مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و دوم، شمارهٔ اول، بهار ۹۳، از صفحهٔ ۷۵ تا ۸۸

انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی در نهشته‌ی لاتریت زان، استان تهران

فاطمه کنگرانی فراهانی*[۱]، علی اصغر کلاگری[۱]، علی عابدینی[۲]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

(دریافت مقاله: ۹۱/۵/۲۴، نسخه نهایی: ۹۱/۹/۱)

چکیده: افق لاتریتی زان در ۲۵ کیلومتری جنوب شرق دماوند، استان تهران واقع شده است. این افق به صورت چینه‌سان در بخش تحتانی شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک (ژوراسیک) گسترش یافته است. بررسی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهند که دیاسپور، هماتیت، گوتیت، آناتاز و کائولینیت کانی‌های اصلی این افق هستند که در مقادیر کمتر با کانی‌های فرعی مثل بوهمیت، سیدریت، روتیل، کوارتز، تیتانومگنتیت، زیرکن و پیریت همراهی می‌شوند. ترکیب کانی‌شناسی کانسنگ‌ها دلالت بر محیط تشکیل نیمه اسیدی تا قلیایی و احیایی تا نیمه اکسیدی برای افق مورد بررسی دارند. شیمی عناصر اصلی نشان می‌دهند که فرایندهای لاتریت‌زایی ضعیف و متوسط باعث تشکیل کانسنگ‌هایی با ترکیب رس بوکسیتی، لاتریت غنی از آهن و لاتریت در این افق شده است. ضرایب همبستگی بین عناصر پیشنهاد می‌کنند که آناتاز، روتیل، زیرکن، کانی‌های رسی، اکسیدهای منگنز و فسفات‌های ثانویه (گورسکسیت و زینوتایم) کانیهای میزبان احتمالی REEها در کانسنگ‌ها هستند.

واژه‌های کلیدی: *لاتریت؛ زمین‌شیمی عناصر نادرخاکی؛ کانی شناسی؛ کانی‌های میزبان؛ زان؛ تهران.*

مقدمه

به طور معمول کانسارهای بوکسیتی از عناصر جزئی نظیر REEs، Ga، Ti، Cr و Zr غنی شده هستند. بوکسیت‌های کارستی نسبت به بوکسیت‌های لاتریتی از REEها غنی‌ترند [۱]. پژوهش‌های گسترده‌ای در مورد چگونگی رفتار REEها و کانی‌های میزبان آنها در کانسارهای لاتریتی و بوکسیتی در مناطق مختلف دنیا صورت گرفته است [۲-۱۰]. معمولاً REEها در طی فرایندهای هوازدگی دستخوش فرایند جدایشی شده [۱۱، ۱۲] و Ce و Eu با دارا بودن حالت‌های مختلف اکسایشی، بیشترین جدایش را نسبت به REEهای دیگر نشان می‌دهند. کانی‌های گروه کراندالیت [۱۳،۱۴]، زیرکن، زنوتایم و توراید [۱۵]، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن [۹، ۱۶-۱۸]، رابدوفان، فلورنسیت، چرچایت و زینوتایم [۱۹]، کانی‌های گروه باستنازیت [۱،۸،۹]، کانی‌های رسی [۲۰-۲۳] و اکسیدها و هیدروکسیدهای منگنز [۲۴] از جمله کانی‌های میزبان معرفی شده REEها در بررسی‌های مختلف هستند. تغییرات فراوانی REEها در فراورده‌های هوازده نیز در شناسایی سنگ‌های مادر نهشته‌های لاتریتی کاربرد گسترده‌ای دارند [۶-۹، ۱۸،۲۰-۲۸].

وقفه رسوبگذاری طی تریاس تا ژوراسیک در ایران سبب گسترش و تشکیل افق‌های متعدد لاتریتی- بوکسیتی در نواحی مختلف رشته کوه‌های البرز و زون ایران مرکزی شده است. نهشته‌ی لاتریتی زان از جمله این افق‌ها در البرز مرکزی است که در فاصله‌ی ۲۵ کیلومتری جنوب شرق دماوند، به مختصات ″۳۰ ′۵۸ °۳۴ تا ′۴ °۳۵ عرض شمالی و ′۵۲ °۵۱ تا ″۴۰ ′۵۵ °۵۱ طول شرقی، در پهنه‌ی زمین‌شناسی دماوند (به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) واقع شده است. واحدهای مختلف لاتریت زان در قاعده‌ی شیل‌ها و ماسه سنگ‌های شمشک گسترش

* نویسنده مسئول، تلفن: ۳۳۹۲۶۹۹ (۰۴۱۱)، نمابر: ۳۳۹۲۷۰۳ (۰۴۱۱)، پست الکترونیکی: Farahani_1893@yahoo.com

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]

یافته‌اند. تاکنون بررسی‌هایی در خصوص کانی‌شناسی و زمین-شیمی عناصر نادر خاکی روی این نهشته انجام نگرفته است. این پژوهش به بررسی مسائل یاد شده می‌پردازد.

روش بررسی

تعداد ۵۰ نمونه‌ی سنگی به‌صورت کتره‌ای از افق لاتریتی و سنگ‌های درونگیر آن برداشت شدند. در نهایت، پس از بررسی ویژگی مزوسکوپیکی نمونه‌ها، نیمرخی عمود بر افق لاتریتی زان که بیشترین تنوع رنگی را نشان می‌داد، به طور سیستماتیک نمونه‌گیری شدند. از بین کانسنگ‌های برداشت شده از نیمرخ، تعداد ۶ نمونه‌ی لاتریتی انتخاب و به منظور شناسایی فازهای کانیایی نامشخص به‌روش آنالیز پراش پرتو X (XRD) (مدل D4) در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تجزیه شدند. بررسی‌های تکمیلی از کانی‌شناسی کانسنگ‌ها با میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مدل XLC Philips در دانشگاه امیرکبیر انجام گرفت. برای تعیین ترکیب شیمیایی، تعداد ۱۰ نمونه از کانسنگ‌های نیمرخ مورد بررسی، در آزمایشگاه ACME کانادا تجزیه‌ی شیمیایی شدند. مقادیر اکسیدهای اصلی و فرعی به روش ICP-ES و مقادیر عناصر جزئی و نادرخاکی به روش ICP-MS (با کد آنالیز 4A4B) تعیین شدند. برای تعیین مقادیر عناصر نادر خاکی حدود ۰٫۲ گرم از هر نمونه با متابورات و تترابورات لیتیم ترکیب و در اسید نیتریک حل شد. مقدار LOI نمونه‌ها با مشتعل کردن نمونه‌ها در $1000^{o}C$ به مدت یک ساعت اندازه گیری شدند (جدول ۱).

بحث و بررسی

زمین شناسی ناحیه‌ای

ناحیه‌ی مورد بررسی بر اساس رده‌بندی زون‌های ساختاری ایران [۲۹] (شکل ۱- الف)، بخشی از زون البرز مرکزی است (شکل ۱-ب). قدیمی‌ترین رسوب‌های ناحیه، مربوط به کامبرین شامل شیل های سیلتی زاگون و شیل‌ها و ماسه سنگ‌های لالون است. رسوب‌های سیلورین- اردویسین و دونین آغازی در منطقه حضور ندارند. روی رسوب‌های میلا ماسه‌سنگ، شیل و آهک دونین فوقانی (سازند جیرود) با ناپیوستگی هم شیب قرار می‌گیرند که بوسیله‌ی شیل‌های کربناتی و کربنات‌های سازند مبارک پوشیده شده‌اند. طی کربونیفر میانی و بالایی رسوبگذاری صورت نگرفته است. در این منطقه سنگ‌های تریاس پیشین (سازند الیکا) با ناپیوستگی هم شیب و در بعضی نقاط با دگرشیبی روی ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی به سن احتمالی پرمین پیشین قرار گرفته اند. سازند الیکا در بخش زیرین شامل آهک‌های نازک لایه ریز دانه بوده که روی آن دولومیت‌های قهوه ای و زرد رنگ دیده می‌شوند. پس از تشکیل دولومیت‌های الیکا (تریاس زیرین)، در بیشترین بخش تریاس فوقانی رسوبگذاری انجام نشده است. فرسایش و هوازدگی طی این خشکی‌زایی سبب گسترش توپوگرافی کارستی در سطح دولومیت‌ها شده است. در بسیاری از مناطق سلسله جبال البرز، از جمله نزدیک به منطقه‌ی مورد بررسی، سنگ‌های آتشفشانی بازالتی، سازند الیکا را پوشانده‌اند. در اوایل ژوراسیک، ته‌نشست‌های قاره‌ای کولابی سازند شمشک شامل شیل و ماسه سنگ همراه با رگه‌های زغال سنگ تشکیل شده-اند. در این منطقه سازند شمشک در بخش قاعده‌ای خود دارای افقی از کانسنگ‌های لاتریتی- بوکسیتی است. در این ناحیه، کنگلومرا و آهک فجن به سن پالئوسن با عملکرد گسل راستا لغز در کنار رسوب‌های شمشک قرار گرفته‌اند. در این منطقه، به جز رسوب‌های کواترنر، جوانترین رسوب‌ها مربوط به سازند کرج (ائوسن) هستند [۳۰] (شکل ۱- پ).

بررسی‌های صحرایی

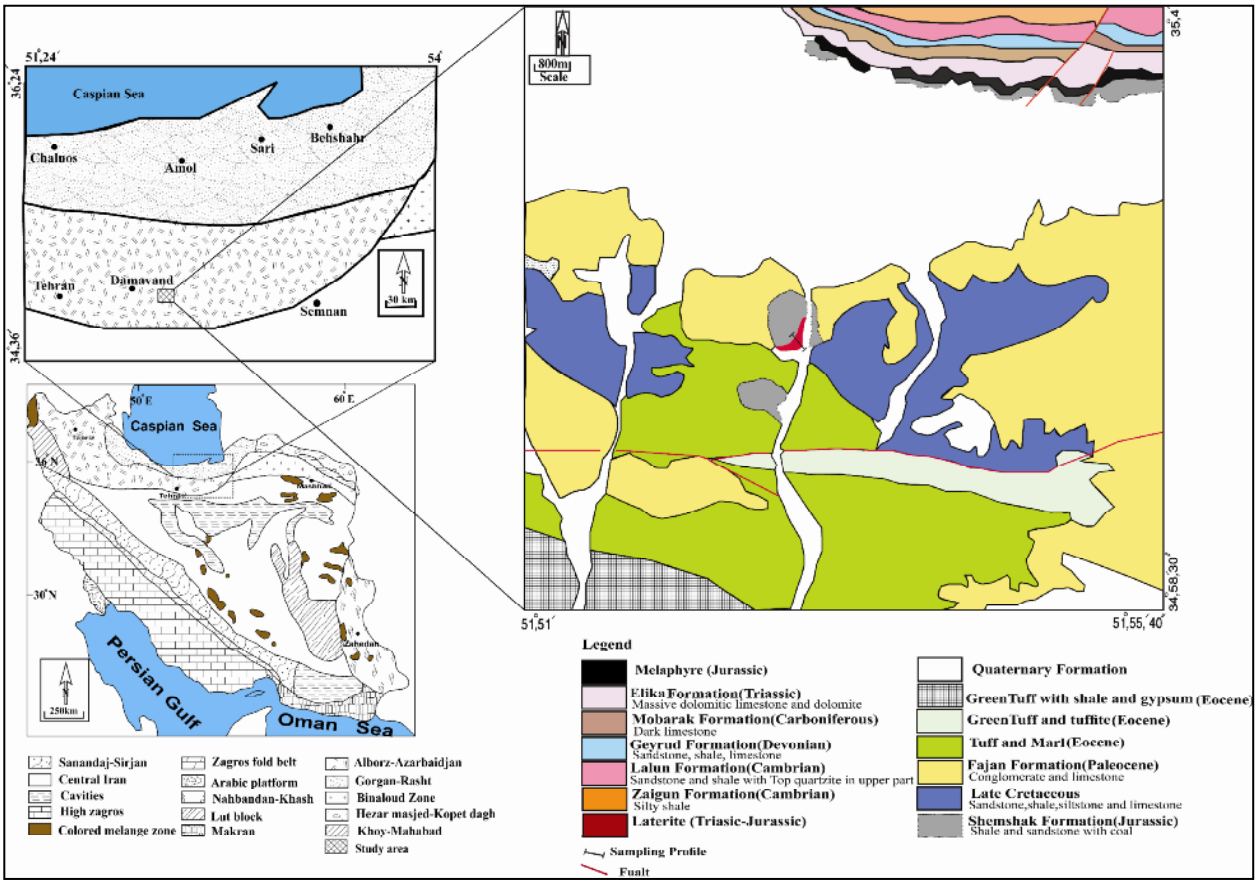
افق لاتریتی زان به صورت چینه سان با روند ساختاری N-S، با طولی حدود ۱ کیلومتر و با ضخامتی متغیر از ۵ تا ۱۵ متر در قاعده‌ی سازند شمشک قرار گرفته است (شکل ۱-پ). افق لاتریتی در این منطقه با ته‌نشست‌های دوران چهارم پوشیده شده است. در عرض یک نیمرخ انتخابی واحدهای لاتریتی مختلف با رنگ‌های گوناگون از پایین به بالا شامل قهوه‌ای (BL)، قرمز (RL)، زرد (YL)، خاکستری لایه‌ای (LGL)، خاکستری زیتونی (OGL)، خاکستری سبز (GGL)، خاکستری قرمز (RGL)، خاکستری سیاه (DGL)، خاکستری آبی (BGL) و خاکستری (GL) بین سنگ‌های درونگیر قابل تشخیص‌اند (شکل ۲). از مهمترین سیماهای زمین شناسی این منطقه می‌توان به واحدهای لاتریتی با حالت مطبق، برشی شده (شکل ۳-الف)، مرز کاملاً تند با سنگ‌های پوشش، حضور مقادیر فراوان مواد آلی، تشکیل بافت‌های لیزگنگ (شکل ۳-ب)، وجود هاله‌ی اکسید آهن در واحدهای خاکستری، خاکستری آبی، خاکستری سیاه (شکل ۳-ت)، مرز کاملاً مشخص بین واحدهای مختلف لاتریتی و حضور باند ملافیری در برخوردگاه سازندهای الیکا و شمشک (در مواردی که افق لاتریتی- بوکسیتی بین این سازندها وجود ندارد) (شکل ۳-ت)، اشاره کرد.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]

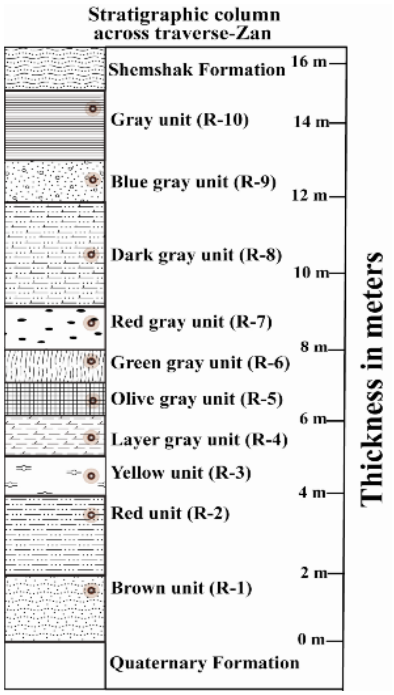
جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی ICP-ES و ICP-MS عناصر اصلی، فرعی، جزئی و نادر خاکی در نمونه‌های مورد بررسی افق لاتریتی. برای مشاهده موقعیت نمونه ها در نیمرخ مورد بررسی به شکل ۲ مراجعه شود.

Samples	BL (R-1)	RL (R-2)	YL (R-3)	LGL (R-4)	OGL (R-5)	GGL (R-6)	RGL (R-7)	GGL (R-8)	BGL (R-9)	GL (R-10)
SiO_2(wt%)	۲۷٫۳۱	۲۵٫۳۲	۱۹٫۳۷	۱۹٫۱۲	۳۰٫۶۱	۲۶٫۲۲	۳۳٫۲۰	۲۳٫۰۰	۳۱٫۹۸	۴۰٫۳۴
Al_2O_3	۲۳٫۸۶	۲۰٫۲۲	۱۶٫۹۰	۱۶٫۴۵	۲۵٫۶۳	۲۱٫۸۵	۲۷٫۵۸	۲۱٫۸۶	۲۶٫۰۰	۳۱٫۸۹
Fe_2O_3	۲۴٫۰۰	۳۵٫۷۸	۴۳٫۷۷	۳۵٫۱۹	۲۰٫۳۲	۲۴٫۵۹	۱۶٫۴۳	۱۲٫۴۹	۱۶٫۲۰	۵٫۰۰
MgO	۰٫۶۵	۰٫۵۸	۰٫۴۳	۱٫۴۰	۰٫۵۹	۰٫۶۸	۰٫۶۳	۰٫۴۷	۰٫۷۹	۰٫۵۹
CaO	۰٫۸۶	۰٫۳۴	۰٫۲۵	۰٫۶۵	۰٫۳۵	۰٫۳۵	۰٫۳۲	۱۱٫۶۸	۰٫۴۰	۰٫۴۶
Na_2O	۰٫۰۸	۰٫۱۴	۰٫۰۸	۰٫۱۸	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۵
K_2O	۰٫۰۶	۰٫۱۵	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۲۴
TiO_2	۳٫۵۵	۳٫۰۰	۳٫۳۵	۳٫۳۱	۴٫۷۶	۳٫۵۱	۴٫۲۱	۴٫۸۶	۴٫۷۹	۳٫۰۰
P_2O_5	۱٫۳۳	۹٫۰۹	۰٫۲۷	۰٫۱	۰٫۲۷	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۱۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۴۲
MnO	۰٫۱۰	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۵۵	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۰۲
Cr_2O_3	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۲
LOI	۱۷٫۷۰	۱۴٫۰۰	۱۵٫۰۰	۲۳٫۳۳	۱۶٫۹۰	۲۱٫۷۰	۱۷٫۰۰	۱۴٫۶۰	۱۹٫۰۰	۱۷٫۶۶
Sum	۹۹٫۲۷	۹۹٫۸۸	۹۹٫۷۸	۹۹٫۷۹	۹۹٫۷۰	۹۹٫۷۹	۹۹٫۷۹	۹۹٫۳۷	۹۹٫۷۷	۹۹٫۸۰
Ba(ppm)	۵۰۴٫۰۰	۱۶۳٫۰۰	۱۶۲٫۰۰	۱۶۵٫۰۰	۲۲۱٫۰۰	۱۸۳٫۰۰	۱۵۷٫۰۰	۱۱۳۹٫۰۰	۲۲۷٫۰۰	۲۳۶٫۰۰
Co	۷۹٫۰۰	۵۲٫۵۵	۲۹٫۰۰	۵۹٫۰۰	۷۵٫۰۰	۱۰۶٫۱۱	۸۵٫۴۵	۸۲٫۵۱	۱۰۳٫۰۰	۵۳٫۱۲
Ga	۲۱٫۵۵	۱۵٫۱۲	۲۹٫۲۲	۱۸٫۸۰	۵۳٫۸۱	۹٫۳۱	۲۶٫۲۰	۳۴٫۳۳	۲۵٫۱۱	۴۰٫۹۱
Hf	۸٫۴۰	۶٫۷۱	۶٫۸۱	۷٫۴۱	۹٫۱۱	۸٫۹۰	۱۰٫۷۰	۹٫۶۰	۱۰٫۲۰	۷٫۳۰
Nb	۵۹٫۲۰	۴۷٫۱۰	۵۱٫۸۰	۴۸٫۵۰	۶۸٫۸۰	۵۸٫۲۰	۷۱٫۸۰	۶۵٫۷۰	۷۰٫۲۰	۴۶٫۶۰
Rb	۲٫۲۰	۴٫۴۰	۸٫۹۰	۱٫۳۰	۲٫۵۰	۱٫۸۰	۳٫۰۰	۱٫۰۰	۲٫۴۰	۱۰٫۶۰
Sr	۴۱۹۹٫۰۰	۲۲۲٫۰۰	۲۱۰٫۰۰	۱۵۸٫۰۰	۵۷۵٫۰۰	۳۳۳٫۰۰	۱۷۲٫۰۰	۲۱۶۰٫۰۰	۲۷۴٫۰۰	۳۳۹٫۰۰
Ta	۳٫۸۱	۳٫۰۰	۳٫۳۰	۳٫۴۰	۴٫۲۰	۳٫۴۰	۴٫۵۰	۴٫۲۰	۴٫۶۰	۲٫۶۰
Th	۶٫۵۵	۵٫۱۲	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۶٫۱۲	۶٫۳۲	۸٫۰۰	۵٫۵۳	۶٫۳۲	۵٫۰۰
U	۱٫۴۴	۳٫۴۳	۱٫۳۲	۱٫۱۳	۱٫۷۰	۲٫۵۰	۱٫۷۵	۴٫۰۰	۱٫۴۱	۱٫۴۰
V	۲۰۲٫۰۰	۲۷۷٫۰۰	۲۰۷٫۰۰	۲۰۳٫۰۰	۲۴۱٫۰۰	۲۴۹٫۰۰	۱۷۹٫۰۰	۱۸۹٫۰۰	۲۶۶٫۰۰	۱۸۳٫۰۰
Zr	۳۴۳٫۰۰	۲۸۹٫۰۰	۲۹۳٫۰۰	۲۹۱٫۰۰	۳۸۸٫۰۰	۳۲۹٫۰۰	۴۲۷٫۰۰	۳۸۵٫۰۰	۴۰۱٫۰۰	۲۷۷٫۰۰
Y	۲۹٫۰۰	۳۴٫۰۰	۲۷٫۰۰	۳۰٫۰۰	۴۶٫۰۰	۳۸٫۰۰	۴۸٫۰۰	۴۰۵٫۰۰	۳۹٫۰۰	۳۱٫۰۰
Ni	۳۲٫۰۰	۴۷٫۰۰	۷۶٫۰۰	۱۷٫۰۰	۸۵٫۰۰	۵۲٫۰۰	۴۰٫۰۰	۲۳٫۰۰	۴۶٫۰۰	۴۷٫۰۰
La	۴۱٫۸۰	۵۲٫۶۵	۵۰٫۱۱	۶۱٫۷۶	۵۵٫۸۱	۵۳٫۰۰	۴۹٫۰۰	۴۰٫۴۲	۴۱٫۰۰	۴۸٫۱۳
Ce	۱۰۰٫۰۰	۱۰۶٫۰۰	۱۳۳٫۵۰	۱۲۳٫۷۰	۱۱۳٫۲۰	۱۱۳٫۰۰	۹۴٫۰۰	۸۲٫۷۰	۷۸٫۸۰	۱۰۴٫۰۰
Pr	۱۰٫۳۹	۱۳٫۰۰	۱۹٫۷۵	۱۴٫۹۰	۱۳٫۲۸	۱۴٫۰۰	۱۱٫۵۵	۹٫۷۷	۹٫۴۸	۱۵٫۴۸
Nd	۴۲٫۰۰	۵۶٫۰۰	۱۳۲٫۰۰	۵۵٫۴۰	۵۳٫۰۰	۵۱٫۹۰	۴۲٫۳۳	۳۸٫۳۲	۳۹٫۲۱	۸۹٫۲۳
Sm	۸٫۲۱	۱۱٫۴	۵۶٫۰۰	۹٫۲۶	۱۰٫۶۸	۱۱٫۲۷	۷٫۸۶	۷٫۰۰	۷٫۰۰	۲۹٫۳۵
Eu	۲٫۴۹	۳٫۷۳	۲۳٫۳	۳٫۰۰	۳٫۳۹	۴٫۰۰	۲٫۷۴	۲٫۳۳	۲٫۲۹	۹٫۵۳
Gd	۷٫۰۰	۱۰٫۰۹	۹۰٫۵۸	۸٫۴۲	۹٫۱۸	۱۱٫۳۹	۷٫۷۶	۶٫۲۸	۶٫۷۷	۲۱٫۷۴
Tb	۱٫۰۰	۱٫۵۳	۱۱٫۵۱	۱٫۵۵	۱٫۴۴	۱٫۸۳	۱٫۱۷	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۲٫۲۲
Dy	۵٫۷۹	۷٫۸۵	۵۹٫۱۷	۹٫۱۶	۷٫۷۸	۹٫۲۵	۶٫۲۶	۵٫۲۹	۶٫۱۶	۷٫۳۹
Ho	۱٫۱۴	۱٫۵۴	۱۱٫۳۹	۱٫۹۲	۱٫۴۵	۱٫۷	۱٫۱۸	۱٫۰۰	۱٫۲۷	۱٫۰۰
Er	۳٫۲۵	۴٫۰۰	۲۸٫۲۲	۵٫۳۹	۳٫۶۷	۴٫۷۹	۳٫۰۰	۲٫۷۳	۳٫۴۵	۲٫۶۱
Tm	۰٫۴۴	۰٫۵۶	۳٫۴۱	۰٫۷۱	۰٫۵۰	۰٫۶۶	۰٫۴۶	۰٫۳۷	۰٫۴۵	۰٫۴۳
Yb	۲٫۸۲	۳٫۵۷	۱۹٫۵۸	۴٫۸۳	۳٫۳۰	۳٫۸۲	۲٫۵۷	۲٫۲۲	۳٫۰۰	۳٫۰۰
Lu	۰٫۴۵	۰٫۴۹	۲٫۷۴	۰٫۶۸	۰٫۴۶	۰٫۵۷	۰٫۳۷	۰٫۳۴	۰٫۳۹	۰٫۴۲
Eu/Eu*	۱٫۱۲	۱٫۰۱	۱٫۰۶	۱٫۰۷	۱٫۰۹	۱٫۰۴	۱٫۰۴	۱٫۰۰	۱٫۰۶	۱٫۰۰
LREE/HREE	۷٫۳۲	۷٫۷۱	۹٫۲۲	۹٫۰	۷٫۱۲	۸٫۸۱	۸٫۱۳	۱٫۷۲	۸٫۱۲	۸٫۷۱
$(La/Yb)_N$	۱۱٫۰۰	۹٫۰۰	۱۲٫۲۲	۱۲٫۹۰	۹٫۳۰	۱۱٫۴۱	۸٫۶۱	۱٫۷۰	۹٫۹۱	۱۰٫۰۰

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]

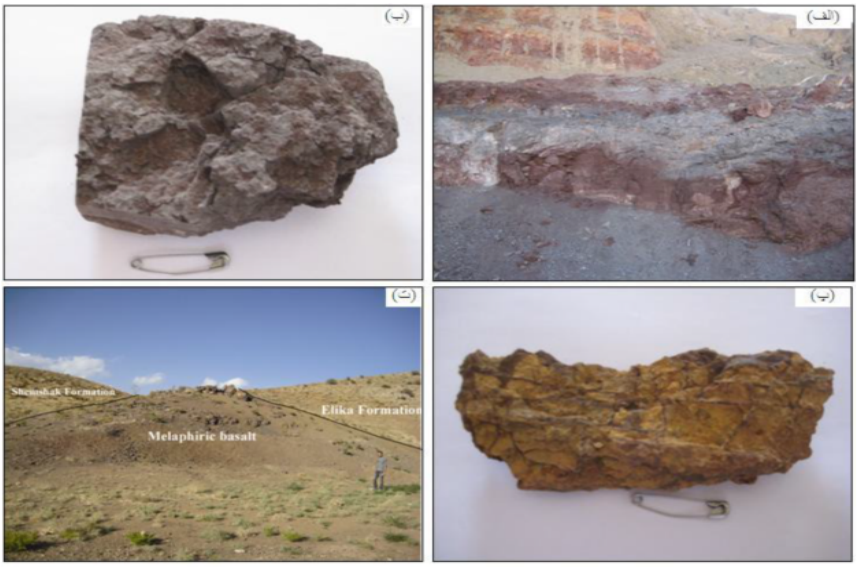


شکل ۱ الف) موقعیت منطقه مورد بررسی در نقشه جغرافیایی ایران [۳۰]، ب) بخش بزرگ شده‌ی البرز مرکزی که منطقه‌ی مورد بررسی در آن واقع است و پ) نقشه‌ی زمین شناسی منطقه‌ی مورد بررسی [۲۹] که موقعیت افق لاتریتی قاعده ژوراسیک زان روی آن مشخص شده است.



شکل ۲ ستون چینه شناسی نیمرخ انتخابی در عرض افق لاتریتی زان. محل نمونه‌هایی که آنالیز شیمیایی شدند با دوایر نشان داده شده‌اند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]



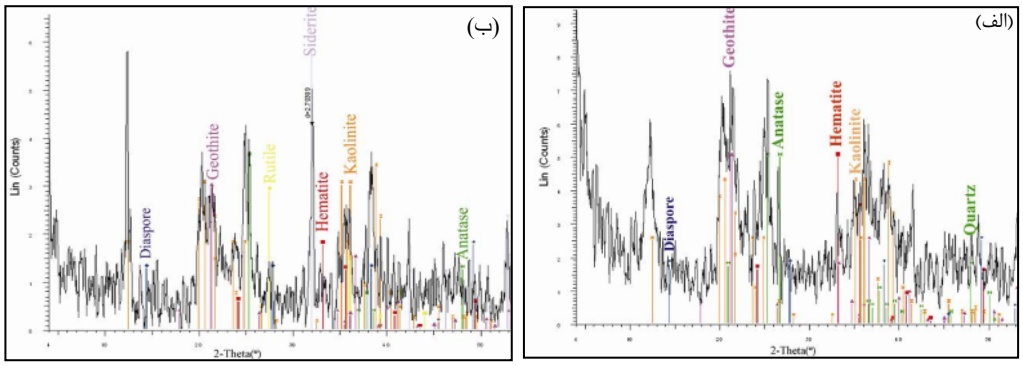
شکل ۳ الف) طبقات مطبق با حالت برشی در واحدهای لاتریتی مختلف نهشته زان، ب) هالـه اکـسید آهـن در کانـسنگ خاکـستری، پ) بافـت لیزگنگ در کانسنگ زرد و ت) باند ملافیر در محل کنتاکت سازندهای الیکا و شمشک (دید به سمت غرب).

ترکیب کانی شناسی

براساس نتایج تجزیه پراش پرتو X (XRD) دیاسپور، هماتیت، گوتیت، آناتاز و کائولینیت کانی‌های اصلی، بوهمیت، سیدریت، روتیل و کوارتز کانی‌های فرعی لاتریت زان هستند (جدول ۲ و شکل۴). گوتیت و هماتیت تقریباً به مقدار یکسان در افق هوازده گسترش یافته‌اند و مقدار دیاسپور بر بوهمیت در واحدهای مختلف نهشته فزونی دارد (شکل ۵- الف، ث و چ). بررسی‌های SEM علاوه بر فازهای کانیایی فوق، حضور تیتانومگنتیت، زیرکن و پیریت را نیز آشکار کرده است. قطعات پیریت به صورت باقی مانده‌هایی داخل گوتیت مشاهده می‌شوند (شکل۵- الف و ه). عنصر Ti در کانسنگ‌های لاتریتی هم در شبکه کانی تیتانومگنتیت و هم به‌صورت کانی‌های اکسیدی تیتانیوم (روتیل و آناتاز) حضور دارد (شکل ۵- ب، پ، ت و ج). کانی زیرکن در ابعاد ریز در متن کانسنگ‌ها پراکنده است (شکل ۵- الف).

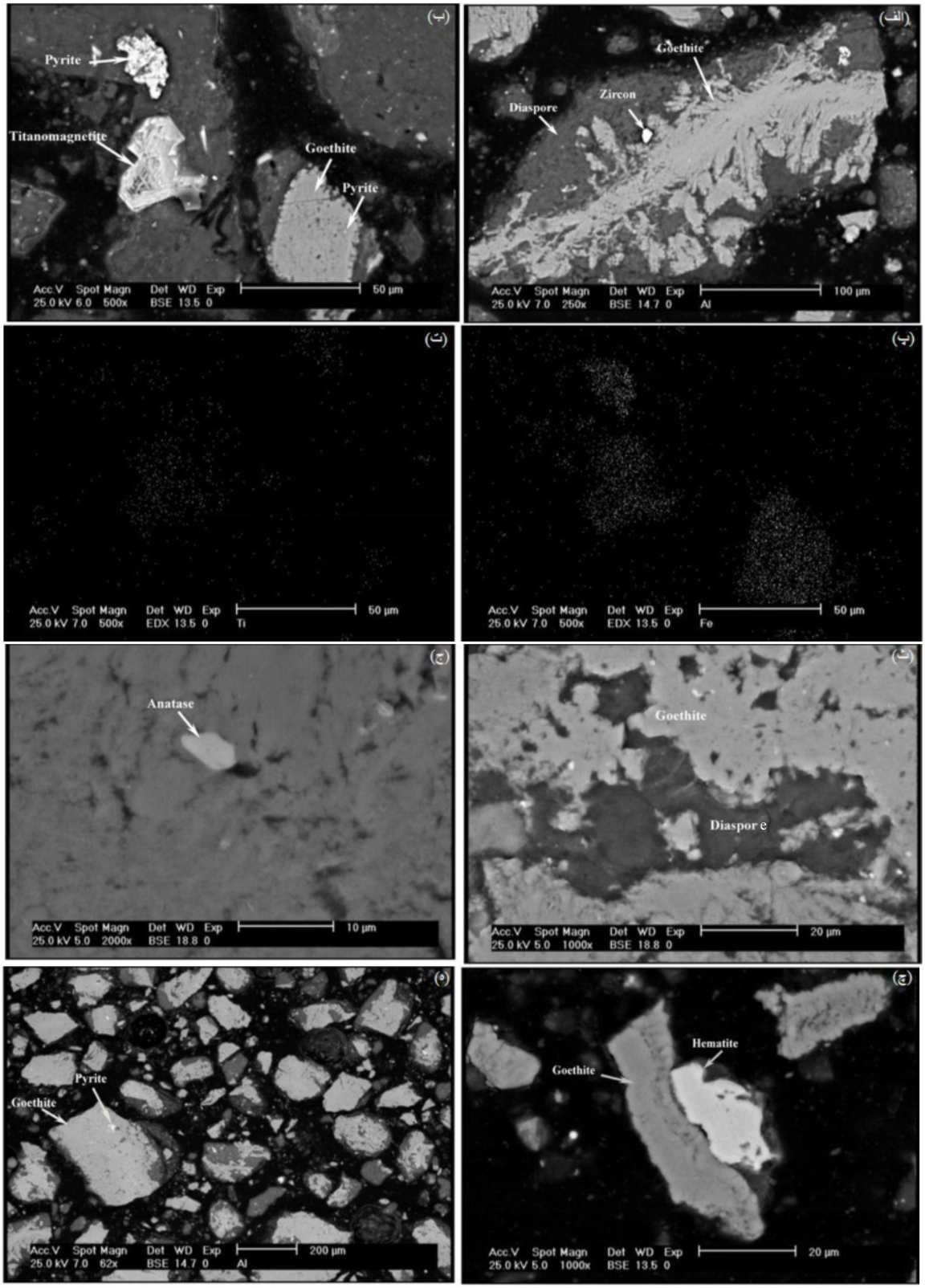
جدول ۲ کانی‌های شناسایی شده به‌روش پراش پرتو X (XRD) در افق لاتریتی زان.

شماره نمونه	دیاسپور	بوهمیت	گوتیت	هماتیت	آناتاز	روتیل	کوارتز	کائولینیت	سیدریت
R-10(GL)	×		×	×	×			×	
R-9(BGL)	×		×	×	×		×		
R-7(RGB)		×	×	×	×			×	
R-3(YL)		×	×	×	×			×	
R-2(RL)	×		×	×	×			×	
R-1(BL)	×		×	×	×	×		×	×



شکل ۴ الگوهای XRD دو نوع از کانسنگ‌های لاتریتی زان، الف) کانسنگ خاکستری آبی و ب) کانسنگ قهوه‌ای.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی از دو کانسنگ لاتریتی زان الف) قطعات مربوط به گوتیت، زیرکن و دیاسپور (واحد BGL)، ب) کانی تیتانومگنتیت و پیریت که به‌صورت قطعات درشت و ریز باقی مانده است (واحد LGL)، پ) تمرکز آهن در کانی تیتانومگنتیت، ت) تمرکز تیتانیوم در کانی تیتانومگنتیت، ث) دیاسپورو گوتیت در مجاورت هم (واحد BGL)، ج) قطعات آناتاز به‌صورت پراکنده در زمینه (واحد BGL)، چ) قطعات گوتیت و هماتیت در مجاورت هم (واحد LGL) و ه) باقی مانده‌های پیریت داخل گوتیت (واحد BGL).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]

جنبه های ژنتیکی کانی‌های اصلی و محیط تشکیل نهشته

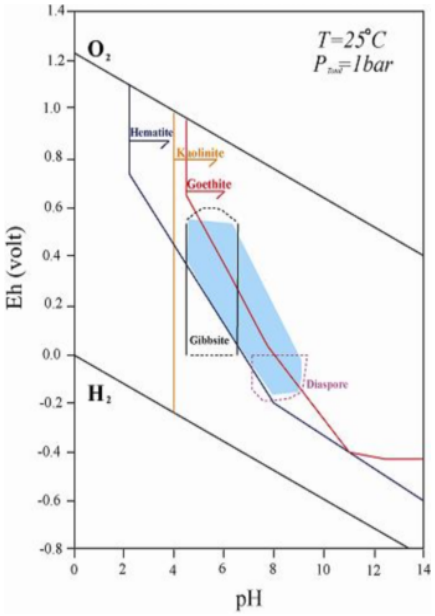
دیاسپور فاز اصلی آلومینیوم‌دار این نهشته بوده و بوهمیت به‌صورت فرعی ظاهر شده است. بطور معمول در نهشته‌های بوکسیتی، گیبسیت طی فشارش و آبزدایی به بوهمیت و در نهایت بوهمیت در درجات پایین دگرگونی به دیاسپور تبدیل می‌شود [۳۱]. با توجه به عدم وجود شواهد و سنگ‌های دگرگونی در این نهشته و نیز عملکرد فرایندهای زمین‌ساختی در منطقه (گسل‌ها و برشی شدن شدید نهشته) و حضور بوهمیت، به نظر می‌رسد گیبسیت کانی آلومینیوم‌دار اولیه این نهشته بوده است که طی مراحل بعدی تأثیر نیروهای زمین‌ساختی بر روی نهشته و فشار طبقات فوقانی سبب تبدیل گیبسیت به بوهمیت و در نهایت بوهمیت به دیاسپور شده است. هماتیت و گوتیت کانی‌های اصلی آهن‌دار این نهشته‌اند. در محیط‌های اکسایشی سطحی گوتیت احتمالاً از اکسایش پیریت [۳۲] (شکل۵- الف و ه) و هماتیت نیز بطور مستقیم از اکسایش پیریت و یا آب‌زدایی گوتیت تشکیل شده است.

آناتاز در حضور غلظت‌های پایین از عناصر قلیایی یک فاز کانیایی پایدار در دماهای سطحی است [۳۲] و در شرایط احیایی و قلیایی در ذخایر بازماندی تشکیل می‌شود [۳۳]. کائولینیت از دگرسانی فلدسپارها حاصل شده است. اطلاعات ترمودینامیکی دیاسپور [۳۵،۳۴]، هماتیت [۳۶]، گوتیت [۳۷]، کائولینیت [۳۸] و گیبسیت [۳۱] برای تفسیر محیط تشکیل لاتریت زان در نمودار شکل ۶ توضیح داده شد. مجموعه کانیایی محیط تشکیل این لاتریت را در گستره‌ی pH اسیدی تا قلیایی (۴٫۵ تا ۹) و Eh احیایی تا نیمه اکسیدی نشان می‌دهند (شکل ۶).

زمین شیمی

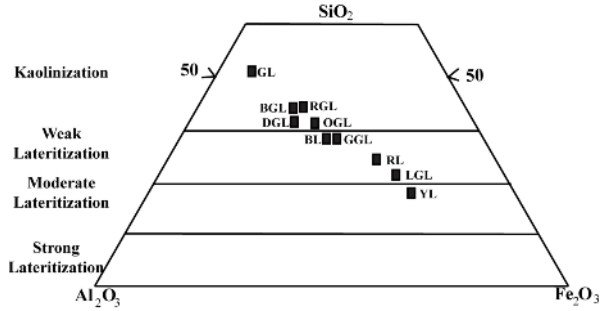
بطور کلی فرایند لاتریتی شدن شامل از دست رفتن عناصر محلول و اکسیدهای آنها از سنگ اولیه و غنی شدگی نسبی عناصر کم محلول و اکسیدهای آنهاست. مقادیر عناصر اصلی شامل SiO_2، Fe_2O_3 و Al_2O_3 برای ۱۰ نمونه انتخابی از زان بر روی نمودار سه متغیره ترسیم شده است (شکل ۷). این نمودار درجه‌های مختلف لاتریتی شدن را در واحدهای مختلف نهشته‌ی بازماندی نشان می‌دهد [۳۹]. افزایش شدت هوازدگی با کاهش شدید در مقدار سیلیس و غنی شدگی نسبی آهن و آلومینیوم همراه است. بنابر نمودار کانسنگ‌های GL، BGL، RGL، OGL و DGL در مرحله‌ی کائولینیتی شدن سنگ مادر هستند. کانسنگ‌های GGL، LGL، RL، BL و YL در مرحله‌ی لاتریتی شدن ضعیف تا متوسط (که نشانگر میزان جدایش Al_2O_3 از Fe_2O_3 است)، قرار دارند. بر اساس این نمودار، نهشته زان درجات شدید لاتریتی را تحمل نکرده است. بنابراین جدایش کامل سه اکسید Al، Fe و Si صورت نگرفته است. ولی با این حال سیر تکاملی لاتریتی شدن را به نشان می‌دهد. مسیر لاتریتی شدن به سمت تشکیل لاتریت‌های آهن‌دار است. چنانکه از شکل ۸ [۱۷] پیداست، نمونه‌های لاتریتی زان بیشتر در گستره‌ی رس بوکسیتی و در مقادیر کمتر در گستره‌ی لاتریت و لاتریت غنی از آهن قرار می‌گیرند.

با استفاده از تعدادی نمودار عناصر جزئی، می‌توان ترکیب فاز آلومینیوم‌دار اولیه ذخایر بازماندی با سن‌های متفاوت را تعیین کرد [۴۰]. بر اساس نمودارهای Ga/Pb و Pb/Y علی رغم ترکیب دیاسپوری و بوهمیتی، ترکیب اولیه گیبسیتی را برای این نهشته نشان می‌دهند (شکل ۹).

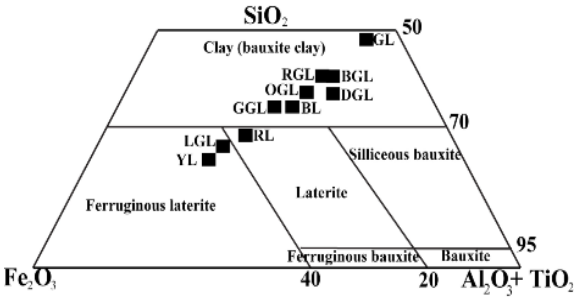


شکل ۶ نمودار Eh-pH نشان دهنده‌ی میدان پایداری کانی‌ها، خط چین و پر رنگ به ترتیب بیانگر محدوده‌های نامطمئن و کاملاً مشخص‌اند. راستای خطوط در زیر کائولینیت، گوتیت و هماتیت گستره‌ی پایداری این کانی‌ها را نشان می‌دهند. گستره‌ی آبی محیط تقریبی تشکیل نهشته زان را نشان می‌دهد.

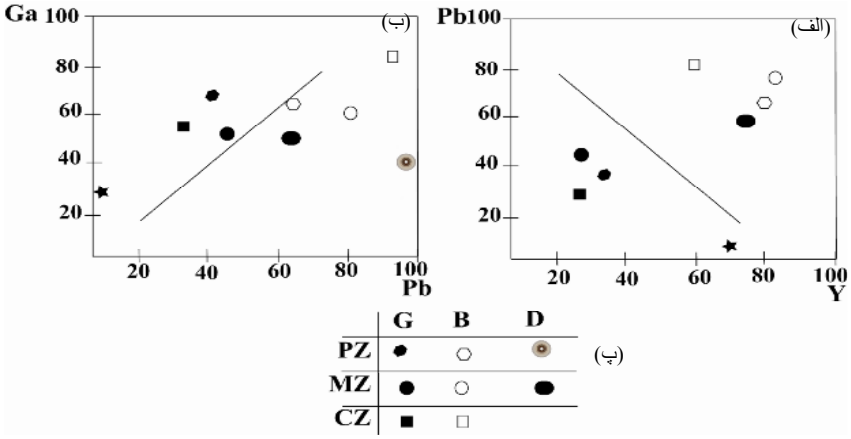
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]



شکل ۷ نمودار ۳ متغیره‌ی Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2 [۳۸] که شدت فرایند لاتریتی‌شدن در واحدهای مختلف نهشته‌ی زان را نشان می‌دهد.



شکل ۸ نمودار ۳ متغیره‌ی SiO_2-Fe_2O_3-(Al_2O_3 + TiO_2) [۱۷] که روند تکامل لاتریتی شدن را نشان می‌دهد.



شکل ۹ الف و ب) به ترتیب نمودارهای دو متغیره‌ی عناصر کمیاب Pb-Y و Ga-Pb در لاتریت‌هایی با سنین و فرم‌های مختلف کانی‌های آلومینیم‌دار [۳۹]. در نمودارهای الف و ب یافته‌های لاتریتی زان با علامت ستاره نشان داده شدند و پ) علائم اختصاصی کانی‌های مختلف آلومینیم‌داردر دوران‌های مختلف زمین شناسی، در این شکل G - گیبسیت، B- بوهمیت، D- دیاسپور، PZ- پالئوزوییک، Mz- مزوزوییک و CZ- سنوزوییک.

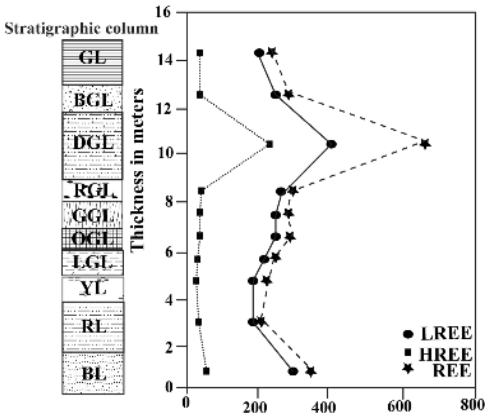
توزیع و جدایش عناصر نادرخاکی (REE)

هوازدگی کانی‌های سنگ مادر سبب تحرک عناصر و جدایش LREE از HREE، Ce و یا Eu می‌شود [۴۱-۴۴]. pH پارامتر مهم کنترل کننده‌ی تحرک REEهاست. در شرایط اسیدی، REEها به آسانی از فراورده‌های هوازده آزاد و شسته می‌شوند و در شرایط خنثی تا قلیایی تثبیت می‌شوند [۴۵-۴۷]. جدایش REEها، نیز به‌وسیله‌ی اکسیدهای Ti-Nb [۴۸]، هیدروکسیدهای فریک [۴۹،۱۸] و همبافت‌های کربناتی [۹،۱۱] می‌تواند صورت بگیرد.

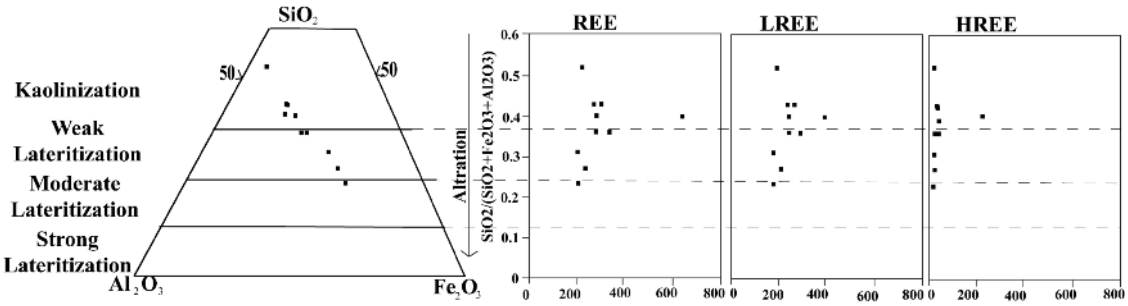
تغییرات مقادیر ∑REE، ∑LREE و ∑HREE در عرض نیمرخ هوازده به صورت نامنظم بوده و بطور کلی در بخش‌های میانی و پایینی نسبت به بخش‌های دیگر نیمرخ هوازده افزایش نشان می‌دهند (شکل ۱۰). معمولاً شرایط اسیدی محلول‌های هوازده کننده‌ی فرورو که به احتمال فراوان در اثر انحلال اسید کربنیک در آن ایجاد شده است، سبب تحرک از بخش‌های بالایی و توزیع دوباره‌ی REEها در بخش‌های میانی و پایینی نیمرخ هوازده شده است [۸]. سازوکاری که موجبات ترسیب REEها در بخش‌های یاد شده نیمرخ مورد بررسی را فراهم کرده است، افزایش pH محلول‌های هوازده کننده فروروی اسیدی به دلیل عملکرد سنگ بستر کربناتی به عنوان یک میانگیر فعال است. هر چند که به نظر می‌رسد عواملی نظیر تفاوت در میزان پایداری کانی‌های اولیه حامل REEها تنها عامل منطقی است که می‌توان با آن الگوهای تقریباً نامنظم برای توزیع REEها در نیمرخ مورد بررسی را توجیه کرد. بررسی های انجام شده نشان می‌دهند که با افزایش درجه‌ی لاتریتی شدن، مقادیر ∑REE، ∑LREE و ∑HREE دستخوش کاهش می‌شوند (شکل ۱۱). معمولاً با افزایش شدت هوازدگی، REEها نیز از فراورده‌های هوازده خارج می‌شوند و در این سازوکار تحرک LREEها کمتر از HREEها است [۴۴].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]

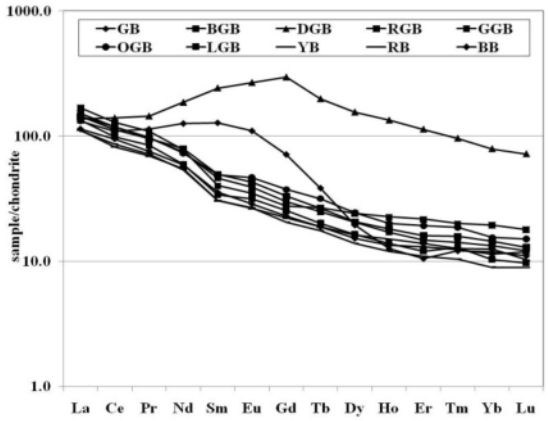
الگوی توزیع REEها در واحدهای مختلف افق بازماندی به هنجار شده نسبت به ترکیب کندریت [۵۰] (شکل۱۲)، نشان می‌دهد که هر دو دسته‌ی LREEها و HREEها نسبت به کندریت غنی شده‌اند با این تفاوت که LREEها نسبت به HREEها بیشتر غنی شده‌اند. الگوی توزیع در کانسنگ‌ها می‌تواند از سنگ مادر به ارث رسیده باشد. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که الگوی توزیع REEها در مواد هوازده و کانسنگ‌های بازماندی شاخص‌های زمین‌شیمیایی مهمی برای تعیین سنگ مادرند [۸،۶]. معمولاً سنگ‌های بازی طی فرایندهای هوازدگی، جدایش ضعیف LREEها از HREEها را تحمل کرده‌اند ولی سنگ‌های فلسیک، الگوهای جدایشی شدیدتر LREEها از HREEها را نشان می‌دهند. با این توصیف‌ها، الگوی توزیع غنی‌شدگی نسبتاً ضعیف LREEها از HREEها پیشنهاد کننده‌ی یک خاستگاه بازی برای نهشته‌ی لاتریت زان است.



شکل ۱۰ تغییرات LREE، HREE و REE در عرض افق بازمانده‌ی زان.



شکل۱۱ ∑REE، ∑LREE و ∑HREE نسبت به $SiO_2/(SiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3)$. چنانکه در این نمودار پیداست مقادیر ∑REE، ∑LREE و ∑HREE با افزایش شدت لاتریتی شدن کاهش می‌یابند.

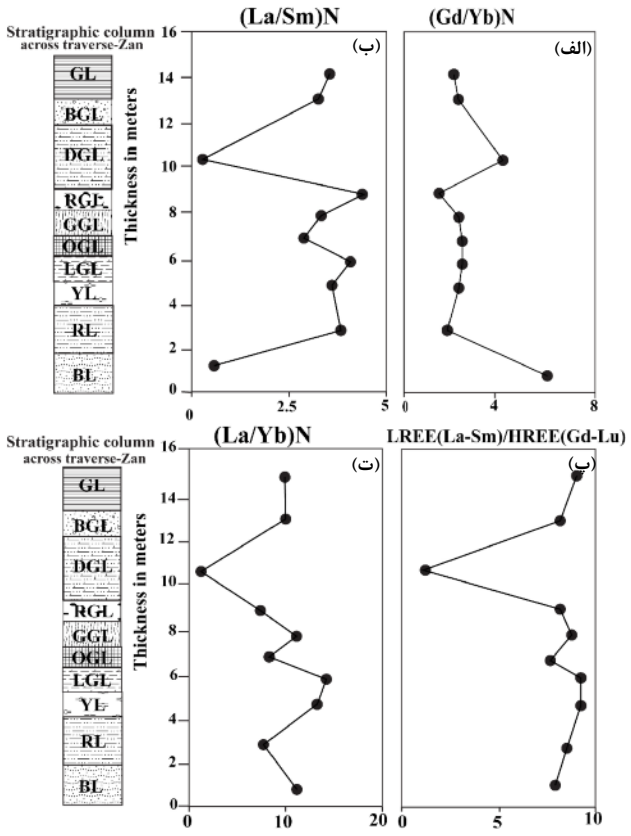


شکل ۱۲ الگوی عناصر نادر خاکی به هنجار شده به ترکیب کندریت [۴۸].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]

LREEها و HREEها در واحد لاتریتی DGL نسبت به بقیه واحدها غنی شدگی قابل چشمگیری را نشان می‌دهند. این مسئله احتمالاً با افزایش شدید pH محیط در زمان گسترش این کانسنگ وابسته است که سبب افزایش تمرکز REEها شده است. افزایش pH محلول‌های مسئول لاتریت‌زایی می‌تواند به واسطه‌ی بالا آمدن سطح سفره‌ی آب‌های زیرزمینی و یا به عبارت بهتر به واسطه‌ی میانگیری محلول‌های هوازده کننده به‌وسیله‌ی سنگ‌های بستر کربناتی رخ داده باشد.

تحرک متفاوت REEها طی فرایند هوازدگی سبب جدایش این عناصر در نیمرخ هوازده می‌شود. محاسبه‌ی مقادیر نسبت‌های $(La/Sm)_N$ و $(Gd/Yb)_N$ برای واحدهای مختلف زان، تغییرات کمی را نشان می‌دهند که به ترتیب برابرند با ۰٫۵ تا ۴ و ۱٫۴ تا ۵٫۹ (شکل ۱۳-الف و ب)، در حالیکه تغییرات نسبت $(La/Yb)_N$ و $LREE_{(La-Sm)}/HREE_{(Gd-Lu)}$ قابل ملاحظه و به ترتیب دارای بازه‌های ۱٫۷ تا ۱۲٫۹ و ۱٫۷ تا ۹٫۲ (شکل۱۳-پ و ت) هستند. نتایج حاصل از این محاسبات نشان دهنده‌ی جدایی LREEها از HREEها و غنی شدگی بیشتر LREEها نسبت به HREEها است. مقدار $LREE_{(La-Sm)}/HREE_{(Gd-Lu)}$ در واحد DGL حدود ۱٫۷ و کمتر از بقیه لایه‌هاست که نشان دهنده‌ی جدایی ناچیز LREEها از HREEها در این کانسنگ است. معمولا"pHهای پایین باعث تحرک REEها و pHهای بالا باعث رسوب کردن REEها از محلول‌های آبگون می‌شوند [۴۳]. از طرفی با افزایش pH محلول‌های مسئول هوازدگی ثبات همبافت‌های حامل HREEها بیشتر از LREEهاست [۵۱]. به نظر می‌رسد که افزایش pH محلول‌های مسئول لاتریت‌زایی و به عبارت بهتر تغییرات pH، مهمترین فاکتور کنترل کننده‌ی جدایش LREEها از HREEها در کانسنگ‌های مورد بررسی است. افزون بر این، غنی‌شدگی بیشتر LREEها نسبت به HREEها را می‌توان به عوامل زیر نسبت داد: (۱) پتانسیل یونی کمتر LREEها نسبت به HREEها، (۲) پایداری همبافت‌های کربناتی HREEها در pH قلیایی (ایجاد شده به‌وسیله‌ی سنگ‌های بستر کربناتی) [۵۲،۱۰]، (۳) شرایط قلیایی برای جذب سطحی LREEها به‌وسیله‌ی کانی‌ها مناسبتر است [۵۳] و (۴) با کاهش عدد اتمی بواسطه کاهش پایداری کاتیون‌های سه ظرفیتی REE محلول، فرایند جذب بر سطح کانی‌ها افزایش می‌یابد [۵۴].



شکل۱۳ (الف) تغییرات $(Gd/Yb)_N$ ، (ب) $(La/Sm)_N$، (پ) $LREE_{(La-Sm)}/HREE_{(Gd-Lu)}$ و (ت) $(La/Yb)_N$.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]

کانی‌های میزبان عناصر نادر خاکی (REE)

تمرکزهای بالای REEها در فراورده‌های هوازده به دلیل حضور کانی‌های اولیه مانند اسفن، آپاتیت و زیرکن است، درحالیکه تمرکزات پایین تا متوسط این عناصر حاکی از حضور کوارتز، فلدسپار و بیوتیت در سنگ مادر است [۵۶،۵۵]. غنی شدگی LREEها در نهشته‌های مختلف لاتریتی می‌تواند بواسطه‌ی تشکیل کانی‌های فسفاتی نظیر آپاتیت یا مونازیت باشد که میزبان‌های مهم برای این عناصر محسوب می‌شوند. غنی شدگی HREEها نیز می‌تواند بواسطه‌ی حضور کانی‌های سنگین درجازا نظیر روتیل، آناتاز و تیتانیت باشد که به عنوان روبنده‌های (Scavengers) اصلی این عناصر عمل می‌کنند [۲۸، ۵۷، ۵۸]. برای تعیین کانی‌های میزبان REEها در افق لاتریتی زان، ضرایب همبستگی رتبه‌ای اسپیرمن (Spearman,s rank correlation) [۵۹] بین REE با Fe، Si ، Al ، P، Mn، Ti، Zr، Ba وY محاسبه شده‌اند (جدول ۳). REEها دارای همبستگی مثبت بالا با Zr (<۰/۶) و Ti (<۰/۶) هستند که نشان می‌دهد کانی‌های زیرکن، روتیل و آناتاز میزبانان اصلی و کنترل کننده‌های مهم پراکندگی HREEها و LREEها در واحدهای مختلف این نهشته هستند. لازم به یادآوری است که زیرکن فقط توزیع Ce و HREEها را در کنترل خود داشته است. همبستگی مثبت Pr، Nd، Sm، Eu، Gd و Tb با Ba (<۰/۵)، P_2O_5 (<۰/۴) و Y (<۰/۴۵) می‌تواند دلالت بر حضور احتمالی کانی‌های فسفاتی آلومینیوم‌دار نظیر گورسکسیت (Gorceixite) $[BaAl_3(LREE,PO_4)_2(OH)_5.H_2O]$ [۶۰] و زینوتایم (YPO_4) در افق هوازده باشد. با توجه به نقش اکسید/هیدروکسیدهای منگنز در تمرکز REEها [۲۴]، همبستگی مثبت متوسط Mn با Nd، Sm، Gd و Eu (<۰/۴)، نقش کمرنگ‌تر هیدروکسیدهای منگنز در میزبانی این گروه از LREEها را نشان می‌دهد. با توجه به همبستگی مثبت ولی ضعیف REEها با Al و Si به احتمال می‌توان گفت که کانی‌های رسی به‌عنوان حامل‌های ضعیف برای REEها در این نهشته به شمار می‌روند. کانی‌های اکسیدی و هیدروکسیدی آهن به عنوان میزبان REEها معرفی شده‌اند [۹]، اما همبستگی منفی REEها با Fe نقش این کانی‌ها را در کنترل پراکندگی REEها در کانسنگ‌های لاتریتی زان منتفی می‌سازد.

جدول ۳ ضرایب همبستگی رتبه‌ای میان برخی عناصر با REEها در نیمرخ انتخابی.

	Si	Al	Fe	P	Mn	Ti	Zr	Y	Ba
La	۰/۳۸	۰/۳۹	-۰/۳۸	-۰/۱۰	۰/۳۰	۰/۶۱	۰/۷۴	۰/۷۳	-۰/۰۳
Ce	۰/۲۲	۰/۳۶	-۰/۵۴	۰/۳۱	۰/۳۷	۰/۸۴	۰/۷۷	۰/۸۰	۰/۲۸
Pr	۰/۱۷	۰/۳۳	۰/۴۹	۰/۵۳	۰/۳۹	۰/۷۹	۰/۶۹	۰/۵۵	۰/۴۹
Nd	۰/۲۱	۰/۳۵	-۰/۵۶	۰/۴۲	۰/۵۶	۰/۸۰	۰/۶۸	۰/۵۵	۰/۶۰
Sm	۰/۲۴	۰/۴۰	-۰/۶۱	۰/۶۴	۰/۵۲	۰/۸۵	۰/۶۰	۰/۴۹	۰/۷۵
Eu	۰/۱۲	۰/۲۸	-۰/۵۰	۰/۶۰	۰/۴۶	۰/۸۵	۰/۶۵	۰/۴۹	۰/۶۹
Gd	۰/۱۵	۰/۲۹	-۰/۵۱	۰/۵۳	۰/۴۴	۰/۸۱	۰/۶۲	۰/۵۳	۰/۷۰
Tb	۰/۱۷	۰/۳۲	-۰/۴۹	۰/۴۵	۰/۳۵	۰/۸۱	۰/۷۰	۰/۶۰	۰/۵۶
Dy	۰/۲۰	۰/۳۳	-۰/۵۰	۰/۲۰	۰/۳۰	۰/۸۶	۰/۸۰	۰/۸۸	۰/۳۲
Ho	۰/۲۲	۰/۳۳	-۰/۵۰	-۰/۰۴	۰/۱۵	۰/۶۸	۰/۶۷	۰/۹۹	۰/۱۰
Er	۰/۲۸	۰/۳۹	-۰/۵۰	-۰/۰۱	۰/۱۰	۰/۶۹	۰/۶۲	۰/۹۸	۰/۰۶
Tm	۰/۱۸	۰/۳۰	-۰/۵۵	-۰/۰۳	۰/۱۲	۰/۷	۰/۶۸	۰/۹۶	۰/۱۱
Yb	۰/۳۴	۰/۴۵	-۰/۵۵	۰/۱۲	۰/۲۹	۰/۷۵	۰/۷۴	۰/۹۶	۰/۲۲
Lu	۰/۴۹	۰/۶۲	-۰/۷۰	۰/۲۹	۰/۲۲	۰/۷۸	۰/۷۲	۰/۹۳	۰/۳۴

برداشت

افق لاتریتی زان به‌صورت چینه سان در قاعده‌ی سازند شیلی-ماسه سنگی شمشک تشکیل شده است. دیاسپور، هماتیت، گوتیت، بوهمیت، آناتاز، کائولینیت، سیدریت، روتیل، تیتانومگنتیت، پیریت، زیرکن و کوارتز کانی‌های شناسایی شده این افق هستند. مجموعه کانیایی، نوسان‌های محیط اکسایشی و کاهشی و گستره‌ی گسترده‌ی pH را طی تشکیل این نهشته نشان می‌دهد. با محاسبه نسبت مقادیر Al_2O_3، SiO_2 و Fe_2O_3 این نهشته از نوع رس بوکسیتی، لاتریت و لاتریت غنی از آهن بود که دستخوش درجات شدید لاتریتی شدن نشده است. بر اساس نسبت عناصر کمیاب Pb/Y و Ga/Pb علیرغم ترکیب بوهمیتیک-دیاسپوری فعلی، این افق دارای ترکیب اولیه گیبسیتی بود که در اثر فرایندهای زمین‌ساختی در آن تغییرات کانی‌شناسی رخ داده است. تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی محیط نظیر Eh و pH به واسطه حضور پیریت، مواد آلی فراوان، سنگ‌های بستر کربناتی و خواص زمین-شیمیایی REEها از علل مهم پراکندگی REEها در واحدهای مختلف نهشته‌ی بازماندی است. بر اساس بررسی‌های زمین-شیمیایی، میزبان اصلی REEها در این افق هوازده کانی‌های تیتانیوم (روتیل و آناتاز) و زیرکن بوده‌اند.کانی‌های فسفاتی (گورسکسیت و زنوتایم)، کانی‌های رسی و اکسید/

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]

هیدروکسیدهای منگنز درجه‌ی بعدی اهمیت را در میزبانی این عناصر دارند.

قدردانی

نگارندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز برخوردار بوده‌اند، لذا شایسته است نهایت سپاس و قدردانی خود را ابراز دارند. نگارندگان همچنین از نظرها و پیشنهادهای ارزنده و سازنده‌ی داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

[1] Boulange B., Colin F., *"Rare earth element mobility during conversion of nepheline syenite into lateritic bauxite at Passa Quatro Minais Gerais, Brazil"*, Applied Geochemistry 9 (1994) 701–711.

[2] Wang Y.X., Li H.M., Yang J.D., Qiu L.W., Chai D.H., Chen P., *"Discovery of palaeoweathering type rare and rare earth element deposits in Northern China and its significance Geological",* Journal of China Universities 6 (2000) 605–607.

[3] Yang J.C., Wang F.L., Li D.S., Fei Y.C., Wang L., *"Investigation on occurrence and trend of rare and rare-earth elements associated in bauxite",* Journal of Mining & Metallurgy 13 (2004) 89–92.

[4] Wang Y.X., Li H.M., Yang J.D., Shen Y.Q., Chai D.H., Chen P., Qiu L.W., Chen X.M., Zhao L.X., Zhu C., Ge J.J., *"Palaeoweathering type rare earth element deposit in Shanxi determined by solid isotope mass spectrometry",* Journal of Chinese Mass Spectrometry Society 24 (2003) 394–397.

[5] Maksimovic Z., Skarpelis N., Pantó G., *"Mineralogy and geochemical of the rare earth elements in the karstic nickel deposits of Lokris area, Greece"*, Journal of Geologica Hungarica 36 (1993) 331–342.

[6] Maksimovic Z., Pantó G., *"Contribution to the Geochemistry of the rare earth elements in the karst–bauxite deposits of Yugoslavia and Greece",* Geoderma 51(1991) 93–109.

[7] Liu X., Wang Q., Deng J., Zhang Q., Sun S., Meng J., *"Mineralogical and geochemical investigations of the Dajia Salento-type bauxite deposits, western Guangxi, China",* Journal of Geochemical Exploration 105(2010) 137–152.

[8] Karadag M., Kupeli S., Arik F., Ayhan A., Zedef V., Doyen A., *"Rare earth element (REE) geochemistry and genetic implications of the Mortas bauxite deposit (Seydisehir/Konya-southern Turkey"*, Chemie der Erde-Geochemistry 69(2009) 143-159.

[9] Mameli P., Mongelli G., Oggiano G., Dinelli E., *"Geological, geochemical and mineralogical features of some bauxite deposits from Nurra (western Sardinia, Italy): Insights on conditions of formation and parental affinity"*, International Journal of Earth Sciences 96(2007) 887-902.

[10] Ye L., Cheng Z.T., Pan Z.P., *"The REE geochemical characteristics of the Xiaoshanba bauxite deposit, Guizhou. Bulletin of Mineralogy",* Petrology and Geochemistry 26 (2007) 228–233.

[11] Johannesson K.H., Stetzenbach K.J., Hodge V.F., Lyons W.B., *"Rare earth element complexation behavior in circumneutral pH groundwaters: assessing the role of carbonate and phosphate ions",* Journal of Earth Planetary Science and Letters 139(1996) 305–319.

[12] Compton S.J., White A.R., Smith M., *"Rare earth element behavior in soils and salt pan sediments of a semi- arid granitic terrain in the Western Cape, South Africa"*, Chemical Geolology 201(2003)239–255.

[13] Mordberg L.E., *"Geochemical evolution of a Devonian diaspore–crandallite– svanbergite-bearing weathering profile in the Middle Timan, Russia",* Journal of Geochemical Exploration 66(1999)353–361.

[14] Mordberg L.E., Stanley C.J., Germann K., *"Rare earth element anomalies in crandallite group minerals from the Schugorsk bauxite depositTiman, Russia.European",* Journal of Mineralogy 12(2000) 1229–1243.

[15] Horbe A., Costa M., *"Geochemical evolution of a lateritic Sn–Zr–Th–Nb–Y– REE-bearing ore body derived from apogranite: the case of Pitinga, Amazonas– Brazil",* Journal of Geochemical Exploration 66(1999)339–351.

[16] Steinberg M., Courtois C., *"Le comportement des terres rares au cours del'altération et ses consequences",* Journal of Societe Geologique de France 18(1976)13–20.

[17] Balasubramaniam M.N., Snelling N.J., *"Extraneous argon in lavas and dykes of Deccan Volcanic Province",* Journal of Memoir of the Geological Society of India 3(1981) 219–264.

[18] Mongelli G., *"Ce-anomalies in the textural components of Upper Cretaceous karst bauxites from the Apulian carbonate platform (southern Italy)",* Chemical Geology 140(1997) 69–79.

[19] Laskou M., Andreou G., *"Rare earth elements distribution and REE-minerals from the*

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]

Parnassos–Ghiona bauxite deposits, Greece. In: Eliopoulos, D. et al. (Eds.)", Mineral Exploration and Sustainable Development, 7th Biennial SGA Meeting, Athens. Millpress, Rotterdam(2003) pp. 89–92.

[20] Roaldset E., *"Rare earth elements in different size fractions of marine quick clay from Ullensaker, and a till from Upper Numedal, Norway"*, Clay Minerals 14(1973)229–240.

[21] Aagard P., *"Rare earth elements adsorption on clay minerals",* Journal of Groupe Francais des Argiles 26 (1974) 193–199.

[22] Decarreau A., Cortois C., Steinberg M., *"Comportement des Cléments de la première série de transjtion et des lanthanides dans les altérations naturelles et experimentales",* Pdbl ERA No. 765, du CNRS, (1979) 29–34.

[23] Laufer F., Yariv S., Steinberg M., *"The adsorption of quadrivalent cerium by kaolinite",* Clay Minerals 19(1984) 137–149.

[24] Walter A. V., Nahon D., Flicoteaux R., Girard J. P., Melfi A., *"Behaviour of major and trace elements and fractionation of REE under tropical weathering of typical weathering of typical apatite-rich carbonatite from Brazil",* Journal of Planetary Science and Letters 303(1995) 591-601.

[25] Cullers R.L., Graf J., *"Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks, ore petrogenesis. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry",* Elsevier, Amsterdam,(1983) 275–312.

[26] Schellman W., *"A new definition of laterite. In: Banerji, P.K. (Ed.), Lateritisation Processes",* Journal of Geological Survey of India Memoir 120(1986) 11–17.

[27] Taylor S.R., McLennan S.M., *"The geochemical evolution of the continental crust",* Journal of Review Geophysics. 33(1995) 241–265.

[28] Nyakairu G.W.A., Koeberl C., *"Mineralogical and chemical composition and distribution of rare earth elements in clay-rich sediments from Central Uganda",* Geochem 35,(2001)13–28.

[۲۹] نبوی م.ح.، *"دیباچه‌ای بر زمین شناسی ایران"*، سازمان زمین شناسی کشور" (۱۳۵۵) ۱۰۹.

[۳۰] امینی ب.، خلعتبری م.، *"نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دماوند"*، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۵۱).

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

[32] Bardossy G., *"Karst Bauxites. Elsevier Scientific"*, Amsterdam (1982) 441p.

[33] Özlü N., *"Trace element contents of karst bauxites and their parent rocks in the Mediterranean belt"*, Mineralium Deposita, 18(1983) 469-476.

[34] Dangic´ A., *"Kaolinization of bauxite: a study of the Vlasenice bauxite area, Yugoslavia. II. Alteration of oolites"*, Clays and Clay Minerals 36 (1988)439–447.

[35] D'Argenio B., Mindszenty A., *"Bauxites and related paleokarst: tectonic and climatic event markers at regional unconformities"*, Eclogae geologica Helvetiae 88 (1995) 453–499.

[36] Garrels R.M., Christ C.L., *"Solutions, Minerals and Equilibria"*, Harper and Row, New York(1965) p. 450.

[37] Krauskopf K., *"Introduction to Geochemistry"*, McGraw-Hill, NewYork (1967) 721pp.

[38] Dangic´ A., *"Kaolinization of bauxite: a study in the Vlasenice bauxite area, Yugoslavia. I. Alteration of matrix"*, Clays and Clay Minerals 33 (1985) 517–524.

[39] Schellmann W., *"Considerations on the definition and classification of laterites"*, in Proceedings, International Seminar on Lateritization Processes, Trivandrum, December 1979: Rotterdam, A.A. Balkema, (1981) 1–10.

[40] Mordberg L.E., *"Patterns of distribution and behaviour of trace elements in bauxites",* Journal of Geochemical and Isotopic Record of Continental Weathering 107 (1993) 241–244.

[41] 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" ,* Mineralium Deposita 32(1997) 607–616.

[42] Hill I.G.,Worden R.H., Meighan I.G., *"Geochemical evolution of a palaeolaterite: The Interbasaltic Formation, Northern Ireland",* Chemical Geology 166(2000) 65–84.

[43] Patino L.C., Velbel M.A., Pirice J.R., Wade J.A., *"Trace elements mobility during sphereroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala"*, Chemical Geology 202(2003) 343–364.

[44] Hongbing Ji H., Wang S., Ouyang Z., Zhang S., Sun C., Liu X., Zhou D., *"Geochemistry of red residua underlying dolomites in karst terrains of Yunnan-Guizhou Plateau. I. The formation of the*

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]

Pingba profile", Chemical Geology 203(2004) 1–27.

[45] Nesbitt W.H., *"Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite",* Journal of Nature 279(1979) 206–210.

[46] Fleet A.J., *"Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: Hendersonm, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry",* Elsevier(1984) 343–373.

[۴۷] لیلا امینی، غلامحسین شمعانیان، مصطفی رقیمی، رضا جعفر زاده، *" بررسی‌های کانی شناسی، زمین شیمیایی و پیدایشی کانسار بوکسیت کارستی جاجرم، شمال شرق ایران"*، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۹۰) ص ۴۱۳-۴۲۶.

[48] Lopez J. M. G., Bauluz B., Fernandez-Nieto C., Oliete A. Y., *"Factors controlling the trace element distribution in fine-grained rocks:the Albian kaolinite-rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain)"*, Chemical Geology 214(2005) 1-19.

[49] Kunhel R.A., *"The role of cationic and anionic scavengers in laterites",* Chemical Geology 60(1987)31–40.

[50] Taylor S. R., McLennan S. M., *"The continental crust: Its composition and evolution"*, Blackwell. Oxford(1985) 312p.

[51] Ronov A.B., Balashov Y.A., Migdisov A., *"Geochemistry of the rare earths in the sedimentary cycle"*, Geochemistry International 4(1967) 1–17.

[۵۲] عابدینی ع.، کلاگری ع.ا.، حاج علیلو ب.، *"ویژگی‌های زمین شناسی -کانی شناسی و زمین شیمی عناصر کمیاب در نهشته بوکسیت آغاجری، جنوب شاهیندژ، شمال غرب ایران"*، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایرا ن، شماره ۲ (۱۳۸۷) ص ۳۴۱-۳۵۶.

[53] Sholkovitz E.R., *"The aquatic chemistry of rare elements in rivers and estuaries. Aquat",* Geochem 1(1995) 1-34.

[54] Byrne R.H., Kim K.H., *"Rare earth element scavenging in seawater"*, Journal of Geochimica et Cosmochimica Acta 54(1990) 2645-2656.

[55] Gromet P.L., Silver L.T., *"Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenic implications"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 47(1983) 925–939.

[56] Mariano A.N., *"Economic geology of rare earth elements. In: Lipin, B.R., Macky, G.A. (Eds.)",* Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements Reviews in Mineralogy 21(1989) 309–337.

[57] Kanazawa Y., Kamitani M., *"Rare earth minerals in the world"*, Journal of Alloy Compounds (2006)408–412, 1339–1343.

[58] Roy P.D., Smykatz-Kloss W., *"REE geochemistry of the recent playa sediments from the Thar Desert, India: an implication to playa sediment provenance",* Chemie der Erde - Geochemistry 67(2007) 55–68.

[59] Rollinson H., *"Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation"*, Longman Scientific and Technical,(1993) 352p.

[60] Costa M. L., Araujo E. S., *"Application of multi-element geochemistry in Au-phosphate-bearing lateritic crusts for identification of their parent rocks",* Journal of Geochemical Exploration 57(1996) 257-272.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]