

واکاوی وردش‌های مکانی دما در حوضه زاینده‌رود به کمک سنجنده مودیس

امیرحسین حلییان* - دانشیار، گروه جغرافیا، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

محمدصادق کیخسروی کیانی - دانشجوی دکتری آب‌وهواشناسی، دانشگاه اصفهان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۱۰/۲۰ تأیید نهایی: ۱۳۹۵/۴/۸

چکیده

هدف از پژوهش کنونی بررسی وردش‌های مکانی دما در حوضه زاینده‌رود است. بدین منظور، داده‌های دمای رویه خاک سنجنده مودیس ترا برای بازه زمانی ۱۳۷۹ - ۱۳۹۳ به کار گرفته شد. داده‌های دمای این سنجنده در تفکیک‌های مکانی گوناگونی در دسترس است، اما در این پژوهش از خردترین گونه داده این فرآورده دورسنجی، که در تفکیک مکانی ۱×۱ کیلومتری در دسترس است، بهره گرفته شد. پس از استخراج داده‌ها بر روی حوضه زاینده‌رود، شیب خط دما روی ۴۸۳۴۷ یاخته مورد بررسی در حوضه محاسبه شد. اما، برای اطمینان از روند، بازه اطمینان رگرسیونی بر روی یاخته‌ها به کار بسته شد و فقط یاخته‌هایی که از دیدگاه علامت شیب خط هم‌راستا بودند استخراج و به نمایش گذاشته شدند. یافته‌های این پژوهش نشان داد در همه فصول در حوضه روندهای افزایشی و کاهش دمای رویه دیده می‌شود. بیشترین گستره روند افزایشی دمای رویه در فصل زمستان و در بخش‌های غربی حوضه دیده شد. همچنین، آشکار شد در فصل زمستان همبستگی بسیاری (بیش از ۰/۹۰) میان میزان افزایش دما و ارتفاع دیده می‌شود و با افزایش ارتفاع بر میزان روند نیز افزوده می‌شود.

کلیدواژه‌ها: وردش‌های مکانی دما، حوضه زاینده‌رود، دمای رویه خاک، سنجنده مودیس ترا.

مقدمه

دمای رویه زمین در ترازمندی انرژی سطح زمین نقش پُراهمیتی دارد (ترنبرث و همکاران، ۲۰۰۷). تبادل انرژی میان زمین و هوا سپهر^۱ به طور چشم‌گیری از طریق تفاوت دمایی میان رویه و سطح زمین کنترل می‌شود (جین و دیکینسون، ۲۰۱۰). بدین ترتیب، بسیاری از سازمان‌های بین‌المللی نیاز به پایش وردش‌های دمای رویه زمین در مقیاس‌های بزرگ را گوشزد کرده‌اند. همچنین، از دمای خاک، همچون عاملی نیرومند و مؤثر، در فرایندهای بحرانی استفاده می‌شود. همچنین، دمای خاک، به منزله یک منبع ذخیره و مؤثر بر هوا سپهر، در توازن انرژی سطحی نقش بسزایی دارد (سامر و همکاران، ۱۹۸۱). دمای رویه فراسنج بسیار مهمی برای کاربردهای مدل‌سازی است، زیرا دمای رویه بازتابی از تابش‌های موج بلند و موج کوتاه، نوع پوشش گیاهی، میزان پوشش گیاهی، و رطوبت خاک است (دای و همکاران، ۱۹۹۹). دمای رویه خاک عامل بسیار مهمی برای شناسایی ترازمندی انرژی سطحی و شارهای دمایی است که به لایه مرزی رخنه می‌کنند

* E- mail: halabian_a@yahoo.com

(اطلس و همکاران، ۱۹۹۳؛ سگال و همکاران، ۱۹۸۹). دمای خاک و چگونگی تغییرات آن نسبت به زمان و مکان یکی از مهم‌ترین عواملی است که نه تنها تبادل ماده و انرژی را در خاک تحت تأثیر قرار می‌دهد، بلکه می‌توان گفت میزان و جهت کلیه فرایندهای فیزیکی خاک به صورت مستقیم یا غیرمستقیم وابسته به دماست. دمای خاک به عوامل گوناگونی بستگی دارد؛ از جمله پستی و بلندی، تابش خورشید، دمای هوا، میزان رطوبت خاک، نوع و ویژگی‌های حرارتی خاک نظیر گنجایش گرمایی، ضریب هدایت حرارتی، و گرمای ویژه. علاوه بر فرایندهایی مانند تبخیر و تعرق، فرایندهای دیگری نظیر تهویه خاک، جوانه‌زنی، رشد گیاه، گسترش ریشه‌ها، و فعالیت‌های میکروبی درون خاک نیز تابع دمای آن هستند. بنابراین، داشتن اطلاعات و آگاهی‌های بهنگام و دقیق از دمای رویه خاک اهمیت بسیاری دارد. با توجه به اینکه در مناطق مرتفع و دورافتاده شبکه اندازه‌گیری وجود ندارد یا اینکه بسیار محدود است، به منبعی جای‌گزین برای به‌دست‌آوردن اطلاعات دمایی نیاز است. در همین راستا، داده‌های دورسنجی می‌تواند راهکار جای‌گزینی باشد. یکی از سنجنده‌های اطلاعات دمایی سنجنده مودیس تررا^۱ است. داده‌های این سنجنده به طور گسترده و وسیع راستی‌آزمایی و واسنجی شده است (جین، ۲۰۰۴؛ جین و دیکینسون، ۱۹۹۹؛ جین، ۲۰۰۰). برای برآورد و اندازه‌گیری دمای رویه زمین سنجنده مودیس الگوریتم پنجره تکی را به کار می‌گیرد (پرایس، ۱۹۸۴؛ وان و دوزیر، ۱۹۹۶). سنجنده مودیس باندهای ۳۱ و ۳۲ از ۳۶ باند موجود را به کار می‌گیرد. داده‌های دمای رویه زمین، که با سنجنده مودیس ماهواره تررا اندازه‌گیری می‌شود، در رویه‌های مختلفی مانند دریاچه (وان و همکاران، ۲۰۰۲؛ هوک و همکاران، ۲۰۰۴؛ وان، ۲۰۰۸؛ کراسمن و هورل، ۲۰۰۹)، مزارع برنج (کول و همکاران، ۲۰۰۵ و ۲۰۰۹؛ وان و همکاران، ۲۰۰۴؛ گالو و همکاران، ۲۰۰۷)، و مناطقی با پوشش انبوه (وان، ۲۰۰۸) بررسی و راستی‌آزمایی شده است. واکاوی‌های لانگر و همکاران (۲۰۱۰) و وسترن و همکاران (۲۰۱۱) نشان می‌دهد خطای دمای سنجنده مودیس در مقایسه با اندازه‌گیری‌های میدانی دما کمتر از دو درجه کلین است. در طی سال‌های گذشته، دربارهٔ وردش‌های دمای رویه خاک مطالعاتی انجام گرفته؛ از آن میان می‌توان به پژوهش سالاما و همکاران (۲۰۱۲) اشاره کرد. پژوهشگران در این پژوهش به کمک داده‌های دورسنجی دمای رویه خاک روند تغییرات دمای رویه زمین را در منطقه فلات تبت واکاوی کردند. بررسی‌های ایشان نشان داد در این منطقه ناهنجاری‌های دمای رویه خاک در بازه سالانه و ماهانه به میزان ۰٫۵ درجه سلسیوس در هر دهه رو به افزایش است. بیشترین میزان افزایش دما نیز در بخش‌های میانی فلات به میزان ۰٫۸ درجه سلسیوس در هر دهه دیده شد. همچنین، واکاوی‌های ایشان نشان داد دمای رویه خاک در بیابان تکلمکان با آهنگ ۰٫۲۷ درجه سلسیوس رو به کاهش است. اما، یافته‌های مهم ایشان این بود که روند تغییرات دما وابسته به ارتفاع است (سالاما و همکاران، ۲۰۱۲: ۷۶۹). یافته‌های اوکو و همکاران نشان داد در منطقه فلات تبت میزان افزایش دمای کمیته رویه خاک در مقایسه با دمای بیشینه رویه خاک آهنگ شتابان‌تری دارد و این موضوع سبب شده تا دامنه روزانه وردش‌های دمای رویه خاک کوچک‌تر شود (اوکو و همکاران، ۲۰۰۶: ۳۰۱).

در طی سال‌های گذشته حوضه زاینده‌رود با خشک‌سالی‌های پی‌پی روبه‌رو شده است. بخشی از ناهنجاری‌های

آب‌وهوایی که در این حوضه روی داده با کاهش چشم‌گیر بارش در برخی از سال‌ها مرتبط بوده است. اما، تغییرات دما، به منزله عاملی اساسی، در تغییرات ماندگاری پوشش برف و تبخیر و تعرق نیز نقش بسیار برجسته‌ای دارد. در هیچ یک از پژوهش‌هایی که در گذشته انجام گرفته به موضوع تغییر روند دمای رویه خاک توجه نشده است. در این پژوهش به کمک داده‌های عددی ماهواره‌ای، با توان تفکیک بالا، تغییرات فصلی دمای رویه خاک در حوضه زاینده‌رود بررسی می‌شود.

مواد و روش‌ها

در این نوشتار برای بررسی وردش‌های مکانی دما در حوضه آبریز زاینده‌رود از داده‌های سنجنده مودیس ترا در بازه زمانی روزانه و در تفکیک مکانی 1×1 کیلومتری بهره گرفته شد. نام اختصاری این فرآورده دورسنجی MOD11A1 است و برآوردهای این ماهواره ترا از روی ماهواره ترا است. بازه زمانی این فرآورده ماهواره‌ای از روز ۱۳۷۸/۱۲/۵ تا به امروز را (البته با چند روز دیرنگامی) پوشش می‌دهد. داده‌های آن نیز با فرمت HDF و با سیستم تصویر سینوسی در دسترس است. در این سیستم مقیاس در نصف‌النهار مرکزی و در شرق به غرب نقشه ثابت است و چشمه نور برای نگاشت نقشه مایل تابیده می‌شود. در گام نخست داده‌های این فرآورده از روز ۱۳۷۸/۱۲/۵ تا ۱۳۹۳/۱۲/۲۹ از تارنمای ناسا (<http://reverb.echo.nasa.gov>) دریافت شد. پس از دریافت و آماده‌سازی داده‌ها، به کمک تابع `hdread` در نرم‌افزار متلب داده‌های هر یک از کاشی‌های به کار گرفته شده خوانده شد و برای هر روز فرایند کنار هم گذاردن کاشی‌ها یا در اصطلاح موزاییک کردن آن‌ها با کدنویسی در نرم‌افزار متلب انجام پذیرفت. یادآوری می‌شود داده‌های این فرآورده دورسنجی به صورت کاشی منتشر می‌شود و ابعاد هر کاشی 1200×1200 کیلومتر است. در این پژوهش کاشی‌هایی که گستره ایران زمین را می‌پوشانید دریافت و سپس چهارچوب حوضه زاینده‌رود از آن استخراج شد. برای استخراج داده‌هایی که درون حوضه زاینده‌رود بود از تابع `inpolygon` در نرم‌افزار متلب بهره گرفته شد و برای ساخت مختصات طول و عرض داده‌های دما تابع `meshgrid` در نرم‌افزار متلب به کار گرفته شد. پس از به کار بستن تابع `meshgrid` مختصات طول و عرض جغرافیایی محاسبه شد و طی آن دو آرایه به دست آمد: یکی، آرایه نماینده مختصات طول جغرافیایی و دیگر آرایه مربوط به عرض جغرافیایی؛ اندازه هر یک از این آرایه‌ها 2400×3600 بود. پس از اجرای این مراحل، تفکیک زمانی داده‌ها از روزانه به ماهانه انجام شد. در این حالت ۱۸۰ آرایه جداگانه، که هر یک نماینده هر ماه بود، ساخته شد و به صورت آرایه‌های جداگانه ذخیره گردید. سپس، به کمک آرایه‌های ماهانه دما، برای هر سال مقادیر فصلی دما برای هر یک از فصول محاسبه شد. در مرحله بعدی، برای اطمینان از صحت داده‌های این فرآورده ماهواره‌ای، داده‌های دمای رویه خاک و دمای هوای ۱۳ ایستگاه همدید در حوضه زاینده‌رود از سازمان هواشناسی اخذ شد. سپس، مختصات نزدیک‌ترین یاخته داده‌های ماهواره‌ای دما به عنوان نماینده انتخاب شد و با داده‌های ایستگاهی مقایسه گردید؛ بدین ترتیب که میانگین بلندمدت ماهانه دما مقایسه و ارزیابی شد. جدول ۱ مشخصات ایستگاه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

جدول ۱. مشخصات ایستگاه‌های به کار گرفته شده در حوضه زاینده‌رود

نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع (متر)
سامان	۳۲,۴۳۶۶۱۲	۵۰,۸۷۴۵۲۵	۱۹۶۳
بروجن	۳۱,۹۷۹۰۰۳	۵۱,۲۹۹۲	۲۲۵۰
داران	۳۲,۹۸۷۶۴	۵۰,۴۰۶۵۳۶	۲۳۹۰
اصفهان	۳۲,۵۱۷۸۹۶	۵۱,۷۰۶۶۱۸	۱۵۷۵
کبوترآباد	۳۲,۵۱۴۶۶	۵۱,۸۳۳۷۳۷	۱۵۴۵
کوه‌رنگ	۳۲,۴۵۶۹۱۷	۵۰,۱۲۵۲۵۵	۲۳۰۰
میمه	۳۲,۴۵۱۸۹۱	۵۱,۱۷۴۹۸۷	۱۹۵۰
مورچه‌خورت	۳۲,۰۷۸۹۲۴	۵۱,۴۸۱۱۷۱	۱۶۷۰
نابین	۳۲,۸۵۱۱۲۴	۵۳,۰۷۸۸۴۶	۱۵۴۵
نجف‌آباد	۳۲,۶۰۴۳۴۳	۵۱,۳۸۸۶۲۴	۱۶۴۹
نطنز	۳۲,۴۸۹۶۹۵	۵۱,۹۳۱۰۹۹	۱۶۵۰
شهرضا	۳۱,۹۸۱۶۱۸	۵۱,۸۰۹۸۹۲	۱۸۰۰
زرین‌شهر	۳۲,۳۹۹۱۵۴	۵۱,۳۷۷۴۵۶	۱۷۵۰

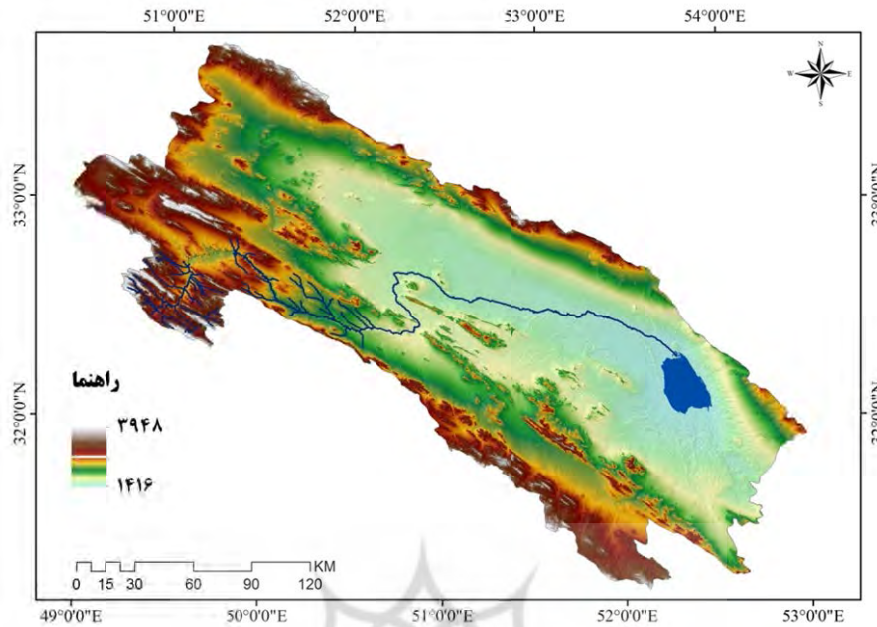
برای بررسی تغییرات زمانی دمای رویه زمین در بُعد مکان، بر روی هر یک از ۴۸۳۴۷ یاخته که در درون حوضه قرار داشت به کمک کدنویسی در نرم‌افزار متلب، معادله رگرسیونی انجام گرفت. سپس، با محاسبه بازه اطمینان بالا و پایین بر روی شیب خط آشکار شد که شیب کدام یک از یاخته‌ها در دو حد بالا و پایین هم‌علامت است. در این مرحله، شیب‌هایی که هم‌علامت نبودند کنار گذاشته شدند و شیب‌های هم‌علامت نیز به کمک نرم‌افزار متلب به نمایش گذاشته شدند و روندهای محاسباتی در سطح اطمینان ۹۵ درصد آزمون شدند. در روابط پایین حرف b نشان‌دهنده شیب خط و حرف a نیز نماینده عرض از مبدأ است.

$$y = a + bx$$

$$b = \frac{n \sum xy - (\sum x)(\sum y)}{n(\sum x^2) - (\sum x)^2}$$

$$a = \frac{\sum y - b \sum x}{n}$$

همچنین، در این پژوهش، برای بررسی پیوند و ارتباط میان روند دمای رویه و ارتفاع، مدل رقومی ارتفاع ایران از تارنمای ناسا دریافت شد و بر روی چهارچوب حوضه زاینده‌رود استخراج گردید. مدل رقومی به کار برده شده درست هماهنگ با تفکیک مکانی و سیستم تصویر داده‌های دما بود. همچنین، در مرحله بعدی برای بررسی رابطه دمای رویه زمین- ارتفاع در هر یک از فصول سال یک کد برنامه در محیط نرم‌افزار متلب نوشته شد که طی آن از روی مدل رقومی ارتفاع حوضه رابطه دما و ارتفاع برای هر یک از کمربندهای ارتفاعی با گام‌های ارتفاعی یک‌متری محاسبه شد.



شکل ۱. مدل رقومی حوضه زاینده‌رود (Dem)

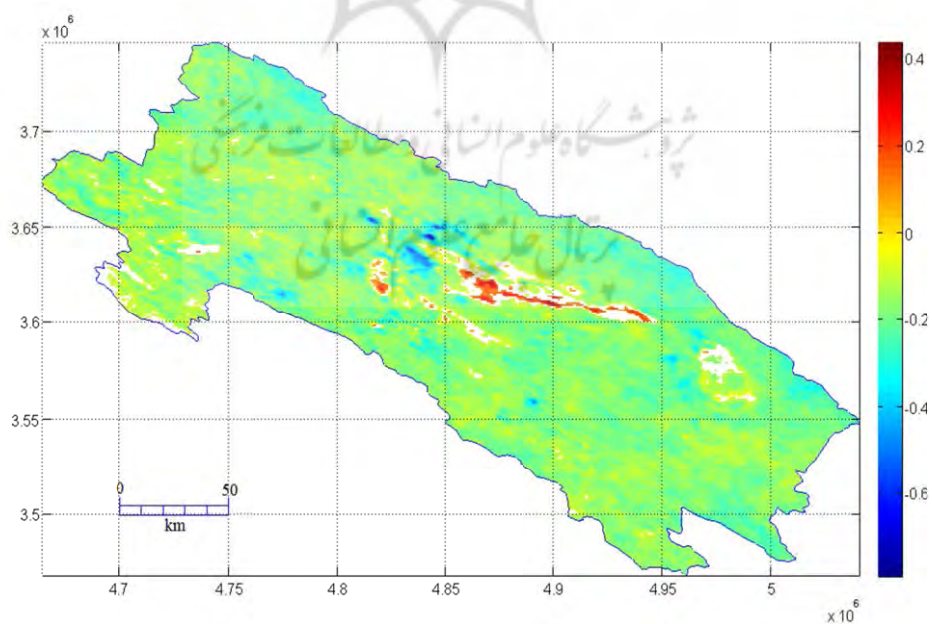
یافته‌های پژوهش

ارزیابی دقت داده‌های ماهواره‌ای به کمک داده‌های ایستگاهی گویای همبستگی بسیار زیاد آن‌ها بود. جدول ۲ میزان همبستگی میان داده‌های سنجنده و ایستگاه را برای دو متغیر دمای هوا و دمای رویه نشان می‌دهد. بر اساس یافته‌ها، همبستگی نیرومندی میان میانگین بلندمدت ماهانه داده‌های ایستگاهی و ماهواره‌ای دیده می‌شود. همبستگی میان دمای هوا و داده‌های ماهواره‌ای از دمای رویه اندکی بیشتر است، زیرا در هیچ ایستگاهی میزان همبستگی به کمتر از ۰٫۹۹ نمی‌رسد. همان گونه که در بخش مقدمه نیز اشاره شد، درباره دقت داده‌های دمای مودیس مطالعات بسیاری انجام گرفته است؛ این مطالعات گویای دقت بسیار داده‌های سنجنده مودیس تررا است.

محاسبه شیب خط روند بر روی آرایه‌های هر یک از فصول سال نیز نشان می‌دهد روند تغییرات دما در هر یک از فصول سال متفاوت است. در فصل بهار چیرگی و غلبه با روند کاهشی دماست. اما، در بخش‌های میانی حوضه روندهای افزایشی دما نیز دیده می‌شود. در بخش‌های میانی حوضه در برخی از مناطق دمای رویه در هر سال با آهنگ ۰٫۴ درجه سلسیوس رو به افزایش است. اما، در همین مناطق میانی نیز در برخی جاها میزان کاهش روند دمای خاک با آهنگ بیش از ۰٫۶- درجه سلسیوس دیده می‌شود. در این فصل ۹۵٫۵۳ درصد از گستره حوضه دارای روند کاهشی دماست و فقط ۰٫۹۰ درصد از گستره حوضه روند افزایشی دما دارد. ۳٫۵۷ درصد از گستره حوضه نیز بدون روند است و با رنگ سفید به نمایش گذاشته شده است (جدول ۳). در فصل بهار میانگین ارتفاع مناطقی که دارای روند کاهشی دما هستند ۱۹۴۸ متر است و میانگین ارتفاع در مناطقی که دارای روند مثبت‌اند ۱۵۳۶ متر است (جدول ۴).

جدول ۲. همبستگی دمای رویه خاک و دمای هوا با داده‌های ماهواره‌ای

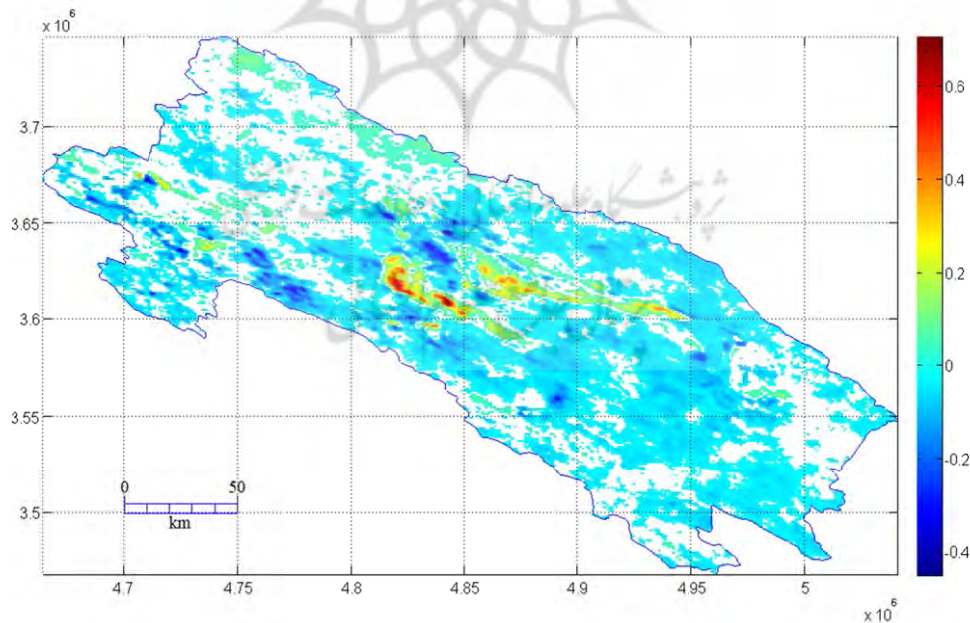
نام ایستگاه	همبستگی دمای رویه	همبستگی دمای هوا
سامان	۰.۹۳۳	۰.۹۹۵
بروجن	۰.۹۸۶	۰.۹۹۲
داران	۰.۹۸۷	۰.۹۹۰
اصفهان	۰.۹۹۰	۰.۹۹۶
کیوتراآباد	۰.۹۸۴	۰.۹۹۳
کوه‌رنگ	۰.۹۸۱	۰.۹۹۵
میمه	۰.۹۸۰	۰.۹۹۰
مورچه‌خورت	۰.۹۹۱	۰.۹۹۲
نابین	۰.۹۸۷	۰.۹۹۲
نجف‌آباد	۰.۹۸۹	۰.۹۹۰
نطنز	۰.۹۹۰	۰.۹۹۴
شهرضا	۰.۹۸۶	۰.۹۹۲
زرین‌شهر	۰.۹۸۴	۰.۹۹۲



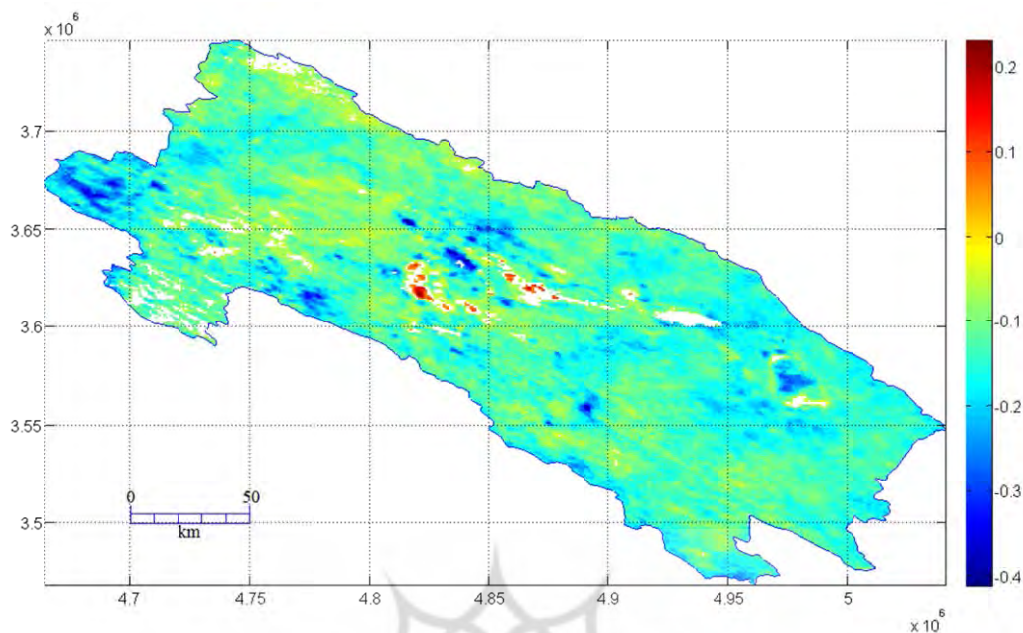
شکل ۲. روند مکانی تغییرات دما در فصل بهار در حوضه زاینده‌رود

بررسی روند تغییرات دمای رویه در فصل تابستان در حوضه زاینده‌رود گویای آن است که در این فصل نیز غلبه و چیرگی با روند کاهشی دماست. در بخش‌های میانی حوضه روند افزایشی دما دیده می‌شود؛ که نرخ این روند افزایشی به 0.6 درجه سلسیوس هم می‌رسد. همچنین، در پاره‌ای از بخش‌های شمالی و غربی حوضه نیز میزان روند افزایش دما کمتر از مناطق میانی است (شکل ۳). در این فصل 51.97 درصد از گستره حوضه دارای روند کاهشی دماست؛ این در حالی است که در 38.57 درصد از پهنه حوضه روندی دیده نمی‌شود و فقط در 9.46 درصد از مساحت حوضه روند افزایشی دما دیده می‌شود (جدول ۳). در فصل تابستان میانگین ارتفاع در مناطقی که دارای روند کاهشی دما هستند 1889 متر است، اما میانگین ارتفاع در بخش‌هایی از حوضه، که دارای روند افزایشی دما هستند، 1875 متر است (جدول ۴).

بر اساس بررسی تغییرات دما در فصل پاییز، در بسیاری از بخش‌های حوضه روند کاهش دمای رویه دیده می‌شود. بیشترین میزان کاهش دما در بخش‌هایی از غرب و میانه با میزان کمتر در پاره‌ای از مناطق شرقی حوضه دیده می‌شود. همچنین، روند افزایشی دما در مناطق میانی حوضه وجود دارد؛ میزان این روند افزایشی در مقایسه با فصول بهار و تابستان کمتر است. گستره‌های سفیدرنگ نیز مناطقی هستند که روندی در آن‌ها وجود ندارد (شکل ۴). در فصل پاییز 96.30 درصد از گستره حوضه دارای روند کاهشی دماست؛ این در حالی است که فقط در 0.31 درصد از گستره حوضه روند افزایشی دما دیده می‌شود (جدول ۳). در این فصل میانگین ارتفاع در مناطقی که دارای روند کاهشی دما هستند 1938 متر است، اما در مناطقی که دارای روند افزایش دما هستند 1591 متر است (جدول ۴).

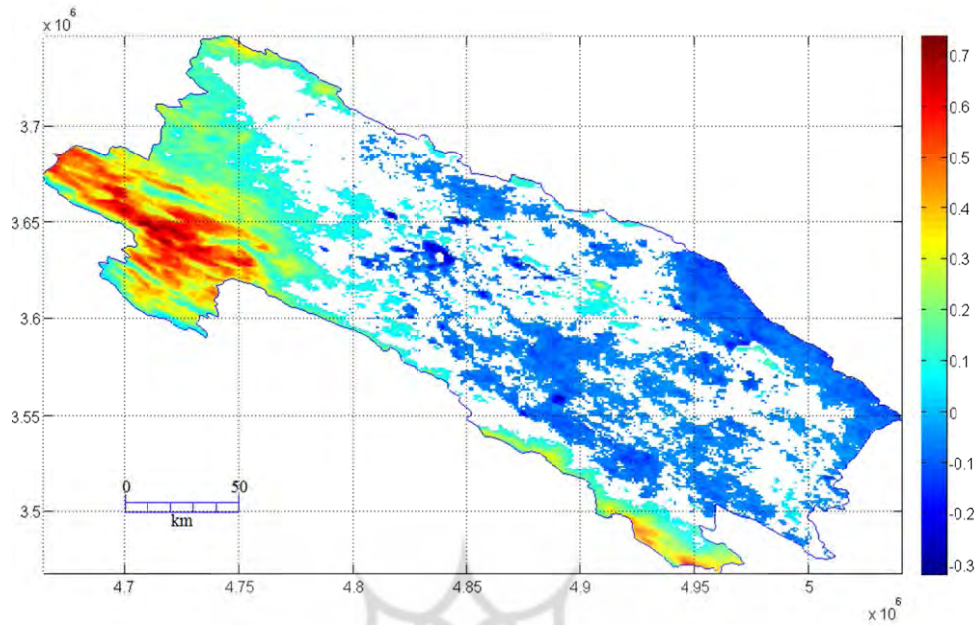


شکل ۳. روند تغییرات دما در فصل تابستان در حوضه زاینده‌رود



شکل ۴. روند تغییرات دما در فصل پاییز در حوضه زاینده‌رود

واکای تغییرات دما در فصل زمستان نشان‌دهنده وجود الگوهای منظم است. در این فصل بخش‌های غربی حوضه زاینده‌رود دارای روند افزایشی دما هستند و یک الگوی منظم در بخش‌های غربی حوضه از نظر روند دیده می‌شود. در این مناطق دما تا میزان ۰٫۷ درجه سلسیوس در سال نیز رو به افزایش است. در بخش‌هایی از جنوب شرقی حوضه نیز میزان افزایشی دما دیده می‌شود. این در حالی است که گستره‌هایی از میانه، جنوب، و شرق حوضه دارای روند کاهش دما هستند. در بسیاری از مناطق حوضه نیز روندی در دما وجود ندارد (شکل ۵). در این فصل، مناطقی که روند کاهش دما دارند به طور میانگین ۱۷۷۶ متر ارتفاع دارند؛ این در حالی است که میانگین ارتفاع در بخش‌هایی از حوضه که دارای روند افزایش دما هستند ۲۲۹۳ متر است (جدول ۴). بررسی‌ها نشان می‌دهد در این فصل رابطه نیرومندی میان میزان روند و ارتفاع دیده می‌شود؛ به گونه‌ای که با افزایش ارتفاع بر میزان دما نیز افزوده می‌شود و این مسئله فقط در فصل زمستان دیده می‌شود (جدول ۵).



شکل ۵. روند تغییرات دما در فصل زمستان در حوضه‌ی زاینده‌رود

جدول ۳. درصد گستره‌ی مناطق همراه با روند مثبت، بدون روند، و روند منفی

فصل	درصد گستره‌ی روند منفی	درصد گستره‌ی بدون روند	درصد گستره‌ی روند مثبت
بهار	۹۵٫۵۳	۳٫۵۷	۰٫۹۰
تابستان	۵۱٫۹۷	۳۸٫۵۷	۹٫۴۶
پاییز	۹۶٫۳۰	۳٫۳۹	۰٫۳۱
زمستان	۲۶٫۴۵	۴۳٫۵۶	۲۹٫۹۹

جدول ۴. میانگین ارتفاع در مناطق همراه با روند مثبت و منفی در حوضه‌ی زاینده‌رود

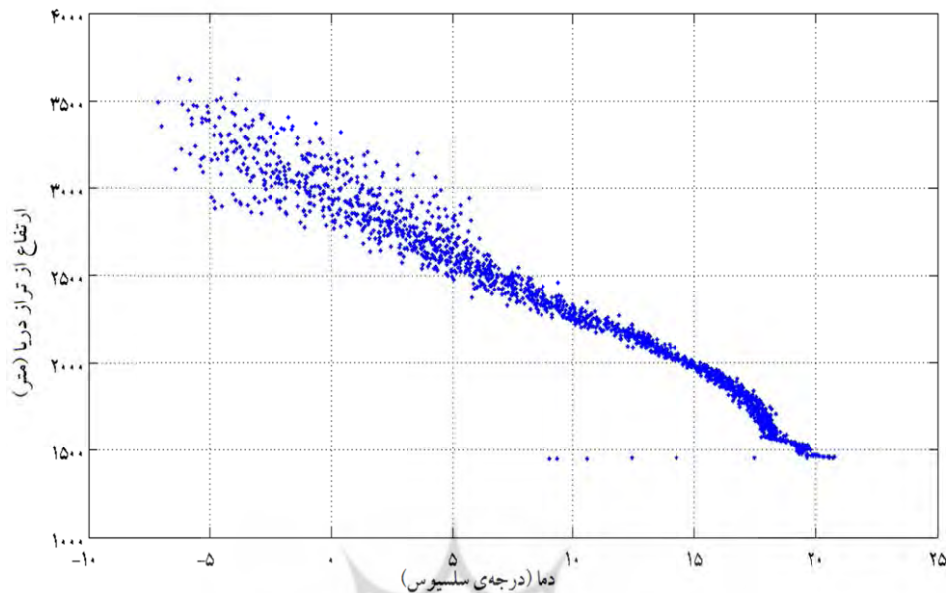
فصل	میانگین ارتفاع مناطق همراه با روند منفی دما	میانگین ارتفاع مناطق همراه با روند مثبت دما
بهار	۱۹۴۸	۱۵۳۶
تابستان	۱۸۸۹	۱۸۷۵
پاییز	۱۹۳۸	۱۵۹۱
زمستان	۱۷۷۶	۲۲۹۳

همان‌گونه که در بالا نیز اشاره شد، در فصل زمستان مناطقی که دارای روند افزایش دما هستند به طور میانگین ۲۲۹۳ متر از تراز دریا ارتفاع دارند. در دیگر فصول میانگین ارتفاع مناطقی که دارای روند افزایشی هستند کمتر از این ارتفاع است. این موضوع گویای آن است که روند افزایش دمای زمستانه در حوضه زاینده‌رود در بخش‌های مرتفع حوضه رخ داده است و می‌تواند پیامدهای ناگواری به دنبال داشته باشد.

جدول ۵. ویژگی‌های فصلی دما- روند- ارتفاع در حوضه زاینده‌رود

افتاهنگ دمای رویه خاک به ازای هر ۱۰۰ متر (درجه سلسیوس)	همبستگی دمای رویه زمین- ارتفاع	همبستگی روند دما- ارتفاع	
۱/۲	۰/۹۲	۰/۰۱	بهار
۰/۸۵	۰/۹۱	-۰/۰۵	تابستان
۰/۹۲	۰/۹۳	۰/۰۸	پاییز
۱/۳۶	۰/۹۶	۰/۶۴	زمستان

برای بررسی وضعیت دما در طبقات ارتفاعی در فصل زمستان و بررسی تأثیر سوء روند افزایشی دما در منابع برفی حوضه زاینده‌رود، میانگین دما در طبقات ارتفاعی با گام‌های ارتفاعی یک‌متری محاسبه شد. به بیان دیگر، محاسبه دما در کمربندهای ارتفاعی با بازه یک‌متری انجام شد و برای گروه‌های ارتفاعی از ۱۴۴۶ تا ۳۶۲۷ متر یعنی برای ۲۱۸۲ کمربند ارتفاعی میانگین دما محاسبه شد. بررسی‌ها نشان داد در حوضه زاینده‌رود در فصل زمستان به طور میانگین به ازای هر ۱۰۰ متر افزایش ارتفاع دمای رویه زمین ۱/۳۶ درجه سلسیوس کاهش می‌یابد و افتاهنگ دمای رویه زمین به میزان بسیار زیادی است. همچنین، میزان همبستگی دمای رویه و ارتفاع در این فصل از دیگر فصول بیشتر است (جدول ۵). روند افزایشی دمای رویه زمین در بخش‌های جنوبی و به‌ویژه بخش‌های غربی حوضه زاینده‌رود می‌تواند پیامدهای ناگواری داشته باشد، همچون گدازش زود هنگام منابع برفی و کاهش توانش انباشت برف. بررسی همبستگی روند دما- ارتفاع در فصل زمستان در حوضه زاینده‌رود نشان داد به ازای افزایش ارتفاع به میزان روند افزایشی دما نیز افزوده می‌شود. محاسبات نشان داد همبستگی میان روند دما- ارتفاع در حوضه زاینده‌رود در این فصل ۰/۶۴ است. تنها همبستگی منفی میان روند دما و ارتفاع در فصل تابستان دیده می‌شود. در این فصل به ازای افزایش ارتفاع میزان روند کاهش می‌یابد. در دیگر فصول نیز همبستگی زیادی میان میزان روند دما و ارتفاع دیده نمی‌شود. بررسی دما در هر یک از گروه‌های ارتفاعی در فصل زمستان گویای آن است که در این فصل از ارتفاع تقریبی ۱۸۰۰ متر به بالا میزان کاهش دما نسبت به افزایش ارتفاع بیشتر می‌شود. این مسئله را این‌گونه می‌توان بررسی کرد که در ارتفاعات بالاتر حوضه به سبب افزایش افتاهنگ دمای رویه تغییرات افزایشی دما نیز می‌تواند پیامدهای بسیار ناگواری به دنبال داشته باشد، زیرا این ارتفاعات، با شرایط مناسب دمایی برای انباشت برف، جزو ذخایر طبیعی ارزشمند حوضه به‌شمار می‌روند و افزایش دما در چنین بخش‌هایی از حوضه می‌تواند کاهش زمان نگه‌داشت برف را به دنبال داشته باشد.



شکل ۶. نمودار تغییرات دمای رویه زمین با افزایش ارتفاع در فصل زمستان در حوضه زاینده‌رود

بحث و نتیجه‌گیری

هدف از پژوهش کنونی بررسی تغییرات مکانی روند فصلی دمای رویه زمین در حوضه زاینده‌رود بود. بدین منظور، داده‌های فرآورده دورسنجی مودیس ترا به کار گرفته شد. برای اطمینان از صحت داده‌های سنجنده مودیس، داده‌های دمای میانگین و دمای رویه ۱۳ ایستگاه همدید در حوضه به کار گرفته شد و با نزدیک‌ترین یاخته به داده‌های سنجنده مودیس مقایسه شد. بررسی‌ها نشان‌دهنده دقت داده‌های سنجنده مودیس است. همچنین، برای بررسی تغییرات دما در حوضه زاینده‌رود شیب معادله رگرسیونی بر روی ۴۸۳۴۷ یاخته در تفکیک ۱×۱ کیلومتری در حوضه زاینده‌رود به کار بسته شد و میزان شیب روند دمای رویه برای هر یک از فصول در سطح اطمینان ۹۵ درصد محاسبه شد. بررسی‌ها نشان داد در هر یک از فصول سال رفتار روند تغییرات دما متفاوت است. در فصل بهار چیرگی و غلبه با روند کاهشی دما در حوضه بود. در فصل تابستان نیز بخش‌های وسیعی از حوضه زاینده‌رود دارای روند کاهشی دما بودند. در فصل پاییز روند کاهش دما در مناطق بسیار گسترده‌ای از حوضه دیده شد. اما، واکاوی‌ها نشان داد در فصل زمستان، برخلاف دیگر فصول سال، درصد گستره مناطقی که دارای افزایش دما هستند، نسبت به مناطقی که دارای روند کاهش دما هستند، بیشتر است. همچنین، روند افزایشی که در فصل زمستان دیده شد بیشتر در بلندی‌های حوضه رخ داده بود. با توجه به اینکه در حوضه زاینده‌رود بیشتر بارش‌ها در طی فصل زمستان رخ می‌دهد، افزایش دما در بلندی‌های حوضه که ذخایر پوشش برف تلقی می‌شوند می‌تواند پیامدهای منفی در پی داشته باشد. اما، اثرگذاری بر روی منابع برف ممکن است فقط یکی از پیامدهای تغییرات دمای رویه باشد، زیرا وو و همکاران (۲۰۰۷) و سانگ و همکاران (۲۰۰۹) نشان دادند که تغییرات دمای رویه در فلات تبت می‌تواند پیامدهایی همچون جابه‌جایی پرفشار جنوبی در آسیا را به دنبال داشته باشد و این

مسئله ممکن است به تغییرات بارش‌های موسمی منجر شود. همچنین، فیلی و همکاران (۲۰۰۳) نشان دادند که گرمایش دمای رویه در فلات تبت موجب گدازش برف در زمین‌های یخ‌زده می‌شود؛ این مسئله می‌تواند سبب آزادسازی بیشتر کربن در هواسپهر شود. بنابراین، برای دریافت ژرف‌تر تغییرات دمای رویه خاک، اثرگذاری، و چرایی آن‌ها باید در مطالعات آینده تغییرات پوشش برف، پوشش گیاهی، و دیگر متغیرهای مرتبط به طور دقیق پایش و بررسی شوند.

منابع

- Atlas, R.; Wolfson, N. and Terry, J. (1993). **The effect of SST and soil moisture anomalies on GLA model simulations of the 1988 U.S. summer drought**, *Journal of Climate*, 6: 2034-2048.
- Coll, C.; Caselles, V.; Galve, J.M.; Valor, E.; Niclos, R.; Sanchez, J.M. and Rivas (2005). Ground measurements for the validation of land surface temperatures derived from AATSR and MODIS data, *Remote Sens. Environ.*, 97: 288-300.
- Coll, C.; Wan, Z. and Galvem, J.M. (2009). **Temperature-based and radiance- based validations of the V5 MODIS land surface temperature product**, *J. Geophys. Res.*, 114: D20102.
- Crosman, E.T. and Horel, J.D. (2009). **MODIS-derived surface temperature of the Great Salt Lake**, *Remote Sens. Environ.*, 113: 73-81.
- Dai, A.; Trenberth, K.E. and Karl, T.R. (1999). **Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range**, *Journal of Climate*, 12: 2451-2473.
- Galve, J.M.; Coll, C.; Caselles, V.; Valor, E.; Niclos, R.; Sanchez, J.M. and Mira, M. (2007). Simulation and validation of land surface temperature algorithms for MODIS and AATSR data, *Tethys*, 4: 27-32.
- Hook, S.J.; Vaughan, R.G.; Tonooka, H. and Schladow, S.G. (2007). **Absolute radiometric inflight validation of mid infrared and thermal infrared data from ASTER and MODIS on the Terra Spacecraft using the Lake Tahoe, CA/NV, USA, automated validation site**, *IEEE Geosci. Remote S.*, 45: 1798-1807.
- Jin, M. (2000). **Interpolation of surface radiative temperature measured from polar orbiting satellites to a diurnal cycle 2. Cloudy-pixel treatment**, *Journal of Geophysical Research*, 105: 4061-4076.
- Jin, M. (2004). **Analysis of land skin temperature using AVHRR observations**, *American Mete-oro-logical Society*, 85: 587-600.
- Jin, M. and Dickinson, R.E. (1999). **Interpolation of surface radiative temperature measured from polar orbiting satellites to a diurnal cycle 1. Without clouds**, *Journal of Geophysical Research*, 104: 2105-2116.
- Jin, M. and Dickinson, R.E. (2010). **Land surface skin temperature climatology: benefitting from the strengths of satellite observations**, *Environ Res Lett*, 5: 044004.
- Langer, M.; Westermann, S. and Boike, J. (2010). **Spatial and temporal variations of summer surface temperatures of wet polygonal tundra in Siberia – implications for MODIS LST based permafrost monitoring**, *Remote Sens. Environ.*, 114: 2059-2069.
- Oku, Y.; Ishikawa, H.; Haginoya, S. and Ma, Y. (2006). **Recent Trends in Land Surface Temperature on the Tibetan Plateau**, *Journal of Climate*, 19: 2995-3003.
- Price, J. (1984). **Land surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA 7 advanced very high resolution radiometer**, *Journal of Geophysical Research*, 89: 7231-7237.
- Salama, M.; Velde, L.; Zhong, L.; Ma, Y.; Ofwono, M. and Su, Z. (2012). **Decadal variations of land surface temperature anomalies observed over the Tibetan Plateau by the Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) from 1987 to 2008**, *Climatic Change*, 114: 769-781.
- Segal, M.; Garratt, J.R.; Kallos, G. and Pielke, R.A. (1989). **The impact of wet soil and canopy temperatures on daytime boundary-layer growth**, *Journal of Atmospheric Science*, 46: 3673-3684.
- Sommers, L.E.; Gilmour, C.M.; Wildung, R.E. and Beck, S.M. (1981). **The effect of water potential on decomposition processes in soils**, in *Water Potential Relations in Soil Microbiology*, 9: 97-117.

- Song, J-H; Kang, H-S; Byun, Y-H and Hong, S-Y (2009). **Effects of the Tibetan Plateau on the Asian summer monsoon: a numerical case study using a regional climate model**, *Int J. Climatol.*
- Trenberth, K. et al. (2007). **Observations: surface and atmospheric climate change, In: Climate change 2007: The physical science basis, Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- Wan, Z. (2008). **New refinements and validation of the MODIS land surface temperature/emissivity products**, *Remote Sens. Environ.*, 112: 59-74.
- Wan, Z. and Dozier, J. (1996). **A generalized split-window algorithm for retrieving land surface temperature from space**, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34: 892-905.
- Wan, Z.; Zhang, Y.; Zhang, Q. and Li, Z.-L. (2004). **Quality assessment and validation of the MODIS global land surface temperature**, *Int. J. Remote Sens.*, 25: 261-274.
- Westermann, S.; Langer, M. and Boike, J. (2011). **Spatial and temporal variations of summer surface temperatures of high-arctic tundra on Svalbard – Implications for MODIS LST based permafrost monitoring**, *Remote Sens. Environ.*, 115: 908-922.
- Wu, GX; Liu, YM; Wang, TM; Wan, R.J.; Liu, X; Li, WP; Wang, ZZ; Zhang, Q.; Duan, A.M. and Liang, X.Y. (2007). **The influence of mechanical and thermal forcing by the Tibetan Plateau on Asian climate**, *J. Hydrometeorol.*, 8: 770-789.

