

رفتار زمین‌شیمیایی و کنترل کانیایی توزیع و تحرک عناصر جزئی و خاکی نادر طی تشکیل پهنه دگرسانی آرژیلیک در کانسار طلای ماهیروود، جنوب شرق بیرجند

جواد شاه علی نژاد^{۱*}، علی اصغر کلاگری^۱، علی عابدینی^۲، رحیم معصومی^۳

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

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

۳- گروه مهندسی معدن، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۲/۲۴، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۵/۸)

چکیده: منطقه کانی‌زایی ماهیروود در حوضه فلیشی شرق ایران و در بخش شمال شرقی پهنه زمین درز سیستان در جنوب شرقی سربیشه در استان خراسان جنوبی قرار دارد. مجموعه آذرینی (نفوذی-آتشفشانی) ماهیروود واحدهای زمین‌شناسی عمده منطقه را تشکیل می‌دهند که شامل آندزیت-بازالت، آندزیت، ریزگابرو (دیاباز)، گدازه‌های بالشی، اسپیلیت و دایک‌های داسیتی هستند. نفوذ توده‌های آذرین تونالیتی به سن کرتاسه پسین به درون مجموعه ماهیروود باعث رخداد دگرسانی آرژیلیک گسترده در منطقه شده است. بررسی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهند که پهنه دگرسان آرژیلیک در بردارنده کانی‌های کوارتز، آلبیت، کائولینیت، مونتموریلونیت، ایلیت، کلریت، هماتیت، گوتیت و پیریت است. الگوی توزیع عناصر خاکی نادر (REE) بهنجار شده به کندریت نشانگر جدایش و غنی‌شدگی خفیف عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) است. بررسی الگوهای توزیع REE نشان دهنده بی‌هنجاری‌های منفی Eu و Ce است. به نظر می‌رسد که دگرسانی پلاژیوکلازهای واحد آندزیتی توسط سیال‌های گرمایی و اکسیدشدن پیریت‌های درون‌زاد، دو عامل اصلی و موثر در رخداد بی‌هنجاری منفی Eu در پهنه دگرسانی منطقه هستند. رخداد بی‌هنجاری منفی Ce نشان می‌دهد که محلول‌های درون‌زاد نقش مهمی در ایجاد پهنه دگرسانی آرژیلیک داشته‌اند. بررسی ضرایب همبستگی بین عناصر نشان می‌دهد که جذب سطحی و روبش نقشی در کنترل، توزیع و تثبیت عناصر خاکی نادر در منطقه نداشته‌اند و همچنین کائولینیت، اسمکتیت و اکسیدهای منگنز کانی‌های میزبان عناصر خاکی نادر نیستند. همبستگی مثبت REE با عناصری چون Be، Hf و Nb نشان می‌دهد که کانی‌های دارای عناصر خاکی نادر نقش مهم و اساسی در تمرکز و توزیع این عناصر در پهنه دگرسانی آرژیلیک منطقه مورد بررسی داشته‌اند.

واژه‌های کلیدی: دگرسانی آرژیلیک؛ عناصر خاکی نادر؛ کنترل زمین‌شیمیایی و کانیایی؛ ماهیروود؛ سربیشه؛ چشمه استاد.

مقدمه

سولفیدشدگی بالا (HS) و سولفیدشدگی پائین (LS) تقسیم می‌شوند [۱]. ماهیت کلی کانسارها در محیط‌های فراگرمایی وابسته به ویژگی‌های زمین‌ساختی، ماگمایی و زمین‌شناسی آن محیط‌هاست [۲].

کانی‌زایی طلا در منطقه ماهیروود درون مجموعه آذرینی

کانسارهای طلای فراگرمایی ($\pm Ag \pm Cu$) در اعماق کم پوسته تشکیل می‌شوند و با توجه به تفاوت‌های کانی‌شناسی و کانی‌های باطله و بر اساس برهم‌کنش محلول‌های کانه‌دار با سنگ میزبان و آب‌های زیرزمینی، به دو گروه عمده

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۴۵۵۵۲۴۲، پست الکترونیکی: shahalinejad@gmail.com

Copyright © 2025 The author(s). This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0



International License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>) Non-commercial uses of the work are permitted, provided the original work is properly cited

بررسی کانی‌شناسی کانسنگ‌ها و سنگ میزبان با میکروسکوپ قطبشی گردید. سپس ۱۰ نمونه از پهنه دگرسانی و ۲ نمونه از سنگ میزبان اولیه آندزیتی (با در نظر گرفتن میانگین در محاسبه‌ها) با کمترین دگرسانی انتخاب شدند. سه نمونه دگرسان برای تعیین فازهای کانیاپی به روش پراش پرتو X (XRD) در آزمایشگاه آماتیس تجزیه شدند. سپس ۱۳ نمونه پس از بررسی‌های کانی‌شناسی، به روش تیفسنجی فلورسانس پرتو X (XRF) برای عناصر اصلی و تیفسنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) برای تعیین مقادیر عناصر جزئی و لاتنانیدها در همان آزمایشگاه تجزیه شیمیایی شدند. مقادیر مواد فرار (LOI) نیز در آزمایشگاه یاد شده بر اساس کاهش وزن یک گرم از نمونه پس از گرما دادن در ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۹۰ دقیقه تعیین شدند. نتایج تجزیه‌های شیمیایی (XRF, ICP-MS) نمونه‌های دگرسان و سالم در جدول ۱ آورده شده‌اند.

زمین‌شناسی

منطقه مورد بررسی از نظر موقعیت زمین‌شناسی در حوضه فلیش شرق ایران واقع بوده (شکل ۱ الف) و در برگیرنده بخش جنوبی مجموعه نفوذی-آتشفشانی ماهیرود (یا چشمه استاد) است. این مجموعه در راستای مرز افغانستان برونزد دارد و در بخش شمال شرقی پهنه زمین‌درز سیستان واقع است. روند عمومی این مجموعه شمال غربی-جنوب تا جنوب شرقی است. منطقه شرق ایران توسط پژوهشگران مختلفی بررسی شده است و مدل‌های زمین‌ساختی متفاوت و متناقضی برای آن ارائه شده است. به باور برخی، ماهیت عمومی گروه چشمه استاد فیولیتی است، اما چون گابروهای لایه‌ای و سنگ‌های فرامافیک رخنمون ندارند، این موضوع قطعیت ندارد [۴]. براساس بررسی‌های کشتگر و باقری [۳]، سنگ‌های آتشفشانی مجموعه چشمه‌استاد ویژگی‌های مجموعه‌های ماگمایی حدواسط بین تولئیتی و آهکی قلیایی دارند و الگوهای زمین شیمیایی شبیه سنگ‌های وابسته به محیط‌های بالای مناطق فرورانش و به ویژه جزایر قوسی امروزی را نشان می‌دهند که حضور استوک‌های تونالیتی و دایک‌های داسیتی در منطقه به احتمال بسیار بیانگر حضور یک بدنه جزایر قوسی بالغ در میان گوه‌های افزایشی رتوک در پهنه شرق ایران است [۳].

(نفوذی-آتشفشانی) چشمه استاد (ماهیرود) واقع است. واحدهای آتشفشانی مجموعه ماهیرود ویژگی‌های مجموعه‌های ماگمایی حدواسط بین تولئیتی و آهکی قلیایی را دارند و الگوهای زمین شیمیایی شبیه سنگ‌های وابسته به محیط‌های بالای مناطق فرورانش و به ویژه جزایر قوسی امروزی را نشان می‌دهند [۳].

منطقه مورد بررسی در ۱۳۰ کیلومتری جنوب شرقی سربیشه در استان خراسان جنوبی قرار دارد. این منطقه با مختصات "۰۷'۰۰" طول شرقی و "۰۲۰'۵۰" عرض شمالی، از نظر زمین‌ساختی بخشی از پهنه زمین درز سیستان است [۴].

منطقه مورد بررسی از نظر دارا بودن ذخایر مس، طلا و دیگر عناصر کانسنگی از دیرباز مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان بوده است. این منطقه همچنین کنار پهنه مس، قلع، طلا، جیوه، سرب و روی فراه افغانستان قرار دارد. بر اساس پژوهش‌های پیشین [۵]، این منطقه بخشی از کرانه صفحه‌های همگرا در مرز ایران و افغانستان است که به قطعه آسپاران (دربردارنده سرب، روی و جیوه)، کمربند آتشفشانی چاقاتای (دارای عناصر خاکی نادر، مس، طلا و قلع) و حوضه فلیشی کاتاواز (دارای سرب، روی و جیوه) تقسیم می‌گردد.

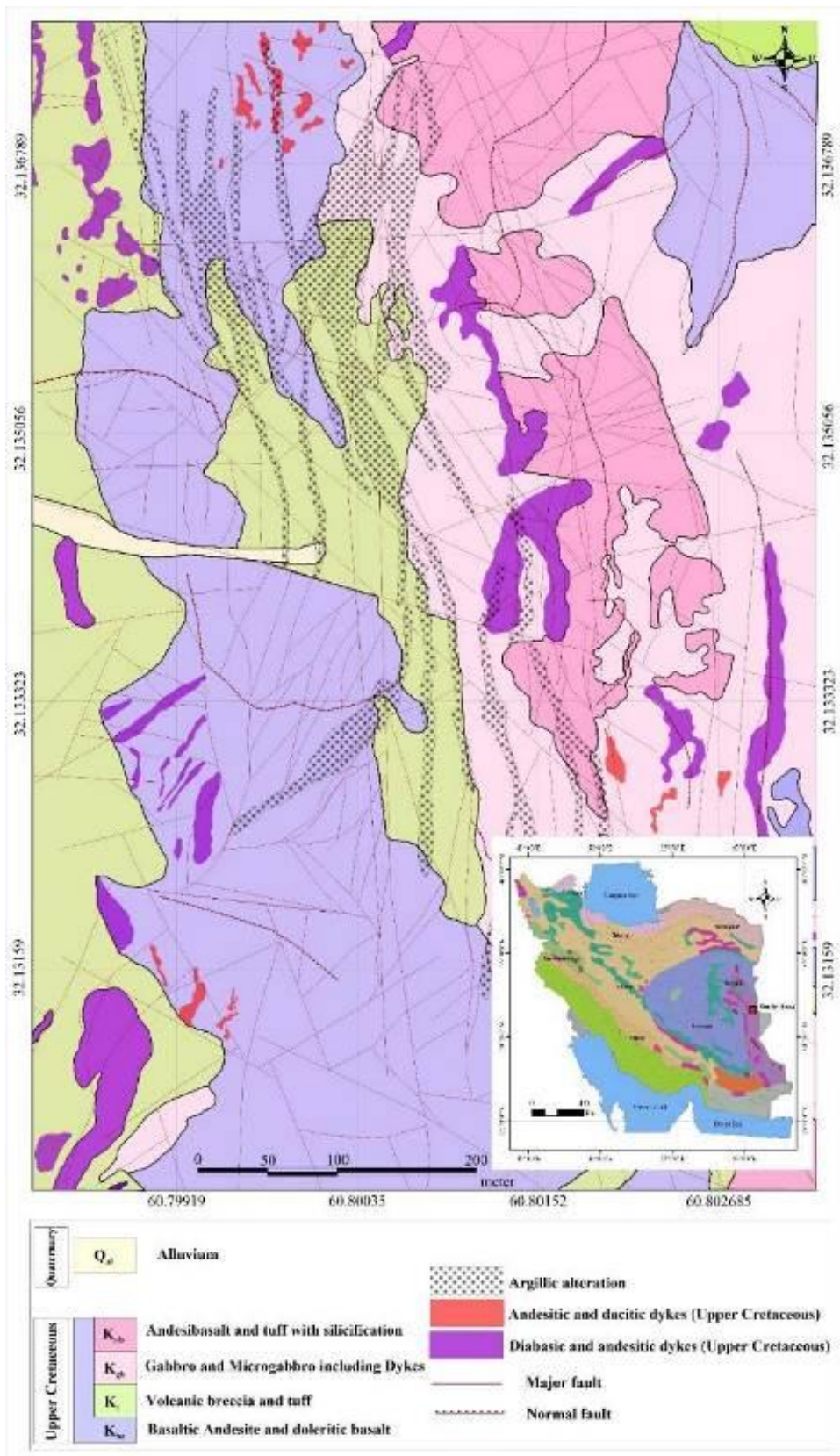
از سویی، بررسی‌های اکتشافی سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده آمریکا [۶] نشان می‌دهد که در غرب کشور افغانستان و کنار مجموعه نفوذی-آتشفشانی ماهیرود (چشمه استاد)، پهنه فلززایی شیدا قرار دارد که مستعد کانه‌زایی مس پورفیری و طلای فراگرمایی بوده و به عنوان پهنه فلززایی شماره ۹ مطرح است. در این پهنه، ذخیره‌های معدنی مهمی چون کانسار مس شیدا، مس-طلای شیب کوه، شیندند، خاک سفید در نزدیکی ماهیرود و داخل افغانستان قرار دارند.

روش بررسی

بررسی‌های انجام شده در منطقه در دو مرحله صحرایی و آزمایشگاهی بود. در مرحله صحرایی، پهنه‌های دگرسان شناسایی و گسترش آنها و ارتباط آنها با سنگ میزبان و ساختارهای زمین‌ساختی تعیین شد. در این راستا، تعداد ۶۸ نمونه از پهنه‌های دگرسان و سنگ‌های میزبان آذرین منطقه و سنگ‌های درونی و پهنه‌های کانه‌زایی شده برداشت گردید. در بخش آزمایشگاهی، با تهیه ۳۵ مقطع نازک - صیقلی اقدام به

جدول ۱ نتایج تجزیه‌های XRF و ICP-MS برای نمونه‌های آندزیتی دگرسان نشده و نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک از منطقه ماهیرود. مقادیر اکسیدها بر حسب درصد وزنی و مقادیر عناصر جزئی و خاکی نادر بر حسب ppm هستند.

ترکیب/کد نمونه	آندزیت (میانگین)	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10
SiO ₂	۵۴	۵۶۳	۴۵۷	۵۵۵	۷۰۵	۶۰۵	۶۰۸	۵۰۲	۵۲۲	۶۵۸	۶۶۴
Al ₂ O ₃	۱۴۹	۱۱۶	۱۵۲	۱۳۱	۱۲۴	۱۴۶	۱۴۶	۱۴۶	۱۵۵	۱۴۴	۱۴۶
Fe ₂ O ₃ *	۹۸	۷۸	۸۵	۱۲۱	۴۸	۸۹	۹۱	۸۸	۹۵	۵۵	۵۹
MnO	۰/۱۴	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۳	۰/۴	۰/۲	۰/۱
MgO	۲/۶۸	۵/۴	۲/۲	۷/۸	۳/۱	۵/۸	۳/۸	۶/۸	۷/۸	۴/۱	۳/۶
CaO	۶۰۵	۹۲	۱۳۴	۳۱	۱/۲	۱/۶	۳/۲	۷/۳	۴	۱/۵	۱/۱
Na ₂ O	۴/۵	۱/۹	۱/۴	۲/۱	۴/۹	۳/۶	۳/۷	۲/۳	۲/۶	۴/۳	۴/۱
K ₂ O	۰/۳	۱/۲	۱/۴	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۷	۱/۵	۰/۹	۰/۴	۰/۵
TiO ₂	۱/۴۶	۰/۴	۰/۸	۰/۷	۰/۵	۰/۶	۰/۷	۰/۵	۰/۶	۰/۶	۰/۶
P ₂ O ₅	۰/۲۹	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
LOI	۵/۷۵	۵/۶	۱۱/۱	۵/۴	۲	۳/۸	۳/۲	۷/۵	۵/۸	۲/۸	۳/۱
Total	۹۹۸۳	۹۹۷	۱۰۰	۱۰۰/۲	۹۹۸	۹۹۸	۱۰۰/۱	۹۹/۹	۹۹/۴	۹۹/۷	۱۰۰/۱
Sc	۲۵/۵	۷/۲	۳۸/۹	۳۸/۶	۳۲/۷	۲۳/۷	۲۴/۱	۱۱/۶	۲۹/۷	۲۶/۱	۱۶/۲
Ba	۱۵۲/۵	۹۶/۱	۲۴۲/۷	۲۷/۲	۶۹/۸	۴۲/۶	۹۰/۲	۲۳/۹	۴۵/۸	۱۲۷/۲	۵۲/۴
Hf	۲/۵۵	۱/۱	۱/۷	۱/۸	۲/۲	۳/۱	۳/۱	۲/۹	۳/۲	۱/۳	۳/۵
Nb	۲/۵	۳/۶	۳/۵	۲/۷	۳/۶	۵/۷	۴/۱	۴/۶	۳/۲	۱/۲	۵/۹
Rb	۱	۴/۵	۳۷/۷	۲/۷	۱۰/۶	۵/۳	۱۸/۲	۹/۱	۱۰/۶	۳۲/۳	۱۳/۶
Sn	۱/۲	۰/۹	۱/۷	۷/۲	۱/۶	۱/۳	۲/۳	۲/۴	۱/۳	۲/۸	۲/۳
Sr	۲۰۹/۵	۶۳/۲	۳۷/۹	۱۱۱	۷۵/۹	۷۶/۸	۹۵/۸	۷۲/۹	۸۹/۹	۱۰۰/۳	۸۳/۵
Ta	۰/۱۲	۰/۵	۰/۴	۰/۶	۰/۵	۰/۵	۰/۴	۰/۵	۰/۴	۰/۴	۰/۵
Th	۰/۲	۰/۷	۰/۵	۰/۶	۰/۹	۱/۱	۱/۴	۱/۲	۱/۷	۰/۷	۰/۸
U	۰/۳۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵
V	۱۹۴	۳۳/۲	۱۷۵/۶	۲۴۸/۴	۱۷۰/۱	۱۲۲/۷	۱۵۴/۲	۳۱/۹	۱۳۷/۲	۱۷۸/۶	۳۸/۴
Zr	۱۰/۵	۲۲/۹	۶۷/۵	۵۴/۶	۶۶/۶	۹۸/۱	۷۹/۲	۶۴/۵	۸۴/۳	۳۱	۹۲/۳
Y	۲۷/۹	۱۷	۲۷/۷	۲۳	۳۲/۴	۳۹/۹	۳۰/۷	۲۴/۱	۲۹/۸	۱۳/۱	۳۹/۲
Cu	۷۲/۵	۳۰/۳	۳۸/۳	۸۲/۷	۹۲/۸	۲۹/۹	۴۴	۲۹/۹	۲۰/۷	۱۱۲/۶	۹/۹
Pb	۲۰	۱۰/۵	۲۸/۶	۱۷/۷	۱۷/۳	۲۱/۳	۱۲/۶	۱۳/۸	۱۶/۸	۱۸/۵	۱۳/۵
Zn	۷۰	۹۵/۵	۷۹/۹	۱۳۶/۹	۲۱۰/۸	۱۳۱/۲	۱۳۲/۳	۷۷/۱	۱۴۵/۳	۲۸۰/۳	۱۰۲/۱
Ni	۱۱	۱۵/۵	۱۴/۴	۴۲/۸	۱۶/۹	۱۰/۷	۱۱	۱۲/۷	۱۰/۹	۴۶/۳	۱۲/۷
La	۶/۵	۷/۹	۶/۶	۵/۱	۹/۸	۸/۹	۱۲/۵	۹/۱	۱۰/۴	۵	۱۲
Ce	۲۲	۱۲/۱	۱۳/۴	۱۰/۴	۲۰/۱	۱۸/۲	۲۵/۶	۱۸/۶	۲۱/۲	۱۰/۱	۲۴/۵
Pr	۲/۲۴	۱/۶	۲/۷	۲	۳/۵	۳/۸	۴/۳	۳/۷	۳/۷	۱/۷	۴/۷
Nd	۱۲/۲	۱۳/۵	۱۴	۱۰/۸	۱۸/۹	۲۰/۶	۲۲/۲	۱۹/۱	۱۹/۶	۹	۲۶
Sm	۳/۵۴	۳/۳	۳/۸	۳/۲	۴/۴	۵/۲	۵/۳	۴/۹	۴/۷	۲/۴	۶/۶
Eu	۱/۳۳	۰/۹	۱/۳	۱/۲	۱/۷	۱/۶	۱/۸	۱/۵	۱/۶	۱	۲
Gd	۴/۰۵	۳/۸	۴/۱	۳/۷	۵/۱	۶/۱	۵/۹	۵/۶	۵/۵	۲/۸	۷/۷
Tb	۰/۷۴	۰/۶	۰/۶	۰/۶	۰/۸	۱	۰/۹	۰/۸	۰/۸	۰/۴	۱/۱
Dy	۵/۲۹	۳/۷	۴/۲	۴/۲	۵/۱	۶/۴	۵/۷	۵/۲	۵/۴	۲/۸	۷/۴
Ho	۱	۰/۸	۰/۹	۱	۱/۱	۱/۵	۱/۳	۱/۲	۱/۳	۰/۶	۱/۶
Er	۳/۴۸	۲/۲	۲/۵	۲/۶	۳/۶	۴	۳/۴	۳/۱	۳/۵	۱/۷	۴/۲
Tm	۰/۵	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۴	۰/۵	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۲	۰/۵
Yb	۳/۴۵	۱/۹	۲/۳	۲/۵	۲/۸	۳/۹	۳/۱	۲/۹	۳/۱	۱/۶	۳/۹
Lu	۰/۴۶	۰/۲	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۵	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۲	۰/۴
LREEs	۴۷/۸۱	۳۸/۳	۴۱/۸	۳۲/۷	۵۸/۴	۵۸/۳	۷۱/۷	۵۶/۹	۶۱/۲	۳۹/۲	۷۵/۸
HREEs	۱۷/۹۷	۱۲/۷	۱۴/۳	۱۴/۲	۱۸/۱	۲۲/۴	۱۹/۸	۱۸/۴	۱۹/۱	۹/۷	۲۵/۲
Ce/Ce*	۱/۳۵	۰/۷۴	۰/۷۶	۰/۷۸	۰/۸۲	۰/۷۵	۰/۸۴	۰/۷۷	۰/۸۲	۰/۸۳	۰/۷۸
Eu/Eu*	۱/۰۷	۰/۷۸	۱/۰۱	۱/۰۷	۱/۱	۰/۸۷	۰/۹۸	۰/۸۸	۰/۹۶	۱/۱۸	۰/۸۶
La _N /Yb _N	۱/۲۷	۲/۱	۱/۹	۱/۴	۲/۴	۱/۵	۲/۷	۲/۱	۲/۳	۲/۱	۲/۱
La _N /Sm _N	۱/۱۶	۱/۱۲	۱/۰۹	۱	۱/۴	۱/۱	۱/۴۸	۱/۱۷	۱/۳۹	۱/۳۱	۱/۱۴
Gd _N /Yb _N	۰/۹۵	۱/۶۱	۱/۴۴	۱/۱۹	۱/۴۷	۱/۲۶	۱/۵۴	۱/۵۶	۱/۴۳	۱/۴۱	۱/۵۹
(LREE/HREE) _N	۱/۱۲	۱/۱	۱/۱	۰/۹	۱/۱	۰/۹	۱/۳	۱/۱	۱/۱	۱/۱	۱/۱
REEs	۶۵/۷۸	۵۱/۸	۵۷	۴۷/۹	۷۷/۶	۸۲/۲	۹۲/۸	۷۶/۵	۸۱/۶	۳۹/۵	۱۰۲/۶



شکل ۱ الف) موقعیت منطقه مورد بررسی در نقشه زمین‌شناسی پهنا ساختاری ایران [۷]؛ ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی (مقیاس ۱:۱۰۰۰).

پهنه‌های گسلی بیشترین شدت و گسترش را دارند. وجود گسل در راستای پهنه‌های سیلیسی می‌تواند در ارتباط با شستشوی سیلیس توسط سیال‌های درونزاد از پهنه‌های دگرسانی آرژلیک باشد. در این پهنه دگرسانی، رخنمون‌هایی دربردارنده اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت) نیز وجود دارند. کانی‌هایی چون پیریت، مالاکیت، کالکوپیریت، مگنتیت، ژپس و انیدریت بصورت پراکنده و رگه-رگچه‌ای در بخش‌های مختلف این پهنه دگرسانی به ویژه در پهنه‌های برشی دیده می‌شوند.

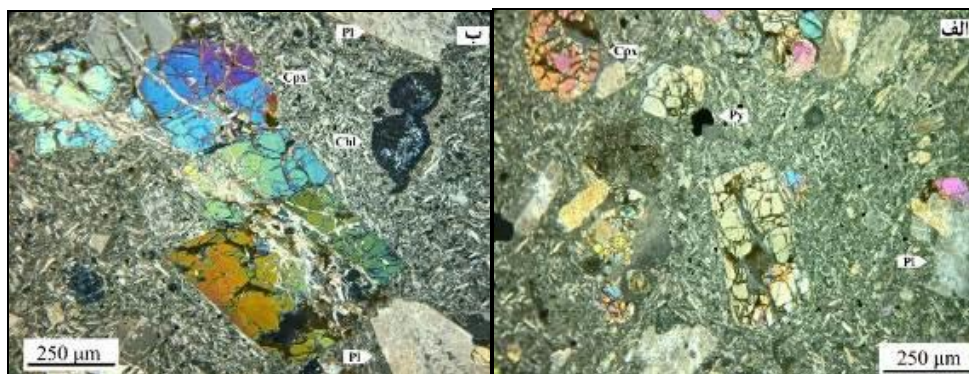
نتایج و بحث

واحد آندزیت بازالتی و پیروکسن آندزیت دچار دگرسانی شده است. این سنگ در مقطع میکروسکوپی بصورت یک پیروکسن آندزیت با بافت حفره‌ای دیده می‌شود. بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که این سنگ دارای زمینه ریزبلور است. در مجموع بیش از ۷۰ درصد بلورهای سنگ را پلاژیوکلاز تشکیل داده‌اند و بعضی از بلورهای ریز ویژگی‌های فلدسپارهای قلیایی را نشان می‌دهند. برخی حفره‌های سنگ با کانی‌های ثانویه چون زئولیت پر شده است. درشت بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند گاهی به مجموعه‌ای از کانی‌های رسی، کلریت، اپیدوت، کربنات و سریسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۲). پیریت مهمترین کانی سولفیدی در این سنگ‌هاست که بصورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در متن سنگ دیده می‌شود. در جدول ۲ و شکل ۳ نتایج پراش پرتو X (XRD) نمونه‌های برداشت شده از پهنه دگرسانی آرژلیک آورده شده‌اند. براساس این نتایج، کوارتز، آلبیت، هماتیت، گوتیت، کائولینیت، ایلیت، مونت موریلونیت، کلینوکلر، پیریت و کلسیت مجموعه کانی‌هایی هستند که به صورت اصلی و فرعی در این پهنه حضور دارند.

سنگ‌های آتشفشانی این مجموعه شامل آندزیت-بازالت، آندزیت، ریزگابرو (دیاباز)، گدازه‌های بالشی، اسپیلیت و دایک‌های داسیتی هستند. در بین واحدهای آتشفشانی یک واحد رسوبی-آواری کنگلومرا -ماسه سنگ قرمز رنگ وجود دارد (شکل ۱ ب). مجموعه ماهیروود (چشمه استاد) از دو پهنه ساختاری متمایز تشکیل شده است [۴]، به طوری که در بخش غربی شامل جریان گدازه و لایه‌های رسوبی و در بخش شرقی به طور عمده ریزگابرو است. هر دو مجموعه گدازه و ریزگابرو با دایک‌هایی دارای روند تقریبی شمالی-جنوبی قطع گردیده‌اند. مهمترین واحد آتشفشان آواری شامل توف و برش‌های آتشفشانی است که به صورت میان‌لایه‌ای با گدازه‌های بازالت، ریزگابرو و یا آندزیت گسترش یافته است و بخش عمده دگرسانی‌ها در این واحد رخنمون یافته‌اند.

نفوذ توده‌های نیمه‌عمیق از نوع تونالیتی به سن کرتاسه پسین در واحدهای آتشفشانی و آذرآواری منطقه منجر به دگرسانی‌های گسترده در منطقه شده است. این سنگ‌ها در نمونه‌های دستی دربردارنده بلورهای درشت پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند. درون توده‌های تونالیتی، دایک‌های آپلیتی با ترکیب سینیتی تا سینیت‌های کوارتزار نفوذ نموده‌اند. در این ناحیه، توده‌های دیابازی (ریزگابرو) بصورت زمین ساخته هستند و زائده‌های تونالیتی در آن نفوذ کرده‌اند. بررسی‌ها گویای نفوذ دست کم دو نسل دایک با ترکیب دیابازی و داسیت-آندزیتی در منطقه با راستای غالب تقریبی شمالی-جنوبی است.

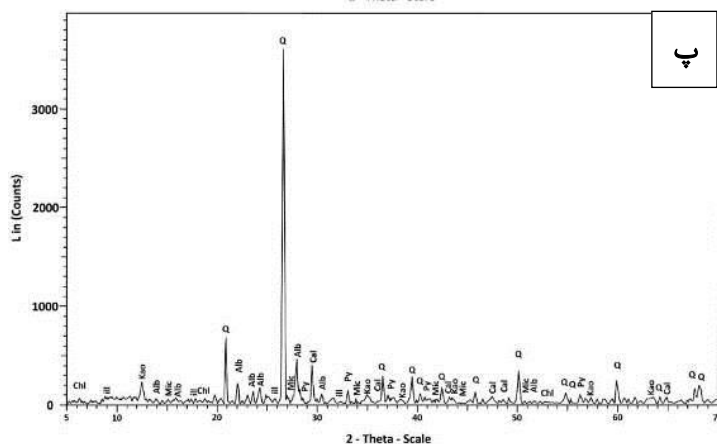
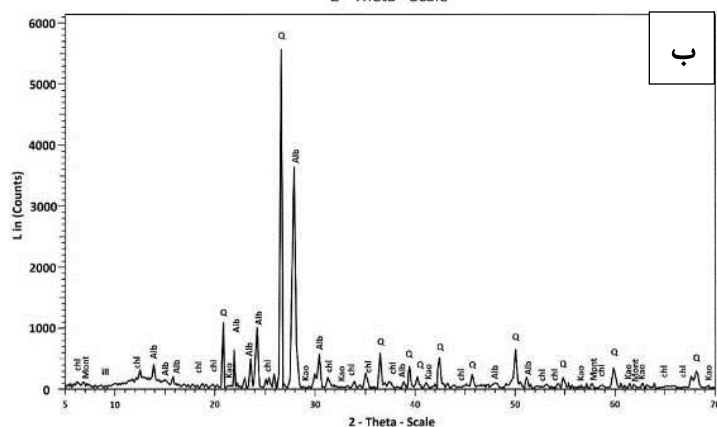
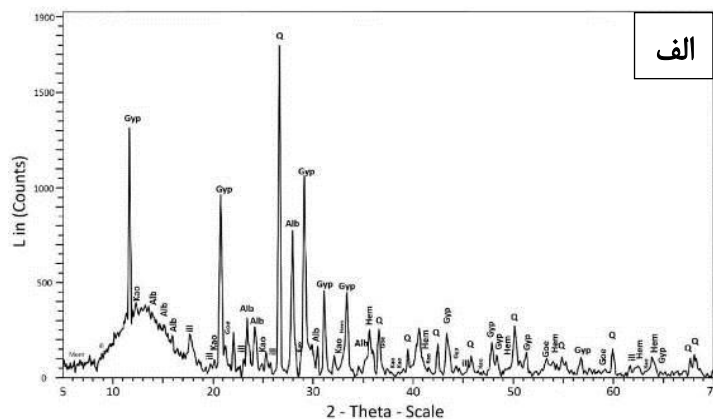
مهمترین پهنه‌های دگرسانی در منطقه شامل دگرسانی‌های آرژلیک، پروپلیتی و سیلیسی هستند. دگرسانی آرژلیک گسترش قابل ملاحظه‌ای دارد که در آن توده‌های سیلیسی نیز دیده می‌شوند و به نظر می‌رسد که این دگرسانی‌ها در راستای



شکل ۲ الف و ب) تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های سنگی بررسی شده در منطقه ماهیروود از واحد پیروکسن آندزیت که در آنها تخریب درشت بلورهای کلینوپیروکسن و تشکیل کلریت همراه حضور پلاژیوکلازهای درشت و سوزنی شکل در زمینه ریزبلورین و بلورهای پراکنده پیریت دیده می‌شوند (نور عبوری).

جدول ۲ نتایج پراش پرتو X (XRD) برای نمونه‌های دگرسانی آرژلیک در منطقه ماهیرود.

شماره نمونه	فاز کانیایی اصلی	فاز کانیایی فرعی
A1	کوارتز، ژیبس	آلبیت، هماتیت، گوتیت، کائولینیت، ایلیت، مونت موریلونیت
A3	آلبیت، کوارتز	کلینوکلر، کائولینیت، مونت موریلونیت، ایلیت
A6	کوارتز، آلبیت	کائولینیت، کلسیت، میکروکلین، پیریت، کلینوکلر، ایلیت



شکل ۳ نتایج پراش پرتو X (XRD) برای سه نمونه بررسی شده در پهنه دگرسانی آرژلیک. الف) نمونه شماره A1 (ب) نمونه شماره A3 و پ) نمونه شماره A6. (Q): کوارتز، Alb: آلبیت، Gyp: ژیبس، Kao: کائولینیت، ill: ایلیت، Hem: هماتیت، Goe: گوتیت، Chl: کلریت، Mont: مونتموریلونیت، Mic: میکروکلین، Py: پیریت، Cal: کلسیت.

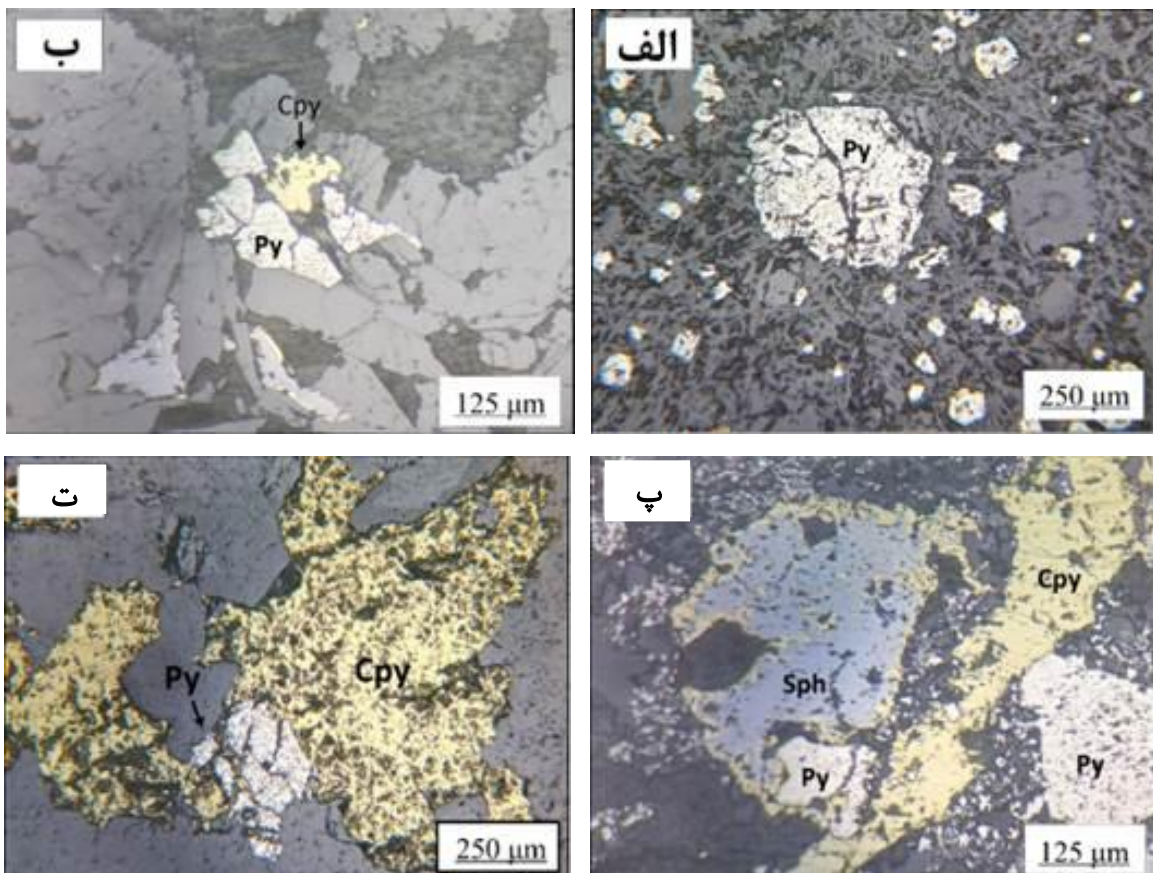
$100 \times [(X/I) - 1]$ آندزیت (X/I) / نمونه رسی (X/I) = درصد تغییر
در این رابطه، X و I به ترتیب مقدار عنصر مورد نظر برای
محاسبه تغییر جرم و مقدار عنصر شاخص کم تحرک انتخاب
شده هستند. انتخاب عنصر شاخص کم تحرک نکته مهمی
در محاسبه تغییرهای جرم عناصر است. بر اساس بررسی‌های
انجام شده، عناصری چون Zr, Nb, Ti, Th, Ta, Sc, Al طی
دگرسانی آرژیلیکی شدن سنگ‌های آتشفشانی دارای کمترین
درجه تحرک هستند [۱۰].

در این پژوهش، Al به دلیل کم بودن دامنه تغییرها نسبت
به عناصر دیگر، به عنوان عنصر شاخص کم تحرک انتخاب
گردید. در این محاسبه‌ها، مقادیر مثبت و منفی بدست آمده به
ترتیب نشان دهنده مقدار افزایش و کاهش جرم عناصر مورد
محاسبه طی فرآیند آرژیلی شدن است. نتایج این محاسبه‌ها در
جدول ۳ ارائه شده‌اند.

بررسی‌های کانه‌نگاری نشان می‌دهند که مهمترین کانه‌های
حاضر در رگه-رگچه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک عبارتند از
پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، مالاکیت و اکسیدهای آهن
(هماتیت، گوتیت، لیمونیت). پیریت‌ها بیشتر شکل‌دار بوده و
گاهی به صورت نیمه شکل‌دار اغلب دارای شکستگی‌های فراوان
است و در بسیاری از موارد در لبه بافت‌های انحلالی اشکی
شکل دارند. جانشینی کالکوپیریت با اسفالریت و هم‌رشدی آنها
با هم و با پیریت از پدیده‌های قابل مشاهده در مقاطع است
(شکل ۴).

زمین‌شیمی تغییرهای جرم عناصر جزئی و خاکی نادر در پهنه دگرسانی آرژیلیک

به منظور محاسبه تغییرهای جرم طی فرآیندهای دگرسانی
اغلب می‌توان از دو روش مختلف زمین‌شیمیایی، روش هم
حجم [۸] و روش عنصر کم تحرک [۹] استفاده کرد. برای این
منظور از رابطه زیر استفاده شده است:



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های دارای کانی‌زایی فلزی در منطقه ماهیرود (در نور بازتابی): الف) بلور به نسبت درشت پیریت دربرگرفته شده با بلورهای ریزتر این کانه در زمینه‌ی سنگ میزبان آندزیتی، ب) حضور کالکوپیریت کنار پیریت، پ) جانشینی کالکوپیریت با اسفالریت و ت) هم‌رشدی کالکوپیریت با پیریت.

جدول ۳ نتایج محاسبه تغییرهای جرم عناصر جزئی و خاکی نادر با فرض آلومینیوم به عنوان عنصر شاخص کم تحرک در نمونه‌های پهنه دگرسانی منطقه ماهیروود.

	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10
Sc	-۶۲٫۷۱	۴۹٫۳۹	۷۲	۵۳٫۹۳	-۵٫۲۴	-۳٫۶۵	-۵۳٫۶۲	۱۱٫۸۵	۵٫۸۰	-۳۵٫۲۳
Ba	-۱۹٫۱۴	۵۵٫۸۵	-۷۹٫۷۳	-۴۵٫۰۶	-۷۱٫۵۲	-۳۹٫۷۰	-۸۴٫۰۲	-۷۱٫۱۶	-۱۳٫۷۸	-۶۴٫۹۷
Hf	-۴۴٫۶۴	-۳۴٫۷۱	-۱۹٫۷۹	۳۵٫۷	۲۳٫۹۵	۲۳٫۹۵	۱۵٫۹۵	۲۰٫۵۲	-۴۷٫۳۰	۳۹٫۹۵
Nb	۸۴٫۷۳	۳۷٫۰۶	۲۲٫۶۸	۷۲٫۸۱	۱۳۲٫۳۹	۶۷٫۱۶	۸۷٫۵۴	۲۲٫۸۹	-۵۰٫۴۰	۱۴۰٫۵۴
Rb	۴۷۷٫۴۵	۳۵۹۱٫۹۷	۲۰۶۸۰	۱۱۷۲٫۴۶	۴۴۰٫۳۶	۱۷۵۵۵۸	۸۲۷٫۷۹	۹۱۷٫۹۷	۲۲۰۵٫۱۷	۱۲۸۶٫۵۸
Sn	-۱٫۴۲	۳۶٫۴۸	۵۸۱٫۹۱	۶۰٫۰۹	۱۰٫۴۷	۹۵٫۴۵	۱۰۳٫۹۵	۴٫۰۶	۱۴۱٫۲۵	۹۵٫۴۵
Sr	-۶۱٫۲۸	-۸۲٫۳۰	-۳۹٫۸۰	-۵۶٫۵۱	-۶۲٫۶۳	-۵۳٫۳۸	-۶۴٫۵۲	-۵۸٫۷۹	-۴۹٫۱۸	-۵۹٫۳۷
Ta	۴۵۹٫۷۹	۲۴۱٫۷۶	۴۹۴٫۸۳	۴۲۳٫۶۷	۳۴۴٫۷۶	۲۵۵٫۸۱	۳۴۴٫۷۶	۲۳۵٫۱۵	۲۶۰٫۷۵	۳۴۴٫۷۶
Th	۳۵۰٫۳۳	۱۴۵٫۴۸	۲۴۱٫۸۰	۴۴۱٫۶۵	۴۶۲٫۲۶	۶۱۵٫۶۰	۵۱۳٫۳۷	۷۸۱٫۴۹	۲۶۲٫۷۷	۳۰۸٫۹۱
U	۸۳٫۴۲	۳۹٫۹۸	۶۲٫۴۲	۷۱٫۵۹	۴۵٫۷۳	۴۵٫۷۳	۴۵٫۷۳	۳۷٫۲۷	۴۷٫۷۵	۴۵٫۷۳
V	-۷۸٫۰۲	-۱۱٫۳۶	۴۵٫۴۹	۵٫۲۵	-۳۵٫۵۲	-۱۸٫۹۶	-۸۳٫۲۴	-۳۲٫۰۸	-۴۸٫۴	-۷۹٫۸۲
Zr	-۷۲٫۰۱	-۳۷٫۰۵	-۴۰٫۹۱	-۲۳٫۸۶	-۴٫۷۵	-۲۳٫۱۰	-۳۷٫۳۷	-۲۲٫۹۰	-۶۹٫۴۸	-۱۰٫۳۸
Y	-۲۱٫۸۱	-۲٫۷۷	-۶٫۳۳	۳۹٫۴۰	۴۵٫۸۰	۱۲٫۱۸	-۱۱٫۹۳	۲٫۵۷	-۵۱٫۴۷	۴۳٫۲۴
Cu	-۴۶٫۳۷	-۴۸٫۲۷	۲۹٫۶۱	۵۳٫۶۵	-۵۷٫۹۵	-۳۸٫۱۳	-۵۷٫۹۵	-۷۲٫۵۸	۶۰٫۵۴	۸۶٫۰۸
Pb	-۳۲٫۶۳	۴۰٫۰۴	۰٫۵۶	۳٫۸۴	۸٫۵۸	-۳۵٫۷۷	-۲۹٫۶۵	-۱۹٫۳۳	-۴٫۳۸	-۳۱٫۱۸
Zn	۹٫۰۷	۱۱٫۷۸	۱۲۲٫۲۲	۲۶۱٫۴۹	۹۱٫۰۹	۹۲٫۶۹	۱۲٫۲۹	۹۹٫۳۴	۳۱۳٫۹۲	۴۸٫۷۰
Ni	۸۰٫۸۱	۲۸٫۲۰	۳۴۲٫۱۱	۸۴٫۴۳	-۰٫۸۳	۱٫۹۵	۱۷٫۷۱	-۴٫۸۴	۳۳۵٫۰۹	۱۷٫۷۱
La	۱۶۴۷	-۰٫۵۷	-۱۰٫۸۵	۸۰٫۹۸	۳۹٫۶۰	۹۶٫۰۶	۴۲٫۷۳	۵۳٫۶۵	-۲۰٫۴۹	۸۸٫۲۲
Ce	-۲۹٫۴۲	-۴۰٫۳۵	-۴۶٫۲۹	۹٫۶۷	-۱۵٫۶۶	۱۸٫۶۳	-۱۳٫۸۰	-۷٫۴۶	-۵۲٫۵۴	۱۳٫۵۴
Pr	۴۸٫۹۳	۱۸٫۰۳	۱٫۴۴	۸۷٫۵۵	۷۲٫۹۴	۹۵٫۶۹	۶۸٫۳۹	۵۸٫۶۱	-۲۱٫۵۶	۱۱۳٫۹۰
Nd	۴۱٫۹۹	۱۲٫۳۸	۰٫۵۹	۸۵٫۹۶	۷۲٫۱۵	۸۵٫۵۲	۵۹٫۶۱	۵۴٫۲۸	-۲۳٫۷۵	۱۱۷٫۲۷
Sm	۱۹٫۶۳	۵٫۱۳	۲٫۷۲	۴۹٫۲۲	۴۹٫۷۷	۵۲٫۶۶	۴۱٫۱۳	۲۷٫۵۱	-۲۹٫۹۱	۹۰٫۱۰
Eu	-۱۳٫۲۱	-۴٫۳۳	۲٫۴۶	۵۳٫۳۵	۲۲٫۵۸	۳۷٫۹۱	۱۴٫۹۲	۱۵٫۴۷	-۲۲٫۳۲	۵۳٫۲۳
Gd	۲۰٫۳۹	-۰٫۸۷	۳٫۸۰	۵۱٫۱۵	۳۵٫۵۵	۴۸٫۵۲	۴۰٫۹۶	۳۰٫۴۱	-۲۸٫۵۴	۹۳٫۸۲
Tb	۴۰٫۷	-۲۰٫۵۸	-۷٫۸۴	۲۹٫۸۱	۳۷٫۸۱	۲۴٫۰۳	۱۰٫۲۵	۳٫۸۵	-۴۴٫۱۱	۵۱٫۵۹
Dy	-۱۰٫۲۵	-۲۲٫۲۵	-۹٫۷۹	۱۵٫۷۳	۲۳٫۳۴	۹٫۸۵	-۰٫۲۲	-۱٫۹۷	-۴۵٫۲۹	۴۲٫۶۱
Er	-۱۸٫۸۸	-۲۹٫۶۵	-۱۵٫۱۱	۲۴٫۱۸	۱۷٫۱۸	-۰٫۳۹	-۹٫۱۸	-۳٫۴۲	-۴۹٫۵۱	۲۳٫۰۴
Tm	-۲۲٫۰۳	-۴۱٫۲۶	-۳۱٫۸۴	-۳٫۹۹	۱٫۹۲	-۱۸٫۴۶	-۱۸٫۴۶	-۲۲٫۲۰	-۵۸٫۵۵	۱٫۹۲
Yb	-۲۹٫۳۴	-۳۴٫۷۲	-۱۷٫۶۷	-۲٫۵۹	۱۵٫۲۴	-۸٫۴۰	-۱۴٫۳۱	-۱۳٫۷۲	-۵۲٫۰۷	۱۵٫۲۴
Lu	-۴۴٫۶۶	-۳۵٫۵۰	-۲۵٫۱۶	-۲۰٫۹۴	۱۱٫۹۲	-۱۰٫۴۷	-۱۰٫۴۷	-۱۵٫۶۷	-۵۴٫۶۱	-۱۰٫۴۷

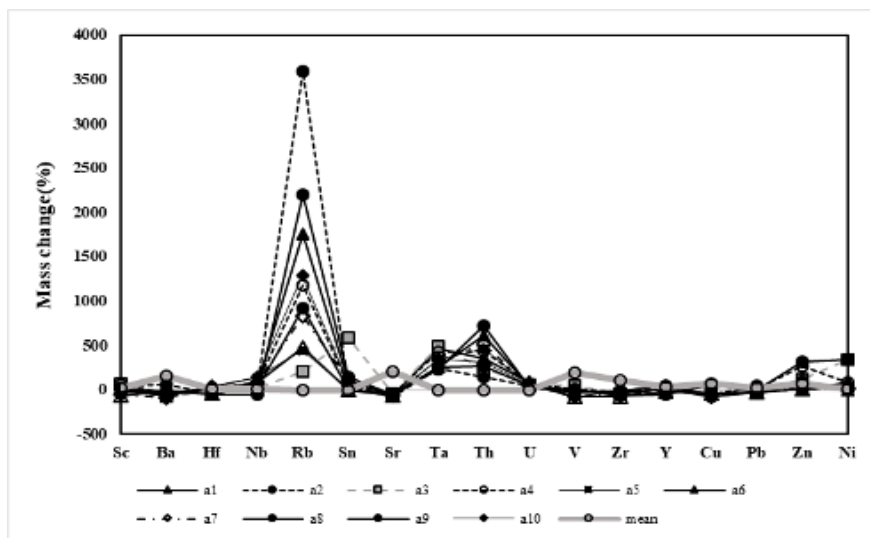
عناصر خاکی نادر طی این دگرسانی در برخی نمونه‌ها غنی شدگی داشته و در برخی دیگر دچار شستشو شده‌اند؛ به طوری که روند عمومی برای Tb, Gd, Eu, Sm, Nd, Pr, La غنی شدگی کلی و برای Ce, Dy, Er, Tm, Yb, Lu غنی شدن می‌دهد (شکل ۶).

الگوی توزیع عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت [۱۲] نشان دهنده جدایش خفیف LREE نسبت به HREE طی فرآیند دگرسانی آرژیلیک در منطقه مورد بررسی است (شکل ۷). افزون بر این، الگوی توزیع عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به سنگ آندزیتی اولیه شبیه به الگوی توزیع REEها در پهنه دگرسانی آرژیلیک می‌باشد با این تفاوت که بر خلاف پهنه دگرسانی آرژیلیک که عنصر Ce ناهنجاری منفی از خود نشان می‌دهد، در آندزیت‌ها، Ce ناهنجاری مثبت دارد. بر اساس محاسبه‌های انجام شده، نسبت‌های (La/Yb)_N و (LREE/HREE)_N در نمونه‌های پهنه دگرسان بهنجار شده

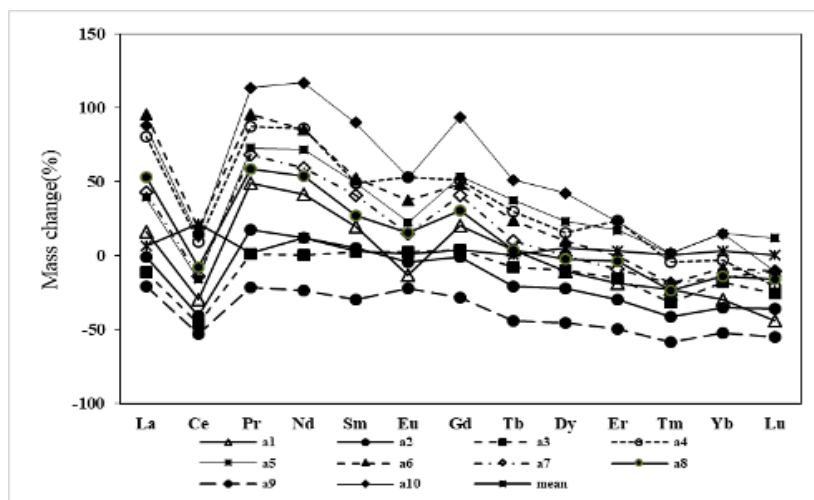
طبق بررسی‌های انجام شده، همه عناصر در فرآیند آرژیلیکی شدن دچار تغییرهای مثبت و منفی شده‌اند. بر اساس نتایج بدست آمده، عناصر Zn, U, Th, Ta, Rb به صورت بخشی طی آرژیلیکی شدن سنگ‌های آندزیتی در سامانه افزوده شده و عناصر Sr و Zr طی این فرآیند از سامانه شسته شده و خارج گشته‌اند. در مقابل، عناصر Y, V, Sn, Nb, Hf, Ba, Sc, Ni, Pb, Cu طی فرآیند دگرسانی دستخوش هر دو تغییر افزایش و کاهش شده‌اند (شکل ۵). از آنجا که تحرک REE در سامانه‌های دگرسانی وابسته به pH محلول‌هاست [۱۱]، می‌توان چنین گفت که محلول‌های درونزاد با pH پائین نقش مهمی در تحرک لانتانیدها داشته‌اند و کاهش دما با گذر زمان همراه با خنثی شدن محلول‌های دگرسان کننده در اثر واکنش با سنگ‌های درونگیر امکان غنی شدگی لانتانیدها در برخی نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژیلیک را فراهم نموده است.

نزدیکی آنها به گسل‌ها در پهنه دگرسانی آرژلیک بوده که نشان دهنده عبور محلول‌های گرمایی (با pH پائین) از آن-هاست [۱۵، ۱۶] و بر عکس، در نمونه‌های دورتر از گسل‌ها این نسبت‌ها افزایش یافته‌اند. کاهش دما و افزایش pH سیال‌های دگرسان کننده به طور طبیعی باعث ناپایداری مجموعه‌های دگرسانه لاتانیدها و افزایش نسبت‌های $(La/Yb)_N$ و $(LREE/HREE)_N$ شده‌اند [۱۷، ۱۸]. از این رو با توجه به مطالب بیان شده به نظر می‌رسد که تغییر در شیمی محلول‌های مسئول دگرسانی و اختلاف درجه ناپایداری یون‌های مجموعه ساز در بردارنده لاتانیدها بیشترین اثر را در شکل‌گیری الگوی توزیع REE و تغییرهای نسبت‌های عنصری در پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه دارد.

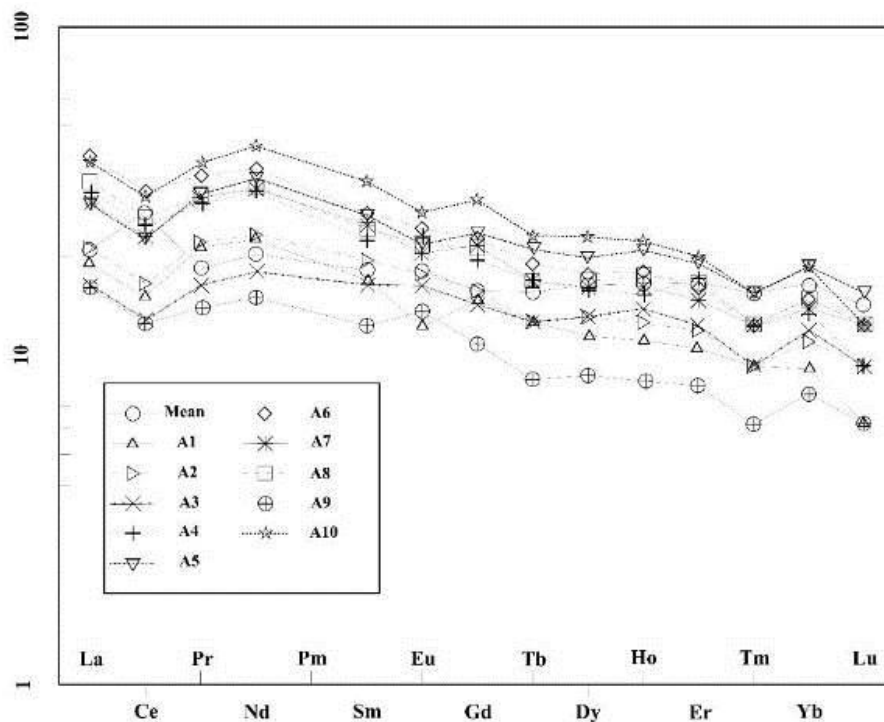
به کندریت [۱۲]، به ترتیب دارای گستره ۱/۳۸ تا ۲/۷۲ و ۰/۸۵ تا ۱/۲۵ هستند. در سنگ‌های مادر غیردگرسان آندزیتی میانگین $(La/Yb)_N$ برابر با ۱/۲۷ و میانگین $(LREE/HREE)_N$ برابر با ۱/۱۲ است (جدول ۱). به این ترتیب، با مقایسه این نسبت‌های عنصری مشخص می‌شود که هر دو نسبت $(La/Yb)_N$ و $(LREE/HREE)_N$ در نمونه‌های مربوط به پهنه دگرسانی نسبت به آندزیت‌های سنگ مادر روند افزایشی از خود نشان می‌دهند که خود بیانگر تفکیک LREE نسبت به HREE است. جدایش LREE از HREE طی فرآیندهای دگرسانی وابسته به pH محیط است و در pHهای اسیدی، LREE و در pHهای قلیایی، HREE متحرک هستند [۱۳، ۱۴]. روند کاهشی در نسبت‌های $(La/Yb)_N$ و $(LREE/HREE)_N$ در بعضی نمونه‌ها (A3, A5) به دلیل



شکل ۵ روند تغییر جرم عناصر جزئی در طی دگرسانی آرژلیک در منطقه ماهیرو.



شکل ۶ روند تغییر جرم عناصر خاکی نادر در پهنه دگرسانی آرژلیک منطقه ماهیرو.



شکل ۷ نمودار عنکبوتی الگوی توزیع عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت [۱۲] در نمونه های پهنه دگرسانی آرژلیک و میانگین سنگ اولیه.

جذب و تهنشینی آن توسط اکسیدها و سولفیدهای گرمایی چون پیریت است [۲۰].

الگوی پراکندگی عناصر خاکی نادر در نمونه‌های منطقه مورد بررسی در بخش راست شکل ۷ شیب ملایمی داشته و همه نمونه‌ها تقریباً الگوی یکسانی دارند. مقدار عناصر خاکی نادر در نمونه‌های بررسی شده برابر با ۳۹/۵۰ تا ۱۰۲/۶ppm است، اما LREE نسبت به HREE غنی شدگی کمی نشان می‌دهند و $(La/Yb)_N$ آنها برابر با ۱/۳۸ تا ۲/۷۲ است. درجه تفکیک LREE یا $(La/Sm)_N$ برابر با ۱ تا ۱/۴۸ است. بر اساس نمودار شکل ۷، غنی شدگی LREE نسبت به HREE دیده می‌شود. میانگین درجه تفکیک میان LREE یا $(La/Sm)_N$ برابر با ۱/۲۱ و درجه تفکیک میان HREE یا $(Gd/Yb)_N$ برابر با ۱/۴۵ است.

ضرایب همبستگی بین عناصر نشان دهنده همبستگی مثبت درونی قوی بین HREE (Gd تا Lu) با ۰/۹۹۴ - ۰/۷۷۶ ($r =$ نسبت به LREE (La تا Eu) با ۰/۹۹۶ - ۰/۲۰۴) وجود دارد (جدول ۴).

بر پایه بررسی‌های پیشین [۱۱]، pH اسیدی باعث خروج و pH بالا باعث ترسیب REE در سامانه‌های گرمایی می‌شوند. با توجه به روند کاهشی و افزایشی عناصر خاکی نادر (شکل ۶) در

عوامل کانیایی و زمین شیمیایی کنترل‌کننده رفتار عناصر خاکی نادر طی گسترش و تکامل پهنه دگرسانی آرژلیک

ترکیب نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی، محاسبه تغییرهای جرم عناصر (جدول ۳) و همبستگی پیروسون بین عناصر (جدول‌های ۴ و ۵) سیماهای جالبی از رفتارهای عنصری و کنترل‌های کانیایی و عوامل موثر بر توزیع و تحرک عناصر طی فرآیند دگرسانی آرژلیک را نشان می‌دهند.

در سامانه‌های گرمایی، عناصر خاکی نادر برای شناسایی خاستگاه سیال‌های کانه‌ساز و فرآیندهای برهم‌کنشی سیال-سنگ به کار می‌روند. اغلب الگوی بهنجار شده عناصر خاکی نادر نسبت به ترکیب کندریت بازتابی از ویژگی‌های خاستگاه و حتی تغییر تمرکز REE بوده که هنگام هوازگی فیزیکی و شیمیایی رخ داده است [۱۹]. در کل، فراوانی عناصر خاکی نادر در نمونه‌های دگرسان تا حدی کمتر از نمونه‌های سالم است (شکل ۷). بر اساس نمودار عنکبوتی شکل ۷، غنی شدگی ضعیف از عناصر خاکی نادر سبک و تهی شدگی ضعیف از عناصر خاکی نادر سنگین در نمونه‌های بررسی شده همراه با ناهنجاری منفی ضعیف Eu به احتمال بسیار بدلیل عدم تحرک نسبی Eu آزاد شده از ساختار پلاژیوکلاز در شرایط اکسیدی و

ساختی باشد، به طوریکه در نمونه‌های نزدیک گسل‌ها به دلیل بالا بودن دما و پائین بودن pH، این تغییرها کاهش یافته و در نمونه‌های دورتر افزایش یافته‌اند.

نمونه‌های مورد بررسی، تغییر جرم این عناصر طی فرآیندهای آرژیلیکی شدن می‌تواند مربوط به تغییر pH باشد. همچنین، تغییر جرم دیده شده در عناصر خاکی نادر در پهنه دگرسانی آرژیلیکی می‌تواند در ارتباط مستقیم با ساختارهای زمین

جدول ۴ ضریب همبستگی پیرسون بین عناصر خاکی نادر در نمونه‌های بررسی شده منطقه ماهیروود.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
La	۱													
Ce	۰.۹۶	۱												
Pr	۰.۹۶	۰.۹۶	۱											
Nd	۰.۹۵	۰.۹۵	۰.۹۹	۱										
Sm	۰.۶۸	۰.۶۸	۰.۷۰	۰.۷۲	۱									
Eu	۰.۲۹	۰.۲۹	۰.۲۳	۰.۲۴	۰.۸۱	۱								
Gd	۰.۹۰	۰.۹۰	۰.۹۷	۰.۹۸	۰.۷۰	۰.۲۰	۱							
Tb	۰.۸۸	۰.۸۸	۰.۹۵	۰.۹۶	۰.۶۷	۰.۱۷	۰.۹۸	۱						
Dy	۰.۸۶	۰.۸۶	۰.۹۳	۰.۹۵	۰.۶۷	۰.۱۷	۰.۹۸	۰.۹۹	۱					
Ho	۰.۸۴	۰.۸۴	۰.۹۱	۰.۹۳	۰.۶۵	۰.۱۶	۰.۹۶	۰.۹۸	۰.۹۹	۱				
Er	۰.۸۶	۰.۸۶	۰.۹۱	۰.۹۳	۰.۶۱	۰.۱۵	۰.۹۵	۰.۹۷	۰.۹۷	۰.۹۷	۱			
Tm	۰.۸۳	۰.۸۳	۰.۹۲	۰.۹۳	۰.۶۲	۰.۱۲	۰.۹۶	۰.۹۸	۰.۹۷	۰.۹۷	۰.۹۸	۱		
Yb	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۸۹	۰.۹۰	۰.۶۲	۰.۱۵	۰.۹۴	۰.۹۷	۰.۹۸	۰.۹۹	۰.۹۷	۰.۹۷	۱	
Lu	۰.۶۹	۰.۶۹	۰.۷۵	۰.۷۵	۰.۷۲	۰.۴۱	۰.۷۷	۰.۸۰	۰.۸۰	۰.۸۴	۰.۷۹	۰.۸۱	۰.۸۶	۱

جدول ۵ ضریب همبستگی پیرسون بین برخی از عناصر اصلی، جزئی و عناصر خاکی نادر در نمونه‌های بررسی شده منطقه ماهیروود.

	Si	Al	Fe	Mn	Na	K	Ti	Sc	Ba	Be	Co	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	V	Zr	Y	REEs	
Si	۱																						
Al	-۰.۴۱	۱																					
Fe	-۰.۶۸	۰.۲۲	۱																				
Mn	-۰.۶۸	۰.۴۳	۰.۴۸	۱																			
Na	۰.۹۱	-۰.۰۸	-۰.۶۹	-۰.۵۲	۱																		
K	-۰.۷۲	۰.۲۳	۰.۱۲	۰.۵۵	-۰.۶۶	۱																	
Ti	-۰.۲۰	۰.۴۸	۰.۳۲	-۰.۰۹	-۰.۱۵	-۰.۱۲	۱																
Sc	-۰.۲۷	۰.۳۵	۰.۳۱	۰.۱۷	-۰.۰۹	-۰.۲۴	۰.۴۳	۱															
Ba	-۰.۳۹	۰.۲۷	-۰.۱۱	۰.۰۶	-۰.۲۹	۰.۴۰	۰.۲۹	۰.۴۹	۱														
Be	۰.۳۰	۰.۱۰	-۰.۲۳	-۰.۵۴	۰.۳۹	-۰.۲۴	۰.۰۷	۰.۰۲	-۰.۱۵	۱													
Co	-۰.۲۵	۰.۳۶	۰.۲۰	۰.۳۶	-۰.۰۷	-۰.۱۸	۰.۲۵	۰.۸۷	۰.۵۱	-۰.۳۴	۱												
Ga	۰.۱۴	۰.۰۸	۰.۲۷	-۰.۰۳	۰.۲۲	-۰.۶۱	۰.۴۹	۰.۷۴	-۰.۰۶	۰.۰۹	۰.۵۶	۱											
Hf	۰.۲۲	۰.۳۷	-۰.۰۱	-۰.۰۸	۰.۳۲	-۰.۱۳	۰.۲۱	-۰.۳۵	-۰.۵۹	۰.۵۹	-۰.۵۱	۰	۱										
Nb	۰.۱۷	۰.۰۳	-۰.۰۸	-۰.۴۴	۰.۱۳	۰.۰۱	۰	-۰.۵۳	-۰.۴۴	۰.۷۵	-۰.۷۷	-۰.۳۵	۰.۷۶	۱									
Rb	-۰.۲۷	۰.۵۱	-۰.۲۳	۰.۰۵	-۰.۱۱	۰.۳۷	۰.۵۶	۰.۲۸	۰.۸۵	-۰.۰۵	۰.۳۵	۰.۰۲	-۰.۲۱	-۰.۲۷	۱								
Sr	۰.۲۰	۰.۱۳	۰.۲۶	۰.۲۳	۰.۳۰	-۰.۵۲	-۰.۱۰	۰.۳۶	-۰.۲۷	-۰.۲۹	۰.۶۱	۰.۴۳	-۰.۰۸	-۰.۴۴	-۰.۳۳	۱							
Ta	۰.۲۲	-۰.۶۱	۰.۲۰	-۰.۴۱	-۰.۰۴	-۰.۳۹	-۰.۱۸	-۰.۲۵	-۰.۶۳	۰.۱۵	-۰.۴۲	۰.۱۲	۰.۰۸	۰.۳۴	-۰.۷۱	۰.۰۳	۱						
Th	۰.۰۴	۰.۳۱	۰.۱۲	۰.۴۱	۰.۱۹	۰.۰۶	-۰.۰۴	-۰.۳۰	-۰.۵۳	۰.۱۸	-۰.۲۷	۰.۰۲	۰.۷۳	۰.۳۱	-۰.۲۸	۰.۰۸	-۰.۲۳	۱					
V	-۰.۰۴	۰.۱۲	۰.۳۳	۰.۰۴	۰.۰۳	-۰.۴۸	۰.۵۴	۰.۸۶	۰.۳۰	-۰.۱۷	۰.۷۹	۰.۸۸	-۰.۳۶	-۰.۶۲	۰.۲۵	۰.۴۳	-۰.۰۹	-۰.۲۴	۱				
Zr	۰.۱۳	۰.۴۷	۰.۰۷	-۰.۱۹	۰.۲۶	-۰.۲۲	۰.۴۱	-۰.۰۲	-۰.۳۵	۰.۷۷	-۰.۳۱	۰.۱۹	۰.۰۹	۰.۷۴	-۰.۰۴	-۰.۱۵	۰.۰۳	۰.۵۵	-۰.۱۱	۱			
Y	-۰.۲۹	۰.۲۱	-۰.۰۹	-۰.۴۴	۰.۳۵	-۰.۳۰	۰.۲۷	-۰.۱۰	-۰.۳۵	۰.۸۹	-۰.۴۴	۰.۱۲	۰.۸۲	-۰.۸۳	-۰.۱۲	-۰.۲۷	۰.۱۸	۰.۳۹	-۰.۱۹	-۰.۹۴	۱		
REEs	۰.۳۳	۰.۲۱	-۰.۱۹	-۰.۲۳	۰.۴۰	-۰.۰۹	۰.۰۹	-۰.۴۰	-۰.۴۸	۰.۷۲	-۰.۵۸	-۰.۱۱	۰.۹۳	۰.۸۲	-۰.۱۷	-۰.۱۹	۰.۰۵	۰.۶۳	-۰.۴۶	۰.۸۴	۰.۸۶	۱	

Ce در نمونه‌های پهنه دگرسانی آرژلیک با سنگ‌های اولیه آندزیتی نشان دهنده رخداد بی‌هنجاری منفی ضعیف برای Eu و متوسط برای Ce است. به نظر می‌رسد که علت اصلی رخداد بی‌هنجاری منفی Eu شستشوی بخشی Eu در اثر دگرسانی پلاژیوکلازهای سنگ اولیه آندزیتی در دماهای به نسبت بالا [۲۵] باشد. دلیل دیگر نیز می‌تواند اکسید شدن پیریت‌های درونزاد موجود در سنگ‌های آندزیتی باشد که با تشکیل محلول‌های اسیدی برونزاد سبب شستشوی بخشی Eu و ایجاد بی‌هنجاری منفی Eu شده است. بی‌هنجاری منفی Ce نیز که در همه نمونه‌ها دیده می‌شود می‌تواند ناشی از عملکرد محلول‌های درونزاد نسبت به محلول‌های برونزاد در تشکیل این پهنه دگرسانی باشد [۲۶].

برداشت

مهمترین نتایج بدست آمده از بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی پهنه دگرسانی منطقه ماهیرود در جنوب شرق ایران عبارتند از:

- ۱- وجود کانی‌های کائولینیت، مونت موریلونیت و ایلیت نشانگر دگرسانی آرژلیکی سنگ‌های آندزیتی و پیروکسن‌آندزیتی کرتاسه منطقه است.
- ۲- حضور رخنمون‌های سیلیسی در برخی مناطق پهنه دگرسانی آرژلیکی و رخداد بی‌هنجاری منفی Ce در همه نمونه‌های بررسی شده در پهنه دگرسان نشان می‌دهند که فرآیندهای درونزاد نقش عمده‌ای در گسترش و تکامل پهنه دگرسانی منطقه دارند.
- ۳- بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که کائولینیت و اسمکتیت به همراه هماتیت و اکسیدهای منگنز و موسکوویت- ایلیت میزبان عناصر خاکی نادر نیستند.
- ۴- جذب سطحی، روبش و فازهای کانایی نوشکل تشکیل شده چون روتیل نقشی در کنترل و توزیع و تثبیت عناصر خاکی نادر در منطقه ندارند.
- ۵- همبستگی مثبت قوی عناصر خاکی نادر با عناصری چون Be و Hf و Nb نشان دهنده نقش عمده کانی‌های ویژه عناصر خاکی نادر در تثبیت و تمرکز این عناصر است.
- ۶- دگرسانی پلاژیوکلازهای سنگ آندزیتی اولیه توسط سیال‌های گرمایی و اکسید شدن پیریت‌های درونزاد، دو عامل اصلی موثر در رخداد بی‌هنجاری منفی Eu در پهنه دگرسانی منطقه هستند.

کانی‌هایی چون کائولینیت، اسمکتیت، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز، فازهای کانایی تیتانیوم‌دار و فسفات‌های ثانویه به عنوان میزبانان اصلی عناصر خاکی نادر معرفی شده‌اند [۲۱، ۲۲]. همبستگی ضعیف بین Al و REE ($r = 0.208$) بیانگر ضعیف بودن نقش کائولینیت و اسمکتیت در تمرکز و تثبیت بخشی لانتانیدها در پهنه دگرسانی مورد بررسی است (شکل ۸). همچنین وجود همبستگی منفی با Fe ($r = -0.191$)، K ($r = -0.089$) و Mn ($r = -0.232$) و همبستگی ضعیف با Ti ($r = 0.086$) نیز نشانگر نداشتن نقش کنترلی کانی‌هایی چون هماتیت و موسکوویت- ایلیت و اکسیدهای منگنز و روتیل در توزیع لانتانیدها در پهنه دگرسانی مورد بررسی است. همبستگی مثبت قوی عناصر خاکی نادر با عناصری چون Be ($r = 0.723$)، Hf ($r = 0.936$) و Nb ($r = 0.827$) نشان می‌دهد که جذب سطحی توسط کانی‌های رسی و روبش توسط اکسیدهای آهن و منگنز نقشی در تثبیت و تمرکز REE نداشته است.

بیشتر REE در بسیاری از محیط‌های زمین‌شناسی ظرفیت ۳+ دارند، هر چند در برخی محیط‌ها، Ce ظرفیت ۴+ و Eu ظرفیت ۲+ نیز نشان می‌دهند که پیدایش ناهنجاری‌های Ce و Eu را در پی دارد. از این رو، نسبت‌های Ce^{+3}/Ce^{+4} و Eu^{+2}/Eu^{+3} در یک سیال و یا ماگما از شرایط اکسایش- احیا و یا دما پیروی می‌کند [۲۳]. از این رو برای پی بردن به ویژگی‌های سیال گرمایی، از پارامترهای Eu/Eu^* و Ce/Ce^* استفاده شد (مقادیر بیشتر از یک نشان‌دهنده ناهنجاری مثبت و مقادیر کمتر از یک نشانگر ناهنجاری منفی هستند). برای محاسبه مقادیر بی‌هنجاری Eu و Ce به ترتیب از روابط زیر استفاده شد [۲۴]:

$$Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N * Gd_N)^{0.5} \quad (2)$$

$$Ce/Ce^* = 2Ce_N / (La_N + Pr_N) \quad (3)$$

در این روابط، N بیانگر بهنجار کردن مقادیر Eu و Sm و Gd و Ce و La و Pr به مقادیر مشابه در کندریت [۱۲] است. محاسبه‌ها بر پایه این روابط برای نمونه‌های منطقه مورد بررسی نشان می‌دهند که مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce به ترتیب در گستره‌های ۰٫۷۸ تا ۱٫۱۸ و ۰٫۷۴ تا ۰٫۸۴ متغیر هستند. مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce در سنگ‌های سالم آندزیتی منطقه نیز به ترتیب دارای گستره‌های ۱٫۰۱ تا ۱٫۱۱ و ۱٫۲۱ تا ۱٫۵ هستند. مقایسه گستره‌های مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu و

Turkish Journal of Earth Sciences 22 (3) (2013) 444-468.

[11] Patino L.C., et al. "Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala", Chemical Geology 202 (3-4) (2003) 343-364.

[12] Boynton W.V., "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies", Developments in geochemistry, Elsevier (1984) 63-114.

[13] Kadir S., Akbulut A., "Mineralogy, geochemistry and genesis of the Taşoluk kaolinite deposits in pre-Early Cambrian metamorphites and Neogene volcanites of Afyonkarahisar, Turkey", Clay Minerals 44 (1) (2009) 89-112.

[14] Arslan M., et al. "Origin and formation of kaolin minerals in saprolite of Tertiary alkaline volcanic rocks, Eastern Pontides, NE Turkey", Clay Minerals 41 (2) (2006) 597-617.

[15] Abedini A., Calagari A.A., Naseri H., "Mineralization and REE geochemistry of hydrothermal quartz and calcite of the Helmesi vein-type copper deposit, NW Iran" Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen", (2016) 123-134.

[16] Höhn S., Frimmel H.E., Pašava J., "The rare earth element potential of kaolin deposits in the Bohemian Massif (Czech Republic, Austria)", Mineralium Deposita 49 (2014) 967-986.

[17] Abedini A., Rezaei Azizi M., Calagari A.A., "The lanthanide tetrad effect in argillic alteration: an example from the Jizvan District, northern Iran", Acta Geologica Sinica-English Edition 92 (4) (2018) 1468-1485.

[18] Fulignati P., Gioncada A., Sabrana A., "Rare-earth element (REE) behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Vulcano (Aeolian Islands, Italy)", Journal of Volcanology and geothermal research 88 (4) (1999) 325-342.

[19] Xian Y., et al. "Geochemistry of the Yangla volcanic rocks and its relationship to Cu mineralization in the Yangla copper deposit, western Yunnan, China", Journal of volcanology and geothermal research 243 (2012) 38-44.

[20] Peter J.M., Goodfellow W.D., Doherty W., "Hydrothermal sedimentary rocks of the Heath Steele Belt, Bathurst Mining Camp, New Brunswick: Part 2. Bulk and rare earth element geochemistry and implications for origin", (2003).

[21] Abedini A., Calagari A.A., "Geochemical characteristics of the Abgharm kaolin deposit, NW

۷- رخداد بی هنجاری منفی Ce نشان می‌دهد که محلول‌های درونزاد نقش ارزنده‌ای در ایجاد پهنه دگرسانی دارند.

قدردانی

نگارندگان این مقاله به این وسیله قدردانی خود را از مسئولین مجله اعلام داشته و همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

[1] Corbett Greg., "Epithermal gold for explorationists", AIG Journal-Applied geoscientific practice and research in Australia 4 (1) (2002) 1-26.

[2] Sillitoe R.H., Hedenquist J.W., "Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits", (2005)

[3] Keshtgar S., Bagheri S., "Tectonic setting of the Mahirud Volcano-plutonic Complex: Different viewpoint on the geodynamic history of East Iran (in persian)", Scientific Quarterly Journal of Geosciences (2019) 131-144.

[4] Tirrul R., et al. "The Sistan suture zone of eastern Iran", Geological Society of America Bulletin (1983) 134-150.

[5] John J.R., Shroder F., "Comparison of Tectonic and Metallogenic Provinces of Afghanistan to Pakistan", Journal of Himalayan Earth Sciences 17 (1984) 87-100.

[6] Ludington Steve., et al. "Preliminary mineral resource assessment of selected mineral deposit types in Afghanistan", US Geological Survey Open-File Report 1005 (2007) 47.

[7] Aghanabati A., "The Geology of Iran. Geological Survey of Iran", Tehran, (2004) 586 (In Persian).

[8] Brimhall G.H., William E.D. "Constitutive mass balance relations between chemical composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems: results on weathering and pedogenesis", Geochimica et Cosmochimica Acta (1987) 567-587.

[9] Nesbitt H., Wayne M., "Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite", Nature 279 (5710) (1979) 206-210.

[10] Kadir S., Hülya E., "Genesis of the hydrothermal Karaçayır kaolinite deposit in Miocene volcanics and Palaeozoic metamorphic rocks of the Uşak-Güre Basin, western Turkey",

- [24] Taylor S.R., McLennan S.M., *"The continental crust: its composition and evolution"*, (1985).
- [25] Kadir S., *"Mineralogical and geochemical characteristics and genesis of the Güzelyurt alunite-bearing kaolinite deposit within the Late Miocene Gördeles ignimbrite, central Anatolia, Turkey"*, *Clays and Clay Minerals* 62 (6) (2014) 477-499.
- [26] Cravero F., Domínguez E., Iglesias C., *"Genesis and applications of the Cerro Rubio kaolin deposit, Patagonia (Argentina)"*, *Applied clay science* 18 (3-4) (2001) 157-172.
- Iran"*, *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 278 (3) (2015) 125-139.
- [22] Abedini A., Calagari A.A., *"Geochemical characteristics of the Arabshah kaolin deposit, Takab geothermal field, NW Iran"*, *Arabian Journal of Geosciences* 9 (2016) 1-16.
- [23] Linnen R.L., et al. *"Geochemistry of the rare-earth element, Nb, Ta, Hf, and Zr deposits"*, *Treatise on Geochemistry: Second Edition*. 2013. 543-568.