

پالئوسلها و بوکسیتها در البرز شرقی و رهیافتهایی برای دیرینه اقلیم دونین - پرمین

غلامحسین شمعانیان^{۱*}، مریم کیااشکوریان^۲

۱- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

۲- کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

*پست الکترونیک: gh.shamanian@gu.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۱/۱۱/۱۶

تاریخ دریافت: ۹۱/۹/۱۳

چکیده

پهنه البرز شرقی حاوی پالئوسلها و بوکسیت‌هایی است که علاوه بر رویدادهای گسترده زمین‌شناسی حکایت از تغییرات دیرینه اقلیمی در این پهنه از ایران دارد. منطقه خوش‌بیلایق در ۵۰ کیلومتری جنوب شرق آزاد شهر قرار دارد. توالی چینه‌شناسی این منطقه حاوی پالئوسل‌های کالکریتی در ماسه‌سنگ‌های دونین سازند پادها و یک افق بوکسیتی کارستی در بین سنگ آهک‌های پرمین و سنگ آهک‌های دولومیتی تریاس است. شواهد بافتی و کانی‌شناسی بیانگر تشکیل پالئوسلها در اقلیم خشک تا نیمه خشک و تشکیل بوکسیتها در اقلیم گرم و مرطوب است. همچنین گستره شاخصهای هوازدگی، افزایش هوازدگی شیمیایی از پالئوسل‌های دونین به سمت بوکسیت‌های پرموتریاس را نشان می‌دهد. داده‌های زمین‌شیمیایی همراه با شواهد زمین‌شناسی پیشنهاد کننده بازالت‌های سازند سلطان میدان به عنوان سنگ مادر پالئوسلها و بوکسیت‌های مورد مطالعه است. تلفیق داده‌های بافتی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی شاهدی بر پایین بودن دما، کمبود میزان بارش و هوازدگی ضعیف شیمیایی در طول تشکیل پالئوسلهاست. برعکس، بالا بودن دما و میزان بالای بارش باعث پیشرفت هوازدگی شیمیایی در زمان تشکیل بوکسیتها شده است. پالئوسل‌های دونین سازند پادها و بوکسیت‌های پرموتریاس منطقه مورد مطالعه نشانه‌های خوبی برای تشخیص شرایط دیرینه اقلیم هستند.

واژه‌های کلیدی: دونین، پرموتریاس، پالئوسل، بوکسیت، دیرینه اقلیم.

مقدمه

Hendrix, 2009; Herrington *et al.*, 2007; Yin & Yan, 2000). آگاهی از شرایط دیرینه اقلیمی در بررسی تحولات کره زمین (Hargreaves & Annan, 2006; Sheldon, 2006; Retallack, 2008; 2009) و ارائه الگوهای اکتشافی کانسارهای وابسته به آب و هوا (Retallack, 2010; Herrington *et al.*, 2007) دارای

شرایط آب و هوایی زمین در طی دورانهای مختلف زمین‌شناسی، دچار نوسانات شدیدی شده و همواره در حال تغییر بوده است (قازانچی و همکاران، ۱۳۸۷) که با مطالعه سنگها و کانسارهای حساس به شرایط آب و هوایی (Climate-sensitive deposits) مانند زغال‌سنگ، بوکسیت، لاتریت، تبخیرها و پالئوسلها قابل بازسازی است

جنوب شرق شهرستان آزادشهر واقع شده است (شکل ۱). توالی چینه‌شناسی این منطقه حاوی پالئوسلها کالکریتی در سازند پادها به سن دونین پایانی (Ghavidel-Syooki *et al.*, 2011) و افق بوکسیتی کارستی در حد فاصل بین سنگ آهکهای سازند روته به سن پرمین و سنگ آهکهای سازند الیکا به سن تریاس است که برخی از ویژگیهای رخساره‌ای، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی آنها توسط محققانی مانند Muttoni *et al.* (2009)، Aharipour *et al.* (2010)، کیااشکوریان و همکاران (۱۳۹۰) و فرامرزی و همکاران (۱۳۹۱) مورد بررسی قرار گرفته است. با وجود این، تاکنون مطالعات جامعی از دیدگاه شرایط دیرینه اقلیمی بر روی این پالئوسلها و بوکسیتها به انجام نرسیده است. در این مقاله سعی شده تا با مطالعه ویژگیهای بافتی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی پالئوسلها و بوکسیتهای مورد بحث و به کارگیری شاخصهای هوازدگی، دیرینه اقلیم دونین - پرمین این منطقه مورد بررسی قرار گرفته و بر پایه آن درباره بخشی از سرگذشت البرز اظهار نظر گردد.

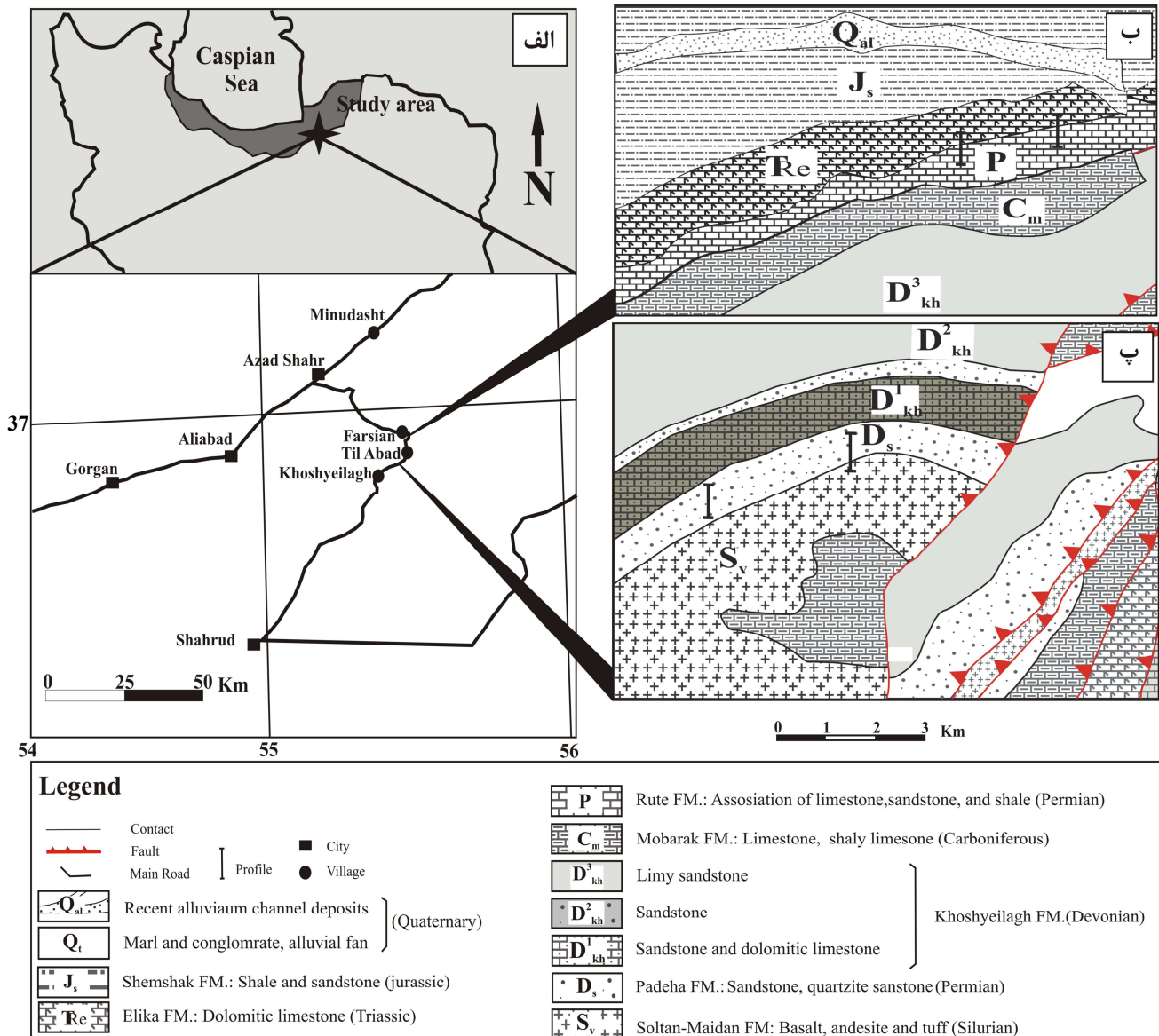
زمین‌شناسی

منطقه خوش‌یلاق در بخش شرقی پهنه زمین‌ساختی - رسوبی البرز واقع شده است. این پهنه، از نظر زمین‌ساختی بسیار پرتکاپو بوده و با تظاهر فعالیت‌های ماگمایی، چینها و گسلهای متعدد با سازوکار امتدادی و تراستی مشخص می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۳). قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته در این منطقه شامل بازالتها و آندزیت‌های سازند سلطان‌میدان با سن سیلورین پایانی است (شکل ۲ الف) که با ناپیوستگی فرسایشی توسط سازند پادها با سن دونین پایانی؟ متشکل از کنگلومرا، ماسه سنگ و سیلت سنگ پوشیده شده است و حاوی افقهای پالئوسل کالکریتی در رخساره‌های دشت سیلابی و دریاچه‌ای است (Aharipour *et al.*, 2010)؛ کیااشکوریان، ۱۳۹۰).

کاربردهای فراوانی است. مطالعات زمین‌شیمیایی به درک تحولات انجام شده بر روی سطح زمین و سنگها و کانسارهای حاصل از این تحولات کمک شایانی نموده است. ترکیب سنگها و کانسارهای ایجاد شده به عوامل متعددی از قبیل شرایط هوازدگی، ترکیب سنگ مادر، توپوگرافی و زه‌کشی بستگی دارد (Jenny, 1994). هوازدگی دارای تأثیر شدیدی بر روی زمین‌شیمی عناصر اصلی و کانی‌شناسی محصولات جدید است که با توجه به ثبت این رویدادها در توالیهای چینه‌شناسی، ابزار سودمندی را برای بررسی شرایط دیرینه اقلیمی فراهم آورده است. بنابراین، شاخصهای هوازدگی از قبیل شاخص دگرسانی شیمیایی (CIA)، شاخص دگرسانی پلاژیو کلاز (PIA) و شاخص هوازدگی شیمیایی (CIW) دارای کاربرد وسیعی در تفسیر تاریخچه هوازدگی رسوبات جدید و دیرینه می‌باشند (Selvaraj & Chen, 2006).

توالی چینه‌شناسی البرز به ویژه در حد فاصل سیلورین تا ژوراسیک، پالئوسلها و بوکسیت‌هایی را در خود پدیدار کرده که علاوه بر تحولات گسترده زمین‌شناسی حکایت از تغییرات دیرینه اقلیمی در این پهنه از ایران دارد. پالئوسلها به خاکهای دیرینه و مدفون در زیر رسوبات اطلاق می‌شود که بر اساس خصوصیات بافتی و شرایط آب و هوایی زمان تشکیل، به ۱۲ گروه طبقه‌بندی شده (Imbellone, 2011; Retallack, 1981) و دارای کاربردهای فراوانی در بررسی شرایط دیرینه اقلیمی به ویژه تخمین دما و بارش می‌باشند (Kraus, 1999). بوکسیتها نیز با دارا بودن حداقل ۴۵/۵ درصد آلومینا از کانسارهای وابسته به آب و هوا می‌باشند که طی دوره‌های کوتاه زمین‌شناسی در شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب و بر اثر هوازدگی شدید شیمیایی تشکیل می‌شوند (Valeton, 1972).

منطقه خوش‌یلاق با موقعیت جغرافیایی ۳۶° ۵۰' عرض شمالی و ۲۳° ۵۰' طول شرقی در ۵۰ کیلومتری



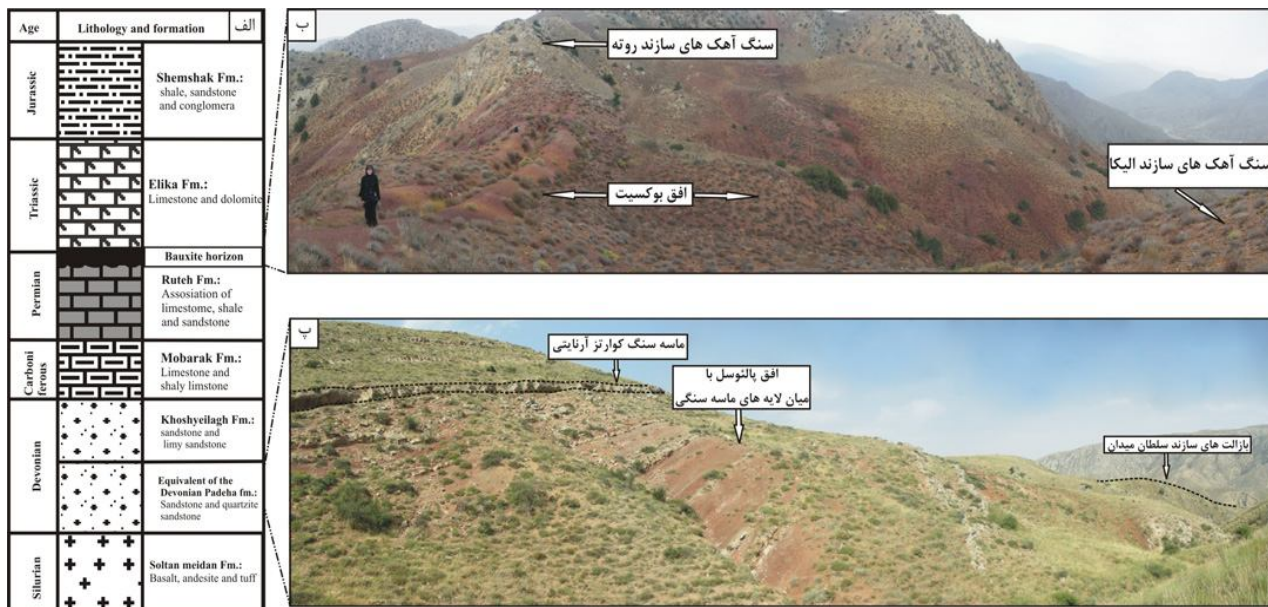
شکل ۱: الف) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راههای دست یابی؛ ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از بخش جنوبی فارسین؛ افق بوکسیتی در بین سازندهای روته و الیکا قرار دارد. پ) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از بخش شمالی خوش‌بیلاق که سازند پادها در این بخش حاوی افقهای پالئوسل است. موقعیت نیمرخهای مورد مطالعه بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی نشان داده شده است (نقشه پایه از جعفریان و جلالی، ۱۳۸۳).

بر روی سازند مبارک قرار دارد به دو سازند ماسه‌سنگی، شیلی و سنگ آهکی دورود در پایین و سنگ آهکهای سازند روته در بالا قابل تقسیم است و توسط یک افق بوکسیتی پوشیده شده است (Muttoni *et al.*, 2009)؛ فرامرزی و همکاران، ۱۳۹۱). افق بوکسیتی به صورت لایه‌ای و با مرز تند و نامنظم بر روی سنگهای کربناته سازند روته و با مرز تند و منظم در زیر کربناته‌های سازند الیکا با

بر روی این سازند طبقات نازک تا متوسط لایه سنگ آهکی با میان لایه‌های مارنی، دولومیتی، ماسه سنگی، شیلی و عدسیهای آتشفشانی با ترکیب آندزیتی - بازالتی متعلق به سازند خوش‌بیلاق با سن دونین پایانی (Ghavidel-Syooki *et al.* 2011) قرار دارد که توسط سنگهای کربناته سازند مبارک با سن کربنیفر پوشیده شده است. نهشته‌های پرمین که به صورت موازی و هم شیب

است. این نهشته‌ها با ناپیوستگی هم‌شیب توسط رسوبات قاره‌ای گروه شمشک با سن ژوراسیک پوشیده شده‌اند (Allen et al. 2003).

سن تریاس قرار دارد. بخش پایینی سازند الیکا با سن تریاس پیشین شامل تناوبی از شیل، سنگ آهک نازک تا متوسط لایه و کنگلومرای درون سازندی و بخش بالایی آن شامل تناوبی از شیل، سنگ آهک دولومیتی و دولومیت



شکل ۲: الف) توالی چینه‌شناسی طرح‌گونه از واحدهای برونزد یافته در منطقه خوش‌بیلاق (اطلاعات پایه از Aharipour et al. (2010) و جعفریان و جلالی (۱۳۸۳)؛ ب) افق بوکسیتی پرموتریاس در جنوب فارسین؛ پ) تصویر صحرایی از پالئوسل‌های سازند پادها در شمال خوش‌بیلاق.

روش مطالعه

مطالعات بافتی و کانی‌شناسی به روش‌های مرسوم میکروسکوپی بر روی ۴۳ مقطع نازک - صیقلی انجام شد. کانیهای مجهول در ۲۲ عدد نمونه به روش پراش پرتو ایکس (XRD) با استفاده از دیفراکتومتر ساخت شرکت فیلیپس مدل PW 1800 شناسایی (جدول ۱) و ترکیب شیمیایی ۲۵ عدد نمونه به روش فلورسانس پرتو ایکس با استفاده از دستگاه XRF ساخت شرکت فیلیپس مدل PW 1480 متعلق به شرکت کانسازان بینالود تعیین شد (جدول ۲). حد تشخیص روش XRF برای اکسیدهای P_2O_5 و TiO_2 , MnO برابر با ۰/۰۰۱ درصد، برای سایر اکسیدها ۰/۰۱ درصد و برای عناصر جزئی ۱ ppm بوده است.

برای بررسی ویژگیهای بافتی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی پالئوسلها و بوکسیت‌های منطقه خوش‌بیلاق، مطالعات در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی به انجام رسید. در بخش صحرایی، کلیه ویژگیهای ساختی و بافتی افقهای پالئوسل و بوکسیتی و چگونگی ارتباط آنها با طبقات بستر و سنگ پوش در امتداد نیمرخهای عمود بر لایه‌بندی بررسی شد و از بخشهای مختلف به روشهای کلوخه‌ای و تکه‌ای نمونه‌برداری به عمل آمد. برای این منظور دو نیمرخ در جنوب فارسین (شکل ۱ب) و دو نیمرخ در شمال خوش‌بیلاق (شکل ۱پ) به ترتیب بر روی افق بوکسیتی پرموتریاس (شکل ۲ب) و پالئوسل‌های سازند پادها (شکل ۲پ) انتخاب شد. بررسیهای آزمایشگاهی شامل مطالعات بافتی، کانی‌شناسی و تجزیه شیمیایی است.

جدول ۱: نتایج مطالعات کانی‌شناسی به روش پراش پرتو ایکس (XRD) بر روی نمونه‌های مورد مطالعه

شماره نمونه	کانیهای اصلی	کانیهای فرعی
D ₁	کوارتز، کلسیت، میکروکلین	آلبیت، کلریت، دولومیت
D ₂	کوارتز، کلسیت، دولومیت	آلبیت، میکروکلین
D ₃	کوارتز	آلبیت، میکروکلین، دولومیت، مونتموریلونیت، کلسیت، هماتیت، مسکویت
D ₄	کوارتز، کلسیت	سریسیت، هماتیت
D ₅	کوارتز، ارتوکلاز، دولومیت، آلبیت	مونتموریلونیت، کلریت، سریسیت، ایلیت
P ₂	گوتیت، هماتیت	کانولینیت، آاناتاز، روتیل
P ₃	هماتیت	آاناتاز، روتیل
P ₄	گوتیت، هماتیت	کانولینیت، آاناتاز
P ₅	کانولینیت، هماتیت	
P ₆	هماتیت، کانولینیت	آاناتاز، روتیل
P ₇	بوهمیت، هماتیت، کانولینیت، آاناتاز	روتیل
P ₈	هماتیت، کانولینیت	روتیل، سوانبرژیت
P ₉	کانولینیت، آاناتاز	روتیل، کلریت
P ₁₀	هماتیت، کانولینیت، آاناتاز، سوانبرژیت	دیاسپور
P ₁₁	کانولینیت، هماتیت، آاناتاز، سوانبرژیت	بوهمیت
P ₁₂	کانولینیت، آاناتاز، کلریت	روتیل
P ₁₃	کانولینیت، آاناتاز	روتیل
P ₁₄	کانولینیت، آاناتاز	روتیل
P ₁₅	کانولینیت، آاناتاز	روتیل، کلریت
P ₁₆	بوهمیت، دیاسپور، کانولینیت، آاناتاز	روتیل، سوانبرژیت
P ₁₇	هماتیت، کانولینیت	آاناتاز
P ₁₈	هماتیت، کانولینیت	آاناتاز، روتیل، کوارتز

ویژگیهای بافتی و کانی‌شناسی

نیمه خشک (Alonso-Zarza & Tanner, 2010; Gornitz, 2009) دارد. از طرفی، بررسیهای بافتی بر روی نمونه‌های مورد مطالعه نشانگر حضور بافتهای شاخص شرایط آب و هوایی خشک تا نیمه خشک و گاه مرطوب است. برای مثال، بافت اینترتکستیک (intertextic) (شکل ۴ب) که در آن ذرات خاک توسط پوششهای ظریف رسی در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند، بیانگر شرایط آب و هوایی نیمه خشک تا مرطوب (Retallack & Wright, 1990) و بافتهای فیبر سوزنی (needle fiber) (شکل ۴پ) و پوششهای متورق (laminated crust) (شکل ۴ت) که نشان دهنده شرایط آب و هوایی خشک تا نیمه خشک است، در تعدادی از نمونه‌ها مشاهده شد.

بر اساس مطالعات Aharipour *et al.* (2010) و کیااشکوریان (۱۳۹۰)، پالئوسل‌های سازند پادها در دو رخساره دشت سیلابی و دریاچه‌ای این سازند تشکیل شده‌اند و به طور عمده شامل پالئوسل‌های کالکریتی قرمز رنگ با میان لایه‌های ماسه‌سنگی می‌باشند. بر مبنای مطالعات کانی‌شناسی، این پالئوسل‌ها به طور عمده از کوارتز، کلسیت، دولومیت و ارتوکلاز و مقادیر کم اهمیت‌تر آلبیت، سریسیت و کلریت تشکیل شده‌اند (جدول ۱، شکل ۳الف). کلسیت به صورت بلورهای درشت (شکل ۴الف) و تجمعات میکریتی در رگه‌چه‌ها و فضاهای باز دیده می‌شود که دلالت بر مراحل ابتدایی کالکریتی شدن (Moussavi-Harami *et al.* 2009; Flugel, 2010) تحت شرایط آب و هوایی خشک و

جدول ۲: نتایج تجزیه شیمیایی به روش فلورسانس پرتو ایکس (XRF) و شاخصهای هوزرگی در نمونههای مورد مطالعه

شماره نمونه	D ₁	D ₂	D ₃	D ₄	D ₅	D ₆	P ₁	P ₂	P ₃	P ₄	P ₅	P ₆	P ₇	P ₈	P ₉	P ₁₀	P ₁₁	P ₁₂	P ₁₃	P ₁₄	P ₁₅	P ₁₆	P ₁₇	P ₁₈	P ₁₉				
SiO ₂ (wt%)	۵۷/۹۸	۵۵/۲۸	۶۲/۸۶	۵۷/۵۷	۵۶/۹۱	۵۷/۲۸	۳۲/۲۲	۱۹/۱۶	۴۲/۸۲	۲۷/۶۴	۱۸/۲۶	۳۳/۸۷	۱۵/۵۰	۲۲/۴۸	۴۲/۳۵	۱۹/۴۸	۳۶/۹۵	۱۹/۴۸	۳۶/۹۵	۴۲/۳۱	۴۰/۹۷	۴۱/۴۸	۴۰/۹۷	۱۰/۲۸	۱۹/۴۰	۳۱/۸۲	۷۴/۱۸		
TiO ₂	۰/۷۳	۰/۳۱	۰/۴۷	۰/۷۸	۰/۸۵	۰/۶۴	۱/۵۹	۱/۵۸	۳/۳۱	۲/۱۱	۱/۸۵	۱/۵۹	۳/۴۴	۲/۶۸	۴/۵۸	۱/۶۹	۴/۰۷	۴/۰۷	۵/۹۳	۵/۹۳	۶/۹۴	۶/۸۷	۶/۴۱	۲/۷۸	۲/۷۲	۰/۸۲	۰/۸۲		
Al ₂ O ₃	۱۱/۹۲	۵/۸۹	۱۱/۶۷	۱۰/۳۱	۱۴/۶۰	۱۱/۱۳	۱۶/۴۵	۱۶/۳۰	۳۸/۵۹	۳۳/۳۸	۱۸/۱۷	۲۷/۳۱	۴۳/۳۵	۳۴/۸۵	۳۷/۹۳	۳۰/۰۲	۱۶/۴۰	۳۰/۰۲	۴۲/۵۵	۳۸/۳۷	۳۶/۱۲	۳۷/۱۲	۶۹/۰۱	۲۰/۳۴	۳۲/۷۳	۱۰/۹۶	۱۰/۹۶		
Fe ₂ O ₃	۲/۷۴	۲/۵۹	۳/۲۲	۵/۳۹	۲/۹۰	۴/۶۴	۸/۱۲	۴۹/۰۷	۱/۱۴	۳۴/۵۶	۴۸/۱۳	۲۵/۹۱	۲۵/۲۱	۴/۱۲	۱/۵۷	۶/۲۴	۶/۲۴	۰/۱۱	۱/۲۴	۰/۸۷	۱/۲۴	۱/۸۲	۰/۷۵	۴۸/۳۹	۴۸/۳۹	۳۱/۰۶	۹/۳۸	۹/۳۸	
MnO	۰/۲۸	۰/۸۶	۰/۴۵	۰/۹۵	۰/۳۱	۰/۳۵	۰/۰۸	۰/۱۹	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۲۸	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۲۶	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۵	
MgO	۵/۹۹	۵/۶۴	۵/۴۱	۰/۹۲	۹/۱۱	۳/۶۴	۱/۳۹	۱/۰۴	۰/۲۷	۰/۴۱	۱/۳۴	۰/۲۵	۰/۵۱	۰/۱۹	۰/۶۵	۰/۶۵	۱/۱۵	۰/۶۴	۰/۶۶	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	
CaO	۶/۹۴	۱۲/۷۱	۴/۰۳	۱۰/۴۴	۲/۶۴	۸/۱۶	۱۷/۲۵	۰/۶۱	۰/۱۸	۰/۴۳	۰/۴۵	۰/۲۶	۰/۰۸	۰/۱۸	۰/۲۰	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۱	۰/۲۲	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	
Na ₂ O	۰/۳۹	۰/۱۲	۰/۶۳	۰/۱۷	۰/۳۱	۰/۴۲	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۱۱	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	
K ₂ O	۳/۵۳	۱/۷۳	۳/۴۹	۳/۴۱	۴/۹۳	۴/۱۹	۲/۹۶	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۳۴	۰/۰۱	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۴۸	۰/۱۹	۰/۱۱	۰/۲۰	۰/۲۰	۱/۴۰	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۶۱	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳
P ₂ O ₅	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۲۳	۰/۱۱	۰/۰۶	۰/۱۶	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۳۵	۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۳۴	
LOI	۹/۲۶	۱۵/۲۰	۷/۵۲	۱۰/۶۴	۷/۱۴	۹/۲۷	۱۸/۴۹	۱۱/۰۸	۱۳/۶۷	۱۰/۶۳	۱۰/۸۸	۹/۹۶	۱۱/۰۶	۸/۴۸	۱۲/۲۴	۶/۸۷	۱۱/۲۴	۱۱/۲۴	۱۳/۴۱	۱۱/۵۹	۱۳/۰۸	۱۲/۸۱	۱۳/۶۶	۱۳/۶۶	۷/۹۷	۱۰/۴۷	۳/۹۹	۳/۹۹	
Cl (ppm)	۵۸	۳۳	۳۷	۲۸	۸۹	۴۶	۱۸۶	۶۲۲	۲۶۳	۳۶۵	۴۳۲	۲۰۶	۸۵۵	۶۸۷	۷۱۹	۴۰۲	۴۰۲	۴۰۲	۳۷۷	۵۸۸	۶۴۹	۷۸۹	۵۹۶	۵۰۶	۱۶۴	۱۰۰۷	۱۰۰۷		
Zr	۲/۸۵	۱/۶۵	۳۰۴	۱/۸۲	۳/۲۲	۲/۵۵	۱/۱۶	۶۲	۱۰/۵۶	۱/۴۳	۷/۵	۲۴۰	۳۳۵	۱/۶۶	۵/۵۷	۳/۳۹	۴۰۷	۴۰۷	۵۳۸	۸۹۱	۹۹۶	۵۴۰	۵۴۰	۱۶۶۴	۱۰۰۵	۴۲۲	۴۷۱	۴۷۱	
Ni	۶۲	۴۵	۵۳	۵۲	۸۷	۶۳	۱۳۰	۳۶۳	۱۴۶	۱۲۶	۱۷۷	۴۴	۴۵۵	۱۷۷	۵۴۰	۲۲۶	۲۵۶	۲۵۶	۷۷۶	۲۲۵	۲۲۶	۵۷۶	۵۷۶	۸۱	۲۵۲	۱۳۲	۶۵	۶۵	
Nb	۱۱	۳۳	۱۶	۳	۲۴	۱۶	۱۲	۱۵	۵۲	۳۳	۲۷	۱۴	۳۲	۱۰	۸۷	۱۰	۱۶	۱۰	۱۵۷	۲۲۳	۱۳۱	۱۱۹	۱۸۰	۱۴	۹۱	۴۳	۴۳	۴۳	
Y	۵۰	۳۲	۴۵	۳۱	۴۹	۴۵	۳۱	۱۷	۷۴	۱۸	۹	۱۶	۳۸	۱۹	۴۹	۹	۹	۱۲	۷۹۵	۸۰	۶۱	۶۳	۶۵	۳۷	۳۹	۳۱	۳۱	۳۱	
V	۱۰۳	۴۲	۷۶	۱۰۰	۱۴۹	۸۸	۱۹۳	۴۲۰	۴۵۹	۴۱۳	۳۶۵	۳۳۵	۶۳۱	۵۴۵	۵۲۷	۴۶۰	۵۷۲	۵۷۲	۵۴۳	۷۸۱	۹۷	۶۱۰	۵۵۶	۴۹۸	۳۹۱	۱۶۹	۱۶۹	۱۶۹	
CIA	۳۲	۱۳	۴۰	۳۳	۴۸	۳۷	۲۴	۸۹	۹۸	۹۳	۹۳	۹۶	۹۸	۹۵	۹۷	۹۶	۹۶	۹۶	۹۳	۹۹	۹۷	۹۶	۹۹	۹۵	۹۸	۹۶	۹۶	۹۶	
CIW	۳۷	۱۴	۴۹	۲۶	۶۶	۳۲	۲۵	۹۰	۹۸	۹۵	۹۳	۹۷	۹۹	۹۸	۹۸	۹۷	۹۷	۹۷	۹۷	۹۹	۹۷	۹۶	۹۹	۹۶	۹۸	۹۷	۹۷	۹۷	
PIA	۲۴	۸	۳۴	۱۴	۴۷	۱۶	۲۰	۹۰	۹۸	۹۵	۹۳	۹۷	۹۹	۹۸	۹۸	۹۷	۹۷	۹۷	۹۷	۹۹	۹۷	۹۶	۹۹	۹۶	۹۸	۹۷	۹۷	۹۷	
MgI	۴۶	۳۱	۴۸	۸۲	۴۰	۵۷	۸۳	۸۷	۹۸	۹۶	۸۵	۹۷	۹۷	۹۸	۹۸	۹۱	۹۱	۹۱	۹۶	۹۹	۹۶	۹۶	۹۹	۹۷	۹۹	۹۹	۹۹	۹۹	
Na ₂ O+K ₂ O/Al	۰/۵۱	۰/۴۸	۰/۵۴	۰/۵۴	۰/۵۵	۰/۶۴	۰/۲۸	۰/۰۹	۰/۰۰۶	۰/۰۲۲	۰/۰۰۴	۰/۰۲۸	۰/۰۰۸	۰/۰۲	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۰۱	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	

وجود بافت‌های مختلف از قبیل سپیک پلاسمیک (sepic) (شکل ۴ث)، اسکلسپیک (skelsepic) (شکل ۴ث) و وزپیک (vosepic) (شکل ۴ج) در نمونه‌های بوکسیتی مورد مطالعه است. وجود کانیهای رسی به صورت نوارهای بسیار ظریف جهت یافته (سپیک پلاسمیک)، پوشش‌های نازک اطراف ذرات و قطعات آهن‌دار (اسکلسپیک) و پرشدگی فضاهای خالی (وزپیک) در این بافتها بیانگر شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب و زه‌کشی مناسب است (Retallack & Wright, 1990).

ویژگیهای زمین‌شیمیایی

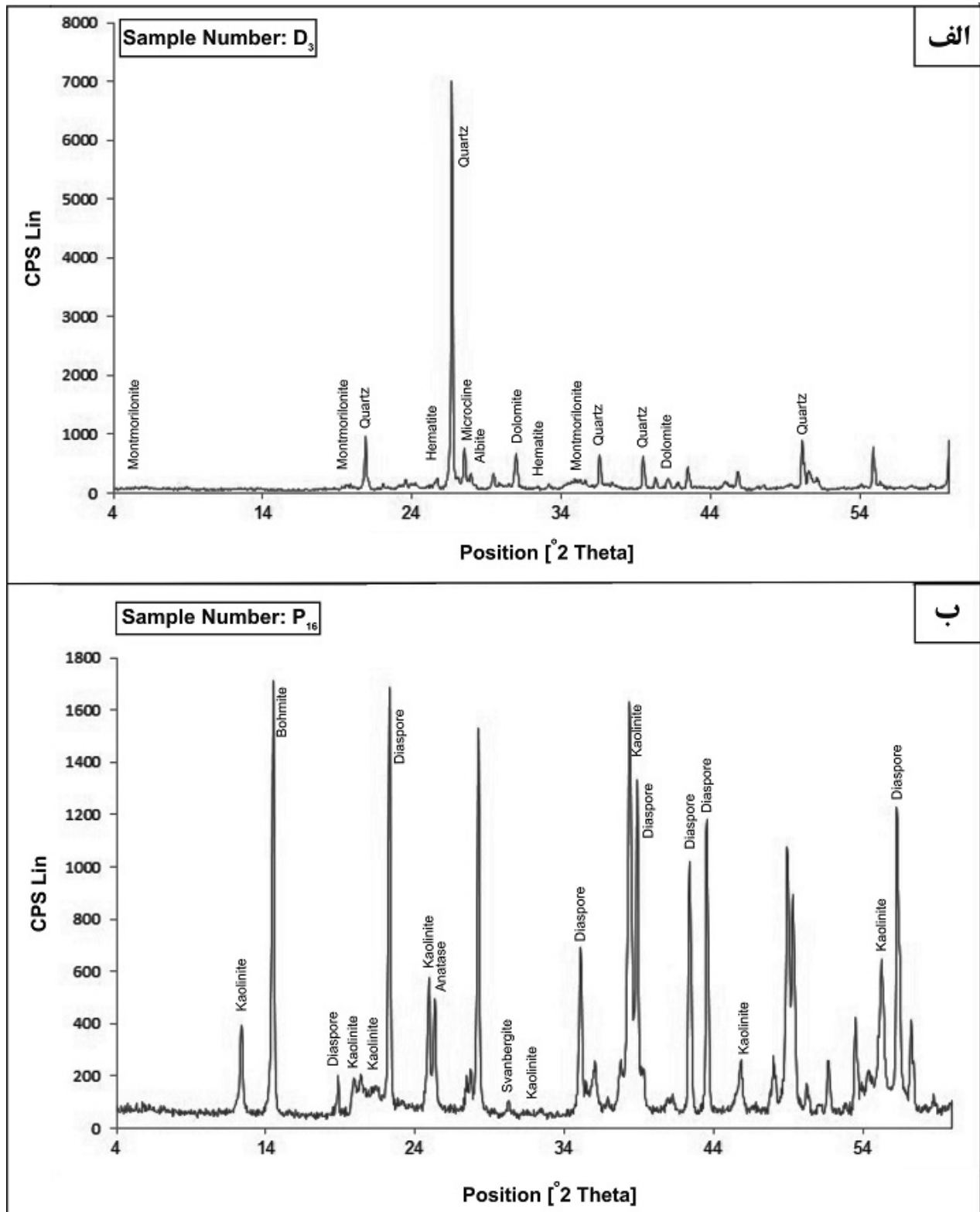
هوازدهی شیمیایی سنگها باعث فروشست کاتیونهای کوچک K^+ ، Na^+ و Ca^{2+} و به جای ماندن کاتیونهای درشت‌تر Al^{3+} و Ti^{4+} می‌گردد. به این ترتیب، بررسی ویژگیهای زمین‌شیمیایی محصولات هوازدهی اطلاعات سودمندی را درباره فرآیندهای هوازدهی و شدت آنها در اختیار قرار می‌دهد. برای این منظور می‌توان با استفاده از شاخصهای هوازدهی از قبیل شاخص دگرسانی شیمیایی (CIA)، شاخص دگرسانی پلاژیوکلاز (PIA) و شاخص هوازدهی شیمیایی (CIW) درباره شدت هوازدهی و شرایط اقلیمی حاکم در زمان تشکیل رسوبات و سنگهای رسوبی اظهار نظر کرد.

شاخص دگرسانی شیمیایی (CIA) یکی از بهترین شاخصها برای نشان دادن میزان هوازدهی است که با استفاده از نسبتهای مولی و بر مبنای رابطه $CIA=100*Al_2O_3/Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O$ محاسبه می‌شود (Sheldon & Tabor, 2009; Nesbitt & Young, 1984). بالا بودن مقدار این شاخص نشان دهنده حذف کاتیونهای متحرک در شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب و پایین بودن آن دلالت بر شرایط آب و هوایی سرد و

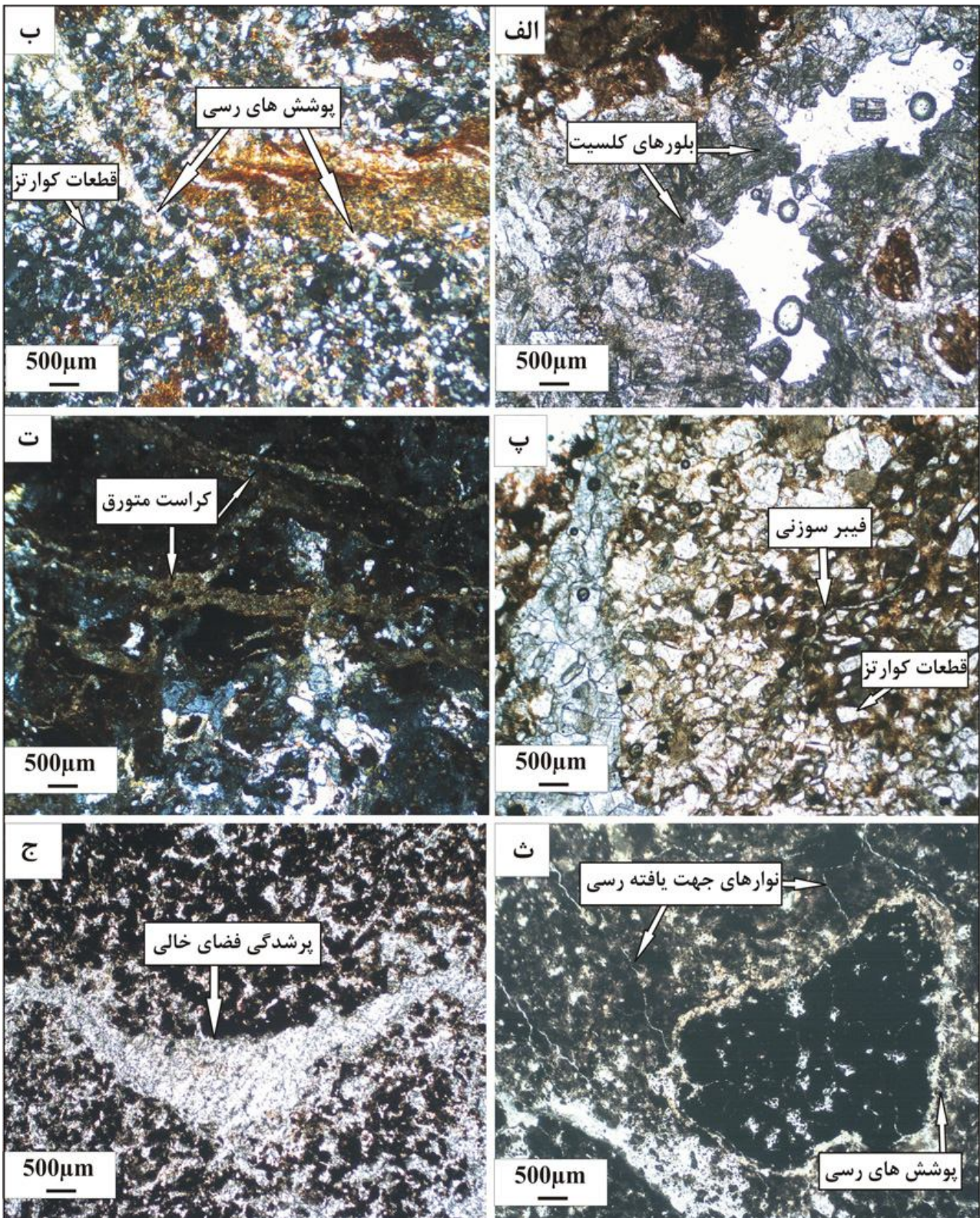
افق بوکسیتی پرموتریاس با گسترش جانبی حدود ۲ کیلومتر و ضخامت ۱۵ تا ۲۵ متر به صورت لایه‌ای در بین سنگ آهکهای سازند روته و سنگ آهکهای دولومیتی سازند الیکا قرار گرفته است. مرز زیرین این افق با سنگ آهکهای سازند روته موجی و با سازند الیکا منظم و تند است. افق بوکسیتی دارای منطقه‌بندی داخلی است و از بالا به پایین به ۵ واحد بوکسیت بالایی، کائولینیت بالایی، بوکسیت سخت، کائولینیت پایینی و بوکسیت پایینی قابل تفکیک است (فرامرزی و همکاران، ۱۳۹۱). بررسیهای کانی‌شناسی نشان دهنده حضور کانیهایی از قبیل بوهمیت، دیاسپور، کائولینیت، گوتیت، هماتیت، کوارتز و آاناتاز در نمونه‌های مورد مطالعه است (جدول ۲، شکل ۳ب). کائولینیت یکی از فراوانترین کانیهای تشکیل دهنده افق بوکسیتی است که تشکیل آن به شرایط آب و هوایی، pH محیط، غلظت مؤثر آلومینوم، سیلیکای موجود در محلول و زه‌کشی بستگی دارد (Danginc, 1985). این کانی به طور کلی در شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب، محیطهای اسیدی و بر اثر هوازدهی شدید شیمیایی تشکیل می‌شود (Chamley, 1989). کانیهای گوتیت و هماتیت که از فراوانی نسبتاً زیادی در نمونه‌های مورد مطالعه برخوردارند در شرایط آب و هوایی خشک تا نیمه خشک تشکیل می‌شوند (Parrish, 1998). وجود نودولهای هماتیته در بخش میانی افق بوکسیتی که دارای مرز مشخص با زمینه کائولینیتی سفیدرنگ است، دلالت بر فروشست عناصر متحرک تحت شرایط هوازدهی شدید شیمیایی و برجای ماندن بخشهای مقاوم نودولی در شرایط آب و هوایی نیمه تا تمام استوایی دارد (Tardy, 1992). از طرفی، تغییرات اندازه نودولها بیانگر جابه‌جایی مواد در زمان تشکیل افق بوکسیتی است (Fedoroff et al., 2010; Tripathi & Rajamani, 2007). بررسیهای بافتی نشانگر

۴۸ در نمونه‌های پالئوسل و از ۲۴ تا ۹۹ در نمونه‌های بوکسیتی در تغییر است (جدول ۲).

خشک دارد. محاسبه این شاخص در نمونه‌های پالئوسل و بوکسیتی مورد مطالعه نشان می‌دهد که مقدار آن از ۱۳ تا



شکل ۳: نمونه‌ای از نمودارهای پراش پرتو ایکس برای شناسایی کانیها در پالئوسلها (الف) و بوکسیتها (ب).



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی از برخی از بافتهای شناسایی شده در پالئوسلها (الف - ت) و بوکسیت‌های (ث - ج) مورد مطالعه؛ (الف) کلسیت‌های درشت دانه در فضاهای خالی؛ (ب) بافت اینترتکتستیک و پوشش‌های ظریف رسی؛ (پ) فیبر سوزنی در بین ذرات کوارتز؛ (ت) بافت پوشش متورق؛ (ث) بافت سپیک پلاسمیک به صورت نوارهای ظریف جهت یافته رسی و اسکلسپیک به صورت پوشش‌های رسی در اطراف ذرات آهن‌دار؛ (ج) بافت وزپیک حاصل پر شدگیهای فضاهای خالی توسط کانیهای رسی (تصاویر پ، ج در نور عبوری عادی و سایر تصاویر در نور عبوری پلاریزه).

شاخص دگرسانی پلاژیوکلاز (PIA) برای تعیین هوازگی کانیهای پلاژیوکلاز مورد استفاده قرار می‌گیرد و با استفاده از رابطه

$$PIA = 100 * Al_2O_3 - K_2O / Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O$$

محاسبه می‌شود (Fedo *et al.*, 1995). مقدار این شاخص در پالئوسل‌های مورد مطالعه از ۸ تا ۴۷ و در نمونه‌های بوکسیتی از ۲۰ تا ۹۸ در تغییر است (جدول ۲). برای بررسی روند هوازگی، داده‌های زمین‌شیمیایی روی نمودار مثلثی $(Al_2O_3 - K_2O) - CaO - Na_2O$ پیاده سازی شد (شکل ۵پ) که نشان دهنده افزایش شدت هوازگی شیمیایی در بوکسیتها نسبت به پالئوسلهاست و با نتایج حاصل از سایر شاخصها سازگاری نشان می‌دهد.

برای تعیین هر چه بهتر روند هوازگی شیمیایی و نیز به نمایش درآوردن ترکیب تقریبی کانی‌شناسی نمونه‌های مورد مطالعه از نمودار مثلثی $(Al_2O_3 - (CaO - Na_2O - K_2O)) - (Fe_2O_3 - MgO)$ (Nesbitt & Young, 1984) استفاده شد. پیاده سازی داده‌های زمین‌شیمیایی بر روی این نمودار (شکل ۵ت) نشانگر قرارگیری نمونه‌های افق بوکسیتی بر روی ضلع A-FM است که تفکیک مشخصی را بین نمونه‌های غنی از Fe_2O_3 و Al_2O_3 به نمایش می‌گذارد. بررسی موقعیت نمونه‌ها در این نمودار بیانگر قرارگیری نمونه‌های بوکسیتی در محدوده کانیهای دیاسپور، بوهمیت، کائولینیت، کلریت و اکسیدهای آهن و قرارگیری نمونه‌های پالئوسل در محدوده کانیهای غنی از $CaO + Na_2O + K_2O$ از قبیل کلسیت، ارتوز و آلپیت است که با نتایج مطالعات کانی‌شناسی به روش XRD سازگاری دارد.

برای بررسی تغییرات دما در زمانهای گذشته می‌توان از شاخص $Na_2O + K_2O / Al_2O_3$ استفاده کرد (Sheldon *et al.*, 2002). کاهش مقدار سدیم و پتاسیم که با کاهش مقدار این شاخص مشخص می‌شود، شاهدی بر افزایش دما

برای نمایش روند هوازگی و چگونگی تغییرات مقدار شاخص CIA از نمودار مثلثی $Al_2O_3 - (CaO + Na_2O) - K_2O$ استفاده شد (Nesbitt & Young, 1984). بر اساس این نمودار (شکل ۵الف)، نمونه‌های پالئوسل در مقایسه با افق بوکسیتی از هوازگی شیمیایی کمتری برخوردار است که با نتایج کانی‌شناسی در هر دو واحد و به ویژه فراوانی کائولینیت در افق بوکسیتی سازگاری دارد.

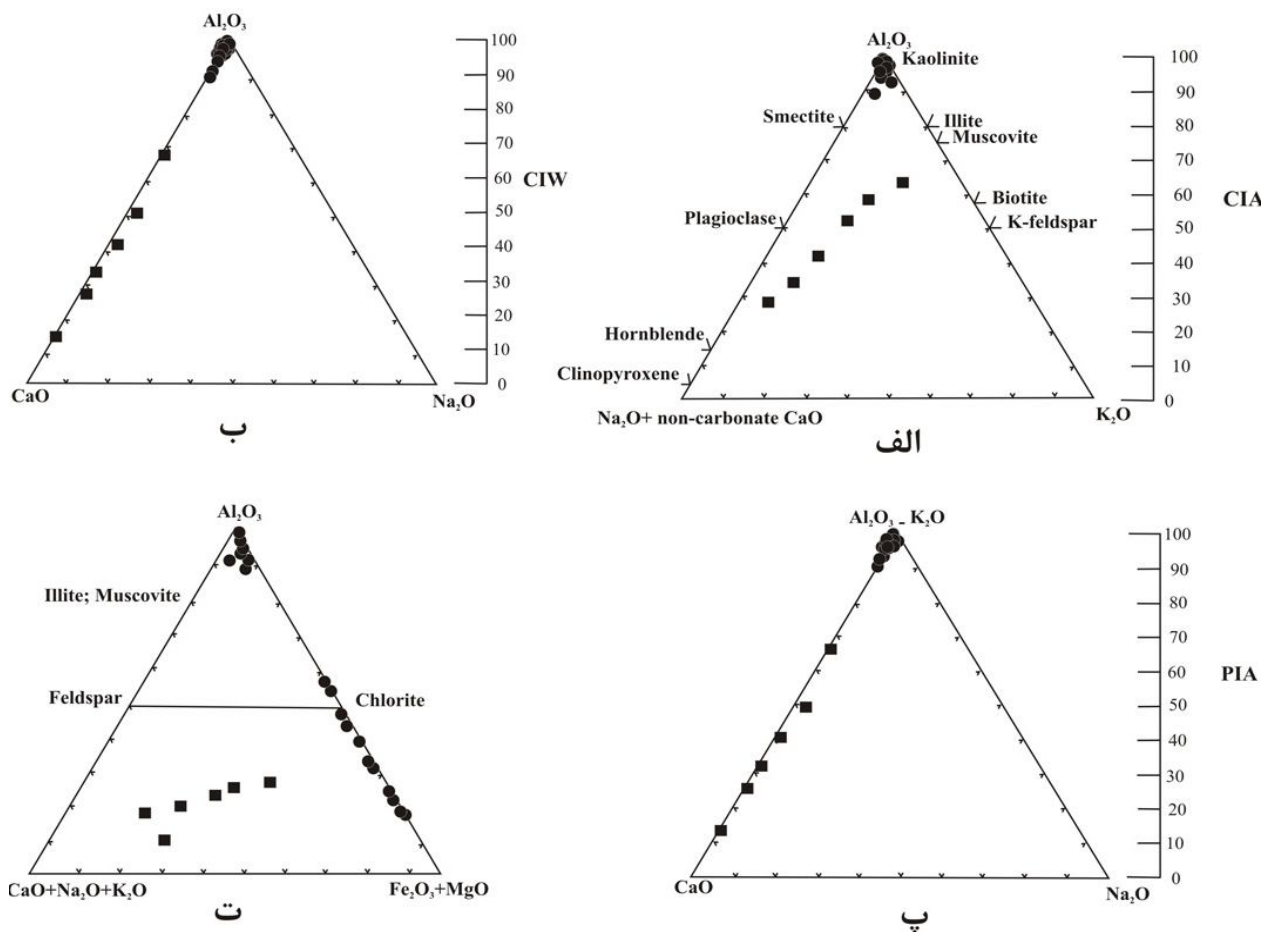
شاخص هوازگی شیمیایی (CIW)، شاخص دیگری است که برای تعیین میزان هوازگی شیمیایی با استفاده از رابطه $CIW = 100 * Al_2O_3 / Al_2O_3 + CaO + Na_2O$ محاسبه و مورد استفاده قرار می‌گیرد (Maynard, 1992). از آن جا که ممکن است پتاسیم در طی متاسوماتیزم پتاسیمی وارد سنگ شود، بنابراین، در این شاخص مقدار پتاسیم از فرمول کنار گذاشته شده است (CIA-K) (Sheldon *et al.*, 2002).

بررسی شاخص CIW در نمونه‌های مورد مطالعه بیانگر تغییرات آن از ۱۴ تا ۶۶ در پالئوسلها و ۲۵ تا ۹۹ در افق بوکسیتی است. پیاده سازی داده‌های تجزیه شیمیایی بر روی نمودار مثلثی $Al_2O_3 - CaO - Na_2O$ (شکل ۵ب) نشان دهنده سازگاری آن با شاخص CIA و نتایج کانی‌شناسی مبنی بر تجمع کالکریت در پالئوسلها و پیشرفت هوازگی شیمیایی در افق بوکسیتی است. شاخص هوازگی شیمیایی (CIW) در تعیین میزان بارش سالیانه که دارای رابطه مستقیم با آن است، کاربرد دارد (Sheldon *et al.*, 2002). بالا بودن این شاخص نشان دهنده افزایش میزان هوازگی شیمیایی، تهی‌شدگی عناصر قلیایی و قلیایی خاکی و به جای ماندن عناصر غیرمتحرک است. مقایسه شاخص CIW در پالئوسلها و افق بوکسیتی مورد مطالعه، نشان دهنده بالا بودن میزان بارش و هوازگی شدید شیمیایی در زمان تشکیل افق بوکسیتی در مقایسه با پالئوسل‌های کالکریتی است.

شیمیایی است (MgI) که در سنگهای منیزیم بالا بر اساس رابطه $MgI = 100 * Al_2O_3 / (Al_2O_3 + MgO)$ تعیین می‌گردد (Sheldon *et al.*, 2002; Maynard, 1992). بررسی تغییرات این شاخص در پالئوسلها و بوکسیت‌های مورد مطالعه همانند سایر شاخصهای هوازدگی بیانگر شست و شوی شدید عناصر متحرک در افق بوکسیتی است که دلالت بر توسعه فرآیندهای هوازدگی شیمیایی در این افق در مقایسه با پالئوسلها دارد.

و شست و شوی این دو عنصر از رسوبات است. بررسی و مقایسه این شاخص در نمونه‌های مورد مطالعه بیانگر تغییرات آن از ۰/۴۸ تا ۰/۶۴ برای پالئوسلها و ۰/۰۰۰۶ تا ۰/۲۸ برای افق بوکسیتی است (جدول ۲) که حاکی از پایین بودن دما و شست و شوی کمتر فلزات در زمان تشکیل پالئوسلها در مقایسه با بوکسیتهاست.

شاخص دیگری که معمولاً در بررسی شدت هوازدگی شیمیایی مورد استفاده قرار می‌گیرد شاخص هوازدگی مؤثر



شکل ۵: نمودارهای مثلثی برای تعیین روندهای هوازدگی شیمیایی و ترکیب کانی‌شناختی تقریبی پالئوسلها و بوکسیت‌های مورد مطالعه: الف) Al_2O_3 -CIA (Nesbitt & Young, 1984)؛ ب) Al_2O_3 -CaO-Na₂O (Nesbitt & Young, 1984)؛ پ) $(Al_2O_3-K_2O)$ -CaO-Na₂O (Fedo *et al.*, 1995)؛ ت) Al_2O_3 -(CaO-Na₂O-K₂O)-(Fe₂O₃-MgO) (Sheldon *et al.*, 1995). نمونه‌های پالئوسل با مربع توپر و نمونه‌های بوکسیت با دایره توپر نشان داده شده‌اند.

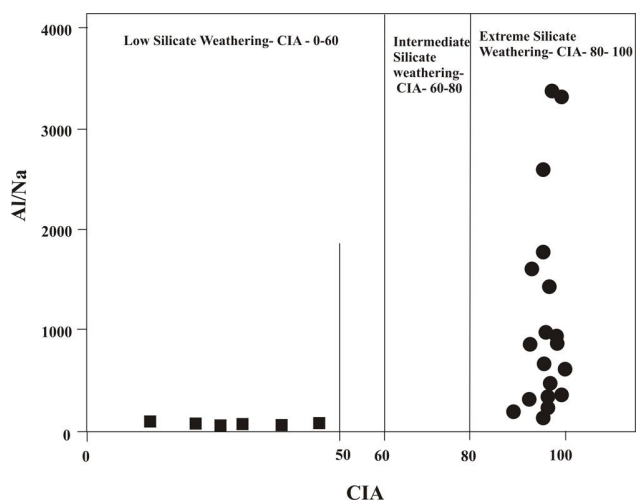
افق بوکسیتی پرموتریاس در بین سازندهای روته و الیکا واقع شده‌اند. براساس شواهد بافتی و کانی‌شناسی، پالئوسلها حاوی بافتها و کانیهایی هستند که به طور عمده در شرایط

بحث و نتیجه‌گیری

پالئوسلهای کالکریتی منطقه مورد مطالعه در رخسارهای دشت سیلابی و دریاچه‌ای سازند پادها با سن دونین پایانی و

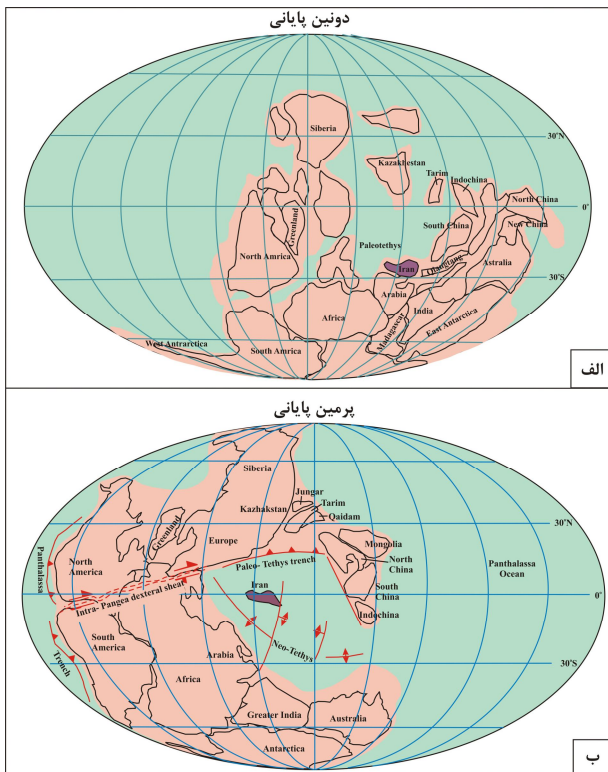
برای تعیین سنگ مادر پالئوسلها و بوکسیتهاى منطقه مورد مطالعه و اظهار نظر دقیق تر درباره رویدادهای هوازدگی و اقلیمی از نمودارهای Cr/V در مقابل V/Ni (McLennan & Winchester, 1993) و Zr/TiO₂ در مقابل Nb/Y (et al., 1993) استفاده شد. نمودار Cr/V در مقابل V/Ni نشانگر قرارگیری کلیه نمونه‌های مورد مطالعه در بین دو عضو انتهایی سنگهای گرانیتی و اولترامافیکی و پیشنهادکننده سنگ مادر مافیکی تا حد واسط برای آنها می‌باشد (شکل ۷الف). پیاده سازی نتایج تجزیه شیمیایی بر روی نمودار Zr/TiO₂ در مقابل Nb/Y نشانگر قرارگیری نمونه‌ها در قلمروهای بازالت تا آلکالی بازالت است (شکل ۷ب). براساس شواهد صحرائی، بازالتها و آندزیت‌های سازند سلطان میدان با سن سیلورین پایانی، قدیمی ترین واحد رخمون یافته در منطقه مورد مطالعه‌اند (شکل ۲الف) که با ناپیوستگی فرسایشی توسط کنگلومراها، ماسه‌سنگها و سیلت‌سنگهای سازند پادها پوشیده شده‌اند. در نظر گرفتن این سنگها به عنوان سنگ مادر مشترک پالئوسلها و بوکسیت‌های مورد بررسی نشانگر تفاوت شرایط زمین‌شناسی، رسوبی و دیرینه اقلیم در زمانهای دونین و پرمین است. شواهد بافتی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی بیانگر پایین بودن دما، کمبود میزان بارش و هوازدگی ضعیف شیمیایی در زمان تشکیل پالئوسلهاى دونین است. از طرفی، عدم تکامل پالئوسلهاى کالکریتی و حضور قطعات هوازده نشده بازالتی در میان سنگهای رسوبی پیرامون آنها، دلیلی بر کوتاه بودن زمان هوازدگی و عدم توسعه هوازدگی شیمیایی است که با نتایج کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی سازگاری دارد. این در حالی است که در زمان پرمین، با حاکم بودن شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب در منطقه و میزان بالای بارش شرایط مناسب برای توسعه و پیشرفت فرآیندهای هوازدگی شیمیایی فراهم شده و به تشکیل افقهای بوکسیتی منجر گردیده است.

آب و هوایی خشک تا نیمه خشک تشکیل شده‌اند. بررسی دامنه تغییرات شاخصهای مختلف هوازدگی از جمله CIA در پالئوسلها و مقایسه آن با افق بوکسیتی نشانگر افزایش شدت هوازدگی شیمیایی از پالئوسلهاى دونین به سمت افق بوکسیتی پرموتریاس است و سازگاری خوبی را با نتایج کانی‌شناسی نشان می‌دهد. برای کنترل این نتایج از نمودار Al/Na در مقابل CIA (Selvaraj & Chen, 2006) استفاده شد (شکل ۶). براساس این نمودار، نمونه‌های پالئوسل و بوکسیت به ترتیب در قلمرو هوازدگی شیمیایی ضعیف و شدید قرار گرفته‌اند. بالا بودن مقدار CIA در نمونه‌های افق بوکسیتی (بیش از ۸۰) و قرارگیری آنها در نزدیکی رأس Al₂O₃-(CaO+Na₂O)-K₂O در نمودار مثلثی Al₂O₃-(CaO+Na₂O)-K₂O دلالت بر ماهیت به شدت آلومینیومی این افق دارد. بالا بودن شاخص CIW و تهی‌شدگی شدید K₂O، Na₂O و CaO در این افق بیانگر میزان بالای بارش به عنوان منبع تأمین‌کننده اسیدهای آلی و غیرآلی است (Mongelli et al., 2006). سازگاری شاخصهای CIA و CIW با شاخص PIA یکی دیگر از شواهد تأییدکننده شدت هوازدگی شیمیایی در افق بوکسیتی پرموتریاس در مقایسه با پالئوسلهاى دونین است.

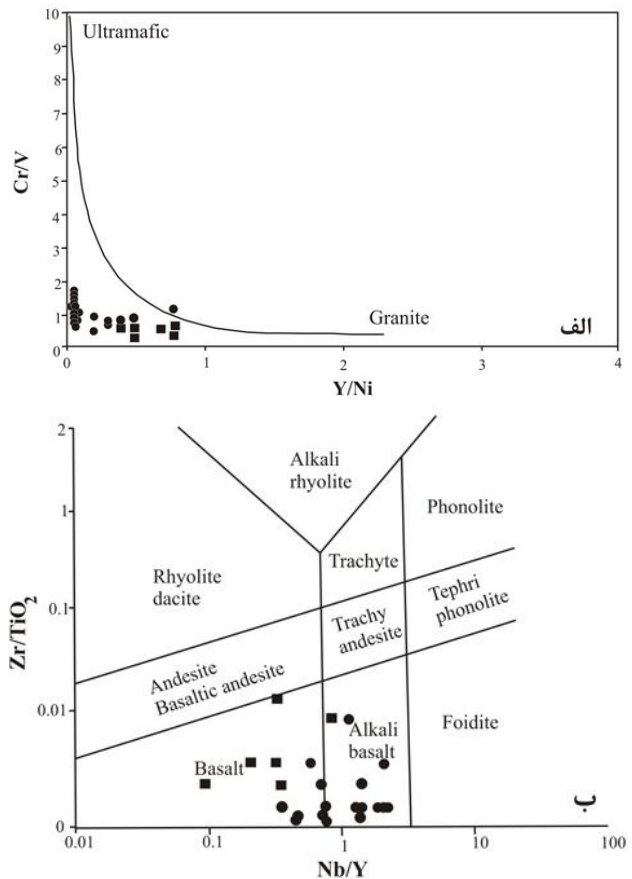


شکل ۶: نمودار پراکنندگی تغییرات Al/Na در مقابل CIA برای تعیین شدت هوازدگی در نمونه‌های مورد مطالعه؛ نمونه‌های پالئوسل با مربع توپر و نمونه‌های بوکسیت با دایره توپر نشان داده شده‌اند (Selvaraj & Chen, 2006).

استوا دارد (شکل ۸ب). در این شرایط با حاکم بودن اقلیم گرم و مرطوب و بالا بودن میزان بارندگی، فرآیندهای هوازدگی شیمیایی در مقایسه با دونین پایانی از شدت بیشتری برخوردار بوده و با خروج کامل عناصر قلیایی و قلیایی خاکی از سنگ مادر بازالتی باعث تشکیل و توسعه افق بوکسیتی شده است.



شکل ۸: بازسازی طرح گونه موقعیت جغرافیایی خرده قاره ایران؛ الف) دونین پایانی (Racki, 2005): ب) پرمین پایانی (Muttoni et al., 2009).



شکل ۷: نمودارهای تعیین سنگ مادر پالئوسلها و بوکسیت‌های مورد مطالعه؛ الف) نمودار تغییرات Cr/V در مقابل Y/Ni در مقابل (McLennan et al., 1993); ب) نمودار تغییرات Zr/TiO₂ در مقابل Nb/Y در مقابل (Winchester & Floyd, 1977); نمونه‌های پالئوسل با مربع توپر و نمونه‌های بوکسیت با دایره توپر نشان داده شده‌اند.

بازسازی موقعیت جغرافیایی خرده قاره ایران در زمان دونین پایانی (Racki, 2005)، نشان دهنده قرارگیری تقریبی آن در مدار ۳۰ درجه جنوبی و در حاشیه شمالی گندواناست (شکل ۸الف). قرارگیری خرده قاره ایران در مدار ۳۰ درجه جنوبی و افزایش گازهای گلخانه‌ای ناشی از فورانهای بازالتی (Mahmudy Gharaie et al., 2004) می‌توانسته باعث ایجاد شرایط اقلیمی گرم و خشک در دونین پایانی و فراهم شدن شرایط مناسب برای تشکیل پالئوسل‌های کالکرتیتی گردد. این درحالی است که بازسازی موقعیت ایران در زمان پرمین پایانی (Muttoni et al., 2009) دلالت بر قرارگیری آن بر روی مدار صفر درجه

منابع

- آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- جعفریان، م.، جلالی، ا.، ۱۳۸۳. نقشه زمین شناسی خوش ییلاق در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- فرامرزی، ر.، شمعیان، غ.ح.، شفیعی، ب.، ۱۳۹۱. کانی شناسی، زمین شیمی و خاستگاه نهشته بوکسیت قشلاق، جنوب شرق گرگان. زمین شناسی اقتصادی، ۴: ۲۹-۴۵.
- قازانچی، ر.، پاشایی، ا.، خرمالی، ف.، ایوبی، ش.، ۱۳۸۷. بررسی برخی خصوصیات میکرومورفولوژیک یک توالی لس - پالئوسل نهارخوران گرگان. علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، ۲: ۵۸-۶۶.
- کیاشکوریان، م.، ۱۳۹۰. مطالعات زمین شناسی اقتصادی نهشته های بوکسیت خوش ییلاق استان گلستان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه گلستان، ۸۱ ص.
- کیاشکوریان، م.، شمعیان، م.، شفیعی، ب.، ۱۳۹۰. کانی شناسی، زمین شیمی و خاستگاه افق بوکسیتی پرمو - تریاس خوش ییلاق، جنوب شرق آزادشهر. زمین شناسی کاربردی، ۳: ۲۶۹-۲۷۹.
- Aharipour, R., Moussavi, R., Mosaddegh, H., & Mistiaen, B., 2010. Facies features and paleoenvironmental reconstruction of the Early to Middle Devonian syn-rift volcano-sedimentary succession (Padeha Formation) in the Eastern-Alborz Mountains, NE Iran. *Facies*, 56: 279-294.
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., & Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25: 659-672.
- Alonso-Zarza, A.M., & Tanner, L.H., 2010. Continental Sequence Stratigraphy and Continental Carbonates. *Elsevier*, Netherlands, 215-273.
- Chamley, H., 1989. Clay Sedimentology. *Springer-Verlage*, Berlin, 623 p.
- Danginc, A., 1985. Kaolinization of Bauxite: a Study in the Vlasenica Bauxite Area, Yugoslavia I. Alteration of Matrix. *Clays and Clay Minerals*, 33: 517-524.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23: 921-924.
- Fedoroff, N., Courty, M.A., & Guo, Z., 2010. Palaeosols and Relict Soils. *Elsevier*, 623-662.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks. *Springer-Verlage*, Germany, 984 p.
- Ghavidel-Syooki, M., Hassanzadeh, J., & Vecoli, M., 2011. Palynology and isotope geochronology of the Upper Ordovician-Silurian successions (Ghelli and Soltan Maidan Formations) in the Khoshyeilagh area, eastern Alborz Range, northern Iran; stratigraphic and palaeogeographic implications. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 164: 251-271.
- Gornitz, V., 2009. Mineral indicators of past climates. In: Gornitz, V., (ed.), 2009. Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. *Springer-Verlage*, Netherlands, 573-583.
- Hargreaves, J.C., & Annan, J.D., 2009. On the importance of paleoclimate modelling for improving predictions of future climate change. *Climate of the Past*, 5: 803-814.
- Hendrix, M.S., 2009. Continental sediments. In: Gornitz, V., 2009. Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. *Springer-Verlage*, Netherlands, 192-198.
- Herrington, R., Boni, M., Skarpelis, N., & Large, D., 2007. Palaeoclimate, weathering and ore deposits: a European perspective. *Proceedings of the Ninth Biennial SGA Meeting*, Dublin, 1373-1376.

- Imbellone, P.A., 2011. Classification of paleosols. *Geociencias*, 30: 5-13.
- Jenny, H., 1994. Factors of soil formation; a system of quantitative pedology. *Dover*, New York, 281 p.
- Kraus, M., 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews*, 47: 41-70.
- Mahmudy Gharai, M.H., Matsumoto, R., Kakuwa, Y., & Milory, P.G., 2004. Late Devonian facies variety in Iran: volcanism as a possible trigger of the environmental perturbation near the Frasnian-Famennian boundary. *Geological Quarterly*, 48: 323-332.
- Maynard, J.B., 1992. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *Journal of Geology*, 100: 279-289.
- McLennan, S.M., Hemming, D.K., & Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Geology Society of America*, 284: 21-40.
- Mongelli, G., Critelli, S., Perri, F., Sonnino, M., & Perrone, V., 2006. Sedimentary recycling, provenance and paleoweathering from chemistry and mineralogy of Mesozoic continental redbed mudrocks, Peloritani mountains, southern Italy. *Geochemical Journal*, 40: 197-209.
- 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*, 40: 1146-1156.
- Muttoni, G., Gaetani, M., Kent, D.V., Sciunnach, D., Angiolini, L., Berra, F., Garzanti, E., Mattei, M., & Zanchi, A., 2009. Opening of the Neo-Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian. *GeoArabia*, 14: 17-48.
- Nesbitt, H.W., & Young, G.W., 1984. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Parrish, J. T., 1998. Interpreting pre-Quaternary Climate from the Geologic Record. *Columbia University Press*, New York, 338 p.
- Racki, G., 2005. Toward understanding Late Devonian global events: few answers, many questions. In: Over, D.J., Morrow, J.R. & Wignall, P.B. (eds.), Understanding Late Devonian and Permian-Triassic Biotic and Climatic Events. *Developments in palaeontology & Stratigraphy*, 20 : 5-36.
- Retallack, G.J., 1981. Fossil Soils: Indicators of Ancient Terrestrial Environments. *Paleobotany, paleoecology and evolution*, 1: 55-102.
- Retallack, G.J., 2008. Cool-Climature or Warm-Spike Lateritic Bauxites at High Latitudes? *Journal of Geology*, 116: 558-570.
- Retallack, G.J., 2010. Lateritization and Bauxitization Events. *Economic Geology*, 105: 655-667.
- Retallack, G.J., & Wright, V.P., 1990. micromorphology of lithified paleosols. *Development in soil science*, 19: 641-652.
- Selvaraj, K., & Chen, C.T.A., 2006. Moderate Chemical Weathering of Subtropical Taiwan: Constraints from Solid-Phase Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks. *Journal of Geology*, 114: 101-116.
- Sheldon, N.D., 2006. Using paleosols of the Picture Gorge Basalt to reconstruct the middle Miocene climatic optimum. *PaleoBios*, 26: 27-36.
- Sheldon, N.D., Retallack, G.J., & Tanaka, S., 2002. Geochemical Climofunctions from North American Soils and Application to Paleosols across the Eocene-Oligocene Boundary in Oregon. *Journal of Geology*, 110: 687-696.
- Sheldon, N.D., & Tabor, N.J., 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth-Science Reviews*, 95: 1-52.
- Tardy, Y., 1992. Diversity and terminology of lateritic profiles. In: Martini, I.P., & Chesworth, W., (eds.), Weathering, Soils & Paleosols. *Elsevier*, Amsterdam, 379-405.

- Tripathi, J.K., & Rajamani, V., 2007. Geochemistry and origin of ferruginous nodules in weathered granodioritic gneisses, Mysore Plateau, Southern India. *Geochimica et Cosmochimica*, 71: 1674–1688.
- Valeton, I., 1972. Bauxites. *Elsevier*, Amsterdam, 226 p.
- Winchester, J.A., & Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Yan, J., & Yin, H., 2000. Paleoclimate constraints for Early Permian paleogeography of eastern Tethys. *Elsevier Science*, 1-15

Paleosols and bauxites in the Eastern Alborz and implications for Devonian-Permian paleoclimate

Shamanian, Gh.H.^{1*}, Kiaeshkevaryan, M.²

1- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran

2- M.Sc in Economic Geology, Department of Geology, Faculty of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran

***E-mail: gh.shamanian@gu.ac.ir**

Abstract

Eastern Alborz zone contains paleosols and bauxites that demonstrate paleoclimatic changes in addition to widely geological events in this zone. The Khoshyeilagh region is located about 50 km southeast of Azadshahr. Stratigraphic sequence in this region contains calccrete paleosols in Devonian sandstones of the Padeha Formation and a karst bauxite horizon along the contact zone of Permian limestones and Triassic dolomitic limestones. Textural and mineralogical evidences indicate the formation of paleosols in arid to semi-arid climate and the formation of bauxites in warm and humid climate. Also, range of weathering indices point out increasing of chemical weathering from Devonian paleosols to Permo-Triassic bauxites. Geochemical data combined with the geological evidences suggest that the basaltic rocks of the Soltanmeidan Formation are the parent rock of the studied paleosols and bauxites. Combination of textural, mineralogical and geochemical data show that paleosol formed in low temperature, low rate of precipitation, and low chemical weathering. In contrast, high temperature and high precipitation rate led to formation of chemical weathering during bauxites formation. Devonian paleosols of the Padeha formation and Permo-Triassic bauxites of the study area are good indicators for recognition of paleoclimatic conditions in this area.

Keywords: Devonian, Permo-Triassic, paleosol, bauxite, paleoclimate.