



دانشگاه گولستان، دانشکده مهندسی عمران

نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک
جلد بیست و ششم، شماره سوم، ۱۳۹۸
۱۹۲-۱۷۷

<http://jwsc.gau.ac.ir>
DOI: 10.22069/jwsc.2019.15786.3100

تأثیر عمق سطح ایستابی بر مقدار تبخیر از خاک

*محمد مهدی چاری^۱ و پیمان افراسیاب^۲

^۱استادیار گروه مهندسی آب، دانشگاه زابل، ^۲دانشیار گروه مهندسی آب، دانشگاه زابل

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۸/۰۵؛ تاریخ پذیرش: ۹۷/۱۲/۲۶

چکیده

سابقه و هدف: ر رابطه بین عمق سطح ایستابی و تبخیر از سطح خاک در اغلب مناطق خشک و نیمه‌خشک بسیار مهم است. در این مناطق به علت آبیاری بیش از حد نیاز، اغلب سطح ایستابی نزدیک زمین بوده که باعث شوری خاک می‌شود. با توجه به اهمیت تبخیر از ستون خاک در حضور سطح ایستابی توجه زیادی را در دهه‌های گذشته به خود معطوف کرده است. فرآیند خشک شدن خاک پدیده فیزیکی تبخیر از سطح خاک در سه مرحله اجرا می‌شود. مرحله اول، تبخیر با شدت ثابت است. مرحله دوم، تبخیر با شدت نزولی است. مرحله سوم، تبخیر باقی‌مانده با شدت کم است که بعد از خشک شدن بیش از حد لایه سطحی خاک و تأثیر آن در کاهش هدایت هیدرولیکی خاک آغاز می‌شود. با توجه به اهمیت مقدار تبخیر از سطح ایستابی در مناطق خشک و نیمه‌خشک، لازم است این پارامتر به‌طور دقیق اندازه‌گیری شود. در نتیجه این پژوهش با هدف تأثیر عمق سطح ایستابی بر روی مقدار تبخیر و همچنین تعیین مراحل مختلف تبخیر انجام گرفت.

مواد و روش‌ها: خاک مورد استفاده از در این آزمایش لومی با چگالی $1/32$ گرم بر سانتی‌متر مکعب بوده است. محل آزمایش گلخانه و مدت زمان آزمایش ۷۴ روز بود. خاک‌ها از الک ۲ میلی‌متری عبور داده شد و سپس با استفاده از قیف خاک‌ها درون لوله‌های آزمایش ریخته شد. برای تهیه ستون‌های آزمایش از لوله‌های پی وی سی با قطر ۲۵۰ میلی‌متر استفاده شد. سطوح ایستابی در عمق‌های ۴۰۰، ۶۰۰ و ۸۰۰ میلی‌متری از سطح خاک ثابت نگه داشته شد. برای ثابت نگه داشتن سطح ایستابی در عمق‌های مختلف از بطری‌هایی استفاده شد که در کنار ستون‌های آزمایش قرار گرفته و به وسیله لوله‌ای از انتها، آب را وارد ستون خاک می‌شد. اندازه‌گیری تلفات آب از ستون خاک با استفاده از اندازه‌گیری رطوبت خاک در عمق‌های مختلف با استفاده رطوبت‌سنج مدل دلتا انجام شد.

یافته‌ها: نتایج نشان داد رطوبت در عمق‌های بین صفر تا ۱۶۰ میلی‌متری ستون خاک در طول زمان آزمایش کاهش یافته و لایه‌های پایینی اشباع باقی می‌ماند. در حالت ماندگار مقدار تبخیر از سطح خاک برابر است با مقدار تلفات آب از سطح ایستابی و در شرایط غیرماندگار مقدار تبخیر از سطح خاک برابر است با مجموع تلفات آب از سطح ایستابی

* مسئول مکاتبه: m.mahd.chari@gmail.com

و آب از دست رفته از پروفیل خاک. مقدار تبخیر تجمعی در بازه ۷۴ روز از سطح ایستابی، ۴۰۰، ۶۰۰ و ۸۰۰ میلی‌متری به ترتیب برابر با ۳۸۴/۶، ۳۳۱/۲ و ۲۹۳/۴ میلی‌متر بود. بیش‌ترین تلفات آب از پروفیل خاک مربوط به عمق سطح ایستابی ۸۰۰ میلی‌متری و مقدار ۵۱/۳ میلی‌متر بوده است. با افزایش عمق سطح ایستابی از ۴۰۰ میلی‌متر به ۸۰۰ میلی‌متر (۱۰۰٪ افزایش) مقدار تبخیر از سطح ایستابی ۲۴٪ و مقدار کل تبخیر از سطح خاک ۱۶/۵٪ کاهش یافته است. طول مراحل اول تبخیر برای عمق سطح ایستابی ۴۰۰ میلی‌متر دو روز، برای عمق سطح ایستابی ۶۰ سانتی‌متری یک روز و برای ۸۰۰ میلی‌متری کم‌تر از یک روز بود.

نتیجه‌گیری: نتایج این پژوهش به ما اطلاعاتی در رابطه با فرآیند جریان آب در بالای سطح ایستابی کم‌عمق آب داد. تغییرات رطوبتی در خاک سطحی خیلی بیش‌تر از خاک‌های نزدیک به سطح ایستابی است. در نزدیکی سطح ایستابی به صورت مایع و در نزدیک به سطح خاک حرکت آب به صورت بخار است. با افزایش سطح ایستابی طول مرحله اول تبخیر کاهش یافته است. به‌طور کلی می‌توان نتیجه‌گیری کرد که تبخیر از سطح ایستابی می‌تواند بخش زیادی از آب مورد نیاز گیاهان را فراهم کند.

واژه‌های کلیدی: جبهه تبخیر، عمق سطح ایستابی، لوم

مقدمه

از ۸۰ درصد آب مورد نیاز آفتابگردان می‌تواند از آب زیرزمینی تأمین شود (۱۰). سپاسخواه و کریمی گوغری (۲۰۰۵) با آزمایش لایسیمتری، اثر عمق و شوری آب زیرزمینی بر میزان تأمین نیاز آبی پسته را بررسی نمودند. نتایج نشان داد که سهم تأمین نیاز آبی گیاه با استفاده از آب زیرزمینی کم‌عمق (۳۰ تا ۱۲۰ سانتی‌متری) تحت شرایط آبیاری ۸۹/۷ تا ۷۲/۴ و در شرایط غیرآبیاری ۹۰/۷ تا ۱۰۰ درصد نیاز آبی بوده است (۱۷). گائو و همکاران (۲۰۱۵) مقدار تبخیر از منطقه‌ای با سطح ایستابی بالا، متوسط و پایین را برای چهار سال مورد بررسی قرار دادند و نتیجه گرفتند که مقدار تبخیر از سطح ایستابی به ترتیب ۲۵/۶٪، ۱۲/۰٪ و ۱۵/۲٪ مقدار تبخیر-تعرق را تأمین می‌کند (۵).

در اغلب حوزه‌های آبخیز کشور پوشش گیاهی وجود ندارد و تبخیر اغلب از سطح خاک انجام می‌شود. تبخیر از سطح خاک بدون پوشش اهمیت زیادی دارد. در طی یک فصل رشد، حدود ۴۰-۵۰ درصد مقدار تبخیر و تعرق به تبخیر از سطح خاک

ایران با متوسط بارش حدود ۲۵۰ میلی‌متر جزء مناطق خشک و نیمه‌خشک جهان محسوب می‌شود، این مقدار بارندگی یک سوم میانگین بارش سالانه جهانی کره زمین هست. در کشور ما، بخش کشاورزی بخش بسیار زیادی از کل آب مصرفی را به خود اختصاص می‌دهد که بیش‌ترین میزان تبخیر و تعرق در آن اتفاق می‌افتد (۱۶). تبخیر یکی از مؤلفه‌های اصلی بیلان آبی در مناطقی با سطح آب زیرزمینی بالا بوده و همچنین یکی از منابع اصلی تبخیر-تعرق است (۲ و ۲۰). در یک مقیاس منطقه‌ای، فرآیند انتقال آب خاک به آب زیرزمینی و بالعکس یکی از مهم‌ترین بخش‌هایی است که بیلان آبی و راندمان کاربرد آب را می‌تواند تحت تأثیر قرار می‌دهد (۱۲). کالون و همکاران (۲۰۰۵) نشان دادند که مشارکت آب‌های زیرزمینی برای رفع نیازمندی‌های آب گیاهان با عمق سطح ایستابی متفاوت است. چنانچه عمق سطح ایستابی ۰/۵ متر باشد تمام نیازهای آبی گندم و بیش

تعلق دارد که در مدیریت بهینه آب خاک از اهمیت زیادی برخوردار است. تعرق برای گیاه بسیار مفیدتر از تبخیر است. تعرق گیاه را خنک می‌کند و در فرایندهای دیگر در آن نقش دارد (متابولیسم و ...). ولی تبخیر از سطح خاک نقش چندانی برای گیاه ندارد. به همین علت اندازه‌گیری تبخیر مهم است چون نقش مؤثری در بالا بردن بازده مصرف آب دارد (۱۵ و ۱۸). تبخیر آب خاک نه تنها متضمن اتلاف آب است بلکه خطر شور شدن خاک را هم در پی دارد. در مناطقی که آب آبیاری کم و احتمالاً شور است و نیز در مناطقی که بارندگی کم و آب زیرزمینی هم بالاست، این خطر بیش‌تر احساس می‌شود (۱۱ و ۲۱).

رابطه بین عمق سطح ایستابی و تبخیر از سطح خاک در اغلب مناطق خشک و نیمه‌خشک بسیار مهم است. در این مناطق به‌علت آبیاری بیش از حد نیاز، اغلب سطح ایستابی نزدیک زمین بوده که باعث شوری خاک می‌شود. این شرایط ممکن است در حاشیه رودخانه‌ها و دریاچه‌ها نیز وجود داشته باشد. برای حفظ منابع کمیاب چون آب زیرزمینی و جلوگیری از شور شدن زمین‌های پست مدیریت مناسب لازم است که لازمه آن، دانشی از میزان تبخیر از سطح ایستابی هست (۶ و ۱۵).

با توجه به اهمیت حرکت آب از سطح ایستابی کم‌عمق در پروفیل خاک و تبخیر از سطح خاک بدون پوشش پژوهش‌های زیادی در این زمینه صورت گرفته است. گاردنر (۱۹۵۸) دو فاز مایع و بخار برای توصیف حرکت آب و بخار از سطح ایستابی در نظر گرفت. برای این منظور نیم‌رخ خاک به دو لایه تقسیم می‌شود که لایه پایینی آب تمام به‌صورت مایع حرکت می‌کند و در لایه نزدیک سطح خاک حرکت آب به‌صورت بخار است. گاردنر (۱۹۵۸) رابطه‌ای بین حداکثر سرعت تبخیر، هدایت موینگی و عمق سطح ایستابی ارائه کرد (۴). واریک (۱۹۸۸) تابع هدایت

هیدرولیکی ارائه شده در معادله گاردنر را اصلاح کرده و روشی برای محاسبه حداکثر سرعت تبخیر توسعه داد (۱۹). روز و همکاران (۲۰۰۵) با ساخت مدل‌های فیزیکی اثر عمق سطح ایستابی را بر تبخیر و همچنین تجمع نمک مورد ارزیابی قرار دادند. برای این منظور از لوله‌های PVC با قطر ۲۰۰ میلی‌متر و سه سطح ایستابی ۳۰، ۴۵ و ۷۰ سانتی‌متری در شرایط هم‌دما استفاده کردند. همچنین مقدار رطوبت در عمق‌های مختلف با گذشت زمان اندازه‌گیری شد. نتایج مدل اطلاعات مناسبی را در زمینه تبخیر از سطح ایستابی ارائه کرد ولی ایجاد شرایط هم‌دما به طور مصنوعی یکی از محدودیت‌های این روش بود زیرا تغییرات دمایی زیادی در نزدیکی سطح خاک وجود دارد که سبب پیچیده شدن بیش‌تر مسأله می‌شود (۱۵). چاری و همکاران (۲۰۱۲) به‌منظور پیش‌بینی مقدار تبخیر از سطح ایستابی کم‌عمق از روش شبکه عصبی و رگرسیون خطی استفاده کردند و با نتایج به‌دست آمده از لوله‌های PVC با قطر ۲۵۰ میلی‌متر و سه سطح ایستابی ۴۰، ۶۰ و ۸۰ سانتی‌متری مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان داد که روش شبکه عصبی مصنوعی با دقت بیش‌تری مقدار تبخیر را پیش‌بینی می‌کند (۳). در مناطق خشک و نیمه‌خشک معمولاً تبخیرپذیری هوا زیاد است و مقدار آن از توانایی خاک در هدایت آب در فاز مایع بیش‌تر است در نتیجه یک ناپوستگی فاز مایع-بخار که به جبهه تبخیر (EF) مشهور است در عمق بین سطح ایستابی و سطح خاک به وجود می‌آید (۷ و ۸). گوینگ و همکاران (۲۰۰۶) این پژوهشگران روشی را به‌منظور محاسبه جبهه تبخیر و هر دو فاز مایع و گاز ارائه کردند (۷). کوپر و همکاران (۲۰۰۶) نشان دادند که افزایش سطح ایستابی از ۰/۹۲ به ۲/۵ متر سبب کاهش ۶۲ درصدی سهم آب زیرزمینی در تأمین تبخیر-تعرق می‌شود (۴).

در فاز مایع بیش‌تر است. در این مرحله میزان اختلاف پتانسیل خاک افزایش ولی با کاهش شدید هدایت هیدرولیکی میزان تبخیر نیز کاهش می‌یابد. در این مرحله عمق جبهه تبخیر افزایش می‌یابد (۸ و ۹). مرحله سوم، تبخیر باقی‌مانده با شدت کم است که بعد از خشک شدن بیش از حد لایه سطحی خاک و تأثیر آن در کاهش هدایت هیدرولیکی خاک آغاز می‌شود (۷ و ۹). در این مرحله از تبخیر، آب از میان لایه خشک‌شده از طریق پخشیدگی بخار انتقال می‌یابد (۱۴) در نتیجه میزان تبخیر در کم بوده و جبهه تبخیر ثابت می‌ماند.

تبخیر در منطقه سیستان در جنوب‌شرقی ایران با توجه به بالا بودن درجه حرارت، وزش بادهای پیوسته و شدید به همراه پایین بودن رطوبت نسبی، نسبت به سایر نقاط بیش‌تر است. از طرفی آبیاری غرقابی بیش حد و بالا بودن لایه غیرقابل نفوذ سبب گردیده است که سطح ایستابی (به‌خصوص در ترسالی‌ها) در این ناحیه نزدیک به سطح زمین باشد. در نتیجه هدف از این پژوهش تأثیر عمق سطح ایستابی کم‌عمق بر روی مقدار تبخیر در شرایط غیرهمدمما و همچنین تعیین مراحل مختلف تبخیر در این منطقه در شرایط آزمایشگاهی بوده است.

مواد و روش‌ها

این آزمایش در سیستان واقع در جنوب‌شرقی ایران انجام گرفت. مختصات طول جغرافیایی شرقی "۱۸ ۳۶' ۶۰° تا "۲۴ ۴۸' ۶۱° و عرض جغرافیایی شمالی "۳۲ ۰۳' ۳۰° تا "۵۰ ۳۲' ۳۱° قرار دارد. کشت غالب در این منطقه گندم بوده است و معمولاً به‌صورت پاییزه کشت می‌شود. در این منطقه به‌علت آبیاری بیش از حد (به‌خصوص در ترسالی‌ها) متوسط عمق آب زیرسطحی بین ۵۰ تا ۸۰ سانتی‌متر است. خاک مورد مطالعه در این آزمایش خاک لوم است که مشخصات فیزیکی آن در جدول ۱ ارائه گردیده است.

زارعی و همکاران (۲۰۱۰) تبخیر غیرماندگار از خاک لخت با حضور سطح ایستابی کم عمق به روش مدل رطوبتی کمپل را مورد تجزیه و تحلیل قرار دادند. برای این منظور با ساخت مدل‌های فیزیکی از ستون‌های خاک مقدار تبخیر از سطح خاک و زمان تبخیر را به‌صورت توابعی از افت سطح ایستابی، ویژگی‌های فیزیکی خاک و عمق لایه غیرقابل نفوذ تعیین کردند. این آزمایش در ۶۴ روز انجام گرفت. نتایج حاصل تطابق مناسبی را بین اندازه‌گیری‌ها و پیش‌بینی‌های مدل نشان داد (۲۱). هیک (۲۰۱۵) یک مدل تحلیلی برای جریان پایا رو به بالا ارائه کرد که می‌تواند طول فاز مایع و همچنین فاز گاز را در منطقه غیراشباع به‌دست آورد (۸). علیزاده و افراسیاب (۲۰۱۶) با استفاده از گلدان‌هایی با قطر متوسط ۲۰ و ارتفاع ۲۷ سانتی‌متر اثر سطوح ایستابی کم عمق ۷/۵ و ۱۵ سانتی‌متری را بر وضعیت رطوبتی و خواص فیزیکی خاک‌های و همچنین عملکرد و اجزای عملکرد برنج مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان داد که سطح ایستابی بر عملکرد برنج تأثیر معنی‌داری ندارد و بیش‌ترین ترک‌های سطحی در سطح ایستابی ۱۵ سانتی‌متر وجود داشت (۱). لی و ژانگ (۲۰۱۷) یک مدل نیمه‌تحلیلی برای محاسبه سرعت تبخیر از خاک بدون پوشش و برای یک پتانسیل ماتریک دلخواه ارائه کرد (۱۳).

پدیده فیزیکی تبخیر از سطح خاک در سه مرحله اجرا می‌شود. مرحله اول، تبخیر با شدت ثابت است. این مرحله هنگامی اتفاق می‌افتد که خاک مرطوب است و به اندازه کافی توانایی انتقال آب با نرخ متناسب با تقاضای تبخیر به محل تبخیر را دارد. در طول این مرحله، هیچ جبهه تبخیری (ناپیوستگی بین فاز مایع و بخار) وجود ندارد. مرحله دوم، تبخیر با شدت نزولی است. در این مرحله تبخیر پذیری هوا زیاد است و مقدار آن از توانایی خاک در هدایت آب

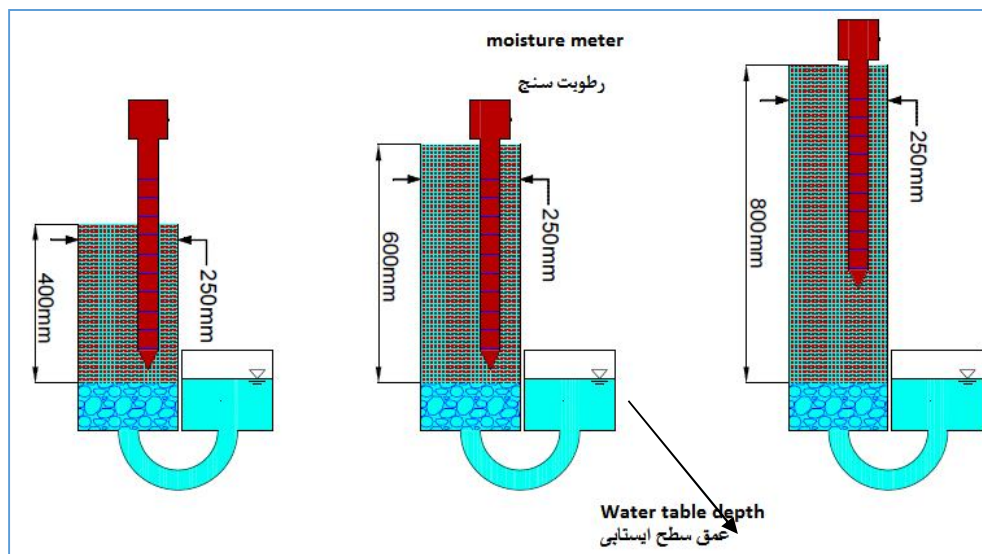
جدول ۱- خصوصیت فیزیکی خاک مورد مطالعه.

Table 1. The physical properties of soil.

بافت Texture	شن (%) Sand (%)	سیلت (%) Silt (%)	رس (%) Clay (%)	چگالی ظاهری (گرم بر سانتی متر مکعب) Bluk density (gr/cm ³)
لوم Loam	37	44	19	1.32

آزمایش فیلتر شنی به ضخامت دو سانتی متر در ته لوله آزمایش ریخته شد. ستون‌های خاک از پایین اشباع شد و بعد از اشباع شدن ستون‌های خاک، قرائت‌ها شامل میزان تبخیر روزانه از سطح ایستابی از طریق اضافه کردن حجم آب مشخص به بطری‌ها برای ثابت نگه داشتن سطح ایستابی، اندازه‌گیری تلفات آب از ستون خاک با استفاده از اندازه‌گیری رطوبت خاک در عمق‌های مختلف با استفاده رطوبت‌سنج مدل دلتا (Delta-T Device) که بر اساس ثابت دی‌الکتریک کار می‌کند انجام شد. مقدار تبخیر از سطح خاک برابر با مقدار تلفات آب از سطح ایستابی (بطری‌های کنار ستون‌های خاک که از انتها به ستون خاک متصل است) و آب از دست رفته از پروفیل خاک است. تلفات آب از پروفیل خاک را می‌توان با استفاده از اندازه‌گیری مقدار رطوبت ستون خاک در عمق‌ها و زمان‌های مختلف با استفاده رطوبت‌سنج به دست آورد. برای اندازه‌گیری مقدار تبخیر روزانه از سطح آزاد آب از دو لوله مشابه با انتهای بسته و با ارتفاع ۶۰۰ میلی‌متر در کنار لوله‌ها استفاده شد. لوله‌ها را تا انتها پر از آب نموده سپس مقدار روزانه تبخیر با اضافه کردن حجم مشخص آب به درون لوله به دست آمد.

محل آزمایش گلخانه و مدت زمان آزمایش ۷۴ روز (از ۲۵ شهریور تا ۸ آذر) بود. در مدت آزمایش اندازه‌گیری دمای حداکثر و حداقل هوا به صورت روزانه انجام شد و نتایج نشان داد که در طول آزمایش تغییرات دمای هوای گلخانه حداکثر ۴۹ و حداقل ۶ درجه سانتی‌گراد بود. در این مدت رطوبت هوا گلخانه به صورت روزانه با استفاده از دماسنج خشک و تر اندازه‌گیری شده که بین ۸ درصد تا ۶۵ درصد متغیر بود. ابتدا خاک‌ها از الک ۲ میلی‌متری عبور داده شد و سپس با استفاده از قیف خاک‌ها درون لوله‌های آزمایش ریخته شد. برای تهیه ستون‌های آزمایش از لوله‌های پی وی سی با قطر ۲۵۰ میلی‌متر استفاده شد. برای ثابت نگه داشتن سطح ایستابی در عمق‌های مختلف از بطری‌هایی استفاده شد که در کنار ستون‌های آزمایش قرار گرفته و به وسیله یک لوله پلی‌اتیلن از انتهای، آب را وارد ستون خاک می‌کند (شکل ۱). بدین ترتیب از قانون حاکم بر لوله‌های U شکل که سطح مایع را در یک عمق مشخص ثابت نگه می‌دارد، استفاده شد. سطوح ایستابی در عمق‌های ۴۰۰، ۶۰۰ و ۸۰۰ میلی‌متری از سطح خاک ثابت نگه داشته شدند. برای تسهیل ورود آب به درون ستون‌های خاک، قبل از ریختن خاک درون لوله‌های



شکل ۱- مقطع قائم از ستون‌های خاک.

Figure 1. Vertical section of soil columns.

سریع رطوبت جلوگیری می‌کند و پس از مدتی این پوسته از بین می‌رود (۹). در نهایت مقدار رطوبت این لایه پس از ۶۴ روز به ۰/۱۱ رسیده و دیگر ثابت می‌ماند. کونکو و همکاران (۲۰۰۴) نشان دادند که مقدار رطوبت لایه سطحی برای خاک لوم-رسی پس از رسیدن به ۰/۱۲ ثابت باقی ماند و دیگر کاهش در مقدار رطوبت مشاهده نشد. مقدار رطوبت خاک در لایه بین ۸۰ تا ۱۲۰ میلی‌متر در طی ۷۴ روز از ۰/۳۳ به ۰/۱۸ رسیده است. در عمق بین ۱۲ تا ۱۶ سانتی‌متر تغییرات رطوبت بسیار کم بوده و برای عمق‌های بیش‌تر از ۱۶۰ میلی‌متر رطوبت بدون تغییر باقی می‌ماند (۱۱).

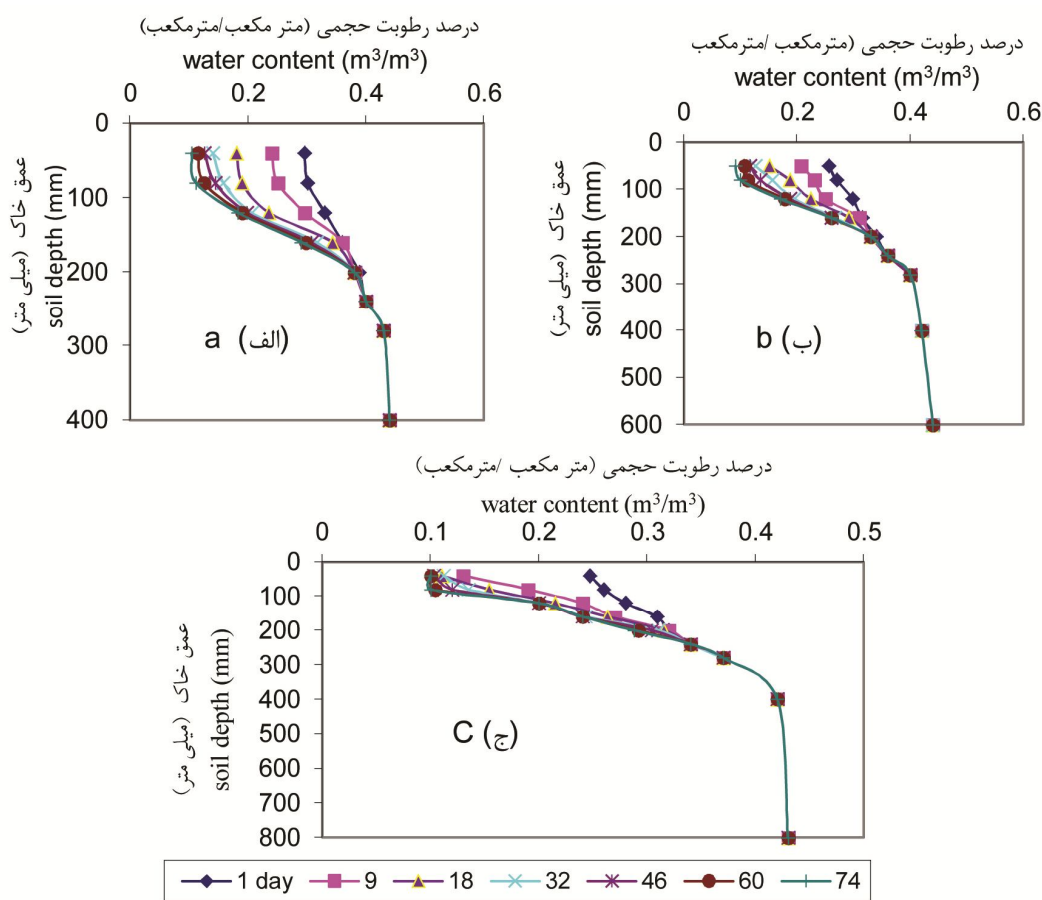
در سطح ایستابی ۶۰۰ میلی‌متری (شکل ۲b) تغییرات رطوبت در ۸۰ میلی‌متری بالای ستون خاک با سرعت بیش‌تری صورت می‌گیرد به طوری که بعد از ۳۰ روز مقدار رطوبت تقریباً به ۰/۱۲ می‌رسد و پس از آن تغییرات رطوبت بسیار کم است. برای عمق‌های کم‌تر از ۱۲۰ میلی‌متری مقدار رطوبت ثابت بوده و یا دارای تغییرات بسیار ناچیزی است. برای عمق سطح

نتایج و بحث

تغییرات رطوبت در ستون‌های خاک: شکل ۲ تغییرات رطوبت خاک در طول زمان و برای سطوح ایستابی مختلف نشان را می‌دهد. نتایج نشان می‌دهد با افزایش عمق از سطح خاک مقدار تغییرات رطوبت با زمان کاهش می‌یابد به طوری که، بیش‌ترین مقدار تغییرات رطوبت مربوط به ۴۰ میلی‌متر ابتدایی خاک است. در سطح ایستابی ۴۰۰ میلی‌متری (شکل ۲a) مقدار رطوبت حجمی در ۴۰ میلی‌متری بالای ستون خاک در ابتدا $0.296 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ بوده و پس از ۳۲ روز رطوبت آن به سرعت کاهش یافته است و به $0.33 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ رسیده است و پس از آن تغییرات رطوبت بسیار ناچیز بوده است و پس از ۷۴ روز به $0.11 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ رسیده است. در لایه بین ۴ تا ۸ سانتی‌متر پس از ۹ روز مقدار رطوبت از ۰/۳۰۴ به ۰/۲۳ و بعد از آن مقدار رطوبت با سرعت کمی کاهش می‌یابد به طوری که در روز ۱۸ به مقدار ۰/۱۸۵ رسیده است. رز و همکاران (۲۰۰۵) نتیجه گرفتند که احتمال پوسته‌ای در سطح خاک تشکل می‌شود که از کاهش

به طوری که در لایه ۱۶۰ تا ۲۰۰ میلی متری مقدار رطوبت طی ۷۴ روز از ۰/۳۴ به ۰/۲۸ کاهش یافته است. به طور کلی نتایج این قسمت نشان می دهد که قسمت اعظمی از ستون خاک پس از ۷۴ روز در حالت اشباع باقی می ماند و در آن آب به صورت مایع جریان دارد و فقط در قسمت های سطحی خاک آب به صورت بخار حرکت می کند.

ایستایی ۸۰۰ میلی متری (شکل ۲c) تغییرات رطوبت در ستون خاک مانند حالت های قبل بوده با این تفاوت که تغییرات رطوبت در لایه های سطحی خاک با شدت بیشتری صورت می گیرد به طوری که در لایه صفر تا ۴۰ میلی متری مقدار رطوبت در طی ۹ روز به ۰/۱۳ رسیده و پس از آن تغییرات بسیار کم بوده است. برای سطح ایستایی ۸۰۰ میلی متری، بخش بیشتری از پروفیل خاک تحت تأثیر تبخیر قرار گرفته



شکل های ۲- تغییرات رطوبت خاک نسبت به عمق در زمان های متفاوت در اعماق مختلف سطح ایستایی (الف=۴۰۰، ب=۶۰۰ و ج=۸۰۰ میلی متری).

Figure 2. Soil –water profiles at different times above water tables (a=400, b=600 and c=800 mm).

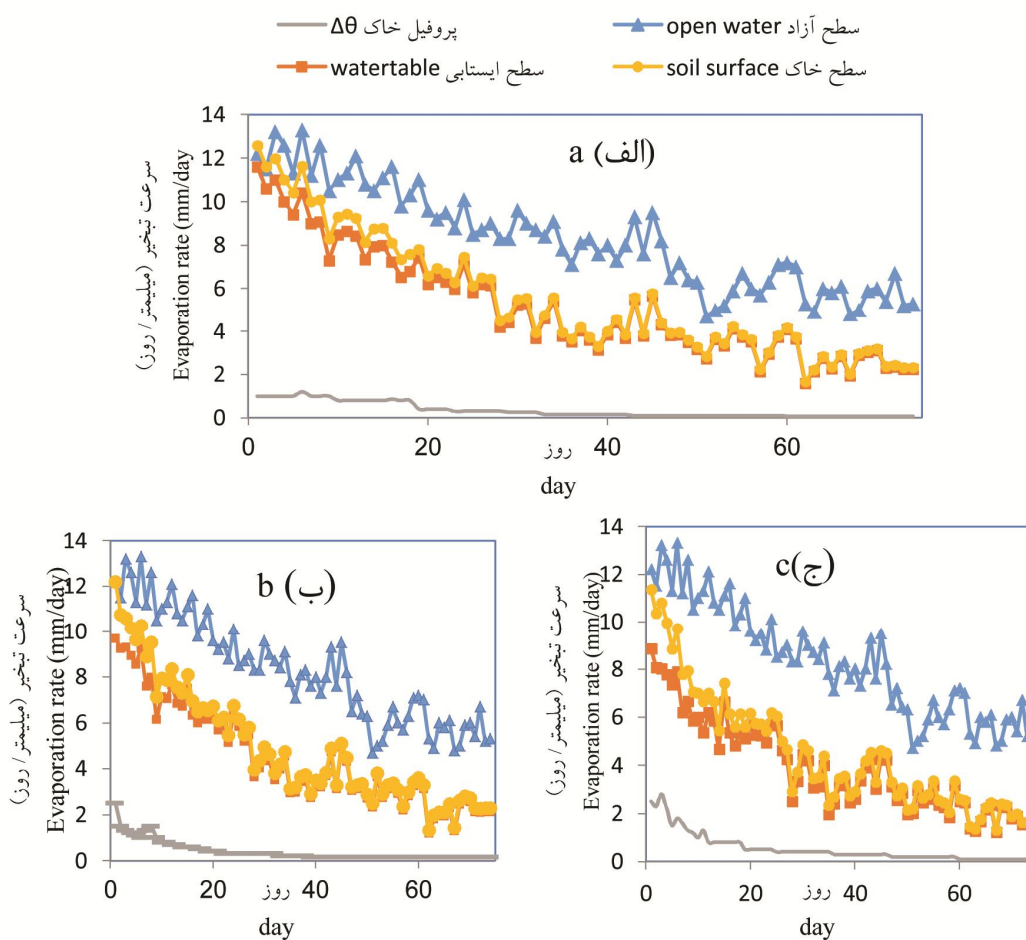
خاک برابر است با مجموع تلفات آب از سطح ایستایی و آب از دست رفته از پروفیل خاک ($\Delta\theta$). تلفات آب از پروفیل خاک را می توان با استفاده از

تبخیر: در حالت ماندگار مقدار تبخیر از سطح خاک (ESS) برابر است با مقدار تلفات آب از سطح ایستایی (E_G) و در شرایط غیرماندگار مقدار تبخیر از سطح

مقدار تلفات رطوبت از پروفیل خاک با افزایش سطح ایستابی افزایش می‌یابد به طوری که بیش‌ترین تلفات آب از پروفیل خاک مربوط به سطح ایستابی ۸۰۰ میلی‌متری است.

جدول ۲ مدت زمان سه مرحله تبخیر را برای آزمایش نشان می‌دهد. این جدول با استفاده از داده‌های شکل ۴ به‌دست آمده است. تا زمانی که مقدار E_{ss}/E_0 نزدیک به یک باشد (مقدار تبخیر از سطح خاک برابر با تبخیر از سطح آزاد باشد) مرحله اول تبخیر است. این نسبت برای عمق سطح ایستابی ۴۰۰ میلی‌متر و روزهای اول تا سوم به‌ترتیب برابر با ۱/۰۳، ۱ و ۰/۹۱ است در نتیجه طول مرحله اول تبخیر برای عمق سطح ایستابی ۴۰۰ میلی‌متر برابر با دو روز است. نسبت E_{ss}/E_0 برای عمق سطح ایستابی ۶۰۰ میلی‌متر در روزهای اول و دوم به‌ترتیب برابر با ۱ و ۰/۹۳ است در نتیجه طول مرحله اول تبخیر برابر با یک روز است. نسبت E_{ss}/E_0 برای عمق سطح ایستابی ۸۰۰ میلی‌متر در روز اول برابر با ۰/۹۳ است. به‌طورکلی می‌توان نتیجه‌گیری کرد که با افزایش عمق سطح ایستابی طول مرحله اول تبخیر کاهش می‌یابد. پس از مرحله اول تبخیر مقدار E_{ss}/E_0 کوچک شده و در نهایت به یک مقدار حدود ثابت که شروع مرحله سوم تبخیر است می‌رسد. در جدول ۲ طول مراحل مختلف تبخیر نشان داده شده است. در پژوهش رز و همکاران برای خاک لوم شنی و سطح ایستابی ۷۰۰ میلی‌متری طول مرحله اول کم‌تر از یک روز و مرحله دوم تبخیر بین ۱-۵۵ روز بود (۱۵).

اندازه‌گیری مقدار رطوبت ستون خاک در عمق‌ها و زمان‌های مختلف به‌دست آورد. شکل ۳ مقدار تبخیر از سطح آزاد آب تبخیر از سطح خاک، تبخیر از سطح ایستابی و مقدار تلفات آب از پروفیل خاک ($\Delta\theta$) را برای خاک لومی و منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. شکل (۳a) نشان می‌دهد که در شروع آزمایش مقدار تبخیر از سطح ایستابی بالا بوده به طوری که در سه روز ابتدایی متوسط مقدار تبخیر از سطح ایستابی برابر ۱۱ میلی‌متر در روز و متوسط تبخیر از سطح آزاد ۱۲/۳ است. در این دوره به‌دلیل رطوبت بالای خاک جریان آب از سطح ایستابی به طرف سطح خاک به‌صورت مایع بوده و حدوداً مقدار تبخیر از سطح ایستابی ثابت باقی می‌ماند و به آن مرحله اول تبخیر می‌گویند (۷ و ۱۱). در ادامه تقاضای تبخیر از اتمسفر بیش‌تر از توانایی خاک در هدایت آب است، در نتیجه سطح خاک خشک شده و هدایت هیدرولیکی کاهش می‌یابد. بنابراین مشاهده می‌شود که مقدار تبخیر از سطح ایستابی کاهش می‌یابد و در نهایت به مقدار ثابت ۲ میلی‌متر در روز رسیده است. سرعت تلفات آب از پروفیل خاک نیز از مقدار ۱/۲ میلی‌متر در روز برای روزهای ابتدایی به آهستگی کاهش می‌یابد و پس از مدتی به مقدار ثابتی می‌رسد. سرعت تبخیر از سطح خاک برای سطح ایستابی ۶۰۰ و ۸۰۰ میلی‌متری نیز شباهت زیادی با عمق سطح ایستابی ۴۰۰ میلی‌متری دارد. مقدار تبخیر از سطح ایستابی با افزایش عمق سطح ایستابی کاهش می‌یابد به طوری که مقدار تبخیر از سطح ایستابی ۸۰۰ میلی‌متری کم‌تر از مقدار تبخیر از سطح ایستابی ۶۰۰ میلی‌متری است.



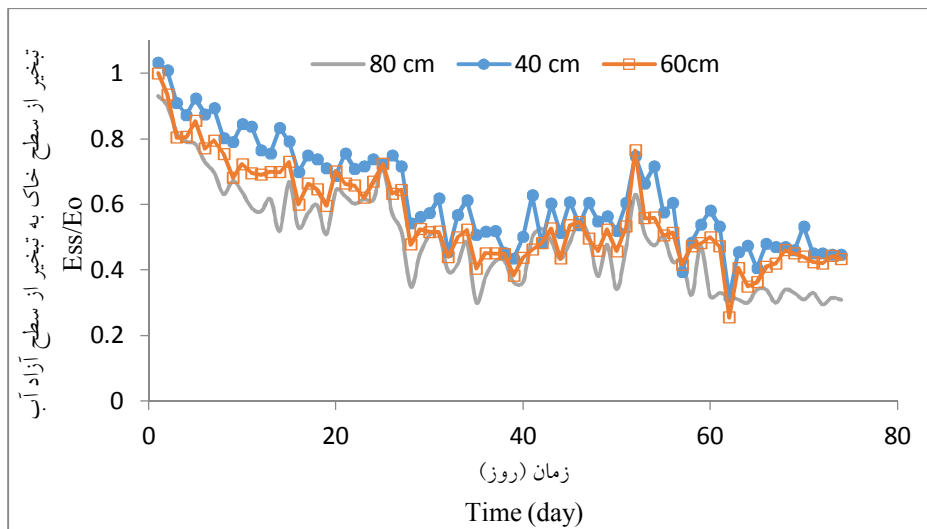
شکل ۳- سرعت تبخیر از سطح آزاد آب، سطح خاک، سطح ایستابی و پروفیل خاک ($\Delta\theta$) برای عمق سطح ایستابی = ۴۰۰، ۶۰۰ و ۸۰۰ میلی متری.

Figure 3. Evaporation rate from open water, soil surface, ground water and soil profile for water table depths a=400, b=600 and c=800 mm.

جدول ۲- طول سه مرحله تبخیر در عمق‌های مختلف سطح ایستابی.

Table 2. Timing of the 3 stages of evaporation at different water table depths.

مرحله سوم 3 rd stage	زمان (روز) Time (days)		مرحله اول 1 st stage	عمق سطح ایستابی (سانتی متر) Water table depths (cm)
	مرحله دوم 2 nd stage	مرحله اول 1 st stage		
66>	2-66	2	40	
69>	1-69	1	60	
60>	1-60	1<	80	



شکل ۴- نسبت سرعت تبخیر از سطح خاک به سطح آزاد آب برای عمق سطح ایستابی متفاوت.

Figure 4. Relative rate of evaporation from soil surface to open water from different watertables.

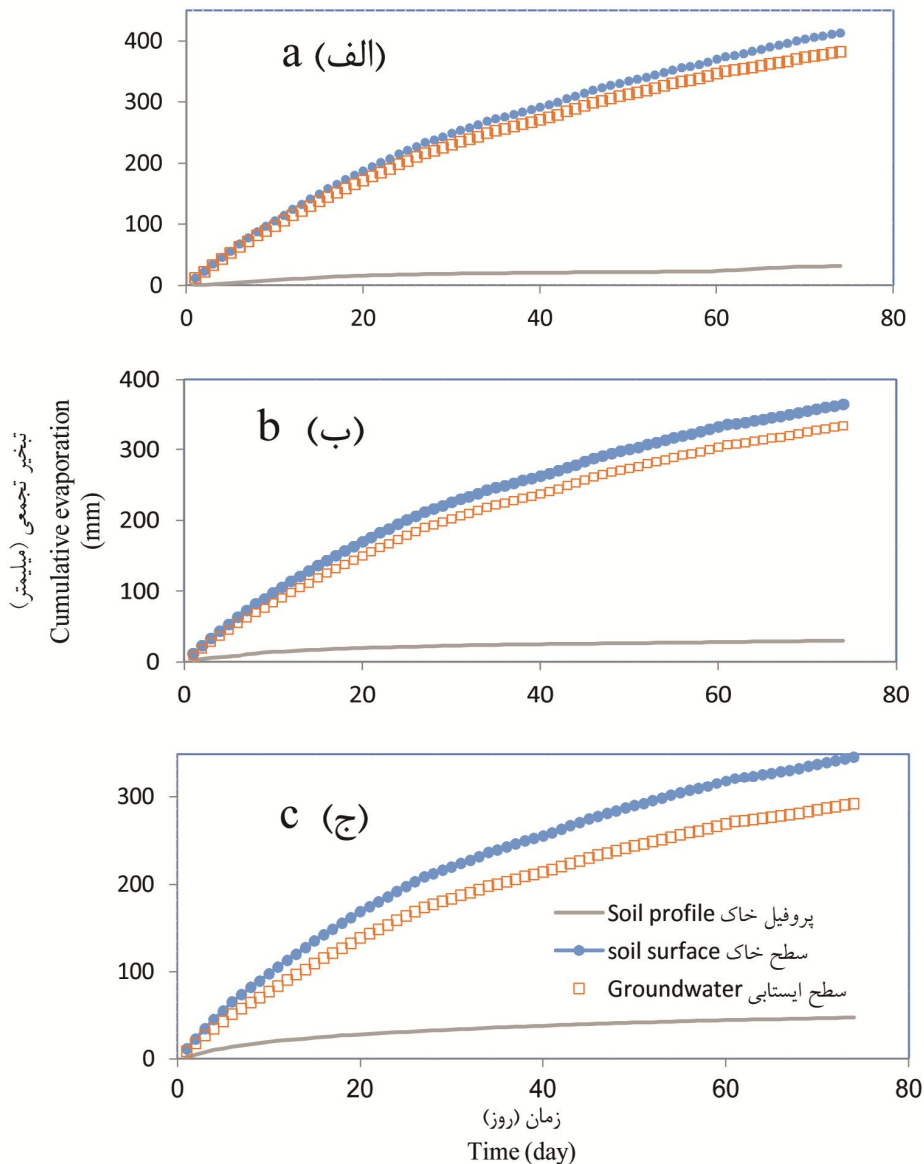
مقدار تبخیر تجمعی از پروفیل خاک با افزایش سطح ایستابی افزایش می‌یابد به طوری که بیشترین مقدار تبخیر تجمعی از پروفیل خاک مربوط به سطح ایستابی ۸۰۰ میلی‌متری و برابر با ۵۱/۳ میلی‌متر است. نتایج نشان می‌دهد که با افزایش بیش‌تر طول دوره مقدار $\sum \Delta \theta$ بدون تغییر باقی می‌ماند و مقدار $\sum E_G$ و $\sum E_{SS}$ افزایش می‌یابد. همچنین نتایج نسبت $\sum E_G / \sum E_{SS}$ در جدول ۳ نشان می‌دهد که با افزایش سطح ایستابی تبخیر تجمعی از پروفیل خاک سهم بیش‌تری در مقدار تبخیر از سطح خاک دارد به طوری که این نسبت به ترتیب برای عمق سطح ایستابی ۴۰۰، ۶۰۰ و ۸۰۰ میلی‌متری به ترتیب برابر با ۰/۹۳، ۰/۹۱ و ۰/۸۵ است. در پژوهش رز و همکاران (۲۰۰۵) برای خاک لوم شنی، سهم سطح ایستابی ۳۰۰، ۴۵۰ و ۷۰۰ میلی‌متری در مقدار تبخیر از سطح خاک به ترتیب ۸۶، ۸۱ و ۶۱ درصد بود (۱۵).

جدول (۴) اثر افزایش عمق سطح ایستابی در روی مقادیر $\sum \Delta \theta$ ، $\sum E_G$ ، $\sum E_{SS}$ و $\sum E_G / \sum E_{SS}$ را نشان می‌دهد. وقتی مقدار عمق سطح ایستابی از ۴۰۰ به ۶۰۰ میلی‌متری (۵۰٪ افزایش عمق سطح

شکل ۵ مقدار تبخیر تجمعی از سطح خاک $(\sum E_{SS})$ ، سطح ایستابی $(\sum E_G)$ و پروفیل خاک $(\sum \Delta \theta)$ را برای دوره ۷۴ روزه و سطح ایستابی متفاوت را نشان می‌دهد. جدول ۳ به طور خلاصه اثر عمق سطح ایستابی در مقدار تبخیر را نشان می‌دهد. با افزایش سطح ایستابی مقدار تبخیر از سطح ایستابی کاهش یافته است به طوری که از مقدار تبخیر تجمعی ۷۴ روزه برابر با ۳۸۴/۶ میلی‌متری برای عمق سطح ایستابی ۴۰۰ میلی‌متری بوده و مقدار آن برای عمق سطح ایستابی ۸۰۰ میلی‌متری برای این مدت برابر با ۲۹۳/۴ میلی‌متری است. در این مدت مقدار تبخیر از سطح آزاد برابر با ۶۱۵/۱ میلی‌متر است. نتایج نشان می‌دهد که مقدار تبخیر از سطح ایستابی ۴۰۰، ۶۰۰ و ۸۰۰ میلی‌متری به ترتیب ۶۲/۵، ۵۳/۸ و ۴۷/۶ درصد مقدار تبخیر از سطح آزاد است. از نتایج این قسمت به خصوص در کشاورزی و تأمین بخشی از آب مورد نیاز گیاهان از سطح ایستابی می‌توان استفاده کرد. کالون و همکاران نشان دادند که در منطقه‌ای در پاکستان سطح ایستابی ۵۰۰ میلی‌متری بخش زیادی از نیاز آبی گندم را تأمین می‌کند (۱۰).

ایستابی) افزایش می‌یابد مقادیر $\sum E_G$ ، $\sum E_{SS}$ و $\sum E_G / \sum E_{SS}$ به ترتیب ۱۱/۴، ۵/۲۷ و ۶/۴ درصد و افزایش در مقدار $\sum \Delta\theta$ برابر با ۵۴/۹ درصد است. در پژوهش رز و همکاران (۲۰۰۵) نیز رابطه مشخصی بین افزایش عمق سطح ایستابی و مقدار تبخیر وجود نداشت. بیش‌ترین مقدار تغییر در مقدار تبخیر تجمعی مربوط به افزایش عمق سطح ایستابی از ۴۰۰ به ۸۰۰ میلی‌متری (۱۰۰٪) است.

ایستابی) افزایش می‌یابد مقادیر $\sum E_G$ ، $\sum E_{SS}$ و $\sum E_G / \sum E_{SS}$ به ترتیب ۱۳/۹، ۱۱/۸ و ۲/۳ درصد کاهش می‌یابد و مقدار تبخیر از پروفیل خاک ($\sum \Delta\theta$) ۱۴/۹ درصد افزایش می‌یابد. وقتی عمق سطح ایستابی از ۶۰۰ به ۸۰۰ میلی‌متری می‌رسد اگرچه درصد افزایش عمق سطح ایستابی (۵۰٪) مانند حالت قبل (۴۰۰ به ۸۰۰ میلی‌متر) است ولی کاهش در مقادیر



شکل ۵- تبخیر تجمعی از سطح خاک، سطح ایستابی و پروفیل خاک نسبت به زمان برای عمق سطح ایستابی الف= ۴۰۰، ب= ۶۰۰ و ج= ۸۰۰ میلی‌متری.

Figure 5. Cumulative evaporation from the soil surface and the soil profile as function of time for for water tables a=400, b=600 and c=800 mm.

جدول ۳- تأثیر سطح ایستابی بر مقدار تبخیر.

Table 3. Effect of depth of watertable in evaporation.

$\sum E_G / \sum E_{SS}$	تبخیر تجمعی (میلی متر) Cumulative evaporation (mm)				عمق سطح ایستابی Water table depth (cm)
	سطح خاک ($\sum E_{SS}$) Soil surface	پروفیل خاک ($\sum \Delta\theta$) Soil profile	سطح ایستابی ($\sum E_G$) Ground water table	سطح آزاد ($\sum E_O$) Open water	
0.930	413.4	28.8	384.6	615.1	40
0.909	364.3	33.1	331.2	615.1	60
0.850	345.1	51.3	293.4	615.1	80

جدول ۴- تأثیر درصد تغییر عمق سطح ایستابی روی مقدار تبخیر تجمعی.

Table 4. Effect of percentage change in depth of water table in cumulative evaporation.

$\sum E_G / \sum E_{SS}$	مقدار تغییر در تبخیر تجمعی (%) Change in cumulative evaporation (%)			تغییر در عمق سطح ایستابی Change in watertable depth
	$\sum E_{SS}$	$\sum \Delta\theta$	$\sum E_G$	
-2.3	-11.8	+14.9	-13.9	۵۰٪ (از ۴۰ به ۶۰ سانتی متری) 50% (from 40 to 60 cm)
-8.6	-16.5	+78.1	-23.7	۱۰۰٪ (از ۴۰ به ۸۰ سانتی متری) 100% (from 40 to 80 cm)
-6.4	-5.27	+54.9	-11.4	۵۰٪ (از ۶۰ به ۸۰ سانتی متری) 50% (from 60 to 80 cm)

طول این مرحله در این پژوهش با توجه به سطح ایستابی بین ۰ تا ۲ روز مشخص شد. در مرحله دوم تبخیر جریان آب به صورت مایع و همچنین بخار بوده است و مقدار تبخیر در این مرحله کم تر از مرحله اول بوده است. در نهایت با کاهش مقدار رطوبت لایه‌های سطحی خاک تبخیر با یک سرعت کم و نسبتاً ثابتی صورت می‌گیرد که مرحله سوم تبخیر است. نتایج نشان داد که با افزایش عمق سطح ایستابی مقدار تبخیر از سطح ایستابی کاهش می‌یابد و مقدار تبخیر از پروفیل خاک افزایش می‌یابد. به‌طور کلی می‌توان نتیجه‌گیری کرد که نتایج این آزمایش به ما درک روشنی از فرآیند جریان آب در بالای آب زیرزمینی را نشان می‌دهد. از نتایج این پژوهش می‌توان برای

نتیجه‌گیری کلی

در این پژوهش آزمایشگاهی تأثیر عمق سطح ایستابی روی مقدار تبخیر مورد ارزیابی قرار گرفت. تمامی ستون خاک یکنواخت بوده و با خاک دست‌خورده پر شده بود که از محدودیت‌های این روش نسبت به شرایط مزرعه است. با وجود محدودیت‌های مطرح‌شده در رابطه با این پژوهش نسبت به شرایط مزرعه، نتایج این پژوهش جزئیاتی را در رابطه با تأثیر عمق سطح ایستابی روی مقدار تبخیر بحث کرد. مقدار تبخیر از سطح خاک را برابر با مقدار تبخیر از سطح ایستابی به‌علاوه مقدار آب از دست رفته از پروفیل خاک در نظر گرفته شد. در مرحله اول تبخیر جریان آب به صورت مایع حرکت می‌کند و

سپاسگزاری

این پژوهش با حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه زابل با کد پژوهانه UOZ-GR-9618-122 انجام شد که بدین وسیله از آن سپاسگزاری می‌گردد.

طراحی و مدیریت بهتر سیستم‌های زهکشی متعارف در مناطق با آبیاری زیاد و همچنین مدیریت آبیاری زمین‌ها از طریق تأمین بخشی از نیاز آبی به واسطه سطح ایستابی کم عمق استفاده کرد.

منابع

- Alizadeh, M., and Afrasiab, P. 2016. Shallow water table management in the face cracking soil in paddy fields. *J. Water Soil Cons.* 22: 5. 261-274. (In Persian)
- Babajimopoulos, C., Panoras, A., Georgoussis, H., Arampatzis, G., Hatzigiannakis, E., and Papamichail, D. 2007. Contribution to irrigation from shallow watertable under field conditions. *Agric. Water Manage.* 92: 3. 205-210.
- Chari, M.M., Afrasiab, P., Piri, J., and Delbari, M. 2012. Prediction of Evaporation from Shallow Water Table Using Regression and Artificial Neural Networks. *Water resource management.* 8: 11-20. (In Persian)
- Cooper, D.J., Sanderson, J.S., Stannard, D.I., and Groeneveld, D.P. 2006. Effects of long-term watertable drawdown on evapotranspiration and vegetation in an arid region phreatophyte community. *J. Hydrol.* 325: 21-34.
- Gao X.Y., Huo, Z., Yining Bai, Y., Feng, S., Huang, G., Shi, H., and Qu, Z. 2015. Soil salt and groundwater change in flood irrigation field and uncultivated land: a case study based on 4-year field observations. *Environ. Earth Sci.* 73: 5. 2127-2139.
- Gardner, W.R. 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with applications to evaporation from a water table. *Soil Science.* 85: 228-232.
- Gowing, J.W., Konukcu, F., and Rose, D.A. 2006. Evaporative flux from a shallow watertable: The influence of a vapour-liquid phase transition. *J. Hydrol.* 321: 77-89.
- Hayek, M. 2015. An analytical model for steady vertical flux through unsaturated soils with special hydraulic properties. *J. Hydrol.* 527: 1153-1160.
- Hillel, D. 1998. *Environment to soil physics.* Academic Press. New York.
- Kahlowan, M.A., et al. 2005. Effect of shallow groundwater Table on crop water requirements and crop yields. *Agric. Water Manage.* 76: 1. 24-35.
- Konukcu, F., Istanbuluoglu, A., and Kocaman, I. 2004. Determination of water content in the drying soils: incorporating transition from liquid phase to vapour phase. *Austr. J. Soil Res.* 42: 1-8.
- Liu, Z., Chen, H., Huo, Z., Wang, F., and Shock, C. 2016. Analysis of the contribution of groundwater to evapotranspiration in an arid irrigation district with shallow water table. *Agricultural Water Management.* 171: 131-141.
- Liu, X., and Zhan, H. 2017. Calculation of steady-state evaporation for an arbitrary matric potential at bare ground surface. *Water.* 9: 2-15.
- Rose, D.A. 1968. Water movement in porous materials. Part 3. Evaporation of water from soil. *British J. Appl. Physic. (J. Phys. D), Series 2, 1: 1779-1791.*
- Rose, D.A., Konukcu, F., and Gowing, J.W. 2005. Effect of watertable depth on evaporation and salt accumulation above saline groundwater. *Austr. J. Soil Res.* 43: 565-573.
- Selahvarzi, M., Ghahraman, B., Ansari, H., and Davari, K. 2018. Computation of Evaporation (Stages 1 and 2) from a Bare Saline Soil. *J. Water Soil.* 32 (2), May.-Jan. Pp: 229-237. (In Persian)
- Sepaskhah, A.R., and Karimi-Goghari, S. 2005. Shallow groundwater contribution topistachio water use. *Agric. Water Manage.* 72: 69-80.

18. Savenije, H.H.G. 2004. The importance of interception and why we should delete the term evapotranspiration from our vocabulary. *Hydrological processes*. 18: 1507-1511.
19. Warrick, A.W. 1988. Additional solutions for steady-state evaporation from a shallow water table. *Soil Sci.* 146: 63-66.
20. Yeh, P.J.F., and Famiglietti, J.S. 2009. Regional groundwater evapotranspiration in Illinois. *J. Hydrometeorol.* 10: 2. 464-478.
21. Zarei, G., Homaei, M., Liaghat, A.M., and Hoorafar, A.H. 2010. A model for soil surface evaporation based on Campbell's retention curve. *J. Hydrol.* 380: 356-361.



Effect of water table depth on evaporation from soil

*M.M. Chari¹ and P. Afrasiab²

¹Assistant Prof., Dept. of Water Engineering, University of Zabol,

²Associate Prof., Dept. of Water Engineering, University of Zabol

Received: 10.27.2018; Accepted: 03.17.2019

Abstract

Background and Objectives: The relation between water table depth and evaporation rate from bare soil is of great importance in arid and semi-arid areas. In this region, due to over irrigation, the water table is very close to the ground surface which leads to salinization of the soil. Evaporation from soil columns in the presence of a water table is of importance and has received great attention for many decades. The soil-drying process has been observed to occur in three recognizable stages. The first stage is evaporation with constant intensity. The second stage is evaporation in descending order. The third stage is the residual evaporation of low intensity, which begins after excessive drying of the surface layer of the soil and its effect on reducing the hydraulic conductivity of the soil. Given the importance of evaporation from the surface of the station in arid and semi-arid regions, it is necessary to measure this parameter accurately. The purpose of this study was to determine the effect of water table depth on the evaporation from soil surface, as well as the determination of different evaporation stages.

Materials and Methods: The soil used in this experiment was loam with a bulk density of 1.32 gr/cm³. The experiment was conducted in a greenhouse and the duration was 74 days. Soils were sieved through a 2-mm mesh and then packed into the soil columns using soil funnel. PVC tubes with a diameter of 250 mm were used to provide test columns. Water table was stabilized at depths of 400, 600 and 800 mm from the soil surface, and the experiment was repeated twice. For stabilizing the water table in different depths, each soil columns contained a pipe from the bottom, to supply water from bottles that maintained the water table constant. The water losses from the soil profile was measured at different depths and times using Delta-T Device Moisture Meter.

Results: The results showed that water content between 0 and 160 mm in the soil column decreased during the experiment and the lower layers remained saturated. In the steady-state, the rate of water loss from bottle next to the soil column is equal to the rate of evaporation from the soil surface. In a non-steady-state, the evaporation rate from the soil surface is equal to the total loss of water from the water table and the water lost from the soil profile. The cumulative evaporation in the 74-day interval from the stopping surface, 400, 600 and 800 mm was 384.6, 312.3 and 293.4 mm, respectively. The maximum evaporation from the water table was related to a depth of 400 mm and equal 384.6 mm and the highest water loss from the soil profile was related to a depth of 800 mm and equal 51.3 mm. By increasing the water table depth from 400 to 800 mm (increased 100%), the evaporation rate from the water table and the total evaporation from the soil surface decreased by 24 and 16.5 percent, respectively. The length of the first stage of the evaporation for the water table depth 400 mm was 2 days and for 800 mm less than 1 day.

* Corresponding Author; Email: m.mahd.chari@gmail.com

Conclusion: The results of this study presented information for us regarding the flow of water above the shallow water table. Water content changes in the soil surface soil are higher than close water table. Movement of water close water table is liquid and close the soil surface is in the form of vapor. The duration of the first stage of evaporation has decreased with increase water table depth. In general, it can be concluded that evaporation from the water table can provide a large portion of the water requirement by the plants.

Keywords: Evaporation front, Loam, Water table depth