



دانشگاه گوارزی و منابع طبیعی گوار

نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک
جلد بیست و یکم، شماره سوم، ۱۳۹۳
<http://jwsc.gau.ac.ir>

تأثیر به‌کارگیری پسماند زمانی بین وقوع حداکثر دمای هوا و دمای خاک در بهبود روابط پیش‌بینی دمای خاک سالانه

* علی‌اکبر سبزی‌پرور^۱، ندا سیروس^۲ و حسین بیات^۳

^۱استاد گروه مهندسی آب، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ^۲دانش‌آموخته کارشناسی ارشد گروه آبیاری،

دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ^۳استادیار گروه خاکشناسی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

تاریخ دریافت: ۹۱/۶/۶؛ تاریخ پذیرش: ۹۲/۳/۱۰

چکیده

دمای خاک یک متغیر مهم فیزیکی است که از توازن انرژی گرمای محسوس و نهان بین اتمسفر و سطح زمین تأثیر می‌پذیرد. دمای هوا و دمای خاک ارتباط فیزیکی معنی‌داری با هم دارند زیرا هر دوی آنها توسط توازن انرژی در سطح زمین تعیین می‌شوند. به‌علت تفاوت ظرفیت حرارتی خاک با هوا، همیشه تأخیر زمانی بین زمان وقوع حداکثر دمای هوا (T_a) و بیشینه دمای خاک (T_s) وجود دارد. در این پژوهش از اطلاعات مربوط به دمای خاک و دمای هوا طی سال‌های ۲۰۰۸-۱۹۹۳ میلادی استفاده شد. ایستگاه‌های مورد مطالعه شامل اهواز، تبریز، ایلام، بابلسر و رشت می‌باشند که به‌ترتیب دارای اقلیم خشک، نیمه‌خشک، مدیترانه‌ای، مرطوب و بسیار مرطوب می‌باشند. از آنجایی که مطالعات محدودی در زمینه تأثیر تأخیر زمانی در وقوع حداکثر دمای خاک نسبت به دمای هوا صورت گرفته است، بنابراین هدف از این پژوهش ارزیابی اثر تعداد روزهای تأخیر (NLD) در روابط همبستگی T_s و T_a می‌باشد. در این پژوهش با استفاده از داده‌های دمای هوا (در ارتفاع ۱۷۰ سانتی‌متری از سطح زمین) و دمای خاک (عمق‌های ۵۰ و ۱۰۰ سانتی‌متری) تعداد روزهای تأخیر بین دمای هوا و دمای خاک در مقیاس سالانه محاسبه شد. برای محاسبه تعداد روزهای تأخیر بین دمای هوا (متغیر وابسته) و دمای خاک (متغیر مستقل) از دو روش همبستگی و سری فوریه استفاده شد. نتایج دو روش ذکر شده براساس معیارهای RMSE، MAE، MBE و MPE مقایسه شد. در نهایت مقایسه سنج‌های آماری

* مسئول مکاتبه: swsabzi@basu.ac.ir

نام‌برده نشان داد که روش‌های یاد شده، نتایج تقریباً مشابهی داشتند. معادله‌های رگرسیونی ($T_s - T_a$) یک‌بار به‌صورت هم‌زمان و بار دیگر با اعمال NLD برقرار گردید و ضریب تعیین بین مقادیر مشاهده شده و محاسبه شده مورد ارزیابی قرار گرفتند. نتایج به‌دست آمده در شهرهای مختلف بیانگر تأثیر معنی‌دار روزهای تأخیر (پسماند) در بهبود رابطه‌های همبستگی $T_s - T_a$ به‌ویژه در عمق ۱۰۰ سانتی‌متری داشت. در ضمن تعداد روزهای تأخیر در شهرهای مختلف به‌دلیل تأثیرپذیری از اقلیم منطقه، متفاوت به‌دست آمد.

واژه‌های کلیدی: تخمین دمای خاک، رابطه‌های همبستگی تأخیری، روزهای تأخیر، بیشینه دمای خاک

مقدمه

انرژی خورشید در اطراف سیاره زمین منتشر می‌شود. از انرژی وارد شده به جو به‌طور متوسط حدود ۵۴ درصد آن در جو مصرف و ۴۶ درصد باقی‌مانده توسط زمین جذب می‌شود (بیلگیلی، ۲۰۱۰). از آن‌جا که انتقال گرما در خاک به‌کندی صورت می‌گیرد و به همین دلیل انتقال انرژی گرمایی در عمق خاک نسبت به سطح آن با تأخیر زمانی انجام می‌شود. مدت زمان این تأخیر براساس ماه، سال و عمق اندازه‌گیری متفاوت است. به‌عنوان مثال، خاک می‌تواند گرما را بیش‌تر از تابش‌های فرسوی خورشیدی حتی در فصل سرد در خود ذخیره کرده و سپس به فضا منتشر کند. از طرف دیگر، خاک در طول فصل‌های گرم، گرما را از فضا دریافت می‌کند. این گرمای جذب شده به‌طور مؤثر در فصل زمستان استفاده می‌شود. وجود چرخه جذب و پس دادن انرژی در زمین که در طول سال بین جو و خاک اتفاق می‌افتد، ثابت می‌کند که خاک منبع خوبی برای جذب انرژی گرمایی مازاد خورشید می‌باشد. انتقال گرما در خاک توسط چهار عامل کنترل می‌شود که شامل قابلیت هدایت حرارتی، ظرفیت گرمایی، قابلیت انتشار حرارتی و پذیرش حرارتی می‌باشند (کاوایانی، ۲۰۰۲). با گرم شدن سطح زمین، موج گرمایی پس از مدت زمانی به‌نسبت زیاد به قشرهای عمیق‌تر زمین نفوذ می‌کند. معمولاً تغییرات دما در خاک به‌صورت تصاعد هندسی است. برای مثال در عمق ۱۲ سانتی‌متری دما به نصف و در عمق ۲۴ سانتی‌متری به یک چهارم می‌رسد (مزیدی و فلاح‌زاده، ۲۰۱۱). ویژگی‌های گرمایی خاک وابسته به ساختمان و بافت آن می‌باشد. عامل مؤثر دیگر بر دمای خاک تراز تابشی خورشید در نزدیکی زمین است. پوشش خاک، تغییرات رطوبتی خاک، تبادلات گرمای

نهان تبخیر و تابش خورشیدی در نزدیک سطح زمین از عوامل تأثیرگذار بر تراز انرژی هستند. در نتیجه این عوامل همگی بر دمای اعماق خاک اثرگذارند (بلترامی، ۱۹۹۶). مدل پیشنهادی آن‌ها نتایج خوبی را ارائه داد.

در فصل زمستان دمای اعماق خاک گرم‌تر از دمای هوای اطراف بوده ولی در فصل تابستان دمای لایه‌های سطحی خاک بیش‌تر می‌باشد. به همین دلیل دمای خاک از نظر هواشناسی در زمینه کاربردهای انتقال گرما از زمین به جو و از نظر کاربردهای تحقیقاتی مثل تأثیر روی سرعت انتقال گازها و عناصر در خاک، خنک‌سازی ساختمان‌ها، یخ زدن باران و دیگر کاربردهای کشاورزی متغیر مهمی به‌شمار می‌آید (می‌هالاکاکو، ۲۰۰۲؛ کوکاک و همکاران، ۲۰۰۴؛ یلماز و همکاران، ۲۰۰۹).

از طرفی دمای خاک در مطالعات توازن انرژی سطحی در صحراها (گائو و همکاران، ۲۰۰۷)، مطالعات هیدرولوژی، هواشناسی کشاورزی و اقلیم‌شناسی بسیار مهم می‌باشد (بهاگل و همکاران، ۲۰۰۷).

از گذشته تاکنون رابطه فیزیکی بین دمای هوا و دمای خاک توسط پژوهشگران زیادی مورد پژوهش قرار گرفته است (گیگر، ۱۹۶۵؛ دوریز، ۱۹۷۵؛ شرت و همکاران، ۱۹۹۲؛ هینکل و اونکتلت، ۱۹۹۳). تابش دریافتی از خورشید که به سطح خاک می‌تابد باعث گرم شدن سطح خاک می‌شود، که به دنبال آن انتقال گرما به سمت لایه‌های عمیق‌تر و هوا اتفاق می‌افتد. تغییرات دما در سطح خاک نشان‌دهنده تغییرات کوتاه‌مدت جوی و همین تغییرات در عمق‌های پایین‌تر در خاک نشان‌دهنده تغییر اقلیم می‌باشد (فرگوسن و بلترامی، ۲۰۰۶). پژوهش‌های مختلف نشان می‌دهد که دما در اعماق خاک در هر دو مقیاس روزانه و سالانه نوسان قابل توجهی ندارد (پنرود و همکاران، ۱۹۶۰؛ کاسادا، ۱۹۷۵).

به اعتقاد کنگ و همکاران (۲۰۰۰)، دمای خاک ممکن است با استفاده از دو روش متفاوت محاسبه شود: روش اول بر پایه گرمای خاک و توازن انرژی استوار است. روش دوم هم براساس همبستگی‌های تجربی با استفاده از متغیرهای ساده اکتسابی. بر خلاف این که روش اول می‌تواند نتایج قابل قبولی ارائه دهد، استفاده از آن برای مناطق مختلف زمین سخت می‌باشد. علت هم مربوط می‌شود به کمبود داده‌های حرارتی خاک. از طرف دیگر پیش‌بینی الگوهای حرارتی از تابش کل به سطح زمین در جاهایی که زمین دارای عوارض می‌باشد، سخت به‌نظر می‌رسد. این اطلاعات برای محاسبه‌های شرایط مرزی لازم است.

از طرف دیگر مدل‌های تجربی منطقه‌ای که در قسمت دوم ذکر شد، تنها به به تعداد کمی از متغیرها مثل دمای هوا، شاخص سطح برگ نیاز دارند و از طرف دیگر به یک سری ضرایب رگرسیونی منطقه‌ای نیاز دارند.

از آن‌جا که دمای هوا و دمای خاک توسط معادله‌های توازن انرژی در سطح زمین کنترل می‌شوند، این دو متغیر ارتباط فیزیکی نزدیکی با هم دارند. در روزهای با هوای صاف، دامنه تغییرات روزانه دمای خاک در سطح آن بیش‌تر از دامنه تغییرات دمای هوا می‌باشد. اما در روزهای ابری عکس این قضیه اتفاق می‌افتد (ژنگ و همکاران، ۱۹۹۳). بسیاری از فرآیندهای موجود در اکوسیستم در لایه‌های سطحی خاک اتفاق می‌افتد (بورینگ، ۱۹۸۴). لازم به ذکر است که انتقال گرما در خاک نسبت به هوا بسیار کندتر می‌باشد. بنابراین همیشه بین زمان وقوع حداکثر دمای هوا و حداکثر دمای خاک اختلاف وجود دارد. بیلگیلی (۲۰۱۰)، در مطالعه خود به این نتیجه رسید که بین دمای خاک و دمای هوا همبستگی بالایی وجود دارد. وی همچنین دمای خاک را در فصل‌های گرم و سرد سال و در عمق ۵۰ سانتی‌متری از سطح خاک با استفاده از روش‌های رگرسیون و شبکه عصبی مصنوعی پیش‌بینی نمود. در مطالعه بیلگیلی دمای هوا بیش‌ترین همبستگی را با دمای خاک نشان داد.

بلترامی (۲۰۰۱) در زمینه تأخیر زمانی در دمای خاک پژوهشی را انجام داد. وی به این نتیجه رسید که دمای خاک در فصل‌های بهار، تابستان و پاییز نسبت به دمای هوا دارای تأخیر زمانی می‌باشد. اما در فصل زمستان به دلیل وجود پوشش برف مقدار تأخیر زمانی قابل ملاحظه نمی‌باشد.

چاکو و رنوکا (۲۰۰۲)، ویژگی‌های دمایی هوا و خاک را در یک دوره یک‌ساله برای سطح و ژرفای ۲/۵، ۵، ۱۰ و ۲۰ سانتی‌متری خاک و ۵۰، ۱۲۲ و ۲۰۰ سانتی‌متری بالای سطح خاک بررسی کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که دامنه تغییرات دمای خاک در سطح، ۹/۵ درجه سانتی‌گراد، در عمق ۲۰ سانتی‌متری ۲/۷۵ درجه سانتی‌گراد و در عمق ۵۰ سانتی‌متری ۰/۵ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. همچنین دامنه دمای هوا در ارتفاعات ۵۰، ۱۲۲ و ۲۰۰ سانتی‌متری به ترتیب ۹، ۹ و ۸/۵ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

برون و همکاران (۲۰۰۰)، با استفاده از متوسط دمای هوا، متوسط دمای خاک را در عمق ۱۵ سانتی‌متری از سطح خاک تخمین زدند. مطالعه آن‌ها در مناطق جنگلی دارای چوب‌های محکم انجام شده بود. روش مورد استفاده، روش رگرسیون بوده است. نتایج محاسبه‌های آن‌ها نشان داد که دمای هوا ۹۹-۹۶ درصد از تغییرات دمای خاک را توجیه کرده است.

جعفری‌گلستان و همکاران (۲۰۰۸) نیز وجود همبستگی بالا بین دمای خاک و دمای هوا را گزارش کردند. آن‌ها همچنین وجود تأخیر زمانی میان دمای هوا و دمای خاک (در عمق‌های ۷ و ۲۰ سانتی‌متری) را در فصل‌های مختلف بررسی کردند. نتایج بررسی آن‌ها نشان داد که در عمق

۷ سانتی متری تنها در فصل زمستان، حداکثر دمای هوا ۲ ساعت دیرتر از دمای خاک اتفاق می افتد. به عبارت دیگر دمای هوا نسبت به دمای خاک دارای پسماند زمانی می باشد. برعکس در عمق ۲۰ سانتی متری نیز در فصل های بهار، تابستان و پاییز حداکثر دمای هوا، یک ساعت زودتر از دمای خاک اتفاق می افتد. در این مورد نیز می توان گفت دمای هوا نسبت به دمای خاک در عمق ۲۰ سانتی متری دارای یک ساعت پیشگام زمانی می باشد. با استفاده از روش شبکه عصبی (ANN) و رگرسیون چندمتغیره (MLR) طبری و همکاران (۲۰۱۱) به کارگیری تعداد زیادی از متغیرهای هواشناسی به تخمین دمای خاک تا عمق ۱۰۰ سانتی متری در ۵ ایستگاه مختلف در نواحی خشک کویری ایران اقدام نمودند. نتایج این بررسی نشان داد که از بین متغیرهای جوی تأثیرگذار، میانگین دمای هوا و رطوبت نسبی جو بیشترین تأثیر معنی دار را بر دمای خاک در همه عمق ها دارا می باشند. همچنین، سبزی پرور و همکاران (۲۰۱۰) با روش سامانه استنتاج عصبی- فازی (ANFIS) دمای خاک را در ۶ عمق در شهرهای زاهدان، تهران و رامسر پیش بینی نمودند. یافته های آنها بیانگر ۴ درصد دقت بیشتر روش ANFIS نسبت به روش آماری رگرسیون بود. همچنین، دقت پیش بینی دمای خاک با روش ANFIS در دو ایستگاه زاهدان و تهران (اقلیم خشک) در پژوهش بالا به ترتیب ۱۲ درصد و ۴/۵ درصد بهتر از رامسر (اقلیم مرطوب) بود. مقایسه ضرایب همبستگی (r) آنها نشان داد که با افزایش عمق خاک مقدار r کاهش می یابد. نتایج همچنین نشان داد که بر خلاف مناطق خشک، در اقلیم مرطوب رامسر با افزایش عمق خاک دقت پیش بینی تا ۱۸ درصد افزایش می یابد، در حالی که در دو ایستگاه زاهدان و تهران دقت پیش بینی دمای خاک در لایه های کم عمق تا ۱۰ درصد بیشتر از لایه های عمیق می باشد. در هر دو مطالعه اخیر، تعداد زیادی پارامتر هواشناسی برای تخمین دمای خاک زیادی مورد نیاز بود. بعضی از آنها عبارتند از دمای هوا، فشار هوا، درصد رطوبت، بارندگی و سرعت باد.

با توجه به مطالعات انجام شده در زمینه پیش بینی دمای خاک، می توان چنین استنباط نمود که در بین متغیرهای هواشناسی، دمای هوا بیشترین همبستگی را با دمای خاک نشان داده است. در ایستگاه های هواشناسی داده های دمای خاک به صورت مقطعی و ۳ بار در روز و داده های دمای هوا ۸ بار در روز اندازه گیری و ثبت می شوند. از آنجایی که دمای هوا از دمای سطح خاک تأثیر می پذیرد، بنابراین می توان با برقرار کردن رابطه های منطقی بین دمای خاک و دمای هوا، نوسانات دمای خاک را پیش بینی نمود. بنابراین هدف از این پژوهش بررسی اثر تأخیر زمانی بین دمای هوا و دمای خاک بر رابطه های همبستگی بین آنها می باشد. این تأخیرها در عمق های ۵۰ و ۱۰۰ سانتی متری خاک اعمال

می‌گردد. در مورد دمای هوا نیز باید ارتفاع نصب جعبه اسکرین همان مقدار استاندارد یعنی ۱۷۰ سانتی‌متر باشد زیرا مقادیر کمی‌تر از ارتفاع استاندارد بر دمای هوای اندازه‌گیری شده در همه ساعات‌ها اثرگذار خواهد بود (عبدالهی و همکاران، ۲۰۱۰). نتایج پژوهش عبدالهی و همکاران (۲۰۱۰) نشان داد که تغییر ارتفاع جعبه اسکرین از ۱۷۰ به ۱۳۰ سانتی‌متر می‌تواند به تغییر دمای هوای اندازه‌گیری شده تا حد ۱/۶۱ درجه سلسیوس منجر گردد. البته برای ایستگاه‌های جنگلی این انحراف به دلیل رطوبت هوا حداکثر به ۱/۲۸ درجه می‌رسد (عبدالهی و همکاران، ۲۰۱۰).

مواد و روش‌ها

ایستگاه‌های مورد مطالعه: در این مطالعه، از اطلاعات متغیرهای هواشناسی در ایستگاه‌های سینوپتیک اهواز، تبریز، ایلام، بابل‌سر و رشت استفاده شده است. با توجه به وجود تنوع اقلیمی در کشور ایران، در انتخاب ایستگاه‌ها تلاش شد تا تنوع اقلیمی در نظر گرفته شود. دوره آماری مشترک از سال ۲۰۰۸-۱۹۹۳ میلادی در نظر گرفته شد. برای تعیین اقلیم منطقه از روش طبقه‌بندی اقلیمی دومارتن استفاده شده است (جدول ۱).

جدول ۱- اطلاعات ایستگاه‌های مورد مطالعه.

نام ایستگاه	موقیت جغرافیایی		دوره آماری موجود (سال میلادی)		متوسط بارش سالانه (میلی‌متر)	اقلیم منطقه (دومارتن)
	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	از	تا		
اهواز	۳۱ درجه و ۲۰ دقیقه	۴۸ درجه و ۴۰ دقیقه	۱۹۵۶	۲۰۰۸	۲۲۷/۵	خشک
تبریز	۳۸ درجه و ۵ دقیقه	۴۶ درجه و ۱۷ دقیقه	۱۹۵۶	۲۰۰۸	۲۸۹	نیمه‌خشک
ایلام	۳۳ درجه و ۳۸ دقیقه	۴۶ درجه و ۲۶ دقیقه	۱۹۸۲	۲۰۰۸	۶۱۴/۰۵	مدیترانه‌ای
بابل‌سر	۳۶ درجه و ۴۳ دقیقه	۵۲ درجه و ۳۹ دقیقه	۱۹۶۱	۲۰۰۸	۸۹۴/۵	مرطوب
رشت	۳۷ درجه و ۱۲ دقیقه	۴۹ درجه و ۳۹ دقیقه	۱۹۵۶	۲۰۰۸	۱۳۵۶/۷	بسیار مرطوب

همان‌طورکه در جدول مشاهده می‌شود، بیش‌تر ایستگاه‌ها دارای دوره آماری مناسبی می‌باشند. نظر به این‌که ایستگاه‌های بالا به‌طور متوسط از سال ۱۹۹۳ به بعد در زمینه دمای خاک دارای آمار مطلوبی بودند، بنابراین دوره ۲۰۰۸-۱۹۹۳ به‌عنوان دوره مشترک در نظر گرفته شد.

داده‌های مورد استفاده با توجه به قابلیت دسترسی: با توجه به قابلیت دسترسی به محدوده داده‌های هواشناسی در سال‌های ۲۰۰۸-۱۹۹۳، از داده‌های بازه زمانی ۲۰۰۵-۱۹۹۳ برای برقرار کردن معادله‌های رگرسیونی و از اطلاعات سال‌های ۲۰۰۸-۲۰۰۶ در ارزیابی (اعتبارسنجی) معادله‌های رگرسیونی استفاده گردید.

لازم به ذکر است دمای خاک در ایستگاه‌های هواشناسی در ساعت‌های ۶:۳۰، ۱۲:۳۰ و ۱۸:۳۰ و در ۶ عمق ۵، ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۵۰ و ۱۰۰ سانتی‌متری از سطح خاک ثبت می‌شود. برای استفاده از اطلاعات ذکر شده، با میانگین‌گیری از آن‌ها (در ۳ نوبت ۶:۳۰، ۱۲:۳۰ و ۱۸:۳۰ به وقت محلی)، متوسط روزانه دمای خاک در عمق‌های مختلف به دست آمد. در مورد دمای هوا هم از متوسط روزانه دمای هوا در ارتفاع ۱۷۰ سانتی‌متری استفاده شد. قبل از تجزیه و تحلیل داده‌ها، کیفیت آن‌ها مورد آزمون قرار گرفت. به این منظور ابتدا به صورت تجربی و با استفاده از روش‌های گرافیکی، برخی داده‌های پرت شناسایی و از مجموعه داده‌ها حذف شدند. سپس آزمون همگنی داده‌ها با استفاده از آزمون ساده ران-تست^۱ انجام شد. بعد از مرتب کردن داده‌ها، با استفاده از نرم‌افزار SPSS به برقراری معادله‌های رگرسیونی دمای خاک اقدام گردید.

در ادامه، همبستگی (ضریب تعیین) بین دمای هوا (در ارتفاع ۱۷۰ سانتی‌متری) و دمای خاک (۶ عمق نام‌برده) محاسبه گردید. در گام بعدی این همبستگی‌ها با یک روز تأخیر محاسبه شدند. اگر اضافه شدن تأخیر باعث افزایش ضریب تعیین شود، در مراحل بعدی محاسبه‌ها باز هم به تعداد روزهای تأخیرها اضافه می‌شود. اضافه کردن روزهای تأخیر تا جایی ادامه یافت که ضریب تعیین به بیش‌ترین مقدار افزایش یابد. فرم کلی معادله رگرسیونی که در هر دو حالت هم‌زمان و با اعمال تأخیر مورد استفاده قرار گرفت در رابطه ۱ ارایه شده است:

$$T_s = a \times T_{m-a} + c \quad (1)$$

که در آن، T_s : دمای خاک (متغیر پیش‌بینی‌شونده)، T_{m-a} : متوسط دمای هوا (متغیر پیش‌بینی‌کننده)، a : ضریب رگرسیونی دمای خاک-هوا و c : ضریب ثابت معادله رگرسیونی می‌باشد.

برای اطمینان از درستی نتایج به دست آمده، یکبار دیگر نتایج به دست آمده با نتایج به دست آمده از سری‌های زمانی فوریه مقایسه گردید. آنالیز فوریه هم روشی است که به کمک آن می‌توان تغییرات دمای خاک را تحلیل نمود. آنالیز فوریه یک روش برای پردازش ریاضی پدیده‌های متناوب است که به علت نوسانی و دوره‌ای بودن تغییرات دما در طی شبانه‌روز و همچنین در طی سال، از این روش برای بیان ریاضی تغییرات دمایی در ابعاد روزانه و سالانه استفاده شده است (رابطه ۲) (جعفری‌گلستان و همکاران، ۲۰۰۸).

$$T = \bar{T} + \sum_{m=1}^n a_m \times \sin(m\omega t) + b_m \times \cos(m\omega t) \begin{cases} a_m = \frac{2}{m} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}) \times \sin\left(\frac{2\pi m}{p}\right)^i \\ b_m = \frac{2}{m} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}) \times \cos\left(\frac{2\pi m}{p}\right)^i \end{cases} \quad (2)$$

که در آن، y_i : دمای هوا در روز i ام، \bar{y} : متوسط دمای خاک در دوره آماری مورد مطالعه، \bar{T} : میانگین داده‌های دما، t : زمان، ω : سرعت زاویه‌ای تغییرات است که با رابطه $2\pi/p$ ، بیان می‌شود. در این رابطه p بیانگر دوره تناوب چرخه است که در رژیم سالیانه معادل ۳۶۵ روز در نظر گرفته می‌شود.

در بعضی موارد، استفاده از هارمونیک اول سری زمانی تغییرات را توجیه می‌کند، اما به‌طور کلی هر چقدر درجه هارمونیک بیش‌تر شود، دقت نیز بالاتر می‌رود. در این پژوهش، به دلیل نوسانات کم دمای خاک فقط هارمونیک اول در محاسبه‌ها منظور شده است. برای استخراج هارمونی اول از رابطه ۳ استفاده گردید.

$$T = \bar{T} + a_1 \times \sin(\omega t) + b_1 \times \cos(\omega t) \quad (3)$$

به این ترتیب بعد از یافتن تعداد روزهای تأخیر و سپس اعمال این تأخیرها در سری زمانی دمای خاک، قادر خواهیم بود که سری زمانی دمای خاک را با استفاده از دمای هوا با اعمال تأخیر زمانی پیش‌بینی کنیم. سپس سری زمانی پیش‌بینی شده در این حالت با سری زمانی دمای خاک در حالت هم‌زمان (بدون تأخیر) مقایسه گردد.

برای اعتبارسنجی معادله‌های رگرسیونی به دست آمده در طول دوره آماری مستقل ۲۰۰۶-۲۰۰۸ از معیارهای خطاسنجی زیر بهره گرفته شد (رابطه‌های ۴ تا ۸):

$$R^2 = \frac{\left[\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y}) \right]}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \quad (4)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}{n}} \quad (5)$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |Y_i - X_i|}{n} \quad (6)$$

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)}{n} \quad (7)$$

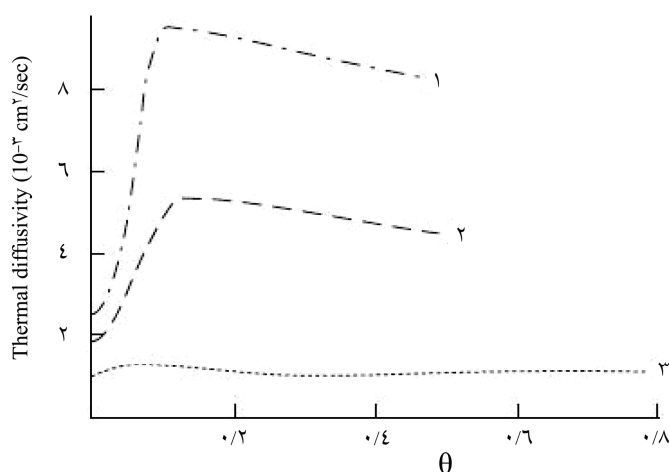
$$MPE = \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{Y_i - X_i}{X_i} \right) \times 100}{n} \quad (8)$$

که در آن‌ها، R^2 : ضریب تعیین، $RMSE$: ریشه دوم مربعات خطا، MAE : میانگین قدرمطلق خطاها، MBE : میانگین خطای اریب، MPE : میانگین درصد خطاها هستند. در این رابطه‌ها، Y_i و X_i به ترتیب i امین داده واقعی (اندازه‌گیری شده) و برآورد شده، \bar{Y} و \bar{X} میانگین کل داده‌های Y_i و X_i در کل جامعه آماری و n : تعداد کل نمونه‌های آماری می‌باشند.

شکل ۱ ارتباط بین رطوبت موجود در خاک را با ضریب پخشیدگی آن بیان می‌کند به عبارت دیگر ضریب پخشیدگی تابعی از مقدار رطوبت موجود در خاک است. در این شکل نمودار ۱ مربوط به خاک شنی^۱، نمودار ۲ مربوط به خاک لومی^۲ و نمودار ۳ مربوط به خاک ذغال‌سنگ^۳ می‌باشد.

-
- 1- Coefficient of Determination
 - 2- Root Mean Square Error
 - 3- Mean Absolute Error
 - 4- Mean Bias Error
 - 5- Mean Percentage Error
 - 6- Sand
 - 7- Loam
 - 8- Peat

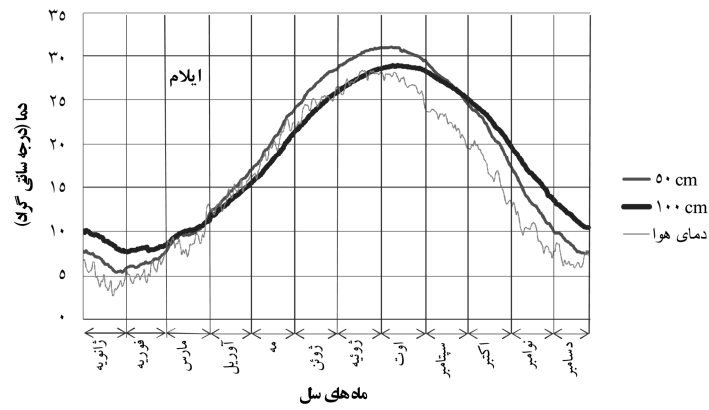
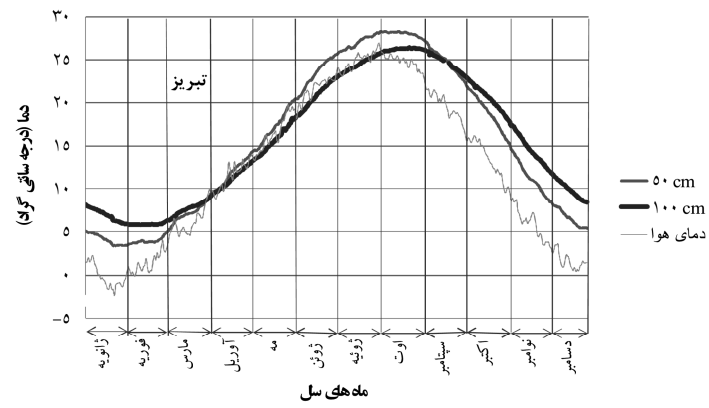
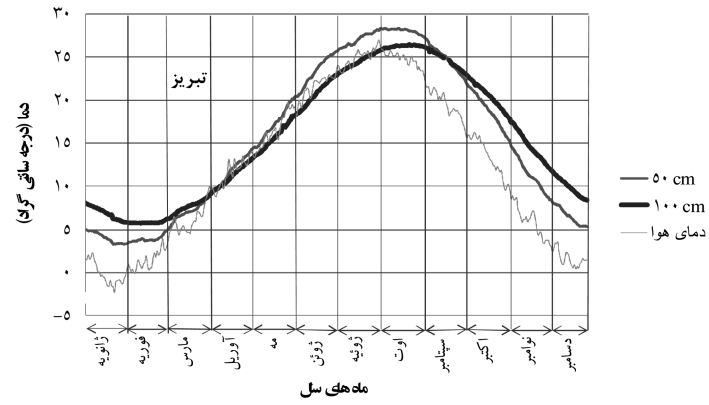
همان‌طورکه مشاهده می‌شود با افزایش رطوبت موجود در خاک درصد پخشیدگی آن ابتدا افزایش و سپس کاهش می‌یابد (هیلل، ۲۰۰۴). با افزایش رطوبت خاک هدایت گرمایی و ظرفیت گرمایی خاک افزایش پیدا می‌کند، اما از آن‌جا که تغییرات ضریب پخشیدگی گرما با رطوبت به مراتب کم‌تر از ضریب هدایت گرمایی است، بنابراین نوسانات درجه گرما در خاک چندان چشم‌گیر نمی‌باشد (بای‌وردی، ۲۰۰۳).

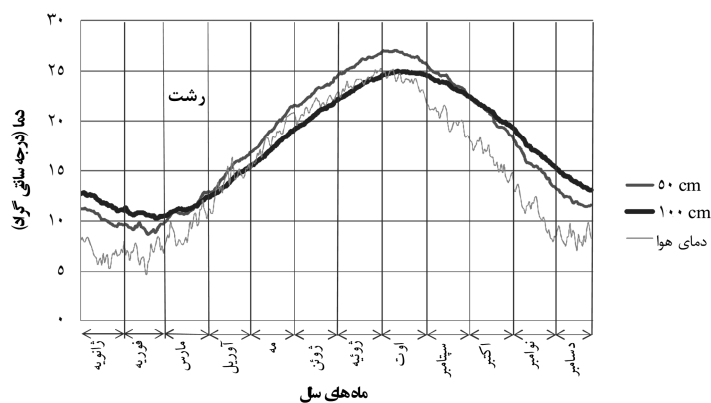
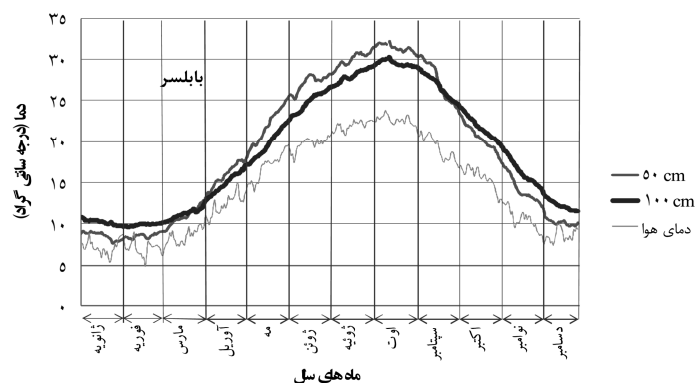


شکل ۱- ارتباط بین رطوبت موجود در خاک با ضریب پخشیدگی آن در سه نوع خاک متفاوت (هیلل، ۲۰۰۴).

نتایج و بحث

سری زمانی میانگین روزانه دمای خاک و دمای هوا: تغییرات متوسط‌های روزانه دمای خاک در عمق‌های ۵۰ و ۱۰۰ سانتی‌متری و دمای هوای اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های مورد مطالعه در شکل ۲ نشان داده شده است. در این نمودارها دوره آماری سری زمانی از سال ۱۹۹۳-۲۰۰۵ در نظر گرفته شده است. نمودارهای ارزیابی شده با استفاده از روش سری‌های هارمونیک ترسیم شده‌اند.





شکل ۲- میانگین روزانه دمای هوا در ارتفاع ۲ متری و دمای خاک در عمق‌های ۵۰ و ۱۰۰ سانتی‌متری در دوره آماری ۱۹۹۳-۲۰۰۵ میلادی.

همان‌طور که در شکل ۲ ملاحظه می‌شود در ایستگاه اهواز به‌عنوان نمونه اقلیمی خشک، حداکثر دمای خاک در عمق‌های ۵۰ و ۱۰۰ سانتی‌متری به‌ترتیب در اوایل و اواخر ماه اوت (مرداد) اتفاق افتاده است. این در حالی است که حداکثر دمای هوا در اواخر ژوئیه (تیر) اتفاق افتاده است. در ایستگاه تبریز به‌عنوان نماینده اقلیم نیمه‌خشک، حداکثر دمای خاک در عمق‌های ۵۰ و ۱۰۰ سانتی‌متری به‌ترتیب در اواسط و اواخر اوت رخ داده است ولی حداکثر دمای هوا در اوایل ماه اوت اتفاق افتاده است. در ایستگاه ایلام که دارای اقلیم مدیترانه‌ای می‌باشد حداکثر دمای خاک در عمق‌های ۵۰ و ۱۰۰ سانتی‌متری به‌ترتیب در اوایل و اواسط اوت و حداکثر دمای هوا با ۳۰-۱۵ روز تأخیر در اواخر ژوئیه

اتفاق افتاده است. در ایستگاه بابلسر که دارای اقلیم مرطوب می باشد، حداکثر دمای خاک در عمق های ۵۰ و ۱۰۰ سانتی متری به فاصله زمانی کمی در ماه اوت و حداکثر دمای هوا در اوایل ماه اوت رخ داده است (شکل ۲). در ایستگاه رشت نیز به عنوان نمونه اقلیمی بسیار مرطوب حداکثر دمای خاک در عمق های ۵۰ و ۱۰۰ سانتی متری با تأخیر زمانی کمی از هم در اواسط ماه اوت و حداکثر دمای هوا نیز در اوایل ماه اوت دیده می شود. به این ترتیب مشاهده می شود که با افزایش رطوبت هوا تفاوت بین حداکثرهای دمای خاک در عمق های ۵۰ و ۱۰۰ سانتی متری کاهش می یابد. افزایش بارندگی و به دنبال آن افزایش رطوبت خاک و رطوبت هوا افت و خیزهای هدایت گرمایی با مکان و در طول زمان تابعی از تغییرات آب و هوا می باشد. به این ترتیب هرچه خاک خشک تر باشد قابلیت هدایت گرمایی آن کم تر است (غازان شاهی، ۱۹۹۵).

به طور کلی در عمق های سطحی خاک نوسانات روزانه دمای خاک با نوسانات دمای هوا هماهنگی بیشتری را نشان می دهند و با افزایش عمق خاک دامنه نوسان دمای خاک کاهش یافته و زمان رسیدن به حداکثر دما در عمق های بیش تر نیز افزایش می یابد. به همین دلیل زمان وقوع دماهای حداکثر و حداقل در هوا و خاک یکسان نمی باشد. بنابراین همیشه دمای خاک نسبت به دمای هوا دارای یک پسماند زمانی است. جعفری گلستان و همکاران (۲۰۰۸)، گیگر (۱۹۶۵) و اسمیت و ریزبروخ (۱۹۸۳) نیز به نتایجی مشابه دست یافتند.

در این بخش از محاسبه های بعد از محاسبه تعداد روزهای تأخیر بین حداکثرهای دمای هوا و دمای خاک و با تأکید بر دمای هوا به عنوان متغیری کلیدی در پیش بینی دمای خاک همان طور که در بخش مقدمه عنوان شد، در بسیاری از مطالعات انجام شده در زمینه پیش بینی دمای خاک، دمای هوا نقش مهمی به عهده دارد (نجفی مود و همکاران، ۲۰۰۸؛ جعفری گلستان و همکاران، ۲۰۰۸؛ ژنگ و همکاران، ۱۹۹۳)، رابطه های رگرسیونی به صورت هم زمان (بدون تأخیر) و با اعمال تأخیر بین دمای خاک در عمق های ۵، ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۵۰ و ۱۰۰ سانتی متری و دمای هوا در ارتفاع ۲ متری برقرار گردیدند. اما به دلیل تأثیر کم اعمال تأخیر بر بهبود رابطه های رگرسیونی در عمق های ۳۰-۵۰ سانتی متری در این نوشتار فقط رابطه های رگرسیونی مربوط به عمق های ۵۰ و ۱۰۰ سانتی متری ارائه شده است. مزیدی و فلاح زاده (۲۰۱۱)، نیز در مطالعه خود به وجود تأخیر زمانی در دمای خاک در عمق ۱۰۰ سانتی متری اشاره کرده اند. برون و همکاران (۲۰۰۰) نیز در مطالعات خود از دمای هوای روز قبل به عنوان متغیر هواشناسی در پیش بینی دمای خاک در عمق ۱۵ سانتی متری استفاده نمودند. تعداد روزهای تأخیر با استفاده از هر دو روش ذکر شده در بخش مواد و روش ها محاسبه شدند.

نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک جلد (۲۱)، شماره (۳) ۱۳۹۳

مقایسه نتایج دو روش نام‌برده نتایج مشابهی را نشان داد. جدول‌های ۲ و ۳ ضریب تعیین بین دمای خاک و دمای هوا و همچنین ضرایب معادله‌های رگرسیونی را به ترتیب در شرایط هم‌زمان و تأخیری را برای ۵ نمونه اقلیمی مورد مطالعه نشان می‌دهند:

جدول ۲- ضرایب همبستگی پیرسون و معادله‌های رگرسیونی در شرایط هم‌زمان در دوره آماری ۲۰۰۵-۱۹۹۳ میلادی.

ایستگاه‌های مورد مطالعه	عمق خاک (سانتی‌متر)	ضریب همبستگی پیرسون در حالت هم‌زمان	معادله‌های رگرسیونی به صورت هم‌زمان
اهواز (اقلیم خشک)	۵۰	۰/۹۴۹	$T_s = 0/76 \times T_{m-a} + 7/74$
	۱۰۰	۰/۸۷۲	$T_s = 0/54 \times T_{m-a} + 13/39$
تبریز (اقلیم نیمه‌خشک)	۵۰	۰/۹۴۳	$T_s = 0/83 \times T_{m-a} + 4/39$
	۱۰۰	۰/۸۸	$T_s = 0/64 \times T_{m-a} + 7/22$
ایلام (اقلیم مدیترانه‌ای)	۵۰	۰/۹۵	$T_s = 0/89 \times T_{m-a} + 3/58$
	۱۰۰	۰/۹۰۲	$T_s = 0/67 \times T_{m-a} + 7/41$
بابلسر (اقلیم مرطوب)	۵۰	۰/۹۶۳	$T_s = 1/15 \times T_{m-a} - 0/7$
	۱۰۰	۰/۹۴۲	$T_s = 0/95 \times T_{m-a} + 2/66$
رشت (اقلیم بسیار مرطوب)	۵۰	۰/۹۲	$T_s = 0/779 \times T_{m-a} + 5/07$
	۱۰۰	۰/۸۵۳	$T_s = 0/59 \times T_{m-a} + 8$

جدول ۳- ضرایب همبستگی پیرسون تعداد روزهای تأخیر و معادله‌های رگرسیونی در شرایط اعمال تأخیر در دوره آماری ۲۰۰۵-۱۹۹۳ میلادی.

ایستگاه‌های مورد مطالعه	عمق خاک (سانتی‌متر)	ضریب همبستگی پیرسون در حالت تأخیری	تعداد روزهای تأخیر	ضرایب معادله‌های رگرسیونی به صورت تأخیری
اهواز (اقلیم خشک)	۵۰	۰/۹۶۷	۱۲	$T_s = 0/77 \times T_{m-a} + 7/38$
	۱۰۰	۰/۹۶۶	۲۵	$T_s = 0/6 \times T_{m-a} + 11/92$
تبریز (اقلیم نیمه‌خشک)	۵۰	۰/۹۵۴	۱۱	$T_s = 0/84 \times T_{m-a} + 4/31$
	۱۰۰	۰/۹۵۲	۲۲	$T_s = 0/69 \times T_{m-a} + 6/61$
ایلام (اقلیم مدیترانه‌ای)	۵۰	۰/۹۵۶	۸	$T_s = 0/92 \times T_{m-a} + 2/37$
	۱۰۰	۰/۹۵۷	۱۸	$T_s = 0/78 \times T_{m-a} + 4/91$
بابلسر (اقلیم مرطوب)	۵۰	۰/۹۷	۲	$T_s = 1/16 \times T_{m-a} - 0/86$
	۱۰۰	۰/۹۶	۱۰	$T_s = 0/96 \times T_{m-a} + 2/34$
رشت (اقلیم بسیار مرطوب)	۵۰	۰/۹۲۵	۱۱	$T_s = 0/781 \times T_{m-a} + 5/07$
	۱۰۰	۰/۹۲۰	۲۲	$T_s = 0/63 \times T_{m-a} + 7/33$

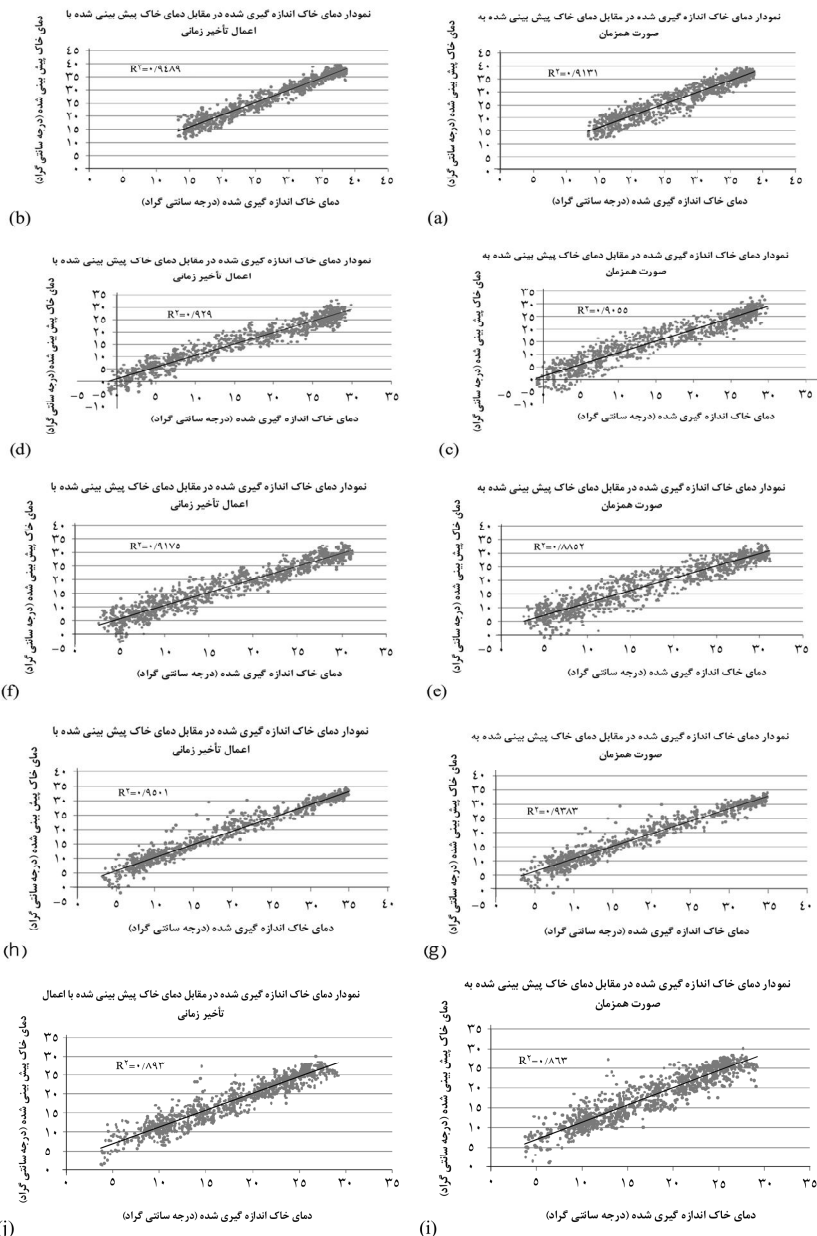
با توجه به جدول ۳ مشاهده می‌شود که از نظر طبقه‌بندی اقلیمی، هرچه مقدار رطوبت هوا افزایش می‌یابد تعداد روزهای تأخیر زمانی بین دمای هوا و دمای خاک در هر دو عمق ۵۰ و ۱۰۰ سانتی‌متری خاک کاهش می‌یابد. اما در همه اقلیم‌ها با افزایش عمق خاک از ۵۰ به ۱۰۰ سانتی‌متر، زمان تأخیر افزایش می‌یابد.

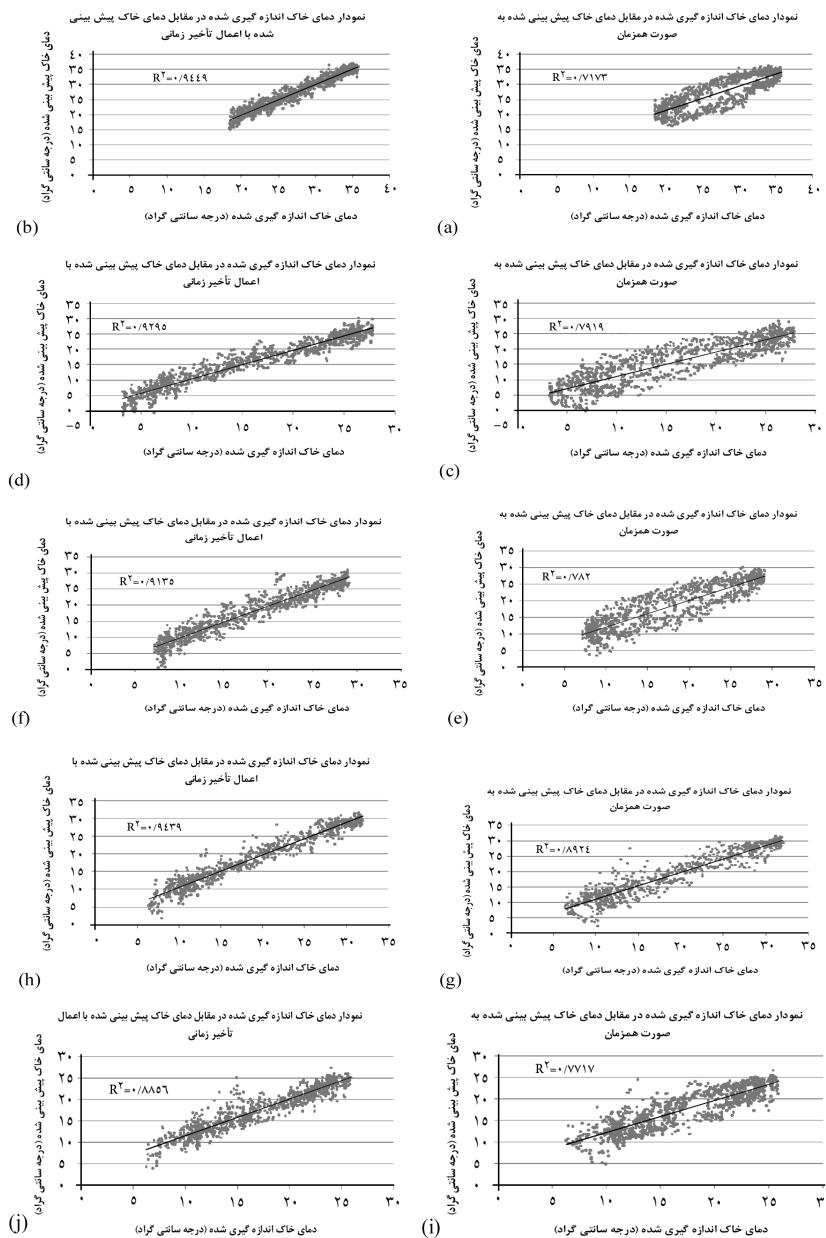
نتایج اعتبارسنجی معادله‌های رگرسیونی نیز در شکل‌های ۳، ۴ و ۵ ارائه شده‌اند. شکل‌های ۳ و ۴ مقدار دمای خاک مشاهده شده را در برابر دمای خاک پیش‌بینی شده نشان می‌دهند. این نمودارها در دو حالت هم‌زمان و با اعمال تأخیر برای ایستگاه‌های ذکر شده و در عمق‌های ۵۰ و ۱۰۰ سانتی‌متری ترسیم شده‌اند.

شکل ۳ مقادیر دمای مشاهده شده در مقابل مقادیر اندازه‌گیری شده را در عمق ۵۰ سانتی‌متری نشان می‌دهد. این شکل در دو حالت هم‌زمان و با اعمال تأخیرها و در ایستگاه‌های مورد مطالعه ارائه شده است.

مقایسه شکل‌های ارائه شده در هر کدام از ایستگاه‌ها نشان می‌دهد که اعمال تأخیر زمانی بین دمای هوا و دمای خاک در بهبود ضریب تعیین بین مقادیر مشاهده شده و برآورد شده مؤثر بوده است. مقادیر ضریب تعیین بین دمای خاک مشاهده شده و واقعی در ایستگاه رشت که نماینده اقلیم بسیار مرطوب است در هر دو حالت با تأخیر و بدون تأخیر نسبت به سایر ایستگاه‌ها کم‌تر می‌باشد. این در حالی است که اختلاف بین ضریب تعیین مقادیر مشاهده شده و مقادیر پیش‌بینی شده دمای خاک در ایستگاه اهواز با اقلیم خشک حداکثر مقدار را دارد. به نظر می‌رسد تأثیر تأخیر زمانی در بهبود رابطه‌ها رگرسیونی تحت تأثیر اقلیم منطقه است و شدت تأثیرگذاری آن در اقلیم‌های خشک بیش‌تر است.

شکل ۴ مقادیر دمای خاک مشاهده شده را در مقابل دمای خاک پیش‌بینی شده در عمق ۱۰۰ سانتی‌متری نشان می‌دهد. این نمودارها نیز مشابه شکل ۳ در دو حالت هم‌زمان و تأخیری برای ایستگاه‌های مورد مطالعه ترسیم شده‌اند.

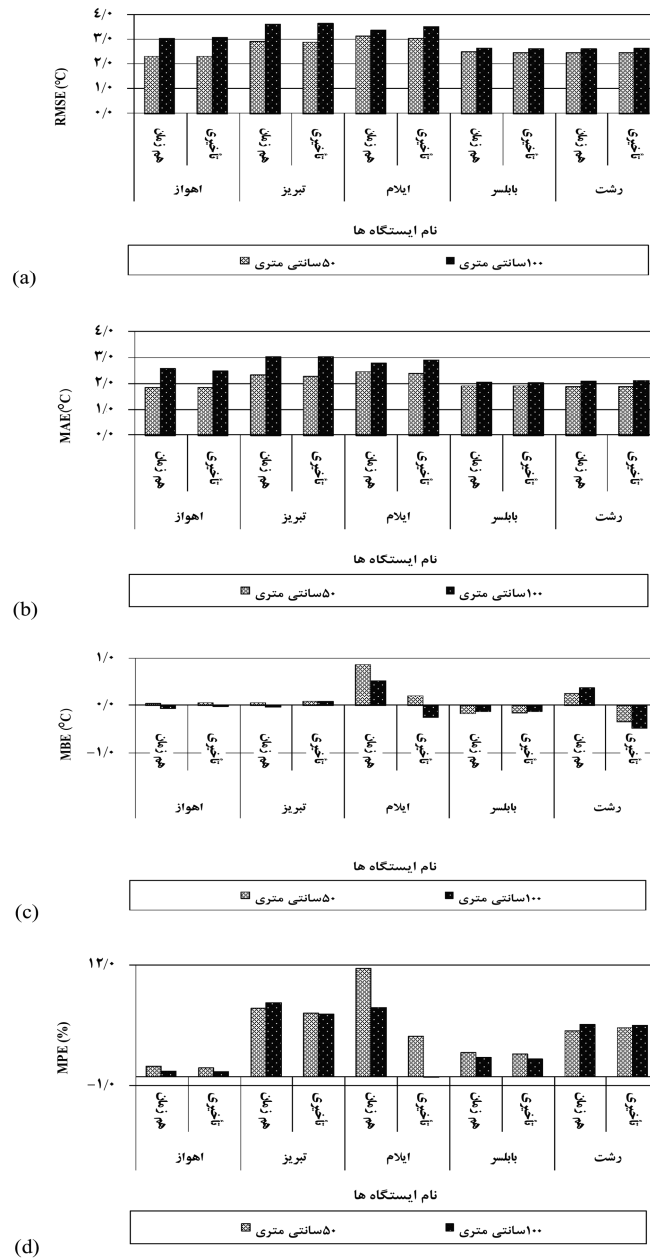




مقایسه ضریب تعیین پیش‌بینی دمای خاک در حالت‌های هم‌زمان و تأخیری نشان می‌دهد که اعمال تأخیر زمانی در عمق ۱۰۰ سانتی‌متری و در ایستگاه‌های مختلف تأثیر قابل‌ملاحظه‌ای در بهبود رابطه‌های رگرسیون داشته است (شکل ۴). در ایستگاه اهواز (نمونه اقلیم خشک) مقایسه ضریب تعیین بین مقادیر دمای خاک مشاهده شده و پیش‌بینی شده در دو حالت هم‌زمان و با اعمال تأخیر، اختلاف بیش‌تری را نسبت به سایر ایستگاه‌ها نشان داد. بنابراین اعمال تأخیر زمانی در رابطه‌های رگرسیونی در اقلیم خشک مؤثرتر از سایر اقلیم‌ها بوده است. بر خلاف ایستگاه اهواز، تفاوت ضریب تعیین در دو حالت یاد شده در ایستگاه رشت حداقل مقدار را نشان داد. این موضوع می‌تواند به رطوبت به‌نسبت بالای هوا و خاک در رشت در نقش تعدیل‌کننده آن در دامنه دمای دو محیط مرتبط باشد.

اعتبارسنجی: به‌منظور حصول اطمینان از درستی رابطه‌های پیش‌بینی، این رابطه‌ها برای یک دوره آماری مستقل (۲۰۰۶-۲۰۰۸) با استفاده از آماره‌های خطاسنجی MPE ، MBE ، MAE ، $RMSE$ تحت آزمون قرار گرفتند. صحت‌سنجی رابطه‌ها در دو سناریوی با تأخیر و بدون تأخیر برای دو عمق ۵۰ و ۱۰۰ سانتی‌متری خاک انجام گرفت (شکل ۵).

طبق شکل ۵-a، در قسمت الف می‌توان گفت که مقدار خطای ($RMSE$)، در تمامی ایستگاه‌ها در عمق ۵۰ سانتی‌متری و در حالت‌های هم‌زمان و تأخیری تفاوت محسوسی ندارند. در حالی‌که در عمق ۱۰۰ سانتی‌متری این تفاوت محسوس‌تر است. مقدار خطای ($RMSE$) در ایستگاه تبریز در هر دو حالت هم‌زمان و تأخیری بیش‌ترین مقدار و در ایستگاه‌های بابل‌سر و رشت نیز حداقل مقدار را نشان داد. شکل ۵-b خطای (MAE)، متوسط اختلاف مطلق بین مقادیر دمای خاک پیش‌بینی شده و واقعی را نشان می‌دهد. در عمق ۵۰ سانتی‌متری و در ایستگاه‌های مختلف این خطا اختلاف چندانی را در حالت‌های هم‌زمان و با اعمال تأخیر نشان نداده است. در عمق ۱۰۰ سانتی‌متری نیز دمای خاک پیش‌بینی شده در حالت با اعمال تأخیر به میزان بسیار کمی دارای خطای (MAE) بیش‌تری نسبت به حالت هم‌زمان می‌باشد. خطای (MBE) نیز نشان می‌دهد که پیش‌بینی بیش‌تر یا کم‌تر از مقدار واقعی بوده است (شکل ۵-c). مقادیر منفی کم‌تر از مقدار واقعی و مقادیر مثبت برآورد بیش‌تر از مقدار واقعی را نشان می‌دهد. در بین ایستگاه‌های مورد مطالعه، ایستگاه اهواز حداقل مقدار خطای (MBE) را داشته است. اما به‌طورکلی در همه ایستگاه این آماره خطاسنجی با اعمال تأخیر دامنه خطاها کاهش یافته است. معیار خطاسنجی میانگین درصد خطا (MPE) نیز همین موضوع را تأیید می‌کند (شکل ۵-d).



شکل ۵- مقایسه معیارهای خطاسنجی برای عمق‌های ۵۰ و ۱۰۰ سانتی‌متری در ایستگاه‌های مورد بررسی در دوره آماری مستقل ۲۰۰۸-۲۰۰۶.

نتیجه‌گیری

هدف از این پژوهش بررسی اثر تأخیر زمانی در مقدار همبستگی دمای هوا-دمای خاک در عمق‌های ۵۰ و ۱۰۰ سانتی‌متری بوده است. در این پژوهش دمای خاک با استفاده از دمای هوا در ارتفاع ۱۷۰ سانتی‌متری تخمین زده شد. برای به‌دست آوردن معادله‌های رگرسیونی دمای خاک و دمای هوا به‌صورت هم‌زمان به نرم‌افزار SPSS وارد و تعداد روزهای تأخیر بین وقوع حداکثر دمای خاک نسبت به دمای هوا براساس روش‌های ارایه شده محاسبه و معادله‌های رگرسیونی استخراج شد. نتایج پژوهش نشان داد که اعمال روزهای تأخیر در همبستگی آماری دقت رابطه‌های پیش‌بینی شده را بهبود می‌بخشد. همچنین، اعمال تأخیر زمانی در عمق ۱۰۰ سانتی‌متری نتایج مطلوب‌تری را نسبت به عمق ۵۰ سانتی‌متری نشان داد. تعداد روزهای تأخیر بین وقوع حداکثرهای دمای هوا و خاک در هر دو عمق مورد مطالعه در ایستگاه اهواز حداکثر مقدار را نشان داد (تا ۲۵ روز در سال). این در حالی است که برای اقلیم مرطوب بابلسر که مقدار رطوبت هوا و رطوبت خاک آن‌ها بیش‌تر از دیگر ایستگاه‌ها بود تعداد روزهای تأخیر بین وقوع حداکثرهای دمای هوا و خاک تا ۲ روز در عمق ۵۰ سانتی‌متری کاهش یافت.

با افزایش ریزش‌های جوی در اقلیم‌های مختلف مقدار رطوبت در هوا و خاک نیز افزایش می‌یابد. در ایستگاه‌های رشت و بابلسر به‌دلیل نزدیکی به دریا سطح ایستابی بالا می‌باشد. این موضوع می‌تواند در افزایش رطوبت خاک نیز اثر زیادی داشته باشد. براساس شکل ۱ با افزایش رطوبت ابتدا ضریب پخشیدگی در خاک افزایش یافته و سپس کاهش می‌یابد. همان‌طور که جدول ۳ نشان می‌دهد تعداد روزهای تأخیر در ایستگاه اهواز (اقلیم خشک) حداکثر مقدار را دارد، این مقدار در ایستگاه بابلسر (اقلیم مرطوب) کم‌ترین مقدار را دارد. با توجه به شکل ۲ تفاوت بین مقدار حداکثرهای دمای هوا و دمای خاک در اقلیم‌های مختلف متفاوت است که با افزایش رطوبت خاک این اختلاف کاهش یافته است. افزایش رطوبت باعث افزایش ضریب پخشیدگی در خاک می‌شود.

با افزایش عمق خاک نوسانات دما در خاک کاهش پیدا می‌کند و همچنین تأخیر زمانی بین حداکثرهای دمای هوا و خاک افزایش می‌یابد. جعفری‌گلستان و همکاران (۲۰۰۸) نیز در مطالعه خود به این نکته اشاره کرده‌اند.

در این پژوهش در عمق‌های سطحی ۵، ۱۰، ۲۰ و ۳۰ سانتی‌متری اثر زیادی را در دقت رابطه‌های پیش‌بینی نشان نداد. به همین دلیل تنها محاسبه‌های مربوط به عمق‌های ۵۰ و ۱۰۰ سانتی‌متری در این بخش ارایه شدند. از محاسبه‌های انجام شده در تمامی اقلیم‌ها می‌توان نتیجه گرفت که برای پیش‌بینی

دقیق‌تر دمای خاک در عمق‌های ۵۰ و ۱۰۰ سانتی‌متری بهتر است تعداد روزهای تأخیر در محاسبه‌های رگرسیونی در نظر گرفته شوند.

این روش تحت شرایط حداقل تعداد متغیرهای هواشناسی قادر به پیش‌بینی دمای بیشینه خاک و تخمین تعداد روزهای تأخیر می‌باشد. بر خلاف این که به‌طور موردی در برخی ایستگاه‌ها خطای مطلق و خطای نسبی به‌ترتیب تا حد ۳ درجه سانتی‌گراد و ۱۲ درصد نیز مشاهده گردید، ولی به‌طور متوسط رابطه‌های پیشنهادی با خطای اریب $MBE < 1$ (درجه سانتی‌گراد) و میانگین خطای مطلق $MBE < 2$ (درجه سانتی‌گراد) قادر به پیش‌بینی دمای خاک تا عمق ۱۰۰ سانتی‌متر می‌باشند. ارایه مدل‌هایی که بتواند همه عوامل اثرگذار را در برگیرد به‌دلیل کمبود آمار هواشناسی فعلاً عملی نیست. نتایج ارایه شده در این پژوهش در ابتدای راه قرار دارد. بدیهی است با افزایش تعداد متغیرهای هواشناسی و خاکشناسی امکان افزایش دقت معادله‌ها پیش‌بینی در آینده وجود دارد.

منابع

1. Abdolahi, M., Khalili, A., and Ghahreman, N. 2010. A study of the effect of change in screen height on the various thermal indices in different environmental conditions, *Inter. J. Natur. Engin. Sci.* 4: 2. 5-9.
2. Baybordi, M. 2003. Soil physics. Tehran University Press, 670p. (In Persian)
3. Behaegel, M., SAILHAC, P., and Marquins, G. 2007. On the use of surface and ground temperature data to recover soil water content information, *J. Appl. Geophys.* 62: 234-243.
4. Beltrami, H. 1996. Active layer distortion of annual air-soil thermal orbits, *Permafrost and Periglacial Processes.* 7: 101-110.
5. Beltrami, H. 2001. On the relationship between ground temperature histories and meteorological records. *Global and Planetary change*, 29: 327-348.
6. Bilgili, M. 2010. Prediction of soil temperature using regression and artificial neural network models. *Meteorol Atmos Phys*, 110: 59-70.
7. Brown, Sh.E., Pregitzer, K.S., Reed, D.D., and Burton, A.J. 2000. Predicting daily mean soil temperature from daily mean air temperature in four Northern hardwood forest stands, *Forest Science.* 46: 2. 297-301.
8. Buring, P. 1984. The role of terrestrial vegetation in the global carbon cycle measurement by remote sensing, John Wiley and Sons edition, Massachusetts, USA. Pp: 91-109.
9. Chakcko, T.P., and Renuka, G. 2002. Temperature mapping thermal diffusivity and subsoil heat flux at Kariavattom of Keral. *Proc Indian Acad Sci.* 111: 79-85.

10. DeVries, D.A. 1975. Heat Transfer in Soils, In: Heat and Mass Transfer in the Biosphere, part I, Transfer processes in plant environments, John Wiley and Sons edition, New York, Pp: 4-28.
11. Ferguson, G., and Beltrami, H. 2006. Transient lateral heat flow due to land-use changes, Earth and Planetary Science Letters. 242: 217-222.
12. Gao, Z., Bian, L., Hu, Y., Wang, L., and Fan, J. 2007. Determination of soil temperature in an arid region, J. Arid Environ. 71: 157-168.
13. Ghazanshahi, J. 1995. Soil physics, Tehran University Press, 432p. (In Persian)
14. Gieger, R. 1965. The climate near the ground, Harvard University Press, 611p.
15. Hillel, D. 2004. Introduction to environmental soil physics, Elsevier Science, 494p.
16. Hinkel, K.M., and Outcalt, S.I. 1993. Detection of nonconductive heat transport in soils using spectral analysis, Water Res. 29: 1017-1023.
17. Jaffari Golestan, M., Raeini Sarjaz, M., and Ahmadi, M.Z. 2008. Estimation of soil depth temperatures using curve analysis and regression models for City of Sari (Iran), J. Agric. Sci. Natur. Resour. 14: 5. 112-123. (In Persian)
18. Kang, S., Kim, S., Oh, S., and Lee, D. 2000. Predicting spatial and temporal patterns of soil temperature based on topography, surface cover and air temperature, Forest Ecology and Management. 136: 173-184.
19. Kavyani, M.R. 2002. Microclimatology, Samt Publications, 348p (In Persian)
20. Kocak, K., Saylan, L., and Eitzinger, J. 2004. Nonlinear prediction of near-surface via univariate and multivariate time series embedding, Ecological Modeling. 173: 1-7.
21. Kusuda, T. 1975. The effect of ground cover on soil temperature, P 279-289. In: F.L. Moreland (eds), Conference on Alternatives in Energy Conservation, The Use of Earth-Covered Buildings, July, Texas.
22. Lin, J.D. 1980. On the force-restore method for prediction of ground surface temperature, J. Geophys. Res. 85: 6. 3251-3254.
23. Mazidi, A., and Fallahzadeh, F. 2011. Annual temperature of the soil in Yazd station. Iran. J. Geograph. Dev. 24: 39-50. (In Persian)
24. Mihalakakou, G. 2002. On estimating soil surface temperature profiles, Energy Build. 34: 251-259.
25. Najafimood, M.H., Alizadeh, A., Mohamadian, A., and Mousavi, J. 2008. Investigation of relationship between air and soil temperature at different depths and estimation of the freezing depth (Case study: Khorasan Razavi), J. Water Soil. 22: 2. 456-466. (In Persian)
26. Penrod, E., Elliot, J.M., and Brown, W.K. 1960. Soil temperature variation at Lexington. Kentucky, J. Soil Sci. 90: 275-283.
27. Sabziparvar, A.A., Zare Abyaneh, H., and Bayat Varkeshi, M. 2010. A model Comparison between Predicted Soil temperatures using ANFIS model and regression methods in three different climates, J. Water Soil. 24: 2. 274-285. (In Persian)

28. Sharrat, B.S., Baker, D.G., Wall, D.B., Skaggs, R.H., and Ruschy, D.L. 1992. Snow depth requirements for near steady-state soil temperature, *Agricultural and Forest Meteorology*. 57: 243-251.
29. Smith, M.W., and Riseborough, D.W. 1983. Permafrost sensitivity to climate change, P 1178-1183. In: *Proceedings, Permafrost, Fourth International Conference*, National Academy Press, Washington, D.C.
30. Tabari, H., Sabziparvar, A.A., and Ahmadi, M. 2011. Comparison of artificial neural network and multivariate linear regression methods for estimation of daily soil temperature in an arid region, *Meteorology and Atmospheric Physics*. 110: 135-142. (In Persian)
31. Yılmaz, T.O.A., Yılmaz, A., and Buyukalaca, O. 2009. Influence of upper layer properties on the ground temperature distribution, *J. Theor. Sci. Technol.* 29: 43. 51-70.
32. Zheng, D., Hunt, E.R., and Running S.W. 1993. Daily soil temperature model based on air temperature and precipitation for continental application, *Climate Research*. 2: 183-191.



Gorgan University of Agricultural
Sciences and Natural Resources

J. of Water and Soil Conservation, Vol. 21(3), 2014
<http://jwsc.gau.ac.ir>

Effect of using time-lag between maximum screen temperature and soil temperature in improving annual soil regression equations

***A.A. Sabziparvar¹, N. Siroos² and H. Bayat³**

¹Professor, Dept. of Water Engineering, Bu-Ali Sina University, Hamedan,

²M.Sc. Graduate, Dept. of Irrigation, Bu-Ali Sina University, Hamedan,

³Assistant Prof., Dept. of Soil Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan

Received: 08/27/2012; Accepted: 05/31/2013

Abstract

Soil temperature is an important physical parameter that affects energy balance between the atmosphere and earth's surface. Soil and air temperature which are controlled by surface energy balance, have strong physical relationship. Because of the difference in thermal capacity between air and soil temperature, lag time exists between the occurrence of maximum of soil (T_s) and air (T_a) temperatures. In this research, observed daily soil temperature (6 depths) and screen temperature (170 cm) data were used from 1993 to 2008 for different climates including: Ahvaz (arid), Tabriz (semi-arid), Ilam (Mediterranean), Babolsar (humid) and Rasht (hyper-humid). Since, there are limited studies which have investigated the lag-time between the occurrence of maximum soil temperature (T_s) and screen temperature (T_a), this study aims to investigate the role of the lag-time on annual T_s - T_a regression relations. We constructed various regression equations between maxima of T_s (at 50 and 100 m) and T_a (170 cm). Using correlation method and Fourier series approach, the time lag between T_s (independent variable) and T_a (dependent variable) was also determined for all the study sites. Results from the mentioned methods were compared by RMSE, MAE, MBE and MPE criteria against each other. The differences between the two methods were statistically insignificant. The numbers of lag days (NLD) were found to be nearly the same for either mentioned methods. Regression equations between two statistical pairs (T_s - T_a) were constructed for two different scenarios (with and without lag) and the corresponding coefficients of determination were compared for the above scenarios. Results revealed that inclusion of NLD could significantly improve the T_s - T_a regression equations (at $P < 0.1$ significant level), in particular for 100 cm depth. In addition, the NLD and the relevant equations were found to be different for each climate.

Keywords: Prediction of soil temperature, Lag regressions, Number of lag days, Maximum soil temperature

* Corresponding Author; Email: swsabzi@basu.ac.ir