

ثبت تغییرات اقلیم کواترنر پسین در پذیرفتاری مغناطیسی لس‌های آزادشهر

وحید فیضی - دانشجوی دکتری جغرافیا، اقلیم‌شناسی، دانشگاه تهران
حبیب علی‌محمدیان - استادیار گروه زمین‌شناسی (گرایش محیط مغناطیس)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
قاسم عزیزی* - دانشیار، گروه جغرافیای طبیعی، اقلیم‌شناسی، دانشگاه تهران
حسین محمدی - استاد، گروه جغرافیای طبیعی، اقلیم‌شناسی، دانشگاه تهران
علی‌اکبر شمسی‌پور - استادیار، گروه جغرافیای طبیعی، اقلیم‌شناسی، دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۱۰/۲۶ تأیید نهایی: ۱۳۹۴/۰۲/۱۶

چکیده

در این پژوهش، برش رسوبی نوده واقع در شمال شرق ایران برای بررسی وضعیت آب‌وهوایی گذشته بررسی شده است. تلفیقی از مرور سامان‌مند منابع کتابخانه‌ای و میدانی و کارهای آزمایشگاهی در این تحقیق استفاده شده است. به منظور انجام کار با بررسی‌های میدانی متوالی، محل و روش نمونه‌برداری مشخص شد. ۲۳۷ نمونه به فواصل ۱۰ سانتی‌متری از برش نوده نمونه‌برداری شد. پذیرفتاری مغناطیسی تمامی نمونه‌ها اندازه‌گیری شد و بر اساس نتایج به دست آمده از این آزمایش، نمونه‌های دارای نوسانات شدید افزایش یا کاهش میزان پذیرفتاری مغناطیسی، برای مطالعه سایر پارامترهای مغناطیسی انتخاب شد. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که میزان پذیرفتاری مغناطیسی، پسماند مغناطیسی طبیعی، پسماند مغناطیسی ایزوترمال اشباع شده و HIRM در لایه‌های لس کمتر از لایه‌های خاک دیرینه است. در مقابل، میزان S-0.3 در لایه‌های لس بیشتر از خاک‌های دیرینه است. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که برش رسوبی نوده در طول ۱۵۰ هزار سال گذشته، حدود هشت دوره آب‌وهوایی گرم و مرطوب (لایه‌های خاک دیرینه و شبه‌خاک دیرینه با میزان پذیرفتاری مغناطیسی بالا) در بین دوره‌های سرد و خشک (لایه‌های لس با میزان پذیرفتاری پایین) را تجربه کرده است.

کلیدواژه‌ها: برش رسوبی نوده، پارامترهای مغناطیسی، تغییرات اقلیم، رسوبات لس.

مقدمه

رسوبات لسی حدود ۱۰ درصد از سطح زمین را پوشش داده است و بیشتر در عرض‌های جغرافیایی ۳۰ تا ۶۰ درجه نیمکره شمالی، موسوم به کمربند لس، قرار دارد (پسی، ۱۹۹۰: ۸). در دوره‌های یخچالی میزان اختلاف فشار بین قطب و استوا افزایش پیدا می‌کند، لذا بادهای با شدت زیادی می‌وزید و این عامل باعث می‌شود تا رسوبات یخچالی به‌جای مانده به وسیله رودخانه‌ها حمل شود و در دشت‌ها به‌جای گذاشته می‌شود و با بادهای شدید تا مسافت‌های طولانی جابه‌جا شود. در نتیجه این بادهای رسوبات ریز در حد سیلت حمل می‌شود و با توجه به وضعیت توپوگرافی و شرایط مساعد رسوب می‌کند.

با به وجود آمدن شرایط اقلیمی دوره‌های بین‌یخچالی یا به عبارتی گرم و مرطوب، این رسوبات لسی نهشته شده شروع به خاکزایی می‌کند. لذا، در دوره‌های اقلیمی سرد و خشک، رسوبگذاری لس‌ها و در دوره‌های اقلیمی گرم و مرطوب فعالیت‌های خاکزایی و تشکیل خاک دیرینه صورت می‌گیرد.

رسوبات بادرفتی از قبیل لس‌ها به دلیل برخورداری از شاخص‌های اقلیم گذشته از طریق فسیل‌ها، پذیرفتاری مغناطیسی و ترکیبات شیمیایی، به طور گسترده در علوم زمین بررسی شده است (گلت و همکاران، ۱۹۹۶: ۷۶؛ جان و همکاران، ۲۰۰۱: ۹۲).

تجمع رسوبات لسی (عزیزی، ۱۳۸۳: ۲۰۱) با میان لایه‌های خاک دیرین یکی از بهترین آرشیوهای طبیعی ثبت‌کننده تغییرات آب‌وهوای گذشته، به‌ویژه کواترنری در خشکی‌هاست که برای بازسازی تغییرات اقلیمی کواترنر و تغییر و تحول ژئومورفولوژیکی به فراوانی استفاده می‌شود (دینگ و همکاران، ۱۹۹۹: ۵۰؛ گو و همکاران، ۲۰۰۲: ۱۶۱؛ کریمی و همکاران، ۱۳۹۰: ۲۴۲).

بعضی کانی‌های مغناطیسی (فری مغناطیس موادی است که مقدار بسیار زیادی پسماند مغناطیسی را در خود نگه می‌دارد و در آزمایش‌های مغناطیسی نقش اصلی را بازی می‌کند. این مواد شامل مگنتیت، پیرهوتیت، مگمیت، هماتیت، گریگیت و گتوتیت است) شدت و جهت میدان مغناطیسی دیرینه زمین را در خود ثبت می‌کند. خصوصیات فیزیکی این کانی‌ها تابع ساختمان بلوری آن‌ها، شکل و اندازه دانه، و سایر عوامل است. فرایندهای محیطی تأثیرگذار بر ذرات مغناطیسی شامل هوازدگی، دما، رطوبت، آثار حمل، و رسوبگذاری است. بنابراین، می‌توان از خصوصیات مغناطیسی برای تحلیل منشأ حوضه‌های رسوبی، بازسازی آب‌وهوای گذشته و ارزیابی آلودگی استفاده کرد (فون ارچات، ۲۰۰۱: ۱۸۵؛ مولینز، ۱۹۷۷: ۲۲۶؛ دکرز، ۱۹۹۷: ۱۶۵). پارامترهای مغناطیسی، به‌ویژه پذیرفتاری مغناطیسی، ابزاری مؤثر برای بازسازی محیط زیست و آب‌وهوای دیرین رسوبات لسی (هلرز و ایوانز، ۱۹۹۵: ۲۱۱)، رسوبات کف دریاها (راینسون و همکاران، ۱۹۹۵: ۲۲۵) و توالی رسوبات دریاچه‌ای (پک و همکاران، ۱۹۹۴: ۲۲۳؛ توونی و همکاران، ۱۹۹۴: ۵۰۴) است.

سری‌های زمانی پذیرفتاری مغناطیسی در نهشته‌های لس، با پارامترهای مدار زمین کنترل می‌شود، از جمله دوره‌های نوسان در خروج مداری، تغییر در کجی محور و تغییر جهت محور (هلر و لیو، ۱۹۸۴: ۱۲۵؛ وانگ و همکاران، ۱۹۹۰: ۱۳۲). از این‌رو، مطالعه ارتباطات نزدیک بین خواص فیزیکی چینه‌ها (از جمله پذیرفتاری مغناطیسی و اندازه دانه‌ها) و اقلیم در حال توسعه است (اسپاسوو، ۲۰۰۲: ۲۵). سری‌های زمانی پذیرفتاری مغناطیسی به‌دست‌آمده از موقعیت‌های جغرافیایی خاصی از فلات چین به شکلی گسترده با سیگنال‌های ایزوتوپ اکسیژن اقیانوسی و برآوردهای بازده انرژی طبیعی منطبق است که در پیش‌بینی‌های انجام‌شده توسط نظریه نجومی (میلانکوویچ) دوره‌های یخ را تأیید می‌کند. بررسی‌های آزمایشگاهی دقیق روی همه نمونه‌ها، همچنین، بررسی وضعیت مغناطیسی آن‌ها نشان می‌دهد که افزایش پذیرفتاری مغناطیسی مشاهده‌شده در لس و خاک‌های دیرینه هوازده در عرض‌های جغرافیایی متوسط، به طور وسیعی ناشی از حضور کانی‌های مغناطیسی است. همچنین، محققان دریافته‌اند که افزایش مقادیر گردوغبار رانده‌شده از قاره‌ها به درون اعماق اقیانوس با تشکیل لس مرتبط است و به‌موجب آن عوارض معین گسترده‌ای ناشی از عملکرد گردش جریانات اتمسفری (بادهای دیرینه) ایجاد می‌شود. امروزه، بحث درباره نحوه سازوکارهای واقعی با بررسی پذیرفتاری مغناطیسی به منزله عاملی آب‌وهوایی هنوز ادامه دارد (هلر و ایوانز، ۱۹۹۵: ۲۲۱).

هسلوپ و همکاران (۲۰۰۰)، بر اساس تجزیه و تحلیل دقیق پذیرفتاری مغناطیسی از گمانه‌ای لُسی، نتیجه گرفتند که تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی کاملاً منطبق با تغییرات آب‌وهوایی دیرینه است. آن‌ها در سال ۱۹۸۴ تشریح کردند که افزایش پذیرفتاری مغناطیسی بر اثر افزایش تراکم کانی‌های مغناطیسی ناشی از تراکم خاک همچنین کلسیم‌زدایی در آن است. از آن به بعد، پذیرفتاری مغناطیسی لُس به شکل فراگیر شاخص میزان شدت بارندگی‌های تابستانی آسیا استفاده شد (آن و همکاران، ۱۹۹۱: ۱۲۲۸).

زچ و همکاران (۲۰۰۸) به منظور ارزیابی توانایی رسوبات شبه‌لسی در بازسازی شرایط محیطی و آب‌وهوایی دوره‌های کواترنری، به مطالعه توالی‌های خاک‌های دیرین تمارا^۱ در شمال شرقی سیبری پرداختند و عنوان کردند که با استفاده از مدل‌های اقلیمی به دست آمده بر اساس پارامترهای مغناطیسی، می‌توان تغییرات اقلیمی مشاهده شده را توضیح داد. جیا و همکاران (۲۰۱۳) به بررسی تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی در کوه Tien واقع در چین پرداختند و بیان کردند که افزایش فرایندهای خاکزایی منجر به افزایش میزان ذرات فرومغناطیس می‌شود که این موضوع الگوی مناسبی از چگونگی تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی است.

در مورد مطالعات صورت گرفته روی لس‌های ایران می‌توان به موارد زیر اشاره کرد. پاشایی (۱۹۹۶) با مطالعه رسوبات لسی دوره هولوسن منطقه گرگان و دشت، به چهار دوره گرم و خشک رسوبگذاری لس اشاره کرده است که با دوره‌های گرم و مرطوب از یکدیگر جدا می‌شود. اخروی و امینی (۲۰۰۱) ویژگی‌های لس‌های حوضه آبخیز قره یکان واقع در منطقه کپه‌داغ، همچنین فرسایش پذیری آن‌ها را بررسی و سرچشمه احتمالی آن‌ها را مناطق دوردست در آسیای میانه بیان کردند. کهل و همکاران (۲۰۰۵) لس‌ها و شبه‌لس‌های منطقه تخت‌جمشید و کریمی و همکاران (۲۰۰۹) رسوبات لسی شمال شرق ایران را شناسایی و براساس سن‌یابی، سعی در تعیین تغییرات اقلیمی کرده‌اند. کهل و همکاران (۲۰۰۶)، و فریچن و همکاران (۲۰۰۹) نیز با سن‌یابی چند مقطع لس خاک قدیمی در شمال ایران، رسوبگذاری لس و تشکیل خاک در آخرین دوره یخچالی - بین‌یخچالی و همبستگی آن‌ها را با دیگر مناطق جهان بررسی کردند. در این تحقیق از سه برش رسوبی نکا، نوده و آق‌بند برای بررسی وضعیت اقلیمی گذشته در شمال ایران استفاده شده است که با مقایسه برش‌های درای کالون^۲ تاجیکستان و مند باسهارک^۳ شرایط اقلیمی مشابهی با این مناطق به دست آمد. نتایج آن‌ها نشان می‌دهد که رسوبات لس و تشکیلات خاکی شمال ایران بازتاب سیکل‌های اقلیمی مشابه توالی لس - خاک دیرینه در اروپای مرکزی، اروپای شرقی و آسیای میانه است. همچنین، رابطه نزدیکی با توالی‌های فلات لسی چین دارد.

کریمی و همکاران (۲۰۱۳) به بررسی پذیرفتاری مغناطیسی و خصوصیات مورفولوژیکی توالی لس - خاک دیرینه شمال شرق ایران پرداختند. برای این منظور برش رسوبی تپه سلام را به پنج بخش با توجه به خصوصیات مورفولوژیکی تقسیم کردند که واکنش‌های خاکزایی و شرایط محیط زیستی متفاوتی داشت و جداگانه به بررسی وضعیت اقلیم گذشته آن‌ها پرداختند. نتایج تحقیق آن‌ها نشان می‌دهد که پذیرفتاری مغناطیسی پارامتر قابل اطمینانی برای بازسازی آب‌وهوا و

1. Tumara

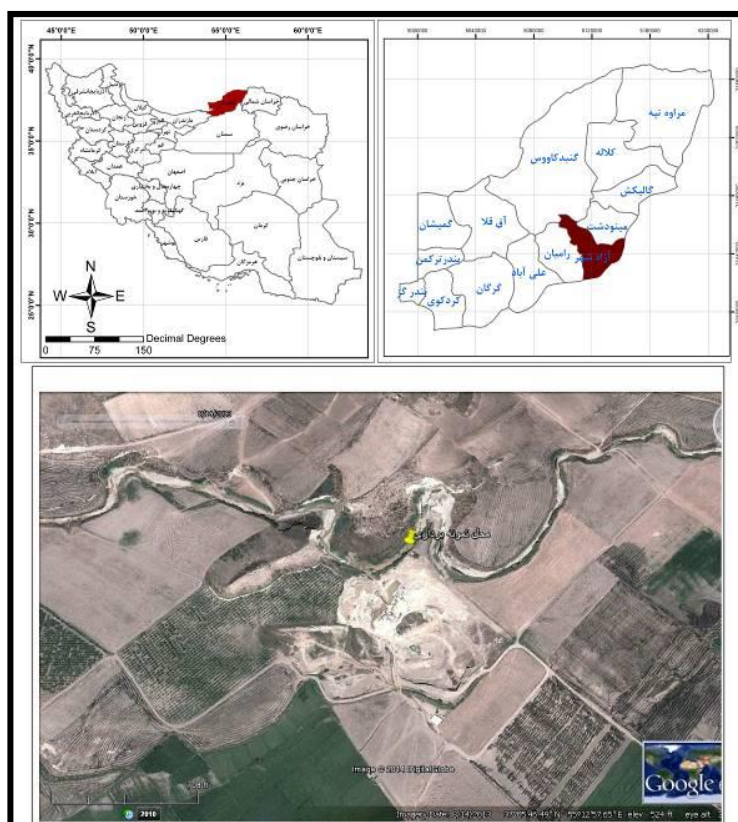
2. Darai kalon

3. Mende Basaharck

شرایط محیطی گذشته است. مهدی‌پور و همکاران (۱۳۹۲)، توالی‌های لس / خاک‌دیرینه نکا را با استفاده از روش محیط مغناطیس و ژئوشیمی بررسی کردند. ایشان با تلفیق تمامی داده‌ها و نتایج، وقوع چرخه‌های یخچالی - بین‌یخچالی و دوره‌های آب‌وهوایی کوتاه‌تر بین آن‌ها را شناسایی کردند و چگونگی تغییرات آب‌وهوایی، محیط دیرینه، زیست گیاهی و جانوری، چگونگی پیشرفت فرایندهای تشکیل خاک‌های دیرینه به همراه تأثیر کانی‌های مغناطیسی تولیدشده در این فرایندها در تشخیص شرایط اقلیمی دیرینه، همچنین چگونگی انباشت و رسوبگذاری نهشته‌های بادی را مطالعه کردند. بخش شمالی ایران به لحاظ جغرافیایی، هم‌عرض کشورهایمانند آسیای میانه و چین است و مناطق وسیعی به‌ویژه در چین با رسوبات لسی پوشیده شده است. مطالعات لس و بررسی جنبه‌های مختلف آن در ایران نسبت به مطالعات انجام‌شده در دنیا ناچیز بوده و هنوز اطلاعات فراوانی در این رسوبات نهفته است که با پژوهش‌های مناسب قابل استخراج است. لذا، در این تحقیق سعی کرده‌ایم تا با استفاده از پارامترهای مغناطیسی، به بررسی آب‌وهوای گذشته نهشته‌های لس منطقه آزاد شهر پردازیم.

منطقه مورد مطالعه

موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه در عرض شمالی $37^{\circ}05'50''$ و طول شرقی $58^{\circ}12'55''$ ، در ارتفاع ۱۶۵ متری از سطح آب‌های آزاد است. برش مورد مطالعه در نزدیکی روستای نوّده از توابع شهرستان آزادشهر و روبه‌روی دانشگاه آزاد اسلامی واحد آزادشهر قرارداد (شکل ۱).



شکل ۱. موقعیت برش رسوبی نوّده در استان گلستان

منطقه مطالعاتی در زون ساختمانی البرز (اشتوکلین، ۱۹۶۸: ۱۲۳۳) و از نظر پهنه‌های اصلی رسوبی ساختاری ایران، جزء حاشیه جنوبی خزر است. نبوی (۱۳۵۵)، از نظر ساختمانی - رسوبی، منطقه مورد مطالعه را جزء زون گرگان - رشت ذکر کرده و آن را جزء حوضه پاراتتیسی دانسته است. این زون شامل مناطقی است که در شمال گسل البرز قرار دارد و حاشیه دریای خزر را در سواحل ایران مسدود کرده و به سمت شرق با لایه‌های ضخیمی از لس پوشیده شده است. تغییرات اقلیمی دوره‌ای مانند آنچه در کوتاه‌تر رخ داده، سبب تشکیل توالی‌های لس / خاک دیرینه در دشت‌های جنوبی منطقه خزر شده است. در این توالی‌ها، افق‌های تیره‌رنگ خاک دیرینه بیانگر شرایط آب‌وهوای گرم و مرطوب است، در حالی که لایه‌های زردرنگ لس گویای آب‌وهوای سرد و خشک است. تکرار توالی‌های لس / خاک دیرینه، بیانگر تناوب حاکمیت دوره‌های سرما و گرماست. با توجه به موارد ذکر شده، بررسی تعیین مقطع نمونه‌برداری آغاز شد. پس از مطالعات و بررسی‌های فراوان، برش نوده انتخاب شد که قبلاً کهل و همکاران در سال ۲۰۰۵ و فریچن و همکاران در سال ۲۰۰۹ در بررسی مطالعات خاکشناسی استفاده کرده بودند و سن‌یابی نیز شده بود. بر اساس تحقیقات پیشین، برش نوده دارای پانزده نمونه سن‌یابی است که تحقیق حاضر را قادر می‌سازد تا با اطلاعات بهتری به بررسی تغییرات اقلیمی گذشته منطقه بپردازد.

مواد و روش‌ها

روش تحقیق حاضر، تلفیقی از مرور سامان‌مند منابع کتابخانه‌ای و میدانی و کارهای آزمایشگاهی است. در جریان بررسی کتابخانه‌ای، بررسی منابع لاتین و فارسی و جستجوی اینترنتی مقالات تحقیقی و پایان‌نامه‌های لاتین و فارسی در مجلات و سایت‌های پژوهشی خارجی و داخلی در زمینه ویژگی‌های لس‌ها، انواع، اهمیت خصوصیات و تغییرات آن‌ها و ارتباط آن‌ها با تغییرات اقلیم در دوره کوتاه‌تر پسین، شواهد این تغییرات، نحوه نمونه‌برداری، انواع آزمایش‌ها و نحوه تجزیه و تحلیل آن‌ها گردآوری شد. در روش مطالعات میدانی و کارهای آزمایشگاهی ابتدا پس از بازدیدهای میدانی متوالی، محل و روش نمونه‌برداری مشخص شد. پس از مشخص کردن محل دقیق برش رسوبی، نمونه‌برداری انجام شد. پیش از نمونه‌برداری، لایه‌های رسوبی هوازده با چکش کنار زده شد تا سطح تازه رسوبات نمایان شود. با استفاده از متر، برش مورد مطالعه به فواصل ۱۰ سانتی‌متری تقسیم شد و نمونه‌برداری صورت گرفت (گالویچ، ۲۰۱۴: ۱۱۶؛ کوین‌هانگ و همکاران، ۲۰۱۴: ۱۳۵). در مجموع ۲۳۷ نمونه ۵۰۰ گرمی از برش نوده برداشت شد (شکل ۲). روی تمامی نمونه‌ها آزمایش پذیرفتاری مغناطیسی انجام گرفت. بر اساس نتایج به‌دست‌آمده از این آزمایش، نمونه‌های دارای شدت و ضعف‌های زیاد در میزان پذیرفتاری مغناطیسی، برای بررسی وضعیت سایر پارامترهای مغناطیسی انتخاب شد. لذا، پانزده نمونه برای بررسی وضعیت سایر پارامترهای مغناطیسی در نظر گرفته شد. هر یک از آزمایش‌ها با استفاده از دستگاه‌های مغناطیس‌سنج موجود در سازمان زمین‌شناسی کشور صورت گرفت.



شکل ۲. نحوه برداشت نمونه از برش رسوبی نوده

یافته‌های پژوهش

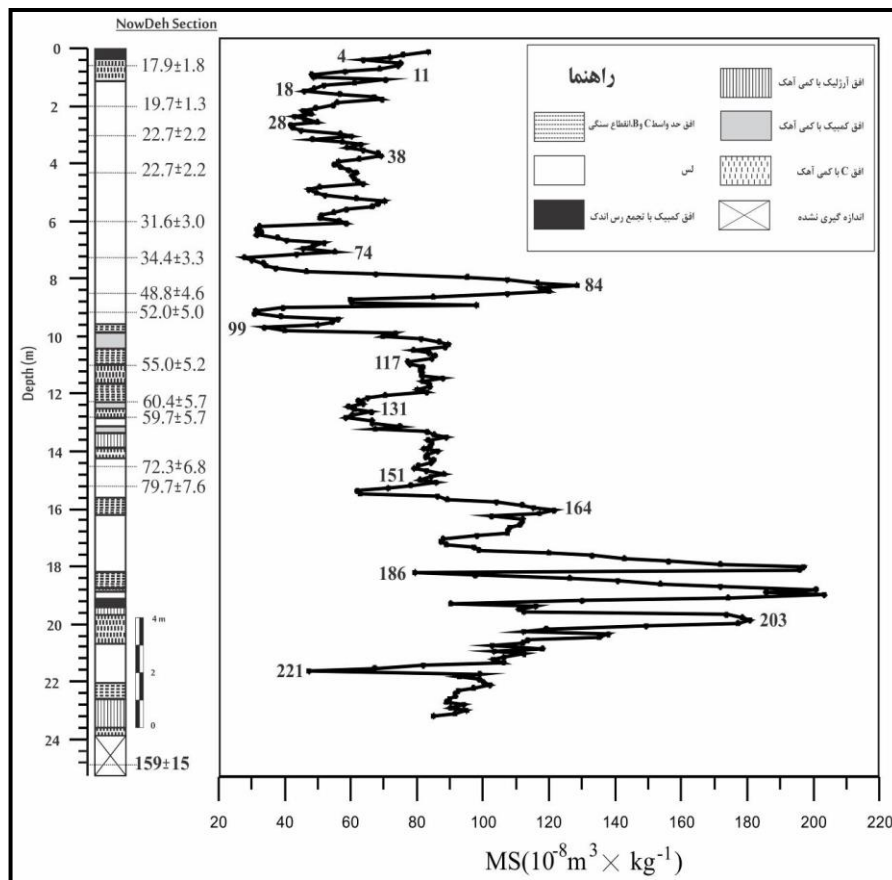
جدول ۱ مقادیر اندازه‌گیری شده پارامترهای مغناطیسی را نشان می‌دهد. باید اشاره کرد که برای پرهیز از طولانی شدن جدول، تمامی اندازه‌گیری‌های پارامتر پذیرفتاری مغناطیسی ذکر نشده است و تنها نمونه‌های مشترک با سایر پارامترها آمده است.

جدول ۱. مقادیر اندازه‌گیری شده پارامترهای مغناطیسی

S-0.3	HIRM	پسماند مغناطیسی ایزوترمال در ۳۰۰- میلی‌تسلا	پسماند مغناطیسی ایزوترمال اشباع شده	پسماند مغناطیسی طبیعی	پذیرفتاری مغناطیسی ($10^{-4} m^3 \times Kg^{-1}$)	شماره نمونه‌ها
نسبت اشباع‌شدگی در ۳۰۰ میلی‌تسلا	پسماند مغناطیس ایزوترمال کانی مغناطیسی سخت					
۰/۰۷۲۰۰۲	۷/۴۰۴۵	۶/۸۳	۷/۹۷۹	۰/۰۰۳۸۴	۶۴/۰۷۷	۴
۰/۰۶۹۴۲۸	۷/۶۴	۷/۰۷	۸/۲۱	۰/۰۰۴۸۱۶	۷۰/۸۳۲	۱۱
۰/۰۶۶۰۸۲	۷/۹۸۵	۷/۴۲	۸/۵۵	۰/۰۰۴۲۸۴	۶۹/۶۹۱	۱۸
۰/۰۸۰۰۳۲	۵/۸۰۵	۵/۳	۶/۳۱	۰/۰۰۳۱۵	۴۲/۸۹۷	۲۸
۰/۰۷۹۲۲۳	۶/۱۶	۵/۶۳	۶/۶۹	۰/۰۰۳۶۷۶	۶۹/۴۴۴	۳۸
۰/۰۶۶۷۷۹	۸/۳۱۵	۷/۷۲	۸/۹۱	۰/۰۰۳۵۶۶	۲۸/۱۷۸	۷۴
۰/۰۷۱۹۱۸	۸/۱۳	۷/۵	۸/۷۶	۰/۰۰۵۰۷	۱۲۸/۵۷	۸۴
۰/۰۷۵۷۱۴	۹/۷۰۵	۸/۹۱	۱۰/۵	۰/۰۰۸۹۷	۳۴/۲۴۱	۹۹
۰/۰۶۷۷۱۴	۸/۶۰۵	۷/۹۸	۹/۲۳	۰/۰۰۶۳۵۶	۸۸/۰۰۳	۱۱۷
۰/۰۷۵۵۴	۱۲/۸۵	۱۱/۸	۱۳/۹	۰/۰۱۳۹۲	۵۸/۸۱۲	۱۳۱
۰/۰۶۰۶۸	۹/۶۷۵	۹/۰۵	۱۰/۳	۰/۰۰۴۶۷۶	۸۸/۳۴	۱۵۱
۰/۰۶۴۴۲۳	۹/۷۳	۹/۰۶	۱۰/۴	۰/۰۰۸۲۵	۱۲۱/۷۱	۱۶۴
۰/۰۷۷۷۲۳	۷/۵۳۵	۶/۹	۸/۱۷	۰/۰۰۵۷۹۵	۷۹/۶۵۱	۱۸۶
۰/۰۶۲۹۳۷	۱۳/۴	۱۲/۵	۱۴/۳	۰/۰۱۲۷۲	۱۸۰/۷۵	۲۰۳
۰/۱۰۰۷۳۵	۶/۱۱۵	۵/۴۳	۶/۸	۰/۰۰۴۸۴۹	۴۷/۷۱۶	۲۲۱

پذیرفتاری مغناطیسی

پذیرفتاری مغناطیسی معمولاً نشان‌دهنده مقدار، غلظت و حجم کانی‌های مغناطیسی موجود در نمونه است. مقدار زیاد پذیرفتاری مغناطیسی، نشان‌دهنده حجم زیاد کانی‌های مغناطیسی است (روبرتز و همکاران، ۱۹۹۵: ۸۵؛ ماهر، ۲۰۱۱: ۹۲). تغییرات این پارامتر در برش رسوبی نوده زیاد و دامنه آن از ۲۸/۱۷۸ تا ۲۰۳/۱۳ ($10^{-8} m^3 \times kg^{-1}$) است (شکل ۳). بیشترین میزان پذیرفتاری مغناطیسی در عمق ۱۹۴۰ سانتی‌متری و کمترین آن نیز در عمق ۷۴۰ سانتی‌متری ثبت شد. تغییرات این پارامتر در عمق ۲۳/۷ تا ۲۲ متری بسیار کم است و در عمق ۲۲/۱ متری کاهش چشمگیری دیده می‌شود. پس از آن تا عمق ۲۰ متری دامنه نوسانات کمتر می‌شود. از عمق ۲۰ متری تا ۱۶ متری نوسانات شدیدی به صورت کاهشی و افزایشی در پذیرفتاری مغناطیسی مشاهده شده است. از عمق ۱۶ متری تا حدود عمق ۱۰ متری نوسانات کاهش می‌یابد و مقدار آن بسیار کم می‌شود. به عبارت دیگر، از حدود ۸۰ هزار سال تا ۵۳ هزار سال نوسانات اقلیمی نسبت به قبل و بعد از آن کمتر بوده است. از عمق ۱۰ تا ۸ متری کاهش و به دنبال آن افزایش دیده می‌شود. در ادامه نیز هر چه به سمت خاک سطحی (راس برش) حرکت می‌کنیم، مقدار نوسانات پذیرفتاری مغناطیسی کمتر می‌شود و تنها در لایه‌های سطحی کمی این نوسانات دچار تغییر شده است.

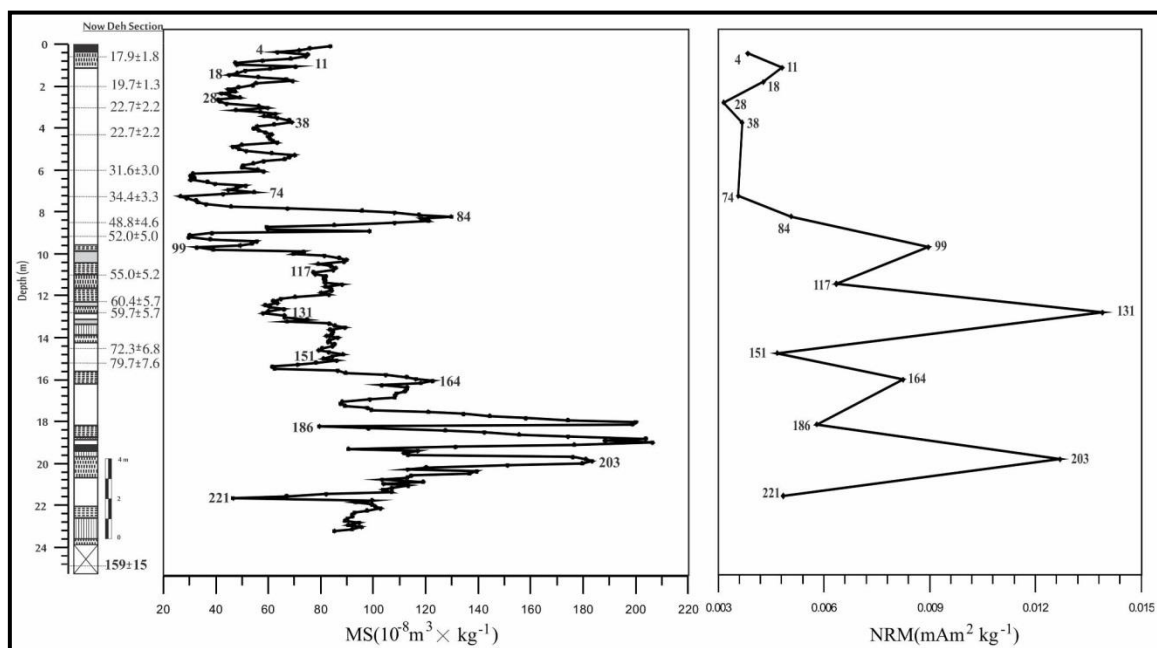


شکل ۳. تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی برش نوده در طول دوره‌های مختلف اقلیمی

تغییرات نمودار پسماند مغناطیسی طبیعی^۱ برش رسوبی نوده

به اندازه‌گیری مقدار مغناطیسی نمونه، قبل از انجام هر گونه آزمایش مغناطیسی بر روی آن، اندازه‌گیری پسماند مغناطیس طبیعی گفته می‌شود. این پسماند گویای روند تغییرات میدان مغناطیسی زمین در طول زمان زمین‌شناسی است که اثر آن روی کانی مغناطیسی ثبت شده است. بر اساس روش اندازه‌گیری‌های مغناطیسی در آزمایشگاه، مقادیر عددی این پسماند به دست می‌آید و با ترسیم شکل چگونگی تغییرات میدان مغناطیسی زمین طی زمان و در برابر ستون چینه‌ای به نمایش گذاشته شده است.

بر اساس نتایج به‌دست‌آمده مشاهده می‌شود که مقدار پسماند مغناطیسی طبیعی در برش رسوبی نوده هماهنگ با تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی بوده است. این هماهنگی به‌خصوص در عمق‌های پایین بسیار زیاد است و بیشترین مقدار ثبت‌شده این پارامتر در عمق ۱۳/۱ متری از سطح به‌وقوع پیوسته است که در مقابل افق کمبیک با کمی آهک قرارداد (شکل ۴).



شکل ۴. روند تغییرات پسماند مغناطیسی طبیعی (NRM) در توالی‌های لُس / خاک دیرینه برش رسوبات نوده

مقایسه نمودار پذیرفتاری مغناطیسی و پسماند مغناطیسی ایزوترمال اشباع‌شده^۲ (SIRM)

پسماند مغناطیسی ایزوترمال اشباع‌شده، بیشترین پسماند مغناطیسی موجود در نمونه است. به عبارت دیگر، بعد از القای میدان مغناطیسی در نمونه به نقطه‌ای می‌رسیم که با افزایش شدت میدان مغناطیسی، تغییری در مقدار مغناطیس نمونه ایجاد نمی‌شود. نقطه‌ای که در آن میزان مغناطیس نمونه به اشباع می‌رسد، پسماند مغناطیسی ایزوترمال اشباع‌شده گفته می‌شود.

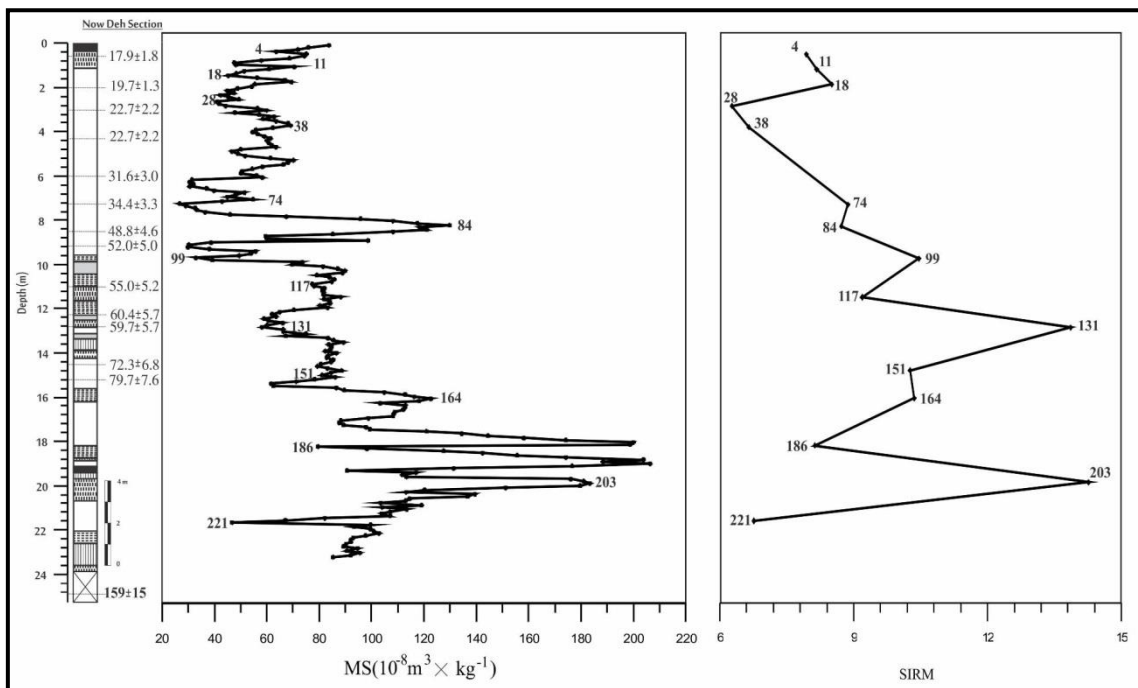
1. natural remnant magnetization

2. saturation isothermal remanence magnetism

از جمله آزمایش‌ها برای به‌اثبات رساندن حضور کانی‌های فری مغناطیسی، اندازه‌گیری پسماند مغناطیسی ایزوترمال^۱ (IRM) است (گتو و همکاران، ۲۰۱۳: ۱۳۱)، که بر اساس آن نمونه‌های مورد آزمایش را طی مراحل مختلف در معرض میدان مغناطیسی با شدت ۱۰ میلی‌تسلا تا ۲ تسلا قرار می‌دهند. بعد از اعمال هر مرحله، مغناطیس القا شده در نمونه را با دستگاه مغناطیس‌سنج اندازه‌گیری می‌کنند تا اینکه نمونه از نظر مغناطیسی به درجه اشباع برسد. معمولاً کانی‌های فری مغناطیسی نرم (مانند مگنتیت) زیر ۸۰ میلی‌تسلا به درجه اشباع می‌رسد. کاربرد این آزمایش برای تشخیص نوع کانی مغناطیسی موجود در نمونه است.

SIRM پارامتری وابسته به فراوانی نوع کانی مغناطیسی است. برای مثال، اگر مقدار کانی‌های مغناطیسی موجود بالا باشد، مقدار SIRM نیز بالا می‌رود و برعکس (گتو و همکاران، ۲۰۱۳: ۱۳۱).

با توجه به شکل ۵، تغییرات و گوناگونی در مقدار قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی و SIRM توالی‌های لس / خاک دیرینه برش رسوبات نوده، کاملاً برهم منطبق است، به طوری که هر جا مقدار قابلیت پذیرفتاری کاهش یابد، SIRM نیز کاهش می‌یابد و برعکس. بین سال‌های ۲۰ هزار تا ۵۰ هزار پیش از این، که قسمت اعظم لس بالایی در آن تشکیل شده، پذیرفتاری مغناطیسی تقریباً یکنواختی داشته است. نمودار SIRM نیز، در این حد فاصل گویای همین مسئله است.



شکل ۵. مقایسه تغییرات نمودار SIRM با تغییرات نمودار پذیرفتاری مغناطیسی در توالی‌های لس / خاک دیرینه برش رسوبات نوده

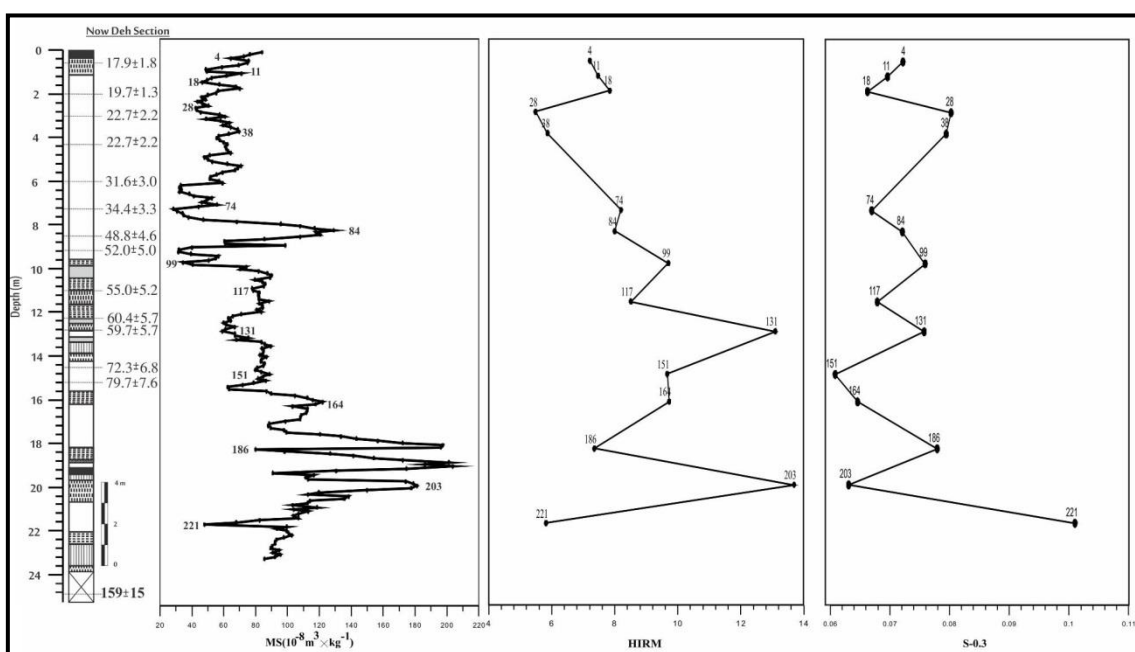
بررسی روند تغییرات نمودار Hard IRM و S_{0.3T} در توالی‌های لُس / خاک دیرینه برش رسوبات نوده

HIRM یا Hard IRM پارامتری است که از طریق فرمول زیر محاسبه می‌شود (بلومندال و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۵۵).

$$HIRM = (IRM_{(-0.3T)} + SIRM) / 2$$

در این فرمول IRM_(-0.3T) به معنای مقادیری است که از back-field IRM (جهت بررسی و مطالعه نوع کانی

عامل مغناطیس موجود در نمونه رسوبی عملیات القای میدان مغناطیسی در دو مرحله میدان مغناطیسی رفت^۱ و برگشت^۲ اندازه گیری می‌شود) در ۰/۳T محاسبه می‌شود.



شکل ۶. روند تغییرات مقادیر Hard IRM و S_{0.3} در مقایسه با روند تغییرات قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی در توالی‌های لُس / خاک دیرینه برش رسوبات نوده

این پارامتر برای اندازه‌گیری میزان فراوانی و حضور کانی‌هایی با نیروی بازدارنده قوی^۳ به کار برده می‌شود، بدین

ترتیب که با بالا رفتن نسبت فراوانی و حضور مقادیر کانی‌هایی با نیروی بازدارنده ضعیف^۴ در نمونه رسوبات، مقادیر

HIRM نیز افزایش می‌یابد (بالسام و همکاران، ۲۰۰۴: ۳۳۹).

1. forward feild
2. backward feild
3. low coercivity minerals
4. high coercivity minerals

پارامتری که مقابل این پارامتر عمل می‌کند و اندازه‌گیری مقایسه‌ای برای بیان نسبت فراوانی و حضور کانی‌های بازدارنده ضعیف به کار برده می‌شود، $S(0/3T)$ است (بلومندال و همکاران، ۱۹۹۲) و از راه فرمول زیر محاسبه می‌شود.

$$S_{(-/3T)} = \left[\left(-IRM_{-/3T} / SIRM \right) + 1 \right] / 2$$

با توجه به شکل ۶ چنین استنباط می‌شود که در هر قسمت از نمودار که مقادیر بالای $HIRM$ نشان داده شده است، میزان غلظت و فراوانی کانی‌های بازدارنده قوی، مانند ژئوتیت، مگهمیت یا هماتیت افزایش یافته است.

همچنین، با مقایسه مقادیر پایین $S(0/3T)$ (بین ۰/۰۶ تا ۰/۱۲ آمپر بر متر)، با مقادیر بالای $HIRM$ (بین ۲ تا ۵ آمپر بر متر)، می‌توان چنین استنباط کرد که نسبت فراوانی کانی‌های با نیروی بازدارنده ضعیف (از جمله مگنتیت) در خاک‌های دیرینه بسیار کمتر از نسبت فراوانی کانی‌های با نیروی بازدارنده قوی است. بر عکس، نسبت فراوانی کانی‌های با نیروی بازدارنده ضعیف در لس‌ها بیشتر از نیروی بازدارنده قوی است.

بحث و نتیجه‌گیری

نوسانات پذیرفتاری مغناطیسی در نهشته‌های لس در برش نوده برای تشخیص ارتباط بین تغییرات اقلیم و خصوصیات مغناطیسی رسوبات آزمایش شد. نتایج پذیرفتاری مغناطیسی برش نوده نشان از توالی دوره‌های سرد و خشک و گرم و مرطوب و به ترتیب در ارتباط با توالی لس - خاک دیرینه است. رسوبات لسی تحت شرایط اقلیمی سرد و خشک تشکیل می‌شود که میزان پذیرفتاری مغناطیسی کمتری دارد. در حالی که در خاک‌های دیرین با توجه به فرایندهای خاک‌زایی، میزان اکسایش افزایش می‌یابد، میزان پذیرفتاری مغناطیسی ثبت‌شده نیز افزایش می‌یابد. طبق استاندارد جهانی، برای توالی‌های لس / خاک دیرینه همیشه خاک‌های دیرینه میزان پذیرفتاری مغناطیسی بیشتری نسبت به لس‌های همجوار خود دارد (سانگ و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۲۲۸)، زیرا فرایندهای تولید خاک (که با افزایش میزان رطوبت به پیش می‌رود) سبب تشکیل کانی‌های مغناطیسی قوی از اکسیدهای آهن در خاک می‌شود، از جمله مگنتیت (Fe_3O_4)، مگهمیت (γ - Fe_2O_3) و هماتیت ($Fe_2O_3 - \alpha$). در حالی که مقادیر کانی‌های مغناطیسی نهشته‌های لس به تغییر در ذرات موجود در منبع بادرفتها وابسته است.

با توجه به شکل ۳ در برش رسوبات نوده، توالی لایه‌های قهوه‌ای تیره و روشن خاک‌های دیرینه در داخل لس‌ها فرایندهای متفاوتی از آب‌وهوا را نشان می‌دهد که بسیار شبیه دوره‌های یخچالی و بین‌یخچالی در اواسط و اواخر پلیستوسن است. خاک‌های دیرینه برش نوده نسبت به لس‌ها، پذیرفتاری مغناطیسی بالایی از خود نشان می‌دهد. این میزان در عمق‌های پایین یا قدیمی‌تر بیشتر دیده می‌شود که نشان از تغییرات زیاد آب‌وهوا در آن دوران است. در عمق حدود ۲۱ متری میزان پذیرفتاری مغناطیسی کاهش قابل توجهی می‌یابد که نشان از دوره‌ای سرد و خشک در این زمان است. همچنین، بر اساس نمودار پذیرفتاری مغناطیسی حدود هشت دوره افزایش پذیرفتاری مغناطیسی در رسوبات برش نوده دیده می‌شود که نشان از افزایش میزان دما و رطوبت است. شایان ذکر است که در هر کدام از مقاطع لسی استاندارد جهان، همیشه خاک‌های دیرینه با توجه به فرایندهای خاک‌زایی و افزایش اکسایش، دارای میزان پذیرفتاری مغناطیسی بیشتری نسبت به لایه‌های لس همجوار خود است (ماهر، ۲۰۱۱: ۱۲۸).

واحدهای لُس در دوره‌های آب‌وهوایی سرد و خشک تشکیل می‌شود و منبع کانی‌های مغناطیسی پاسخگو به آزمایش‌های محیط مغناطیسی نیز، تنها از منبع بادرفتها تأمین شده است. این در حالی است که در لایه‌های خاک دیرینه به دلیل افزایش مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی، باید علاوه بر کانی‌های مغناطیسی که از منبع بادرفتی تأمین شده است، کانی‌های مغناطیسی عمده (اکسیدهای آهن خاک) و محصولات هوازدگی رسوبات در اثر پیشرفت فرایندهای تشکیل خاک‌های دیرینه، به صورت درجا تشکیل شده باشد. مطالعات و بررسی‌های انجام‌شده روی پارامتر قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی تأییدی بر این مدعاست (ماهر، ۲۰۱۱: ۱۱۰؛ اسپاسو، ۲۰۰۲: ۱۲).

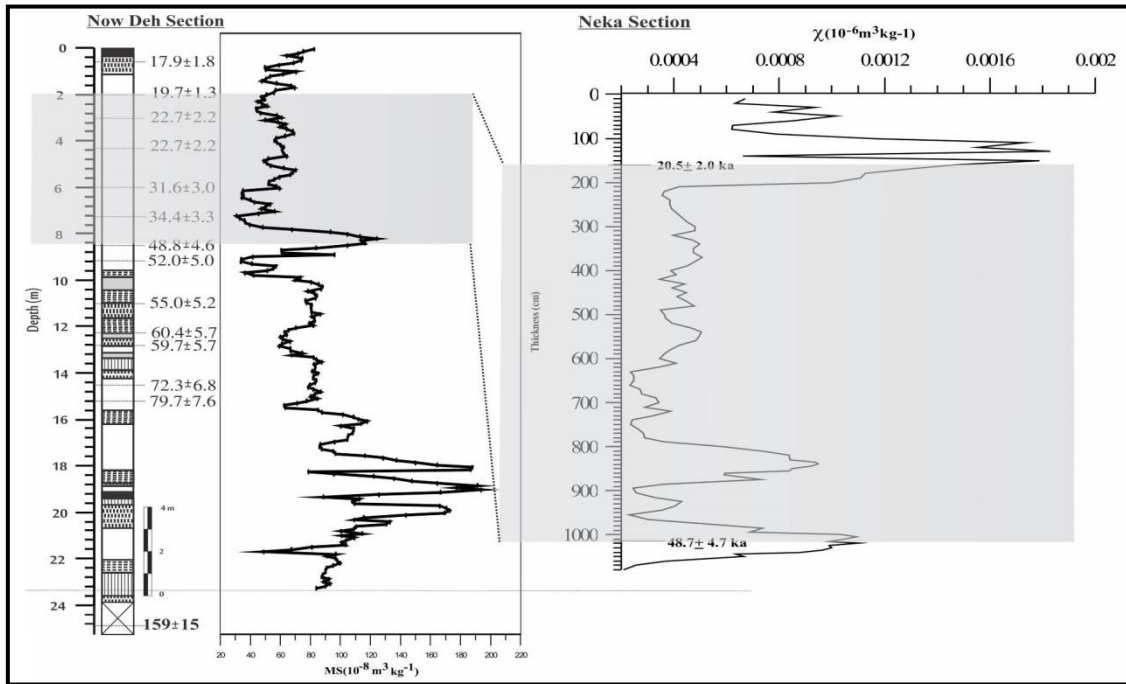
با توجه به شکل ۴، شدت میدان مغناطیسی زمین، دوره‌های سرد یخچالی (زمان نهشته‌شدن لُس‌ها) با شدت میدان مغناطیسی زمین طی دوره‌های گرم بین‌یخچالی (زمان تشکیل خاک‌های دیرینه) از یکدیگر متفاوت است. نتایج به‌دست‌آمده از پسماند مغناطیسی طبیعی نشان از کاهش آن هم‌زمان با تشکیل لس‌هاست و افزایش آن هم‌گام با تشکیل خاک‌های دیرینه است. این موضوع نشان‌دهنده ارتباط مستقیم پسماند مغناطیسی با میزان پذیرفتاری مغناطیسی است. لذا، کاهش مقدار پسماند مغناطیسی بیانگر شرایط آب‌وهوایی سرد و خشک است که همراه با رسوبگذاری نهشته‌های لس است. افزایش این پارامتر نیز شرایط آب‌وهوایی گرم و مرطوب را بیان می‌کند.

برای توجیه نوسان کم پذیرفتاری مغناطیسی و پسماند مغناطیسی اشباع‌شده طی ۲۰ تا ۵۰ هزار سال گذشته می‌توان دو احتمال را در نظر گرفت. یکی آنکه ممکن است، بر اثر دوره سرد و خشک، فرایندهای تولید خاک کاهش یافته باشد؛ و دیگری آنکه ممکن است، مقدار مگنتیت آواری ورودی به نهشته‌های لُس کاهش یافته باشد. از دیگر موارد انطباق پذیرفتاری مغناطیسی و SIRM، می‌توان به حدود ۲۰ هزار سال پیش تاکنون اشاره داشت. با توجه به تغییرات مقدار پذیرفتاری مغناطیسی لایه خاک سطحی می‌توان استدلال کرد که این دوره زمانی احتمالاً با اتمام دوره‌های آب‌وهوایی سرد و ایجاد آب‌وهوای امروزی (نسبتاً گرم و مرطوب) منطقه شمال ایران مطابقت دارد و مقدار SIRM افزایش یافته است. با توجه به اینکه نمونه‌های اندازه‌گیری برای SIRM تنها از نقاط پیک پذیرفتاری مغناطیسی انتخاب شده است، نوسانات جزئی را نشان نمی‌دهد.

همان‌طور که ضیایی و همکاران (۱۳۹۲) و الماسی و همکاران (۱۳۸۵) بیان کردند، در خاک‌های دیرینه وجود رس‌های هوازده‌ای مانند اسمکتیت در مقادیر بیشتر، رومی کولیت و کانی‌های مختلط اسمکتیت-ایلیت بیانگر شرایط مرطوب‌تر و مساعد هوازدگی در عصر بین‌یخچالی است و حضور رس‌های اولیه و بدون تحول در لس‌ها شرایط سرد و خشک یخچالی را تأیید می‌کند. در تحقیق حاضر نیز با توجه به نتایج به‌دست‌آمده این موضوع تأیید شده است. همچنین، نتایج تحقیق قازانچایی و همکاران (۱۳۸۷) در خصوص بررسی خصوصیات میکرومورفولوژیکی توالی لس-پالتوسل منطقه ناهارخوران گرگان نیز تأییدکننده نتایج این تحقیق در مورد تشکیل لس‌ها در آب‌وهوای سرد و خشک و خاک‌های دیرین در شرایط گرم و مرطوب است.

نتایج مهدی‌پور و همکاران (۱۳۹۲) در زمینه لس‌های نکا نیز نزدیکی زیادی با نتایج این تحقیق دارد (شکل ۷). آن‌ها نیز در تحقیق خود از دو روش پذیرفتاری مغناطیسی و ژئوشیمی استفاده کردند و دوره‌های اقلیمی مختلف را بر اساس این دو روش مشخص کردند. در تحقیق حاضر نیز نتایج به‌دست‌آمده همپوشانی زیادی با تحقیق مذکور دارد. چنانکه در شکل دیده می‌شود، نتایج پذیرفتاری مغناطیسی برش نوده کاملاً منطبق با برش رسوبی نکاست که مهدی‌پور

و همکاران (۱۳۹۲) به‌دست آوردند. بین ۴۸ تا ۲۰ هزار سال گذشته مشاهده می‌شود که در هر دو برش رسوبی تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی یکسان است و هر جا که این میزان افزایش یافته، دوره گرم و مرطوب همراه با تشکیل لایه خاک دیرینه بوده است.

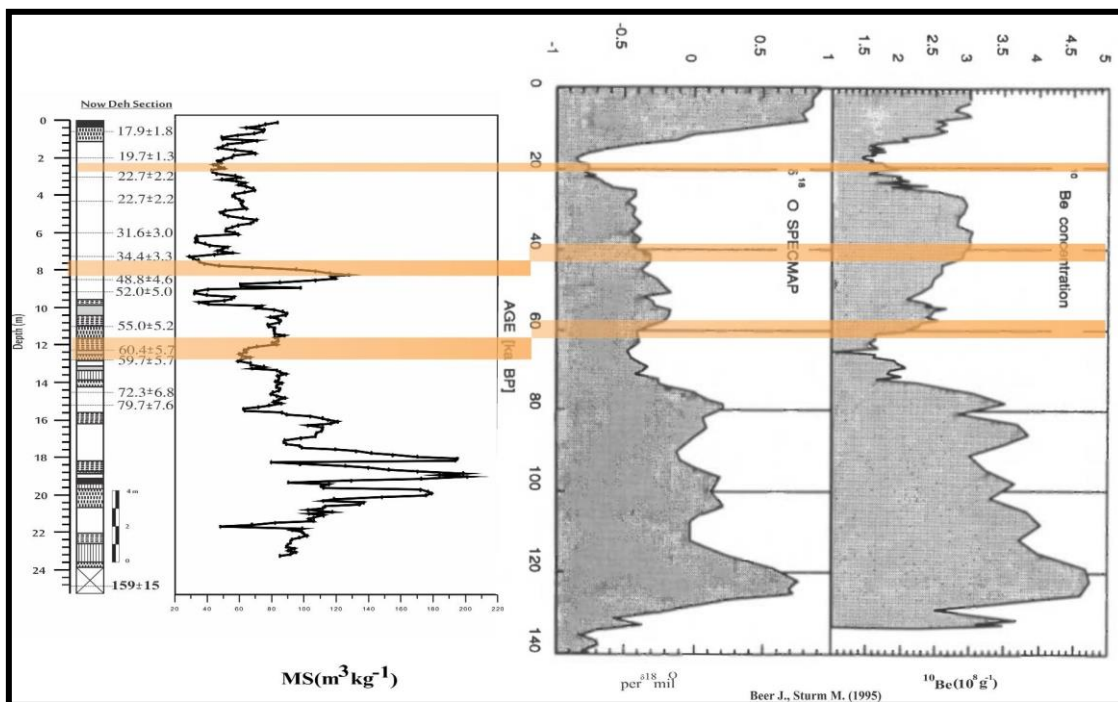


شکل ۷. مقایسه نمودار پذیرفتاری مغناطیسی برش رسوبی نوده با برش رسوبی نکا (نتایج پذیرفتاری مغناطیسی برش نکا برگرفته از مهدی و همکاران (۱۳۹۱))

نتایج تحقیق حاضر نیز با تحقیق بیر و استورم (۱۹۹۵) در خصوص اشباع برلیوم برش رسوبی زایفنگ^۱ و نتایج ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ رسوبات دریایی همخوانی بسیار بالایی دارد. در هر دو مورد، هم‌زمان با کاهش برلیوم و ایزوتوپ اکسیژن ۱۸، میزان پذیرفتاری مغناطیسی نیز کاهش و با افزایش این پارامترها میزان پذیرفتاری مغناطیسی افزایش می‌یابد. در هر دو مورد اشاره شده، دوره‌های آب‌وهوایی گرم و مرطوب و سرد و خشک همخوانی بالایی با نتایج حاصل از برش رسوبی نوده داشته و نشان از هم‌زمانی رخدادهای آب‌وهوایی همسان در گذشته بوده است (شکل ۸).

بر اساس نتایج به‌دست آمده و مقایسه آن با سایر مطالعات انجام‌شده در نقاط مختلف جهان می‌توان ادعا کرد که واحدهای لُس در دوره‌های آب‌وهوایی سرد و خشک تشکیل شده است و منبع کانی‌های مغناطیسی پاسخگو به آزمایش‌های محیط مغناطیسی نیز باید تنها از منبع بادرفتها تأمین شده باشد. در حالی که در لایه‌های خاک دیرینه به دلیل افزایش مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی، باید افزون بر کانی‌های مغناطیسی تأمین‌شده از منبع بادرفتی، کانی‌های مغناطیسی اصلی (اکسیدهای آهن خاک) به منزله محصولات هوازدگی رسوبات و در اثر پیشرفت فرایندهای تشکیل

خاک‌های دیرینه، به صورت درجا تشکیل شده باشد. مطالعات و بررسی‌های انجام‌شده روی متغیر پذیرفتاری مغناطیسی تأییدی بر این مدعاست. پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده به دلیل وابستگی به کانی‌های حساس به تغییرات آب‌وهوایی، متغیر بسیار کارآمدی برای بازسازی تغییرات آب‌وهوایی است.



شکل ۸. مقایسه نتایج پذیرفتاری مغناطیسی برش رسوبی نوده در مقایسه با نتایج ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و باریم ۱۰ برش رسوبی

منابع

۱. الماسی، ع.؛ پاشایی، ع.؛ جلالیان، ا. و ایوبی، ش. (۱۳۸۵). بررسی ترکیب کانی‌های رسی و تحول آن‌ها در رسوبات لسی و پارینه خاک‌های منطقه قیان استان گلستان، مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، ۱۳(۳).
۲. ضیایی، ع.؛ پاشایی، ع.؛ خرمالی، ف. و روشنی، م. (۱۳۹۲). برخی از خصوصیات فیزیکوشیمیایی، کانی‌شناسی و میکرومورفولوژیکی توالی لس- خاک قدیمی به عنوان شاخصی از تغییر اقلیمی رسوب‌گذاری و خاکسازي (مطالعه موردی: گرگان، استان گلستان)، مجله پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، ۲۰(۱): ۱-۲۷.
۳. عزیز، ق. (۱۳۸۳). تغییر اقلیم، نشر قومس.
۴. قازانچایی، ر.؛ پاشایی، ع.؛ خرمالی، ف. و ایوبی، ش. (۱۳۸۷). بررسی برخی خصوصیات میکرومورفولوژیک توالی لس-پالتوسل منطقه ناهارخوران گرگان، مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، ۱۵(۲).
۵. کریمی، ع.؛ خادمی، ح. و جلالیان، ا. (۱۳۹۰). لس: ویژگی‌ها و کاربردها برای مطالعات اقلیم گذشته، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۷۶: ۲۰-۱.
۶. مهدی‌پور حسکوئی، ف.؛ علیمحمدیان، ح. و صبوری، ج. (۱۳۹۲). بازسازی آب‌وهوای کواترنر پسین در بخشی از شمال ایران (لس‌های نکا) با استفاده از داده‌های مغناطیسی و ژئوشیمیایی، مجله علوم زمین، سال ۲۳، شماره ۸۹: ۹۷-۱۰۸.
۷. نبوی، م. (۱۳۵۵). دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، ۱-۱۰۹ ص.

8. Almasi, A.; Pashaei, A.; Jalilian, A. and Ayoubi, Sh. (2006). Investigation on composition and evaluation of clay minerals in the loess deposits and paleosols of Ghapan area, Golestan province, *Agricultural Science and Nature Resources*, 13(3).
9. Azizi, Gh. (2004). *Climate change*, Ghomas publication, Vol. 1.
10. Ghazanchaei, R.; Pashaei, A.; Khormali, F. and Ayoubi, Sh. (2008). Investigation on micromorphological properties of a loess-paleosol sequence in Naharkhoran, Gorgan, *Agricultural Science and Nature Resources*, 15(2).
11. Karimi, A., Khademi, H. and Jalalian, A. (2011). Loess: Characterize and application for paleoclimate study, *Geography Research*, 76: 1-20.
12. Mehdipour, F.; Alimohammadian, H. and Sabori, J. (2013). The Reconstruction of Late Quaternary Climatical Conditions in Part of North Iran (Neka Loesses) Using Magnetic Parameters and Geochemistry, *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 23(89).
13. Nabavi, M. (1976). *Introduction geology of Iran*, 1-109pp.
14. An, Z.S.; Kukla, G.; Porter, S.C. and Xiao, J.L. (1991). Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of Central China during the last 130,000 years. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Boston, Massachusetts, pp. II1227-30.
15. Balsam, W.; Ji, J.F. and Chen, J. (2004). Climatic interpretation of the Luochuan and Lingtai loess sections, China, based on changing iron oxide mineralogy and magnetic susceptibility. *Earth and Planetary Science Letters*, 223: 335-348
16. Beer, J. and Sturm, M. (1995). Dating of lake and loess sediments, *Radiocarbon*, 37(P): 81-86.
17. Bloemendal, J., King, J.W., Hall, F.R., and Doh, S.J., 1992. Rock magnetism of late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: Relationship to sediment source, diagenetic processes, and sediment lithology. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, pp. 4361-4375.
18. Bloemendal, J., Liu, X.M., Sun, Y.B., Li, N.N., 2008. An assessment of magnetic and geochemical indicators of weathering and pedogenesis at two contrasting sites on the Chinese Loess Plateau. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 257, 152-168.
19. Dekkers, M.J. (1997). Environmental magnetism: an introduction, *Geology, Mijnbouw*, 76: 275-320.
20. Ding, Z.L.; Xiong, S.F.; Sun, J.M.; Yang, S.L.; Gu, Z.Y. and Liu, T.S. (1999). Pedostratigraphy and Paleomagnetism of a ~7.0 Ma Eolian Loess-red Clay Sequence at Lingtai, Loess Plateau, North-central China and the Implications for Paleomonsoon Evolution, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 152: 49-66.
21. Frechen, M.; Kehl, M.; Rolf, C.; Sarvati, R. and Skowronek A. (2009). Loess Chronology of the Caspian Lowland in Northern Iran, *Quaternary International*, 198: 220-233.
22. Gallet, S.; Jahn, B. and Torii, M. (1996). Geochemical characterization of the Luochuan loess-paleosol sequence, China, and paleoclimatic implications, *Chemical Geology*, 133: 67-88.
23. Galovic, L. (2014). Geochemical archive in the three loess/paleosol sections in the Eastern Croatia: Zmajevac I, Zmajevac and Erdut, *Aeolian Research*, 15: 113-132.
24. Guo, X.; Liu, X.; Lu, X.; Guo, H.; Chen, Q.; Liu, Z. and Mingming, M. (2013). The magnetic mechanism of paleosol S5 in the Baoji section of the southern Chinese Loess Plateau, *Quaternary International*, 306: 129-136.
25. Guo, Z.T.; Ruddiman, W.F.; Hao, Q.Z.; Wu, H.B.; Qiao, Y.S.; Zhu, R.X.; Peng, S.Z.; Wei, J.J.; Yuan, B.Y. and Liu, T.S. (2002). Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposit in China, *Nature*, 416: 159-163.
26. Heller, F. and Evans, M.E. (1995). Loess magnetism. *Reviwe Geophysical*, 33: 211-240
27. Heller, F. and Liu, T.S. (1984). Magnetism of Chinese loess deposits", *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 77: 141-125.
28. Heslop, D.; Langereis, C.G. and Dekkers, M.J. (2000). A new astronomical timescale for the loess deposits of Northern China. *Earth and Planetary Science Letters*, 184: 125-139.

29. Jahn, B.; Gallet, S. and Han, J. (2001). Geochemistry of the Xining, Xifeng and Jixian sections, Loess Plateau of China: eolian dust provenance and paleosol evolution during the last 140 ka, *Chemical Geology*, 178: 71-94.
30. Jia, J.; Xia, D.; Wang, B.; Zhao, S.; Li, G. and Wei, H. (2013). The investigation of agnetic susceptibility variation mechanism of TienMountains modern loess: Pedogenic or wind intensity model? *Quaternary International*, 296: 141-148.
31. Karimi, A.; Khademi, H. and Ayoubi, A. (2013). Magnetic susceptibility and morphological characteristics of a loess-paleosol sequence in northeastern Iran, *Catena*, 101: 56-60.
32. Karimi, A.; Khademi, H.; Kehl, M. and Jalaian, A. (2009). Distribution, Lithology and Provenance of Peridesert Loess Deposits in Northeast Iran, *Geoderm*, 148: 241-250.
33. Kehl, M.; Frechen, M. and Skowronek, A. (2005). Paleosols Derived from Loess and Loess-like Sediments in the Basin of Persepolis, Southern Iran, *Quaternary International*, 140/141: 135-149.
34. Kehl, M.; Sarvati, R.; Ahmadi, H.; Frechen, M. and Skowronek, A. (2006). Loess / Paleosol sequences along a Climatic Gradient in Northern Iran, *Eiszeitalter und Gegenwart*, 55: 149-173.
35. Maher, B.A. (2011). The magnetic properties of Quaternary aeolian dusts and sediments, and their palaeoclimatic significance. *Aeolian Research*, 3: 87-145.
36. Mullins, C.E. (1977). Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science- A review, *Journal of Soil Science*, 28: 223-246.
37. Okhravi, R. and Amini, A. (2001). Characteristics and Provenance of the Loess Deposits of the Gharatikan Watershed in Northeast Iran, *Global and Planetary Change*, 28: 11-22.
38. Pashaei, A. (1996). Study of Chemical and Physical and Origin of Loess Deposits in Gorgan and Dasht Area, *Earth Science*, 23/24: 67-78.
39. Peck, J.A.; King, J.W.; Colman, S.W. and A.kravchinsky, V. (1994). A rock magnetic record from Lake Baikal, Siberia: Evidence for Late Quarternary climatechange, *Earth Planet Sci. Lett.*, 122: 221-238.
40. Pécsi, M. (1990). Loess is not Just the Accumulation of Dust, *Quaternary International*, 7/8: 1-12.
41. Qin Huang, C.; Feng Tan, W.; KuangWang, M. and Koopal, L.K. (2014). Characteristics of the fifth paleosol complex (S5) in the southernmost part of the Chinese Loess Plateau and its paleo-environmental significance, *Catena*, 122: 130-139.
42. Robinson, S.G.; Maslin, M.A. and McCave, I.N. (1995). Magnetic-susceptibility variation in upper Pleistocene deep-sea sediment of the NE Atlantic- Implications for ice rafting and paleocirculation at the last glacial maximum, *Paleoceanography*, 10: 221-250.
43. Song, Y.; Shi, Z.; Dong, H.; Nie, J.; Qian, L.; Chang, H. and Qiang, X. (2008). Loess Magnetic Susceptibility in Central Asia and its Paleoclimatic Significance. *IEEE International Geoscience & Remote Sensing Symposium*, II 1227-1230, Massachusetts.
44. Spassov, S. (2002). Loess Magnetism, Environment and Climate Change on the Chinese Loess Plateau. Doctoral Thesis, ETH Zürich, 1-151pp.
45. Stocklin, J. (1968). Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(7): 1229-1258.
46. Thouveny, N.; de Beaulieu J.L.; Bonifay, K.M.; Creer, J.; Guiot, M.; Icole, S.; Johnsen, J.; Jouzel, M.; Reille, T. Williams and Williamson, D. (1994). Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism, *Nature*, 371: 503-506.
47. Van Oorschot (2001). Chemical distinction between lithogenic and pedogenic iron oxides environmental magnetism, Faculty of aardwetenschappen, University Utrecht, 28:185.
48. Roberts, A.P., Cui, Y., and Verosub, K.L., 1995, Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, pp. 17909-924.
49. Wang, Y.; Evans, M.E.; Rutter, N. and Ding, Z.L. (1990). Magnetic susceptibility of Chinese loess and its bearing on paleoclimate,. *Geophysical Research Letters*, 17(13): 2449-2451.

50. Zech, M.; Zech, R.; Zech, W.; Glaser, B.; Brodowski, S. and Amelung, W. (2008). Characterisation and palaeoclimate of a loess-like permafrost palaeosol sequence in NE Siberia, *Geoderma*, 143: 281-295.
51. Ziyae, A.; Pashaei, A.; Khormali, F. and Roshani, M.R. (2013). Some physico-chemical, clay mineralogical and micromorphological characteristics of loess-paleosols sequences indicators of climate change in south of Gorgan, *Journal of Water and Soil Conservation*, 20(1).