

سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی عناصر اصلی، فرعی و جزئی رخساره‌های بوکسیتی: مطالعه موردی از نهشته قازانجه، جنوب خاور مهاباد، شمال باختر ایران

مسعود حبیبی مهر^۱، علی عابدینی^{۲*}

۱- دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

*پست الکترونیک: abedini2020@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۹۵/۸/۲۵

تاریخ دریافت: ۹۵/۴/۸

چکیده

نهشته بوکسیت قازانجه، در فاصله ۲۵ کیلومتری جنوب خاور مهاباد، استان آذربایجان غربی، شمال باختر ایران واقع می‌باشد. این نهشته به صورت لایه‌ها و عدسی‌های چینه‌سان، درون سنگ‌های کربناتی سازند روتنه به سن پرمین بالایی توسعه یافته است. مطالعات کانی‌شناسی نشان می‌دهند که کان‌سنگ‌های این نهشته حاوی کانی‌های دیاسپور، هماتیت، پیروفیلیت، کلریت، شاموزیت، روتیل، آاناتاز و مسکویت - ایلیت هستند. حضور بافت‌های پلیتومورفیک، میکروگرانولار، اوویدی، پیزویدی، ماکروپیزویدی، اسپاستویدی، کلوفرم، گرهمکی، برشی دروغین، برشی و کلاستیک دلالت بر منشأ ناهم‌بندی نهشته دارد. یافته‌های کانی‌شناسی آشکار می‌کنند که این نهشته از دو رخساره اکسیدی - قلیایی و احیایی - اسیدی تشکیل شده و در یک محیط رسوبی بینابینی وادوز- فریاتیکی توسعه یافته است. بررسی‌های زمین‌شیمیایی آشکار می‌نمایند که آهن‌زدایی و تخریب کاتولینیت مهمترین فرآیندهای دخیل طی نهشت می‌باشند. بررسی‌ها نشان می‌دهند که درجه تمرکز عناصری نظیر V، Zr، Co، Cu، Ga، Hf، Mo، Sc، U و Zn در رخساره اکسیدان - قلیایی و تمرکز عناصری چون Ba، Cr، Ni، Pb، Rb، Sr، Th در رخساره احیایی - اسیدی بیشتر است. اختلاف در تمرکز عناصر در این دو رخساره می‌تواند به رخداد فرآیندهایی نظیر جذب سطحی، روبش توسط اکسیدهای آهن و منگنز، شدت لاتریتی شدن و عملکرد سنگ بستر کربناتی به عنوان سد زمین‌شیمیایی وابسته باشد.

واژه‌های کلیدی: بوکسیت؛ بافت؛ رخساره؛ کانی‌شناسی؛ محیط وادوز- فریاتیکی؛ توزیع عناصر؛ قازانجه؛ مهاباد.

مقدمه

دلیل ثبت رویدادهای اقلیمی گذشته و فرآیندهای خاک‌زایی به عنوان یک معیار زمین‌شناسی مناسب در بازسازی شرایط زمین‌شناسی و محیط‌های رسوبی گذشته زمین مورد استفاده قرار می‌گرفته است (Bardossy & Combes, 1999). همچنین، بررسی عناصر بافتی و تعیین ویژگی‌های کانی‌شناسی کان‌سنگ‌های بوکسیتی می‌تواند

بوکسیت یک ماده معدنی رسوبی غنی از مواد آلئیتیکی است که در نتیجه هوازدگی سنگ‌های مختلف در شرایط آب و هوایی گرم و یا نیمه گرم با میزان بارش بیش از ۱۸۰۰ میلی‌متر در سال و دمای حدود ۲۵ درجه سانتی‌گراد، با توجه به ریخت‌شناسی و زهکشی مناسب تشکیل می‌شود (Bardossy, 1982). این کان‌سنگ آلومینا، از دیرباز به

توجهات خاصی را به خود جلب کند. این منطقه با مختصات جغرافیایی "۴۵° ۵۱' ۴۵" تا "۴۵° ۵۵' ۱۰" طول شرقی و "۳۶° ۳۸' ۱۷" تا "۳۶° ۴۰' ۵۳" عرض شمالی، در فاصله ۲۵ کیلومتری جنوب خاور شهرستان مهاباد واقع است. کان‌سنگ‌های بوکسیتی این منطقه درون سنگ‌های کربناتی سازند روته به سن پرمین پسین؟ محصور شده‌اند. بررسی‌های قبلی انجام شده بر روی این منطقه بیشتر از دیدگاه زمین‌شناسی ناحیه‌ای و شناسایی سنگ مادر ذخیره بوده است. افتخارنژاد (۱۳۵۵) و آقناباتی (۱۳۸۵) به ترتیب طی مطالعات زمین‌شناسی ناحیه‌ای چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ مهاباد مبادرت به تعیین جایگاه چینه‌شناسی کان‌سنگ‌های بازماندی حاضر در این منطقه نموده‌اند. بررسی‌های Kamineni & Efthekhar-Nezad (1977) بر روی ذخایر بوکسیتی پرمین در مهاباد نشان داده است که سنگ‌های بازالتی محتمل‌ترین پروتولیت نهشته قازانجه می‌باشند. در این پژوهش، با تکیه بر آخرین دستاوردهای علمی به دست آمده بر روی این تیپ ذخایر در دنیا سعی گردیده است به تفصیل به بررسی ویژگی‌های سنگ‌نگاری به ویژه بافت، انواع تیپ‌های کان‌سنگی حاضر، عوامل کنترل‌کننده توزیع و تحرک عناصر اصلی، فرعی و جزئی در رخساره‌های بازماندی، شرایط محیطی دیرینه و در نهایت محیط رسوبی تشکیل و توسعه ذخیره بوکسیت قازانجه پرداخته شود. امید است دستاورد این پژوهش بتواند در بازسازی جغرافیای دیرینه مفید و مؤثر باشد.

زمین‌شناسی

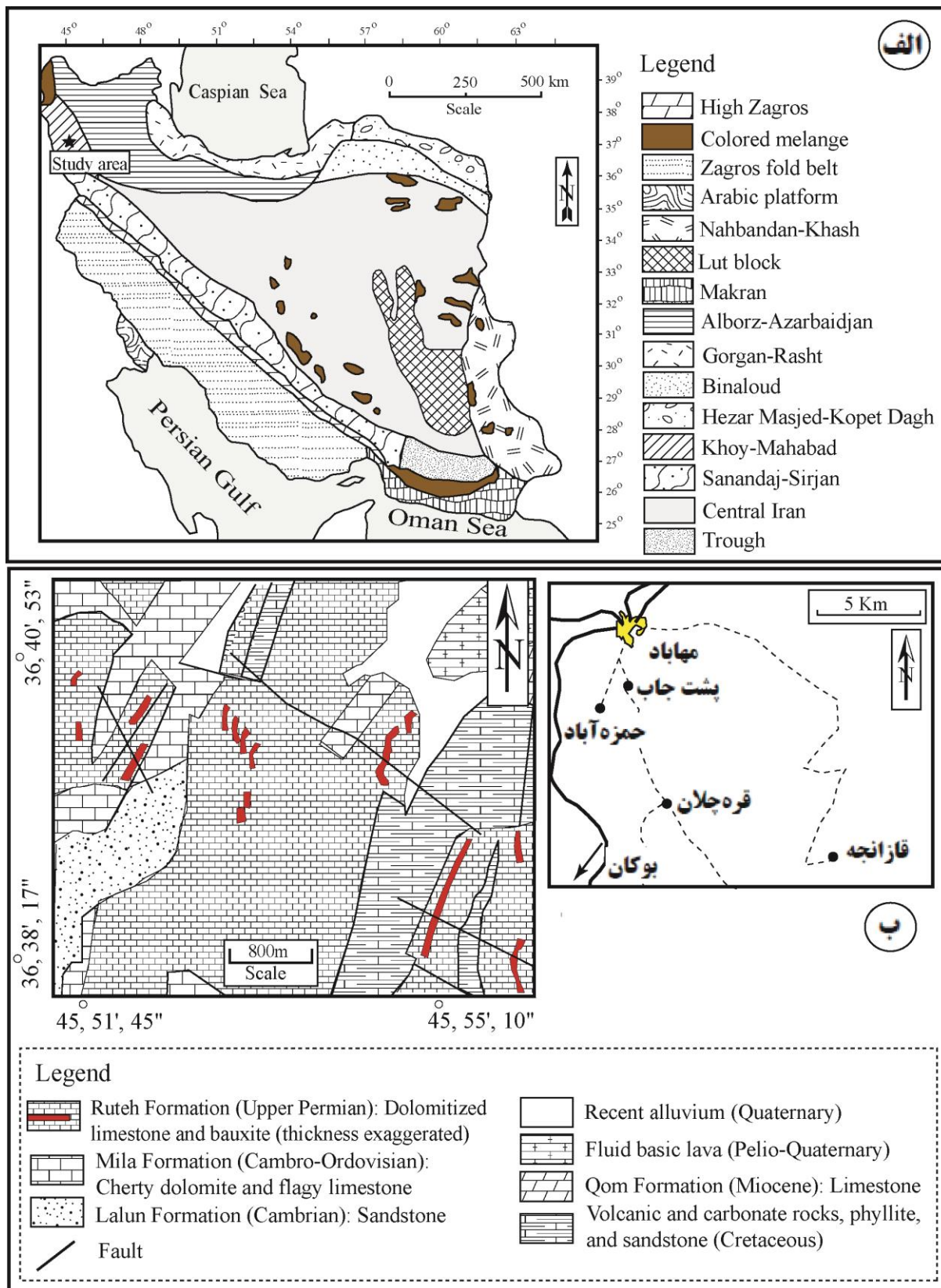
منطقه قازانجه، بر اساس تقسیمات پهنه‌های زمین‌ساختی ایران (نبوی، ۱۳۵۵) بخشی از پهنه ساختاری خوی - مهاباد می‌باشد (شکل ۱ الف). مهمترین سازندهای زمین‌شناسی حاضر در این منطقه به ترتیب قدیم به جدید شامل

در بازسازی شرایط محیط دیرینه مؤثر باشد (Horbe, 2011). از بین اجزای متحدالمركز حاضر در کان‌سنگ‌های بوکسیتی، اوویدها و پیزویدها به دلیل تغییرات متناوب در کانی‌شناسی و شیمی می‌توانند به خوبی فرآیندهای زمین‌شیمیایی رخ داده در دوره‌های محیطی و اقلیمی را آشکار نمایند (Olóriz et al., 2002).

طی چند دهه اخیر، مطالعات زیادی بر روی سیمای زمین‌شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و جزئی ذخایر بوکسیتی در نقاط مختلف دنیا توسط پژوهشگران متعدد انجام شده است (برای مثال: Hanilçi, 2013؛ Wei et al., 2013؛ Gu Yu et al., 2013؛ Lima da Costa et al., 2014؛ et al., 2013؛ Nouazi؛ Liu et al., 2016؛ Ling et al., 2015؛ 2014؛ Momo et al., 2016). دستاورد این مطالعات آشکار نموده است که مقاومت، مهاجرت و توزیع دوباره عناصر اصلی، فرعی و جزئی در انواع رخساره‌های بوکسیتی از موضوعات بسیار مهم و جالب برای مطالعات زمین‌شیمیایی کانسارهای هوازده بازماندی هستند.

با توجه به توزیع جغرافیایی کانسارهای هوازده بازماندی در دنیا (Bardossy, 1982)، نهشته‌های بوکسیتی در ایران بخشی از کمربند بوکسیت کارستی ایران-هیمالیا می‌باشند. ذخایر یاد شده در ایران از نظر توزیع جغرافیایی به چهار ناحیه شامل (۱) شمال باختر ایران، (۲) سلسله جبال البرز، (۳) فلات ایران مرکزی و (۴) ارتفاعات زاگرس و از نظر زمانی در پنج مقطع زمانی مشتمل بر (۱) پرمین، (۲) پرموتریاس، (۳) تریاس، (۴) تریاس بالایی - ژوراسیک و (۵) کرتاسه میانی (سنومانین - تورونین) قابل تفکیک می‌باشند (Abedini & Calagari, 2014).

جنوب خاور شهرستان مهاباد (جنوب استان آذربایجان باختری) در شمال باختر ایران پتانسیل بسیار مناسبی از این تیپ ذخایر بازماندی دارد. منطقه قازانجه به عنوان بخشی از جنوب خاور مهاباد نیز از این قاعده مستثنا نبوده و می‌تواند

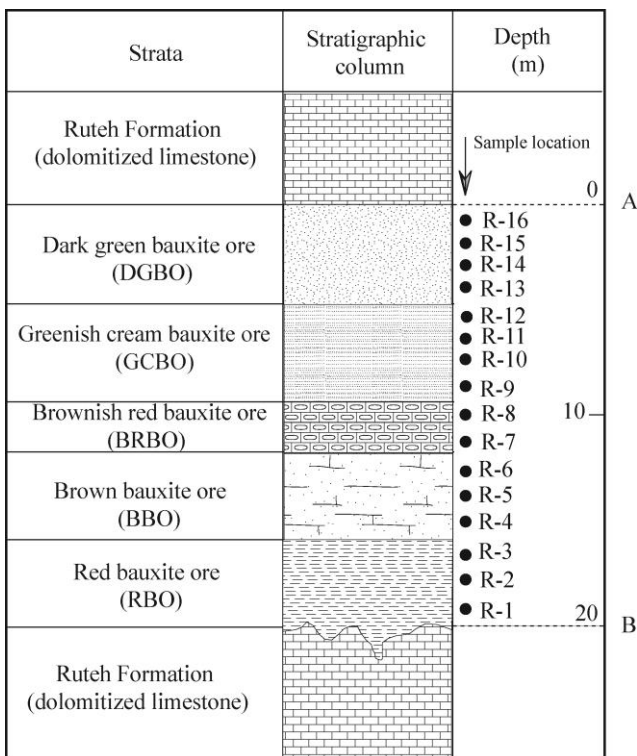


شکل ۱: الف) موقعیت منطقه قازانجه در نقشه پهنه‌های ساختمانی ایران (نبوی، ۱۳۵۵) که بر اساس آن منطقه مورد مطالعه در پهنه ساختمانی خوی - مهاباد واقع است. ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به آن (نقشه پایه از افتخارنژاد، ۱۳۵۵).

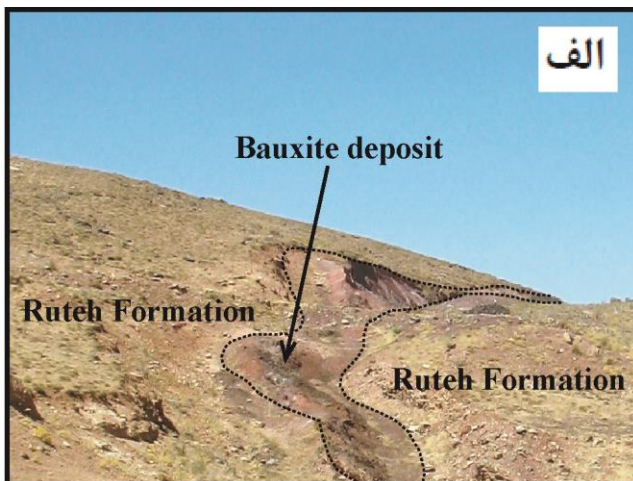
شیل‌های تیره دیده می‌شود. حالت ترد و شکننده در بوکسیت‌های کرم مایل به سبز، سبز تیره و قرمز قهوه‌ای و حالت توده‌ای در بوکسیت‌های قهوه‌ای و قرمز رنگ از مهمترین ویژگی‌های فیزیکی کان‌سنگ‌های نهشته مورد مطالعه به شمار می‌رود. بر اساس پیمایش‌های صحرایی، مرزهای کاملاً واضحی بین لایه‌ها و یا عدسی‌های بوکسیتی و سنگ‌های درون‌گیر کربناته در این منطقه وجود دارد (شکل ۳ الف). از دیگر مشخصات برجسته زمین‌شناسی این منطقه می‌توان به تکرار واحدهای بوکسیت سبز تیره و قرمز در اغلب عدسی‌ها و لایه‌های بازماندی، وجود کانی‌های میکا و کاهش سختی به موازات لایه‌بندی همراه با لایه‌بندی ظریف و لمس نرم و صابونی در کان‌سنگ‌های کرم مایل به سبز و قرمز قهوه‌ای اشاره نمود (عابدینی، ۱۳۸۷). لیمونیت‌زایی در کان‌سنگ‌های قهوه‌ای، وجود شکل‌های اووئیدی و گرهکی در سطح کان‌سنگ‌های قرمز و قرمز قهوه‌ای، تغییرات شدید رنگ در سطح کان‌سنگ‌های قرمز به دلیل تأثیر فرآیند اکسایش برون‌زاد و وجود آثاری از

ماسه‌سنگ‌های سازند لالون (کامبرین)، دولومیت‌های چرت‌دار و سنگ آهک‌های سازند میلا (کامبرو- اردوویسین)، سنگ آهک‌ها و دولومیت‌های سازند روته (پرمین پسین؟)، سنگ‌های کربناتی، آتش‌فشانی، فیلیتی و ماسه‌سنگی (کرتاسه)، سنگ آهک‌های سازند قم (میوسن)، گدازه‌های آتش‌فشانی قلیایی پلیوکواترنری و رسوبات آبرفتی عهد حاضر می‌باشند (شکل ۱ ب). ذخیره بوکسیتی در این منطقه با ۱۵ رخنمون مجزا به صورت لایه‌ها و عدسی‌های منفصل چینه‌سان با دو روند کلی NE-SW و N-S (شکل ۱ ب)، در مجموع با طولی بالغ بر ۷/۵ کیلومتر و با ضخامتی متغیر از ۳ تا ۲۸ متر در درون سنگ آهک‌های دولومیتی شده خاکستری تیره سازند روته گسترش یافته است. طول بزرگترین لایه بوکسیتی در این منطقه ۲/۱ کیلومتر و کوچکترین آن در حدود ۱۸۰ متر است.

با توجه به مشاهدات صحرایی، اگر چه توالی‌های کاملاً متغیری از نظر رنگ و خصوصیات بافتی در هر ۱۵ لایه و یا عدسی بوکسیتی مشاهده می‌شود، اما کامل‌ترین توالی این ذخیره در یک نیم‌رخ انتخابی از پایین به بالا شامل کان‌سنگ‌های (۱) قرمز (RBO)، (۲) قهوه‌ای (BBO)، (۳) قرمز قهوه‌ای (BRBO)، (۴) کرم مایل به سبز (GCBO)، (۵) سبز تیره (DGBO) می‌باشد (شکل ۲). در برخی از لایه‌ها به صورت ضعیف آثاری از کان‌سنگ‌هایی با رنگ خاکستری نیز دیده می‌شود. در بررسی‌های صحرایی، خردشدگی کان‌سنگ‌ها و تشکیل بافت کاتا‌کلاستیک در اثر عملکرد گسله‌ها بر روی عدسی‌ها و لایه‌های بازماندی، قرار گرفتن برخی از عدسی‌ها و لایه‌های بوکسیتی در مجاورت سازندهای میلا و قم و واحدهای سنگی کرتاسه از نکات برجسته زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه می‌باشند. در این منطقه، در درون سنگ‌های کربناتی سازند روته برون‌زدهای کوچکی از سنگ‌های آتش‌فشانی و



شکل ۲: ستون چینه‌شناسی نیم‌رخ مورد مطالعه از نهشته بوکسیت قازانجه



شکل ۳: الف) تصویری از افق بوکسیتی قازانجه که در بین سنگ آهک‌های دولومیتی سازند روت‌ه محصور شده است (دید به سمت شمال باختر). ب) دندریته‌های منگنز در سطح کان‌سنگ‌های بوکسیتی کرم مایل به سبز.

دندریته‌های منگنز در سطح کان‌سنگ‌های قرمز و کرم مایل به سبز (شکل ۳ب) از دیگر ویژگی‌های مزوسکوپی کان‌سنگ‌های این ذخیره معدنی می‌باشند.

روش مطالعه

پس از چندین مرحله پیمایش صحرائی به منظور شناسایی تیپ‌های مختلف کان‌سنگی در لایه‌ها و عدسی‌های بوکسیتی، تعداد ۵۰ نمونه از ۱۵ لایه و یا عدسی بازماندی برداشت گردید و ویژگی‌های مزوسکوپی کان‌سنگ‌ها (نظیر رنگ، چگالی، بافت و سختی) مورد مطالعه قرار گرفت. بعد از این مرحله، در یک نیمرخ انتخابی به ضخامت ۲۰ متر تعداد ۱۶ نمونه از ۵ تیپ کان‌سنگی با فواصلی بین ۸۰ سانتی‌متر تا ۱/۵ متر نمونه‌گیری گردیدند. برای تشخیص ویژگی‌های بافتی و کانی‌های حاضر در کان‌سنگ‌ها، از هر ۱۶ نمونه مقطع نازک و یا صیقلی تهیه و با استفاده از میکروسکپ دو کاره مطالعه شدند. از بین کان‌سنگ‌های بوکسیتی جمع‌آوری شده، تعداد ۸ نمونه به صورت یک در میان انتخاب و به منظور شناسایی فازهای کانیایی نامشخص توسط روش پراش پرتو X (XRD) با استفاده از دیفراکتومتر ساخت شرکت زیمنس مدل ۵۰۰۰

در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تجزیه شدند. انتخاب نمونه‌ها به صورت یک در میان برای انجام آنالیزهای XRD به این دلیل صورت گرفت که امکان تعیین ترکیب کانی‌شناسی هر ۵ تیپ کان‌سنگ بوکسیتی وجود داشته باشد. برای تعیین ترکیب شیمیایی کان‌سنگ‌ها، مقادیر اکسیدهای اصلی و فرعی هر ۱۶ نمونه به روش فلورسانس پرتو ایکس با استفاده از دستگاه XRF ساخت شرکت فیلیپس مدل PW 1480 در شرکت کانساران بینالود اندازه‌گیری گردیدند. مقادیر عناصر جزئی یاد شده توسط طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در شرکت کانساران بینالود تعیین شدند. در آنالیزهای XRF، محدوده آشکارسازی برای TiO_2 ، MnO ، P_2O_5 برابر با ۰/۰۰۱ در صد وزنی و بقیه اکسیدها ۰/۰۱ در صد وزنی بوده است. در آنالیزهای ICP-MS محدوده آشکارسازی برای Ta برابر با ۰/۰۱ ppm، برای Th، Hf، و U برابر با ۰/۰۲ ppm، برای Ga و Y برابر با ۰/۰۵ ppm، برای Cs، Mo، Rb، Sr، و W برابر با ۰/۱ ppm، برای Ba، Co، Cu، Pb، Sn، و Zn برابر با ۰/۲ ppm، برای Nb برابر با ۰/۵ ppm، برای Sc و Zr برابر با ۱ ppm، و برای Cr، Ni، و V برابر با ۲ ppm می‌باشد. مقادیر پرت حرارتی (LOD) به

کان‌سنگ‌های نزدیک به سنگ‌های بستر کربناتی بزرگ‌تر می‌شود.

در مقاطع نازک، کانی دیاسپور در کان‌سنگ‌ها با برجستگی بالا قابل تشخیص بوده و معمولاً به شکل بلورهای پهن شده و سوزنی (شکل ۴پ) دیده می‌شود. وجود کلاست‌های نابرجا (شکل ۴ث) و اوویدها و پیزویدهای شکسته (شکل ۴ج) از دیگر ویژگی‌های کان‌سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشند. با توجه به نحوه توزیع واحدهای بافت‌ساز زمینه و متمایز، کان‌سنگ‌های مورد بررسی حاوی بافت‌های پلیمورفیک، میکروگرانولار، اوویدی (شکل ۴الف)، پیزویدی، ماکروپیزویدی، اسپاستویدی (شکل ۴چ)، کلوفرم، گرهکی، برشی دروغین، برشی (شکل ۴ح) و کلاستیک می‌باشند.

آنالیزهای پراش پرتو ایکس (XRD) نشان می‌دهند که دیاسپور تنها فاز آلومینای آزاد در کان‌سنگ‌ها می‌باشد (جدول ۱، شکل ۵). هماتیت به عنوان یک فاز کانیایی آهن‌دار (فاز اصلی)، دیاسپور را در کان‌سنگ‌ها همراهی می‌نماید. فازهای اکسیدی تیتانیوم‌دار در کان‌سنگ‌ها شامل روتیل و آناتاز، فازهای سیلیکاتی حاضر مشتمل بر پیروفیلیت، شاموزیت، کلریت و مسکوویت - ایلیت هستند.

زمین‌شیمی کان‌سنگ‌ها

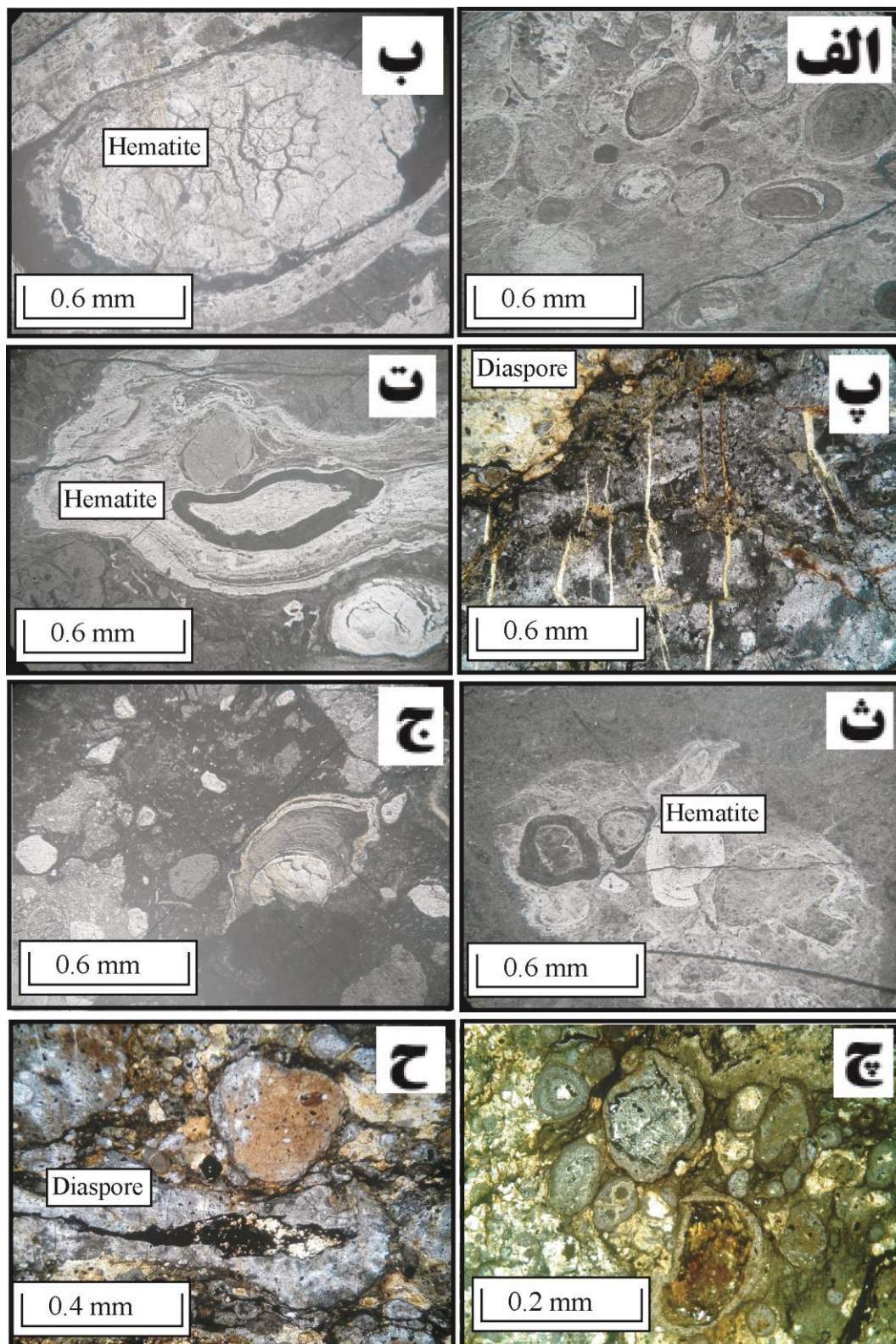
مقادیر عناصر اصلی، فرعی و جزئی همراه با LOI کان‌سنگ‌های بوکسیتی قازانجه در جدول ۲ ارائه شده است. آنالیزهای شیمیایی نشان می‌دهند که اجزای اصلی کان‌سنگ‌های بوکسیتی شامل SiO_2 (۱۲/۷۱-۲۵/۶۲ درصد وزنی)، Al_2O_3 (۳۰/۵۲-۵۰/۳۶ درصد وزنی)، Fe_2O_3 (۱۱/۷۸-۳۸/۷۵ درصد وزنی)، TiO_2 (۳/۳۶-۸/۹۰ درصد وزنی) و LOI (۷/۴۵-۱۲/۵۵ درصد وزنی) می‌باشند (جدول ۲). این اجزا بازه تغییرات شدیدی را نشان می‌دهند.

وسیله اختلاف در وزن نمونه‌ها قبل و بعد حرارات دادن در 1000°C به مدت یک ساعت توسط آزمایشگاه یاد شده تعیین شدند.

نتایج

سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی

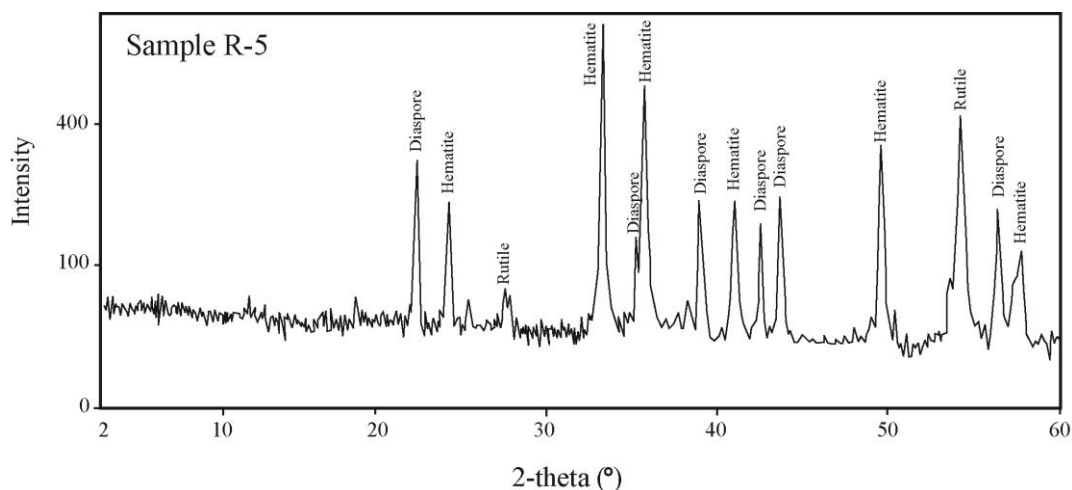
بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند واحدهای بافت‌ساز در کان‌سنگ‌های مورد مطالعه شامل زمینه پلیمورفیک و میکروگرانولار هستند. واحدهای بافت‌ساز متمایز در کان‌سنگ‌ها مشتمل بر اجزای با شکل‌های متحدالمرکز نظیر میکرواوویدها (با قطر کمتر از ۱۰۰ میکرون)، اوویدها (با قطری بین ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ میکرون) (شکل ۴الف)، پیزویدها (با قطری بین ۱ تا ۵ میلی‌متر) (شکل ۴ب)، اسپاستویدها (با قطری بین ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر)، و ماکروپیزویدها (با قطری بیش از ۵ میلی‌متر)، فیلم‌ها و پوشش‌های روی اجزا، گرهک‌ها، کنکرسینون‌ها، کلاست‌ها (قطعات تخریبی) و شکاف‌های پر شده (شکل ۴پ) می‌باشند. در مقاطع صیقلی هماتیت تنها کانی قابل تشخیص در هسته اوویدها، پیزویدها (شکل ۴ب)، اسپاستویدها، و ماکروپیزویدها است. معمولاً تعداد دایره‌های متحدالمرکز به دور هسته‌های هماتی با گذر از میکرواوویدها به ماکروپیزویدها افزایش نشان می‌دهد و به ندرت به ۵ یا ۶ عدد می‌رسد. واحدهای بافت‌ساز کنکرسینونی و متحدالمرکز بعضاً به دلیل تأثیر فشارهای تکتونیک پهن‌شدگی نشان داده (شکل ۴ت) و شکل‌های بیضوی به خود گرفته‌اند. کانی هماتیت در کان‌سنگ‌ها به چهار شکل گرهک، دانه‌ای، بیضوی و رگچه‌ای دیده می‌شود. گرهک‌ها اندازه‌های متغیر از ۲ الی ۸ میلی‌متر، کم و بیش شکل کروی تا بیضوی دارند و بعضاً جهت‌گیری‌های ضعیف را در متن کان‌سنگ‌ها نشان می‌دهند. اندازه گرهک‌ها در کان‌سنگ‌ها معمولاً در



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی از کان‌سنگ‌های مورد بررسی؛ الف) اوویدها در یک زمینه پلیتومورفی در زیر نور انعکاسی (xpl)؛ ب) پیژوید با هسته هماتیته در زیر نور انعکاسی (xpl)؛ پ) شکاف‌های پر شده از دیاسپور در زیر نور انکساری (xpl)؛ ت) کشیدگی و جهت یافتگی در اشکال کنکرسبیونی در زیر نور انعکاسی (xpl)؛ ث) کلاست‌های حاوی قطعات اووید و پیژوید در زیر نور انعکاسی (xpl)؛ ج) وجود اوویدهای شکسته ناشی از حمل و جابه‌جایی در زیر نور انعکاسی (xpl)؛ چ) بافت اسپاستویدی در زیر نور انکساری (xpl)؛ ح) بافت برشی در کان‌سنگ‌های حاوی دیاسپور در زیر نور انکساری (xpl).

جدول ۱: ترکیب کانی‌شناسی هشت نمونه انتخابی در کان‌سنگ‌های بوکسیتی مورد مطالعه که به روش پراش پرتو ایکس (XRD) تعیین شده‌اند.

شماره نمونه	فازهای اصلی (>۲۵٪)	فازهای فرعی (۵-۲۵٪)	فازهای جزئی (<۵٪)
R-1	هماتیت، دیاسپور، پیروفیلیت	روتیل، آنتاز	کلریت
R-3	هماتیت، دیاسپور، پیروفیلیت	کلریت، مسکویت - ایلیت، روتیل	-
R-5	هماتیت، دیاسپور	روتیل	-
R-7	هماتیت، دیاسپور، پیروفیلیت	کلریت، روتیل، آنتاز، گوتیت	-
R-9	دیاسپور، کلریت	آنتاز، روتیل، مسکویت - ایلیت	-
R-11	دیاسپور، کلریت	روتیل، آنتاز، شاموزیت	-
R-13	دیاسپور، کلریت	مسکویت - ایلیت، روتیل، آنتاز	-
R-15	دیاسپور، کلریت	روتیل، آنتاز	-



شکل ۵: الگوی پراش پرتو ایکس (XRD) مربوط به یک نمونه انتخابی (R-5) از نهشته بوکسیت قازانچه

نظیر Co، Hf، Y، Pb، Rb، Th و U در مقادیر چند ppm تا چند ده ppm در کان‌سنگ‌ها حاضر هستند. عناصری چون Be، Cd، Cs، Mo، W، Ta، و Sn دارای مقادیر تمرکزی در حد چند ppm و عناصری نظیر Ga و Sc دارای مقادیر تمرکزی در حد چند ده ppm می‌باشند (جدول ۲).

بحث

جنبه‌های ژنتیکی کانی‌سازی با استفاده از شواهد میکروسکوپی حضور بافت‌های پلیتومورفیک و کلوform در کان‌سنگ‌های این نهشته دلالت بر بوکسیتی شدن غیرمستقیم (Boulangé،

عناصر قلیایی و قلیایی خاکی همراه با P و Mn (به فرم اکسیدی) در مقادیر خیلی ناچیز در کان‌سنگ‌ها حضور داشته و در مجموع ۰/۳۶ الی ۴/۲۸ درصد وزنی ترکیب شیمیایی آنها را تشکیل می‌دهند. عناصر جزئی که بازه تغییرات زیادی داشته و در مقادیر نسبتاً قابل ملاحظه‌ای در کان‌سنگ‌های بوکسیتی حضور دارند، عبارتند از: Ba (۱۸/۱-۹۶۶ ppm)، Cr (۱۷۹-۷۵۷ ppm)، Zr (۸۵-۵۴۰ ppm)، V (۲۷۷-۷۲۲ ppm)، Zn (۲۲/۷-۲۰۸ ppm)، Cu (۶/۲-۱۲۸/۴ ppm)، Sr (۱۴/۵-۲۳۱ ppm)، Nb (۲-۴۹ ppm) و Ni (۲۳-۲۴۷ ppm) (جدول ۱). عناصری

جدول ۲: ترکیب شیمیایی نمونه‌های بوکسیتی نهشته قازانجه؛ مقادیر اکسیدها به روش XRF و مقادیر عناصر جزئی به روش ICP-MS تعیین شده‌اند. اکسیدها بر حسب درصد وزنی و عناصر جزئی بر حسب ppm می‌باشند.

	R-1	R-2	R-3	R-4	R-5	R-6	R-7	R-8	R-9	R-10	R-11	R-12	R-13	R-14	R-15	R-16
SiO ₂	۱۶/۶۳	۱۵/۵۶	۱۷/۲۶	۱۴/۲۶	۱۴/۲۶	۱۷/۳۳	۱۳/۴۲	۱۲/۷۱	۲۲/۱۶	۲۵/۴۱	۱۵/۶۲	۲۵/۶۲	۱۷/۲۴	۲۰/۸۱	۱۵/۹۲	۱۹/۴۱
Al ₂ O ₃	۳۰/۵۲	۳۳/۰۱	۳۲/۲۶	۳۴/۸۱	۳۶/۱۴	۳۸/۶۲	۳۹/۵۵	۳۸/۰۲	۳۹/۲۸	۳۸/۴۵	۴۱/۳۶	۴۰/۵۲	۴۳/۰۶	۴۶/۰۳	۴۸/۶۲	۵۰/۳۶
Fe ₂ O ₃	۳۸/۷۵	۳۴/۷۲	۳۳/۶۱	۳۳/۶۲	۳۰/۱۵	۳۱/۹۵	۲۹/۹۰	۲۹/۶۱	۲۵/۳۱	۲۳/۲۶	۲۳/۹۹	۲۱/۳۳	۲۰/۵۸	۱۷/۶۳	۱۶/۲۶	۱۱/۷۸
CaO	۰/۱۹	۰/۳۱	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۰۸	۰/۰۹	۱/۹۵	۰/۰۹	۰/۴۴	۰/۱۴	۰/۳۱	۰/۱۶
Na ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۱۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۳۰	۰/۰۹
K ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۳۶	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۲۳	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۱۳	۰/۱۷	۰/۸۶	۰/۱۲	۱/۳۹	۰/۱۹	۱/۱۴	۲/۶۶
MgO	۱/۰۱	۱/۲۹	۱/۶۸	۰/۱۸	۱/۲۱	۰/۰۷	۱/۰۱	۱/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۸۹	۰/۰۸	۰/۴۲	۰/۴۵
TiO ₂	۳/۳۶	۵/۲۶	۴/۳۶	۵/۸۹	۷/۲۵	۳/۶۵	۵/۰۱	۸/۹۰	۳/۸۷	۴/۰۳	۳/۹۷	۳/۸۳	۴/۹۶	۴/۵۶	۴/۳۶	۳/۸۷
MnO	۰/۱۲	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۱۳	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۳
P ₂ O ₅	۰/۰۴	۰/۱۶	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۱۹	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۷	۱/۳۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۹	۰/۱۶	۰/۰۲
L.O.I	۹/۱۵	۹/۲۶	۹/۸۶	۹/۸۸	۱۰/۱۱	۷/۴۵	۱۰/۴۲	۹/۳۲	۸/۶۸	۷/۹۵	۱۰/۳۹	۸/۰۱	۱۱/۰۲	۱۰/۰۶	۱۲/۵۵	۱۰/۸۹
Sum	۹۹/۷۸	۹۹/۶۷	۹۹/۶۸	۹۹/۷۰	۹۹/۷۰	۹۹/۶۴	۹۹/۶۹	۹۹/۸۵	۹۹/۶۶	۹۹/۵۲	۹۹/۶۰	۹۹/۷۴	۹۹/۶۸	۹۹/۶۲	۱۰۰/۰۹	۹۹/۷۲
Ba	۶۰/۳	۶۶/۵	۳۴/۱۰	۹۵/۸	۶۲/۷	۶۱/۸	۷۷/۵	۱۸/۱	۲۴/۴	۱۱۳/۰	۰/۳۸۷	۱۴/۴	۵۸۹/۰	۳۶/۲	۳۴۳/۰	۹۶۶/۰
Co	۱۰/۶	۲۱/۳	۱۷/۵	۱۷/۹	۱۴/۶	۲۰/۳	۹/۰	۶/۴	۲۰/۰	۱۷/۱	۱۴/۰	۳/۰	۱۰/۷	۱۵/۱	۱۴/۵	۵/۷
Cr	۲۳۲	۲۱۷	۲۰۵	۲۹۳	۴۰۰	۶۹۲	۲۵۸	۳۲۲	۶۷۵	۶۶۹	۱۷۹	۵۳۸	۲۲۵	۷۵۷	۲۳۲	۲۱۰
Cs	۰/۳	۰/۴	۱/۱	۰/۴	۰/۵	۰/۵	۰/۷	۰/۳	۰/۶	۰/۳	۱/۷	۰/۵	۱/۲	۰/۳	۲/۵	۲/۱
Cu	۳۰/۷	۱۶/۱	۸/۶	۲۴/۷	۱۰/۰	۲۶/۹	۱۲۸/۴	۹/۲	۱۲/۵	۶/۲	۹/۰	۹/۳	۸/۶	۹/۰	۳۵/۲	۷/۱
Ga	۳۲/۲	۳۸/۶	۳۳/۱	۳۰/۴	۴۱/۰	۶۱/۴	۴۰/۹	۴۴/۸	۴۵/۸	۲۲/۶	۲۲/۶	۴۲/۷	۳۱/۶	۴۰/۳	۳۴/۰	۳۲/۶
Hf	۷/۲۴	۴/۸۲	۸/۵۰	۱۲/۶۰	۹/۲۹	۶/۳۰	۹/۶۶	۷/۳۲	۴/۲۸	۲/۳۴	۸/۲۳	۳/۶۴	۸/۴۴	۲/۳۱	۸/۴۵	۷/۲۳
Mo	۱/۰	۱/۷	۲/۰	۳/۲	۲/۷	۶/۶	۴/۲	۲/۸	۴/۰	۵/۱	۱/۷	۴/۲	۱/۲	۲/۲	۱۱/۹	۱/۳
Nb	۴۹/۳	۸۷/۸	۸۷/۱	۱۰۷/۰	۱۲۷/۰	۹۸/۶	۷۹/۴	۱۱۹/۰	۱۰۲/۰	۹۶/۸	۶۸/۴	۱۰۲/۰	۸۲/۱	۱۱۷/۰	۷۰/۹	۶۵/۵
Ni	۴۵	۵۴	۴۹	۵۵	۵۷	۲۴۷	۵۰	۳۳	۱۱۵	۲۳۲	۷۲	۳۷	۴۳	۱۳۸	۸۵	۲۸
Pb	۵/۱	۵/۷	۱۰/۰	۹/۱	۱۲/۴	۹۶/۳	۵/۱	۳/۵	۳۳/۱	۴۶/۳	۱۳/۱	۳۳/۲	۸/۰	۳۰/۰	۲۶/۱	۲۲/۸
Rb	۰/۵	۰/۷	۴/۶	۰/۸	۰/۹	۴/۰	۱/۳	۰/۳	۳/۷	۵/۲	۱۳/۳	۲/۵	۲۲/۰	۴/۱	۱۷/۳	۵۴/۹
Sc	۳۸	۳۹	۳۷	۵۰	۳۸	۲۱	۳۸	۳۵	۱۹	۳۶	۳۷	۲۱	۲۰	۲۳	۲۵	۱۸
Sn	۴/۷	۴/۳	۶/۱	۵/۹	۶/۸	۷/۶	۴/۹	۶/۳	۸/۳	۷/۵	۵/۵	۷/۱	۵/۴	۸/۴	۵/۶	۴/۹
Sr	۳۷/۹	۳۹/۵	۶۵/۷	۶۱/۰	۷۴/۹	۷۳/۷	۳۰/۰	۱۴/۵	۷۴/۴	۱۲/۱۰	۲۳/۱۰	۷۳/۸	۶۰/۱	۷۵/۲	۱۲۷/۰	۵۹/۳
Ta	۲/۰۶	۵/۰۲	۵/۱۲	۶/۴۱	۷/۰۹	۵/۷۶	۴/۵۵	۶/۵۰	۵/۸۷	۵/۸۳	۴/۱۹	۵/۷۲	۴/۷۵	۶/۸۵	۴/۰۹	۳/۸۶
Th	۱۴/۰	۱۲/۴	۱۴/۳	۱۴/۴	۱۵/۸	۱۵/۱	۱۰/۴	۱۲/۴	۱۴/۱	۱۹/۰	۲۰/۰	۱۸/۸	۱۳/۸	۱۴/۹	۹/۹	۱۴/۰
U	۱۵/۸	۶/۱۲	۱۱/۲۰	۳۶/۵۰	۱۱/۸۰	۸/۰۸	۱۹/۶۰	۸/۲۲	۷/۶۰	۶/۲۹	۱۸/۴۰	۷/۶۶	۱۷/۴۰	۸/۴۴	۱۸/۰۰	۱۵/۳۰
V	۴۳۱	۴۵۸	۴۵۰	۵۳۲	۶۲۷	۷۲۲	۴۷۰	۵۰۱	۷۰۸	۴۸۹	۳۳۲	۳۵۱	۵۵۶	۳۳۲	۳۹۰	۲۷۷
W	۱/۹	۱/۸	۲/۶	۲/۴	۲/۵	۲/۵	۱/۸	۲/۴	۲/۲	۲/۲	۲/۵	۲/۸	۳/۰	۲/۷	۲/۷	۲/۳
Y	۲۲/۲	۲۳/۸	۱۷/۲	۲۷/۵	۳۰/۹	۹/۳	۱۴/۷	۱۰/۳	۱۳/۹	۲۹/۳	۳۷/۱	۱۲/۹	۱۶/۲	۱۴/۷	۱۲/۰	۱۹/۳
Zn	۶۴/۹	۶۳/۰	۱۰۶/۰	۴۹/۹	۵۷/۴	۵۶/۷	۶۰/۹	۵۰/۰	۴۹/۰	۳۰/۳	۳۸/۵	۲۲/۷	۵۰/۶	۴۲/۷	۲۰/۸۰	۲۵/۸
Zr	۳۱۷	۲۰۱	۳۶۷	۵۴۰	۴۰۷	۱۸۱	۴۱۹	۳۱۱	۱۷۳	۸۵	۳۵۶	۱۵۳	۳۸۲	۱۳۳	۳۷۲	۳۴۲

(Mongelli, 2002). محدود بودن برخی از شکستگی‌ها در هسته‌های هماتی پیرویدها و ماکروپیرویدها به شکل‌های نامنظم و شعاعی و ناپیوسته بودن آنها در متن کان‌سنگ‌ها دلیل محکمی بر تراکم ژل آلومینوسیلیکاته (Bardossy & Aleva, 1990) طی تکوین کان‌سنگ‌ها و استدلال محکمی بر نحوه تشکیل بر جازای این کان‌سنگ‌ها می‌باشد. شکستگی‌های تداوم یافته در متن کان‌سنگ‌ها به شکل‌های حلقوی و خطی به همراه خردشدگی شدید، به احتمال فراوان حاصل تنش‌های ساختاری وارد بر این ذخیره می‌باشند. پوشش‌های ثانویه دور کانی‌ها به احتمال قوی طی فرآیندهای دیاژنتیک انتهایی و یا اپی ژنتیک تشکیل شده و

(1984) و فرآیندهای زه‌کشی ضعیف در تکوین این نهشته دارد. به عبارت بهتر، تبدیل سنگ مادر یا سنگ‌های مادر به یک ترکیب حدواسط (کانی‌های رسی) و نهایتاً به بوکسیت باعث طولانی‌تر شدن زمان فرآیند بوکسیتی شدن در این منطقه شده است. با توجه به این که تمامی بافت‌های باقی‌مانده از پروتولیت تحت تأثیر فرآیندهای برون‌زاد از بین رفته‌اند، می‌توان این نهشته را رده بوکسیت‌های آلوتریتیک طبقه‌بندی نمود (Bardossy & Aleva, 1990). وجود گرهک‌های آهن‌دار در کان‌سنگ‌ها تغییرات در فعالیت آب و نوسانات آب و هوایی در طی تشکیل و توسعه ذخیره را نشان می‌دهد

ژل‌های کمپلکس کننده عامل اصلی به وجود آورنده آنها بوده‌اند (Bardossy & Aleva, 1990). حضور بافت‌های پلیتومورفیک، میکروگرانولار، اوویدی، پیزویدی، ماکروپیزویدی، اسپاستویدی، کلوفرم، نودولار، و برشی دروغین در کان‌سنگ‌ها بیانگر منشأ برج‌زای نهشته مورد مطالعه هستند. از طرفی تشکیل و توسعه بافت‌های برشی و کلاستیک به همراه کلاست‌ها، اوویدها و پیزویدهای شکسته دلیلی بر منشأ نابر‌جای نهشته می‌باشند (Bardossy, 1982). با توجه به حضور هر دو دسته از بافت‌های بوکسیت‌های برجا و نابر‌جا در کان‌سنگ‌های مورد بررسی

می‌توان ادعا نمود که نهشته بوکسیت قازانجه در ابتدا در یک موقعیت نه چندان دور از موقعیت فعلی به صورت برج‌زای تشکیل شده و سپس به طور محلی حمل و جابه‌جا گشته و در موقعیت فعلی رسوب گذاری نموده است. مقایسه ویژگی‌های زمین‌شناسی و ژنتیکی این نهشته با سایر نهشته‌های بوکسیتی شناخته شده به سن پرمین در شمال باختر کشور نشان می‌دهد که ذخیره بوکسیت قازانجه برخلاف ذخایر یاد شده که دارای منشأ برج‌زای هستند، از یک ژنز نابر‌جا برخوردار شده است (جدول ۳).

جدول ۳: مقایسه نهشته بوکسیتی قازانجه با تعدادی از نهشته‌های شناخته شده بوکسیتی پرمین در ایران

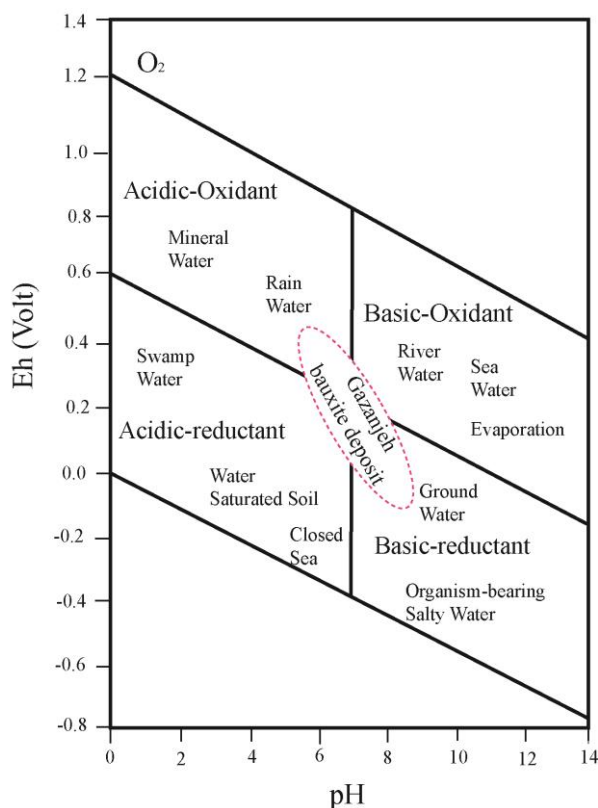
نام نهشته	منبع	مقدار Al_2O_3 (بر حسب درصد وزنی)	کانی‌شناسی (فازهای اصلی)	سنگ درونگیر	سنگ مادر	نحوه تشکیل
حیدرآباد	علیپور و همکاران (۱۳۹۳)	۵۱/۲-۱۹/۵	دیاسپور، کروندوم، هماتیت	شیل و دولومیت	بازالت	برجا
کانی‌گرگه	Abedini & Calagari (2014)	۵۶/۶-۴۱/۵	دیاسپور، کائولینیت، بوهمیت	سنگ آهک و دولومیت	بازالت	برجا
درزی ولی	عابدینی و همکاران (۱۳۹۳)	۴۳/۰-۲۹/۰	دیاسپور، هماتیت، بوهمیت	سنگ آهک، دولومیت، شیل، ماسه سنگ	بازالت	برجا
شرق شاهین دژ	Abedini & Calagari (2013)	۵۱/۲۲-۱۷/۴۷	دیاسپور، بوهمیت، هماتیت	دولومیت، سنگ آهک	دیاباز	برجا
شمال سقز	عابدینی و کلاگری (۱۳۸۸)	۴۳/۱-۳۲/۰	دیاسپور، بوهمیت، هماتیت	سنگ آهک بلورین	بازالت	برجا
ملکان	عابدینی و کلاگری (۱۳۹۰)	۴۶/۵-۳۳/۱	بوهمیت، دیاسپور، هماتیت	سنگ آهک دولومیتی	بازالت	برجا
قازانجه	-	۵۰/۳۶-۳۰/۵۲	دیاسپور، هماتیت، پیروفیلیت	سنگ آهک دولومیتی	بازالت	نابر‌جا

تعیین محیط رسوبی نهشته مورد مطالعه

با توجه به وجود مرز کاملاً واضح بین لایه‌ها و یا عدسی‌های بوکسیتی درون سازند روت و اثبات فرآیند بوکسیتی شدن غیرمستقیم در مطالعات سنگ‌نگاری به واسطه حضور بافت‌های پلیتومورفیک و کلوفرم، گیسیت احتمالاً اولین کانی آلومینای آزاد تشکیل شده طی تکوین این نهشته بوده است که به وسیله هوازگی مستقیم فلدسپارها و یا از سیلیس‌زدایی کانی‌های کائولینیت به وجود آمده است (Voicu et al., 1997). به احتمال فراوان، گیسیت‌های منشأ گرفته از دگرسانی کائولینیت‌ها به واسطه آب‌زدایی در طی تراکم به بوهمیت تبدیل شده‌اند

که بعداً بوهمیت‌ها در نتیجه تغییر در ساختار بلوری در اثر دیاژنز و تنش‌های ساختمانی به دیاسپور تبدیل گشته‌اند. مطالعات انجام شده نشان می‌دهد گیسیت به طور معمول در شرایط اکسیدان و اسیدی ضعیف تا قلیایی متوسط تشکیل می‌شود (Temur & Kansun, 2006). پیروفیلیت یکی از کانی‌های فراوان در کان‌سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد. مطالعات Sinkovec (1970) نشان داده ذخایر بوکسیتی در صورت قرارگیری در پهنه‌های ساختاری شدید تکنونیزه، شرایط لازمه برای تشکیل پیروفیلیت را از کائولینیت پیدا می‌کند. مقدار سیلیس لازم برای این تبدیل کانیایی توسط آب‌های زیرزمینی تأمین می‌شود. شکاف‌دار

قلیایی به ترتیب در توسعه و تشکیل رخساره‌های اول و دوم نهشته بوکسیتی قازانجه دخالت داشته‌اند (شکل ۶).



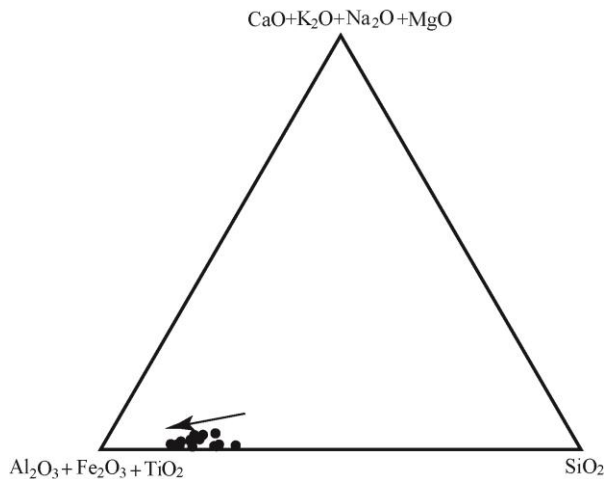
شکل ۶: نمودار Eh-pH محیط‌های اتمسفریک طبیعی با توجه به محدوده پایداری کانی‌ها که در آن موقعیت نهشته بوکسیتی قازانجه مشخص شده است. مقادیر pH و Eh تشکیل کانی‌های گیبسیت، هماتیت، گوتیت و شاموزیت از (Temur & Kansun, 2006) برگرفته شده است.

محیط تشکیل ذخیره

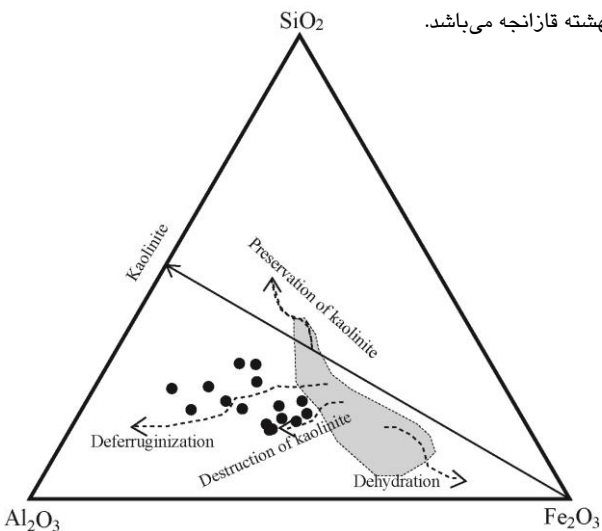
مطالعات انجام شده بر روی زمین‌شیمی محیط ته‌نشست/دپازنر تشکیل بوکسیت‌ها نشان داده است که این ذخایر بازماندی در دو نوع محیط مختلف شامل وادوز (بالای سطح ایستابی) و یا فریاتیك (زیر سطح ایستابی) تشکیل می‌شوند (Mindszenty, 1984; D' Argenio & Mindszenty, 1995). کان‌سنگ‌های بوکسیتی وابسته به محیط وادوز به واسطه طبیعت اکسایشی همگن زمینه کان‌سنگ و اوویدها، فراوانی قابل توجه هماتیت و یا گوتیت به عنوان کانی‌های اصلی آهن همراه با گیبسیت و یا بوهمیت شناخته می‌شوند. کان‌سنگ‌های بوکسیتی وابسته به

شدن کان‌سنگ‌های بوکسیتی و نبود آثار و علایمی از دگرگونی در منطقه قازانجه، دلیلی بر تأثیر تنش‌های ساختمانی بر روی کائولینیت و تشکیل پیروفیلیت می‌باشد. با توجه به حضور کائولینیت به عنوان یکی از فازهای کانیایی اولیه در ذخیره، به احتمال قوی تغییرات pH محلول‌ها مسؤول لائتریتی‌شدن در محدوده ۴ تا ۸ بوده است (Temur & Kansun, 2006).

بررسی‌های انجام شده نشان داده است که نشست هماتیت در شرایط سطحی و اکسیدان صورت می‌گیرد (pH بالاتر از ۷ و Eh بالاتر از ۰/۲) (Temur & Kansun, 2006). همچنین، تشکیل هماتیت می‌تواند نتیجه اکسیداسیون Fe^{2+} آزاد شده از کانی شاموزیت باشد. شاموزیت در این نهشته در اثر شرایط احیایی حاکم بر روی کان‌سنگ‌های بوکسیتی آهن‌دار و تأمین شدن سیلیس به وسیله آب‌های زیرزمینی تشکیل شده است (Bardossy, 1982). شاموزیت در محیط‌های احیایی (اگر بازه pH بین ۷ الی ۸ باشد، Eh باید $> -0/2$ و اگر pH در محدوده ۸ الی ۹ باشد، Eh باید > 0 باشد) تحت شرایط فشار پایین تشکیل می‌شود (Temur & Kansun, 2006). آنتاز که در ذخایر بوکسیتی در شرایط احیایی و pH پایین تشکیل می‌شود، در این نهشته به نظر می‌رسد در اثر عملکرد فرآیندهای تکتونیک و فشار طبقات بالایی به روتیل تبدیل شده است. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی، کان‌سنگ‌های بوکسیتی در قازانجه شامل دو رخساره کانیایی می‌باشد که در شرایط فیزیکو‌شیمیایی متفاوت تشکیل شده‌اند. رخساره کانیایی اول در شرایط احیایی تشکیل شده و شامل کانی‌های دیاسپور، شاموزیت و روتیل می‌باشد. رخساره کانیایی دوم در شرایط اکسیدان شکل گرفته و مشتمل بر کانی‌های هماتیت و دیاسپور است. بر اساس شرایط پایداری کانی‌های یاد شده (Temur & Kansun, 2006)، به نظر می‌رسد که آب‌هایی با ماهیت احیایی - اسیدی تا اکسیدی -



شکل ۷: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار سه متغیره SiO_2 - $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)$ - $(\text{CaO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{MgO})$ که بر این اساس سیلیس‌زدایی، خروج عناصر قلیایی و قلیایی خاکی و تمرکز عناصر Al، Fe و Ti مهمترین تغییرات عناصر اصلی و فرعی در طی تکوین و توسعه نهشته قازانجه می‌باشد.



شکل ۸: نمودار سه متغیره $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2-\text{SiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Meshram & Randive, 2011) که بر اساس آن آهن‌شویی و تخریب کائولینیت، دو عامل تأثیرگذار در توسعه نهشته بوکسیت مورد مطالعه بوده‌اند.

آشکار می‌نمایند که تشکیل و توسعه کان‌سنگ‌های مورد مطالعه با شدت لاتریتی شدن متوسط و قوی همراه بوده است (شکل ۱۰). آن چه که از این نمودار قابل استنباط می‌باشد، این است که طی گذر از مرحله لاتریتی شدن متوسط تا لاتریتی شدن قوی، با وجود کاهش مقدار Si تفکیک مناسبی بین Al و Fe رخ نداده است. از دلایل مهم عدم تفکیک Al از Fe در کان‌سنگ‌های مورد مطالعه

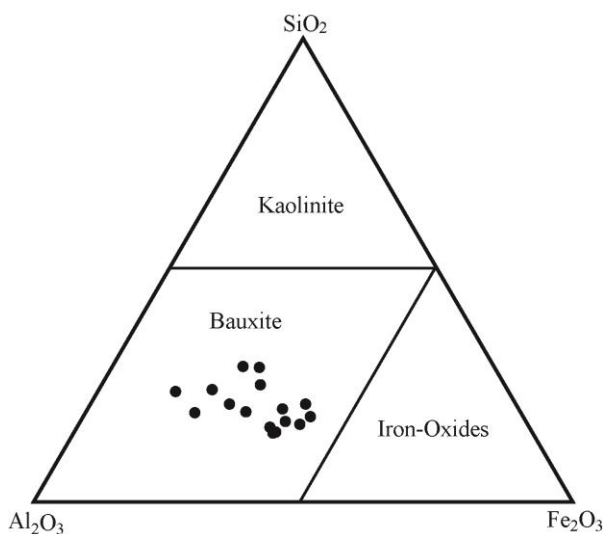
محیط فریاتیکیک طبیعت اکسیدی کمتر دارند و متن آنها رنگ پریده و فقیر از آهن سه ظرفیتی است. کانی‌های حاوی آهن در این محیط شامل گوتیت، سیدریت و یا پیریت با و یا بدون شاموزیت همراه با دیاسپور و یا بوهمیت به عنوان کانی‌های آلومینای آزاد است. بر اساس مجموعه‌های کانیایی حاضر و ویژگی‌های بافتی کان‌سنگ‌های مورد مطالعه به نظر می‌رسد که بخشی از نهشته مورد مطالعه در بالای سطح ایستایی (محیط وادوز) و بخشی دیگر در زیر سطح ایستایی (محیط فریاتیکیک) توسعه یافته است.

زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی

زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی کان‌سنگ‌های بوکسیتی چندین نکته کلیدی در مورد ژنز نهشته قازانجه آشکار می‌کند. ترسیم مقادیر عناصر اصلی و فرعی کان‌سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار سه متغیره SiO_2 - $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)$ - $(\text{CaO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{MgO})$ نشان می‌دهد که تکامل ذخیره قازانجه با سیلیس‌زدایی، شست‌وشوی عناصر قلیایی و قلیایی خاکی و غنی‌شدگی عناصر Al، Fe و Ti همراه بوده است (شکل ۷). ترسیم مقادیر اکسیدهای اصلی کان‌سنگ‌ها در نمودار سه متغیره $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Meshram & Randive, 2011) نشان می‌دهد که تخریب کائولینیت و آهن‌زدایی دو عامل مهم و تأثیرگذار در توسعه کان‌سنگ‌های نهشته مورد مطالعه بوده‌اند (شکل ۸). استفاده از نمودار سه متغیره $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2-\text{SiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Balsubramaniam *et al.*, 1984) دلالت بر این نکته دارد که کان‌سنگ‌های این نهشته اغلب ترکیب لاتریتی و به طور محدود ترکیب بوکسیتی سیلیسی و لاتریت آهن‌دار دارند (شکل ۹).

ترسیم مقادیر اکسیدهای اصلی کان‌سنگ‌ها در نمودار سه متغیره $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Schellmann, 1982)

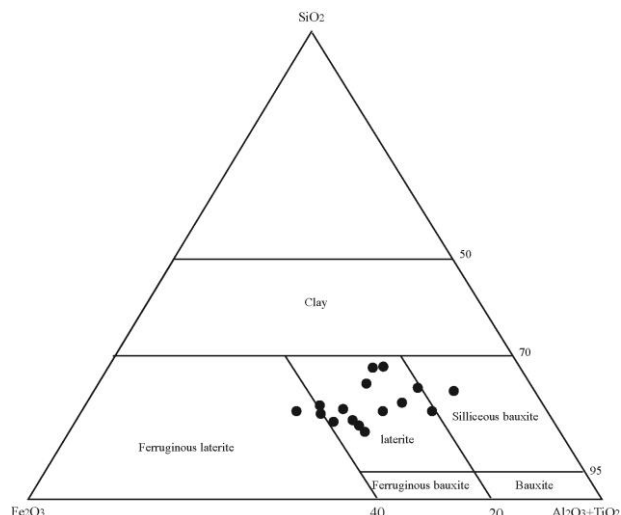
رسوب‌گذاری آهن رخ داده است. این امر به طور غیرمستقیم بر کاهش میزان سیلیس با نزدیک شدن به سنگ‌های بستر کربناتی مؤثر بوده است. همچنین، استفاده از نمودار سه متغیره $Al_2O_3-SiO_2-Fe_2O_3$ (Mutakyahwa *et al.*, 2003) آشکار می‌کند که شرایط زمین‌شیمیایی طی تشکیل و توسعه نهشته مورد مطالعه با شست‌وشوی عناصر Si و Fe و غنی‌شدگی Al در طی فرآیندهای بوکسیتی شدن همراه بوده است (شکل ۱۱).



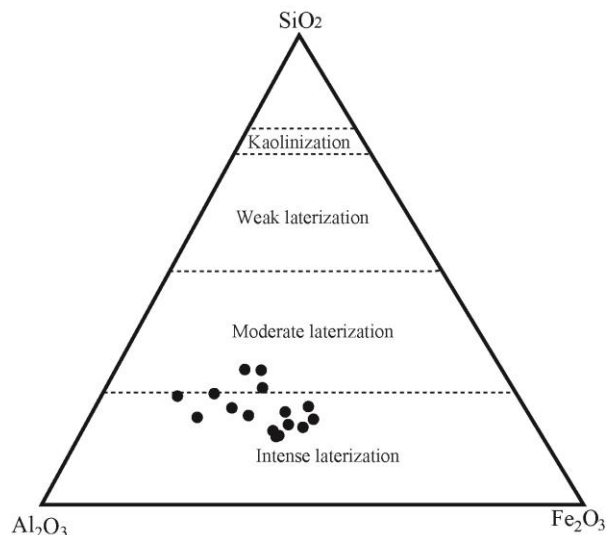
شکل ۱۱: نمودار سه متغیره $Al_2O_3-SiO_2-Fe_2O_3$ (Mutakyahwa *et al.*, 2003)، که بر اساس آن مسیر زمین‌شیمیایی توسعه کان‌سنگ‌ها در قازانجه شامل شست‌وشوی عناصر Si و Fe، و غنی‌شدگی Al بوده است.

زمین‌شیمی عناصر جزئی

رفتار و توزیع عناصر جزئی در کان‌سنگ‌های بوکسیتی به وسیله عواملی نظیر ترکیب سنگ‌های مادر، شرایط فیزیکوشیمیایی محیط تشکیل، ترکیب شیمیایی سنگ‌های بستر، خواص شیمیایی عناصر (قابلیت انحلال، pH تشکیل هیدروکسیدها و احتمال تشکیل کمپلکس‌ها) و فرآیندهای دیاژنتیک و اپی‌ژنتیک کنترل می‌شود (Mordberg, 1996; Meshram & Randive, 2011). بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که درجه تمرکز عناصری نظیر V, Zr, Co, Cu, Ga, Hf, Mo, Sc, U و Zn در رخساره اکسیدان - قلیایی و تمرکز عناصری چون Ba, Cr, Ni, Pb, Rb و Sr



شکل ۹: نمودار سه متغیره $Al_2O_3+TiO_2-SiO_2-Fe_2O_3$ (Balsubramaniam *et al.*, 1984)، که بر اساس آن نهشته بوکسیت قازانجه دارای تیپ کان‌سنگ (۱) لاتریت آهن‌دار، (۲) لاتریت و (۳) بوکسیت سیلیسی می‌باشد.

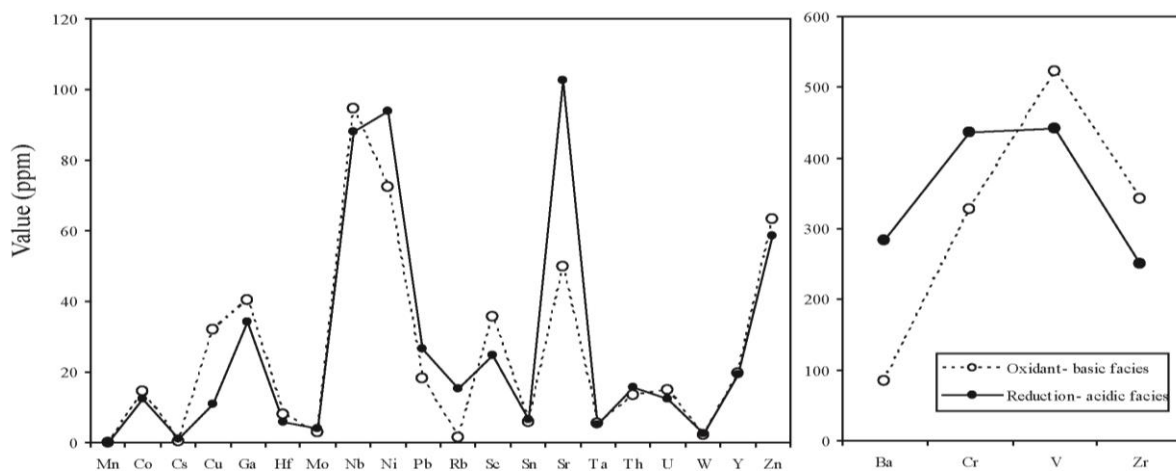


شکل ۱۰: نمودار سه متغیره $Al_2O_3-SiO_2-Fe_2O_3$ (Schellmann, 1982) که بر اساس آن کان‌سنگ‌های مورد بررسی در قازانجه شرایط لاتریتی شدن متوسط تا شدید را تجربه نموده‌اند.

می‌توان به وجود سنگ‌های مادر با ترکیب شیمیایی نامناسب، طولانی بودن زمان بوکسیتی شدن سنگ (های) مادر، تشکیل فازهای کانیاپی حدواسط و زه‌کشی ضعیف اشاره کرد. با توجه به مطالعات زمین‌شیمیایی تبدیل و گذر کان‌سنگ‌های بوکسیتی سیلیس بالا به سیلیس پایین احتمالاً در نتیجه نوسانات سطح سفره آب‌های زیرزمینی و خنثی‌سازی آب‌های فرورو توسط عملکرد سنگ‌های بستر کربناتی به عنوان یک سد زمین‌شیمیایی و در نتیجه

Zr در رخساره اکسیدان - قلیایی نسبت به رخساره اسیدی - احیایی می‌تواند به واسطه ناهمگنی سنگ مادر رخ داده باشد. افزون بر این، به نظر می‌رسد که حضور فازهای مقاومی نظیر زیرکن در رخساره اکسیدان - قلیایی غنی‌شدگی U را در این رخساره سبب شده است. اورانیوم می‌تواند به راحتی جایگزین Zr در شبکه کانی زیرکن شود (Braun et al., 1990). تمرکز بالای عنصر Cu، Zn، و Mo در رخساره اکسیدان - قلیایی نسبت به رخساره احیایی - اسیدی حکایت از این نکته دارد که اکسیدهای منگنز به احتمال فراوان به واسطه ترسیب این عنصر در سطوح بین‌لایه‌ای خود سبب غنی‌شدگی نسبی این عنصر شده‌اند (Ndjigui et al., 2013). تمرکز بالای عناصر جزئی نظیر Rb، Sr، و Ba در رخساره احیایی - اسیدی نشان از عملکرد بهتر فرآیندهای جذب سطحی توسط کانی ایلیت برای جذب این عناصر دارد. افزون بر این، تمرکز بالای Th و Cr در رخساره احیایی - اسیدی نقش مؤثر کانی‌های رسی را در تثبیت این دو عنصر در سیستم مسجل می‌سازد (Newman, 1987). Zn و Pb نیز از جمله عناصر جزئی هستند که در رخساره بوکسیتی احیایی - اسیدی به طور انتخابی در سطوح بین‌لایه‌ای اکسیدهای منگنز راسب شده‌اند (Ndjigui et al., 2013).

Th در رخساره احیایی - اسیدی بیشتر است (شکل ۱۲). تمرکز عناصر V و Co در نهشته‌های بازماندی به حضور کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدهای آهن وابسته می‌باشد. تمرکز این دو عنصر در محیط‌های هوازده به شدت وابسته به pH بوده و در شرایط pH بالا شدیدتر است (Sparks, 1995). این دو عنصر در محیط‌های هوازده‌گی سطحی با افزایش pH محیط توسط کانی هماتیت و گوتیت روئیده می‌شوند (Schwertmann & Pfab, 1996; Marques et al., 2004). با توجه به کانی‌شناسی ذخیره، به نظر می‌رسد که افزایش نسبی در تمرکز V و Co در رخساره اکسیدان - قلیایی نسبت به رخساره احیایی - اسیدی به واسطه روبش این دو عنصر توسط کانی هماتیت رخ داده است. به نظر می‌رسد فرآیندی که سبب افزایش pH محلول‌های هوازده کننده و تشکیل و توسعه رخساره بوکسیتی اکسیدان - قلیایی شده است، بالا آمدن سطح سفره آب‌های زیرزمینی و به پیروی از آن خنثی‌سازی pH محلول‌های هوازده کننده فرورو توسط سنگ‌های بستر کربناتی می‌باشد. تمرکز بالای عناصری نظیر Hf، Ga، U، و Sc در رخساره اکسیدان - قلیایی نسبت به رخساره احیایی - اسیدی می‌تواند به دلیل رسوب‌گذاری همزمان این سه عنصر با Fe و تلفیق آنها در ساختار کانی هماتیت صورت گرفته باشد (Fernandez-Caliani & Cantano, 2010). تمرکز بالای



شکل ۱۲: مقایسه تغییرات مقادیر متوسط عناصر جزئی در دو رخساره احیایی-اسیدی و اکسیدان-قلیایی در نهشته بوکسیتی

رخساره در کنترل ماهیت pH پایین آب‌های جوی فررو بوده و این احتمال وجود دارد که اکسیداسیون مواد آلی حاضر در این بخش از نیمرخ، با ایجاد شرایط احیایی محلی، شرایط مناسبی برای خروج نسبی آهن از این رخساره را فراهم آورده است (Ma et al., 2007). نتایج آنالیزهای شیمیایی نشان می‌دهند که در این رخساره Al_2O_3 و Fe_2O_3 به ترتیب دارای بازه تغییراتی از ۳۸/۴۵ الی ۵۰/۳۶ و ۱۱/۷۸ الی ۳۵/۳۱ درصد وزنی می‌باشند. بازه تغییرات TiO_2 و SiO_2 در این رخساره به ترتیب ۱۵/۶۲ الی ۲۵/۶۲ و ۳/۸۳ الی ۴/۹۶ درصد وزنی است (شکل ۱۳). با توجه به عدم شناسایی فازهای کانیایی اکسیدی و هیدروکسیدی آهن در آنالیزهای XRD (جدول ۱) و تمرکز بالای آهن در این رخساره می‌توان ادعا نمود که بخش قابل ملاحظه‌ای از Fe در رخساره بوکسیتی احیایی - اسیدی به صورت فازهای آمورف و بی شکل حضور دارد.

رخساره بوکسیتی اکسیدان - قلیایی

کان‌سنگ‌های این رخساره بوکسیتی دارای رنگ‌های قرمز،

تعیین سازوکار شکل‌گیری رخساره‌های بوکسیتی بر اساس شواهد صحرایی، بافتی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی با توجه به بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده، مهمترین ویژگی‌های رخساره‌های بوکسیتی احیایی - اسیدی و اکسیدی - قلیایی نهشته قازانجه و مکانیسم تشکیل آنها به شرح ذیل می‌باشد.

رخساره بوکسیتی احیایی - اسیدی

کان‌سنگ‌های این رخساره بوکسیتی دارای رنگ‌های کرم مایل به سبز و سبز تیره بوده (شکل ۱۳) و کانی‌های اصلی آن مشتمل دیاسپور و کلریت است. همراهی روتیل و آاناتاز با فازهای کانیایی اصلی مهمترین ویژگی کانی‌شناسی این رخساره محسوب می‌شود. بافت‌های اسپاستوئیدی، برشی، و کلاستیک خاص این رخساره می‌باشد. دو بافت برشی و کلاستیک دلالت بر نحوه تشکیل نابر جای این رخساره دارند (Bardossy, 1982). سازوکار آهن‌زدایی در طی تکوین این رخساره از روی روند تغییرات عناصر اصلی قابل تشخیص است (شکل ۸). تکامل زمین‌شیمیایی این

Depth (m)	Facies type	Concentration of major oxides (wt%)				Mineralogy	Texture
		Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	TiO_2		
0 A	Rutheh Formation					Major phases	
	DGBO	38.45-50.36	11.78-35.31	15.62-25.62	3.83-4.96	Diaspore, chlorite	Spastoid, ooidic, pisoidic, breccia, clastic
	GCBO						
10	BRBO						
	BBO	30.52-39.55	29.61-38.75	12.71-17.33	3.36-8.90	Hematite, dispore, pyrophyllite	Pelitomorphic, Microgranular, ooidic, pisoidic, macropisoidic, colloform, nodular, pseudo-breccia
	RBO						
20 B	Rutheh Formation						

شکل ۱۳: مقایسه ویژگی‌های بافتی، کانی‌شناسی و دامنه تغییرات عناصر اصلی در دو رخساره احیایی - اسیدی و اکسیدان - قلیایی در نیمرخ مورد بررسی نهشته بوکسیت قازانجه

برخورد آب‌های جوئی فرورو و آب‌های زیرزمینی مرز بین این دو رخساره را کنترل می‌نماید.

با توجه به مطالب یاد شده می‌توان چنین استنباط نمود که توسعه رخساره احیایی - اسیدی در ارتباط مستقیم با شیمی آب‌های جوئی فرورو و توسعه و تکامل رخساره اکسیدی - قلیایی در ارتباط با شیمی آب‌های زیرزمینی می‌باشد. شیمی آب زیرزمینی نیز به نوبه خود تحت تأثیر میزان انحلال سنگ‌های بستر کربناتی بوده است. تأثیر نوسانات سطح سفره آب‌های زیرزمینی طی توسعه رخساره بوکسیتی اکسیدان - قلیایی را می‌توان از روی تشکیل بافت گرهکی در این رخساره استنتاج نمود (Bardossy, 1982).

سیلیس‌زدایی و خروج بخشی عناصر قلیایی و قلیایی خاکی به همراه غنی‌شدگی عناصر Fe, Al و Ti طی تکوین نهشته بوکسیت قازانجه (شکل ۷) با حاکمیت شرایط اقلیمی گرم و مرطوب، شدت بالای بارندگی و رخداد فرآیندهای هوازدگی شیمیایی در زمان پرمین بالایی؟ در ایران منطبق می‌باشد. در این زمان، ایران بر روی مدار صفر درجه استوار قرار داشته (Muttoni et al., 2009) و شرایط لازم برای رخداد هوازدگی شیمیایی سنگ‌های آذرین بازالتی به عنوان سنگ‌های مادر نهشته بوکسیتی قازانجه (Kamineni & Eftekhari-Nezad, 1977) فراهم بوده است.

نتیجه‌گیری

مهمترین نتایج حاصل از بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی نهشته بوکسیت قازانجه (جنوب خاور مهاباد، استان آذربایجان غربی، شمال باختر ایران) عبارتند از:

۱- نهشته مورد بررسی به صورت لایه‌ها و عدسی‌های چینه‌سان، درون سنگ‌های کربناتی سازند روتو توسعه یافته و شامل کانی‌های دیاسپور، هماتیت، پیروفیلیت، کلریت، شاموزیت، روتیل، آنازاس، و موسکویت - ایلیت می‌باشد.

۲- این نهشته در طی تکوین خود مراحل لاتریتی شدن

قرمز قهوه‌ای و قهوه‌ای بوده و کانی‌های اصلی آن مشتمل بر هماتیت، دیاسپور و پیروفیلیت است. بافت‌های پلیمورفیک، میکروگرانولار، ماکروپیزویدی، کلوفرم، گرهکی و برشی دروغین خاص این رخساره هستند. حضور کانی پیروفیلیت به همراه بافت برشی دروغین نشان می‌دهد که علاوه بر تنش‌های ساختمانی حاکم بر روی نهشته، فشار و وزن طبقات بالایی نقش مهمی در تشکیل این کانی در این رخساره ایفا نموده‌اند (Sinkovec, 1970; Temur & Kansun, 2006). تخریب کائولینیت در طی تکوین این رخساره از روی روند تغییرات عناصر اصلی قابل تشخیص است (شکل ۸). به نظر می‌رسد تکامل زمین‌شیمیایی و عامل اصلی شکل‌گیری این رخساره نوسانات مکرر سطح سفره آب‌های زیرزمینی و به دنبال آن خنثی شدن pH آب‌های جوئی فرورو توسط سنگ‌های بستر کربناتی بوده باشد.

نتایج آنالیزهای شیمیایی نشان می‌دهند که در این رخساره Al_2O_3 و Fe_2O_3 به ترتیب دارای بازه تغییراتی از ۳۰/۵۲ تا ۳۹/۵۵ و ۲۹/۶۱ تا ۳۸/۷۵ درصد وزنی می‌باشند. بازه تغییرات SiO_2 و TiO_2 به ترتیب ۱۲/۷۱ تا ۱۷/۳۳ و ۳/۳۶ تا ۸/۹۰ درصد وزنی است (شکل ۱۳). با مقایسه مقادیر اکسیدهای اصلی در این رخساره با مقادیر اکسیدهای یاد شده در رخساره احیایی - اسیدی چنین مشخص می‌شود که مقدار Al و Si این رخساره از رخساره احیایی - اسیدی کمتر بوده، اما در عوض مقدار Fe آن بیشتر است. این اختلاف در روند توزیع عناصر اصلی حکایت از آن دارد که سازوکار آهن‌زدایی - آهن‌زایی مهمترین عامل زمین‌شیمیایی حاکم در تشکیل رخساره‌های احیایی - اسیدی و اکسیدی - قلیایی در نهشته قازانجه می‌باشد. با در نظر گرفتن نحوه توزیع کان‌سنگ‌ها در نیمرخ مورد مطالعه (شکل ۱۳) مرز بین دو رخساره احیایی - اسیدی و اکسیدی - قلیایی منطبق بر مرز کان‌سنگ‌های بوکسیتی گرم مایل به سبز و قرمز قهوه‌ای می‌باشد. به عبارت بهتر، محل نهایی

عملکرد سنگ‌های بستر کربناتی به عنوان یک سد زمین‌شیمیایی نقش تعیین کننده‌ای در تغییرات عناصر اصلی و جزئی در کان‌سنگ‌ها داشته‌اند.

۷- اختلاف در تمرکز عناصر جزئی در دو رخساره بوکسیتی اکسیدان - قلیایی و اسیدی - احیایی می‌تواند به واسطه عملکرد فرآیندهایی نظیر جذب سطحی، روبش و تمرکز انتخابی توسط اکسیدهای فلزی، تلفیق ساختاری و حضور متغیر فازهای مقاوم کانیایی در برابر دگرسانی باشد. ۸ - مرز بین دو رخساره بوکسیتی احیایی - اسیدی و اکسیدی - قلیایی در این نهشته منطبق بر محل نهایی برخورد آب‌های جوئی فرورو و آب‌های زیرزمینی می‌باشد.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و مدیریت تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه برخوردار بوده‌اند. لذا شایسته است نهایت سپاس و قدردانی خود را از آنها ابراز دارند. نگارندگان، همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم نشریه سپاس‌گزاری می‌نمایند.

متوسط و قوی را تجربه نموده و از سه تیپ کان‌سنگ (۱) لاتریت آهن‌دار، (۲) لاتریت و (۳) بوکسیت سیلیسی تشکیل شده است.

۳- شواهد بافتی نظیر حضور بافت‌های پلیتومورفیک، میکروگرانولار، اوویدی، پیرویدی، اسپاستویدی، کلوform، برشی دروغین، برشی، کلاستیک و گرهمکی به همراه کلاست‌ها و اوویدها و پیرویدهای شکسته نشان می‌دهند که این نهشته در ابتدا به صورت برجا تشکیل شده و سپس متحمل حمل و جابجایی اندکی گشته است.

۴- شواهد بافتی و کانی‌شناسی گویای توسعه کان‌سنگ‌ها در یک محیط رسوبی بینابینی وادوز- فریاتیک می‌باشند.

۵- این نهشته از دو رخساره احیایی - اسیدی و اکسیدان - قلیایی تشکیل شده و در طی توسعه آن فرآیندهایی نظیر آهن‌شویی - آهن‌زایی و تخریب کائولینیت نقش بسیار برجسته‌ای ایفا نموده‌اند.

۶- بررسی زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که طولانی بودن فرآیند بوکسیتی شدن، تشکیل فازهای کانیایی حدواسط، زه‌کشی ضعیف، نوسانات سطح سفره آب‌های زیرزمینی و

منابع

- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۵. نقشه زمین‌شناسی مهاباد، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش مهاباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عابدینی، ع.، ۱۳۸۷. بررسی کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز نهشته‌های بوکسیتی - لاتریتی پرمین تا تریاس در شمال غرب ایران. رساله دکتری، دانشگاه تبریز، ۱۸۷ ص.
- عابدینی، ع.، کلاگری، ع.ا.، ۱۳۸۸. کانی‌شناسی و خاستگاه نهشته‌های بوکسیتی پرمین در شمال سقز، استان کردستان. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۷ (۴): ۵۰۳-۵۱۸.
- عابدینی، ع.، کلاگری، ع.ا.، ۱۳۹۰. مطالعات کانی‌شناسی نورماتیو و ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی افق بازماندی پرمین در شمال خاور ملکان، استان آذربایجان شرقی. علوم زمین، ۸۰: ۱۵۵-۱۶۲.

- عابدینی، ع.، علیپور، ص.، خسروی، م.، ۱۳۹۳. کانی شناسی، زمین شیمی و کاربردهای صنعتی کان‌سنگ‌های بوکسیت درزی ولی، خاور بوکان، شمال باختر ایران. *علوم زمین*، ۹۴: ۲۹۳-۳۰۴.
- عابدینی، ع.، علیپور، ص.، ابدالی، ش.، ۱۳۹۳. کانی سازی و زمین شیمی عناصر نادر خاکی افق لاتریتی حیدرآباد، جنوب ارومیه، استان آذربایجان غربی. *علوم زمین*، ۹۱: ۱۹۵-۲۰۴.
- نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین شناسی ایران. *سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۱۰۹ص.
- Abedini, A., & Calagari, A.A., 2014. REE geochemical characteristics of titanium-rich bauxites: the Permian Kanigorgeh horizon, NW Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23: 513-532.
- Abedini, A., & Calagari, A.A., 2013. Geochemical characteristics of bauxites: the Permian Shahindezh horizon, NW Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 270: 301-324.
- Balasubramaniam, K.S., Surendra, M., & Kumar, T.V., 1984. Genesis of certain bauxite profiles from India. *Chemical Geology*, 60: 227-235.
- Bardossy, G., & Combes, P.J., 1999. Karst bauxites: Interfingering of deposition and palaeoweathering. In: Thiry, M., & Simon-Coincon, R., (eds.), *Palaeoweathering, Palaeosurface and Related Continental Deposits*. New York, NY, USA. *John Wiley and Sons*, 189-206.
- Bardossy, G., 1982. Karst Bauxites. *Elsevier Scientific, Amsterdam*, 441 p.
- Bardossy, G., & Aleva, G.J.J., 1990. Lateritic Bauxite. *Elsevier, Amsterdam*, 624 p.
- Boulangé, B., 1984. Les formation bauxitiques lateriques de Cote d Ivoire. *Travaux et Documents ORSTOM, Paris*, 175, 341 p.
- Braun, J.J., Pagel, M., Muller, J.P., Bilong, P., Michard, A., & Guillet, B., 1990. Ce anomalies in lateritic profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 781-795.
- D'Argenio, B., & Mindszenty, A., 1995. Bauxites and related paleokarst: tectonic and climatic event markers at regional unconformities. *Eclogae geologica Helvetiae*, 88: 453-499.
- Fernández-Caliani, J.C., & Cantano, M., 2010. Intensive kaolinization during a lateritic weathering event in South-West Spain: Mineralogical and geochemical inferences from a relict paleosol. *Catena*, 80: 23-33.
- Gu, J., Huang, Z., Fan, H., Jin, Z., Yan, Z., & Zhang, J., 2013. Mineralogy, geochemistry, and genesis of lateritic bauxite deposits in the Wuchuan-Zhengan-Daozhen area, Northern Guizhou Province, China. *Journal of Geochemical Exploration*, 130: 44-59.
- Hanilçi, N., 2013. Geological and geochemical evolution of the Bolkardaği bauxite deposits, Karaman, Turkey: transformation from shale to bauxite. *Journal of Geochemical Exploration*, 133: 118-137.
- Horbe, A.M.C., 2011. Oxygen and hydrogen isotopes in pedogenic minerals-Implications for paleoclimate evolution in Amazonia during the Cenozoic. *Geoderma*, 163: 178-184.
- Kamineni, D.C., & Eftekhari-Nezad, J., 1977. Mineralogy of the Permian laterite of NW Iran. *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 24: 195-204.
- Lima da Costa, M., da Silva Cruz, G., de Almeida, H.S.F., & Poellmann, H., 2014. On the geology, mineralogy and geochemistry of the bauxite-bearing regolith in the lower Amazon basin: Evidence of genetic relationships. *Journal of Geochemical Exploration*, 146: 58-74.
- Ling, K.Y., Zhu, X.Q., Tang, H.S., Wang, Z.G., Yan, H.W., Han, T., & Wen-Yi Chen, W.Y., 2015. Mineralogical characteristics of the karstic bauxite deposits in the Xiwen ore belt, Central Guizhou Province, Southwest China. *Ore Geology Reviews*, 65: 84-96.
- Liu, X., Wang, Q., Zhang, Q., Zhang, Y., & Li, Y., 2016. Genesis of REE minerals in the karstic bauxite in western Guangxi, China, and its constraints on the deposit formation conditions. *Ore Geology Reviews*, 75: 100-115.

- Ma, J., Wei, G., Xu, Y., Long, W., & Sun, W., 2007. Mobilization and re-distribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71: 3223-3237.
- Marques, J.J., Schulze, D.G., Curi, N., & Mertzman, S.A., 2004. Trace element geochemistry in Brazilian Cerrado soils. *Geoderma*, 121: 31-43.
- Meshram, R.R., & Randive, K.R., 2011. Geochemical study of laterites of the Jamnagar district, Gujarat, India: Implications on parent rock, mineralogy and tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42: 1271-1287.
- Mindszenty, A., 1984. The lithology of some Hungarian bauxites: a contribution of the paleogeographic reconstruction. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*, 27: 441-455.
- Mongelli, G., 2002. Growth of hematite and boehmite in concretions from ancient karst bauxite: Clue for past climate. *Catena*, 50: 43-51.
- Mordberg, L.E., 1996. Geochemistry of trace elements in Palaeozoic bauxite profiles in northern Russia. *Journal of Geochemical Exploration*, 57: 187-199.
- Mutakyahwa, M.K.D., Ikingura, J.R., & Mruma, A.H., 2003. Geology and geochemistry of bauxite deposits in Lushoto district, Usambara Mountains, Tanzania. *Journal of African Earth Sciences*, 36: 357-369.
- 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.
- Ndjigui, P.D., Badinane, M.F.B., Nyeck, B., Nandjip, H.P.K., & Bilong, P., 2013. Mineralogical and geochemical features of the coarse saprolite developed on orthogneiss in the SW of Yaoundé, South Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 79: 125-142.
- Newman, A.D.C., 1987. Chemistry of clays and clay minerals. *Mineralogical Society, Monograph*, 6: 1-480.
- Nouazi Momo, M., Yemefack, M., Tematio, P., Beauvais, A., & Ambrosi, J.P., 2016. Distribution of duricrusted bauxites and laterites on the Bamiléké plateau (West Cameroon): Constraints from GIS mapping and geochemistry. *Catena*, 140: 15-23.
- Olóriz, F., Reolid, M., & Rodríguez-Tovar, F.J., 2002. Taphonomic features in Upper Oxfordian ammonite assemblages (Bifurcatus Zone) from the Navalperal section (Internal Prebetic, Betic Cordillera). In: Renzi, M., Pardo, M.V., Belinchón, M., Peñalver, E., Montoya, P., & Márquez-Aliaga, A., (eds.), *Currents topics on taphonomy and fossilization, Col-lección Encuentros Valencia*, 215-222.
- Price, G.D., Valdes, P.J., & Sellwood, B.W., 1997. Predication of modern bauxite occurrence: Implications for climate reconstruction. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 131: 1-13.
- Schellmann, W., 1982. Eine neue Laterit definition. *Geologisches Jahrbuch - Reihe D*, 58: 31-47.
- Schwertmann, U., & Pfab, G., 1996. Structural V and Cr in lateritic iron oxides: Genetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 4279-4283.
- Sinkovec, B., 1970. Geology of the Triassic bauxites of Lika, Yugoslavia. *Prirodoslovia Istrazivanja. Acta Geology Zagreb*, 39: 1-67.
- Sparks, D.L., 1995. Environmental Soil Chemistry. *Academic Press, New York*, 267 p.
- Temur, S., & Kansun, G., 2006. Geology and petrography of the Mastadagi diasporic bauxites, Alanya, Antalya, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27: 512-522.
- Voicu, G., Bardoux, M., & Voicu, D., 1997. Mineralogical norm calculations applied to tropical weathering profiles. *Mineralogical Magazine*, 61: 185-196.

-
- Wei, X., Ji, H., Li, D., Zhang, F., & Wang, S., 2013. Material source analysis and element geochemical research about two types of representative bauxite deposits and terra rossa in western Guangxi, southern China. *Journal of Geochemical Exploration*, 133: 68-87.
- Yu, W., Wang, R., Zhang, Q., Du, Y., Chen, Y., & Liang, Y., 2014. Mineralogical and geochemical evolution of the Fusui bauxite deposit in Guangxi, South China: From the original Permian ore body to a Quaternary Salento-type deposit. *Journal of Geochemical Exploration*, 146: 75-88.

Petrography and geochemistry of major, minor, and trace elements of bauxitic facies: A case study from Gazanjeh deposit, southeast of Mahabad, NW Iran

Habibi-Mehr, M.¹, Abedini, A.^{2*}

1- Ph.D. student of Economic Geology, Geology Department, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

2- Associate Professor of Geology Department, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

* E-mail: abedini2020@yahoo.com

Introduction

Important known bauxite deposits in Iran, which occur in the so called Irano-Himalayan belt, are spatially distributed in four regions, namely (1) the northwest of Iran (e.g. Bukan, Shahindezh), (2) the Zagros heights, (3) the Alborz Mountain Range and (4) the central plateau of Iran. They are restricted to Permian, Permo-Triassic, Triassic, Triassic-Jurassic, and Middle Cretaceous (Cenomanian–Turonian) in ages (Abedini & Calagari, 2014).

The Gazanjeh area is located about 25 km southeast of Bukan city, south of West-Azarbaidjan Province, NW Iran. The stratigraphical gap emerged during the Late Permian is manifested by the development of a bauxite horizon in this area. The propose of the present study is to indentify the texture, mineralogical types, controlling factors of distribution and mobilization of major, minor, and trace elements in residual facies, paleo-geographical conditions, sedimentary environment of formation and development of the bauxite deposit in the Gazanjeh area.

Material and Methods

In this study, a profile perpendicular to the strike of bauxitic layers was selected and 16 systematic and representative samples with varying intervals (80-150 cm) were collected. Laboratory works began with preparation of thin and /or polished sections from all 16 samples and their examination under microscope. For the identification of mineralogical phases in the bauxites, 8 samples from a selective section were chosen for X-ray diffraction (XRD) analyses. XRD analyses were carried out using diffractometer model D-5000 SIEMENS in Geological Survey of Iran (Tehran). The chemical compositions of the bauxites (#16) were determined at the Kansaran Binaloud Company, Tehran, Iran. The values of major and minor elements were determined by X-ray fluorescence (XRF). Rare Trace element contents were determined by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS). Loss on ignition (LOI) was determined by weight loss of 1 g sample after heating at 1000 °C for 60 min.

Discussion

Since the rocks are fine-grained, identification of minerals in the bauxite ores under a microscope was not possible. Therefore, petrographic examinations were principally focused on textural features of the ores. Considering the mode of distribution of texture-forming components and matrix, various kinds of textures such as pelitomorphitic, microgranular, ooidic, pisoidic, macro-pisodic, spastoidic, colloform, nodular, pseudo-breccia, breccia, and clastic identified within the ores. These textures show allogenic origin for deposit (Bardossy, 1982). The pelitomorphitic and colloformic textures imply an indirect bauxitization and weak draining processes during the evolution of this deposit. The development of hematitic nodules in the ores can be attributed to factors such as variation in water activity in pedogenic environments and/or climatic fluctuations (Mongelli, 2002). The XRD analyses show that the minerals including diaspore, hematite, pyrophyllite, chlorite, chamosite, rutile, anatase, and muscovite-illite are the main mineral phase of the phreatic. Trivariate plot of SiO_2 - $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)$ - Fe_2O_3 (Balsubramaniam et al., 1984) denotes that three distinct mineralogical types can be differentiated within the horizon, namely (1) laterite, (2) ferruginous laterite, and (3) siliceous bauxite. Also, plotting the Kanigorgeh data on trivariate diagram SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 (Schellmann, 1982) attests to the formation of the above ores under moderate to intense lateritization conditions. Trivariate plot of SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 (Meshram & Randive, 2011) reveal that deferritization-ferritization mechanisms and destruction of kaolinite were the most important processes involving during

development of ores in this deposit. Comparison of the range of stability fields of major constituent minerals of the bauxite ores with the pH and Eh variations of natural environments (Temur & Kansun, 2006) show that this deposit formed two facies, (1) oxidant-basic and (2) reduction-acidic. Geochemical investigations indicate that the degree of concentration of elements such as V, Zr, Co, Cu, Ga, Hf, Mo, Sc, U, and Zn in oxidant-basic facies and concentration of elements such as Ba, Cr, Ni, Pb, Rb, Sr, and Th in reduction-acidic facies is great. Difference in concentration of elements in these two facies can be associated with occurrence of processes such as adsorption by clays, scavenging by hematite and manganese oxides, lateritization intensity, function of carbonates bedrock as geochemical barrier, and chemistry of meteoritic waters (Braun et al., 1990; Mordberg, 1996; Schwertmann & Pfab, 1996; Marques et al., 2004; Fernandez-Caliani & Cantano, 2010; Ndjigui et al., 2013; Abedini & Calagari, 2014).

Keywords: Bauxite; texture; facies; mineralogy; vadose-phreatic environment; elemental distribution; Gazanjeh; Mahabad.

References

- Abedini, A., & Calagari, A.A., 2014. REE geochemical characteristics of titanium-rich bauxites: the Permian Kanigorgeh horizon, NW Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23: 513-532.
- Abedini, A., & Calagari, A.A., 2013. Geochemical characteristics of bauxites: the Permian Shahindezh horizon, NW Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 270: 301-324.
- Abedini, A., & Calagari, A.A., 2013. Geochemical characteristics of bauxites: the Permian Shahindezh horizon, NW Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 270: 301-324.
- Balasubramaniam, K.S., Surendra, M., & Kumar, T.V., 1984. Genesis of certain bauxite profiles from India. *Chemical Geology*, 60: 227-235.
- Bardossy, G., 1982. Karst Bauxites. Elsevier Scientific, Amsterdam, 441 p.
- Braun, J.J., Pagel, M., Muller, J.P., Bilong, P., Michard, A., & Guillet, B., 1990. Ce anomalies in lateritic profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 781-795.
- Fernández-Caliani, J.C., & Cantano, M., 2010. Intensive kaolinization during a lateritic weathering event in South-West Spain: Mineralogical and geochemical inferences from a relict paleosol. *Catena*, 80: 23-33.
- Marques, J.J., Schulze, D.G., Curi, N., & Mertzman, S.A., 2004. Trace element geochemistry in Brazilian Cerrado soils. *Geoderma*, 121: 31-43.
- Meshram, R.R., & Randive, K.R., 2011. Geochemical study of laterites of the Jamnagar district, Gujarat, India: Implications on parent rock, mineralogy and tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42: 1271-1287.
- Mongelli, G., 2002. Growth of hematite and boehmite in concretions from ancient karst bauxite: Clue for past climate. *Catena*, 50: 43-51.
- Mordberg, L.E., 1996. Geochemistry of trace elements in Palaeozoic bauxite profiles in northern Russia. *Journal of Geochemical Exploration*, 57: 187-199.
- Ndjigui, P.D., Badinane, M.F.B., Nyeck, B., Nandjip, H.P.K., & Bilong, P., 2013. Mineralogical and geochemical features of the coarse saprolite developed on orthogneiss in the SW of Yaoundé, South Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 79: 125-142.
- Schellmann, W., 1982. Eine neue Laterit definition. *Geologisches Jahrbuch - Reihe D*, 58, 31-47.
- Schwertmann, U., & Pfab, G., 1996. Structural V and Cr in lateritic iron oxides: Genetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 4279-4283.
- Temur, S., & Kansun, G., 2006. Geology and petrography of the Mastadagi diasporic bauxites, Alanya, Antalya, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27: 512-522.