



Morphology, Mobility and Grain Size Characteristics in New Sand Dunes the Case Study of Young Erg of Abshirin

Farhad Hasani Dorabad ¹, Naser Mashhadi ²  , Amirreza Keshtkar ³

1- Desert Management Department, International Desert Research Center, University of Tehran, Tehran, Iran

Email: fhasani@ut.ac.ir

2- (Corresponding Author) Department of Earth Sciences, International Desert Research Center, University of Tehran, Tehran, Iran

Email: nmashhad@ut.ac.ir

3- Desert Management Department, International Desert Research Center, University of Tehran, Tehran, Iran

Email: keshtkar@ut.ac.ir

Article Info

Article type:
Research Article

Article History:

Received:

4 August 2023

Received in revised form:

29 October 2023

Accepted:

30 November 2023

Available online:

26 December 2023

Keywords:

Sand Mobility,
Sorting,
Equivalent Sand,
Morphology,
Desert Environment of
Abshirin.

ABSTRACT

The aim of the paper is to assess the morphological characteristics, mobility, and distribution of sediment particle size as maturity indicators of young dunes. The results indicated that according to the Equivalent Sand Thickness (EST) parameter and the wind direction variability parameter, the morphology of the sand dunes was determined as linear. The climatic index of sand dune mobility using meteorological data of Qom, Kashan, and Ardestan synoptic stations in a 27-year period showed that the sand mobility index (M) for sand dunes is 210, which is in the range of fully active dunes. The Grain Size Distribution and the scatterplots diagrams of sorting, skewness, and kurtosis versus the mean size of particles in differentiating the types of sand dunes showed that the relationship of sorting and skewness versus the mean size is effective in showing the dune's mobility. Sediment grain size parameters can be used as an indicator for transport environment and spatial changes. The studies of this research showed that based on grain size characteristics and climatic index, the sand dunes are the simple linear type with full activity. The transport environment in the dune sediments of the upwind sector is more energetic than the dune sediments of the downwind sector.

Cite this article: Hasani Dorabad, F., Mashhadi, N., & Keshtkar, A. (2023). Morphology, Mobility and Grain Size Characteristics in New Sand Dunes the Case Study of Young Erg of Abshirin. *Physical Geography Research Quarterly*, 55 (4), 123-145.

<http://doi.org/10.22059/JPHGR.2024.361806.1007780>



© The Author(s).

Publisher: University of Tehran Pre

Extended Abstract

Introduction

Dune fields in arid and semi-arid regions typically form part of local to regional scale sand transport systems, which comprise source areas, transport pathways, and depositional sinks. The range of states of new sand dunes morphology and mobility generally follows the ratio between wind energy for sand transport, aeolian depositions characteristics, and many other environmental factors such as vegetation cover, humidity, and topography. Several parameters have been proposed to account for the morphology and mobility of the sand dunes. Wasson and Hyde considered dune forms as a function of the equivalent sand thickness (EST) parameter and wind direction change (RDP/DP) parameter. The range of states of dune mobility generally follows a climatic gradient. The climatic index of dune mobility developed by Lancaster has been applied to various environments. This index provides a measure of sand mobility (M) as a function of the ratio between the annual percentage of the time the wind is above the threshold for sand transport (W) and the effective annual precipitation (P/PE), where PE is potential evapotranspiration calculated using the Thornthwaite method. The grain size characteristics of the dune sands are closely related to factors such as the dynamic processes of the dunes, sand availability, vegetation, mode and distance of transportation from the source zones, and the energy conditions of the transporting medium. Textural and compositional variables widely used in grain-scale studies are the grain-size parameters (mean size, sorting, skewness, and kurtosis), and the specific gravity mean grain size is widely employed in dynamic interpretations, transport equations and sedimentary environment differentiation. Sorting is very useful in studies of sedimentary environments and aeolian dynamics. Dune sands tend to be better sorted than river sands. Skewness is likewise used to describe grain size distributions in aeolian environments and models to pattern the sediment transport trends. The distinction between the sand types can be numerically stated by computing the distribution curve's

skewness (the third moment). On the phi scale, the skewness of dune sands is generally positive, whereas that of beach sands is generally negative. Finally, kurtosis is the less employed grain size parameter, and even Friedman (1961) affirms that it is not an environment-sensitive parameter. An aeolian sedimentary environment dominates the studied area and includes Active depositional dunes that have been formed in the last few decades. This research aims to analyze the characteristics of new sand dunes, including morphology, sediment physics, dunes mobility, and the relationship evaluation between factors to understand the nature of new sand dunes as one of the indicators of dry environments.

Methodology

The characteristics of new sand dunes were evaluated based on meteorological, remote sensing data, observations, and field sampling. MODIS remote sensing data is used to study the sand dunes' morphology. The meteorological data were derived from two stations of Qom and Kashan. The analysis of the elongation and form of the dunes as the wind direction indicator showed that the area is affected by the winds region of the Qom. The samples were collected from linear sand dunes within varying morphologies. A total of 16 dune sites were studied. Grain size analysis of all samples was carried out using standard dry sieving and sedimentation techniques. Graphic grain-size parameters were estimated following Folk and Ward and using GRADISTAT software. The four size parameters were calculated, namely, mean size, sorting, skewness, and kurtosis. Scatter plot diagrams of mean size versus sorting, skewness, and kurtosis were plotted as scatter diagrams to evaluate their interrelationship and effectiveness in differentiating between the various sand dunes.

Results and Discussion

Anemometry analysis shows that the wind in the region blows from three directions as westerly, north-westerly, and easterly, respectively, based on frequency and speed. Sand-moving winds in the area are strongly controlled from two primary directional

sectors, westerly and north-westerly. Total potential sand transport (drift potential, DP) ranges from 202 (Qom station) to 87 (Kashan station) vector units (VU). Different types of sand dunes were identified in Erg Absherin; (a) prebarchanic dunes, (b) wedge-shaped dunes, and (c) simple immaturity linear dunes to silk dunes. The grain size distribution of the samples showed that the sand dunes have an average size range of medium to fine sand. The histograms of the size distribution indicated that they are all unimodal, with a modal class varying between medium to fine sand size. The sands of the studied dunes are poorly sorted; they range in size from 0.46 to 1.12 phi. The young and immature dunes of the northern area are relatively less sorted than the mature dunes. The interrelationship between mean size and skewness shows a general trend of skewness from medium to fine particles. Positivity of skewness increases with the increase in the mean grain size. In the same way, a general decreasing trend is recognized in the interrelationship between mean size and kurtosis, so sediments with a smaller mean size (larger phi) have leptokurtic. The state of dune mobility was determined based on the Lancaster dune mobility index test. The data showed that the sand mobility index (M) for sand dunes is 210, which is in the range of fully active dunes.

Conclusion

The landscape of Kashan deserts is dominated by desert sand dunes, which occupy a considerable area of this region. Many of these new dunes have been formed and developed in the last few decades. Therefore, they provide the form and aeolian deposits with special features. The immaturity of crescent-shaped sand dunes (prebarchanic) to Seif dunes, lack of vegetation cover, and topographical characteristics indicate that the Erg is active.

The spatial distribution of sand dunes showed that the linear morphology is consistent with the behavior of Qom station's wind and sand flux patterns. The harmony of the wind and storm rose patterns indicated that both effectively shape the dunes. The value of the dune mobility index exhibits that the dunes are fully active. The Aeolian Sediment Availability was compared with Glaser's diagram. Most of the samples were located in the aeolian mobility sector according to Gläser criteria. In terms of grain size distribution, there are differences in the grain size distributions for different dune types. The dunes are mostly composed of medium to magnificent sands. The sorting parameter indicates that the sands on the southern dunes (downwind) are better sorted than on the northern dunes (upwind). Under the conditions of low wind activity in the south of Erg, the frequency of finer particles and better sorting will increase. In general, the study of the analysis of this new and young Erg indicates that the dunes are characterized by linear or elongated, active, and mobile in an Aeolian high-energy environment with sands of medium to fine, poorly to moderately well-sorted and finely skewed.

Funding

There is no funding support.

Authors' Contribution

All of the authors approved the content of the manuscript and agreed on all aspects of the work.


Conflict of Interest

Authors declared no conflict of interest.

Acknowledgments

We are grateful to all the scientific consultants of this paper.

مورفولوژی، تحرک و ویژگی‌های اندازه ذرات رسوب در تپه‌های ماسه‌ای جدید مطالعه موردی: ارگ جوان آب‌شیرین

فرهاد حسنی درآباد^۱، ناصر مشهدی^۲ ، امیر رضا کشتکار^۳

۱- گروه مدیریت مناطق بیابانی، مرکز تحقیقات بین‌المللی بیابان، دانشگاه تهران، تهران، ایران. رایانامه: Fhasani@ut.ac.ir
۲- نویسنده مسئول، گروه علوم زمین، مرکز تحقیقات بین‌المللی بیابان، دانشگاه تهران، تهران، ایران. رایانامه: nmashhad@ut.ac.ir
۳- گروه مدیریت مناطق بیابانی، مرکز تحقیقات بین‌المللی بیابان، دانشگاه تهران، تهران، ایران. رایانامه: keshtkar@ut.ac.ir

اطلاعات مقاله

چکیده

نوع مقاله:

مقاله پژوهشی

تاریخ دریافت:

۱۴۰۲/۰۵/۱۳

تاریخ بازنگری:

۱۴۰۲/۰۸/۰۷

تاریخ پذیرش:

۱۴۰۲/۰۹/۰۹

تاریخ چاپ:

۱۴۰۲/۱۰/۰۵

واژگان کلیدی:

تحرک ماسه،

جورشدگی،

ماسه معادل،

مورفولوژی،

محیط بیابانی آب‌شیرین.

هدف مقاله ارزیابی ویژگی‌هایی مورفولوژی، تحرک‌پذیری و توزیع اندازه ذرات رسوب به عنوان شاخص‌های تکامل تپه‌های جوان می‌باشد. با این هدف و بر پایه عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره، نقشه‌ها و بازدیدهای صحرایی مطالعه انجام شد. نتایج نشان داد که بر پایه پارامتر ضخامت ماسه معادل و پارامتر تغییرپذیری جهت باد، نوع مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای، خطی مشخص شد. شاخص آب و هوایی تحرک تپه‌های ماسه‌ای، توسعه یافته توسط لنکستر، با استفاده از داده‌های هواشناسی ایستگاه سینوپتیک قم، کاشان و اردستان، در یک دوره ۲۷ ساله برای تپه‌های ماسه‌ای آزمایش شد و نشان داد که رابطه خوبی بین میانگین شاخص تحرک، فعالیت و مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای وجود دارد. داده‌های این تحقیق نشان می‌دهد که شاخص تحرک ماسه (M) برای تپه‌های ماسه‌ای ۲۱۰ است که در محدوده تپه‌های ماسه‌ای کاملاً فعال قرار دارند. توزیع اندازه دانه و چهار پارامتر اندازه یعنی میانگین اندازه، جورشدگی، چولگی و کشیدگی منحنی محاسبه شد. نمودارهای طرح پراکندگی جورشدگی، چولگی و کشیدگی در مقابل اندازه متوسط ذرات، در تمایز انواع تپه‌های ماسه‌ای نشان داد که رابطه جورشدگی و چولگی در مقابل میانگین اندازه ذرات، در نشان دادن تحرک تپه‌ها موثر هستند. پارامترهای اندازه دانه رسوبات بدون توجه به نوع مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای دارای تغییرات مکانی هستند. مشخصه‌های اندازه دانه می‌تواند به عنوان شاخصی برای محیط انتقال استفاده شود. مطالعات این تحقیق نشان داد که بر اساس ویژگی‌های اندازه دانه و شاخص اقلیمی، تپه‌های ماسه‌ای از نوع خطی ساده با فعالیت زیاد می‌باشند. محیط انتقال رسوبات تپه‌ها در بالا دست باد نسبت به رسوبات تپه‌ها در پایین دست پراورزی‌تر است.

استناد: حسنی درآباد، فرهاد؛ مشهدی، ناصر و کشتکار، امیر رضا. (۱۴۰۲). مورفولوژی، تحرک و ویژگی‌های اندازه ذرات رسوب در تپه‌های ماسه‌ای جدید مطالعه موردی: ارگ جوان آب‌شیرین. *مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۵۵ (۴)، ۱۴۵-۱۳۳.

<http://doi.org/10.22059/JPHGR.2024.361806.1007780>

مقدمه

عرصه‌های تپه‌های ماسه‌ای (ارگ) در مناطق خشک و نیمه خشک معمولاً بخشی از سیستم‌های انتقال ماسه را در مقیاس محلی تا منطقه ای تشکیل می‌دهند، که شامل مناطق منبع، مسیرهای انتقال و مناطق رسوبگذاری است (Lancaster et al, 2015). فرایندهای بادی مسئول شکل‌گیری لندفرم‌های بادی همانند پهنه‌های ماسه، تپه ماسه ای در مناطق خشک و نیمه خشک (Lancaster, 2015)، بیابانزایی، انتشار گرد و غبار هستند. فرآیند بادی و اختلالات انسانی در محیط زیست می‌تواند به طور جدی تعادل طبیعی یک منطقه را به هم زده و منجر به تغییرات مکانی فرسایش بادی از جمله تشکیل و گسترش پهنه‌های ماسه‌ای یا تپه‌های ماسه‌ای جدید شود (توکلی فرد و همکاران، ۱۳۹۱). مطالعات نشان داده که افزایش گرد و غبار (Zhang et al, 2003؛ Liu & Wang, 2014؛ Gillette, 2001؛ Liu & Wang, T. 2014؛ مشهدی و همکاران، ۱۳۹۸) در ۷۰ تا ۲۰ سال گذشته تشکیل و افزایش یافته است.

تشکیل و فعالیت تپه‌های ماسه‌ای جدید می‌تواند نتیجه‌ای از تغییرات الگو و فرایند اکوسیستم بیوسفر زمینی از جمله تغییرات فرایند ژئومورفیک و فعالیت های اقتصادی توسط انسان باشد (Syvitski & Kettner, 2011). تپه‌های ماسه‌ای جدید یک لندفرم بادی هستند که به دلیل زمان و طول مدت تشکیل دارای ویژگی‌های خاصی هستند که آنها را از تپه‌های قدیمی متمایز می‌کند.

محدوده وضعیت‌های مرفولوژی و تحرک تپه‌های ماسه‌ای جدید به طور کلی از نسبت بین انرژی باد برای انتقال ماسه، خصوصیات رسوبات بادی (Alcántara & Bilbao, 2001) و بسیاری از عوامل محیطی دیگر مانند پوشش گیاهی، رطوبت و توپوگرافی (Sherman & Hotta, 1990) پیروی می‌کنند.

مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای جدید بر خلاف تپه‌های ماسه‌ای قدیمی که دارای الگوهای پیچیده و ترکیبی حاصل از الگوهای ساده هستند (Kocurek & Ewing, 2005)، از الگوهای ساده و پایه مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای همانند تپه‌های پیش بارخانی تا بارخان و تپه‌های ماسه‌ای خطی ساده (سیف) پیروی می‌کنند (مشهدی و همکاران، ۲۰۰۷). الگوهای پیچیده تپه‌های ماسه‌ای نشان‌دهنده طول زمان و تغییرات اقلیمی در دوره کوتاه‌تر است (Kocurek & Ewing, 2005) در حالی که مورفولوژی ساده، طول زمان کمتر شکل‌گیری و شرایط حال را نشان می‌دهد و تغییرات در آنها می‌تواند حاصل نوسانات اقلیمی (حسینی و همکاران، ۱۴۰۱) و فعالیت‌های وسیع انسانی با شدت بالا (Klintonberg & Seely, 2004؛ Zhang et al, 2018؛ Zhao et al, 2021) باشد.

مطالعاتی زیادی در مورد مورفولوژی و ویژگی‌های باد ارائه شده است (Arens et al; Hardisty & Whitehouse, 1988؛ all, 2004؛ Howard et al, 1978؛ Goudie & Viles, 2014). یکی از این مطالعات بر اساس پارامتر ضخامت ماسه معادل^۲ (Wasson & Hyde, 1983) و میزان تغییر پذیری جهت باد^۳ (RDP/DP)^۴ (Fryberger & Dean, 1979) می‌باشد، که نوع مورفولوژی تپه ماسه‌ای را مشخص می‌کند.

تحرک و فعالیت تپه‌های ماسه‌ای اعم از تپه‌های جدید یا باز فعال شدن تپه‌های قدیمی نیز با پارامترها و شاخص‌های مختلفی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند (Lancaster & Helm, 2000؛ Bullard et al, 1997؛ Wolfe, 1997). از جمله این مطالعات می‌توان به شاخص تحرک لنکستر نام برد (Lancaster, 1988)، که به طور گسترده در ایران و جهان مورد

1. Erg

2. Equivalent Sand Thickness (EST)

3. Wind Direction Variability

4. Resultant Drift Potential/ sand Drift Potential

استفاده قرار گرفته است (Bullard et al, 1997؛ Stetler & Gaylord, 1996؛ يوسفى و همكاران، ۱۴۰۰؛ توکلى فرد و همكاران، ۱۳۹۴؛ زندى فر و همكاران، ۱۴۰۱؛ راهى و همكاران، ۱۴۰۱). اين شاخص محدوده‌اى از فعاليت تپه‌ها را از تپه‌هاى ماسه‌اى غير فعال تا تپه‌هاى ماسه‌اى كاملاً فعال را با شاخص کمتر از ۵۰ تا بيشتر از ۲۰۰ بر آورد مى‌کند (Lancaster & Helm, 2000).

همچنين ویژگی‌هاى رسوبات بادی از جمله کانی‌شناسى و پارامترهاى بافتى، ترکيبى (Lancaster & Tchakerian, 1996؛ Wang et al, 2002) مى‌تواند اطلاعات ارزشمندی در مورد محيط منابع ماسه، نحوه انتقال و منشا سنگ ماسه‌هاى بادی را ارايه دهند. به طوری که کانی‌شناسى رسوبات در بيشتر موارد منعکس‌کننده ماهيت سنگ منشا است، در حالى که پارامترهاى بافتى عمدتاً، نحوه انتقال و شرايط انرژی محيط انتقال را نشان مى‌دهند (Friedman, 1961؛ Muhs et al, 2003).

متغيرهاى بافت و توزيع اندازه ذرات تپه‌هاى ماسه‌اى، به عنوان يك عامل مهم در مورفولوژى و فرآيندهاى ديناميكی تپه‌هاى ماسه‌اى عمل کرده است (Wang et al, 2003؛ Pye & Tsoar, 2008). پارامترهاى آماری اندازه دانه شامل میانگين اندازه ذرات، جورشدگى (انحراف معيار)، چولگى و کشيدگى منحنى هستند که در مطالعات متعدد مورد استفاده قرار گرفته‌اند (Folk & Ward, 1957؛ Khalaf, 1989؛ Muhs, 2004؛ Lopez et al 2020). از میان پارامترهاى آماری بالا، میانگين اندازه ذرات به طور گسترده‌اى در تفاسير ديناميكی، معادلات انتقال و تمايز محيط رسوبی به کار گرفته شده است (Friedman, 1961؛ Zhang & Dong, 2015). پارامتر جورشدگى در مطالعات ديناميكی بادی بسيار مفيد است. تپه‌هاى ماسه‌اى با جورشدگى ضعيف تا متوسط در فاصله‌اى کوتاه و در نزديکى منطقه منبع رسوبات رخ مى‌دهند (Blount & Lancaster, 1990)، در حالى که، يك مسير انتقال بادی طولانى‌تر، تپه‌هاى ماسه‌اى جورشده بهتر و ريزدانه‌ترى را ايجاد مى‌کند (Kasper & Edwards, 2005). چولگى نيز برای توصيف توزيع اندازه دانه در محيطهاى بادی و مدل‌هاى براى الگوبردارى از روند انتقال رسوب استفاده مى‌شود (Le Roux, 1994؛ Bertolini et al, 2023). در نهايت، کشيدگى پارامتر اندازه دانه کمتر مورد استفاده است، و حتى فریدمن (۱۹۶۱) تأييد مى‌کند که يك پارامتر حساس به محيط نيست. چشم‌انداز زيست بوم‌هاى بيابانى کاشان و قم تحت تسلط تپه‌هاى ماسه‌اى بيابانى مى‌باشد. تسلط محيط بيابانى، آسیب‌پذيرى اکولوژيکى را تشديد و منجر به کاهش حاصل‌خيزى خاک، وسعت سرزمين و بهره‌ورى زمين شده است (Zhao et al, 2021؛ مشهدى، ۱۴۰۱).

منطقه مورد مطالعه چشم‌اندازى از يك زيست‌بوم بيابانى بين کاشان و قم مى‌باشد، که تحت تسلط محيط رسوبی بادی شامل تپه‌هاى ماسه‌اى رسوبی فعال است و در چند دهه اخير تشکيل شده‌اند. گسترش تپه‌هاى بادی جديد در لندفرم‌هاى بيابانى داراى ویژگی‌هاى از جمله تحرک‌پذيرى و دانه‌بندى هستند که در محيطهاى خشک منجر به انتقال و تجاوز ماسه، تخریب سرزمين، مشکلات محيط‌زيست و مانعى برای توسعه زيرساخت‌ها مى‌شود (Afrasinei et al, 2018؛ مشهدى، ۱۴۰۱). هدف اين پژوهش بررسى ویژگی‌هاى تپه‌هاى ماسه‌اى جديد، اعم از مورفولوژى، فيزيک رسوب، تحرک تپه‌ها و ارتباط و ارزيباى بين اين عوامل برای توصيف طبيعت تپه‌هاى ماسه‌اى جديد به عنوان يکى از شاخص‌هاى محيطهاى خشک، مى‌باشد.

روش پژوهش

مراحل و روش پژوهش با توجه به مواد به صورت زیر انجام گرفت.

- ۱- بر اساس داده‌های هواشناسی، سنجش از دور، مشاهدات و نمونه‌برداری میدانی، ویژگی‌های تپه‌های ماسه‌ای جدید ارزیابی شد.
- ۲- داده‌های هواشناسی از دو ایستگاه سینوپتیک قم و کاشان در یک دوره ۲۷ ساله از ۱۳۶۹ تا ۱۳۹۵ بدست آمدند (سازمان هواشناسی کشور). مطالعه اقلیم به منظور تعیین اثر عوامل آب‌وهوایی و اقلیم به ویژه ویژگی‌های باد بر شکل‌گیری و مرفولوژی مجموعه تپه‌های ماسه‌ای صورت گرفت. مطالعه بادنمایی منطقه بر اساس داده‌های روزانه باد و با نرم‌افزار WDconvert به منظور خوانا کردن داده‌های بادنمایی و نرم‌افزار W R Plot جهت رسم گل‌باد و گل‌توفان و همچنین از نرم‌افزار Sand Rose Graph برای محاسبه و رسم استفاده گل‌ماسه داده‌های ایستگاه‌های قم و کاشان بود.
- ۳- مطالعه مرفولوژی تپه‌های ماسه‌ای بر اساس تفسیر چشمی تصاویر ماهواره‌ای و بازدیدهای میدانی انجام شد. به منظور اثرات باد دو ایستگاه قم و کاشان در تشکیل و گسترش تپه‌های ماسه‌ای، تجزیه و تحلیل کشیدگی و شکل تپه‌ها به عنوان شاخص جهت باد با گل‌باد، گل‌توفان و گل‌ماسه صورت گرفت.
- ۴- بر اساس داده‌های به دست آمده از باد و مرفولوژی، نسبت به ویژگی‌های محیط رسوبگذاری بادی، ویژگی‌های رسوبات بادی و ویژگی‌های فعال بودن ارگ مزبور اقدام به جمع‌آوری نمونه‌ها از تپه‌های ماسه‌ای شد. نمونه‌ها در ماه‌های تیر و مرداد از دامنه رو به باد (دامنه با شیب ملایم) در تپه‌های ماسه‌ای با مرفولوژی و مراحل تکاملی متفاوت جمع‌آوری گردید (جدول ۱). مختصات نمونه‌ها با GPS یادداشت و در روی تصاویر ماهواره سایت گوگل ارث ثبت شد، همچنین ارتفاع نمونه‌ها نسبت به سطح زمین نیز ثبت گردید (جدول ۱). نمونه‌ها از سطح تپه تا عمق ۳ سانتیمتری جمع‌آوری شدند (Lancaster, 1988). در مجموع ۱۶ نمونه، مورد مطالعه فیزیکی اندازه دانه با روش استاندارد الک خشک و پارامترهای آماری اندازه دانه براساس روش فولک و وارد (۱۹۵۷) و نرم افزار GRADISTAT قرار گرفتند.
- ۴- تجزیه و تحلیل اندازه دانه همه نمونه‌ها با استفاده از روش‌های استاندارد الک خشک انجام شد. پارامترهای گرافیکی اندازه دانه یعنی میانگین اندازه، جورشدگی، چولگی و کشیدگی منحنی، براساس روش فولک و وارد (۱۹۵۷) و نرم افزار GRADISTAT محاسبه شد.
- ۵- نمودارهای طرح پراکندگی اندازه میانگین در مقابل جورشدگی، چولگی و کشیدگی به عنوان نمودارهای پراکندگی برای ارزیابی رابطه متقابل آنها و اثربخشی آنها در تمایز بین انواع مختلف تپه‌های ماسه‌ای ترسیم شد.
- نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰، این نقشه‌ها برای مطالعات جزئی و تعیین خصوصیات فیزیوگرافی منطقه از جمله مطالعه شیب، استفاده در بازدیدهای صحرائی، انتقال مختصات جغرافیایی و UTM نقاط.
- عکس‌های هوایی با مقیاس ۱:۵۵۰۰۰ و ۱:۲۰۰۰۰ به منظور تفسیر سه بعدی، شناخت خصوصیات ژئومورفولوژی منطقه و وضعیت وجود تپه‌های ماسه‌ای مورد مطالعه.
- تصاویر ماهواره Google Earth به منظور بررسی ویژگی‌های مرفولوژی تپه‌های ماسه‌ای.
- داده‌های هواشناسی ایستگاه‌های سینوپتیک قم و کاشان در یک دوره ۲۷ ساله از ۱۳۶۹ تا ۱۳۹۵ جهت مطالعات خصوصیات آب و هوایی و اقلیم منطقه به ویژه داده‌های بادنمایی و داده‌های ایستگاه اردستان جهت پهنه‌بندی سرعت باد و خطوط همباران و هم‌تبخیر
- استفاده از دستگاه G.P.S به منظور تعیین مختصات جغرافیایی نقاط نمونه‌برداری.

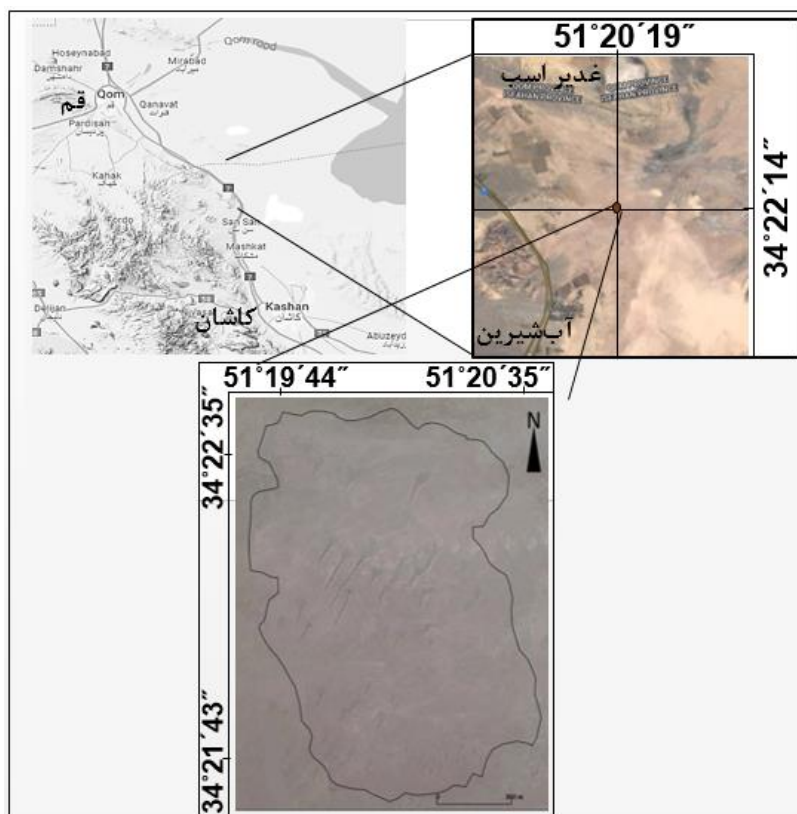
- بازديد‌هاى صحرايى براى شناسايى و تکميل تفسير مرفولوژى تپه‌ها و جمع‌آورى نمونه‌هاى رسوب بادى
- دانه‌بندى نمونه‌هاى صحرايى با استفاده از دستگاه تکان‌دهنده برقى و الک‌هاى هفت‌گانه
- تجزيه و تحليل پارامترهاى آمارى نمونه‌هاى رسوب بر اساس معيارهاى کلاسيک اندازه دانه (Folk & Ward, 1957)
- و با نرم‌افزار GRADISTAT (Blott & Pye, 2001)
- استفاده از نرم‌افزارهاى Arc view 3.2، ILWIS، به منظور وارد کردن اطلاعات، رسم نقشه‌هاى موردنظر

جدول ۱. ویژگی‌هاى مرفولوژى و مکانى نمونه‌ها

شماره نمونه	فرم تپه	ارتفاع از سطح دريا (متر)	ارتفاع تا سطح زمين (متر)	عرض جغرافيايى	طول جغرافيايى
۱	سپر	۸۱۰	۱	۳۴°۲۳'۳۳/۷۰"	۵۱°۱۹'۴۸/۵۰"
۲	سپر بارخانى	۸۱۰	۱	۳۴°۲۳'۳۰/۱۰"	۵۱°۱۹'۵۲/۳۰"
۳	بارخان دو وجهى	۸۱۰	۲	۳۴°۲۳'۲۸/۱۰"	۵۱°۱۹'۵۹/۴۰"
۴	سيف	۸۱۰	۲	۳۴°۲۳'۲۵/۸"	۵۱°۲۰'۱۲/۵"
۵	سيف دندان‌ه‌اى	۸۱۲	۳	۳۴°۲۳'۱۵/۸"	۵۱°۱۹'۵۳/۷"
۶	سيلىک دندان‌ه‌اى	۸۱۳	۳	۳۴°۲۳'۱۱/۷۱"	۵۱°۱۹'۵۸/۳۰"
۷	سيلىک	۸۱۲	۳	۳۴°۲۳'۱۱/۹۰"	۵۱°۲۰'۰۸/۶۰"
۸	سيلىک	۸۰۹	۲	۳۴°۲۳'۱۳/۹"	۵۱°۲۰'۱۵/۵"
۹	دوکی شکل	۸۰۸	۲	۳۴°۲۳'۱۰/۲"	۵۱°۱۹'۲۶/۵"
۱۰	دوکی شکل	۸۱۲	۲	۳۴°۲۱'۵۲/۰"	۵۱°۲۰'۰۰/۰"
۱۱	سيف	۸۱۲	۲	۳۴°۲۱'۴۱/۹"	۵۱°۲۰'۰۳/۰"
۱۲	سيف	۸۱۳	۲	۳۴°۲۱'۴۳/۷"	۵۱°۲۰'۱۴/۶"
۱۳	خطى ساده	۸۱۲	۲	۳۴°۲۱'۴۴/۸"	۵۱°۲۰'۲۰/۰"
۱۴	خطى ساده	۸۱۳	۲	۳۴°۲۱'۴۲/۶"	۵۱°۲۰'۱۸/۱"
۱۵	دوکی شکل	۸۱۰	۱	۳۴°۲۱'۵۴/۱۵"	۵۱°۲۰'۰۹/۷۹"
۱۶	سيف دندان‌ه‌اى	۸۰۸	۱	۳۴°۲۳'۰۳/۹۷"	۵۱°۱۹'۵۰/۰۵"

محدوده مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه با چشم‌انداز تپه‌هاى ماسه‌اى به عنوان یک ارگ جديد و جوان در جنوب شرقى قم و شمال کاشان واقع شده است. اين منطقه از نظر موقعيت جغرافيايى در ۳۴ درجه و ۲۱ دقيقه و ۲۹ ثانيه تا ۳۴ درجه و ۲۲ دقيقه و ۴۲ ثانيه عرض شمالى و ۵۱ درجه و ۱۹ دقيقه و ۳۹ ثانيه تا ۵۱ درجه و ۲۰ دقيقه و ۵۲ ثانيه طول شرقى قراردارد (شکل ۱). منطقه مورد مطالعه داراى ارتفاع متوسط ۸۰۸ متر از سطح دريا و به صورت دشت با شيب بسيار ملايم به طرف شرق است. تجزيه و تحليل مرفولوژى تپه‌ها با داده‌هاى هواشناسى دو ايستگاه سينوپتيک قم و کاشان نشان داد که منطقه از نظر وضعيت آب و هوا و اقليم تابع ویژگی‌هاى آب و هوايى ايستگاه هواشناسى قم مى‌باشد (مشهدى، ۱۴۰۱). بر اين اساس متوسط بارندگى منطقه ۱۴۰ ميلي‌متر و نرمال درازمدت دماى روزانه ۱۸/۵ درج سانتیگراد مى‌باشد. بيشتريين شدت خشکى در تير ماه و دوره خشک از فروردين شروع و تا آبان ماه ادامه دارد. دوره مرطوب از آذر شروع و تا حداکثر اسفند ادامه پيدا مى‌کند (حسنى و همکاران، ۱۳۹۶).

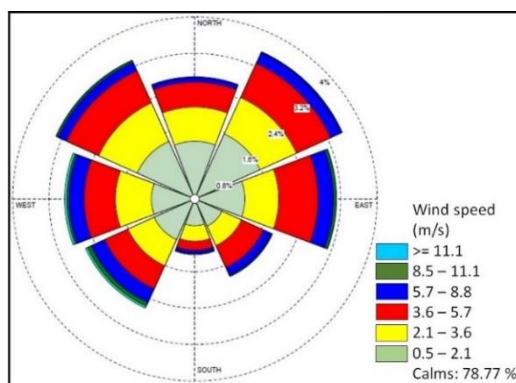


شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه

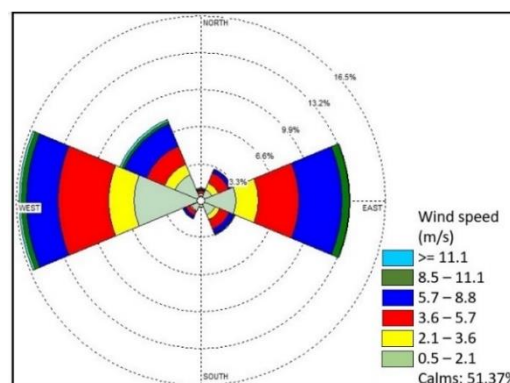
یافته‌ها

باد سنجی

مطالعات بادسنجی منطقه بر اساس آنالیز داده‌های بادسنجی دو ایستگاه سینوپتیک قم و کاشان که نزدیکترین ایستگاه‌ها به منطقه می‌باشد در بازه زمانی ۱۳۹۵-۱۳۶۹ به منظور بررسی سه موضوع گل‌باد، گل‌توفان و گل‌ماسه مورد استفاده قرار گرفتند. مقایسه مطالعات بادسنجی با مطالعه مرفولوژی تپه‌ها نشان داد که داده‌های بادسنجی ایستگاه قم بر ایجاد و گسترش تپه‌های ماسه‌ای دارای اعتبار هستند (حسینی و همکاران، ۱۴۰۱). شکل ۲ نمودار گل‌باد دو ایستگاه قم و کاشان را نشان می‌دهد (حسینی و همکاران، ۱۳۹۶).



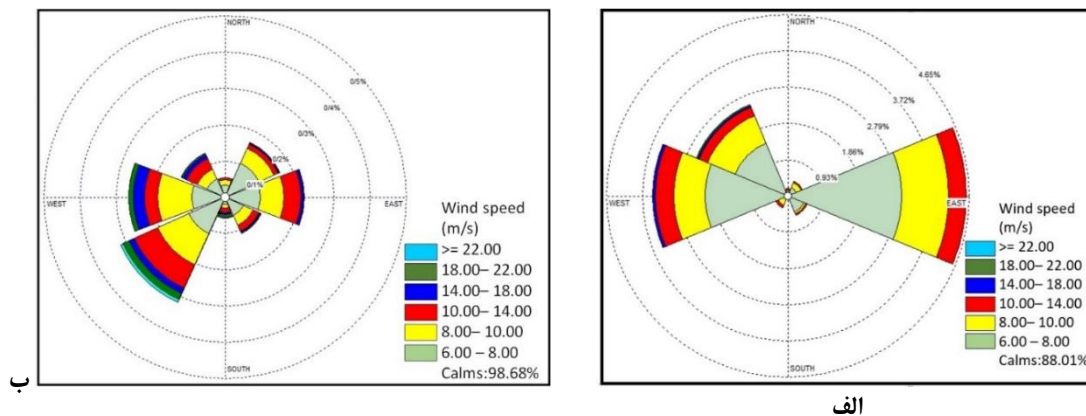
ب



الف

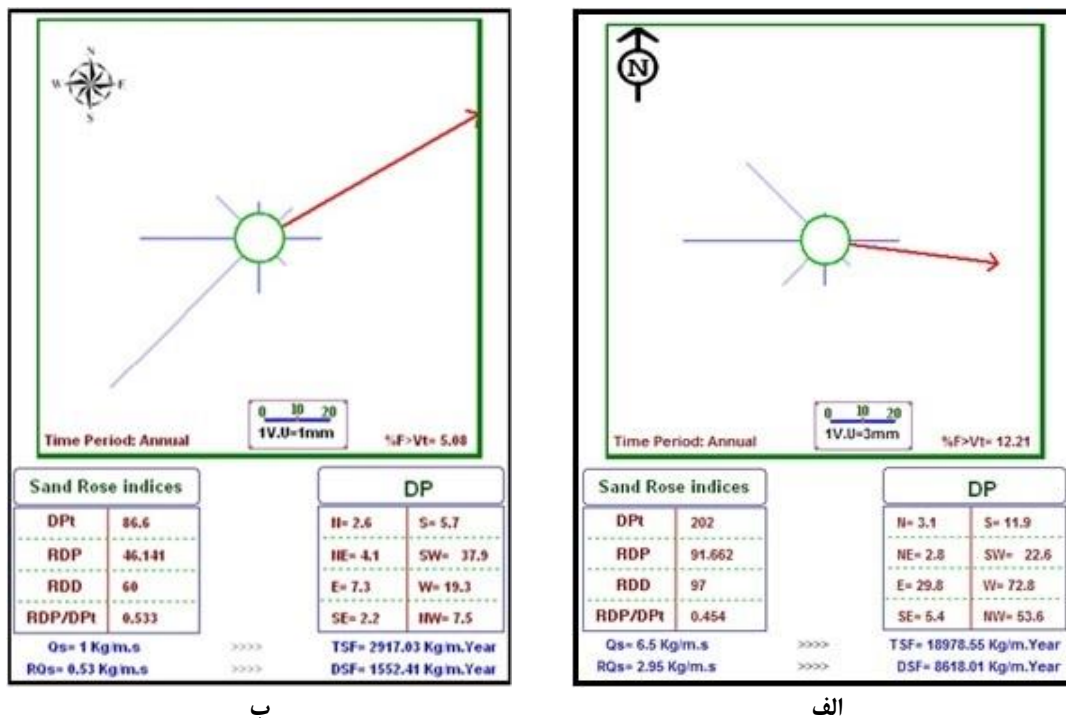
شکل ۲. گل‌باد سالانه ایستگاه‌های سینوپتیک قم (الف) و کاشان (ب) در دوره آماری ۱۳۶۹-۱۳۹۵

با توجه به شکل ۳، مشاهده می‌شود که سهم باد آرام در ایستگاه قم ۵۱ درصد از باد سالانه است در حالیکه سهم باد آرام در ایستگاه کاشان ۷۸ درصد از باد سالانه است. این بدین معنا است که منطقه عمومی قم باد خیزتر از منطقه کاشان است و بادهای شکل‌دهنده تپه‌ها درصد وزش بالاتری در طول سال دارند. شکل ۳ نمودار گل‌توفان دو ایستگاه قم و کاشان را نشان میدهد (حسنى و همكاران، ۱۳۹۶).



شکل ۳. گل‌توفان سالانه ایستگاه‌های سینوپتیک قم (الف) و کاشان (ب) در دوره آماری ۱۳۶۹-۱۳۹۵

با توجه به بادهای آرام در گل‌توفان‌های قم با ۸۸/۵ درصد و کاشان با ۹۸/۵ درصد، می‌توان بیان کرد که بادهای فرساینده نیز در منطقه قم بیشتر از کاشان است (شکل ۴). شکل ۴ نمودار گل‌ماسه دو ایستگاه قم و کاشان را نشان میدهد (توکلی فرد و همكاران، ۲۰۱۳؛ ايازى و همكاران ۱۳۹۴).



شکل ۴. الف- گل‌ماسه سالانه ایستگاه‌های سینوپتیک قم در دوره آماری ۱۳۶۹-۱۳۹۵ و ب- کاشان در دوره آماری ۲۰۰۷-۱۹۸۸

همان‌گونه که گل‌ماسه سالانه ایستگاه قم (شکل ۴ الف) نشان می‌دهد، جهت نهایی حمل ماسه به سمت شرق و کمی متمایل به جنوب می‌باشد و توان حمل ماسه ۲ سالیانه ۲۰۲ واحد برداری ۳ است. در حالیکه در ایستگاه کاشان (شکل ۴ ب) جهت نهایی حمل ماسه، به سمت شمال شرق می‌باشد و توان حمل ماسه، سالیانه ۸۷ واحد برداری است، که بسیار کمتر از توان حمل ماسه توسط بادهای قم می‌باشد. جهت نهایی حمل ماسه در ایستگاه قم با کشیدگی و فرم تپه‌ها بیشتر تطابق دارد.

ویژگی مرفولوژی تپه‌های ماسه‌ای ارگ

در ارگ مطالعه شده به دلیل جوانی ارگ، تپه‌های ماسه‌ای به فرم فعال با شکل‌های اولیه و ساده وجود دارند. در این پژوهش، جهت طبقه‌بندی تپه‌ها، از روش مرفودینامیک تپه‌ها استفاده گردید. در این روش دو پارامتر مقدار ماسه^۴ و اختلاف بین ماسه ورودی^۵ و ماسه خروجی^۶ در درون منطقه توسط باد مد نظر قرار گرفته است (Mainguet, 1986؛ مشهدی، ۲۰۰۷). بر این اساس تپه‌های با فرم‌های زیر در منطقه وجود دارند (شکل ۵).

- تپه‌های رسوبی فعال: تمام تپه‌های موجود در منطقه از نوع تپه‌های رسوبی فعال می‌باشد. به این معنا که ورود ماسه به منطقه بیشتر از خروج ماسه می‌باشد. در زمان حال نیز این امر همچنان ادامه دارد، بنابراین امکان گسترش تپه‌ها در حال حاضر زیاد است. از این نوع تپه، تپه‌های زیر در منطقه موجود است:

۱- تپه‌های هلالی^۸

۱-۱- تپه‌های پیش بارخانی^۹

این اشکال فعال، تپه‌های هستند که قبل از تشکیل بارخان‌ها در منطقه شکل می‌گیرند. این نوع تپه‌ها به صورت مجزا و در بخش شمالی منطقه گسترش دارند.

۱-۱-۱- تپه سپر: این تپه به شکل دایره تا بیضی و با نیمرخ محدب مشاهده می‌گردد. با توجه به جوان و فعال بودن

ارگ، این تپه‌ها تا ارتفاع خاصی (حداکثر یک متر) رشد کرده و سپس سریعاً به نوع تپه‌های بعدی تبدیل می‌گردند.

۱-۱-۲- تپه‌های سپر باخانی^{۱۰} و بارخان دو وجهی^{۱۱}

این شکل از تپه بلافاصله بعد از تشکیل سپر و رشد ارتفاعی آن به وجود می‌آیند و تا حدودی دارای دو بازوی بارخانی

هستند (پارتلی، ۲۰۱۴).

۲- تپه‌های خطی^{۱۲} یا کشیده

۲-۱- تپه‌های خطی ساده (سیف)^{۱۳}

مشاهدات صحرایی و تفسیر تصاویر ماهواره نشان داد که دو نوع تپه ابتدایی و جوان، پایه تشکیل، گسترش و تکامل

1. Resultant Drift Directions (RDD)

2. Drift Potential (DP)

3. vector units (VU)

4. budget of sand

5. imported

6. exported

7. Active depositional dunes

8. Crescent dunes

9. Prebarchanic forms

1 . Shield dune 0

1 . Barchanic shield dune 1

1 . Dihedral barchanic dune 2

1 . Linear or elongate dunes 3

1 . Seif dunes 4

تپه‌هاى خطى منطقه هستند. يکى شکل گيرى تپه‌هاى خطى از تپه سپر به سپر بارخانى، بارخان دو وجهى و نهايتا به تپه سيف، و ديگرى توسعه و تکامل تپه سپر به تپه دوکى گوه‌اى شکل^۱ و سپس به تپه خطى ساده. سيستم تکاملى اول در بالا دست باد جايى که قدرت باد زياد است و سيستم تکاملى دوم در پائين دست باد جايى که قدرت باد کاسته مى‌شود، رخ مى‌دهد.

۲-۲- تپه‌هاى خطى مرکب^۲

اين تپه‌ها در ارگ به دو صورت ديده مى‌شوند:

الف- تپه‌هاى خطى مرکب دندان‌هاى (سيلک دندان‌هاى^۳ موازى)، اين نوع تپه‌ها، ترکيبى ابتدايى از تپه‌هاى خطى ساده بوده که به صورت سيلک دندان‌هاى موازى ديده مى‌شوند.

ب- تپه‌هاى خطى مرکب تجمعى^۴ (سيلک^۵ مجتمع)، از اين نوع سيلک، سيلک مجتمع نامتقارن با يک تپه خطى اصلى مشخص، در منطقه به صورت تکامل نيافته و جوان وجود دارد. اين نوع سيلک داراى يک تپه خطى اصلى مورب مشخص مى‌باشد که به صورت مانعى در جهت باد غالب قرار مى‌گيرد و تپه‌هاى خطى ديگر در پشت آن و با زواياى مختلف قرار مى‌گيرند.

تکامل تپه‌هاى ماسه‌اى ارگ

مطالعه و بازديد‌هاى صحرايى نشان داد که شرايط توپوگرافى، موقعيت مکانى باد و فعاليت ساختار تپه ماسه‌اى پارامترهاى تکاملى تپه‌هاى ماسه‌اى ارگ مى‌باشند. بر اين اساس، سه منطقه کاملاً مشخص شناسايى شدند (شکل ۵ الف، ب و پ).

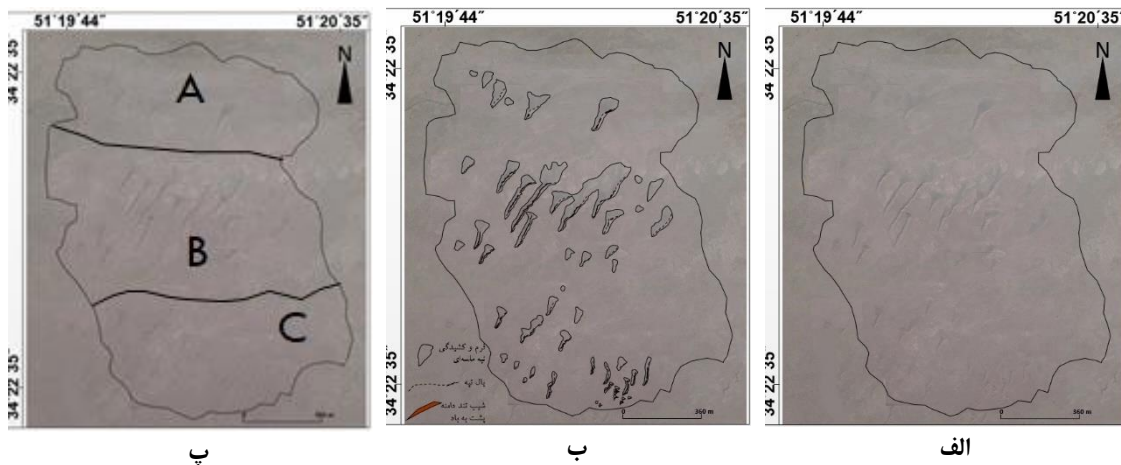
- منطقه شمال ارگ (A)، منطقه بالادست باد^۶، شامل تپه‌هاى اوليه و جوان از جمله سپر، سپر بارخانى، بارخان نامتقارن دو وجهى و ترکيب سيف - بارخان نامتقارن خطى مى‌شود (شکل ۶ الف).

- منطقه ميانى ارگ (B)، که بيشتر شامل تپه‌هاى تکامل يافته خطى با ابعاد بزرگتر از نظر طول، عرض و ارتفاع و در نتيجه حجم بزرگتر مى‌گردد. اين تپه‌ها شامل تپه‌هاى خطى مرکب با دو مورفولوژى تپه‌هاى خطى مرکب دندان‌هاى (سيلک دندان‌هاى موازى) و تپه‌هاى خطى مرکب تجمعى (سيلک مجتمع) مى‌شوند. اثرات شکل‌دهى دو جهت باد در اين تپه‌ها مشهودتر است (شکل ۶ ب).

- منطقه جنوبى ارگ (C)، منطقه پائين دست باد^۷ که شامل انواع تپه‌ها بارخان و تپه‌هاى خطى ساده‌ى کمى تحول يافته (سيف) با اندازه‌هاى بسيار کوچکتر از تپه‌هاى خطى شمالى و ميانى هستند (شکل ۶ پ). مشاهدات صحرايى نشان داد که مورفولوژى تپه‌ها در اين منطقه بيشتر تحت تاثير باده‌هاى قوى تر با تداوم بيشتر يعنى باده‌هاى شمال غرب شکل مى‌گيرند.

به طور کلى مى‌توان بيان کرد که دو سيستم تکاملى براى تپه‌هاى خطى منطقه قابل تشخيص است. يکى شکل گيرى تپه‌هاى خطى از تپه‌هاى سپر به تپه خطى سيف، و ديگرى سيستم تکاملى تپه سپر به تپه دوکى گوه‌اى شکل^۸ و سپس به تپه خطى ساده. سيستم تکاملى اول در بالا دست باد جايى که قدرت باد زياد است و سيستم تکاملى دوم در پائين دست باد جايى که قدرت باد کاسته شده و بار رسوبى باد کاهش يافته است، رخ مى‌دهد.

1. Wedge Dunes
2. Composite Forms
3. Staggered Silk
4. Complex Combinations Dunes
5. Silk
6. Upwind
7. Downwind
8. Wedge Dunes



شکل ۵. مرفولوژی (الف) و کروکی (ب) و مناطق تفکیک شده (پ)



شکل ۶. عکس منطقه A (الف)، منطقه B (ب)، منطقه C (پ)

توزیع اندازه ذرات

توزیع اندازه دانه نمونه‌ها در جدول ۲ نشان می‌دهد که بیشتر نمونه رسوبات تپه‌های ماسه‌ای دارای طیفی از اندازه دانه زیر ۲۰۰۰ میکرون تا کمتر از ۶۳ میکرون هستند. رسوبات تپه‌های ماسه‌ای ساده، نسبتاً غنی از ذرات درشت دانه‌تر هستند. توزیع اندازه دانه نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌ها دارای مد اندازه دانه ۲۵۰ تا ۵۰۰ میکرون و تعداد ۴ نمونه دارای مد طبقات ۱۲۵ تا ۲۵۰ میکرون هستند.

جدول ۲. توزیع اندازه دانه (درصد فراوانی)

شماره نمونه	قطر روزه الک (μ)						
	< ۶۳	۱۲۵-۶۳	۲۵۰-۱۲۵	۵۰۰-۲۵۰	۱۰۰۰-۵۰۰	۲۰۰۰-۱۰۰۰	≥ ۲۰۰۰
۱	۰/۸۷	۱۰/۱۷	۲۵/۱۰	۴۸/۶۹	۱۳/۷۴	۰/۴۵	۰/۰۸
۲	۲/۳۹	۱۸/۱۶	۲۳/۲۱	۴۷/۷۳	۸/۱۰	۰/۳۶	۰/۰۵
۳	۱/۳۵	۱۵/۳۴	۱۷/۸۶	۶۱/۴۲	۳/۸۵	۰/۱۸	۰
۴	۱/۸۱	۱۵/۱۹	۱۵/۵۴	۴۸/۸۴	۱۹/۲۵	۱/۸۹	۰/۴۲
۵	۰/۲۶	۱۳/۲۱	۲۸/۹۵	۵۱/۵۳	۶/۰۲	۰/۰۳	۰
۶	۰/۲۸	۷/۶۹	۴۰/۰۷	۴۹/۷۳	۲/۱۷	۰/۰۶	۰
۷	۰/۱۶	۳/۶۷	۱۳/۴۰	۷۷/۹۸	۴/۷۳	۰/۰۶	۰
۸	۰/۱۳	۸/۴۸	۵۰/۹۰	۳۸/۵۴	۱/۹۵	۰	۰
۹	۰/۳۳	۵/۸۳	۲۳/۸۸	۴۰/۴	۲۸/۱۲	۱/۳۹	۰/۰۵
۱۰	۰/۱۳	۲/۸۷	۲۱/۸۶	۷۲/۴۹	۲/۶۰	۰/۰۵	۰

۱۰۰	۰/۱۶	۱۲/۹۸	۷۲/۰۳	۱۴/۳۸	۰/۴۴	۰/۰۱	۰	۱۱
۱۰۰	۰/۰۲	۳/۷۸	۴۲/۸۴	۵۳/۱۹	۰/۱۶	۰/۰۱	۰	۱۲
۱۰۰	۰/۱۴	۳/۸۰	۱۳/۲۷	۷۹/۷۲	۳/۰۰	۰/۰۷	۰	۱۳
۱۰۰	۰/۰۲	۲/۶۰	۹/۹۴	۸۷/۰	۰/۴۳	۰/۰۱	۰	۱۴
۱۰۰	۰/۴۰	۶/۳۱	۲۷/۱	۵۵/۵۱	۸/۳۷	۲/۲۲	۰/۰۹	۱۵
۱۰۰	۰/۰۶	۵/۳۳	۴۳/۸	۵۰/۴۰	۰/۴۱	۰	۰	۱۶

پارامترهاى آمارى اندازه ذرات

مقادير چهار پارامتر آمارى ذرات براى انواع مختلف رسوبات در جدول ۳ نشان داده شده‌است. همان‌گونه كه جدول ۳ نشان مى‌دهد داده‌هاى عددى ميانگين اندازه رسوبات كمتر از ۲۹۷ ميكرون است و داده‌هاى توصيفى ميانگين هم، ماسه‌هاى متوسط تا ماسه ريز را بيان مى‌كند كه به طور كلّى نشان‌دهنده ريز دانه‌بودن رسوبات ماسه‌اى ارگ جوان مورد مطالعه است. نمونه‌هاى رسوب داراى جورشدگى^۴ متوسط تا خوب و بيشترين چولگى^۵ و كشيدگى^۶ منحنى^۶ به ترتيب، به طرف ذرات ريزدانه و متوسط هستند.

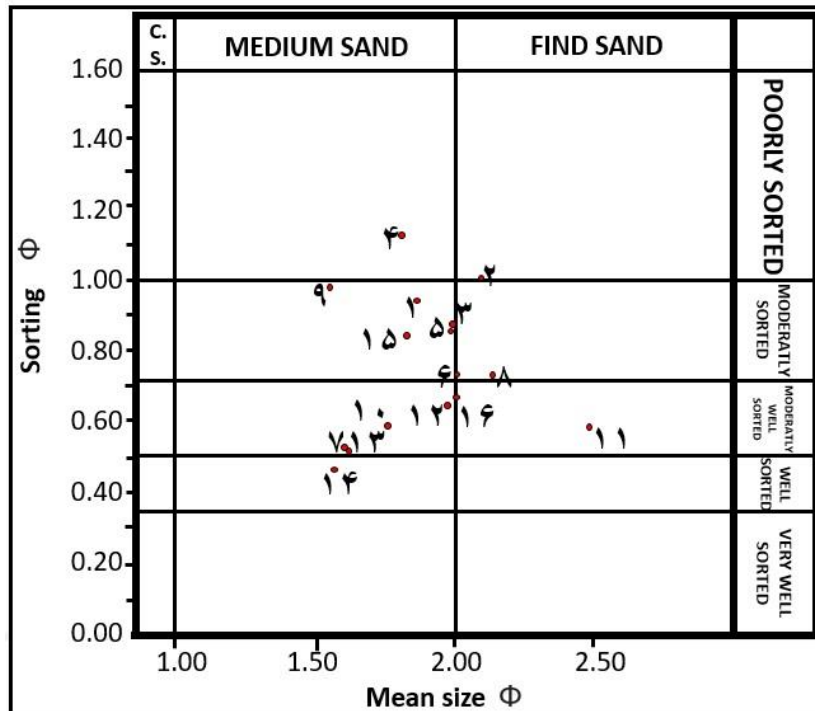
جدول ۳. پارامترهاى آمارى نمونه هاى رسوب

شماره نمونه	ميانگين Φ	ميانگين μ	ميانگين	جورشدگى Φ	جورشدگى	چولگى Φ	چولگى	كشيدگى Φ	كشيدگى
۱	۱/۸۵۵	۲۷۶/۴	ماسه متوسط	۰/۹۳۹	متوسط	۰/۱۸۱	به سمت ريزدانه	۱/۰۸۳	كشيدگى متوسط
۲	۲/۰۹۱	۲۳۴/۷	ماسه ريز	۱/۰۲۰	ضعيف	۰/۲۶۲	به سمت ريزدانه	۰/۹۱۹	كشيدگى متوسط
۳	۱/۹۹۶	۲۵۰/۷	ماسه متوسط	۰/۸۷۷	متوسط	۰/۴۳۳	به سمت خيلى ريزدانه	۰/۹۴۰	كشيدگى متوسط
۴	۱/۷۹۴	۲۸۸/۳	ماسه متوسط	۱/۱۲۴	ضعيف	۰/۲۱۴	به سمت ريزدانه	۱/۰۹۸	كشيدگى متوسط
۵	۱/۹۸۶	۲۵۲/۴	ماسه متوسط	۰/۸۵۵	متوسط	۰/۲۵۰	به سمت ريزدانه	۰/۹۳۳	كشيدگى متوسط
۶	۲/۰۱۲	۲۴۷/۹	ماسه ريز	۰/۷۳۳	متوسط	۰/۱۶۲	به سمت ريزدانه	۰/۸۵۳	پنج
۷	۱/۶۰۵	۳۲۸/۷	ماسه متوسط	۰/۵۲۶	نسبتا خوب	۰/۲۳۸	به سمت ريزدانه	۱/۲۲۱	كشيدگى
۸	۲/۱۳۵	۲۲۷/۶	ماسه ريز	۰/۷۲۷	متوسط	-۰/۰۲۵	مقارن	۰/۸۸۹	پنج
۹	۱/۵۳۷	۳۴۴/۵	ماسه متوسط	۰/۹۸۳	متوسط	۰/۰۷۳	مقارن	۰/۹۱۶	كشيدگى متوسط
۱۰	۱/۷۴۸	۲۹۷/۸	ماسه متوسط	۰/۵۹۰	نسبتا خوب	۰/۲۸۵	به سمت ريزدانه	۱/۱۱۵	كشيدگى
۱۱	۲/۴۸۸	۱۷۸/۲	ماسه ريز	۰/۵۸۵	نسبتا خوب	-۰/۰۰۹	مقارن	۱/۳۶۰	كشيدگى
۱۲	۱/۹۸۳	۲۵۲/۹	ماسه متوسط	۰/۶۳۹	نسبتا خوب	۰/۰۹۹	مقارن	۰/۷۴۳	پنج
۱۳	۱/۶۱۱	۳۲۷/۴	ماسه متوسط	۰/۵۱۶	نسبتا خوب	۰/۲۳۹	به سمت ريزدانه	۱/۲۳۵	كشيدگى
۱۴	۱/۵۷۰	۳۳۶/۹	ماسه متوسط	۰/۴۵۴	خوب	۰/۱۹۷	به سمت ريزدانه	۱/۲۱۸	كشيدگى
۱۵	۱/۸۲۰	۲۸۳/۱	ماسه متوسط	۰/۸۳۷	متوسط	۰/۱۳۷	به سمت ريزدانه	۱/۱۳۲	كشيدگى
۱۶	۲/۰۱۷	۲۴۷/۱	ماسه ريز	۰/۶۶۲	متوسط	۰/۰۸۴	مقارن	۰/۷۶۳	پنج

رابطه پارامترهاى آمارى اندازه ذرات

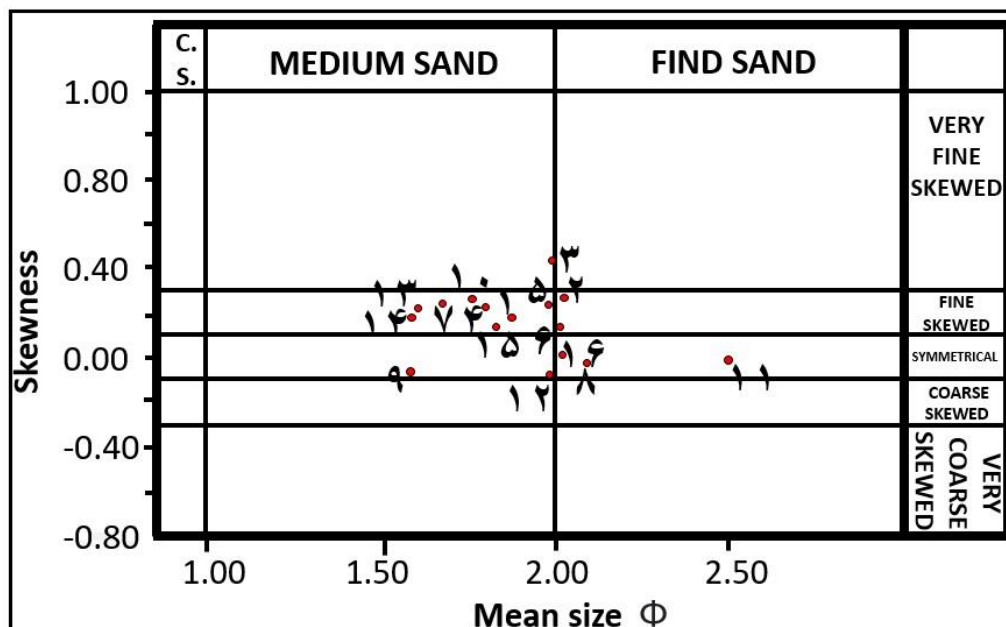
تركيب‌هاى ميانگين اندازه ذرات با جورشدگى، چولگى و كشيدگى منحنى به عنوان نمودارهاى پراكندگى براى ارزيابى رابطه آنها و تاثير آنها در تمايز بين مورفولوژى‌هاى مختلف تپه‌ها، رسم شد (شكل‌هاى ۸ و ۹ و ۱۰).

1. Mean
2. Medium Sand
3. Fine Sand
4. Sorting (Standard Deviation)
5. Skewness
6. Kurtosis



شکل ۸. نمودار میانگین اندازه ذرات در برابر جورشدگی نمونه‌ها

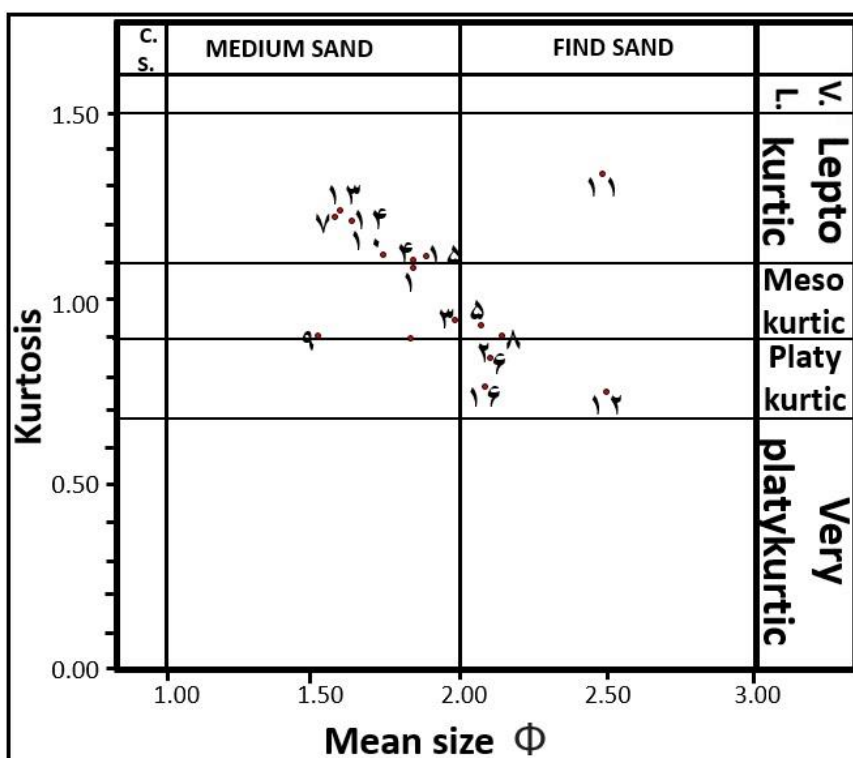
نمودار میانگین اندازه ذرات در نمونه‌ها در مقابل جورشدگی (شکل ۸) نشان می‌دهد که جورشدگی ذرات در ارگ مورد مطالعه از جورشدگی ضعیف تا خوب بوده و در محدوده اندازه میانگین ۱/۱۲ تا ۰/۴۶ فی (ماسه متوسط تا ریز) رخ داده است.



شکل ۹. نمودار میانگین اندازه ذرات در برابر چولگی نمونه‌ها

شکل ۹ رابطه متقابل بین میانگین اندازه و چولگی را نشان می‌دهد که در آن یک روند کلی چولگی از ذرات متوسط به

طرف ذرات ریزدانه قابل مشاهده است. چولگی بیشتر نمونه‌ها در محدوده به طرف ریز و متوسط دانه با اندازه ماسه متوسط می‌باشد.



شکل ۱۰. نمودار میانگین اندازه ذرات در برابر کشیدگی منحنی نمونه‌ها

در نمودار اندازه متوسط ذرات نمونه‌ها در مقابل کشیدگی منحنی (شکل ۱۰) به طور قابل توجهی یک روند کلی کاهشی را می‌توان مشاهده کرد بدین ترتیب که با ریزتر شدن متوسط اندازه ذرات (بزرگ شدن مقادیر فی) کشیدگی منحنی به سمت کشیدگی پهن^۱ می‌رود، به این مفهوم که رسوبات به طرف جورشدگی خوب پیش می‌روند.

آزمون شاخص اقلیمی تحرک تپه‌های ماسه‌ای با استفاده از شاخص لنکستر

تپه‌ها و پهنه‌های ماسه‌ای طیفی از حالت‌های کاملاً تثبیت شده توسط پوشش گیاهی (تپه‌های غیرفعال) تا تپه‌های کاملاً فعال یا متحرک که پوشش گیاهی نقش کوچکی در پویایی و مورفولوژی تپه‌ها ایفا می‌کنند را پوشش می‌دهند. (Thomas & Tsoar, 1990). دامنه حالت‌های تحرک تپه‌ها به طور کلی از یک گرادیان اقلیمی پیروی می‌کند که در آن تحرک تپه‌ها با نسبت بین انرژی باد برای انتقال ماسه و مقدار پوشش گیاهی تعیین می‌شود. در برخی مناطق، تغییرات زمانی در وضعیت تپه‌ها با تغییرات شرایط آب و هوایی مرتبط است، زیرا پوشش گیاهی تپه‌ها به چرخه‌های خشکسالی پاسخ می‌دهد. (Thomas, & Tsoar, 1990; Gaylor & Stetler, 1994; Muhs & Holliday, 1995; Bullard et al, 1997; Wolfe, 1997).

تعدادی از شاخص‌های اقلیمی تحرک تپه‌ها، بر اساس فعالیت بادی که تابعی از نسبت بین انرژی باد (پتانسیل انتقال ماسه) پوشش گیاهی (تحرک رسوب) که توسط بارش مؤثر تعیین می‌شود (Talbot, 1980; Ash & Wasson, 1983)

1. platykurtic

1984؛ Lancaster, 1988). از بین این شاخص‌ها، شاخصی که توسط لنکستر (۱۹۸۸) توسعه یافته است، به طور گسترده مورد استفاده قرار گرفته است (Muhs & Maat, 1993). شاخص لنکستر معیار تحرک ماسه (M) را به عنوان تابعی از نسبت بین درصد سالانه مدت زمان باد بیشتر از آستانه انتقال ماسه (W) و بارندگی سالانه موثر (P/PE) ارائه می‌کند (رابطه ۱).

$$M = W / (P / PE) = (W \times PE) / P$$

رابطه ۱

در این رابطه، هریک از پارامترها عبارتند از:

M: میزان تحرک رسوبات بادی

W: درصد فراوانی بادهای با سرعت بیش از آستانه انتقال ماسه

P: میانگین بارندگی سالانه برحسب میلیمتر بر سال

PE: تبخیر و تعرق پتانسیل سالانه برحسب میلیمتر بر سال

مقادیر بحرانی M در جدول ۴ ارائه شده است.

جدول ۴. مقادیر حد شاخص تحرک تپه ماسه ای لنکستر (M)

M	میزان فعالیت تپه‌های ماسه‌ای
کمتر از ۵۰	تپه‌های ماسه‌ای غیر فعال است
۵۵ - ۱۰۰	فقط تاج تپه‌ها فعال است
۱۰۰ - ۲۰۰	تپه‌های ماسه‌ای فعال، اما بین تپه‌ها و بخش پایینی دامنه‌های تپه‌های ماسه‌ای پوشش گیاهی دارند
بیشتر از ۲۰۰	تپه‌های ماسه‌ای کاملاً فعال است

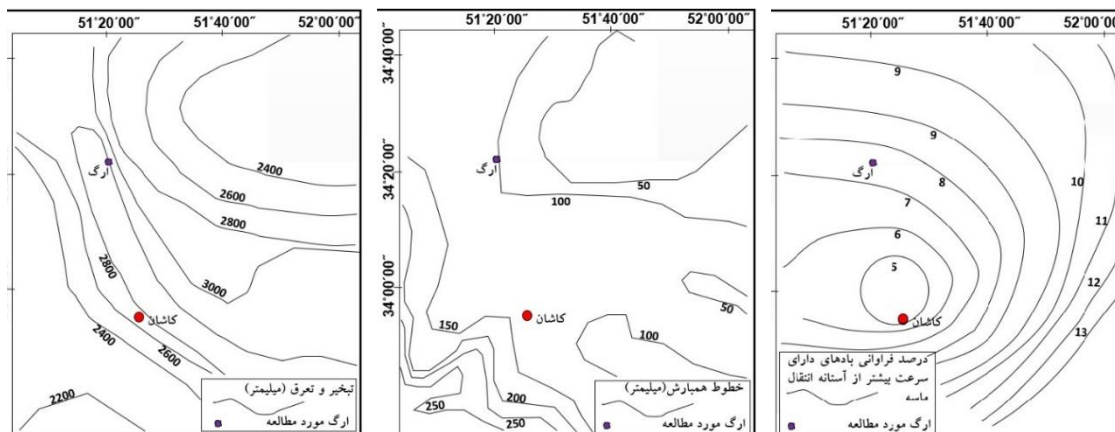
پارامترهای منطقه‌ای اقلیم شاخص تحرک تپه‌های ماسه‌ای

درصد فراوانی بادهای با سرعت بیشتر از سرعت آستانه فرسایش بادی در ارتفاع ۱۰ متری از سطح زمین در ایستگاه‌های سینوپتیک کاشان، قم و اردستان در جدول ۵ و پراکنش مکانی آنها در شکل ۱۱ نشان داده شده است.

جدول ۵. درصد فراوانی بادهای با سرعت بیشتر از سرعت آستانه فرسایش بادی در ارتفاع ۱۰ متری از سطح زمین

ایستگاه	بادهای غیرفرساینده (درصد)	بادهای فرساینده (درصد)
کاشان	۹۸/۷	۱/۳
قم	۸۸/۱	۱۱/۹
اردستان	۷۱/۲	۲۸/۸

نقشه خطوط همبارش و هم تبخیر و تعرق پتانسیل سالانه بلند مدت در شکل‌های ۱۲ و ۱۳ نمایش داده شده است.



شکل ۱۱. نقشه درصد سرعت‌هاى بالاتر از
سرعت انتقال رسوب

شکل ۱۲. نقشه خطوط همبارش

پتانسیل

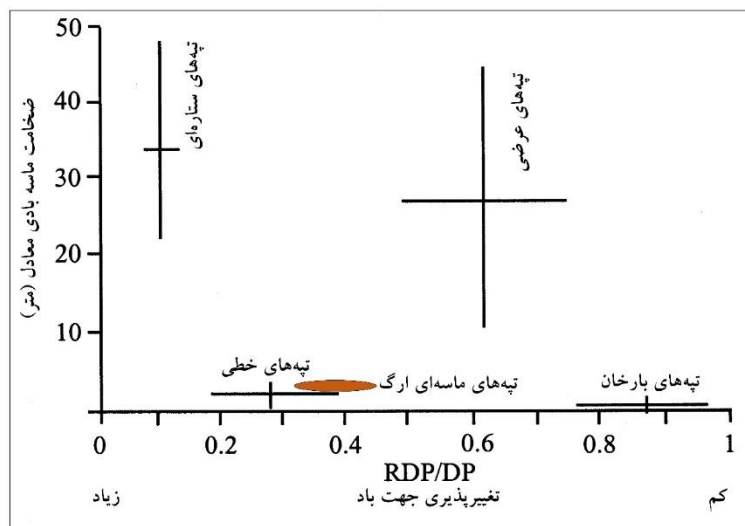
بر اساس پارامترهاى اقليمى شاخص تحرک تپه‌هاى ماسه‌اى و رابطه ۱، شاخص لنکستر محاسبه و برآورد گرديد. متوسط شاخص تحرک تپه‌هاى ماسه‌اى (شاخص لنکستر) منطقه و ارگ مورد مطالعه برابر ۲۱۰ است که نشان‌دهنده تپه‌هاى ماسه‌اى کاملاً فعال است با اين ملاحظه که عدد بدست آمده در ابتدای اين محدوده است بنابراین بخشى از ويژگى‌هاى محدوده قبل از خود را نیز می‌تواند دارا می‌باشد که بين تپه ها و بخش پایینی دامنه‌هاى تپه‌هاى ماسه‌اى پوشش گیاهى دارند.

بحث

بررسی نوع تپه‌هاى ارگ

تشكيل و گسترش تپه‌هاى ماسه‌اى به مفهوم قابليت دسترسى به رسوبات بادی^۱ و تامين رسوبات بادی^۲ است. از طرفى اين دو پارامتر در مورفولوژى و شکل‌گيرى تپه‌ها نیز اثرگذار هستند. ويسون و هايد (۱۹۸۳) اشکال تپه‌هاى ماسه‌اى را تابعى از پارامتر ضخامت ماسه معادل^۳ (ضخامت پهنه ماسه‌اى پيوسته‌اى که از پخش فرضى تپه‌هاى ماسه‌اى یک منطقه به وجود آمده) و تغيير جهت باد (پارامتر RDP/DP) دانسته‌اند. بر پایه شکل ۵ الف ميزان تغيير جهت باد برابر ۰/۴۵۴ و همچنين مشاهدات صحرايى ارتفاع تپه‌ها و برآورد ضخامت ماسه معادل، کمتر از ۲ متر و شکل ارائه شده توسط ويسون نوع تپه‌هاى تشكيل شده و گسترش آنها از تپه‌هاى خطى پيروى می‌کنند (شکل‌هاى ۱۴ و ۱۶).

1. Aeolian Sediment Availability (ASA)
2. Aeolian Sediment Supply (ASS)
3. Equivalent Sand Thickness (EST)



شکل ۱۴. موقعیت تپه‌های ماسه‌ای ارگ بر پایه ضخامت ماسه معادل و تغییر جهت باد (واسون و هاید (۱۹۸۳))

تفسیر توزیع اندازه ذرات

با توجه به جوان بودن ارگ آب‌شیرین، تنوع محدودی از مرفولوژی تپه‌ها و پیرو آن ویژگی‌های خاصی از دانه‌بندی در آن وجود دارد. توزیع اندازه دانه رسوبات سطحی، ضمن نشان‌دادن تغییرات مکانی فرایندهای بادی، مشخص می‌کند که فرایند بادی با ویژگی‌ها و شدت یکسان در ارگ عمل نمی‌کند. به طوریکه متغییر بودن متوسط و بیشترین جمعیت^۱ اندازه دانه در حد ماسه متوسط تا ریز (جدول ۲)، می‌تواند نشان‌دهنده دور بودن منابع ماسه باشد. همچنین تغییرات قابل ملاحظه در میزان درصد ذرات بیشتر از ۵۰۰ میکرون در نمونه‌های بالادست باد (منطقه شمال ارگ) با نمونه‌های پایین دست باد (منطقه جنوب ارگ) (جدول ۲) نشان‌دهنده شدت انتقال ذرات توسط باد در ارگ از شمال به طرف جنوب یا به عبارتی در این محیط خشک بادی است. آلكانتارا (۱۹۹۹) کنترل فرآیندهای انتقال ماسه را در دسترس بودن یا کمیاب بودن رسوبات می‌داند. درشت‌تر بودن ماسه در شمال ارگ نسبت به جنوب ارگ نشان‌دهنده قوی‌تر بودن باد و در نتیجه بیشتر در معرض قرار گرفتن تپه‌های شمال ارگ است. با توجه به جدول ۳ به همین ترتیب می‌توان بیان کرد که رسوبات تپه‌های شمال ارگ دارای جورشدگی ضعیف تا متوسط هستند که نشان‌دهنده همراه بودن ذرات درشت‌تر است که به سختی قابل حمل هستند. در حالیکه ذرات رسوبات در نواحی جنوبی جورشدگی خوب‌تر و دانه ریزتر دارند بنابراین برای برداشتن توسط باد مناسب‌تر هستند. بگنولد (۱۹۴۱) اشاره دارد که ریزترین و جورشده‌ترین رسوبات راحت‌تر توسط باد برداشته می‌شوند. چولگی عمده نمونه‌ها به سمت ذرات ریز دانه (جدول ۳) نیز نشان می‌دهد که محیط ارگ یک محیط بادی فعال و در نتیجه می‌تواند در حال توسعه و گسترش باشد. فریدمن اشاره دارد که مقادیر چولگی مثبت (چولگی به سمت ذرات ریز دانه) به طور معمول برای محیط‌های بادی متحرک هستند (Friedman, 1961).

عوامل محیطی مانند پوشش گیاهی، شیب توپوگرافی و میزان رطوبت سطحی (Alcántara & Alonso, 2001) و ویژگی‌های ژئوشیمیایی (Rout, 2018) بر دینامیک بادی و به طور غیرمستقیم در ویژگی‌های رسوبی نهشته‌های سطحی تأثیر می‌گذارند. تعداد مد طبقات در نمونه‌های رسوبات نشان از تأثیر این عوامل دارد. پوشش گیاهی باعث تثبیت رسوبات و نمونه‌های دو مدی می‌شود. در محیط‌های کاملاً بادی رسوبات یک مدی رسوبگذاری می‌شوند (Rout, 2018). نتایج این پژوهش نیز نشان داد که تمام نمونه‌ها یک مدی بوده (جدول ۲) در نتیجه محیط رسوبگذاری یک محیط کاملاً بادی

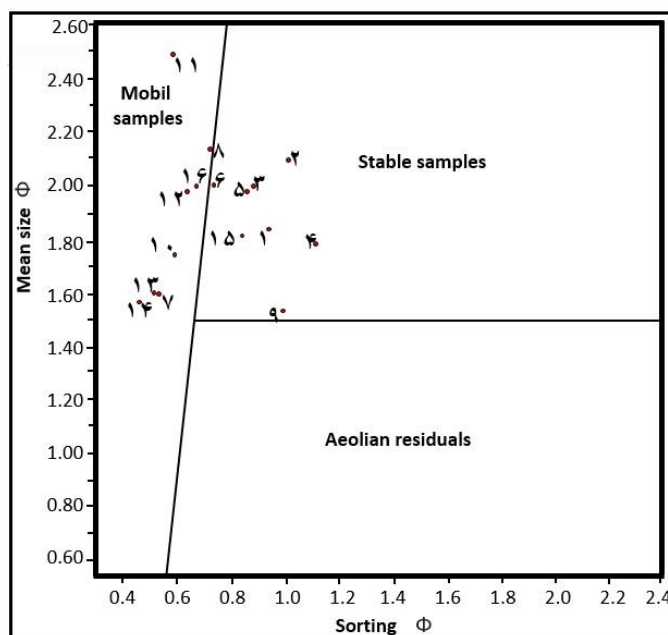
می‌باشد.

تحرک بادی ذرات در محدوده ارگ

میانگین اندازه ذرات، جورشدگی، چولگی و چگالی، پارامترهای رسوبی مربوط به توانایی رسوبات برای وزش توسط باد هستند (Alcántara & Alonso, 2001). این پارامترها با توجه به تغییرات زمانی و مکانی، دارای ارتباط کم یا زیاد با در دسترس بودن رسوبات بادی هستند.

مطالعات آکانترا (۲۰۰۱) بر اساس مفهوم رسوب‌شناسی پارامترهای آماری و نمودار گلاسر (۱۹۸۴) نشان داده (Gläser, 1984) که میانگین اندازه ذرات و جورشدگی، پارامترهای مناسبی برای تحرک ماسه در یک مجموعه تپه در زمان‌های مختلف است.

نمودار گلاسر (۱۹۸۴)، نمونه‌های رسوب متحرک توسط باد^۱، پایدار در مقابل باد^۲ و ذرات باقیمانده در مقابل باد^۳ را برای هر دوره مطالعه مشخص می‌کند. تحرک ذرات توسط باد از ویژگی‌های رسوبات ماسه‌ای سطحی با انتقال بادی بالا است. پایداری در مقابل باد مربوط به رسوباتی با اندازه دانه مناسب است که باید وزیده شوند اما جورشدگی ضعیفی دارند، و در نتیجه، انتقال آنها توسط باد مناسب نیست. در نهایت ذرات باقیمانده در مقابل باد، رسوبات مخلوط از دانه‌های ریز تا بسیار درشت هستند (سطوح بادبردگی)، که در آن زبری زیاد، حرکت دانه‌های ریزتر را مختل می‌کند (Besler, 1983). بر این پایه، پارامترهای آماری رسوب ارگ آب شیرین مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۱۵).



شکل ۱۵. تحرک ماسه در تپه‌های ماسه‌ای ارگ

همانگونه که شکل ۱۵ نشان می‌دهد نیمی از نمونه‌ها در بخش نمونه‌های با تحرک در برابر باد (۸ نمونه) و نیمی دیگر در بخش نمونه‌های پایدار در برابر باد قرار دارند. نمونه‌های دارای تحرک توسط باد دارای دو مد طبقات، یکی ۵۰۰ تا ۲۵۰

1. Aeolian mobility
2. Aeolian stability
3. Aeolian residuals

میکرون (۶ نمونه) و دیگری ۲۵۰ تا ۱۲۵ میکرون (۲ نمونه) هستند. ولی تمام نمونه‌های پایدار در برابر باد فقط دارای یک مد طبقات رسوب ۵۰۰ تا ۲۵۰ میکرون هستند.

با توجه به شکل ۱۵ و جدول ۳ می‌توان بیان کرد که رسوبات متحرک در برابر باد دارای جورشدگی متوسط تا خوب بوده در حالیکه رسوبات پایدار در برابر باد با جورشدگی ضعیف تا متوسط مشخص می‌شوند. بنابراین به صورت مکانی می‌توان توصیف کرد که مناطق شمالی ارگ، دسترسی کمتری از رسوبات را در اختیار باد قرار می‌دهد، در حالیکه مناطق جنوبی بیشترین دسترسی رسوبات برای فرایند باد را دارند. به عبارت دیگر می‌توان بیان کرد که از نظر فرایند بادی مناطق شمالی (مناطق بالادست باد) دارای محیط پر انرژی‌تر از مناطق جنوبی (مناطق پایین دست باد) هستند. آکانتارا دسترسی باد به رسوبات را در مناطق وسیع تحت فرایند بادی جزایر قناری بر پایه ویژگی‌های آماری رسوبات مورد مطالعه و کارتوگرافی قرار داده، و تغییرات فصلی آنها را بررسی کرده‌است.

نتیجه گیری

منطقه شمالی کاشان و جنوبی قم محدوده عملکرد فرایند بادی از مرحله برداشت تا رسوبگذاری می‌باشد. اتفاقی که در دهه‌های اخیر در منطقه رخ داده این است که تپه‌های ماسه‌ای جدید یا به صورت منفرد و یا به صورت مجموعه، در منطقه تشکیل شده است. بررسی‌ها نشان داده که تپه‌های جدید در حال گسترش و پیشروی در محیط طبیعی منطقه هستند. مشاهدات صحرایی مورفولوژی تپه‌ها و تکامل آنها (اشکال پیش‌بارخانی تا سیلک دندنه‌ای)، مطالعات گل‌باد، گل‌توفان و گل‌ماسه نشان داد که این مجموعه تپه‌های ماسه‌ای (ارگ) در حال حاضر فعال و مراحل تکاملی را طی می‌کنند. مورفولوژی و نوع تپه‌ها بر اساس پارامترهای ضخامت ماسه معادل و تغییر جهت باد (پارامتر RDP/DP) برآورد و نشان داده شد که نوع و گسترش تپه‌های تشکیل شده از تپه‌های خطی پیروی می‌کنند. تحرک تپه‌های ارگ بر اساس توزیع اندازه ذرات رسوبی بادی، پارامترهای آماری و شاخص اقلیمی لنکستر مورد مطالعه قرار گرفت. پارامترهای آماری اندازه ذرات نشان داد که میانگین و مد اندازه ذرات در نمونه‌ها از ماسه متوسط تا ماسه ریز تغییر می‌کند که موید مناطق منابع ماسه در حدود ۵۰ کیلومتری در شمال و شمال غرب منطقه است. درصد ذرات درشت در رسوبات تپه‌های شمال ارگ نسبت به رسوبات تپه‌های جنوب ارگ نشان‌دهنده بیشتر بودن شدت انتقال در بخش شمالی، تحرک ماسه از شمال به جنوب و محیط پر انرژی بادی بخش شمالی ارگ نسبت به جنوب ارگ است. جورشدگی خوب و دانه‌ریزتر بودن رسوبات تپه‌های جنوب ارگ نسبت به رسوبات با جورشدگی ضعیف تا متوسط رسوبات تپه‌های جنوبی، قابلیت دسترسی باد به ذرات را زیاد کرده و بنابراین احتمال گسترش ارگ توسط رسوبات تپه‌های موجود در ارگ را به طرف جنوب بیشتر خواهد کرد. همچنین بر اساس چولگی به سمت ذرات ریزدانه و تک مد بودن اندازه ذرات رسوبات، نشان از تحرک باد در این محیط است. فعال بودن محیط ارگ و تحرک ماسه بر اساس نمودار گلاسر که بر پایه میانگین اندازه ذرات و جورشدگی، استوار است نشان داد که رسوبات تپه‌های جنوب ارگ با جورشدگی خوب و میانگین اندازه ذرات کوچکتر، دارای تحرک بیشتری نسبت به تپه‌های شمالی هستند.

از طرف دیگر تحرک تپه‌ها با شاخص لنکستر نشان داد که این شاخص اقلیمی، شاخص مناسبی برای تخمین سطح انتقال ماسه است. بر اساس پارامترهای اقلیمی شاخص تحرک تپه‌های ماسه‌ای، متوسط شاخص تحرک تپه‌های ماسه‌ای (شاخص لنکستر) منطقه و ارگ مورد مطالعه برابر ۲۱۰ است. با توجه به حد مرز بودن این عدد می‌توان وضعیت تحرک تپه‌ها را، تپه‌های ماسه‌ای فعال، با پوشش گیاهی در بین و پای تپه‌ها بیان کرد. شرایطی که در وضعیت طبیعی منطقه

قابل مشاهده است.

حامى مالى

اين اثر مستخرج از پايان نامه کارشناسى ارشد دانشگاه تهران مى‌باشد.

سهم نويسندگان در پژوهش

نويسندگان در تمام مراحل و بخش‌هاى انجام پژوهش سهم برابر داشتند.

تضاد منافع

نويسندگان اعلام مى‌دارند که هيچ تضاد منافعى در رابطه با نويسندگى و يا انتشار اين مقاله ندارند.

تقدير و تشکر

نويسندگان از همه كسانى که در انجام اين پژوهش به ما يارى رساندند، به ويژه كسانى که کار ارزيبابى كيفيت مقالات را انجام دادند، تشکر و قدردانى مى‌نمايند.

منابع

- ايازى، زهرا؛ مصباح زاده، طيبه؛ احمدى، حسن و مشهدى، ناصر. (۱۳۹۴). بررسى توان رسوبزايى و ايجاد گرد و غبار رخساره هاى ژئومورفولوژى با استفاده از مدل IRIFR.E.A (بررسى موردى: آران - كاشان). *كنگره بين المللى تخصصى علوم و زمين*.
Doi: 10.22034/JDMAL.2017.24663
- توكلى فرد، اصغر؛ قاسميه، هدا؛ نظرى سامانى، على اكبر و مشهدى، ناصر (۱۳۹۴). تحليل ميزان فعاليت تپه‌هاى ماسه‌اى بند ريگ كاشان با استفاده از شاخص لن كستر. *نشریه مهندسى اكوسيستم بيابان*، ۳(۵)، ۳۷-۴۸.
- توكلى فرد، اصغر؛ قاسميه، هدا؛ نظرى سامانى، على اكبر؛ مشهدى، ناصر و ميرزاوند، محمد (۱۳۹۱). بررسى نقش اراضى مختلف در توفان‌هاى ماسه‌اى با استفاده از گلباد و گل توفان (مطالعه‌ى موردى: كاشان). *مجله پژوهش‌هاى فرسايش محيطى*، ۲(۲)، ۲۵-۴۱.
- حسنى درآباد، فرهاد؛ مشهدى، ناصر و كشتكار، اميررضا. (۱۴۰۱). ارزيبابى پيامدهاى نوسانات اقليمى بر فرايندهاى بادى (مطالعه موردى: زيست‌بوم بيابانى آب‌شيرين). *نشریه مرتع و آبخيزدارى*، ۱(۷۶)، ۷۷-۱۰۱.
- حسنى درآباد، فرهاد و مشهدى، ناصر. (۱۳۹۶). ارتباط گلباد و گلتوفان با دوره هاى خشک و مرطوب منحنى نرمال آمبروترميک (بررسى موردى: ايستگاه سينوپتيک قم). *مجموعه مقالات كنفرانس بين المللى مديريت منابع طبيعى در كشورهاى در حال توسعه، كرج*.
- راهى، غلامرضا؛ بحرينى، فاطمه؛ خسروشاهى، محمد و بيابانى، ليلا. (۱۴۰۱). پايش و پيش‌بينى عوامل اقليمى مؤثر بر تحرک پذيرى تپه‌هاى ماسه‌اى با استفاده از شاخص لنكستر (مطالعه موردى: دير، استان بوشهر). *مهندسى اكوسيستم بيابان*، ۱۱(۳۶)، ۴۱-۵۴.
Doi: 10.22052/DEEJ.2021.11.36.41
- زندى فر، سميرا؛ خسروشاهى، محمد؛ ابراهيمى خوسفى، زهره و نعيمى، مریم (۱۴۰۱). بهره‌گيرى از شاخص لنكستر براى واكاوى فعاليت تپه‌هاى ماسه‌اى در مناطق خشک و تحليل حساسيت عوامل مؤثر بر آن (بررسى موردى: منطقه بوئين زهرا، قزوین).
مديريت بيابان، ۱(۱۶)، ۱-۱۶. Doi: 10.22034/JDMAL.2021.243137
- سازمان هواشناسى کشور.

مشهدی، ناصر؛ فیض‌نیا، سادات و عبدی، صغری (۱۳۹۸) تحلیل دینامیکی و ژنتیکی رسوبات بادی به منظور تعیین منشأ و منبع ماسه (مطالعه موردی: ارگ جدید رضاآباد، سبزوار). *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۵۱(۳)، ۳۱۹-۴۰۲. Doi: 10.22059/JPHGR.2019.254097.1007190

مشهدی، ناصر (۱۴۰۱). تأثیر فرایند بادی بر محیط طبیعی بیابان (مطالعه موردی: ارگ جدید آب شیرین). *چهارمین کنفرانس ملی مهندسی و مدیریت محیط زیست، قائم شهر*.

یوسفی مبرهن، ابراهیم؛ قدرتی، منصور و خسروشاهی، محمد (۱۴۰۰). پایش و پیش‌بینی عوامل اقلیمی موثر بر تحرک‌پذیری تپه‌های ماسه‌ای استان سمنان. *نشریه حفاظت منابع آب و خاک*، ۱۰ (۴)، ۱۲۷-۱۴۲.

References

- Afrasinei, G. M., Melis, M. T., Arras, C., Pistis, M., Buttau, C., & Ghiglieri, G. (2018). Spatiotemporal and spectral analysis of sand encroachment dynamics in southern Tunisia. *European Journal of Remote Sensing*, 51(1), 352-374. <https://doi.org/10.1080/22797254.2018.1439343>
- Alcántara-Carrió, J. (1999). Dinámica sedimentaria eólica en el Istmo de Jandía. Modelización y cuantificación del transporte. Unpublished Ph. D. thesis. University of Las Palmas de Gran Canaria, Ed. *Cabildo Insular de Gran Canaria, Las Palmas de Gran Canaria*.
- Alcántara Carrió, J., & Alonso Bilbao, I. (2001). Aeolian sediment availability in coastal areas defined from sedimentary parameters. *Application to a case study in Fuerteventura. Scientia Marina*. <http://hdl.handle.net/10553/51572>.
- Arens, S. M., Slings, Q., & De Vries, C. N. (2004). Mobility of a remobilised parabolic dune in Kennemerland, The Netherlands. *Geomorphology*, 59(1-4), 175-188. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2003.09.014>
- Ash, J. E., & Wasson, R. J. (1983). Vegetation and sand mobility in the Australian desert dunefield. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 45(Supp.), 7-25.
- Ayazi, Z., Mesbahzadeh, T., Ahmadi, H., & Mashhadi, N. (2017). Investigation potential sedimentation geomorphology facies with usage wind erosion meter and IRIFR. E. A model (case study, Kashan-Aran). *Desert Management*, 4(8), 70-83. [In Persia].
- Bagnold, R.A. (1941). The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. *Methuen, London*. 265 pp.
- Bertolini, G., Hartley, A. J., Marques, J. C., & Paim, J. C. (2023). Controls on grain-size distribution in an ancient sand sea. *Sedimentology*, 70(4), 1281-1301. <https://doi.org/10.1111/sed.13077>
- Besler, H. (1983). The response diagram: distinction between aeolian mobility and stability of sands and aeolian residuals by grain size parameters. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband*, 45, 287-301.
- Blott, S. J., & Pye, K. (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth surface processes and Landforms*, 26(11), 1237-1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
- Blount, G., & Lancaster, N. (1990). Development of the Gran Desierto sand sea, northwestern Mexico. *Geology*, 18(8), 724-728. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0724:DOTGDS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0724:DOTGDS>2.3.CO;2)
- Bullard, J. E., Thomas, D. S. G., Livingstone, I., & Wiggs, G. S. F. (1997). Dunefield activity and interactions with climatic variability in the southwest Kalahari Desert. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Group*, 22(2), 165-174. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199702\)22:2<165::AID-ESP687>3.0.CO;2-9](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199702)22:2<165::AID-ESP687>3.0.CO;2-9)
- Folk, R. L., & Ward, W. C. (1957). Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of sedimentary research*, 27(1), 3-26. <https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Friedman, G. M. (1961). Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Research*, 31(4), 514-529. <https://doi.org/10.1306/74D70BCD-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Fryberger, S. G., Dean, G., & McKee, E. D. (1979). Dune forms and wind regime. *A study of global sand seas*, 1052, 137-170.
- Gaylord, D. R., & Stetler, L. D. (1994). Aeolian-climatic thresholds and sand dunes at the Hanford

- Site, south-central Washington, USA. *Journal of Arid Environments*, 28(2), 95-116. [https://doi.org/10.1016/S0140-1963\(05\)80041-2](https://doi.org/10.1016/S0140-1963(05)80041-2)
- Gläser, B. (1984). Quantitative untersuchungen zur morphogenese und mobilität des Altdünenkomplexes in der Provinz Weiber Nil. *Beiträge zur morphodynamik im Relief des Jebel-Marra-Massivs und in seinem Vorland (Darfur/Republik Sudan)*, 202-217.
- Goudie, A., & Viles, H. (2014). *Landscapes and landforms of Namibia*. Springer.
- Hardisty, J., & Whitehouse, R. J. S. (1988). Evidence for a new sand transport process from experiments on Saharan dunes. *Nature*, 332(6164), 532-534. <https://doi.org/10.1038/332532a0>
- Hasani Darabad, F., Mashhadi, N. (2017). The relationship between Wind-Rose and Storm-Rose with dry and wet periods of normal amberothermic curve (case study: Qom synoptic station). *International Conference on Natural Resources Management in Developing Countries*. [In Persian].
- Hasani Dorabad, F., Mashhadi, N., & Keshtkar, A. (2023). Evaluating the Impacts of Climate fluctuations on wind processes (Case study: Abshirin ecosystem). *Journal of Range and Watershed Managment*, 76(1), 77-101 Doi:10.22059/JRWM.2023.354591.1693. [In Persian].
- Howard, A. D., Morton, J. B., GAD-EL-HAK, M. O. H. A. M. E. D., & Pierce, D. B. (1978). Sand transport model of barchan dune equilibrium. *Sedimentology*, 25(3), 307-338. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1978.tb00316.x>
- IRIMO. I.R. of Iran Meteorological Organization. *Meteorological Organization Report*.
- Kasper-Zubillaga, J. J., & Carranza-Edwards, A. (2005). Grain size discrimination between sands of desert and coastal dunes from northwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 383-390.
- Khalaf, F. (1989). Textural characteristics and genesis of the aeolian sediments in the Kuwaiti desert. *Sedimentology*, 36(2), 253-271. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1989.tb00606.x>
- Klintonberg, P., & Seely, M. (2004). Land degradation monitoring in Namibia: A first approximation. *Environmental Monitoring and Assessment*, 99, 5-21.
- Kocurek, G., & Ewing, R. C. (2005). Aeolian dune field self-organization—implications for the formation of simple versus complex dune-field patterns. *Geomorphology*, 72(1-4), 94-105. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.05.005>
- Lancaster, N. (1988). Development of linear dunes in the southwestern Kalahari, southern Africa. *Journal of arid environments*, 14(3), 233-244. [https://doi.org/10.1016/S0140-1963\(18\)31070-X](https://doi.org/10.1016/S0140-1963(18)31070-X)
- Lancaster, N., & Tchakerian, V. P. (1996). Geomorphology and sediments of sand ramps in the Mojave Desert. *Geomorphology*, 17(1-3), 151-165. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(95\)00101-A](https://doi.org/10.1016/0169-555X(95)00101-A)
- Lancaster, N., & Helm, P. (2000). A test of a climatic index of dune mobility using measurements from the southwestern United States. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 25(2), 197-207. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(200002\)25:2<197::AID-ESP82>3.0.CO;2-H](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(200002)25:2<197::AID-ESP82>3.0.CO;2-H)
- Lancaster, N. (2005). Aeolian erosion, transport and deposition, in Selley, R.C., Robin, L., Cocks, M., and Plimer, I.R., eds., *Encyclopedia of Geology*. Oxford, Elsevier, p. 612–627.
- Lancaster N. (2009). Aeolian features and processes, In: Young R, Norby L (eds) *Geological Monitoring: Boulder, Colorado. Geological Society of America*: 1–25. [https://doi.org/10.1130/2009.monitoring\(01\)](https://doi.org/10.1130/2009.monitoring(01)).
- Lancaster, N., Baker, S., Bacon, S., & McCarley-Holder, G. (2015). Owens Lake dune fields: composition, sources of sand, and transport pathways. *Catena*, 134, 41-49. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.01.003>
- Le Roux, J. P. (1994). A spreadsheet template for determining sediment transport vectors from grain-size parameters. *Computers & Geosciences*, 20(3), 433-440. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(94\)90051-5](https://doi.org/10.1016/0098-3004(94)90051-5)
- Liu, S., & Wang, T. (2014). Aeolian processes and landscape change under human disturbances on the Sonid grassland of inner Mongolian Plateau, northern China. *Environmental earth sciences*, 71, 2399-2407. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2640-4>
- Lopez, O. M., Hegy, M. C., & Missimer, T. M. (2020). Statistical comparisons of grain size characteristics, hydraulic conductivity, and porosity of barchan desert dunes to coastal dunes. *Aeolian research*, 43, 100576. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2020.100576>
- Mainguet, M. (1986). The wind and desertification processes in the Saharo-Sahelian and Sahelian

- regions. In *Physics of desertification* (pp. 210-240). Dordrecht: Springer Netherlands.
- Mashhadi, N., AHMADI, H., Ekhtesasi, M. R., FEYZNIA, S., & Feghhi, G. (2007). Analysis of sand dunes to determine wind direction and detect sand source sites (case study: Khartooran Erg, Iran).
- Mashhadi, N., Feiznia, S., & Abdi, S. (2019). Dynamic and Genetic Analysis of Aeolian Sedimentation to Determine Origin and Source of Sand Dunes (Case Study: Reza Abad, Sabzevar). *Physical Geography Research Quarterly*, 51(3), 389-402. Doi: 10.22059/JPHGR.2019.254097.1007190 [In Persia].
- Mashhadi, N. 2022. The effect of the aeolian process on the natural environment of the desert (Case study: New Erg of Ab shirin), *The 4th National Conference on Environmental Engineering and Management*. [In Persia].
- Muhs, D. R., & Maat, P. B. (1993). The potential response of eolian sands to greenhouse warming and precipitation reduction on the Great Plains of the USA. *Journal of Arid Environments*, 25(4), 351-361. <https://doi.org/10.1006/jare.1993.1068>
- Muhs, D. R., & Holliday, V. T. (1995). Evidence of active dune sand on the Great Plains in the 19th century from accounts of early explorers. *Quaternary Research*, 43(2), 198-208. <https://doi.org/10.1006/qres.1995.1020>
- Muhs, D. R., Reynolds, R. L., Been, J., & Skipp, G. (2003). Eolian sand transport pathways in the southwestern United States: importance of the Colorado River and local sources. *Quaternary International*, 104(1), 3-18. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(02\)00131-3](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00131-3)
- Muhs, D. R. (2004). Mineralogical maturity in dunefields of North America, Africa and Australia. *Geomorphology*, 59(1-4), 247-269. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2003.07.020>
- Okin, G. S., & Gillette, D. A. (2001). Distribution of vegetation in wind-dominated landscapes: Implications for wind erosion modeling and landscape processes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D9), 9673-9683. <https://doi.org/10.1029/2001JD900052>
- Parteli, E. J., Durán, O., Bourke, M. C., Tsoar, H., Pöschel, T., & Herrmann, H. (2014). Origins of barchan dune asymmetry: Insights from numerical simulations. *Aeolian Research*, 12, 121-133. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2013.12.002>
- Pye, K., & Tsoar, H. (2008). *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Springer Science & Business Media.
- Rahi, G., Bahreini, F., & Khosroshahi, M. (2022). Monitoring and Predicting the Effect of Climatic Factors on Sand-Mobility Using Lancaster Index: A Case Study of Dayer, Bushehr Province. *Desert Ecosystem Engineering*, 11(36), 41-54. Doi:10.22052/DEEJ.2021.11.36.41. [In Persia].
- Rout, U. (2018). Geochemical, Textural and Mineralogical Analysis Of Aeolian Sediments.
- Sherman, D. J., & Hotta, S. H. I. N. T. A. R. O. (1990). Aeolian sediment transport: theory and measurement. *Coastal Dunes: form and process*, 17, 37.
- Stetler, L. D., & Gaylord, D. R. (1996). Evaluating eolian-climatic interactions using a regional climate model from Hanford, Washington (USA). *Geomorphology*, 17(1-3), 99-113. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(95\)00097-0](https://doi.org/10.1016/0169-555X(95)00097-0)
- Syvitski, J. P., & Kettner, A. (2011). Sediment flux and the Anthropocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 369(1938), 957-975. <https://doi.org/10.1098/rsta.2010.0329>
- Talbot, M. R. (1981). Environmental responses to climatic change in the West African Sahel over the past 20,000 years.
- Tavakolifard, A., Ghasemiye, H., Nazari Samani, A. A., Mashhadi, N., & Mirzavand, M. (2012). Investigation of role of different land uses in the sand storm by using wind rose and storm rose (Case study, Kashan). *Environ. Erosion Res. J*, 2(2), 25-41. [In Persian].
- Tavakkolifard, A., Ghasemieh, H., Samani, A. A. N., & Mashhadi, N. (2013). Determining the risk of sand transportation to residential areas around Kashan Erg using anemometry data analysis.
- Tavakolifard, A., Ghasemiye, H., Nazari Samani, A. A. & Mashhadi, N. (2015). 'Investigation morphology and sand dunes activity in different parts based on Lancaster index (Case study: Kashan Erg). *Desert Ecosystem Engineering*, 3(5), pp. 37-48. [In Persia].

- Tchakerian, V. P. (1991). Late Quaternary aeolian geomorphology of the Dale Lake sand sheet, southern Mojave Desert, California. *Physical Geography*, 12(4), 347-369. <https://doi.org/10.1080/02723646.1991.10642438>
- Thomas, D. S. G., & Tsoar, H. (1990). The geomorphological role of vegetation in desert dune systems. *Vegetation and erosion*, 471-489.
- Wasson, R. J., & Hyde, R. (1983). Factors determining desert dune type. *Nature*, 304(5924), 337-339. <https://doi.org/10.1038/304337a0>
- Wasson, R. J. (1984). Late Quaternary palaeoenvironments in the desert dunefields of Australia. In *Late Cainozoic palaeoclimates of the Southern Hemisphere. International symposium held by the South African Society for Quaternary Research; Swaziland* (pp. 419-432).
- Wang, X., Dong, Z., Zhang, J., & Chen, G. (2002). Geomorphology of sand dunes in the Northeast Taklimakan Desert. *Geomorphology*, 42(3-4), 183-195. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00085-X](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00085-X)
- Wang, X., Dong, Z., Zhang, J., Qu, J., & Zhao, A. (2003). Grain size characteristics of dune sands in the central Taklimakan Sand Sea. *Sedimentary Geology*, 161(1-2), 1-14. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00380-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00380-9)
- Wolfe, S. A. (1997). Impact of increased aridity on sand dune activity in the Canadian Prairies. *Journal of Arid Environments*, 36(3), 421-432. <https://doi.org/10.1006/jare.1996.0236>
- Yousefi, M. E., Ghodrati, M., & Khosroshahi, M. (2021). Monitoring and Forecasting of Effective Climatic Factors on the Mobility of Sand Dunes in Semnan province. [In Persia].
- Zandifar, S., Khosroshahi, M., Ebrahimikhusfi, Z., & Naeimi, M. (2021). Using Lancaster Index to Analyse of the Sand Dunes Activity in Arid lands and Sensitivity Analysis of the Factors Affecting it (Case Study: Buin-Zahra City). *Desert Management*, 8(16), 1-16. [Doi 10.22034/JDMAL.2021.243137](https://doi.org/10.22034/JDMAL.2021.243137). https://www.jdmal.ir/article_243137.html. [In Persia].
- Zhang, H., Fan, J., Cao, W., Harris, W., Li, Y., Chi, W., & Wang, S. (2018). Response of wind erosion dynamics to climate change and human activity in Inner Mongolia, China during 1990 to 2015. *Science of the Total Environment*, 639, 1038-1050. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.05.082>
- Zhang, X. Y., Gong, S. L., Zhao, T. L., Arimoto, R., Wang, Y. Q., & Zhou, Z. J. (2003). Sources of Asian dust and role of climate change versus desertification in Asian dust emission. *Geophysical Research Letters*, 30(24). <https://doi.org/10.1029/2003GL018206>
- Zhang, Z., & Dong, Z. (2015). Grain size characteristics in the Hexi Corridor Desert. *Aeolian Research*, 18, 55-67. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2015.05.006>
- Zhao, C., Zhang, H., Wang, M., Jiang, H., Peng, J., & Wang, Y. (2021). Impacts of climate change on wind erosion in Southern Africa between 1991 and 2015. *Land Degradation & Development*, 32(6), 2169-2182. <https://doi.org/10.1002/ldr.3895>
- Zhao, Y., Wu, J., He, C., & Ding, G. (2017). Linking wind erosion to ecosystem services in drylands: a landscape ecological approach. *Landscape Ecology*, 32, 2399-2417. <https://doi.org/10.1007/s10980-017-0585-9>