

مېږ بلورشناسې وکلې شناسې

سال نوزدهم، شمارهٔ ۳، پاییز ۹۰، از صفحهٔ ۴۱۳ تا ۴۲۶

بررسیهای کانیشناسی، زمینشیمیایی و پیدایشی کانسار بوکسیت کارستی جاجرم، شمال شرق ایران

لیلا امینی'، غلامحسین شمعانیان*'، مصطفی رقیمی'، رضا جعفر زاده^۲

۱ – گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان ۲– شرکت آلومینای ایران (مجتمع بوکیت جاجرم)

(دریافت مقاله: ۸۹/۲/۲۵ ، نسخه نهایی: ۸۹/۷/۳۰)

چکیده: کانسار بوکسیت جاجرم که در ۱۷۵ کیلومتری جنوب غربی بجنورد قرار دارد، بخشی از کمربند بوکسیت کارستی ایران-هیمالیا محسوب میشود. این کانسار به شکل یک افق چینهسان بین دولومیتهای تریاس و شیل و ماسه سنگهای ژوراسیک تشکیل شده است. مرز زیرین این افق بیشتر موجسان بوده و بوکسیت حفرههای دولومیتهای فرودیواره را پر کرده است، در حالی که مرز بالایی آن با شیل و ماسه سنگهای فرادیواره همساز است. بررسیهای بافتی، هر دو خاستگاه برجازا و نابرجازا را برای بوکسیتها نشان میدهد. دیاسپور، بوهمیت، گیبسیت، شاموزیت، هماتیت، گوتیت، کانیهای رسی، آناتاز، کانکرینیت، کراندالیت، پیریت و کوارتز در پاراژنز کانسنگ شناسایی شدند. این کانیها طی سه مرحله هوازدگی، دیاژنتیک و اپیژنتیک تشکیل شده است. تلفیق دادههای کانیشناسی و زمین شیمیایی نشان میدهد که این کانسار طی دو مرحلهی اصلی تشکیل شده است. در مرحلهی اول، مواد بوکسیتی، اکسیدهای آ و Ti، و کانیهای رسی بر اثر فرایندهای بوکسیتیشدن درجازا از بازالتهای قلیایی تشکیل شدهاست. در مرحله ی دوم، این مواد به حفرههای کارستی انتقال یافته و با نهشت خود یک افق بوکسیتی نسبتاً ضخیم را ایجاد کرده است.

واژههای کلیدی: بوکسیت کارستی؛ دیاسپور؛ بوکسیتی شدن؛ برجازا؛ نابرجازا؛ جاجرم.

مقدمه

کانسارهای بوکسیتی، کانسارهای برونزادی هستند که در شرایط سطحی قارهای و در آب و هوای گرم و مرطوب بر اثر هوازدگی شدید شیمیایی تشکیل میشوند. در تشکیل این کانسارها عوامل اقلیمی، زمینساختی، زمینریختشناسی، سنگشیمیایی و سنگفیزیکی دخالت دارند [۲۰۱]. کانسارهای بوکسیتی به دلیل تفاوت در سنگ خاستگاه، سنگشناسی و زمینشیمی سنگ بستر، رخداد صحرایی و چگونگی تشکیل دارای ردهبندیهای مختلفی هستند، که بر مبنای خاستگاه و چگونگی تشکیل به سه گروه لاتریتی، رسوبی و کارستی قابل تقسیماند [۳].

کانسارهای بوکسیت کارستی که تنها ۱۰ درصد از کل

ذخایر بوکسیتی جهان را تشکیل میدهند، به دلیل دارا بودن پیچیدگیهای پیدایشی همواره مورد توجه پژوهشگران مختلف قرار داشتهاند [۴–۲]. چیزی که در این کانسارها بیشتر مورد توجه است، چگونگی جدایی عناصر آلومینیم و سیلیسیوم طی فرایندهای بوکسیتی شدن است. بر اساس بررسیهای انجام شده [۸۰٬۵۰٬۳]، تغییرات Hf از مهمترین عوامل مؤثر بر جدایی این عناصر از یکدیگر است. انحلال پذیری اکسید آلومینیم در مقایسه با سیلیس، در Hf کمتر از ۴ افزایش می-یابد. در Hfهای بین ۵ تا ۹، انحلال پذیری سیلیس اندکی افزایش پیدا میکند، ولی اکسید آلومینیوم کاملاً نامحلول است افزایش پیدا میکند، ولی اکسید آلومینیوم کاملاً نامحلول است آلومینیم در بخش بالایی افقهای بوکسیتی، سیلیس، عناصر

*نویسنده مسئول، تلفن: ۴۴۲۷۱۷۳ (۱۷۱۱)، نمابر: ۴۴۲۷۰۴۰ (۱۷۱۱)، پست الکترونیکی: shamanian@yahoo.com

قلیایی و عناصر نادر خاکی از این بخش شسته شده و به سمت پایین مهاجرت میکنند. برخی از این عناصر در بخش پایینی افقهای بوکسیتی کارستی، بهدلیل وجود سد زمین شیمیایی کربناتی، غنی شدگی مییابند [۸]. در نتیجه این رویداد، ویژگیهای زمین شیمیایی و کانی شناسی افقهای بوکسیتی تغییر یافته و باعث پیدایش منطقهبندی در آنها می شود. ترکیب کانی شناسی کانسارهای بوکسیتی با افزایش دما و فشار و گذشت زمان تغییر میکند. گیبسیت در کانسارهای جوان در مقایسه با کانسارهای قدیمی تر از فراوانی بیشتری برخوردار است و با افزایش دما و فشار به ترتیب به بوهمیت، دیاسپور و کرندوم تبدیل می شود [۳، ۸].

کانسار بوکسیت کارستی جاجرم با موقعیت جغرافیائی ۲ ۲ ۳ طول شرقی و ۳ ۶ ۵۶ عرض شمالی در فاصلهی ۱۷۵ کیلومتری جنوب غربی شهرستان بجنورد (شکل ۱) و در بخش شرقی کمربند بوکسیتی ایران- هیمالیا واقع شده است. این کانسار، با گسترش طولی ۱۶ کیلومتر و حداکثر ضخامت ۴۰ متر، دارای ۲۲ میلیون تن ذخیرهی کشف شده است [۱۲، ۱۳]. از ویژگیهای چشمگیر این کانسار وجود منطقهبندی قائم و تغییرات مشخص بافتی و کانیشناسی در افقهای بوکسیتی است. تاکنون، برخی از جنبههای کانیشناسی و زمینشیمیایی

این کانسار توسط پژوهشگران مختلف [۱۴– ۱۸] مورد بررسی قرار گرفته است. در این مقاله سعی می شود تا با بررسی تغییرات بافتی، کانی شناسی و زمین شیمیایی در افق های بوکسیتی به تعیین شرایط هوازدگی و دلایل منطقهبندی افق های بوکسیتی پرداخته شود و در نهایت با ارائهی مدل ژنتیکی، چگونگی تشکیل این کانسار مورد بررسی قرار گیرد.

زمينشناسى

از نظر زمینشناسی، منطقه مورد بررسی در حوضه ا ساختاری بینالود واقع شده است. این حوضه از نظر زمینساختی منطقهای بسیار پرتکاپو محسوب می شود که با تظاهر چینها و گسلهای متعدد با ساز و کار راستای طولی و رانشی مشخص می شود [۱۹]. عملکرد نیروهای زمینساختی در حاشیه ی شرقی حوضه ی بینالود باعث چین خورد گی طبقات شده و چین خورد گی هایی مانند تاقدیس زو با ارتفاع ۱۸۰۰ متر از سطح دریا را پدید آورده است. کانسار بوکسیت جاجرم در شکل ۱ به نمایش درآمده است. بر اساس نقشه ی زمین شناسی کوه کور خود [۲۰] قدیمی ترین واحد سنگ چینه ای رخنمون یافته در منطقه ی مورد بررسی شامل دولومیت، ماسه سنگ و



شکل ۱ نقشهی زمینشناسی کانسار بوکسیت جاجرم. نقشه زمینشناسی پایه از [۲۰]. گسترهی مورد بررسی با مربع توخالی در نقشه ایران مشخص شده است.

پیشروی دریا در دوران دوم است [۲۳]. در منطقه ی مورد بررسی، این سازند با سنگهای کربناتی سازند الیکا پوشیده شده است که بخش زیرین آن از دولومیت، مارن و شیل با سن تریاس زیرین و بخش بالائی آن از لایههای ضخیم دولومیت و دولومیت آهکی با سن احتمالی تریاس میانی تشکیل شده است [۱۸]. در تریاس فوقانی، رویدادهای کششی که پس از زمین-ساختی سیمرین پیشین رخ داده است باعث تشکیل گدازههای بازالتی قلیایی شده است [۲۴،۲۳]، و از سوی دیگر ایجاد شرایط قارهای در این زمان، شرایط تشکیل افقهای بوکسیتی را فراهم آورده است [۲۳]. در منطقهی مورد بررسی، این افق بوکسیتی که بهنام افق B موسوم است، در حفره های کارستی سازند الیکا تظاهر دارد و با شیل و ماسه سنگهای سازند شمشک با سن ژوراسیک تحتانی پوشیده شده است (شکل ۲).

ژیپسهای وابسته به سازند پادها با سن دونین زیرین است [۲۱] (شکل ۲). روی این سازند، تناوبی از سنگآهک، دولومیت، شیل، سیلتسنگ و سنگهای آتشفشانی بازی وابسته به سازند خوشییلاق با سن دونین قرار دارد که با سنگهای کربناتی سازند مبارک با سن کربونیفر پوشیده شده است. پسروی دریا در پایان کربنیفر پیشین، شرایط مناسبی برای گسترش فرایندهای بوکسیتی شدن در فاصله زمانی بین برای گسترش فرایندهای بوکسیتی شدن در فاصله زمانی بین اولین افق بوکسیتی به نام افق A در منطقه شده است [۱۵]. این افق روی سنگهای کربناتی سازند مبارک و در زیر شیلها و کربناتهای سازند سرخشیل با سن تریاس پایینی قرار دارد [۲۲]. شیلها و کربناتهای سازند سرخشیل بیانگر محیط رسوبگذاری ساحلی تا کم عمق بوده و نشان دهندهی اولین



نیمرخ یکی از نیمرخهای مورد بررسی در این پژوهش است [۲۰-۲۲].

www.SID.ir

سازندهای دلیچای و لار به ترتیب با سن ژوراسیک میانی و ژوراسیک فوقانی روی سازند شمشک قرار گرفتهاند و با سنگهای کربناتی کرتاسه که در بخش گستردهای از یال شمالی تاقدیس زو رخنمون دارد، پوشیده شدهاند [۱۴]. این مجموعه چینهشناسی، با کنگلومراهای وابسته به نئوژن پوشیده شده است.

مشخصات مادەى معدنى

مادهی معدنی در کانسار بوکسیت جاجرم شامل دو افق بوکسیتی A و B است. افق A، یک واحد بوکسیت شیلی با ضخامت متوسط ۵ متر است که بین سنگهای کربناتی سازند مبارک و شیلها و کربناتهای سازند سرخشیل قرار دارد (شکل ۲) و فاقد ارزش اقتصادی است. افق B، با روند عمومی شرقی – غربی (شکل ۱)، در منطقهای به طول ۱۶ کیلومتر و با ضخامت ۱ تا ۴۰ متر، بیشتر به صورت تودههای عدسی شکل در حفرههای کارستی سازند الیکا تشکیل شده است. مرز زیرین این عدسیها با دولومیتهای الیکا نامنظم و مرز بالایی آن با شیل و ماسه سنگهای شمشک منظم و همخوان است (شکل ۲). این گستره گسترش طولی افق B، بر اثر عملکرد گسلهای راستا لغز، به ۴ بخش اصلی قابل تقسیم است که بهترتیب از شرق به غرب به نامهای سنگ تراش، تاگوئی، زو و گلبینی

بخشهای زو و گلبینی در حال انجام است که حدود ۸٬۲۵ کیلومتر از گسترش طولی افق B را در بر می گیرد.

روش بررسی

بررسیهای انجام شده در این پژوهش شامل دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی است. در بررسیهای صحرایی، با انتخاب چهار نیمرخ زمین شناسی در بخشهای زو و گلبینی، تغییرات بافتی، کانی شناسی و ضخامت عدسی های بوکسیتی و چگونگی ارتباط نهشتهها با سنگهای بستر و پوشش، مورد بررسی قرار گرفت. به این منظور، تعداد ۳۰ نمونه از بخشهای مختلف کانسنگ بوکسیتی در طول چهار نیمرخ انتخاب شده بر مبنای تغییرات بافتی، کانیشناسی و رنگ ظاهری جمعآوری شدند. علاوه بر این، به منظور بررسیهای زمینشیمیایی، تعداد ۳۲ نمونه از همین نقاط به روش لبپری جمع آوری شدند. بررسیهای آزمایشگاهی شامل سنگنگاری، کانی شناسی و تجزیه شیمیایی است. بررسیهای بافتی و کانیشناسی به روشهای مرسوم میکروسکوپی روی مقاطع نازک و صیقلی انجام شدند. ترکیب کانیشناسی نمونههای مورد بررسی بهروش پراش پرتو ایکس (XRD) و تركيب شيميايي نمونهها، بهروش فلوئورساني پرتو ایکس (XRF) در آزمایشگاه تحقیقاتی معدن بوکسیت جاجرم تعیین شدند که نتایج آن بهترتیب در جدولهای ۱ و ۲ آورده شدەاند.

کانی های فرعی	کانی های اصلی	واحد سنگ شناسی	شماره نمونه
هالوئيزيت، دياسپور، آناتاز، كانكرينيت، هماتيت، كلسيت، كوارتز، گيبسيت، ايليت، دولوميت، پيريت، پيروتيت	ديكيت، كائولينيت	كائولينيت بالايي	M-1
هماتيت، مگهميت، بوهميت، كانكرينيت، كوارتز، كائولينيت	دياسپور، آناتاز	بوكسيت سخت قرمز	M-2
ايليت، كانكرينيت، گيبسيت، هماتيت، مگهميت، كلسيت، پيروتيت، دولوميت، پيريت	دياسپور، شاموزيت، آناتاز	بوكسيت سخت خاكسترى	M-3
هماتيت، گوتيت، مگهميت، ايليت، پيروتيت، كلسيت	شاموزيت، آناتاز، دياسپور	بوكسيت شاموزيتى	M-4
آناتاز، هالوئيزيت، كوارتز	دياسپور	بوكسيت سخت سفيد	M-5
دياسپور، پيروتيت، هماتيت، كلسيت، كرانداليت، گوتيت، مگهميت، كانكرينيت	شاموزيت، آناتاز	بخش پائینی بوکسیت سخت	M-6
كرانداليت، كائولينيت، هالوئيزيت، ايليت، كانكرينيت، كلسيت، هاليت، دولوميت، كوارتز	دیکیت، آناتاز، مگهمیت، هماتیت، دیاسپور	بوكسيت شيلى	M-7
هالوئيزيت، ايليت، دياسپور، آناتاز، كرانداليت، كوارتز، هماتيت، مگهميت	ديكيت، كائولينيت	كائولينيت پائينى	M-8

جدول ۱ نتایج بررسیهای کانی شناسی به روش پراش پرتو ایکس (XRD) روی نمونه های مورد بررسی در کانسار بوکسیت جاجرم.

کانسار بوکسیت جاجرم (مقادیراکسیدهای	عه ایکس (XRF) در نمونه های مورد مطالعه د	یمیایی به روش فلورسانس اش	جدول ۲ نتایج تجزیه ش
	بناصر جزئي بر جسب ppm).	حسب درصد وزنی و مقادیر ع	اصلی و فرعی و LOI د

										··P	ç m		یس بر	سر جر	_	معاقير	رسی و	رعساو	ىب ى	ر حس	101	مي و ا	و حر	الصلى
	J-1	J-2	J-3	J-4	J-5	J-6	J-7	J-8	J-9	J-10	J-11	J-12	J-13	J-14	J-15	J-16	J-17	J-18	J-19	J-20	J-21	J-22	J-23	J-24
Al ₂ O ₃ Wt%	۴۲,۳۳	88,TF	۶۵٫۷	۳۵٫۷۹	۳۶٬۹۳	٣٧	۴۶,•V	41,99	۴۳,۳۵	۳۴,۴۹	۳۴٫۸۴	۳۵٫۲۱	°F/8F	۳۲,۵۶	۵۶,۴	۵۲٬۵۴	۳۵٫۱۱	۳۸٬۸۲	۳۷,۱۷	۳۶٬۵۱	۳۵٬۹۲	۴۳/۹۱	۵۳٫۸	٣٠,٠٩
SiO_2	۳۰,۸۸	۶,۱۶	۶٫۷۱	۲۱/۱۴	۳۸٫۳۹	۲۷٬۵۵	٨,46	۱۱٫۸۹	۱۱٫۳۹	74,49	۲۸ _/ ۹۷	۴ ٣/۴۸	۳۶/۴	۲۲٫۶۳	۶,۰۴	۵٫۶۹	۳۴,۰۸	۳۵٬۳۶	۳٩,١۴	۳۰,۱۴	۲۴,۷۴	۱۰٬۸۲	۲/۴۶	۳۳٬۱۲
Fe ₂ O ₃	4,87	١,٧٨	۳,۳۵	۲۵٫۳۲	٣٬٠۶	۱۳٬۵۴	۲۵٬۶۷	۲۷,۶۶	۲۶,۱۳	24,51	١٧٫٨٧	1,87	٩٫٢۴	۲۱,۰۴	۱۱٫۸γ	19,74	٩٫٨١	۴,٩۶	۱٬۹۵	14,18	۲۱,۱	۲۸٬۸	18,88	۱۲/۶۷
TiO_2	۵٬۴۳	٨/٢٨	۷٫۱۳	٣٫٧۴	۴٬۱۸	٣,۶٩	۵٫۳۱	۵,•۸	۵/۳۷	۴	۴/۳۴	۳٬۵۲	۴,۶۷	۴٫۵	۷٫۹۷	۶,۱۱	٣/٩٣	۵٬۰۵	۴,۳۲	۴,•۴	۴٫۳۵	۴٬۵۱	۶/۱۴	۴٫۵
P_2O_5	۰,۱۹۷	•,•Y	•,•	•,••	۰,۱۶	• ,• A	•,•٣	•,•۶	۰٬۰۵	•,•۶	٠٫١	•,17	•,••	۰٬۱۵	٠٫١٣	۰٬۰۹	•,• ١	•,•۴	•,14	٠,١٩	•,18	۰٬۰۹	۰٫۱۵	n.d.
K ₂ O	۰٬۵۳	•,79	٠٫٧١	۰٬۵۲	• /۳۷	٠٫٧٩	•,٣٣	• / ٣٣	۰٫۲۵	•,٣٧	٣٣	۲,۶۷	۰٫۷۵	١٦/٠	۰,۲	۰٫۳۱	۱٬۸۸	•,74	۲,۲۱	۲٫۳۵	۰٬۵۴	•,17	•,۴٣	•,1۴
CaO	•,•Y	•,•۴	٠٫١	•,٣٣	۰٬۰۹	۱,۱۶	۶٩	•/11	• ,٣٣	٠٫١۵	• ,٣٣	۰٬۰۵	• ,• ۲	۰٫٣	۰٬۱۵	١,٠٢	• ,YY	• ,• ٣	•,1Y	۰,۲۶	•,1٧	•,1Y	1/11	٣/١٩
Na ₂ O	١	١,٣٩	۱٬۰۸	٠٫٩٧	۱٬۰۶	۱٬۰۴	١,١	٠٫٨١	۰٫۸۳	•,94	٠٫٩٧	1,17	۱٬۰۶	١	١,١٣	١,١	۱٬۰۵	۱٬۰۱	١,١	١,٠٣	۰٫۹۵	٠,٧٩	١,١٨	• ،۸۸
V_2O_5	۰,۱۰۸	•/11	٠٫١١	•,11	•,11	•,•۶	•,11	•,14	•,1٣	•,11	• ,• A	• , • A	•,•Y	•,11	•,17	۰٬۱۵	•,•A	۰٬۰۹	٠, ١ ٠	•,•Y	۰٬۰۹	٠,١٣	•,1٣	•,•A
Cr ₂ O ₃	•,•٣١	•,•٢	n.d.	•,• v	٠٬٠١	•,•۴	•,•A	•,1•	۰٬۰۹	۰,•۸	•,•۴	٠,٠١	•,•••	• ,• A	•,•۶	۰٬۰۹	•,•٢	۰٬۰۱	•,• ٢	۰٬۰۵	•,•۶	۰٬۰۹	•,•٧	n.d.
MnO	•,• **	۰٬۰۵	•,••۴	۰,۰ ۱	۰,··۵	۰٫۱۶	۰٫۱۵	•,14	•,18	•,18	•,•	•,•• ۵	n.d.	۰٫۱۵	٠,١٠	•,14	•,•۶	•,• ٢	۰,··۵	٠,١٠	•,18	۰٫۱۵	•,٣١	٠,١٣
MgO	۱٫۴	۱/۲۶	٥،٠۵	۱٬۰۵	١/٢	۱/۴۷	1,1٣	۱٫۸۳	٩٨	١/٣٣	۱,•۱	1/47	۱٬۴۳	۱٬۴۵	1,44	۲/۳۶	۱٫۷۵	۱٫۴	۱,۶۳	۱/۶	1,44	۱۵۱	1/22	۱٫۲۵
L.O.I	17,84	۱۳٫۸	17,49	١٠,٠٧	۱۳٬۰۴	۱۲٫۴۳	۱۰٬۹۴	٩,۶٨	۱۰,۵۶	۱۰,۱۳	۱۱٬۱۵	٩٫٧۶	17/79	۱۱	17,88	۲/۴	۱۱,۰۱	۱۳٬۳۷	۲۲/۲۲	٩/١٨	۱۰٫۲۱	٨/٩١	۱۲٫۳	۱۳/۶۷
Total	۹۹ /۳۰	٩٩ _/ ۴۷	۹۶ _/ ۸۶	۹۹ _/ ۱۴	٩٨,۶٢	۹ ۹٫۰۴	۹۹,۹۸	۹۹ _/ ۷۲	1,44	۱۰۰٬۵۲	۱۰۰٬۰۵	۹۹, • V	١٠٠,٧	۲, ۰۰	۹ ٩, ۹ ٩	۱۰۰٬۲۵	۹۹,۵V	1	۹۹ _/ ۱۸	۹۹ ,۶۹	۹۹٫۸۹	۱۰۰٬۰۱	۶٫۰۰۰	۹۹ _/ ۷۳
Ba ppm	۳۱.	۵۵۰	n.d.	n.d.	۵۱۰	۳۱۱۰	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	79.	۶	۱۹۰	14.	۲۷.	۲۵۰	۷۹۰	79.	79.	۳۷.	18.	75.	79.	۳۱.
La	٨١٠	118.	n.d.	n.d.	179.	177.	n.d.	n.d.	n.d.	۳	۵۳۰	177.	۴۸.	n.d.	٧٩٠	n.d.	177.	n.d.	۱۳۳۰	111.	n.d.	n.d.	۳۶.	49.
Ce	1080	177.	n.d.	n.d.	178.	188.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	٧٠٠	189.	۵۹۰	n.d.	49.	n.d.	۱۸۶۰	94.	181.	104.	49.	n.d.	۱۱.	\$ \$.
Hf	۱۲۰	۲۰	n.d.	177.	17.	٧٩٠	n.d.	147.	179.	۱۷۷۰	1.4.	n.d.	n.d.	۱۳۳۰	۶۷.	۱۳۳۰	۳۶۰	۲۱۰	۵۰	٨٢٠	۱۱۹۰	1080	۱۰۱۰	۶۲۰
Ni	۴۶,λ	$\mathbf{Y}_{i}\mathbf{A}$	n.d.	۲۷۳	۶/۲۳۲	٩٣٫۶	۲۳/۴	١٨٧,٢	14.14	۲,۷۸۱	۱۵۶	۶,۱۰	۳٩	۱۳۲٫۶	٩٣/۶	۹۳/۶	54/8	$\mathbf{V}_{i}\mathbf{A}$	۶،۲۱۰	۲۱۸٬۴	۱۲۴٫۸	208/2	٩٣٫۶	n.d.
Cu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	777	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	۴۰	18	n.d.	n.d.	n.d.	۴۸	n.d.	111	74	n.d.	n.d.	n.d.	٨
Sr	1490,7	۴۹۵,۶	1.14,8	4V•,4	۶۵۵٫۲	۳۰۲٫۴	۵۰۴	۶ ۱۱۷	۱۴۲٫۸	۲۷۷٫۲	۲۴۷ _/ ۶	۶۴۶,۸	۷۰۵٫۶	888,8	٨١۴٫٨	۶.۴٫۸	۱۴۲٫۸	۵٨,٨	۴۸۷٫۲	۵۲۹٫۲	۶۸۸٬۸	۳۱۹٫۲	٨.۶/۴	٩٢,۴
Zn	74	٨	n.d.	208	74	۴۰	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	۴۸	n.d.	n.d.	18	n.d.	18	٨	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nb	۴۷,۶	۹۱٫۸	۶٨	۴۰,۶	۳۷/۴	۴۰,۶	۴۰,۸	۴۰٫۸	44,1	٣۴	٣۴	۲٧,٢	۴۰٫۸	۳۷/۴	۹۸٫۶	۵١	٣۴	44,7	۳۷٫۴	74	٣۴	۴۰,۶	84,8	۴۰٫۸
Та	n.d.	n.d.	n.d.	۱۲۸	n.d.	۴۸	n.d.	n.d.	n.d.	74.	174	n.d.	n.d.	۵۶	n.d.	n.d.	n.d.	٣٢	74	n.d.	٨٨	n.d.	n.d.	۷۲

n.d: پائین تر از حد تشخیص دستگاه

بحث و بررسی مشخصات بافتی

بررسیهای بافتی روی نمونههای مورد بررسی، نشان دهنده دو خاستگاه برجازا و نابرجازا برای نهشتههای بوکسیتی جاجرم است. بافتهای اووئیدی، پیزوئیدی، برشی دروغین و کلوفرمی از شواهد برجازا بودن نهشته است که در نمونههای مورد بررسی شناسایی شدند. بافتهای اووئیدی (شکل ۳ الف) و پیزوئیدی (شکل ۳ ب) از فراوان ترین بافتهای مشاهده شده در این کانسار است. این بافتها دارای خاستگاه دیاژنتیکی بوده و بیانگر خاستگاه برجازای نهشته [۴] و انرژی بالا در محیط

نهشت است [۱۰]. پیزوئیدها و اووئیدهای مورد بررسی دارای نواربندی ظریف متشکل از کانیهای هماتیت، دیاسپور و پیریت است (شکل۳- ب)، که نوسانهای شرایط اکسایش و احیاء محیط را [۵، ۲۵] در زمان نهشت این کانسار نشان میدهد. بافت برشی دروغین (شکل ۳ پ) نشاندهندهی عملکرد نیروهای فشارشی، آبدهی کلوئیدی و تبلور دوباره است [۲۵، ۲۶]، و بافت کلوفرمی (شکل۳ ت) نتیجهی جدایش آهنگین هماتیت از ژل آلومینوسیلیکات است. علاوه بر شواهد بافتی، بررسیهای صحرایی، نشانگر نمایش لایهای مادهی معدنی در

برخی از نقاط است که بر اساس پتراشک [۴]، بیانگر خاستگاه برجازا برای این نهشته است.

بافت آرنایتی که از قطعات بوکسیت آواری با اندازه ی ۶۰۰ تا ۲۰۰۰ میکرون تشکیل یافته و از شواهد آواری و نابرجازای نهشتههای بوکسیتی است [۱]، در نمونههای مورد بررسی دیده میشود (شکل ۳ ث). قطعات بیضوی و گرد شده با ساختار درونی همگن که پلت نامیده میشود و بیانگر خاستگاه آواری بوکسیت است [۱]، در نمونههای مورد بررسی مشاهده شد (شکل ۳ ج). پیزوئیدها و اووئیدهای خرد شده (شکل ۳ ث)، پیزوئیدها و اووئیدهای با اندازه و شکل متفاوت (شکل۳ الف)، قطعات سنگی خرد شده (شکل۳ ث) و حضور بوهمیت و لایه-بندی متقاطع، از دیگر شواهد نابرجازا بودن بوکسیتهای بندی متقاطع، از دیگر شواهد نابرجازا بودن بوکسیتهای مارستی است [۱، ۵، ۲۷]، که در نمونههای مورد بررسی

مشخصات كانىشناسى

عدسیهای بوکسیتی دارای منطقهبندی داخلی است و بر مبنای مشخصات بافتی و کانیشناسی از بالا به پایین به واحدهای کائولینیت بالایی، بوکسیت سخت، بوکسیت شیلی و کائولینیت پائینی قابل تفکیک است.

واحد كائولينيت بالائى

واحد كائولينيت بالايي داراي ضخامت ٢۵ تا ٧۵ سانتيمتر است. بر اساس بررسیهای کانیشناسی به روش XRD این واحد بیشتر از دیکیت و کائولینیت و به مقدار کمتر از آناتاز، کلسیت و هماتیت تشکیل یافته است. بر اساس نتایج تجزیهی شیمیایی، مقدار حداقل و حداکثر اکسیدهای SiO₂ ،Al₂O₃ و ،Al₂O₃ به ترتیب از ۳۰٬۱۰ تا ۴۲٬۳۳ درصد برای Fe₂O₃ ۲۷٬۵۵ تا ۳۵٬۳۶ درصد برای SiO₂ و ۴٬۶۲ تا ۱۳٬۵۴ درصد برای Fe₂O₃ تغییر میکند. برای تعیین رخسارهی بوکسیتی و نوع هوازدگی بهترتیب از نمودارهای سهتایی آلوا [۲۸] و شلمن [۲۹] استفاده شد. براساس نمودار آلوا، رخسارههای لاتریتی و بوكسيت كائولينيتى (شكل ۴ الف) و براساس نمودار شلمن، نوع هوازدگی لاتریتی شدن ضعیف برای این واحد تعیین شد (شکل ۴ ب). الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در واحد کائولینیت بالائی و واحد بوکسیت سخت یکسان است [۱۸]، که می تواند بیانگر تشکیل کائولینیتهای این واحد در نتیجهی سیلیسی شدن دوباره واحد بوکسیت سخت [۳۰] باشد. این واحد در مقایسه با واحد کائولینیت پائینی، دارای ضخامت کمتر، ترکیب شیمیایی و کانی شناسی یکنواخت ر و فاقد کانی کراندالیت است.



شکل۳ تصاویر میکروسکوپی از مهمترین بافتها و کانیهای مورد بررسی در کانسار بوکسیت جاجرم. الف) بافت اووئیدی و قطعات کروی با اندازههای متفاوت، ب) بافت پیزوئیدی، پ) بافت برشی دروغین، ت) بافت کلوفرمی، ه) بافت آرنایتی، ث) قطعات کروی پلت و اووئیدهای خرد شده. علائم اختصاری به کار رفته عبارتند از: Dsp= دیاسپور، Hem= هماتیت و rf= قطعات سنگی. تصاویر الف، پ،ث در نور عبوری عادی و تصاویر ب، ت، و در نور عبوری قطبیده گرفته شدهاند.



شکل۴ الف) نمودار سهتایی آلوا [۲۶] (SiO₂-Fe₂O₃-Al₂O₃) برای تعیین نوع رخساره و ب) نمودار سهتایی شلمن [۲۷] (-SiO₂-Fe₂O₃-Al₂O₃) برای تعیین نوع هوازدگی نمونههای مورد بررسی.

واحد بوكسيت سخت

واحد بوكسيت سخت با ضخامت ٢ تا ٣٠ متر، اصلى ترين واحد کانسار بوکسیت جاجرم است که به آن بوکسیت صنعتی نیز گفته می شود. بوکسیتهای این واحد، بر اساس رنگ ظاهری به ۱۲ رنگ مختلف [۳۱]، از قبیل قرمز، سفید، سیاه، خاکستری، سبز و قهوهای دیده میشوند. ویژگیهای کانیشناسی و زمینشیمیایی نشاندهندهی نوسانهای شرایط اکسایش و احیایی طی تشکیل این واحد است. شرایط اکسایش را که با حضور بوکسیتهای قرمز رنگ مشخص می شود می توان به اکسایش برونزای کانیهای آهندار و تشکیل اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن ثانویه نسبت داد که در محیط اکسایشی حاشیهی قاره تشکیل شده است [۱۴]. تشکیل این کانیها نیازمند یک محیط اکسایشی با pH بالاتر از ۷ و Eh بیشتر از ۰٫۲ است [۱۰]. در شرایط اکسایشی، علاوه بر کانیهای ثانویه آهن، کانی های دیاسپور، بوهمیت، آناتاز و کانکرینیت نیز تشکیل شده اند. همنشینی بوهمیت و هماتیت، نشانگر شرایط اکسایش و اسیدی ضعیف در بوکسیتهای قرمز است [۱]. شرایط احیایی، با حضور بوکسیتهای سبز و خاکستری غنی از شاموزیت مشخص می شود. بر اساس بررسی های کانی شناسی، کانیهای پیریت و پیروتیت در این رخساره شناسایی شد. آهن مورد نیاز برای تشکیل این کانیها از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن تأمین شده است که در شرایط احیایی تحرک دوباره یافته و به صورت کانی های سولفیدی نهشته شده است. گوگرد مورد نیاز برای تشکیل کانی های سولفیدی را می-توان به احیای باکتریایی سولفاتهای آب دریایی [۵] نسبت

داد. حضور کانی شاموزیت، که در محیطهای کم فشار با pH حدود ۷ تا ۸ و Eh بیش از ۰۰٫۲ - تشکیل میشود [۱۰]، و کانیهای پیریت و پیروتیت بیانگر تسلط شرایط احیایی در بخشی از گذشته یاین کانسار است.

دياسپور كانى اصلى آلومينيومدار در كانسار بوكسيت جاجرم و کانی غالب در واحد بوکسیت سخت است. به عقیدهی تمور و کنسان [۱۰]، فرایند بوکسیتی شدن با تشکیل کانی گیبسیت شروع شده و پس از فشردگی و آبزدایی به بوهمیت و سرانجام طی دگرگونی های با درجهی پائین و تنش های زمین-ساختی با تغییر ساختار بلوری به دیاسپور تبدیل میشود. با توجه به عدم کانی سازی کرندوم و نبود علائم دگرگونی گرمایی در کانسنگ بوکسیتی و سنگهای درونگیر کانسار جاجرم و نیز گسلخوردگی شدید منطقه، به نظر میرسد فرایند بوکسیتی شدن در این کانسار با تشکیل یک ژل آمورف مشتمل بر ترکیبهای Al, Ti, Si, Fe شروع شده و کانی گیبسیت را پدید آورده است. این کانی بر اثر فشارهای ناشی از تنشهای زمینساختی و فرایندهای دیاژنتیکی [۱] به بوهمیت نهان بلور تغییر یافته و سرانجام بر اثر تبلور دوباره به کانی دیاسپور تبدیل شده است. حضور کانی بوهمیت درنتایج کانی شناسی به روش XRD و عملکرد تنشهای زمینساختی که با حضور گسلهای متعدد در منطقه مشخص می شود، از شواهد رخداد این پدیده است.

آناتاز، یکی دیگر از کانیهای مهم در واحد بوکسیت سخت است. این کانی معمولاً در شرایط اسیدی و Eh احیایی و غلظت پائین عناصر قلیایی، فاز کانیایی پایدار در دماهای سطحی است

[۲] که با افزایش دما و فشار به روتیل تبدیل می شود [۱]. بررسی های کانی شناسی در این پژوهش حضور روتیل را نشان نمی دهد، ولی حضور آن توسط پژوهشگران قبلی [۱۴، ۱۸، (۳۱] نشان داده شده است. با توجه به عدم وجود شواهد دگر گونی در منطقه یمورد بررسی، به نظر می رسد روتیل بر اثر عملکرد نیروهای زمین ساختی و فرایندهای دیاژنتیکی از آناتاز تشکیل شده است.

 Al_2O_3 واحد بوكسيت سخت داراى بيشترين مقدار (۴۱٬۲۰ تا ۶۶٬۲۴ درصد) است. مقدار SiO₂ در این افق از ۵٬۶۹ تا ۱۱٬۸۹ درصد و مقدار Fe₂O₃ از ۱٬۷۸ تا ۲۸٬۸۰ درصد تغییر می کند. بر اساس نمودار آلوا، به استثنای بوکسیتهای قرمز رنگ که در گسترهی رخسارهی بوکسیت آهندار قرار دارند، نمونههای دیگر در گسترهی رخسارهی بوکسیتی قرار می گیرند (شکل ۴ الف). بین نمونه های وابسته به رخسارهی بوكسيتى، نمونەھاى بوكسيت سفيد داراى بيشترين مقدار است. به نظر می سد شستشو و سفیدشدگی این Al $_2O_3$ بوكسيتها نتيجه ى آهنزدايى كانسنگ توسط آبهاى زیرزمینی است [۳]. بر اساس نمودار شلمن، به جز بوکسیتهای سیاه رنگ که معرف لاتریتی شدن متوسط است، نمونههای دیگر در گسترهی هوازدگی لاتریتی شدن قوی قرار می گیرد (شکل ۴ ب). این موضوع بیانگر گسترش فرایند بوکسیتی شدن در اثر پیشرفت هوازدگی و در شرایط اسیدی و زهکشی مناسب است.

واحد بوكسيت شيلى

واحد بوکسیت شیلی که به رنگهای قرمز، قهوهای و سیاه تظاهر دارد دارای ضخامت ۳ تا ۵ متر است. بر اساس بررسی-های کانیشناسی به روش XRD این واحد بیشتر از هماتیت و دیکیت و به مقدار کمتر از دیاسپور، آناتاز و کراندالیت تشکیل یافته است. این واحد به علت مقدار بالای SiO₂ (۲۱/۱۴ تا یافته است. این واحد به علت مقدار بالای SiO₂ (۲۱/۱۴ تا ۲۰/۱۴ درصد) و پائین بودن مقدار ۲۵/۵۹ (۲۴/۴۹ تا ۲۳/۵۶ درصد) به بوکسیت غیر منعتی نیز معروف است. بر اساس نمودار آلوا این واحد دارای رخسارهی نوع لاتریتی است (شکل ۴ الف). نمودار شلمن، هوازدگی نوع لاتریتی شدن ضعیف تا متوسط را برای این واحد نشان میدهد که بیانگر عدم زهکشی مناسب و تسلط شرایط

قلیایی است (شکل ۴ ب). این شرایط با غنی شدگی عناصر متحرک در این افق، همخوانی دارد. یکنواختی الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در این واحد و واحد کائولینیت پائینی [۱۸]، را می توان به خاستگاه یکسان آن ها نسبت داد.

واحد كائولينيت پائينى

واحد كائولينيت پاييني، با ضخامت ٢۵ تا ١٥٠ سانتيمتر، دارای مرز مشخص با دولومیتهای الیکا است. بر اساس نتایج تجزیهی شیمیایی، مقدار حداقل و حداکثر اکسیدهای SiO₂ ،Al₂O₃ و Fe₂O₃ بهترتیب از ۳۴٬۶۴ تا ۳۷/۱۷ درصد برای SiO₂ و ۶۲٬۴۸ تا ۴۳٬۴۸ درصد برای SiO₂ و ۱٬۶۲ تا ۹٬۲۴ درصد برای Fe₂O₃ تغییر میکند. یکی از ویژگیهای زمین شیمیایی این واحد، غنی شدگی آن نسبت به عناصر نادر خاکی است که میتوان آن را به عملکرد سنگ بستر کربناتی [۸، ۹] بهعنوان یک سد زمینشیمیایی نسبت داد. این واحد، بيشتر از ديكيت، ايليت و كائولينيت تشكيل شده است. كرانداليت كه ميزبان مناسبي براي عناصر استرانسيوم، باريوم، آهن و عناصر نادر خاکی است [۳۲]، در این واحد شناسایی شد. این کانی شاخص بوکسیتهای کارستی است [۱] و از فراوانی بسیار اندک در بوکسیتهای لاتریتی، برخوردار است [۳۳]. تشکیل کائولینیت در بوکسیتهای کارستی به جانشینی دیاژنتیکی کانیهای آلومینیمدار با سیلیس و یا آبزدایی کانی های آلومینیم آبدار نسبت داده شده است [۷]. آبزدایی کانی های آلومینیم آبدار ممکن است در نتیجهی کاهش فعالیت آب (aw) در دمای ثابت، افزایش دما در فعالیت ثابت آب و یا کاهش همزمان فعالیت آب (aw) و افزایش دما انجام شود [۳۴]. فراوانی کانی های آبزدا و یا نیمه آبزدا شده مانند دیاسپور، هماتیت و کائولینیت در منطقهی مورد بررسی در مقایسه با کانی های آبدار مانند گیبسیت، مونتموریلونیت و گوتیت، نشانگر نقش فرایندهای آبزدایی در تشکیل واحد کائولینیتی پایینی است.

براساس نمودار آلوا رخسارههای فریت بوکسیتی، بوکسیت کائولینیتی و کائولینیت بوکسیتی برای این واحد تعیین شد (شکل ۴ الف). نمودار شلمن، هوازدگی نوع کائولینیتی شدن و لاتریتی شدن ضعیف را برای این واحد نشان میدهد (شکل ۴ ب).

مشخصات زمين شيميايي

توزیع عناصر در بوکسیتهای کارستی بستگی بهعوامل متعددی از قبیل ترکیب شیمیایی سنگ مادر، خواص شیمیایی عناصر و شکل کانیایی آنها در سنگ مادر، شرایط فیزیکی و شیمیایی محیط تشکیل و فرایندهای دیاژنتیک و اپیژنتیک دارد [۳۵]. گرچه در طی فرایند بوکسیتی شدن، عناصر متحرک و ساکن بهترتیب تهیشدگی و غنیشدگی مییابند، ولی در صورت وجود عناصر متحرک در کانیهایی با انحلالپذیری بسیار کم، ممکن است مقدار این عناصر غنیشدگی یابد [۷].

براساس نتایج تجزیه ی شیمیایی، روند تغییرات مقدار TiO_2 در چهار نیمرخ مورد بررسی یکسان است. بیشترین مقدار این اکسید (۸/۲۸) وابسته به واحد بوکسیت سخت است که با حضور کانی آناتاز مشخص میشود. بر اساس نمودارهای دوتایی، بیشترین همبستگی (۹۳ – ۲) بین این اکسید با CaO در All مشاهده میشود. تغییرات مقدار K_2O و CaO در raino نیمرخهای مورد بررسی دارای روند مشابه بوده و به تمامی نیمرخهای مورد بررسی دارای روند مشابه بوده و به ترتیب دارای بیشترین و کمترین تهی شدگی در واحد بوکسیت معلی ترتیب دارای بیشترین و کمترین تهی شدگی در واحد بوکسیت معلی ترتیب دارای بیشترین و کمترین کانی های ثانویه پایدار سخت و احد کائولینیت پایینی است. این عناصر به علت تحرک پذیری بالا و عدم توانایی تشکیل کانی های ثانویه پایدار امت پایین مهاجرت کردهاند که با همبستگی منفی این عناصر با 20

بررسی تغییرات مقدار P₂O₅، نشانگر افزایش نسبی مقدار این اکسید از بالا به پایین و غنی شدگی آن در واحدهای بوکسیت شیلی و کائولینیت پایینی است که با تشکیل کانی کراندالیت ((OH₆)(OH₃)(PO₄)(PO₃OH) مشخص می شود. این کانی طی بررسی های کانی شناسی به روش XRD شناسایی شد. بررسی تغییرات عناصر La و Cai نیز نشانگر روند افزایشی این عناصر از بالا به پایین است. این عناصر، در شرایط افزایشی این عناصر از بالا به پایین است. این عناصر، در شرایط می شود [۲۶] و عنصر Cai از حالت سه ظرفیتی به چهار ظرفیتی تغییر یافته و تمرکز می یابد [۸۱، ۳۶، ۳۷]. بررسی همبستگی میان این عناصر با P₂O₅ بیانگر همبستگی مثبت

میان آنها است که با تشکیل کانی کراندالیت همخوانی دارد. بهاینترتیب، سنگهای دولومیتی سازند الیکا به عنوان یک سد زمینشیمیایی عمل کرده و با افزایش pH باعث تمرکز این عناصر در افق کائولینیت پایینی شده است.

مقدار Cr₂O₅ در واحد بوکسیت سخت غنی شدگی یافته و با Fe₂O₃ دارای همبستگی مثبت است که می توان آن را به شباهت رفتار کروم و آهن در کانی های هماتیت و گوتیت نسبت داد [۳۷]. این غنی شدگی را می توان برای عناصر نیکل، زیر کونیم و گالیم نیز مشاهده کرد که از ویژگی های بوکسیت های کارستی است [۵، ۳۸] و به همین دلیل به آن ها عناصر بوکسیتوفیل گفته می شود [۳۹]. عناصر وانادیم و نیوبیم دارای همبستگی مثبت با اکسید آلومینیوم هستند و به دلیل جایگزینی تیتانیم در کانی های تیتان دار [۲۶]، در واحد

بررسی تغییرات مقدار Fe₂O₃ در نیمرخهای مورد بررسی، جز در نیمرخ ۴، نشاندهندهی بیشترین مقدار آن در واحدهای بوکسیت سخت و بوکسیت شیلی است. بر اساس نتایج کانی شناسی، افزایش مقدار Fe₂O₃ با حضور کانی های هماتیت، مگهمیت، گوتیت و پیروتیت مشخص می شود. نیمرخ ۴، در مقایسه با نیمرخهای مورد بررسی دیگر، به طور کامل از بوکسیتهای سفید رنگ تشکیل یافته و فاقد بوکسیتهای قرمز است. از آنجا که بوکسیتهای سفید در نسبتهای بالای آب به سنگ تشکیل میشوند [۹]، فراوانی این نوع بوکسیت در برخی از عدسیهای بوکسیتی و از جمله در نیمرخ ۴، نشانگر زهکشی مناسب به وسیلهی آبهای جوی فرورو و زیرزمینی است. كمترين مقدار Fe₂O₃، در واحد كائولينيت پاييني مشاهده شد. محاسبهی مقدار نیمه کمی کانیهای آهندار و کانیهای رسی به روش جانز و همکاران [۴۰] در بوکسیتهای سفید و قرمز جاجرم و مقایسهی آن با یکدیگر، نشانگر جدایش کانیهای رسی و آهندار در بوکسیتهای سفید است (شکل ۵) که در بوکسیتهای کانسار آغاجری نیز گزارش شده است [۳۷]. این جدایش در بوکسیتهای سفید می تواند با انحلال توأم آهن در شرایط احیایی و نهشت کانیهای رسی طی تکامل کانسار ایجاد شود [۳].

www.SID.ir





شکل ۵ مقایسهی تغییرات مقادیر نیمه کمیکانیهای آهندار در برابر کانیهای رسی در بوکسیتهای قرمز رنگ (الف) و بوکسیتهای سفید رنگ (ب). (ب).

برداشت

دیاسپور فراوان ترین کانی بوکسیتی در منطقه ی مورد بررسی است که تشکیل آن را می توان به فرایندهای دیاژنز و تنشهای زمینساختی نسبت داد. فرایندهای بوکسیتزایی معمولاً با تشکیل گیبسیت آغاز می شود [۳] که با کاهش pH ناپایدار شده [۴۱] و طی فرایندهای دیاژنز و دگرگونی بهترتیب به کانیهای بوهمیت، دیاسپور و کروندوم تبدیل می شود [۳، ۱۰]. براساس نتایج بهدست آمده در این پژوهش، کانیهای موجود در کانسار بوکسیت جاجرم طی سه مرحله هوازدگی، دیاژنتیک و اپیژنتیک تشکیل شده است (شکل ۶). براساس شواهد زمین شناسی و کانی شناسی، به نظر میرسد گیبسیت، اولین کانی بوکسیتی تشکیل شده در کانسار جاجرم است که طی فرایندهای هوازدگی همراه با کانیهای رسی، آناتاز، کوارتز، کانکرینیت و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن بهوجود آمده است (شکل ۶). با توجه به عدم وجود شواهد دگرگونی و عدم حضور کروندوم، تشکیل بوهمیت و دیاسپور را می توان بیشتر به فرایندهای دیاژنز و تنشهای ساختاری نسبت داد. پیریت، پیروتیت و شاموزیت از کانیهای دیگری هستند که طی فرایندهای دیاژنزی [۲] در کانسار بوکسیت جاجرم تشکیل شدهاند. در مرحله اپیژنتیک در مناطق زهکش شده به وسیله-ی آبهای زیرزمینی، آهن از واحد بوکسیت سخت شسته و بوکسیتهای سفید به جای گذاشته شده است. طی این فرایند، عناصر نادر خاکی و فسفر به سمت پائین مهاجرت کرده و باعث تشكيل كرانداليت در واحد كائولينيت پائيني مي شود.

بررسی توزیع زمین شیمیایی عناصر در نیمرخهای مورد بررسی نشاندهندهی توزیع قائم نامنظم عناصر کروم، وانادیم و نیوبیم و افزایش مقدار عناصر نادر خاکی و فسفر از بالا به پایین

است، کـه بـا توزیـع عناصـر در بوکسـیتهـای کارسـتی نـوع مدیترانهای همخوانی دارد [۴۲].

دادههای بهدست آمده در این پژوهش نشان میدهد که به احتمال زیاد بوکسیتهای جاجرم از بازالتهای قلیایی تریاس فوقانی ریشه گرفته است. بر اساس نمودار دوتایی Cr نسبت به Ni (شکل ۷) دادههای تجزیه شیمیایی بوکسیتهای شیلی و بوکسیتهای سخت در گسترهی بوکسیتهای کارستی و با سنگ مادر بازالتی قرار میگیرند که با نتایج پژوهشگران قبلی سنگ مادر بازالتی قرار میگیرند که با نتایج پژوهشگران قبلی کانیشناسی و زمینشیمیایی مدل پیدایشی زیر برای این کانیشناه می شود:

مرحلهی ۱) با رخداد کوهزایی سیمرین پیشین در زمان تریاس فوقانی و فراهم شدن شرایط قارهای در این زمان دولومیتهای سازند الیکا در معرض کارستی شدن قرار گرفته است. از طرفی، رویدادهای کششی پس از سیمرین پیشین، باعث تشکیل گدازههای بازالتی قلیایی و قرار گیری آن روی سازند الیکا شده است [۲۴]. این بازالتها به عنوان سنگ مادر نهشتههای بوکسیتی، در معرض فرایندهای بوکسیتی شدن قرار گرفته و با شستشوی عناصر قلیایی و سیلیس، و غنی شدگی عناصر نامتحرک مانند اA، Fe، دا و REE، خاکهای بوکسیتی تشکیل شده است (شکل ۸ الف).

مرحلهی ۲) خاکهای بوکسیتی در یک محیط ساحلی و بر اثر نوسانهای سطح آب به حفرههای کارستی سازند الیکا انتقال یافته است (شکل ۸ ب). وجود بافت آرنایتی، قطعات بوکسیت آواری، قطعات سنگی، پلت، پیزوئیدها و اووئیدهای خرد شده از شواهد جابهجایی مواد بوکسیتی و نهشت آنها در حفرههای کارستی است. از طرفی، وجود بافتهای اووئیدی، پیزوئیدی، کلوفرمی و برش دروغین از بافتهای تائید کنندهی 477

نهشت برجای بوکسیتهای مورد بررسی است. شرایط احیائی و اکسیدی در این محیط ساحلی بهطور پیوسته در حال نوسان بوده که با شاموزیت، وجود پیزوئیدها و اووئیدهای با نواربندی ظریف و متشکل از کانیهای هماتیت، دیاسپور و پیریت مشخص می شود.

مرحلهی ۳) با پیشروی دریا، رسوبهای آواری سازند شمشک و سنگهای کربناتی سازند دلیچای و لار روی عدسیهای بوکسیتی نهشته شدهاند (شکل ۸ پ). در پایان این مرحله، رویدادهای زمینساختی سیمیرین پسین، لارامید و آلپی باعث چین خوردگی و گسلش طبقات شده است.



شکل۶ مراحل پیشنهادی برای شکل گیری کانیهای موجود در کانسار بوکسیت جاجرم.



شکل ۷ نمودار تغییرات مقادیر غلظت Ni در برابر Cr برای انواع نهشتههای بوکسیتی نسبت به سنگ خاستگاههای متفاوت اقتباس از [۴۱]. داده-های وابسته به نمونههای مورد بررسی (لوزی توپر)، بیشتر در گسترهی بوکسیتهای کارستی با سنگ خاستگاه بازالتی قرار گرفته است.



شکل ۸ مدل پیشنهادی برای تشکیل کانسار بوکسیت جاجرم. علامتهای اختصاری به کار رفته عبارتند از: B= بازالت های قلیایی، =R_ سنگ آهک مارنی، مارن و دولومیتهای سازند الیکا، J_s== شیل و ماسهسنگهای سازند شمشک، J_d= مارن و سنگ آهکهای مارنی سازند دلیچای، J_l= سنگ-آهکهای سازند لار.

Petrascheck W.E., [4] "The genesis of allochthonous karst-type bauxite deposits of southern Europe", Mineralum deposita journal 24 (1989) 77-81.

[5] Öztrük H., Hein J.R., Hanilci N., "Genesis of the Dogankuzu and Mortaz bauxite deposits, Turides, Turkey, Separation Al, Fe and Mn implication for passive margin metallogeny", Economic Geology 97 (2002) 1063-1077. [۶] عابدینی ع.، کلاگری ع.ا.، *"کانیشناسی و خاستگاه*

نهشتههای بوکسیتی پرمین در شمال سقز، استان کردستان"،

مراجع

[1] Bardossy G., "Karst Bauxites-Bauxite deposits on carbonate rocks", Developments in Economic Geology, Elsevier, Amsterdam, 14 (1982) 441 p.

[2] Özlo N., "Trace-element content Karst Bauxites and their parent rock in the Mediterranean belt", Mineralum deposita 18 (1983) 469-476.

[3] Bogatyrev B.A., Zhukov V.V., Tsekhovsky Yu.G., "Formation conditions and regularities of the distribution of large and superlarge bauxite deposits", Lithology and Mineral Resources 44 (2009) 135-151.

بوكسيت جاجرم (شمال خاوري ايران)"، فصلنامه علوم زمين،

شماره ۶۲ (۱۳۸۵) ص۲–۱۳.

[18] Esmaeily D., Rahimpour-Bonab H., Esnaashari A., Kananian A., "Petrography and Geochemistry of the Jajarm Karst Bauxite Ore Deposit, NE Iran: Implications for Source Rock Material and Ore Genesis", Turkish Journal of Earth Sciences 19 (2010) 267-284.

[۱۹] آقانباتی ع.، "زمینشناسی ایران"، سازمان زمینشناسی و
اکتشافی معدنی کشور (۱۳۸۳) ۵۸۶ ص.
[۲۰] افشار ۱.، سهیلی م.، واله ن.، "نقشه زمینشناسی کوه کورخود با مقیاس ۲۰۰۰"، انتشارات سازمان زمینشناسی و
و اکتشافات معدنی کشور.
[۲۱] افشار حرب ع.، "زمینشناسی کپداغ"، طرح تدوین کتاب زمینشناسی ایران. شماره ۱۱. تهران. (۱۳۷۱).
[۲۲] مهندسین خاک خوب،" گزارش زمینشناسی و تکتونیکی کانساری ایران.
۳۲] مهندسین خاک خوب،" گزارش زمینشناسی و تکتونیکی کانسار بوکسیت جاجرم"، منتشر نشده، (۱۳۷۰) ۳۶ ص.
[۲۳] درویش زاده ع.، "زمینشناسی ایران"، نشر دانش امروز

۹۰۱ (۱۳۷۰).

[24] Berberian M., King G.C.P., "Towards a palogeography and tectonic evolution of Iran", Earth Sci 18 (1981) 210-265.

[۲۵] کلاگری ع.۱.، عابدینی ع.، مؤذن م.، "سنگهای دیاباز منشاء عمده واحد بوکسیت ی پرمو-تریاس در قپی، غرب میاندوآب، آذربایجان غربی، ایران"، نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم، جلد۴، شماره۲ (۱۳۸۳) ص ۲۸۳-۴۰۰.

[26] Calagari A.A., Abedini A., "Geochemical investigations on permo - triassic bauxite horizon at Kanisheeteh, east of Bukan, west-Azarbaidjan, Iran", Geochemical Exploration journal 94 (2007) 1-18.

[27] Grubb P.C.L., "Genesis of the Weipa bauxite deposits, N.E. Australia", Mineralum deposita. 6 (1971) 265-274.

[28] Aleva G.J.J., "*Laterites: concept, geology, morphology and chemistry*", International Soil Reference and Information Center (ISRIC). Wageningen, The Netherlands. (1994) 169pp.

[29] Schellmann W., "A new definition of laterite. In: Banerji, P.K. (Ed.), Laterization processes", Geologyical Survey of India. Memoir 120 (1986) 11-17.

[30] Boulange B., Bouzat G., Pouliquen M., "Mineralogical and geochemical characteristics of

مجله بلورشناسی و کانیشناسی ایران، شماره۴ (۱۳۸۸) ص. ۵۰۳-۵۰۳.

[7] Karadag M.M., Kupeli S., Aryk F., Ayhan A., Zedaf V., Doyen A., "Rare earth element (REE) geochemistry and genetic implications of the Mortas Bauxite deposit (Seydisehir/Konya – Southern Turkey)", Chemie der Erde 69 (2009) 143-159.

[8] Mordberg L.E., "Geochemistry of trace element in Paleozoic bauxite profiles in northern Russia", Geochemical Exploration journal 57 (1996) 187-199.

[9] Maclean W.H., Bonavia F.F., Sanna G., "Argillite debris converted to bauxite during karst weathering: evidence from immobile element geochemistry at the Olmedo Deposit, Sardinia", Mineralum deposita journal 32 (1997) 607-616.

[10] Temur S., Kansun G., "*Geology and petrography of the Mastadagi diasporic bauxites, Alanya, Antalya, Turkey*", Journal of Asian Earth Sciences 27(2006) 512-522.

[۱۱] کراسکوف ک.، برد د.، ۱۹۷۶، "مبانی زمینشیمی"، ترجمه شده توسط مر ف.، مدبری س.، انتشارات دانشگاه شیراز، (۱۳۷۷)، ۷۸۸ ص.

[۱۲] گزارش اکتشافی وزارت معادن و فلزات.، طرح تجهیز معدن و احداث کارخانه تولید آلومینا. منتشر نشده، (۱۳۷۶) ۴۳ ص.

[۱۳] شرکت آلومینای ایران.*، "معرفی مجتمع آلومینای* جاجرم"، مجله نظام مهندسی معدن، شماره۵ (۱۳۸۸) ص ۲۶-۲۶.

[۱۴] جعفرزاده ر.، *"بررسی کانیشناسی بوکسیت جاجرم"،* رساله کارشناسی ارشد زمینشناسی دانشکده علوم شیراز (۱۳۷۹) ۱۵۶ص.

[۱۵] ناصری م.، "بررسی ژئوشیمی کانسار بوکسیت جاجرم با نگرشی بر قابلیتها و محدودیتها در کاربرد صنعتی"، رساله کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی دانشکده علوم دانشگاه فردسی مشهد (۱۳۸۲) ۱۲۶ ص.

[۱۶] مولائی ح.، شریفیان عطار ر.، *"ویژگیهای زمین شناسی و اکتشافی بوکسیت جاجرم (جنوب باختری خراسان شمالی- شمال باختری خراسان بزرگ)"*، فصلنامه علوم زمین، شماره ۸۵ (۱۳۸۴) ص ۹۹–۸۶.

[۱۷] اسماعیلی د.، اثنیعشری ا.، رحیم پوربناب ح.، امینی فضل ع.، "ژئوشیمی عناصر خاکی کمیاب (REE) در کانسار

www.SID.ir

نهشته بوکسیت آغاجری، جنوب شاهیندژ، شمال غرب ایران"، مجله بلورشناسی و کانیشناسی ایران، شماره۲ (۱۳۸۷) ص ۳۴۱-۳۴۹.

[38] Mordberg L.E., "Association of trace elements in bauxites and evolution of conditions of bauxite formation. In: S. Ishihara, T. Urabe and H. Ohmoto (Editors)", Proceedings of the 29th International Geological Congress. 1992. Resour. Geol. Spec. Iss,15 (1993) 412-433pp.

[39] D' Argenio B., Mindszenty A., "Bauxites and related paleokarst: Tectonic and climatic event markers at regionalunconformities", Eclogae Geologicae Helvetiae 88 (1995) 453-499pp.

[40] Johns W.D., Grim R.E., Bradly W.F., "Quantitative estimation of clay minerals by diffraction methods", J.Sediment Petrol 24 (1954) 242-251.

[41] Mongelli G., Acquqfredda A., "Ferruginous concretions in a Late Cretaceous karst bauxite: composition and conditions of formation", Chemical Geology 158(1999) 315-320.

[42] Maksimovic Z., "Genesis of some Mediterranean karstic bauxite deposits", Trav. ICSOBA 13 (1976) 1-14.

[43] Schroll E., Sauer D., "Beitrag zur geochemie von Titan, Chrom, Nikel, Cobalt, Vanadium und Molibdan in Bauxitischen gestermen und problem der stoffichen herkunft des Aluminiums", Travaux de ICSOBA 5 (1968) 83-96. *two bauxite profiles, Fria, Guinea Republic",* Mineralium Deposita 31 (1996) 432-438.

[۳۱] ملائی ح. شریفیان عطار ر. "مطالعه بافت و فازهای کانیهای تشکیل دهنده بوکسیت جاجرم، خراسان شمالی، شمال شرق ایران"، مجله بلورشناسی و کانیشناسی ایران، شماره۲ (۱۳۸۵) ص۳۶۶–۳۳۹.

[32] Bates R., Jackson J., "Glossary of geology", American Geological Institute, (1982) 751p.

[33] Bardossy G., Aleva G.J.J., *"Lateritic bauxite"*, Developments in Economic Geology. Elsevier, Amsterdam, 27 (1990) 624pp.

[34] Tardy Y., Trolard F., Roquin C., Novikoff A., "Distribution of hydrated and dehydrated minerals in lateritic profiler and landscapes. Geochemistry of the earth's surface and of mineral formation", Secand International Symposium, France, proceeding, (1990) 133-136.

[35] Mordberg L.E., "Geochemical evolution of a Devonian diaspore-crandallite-svanbergitebearing weathering profile in the Middle Timan, Russia", Geochemical Exploration 66(1999) 353-361.

[36] Mongelli G., "Ce-anomalies in textural components of Uppet Cretaceous karst bauxites from the Apulian carbonate Platform (Southern Italy)", Chemical Geology.140 (1998) 69-79.

[۳۷] عابدینی ع.، کلاگری ع.ا.، حاج علیلو ب.، "ویژگیهای زمین شناسی- کانی شناسی و زمین شیمی عناصر کمیاب در