Journal of Natural Environment Hazards
University of Sistan and Baluchestan
Print ISSN: 2676 - 4377 Online ISSN: 2676 - 4385
Homepage: https://jneh.usb.ac.ir

Journal of Natural Environmental Hazards, Vol.14, Issue 45, September 2025

Detecting temporal and spatial changes in land surface temperature (LST) in the Gavkhuni Basin

Mohammad Sadegh Keikhosravi-Kiany[1*]

1. *Corresponding Author*, Assistant professor, Faculty of Geographical Sciences and Planning, University of Isfahan, Iran

Article Info

Article type:
Research Article

Article history:
Received: 26 August 2024
Revised: 09 January 2025
Accepted: 21 January 2025

Keywords:
Gavkhuni basin, land surface temperature, MODIS, regression line slope.

ABSTRACT

The Gavkhuni basin with an area of approximately 42 thousand square kilometres is located in the central region of Iran. The Zayandehroud River is the largest river within the central plateau stretching over 400 kilometers in this basin. The livelihoods of many urban and rural settlements rely heavily on the presence of this river. However, over recent years, the basin has experienced significant tensions as a result of climate change and subsequent trends in temperature. This study aims to analyze land surface temperature trends in the Gavkhuni basin using MODIS Terra (MOD11A1) data. The data from this product, at a spatial resolution of 1×1 km, were obtained daily from the NASA website for the period spanning from 1379/1/1 to 1402/12/29. The temporal resolution was changed from daily to monthly and seasonal, and a regression line slope was fitted to the time series. The results demonstrate a general increasing trend in temperature during spring, summer, autumn, and winter seasons. In winter, the western and southern highlands of the basin experience a pronounced rise in temperature, with an increase of over 4 degrees Celsius per decade. Furthermore, the analysis of the relationship between temperature changes and altitude reveals that, in winter, temperature rises with increasing altitude. This finding is of great significance as the snow-covered areas in the high elevations play a vital role in the water supply of the Zayandehroud River.

Cite this article: Keikhosravi Kiani, M. S. (2025). Detecting temporal and spatial changes in land surface temperature (LST) in the Gavkhuni Basin. Journal of Natural Environmental Hazards, 14(45), 75-94. DOI: 10.22111/jneh.2025.49646.2062

© Mohammad Sadegh Keikhosravi-Kiany
Publisher: University of Sistan and Baluchestan
DOI: 10.22111/jneh.2025.49646.2062

* Corresponding Author Email: ms.keikhosravikiany@geo.ui.ac.ir

مخاطرات محیط طبیعی
شاپا چاپی: ۲۶۷۶-۴۳۷۷ شاپا الکترونیکی: ۲۶۷۶-۴۳۸۵
Homepage: https://jneh.usb.ac.ir

مجله علمی پژوهشی مخاطرات محیط طبیعی، دوره ۱۴، شماره ۴۵، شماره پیاپی۳، مهر ۱۴۰۴

شناسایی وردش‌های زمانی و مکانی دمای رویه زمین در حوضه‌ی آبریز گاوخونی

محمدصادق کیخسروی کیانی[1*]

۱. استادیار آب و هواشناسی، دانشکده‌ی علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان (نویسنده مسئول)

اطلاعات مقاله

نوع مقاله: مقاله پژوهشی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۶/۰۵

تاریخ ویرایش: ۱۴۰۳/۱۰/۲۰

تاریخ پذیرش : ۱۴۰۳/۱۱/۰۲

واژه‌های کلیدی:
حوضه‌ی آبریز گاوخونی، دمای رویه‌ی زمین، سنجنده‌ی مودیس، شیب خط رگرسیون.

چکیده

حوضه‌ی آبریز گاوخونی با مساحت تقریبی ۴۲ هزار کیلومتر مربع در مرکز ایران قرار گرفته و رودخانه‌ی زاینده‌رود به‌عنوان بزرگ‌ترین رودخانه فلات مرکزی ایران به طول تقریبی ۴۰۰ کیلومتر در این حوضه در جریان بوده و حیات بسیاری از سکونتگاه‌های شهری و روستایی وابسته به این رود است. طی سال‌های گذشته تغییرات اقلیمی و به تبع تغییرات دمایی، تنش‌های زیادی را به این حوضه وارد کرده است. هدف از این مطالعه، بررسی تغییرات دما در حوضه‌ی گاوخونی به کمک داده‌های سنجنده‌ی مودیس تررا می‌باشد. در همین راستا داده‌های این سنجنده در تفکیک مکانی ۱×۱ کیلومتری و برای بازه‌ی زمانی ۱۳۷۹/۱/۱ تا ۱۴۰۲/۱۲/۲۹ به‌صورت روزانه از تارنمای ناسا دریافت گردید و داده‌های این سنجنده بر روی حوضه استخراج شد. در گام بعدی، تفکیک زمانی داده‌ها از روزانه به ماهانه و فصلی تبدیل شد و شیب خط رگرسیون بر روی سری زمانی داده‌ها برازش داده شد. یافته‌ها نشان می‌دهد به‌طورکلی در فصول بهار، تابستان و زمستان روند افزایش دمای رویه دیده می‌شود. اما در فصل زمستان روند افزایش دما بر روی ارتفاعات غربی و جنوبی حوضه نمود بالایی دارد، به‌گونه‌ای که نرخ روند افزایش دما در این فصل بر روی مناطق یادشده به ۴ درجه‌ی سلسیوس به ازاء هر دهه نیز می‌رسد. همچنین، بررسی رابطه‌ی میان نرخ تغییرات دما - ارتفاع به‌روشنی گویای این مسئله است که در فصل زمستان به ازاء افزایش ارتفاع آهنگ روند افزایشی دما نیز بیشتر می‌شود و این مسئله ازاین‌رو دارای اهمیت بالایی است که ذخایر برفی در ارتفاعات حوضه نقش بالایی در تأمین آب رودخانه‌ی زاینده‌رود دارند.

استناد: کیخسروی کیانی, محمدصادق . (۱۴۰۴). شناسایی وردش‌های زمانی و مکانی دمای رویه زمین در حوضه‌ی آبریز گاوخونی. مخاطرات محیط طبیعی, ۱۴(۴۵)، ۹۴-۷۵. DOI: 10.22111/jneh.2025.49646.2062

ناشر: دانشگاه سیستان و بلوچستان

© محمدصادق کیخسروی کیانی*.

*- محمدصادق کیخسروی کیانی (نویسنده مسئول)

Email: ms.keikhosravikiany@geo.ui.ac.ir

مقدمه

دمای رویه‌ی زمین یکی از فراسنج‌های مهم اقلیمی به شمار می‌آید؛ زیرا بخشی از ترازمندی آب و انرژی وابسته به آن است. منظور از دمایِ رویه، دمای سطح زمین یا به‌عبارت روشن‌تر دمای پوسته‌ی زمین است. اما منظور از دمایِ هوا، دمایی است که در ارتفاع ۱/۵ تا ۲ متری سطح زمین اندازه‌گیری می‌شود. بررسی تفصیلی تغییرات زمانی و مکانی دمای رویه زمین می‌تواند اطلاعات ارزشمندی را از تغییرات ترازمندی انرژی سطح زمین فراهم آورد و چنین تغییراتی خود دارای پیامدها واثرات مهمی بر روی تغییر اقلیم، چرخه انرژی و سکونتگاه‌های انسانی است (هانسن[۱] و همکاران، ۲۰۱۰؛ ابووارردا[۲] و همکاران، ۲۰۲۱؛ لیو[۳] و همکاران، ۲۰۲۱). از آنجا که دمای رویه می‌تواند تغییرات دمایی در محیط سطحی را نشان دهد؛ بنابراین، این فراسنج دارای همبستگی نیرومندی با گرمایش جهانی است و از آن برای واکاوی و پایش تغییرات اقلیمی در مقیاس‌های مختلف استفاده شده است (وگت و اوک[۴]، ۲۰۰۳؛ استروپیانا[۵] و همکاران[۶]، ۲۰۱۴؛ آگیولارلوم[۷] و همکاران، ۲۰۱۹). در همین راستا، از داده‌های ایستگاهی دما می‌توان جهت بررسی دقیق روند تغییرات دمایی بهره برد. اما مشکل اینجاست که داده‌های ایستگاهی فقط نماینده‌ی یک نقطه هستند و به کمک آن‌ها نمی‌توان روند دقیق تغییرات دمایی را به‌صورت زمانی و مکانی آن هم در مقیاس منطقه‌ای و جهانی مشخص نمود (داش[۸] و همکاران، ۲۰۰۲؛ لی[۹] و همکاران، ۲۰۱۶). این درحالی است که داده‌های دورکاوی دما با داشتن پوشش سیاره‌ای، دیده‌بانی همزمان و دقت بالایی که دارند، منبع ارزشمندی برای پایش تغییرات دمایی به حساب می‌آیند (یانگ[۱۰] و همکاران، ۲۰۲۳). مطالعات پیشینی هم که در ارتباط با دقت داده‌های ماهواره‌ای دمای رویه بر روی انواع مختلف پوشش‌های زمین انجام گرفته، نشان می‌دهد مقدار خطای داده‌ها بین ۱ تا ۳ درجه‌ی سلسیوس متغیر است (وانگ[۱۱] و همکاران، ۲۰۰۴؛ تریگو[۱۲] و همکاران، ۲۰۰۸؛ دوان[۱۳] و همکاران، ۲۰۱۹). مطالعات اقلیمی بسیاری نیز در جای‌جای جهان به کمک داده‌های دورکاوی دمای رویه‌ی زمین انجام گرفته است و هر کدام از این مطالعات نیز هدف‌های خاصی را دنبال کرده‌اند. برای نمونه، لونتل[۱۴] و همکاران (۲۰۱۹) وردش‌های زمانی و مکانی دمای رویه‌ی روزهنگام و شب‌هنگام را در کشور نپال برای دوره‌ی زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ ارزیابی نمودند. واکاوی‌های ایشان نشان می‌دهد دمای رویه‌ی شب‌هنگام در کشور دارای آهنگی افزایشی است که این روند افزایشی همزمان با روندی است که در مناطق پیرامون فلات تبت دیده می‌شود (اویانگ[۱۵] و همکاران، ۲۰۱۹؛ کین[۱۶] و همکاران، ۲۰۰۹). یافته‌های لونتل و همکاران(۲۰۱۹) گویای آن بود که دمای رویه‌ی شب‌هنگام با نرخ ۰/۰۵ درجه‌ی

[1] - Hansen et al.
[2] - Abowarda et al.
[3] - Liu et al.
[4] - Voogt & Oke
[5] - Aguilar-Lome et al.
[6] - Stroppiana et al.
[7] - Aguilar-Lome et al.
[8] - Dash et al.
[9] - Li et al.
[10] - Yang et al.
[11] - Wang et al.
[12] - Trigo et al.
[13] - Duan et al.
[14] - Luintel et al.
[15] - Ouyang et al.
[16] - Qin et al.

سلسیوس در سال رو به افزایش است. در پژوهشی نیز الفتریو[1] و همکاران (۲۰۱۸) تغییرات زمانی و مکانی دمای رویه‌ی روز هنگام و شب‌هنگام سنجنده‌ی مودیس را برای بازه‌ی زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ بر روی کشور یونان واکاوی نمودند. محاسبات نشان داد دمای شب‌هنگام رویه در بازه‌ی سالانه در هر یک از بخش‌های یونان دارای آهنگی افزایشی است. همچنین، یافته‌های ایشان نشان داد روند کمینه‌ی سالانه دمای رویه افزایشی بوده است. این در حالی است که بیشینه سالانه دمای رویه، آهنگی کاهشی داشته است. همچنین، در برخی از پژوهش‌ها تلاش شده تا به‌توان به کمک داده‌های شبکه‌ای دمای رویه، دمای هوا را برآورد نمود، برای مثال، در مطالعه‌ای یانگ[2] و همکاران (۲۰۱۷) تلاش کردند تا به کمک داده‌های دمای رویه‌ی سنجنده‌ی مودیس دمای هوای کمینه، میانگین و بیشینه را در منطقه‌ای پرعارضه در شمال‌شرق چین برآورد نمایند. یافته‌های ایشان نشان داد با دقت به نسبت بالا امکان برآورد دمای هوای کمینه، میانگین و بیشینه وجود دارد؛ چراکه کارایی مدل ساخته‌شده بالای ۰/۹ بود. همچنین، بررسی‌های ایشان نشان می‌دهد تغییرات فصلی پوشش گیاهی و جنس رویه در دقت و صحت مدل تأثیر بسیار قابل-توجهی دارد. در پژوهش مشابه دیگر، وانکتسم[3] و همکاران (۲۰۱۰) کوشیدند تا به کمک داده‌های دمای رویه‌ی سنجنده‌ی مودیس بتوانند دمای هوا را در اکوسیستم‌های مختلف در قاره‌ی آفریقا برآورد نمایند. مقایسه‌ی بین دمای رویه‌ی زمین در هنگام شب و دمای کمینه نشان داد که فرآورده‌های شب‌هنگام مودیس با مقادیر انحراف معیار ۲/۴ درجه‌ی سلسیوس و میانگین مطلق خطا ۱/۷۳ درجه‌ی سلسیوس برآورد خوبی از دمای کمینه بر روی اکوسیستم-های مختلف ارائه می‌دهند. همچنین، مقایسه‌ی بین دمای روزهنگام سنجنده‌ی مودیس با دمای بیشینه‌ی هوا نشان داد بسته به ابرناکی، تابش خورشید و تغییرات فصلی در اکوسیستم‌ها اختلاف بین این دو (دمای برآوردشده توسط سنجنده‌ی مودیس و دمای هوا) به‌شدت تغییر می‌کند. در پژوهشی دیگر، نوی[4] و همکاران (۲۰۱۶) داده‌های دمای رویه‌ی زمین سنجنده‌های مودیس تررا و مودیس آکوا را بر روی کشور ویتنام به منظور مقایسه و برآورد دمای کمینه و بیشینه استخراج نمودند. یافته‌های ایشان نشان می‌دهد تفاوت میان دمای رویه‌ی زمین در سنجنده‌ی مودیس و دمای هوای ایستگاه‌های هواشناسی، وابسته به زمان و توپوگرافی منطقه‌ای است. همچنین، واکاوی‌های این پژوهشگران آشکار ساخت بهترین برآورد برای دمای کمینه و بیشینه زمانی حاصل شد که داده‌های دو سنجنده‌ی مودیس آکوا و مودیس تررا با یک‌دیگر ادغام شده و داده‌های توپوگرافی نیز در واکاوی‌ها مورد استفاده قرار گیرد. مطالعات مختلفی نیز در ایران به کمک داده‌های دمای رویه سنجنده‌ی مودیس برای اهداف مختلفی انجام شده است، برای نمونه، در مطالعه‌ای حلبیان و کیخسروی کیانی (۱۳۹۵) به کمک داده‌های سنجنده‌ی مودیس ساختار زمانی و مکانی دما در حوضه‌ی زاینده‌رود را بررسی نمودند. یافته‌های این پژوهش نشان می‌دهد کمترین میانگین دمای رویه در ماه دی با ۸/۵ درجه‌ی سلسیوس و بالاترین میزان آن در ماه مرداد به میزان ۴۷/۰۱ درجه‌ی سلسیوس دیده می‌شود. همچنین، بررسی ارتباط میان دما - ارتفاع نشان می‌دهد در فصل زمستان بالاترین همبستگی (۰/۹۶) و در فصل تابستان کمترین همبستگی (۰/۹۱) در حوضه قابل‌مشاهده است. در پژوهشی نیز احمدی و همکاران (۱۳۹۷) به کمک داده‌های سنجنده‌ی مودیس رفتار زمانی و مکانی دمای شب‌هنگام را در ایران واکاوی نمودند.

[1] - Eleftheriou et al.
[2] - Yang et al.
[3] - Vancutsem et al.
[4]- Noi et al.

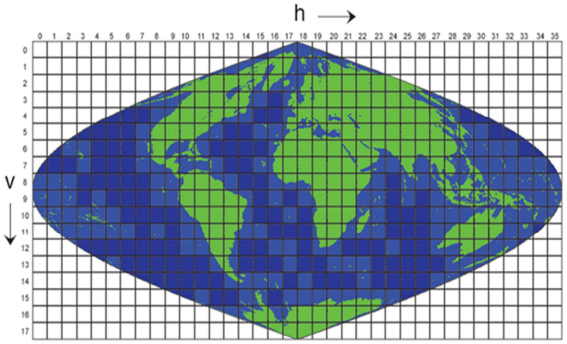
یافته‌های این پژوهش نشان می‌دهد کمینه دمای شب‌هنگام سطح زمین از نظر زمانی در ماه‌های دسامبر تا فوریه رخ می‌دهد و مقدار کمینه دما به ۲۰- درجه‌ی سلسیوس نیز می‌رسد و از منظر مکانی نیز این مناطق منطبق بر ارتفاعات و آرایش ناهمواری‌ها به‌خصوص نیمه غربی، شمالی و شمال غرب و شمال خراسان می‌باشد. همچنین، آشکار شد که دماهای گرم از ماه‌های آوریل تا سپتامبر در مناطق گرمسیری قابل‌رؤیت است. در مطالعه‌ای آباد و همکاران (۱۴۰۱) نیز به کمک داده‌های دمای رویه سنجنده‌ی مودیس، روند تغییرات دمایی را در حوضه‌ی جازموریان برای دوره‌ی زمانی ۲۰۱۹-۲۰۰۳ بررسی نمودند. یافته‌های این پژوهش نشان می‌دهد دمای شب‌هنگام رویه‌ی زمین طی دوره مورد مطالعه ۱ درجه‌ی سلسیوس افزایش یافته است و در میان ۴ فصل سال، بیشترین نرخ افزایش دما مربوط به فصول بهار و زمستان است و نرخ تغییرات افزایشی دما از سال ۲۰۰۸ به این سو شتاب بیشتری داشته است. همان‌گونه که در بالا نیز اشاره شد، مطالعات مختلفی در ارتباط با دمای رویه‌ی زمین در بخش‌های مختلف در کشور انجام شده است. اما تمایز این پژوهش در مقایسه با مطالعات پیشین که هدف و انگیزه اصلی در انجام این پژوهش محسوب می‌شود، به‌طورکلی عبارتست از: ۱) بررسی تغییرات دما برای یک دوره‌ی ۲۴ ساله که تقریباً کل دوره‌ی دیدبانی سنجنده‌ی مودیس را در برمی‌گیرد، ۲) همچنین، در این مطالعه از خردترین توان تفکیک داده‌های دمای رویه‌ی سنجنده‌ی مودیس یعنی تفکیک ۱۰۰۰ متری بهره گرفته شده است، ۳) و این که بر روی حوضه‌ی آبریز گاوخونی مطالعه‌ی مدونی بر روی تغییرات دمای رویه‌ی زمین به کمک برآوردهای ماهواره‌ای آن هم بر روی هر یک از کمربندهای ارتفاعی با گام‌های ارتفاعی یک متری انجام نشده است. ۴) و در پایان این که ارتباط میان تغییرات دمای رویه با تغییرات کاربری اراضی در این حوضه بررسی نشده است. در مطالعه‌ی کنونی تلاش می‌شود تا وردش‌های زمانی و مکانی دمای رویه در حوضه به‌طور جامع مورد بررسی قرار گیرد. در این مطالعه به دنبال پاسخ به چند پرسش کلیدی هستیم، ۱) بیشترین نرخ تغییرات دمای رویه‌ی زمین مربوط به چه فصلی از سال است،۲) در کدام طبقات ارتفاعی بیشترین تغییرات دمایی قابل‌رؤیت است، ۳) چه ارتباطی میان تغییرات دمای رویه‌ی زمین و تغییرات کاربری در حوضه وجود دارد. با توجه به خشکی رودخانه طی سال‌های متمادی، لازم است تا سهم عوامل انسانی و طبیعی مشخص شود. یافته‌های این پژوهش می‌تواند برای بررسی تغییر اقلیم در منطقه و آسیب‌پذیری آن نسبت به پدیده گرمایش جهانی به‌طور کمّی مورد استفاده قرارگیرد.

داده‌ها و روش‌شناسی

به منظور بررسی وضعیت دمای رویه در منطقه‌ی مورد مطالعه داده‌های روزانه‌ی فرآورده‌ی (MOD11A1) نسخه‌ی ۶/۱ مورد استفاده قرار گرفت. منظور از دمای رویه، دمایی است که معرف دمای سطح زمین است و این مفهوم نباید با دمای هوا اشتباه گرفته شود؛ چراکه دمای هوا معرف دمایی است که توسط دماسنج‌های هواشناسی و در ارتفاع ۱/۵ تا ۲ متری سطح زمین اندازه‌گیری می‌شود. داده‌های این فرآورده‌ی ماهواره‌ای با فرمت اچ دی اف[1] و به‌صورت کاشی تولید می‌شوند. هر یک از کاشی‌ها به‌صورت روزانه تولید و دارای ۱۲۰۰ سطر و ۱۲۰۰ ستون می‌باشد. توان تفکیک مکانی این فرآورده‌ی دمایی به‌طور دقیق برابر با ۹۲۶/۸۸ متر است. محاسبات اولیه نشان داد کاشی شماره‌ی

1- hdf

h22v05 کل گستره‌ی حوضه مورد مطالعه را پوشش می‌دهد. داده‌های دمای رویه برای دوره‌ی زمانی ۱۳۷۹/۱/۱ تا ۱۴۰۲/۱۲/۲۹ با فرمت اچ دی اف از تارنمای سازمان فضایی ناسا به نشانی (https://search.earthdata.nasa.gov/search) دریافت شد. حرف H در کاشی نشانگر وجه افقی[1] و حرف V نیز نشان‌دهنده‌ی وجه عمودی[2] هر کاشی است. در شکل ۲ جایگاه کاشی‌های سنجنده‌ی مودیس با پوشش سیاره‌ای به نمایش گذاشته شده است. همچنین، به منظور بررسی تغییرات کاربری زمین و به‌ویژه بررسی تغییرات پوشش گیاهی در حوضه، از فرآورده‌ی کاربریِ زمینِ سنجنده‌ی مودیس با نام (MCD12Q1) برای دوره‌ی زمانی ۲۰۰۱ تا ۲۰۲۲ بهره برده شد. البته قابل یادآوری است که داده‌های این فرآورده تا پایان سال ۲۰۲۲ موجود می‌باشد. همچنین، داده‌های این فرآورده‌ی ماهواره‌ای به‌صورت سالانه و در تفکیک مکانی ۵۰۰ متری با فرمت اچ دی اف تولید می‌شوند.

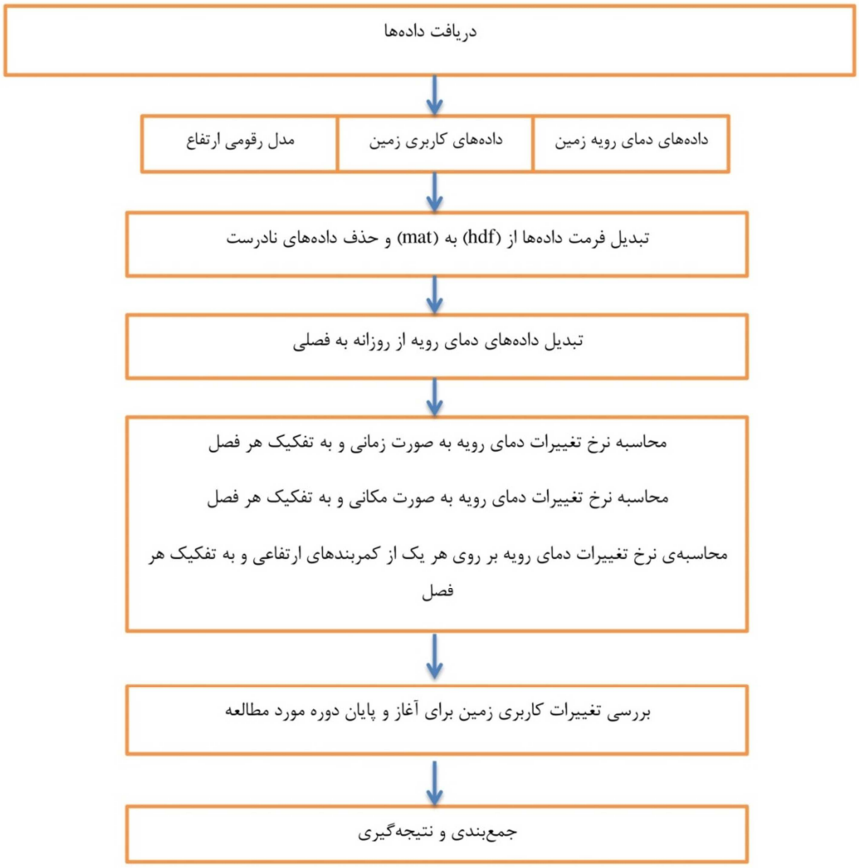


شکل۲: جایگاه کاشی‌های۱۲۰۰×۱۲۰۰ کیلومتری فرآورده‌ی مودیس. *منبع: تارنمای ناسا*

به منظور پردازش این داده‌ها در محیط نرم‌افزار متلب از تابع hdfread بهره گرفته شد. همچنین، قابل یادآوری است که در این فرآورده دمایی مقادیر معتبر دامنه‌ی (۷۵۰۰ تا ۶۵۵۳۵) را پوشش داده و مقادیر کوچک‌تر از ۷۵۰۰ و بیش از ۶۵۵۳۵ به نبود داده[3] تبدیل گردید. نکته‌ی مهم این که می‌بایست مقادیر هر یک از کاشی‌ها در عامل مقیاس[4] ضرب شود تا مقادیر به واحد درجه‌ی کلوین تبدیل گردد. مقدار عددی ۰/۰۲ به‌عنوان مقدار عامل مقیاس در داده‌های دمای رویه‌ی سنجنده‌ی مودیس در نظر گرفته شده است. پس از تبدیل مقادیر به واحد درجه‌ی کلوین با اعمال ضریب مقیاس در داده‌ها، در گام بعدی مقادیر از عدد ۲۷۳/۱۵ درجه کسر شد تا مقادیر دما از واحد کلوین به واحد درجه‌ی سلسیوس تبدیل شود. پس از انجام این مراحل، ۴ ماتریس زمان - مکان به تفکیکِ هر فصل بر روی حوضه ساخته شد که سطرها نماینده‌ی زمان و ستون‌ها نماینده‌ی مکان بودند. همچنین، به کمک فرآیندهای برنامه‌نویسی در محیط نرم‌افزار متلب، شیبِ خط تغییرات دما در سطح اطمینان ۹۵ درصد محاسبه شد که برای این منظور کران پایین، میانه و بالای شیب محاسبه و نقاطی که شیب آن‌ها در هر سه کران هم علامت بود خواه مثبت و خواه منفی به‌عنوان یاخته‌های معنادار استخراج و یاخته‌هایی که معناداری آن‌ها تأیید نشد حذف گردید و تنها یاخته‌های معنادار بر روی نقشه ترسیم شدند. ازآنجا که منبع تأمین آب رودخانه‌ی زاینده‌رود انباره‌های برفی واقع در

1 - Horizontal
2 - Vertical
3 - Not a number (NaN)
4 - Scale Factor

ارتفاعات هستند؛ بنابراین بررسی آهنگ تغییرات دما در بلندی‌های حوضه بسیار مهم و ضروری است که برای انجام این کار به کمک مدل رقومی ارتفاع حوضه، نرخ تغییرات دما و رابطه‌ی آن با ارتفاع به‌صورت عددی محاسبه شد. در شکل۳ مراحل انجام پژوهش به صورت نمودار ارائه شده است.

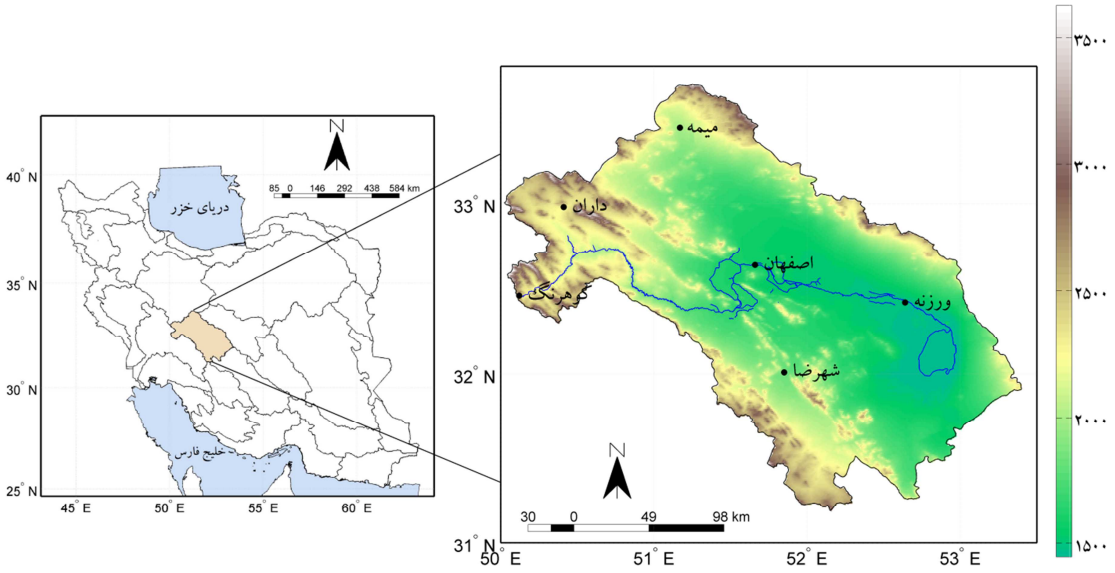


شکل۳: فلوچارت مراحل انجام پژوهش. *منبع: کیخسروی کیانی*

منطقه‌ی مورد مطالعه

حوضه‌ی آبریز گاوخونی با مساحت تقریبی ۴۲ هزار کیلومتر مربع در مرکز ایران قرار گرفته و رودخانه‌ی زاینده‌رود به‌عنوان بزرگ‌ترین رودخانه فلات مرکزی ایران به طول تقریبی ۴۰۰ کیلومتر در این حوضه در جریان است (گندم کار و فولادی، ۲۰۱۲). ارتفاع حوضه از حدود ۱۴۷۰ متر در منطقه‌ی گاوخونی تا ۳۹۷۴ متر در بلندی‌های غربی حوضه در نوسان است (اکبری و همکاران، ۲۰۰۷). مقدار بارش سالانه نیز از حدود ۱۴۰۰ میلی‌متر در کوهرنگ تا حدود ۸۵ میلی‌متر در منطقه ورزنه در نوسان است. به سبب تغییر اقلیم در سال‌های گذشته و بارگزاری‌های فراتر از حد مجاز بر روی این رودخانه، شرایط حوضه وضع بسیار وخیمی به‌خود گرفته است و ازآنجا که این رود به‌عنوان بزرگ‌ترین رودخانه فلات مرکزی ایران محسوب می‌شود و حیات بسیاری از شهرهای مرکزی ایران وابسته به این

رودخانه است، بررسی سهم عوامل طبیعی و انسانی در خشک شدن این رود از اولویت‌های پژوهشی و اسناد بالادستی وزارت نیرو به‌حساب می‌آید. در شکل۱ موقعیت حوضه‌ی گاوخونی در کشور به نمایش گذاشته شده است.



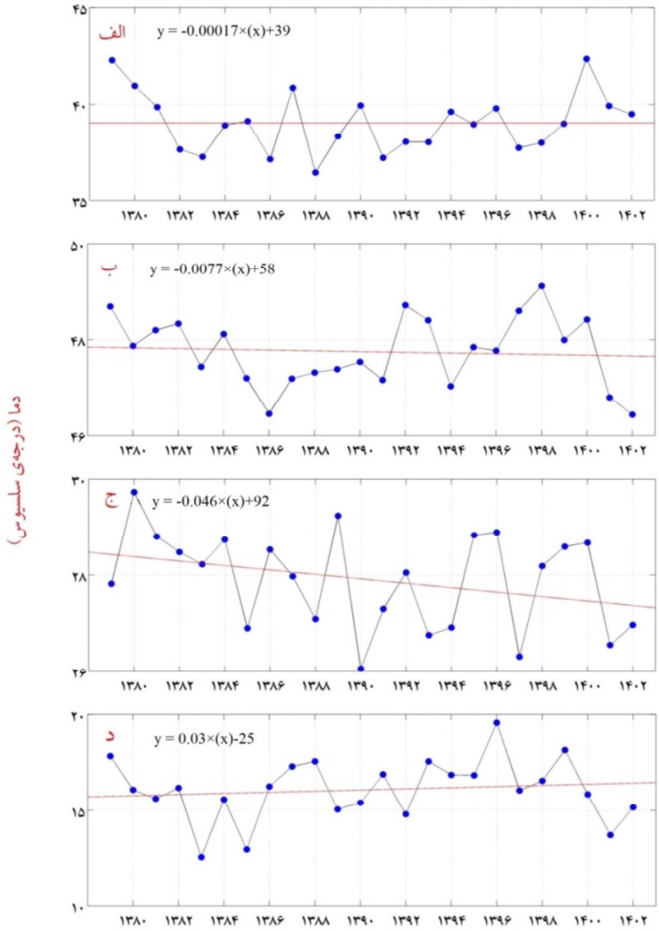
شکل۱: مدل رقومی ارتفاع حوضه‌ی گاوخونی (متر) و موقعیت نسبی آن در کشور. ***منبع: کیخسروی کیانی***

نتایج و بحث

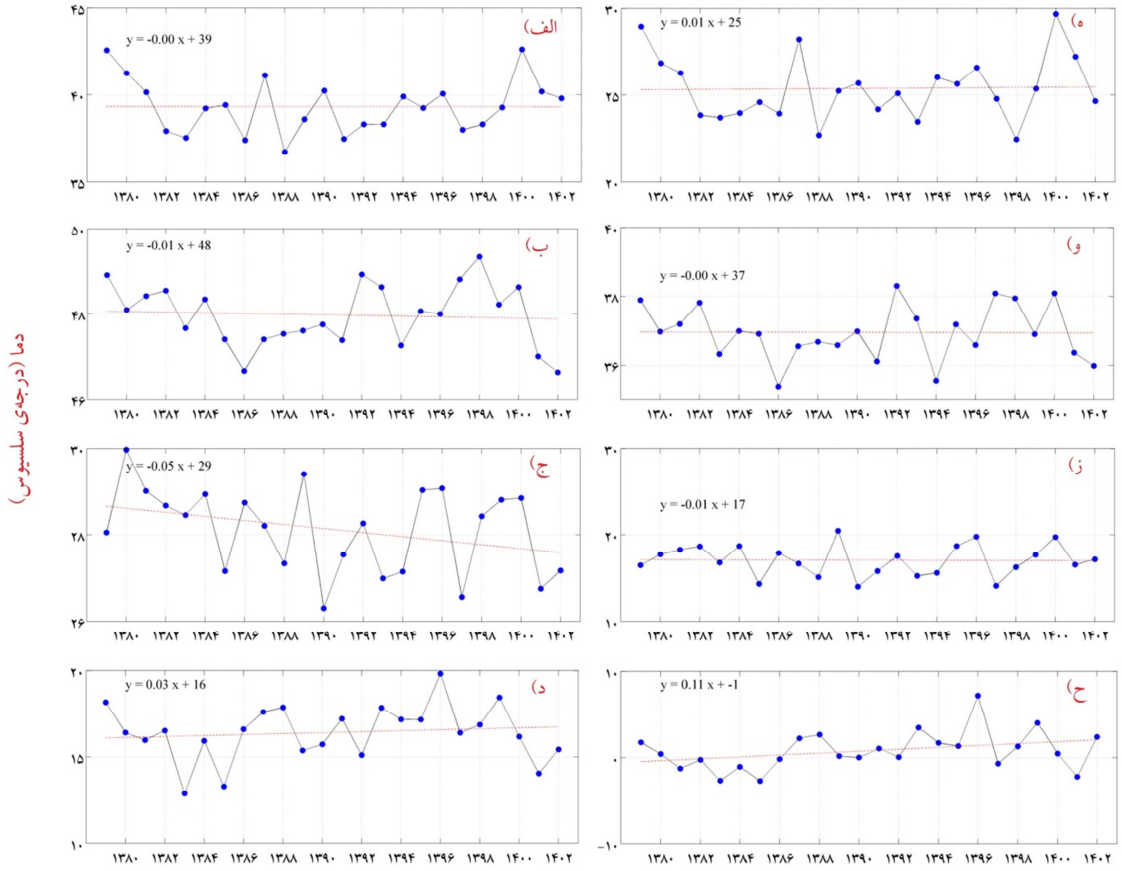
بررسی تغییرات زمانی دمای رویه در حوضه

برای بررسی جامع تغییرات دمای رویه در حوضه‌ی گاوخونی، سری زمانی تغییرات به‌صورت زمانی و مکانی محاسبه گردید. در شکل۴ سری زمانی تغییرات دما در حوضه به تفکیک هر فصل ارائه شده است. همان‌گونه که دیده می‌شود در فصل بهار و تابستان میانگین نرخ تغییرات در حوضه بسیار ناچیز است؛ چرا که مقدار شیب تغییرات دما با توجه به معادله‌ی خط بسیار ناچیز و عملاً صفر است (شکل۴، الف و ب). بیشترین نرخ تغییرات دما در حوضه در فصول پاییز و زمستان قابل‌رؤیت است. در فصل پاییز دما با آهنگ ۰/۰۴۶ درجه‌ی سلسیوس به ازاء هر سال در حال کاهش است (شکل۴، ج). بررسی تغییرات دما در فصل زمستان نیز گویای آن است که دمای رویه با آهنگ ۰/۰۳ درجه‌ی سلسیوس به ازاء هر سال در حال افزایش است (شکل۴، د). این مسئله را هم می‌بایست به یاد داشته باشیم که نمودارهای روند در شکل۴ به کمک میانگین تغییرات دمایی بیش از ۴۸۰۰۰ یاخته حاصل‌شده و آمیزه و ترکیبی از روندهای مثبت و منفی سبب خنثی شدن الگوی تغییرات می‌شود. اما برای بررسی دقیق‌تر تغییرات سری زمانی دمای رویه در حوضه، ارتفاعات حوضه بر اساس آستانه‌ی ارتفاعی ۲۸۰۰ متر به طبقات بلندتر و پایین‌تر از این آستانه بخش‌بندی شد. به این سبب این آستانه ارتفاعی انتخاب شد که یافته‌های مسعودیان و کیخسروی (۱۳۹۹) نشان می‌دهد تراز ارتفاعی ۲۸۰۰ متر در ایران یک تراز گذار است و ارتفاعات بلندتر از این آستانه برای انباشت پوشش برف مناسب هستند. بررسی تغییرات سری زمانی دمای رویه در فصول بهار و تابستان بر روی هر دو کمربند ارتفاعی نشان

می‌دهد نرخ تغییرات تقریباً با هم برابر است (شکل۵). اما در فصل پاییز در ارتفاعات کمتر از ۲۸۰۰ متر تغییرات کاشی با نرخ ۰/۰۵ درجه‌ی سلسیوس به ازاء هر سال دیده می‌شود؛ اما نرخ تغییرات کاهشی بر روی ارتفاعات بلندتر از ۲۸۰۰ متر آهنگ کوچک‌تری دارد (شکل۵، ج، ز). اما نکته درخور توجهی که در نمودار تغییرات سری زمانی دما در فصل زمستان دیده می‌شود، آهنگ بسیار بالای روند افزایشی دما در ارتفاعات بلندتر از ۲۸۰۰ متر است به‌گونه‌ای که نرخ آهنگ افزایش به ۰/۱۱ درجه‌ی سلسیوس می‌رسد که عدد بسیار قابل‌توجهی است و در واقع به نوعی کاهش گستره‌های پوشش برف را بازتاب می‌دهد (شکل۵، ح). اما جالب این که در طبقات پایین‌تر از ۲۸۰۰ متر نرخ افزایش بسیار کوچک‌تر بوده و به ۰/۰۳ درجه‌ی سلسیوس به ازاء هر سال می‌رسد (شکل۵، د).



شکل۴: میانگین سری زمانی دمای رویه در حوضه‌ی گاوخونی به تفکیک (الف، بهار)؛ (ب، تابستان)؛ (ج، پاییز) و (د، زمستان). منبع: *کیخسروی کیانی*



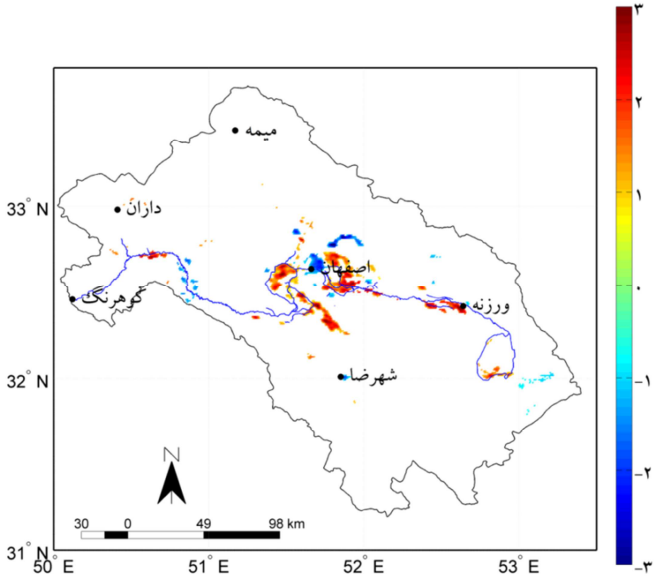
شکل۵: میانگین سری زمانی دمای رویه در حوضه‌ی گاوخونی برای طبقات ارتفاعی پایین‌تر از ۲۸۰۰ متر (الف، بهار)؛ (ب، تابستان)؛ (ج، پاییز) و (د، زمستان) و طبقات ارتفاعی بلندتر از ۲۸۰۰ متر (ه، بهار)؛ (و، تابستان)؛ (ز، پاییز) و (ح، زمستان). *منبع: کیخسروی کیانی*

بررسی تغییرات مکانی دما در حوضه

برای بررسی تغییرات مکانی دما در حوضه، شیب خط بر روی هر یک از ۴۸۴۴۰ یاخته درون حوضه محاسبه و مقادیری که در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنادار بودند، استخراج و ترسیم شد. واکاوی تغییرات دما در فصل بهار مشتمل بر ماه‌های فروردین، اردیبهشت و خرداد نشان می‌دهد، در بخش‌های میانی حوضه ترکیبی از روندهای مثبت و منفی دیده می‌شود که غلبه و چیرگی با روندهای افزایشی دماست. در بخش‌های شرقی حوضه نیز در منطقه ورزنه که جزء قطب‌های کشاورزی در منطقه در سال‌های گذشته بوده است، روند محسوس افزایش دما قابل‌رؤیت است و در این مناطق دما با نرخ ۳ درجه‌ی سلسیوس به ازاء هر دهه در حال افزایش است (شکل۶). بررسی آهنگ تغییرات دما برای فصل تابستان نشان می‌دهد همچون فصل بهار آمیزه‌ای از تغییرات کاهشی و افزایشی بر روی بخش‌های میانی حوضه دیده می‌شود به‌گونه‌ای که آهنگ افزایش در مناطق غربی شهر اصفهان که در گذشته‌ای نه چندان دور جزء قطب‌های کشاورزی بوده، به ۴ درجه‌ی سلسیوس به ازاء هر دهه نیز می‌رسد. در منطقه ورزنه نیز که سال‌های قبل جزء قطب‌های کشاورزی در منطقه بوده روند افزایشی قابل‌ملاحظه‌ی دما قابل‌رؤیت است. در سایر بخش‌های حوضه به‌ویژه مناطق شرقی تغییرات ناچیز کاهشی دما قابل‌مشاهده است (شکل۷). ارزیابی تغییرات دمایی در فصل

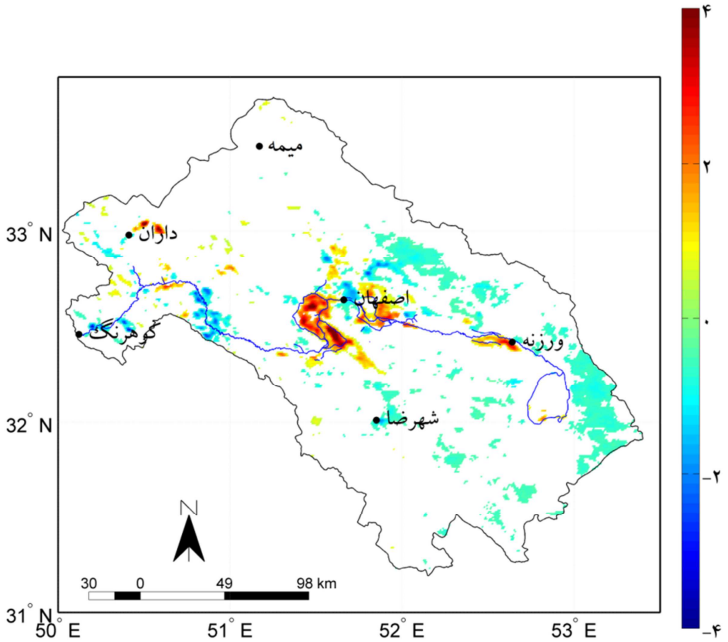
پاییز نشان می‌دهد همچون دو فصل بهار و تابستان در پیرامون اصفهان و همچنین منطقه ورزنه به‌عنوان قطب‌های تولید کشاورزی دمای رویه، البته با نرخی پایین‌تر با آهنگ ۲ درجه‌ی سلسیوس به ازاء هر دهه در حال افزایش است. اما در بخش‌های شرقی و جنوب‌شرقی حوضه دمای رویه با آهنگ تقریبی ۱ تا ۱/۵ درجه‌ی سلسیوس به ازاء هر دهه در حال کاهش است. نکته‌ی جالب‌تر این که در درون چاله‌ی گاوخونی به‌عنوان محلی که زاینده‌رود به آن ختم می‌شود، هیچ‌گونه روند دمایی دیده نمی‌شود (شکل۸)؛ اما سرتاسر اطراف آن روندهای کاهشی قابل‌مشاهده است. به نظر می‌رسد بازگشایی رودخانه‌ی زاینده‌رود در برخی سال‌ها برای کشت پاییزه سبب شده تا آب بر روی بستر آن جاری شده و همین مسئله از تغییر محسوس دما که در نهایت منجر به نشان دادن روند سالانه شود، جلوگیری نموده است. اما بررسی روند تغییرات دما در فصل زمستان نشان می‌دهد در ارتفاعات جنوب، شمال و غرب حوضه روند افزایشی و کاملاً محسوس دما قابل‌رؤیت است، به‌گونه‌ای که نرخ روند به ۳ درجه‌ی سلسیوس نیز در هر دهه نیز می‌رسد. در مناطق پیرامون اصفهان آهنگ کاهشی دما با نرخ تقریبی ۱ درجه‌ی سلسیوس به ازاء هر دهه قابل‌رؤیت است (شکل۹). بررسی تغییرات دمایی طی ۴ فصل سال در حوضه گویای آن بود که آمیزه‌ای از روند تغییرات دما قابل‌مشاهده است. برای بررسی این که تغییرات کاربری زمین چه تأثیری بر الگوی مکانی روند دما داشته است، داده‌های کاربری زمین سنجنده‌ی مودیس برای سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۲۲ استخراج و نقشه کاربری اراضی برای آغاز و پایان دوره مورد مطالعه ترسیم شد. بررسی پیوند میان تغییرات پوشش گیاهی و دمای رویه یکی از موضوعات مهمی است که در مطالعات مختلف به آن پرداخته شده است. این مسئله از آن جهت دارای اهمیت است که دمای رویه‌ی زمین با افزایش مناطق مسکونی و همچنین با افزایش مساحت زمین‌های بایر افزایش می‌یابد؛ اما دمای رویه به‌دنبال افزایش مساحت مناطق جنگلی، مناطق زیرکشت، نم‌زارها و توده‌های آبی به سبب ویژگی‌ها و خواص حرارتی این سطوح کاهش می‌یابد (گوها[1] و همکاران، ۲۰۱۸). برای واکاوی و بررسی تغییرات پوشش گیاهی در حوضه نقشه کاربری زمین برای آغاز دوره‌ی مطالعه یعنی سال ۲۰۰۱ و پایان آن یعنی سال ۲۰۲۲ ترسیم شد. شکل۱۰ کاربری اراضی حوضه را برای سال ۲۰۰۱ و ۲۰۲۲ نشان می‌دهد. برجسته‌ترین تغییری که در کاربری زمین در آغاز و پایان دوره دیده می‌شود، کاهش چشم‌گیر گستره‌های زیرکشت در پیرامون غرب و شرق شهر اصفهان است. گستره‌ی مناطق زیر کشت در مرکز حوضه در سال ۲۰۰۱ بسیار بیشتر از زمان حال بوده است؛ اما در پایان دوره‌ی مورد مطالعه با خشکی رودخانه، مناطق زیر کشت نیز بسیار کم‌تر شده است، همین کاهش گستره‌های زیر کشت خود را به شکل افزایش دمای رویه آن هم با نرخ‌های بالا (میان ۲ تا ۴ درجه‌ی سلسیوس در دهه) نشان داده است.

[1] - Guha et al.

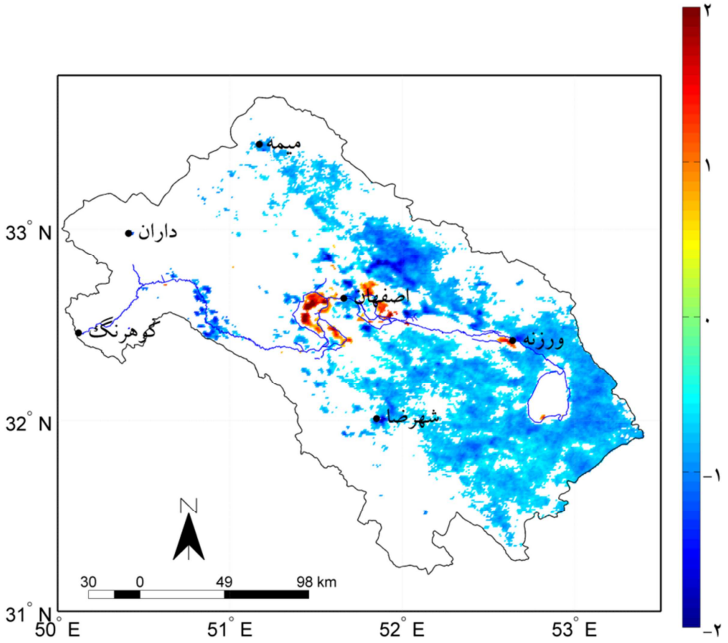


شکل۶: روند تغییرات دمای رویه در فصل بهار (درجه‌ی سلسیوس در دهه)؛ گستره‌های سفیدرنگ مناطق فاقد روند را نشان می‌دهند.

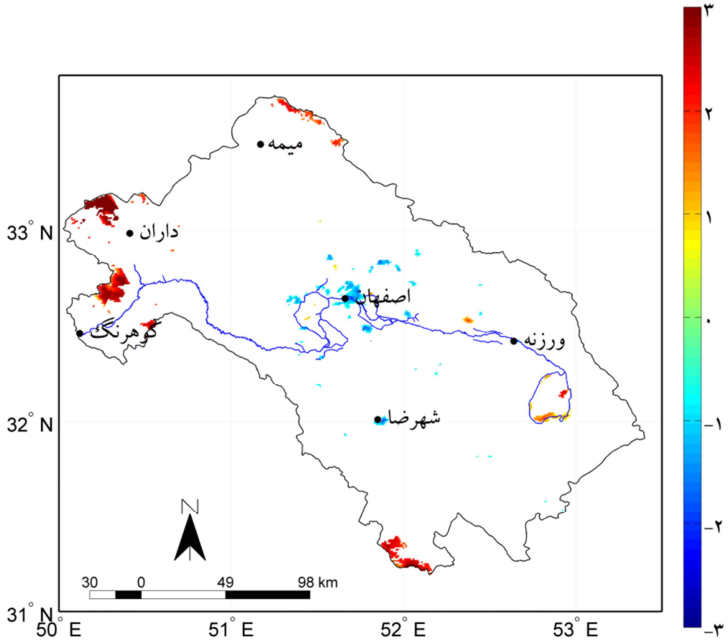
منبع: کیخسروی کیانی



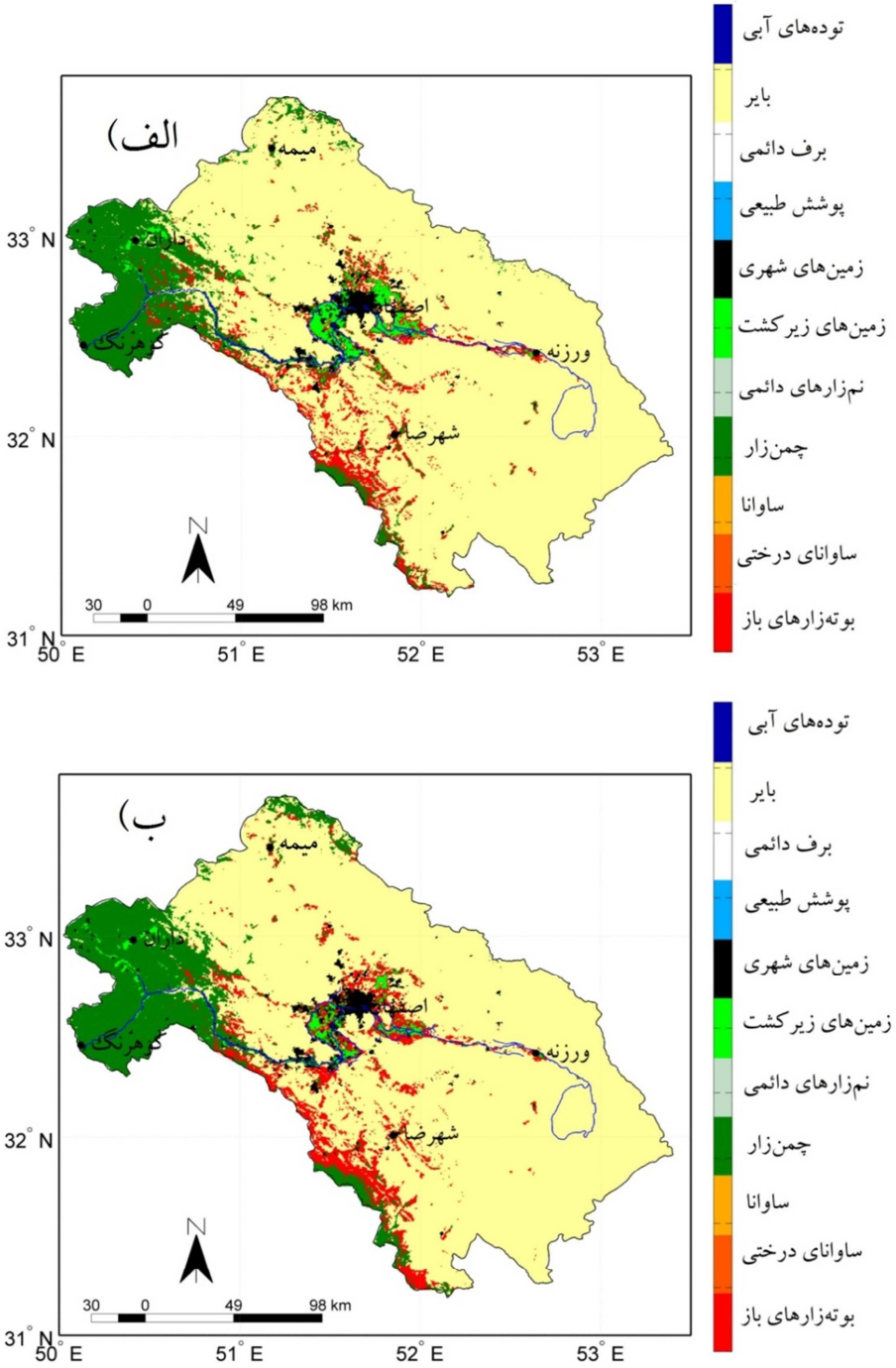
شکل۷: روند تغییرات دمای رویه در فصل تابستان (درجه‌ی سلسیوس در دهه). ***منبع: کیخسروی کیانی***



شکل۸: روند تغییرات دمای رویه در فصل پاییز (درجه‌ی سلسیوس در دهه). *منبع: کیخسروی کیانی*



شکل۹: روند تغییرات دمای رویه در فصل زمستان (درجه‌ی سلسیوس در دهه). *منبع: کیخسروی کیانی*



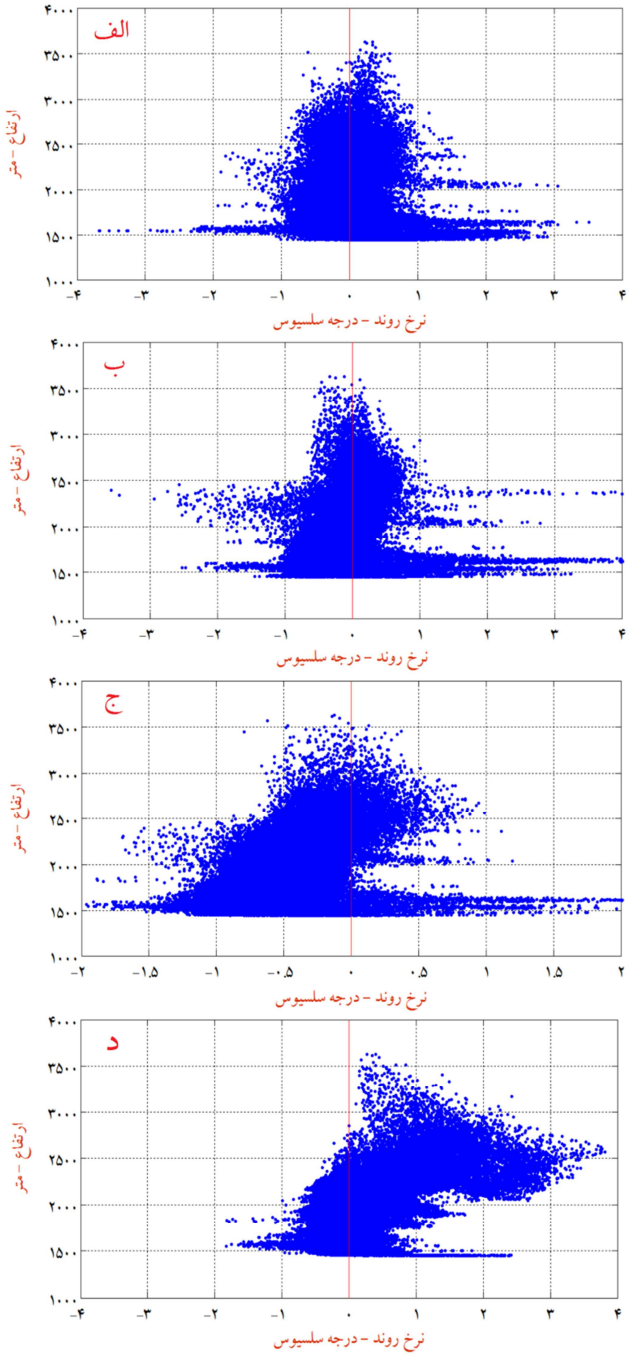
شکل۱۰: نقشه‌ی کاربری زمین در سال ۲۰۰۱ (الف)؛ نقشه‌ی کاربری زمین در سال ۲۰۲۲ (ب) در حوضه‌ی گاوخونی. منبع: کیخسروی کیانی

بررسی رفتار تغییرات دمایی در کمربندهای ارتفاعی

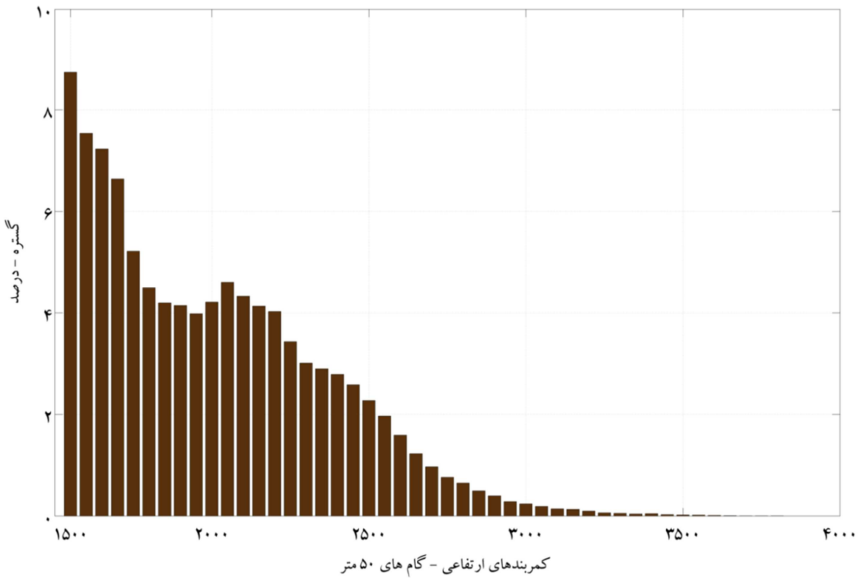
به منظور بررسی تغییرات دمایی به تفکیک هر فصل و در هر یک کمربندهای ارتفاعی مختلف، در گام نخست شیب تغییرات بر روی هر یک از ۴۸۴۴۰ یاخته درون حوضه استخراج و ارتفاع متناظر با همان یاخته نیز از مدل رقومی ارتفاع استخراج و نمودارهای پراکندگی مربوطه به تفکیک هر فصل ترسیم شد. بررسی تغییرات به تفکیک هر یک از کمربندهای ارتفاعی از آن جهت دارای اهمیت است که میزان تغییرات دمایی برای هر یک گروه‌های ارتفاعی مشخص می‌شود و ازآنجا که منبع عمده‌ی تأمین آب رودخانه‌ی زاینده‌رود انباره‌های برفی در بلندی‌ها هستند، تغییرات افزایشی دما در ارتفاعات حوضه می‌تواند تبعات ناگواری برای حوضه داشته باشد. قابل یادآوری است که نرخ تغییرات دما بر روی هر یک از ۴۸۴۴۰ یاخته در درون حوضه به تفکیک هر یک از فصول ترسیم شده است. ترسیم نرخ شیب تمام نقاط از آن جهت انجام شد تا الگوی کلی و گرایش کلی تغییرات استخراج شود و نه الزاماً نقاطی که دارای روند معنادار بودند. بررسی تغییرات کلی دما در فصل بهار نشان می‌دهد به‌طورکلی نرخ‌های تغییر مثبت و منفی در درون حوضه در هر یک از طبقات ارتفاعی دیده می‌شود. نکته قابل‌توجه در این نمودار، گرایش مثبت نرخ تغییرات دمایی در ارتفاعات ۳۲۰۰ متر به بالا در حوضه است (شکل۱۱، الف). بررسی نرخ تغییرات دما در فصل تابستان نشان می‌دهد در طبقات ارتفاعی ۱۵۰۰ تا ۱۷۰۰ متر تغییرات افزایشی دما با نرخ‌های بسیار بالا قابل‌رؤیت است. نرخ بالای تغییرات در این کمربند ارتفاعی بیشتر به سبب کاسته شدن از گستره‌ی زمین‌های زیر کشت در حوضه است که با الگویی که در نقشه‌های روند تغییرات دمایی و همچنین تغییرات گستره‌های زیر کشت در حوضه دیده می‌شود، کاملاً قابل‌توجیه بوده و دارای تطابق و هماهنگی است. بررسی الگوی تغییرات دمایی در فصل پاییز در کمربندهای ارتفاعی مختلف نشان می‌دهد آمیزه‌ای از تغییرات مثبت و منفی دما در حوضه قابل‌رؤیت است؛ اما تغییرات کاهشی دما در کمربندهای کم‌ارتفاع‌تر حوضه نسبت به تغییرات افزایشی دارای چیرگی بیشتری است. اما در طبقات ۲۵۰۰ تا ۳۰۰۰ متر تغییرات افزایشی دارای نمود بیشتری است. اما قابل یادآوری است که در مقایسه با دیگر فصول نرخ تغییرات دمایی در فصل پاییز از دیگر فصول پایین‌تر است و کمینه و بیشینه‌ی آن بین ۲- تا ۲ در نوسان است (شکل۱۱، ج). بررسی روند تغییرات دمایی در فصل زمستان نشان می‌دهد در طبقات ارتفاعی ۱۵۰۰ تا ۲۵۰۰ متر ترکیبی از روندهای مثبت و منفی قابل‌رؤیت است. اما نکته‌ی مهم و قابل‌توجه این که به‌طور تقریبی از ارتفاع ۲۵۰۰ متر به بالا در حوضه روند و تغییرات افزایشی دمای رویه دیده می‌شود و از این ارتفاع به بالا فقط روندهای مثبت دمایی قابل-مشاهده است (شکل۱۱، د). این مسئله از این جهت دارای اهمیت دوچندان است که پوشش‌ها و انباره‌های برفی در فصل زمستان نقش برجسته‌ای در پایداری آب رودخانه زاینده‌رود دارند و تغییرات دمایی می‌تواند بر روی منابع برفی حوضه اثرات ناگوار و سویی داشته باشد. همچنین، ممکن است روند معنادار افزایش دما بر روی ارتفاعات حوضه نیز به سبب کاهش انباره‌های برفی و کاهش میزان سپیدایی باشد که خود را به‌صورت افزایش دما بر روی بلندی‌ها نشان داده است. اما نکته‌ی بسیار مهم‌تر این که طبقات بالای ارتفاعی در حوضه سهم بسیار کمی از مساحت حوضه را پوشش می‌دهند. شکل۱۲، درصد مساحت هر یک از طبقات ارتفاعی را با گام‌های ۵۰ متری نشان می‌دهد. همان‌گونه که دیده می‌شود طبقات ارتفاعی ۲۵۰۰ متر و بالاتر سهم بسیار کمی از گستره‌ی حوضه را در بر می‌گیرند. یافته‌های کیخسروی کیانی و مسعودیان (۱۳۹۹) نشان می‌دهد تراز ارتفاعی ۲۸۰۰ متر در ایران یک تراز ارتفاعی آستانه‌ای حساب می‌شود، به‌گونه‌ای که در ارتفاعات کمتر از ۲۸۰۰ متر نقش دما در ماندگاری پوشش برف از نقش بارش بسیار

پررنگ‌تر است. کمربندهای میانی بیشترین آسیب را از گرمایش جهانی می‌بینند. دلیل آن هم این است که در ارتفاعات بلند منطقه همیشه شرایط ریزش بیشتر به شکل برف است و در نهایت انباشت برف به سبب سرمایش کافی در فصول سرد مهیاست و می‌توان گفت بارش تنها عاملی است که تعیین‌کننده‌ی وردش‌های پوشش برف است. اما در ارتفاعات پایین‌تر افزون بر نقش بارش می‌توان به نقش دما نیز اشاره کرد. در این ارتفاعات همیشه شرایط دمایی برای ریزش به شکل برف و انباشت آن مهیا نیست و اگر سرمایش کافی وجود نداشته باشد با افزایش مقدار بارش ممکن است حتی تغییری در گستره‌ی پوشش برف و شمار روزهای برف‌پوشان رخ ندهد. یافته‌های این پژوهش با نتایج پژوهش آگیولارلوم[1] و همکاران (۲۰۱۹) در منطقه‌ی آند دارای تطابق و هماهنگی است. ایشان تغییرات دمای رویه را در منطقه‌ی آند واقع در ۷ تا ۲۰ درجه‌ی جنوبی به کمک داده‌های سنجنده‌ی مودیس برای بازه‌ی زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ ارزیابی نمودند. یافته‌ها نشان می‌دهد دمای روز هنگام رویه در فصل زمستان در بیشتر مناطق دارای آهنگی افزایشی است، به‌گونه‌ای که نرخ روند ۱ درجه‌ی سلسیوس به ازاء هر دهه می‌باشد. همچنین، یافته‌های این پژوهشگران آشکار ساخت نرخ روند در کمربندهای ارتفاعی بالاتر نیرومندتر است، به‌گونه‌ای که در کمربند ارتفاعی ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ متر نرخ روند ۰/۵ درجه‌ی سلسیوس در هر دهه و در ارتفاعات بالاتر از ۵۰۰۰ متر نرخ روند در حدود ۱/۷ درجه‌ی سلسیوس در هر دهه می‌باشد. همچنین، واکاوی‌ها نشان می‌دهد نرخ روند افزایشی دمای شب-هنگام رویه در فصل زمستان به‌طور پیوسته با افزایش ارتفاع بیشتر می‌شود که افزایش نرخ روند با افزایش ارتفاع می-تواند تبعات ناگواری را برای منابع آبی و اکوسیستم‌هایی که در بلندی‌های آند قرار دارد داشته باشد. این نکته را نیز باید به یاد داشته باشیم که نرخ بالاتر روند افزایش دما در بلندی‌ها و ارتفاعات نسبت به مناطق کم‌ارتفاع‌تر سبب آب شدن یخچال‌ها و پوشش‌های برفی، گشوده شدن خاک‌های منجمد و یخ‌زده و در نهایت منجر به ناپایداری تأمین آب رودخانه‌ها می‌شود. همچنین، کاهش تنوّع‌زیستی و مواجه اکوسیستم‌های محلی و مناطق پیرامون آن با چالش‌ها و خطرات مختلف از پیامدهای این مسئله است (ایمرزل و بیرکنز[2]، ۲۰۱۲؛ یانگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ کوون[3] و همکاران، ۲۰۱۷؛ یائو و همکاران، ۲۰۱۹).

[1] - Aguilar-Lome et al.
[2] - Immerzeel & Bierkens
[3] - Koven et al.



شکل۱۱: نرخ شیب تغییرات دما در حوضه به تفکیک هر یک از فصول و هر یک از کمربندهای ارتفاعی با گام‌های ارتفاعی یک متر به تفکیک (الف، بهار)؛ (ب، تابستان)؛ (ج، پاییز) و (د، زمستان). *منبع: کیخسروی کیانی*



شکل۱۲: درصد توزیع ارتفاعات در حوضه‌ی گاوخونی. *منبع: کیخسروی کیانی*

نتیجه‌گیری

هدف از این مطالعه‌ی، بررسی جامع تغییرات زمانی و مکانی دمای رویه‌ی زمین در حوضه‌ی گاوخونی به کمک داده‌های سنجنده‌ی مودیس در تفکیک زمانی روزانه و در تفکیک مکانی ۱ × ۱ کیلومتری می‌باشد که برای این منظور داده‌های این سنجنده برای دوره‌ی زمانی ۱۳۷۹/۱/۱ تا ۱۴۰۲/۱۲/۲۹ از تارنمای سازمان فضایی ایالات‌متحده برداشت شد. برای بررسی تغییرات دمایی شیب خط بر روی ۴۸۴۴۰ یاخته‌ای که در درون حوضه قرار داشت محاسبه گردید. در فصول بهار، تابستان و پاییز بر روی قطب‌های کشاورزی حوضه تغییرات بسیار محسوس افزایشی دما قابل-رؤیت است، به‌گونه‌ای که نرخ روند در این مناطق بین ۲ تا ۴ درجه‌ی سلسیوس به ازاء هر دهه است. برای بررسی چرایی روند بر روی این مناطق به کمک داده‌های کاربری زمین سنجنده‌ی مودیس، تغییرات کاربری زمین بر روی حوضه برای آغاز و پایان دوره‌ی مورد مطالعه ترسیم شد. بررسی تغییرات کاربری زمین به روشنی گویای آن بود که گستره‌ی زمین‌های زیر کشت به‌ویژه در قطب‌های کشاورزی شرق و غرب پیرامون شهر اصفهان در پایان دوره نسبت به آغاز دوره مورد مطالعه تغییرات کاهشی چشم‌گیری را نشان می‌دهد که این مسئله بازتابی از خشکی رودخانه‌ی زاینده‌رود است؛ چراکه در سال‌های گذشته با جاری بودن رودخانه آب کافی برای کشاورزی وجود داشته است که به-دنبال خشکی رودخانه گستره‌های زیر کشت نیز به شدت کاهش یافته است و ازآنجا که پوشش گیاهی عامل مهمی در تعدیل دماست، کاهش مناطق زیر کشت و تبدیل آن به زمین‌های بایر منجر به افزایش دمای رویه در مناطق یادشده گردیده است. بررسی روند تغییرات دمایی در فصل زمستان نشان می‌دهد در ارتفاعات شمالی و جنوبی و همچنین مناطق مرتفع غربی روند افزایش چشم‌گیر دما به‌خوبی قابل‌رؤیت است و ازآنجا که انباره‌های برفی بر روی ارتفاعات عمده تأمین‌کننده‌ی آب رودخانه‌ی زاینده‌رود به‌شمار می‌آیند، این مسئله می‌تواند تبعات و پیامدهای سویی

را بر روی حوضه‌ی گاوخونی داشته باشد. یافته‌های مطالعه‌ی کنونی با نتایج پژوهش (رانگ‌والا و میلر[1]، ۲۰۱۲؛ زو[2] و همکاران، ۲۰۲۳؛ یانگ و همکاران، ۲۰۲۳) دارای تطابق و هماهنگی است. این پژوهشگران نیز نشان دادند نرخ تغییرات دما با افزایش ارتفاع نیرومندتر می‌شود. پیشنهاد می‌شود در مطالعات آینده برای بررسی ابعاد تغییر اقلیم و پیامدهای آن بر روی خشکی رودخانه‌ی زاینده‌رود به مسئله تغییرات رژیم برف‌گیری و شاخص‌های تغییرات بارش نیز پرداخته شود تا ریشه‌های طبیعی خشکی رودخانه‌ی زاینده‌رود و راهکارهای احیاء آن به‌طور دقیق‌تری ارزیابی گردد.

منابع

آباد، بهروز؛ صلاحی، برومند؛ رئیس‌پور، کوهزاد؛ مرادی، مسعود. (۱۴۰۱). برآورد تلفیقی دمای شب‌هنگام سطح زمین در حوضه آبریز جازموریان با استفاده از داده‌های سنجنده‌ی مودیس ماهواره‌های Terra/Aqua. مجله‌ی فیزیک زمین و فضا، ۴۸(۱)، ۱۱۱-۹۳.

احمدی، محمود؛ داداشی، عباسعلی؛ احمدی، حمزه. (۱۳۹۷). پایش دمای شب‌هنگام سطح زمین در گستره‌ی ایران مبتنی بر برونداد سنجنده‌ی (MODIS). فصلنامه تحقیقات جغرافیایی،۳۳(۱)،۱۷۴-۱۹۰.

حلبیان، امیرحسین؛ کیخسروی کیانی، محمدصادق. (۱۳۹۵). شناسایی ساختار مکانی دمای رویه‌ی زمین در حوضه‌ی زاینده‌رود با بهره‌گیری از داده‌های عددی ماهواره‌ای. مجله‌ی آمایش جغرافیایی فضا، ۲۶(۷)، ۱۲۸-۱۱۵.

کیخسروی کیانی، محمدصادق؛ مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۹۹). واکاوی روند تغییرات آغاز فصل انباشت پوشش برف در ایران با بهره‌گیری از داده‌های سنجش‌ازدور. مجله‌ی جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، ۷۷(۱)، ۱۴-۱.

Abowarda, A. S., Bai, L., Zhang, C., Long, D., Li, X., Huang, Q., & Sun, Z. (2021). Generating surface soil moisture at 30 m spatial resolution using both data fusion and machine learning toward better water resources management at the field scale. Remote Sensing of Environment, 255, 112301.

Aguilar-Lome, J., Espinoza-Villar, R., Espinoza, J.-C., Rojas-Acuña, J., Willems, B. L., & Leyva-Molina, W.-M. (2019). Elevation-dependent warming of land surface temperatures in the Andes assessed using MODIS LST time series (2000–2017). International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 77, 119-128.

Akbari, M., Toomanian, N., Droogers, P., Bastiaanssen, W., & Gieske, A. (2007). Monitoring irrigation performance in Esfahan, Iran, using NOAA satellite imagery. Agricultural water management, 88(1-3), 99-109.

Dash, P., Göttsche, F.-M., Olesen, F.-S., & Fischer, H. (2002). Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: Theory and practice-current trends. International journal of remote sensing, 23(13), 2563-2594.

Duan, S.-B., Li, Z.-L., Li, H., Göttsche, F.-M., Wu, H., Zhao, W., Coll, C. (2019). Validation of Collection 6 Modis land surface temperature product using in situ measurements. Remote Sensing of Environment, 225, 16-29.

Eleftheriou, D., Kiachidis, K., Kalmintzis, G., Kalea, A., Bantasis, C., Koumadoraki, P., . . . Gemitzi, A. (2018). Determination of annual and seasonal daytime and nighttime trends of MODIS LST over Greece-climate change implications. Science of the Total Environment, 616, 937-947.

Gandomkar, A., & Fouladi, K. (2012). The necessity of optimized management on surface water sources of Zayanderood basin. International Journal of Geological and Environmental Engineering, 6(5), 241-245.

Guha, S., Govil, H., Dey, A., & Gill, N. (2018). Analytical study of land surface temperature with Ndvi and Ndbi using Landsat 8 OLI and TIRS data in Florence and Naples city, Italy. European Journal of Remote Sensing, 51(1), 667-678.

Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M., & Lo, K. (2010). Global surface temperature change. Reviews of Geophysics, 48(4).

Immerzeel, W., & Bierkens, M. (2012). Asia's water balance. Nature Geoscience, 5(12), 841-842.

Koven, C. D., Hugelius, G., Lawrence, D. M., & Wieder, W. R. (2017). Higher climatological temperature sensitivity of soil carbon in cold than warm climates. Nature Climate Change, 7(11), 817-822.

Li, Z., Duan, S., Tang, B., Wu, H., Ren, H., Yan, G., Leng, P. (2016). Review of methods for land surface temperature derived from thermal infrared remotely sensed data. Journal of remote sensing, 20(5), 899-920.

Liu, T., Zhou, C., Zhang, H., Huang, B., Xu, Y., Lin, L., Xiao, Y. (2021). Ambient temperature and years of life lost: a national study in China. The Innovation, 2(1).

Luintel, N., MA, W., MA, Y., Wang, B., & Subba, S. (2019). Spatial and temporal variation of daytime and nighttime MODIS land surface temperature across Nepal. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 12(5), 305-312.

1 - Rangwala & Miller
2 - Zhou et al.

Noi, P. T., Kappas, M., & Degener, J. (2016). Estimating daily maximum and minimum land air surface temperature using MODIS land surface temperature data and ground truth data in Northern Vietnam. Remote Sensing, 8(12), 1002.
Ouyang, X., Chen, D., Feng, Y., & Lei, Y. (2019). Comparison of seasonal surface temperature trend, spatial variability, and elevation dependency from satellite-derived products and numerical simulations over the Tibetan Plateau from 2003 to 2011. International journal of remote sensing, 40(5-6), 1844-1857.
Qin, J., Yang, K., Liang, S., & Guo, X. (2009). The altitudinal dependence of recent rapid warming over the Tibetan Plateau. Climatic Change, 97(1), 321-327.
Rangwala, I., & Miller, J. R. (2012). Climate change in mountains: a review of elevation-dependent warming and its possible causes. Climatic Change, 114, 527-547.
Stroppiana, D., Antoninetti, M., & Brivio, P. A. (2014). Seasonality of MODIS LST over Southern Italy and correlation with land cover, topography and solar radiation. European Journal of Remote Sensing, 47(1), 133-152.
Trigo, I. F., Monteiro, I. T., Olesen, F., & Kabsch, E. (2008). An assessment of remotely sensed land surface temperature. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 113(D17).
Vancutsem, C., Ceccato, P., Dinku, T., & Connor, S. J. (2010). Evaluation of Modis land surface temperature data to estimate air temperature in different ecosystems over Africa. Remote Sensing of Environment, 114(2), 449-465.
Voogt, J. A., & Oke, T. R. (2003). Thermal remote sensing of urban climates. Remote Sensing of Environment, 86(3), 370-384.
Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Q., & Li, Z., L. (2004). Quality assessment and validation of the MODIS global land surface temperature. International journal of remote sensing, 25(1), 261-274.
Yang, K., Wu, H., Qin, J., Lin, C., Tang, W., & Chen, Y. (2014). Recent climate changes over the Tibetan Plateau and their impacts on energy and water cycle: A review. Global and Planetary Change, 112, 79-91.
Yang, M., Zhao, W., Cai, J., Yang, Y., & Fu, H. (2023). Evaluation of consistency among MODIS land surface temperature products for monitoring surface warming trend over the Tibetan Plateau. Earth and Space Science, 10(1), e2022EA002611.
Yang, Y. Z., Cai, W. H., & Yang, J. (2017). Evaluation of Modis land surface temperature data to estimate near-surface air temperature in Northeast China. Remote Sensing, 9(5), 410.
Yao, T., Xue, Y., Chen, D., Chen, F., Thompson, L., Cui, P., Mosbrugger, V. (2019). Recent third pole’s rapid warming accompanies cryospheric melt and water cycle intensification and interactions between monsoon and environment: Multidisciplinary approach with observations, modelling, and analysis. Bulletin of the American Meteorological Society, 100(3), 423-444.

University of Sistan and Baluchestan
Journal of Natural Environment Hazards
Print ISSN: 2676 - 4377 Online ISSN: 2676 - 4385
Homepage: https://jneh.usb.ac.ir

References

References (in Persian)

Abad, B., Salahi, B., Raispour, R., Moradi, M. (2022). Combined Estimation of Nighttime Land Surface Temperature in Jazmourian Drainage Basin Using MODIS Sensor Data of Terra/Aqua Satellites. Journal of the Earth and Space Physics, 48(1), pp 93-111. [In Persian].

Ahmadi, M., Dadashi-Roudbari, A., Ahmadi, H. (2018). Monitoring of the Night Time Land Surface Temperature in Iran Based on Output of the MODIS. Geographical Research, 33 (1), pp 174-190. [In Persian].

Halabian, AH., Keikhosravi-Kiany, MS. (2018). Identification of the spatial structure of land surface temperature over Zayanderoud River Basin based on numerical remote sensing data. Geographical Planning of Space Quarterly Journal, 7(26), pp 115-128. [In Persian].

Keikhosravi Kiany, MS., Masoodian, SA. (2020). Trend analysis of snow accumulation season start in Iran using remote sensing data. Journal of Geography and Environmental Planning. 31(77), 1-14. [In Persian].

References (in English)

Abowarda, A. S., Bai, L., Zhang, C., Long, D., Li, X., Huang, Q., & Sun, Z. (2021). Generating surface soil moisture at 30 m spatial resolution using both data fusion and machine learning toward better water resources management at the field scale. Remote Sensing of Environment, 255, 112301.

Aguilar-Lome, J., Espinoza-Villar, R., Espinoza, J.-C., Rojas-Acuña, J., Willems, B. L., & Leyva-Molina, W.-M. (2019). Elevation-dependent warming of land surface temperatures in the Andes assessed using MODIS LST time series (2000–2017). International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 77, 119-128.

Akbari, M., Toomanian, N., Droogers, P., Bastiaanssen, W., & Gieske, A. (2007). Monitoring irrigation performance in Esfahan, Iran, using NOAA satellite imagery. Agricultural water management, 88(1-3), 99-109.

Dash, P., Göttsche, F.-M., Olesen, F.-S., & Fischer, H. (2002). Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: Theory and practice-current trends. International journal of remote sensing, 23(13), 2563-2594.

Duan, S.-B., Li, Z.-L., Li, H., Göttsche, F.-M., Wu, H., Zhao, W., Coll, C. (2019). Validation of Collection 6 Modis land surface temperature product using in situ measurements. Remote Sensing of Environment, 225, 16-29.

Eleftheriou, D., Kiachidis, K., Kalmintzis, G., Kalea, A., Bantasis, C., Koumadoraki, P., . . . Gemitzi, A. (2018). Determination of annual and seasonal daytime and nighttime trends of MODIS LST over Greece-climate change implications. Science of the Total Environment, 616, 937-947.

Gandomkar, A., & Fouladi, K. (2012). The necessity of optimized management on surface water sources of Zayanderood basin. International Journal of Geological and Environmental Engineering, 6(5), 241-245.

Guha, S., Govil, H., Dey, A., & Gill, N. (2018). Analytical study of land surface temperature with Ndvi and Ndbi using Landsat 8 OLI and TIRS data in Florence and Naples city, Italy. European Journal of Remote Sensing, 51(1), 667-678.

Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M., & Lo, K. (2010). Global surface temperature change. Reviews of Geophysics, 48(4).

Immerzeel, W., & Bierkens, M. (2012). Asia's water balance. Nature Geoscience, 5(12), 841-842.

Koven, C. D., Hugelius, G., Lawrence, D. M., & Wieder, W. R. (2017). Higher climatological temperature sensitivity of soil carbon in cold than warm climates. Nature Climate Change, 7(11), 817-822.

Li, Z., Duan, S., Tang, B., Wu, H., Ren, H., Yan, G., Leng, P. (2016). Review of methods for land surface temperature derived from thermal infrared remotely sensed data. Journal of remote sensing, 20(5), 899-920.

Liu, T., Zhou, C., Zhang, H., Huang, B., Xu, Y., Lin, L., Xiao, Y. (2021). Ambient temperature and years of life lost: a national study in China. The Innovation, 2(1).

Luintel, N., MA, W., MA, Y., Wang, B., & Subba, S. (2019). Spatial and temporal variation of daytime and nighttime MODIS land surface temperature across Nepal. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 12(5), 305-312.

Noi, P. T., Kappas, M., & Degener, J. (2016). Estimating daily maximum and minimum land air surface temperature using MODIS land surface temperature data and ground truth data in Northern Vietnam. Remote Sensing, 8(12), 1002.

Ouyang, X., Chen, D., Feng, Y., & Lei, Y. (2019). Comparison of seasonal surface temperature trend, spatial variability, and elevation dependency from satellite-derived products and numerical simulations over the Tibetan Plateau from 2003 to 2011. International journal of remote sensing, 40(5-6), 1844-1857.

Qin, J., Yang, K., Liang, S., & Guo, X. (2009). The altitudinal dependence of recent rapid warming over the Tibetan Plateau. Climatic Change, 97(1), 321-327.

Rangwala, I., & Miller, J. R. (2012). Climate change in mountains: a review of elevation-dependent warming and its possible causes. Climatic Change, 114, 527-547.

Stroppiana, D., Antoninetti, M., & Brivio, P. A. (2014). Seasonality of MODIS LST over Southern Italy and correlation with land cover, topography and solar radiation. European Journal of Remote Sensing, 47(1), 133-152.

Trigo, I. F., Monteiro, I. T., Olesen, F., & Kabsch, E. (2008). An assessment of remotely sensed land surface temperature. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 113(D17).

Vancutsem, C., Ceccato, P., Dinku, T., & Connor, S. J. (2010). Evaluation of Modis land surface temperature data to estimate air temperature in different ecosystems over Africa. Remote Sensing of Environment, 114(2), 449-465.

Voogt, J. A., & Oke, T. R. (2003). Thermal remote sensing of urban climates. Remote Sensing of Environment, 86(3), 370-384.
Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Q., & Li, Z., L. (2004). Quality assessment and validation of the MODIS global land surface temperature. International journal of remote sensing, 25(1), 261-274.
Yang, K., Wu, H., Qin, J., Lin, C., Tang, W., & Chen, Y. (2014). Recent climate changes over the Tibetan Plateau and their impacts on energy and water cycle: A review. Global and Planetary Change, 112, 79-91.
Yang, M., Zhao, W., Cai, J., Yang, Y., & Fu, H. (2023). Evaluation of consistency among MODIS land surface temperature products for monitoring surface warming trend over the Tibetan Plateau. Earth and Space Science, 10(1), e2022EA002611.
Yang, Y. Z., Cai, W. H., & Yang, J. (2017). Evaluation of Modis land surface temperature data to estimate near-surface air temperature in Northeast China. Remote Sensing, 9(5), 410.
Yao, T., Xue, Y., Chen, D., Chen, F., Thompson, L., Cui, P., Mosbrugger, V. (2019). Recent third pole's rapid warming accompanies cryospheric melt and water cycle intensification and interactions between monsoon and environment: Multidisciplinary approach with observations, modelling, and analysis. Bulletin of the American Meteorological Society, 100(3), 423-444.