ی اول تبخیر در خاک بدون شوری (سطح اول شوری)، سطح دوم، سوم و به مراتب از سطح چهارم شوری بهتر بوده است؛ اما تخمین در مرحله‌ی دوم تبخیر در سه سطح اول تقریباً مانند هم بوده است، اما در سطح آخر بهتر می‌شود.

همان‌طور که اشاره شد انتقال از مرحله‌ی اول به مرحله‌ی دوم تبخیر در سطح اول و دوم و سوم در ساعت نهم از آغاز تبخیر و در سطح چهارم در پایان روز اول انجام می‌شود. به نظر می‌رسد افزایش شوری در افزایش مدت زمان مرحله‌ی اول تبخیر در بافت رس لومی، تأثیر کمتری داشته است. در بافت رس لومی مانند بافت رس شنی،

جدول ۳- شاخص‌های ارزیابی برای سطوح مختلف شوری در بافت شن لومی

Table 3- Evaluation Indices for Different Levels of Salinity in Loamy sand texture

RMSE	AE	EF	CRM	CD	سطوح شوری Salinity levels (dS m ⁻¹)
0.75	0.64	0.91	0.37	0.66	0.7
0.80	0.79	0.62	0.41	0.52	2
0.81	0.74	0.59	0.36	0.54	4
0.83	0.71	0.56	0.50	1.41	8

مرحله‌ی اول و دوم علاوه بر این که کم برآورد داشته، در بافت شن لومی نسبت به بافت رس شنی مناسب تر عمل کرده است.
 - با افزایش شوری در بافت رس شنی، تخمین مرحله‌ی اول و دوم تبخیر بهبود پیدا کرده، به طوری که بهترین تخمین در سطح چهارم شوری صورت گرفته است.
 - با افزایش شوری در بافت شن لومی، تخمین مرحله‌ی اول و دوم تبخیر افت کرده، به طوری که بهترین تخمین در سطح اول شوری صورت گرفته است.
 - بافت لوم شنی با شرایط حدی ثقل حاکم تخمین زده شد و با شرایط حدی پخشیدگی حاکم قابل تخمین نبوده است. در این بافت، گرچه نتایج تخمین تبخیر به دقت دو بافت دیگر نبوده اما نتایج قابل پذیرش می‌باشد.

سپاسگزاری

این تحقیق با حمایت‌های مادی و معنوی دانشگاه فردوسی مشهد به سرانجام رسیده است. لذا نویسندگان این مقاله بر خود لازم می‌دانند از کمک‌های صورت گرفته توسط آن نهاد دولتی در به ثمر رسیدن این پژوهش تشکر و سپاسگزاری نمایند.

یکی از اهداف ضمنی این پژوهش استفاده از بافت متوسط شن لومی به منظور چگونگی تخمین تبخیر با استفاده از حالت حدی ثقل حاکم و پخشیدگی حاکم برای این بافت بوده و همان طور که قبلاً اشاره شد برای حالت بین دو حالت حدی ذکر شده، $f_{\#} < f < f_{\#}$ برقرار خواهد بود. با استفاده از شرایط حدی پخشیدگی حاکم برای بافت لوم شنی تخمین تبخیر دور از انتظار بود و اعدادی خارج از دامنه و بزرگ برای تخمین تبخیر در مرحله‌ی اول از معادله‌ی (۷) و به تبع آن برای مرحله‌ی دوم تبخیر از معادله‌ی (۱۰) به دست آمده، اما با استفاده از شرایط حدی ثقل حاکم از معادله‌ی (۷) برای مرحله‌ی اول و معادله‌ی (۱۱) برای مرحله‌ی دوم در این بافت، تخمین تبخیر اعدادی مناسب تر ارائه داد.

نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج بدست آمده از این تحقیق را می‌توان در نکات زیر خلاصه نمود:
 - افزایش شوری در خاک، تبخیر (مرحله‌ی اول و دوم) را در هر سه بافت پژوهش، کاهش داد.
 - در شرایطی که شوری نباشد (سطح اول شوری)، تخمین تبخیر

منابع

- 1- Aydin M., and Uygur V. 2006. A model for estimating soil water potential of bare fields. In Proceedings of the 18th International Soil Meeting (ISM) on Soils Sustaining Life on Earth, Managing Soil and Technology, Şanlıurfa, Turkey.
- 2- Eagleson P.S. 1978. Climate soil and vegetation. Wiley, New Jersey.
- 3- Dinpajo Y., and Jahanbakhsh S. 2008. Investigation of evapotranspiration of reference plant in Iran using Hargreaves method. Proceedings of the 3th Conference on Iranian Water Resources Management. Tabriz, Iran. (In Persian).
- 4- Hillel D. 1998. Environmental Soil Physics. Academic, Massachusetts.
- 5- Kamali G. 2002. Mashhad's recent drought analysis using some indicators of drought. Journal of Metrological Organization (NIVAR), 44:79-93. (In Persian)
- 6- Montith J. L. 1973. Principles of Environmental Physics. American Elsevier, New York.
- 7- Nassar I. N., and Horton R. Salinity and Compaction Effects on Soil Water Evaporation and Solute Distributions. Soil Science, 63: 752-758
- 8- Rahimpour A., Besharat S., and Rezaie H. 2008. Using GIS to estimate the evapotranspiration using the Priestley-Taylor method in the Nazlo Chai. Proceedings of the 3th Conference on Iranian Water Resources Management. Tabriz, Iran. (In Persian).

- 9- Raisi T., Tabatabaie S.H., and Beigharchegani H.A. 2008. Calibration Aydin Uygur model for estimation evaporation from saline soil in arid and semi-arid region. *Iranian Water Research Journal*, 2:1-10. (In Persian)
- 10- Ritchie J. T. 1972. Model for Predicting Evaporation from a Row Crop with Incomplete Cover. *Water Resources Research*, 8(5): 1204-1213.
- 11- Salvucci G. D. 1997. Soil and moisture independent estimation of stage-two evaporation from potential evaporation and albedo or surface temperature. *Water Resources Research*, 33(1): 111-122.
- 12- Shammiri M. AH. 2002. Evaporation rate as a function of water salinity. *Desalination*, 150:189-203.
- 13- Yakirevich A., Berliner P., and Sorek S.H. 1997. A model for numerical simulating of evaporation from bare saline soil. *Water Resource Research*, 33(5):1021-1034.
- 14- Zahedi M., and Khatibi M. 2010. *Hydrology*. Samt. Tehran. (In Persian)



Computation of Evaporation (Stages 1 and 2) from a Bare Saline Soil

M. Selahvarzi¹- B. Ghahraman^{2*}- H. Ansari³- K. Davari⁴

Received: 03-02-2016

Accepted: 08-04-2018

Introduction: Evaporation takes place from vegetation cover, from bare soil, or water bodies. In the absence of a vegetation cover, soil surface is exposed to atmosphere which increases the rate of evaporation. Evaporation of soil moisture will not only lead to water losses but also increase the risk of soil salinity. The risk is increased under low annual rainfall, saline irrigation water and deep water table. Soil and water salinity is common in arid and semiarid regions where using saline water is common under insufficient fresh water resources. Evaporation is one of the main components of water balance in each region and also one of the key factors for proper irrigation scheduling towards improving efficiency in the region. On the other hand evaporation has a significant role in global climate through the hydrological cycle and its proper estimation is important to predict crop yield soil salinity, water loss of irrigation canals, water structure and also on natural disasters such as drought phenomenon. There are three distinct phases for evaporation process. Step Rate – initial stage is when the soil reaches enough moisture to transfer water to evaporate at a rate proportional to the evaporative demand. During this stage, the evaporation rate by external weather conditions (solar radiation, wind, temperature, humidity, etc.) is limited and therefore can be controlled, in other words, the role of soil characteristics will occur. In this case the air phase - control (at this stage the stage profile – control). Next step is to reduce the rate of evaporation rates during this stage of succession is less than the potential rate (evaporation, atmospheric variability). At this point, evaporation rate (the rate at which the soil caused by the drying up) can deliver the level of moisture evaporation in the area is limited and controlled. So it can be a half step - called control. This may be longer than the first stage.. Apparently when the soil surface is dry to the extent that, it is effectively cut off from water, this phase starts. This stage is often called vapor diffusion process where the surface layer so as to be able to dry quickly can be important.

Materials and Methods: This study was conducted to test the texture of sandy clay and four salinity levels (0.7, 2, 4 and 8 dS m⁻¹ (the study used a PVC pipe with a diameter of 110 mm and a height of about 1 m (for the 90 cm soil profile). Evaporation measurements and weight measurements were performed using a water balance. Also the water out of the soil columns were carefully measured. Weight was measured in soil columns has been done with a digital scale with an accuracy of 5 g. The calculation of evaporation, obtained by subtracting the weight of the soil column twice in a row, low weight and water out of the soil column.

Results and Discussion: Evaporation decreased with increasing salinity of the soil, even in the first stage mentioned earlier by external meteorological conditions (eg, radiation, wind, temperature and humidity) controlled, observed. It should be recognized that the ability of the atmosphere to evaporate completely independent of the properties of the object that is no evaporation occurs. Moreover, if we assume that the object is completely independent of the properties of water surface evaporation exactly equals, salinity reduced the water vapor pressure resulting in reduced evaporates. The first stage of evaporation decreases by increasing salinity, evaporation would be justified.

Keywords: Estimation, Salt water, Stages evaporation, Water resources

1, 2, 3 and 4- Former M.Sc. Student of Irrigation and Drainage and Professors of Water Engineering, College of Agriculture, Ferdowsi University of Mashhad, Respectively
(*- Corresponding Author Email: bijangh@um.ac.ir)

