

مطالعه شرایط محیطی دریاچه‌های پلیوال ایران با استفاده از شواهد رسوبی

(مطالعه موردی: کلوت‌های بیابان لوت)

مهران مقصودی* - دانشیار دانشگاه تهران

زهرا خان‌بابایی - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه تهران

ابوطالب محمدی - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه تهران

صدیقه محبوبی - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه تهران

مهدی بهاروند - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۰۲/۲۶ تأیید نهایی: ۱۳۹۴/۰۶/۲۲

چکیده

کلوت‌های ایران نمونه‌ای منحصر به فرد از نظر عظمت و وسعت و یکی از ناهمواری‌های ویژه مناطق بیابانی است. این کلوت‌ها هر چند در حال حاضر تحت تأثیر فرسایش یادی انتخابی است، فرایند فرسایش آبی و بادی هم‌زمان در شکل‌گیری آن‌ها دخالت دارد. در این پژوهش، پس از نمونه‌برداری از کلوتی به ارتفاع ۳۳ متر در پانزده لایه، نمونه‌های مورد نظر به آزمایشگاه منتقل شد و مورد آزمایش گرانولومتری قرار گرفت. نتایج به دست آمده در مرحله آزمایشگاهی، با نرم‌افزار GradiStat تحلیل، و جدول‌ها و نمودارهای مربوط استخراج شد. نتایج نشان داد که رسوبات در حد سیلت و رس با طبقه‌بندی افقی و نشانگر رسوبگذاری مواد دانه‌ریز معلق در آب در محیطی آرام است. همچنین، در سطح رسوب‌ها، ترک‌های گلی به همراه رسوبات تبخیری به صورت لایه‌هایی از گچ و نمک در بین لایه‌های تشکیل‌دهنده کلوت رویت شد که بیانگر تبخیر شدید دریاچه است. نتایج مورفوسکوپی نیز مؤید این مطلب است که اکثر لایه‌های مورد بررسی، دارای بافت گلی، جورشدگی خیلی بد، و کج‌شدگی مثبت است که نشان می‌دهد در هنگام رسوبگذاری کلوت، فعالیت‌های جریانی در منطقه، ناچیز و محیط کم‌انرژی بوده است.

کلیدواژه‌ها: دست لوت، کلوت، گرانولومتری، GradiStat.

مقدمه

واژه کلوت و یاردانگ را اغلب معادل هم می‌دانند. یاردانگ کلمه‌ای ترکمنی است که نخستین بار در سال ۱۹۰۳ جهانگردی سوئدی به نام هدین (۱۹۰۳) در سفر به طرف بیابان تاکلامکان^۱ واقع در غرب چین، آن را به کار برد. کلوت‌ها بسته به ساختار زمین‌شناسی و فرایندهای غالب، به اشکال گوناگون نظیر وال‌شکل، گوژپستی، یال‌دندان‌اره‌ای، مخروطی، هرمی و طولی دیده می‌شوند (هاگت، ۲۰۰۳). بیشتر محققان کلوت‌ها را محصول مشترک فرسایش آبی - بادی می‌دانند

* E-mail: maghsoud@ut.ac.ir

(محمودی، ۱۳۶۷). یاردانگ‌ها لندفرم‌های منحصر به فردی در مناطق خشک دنیا و احتمالاً در زهره و کرهٔ مریخ هستند. امروزه، با پیشرفت فناوری دورسنجی و دسترسی به تصاویر ماهواره‌ای با دقت بسیار بالا، امکان استخراج اطلاعات از آن‌ها فراهم آمده است. اطلاعات ماهواره‌ای موجود نشان می‌دهد که مگایاردانگ‌ها در آسیای مرکزی (چین)، بیابان لوت ایران، شمال عربستان سعودی، بیابان نامیبیا، بیابان لیبی در مصر، صحرای مرکزی، بیابان‌های پرو، شیلی و آرژانتین وجود دارد (احسانی، ۱۳۸۹). به‌طور کلی، مگایاردانگ‌ها روی رسوبات تبخیری، سیلت‌استون، سنداستون، شیل، لایم‌استون و گاهی حتی روی سنگ‌های کریستالی نظیر شیست و گنیس تشکیل می‌شود (گابریل، ۱۹۳۸)، در حالی که مگایاردانگ‌های مناطق عربستان جنوبی، نامیبیا و صحرای مرکزی به ترتیب روی ماسه‌سنگ‌های کامبرین، سنگ‌های آذرین دگرگونی و ماسه‌سنگ‌های پالئوزوئیک شکل گرفته است (گودی، ۱۹۹۹). مگایاردانگ‌های بیابان‌های غربی و مرکزی مصر را می‌توان روی رسوبات آبرفتی پلایا، سنگ‌آهک و رسوبات گچی پالئوسن و ائوسن مشاهده کرد (بوکز، ۲۰۰۱). مگایاردانگ‌های آمریکای جنوبی - آرژانتین برخلاف سایر مناطق روی اراضی یکپارچه و سخت آتشفشانی و بازالتی وجود دارد، در حالی که در سواحل شیلی و پرو، رس‌های الیگوسن فوقانی تا میوسن فوقانی بستر مگایاردانگ‌هاست (اینبار و ریسو، ۲۰۰۱). مگایاردانگ‌ها عوارض بسیار قدیمی و پایداری است که طی میلیون‌ها سال شکل گرفته و مطالعات اندکی در مورد تشکیل و لایه‌بندی آن‌ها انجام شده است.

آزمایش‌های تونل باد نشان‌دهنده است که در ابتدا به سرعت شکاف‌هایی روی مواد ایجاد می‌شود و تا مواد پایه (نظیر سنگ‌بستر) پیش می‌رود. بعد از این مرحله، فرم قسمت‌های مختلف یاردانگ‌ها تا رسیدن به فرم نهایی دستخوش تغییراتی می‌شود (وارد، ۱۹۸۴). صحرای نامیب و آناکاما در زمان‌های پیش از پلیستوسن و احتمالاً در میوسن یا زودتر تشکیل شده است، لذا زمان بسیار زیادی برای تشکیل مگایاردانگ‌ها سپری شده است (گودی، ۲۰۰۲).

بیابان لوت در جنوب شرقی ایران واقع شده و یکی از گرم‌ترین و خشک‌ترین بیابان‌های ایران و نمونهٔ مشخصی از بیابان‌های جهان است (درش، ۱۹۶۸). دشت لوت به‌عنوان قطب حرارتی دنیا شناخته شده است. بر مبنای گزارش انجمن ژئوفیزیک آمریکا، تاکنون دوبار در سال‌های ۲۰۰۴ و ۲۰۰۶ بالاترین درجهٔ حرارت (۶۸ و ۷۰/۷ درجهٔ سلسیوس) روی کرهٔ زمین در این مکان ثبت شده است (میلدرکسلر و همکاران، ۲۰۰۶). شارلاو^۱ برای اولین بار نظریهٔ دورهٔ مرطوب (پلوویال) پلیستوسن ایران را در مقابل نظریهٔ اقلیم سرد و خشک بوبک مطرح کرد. به نظر وی در مراحل بارانی پلیستوسن نیز مانند امروز بین ارتفاعات و چاله‌های داخلی از نظر اقلیمی تباین وجود داشته و افزایش بارش در ارتفاعات موجب پیدایش سطوح آبی در چاله‌های داخلی و بالا رفتن سطح دریاچه‌ها شده است (جداری‌عیوضی، ۱۳۸۳). معتمد (۱۳۷۰)، در بررسی‌های منطقهٔ لوت با مشاهدهٔ حفر وسیع دره‌های آبرفتی و پرشدگی آن‌ها با ماسه‌های امروزی و نیز آثار جنگل‌های مخروطی‌گز و وجود آثار باستانی در برخی مناطق بیابانی مثل لوت نتیجه گرفت که شرایط مرطوب‌تری در این مناطق حاکم بوده است. پژوهشگرانی از قبیل درش (۱۹۷۵ و ۱۹۷۱) وجود پوششی از رسوبات سنگ‌نشدۀ درهم (گراول) روی پدیمت‌ها و مخروط‌افکنه‌ها و پادگانه‌های آبرفتی متعلق به چند دوره را در مناطق پایکوهی حوضهٔ لوت ناشی از

بارندگی‌های بیشتر در خلال دوره‌های یخچالی می‌دانند که با لبریز و سرازیر شدن بیشتر آب‌های آن زمان همراه بوده است.

کلوت‌های ایران که نمونه‌ای منحصر به فرد از نظر عظمت و وسعت است، در مغرب دشت لوت مرکزی شکل گرفته است (محمودی، ۱۳۷۴). محیط مناسب برای تشکیل کلوت‌ها، اقلیم خشک همراه با باران کم و باد شدید و مداوم است. طرز تشکیل کلوت‌ها در بیابان لوت به این گونه است که در زمین‌های دارای تشکیلات ریزدانه، فرسایش آبی و بادی با هم عمل می‌کند بدین نحو که در فصول مرطوب، پس از بارندگی‌های موقتی در بیابان، آب در داخل حفره‌ها و چاله‌های کوچک انباشته می‌شود و ماده خمیرشکلی به وجود می‌آورد که پس از خشک شدن، سست می‌شود و در فصول خشک و در نتیجه بادهای غالب منطقه، حفره‌ها و چاله‌ها به تدریج بزرگ‌تر می‌شود و بریدگی‌های طولی تشکیل می‌دهد که به تدریج در نتیجه عوامل فرسایشی اشکالی شبیه کلوت‌ها ایجاد می‌کند (احمدی، ۱۳۸۷).

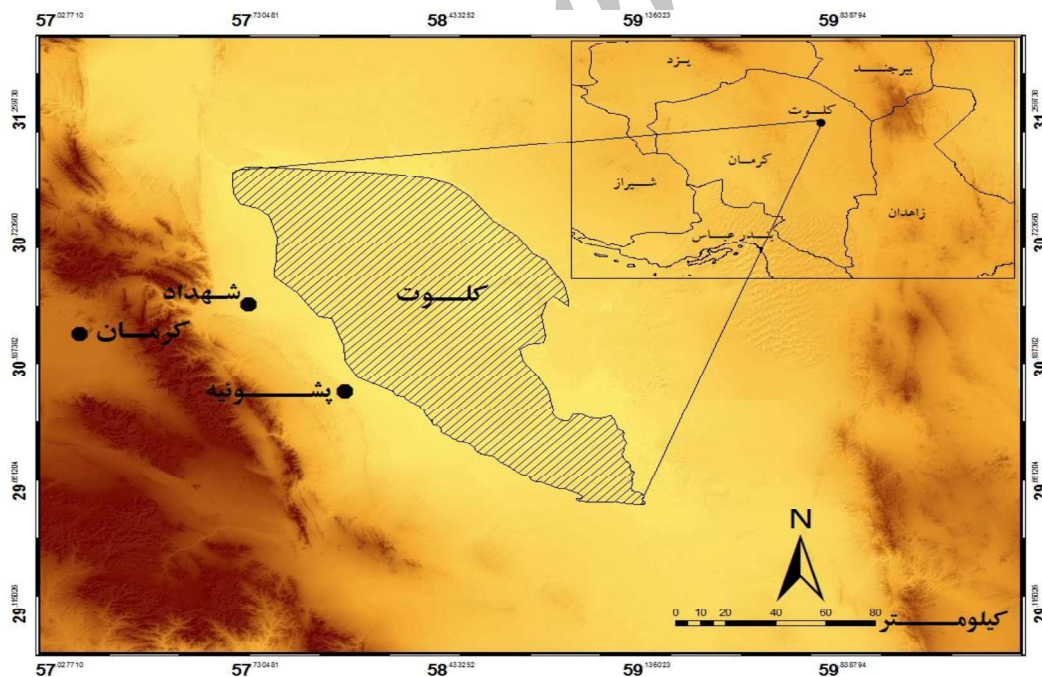
قسمت اعظم دامنه‌ها در سطحی وسیع از قشری گلی به ضخامت چند سانتی‌متر تا حداکثر ۱۰ سانتی‌متر پوشیده شده است. محققان پوشش گلی را یادگار دوره بارانی در لوت و وجود آن‌ها را نشان‌دهنده عدم فعالیت فرسایش آب بر سطح کلوت‌ها در حال حاضر می‌دانند. در حالی که آثار جریان‌های متمرکز دوره‌های مرطوب گذشته بر سطح توده‌های گلی پشته کلوت‌ها به صورت شیپ‌های متعدد و موازی هم، شبیه بلند هنوز باقی مانده‌اند (محمودی، ۱۳۶۷). این اشکال به‌طور کلی، در رسوبات تخریبی همراه با ترکیبات گچ و نمک نئوژن ایجاد شده است. عقیده غالب بر این است که وجود آب موجب انعقاد کلوئیدها و مواد رسی به صورت لایه‌های گل‌مانند می‌شود و این عمل به دلیل وجود املاح محلول جدایی و حرکت آن‌ها را با باد تسهیل می‌کند. این اشکال در جهت باد غالب منطقه، شمال-شمال غربی، جنوب-جنوب شرقی شکل گرفته است (علائی طالقانی، ۱۳۸۴). اولین مطلب رسمی که جغرافیدانان ایرانی در مورد لوت به چاپ رسانده‌اند، گزارش کلی اولین سفر تحقیقاتی در دشت لوت در سال ۱۳۴۷ است، که به همراهی گروهی از دانشمندان فرانسوی به داخل لوت سفر کردند و تحقیقاتی صورت دادند. قبل از آن، استراتیل زوتر^۱ در ۱۹۵۲ و ۱۹۵۶ اطراف لوت را بررسی کرد و از داخل آن اطلاعاتی ارائه نکرد.

مشهدی و همکاران (۱۳۸۱) در مقاله‌ای با عنوان «مطالعه ژئومورفولوژی یاردانگ‌های لوت» به این موضوع اشاره دارند که در منطقه کلوت‌ها دو لندفرم کاملاً مجزا وجود دارد: یکی پشته‌ها و دیگری راهروها. چهره پشته‌ها عمدتاً تحت تأثیر دو نوع فرسایش آبی و بادی است، به طوری که آثار فرسایش آبی به صورت فرسایش شیبی و آبراه‌ای در دامنه پشته‌ها و آثار فرسایش بادی به صورت بادکنندگی در بخش قاعده آن‌ها دیده می‌شود. علوی‌پناه (۱۳۸۳) کلوت‌های بیابان لوت را از نظر منابع آب و رطوبت با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای بررسی کرد. مهرشاهی و نکونام (۱۳۸۸) در مقاله‌ای با عنوان «چهره‌های شگفت‌انگیز فرسایش بادی در بیابان‌های ایران»، به بررسی کلوت‌ها نیز پرداخته‌اند و آن‌ها را مربوط به رسوبات ریزدانه جوان مانند رس و سیلت در اثر بادبردگی ذرات سست‌تر می‌دانند. در این پژوهش بر آن شدیم تا با نمونه‌برداری از یکی از کلوت‌های بلند در بیابان لوت و انجام آزمایش‌های رسوب‌شناسی و گرانولومتری بر روی آن، ویژگی‌های رسوبی کلوت‌ها و دریاچه‌های پلویال ایران را بررسی کنیم.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

دشت لوت چاله‌ای ساختمانی و نامتقارن و به صورت گودی بیضی‌شکل وسیعی با امتداد شمالی- جنوبی است. حد شمالی آن به ارتفاعات بجنورد و محور رود شور نای‌بند محدود می‌شود. در سمت جنوب هم به سدی کوهستانی محدود می‌شود که بلندترین قسمت آن کوه بزمان (آتشفشانی به ارتفاع ۳۴۹۰ متر) است (مقصودی، ۱۳۸۳ برگرفته از محمودی، ۱۳۵۰). حوضه آبریز لوت، بخش‌هایی از استان‌های خراسان جنوبی، سیستان و بلوچستان و کرمان را در جنوب شرقی ایران دربرمی‌گیرد (شکل ۱). کلوت‌ها وسعتی معادل ۱۰۰۰۰ کیلومتر مربع و به عرض حدود ۷۰ کیلومتر و طول تقریبی ۱۵۰ کیلومتر، از دشت غربی لوت را می‌پوشاند. عمق دالان‌های بین کلوت‌ها به طور متوسط حدود ۱۰ متر و گاهی تا ۸۰ متر و عرض هر یک بین چندین ۱۰ متر و گاهی تا چندین ۱۰۰ متر می‌رسد (عالایی طالقانی، ۱۳۸۴). دشت لوت شامل تپه‌های ماسه‌ای است، در حالی که غرب آن را مگایاردانگ‌های بسیار زیبا و بی‌نظیری به وسعت ۶۴۸۱ کیلومتر مربع پوشانده است که روی رسوبات رسی- سیلتی پلیستوسن (تشکیلات لوت) با ضخامت تقریبی ۱۳۵-۲۰۰ متر قرار گرفته است (کرینسلی، ۱۹۷۰؛ بربریان و همکاران، ۲۰۰۱).



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه

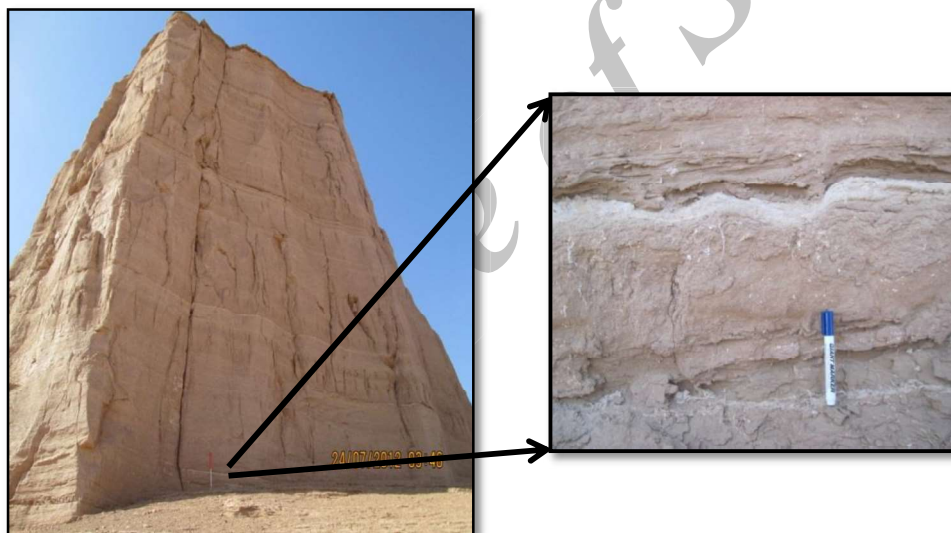
روش تحقیق

این پژوهش در چند مرحله انجام شده است:

استفاده از اسناد و منابع کتابخانه‌ای. این بخش شامل تقریباً تمام منابع نوشتاری از قبیل کتاب‌ها، مقالات فارسی و انگلیسی و پایان‌نامه‌ها می‌شود که طی مراحل مختلف تحقیق استفاده شده است.

استفاده از داده‌های تصویری. در این مرحله از تمامی نقشه‌ها و عکس‌های هوایی مربوط به منطقه، همچنین تصاویر Google Earth و نرم‌افزار Arc GIS استفاده شد.

بازدید و برداشت میدانی از کلوته‌ها در دشت لوت. ابتدا ضمن انجام پیمایش میدانی در منطقه و بررسی بصری کلوته‌ها، یکی از بلند کلوته‌های منطقه به منظور نمونه‌برداری انتخاب شد. پس از ثبت موقعیت دقیق کلوته، با استفاده از GPS، نمونه‌گیری از کلوته مورد نظر از طریق بالارفتن یکی از دانشجویان از لایه‌های پله‌مانند کلوته در ارتفاعات مختلف انجام گرفت (شکل ۲). با توجه به حالت ماریچی و پله‌مانند کلوته مسیر دسترسی تقریباً تا بالای ترانشه در دسترس بود و از نزدیک مطالعه شد. پس از تفکیک لایه‌های کلوته به پانزده لایه متمایز و اندازه‌گیری ارتفاع لایه‌ها، از هر کدام به میزان مورد نیاز نمونه برداشته شد. نمونه‌ها در پاکت مخصوص نمونه‌گیری و با شماره و نام مشخص جمع‌آوری و به آزمایشگاه ژئومورفولوژی منتقل شد.



شکل ۲. کلوته مورد مطالعه در شرق شهداد (عکس از نگارندگان)

کارهای آزمایشگاهی. نمونه‌های برداشت شده در آزمایشگاه ژئومورفولوژی کوبیده و با دستگاه شیکر^۱ الک و نمونه‌های زیر ۶۳ میکرون به میزان ۱۰ گرم جدا شد. در آزمایش گرانولومتری به روش پیپت و استوانه مدرج استفاده شده است. نمونه‌برداری در زمان‌های مشخص و در اعماق معین استوانه در دو روز انجام شد (هشت برداشت برای روز اول و دو برداشت برای روز دوم). نمونه‌ها در دستگاه خشک‌کن خشک و رسوب باقی‌مانده در داخل بشرها وزن شد.

استفاده از نرم‌افزار GradiStat. از این نرم‌افزار برای تجزیه و تحلیل ارقام به دست آمده از آزمایش پیپت استفاده شد. سپس، تحلیل‌های صورت‌گرفته و جدول‌ها و نمودارها از آن استخراج شد.

1. Shaker

معرفی شاخص‌های آماری به‌کاررفته در تجزیه و تحلیل‌ها

میانگین اندازه ذرات. با به‌دست آوردن درصد ذرات رس و سیلت در آزمایشگاه در پانزده لایه کلوت و وارد کردن این مقادیر در نرم‌افزار GRADISTAT، متوسط اندازه ذرات در هر لایه مشخص شد.

جورشدگی^۱. برای محاسبه جورشدگی روش‌های متعددی وجود دارد که از آن جمله می‌توان به روش ضریب جورشدگی تراسک، اندیس کودفی فرانسوی، انحراف معیار معمولی، انحراف معیار جامع یا انحراف استاندارد اشاره کرد. در اینجا جورشدگی به روش انحراف معیار جامع محاسبه شد (جدول ۱).

$$SDI = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6/6}$$

کج‌شدگی^۲. مقدار کج‌شدگی به روش‌های مختلف اندازه‌گیری می‌شود، از جمله چولگی کودفی فرانسوی، چولگی معمولی و چولگی جامع که در این پژوهش از روش چولگی جامع استفاده شده است.

$$SKI = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

کشیدگی^۳. کورتوسز عبارت است از اندازه‌گیری نوک‌تیز یا کشیدگی منحنی توزیع ذرات که از نسبت جورشدگی دنباله منحنی به جورشدگی قسمت وسط منحنی به دست آید.

$$Ku = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2/44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

نامگذاری رسوبات بر اساس اندازه دانه‌ها. با تعیین اندازه درصد ذرات با قطرهای مختلف به روش‌های تشریح‌شده می‌توان رسوب را نامگذاری کرد. یکی از روش‌های متداول برای نامگذاری رسوبات روش فولک (۱۹۵۴) است. در این زمینه دو مثلث وجود دارد که بسته به اندازه ذرات (درشت یا ریزدانه) از یکی از این دو مثلث استفاده می‌شود.

ترسیم منحنی‌های رسوبی. بعد از به‌دست آوردن قطر ذرات رسوب و درصد فراوانی ذرات، منحنی‌های رسوبی ترسیم می‌شود که در آن‌ها قطر ذره عموماً روی محور X و درصد فراوانی ذره روی محور Y نمایش داده می‌شود. منحنی‌های رسوبی به روش‌های مختلفی ترسیم می‌شود. سه روش مرسوم‌تر هیستوگرام، منحنی توزیع نرمال و روش منحنی تجمعی است (فولک ۱۹۵۴). در اینجا از روش‌های هیستوگرام و منحنی تجمعی استفاده کردیم.

ضریب کو-دو-اف (شاخص جورشدگی کرومباین). شاخص کرومباین از رابطه زیر محاسبه می‌شود که در آن ϕ_{25} اندازه ذراتی است که ۲۵ درصد رسوب را مشخص می‌کند و ϕ_{75} ۷۵ درصد قطر ذرات را نشان می‌دهد.

$$Q_{deph} = (\phi_{75} - \phi_{25}) / 2$$

1 - sorting

2 - skew

3 - kurtosis

یافته‌های پژوهش

ساختار کلوته‌ها و نحوه تشکیل و تحول آن

عامل اصلی شکل‌گیری یاردانگ‌های لوت، مسیل‌ها، جریان‌های آبی و بادهای غالب شمال‌غربی- جنوب‌شرقی است. بررسی توپوگرافی آن‌ها نشان می‌دهد که هم فرایندهای بادی و هم فرایندهای آبی در شکل‌گیری آن‌ها دخالت دارد. این توپوگرافی‌ها شامل راهروها و پشته‌های موازی با باد غالب (شمال‌غربی- جنوب‌شرقی) و بریدگی‌های موجود بین پشته‌های ممتد است که عمود بر جهت باد غالب است و باعث جداشدن پشته‌های ممتد می‌شود (شکل ۳). بنابراین، می‌توان تحول و تکامل ژئومورفولوژی این دو نوع توپوگرافی را نتیجه فرایندهای فرسایش آبی و بادی دانست. باید توجه داشت عواملی مانند وضعیت زمین‌ساخت، شیب منطقه و به‌ویژه ساختار سنگ‌شناسی از عوامل مؤثر در تشکیل یاردانگ‌هاست. رسوبات کلوته مورد مطالعه در حد سیلت و رس با طبقه‌بندی افقی و لامیناسیون و نشان‌دهنده رسوبات دانه‌ریز معلق در آب است که در محیطی آرام رسوب کرده‌اند. همچنین، در سطح رسوبات ترک‌های گلی مشاهده می‌شود که هنگام خشک‌شدن دریاچه تشکیل می‌شود و در اثر تبخیر شدید در این دریاچه‌ها، رسوبات تبخیری به‌صورت لایه‌هایی از گچ و نمک نیز در بین لایه‌های تشکیل‌دهنده کلوته رویت می‌شود که همراه با ناخالصی‌هایی از قبیل ذرات سیلت و رس است که با باد حمل شده‌اند.



شکل ۳. کلوته‌های منطقه مورد مطالعه (منبع: گوگل ارث)

نتایج حاصل از گرانولومتری

پس از انجام کارهای آزمایشگاهی روی پانزده لایه برداشت‌شده از کلوته، مؤلفه‌های گرانولومتری دانه‌ها به‌دست آمد از جمله، بافت و اندازه ذرات در اطراف میانگین، مقادیر کیفی و کمی جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی ذرات با استفاده از روابط آماری فولک و وارد (۱۹۵۷) و نرم‌افزار آماری *GRADISTAT* به دست آمد.

جدول ۱. بافت و میانگین اندازه ذرات در لایه‌های انتخاب شده

نمونه	نوع نمونه	نوع بافت	کج‌شدگی	کشیدگی	میانگین اندازه ذرات (میکرون)
لایه اول	دو منشأ با جورشدگی خیلی ضعیف	گلی	کج‌شدگی به سمت ذرات دانه‌ریز	خیلی کشیده	۲۱/۶۸
لایه دوم	چند منشأ با جورشدگی خیلی ضعیف	گلی	کج‌شدگی به سمت ذرات دانه‌ریز	کشیده	۱۸/۳۹
لایه سوم	دو منشأ با جورشدگی خیلی ضعیف	گلی	کج‌شدگی به سمت ذرات دانه‌ریز	کشیده	۱۶/۴۴
لایه چهارم	یک منشأ با جورشدگی خیلی ضعیف	گلی	کج‌شدگی به سمت ذرات خیلی دانه‌ریز	خیلی کشیده	۲۱/۴۸
لایه پنجم	دو منشأ با جورشدگی خیلی ضعیف	گلی	کج‌شدگی به سمت ذرات دانه‌ریز	خیلی کشیده	۱۸/۲۱
لایه ششم	یک منشأ با جورشدگی خیلی ضعیف	گلی	کج‌شدگی به سمت ذرات دانه‌ریز	خیلی کشیده	۲۰/۲۶
لایه هفتم	سه منشأ با جورشدگی خیلی ضعیف	گلی	کج‌شدگی به سمت ذرات خیلی دانه‌ریز	خیلی کشیده	۱۹/۱۵
لایه هشتم	دو منشأ با جورشدگی خیلی ضعیف	گلی	کج‌شدگی به سمت ذرات خیلی دانه‌ریز	خیلی کشیده	۲۲/۷۱
لایه نهم	سه منشأ با جورشدگی خیلی ضعیف	گلی	کج‌شدگی به سمت ذرات دانه‌ریز	خیلی کشیده	۱۹/۶۱
لایه دهم	یک منشأ با جورشدگی خیلی ضعیف	گلی	کج‌شدگی به سمت ذرات دانه‌ریز	خیلی کشیده	۲۰/۱۷
لایه یازدهم	سه منشأ با جورشدگی خیلی ضعیف	گلی	کج‌شدگی به سمت ذرات دانه‌ریز	کشیده	۱۵/۱۵
لایه دوازدهم	چند منشأ با جورشدگی خیلی ضعیف	گلی	کج‌شدگی به سمت ذرات دانه‌ریز	خیلی کشیده	۲۰/۳۲
لایه سیزدهم	سه منشأ با جورشدگی ضعیف	گلی	کج‌شدگی به سمت ذرات دانه‌ریز	خیلی کشیده	۲۱/۴۵
لایه چهاردهم	دو منشأ با جورشدگی خیلی ضعیف	گلی	متقارن	خیلی کشیده	۲۹
لایه پانزدهم	دو منشأ با جورشدگی ضعیف	گلی	کج‌شدگی به سمت ذرات دانه‌ریز	خیلی کشیده	۲۳/۷۱

اندازه میانگین رسوبات در لایه‌های مورد مطالعه

میانگین ذرات، به نوع منبع رسوب، نوع عامل حمل و شرایط رسوب‌گذاری بستگی دارد. این شاخص، متوسط دانه‌های رسوبی و شاخص شرایط انرژی را در لایه‌ها نشان می‌دهد. حداکثر میانگین اندازه ذرات در لایه‌های برداشت شده از کلوت برابر ۲۹ میکرون، مربوط به لایه ۱۴ و کمترین اندازه ذرات برابر با ۱۶/۴۴ میکرون مربوط به لایه ۳ است (جدول ۱). جدول ۲ تغییرات درصد اجزای تشکیل‌دهنده لایه‌ها را در رسوبات کلوت مورد مطالعه نشان می‌دهد. همان‌طور که

مشاهده می‌شود در این جدول اندازه ذرات به پنج دسته سیلت خیلی درشت، سیلت درشت، سیلت متوسط، سیلت ریزدانه، سیلت خیلی ریزدانه و رس تقسیم می‌شود. لایه ۱۴ با داشتن بیش از ۹۶ درصد در حد سیلت، درشت‌دانه‌ترین لایه و لایه ۳ با داشتن میزانی بیش از ۱۰ درصد رس، کمترین میانگین اندازه ذرات را داراست.

جورشدگی رسوبات در لایه‌های مورد مطالعه

یکنواختی یا جورشدگی بدین معناست که ذرات تشکیل دهنده رسوب تا چه میزان از نظر اندازه یکسان یا متفاوت است. همان‌طور که می‌دانیم از روی فاکتور جورشدگی می‌توان به نوع و سازوکار رسوبگذاری و ویژگی‌های جریان پی برد. بر اساس مقدار انحراف معیار در رسوبات، فولک جدولی را برای میزان جورشدگی ارائه داده است (موسوی‌حرمی، ۱۳۷۷). با توجه به نتایج آزمایشگاهی و محاسبات آماری و مقایسه با جدول ۳، به جز لایه‌های ۱۳ و ۱۵ که در رده جورشدگی بد قرار می‌گیرد، باقی لایه‌ها جورشدگی خیلی بد دارد.

جدول ۲. درصد اندازه ذرات تشکیل دهنده لایه‌ها

نمونه	درصد سیلت خیلی درشت	درصد سیلت درشت	درصد سیلت متوسط	درصد سیلت ریز	درصد سیلت خیلی ریز	درصد رس
لایه اول	۴۷/۳	۲۵	۷/۱	۸/۹	۶/۲	۵/۴
لایه دوم	۴۲/۹	۲۲/۹	۸/۶	۱۰	۴/۳	۱۱/۴
لایه سوم	۴۱/۳	۲۰/۷	۹/۱	۱۰/۸	۷/۴	۱۰/۸
لایه چهارم	۵۲/۶	۲۰/۷	۶	۶	۶	۸/۶
لایه پنجم	۴۰	۲۲/۹	۱۵/۴	۶/۹	۶/۳	۸/۶
لایه ششم	۴۴/۷	۲۶	۸/۷	۷/۳	۶/۶	۶/۷
لایه هفتم	۵۴/۴	۱۷/۶	۵/۹	۴/۴	۸/۸	۸/۸
لایه هشتم	۵۳/۸	۱۶/۹	۹/۲	۹/۲	۲/۳	۸/۵
لایه نهم	۴۲/۳	۲۸/۵	۶/۵	۸/۱	۴/۱	۱۰/۶
لایه دهم	۴۲/۳	۲۶	۱۰/۶	۹	۶/۵	۵/۷
لایه یازدهم	۳۶/۷	۲۵/۲	۷/۹	۱۰/۱	۹/۳	۱۰/۸
لایه دوازدهم	۴۵/۳	۲۴/۵	۹/۳	۵	۶/۵	۹/۴
لایه سیزدهم	۴۹/۴	۲۴/۷	۵/۹	۸/۲	۷	۴/۷
لایه چهاردهم	۵۴/۸	۲۱/۴	۷/۱	۸/۳	۴/۷	۳/۶
لایه پانزدهم	۴۸/۸	۲۶/۸	۷/۳	۸/۱	۵/۷	۳/۳

جدول ۳. جورشدگی رسوبات با استفاده از روش انحراف معیار جامع

انحراف معیار استاندارد	جورشدگی
کمتر از ۰/۳۵ فی	جورشدگی خیلی خوب
۰/۳۵-۰/۵ فی	جورشدگی خوب
۰/۵-۰/۷۱ فی	جورشدگی خوب - متوسط
۰/۷۱-۱ فی	جورشدگی متوسط
۱-۲ فی	جورشدگی ضعیف
۲-۴ فی	جورشدگی خیلی ضعیف
بیشتر از ۴ فی	جورشدگی فوق‌العاده ضعیف

کج‌شدگی رسوبات در لایه‌های مورد مطالعه

کج‌شدگی نامتقارن بودن و تمایل منحنی دانه‌بندی رسوب به سمت ذرات ریز یا درشت‌دانه است. در منحنی‌های متقارن مقدار کج‌شدگی صفر است. منحنی بعضی رسوبات به سمت چپ و مواد دانه‌ریز متمایل می‌شود که در این صورت میزان کج‌شدگی مثبت می‌شود و نشان‌دهنده رسوبگذاری در محیط آرام است. منحنی بعضی دیگر از رسوبات به سمت راست و مواد دانه‌درشت متمایل می‌شود که در این شرایط میزان کج‌شدگی منفی و نشان‌دهنده رسوبگذاری در محیط پراورزی است. فولک (۱۹۸۰) مقیاسی برای کج‌شدگی ارائه و به شرح زیر آن را طبقه‌بندی کرده است. اگر مقدار ذرات دانه‌ریز فراوان‌تر باشد، دنباله منحنی به سمت راست و کج‌شدگی مثبت است ولی اگر فراوانی ذرات دانه‌درشت بیشتر باشد، دنباله منحنی به چپ و کج‌شدگی منفی است (جدول ۴).

جدول ۴. میزان کجی (فولک، ۱۹۸۰)

نتیجه	کج‌شدگی
کج‌شدگی شدید به سمت ذرات دانه‌ریز	۱ تا ۰/۳
کج‌شدگی به سمت ذرات ریز	۰/۳ تا ۰/۱
تقریباً متقارن	۰/۱ تا ۰/۱-
کج‌شدگی به سمت ذرات دانه‌درشت	۰/۱- تا ۰/۳-
کج‌شدگی شدید به سمت ذرات دانه‌درشت	۰/۳- تا ۱-

با توجه به نتایج آنالیزهای آزمایشگاهی و آماری، ذرات در حد سیلت و رس است و انتظار می‌رود کج‌شدگی در تمامی لایه‌ها مثبت باشد. نتایج به‌دست‌آمده نشان می‌دهد که به‌جز لایه ۱۴ که میزان کج‌شدگی آن تقریباً صفر (۰/۰۹) و منحنی آن متقارن است (چرا که نسبت به لایه‌های دیگر بالاترین میانگین را در اندازه ذرات داشت) بیشتر لایه‌ها دارای کج‌شدگی مثبت به سمت ذرات دانه‌ریز و لایه‌های شماره ۴، ۷ و ۸ دارای کج‌شدگی به سمت ذرات بسیار دانه‌ریز است. اعداد به دست آمده از آنالیزهای آماری این نتیجه را تأیید می‌کند.

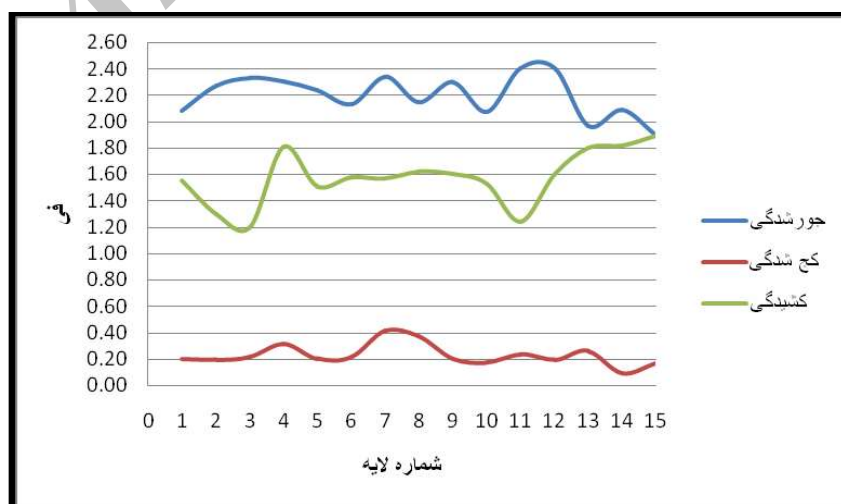
کشیدگی رسوبات در لایه‌های مورد مطالعه

کشیدگی عبارت است از اندازه‌گیری نوک تیزی یا کشیدگی منحنی توزیع ذرات که از نسبت جورشدگی دنباله منحنی به جورشدگی قسمت وسط منحنی به دست می‌آید. کشیدگی منحنی اطلاعات زیادی در رابطه با جورشدگی و اندازه دانه‌ها می‌دهد. این اطلاعات برای تعبیر و تفسیر محیط رسوبی، همچنین فرایندهای رسوبگذاری اهمیت خاصی دارد. بیشتر اختلافات در منحنی‌ها در رابطه با دنباله آن‌هاست که این خود نشان‌دهنده مقدار ذرات دانه‌ریز یا درشت در رسوبات است. فولک (۱۹۷۴) مقیاسی برای طبقه‌بندی کشیدگی منحنی‌ها به شرح زیر ارائه کرده است (جدول ۵).

جدول ۵. انواع و میزان کشیدگی (فولک ۱۹۸۰)

کشیدگی	نتیجه
کمتر از ۰/۶۷	خیلی پهن
۰/۶۷ تا ۰/۹	پهن
۰/۹ تا ۱/۱۱	متوسط
۱/۱۱ تا ۱/۵	کشیده
۱/۵ تا ۳	خیلی کشیده
بیش از ۳	فوق‌العاده کشیده

با توجه به نتایج حاصل از مطالعات آزمایشگاهی و آماری مشاهده می‌شود که به‌جز لایه‌های ۲، ۳ و ۱۱ و دارای منحنی کشیده، باقی لایه‌ها دارای منحنی بسیار کشیده است که نشان‌دهنده جورشدگی بهتر در قسمت وسط منحنی است. شکل ۴ و جدول ۶ مقادیر کمی جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی لایه‌ها را نمایش می‌دهد.



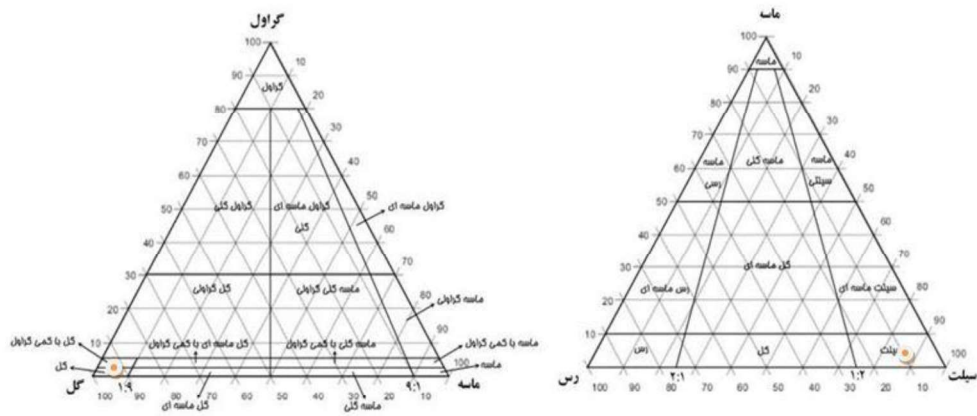
شکل ۴. نمودار مقادیر کمی جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی در لایه‌های مورد نظر

جدول ۶. مقادیر کمی جوړشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی در لایه‌های مورد نظر

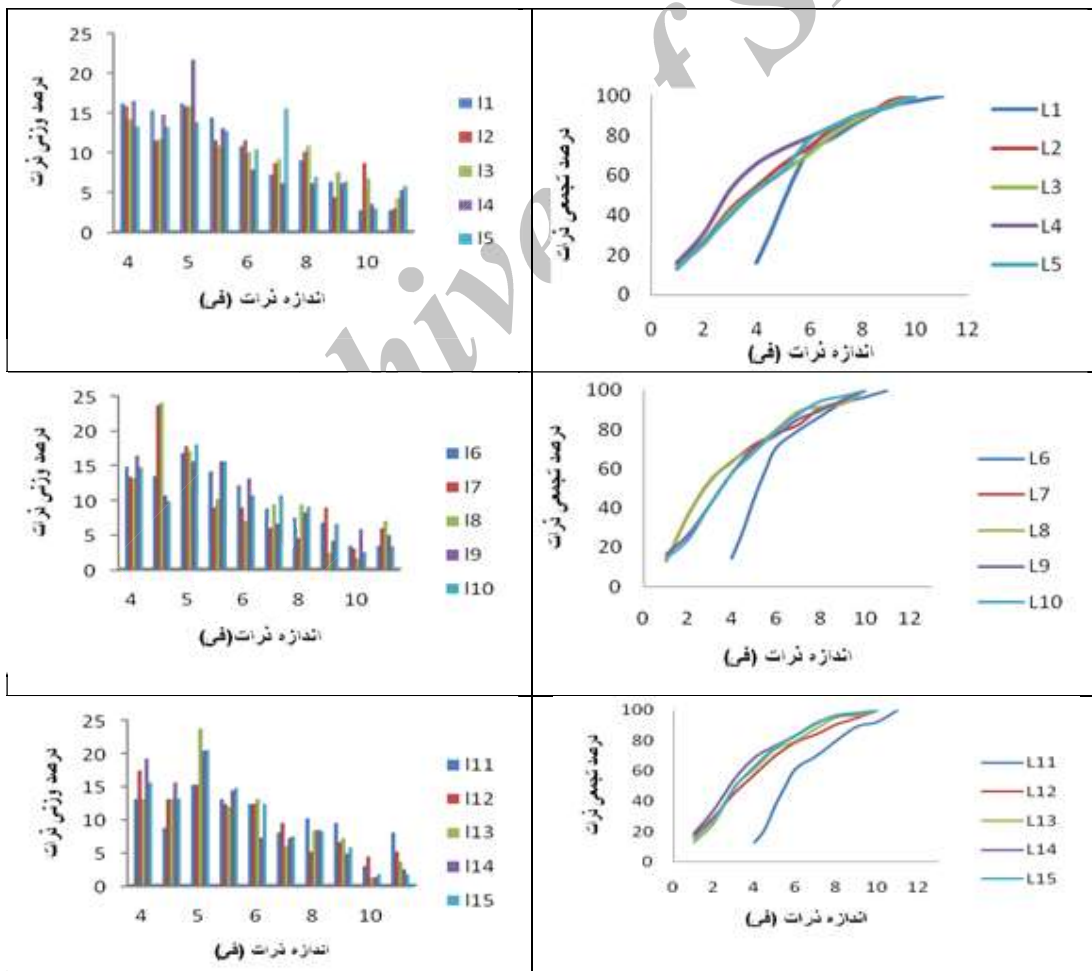
شماره لایه	ضخامت لایه (cm)	جوړشدگی	کج‌شدگی	کشیدگی
۱	۱۰۰۰	۲/۰۸	۰/۲	۱/۵۵
۲	۲۰	۲/۲۷	۰/۲	۱/۳
۳	۵۰	۲/۳۳	۰/۲۲	۱/۲
۴	۴۰	۲/۳	۰/۳۱	۱/۸۱
۵	۲۵	۲/۲۳	۰/۲	۱/۵۱
۶	۲۰۰	۲/۱۳	۰/۲۱	۱/۵۸
۷	۷۵	۲/۳۴	۰/۴۱	۱/۵۷
۸	۵۰	۲/۱۵	۰/۳۷	۱/۶۲
۹	۵۰۰	۲/۳	۰/۲	۱/۶
۱۰	۸۰	۲/۰۸	۰/۱۷	۱/۵۳
۱۱	۳۰۰	۲/۴	۰/۲۴	۱/۲۴
۱۲	۲۰	۲/۴	۰/۲	۱/۶
۱۳	۴۰۰	۱/۹۷	۰/۲۶	۱/۸
۱۴	۵۰۰	۲/۰۹	۰/۰۹	۱/۸۲
۱۵	۵۰	۱/۹	۰/۱۷	۱/۸۹

نامگذاری رسوبات کلوئ بر اساس اندازه دانه‌ها

با توجه به اینکه در اینجا اندازه رسوبات دانه‌ریز و فاقد هر گونه ذرات در اندازه گراول است، از مثلث سمت راست استفاده کرده‌ایم که در سه گوشه آن ماسه، سیلت و رس نوشته شده است. در این رسوبات ابتدا درصد ماسه در نمونه را حساب و محل آن را در مثلث مشخص کردیم. سپس، نسبت سیلت به رس یا برعکس را محاسبه می‌کنیم. در اینجا به علت اینکه ذرات فاقد ماسه و اندازه ذرات در حد رس و سیلت و تقریباً ۹۰ درصد ذرات در حد سیلت است، بافت آن گلی و نام رسوب سیلتستون است. با توجه با نتایج حاصله از آنالیزهای آزمایشگاهی و ترسیم بافت رسوب با استفاده از نرم‌افزار Gradistat بافت رسوبات به صورت زیر مشخص شد که یافته‌های ما را تأیید می‌کند (شکل ۵).



شکل ۵. نام رسوب کلوئید بر اساس ذرات تشکیل‌دهنده آن



شکل ۶. نمودارهای هیستوگرام و تجمعی مربوط به پانزده لایه مورد مطالعه

هیستوگرام و منحنی تجمعی

در شکل ۶، هیستوگرام و منحنی تجمعی پانزده لایه را در سه نمودار پنج لایه‌ای مشاهده می‌کنید. بالاترین نقطه تجمعی در هیستوگرام را نام‌نما می‌گویند. اگر هیستوگرام دارای یک مرکز تجمع باشد آن را یک‌نمایی، اگر دارای دو مرکز تجمع باشد، آن را دونمایی و اگر چندین مرکز تجمع داشته باشد آن را چندنمایی می‌نامند. مراکز تجمع دونمایی و چندنمایی نشان‌دهنده جورشدگی کم رسوبات است که در اکثر لایه‌های زیر این وضعیت مشهود است. این مسئله یا به علت تشکیل رسوبات در محیط‌های خاص است یا مواد از منشأهای مختلفی است که هر یک، ذراتی با اندازه متفاوت ایجاد کرده است (شکل ۶).

ضریب کو-دو-اف (شاخص جورشدگی کرومباین)

بررسی‌های انجام‌گرفته نشان می‌دهد که از روی این ضریب سه نوع رسوب را می‌توان مشخص کرد:

الف) اگر ضریب کو-دو-اف بین ۰/۸ تا ۱ و ۱/۵ به دست آید، نشان‌دهنده سایش کم در رسوب است.

ب) اگر ضریب کو-دو-اف بین ۰/۴ تا ۰/۷ به دست آید، نشان‌دهنده رسوب رودخانه‌ای است.

ج) اگر ضریب کو-دو-اف بین ۰/۲ تا ۰/۳ به دست آید، نشان‌دهنده سایش شدید در رسوب و احتمالاً رسوب بادی

است (احمدی، ۱۳۸۷).

ضریب کرومباین برای لایه‌های کلوت مورد مطالعه محاسبه شد. در تمامی لایه‌ها این ضریب بین ۰/۸ تا ۱/۴ بود که نشان از سایش کم رسوبات و جورشدگی بسیار ضعیف و نامنظم بودن رسوبات است که با منشأ دریاچه‌ای بودن رسوبات همخوانی دارد (جدول ۷).

جدول ۷. ضریب کرومباین در لایه‌های کلوت مورد مطالعه

لایه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵
ضریب کرومباین	۱/۰۴	۱/۳۳	۱/۴۵	۱/۰۰	۱/۱۷	۱/۰۶	۱/۱۲	۱/۱۰	۱/۱۲	۱/۰۶	۱/۴۵	۱/۱۳	۰/۸۴	۰/۸۶	۰/۸۰

تبیین شرایط محیطی دریاچه‌های پلویال (کلوت لوت) با توجه به آنالیزهای آماری

با توجه به اطلاعات داده‌شده از اندازه ذرات رسوب مشخص می‌شود که رسوبات کلوت‌های بیابان لوت عمدتاً از سیلت و سپس رس تشکیل شده است که اندازه ذرات سیلت در لایه‌های مختلف متفاوت است. ضخامت لایه‌های برداشت‌شده به همراه اندازه ذرات نشان می‌دهد که رسوب ایجادشده در شرایط مرطوب رسوب کرده است. لایه‌های سیلتی و رسی بیشترین ضخامت را در بین لایه‌ها دارد، با این تفاوت که در دوره‌ای ضخامت کم و در دوره‌ای دیگر ضخامت زیاد می‌شود. بیشترین ضخامت رسوبات سیلتی و رسی مربوط به لایه اول و حدود ۱۰۰۰ سانتی‌متر اندازه‌گیری شده است که

نشان می‌دهد تداوم ترسالی در این بازه زمانی بیش از سایر لایه‌هاست. در لایه پانزدهم با ضخامت ۵۰ سانتی‌متر، میزان رسوبات درشت‌دانه بیش از رسوبات ریزدانه تشخیص داده شد. این امر بیانگر آن است از شدت ترسالی در این بازه زمانی کاسته شده است. از مطالعه ضخامت لایه‌ها و اندازه ذرات می‌توان فهمید که هیچ تناسبی بین ذرات و ضخامت لایه‌ها وجود ندارد؛ به این معنا که شدت و وقوع ترسالی و خشک‌سالی در این دریاچه نوسان دارد و الگوی خاص ندارد. هرچند ضخامت لایه‌های برداشت‌شده در اندازه‌های مختلفی است و اختلاف ضخامت به چندین متر هم می‌رسید. همچنین، رنگ و شکل لایه‌ها اختلاف عمده‌ای با لایه‌های مجاور در زمان برداشت داشت و این تمایزها به خوبی در هنگام نمونه‌برداری قابل تشخیص بود. با این حال، نتایج به‌دست آمده از جورشدهگی و کشیدگی ذرات نشان می‌دهد که محیط رسوبگذاری علی‌رغم اختلاف‌های گفته‌شده دارای محیطی آرام به هنگام رسوبگذاری بوده و تفاوت جورشدهگی و کشیدگی لایه‌ها با یکدیگر بسیار اندک است.

با مقایسه میانگین اندازه ذرات مشخص شد لایه ۱۴ با داشتن بیش از ۹۶ درصد ذرات در اندازه سیلت، درشت‌دانه‌ترین لایه (نشان‌دهنده حداکثر انرژی محیط رسوبگذاری) و لایه ۳ با داشتن میزانی بیش از ۱۰ درصد رس، کمترین میانگین اندازه ذرات (بیانگر کمترین میزان انرژی محیط به هنگام رسوبگذاری) را داراست. از نظر فاکتور جورشدهگی مشاهده شد به‌جز لایه‌های ۱۳ و ۱۵ که در رده جورشدهگی بد قرار می‌گیرد، باقی لایه‌ها دارای جورشدهگی خیلی بد و نشان‌دهنده فعالیت‌های جریانی ناچیز و محیط کم‌انرژی است و رسوبات به بلوغ بافتی کافی نرسیده است. از طرفی، با توجه به نتایج حاصل از آنالیزهای آزمایشگاهی و آماری، ذرات در حد سیلت و رس است و انتظار می‌رود کج‌شدگی در تمامی لایه‌ها مثبت باشد. نتایج به‌دست آمده نشان می‌دهد به‌جز لایه ۱۴ که میزان کج‌شدگی آن تقریباً صفر (۰/۰۹) و منحنی آن متقارن است (چرا که نسبت به لایه‌های دیگر بالاترین میانگین را در اندازه ذرات داشت)، بیشتر لایه‌ها دارای کج‌شدگی مثبت به سمت ذرات دانه‌ریز و لایه‌های شماره ۴، ۷ و ۸ دارای کج‌شدگی به سمت ذرات بسیار دانه‌ریز است که اعداد به‌دست آمده از آنالیزهای آماری این نتیجه را تأیید می‌کند. همچنین، در سطح رسوبات ترک‌های گلی مشاهده شد که هنگام خشک‌شدن دریاچه تشکیل شده و در اثر تبخیر شدید در این دریاچه‌ها، رسوبات تبخیری به‌صورت لایه‌هایی از گچ و نمک نیز در بین لایه‌های تشکیل‌دهنده کلوت ایجاد شده است.

نتیجه‌گیری

همان‌طور که اشاره شد طرز تشکیل کلوت‌ها در بیابان لوت به این گونه است که در زمین‌های دارای تشکیلات ریزدانه، فرسایش آبی و بادی با هم عمل می‌کند، بدین نحو که در فصول مرطوب پس از بارندگی‌های موقتی در بیابان، آب در داخل حفره‌ها و چاله‌های کوچک انباشته می‌شود و ماده خمیری شکل به وجود می‌آورد که پس از خشک‌شدن سست می‌شود و در فصول خشک و در نتیجه بادهای غالب منطقه، حفره‌ها و چاله‌ها به تدریج بزرگ‌تر می‌شود و بریدگی‌های طولی تشکیل می‌دهد که به تدریج در نتیجه عوامل فرسایشی اشکالی شبیه کلوت‌ها ایجاد می‌کند. بنابراین، عامل اصلی شکل‌گیری یاردانگ‌های لوت، مسیل‌ها، جریان‌های آبی و بادهای غالب شمال‌غربی - جنوب‌شرقی است. در این پژوهش با نمونه‌گیری از یکی از کلوت‌های عظیم منطقه و اجرای آزمایش‌های گرانولومتری و تجزیه و تحلیل‌های آماری در پانزده لایه نمونه‌برداری شده به نتایج زیر دست یافتیم.

نتایج نشان می‌دهد که رسوبات کِلوت مورد مطالعه در حد سیلت و رس با طبقه‌بندی افقی و لامیناسیون است و بیانگر آن است که رسوبات دانه‌ریز معلق در آب در محیطی آرام رسوب کرده است. همچنین، در سطح رسوبات، ترک‌های گلی مشاهده شد که هنگام خشک‌شدن دریاچه و در اثر تبخیر شدید تشکیل شده است. همچنین، در این دریاچه‌ها، رسوبات تبخیری به‌صورت لایه‌هایی از گچ و نمک در بین لایه‌های تشکیل‌دهنده کِلوت رویت شد. این رسوبات همراه با ناخالصی‌هایی شامل ذرات سیلت و رس بود که با باد حمل شده است. بنابراین، شواهد نشانگر این است که در گذشته دریاچه نسبتاً کم‌عمق و محیط کم‌انرژی وجود داشته است و به تناوب تحت تأثیر شرایط تبخیری و خشک‌شدن قرار می‌گیرد. وجود لایه‌های نمک و گچ مؤید نظر فوق است. نتایج آزمایشگاهی نیز نشان می‌دهد که اکثر لایه‌های مورد نظر دارای بافت گلی، جورشدگی خیلی بد و کج‌شدگی مثبت است. دلیل این امر این است که هنگام رسوبگذاری کِلوت فعالیت‌های جریان در منطقه، ناچیز و محیط کم‌انرژی بوده است. مراکز تجمع دونه‌مایی و چندنمایی نشان‌دهنده جورشدگی کم رسوبات است که در اکثر لایه‌های زیر این وضعیت قابل مشاهده است. این مسئله یا به علت تشکیل رسوبات در محیط‌های خاص است یا مواد از منشأهای مختلفی ناشی شده است. در نتیجه هر یک، ذراتی با اندازه متفاوتی را ایجاد کرده است. با توجه به نتایج آنالیزهای آزمایشگاهی و آماری، بافت تمامی لایه‌ها در مثلث‌های فولک گلی تشخیص داده شد. ذرات تشکیل‌دهنده آن‌ها در حد سیلت و رس است و انتظار می‌رود کج‌شدگی در تمامی لایه‌ها مثبت باشد. نتایج به‌دست آمده نشان می‌دهد که بیشتر لایه‌ها دارای کج‌شدگی مثبت به سمت ذرات دانه‌ریز و بسیار دانه‌ریز است.

تقدیر و تشکر

این مقاله حاصل طرح پژوهشی شماره ۲۲۰/۸۰۵ به کارفرمایی سازمان میراث فرهنگی، صنایع دستی و گردشگری است. بدین‌وسیله از سازمان مذکور و تمام کسانی که در اجرای این پروژه همکاری داشته‌اند تقدیر و تشکر می‌شود.

منابع

- احسانی، ا.ه. (۱۳۸۹). ژئومورفومتری مگاباردانگ‌های لوت، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۷۴: ۶۳-۷۸.
- احمدی، ح. (۱۳۸۷). ژئومورفولوژی کاربردی (فرسایش آبی)، انتشارات دانشگاه تهران.
- جداری عیوضی، ج. (۱۳۸۳). ژئومورفولوژی ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور.
- علائی طالقانی، م. (۱۳۸۴). ژئومورفولوژی ایران، نشر قومس.
- علوی پناه، س.ک. (۱۳۸۳). بررسی منابع و رطوبت سطح الارض کِلوت ای بیابان لوت با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای، پژوهش‌های جغرافیایی، ۴: ۲۷۱-۲۸۰.
- محمودی، ف. (۱۳۷۴). ژئومورفولوژی دینامیک، انتشارات دانشگاه پیام نور، تهران.
- محمودی، ف. (۱۳۶۷). تحول ناهمواری‌های ایران در کوتاه‌ترین، پژوهش‌های جغرافیایی، ۲۲: ۴۳-۵.

- مشهدی، ن.؛ علوی پناه، س.ک.؛ احمدی، ح. (۱۳۸۱). مطالعه ژئومورفولوژی یاردانگ‌های لوت، مجله بیابان، جلد ۷، ۲: ۲۵-۴۳.
- معتمد، ا. (۱۳۷۰). بررسی منشأ ماسه‌های منطقه یزد- اردکان، نشریه بیابان، انتشارات مرکز تحقیقات مناطق کویری و بیابانی ایران دانشگاه تهران، ۱۶۹، ۳۰: صفحه
- مقصودی، م.؛ عمادالدین، س. (۱۳۸۳). ارزیابی ویژگی‌های ژئوتوریسمی لندفرم‌های نواحی بیابانی با تأکید بر دشت لوت، مطالعات گردشگری، ۹۵-۱۰۸: ۶.
- موسوی حرمی، رضا (۱۳۷۷). رسوب شناسی، انتشارات آستان قدس رضوی.
- مهرشاهی، د.؛ نکونام، ز. (۱۳۸۸). چهره‌های شگفت‌انگیز فرسایش بادی در بیابان‌های ایران، مجله رشد آموزش، جغرافیا، ۸۸: ۳-۷.
- Ahmadi, H. (1995). Applied Geomorphology (Water Erosion), University of Tehran.
- Alaei Taleghani, M. (2005). Iran geomorphology, Ghomes publication.
- Alavipanah, S.K. (2004). Survey the sources and surface water of Lut desert Kalut using of satellite data, geographic research, No.4.
- Berberian, M. et al. (2001). The 1998 March 14 Fandoqa Earthquake (Mw 6.6) in Kerman Province, Southeast Iran: Re-rupture of the 1981 Sirch Earthquake Fault, Triggering of Slip on Adjacent Thrusts and the Active Tectonics of the Gowk Fault Zone, *Geophysical Journal International*, 146(2): 371-398.
- Brookes, I.A. (2001). Aeolian Erosional Lineations in the Libyan Desert, Dakhla Region, Egypt, *Geomorphology*, 39(3-4): 189-209.
- Dresh, Y. (1968). Reconnaissance dans le Lut (Iran): *Bull. Assoc. Geol. Fr.*, 362-363: 3-1530.
- Ehsani, A.H.; Quiel, F. (2008). Application of Self Organizing Maps and SRTM Data to Characterize Yardangs in the Lut Desert, Iran, *Remote Sensing of Environment*, 112(7): 3284-3294.
- Ehsani, A.H. (2010). Geomorphometry of Lut Mgyardang, *research Physical Geography*, No. 74
- Folk R. L., Ward, M.C., 1957, Brazos River Bar (Texas): A Study in the Significance of Grain Size Parameters, *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 27, No. 1, PP. 3-27.
- Folk, R. L., 1980, *Petrology of Sedimentary Rocks*, Austin, Hemphill, Texas.
- Folk, R.L., 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rocks. *Journal of Geology*, 62, 344-359.
- Folk, R. L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rock*, Hemphill Publishing Company, Austin, TX
- Gabriel, A. (1938). The Southern Lut and Iranian Baluchistan, *Geographical Journal*, 92: 193-208.
- Goudie, A.S. (2002). *Great Warm Deserts of the World: Landscape and Evolution*, Oxford University Press, 480 pp.
- Goudie, A.S.; Stokes, S. (1999). Yardang Landforms from Kharga Oasis, South-western Egypt, *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände*, 116: 97-112.
- Hedin, S. (1903). *Central Asia and Tibet*, Charles Scribner and Sons, New York, 608 pp.
- Huggett, R.J. (2003). *Fundamentals of Geomorphology*, Routledge, 386 pp.
- Inbar, M. and Risso, C., 2001, Holocene Yardangs in Volcanic Terrains in the Southern Andes, Argentina, *Earth Surface Processes and Landforms*, 26: 657-666.
- Jedari Eivazi, J. (2004). *Iran geomorphology*, Payam Noor University.
- Krinsley, D.B. (1970). A Geomorphological and Palaeoclimatological Study of the Playas of Iran, U.S. Geological Survey, U.S. Government Printing Office, Contract, PROCP 700-800. US Air Force Cambridge Research. 329 pp.
- Maghsoudi, M.; Emadeddin, S. (2004). Evaluation of Geotourism characteristic of the desert region landforms with emphasis on Lut, *Tourism Studies*, No. 6
- Mahmodi, F. (2000). *Dynamic Geomorphology*, University of Payamenour Press, Tehran.
- Mahmodi, F. (1988). Iran roughness development in the Quaternary, *geographical research*, 22.
- Mashhadi, N.; Alavipanah, S.K.; Ahmadi, H. (2002). Study the Geomorphology of Lut Desert, *Desert*, 7(2).

- Mehrshahy, D.; Nekounam, Z. (2009). Wind erosion amazing figures in Iran desert, Journal of Geography Education, No. 88
- Mildrexler, D.J.; Zhao, M.; Running, S.W. (2006). Where Are the Hottest Spots on Earth? EOS, Transactions American Geophysical Union, 87(43): 461.
- Mosavi harami, R.(1999).Sedimentology,Astan Quds Razavi Press
- Motamed, A. (1991). Evaluation of the origin of sands region Yazd– Ardekan, publication desert, Research Center of Tehran University Press desert regions, No. 30.
- Ward, A.W. and Greeley, R., 1984,Evolution of the Yardangs at Rogers Lake, California Geological Society of America Bulletin, 95(7): 829-837 .

Archive of SID