نشریه علوم دانشگاه خوارزمی
جلد ۱۲، شماره ۲
تاریخ چاپ بهار ۱۳۹۲

تفکیك زمین‌شیمیایی توده‌های نفوذی بارور از نابارور در کمربند مس پورفیری کرمان

*بهنام شفیعی؛ دانشگاه گلستان، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی
جمشید شهاب‌پور؛ دانشگاه شهید باهنر کرمان، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی

چکیده

توده‌های نفوذی بارور و نابارور با سن الیگو-میوسن و ترکیب کانی‌شناسی مشابه در کمربند مس پورفیری کرمان تفاوت‌های زمین شیمیایی مهمی را از لحاظ عناصر فرعی و خاکی نادر آشکار کردند. توده‌های نفوذی بارور به‌بهترین نحوی با ویژگی‌هایی مانند مقادیر اندک اکسید منگنز (درصد وزنی MnO ≤۰/۱)، ایتریوم (Y≤۱۸ ppm)، عناصر با میدان پایداری زیاد (∑HFSE≤۱۰۰ ppm) و عناصر خاکی نادر سنگین (Yb≤۱/۹ppm) و مقادیر زیاد استرانسیوم (۱۰۱۵-۴۰۶ ppm)، Sr/Y≥ ۳۰، تفریق شدید از عناصر خاکی نادر (La/Yb≥۲۰) و همچنین بی‌هنجاری مثبت یوروپیوم (Eu/Eu*≥۱) از توده‌های نابارور با ویژگی‌های MnO ≤۰/۱wt.%, ۵۰-۱۲ ppm= Sr=۱۸۴-۵۷۶ppm,Y, La/Yb<۱۵, Eu/Eu*<۱, Sr/Y≤۳۰) تفکیک گردیدند. این ویژگی‌ها به‌عنوان شاخص ماگماهای آب‌دار و اکسیدان معرفی شدند که می‌تواند ناشی از شرایط متفاوت شکل‌گیری آن‌ها در مقایسه با ماگماهای نابارور باشد. طبق پژوهش حاضر، برخی نمودارهای تفکیك کننده که می‌توانند به‌عنوان ابزاری برای شناسایی توده‌های نفوذی بارور، جایی‌که این توده‌ها با توده‌های نفوذی نابارور همراه هستند، در دیگر مکان*های* مس‌خیز ایران استفاده شوند عبارتند از: La/Yb-Yb, La/Yb-SiO_2, Sr/Y-Y, Sr/Y-SiO_2 MnO-Y, ∑HFSE-Y و Eu/Eu*-SiO_2.

مقدمه

در ایالت‌های مس پورفیری، در مقیاس ناحیه‌ای و محلی، توده‌های نفوذی از نظر کانه‌زایی قابل تفکیک به دو گروه بارور و نابارور هستند. گروه بارور توده‌های نفوذی هستند که مولد کانه‌زایی مس هستند و در اکثر ایالت‌های واجد فلززایی مس تعداد کمی از این نوع توده‌های نفوذی، وجود دارند. گروه نابارور اشاره به توده‌هایی دارد که کانه‌زایی با آن‌ها حادث نشده است. این گروه تعداد بسیاری از توده‌ها را در یک ایالت فلززایی مس به‌خود اختصاص می‌دهند که در جوار توده‌های بارور قرار دارند و آن‌ها را همراهی می‌کنند؛ هرچند که ممکن است به لحاظ سنی مشابه یا متفاوت باشند. در دهه‌های اخیر تلاش‌های ارزشمند و فراوانی برای تفکیک

واژه‌های کلیدی: زمین شیمی، مس پورفیری، نفوذی‌های بارور
دریافت ۹۰/۱/۱۵ پذیرش۹۱/۱۰/۱۸
*نویسنده مسیول behnam.shafiei@gmail.com

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

توده‌های نفوذی بارور از توده‌های نابارور در ایالت‌های واجد فلززایی مس پورفیری به‌ویژه در آند (شیلی) و آریزونا (جنوب‌غرب ایالات متحده آمریکا) و با استفاده از روش‌های گوناگون مانند کانی‌شناسی، شیمی‌کانی، زمین‌شیمی سنگ کُل و تحقیقات ایزوتوپی انجام پذیرفته است [۱]-[۱۱]. طبق این پژوهش‌ها رهیافت‌های ارزش‌مندی با راه‌برد اکتشاف ناحیه‌ای به‌دست آمده است. ایران‌زمین به‌عنوان بخشی از نواحی غربی کمربند فلززایی تتیس برای تحمل تکتونیک خاص نواحی هم‌گرایی صفحات، کمان‌های ماگمایی متعدد، مجزا و باریکی را در دوران سنوزوییک در پهنه خود جای داده است که واجد کانسارها و نشانه‌های فراوانی از کانی‌سازی مس و به‌ویژه از نوع پورفیری هستند. از مهم‌ترین نواحی آتشفشانی- نفوذی واجد کانسار و نشانه‌های کانی‌سازی مس پورفیری می‌توان به کمان ماگمایی سنوزوییک کرمان در جنوب شرق ایران اشاره کرد که واجد بیش از ۲۰۰ کانسار، اندیس و نشانه معدنی از کانی‌سازی مس است که بسیاری از آن‌ها ویژگی‌های مس پورفیری را به نمایش گذاشته‌اند (شکل۱ الف، ب). کانی‌سازی مس پورفیری در کمان ماگمایی سنوزوییك کرمان از لحاظ زمانی و مکانی با توده‌های نفوذی کم‌ژرفای متعلق به میوسن میانی- پایانی (گرانیتوییدهای تیپ کوه پنج) رخ داده است [۱۲]-[۱۵]. در مقابل، توده‌های نفوذی ایوسن- الیگوسن (گرانیتوییدهای تیپ جبال بارز) هرچند که به فراوانی در ناحیهٔ کمان ماگمایی و در جوار این توده‌ها وجود دارند لیکن هیچ‌گونه کانی‌سازی اصلی از مس پورفیری با آن‌ها حادث نشده است. به‌عبارت بهتر توده‌های گرانیتوییدی میوسن میانی- پایانی، بارور و گرانیتوییدهای ایوسن- الیگوسن نابارور بوده‌اند [۱۶]، [۱۷].

در این مقاله با بهره‌گیری از پردازش داده‌های زمین‌شیمیایی عناصر فرعی و خاکی نادر از توده‌های نفوذی بارور و نابارور، معیارهای زمین‌شیمیایی برای تفکیک این توده‌ها آشکار شده و مورد تحلیل قرار گرفته است که می‌توانند در مرحلهٔ پی‌جویی و اکتشاف ناحیه‌ای در مناطق تحت اکتشاف مس پورفیری در ایران مورد توجه قرار گیرند.

مواد و روش‌ها

در راستای دست‌یابی به هدف فوق، تعداد ۳۷ نمونه نسبتاً سالم و یا با حداقل آثار هوازدگی و دگرسانی (بر پایه میزان $\%L.O.I.\leq ۳$ و همچنین مشاهدات پتروگرافی از مجموع ۲۰۳ نمونه) و البته با ترکیب سنگ‌شناسی مشابه (دیوریت- کوارتزدیوریت- گرانودیوریت) مربوط به این دو تیپ توده نفوذی از گمانه‌های اکتشافی عمیق (تا ژرفای ۱۰۰۰ متری) و همچنین محل‌های برونزد این توده‌ها برداشت گردید. نمونه‌ها بعد از آماده‌سازی در کارگاه و آزمایشگاه‌های تحقیقاتی مجتمع مس سرچشمه برای انجام آنالیز شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر با فناوری‌های ICP-AES و ICP-MS توسط شرکت ALS Chemex در ونکوور کانادا ارسال شدند. آنالیزهای مذکور با حد تشخیص ۰/۰۱ درصد برای عناصر اصلی و ۰/۰۱ppm برای عناصر فرعی و خاکی نادر با خطای کم‌تر از ۲٪ برای همهٔ عناصر مذکور انجام پذیرفته است. در جدول ۱ مشخصات مربوط به نمونه‌های استفاده شده و در جدول ۲ نتایج آنالیز شیمیایی ۳۷ عدد نمونه ارایه شده است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

جدول۱. خلاصه‌ای از ویژگی‌های مکانی، کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی ۳۷ نمونه استفاده شده در این پژوهش

نام‌نمونه	موقعیت جغرافیایی نمونه	نوع نمونه و مکان نمونه‌برداری	تیپ تودهٔ نفوذی و باروری یا نابارروری توده	بافت سنگ	ترکیب کانی‌شناسی (درصد حجمی)	ترکیب سنگ‌شناسی
KPP	۲۹° ۴۸′ ۱۳″ شمال ۵۶° ۰۳′ ۸۷″ شرق	نمونه‌برداری از رخنمون تودهٔ نفوذی بارور در محل کانسار کوه پنج	تیپ کوه پنج (بارور)	پورفیری دانه‌ریز	پلاژیوکلاز (۷۵% حجمی)، کوارتز (۱۰% حجمی)، هورنبلند (۵% حجمی)، بیوتیت (۳-۵% حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۲-۳% حجمی)، پیروکسن (۲-۳% حجمی)؛ پیروکسن‌ها بطور بخشی به اپیدوت و پلاژیوکلازها بطور ضعیفی به سریسیت تبدیل شده‌اند.	کوارتزدیوریت
RAMP	۲۸° ۵۸′ ۰۹″ شمال ۵۱° ۴۴′ ۴۳″ شرق	نمونه‌برداری از رخنمون تودهٔ نفوذی بارور در محل کانسارمدین	تیپ کوه پنج (بارور)	پورفیری	پلاژیوکلاز (۶۵% حجمی)، کوارتز (۱۵% حجمی)، هورنبلند (۵% حجمی)، بیوتیت (۳-۵% حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۱۰% حجمی)	گرانودیوریت
LZP	۲۹° ۲۳′ ۶۶″ شمال ۵۶° ۵۸′ ۲۹″ شرق	نمونه‌برداری از رخنمون تودهٔ نفوذی بارور در محل کانسار لالزار	تیپ کوه پنج (بارور)	پورفیری	پلاژیوکلاز (۶۰% حجمی)، کوارتز (۱۵% حجمی)، هورنبلند (۵% حجمی)، بیوتیت (۳% حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۱۵% حجمی)، پیروکسن (۱-۳% حجمی)؛ پیروکسن‌ها بطور بخشی به اپیدوت تبدیل شده‌اند.	گرانودیوریت
IJP	۳۰° ۳۳′ ۵۳″ شمال ۵۶° ۵۷′ ۱۸″ شرق	نمونه برداری از مغزه‌های اکتشافی کانسار ایجو	تیپ کوه پنج (بارور)	پورفیری دانه‌ریز	پلاژیوکلاز (۷۰% حجمی)، کوارتز (۱۵% حجمی)، هورنبلند (۵-۱۰% حجمی)، بیوتیت (۳-۵% حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۱-۲% حجمی)، پیروکسن (۱-۳% حجمی)؛ پیروکسن‌ها بطور بخشی به اپیدوت تبدیل شده‌اند.	کوارتزدیوریت
KDP	۳۰° ۳۶′ ۲۳″ شمال ۵۵° ۴۵′ ۱۲″ شرق	نمونه‌برداری از رخنمون تودهٔ نفوذی بارور در محل کانسار گِدِر	تیپ کوه پنج (بارور)	پورفیری	پلاژیوکلاز (۷۰% حجمی)، کوارتز (۲۰% حجمی)، هورنبلند (۵% حجمی)، بیوتیت (۵-۱۰% حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۱-۲% حجمی) پلاژیوکلازها بطور ضعیفی به سریسیت تبدیل شده‌اند.	کوارتزدیوریت
AP	۳۰° ۱۹′ ۳۳″ شمال ۵۵° ۱۵′ ۰۲″ شرق	نمونه‌برداری از مغزه‌های اکتشافی کانسار آبدر	تیپ کوه پنج (بارور)	پورفیری دانه ریز	پلاژیوکلاز (۸۰% حجمی)، کوارتز (۱۰% حجمی)، هورنبلند (۳-۵% حجمی)، بیوتیت (۳% حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۱% حجمی)، پیروکسن (۳% حجمی)؛ پلاژیوکلازها بطور ضعیفی به سریسیت تبدیل شده‌اند.	دیوریت-کوارتزدیوریت
GKP	۳۰° ۳۶′ ۱۰″ شمال ۵۵° ۰۰′ ۰۲″ شرق	نمونه‌برداری از رخنمون تودهٔ نفوذی بارور در محل کانسار گودگلواری	تیپ کوه پنج (بارور)	پورفیری دانه‌ریز	پلاژیوکلاز (80% حجمی)، کوارتز (15% حجمی)، هورنبلند (۵% حجمی)، بیوتیت (۳-۵% حجمی)، پیروکسن (۱-۳% حجمی)؛ پیروکسن‌ها بطور بخشی به اپیدوت و پلاژیوکلازها بطور ضعیفی به سریسیت تبدیل شده‌اند.	دیوریت-کوارتزدیوریت
SNP	۳۰° ۲۹′ ۸۸″ شمال ۵۵° ۰۰′ ۰۳″ شرق	نمونه‌برداری از رخنمون تودهٔ نفوذی بارور در محل کانسار سرنو	تیپ کوه پنج (بارور)	پورفیری دانه ریز	پلاژیوکلاز (۸۵% حجمی)، کوارتز (۱۰% حجمی)، هورنبلند (۱-۳% حجمی)، بیوتیت (۳-۵% حجمی)، پیروکسن (۱-۳% حجمی)؛ پیروکسن‌ها بطور بخشی به اپیدوت تبدیل شده‌اند.	دیوریت-کوارتزدیوریت
NP	۲۹° ۵۴′ ۵۴″ شمال ۵۵° ۴۹′ ۹۲″ شرق	نمونه‌برداری از مغزه‌های اکتشافی کانسار نوجون	تیپ کوه پنج (بارور)	پورفیری دانه‌ریز	پلاژیوکلاز (۷۵% حجمی)، کوارتز (۱۵% حجمی)، هورنبلند (۵% حجمی)، بیوتیت (۳-۵% حجمی)، پیروکسن (۱-۳% حجمی)؛ پلاژیوکلازها بطور ضعیفی به سریسیت تبدیل شده‌اند.	دیوریت-کوارتزدیوریت
DAP	۲۹° ۲۷′ ۱۴″ شمال ۵۱° ۰۷′ ۱۲″ شرق	نمونه‌برداری از مغزه‌های اکتشافی کانسار درآلو	تیپ کوه پنج (بارور)	پورفیری	پلاژیوکلاز (۶۰% حجمی)، کوارتز (۱۵% حجمی)، هورنبلند (۵% حجمی)، بیوتیت (۳-۵% حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۱۵% حجمی)؛ پلاژیوکلازها بطور ضعیفی به سریسیت تبدیل شده‌اند.	گرانودیوریت
SKP	۲۹° ۵۵′ ۱۵″ شمال ۵۵° ۴۶′ ۵۴″ شرق	نمونه‌برداری از مغزه‌های اکتشافی کانسار سرکوه	تیپ کوه پنج (بارور)	پورفیری	پلاژیوکلاز (۴۵% حجمی)، کوارتز (۱۵% حجمی)، هورنبلند (۳-۸% حجمی)، بیوتیت (۲-۵% حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۲۵% حجمی)، پیروکسن (۱-۳% حجمی)؛ هورنبلندها به بیوتیت و کلریت و بیوتیتها به کلریت تبدیل شده‌اند.	گرانودیوریت
DZP	۲۹° ۵۲′ ۰۵″ شمال ۵۵° ۵۳′ ۱۲″ شرق	نمونه‌برداری از مغزه‌های اکتشافی کانسار دره زار	تیپ کوه پنج (بارور)	پورفیری	پلاژیوکلاز (۵۵% حجمی)، کوارتز (۲۵% حجمی)، هورنبلند (۵-۷% حجمی)، بیوتیت (۳-۵% حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۱۰% حجمی)؛ بیوتیت‌ها بطور ضعیفی به کلریت و پلاژیوکلازها بطور ضعیفی به فلدسپارپتاسیم تبدیل شده‌اند.	گرانودیوریت
MP	۳۰° ۲۲′ ۳۶″ شمال ۵۵° ۱۲′ ۲۹″ شرق	نمونه‌برداری از مغزه‌های اکتشافی کانسار میدوك	تیپ کوه پنج (بارور)	پورفیری	پلاژیوکلاز (۴۵% حجمی)، کوارتز (۳۰% حجمی)، هورنبلند (۱۰% حجمی)، بیوتیت (۳-۵% حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۱۰% حجمی)؛ بیوتیت‌ها بطور ضعیفی به کلریت و پلاژیوکلازها بطور ضعیفی به فلدسپارپتاسیم و آلبیت تبدیل شده‌اند.	گرانودیوریت-کوارتزمونزونیت
SCP	۲۹° ۵۶′ ۴۸″ شمال ۵۵° ۵۲′ ۵۸″ شرق	نمونه‌برداری از مغزه‌های اکتشافی کانسار سرچشمه	تیپ کوه پنج (بارور)	پورفیری	پلاژیوکلاز (۵۵% حجمی)، کوارتز (۲۰% حجمی)، هورنبلند (۵-۱۰% حجمی)، بیوتیت (۳-۵% حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۱۵% حجمی)؛ بیوتیت‌ها بطور ضعیفی به کلریت و پلاژیوکلازها بطور ضعیفی به فلدسپارپتاسیم و آلبیت تبدیل شده‌اند.	گرانودیوریت

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

جدول۱.

نام نمونه	موقعیت جغرافیایی نمونه	نوع نمونه و مکان نمونه‌برداری	تیپ تودهٔ نفوذی و باروری یا نابارروری توده	بافت سنگ	ترکیب کانی‌شناسی (درصد حجمی)	ترکیب سنگ‌شناسی
SP	۳۰° ۲۳′ ۵۲″ شمال ۵۵° ۰۸′ ۲۹″ شرق	نمونه‌برداری از مغزه‌های اکتشافی کانسار سارا	تیپ کوه پنج (بارور)	پورفیری دانه‌ریز	پلاژیوکلاز (۷۵% حجمی)، کوارتز (۲۰% حجمی)، هورنبلند (۳% حجمی)، بیوتیت (۳-۵% حجمی)، پیروکسن (۱-۳% حجمی)؛ پلاژیوکلازها به‌طور ضعیفی به سریسیت تبدیل شده‌اند.	دیوریت-کوارتزدیوریت
GCH-1	۲۹° ۳۶′ ۳۲″ شمال ۵۶° ۱۲′ ۱۱″ شرق	نمونه‌برداری از رخ‌نمون تودهٔ نفوذی چهارگنبد	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان‌دانه	پلاژیوکلاز (۸۰% حجمی)، کوارتز (۱۰% حجمی)، هورنبلند (۳% حجمی)، بیوتیت (۵% حجمی)، فلدسپاریتائیم (۱-۲% حجمی)، پیروکسن (۲% حجمی)؛ پلاژیوکلازها به‌طور ضعیفی به سریسیت تبدیل شده‌اند.	کوارتزدیوریت
GCH-4	۲۹° ۳۶′ ۲۰″ شمال ۵۶° ۱۵′ ۱۷″ شرق	نمونه‌برداری از رخ‌نمون تودهٔ نفوذی چنارکف، چهارگنبد	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان‌دانه	پلاژیوکلاز (۷۵% حجمی)، کوارتز (۲۰% حجمی)، هورنبلند (۳% حجمی)، بیوتیت (۳-۵% حجمی)، فلدسپاریتائیم (۱-۲% حجمی)، پیروکسن (۱-۳% حجمی)؛ پلاژیوکلازها به‌طور ضعیفی به سریسیت تبدیل شده‌اند.	کوارتزدیوریت
GCH-5	۲۹° ۳۶′ ۳۲″ شمال ۵۶° ۱۵′ ۲۹″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی چنارکف در محل چهارگنبد	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۶۰% حجمی)، کوارتز (۲۰% حجمی)، هورنبلند (۵% حجمی)، بیوتیت (۲% حجمی)، فلدسپاریتائیم (۱۰% حجمی)، پیروکسن (۳% حجمی).	گرانودیوریت
GCH-16	۲۹° ۴۲′ ۰۵″ شمال ۵۶° ۱۱′ ۰۷″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی رزون، چهارگنبد	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۶۰% حجمی)، کوارتز (۲۰% حجمی)، هورنبلند (۵% حجمی)، بیوتیت (۲% حجمی)، فلدسپار پتائیم (۱۰% حجمی)، پیروکسن (۳% حجمی)	گرانودیوریت-کوارتزمونزونیت
GCH-19	۲۹° ۴۱′ ۵۷″ شمال ۵۶° ۰۹′ ۳۶″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی رزون در محل چهارگنبد	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۸۵% حجمی)، کوارتز (۱۰% حجمی)، هورنبلند (۳% حجمی)، بیوتیت (۲% حجمی)، فلدسپاریتائیم (۱-۲%)، پیروکسن (۱-۳% حجمی)	دیوریت-کوارتزدیوریت
GCH-25	۲۹° ۲۷′ ۲۳″ شمال ۵۶° ۱۹′ ۵۰″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی چنارکف، چهارگنبد	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۷۵% حجمی)، کوارتز (۱۰% حجمی)، هورنبلند (۳% حجمی)، بیوتیت (۵% حجمی)، فلدسپاریتائیم (۵%)، پیروکسن (۲% حجمی)	کوارتزدیوریت-گرانودیوریت
GSH-2	۳۰° ۱۴′ ۸۹″ شمال ۵۵° ۲۷′ ۵۹″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی چنار-گلاب، شمال شرق شهربابك	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۴۵% حجمی)، کوارتز (۲۵% حجمی)، هورنبلند (۴% حجمی)، بیوتیت (۱% حجمی)، فلدسپار پتائیم (۲۰% حجمی)، پیروکسن (۵% حجمی)	گرانودیوریت-کوارتزمونزونیت
GSV-3	۲۸° ۴۸′ ۱۰″ شمال ۵۴° ۴۸′ ۱۳″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی سبزه واران، شمال جیرفت	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۵۵% حجمی)، کوارتز (۲۰% حجمی)، هورنبلند (۵% حجمی)، بیوتیت (۵% حجمی)، فلدسپار پتائیم (۱۰% حجمی)، پیروکسن (۵% حجمی)	گرانودیوریت
GSV-5	۲۸° ۵۰′ ۳۳″ شمال ۵۴° ۵۱′ ۷۱″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی جبال بارز، شرق جیرفت	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۶۰% حجمی)، کوارتز (۲۰% حجمی)، هورنبلند (۳% حجمی)، بیوتیت (۲% حجمی)، فلدسپار پتائیم (۱۰% حجمی)، پیروکسن (۵% حجمی)	گرانودیوریت
GSV-6	۲۸° ۴۰′ ۶۹″ شمال ۵۴° ۳۳′ ۹۵″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی هیشین، جنوب جیرفت	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۵۰% حجمی)، کوارتز (۲۵% حجمی)، هورنبلند (۳% حجمی)، بیوتیت (۲% حجمی)، فلدسپار پتائیم (۱۵% حجمی)، پیروکسن (۵% حجمی)	گرانودیوریت-کوارتزمونزونیت
GKK-2	۲۹° ۰۵′ ۹۰″ شمال ۵۴° ۳۵′ ۴۱″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی سربیزان، خانه خاتون	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۷۰% حجمی)، کوارتز (۲۰% حجمی)، هورنبلند (۳% حجمی)، بیوتیت (۳-۵% حجمی)، فلدسپار پتائیم (۱-۲% حجمی)، پیروکسن (۱-۳% حجمی)	دیوریت-کوارتزدیوریت
GKK-4	۲۹° ۰۸′ ۸۶″ شمال ۵۴° ۵۵′ ۵۴″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی سربیزان	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۷۵% حجمی)، کوارتز (۱۵% حجمی)، هورنبلند (۱% حجمی)، بیوتیت (۱% حجمی)، فلدسپار پتائیم (۵% حجمی)، پیروکسن (۳% حجمی)	گرانودیوریت
GKK-7	۲۹° ۰۲′ ۹۰″ شمال ۵۴° ۳۵′ ۲۱″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی سربیزان،خانه خاتون	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۴۰% حجمی)، کوارتز (۵۰% حجمی)، هورنبلند (۲% حجمی)، بیوتیت (۲% حجمی)، فلدسپار پتائیم (۵% حجمی)، پیروکسن (۱% حجمی)	گرانودیوریت
GSD-6	۲۹° ۲۲′ ۳۵″ شمال ۵۴° ۱۳′ ۲۰″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی هنزا، شمال ساردوییه	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۸۰% حجمی)، کوارتز (۱۰% حجمی)، هورنبلند (۳% حجمی)، بیوتیت (۱% حجمی)، فلدسپار پتائیم (۱-۲% حجمی)، پیروکسن (۶% حجمی)	دیوریت-کوارتزدیوریت

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

جدول۱.

نام نمونه	موقعیت جغرافیایی نمونه	نوع نمونه و مکان نمونه‌برداری	تیپ تودهٔ نفوذی و باروری یا ناباروری توده	بافت سنگ	ترکیب کانی‌شناسی (درصد حجمی)	ترکیب سنگ‌شناسی
GSD-10	۲۹° ۲۰′ ۱۲″ شمال ۵۴° ۱۵′ ۱۰″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی تخت سرتشتك، شمال ساردوییه	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۸۵% حجمی)، کوارتز (۵% حجمی)، هورنبلند (۴% حجمی)، بیوتیت (۳-۵% حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۲% حجمی)، پیروکسن (۳% حجمی)	دیوریت-کوارتزدیوریت
GSD-14	۲۹° ۲۳′ ۴۴″ شمال ۵۴° ۰۶′ ۸۹″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی سرمشك، شمال ساردوییه	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۸۵% حجمی)، کوارتز (۵% حجمی)، هورنبلند (۵% حجمی)، بیوتیت (۳% حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۲% حجمی)، پیروکسن (۲% حجمی)	دیوریت-کوارتزدیوریت
GPZ-3	۲۹° ۵۳′ ۲۹″ شمال ۵۵° ۴۵′ ۰۰″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی ممزار، ناحیه پاریز سیرجان	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۶۰% حجمی)، کوارتز (۲۵% حجمی)، هورنبلند (۱% حجمی)، بیوتیت (۲% حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۱۰% حجمی)، پیروکسن (۲% حجمی)	گرانودیوریت
GPZ-6	۲۹° ۴۶′ ۲۰″ شمال ۵۵° ۵۸′ ۴۰″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی حسین آباد، ناحیه پاریز سیرجان	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۵۰% حجمی)، کوارتز (۲۰% حجمی)، هورنبلند (۵% حجمی)، بیوتیت (۲% حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۲۰% حجمی)، پیروکسن (۳% حجمی)	گرانودیوریت-کوارتزمونزونیت
GPZ-11	۲۹° ۵۶′ ۱۲″ شمال ۵۵° ۴۶′ ۸۰″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی آرجندر، ناحیه پاریز سیرجان	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۶۵% حجمی)، کوارتز (۲۰% حجمی)، هورنبلند (۵% حجمی)، بیوتیت (۳-۵% حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۲-۴% حجمی)، پیروکسن (۵% حجمی)	دیوریت-کوارتزدیوریت
GPZ-13	۲۹° ۵۶′ ۲۰″ شمال ۵۵° ۴۸′ ۴۰″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی ممزار، ناحیه پاریز سیرجان	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۸۰% حجمی)، کوارتز (۱۰% حجمی)، هورنبلند (۲% حجمی)، بیوتیت (۱% حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۲% حجمی)، پیروکسن (۵% حجمی)	دیوریت-کوارتزدیوریت
GPZ-14	۲۹° ۴۹′ ۳۳″ شمال ۵۶° ۰۸′ ۳۱″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی ممزار، ناحیه پاریز سیرجان	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۷۵% حجمی)، کوارتز (۱۰% حجمی)، هورنبلند (۵% حجمی)، بیوتیت (۲% حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۳% حجمی)، پیروکسن (۵% حجمی)	دیوریت
GPZ-30	۲۹° ۵۰′ ۵۶″ شمال ۵۵° ۴۵′ ۹۲″ شرق	نمونه برداری از رخنمون توده نفوذی ممزار، ناحیه پاریز سیرجان	تیپ جبال بارز (نابارور)	همسان دانه	پلاژیوکلاز (۴۵% حجمی)، کوارتز (۲۰% حجمی)، هورنبلند (۲% حجمی)، بیوتیت (۱% حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۳۰% حجمی)، پیروکسن (۲% حجمی)	گرانودیوریت-کوارتزمونزونیت

جدول ۲. نتایج تجزیهٔ شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و نادرخاکی در ۳۷ عدد نمونه استفاده شده پژوهش حاضر

Sample	AP	DAP	DZP	GKP	IJP	KDP	KPP	LZP	MP	NP	RAMP	SCP	SKP	SNP	SP	GCH-1	GCH-4	GCH-5	GCH-16
SiO_2	60.81	64.30	65.32	60.89	63.03	62.50	62.85	64.31	64.04	60.23	64.30	64.57	65.52	61.96	62.93	62.62	64.72	64.76	59.33
TiO_2	0.59	0.48	0.51	0.54	0.53	0.40	0.41	0.33	0.71	0.68	0.44	0.59	0.52	0.51	0.43	0.52	0.48	0.47	0.76
Al_2O_3	17.71	16.10	16.73	17.00	17.50	17.85	17.25	16.21	16.72	17.89	16.90	17.36	16.65	17.70	17.15	16.85	16.23	15.85	15.88
Fe_2O_3	1.26	1.98	1.21	1.04	2.03	1.94	1.91	1.10	1.15	1.32	1.14	1.16	1.07	1.16	1.53	2.02	1.98	1.97	2.29
FeO	2.29	2.87	2.13	2.52	2.18	1.74	2.04	2.26	2.30	1.86	2.01	2.02	1.79	2.26	2.12	3.35	1.35	2.11	3.59
MnO	0.04	0.04	0.05	0.07	0.07	0.06	0.08	0.15	0.03	0.26	0.09	0.02	0.02	0.06	0.07	0.09	0.10	0.12	0.13
MgO	3.02	3.08	2.22	2.97	2.98	2.38	2.82	2.32	2.51	3.08	1.98	2.29	2.27	2.92	2.52	4.79	2.86	3.09	4.97
CaO	3.79	4.15	2.53	5.31	3.41	3.16	5.92	5.04	3.30	4.19	3.77	4.32	3.33	5.11	4.86	4.59	4.31	4.46	6.39
Na_2O	4.52	3.64	3.97	3.75	4.72	4.83	3.49	3.87	3.82	4.52	3.68	3.96	3.79	3.90	3.93	3.58	3.68	3.49	3.29
K_2O	2.32	1.18	1.45	1.46	2.43	2.08	1.61	1.52	2.91	1.99	2.81	2.06	2.17	1.23	1.14	0.46	2.21	2.11	1.71
P_2O_5	0.35	0.20	0.17	0.24	0.22	0.19	0.23	0.26	0.11	0.49	0.13	0.21	0.24	0.18	0.17	0.11	0.11	0.07	0.17
L.O.I.	2.87	2.87	3.08	2.90	2.39	2.92	2.29	2.70	3.19	2.93	2.16	3.04	2.81	2.68	2.88	2.01	1.71	1.06	2.36
Total	99.57	100.89	99.37	98.69	101.49	100.05	100.90	100.07	100.79	99.44	99.41	101.60	100.18	99.67	99.73	100.99	99.74	99.56	100.87
Ba	529	630	865	602	686	681	639	349	689	659	446	736	663	606	744	178	310	309	308
Rb	99	88	92	89	93	96	89	87	94	84	76	100	92	98	85	114	180	182	157
Sr	554	514	498	622	979	939	779	779	885	894	406	700	865	957	1015	460	317	310	350
Y	5	13	7	16	10	9	8	18	12	11	12	11	11	9	9	14	13	14	24
Zr	41	53	49	54	70	46	65	75	62	73	62	59	69	63	70	118	104	135	119
Nb	13	11	10	12	12	12	12	11	13	12	11	14	12	13	11	5	4	4	3
Th	4.43	13.75	17.20	9.67	6.63	7.40	8.69	6.52	15.40	8.75	12.10	35.00	17.55	4.38	7.79	8.31	7.59	7.22	5.18
Pb	16	24	14	8	14	11	26	10	18	16	57	34	8	15	16	8	12	9	73
Ni	18	22	22	21	14	12	30	15	16	15	19	20	26	14	22	36	58	67	48
Cr	20	38	35	31	30	31	53	25	28	22	23	53	35	23	26	30	32	41	36
Hf	2.90	3.10	3.22	3.70	3.54	3.36	3.22	3.30	3.32	3.01	3.80	3.21	3.50	3.20	2.80	3.44	3.11	3.70	3.51
Cs	3.82	1.38	3.18	0.92	0.97	1.31	3.10	1.32	1.06	1.02	3.21	2.02	3.16	1.71	1.28	4.41	2.65	2.56	1.22
Ta	0.61	0.72	0.80	0.62	0.80	0.65	0.71	0.63	0.80	0.51	0.60	0.42	0.70	0.61	0.63	0.60	0.51	0.52	0.41
La	19.10	26.61	26.03	29.90	28.50	21.60	30.90	30.10	39.03	23.91	22.53	33.20	29.90	20.30	33.30	16.62	13.41	13.52	13.90
Ce	35.90	47.72	40.90	52.70	51.74	38.80	56.81	63.20	68.40	41.60	43.72	55.90	52.70	39.70	55.70	31.22	25.30	25.51	30.33
Pr	4.11	5.51	3.83	6.18	6.10	4.63	6.66	7.64	7.48	4.93	4.94	7.05	6.18	4.57	6.33	3.67	3.04	3.11	4.07
Nd	15.02	20.43	11.60	23.54	23.11	17.20	23.50	28.50	24.80	18.05	18.00	21.70	23.50	17.40	23.00	13.80	11.40	11.61	16.72
Sm	2.52	2.84	1.76	3.32	3.02	3.08	2.79	4.36	4.01	3.38	3.18	3.02	3.32	3.57	3.38	2.76	2.38	2.52	4.02
Eu	0.91	0.98	0.66	1.14	0.96	0.99	0.89	1.35	1.42	1.07	0.99	1.19	1.14	0.97	1.16	0.77	0.74	0.79	1.16
Gd	1.95	2.38	1.60	2.80	2.27	2.64	2.04	3.93	3.52	2.86	2.81	3.07	2.80	2.55	3.19	2.61	2.35	2.42	4.02
Tb	0.25	0.45	0.30	0.51	0.39	0.34	0.34	0.57	0.49	0.38	0.41	0.39	0.51	0.34	0.41	0.38	0.35	0.37	0.62
Dy	1.09	2.40	1.38	2.92	1.92	1.74	1.72	2.82	2.28	2.03	2.07	1.98	2.72	1.62	2.10	2.49	2.30	2.45	4.21
Ho	0.16	0.45	0.33	0.53	0.33	0.31	0.32	0.57	0.43	0.38	0.40	0.31	0.33	0.32	0.37	0.52	0.48	0.48	0.89
Er	0.50	1.29	0.98	1.66	1.02	0.91	0.90	1.53	1.28	1.10	1.26	1.03	1.09	0.87	1.13	1.49	1.42	1.54	2.66
Tm	0.07	0.19	0.15	0.24	0.14	0.13	0.12	0.20	0.16	0.16	0.17	0.16	0.17	0.12	0.16	0.25	0.23	0.24	0.43
Yb	0.36	1.26	0.83	1.54	0.85	0.81	0.81	1.46	1.06	0.99	1.18	1.01	1.14	0.71	1.04	1.51	1.50	1.66	2.66
Lu	0.05	0.19	0.15	0.23	0.13	0.12	0.13	0.22	0.17	0.15	0.17	0.14	0.13	0.12	0.15	0.25	0.26	0.26	0.44

Sample	GCH-19	GCH-25	GSH-2	GSV-3	GSV-5	GSV-6	GKK-2	GKK-4	GKK-7	GSD-6	GSD-10	GSD-14	GPZ-3	GPZ-6	GPZ-11	GPZ-13	GPZ-14	GPZ-30
SiO_2	60.37	65.31	60.47	65.72	66.78	66.50	59.53	64.81	64.33	60.09	61.14	60.03	65.81	61.02	60.12	59.81	60.23	65.60
TiO_2	0.82	0.42	0.98	0.50	0.31	0.43	0.61	0.44	0.54	0.76	0.63	0.74	0.44	0.74	0.53	0.48	0.48	0.45
Al_2O_3	16.25	15.45	17.30	15.20	16.11	14.75	16.65	15.25	15.85	15.85	16.25	17.11	15.66	16.42	17.01	17.13	17.25	16.45
Fe_2O_3	2.32	1.90	1.15	2.21	1.18	1.93	2.11	1.94	2.04	2.26	1.63	2.24	0.92	1.24	2.03	1.98	1.98	1.95
FeO	3.71	1.77	3.58	1.96	1.87	1.83	3.27	2.23	2.37	3.18	3.03	1.93	1.98	3.08	2.36	2.12	2.68	2.33
MnO	0.11	0.08	0.11	0.05	0.09	0.07	0.14	0.13	0.18	0.10	0.08	0.14	0.04	0.13	0.14	0.11	0.11	0.13
MgO	4.04	2.93	4.51	3.06	2.12	3.13	4.72	3.66	2.98	3.96	4.55	4.86	2.72	4.87	4.78	4.74	4.75	2.48
CaO	5.73	4.24	5.82	2.84	4.22	3.07	6.21	3.93	4.56	5.82	5.56	6.81	4.23	5.93	6.15	5.65	5.82	3.11
Na_2O	3.40	3.03	3.83	4.22	3.67	3.68	2.85	3.32	3.39	3.75	3.26	3.36	3.61	3.32	3.34	3.19	3.47	3.16
K_2O	1.93	2.96	2.36	3.99	2.12	3.66	1.28	2.49	2.29	1.36	1.40	1.15	1.37	2.35	1.78	1.72	1.48	2.58
P_2O_5	0.17	0.14	0.14	0.16	0.07	0.11	0.12	0.11	0.11	0.18	0.11	0.23	0.06	0.09	0.18	0.14	0.19	0.08
L.O.I.	2.23	1.92	0.80	1.17	1.19	1.08	1.64	1.52	0.85	2.33	1.77	1.56	2.22	1.34	2.41	2.27	1.08	1.07
Total	101.08	100.15	101.05	101.08	99.73	100.24	99.13	99.83	99.49	99.64	99.41	100.16	99.06	100.53	100.83	99.34	99.52	99.39
Ba	251	769	614	562	374	457	198	375	326	191	227	339	135	377	504	484	412	503
Rb	108	99	93	128	198	132	148	94	172	157	86	139	129	111	163	96	98	112
Sr	307	395	431	302	269	252	298	270	277	238	308	370	340	271	576	458	474	184
Y	29	17	21	25	12	23	16	21	24	29	15	21	24	24	17	18	20	28
Zr	175	150	139	248	91	209	78	157	148	109	106	95	168	135	105	98	108	229
Nb	5	6	4	9	3	8	3	5	5	4	3	3	3	3	4	3	3	5
Th	8.55	12.51	5.29	12.65	4.71	12.45	2.97	6.75	5.16	2.29	4.03	2.06	4.36	4.41	7.82	4.91	4.21	7.98
Pb	14	15	13	8	8	14	5	6	8	5	5	5	7	10	18	6	6	11
Ni	52	54	60	61	83	97	69	70	57	97	91	89	55	79	73	68	98	62
Cr	34	41	33	49	71	68	57	37	36	62	49	68	46	41	55	45	69	39
Hf	5.10	4.32	3.90	6.44	2.49	5.61	2.36	4.32	4.16	3.04	3.17	2.60	5.11	4.16	3.21	2.80	3.06	6.90
Cs	9.52	2.21	1.77	1.32	2.89	2.26	3.83	5.76	4.23	2.52	0.39	0.65	0.62	2.26	2.25	2.73	2.69	2.76
Ta	0.40	0.50	0.43	0.72	0.35	0.74	0.32	0.52	0.42	0.44	0.45	0.33	0.40	0.31	0.36	0.34	0.32	0.54
La	16.11	28.80	15.81	22.25	11.03	20.14	6.53	13.02	15.62	10.80	12.22	10.03	6.90	9.71	22.02	21.71	17.52	14.40
Ce	35.90	52.00	31.01	45.41	19.92	40.73	15.22	27.91	32.43	24.06	26.70	21.80	17.02	22.21	42.11	41.60	35.64	31.63
Pr	4.89	6.04	4.14	5.43	2.24	4.80	2.12	3.43	3.97	3.42	3.46	2.92	2.71	3.19	5.19	5.18	4.68	4.18
Nd	20.50	21.31	17.20	20.03	8.36	17.75	9.10	13.82	15.90	15.01	15.12	12.81	11.70	13.42	20.21	19.50	18.61	16.93
Sm	4.93	2.96	3.96	4.05	2.98	3.56	2.28	3.16	3.45	3.95	3.63	3.06	2.96	3.36	4.08	4.08	4.04	3.94
Eu	1.14	0.89	0.98	0.86	0.77	0.89	0.74	0.96	1.06	1.26	1.04	0.98	0.93	0.92	1.14	1.12	1.10	0.87
Gd	5.03	2.64	3.84	4.32	1.90	3.76	2.43	3.27	3.77	4.30	3.94	3.36	3.23	3.51	3.68	3.54	3.76	4.03
Tb	0.78	0.49	0.59	0.68	0.31	0.60	0.44	0.53	0.61	0.82	0.69	0.56	0.54	0.58	0.51	0.52	0.54	0.66
Dy	5.35	3.04	3.61	3.94	1.78	3.53	2.65	3.34	3.73	4.83	4.18	3.37	3.87	4.15	3.32	3.23	3.66	4.65
Ho	1.08	0.61	0.73	0.86	0.39	0.77	0.55	0.71	0.83	1.02	0.87	0.71	0.80	0.85	0.62	0.65	0.71	0.98
Er	3.26	1.84	2.22	2.80	1.27	2.56	1.72	2.34	2.49	3.25	2.73	2.24	2.55	2.58	1.93	1.96	2.18	3.06
Tm	0.51	0.30	0.34	0.44	0.20	0.42	0.27	0.36	0.40	0.51	0.42	0.32	0.43	0.43	0.30	0.31	0.34	0.51
Yb	3.12	1.96	2.20	2.87	1.29	2.57	1.88	2.52	2.61	3.31	2.63	2.15	2.82	2.63	1.92	2.01	2.14	3.38
Lu	0.48	0.31	0.34	0.46	0.21	0.42	0.27	0.39	0.39	0.51	0.41	0.33	0.46	0.43	0.31	0.32	0.34	0.54

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

زمین‌شناسی ناحیه‌ای کمربند مس پورفیری کرمان

از لحاظ زمین‌شناسی ناحیه‌ای، کمربند مس پورفیری کرمان بر مجموعه آتشفشانی-نفوذی مشهور به کمربند دهج- ساردوییه [۱۸] منطبق است که در حقیقت این کمربند بخش جنوب شرقی کمان ماگمایی ارومیه-دختر است. کمربند دهج- ساردوییه با درازای تقریبی۵۰۰ کیلومتر و پهنای تقریبی ۸۰ کیلومتر با روند شمال غرب- جنوب‌شرق بر حاشیهٔ جنوبی خُرد قاره ایران مرکزی (بلوک سه گانه یزد- طبس- لوت) واقع گردیده است (شکل۱. الف). از نظر ساختاری بخش عمدهٔ کمان ماگمایی سنوزوییک کرمان به‌ویژه از نواحی شمال غرب تا مرکز محصور بین دو سیستم گسله اصلی معکوس با مؤلفهٔ امتداد لغز راست‌گرد [۱۹] و دارای روند شمال غرب- جنوب شرق به‌نام‌های گسل رفسنجان در حاشیهٔ شمالی و گسل نایین- بافت در حاشیهٔ جنوبی است (شکل۱ ب). این کمان به نظر می‌رسد از شرق منطقهٔ ساردوییه به‌طرف جنوب خاوری با یک گسل امتداد لغز با روند تقریباً شمالی- جنوبی از روند غالب شمال‌غرب- جنوب‌شرق خود منحرف شده است و به‌طرف جنوب خاوری با روند شمال، شمال‌غرب- جنوب، جنوب‌شرق توسعه پیدا کرده است. در بخش جنوب خاوری، این مجموعه ماگمایی نیز بین دو سیستم گسله معکوس با مؤلفهٔ امتداد لغز راست‌گرد [۱۹] به‌نام گسل سروستان (به‌عنوان ادامه احتمالی گسل نایبند) در حاشیهٔ شمالی و گسل سربیزان در حاشیهٔ جنوبی محصور شده است (شکل۱ ب).

به لحاظ تشکیلات سنگی در کمربند مس پورفیری کرمان (شکل۱. ب)، سنگ‌های ایوسن و ابتدای الیگوسن مهم‌ترین و گسترده‌ترین واحدهای زمین‌شناسی را به‌خود اختصاص داده‌اند و شامل سنگ‌های رسوبی پالیوسن- ایوسن آغازین با رخساره فلیشی، توالی آتشفشانی- رسوبی ایوسن آغازین- میانی (مجموعه بحرآسمان) با سرشت شبه تولیتی- کالک آلکالین معمولی [۲۰]، [۲۱]، سنگ‌های رسوبی با رخسارهٔ فلیشی ایوسن میانی، توالی‌های آتشفشانی- رسوبی ایوسن میانی- پایانی (مجموعهٔ رازك) با سرشت کالک آلکالین غالب و سنگ‌های آتشفشانی ایوسن پایانی- الیگوسن میانی (مجموعه هزار) با سرشت شوشونیتی هستند [۱۳]، [۲۱]. تشکیل و نفوذ توده‌های گرانیتوییدی عمیق (تیپ جبال بارز) در اواسط ایوسن تا الیگوسن با سرشت کالک آلکالین معمولی [۲۲]، رسوب‌گذاری تشکیلات قرمز زیرین، قم و قرمز فوقانی به سن الیگو- میوسن، تشکیل و نفوذ توده‌های گرانیتوییدی کم ژرفا (تیپ کوه‌پنج) در میوسن میانی- پایانی و واحدهای ساب‌ولکانیك تیپ دهج به‌همراه فوران‌های محدود آندزیتی، داسیتی، ریوداسیتی و ریولیتی از تیپ مزاحم و آج در میوسن پایانی- پلیوسن همگی با سرشت آداکیتی [۱۷]، نهشته‌های ضخیم تخریبی پلیوسن، و نهایتاً جریان‌های گدازه‌ای آلکالی بازالت این کمان را در طی ۶۰ میلیون سال دوران سنوزوییك شکل داده‌اند.

ماگماتیسم نفوذی و کانی‌سازی مس پورفیری در کمربند دهج- ساردوییه

ماگماتیسم در زمان شکل‌گیری کمان ماگمایی سنوزوییک کرمان (دورهٔ ایوسن) غالباً به‌صورت فعالیت‌های آتشفشانی بوده است به‌گونه‌ای که در مدت زمان ایوسن بالغ بر ۶۶۰۰۰ کیلومتر مکعب سنگ آتشفشانی به شکل

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

گدازه و موادآذرآواری کمان ماگمایی سنوزوییك کرمان را بنیان نهادند [۱۸]؛ لیکن وجود توده‌های نفوذی در مجموعه‌های ذکر شده با روابط صحرایی نسبتاً مشخص مانند سطوح تماس [۱۹]، [۲۰]، [۲۳] و داده‌های ایزوتوپی [۱۳]، [۱۴]، [۲۳]، [۲۴]، نشانه‌هایی از آغاز شدن فعالیت‌های آذرین نفوذی در این کمان از زمان ایوسن میانی- بالایی است. هرچند که دیمیتری‌جواس[۱] [۱۸] آغاز فعالیت‌های ماگمایی نفوذی را با جای‌گزینی توده‌های نفوذی تیپ جبال بارز به الیگو- میوسن نسبت داده است لیکن در برخی از نواحی کمان (جنوب ساردوییه و جبال بارز) پوشیده شدن توده‌های گرانودیوریتی- گرانیتی تیپ جبال بارز با افق‌های رسوبی- تخریبی ایوسن پایانی و همچنین نفوذ توده‌هایی از همین تیپ و با همین ترکیب تا سطوح میانی چینه‌شناسی مجموعهٔ بحرآسمان (ایوسن آغازین- میانی) در جنوب‌غربی خانه‌خاتون همگی می‌توانند نشانه‌هایی از شروع ماگماتیسم نفوذی در زمان ایوسن میانی- فوقانی و اندکی بعد از آغاز شدن فعالیت‌های آتشفشانی در کمان باشد [۲۳]. فعالیت‌های آذرین نفوذی با سطح جای‌گزینی عمیق که از این زمان در کمان ماگمایی آغاز گردیده بود با شدت زیاد در اکثر نواحی کمان (جبال بارز، سبزه واران، ساردوییه، بافت، چهارگنبد، رفسنجان، بردسیر، پاریز) همراه با فعالیت‌های آتشفشانی ایوسن میانی- پایانی و الیگوسن میانی (مجموعه هزار) و حتی بعد از به خاموشی گراییدن فعالیت‌های آتشفشانی (الیگوسن میانی) تا پایان الیگوسن ادامه پیدا کرد و در نتیجه گستره‌ای خطی از توده‌های آذرین نفوذی عمیق بر مناطق از پیش داغ شده (عمدتاً منطبق بر مجموعه‌های آذرین بحرآسمان و رازک) در نواحی جنوب خاوری تا مرکزی کمان ماگمایی شکل گرفت [۲۱] (شکل۱. ب). توده‌های آذرین نفوذی تیپ جبال بارز به‌عنوان توده‌های نابارور، عمدتاً واجد بافت هم‌سان دانه است و از طیف سنگ‌شناسی گسترده‌ای (از گابرو تا گرانیت) برخوردارند. فعالیت‌های گسترده آذرین نفوذی در کمان بعد از یک وقفه ۱۰ میلیون ساله، در دورهٔ میوسن میانی تا پایانی [۱۲]، [۱۳]، [۱۴]، [۲۴]، [۲۵]، جای خود را به توده‌های گرانیتوییدی و در اندازهٔ استوك و کوچك‌تری داد که تا سطوح کم عمق پوسته نفوذ کردند و عمدتاً در بخش‌های مرکزی و شمال باختری کمان جای‌گزین شدند و بدین ترتیب توده‌های گرانیتوییدی تیپ کوه پنج را بدون وجود واحدهای مافیک در گستره کمان شکل دادند [۲۲] (شکل۱. ب). توده‌های نفوذی تیپ کوه پنج به‌عنوان توده‌های نفوذی مولد کانسارهای مس پورفیری دارای بافت پورفیری و ترکیب سنگ‌شناسی محدود از دیوریت تا گرانودیوریت هستند؛ اما برتری سنگ‌شناسی با توده‌های کوارتز دیوریتی است. به‌طور خلاصه می‌توان گفت که فعالیت‌های آذرین نفوذی درکمان ماگمایی سنوزوییک کرمان در دو گروه سنی ایوسن پایانی- الیگوسن (تیپ جبال بارز) و میوسن میانی- پایانی (تیپ کوه پنج) رخ داده‌اند. بر خلاف توده‌های نفوذی نابارور تیپ جبال بارز که با فعالیت‌های آتشفشانی گستردهٔ ایوسن تا الیگوسن میانی همراه هستند. توده‌های نفوذی تیپ کوه پنج به‌عنوان توده‌های مولد کانسارهای مس پورفیری، در زمانی که فعالیت‌های آتشفشانی روبه زوال گذاشتند در کمان ماگمایی سنوزوییك کرمان تشکیل و جای‌گزین شدند [۱۷]. به‌لحاظ کانی‌سازی مس پورفیری، از بخش‌های

۱. Dimitrijevic

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

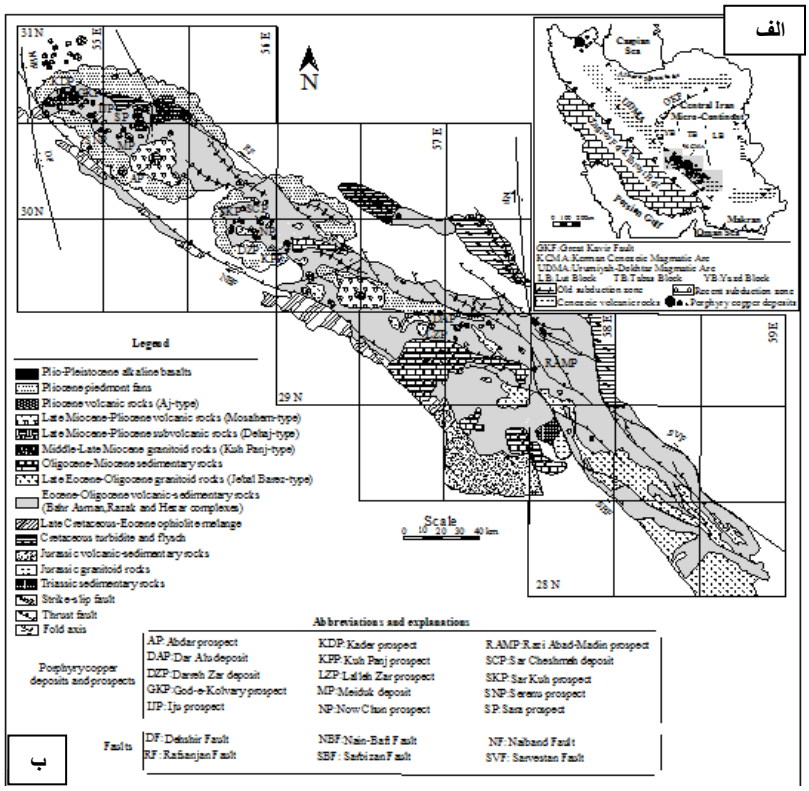
بخش‌های جنوب خاوری به‌طرف نواحی مرکزی و شمال باختری کمربند بر شدت کانی‌سازی و تعدد کانسارهای مس پورفیری افزوده می‌شود؛ به‌طوری‌که نواحی شمال باختری محل وجود رخدادهای اصلی و اقتصادی از کانسارهای مس پورفیری در کمان ماگمایی سنوزوییك کرمان است (شکل۱ ب). این نواحی منطبق بر ضخیم‌ترین بخش‌های پوسته کمان ماگمایی کرمان (با ضخامت ۴۵ تا ۵۰ کیلومتر) هستند (شکل ۲). در این نواحی گرانیتوییدهای تیپ کوه‌پنج و واحدهای ساب ولکانیك تیپ دهج به سن میوسن میانی-پایانی و میوسن پایانی-پلیوسن (همگی با گرایش آداکیتی) از تمرکز زیادی نسبت به دیگر مناطق برخوردارند. در مقابل، بخش‌های جنوب خاوری کمربند با ضخامت بین ۳۰ تا ۴۰ کیلومتر شدت کانی‌سازی مس پورفیری بسیار ضعیف و کم اهمیت است (شکل۱ و ۲). تامل در ویژگی‌های فوق‌الذکر نشان می‌دهد که بخش شمال باختری (پهنه دهج-پاریز) کمان ماگمایی سنوزوییك کرمان با ویژگی‌هایی مانند وجود رخ‌دادهای فراوان از استوك‌های گرانیتوییدی تیپ کوه‌پنج و توده‌های ساب‌ولکانیك تیپ دهج با گرایش شبه‌آداکیتی به سن میوسن میانی-پلیوسن، فشرده شدن بین دو سیستم گسله امتداد لغز فشارشی راست‌گرد در شمال و جنوب، دارا بودن حداکثر ضخامت‌های پوسته و همچنین ظاهر ساختن ویژگی‌های نواحی بالازده و فرسایش یافته قابل تفکیك از نواحی مرکزی (پهنه رفسنجان) و به‌ویژه جنوب باختری (پهنه خانه خاتون- جبال‌بارز) کمان است. این نشان می‌دهد که ماگماتیسم مولد فلززایی مس پورفیری در مراحل نهایی تکامل کمان ماگمایی و با ضخیم‌شدگی پوسته همراه و همزاد بوده است [۱۷].

نتایج و بحث

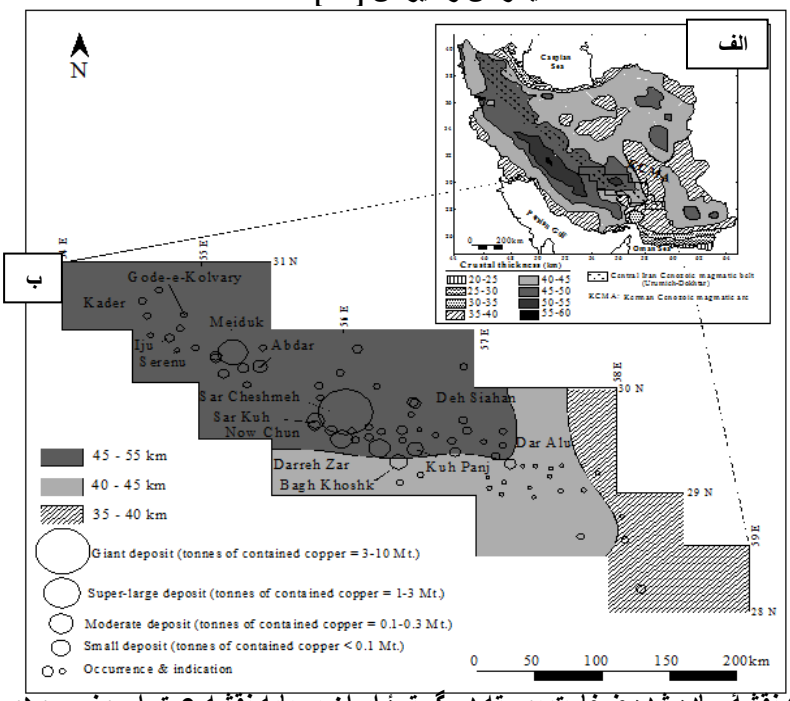
با وجود شباهت‌های موجود در ویژگی‌های سنگ‌شناسی میکروسکوپی و همچنین زمین‌شیمی عناصر اصلی در توده‌های نفوذی با ترکیب سنگ‌شناسی یکسان (دیوریت- کوارتزدیوریت-گرانودیوریت) از هر دو گروه سنی (الیگوسن و میوسن) توده‌های نفوذی نابارور و توده‌های بارور در کمربند مس پورفیری کرمان، تفاوت‌هایی زمین‌شیمیایی به‌ویژه از نظر فراوانی برخی عناصر فرعی و خاکی نادر در آن‌ها آشکار شد که بر اساس این تفاوت‌ها می‌توان آن‌ها را از یکدیگر تفکیک کرد. مهم‌ترین عناصری که این تفاوت‌ها را آشکار ساختند عبارتند از: عناصر فرعی MnO، Y، HFS ، Sr و عناصر خاکی نادر شامل La، Eu و Yb. با استفاده از این تفاوت‌های زمین‌شیمیایی، نسبت‌های شاخصی مانند Sr/Y، La/Yb و Eu/Eu* با مقادیر عددی متفاوت در هر دو گروه از توده‌های نفوذی حاصل شد که با ترسیم مقادیر این نسبت‌ها در مقابل برخی عناصر مانند Y، Yb و یا SiO_2 نمودارهایی ساخته شد که توانست توده‌های بارور را از نابارور تفکیک کند که از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان نمودارهای دو متغیره مانند Sr/Y-SiO_2، Sr/Y-Y، La/Yb-Yb، La/Yb-SiO_2 و Eu/Eu*-SiO_2 را نام برد که می‌توانند همراه با نمودارهای MnO-Y [۶] و ∑HFSE-Y [۱۰] به‌عنوان نمودارهای تفکیک کننده توده‌های نفوذی بارور از نابارور استفاده شوند. این تفاوت‌ها علاوه بر نقش کاربردی آن‌ها در اکتشاف ناحیه‌ای از جنبه‌های صرفاً علمی به‌عنوان شاخص‌هایی در تعبیر و تفسیر فرایندهای سنگ‌زایی و

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

فلززایی می‌توانند نقش اساسی ایفا کنند. در ادامه برخی از این تفاوت‌های زمین‌شیمیایی و نمودارهای تفکیک کننده بررسی می‌شوند:



شکل ۱. نقشهٔ ساده شده زمین‌شناسی کمان ماگمایی سنوزوییک کرمان و موقعیت توده‌های نفوذی بارور و نابارور الیگوسن و میوسن [۱۷]



شکل ۲. الف) نقشهٔ ساده شده ضخامت پوسته در گسترهٔ ایران بر پایه نقشه عمق امروزی موهو [۴۸]
ب) نقشهٔ تعییرات ضخامت پوسته قاره‌ای در سراسر کمان ماگمایی سنوزوییك کرمان و تمرکز کانسارهای اصلی مس پورفیری در بخش‌های شمال غربی کمان که منطبق بر حداکثر ضخامت پوسته است [۱۷]

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

تهی‌شدگی از MnO ، Y و عناصر HFS

یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های توده‌های گرانیتوییدی مولد کانسارهای مس پورفیری مقادیر اندک MnO (کم‌تر از ۰/۱ درصد)، Y (کم‌تر از ۱۸ ppm) و مقادیر کم‌تر از ۱۰۰ ppm مجموع عناصر با میدان پایداری زیاد (Zr، Hf، Ta،∑HFSE: Nb) است که بالدوین و همکاران [۶] و لَنگ و همکاران [۱۰] آن‌ها را به‌عنوان یک ویژگی تفکیک‌کننده برای تفکیک توده‌های پورفیری بارور از نیمه‌بارور و نابارور به‌ترتیب در کمربند آند (شیلی) و کانسارهای مس پورفیری موجود در ایالت آریزونای آمریکا معرفی کرده‌اند. این ویژگی‌ها که به‌صورت نمودار تفکیک کننده ارایه شده‌اند به‌وضوح توده‌های پورفیری بارور را از توده‌های پورفیری نیمه‌بارور و توده‌های نابارور (گرانیتوییدهای تیپ جبال بارز) تفکیک کرده است (شکل۳ و ۴). مطابق شکل ۳، توده‌های گرانیتوییدی مولد کانسارهای اصلی مس پورفیری کرمان از جمله کانسارهای سرچشمه، میدوک، دره زار، سرکوه، سارا و آبدر در محدودهٔ توده‌های بارور، توده‌های گرانیتوییدی کانسارهای فرعی مانند کانسارهای درآلو، سرنو، کدر، ایجو، نوچون، کوه‌پنج، لاله‌زار، و رضی‌آباد مدین در محدودهٔ توده‌های نیمه‌بارور و توده‌های گرانیتوییدی تیپ جبال‌بارز همگی در محدودهٔ توده‌های نابارور واقع شده‌اند. این مطلب با داده‌های اکتشافی ذخیره و عیار این کانسارها و همچنین فعالیت‌های اکتشافی اخیر شرکت مس در تطابق نسبتاً خوبی است. تهی‌شدگی از Y، MnO و عناصر HFS به‌لحاظ تیوری می‌تواند در مراحل مختلف تاریخ تکامل توده‌های گرانیتوییدی رخ دهد. چهار احتمال قوی برای این تهی‌شدگی مطرح شده است که عبارتند از [۶]، [۱۰]:

الف) در زمان ذوب‌بخشی سنگ منشأ: در این مورد اعتقاد براین است که توده‌های نفوذی بارور از ذوب‌بخشی سنگ منشأیی حاصل شده‌اند که یا در این عناصر تهی بوده است و یا کانی‌هایی در پس مانده ذوب در خود نگه‌داشته‌اند (مانند گارنت، آمفیبول و پیروکسن)؛

ب) در طی تبلورتفریقی: تبلور تفریقی برخی کانی‌ها درماگماهای بارور (مانند آمفیبول، اسفن، زیرکن) باعث جدایش بیش‌تر عناصر مذکور به داخل آن‌ها و نهایتاً تهی‌شدگی آن‌ها در ماگمای نهایی در مقایسه با توده‌های نابارور می‌گردد؛

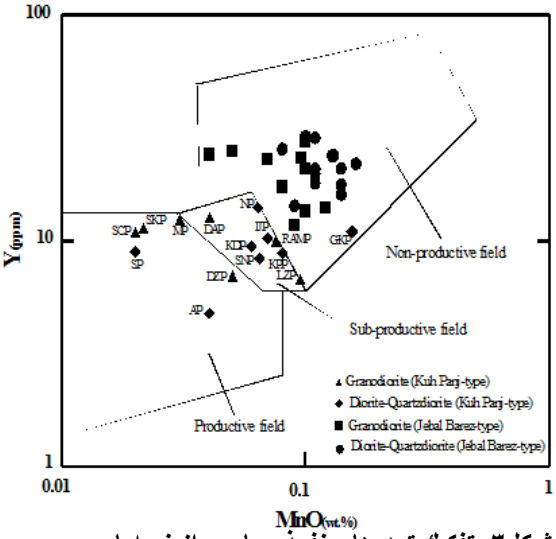
ج) در طی خروج مواد فرار: جداشدن یک فاز غنی از CO_2 در عمق [۲۶] و یا یک فاز غنی از H_2O در سطوح بالایی پوسته می‌تواند باعث حذف Y و MnO از ماگمای بارور گردد؛

د) در طی دگرسانی گرمابی: گذر و اندرکنش سیالات و محلول‌های داغ ماگمایی و یا جوی با ماگمای بارور متبلورشده می‌تواند باعث حذف Y و Mn از محلول کانه‌ساز گردد.

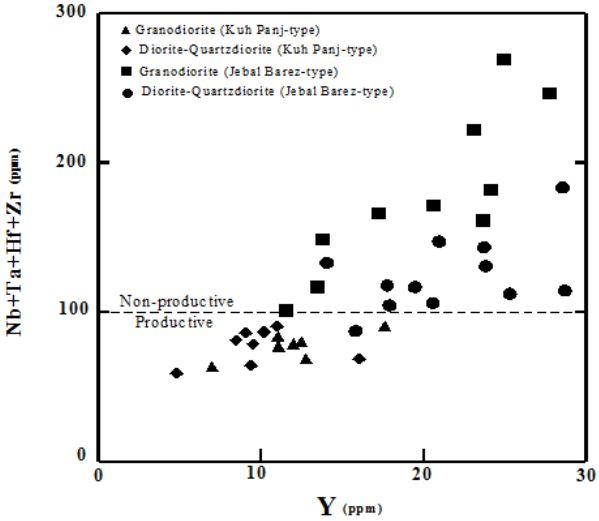
در مراحل اولیهٔ تبلور، اتلاف مواد فرارممکن است نقش مهمی را در حذف کردن منگنز از ماگمای بارور ایفا کند. سیالات و محلول‌های گرمابی واجد مقادیر چشم‌گیری از MnO هستند که این مطلب با وجود رگه‌های اکسید منگنز فراوان در اطراف سیستم‌های پورفیری قابل تأیید است. ماگمای بارور باقی‌مانده سرانجام بدین‌گونه دچار تهی‌شدگی از MnO می‌گردد. همچنین تبلور هورنبلند و ایلمنیت از ماگمای بارور و یا پایدار باقی‌ماندن این

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

کانی‌ها در پس‌مانده حاصل از ذوب‌بخشی می‌تواند باعث تمرکز Mn و همچنین عناصر با میدان پایداری زیاد در آن‌ها گردد که نهایتاً منجر به تهی‌شدگی ماگمای بارور باقی‌مانده از این عناصر می‌گردد؛ بدون این‌که نیازی به رخداد جدایش مواد فرار از ماگما باشد. تهی‌شدگی از Y بر خلاف MnO نمی‌تواند همراه با از دست رفتن مواد فرار در طی تبلور ماگمای بارور حاصل شود [۱۰]، [۲۷]. در صورت تبلور هورنبلند و یا کانی‌های فرعی مثل اسفن و آپاتیت، Y به‌شدت وارد ساختار این کانی‌ها می‌گردد [۱۰]، [۲۹]، [۳۰]. همچنین یک احتمال قوی دیگر برای تهی‌شدگی ماگماهای بارور از Y، منشأ گرفتن آن‌ها از ذوب بخشی‌سنگ مادری است که واجد کانی‌هایی مثل گارنت و هورنبلند در پس‌مانده حاصل از ذوب باشد. به‌ویژه گارنت که قویاً Y را در ساختار خود مشارکت می‌دهد [۳۰]، [۳۱]. با این تفاسیر و با توجه به الگوی پیشنهاد شده برای تشکیل ماگماهای آداکیتی نیوژن در کمان ماگمایی کرمان [۱۷] می‌توان عنوان کرد که تهی‌شدگی ماگماهای بارور از Mn بیشتر ناشی از دست رفتن آن همراه با مواد فرار در مراحل ابتدایی تبلور است. تهی‌شدگی این ماگماها از Y و عناصر با میدان پایداری زیاد ناشی از ذوب بخشی سنگ مادر حاوی گارنت و هورنبلند به‌عنوان کانی‌های غالب و پایدار در پس‌مانده حاصل از ذوب و یا جدایش آن‌ها ضمن فرایند تبلور تفریقی به داخل کانی‌های فرعی (زیرکن) و اصلی (پیروکسن و آمفیبول) است که ضریب جدایش زیادی برای Y از ماگمای اولیه دارند.



شکل۳. تفکیک توده‌های نفوذی بارور از نیمه‌بارور (تیپ کوه پنج) و نابارور (تیپ جبال بارز) در کمان ماگمایی سنوزوییک کرمان با استفاده از نمودار Y-MnO؛ نمودار پایه از [۶]



شکل۴. تفکیک توده‌های نفوذی بارور (تیپ کوه پنج) از نابارور (تیپ جبال بارز) در کمان ماگمایی سنوزوییک کرمان با استفاده از نمودار مجموع عناصر با میدان پایداری زیاد (∑HFSE) در مقابل Y

غنی‌شدگی از Sr

غنی شدگی زیاد از Sr (بیش‌تر از ۴۰۰ppm) و یا به‌عبارت بهتر زیاد بودن مقادیر نسبت Sr/Y (بیش‌تر از ۳۰) در ماگماهای مولد کانسارهای مس پورفیری کرمان در مقایسه با ماگماهای نابارور این منطقه (Sr/Y کمتر از ۲۵) از تفاوت‌های بارز و اساسی بین توده‌های مذکور است. با استفاده از نمودار Sr/Y در مقابل مقدار

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

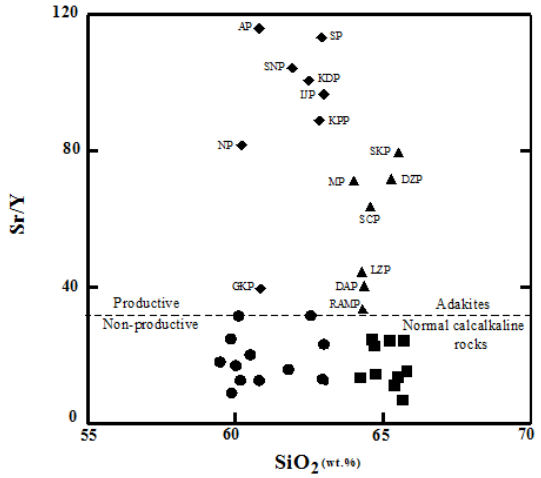
SiO_2 توده‌های تیپ کوه پنج به‌عنوان توده‌های بارور به‌خوبی از توده‌های تیپ جبال بارز به‌عنوان توده‌های نابارور تفکیک گردیدند (شکل ۵). همچنین دفانت[۱] و دروموند[۲] [۳۲] اولین بار از نمودار Sr/Y در مقابل Y که برای تفکیک سنگ‌های آداکیتی از کالک آلکالین معمولی در کمان‌های ماگمایی معرفی شد، استفاده کردند. در این پژوهش به‌خوبی توده‌های مولد کانسارهای مس پورفیری را در محدودهٔ توده‌های آداکیتی و در مقابل توده‌های نابارور جبال بارز را در محدوده سنگ‌های کالک آلکالین معمولی قرار می‌دهد (شکل ۶). گرایش آداکیتی توده‌های نفوذی بارور در بسیاری از ایالت‌های مس پورفیری دنیا از جمله در آند [۲۹]، [۳۳]، [۳۴] و تبت [۳۵]-[۳۸] مورد تایید قرار گرفته است. مارتین و همکاران [۳۹] معتقدند که آداکیت‌ها در حقیقت از زیر مجموعه‌های اصلی ماگماهای کالک آلکالین هستند؛ اما تحت شرایط خاصی از فرآیندهای سنگ‌زایی مانند تفاوت در سنگ منشأهای آن‌ها در ناحیهٔ ذوب و همچنین تفریق بلوری برخی کانی‌های فرعی خاص در مقایسه با سنگ‌های کالک الکالین معمولی شکل گرفته‌اند که باعث پدیدار شدن برخی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی خاص در آن‌ها شده است. در هر حال، زیاد بودن مقادیر نسبت Sr/Y در توده‌های مولد کانسارهای مس پورفیری کرمان نشان می‌دهند که ماگمای مادر این سنگ‌ها ممکن است از محیطی منشأ گرفته باشد که درآن‌جا پلاژیوکلاز وجود نداشته است و در مقابل آمفیبول و گارنت به‌عنوان کانی اصلی در پس‌ماند حاصل از ذوب نقش اصلی را ایفا کرده است. ناپایدار شدن پلاژیوکلاز و ذوب شدن آن طی فرایند ذوب بخشی توانسته است باعث افزایش Sr در ماگمای مادر این سنگ‌ها گردد. همچنین وجود غلظت‌های کم از Y(≤۱۸ ppm) می‌تواند نشان‌گر باقی ماندن مقداری گارنت همراه با آمفیبول در پس‌ماند سنگ منشأ این توده‌ها یعنی سنگ‌های مافیک گارنت آمفیبولیتی موجود در قاعده پوسته قاره‌ای ضخیم شده، تلقی گردد [۱۷]. در مقابل، مقادیر کم Sr در توده‌های نفوذی نابارور (تیپ جبال بارز) ممکن است انعکاس دهنده باقی ماندن پلاژیوکلاز به‌عنوان بخش پس‌مانده حاصل از مذاب و یا تفریق یافتن و جدا شدن پلاژیوکلاز از مذاب طی فرایند ذوب بخشی و نهایتاً تفریق بلوری باشد. این وضعیت باعث جداشدن Sr از مذاب و وارد شدن آن‌ها در ساختار پلاژیوکلاز می‌گردد. در نتیجه ماگمای نهایی فقیر از عناصر مذکور خواهد شد. همچنین غنی‌شدگی بیش‌تر این سنگ‌ها از Y می‌تواند نشان‌گر عدم وجود گارنت در سنگ منشأ ماگمای مولد این توده‌ها باشد [۱۷].

تفریق یافتگی زیاد از عناصر خاکی نادر

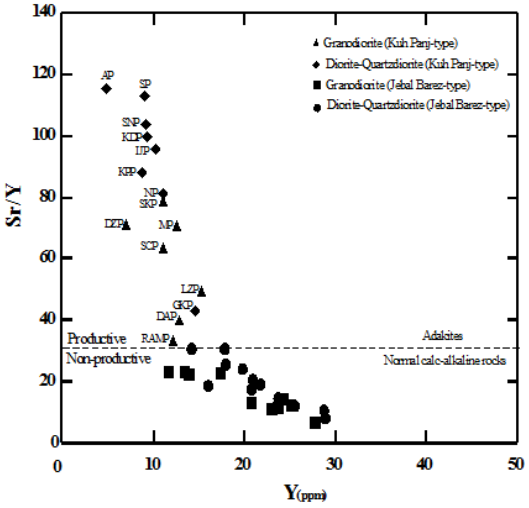
الگوی تغییرات فراوانی عناصر خاکی نادر برای توده‌های نفوذی بارور و نابارور در کمربند مس پورفیری کرمان که نسبت به کندریت C1 [۴۷] (شکل ۷) نشان‌دهندهٔ روندهای با شیب زیاد برای عناصر خاکی نادر سبك (La-Eu) و با شیب متوسط تا نسبتاً زیاد برای عناصر خاکی نادر سنگین (Gd-Lu) به‌همراه فقدان بی‌هنجاری

۱. Defant ۲. Drummond

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



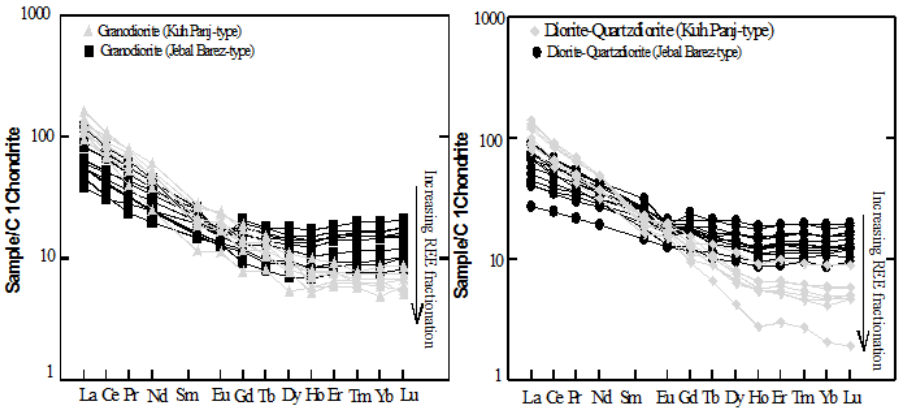
شکل۵. تفکیک توده‌های نفوذی بارور (تیپ کوه پنج) از نابارور (تیپ جبال بارز) با استفاده از مقادیر نسبت Sr/Y در مقابل SiO_2



شکل ۶. تفکیک توده‌های نفوذی بارور (تیپ کوه پنج) از نابارور (تیپ جبال بارز) با استفاده از مقادیر نسبت Sr/Y در مقابل Y

اختصارات روی شکل مانند زیرنویس شکل ۱ هستند

منفی Eu برای توده‌های بارور است. توده‌های نابارور دارای روندهایی با شیب کم تا متوسط برای عناصر خاکی نادر سبك و روندهای بدون شیب تا بسیار کم شیب برای عناصر خاکی نادر سنگین به‌همراه بی‌هنجاری منفی Eu هستند. این الگوها به خوبی بیان‌گر افزایش میزان تفریق عناصر خاکی نادر در ماگماتیسم نفوذی کمان ماگمایی سنوزوییک کرمان از دوره ایوسن پایانی- الیگوسن (تیپ جبال بارز) به‌طرف دوره‌های جوانتر (میوسن میانی-پایانی) است که منطبق بر زایش توده‌های نفوذی بارور در کمان بوده است. این تفاوت در روند منحنی‌های مربوط به تغییرات فراوانی عناصر خاکی نادر در این دو تیپ توده نفوذی با افزایش نسبت La/Yb نشان داده می‌شود که نشان‌گر تهی‌شدگی چشمگیر ماگماهای مولد کانسارهای مس پورفیری از Yb در مقایسه با توده‌های نابارور است.



شکل۷. مقایسهٔ الگوی تغییرات فراوانی عناصر خاکی نادر در توده‌های نفوذی تیپ جبال بارز و تیپ کوه‌پنج که نسبت به کندریت C1 به‌هنجار شده‌اند. غنی‌شدگی کمتر گرانیتوییدهای کوه پنج از عناصر خاکی نادر متوسط و سنگین نسبت به گرانیتوییدهای جبال بارز به‌وضوح با قرار گرفتن روندهای مربوط به عناصر مذکور در آن‌ها در زیر روندهای مربوط به گرانیتوییدهای جبال بارز آشکار است

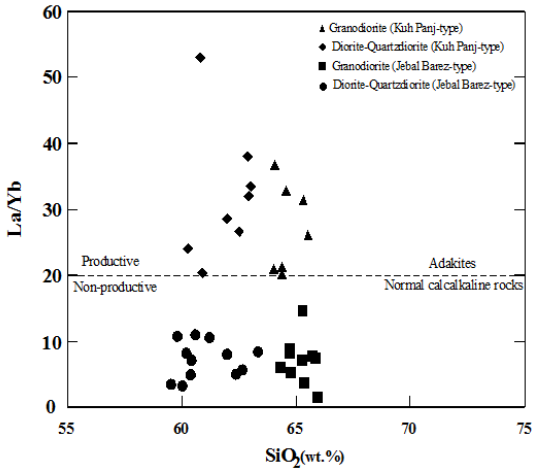
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

مقدار عددی نسبت La/Yb به‌عنوان شاخصی از مقدار تفریق کل عناصر نادر خاکی (سبک و سنگین از La تا Lu) در ماگماها معرفی شده است به‌گونه‌ای که مقادیر بزرگ‌تر از ۲۰ برای این نسبت به‌عنوان ماگماهای با تفریق یافتگی زیاد و یا ماگماهای منشأ گرفته از ذوب تحت فشار زیاد ناحیهٔ منشأ معرفی شده است [۳۲]، [۳۹]، [۴۰]. در اکثر توده‌های نفوذی مولد کانسارهای مس پورفیری دنیا همانند کانسارهای موجود در ایالت آریزونای ایالات متحده [۱۰]، آند در شیلی [۲۹]، [۳۳]، [۴۱] و چین در تبت [۳۵]-[۳۷]. چنین روندهایی به‌همراه مقادیر بزرگ‌تر از ۲۰ برای نسبت La/Yb گزارش شده است. بر اساس نمودار La/Yb در مقابل SiO_2 توده‌های نفوذی تیپ کوه پنج (بارور) با La/Yb بزرگ‌تر از ۲۰ در دامنهٔ یکسانی از SiO_2 از توده‌های تیپ جبال بارز (نابارور) تفکیك شده‌اند (شکل ۸). بر اساس نمودار La_{CN}/Yb_{CN} در مقابل Yb_{CN} که مارتین[۱] و همکاران [۳۹] برای تفکیک سنگ‌های آداکیتی از کالک آلکالین معمولی در کمان‌های ماگمایی معرفی کرده‌اند توده‌های مولد کانسارهای مس پورفیری کرمان (تیپ کوه پنج) در محدودهٔ توده‌های آداکیتی و توده‌های نابارور (تیپ جبال بارز) در محدودهٔ سنگ‌های کالک آلکالین معمولی قرار گرفته‌اند (شکل ۹). این ویژگی یعنی غنی‌شدگی از La و تهی‌شدگی از Yb (≤۱/۹ ppm) در کانسارهای مس پورفیری شیلی [۴۱] و تبت [۳۷]، [۳۹] نیز تایید شده است. وجود غلظت‌های زیاد از عناصر خاکی نادر سبک مثل La نشان‌گر غنی‌بودن این ماگماها از عناصر متحرک تر در طی فرایند آب‌زدایی در ناحیه ذوب سنگ منشأ این ماگماها [۳۱]، [۴۲] است که خود نشان‌دهندهٔ آب‌دار بودن چنین ماگماهایی است. از طرف دیگر، وجود غلظت‌های پایین از Yb می‌تواند نشان‌دهندهٔ باقی‌ماندن مقداری گارنت همراه با آمفیبول در پس‌ماند ناحیهٔ منشأ ماگمای مادر این سنگ‌ها باشد؛ زیرا این کانی‌ها عناصر خاکی نادر سنگین به‌همراه Y را به‌طور ترجیحی در ساختمان خود نگه می‌دارند [۳۰]، [۳۱]. بر این اساس می‌توان وجود یك سنگ منشأ با دو کانی آمفیبول و گارنت یعنی سنگ‌های گارنت آمفیبولیتی را به‌عنوان ناحیهٔ منشأ ماگماهای مولد کانسارهای مس پورفیری تصور کرد که ذوب شده است. در نتیجه این ویژگی‌ها به آب‌دار بودن ماگمای بارور و تشکیل آن تحت فشار زیاد از یک منبع ماگمایی در حضور آمفیبول و گارنت تفسیر می‌شود [۱۷]. تفریق بلوری کانی‌های اصلی (پیروکسن، آمفیبول) و فرعی (آپاتیت، زیرکن، اسفن) در ماگماهای مافیک کالک آلکالین معمولی نیز می‌تواند باعث شکل‌گیری ماگماهایی با تفریق‌یافتگی زیاد از عناصر نادر خاکی (La/Yb≥۲۰) شود [۲۸]. از آن‌جا که توده‌های مولد کانسارهای مس پورفیری اکثراً واحدهای حدواسط تا فلسیک هستند (دیوریت، کوارتزدیوریت، گرانودیوریت)، تفریق ماگماهای مافیک نیز می‌تواند چنین ماگماهای حدواسط و فلسیکی را تولید کند. افزایش تفریق باعث اشباع شدن ماگماهای باقی‌مانده از آب، مواد فرار و عناصر خاکی نادر سبک به‌همراه مس و دیگر عناصر کلکوفیل خواهد شد و در مقابل از عناصر خاکی نادر سنگین مانند Yb که وارد کانی‌های متبلور شده از مذاب (همانند پیروکسن و آمفیبول) شده‌اند، می‌گردد. بدین‌ترتیب ماگمای باقی‌مانده یک ماگمای مولد برای کانسارسازی مس پورفیری خواهد بود [۱۰]، [۲۸]

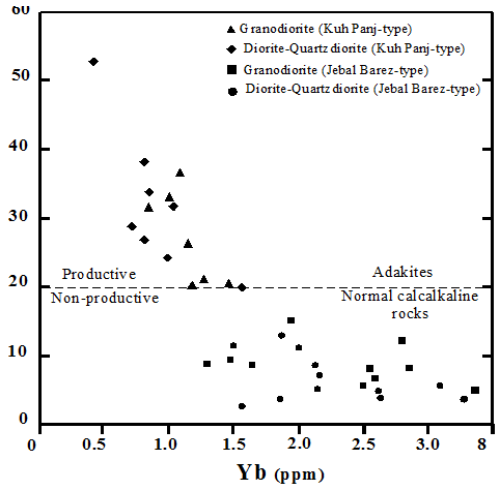
۱. Martin

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

در هر حال، زیاد بودن نسبت La/Yb (≥۲۰) که در بسیاری از توده‌های نفوذی مولد کانسارهای مس پورفیری دنیا مانند ناحیهٔ کرمان ثابت شده است، می‌تواند به‌عنوان کلیدی اکتشافی برای شناسایی توده‌های بارور از نابارور استفاده شود.



شکل۸. تفکیک توده‌های نفوذی بارور از توده‌های نابارور در مقادیر La/Yb بیشتر از ۲۰



شکل۹. تفکیک توده‌های نفوذی بارور (تیپ کوه پنج) از نابارور (تیپ جبال بارز) با استفاده از مقادیر نسبت La/Yb در مقابل Yb

غنی‌شدگی از Eu

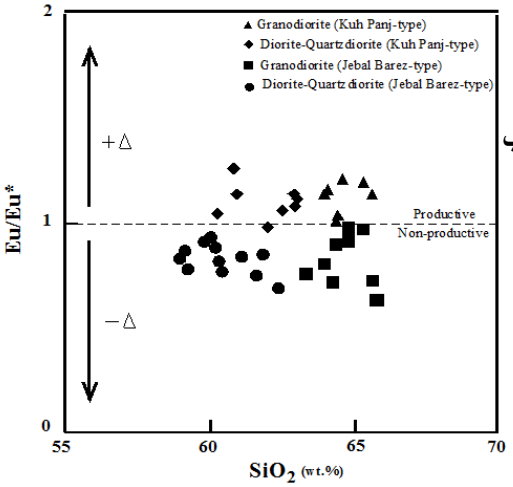
از ویژگی‌های دیگر زمین‌شیمیایی پدیدار شده در توده‌های نفوذی مولد (تیپ کوه پنج) که می‌توان آن را به‌عنوان ابزاری مؤثر در شناسایی توده‌های بارور از نابارور استفاده کرد بی‌هنجاری مثبت Eu در آن‌ها است که با مقادیر مساوی و یا بزرگتر از واحد Eu/Eu* ($Eu/Eu^*=Eu_{CN}/\sqrt{Sm_{CN}\times Gd_{CN}}$) مشخص می‌شود (شکل۱۰). بی‌هنجاری مثبت Eu (+۱) به آبدار بودن ماگما و فوگاسیته زیاد اکسیژن در محیط تشکیل این ماگما تفسیر شده است [۴۴]. اعتقاد بر این است که در دسترس بودن مقادیر زیاد آب در محل تولید مذاب باعث تشکیل ماگماهای آبدار اکسیدان (یعنی با بی‌هنجاری مثبت Eu) می‌گردد. شرایط اکسیدان در ماگمای تولید شده از تشکیل و جدایش فازهای سولفیدی به‌صورت مذاب سولفیدی از مذاب سیلیکاته جلوگیری می‌کند و در نتیجه سبب می‌گردد که گوگرد و مس تا مراحل نهایی در مذاب سیلیکاتی باقی‌بمانند و تغلیظ شوند. این فرایند باعث می‌شود که ماگمای نهایی از مس و دیگر فلزات غنی گردند و برای کانسارسازی مناسب شود [۴۴]. از منظر فرایندهای سنگ‌زایی، فقدان بی‌هنجاری منفی Eu در توده‌های نفوذی بارور نشان می‌دهد که ماگمای مادر این توده‌ها ممکن است از محیطی منشأ گرفته باشد که درآن‌جا پلاژیوکلاز به‌دلیل وجود آب فراوان نمی‌توانسته پایدار باشد و ذوب آن طی فرایند ذوب بخشی ناحیه منشأ ماگما توانسته است باعث افزایش مقادیر Eu به‌همراه Sr در ماگمای باقی‌مانده گردد که متعاقباً توانسته توده‌های بارور را شکل دهد [۴۵]، [۴۶]. در مقابل، سنگ‌های با بی‌هنجاری

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

منفی Eu (Eu/Eu*< ۱) که نشان‌دهندهٔ منشأ گرفتن آن‌ها از ماگماهای مادر با گُریزندگی[۱] اندک اکسیژن هستند از این رو که توانایی جلوگیری از تشکیل فازهای سولفیدی و پایدارماندن آن‌ها را در مذاب‌های سیلیکاتی را ندارند، باعث می‌گردد که فازهای سولفیدی تشکیل شده همراه و همزمان با تشکیل سیلیکات‌ها همانند پیروکسن و آمفیبول در ساختار آن‌ها را جای‌گزین گردند. در نتیجه این فرایند میزان گوگرد و فلز در ماگمای باقی‌مانده به شدت کاهش می‌یابد. این ماگما توانایی زایش کانسارهای مس پورفیری را نخواهد داشت. این شرایط ظاهراً در توده‌های تیپ جبال بارز حکم‌فرما بوده است. از جنبه فرایندهای سنگ‌زایی، بی‌هنجاری منفی Eu به‌همراه مقادیر کم Sr در توده‌های نفوذی تیپ جبال بارز ممکن است انعکاس دهندهٔ باقی ماندن پلاژیوکلاز به‌عنوان بخش پس‌ماندهٔ حاصل از مذاب و یا تفریق یافتن و جدا شدن پلاژیوکلاز از مذاب طی فرایند ذوب بخشی و نهایتاً تفریق بلوری باشد [۳۰]، [۳۱]. این وضعیت باعث جداشدن Eu و Sr از مذاب باقی‌مانده و وارد شدن آن‌ها در ساختار پلاژیوکلاز می‌گردد. در نتیجه ماگمای نهایی که چنین توده‌هایی را شکل داده است فقیر از عناصر مذکور خواهد شد.

نتیجه‌گیری

ویژگی‌های زمین شیمیایی عناصر فرعی (MnO، Y، Sr، HFS) و خاکی نادر (Yb، Eu،La) در نمونه‌های سنگ کُل از توده‌های نفوذی بارور و نابارور در کمربند مس پورفیری کرمان کاملاً از هم متمایزند



شکل ۱۰. تفکیک توده‌های نفوذی بارور از نابارور بر اساس ضریب شاخص اکسیدان بودن ماگما (Eu/Eu*). Δ + (Eu/Eu*≥۱) و Δ- (Eu/Eu*<۱) معرف شدت اکسیدان بودن ماگماها معرفی شده است

که این تمایز ناشی از شرایط کاملاً متفاوت شکل‌گیری ماگمای مادر این توده‌ها در دو دورهٔ زمانی ایوسن- الیگوسن و میوسن میانی- پایانی در گذر مراحل تکاملی کمان ماگمایی سنوزوییک کرمان بوده است. تفاوت‌های زمین‌شیمیایی مذکور نشان می‌دهد که توده‌های بارور چه به‌صورت ماگمای آب‌دار شکل گرفته تحت ذوب بخشی در فشار زیاد حاصل شده باشند و چه از تبلور تفریقی چنین ماگماهایی به‌وجود آمده باشند، از آب و مواد فرار و به تبع آن فوگاسیته اکسیژن بالایی برخوردار گردیده‌اند که توانسته است از تشکیل و پایدار شدن فازهای سولفیدی در مذاب‌های سیلیکاتی جلوگیری کرده و بدین طریق باعث تغلیظ آن‌ها در بخش سیال گرمابی توده نفوذی در حال

۱. Fugacity

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

تبلور گردد که در نهایت منجر به شکل‌گیری توده‌های مولد کانسارهای مس پورفیری شده است. نسبت‌های Sr/Y≥۳۰، La/Yb ≥۲۰ و Eu/Eu*≥۱ به‌همراه مقادیر کم Y (کمتر از ۱۸ ppm)، MnO (کمتر از ۰/۱ درصد) و ∑HFSE≤۱۰۰ ppm به‌عنوان شاخص‌های زمین‌شیمیایی ماگماهای آب‌دار و البته اکسیدان مولد کانسارهای مس پورفیری، می‌توانند در مرحلهٔ اکتشاف ناحیه‌ای در دیگر مراکز مس‌خیز ایران استفاده و ارزیابی شوند و از این طریق توده‌های نفوذی بارور را از نابارور تفکیک کرد.

قدردانی

از حمایت‌های مالی امور تحقیق و توسعهٔ شرکت ملی صنایع مس ایران که در این پژوهش همکاری‌های ارزنده‌ای داشته است صمیمانه سپاس‌گزاری می شود.

منابع

1. P. G. Feiss, "Magmatic sources of copper in porphyry copper deposits", Economic Geology, 73 (1978) 397-404.
2. D. R. Mason, J. A. MacDonald, "Intrusive rocks and porphyry copper occurrences of the Papua New Guniea-Solomon Islands region: A reconnaissance study", Economic Geology, 73 (1978) 857-877.
3. D. R. Mason, P. G. Feiss, "On the relationship between whole rock chemistry and porphyry copper mineralization", Economic Geology, 74 (1979) 1506-1510.
4. M. H. Karimpour, W. W. Bowes, "Application of trace elements and isotopes for discriminating between porphyry molybdeneum, copper, and Tin systems and implications for predicting the grade: Global tectonics and Metallogeny", 2 (1983a) 29-36.
5. S. C. Creasy, "The Schultze Granite, the Tea cup granodiorite, and the granite basin porphyry: A geochemical comparison of mineralized stocks in southern Arizona", U.S. Geological Survey, 15 (1984) 443-446.
6. J. A. Baldwin, J. A. Pearce, "Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes", Economic Geology, 77 (1982) 664-674.
7. S. E. Kesler, J. M. Isseigonis, A. H. Brownlow, P. E. Damon, W. J. Moore, K. E. Northcote and V. A. Preto, "Geochemistry of biotite from mineralized and barren intrusive systems", Economic Geology, 70 (1975) 643-659.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

8. D. R. Mason, "Compositional variations in ferromagnesian minerals from porphyry copper-generating and barren intrusions of the western Highlands, Papua New Guinea", Economic Geology, 73(1978) 878-890.

9. D. A. F. Hendry, A. R. Chivas, J. V. P. Long, S. J. B. Reed, "Chemical differences between minerals from mineralizing and barren intrusionsfrom some North American porphyry copper deposits", Contribution to Mineralogy and Petrology,89 (1985) 317-329.

10. J. R. Lang, S. R. Titley, "Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of the porphyry copper deposits", Economic Geology, 93 (1998) 138-170.

11. J. R. Ballard, J. M. Palin, I. H. Campbell, "Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile", Contribution to Mineralogy and Petrology,144 (2002) 347-364.

12. J. Shahabpour, J. D. Kramers, "Lead isotope data from the SarCheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran", Mineralium Deposita, 22 (1987) 278-281.

13. J. Hassanzadeh, "Metallogenic and tectono-magmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahr e Babak area, Kerman province)", Ph.D. Thesis, Univ. CLA, USA (1993).

14. B. I. A. McInnes, N. J. Evans, E. Belousova, W. L. Griffin, "Porphyry copper deposits of the Kerman belt, Iran: timing of mineralization and exhumation processes", CSIRO. Scietific Research Report 41 (2003).

15. N. Taghipour, A. Aftabi, R. Mathur, "Geology and Re-Os Geochronology of Mineralization of the Miduk Porphyry Copper Deposit, Iran", Resource Geology 58 (2008) 143-160.

16. V. Saric, N. Mijalkovic, "Metallogenic map of Kerman region, 1:500000 scale. In: Exploration for ore deposits in Kerman region", Geological Survey of Iran, 53 (1973).

17. B. Shafiei, M. Haschke, J. Shahabpour, "Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry C mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran", Mineralium Deposita, 44 (2009) 265-283.

18. M. D. Dimitrijevic, "Geology of Kerman region", Geological Survey of Iran, 52 (1973).

19. Rio Tinto Ltd., "Structural interpretation of the Kerman belt", Iran: Unpublished report of National Iranian Copper Industries Company, (2001).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

20. T. Ahmad, M. Posht Kuhi, "Geochemistry and petrogenesis of Urumiah-Dokhtar volcanic belt around Nain and Rafsanjan area: a preliminary study: Treatise on the Geology of Iran", Iranian Ministry of Mines and Metals, (1993).

21. B. Shafiei, "Lead isotope signatures of the igneous rocks and porphyry copper deposits from the Kerman Cenozoic magmatic arc (SE Iran), and their magmatic-metallogenetic implications", Ore Geology Reviews, 38 (2010) 27-36.

22. B. Shafiei, J. Shahabpour, M. Haschke, "Transition from Paleogene normal cala-alkaline to Neogene adakitic-like plutonism and Cu-metallogeny in the Kerman porphyry copper belt: Response to Neogene crustal thickening", Journal of Sciences, I.R. Iran, 19 (2008) 67-84.

23. G. Conrad, J. Conrad, M. Girod, "Les formation continentals tertiaries et quaternaries du bloc du lout (Iran): importances du plutonisme et du volcanisme", Mem. H. Ser. Soc. Geol. France, 8 (1977) 53-75.

24. M. Ghorashi-Zadeh, "Development of hypogene and supergene alteration and copper mineralization patterns, Sar Cheshmeh porphyry copper deposit, Iran" Unpublished M.Sc. thesis, Brock University., Canada (1978).

25. B. I. A. McInnes, N. J. Evans, F. Q. Fu, S. Garwin, "Application of thermo-chronology to hydrothermal ore deposits", Reviews in Mineralogy and geochemistry, 58 (2005) 467-498.

26. L. B. Gustafson, "Some major factors of porphyry copper genesis", Economic Geology, 73(1978) 600-607.

27. R. T. Flynn, C. W. Burnham, "An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride containing vapour phase and silicate melts", In: M. J. Drake and J. R. Holloway (Eds.), Experimental trace element geochemistry: Procedings of an international conference, held in Sedona, Arizona,Oxford, Pergamon, 3 (1978) 685-701.

28. J. P. Richards, R. Kerrich, "Adakite-like Rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis", Economic Geology, 102 (2007) 537-576.

29. T. Bissig, A. H. Clark, J. K. W. Lee, A. V. Quadt, "Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: new constraints from the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu belt", Chile/Argentina. Mineralium Deposita, 38 (2003) 844-862.

30. P. Henderson, "Rare earth element geochemistry", Elsevier Sci. Pub. Co. (1984) 510.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

31. H. Rollinson, "Using geochemical data: Evaluation, presentation", interpretation: Harlow, UK, Longman (1993).

32. M. J. Defant, M. S. Drummond, "Derivation of some modern magmas by melting of young subducted lithosphere", Nature, 347 (1990) 662-665.

33. M. Reich, M. Parada, C. Palacios, A. Dietrich, F. Schultz, B. Lehman, "Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications", Mineralium Deposita, 38 (2003) 876-885.

34. R. Oyarzun, A. Marquez, J. Lillo, I. Lopez, S. Rivera, "Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism", Mineralium Deposita, 36 (2001) 794-798.

35. Q. Wang, D. A. Wyman, J. F. Xu, Z. H. Zhao, P. Jian, X. L. Xiong, Z. W. Bao, C. F. Li and Z. H. Bai, "Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): Implications for geodynamics and Cu-Au mineralization", Lithos, 89 (2006a) 424-446.

36. L. Zhang, X. Wenjiao, K. Qin, Q. Zhang, "The adakite connection of the Tuwu-Yandong copper porphyry belt, Eastern Tianshan, NW China: trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry", Mineralium Deposita, 41 (2006) 188-200.

37. Z. Hou, Z. Yang, X. Qu, X. Meng, Z. Li, G. Beaudoin, Z. Rui, Y. Gao, "The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extention in Tibetan orogen", Ore Geology Reviews, 36(2009) 25-51.

38. Z. Yang, Z. Hou, N. C. White, Z. Chang, Z. Li, Y. Song, "Geology of the post-collisional porphyry copper deposits at Qulong, Tibet", Ore Geology Reviews, 36 (2009) 133-159.

39. H. Martin, R. H. Smithies, R. Rapp, J. F. Moyen, D. Champion, "An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution", Lithos, 79 (2005)1-24.

40. H. Rollinson, "Geodynamic controls on adakite, TTG and sanukitoid genesis: implications for models of crust formation", Lithos, 79 (2005) ix-xii.

41. F. Camus, J. Dilles, "A special issue devoted to porphyry copper deposits of Northern Chile:Preface", Economic Geology, 96 (2001) 233-237.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

42. S. M. Kay, C. Mpodozis, "Central Andes ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust", GSA TODAY (Geol. Soc. Am.), 11 (2001) 4-9.

43. J. P. Richards, A. J. Boyce, M. S. Pringle, "Geological evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization", Economic Geology, 96 (2001) 271-305.

44. E. J. Mungall, "Roasting the mantle: slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits", Geology, 30 (2002) 915-918.

45. G. M. Moore, I. S. E. Carmichael, "The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth", Contribution to Mineralogy and Petrology, 130 (1998) 304-319.

46. P. B. Kelemen, K. Hanghoj, A. R. Greene, "One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust", In: R.L. Rudnick, (Ed.), Treatise on Geochemistry, 3 (2003) 593-659.

47. S. S. Sun, W. F. McDonough, "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. D. Saunders and M. J. Norry, (Eds.), Magmatism in ocean basins", Geological Society of London, 42 (1989) 313-345.

48. G. A. Dehghani, T. Makris, "The gravity field and crustal structure of Iran", Geological Survey of Iran, 51(1983) 51-68.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]