

بررسی‌های سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین مافیک و فلسیک پنجره زمین‌ساختی ترازوج - سوسه‌هاب (شمال شرق هشجین - شمال غرب ایران)

علیرضا روان‌خواه^{۱*}، محسن مؤید^۲، غلامرضا احمدزاده^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل

۲- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز

(دریافت مقاله: ۹۸/۱۰/۷، نسخه نهایی: ۹۹/۱/۱۶)

چکیده: پنجره زمین‌ساختی ترازوج - سوسه‌هاب در مرز بین روستاهای ترازوج و سوسه‌هاب و در انتهای شمال شرق ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ هشجین واقع است. این منطقه بخشی از نوار ماگمایی ترشیری البرز غربی محسوب می‌شود. سنگ‌های آذرین مافیک شامل بازالت با دبی گدازه‌های بالشتی و توده‌های گابرویی بوده و سنگ‌های آذرین فلسیک شامل گرانیت و روانه‌های تراکیتی هستند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های گابرویی و بازالتی شامل پلاژیوکلاز، الیوین و کلینوپیروکسن بوده و کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های گرانیتی شامل پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز هستند و تراکیت‌ها بیشتر از پتاسیم فلدسپار تشکیل شده‌اند. ماگمای مولد سنگ‌های گابرویی و بازالتی دارای سرشت آهکی قلیایی و ماگمای مولد توده‌های گرانیتی و تراکیتی شوشونیتی است. بررسی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه در بازالت‌ها و گابروها نشانگر غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREEs) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREEs) است. غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) و LREE و تهی‌شدگی از HREE در این الگو می‌تواند نشانگر نرخ کم ذوب، گریزندگی بالای $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ در محیط تشکیل ماگما و یا عمق زیاد تشکیل ماگمای مولد بازالت و گابرو باشد. بررسی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت و گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی (ORG) در گرانیت‌ها و تراکیت‌ها نشانگر غنی‌شدگی LREEها و عناصر ناسازگار نسبت به HREEهاست. در این الگوها، تهی‌شدگی مشخصی از Eu (به ویژه در گرانیت‌ها) دیده می‌شود. سنگ‌های گابرویی و بازالتی در یک محیط اقیانوسی با گرایش به انواع بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی نوع مورب غنی شده (E-MORB) قرار دارند و گرانیت‌ها و تراکیت‌های همراه با این مجموعه وابسته به گرانیتوئیدهای غیرکوهزایی (نوع A) و زیر گروه A_1 هستند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که رخنمون‌های مورد بررسی در پنجره زمین‌ساختی ترازوج-سوسه‌هاب وابسته به ماگمایی کافتی و گشایش باریکه اقیانوسی پالئوتتیس (پالئوتتیس دوم) در شمال غرب ایران هستند.

واژه‌های کلیدی: پالئوتتیس؛ غنی‌شدگی؛ غیرکوهزایی؛ ترازوج-سوسه‌هاب؛ هشجین.

مقدمه

کربونيفر و پرمین به همراه سنگ‌های آذرین با ترکیب بازالت با ساخت بالشی، گابرو و گرانیت است که در یک راستای شمال-غرب - جنوب شرق و با رخنمون عدسی شکل دیده می‌شوند. مرز این سنگ‌ها با نهشته‌های کرتاسه و ائوسن گسله است و این گسله‌ها از نوع معکوس و راندگی هستند. این مجموعه افیولیتی محل زمیندرز پالئوتتیس [۱-۴] در شمال ایران و به

پنجره زمین‌ساختی ترازوج - سوسه‌هاب در انتهای شمال شرق ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ هشجین و در مرز بین روستاهای ترازوج و سوسه‌هاب به مختصات جغرافیایی $25^{\circ} 26' 48''$ تا $30^{\circ} 30' 48''$ طول شرقی و $52^{\circ} 26' 37''$ تا $37^{\circ} 30' 37''$ عرض شمالی واقع است. این پنجره زمین‌ساختی شامل نهشته‌های رسوبی دوره

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۴۵ ۳۱۵۰۵۲۲۹، پست الکترونیکی: ravankhah@uma.ac.ir

باور برخی پژوهشگران [۶،۵]، زمیندرز پالئوتتیس دوم به سن سیمرین پیشین را مشخص می‌کند. این زمیندرز در شمال ایران زمین از منطقه مشهد شروع شده و در ادامه به مجموعه شیست‌های گرگان و افیولیت‌های جنگل گلستان و گرگان رسیده و در البرز مرکزی به دلیل راندگی‌های پیاپی آثار آن پوشیده شده است [۶،۵]. در البرز غربی و در مناطق گشت و ماسوله، باز آثاری از مجموعه افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی وابسته به فروانش سنگ‌کره اقیانوسی پالئوتتیس دوم و گرانیتوئیدهای همزمان و پس برخوردی پدیدار می‌شود که بارها توسط پژوهشگران داخل و خارج از کشور بررسی شده‌اند [۷-۹]. ادامه این زمیندرز به سوی غرب و شمال‌غرب همواره مورد سؤال بوده است و بررسی رخنمون‌های موجود در پنجره زمین‌ساختی ترازوج - سوسه‌هاب می‌تواند ارتباط آنها با مجموعه افیولیتی مورد بحث را تعیین کند؛ این پژوهش در راستای پاسخ به این پرسش اساسی انجام شده است.

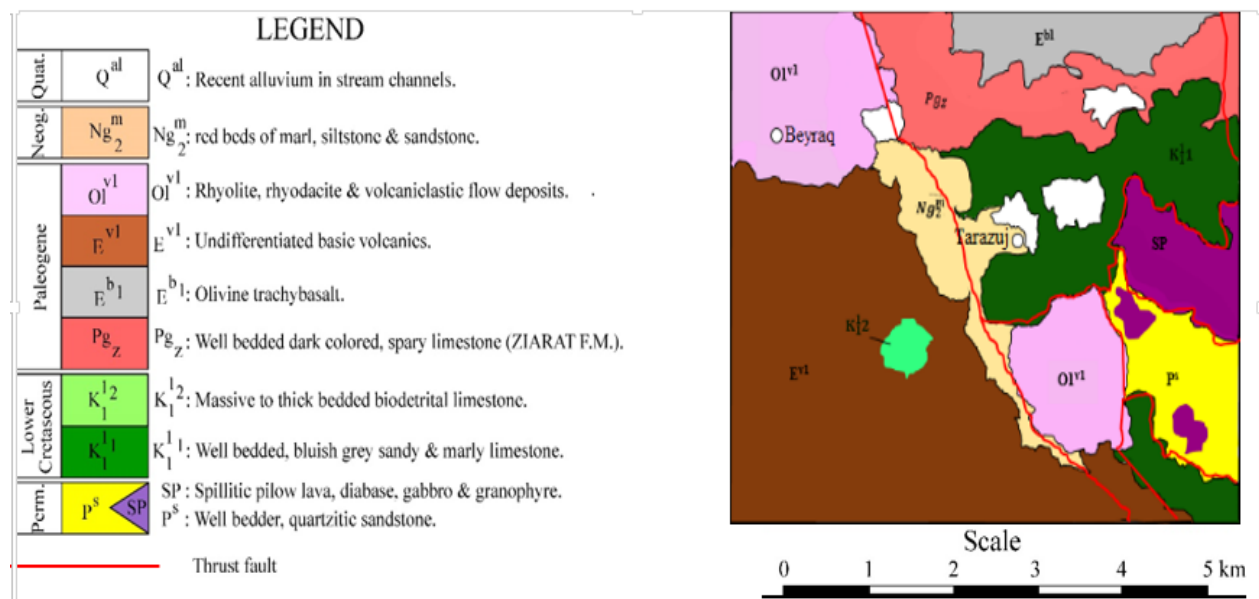
روش بررسی

در این پژوهش پس از عملیات صحرایی، از واحدهای مختلف سنگی نمونه‌برداری شد و پس از بررسی حدود ۶۰ مقطع نازک و انتخاب نمونه‌های مناسب، تعداد ۲۴ نمونه از واحدهای سنگی (۶ نمونه از هر واحد سنگی بازالیت، گابرو تا گابرو دیوریت، گرانیت و تراکیت) به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) در شرکت مطالعات مواد معدنی زراژما برای دستیابی به عناصر کلیدی تجزیه شدند.

زمین‌شناسی

گستره مورد بررسی در منطقه‌بندی‌های زمین‌شناسی ایران بخشی از نوار ماگمایی ترشیری-کواترنری [۱۰] است. این نوار ماگمایی در شمال و شمال‌غرب ایران از منطقه قزوین تا سیه-رود قابل پیگیری بوده و در منطقه هسجین، بخش مرکزی را با یک روند شمال غربی-جنوب شرقی (NW-SE) بخود اختصاص داده است. در بخش شمال‌شرق ورقه هسجین، نهشته‌های پالئوزوئیک و مزوزوئیک بر نهشته‌های رسوبی و آذرآواری-آتشفشانی سنوزوئیک رانده شده‌اند (شکل ۱). چین‌ها و گسله‌ها در بخش جنوبی ورقه دارای روند شرقی-غربی بوده، و در بخش مرکزی دارای روند NW-SE و در بخش شمال و شمال‌شرقی دارای روند شمال غربی-جنوب جنوب شرقی (NNW-SSE) هستند. فعالیت ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن شامل فوران‌های بیشتر زیردریایی و در بردارنده گدازه‌های بازالتی تا آندزیت بازالتی و

شیشه آواری‌های وابسته و با سرشت آهکی قلیایی با پتاسیم بالا تا شوشونیتی با دگرشیبی زاویه‌دار حدود ۲۳ درجه توسط سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن و توف‌های وابسته پوشیده شده-اند [۱۱]. این مجموعه طی عملکرد فازهای فشاری پایانی پیرنه چین‌خورده است و توده‌های پهنه سطحی گرانیتوئیدی در هسته تاقدیس‌های استوانه‌ای ناشی از چین‌خوردگی و نیز پهنه‌های بزرگ گسلی جایگیری کرده‌اند [۱۱]. توده‌های گرانیتوئیدی در این ورقه ترکیبی در حد کوارتزمونزونیت، مونزودیوریت و کوارتز مونزودیوریت دارند و از نوع I کرانه‌های فعال قاره‌ای هستند که در یک محیط قوس ماگمایی پس برخوردی تشکیل شده‌اند [۱۱]. قدیمی‌ترین نهشته‌ها در این منطقه شامل آهک‌های فسیل‌دار تیره رنگ و بیتومینه‌ای هستند که بر اساس محتوای فسیلی بازوپایان سپیرifer و مرجان‌های چهارتیغه‌ای به دوره کربونیفر نسبت داده شده و معادل سازند مبارک در البرز مرکزی هستند. این نهشته‌ها در مرز بین روستاهای ویو و نودی و در قالب ساختار گوه‌های راندگی داخل پوسته به درون لایه‌بندی کنگلومرای فجن به سن پالئوسن رانده شده‌اند [۱۱]. توده‌های آذرین مافیک و فلسیک مورد بررسی در این پژوهش به همراه مجموعه ماسه-سنگی کوارتزیتی وابسته به پالئوزوئیک (سازند دورود) در یک پنجره زمین‌ساختی رخنمون یافته‌اند به طوری که از شمال-شرق بر نهشته‌های کربناتی کرتاسه پسین و از جنوب‌غرب بر ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی رانده شده‌اند. مجموعه ماسه‌سنگی کوارتزیتی خود بر نهشته‌های کرتاسه پسین، سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن و نهشته‌های تخریبی - تبخیری نئوژن رانده شده‌اند. همچنین در شمال‌غرب روستای ترازوج سنگ-های آذرین مافیک در یک پنجره فرسایشی از زیر نهشته‌های پالئوسن-ائوسن (سازند زیارت) سر بر آورده‌اند. نهشته‌های تخریبی-تبخیری نئوژن در راستای گسله‌های راندگی بزرگ با راستای NW-SE رخنمون یافته‌اند و چین‌های در ارتباط با گسلش را نشان می‌دهند. به اعتقاد مؤید [۱۱]، این نهشته‌ها در فروافتادگی‌های فشاری تشکیل شده‌اند و طی جنبش‌های اواخر میوسن-پلیوسن (فاز آستیرین یا آتیکن) دگرریخت شده‌اند. توده‌های آذرین مافیک و فلسیک مورد بررسی در این منطقه شامل بازالت‌های با ساختار بالشی و توده‌ای، گابرو تا گابرو-دیوریت، گرانیت و تراکیت است که روانه‌های تراکیتی از این مجموعه برای نخستین بار در این پژوهش گزارش می‌شود. در شکل ۲ نمایی از منطقه مورد بررسی نشان داده شده است.



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰

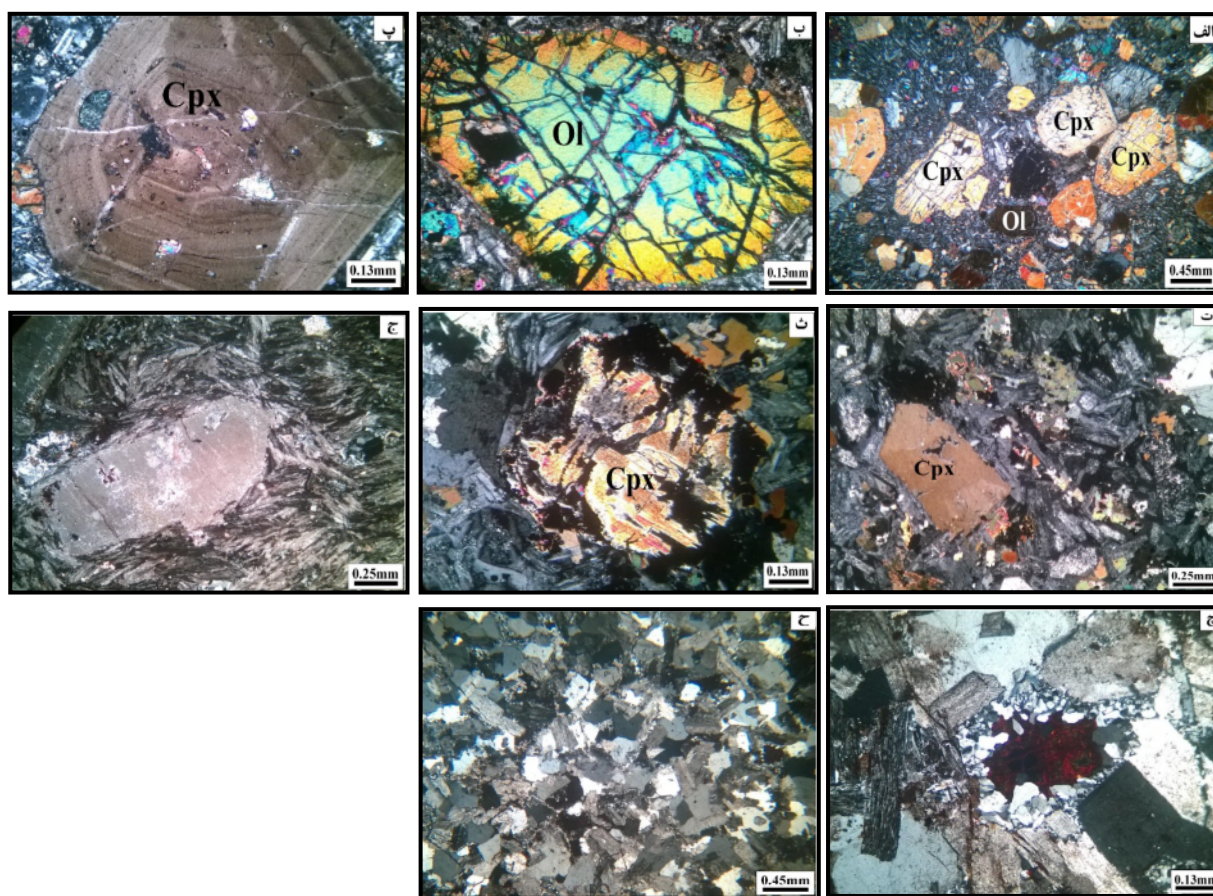


شکل ۲ دورنمایی از واحدهای رخنمون یافته در منطقه مورد بررسی: الف) دید به سمت شمال و ب) دید به سمت جنوب غرب

سنگ‌نگاری

سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه مورد بررسی شامل بازالت، گابرو تا گابرو-دیوریت، گرانیت و تراکیت است که ویژگی‌های میکروسکوپی آنها در زیر آمده است. بازالت‌ها: کانی‌های اصلی تشکیل دهنده بازالت‌ها شامل درشت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز (۴۵ تا ۵۰ درصد)، الیوین تجزیه شده (۱۰ تا ۱۵ درصد) و کلینوپیروکسن (۳۵ تا ۴۰ درصد) است (شکل ۳ الف). بافت غالب در آنها ریزسنگی تا شیشه‌ای ریزسنگی پورفیری است و بافت‌های فرعی گلومروپورفیری، خال خال، بادامی و حبابی نیز در آنها دیده می‌شوند. (بافت حبابی نوعی بافت حفره‌ای در سنگ‌های آتشفشانی است که حفره‌ها با دو یا چند ترکیب متفاوت پر شده باشند). این سنگ‌ها بشدت دگرسان شده‌اند و با فراوانی کلریت، اپیدوت و کربنات در مقاطع مشخص هستند. درشت

بلورهای پلاژیوکلاز موجود افزون بر تجزیه به سریسیت و پرهنیت، سوسوریتی نیز شده‌اند. بلورهای الیوین در این سنگ‌ها به سرپانتین و آنتوفیلیت در راستای شکستگی‌های بلوری تجزیه شده و توسط بلورهای دارای منطقه‌بندی کلینوپیروکسن احاطه شده‌اند. همچنین، بلورهای شکل‌دار الیوین دارای منطقه‌بندی نیز هستند (شکل ۳ ب). در این سنگ‌ها، از انباشت بلورهای کلینوپیروکسن بافت گلومروپورفیری و از میانبار الیوین در کلینوپیروکسن‌ها، بافت خال خال شکل گرفته است. درشت بلورهای شکل‌دار کلینوپیروکسن دارای منطقه‌بندی، ماکل ساعت شنی (شکل ۳ پ) و نیز دارای بافت غربالی هستند. افزون بر این در بازالت‌ها، بلورهای ریز میکا در خمیره با بافت بین‌بلوری دیده می‌شوند.



شکل ۳ الف: بافت ریزسنگی پورفیری و درشت بلورهای الیوین و کلینوپیروکسن در بازالت (XPL, $\times 25$)، ب: درشت بلور شکل دار الیوین دارای منطقه بندی در بازالت (XPL, $\times 100$)، پ: ماکل ساعت شنی و منطقه بندی در درشت بلور کلینوپیروکسن در بازالت (XPL, $\times 100$)، ت: بافت دانه ای در گابرو-دیوریت با بلورهای کلینوپیروکسن و بیوتیت (XPL, $\times 40$)، ث: بلور کلینوپیروکسن دگرسان به آنتوفیلیت و اورالیت در گابرو-دیوریت (XPL, $\times 100$)، ج: بافت ریزسنگی پورفیری جریانیه در تراکیت، (XPL, $\times 40$)، چ: انباشت کوارتز پیرامون کانی فرومنیزین دگرسان به اکسید آهن در تراکیت (XPL, $\times 100$)، ح: گرانیت با بافت دانه ای و کمبود کانی های فرومنیزین (XPL, $\times 25$). برای نشانه های اختصاری کانی ها از مرجع [۱۲] استفاده شده است.

تراکیت: کانی اصلی تشکیل دهنده تراکیت ها فلدسپار پتاسیم است. بافت غالب در تراکیت ها ریزسنگی پورفیری جریانیه (شکل ۳ج) و تراکیتی است. در این سنگ ها، انباشت کوارتز و کربنات های ناشی از دگرسانی قابل دیده است. در برخی از نمونه ها، کوارتزها و کربنات های برآمده از دگرسانی، حفره های موجود در تراکیت ها را پر کرده اند. در این سنگ ها، کانی های فرومنیزین به کلریت و اکسید آهن دگرسان شده اند. همچنین انباشت کوارتز پیرامون کانی فرومنیزین دگرسان به اکسید آهن نیز دیده می شود (شکل ۳چ).

گرانیت: گرانیت با کانی های اصلی شامل کوارتز و ارتوکلاز به همراه پلاژیوکلاز و بیوتیت در این منطقه قابل شناسایی است. بافت غالب این سنگ ها دانه ای (شکل ۳ح) است.

گابرو تا گابرو دیوریت: کانی های اصلی تشکیل دهنده گابرو-دیوریت ها شامل درشت بلورهای پلاژیوکلاز (۵۰ تا ۶۰ درصد) و کلینوپیروکسن (۴۵ تا ۵۰ درصد) هستند و بلورهای آمفیبول، بیوتیت و الیوین کانی های فرومنیزین آنها را تشکیل می دهند. بافت غالب این سنگ ها دانه ای (شکل ۳ت) و پوست ماری است. پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ ها در بخش مرکزی بشدت سوسوریتی شده اند. درشت بلورهای کلینوپیروکسن به آنتوفیلیت و اورالیت دگرسان شده اند (شکل ۳ث) و بصورت انباشتی قابل دیده هستند. بلورهای الیوین ایدنگسیتی شده و گاهی به سرپانتین و آنتوفیلیت دگرسان شده اند.

بحث و بررسی

نتایج تجزیه شیمیائی ۲۴ نمونه از سنگ‌های منطقه قرار گرفتند که نتایج آنالیز نمونه‌های در جدول ۱ آورده شده است. برای رده‌بندی سنگ‌های منطقه از نمودار اکسیدهای عناصر اصلی (نمودار مجموع قلیایی‌ها نسبت به SiO_2) استفاده شد.

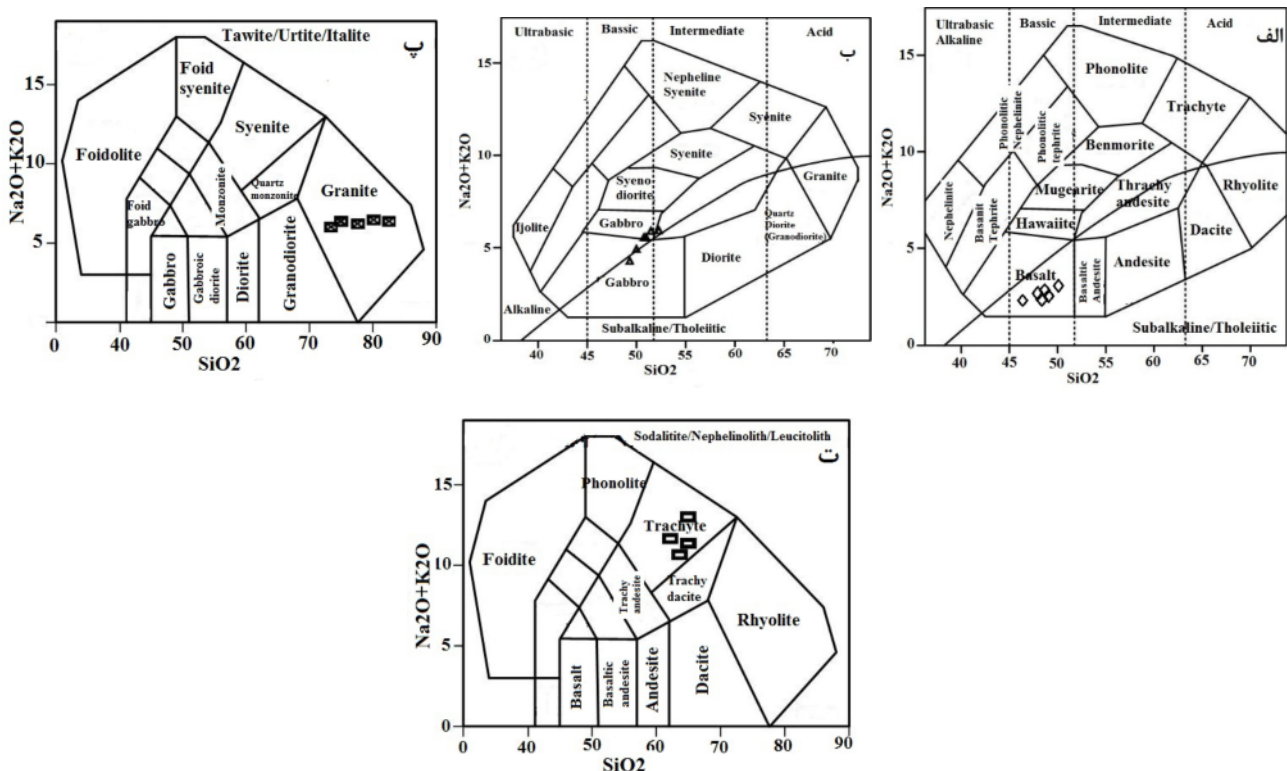
براساس نمودارهای مرجع [۱۳]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره بازالت و گابرو (شکل‌های ۴ الف و ب) و با توجه به نمودارهای مرجع [۱۴]، ترکیب نمونه‌های مورد بررسی گرانیت و تراکیت تعیین شده است (شکل‌های ۴ پ و ت).

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر نمونه‌های بازالت (BAS) و گابرو (GAB)

نمونه	BAS-1	BAS-2	BAS-3	BAS-4	BAS-5	BAS-6	GAB-1	GAB-2	GAB-3	GAB-4	GAB-5	GAB-6
$\text{SiO}_2(\%)$	۴۸.۵۲	۴۸.۱۲	۴۷.۹۶	۴۶.۷۲	۴۹.۹۲	۴۸.۵۵	۵۱.۵	۵۱.۷	۵۲.۸۱	۵۰.۷۷	۵۲.۱۲	۴۹.۹۸
$\text{Al}_2\text{O}_3(\%)$	۱۱.۱۹	۱۱.۲۱	۱۱.۴۸	۱۱.۷۸	۱۱.۰۶	۱۱.۴۴	۱۶.۱۲	۱۶.۰۸	۱۵.۸۸	۱۶.۴۴	۱۵.۸۲	۱۶.۴۳
$\text{CaO}(\%)$	۱۰.۲۴	۱۰.۱۸	۱۰.۲۸	۱۰.۴۴	۹.۸۸	۱۰.۱۲	۸.۳۷	۸.۳۹	۸.۱	۹.۱۴	۸.۰۸	۹.۴۶
$\text{Fe}_2\text{O}_3(\%)$	۱۰.۰۱	۱۰.۱۲	۱۰.۸۱	۱۰.۹۹	۹.۴۴	۹.۸۸	۸.۵۵	۸.۶۱	۸.۱۲	۸.۹۹	۸.۵۱	۹.۹۴
$\text{K}_2\text{O}(\%)$	۱.۲۷	۱.۲۴	۱.۱۲	۱.۱۴	۱.۴۱	۱.۱۳	۲.۸۱	۲.۷۹	۳.۰۱	۲.۵۱	۲.۹۸	۲.۱۴
$\text{MgO}(\%)$	۱۴.۶۷	۱۴.۵۶	۱۴.۷۷	۱۴.۸۱	۱۳.۴۴	۱۴.۰۸	۵.۸۷	۵.۹۱	۵.۴۴	۵.۹۱	۵.۳۶	۶.۳۴
$\text{MnO}(\%)$	۰.۱۴	۰.۱۶	۰.۱۸	۰.۱۵	۰.۱۴	۰.۱۵	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۴	۰.۱۵	۰.۱۴	۰.۱۸
$\text{Na}_2\text{O}(\%)$	۱.۵۹	۱.۶۱	۱.۵۱	۱.۴۸	۱.۸۸	۱.۵۷	۲.۸۱	۲.۸۸	۲.۹۴	۲.۵۱	۳.۰۲	۲.۳۱
$\text{P}_2\text{O}_5(\%)$	۰.۲۶	۰.۲۷	۰.۲۹	۰.۳۲	۰.۲۴	۰.۲۵	۰.۳۵	۰.۳۶	۰.۳	۰.۴۱	۰.۳۲	۰.۳۹
$\text{TiO}_2(\%)$	۰.۸۲	۰.۹۱	۱.۰۲	۱.۱۲	۰.۸۱	۰.۷۸	۱.۰۱	۱.۰۳	۰.۹۸	۱.۱۴	۰.۹۲	۱.۱۹
L.O.I	۱.۱۲	۱.۴۲	۰.۶	۱.۱۵	۱.۸	۱.۹۵	۱.۸۸	۱.۹	۱.۹۸	۱.۷۵	۲.۱۵	۱.۴
Ag(ppm)	۰.۷	۰.۷	۰.۹	۰.۸	۰.۶	۰.۷	۲.۳	۲.۴	۲.۸	۳.۱	۲.۲	۲.۴
As(ppm)	۶.۶	۶.۳	۵.۸	۶.۴	۷.۱	۶.۴	۱۲.۱	۱۲.۳	۱۳.۱	۱۱.۷	۱۴.۶	۱۲.۴
Ba(ppm)	۴۳۱	۴۳۹	۴۱۲	۴۰۲	۴۴۶	۴۳۴	۸۰۰	۸۱۵	۹۱۲	۷۴۶	۸۸۵	۷۹۶
Be(ppm)	۱.۲	۱.۲	۱.۳	۱.۶	۱.۴	۱.۲	۱.۷	۱.۷	۱.۶	۱.۳	۱.۹	۱.۶
Bi(ppm)	۰.۲	۰.۲	۰.۳	۰.۴	۰.۲	۰.۳	۰.۳	۰.۳	۰.۲	۰.۲	۰.۴	۰.۳
Cd(ppm)	<۰.۱	<۰.۱	۰.۲	۰.۱	۰.۳	<۰.۱	<۰.۱	۰.۲	۰.۳	۰.۳	<۰.۱	۰.۲
Ce(ppm)	۳۵	۳۶	۳۴	۳۱	۳۹	۳۳	۴۱	۴۳	۵۴	۶۲	۴۴	۳۹
Co(ppm)	۴۳.۱	۴۴.۲	۴۷.۶	۴۹.۲	۴۱.۴	۴۲.۷	۲۸.۵	۲۹.۱	۲۵.۶	۲۹.۶	۲۶.۲	۳۰.۷
Cr(ppm)	۵۷.۱	۵۷.۷	۵۸.۲	۵۹.۴	۵۶.۲	۵۶.۹	۸۵	۸۶	۷۷	۹۱	۸۴	۹۹
Cs(ppm)	۳.۳	۳.۲	۳.۱	۲.۸	۳.۴	۳.۲	۱.۳	۱.۲	۱.۴	۱.۱	۱.۵	۰.۹
Cu(ppm)	۶۳	۶۷	۷۴	۹۴	۶۱	۵۸	۷۹	۸۱	۷۸	۹۲	۸۸	۷۴
Dy(ppm)	۳.۸۵	۳.۷۹	۳.۶۷	۳.۵۲	۳.۹۲	۳.۷۷	۳.۸۱	۳.۸۴	۳.۹۱	۴.۰۱	۳.۸۴	۳.۵۱
Er(ppm)	۱.۷۶	۱.۸۱	۱.۶۲	۱.۵۸	۱.۹۸	۱.۷۹	۱.۸۲	۱.۸۴	۱.۹۱	۲.۰۴	۱.۸۸	۱.۶۲
Eu(ppm)	۱.۲۵	۱.۲۴	۱.۳۷	۱.۴۶	۱.۱۴	۱.۲۱	۲.۳۳	۲.۳۶	۲.۴۱	۲.۵۱	۲.۲۹	۲.۱۲
Gd(ppm)	۳.۵۵	۳.۶۱	۳.۴۱	۳.۳۳	۳.۹۴	۳.۶۲	۳.۷	۳.۷۶	۳.۹۴	۴.۰۱	۳.۷۹	۳.۵۱
Hf(ppm)	۱.۶۸	۱.۷۱	۱.۵۴	۱.۴۷	۲.۱۴	۱.۸۲	۲.۱۲	۲.۱۴	۲.۶۸	۲.۹۴	۲.۱۴	۲.۰۲
In(ppm)	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵
La(ppm)	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۲۱	۱۷	۱۹	۱۸	۲۱	۲۵	۲۰	۱۶
Li(ppm)	۱۸	۱۷	۱۹	۳۱	۱۷	۱۸	۲۹	۲۸	۲۴	۳۰	۲۶	۳۱
Lu(ppm)	۰.۲۲	۰.۲۴	۰.۲۱	۰.۱۹	۰.۲۲	۰.۲۴	۰.۲۷	۰.۲۶	۰.۲۹	۰.۳۱	۰.۲۸	۰.۲۱
Mo(ppm)	۰.۶	۰.۵	۰.۴	۰.۵	۰.۸	۰.۶	۲.۶	۲.۳	۲.۷	۲.۹	۲.۴	۱/۲
Nb(ppm)	۶.۶	۶.۵	۶.۲	۵.۸	۷.۲	۶.۸	۹.۱	۹.۳	۱۱.۲	۱۳.۴	۱۳.۲	۸.۴
Nd(ppm)	۱۵.۸	۱۵.۶	۱۴.۷	۱۴.۱	۱۶.۸	۱۵.۹	۱۷.۱۳	۱۷.۱۶	۱۹.۱	۱۹.۶۲	۲۱.۱۴	۱۶.۳۲
Ni(ppm)	۲۸۲	۲۸۸	۲۹۱	۲۹۸	۲۶۲	۲۸۱	۳۶	۳۷	۲۷	۲۶	۲۷	۴۲
Pb(ppm)	۶۵	۶۶	۶۱	۵۸	۷۴	۶۴	۷۷	۷۹	۸۱	۸۴	۷۵	۶۴
Pr(ppm)	۳.۵۲	۳.۵۸	۳.۳۱	۳.۱۲	۴.۱۲	۳.۶۱	۴.۱۱	۴.۱۴	۵.۰۶	۵.۱۴	۴.۷۱	۳.۶۹
Rb(ppm)	۲۶	۲۷	۲۵	۲۴	۲۹	۲۸	۵۲	۵۵	۶۱	۶۶	۵۸	۴۴
S(ppm)	۱۱۸	۱۲۱	۱۳۴	۱۴۱	۱۰۸	۱۱۲	۱۰۰۱	۱۱۲۶	۹۸۲	۷۶۳	۹۹۸	۱۲۴۱
Sb(ppm)	<۰.۵	<۰.۵	۰.۷	۰.۶	<۰.۵	۰.۶	۰.۷	۰.۸	۰.۹	۰.۸	۰.۷	۰.۸
Sc(ppm)	۴۰.۹	۴۰.۷	۴۲.۷	۴۵.۱	۴۰.۲	۴۱.۲	۲۵.۱	۲۵.۴	۲۳.۶	۲۳.۶	۲۴.۸	۲۹.۱
Se(ppm)	۱	۱.۰۲	۰.۹۴	۰.۸۱	۱.۰۶	۱.۰۴	۱.۰۴	۱.۰۶	۱.۱۴	۱.۲۷	۱.۱۲	۰.۹۸
Sm(ppm)	۳.۵۴	۳.۵۱	۳.۴۴	۳.۳۸	۳.۸۸	۳.۶۱	۵.۱۴	۵.۱۲	۵.۸۱	۶.۱۴	۵.۲۱	۴.۸۲
Sn(ppm)	۰.۹	۰.۸	۰.۷	۰.۷	۰.۹	۰.۹	۱.۱	۱	۱.۳	۱.۴	۱.۲	۱
Sr(ppm)	۴۹۴.۳	۴۹۶.۱	۵۰۱.۲	۵۰۵.۴	۴۸۶.۲	۴۹۱.۴	۸۴۰.۱	۸۴۴.۲	۸۱۲	۸۱۰.۲	۷۹۹.۶	۸۹۴.۶
Ta(ppm)	۰.۷۲	۰.۷۳	۰.۶۷	۰.۶۲	۰.۸۴	۰.۷۷	۰.۹۳	۰.۹۶	۰.۹۹	۱.۰۸	۱.۰۲	۰.۹۱
Tb(ppm)	۰.۵۵	۰.۵۶	۰.۵۱	۰.۴۹	۰.۶۷	۰.۶۱	۰.۵۷	۰.۵۶	۰.۵۹	۰.۸۱	۰.۶۵	۰.۴۴
Te(ppm)	۱.۴۶	۱.۴۵	۱.۵۵	۱.۶۸	۱.۳۱	۱.۴۲	۰.۴۷	۰.۴۷	۰.۵۱	۰.۴۹	۰.۴۸	۰.۴۱
Th(ppm)	۲.۷۴	۲.۷۶	۲.۳۷	۲.۱۲	۲.۸۹	۲.۷۱	۳.۵۴	۳.۶۱	۳.۷۷	۳.۶۱	۳.۵۱	۳.۲۱
Ti(ppm)	۴۹۳۶	۴۹۷۷	۵۱۴۵	۵۳۷۱	۴۸۱۲	۴۹۱۴	۵۹۹۸	۵۹۹۴	۵۷۲۰	۵۲۱۴	۵۷۱۴	۶۲۱۷
Tl(ppm)	<۰.۱	۰.۱۴	۰.۱۱	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۱۱	۰.۱۸	۰.۱۷	۰.۱۵	۰.۱۲	۰.۱۶	۰.۳۱
Tm(ppm)	۰.۲۶	۰.۲۷	۰.۲۲	۰.۲۱	۰.۲۹	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۶	۰.۳۱	۰.۲۹	۰.۱۹
U(ppm)	۰.۹	۰.۹	۰.۸	۰.۶	۰.۸	۰.۹	۰.۹	۰.۹	۰.۹	۱.۰	۰.۸	۰.۶
V(ppm)	۱۹۷	۱۹۹	۲۰۱	۲۱۴	۱۸۹	۱۹۴	۲۱۲	۲۱۴	۲۰۸	۱۹۴	۲۰۲	۲۳۹
W(ppm)	۱.۱	۱.۲	۰.۸	۰.۷	۱.۳	۱.۱	۱	۱.۱	۱.۲	۱.۴	۱	۰.۷
Y(ppm)	۱۵.۹	۱۵.۸	۱۴.۱۲	۱۳.۱۸	۱۶.۹۱	۱۵.۸	۱۶.۵	۱۶.۷	۱۷.۲	۱۹.۴	۱۶.۸	۱۴.۷
Yb(ppm)	۲.۴	۲.۳	۲.۱	۱.۸	۳.۲	۲.۳	۲.۷	۲.۹	۳.۴	۳.۴	۲.۸	۲.۵
Zn(ppm)	۸۵	۸۸	۷۱	۷۲	۹۴	۸۴	۱۵۳	۱۵۵	۱۶۱	۱۷۲	۱۵۸	۱۴۴
Zr(ppm)	۶۲	۶۳	۶۰	۵۷	۷۴	۶۴	۸۰	۸۱	۸۴	۸۹	۸۲	۷۴
Ga(ppm)	۱۴.۱۳	۱۵.۱۲	۱۲.۱۱	۱۷.۱۴	۱۳.۶۱	۱۵.۷۲	۱۳.۸۱	۱۴.۱۴	۱۱.۱۷	۱۰.۷۲	۱۴.۱۷	۱۵.۱۴

ادامه جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر نمونه‌های گرانیت (GNT) و تراکیت (TRC).

نمونه	GNT-1	GNT-2	GNT-3	GNT-4	GNT-5	GNT-6	TRC-1	TRC-2	TRC-3	TRC-4	TRC-5	TRC-6
SiO ₂ (%)	۷۴٫۹۴	۷۳٫۸۱	۷۱٫۲۶	۷۲٫۷۷	۷۰٫۶۲	۷۱٫۲۴	۶۲٫۴۶	۶۳٫۴۸	۶۱٫۸۴	۶۳٫۹۸	۶۲٫۹۴	۶۲٫۷۴
Al ₂ O ₃ (%)	۱۰٫۸۷	۱۱٫۸۲	۱۳٫۸۸	۱۲٫۹۱	۱۴٫۰۱	۱۳٫۴۹	۱۶٫۸۲	۱۶٫۶۸	۱۶٫۹۱	۱۶٫۶۲	۱۶٫۹۸	۱۶٫۷۱
CaO(%)	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۲۱	۰٫۱۴	۰٫۴۲	۰٫۳۱	۰٫۷۶	۰٫۷۱	۰٫۹۲	۰٫۸۱	۰٫۹	۰٫۹۸
Fe ₂ O ₃ (%)	۴٫۹۹	۴٫۹۵	۵٫۳۶	۵٫۱۵	۵٫۷۷	۵٫۴۶	۵٫۸۵	۶٫۴۳	۶٫۹۸	۵٫۸۸	۵٫۷۷	۶٫۴۴
K ₂ O(%)	۱٫۶۱	۱٫۸۲	۱٫۹۴	۱٫۸۸	۲٫۱۴	۱٫۹۶	۴٫۸۱	۴٫۸۸	۴٫۸۳	۴٫۹۲	۴٫۷۱	۴٫۴۲
MgO(%)	۰٫۱۴	۰٫۱۸	۰٫۲۴	۰٫۲۱	۰٫۳۷	۰٫۳۱	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۲۲	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۳۲
MnO(%)	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۲۱	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۶
Na ₂ O(%)	۴٫۹۸	۴٫۸۲	۴٫۵۲	۴٫۶۱	۴٫۱۲	۴٫۵۶	۵٫۸۵	۵٫۸۶	۵٫۹۲	۶٫۹۸	۵٫۹	۵٫۸۸
P ₂ O ₅ (%)	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۰۹
TiO ₂ (%)	۰٫۱	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۱۸	۰٫۱۴	۰٫۳۲	۰٫۳۶	۰٫۳۹	۰٫۲۸	۰٫۳	۰٫۳۸
L.O.I	۱٫۸۸	۱٫۹۲	۱٫۹۹	۱٫۶۸	۱٫۷۴	۱٫۸۵	۲٫۰۱	۱٫۳۶	۱٫۸۸	۰٫۹۲	۱٫۸	۱٫۹۲
Ag(ppm)	۳٫۸	۳٫۲	۳٫۶	۲٫۸	۳٫۱	۳٫۳	۲٫۲	۲٫۱	۲٫۴	۲٫۴	۲٫۲	۱٫۸
As(ppm)	۵٫۲	۵٫۳	۶٫۲	۵٫۸	۶٫۸	۴٫۸	۳٫۸	۳٫۶	۳٫۹	۳٫۷	۳٫۹	۳٫۴
Ba(ppm)	۱۹۰۰	۱۹۵۰	۱۸۶۰	۱۸۵۰	۱۸۰۰	۱۸۴۰	۱۳۰۰	۱۳۴۰	۱۳۸۰	۱۳۹۵	۱۳۶۰	۱۳۶۵
Be(ppm)	۹٫۲	۹٫۱	۹٫۴	۸٫۲	۷٫۹	۸٫۴	۳٫۴	۳٫۶	۳٫۱	۳٫۷	۳٫۲	۲٫۸
Bi(ppm)	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۴
Cd(ppm)	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۱۲	۰٫۱۶	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۳	<۰٫۱	<۰٫۱
Ce(ppm)	۳۷۷	۳۶۲	۳۲۶	۳۴۵	۳۱۶	۳۲۵	۱۵۰	۱۵۹	۱۴۲	۱۵۸	۱۴۹	۱۵۱
Co(ppm)	۱٫۹	۱٫۸	۱٫۴	۱٫۶	۱٫۸	۲٫۱	۲	۱٫۸	۲٫۲	۱٫۶	۱٫۹	۲٫۱
Cr(ppm)	۱۴۲	۱۴۴	۱۵۱	۱۴۷	۱۶۲	۱۵۳	۳۵	۳۳	۳۹	۳۳	۳۷	۳۶
Cs(ppm)	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۷	۰٫۶	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۷	۰٫۹	۰٫۸	۰٫۸
Cu(ppm)	۹۸	۹۵	۱۰۲	۹۹	۱۵۲	۱۱۲	۱۷	۱۹	۲۱	۱۵	۱۸	۱۷
Dy(ppm)	۱۶۷۲	۱۶۵۲	۱۶۳۳	۱۶۴۸	۱۶۰۲	۱۶۴۴	۹٫۸	۹٫۹۴	۹٫۴۴	۹٫۹۵	۹٫۷۲	۹٫۷۷
Er(ppm)	۸۰۱	۸۰۶	۷۷۷	۸۱۶	۷۲۲	۷۸۸	۴٫۴۲	۴٫۴۴	۴٫۱۲	۴٫۵۱	۴٫۴۹	۴٫۳۸
Eu(ppm)	۲٫۳۷	۲٫۳۵	۲٫۷۱	۲٫۴۴	۲٫۱۲	۲٫۲۲	۱٫۵۹	۱٫۶۴	۱٫۳۳	۱٫۶۷	۱٫۵۵	۱٫۶۱
Gd(ppm)	۲۶٫۱۹	۲۵٫۱۷	۲۳٫۱۲	۲۵٫۹۷	۲۲٫۰۷	۲۲٫۳۲	۲٫۱۳	۲٫۳۴	۲٫۱۴	۲٫۴۱	۲٫۱۴	۲٫۱۶
Ga(ppm)	۲۸٫۶۱	۲۹٫۱۲	۲۴٫۱۶	۲۹٫۱۴	۳۰٫۶	۲۸٫۴۴	۲۴٫۷۱	۲۲٫۵۲	۲۳٫۱۴	۲۴٫۶۱	۲۲٫۶۲	۲۱٫۷۴
Hf(ppm)	۲۱٫۴۲	۲۰٫۸۲	۱۹٫۱۸	۲۰٫۱۲	۱۸٫۷۱	۱۹٫۲۴	۱۱٫۰۹	۱۲٫۴۸	۱۰٫۳۶	۱۲٫۵۴	۱۱٫۲۴	۱۱٫۳۲
In(ppm)	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵
La(ppm)	۱۹۲	۱۸۶	۱۷۴	۱۸۲	۱۶۲	۱۷۵	۷۶	۷۹	۷۱	۸۲	۷۷	۷۵
Li(ppm)	۵٫۲	۵٫۶	۴٫۸	۵٫۴	۷٫۱	۶٫۲	۳٫۴	۳٫۱	۳٫۶	۳٫۲	۳٫۳	۳٫۶
Lu(ppm)	۰٫۹۵	۰٫۹۱	۰٫۸۳	۰٫۹	۰٫۷۸	۰٫۸۸	۰٫۴۶	۰٫۵۱	۰٫۴۱	۰٫۵۴	۰٫۴۷	۰٫۴۶
Mo(ppm)	۱	۱٫۲	۱٫۴	۱٫۱	۱٫۷	۱٫۳	۱٫۶	۱٫۵	۱٫۹	۱٫۷	۱٫۴	۱٫۸
Nb(ppm)	۲۱۰٫۹	۲۱۱٫۸	۲۰۶٫۱	۲۰۹٫۲	۱۹۲٫۸	۲۰۹٫۶	۱۱۳٫۱	۱۱۲٫۸	۱۰۹٫۶	۱۲۰٫۱	۱۱۴٫۲	۱۱۵٫۸
Nd(ppm)	۱۸۴٫۵	۱۸۳٫۸	۱۷۰٫۶	۱۸۵٫۲	۱۷۹٫۶	۱۸۱٫۴	۷۸٫۸	۷۷٫۹	۶۹٫۵	۸۰٫۴	۷۹٫۵	۷۸٫۶
Ni(ppm)	۳	۳	۵	۳	۴	۳	۳	۳	۴	۳	۴	۴
Pb(ppm)	۳۴	۳۵	۳۱	۳۳	۲۹	۳۴	۲۴	۲۳	۲۱	۲۳	۲۵	۲۴
Pr(ppm)	۴۶٫۹۶	۴۶٫۴۴	۳۹٫۴۱	۴۵٫۱۴	۳۷٫۸۱	۴۴٫۱۴	۱۹٫۸۲	۱۹٫۷۲	۱۷٫۱۴	۲۰٫۱۴	۱۹٫۸۸	۱۹٫۹۵
Rb(ppm)	۳۵	۳۷	۳۳	۳۶	۳۷	۴۱	۹۴	۹۷	۸۴	۱۰۲	۹۶	۹۲
S(ppm)	۲۵۵	۲۵۱	۲۳۱	۲۵۶	۲۱۷	۲۴۴	۱۱۹	۱۱۷	۱۲۹	۱۱۴	۱۱۸	۱۱۹
Sb(ppm)	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۸	۰٫۶	۰٫۹	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۷	۰٫۶	۰٫۹	۰٫۸
Sc(ppm)	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵
Se(ppm)	۲٫۹۴	۲٫۹۹	۲٫۲۱	۲٫۸۸	۲٫۱۴	۲٫۷۹	۱٫۶۷	۱٫۶۳	۱٫۴۲	۱٫۵۷	۱٫۶۴	۱٫۶۶
Sm(ppm)	۳۵٫۵۹	۳۴٫۷۱	۲۹٫۸۱	۳۴٫۷۱	۲۸٫۶۲	۳۴٫۳۱	۱۵٫۰۷	۱۵٫۱۹	۱۴٫۱۳	۱۵٫۸۱	۱۵٫۰۹	۱۴٫۷۸
Sn(ppm)	۲۱٫۶	۲۱٫۸	۱۷٫۸	۲۰٫۹	۱۶٫۲	۲۲٫۷	۸٫۸	۸٫۴	۶٫۷	۸٫۳	۷٫۹	۸٫۲
Sr(ppm)	۳۴٫۹	۳۳٫۸	۳۹٫۷	۳۲٫۹	۴۱٫۷	۳۵٫۲	۲۶٫۹	۲۷٫۲	۲۹٫۶	۲۵٫۳	۲۸٫۴	۲۷٫۲
Ta(ppm)	۱۵۰٫۳	۱۵۱٫۴	۱۳۱٫۱	۱۴۸٫۲	۱۲۶٫۸	۱۴۹٫۲	۷٫۲۵	۷٫۱۶	۶٫۰۲	۸٫۱۴	۷٫۳۶	۷٫۴۲
Tb(ppm)	۳٫۲۴	۳٫۱۶	۲٫۷۴	۳٫۱۲	۲٫۵۲	۳٫۳۱	۱٫۶۶	۱٫۵۷	۱٫۳۴	۱٫۶۹	۱٫۵۹	۱٫۶۱
Te(ppm)	۰٫۴۲	۰٫۴۴	۰٫۳۲	۰٫۴۷	۰٫۳۱	۰٫۴۵	۰٫۱۸	۰٫۱۹	۰٫۱۴	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۱۸
Th(ppm)	۱۸٫۷۸	۱۸٫۶۲	۱۳٫۴۱	۱۷٫۱۴	۱۲٫۱۴	۱۸٫۱۲	۸٫۵۶	۸٫۴۴	۷٫۴۲	۹٫۱۴	۸٫۱۴	۸٫۶۸
Ti(ppm)	۵۷۷	۵۷۹	۷۱۴	۵۶۹	۷۴۵	۵۷۲	۱۹۲۷	۱۹۳۶	۲۰۱۴	۱۹۱۸	۱۹۴۸	۱۹۵۱
Tl(ppm)	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۳۴	۰٫۳۶	۰٫۴۴	۰٫۳۳	۰٫۳۶	۰٫۳۵
Tm(ppm)	۱٫۱۳	۱٫۱۴	۰٫۹۸	۱٫۱۴	۰٫۸۴	۱٫۲۱	۰٫۵۹	۰٫۵۴	۰٫۴۱	۰٫۵۸	۰٫۶۱	۰٫۵۷
U(ppm)	۳٫۲	۳٫۴	۲٫۱	۳٫۳	۱٫۸	۳٫۴	۱٫۵	۱٫۴	۱٫۱	۱٫۷	۱٫۳	۱٫۴
V(ppm)	۸	۸	۱۳	۹	۱۴	۸	۱۲	۱۳	۱۷	۱۴	۱۳	۱۵
W(ppm)	۲٫۷	۲٫۶	۱٫۹	۲٫۵	۱٫۶	۲٫۷	۱٫۶	۱٫۵	۱٫۲	۱٫۷	۱٫۶	۱٫۸
Y(ppm)	۶۹٫۶	۶۸٫۷	۶۱٫۴	۶۸٫۴	۶۰٫۴	۶۷٫۹	۱۵٫۲	۱۵٫۳	۱۴٫۲	۱۵٫۶	۱۵٫۱	۱۴٫۹
Yb(ppm)	۹٫۵	۹٫۴	۷٫۲	۹٫۶	۷٫۱	۹٫۴	۱٫۱	۱٫۲	۰٫۸	۱٫۴	۱٫۲	۱٫۳
Zn(ppm)	۱۳۹	۱۳۵	۱۱۴	۱۲۸	۱۰۹	۱۳۲	۵۴	۵۳	۵۱	۵۵	۵۱	۵۳
Zr(ppm)	۳۲۱۵	۳۳۱۰	۲۹۱۳	۳۱۷۲	۲۸۱۲	۳۱۷۲	۱۱۳۲	۱۱۴۱	۱۰۸۲	۱۱۵۶	۱۱۳۸	۱۱۴۵

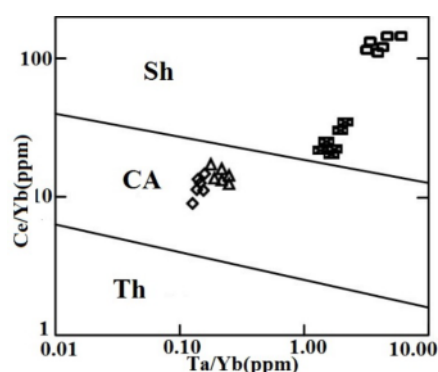


شکل ۴ الف و ب) نمودارهای مجموع قلیایی‌ها نسبت به SiO_2 و جایگاه نمونه‌های مورد بررسی بر آن‌ها، [۱۳] پ و ت) نمودارهای مجموع قلیایی‌ها نسبت به SiO_2 و جایگاه نمونه‌های مورد بررسی بر آن‌ها، [۱۴] $\diamond$ بازالت، Δ گابرو، $\boxtimes$ گرانیت و $\square$ تراکیت

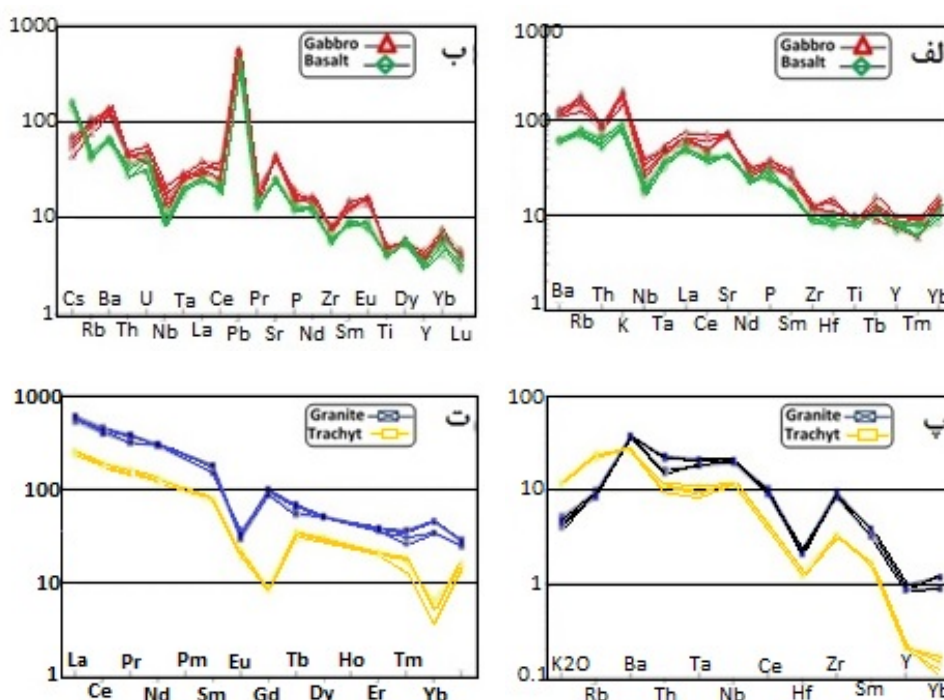
(LILE) و LREE ها و تهی‌شدگی از HREE ها در این الگو می‌تواند نشانگر نرخ کم ذوب، گریزندگی بالای $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ در محیط تشکیل ماگما و یا عمق زیاد تشکیل ماگمای مولد بازالت و گابرو باشد. ناهنجاری مثبت Pb به آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای [۱۸-۱۹] اشاره دارد. به عقیده سیرواستار و همکارش [۲۰] غنی‌شدگی بیشتر LREE ها و ناهنجاری مثبت Pb ممکن است ناشی از عملکرد دو فرآیند باشد: ۱- آلودگی پوسته‌ای و ۲- ذوب بخشی گوشته غنی شده طی فرآیند دگرته‌داری در اثر سیال یا مذاب ناشی از صفحه فروزانده شده. بالا بودن مقدار LREE ها و LILE ها بیانگر دگرته‌داری شدن گوشته غنی شده است، بنابراین گوشته دگرته‌داری می‌تواند منبع سنگ‌های بازالتی و گابرو باشد. غنی‌شدگی از LREE ها نسبت به HREE ها توسط نسبت‌های $(\text{La}/\text{Yb})_N$ و $(\text{La}/\text{Sm})_N$ قابل تشخیص است. میانگین نسبت $(\text{La}/\text{Sm})_N$ در بازالت‌ها ۴/۸۵ و در گابروها ۳/۶۷ و میانگین نسبت $(\text{La}/\text{Yb})_N$ در بازالت‌ها ۷/۵۴ و در گابروها ۷/۱۴ است که بیانگر غنی‌شدگی از LREE ها نسبت به HREE ها در نمونه‌های مورد بررسی است. ناهنجاری مثبت Cs، Ba و K در سنگ‌های مورد بررسی می‌تواند نشانگر کاهش ذوب بخشی کم باشد.

تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین از مهم‌ترین موضوع ها در بررسی‌های سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین هر منطقه و تعیین محیط زمین‌ساختی آنهاست. همچنین نوع سری ماگمایی سازنده سنگ‌ها می‌تواند در حل مسائل سنگ‌زایی و بویژه جایگاه زمین دینامیکی منطقه مورد بررسی کلیدی باشد. براساس نمودار $\text{Ce}/\text{Yb}-\text{Ta}/\text{Yb}$ [۱۵]، ماگمای مولد بازالت‌ها و گابروها دارای سرشت آهکی قلیایی است و نمونه‌های مربوط به گرانیت‌ها و تراکیت‌ها دارای ماهیت شوشونیتی هستند (شکل ۵).

برای ارزیابی فراوانی و نسبت بین عناصر کمیاب و مقایسه آن با سنگ‌های مشابه به منظور آگاهی از جایگاه تشکیل سنگ‌های آذرین منطقه مورد بررسی، نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه برای این سنگ‌ها رسم شده است. بررسی روند تغییرات میانگین عناصر کمیاب بر اساس نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۶] و گوشته اولیه [۱۷] در بازالت‌ها و گابروها نشانگر غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و عناصر ناسازگار نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) است (شکل‌های ۶ الف و ب). غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست بزرگ یون



شکل ۵ نمودار Ce/Yb نسبت به Ta/Yb و جایگاه نمونه‌های مورد بررسی بر آن، [۱۵] نشانه‌ها مانند شکل ۴.



شکل ۶ الف) نمودار عنکبوتی بازالت‌ها و گابروها بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۶]، ب) نمودار عنکبوتی بازالت‌ها و گابروها بهنجار شده با گوشت اولیه [۱۷]، پ) نمودار عنکبوتی گرانیت‌ها و تراکیت‌ها بهنجار شده با ORG، [۲۲] و ت) نمودار عنکبوتی گرانیت‌ها و تراکیت‌ها بهنجار شده با کندریت عناصر خاکی نادر، [۲۱].

ناهنجاری مثبت و مشخصی از LILEها (Rb, Ba, K) را می‌توان به نرخ پایین ذوب‌بخشی، خاستگاه گوشته‌ای غنی شده و آرایش با مواد پوسته‌ای نسبت داد. غنی‌شدگی از عناصر Rb, Ba, K می‌تواند بازتابی از دخالت پوسته قاره‌ای در تشکیل ماگما و یا پدیده هضم و آمیختگی ماگمای برآمده از ذوب پوسته با ماگمای گوشته‌ای باشد. دلیل تهی‌شدگی عنصر Gd در تراکیت‌ها کمبود کانی‌های فرومنیزین و به ویژه آمفیبول در این سنگ‌هاست.

با مقایسه داده‌های سنگ‌نگاری و زمین شیمیایی سنگ‌های منطقه با ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین شیمیایی انواع مختلف

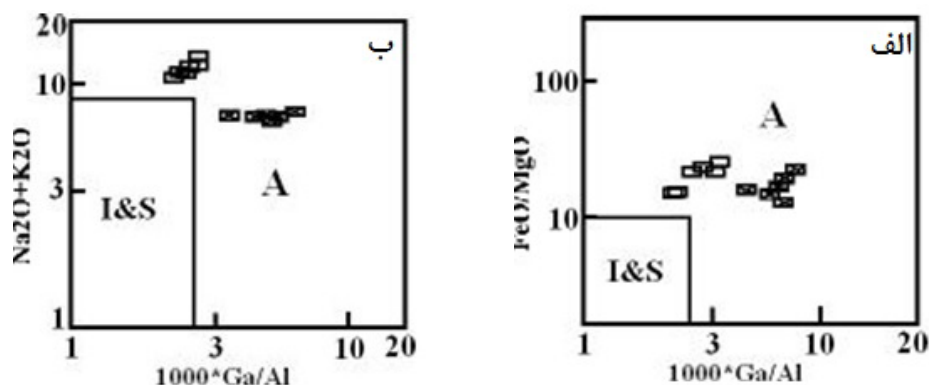
بررسی روند تغییرات میانگین عناصر کمیاب بر اساس نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۱] و ORG [۲۲] در گرانیت‌ها و تراکیت‌ها نشانگر غنی‌شدگی LREEها و عناصر ناسازگار نسبت به HREEها هستند (شکل‌های ۶ پ و ت). غنی‌شدگی از LILEها و LREEها و تهی‌شدگی از HREEها در این الگو می‌تواند نشانگر نرخ کم ذوب، گریزندگی بالای CO_2/H_2O و یا عمق زیاد تشکیل ماگمای مولد سنگ‌های گرانیتی و تراکیتی باشد [۲۳] گفتنی است که شیب نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر نزولی شدید نیست و تهی‌شدگی شدید از HREEها دیده نمی‌شود.

مورد بررسی خاستگاه گوشته‌ای در نظر گرفت که با درجه‌های کم تا متوسطی از پوسته قاره‌ای آرایش یافته و طی مراحل ریفتی و کشش اولیه پوسته قاره‌ای ظاهر می‌شوند.

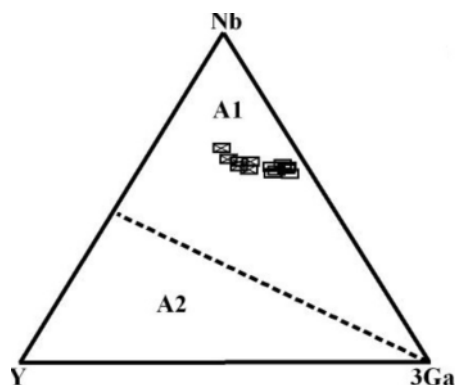
تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌ها می‌تواند در تفسیر سنگ‌زایی آنها کمک بسیاری باشد. برای تعیین محیط زمین‌ساختی نمونه‌های گرانیتی و تراکیتی منطقه از نمودار سه وجهی $Rb_{30}-Hf-3Ta$ [۲۶] (شکل ۹ الف) و نمودار دوتایی Nb نسبت به Y [۲۲] (شکل ۹ ب) استفاده شد. بر این اساس، نمونه‌های مورد بررسی در گستره درون صفحه‌ای (WP) واقع هستند.

برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مافیک منطقه مورد بررسی از نمودار دوتایی Zr نسبت به Ti [۲۷] (شکل ۱۰ الف) و نمودار Nb/Yb نسبت به TiO_2/Yb [۲۸] (شکل ۱۰ ب) استفاده شد که جایگاه پشته‌های میان اقیانوسی نوع مورب غنی شده (EMORB) برای سنگ‌های مافیک منطقه برداشت می‌شود.

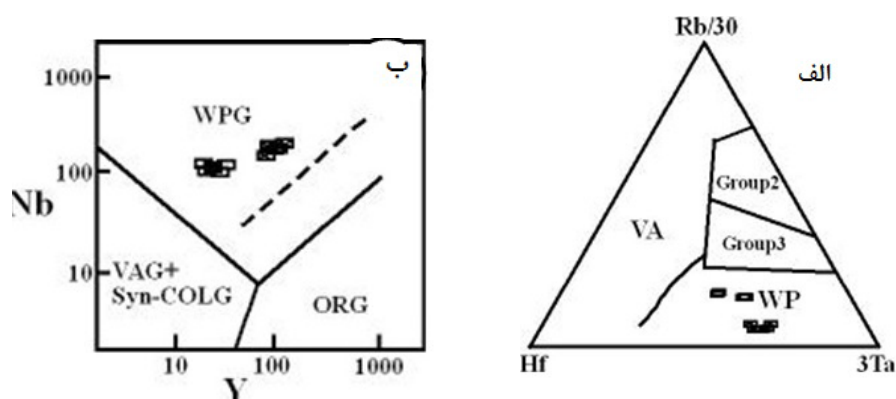
گرانیتوئیدی، می‌توان گفت که سنگ‌های گرانیتی و تراکیتی منطقه از نوع گرانیتوئیدهای نوع A هستند (غنی بودن از Na+K و Zr، فقیر بودن از Ca، فراوانی بافت‌های پرتیتی، گرانوفیری و فراوانی زیرکن). در این راستا از نمودارهای تفکیک انواع مختلف گرانیتوئیدها استفاده شد که همه نوع A این گرانیتوئیدها را تأیید می‌کنند (شکل ۷). براساس نمودارهای دوتایی FeO/MgO نسبت به $1000 \cdot Ga/Al$ و Na_2O+K_2O نسبت به $1000 \cdot Ga/Al$ [۲۴]، سنگ‌های گرانیتی و تراکیتی در گستره A واقع هستند. با استفاده از نمودار مثلثی Nb-Y-3Ga [۲۵] که برای تفکیک دو زیر گروه از گرانیت‌های نوع A طراحی شده است، مشخص می‌شود که سنگ‌های مورد بررسی در زیر گروه A_1 قرار دارند (شکل ۸). زیر گروه A_1 خاستگاه گوشته‌ای دارد (می‌تواند با درجه‌های زیاد یا کم پوسته قاره‌ای آلوده شده باشد) و طی فعالیت ماگمایی درون صفحه‌ای و یا در جایگاه زمین‌ساختی کافت‌های درون قاره‌ای تشکیل می‌شوند. از این رو می‌توان برای سنگ‌های گرانیتی و تراکیتی منطقه



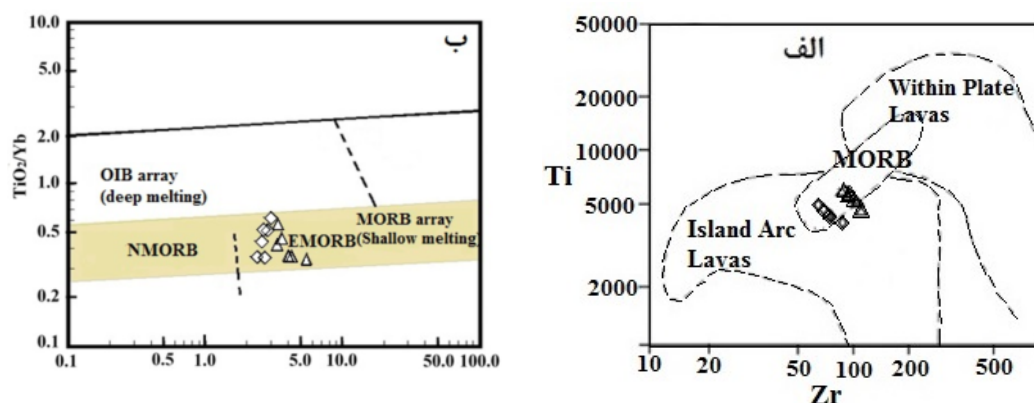
شکل ۷ نمودارهای دوتایی الف) FeO/MgO نسبت به $1000 \cdot Ga/Al$ و ب) Na_2O+K_2O نسبت به $1000 \cdot Ga/Al$ و جایگاه نمونه‌های مورد بررسی بر آنها [۲۴] (نشانه‌ها مانند شکل ۴)



شکل ۸ تفکیک سنگ‌های گرانیتی و تراکیتی منطقه به زیر گروه‌های A_1 و A_2 و جایگاه نمونه‌های مورد بررسی بر آن [۲۵] (نشانه‌ها مانند شکل ۴).



شکل ۹ الف) نمودار Rb/30-Hf-3Ta برای تفکیک محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مورد بررسی [۲۶] و ب) نمودار Nb/Y [۲۲] و جایگاه نمونه‌های مورد بررسی بر آن. (نشانه‌ها مانند شکل ۴).



شکل ۱۰ الف) نمودار دوتایی Zr به نسبت Ti برای تفکیک محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مورد بررسی [۲۷] و ب) نمودار Nb/Yb نسبت به TiO_2/Yb [۲۸] و جایگاه نمونه‌های مورد بررسی بر آن. (نشانه‌ها مانند شکل ۴).

برداشت

شوند. هماهنگی این دو مجموعه سنگی و ارتباط آنها با تشکیل اقیانوس پالئوتتیس دوم در شمال ایران تاییدی بر ارتباط زایشی آنها با مجموعه‌های افیولیتی وابسته به سنگ کره اقیانوسی پالئوتتیس دوم هستند، به طوری که این رخنمون‌ها نشانگر مراحل آغازین گشایش پالئوتتیس دوم در شمال ایران هستند.

قدردانی

این پژوهش در قالب طرح پژوهشی مصوب در دانشگاه محقق اردبیلی و با حمایت مالی این دانشگاه انجام شده است که از حمایت‌های مالی معاونت محترم پژوهشی این دانشگاه قدردانی می‌شود.

مراجع

[1] Alavi M., "Sedimentary and structural characteristics of the paleo-Tethys remnants in

بررسی‌های زمین شیمیائی سنگ‌های بازالتی و گابرویی پنجره زمین ساختی سوسه‌هاب- ترازوج نشان می‌دهد که این مجموعه مافیک در پیوند با فعالیت ماگمایی غیر وابسته به محیط‌های فرورانشی و بیشتر در ارتباط با فعالیت ماگمایی مناطق زاینده و با سرشت E-MORB هستند. این ویژگی به همراه غنی شدگی از LREEها نسبت به HREEها و ناهنجاری مثبت LILEها که شاهدهی بر نرخ ذوب اندک گوشته ای در خاستگاه این سنگ‌هاست، پیشنهاد می‌کند که این سنگ‌ها به عنوان بخشی از فعالیت شکاف وسط اقیانوسی پالئوتتیس دوم هنگام گذر از مرحله کافتی به تشکیل سنگ کره اقیانوسی در نظر گرفته شوند. گرانیتوئیدها و فوران‌های تراکیتی همراه این مجموعه نیز وابسته به انواع غیر کوهزاد و زیر گروه A₁ هستند که در محیط‌های کافتی و از خاستگاه گوشته‌ای تشکیل می-

- [13] Cox K. G., Bell J. D., Pakhurst R. J., "The interpretation of igneous rocks", London, Allen and Unwin (1979) 450.
- [14] Middlemost E. A. K., "Naming material in the magma - igneous rock system", *Earth Sciences Reviews* 31 (1994) 73-87.
- [15] Pearce J. A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J. (eds), *Continental basalt and mantle xenoliths*", Shiva Nantwich (1983) 23-249.
- [16] Thompson R. N., "An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach, *Phil Transv*", Soc. Lond 310 (1982) 549-590.
- [17] Mc Donough W. F., Sun S. S., "The composition of the Earth", *Chemical Geology* 120 (1995) 223-253.
- [18] 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.
- [19] Borisova A. Y., Belyasky B. V., Portnyagin M. V., "Petrogenesis of olivine-phyric basalts from the Aphanasey Nikitin rise: Evidence for contamination by cratonic lower continental crust", *Journal of Petrology*, Vol. 42. Num 2 (2001) 277-316.
- [20] Sirvastava R. K., Singh R. K., "Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dykes from the central Indian caton: evidence for mantle metasomatism", *Journal of Asian Earth sciences* 23 (2004) 373-389.
- [21] Boynton W. V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, In: Henderson P., (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*", Elsevier (1984) 63-114.
- [22] Pearce J., Harris N. G., Tindle A., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology* 25 (1984) 956-983.
- [23] Panter H. S., Hart S. R., Kyle Ph., Blusztajn J., Wilch T., "Geochemistry of late Cenozoic basalts from the Cray mountains: characterization of mantle sources in Marie Byrd Land, Antarctica", *Chemical Geology* 165 (2000) 215-241.
- northeastern Iran", *Geological Society of America Bulletin* 103 (1991) 983-992.
- [2] Stampfli G. M., "Etude geologique generale de Elboruz oriental au sud de Gonbade-Qabus, Iran, NE". These Geneve, (1978), 329pp.
- [3] Stampfli G.M., Borel G.D., "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones", *Earth and Planetary Science Letters*, 196 (2002) 17-33.
- [4] Golonka J., "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic", *Tectonophysics*, 381 (2004) 235-273.
- [5] Eftekharnjad J., Asadian A., Rastgarmizaei A., "Age of the Asalem-Shanderman metamorphic assemblage and ophiolites and their geodynamic relationship with the Paleo-tethys and the Caspian-like oceanic crust", 3 (1373) 36-43.
- [6] Moayyed M., Modjarad m., "The development of the second Paleo-tethys ocean in Iran", 11th Iranian Geological Society Conference, Ferdowsi University of Mashhad, (1386).
- [7] Zanchi A., Berra F., Mattei M., Ghassemi R.M., Sabouri J., "Inversion tectonics in central Alborz, Iran", *Journal of Structural Geology*, 28 (2006) 2023-2037.
- [8] Zanchetta S., Zanchi A., Villa I., Poli S., Muttoni G., "The Shanderman eclogites: a Late Carboniferous high-pressure event in the NW Talesh Mountains (NW Iran)", *Geological Society, London, Special Publications* 312 (2009) 57-78.
- [9] Omrani H., Moayyed M., Oberhänsli R., Bousquet R., Tsujimori T., "Geochemistry of Shanderman eclogites and their protolith nature", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 89 (2010) 431-444.
- [10] Stocklin J., "Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia", *Memoir Hors serie de la Societe Geologique de France*, No 8 (1977) 333-335.
- [11] Moayyed M., "Petrological investigation of Tertiary volcano-plutonic tape of west Alborz-Azarbaijan with special view on Hashtjin area", PhD thesis of Shahid Beheshti University, (1380) 328.
- [12] Whitney D. L., Evans B. W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist*, V. 95 (2010) 185-187.

Collision tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc., 19 (1986) 67-81.

[27] Pearce J. A., "*Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries*", In: Andesites (eds), Wiley Chichester (1982) 525-548.

[28] Pearce J., "Sources and settings of granitic rocks", Episodes, 19 (2008) 120-125.

[24] Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W., "*A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis*", Contributions to Mineralogy and Petrology 95(4) (1987) 407-419.

[25] Eby G. N., "*Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications*", Geology 20(7) (1992) 641-644.

[26] Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G., "*Geochemical characteristics of collision – zone magmatism*", In: Coward M. P., Reis A. C., (ed),