اشکال و فرایندهای بادی در نواحی بیابانی

ترجمه : سیاوش شایان

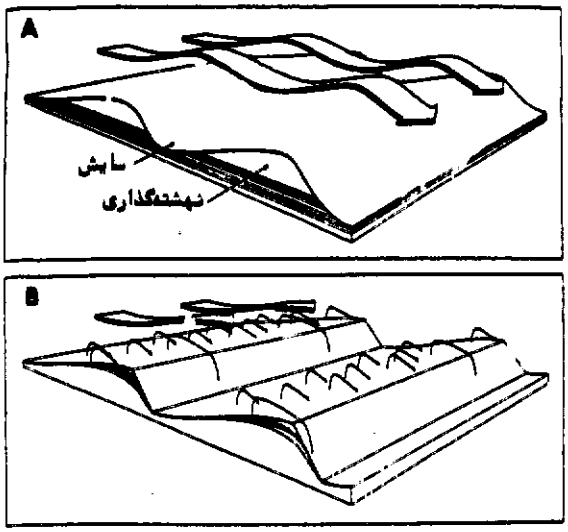
قسمت دوم

به نظر می‌رسد منشاء تپه‌های ماسه‌ای عرضی (شکل ۷، D) حرکت آشفتهٔ دینامیکی ارتعاشی اولیه آنهاست (که شاید به‌وسیلهٔ یک مانع یا لایهٔ وارونگی آتمسفری کم‌فشار ایجاد شده است)که این امر باعث جریان هوای سطحی به شکل نمایش داده شده در شکل ۱ می‌گردد و رشتهٔ طویلی را در زاویهٔ راست نسبت به جهت باد غالب به‌وجود می‌آورد (رجوع کنید به شکل ۶، A) و با این رشته‌ها در جاهایی تشکیل می‌شوند که ذرات سطحی ابعاد بزرگتری دارند و فقط برخی مواد ریزدانه می‌توانند به وسیلهٔ باد قوی جابجا شوند. عمل مهاجرت ماسه‌ها تا افزایش شیب دامنه‌ها به میزان ۳۳ درجه با تکرار وزش باد دوام می‌یابد.

تپه‌های ماسه‌ای عرضی ممکن است بر اثر گسترش مداوم اشکال برخان‌مانند به شکل مارپیچی درآیند. در این صورت جریان حلقوی باد به صورت موازی با جهت باد غالب دامنه‌های مقعر رو به باد و محدب پشت به باد ایجاد می‌کند و برای این عمل سرعت زیاد باد و آشفتگی عمومی‌هوا بر اثر جریانات حرارتی الزامی‌است (شکل ۲).

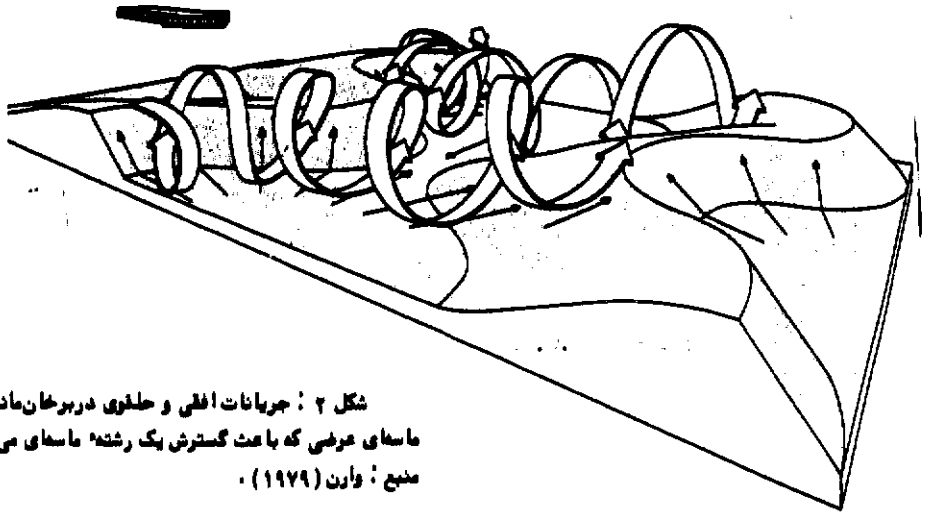
مقدار حرکت قسمت‌های مختلف تپه‌های ماسه‌ای عرضی براثر جریانات افقی و حلقوی (مارپیچی) متفاوت است و به ابعاد و مقدار ماسه‌های قابل دسترس، هندسهٔ جریان هوای محل و قدرت بادهای غالب بستگی دارد. وجود ماسهٔ زیاد و وزش بادهای یک‌جهته معمولاً" شکلی ترکیبی از تپه‌های ماسه‌ای عرضی، موجی می‌سازد که در ماسه‌زارهای بزرگ دیده می‌شوند (شکل ۷، E). اگر ماسهٔ قابل دسترس در محل کم باشد، ممکن است تپه‌های ماسه‌ای به صورت رشته‌های برخان[1] مانند درآیند (برخان در زبان ترکی به معنای تپهٔ ماسه‌ای است) شکل ۷، D و شکل ۳. برخان‌ها ممکن است برحسب قدرت و خصوصیات باد سالانه تا ۵۰ متر جابجا شوند (شکل ۴) و برخان‌های ثابت را می‌توان به‌صورت تپه‌های ماسه‌ای گنبدی نیز دید (شکل ۷، A).

تشریح چگونگی تشکیل تپه‌های ماسه‌ای طولی (شکل ۷، F) مشکل‌تر از تپه‌های ماسه‌ای عرضی است. تپه‌های ماسه‌ای طولی حدود

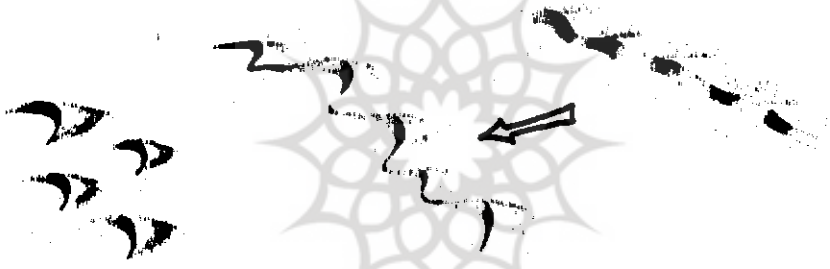


شکل ۱ : دو مرحلهٔ فرضی در تشکیل تپه‌های ماسه‌ای عرضی ؛ A : الگوی موجی در وزش باد توأم با سایش و نهشته‌گذاری در پستی‌ها ؛ B : گسترش چینه‌بندی‌ها.
منبع : وارن (۱۹۷۹).

۲۰ درصد از کل سطوح اشکال بادی را به خود اختصاص داده‌اند. این تپه‌ها ۸۵ درصد از بیابان جنوب غربی کالاهاری[2] را پوشانیده‌اند در صورتی‌که در ارگ‌های صحرای بزرگ آفریقا مقدار آنها به صفر می‌رسد. یکی از انواع جالب این تپه‌ها، تپه‌هایی به خط نسبتاً" مستقیم و با طول قابل توجه است مثل انواع موجود در بیابان سیمپسون[3] در استرالیا و کالاهاری. طول متوسط این تپه‌ها در بیابان سیمپسون بین ۲۰ تا ۲۵ کیلومتر و با ارتفاع ۱۰ تا ۳۵ متر است و فاصله این رشته تپه‌های طویل از یکدیگر ۱۵۰ تا ۳۰۰ متر است. این تپه‌های ماسه‌ای طولی بر اثر وزش یک باد غالب یک‌جهته با سرعت زیاد به وجود آمده و موازی یکدیگرند برخی از آنها باد غالب دوجهته داشته‌اند (شکل ۶، B و C) مکانیزم جالب توجه درجذب این تپه‌های ماسه‌ای وجود جریانات بادمارپیچی است (شکل ۵) که دانه‌های ماسه را در جلوی تپهٔ ماسه‌ای به‌جلو سوق می‌دهد. نوع معمول این تپه‌های ماسه‌ای طولی "سیف" نام دارد (سیف در زبان عربی به معنای شمشیر است)که در صحرای عربستان بسیار یافت می‌شود[4]. تپه‌های ماسه‌ای سیف چند کیلومتر طول دارند و خط‌الرأس موجداری دارد. دامنه‌های این تپه‌ها در جهت رو به باد گرد بوده و در جهت پشت به باد نوک‌تیزند. شیب دامنه‌های جانبی سیف‌ها گاه به ۲۰ درجه می‌رسد ولی در قسمت‌تند خط‌الرأس این شیب تا ۳۳ درجه افزایش می‌یابد.

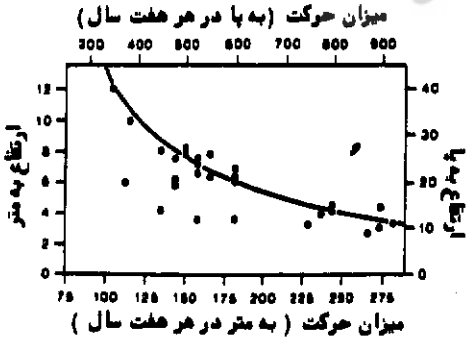


شکل ۲ : جریانات افقی و حلزونی دربرخان‌مانندها وتپه‌های ماسه‌ای عرضی که باعث گسترش یک رشته ماسه‌ای می‌گردند .
منبع : وارن (۱۹۷۹) .



شکل ۳ : توالی انواع تپه‌های ماسه‌ای با رژیم بادی یک‌جهته (از راست به چپ) و انواع تپه‌های ماسه‌ای ایجاد شده از راست به چپ : یک تپه ماسه‌ای عرضی ، یک رشته تپه ماسه‌ای برخان‌مانند و بالاخره گروهی از برخانها دیده می‌شوند .
منبع : مک‌کی (۱۹۷۹)

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

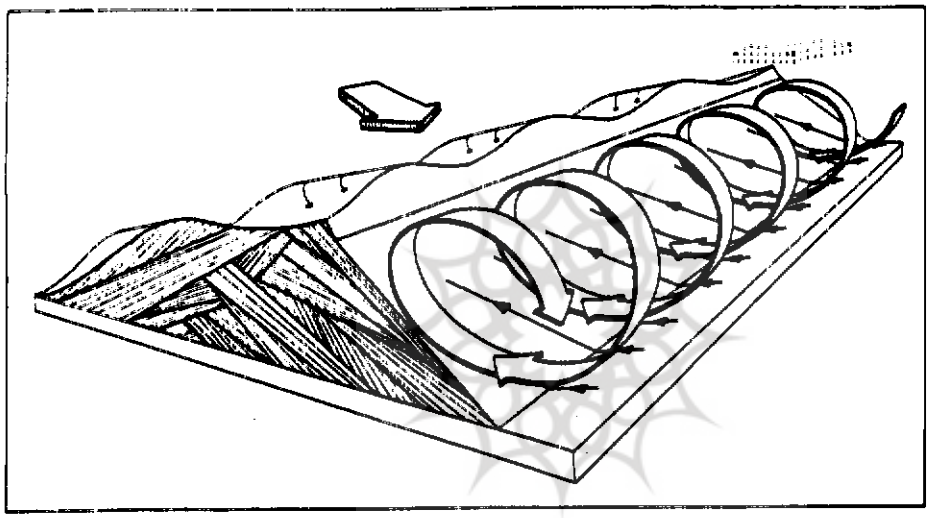


شکل ۴ : میزان حرکت تپه‌های ماسه‌ای بر حسب ارتفاع آنها ، اندازه‌گیری‌های انجام شده در فاصله ۱۹۵۶ تا ۱۹۶۳ .
منبع : لانگ و شارپ ۱۹۶۴ .

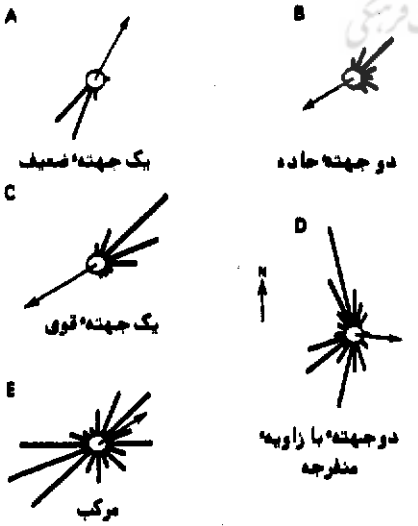
همچنانکه ملاحظه‌شد همبستگی کاملی بین نوع تپه‌های ماسه‌ای و رژیم باد وجود ندارد ولی باید گفت که تپه‌های سیف با رژیم بادهای دوجهته با زاویه‌ٔ منفرجه توأمند (شکل ۶، D) وزش بادها با تناوب فصلی همراه است مثلاً" رژیم بادی که در شکل ۶، D نشان داده شده، در زمستان از جنوب غرب و در تابستان شمال، شمال غربی است. همچنین گمان می‌رود که سیف‌ها از ماسه‌های ریز تشکیل می‌شوند زیرا این ماسه‌ها مستعد حرکت به‌وسیلهٔ بادهای متوسط و قوی هستند.

تپه‌های ماسه‌ای که چینه‌بندی چند جهته را نشان می‌دهند نتیجهٔ وزش بادهای چندجهته‌اند (شکل ۶، E) این تپه‌ها دارای قلهٔ مرکزی و سرباز و یا بیشتر هستند که این بازوها شعاعی هستند. به این تپه‌های ماسه‌ای، ستاره‌ای گویند (شکل ۷، G) این تپه‌های ستاره‌ای به‌جای آنکه افقی جابجا شوند، رشد عمودی دارند. تپه‌های ماسه‌ای معکوس حالت میانه بین تپه‌های ستاره‌ای و رشته‌های عرضی را دارند (شکل ۷، H) و به‌ویژه در جاهایی دیده می‌شوند که بادها از جهات مختلف حالت متعادلی پیدا می‌کنند. در اینگونه تپه‌ها سطح چینه‌بندی معمولاً" مخالف سطح قبلی است.

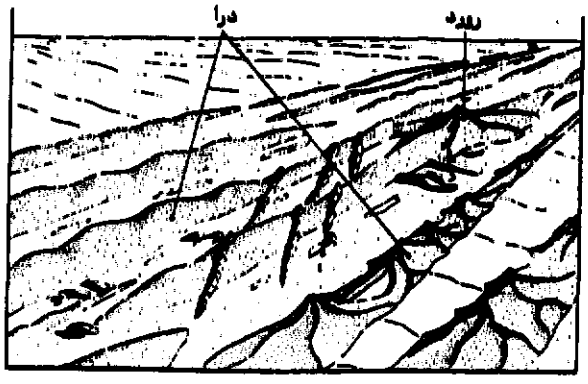
دراها بزرگ‌ترین و مبهم‌ترین اشکال بادی هستند (شکل ۷) این تپه‌های ماسه‌ای به شکل پشت نهنگ بوده و معمولاً" طویلند و در نهایت ارتفاع آنها به ۴۰۰ متر و طول موجشان به ۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر می‌رسد. دراها را در برخی نواحی صحرای بزرگ آفریقا می‌توان یافت و در بیابان نامیب در جنوب غربی آفریقا نیز یافت می‌شوند ولی در بیابان استرالیا وجود ندارند. برای تشکیل دراها که حجم عظیمی ماسه نیاز دارند سالها وقت لازم است (شاید بین 10^4 تا



شکل ۵ : تشکیل تپه‌ٔ ماسه‌ای سیف به وسیلهٔ بادهایی که از دو جهت عمده می‌وزند، چینه‌های ماسه‌ای دارای دو شیب متفاوتند. منبع وارن ۱۹۷۹.



شکل ۶ : رژیم‌های بادی که توأم با انواع عمدهٔ تپه‌های ماسه‌ای هستند. بادنما نشان‌دهندهٔ بادهای مؤثر سالانه‌اند و طول بازوها ظرفیت محاسبه‌شدهٔ باد را برحسب زمان وزش نشان می‌دهند. ضخامت بازوها قدرت باد را نمایش می‌دهد: A، تپه‌های ماسه‌ای برخان‌مانند، در پلیگان پوینت، جنوب غربی آفریقا B، تپه‌های ماسه‌ای طویل در فورت‌گورود موریتانی C، تپه‌های ماسه‌ای طویل در بلیم نیجر D، تپه‌های ماسه‌ای سیف در جنوب الغریش، سینا E، تپه ماسه‌ای مرکب در قودامیس لیبی.
منابع: فریبرگرودین[5] ۱۹۷۹، لانکاستر ۱۹۸۲.



شکل ۷ : ارتباط ابعاد بین دراها ، رورودها و تپه‌های ماسه‌ای (برخانها ، تپه‌های ماسه‌ای عرضی و سیف‌ها) .
منبع : کوک و وارن ۱۹۷۳

شکل ۸ : تپه‌های ماسه‌ای ترکیبی : A ، رشته‌های برخان‌مانند بهم پیوسته ، B تپه‌های ماسه‌ای ستاره‌ای بهم پیوسته C ، برخان‌های کوچک بر روی برخان‌های بزرگ D ، تپه‌های ماسه‌ای مخروطی در درون تپه‌های ماسه‌ای مخروطی بزرگ E ، تپه‌های ماسه‌ای خطی بر روی رشته‌های خطی بزرگ .
منبع : مک‌کی ۱۹۷۹ .

۱۰[۶] سال) . حرکت و گسترش دراها بسیار بطئی است و بنابراین ساختمان آنها نشان‌دهندهٔ رژیم‌های باد در قدیم می‌باشد . ازروی دراها می‌توان دریافت که تمرکز فشار زیاد (جنب حاره) در صحرای بزرگ افریقا در گذشته مداومت داشته و بادهای غالب را به وجود آورده است . در مورد تشکیل دراها دو دستهٔ عمدهٔ تئوری وجود دارد که برای توجیه گسترش آنها عنوان شده است (کوک و وارن ۱۹۷۳) :

۱) جهت‌گیری عمومی امروزهٔ دراها در جهت وزش بادهای غالب دلالت بر آن دارد که دراها و اشکال بزرگ ماسه‌ای توأم با آنها احتمالاً" بر اثر گردش عمومی آتمسفر در مقیاس متوسط ایجاد و تقویت گردیده است . (مثل سلولهای آتمسفری کنوکسیونی ،امواج لی ، جریانات گردابی افقی وجریانات بزرگ و غیره . . .) . دراها عموماً"بوسیلهٔ تپه‌های ماسه‌ای ستاره‌ای (رورده‌ها[۶]) که ارتفاع آنها در برخی جاها به ۲۰۰ متر می‌رسد ، از هم گسیخته شده‌اند که به نظر می‌رسد محل این گروههای ستاره‌ای ، منطبق با محل تقابل بین سلولهای کنوکسیونی حاضر است .

۲) اغلب دراها از لحاظ ساختمانی تپه‌ای ماسه‌ای ترکیبی[۷] به نظر می‌رسند (ترکیبی از چند تپهٔ ماسه‌ای از یک نوع که از رویهم قرار گرفتن یک تپه بر روی تپهٔ دیگر حاصل شده است) (شکل ۸) و یا تپه‌های ماسه‌ای مرکبی[۸] هستند که از درهم آمیختگی و رشد دو یا چند نوع تپهٔ ماسه‌ای اولیه ایجاد شده‌اند . دراها معمولاً" تپه‌های ماسه‌ای طولی بزرگ (ترکیبی) هستند که از اختلاط و یا رویهم قرار گرفتن رشته‌ای از تپه‌های ماسه‌ای ستاره‌ای (شکل ۹ ،A) بوجود آمده‌اند . مثلاً "در صحرای نامیبیا ، رشته‌ای از تپه‌های ماسه‌ای بر روی اشکال ماسه‌ای خطی قرار گرفته و دراهایی را بوجود آورده‌اند که ۵۰ تا ۱۵۰ متر ارتفاع و ۶۰۰ تا ۱۰۰۰ متر پهنا دارند .

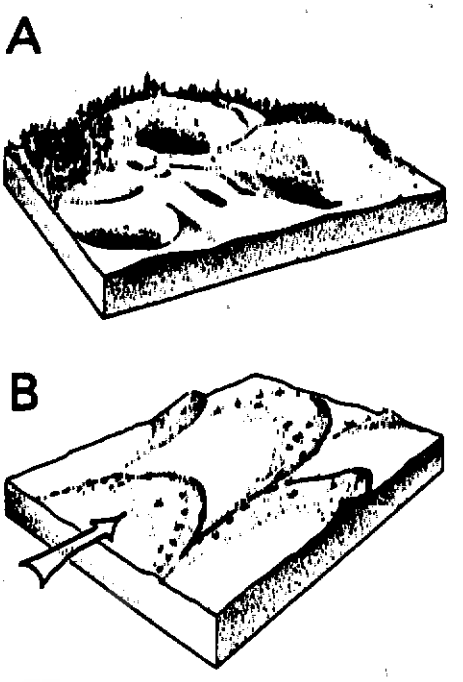
البته اغلب تپه‌های ماسه‌ای ترکیبی و مرکب دارای مقیاسی همسان‌اند ولی تپه‌های ماسه‌ای مرکب معمولاً"بزرگتر می‌باشند .

از دیگر انواع تپه‌های ماسه‌ای تپه‌هایی است که توسعهٔ آنها با رشد پوشش‌های گیاهی توأم است و معمولاً "در جاهایی دیده می‌شوند که ریزش‌های جوی فزاینده‌ای دارند . این تپه‌های ماسه‌ای که قسمتی از آنها بوسیلهٔ گیاهان تثبیت شده عموماً"ابعادی بزرگ دارند که ناشی از تراکم ماسه‌ها بوسیلهٔ باد است ودارای چینه‌بندی یک یا دو جهته هستند[۹] . تپه‌های ماسه‌ای توأم با جاله (شکل ۱۰B) بطور معمول یک جام دایره‌ای است که در دامنهٔ پشت به باد آن تپه‌ای ماسه‌ای قرار گرفته حال آنکه تپه‌های ماسه‌ای مخروطی شکل (شکل ۱۰B) همانند حرف U با دماغه‌ای محدب است که در پشت باد حرکت می‌کند . اینگونه تپه‌های ماسه‌ای را در حومهٔ ناواپو[۱۰] در آریزونای آمریکا می‌توان دید و هاک[۱۱] (۱۹۴۱) برای توسعهٔ انواع تپه‌های ماسه‌ای مدلی پیشنهاد کرد که در آن سه متغیر قدرت باد ،وجود ماسه‌ورویش‌های گیاهی مد نظرقرار گرفته است (شکل ۱۱) برای تشکیل انواع تپه‌های ماسه‌ای ــ ساده ، ترکیبی و مرکب ــ تعداد نامحدودی متغیر وجود دارد که باعث می‌شوند شکل تپهٔ ماسه‌ای از یک نوع مشخص به نوع دیگری تبدیل شود . این متغیرها از تفاوت بین جهت و قدرت باد ، مقدار ماسهٔ قابل دسترس ، موانع طبیعی و عوامل دیگر ناشی می‌شوند و باعث کنترل انواع تپه‌های ماسه‌ای می‌شوند . برخی از تپه‌های ماسه‌ای شکل تغییریافته‌ای پیدا می‌کنند

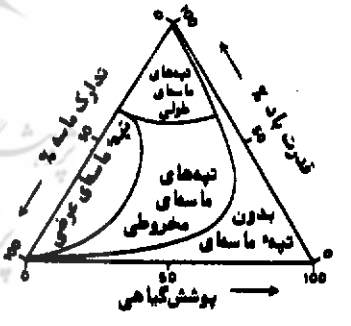
شکل ۹ : تپه‌های ماسه‌ای مرکب ؛ A تپه ماسه‌ای ستاره‌ای بر روی تپه ماسه‌ای خطی ، B تپه ماسه‌ای خطی با برخان‌هایی درداخل تپه‌ها ، C تپه‌های ماسه‌ای چاله‌دار بر روی تپه‌های ماسه‌ای عرضی . منبع : مک‌کی ۱۹۷۹ .

همچنانکه در بسیاری از اشکال ناهمواریهای زمین مراحل تکامل و تحول شناسایی شده است ، برای تپه‌های ماسه‌ای نیز اینگونه مراحل را شناسایی کرده‌اند . اشکال ماسه‌ای آنقدر متحرک هستند که دسته‌بندی آنها امکان‌پذیر نیست مگر اینکه شکل کنونی آنها و ساختمان درونی‌شان مد نظر باشد . به‌هرحال براثر تغییرات اقلیمی ، رویش‌های گیاهی تپه‌های ماسه‌ای را تثبیت می‌کنند . تپه‌های ماسه‌ای نبراسکا ، قبلاً" دریاهای ماسه‌ای بودند که اکنون تثبیت شده‌اند و در آنجا تپه‌های ماسه‌ای متفرد ، فعالیت تپه‌های ماسه‌ای روان را ندارند و به‌صورت محیطی شاداب و پر از گیاه درآمده‌اند [13] (وارن ۱۹۷۶) .

مسئله‌ٔ بزرگی که در مورد تپه‌های ماسه‌ای تثبیت شده وجود دارد ، نوسانات اقلیمی ، چرای مفرط دام‌ها و یا تضعیف رویش‌های گیاهی محافظ است که به‌هرو‌سیله‌ای فعالیت مجدد تپه‌های ماسه‌ای تثبیت شده را امکان‌پذیر می‌سازند . پدیدهٔ بیابان‌زایی در طول نواحی جنوبی صحرای بزرگ آفریقا مسئله‌ٔ بزرگی است [14] .



شکل ۱۰ : تپه‌های ماسه‌ای که در شرایط پوشش گیاهی تشکیل می‌شوند : A تپه‌های ماسه‌ای چاله‌دار ، B تپه‌های ماسه‌ای مخروطی ، پیکانها نشان‌دهندهٔ جهت وزش باد غالب می‌باشند .
منبع : مک‌کلی (۱۹۷۹) .



شکل ۱۱ : ارتباط بین اشکال تپه‌های ماسه‌ای ، تأثیر پوشش گیاهی ، تدارک ماسهٔ قابل دسترس برای باد و قدرت باد درحومهٔ ناواپو در جنوب غربی آمریکا . در این شکل فرض بر آن است که باد تقریباً" به صورت مداوم از یک جهت می‌وزد .
منبع : هاک ۱۹۴۱

مثل برخانهایی که دارای یک شاخه یا بازو هستند و یا تپه‌های ماسه‌ای خطی با بازوهای پراکنده که برای آنها نام جدیدی مثل "تپه ماسه‌ای پر مانند [12]" پیشنهاد شده و یا تپه‌های ماسه‌ای مخروطی‌که به‌جای آنکه به شکل حرف U باشند به صورت حرف V درآمده‌اند .

یادداشتها

1- Barchan . نام تپه‌های ماسه‌ای هلالی‌شکل ، در ایران ، پیکر است ، رجوع کنید به منبع ذکر شده در یادداشت شماره ۱۷ . (م)

2- Kalahari.

3- Simpson.

۴- برای اطلاع بیشتر در مورد تپه‌های ماسه‌ای سیف ، رجوع کنید به صفحات ۵-۳۰۹ منبع ذکرشده در یادداشت شماره ۳ . (م)

5- Fryberger & Dean.

6- Rhourds . در منابع ذکر شده در یادداشت شماره ۳ و ۴/۲ ، این نام به صورت قورد (ghourd) ثبت‌شده است . (م)

7- Compound Dunes.

8- Complex Dunes.

۹- تپه‌های ماسه‌ای تثبیت شده به‌وسیلهٔ گیاهان را به نام عمومی نبکا یا نبخا می‌شناسیم که لغتی آفریقایی است . در ایران از نبکا به نام تل یاد می‌شود و بسته به نام گیاهی که آن را به وجود آورده نامگذاری می‌شود مثل تل گز ، تل گیور . برای اطلاع بیشتر از چگونگی تشکیل و تحول نبکا در ایران رجوع کنید به مقالهٔ معرفی شده در یادداشت شماره ۱۷ . (م)

10- Navajo.

11- Hack.

12- Feather Dunes.

۱۳ـ فعالیت تثبیت ماسه‌های روان در ایران توسط دفتر تثبیت شن‌های روان و کویرزدایی وابسته به سازمان جنگل‌ها و مراتع کشور صورت می‌گیرد و با فعالیت‌های نظیر نهال‌کاری، بذرپاشی، احداث بادشکن، احداث خزانه، تولید نهال گلدانی، جمع‌آوری بذر و مالچ پاشی اقداماتی را در زمینه تثبیت ماسه‌های روان به‌عمل آورده است. بیشترعملیات فوق در کاشان، اصفهان، سیستان و بلوچستان، بوشهر، سمنان، یزد و هرمزگان صورت گرفته است. از جمله مساحت مالچ‌پاشی شده توسط دفتر فوق‌الذکر در سال ۱۳۶۴ برابر با ۱۴۹۷۳ هکتار و مساحت بذرپاشی شده ۱۳۶۳۹۵ هکتار بوده است. (م)

۱۴ـ برای آگاهی بیشتر در مورد اشکال و فرایندهای بادی در ایران و تحولات آنها به منابع زیر نیز مراجعه نمائید:

ـ پژوهش‌های جغرافیایی، تحول شاهوارهای ایران در گواترشر، دکتر فرج‌الله محمودی، مؤسسه جغرافیای دانشگاه تهران، شماره ۲۳، شهریور ۱۳۶۷، قسمت مربوط به دشت‌های شرقی (صفحات ۲۵ تا ۲۸).

ـ گزارش‌های جغرافیایی، شبکه آبهای روان دشت لوت، دکتر فرج‌الله محمودی، مؤسسه جغرافیای دانشگاه تهران، نشریه شماره ۳، امرداد ماه ۱۳۴۹، صفحات ۸۱ـ۴۷.

ـ ژئومورفولوژی کاربردی، دکترحسن احمدی، انتشارات دانشگاه تهران، تهران: (۱۳۶۷) صفحات ۳۰۰ تا ۳۵۵. (م)

منبع مقاله

Chorley, Richard J. Schumm, Stanley A., Sugden, David E, Geomorphology, Methuen Inc. New York: (1984). PP. 410 - 415.

Bagnold, R. A. (1941) *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, London, Methuen.

Bagnold, R. A. (1953) 'Forme des dunes de sable et régime des vents', in *'Actions éoliennes', Centre Nat. Rech. Sci., Paris, Coll. Int.*, vol. 35, 29-32.

Baker, V. R. (1981) 'The geomorphology of Mars', *Progress in Physical Geography*, vol. 5, 473-513.

Breed, C. S. and Grow, T. (1979) 'Morphology and distribution of dunes in sand seas observed by remote sensing', *US Geological Survey Professional Paper* 1052, 253-302.

Budd, W. F., Dingle, W. R. J. and Radok, U. (1966) 'The Byrd snow drift project: outline and basic results', in M. J. Rubin (ed.), *Studies in Antarctic Meteorology, American Geophysical Union, Antarctic Research Series*, vol. 9, 71-134.

Collinson, J. D. (1978) 'Deserts', in H. G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*, New York, Elsevier, chapter 5, 80-96.

Cooke, R. U. and Warren, A. (1973) *Geomorphology in Deserts*, London, Batsford.

Fryberger, S. G. and Dean, G. (1979) 'Dune forms and wind regime', *US Geological Survey Professional Paper* 1052, 137-69.

Goldsmith, V. (1978) 'Coastal dunes', in R. A. Davis (ed.), *Coastal Sedimentary Environments*, New York, Springer-Verlag, chapter 4, 171-235.

Hack, J. T. (1941) 'Dunes of the western Navajo Country', *Geographical Review*, vol. 31, 240-63.

Horikawa, K. and Shen, H. W. (1960) 'Sand movement by wind action', *US Army Corps of Engineers, Beach Erosion Board Technical Memorandum* 119.

Jackson, M. L. *et al.* (1973) 'Global dustfall during the Quaternary as related to environments', *Soil Science*, vol. 116, 135-45.

King, C. A. M. (1972) *Beaches and Coasts*, 2nd edn, London, Arnold.

Lancaster, N. (1982) 'Linear dunes', *Progress in Physical Geography*, vol. 6, 475-504.

Long, J. T. and Sharp, R. P. (1964) 'Barchan-dune movement in Imperial Valley, California', *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 75, 149-56.

Mabbut, J. A. (1977) *Desert Landforms*, Cambridge, Mass., MIT Press.

McCauley, J. F., Grolier, M. J. and Breed, C. S. (1977) 'Yardangs', in D. O. Doehring (ed.), *Geomorphology in Arid Regions*, Binghamton, NY, Proceedings 8th Geomorphology Symposium, 233-69.

McKee, E. D. (ed.) (1979a) 'A study of global sand seas', *US Geological Survey Professional Paper* 1052.

McKee, E. D. (1979b) 'Introduction to a study of global sand seas', *US Geological Survey Professional Paper* 1052, 1-19.

Péwé, T. L. (1981) 'Desert dust: origin, characteristics, and effect on man', *US Geological Survey Special Paper* 186.

Ruhe, R. V. (1975) *Geomorphology*, Boston, Mass., Houghton Mifflin.

Sharp, R. P. (1964) 'Wind-driven sand in Coachella Valley Calif.', *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 75, 785-804.

Sharp, R. P. (1966) 'Kelso Dunes, Mojave Desert, Calif.', *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 77, 1045-74.

Sharp, R. P. (1980) 'Wind-driven sand in Coachella Valley, Calif., further data', *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 91, 724-30.

Smalley, I. J. and Vita-Finzi, C. (1968) 'The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of "desert" loess', *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 38, 766-74.

Snead, R. E. (1972) *Atlas of World Physical Features*, New York, Wiley.

Steers, J. A. (1964) *The Coastline of England and Wales*, 2nd edn, Cambridge University Press.

Wang Yong-yan and Zhang Zong-hu (eds) (1980) *Loess in China*, Shaanxi People's Art Publishing House.

Ward, R. G. (1981) 'Snow avalanches in Scotland', unpublished Ph D dissertation, University of Aberdeen, Department of Geography.

Warren, A. (1976) 'Morphology and sediments of the Nebraska Sand Hills in relation to Pleistocene winds and the development of aeolian bedforms', *Journal of Geology*, vol. 84, 685-700.

Warren, A. (1979) 'Aeolian processes', in C. Embleton and J. Thornes (eds), *Process in Geomorphology*, London, Arnold, 325-51.

Whillans, I. M. (1975) 'Effect of inversion winds on topographic detail and mass balance on inland ice sheets', *Journal of Glaciology*, vol. 14, 85-90.

Wilson, I. G. (1970) 'The external morphology of wind-laid sand deposits', unpublished Ph D dissertation, University of Reading.

Wilson, I. G. (1972) 'Universal discontinuities in bedforms produced by the wind', *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 42, 667-9.

Woodruff, W. J., Chepil, W. J. and Zingg, A. W. (1975) 'Wind erosion and transportation', *American Society of Civil Engineers, Manual on Engineering Practice* 54, 230-45.