Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy

مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال سی و چهارم، شمارهٔ دوم، تابستان ۱۴۰۵، از صفحهٔ ۱۷۵ تا ۱۹۴

سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و محیط جایگیری توده‌های نیمه‌عمیق منطقه مهریز یزد

حمیده جوادی تازه‌کند*[۱]، محسن مؤید[۱]، حمید هراتی[۲]، Gultekin Topuz[۳]

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

۲- گروه علوم زمین، دانشگاه پیام نور ایذه، ایذه، ایران

۳- گروه علوم زمین، دانشگاه استانبول، استانبول، ترکیه

(دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۵/۱۵، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۸/۳)

چکیده: منطقه مورد بررسی در استان یزد و شهرستان مهریز واقع است. این منطقه از نظر ساختاری در بخش میانی کمربند آتشفشانی - نفوذی ارومیه-دختر و غرب خردقاره ایران مرکزی در قطعه یزد قرار دارد. واحدهای تشکیل دهنده منطقه مورد بررسی شامل سنگ-های آتشفشانی ائوسن هستند که با توده‌های نیمه‌عمیق با ترکیب کوارتزدیوریت پورفیری تا گرانودیوریت پورفیری قطع شده‌اند. کانی-های پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی‌های فرومنیزین (آمفیبول و بیوتیت) کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها هستند و بافت غالب تشکیل دهنده سنگ‌ها پورفیری است. سری ماگمایی این توده ها آهکی‌قلیایی پتاسیم بالا و شوشونیتی است. آنها از نظر شاخص اشباع از آلومین بیشتر ماهیت متاآلومین تا پرآلومین نشان می‌دهند و از نوع I هستند. غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE) و عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) از ویژگی‌های زمین شیمیایی مشترک این گروه از سنگ‌هاست. غنی‌شدگی سنگ‌های مورد بررسی در عناصری چون Th, Pb و U می‌تواند در ارتباط با فرآیندهای دگرنهادی گوشته و یا آلایش پوسته قاره‌ای باشد. توده‌های پورفیری منطقه در قوس آتشفشانی (VAG) و در محیط زمین‌ساختی پس از برخورد جایگیری کرده‌اند.

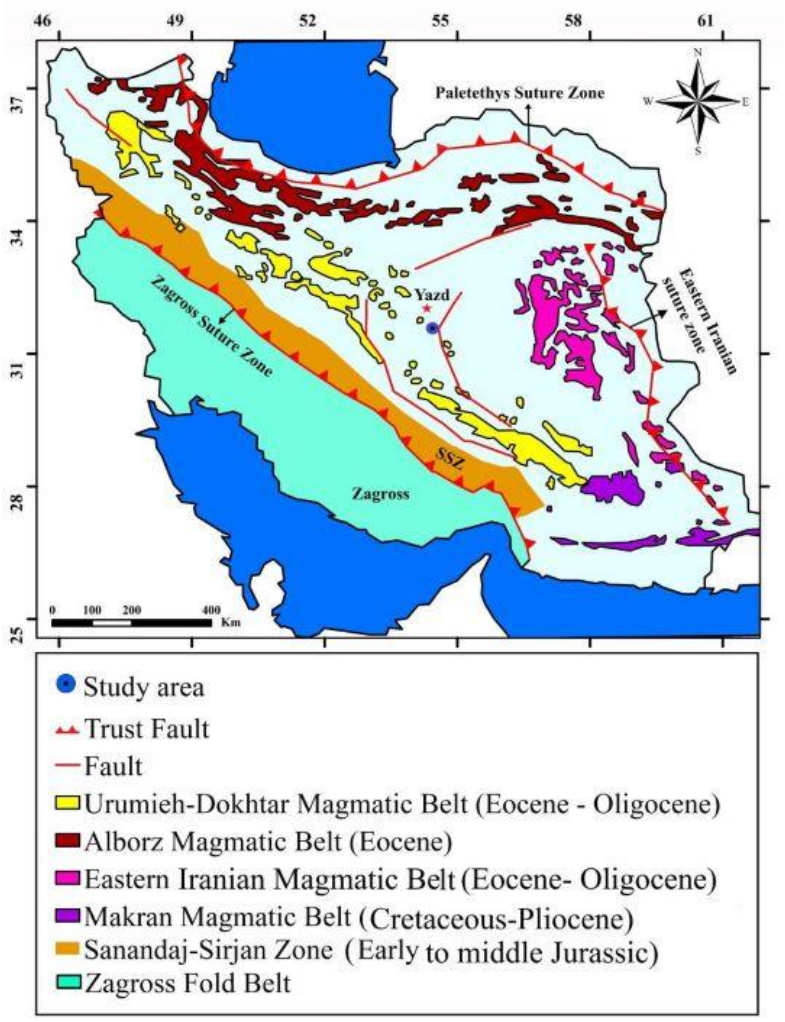
واژه‌های کلیدی: *کوارتزدیوریت؛ پورفیری؛ ایران مرکزی؛ ارومیه دختر؛ مهریز.*

مقدمه

منطقه مورد بررسی در استان یزد و ۳۵ کیلومتری جنوب شرقی شهر یزد و حدود ۵ کیلومتری شهرستان مهریز در کنار جاده مهریز به انار یا همان جاده ترابری یزد به کرمان (شکل ۲، الف)، بین طول‌های جغرافیایی ″۱۰ ′۳۱ °۵۴ تا ″۴۲ ′۳۲ °۵۴ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ″۵۴ ′۳۱ °۳۱ تا ″۱۷ ′۳۱ °۳۱ شمالی واقع است و بخش کوچکی از نوار ماگمایی ارمیه-دختر محسوب می‌شود (شکل ۱). نگاهی گذرا به نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ یزد [۱] نشان می‌دهد که رخنمون غالب در منطقه مورد بررسی از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی آواری ائوسن است و در ارتفاع‌های تل داغ مخاناتون رخنمون یافته‌اند. بر اساس این نقشه، هیچ‌گونه آثاری از توده‌های نفوذی در این گستره وجود ندارد. بررسی‌های انجام شده در منطقه نشان می-دهد که جایگیری توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق در سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی‌آواری ائوسن، باعث کانی سازی‌های رگه‌ای گسترده فلزهای پایه از جمله سرب، روی، مس و آهن و طلا در کناره این توده‌ها شده است. از این رو، در این پژوهش، توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق پورفیری یاد شده از نظر سنگ-شناسی، زمین شیمی و خاستگاه زمین‌ساختی بررسی شده‌اند.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۱۲۹۰۵۷۴، پست الکترونیکی: Javadih91@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



شکل۱ نقشه ساده شده پهنه‌های زمین‌ساختی ایران و توزیع مجموعه‌های ماگمایی، موقعیت منطقه مورد بررسی روی آن مشخص شده است [۲-۴].

زمین‌شناسی عمومی

بطور کلی از دیدگاه زمین‌شناسی، منطقه مورد بررسی جزئی از قطعه یزد و وابسته به خرده قاره ایران مرکزی بوده و در بخش غربی پهنه ساختاری پهنه مرکزی [۵] واقع است. نوار ماگمایی ارومیه- دختر در این منطقه با روند شمالغربی- جنوب‌شرقی قطعه یزد از خرده قاره ایران مرکزی را قطع می‌کند. به باور برخی از پژوهشگران، کمان ماگمایی ارومیه-دختر که با فعالیت ماگمایی ترشیاری مشخص می گردد، ناشی از فعالیت‌های کمان قاره‌ای [۶-۸]، یا حوضه‌های پشت کمانی و یا قوس ماگمایی پس برخوردی است. سنگ‌های آتشفشانی کمان ارومیه-دختر اغلب طی دوره ائوسن تشکیل شده‌اند [۹، ۱۰] و سنگ‌های نفوذی کمربند ارومیه-دختر اغلب مربوط به الیگو-میوسن هستند و رخداد آنها یا با فرآیندهای فرورانشی [۱۱-۱۶]، یا فرآیندهای کافتی [۱۷] و یا به عنوان قوس ماگمائی پس برخوردی [۱۸، ۱۹] تفسیر می‌شوند.همه کانسارهای موجود در این کمربند در ارتباط با گرانیتوئیدها و توده های نیمه‌عمیق هستند که این گرانیتوئیدها را برخی ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس و با سن ائوسن تا میوسن در نظر گرفته‌اند [۲۰].

روش پژوهش

به منظور شناسایی ماهیت زمین‌شناسی منطقه، بررسی‌ها در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. در بخش صحرایی، پس از بررسی‌های صورت گرفته، از تنوع‌های سنگ‌شناسی منطقه نمونه‌برداری شد. و ۴۶ نمونه سنگی تقریباً سالم برای تهیه مقاطع نازک انتخاب گردیده و به دقت سنگ‌نگاری شدند.

همچنین به منظور بررسی‌های زمین‌شیمیایی و دستیابی به اطلاعات دقیق‌تر از توده پورفیری مورد نظر، از بین نمونه‌های برداشت شده سالم (با کمترین دگرسانی) که نشانگر ترکیب سنگ‌شناسی منطقه هستند، ۳۷ نمونه (۱۷ نمونه از توده کوارتزدیوریت پورفیری و ۲۰ نمونه از توده گرانودیوریت پورفیری) انتخاب شد. نمونه‌های مورد نظر در آزمایشگاه زرآزما، عناصر اصلی به روش‌های طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی X (XRF)و عناصر فرعی به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) تجزیه شیمیایی شدند. بر پایه نتایج تجزیه‌های شیمیایی و با بررسی رفتارهای زمین شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و نادر موجود در سنگ‌های نیمه نفوذی منطقه و استفاده از آنها در نمودارهای ویژه زمین شیمیایی، مشخصه‌های سنگ‌شناسی، ماگمای سازنده، نوع ماگما و روند تغییر و دگرگونی ماگمای سازنده تعیین شد. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی پس از انجام تصحیح‌های مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I) و تفکیک FeO و Fe_2O_3 و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO، در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده‌اند. در پایان برای تحلیل داده‌های زمین‌شناسی از نرم‌افزارهای GCD-kit و Surfre و برای رسم نقشه‌های زمین‌شناسی از نرم افزار Arc GIS 10.5 استفاده شد.

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های سنگی منطقه مورد بررسی، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO.

نمونه / سنگ		اکسیدهای اصلی (Wt%)											
		SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	TiO_2	FeO	Fe_2O_3	Total
BH02-1	کوارتز دیوریت ■	۶۴٫۶۳	۱۰٫۱۲	۱۰٫۲۵	۲٫۷	۰٫۱۲۲	۴٫۶۱	۰٫۲۵	۰٫۰۹	۰٫۵۵	۲٫۲۹۱	۲٫۴۴	۹۸٫۷۴
BH02-2	"	۶۴٫۶	۹٫۶۴۹	۱۰٫۹۱۸	۲٫۳۷	۰٫۱۲	۴٫۲۹	۰٫۲۸۸	۰٫۰۹	۰٫۵۲۵	۳٫۲۵	۲٫۷۷	۹۹٫۳۹
BH02-3	"	۶۸٫۱	۹٫۸۷۳	۷٫۸۳	۲٫۷۳	۰٫۱	۴	۰٫۲۸۸	۰٫۰۹	۰٫۴۶	۳٫۰۴	۲٫۷۱۳	۹۹٫۲۲
BH02-4	"	۶۳	۱۱٫۹۴	۷	۲٫۶۱	۰٫۰۸	۵٫۲۱	۰٫۴۱	۰٫۰۹	۰٫۵۸	۳٫۹۴۶	۳٫۶۴۴	۹۸٫۵۱
BH02-5	"	۶۴٫۵۹	۱۱٫۶۹	۷٫۱۷	۲٫۷۲۵	۰٫۱	۴٫۷۶	۱٫۰۹	۰٫۱	۰٫۶۴۳	۳٫۳۵۹	۳	۹۹٫۲۲
BH02-6	"	۶۹٫۱۶	۱۰٫۳۹	۶٫۷۹	۲٫۱۸	۰٫۰۹۱	۴٫۳۶	۰٫۹۴۸	۰٫۰۹	۰٫۵۸۸	۲٫۳۷۱	۲٫۱۸۹	۹۹٫۱۵
BH02-7	"	۶۵	۱۱٫۲	۷٫۸۱	۲٫۸۶	۰٫۱۱	۵٫۳۲۴	۰٫۲۰۹	۰٫۱۳۲	۰٫۶۳۸	۳٫۱۹۱	۳٫۴	۹۹٫۹
BH02-8	"	۷۲٫۲۹	۱۰٫۴۸۳	۵٫۷۴۲	۲٫۰۴	۰٫۱۱۲۲	۴٫۵۱	۰٫۷	۰٫۰۹	۰٫۵۷۲	۱٫۶۷۲	۱٫۶۷۳	۹۹٫۸۸
BH02-9	"	۷۲٫۸	۱۱٫۲۸	۵٫۱۵	۱٫۷	۰٫۱۰۳	۴٫۷۷	۱٫۱۳۳	۰٫۱۰۳	۰٫۵۳۵	۱٫۱۴۲	۱	۹۹٫۷
BH02-10	"	۷۶	۱۱٫۰۳	۱٫۵۷	۰٫۹۷۸	۰٫۰۴۱	۵٫۳۴۵	۲٫۴۵۱	۰٫۰۹۲	۰٫۳۱۹	۰٫۷۶۵	۰٫۹۷۶	۹۹٫۵۶
BH02-11	"	۷۳٫۱۷	۱۳٫۶۲۶	۱٫۷۲۳	۱٫۰۲	۰٫۰۵۱	۵٫۰۲۸	۳٫۱۹۲	۰٫۱۰۲	۰٫۳۳۶	۰٫۶۳۴	۰٫۸۰۷	۹۹٫۶۸
BH02-12	"	۷۲٫۶۷	۱۴٫۲۵	۱٫۳۶۶	۰٫۹۵۸	۰٫۰۴	۵٫۳۲۴	۳٫۶۴۱	۰٫۰۹	۰٫۳۳۶	۰٫۵۸	۰٫۷۶۹	۱۰۰
BH02-13	"	۷۲٫۸۷	۱۳٫۷	۱٫۷۷	۱	۰٫۰۵	۵٫۳۲۴	۲٫۸۷۶	۰٫۰۹	۰٫۳۳۶	۰٫۷۷۵	۰٫۹۸۷	۹۹٫۷۷
BH02-14	"	۷۲٫۵۷	۱۴٫۲۵	۱٫۸۴۶	۰٫۹۲۸	۰٫۰۴	۵٫۸	۲٫۲۴۴	۰٫۱۰۲	۰٫۳۱۶	۰٫۵۷۷	۰٫۷۰۶	۹۹٫۳۸
BH02-15	"	۷۳٫۲	۱۴٫۲۸	۱٫۴۲۶۱	۰٫۷۷۵	۰٫۰۳	۵٫۷۵۲	۲٫۸۳۵	۰٫۰۹	۰٫۳۱۶	۰٫۴۴	۰٫۵۶	۹۹٫۷
BH02-16	"	۷۲٫۷۴	۱۴٫۵۶	۱٫۲۱۳	۰٫۸۲۶	۰٫۰۳	۵٫۲۸۳	۳٫۵۲۹	۰٫۱۱۲	۰٫۳۰۶	۰٫۵۱۷	۰٫۶۸۶	۹۹٫۸۱
BH02-17	"	۷۳٫۴۴	۱۲٫۹۴	۰٫۸۹۴	۰٫۶۹۲	۰٫۰۳	۳٫۹۹	۳٫۳۹	۰٫۰۸۱	۰٫۳۱	۰٫۷۳	۰٫۹۴	۹۸٫۴۴
BH01-18	گرانودیوریت ▲	۶۷٫۵۸	۱۴٫۰۹	۲٫۳۰۸	۲٫۳۴	۰٫۰۹	۴	۳٫۴۷	۰٫۱۶۶	۰٫۵۶۱	۲٫۰۴	۲٫۸۳۶	۹۹٫۴۸
BH01-19	"	۶۶٫۴۷	۱۵٫۱۳۸	۲٫۴۴۴	۲٫۰۸	۰٫۰۷	۴٫۱۶	۳٫۱۲	۰٫۱۶۶	۰٫۵۶۱	۲٫۱۵۶	۳	۹۹٫۳۷
BH01-20	"	۶۷٫۸۵	۱۴٫۹	۱٫۱۹۶	۱٫۷۲۳	۰٫۰۶۲	۴٫۶۹	۴٫۱۶	۰٫۱۵۶	۰٫۵۳	۱٫۹۳۶	۲٫۴۶۴	۹۹٫۶۶
BH01-21	"	۶۸٫۸۵	۱۳٫۹۶۲	۲٫۲۶۷	۱٫۷۲۳	۰٫۷۲	۴٫۴۹۲	۳٫۴۹۴	۰٫۱۶۶	۰٫۵۰۹	۱٫۸۲	۲٫۳۱۷	۱۰۰٫۳۲
BH01-22	"	۶۷٫۲۸	۱۴٫۳۱۷	۱٫۹۵۷	۱٫۷۰۶	۰٫۱۱۳	۳٫۹۲۴	۳٫۲۹۶	۰٫۱۶۴	۰٫۴۵۳	۲٫۲۹۹	۳٫۱۷۶	۹۸٫۶۸
BH01-23	"	۷۰٫۶۴	۱۳٫۲۶۱	۱٫۳۰۸	۲٫۰۳۹	۰٫۱۵۴	۴٫۶۶۵	۲٫۵۷۵	۰٫۱۵۴	۰٫۵۰۴	۱٫۵۶۶	۲٫۱۶۳	۹۹٫۰۲
BH01-24	"	۶۸٫۵۳	۱۳٫۹۷۵	۱٫۸۹۵	۲٫۰۶	۰٫۱۴۴	۴٫۶۵۵	۳٫۰۹	۰٫۱۷۵	۰٫۵۷۶	۱٫۷۲	۲٫۲۸	۹۹٫۱۰
BH01-25	"	۶۸٫۳	۱۳٫۶۴	۱٫۹۶۸	۲٫۰۴	۰٫۰۶۱	۴٫۳۰۴	۲٫۳۲۵	۰٫۱۷۳	۰٫۵۵	۲٫۷۱۴	۲٫۷۱۴	۹۸٫۷۸
BH01-26	"	۷۰ ٫۷	۱۳٫۵	۱٫۵۹۱	۲	۰٫۰۸۱۶	۴٫۶۲	۲٫۴۴۸	۰٫۱۶۳	۰٫۵۲	۱٫۶۴	۲٫۳۶	۹۹٫۶۲
BH01-27	"	۶۷٫۵	۱۴٫۴۲	۱٫۸۵۴	۱٫۸۸۴	۰٫۱۳۳	۴٫۵۳۲	۲٫۸۱۱	۰٫۲۷۸	۰٫۵۴۵	۲٫۳	۳٫۱۸	۹۹٫۴۳
BH01-28	"	۶۶٫۱۸	۱۵	۱٫۸۸۷	۲٫۲۶	۰٫۱۶۹	۴٫۵۲	۳٫۳۹	۰٫۱۹۲	۰٫۶۱	۲٫۱۲۲	۲٫۸۱۴	۹۹٫۱۴
BH01-29	"	۶۷٫۷۸	۱۳	۴	۲	۰٫۰۸	۴٫۴۶۱	۳٫۴۳۲	۰٫۱۸۷	۰٫۵۶۱	۱٫۸۲۴	۲٫۳۲۲	۹۹٫۶۴
BH01-30	"	۶۸٫۴۱	۱۳	۳٫۴۹۱	۲٫۰۶	۰٫۰۹۲	۴٫۷۷۹	۳٫۲	۰٫۱۹۵	۰٫۶۲۸	۱٫۵۹۷	۲٫۱۱۷	۹۹٫۳۶
BH01-31	"	۷۱٫۵۲	۱۲٫۲۴	۲٫۰۴	۱٫۶۳۲	۰٫۰۶۱۲	۳٫۶۱	۳٫۴۲۷	۰٫۱۵۳	۰٫۴۳۸	۱٫۸۳	۲٫۵۲۸	۹۹٫۴۸
BH01-32	"	۶۹٫۴۰	۱۳٫۸۱۹	۲٫۸۱۷	۱٫۴۹۴	۰٫۰۷	۳٫۷	۳٫۱۵۱	۰٫۱۵	۰٫۴۴	۱٫۶۱۵	۲٫۳۲۵	۹۸٫۹۸
BH01-33	"	۶۱٫۲۳	۱۶٫۲۱۳	۱٫۹۸۶	۲٫۳۹۲	۰٫۲۹	۲٫۰۳۸	۵٫۸۶۵	۰٫۲۰۸	۰٫۸۳۲	۳٫۳۶	۴٫۶۴	۹۹٫۰۵
BH01-34	"	۶۲٫۹۵	۱۴٫۶۷۹	۲٫۳۴۸	۲٫۲۴۵	۰٫۱۴۴	۲٫۲۹۶	۵٫۵۶۲	۰٫۱۷	۰٫۶۷۹	۳٫۲۷۹	۴٫۳۴۸	۹۸٫۷
BH01-35	"	۶۴٫۳۳	۱۳٫۷۲۹	۴٫۱۲	۳٫۳۵۷	۰٫۱۱	۴٫۶	۲٫۱۶۳	۰٫۱۳۳	۰٫۶۷۹	۲٫۳۵۳	۳٫۴۱۶	۹۸٫۹۹
BH01-36	"	۶۹٫۵۸	۱۴٫۲۴	۲٫۷۷	۱٫۶	۰٫۰۵	۴	۲٫۸۱۵	۰٫۱۵۳	۰٫۴۴۸	۱٫۶۵۸	۲٫۲۹	۹۹٫۶۰
BH01-37	"	۶۹٫۵۱	۱۳٫۶۶	۲٫۱۱	۱٫۸۵	۰٫۰۵	۳٫۱۶	۲٫۵۵	۰٫۱۱۷	۰٫۴۱۹	۲٫۷۲	۳٫۴	۹۹٫۵۳

جدول ۲ نتایج تجزیه‌شیمیایی عناصر نادر و خاکی‌نادر نمونه‌های سنگی منطقه مورد بررسی، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO.

سنگ		عناصر کمیاب و خاکی نادر (ppm)																
		Sc	Ba	Co	Ce	Th	Sr	U	V	Y	Zn	Zr	Pb	Ni	Cu	Mo	Bi	Cs
BH02-1	کوارتز	۹٫۲	۳۲	۱۲	۵۱	۵	۱۵۴	۱۲٫۴	۷۶	۱۸	۱۴۵	۵۰	۵۵	۳۴	۱۰	۰٫۸۲	۱٫۸	۱٫۲
BH02-2	〃	۸٫۲	۳۶	۱۱	۴۶	۵	۱۷۲	۱۰٫۳	۷۹	۱۵	۷۳	۴۰	۴۸	۲۸	۸	۰٫۹۸	۱٫۱	۱٫۴
BH02-3	〃	۸٫۲	۳۵	۱۰	۶۵	۵	۱۷۰	۱۲٫۶	۷۱	۱۶	۶۲	۴۱	۲۸	۲۶	۶	۰٫۸۷	۱٫۶	۱٫۲
BH02-4	〃	۸٫۹	۶۱	۱۳	۲۳	۵	۱۹۷	۱۱٫۱	۷۹	۱۴	۵۰	۴۷	۴۶	۳۶	۵	۲٫۰۸	۰٫۹	۱٫۱
BH02-5	〃	۱۰	۱۹۵	۱۳	۲۱	۵٫۸	۱۸۵	۱۴٫۳	۸۶	۱۷	۸۳	۵۸	۷۱	۳۱	۳	۱٫۴۴	۱٫۸	۱٫۵
BH02-6	〃	۹٫۱	۱۵۳	۷	۲۰	۵٫۳	۱۶۰	۵	۷۴	۱۶	۲۱۵	۴۹	۱۱۳	۲۲	۴	۱٫۸۶	۲٫۲	۱٫۲
BH02-7	〃	۹٫۹	۲۸	۲۰	۳۳	۵	۱۶۰	۹٫۳	۸۹	۱۶	۱۵۲	۵۰	۹۰	۴۰	۱۴	۱٫۶۸	۱٫۴	۱٫۲
BH02-8	〃	۹٫۵	۱۲۵	۹	۲۶	۵	۱۷۵	۵	۸۷	۱۵	۱۵۵	۴۰	۵۶	۲۱	۸	۱٫۷۸	۱٫۵	۱٫۷
BH02-9	〃	۸٫۷	۲۲۸	۵	۲۵	۶٫۳	۱۹۱	۵	۷۴	۱۳	۱۹۲	۴۶	۱۳۹	۱۹	۶	۲٫۲۵	۱٫۷	۱٫۶
BH02-10	〃	۳٫۴	۴۴۱	۱۱	۱۳	۸	۱۶۰	۵	۳۳	۸	۴۲۱	۵۶	۲۰۴	۵	۷	۱٫۸۷	۲٫۱	۱٫۴
BH02-11	〃	۴٫۱	۵۴۸	۲	۱۶	۱۱٫۱	۲۳۴	۵	۳۷	۱۱	۵۴۴	۵۵	۲۶۰	۴	۱۲	۱٫۶۳	۲٫۲	۱٫۲
BH02-12	〃	۴٫۲	۶۳۰	۵	۱۹	۱۲٫۲	۲۲۸	۵	۳۷	۱۱	۵۳۸	۵۵	۲۰۹	۵	۹	۲٫۱۶	۱٫۴	۱٫۶
BH02-13	〃	۴٫۲	۴۸۲	۵	۲۷	۹٫۷	۲۳۱	۵	۳۳	۱۱	۹۱۹	۵۱	۳۶۴	۵	۱۱	۱٫۷۲	۰٫۹	۱٫۸
BH02-14	〃	۴٫۱	۴۲۹	۵	۱۸	۸٫۷	۲۴۷	۵	۳۶	۱۱	۷۹۱	۴۵	۲۴۲	۵	۸	۲٫۴۳	۱٫۶	۱٫۴
BH02-15	〃	۴٫۳	۴۹۰	۲	۱۴	۹٫۶	۲۳۹	۵	۳۵	۱۱	۲۶۹	۴۵	۱۴۷	۴	۷	۲٫۳۷	۱٫۲	۱٫۵
BH02-16	〃	۴٫۲	۵۹۵	۲	۱۵	۱۱٫۴	۲۵۸	۵	۳۷	۱۱	۲۲۱	۳۳	۷۴	۵	۱۱	۹٫۸	۰٫۸	۱٫۴
BH02-17	〃	۳٫۳	۵۹۷	۱۰٫۶	۱۲	۱۵٫۵	۱۹۴	۱٫۷	۴۰	۷٫۱	۱۱۶۲	۵۲	۳۲۶	۳	۱۱	۲٫۴	۱٫۹	۱٫۳
BH01-18	گرانودیوریت ▲	۸٫۹	۴۶۵	۱۴	۳۶	۱۲٫۱	۳۱۲	۵	۸۸	۱۷	۱۸۰	۴۱	۷۵	۹	۱۷۶	۳٫۹	۰٫۵	۱٫۴
BH01-19	〃	۹٫۲	۲۸۸	۱۵	۳۶	۱۰٫۸	۳۳۱	۵	۸۵	۱۷	۶۶۴	۳۲	۱۱۶	۹	۱۳۱	۶٫۱	۰٫۵	۱٫۶
BH01-20	〃	۷٫۷	۶۱۷	۱۱	۳۴	۱۵٫۳	۱۹۴	۵	۶۷	۱۸	۲۶۱	۳۰	۲۰۷	۸	۱۶۰	۳۴٫۹	۰٫۴	۱٫۲
BH01-21	〃	۷٫۳	۴۱۶	۱۲	۳۳	۱۱٫۵	۳۱۹	۵	۷۱	۱۶	۲۶۱	۳۰	۶۵	۷	۲۳۴	۱۶	۰٫۶	۱٫۶
BH01-22	〃	۷	۲۸۵	۱۷	۳۵	۸٫۸	۲۴۵	۵	۶۳	۱۴	۱۳۳	۲۷	۶۴	۶	۴۱۷	۲۲	۰٫۶	۱٫۳
BH01-23	〃	۷	۷۰۰	۱۲	۲۷	۱۶٫۸	۲۳۴	۵	۶۹	۱۳	۱۱۳	۲۷	۷۰۴	۱۰	۱۰۴	۷۱٫۶	۰٫۵	۱٫۲
BH01-24	〃	۸	۶۳۲	۱۲	۳۷	۱۵٫۴	۳۰۴	۵٫۶	۸۰	۱۶	۶۵۸	۲۷	۳۴۰	۹	۹۴	۶٫۵	۰٫۴	۱٫۴
BH01-25	〃	۸٫۷	۳۱۴	۱۷	۳۲	۹٫۳	۲۸۳	۵	۸۶	۱۶	۹۷	۲۲	۳۵	۱۰	۲۹۸	۲۸٫۶	۰٫۵	۱٫۵
BH01-26	〃	۷٫۴	۴۳۳	۱۳	۳۲	۱۱٫۴	۳۱۱	۵	۷۴	۱۵	۱۶۸	۲۴	۸۰	۹	۲۷۳	۲۵٫۳	۰٫۶	۱٫۴
BH01-27	〃	۷٫۷	۲۷۸	۱۶	۳۸	۸٫۳	۳۲۱	۵	۶۲	۱۷	۱۷۲	۱۵	۱۹۸	۸	۳۰۸	۱۲٫۸	۰٫۴	۱٫۲
BH01-28	〃	۷٫۶	۷۶۳	۱۲	۳۶	۱۸٫۳	۳۰۱	۵	۷۶	۱۵	۳۴۸	۲۲	۶۸	۹	۲۹۴	۱۴٫۶	۰٫۴	۱٫۳
BH01-29	〃	۸٫۳	۳۲۱	۱۲	۳۱	۹٫۶	۳۳۸	۵	۷۷	۱۵	۶۰	۲۵	۲۶	۱۳	۴۲۹	۴۴٫۵	۰٫۶	۱٫۲
BH01-30	〃	۸٫۸	۴۱۴	۹	۳۴	۱۱٫۳	۳۲۹	۵	۸۲	۱۶	۲۶۰	۲۵	۱۵۱	۱۵	۳۶۳	۲۳٫۹	۰٫۵	۱٫۴
BH01-31	〃	۶٫۱	۴۲۷	۱۱	۳۵	۱۲٫۳	۲۹۳	۵	۵۹	۱۴	۱۴۱	۲۷	۷۵	۵	۲۳۵	۱۶٫۸	۰٫۴	۱٫۳
BH01-32	〃	۶٫۶	۳۸۲	۱۱	۳۵	۱۱٫۴	۳۱۲	۵	۶۰	۱۵	۳۳۲	۲۸	۱۵۰	۵	۱۷۷	۴٫۷	۰٫۶	۱٫۶
BH01-33	〃	۱۶٫۷	۳۴۹	۲۳	۲۵	۸٫۸	۲۴۴	۵	۱۸۱	۱۹	۲۰۵	۵۰	۲۶	۱۴	۲۱۰	۰٫۹۵	۰٫۸	۱٫۶
BH01-34	〃	۱۲	۲۵۱	۲۲	۲۷	۷	۲۶۷	۵	۱۱۸	۱۶	۱۰۶	۴۱	۳۱	۱۱	۱۴۱	۶٫۸	۰٫۸	۱٫۵
BH01-35	〃	۱۵٫۶	۲۶۳	۲۲	۲۵	۷٫۶	۳۲۱	۸٫۲	۱۳۷	۱۵	۲۳۲	۲۱	۶۱	۲۷	۱۵۶	۳	۰٫۵	۱٫۴
BH01-36	〃	۶٫۶	۳۰۳	۱۱	۳۴	۹٫۷	۳۱۶	۵	۶۰	۱۵	۵۸	۲۸	۱۶	۵	۱۵۷	۲۲٫۴	۰٫۵	۱٫۶
BH01-37	〃	۷٫۶	۲۴۷	۱۱٫۹	۲۲	۱۷٫۵	۳۲۷	۱٫۲	۷۴	۱۴	۱۶۰	۳۰	۱۴	۵	۷۱	۲۲٫۳	۰٫۵	۱٫۴

ادامه جدول ۲

نمونه / سنگ		عناصر کمیاب و خاکی نادر(ppm)															
		Be	Yb	Ag	As	Ti	Cd	Cr	La	Li	S	Sb	Dy	Er	Eu	Gd	Hf
BH02-1	کوارتزدیوریت ■	۱٫۳	۱٫۹	۰٫۲۸	۴۱	۳۳۴۱	۰٫۷	۷۱	۲۷	۳۹	۳۰۰۰۰	۱٫۳۸	۱٫۳	۰٫۹۲	۰٫۶۲	۱٫۳۶	۱٫۵
BH02-2	〃	۱٫۱	۱٫۷	۰٫۳۶	۴۷٫۴	۳۱۲۱	۰٫۳۳	۶۱	۲۶	۳۲	۳۰۰۰۰	۹٫۳	۱٫۴	۰٫۸۸	۰٫۵۸	۱٫۳۸	۱٫۴
BH02-3	〃	۱٫۳	۱٫۷	۰٫۲۱	۴۲	۳۰۶۹	۰٫۲۹	۵۰	۴۰	۳۲	۳۰۰۰۰	۱٫۳۵	۱٫۲	۰٫۷۶	۰٫۵۶	۱٫۴۴	۱٫۶
BH02-4	〃	۱٫۲	۱٫۶	۰٫۴۸	۴۴٫۵	۳۲۸۱	۰٫۳۱	۴۵	۱۰	۲۲	۳۰۰۰۰	۱٫۳	۱٫۱	۰٫۸۴	۰٫۶۴	۱٫۳۸	۱٫۴
BH02-5	〃	۱٫۱	۱٫۷	۰٫۵۸	۴۱٫۷	۳۶۳۳	۰٫۳۱	۶۹	۷	۲۴	۳۰۰۰۰	۱٫۳۴	۱٫۳	۰٫۹۲	۰٫۶۶	۱٫۲۸	۱٫۶
BH02-6	〃	۱٫۱	۶٫۱	۰٫۵۳	۴۲٫۸	۳۳۰۵	۰٫۸	۷۹	۹	۲۳	۳۰۰۰۰	۱٫۲۳	۱٫۴	۰٫۹۴	۰٫۵۸	۱٫۳۲	۱٫۵
BH02-7	〃	۱٫۱	۱٫۷	۰٫۸	۷۸٫۵	۳۵۷۴	۰٫۵	۸۰	۱۵	۲۴	۳۰۰۰۰	۱٫۲۴	۱٫۴	۱٫۱۲	۰٫۶۱	۱٫۲۸	۱٫۳
BH02-8	〃	۱	۱٫۴	۰٫۶۱	۴۴٫۶	۳۴۴۲	۰٫۵	۶۵	۱۲	۲۲	۱۳۷۶۵	۱٫۲۵	۱٫۴	۰٫۹۴	۰٫۴۸	۱٫۱۲	۱٫۶
BH02-9	〃	۱٫۲	۱٫۳	۰٫۶۴	۴۱٫۹	۳۱۴۷	۰٫۵	۵۲	۱۱	۲۲	۱۲۹۰۳	۱٫۱۶	۱٫۳	۰٫۸۴	۰٫۵۲	۱٫۰۸	۱٫۸
BH02-10	〃	۱٫۱	۱	۰٫۵۵	۳۳٫۵	۱۹۲۳	۱٫۲	۱۱	۴	۱۵	۱۰۱۲۲	۱٫۰۱	۱٫۵	۰٫۹۲	۰٫۵۴	۱٫۲۱	۱٫۹
BH02-11	〃	۱٫۳	۱٫۱	۰٫۵۷	۲۴٫۵	۲۰۱۲	۱٫۷	۱۵	۶	۱۹	۶۷۵۵	۱٫۰۷	۱٫۱	۰٫۷۸	۰٫۵۲	۱٫۱۲	۲٫۱
BH02-12	〃	۱٫۳	۱٫۲	۰٫۵۸	۲۲٫۳	۲۰۷۴	۱٫۵	۱۳	۷	۲۰	۶۰۰۹	۱٫۱۵	۱٫۱	۱٫۱۲	۰٫۴۸	۱٫۱۴	۱٫۹
BH02-13	〃	۱٫۳	۱٫۳	۰٫۴۹	۲۷	۲۰۲۶	۲٫۹	۱۳	۱۳	۱۶	۹۵۲۱	۱٫۲	۱	۰٫۶۹	۰٫۴۶	۱٫۰۸	۲٫۱
BH02-14	〃	۱٫۱	۱٫۱	۰٫۵۵	۲۷٫۴	۱۹۲۵	۲٫۳	۱۶	۷	۱۴	۵۹۶۹	۱٫۲۲	۱٫۱	۰٫۷۲	۰٫۴۴	۱٫۱۲	۲٫۲
BH02-15	〃	۱٫۱	۱٫۱	۰٫۴۷	۱۷٫۹	۱۹۹۷	۰٫۸	۸	۵	۱۵	۳۶۱۲	۱٫۲۲	۱٫۱	۰٫۷۷	۰٫۵۴	۱٫۱۴	۱٫۸
BH02-16	〃	۱٫۳	۱٫۹	۰٫۵	۱۳٫۶	۲۰۸۷	۰٫۲۹	۱۱	۶	۱۷	۴۳۴۷	۱٫۱۷	۱٫۳	۰٫۸۴	۰٫۵۱	۱٫۲	۱٫۸
BH02-17	〃	۱	۰٫۷	۰٫۳	۲۸٫۹	۱۶۷۱	۲٫۵	۶۱	۵	۱۷	۸۸۳۶	۱٫۷	۱٫۲	۰٫۸	۰٫۵۶	۲٫۳۲	۱٫۳
BH01-18	گرانودیوریت ▲	۱٫۳	۲	۰٫۴۴	۸۲٫۵	۳۳۵۵	۰٫۶	۳۸	۱۹	۳۲	۲۴۳۵۵	۰٫۹۲	۲٫۴	۱٫۵۶	۰٫۶۴	۲٫۲۸	۱٫۲
BH01-19	〃	۱٫۲	۱٫۹	۰٫۳۶	۶۳	۳۳۱۱	۰٫۳۸	۵۵	۱۸	۲۹	۳۰۰۰۰	۱٫۰۱	۲٫۲	۱٫۴۸	۰٫۶۶	۲٫۱۸	۱٫۳
BH01-20	〃	۱	۱٫۸	۰٫۶۱	۹۸٫۷	۳۱۵۲	۱٫۱	۳۷	۱۸	۱۶	۱۵۶۸۰	۱٫۰۲	۲٫۳	۱٫۶۸	۰٫۷۸	۲٫۱۴	۱٫۴
BH01-21	〃	۱٫۳	۱٫۸	۰٫۴	۶۰٫۶	۳۰۴۲	۰٫۹	۴۵	۱۶	۲۱	۱۹۴۷۹	۰٫۸۸	۲٫۱	۱٫۸۲	۰٫۷۵	۲٫۲۴	۱٫۳
BH01-22	〃	۱٫۱	۱٫۷	۰٫۶۱	۴۴٫۱	۲۷۹۰	۰٫۳۳	۲۲	۱۸	۱۸	۳۰۰۰۰	۰٫۹۲	۲٫۶	۱٫۷۲	۰٫۷۷	۲٫۲۴	۱٫۲
BH01-23	〃	۱	۱٫۴	۰٫۴۵	۲۶٫۷	۳۰۴۰	۲٫۶	۵۱	۱۴	۲۱	۱۷۴۸۶	۱٫۰۱	۲٫۴	۱٫۷۸	۰٫۷۲	۲٫۰۸	۱٫۱
BH01-24	〃	۱٫۲	۱٫۹	۰٫۳۲	۳۰٫۲	۳۴۳۷	۱٫۵	۲۷	۱۸	۲۳	۱۸۳۷۴	۰٫۹۵	۲٫۲	۱٫۷۴	۰٫۶۶	۲٫۱۴	۱٫۲
BH01-25	〃	۱٫۱	۱٫۸	۰٫۳۸	۳۲٫۶	۳۳۱۶	۰٫۲۸	۳۴	۱۷	۲۵	۳۰۰۰۰	۱٫۱۳	۲٫۱	۱٫۳۶	۰٫۶۸	۲٫۲۶	۱٫۴
BH01-26	〃	۱٫۱	۱٫۷	۰٫۳۲	۳۰ ٫۷	۳۱۴۷	۰٫۳۶	۳۵	۱۴	۲۴	۲۰۶۹۱	۱٫۰۸	۲٫۳	۱٫۴۸	۰٫۸۴	۲٫۱۲	۱٫۱
BH01-27	〃	۱٫۲	۱٫۸	۰٫۴۱	۲۷٫۴	۳۲۲۳	۰٫۳	۵۰	۱۹	۲۰	۳۰۰۰۰	۱٫۱۱	۲٫۴	۱٫۵۸	۰٫۸۲	۲٫۰۴	۱٫۲
BH01-28	〃	۱٫۳	۱٫۷	۰٫۴۳	۱۵٫۹	۳۳۵۳	۰٫۶	۴۲	۱۸	۲۰	۱۸۳۹۸	۰٫۹۵	۲٫۴	۱٫۵۶	۰٫۷۲	۲٫۰۸	۱٫۳
BH01-29	〃	۱٫۱	۱٫۷	۰٫۴۲	۹٫۳	۳۳۹۳	۰٫۲۷	۶۱	۱۴	۱۰	۲۵۰۹۱	۰٫۹۱	۲٫۱	۱٫۶۴	۰٫۷۴	۲٫۱۴	۱٫۳
BH01-30	〃	۱٫۲	۱٫۷	۰٫۴۴	۱۴٫۶	۳۷۶۳	۰٫۳۹	۷۰	۱۴	۱۷	۲۲۳۴۱	۰٫۸۵	۲٫۲	۱٫۵۴	۰٫۷۲	۲٫۱۸	۱٫۴
BH01-31	〃	۱٫۲	۱٫۷	۰٫۴۲	۶۹٫۳	۲۶۹۳	۰٫۳۷	۲۹	۱۷	۲۱	۲۶۳۲۶	۰٫۹۹	۲٫۲	۱٫۶۲	۰٫۷۶	۲٫۲۴	۱٫۱
BH01-32	〃	۱٫۲	۱٫۷	۰٫۳۹	۵۳٫۳	۲۷۶۵	۰٫۸	۳۰	۱۷	۱۸	۲۱۷۰۴	۰٫۹۱	۲٫۲	۱٫۵۱	۰٫۷۴	۲٫۵۲	۱٫۲
BH01-33	〃	۱٫۱	۲٫۳	۰٫۴۳	۴۶٫۶	۵۰۰۲	۰٫۲۸	۱۵	۱۰	۳۳	۲۲۸۳۷	۱٫۰۵	۲٫۶	۱٫۸۵	۰٫۸۲	۲٫۴۸	۱٫۴
BH01-34	〃	۱	۲	۰٫۴۴	۱۰۰	۴۰۴۵	۰٫۶	۲۴	۱۲	۱۸	۳۰۰۰۰	۱٫۱۱	۲٫۵	۱٫۸۲	۰٫۸۸	۲٫۶۶	۱٫۱
BH01-35	〃	۱	۱٫۹	۰٫۳۳	۳۶	۴۰۱۲	۰٫۴۳	۹۶	۱۲	۲۱	۲۱۷۹۸	۱۲٫۹	۲٫۴	۰٫۷۷	۰٫۸۲	۲٫۵۴	۱٫۲
BH01-36	〃	۱٫۲	۱٫۷	۰٫۳۷	۴۶٫۵	۲۷۶۶	۰٫۳۱	۳۶	۱۷	۱۸	۱۹۳۶۴	۰٫۸۶	۲٫۶	۱٫۶۸	۰٫۷۸	۲٫۴۸	۱٫۳
BH01-37	〃	۱	۱٫۳۶	۰٫۱	۳۷٫۱	۲۴۴۵	۰٫۵	۷۶	۱۱	۲۹	۲۷۷۴۸	۱	۲٫۶	۱٫۷	۰٫۸	۲٫۶۱	۱٫۱

ادامه جدول ۲

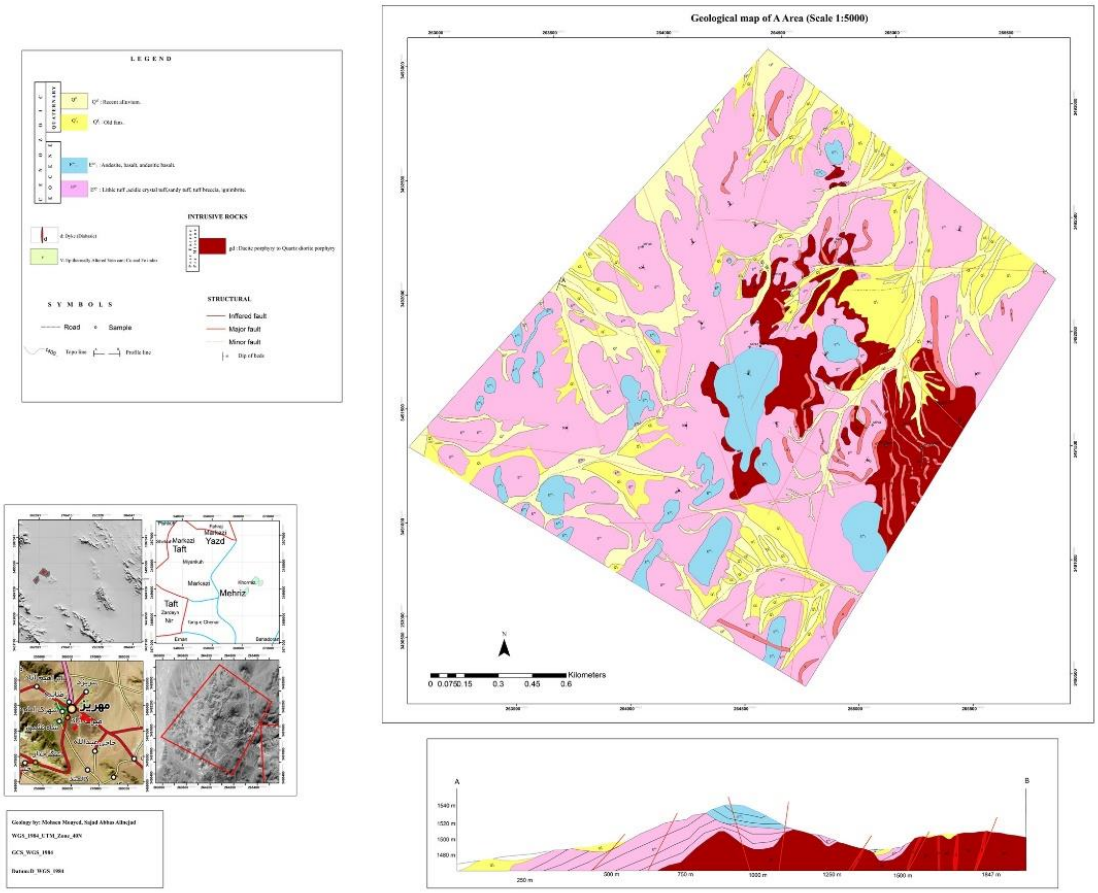
نمونه / سنگ		عناصر کمیاب و خاکی نادر(ppm)														
		Lu	Nb	Nd	Pr	Rb	Se	Sm	Sn	Ta	Tb	Te	Tl	Tm	w	In
BH02-1	کوارتز دیوریت ■	۰٫۳۲	۶٫۴۲	۵٫۸۲	۱٫۹۲	۹۴	۰٫۵	۰٫۸۸	۳	۰٫۷۲	۰٫۱۴	۰٫۶۲	۰٫۴۸	۰٫۲۸	۲	۰٫۶
BH02-2	〃	۰٫۲۸	۶٫۳۸	۵٫۶۶	۱٫۹۶	۹۶	۰٫۵	۰٫۸۶	۲	۰٫۶۸	۰٫۱۶	۰٫۶۸	۰٫۴۶	۰٫۲۶	۲	۰٫۵
BH02-3	〃	۰٫۲۶	۶٫۶۴	۵٫۲۷	۱٫۸۸	۹۲	۰٫۴	۰٫۸۴	۲	۰٫۷۴	۰٫۱۵	۰٫۶۵	۰٫۴۸	۰٫۲۴	۱	۰٫۶
BH02-4	〃	۰٫۳۱	۶٫۸۲	۵٫۴۸	۱٫۸۲	۸۸	۰٫۶	۰٫۹۲	۱	۰٫۷۶	۰٫۱۶	۰٫۶۶	۰٫۵۲	۰٫۲۵	۱	۰٫۶
BH02-5	〃	۰٫۲۹	۶٫۲۴	۵٫۸۲	۱٫۸۴	۸۵	۰٫۵	۰٫۹۴	۲	۰٫۷۲	۰٫۱۴	۰٫۶۲	۰٫۵۴	۰٫۲۲	۲	۰٫۵
BH02-6	〃	۰٫۲۶	۶٫۵۸	۶٫۱۲	۱٫۷۴	۹۴	۰٫۶	۰٫۹۴	۲	۰٫۶۸	۰٫۱۶	۰٫۵۶	۰٫۴۸	۰٫۲۴	۱	۰٫۴
BH02-7	〃	۰٫۲۴	۷٫۱۲	۵٫۸۴	۱٫۹۴	۸۶	۰٫۵	۰٫۸۶	۱	۰٫۶۶	۰٫۱۸	۰٫۵۸	۰٫۴۶	۰٫۲۶	۱	۰٫۳
BH02-8	〃	۰٫۱۸	۵٫۸۱	۴٫۸۸	۱٫۶۸	۱۰۲	۰٫۴	۰٫۷۲	۲	۰٫۵۸	۰٫۱۸	۰٫۴۸	۰٫۳۸	۰٫۲۲	۱	۰٫۴
BH02-9	〃	۰٫۱۶	۶٫۱۴	۴٫۶۲	۱٫۵۶	۱۱۰	۰٫۳	۰٫۷۸	۳	۰٫۶	۰٫۰۹	۰٫۸۲	۰٫۴۲	۰٫۱۸	۳	۰٫۳
BH02-	〃	۰٫۱۸	۵٫۴۲	۵٫۱۲	۱٫۵۴	۱۱۲	۰٫۴	۰٫۷۶	۴	۰٫۶۲	۰٫۰۷	۰٫۴۴	۰٫۳۶	۰٫۱۶	۳	۰٫۵
BH02-	〃	۰٫۲۱	۵٫۲۷	۴٫۹۲	۱٫۴۸	۹۸	۰٫۵	۰٫۸۲	۳	۰٫۵۶	۰٫۰۸	۰٫۴۷	۰٫۳۸	۰٫۱۶	۲	۰٫۴
BH02-	〃	۰٫۱۶	۵٫۶۲	۴٫۴۴	۱٫۳۶	۱۰۴	۰٫۴	۰٫۸	۴	۰٫۵۴	۰٫۰۸	۰٫۴۲	۰٫۴۲	۰٫۱۴	۳	۰٫۳
BH02-	〃	۰٫۱۴	۵٫۴۴	۴٫۲۶	۱٫۴۴	۱۰۶	۰٫۳	۰٫۷۴	۴	۰٫۵۲	۰٫۰۹	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۱۸	۲	۰٫۲
BH02-	〃	۰٫۱۸	۵٫۵۳	۴٫۶۲	۱٫۴۲	۱۱۰	۰٫۴	۰٫۶۸	۳	۰٫۵۶	۰٫۰۸	۰٫۳۸	۰٫۴۴	۰٫۱۴	۳	۰٫۳
BH02-	〃	۰٫۱۴	۵٫۲۲	۴٫۸۸	۱٫۳۵	۱۰۹	۰٫۳	۰٫۷۲	۲	۰٫۵۴	۰٫۰۶	۰٫۴۴	۰٫۳۸	۰٫۱۲	۳	۰٫۴
BH02-	〃	۰٫۱۶	۵٫۱۲۲	۴٫۶۲	۱٫۳۸	۱۱۲	۰٫۳	۰٫۷۸	۲	۰٫۵۲	۰٫۰۸	۰٫۴۶	۰٫۳۶	۰٫۱۴	۲	۰٫۵
BH02-	〃	۰٫۲	۶٫۲	۵٫۴	۱٫۸۲	۸۳	۰٫۵	۰٫۸	۲	۰٫۶	۰٫۱	۰٫۵۱	۰٫۴	۰٫۱۴	۱	۰٫۵
BH01-	گرانودیوریت ▲	۰٫۱۶	۵٫۲۴	۶٫۶۸	۲٫۲۸	۷۲	۰٫۴	۱٫۶۴	۳	۰٫۴۲	۰٫۳۸	۰٫۴۶	۰٫۲۴	۰٫۲	۱	۰٫۳
BH01-	〃	۰٫۱۴	۵٫۴۴	۹٫۱۲	۲٫۳۶	۷۴	۰٫۴	۱٫۸۲	۲	۰٫۳۸	۰٫۳۷	۰٫۴۸	۰٫۲۲	۰٫۲۸	۱	۰٫۳
BH01-	〃	۰٫۱۴	۵٫۴۶	۸٫۸۸	۲٫۳۴	۷۸	۰٫۳	۱٫۳۲	۲	۰٫۳۸	۰٫۳۲	۰٫۴۸	۰٫۲۸	۰٫۳۲	۲	۰٫۵
BH01-	〃	۰٫۱۲	۵٫۳۶	۷٫۴۸	۲٫۴۸	۶۸	۰٫۵	۱٫۵۲	۱	۰٫۳۲	۰٫۳۳	۰٫۵۲	۰٫۳۲	۰٫۳۴	۳	۰٫۴
BH01-	〃	۰٫۱۸	۵٫۸۲	۸٫۵۲	۲٫۵۲	۸۸	۰٫۴	۱٫۴۶	۲	۰٫۳۶	۰٫۴۲	۰٫۵۴	۰٫۲۲	۰٫۲۸	۲	۰٫۵
BH01-	〃	۰٫۱۶	۵٫۴۴	۸٫۳۴	۲٫۴۶	۸۲	۰٫۳	۱٫۶۶	۳	۰٫۳۸	۰٫۲۸	۰٫۴۴	۰٫۲۴	۰٫۳۶	۲	۰٫۴
BH01-	〃	۰٫۱۸	۶٫۰۲	۸٫۳۶	۲٫۰۴	۵۸	۰٫۳	۱٫۵۶	۲	۰٫۴۱	۰٫۳۶	۰٫۴۶	۰٫۱۶	۰٫۳۴	۱	۰٫۳
BH01-	〃	۰٫۱۸	۵٫۰۸	۵٫۸۸	۲٫۰۸	۶۱	۰٫۵	۱٫۴۸	۲	۰٫۳۴	۰٫۳۴	۰٫۵۴	۰٫۲۲	۰٫۳۳	۱	۰٫۴
BH01-	〃	۰٫۱۶	۵٫۲۸	۶٫۶۴	۲٫۳۶	۶۶	۰٫۴	۱٫۱۲	۳	۰٫۳۶	۰٫۳۸	۰٫۵۲	۰٫۱۸	۰٫۳۶	۱	۰٫۳
BH01-	〃	۰٫۱۲	۴٫۹۲	۶٫۲۲	۲٫۲۵	۶۹	۰٫۵	۱٫۹۸	۱	۰٫۳۵	۰٫۳۶	۰٫۵۲	۰٫۲۸	۰٫۳۸	۲	۰٫۵
BH01-	〃	۰٫۱۵	۴٫۹۸	۶٫۲۴	۲٫۲۷	۷۱	۰٫۴	۱٫۸۲	۲	۰٫۳۳	۰٫۲۴	۰٫۴۸	۰٫۳۴	۰٫۲۶	۳	۰٫۵
BH01-	〃	۰٫۱۶	۴٫۸۸	۵٫۸۸	۲٫۱۲	۷۴	۰٫۳	۱٫۴۴	۳	۰٫۳۲	۰٫۲۸	۰٫۴۶	۰٫۳۵	۰٫۳۳	۲	۰٫۲
BH01-	〃	۰٫۱۹	۵٫۰۲	۵٫۰۸	۲٫۳۶	۶۵	۰٫۳	۱٫۲۸	۳	۰٫۳۶	۰٫۳۲	۰٫۴۸	۰٫۳۶	۰٫۳۸	۱	۰٫۳
BH01-	〃	۰٫۱۸	۵٫۲۴	۷٫۰۲	۲٫۳۵	۶۲	۰٫۴	۱٫۴۴	۱	۰٫۴۲	۰٫۳۶	۰٫۵۲	۰٫۲۲	۰٫۳۲	۱	۰٫۴
BH01-	〃	۰٫۲۶	۵٫۷۸	۹٫۴۴	۲٫۱۲	۶۸	۰٫۵	۱٫۷۲	۲	۰٫۳۸	۰٫۳۸	۰٫۶۶	۰٫۲۱	۰٫۲۸	۳	۰٫۵
BH01-	〃	۰٫۲۴	۵٫۶۴	۹٫۲۱	۲٫۲۴	۸۸	۰٫۳	۱٫۵۸	۲	۰٫۴۶	۰٫۴۲	۰٫۶۲	۰٫۳۸	۰٫۳۸	۳	۰٫۳
BH01-	〃	۰٫۲۱	۵٫۴۴	۸٫۶۴	۲٫۴۶	۸۴	۰٫۵	۱٫۶۶	۳	۰٫۵۲	۰٫۴۶	۰٫۵۸	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۲	۰٫۴
BH01-	〃	۰٫۲۲	۵٫۸۸	۸٫۵۲	۲٫۵۸	۷۲	۰٫۴	۱٫۶۸	۲	۰٫۴۸	۰٫۴۴	۰٫۵۶	۰٫۳۴	۰٫۳۸	۱	۰٫۴
BH01-	〃	۰٫۱۸	۵٫۸۲	۸٫۸۸	۲٫۴۲	۶۸	۰٫۵	۱٫۸۲	۲	۰٫۴۲	۰٫۳۸	۰٫۴۸	۰٫۲۲	۰٫۳۲	۳	۰٫۵
BH01-	〃	۰٫۲	۵٫۷۱	۹٫۵۱	۲٫۵۲	۶۲	۰٫۵	۲	۲٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۵۱	۰٫۲	۰٫۳	۱	۰٫۵

ویژگی‌های صحرایی منطقه

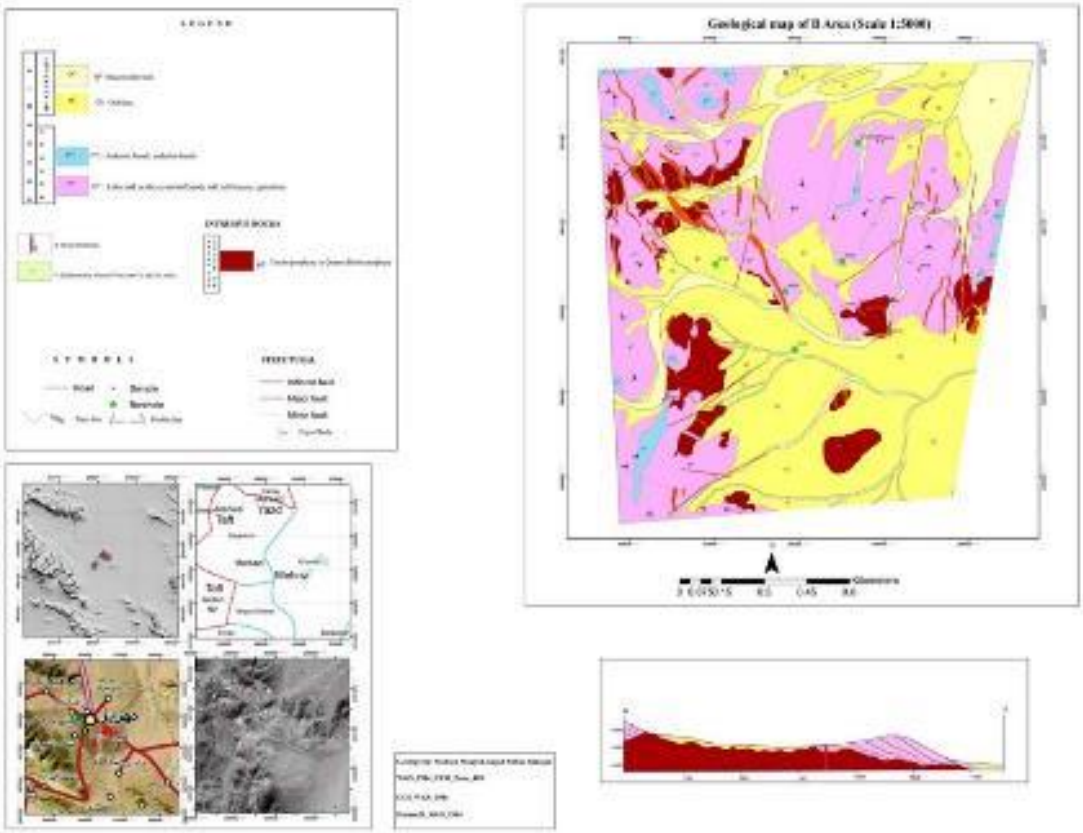
منطقه مورد بررسی (شکل ۲ ب) بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ یزد و بخشی از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ فهرج [۲۱] و یزد [۲۲] است. بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی یاد شده، رخنمون‌های منطقه مربوط به ائوسن و شامل آندزیت با میان-لایه‌هایی از توف هستند و توده‌های نفوذی موجود در منطقه، در این نقشه‌ها شناسایی نشده‌اند. بر اساس بررسی‌های انجام شده، نقشه‌های زمین‌شناسی (۱:۵۰۰۰) از مناطق کانی سازی شده به نام مناطق A و B که در بردارنده توده پورفیری کوارتزدیوریتی تا داسیت پورفیری هستند، تهیه گردید (شکل-های ۳ و ۴).



شکل ۲ الف) موقعیت راه‌های دسترسی به منطقه بررسی در حوضه جنوب یزد (منطقه مورد بررسی با رنگ قرمز مشخص شده است). ب) تصویر هوائی از ریخت شناسی دشتگون توده کوارتزدیوریت پورفیری و سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی آواری دربرگیرنده آن (دید به سمت جنوب‌غرب).



شکل۳ نقشه زمین شناسی منطقه مورد بررسی (A)، با مقیاس ۱:۵۰۰۰ [۲۳].



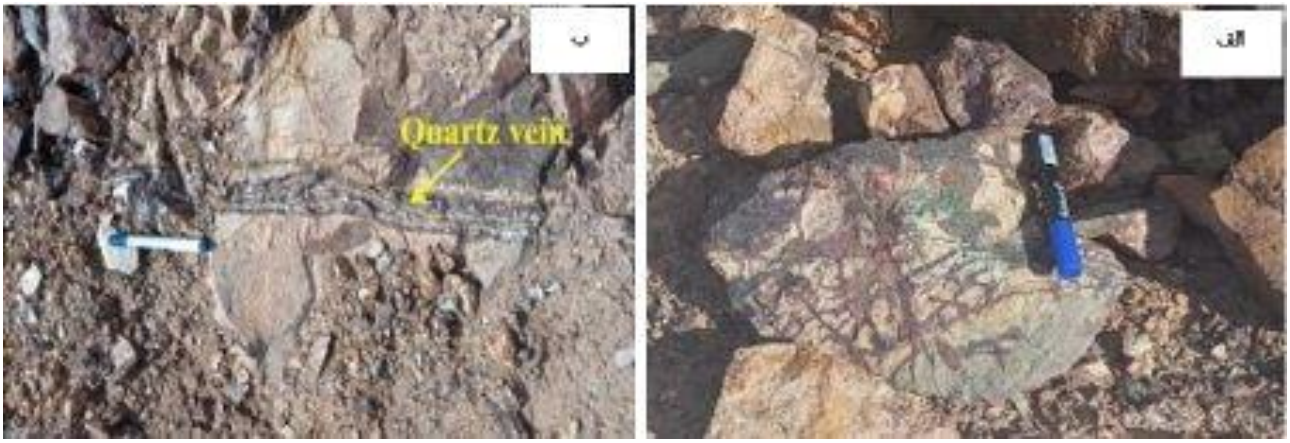
شکل ۴ نقشه زمین شناسی منطقه مورد بررسی (B)، با مقیاس ۱:۵۰۰۰ [۲۳].

تنوع‌های سنگی در قالب واحدهای سنگی شناسایی شده در منطقه به صورت خلاصه در ادامه بیان می‌شود:

E^{py}: فعالیت آتشفشانی در این منطقه بیشتر انفجاری بوده و واحدهای آذرآواری ضخیمی شامل تناوبی از توف سنگی، توف بلوری با ترکیب اسیدی، توف ماسه‌ای، توف برشی و ایگنمبریت را در منطقه بوجود آورده است. رخنمون‌های این واحد آتشفشانی خردشدگی‌ها و شکستگی‌های بسیاری دارند. رنگ این واحدها خاکستری روشن تا خاکستری تیره بوده که به دلیل اکسایش صحرا، به رنگ قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره مایل به سیاه در آمده است. این سنگ‌های آذرآواری در بیشتر نقاط، توده پورفیری را بصورت حلقوی در بر گرفته‌اند (شکل ۵). واحدهای نام برده بیشتر در اثر نفوذ و اثر توده پورفیری دستخوش دگرگونی مجاورتی شده و به هورنفلس تبدیل شده و نیز دچار دگرسانی شده‌اند. رگه‌های سیلیسی کانی‌سازی شده درون این واحدها گسترش یافته‌اند (شکل ۶ ب) و هجوم محلول‌های گرمابی غنی از سیلیس برآمده از مرحله پایانی فعالیت گرمابی، باعث تشکیل رگه-رگچه‌های سیلیسی (داربستی) در منطقه شده است (شکل ۶ الف).



شکل ۵ تصویری از توده کوارتزدیوریت پورفیری که واحدهای ائوسن (سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی آواری) بصورت حلقوی آن را در بر گرفته-اند (دید به سمت جنوب‌غرب).



شکل ۶ الف) ساخت داربستی که در آن سنگ میزبان دگرسان شده، با رگچه‌های کوارتز و سولفید قطع شده است، ب) توف قطع شده با رگچه سیلیسی کانه‌دار.

$E^{an}1$: این واحد بطور همشیب روی مجموعه E^{py} قرار دارد و شامل گدازه‌هایی با ترکیب بازالتی، آندزیت بازالتی و آندزیت است که در بعضی نقاط با رسوب‌های نئوژن و توف‌ها پوشیده شده‌اند [۲۴] (شکل ۷ الف).

Q^f1: این واحد شامل نهشته‌های آبرفتی قدیمی و تراسه‌های قدیمی رودخانه‌ای است که از قطعه‌های سنگی مربوط به نهشته های آتشفشانی و آتشفشانی آواری ائوسن و توده‌های نیمه عمیق منطقه تشکیل شده‌اند.

Q^{al}: این واحد شامل رسوب‌های بستر رودخانه‌های فصلی منطقه و نهشته‌های سطحی است.

qd: این واحد شامل توده داسیت تا کوارتزدیوریت پورفیری بوده که در بخش فرو افتاده حلقوی با ارتفاع‌های آتشفشانی دربرگرفته شده است. این واحد با ریخت شناسی ملایم و دشتگون در بین ارتفاع‌ها مشخص می‌شود (شکل ۵) و خود با دایک‌های متعددی با روند شمالی- جنوبی تا شمال‌غربی- جنوب‌شرقی قطع شده است (شکل ۷ ب).

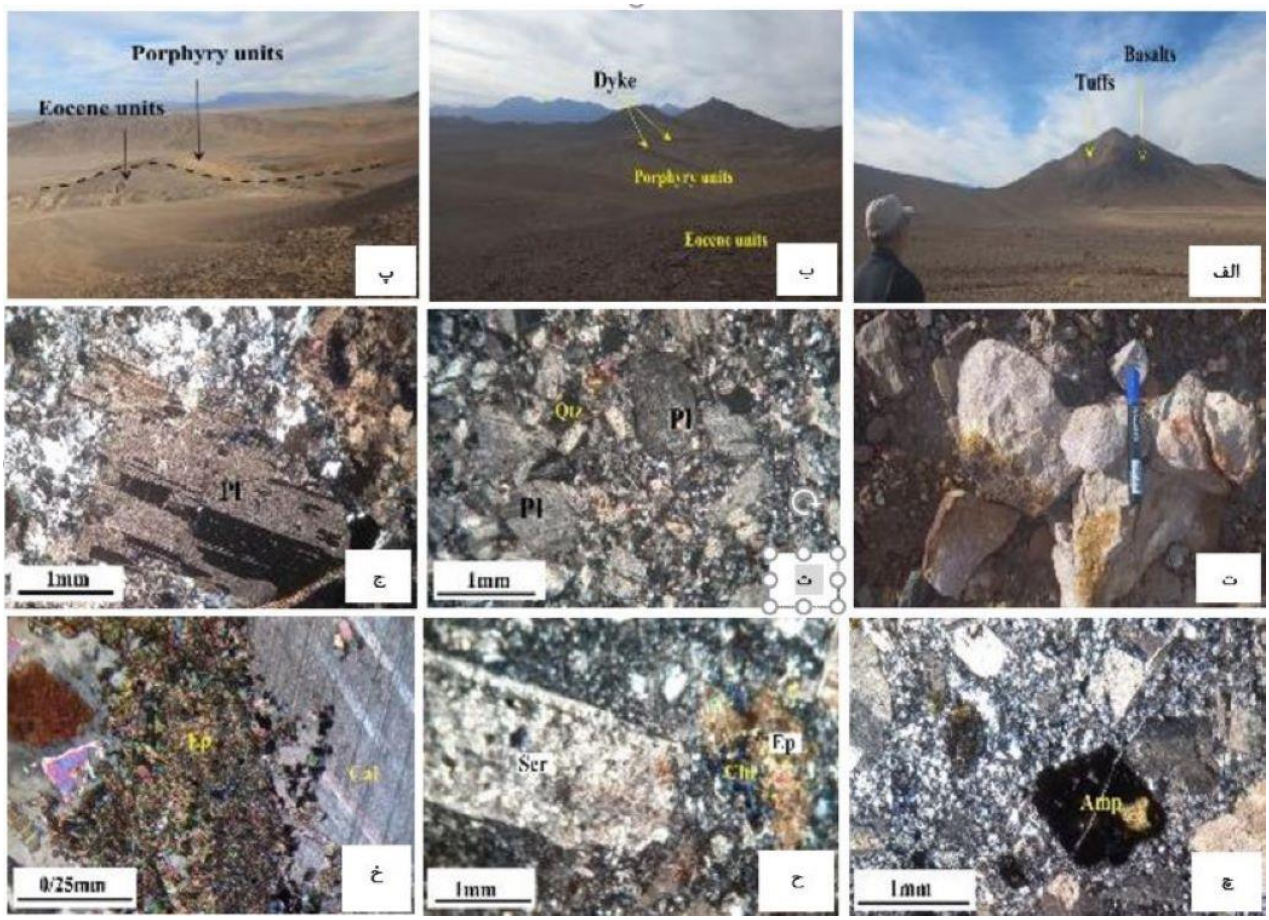
کوارتزدیوریت پورفیری: توده کوارتزدیوریت پورفیری در نمونه دستی به رنگ کرم مایل به صورتی است و با درشت بلورهای سفید رنگ پلاژیوکلاز مشخص می‌شود (شکل ۷ ت). کانی‌های اصلی تشکیل دهنده شامل پلاژیوکلاز (با فراوانی ۵۰ تا ۶۰ درصد)، کوارتز (با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد)، کانی‌های فرومنیزین (آمفیبول و بیوتیت، شکل ۷ چ) و کانی‌های فرعی زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانی تیره است. کانی‌های اپیدوت، کلریت، کلسیت، سریسیت، کانی‌های رسی و همچنین اکسیدهای آهن به عنوان کانی‌های برآمده از دگرسانی شناخته می‌شوند (شکل ۷ ح). بافت غالب این سنگ‌ها پورفیری با خمیره ریز بلور است (شکل ۷ ث) و درشت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز با ماکل چندریختی در زمینه ریزبلور از کوارتز، فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز قرار دارند (شکل ۷ ج) همچنین این توده با رگه- رگچه‌های سیلیسی و کربناتی- اپیدوتی قطع شده است (شکل ۷ خ).

گرانودیوریت پورفیری: این توده در سطح رخنمون ندارد و در برخی از گمانه‌های حفاری شده در اعماق زیاد دیده شده است (شکل ۸ الف). به بیانی، توده گرانودیوریت پورفیری توده تأخیری در منطقه مورد بررسی بوده که توده اول (کوارتزدیوریت پورفیری) را بریده است و برخوردگاهی از این توده با کوارتزدیوریت پورفیری دیده می‌شود (شکل ۸ ب). همچنین دایک‌هایی از آن در ترازهای بالایی توده اول را بریده‌اند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز (با فراوانی ۵۰ تا ۶۰ درصد، شکل ۸ ت) و آمفیبول (با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد) هستند که در خمیره ریزبلوری از فلدسپار پتاسیم و کوارتز قرار دارند (شکل ۸ پ). همچنین این توده با رگه-رگچه‌های سیلیس و کربنات و اپیدوت کانه‌دار قطع شده است (شکل ۸ ج). بافت اصلی سنگ پورفیری با خمیره ریزبلور است (شکل ۸ پ) و از بافت‌های فرعی می‌توان به بافت گلومروپورفیری و خوردگی در پلاژیوکلازها و بافت پوئی‌کلیتیک اشاره کرد. کانی‌های کلریت، سریسیت، اپیدوت، کربنات، سیلیس و اکسیدهای آهن به

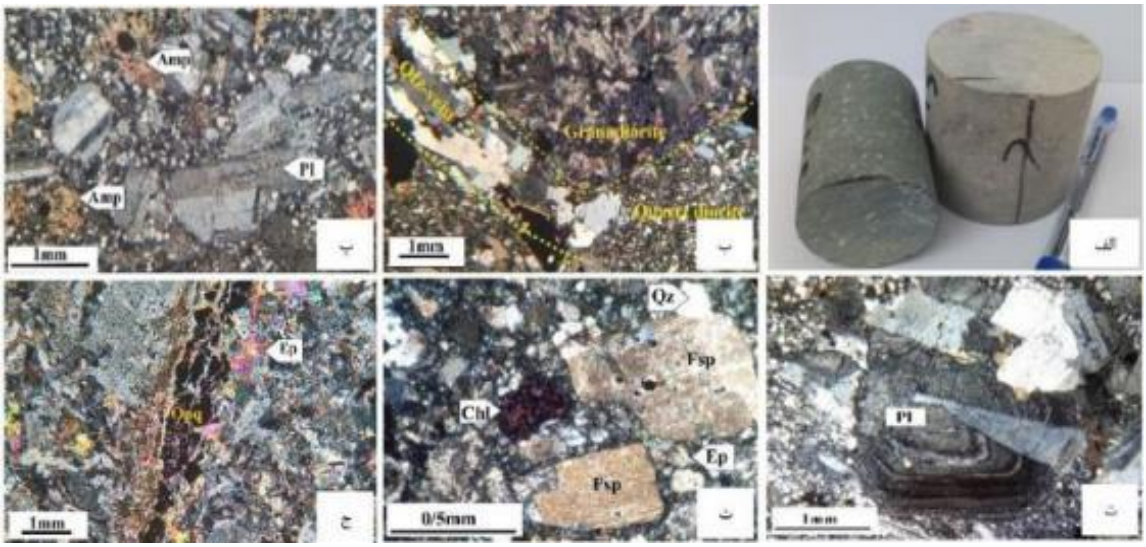
عنوان کانی‌های برآمده از دگرسانی در سنگ حضور دارند (شکل ۸ ث).

زمین‌شیمی

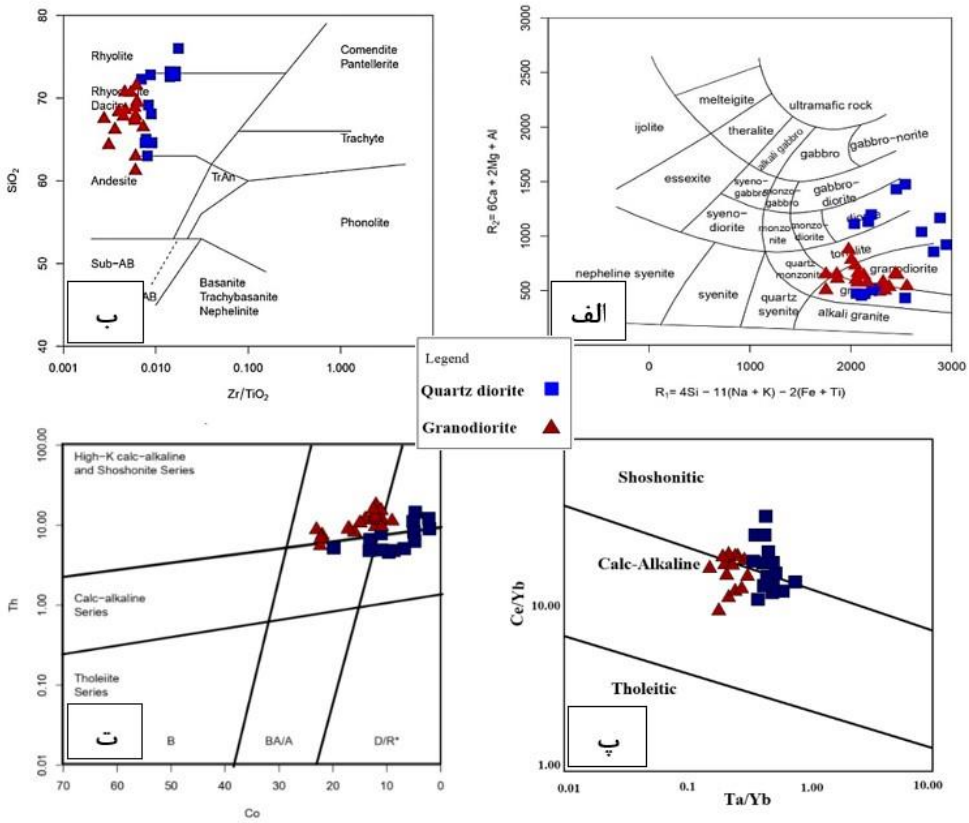
برای رده‌بندی سنگ‌های پورفیری منطقه مورد بررسی، از نمودار $R_1 - R_2$ [۲۵]، استفاده شده است. بر این اساس، سنگ‌های منطقه از نوع کوارتزدیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت هستند (شکل ۹ الف). برای اطمینان از درستی نتایج نمودارهای R1-R2 (به‌دلیل وجود دگرسانی در نمونه سنگ-های مورد بررسی) و SiO_2 نسبت به Zr/TiO_2 با مقیاس نیمه لگاریتمی [۲۶] طراحی شده بر پایه عناصری با امکان جابه-جایی کمتر استفاده شد. بر این اساس نیز نمونه سنگ‌های مورد بررسی در گستره آندزیت (دیوریت)، داسیت (گرانودیوریت) و ریولیت (گرانیت) قرار می‌گیرند (شکل ۹ ب) که درستی نامگذاری سنگ‌های مورد بررسی بر پایه سنگ-نگاری و نمودار پیشین را تأیید می‌کند.



شکل ۷ الف) واحدهای ائوسن شامل تناوبی از توف و سنگ‌های آتشفشانی، ب) قطع توده پورفیری با دایک‌های پس از کانی‌سازی (دایک‌های میکرودیوریتی)، پ) برخوردگاه توده کوارتزدیوریت پورفیری با واحدهای ائوسن (دید به سمت شرق)، ت) تصویر نمونه دستی از سنگ کوارتز دیوریت پورفیری دگرسان شده، ث) بافت پورفیری در سنگ کوارتزدیوریت (در نور قطبیده متقاطع، XPL)، ج) درشت بلور پلاژیوکلاز با ماکل چندریختی و خوردگی در پیرامون بلور و شکستگی که کانی‌های ثانویه چون اپیدوت این شکستگی‌ها را پر کرده‌اند (XPL)، چ) درشت بلور آمفیبول شکل‌دار در سنگ کوارتزدیوریت (XPL)، ح) کانی فرومنیزین تبدیل شده به کلریت و اپیدوت و پلاژیوکلاز سریسیتی شده در سنگ کوارتزدیوریت (XPL)، خ) نفوذ رگچه اپیدوت در سنگ و کلسیت با تورق دو طرفه در کوارتزدیوریت پورفیری (XPL). نشانه‌های اختصاری برگرفته از ویتنی و اوانز [۲۴] هستند (Pl: پلاژیوکلاز، Qtz: کوارتز، Amp: آمفیبول، Ep: اپیدوت، Chl: کلریت، Ser: سریسیت، Cal: کلسیت).



شکل ۸ الف) تصویر نمونه دستی از توده گرانودیوریت پورفیری، ب) برخوردگاه گرانودیوریت پورفیری با کوارتزدیوریت پورفیری و نفوذ رگچه سیلیس در آن (XPL)، پ) بلورهای پلاژیوکلاز سریسیتی شده و لبه خوردگی و انحلالی در بلور و بلورهای آمفیبول دگرسان شده به اپیدوت و اکسیدهای آهن در گرانودیوریت بافت تشکیل دهنده سنگ پورفیری است (XPL)، ت) درشت بلور پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی ترکیبی در گرانودیوریت (XPL)، ث) فلدسپارهای کائولینیتی شده همراه با کلریت و اپیدوت در زمینه و بلور کوارتز در سنگ (XPL)، ج) نفوذ رگچه اپیدوت کانه‌دار درسنگ گرانودیوریت (XPL).



شکل ۹ رده‌بندی و سرشت ماگمایی توده‌های نیمه نفوذی مهریز، الف) رده‌بندی شیمیایی بر پایه عناصر اصلی [۲۵]، ب) نمودار SiO_2 نسبت به Zr/TiO_2 با مقیاس نیمه لگاریتمی [۲۶]، پ) نمودار Ce/Yb-Ta/Yb [۲۷] که براساس آن، نمونه‌های مورد بررسی در گستره آهکی قلیایی و شوشونیت قرار می‌گیرند، ت) نمودار Th نسبت به Co [۲۹]، که بر پایه آن نیز نمونه‌های مورد بررسی در گستره آهکی قلیایی و شوشونیت واقع می‌شوند.

تعیین سری ماگمایی

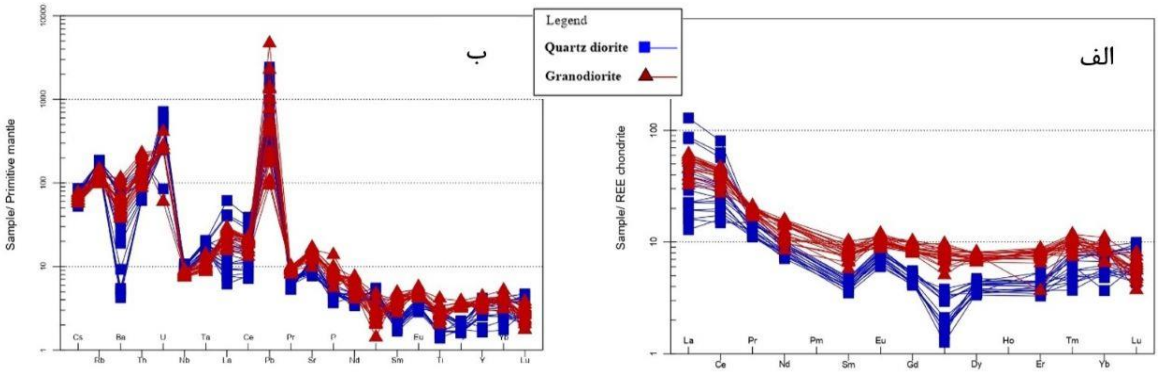
برای تعیین سری ماگمایی نمونه سنگ‌های مورد بررسی از نمودار Ce/Yb-Ta/Yb [۲۷] استفاده شد. بر این اساس، نمونه سنگ‌های مورد بررسی در گستره آهکی قلیایی و شوشونیت قرار می‌گیرند (شکل ۹ پ). شوشونیت‌ها سنگ‌های آذرین پتاسیمیی هستند که در موقعیت زمین ساختی در ارتباط با نواحی فرورانش دیده می‌شوند [۲۸] و بیشتر در مراحل آخر تکامل قوس ماگمایی تشکیل شده و پس از سری‌های ماگمایی آهکی قلیایی، فوران می‌کنند. در نمودار Th نسبت به Co که بر پایه تحرک ناپذیری عناصر Co و Th هنگام فرآیندهای گرمابی پیشنهاد شده است [۲۹]، نیز نمونه سنگ‌های منطقه مورد بررسی در گستره آهکی قلیایی تا آهکی قلیایی پتاسیم بالا و شوشونیت‌ها واقع شده‌اند (شکل ۹ ت).

زمین‌شیمی عناصر نادر

غلظت عناصر خاکی نادر (REE) در سنگ‌ها اغلب با یک استاندارد بهنجار می‌شود. این کار با بهنجارش غلظت‌های هر عنصر خاکی نادر در سنگ به فراوانی آن در شهاب سنگ‌های کندریتی و گوشته اولیه انجام می‌شود. در این پژوهش، غلظت عناصر خاکی نادر نمونه‌های سنگی مورد بررسی نسبت به شهاب سنگ کندریتی [۳۰] و نسبت به مقادیر گوشته اولیه [۳۱] بهنجار شده است. در الگوی REE به دست آمده (شکل ۱۰ الف)، عنصر Eu در بیشتر نمونه‌ها نسبت بالای یک را نشان می‌دهد (میانگین Eu/Eu^* برابر با ۱/۴۳) و دارای ناهنجاری مثبت است. ناهنجاری‌های Eu با فلدسپارها کنترل می‌شود، زیرا Eu در حالت دوظرفیتی در پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم سازگار است، در حالیکه سایر REE سه ظرفیتی ناسازگار هستند. ناهنجاری مثبت Eu نتیجه انباشت پلاژیوکلاز است [۳۲] که این امر نیز با بررسی‌های سنگ نگاری که نشان دهنده حضور زیاد بلورهای پلاژیوکلاز است، تأیید می‌شود. در نمونه‌های مورد بررسی، مقادیر (عناصر خاکی نادر سبک، La_N LREE) بالا و از ۱۲/۹ تا ۱۲۹ (با میانگین ۹۰) است. مقادیر (عناصر خاکی نادر سنگین، Yb_N HREE) در همه نمونه‌ها پایین بوده و میانگین آن برابر با ۷/۰۱ است که این نسبت‌ها نشان دهنده غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE است. غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE شاخص ماگماهای آهکی قلیایی تشکیل شده در پهنه‌های فرورانش است [۳۳-۳۸]. همچنین غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE و (عناصر خاکی نادر متوسط MREE) مشابه سنگ-های شبه آداکیتی پهنه‌های برخوردی و پسابرخوردی در جنوب تبت است [۳۹-۴۱].

بر اساس شکل ۱۰ ب، در نمونه‌های مورد بررسی عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE) چون Th، Cs، U، Ce و La ناهنجاری مثبت و عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb، Zr، Ta، Y، Ti و P ناهنجاری منفی نشان می‌دهند. همچنین عناصری چون Sr و Ba نیز دارای ناهنجاری منفی هستند. تهی‌شدگی از HFSE اگر چه ممکن است تا حدی ناشی از آغشتگی ماگما با مواد پوسته‌ای تهی از این عناصر طی صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش و پس از آن باشد، ولی بسیاری از پژوهشگران نامحلول بودن این عناصر در فاز سیال آبگون (دگرنهاده) گوشته و باقی ماندن آنها در فازهای پسمانده دیرگداز موجود در سنگ‌کره فرورونده (چون روتیل، ایلمنیت، آمفیبول تیتان‌دار، اسفن، آپاتیت و زیرکن) را عامل اصلی این امر می‌دانند. تحرک و حلالیت بالای LILE در این سیال‌ها و شستشو و حمل و نقل آنها از سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده به درون گوه گوشته‌ای خاستگاه ماگما و همچنین نامحلول و نامتحرک بودن HFSE در این رخداد، نقش مهمی در توزیع این عناصر در سنگ‌های ماگمایی مناطق قوسی دارند [۴۲-۴۵].

بی‌هنجاری منفی HFSE از ویژگی‌های برجسته محیط‌های قوسی است [۳۴، ۴۶]. در این محیط‌ها، فراوانی فازهای تیتانیوم‌دار چون اسفن و روتیل و همچنین فرورانش عمیق قطعه فرورونده در حضور اکلوژیت دارای روتیل و یا گارنت-آمفیبولیت در خاستگاه ماگما دلیل تهی‌شدگی از HFSE است [۴۵، ۴۷، ۴۸]. کانسارهای مس پورفیری مناطق برخوردی و پسابرخوردی نیز دارای تهی شدگی از HFSE هستند [۴۹].



شکل ۱۰ ترکیب نمونه سنگ‌های توده‌های نیمه عمیق مهریز بر پایه الف) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۳۰]، ب) نمودار عنکبوتی عناصر نادر بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۳۱].

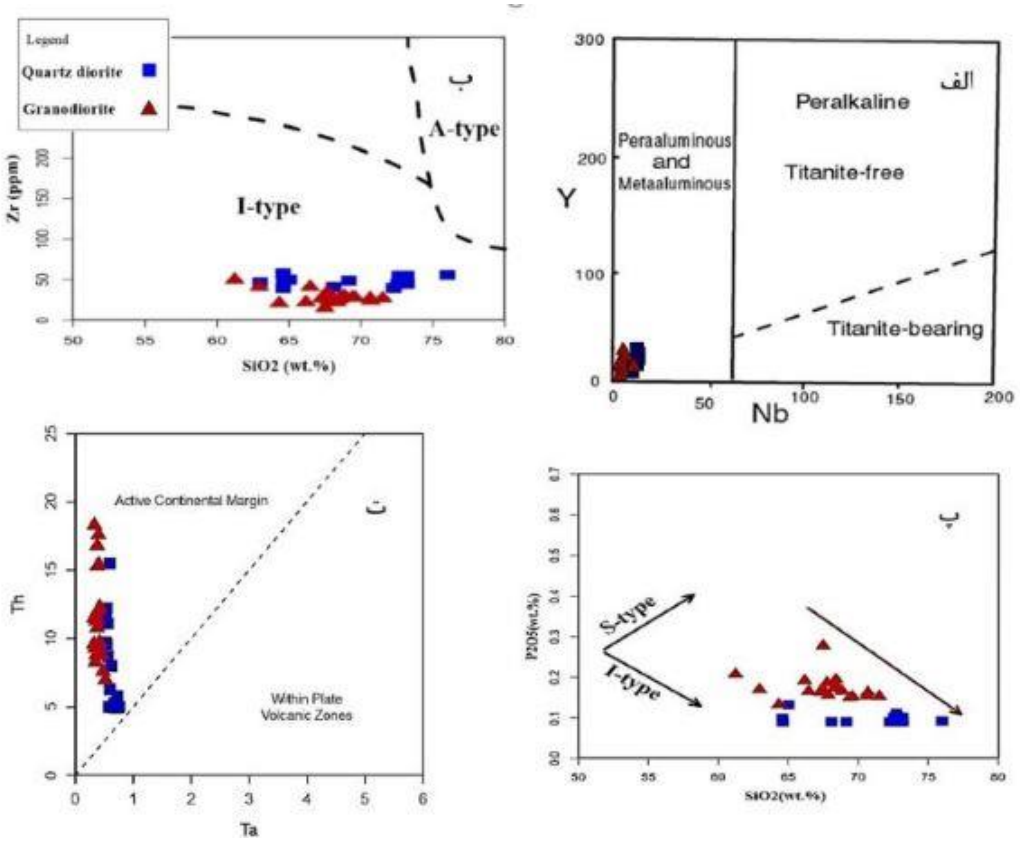
ناهنجاری مثبت LILE در نمونه‌ها نشان دهنده نقش فرآیند جدایش بلورین در دگرگونی ماگمای سازنده توده پورفیری کانه‌دار مهریز است. این ویژگی‌ها شاخص ماگماهای آهکی قلیایی مناطق فرورانش و پس از آن است که از ذوب بخشی یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده و گوه گوشته‌ای دگرنهاده روی آن و یا ذوب بخشی پوسته زیرین مافیک ناشی شده‌اند و سپس طی صعود به ترازهای بالاتر دچار فرآیندهای جدایش بلورین، هضم و آلایش با مواد پوسته‌ای شده‌اند. ناهنجاری مثبت Pb که در نمونه‌ها آشکارا دیده می‌شود، با دگرنهادی گوه گوشته‌ای و یا آلایش ماگما با پوسته قاره‌ای ارتباط دارد [۵۰]. همچنین ناهنجاری منفی P و Ti و ناهنجاری مثبت Pb از ویژگی‌های روشن سنگ‌های کمان‌های آتشفشانی کرانه قاره‌ها هستند. ناهنجاری منفی ماگماهای گوشته‌ای این مناطق از HFSE ناشی از مشارکت این عناصر در ساختار کانی‌های دیرگدازی چون اسفن، ایلمنیت، روتیل، فلوگوپیت و بعضی از آمفیبول‌ها (چون پارگازیت) در پوسته اقیانوسی فرورونده دگرگون شده است. این فازهای فرعی دیرگداز در پوسته اقیانوسی فرورونده دگرگون شده (اکلوژیت) پایدار هستند و HFSE چون Nb، P، Ti و Ta را در خود نگه می‌دارند و از حل شدن آنها در سیال‌های آزاد شده از این پوسته و مشارکت آنها در سیال‌های دگرنهاد کننده گوه گوشته‌ای روی آن جلوگیری می‌کنند. در نتیجه، ماگمای برآمده از ذوب این منابع (پوسته اقیانوسی فرورونده و گوه گوشته‌ای روی آن)، دارای ناهنجاری منفی از این عناصر است [۵۱، ۵۲]. وجود ناهنجاری‌های مثبت و منفی در عناصر Pb, Ba, Sr, Rb و K بیشتر در ارتباط با دگرسانی شدید و ورود و خروج این عناصر از طریق سیال‌های گرمابی است. البته از آنجا که این عناصر در پوسته قاره‌ای تمرکز یافته‌اند، ممکن است غلظت آنها در ماگما نشانگر آلایش پوسته‌ای نیز باشد [۳۷، ۵۳-۵۶].

عنصر Ti نیز با کانی‌های تیتانیم‌دار مانند اسفن و کانی‌های دیگر چون آمفیبول، ایلمنیت و تیتانومگنتیت کنترل می‌شود [۵۲]. وقتی گریزندگی اکسیژن بالا باشد، دمای بیشتری برای ذوب فازهای دارای تیتان لازم است [۵۷]. غنی‌شدگی La را می‌توان به عدد اتمی کوچکتر و شعاع یونی بزرگ این عنصر نسبت به سایر عناصر گروه REE ربط داد که می‌توانند در ترکیب کانی‌های فرعی چون تیتانیت و آپاتیت جمع شده باشند. همچنین این غنی‌شدگی می‌تواند نتیجه درجه‌های پایین ذوب بخشی از خاستگاه گوشته‌ای، تحرک عناصر طی دگرسانی، آلایش با مواد پوسته‌ای و یا دخالت پوسته در تولید سنگ‌های منطقه از طریق تحرک و ورود عناصر به سیال آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده به گوه گوشته‌ای باشد [۵۸، ۵۹]. غنی‌شدگی LILE چون Th در مقایسه با HFSE مانند YوYb می‌تواند ناشی از تمرکز این عناصر در مرحله پایانی جدایش نیز باشد. همچنین بی‌هنجاری منفی عناصر Y و Yb نشانگر تبلور بخشی و جدایش کانی‌های آهن و منیزیم‌دار چون آمفیبول در مراحل اولیه تفریق است. بی‌هنجاری منفی Nb به فعالیت ماگمایی در ارتباط با مشارکت پوسته [۳۷] و همچنین فقر این عنصر در خاستگاه، پایداری فازهای دارای این عنصر چون آمفیبول طی ذوب بخشی و یا جدایش آنها طی فرآیند

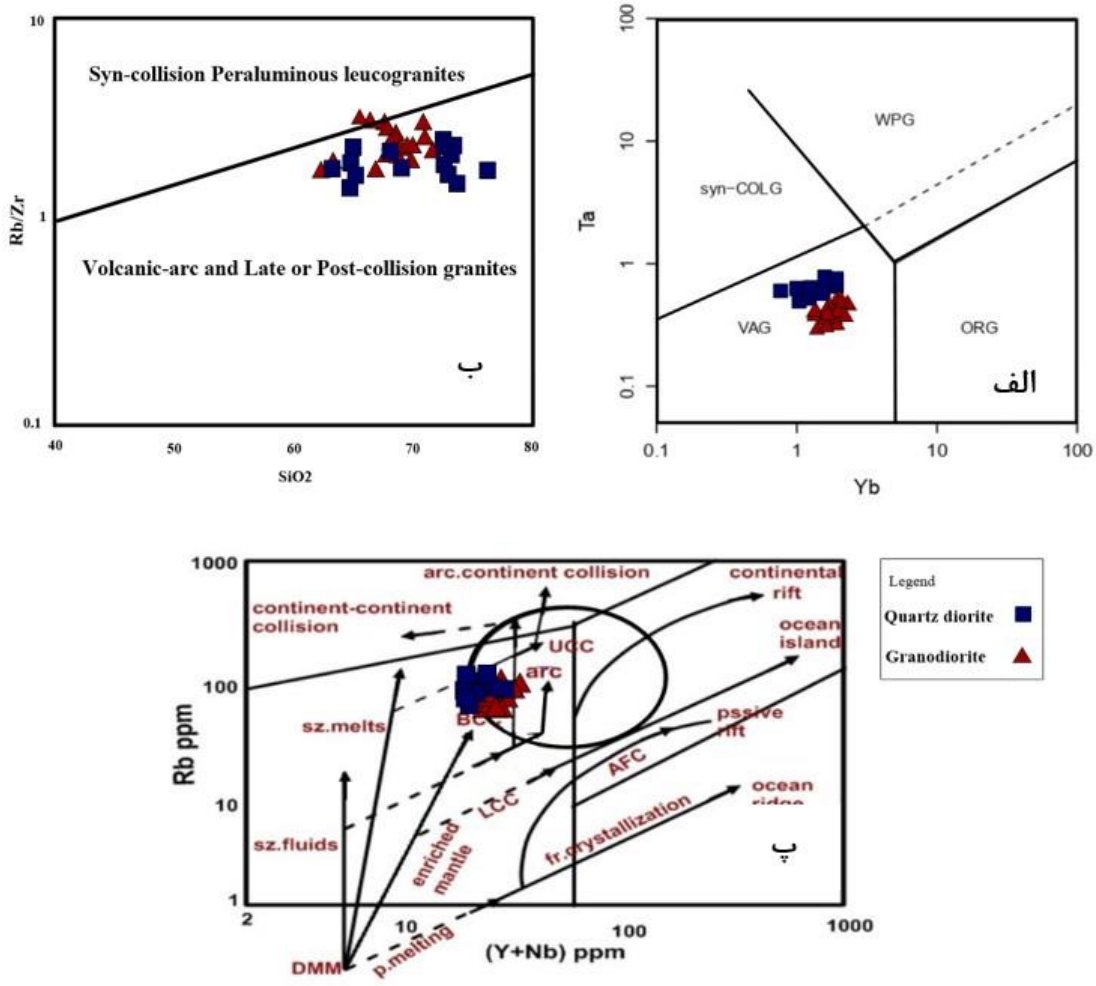
تفریق وابسته است [۶۰]. ناهنجاری منفی دیده شده در Sr، می‌تواند ناشی از دگرسانی فلدسپارها چون پلاژیوکلازها (جانشینی آن با Ca و K) باشد [۶۱].

سرشت و جایگاه زمین‌ساختی

بر اساس نمودار Y نسبت به Nb [۶۲] که در آن گستره فوق قلیایی از متاآلومین و پرآلومین جدا شده است، نمونه سنگ-های منطقه مورد بررسی در گستره پرآلومین و متاآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۱۱ الف). برای تشخیص نوع نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی از نمودار تغییرات SiO_2 نسبت به Zr [۶۳] و همچنین نمودار SiO_2 نسبت به P_2O_5 [۶۴] استفاده شد که بر این اساس، نمونه‌های مورد بررسی در گستره گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۱ ب و پ). برای خاستگاه گرانیت‌های نوع I سه پیشنهاد ارائه شده است [۶۵، ۶۶]: ۱- ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورانده شده، ۲- ذوب گوه گوشته‌ای دگرنهاده شده در بالای صفحه فرورانش و ۳- ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین دراثر نفوذ ماگماهای بسیار گرم گوشته‌ای. نمودار تغییرات Ta نسبت به Th [۶۷] بیانگر تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی پورفیری مهریز در محیط کرانه فعال قاره‌ای است (شکل ۱۱ ت). همچنین این نمونه سنگ‌ها بر پایه نمودارهای موقعیت زمین ساختی پیرس و همکاران [۶۸، ۶۹] در گستره گرانیتوئیدهای وابسته به کمان-های آتشفشانی پهنه فرورانش (شکل ۱۲ الف) و در مرحله پس از برخورد (Post-COLG) قرار گرفته و آلایش پوسته‌ای را نشان می‌دهند (شکل ۱۲ پ). نمودار Rb/Zr نسبت به SiO_2 [۷۰] نیز نشان دهنده قرارگرفتن نمونه‌های مورد بررسی در گستره قوس آتشفشانی (VAG) و مرحله پس از برخورد است (شکل ۱۲ ب).



شکل ۱۱ الف) نمودار Y نسبت به Nb که نشان دهنده قرار گرفتن سنگ‌های منطقه مورد بررسی در گستره پرآلومین و متاآلومین است [۶۲]، ب) نمودار تغییرات SiO2 نسبت به Zr نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد بررسی در گستره گرانیت‌های نوع I قرار دارند [۶۳]، پ) نمودار SiO2 نسبت به P2O5 نیز نشان دهنده قرار گرفتن نمونه سنگ‌های مورد بررسی در گستره نوع I است [۶۴]، ت) نمودار تغییرات Ta نسبت به Th که بیانگر تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی پورفیری مهریز در محیط کرانه فعال قاره‌ای است [۶۷].

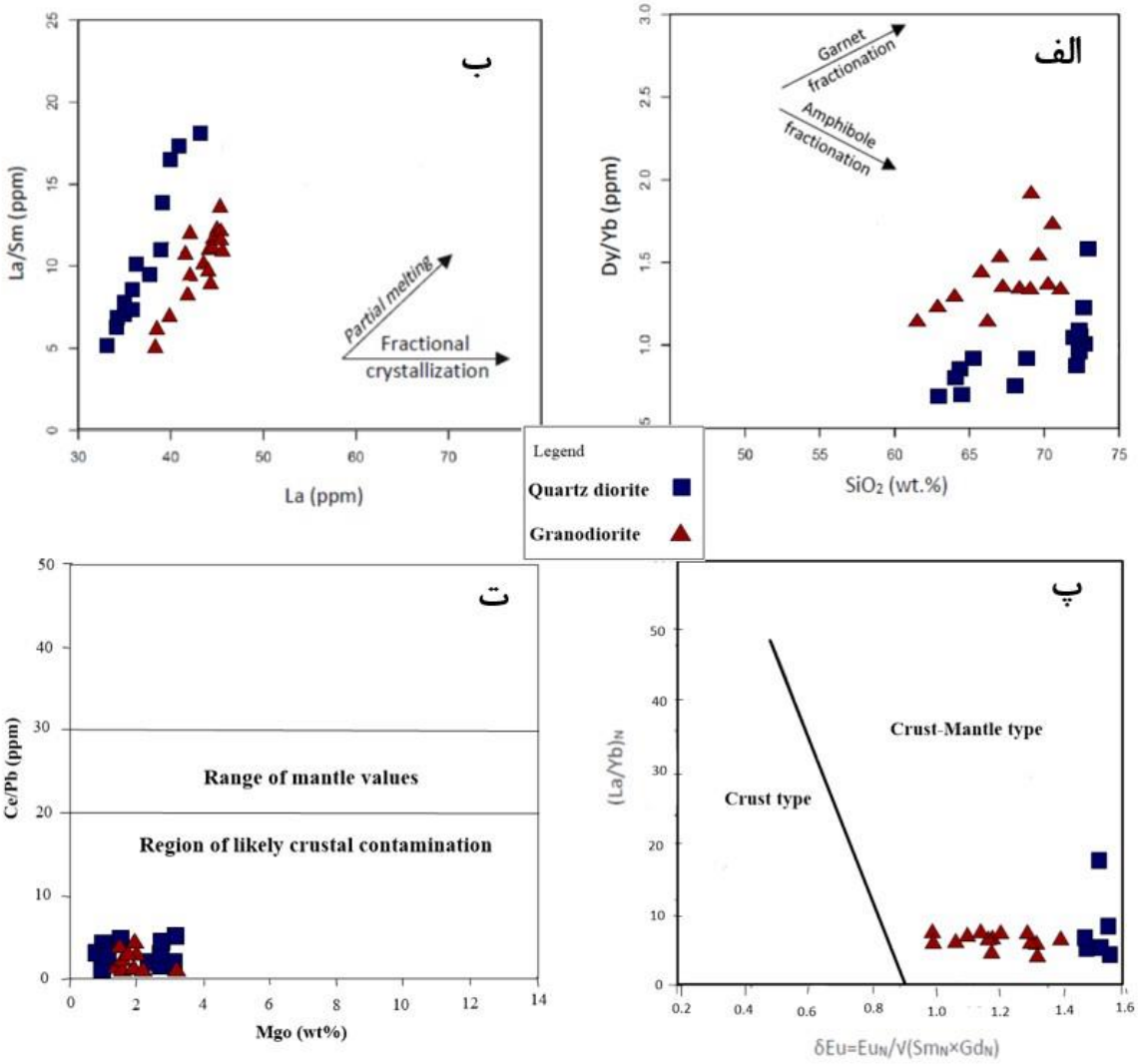


شکل ۱۲ الف) نمودار تفکیک محیط زمین‌ساختی Ta-Yb [۶۸]، که بر پایه آن، گرانیتوئیدهای منطقه مورد بررسی در گستره گرانیتوئیدهای وابسته به کمان‌های آتشفشانی پهنه فرورانش (VAG) قرار می‌گیرند. ب) نمودار تغییرات Rb/Zr نسبت به SiO2 که نشان دهنده قرارگرفتن نمونه‌های مورد بررسی در گستره قوس آتشفشانی (VAG) و گستره پس از برخورد است [۷۰]، پ) نمودار Rb - (Y + Nb) [۶۹] که بر اساس آن، نمونه‌های منطقه مورد بررسی ویژگی گرانیتوئیدهای ایجاد شده در مرحله پس از برخورد (Post-COLG) و آلایش پوسته‌ای را نشان می‌دهند. (DMM: گوشته، بازالت پشته‌های میان اقیانوسی MORB، تهی‌شده، UCC: پوسته قاره‌ای بالایی، LCC: پوسته قاره‌ای پایینی، BCC: جسم پوسته قاره‌ای).

خاستگاه توده‌های پورفیری مهریز یزد

نمودار Dy/Yb نسبت به SiO_2 [۷۱] نشان دهنده حضور گارنت و به مقدار کمتر آمفیبول به عنوان فاز اصلی پایدار در خاستگاه ماگمای توده‌های مهریز است (شکل ۱۳ الف). در نمودار La/Sm-La [۷۲]، نمونه‌های مورد بررسی روند مربوط به ذوب بخشی را دنبال می‌کنند که نشان دهنده اثر بیشتر فرآیند ذوب بخشی و ترکیب خاستگاه در پیدایش توده‌های پورفیری مهریز است (شکل ۱۳ ب). از سوی دیگر، داده‌های زمین شیمیایی موجود نشان می‌دهند که فعالیت ماگمایی توده‌های نفوذی منطقه، از نوع آهکی قلیایی پتاسیم بالا و شوشونیتی در یک محیط پسابرخوردی است. با توجه به این ویژگی‌ها به نظر می‌رسد که خاستگاه اولیه این سنگ‌ها ماگماهای پتاسیمی-فراپتاسیمی گوشته هستند [۷۳]. ماگماهای پتاسیمی-فراپتاسیمی برآمده از گوشته از LILE, LREE و مواد فرار H_2O, CO_2, F و Cl غنی هستند [۷۴] که این باعث افزایش انحلال پذیری عناصر گوگرد دوست چون مس و طلا در سیال‌های آبدار دما بالا می‌شود [۷۵-۸۰]. همچنین گرانیتوئیدهای شوشونیتی پسابرخوردی که دارای

سیلیس بالا هستند، نمی‌توانند بطور مستقیم از گوشته شکل بگیرند و ذوب بخشی پوسته زیرین در اثر نفوذ ماگماهای برآمده از گوشته موجب تشکیل این نوع ماگماها می‌شود [۸۱]. بر پایه نمودار $(La/Yb)_N$ نسبت به δEu [۸۲] هر دو خاستگاه گوشته‌ای و پوسته‌ای در تشکیل ماگمای مادر توده‌های مهریز نقش داشته‌اند (شکل ۱۳ پ). همچنین به منظور بررسی نقش آلایش پوسته‌ای در تشکیل ماگمای سازنده توده‌های مهریز از نمودار Ce/Pb نسبت به MgO [۸۳] استفاده شد. بر این اساس نمودار نیز نمونه‌های مورد بررسی در گستره مقادیر آلایش یافته با پوسته قرار می‌گیرند (شکل ۱۳ ت).



شکل ۱۳ الف) نمودار Dy/Yb نسبت به SiO2 [۷۱] نشان دهنده حضور گارنت و به میزان کمتری آمفیبول به عنوان فاز اصلی پایدار در خاستگاه ماگمای توده‌های مهریز است، ب) در نمودار La/Sm-La [۷۲] که بر پایه آن، نمونه‌های مورد بررسی روند مربوط به ذوب بخشی را دنبال می‌کنند که نشان دهنده اثر بیشتر فرآیند ذوب بخشی و ترکیب خاستگاه در پیدایش توده‌های پورفیری مهریز است، پ) بر طبق نمودار (La/Yb)N نسبت به δEu [۸۲] که بر اساس آن هر دو خاستگاه گوشته‌ای و پوسته‌ای در تشکیل ماگمای مادر توده‌های مهریز نقش داشته‌اند، ت) نمودار Ce/Pb نسبت به MgO [۸۳]، که بر پایه آن، نمونه‌های مورد بررسی در گستره مقادیر آلایش یافته با پوسته قرار می‌گیرند.

برداشت

بر اساس بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری، سنگ‌های نیمه-عمیق تشکیل دهنده منطقه مهریز شامل توده کوارتزدیوریت پورفیری و توده تاخیری گرانودیوریت پورفیری بوده که جایگیری این توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق در سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی آواری ائوسن، باعث کانی‌سازی‌های رگه‌ای گسترده در کناره این توده‌ها شده است. کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی‌های فرومنیزین (آمفیبول و بیوتیت) کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها هستند. بافت غالب تشکیل دهنده سنگ‌ها پورفیری با زمینه ریز بلور است. داده-های زمین‌شیمیایی منطقه نشان می‌دهد که سری ماگمایی این سنگ‌ها آهکی قلیایی پتاسیم بالا و شوشونیتی است. آنها از نظر شاخص اشباع از آلومین بیشتر ماهیت متاآلومین تا پرآلومین نشان می‌دهند و از نوع I هستند. همچنین تحلیل داده‌های زمین شیمیایی نشانگر شکل گرفتن ماگمای مادر این توده‌ها از ذوب‌بخشی پوسته زیرین ضخیم‌شده در حضور پسمانده‌ای از گارنت-آمفیبولیت است. غنی‌شدگی نمونه‌ها از LILE و LREE و فقیر شدگی آنها از HFSE و HREE بیانگر فعالیت ماگمایی نفوذی متاآلومین نوع I کمان‌های آتشفشانی پس برخوردی کرانه قاره‌هاست که در اثر فرآیندهای پس از فرورانش فعال تشکیل شده‌اند.

قدردانی

این پژوهش بخشی از پایان نامه دکتری نویسنده اول از دانشگاه تبریز است. نگارندگان از نظرها و پیشنهادهای سازنده داوران محترم مجله قدردانی می‌نمایند.

مراجع

[1] Nabavi M. H., Haqipour A., Valeh S., *"Geological map 1:250000 of Yazd"*, Iran's Geological and Mineral Exploration Organization (In persian) (1972).

[2] Sepidbar F., Mirnejad H., Ma C., Moghadam H.S., *"Identification of Eocene-Oligocene magmatic pulses associated with flare-up in east Iran: Timing and sources"*, Gondwana Research 57 (2018) 141-156.

[3] Alavi M., *"Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the AlborzMountain System in Iran"*, Journal of Geodynamics 21/1, (1996) 1-33.

[4] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran: a review"*, AAPG Bulletin, 52, (1968) 1229–1258.

[5] Aghanabati S. A., *"Geology of Iran. Ministry of Industries and Mines, Organization of Geology and Exploration of Minerals"*, (In persian) (2004) 586 p.

[6] Berberian M., *"Late Cretaceous and Early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran"*, Journal of the Geological Society, 139(5) (1982) 605–614.

[7] Emami M.H., *"Magmatism in Iran. Geological Survey of Iran",* Tehran. Report 1 (2000) 608 pp.

[8] Alirezaei A., Arvin M., Dargahi S., *"Adakite-like signature of porphyry granitoid stocks in the Meiduk and Parkam porphyry copper deposits",* NE of Shahr-e-Babak, Kerman, Iran: constrains on geochemistry. Ore Geology Reviews, 88 (2017) 370–383.

[9] Farhoudi G., *"A comparison of Zagros geology to island arcs. The Journal of Geology",* 86(3) (1978) 323 -334.

[10] Shahabpour J., *"Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz"*, Journal of Asian Earth Sciences, 24(4) (2005) 405–417.

[11] Berberian F., Berberian M., *"Tectonoplutonic episodes in Iran. In: H.K. Gupta and F.M. Delany (Edithors)",* Zagros-Hindu Kush- Himalaya Geodynamic Evolution. American Geophysical Union, Washington, pp. (1981) 5–32.

[12] Alavi M., *"Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations"*, Tectonophysics, 229(3–4) (1994) 211–238.

[13] Alavi M., *"Structures of the Zagros foldthrust belt in Iran"*, American Journal of Science, 307(9) (2007) 1064–1095.

[14] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., Reply to: Comment by Aftabi and Atapour on: *"Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences"*, Lithos, 113(3–4) (2009) 847–849.

[15] Jamali H., *"The behavior of rare-earth elements, zirconium and hafnium during magma evolution and their application in determining mineralized magmatic suites in subduction zones: Constraints from the Cenozoic belts of Iran"*, Ore Geology Reviews, 81 (2017) 270–279.

[16] Boomeri M., Biabangard H., Zeinadini Z., *"Investigation of petrography, mineralogy and alteration of northern part of the Chahfiruzeh porphyry copper deposit, northwest of Shar-e Babak, Kerman"*, Journal of Economic Geology, 11(1) (2019) 57–80. (in Persian with English abstract).

[17] Amidi S.M., Emami M.H., Michel R., *"Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic*

Development of the Th-Co Discrimination Diagram", Journal of Petrology, 48 (12) (2007) 2341-2357.
[30] Boynton W.V., *"Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry"*, Elsevier, Amsterdam, (1984) 63–114.
[31] McDonough W. F., Sun S.-S., *"The composition of the Earth",* Chem. Geol., 120, 223 – 253. McInnes, BIA., McBride, JS., Evans, NJ., Lambert, DD., Andrew, AS., 1999. Osmium isotope constraints on ore metal recycling in subduction zones. Science 286(5439) (1995) 512–516.
[32] Jung S., Hffer E., Hoernes S., *"Neo-Proterozoic rift-related syenites (North Damara Belt, Namibia): Geochemical and Nd-Sr-PB-O istope constraints for mantle sources and petrogenesis"*, Lithos, 96 (2007) 415-435.
[33] Green T.H., *"Island arc and continent building magmatism: A review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry"*, Tectonophys 63 (1980) 367-385.
[34] Gill J., Orogenic Andesites and Plate Tectonics, *"Minerals, Rocks and Mountains"*, Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. Short Course 31, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa (1981) 199 p.
[35] Kay S.M., Ramos V.A., Kay R., *"Elementos mayoritarios y trazas en las vulcanitas ordovícicas en la Precordillera Occidental: Basaltos de rift oceánico temprano (?) próximos al margen continental. Actas 2, 9º Congreso Geológico Argentino, Bariloche"*, (1984) 48-65.
[36] Wilson M., *"Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach"*, Chapman & Hall, London., (1989) 446 pp.
[37] Rollinson H.R., *"Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation"*, Longman Scientific and Technical, England (1993).
[38] Winter J. D.,*"An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, Upper Saddle River",* New Jersey, USA (2001).
[39] Li J.X., Li G.M., Qin K.Z., Xiao B., *"High-temperature magmatic fluid exsolved from magma at the Duobuza porphyry copper–gold deposit"*, Northern Tibet. Geofluids, 11 (2011) 134–143.
[40] Lu Y.J., Loucks R.R., Fiorentini M.L., Yang Z.M., Hou Z.Q., *"Fluid flux melting generated post-collisional high-Sr/Y copper-ore-forming water-rich magmas in Tibet"*, Geology 43 (2015) 583–586.
situation", Geologische Rundschau, 73(3) (1984) 917–932.
[18] Moayyed M., *"Petrologic studies of Tertiary volcano- plutonic belt in Western Alborz-Azarbaijan, with a special focus on Hashtchin area"*, (In persian), Iran., PhD dissertation, Shahid Beheshti University, (2001) 328 p.
[19] Moayyed M., *"New Attitude On Evolution of Neo-Tethys and its Relationship with Tertiary Magmatism in Urmia-Dokhtar and West Alborz - Azerbayjan"*, (In persian)., Proceedings of the 6th Conference of the Geological Society of Iran, Shahid Bahonar University, Kerman, (2002) 374-378.
[20] McInnes B.I.A., Evans N.J., Belousova E., Griffin W.T., Andrew R.L., *"Timing of Mineralization and exhumation processes at the Sar Cheshmeh and Meiduk porphyry Cu deposits, Kerman belt, Iran"*, In: D.G. Eliopoulos (Editor), Mineral Exploration and Sustainable Development (7th Biennial SGA Meeting, Athens, August 24-28): Rotterdam. Millpress, pp. (2003) 1197–1200.
[21] Jalali A., Gharib F., *"Geological map 1:100000 Fahraj, Organization of Geology and Mineral Exploration of Iran"*, (In persian) (2004).
[22] Haj Molla Ali A., Majidifard M., *"geological map 1:100000 of Yazd, Geological and Mineral Exploration Organization of the country"*, (In persian) (2000).
[23] Moayyed M., Abbasalinejad S., *"geological map 1;5000 of the Mehriz (Yazd) Mining Area*, (2015).
[24] Whitney D.L., Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock -forming minerals",* American Mineralogist 95 (2010) 185–187.
[25] De La Roche H., Leterrier Grandclaude P., Marchal M., *"A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses, its relationship with current nomenclature"*, Chem Geol 29 (1980) 183-210.
[26] Winchester J.A., Floyd P.A., *"Geochemical discrimination of different magma Series and their differentiation products, using immobile elements",* Chem Geol, 22, pp (1977) 325-343.
[27] Pearce J.A., *" Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in Thorpe, R.S., ed., Andesites"*, New York, NY. Wiley (1982) 525–54.
[28] Morrison G. W., *"Characteristic and tectonic setting of the shoshonite rock association"*, Lithos, No. 13 (1980) 97-108.
[29] Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce J. A., Mitchell S. F., *"Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements:*

[41] Yang Z.M., Lu Y.J., Hou Z.Q., Chang Z.S., *"High-Mg diorite fromQulong in southern Tibet: implications for the genesis of adakite-like intrusions and associated porphyry Cu deposits in collisional orogens"*, Journal of Petrology 56 (2) (2015) 227–254.
[42] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks"*, Journal of petrology 25 (1984) 956-983.
[43] Ionov D. A., Hofman A. W., *"Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionation, Erth. Planet"*, Sci. Lett 131 (1995) 341-356.
[44] Ayers J.C., *"Trace element modeling for aqueous fluid-peridotite inter action in the wedge of subduction zones"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 132 (1998) 390-404.
[45] Stalder R., Foley S. F., Brey G. P., Horn I., *"Mineral-aqueous fluid partitioning of trace - Elements at 900-1200 ºc and 3-5.7 GPA: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 62 (1998) 1781-1801.
[46] Hawkesworth C. J., Gallagher K., Hergt J. M., Mcdermoot F., *"Trace element fractionation processes in the generation of island arc basahs"*, Phil. Trans. Roy. Sot. London A342 (1993) 171-191.
[47] Brenan J.M., Shaw H.F., Phinney, Ryerson, D.L. F.J., *"Rutileaqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts"*, Earth Planet. Sci. Lett. 128 (1994) 327 – 339.
[48] Foley S.F., Barth M.G., Jenner G.A., *"Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas"*, Geochim. Cosmochim. Acta 64 (2000) 933 – 938.
[49] Hou Z.Q., Zhang H.R., Pan X.F., Yang Z.M., *"Porphyry Cu(–Mo–Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: examples from the eastern Tethyan metallogenic domain"*, Ore Geology Reviews 39 (2011) 21–45.
[50] Kamber B. S., Ewart A., Collerson K. D., Bruce M. C., McDonald G. D., *"Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models: Contributions to Mineralogy and Petrology"*, 144 (2002) 38–56.
[51] Nagudi N., Koberl Ch., Kurat G., *"Petrography and geochemistry of the sigo granite"*, Uganda and implications for origin. Journal of African Earth Sciences 36,pp (2003) 1-14.
[52] Glenn A. G., *"The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus"*, Contrib Mineral Petrol. 147 (2004) 511-527p.
[53] Taylor S. R., McLennan S. M., *"The continental Crust: Its composition and evolution"*, BlackWell. Oxford, (1985) 312p.
[54] Dostal J., Church B. N., Reynolds P. H., Hopkinson L., *"Eocene volcanism in the Buck Creek basin, Central British Columbia (Canada): Transition from arc extensional volcanism"*, J. Volcano. Geoth. Res., 107(2001) 149-170.
[55] Lemman W. P., Sisson V. B., *"Geochemistry of boron and its implication for crustal and mantle processes. In: Anovitz"*, L. M., Grew, E. S. (eds) Boron: Mineral Petrolo. Geoche. In the earths crust: Mineral soci. American*"*. Rev. In mineral., 33 (1996) 645-707.
[56] Shang C. K., Satir M., Sieble W., Nsifa E. N., Taubald H., Liegeoise J. P., Tchoua F. M., *"Geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd systematic: Case of the Sangmelima region, Ntem Complex, southern Cameroon"*, J.African. Earth Sci., 40 (2004) 1-2, 61- 79.
[57] Edward C. M. H., Menzies M. A., Thirlwall M. F., Morrid J.D., Leeman W. P., Harmon R. S., *"The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs: the Ringgite-Beser Complex, East Java, Indonesia"*, J. Petrol., 35 (1994) 1557-1595.
[58] Saunders A. D., Tarney J., *"Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins"*, In Marginal basin geology (B. P. Kokelaar and M. F. Hovells, eds.) Spec. Publ. Geol. Soc. London 16 (1984) 59-76.
[59] Wyllie P.J., Serene T., *"The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 79 (1982) 375-380.
[60] Wu F.Y., Jahn B.M., Wilde S.A, Lo C.H, Yui T.F., Lin Q., Ge W.C., Sun D.Y., *"Higly fractionated I-type granites in NE China (I): Geochronology and petrogenrsis"*, Lithos, 66 (2003) Pp 241-273.
[61] Wu F., Jahnb B., Wildec S. A., Lod C. H., Yuie T. F., Lina Q., Gea W., Suna D., *"(Highly fractionated I-type granites in NE China) II: (isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic"*, Lithos 67 (2003) 191-204.

partial melting of subduction-modified lower crust", Lithos 96 (2007) 205– 224.
[74] Behrens H., Misiti V., Freda C., Vetere F., Botcharnikov R.E., Scarlato P., *"Solubility of H2O and CO2 in ultrapotassic melts at 1200 and 1250°C and pressure from 50 to 500 MPa"*, American Mineralogist 94 (2009) 105–120.
[75] Pokrovski G.S., Roux J., Harrichoury J-C., *"Fluid density control on vapor–liquid partitioning of metals in hydrothermal systems"*, Geology 33 (2005) 657–660.
[76] Pokrovski G.S, Anastassiam Yu., Borisova AY., Harrichoury J-C., *"The effect of sulfur on vapor–liquid fractionation of metals in hydrothermal systems"*, Earth Planet Sci Lett 266 (2008) 345–362.
[77] Simon A.C., Pettke T., Candela P.A., Piccoli P.M., Heinrich C.A., *"Gold partitioning in melt–vapor–brine systems"*, Geochim Cosmochim Acta 69 (2005) 3321–3335.
[78] Zajacz Z., Halter W.E., Pettke T., Guillong M., *"Determination of fluid/melt partition coefficients by LAICPMS analysis of co-existing fluid and silicate melt inclusions: controls on element partitioning"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 72 (2008) 2169–2197.
[79] Zajacz Z., Seo J.H., Candela P.A., Piccoli P.M., Tossell J.A., *"The solubility of copper in high-temperature magmatic vapors: a quest for the significance of various chloride and sulfide complexes"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 75 (2011) 2811–2827.
[80] Seo J.H., Guillong M., Heinrich C.A., *"The role of sulfur in the formation of magmatic-hydrothermal copperegold deposits"*, Earth and Planetary Science Letters 282 (2009) 323-328.
[81] Jiang Y.H., Jiang S.Y., Ling H.F., Zhou X.R., Rui X.J., Yang W.Z., *"Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, northwestern Xinjiang, China: implications for granitoid geneses"*, Lithos 63 (2002) 165-187.
[82] Zhang Z. Y., Du Y. S., Teng C. Y., Zhang J., Pang Z. S., *"Petrogenesis, geochronology, and tectonic significance of granitoids in the Tongshan intrusion, Anhui Province, Middle–Lower Yangtze River Valley, eastern China"*, Journal of Asian Earth Sciences, 79 (2014) 792–809.
[83] Furman T., *" Geochemistry of East African Rift basalts: An overview"*, Journal of African Earth Sciences 48 (2007) 147-160.
[62] Shellnut J. G., Zhou M. F.*,"Permian peralkaline, the Panxi district, SW Emeishan mantle plume"*, Chemical Geology 243, 286–China: their relationship to the316 (2007).
[63] Furnes H., El-Sayed M. M., Khalil S. O., Hassanen M. A., *"Pan-African magmatism in the Wadi El-Imara district, Central Eastern Desert, Egypt: geochemistry and tectonic environment"*, J Geol Soc Lond 153 (1996) 705-718.
[64] Zhang Y., Sun J. G., Xing S. W., Zhao K. O., Ma Y. B., Zhang Z. J., Wang Y., *"Ore- forming granites from Jurassic porphyry Mo deposits, east–central Jilin Province, China: geochemistry, geochronology, and petrogenesis"*, International Geology Review 1- 16 (2016).
[65] Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzeonism H., *"High potassium, calc- alkaline, I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosgos (France) and northern Schwarzwald (Germany)"*, Lithos, 50, pp. (2000) 51-73.
[66] Laouar R., Boyce A. J., Arafe M., Ouabadi A., Fallick A. E., *"Petrological, geochemical, and stable isotope constraints on the genesis of the Miocene igneous rocks of Chetaibi and Cap de Fer (NE Algeria)"*, J. African Earth Science , 41, pp. (2000) 445-465.
[67] Schandl E. S., Gorton MP., *"Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments"*, Economic Geology 97 (2002) 629-642.
[68] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks"*, Journal of petrology 25 (1984) 956-983.
[69] Pearce J. A., *"Source and setting of granitic rocks"*, Episodes 19 (1996) 120-125.
[70] Harris N.B.W., Marzouki F.M.H., Ali S., *"The Jabel SaYld Complex Arabian Shield: geochemical constraints on the ongin of peralkaline and related granites",* Journal of Geology Society. London 143 (1986) 287- 295.
[71] Davidson J., Turner S., Handley H., Macpherson C., Dosseto A., *"Amphibole "sponge" in arc crust? "*, Geology 35 (2007) 787–790.
[72] Jiang Y.H., Ling H.F., Jiang S.Y., Fan H.H., Shen W.Z., Ni P., *"Petrogenesis of a Late Jurassic Peraluminous Volcanic complex and its high-Mg, potassic, quenched enclaves at Xiangshan, Southeast China"*, J. Petrology 46, 6 (2005) 1121—1154.
[73] Guo Z.F., Wilson M., Liu J.Q., *"Post-collisional adakites in south Tibet: products of*