

مطالعه رسوب‌شناسی و ژئوشیمی افق خاک دیرینه در مرز سازندهای نیزار و کلات (کرتاسه فوقانی) در خاور حوضه رسوبی کپه‌داغ

مهناز کشمیری^۱، محمدحسین محمودی‌قزایی^{۲*}، سیدرضا موسوی‌حرمی^۲ و اسداله محبوبی^۲

۱- دانشجوی کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

نویسنده مسئول: mhmgharaie@um.ac.ir

دریافت: ۱۴۰۰/۱۰/۲۴ پذیرش: ۱۴۰۱/۲/۷

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

برش مورد مطالعه واقع در تنگ نیزار و در فاصله ۱۱۵ کیلومتری مشهد است که، شامل واحد شیلی و مارنی بخش فوقانی سازند نیزار، و بخش زیرین سازند کلات است که دربردارنده ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌های شیلی است. در مرز این دو سازند، خاک دیرینه از نوع اکسی‌سولی شناسایی شده‌است. واحد اکسی‌سولی مورد مطالعه دارای اشکال ماکرومورفولوژی و میکرومورفولوژی ویژه‌ای است، به طوری که وجود غالب میکروفابریک بتا، به فعالیت میکروارگانیزم‌ها در تشکیل این افق خاک دیرینه دلالت می‌نماید. فشار دی‌اکسیدکربن دیرینه در این برش از ۲۲۳۷/۱۰ تا ۲۹۸۱/۰۸ اندازه‌گیری شده‌است که حدود ۷/۹۹ تا ۱۰/۶۵ برابر مقدار کنونی است و با مقادیر مدل‌سازی شده برای آن زمان در سایر مناطق دنیا مطابقت دارد. علاوه بر فعالیت‌های بیوژنیک، نوسانات سطح ایستابی (پایین افتادگی سطح آب دریا) نقش مهمی در تشکیل خاک دیرینه این برش داشته‌است.

واژگان کلیدی: خاک دیرینه، اکسی‌سول، نوسانات سطح ایستابی، تنگ نیزار، حوضه رسوبی کپه‌داغ

پیشگفتار

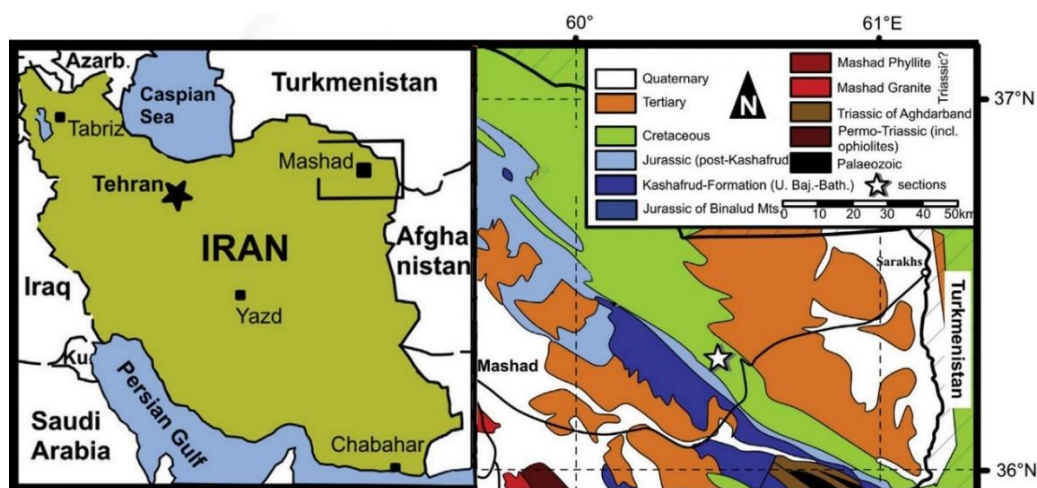
اکسی‌سول‌ها تقریباً تمام مواد معدنی در طول دوره‌های هوازگی از بین رفته و تنها کانی‌های مقاوم مانند کوارتز، اکسیدهای آلومینیوم و آهن باقی مانده‌اند. به همین دلیل، اکسی‌سول‌ها کمتر به بلوغ و تکامل می‌رسند (ریتالاک، ۲۰۱۰). حوضه رسوبی کپه‌داغ در شمال خاور ایران شامل توالی‌های رسوبی مزوزویک و سنوزویک است. سازندهای نیزار و کلات در این حوضه رسوبی، با سن کرتاسه بالایی، در بخش خاوری حوضه، وسعت و گسترش زیادی دارند. سازند نیزار بر روی سازند آب‌تلخ و در زیر سازند کلات قرار گرفته و از نظر سنگ‌شناسی بیشتر شامل ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز تا دانه‌متوسط در بخش‌های پایینی، و شیل‌های آهکی و مارن در بخش‌های فوقانی است (افشارحرب، ۱۳۷۳). در این پژوهش، افق منتسب به خاک دیرینه در برش تنگ نیزار واقع در بخش بالایی سازند نیزار و بخش پایینی سازند کلات به سن کامپانین پسین (کشمیری و همکاران، ۱۳۹۹) مورد مطالعه و بررسی ژئوشیمیایی قرار گرفته است. این افق، یک لایه نارنجی رنگ متمایل به قهوه‌ای با ضخامت تقریبی ۶ تا ۱۷

انواع خاک‌های دیرینه، در شرایط متفاوتی بر روی خشکی‌ها تشکیل شده‌اند. این نوع خاک‌ها در دهه‌های اخیر، مورد توجه بسیاری از رسوب‌شناسان و ژئوشیمی‌دان‌ها قرار گرفته، و در توالی‌های مختلف سیلیسی آواری و کربناته مطالعه شده‌اند (موسوی حرمی و همکاران، ۲۰۰۹؛ مرتضوی و همکاران، ۱۳۹۱). مطالعه این نوع خاک‌ها، اطلاعاتی در خصوص شرایط بارندگی دیرینه و میزان دی‌اکسیدکربن جو در زمان تشکیل این نوع خاک‌ها ارائه می‌دهند (مرتضوی و همکاران، ۲۰۱۳). اکسی‌سول، یکی از انواع خاک‌های دیرینه است که تحت تأثیر هوازگی شدیدی قرار گرفته و عموماً به رنگ‌های قرمز یا زرد مشاهده می‌شود و گاه بعنوان پالئواکسی‌سول نیز نام‌گذاری شده‌است (لیویمایگی و همکاران، ۲۰۱۰). اکسی‌سول‌ها، به دلیل اینکه در سطح زمین تشکیل می‌شوند، بیشترین ارتباط را با شرایط جوی داشته و نحوه شکل‌گیری این گونه خاک‌های دیرینه به شدت تحت تأثیر شرایط آب و هوایی بوده است (نورث و درایز، ۲۰۱۰). در

زمین‌شناسی منطقه

کمر بند چین خورده کپه‌داغ، از دیدگاه زمین‌ساختی، مشخص کننده قسمت شمالی کوه‌زایی آلپ- هیمالیا و نشان‌دهنده مرز بین ایران و ترکمنستان است (روبرت و همکاران، ۲۰۱۴). کپه‌داغ به عنوان یک حوضه درون قاره‌ای با یک روند شمال باختر- جنوب خاور است، که بین دو صفحه پایدار ایران مرکزی و توران (ترکمنستان) قرار گرفته است. این حوضه بعد از برخورد صفحه ایران با صفحه توران در مزوزویک پیشین و سپس در اثر ریفیتینگ ایجاد شده است. حرکات صفحه ایران به سمت توران نقش موثری در چین‌خوردگی سازندهای مزوزویک و سنوزویک این منطقه داشته است (رضانی و همکاران، ۲۰۰۸). توالی‌های رسوبی خاور کپه‌داغ، مربوط به دوره‌های پس از تریاس، دارای ضخامت‌های بالغ بر ۷ کیلومتر می‌باشند (موسوی‌حرمی و برنر، ۱۹۹۲). این توالی‌ها بر اثر وقایع برخوردی سنوزویک در حاشیه جنوبی آسیا، دچار بالآمدگی شده‌اند. برش تنگ نیزار در بردارنده سازندهای نیزار و کلات بوده که در مسیر جاده اصلی مشهد به سرخس و در فاصله ۱۱۵ کیلومتری مشهد واقع شده است. این برش در عرض جغرافیایی $35^{\circ}16'36''$ (شمالی) و طول جغرافیایی $8^{\circ}33'60''$ (خاوری) واقع شده است (شکل ۱).

سانتی‌متر است که به صورت هم‌شیب با دیگر لایه‌ها در بالای سازند نیزار و در بخش تحتانی سازند کلات قرار گرفته است. در برخی قسمت‌ها، این لایه دارای ندول‌های اکسید آهن و لامیناسیون موازی است، که به منظور مطالعات ژئوشیمیایی، مورد نمونه‌برداری و مطالعه قرار گرفته است. از آنجایی که تا کنون این افق خاک دیرینه بطور تفصیلی از دیدگاه رسوب‌شناسی و ژئوشیمی مورد مطالعه قرار نگرفته است، در این مطالعه نوع خاک دیرینه، ماکرو و میکرومورفولوژی آن‌ها مورد بررسی قرار گرفته است. امید است تا داده‌های حاصل از این مطالعه بتواند در تجزیه و تحلیل خاک‌های دیرینه مشابه که به بازسازی شرایط آب و هوای دیرینه کمک می‌کند مورد استفاده قرار گیرد. در بررسی ماهیت افق‌های خاک دیرینه اکسی‌سولی باید دقت کرد که این نوع افق‌ها با افق‌های حاصل از وقایع گلخانه‌ای به دلیل شباهت ظاهری آن‌ها، اشتباه نشود (ریتالاک، ۲۰۱۰). چرا که به عنوان مثال در دهه‌های قبل تصور می‌شد که افق قرمز رنگ در حوضه بالتیک، خاک دیرینه اکسی‌سولی است (تورس ویک، ۲۰۰۳)، ولی در مطالعات بعدی (کلین و همکاران، ۲۰۱۵)، نظریه گلخانه‌ای و رویداد گرم‌شدگی آب و هوایی برای این افق مطرح شده است.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی برش مورد مطالعه که موقعیت برش، با علامت ستاره در آن مشخص شده است (افشار حرب، ۱۹۸۲).

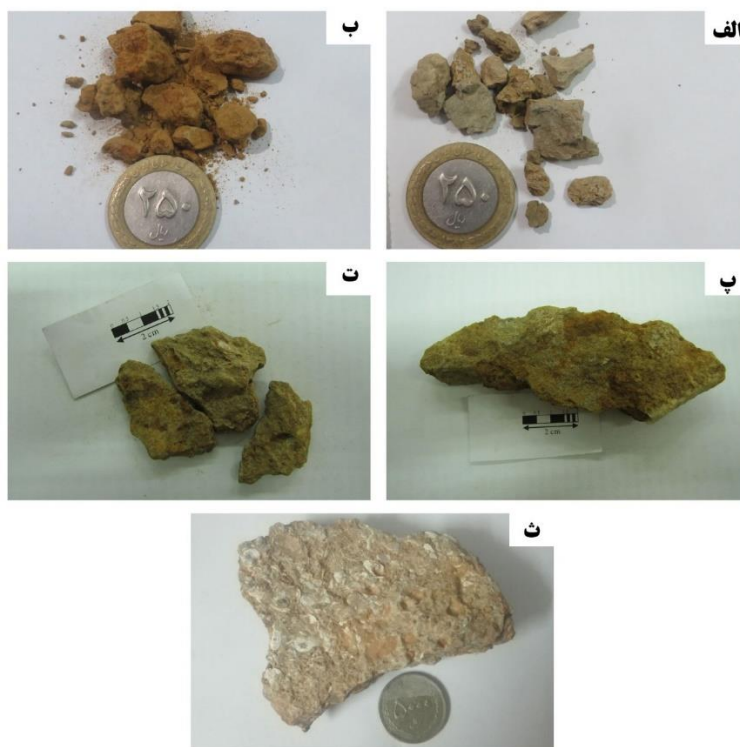
گسترش جانبی، مرزبندی، نوع ارتباط با سنگ بستر، رنگ خاک، ضخامت و اندازه ندول‌های اکسی‌سولی کمک گرفته شده است. افق خاک دیرینه مورد مطالعه، از لحاظ اشکال ماکروسکوپی و میکروسکوپی مورد بررسی قرار گرفته‌اند. اشکال ماکروسکوپی به کمک مشاهدات میدانی، و اشکال میکروسکوپی در آزمایشگاه با مطالعه برش‌های نازک مورد

مواد و روش‌ها

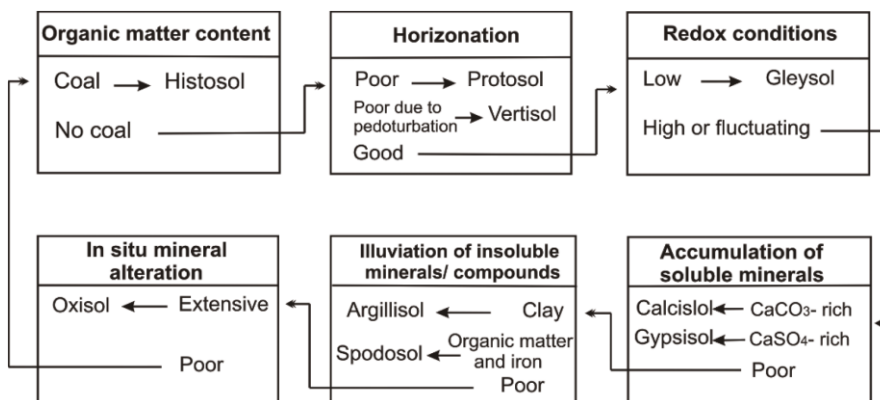
در این پژوهش، به منظور مطالعه صحرائی خاک‌های دیرینه از طبقه‌بندی مک و همکاران (۱۹۹۳)، استفاده شده است که با توجه به سهولت استفاده، بیشترین کاربرد را دارد. برای شناسایی خاک‌های دیرینه در مطالعات صحرائی از فاکتورهای متعددی مانند جنس، اندازه،

دستگاه فیلیپس مدل Panalytical مورد آنالیز قرار گرفت. نمونه‌های مورد مطالعه، جهت انجام آنالیز ایزوتوپ پایدار کربن و اکسیژن به آزمایشگاه ایزوتوپ نورنبرگ آلمان ارسال شد و نتایج نسبت به استاندارد VPDB محاسبه و گزارش شده است. در طبقه‌بندی خاک‌های دیرینه شش فاکتور اصلی شامل (۱) مقدار مواد آلی، (۲) گسترش افق خاک دیرینه، (۳) شرایط اکسیداسیون- احیا، (۴) دگرسانی، (۵) ترکیب کانی‌های غیر قابل حل، و (۶) کانی‌های قابل حل (محلول) مورد بررسی قرار می‌گیرند (مک و همکاران، ۱۹۹۳). بر این اساس ۹ تیپ خاک دیرینه معرفی شده است، که افق خاک دیرینه مورد مطالعه در دسته اکسی‌سول‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۳).

بررسی قرار گرفته‌اند. به منظور تهیه نمونه‌های مناسب جهت مطالعات ژئوشیمیایی، از عمق ۵۰ سانتی‌متری به کمک دستگاه مغزه‌گیر با قطر لوله ۴ سانتی‌متر، تعداد ۵ نمونه برداشت شده‌است (RP2A, RP2B, RP3, RP4, RP5) (شکل ۲). به منظور مطالعات ژئوشیمیایی، پس از پودر کردن و آماده‌سازی به کمک اسیدکلریدریک ده درصد، نمونه‌ها هضم اسیدی شدند، که بخش حل شده نمونه به صورت محلول (بخش کربناته) جهت انجام آنالیز ICP-OES به آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد ارسال شد، و بخش غیر قابل حل (IR)، پس از خشک شدن در دستگاه آون، جهت آنالیز عناصر اصلی با روش XRF به آزمایشگاه تابان گستر تهران ارسال شد و با استفاده از



شکل ۲. نمونه‌های برداشت شده به کمک دستگاه مغزه‌گیر: الف) نمونه RP2A ب) نمونه RP2B پ) نمونه RP3 ت) نمونه RP4 ث) نمونه RP5



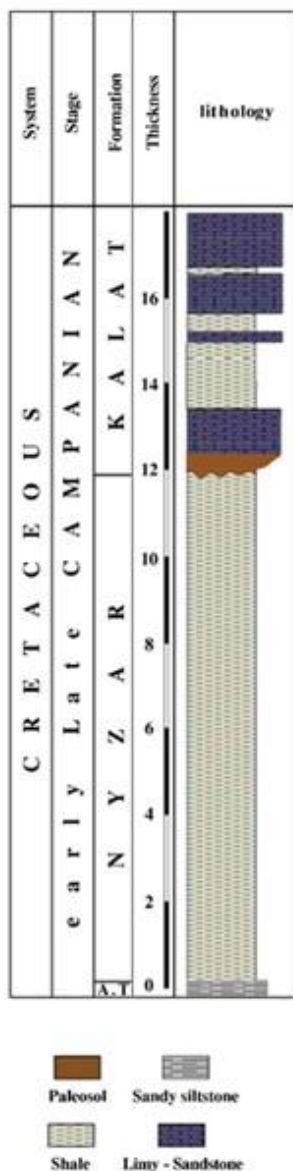
شکل ۳. طبقه‌بندی خاک‌های دیرینه بر مبنای فرایندهای خاک‌زایی (مک و همکاران، ۱۹۹۳)

نتایج

برش تنگ نیزار

حدود ۱۸ متر از این برش، واقع در مرز بین سازندهای نیزار و کلات با هدف مطالعه ژئوشیمیایی افق منتسب به خاک دیرینه مورد بررسی قرار گرفته است. در شکل ۴ تغییرات سنگ‌شناسی برش مورد مطالعه نشان داده شده است. بر اساس تغییرات رسوب‌شناسی این برش را به

می‌توان سه قسمت تقسیم کرد (شکل ۵- الف): ۱- واحد شیلی و مارنی بخش فوقانی سازند نیزار که حاوی افق‌هایی از دوکفه‌ای است (شکل ۵- ب)، ۲- افق منتسب به خاک دیرینه (شکل ۵- ج) و لایه حاوی دوکفه‌ای در بالای این افق (شکل ۵- ه)، ۳- واحد ضخیم‌لایه ماسه‌سنگی با میان‌لایه‌های شیلی (شکل ۵- و). در زیر افق‌های گفته شده بطور تفصیلی توصیف شده‌اند.

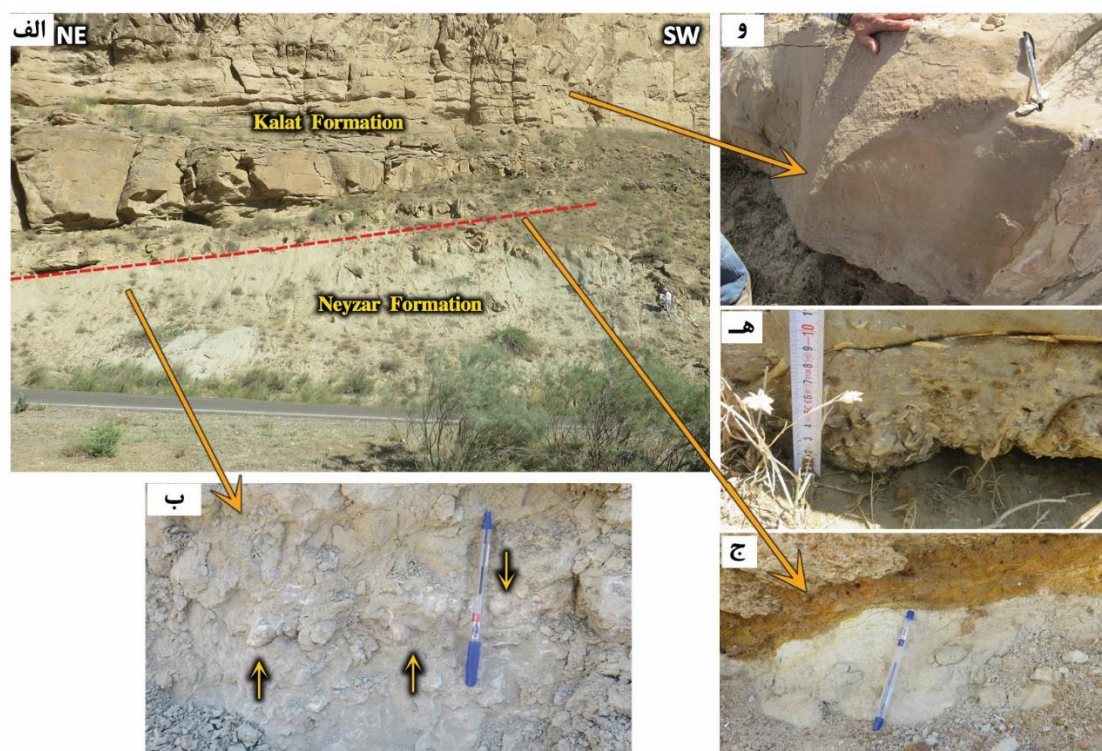


شکل ۴. ستون چینه‌شناسی برش مورد مطالعه

۱- واحد شیلی و مارنی بخش فوقانی سازند نیزار

بخش بالایی سازند نیزار در برش تنگ نیزار، از مارن‌های آهکی و شیل خاکستری مایل به سبز تشکیل شده است که حاوی دانه‌های کوارتز، گلاکونی و قطعات خرد شده فسیلی می‌باشد. شیل‌های آهکی دربرگیرنده افق‌های غنی

از دوکفه‌ای هستند. ساختمان‌های رسوبی این بخش به دلیل تأثیر هوازدگی، به خوبی مشاهده نمی‌شوند. در بخش‌هایی از این واحد تداخل‌هایی از لایه‌های مارنی نیز به چشم می‌خورد.



شکل ۵. الف) نمای بخشی از سازندهای نیزار و کلات و مرز بین آن‌ها در برش تنگ نیزار، ب) شیل و مارن‌های بخش فوقانی سازند نیزار حاوی افق غنی از دوکفه‌ای، ج) افق خاک دیرینه مرز بین سازندهای نیزار و کلات، ه) لایه فشرده حاوی دوکفه‌ای، قاعده سازند کلات، و) واحد ماسه‌سنگی قاعده سازند کلات

مجددا نهشته‌های شیلی با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی متوسط‌لایه مشاهده می‌شود. در بخش‌های پایینی سازند کلات، رسوبات کانالی همراه با قاعده فرسایشی قابل مشاهده است (شکل ۶-ه)، سپس توالی‌های ضخیم ماسه‌سنگی، که دربردارنده ساخت‌های جریان‌ی و اثر فسیل‌های تالاسینوئید می‌باشند دیده می‌شود (شکل ۶-و). اثر فسیل تالاسینوئید بین سطح اساس امواج عادی (FWWB) و سطح اساس امواج توفانی (SWB) در محیط دریای باز، به‌وفور یافت می‌شود (مالپاس و همکاران، ۲۰۰۵). موجوداتی از قبیل سخت‌پوستان عامل اصلی تشکیل اثر فسیل تالاسینوئیدی در محیط‌های دیرینه (پس از دوره ژوراسیک) هستند. وجود این اثر فسیل نشان‌دهنده آهنگ رسوب‌گذاری کم است (محبوبی و همکاران، ۱۳۸۴).

نتایج

ژئوشیمی

مطالعات ژئوشیمی با استفاده از داده‌های مختلف عنصری و ایزوتوپی، در شناسایی عوامل اصلی تشکیل‌دهنده افق مورد مطالعه به ما کمک می‌کنند. نتایج حاصل از آنالیز

۲- واحد افق خاک دیرینه

در این افق، لایه‌ای از خاک دیرینه به رنگ نارنجی حاوی ندول‌های آهن (شکل ۶-الف)، با لامیناسیون‌های موازی به رنگ قهوه‌ای تیره (شکل ۶-ب) با ضخامت تقریبی ۶ تا ۱۷ سانتی‌متر به صورت هم‌شیب، بر روی لایه‌های شیلی و مارنی سازند نیزار قرار گرفته است. با حرکت از سمت شرق به غرب ضخامت این لایه ابتدا زیاد و سپس کم شده و با توجه به شیب لایه‌ها، ارتفاع محل قرارگیری این افق از سطح زمین زیاد می‌شود.

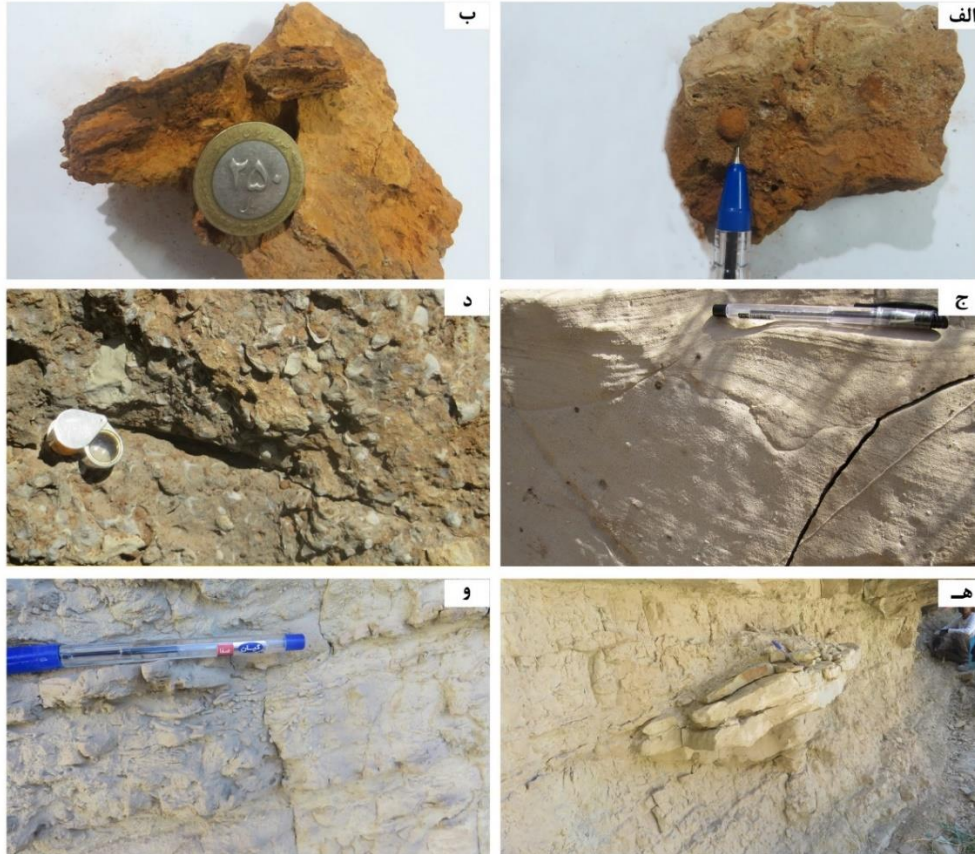
۳- واحد ضخیم‌لایه ماسه‌سنگی با میان‌لایه‌های

شیلی

در این واحد طبقات ماسه‌سنگی ضخیمی به رنگ نخودی مایل به قهوه‌ای روشن با طبقه‌بندی مورب (شکل ۶-ج)، بر روی افق خاک دیرینه قرار گرفته است، که می‌توان آن را به قاعده سازند کلات نسبت داد. بخش زیرین این رسوبات نیز حاوی تجمع نسبتاً بالایی از دوکفه‌ای است (شکل ۶-د). دوکفه‌ای‌ها از نوع اویستر بوده که نشانگر چرخش محدود آب دریا است (فلوگل، ۲۰۱۰). در بالای این رسوبات

اکسید سدیم از ۱/۱۷۱ تا ۱/۳۳۷ (میانگین ۱/۲۷۴)،
 اکسید پتاسیم از ۱/۷۳۸ تا ۳/۱۳۴ (میانگین ۲/۶۳۵)،
 اکسید منیزیم از ۰/۴۷۸ تا ۳/۰۵۲ (میانگین ۱/۸۴۰)،
 اکسید تیتانیوم از ۰/۴۳۳ تا ۰/۷۹۸ (میانگین ۰/۶۷۴) و
 اکسید منگنز از ۰/۰۲۱ تا ۰/۰۳ (میانگین ۰/۰۲۵) در
 تغییر هستند (جدول ۱).

XRF برای اکسیدهای اصلی افق خاک دیرینه در جدول ۱
 ارایه شده است. بر اساس این داده‌ها، مقدار اکسید
 سیلیسیوم از ۵۳/۳۶۶ تا ۷۰/۹۸۸ (میانگین ۶۵/۵۱۱)،
 اکسید آلومینیوم از ۴/۵۲ تا ۱۴/۰۵ (میانگین ۱۰/۶۲۴)،
 اکسید آهن از ۳/۶۳۴ تا ۳۲/۳۲۲ (میانگین ۱۱/۱۱۶)،
 اکسید کلسیم از ۰/۱۶۴ تا ۰/۸۵۲ (میانگین ۰/۴۶۴)،



شکل ۶. الف) ندول‌های آهنی در افق خاک دیرینه، ب) لامیناسیون موازی در افق خاک دیرینه، ج) طبقه‌بندی مورب بزرگ‌مقیاس در سازند کلات،
 د) لایه فشرده حاوی دوکفه‌ای از نوع اویستر، ه) رسوبات کانالی قاعده سازند کلات همراه با قاعده فرسایشی، و) اثر فسیل‌های تالاسینوید

جدول ۱. داده‌های اکسیدهای اصلی (XRF) نمونه‌های اکسی‌سولی برش مورد مطالعه

S.N	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	TiO ₂	MnO
RP2A	66.81	13.99	3.63	0.85	1.24	2.99	3.05	0.75	0.02
RP2B	66.39	14.05	3.99	0.85	1.30	3.06	3.00	0.77	0.02
RP3	70.98	7.93	9.59	0.24	1.31	2.24	0.82	0.61	0.02
RP4	53.36	4.62	32.32	0.20	1.71	1.73	0.47	0.43	0.03
RP5	69.99	12.63	6.02	0.16	1.33	3.13	1.83	0.79	0.02

درصد وزنی)، مقدار سدیم از ۳۱۳۷/۵ تا ۳۱۷۰۸/۶ پی‌پی‌ام
 (میانگین ۱۰۰۳۹/۳۱)، مقدار استرانسیوم از ۵۶۲ تا
 ۳۰۱۸۶/۵۵ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۰۳۳۱/۶۸۹)، مقدار منگنز

غلظت عناصر در بخش کربناته خاک دیرینه در جدول ۲
 ارایه شده است. با توجه به داده‌های جدول ۲، در این
 نمونه‌ها مقدار منیزیم از ۰/۳ تا ۰/۸۸ (میانگین ۰/۷۵)

که مقادیر ایزوتوپی این نمونه‌ها در جدول ۳ ارایه شده است. مقدار ایزوتوپ کربن این نمونه‌ها از ۱/۵۱- تا ۴/۲۳- در هزار (میانگین ۲/۷۹-) و مقادیر ایزوتوپ اکسیژن این نمونه‌ها از ۵/۳۹- تا ۷/۶۷- در هزار (میانگین ۶/۲۶-) متغیر است (جدول ۳).

از ۵۸۸۴/۵۲ تا ۸۸۹۷۰/۴ پی‌پی‌ام (میانگین ۳۳۰۸۳/۲۸)، مقدار آهن از ۳۲۱۸/۶۵ تا ۳۲۱۲۵/۴۶ پی‌پی‌ام (میانگین ۱۰۲۰۷/۵۴) و مقدار کلسیم از ۲۰/۳۹ تا ۴۶/۱۷ درصد وزنی (میانگین ۳۵/۴۶) در تغییر است (جدول ۲). همچنین، تعداد ۵ نمونه از افق مورد مطالعه، به منظور بررسی ترکیب ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن آنالیز شدند.

جدول ۲. داده‌های آنالیز عنصری بخش کربناته نمونه‌های مورد مطالعه

S. N	Ca (%)	Mg (%)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Na (ppm)	Sr (ppm)
RP2A	20.39	0.3	3218.65	30658.55	3137.5	10124.21
RP2B	41.61	0.58	3674.85	5884.52	3585.24	562.5
RP3	42.9	0.88	8501.78	88970.45	8355	9854.53
RP4	26.24	0.32	32125.46	32190.82	31708.67	30186.55
RP5	46.17	0.77	3516.96	7710.8	3410.18	930.655

جدول ۳. داده‌های آنالیز ایزوتوپی نمونه‌های مورد مطالعه

Sample No	$\delta^{13}C$ (PDB)	$\delta^{18}O$ (PDB)
	Carbonate	Carbonate
RP2A	-1.99	-7.67
RP2B	-2.71	-7.62
RP3	-3.51	-6.21
RP4	-4.23	-5.39
RP5	-1.51	-6.24

افق مورد مطالعه، دو نوع میکروفابریک آلفا و بتا شناسایی شده است. میکروفابریک آلفا فاقد اشکال بیژنیک است و در اثر نوسانات سطح ایستابی ایجاد می‌شود. از طرفی نوسانات سطح ایستابی سبب انحلال و هیدرولیز اکسیدهای آهن و آلومینیوم می‌شود (شیفر، ۲۰۰۱). در نمونه‌های مورد مطالعه، میکروفابریک‌های آلفا با شواهدی نظیر دانه‌های کوارتز با شکستگی‌های فراوان^۱ و پرشدگی شکستگی‌ها توسط اکسیدهای آهن (شکل ۷- الف)، و گلبول‌هایی از اکسیدهای آهن قابل مشاهده است (درایز و همکاران، ۲۰۱۸) (شکل ۷- ب). برخی از پژوهشگران فعالیت‌های زیستی و میکروارگانیسم‌ها را نیز در تشکیل اکسی‌سول‌ها موثر دانسته‌اند (نانز و همکاران، ۲۰۰۱؛ کوپر و همکاران، ۲۰۰۵). میکروفابریک بتا متأثر از فعالیت‌های بیژنیک است. در نمونه‌های مورد مطالعه،

بحث

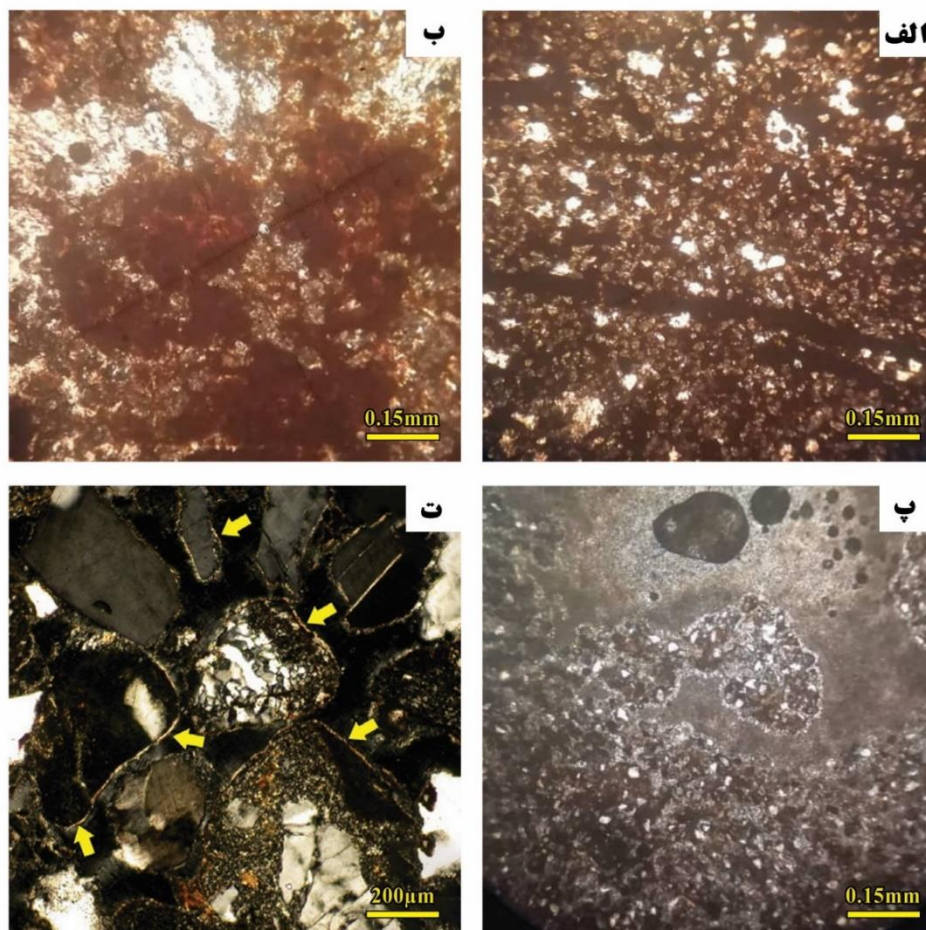
نحوه تشکیل اکسی‌سول‌ها بر اساس مطالعات رسوب‌شناسی و ژئوشیمیایی

با توجه به مشاهدات صحرایی و پتروگرافی و داده‌های آزمایشگاهی و با استفاده از طبقه‌بندی مک و همکاران (۱۹۹۳) افق خاک دیرینه مورد مطالعه، در دسته اکسی‌سول‌ها قرار می‌گیرد. اکسی‌سول‌ها بر اثر واکنش‌های شیمیایی، فیزیکی (نوسانات سطح ایستابی) و فعالیت‌های زیستی تشکیل می‌شوند (مارتینز و همکاران، ۲۰۱۷). به عبارتی، فرایندهای بیژنیک (متأثر از فعالیت‌های میکروبی) و غیر بیژنیک (نوسانات سطح ایستابی) باعث تشکیل این نوع خاک‌ها می‌شوند. وجود ندول‌های آهن و میکرولامیناسیون‌های ظریف از نشانه‌های تشکیل خاک دیرینه در افق B(t) است (لیندبو و همکاران، ۲۰۱۰). در

¹ runiquartz

منفی ایزوتوپ اکسیژن نمونه‌های مورد مطالعه، متأثر از آب‌های متئوریک است و می‌تواند نشان‌دهنده یک سیستم باز همراه با ورود آب‌های متئوریک باشد (میلر و همکاران، ۲۰۱۲). عوامل متعددی مانند نوع فعالیت زیستی، عمق تشکیل کربنات، نرخ تنفس خاک و میانگین تولید CO_2 می‌تواند مقادیر ایزوتوپی خاک‌های دیرینه را تحت تأثیر قرار دهند (مرتضوی و همکاران، ۲۰۱۳). نتایج حاصل از آنالیز ایزوتوپ‌های پایدار کربن نمونه‌های اکسی‌سولی مورد مطالعه، نشان‌دهنده مقادیر منفی $\delta^{13}\text{C}$ با میانگین $-2/79$ در هزار است. با توجه به غالب بودن میکروفابریک بتا، که خود در نتیجه فعالیت میکروارگانیسم‌ها ایجاد شده است، مقادیر منفی $\delta^{13}\text{C}$ نمونه‌های اکسی‌سولی، می‌تواند به وجود فعالیت‌های میکروبی نیز نسبت داده شود (درایز و همکاران، ۲۰۱۸).

میکروفابریک‌های بتا شامل گلبول‌های بیضی شکلی است که در داخل آن، دانه‌های کوارتز جور شده مشاهده می‌شود (درایز و همکاران، ۲۰۱۸) (شکل ۷-پ). از دیگر اشکال میکروفابریک بتا در نمونه‌های افق خاک دیرینه مورد مطالعه، وجود پوشش‌های ظریف سرسیتی و بعضاً کانی‌های رسی به رنگ قهوه‌ای متمایل به زرد در اطراف دانه‌ها است (شکل ۷-ت). در جدول ۴ انواع میکروفابریک‌های نمونه‌های مورد مطالعه در این افق نشان داده شده است (ریتالاک، ۲۰۰۱؛ شلدون، ۲۰۰۶). بررسی داده‌های عنصری و ایزوتوپی، به درک بیشتری از شرایط اکسی‌سول‌ها کمک می‌کند. تمرکز عناصر سدیم و استرانسیوم در آب‌های متئوریک پایین است، در حالی که، مقدار عناصر آهن و منگنز با افزایش تأثیر دیاژنز متئوریک افزایش می‌یابد (پارسریسا و همکاران، ۲۰۰۶). مقادیر



شکل ۷. تصاویری از برش‌های نازک افق مورد مطالعه، الف) دانه‌های کوارتز با شکستگی‌های فراوان (runiquartz) و پرشدگی شکستگی‌ها توسط اکسیدهای آهن (میکروفابریک آلفا)، ب) گلبول‌هایی از اکسیدهای آهن (میکروفابریک آلفا)، پ) گلبول‌های بیضی شکل با دانه‌های کوارتز جور شده در داخل آن، ت) وجود پوشش‌های ظریف میکاهای سرسیتی و بعضاً کانی‌های رسی به رنگ قهوه‌ای متمایل به زرد در اطراف دانه‌ها

جدول ۴. ویژگی‌های نمونه‌های کالکریت مورد مطالعه

نوع میکرو فابریک	تعریف	میکرومورفولوژی
میکروفابریک آلفا	در نمونه‌های این افق، کوارتزها دچار شکستگی شده‌اند که این نوع کوارتزها به Runiquartz معروف هستند. فضاهای خالی حاصل از این شکستگی‌ها با اکسید آهن پر شده‌اند (اسواران و همکاران، ۱۹۷۵) (شکل ۷-الف).	بلورهای کوارتز همراه با شکستگی
میکروفابریک آلفا	اکسیدهای آهن به شکل گلبول‌های بیضی شکل مشاهده می‌شوند که در زمینه‌ای از دانه‌های کوارتز قرار گرفته‌اند. قطر این گلبول‌ها بین ۱۰ تا ۲۰ میکرون و طول آن‌ها بین ۵۰ تا ۱۰۰ میکرون برآورد می‌شوند (درایز و همکاران، ۲۰۱۸) (شکل ۷-ب).	گلبول‌های بیضی شکل اکسید آهن
میکروفابریک بتا	گلبول‌های بیضی شکل از جنس اکسید آهن به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند که در داخل آن دانه‌های جور شده کوارتز وجود دارد. فعالیت میکروارگانسیم‌ها علت اصلی جورشدگی خوب دانه‌های کوارتز در داخل این گلبول‌ها است (درایز و همکاران، ۲۰۱۸) (شکل ۷-پ).	گلبول‌های بیضی شکل اکسید آهن که در داخل آن دانه‌های کوارتز جور شده‌است
میکروفابریک بتا	وجود پوشش ظریف میکاهای ریزبلور و کانی‌های رسی به رنگ قهوه‌ای متمایل به زرد در اطراف دانه‌ها (درایز و همکاران، ۲۰۱۸) (شکل ۷-ت).	لامیناسیون‌های ظریف رسی در اطراف دانه‌ها

محیط در زمان تشکیل اکسیدی است. با توجه به اینکه در نمونه‌های مورد مطالعه مقادیر MnO بسیار ناچیز بوده‌است، نتایج حاصل از محاسبه نسبت $(Fe_2O_3 + MnO) / Al_2O_3$ با نتایج حاصل از محاسبه نسبت Fe_2O_3 / Al_2O_3 تفاوت چندانی ندارد و با توجه به نتایج حاصل از جدول ۵ مقادیر آن بین ۰/۲۶ تا ۷/۱۶ (میانگین ۱/۸۸) در تغییر است، که این فاکتور هم تأیید کننده شرایط محیطی اکسیداسیون در زمان تشکیل این افق است.

بررسی منشأ رسوبات افق مورد مطالعه

یکی از نسبت‌هایی که می‌توان با محاسبه آن، منشأ رسوبات خاک‌های دیرینه را بدست آورد، نسبت TiO_2 / Al_2O_3 است (شلدون و تابور، ۲۰۰۹). از آنجا که هر دو عنصر Al و Ti از تحرک کمتری برخوردارند در مطالعات ژئوشیمیایی حائز اهمیت هستند. عنصر Ti توسط فرایندهای هوازدگی فیزیکی و عنصر Al توسط فرایندهای هوازدگی شیمیایی قابلیت تحرک پذیری پیدا می‌کنند. هر چه این نسبت بالاتر باشد، منشأ خاک‌های دیرینه مافیک‌تر است و چنانچه این نسبت به عدد ۰/۰۶ نزدیک باشد، منشأ آن اپی کلاستیک است (مینارد، ۱۹۹۲). نتایج حاصل از این نسبت در جدول ۵ نشان می‌دهد که مقادیر آن از ۰/۰۵۴ تا ۰/۰۹۶ (میانگین ۰/۰۶۹) در تغییر است و منشأ این خاک دیرینه می‌تواند اپی کلاستیک باشد.

بررسی میزان اکسیژن محیط در زمان تشکیل افق خاک دیرینه

با محاسبه نسبت اکسیدهای اصلی آهن به آلومینیوم (Fe_2O_3 / Al_2O_3) می‌توان به میزان اکسیژن محیط در زمان تشکیل خاک دیرینه پی برد. چنانچه مقدار محاسبه شده این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه کمتر از ۰/۲۵ باشد سطح اکسیژن پایین و محیط تشکیل احیایی برآورد می‌شود و در صورتی که این نسبت بالاتر از ۰/۲۵ محاسبه گردد نشان دهنده شرایط محیطی اکسیداسیون است و هرچه این عدد بالاتر باشد شرایط محیط در زمان تشکیل به سمت سطح اکسیژن بالاتر میل می‌کند (ریتالاک، ۲۰۰۱: شلدون، ۲۰۰۶). در نمونه‌های مورد مطالعه این نسبت محاسبه و در جدول شماره ۵ نمایش داده شده است. این مقادیر از ۰/۲۶ تا ۷/۱۵ (میانگین ۱/۸۸) در تغییر است که نشان دهنده شرایط محیطی اکسیداسیون در زمان تشکیل نمونه‌های مورد مطالعه است. البته قابل ذکر است که نمونه‌های RP3 و RP4 (به ویژه RP4) سطح اکسیژن بسیار بالاتری را نشان می‌دهند. این پژوهشگران معتقدند که می‌توان همین استدلال را در مورد نسبت $(Fe_2O_3 + MnO) / Al_2O_3$ نیز به کار برد به طوری که اگر این نسبت نیز کمتر از ۰/۲۵ باشد شرایط احیایی و در صورتی که مقدار محاسبه شده بیش از ۰/۲۵ باشد، شرایط

محاسبه اندیس هوازدگی

می‌توان از این داده‌ها، برای تعیین فشار دی‌اکسیدکربن و بازسازی شرایط آب‌وهوایی دیرینه که شامل مطالعه میانگین دما و میزان بارش‌های دیرینه است، استفاده کرد (پارسریسا و همکاران، ۲۰۰۶). شرایط آب و هوایی شامل بررسی و مطالعه میانگین دما و بارش دیرینه است.

اندازه‌گیری میانگین درجه حرارت سالیانه^۱ MAT

با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی بر روی خاک‌های دیرینه، می‌توان اطلاعات مفیدی در رابطه با میزان دمای قدیمه به دست آورد. برای این منظور، روش‌های متعددی توسط پژوهشگران پیشنهاد شده است که در این بخش به سه مورد از این روش‌ها پرداخته شده است.

الف) محاسبه میانگین دمای سالیانه با استفاده از اندیس شیمیایی رُس^۲: در خاک‌های دیرینه می‌توان درجه حرارت میانگین سالیانه را با کمک اندیس شیمیایی رُس محاسبه نمود. فرمول محاسبه این شاخص عبارت است از:

$$I = \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$$

با داشتن مقادیر عددی اکسیدهای اصلی فوق، طبق فرمول، اندیس I محاسبه می‌گردد. با داشتن مقادیر این شاخص، می‌توان میانگین درجه حرارت سالیانه (T) را از طریق فرمول زیر محاسبه نمود (شلدون، ۲۰۰۶).

$$T^{\circ}\text{C} = 46.94 \times I + 3.99$$

با قرار دادن مقادیر محاسبه‌شده اندیس I در این فرمول، مقادیر درجه حرارت سالیانه برآورد می‌شود (جدول ۶). مقادیر دمایی بدست آمده بین ۷/۹۷ تا ۱۳/۹۲ (میانگین ۱۱/۴۸) درجه سانتی‌گراد در تغییر است.

ب) محاسبه میانگین دمای سالیانه با استفاده از ایزوتوپ اکسیژن: ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن در خاک‌های دیرینه به منظور بازسازی پارامترهای آب و هوایی کاربرد دارند (ارن، ۲۰۱۱)، و اطلاعات مهمی در مورد میانگین درجه حرارت سالیانه در اختیار قرار می‌دهد. درجه حرارت تشکیل با استفاده از معادله زیر (دورکین و همکاران، ۲۰۰۵)، قابل محاسبه است.

$$\delta^{18}\text{O} = 0.49 \times [T^{\circ}\text{C}] - 12.65$$

در این معادله $\delta^{18}\text{O}$ ، ترکیب ایزوتوپ اکسیژن خاک دیرینه بر حسب PDB و درجه حرارت بر حسب درجه سانتی‌گراد است. با استفاده از این معادله و با استفاده از ایزوتوپ‌های

میزان هوازدگی سنگ‌های منشأ، به کمک عواملی از قبیل ترکیب سنگ مادر، شرایط آب و هوایی، نرخ بالآآمدگی و مدت زمان هوازدگی ناحیه منشأ کنترل می‌شود (ورونکیویز و کندی، ۱۹۸۷). درجه هوازدگی، توسط اندیس‌های ژئوشیمیایی قابل بررسی است. در مطالعات مختلف، درجه هوازدگی منشأ، با استفاده از مقادیر عددی عناصر اصلی محاسبه می‌شود. اندیس‌های هوازدگی، بر مبنای اکسیدهای متحرک و غیر متحرک (Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , CaO) ارایه شده است. در میان اندیس‌های هوازدگی، اندیس شیمیایی دگرسانی (نزبیت و یانگ، ۱۹۸۲)، به عنوان روشی مناسب برای درجه هوازدگی ناحیه منشأ استفاده می‌شود. فرمول محاسبه اندیس مذکور عبارتست از:

$$\text{CIA} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) * 100$$

در این پژوهش، به منظور درک بهتری از مطالعات ژئوشیمیایی بر روی این افق، اندیس هوازدگی مطالعه شده است. از آنجا که عنصر پتاسیم جزء عناصر متحرک است و تحت تأثیر فرایندهای شیمیایی قرار می‌گیرد جهت پیشگیری از بروز خطا در محاسبات و تحلیل داده‌ها، بهتر است برای محاسبه اندیس هوازدگی از روش CIA-K پیشنهادی توسط مینارد (۱۹۹۲) استفاده شود تا بتوان فرایندهای دیاژنزی و شیمیایی بر روی عنصر پتاسیم را مهار نمود. افزایش میزان هوازدگی با افزایش غلظت کوارتز، آبسویی و از بین رفتن مواد معدنی همراه است (بیول و اسواران، ۱۹۹۹). فرمول محاسبه اندیس CIA-K عبارت است از:

$$\text{CIA} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})) * 100$$

نتایج محاسبات نشان می‌دهد که شاخص هوازدگی شیمیایی CIA-K در نمونه‌های مورد مطالعه از ۷۶/۶۸ تا ۸۹/۳۸ (میانگین ۸۴/۶۶) در تغییر است (جدول ۵)، که نشان دهنده بالا بودن درجه هوازدگی در ناحیه منشأ است.

بازسازی شرایط آب و هوای دیرینه توسط داده‌های

ژئوشیمیایی

با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی خاک‌های دیرینه می‌توان شرایط آب و هوایی دیرینه را تفسیر کرد. در واقع

¹ Mean Annual Temperature

² Clayeyness Index

$$\text{MAT} (^{\circ}\text{C}) = -18.516(\text{S}) + 17.298$$

که در این فرمول، مقدار S از طریق رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\text{S} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$$

در این فرمول خطای تقریبی $\pm 4/4^{\circ}\text{C}$ برآورد شده است. با قرار دادن مقادیر داده‌ها در فرمول بالا مقدار میانگین دمای سالیانه قدیمه از $5/38$ تا $11/69$ درجه سانتی‌گراد (میانگین $9/67$) برآورد شده است (جدول ۶).

اکسیژن، دمای تشکیل افق مورد مطالعه از حدود $10/27$ تا $14/8$ (میانگین $12/29$) درجه سانتی‌گراد در تغییر است (جدول ۶).

ج) محاسبه میانگین درجه حرارت سالیانه با استفاده از اکسیدهای اصلی: در این روش نیز می‌توان با کمک داده‌های مربوط به عناصر اصلی و با استفاده از فرمول پیشنهادی توسط شلدون و همکاران (۲۰۰۲) میانگین دمای سالیانه را محاسبه نمود:

جدول ۵. محاسبه پارامترهای ژئوشیمیایی بر اساس داده‌های آنالیز XRF

شماره نمونه	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{TiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	CIA	CIA-K
RP2A	0.26	0.26	0.05	30	73.32	87
RP2B	0.28	0.28	0.06	31	72.9	86.69
RP3	1.21	1.21	0.08	45	67.59	76.68
RP4	7.58	7.15	0.1	64	59.22	89.38
RP5	0.48	0.48	0.06	35	73.15	86.98

جدول ۶. میانگین درجه حرارت سالیانه نمونه‌های مورد مطالعه

شماره نمونه	MAT (با استفاده از اندیس شیمیایی رس)	MAT (با استفاده از ایزوتوپ اکسیژن)	MAT (با استفاده از اکسیدهای اصلی)
RP2A	13.82	10.16	11.69
RP2B	13.92	10.27	11.54
RP3	9.23	13.14	9
RP4	7.97	14.82	5.38
RP5	12.46	13.08	10.74

روش‌ها، استفاده از فرمول (شلدون و همکاران، ۲۰۰۲) است، که در این فرمول پیشنهادی، مقدار بارندگی دیرینه با استفاده از اندیس هوازنگی شیمیایی (CIA-K) و از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$\text{MAP (mm)} = 221 e^{0.0197(\text{CIA-K})}$$

در این رابطه مقدار e همان عدد اولر است که در ریاضیات به آن عدد « ثابت نپر » نیز گفته می‌شود. مقدار این عدد با تقریب شش رقم اعشار، عبارت است از:

$$e = 2/718282$$

از طرفی مقادیر محاسبه شده MAP با کمک این فرمول، دارای دقت $R^2 = 0/72$ و خطای استاندارد ± 182 میلی‌متر همراه است. در این فرمول، مقادیر بالای CIA، حاکی از مقادیر بالای بارندگی است و بالا بودن MAP منجر به هوازنگی شدید می‌شود. بالا بودن میانگین سالیانه بارندگی، همچنین باعث کاهش عناصر قلیایی (مانند عنصر

تفسیر میانگین دمای سالیانه

با استفاده از سه روش پیشنهادی که در بالا به آن‌ها اشاره شد، میانگین دمای سالیانه $11/5$ برآورد می‌شود. از آنجا که نتایج محاسبات، دماهای بالایی را نشان ندادند، می‌توان نتیجه گرفت که شرایط دمایی اقلیم، که فرایند خاک‌زایی در آن صورت گرفته است در زمان تشکیل این افق، حاکی از شرایط آب و هوایی معتدل و مرطوب در محیط قاره‌ای بوده‌است.

تعیین نرخ بارندگی سالانه دیرینه با استفاده از

داده‌های ژئوشیمیایی MAP^۱

الف) تعیین نرخ بارندگی با استفاده از اندیس هوازنگی CIA-K: با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی خاک‌های دیرینه، به روش‌های مختلفی می‌توان اطلاعات مفیدی در خصوص میزان بارندگی دیرینه به دست آورد. یکی از این

^۱ Mean Annual Precipitation

بارندگی، حدود ۱۵۸۵ mm/yr برآورد شده است. مقادیر محاسبه شده میزان بارندگی بر طبق فرمول فوق، نشان می‌دهد که میانگین بارندگی سالانه در این بازه زمانی نسبتاً بالا بوده است.

ب) تعیین نرخ بارندگی با استفاده از اکسیدهای اصلی: شلدون و همکاران (۲۰۰۲) با استفاده از داده‌های حاصل از نتایج آنالیز XRF و به کمک اکسیدهای اصلی، روش دیگری جهت محاسبه مقدار میانگین بارندگی سالیانه بیان کرده اند که از طریق فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$\text{MAP} = (-259/3) \times \text{Ln}((\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3) + 759$$

که در رابطه بالا، Ln لگاریتم نپری است. با قرار دادن تمامی داده‌ها در این فرمول مقدار بارندگی دیرینه در این افق حدود ۸۱۸/۶۶ تا ۹۳۲/۲۹ (میانگین ۸۸۹/۳۵) میلی‌متر برآورد شده است (جدول ۷). محاسبات نشان می‌دهند که مقدار میانگین بارندگی سالانه با این روش نیز نسبتاً بالا بدست آمده است.

پتاسیم، که تحرک بیشتری دارند) می‌شود و باعث باقی ماندن عناصری مانند Al، که از تحرک کمتری برخوردارند، می‌شود. با توجه به اینکه در فرمول محاسبه CIA، عنصر پتاسیم متحرک است و همچنین بر اساس توضیحات قبلی، در شرایط بارندگی بالا، مقادیر عنصر پتاسیم کاهش یافته و این امر ممکن است محاسبات را دچار خطا کند، بنابراین شلدون و همکاران (۲۰۰۲)، پیشنهاد کرده‌اند که بجای استفاده از پارامتر CIA، از پارامتر CIA-K استفاده شود تا به این روش بتوان تأثیر منفی کاهش پتاسیم را در شرایط مذکور به حداقل رساند. همچنین مقدار CIA-K نیز از طریق فرمول ذیل محاسبه می‌گردد:

$$\text{CIA-K} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}))$$

با توجه به داده‌های جدول ۷ و بر اساس محاسبات مبتنی بر فرمول پیشنهادی، مقدار بارندگی دیرینه در این افق حدود ۱۰۰۰/۹۱ تا ۱۲۸۵/۵۱ (میانگین ۱۱۷۵/۶۴) میلی‌متر برآورد شده است. باید در نظر داشت که برای مقادیر CIA= 100 برای افق‌های خاک دیرینه، مقدار

جدول ۷. میانگین بارندگی سالیانه نمونه‌های مورد مطالعه

شماره نمونه	MAP (CIA)	MAT (با استفاده از اکسیدهای اصلی)	MAP(CALMAG)
RP2A	1226.6	899.3	1338.36
RP2B	1219.23	897.6	1344.18
RP3	1145.94	898.7	1563
RP4	1000.91	818.6	1535.73
RP5	1285.51	932.2	1522.61

میانگین بارندگی سالیانه بین ۱۳۳۸/۳۶ تا ۱۵۶۳ میلی‌متر محاسبه و برآورد شده است (میانگین ۱۴۶۰/۷۸). مطالعات و تحقیقات نشان داده است که برآورد مقدار MAP بر اساس روش CALMAG از دو روش دیگر دقیق‌تر است (نورت و درایز، ۲۰۱۰). محاسبات مربوط به مقدار میانگین بارندگی سالیانه در زمان تشکیل افق خاک دیرینه، با سه روش بالا نشان می‌دهد که این مقادیر به طور کلی بین ۸۱۸/۶۶ تا ۱۵۶۳ میلی‌متر در تغییر است که نشان‌دهنده مقدار بارندگی متوسط تا بالا در بازه زمانی تشکیل افق خاک دیرینه است.

فشار دی اکسیدکربن دیرینه

دی‌اکسیدکربن، گاز گلخانه‌ای مهمی است که تعیین مقدار آن در اتمسفر، در دوره‌هایی که شرایط برای تشکیل

ج) تعیین نرخ بارندگی دیرینه با استفاده از شاخص CALMAG: با استفاده از شاخص CALMAG نیز می‌توان میزان بارش دیرینه را ارزیابی نمود، شاخص CALMAG، شاخصی برای مطالعه، ارزیابی و بررسی هیدرولیز عناصر قلیایی خاکی است، که بر اساس این شاخص مقدار بارندگی دیرینه از فرمول زیر بدست می‌آید (آدامز و همکاران، ۲۰۱۱):

$$\text{MAP} = 22.69(\text{CALMAG}) - 435.8$$

خطای استفاده از این فرمول ± 10.8 میلی‌متر در سال است. در این فرمول، شاخص CALMAG بر اساس داده‌های اکسیدهای اصلی از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$\text{CALMAG} = 100 \times [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{MgO})]$$

شاخص CALMAG در نمونه‌های مورد مطالعه از ۷۸/۱۹ تا ۸۸/۰۹ در تغییر است. بر اساس این شاخص مقدار

است. همچنین مقدار $\delta^{13}C_a$ یا همان مقدار ایزوتوپی دی‌اکسیدکربن جو با استفاده از معادله آرنز و همکاران (۲۰۰۰) محاسبه شده است.

$$\delta^{13}C_a = \frac{(\delta^{13}C_o + 18.67)}{1.1}$$

که در این فرمول $\delta^{13}C_o$ همان مقدار ایزوتوپی کربن مواد آلی موجود در خاک است (همان مقدار $\delta^{13}C_r$) که در فرمول بالا بکار گرفته شده است. در نهایت با قرار دادن تمامی داده‌ها در فرمول ۱ فشار دی‌اکسیدکربن محاسبه گردید. براین اساس مقدار فشار دی‌اکسیدکربن دیرینه در دوره کرتاسه، از ۲۲۳۷/۱۰ تا ۲۹۸۱/۰۸ پی‌پی‌ام تخمین زده می‌شود، که ۷/۹۹ تا ۱۰/۶۵ برابر مقدار فشار دی‌اکسیدکربن امروزی است. اندازه‌گیری‌های فشار دی‌اکسیدکربن که توسط ریتالاک (۲۰۰۹) برای دوره کرتاسه انجام شده است، در بازه ۱۰۰۰ تا ۳۱۰۰ پی‌پی‌ام قرار دارد. بررسی و مطالعه این پژوهش نشان‌دهنده این موضوع است که در دوره کرتاسه فشار گاز دی‌اکسیدکربن به طور پیوسته بالا نبوده است (هوهر و همکاران، ۲۰۱۸).

مقایسه نتایج حاصل از مطالعه ژئوشیمی افق

اکسی‌سول مورد مطالعه با جغرافیای دیرینه

اگرچه بازسازی جغرافیای دیرینه کامپانین در منطقه مورد مطالعه نیازمند اطلاعات دقیق از سرگذشت تکتونیکی منطقه و الگوی رسوب‌گذاری است، ولی می‌تواند به درک بیشتر از شرایطی بیانجامد که به تشکیل افق خاک دیرینه منجر شده است. بسته شدن اقیانوس پالئوتیس، در تریاس میانی تا تریاس بالایی در مرز بین صفحات ایران و توران، و ایجاد یک حوضه فورلندی که در پیشانی کمان ماگمایی شکل گرفته است (قائمی، ۱۳۸۳)، از رویدادهای تکتونیکی مهم و متأثر از کوهزائی سیمیرین بوده است که در اوایل شکل‌گیری حوضه کپه‌داغ فعال بوده‌اند (روبرت و همکاران، ۲۰۱۴). وجود رسوبات کنگلومرایی قاره‌ای به سن بازوسین نشان‌دهنده فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه بوده که فرسایش ناحیه بالا آمده را در بازه زمانی ژوراسیک پیشین به دنبال داشته است. پس از آن حوضه کپه‌داغ در مرز بین صفحات ایران و توران به شکل یک حوضه در حال فرونشینی تشکیل شده است (علوی، ۱۹۹۱). بر اساس نقشه‌های جغرافیایی دیرینه در طی کامپانین حوضه‌های ریفتی، درون کراتونی و حواشی قاره‌ای غیرفعال بعنوان

گازهای گلخانه‌ای فراهم بوده است اهمیت زیادی دارد (هوهر و همکاران، ۲۰۱۸). روش‌های گوناگونی برای ارزیابی و تعیین مقدار دی‌اکسیدکربن دیرینه اتمسفر در طول زمان زمین‌شناسی وجود دارد که از روش‌های رایج می‌توان به مقدار کربن موجود در خاک دیرینه اشاره نمود. مقادیر بدست آمده فشار دی‌اکسیدکربن دیرینه در بسیاری از پژوهش‌ها بر اساس میزان ایزوتوپ کربن خاک‌های دیرینه سنجیده شده است، که از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است (شلدون، ۲۰۱۳؛ کانزاک و مکرمی، ۲۰۱۶). برای درک بیشتر اقلیم و شرایط آب و هوایی کرتاسه پسین و اکوسیستم‌های آن مطالعه و تخمین فشار دی‌اکسیدکربن مورد نیاز است (مرتضوی، ۱۳۹۲). برای اندازه‌گیری فشار CO_2 اتمسفر، از فشار CO_2 خاک‌های دیرینه به روش سرلینگ (۱۹۹۹) [تصحیح شده توسط اکارت و همکاران، ۱۹۹۹] استفاده شده است.

$$P_a = P_r \frac{(\delta^{13}C_s - 1.0044\delta^{13}C_r - 4.4)}{(\delta^{13}C_a - \delta^{13}C_s)}$$

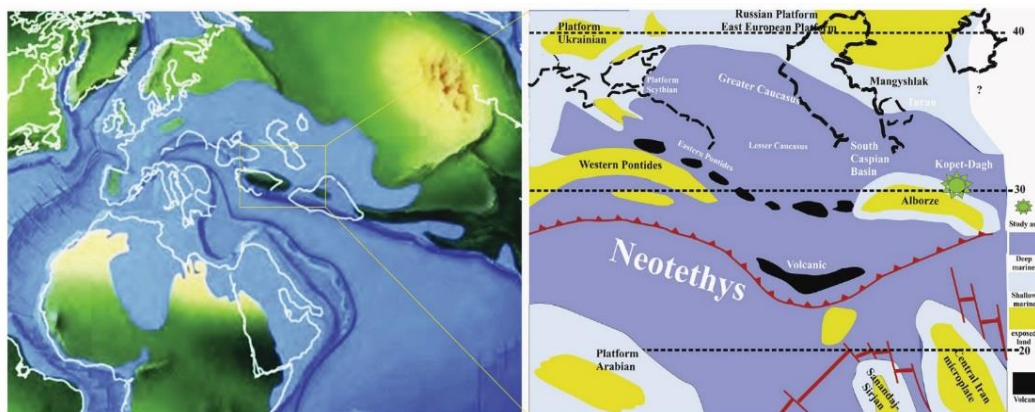
در این فرمول P_a فشار دی‌اکسیدکربن اتمسفر، P_r فشار دی‌اکسیدکربن موجود در خاک دیرینه، $\delta^{13}C_s$ و $\delta^{13}C_r$ و $\delta^{13}C_a$ به ترتیب، ترکیبات ایزوتوپی دی‌اکسیدکربن خاک و دی‌اکسیدکربن تبادل یافته با خاک، و دی‌اکسیدکربن اتمسفر است. P_r تابعی از عمق خاک است، که این مقدار در عمق ۲۰ تا ۳۰ سانتی‌متری به مقدار ثابتی می‌رسد. خاک‌هایی که به خوبی در معرض هوا بوده‌اند، مقادیر P_r بین ۴۰۰۰ تا ۷۰۰۰ پی‌پی‌ام را نشان می‌دهند (اکارت و همکاران، ۱۹۹۹). برای این نوع از خاک‌های دیرینه، مقدار ۴۵۷۷ پی‌پی‌ام توسط ریتالاک (۲۰۰۸) تخمین زده شده است و تقریباً معادل آن را حدود ۵۰۰۰ پی‌پی‌ام در نظر گرفته‌اند. $\delta^{13}C_s$ در فرمول شماره ۱، مقدار ایزوتوپی کالکریت است که به کمک فرمول زیر محاسبه می‌شود.

$$\delta^{13}C_s = \frac{\delta^{13}C_c + 1000}{\frac{11.98 - 0.12T}{1000} + 1} - 1000$$

در این فرمول، T میانگین دمای سالانه است که توسط ریتالاک (۲۰۰۸) محاسبه، و مقدار $8^\circ C$ برای آن در نظر گرفته شده است. مقدار $\delta^{13}C_r$ معادل مقادیر کربن آلی است، میانگین ترکیب ایزوتوپی کربن آلی در کرتاسه حدود ۲۶٪- بوده، که در معادله بالا، این مقدار گنجانده شده

همین دلیل سازند نیزار در بخش‌های غربی حوضه گسترش نیافته‌است (حسین‌یار و همکاران، ۲۰۱۹). در حالی که در بخش‌های شرقی از گسترش زیادی برخوردار است. موقعیت پلیت ایران در بازه زمانی کامپانین در بخش شمالی اقیانوس نئوتتیس و بخش جنوبی صفحه توران در عرض جغرافیایی حدود ۳۰ درجه شمالی قرار داشته‌است (اسکاتس، ۲۰۱۴)، که با نتایج حاصل از داده‌های ژئوشیمیایی مطابقت دارد، که تأیید کننده آب و هوای معتدل و مرطوب است (شکل ۸).

مثال در حاشیه شمالی پلیت هندی وجود داشته‌است (اسکاتس، ۲۰۱۴). نواحی با فرونشینی سریع میان قاره‌ای که از حواشی صفحات یا مناطق کوهزایی دور هستند به عنوان حوضه‌های درون کراتونی شناخته می‌شوند (آلن اند آلن، ۲۰۱۳). تغییرات واضح در ضخامت سازند نیزار در قسمت‌های مختلف حوضه رسوبی کپه‌داغ به علت فعالیت‌های کششی همزمان با رسوب‌گذاری بوده‌است که از اوایل کرتاسه فعالیت داشته‌است. در واقع فرونشست حوضه کپه‌داغ توسط گسل‌هایی کنترل می‌شده‌است که دارای امتداد شمال باختری- جنوب خاوری هستند و به



شکل ۸. نقشه جغرافیای دیرینه و موقعیت جغرافیایی دیرینه حوضه رسوبی کپه‌داغ در زمان کامپانین پسین که در محدوده عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمالی قرار گرفته‌است (اسکاتس، ۲۰۱۴).

شده‌است، که این مقادیر با جغرافیای دیرینه برش مورد مطالعه مطابقت دارد. بر مبنای همین مطالعات، فشار دی‌اکسیدکربن نیز در این برش محاسبه و تخمین زده شد که حدود ۹/۳ برابر مقدار فعلی آن بوده و این نتایج نیز با جغرافیای دیرینه کپه‌داغ در این زمان مطابقت دارد.

منابع

افشارحرب، ع (۱۳۷۳) زمین‌شناسی کپه‌داغ، طرح تدوین کتاب سازمان زمین‌شناسی کشور، ۲۷۵ ص.
قائمی، ف (۱۳۸۳) تحلیل ساختاری و بررسی رابطه‌ی رسوب‌گذاری با تکتونیک ناحیه‌ی آق‌دربند در شمال خاور ایران. پایان‌نامه‌ی دکتری. دانشگاه شهید بهشتی تهران. ۲۷۷ ص.
کشمیری، م.، ماهانی‌پور، ا.، محمودی‌قرائی، م. ح.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا (۱۳۹۹) پالئواکولوژی نانوفسیل-های آهکی بخش فوقانی سازند نیزار در حوضه رسوبی

نتیجه‌گیری

در برش مورد مطالعه، یک افق خاک دیرینه در مرز بین دو سازند نیزار و کلات شناسایی و مورد مطالعه قرار گرفته‌است. بر اساس طبقه‌بندی خاک‌های دیرینه، نوع اکسی‌سولی در این برش شناسایی شد. بر مبنای ویژگی‌های میکروسکوپی، ماکروسکوپی و ژئوشیمی ایزوتوپی، وجود آب‌های متوریک برای تشکیل این افق نقش زیادی داشته‌است. شواهد ژئوشیمیایی دلالت بر افت سطح ایستابی و پسروری دریا برای تشکیل این نوع از اکسی‌سول‌ها دارد. افق خاک دیرینه اکسی‌سولی برش مورد مطالعه دارای اشکال ماکرومورفولوژی و میکرومورفولوژی ویژه‌ای است که با توجه به وجود غالب میکروفابریک بتا، فعالیت میکروارگانیسم‌ها در تشکیل این افق خاک اکسی‌سولی دارد. بر مبنای مطالعات ژئوشیمیایی، میانگین دمای دیرینه در این برش حدود ۱۱ درجه سانتی‌گراد تخمین زده شد، و مقدار بارندگی دیرینه از ۸۱۸/۶۶ تا ۱۵۶۳ میلی‌متر با میانگین حدود ۱۲۰۰ میلی‌متر برآورد

- Cooper, M., Vidal-Torreado, P., Chaplot, V (2005) Origin of microaggregates in soils with ferrallic horizons. *Scientia. Agricola*, 62(3): 256-263
- Driese, S. G., Medaris, L. G., Kirsimae, K., Somelar, P (2018) Oxisolic processes and geochemical constraints on duration of weathering for Neoproterozoic Baltic paleosol. *Precambrian Research*, 310: 165-178
- Dworkin, S. I., Nordt, L., Atchley, S (2005) Determining terrestrial paleotemperature using the oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate. *Earth and Planetary Science Letters*, 237: 56-68
- Ekart, D. D., Cerling T. E., Montanez I. P., Tabor N. J (1999) A 400 million year carbon isotope record of pedogenic carbonate: implications for paleoatmospheric carbon dioxide. *American Journal of Science*, 299:805- 827
- Eren, M (2011) Stable isotope geochemistry of Quaternary Calcretes in the Mersin area. Southern Turkey, A comparison and implications for their origin. *Chemie der Erde*, 71: 31- 37.
- Eswaran, H., Sys, C., Sousa, E. C (1975) Plasma infusion. A pedological process of significance in the humid tropics. *Anales de Edafologia Agrobiologia*, 34: 665-674.
- Flügel, E (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks*. 2nd ed. Springer-Verlag Berlin, Germany. 976 p.
- Hosseinyar, G., Moussavi-Harami, R., Abdollahie Fard, I., Mahboubi, A., Neomani Rad, R., Ebrahimi, M-H (2018) Facies analyses and depositional setting of the Lower cretaceous Shurijeh- Shatlyk Formations in the Kopeh-Dagh Basin (Iran and Turkmenistan). *Geological Journal*, 7: 1-15
- Huber, B., Kenneth, G., Macleod David, K., Watkins, F (2018) The rise and fall of the Cretaceous Hot Greenhouse climate. *Global and Planetary Change*, 167: 1-23
- Kanzaki, Y., Murakami, T (2015) Estimate of atmospheric CO₂ in the Neoproterozoic from paleosols. *Geochimica Cosmochimica, Acta*, 159: 190- 219
- Klein, R., Salminen, J., Mertanen, S (2015) Baltic during the Ediacaran and Cambrian: a paleomagnetic study of Hailuoto sediments in Finland. *Precambrian Research*, 267: 94-105
- Lindbo, D. L., Stolt, M. H., Vepraskas, M. J (2010) Redoximorphic. Interpretation of micromorphological Features of soils and regoliths, Elsevier, 129-147
- Liivimägi, S., Somelar, P., Virca, I., Mahaney, W. C., Kirs, J., Kirsimae, K (2015) Petrology, mineralogy and geochemical climofunctions of the Neoproterozoic Baltic paleosol. *Precambrian Research*, 256: 170-188
- کپه‌داغ. پنجمین همایش ملی انجمن رسوب‌شناسی ایران، ۱ص.
- محبوبی، ا.، موسوی‌حرمی، ر.، نجفی، ا.، منصوری دانشور، پ (۱۳۸۴) چینه‌نگاری سکansı و تاریخچه تغییرات سطح آب دریا در سنگ‌های آهکی سازند کلات (ماستریشتین بالایی) در شمال مشهد. *مجله علوم زمین*، شماره ۵۸، ص ۲-۱۷.
- مرتضوی، م (۱۳۹۲) بررسی رخساره‌های سنگی، تاریخچه رسوب‌گذاری و پس از رسوب‌گذاری و چینه‌نگاری سکansı سازند شوربجه (کرتاسه تحتانی) در بخش مرکزی و غربی حوضه رسوبی کپه‌داغ. پایان‌نامه دکترا. دانشگاه فردوسی مشهد، ۴۳۳ص.
- مرتضوی، م.، موسوی‌حرمی، ر.، محبوبی، ا.، نجفی، م (۱۳۹۱) خاک‌های دیرینه (پالتوسل)، انواع و ویژگی‌های آن در سازند شوربجه (ژوراسیک پسین- کرتاسه پیشین)، حوضه رسوبی کپه‌داغ، شمال شرق ایران. *مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی*، شماره ۴۶، ص ۱-۳۲.
- Adams, J. S., Kraus, M. J., Wing, S. L (2011) Evaluating the use of weathering indices for determining mean annual precipitation in the ancient stratigraphic record. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 309: 358-366
- Afshar-Harb, A (1982) Geological quadrangle map of Sarakhs, 1:250,000 scale. Tehran, Exploration and Production, National Iranian Oil Company (one sheet).
- Alavi, M (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys Remnants in northeastern Iran. *Geological Society of American Bulletin*, 103: 983-992
- Allen, A., Allen, J. R (2013) *Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment*. 3th Edition. Wiley-Blackwell, Oxford, 632p.
- Arens, N. C., Jahren, A. H., Amundson, R (2000) Can C3 plants faithfully record the carbon isotopic composition of atmospheric carbon dioxide? *Paleobiology*, 26:137-164
- Buol, S. W., Eswaran, H (1999) Oxisols. *Advances in Aragonomy*, 68: 151-195.
- Cerling, T. E (1999) Stable carbon isotopes in paleosol carbonates. in Thiry, M., Simm-Coincon, R., (eds), *Paleoweathering, Paleosurfaces, and Related Continental Deposits*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 27: 43- 60

- the Catalan Coastal Ranges (NE Spain). *Journal of Geochemical Exploration*, 89: 318-321
- Ramezani, O. R., Shahriari, S., Hafezi Moghadas, N., Omidi, P., Eftekharnajad, J (2008) A model for Active tectonics in Kopet (North- East Iran). *World Applied Sciences Journal*, 3: 312- 316
- Retallack, G. J (2001) A 300-million-year record of atmospheric carbon dioxide from fossil plant cuticles. *Nature*, 411: 287- 290
- Retallack, G. J (2008) New transfer functions for estimating paleoproductivity in paleosols. *Proceedings of the Oregon Academy of Science*, 25-46
- Retallack, G. J (2009) Greenhouse crises of the past 300 million years. *Geological Society of America Bulletin*, 121: 1441- 1455
- Retallack, G. J (2010) Lateritization and bauxitization events. *Geology*, 105: 655-667
- Robert, A., Letouzey, J., Kavooosi, M. A., Sherkati, Sh., Muller, C., Verges, J., Aghababaei, A (2014) Structural evolution of the Kopeh Dagh fold-and-thrust belt (NE Iran) and interactions with the South Caspian Sea Basin and Amu Darya Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 57: 68-87
- Schaefer, C. E (2001) Brazilian latosols and their B horizon microstructure as long-term biotic constructs. *Soil Research*, 39: 909-926
- Scotese, C. R (2014) Atlas of Late Cretaceous Paleogeographic Maps, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, The Cretaceous, 2:16-22
- Sheldon, N. D., Retallack, G. J., Tanaka, S (2002) Geochemical climofunctions of North American soils and application to paleosols across the Eocene-Oligocene boundary in Oregon. *Geology*, 110: 687-696
- Sheldon, N. D (2006) Precambrian paleosols and atmospheric CO₂ levels. *Precambrian Research*, 147: 148-155
- Sheldon, N. D., Taboor, N. J (2009) Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth Sciences Review*, 95:1-52
- Sheldon, N. D (2013) Causes and consequences of low atmospheric pCO₂ in the Late Mesoproterozoic. *Chemical Geology*, 362: 224-231.
- Torsvik, T. H (2003) The Rodinia jigsaw puzzle. *Science*, 300: 1379- 1381.
- Wronkiewicz, D. J. Condie, K. C (1987) Geochemistry of Archaean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: Source-area weathering and provenance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 2401-2416.
- Mack, G. H., James, W. C., Monger, H. C (1993) Classification of paleosols. *Geological Society of America Bulletin*, 105: 129-136
- Malpas, J. A., Gawthorpe, R. L., Pollard, J. E., Sharp, I. R (2005) Ichnofabric analysis of the shallow marine Nukhul Formation (Miocene), Suez Rift, Egypt: implication for depositional processes and sequence stratigraphic evolution. *Paleogeography Paleoclimatology paleoecology*, 215: 239-264
- Martinez, L. C. A., Iglesias, A., Artabe, A. E., Varela, A. N., Apesteuia, S (2017) A new Encephalartea trunk (Cycadales) from the Cretaceous of Patagonia (Mata amarilla Formation, Austral basin), Argentina. *Cretaceous Research*, 72: 81-94
- Maynard, J. B (1992) Chemistry of modern soils as guide for interpreting Precambrian paleosols. *The Journal of Geology*, 100: 279-289
- Miller, C. R., James, N. P., Bone, Y (2012) Prolonged carbonate diagenesis under an evolving late cenozoic climate; Nullarbor Plain, southern Australia. *Sedimentary Geology*, 262: 33-49
- Mortazavi, M., Moussavi-Harami, R., Brenner, R. L., Mahboubi, A (2013) Stable isotope record in pedogenic carbonates in northeast Iran: Implications for Early Cretaceous (Berriasian-Barremian) paleovegetation and paleoatmospheric P (CO₂) levels. *Geoderma*, 85-97.
- Moussavi-Harami, R., Brenner, R. L (1992) Geohistory analysis, petroleum reservoir characteristics of Lower Cretaceous (Neocomian) sandstones, eastern Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 76: 1200-1208
- Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Nadjafi, M., Brenner, R. L., Mortazavi, M (2009) Mechanism of calcrete formation in the Lower Cretaceous (Neocomian) fluvial deposits, northeastern Iran based on petrographic, geochemical data. *Cretaceous Research*, 30: 1146-1156
- Nesbitt, H. W. Young, G. M (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717
- Nordth, L. C., Dreise, S. D (2010) New weathering index improves paleorainfall estimates from vertisols. *Geology*, 38: 407-410
- Nunes, W. A. G. A., Schaefer, C. E. R., Ker, J. C., FrenandesFilho, E. I (2000) Caracterizacao micropedologica de alguns solos da Zona da Mata Mineira. *Revista Brasileira de Ciencia do Solo*, 24(1): 103-115.
- Parcerisa, D., Gomez-Gras, D., Trave, A., Martin-Martin, J. D., Maestro, E (2006) Fe, Mn in calcites cementing red beds: a record of oxidation-reduction conditions examples from