

مقایسه برخی خصوصیات جلای بیابان در سطوح پایدار، ناپایدار و نسبتاً پایدار پدیمنت پوشیده در منطقه جیرفت

معصومه سرمست^۱، محمدهادی فرپور^{۱*} و عیسی اسفندیارپور بروجنی^۲

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۱/۱۸؛ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۳/۰۹)

چکیده

بررسی‌های فیزیکی، شیمیایی، میکروسکوپی و کانی‌شناسی از جمله روش‌های مفید در شناسایی و تفسیر جلاها در راستای سن‌یابی و اقلیم‌شناسی گذشته می‌باشد. پژوهش حاضر به منظور بررسی کاربرد جلای سنگ در تعیین سن نسبی و تکامل عوارض ژئومورفیکی اراضی خشک منطقه جیرفت در استان کرمان انجام گرفت. شکل اراضی پدیمنت پوشیده در منطقه شناسایی شد و برآسانس نوع رسوبات زمین‌شناسی و خصوصیات جلای سنگ‌ها به سطوح پایدار، نسبتاً پایدار و ناپایدار تقسیم گردید. سنگ‌های دارای جلا از روی هر سطح ژئومورفیک جمع‌آوری گردیدند و مورد مطالعه فیزیکی، شیمیایی، میکروسکوپی (میکروسکوب سنگ‌شناسی و الکترونی روبشی) و کانی‌شناسی رسی قرار گرفتند. نتایج نشان داد که سیلیسیم، آلومینیوم، آهن و کلسیم از جمله عناصر غالب موجود در جلای سنگ‌های منطقه بودند و ضخامت جلا در سنگ‌های مختلف بین ۱۰۰ تا ۶۰۰ میکرومتر متغیر بود. نتایج نسبت کاتیونی $\text{Ca} + \text{K}/\text{Ti}$ نشان داد که نمونه‌های مربوط به سطح پایدار، مسن‌تر از نمونه‌های مربوط به سطوح نسبتاً پایدار و ناپایدار بودند. همچنین، پوشش و پرشدگی رس طی مطالعات میکرومورفولوژیکی در سنگ‌های موجود در سطح پایدار پدیمنت مشاهده گردید. کانی‌شناسی رسی جلاها حاکی از وجود کانی‌های کلریت، اسمکتیت، ایلیت، پالیگورسکیت، سپیولیت و کائولینیت بود. علاوه بر این، تصاویر میکروسکوب الکترونی روبشی مورفولوژی لایه‌ای جلای سنگ را به وضوح نشان دادند. نتایج پژوهش حاضر نمایانگر امکان استفاده از جلای سنگ در تعیین سن نسبی سطوح مختلف ژئومورفیک موجود در منطقه جیرفت بود.

واژه‌های کلیدی: پوشش سنگ، سن‌یابی نسبی، جلای سنگ، نسبت کاتیونی

۱. گروه علوم و مهندسی خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید باهنر کرمان

۲. گروه علوم و مهندسی خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ولی عصر رفسنجان

*: مسئول مکاتبات: پست الکترونیکی: farpoor@uk.ac.ir

مقدمه

بیشترین غلظت عناصر منگنز، باریم، کلسیم و فسفر در لایه‌های تیره که در آخرین دوره یخچالی تشکیل شده‌اند، مشاهده گردید. تجمع آهن، نشان‌دهنده تغییر دوره یخچالی به بین یخچالی بود.

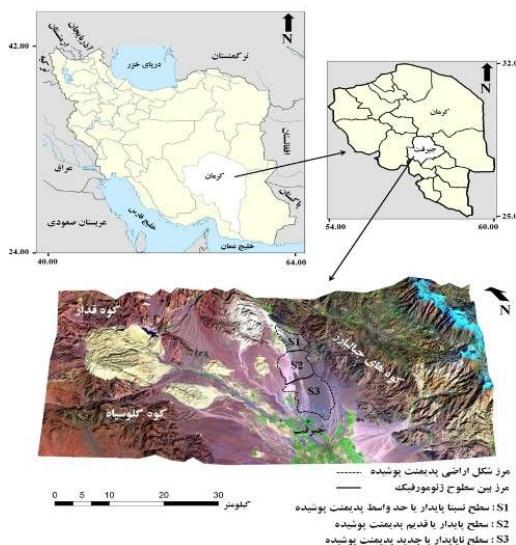
منشاء رسوبی جلای سنگ باعث ایجاد چینه‌شناسی ریز در آن می‌گردد که قادر به ثبت تغییرات محیطی زمان تشکیل آن می‌باشد. لیا و بروکر (۲۵ و ۲۶) با بررسی ریز چینه‌شناسی جلای سنگ‌های اراضی خشک غرب ایالات متحده آمریکا نشان دادند که لایه‌های زرد فقیر از منگنز و باریم در طول دوره‌های خشک هولوسن و آخرین دوره بین یخچالی، لایه‌های تیره غنی از منگنز و باریم در طول دوره‌های مرطوب یخچالی و لایه‌های نارنجی حاوی مقدار متوسطی از منگنز و باریم در طول دوره‌های گذار اقلیمی بین شرایط بهشت خشک و شدیداً مرطوب تشکیل شدند.

روش سن‌یابی نسبت کاتیونی ($\text{Na}+\text{Mg}+\text{K}+\text{Ca}/\text{Ti}$) یا $(\text{Ca}+\text{K})/\text{Ti}$ در نتیجه روندهای به‌ظاهر منسجم و سیستماتیک در نسبت عناصر جلای سنگ توسعه یافته است (۳۷). این روش بر این فرض استوار است که با گذشت زمان کاتیون‌های قابل شست‌وشو در جلا از قبیل سدیم، پتاسیم، منیزیم و کلسیم به تدریج تخلیه و یا توسط کاتیون‌های با تحرک کمتر از قبیل تیتانیوم جایگزین خواهند شد. کاهش نسبت کاتیونی $(\text{Na}+\text{Mg}+\text{K}+\text{Ca})/\text{Ti}$ یا $(\text{Ca}+\text{K})/\text{Ti}$ شاخصی از مدت زمانی می‌باشد که جلا در معرض آب‌شویی کاتیونی (نسبت کاتیونی کمتر، سن بیشتر) قرار گرفته است (۸ و ۲۸). دورن (۸) با آنالیز جلاهای خطوط ساحلی دریاچه Seales، شیب‌های Death Valley در ایالات متحده آمریکا و قلوه‌سنگ‌های زاویه‌دار بیابان نقب، روند کاهشی نسبت کاتیونی را با افزایش سن نسبی عوارض ژئومورفولوژیکی نشان داد. هرینگتون و واپتنی (۱۶) تجزیه عنصری میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM-EDS) را برای اندازه‌گیری نسبت‌های کاتیونی در مقاطع عرضی جلای سنگ‌های حوضه Espanola، کوه‌های NM و Yucca مورد استفاده قرار دادند و کاهش خطی نسبت‌های

یکی از جالب‌ترین پدیده‌های بیوشیمیایی در مناطق بیابانی جهان، جلای بیابان (desert varnish) یا جلای سنگ (rock varnish) است (۶). جلای سنگ، گروهی از طیف گسترده پوشش‌های سطحی سنگ با ضخامت $5-600\mu\text{m}$ می‌باشد که در تمام محیط‌های خاکی یافت می‌شود، اما توسعه و حفظ آن در بیابان‌های خشک تا نیمه‌خشک جهان بیشتر است (۱۱). این پوشش قهوه‌ای تیره تا سیاه از حدود 30 درصد اکسید منگنز (برنسایت، MnO_2) و اکسید آهن (هماتیت، Fe_2O_3)، بیش از 70 درصد کانی‌های رسی (فیلوسیلیکات‌ها)، بیش از 12 عنصر خاکی ردیاب (trace) و کمیاب و دانه‌های کوارتز و فلدسپار تشکیل شده است (۳۰). همچنین، بعضی اوقات جلای سنگ حاوی فسفات‌ها، کربنات‌ها و ذرات آلی می‌باشد (۳۵). به‌طور کلی، کانی‌های رسی منجر به ایجاد بافت لایه‌ای در جلای سنگ می‌شوند و به شناسایی آن کمک می‌نمایند (۱۹).

جلای سنگ توسط رسوب گذاری متسوالی ذرات معدنی با اندازه معمولاً کمتر از 2 میکرومتر تشکیل می‌شود (۸ و ۳۴). اجزای تشکیل دهنده جلا، منشاء خارجی دارند و به مقدار زیاد از اتمسفر توسط رسوب گذاری هوایزدها (Aerosols) و گرد و خاک دریافت می‌شوند (۶ و ۲۷). اجزای جلا، تغییرات محلی و منطقه‌ای گرد و خاک، نوسانات اقلیمی و فرآیندهای فرسایش و رسوب گذاری را منعکس می‌کنند (۳۴). از این رو، برخی از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی جلای سنگ نظری غلظت عناصر (۸، ۹ و ۲۳)، ریز چینه‌شناسی (۲۴ و ۲۵) و نسبت عناصر (۸ و ۲۸) به عنوان یک ابزار تعیین سن توسط باستان‌شناسان، زمین‌شناسان و ژئومورفولوژیست‌ها به منظور تخمین سن نسبی سطوح سنگی مورد استفاده قرار می‌گیرند.

لیا و بروکر (۲۳) با نقشه‌برداری شیمیایی الکترون میکروپراب جلای سنگ در عوارض ژئومورفیکی اواخر پلیستوسن و هولوسن نشان دادند که بیشترین غلظت عناصر سیلیسیم، آلمینیوم، منیزیم و پتاسیم مربوط به لایه زرد بالای جلاها می‌باشد که در دوره هولوسن تشکیل شده‌اند. در مقابل،



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه و سطوح ژئومورفیک نمونهبرداری شده

این موضوع که تعیین سن جلای سنگ اهمیت زیادی در مطالعه شکل های اراضی بیابانی دارد، پژوهش حاضر برای دست یابی به اهداف زیر صورت پذیرفت:

۱. بررسی ویژگی های فیزیکی، شیمیایی، میکرومورفولوژی و کانی شناسی رسی جلای سنگ ها در منطقه جیرفت
۲. بررسی امکان استفاده از جلای سنگ به منظور تعیین سن نسبی و تکامل سطوح ژئومورفیک

مواد و روش ها

مطالعات صحرایی

پژوهش حاضر در منطقه جیرفت واقع در ۲۳۸ کیلومتری جنوب شهر کرمان انجام شد. ارتفاع منطقه بین ۸۴۴ تا ۱۰۱۶ متر از سطح دریا می باشد و در حد فاصل طول های جغرافیایی $27^{\circ} 43'$ تا $57^{\circ} 45'$ و عرض های جغرافیایی $22^{\circ} 45'$ تا $28^{\circ} 50'$ و ارتفاع ترین دشت های داخلی ایران با آب و هوای گرم و خشک است که دارای میانگین بارش سالانه ۱۸۰ میلی متر و میانگین دمای سالیانه $23^{\circ}/5$ درجه سلسیوس می باشد. رژیم های رطوبتی و حرارتی خاک های منطقه مطالعاتی به ترتیب یوستیک

کاتیونی جلاها را با لگاریتم سن نسبی آنها تأیید کردند. جلای سنگ، بسیاری از سطوح باستان شناسی مناطق خشک را می پوشاند. لی و بلند (۲۱) و آرمسترانگ (۶) تجزیه جلای سنگ را به عنوان یک ابزار در تخمین سن سنگ نوشه ها پیشنهاد کردند. دایتزل و همکاران (۷) جلا و سنگ نوشه های موجود روی ماسه سنگ های طبیعی و دست نخورده را با توجه به نسبت های $\text{SiO}_4 + \text{Al}_2\text{O}_3/\text{MnO}_4$ و $\text{P}_2\text{O}_5/\text{CaO}$ در لبیی مورد مطالعه قرار دادند. تغییر در نسبت های مذبور به حضور کانی های رسی (ایلیت، کائولینیت، اسمکتیت)، فلدسپار، کوارتز، کربنات ها (کلسیت و دولومیت)، اکسی هیدروکسید های منگنز و آپاتیت با منشأ موضعی و ترکیب مواد بادرفتی اولیه نسبت داده شد.

جلای سنگ به آرامی ($1-40 \mu\text{m}/\text{ky}$) و در طول قرن ها روی سطوح پایدار سنگی ایجاد می گردد (۲۹ و ۳۴، بنابراین، می تواند به عنوان یک روش تعیین سن نسبی به منظور سن یابی عوارض ژئومورفیک (رسوبات سنگی دامنه کوه ها، مخروط افکنه های با سنگفرش بیابانی و دشت های سنگریزه دار) در نواحی بیابانی ایران نیز مورد توجه قرار گیرد. با توجه به عدم مطالعه جلای سنگ در ایران از یک سو و عدم وجود سایر روش های تعیین سن در ایران از سوی دیگر، و با در نظر گرفتن

صفحه‌ای و متقاطع، مورد مطالعه، تشریح و عکس برداری قرار گرفتند. ضخامت جلاها نیز توسط تار رتیکول میکروسکوپ اندازه‌گیری شد. یک نمونه سنگ دارای جلا از سطح ژئومورفیک ناپایدار (جدید) توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی نیز بررسی شد. بدین منظور، برش عرضی نمونه (حاوی جلا و سنگ بستر) پس از چسباندن روی پایه آلومینیومی، با لایه‌ای از طلا پوشش داده شد و سپس توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مدل Camscan MV2300 مورد مطالعه قرار گرفت.

نتایج و بحث

خصوصیات فیزیکی و شیمیایی

نتایج حاصل از تعیین رنگ جلاها در سطوح مختلف ژئومورفیک در جدول ۱ آورده شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، جلاهای منطقه مورد مطالعه دارای رنگ قهوه‌ای هستند. جلای سنگ اغلب دارای رنگ‌های سیاه تا قهوه‌ای مایل به قرمز (۶) یا سیاه تا قهوه‌ای تیره (۱۰) است. دایترزل و همکاران (۷) با بررسی جلای ماسه‌سنگ‌های لیبی گزارش کردند که به دلیل ترکیب منگنز و اکسی‌هیدروکسیدهای آهن، جلای سنگ به رنگ قهوه‌ای روشن تا متوسط میل می‌نماید.

در جدول ۲ نتایج تجزیه عنصری جلاهای مورد مطالعه در سطوح مختلف ژئومورفیک ارائه شده است. همان‌طور که اطلاعات جدول مزبور نشان می‌دهد جلاهای این منطقه غنی از سیلیسیم، آهن، کلسیم و آلومینیوم، به ترتیب با میانگین ۲۳/۲۵، ۴/۷۶، ۴/۴۸ و ۴/۱۲ درصد می‌باشند. عناصر پتاسیم، مینیزیم، سدیم، منگنز و تیتانیوم نیز با مقادیر اندک و متغیر در جلا سنگ‌های مورد مطالعه وجود دارند. به علاوه، غلظت عناصر باریم، فسفر، گوگرد، کروم، مس، سرب، روی و استرانسیم در جلاهای مطالعه شده بسیار کم می‌باشد. به طور کلی، جلاهای منطقه مورد مطالعه غنی از سیلیسیم، آلومینیوم و آهن و فقیر از منگنز و باریم می‌باشند. همان‌طور که پژوهشگران مختلف

های پرترمیک می‌باشند (۲).

از نظر ژئومورفولوژی، منطقه مورد مطالعه عمدتاً از شکل اراضی پدیمنت پوشیده تشکیل شده است. شکل اراضی پدیمنت پوشیده با توجه به نوع رسوبات زمین‌شناسی (۱) و مطالعات دقیق صحرایی به سه سطح پایدار (قدیمی)، نسبتاً پایدار (حد واسط) و ناپایدار (جدید) تقسیم‌بندی گردید (شکل ۱). براساس نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه، سطوح نسبتاً پایدار و ناپایدار از رسوبات آبرفتی جدید و سطح پایدار از رسوبات قدیمی تشکیل شده‌اند. پس از تفکیک سطوح در صحراء، سنگ‌های دارای جلای غالب منطقه از روی سه سطح ژئومورفیک مزبور برداشت شدند و مورد بررسی‌های آزمایشگاهی قرار گرفتند. جلای سنگ در تمامی نمونه‌ها در سطح سنگ و در تماس با هوای آزاد قرار داشت.

بررسی‌های آزمایشگاهی

نمونه‌های برداشته شده، ابتدا شسته و هوا خشک شدند و سپس تجزیه‌های فیزیکی و شیمیایی مورد نظر بر روی آنها انجام شد. رنگ جلاها با استفاده از دفترچه رنگ مانسل تعیین گردید. برای تعیین غلظت کل عناصر شیمیایی موجود در جلاها از روش ذوب قلیایی (ذوب لیتیم برات) استفاده شد. برای این منظور، لایه جلا از سطح سنگ تراشیده شد و سپس پودر حاصل با استفاده از لیتیم متابورات ذوب شد و محصول ذوب شده با استفاده از اسید نیتریک رقیق، حل و محلول نهایی حاصل گردید (۲۰). در نهایت میزان عناصر موجود در محلول نهایی با استفاده از دستگاه ICP-OES مدل Varian 735 خوانده شد. نمونه‌های انتخاب شده برای بررسی‌های کانی‌شناسی رسی پس از آماده‌سازی به روش کیتریک و هوپ (۱۸) به وسیله دستگاه پراش پرتو ایکس مدل فیلیپس در ولتاژ ۴۰ کیلو ولت و آمپر از ۳۰ میلی‌آمپر بررسی گردیدند. برای انجام مطالعات میکرومورفولوژی، مقاطع نازک از نمونه سنگ‌های دارای جلا در هر سه سطح ژئومورفیک تهیء (۲۶) و با استفاده از میکروسکوپ سنگ‌شناسی (TB-POL)، زیر نور پلاریزه

جدول ۱. برخی خصوصیات مورفوگلزیکی جلاهای مورد مطالعه در سطوح مختلف ژئومورفیک

نام رنگ	رنگ جلاهای سنگ	فضامات (μm)	فصل مشترک جلا با سنگ بستر		طبقه ژئومورفیک
			درجه وضوح	مشخص	
موهنجو	مشخص	۵۰۰	نماینده‌های رنگ	۵ YR $^{\circ}_{/}$	نسبتاً پایدار یا حدود
		۲۰۰-۱۰۰	(قهوه‌ای مایل به قرمز) (قهوه‌ای مایل به قرمز مات)	۲/۵ YR $^{\circ}_{/}$	واسطه
مشخص	مشخص	۱۰۰-۷۰۰	(قهوه‌ای مایل به قمز تیره)	۰ YR $^{\circ}_{/}$	پایدار یا قدیمی
					پایدار یا جدید

جدول ۲. ترکیب شیمیایی برخی از جلاهای مورد مطالعه

سطح ژئومورفیک																
میانگین عناصر (درصد)																
Sr	Zn	Pb	Cu	Cr	S	P	Ti	Ba	Mn	Na	Mg	K	Ca	Fe	Al	Si
-	۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸
۰/۰۲	۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۲	<۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴۲	۰/۰۵۳	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۴۵	۰/۰۵۵	۰/۰۵۹	۰/۰۴۳
۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰۰۲	۰/۰۰۰۳	۰/۰۰۰۴	۰/۰۰۰۳	۰/۰۳۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۸	۰/۰۱۶	۰/۰۰۸	۰/۰۸۴	۰/۰۳	۰/۰۵۱
۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰۰۷	۰/۰۰۰۳	۰/۰۰۰۳	۰/۰۰۰۲	۰/۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۱۱	۰/۰۰۳	۰/۰۴۸	۰/۰۷۶	۰/۱۱۲

جدول ۳. مجموع عناصر و نسبت‌های کاتیونی جلاهای مورد مطالعه

نوع رسوبات	نسبت‌های کاتیونی		مجموع عناصر		سطح ژئومورفیک
	(Ca + Mg + K + Na)/Ti	(Ca + K)/Ti	Si + Al		
رسوبات آبرفتی جدید	۱۲/۵۶	۱۰/۷۸	۲۱/۵۸	نسبتاً پایدار یا حد وسط	
رسوبات قدیمی	۷/۴۶	۴/۴۹	۲۸/۶۲	پایدار یا قدیمی	
رسوبات آبرفتی جدید	۱۹/۶۱	۱۲/۳۸	۳۱/۹۳	نایپایدار یا جدید	

این بخش بحث خواهد شد؛ جلاهای سطح پایدار پدیمنت پوشیده، دارای کمترین نسبت کاتیونی (سن نسبی بیشتر) و جلاهای سطح نایپایدار پدیمنت پوشیده، دارای بیشترین نسبت کاتیونی (سن نسبی کمتر) می‌باشند. جلاهای سطح نسبتاً پایدار پدیمنت پوشیده از لحاظ نسبت کاتیونی و بنابراین سن نسبی، مابین دو سطح ژئومورفیک ذکر شده قرار دارد. نظر به این که نقشه زمین‌شناسی منطقه (۱) نیز رسوبات قدیمی را در سطوح قدیمی پدیمنت و رسوبات آبرفتی جدید را در سطوح جوان پدیمنت نشان می‌دهد، لذا نتایج نسبت کاتیونی در جلاهای این دو سطح ژئومورفیک از نظر سن نسبی، همخوانی خوبی با نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه نشان داده و مؤید کارکرد مطلوب نسبت‌های کاتیونی در جلاهای سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد. لازم به توضیح است که نسبت‌های کاتیونی توانسته‌اند سطوح حد وسط یا نسبتاً پایدار را در منطقه تفکیک نمایند درحالی که نقشه‌های زمین‌شناسی کوچک مقیاس، قادر به تفکیک این سطوح نبوده‌اند.

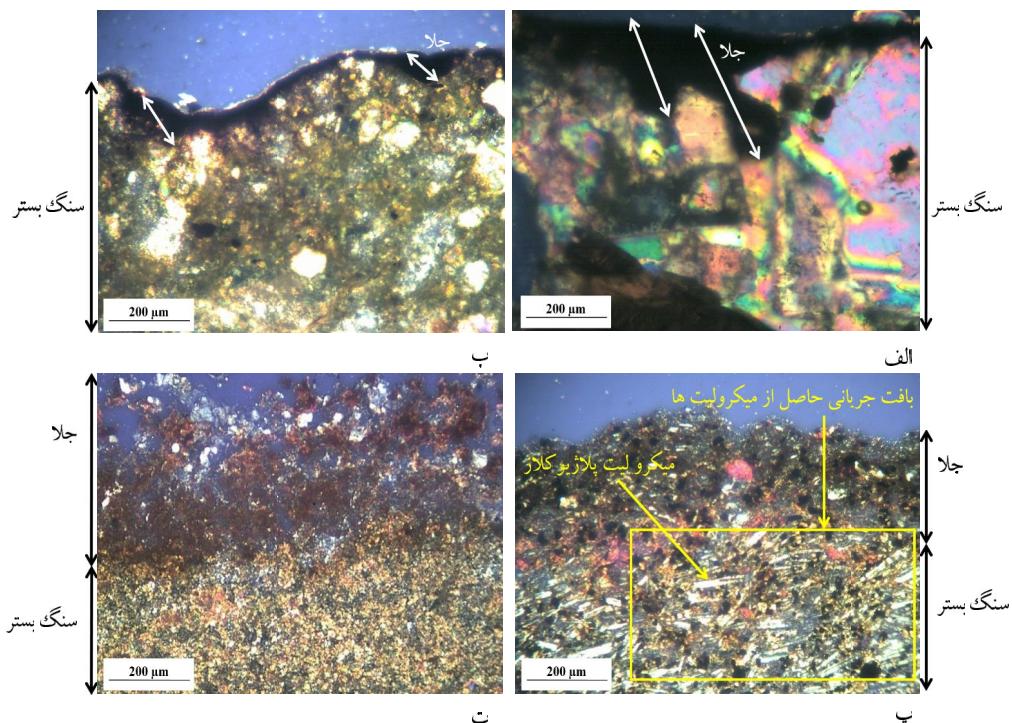
اساس استفاده از نسبت‌های $(\text{Ca} + \text{Mg})/\text{Ti}$ یا $(\text{Ca} + \text{K})/\text{Ti}$ یا $\text{K}/(\text{Ca} + \text{Na})/\text{Ti}$ به عنوان معیاری از سن نسبی جلاهای سنگ این است که با گذشت زمان، کاتیون‌های قابل شستشو در جلا از قبیل سدیم، پتاسیم، منیزیم و کلسیم به تدریج تخلیه و یا توسط کاتیون‌های با تحرک کمتر (از قبیل تیتانیوم) جایگزین خواهد شد (۸ و ۲۸). بنابراین، هر چه نسبت‌های مزبور کمتر باشند جلاهای سنگ، قدیمی‌تر خواهد بود. دورن (۸) و هرینگتون و وايتنی (۱۶) نیز روند کاهشی نسبت کاتیونی را با افزایش سن نسبی جلاها نشان دادند.

و عنوان کرده‌اند عناصر شیمیایی غالب جلاهای سنگ شامل Si و Mn می‌باشند؛ البته احتمال حضور عناصری چون C, Al و Fe باشد؛ با مقادیر اندازه‌گیری (۲۱ و ۲۷)، لی و بلند متغیر نیز در جلاهای سنگ وجود دارد (۲۱ و ۲۷). لی و بلند (۲۱) و دایتزل و همکاران (۷) نتیجه گرفتند که در جلاهای سنگ، دو گروه عنصری Mn-Ba و Si-Al-Fe وجود دارد که در هر گروه، عناصر به یکدیگر وابسته‌اند.

جدول ۳ مجموع عناصر و نسبت‌های کاتیونی را در جلاهای سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد. با توجه به زیاد بودن مقادیر آهن (جدول ۲) و نیز Si + Al (جدول ۳) می‌توان گفت که جلاهای این منطقه، غنی از رس می‌باشند (۱۳ و ۲۲). دراگوویچ (۱۳) و لیا و دورن (۲۲) نیز در مطالعات خود اظهار نمودند که حضور مقادیر زیاد آهن، کانی‌های رسی و Si + Al در جلاهای نشان می‌دهد که بسیاری از اجزای تشکیل دهنده جلا از اتمسفر مشتق می‌شوند و باد نقش مهمی را در انتقال رس‌ها (حاوی Fe, Al و Si) و تشکیل جلا ایفا می‌کند. پراش نگارهای پرتو ایکس و تصاویر میکروسکوپ الکترونی رویشی نیز کانی‌های رسی و مورفولوژی لایه‌ای آنها را به وضوح نشان می‌دهد و نتایج تجزیه عنصری را تأیید می‌نمایند که در قسمت‌های بعد به آن پرداخته خواهد شد.

نسبت کاتیونی

با توجه به نتایج حاصل از نسبت‌های کاتیونی (جدول ۳) مطرح شده توسط دورن (۸) و اساس این روش که در ادامه



شکل ۲. تصاویر مقطع نازک (XPL) نشان‌دهنده جلا و سنگ بستر آن، الف و ب) سطح ناپایدار یا جدید، پ) سطح پایدار یا قدیمی و ت) سطح نسبتاً پایدار یا حد واسط

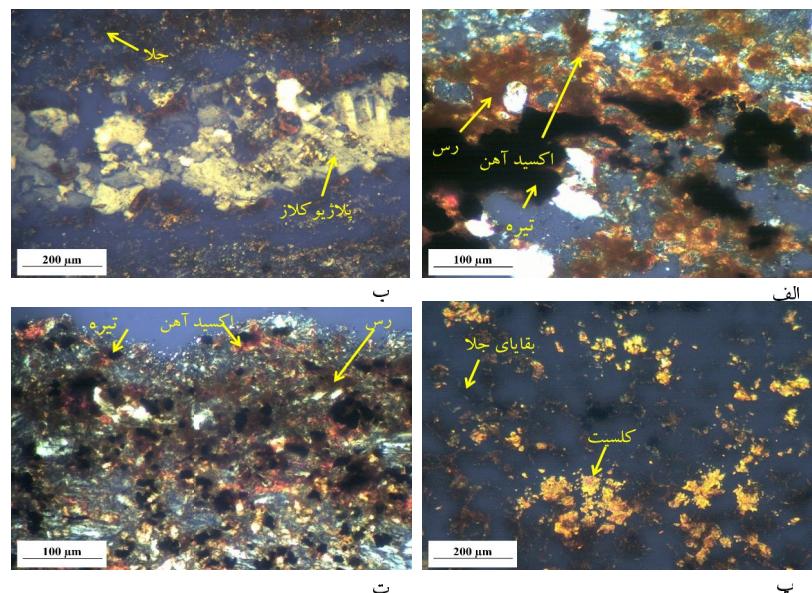
می نماید (شکل ۲). به عنوان نمونه در سنگ بستر جلای واقع بر سطح پایدار، میکرولیت‌های پلازیوکلاز، بافت فرعی جریانی را در سنگ به وجود آورده‌اند، درحالی که جلای این سنگ قادر به بافت جریانی می‌باشد (شکل ۲ پ). در بررسی‌های میکروسکوپی مقاطع نازک مورد مطالعه، درجه وضوح و توپوگرافی مرز بین جلا و سنگ بستر میکرو‌متری داشتند (۳۱). زربونی (۳۵) درجه وضوح و توپوگرافی مرز بین لایه‌های ریز جلا را مشخص، پراکنده و موجی گزارش کرد. پوتر و روزمن (۳۰) نیز بیان نمودند که جلای سنگ از نظر مورفولوژیکی، کاملاً از سنگ بستر تمایز و دارای مرز مشخص با سنگ بستر خود می‌باشد.

ترکیب اجزای تشکیل‌دهنده جلاهای واقع بر سطوح مختلف ژئومورفیک طی مطالعات میکرومورفولوژی، یکسان بود و تنها تفاوت اندکی در سطح نسبتاً پایدار مشاهده شد.

مطالعات میکرومورفولوژی

مشاهدات میکروسکوپی مقاطع نازک سنگ‌های حاوی جلا در سطوح مختلف ژئومورفیک نشان داد که اجزای جلا، فرورفتگی‌های سطح و فضای بین کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ را پر کرده‌اند و سطح سنگ را تقریباً هموار و یکنواخت نموده‌اند (شکل ۲). همان‌طور که اطلاعات جدول ۱ نشان می‌دهد، در این منطقه ضخامت جلا بین ۶۰۰-۱۰۰ میکرومتر متغیر است. با توجه به تصاویر مقاطع نازک در برخی از سنگ‌ها به دلیل تأثیر برآمدگی‌ها و فرورفتگی‌های ریز، شکاف‌ها و ساییدگی باد، ضخامت جلا یکنواخت نمی‌باشد، به گونه‌ای که جلای سنگ در برآمدگی‌ها حداقل و در فرورفتگی‌ها حداقل ضخامت را دارد (شکل ۲).

از دیگر نکات مشاهده شده در مطالعه مقاطع نازک این منطقه، وجود تفاوت در رنگ و بافت بین جلا و سنگ بستر می‌باشد، که امکان شناسایی مرز بین جلا و سنگ بستر را فراهم

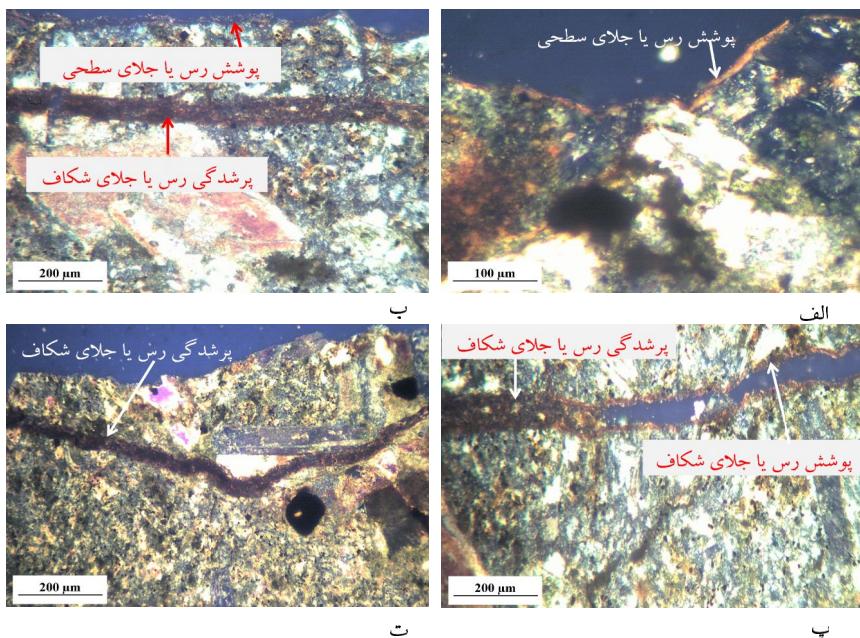


شکل ۳. تصاویر مقطع نازک (XPL) نشان دهنده اجزای تشکیل دهنده جلا، الف، ب و پ) سطح نسبتاً پایدار یا حد واسط و ت) سطح پایدار یا قدیمی

ذرات رس موجود در گرد و غباری (نهشته‌های بادرفتی) است که در زمان‌های خشک رخ داده است. زربونی (۳۵) نیز نشان داد که سنگ‌های واقع بر فلات Messak (لیبی، صحرا مرکزی) توسط پوشش نازک ناپیوسته‌ای از رس‌های با بیرفرنژانس ضعیف پوشانده شده‌اند. وی نتیجه گرفت که این پوشش، ریزلایه بالایی جلای سنگ است که بیشتر از گرد و غبار بادی تشکیل شده است و سن آن به آخرین هزاره بسیار خشک بر می‌گردد. علاوه‌بر این، از مهم‌ترین پدیده‌های مشاهده شده در این سطح، وجود پوشش‌ها و پرشدگی‌های رسی (شکل ۴ ب، پ و ت) نسبتاً خالص با بیرفرنژانس واضح در شکاف‌های موجود در برخی از سنگ‌ها می‌باشد که به عنوان جلای شکاف شناسایی شدند. پوشش‌ها و پرشدگی‌های رسی در شکاف‌های مزبور مؤید این است که رس‌ها منشأ تجمعی (Illuvial) دارند. عامل مهم در انتقال رس، حذف و انتقال مواد هم‌آور می‌باشد (۳۲). بنابراین به نظر می‌رسد قبل از انتقال رس به درون شکاف‌ها به علت افزایش بارندگی، کاتیون‌های بازی، آهک و گچ از خاک‌های منطقه شسته شده و در نهایت رس‌ها بعد از پخشیده شدن به صورت سوسپانسیون به درون

نمونه‌های واقع بر هر سه سطح ذرات اکسید آهن، دانه‌های تیره (احتمالاً اکسیدهای منیزیم و منگنز) و رس‌های بی‌شکل را که اجزای اصلی تشکیل دهنده جلای سنگ به شمار می‌آیند به خوبی نشان دادند (شکل ۳ الف و ت). در سطح نسبتاً پایدار علاوه‌بر کانی‌های ذکر شده، کانی‌های پلازیوکلاز (شکل ۳ ب) و کلسیت (شکل ۳ پ) نیز به عنوان کانی‌های فرعی در جلای سنگ مشاهده شدند. همان‌گونه که در تصاویر مقاطع نازک مشاهده می‌شود ترکیب اکسید آهن با دانه‌های تیره، اکسید آهن با رس‌های بی‌شکل و اکسید آهن با دانه‌های تیره و رس‌های بی‌شکل، رنگ‌های قهوه‌ای متفاوتی را با درجه تیرگی و روشنی گوناگون، با توجه به نوع ترکیب تشکیل دهنده آنها به وجود آورده است (شکل ۳ الف و ت).

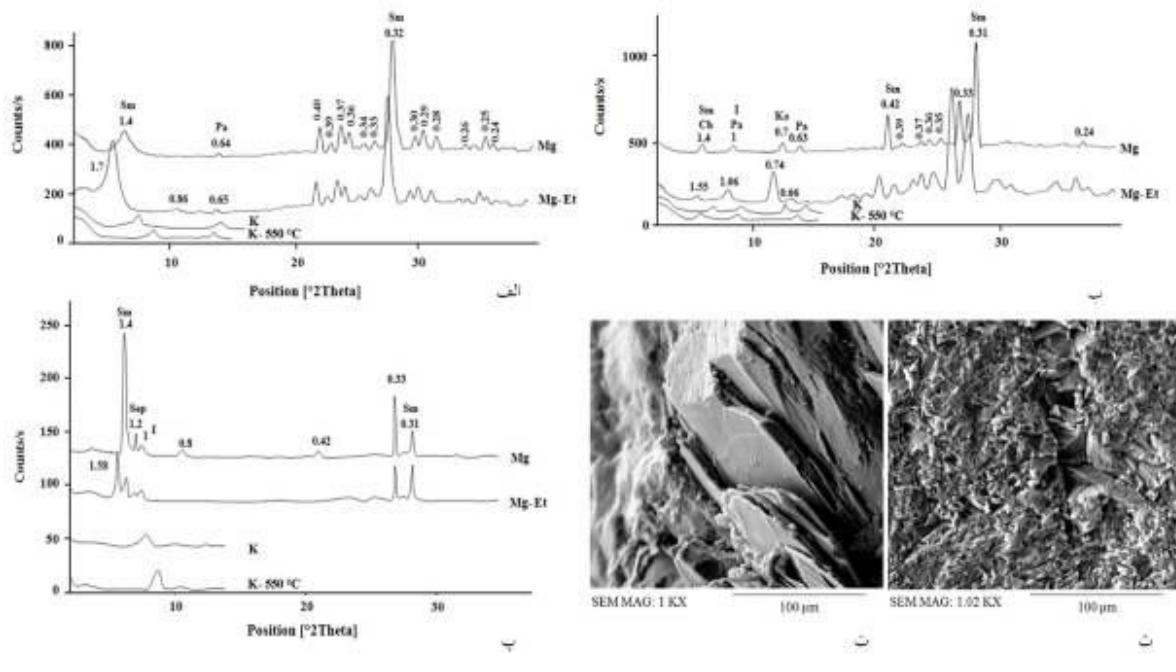
از نکات جالب توجه در بررسی مقاطع نازک سطح پایدار پدیمنت پوشیده، وجود همزمان جلای سطحی سنگ (در تماس با هوای آزاد) و جلای شکاف بود. در این سطح، پوشش نازک ناپیوسته‌ای از رس‌های با بیرفرنژانس کم روی سطح سنگ‌ها مشاهده و به عنوان جلای سطحی سنگ شناسایی گردید (شکل ۴ الف و ب). این پوشش‌های رسی، احتمالاً ناشی از تجمع



شکل ۴. تصاویر مقطع نازک (XPL) سطح پایدار پدیمنت پوشیده، (الف) پوشش رس یا جلا از نوع قشر سطحی، (ب) پوشش رس یا جلا از نوع قشر سطحی و پرشدگی رس یا جلای شکاف از نوع متراکم کامل درون حفره کانالی، (ث) پوشش رس یا جلای شکاف از نوع تیپک روی سطح داخلی یک حفره کانالی و پرشدگی رس یا جلای شکاف از نوع متراکم ناقص درون حفره کانالی و (ج) پرشدگی رس یا جلای شکاف از نوع متراکم کامل درون حفره صفحه‌ای

نسبت داده است. لازم به ذکر است که جلای شکاف، تنها در جلای سنگ‌های واقع بر سطح قدیمی (پایدار) پدیمنت پوشیده تشکیل شده است و مؤید این نکته است که دشت جیرفت در گذشته دو اقلیم متفاوت را تجربه نموده است. به عبارتی، در دوره‌ای با رطوبت قابل دسترس بیشتر پوشش‌ها و پرشدگی‌های رسی (جلای شکاف) در شکاف سنگ‌ها تشکیل و تکامل یافته‌اند و در ادامه در طی دوره‌ای با رطوبت قابل دسترس کمتر این رس‌های منتقل شده نگهداری و پوشش‌های رسی ناپیوسته‌ای در سطح سنگ‌ها (جلای سطحی سنگ) تشکیل شده‌اند. زربونی (۳۵) نیز حضور پوشش‌های رسی با بیرفرنژانس ضعیف روی پرشدگی‌های رسی با بیرفرنژانس قوی را ناشی از تغییر اقلیم از وضعیت مرطوب تر به خشک‌تر دانسته است. علاوه بر این، نتیجه تجزیه عنصری جلای سطحی سنگ نشان داد که غاظت عناصر آلومینیوم (۴/۵۹ درصد)، سیلیسیم (۲۴/۰۳ درصد)، آهن

شکاف‌های سنگ نفوذ و سپس در آنجا رسوب کرده‌اند. حال با توجه به این که شرایط اقلیمی کنونی منطقه مورد مطالعه برای تشکیل این پوشش‌ها و پرشدگی‌ها مناسب نیست، منطقی ترین توضیح برای رسوب ذرات رس در این شکاف‌ها مربوط به زیادتر بودن احتمالی رطوبت قابل دسترس محیط در اقلیم گذشته منطقه است. سنجیری و همکاران (۴ و ۵) نیز وجود اقلیمی با رطوبت قابل دسترس بیشتر از زمان کنونی را در زمان تشکیل خاک‌های قدیمی منطقه جیرفت گزارش نمودند. وجود اقلیم مرطوب‌تر گذشته در ایران مرکزی در منطقه اصفهان (۱۷)، رفسنجان (۱۵) و کویر لوت (۱۴) توسط سایر پژوهشگران نیز گزارش شده است. زربونی (۳۵) نیز طی بررسی‌های میکرومorfولوژی، تشکیل ریزلایه داخلی حاوی رس‌های آب‌شویی شده با بیرفرنژانس قوی و کلسیت را در جلای سنگ‌های فلات Messak (لیبی، صحراي مرکزی) به شرایط مرطوب اوایل تا اواسط هولوسن (YBPuncal. ۵۵۰۰ تا ۹۲۰۰) ملاحظه کرد.



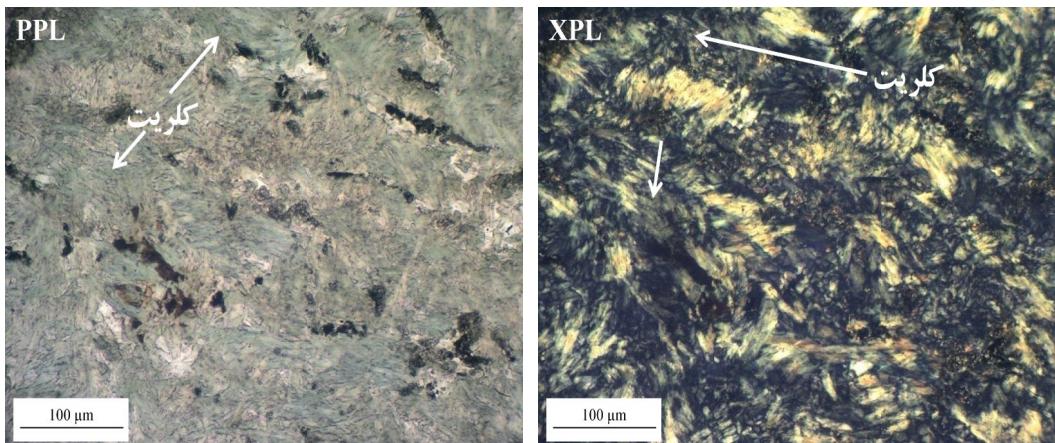
شکل ۵. پراش نگارهای پرتو ایکس، (الف) سطح نسبتاً پایدار، (ب) سطح پایدار، (پ) سطح ناپایدار (Mg: اشباع با منیزیم، Mg-Et: اشباع با منیزیم و اتیلن گلیکول، K: اشباع با پتاسیم، K-550 °C: اشباع با پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه سلسیوس، Sm: اسمکتیت، Ch: کلریت، Pa: پالیگورسکیت، I: ایلیت، Ka: کانولینیت، Sep: سپیولیت) و تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی نشان دهنده، (ت) بافت لایه‌ای جلا و (ث) بافت سنگ بستر

لایه‌ای اسمکتیت اشباع با منیزیم و اتیلن گلیکول را ۱/۷۱-۱/۵۶ نانومتر گزارش کردند. نوع کاتیون‌های اشغال کننده مکان‌های چهاروجهی، هشت‌وجهی و خنثی کننده بار، سری پیک‌های اسمکتیت (مونت‌موریلونیت) را تحت تأثیر قرار می‌دهد. در اسمکتیت (مونت‌موریلونیت) آلومینیوم‌دار، شدت آستانه ۰/۳۱ نانومتر قوی است که ناشی از پایداری ساختار لایه‌ای آن در این موقعیت می‌باشد (۳۳). علاوه بر این، به دلیل عدم وجود کانی ایلیت در این سطح، پیک ۱/۰ نانومتر شناسایی نگردید و احتمالاً به دلیل کمی شدت پیک رده اول پالیگورسکیت (۱/۰۵ نانومتر) و عدم حضور ایلیت که با پالیگورسکیت معمولاً به صورت دو شاخه در می‌آید، پیک رده اول پالیگورسکیت مشاهده نشد اما پیک رده دوم این کانی ۰/۶۴ نانومتر) که مؤید حضور پالیگورسکیت می‌باشد، قابل مشاهده است (شکل ۵ الف). پوتر و روزمن (۳۰) وجود مقادیر فراوان مونت‌موریلونیت را در جلای سنگ گزارش نمودند. در

۴/۵۵ درصد) و منیزیم (۱/۶۶ درصد) در جلای این سطح، بیشتر از منگنز (۰/۳ درصد) می‌باشد. جلاهای غنی از سیلیسیم، آلومینیوم، آهن و منیزیم و قمیر از منگنز در طول دوره‌های خشک تشکیل می‌شوند (۲۵).

کانی‌شناسی رسی

شکل ۵ (الف) نمودار پرتو ایکس جلای واقع بر سطح نسبتاً پایدار (حد واسطه) پدیمنت پوشیده را نشان می‌دهد. با توجه به تفسیر این نمودار کانی‌های رسی اسمکتیت و پالیگورسکیت در این جلا وجود دارند. با توجه به این که پیک ۱/۴ نانومتر این نمونه در تیمار اشباع با پتاسیم و حرارت ۵۵۰ °C از بین رفته است، بنابراین کانی کلریت در این جلا وجود ندارد. لذا به دلیل انسباط پیک مزبور در تیمار اتیلن گلیکول (۱/۷ نانومتر)، پیک ۱/۴ نانومتر را تنها به کانی اسمکتیت می‌توان نسبت داد. خرمالی و همکاران (۳) فضای



شکل ۶. تصاویر مقطع نازک کانی کلریت (رنگ سبز در PPL) در سنگ بستر جلای واقع بر سطح نسبتاً پایدار

در این خاک‌ها غالب می‌باشند. از این‌رو، با توجه به نتایج حاصل از روش سن‌یابی نسبت کاتیونی که قدیمی بودن جلای این سطح ژئومورفیک را به اثبات رساند به نظر می‌رسد که ترکیب کانی‌شناسی جلاهای این موقعیت متأثر از رسوبات بادرفتی حاصل از خاک‌های قدیمی و متكامل منطقه در زمان گذشته می‌باشد.

جلای واقع بر سطح ناپایدار (جدید) پدیمنت پوشیده، دارای کانی‌های اسمکتیت، سپیولیت و ایلیت است (شکل ۵ پ). وجود کانی‌های مذکور در جلای این نمونه به افزایش این کانی‌ها از مواد بادرفتی و سپس حفظ و پایداری آنها در ترکیب کانی‌های هیدروکسیدهای آهن و منگنز جلا نسبت داده می‌شود. با اکسی‌هیدروکسیدهای آهن و منگنز جلا نسبت داده می‌شود. پوتر و روزمن (۳۰) پیک نزدیک $1/2$ نانومتر در الگوی پراش پودری اشعه ایکس جلای بیابان مهاوی کالیفرنیا را به کانی‌های ۵ رسی نسبت دادند. بافت متفاوت جلا و سنگ بستر آن (شکل ۵ ت و ث)، این مطلب را که جلای سنگ در شرایطی متفاوت از سنگ بستر آن تشکیل می‌گردد و یک پدیده بیوشیمیایی منحصر به فرد در مناطق بیابانی است تأیید می‌نماید.

همانگونه که در شکل ۵ (الف، ب و پ) مشاهده می‌گردد، ترکیب کانی‌شناسی رسی جلاهای واقع بر سطوح مختلف ژئومورفیک (قدیمی، حد واسط و جدید) با یکدیگر متفاوت است. یکی از دلایل این تفاوت می‌تواند به ترکیب متفاوت احتمالی گرد و غبار منطقه در طی زمان مربوط باشد. از سوی

مطالعات میکرومورفولوژی مقطع نازک مربوط به سنگ بستر این جلا، کلریت به عنوان کانی غالب تشکیل‌دهنده سنگ تشخیص داده شد (شکل ۶). عدم وجود کانی کلریت در جلای این سنگ منشأ خارجی (بادرفتی) کانی‌های رسی موجود در جلا را به اثبات می‌رساند.

ترکیب کانی‌شناسی رسی جلای واقع بر سطح پایدار (قدیم) پدیمنت پوشیده از تنوع بیشتری برخوردار است. همان‌گونه که شکل ۵ (ب) نشان می‌دهد، کانی‌های اسمکتیت، کلریت، ایلیت، پالیگورسکیت و کائولینیت در این نمونه وجود دارند. با توجه به این که پیک $1/4$ نانومتر در این سطح در تیمار اشباع با پتانسیم و اشباع با پتانسیم و حرارت 550°C باقی‌مانده است، بنابراین کانی کلریت در این نمونه وجود دارد. پوتر و روزمن (۲۹) با بررسی الگوی پراش پرتو ایکس سنگ در بیابان مهاوی کالیفرنیا کانی‌های ایلیت و مخلوط ایلیت-مونت‌موریلوفیت را با مقادیر اندکی کائولینیت و در برخی موارد کلریت شناسایی نمودند. کرینزلی و همکاران (۱۹) با انجام مطالعات میکروسکوب الکترونی عبوری با قدرت تفکیک زیاد کانی‌های رسی مخلوط ایلیت-اسمکتیت و نیز لایه‌های کائولینیت را در جلای سنگ نشان دادند. سنجرجی و همکاران (۴ و ۵) با مطالعه خاک‌های قدیمی واقع در این موقعیت ژئومورفیک و سایر مناطق باستانی جیرفت (نزدیک شهر دقیانوس) بیان نمودند که کانی‌های اسمکتیت، کلریت، ایلیت، پالیگورسکیت و کائولینیت

بودن از منگنز و باریم از یک سو و به دلیل بیرفرنژانس پایین از سوی دیگر می‌توان نتیجه گرفت که جلاهای سطحی این منطقه باقیستی در طی دوره خشک تشکیل شده باشند. با توجه به نتایج حاصل از نسبت‌های کاتیونی، نمونه‌های مربوط به سطح پایدار پدیده شده، مسن‌تر و متكامل‌تر از نمونه‌های مربوط به سطوح نسبتاً پایدار و ناپایدار می‌باشند. نتایج مطالعات کانی‌شناسی رسی، حاکی از وجود کانی‌های کلریت، اسمکتیت، ایلیت، پالیگورسکیت و کاثولینیت در جلاهای واقع بر سطح پایدار (قدیم) می‌باشد. در جلاهای واقع بر سطح نسبتاً پایدار (حد واسط)، کانی‌های اسمکتیت و پالیگورسکیت مشاهده گردیدند، در حالی که در جلاهای واقع بر سطح ناپایدار (جدید) کانی‌های اسمکتیت، سپیولیت و ایلیت شناسایی شدند. نتایج پژوهش حاکی از آن است که داده‌های حاصل از جلاهای سنگ در منطقه جیرفت به عنوان بخشی از ایران مرکزی می‌تواند در شناسایی فرآیندها و نیز تکامل و سن‌یابی نسبی اشکال اراضی مورد استفاده قرار گیرد.

دیگر، نوسانات محیطی به خصوص تغییرات اقلیمی احتمالی در طی فرآیند تشکیل جلا می‌تواند منجر به جایگزینی و یا شست و شوی عناصر موجود در ترکیب اولیه گرد و غبار تا زمان تثیت نهایی گردیده و بنابراین تبدیل برخی کانی‌های رسی به سایر کانی‌های رسی را باعث گردیده باشد.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش، تکامل سطوح رئومورفیک (پایدار، نسبتاً پایدار و ناپایدار) شکل اراضی پدیده شده در منطقه جیرفت از طریق بررسی‌های فیزیکی، شیمیایی، میکروسکوپی و کانی‌شناسی رسی جلاهای سنگ‌ها مورد مطالعه قرار گرفت. جلاهای منطقه مطالعاتی دارای رنگ قهوه‌ای با ضخامت ۱۰۰ تا ۶۰۰ میکرومتر بودند. در مطالعات میکرومورفولوژی مقاطع نازک، وجود جلاهای شکاف (پوشش و پرشدگی رس) در نمونه مربوط به سطح پایدار پدیده شده به اقلیم مرتبط تر گذشته نسبت داده شد. این درحالی است که به دلیل غنی بودن جلاهای سطحی از سیلیسیم، آلومینیوم، آهن و کلسیم و فقیر

منابع مورد استفاده

1. باباخانی، ع.، ن. علوی تهرانی، م. سبزه‌ئی و ف. اوهانیان. ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی چهار گوش شماره ج ۱۲ ایران، سیزواران با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.
2. بنایی، م. ح. ۱۳۷۷. نقشه رژیم‌های رطوبتی و حرارتی خاک‌های ایران. مؤسسه تحقیقات خاک و آب کشور، تهران.
3. خرمالی، ف.، ع. ابطحی و ح. تازیکه. ۱۳۹۱. کانی‌های رسی (وینزگی‌ها و شناسایی). چاپ اول، فصل هفتم، انتشارات دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، گرگان.
4. سنجرجی، ص.، م. ه. فرپور، ع. اسفندیارپور بروجنی و م. کریمیان اقبال. ۱۳۹۰. الف. مقایسه میکرومورفولوژی و کانی‌شناسی رسی خاک‌های قدیمی و عهد حاضر در منطقه جیرفت. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب و خاک ۱۵ (۵۸): ۱۸۵-۱۷۳.
5. سنجرجی، ص.، م. ه. فرپور، م. کریمیان اقبال و ع. اسفندیارپور بروجنی. ۱۳۹۰. نحوه تشکیل، میکرومورفولوژی و کانی‌شناسی رسی خاک‌های واقع بر سطوح رئومورفیک گوناگون در منطقه جیرفت. نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی) ۲۵ (۲): ۴۲۵-۴۱۱.
6. Armstrong, W. P. 2008. Desert varnish update. The Sand Paper, the Membership Newsletter of the ABDNHA 5: 6-7.
7. Dietzel, M., H. Kolmer, P. Po'lt and S. Simic. 2008. Desert varnish and petroglyphs on sandstone-geochemical composition and climate changes from Pleistocene to Holocene (Libya). Chem. Erde Geochem. 68: 31-43.

8. Dorn, R. I. 1983. Cation-ratio dating: a new rock varnish age-determination technique. *Quaternary Res.* 20: 49-73.
9. Dorn, R. I. 2007. Rock varnish. PP. 545-566. In: Nash, D. J. and S. J. McLaren (Ed.), *Geochemical Sediments and Landscapes*. Blackwell, London.
10. Dorn, R. I. 2009. The rock varnish revolution: new insights from microlaminations and the contributions of Tanzhuo Liu. *Geogr. Compass* 3: 1-20.
11. Dorn, R. I. 2013. Rock coatings. *Geomorphology* 4: 70-97.
12. Dorn, R. I. and T. M. Oberlander. 1981. Microbial origin of desert varnish. *Science* 213: 1245-1247.
13. Dragovich, D. 1988. Desert varnish and environmental change near Broken Hill, Western New South Wales. *Earth Sci. Rev.* 25: 399-407.
14. Farpoor, M. H. and H. R. Krouse. 2008. Stable isotope geochemistry of sulfur bearing minerals and clay mineralogy of some soils and sediments in Loot Desert, central Iran. *Geoderma* 146: 283-290.
15. Farpoor, M. H., H. Khademi, M. K. Eghbal and H. R. Krouse. 2004. Mode of gypsum deposition in southeastern Iranian soils as revealed by isotopic composition of crystallization water. *Geoderma* 121: 233-242.
16. Harrington, C. D. and J. W. Whitney. 1987. Scanning electron microscope method of rock varnish dating. *Geology* 15: 967-970.
17. Khademi, H., A. R. Mermut and H. R. Krouse. 1997. Isotopic composition of gypsum hydration water in selected landforms from central Iran. *Chem. Geol.* 138: 245-255.
18. Kittric, J. A. and E. W. Hope. 1963. A procedure for the particle size separation of soil for X-ray diffraction analysis. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 27: 312-325.
19. Krinsley, D. H., R. I. Dorn, B. E. Digregorio, K. A. Langworthy and J. Ditto. 2012. Rock varnish in New York: an accelerated snapshot of accretionary processes. *Geomorphology* 138: 339-351.
20. LabWest Minerals Analysis Pty Ltd. 2014. Analytical Services Guide. 1-16. Malaga. western Australia.
21. Lee, M. R. and P. A. Bland. 2003. Dating climatic change in hot deserts using desert varnish on meteorite finds. *Earth Planet. Sci. Lett.* 206: 187-198.
22. Liu, T. and R. I. Dorn. 1996. Understanding the spatial variability of environmental change in drylands with rock varnish microlaminations. *Ann. Assoc. Am. Geogr.* 86(2): 187-212.
23. Liu, T. and W. S. Broecker. 2007. Holocene rock varnish microstratigraphy and its chronometric application in the drylands of western USA. *Geomorphology* 84: 1-21.
24. Liu, T. and W. S. Broecker. 2008. Rock varnish microlamination dating of late Quaternary geomorphic features in the drylands of western USA. *Geomorphology* 93: 501-523.
25. Liu, T. and W. S. Broecker. 2013. Millennial-scale varnish microlamination dating of late Pleistocene geomorphic features in the drylands of western USA. *Geomorphology* 187: 38-60.
26. Murphy, C. P. 1986. Thin Section Preparation of Soils and Sediments. AB Academic Publishers. 5-111. Berkhamsted, Herts. U.K.
27. Perry, R. S. and V. M. Kolb. 2003. Biological and organic constituents of desert varnish: review and new hypotheses. *P. Soc. Photo-Opt. Ins.* 5163: 202-217.
28. Pineda, C. A., M. Peisach and L. Jacobson. 1988. Ion beam analysis for the determination of cation ratios as a means of dating southern African rock varnishes. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res.* 35: 463-466.
29. Potter, R. M. and G. R. Rossman. 1977. Desert varnish: the importance of clay minerals. *Science* 196: 1446-1448.
30. Potter, R. M. and G. R. Rossman. 1979. The manganese and iron-oxide mineralogy of desert varnish. *Chem. Geol.* 25: 79-94.
31. Schoeneberger, P. J., D. A. Wysocki, E. C. Benham and Soil Survey Staff. 2012. Field Book for Describing and Sampling Soils. Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center. 1-300. Lincoln. NE.
32. Scott, M. H. and M. C. Rabehorst. 1991. Micromorphology of argillic horizon in a upland tidelmarsh catena. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55: 443-450.
33. Tettenhorst, R. and H. E. Roberson. 1973. X-ray diffraction aspects of montmorillonit. *Am. Mineral* 58: 73-80.
34. Watchman, A. 2000. A review of the history of dating rock varnishes. *Earth-Sci. Rev.* 49: 261-277.
35. Zerboni, A. 2008. Holocene rock varnish on the Messak plateau (Libyan Sahara): chronology of weathering processes. *Geomorphology* 102: 640-651.