

## **Expansion and Contraction of Iranian Ergs (Case Study: Rig Zarrin in Central Iran)**

**Mohammad Sharifi \***

Assistant Professor, Department of Geography, Yazd University, Yazd, Iran

### **Abstract**

The ergs located inside the topographic holes are considered as static ergs. Nevertheless, the conditions for the development and expansion of these ergs are suitable in most of the arid regions of central Iran. The most important of these conditions are low rainfall, dry weather, severe regional and local winds, and the availability of a large amount of fine-grained sedimentary materials. Time series analysis of Landsat satellite images during 1977–2017 showed that Rig Zarrin has been developed both in terms of surface (about 40 km<sup>2</sup>) and height (about 4 meters in the middle sections). The results showed that the horizontal and height development of this erg was intermittent. Topography and more importantly, moisture, the two main factors which control the activity of sand dunes. Since 1998, long-term drought has dominated central Iran and Yazd province. Examination of the images during this time period showed a large expansion of sand surface from 2000 to 2017. But, the level of sand has declined dramatically between 1987 and 1993 due to wet period of the province. Therefore, the area of Rig Zarrin is expanded and contracted by the influence of yearly or periodic moisture and drought. Also, in terms of height development, moisture has been the main controlling factor. So, in droughts, the height of the erg sand dunes has significantly increased and in wet years it decreases or reaches a low or minimal level. The existence of complex sand dunes with the height of more than 200 meters in the central parts of the erg shows that the erg becomes the center of thermal low pressure, especially in the warm season, and causes the formation of local convergent winds. Seasonal change in the direction and intensity of the wind has changed the direction and amount of movement of sand dunes, and the change in the displacement patterns of pressure has led to a change in the pattern of migration of the erg.

**Key words:** Rig Zarrin, Expansion and Contraction, Wind, Sand Dunes.

\* mscharifi@yahoo.com

## قبض و بسط ریگزارهای ایران نمونه مطالعه: ریگ زرین در ایران مرکزی

محمد شریفی\*، استادیار، گروه جغرافیا، دانشگاه یزد، یزد، ایران

وصول: ۱۳۹۸/۰۲/۱۵ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۵/۰۶، صص ۱۲۷-۱۵۰

### چکیده

ریگ‌های چاله‌های توپوگرافی جزو ریگ‌های ایستا دسته‌بندی می‌شوند. با وجود بعضی شرایط، فعالیت و گسترش این ریگ‌ها در بیشتر مناطق خشک ایران مرکزی از جمله ریگ زرین فراهم است. مهم‌ترین این شرایط، بارش کم، خشکی هوا، وجود بادهای منطقه‌ای و محلی شدید و در دسترس بودن حجم زیادی از مواد رسوبی ریزدانه مخروط‌افکنه‌های حاشیه کویر است. بررسی تصاویر ماهواره‌ای لندست طی گستره زمانی ۱۹۷۷ تا ۲۰۱۷ نشان داد ریگ زرین طی این مدت هم از نظر سطح (حدود ۴۰ کیلومتر مربع) و هم از نظر ارتفاع (حدود ۴ متر در بخش‌های میانی) توسعه پیدا کرده است. نتایج نشان داد توسعه افقی و ارتفاعی ریگ متناوب بوده است. توپوگرافی و مهم‌تر از آن رطوبت، دو عامل اصلی کنترل‌کننده میزان فعالیت تپه‌های ماسه‌ای ریگ هستند. از سال ۱۹۹۸ به بعد، ایران مرکزی با خشکسالی طولانی مدت مواجه شد. بررسی تصاویر در این بازه زمانی حاکی از گسترش زیاد سطح ریگ از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ بوده است؛ اما سطح ریگ بین سال‌های ۱۹۸۷ تا ۱۹۹۳ (دوره مرطوب استان) کاهش چشمگیری داشته است. بدین ترتیب سطح ریگ زرین متأثر از رطوبت و خشکی سالیانه یا دوره‌ای، قبض و بسط یافته است. از نظر توسعه ارتفاعی نیز رطوبت، عامل اصلی کنترل‌کننده بوده است. در خشکسالی‌ها افزایش ارتفاع، چشمگیر و در سال‌های مرطوب، بسیار ناچیز بوده یا به کمترین مقدار خود می‌رسیده است. وجود تپه‌های ماسه‌ای پیچیده و هرمی شکل با ارتفاع بیش از ۲۰۰ متر در بخش‌های مرکزی نشان می‌دهد کویر زرین به‌ویژه در فصل گرم به‌مثابه مرکز کم‌فشار حرارتی درآمده و سبب شکل‌گیری بادهای هم‌گرایی محلی شده است. تغییر فصلی جهت و شدت باد موجب تغییر در جهت و میزان حرکت تپه‌های ماسه‌ای شده و تغییر در جابه‌جایی الگوهای فشار، تغییر در الگوی مهاجرت ریگ را در پی داشته است.

واژه‌های کلیدی: ریگ زرین، قبض و بسط، باد، تپه‌های ماسه‌ای.

## مقدمه

دانه‌ها و رطوبت سطح آنها ( Jackson & Nordstrom, 2001; Wiggs, 1998; Iverson & Leys & Eldrige, 1991), توپوگرافی ( Rasmussen, 1994; White & Tsoar, 1998; Hesp & Hastings, 1998; Shao, 2008; Zhang et al., 2016; Jiang et al., 2017) و پوشش گیاهی (Buckley, 1987; Kuriyama et al., 2005)؛ به بیان دیگر فراهم‌آوری ماسه، اقلیم‌های خشک و بادی، پوشش گیاهی و آثار انسانی، چهار عامل اصلی گسترش تپه‌های ماسه‌ای بوده است که در این میان عوامل اقلیمی شامل باد، درجه حرارت و بارش اهمیت بیشتری دارند (Hoover et al., 2018: 24). بر پایه این نظر، تغییرات در عناصر آب‌وهوایی به شدت بر توسعه و فعالیت یا عدم فعالیت تپه‌های ماسه‌ای اثر می‌گذارد ( Zeng et al., 2018; Lu et al., 2013; Yizhag et al., 2013; Sparavigna, 2009; al., 2009); برای نمونه با پیشروی و گسترش مراکز فشار در مناطق بیابانی، بادها شدت می‌گیرند و میدان‌های ماسه توسعه می‌یابند (یمانی، ۱۳۸۱: ۲). همچنین خشکسالی سبب گسترش و توسعه این میدان‌ها می‌شود ( Marin et al., 2005: 163; Yizhag et al., 2009: 52); اما دوره‌های مرطوب و پربارش سبب کوچک‌شدن و انقباض میدان‌های ماسه و عدم فعالیت تپه‌های واقع در آنها می‌شود ( Lu et al., 2013: 2; Marin et al., 2005: 163); از این رو بیشترین فعالیت ماسه‌ها در فصول خشک سال روی می‌دهد (Yang et al., 2018: 9). برای بررسی فعالیت و جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای، داده‌ها و تصاویر ماهواره‌ای و تکنیک‌های سنجنش از دور، یکی از مهم‌ترین روش‌ها از حدود چهار دهه پیش بوده است (Hugenholtz et al., 2012: 319) و پژوهشگران زیادی دینامیک، تحول، مسیر انتقال و

میدان‌های ماسه‌ای بخش جالب توجهی از محیط زیست کره زمین (۵۰۰۰۰۰۰۰ کیلومترمربع) را تشکیل می‌دهند (Livingstone et al., 2010: 94) که از انواع مختلف تپه‌های ماسه‌ای تشکیل شده‌اند. تشکیل آنها به دلیل تعامل بین رژیم بادی و فرایند رسوب‌گذاری است (Dong et al., 2013: 20). تپه‌های ماسه‌ای در قلمرو فرایند بادی از پویاترین عارضه‌های ژئومورفیک سطح زمین به شمار می‌روند که از یک سو متأثر از ویژگی‌های سرعت، جهت و فراوانی باد و از سوی دیگر متأثر از ویژگی‌های سطح زمین و مواد رسوبی‌اند (عباس‌نژاد و ذهاب‌نوری، ۱۳۹۱: ۱۲۷). پویایی و حرکت این تپه‌ها از مهم‌ترین ویژگی‌های آنهاست (موسوی و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۰۲). جابه‌جایی آنها در طول زمان بر اثر عوامل اشاره‌شده، خطرات زیادی را برای اکوسیستم‌های شکننده مناطق خشک و بیابانی و همچنین سکونتگاه‌ها، تأسیسات و پیرو آن اقتصاد و جوامع مقیم این مناطق به همراه دارد؛ به‌علاوه شناخت تپه‌های ماسه‌ای به شناخت عوامل محیطی متعددی مانند تغییرات و تحولات اقلیم کواترنری، تغییر و جابه‌جایی الگوهای فشار در سطح زمین، فرسایش و رسوب‌گذاری حوضه‌های آبریز، تغییر میزان بارش و رطوبت سطح زمین و پیرو آن تغییر در میزان پوشش‌های گیاهی، تغییر در جهت و سرعت باد و همچنین عملکردهای انسانی کمک می‌کند. به‌طور کلی انتقال تپه‌های ماسه‌ای، فرایندی پیچیده و متأثر از متغیرهای مختلف است؛ از جمله جهت بادها ( Liu, 1960; Lancaster, 1989; Anderson and Haff, 1988; Li, 1999; Gillette et al., 2001; Liu, 1960; Yang et al., 1998; Hoover et al., 2018) اندازه

112: 1991). به دلیل تغییر در ویژگی‌های باد از جمله جهت، فراوانی و شدت و همچنین تغییر در میزان بارش‌ها، با وجود فعالیت زیاد تپه‌های ماسه‌ای در بیشتر نواحی بیابانی دنیا، ریگ‌ها در طولانی‌مدت کمتر تغییر می‌یابند؛ به‌ویژه آنکه بادهای محلی و توپوگرافی در شکل‌گیری و تحول این تپه‌ها نقش زیادی داشته‌اند (Valle et al., 2008: 411؛ محمودی، ۱۳۷۳: ۳۱).

هدف پژوهش حاضر، مطالعه تغییرات افقی و ارتفاعی تپه‌های ماسه‌ای ریگ زرین، یکی از ریگزارهای بزرگ ایران مرکزی، طی دوره‌ای ۴۰ ساله (سال‌های ۱۹۷۷ تا ۲۰۱۷) است. این مطالعه به شناخت میزان و جهت حرکت تپه‌های ماسه‌ای بیابان‌های ایران مرکزی کمک می‌کند.

### روش‌شناسی پژوهش

#### روش پژوهش

به‌منظور بررسی تغییرات افقی تپه‌های ماسه‌ای ریگ زرین از ۸ تصویر ماهواره‌ای لندست TM، ETM+ و لندست ۸ (OLI) برای گستره زمانی ۱۹۷۷ تا ۲۰۱۷ استفاده شد. برای استخراج اطلاعات از تصاویر چند باندهای، از روش طبقه‌بندی نظارت‌شده بهره گرفته شده است. استفاده از این روش در سال‌های اخیر توجه برخی پژوهشگران را جلب کرده است. در روش نظارت‌شده، نخست نقاط آموزشی از بخش‌های مختلف تصویر به نرم‌افزار معرفی و سپس پیکسل‌های تصویر براساس بیشترین شباهت به بخش‌های تعریف‌شده و کمترین فاصله از میانگین ارزش پیکسلی بخش‌های تعریف‌شده طبقه‌بندی می‌شوند. روش طبقه‌بندی نظارت‌شده با بیشترین

حتی میزان حرکت سالیانه آنها را با استفاده از این روش بررسی کرده‌اند (Rubin, 1990; Del Valle et al., 2008; Hesse, 2009; Bourke et al., 2009; Schedit et al., 2011; Hermas et al., 2012; Ewing et al., 2015; Al-Muriry et al., 2016; Hamdan et al., 2016; Maghsuodi et al., 2017; Jamali et al., 2018; Hoover et al., 2018; Yang and Shi, 2018). بدین روی برحسب مطالعات مختلف، تپه‌های ماسه‌ای واقع در مناطق بیابانی کره زمین متأثر از عوامل مختلف به‌ویژه عوامل اقلیمی به‌طور مداوم در حال حرکت و جابه‌جایی‌اند و بر اثر این جابه‌جایی ریگ‌ها توسعه و تحول می‌یابند؛ اما جهت حرکت ماسه‌ها، میزان حرکت و مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای در طول زمان به‌ویژه در کوتاه‌ترن و هولوسن یکسان نبوده است؛ بلکه در دوره‌های خشک ریگ‌ها گسترش یافته‌اند و تپه‌های ماسه‌ای فعال شده‌اند؛ اما در دوره‌های مرطوب، این تپه‌ها غیرفعال شده‌اند و از وسعت میدان‌های ماسه‌ای کاسته شده است.

قبض و بسط ریگ‌ها به‌طور اساسی متأثر از متغیرهای اقلیمی، پوشش گیاهی، دسترسی ماسه‌ها (Dasa & Jimin, 2002: 91) و همچنین حرکات تکتونیکی و فعالیت‌های انسانی است (Mason & King, 1985: 617). از میان این عوامل، باد را مهم‌ترین عامل در قبض و بسط تپه‌های ماسه‌ای دانسته‌اند (Lu et al., 2013: 8). وزش باد، فرایندی وابسته به زمان است؛ به گونه‌ای که در هر لحظه سرعت و جهت آن متأثر از سایر پدیده‌های جوئی و اقلیمی و توپوگرافی تغییر می‌کند و وضعیتی متفاوت با لحظه قبل به خود می‌گیرد (صارمی نایینی و همکاران، ۱۳۸۵: ۱۴۸). درواقع نیروهای باد در طول سال و حتی طول روز تغییر می‌کنند (Zobeck, )

وکتور تبدیل شدند و مساحت هر کدام از سال‌ها به‌طور جداگانه اندازه‌گیری و محاسبه شد؛ همچنین با استفاده از نرم‌افزار Excel برای داده‌های به‌دست‌آمده نمودار خطی رسم شد.

برای بررسی تغییرات ارتفاعی در منطقه مطالعه‌شده نیز تصاویر ماهواره‌ای لندست به کار رفت. از آنجا که نقشه‌های رقومی ارتفاعی در محدوده پژوهش در دسترس نبود، به‌منظور تهیه آنها از تصاویر ماهواره‌ای استفاده‌شده در نرم‌افزار گوگل ارث برای دوره‌ای ۴۰ ساله (۱۹۷۷-۲۰۱۷) بهره گرفته شد. تصاویر مدنظر به‌صورت فایل‌های KMZ ذخیره و سپس به نرم‌افزار Global Mapper انتقال داده شد. در این نرم‌افزار تمامی فایل‌های ریگ زرین به نقشه‌های DEM با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر تبدیل شد. در ادامه تصاویر رقومی ارتفاعی به‌دست‌آمده (برای ۸ سال یعنی سال‌های ۱۹۷۷، ۱۹۸۷، ۱۹۹۳، ۱۹۹۸، ۲۰۰۲، ۲۰۰۸، ۲۰۱۳ و ۲۰۱۷) در نرم‌افزار ENVI به‌صورت یک لایه درآمدند (Layer Stacking). با استفاده از این لایه اطلاعاتی، تغییرات ارتفاعی هر پیکسل در داخل محدوده مطالعه‌شده قابل مشاهده است. نخست تغییرات ارتفاعی در دو سال ۱۹۷۷ و ۲۰۱۷، به‌منزله سال‌های آغازین و پایانی بازه زمانی مطالعه‌شده اندازه‌گیری شد تا مشخص شود آیا تغییراتی در ارتفاع تپه‌ها در این محدوده زمانی به وقوع پیوسته است یا خیر. در ادامه پس از اطمینان از تغییرات محسوس در ارتفاع ریگ طی بازه زمانی مطالعه‌شده، ارتفاع تپه‌ها برای ۸ سال متناوب طی گستره زمانی ۴۰ سال اندازه‌گیری شد. برای این کار در آغاز ۹ نقطه به‌صورت تصادفی و در امتداد هم با فواصل نسبتاً منظم و مختصات

شبهت نسبت به روش نظارت‌شده با کمترین فاصله از میانگین و روش نظارت‌نشده، تشخیص دقیق‌تری از محدوده تپه‌های ماسه‌ای مدنظر ارائه کرد.

در این پژوهش برای طبقه‌بندی تصاویر در سال‌های مختلف از شاخص ROI استفاده شده است. همچنین برای صحت‌سنجی نتایج طبقه‌بندی که از ماتریس خطا استخراج می‌شود، ضریب کاپا و تصاویر Google Earth به کار رفت.

پس از طبقه‌بندی تصاویر ماهواره‌ای، برای بهبود تصاویر و افزایش قابلیت تصاویر طبقه‌بندی‌شده به‌منظور تبدیل شدن به نقشه، عملیات پس از طبقه‌بندی صورت می‌گیرد. این عملیات شامل فیلترگذاری (Majority filtering) برای از بین بردن پیکسل‌های طبقه‌بندی‌شده نامرتب، ادغام کلاس‌ها (Combine classes)، انبوه‌کردن کلاس‌ها، غربال‌کردن کلاس‌ها (Clump classes)، روی هم‌گذاری کلاس‌ها و درنهایت تبدیل به نقشه وکتوری برای ورود به محیط GIS است. بر این اساس در این پژوهش پس از طبقه‌بندی تصاویر با استفاده از یک فیلتر اکثریت ۵\*۵ Kernal size، اقدام به اصلاح تصویر طبقه‌بندی‌شده است. نحوه عملکرد این فیلتر بدین صورت است که مقدار فراوان و غالب یک پیکسل و هشت پیکسل مجاور آن را برمی‌گزیند و پیکسل‌های طبقه‌بندی‌نشده و مجزا را رفع می‌کند و به کلاس اطراف نسبت می‌دهد؛ بنابراین نقشه‌های منتج‌شده با استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور به محیط GIS وارد و برای انجام تکنیک‌های لازم به‌منظور ارزیابی پوشش و ترسیم نقشه‌های جغرافیایی از منطقه آماده شدند. در این مرحله تمامی تصاویر ریگ زرین از حالت رستر به

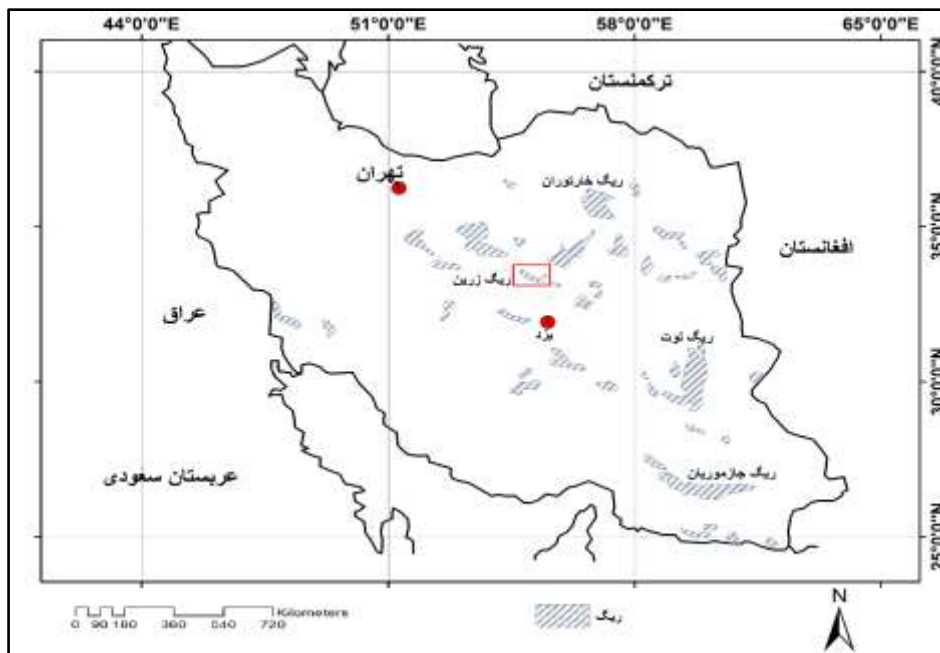
خشک و نیمه‌خشک است و از ریگزارهای وسیعی با تپه‌های ماسه‌ای گسترده و از نظر مورفولوژی متنوع تشکیل شده است (شکل ۱). جابه‌جایی همیشگی آنها در طول تاریخ خسارات جانی و مادی فراوانی به همراه داشته است. در این بخش‌ها، ۲۰ ریگ نسبتاً بزرگ و همچنین ریگ‌های کوچک متعددی با مساحت حدود ۳۶۰۰۰ کیلومتر مربع (محمودی، ۱۳۷۳: ۶، مال‌امیری و همکاران، ۱۳۹۶: ۲۴) قرار گرفته‌اند (شکل ۱).

تغییرات رطوبتی خاک و خشکسالی‌های اخیر در ایران به‌ویژه در واحدهای اشاره‌شده، فعالیت و به‌دنبال آن جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای را بیشتر کرده است. حدود ۷۰ درصد ریگزارهای ایران بر پهنه‌های کویری - پس از خشک‌شدن رطوبت آنها - توسعه یافته‌اند (مال‌امیری و همکاران، ۱۳۹۶: ۲۴)؛ از این رو کاملاً متأثر از بارش دوره‌ای و حتی سالیانه و رطوبت کف این کویرها هستند؛ همچنین به دلیل اختلاف ارتفاع کویرها با مناطق کوهستانی بالادست، مناطق کویری ایران مرکزی اغلب به‌مثابه مراکز فشار حرارتی در سطح زمین عمل می‌کنند (محمودی، ۱۳۸۱: ۲۳؛ شریفی و میری، ۱۳۹۶: ۲) و تپه‌های ماسه‌ای حاشیه آنها به‌شدت متأثر از بادهای محلی‌اند (شریفی و میری، ۱۳۹۶: ۵). تغییرات در شرایط اقلیمی سبب تغییر در میزان فرسایش بادی و جهت حرکت تپه‌های واقع در ریگزارها می‌شود؛ به همین دلیل با وجود فعالیت شدید این میدان‌های ماسه‌ای، محدوده ریگزارها تقریباً ثابت باقی مانده است (محمودی، ۱۳۷۳: ۳۳؛ مال‌امیری، ۱۳۹۶: ۳۲).

جغرافیایی مشخص (شکل ۱۲) به شکل نیم‌رخ عرضی از شمال غرب به سمت جنوب شرق و در بخش‌های میانی ریگ در نظر گرفته شد؛ جایی که تپه‌ها تمرکز و ارتفاع بیشتری دارند. سپس مختصات هریک از نقاط یادداشت‌شده و ارتفاع آنها برای تمامی سال‌های مطالعه‌شده با استفاده از نرم‌افزار ENVI محاسبه شد. نتایج اولیه حاکی از تغییرات ارتفاعی ریگ در امتداد نیم‌رخ طولی است. در مرحله بعد، تغییرات هر نقطه طی سال‌های مختلف در گستره زمانی مطالعه‌شده نیز محاسبه شد تا تفاوت تغییرات در بخش‌های مختلف ریگ حاصل شود. سپس با استفاده از نرم‌افزار Excel، نمودار خطی تغییرات ارتفاعی برای نقاط واقع در نیم‌رخ طولی و همچنین برای هر نقطه در سری‌های زمانی مختلف ترسیم شد.

#### محدوده پژوهش

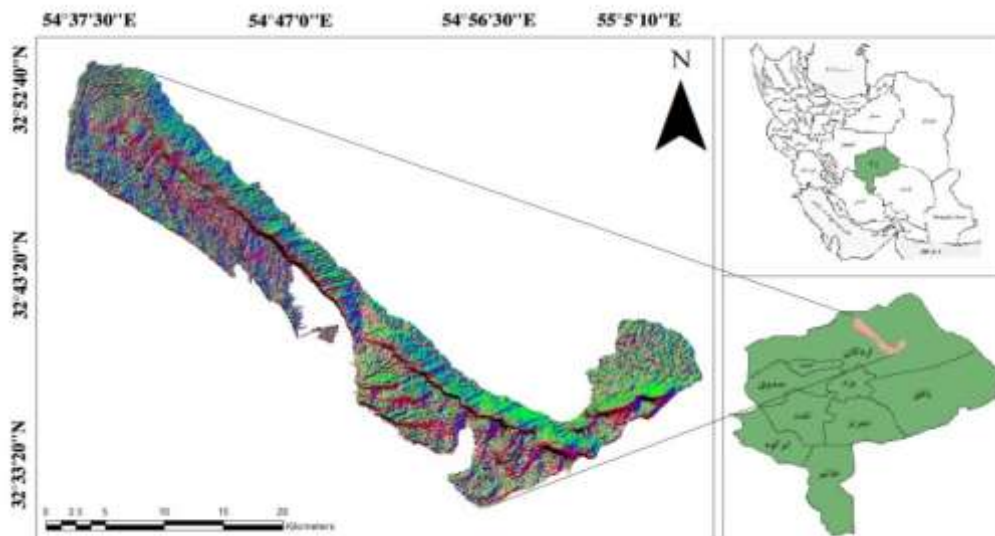
کشور ایران در گستره عرض‌های جغرافیایی حدود ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی قرار گرفته است؛ از این رو بخش‌های مرکزی و جنوبی آن در داخل کمربند خشک و بیابانی دنیا قرار دارد و وسعت چشمگیری از نواحی خشک آن را ریگزارها دربرگرفته‌اند (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۰: ۶)؛ به‌علاوه وجود رشته‌کوه‌های کشیده و مرتفع زاگرس در غرب و البرز در شمال سبب شده است ایران مرکزی به بیابان‌های بادپناهی تبدیل شود؛ بر این اساس حدود نیمی از مساحت کشور ایران به‌ویژه در نواحی مرکزی، شرق و جنوب شرق، جزو مناطق



شکل ۱. نمایش نقشهٔ ریگ‌های مهم ایران

کویر درانجیر در جنوب و جنوب شرقی آن واقع شده است (شکل ۲). کویر زرین، یک چالهٔ ساختمانی (گرابن) است و اطراف آن را ارتفاعات نسبتاً بلند (هورست) تشکیل داده که متأثر از گسل‌خوردگی‌های متعدد در این بخش از ایران مرکزی در امتداد شمال غرب - جنوب شرق شکل گرفته است.

ریگ زرین در بخش‌هایی از زمین‌های فروافتاده، ایران مرکزی در شمال غربی شهر یزد و در غرب روستای ساغند قرار گرفته است. این ریگ به شکل حرف L در داخل کویر زرین و در بخش‌های مرکز آن در جهت شمال غرب - جنوب شرق قرار گرفته است. کویر سیاه‌کوه در غرب آن، کویر ساغند در شرق و



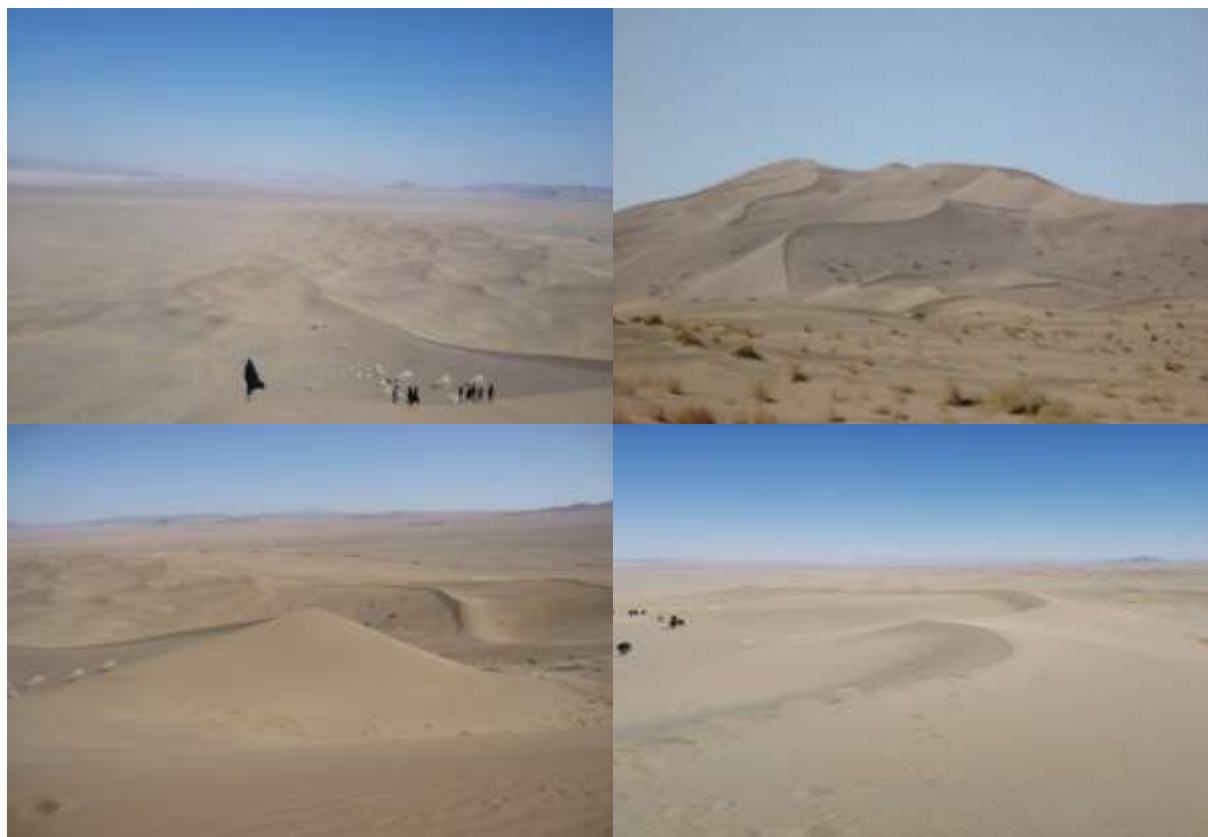
شکل ۲. نمایش موقعیت ریگ زرین در ایران مرکزی و استان یزد

کویر شده است. این اختلاف حرارت سبب شکل‌گیری مرکز کم‌فشار حرارتی در داخل کویر شده و بادهای محلی را به وجود آورده است. وجود این بادها و مخروط‌افکنه‌های بزرگ حاشیه کویر سبب شکل‌گیری میدان‌های ماسه‌ای با انواع متعددی از تپه‌ها شامل سیف، برخان‌های ساده، طولی و عرضی، هرم‌های ماسه و به‌ویژه تپه‌های مرکب شده است (شکل ۳). این بادها در مرکز کویر و تپه‌های ماسه‌ای با همدیگر تلاقی پیدا می‌کنند که بدین ترتیب هرم‌های ماسه‌ای بزرگی را با ارتفاع بیش از ۲۰۰ متر به وجود آورده است.

جابه‌جایی مرکز فشار و پیرو آن جهت و شدت باد در طول سال یا طی دوره‌های زمانی چندساله سبب تغییر در جهت حرکت تپه‌ها در چاله کویر زرين شده است.

این کویر در دوران چهارم و در دوره حداکثر گسترش یخچال‌ها به شکل دریاچه درآمد است و در حال حاضر نیز در فصل بارندگی و در سال‌های با بارش بیشتر، بخش مرکزی کویر و پیرامون تپه‌های ماسه‌ای را آب فرامی‌گیرد. پیرامون کویر را کوه‌های نسبتاً مرتفعی احاطه کرده‌اند. کوه‌های جنوب آن بیش از ۳۰۰۰ متر ارتفاع دارند؛ در حالی که بخش‌های پست کویر ارتفاع ۷۷۰ متری را نشان می‌دهد. بدین ترتیب اختلاف ارتفاع بیش از ۲۲۰۰ متری در منطقه وجود دارد. همین امر سبب اختلاف دمای حدود ۱۳ درجه سانتی‌گراد بین کویر و ارتفاعات جنوبی آن شده است (شریفی و میری، ۱۳۹۶: ۶).

در بخش‌های دیگر کویر نیز اختلاف ارتفاع کمتری وجود دارد که سبب اختلاف درجه حرارت بین کویر و ارتفاعات در بخش‌های شمالی، غربی و شرقی







شکل ۳. نمایش تصاویری از انواع مختلف تپه‌های ماسه‌ای ریگ زرین

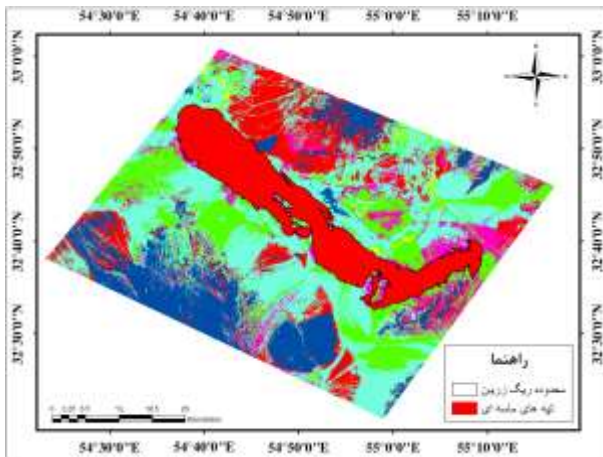
سال‌های دیگر بر پایه این تصویر ارزیابی و مقادیر تغییرات سطح ریگ در طول زمان بر پایه دوره‌های بیش از ۶ سال بررسی شد. وسعت این محدوده در سال ۱۹۷۷ حدود ۴۰۰ کیلومترمربع بوده است. بیشترین سطحی که این محدوده دربرگرفته، بخش‌های شمال غرب و میانی بوده است و هرچه از شمال به سمت جنوب ریگ پیش برویم، از پهنای ریگ کاسته و بر ارتفاع آن افزوده می‌شود (شکل ۳)؛ اما بررسی تصاویر ماهواره‌ای مرتبط با سطح ریگ زرین در سال ۱۹۸۷ نشان داد سطح زیربنای آن در مقایسه با ۱۰ سال پیش گسترش بسیار زیادی یافته است (شکل ۴)؛ به طوری که مساحت آن به حدود ۴۴۴ کیلومترمربع رسیده است که افزایش تقریباً ۴۴ کیلومترمربعی را نشان می‌دهد. بیشترین توسعه ریگ به سمت بخش‌های میانی و شرقی بوده است؛ هرچند در همه بخش‌های آن افزایش سطح به وضوح دیده می‌شود (شکل ۵).

نقشه زمین‌شناسی منطقه نشان می‌دهد بخش زیادی از کوه‌های پیرامون کویر زرین را ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراهای دوران سوم تشکیل داده‌اند که شدیداً متأثر از گسل‌خوردگی خرد شده و بالآآمدگی پیدا کرده‌اند. گسل‌خوردگی، نبود پوشش گیاهی و نوسانات شدید اقلیمی سبب هوازگی و تخریب شدید این کوه‌ها شده است. پس از بارش‌های رگباری و اتفاقی، مواد تخریب‌شده با رواناب به پایین‌دست انتقال یافته و مخروط‌افکنه‌های متعدد و بزرگی را در همه بخش‌های پیرامون ریگ به وجود آورده است.

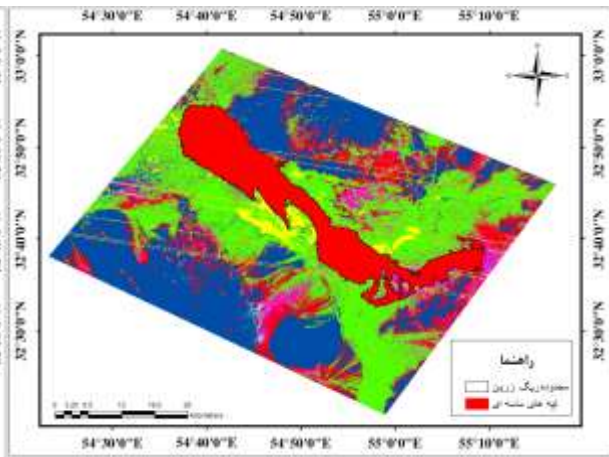
#### یافته‌های پژوهش

##### تغییرات سطح ریگ زرین از ۱۹۷۷ تا ۱۹۸۷

به منظور مطالعه تغییرات سطح ریگ زرین، از قدیمی‌ترین تصاویر لندست در دسترس مرتبط با منطقه (تصویر TM سال ۱۹۷۷) به مثابه نقشه اولیه و پایه مطالعه ریگ زرین استفاده شد. سپس تصاویر



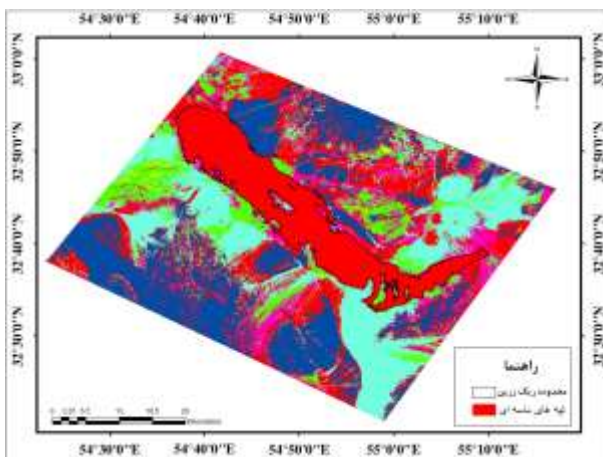
شکل ۵. محدوده ريگ زرين در سال ۱۹۸۷



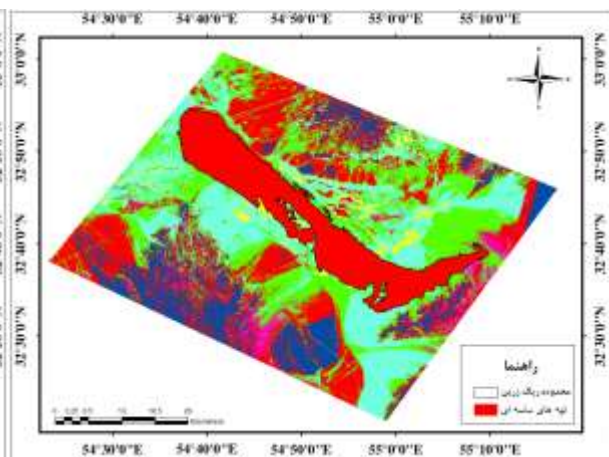
شکل ۴. محدوده ريگ زرين در سال ۱۹۷۷

(شکل ۶). همچنين بررسی وسعت زیربنای ريگ زرين در سال ۱۹۹۸ نشان داد در اين سال وسعت ريگ نسبت به سالهای قبل در بخشهای شمالی و میانی بیشتر شده است. افزایش سطح ريگ نیز بیشتر در همین مناطق دیده می شود؛ اما در قسمت های جنوب، جنوب غرب و جنوب شرق از وسعت آن کاسته شده است. بدین ترتیب مساحت ريگ زرين طی ۵ سال، از ۱۹۹۳ تا ۱۹۹۸، حدوداً ۱۶,۴۲ کیلومترمربع افزایش داشته است (شکل ۷).

تغییرات سطح ريگ زرين از ۱۹۸۷ تا ۱۹۹۸ ريگ زرين در سال ۱۹۹۳ نسبت به ۶ سال پیش تغییرات کم، اما محسوسی داشته است؛ با وجود اين سطح ريگ نسبت به دوره پیش کاهش یافته است. در اين دوره، توسعه ريگ در بخشهای شمالی بیشتر، اما در بخشهای میانی نسبت به سالهای پیش کمتر شده و در قسمت های جنوب غرب افزایش یافته است. به طور کلی طی دوره زمانی ۱۹۸۷ تا ۱۹۹۳ مساحت ريگ تقریباً ۱۸,۰۸ کیلومترمربع کاهش داشته است



شکل ۷. محدوده ريگ زرين در سال ۱۹۹۸

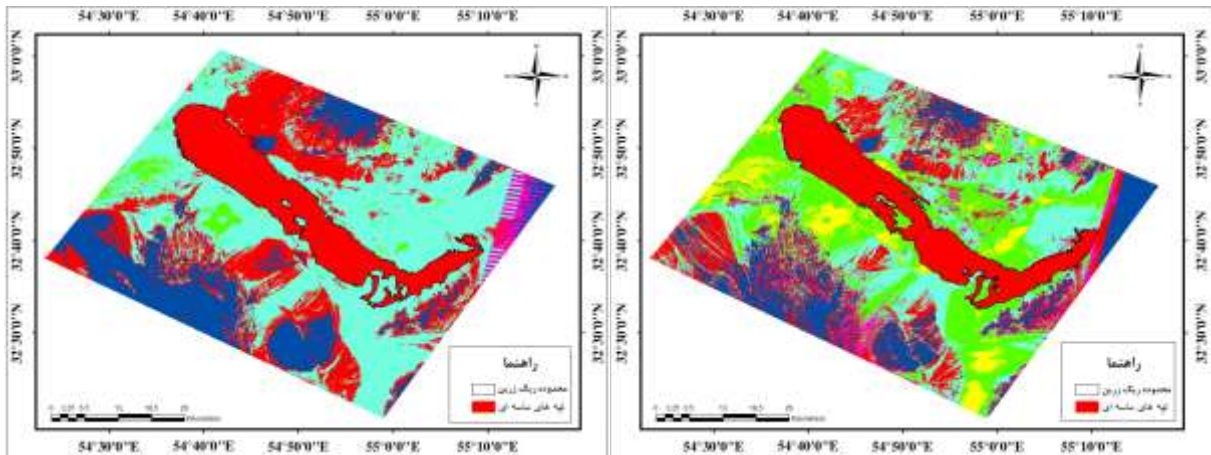


شکل ۶. محدوده ريگ زرين در سال ۱۹۹۳

### تغییرات ریگ زرین از ۱۹۹۸ تا ۲۰۰۸

ریگ زرین در سال ۲۰۰۲ نسبت به سال‌های پیش کاهش وسعت داشته است؛ اما مقدار کاهش در همه بخش‌های آن یکسان رخ نداده است؛ به گونه‌ای که پهنای ریگ در شمال بیشتر بوده و در بخش‌های میانی و همچنین بخش‌های جنوب غرب از وسعت آن کاسته شده و طی ۴ سال یعنی از ۱۹۹۸ تا ۲۰۰۲ حدوداً ۱۰ کیلومترمربع کاهش مساحت داشته است (شکل ۸). همچنین وسعت ریگ در سال ۲۰۰۸ با شیب کم، اما با افزایش مواجهه بوده است. منطقه

مطالعه‌شده از شمال، شمال غرب و شمال شرق مانند سایر سال‌های قبل کمترین تغییرات را داشته است؛ در حالی که در بخش‌های میانی بر وسعت ریگ افزوده شده و در قسمت‌های جنوب، جنوب غرب و جنوب شرق از وسعت آن کاسته شده است. بخش جنوب غرب ریگ زرین کاهش محسوس‌تری داشته است؛ به‌طور کلی مساحت ریگ در طول ۶ سال (از ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۸) کمترین تغییر را به نسبت دوره‌های قبل داشته و حدود ۱,۷۵ کیلومترمربع افزایش مساحت پیدا کرده است (شکل ۹).



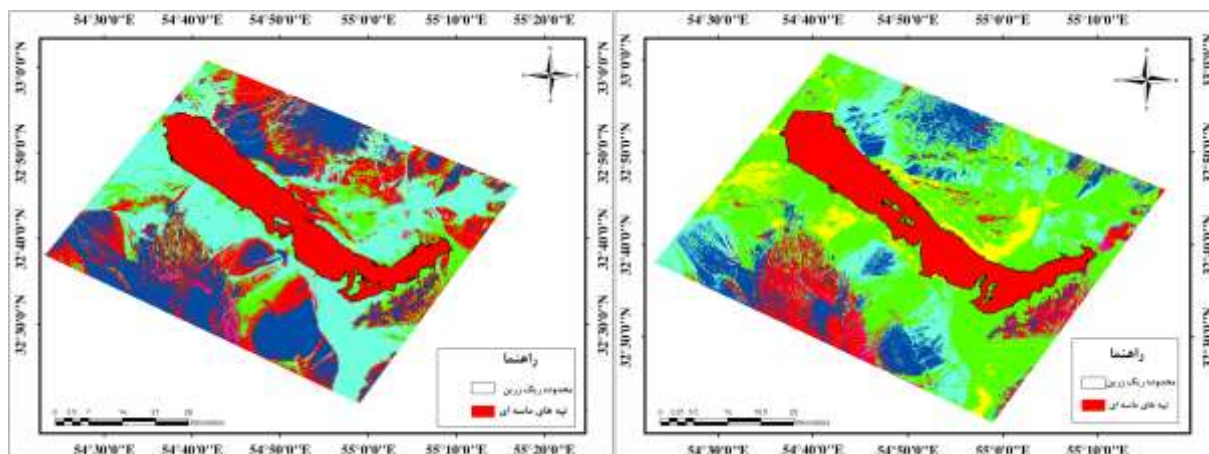
شکل ۸. محدوده ریگ زرین در سال ۲۰۰۲

شکل ۹. محدوده ریگ زرین در سال ۲۰۰۸

### تغییرات ریگ زرین از ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۷

براساس تصویر ۲۰۱۳، مساحت ریگ در این سال در بخش شمالی نسبت به دوره پیشین افزایش داشته و در قسمت‌های مرکزی و جنوبی با کاهش مواجه شده است. پهنای ریگ زرین در سال ۲۰۱۳ نسبت به سال ۲۰۰۸ در قسمت‌های شمالی کمتر تغییر یافته است؛ ولی در بخش جنوب غربی بر وسعت ریگ افزوده شده است؛ بر این اساس مساحت ریگ نسبت به سال ۲۰۰۸ افزایش داشته که مقدار آن طی ۵ سال حدوداً ۱۰ کیلومترمربع بوده است (شکل ۱۰).

بررسی وسعت ریگ زرین در سال ۲۰۱۷ نشان داد تغییرات سطح آن در این دوره به نسبت همه بازه‌های زمانی مطالعه‌شده بیشتر بوده و نسبت به گذشته ریگ سطح بیشتری را به خود اختصاص داده است. در این سال بیشترین تغییر وسعت ریگ در شمال و کمترین آن در قسمت‌های جنوبی رخ داده است. در بخش‌های میانی نیز افزایش سطح ریگ قابل مشاهده است. مساحت ریگ زرین در این سال ۴۶۰,۲۴۹۲ کیلومترمربع بوده است (شکل ۱۱).



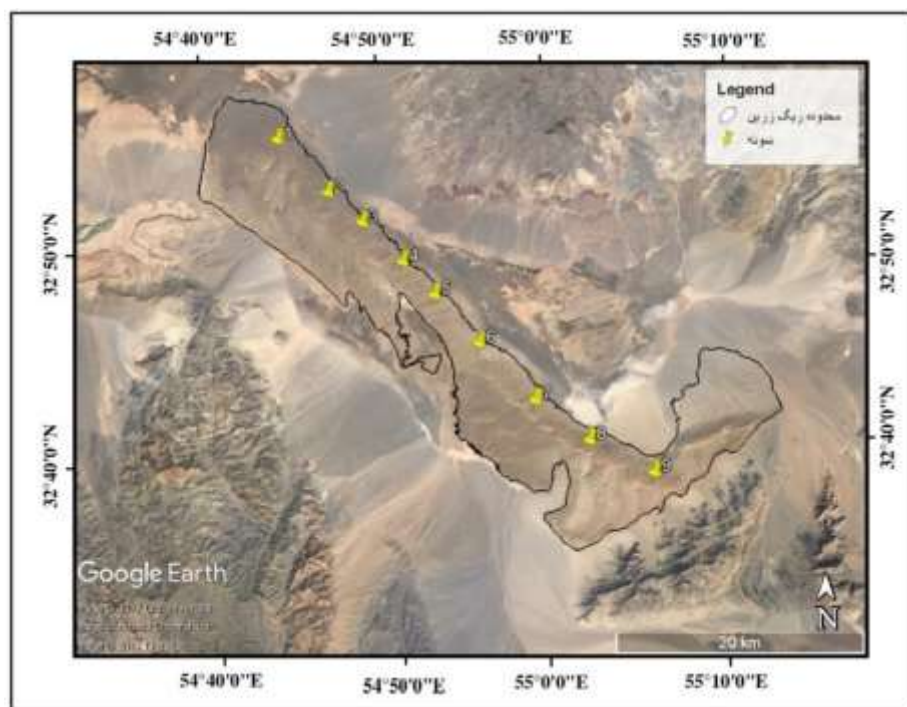
شکل ۱۰. محدودهٔ ریگ زرین در سال ۲۰۱۳

شکل ۱۱. محدودهٔ ریگ زرین در سال ۲۰۱۷

### تغییرات ارتفاعی ریگ زرین

برای تعیین ارتفاع ریگ زرین در امتداد نیم‌رخ عرضی، ۹ نقطه با فواصل نسبتاً منظم و مختصات جغرافیایی مشخص (شکل ۱۲ و جدول ۱) از غرب به شرق (شمال غرب به جنوب شرق) در نظر گرفته و

ارتفاع این ۹ نقطه برای بازهٔ زمانی ۴۰ ساله در گلوبال میپ اندازه‌گیری شد. سپس تغییرات ارتفاعی هر نقطه به‌طور جداگانه به شکل سری‌های زمانی محاسبه و با استفاده از نرم‌افزار آماری Excel به شکل نمودارهای خطی ترسیم شد.



شکل ۱۲. موقعیت نقاط ارتفاعی بررسی شده در ریگ زرین

جدول ۱. نمایش موقعیت جغرافیایی نقاط ارتفاعی ریگ زرین از سال ۱۹۷۷ تا ۲۰۱۷

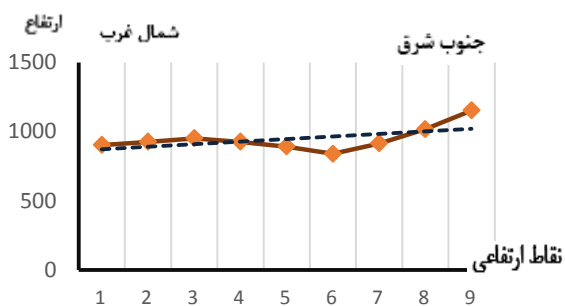
ارتفاع	ارتفاع	ارتفاع	ارتفاع	ارتفاع	ارتفاع	ارتفاع	ارتفاع	عرض جغرافیایی N	طول جغرافیایی E	نقاط
(۲۰۱۷)	(۲۰۱۳)	(۲۰۰۸)	(۲۰۰۲)	(۱۹۹۸)	(۱۹۹۳)	(۱۹۸۷)	(۱۹۷۷)			
۹۰۳,۸۹	۹۰۴,۳۶	۹۰۲,۵۶	۹۰۴,۸۳	۹۰۳,۴۷	۹۰۳,۸۵	۹۰۲,۸۷	۹۰۳,۷۸	32°51' 40.69"	54°41' 5.33"	۱
۹۲۷,۲۴	۹۲۶,۶۷	۹۲۶,۲۲	۹۲۶,۸۶	۹۲۶,۹۸	۹۲۷,۸۳	۹۲۷,۰۳	۹۲۵,۴۴	32°48' 57.54"	54°44' 57.02"	۲
۹۵۱,۸۴	۹۵۰,۷۹	۹۵۲,۵۴	۹۵۰,۳۵	۹۵۲,۵۷	۹۵۰,۷۸	۹۵۳,۶۹	۹۵۱,۷۲	32°47' 24.85"	54°46' 8.14"	۳
۹۲۵,۹۱	۹۲۶,۲۶	۹۲۷,۶۵	۹۲۴,۹۲	۹۲۶,۵۲	۹۲۴,۵۴	۹۲۶,۸۱	۹۲۴,۹۲	32°45' 27.43"	54°48' 29.04"	۴
۸۹۲,۲۹	۸۹۳,۷۲	۸۹۳,۰۱	۸۹۲,۷۹	۸۹۲,۰۸	۸۹۲,۵۳	۸۹۱,۴۶	۸۸۵,۶۵	32°43' 51.03"	54°50' 17.81"	۵
۸۳۹,۰۸	۸۳۹,۷۶	۸۳۹,۵۰	۸۳۸,۹۱	۸۳۹,۲۳	۸۳۸,۴۶	۸۳۹,۳۴	۸۳۵,۶	32°41' 30.13"	54°55' 47.36"	۶
۹۱۴,۴۰	۹۱۳,۶۰	۹۱۵,۳۲	۹۱۴,۲۵	۹۱۵,۲۴	۹۱۳,۹۳	۹۱۵,۹۸	۹۱۱,۷۸	32°38' 48.21"	54°55' 51.52"	۷
۱۰۱۸,۸	۱۰۱۸,۴	۱۰۱۷,۲	۱۰۱۹,۶	۱۰۱۸,۳	۱۰۲۰,۳	۱۰۱۷,۶	۱۰۱۸,۵	32°36' 54.51"	54°58' 45.79"	۸
۱۱۵۲,۶	۱۱۵۱,۶	۱۱۵۲,۷	۱۱۵۲,۵	۱۱۵۴,۳	۱۱۵۳,۳	۱۱۵۳,۵	۱۱۵۱,۷	32°35' 24.27"	55°2' 26.60"	۹

بیشترین ارتفاع ریگ در بخش‌های جنوب شرقی آن قرار دارد؛ جایی که هرم‌های ماسه‌ای مرتفع در محل تلاقی و همگرایی بادهای در این محل ایجاد شده‌اند. مشاهده و تحلیل تصاویر در بخش‌های مختلف ریگ حاکی از آن بود که همه بخش‌های ریگ افزایش ارتفاع داشته است؛ اما مقدار افزایش به یک اندازه نبوده است. در حالی که غربی‌ترین و شرقی‌ترین بخش ریگ افزایش کمتر از یک متر را طی بازه زمانی ۴۰ سال تجربه کرده، بخش‌های میانی بیش از ۴ متر افزایش ارتفاع داشته است (شکل‌های ۱۳-۲۰). بدین ترتیب ملاحظه می‌شود مواد رسوبی ماسه‌ای در حال حرکت به سمت شرق متأثر از بادهای غالب منطقه‌ای و تجمع بیشتر در بخش‌های میانی، محل تمرکز و تلاقی بادهای محلی‌اند. به دلیل وجود مواد رسوبی فراوان در مخروط‌افکنه دامنه کوه‌ها و وجود بادهای منطقه‌ای و محلی همیشگی، همواره بر ارتفاع تپه‌ها افزوده می‌شود.

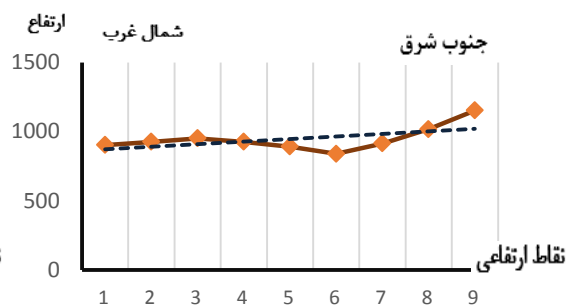
#### بررسی تغییرات ارتفاع ریگ طی بازه زمانی ۱۹۷۷ تا ۲۰۱۷

یافته‌ها نشان داد ارتفاع ریگ زرین در بخش‌های غربی و شمال غربی کم است و به سمت شرق و جنوب شرق افزایش می‌یابد. کمترین ارتفاع ریگ از سطح دریا در بخش شمال غرب حدود ۹۰۰ متر است؛ اما بیشترین ارتفاع آن در بخش جنوب شرقی قرار دارد و به بیش از ۱۱۵۰ متر می‌رسد؛ بدین ترتیب تفاوت ارتفاعی ریگ در امتداد نیم‌رخ طولی آن بیش از ۲۵۰ متر است.

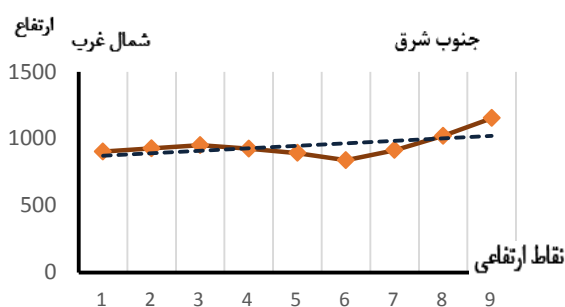
برحسب نمودارهای ترسیم‌شده، نقطه ۱ کمترین ارتفاع و نقطه ۹ بیشترین ارتفاع را دارد (شکل‌های ۱۳-۲۰)؛ با وجود این در بخش‌های میانی یک شکست طبیعی در نمودارهای ترسیم‌شده در همه دوره‌های زمانی دیده می‌شود که مقدار آن به بیش از ۳۰ متر می‌رسد (شکل‌های ۱۳-۲۰). دلیل این شکست، توپوگرافی زیریناست؛ جایی که پست‌ترین بخش کویر زرین در این بخش قرار گرفته است؛ اما



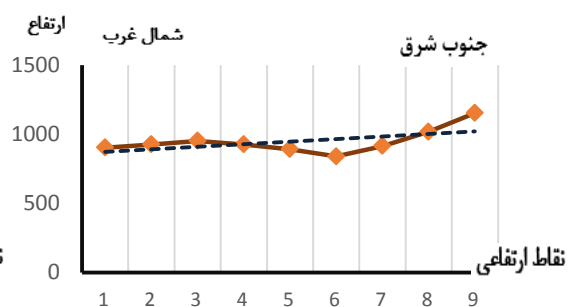
شکل ۱۴. نمودار ارتفاعی تپه‌های ماسه‌ای (۱۹۸۷)



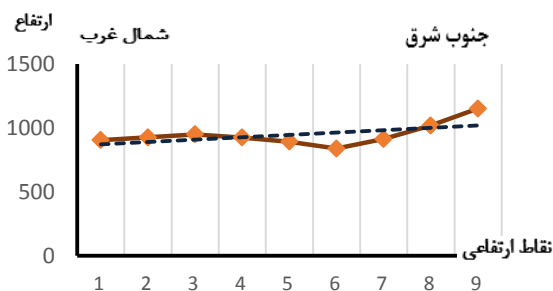
شکل ۱۳. نمودار ارتفاعی تپه‌های ماسه‌ای (۱۹۷۷)



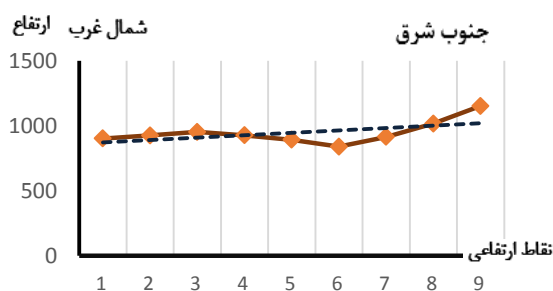
شکل ۱۶. نمودار ارتفاعی تپه‌های ماسه‌ای (۱۹۹۸)



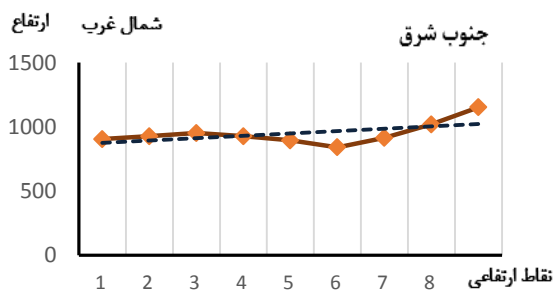
شکل ۱۵. نمودار ارتفاعی تپه‌های ماسه‌ای (۱۹۹۳)



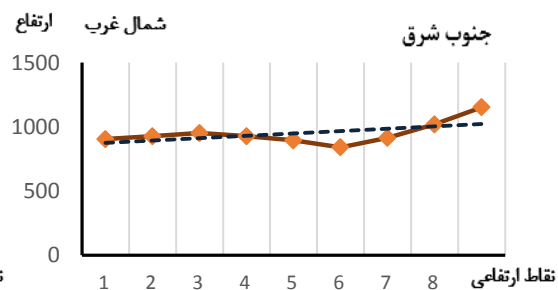
شکل ۱۸. نمودار ارتفاعی تپه‌های ماسه‌ای (۲۰۰۸)



شکل ۱۷. نمودار ارتفاعی تپه‌های ماسه‌ای (۲۰۰۲)



شکل ۲۰. نمودار ارتفاعی تپه‌های ماسه‌ای (۲۰۱۷)



شکل ۱۹. نمودار ارتفاعی تپه‌های ماسه‌ای (۲۰۱۳)

### بررسی تغییرات ارتفاعی نقاط بررسی شده طی بازه زمانی ۱۹۷۷ تا ۲۰۱۷

در ادامه برای بررسی دقیق‌تر تغییرات ارتفاعی ریگ زرین، هریک از نقاط مشخص شده به شکل جداگانه طی سال‌های مختلف بررسی شدند. نخست با استفاده از نقشه رقومی ارتفاعی استخراج شده از گلوبال مپر، میزان ارتفاع نقاط و تغییرات ارتفاعی اندازه گرفته شد. سپس نتایج به دست آمده وارد نرم‌افزار اکسل و نمودار تغییرات ارتفاعی به شکل نیم‌رخ عرضی برای هر نقطه به صورت جداگانه ترسیم شد.

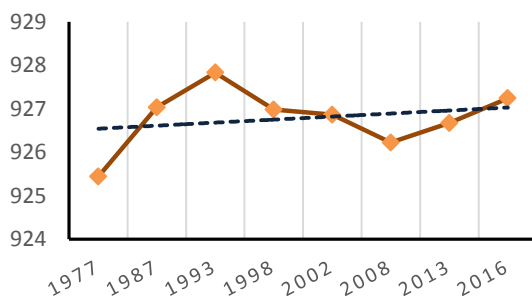
نتایج بررسی‌ها نشان داد بیشتر نقاط طی دوره مطالعه شده، افزایش ارتفاع محسوسی داشته‌اند؛ هرچند که تعدادی از نقاط مدنظر با کاهش ارتفاع در بعضی سال‌ها مواجه بوده‌اند. بیشترین افزایش ارتفاع در نقاط میانی (در نقطه ۵) رخ داده که مقدار آن بیش از ۸ متر و طی بازه زمانی ۱۹۹۳ تا ۲۰۱۷ بوده است؛ بر همین اساس نقاط ۱ و ۲ طی دوره زمانی ۱۹۸۷ تا ۱۹۹۳، بیشترین افزایش ارتفاع را داشته، اما طی ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۳ از ارتفاع آنها کاسته شده است (شکل‌های ۲۱ و ۲۲).

نقطه ۳ به شکل متناوب با افزایش و کاهش ارتفاع طی سال‌های مختلف روبه‌رو بوده است. بیشترین ارتفاع تپه‌ها طی دوره ۱۹۷۷ تا ۱۹۸۷ بوده و طی بازه‌های زمانی ۱۹۸۷ تا ۱۹۹۳، ۱۹۹۳ تا ۱۹۹۸ و ۲۰۰۲ و

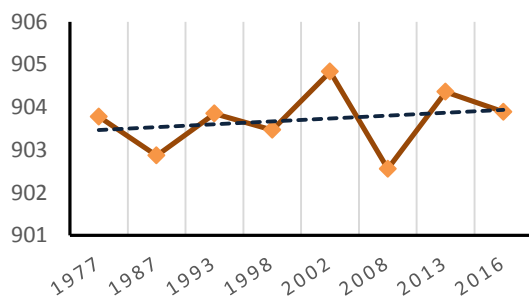
همچنین ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۳ از ارتفاع تپه‌های ریگ کاسته شده است (شکل ۲۳).

در نقطه ۴ نیز شاهد یک دوره محسوس افزایش ارتفاع و یک دوره کاهش ارتفاع هستیم؛ به نحوی که از ۱۹۷۷ تا ۱۹۹۸ بر ارتفاع تپه‌ها افزوده شده است و طی مدت ۱۹۹۸ تا ۲۰۰۲ تپه‌ها کاهش ارتفاع حدود ۲ متری داشته‌اند و پس از ۲۰۰۲ تا حال حاضر ارتفاع تپه‌ها در حال افزایش بوده است (شکل ۲۴).

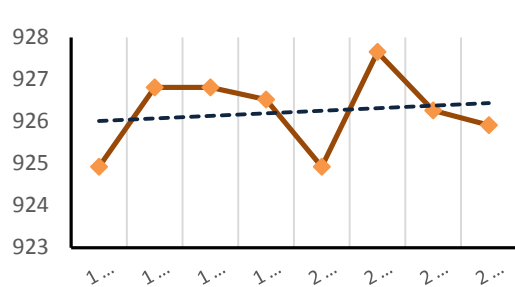
بخش‌های میانی ریگ (نقاط ۵ و ۶) طی ۴۰ سال گذشته با یک شیب نسبتاً یکنواخت افزایش ارتفاع داشته‌اند که مقدار متوسط این افزایش حدود ۵ متر بوده است (شکل‌های ۲۵ و ۲۶)؛ اما در بخش‌های شرقی و جنوب شرقی ریگ نیز (نقاط ۷، ۸ و ۹) تپه‌ها به شکل متناوب و به میزان کمی افزایش ارتفاع داشته‌اند (شکل‌های ۲۷، ۲۸ و ۲۹). بدین ترتیب ملاحظه می‌شود ارتفاع ریگ در بخش‌های میانی به شکل محسوسی همواره افزایش داشته و ریگ در این محل به دلیل تلاقی بادهای محلی همواره در حال مرتفع‌تر شدن بوده است؛ با وجود این بخش‌های شرقی و غربی ریگ نیز به دلیل بادهای منطقه‌ای و وجود مخروط‌افکنه‌های وسیع و حجیم پای کوه‌ها و وجود خشکسالی‌های مداوم دو دهه قبل با افزایش ارتفاع روبه‌رو بوده است.



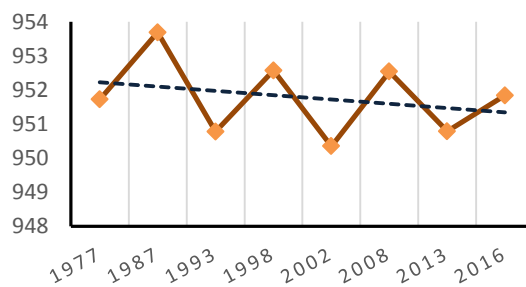
شکل ۲۲. تغییرات ارتفاعی نقطه ۲ (۱۹۷۷-۲۰۱۶)



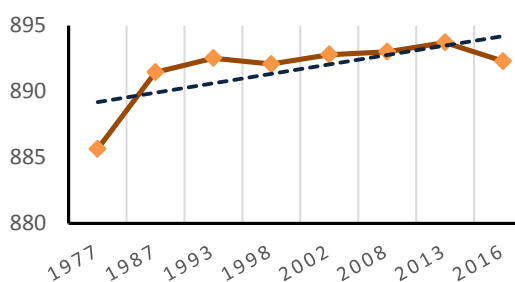
شکل ۲۱. تغییرات ارتفاعی نقطه ۱ (۱۹۷۷-۲۰۱۶)



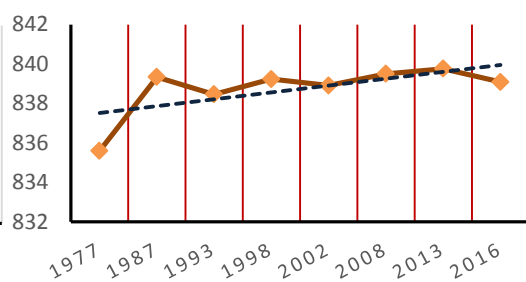
شکل ۲۴. تغییرات ارتفاعی نقطه ۴ (۱۹۷۷-۲۰۱۶)



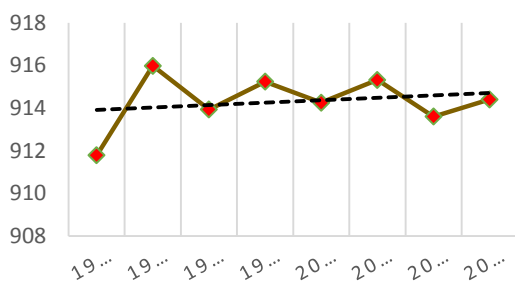
شکل ۲۳. تغییرات ارتفاعی نقطه ۳ (۱۹۷۷-۲۰۱۶)



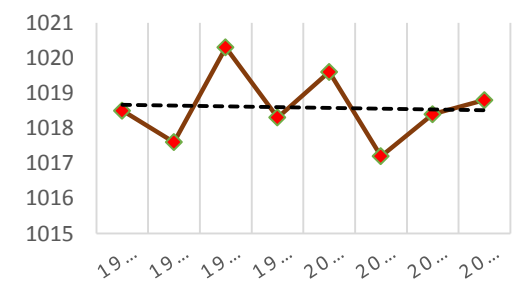
شکل ۲۶. تغییرات ارتفاعی نقطه ۶ (۱۹۷۷-۲۰۱۶)



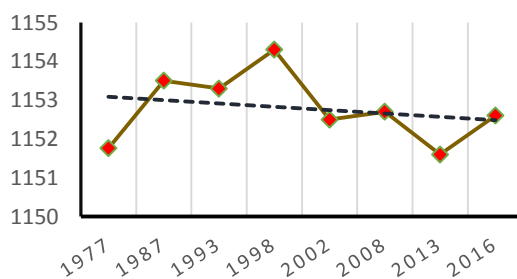
شکل ۲۵. تغییرات ارتفاعی نقطه ۵ (۱۹۷۷-۲۰۱۶)



شکل ۲۸. تغییرات ارتفاعی نقطه ۸ (۱۹۷۷-۲۰۱۶)



شکل ۲۷. تغییرات ارتفاعی نقطه ۷ (۱۹۷۷-۲۰۱۶)



شکل ۲۹. تغییرات ارتفاعی نقطه ۹ (۱۹۷۷-۲۰۱۶)



## تجزیه و تحلیل یافته‌ها

حدود ۶ درصد از سطح خشکی‌های کره زمین از نهشته‌های بادی پوشیده شده است و حدود ۹۷ درصد این نهشته‌ها در پهنه‌های ماسه‌ای مناطق خشک کره زمین دیده می‌شوند. به طور متوسط حدود ۲۰ درصد از مناطق خشک کره زمین از ماسه‌های بادی پوشیده شده است (Lancaster, 1985: 581; Mabutt & Wooding, 1983: 51).

کشور ایران جزو کشورهای خشک و نیمه‌خشک دنیا به شمار می‌رود؛ به گونه‌ای که حدود ۶۵ درصد مساحت ایران در بخش‌های مرکزی، جنوبی و شرقی را اراضی خشک و نیمه‌خشک فراگرفته است (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۰: ۲). بارندگی متوسط این مناطق کمتر از ۱۰۰ میلی‌متر در سال است. بر این اساس حدود ۸۰ میلیون هکتار از مساحت ایران را مناطق کویری و تپه‌های ماسه‌ای و مناطقی با پوشش گیاهی ناچیز دربرگرفته است (همان). این امر به دلیل سیطره پرفشار جنب حاره‌ای بر بیشتر مناطق ایران، دوربودن آن از منابع رطوبتی و دریاها و محصوربودن بخش‌های مرکزی، جنوبی و شرقی ایران با دو رشته‌کوه بسیار بزرگ و طولانی البرز و زاگرس در شمال و غرب این کشور است. مجموعه ناهمواری‌های این بخش‌های ایران، چاله‌های زمین‌ساختی بزرگ و کوچکی هستند که از هر طرف با ارتفاعات جالب توجهی محصور و از هم متمایزند. در پهنه‌های خشک ایران مرکزی توده‌های بزرگی از ماسه‌های بادی متراکم شده‌اند که در اصطلاح محلی «ریگ» نامیده می‌شوند. عمده ریگ‌های داخل کشور ایران، داخل چاله‌های تکتونیکی قرار گرفته که

اطراف آنها را کوه‌های نسبتاً بلند، مرتفع و حجیم فراگرفته‌اند. تخریب و هوازدگی شدید این کوه‌ها به دلیل نبود پوشش گیاهی و بارش‌های رگباری و پراکنده سبب فراهم‌آوری حجم زیادی از مواد رسوبی ریزدانه در پای کوهها و حاشیه چاله‌ها شده است. بیشتر این رسوبات یا در داخل مسیل‌های منتهی به چاله‌ها قرار دارند یا به شکل مخروط‌افکنه‌های وسیع و حجیم‌اند. در دوران چهارم و تا زمان گسترش آخرین دوره یخبچالی، عمده چاله‌های تکتونیکی ایران مرکزی آب داشته و به شکل دریاچه بوده‌اند (رامشت، ۱۳۸۰: ۱۱۰). با افزایش دما، آب‌های داخل این دریاچه‌ها خشک شده و به شکل کویرهای امروزی درآمده‌اند. در این شرایط فعالیت بادهای حاکم بر این مناطق سبب جابه‌جایی رسوبات ریزدانه مخروط‌افکنه‌ها و داخل مسیل‌ها شده و تپه‌های ماسه‌ای نسبتاً بزرگ و مرتفعی را در داخل چاله‌ها به وجود آورده‌اند.

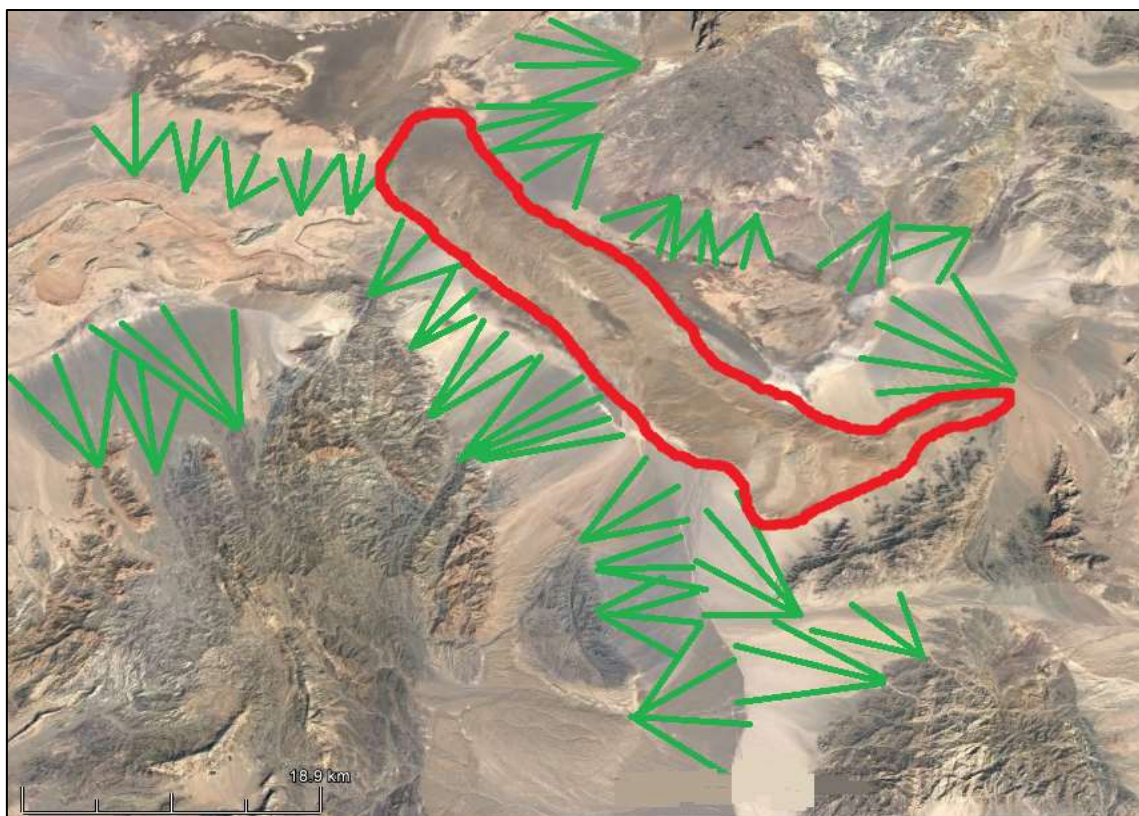
به‌طور کلی در شکل‌گیری تپه‌های ماسه‌ای و ارگ‌ها، چهار عامل اصلی شامل شرایط توپوگرافیک، شرایط اقلیمی خشک در یک دوره طولانی و در دسترس بودن منابع جالب توجهی ماسه و انرژی باد برای انتقال آن (Pye & Tsoar, 2009: 283) دخالت دارند. نقشه پراکندگی ریگزارهای ایران نشان می‌دهد عامل توپوگرافی، یکی از مهم‌ترین عوامل در مکان‌یابی و استقرار آنهاست (محمودی، ۱۳۷۳: ۲۲). در واقع عمده ریگ‌های ایران در داخل چاله‌ها قرار دارند؛ به گونه‌ای که حدود ۶۸ درصد ریگ‌های ایران بر سطوح کویری و نسبتاً مرطوب گسترش یافته‌اند (مال‌امیری و همکاران، ۱۳۹۶: ۲۴). اطراف این

ساختمانی قرار دارند، جزو ریگ‌های ایستا دسته‌بندی می‌شوند (Pye & Tsoar, 2009: 265). با وجود این شرایط فعالیت و گسترش این ریگزارها در بیشتر مناطق خشک ایران از جمله ریگ زرین فراهم است. مهم‌ترین این شرایط بارش کم (کمتر از ۱۰۰ میلی‌متر در سال) و خشکی هوا، وجود بادهای منطقه‌ای و محلی شدید در بیشتر روزهای سال (محمودی، ۱۳۷۳: ۳۰) و حجم زیادی از مواد رسوبی ریزدانه روی مخروط‌افکنه‌ها و داخل مسیل‌های پیرامون ریگ است.

بررسی تصاویر ماهواره‌ای و بازدید میدانی ریگ زرین نشان داد این ریگ در حال حاضر به دلیل حجم زیاد ماسه در دسترس روی مخروط‌افکنه‌ها (شکل ۳۰) و وجود بادهای نسبتاً شدید محلی و منطقه‌ای در بیشتر روزهای سال، از ریگ‌های بسیار فعال ایران مرکزی به شمار می‌رود؛ اما فعالیت آن در طول زمان یکنواخت و همسان نیست. در بعضی دوره‌ها مساحت و ارتفاع آن افزایش داشته و در بعضی دوره‌ها با کاهش روبه‌رو بوده است. این امر متأثر از شرایط اقلیمی به‌ویژه میزان بارش و خشکی بوده است. در دوره‌های خشک تپه‌های واقع در این ریگ فعالیت بیشتری داشته و در دوره‌هایی با بارندگی و رطوبت بیشتر فعالیت آنها متوقف شده و شرایط انقباضی پیدا کرده است؛ به‌ویژه آنکه تپه‌ها درست در داخل کویر زرین و در بخش‌های پست و پرآب آن قرار گرفته است.

چاله‌ها را کوه‌های نسبتاً بلند و مرتفعی فراگرفته‌اند که گاه اختلاف ارتفاع کوه و چاله‌های کویری به حدود ۴۰۰۰ متر می‌رسد (کوه سیرچ در مقابل کویر لوت در کرمان).

جنس بسیاری از سنگ‌های این کوه‌ها رسوب‌های تخریبی است (محمودی، ۱۳۷۳: ۲۲). اختلاف ارتفاعی زیاد بین چاله و کوه‌های پیرامون سبب شکل‌گیری مراکز فشار حرارتی در داخل چاله می‌شود و باد در بیشتر روزهای سال و در جهات مختلف از ارتفاعات به داخل چاله می‌وزد. همگرایی و پیچیدگی جریان باد، مهم‌ترین عامل تشکیل ریگ است (Wilson, 1971: 180; Mader & Yardley, 1985: 85). به دلیل نبود پوشش گیاهی و هوازگی شدید، بارش‌های رگباری حجم زیادی از مواد تخریبی را به پای کوه‌ها و حاشیه چاله انتقال داده و به شکل مخروط‌افکنه‌های نسبتاً بزرگی درآورده است. همچنین حجم زیادی از رسوب‌ها در مسیل‌های منتهی به چاله‌ها وجود دارد. بدین ترتیب حجم زیادی از ماسه در دسترس بادهای منطقه‌ای و محلی قرار دارد؛ به همین دلیل در ایران بیش از ۲۰ ریگ نسبتاً بزرگ و همچنین تعداد زیادی ریگ‌های کوچک وجود دارد که مساحت آنها حدود ۳۶۰۰۰ کیلومترمربع است (محمودی، ۱۳۷۳: ۶) و ارتفاع بزرگ‌ترین آنها در ریگ لوت به بیش از ۴۵۰ متر می‌رسد. این ریگ‌ها به‌طور نسبی تثبیت شده‌اند (محمودی، ۱۳۷۳: ۳۰؛ مال‌امیری و همکاران، ۱۳۹۶: ۲۴). به‌طور کلی ریگ‌هایی که در داخل چاله‌های



شکل ۳۰. نمایش مخروط‌افکنه‌های پیرامون کویر و ریگ زرین

خشک بر وسعت و ارتفاع آن افزوده می‌شود و در سال‌های مرطوب و بارانی مساحت ریگ کاهش می‌یابد و ارتفاع آن اغلب ثابت باقی می‌ماند؛ به همین دلیل ارتفاع هرم‌های ماسه‌ای جنوب شرق ریگ نزدیک به ۲۲۰ متر از سطح زمین است.

ایران مرکزی در چهار دهه گذشته دوره‌های ترسالی و خشکسالی را به صورت متناوب پشت سر گذاشته است. همین تناوب سبب قبض و بسط ریگ‌های واقع در این بخش از ایران از جمله ریگ زرین شده است. با وجود این به دلیل غلبه دوره‌های خشکسالی، توسعه و انبساط آن بسیار بیشتر از ثبات و عدم فعالیت تپه‌های ریگ در چهل سال اخیر بوده است؛ زیرا خشکسالی مقدار حرکت تپه‌ها را بیشتر می‌کند (Marin, 2005: 163). جهت توسعه ریگ نیز

تغییر در میزان بارندگی سبب تغییر در وسعت تپه‌های ماسه‌ای می‌شود (Whitney et al., 1983: 83). بر همین اساس تناوب فعالیت و عدم فعالیت یا تثبیت تپه‌های ماسه‌ای در بسیاری از بیابان‌های بزرگ دنیا قابل مشاهده است. انقباض و انبساط در ریگزارهای مناطق خشک متأثر از خشکی، پوشش گیاهی و ماسه‌های در دسترس است (Dasa & Jimin, 2002: 92). رطوبت فیزیکی خاک، یکی از مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده توسعه ریگ‌ها در داخل ایران است (Pye, 2009: 24; محمودی، ۱۳۷۳: ۳۱). با وجود این به دلیل چاله‌ای و محصور بودن ریگ زرین با کوه‌های مرتفع از یک سو و وجود بادهای همگرا از سوی دیگر، توسعه افقی آن محدود است؛ اما افزایش ارتفاع آن محدودیت زیادی ندارد. در دوره‌های

کویر زرین از نظر ساختمانی یک گراین است که کوههای پیرامون (هورست‌ها)، آن را با اختلاف ارتفاع بیش از ۲۲۰۰ متر احاطه کرده‌اند. این اختلاف ارتفاع سبب اختلاف دمای حدود ۱۳ درجه سانتی‌گراد در بخش‌های جنوبی و با مقدار کمتر در سایر جهات دیگر کویر شده و کویر را به شکل یک مرکز کم‌فشار حرارتی در سطح زمین درآورده است (شریفی و میری، ۱۳۹۶: ۶). این امر به ایجاد بادهای محلی از همه جهات ارتفاعات پیرامون به داخل کویر منجر شده است که این بادهای در مرکز کویر با هم تلاقی پیدا می‌کنند.

خشکی و نوسان زیاد دمای هوا و فقر پوشش گیاهی سبب هوازدگی شدید سنگ‌های رسوبی اغلب تخریبی بر ارتفاعات شده است. مواد تخریب‌شده با بارش‌های رگباری به سمت پایین‌دست انتقال پیدا کرده و مخروط‌افکنه‌های متعدد و نسبتاً بزرگی را در حاشیه کویر تشکیل داده است. همچنین حجم زیادی از مواد تخریبی ریزدانه در داخل مسیل‌های منتهی به کویر باقی مانده است. وجود بادهای منطقه‌ای با تغییر جهات فصلی و همچنین بادهای هم‌گرایی محلی با شدت‌های متفاوت در بیشتر روزهای سال سبب انتقال مواد رسوبی قاعده مخروط‌ها و داخل مسیل‌ها به سمت مرکز کویر می‌شود. مواد رسوبی جابه‌جاشده در بخش‌های مرکزی کویر به دلیل وجود اندکی رطوبت گیر افتاده، روی هم انباشته شده و تپه‌های ماسه‌ای را به وجود آورده‌اند. بدین ترتیب در حاشیه ریگ دشت ماسه‌ای، ریپل مارک، بارخانویدهای کوچک، سیف‌ها و تپه‌های عرضی دیده می‌شود؛ در حالی که در مرکز ریگ، تپه‌های بسیار بزرگ و پیچیده و هرم‌هایی با ارتفاع بیش از ۲۰۰ متر دیده می‌شود. بر این اساس

در طول سال‌های بررسی شده متفاوت بوده است؛ به گونه‌ای که در بعضی سال‌ها، بخش‌های شمالی و در بعضی دوره‌ها، بخش‌های جنوبی و جنوب شرقی توسعه یافته است. در بعضی از ارگ‌های جدید نشانه‌های مشخصی از مهاجرت آنها دیده می‌شود (Fryberger et al., 1983: 280). بررسی‌ها نشان داده است در بیشتر مناطق تپه‌های ماسه‌ای دوره‌های تثبیت، سپس هوازدگی و فعالیت دوباره وجود داشته است (Talbot & Williams, 1979: 433; Talbot, 1984: 203). وجود تپه‌های مرکب و هرمی تثبیت‌شده و غیرفعال در شمال شرقی و حرکت دوباره ریگ در همین بخش به سمت جنوب شرق و ایجاد برخان‌های فعال، حاکی از جابه‌جایی (مهاجرت) ریگ در طول دوره مطالعه است. این امر حاکی از جابه‌جایی مراکز فشار (مراکز پرفشار سیبری در شمال و جنب حاره‌ای در جنوب) و تغییر قدرت بادهای محلی و منطقه‌ای پیرو آن است.

تغییر فصلی باد از عوامل اصلی در جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای ریگ است (Nielson & Kocurek, 1987: 43; Lancaster, 1989: 43). بیشترین توسعه ارتفاعی ریگ شامل تپه‌های هرمی، مرکب و پیچیده با ارتفاع بیش از ۲۰۰ متر در بخش‌های جنوب شرقی است که به دلیل همسویی بادهای منطقه‌ای و محلی در این بخش است. پیچیدگی الگوی تپه‌ها ناشی از تغییرات شدید رژیم باد است (Silvestro et al., 2010: 96).

### نتیجه‌گیری

ریگ زرین به شکل حرف L است و در کویر زرین و مرکز و جنوب شرقی آن قرار گرفته است.

عوامل توپوگرافی، اقلیمی و فراهم‌بودن حجم زیادی از ماسه سبب شکل‌گیری ریگ زرین شده است.

بررسی تصاویر ماهواره‌ای ریگ در بازه زمانی چهل سال (۱۹۷۷-۲۰۱۷) نشان داد ریگ زرین طی این مدت هم از نظر سطح (حدود ۴۰ کیلومتر مربع) و هم از نظر ارتفاع (متوسط ۴ متر) توسعه پیدا کرده است. دردسترس‌بودن حجم زیاد ماسه و وزش بادهای محلی و منطقه‌ای در بیشتر روزهای سال سبب توسعه افقی و ارتفاعی سالیانه ریگ شده است؛ اما توپوگرافی و تغییرات رطوبتی، دو عامل اصلی کنترل‌کننده میزان فعالیت و عدم فعالیت تپه‌های ماسه‌ای ریگ هستند. توپوگرافی کویر امکان توسعه نامحدود را از ریگ گرفته و تغییرات رطوبت سالیانه تعیین‌کننده مقدار فعالیت ریگ طی سال یا سال‌های متوالی است. نتایج نشان داد توسعه افقی و ارتفاعی ریگ متناوب بوده و به شکل قبض و بسط عمل کرده است؛ به گونه‌ای که در بعضی سال‌ها سطح آن افزایش یافته و در بعضی دوره‌ها با کاهش روبه‌رو بوده است. ارتفاع آن نیز در طول دوره بررسی افزایشی بوده است، اما میزان افزایش در بعضی دوره‌ها بیشتر بوده و در بعضی دوره‌ها به صفر نزدیک شده است. این امر در ارتباط با خشکسالی‌های منطقه قرار دارد. ایران مرکزی و استان یزد از سال ۲۰۰۰ به بعد دچار خشکسالی طولانی‌مدت شد (امین و مالکی‌نژاد، ۱۳۹۶: ۲۷۱؛ زارع خورمیزی و همکاران، ۱۳۹۶: ۸۵) و در این برهه زمانی ریگ بیشترین توسعه سطحی و ارتفاعی را پیدا کرده است. بیشترین توسعه ریگ طی سال‌های ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۷ روی داده است که کمترین بارش‌های استان نیز در این دوره زمانی بوده است؛ اما سطح ریگ بین سال‌های ۱۹۸۷ تا ۱۹۹۳ (دوره مرطوب استان) کاهش

چشمگیری را تجربه کرده است. بدین ترتیب سطح ریگ زرین متأثر از رطوبت و خشکی سالیانه یا دوره‌ای قبض و بسط می‌یابد؛ اما از نظر ارتفاعی همواره در حال توسعه است. با این تفاوت که در خشکسالی‌ها، افزایش ارتفاع چشمگیر و در سال‌های مرطوب بسیار ناچیز است یا به کمترین حد خود می‌رسد.

#### منابع

امین، پیمان، ملکی‌نژاد، حسین، (۱۳۹۶). بررسی و مقایسه دوره‌های خشکسالی با استفاده از نمایه‌های مبتنی بر بارش در برخی مناطق مرکزی و غرب کشور، پژوهش‌نامه مدیریت حوضه آبریز، سال ۸، شماره ۱۶، ۲۷۱-۲۸۱.

رامشت، محمدحسین، (۱۳۸۰). دریاچه‌های دوران چهارم بستر تبلور و گسترش مدنیت در ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، دوره ۱۶، شماره ۱ (پیاپی ۶۰)، ۹۰-۱۱۱.

رامشت، محمدحسین، سیف، عبدالله، محمودی، شبنم، (۱۳۹۲). بررسی میزان گسترش تپه‌های ماسه‌ای شرق جاسک در بازه زمانی ۱۳۶۹-۱۳۸۳ با استفاده از RS و GIS، جغرافیا و توسعه، دوره ۱۱، شماره ۳۱، ۱۲۱-۱۳۶.

زارع خورمیزی، هادی، حسینی، سید زین‌العابدین، مختاری، محمدحسین، غفاریان مال‌میری، حمیدرضا، (۱۳۹۶). بررسی ارتباط خشکسالی و تغییرات NDVI در تپه‌های مختلف پوشش گیاهی (مطالعه موردی: مراتع جنوب استان

محمودی، فرج‌الله، (۱۳۷۳). پراکندگی جغرافیایی ریگزارهای مهم ایران، مجله تحقیقات جغرافیایی، دوره ۹، شماره ۳۴، ۵-۳۵.

محمودی، فرج‌الله، (۱۳۸۱). پراکندگی جغرافیایی ریگزارهای مهم ایران، تک‌جلد، چاپ اول، تهران، انتشارات مؤسسه تحقیقات جنگل‌ها و مراتع، ۱۸۷ ص.

مقصودی، مهران، یمانی، مجتبی، مهدی، ناصر، تقی‌زاده، مهدی، ذهاب‌نوری، سمیه، (۱۳۹۰). شناسایی منابع ماسه‌های بادی ارگ نوق با استفاده از تحلیل باد و مورفومتری ذرات ماسه، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۲، شماره ۴۳، ۱-۱۶.

موسوی، سید حجت، ولی، عباسعلی، معیری، مسعود، (۱۳۸۸). تأثیر مؤلفه‌های مورفومتری برخان بر میزان جابه‌جایی آن (مطالعه موردی: ریگ چاه جم)، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۱، شماره پیاپی ۳۸، ۱۰۱-۱۱۸.

یمانی، مجتبی، (۱۳۸۱). نقش سلول‌های کم‌فشار محلی در استقرار مجموعه‌های ماسه‌ای ایران (بند ریگ کاشان)، مجله علوم انسانی مدرس، دوره ۶، شماره ۴، ۱۳۳-۱۵۵.

یمانی، مجتبی، (۱۳۹۴). تأثیر وزش همگرای بادها در مورفولوژی و استقرار ریگ‌های پیرامون دشت کویر، فصلنامه کواترنری ایران، دوره ۱، شماره ۲، ۹۹-۱۱۲.

یزد، دو فصلنامه علمی پژوهشی خشک‌بوم، دوره ۷، شماره ۲، ۸۵-۱۰۱.

عباس‌نژاد، احمد، ذهاب‌نوری، سمیه، (۱۳۹۱). شناسایی اشکال فرسایش بادی دشت رفسنجان، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، دوره ۱، شماره ۲، ۱۲۷-۱۴۴.

شریفی پیچون، محمد، میری، زینب، (۱۳۹۶). ارزیابی نقش بادهای محلی در فرسایش بادی (نمونه مطالعه: ریگ زرین)، چهارمین همایش ملی فرسایش بادی و طوفان‌های گرد و غبار، دانشگاه یزد، [https://www.civilica.com/Paper-ISADMC04-ISADMC04\\_007.html](https://www.civilica.com/Paper-ISADMC04-ISADMC04_007.html)

صارمی نایینی، محمدعلی، احمدی، حسن، خلیلی، علی، اختصاصی، محمدرضا، (۱۳۸۵). تحلیل مقایسه‌ای بر توزیع مکانی گلباد، گل‌طوفان و گل‌ماسه در مطالعه فرسایش بادی با استفاده از تکنیک GIS (مطالعه موردی: دشت یزد- اردکان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، استاد راهنما: احمدی، حسن، دانشگاه تهران، دانشکده منابع طبیعی.

مال‌امیری، نعمت، حسین‌زاده، رضا، خسروشاه‌آبادی، رؤیا، (۱۳۹۶). ارزیابی نظریه عدم تغییرات مکانی ریگزارها با استفاده از سنجش از دور، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، دوره ۷، شماره ۲۷، ۲۳-۳۵.

- Geophysical Research Atmospheres, Vol 106, Pp 18085-18098.
- Hamdan, M.A., Refaat, A.A., Abdel Wahed, M., (2016). **Morphologic characteristics and migration rate assessment of barchan dunes in the Southeastern Western Desert of Egypt**, Geomorphology, Vol 257, Pp 57-74.
- Hesp PA, Hastings, K., (1998). **Width, height and slope relationships and aerodynamic maintenance of barchans**, Geomorphology, Vol 22, Pp 193-204.
- Hesse, R., (2009). **Using remote sensing to quantify aeolian transport and estimate the age of the terminal dune field Dunas Pampa Blanca in southern Peru**, Quaternary Research, Vol 71, Issue 3, Pp 426-436.
- Hermas, E., Leprince, S., El-Magd, I.A., (2012). **Retrieving sand dune movements using sub-pixel correlation of multi-temporal optical remote sensing imagery**, northwest Sinai Peninsula, Egypt, Remote Sensing of Environment, Vol 121, Pp 51-60.
- Hoover, R.H., Gaylord, D.R., Cooper, C.M., (2018). **Dune mobility in the St. Anthony Dune Field, Idaho, USA: Effects of meteorological variables and lag time**, Geomorphology, Vol 309, Pp 29-37.
- Hugenholtz, C.H., Levin, N., Barchyn, T.E., Baddock, M.C., (2012). **Remote sensing and spatial analysis of aeolian sand dunes: A review and outlook**, Earth-Science Reviews.
- Iversen, J.D., Rasmussen, K.R., (1994). **Effect of slope on saltation threshold**, Sedimentology, Vol 41, Pp 721- 728.
- Jackson, N.L., Nordstrom, K.F., (1998). **Aeolian transport of sediment on a beach during and after rainfall**, Wildwood, NJ, USA. Geomorphology, Vol 22, Pp 151-157.
- Jamali, A.A., Zerekia, S., Randhir, T., (2018). **Risk assessment of sand dune disaster in relation to geomorphic properties and vulnerability in the Saduq-Yazd Erg**, Al-Mutiry, M., Hermas, E.A., Al-Chamdi, K.A., Al-Awaji, H., (2016). **Estimation of dune migration rates north Riyadh City, KSA, using SPOT 4 panchromatic images**, Journal of African Earth Sciences, Vol 124, Pp 258-269.
- Anderson, R.S., Haff, P.K., (1988). **Simulation of Aeolian saltation**, Science 241, Pp 820-823.
- Bourke, M.C., Ewing, R.C., Finnegan, D., McGowan, H.A., (2009). **Sand dune movement in the Victoria Valley, Antarctica**, Geomorphology, Vol 109, Issues 3-4, Pp 148-160.
- Buckley, R., (1987). **The effect of sparse vegetation on the transport of dune sand by wind**, Nature 325, Pp 426-428.
- Del Valle, H.f., Rostagno, C.m., Coronato, F.R., Bouza, P.J., Blanco, P. D., (2008). **Sand dune activity in north-eastern Patagonia**, Journal of Arid Environments, Vol 72, Issue 4, Pp 411-422.
- Dasa, D., Jimin, S., (2002). **Expansion and contraction of Chinese deserts during the quaternary**, Science in China, Vol 45, Pp 91-101.
- Dong, Z., Qian, G., Lv, P., HU, G., (2013). **Investigation of the sand sea with the tallest dunes on Earth: China's Badain Jaran Sand Sea**, Earth-Science Reviews, Vol 120, Pp 20-39.
- Ewing, R.C., McDonald, G.D., Hayes, A.G., (2015). **Multi-spatial analysis of aeolian dune-field patterns**, Geomorphology, Vol 240, Pp 44-53.
- Fryberger, S.G., Al-Sari, A.M., Clisham, T.J., (1983). **Aeolian dune, interdune, sand Sheet and siliciclastic sabkha sediments of an offshore prograding sand sea, Dhahran area, Saudi Arabia**, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol 67, Pp 280-312.
- Gillette, D.A., Niemeyer, T.C., Helm, P.J., (2001). **Supply-limited horizontal sand drift at an ephemerally crusted, unvegetated saline playa**, Journal of

- Liu, X.W., (1995). **Experimental wind-sand flow and sand drift control engineering**, Beijing: Scientific Press.
- Lu, H., Xu, Z., Yi, S., Zhou, Y., (2013). **Chinese deserts and sand fields in Last Glacial Maximum and Holocene Optimum**, Chinese Science Bulltin, Vol 58, Pp 1-9.
- Mabutt, J.A., Wooding, R.A., (1983). **Analysis of longitudinal dune patterns in the northwestern Simpson desert, Central Australia**, Geomorphology, Vol 45, Pp 51-69.
- Mader, D., Yardley, M.J., (1985). **Migration, modification and merging in Aeolian system and the significance of the depositional mechanism in Permian and Triassic dune sands of Europe and north America**, sediment, Geology, Vol 43, Pp 85-218.
- Maghsoudi, M., Navidfar, A., Mohammadi, A., (2017). **The sand dunes migration patterns in Mesr Erg region using satellite imagery analysis and wind data**, Natural Environment Change Vol 3, No 1, Pp 33-43.
- Marin, L., Forman, S.L., Valdez, A., Bunch, F., (2005). **20th Century dune migration at the Great Sand Dunes National Park and Preserve, Colorado and relation to drought variability**, Geomorphology, Vol 70, Pp 163-183.
- Mason, P.J., King, J.C., (1985). **Measurements and prediction of flow and turbulence over an isolated hill of moderate slope**, Q. J. R. Meteorology, Vol 111, Pp 617-640.
- Nielson, J., Kocurek, G., (1986). **Climbing zibars of the Algodones**, Sedimentary Geology, Vol 48, Pp 1-15.
- Pye, K., Tsoar, H., (2009). **Aeolian sand and sand dunes**, springer, 2<sup>nd</sup> edition, 458 p.
- Rognon, P., Williams, M.A.J., (1977). **Late quaternary climate changes in Australia and North Africa**, A preliminary interpretation paleogeography, Applied Ecology and Environmental Research, Vol 16 (1), Pp 579-590, DOI: 10.15666/aeer/1601\_579590.
- Jiang, H., Dun, H., Tong, D., Huang, N., (2017). **Sand transportation and reverse patterns over leeward face of sand dune**, Geomorphology, Vol 283, Pp 41-47.
- Kuriyama, Y., Mochizuki, N., Nalashima, T., (2005). **Influence of vegetation on Aeolian sand transport rate from a backshore to a foreshore at Hasaki, Japan**, Sedimentology, Vol 52, Pp 1123-1132.
- Lancaster, N., (1989). **The Namib Sand Sea: Dune Forms, Processes and Sediments**, A.A. Balkema, Rotterdam.
- Lancaster, N., (1985). **Variations in wind velocity and sand transport on the windward flanks of desert sand dunes**, Sedimentology 32, Pp 581-593.
- Leprince, S., Barbot, S., Ayoub, F., Avouac, J.P., (2007). **Automatic and precise orthorectification, coregistration, and subpixel correlation of satellite images, application to ground deformation measurements**, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol 45, Pp 1529-1558.
- Leys, J.F., Eldridge, D.J., (1991). **Influence of cryptogamic crust disturbance to wind erosion on sand and loam rangeland soils**, Earth Surface Processes Landforms, Vol 23, Pp 963-974.
- Li, Z.S., (1999). **Wind tunnel simulation of flow velocity on the windward slope**, Research of Soil and Water Conservation, Vol 6 (4), Pp 75-79.
- Livingstone, I., Bristow, C., Bryant, R.G., Bullard, J., White, K., Wiggs, G.F.S., Baas, A.C.W., Bateman, M.D., Thomas, D.S.G., (2010). **The Namib Sand Sea Digital Database of aeolian dunes and key forcing variables**, Aeolian Research, Vol 2, Pp 93-104.
- Liu, Z.X., (1960). **Transfer of sand in the surface layer**, Acta Meteorologica Sinica, Vol 31 (1), Pp 75-83.



- White, B.R., Tsoar, H., (1998). **Slope effect on saltation over a climbing sand dune**, *Geomorphology*, Vol 22, Issue 2, Pp 159-180.
- Whitney, J.W., Faulkender, D.J., Rubin, M., (1983). **The environmental history and present condition of Saudi Arabia's northern sand seas**, US Geology Survey, Open file Rep., Pp 84-749.
- Yang, D.Z., Fang, X.M., Li, X.S., (1998). **Analysis on the variation trend of sandstorm in northern China**, *Quarterly Journal of Applied Meteorology*, Vol 9 (2), Pp 352-58.
- Yang, H., Shi, C., (2018). **Spatial and temporal variations of aeolian sediment input to the tributaries (the Ten Kongduis) of the upper Yellow River**, *Aeolian Research*, Vol 30, Pp 1-10.
- Yizhaq, h., Ashkenazy, Y., Tsoar, H., (2009). **Sand dune dynamics and climate change: A modeling approach**, *Journal of geophysical research*, Vol 114, Pp 1-11.
- Zhang, W., Qu, J., Tang, L., Jing, Z., Bian, K., Niu, Q., (2016). **Environmental dynamics of a star dune**, *Geomorphology*, Vol 273, No 15, Pp 28-38.
- Zeng, L., Yi, S., Lu, H., Chen, Y., Lei, F., Xu, Z., Wang, X., Zhang, W., (2018). **Response of dune mobility and pedogenesis to fluctuations in monsoon precipitation and human activity in the Hulunbuir dune field**, northeastern China, since the last deglaciation, *Global and Planetary Change*, Vol 168, No 1-14.
- Zobeck, T.M., (1991). **Soil properties affecting wind erosion**, *Journal of Soil and water conservation*, Vol 46 (2), Pp 112-118.
- paleoclimatology, paleoecology, *Aust* 9, Pp 296-306.
- Rubin, D.M., (1990). **Lateral migration of linear dunes in the Strzelecki Desert**, Australia, *Earth surface processes landform*, Vol 15, Pp 1-14.
- Sparavigna, A.C., (2013). **A study of moving sand dunes by means of satellite images**, *International Journal of Sciences*, Vol 2, Pp 1-11, <https://www.researchgate.net/publication/255963768>.
- Scheidt, S., Lancaster, N., Ramsey, M., (2011). **Eolian dynamics and sediment mixing in the Gran Desierto**, Mexico, determined from thermal infrared spectroscopy and remote-sensing data, *GeoScience World Bulletin*, Vol 123, Pp 1628-1644.
- Shao, Y., (2008). **Sand Dunes, Dynamics and Modelling, Physics and Modelling of Wind Erosion**, Vol 37, Pp 361-390.
- Silvestro S.G., Di Achille, G.G.O., (2010). **Dune morphology**, sand transport pathways and possible source areas in east Thaumasia Region (Mars), *Geomorphology* 121, Pp 84-97.
- Talbot, M. R., Williams, M.A.J., (1979). **Cyclic alluvial fan sedimentation on the flanks of fixed dunes**, Janjan, Central Niger, *Catena* 6, Pp 433-462.
- Talbot, M.R., (1984). **Late Pleistocene dune building and rainfall in the Sahel**, *Paleoecol. Afr*, Vol 16, Pp 203-214.
- Wiggs, GFS., (2001). **Desert dune processes and dynamics**, *Progress in Physical Geography*, Vol 25, Pp 53-79.
- Wilson, I.G., (1971). **Desert sandflow basins and a model for the development of ergs**, *Geographical Journal*, Vol 137, Pp 180-199.