ناپایداری اشکال تراکمی بادی,مطالعه موردی:دشت لوت[1]

دکتر ابراهیم مقیمی
دانشیار دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
E-mail: moghimi_ir@yahoo.com

چکیده

در این مقاله با استناد به مطالعات انجام شده و مشاهدات جدید به قابلیت ناپایداری اشکال تراکمی بادی در دشت لوت پرداخته می شود. فعالیت اشکال بادی در مقایسه با یکدیگر بدلیل ماهیتی که دارند می تواند متفاوت باشد. در این مقاله چنین استدلال می شود که برخانهای دشت لوت بدلیل وضعیت و ماهیتی که دارند فعالتر از سایر اشکال هستند . بنابر این از قابلیت ناپایدار بیشتری می توانند برخوردار باشند.

این مقاله براساس روش مقایسه ای در ماهیت اشکال است و با استفاده از تصاویر ماهواره ای ۱/۱۰۰۰۰۰ لندست، نقشه های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰، نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰، داده های بادنگاری ایستگاههای پیرامون و عکس هوایی ۱/۵۵۰۰ تهیه شده است. تحلیل آن براساس بعضی مشاهدات در Google Earth و مشاهدات محلی است. در این مقاله بر چهار نوع شکل شامل برخانها، تپه های طولی، تپه های عرضی و هرمهای ماسه ای که در دشت لوت فراوانی بیشتری دارند و در مقیاس تصاویر و پیکسلهای مورد استفاده قابل مشاهده هستند تأکید شده است.

قسمت وسیعی از بخش غربی رشته کوههای شرقی دشت لوت (قسمت شرق لوت مرکزی)، همچنین جنوب و جنوب غربی این دشت پوشیده از ماسه های بادی به شکلهای مختلف است. این اشکال دارای ارتفاع مختلف است. ارتفع هرمهای ماسه ای (از قاعده) حدود ٤٧٥ متر می‌رسد. تپه‌های ماسه ای اغلب دارای خط‌الراس پرشیب مشرف به یک دامنهٔ کم شیب تر است و می توان آن را شاخص در نقش تغییر دهنده بادهای کنونی دانست. در بین بعضی از تپه های ماسه ای بخصوص در هرمهای ماسه ای، ماندآبهای فصلی در حال افزایش است.

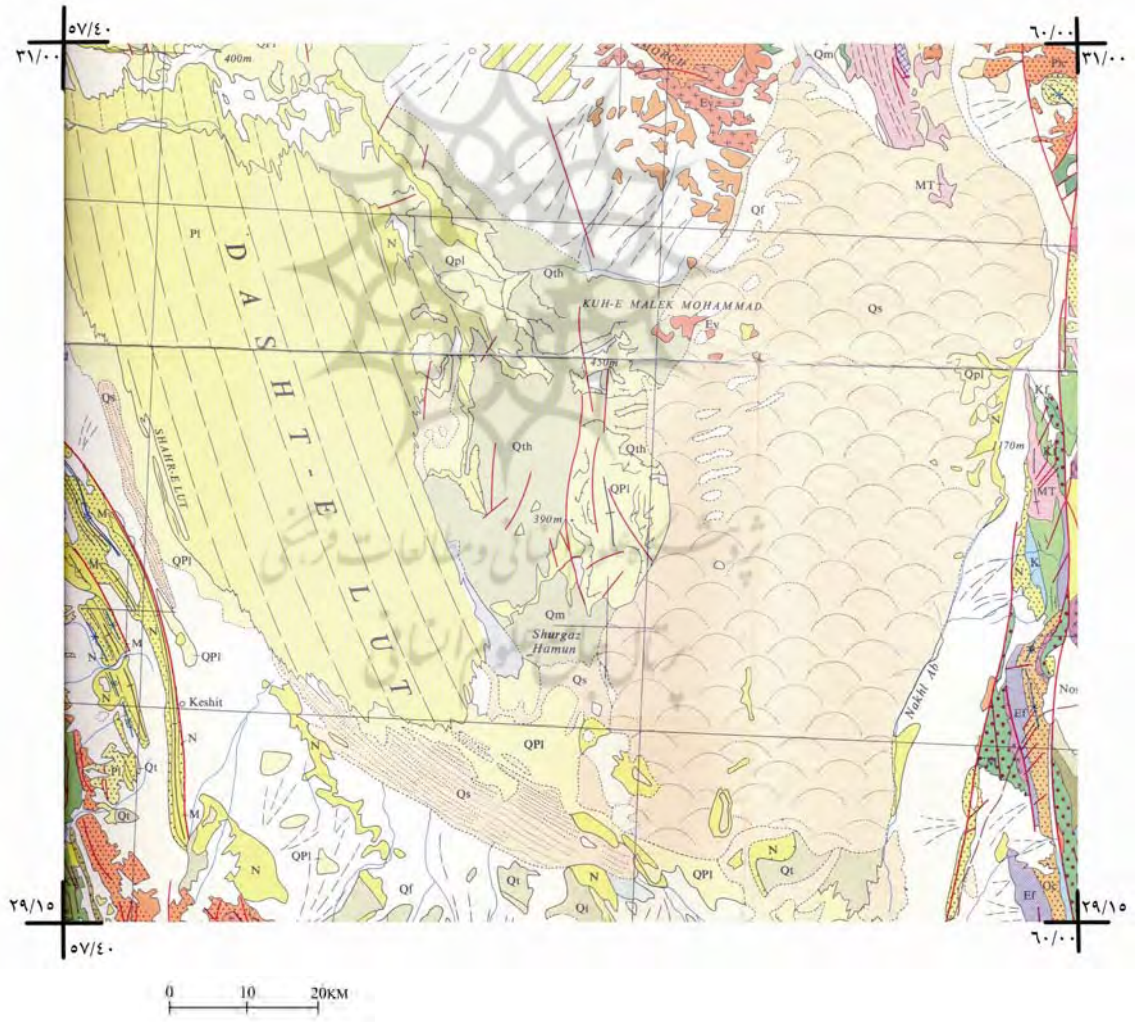
این افزایش نشان می دهد که تپه های ماسه ای در قاعده خود تحت تاثیر اثر جریانهای زیر سطحی فصلی نیز قرار دارند. در جایی که برخانها تجمع یافته اند و تشکیل شده اند سطح فرسایشی به نحوی که برخان را قطع کرده باشد در سطح آنها دیده نمی شود و اثر ماندآبهای فصلی نیز در پای آنها وجود ندارد و حتی در بعضی قسمتها برخانها روی دره های فرسایشی قدیمی شکل گرفته اند و به عبارتی یک سطح چرخه ای بادی (فرسایشی قدیمی - تراکمی جدید) را ایجاد کرده اند. بنابر این فعالیت جدیدتری را از خود نشان می دهند و بر این اساس و با توجه به معیارهایی که در متن مقاله آمده است، در مقایسه با هرمهای ماسه ای، تپه های طولی و عرضی, برخانها از ناپایداری بیشتری برخوردارند.

واژه های کلیدی: ناپایداری, اشکال، تراکم, مقایسه, دشت لوت

۱-این مقاله مستخرج از طرح پژوهشی شماره ٤١٠٧٠٢٢/٠١/٠٢ می باشد. که با حمایت مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران انجام شده است.

مقدمه

تقسیم بندی عمومی اشکال تراکمی بادی و بادها به وسیلهٔ ویلسون[1] (۱۹۷۰) ، کوک[2] (۱۹۷۳) ، آندرسن(۱۹۹۰) و دیگران انجام و در خصوص دشت لوت توسط تئودور مونو[3](۱۳٤۷ تا ۱۳۵۰)، مستوفی(۱۳٤۸) ، محمودی (۱۳۸۱) ، معتمد(۱۳۸۵) ، کردوانی(۱۳۵٤)، علوی پناه(۱۳۸۳) ، مقیمی(۱۳۸۵) ، احمدی (۱۳۷۷) و علی اکبر بیدختی مطالعاتی انجام شده است. اساس تقسیم بندیهای اشکال بادی و مطالعات به اندازه، تنوع اشکال ، تداوم، جهت باد، دینامیک جریان هوا ، مقدار و اندازهٔ ماسه ها، گستردگی ، ناپیوستگی ها و طول موج، ارتفاع و چین و شکنها ، بیلان رسوبی و فعالیت بادها و ماسه ها استوار است. حوضه لوت در شرق ایران قرار دارد (شکل شماره ۱) و اشکال تراکمی بادی بیشتر در بخش شرقی ، جنوبی و مقدار کمتر در بخش شمالی و مرکزی این دشت گسترده است. در بخش غربی دشت لوت کلوتها شکل گرفته اند با استفاده از داده های عکسهای هوایی عرض شیارهای کلوتها تا حدود ۵۰۰ متر می رسد، در روی این شیارهای فرسایشی بعضی برخانها و تپه های طولی قرار گرفته اند که از طریق شهداد مورد مشاهده نگارنده بوده.



شکل شماره ۱) موقعیت اشکال تراکمی حوضه لوت، مقیاس:

[1] - Wilson(1970)
[2] - Cook(1973)
[3] - Teodur Monu (یادداشتهای این محقق در نشریه شماره ۷ موسسه جغرافیا در سال ۱۳۵۰ توسط دکتر فرج الله محمودی منتشر شده است.)

مواد و روشها

۱) نوع ابزاری

الف) استفاده از عکسهای هوایی ۱/۵۵۰۰۰

عکسهای شماره ۳۱۲۷۰ ، ۳۱۲۷۱ ، ۳۱۱۰۴ ، ۳۱۱۰۵ ، ۳۱۱۰۶ ، ۳۴۹۹۷ ، ۳۴۹۹۸ ، نمونه ای از تصاویرند که تشکیل برخانها را روی سطوح فرسایشی کلوتها نشان می دهد. عکسهای ۳۴۰۰۳ ، ۳۴۰۰۴ ، ۳۴۰۰۵ ، ۳۴۰۰۶ ، ۳۴۰۰۷ نمونه ای از تصاویرند که هم پیوندی برخانها و تشکیل مجموعه ای از برخانهای بهم پیوسته را نشان می دهد. عکسهای ۳۴۹۹۵ ، ۳۴۹۹۶ ، ۳۴۰۰۰ ، ۳۴۰۰۱ ، ۳۴۰۰۲ نمونه ای از تصاویرند که تپه های طولی را نشان می دهد. عکسهای شماره ۳۱۱۱۵ ، ۳۱۱۱۶ ، ۳۱۱۱۷ ، ۳۱۱۱۸ ، ۳۵۰۰۷ ، ۳۵۰۰۸ ، ۳۵۰۰۹ ، ۳۵۰۱۰ ، نمونه ای از تصاویرند که مجموعه اشکال تراکمی ستاره ای شکل را نشان می دهد ، عکسهای شماره ۳۴۳۲۱ ، ۳۴۳۲۲ ، ۳۴۹۱۴ ، ۳۴۹۱۵ ، نمونه ای از تصاویرند که تپه های عرضی را نشان می دهد. با توجه به بررسی عکسهای این منطقه بادهای با جهت مختلف از طریق جهت یافتگی و کشیدگی اشکال ماسه ای قابل تشخیص است .دره های فرسایشی بادی و سطوح با شیبهای مختلف در سطح بعضی از اشکال ، تغییرات تدریجی این اشکال را ثابت می کند.

ب) استفاده از تصاویر ماهواره ای

به منظور مطالعه اشکال تراکمی از مجموعه داده های تصویری ۱/۱۰۰۰۰۰ موجود در مرکز سنجش از دور ایران و تصاویر IRS استفاده شده است. چون در مقیاس فوق شناسایی اشکال برخانی منفرد ممکن نبود لذا در تشخیص برخانهای منفرد صرفا از عکسهای هوایی و Google Earth استفاده شده ولی دیگر اشکال تراکمی در ٦ باند انعکاسی سنجنده لندست TM به تاریخ آذر ماه ۱۳٦۷ و اردیبهشت ماه ۱۳۷۸ با ترکیب باندی ۳ ، ٤ و ۷ اطلاعات مفیدی از اشکال تراکمی بدست آمد.

ج) استفاده از نقشه زمین شناسی و توپوگرافی

در این راستا از نقشه های ۱/۵۰۰۰۰ و ۱/۲۵۰۰۰۰ توپوگرافی سازمان جغرافیایی ارتش و نقشه های زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ و در بعضی قسمتها ۱/۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین شناسی بهره برداری شده است.

۲) شاخص تعیین پایداری

الف) استفاده از روش جهت یابی(تعداد جهت)

با استفاده از این روش اشکال ماسه ای تراکمی طبقه بندی شده اند. اشکال تراکمی ممکن است یک جهته و یا چند جهته باشند ، جهت این اشکال از طریق بررسی عکس هوایی و ماهواره ای قابل تشخیص است. اشکال تراکمی لوت چینهای شرقی ،غربی ، شمالی و جنوبی دارند که در جدول شماره یک به آن اشاره شده است.

ب) استفاده از روش بیلان رسوبی

مفهوم بیلان رسوبی ماسه بادی بسیار جالب است و می توان برای تعیین انواع پهنه های ماسه‌ای به کار برد و در ضریب پایداری اشکال تراکمی از آن استفاده کرد. با استفاده از این روش پهنه های تراکمی دشت لوت در سه گروه طبقه بندی شدند.

ج) استفاده از روش جرم کلی

ذرات ماسه ها جرمهای متفاوتی دارند. هر تپهٔ ماسه ای دارای N ذره با جرمهای m1، m2 . و mn است. جرم کلی Σm_n از رابطهٔ زیر حاصل می شود (رابرت رزینگ، ۱۳۸۱، ص ۲۰۱):

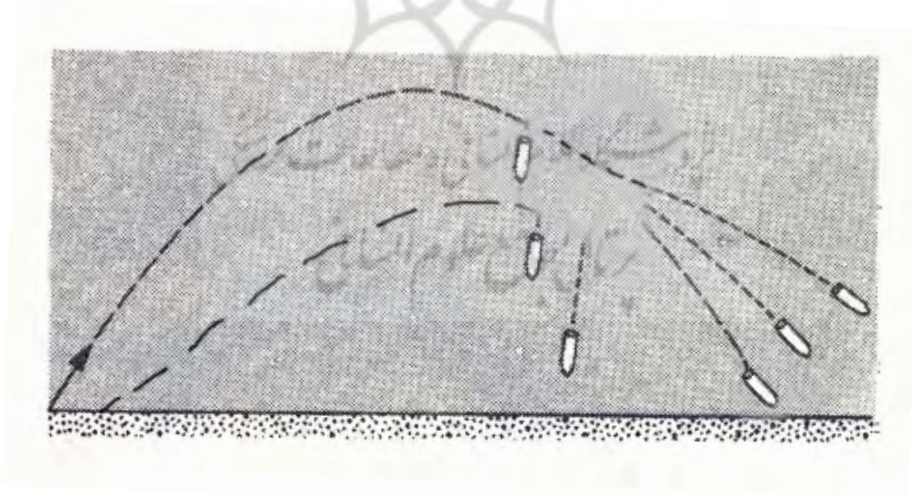
$$\Sigma M_n = m_1 + m_2 + ...m_n$$

همچنین ذرات به علت جرم متفاوتی که دارند در برابر شدت باد دارای سرعت و شتاب متفاوتی هستند. سرعت ذرات کوچکتر بیشتر از شتاب آنها است، ذرات ماسه ای با جرم تقریبا یکنواخت رودباد ما سه ای یکنواختی را تشکیل می دهند. مثلا رودبادهای دشت لوت دارای N ذره با سرعت $V_1, V_2, V_3, ...V_n$ است. حداکثر سرعت ذرات ممکن است با سرعت حداکثر وزش باد در ساعت برابری کند (البته این فقط یک احتمال است). در غیر این صورت تابع میانگین سرعت است. میانگین سرعت ذرات از رابطه زیر قابل محاسبه است.

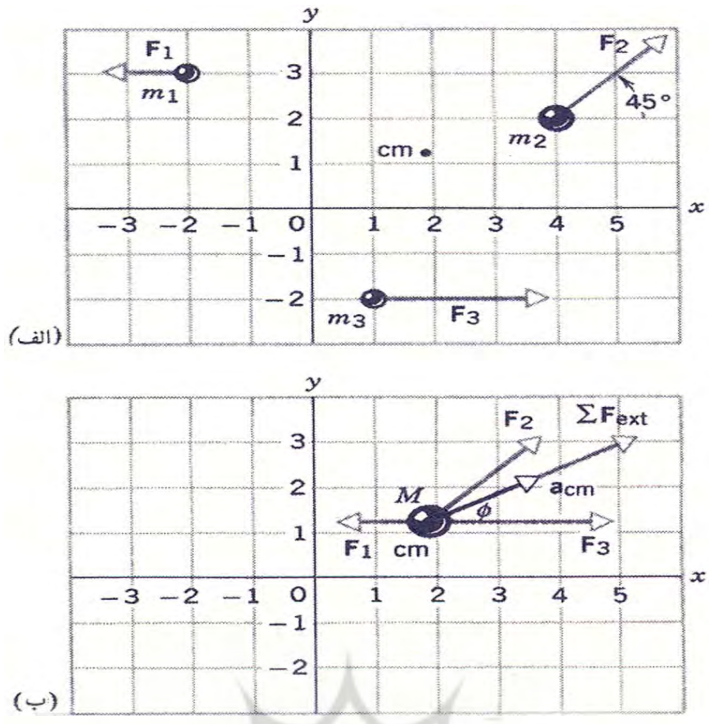
$$V_m = \frac{V_1 + V_2 + V_3 ... + V_n}{n}$$

ذرات هرچه اندازهٔ بزرگتری داشته باشند دارای شتاب (an) بیشتر ولی سرعت کمتری هستند و کاهش شتاب و سرعت منجر به سقوط آنها می شود(شکل شماره ۲).

هر گروه از ذرات را می توان با جرم mn، موقعیت آن در دستگاه مختصات rn، سرعت vn و شتاب an نمایش داد (شکل شماره۳).



شکل شماره۲)سقوط متفاوت ذرات با شتاب و سرعتهای مختلف. تا جایی که میانگین سرعت حداکثر وجود دارد ذرات حرکت یکسانی دارند، در اثنای کاهش میانگین سرعت ذرات یکی پس از دیگری و با فاصله دور از هم سقوط می کنند.



شکل شماره ۳- الف) سه دانه ماسه ای در حالت سکون در موقعیتهای مختلف (m_1 , m_2 , m_3) نشان داده شده اند، به این تپه ها نیروی بادی معینی (m_1 یک فوت، m_2 دو فوت ، m_3 سه فوت) وارد می شود.
ب) حرکت انتقالی کل تپه را می توان با جرم کلی ذرات و مختصات مکانی آنها در ارتباط دانست. پیکانها جهت حرکت تپه ماسه ای را نشان می دهند.(m_1 به شمت غرب، m_2 به سمت شمال شرق، m_3 به سمت شرق)

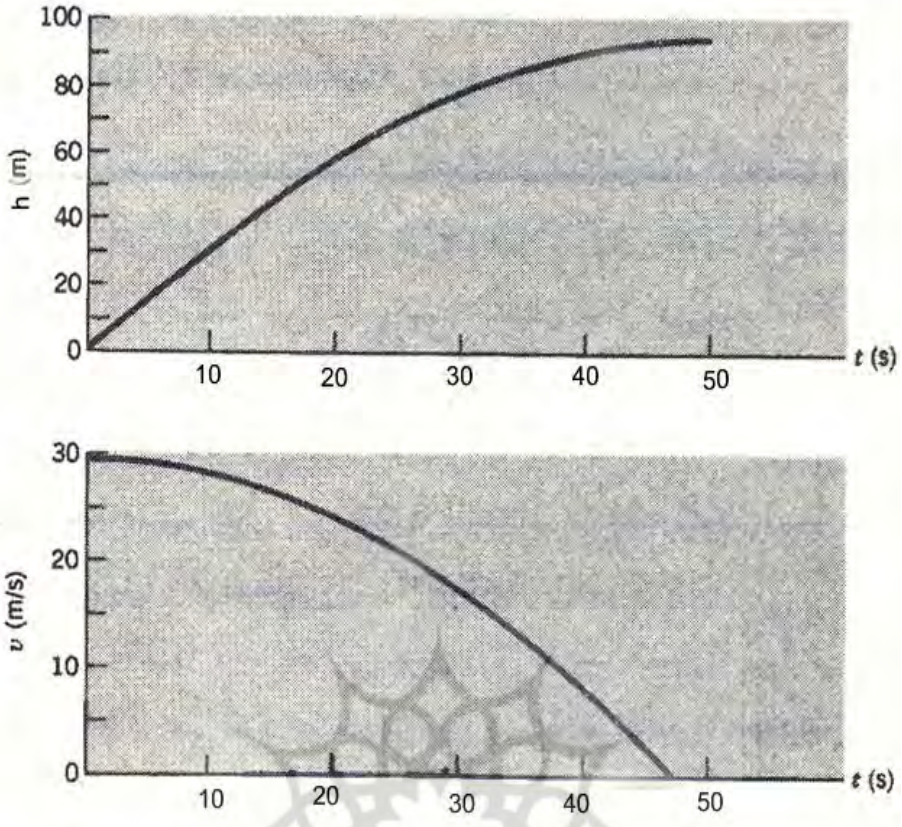
د) استفاده از روش نیروی مقاومت و افزایش ارتفاع

سرعت حدی یا آستانه ای (VT) مهمترین نقش را در شدت، سرعت و مختصات حرکت ذرات و در نتیجه حرکت تپه های ماسه ای دارند، اما سکون و سپس سقوط موقت آنها وابسته به جرم کلی ذرات ماسه و نیروی مقاومت (D) وارد بر آن است. که به طور خطی با کاهش سرعت زیاد می شود و این نیرو همواره در خلاف جهت حرکت ذرات است، نیروی مقاومت(D) از رابطه زیر بدست می آید (شکل شماره ٤)، (رابرت رزینگ[1] و دیگران، ۱۳۸۱ ، ص ۲۰٦).

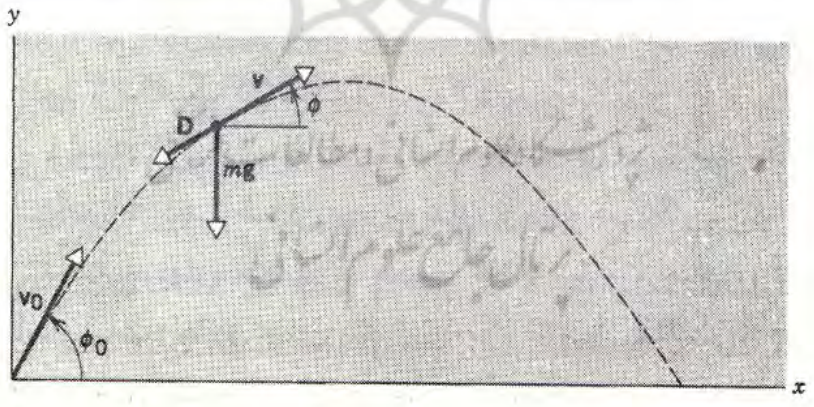
$$D=bv$$

در رابطه فوق ثابت b به خواص جسم (مثلاً اندازه و شکل آن و چگالی) بستگی دارد. نیروی مقاومت (D) هنگامی که ذرات ماسه رها می شوند به عبارتی ذرات در آستانه سقوط قرار می گیرند صفر است (VT=0)، با افزایش سرعت سقوط، نیروی مقاومت (D) هم افزایش می یابد(شکل شماره ۵)، در این راستا کاهش نیروی مقاومت و افزایش ارتفاع تپه ها، وضعیت کاملاً متضاد را فراهم می کنند به عبارتی با افزایش ارتفاع کاهش نیروی مقاومت رخ می دهد و با کاهش نیروی مقاومت و افزایش جرم کلی، به ارتفاع تپه های ماسه ای اضافه می شود(شکل شماره٦).

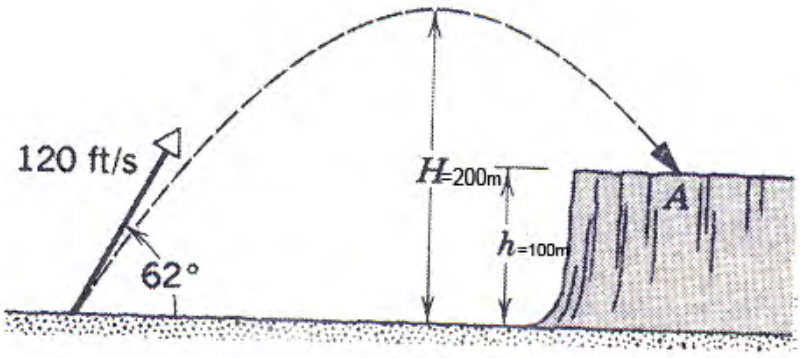
[1] - Rabert rezing



شکل شماره ٤) تغییر سرعت با ارتفاع H و نیروی مقاومت D



شکل شماره ٥) ذرات حرکت داده شده با سرعت V0 در زاویه A0 نسبت به سطح افق



شکل شماره ٦) افزایش ارتفاع تپه های ماسه ای به دلیل سقوط و کاهش شتاب سقوط ذرات ماسه ای به دلیل افزایش ارتفاع تپه های ماسه ای و در نتیجه افزایش نیروی مقاومت و در نهایت تشکیل تپه های ماسه ای

ه) استفاده از روش ضریب چسبندگی

این روش را باگنول[1] در ۱۹٤۱ از طریق فرمول زیر برای جابجایی و پیشروی تپه های ماسه ای عنوان کرده است (نقل از مونیک منگه[2]، ۱۳۷۷، ص ۲۰۳):

$$C = \frac{p}{Yh}$$

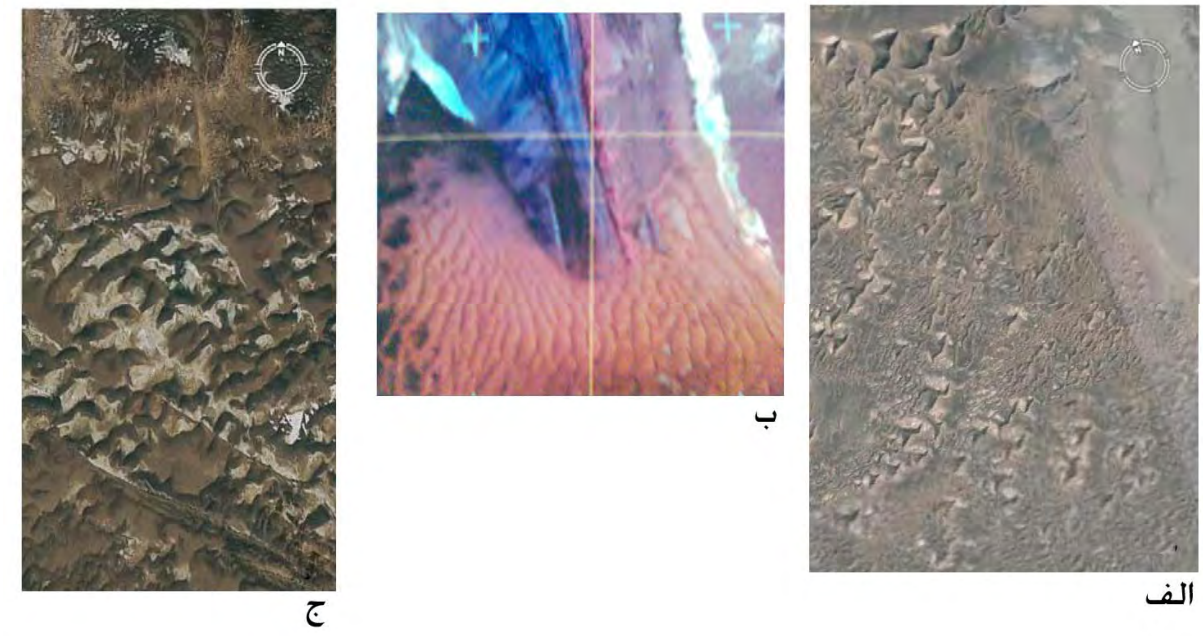
در این فرمولc= ضریب تغییرات ، h= ارتفاع تپه ، Y= ضریب چسبندگی p= مقدار بارندگی ، و ضریب چسبندگی تابع میزان بارش تا حد آستانه است و با توجه به نوع بافت خاک سطحی می تواند از صفر تا عدد یک تغییر کند.

تحلیل ناپایداری اشکال

الف) با استفاده از روش جهت یابی، تپه های ماسه ای دشت لوت یک جهته و چندجهته اند. اشکال یک جهته به علت بادهایی که در یک جهت می وزند ایجاد شده اند، تپه های برخانی از جمله آنهاست. بادهایی که در جهت مختلفی وزیدن دارند، تپه ای با جهت های مختلف را تشکیل داده اند. ممکن است بادها در جهت مختلفی بوزند و لی فقط در یک جهت اثر بیشتر داشته و قدرت حمل مواد را دارا باشند. بادهای روبروی هم یا مخالف، تپه هایی که منطبق با دو جهت باد غالب است درست کرده اند. بادهای برخورد[3]،یک جهته یا دوجهته هستند. این بادها در اثر برخورد با مانع توپوگرافی به چند قسمت شده و با زاویه تند یا باز همراه است. در شکل شماره۷ جهت اشکال تراکمی و در جدول۱ مساحت هریک آمده است.

بادهای چندجهته، رژیم پیچیده‌ای دارند و حداقل دارای سه جهت غالب است و چون دارای سرعت و شدت متفاوت است اغلب تپه های ستاره ای شکل یا هرمهای ماسه ای را در دشت لوت درست کرده اند (احمدی، ۱۳۷۷، ص۳۲۱). با توجه به جهت اشکال ماسه ای در دشت لوت می توان دیرینه باد شناختی لوت را در الف)بادهایی از منشاء شمالی، شمال غربی به جنوب شرقی ب)بادهایی از منشاء جنوبی به سمت شمال ،تشخیص داد. بیشتر هرمهای ماسه ای در محل برخورد اثراین بادها در بخش جنوب شرقی لوت بوجود آمده اند.

[1] - Bagnold
[2] - Monic Mange
[3] - Incident



شکل شماره ۷) طبقه بندی اشکال تراکمی با توجه به جهت باد الف) شرقی ب) غربی ج)شمالی د)جنوبی

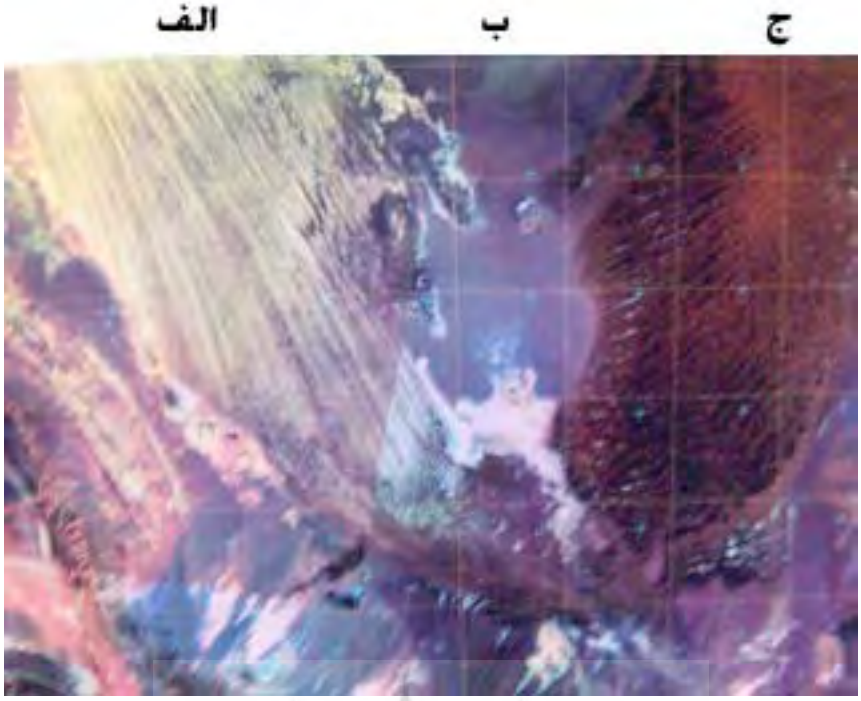
ب) از منظر بیلان رسوبی، پهنه های تراکمی و فرسایشی بادی دشت لوت به سه طبقه به شرح زیر تقسیم می شوند.

الف- گستره ای که بیلان رسوبی مثبت دارند. آن بخش از دشت لوت که نهشته ها یا تراکمهای بادی از نظر کمّی بیشتر ازدیگر مکانها است. دارای بیلان رسوبی مثبت است. (شکل شماره ۸ ، الف).

ب- گستره ای که بیلان رسوبی منفی دارند.آن بخش از دشت لوت که واردات ماسه در آنجا کمتر از بادرفت است، دارای بیلان رسوبی منفی است. کلوتها در چنین بیلانی قرار دارند. (شکل شماره ۸ ، ب).

ج- گستره ای با بیلان تعادلی یکنواخت. بخشی از دشت لوت که ورود و خروج ماسه با همدیگر برابر است. دارای بیلان تعادلی یکنواخت است زمینهای صاف و سطح دشت لوت که کلوتی نیستند و تپه های ماسه ای نیز در آنجا تشکیل شده است دارای چنین ویژگی است. (شکل شماره ۸ ، ج).

استفاده از روش بیلان رسوبی امکان رده بندی مجموعه تپه های ماسه ای بادی دشت لوت را فراهم می سازد (جدول شماره ۱). هر چند مجموعه شکلهای تراکمی به نحوی یک ماهیت مثبت را ظاهر می سازند ولی در مقایسه با یکدیگر می توانند نقش و یا تعادلی نیز داشته باشند.



شکل شماره ۸) بیلان رسوبی بادی در دشت لوت الف) بیلان مثبت ب) بیلان منفی ج) بیلان تعادلی،منبع:مقیمی۱۳۸۵

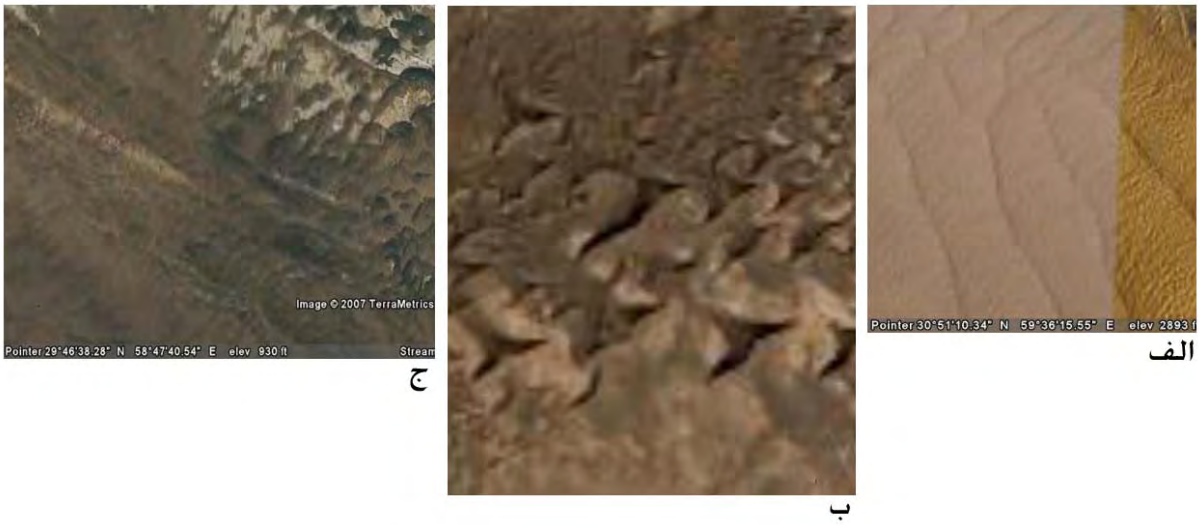
الف)مثبت ورود > خروج=تراکم مواد	ب)منفی ورود< خروج= حفر و بادرفتگی	ج) تعادلی ورود=خروج
نوع تپه هایی که ایجاد کرده است به صورت پیوسته و مرتفع است.	نوع تپه هایی که ایجاد کرده است به صورت کم ارتفاع، گسسته و پراکنده است	احتمالا در حاشیه غربی دشت لوت و شمال کلوتها و در حال حاضر بین کلوتها و پهنه بزرگ تراکمی چنین وضعی حاکم باشد.
ساختار برخانی ، برخان	دشت ریگ	
زنجیره برخانی تپه های عرضی تپه هرمی شکل (قورد) یا ستاره ای	تپه های طولی	

جدول شماره ۱) بیلان رسوبی در شکلهای تراکمی دشت لوت

ج) بر اساس جرم کلی، پهنه تراکمی دشت لوت به سه دسته قابل تقسیم است پهنه ای که دارای ذرات با جرم کم و حجم بسیار زیاد است چنین پهنه ای در کل ناپایداری زیادی را در برابر بادهای با شدت زیاد دارد چرا که در چنین وضعی ذرات می توانند دارای سرعت حرکتی زیاد ولی شتاب کمتر باشد.(شکل ۹ الف). دوم پهنه ای که با جرم بسیار زیاد و حجم بسیار کم است. چنین پهنه ای اغلب از ذرات درشت دانه پوشیده شده است. ذرات در چنین پهنه ای دارای سرعت حرکت بسیار کم ولی شتاب بیشتری خواهند بود.(شکل ۹ ب)

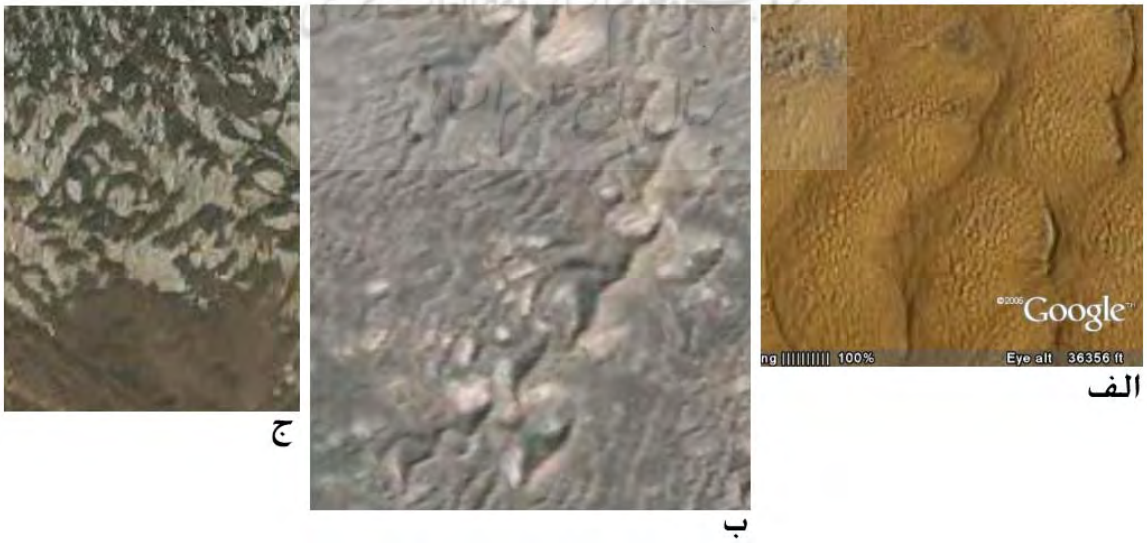
سوم پهنه ای که ذرات در یک وضعیت تعادل و یکنواخت قرار دارند. از بین شکلهای تراکمی موجود برخانها و تپه های طولی می توانند دارای ذرات با جرم کمتر و یکنواخت تر و در مقایسه با دیگر تپه ها از حجم کمتری نیز

برخوردار باشند.(شکل ۹ ج) بنابر این با سرعت کمتر حرکت می کنند و چون جرم کمی نیز دارند می توانند مسافت زیادی را طی کنند و بنابر این مخاطره آمیز ترند.



شکل ۹) پهنه های تراکمی دشت لوت بر اساس جرم کلی و حجم الف)جرم کلی و حجم زیاد ب) جرم زیاد و حجم کم ج) جرم کم و حجم کم

د) بر اساس ارتفاع و نیروی مقاومت، می توان بیان کرد که اشکال تراکمی کم ارتفاع دشت لوت مخاطره آمیز ترند، به دلیل نیروی مقاومتی که اشکال ماسه ای مرتفع و کشیده دارند، سرعت حرکت آستانه برای تپه های مرتفع می بایست بیش از سرعت حرکت آستانه ای در تپه های کم ارتفاع باشد لذا نیازمند باد با سرعت زیاد تری نسبت به تپه های کم ارتفاع اند، از این رو آن دسته از اشکال ماسه ای دشت لوت که ارتفاع کمتری دارند همواره از ناپایداری بیشتری برخوردارند. در این راستا با استفاده از تپه های هوایی چنین به نظر می رسد که تپه های طولی و برخانها ارتفاع کمتری در مقایسه با دیگر اشکال تراکمی بادی دارند.(جدول شماره ۲ و شکل شماره ۱۰)

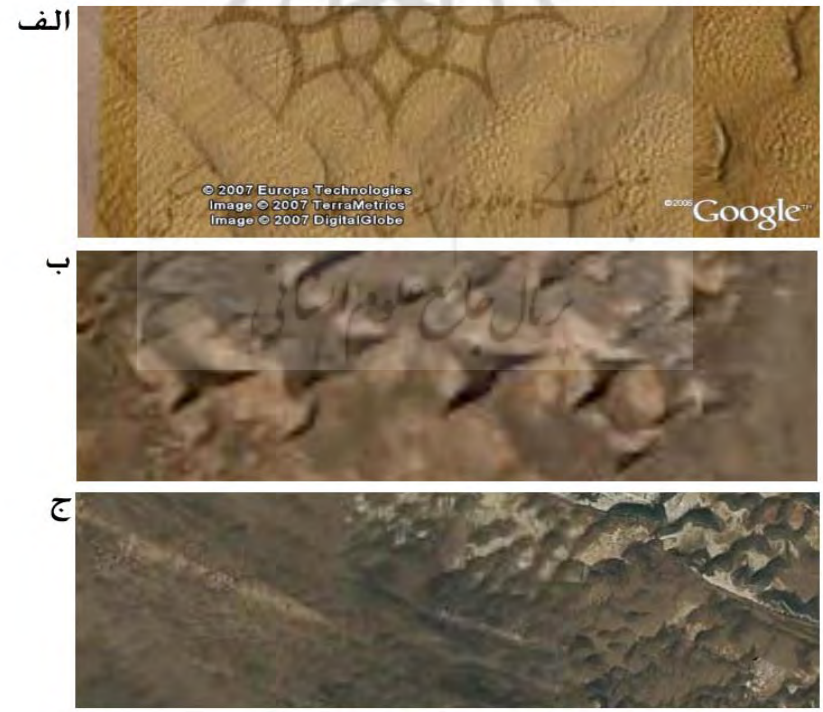


شکل شماره ۱۰) طبقه بندی ارتفاعی اشکال تراکمی دشت لوت، الف) بسیار مرتفع ، ب) با ارتفاع متوسط ، ج)با ارتفاع کم

نام	شکل	توضیحات
صفحه ای (ورقه ای)	سطح صاف – عریض هیچ تپه ای در سطح آن دیده نمی شود	ارتفاعی ندارد
رشته های طولی	باریک، نازک، کشیده	بسیار کم ارتفاع، کمتر از ۵۰متر
برخان	هلالی شکل	تحت تاثیر باد غالب یک جهته، ارتفاع کم، کمتر از ۱۰۰متر
تپه های عرضی	رشته های نامتعادل	دارای شیب مختلف، ارتفاع متوسط، کمتر از ۳۰۰متر
تپه های ستاره ای شکل	چند ضلعی مشاهده می شود	دارای باد غالب چند جهته است، ارتفاع زیادی دارد بیش از ٤۰۰ متر از قاعده
دراآ (تپه های ستاره ای شکل بزرگ و پیوسته)	چند ضلعی های مختلفی روی آن مشاهده می شود	از سطوح بسیار مرتفع ماسه ای در دشت لوت محسوب می شود حدود ٤۷۵ متر از قاعده

جدول شماره ۲)طبقه بندی ارتفاعی اشکال ماسه ای دشت لوت بر اساس مشاهده از روی عکسهای هوایی ، تصاویر ماهواره ای و نقشه های توپوگرافی

ه) بر اساس ضریب چسبندگی؛ اشکال تراکمی دشت لوت ضریب چسبندگی مختلفی را از خود نشان می دهند ولی در مجموع ضریب چسبندگی بالایی ندارند، چون از میزان بارش مناسبی برخوردار نیستند(شکل ۱۱). در این راستا برخانها و تپه های طولی وضعیت حساس تری نی توانند داشته باشند. از این منظر یک خطر بالقوه در مسایل مربوط به فرآیندهای بادی دشت لوت محسوب می شوند.



شکل شماره ۱۱) طبقه بندی اشکال تراکمی لوت بر اساس ضریب چسبندگی؛ الف) با چسبندگی زیاد ب) با چسبندگی متوسط ج) با چسبندگی کم

بنابر این، دو نوع از تپه های ماسه ای، یکی برخانها که به صورت هلال است و گاهی در جمع کل خود جابجا می شود، و یا با حفظ شکل دانه به دانه جابجا می شود، ارتفاع و جرم کلی کمتری دارد و تحت تاثیر باد با یک جهته است و بیلان رسوبی مثبت دارد و دیگری اشکال طولی که امتداد طولی آن در بستر جریان ماسه است و به صورت یک خط حرکتی عمل می کند و تحت اثر شدت و سرعت بیشتر باد است ، ارتفاع کمی دارد، حجم کمی دارد ، و هر دو چسبندگی کمی دارند. در دشت لوت بسیار خطرناک هستند. بین این دو شکل طولی و برخانی ، اشکال برخانی خطِ بیشتری دارند. در حال حاضر که باد با سرعت و شدت زیاد در لوت جریان ندارد (مقیمی، ۱۳۸۳ و علی اکبری بیدختی،۱۳۸۵)، اشکال طولی در مقایسه با اشکال برخانی خطر کمتری دارند. بنابر این به دو سازه برخانی و اشکال طولی می پردازیم تا بتوانیم با توجه به سازه ای که دارند آنها را بهتر شناسایی کنیم.

در بررسی روند تغییرات سازه برخانها در منطقه شهداد و شرق بم از طریق مشاهده عکسهای هوایی شماره ۳۱۲۷۰ ، ۳۱۲۷۱ ، ۳۱۱۰٤ ، ۳۱۱۰۵ ، و ... و همچنین مشاهده از نزدیک طی سالهای ۷۱ و ۸٤ نشان می دهد که بازوها یا یالهای برخانها بیشتر در حال خطی شدن هستند و به عبارتی تغییرات بیشتری را در راستای انتقال رسوب از خود نشان می دهند(شکل شماره۱۲)

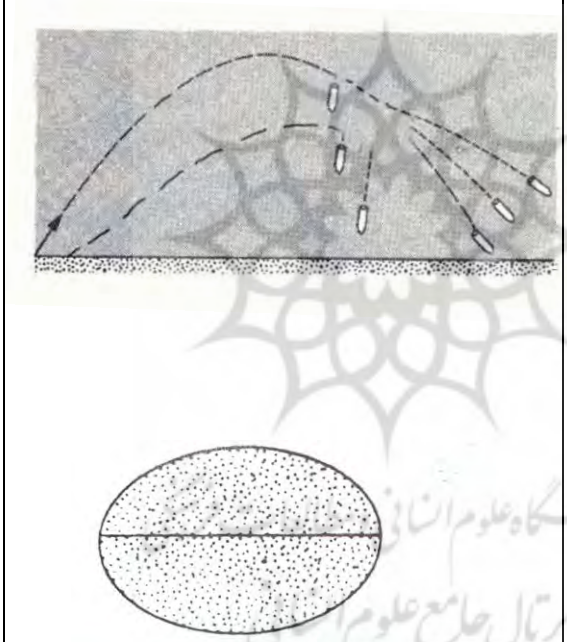
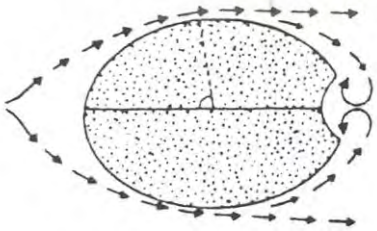
یک برخان، تپه ای هلالی شکل است که قسمت محدب آن روبروی باد و بخش مقعر آن پشت به باد است. دارای دو بازو یا یال در دو کنار است که نسبت به محور تپه متقارن است. سازه های برخانی شامل گنبد تخم مرغی شکل، سپر برخانی و بازو است . این مجموعه همیشه عمود بر باد غالب هستند و اغلب دارای بیلان مثبت هستند.

قسمت روبروی باد، محل تراکم رسوب و حمل ماسه با شیبی حدود ٦ تا ۱۵ درجه و جبهه پشت به باد دارای سطح لغزش با زاویه حدود ۲۲ تا ۳۰ درجه است . برخان دارای زیر ساخت مسطح و در مقایسه با قطر ذرات در مجموعه برخان ، زیر ساخت دارای قطری بزرگتر است. به نحوی که با سرعت باد کم ،زیرساخت غیر قابل حرکت است. برخان های بزرگ دشت لوت بیشتر منفرد هستند و در بعضی قسمتها مجموعه برخانهای کوچک به صورت دسته پرندگانی که در پرواز هستند زنجیره ای از برخان و در پایان تپه های عرضی ماسه ای با بیلان رسوبی مثبت را ایجاد کرده اند. دربخش جنوب شرقی کلوتهای دشت لوت انبوهی از برخانهای پیوسته مشاهده میشود. مخاطره آمیز بودن این اشکال در مرحلهٔ اول برای فضای تحت اشغال و سپس محیط پیرامون آن است. شهرهایی مانند شهداد ، بم ، نرماسیر ، نصرت آباد و سایر مناطق مسکونی حوضه جنوبی لوت در تهدید خطر حرکت برخانها قرار دارند. حتی زاهدان نیز از غبار ناشی از این حرکت مصون نخواهد بود. از طرفی فراوان ترین عناصر بادی در دشت لوت برخانها هستند ، طبق نظر محمودی جایی که بصورت متمرکز و روی هم قرار گرفته اند. ضخامت ماسه ها تا ٦۰ متر می رسد.(محمودی۱۳۸۱، ص ۵۵)

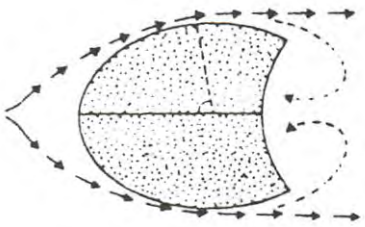
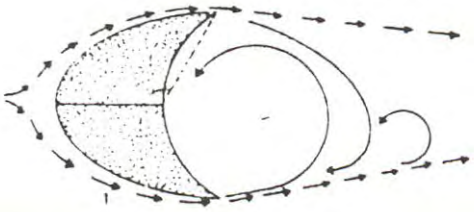
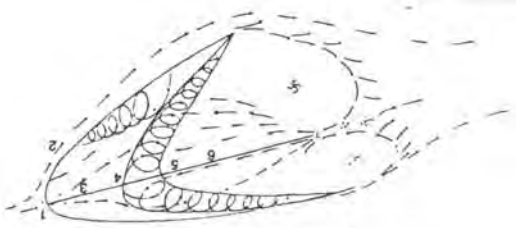
در اطراف یک برخان، حرکت هوا بسیار پیچیده است. باد به دو بخش جانبی تقسیم می شود و به این دو بخش یک جریان میانی اضافه می گردد. در بین این دو جریان بادی، آشفتگیها و جریانهای برگشتی پیچیده ای برقرار می شود. (شکل شماره۱۲)، (کوک، ۱۳۷۸). هر چه جریان برگشتی فعالتر باشد برخان به مرحله تفکیک نزدیک می شود.

در کل ، اشکال برخانی دشت لوت یک خطر بالفعل محسوب می شوند. چه یک منبع ماسه متحرک به شمار می آیند و شکل آنها به تدریج ممکن است به صورت قله های زاویه دار یا دووجهی برخانی که نشانه ای از آستانه تحرک برخان است تبدیل شود. با استناد به تصاویر ماهواره ای و عکسهای هوایی این موضوع در دشت لوت قابل مشاهده است. باید توجه داشت که سرعت جابجایی یک برخان نسبت عکس با جرم کلی آن دارد به عبارتی هرچه جرم بیشتری داشته باشد سرعت جابجایی کمتری دارد. واتسون[1] (۱۹۹۱) این قانون را چنین تصحیح کرده است. در مرحله رشد برخان سرعت جابجایی آن کم و در مرحله تخلیه سرعت جابجایی آن زیاد می شود (آندرسن، ۱۹۹۰). چون اشکال برخانی لوت از آستانه رشد گذشته اند و در مرحله آستانه ای تخلیه قرار دارند، پس می توانند سرعت جابجایی زیادی نیز داشته باشند.

شکل شماره ۱۲) روند تغییرات در سازه برخان ، منبع: قسمت(ب) ، (ج) ، (د) از منگه ۱۳۷۷ ص ۲۰٤ و قسمت (ه) از میدلتون، ۱۹۹۰ ، آندرسن، ۱۹۹۰ و کوک، ۱۳۷۸ اقتباس کرده است.(با تغییرات).

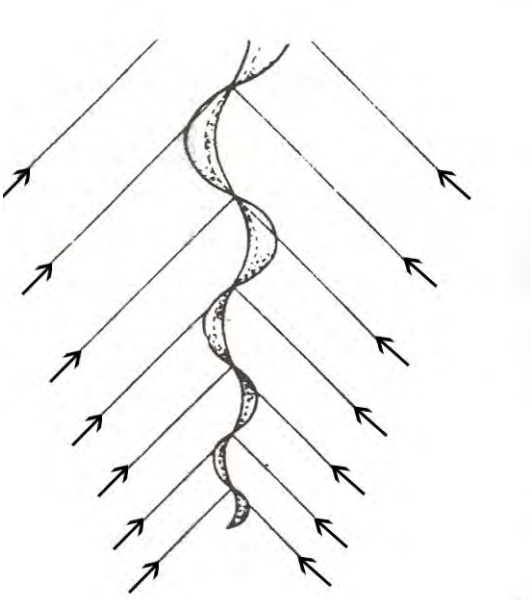
مرحله	شکل	وضعیت
الف) ابتدا یک رودباد کوچک مواد معلق خود را در یک نقطه محدود به جای می گذارد و تشکیل یک تپه کوچک را می دهد. تپه با سرعت باد هایی که در مرحله بعد می وزد شکل بیضوی به خود می‌گیرد.		مرحله اول تشکیل
ب) بخشی از جریان باد ، از روی تپه و بخشی دیگر که با شتاب بیشتری نیز همراه است از پهلو عبور می کنند و حمل ماسه، مانع رشد ارتفاعی تپه می‌شود و یالهای اولیه تشکیل می شود.		مرحله رشد

1. Watson

ج)روند قبلی به تدریج با خروج ماسه از تپه و تشکیل برخان ادامه می یابد.		
د) برخان بطور کامل تشکیل می شود.		مرحله تکمیل
ه) یالهای برخان شکل خطی به خود می گیرد و بخش میانه برخان به تدریج ضعیفتر و کم ضخامت تر می گردد تا جایی که انفصال بین دو یال کاملا قابل مشاهده است. در چنین مرحله ای برخان به دو رشته خطی منفرد تقسیم می شود. شماره های مندرج در شکل،مراحل مختلف تفکیک را نشان می دهد.		مرحله تفکیک

روند تغییرات سازه های طولی بعد از تغییرات برخانها است. تپه‌های طولی، موازی جهت باد بوده و ساختاری در حال تخریب با بیلان رسوبی منفی از خود نشان می دهند. و باید تحت تاثیر باد با سرعت و شدت زیادتری در مقایسه با برخانها قرار داشته باشند تا ناپایدار باشند.

تپه‌های ماسه‌ای طولی تپه‌هایی هستند که در رژیم بادی دو جهتی ظاهر می‌شوند(شکل شماره ۱۳) و یا تحت اثر بادی قرار دارند که در برخورد با یک مانع است و رژیم یک جهتی باد را به دو شاخه تقسیم و در محل تلاقی بعدی آنها، تپه ماسه‌ای طولی ایجاد می‌شود. این تپه‌ها، نسبت به دو باد غالب مایل می‌شود.سازه این تپه‌ها در دشت لوت به سه شکل ظاهر شده‌اند. ۱ـ تپه‌های طولی ماسه‌ای با دامنه متقارن ۲ـ تپه‌های طولی با دامنه نامتقارن. ۳ـ تپه‌های سینوسی که نوع طولی آنها دهها کیلومتر کشیدگی دارد. طبق نظر محمودی (۱۳۸۱) تپه های طولی شکل برتر دیگر دشت لوت است که وسعت زیادی دارد، گاهی متراکم و متصل و گاهی بصورت رشته های منفردند و دشتهای ریگی بین این تپه های منفرد شکل گرفته اند(محمودی ، ۱۳۸۱ ، ص ۵۵) در عین حال سازه تپه های طولی شامل دامنه های با تقارن مختلف ، زاویه دار و در جهت باد غالب امتداد دارند. و فراوانی آنها معلول وضعیت پیوند و تخریب فراوان برخانها است. از این رو در مرحله اولیه و رشد آنها بعد از تغییر برخانها صورت می گیرد و با باد قوی تری نسبت به باد موثر بر برخانها جابجا می شوند.



شکل شماره ۱۳ـ جهت باد مایل بر تپه های طولی (منبع: مونیک، منگه، ص۲۰۵)

طول رشته های طولی بهم پیوسته تا ۳۵ کیلومتر نیز می رسد. بیشتر تپه های طولی در عرض تقریبا یک کیلومتری مشاهده می شوند. این تپه ها دارای قله های سینوسی هستند که در جهت باد برتر زاویه دارند. تناوب بادهای غالب و بادهای مورب فصلی در شکل دهی و معماری سطحی این تپه ها نقش مهمی دارند. این تپه ها به طور مشخص از بادهای شمال غربی (تابستانی) و جنوب غربی (زمستانی) تاثیر می پذیرند. در حال حاضر بعد از برخانها دارای ناپایداری زیادی هستند. سایر اشکال تراکمی بادی دشت لوت در حال حاضر و با توجه به معیارهای مورد نظر خطر آفرینی ندارند و یا ناپایداری بیشتری را در بر دارند.

نتیجه:

در دشت لوت اشکال ماسه ای تراکمی مختلفی قابل مشاهده است. ضریب ناپایداریاین اشکال براساس فعالیت و تغییراتی که دارند، نوع شکل، جهت آنها، بیلان رسوبی، جرم و حجم کلی ، ارتفاع و چسبندگی قابل بررسی است. پایداری آنها بسته به این که یک یا تمام ویژگیهای فوق را داشته باشند متفاوت است. از بین اشکال تراکمی موجود ، برخانها از سایر اشکال ناپایدارترند. چرا که در مقایسه با دیگر اشکال از جرم و حجم و ارتفاع کمتری برخوردارند، فراوانی بیشتری دارند ضریب چسبندگی کمتری دارند ، تحت تاثیر باد یک جهته قرار دارند و بیلان رسوبی آنها مثبت است. از طرف دیگر با باد با سرعت و شدت متوسط قابلیت تغییر زیادی دارند. بعد از برخانها اشکال طولی از ضریب ناپایداری بیشتری در مقایسه با دیگر شکلهای ماسه ای برخوردارند، علت آن است که از جرم و حجم کلی کمتری برخوردارند. ارتفاع کمتری دارند، تحت تاثیر باد دو جهته هستند از همین رو صرفاً با بادهای با سرعت و شدت متوسط قابل تغییرند، این تپه ها در حال حاضر دارای بیلان منفی هستند، دیگر اشکال تراکمی دشت لوت (ستاره ای یا هرمهای ماسه ای(chourds)، دراآ ، تپه های عرضی) هیچ نوع ناپایداری ندارند و از بیشترین جرم کلی و ارتفاع، کشیدگی و عرض برخوردارند، برای تغییر نیازمند باد با سرعت و شدت بسیار

زیادند. که در حال حاضر با توجه به داده های بادنگاری ایستگاههای اطراف چنین بادهایی مشاهده نمی شوند. بادهای با سرعت متوسط صرفاً معماری سطحی آنها را تغییر می دهد. در نتیجه جهت تثبیت و محافظت از اشکال به منظور جلوگیری از خطر ناپایداری ابتدا باید برخانها را در اولویت تثبیت قرار دهیم، سپس تپه های طولی را.

تقدیر:

از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران که طرح پژوهشی شماره ٤١٠٧٠٢٢/٠١/٠٢ را حمایت مالی کردند و همچنین مدیر مسئول، سردبیر و هیأت تحریریه محترم مجله سرزمین که چاپ مقاله را تأیید کردند،تشکر و قدردانی دارم.

منابع

۱- آر، یو، کوک(۱۳۷۸)، ژئومورفولوژی و مدیریت محیط، ترجمه مرحوم شاپور گودرزی نژاد، انتشارات سمت، جلد دوم.

۲- احمدی حسن،(۱۳۷۷) ژئومورفولوژی کاربردی، جلد ۲، انتشارات دانشگاه تهران،

۳- بیدختی علی اکبر و نرگس برومند، (۱۳۸۵) مطالعه ای بر بادهای گپ منطقهٔ دشت لوت، مجله بیابان،جلد ۱۱، شماره یک.

٤- رابرت رزینگ، دیوید هالیدی، کنت اس، کرین،(۱۳۸۱) مبانی فیزیک (جلد ۱)، ترجمه جلال الدین پاشایی راد، محمد خرمی، محمدرضا بهاری، مرکز نشر دانشگاهی.

٥- علوی پناه، سید کاظم و حسن احمد و چقی بایرام کمکی ،(۱۳۸۳) مطالعه رخساره های ژئومورفولوژی منطقه یاردانگ بیابان لوت بر اساس تفسیر واحدهای فوتومورفیک تصاویر ماهواره ای TM ، مجله منابع طبیعی ایران ، جلد ٥٧ ، شماره یک.

٦- کردوانی ، پرویز ، (۱۳٥٤)شهداد تا ده سلم ، موسسه جغرافیا، نشریه شماره ۱۲

۷- کردوانی ،پرویز،(۱۳۸۱) مراتع (مسایل و راه حل های آن)، انتشارات دانشگاه تهران.

۸- کردوانی ،پرویز ، (۱۳٥۹) مطالعاتی در مورد اثرات انسان و عوامل طبیعی در پیشروی بیابان لوت مرکز تحقیقات مناطق کویری و بیابانی ایران، نشریه شماره ۲۲.

۹- کردوانی ،پرویز ،(۱۳٥٤) نمونه ای از اثر باد در بیابان لوت ، مجموعه گزارشهای دومین کنفرانس بررسی حفاظت خاک و آبخیزداری ، سازمان جنگلها و مراتع کشور .

۱۰- محمودی فرج ا... ،(۱۳۸۱) پراکندگی جغرافیایی ریگزارهای مهم ایران، انتشارات مؤسسه تحقیقات جنگلها و مراتع ایران.

۱۱- محمودی فرج الله ،(۱۳٥۰) چند گفتار درباره مسایل طبیعی دشت لوت ، نشریه شماره ۷ ، موسسه جغرافیا ، دانشگاه تهران.

۱۲- محمودی فرج الله ،(۱۳٥۲) بهسازی محیط در چالهٔ لوت ، مجله محیط شناسی ، شماره ٥ .

۱۳- مشهدی ناصر، فرشاد امیراصلانی و مجید کریم پورریحان،(۱۳۸٥) مطالعهٔ مورفولوژی تپه های ماسه ای ارگ خارتوران، مجله بیابان، جلد۱۱، شماره یک.

۱٤- مستوفی احمد ، لوت زنگی احمد ، (۱۳٤۸)، موسسه جغرافیا، نشریه شماره ۱ ،.

۱٥- معتمد احمد،(۱۳٦٦) رسوب شناسی، جلد ۲، انتشارات دانشگاه تهران.

١٦- معتمد احمد،(١٣٤٩) دشت لوت، نشریه تلاش ، شماره ٢٣ ،

١٧- مقیمی ابراهیم،(١٣٨٣) فرآیندهای بادی و تغییرات اشکال سطحی در دشت لوت، مجله پژوهشهای جغرافیایی، شماره ٤٩، دانشگاه تهران.

١٨- مقیمی ابراهیم،(١٣٨٥) دینامیک باد در دشت لوت، مجله بیابان، جلد١١، شماره یک .

١٩- مونیک منگه،(١٣٧٧) انسان و خشکسالی، ترجمه احمد معتمد، انتشارات دانشگاه یزد.

20- Anderson,R,S, Sorensen, M, Wiletts B.B, A review of recent progress in our understanding of Aeolian sediment transport, university of Ahrhus, Research reports, N213, 1990, 48pages.

21- Chorley,R.J. Stanley,A.sugden, E. Geomorphology, Methuen and co, Itd, London , 1984.

22- Dresch.J, Geographic des regions, presses universitaires de France, paris,1982, 278 pages.

23- Gabriel . A. The southern lut and Iranian baluchistan, The georg, journ , No 3, 102 , p103-210.

24- KLinesley , D.B, A Geomorphological and paleoclimatological study of the playas of Iran, U.S.Geological survey final scientific report, 1970.

25- Middleton,H,E, properties of soils which influence soil erosion, us Dept,Agr.Tech Bull,178,1930 and 1990.

26- Moghimi.E , Fluvial processes , wind and fans changing in the Lout plain (Dasht-Lout), Iran, Researches in geography ,university of Tehran, No 52, Summer 2005.

27- Moghimi.E, La geomorphologie et la gestion environnementale avac un appui sur le cas de dachte Lut, publie Recherche en Sciences Humaines de l'Universite de cane.(in press hand),14032 cane cedex.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی