



زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سن‌سنجی ایزوتوپی توده‌های نفوذی منطقه اکتشافی تاریک‌دره

جمال قوی^۱، محمدحسن کریم‌پور*^۲، سید احمد مظاهری^۱، مجید قادری^۳ و بهنام رحیمی^۲

(۱) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(۲) گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(۳) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۹/۰۷، پذیرش: ۱۳۹۷/۰۷/۲۸

چکیده

منطقه تاریک‌دره به دلیل بررسی اکتشافی طلا-تنگستن در شمال شرق ایران و ناحیه تربت‌جام شناخته شده است. این منطقه در زون ساختمانی کپه‌داغ قرار دارد. سنگ‌های نفوذی با ترکیب حدواسط و طیف سنگ‌شناسی گابرو-دیوریت تا کوارتز مونزونیت در منطقه رخنمون داشته و در این میان، دیوریت‌ها ترکیب غالب هستند. اغلب توده‌های نفوذی یادشده ماهیت متآلومین، کالک‌آلکالن با غنی‌شدگی پتاسیم نشان می‌دهند و پذیرفتاری مغناطیسی این توده‌ها بسیار پایین ($SI < 3 \times 10^{-3}$) است. روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در توده‌های نفوذی منطقه تاریک‌دره، نشان‌دهنده یک ارتباط زایشی و بیانگر مراحل از تبلور تفریقی کانی‌های سازنده این سنگ‌ها از ماگمایی مشترک است. الگوی پراکندگی REE تمامی نمونه‌ها تمایل به غنی‌شدگی در بخش LREE دارد. در مجموع جدایش محسوس از LREE به سمت HREE و با شیب نزولی مشاهده می‌شود و تمامی نمونه‌ها با تهی‌شدگی جزئی در Eu همراه هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی و نسبت پایین $(La/Yb)_N$ تمامی سنگ‌های منطقه (بین ۶/۶ تا ۱۲/۹)، دخیل‌بودن ماگمایی با منشأ جبه‌ای و خارج از حوزه پایداری گارنت و یا پوسته زیرین را برای تولید آنها محتمل می‌کند. جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه شباهت‌هایی با محیط کمان‌های آتشفشانی داشته و همچنین ویژگی محیط‌های درون صفحه‌ای را نشان می‌دهند. سن‌سنجی‌های U-Pb بر روی دانه‌های زیرکن نشان‌دهنده است که قدیمی‌ترین سنگ‌های نفوذی با ترکیب گابرویی در محدوده زمانی $215/5 \pm 0/9$ میلیون (تریاس بالایی-اشکوب نورین) جای‌گیری شده‌اند. همچنین بر این اساس، سن سنگ‌های میزبان این توده‌ها که تاکنون به نورین منتسب شده بود نیز قدیمی‌تر از تریاس پیشین پیشنهاد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: سن‌سنجی ایزوتوپی، گابرو، دیوریت، سری ایلمینیت، تریاس بالایی، تاریک‌دره، شمال شرق ایران

مقدمه

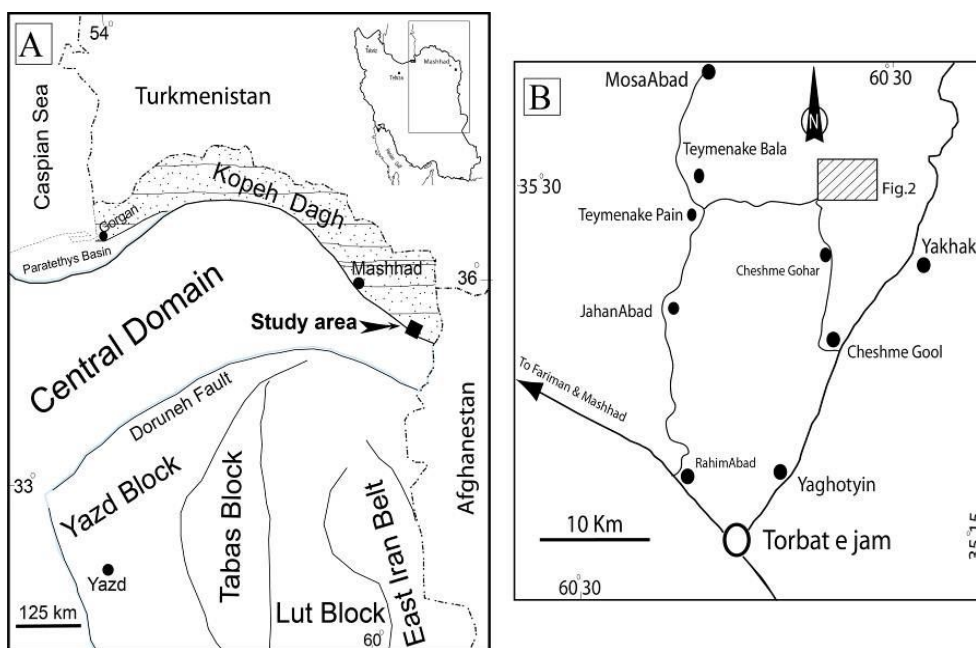
کیلومتری شمال تربت‌جام بین طول‌های جغرافیایی $60^{\circ}40'$ و

$60^{\circ}47'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ}28'$ و $35^{\circ}31'$

منطقه اکتشافی تاریک‌دره در شمال شرق ایران و در ۴۵

با وجود بررسی‌های اکتشافی به نسبت گسترده قبلی در منطقه تاریک‌دره، تاکنون زمین‌شناسی و نوع و تنوع سنگ‌های آذرین این منطقه به‌خوبی شناخته و معرفی نشده است؛ لذا بررسی‌های تکمیلی و علمی در منطقه تاریک‌دره توسط مؤلفان در دست انجام است و بخشی از آن منتشر شده است (Ghavi et al., 2013). این پژوهش، علاوه بر گزارش نتایج سن‌سنجی ایزوتوپی U-Pb از سنگ‌های آذرین نفوذی، با ارائه نقشه زمین‌شناسی تاریک‌دره، اطلاعات کاملی در خصوص زمین‌شناسی، تنوع و تغییرات سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی این منطقه ارائه می‌کند که می‌تواند در کمک به ارزیابی توان معدنی و اکتشافی این منطقه به کار گرفته شود.

شمالی و در پهنه کپه‌داغ واقع شده است (شکل ۱-A و B). پیشینه بررسی‌های زمین‌شناسی-اکتشافی در منطقه تاریک‌دره به سال ۱۳۳۴ و گزارشی مبنی بر شناسایی رگه‌های آرسنوپیریت و بی‌هنجاری‌هایی از طلا و تنگستن برمی‌گردد (Taghizadeh, 1965). در سال ۱۳۷۹ بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی مقدماتی با نگاهی اکتشافی در منطقه تاریک‌دره صورت گرفت (Shafi Niya, 2002). سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه تربت‌جام را تهیه و منتشر کرده است. در نقشه یادشده، به توده کوارتزیدیوریتی تاریک‌دره و توانایی اقتصادی آن از لحاظ ذخیره طلا اشاره شده است (Alavi Naini and Mossavi-Khorzughhi, 2006).



شکل ۱. A: موقعیت منطقه تاریک‌دره در شمال شرق ایران و زون ساختاری کپه‌داغ با تغییراتی از آقانباتی (Aghanabati, 2004) و B: موقعیت شهر تربت‌جام و راه‌های دسترسی به منطقه تاریک‌دره

Fig. 1. A: Tarik Darreh area located in the northeastern Iran and in the Kopeh Dagh structural zone, (Adapted from Aghanabati, 2004), and B: location of Torbat e Jam city and access roads to Tarik Darreh area

روش مطالعه

۸۰ مقطع میکروسکوپی در دانشگاه فردوسی مشهد و دانشگاه ساسکاچوان (کانادا) تهیه و بررسی شدند. طی چندین مرحله برداشت‌های صحرایی همراه با بررسی‌های آزمایشگاهی، تنوع و

پس از بازمینی اطلاعات موجود از منطقه، پیمایش‌های میدانی با تأکید بر شناسایی و تفکیک توده‌های نفوذی انجام شد. بیش از

زیرکن موجب ایجاد گردی می‌شود و مواد برانگیخته شده (گرد) توسط پرتو لیزر از یک محفظه گاز هلیم عبور می‌کنند. گاز هلیم و نمونه برانگیخته شده، قبل از ورود به محیط پلاسما (ICP-MS) با گاز بی‌اثر آرگون مخلوط می‌شوند. این مواد در محفظه پلاسما تجزیه، یونیزه و سپس توسط طیف‌سنج جرمی شناسایی و طبقه‌بندی می‌شوند. از چهار نوع استاندارد اولیه و ثانویه برای کنترل و تصحیح نسبت Pb/U استفاده شده است. زیرکن 91500 به‌عنوان استاندارد اولیه و زیرکن‌های Temora و Plesovice به‌عنوان استاندارد ثانویه استفاده شده است. برای تصحیح نسبت $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ با استفاده از آنالیز استاندارد NIST610 (شیشه مصنوعی) و برای تصحیح نهایی داده‌ها، مقدار خطاها و عدم قطعیت‌ها از روش‌های پیشنهادی هالپین و همکاران (Halpin et al., 2014) استفاده شده است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در گوشه شمال شرق ایران و در پهنه کپه‌داغ قرار دارد (شکل ۱). بر اساس نقشه زمین‌شناسی تاریک‌دره (شکل ۲)، کهن‌ترین واحدهای سنگی منطقه، اسلیت‌های تیره‌رنگ است. در تمامی بررسی‌های قبلی از جمله علوی نایینی و موسوی خورزوقی (Alavi Naini and Mossavi-Khorzugh, 2006) و تنها بر اساس رخساره سنگی، این اسلیت‌ها را به سازند شیلی-ماسه‌سنگی میان‌کوهی و به سن تریاس بالایی نسبت داده‌اند؛ اما بررسی‌های این پژوهش که در ادامه به آن پرداخته خواهد شد، نشان از قدیمی‌تر بودن آنها دارد. این اسلیت‌ها خود میزبان توده‌های آذرین با طیف سنگ‌شناسی گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت بوده و دستخوش یک دگرگونی مجاورتی محدود و شکل‌گیری هورنفلس کوردیریت‌دار شده است (شکل ۳-A, B, C و D و شکل ۵-B و A).

واحدهایی از میکروکنگلومرای تیره، تناوب ماسه‌سنگ و شیل‌های خاکستری تا سبز نادگرگون (سازند کشف رود)، در

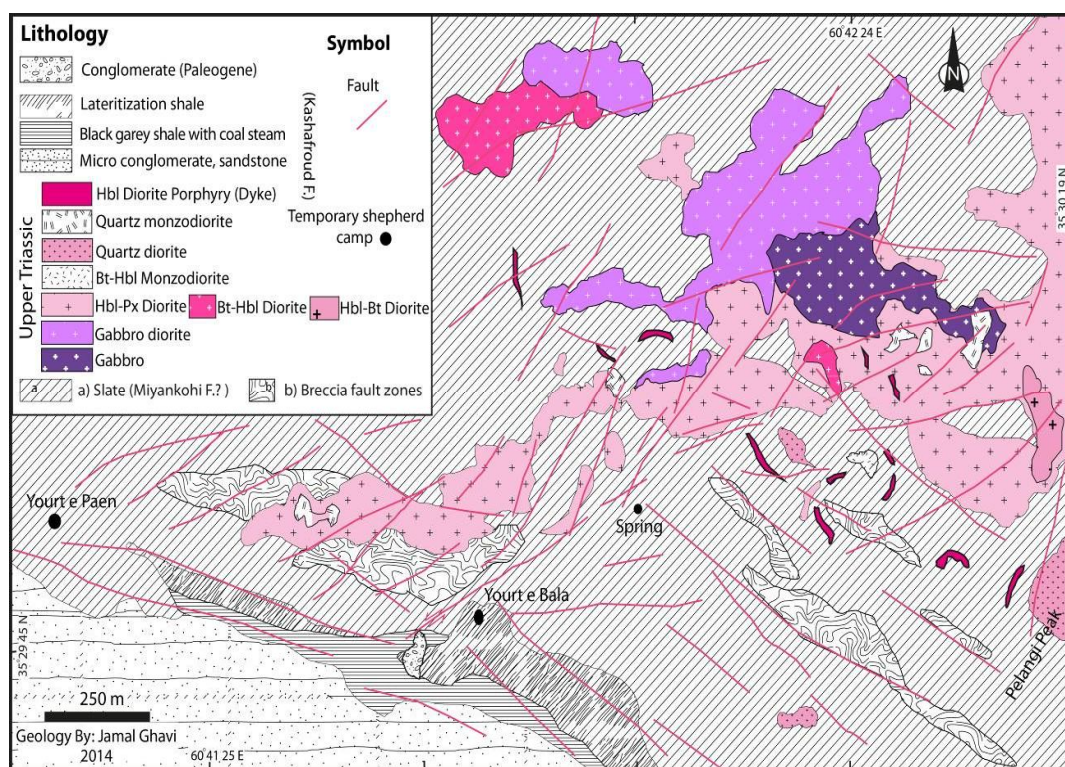
تغییرات لیتولوژی در این منطقه برداشت و اطلاعات در نرم‌افزار GIS دسته‌بندی و ذخیره‌سازی شد. در این مقاله، نقشه‌های زمین‌شناسی تاریک‌دره با مقیاس ۱:۸۰۰۰ ارائه شده است (شکل ۲). ویژگی پذیرفتاری مغناطیسی^۱ سنگ‌های آذرین منطقه با دستگاه‌های دستی پذیرفتاری سنج مغناطیسی مدل GMS-2 Fugro و مدل KT-10 اندازه‌گیری شده است. تعداد ۱۶ نمونه از توده‌های نفوذی با کمترین دگرسانی برای تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی، عناصر جزئی و نادر خاکی به دقت آماده‌سازی و در آزمایشگاه Actlabs (کانادا) در قالب بسته آزمایشی 4E-Reserch (شامل روش ICP-MS, FUS, INAA, OMS, ICP-MS) تجزیه شد.

برای سن‌سنجی^۲ بر روی بلورهای زیرکن، نزدیک به ۱۵ کیلوگرم نمونه سنگی از توده گابرویی برداشت و خردایش شد. ذرات کوچک‌تر از ۴۰ میکرون برای هدف جداسازی زیرکن انتخاب شدند. طی چند مرحله لاک‌شویی و با غوطه‌وری نمونه‌ها در محلول چگال بروموفرم (CHBr₃) کانی‌های سنگین (حاوی زیرکن) تفکیک شد. پس از طی مراحل شست‌وشو و خشک کردن زیرکن‌های نسبتاً سالم و درشت (تا اندازه ۳۰۰ میکرون) با استفاده از میکروسکوپ بیناکولار به روش دستی شناسایی و جداسازی و در تیوب مخصوص جمع‌آوری و برای اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های U-Pb و تعیین سن به دانشگاه تاسمانیا (استرالیا) ارسال شد. زیرکن‌های موجود با پویشگر الکترونی بررسی و تصاویر کاتدولومینانس^۳ از آنها تهیه و بهترین مکان برای برخورد دادن پرتو لیزر انتخاب شد. دستگاه مورد استفاده ICPMS مدل 7900 Agilent از نوع quadrupole با Excimer Laser ۱۹۳ نانومتری آرگون-فلوئر (مدل Coherent) و محفظه برانگیزش (Resonetics S155) بوده است. قطر پرتو لیزر ۲۹ تا ۳۲ میکرون و بسامد آن ۵ هرتز و با شار انرژی (میزان انرژی بر واحد سطح) تقریبی $2 \text{ J}/\text{cm}^2$ انتخاب شده است. برخورد پرتو لیزر (۳۰ ثانیه) به سطح نمونه

1. Magnetic susceptibility
2. Geochronology
3. Cathodoluminescence

تغییر رنگ شدیدی به قهوه‌ای-قرمز داده است (شکل ۳- E) و حالت لاتریتی پیدا کرده است که به اشتباه این بخش‌ها را به سازند شوربیجه (کرتاسه) نسبت داده‌اند (Alavi Naini and Mossavi-Khorzugh, 2006). واحد کم‌وسعت کنگلومرای دانه‌درشت خاکستری تا سیاه‌رنگ که اجزای آن اغلب آندزیتی و بازالتی (به سن ائوسن) است، به‌صورت ناپیوسته و اغلب با مرزهای گسلی به‌صورت پراکنده در منطقه مشاهده می‌شود. واحدهای آذرین نفوذی به‌طور مستقل و در ادامه توصیف شده‌اند.

بخش جنوبی منطقه رخنمون دارد. امتداد عمومی این مجموعه شمال‌غرب-جنوب‌شرق است و این مجموعه رسوبی با واحدهای اطراف گسله است. در داخل مجموعه، در قسمت‌هایی از منطقه شیل‌های تیره با جلای چرب و عدسی‌های زغال‌سنگی دیده می‌شود. ضخامت و گسترش این عدسی‌های زغالی، کم و پراکنده بوده و در گذشته کارهای استخراجی محدودی در آنها انجام شده است. همچنین در قسمت‌هایی از جمله بین یورت پایین و یورت بالا، بخشی از شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های این واحد رسوبی متأثر از قرار داشتن در یک زون گسلی و حرکت محلول‌های هیدروترمال، اکسیدی شده و



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه تاریک‌دره

Fig. 2. Geological map of Tarik Darreh area

زمین‌شناسی ساختمانی

در منطقه تاریک‌دره، گسل‌های متعدد و زون برشی با روندهای متفاوت اثر کرده است. شواهد میدانی، اثرگذاری حداقل دو

سامانه اصلی گسلش در این منطقه را نشان می‌دهد:

الف) گسل‌ها در راستای شمال‌شرق-جنوب‌غرب: این گسل‌ها به نسبت فراوان بوده و می‌توان در جای‌جای منطقه

لابرادوریت (۷۰ تا ۸۰ درصد) و کلینوپیروکسن از نوع اوژیت (۲۵ تا ۳۰ درصد) است. پلاژیوکلازها با درشتی ۲mm دارای ماکل پلی‌سنستیک معمول هستند. برخی از پلاژیوکلازها به صورت بخشی سریستی شده و به مجموعه‌ای از کانی‌های سریست، کلریت، اپیدوت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند (شکل ۵). تبدیل‌شدگی بلورهای پیروکسن به کانی‌های گروه آمفیبول (اورالیت) و کلریت نیز در این سنگ‌ها رخ داده است. کانی‌های بیوتیت و هورنبلند ثانویه (حدود ۱ درصد) و بلورهای مشکوک به الیون که به کلریت، کربنات و اکسید آهن دگرسان شده‌اند نیز قابل ذکر هستند. آپاتیت و اسفن (تا ۰/۵ درصد) و کانی‌های کدر شکل دار اولیه (اکسیدی و سولفیدی) با مقدار بیشتر از ۰/۱ درصد در این سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل ۵-C). **دیوریت:** بیشترین رخنمون سنگ‌های نفوذی در منطقه تاریک‌دره را شامل می‌شوند. بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی و حضور کانی‌های فرومیزین، دیوریت‌ها به واحدهای زیر تقسیم و تفکیک شده‌اند:

هورنبلند-پیروکسن دیوریت: بافت این سنگ‌ها گرانولار دانه‌ریز تا متوسط و ناهمسان‌دانه است. در مقطع میکروسکوپی، پلاژیوکلاز، پیروکسن و تا حدودی آمفیبول اجزای اصلی این سنگ را تشکیل می‌دهند. (شکل ۵-D). پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی‌سنستیک تا حدود ۷۰ درصد سنگ را تشکیل داده‌اند. کوارتز به مقدار اندک (کمتر از ۵ درصد) به صورت بافت میرمکیتی و یا به صورت دانه‌های بسیار ریز با حواشی دندانه‌دار، بلورهای پلاژیوکلاز را همراهی می‌کنند. آلکالی فلدسپار نیز با فراوانی کمتر از ۵ درصد در سنگ مشاهده می‌شود. پیروکسن مهم‌ترین کانی فرومیزین سنگ است که اغلب آنها دگرسان شده‌اند و مقدار آنها در حدود ۲۵ درصد سنگ را شامل می‌شوند. هورنبلند و بیوتیت‌های اولیه نیز تا حدود ۵ درصد در سنگ حضور دارند. تبدیل‌شدگی کانی‌های فرومیزین به اورالیت و کربنات در سنگ، اولویت اول را داراست و در مرحله بعدی، تبدیل‌شدگی به سریست در میان برخی از بلورهای درشت فلدسپار دیده می‌شود. حضور کانی پلاژیوکلاز

اثرات آن را به‌ویژه بر روی سنگ‌های آذرین مشاهده کرد. گسل چشمه یورت بالا با چندین شاخه فرعی در مرکز تاریک‌دره با طول بیش از ۷۰۰ متر، یکی از اثرگذارترین گسل‌ها در ریخت‌شناسی منطقه تاریک‌دره است و ادامه شمالی آن پس از عبور از آبراهه اصلی تاریک‌دره تا حوالی گردنه سبز قابل ردیابی است. بر اساس جابه‌جایی برخی از واحدهای سنگی در امتداد این گسل (نزدیک به ۱۸۰ متر در یورت بالایی) حرکت راست‌الغز چپ‌گرد (با مؤلفه جابه‌جایی قائم) برای آن در نظر گرفته شده است (شکل ۳-B). حضور چشمه آب در امتداد این گسل می‌تواند بیانگر فعالیت‌های جوان این گسل باشد.

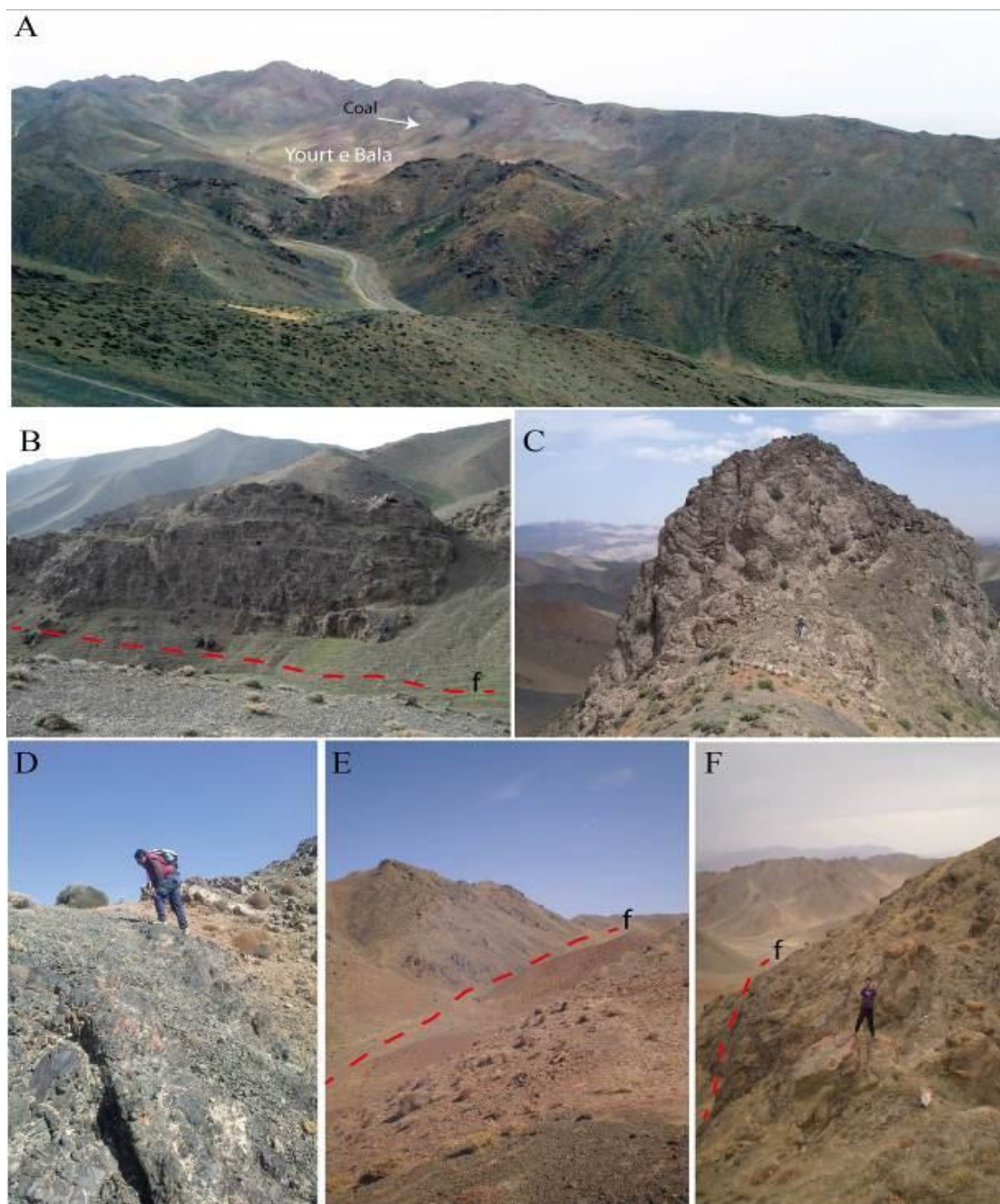
ب) گسل‌ها در راستای شمال غرب-جنوب شرق (تا شرقی-غربی): این گسل‌ها از گسل‌های تقریباً بزرگ منطقه است و در جنوب تاریک‌دره تا شمال آن با طول‌های متفاوت قابل ردیابی است. زون گسلی جنوب تاریک‌دره با طول نزدیک به ۱۰۰۰ متر، مزر مشخصی بین واحدهای سنگی ژوراسیک و اسلیت‌ها ایجاد کرده است. در امتداد این گسل، زون‌های برشی، اکسیداسیون و دگرسانی قابل مشاهده است (شکل ۳-E و F).

سنگ‌نگاری توده‌های نفوذی

در منطقه تاریک‌دره، سنگ‌های آذرین خروجی وجود نداشته و واحد نفوذی با شکل‌های توده‌ای و صفحه‌ای (دایک) به صورت منفرد یا پیوسته رخنمون یافته‌اند. سنگ‌های آذرین نفوذی (و نیمه‌عمیق) حدود یک سوم وسعت محدوده را به خود اختصاص داده است. بررسی‌های مودال و کانی‌شناسی نشان می‌دهد (شکل ۴) که این سنگ‌ها شامل نفوذی‌های حدواسط بوده و طیفی از گابرو تا کوارتز مونزونیت به شرح زیر را در برمی‌گیرد:

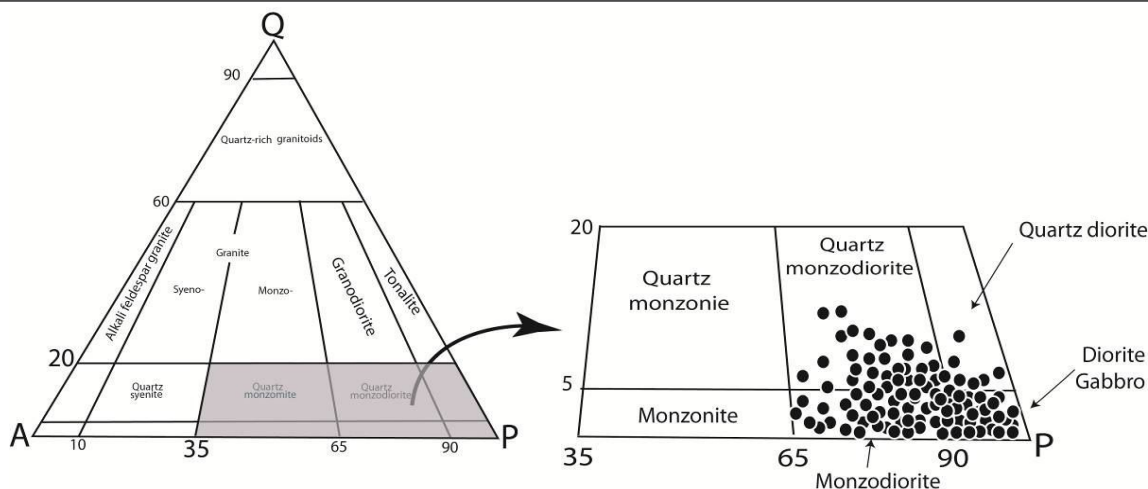
گابروها و گابرو دیوریت: این سنگ‌ها اغلب در قسمت شمالی و نواحی مرتفع منطقه مورد بررسی قرار دارند. بافت این سنگ‌ها درشت تا دانه متوسط و مزوکرات تا ملانوکرات بوده و درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در آنها قابل تشخیص است. کانی‌شناسی آنها شامل پلاژیوکلاز در حد بیتونیت-

و آلکالی فلدسپار درون پیروکسن نشان‌دهنده تقدم تبلور این
کانی نسبت به پیروکسن و احتمالاً درصد بالای کلسیم کانی‌های
پلاژیوکلاز است.



شکل ۳. A: نمایی از منطقه تاریک‌دره (نگاه به سمت شرق)، B: دیواره گسلی با رخمون از هورنفلس کوردیوریت‌دار، C: قله‌پلنگی با سنگ‌شناسی کوارتز دیوریت، D: دایک با ترکیب دیوریت پورفیری، E: زون گسلی جنوب تاریک‌دره و F: برش‌های گسلی در مجاورت زون گسلی جنوبی تاریک‌دره

Fig. 3. A: The portrait of Tarik Darreh area showing outcrops of different rock units (view to the east), B: Fault cordierite hornfels, C: Gholeh Pelangi with Quartz diorite, D: dyke with diorite porphyry composition, E: South Tarik Darreh fault zone, and F: Fault breccias in adjacent of South Tarik Darreh fault zone



شکل ۴. بررسی مودال سنگ‌های آذرین درونی منطقه تاریک‌دره در نمودار اشتراک‌ایزن (Streckeisen, 1974) نشان می‌دهد که سنگ‌ها ترکیبی حدواسط دارند.

Fig. 4. Modal composition in Streckeisen (1974) diagram from plutonic rocks of Tarik Darreh show that rocks are intermediate in composition.

میکروسکوپی، بافت گرانولار دانه‌درشت همسان‌دانه دارند. بلورهای درشت و شکل‌دار پلاژیوکلاز تا حدود ۷۰ درصد سنگ را تشکیل داده‌اند. در برخی از پلاژیوکلازها، حالت زونینگ عادی دیده می‌شود. کوارتز به مقدار اندک (کمتر از ۵ درصد) به صورت دانه‌های بسیار ریز، بلورهای پلاژیوکلاز را همراهی می‌کند. بیوتیت حدود ۲۵ درصد با رنگ قهوه‌ای روشن و رخ‌های مشخص دیده می‌شود. هورنبلند به رنگ سبز که خود اغلب دگرسان شده‌اند نیز تا حدود ۵ درصد در سنگ حضور دارند. فلدسپار آلکالن نیز با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد در سنگ دیده می‌شود.

کوارتز هورنبلند-دیوریت: بافت سنگ گرانولار دانه‌متوسط ناهمسان‌دانه است. پلاژیوکلازها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با درشتی ۲ mm تا حدود ۸۰ درصد سنگ را در بر گرفته است. کوارتزهای نیمه‌شکل‌دار تا ۱۰ درصد و درشتی حدود ۰/۲ mm در ترکیب سنگ دیده می‌شوند. بافت غربالی و حواشی واکنشی پتاسیک در پلاژیوکلازها دیده می‌شود. هورنبلند با رنگ قهوه‌ای تا سبز، نزدیک به ۲۵ درصد سنگ را تشکیل داده و خود نیز در اثر دگرسانی به مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه شامل

بیوتیت-هورنبلند-دیوریت: بافت سنگ گرانولار دانه‌متوسط و سنگ تمام بلورین بوده و از بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز (۶۵ تا ۷۰ درصد) و هورنبلند (۲۰ درصد) تشکیل شده است. بیوتیت و آلکالی فلدسپار نیز با فراوانی کمتر از ۵ درصد و بلورهای ریز کوارتز با درشتی حداکثر ۰/۲ mm با حواشی دندان‌دار (و کمتر از ۵ درصد) در سنگ مشاهده می‌شود. هورنبلندهای قهوه‌ای‌رنگ تا بزرگی ۳ mm، عمده‌ترین کانی فرمونیزین سنگ است. برخی از پلاژیوکلازها بافت غربالی نشان‌داده و در برخی نمونه‌ها اغلب به کلریت، پرهنیت و کربنات دگرسان شده‌اند. بلورهای شکل‌دار آپاتیت و دانه‌های ریز زیرکن نیز در این سنگ مشاهده شده است. بافت پویکیلیتیک (کنار هم قرار گرفتن بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند) و بافت اینترگرانولار (قرار گرفتن بیوتیت و آمفیبول در فضای بین پلاژیوکلازها) نشانه تقدم تبلور برخی پلاژیوکلازها و هم‌زمانی بعضی دیگر از آنها با تبلور بیوتیت و آمفیبول است. حضور کانی‌های بالا بیانگر وجود آب در ماگما و نقش آن در هنگام تبلور است.

هورنبلند-بیوتیت-دیوریت: این سنگ‌ها در مقطع

تا حداکثر ۱۰۰ متر قابل ردیابی است. این دایک‌ها، بافت پورفیری با خمیره میکروولیتی دارند. فنوکریست اصلی سنگ، پلاژیوکلاز است. بلورهای پلاژیوکلاز به صورت چندتایی و متقاطع کنار هم قرار گرفته و بیشتر از ۹۰ درصد فنوکریست‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. کوارتز به مقدار کم به عنوان فنوکریست و هم در خمیره سنگ (تا ۱۰ درصد) قابل تشخیص است. پلاژیوکلازهای ریزبلور، حجم عمده‌ای از خمیره سنگ را ساخته‌اند. همچنین در خمیره سنگ، مقدار اندکی آلکالی‌فلدسپار شناسایی شده است (شکل ۵-H). کانی فرومینزین این دایک‌ها، هورنبلندهای قهوه‌ای رنگ است. هورنبلندها با درشتی ۱ mm اغلب حالتی کدر و مات داشته و بیوتیت و کلریت دگرسان شده‌اند. مقدار هورنبلند آن تا ۱۰ درصد حجمی سنگ را شامل می‌شود. کانی‌های کدر نیمه‌شکل‌دار (با درشتی تا ۵ mm و فراوانی تا ۲ درصد) در این سنگ‌ها دیده می‌شود. در برخی نمونه‌ها، شکستگی‌های زیادی در سنگ دیده می‌شود که به وسیله اکسیدهای آهن ثانویه پر شده است.

ژئوشیمی

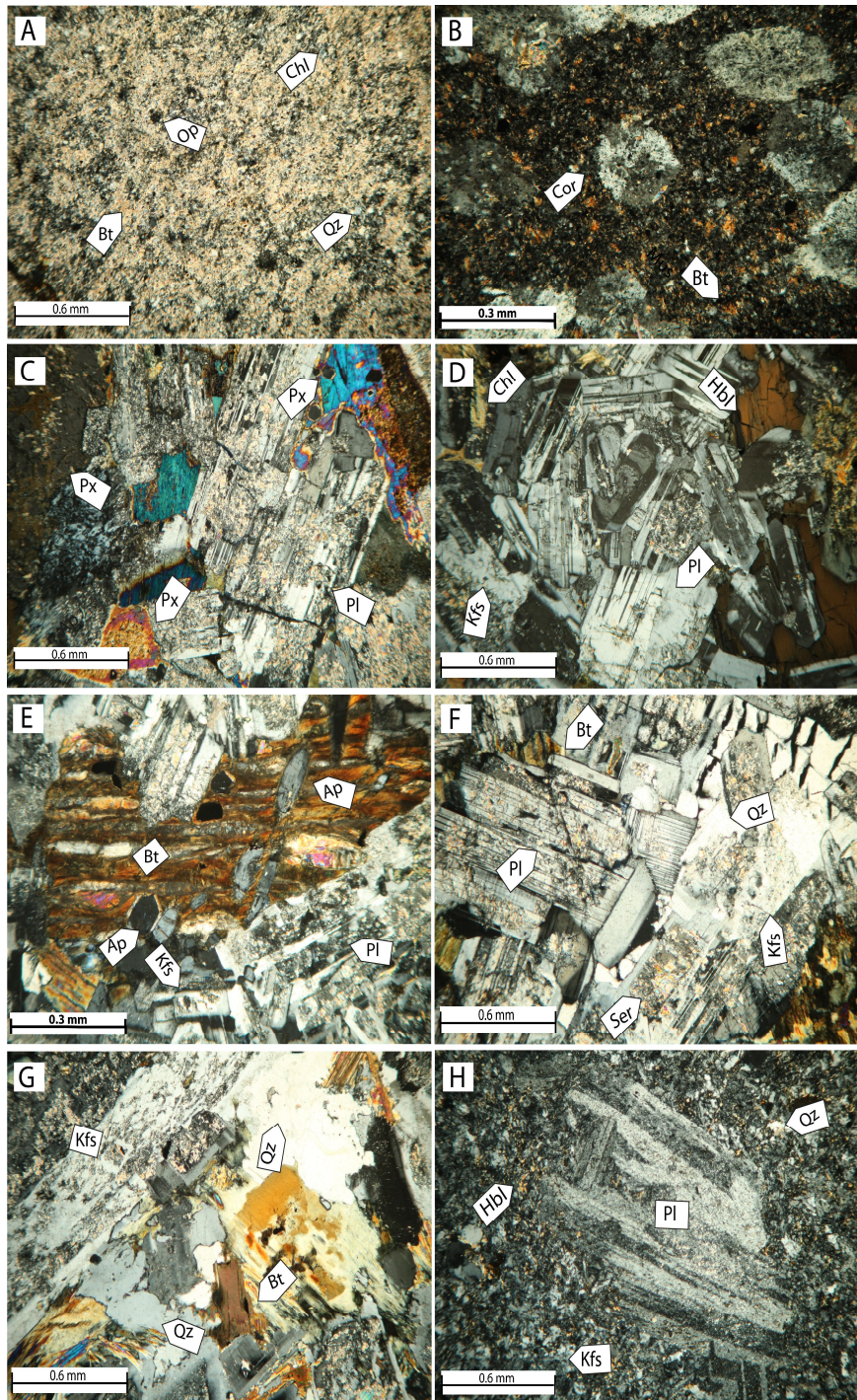
نتایج تجزیه عناصر اصلی، فرعی و کمیاب نمونه‌ها در جدول ۱ آمده است. بر اساس محتوای اکسیدهای اصلی، نام‌گذاری سنگ‌های نفوذی تاریک‌دانه در نمودار R1-R2 (De la Roche et al., 1980) و نمودار نسبت SiO_2 به $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Middlemost, 1985) بررسی شده است (شکل ۶-A و B). چهار گروه سنگی به شرح زیر تفکیک و تقسیم‌بندی شده‌اند: ۱- گابرو، ۲- دیوریت (شامل گابرو دیوریت و مونزوگابرو)، ۳- مونزونیت (شامل کوارتز مونزو دیوریت، سینو و مونزو دیوریت) و ۴- دایک‌های دیوریت پورفیری (تونالیت). این تقسیم‌بندی با تقسیم‌بندی مودال و کانی‌شناسی همخوانی قابل قبولی دارد.

کلریت و اکسیدهای آهن تغییر کرده است. بیوتیت نیز تا حدود ۲ درصد در سنگ مشاهده می‌شود (شکل ۵-F).

کوارتز مونزو دیوریت: بافت سنگ گرانولار بوده و بلورهای پلاژیوکلاز (تا ۷۰ درصد)، کوارتز (تا ۱۵ درصد) و مقداری آلکالی‌فلدسپار (تا ۱۵ درصد) اجزای اصلی کوارتز مونزو دیوریت را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها دارای ماکل و زاویه خاموشی حدود ۲۰ درجه از نوع الیگوکلاز هستند. پلاژیوکلازها اغلب از مرکز به سمت حاشیه دگرسان شده‌اند. کوارتز نیمه‌شکل‌دار و با درشتی ۰/۲ mm دیده می‌شود. کانی‌های فرومینزین این سنگ شامل بیوتیت قهوه‌ای (تا حدود ۲ درصد) و هورنبلند قهوه‌ای تا سبز با فراوانی تا ۲۵ درصد هستند. در قسمت‌های حواشی، بلورهای هورنبلند کدر شده و بخش‌هایی نیز به کلریت دگرسان شده‌اند. بیوتیت نیز در قسمت‌هایی به کلریت‌های آبی رنگ یا پنین^۱ دگرسان شده است. در مواردی رگچه‌های ثانویه از کانی کوارتز، کلسیت و مالاکیت شکستگی سنگ را پر کرده است (شکل ۵-G).

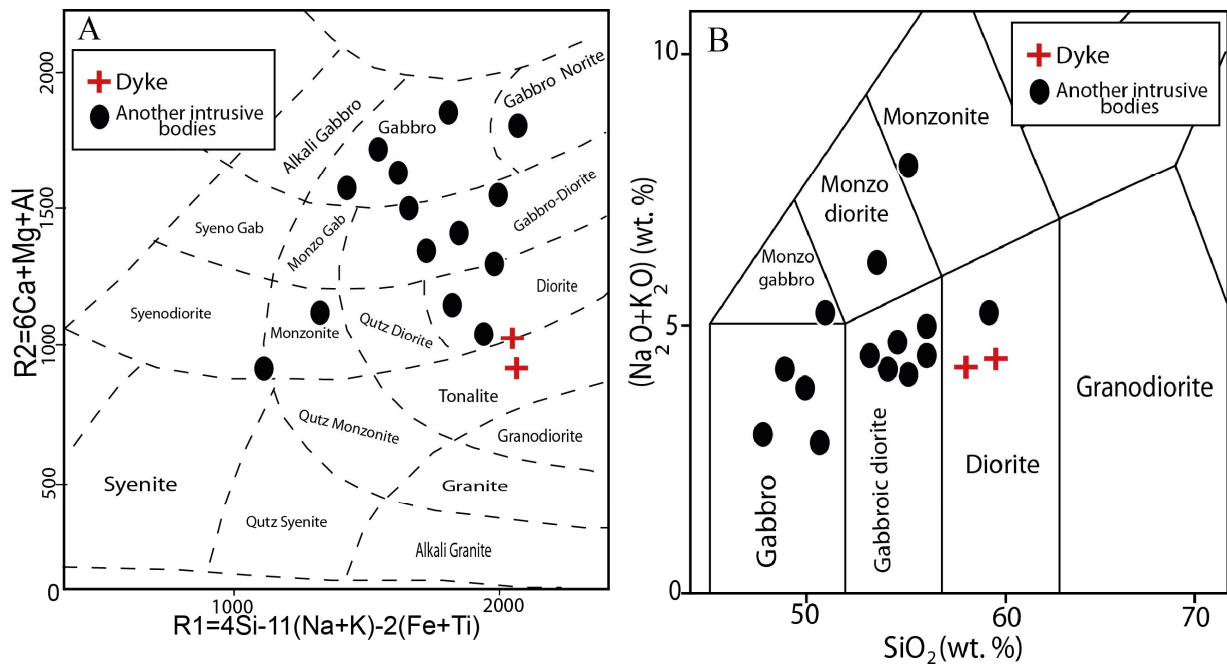
مونزو دیوریت: بافت سنگ گرانولار دانه متوسط و در برخی قسمت‌ها ناهمسان‌دانه است. کانی‌های اصلی مونزونیت‌ها، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و اندکی کوارتز را شامل می‌شود. پلاژیوکلازها با ماکل پلی‌سنتیک تا حدود ۶۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. در مواردی، بلورهای آلکالی‌فلدسپار به صورت نیمه‌شکل‌دار و فراوانی حدود ۱۵ درصد ماکل کارلسباد دارند و اغلب آنها به کائولینیت دگرسان شده‌اند. بلورهای کوارتز کمتر از ۷ درصد، چندان درشت نبوده (۰/۵ mm) و در میان بلورهای فلدسپار قرار گرفته‌اند. هورنبلندها تا حدود ۱۵ درصد سنگ را تشکیل داده و در قسمت‌هایی به کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند. بیوتیت‌های درشت با فراوانی حدود ۵ درصد نیز در سنگ حضور دارند (شکل ۵-E).

دایک‌های هورنبلند دیوریت پورفیری: به شکل ساختارهای خطی و به صورت پراکنده با روندهای متفاوت (بیشتر ۳۳۰ N) و اغلب در میان چشمه یورت بالا تا قله پلنگی دیده می‌شوند. ضخامت این دایک‌ها حداکثر تا ۳ متر و طول آنها از چند متر



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های منطقه تاریک‌دره (در نور قطبی متقاطع، XPL). A: اسلیت، B: هورنفلس کوردیریت‌دار، C: گابرو، D: دیوریت، E: مونزودیوریت، F: کوارتز دیوریت، G: کوارتز مونزودیوریت و H: دایک دیوریت پورفیری. علایم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) (Qz: کوارتز، Kfs: پتاسیم فلدسپار، Pl: پلاژیوکلاز، Px: پیروکسن، Hbl: هورنبلند، Ser: سریسیت، Bt: بیوتیت، Chl: کلریت، Ap: آپاتیت، Cor: کوردیریت، Op: کانه‌های اوپک).

Fig. 5. Photomicrographs of rocks from Tarik Darreh area (in crossed polarized light, XPL). A: Slate, B: Cordierite hornfels, C: Gabbro, D: Diorite, E: Monzodiorite, F: Quartz diorite, G: Quartz monzodiorite, and H: Diorite porphyry dyke. Minerals abbreviation form Whitney and Evans (2010) (Qz: quartz, Kfs: K-feldspar, Pl: plagioclase, Px: pyroxene, Hbl: hornblende, Ser: sericite, Bt: biotite, Chl: chlorite, Ap: apatite, Cor: Cordierite, Op: Opaque minerals).



شکل ۶. A: طبقه‌بندی ژئوشیمیایی و نام‌گذاری سنگ‌های آذرین درونی تاریک‌دره بر اساس نمودار R2- R1 (De la Roche et al., 1980) و B: طبقه‌بندی با استفاده از نمودار مجموع $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1985)

Fig. 6. A: Classification of plutonic rocks from Tarik Darreh area, A: according to R1 vs. R2 (De la Roche et al., 1980), and B: $Na_2O + K_2O$ vs. SiO_2 (Middlemost, 1985)

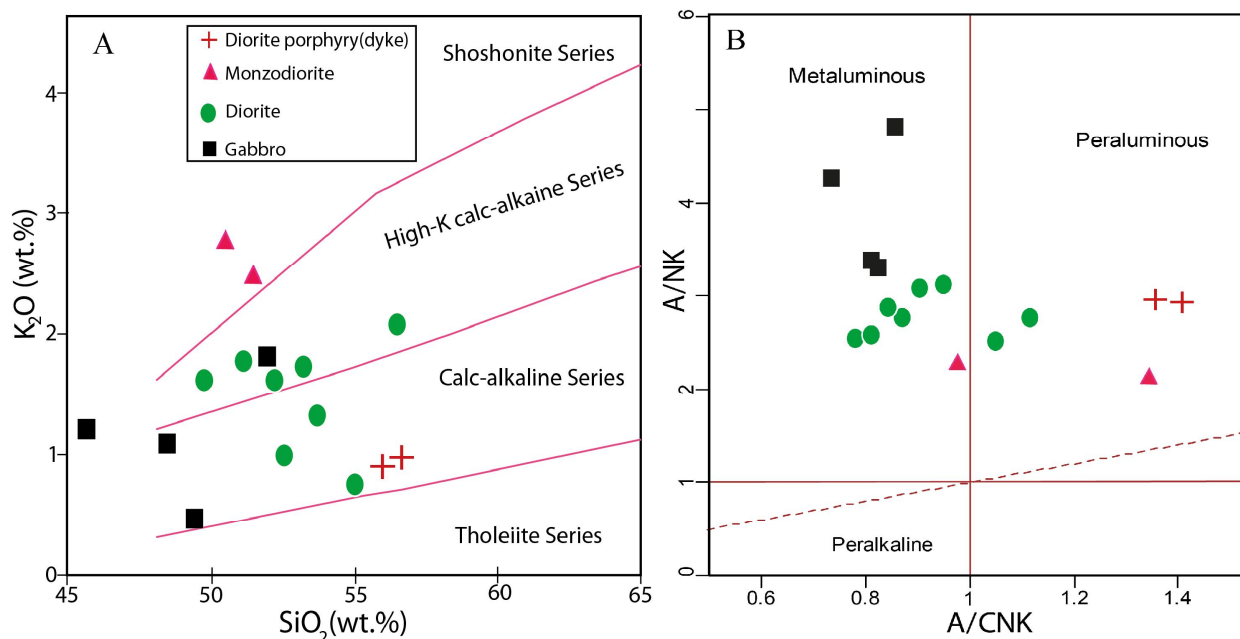
از یکدیگر جدا کرده است. بر این اساس، بیشتر نمونه‌های منطقه تاریک‌دره با مقادیر $A/NK > 2$ در گستره متآلومین واقع شده‌اند، همچنین برای بیشتر سنگ‌های مورد بررسی که ماهیت متآلومین دارند، مقادیر A/CNK کمتر از یک است، در این میان، دایک‌های دیوریت پورفیری با $A/CNK > 1$ ویژگی پرآلومینوس را نشان می‌دهند (شکل ۷-B).

مقدار عناصر نادر خاکی در گابروها ppm ۵۳-۱۷۴، در دیوریت‌ها ppm ۹۹-۱۹۶، در مونزدیوریت‌ها ppm ۱۱۶-۲۱۹ و در دایک‌های دیوریت پورفیری ppm ۱۳۲-۱۴۲ متغیر است (جدول ۱). شکل ۸-A، B، C و D، الگوی پراکندگی REE در نمونه‌های مورد بررسی که نسبت به کندریت بهنجار شده است (Boynton, 1984) را نشان می‌دهد. الگوی پراکندگی تمامی نمونه‌ها تمایل به غنی‌شدگی در بخش LREE دارد و در مجموع جدایش محسوسی از LREE به سمت HREE و با

محتوای SiO_2 توده‌های نفوذی و دایک‌ها از حدود ۴۶ تا ۵۶ درصد وزنی متغیر بوده که نشان‌دهنده سرشت بازی تا حدواسط این سنگ‌هاست. همچنین به‌علت ترکیب مشابه سنگ‌های منطقه، دامنه تغییرات Al_2O_3 در مقابل SiO_2 زیاد نیست. با این وجود، مقدار K_2O سنگ‌های مورد بررسی بین ۰/۵ تا نزدیک به ۳ درصد متغیر است (جدول ۱). برای تعیین ماهیت ماگمای این سنگ‌ها از نمودار $SiO_2 - K_2O$ استفاده شده است. در این نمودار، اغلب نمونه‌ها در قسمت کالک‌آلکان (آهکی-قلیایی) قرار داشته و تعدادی از نمونه‌ها با محتوای K_2O بالا نیز به دسته شوشونیتی گرایش نشان می‌دهند (شکل ۷-A). نسبت K_2O/Na_2O در این توده‌ها کمتر از ۱ بوده و مجموع آلکالی‌ها هم تا ۶ درصد وزنی سنگ‌ها می‌رسد. نمودار $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ در مقابل $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ ، سه قلمرو متآلومین، پرآلومین و پرآلکان را

شیب نزولی مشاهده می‌شود. به جز یک نمونه از گابروها که غنی‌شدگی غیرعادی در Eu دارد، تمامی نمونه‌ها با تهی‌شدگی جزئی در Eu همراه هستند. علت غنی‌شدگی غیرعادی در Eu، به فرایندهای ثانویه و دگرسانی پلاژیوکلازها مرتبط شده است (Terekhov and Shcherbakova, 2006) که این موضوع ممکن است در نمونه یادشده، دلیل غنی‌شدگی Eu باشد. نسبت

در سنگ‌های نفوذی منطقه متغیر است. این نسبت در گابروها بین ۶/۶ تا ۱۲/۹، در دیوریت‌ها بین ۶/۷ تا ۱۱، در مونزودیوریت‌ها ۷/۳ تا ۴۷/۴ و در دایک‌های هورنبلند پورفیری ۷/۶ تا ۸/۲ است. به جز یک نمونه مونزونیتی، نسبت $(La/Yb)_N$ تمامی سنگ‌های منطقه پایین و بین ۶/۶ تا ۱۲/۹ است.



شکل ۷. A: موقعیت نمونه‌های توده‌های نفوذی منطقه تاریک‌دره در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) و B: نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Shand, 1943)

Fig. 7. A: Tarik Darreh plutonic rocks in K_2O versus SiO_2 diagram (Peccerillo and Taylor, 1976), and B: A/NK vs. A/CNK discrimination diagram (Shand, 1943)

Ti مشخص است. دایک‌های دیوریت پورفیری نیز تهی‌شدگی در Ti و Ba و غنی‌شدگی جزئی در La و Nd دارند. بر این اساس، تقریباً تمامی سنگ‌های آذرین منطقه، الگویی مشابه دارند و به‌طور مشخص از عناصر با شدت میدان بالا^۱ از جمله عناصر Y، Ti و Zr تهی‌شدگی نشان می‌دهند و از سوی دیگر این سنگ‌ها بی‌هنجاری مثبت و غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل بزرگ یون^۲ مانند Sr، K و Th دارند.

نمودار تغییرات عناصر فرعی و کمیاب که برحسب کاهش ناسازگاری مرتب و نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند، در شکل‌های ۹-A، B، C و D ارائه شده است. بر این اساس، گابروها تهی‌شدگی نسبی در عناصر Zr، Y، Ti و غنی‌شدگی نسبی در La، Nd و Sm نشان می‌دهند. دیوریت‌ها تهی‌شدگی در Rb، Zr، Ti و غنی‌شدگی جزئی در Nd دارند. در مورد نمونه‌های مونزودیوریتی، غنی‌شدگی Nd و تهی‌شدگی Ba و

1. High Field Strength Elements
2. Large Ion Lithophile Elements

جدول ۱. نمایش نتایج آنالیز عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی توده‌های نفوذی منطقه تاریک‌دره

Table 1. Representative major, trace and rare earth elements from plutonic rocks of Tarik Darreh area

Type	Gabbro				
Sample	T-7A	76	81	122	43
Latitude	35° 30' 06"	35° 30' 11"	35° 30' 15"	35° 30' 27"	35° 29' 28"
Longitude	60° 42' 06"	60° 42' 33"	60° 42' 20"	60° 41' 57"	60° 46' 11"
SiO ₂	49.78	47.8	45.75	48.68	54.08
TiO ₂	0.562	0.817	1.008	1.217	0.597
Al ₂ O ₃	20.45	19.05	17.41	18.45	16.83
Fe ₂ O _{3(t)}	8.57	10.58	11.56	10.96	8.46
MnO	0.163	0.237	0.216	0.209	0.175
MgO	5.13	6.06	7.25	5.58	6.33
CaO	10.84	9.69	10.84	9.19	7.77
Na ₂ O	2.31	2.49	1.71	2.73	2.6
K ₂ O	0.4	1.48	1.16	1.07	1.38
P ₂ O ₅	0.23	0.35	0.17	0.61	0.28
LOI	1.21	2.3	2.26	2.01	2.15
Total	99.65	100.9	99.33	100.7	100.6
K ₂ O/Na ₂ O	0.173	0.594	0.678	0.391	0.530
Mg#	51.62	50.52	52.78	47.57	57.15
Ba (ppm)	200	1074	267	511	644
Rb	< 10	110	160	< 10	< 10
Sr	625	659	462	660	450
Zr	26	52	55	63	104
Ni	27	34	37	26	87
Co	43.7	34.6	50.1	39.7	30.6
Cr	55.7	42.6	99.3	64.4	269
Cs	< 0.2	2.4	4.7	< 0.2	3.9
Ta	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3
Th	2.5	3.8	3.9	3.7	8.4
U	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.8	1.1
V	232	261	421	267	195
Y	7	14	11	31	20
La	13.2	28.8	16.6	35.8	25.8
Ce	26	46	30	84	52
Nd	9	25	15	40	20
Sm	2.05	3.99	3.05	8.4	4.64
Eu	1.4	0.8	0.7	1.8	1.1
Tb	0.3	0.6	0.6	0.7	0.6
Yb	1.3	1.5	1.28	3.61	2.29
Lu	0.2	0.19	0.2	0.32	0.48
Sum REE	53.45	106.88	67.43	174.63	106.91
(La/Yb) _n	6.846	12.945	8.743	6.686	7.596

ادامه جدول ۱. نمایش نتایج آنالیز عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی توده‌های نفوذی منطقه تاریک‌دره

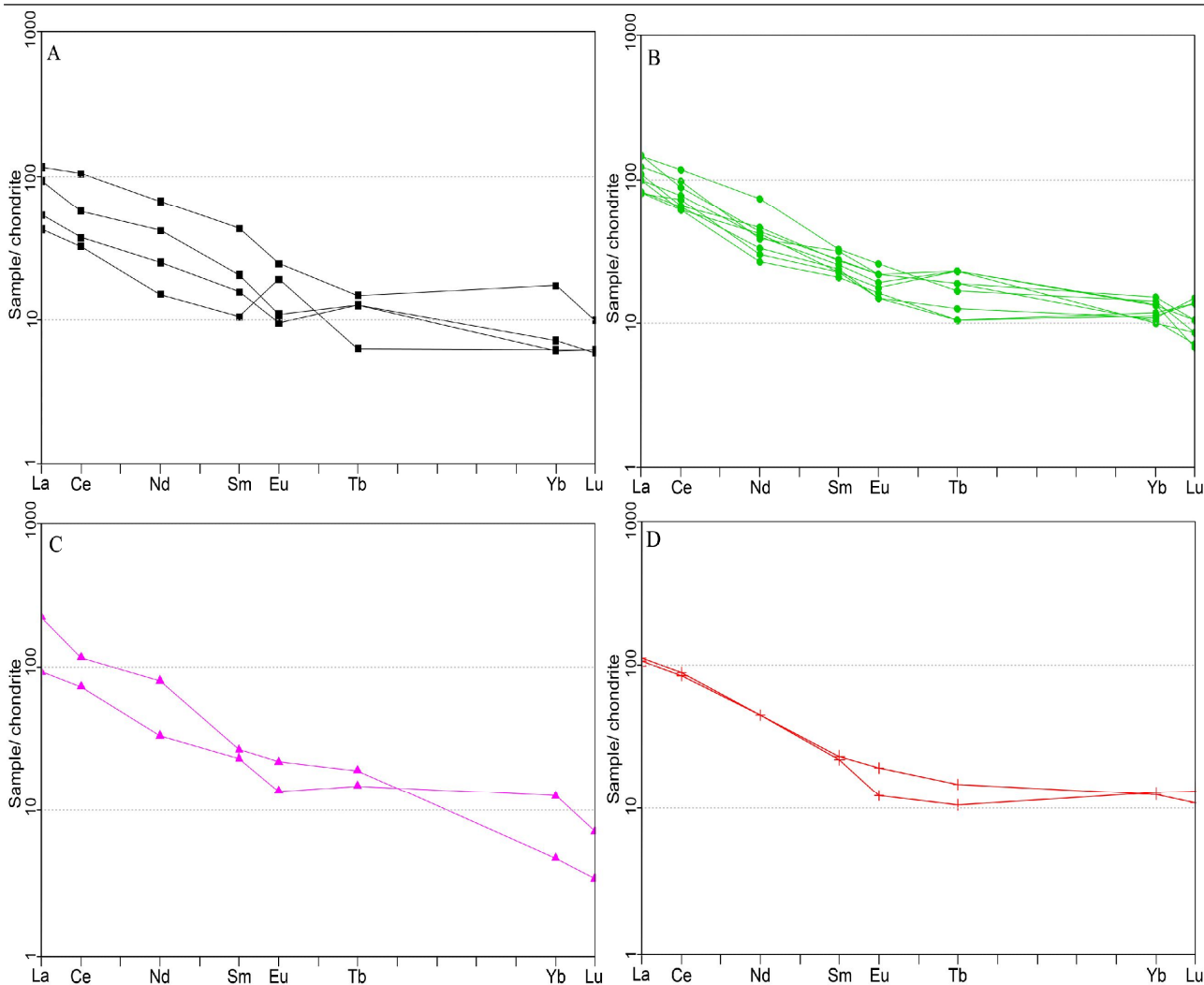
Table 1 (Continued). Representative major, trace and rare earth elements from plutonic rocks of Tarik Darreh area

Type	Diorite						
	Sample	104	105	113	78	127	130
Latitude		35° 29' 56"	35° 29' 54"	35° 30' 04"	35° 30' 06"	35° 30' 06"	35° 29' 53"
Longitude		60° 41' 33"	60° 41' 38"	60° 42' 22"	60° 42' 40"	60° 42' 00"	60° 42' 43"
SiO ₂ (%)		53.5	56.82	54.1	52.87	52.54	53.53
TiO ₂		0.714	0.633	0.806	0.721	0.787	0.774
Al ₂ O ₃		18.15	17.5	16.83	18.37	18.41	18.6
Fe ₂ O _{3(t)}		9.11	7.94	9.16	7.72	10.03	9.29
MnO		0.191	0.146	0.169	0.228	0.188	0.168
MgO		3.88	2.78	4.11	4.38	4.62	4.56
CaO		5.34	5.28	7.38	8.93	7.84	7.56
Na ₂ O		2.87	2.91	2.68	3.78	2.62	2.82
K ₂ O		1.74	2.05	1.48	0.98	1.63	1.24
P ₂ O ₅		0.25	0.29	0.29	0.47	0.26	0.26
LOI		2.62	2.34	1.56	1.32	1.72	0
Total		98.36	98.69	98.56	99.77	100.6	98.79
K ₂ O/Na ₂ O		0.606	0.704	0.552	0.259	0.622	0.439
Mg#		43.15	38.42	44.43	50.28	45.08	46.66
Ba(ppm)		1010	727	482	511	537	451
Rb		110	110	150	90	150	100
Sr		472	492	468	727	446	431
Zr		106	214	75	98	85	98
Ni		14	10	23	13	13	26
Co		26.2	28.8	22	9.4	25.7	33.2
Cr		16.3	23.9	50.6	10.4	31.1	66.2
Cs		< 0.2	7.9	4	0.9	3.3	3
Ta		< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3
Th		8.4	13.1	7.5	10	6.6	7
U		1.3	2.1	1.2	1.8	1.3	1.3
V		218	160	208	237	343	217
Y		18	22	19	23	15	18
La		31	46.1	30.9	34.1	25.3	24.9
Ce		50	71	63	53	50	59
Nd		25	26	24	28	16	18
Sm		4.38	5.35	4.96	5.29	4.05	4.42
Eu		1.3	1.6	1.4	1.6	1.2	1.1
Tb		1.1	1.1	1.1	0.9	0.5	0.5
Yb		2.1	2.78	2.84	2.16	2.37	2.47
Lu		0.28	0.34	0.22	0.23	0.44	0.44
Sum REE		115.16	154.27	128.42	125.28	99.86	110.83
(La/Yb) _n		9.952	11.18	7.335	10.644	7.197	6.797

ادامه جدول ۱. نمایش نتایج آنالیز عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی توده‌های نفوذی منطقه تاریک‌دره

Table 1 (Continued). Representative major, trace and rare earth elements from plutonic rocks of Tarik Darreh area

Type	Monzonite			Diorite Dyke	
Sample	T-131	79	118	126	128
Latitude	35° 29' 57"	35° 30' 11"	35° 30' 05"	35° 30' 08"	35° 29' 53"
Longitude	60° 41' 48"	60° 42' 37"	60° 42' 02"	60° 42' 02"	60° 42' 40"
SiO ₂ (%)	49.9	51.73	50.74	56.63	56.52
TiO ₂	1.118	0.681	0.675	0.468	0.541
Al ₂ O ₃	18.83	22.82	18.12	18.8	19.13
Fe ₂ O _{3(t)}	10.26	6.49	9.79	8.14	8.80
MnO	0.169	0.076	0.158	0.105	0.116
MgO	4.44	1.9	4.38	2.94	2.81
CaO	8.74	3.42	5.77	4.09	5.26
Na ₂ O	3.37	4.94	3.08	3.32	3.17
K ₂ O	1.62	2.47	2.77	0.86	0.89
P ₂ O ₅	0.38	0.31	0.31	0.41	0.42
LOI	2.09	5.13	3.91	3.21	3.33
Total	100.9	99.98	99.7	98.98	101
K ₂ O/Na ₂ O	0.480	0.50	0.899	0.259	0.280
Mg#	43.54	34.29	44.36	39.16	36.27
Ba (ppm)	705	495	873	247	325
Rb	30	360	180	70	70
Sr	622	516	461	517	541
Zr	133	171	84	125	113
Ni	25	4	14	3	4
Co	28.6	< 0.1	28.2	13.6	15.1
Cr	47	13.2	22.3	< 0.5	< 0.5
Cs	2	9.4	5.2	2.4	7
Ta	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3
Th	8.5	13.6	6.6	8.2	7.5
U	1.3	1.2	2	2.5	2
V	304	114	235	65	101
Y	23	8	20	16	17
La	38.5	69	28.7	33	30.4
Ce	79	94	59	68	68
Nd	23	48	20	27	25
Sm	6.12	5.2	4.51	4.27	4.54
Eu	1.6	1.6	1	0.9	1.4
Tb	0.9	0.9	0.7	0.5	0.5
Yb	3.16	0.98	2.63	2.69	2.67
Lu	0.34	0.11	0.23	0.42	0.45
Sum REE	152.62	219.79	116.77	136.78	132.96
(La/Yb) _n	8.214	47.469	7.357	8.271	7.676



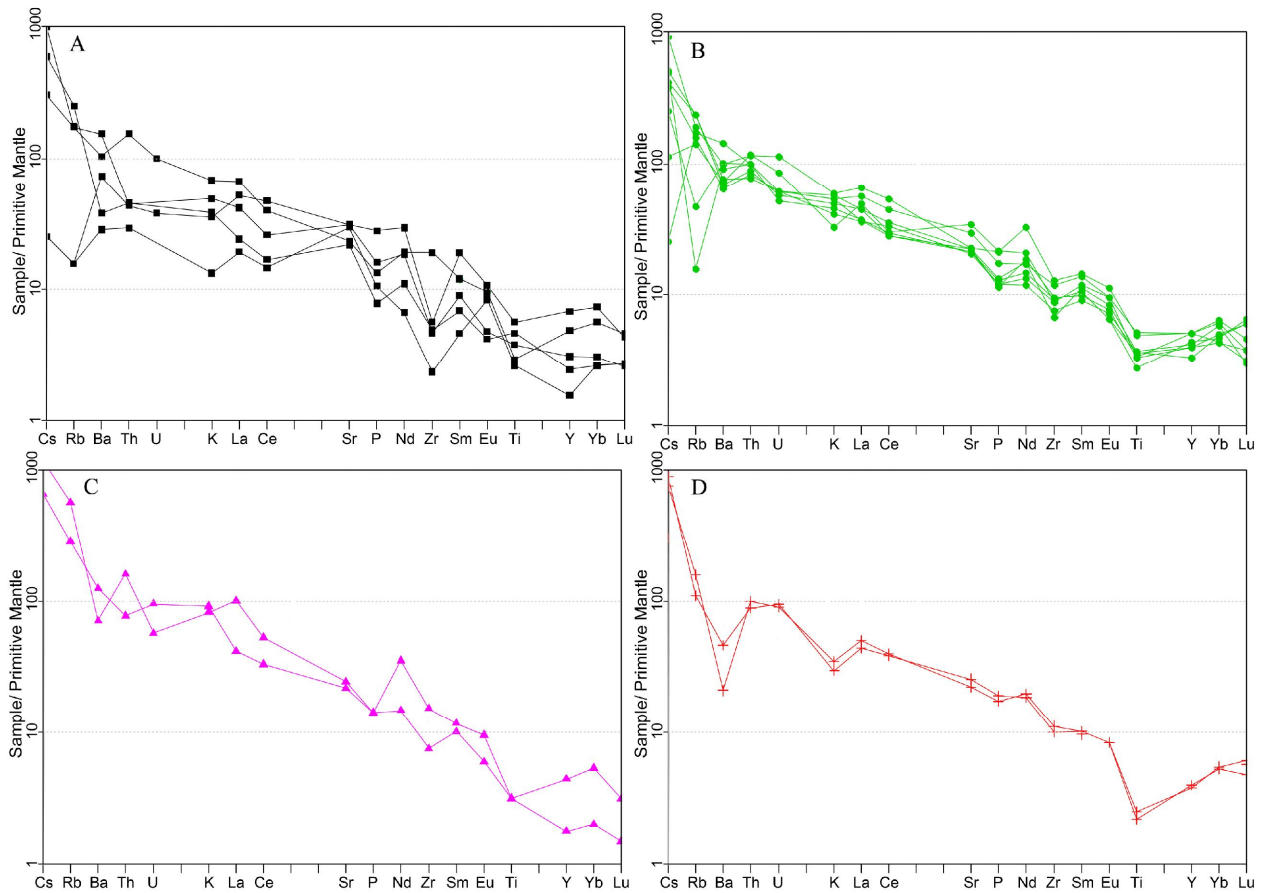
شکل ۸. الگوی پراکندگی REEs در توده‌های نفوذی منطقه تاریک‌دره که نسبت به کندریت بهنجار شده است (Boynton, 1984). A: گابروها، B: دیوریت‌ها، C: مونزودیوریت‌ها و D: دایک‌های دیوریت پورفیری

Fig. 8. Chondrite-normalized REE patterns from Tarik Darreh plutonic rocks (normalization values are from Boynton, 1984), A: Gabbro, B: Diorite, C: Monzodiorite, and D: Diorite porphyry dykes

پذیرفتاری مغناطیسی

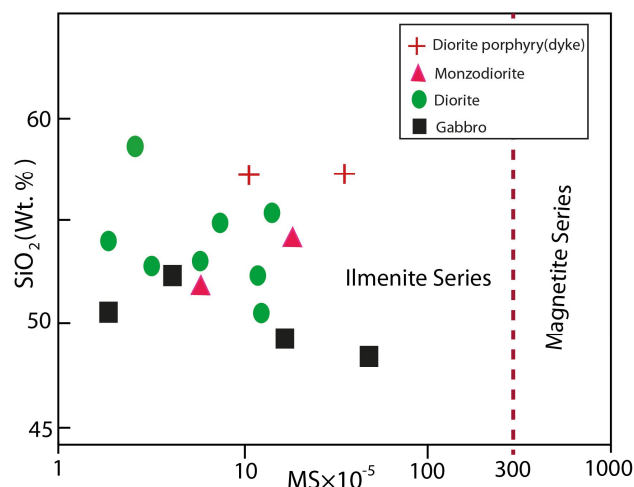
پذیرفتاری مغناطیسی به‌عنوان یک شاخص پتروگرافی برای تمایز برخی از توده‌های سنگ‌های آذرین در شمال‌شرق ایران به‌کارگرفته شده است (Almasi et al., 2016; Ahmadirouhani et al., 2016). گستره تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی توده‌های منطقه تاریک‌دره در شکل ۱۰ آمده است. مقدار پذیرفتاری مغناطیسی گابروها $10^{-5} \times 15-57$ ، دیوریت‌ها $10^{-5} \times 5-45$ ، مونزودیوریت $10^{-5} \times 2-18$ و دایک‌های

دیوریت پورفیری $10^{-5} \times 30-10$ است. ایشی‌هارا (Ishihara, 2004)، مقدار پذیرفتاری مغناطیسی مجموعه سنگ‌های آذرین با ترکیب دیوریت تا گرانیت را که کمتر از $SI \times 10^{-5} \times 80$ باشد، به گرانیتوئیدهای دسته ایلمنیت (احیایی) طبقه‌بندی کرده است. لذا بر این اساس می‌توان توده‌های نفوذی تاریک‌دره (به‌ویژه دیوریت‌ها) را دارای حالت احیایی و به دسته ایلمنیت مرتبط کرد.



شکل ۹. نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب و نادر خاکی در توده‌های نفوذی منطقه تاریک‌دره که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده است (Sun and McDonough, 1989). A: گابروها، B: دیوریت‌ها، C: مونزودیوریت‌ها و D: دایک‌های دیوریت پورفیری

Fig. 9. Primitive mantle-normalized patterns of trace and rare elements for Tarik Darreh plutonic rocks (normalization values are from Sun and McDonough, 1989). A: Gabbro, B: Diorite, C: Monzodiorite, and D: Diorite porphyry dykes



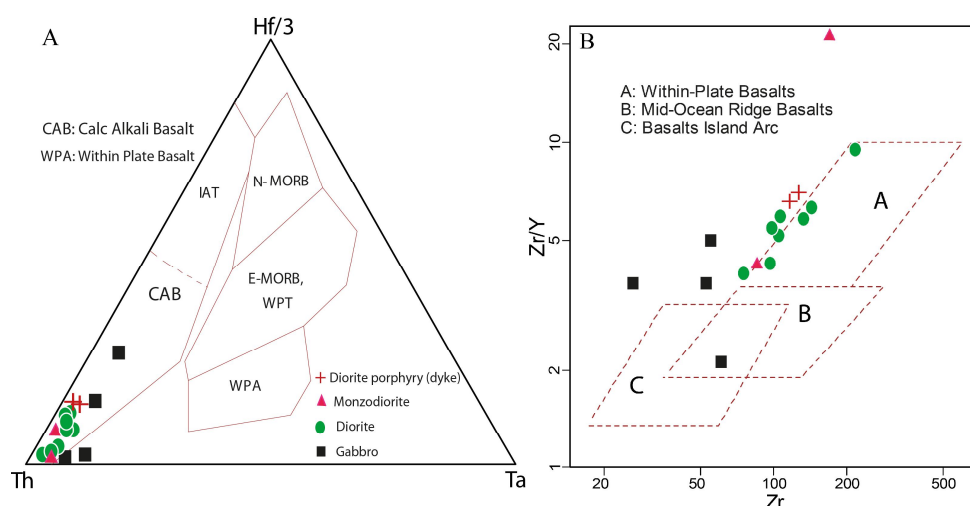
شکل ۱۰. تغییرات SiO_2 در مقابل پذیرفتاری مغناطیسی برای سنگ‌های نفوذی منطقه تاریک‌دره

Fig. 10. SiO_2 vs. magnetic susceptibility diagram for plutonic rocks for the Tarik Darreh area

موقعیت زمین‌ساختی

برای ارزیابی جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نفوذی تاریک‌دره از نمودارهای متمایزکننده محیط‌های زمین‌ساختی متفاوت و معادل‌های ولکانیکی این توده‌ها استفاده شده است. موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه بر اساس عناصر کمیاب و در نمودار Hf/3–Th–Ta (Wood, 1980) اغلب در محیط بازالت‌های کمان‌های آتشفشانی با ویژگی کالک‌آلکان

واقع شده است (شکل ۱۱-A). همچنین بررسی نمونه‌ها در نمودار زمین‌ساختی Zr/Y در مقابل Zr (Pearce and Norry, 1979) نشان می‌دهد، برای نمونه‌های گابرویی، نمی‌توان محیط زمین‌ساختی مشخصی را پیشنهاد کرد؛ ولی باقی نمونه‌ها بیشتر به محیط زمین‌ساختی بازالت‌های داخل صفحه تمایل داشته است و حتی تعدادی از نمونه‌های دیوریتی نیز ویژگی‌های این محیط را نشان می‌دهند (شکل ۱۱-B).



شکل ۱۱. A: موقعیت زمین‌ساختی نمونه‌های منطقه تاریک‌دره در نمودار Hf/3–Th–Ta (Wood, 1980) و B: در نمودار Zr/Y در مقابل Zr (Pearce and Norry, 1979)

Fig. 11. A: Plot for Tarik Darreh plutonic rocks in the Hf/3–Th–Ta diagram (Wood, 1980), and B: Zr/Y vs. Zr diagram (Pearce and Norry, 1979)

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در مقابل $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ در شکل ۱۲ آمده است. ۱۶ نقطه آنالیز بر روی ۱۵ دانه زیرکن انجام شده است. ریخت‌شناختی نمونه‌های زیرکن‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، منشوری، کشیده و بلند است. در تعدادی از زیرکن‌ها، حالت منطقه‌بندی و در برخی از آنها ادخال‌هایی نیز دیده می‌شود. بلورهای زیرکن، به‌طور کلی بی‌رنگ شیشه‌ای تا کمی زردرنگ هستند. تصویر کاتدولومینسانس زیرکن‌های مورد بررسی در شکل ۱۲-A آمده است. اندازه دانه‌ها از حدود $100\mu\text{m}$ تا $200\mu\text{m}$ متفاوت است. متوسط نسبت طول به عرض بلورهای زیرکن ۳:۱

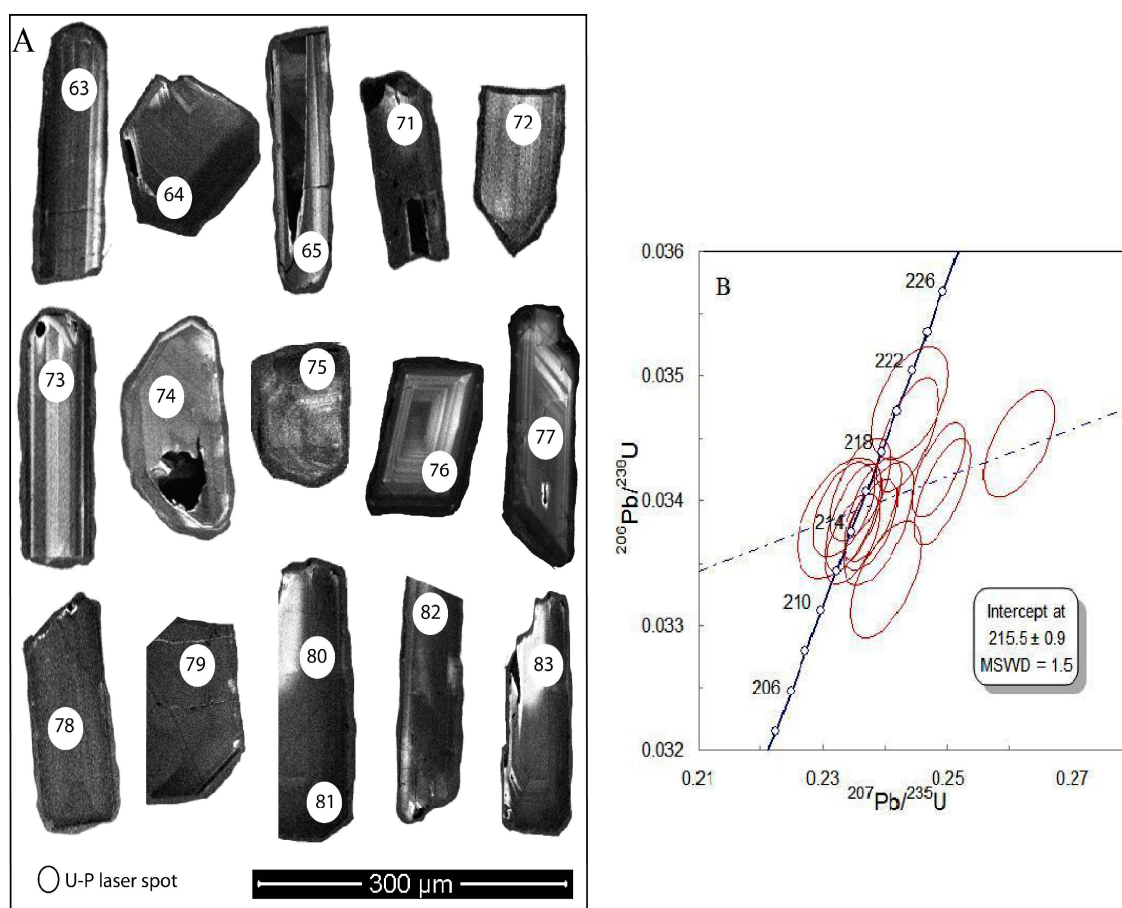
سن‌سنجی بلورهای زیرکن به روش رادیومتری U-Pb

کانی زیرکن (ZrSiO_4) معمولاً در انواع سنگ‌های آذرین به‌صورت کانی فرعی یافت می‌شود و به‌دلیل برخی ویژگی‌های منحصربه‌فرد از جمله مقاومت شیمیایی، مکانیکی و حرارتی بالا (در برابر فرایندهای دگرگونی) و همچنین تمایل به تمرکز عناصر اورانیم و توریم و نپذیرفتن عنصر سرب در ساختار بلوری خود در بررسی‌های سن‌سنجی به‌کار گرفته می‌شود. اطلاعات و نتایج سن‌سنجی ایزوتوپی U-Pb بر روی زیرکن‌ها (نمونه گرفته‌شده از واحد گابرویی) در جدول ۲ و نمودار کنکوریدیای

می‌توان این زمان را نماینده سن تبلور توده گابرویی در منطقه تاریک‌دره دانست و شباهت زمانی و ژئوشیمیایی این سنگ‌ها با دیوریت-گرانودیوریت‌های دهنو مشهد (Karimpour et al., 2010) نیز قابل اشاره است.

با توجه به سن به‌دست آمده برای توده نفوذی، سنگ‌های میزبان این توده‌ها باید قدیمی‌تر از تریاس بالایی باشند و اینکه تاکنون این سنگ‌ها را در ناحیه تربت‌جام به‌عنوان سازند میان‌کوهی و به سن تریاس بالایی معرفی کرده‌اند (از جمله به‌روزی و همکاران (Behroozi et al., 1993))، قابل پذیرش نبوده و نمی‌تواند درست باشد.

است. مقدار نسبت Th/U در زیرکن‌های مورد آنالیز بین ۰/۷۷ تا ۱/۴۸ است که نشان‌دهنده ماگمایی بودن آنهاست. تمامی زیرکن‌ها، سن اواخر پالئوزوئیک-اوایل مزوزوئیک را نشان می‌دهند. جوان‌ترین سن در زیرکن شماره ۶۵ با سن ۱۸۱ و قدیمی‌ترین سن در نمونه ۷۷ با سن ۲۲۲ به‌دست آمده است. با این حال و با توجه به تصحیحات انجام‌شده، اندازه‌گیری‌های ۱۴ زیرکن در محاسبات تعیین سن و نمودار کنکوردیا لحاظ شده است. از این‌رو، سن متوسط زیرکن‌های مورد بررسی $0.9 \text{ Ma} \pm 215.5$ (MSWD = ۱/۵) محاسبه شده است (شکل ۱۲-B). این سن معادل زمانی اواخر تریاس و اشکوب نورین بوده است و



شکل ۱۲. A: تصاویر کاتدولومینسانس (CL) زیرکن‌های مورد آنالیز، دایره‌هایی با قطر حدود $20 \mu\text{m}$ محل برخورد پرتو لیزر برای سن‌سنجی U-Pb بوده است و B: از نمودار کنکوردیا میانگین سنی حدود $0.9 \text{ Ma} \pm 215.5$ برای توده گابرویی تاریک‌دره به‌دست آمده است.

Fig. 12. A: Cathodoluminescence (CL) images of U-Pb dated zircon, circle with around $20 \mu\text{m}$ show approximate location of laser ablation beam, and B: Concordia plot indicates an average age of $215.5 \pm 0.9 \text{ Ma}$ for the gabbroic rock from Tarik Darreh area.

جدول ۲. نتایج آنالیزهای ایزوتوپی سن‌سنجی U-Th-Pb به روش LA-ICP-MS بر روی زیرکن توده گابرویی از منطقه تاریک‌دره

Table 2. LA-ICP-MS method of U-Th-Pb dating results of zircons from the Tarik Darreh gabbroic rock

Spot	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	± 1 RSE	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	± 1 RSE	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	± 1 RSE	^{204}Pb ppm	^{206}Pb ppm	207 cor 206Pb/238U age	± 1 Ster
FE24B063	0.0345	0.9%	0.0112	1.3%	0.0512	1.0%	0.00	46	219	2
FE24B064	0.0343	0.7%	0.0088	1.3%	0.0526	0.8%	0.01	51	217	2
FE24B065	0.0290	0.8%	0.0112	1.6%	0.0667	1.2%	0.04	26	181	1
FE24B071	0.0341	0.8%	0.0109	1.2%	0.0530	0.9%	0.01	59	215	2
FE24B072	0.0339	0.7%	0.0116	1.4%	0.0499	1.2%	0.00	21	215	2
FE24B073	0.0348	0.9%	0.0108	1.7%	0.0509	1.4%	0.01	22	220	2
FE24B074	0.0337	0.7%	0.0113	1.3%	0.0505	1.0%	0.00	31	214	2
FE24B075	0.0345	0.8%	0.0112	1.5%	0.0551	1.2%	0.00	26	217	2
FE24B076	0.0341	0.8%	0.0116	1.5%	0.0502	1.1%	0.00	25	216	2
FE24B077	0.0350	0.9%	0.0108	1.4%	0.0515	0.9%	0.00	40	222	2
FE24B078	0.0339	0.8%	0.0108	1.3%	0.0509	1.0%	0.01	90	215	2
FE24B079	0.0339	0.9%	0.0108	1.4%	0.0498	1.7%	0.00	57	215	2
FE24B080	0.0338	1.0%	0.0109	1.4%	0.0513	1.2%	0.01	42	214	2
FE24B081	0.0334	0.9%	0.0109	1.6%	0.0522	1.3%	0.01	35	211	2
FE24B082	0.0339	0.8%	0.0109	1.3%	0.0503	0.9%	0.00	68	215	2
FE24B083	0.0338	0.7%	0.0108	1.3%	0.0510	0.9%	0.01	28	214	2

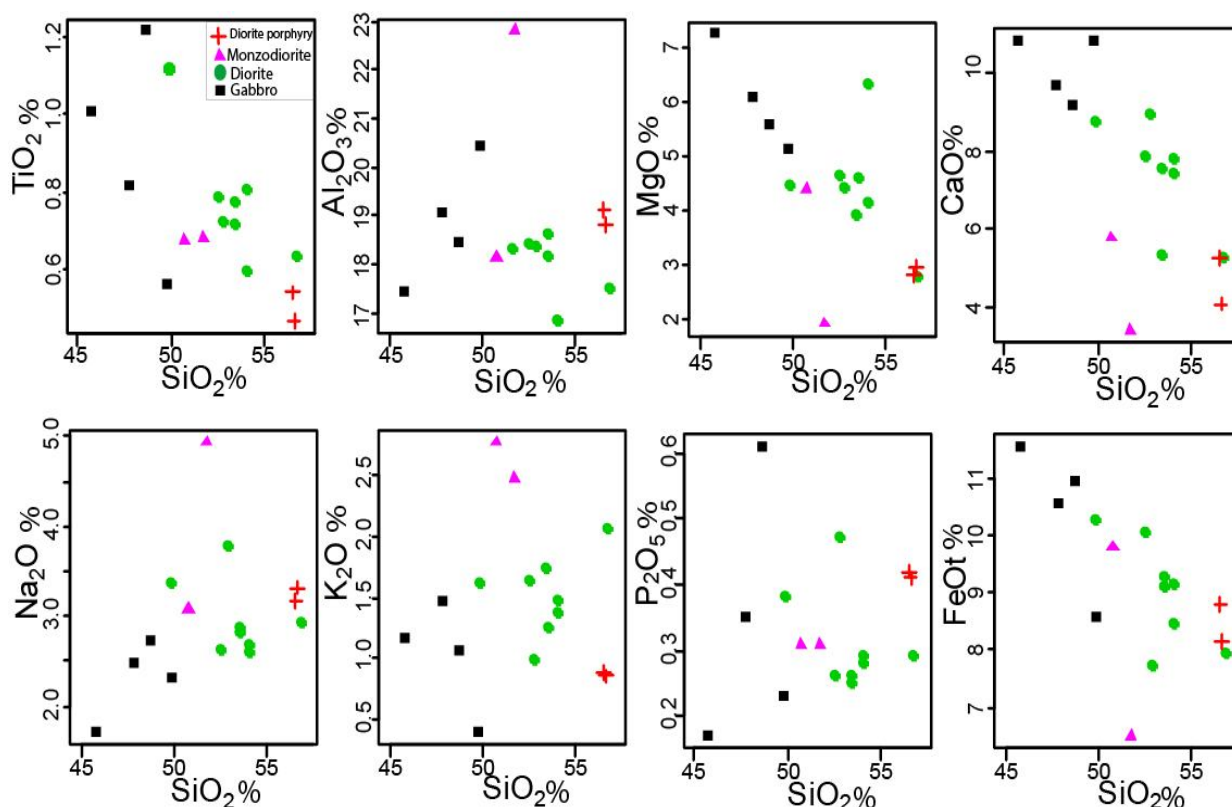
بحث و بررسی

به‌طور کلی، روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2 در نمونه‌های توده‌های نفوذی منطقه تاریک‌دره، نشان‌دهنده ارتباطی زایشی بین آنهاست. کاهش معنادار CaO ، FeO(t) و TiO_2 ، MgO بیسانگر مراحل از تبلور تفریقی کانی‌های سازنده این سنگ‌ها از ماگمایی مشترک و به ترتیب با تشکیل سنگ‌های گابرویی با سن قدیمی‌تر تا ترکیبات مونوزودیوریتی (با سن جدیدتر) است (شکل ۱۳). همچنین روندهای مشابه الگوی REEs با نهی‌شدگی جزئی در Eu نیز

هم‌خاستگاه بودن ماگمای مولد این سنگ‌ها را تأیید می‌کند. توده‌های نفوذی منطقه تاریک‌دره، به‌طور کلی MgO بالا (تا ۷ درصد)، عدد منیزیم بالا (تا ۵۷)، زیرکنیم پایین (متوسط ppm ۱۰۰) و پلاژیوکلاز فراوان (تا ۸۰ درصد) دارند. این اختصاصات نشان‌دهنده آن است که به احتمال زیاد، یک منشأ جبه‌ای و یا پوسته زیرین در تولید آنها دخیل بوده است. به‌علاوه مقادیر بالای Sr (متوسط ppm ۵۲۷) نسبت به متوسط پوسته‌ای (متوسط ppm ۳۲۵) از ویژگی‌های اصلی ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه است که احتمالاً آن را از یک منشأ

این ماگما می‌توانسته است از یک منشأ جبه‌ای در حوزه پایداری اسپینل مشتق شده باشد. از سویی دیگر، از آنجاکه این توده‌ها در پوسته قاره‌ای جای‌گیری شده‌اند، درجانی از آلودگی ماگما در حین صعود (یا ماندن در اتاقک ماگمایی) نیز قابل انتظار است.

ماگمای جبه‌ای به ارث برده‌اند (Rapp and Watson, 1995). همچنین فراوانی نسبی HREE، الگوی مسطح HREE و نسبت پایین $(La/Yb)_N$ سنگ‌های مورد بررسی (بین ۶/۶ تا ۱۲/۹) که نسبت به کندریت بهنجار شده، نشان‌دهنده آن است که منشأ ماگمای مولد، از گارنت تهی بوده است (Wilson, 1989). لذا



شکل ۱۳. نمودار تغییرات SiO_2 در مقابل اکسیدهای اصلی برای توده‌های نفوذی تاریک‌دره

Fig. 13. SiO_2 vs. major elements diagram for the Tarik Darreh plutonic rocks

گرانیتوئیدی دسته مگنتیت نیاز به منشأ مافیک (با فوگاسیته اکسیژن بالا و حالت اکسیدان) دارد؛ درحالی‌که، دسته ایلمنیت می‌تواند به‌وسیله هضم کربن آلی موجود در رسوبات پوسته قاره‌ای و یا در حین فرایند فرورانش (از رسوبات دریایی) تشکیل شود. لایه‌های رسوبی حاوی کربن به‌عنوان عامل کاهنده اکسیژن عمل کرده‌اند و درنهایت واکنش میان ماگمای اولیه و کربن موجود در این لایه‌ها، حالت اکسیداسیون ماگمای اولیه را

علاوه‌بر اختصاصات ژئوشیمیایی، توده‌های نفوذی منطقه تاریک‌دره، فاقد مگنتیت و داری پذیرفتاری مغناطیسی پایین ($< 3 \times 10^{-3}$ SI) بوده است و حالت احیایی دارند. مجموعه‌های سنگی شامل دیوریت تا گرانیت‌هایی از نوع I با اختصاصات احیایی (دسته ایلمنیت) در امریکا، اندونزی و ژاپن با مدل هضم مواد پوسته‌ای شناسایی شده‌اند (Wones, 1981; Ishihara et al., 1985; Takagi, 2004). در این مدل، تشکیل سنگ‌های

توده‌های نفوذی تاریک‌دره پیشنهاد کرد. از این‌رو، سن سنگ‌های میزبان این توده‌ها که تاکنون به سازند میان‌کوهی و به سن تریاس بالایی (نورین) منتسب شده است، احتمالاً درست نبوده و نیاز به بازنگری داشته است و این سنگ‌ها قدیمی‌تر از تریاس بالایی هستند.

۳) شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهد، ماگمایی با منشأ گوشته‌ای محتمل‌ترین منشأ در تولید و تفریق بلوری توده‌های نفوذی (گابرو تا کوارتز مونزودیوریت) منطقه تاریک‌دره بوده است. با این وجود، آرایش با مواد پوسته‌ای نیز صورت گرفته است.

قدردانی

این پژوهش در ارتباط با رساله دکتری نویسنده اول (پروژه شماره ۳/۹۱۰ مصوب ۱۳۹۴/۱۲/۱۲) در دانشگاه فردوسی مشهد است. نویسندگان از آقای دکتر یانمینگ پن (دانشگاه ساساکاچوان) برای همکاری در آنالیز شیمیایی نمونه‌ها، آقای مهندس امین حق‌دوست به‌خاطر همراهی در انجام بررسی‌های صحرائی و همچنین از پیشنهادهای ارزشمند داوران محترم نشریه، سپاسگزاری می‌نمایند.

تغییر و کاهش داده و در نتیجه گرانیتوئید با اختصاصات دسته ایلمنیت تولید کرده است. در منطقه تاریک‌دره نیز حضور اسلیت‌ها (حاوی کربن) به‌عنوان سنگ میزبان توده‌های نفوذی احتمالاً در آرایش ماگمای موجود و تولید سنگ‌های نفوذی با ویژگی‌های احیایی دخیل بوده است. با این حال، تمایز و نقش ترکیبات پوسته‌ای و گوشته‌ای مستلزم استفاده از داشته‌های بیشتر ایزوتوپی است.

نتیجه‌گیری

۱) ترکیب سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق منطقه تاریک‌دره از گابرو دیوریت تا کوارتز مونزودیوریت در تغییر است. این سنگ‌ها در اسلیت‌ها (شیل دگرگون‌شده) نفوذ کرده‌اند. بیشتر سنگ‌های منطقه تاریک‌دره با ماهیت متاآلومین در دسته ماگمایی کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا قرار می‌گیرند. تمامی توده‌ها و دایک‌های نفوذی بدون مگنتیت بوده و پذیرفتاری مغناطیسی بسیار پایین دارند.

۲) سن‌سنجی زیرکن به‌روش U-Pb از واحد گابروی تاریک‌دره، نشان‌دهنده سن $0.91 \pm 215/52$ Ma و معادل با اشکوب نورین است و می‌توان آن را به‌عنوان سن جای‌گیری

References

- Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 606 pp. (in Persian)
- Alavi Naini, M. and Mossavi-Khorzugh, E., 2006. Geological Map of Torbat-e-Jam, scale:1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Almasi, A., Karimpour, M.H., Hattori, K., Santos, J.F., Ebrahimi Nasrabadi, Kh. and Rahimi, B., 2016. Au-bearing magnetite mineralization in Kashmar (alteration, mineralization, geochemistry, geochemistry and fluid inclusions); and Tectono-magmatism of northeast of Iran. Journal of Economic Geology, 8(2): 569–592. (in Persian with English abstract)
- Ahmadirouhani, R., Karimpour, M.H., Rahimi, B., Malekzadeh Shafaroudi, A., Klötzli, U. and Santos, J.F., 2016. Petrology, geochronology, geochemistry and petrogenesis of Bajestan granitoids, North of Ferdows, Khorasan Razvi Province. Journal of Economic Geology, 8(2): 525–552. (in Persian with English abstract)
- Behrooz, A., Eftekharneshad, J. and Alavi Naini, M., 1993. Geological Map of Torbat-e-Jam,

- scale 1:250,000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: P. Henderson (Editor), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, New York, pp. 63–114.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses: its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1–4): 183–210.
- Ghavi, J., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Ghaderi, M. and Rahimi, B., 2013. Identifying secondary dispersion halos and geochemical element distribution in soils on the Tarik Darreh Au-W prospect area, north of Torbat-e-Jam, NE Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 21(1): 107–120. (in Persian)
- Halpin, J.A., Jensen, T., McGoldrick, P., Meffre, S., Berry, R.F., Everard, J.L., Calver, C.R., Thompson, J., Goemann, K. and Whittaker, J.M., 2014. Authigenic monazite and detrital zircon dating from the Proterozoic Rocky Cape Group, Tasmania: Links to the Bel-Purcell Supergroup, North America. *Precambrian Research*, 250(1): 50–67.
- Ishihara, S., 2004. The redox state of granitoids relative to tectonic setting and earth history; the magnetite-ilmenite series 30 years later. In: S. Ishihara, W.E. Stephens, L. Harley, M. Arima, and T. Nakajima (Editors), Fifth Hutton Symposium: The Origin of Granites and Related Rocks. Geological Society of America, Toyohashi, Japan, pp. 23–33.
- Ishihara, S., Matsuhisa, Y., Sasaki, A. and Terashima, Sh., 1985. Wall rock assimilation by magnetite-series granitoid at the Miyako pluton, Kitakami, Northeastern Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan*, 91(10): 679–690.
- Karimpour, M.H., Stern, C.R. and Farmer, L., 2010. Zircon U–Pb geochronology, Sr–Nd isotope analyses, and petrogenetic study of Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-tethys), NE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(4):384–393.
- Middlemost, E.A.K., 1985. Magmas and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology. Longman Group Ltd., London, 266 pp.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(1):33–47.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1):63–81.
- Rapp, R.P. and Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust–mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36(1): 891–931.
- Shafi Niya, H., 2002. Geochemical and geological studies of Tarik Darreh gold prospect, M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 157 pp. (in Persian)
- Shand, S.J., 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits. John Wiley & Sons, New York, 488 pp.
- Streckeisen, A., 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geologische Rundschau*, 63(1): 773–786.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London, London, pp. 313–345.
- Taghizadeh, N., 1965. Prospecting at Tarik Dareh-Cheshmeggool area. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 1, 8 pp.
- Takagi, T., 2004. Origin of magnetite and ilmenite series granitic rocks in the Japan Arc. *American Journal of Science*, 304(2): 169–202.
- Terekhov, E.N. and Shcherbakova, T.F., 2006. Genesis of positive Eu anomalies in acid rocks from the Eastern Baltic Shield. *Geochemistry International*, 44(5): 439–45.
- Whitney, D.J. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Wilson, B.M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman,

- London, 466 pp.
- Wones, D.R., 1981. Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas. *Mining Geology*, 31(4):191–212.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 11–30.