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.13, Issue 40, June 2024

Evaluation of temporal-spatial changes of aerosol optical depth in the South Baluchestan basin

Parvin Mohammadi[1], Majid Montazeri[2*], Seyed Abolfazl Masoodian[3]

1. PhD Student of Climatology, Department of Physical Geography, University of Isfahan, Isfahan, Iran
2. *Corresponding Author,* Associate Professor of Climatology, Department of Physical Geography, University of Isfahan, Isfahan, Iran
3. Professor of Climatology, Department of Physical Geography, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Article Info

Article type:
Research Article

Article history:
Received: 30 October 2023
Revised: 03 January 2024
Accepted: 31 January 2024

Keywords:
Aerosol optical depth, Modis Terra sensor, principal component analysis, cluster analysis, South Baluchestan basin.

ABSTRACT

Aerosol optical depth (AOD) is a dimensionless quantity that shows the amount of light passing through the atmosphere and expresses the amount of absorption and scattering caused by aerosols in the path of light passage. Knowing AOD is necessary to understand its effects on air quality and provide a strategy of confrontation with it. South Baluchistan basin is affected by dust and high concentrations of aerosol due to its geographical location. Therefore, in this study, the tempo-spatial changes of AOD in this basin have been analyzed. In this research, the data of the AOD product (MOD 04 L2) and, the Deep Blue algorithm of MODIS sensor of Terra satellite during the period of 2002-2019 were used. Principal component analysis (PCA) and cluster analysis were used for data processing. The results showed that the first component alone explains 84% of the variance of the data. The pattern of temporal changes shows that this component exists throughout the year, but it decreases in the cold period and increases in the warm period of the year. Based on the temporal changes of the AOD, the basin can be divided into four temporal periods: winter, spring-autumn, transitional, and summer. The mean AOD reaches 0.69 in the summer pattern. This means that the basin has relatively dusty weather during the summer. Based on spatial distribution, the basin can be divided into three areas: mountainous, piedmont, and plains. The average AOD in the basin is 0.38, which reaches 0.62 in the plain zone. The AOD regime is the same in all three zones, but the plain zone is significantly different from the other two zones in terms of quantity. The high deal of AOD in this basin is related to regional factors that are active in the warm period of the year (Indian monsoon) in addition to local factors.

Cite this article: Mohammadi, P., Montazeri, M., & Masoodian, S. A. (2024). Evaluation of temporal-spatial changes of aerosol optical depth in the South Baluchestan basin. Journal of Natural Environmental Hazards, 13 (40), 95-112. DOI: 10.22111/jneh.2024.47074.1995

© Majid Montazeri
Publisher: University of Sistan and Baluchestan
DOI: 10.22111/jneh.2024.47074.1995

* Corresponding Author Email: m.montazeri@geo.ui.ac.ir

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

مجله علمی پژوهشی مخاطرات محیط طبیعی، دوره ۱۳، شماره ۴۰، تیر ۱۴۰۳

ارزیابی تغییرات زمانی–مکانی ژرفای نوری هواویزی در حوضه بلوچستان جنوبی

پروین محمدی[۱]، مجید منتظری[۲*]، سید ابوالفضل مسعودیان[۳]

۱. دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، دانشگاه اصفهان
۲. دانشیار آب و هواشناسی، دانشگاه اصفهان (نویسنده مسئول)
۳. استاد آب و هواشناسی، دانشگاه اصفهان

اطلاعات مقاله

نوع مقاله: مقاله پژوهشی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۸/۰۸

تاریخ ویرایش: ۱۴۰۲/۱۰/۱۳

تاریخ پذیرش : ۱۴۰۲/۱۱/۱۱

واژه‌های کلیدی:
ژرفای نوری هواویزی، سنجنده مودیس ترا، تحلیل مؤلفه اصلی، تحلیل خوشه‌ای، حوضه بلوچستان جنوبی.

چکیده

ژرفای نوری هواویزی کمیتی بی بعد است که میزان گذر پرتو نور در جو را نشان می‌دهد و بیانگر میزان جذب و پراکنش ناشی از هواویزها در مسیر عبور نور است. شناخت آن برای درک تأثیرات آن بر کیفیت هوا و ارائه راهکارهای مقابله با آن ضروری است. حوضه بلوچستان جنوبی به¬دلیل موقعیت جغرافیایی خود، تحت تأثیر گردوغبار و غلظت بالای هواویزی قرار دارد. ازاین¬رو در این پژوهش تغییرات زمانی-مکانی ژرفای نوری هواویزی، در این حوضه مورد واکاوی قرار گرفته است. برای دستیابی به این هدف از داده¬های فرآورده ژرفای نوری هواویزی (MOD 04 L2)، الگوریتم Deep Blue سنجنده مودیس ماهواره ترا با دقت مکانی ۱۰×۱۰ کیلومتر طی دوره آماری ۲۰۰۲-۲۰۱۹ بهره گرفته شد. سپس با استفاده از تحلیل مؤلفه‌های اصلی الگوهای زمانی و مکانی آن تفکیک شد. به کمک تحلیل خوشه‌ای الگوهای زمانی دسته‌بندی و الگوهای مکانی پهنه‌بندی گردید. نتایج واکاوی با روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی بر روی آرایه میانگین بلند مدت داده‌ها (۵۵۴۵۸×۳۶۵) نشان داد، سه مؤلفه‌ی اصلی در مجموع حدود ۹۰ درصد از پراش داده‌ها را تبیین می‌کنند که سهم مؤلفه اول ۸۴ درصد است. این مؤلفه الگوی کلی پراکندگی مکانی ژرفای نوری هواویزی حوضه را تبیین می¬کند و بسیار به الگوی مکانی میانگین بلندمدت، شبیه است. الگوی تغییرات زمانی نشان می‌دهد که این مؤلفه در تمام سال موجودیت دارد؛ اما در دوره سرد کاهش و در دوره گرم سال افزایش می‌یابد. بر اساس تغییرات زمانی ژرفای نوری هواویزی، حوضه به چهار دوره زمانی زمستانه، بهاره-پاییزه، گذار و تابستانه، قابل تفکیک است. میانگین ژرفای نوری هواویزی در الگوی تابستانه به ۰/۶۹ می‌رسد. این به مفهوم آنست که حوضه در دوره تابستان از هوای نسبتاً غبارآلودی برخوردار است. به لحاظ پراکندگی مکانی نیز حوضه به سه پهنه با بار غباری کم (کوهستانی)، بار غباری متوسط (پایکوهی) و بار غباری زیاد (پست جلگه‌ای) قابل پهنه¬بندی است. میانگین ژرفای نوری هواویزی در حوضه حدود ۰/۳۸ است که در پهنه جلگه‌ای به ۰/۶۲ می‌رسد. رژیم ژرفای نوری هواویزی در هر سه پهنه یکسان است؛ اما پهنه جلگه‌ای به لحاظ مقدار، با دو پهنه دیگر اختلاف چشمگیر دارد. بالا بودن مقدار ژرفای نوری هواویزی در این حوضه علاوه بر مؤلفه‌های محلی، به عوامل منطقه‌ای که در دوره گرم سال فعال می شود (موسمی هند)، مرتبط است.

استناد: محمدی، پروین، منتظری، مجید، مسعودیان، سید ابوالفضل. (۱۴۰۲). ارزیابی تغییرات زمانی-مکانی ژرفای نوری هواویزی در حوضه بلوچستان جنوبی. مخاطرات محیط طبیعی، ۱۳ (۴۰)، ۹۵-۱۱۲. DOI: 10.22111/jneh.2024.47074.1995

ناشر: دانشگاه سیستان و بلوچستان

© پروین محمدی، مجید منتظری*، سید ابوالفضل مسعودیان.

*- مجید منتظری (نویسنده مسئول)
Email: m.montazeri@geo.ui.ac.ir

مقدمه

سواحل مکران از ظرفیت توسعه تجاری بسیار بالایی برخوردار است. بهره‌برداری از ظرفیت‌های محیط طبیعی در گرو شناخت جامع آنست. علاوه بر شناسایی ظرفیت‌ها، محدودیت‌ها و تنگناهای محیط طبیعی نیز که می‌تواند فرایند توسعه را تهدید کند، باید شناسایی شود تا به‌توان آن را کنترل یا با آن مقابله نمود. یکی از تنگناهای محیطی منطقه مکران پدیده گردوغبار است که این منطقه را به‌ویژه در دوره گرم سال درگیر می‌کند. ازاین‌رو ضرورت دارد که این پدیده مورد واکاوی اقلیمی قرار گیرد.

هواویزهای جوی ذرات جامد و مایع معلق در هوا هستند که می‌توانند توسط چشمه‌های طبیعی شامل ذرات گردوغبار، نمک دریا و ذرات ناشی از فعالیت‌های آتشفشانی و چشمه‌های انسان‌ساخت از قبیل فعالیت‌های صنعتی، حمل‌ونقل و سوخت، ایجاد شوند (ساینفلد و همکاران[1]، ۱۹۹۸). برای بررسی هواویزها و آلاینده‌های جوی، به‌خصوص ذرات معلق موجود در جو (با منشأ طبیعی و انسان‌ساز)، معمولاً از متغیر ژرفای نوری هواویزی[2] (AOD) استفاده می‌شود. ژرفای نوری هواویزی کمیتی بی‌بعد است که میزان عبوردهی پرتو نور در جو را نشان می‌دهد و بیانگر میزان جذب و پراکنش ناشی از هواویزها در مسیر عبوری نور است. به بیان دیگر، ژرفای نوری هواویزی، مجموع ضرایب خاموشی جو برای یک طول موج خاص در هر لایه از جو و معیاری از میزان هواویزهای موجود در جو است (خوش سیما و همکاران، ۱۳۹۲، ۱۶۵). مقادیر بیشتر ژرفای نوری هواویزی، بیانگر انباشت بیشتر هواویزها در ستون جو و در نتیجه دید افقی کمتر است (ونگ و کریستوفر[3]، ۲۰۰۳، ۱). مطالعه الگوی مکانی و زمانی ذرات معلق در هوا، کاربردهای عملی قابل‌توجهی مانند کنترل ترافیک، مدیریت ترازمندی انرژی، کاهش تغییرات آب و هوا و شناخت کیفیت هوا، دارد (الحاج محمد[4]، ۲۰۱۵، ۲). ژرفای نوری هواویزی را می‌توان با ابزارهای نظارتی زمینی مانند شبکه رباتیک هواویزی به‌دست آورد؛ اما حتی اگر این ابزارها، اطلاعات هواویزی طیفی و با دقت بالا را در مکان‌های نقطه‌ای ارائه کنند، وضوح فضایی خوبی ندارند. از سوی دیگر، سنجش‌ازدور ماهواره‌ای می‌تواند اطلاعات بیشتری در مورد توزیع فضایی هواویزها ارائه دهد و پوششی جهانی فراهم کند (تیان و همکاران[5]، ۲۰۱۸، ۱). استفاده از الگوریتم‌های اندازه‌گیری ژرفای نوری هواویزی با قدرت تفکیک بالا و روش بازیابی ذرات معلق به کمک ابزارهای سنجش‌ازدور، از زمان‌های گذشته توسعه یافته است. الگوریتم‌های اندازه‌گیری ذرات معلق با این شاخص به وسیله ماهواره‌ها کمک می‌کنند تا از داده‌ها و اطلاعات تابش موجود بر فراز جو به بهترین شکل استفاده شود. اصلی‌ترین مرحله در توسعه این الگوریتم‌ها، تفکیک تابش‌های ناشی از جو و زمین، از مقدار تابش‌های رسیده به سنجنده است. الگوریتم‌های بازیابی مودیس برای تخمین ذرات معلق خواص میکروفیزیکی جو، برای حل مسائل مرتبط با ذرات معلق در مقیاس جهانی و محلی با دو الگوریتم ترکیبی ژرفای آبی[6] و اهداف تیره[7] توسعه داده شده است. این داده‌ها با داده‌های ژرفای نوری هواویزی ایستگاه‌های زمینی آئرونت[8] همبستگی خوبی دارند (انصافی مقدم، ۱۳۹۹، ۵۶). در الگوریتم ژرفای

1 Seinfeld, J. H. et al
2 Aerosol Optical Depth
3 Wang, & Christopher
4 Alhaj Mohamad
5 Tian et al.
6 Deep Blue
7 Dark Targets
8 AERONET

آبی فرض شده که نسبت بازتابندگی سطح زمین در بین طول موج‌های ۰/۴۷ و ۲/۱ میکرومتر است. بنابراین الگوریتم ژرفای آبی بر اساس مقایسه بازتابندگی در طول موج‌های آبی الکترومغناطیسی سطح زمین قبل و هنگام وقوع گردوغبار استوار است. این مدل با توجه به اینکه از طول موج‌های آبی استفاده می‌کند و در این طول موج‌ها سطح مناطق بیابانی و نیمه‌بیابانی، توابع پراکندگی بازتابندگی دوجهتی پایینی دارد (در مقایسه با مناطق غیربیابانی که پوشش‌های گیاهی دارد)، به خوبی می‌تواند برای شناسایی گردوغبار و استخراج خصوصیت‌های مختلف آن مورد استفاده قرارگیرد (فرجزاده و کریمی، ۱۳۹۲، ۱۸۲). اهمیت هواویزها و دگرگونی زمانی - مکانی آن در سال‌های اخیر کانون توجه پژوهش‌های بسیاری قرارگرفته و مطالعات فراوانی در این زمینه انجام شده است.

اسمارچ و راجو[1] (۲۰۲۱) تغییرات روزانه و فصلی ژرفای نوری هواویزی را با استفاده از داده‌های مودیس روی اتیوپی انجام دادند. آن‌ها در این پژوهش از متغیرهای ژرفای نوری هواویزی و توان‌آنگستروم[2] برای دوره زمانی ژانویه ۲۰۱۳ تا دسامبر ۲۰۱۵ استفاده نمودند. نتایج نشان داد که توزیع هواویزها در اتیوپی از نظر مکانی و زمانی بسیار متغیر است. تغییرپذیری فصلی ژرفای نوری هواویزی به این صورت است که بیشینه‌ی آن در طول تابستان و کمینه‌ی آن در زمستان در تمام نواحی چه دریا و چه خشکی مشاهده می‌شود (اسمارچ و راجو، ۲۰۲۱، ۳۱۵). ریزا و همکاران[3] (۲۰۱۹)، به پیش‌بینی روند ژرفای نوری هواویزی برای دوره ۳۰ ساله (۱۹۸۷-۲۰۱۷) در پنج شهر ایتالیا (میلان، رم، کالیاری، تارانتو و پالرمو) با استفاده از داده‌های بازکاوی‌شده هواویزیی مرا-۲[4]پرداختند. ژرفای نوری هواویزی پیش‌بینی‌شده توسط مدل مرا-۲ در دوره ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۷، روند کاهشی فراگیرشده را در شهرهای منتخب نشان داد. منشأ انسانی در کلِ ژرفای نوری هواویزی، بین ۵۰ تا ۸۰ درصد بود که بیشترین سهم، از سولفات ناشی می‌شود (ریزا و همکاران، ۲۰۱۹، ۱). فیلونچک و همکاران[5] (۲۰۱۹) به بررسی تکامل مکانی-زمانی ذرات معلق در هوا، خواص نوری (ژرفای نوری هواویزی)، توان آنگستروم و روند آنها طی دوره‌ای ۱۹ ساله در کشورهای اروپای شرقی با استفاده از داده‌های مودیس تررا پرداختند. آن‌ها دریافتند کاهش تدریجی بار هواویزی در همه کشورها وجود داشت؛ اما بیشترین کاهش در جمهوری چک، بلغارستان، اسلواکی و مجارستان مشاهده شد (با ۰/۰۰۲۸-، ۰/۰۰۲۷-، ۰/۰۰۲۷ -، ۰/۰۰۲۶- و ۰/۰۰۲۵- در سال). درحالی‌که کمترین کاهش در روسیه و مولداوی مشاهده شده است (به میزان ۰/۰۰۱ - و ۰/۰۰۰۶- در سال). همچنین بیشینه مقادیر ژرفای نوری هواویزی در تابستان و کمینه آن در زمستان می‌باشد (فیلونچک و همکاران، ۳۵۳۱،۲۰۱۹). عالم و همکاران[6] (۲۰۱۵)، تغییرپذیری ژرفای نوری هواویزی را روی پاکستان با استفاده از داده‌های دو سنجنده مودیس و پرتوسنج طیفی تصویربرداری چندزاویه‌ای[7] برای بازه‌ی زمانی شش ساله (۲۰۰۵-۲۰۱۱) مورد مطالعه قرار دادند. نتایج ایشان نشان داد، بیشینه میانگین سالانه مربوط به سال ۲۰۰۸ می‌باشد. میانگین فصلی نیز به شدت به طول موج وابسته است. در تابستان با طول موج کوتاه‌تر مقدار ژرفای نوری هواویزی بیشتر از زمستان می‌باشد. آلودگی محلی ناشی از سوزاندن بیوماس، انتشار وسایل نقلیه، انتشار ناشی

1 Asmarech & Raju
2 Angstrom Exponential
3 Rizza et al.
4 MERRA-2
5 Filonchyk et al.
6 Alam et al.
7 Multi-angle Imaging SpectroRadiometer

از فرسایش خاک، بقایای مواد انفجاری در طول عملیات‌های ارتش پاکستان علیه شبه نظامیان می‌باشد (عالم و همکاران، ۲۰۱۵، ۵۴۷). کلینگ مولر و همکاران[1] (۲۰۱۶) روند ژرفای نوری هواویزی در خاورمیانه را برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵ با استفاده از ترکیبی از الگوریتم‌های اهداف تیره و ژرفای آبی مودیس با وضوح متوسط، مورد مطالعه قرار دادند. نتیجه مطالعه ایشان، روند مثبت ژرفای نوری هواویزی را در بخش‌های بزرگی از خاورمیانه تأیید کرد. روند مثبت در ارتباط با روند منفی رطوبت خاک است. افزایش دما و کاهش رطوبت نسبی در دهه گذشته باعث خشک شدن خاک و در نتیجه افزایش انتشار گردوخاک و ژرفای نوری هواویزی شده است (کلینگ مولر و همکاران، ۲۰۱۶، ۵۰۶۵).

احمدی و همکاران(۱۳۹۷)، به تحلیل زمانی - مکانی روند فصلی ژرفای نوری هواویزی موجود در هواسپهر ایران بر اساس داده‌های ماهواره‌ای طی دوره ۱۳ ساله پرداختند. نتایج نشان داد در فصل بهار بیشینه متوسط روند افزایشی ژرفای نوری هواویزی وجود دارد. در مقابل فصل پاییز، کمینه متوسط روند را در کشور به خود اختصاص داده است (احمدی و همکاران، ۱۳۹۷، ۶). در پژوهشی دیگر، احمدی و همکاران (۱۳۹۸)، نقش مؤلفه‌های جغرافیایی مکان و شاخص‌های پوشش گیاهی بر ژرفای نوری هواویزهای فصلی موجود در جو ایران را طی سال‌های ۲۰۱۷- ۲۰۰۳ و با استفاده از داده‌های سنجنده مودیس، مورد بررسی قرار دادند. نتایج ایشان نشان داد که مقدار پوشش گیاهی توانایی بالایی در کنترل هواویزهای وردسپهر پایینی و ارتفاعات نقش سدکنندگی مسیر ترابرد ذرات را دارند و در نتیجه بر انتشار گردوغبار در حالت محلی و منطقه‌ای نیز تأثیر خواهند داشت (احمدی و همکاران، ۱۳۹۸، ۲۱۱). راهی زهی و همکاران (۱۴۰۰)، به واکاوی تغییرات زمانی - مکانی غلظت هواویزی در استان سیستان و بلوچستان بین سال‌های ۲۰۱۸-۲۰۰۰ با استفاده از فرآورده ژرفای نوری هواویزی سنجنده مودیس ماهواره آکوا و ترا برای دوره گرم سال پرداختند. نتایج ایشان نشان داد، بیشینه مقدار غلظت هواویزی متعلق به نواحی همچون زابل، زهک، هیرمند، هامون، ایرانشهر، بمپور، حوضه جازموریان، چابهار و کنارک می‌باشد. همچنین بیشترین تغییرات زمانی غلظت هواویزی به طور متوسط، مربوط به نواحی جنوبی استان و کمترین تغییرات مربوط به نواحی شمالی است (راهی زهی و همکاران، ۱۴۰۰، ۷۹).

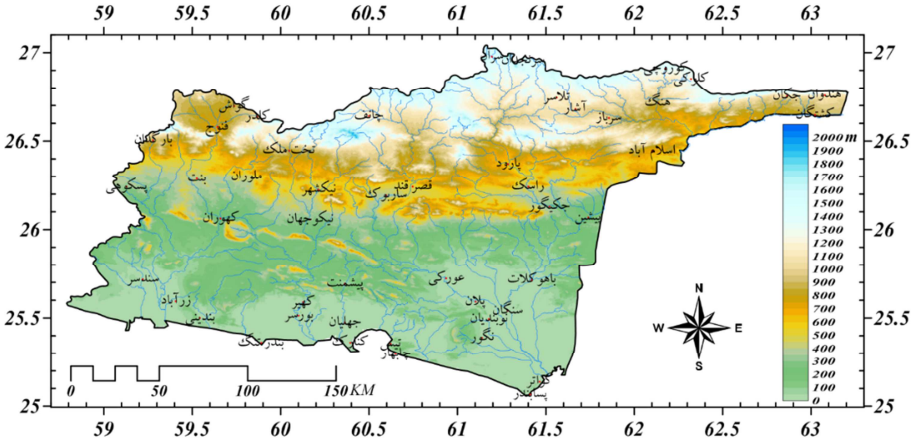
ازآنجا که منتهی‌الیه جنوب‌شرق حوضه بلوچستان جنوبی، بالاترین مقدار ژرفای نوری هواویزی را در ایران به خود اختصاص داده است، ازاین‌رو هدف این پژوهش شناسایی الگوهای زمانی - مکانی ژرفای نوری هواویزی در این حوضه با استفاده از داده‌های بلندمدت سنجنده‌ی مودیس ترا می‌باشد.

داده‌ها و روش‌ها

معرفی منطقه مورد مطالعه

حوضه بلوچستان جنوبی در تقسیم‌بندی و کدگذاری حوضه‌های آبی ایران با کد ۱۵ مشخص شده است (دفتر مطالعات پایه منابع آب وزارت نیرو، ۱۳۹۱). این حوضه با مساحت تقریبی حدود ۵۰ هزار کیلومترمربع در جنوب-شرق ایران در مرز با پاکستان واقع شده است.

1 Klingmüller



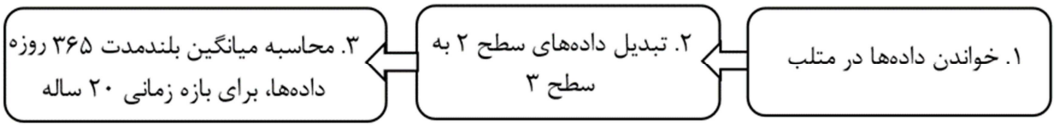
شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و توپوگرافی حوضه بلوچستان جنوبی. *منبع: نویسندگان، ۱۴۰۲*

این حوضه از توپوگرافی پیچیده و متنوعی برخوردار است. نیمه شمالی حوضه به‌شدت کوهستانی است، هر چند ارتفاع قلل آن بندرت از ۲۰۰۰ متر فراتر می‌رود. در بخش‌های میانی، از ارتفاع کوهستان کاسته شده، اما حالت تپه-ماهوری دارد که بیشتر حاصل فعالیت کاوشی شبکه آب‌های جاری حوضه است. بخش‌های جنوبی نسبتاً هموار بوده، به‌ویژه جلگه رودخانه باهوکلات تا ژرفای حدود ۱۰۰ کیلومتری در داخل حوضه گسترش یافته است (شکل ۱). میانگین ارتفاع حوضه حدود ۵۲۲ و میانه آن حدود ۳۸۰ متر است. ازاین‌رو دارای چولگی مثبت (۰/۵۷) می‌باشد. چولگی مثبت ارتفاع حوضه، به معنای آنست که مناطق مرتفع، مساحت کمی از پهنه حوضه را فراگرفته است. در مقابل بخش‌های وسیعی از حوضه از ارتفاع کمی برخوردار است. اما این موضوع به معنای صاف و هموار بودن حوضه نیست.

داده‌ها

در این پژوهش از داده‌های ژرفای نوری هواویزی سنجنده مودیس، تررا با دقت مکانی۱۰×۱۰ کیلومتر از تاریخ ۱۳۸۱/۰۴/۱۳ تا ۱۳۹۸/۰۴/۱۳ بهره گرفته شده است. داده‌های ژرفای نوری هواویزی از فرآورده سطح ۲ سنجنده مودیس که به‌صورت فایل‌های *EOS-HDF* می‌باشند، استخراج شده است که می‌توان از آن مشخصات جوی و زمینی را به‌دست آورد. این فرآورده‌ها را داده‌های مسیر[1] نام نهاده‌اند. به عبارتی این داده‌ها مربوط به یاخته‌هایی است که در یک‌بار گذر، ماهواره آن را پایش و اطلاعات آن را ثبت نموده است. در واقع سنجنده در هر بار گذر، اطلاعات را به-صورت یک شبکه مختصات جغرافیایی ثابت، ثبت نمی‌کند و در هر بار گذر اندکی جابه‌جایی در یاخته‌ها ایجاد خواهد شد. بنابراین، برای اینکه بتوان یک مکان جغرافیایی ثابت را مورد مطالعه قرار داد، باید فرآورده سطح ۲ را به سطح ۳ تبدیل نمود. با توجه به تفکیک مکانی متفاوت برای فرآورده‌های مورد استفاده، لازم است پس از استخراج و خواندن داده‌ها، یاخته‌هایی با ابعاد بیشتر از ۱ کیلومتر، به یاخته‌هایی با ابعاد ۱×۱ کیلومتری تبدیل شود. در واقع فرایند آماده‌سازی داده‌ها شامل سه مرحله می‌باشد (شکل۲):

1 Swath



شکل ۲: فرایند آماده سازی داده‌ها. *منبع: نویسندگان، ۱۴۰۲*

اطلاعات فرآورده در قسمت فراداده[1] هر فایل وجود دارد. در این قسمت انواع اطلاعاتی که از این فرآورده می‌توان استخراج نمود، در دسترس است. از مسیر فیلدهای داده از فایل‌های اطلاعاتی، فیلد مربوط به سطح خشکی‌ها[2] انتخاب گردید.

ابتدا توابعی در محیط نرم‌افزار متلب نوشته شد که در تابع اول، نام فایل به‌عنوان ورودی است و اطلاعات هر مسیر داده برداری‌شده را می‌خواند. تابع دوم، اطلاعات یک روز را در کنار هم قرار داده و خروجی آن به‌صورت یک آرایه نمایش داده می‌شود. تابع سوم، داده‌های سطح ۲ را به داده‌های سطح۳ با تفکیک مکانی ۱ کیلومتر تبدیل می‌نماید. در نهایت تابع چهارم، میانگین بلندمدت سالانه را برای هر یاخته محاسبه می‌کند. در واقع خروجی تابع چهارم دو آرایه با ابعاد ۳۶۵×۱۸۸۴۰۷۷ است. یک آرایه تعداد دفعاتی که برای هر یاخته داده ثبت و خوانده‌شده را نشان می‌دهد و آرایه دیگر هم مجموع مقادیر خوانده‌شده برای هر یاخته را ارائه می‌کند. با توجه به اینکه نیاز بود تا تنها داده‌هایی که درون حوضه جای می‌گرفت پردازش شود، با فن برش‌زدن، داده‌های درون مرز حوضه بلوچستان جنوبی، استخراج شد. در نهایت، آرایه میانگین بلندمدت ژرفای نوری هواویزی با ابعاد ۳۶۵×۵۵۴۵۸ برای حوضه به‌دست آمد.

روش پژوهش

با اعمال تحلیل مؤلفهٔ اصلی و تحلیل خوشه‌ای بر روی آرایه میانگین بلندمدت، رفتار زمانی - مکانی ژرفای نوری هواویزی در حوضه بلوچستان جنوبی مورد واکاوی قرار گرفت.

تحلیل مؤلفه‌های اصلی:

تحلیل مؤلفهٔ اصلی را برای نخستین بار کارل پیرسون در سال ۱۹۰۰ معرفی کرد، سپس پیرسون هتلینگ (۱۹۳۳) آن را گسترش داد (تیم[3]، ۲۰۰۲). تحلیل مؤلفهٔ اصلی، شگردی ریاضی - آماری است. وجه ریاضی این روش در آنجاست که n متغیر اولیه را به‌صورت ترکیب خطی به n مؤلفهٔ اصلی تبدیل می‌کند. بنابراین، تمام پراش داده‌های اولیه با n مؤلفهٔ اصلی تبیین می‌شود. درعین‌حال، ترکیبات خطی چنان به‌دست می‌آیند که همواره مؤلفهٔ اول درصد بیشتری و مؤلفه‌های پس از آن درصد کمتری از پراش داده‌ها را تبیین می‌کنند. همین ویژگی بسیار مهم وجه آماری تحلیل مؤلفهٔ اصلی را مطرح می‌کند؛ چون درصد پراش تبیین‌شده به وسیله‌ی مؤلفه‌ها، سلسله‌مراتبی است. بنابراین، می‌توان درصد قابل‌ملاحظه‌ای از پراش داده‌ها را با اولین مؤلفه تبیین کرد. در این صورت، می‌توان حجم زیادی از اطلاعات موجود در n متغیر را با k مؤلفه بیان کرد. بدین ترتیب هم می‌توان حجم داده‌ها را کاهش داد و هم الگوهای زمانی را از الگوهای مکانی تفکیک نمود.

1 Metadata
2 Deep_ Blue_ Aerosol_ Optical _Deoth_ 550_ land
3 Timm

در این پژوهش تحلیل مؤلفه اصلی بر روی آرایه داده‌های میانگین بلندمدت ژرفای نوری هواویزی با ابعاد ۵۵۴۵۸×۳۶۵ اعمال گردید. سه خروجی این تحلیل عبارتنداز: الف) مقادیر ویژه که سه مؤلفه اول تا سوم آن ۸۹ درصد تغییرات را تبیین می‌کند. ب) نمرات مؤلفه‌ها که برای هر مؤلفه، برداری به ابعاد ۵۵۴۵۸×۱ درایه است که معرف الگوی مکانی است و به‌صورت نقشه ارائه می‌شود. ج) آرایه بردار ویژه به ابعاد ۳۶۵×۳۶۵ که تنها سه ستون مربوط به مؤلفه‌های اول تا سوم به‌کار گرفته شده و معرف الگوی زمانی هر یک از مؤلفه‌ها است و به‌صورت نمودار ارائه می‌شود.

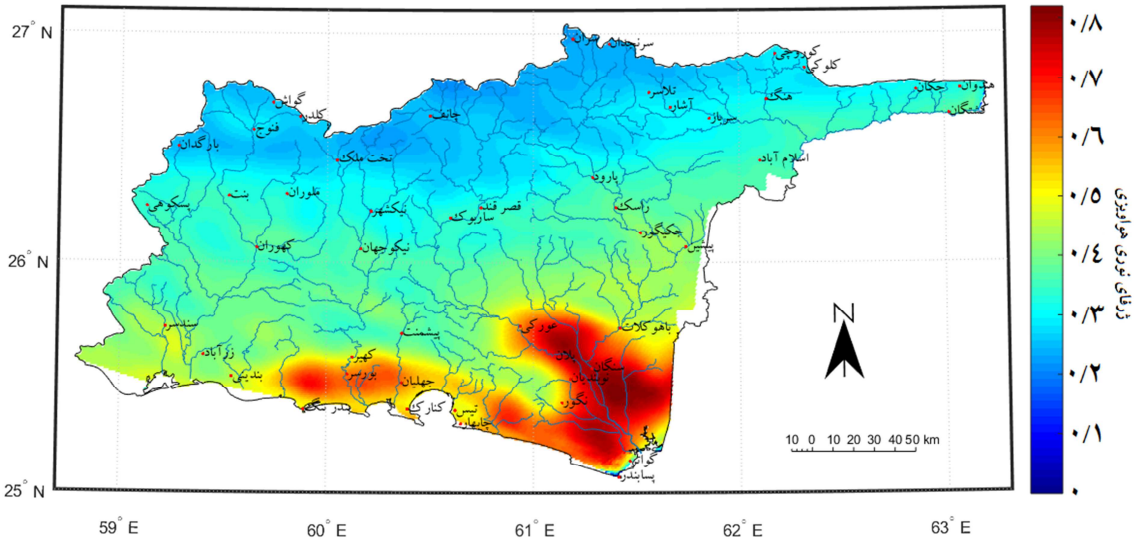
تحلیل خوشه‌ای:

در روش تحلیل خوشه‌ای نیز گروه‌بندی مشاهدات بر اساس فاصله بین آنها انجام می‌گیرد. یعنی مشاهداتی که از همدیگر فاصله کمتری دارند، جزء یک گروه قرار می‌گیرند. هدف اصلی روش خوشه‌بندی، ایجاد گروه‌ها و طبقاتی است که تنوع و تفرق درون‌گروهی آن‌ها کمتر از تفرق و پراکنش بین‌گروهی باشد. روش فاصله‌ای معمولاً برای گروه-بندی‌های دو یا چندمعیاری به‌کار می‌رود. در این روش برای تعیین فاصله اعضاء از یکدیگر از هندسه اقلیدسی استفاده می‌شود. طبق فاصله اقلیدسی بین نقاط مکانی یا زمانی، آرایه فاصله‌ها حاصل می‌شود که بر اساس فاصله‌های این آرایه، گروه‌های مکانی و زمانی، تعیین می‌شود (علیجانی،۱۳۸۱،۱۷۲). برای دسته‌بندی زمانی، آرایه داده‌ها به-صورت زمان – مکان (۵۵۴۵۸×۳۶۵) آرایش داده شد. درخت خوشه‌بندی به‌عنوان خروجی تحلیل خوشه‌ای، پیوند زمانی داده‌ها را عرضه می‌کند و می‌توان بر مبنای آن چیدمان زمانی داده‌ها را ارائه داد. برای پهنه‌بندی مکانی، آرایه داده‌ها به‌صورت مکان – زمان (۵۵۴۵۸×۳۶۵) آراسته شد. بر مبنای درخت خوشه‌بندی در مورد تعداد خوشه‌ها (پهنه‌های مکانی) تصمیم‌گیری می‌شود. در این پژوهش ۵۵۴۵۸ یاخته مکانی در سه پهنه جای داده شدند. سپس بر مبنای کدهای ۱ تا ۳ که به هر یاخته اختصاص داده شده، یاخته‌های هم‌ناحیه در نقشه نمایش داده می‌شود.

یافته‌های پژوهش

شاخص ژرفای نوری هواویزی معیاری برای تعیین شفافیت جو بوده و نشان‌دهنده میزان عدم ورود تابش خورشید یا میرایی آن به واسطه‌ی جذب و پراکنش برآمده از ذرات معلق موجود در جو است. نقشه میانگین بلندمدت روزانه ژرفای نوری هواویزی درحوضه نشان می‌دهد که مقدار بیشینه در بخش‌های جنوبی به‌خصوص جنوب شرقی حوضه به حدود ۰/۸ می‌رسد و به‌صورت مداری و همزمان با افزایش ارتفاع، از مقدار آن کاسته می‌شود. به‌طوری‌که در بخش‌های مرتفع‌تر شمال حوضه، به حدود ۰/۲ می‌رسد. به‌طورکلی در پراکندگی مکانی ژرفای نوری هواویزی در حوضه بلوچستان جنوبی، ارتفاع و دوری از ساحل، نقش اساسی ایفا می‌کنند (شکل۳). هر قدر ارتفاع منطقه‌ای از سطح دریا کمتر باشد، ضخامت جو بیشتر می‌شود. جو ضخیم از غلظت بیشتر ترکیبات و عوامل جذبی یا انعکاسی حکایت دارد. ازآنجایی که مواد درشت‌تر و غلیظ‌تر در طبقات پایین جمع می‌شوند، جو بالای کوه‌ها رقیق‌تر بوده و ضخامت جو هم کمتر است. پس هر قدر ارتفاع منطقه بیشتر باشد، ترکیبات جو رقیق‌تر و ضخامت جو کمتر است.

ضخامت و ترکیبات جو علاوه بر ورود انرژی موج کوتاه خورشید، انرژی موج بلند زمین را هم کنترل می‌کنند (علیجانی، ۱۳۸۳،۲۰).



شکل ۳: نقشه میانگین بلند مدت ژرفای نوری هواویزی در حوضه بلوچستان جنوبی. *منبع: نویسندگان، ۱۴۰۲*

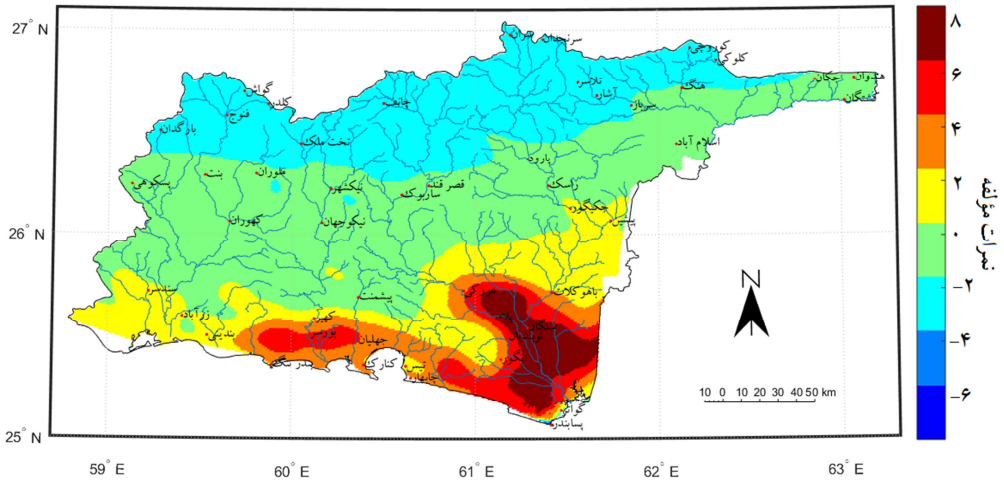
اعمال تحلیل مؤلفه‌های اصلی بر روی آرایه داده‌های میانگین بلندمدت ژرفای نوری هواویزی، نشان داد، سه مؤلفه‌ی اصلی در مجموع حدود۹۰ درصد از پراش داده‌ها را تبیین می‌کنند. نتایج به‌دست‌آمده از تحلیل مؤلفه‌ها در جدول زیر آورده شده است:

جدول ۱: اهمیت نسبی مؤلفه‌های ژرفای نوری هواویزی حوضه

	پراش	درصد پراش	درصد تجمعی پراش
مؤلفه اول	۶/۲۱	۸۴/۴۱	۸۴/۴۱
مؤلفه دوم	۰/۳۲	۴/۲۷	۸۸/۶۸
مؤلفه سوم	۰/۰۸۵	۱/۱۰	۸۹/۷۹

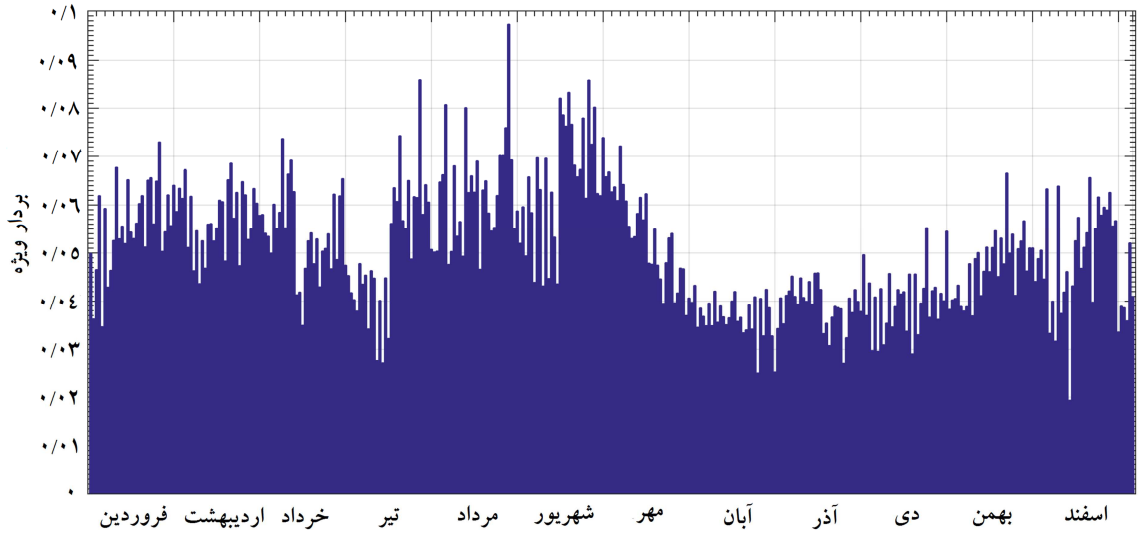
الگوی پراکندگی مکانی نمرات مؤلفه اول به الگوی پراکندگی مکانی میانگین بلندمدت بسیار شبیه است (شکل ۳و ۴). مؤلفه اول حدود ۸۴ درصد از پراش داده‌ها را تبیین می‌کند (جدول۱). بنابراین مؤلفه‌ای قوی می‌باشد و بیشتر تغییرات ژرفای نوری هواویزی را در طول سال بیان می‌کند. قلمرو مکانی این مؤلفه بیشتر مناطق جنوب شرقی حوضه را شامل می‌شود که منطبق بر مناطق پست و کم‌ارتفاع حوضه است. مناطق با نمرات مثبت بیانگر مقادیر بالاتر از میانگین که با رنگ سرخ در نقشه نمایش داده شده و نمرات منفی، حاکی از مقادیر کمتر از میانگین که با رنگ آبی در نقشه نشان داده شده است. بالا بودن مقادیر نمرات مثبت در بخش‌های جنوب شرقی حوضه را می‌توان از یک سو به آبرفت‌های رودخانه باهوکلات و تپه‌های ماسه‌ای ساحلی و از سوی دیگر به توپوگرافی هموار این منطقه منتسب دانست. وجود تپه‌های ماسه‌ای ساحلی در جلگه‌های ساحلی دریای عمان، زاییده کُنش متقابل امواج دریا،

جریان‌های دریایی، وزش باد و مواد رسوبی موجود در ساحل هستند. علاوه بر محدوده‌های جزر و مدی، بستر رودها، سطوح دلتایی و پهنه جلگه ساحلی نیز منشأ توده‌های ماسه‌ای محسوب می‌شوند. همچنین بخش عمده رسوبات حوضه‌های آبی مشرف به ساحل که توسط رودخانه‌ها به دریا منتقل شده، ممکن است دوباره طی فرایندهای دریایی به خشکی بازگشته و در معرض رُفت‌و روب بادی قرار گیرند. در سواحل جنوبی مکران وسعت توده‌های ماسه-ای به حدی است که بعضاً تمامی سطح جلگه ساحلی را می‌پوشاند و در مقابل در سواحل غربی مکران (در مجاورت تنگه هرمز)، از وسعت این اشکال کاسته شده و به‌صورت لکه‌ای در بخش‌هایی از نوار ساحلی دیده می‌شوند (شایان و همکاران۱۳۹۳،۶۳). دلیل این امر آنست که تراکم شکل‌های ماسه‌ای تا حد زیادی به پهنای نوار ساحلی بستگی دارد. عدم وجود مانع و فقر پوشش گیاهی در سواحل دریای عمان، سبب رفت‌وروب‌های بادی و انتقال حجم عظیمی از ماسه به کیلومترها دورتر از ساحل می‌گردد (محمودی، ۲۸۱،۱۳۸۹). مجموعه ماسه‌های سواحل عمان به دو بخش متمایز شامل ماسه‌های ساحلی و ماسه‌های بادی تقسیم می‌شوند، ماسه‌های ساحلی بدون استثناء به‌صورت رشته‌های عرضی و موازی با ساحل، حاصل فعالیت کند و کاوی بادهای محلی و فصلی در رسوبات تخریبی و فوق‌العاده ریزدانه سیلاب‌های فصلی و اتفاقی جلگه ساحلی‌اند (محمودی،۱۳۸۱، ۱۸۸). بنابر تحقیقات نوحه‌گر و یمانی (۱۳۸۵،۲۵۰)، نهشته‌های حمل‌شده توسط رودخانه‌های جاری در جلگه مکران، عموماً قطری کمتر از یک میلی‌متر داشته و دانه‌بندی آنها در حد ماسه، سیلت و رس می‌باشد. این رسوبات تقریباً قسمت بیشتر ساحل را پوشانده، عرض آنها از چندین ده متر تا بیش از یک کیلومتر می‌باشد. این ماسه‌ها به آسانی توسط باد برداشت و حمل می‌شوند. بنابراین دلیل بالا بودن ژرفای نوری هواویزی در این بخش از حوضه را می‌توان به وجود این تپه‌های ماسه‌ای مرتبط دانست. پیش از این نیز راهی‌زهی و همکاران (۱۴۰۰، ۸۹)، بالا بودن غلظت هواویزها در نواحی ساحلی استان سیستان و بلوچستان را به بسترهای محلی تولید هواویزها (تپه‌های ماسه‌ای ساحلی زرآباد)، مرتبط دانستند. همچنین طبق بررسی احمدی و همکاران (۱۳۹۸، ۲۱۸)، ژرفای نوری هواویزی در ایران با مؤلفه‌های جغرافیایی و مکانی مانند ارتفاع و عرض جغرافیایی همبستگی بالایی دارد. ارتفاعات نقش سدکنندگی مسیر ترابرد ذرات را دارند و در عرض-های پایین جغرافیایی نیز، مناطق خشک و نیمه‌خشک و بسترهای خشکیده آب‌های جاری، ذرات زیادی وارد جو می‌کنند.



شکل ۴: الگوی پراکندگی مکانی نمرات مؤلفه اول ژرفای نوری هواویزی. *منبع: نویسندگان، ۱۴۰۲*

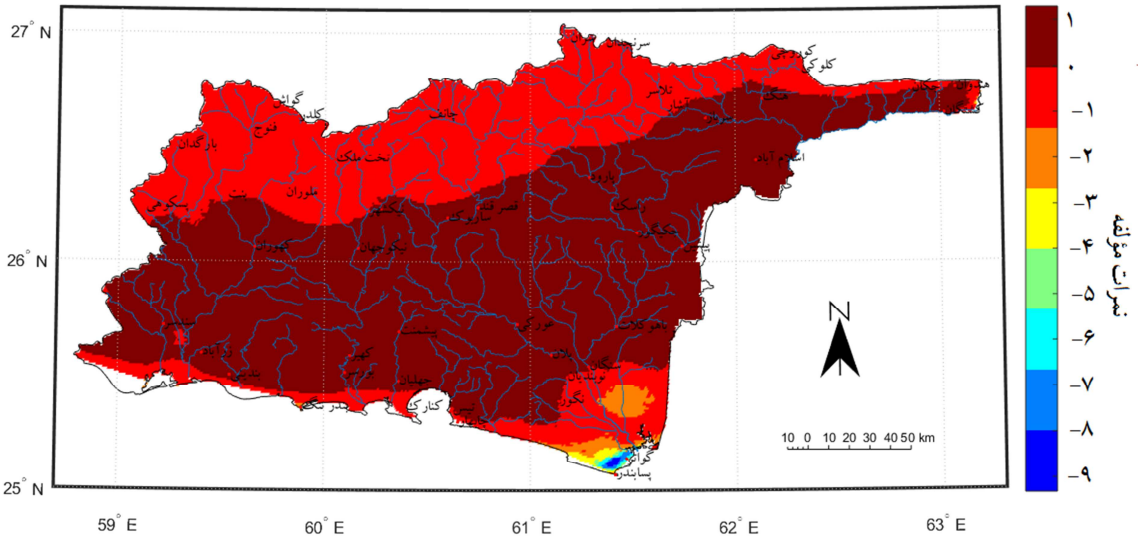
ژرفای نوری هواویزی مؤلفه اول در تمام طول سال دارای مقادیر مثبت است (شکل ۵). این شکل نشان می‌دهد که توزیع زمانی ژرفای نوری هوایز مؤلفه اول در حوضه از الگوی دوره‌ای تبعیت می‌کند، به‌طوری‌که در دوره گرم سال افزایش و در دوره سرد سال از مقدار آن کاسته می‌شود. خشک بودن منطقه به‌ویژه در فصل گرم سال و بالا بودن ظرفیت تبخیر در منطقه، می‌تواند از دلایل افزایش مقادیر ژرفای نوری هواویزی در این دوره باشد.



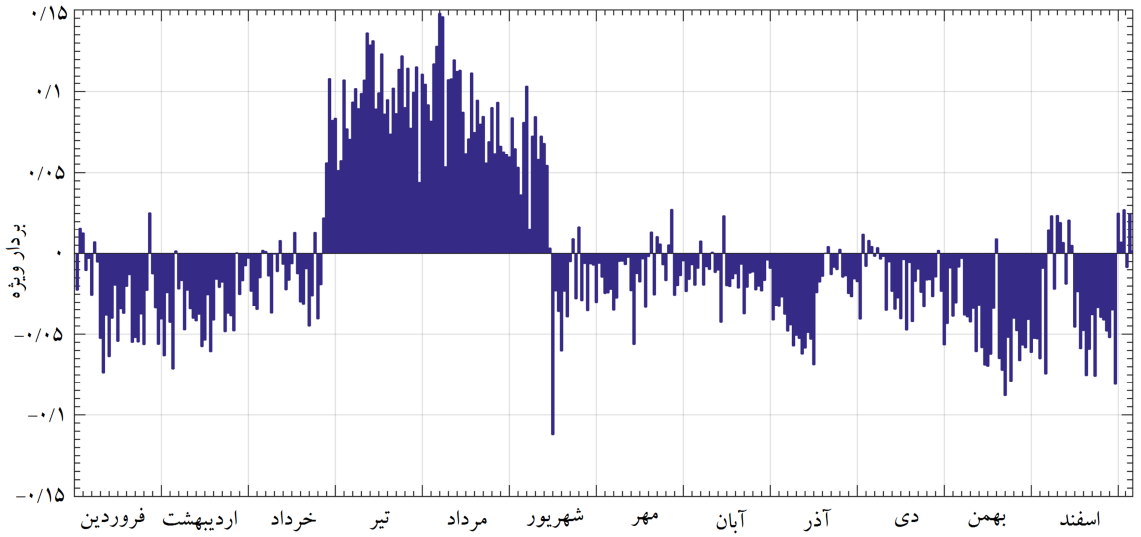
شکل ۵: الگوی تغییرات زمانی مؤلفه اول ژرفای نوری هواویزی. *منبع: نویسندگان، ۱۴۰۲*

طبق بررسی احمدی و همکاران (۱۳۹۸،۲۲۴)، در سواحل دریای عمان در تمام فصول سال مقدار ژرفای نوری هواویزی بالاست، این به دلیل آنست که مورفولوژی منطقه خشک مکران، در اواخر دوره کواترنر شکل گرفته است. بنابراین مواد تخریبی کوه‌های داخلی در قسمت نوار ساحل انباشته شده و مواد ریزدانه به اندازه سیلت از رودخانه‌های موقتی و مخروط افکنه‌ها به طرف جنوب منتقل شده و در نهایت در مجاورت ساحل رسوب می‌کنند. این مواد به راحتی قابل بلندشدن از سطح زمین هستند.

مؤلفه دوم نیز، تقریبا ۴ درصد از پراش داده‌ها را بیان می‌کند. نقشه پراکندگی مکانی نمرات مؤلفه دوم نشان می‌دهد که مقادیر مثبت و بالاتر از میانگین در بخش‌های میانی حوضه از غرب تا شرق گسترده شده و در نقشه با رنگ قهوه-ای نمایش داده شده است. نمرات منفی با مقادیر کمتر از میانگین در بخش‌های کوهستانی شمالی و مناطق ساحلی جنوبی به‌ویژه جلگه رودخانه باهوکلات مشاهده می‌شود (شکل ۶).



شکل ۶: الگوی پراکندگی مکانی نمرات مؤلفه دوم ژرفای نوری هواویزی. *منبع: نویسندگان، ۱۴۰۲*

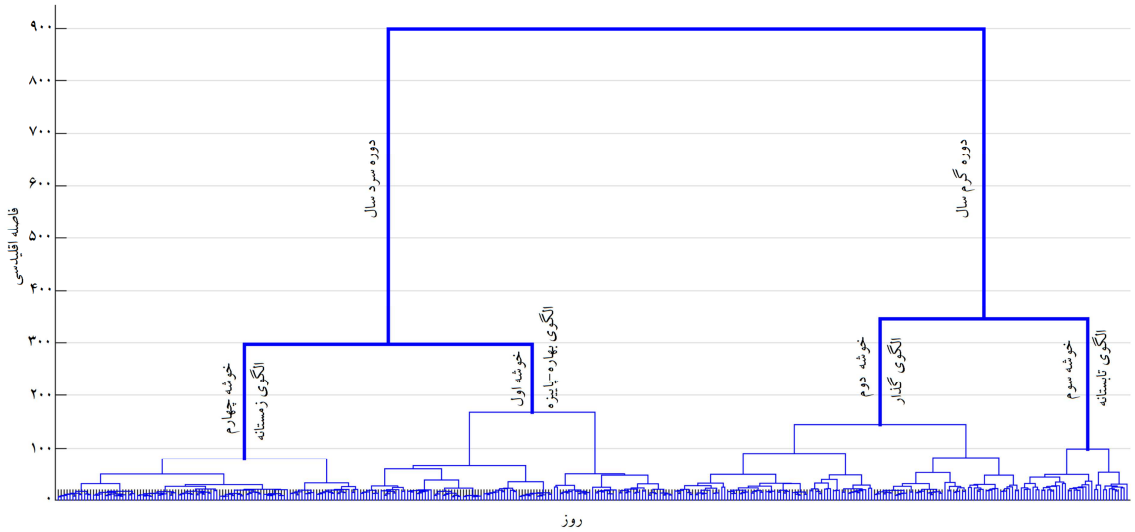


شکل ۷: الگوی زمانی ژرفای نوری هواویزی در مؤلفه دوم. *منبع: نویسندگان، ۱۴۰۲*

نمودار تغییرات زمانی مؤلفه دوم نشان می‌دهد که مقادیر مثبت در فصل تابستان و ماه‌های تیر مرداد و شهریور فعال است و در بقیه ماه‌های سال غیرفعال است (شکل۷). این دوره منطبق بر گرم‌ترین ماه‌های سال در حوضه بوده و می-توان آن را در ارتباط با کم‌فشارهای گرمایی دانست. ازنظر رفتار و الگوی زمانی، این کم‌فشارها ویژگی اصلی خشکی‌ها

در طول فصل تابستان در عرض‌های جغرافیایی جنب‌حاره‌ای هستند. سازوکار حاکم بر شکل‌گیری این سامانه‌ها بدین صورت است که گرمایش محسوس ناشی از دریافت بالای انرژی خورشیدی در طول روز، همراه با گرمایش حاصل از جذب انرژی طول موج بلند خروجی به‌وسیله سطح در بخش تحتانی وردسپهر موجب گرمایش شدید ترازهای سطحی هواسپهر و شکل‌گیری جریانات همرفتی خشک می‌شود. نزول پویشی هوا با دمای پتانسیل بالا از وردسپهر فوقانی بر روی این مناطق خشک ضمن کاهش ابرناکی، افزایش مضاعف دمای سطحی را به‌دنبال خواهد داشت (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۹، ۹۴). با توجه به سهم اندک مؤلفه سوم در تبیین پراش داده‌ها (۱/۱٪) به منظور رعایت اختصار از ارائه نقشه و نمودار آن خودداری شد.

به منظور بررسی رفتار زمانی ژرفای نوری هواویزی برای میانگین بلندمدت ۳۶۵ روزه، تحلیل خوشه‌ای سلسله‌مراتبی بر روی داده‌های زمان - مکان، انجام گرفت. تحلیل خوشه‌ای روشی آماری برای تفکیک داده‌ها به خوشه‌های همگن که دارای ویژگی‌های مشابه‌اند، می‌باشد. به‌طوری‌که داده‌های مشابه در یک خوشه جای گرفته و داده‌های ناهمانند در خوشه‌های دیگر قرار می‌گیرند (غیور و منتظری،۱۳۸۳، ۲۸). میانگین بلندمدت ۳۶۵ روزه ژرفای نوری هواویزی را به لحاظ زمانی می‌توان به چهار دسته زمانی تفکیک نمود (شکل۸).



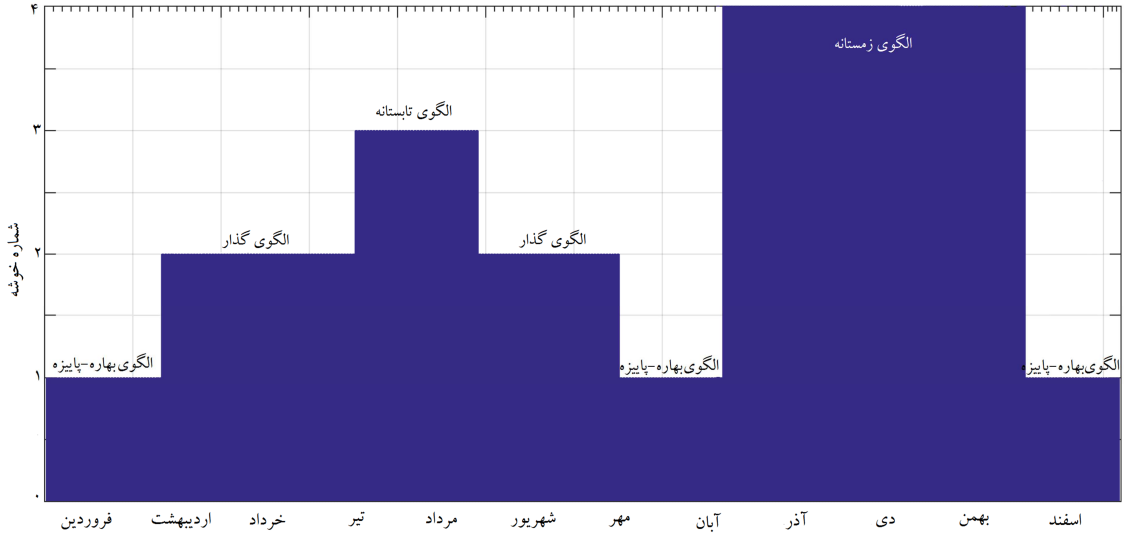
شکل۸: دارنمای خوشه‌بندی زمانی میانگین بلندمدت ژرفای نوری هواویزی. *منبع: نویسندگان، ۱۴۰۲*

خوشه اول و چهارم که بیشتر بر دوره سرد سال منطبق است، باهم خوشه شده‌اند و خوشه دوم و سوم که با دوره گرم سال انطباق دارد، در خوشه دیگری جای گرفته‌اند (شکل۸). دوره زمانی خوشه اول از اسفند تا دهه اول اردیبهشت و از نیمه مهر تا نیمه آبان را شامل می‌شود و در دو مقطع زمانی، در مجموع حدود ۱۰۵روز به طول می-انجامد. این الگو در فصول معتدل سال فعال است از این‌رو می‌توان آن را الگوی بهاره - پاییزه نامید. در این الگو دوره بهاره طولانی‌تر از دوره پاییزه است. میانگین بلندمدت ژرفای نوری هواویزی در دوره گذار حدود ۰/۳۲۶ است. خوشه دوم در دو بازه زمانی رخ می‌دهد. این دوره از دهه اول اردیبهشت تا نیمه تیرماه و از میانه شهریور تا نیمه مهرماه دوام دارد. این دوره حدود ۱۱۰ روز به طول می‌انجامد و دوره گذار نامگذاری شد. میانگین بلندمدت ژرفای نوری هواویزی در این دوره حدود ۰/۵۰۳ است. خوشه سوم دوره‌ای یکپارچه است که از میانه‌های تیرماه تا اواخر مردادماه

دوام دارد. از این‌رو می‌توان این الگو را الگوی تابستانه نامید. در این دوره اوج تابستان با اوج ژرفای نوری هواویزی منطبق است. به‌طوری‌که میانگین بلندمدت ژرفای نوری هواویزی به ۰/۶۹ می‌رسد. خوشه چهارم نیز الگویی یکپارچه است که از میانه‌های آبان آغاز شده و تا اواخر بهمن بطول می‌انجامد. از این‌رو می‌توان آن را الگوی زمستانه نام نهاد. میانگین بلندمدت ژرفای نوری هواویزی در این دوره حدود ۰/۲۰۴ است. در واقع می‌توان گفت، ژرفای نوری هواویزی در حوضه بلوچستان جنوبی، در تابستان به اوج می‌رسد و در زمستان به حالت کمینه نزدیک می‌شود (شکل ۹ و جدول۲).

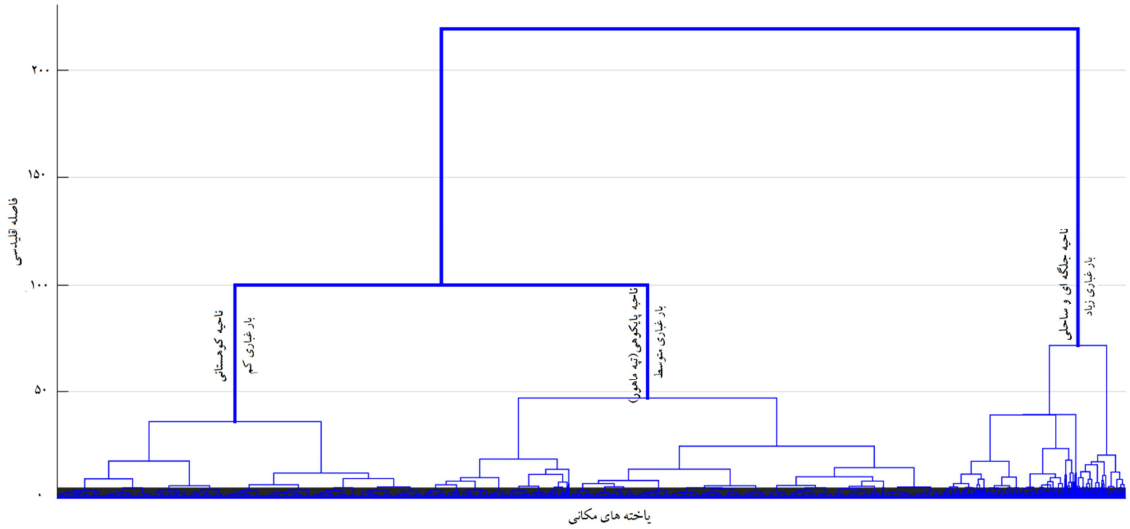
جدول۲: مشخصات دسته‌بندی زمانی میانگین بلندمدت ژرفای نوری هواویزی در حوضه بلوچستان جنوبی

نام دوره	مدت دوام(روز)	میانگین دوره	نام خوشه	نام الگو	مدت دوام الگو(روز)	میانگین الگو
دوره گرم سال	۱۵۵	۰/۵۹۶	خوشه دوم	گذار	۱۱۰	۰/۵۰۳
			خوشه سوم	تابستانه	۴۵	۰/۶۹
سرد سرد سال	۲۰۵	۰/۲۶۵	خوشه اول	بهاره- پاییزه	۱۰۵	۰/۳۲۶
			خوشه چهارم	زمستانه	۱۱۰	۰/۲۰۴



شکل ۹: دسته‌بندی زمانی میانگین بلندمدت روزانه ژرفای نوری هواویزی. *منبع: نویسندگان، ۱۴۰۲*

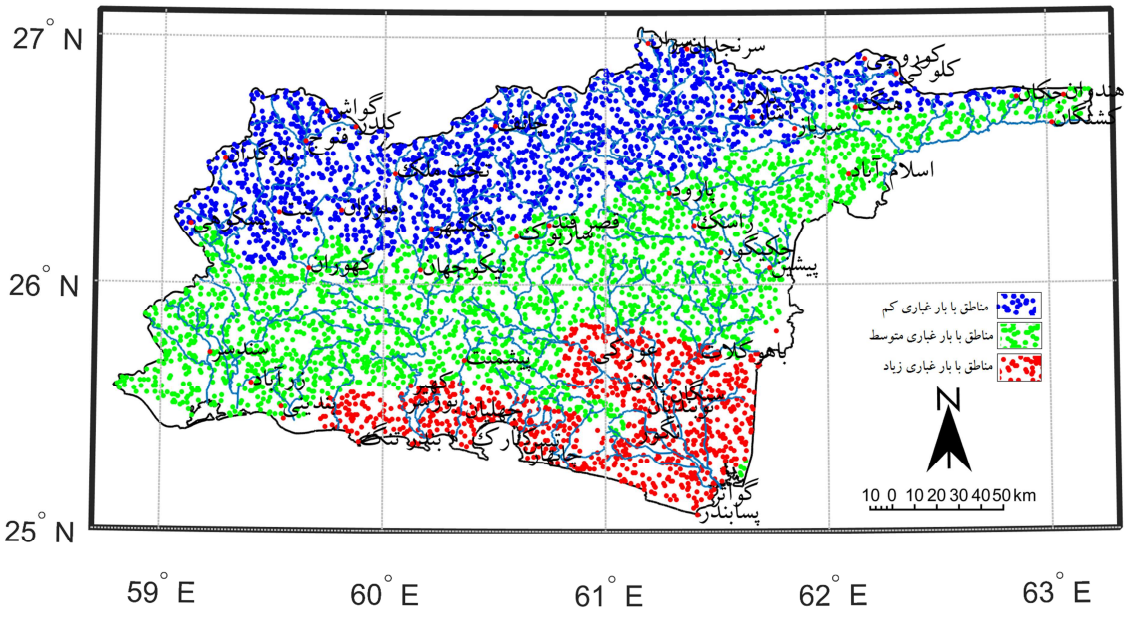
خروجی تحلیل خوشه‌ای برای داده‌های مکان - زمان نیز در شکل۱۰، آورده شده است. با توجه به دارنمای خوشه-بندی، سه خوشه مکانی تشخیص داده شد.



شکل ۱۰: خوشه‌بندی مکانی ژرفای نوری هواویزی بر اساس روش وارد. *منبع: نویسندگان، ۱۴۰۲*

اعمال تحلیل خوشه‌ای بر روی آرایه مکان - زمان داده‌های میانگین بلندمدت ژرفای نوری هواویزی نشان داد که این حوضه را بر مبنای ژرفای نوری هواویزی به سه پهنه نسبتاً متمایز می‌توان تفکیک نمود (شکل ۱۰).

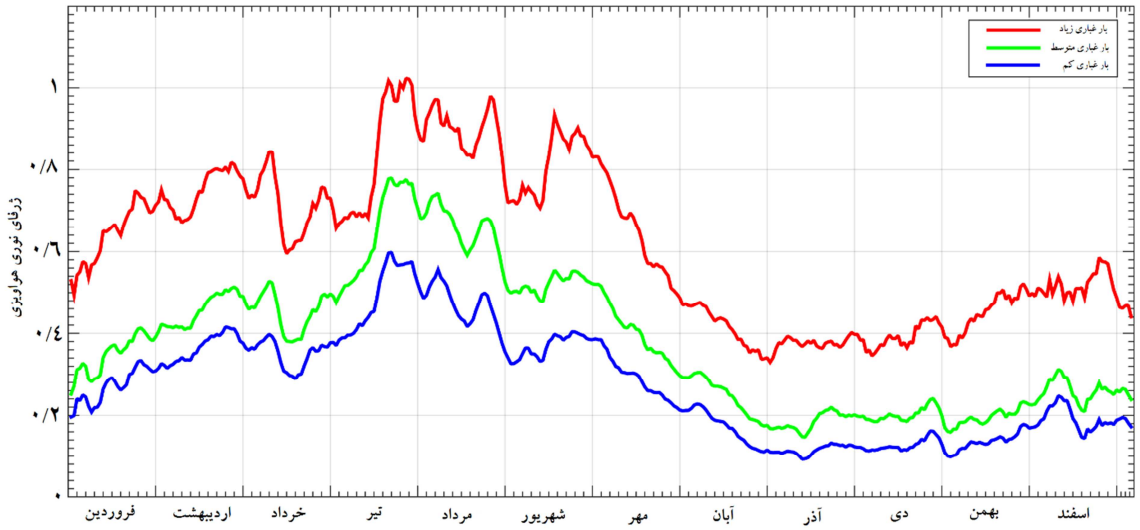
الف) مناطق با بار غباری کم، به‌صورت مداری از غرب تا شرق و در منتهی‌الیه شمال حوضه گسترش یافته است. این قلمرو منطبق بر بخش‌های کوهستانی حوضه بوده که ارتفاع آن اغلب بیش از ۱۰۰۰ متر است. میانگین بلندمدت ژرفای نوری هواویزی در این قلمرو حدود ۰/۲۸ برآورد شد که از میانگین حوضه (۰/۳۸۵) کمتر است (شکل۱۱).



شکل ۱۱: نقشه پهنه‌بندی ژرفای نوری هواویزی حوضه. *منبع: نویسندگان،۱۴۰۲*

ب) مناطق با بار غباری متوسط، بیشتر پهنه‌های میانی حوضه را شامل می‌شود و به‌صورت مداری بخش‌های ساحلی جنوب غرب حوضه تا منتهی‌الیه شمال شرق حوضه را در بر می‌گیرد. این بخش به لحاظ توپوگرافی، پایکوهی بوده و حالت تپه ماهوری و ناهموار دارد، اما کم‌ارتفاع است. بیشتر بخش‌های این قلمرو، ارتفاعی کمتر از ۵۰۰ متر دارند. میانگین ژرفای نوری هواویزی در این منطقه ۰/۳۸ است که به میانگین حوضه نزدیک است (شکل۱۱).

ج) مناطق با بار غباری زیاد، بیشتر جلگه رودخانه باهوکلات و منطقه ساحلی از گواتر تا مصب رودخانه بندینی را شامل می‌شود. هرچند این قلمرو وسعت کمتری از حوضه را پوشش می‌دهد، اما میانگین ژرفای نوری هواویزی در آن بالا بوده و به حدود ۰/۶۲ می‌رسد که نزدیک به دو برابر میانگین حوضه است. بالا بودن ژرفای نوری هواویزی در این منطقه دلایل توپوگرافیک و ژئومورفولوژیک دارد. زیرا ارتفاع این قلمرو کمتر از ۱۰۰ متر بوده و نسبتاً هموار است. از سوی دیگر، وجود نهشته‌های رسوبی ریزدانه که در تصاویر ماهواره‌ای به رنگ روشن دیده می‌شود، حاصل عملکرد رودخانه‌های بیشتر فصلی منطقه هستند. توپوگرافی هموار، توأم با آبرفت‌های ریزدانه، موجب شده که این منطقه جولانگاه وزش بادهای ساحلی قرار گرفته و هوای منطقه را به‌ویژه در فصل تابستان غبارآلود کند.



شکل ۱۲: نمودار میانگین بلندمدت ژرفای نوری هواویزی در سه پهنه حوضه بلوچستان جنوبی. *منبع: نویسندگان، ۱۴۰۲*

به منظور نشان‌دادن رفتار زمانی ژرفای نوری هوایزی در هر پهنه، شکل ۱۲ محاسبه و ترسیم شد. بر اساس این شکل هر سه پهنه، دارای رژیم ژرفای نوری هوایزی یکسانی هستند. اما شباهت ناحیه با بار غباری کم (کوهستانی) و ناحیه با بار غباری متوسط (پایکوهی) بسیار بیشتر است درحالی‌که ناحیه با بار غباری زیاد (جلگه‌ای) به لحاظ مقدار ژرفای نوری هواویزی، با دو قلمرو دیگر تفاوت چشمگیری دارد (شکل ۱۲). ساختار کلی این نمودار شبیه شکل ۹ است و نشان می‌دهد که ژرفای نوری هواویزی در دوره سرد سال کاهش می‌یابد و از یکپارچگی بیشتری برخوردار است درحالی‌که در دوره گرم سال از یکپارچگی کمتری برخوردار بوده و در تابستان به‌ویژه ماه‌های تیر و مرداد به اوج می-رسد. این بدان معناست که در شکل‌گیری ساختار زمانی- مکانی ژرفای نوری هواویزی در حوضه، علاوه بر عوامل محلی (توپوگرافیک، ژئومورفولوژیک و ادافیک)، عوامل منطقه‌ای نیز دخیل است. زیرا علی‌رغم ثبات نسبی عوامل

محلی در طول سال، تغییرات فصلی ژرفای نوری هواویزی در حوضه تحت کنترل عوامل منطقه‌ای است که در دوره گرم سال فعال می‌شوند. این موضوع را می‌توان به سازوکار موسمی هند که در دوره گرم سال در منطقه فعال است، نسبت داد.

نتیجه‌گیری

بالاترین مقادیر ژرفای نوری هواویزی در ایران در بخش‌های جنوب شرقی حوضه بلوچستان جنوبی مشاهده می‌شود. از این‌رو این پژوهش با هدف شناسایی تغییرات زمانی - مکانی ژرفای نوری هواویزی در این حوضه انجام شد. به منظور دستیابی به اهداف پژوهش، داده‌های فرآورده ژرفای نوری هواویزی الگوریتم ژرفای آبی سنجنده مودیس ترا با دقت مکانی ۱۰×۱۰ کیلومتر طی دوره آماری ۲۰۰۲-۲۰۱۹ به‌کار گرفته شد. برای تفکیک الگوهای تغییرات زمانی از الگوهای پراکندگی مکانی، از تحلیل مؤلفه‌های اصلی و برای دسته‌بندی زمانی و پهنه‌بندی مکانی داده‌های ژرفای نوری هواویزی، از تحلیل خوشه‌ای بهره گرفته شد. نتایج تحلیل مؤلفه اصلی، نشان داد که سه مؤلفه اصلی در مجموع حدود ۹۰ درصد از پراش داده‌ها را تبیین می‌کنند. مؤلفه اول حدود ۸۴ درصد تغییرات را تبیین نموده و ساختار کلی ژرفای نوری هواویزی در حوضه را نمایش می‌دهد و بسیار به الگوی مکانی میانگین بلندمدت روزانه شبیه است. مؤلفه دوم ۴ درصد و مؤلفه سوم حدود ۱ درصد از تغییرات را بیان می‌کنند. نقشه پراکندگی مکانی مؤلفه اول، نشان داد که در بخش‌های جنوب‌شرقی حوضه منطبق بر جلگه باهوکلات و نواحی ساحلی از گواتر تا مصب رودخانه فصلی بندینی، مقادیر نمرات این مؤلفه مثبت بوده یا به عبارت دیگر بالاتر از میانگین است. وجود توده‌های ماسه‌ای ساحلی، رسوبات آبرفتی ریزدانه ناشی از فعالیت کندوکاوی شبکه آب‌های جاری، توپوگرافی هموار و فقر پوشش گیاهی مناسب، موجب برداشت رسوبات توسط باد شده و در نتیجه افزایش ژرفای نوری هواویزی در این بخش‌ها را در پی دارد. بخش‌های شمالی حوضه به‌دلیل کوهستانی بودن و نبود عرصه‌های مناسب برداشت غبار، از ژرفای نوری هواویزی کمتری برخوردار است و میانگین آن از میانگین حوضه کمتر است. واکاوی تغییرات زمانی مؤلفه اول نشان داد که ژرفای نوری هواویزی در حوضه در تمام طول سال موجودیت داشته، اما دارای الگوی فصلی است. به‌طوری‌که در دوره سرد سال کاهش و در دوره گرم سال به‌طور چشمگیری افزایش می‌یابد.

واکاوی تغییرات زمانی ژرفای نوری هواویزی، نشان داد که حوضه را به چهار دوره زمانی زمستانه، بهاره - پاییزه، گذار و تابستانه می‌توان تفکیک نمود. میانگین ژرفای نوری هواویزی در دوره سرد سال کاهش می‌یابد و به حدود ۰/۲۰۴ می‌رسد و علاوه بر اینکه از الگوی یکپارچه‌ای برخوردار می‌باشد، دوام آن نیز بیشتر است (۲۰۵ روز). درحالی‌که دوره گرم سال از الگوی چندان یکپارچه‌ای برخوردار نیست. میانگین ژرفای نوری هواویزی در این دوره به‌ویژه در ماه‌های تیر و مرداد، افزایش چشمگیری یافته و به ۰/۶۹ می‌رسد که بیش از سه برابر میانگین دوره سرد است. این به مفهوم آنست که حوضه در دوره تابستان از هوای نسبتاً غبارآلودی برخوردار است.

واکاوی پراکندگی مکانی ژرفای نوری هواویزی نشان داد که حوضه بلوچستان جنوبی را به سه پهنه غباری می‌توان تفکیک نمود: الف) مناطق با بار غباری کم که بیشتر قلمروهای کوهستانی را در بخش‌های شمالی حوضه در بر می‌گیرد و مراکز سکونتگاهی مانند سرباز، نیکشهر، فنوج، تخت ملک، چانف، کویچ در این قلمرو قرار دارند. ب) مناطق

با بار غباری متوسط که بیشتر مناطق پایکوهی و تپه ماهوری در بخش‌های میانی حوضه را شامل می‌شود و نقاط زیستگاهی مانند پیشین، جکیگور، راسک، قصرقند، نیکوجهان، کهوران، زرآباد در این ناحیه قرار دارند. ج) مناطق با بار غباری زیاد که اغلب بخش‌های جلگه‌ای و ساحلی در جنوب شرق حوضه را در بر می‌گیرد و زیستگاه‌هایی چون گواتر، پسابندر، چابهار، تیس، کنارک، بندر تنگ، نگور، سنگان، نوبندیان، باهوکلات در این قلمرو جای دارند.

میانگین ژرفای نوری هواویزی در حوضه حدود ۰/۳۸ است که در پهنه جلگه‌ای، به حدود دو برابر (۰/۶۲) می‌رسد. هر سه پهنه، دارای رژیم ژرفای نوری هوایزی یکسانی هستند. اما شباهت قلمرو با بار غباری کم (کوهستانی) و متوسط (پایکوهی) بسیار بیشتر است درحالی‌که قلمرو با بار غباری زیاد (جلگه‌ای) به لحاظ مقدار ژرفای نوری هواویزی، با دو پهنه دیگر تفاوت قابل‌توجهی دارد. در مجموع می‌توان گفت که ژرفای نوری هواویزی در دوره سرد سال کاهش می‌یابد و از دوام و نظم بیشتری برخوردار است. درحالی‌که در دوره گرم سال دچار نوسانات بیشتری شده و در تابستان به‌ویژه ماه‌های تیر و مرداد به اوج (۰/۹) می‌رسد. این بدان معناست که در شکل‌گیری ساختار زمانی - مکانی ژرفای نوری هواویزی در حوضه، علاوه بر عوامل محلی مانند وضعیت ناهمواری‌های پیچیده و متنوع حوضه، ساختار ژئومورفیک حوضه شامل کوهستان، تپه ماهورها و بدلندها، دره‌های آبرفتی، جلگه‌های تراکمی ناشی از انباشت رسوبات و ساختار خاکشناسی منطقه (که دربرگیرنده نهشته‌های ریزدانه رسی و مارنی است و بافت روشن آن حتی در تصاویر ماهواره‌ای نیز جلوه‌گر است)، عوامل منطقه‌ای نیز دخالت دارد. زیرا با وجود ثبات نسبی عوامل محلی در طول سال، تغییرات فصلی ژرفای نوری هواویزی در حوضه تحت کنترل عوامل منطقه‌ای است که در دوره گرم سال فعال می‌شوند. مهم‌ترین سامانه فعال منطقه در فصل تابستان، سامانه موسمی هند است که با عوامل محلی همدست شده و موجب غباری شدن منطقه جنوب شرقی حوضه، در تابستان می‌شود.

منابع

احمدی، محمود؛ داداشی رودباری، عباسعلی. (۱۳۹۷). پایش فصلی روند ژرفای نوری هواویزها (*AOD550nm*) در ایران مبتنی بر الگوریتم *Blue Deep* سنجنده *MODIS*. دومین کنفرانس ملی آب و هواشناسی ایران، ۱۹ اردیبهشت ۱۳۹۷، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۴۰۳-۱۳۹۷.

احمدی، محمود؛ شکیبا، علیرضا؛ داداشی رودباری، عباسعلی. (۱۳۹۸). بررسی نقش شاخص‌های پوشش گیاهی و مؤلفه‌های جغرافیایی مکان بر ژرفای نوری هواویزهای فصلی ایران. فیزیک زمین و فضا، ۴۵، (۱)، ۲۱۱-۲۳۳.

انصافی مقدم، طاهره. (۱۳۹۹). بررسی شاخص ژرفای اُپتیکی آئروسل (*AOD*) در رویدادهای گردوغبار در جنوب غربی ایران. نشریه طبیعت ایران، ۶، (۲۵)، ۶۷-۵۵.

خوش سیما، مسعود؛ علی اکبری بیدختی، عباسعلی؛ احمدی گیوی، فرهنگ. (۱۳۹۲). تعیین ژرفای نوری هواویزها با استفاده از داده‌های دید افقی و سنجش‌ازدور. مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۹(۱)، ۱۶۳-۱۷۴.

دفتر مطالعات پایه منابع آب ایران، (۱۳۹۱). تقسیم‌بندی و کدگذاری حوضه‌های آبریز و محدوده‌های مطالعاتی در سطح کشور، نشریه شماره ۳۱۰، معاونت هماهنگی حوزه‌های آبریز، شرکت مدیریت منابع آب ایران، وزارت نیرو.

راهی زهی، حسین؛ خسروی، محمود؛ حمیدیان پور، محسن. (۱۴۰۰). تغییرات زمانی - فضایی غلظت هواویزیه در استان سیستان و بلوچستان (۲۰۱۸-۲۰۰۰). نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، ۸، (۱)، ۹۲-۷۹.

شایان، سیاوش؛ اکبریان، محمد؛ یمانی، مجتبی؛ شریفی کیا، محمد؛ مقصودی، مهران. (۱۳۹۳). تحلیل ویژگی‌های مورفوژنتیک توده‌های ماسه‌ای جلگه ساحلی مکران. فصلنامه پژوهش‌های فرسایش محیطی، ۴، (۱۳)، ۷۸-۶۲.

عزیزی، قاسم؛ خوش اخلاق، فرامرز؛ شمسی پور، علی اکبر؛ نگاه، سمانه؛ فریدمجتهدی، نیما. (۱۳۹۹). کم فشارهای گرمایی فلات ایران. مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، ۱۱، (۴۱)، ۹۳-۱۱۳.

علیجانی، بهلول. (۱۳۸۱). اقلیم‌شناسی سینوپتیک. انتشارات سمت.

علیجانی، بهلول. (۱۳۸۳). آب و هوای ایران. انتشارات دانشگاه پیام نور.

غیور، حسنعلی؛ منتظری، مجید. (۱۳۸۳). پهنه‌بندی رژیم‌های دمایی ایران با مؤلفه‌های مبنا و تحلیل خوشه‌ای. مجله جغرافیا و توسعه، ۲، (۴)، ۳۴-۲۱.

فرج زاده، منوچهر؛ کریمی، نعمت اله. (۱۳۹۲). مبانی هواشناسی ماهواره‌ای. انتشارات سمت. تهران.

محمودی، فرج اله. (۱۳۸۱). پراکندگی جغرافیایی ریگ زارهای مهم ایران. مؤسسه تحقیقات جنگل‌ها و مراتع.

محمودی، فرج اله. (۱۳۸۹). ژئومورفولوژی دینامیک. دانشگاه پیام نور.

مسعودیان، سید ابولفضل. (۱۳۹۰). آب و هوای ایران. انتشارات شریعهٔ توس، مشهد.

نوحه گر، احمد؛ یمانی، مجتبی. (۱۳۸۵). ژئومورفولوژی ساحل شرقی تنگه هرمز با تأکید بر فرسایش بادی. انتشارات دانشگاه هرمزگان.

Alhaj Mohamad, F. (2015). Retrieval of aerosol optical depth from MODIS data at 500 m resolution compared with ground measurement in the state of Indiana (Doctoral dissertation) .

Asmarech, E & Raju, U. J. P. (2021). Daily and Seasonal Variation of Aerosol Optical Depth and Angstrom Exponent over Ethiopia using MODIS Data, Pollution 2022, 8(1): 315-329. DOI: 10.22059/POLL.2021.316010.971.

Filonchyk, M., Yan, H., Zhang, Z., Yang, S., Li, W and Li, Y. (2019).Combined use of satellite and surface observations to study aerosol optical depth in different regions of China, Scientific Reports, 9(1), 6174.

Alam, Kh., Khan, R., Ali, Sh., Ajmal, M., Khan, G., Muhammad, W & Ali, A. M. (2015). Variability of aerosol optical depth over Swat in Northern Pakistan based on satellite data, Arab J Geosci, 8:547–555. DOI 10.1007/s12517-013-1237-2.

Klingmüller, K., Pozzer1, A., Metzger, S., Stenchikov, G .L. & Lelieveld, J. (2016). Aerosol optical depth trend over the Middle East, Atmos. Chem. Phys., 16, 5063–5073. DOI: 10.5194/acp-16-5063-2016.

Wang, J. & Christopher, S. A. (2003). Intercomparison between satellites derived aerosol optical thickness and PM2.5 mass: implications for r air quality studies, Geophys. Res. Lett., 30, 2095-2116.

Seinfeld, H. and Pandis, N. (1998). Atmospheric chemistry and physics, from air pollution to climate change, New York, John Wiley & Sons, 1191pp.

Timm, N. H. (2002). Applied multivariate analysis. http://link.Springer.com/content/pdf/10.1007/b98963. Pdf.

Rizza, U., Mancinelli, E., Morichetti, M., Passerini, G., & Virgili, S. (2019). Aerosol Optical Depth of the Main Aerosol Species over Italian Cities Based on the NASA/MERRA-2 Model Reanalysis, Atmosphere, 10, 709; DOI:10.3390/atmos10110709.

Tian, X., Liu, S., Sun, L., & Liu, Q. (2018). Retrieval of aerosol optical depth in the arid or semiarid region of northern Xinjiang, China. Remote Sensing, 10(2), 197.

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)

Ahmadi, M., Dadashi Rudbari, AA. (2017). Seasonal monitoring of aerial optical depth trend (nm550AOD) in Iran based on MODIS sensor's Blue Deep algorithm. The second national conference on the climatology of Iran, 19 May 2017, Ferdowsi University of Mashhad, pp 1397-1403. https://civilica.com/doc/781117/. [In Persian]

Ahmadi, M., Shakiba, A., Dadashi Rudbari, AA. (2018). Investigating the role of vegetation indices and geographic components on seasonal aerosol optical depth over Iran. Earth and Space Physics, 45, (1), pp 211-233. DOI: 10.22059/JESPHYS.2018.260582.1007019. [In Persian]

Alijani, B. (2002). Synoptic climatology. SAMT publications. ISBN: 978-964-459-609-4. [In Persian]

Alijani, B. (2005). Climate of Iran. Payam Noor University Publications. [In Persian]

Azizi G, Khosh Akhlagh F, Shamsipour A, Negah S, Farid mojtahedi N. (2020). Thermal low pressures of the Iran plateau. Arid Regions Geographic Studies. 11, (41), pp 93-113. http://journals.hsu.ac.ir/jarhs/article-1-1633-fa.html. [In Persian]

Bureau of Basic Studies of Water Resources of Iran. (2013). Classification and coding of watersheds and study areas at the country level, publication No. 310, deputy director of watershed coordination, Iran Water Resources Management Company, Ministry of Power. [In Persian] https://waterstandard.wrm.ir/cs/WRMResearch/278/10

Ensafi Moghadam, T. (2019). Investigation of Aerosol Optical Depth Index (AOD) in dust events over Southwestern Iran. Iranian Nature Journal, 6, (25), pp 67-55. DOI: 10.22092/IRN.2021.123361. [In Persian]

Farajzadeh, M., Karimi, N. (2013). Principles of Satellite Meteorology. SAMT publications. ISBN: 978-964-530-911-2. [In Persian]

Ghayor, HA., Montazeri, M. (2004). Classification of Temperature Regime of Iran Using PCA and CA. Journal of Geography and Development, 2, (4), pp 21-34. DOI: 10.22111/GDIJ.2004.3882. [In Persian]

Khosh Sima, M., Ali Akbari Bidakhti, AA., Ahmadi Givi, F. (2012). Evaluation of aerosol optical depth using visibility and remote sensing data in urban and semi-urban areas in Iran. Journal of Earth and Space Physics, 39(1), pp 163-174. DOI: 10.22059/JESPHYS.2013.31953. [In Persian]

Mahmoudi, F. (2002). Geographical distribution of major dunes of Iran. Research Institute of Forests and Pastures. [In Persian]

Mahmoudi, F. (2010). Dynamic geomorphology. Payam Noor University Publications. [In Persian]

Masoudian, S.A. (2011). Climate of Iran. Sharia Toos Publication. Mashhad. [In Persian]

Nohagar, A., Yamani, M. (2006). Geomorphology of the eastern coast of the Strait of Hormuz with emphasis on wind erosion. Hormozgan University Press. [In Persian]

Rahi Zahi, H., Khosravi, M., Hamidianpour, M. (2021). The Spatio-Temporal Variations of Aerosol Concentration Using Remote Sensing in Sistan and Baluchestan Province (2018 - 2000). Journal of Spatial Analysis of Environmental Hazards, 8, (1), pp 92-79. DOI: 10.52547/jsaeh.8.1.79. [In Persian]

Shayan, S., Akbarian, M., Yamani, M., Sharifi Kia, M., Maqsoodi, M. (2013). Analysis of Sand Masses Morphogenetic in Makran Coastal Plain. Environmental Erosion Research Quarterly, 4, (13), pp 62-78. DOI: 20.1001.1.22517812.1393.4.1.4.3. [In Persian]

References (in English)

Alhaj Mohamad, F. (2015). Retrieval of aerosol optical depth from MODIS data at 500 m resolution compared with ground measurement in the state of Indiana (Doctoral dissertation) .

Asmarech, E & Raju, U. J. P. (2021). Daily and Seasonal Variation of Aerosol Optical Depth and Angstrom Exponent over Ethiopia using MODIS Data, Pollution 2022, 8(1): 315-329. DOI: 10.22059/POLL.2021.316010.971.

Filonchyk, M., Yan, H., Zhang, Z., Yang, S., Li, W and Li, Y. (2019).Combined use of satellite and surface observations to study aerosol optical depth in different regions of China, Scientific Reports, 9(1), 6174.

Alam, Kh., Khan, R., Ali, Sh., Ajmal, M., Khan, G., Muhammad, W & Ali, A. M. (2015). Variability of aerosol optical depth over Swat in Northern Pakistan based on satellite data, Arab J Geosci, 8:547–555. DOI 10.1007/s12517-013-1237-2.

Klingmüller, K., Pozzer1, A., Metzger, S., Stenchikov, G .L. & Lelieveld, J. (2016). Aerosol optical depth trend over the Middle East, Atmos. Chem. Phys., 16, 5063–5073. DOI: 10.5194/acp-16-5063-2016.

Wang, J. & Christopher, S. A. (2003). Intercomparison between satellites derived aerosol optical thickness and PM2.5 mass: implications for r air quality studies, Geophys. Res. Lett., 30, 2095-2116.

Seinfeld, H. and Pandis, N. (1998). Atmospheric chemistry and physics, from air pollution to climate change, New York, John Wiley & Sons, 1191pp.

Timm, N. H. (2002). Applied multivariate analysis. http://link.Springer.com/content/pdf/10.1007/b98963. Pdf.

Rizza, U., Mancinelli, E., Morichetti, M., Passerini, G., & Virgili, S. (2019). Aerosol Optical Depth of the Main Aerosol Species over Italian Cities Based on the NASA/MERRA-2 Model Reanalysis, Atmosphere, 10, 709; DOI:10.3390/atmos10110709.

Tian, X., Liu, S., Sun, L., & Liu, Q. (2018). Retrieval of aerosol optical depth in the arid or semiarid region of northern Xinjiang, China. Remote Sensing, 10(2), 197.