

زمین‌شیمی، جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمایی توده نفوذی کانه‌دار در مجموعه مس پورفیری صاحب‌دیوان، شمال غرب ایران

هادی خلیل‌زاده*، صمد علیپور، علی عابدینی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

(دریافت مقاله: ۹۷/۹/۱۰، نسخه نهایی: ۹۷/۱۲/۱۱)

چکیده: مجموعه مس پورفیری صاحب‌دیوان در پهنه ماگمایی البرز-آذربایجان در شمال غرب ایران واقع است. بر پایه بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، ترکیب اصلی توده نفوذی کانه‌دار در این مجموعه شامل گرانودیوریت، دیوریت و مونزونیت است. این سنگ‌ها پرآلمین و وابسته به سری‌های ماگمایی کلسیمی قلیایی پتاسیم بالا و شوشونیتی هستند و در گستره گرانیتهای نوع I جای می‌گیرند. در نمودارهای هارکر، SiO_2 دارای همبستگی منفی با Al_2O_3 ، CaO ، K_2O ، MgO ، P_2O_5 ، TiO_2 ، FeO و Co و V و همبستگی مثبت با Cr ، La ، Zr و Nb است. غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست درشت یون (مانند Cs ، Th و U)، تهی‌شدگی از عناصر با قدرت میدان بالا (مانند Ta ، Nb و Ti) و غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین همراه با بی‌هنجاری جزئی منفی Eu از دیگر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی صاحب‌دیوان است. نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی نشان‌دهنده شکل‌گیری این سنگ‌ها در محیط قوسی آتشفشانی پس‌خوردی در یک کرانه فعال قاره‌ای است. بر پایه داده‌های زمین‌شیمیایی، ماگمای مولد سنگ‌های مورد بررسی بوسیله ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای زیرین در اثر نفوذ مذاب‌های بازالتی مشتق شده از گوشته و در تعادل با پسماندهای شامل پیروکسن و آمفیبول تشکیل شده است.

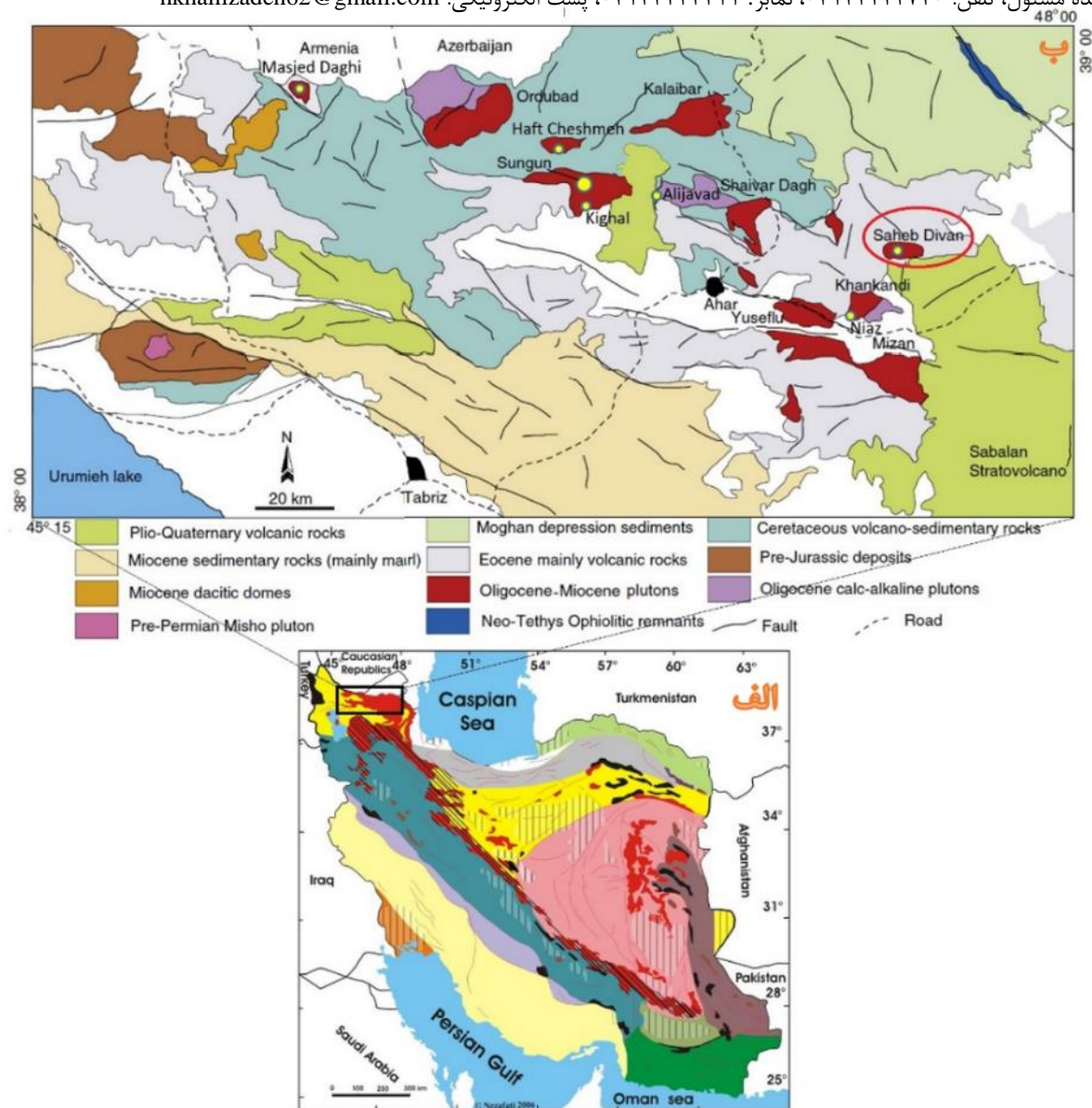
واژه‌های کلیدی: صاحب‌دیوان؛ مجموعه مس پورفیری؛ سنگ‌های گرانودیوریتی؛ زمین‌شیمی؛ جایگاه زمین‌ساختی؛ خاستگاه ماگما.

مقدمه

کانی‌سازی‌های مس پورفیری در این کمربند در اصل همراه با توده‌های نفوذی الیگوسن-میوسن بوده است که از مهمترین آنها می‌توان به کانسارها و گستره‌های سونگون، علی‌جواد، مسجدداغی، هفت‌چشمه، کیقال، نیاز و صاحب‌دیوان اشاره کرد (شکل ۱ ب). در منطقه صاحب‌دیوان، کانی‌زایی مس پورفیری در ارتباط با توده گرانیتوئیدی به سن الیگوسن است [۴]. با توجه به اینکه تاکنون پژوهش متمرکزی پیرامون ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، محیط زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمایی این توده انجام نشده است، در این پژوهش به این ابهامات پرداخته شده است.

منطقه صاحب‌دیوان در تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران [۱] (شکل ۱ الف) در پهنه البرز-آذربایجان واقع شده و دارای مختصات جغرافیایی به طول $53^{\circ} 32'$ و 47° عرض $27^{\circ} 33'$ است. این منطقه بخشی از کمربند مس ارسباران در شمال غرب ایران را تشکیل می‌دهد (شکل ۱ ب). کمربند مس ارسباران یکی از مناطق مهم تشکیل کانسارهای مس پورفیری در مجموعه کوهزایی-کانی‌زایی آلپ-همیالیا بوده [۲] و دارای ۷۰ تا ۸۰ کیلومتر عرض و ۴۰۰ کیلومتر طول است و در برگیرنده نهشته‌های آتشفشانی-رسوبی کرتاسه و سنوزوئیک و همچنین توده‌های نفوذی سنوزوئیک است که به درون واحدهای رسوبی-آتشفشانی کرتاسه و ائوسن نفوذ کرده‌اند [۳].

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۴۱۴۴۲۲۲۷۲۰، شماره: ۰۴۱۴۴۲۲۴۲۱۱، پست الکترونیکی: hkhalilzadeh62@gmail.com



شکل ۱ الف) جایگاه پهنه ارسبارن در نقشه زمین‌ساخت ایران [۱] و ب) نقشه زمین‌شناسی پهنه ارسبارن به همراه جایگاه مهمترین کانی‌زایی‌های مس پورفیری و منطقه مورد بررسی در آن برگرفته از مرجع [۳] با تغییرات کلی.

روش بررسی

پس از بازدیدهای صحرایی، بررسی مقاطع میکروسکوپی و مغزه‌های حفاری اکتشافی و انجام نمونه‌برداری تصادفی و اصولی از اعماق مختلف گمانه‌های حفاری، به منظور تعیین فازهای کانیایی توده گرانیتوئیدی مورد بررسی، تعداد ۸ نمونه سنگی مناسب برای پراش پرتوی ایکس (XRD) به آزمایشگاه زرآما ایران ارسال شد. همچنین تعداد ۱۲ نمونه به روش‌های طیف‌سنجی نشری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-ES) و

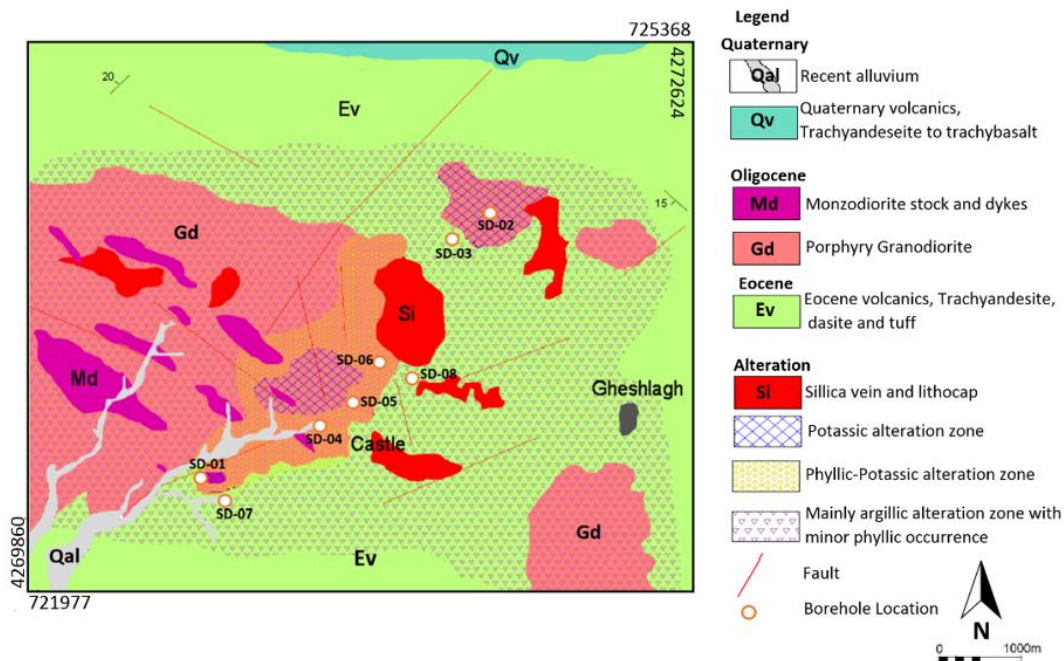
طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به ترتیب برای تعیین مقادیر عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی نادر در آزمایشگاه MS Analytical کشور کانادا تجزیه شدند.

زمین‌شناسی منطقه

براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ لاهرود [۵]، مهمترین رخنمون‌های سنگی در منطقه صاحب‌دیوان شامل نهشته‌های آتشفشانی ائوسن و توده‌های نفودی کوارتزدیوریتی تا گرانودیوریتی الیگوسن است. نهشته‌های آتشفشانی ائوسن در

توده گرانودیوریتی گسترده‌ترین واحد نفوذی در منطقه صاحب‌دیوان است و بیشتر دارای بافت پورفیری بوده و میزبان اصلی کانه‌زایی مس و دگرسانی‌های پتاسیمی، فلیک، آرژیلی و پروپیلیتی (جدول ۱) است. این توده در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شود (شکل ۳ پ) و بیشتر دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، پیروکسن، بیوتیت و آمفیبول است. در این سنگ‌ها، بلورهای پلاژیوکلاز شکل‌دار و گاه دارای لبه‌های خورده شده بوده و بر پایه ویژگی‌های نوری، الیگوکلاز-آندزین هستند. این بلورها در برخی موارد ساخت منطقه‌بندی نشان می‌دهند و بافت غربالی دارند. در سنگ‌های مورد بررسی، کلینوپیروکسن شکل‌دار بیشتر در تماس با کانی‌های کدر دیده می‌شود. در زمینه، کوارتز و فلدسپار به همراه ریزبلورهای کلینوپیروکسن تجزیه شده، کانی‌های کدر، لکه‌های لوکوکسن-اسفن و بلورهای اکسیده آمفیبول حضور دارند.

لبه‌های منطقه رخنمون دارند و بیشتر شامل تراکی‌آندزیت، داسیت و توف هستند و سنگ میزبان توده نفوذی گرانودیوریتی (Gd) به سن الیگوسن را تشکیل می‌دهند. بر اساس مشاهدات صحرایی و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ (شکل ۲)، در مجموعه پورفیری صاحب‌دیوان نخست توده گرانودیوریتی به درون نهشته‌های آتشفشانی ائوسن (Ev) نفوذ کرده است. در مرحله بعدی، استوک‌ها و دایک‌های مونزودیوریتی به آن نفوذ کرده و توده گرانودیوریتی و گاه نهشته‌های ائوسن را قطع کرده‌اند. این سنگ‌ها در نمونه دستی خاکستری تیره تا سبز تیره است و با توجه به رنگ و بافت از توده نفوذی گرانودیوریتی قابل تمایز هستند. سرانجام دایک‌های تاخیری تراکی‌بازالتی و الیوبین‌بازالتی به آن نفوذ کرده و واحدهای پیشین را قطع کرده‌اند [۶].



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه صاحب‌دیوان در مقیاس ۱:۱۰۰۰ برگرفته از مرجع [۶] پس از تغییرات کلی.

جدول ۱ نتایج تجزیه به روش XRD انواع پهنه‌های دگرسانی در توده گرانودیوریتی کانه‌دار در مجموعه پورفیری صاحب‌دیوان.

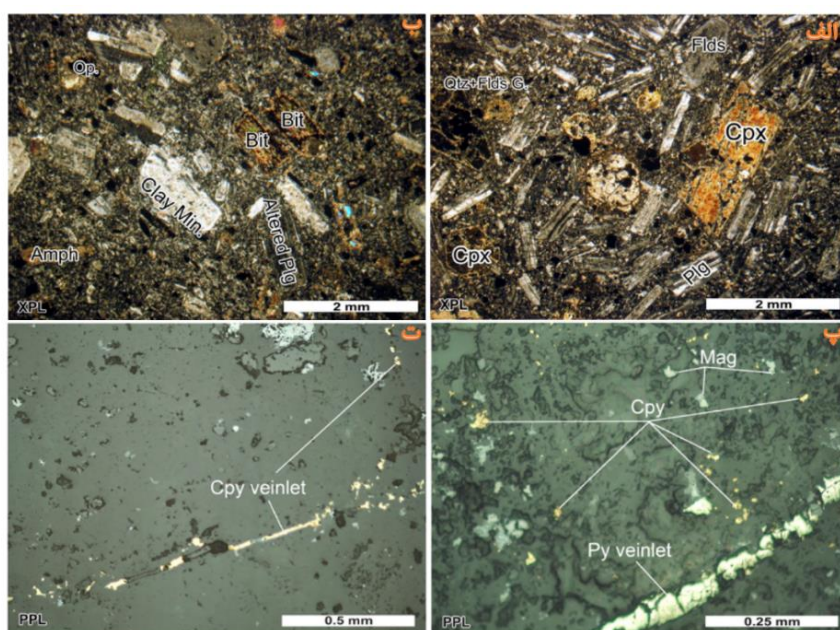
نوع دگرسانی	کد نمونه	فاز اصلی	فاز فرعی	فاز کم مقدار
پتاسیمی	SD-02.172	کوارتز-آلبیت-موسکویت-ایلیت-ارتوکلاز	کانولینیت-هماتیت	کلسیت
پتاسیمی	SD-04.304	آلبیت-ارتوکلاز-کوارتز-بیوتیت	کلریت-هورنبلند-هماتیت	-
نیلی	SD-01.254	کوارتز-موسکویت-ایلیت	پیریت	-
نیلی	SD-05.166	کوارتز-موسکویت-ایلیت	کلریت-پیریت	-
آرژیلی	SD-03.130	کوارتز-کانولینیت	موسکویت-ایلیت-ناتروالونیت-آلبیت-میکروکلین	پیریت
آرژیلی	SD-06.340	کوارتز-کانولینیت-موسکویت-ایلیت	کانی رسی-پیریت-ناتروالونیت	روتیل
پروپیلیتی	SD-01.406	آلبیت-ارتوکلاز-کلریت-اوژیت	کوارتز	موسکویت-ایلیت-هورنبلند



شکل ۳ الف) نمای کلی از منطقه مورد بررسی شامل توده گرانودیوریتی (Gd) با دگرسانی آرژیلی به همراه واحدهای مونزودیوریتی (Md)، ب) تصویر نمونه سطحی از توده گرانودیوریتی با بافت پورفیری و دگرسانی آرژیلی و پ) تصویر مغزه حفاری از توده نفوذی گرانودیوریتی.

بررسی‌های کانی‌نگاری در توده گرانودیوریتی، کانه عمده مس کالکوپیریت است که به صورت پراکنده و در رگچه‌ها دیده می‌شود. ابعاد این کانه‌ها بین ۴۰ تا ۳۰۰ میکرون است. پیریت‌ها به صورت رگچه‌ای با ضخامت حدود ۱۰۰ میکرون در اطراف کالکوپیریت مشاهده می‌شوند. کانه‌های مگنتیت نیز به صورت شکل‌دار و پراکنده در متن سنگ حضور دارند و ابعاد آنها بین ۲۰ تا ۴۰۰ میکرون متغیر است (شکل‌های ۴ پ و ت) [۷].

پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی بطور نسبی به کانی‌های رسی و مقادیری جزئی سربیسیت تجزیه شده‌اند. پیروکسن نیز گاه بطور نسبی به کلریت تجزیه شده است. کانی‌های فرومنیزین (بیوتیت و آمفیبول) نیز در این سنگ‌ها حضور دارند و در برخی موارد اکسیده شده‌اند. در این سنگ‌ها، فلدسپات گاه حالت جریان‌ی دارد. کانی‌های کدر و آپاتیت نیز در آنها به عنوان کانی فرعی دیده می‌شوند (شکل‌های ۴ الف و ب). بر اساس



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی توده‌ی نفوذی گرانودیوریتی دارای بافت پورفیری. الف) پلاژیوکلاز با لبه‌های فلدسپار قلیایی و دارای ساخت منطقه‌بندی و کلینوپیروکسن شکل‌دار، ب) بلورهای بیوتیت و آمفیبول به همراه پلاژیوکلاز دگرسان شده (کلینوپیروکسن (Cpx)، پلاژیوکلاز

(Plg)، فلدسپار (Flds)، بیوتیت (Bit)، آمفیبول (Amph)، ارتوپروکسن (Op.)، کوارتز (Qtz)، پ و ت) کانه‌های مگنتیت (Mag)، کالکوپیریت پراکنده و رگچه‌های (Cpy) و پیریت رگچه‌های (Py) در توده گرانودیوریتی مورد بررسی [۷].

۰.۱ تا ۰.۷، ۲.۶۶ تا ۲۱.۵۱ از MgO، ۴.۲۳ تا ۴۱.۰۱ از CaO، ۰.۱ تا ۲.۴۹،

بحث و بررسی

TiO₂ از ۰.۳۶ تا ۰.۹۵ و P₂O₅ از ۰.۱۰۸ تا ۰.۵۱ درصد وزنی

زمین‌شیمی سنگ کل

تغییر می‌کند که بیانگر گستره ترکیبی وسیع توده گرانودیوریتی است (جدول ۲).

در نمونه‌های مورد بررسی، مقادیر SiO₂ از ۴۹.۸۸ تا ۶۷.۲۷، Al₂O₃ از ۱۳.۸۸ تا ۲۱.۰۸، K₂O از ۲.۲۱ تا ۵.۷۲، Na₂O از

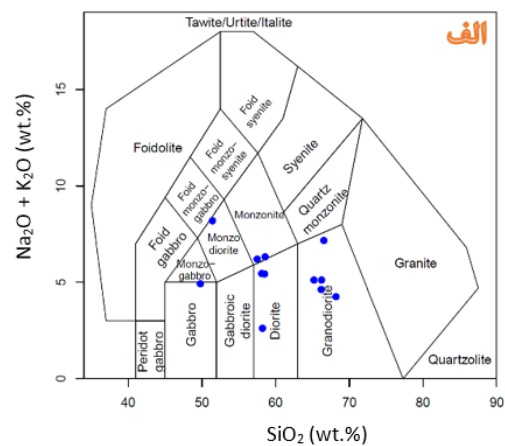
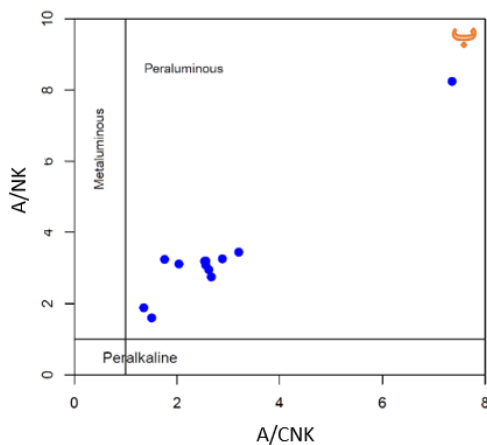
جدول ۲ مقادیر اکسیدهای اصلی (درصد وزنی) و عناصر فرعی و خاکی نادر (ppm) در نمونه‌های مورد بررسی.

شماره نمونه اکسید عنصر	SD-۰۱/۱۷۸	SD-۰۲/۳۴	SD-۰۲/۱۳۲	SD-۰۲/۳۳۴	SD-۰۳/۱۴۴	SD-۰۴/۲۳۶	SD-۰۴/۲۲۲	SD-۰۵/۴۲	SD-۰۵/۱۶۶	SD-۰۵/۳۹۰	SD-۰۶/۲۷۸	SD-۰۶/۴۳۸
SiO ₂	۶۵.۶۷	۵۸.۸۲	۶۷.۲۷	۶۷.۲۵	۵۸.۵۹	۵۷.۹۸	۶۶.۸۶	۵۱.۵۴	۴۹.۸۸	۵۹.۱۳	۶۶.۸۳	۵۷.۸۹
Al ₂ O ₃	۱۵.۵۶	۱۷.۹۵	۱۴.۵۷	۱۳.۸۸	۲۱.۰۸	۱۷.۵۵	۱۷.۰۵	۱۷.۱۲	۱۷.۵	۱۸.۱۴	۱۶.۸۴	۳۰.۶۹
Fe ₂ O ₃	۵.۱۴	۴.۹۴	۳.۲۱	۵.۹۳	۶.۲۲	۵.۶۱	۳.۵	۷.۸۸	۹.۹۶	۷.۰۶	۴.۸	۵.۰۷
MgO	۰.۸۶	۰.۶۸	۳.۵۹	۰.۹۲	۰.۸۳	۱.۷۷	۰.۵۱	۴.۲۳	۳.۴۴	۰.۷۵	۱.۰۷	۱.۳۱
CaO	۰.۳۷	۰.۱	۰.۳	۰.۵	۰.۱۷	۱.۶۳	۰.۷۵	۱.۹۳	۲.۴۹	۰.۷۶	۰.۲	۰.۴۵
Na ₂ O	۰.۰۷	۰.۳۶	۰.۲۶	۰.۱۴	۰.۱	۰.۱۹	۰.۱۸	۱.۷۷	۰.۱۲	۰.۱۸	۰.۲۳	۰.۱۱
K ₂ O	۴.۷۶	۵.۴۹	۴.۳۷	۳.۹۵	۲.۲۱	۴.۹۲	۴.۶۷	۵.۷۲	۴.۸۱	۴.۹۸	۴.۱۷	۵.۷
MnO	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۵	<۰.۰۱	۰.۲۸	۰.۰۲	۰.۳۲	۰.۴۹	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۶
BaO	۰.۱۱	۰.۱	۰.۰۷	۰.۰۹	۰.۱۳	۰.۳	۰.۱۱	۰.۱۳	۰.۱۱	۰.۴۱	۰.۱	۰.۰۴
SrO	<۰.۰۱	۰.۰۸	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۱۵	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۶	۰.۰۲	۰.۵۵	۰.۱۲	۰.۰۲
TiO ₂	۰.۵۲	۰.۵۱	۰.۴۵	۰.۳۶	۰.۶	۰.۵۷	۰.۸۹	۰.۷۷	۰.۹۵	۰.۶۶	۰.۵۸	۰.۶۹
P ₂ O ₅	۰.۲	۰.۲	۰.۱۵	۰.۰۸	۰.۳۹	۰.۲۶	۰.۴۹	۰.۴۱	۰.۵۱	۰.۳۹	۰.۳۴	۰.۳۶
Cr ₂ O ₃	<۰.۰۱	<۰.۰۱	۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱
مواد فرار (LOI)	۵.۵	۱۰.۴۲	۳.۵۳	۶.۱۹	۱۰.۲۵	۸.۷۲	۴.۸۳	۷.۲۳	۸.۹۱	۷.۱۲	۶.۰۴	۷.۱۵
مجموع	۹۸.۹۱	۹۹.۶۶	۱۰۰.۲۳	۹۹.۳۷	۱۰۰.۳۲	۹۹.۹	۹۹.۸۹	۹۹.۱۲	۹۹.۱۸	۱۰۰.۱۵	۱۰۱.۳۳	۹۹.۵۴
V	۹۵	۸۴	۶۸	۵۶	۱۲۲	۱۱۴	۱۶۶	۳۱۲	۲۲۸	۱۹۵	۱۱۵	۱۲۳
Y	۲۴.۱	۱۵.۵	۱۸.۷	۱۷.۱	۲۷.۱	۲۴.۲	۲۴.۵	۲۵.۹	۲۳.۹	۲۴.۲	۲۰.۹	۲۷.۲
Cr	۴۹	۲۷	۸۰	۵۰	۲۳	۲۹	۷۹	۸۰	۱۳	۳۲	۴۹	۳۳
Co	۱۰.۱	۱۵.۱	۷.۳	۱۱.۲	۱۳.۴	۷.۷	۱۴.۷	۳۴.۲	۲۱.۲	۱۷.۱	۱۲.۵	۱۲.۱
Ni	۴.۸	۹.۸	۵	۷.۳	۳.۹	۳.۴	۷.۶	۳۰.۱	۵.۱	۵.۷	۷.۷	۳.۷
Pb	۲۳.۸	۳۶.۴	۵۸.۵	۲۲۹.۴	۳۶.۹	۴۵.۱	۳۰.۲	۱۴۲.۵	۸۲.۱	۲۴۰.۲	۸۰.۱	۶۱
Zn	۶۱	۱۷	۹۶	۳۳۶	۱۳۵	۳۳۴	۹۵	۵۰.۶	۳۶۰	۱۳۰	۶۸	۸۳.۲
Cu	۹۲۷.۸	۸۸۸.۴	۶۶۷	۸۰۵	۷۰۷.۷	۷۹۱.۲	۱۴۵۸.۴	۱۸۸	۵۶۹.۴	۳۴۹.۲	۱۴۴۴.۱	۱۸۲۶.۶
Mo	۵۸.۶۳	۷۹.۱۷	۲۳۴.۲۴	۳۹.۷۴	۵۱.۳۳	۱۸.۷۵	۳۸.۸۳	۹۰.۰۸۷	۴۶.۷۶	۱۷۴.۹۶	۲۱.۹۱	۸۰.۸۷
Ga	۱۸.۶	۱۷.۵	۱۶	۱۶.۶	۲۰.۸	۱۸.۶	۱۹.۶	۱۷.۹	۱۹.۲	۲۱.۴	۲۱.۳	۲۰.۸
Tl	۰.۱۹	۰.۸۶	۱.۱۶	۰.۲	۰.۲۳	۰.۱	۰.۱۵	۱.۲۶	۰.۴	۰.۲۵	۰.۸	۰.۳
Rb	۲۳۷.۵	۱۶۵.۱	۲۰۱.۸	۱۷۲	۹۲.۱	۱۹۹.۵	۱۷۰.۳	۲۱۰.۳	۲۰۵.۲	۲۰۱	۱۵۲.۹	۲۲۶
Th	۳۹.۰۴	۳۴.۴۷	۳۵.۶۱	۳۳.۰۷	۵۸.۷۱	۳۶.۹۷	۲۲.۴۴	۱۷.۴	۱۲.۴۳	۳۱.۳۹	۳۰.۷۴	۵۹.۲۸
Sr	۷۱.۴	۲۲۹.۵	۱۶۷.۲	۱۲۰.۵	۱۱۵۸.۸	۲۶۴.۶	۱۰۴.۴	۵۶۳.۷	۱۴۲.۹	۴۲۴.۷	۱۴۵۰.۸	۱۹۸.۳
Cs	۶.۷۷	۱۰.۵۱	۹.۵۳	۸.۷۳	۱.۴۷	۱۰.۴۶	۷.۵۶	۱۵.۳۱	۱۶.۳۴	۷.۲۹	۶.۳۹	۱۲.۳۴
Ba	۹۹۴.۱	۹۰۹.۷	۶۰۹.۶	۸۱۸.۶	۱۱۶۴.۷	۲۶۴۷.۲	۹۷۸.۹	۱۱۹۰	۹۲۹.۸	۳۶۳۴.۷	۹۱۰.۱	۳۴۶.۵
U	۵.۴۴	۱۶.۷۲	۴.۲۳	۴.۴۲	۸.۰۵	۸.۴۲	۴.۳۹	۵.۳۹	۱.۷۶	۷.۰۴	۸.۴۹	۹.۵۹
Zr	۲۳۰	۱۹۲	۲۳۳	۱۷۲	۲۴۷	۲۴۹	۲۲۹	۱۵۷	۱۴۹	۲۰۳	۲۵۱	۲۸۳
Nb	۵۳.۲	۳۲.۴	۲۹.۹	۳۷.۱	۵۱	۴۸.۷	۴۰.۹	۴۴.۶	۲۳.۲	۳۳.۲	۴۲.۲	۴۳.۴
Hf	۶.۴	۵.۴	۶	۴.۹	۷.۲	۶.۴	۵.۹	۴.۳	۳.۹	۵.۲	۶.۳	۷.۶
Ta	۳.۷	۲.۵	۲.۶	۲.۶	۳.۵	۳.۴	۲.۳	۱.۶	۱.۴	۱.۹	۳	۳.۷
La	۶۹.۷	۶۲.۲	۵۲.۹	۶۱.۱	۹۴	۶۹	۶۶.۵	۴۴.۷	۴۰.۵	۸۱.۷	۶۰.۳	۹۱.۶
Ce	۱۱۵.۷	۹۵.۶	۸۶.۵	۱۰۱.۸	۱۶۰.۱	۱۱۷.۹	۱۲۳.۴	۷۷.۲	۷۷.۳	۱۳۶.۳	۱۰۵	۱۵۷.۴
Pr	۱۱.۵۳	۹.۲۲	۸.۳۲	۹.۷۷	۱۷.۲۴	۱۱.۹۳	۱۳.۰۷	۸.۱۵	۸.۶۶	۱۳.۹۲	۱۰.۵۹	۱۵.۵۴
Nd	۳۹.۱	۳۱.۳	۲۷.۷	۳۱.۶	۶۶.۳	۴۱.۱	۴۷.۲	۲۹.۸	۳۳.۵	۴۹.۹	۳۶.۶	۵۳.۲
Sm	۶.۷۷	۵.۵۵	۴.۹۱	۵.۱	۱۱.۸۵	۷.۴۶	۹.۰۴	۶.۰۴	۶.۸۵	۸.۹۹	۶.۹۱	۸.۹۸
Eu	۱.۷۱	۱.۶۱	۱.۲۷	۱.۲۱	۲.۶۸	۱.۸۹	۲.۲۵	۱.۸۶	۲.۱	۲.۷۴	۱.۷۶	۲.۳۱
Gd	۶.۰۸	۴.۹۲	۴.۴۱	۴.۲۱	۸.۴۱	۶.۵۲	۷.۷	۵.۹۱	۶.۲۷	۸.۱۹	۶.۱۲	۸.۱۸
Tb	۰.۷۵	۰.۵۹	۰.۵۶	۰.۵۲	۰.۹۶	۰.۸	۰.۹۱	۰.۷۹	۰.۸۵	۱.۱۲	۰.۷۵	۰.۹۵
Dy	۴.۱۴	۳.۰۵	۳.۱۲	۲.۷۵	۴.۸۲	۴.۲۹	۴.۶۵	۴.۷۱	۴.۶۲	۶.۱۸	۳.۸۶	۵.۱
Ho	۰.۸۴	۰.۵۷	۰.۶۲	۰.۵۵	۰.۹۵	۰.۸۶	۰.۸۸	۰.۹۶	۰.۸۹	۱.۱۹	۰.۷۹	۰.۹۹
Er	۲.۵۴	۱.۷	۱.۹۴	۱.۷۶	۲.۸۴	۲.۶۷	۲.۵	۲.۸۷	۲.۵	۳.۵۳	۲.۲۹	۲.۹۹
Tm	۰.۳۹	۰.۲۶	۰.۳	۰.۲۹	۰.۴۳	۰.۴	۰.۳۴	۰.۴۵	۰.۳۵	۰.۵۳	۰.۳۶	۰.۴۷
Yb	۲.۵۴	۱.۷۲	۲.۰۷	۱.۹	۲.۷۲	۲.۶۹	۲.۲۴	۲.۷۳	۲.۲	۳.۱۷	۲.۳۸	۳.۱۳
Lu	۰.۴	۰.۲۸	۰.۳۵	۰.۳	۰.۴۳	۰.۴۱	۰.۳۴	۰.۴۵	۰.۳۲	۰.۴۸	۰.۳۷	۰.۵
(La-Yb) _n	۱۸۵۰	۲۶۳۸	۱۷۲۲	۲۱۶۸	۲۲۸۷	۱۷۲۹	۳۰۰۱	۱۱۰۳	۱۲۴۱	۱۷۲۷	۱۷۰۸	۱۹۷۳

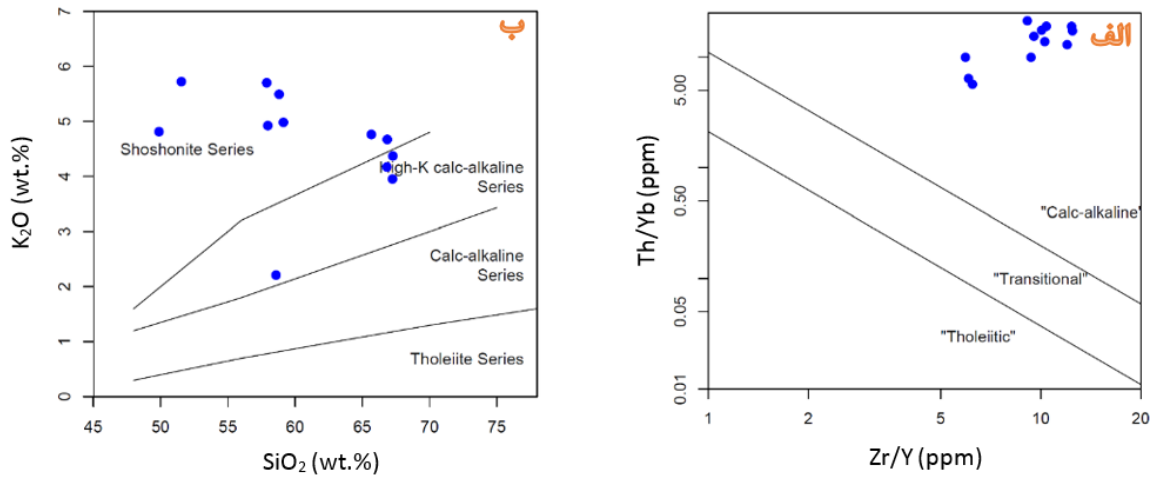
Dy/Yb	۱٫۶۲	۱٫۷۷	۱٫۵	۱٫۴۴	۱٫۷۴	۱٫۵۹	۲٫۰۷	۱٫۷۲	۲٫۱	۱٫۹۴	۱٫۶۲	۱٫۶۲
Eu/Eu*	۰٫۸۱	۰٫۹۴	۰٫۸۳	۰٫۷۹	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۸۲	۰٫۹۵	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۸۲	۰٫۸۲

جهت رده‌بندی سنگ‌شناسی نمونه‌های مورد بررسی از نمودار $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ [۸] استفاده شد که بر اساس آن، بیشتر نمونه‌ها دارای ترکیبی از گرانودیوریت، دیوریت، مونزونیت و مونزودیوریت هستند (شکل ۵ الف). همچنین در نمودار شاخص اشباع از آلومین $A/NK=Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ نسبت به $A/CNK=Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ [۹]، همه نمونه‌های مورد بررسی ویژگی پرآلومین نشان می‌دهند (شکل ۵ ب). این ویژگی می‌تواند نتیجه دو عامل باشد [۱۰: ۱]: تاثیر و دخالت سنگ‌های پوسته‌ای دارای آلومینیوم بسیار، یا به بیان دیگر، دخالت آلودگی پوسته‌ای در دگرگونی و تشکیل ماگمای مولد سنگ‌ها و ۲) تشکیل مقدار زیادی کانی ثانویه، به ویژه کانی‌های رسی در سنگ‌ها و همچنین خروج Na و Ca به سبب دگرسانی گرمایی که می‌تواند دلیل غنی‌شدگی آلومینیوم در نمونه‌های مورد بررسی باشند. بر پایه نمودار

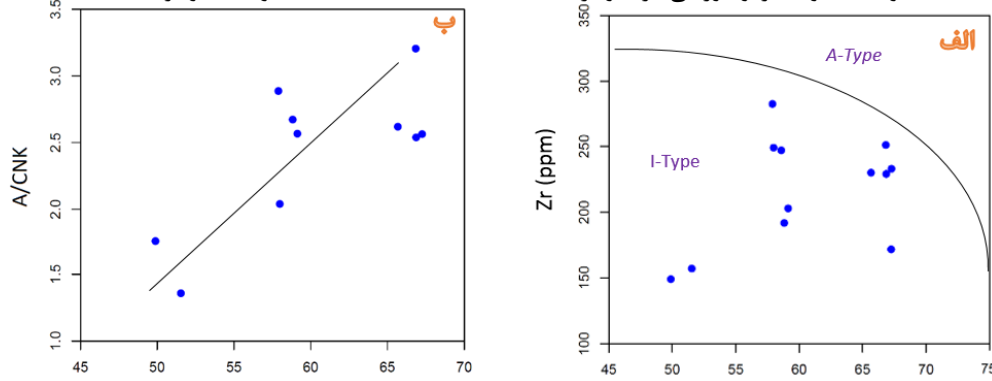
Th/Yb نسبت به Zr/Y [۱۱]، سری ماگمایی نمونه‌ها کلسیمی قلیایی است (شکل ۶ الف) و در نمودار K_2O-SiO_2 [۱۲]، نمونه‌های مورد بررسی سرشت شوشونیتی و کلسیمی قلیایی پتاسیم بالا نشان می‌دهند (شکل ۶ ب). برای تعیین نوع گرانیت توده نفوذی مورد بررسی از نمودار Zr نسبت به SiO_2 [۱۳] استفاده شد که نشان‌دهنده وابستگی این توده به گرانیت-های نوع I است (شکل ۷ الف). همچنین همبستگی مثبت SiO_2 با A/CNK (شکل ۷ ب)، همبستگی منفی P_2O_5 با SiO_2 (شکل ۸)، حضور کانی‌های آمفیبول، کلینوپیروکسن و مگنتیت و نبود کانی‌های موسکویت (مگر به عنوان فاز ثانویه و ناشی از دگرسانی)، کردریت، سیلیمانیت، و گارنت در نمونه‌های مورد بررسی نشانگر وابستگی این توده گرانودیوریتی به گرانیت‌های نوع I است [۱۴-۱۶].



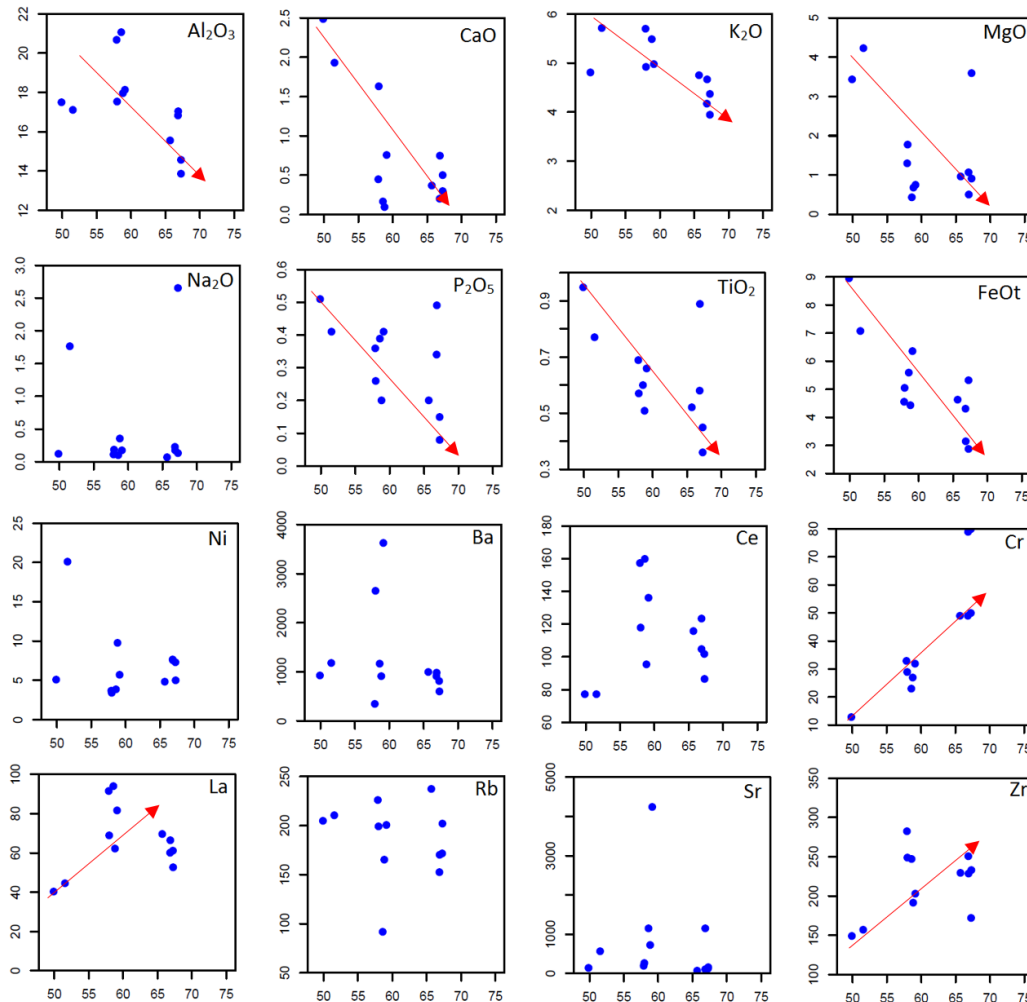
شکل ۵ الف) نمودار نامگذاری توده نفوذی گرانودیوریتی در مجموعه پورفیری صاحب‌دیوان [۸]. ب) نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۹].



شکل ۶ الف) جایگاه نمونه‌های توده گرانودیوریتی در نمودارهای Th/Yb نسبت به Zr/Y [۱۱] و ب) نمودار K₂O نسبت به SiO₂ [۱۲].



شکل ۷ الف) نمودارهای تشکیل نوع گرانیت توده گرانودیوریتی مورد بررسی [۱۳] و ب) نمودار A/CNK نسبت به SiO₂ [۱۴].

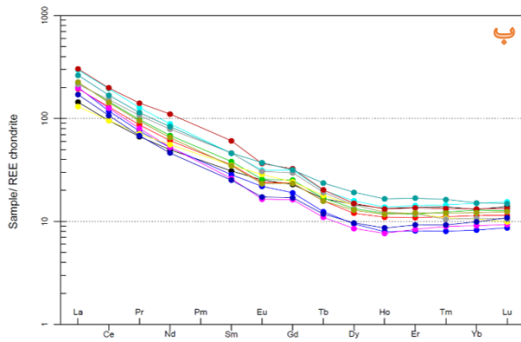


شکل ۸. تغییرات اکسیدهای اصلی و فرعی نسبت به SiO_2 [۱۷]. فراوانی اکسیدها برحسب wt.% و عناصر فرعی برحسب ppm گزارش شده است. زمین‌شیمی عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر

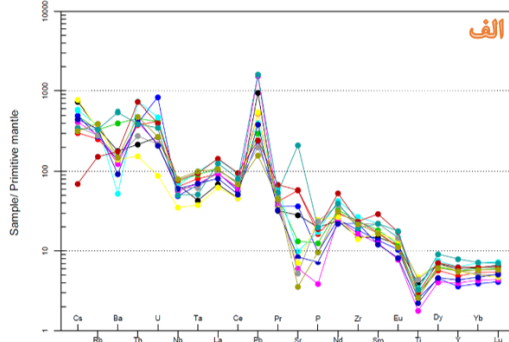
با وجود پراکندگی‌های موجود در الگوی برخی از عناصر، به طور کلی در نمودارهای هارکر [۱۷] با افزایش مقدار سیلیس مقادیر اکسیدهای TiO_2 , P_2O_5 , MgO , K_2O , CaO , Al_2O_3 و کاهش FeO می‌یابد (شکل ۸). کاهش Al_2O_3 و CaO با تبلور پلاژیوکلاز و روند نزولی MgO و FeO با تبلور کلینوپیروکسن، بیوتیت و آمفیبول در سنگ‌ها قابل توجه است. همچنین کاهش مقدار TiO_2 را می‌توان به حضور کانی اسفن و روند نزولی P_2O_5 را می‌توان به تبلور بخشی آپاتیت نسبت داد. روند نزولی P_2O_5 از ویژگی‌های گرانیتهای نوع I است [۱۴]. Na_2O دارای الگوی پراکنده است و روند مشخصی را نشان نمی‌دهد که می‌تواند ناشی از دگرسانی پلاژیوکلاز و همچنین تحرک این عنصر طی فرآیندهای دگرسانی باشد. در نمونه‌های مورد بررسی با افزایش SiO_2 ، مقدار عناصر Co و V کاهش و Cr ، La ، Zr و Nb افزایش می‌یابد (شکل ۸). کاهش Co ناشی از ورود آن به شبکه کانی‌هایی فرومنیزین طی فرآیند جدایش است. روند نزولی V احتمالاً ناشی از جانشینی این عنصر به جای Fe^{3+} در شبکه مگنتیت است. روند نزولی این عناصر نشان می‌دهد که آنها به صورت عناصر سازگار عمل کرده‌اند. La هر چند پراکندگی نشان می‌دهد ولی در مجموع با افزایش SiO_2 روندی صعودی دارد که با طبیعت ناسازگار این عنصر همخوانی دارد. الگوی تغییرات Y نسبت به SiO_2 پراکنده است و روند مشخصی را نشان نمی‌دهد. Zr به عنوان یک عنصر ناسازگار به آسانی وارد کانی‌های رایج سنگ‌ساز نمی‌شود و اغلب فاز جداگانه‌ای را به صورت کانی زیرکن تشکیل می‌دهد. Nb نیز دارای همبستگی مثبت با SiO_2 است. پراکندگی‌های موجود در الگوی برخی عناصر ناشی از تاثیر متفاوت فرایندهای دگرسانی بر سنگ‌های نفوذی مورد بررسی است.

اولیه [۱۸] و مقادیر عناصر خاکی نادر (REE) بر اساس کندریت [۱۹] بهنجار شده‌اند. بر اساس نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۹ الف)، عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE) که به عنوان کاتیون‌های بزرگ با بار کم شناخته می‌شوند، مانند Cs ، Th ، La ، Ce ، U ، بی‌هنجاری مثبت و عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb ، Ta ، Zr ، Y و Ti بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها از مشخصه‌های ماگماهای مشتق شده از پوسته قدیمی و یا ماگماهای مربوط به محیط قوسی آتشفشانی است [۲۰]. آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای نیز می‌تواند عامل غنی‌شدگی LILEها و تهی‌شدگی HFSEها در نمونه‌های مورد بررسی باشد [۲۱]. غنی‌شدگی از La مربوط به تبلور کانی‌های اسفن و آپاتیت در این سنگ‌هاست. بی‌هنجاری منفی P نیز ناشی از تبلور و جدایش آپاتیت است. بی‌هنجاری منفی Ba در بیشتر نمونه‌ها را می‌توان به جدایش بیوتیت از ماگمای گرانیتهی نسبت داد [۲۱]. بی‌هنجاری منفی Y و Yb نشانگر تبلور بخشی و جدایش کانی‌های فرومنیزین در مراحل اولیه جدایش است. همچنین بی‌هنجاری منفی Y می‌تواند نتیجه ورود آن به شبکه کانی‌های آپاتیت و اسفن باشد. بی‌هنجاری منفی Nb در نمونه‌ها می‌تواند به عوامل گوناگونی مانند فعالیت ماگمایی مربوط به مشارکت پوسته و سنگ‌های پوسته قاره‌ای در فرآیندهای ماگمایی [۲۱، ۲۲]، فقر این عنصر در ناحیه خاستگاه ماگما، پایداری فازهای دربردارنده این عنصر (مانند آمفیبول) طی ذوب‌بخشی و یا جدایش آنها طی فرآیند جدایش [۲۳] وابسته باشد. بی‌هنجاری‌های منفی عناصر Ta و Ti نشانگر آغشتگی ماگمای مادر با مواد پوسته‌ای طی صعود است. جانشینی Zr به جای Ti موجود در اسفن نیز می‌تواند موجب

قاره‌ای ارتباط دارد.



بی‌هنجاری منفی این عنصر شود [۲۴]. بی‌هنجاری مثبت Pb به آلودگی ماگمای مادر سنگ‌های مورد بررسی با پوسته‌ای

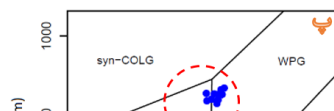
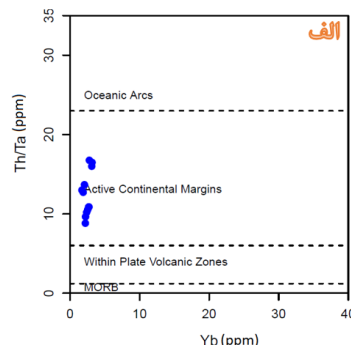
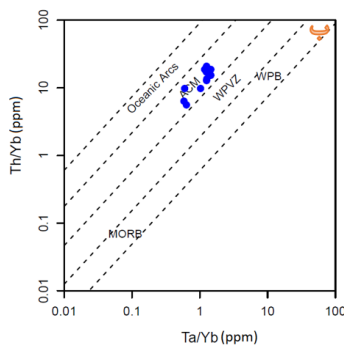


شکل ۹ الف) مقادیر فرعی بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه [۱۸] و ب) مقادیر REE بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۹].

جایگاه زمین‌ساختی

برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی توده‌های گرانیتوئیدی، نمودارهای مختلفی پیشنهاد شده است، که سودمندترین آنها نمودارهایی هستند که بر اساس فراوانی عناصر کمیاب کم تحرک، نسبت به فرآیندهای دگرسانی و هوازگی طراحی شده باشند. برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی توده گرانودیوریتی نخست از نمودارهای Th/Ta نسبت به Yb و Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۳۱] استفاده شد که بر اساس آنها، این توده وابسته به کرانه‌های فعال قاره‌ای است (شکل ۱۰ الف، ب). بر اساس نمودار تفکیک جایگاه زمین‌ساختی Rb نسبت به Y+Nb [۲۰]، توده گرانودیوریتی مورد بررسی ویژگی‌های گرانیتوئید-های پس‌سپارخوردی (Post-COLG) را نشان می‌دهد (شکل ۱۰ پ). بر اساس نمودار La_{۱۰}-Y_{۱۵}-Nb_۸ [۳۲] نیز نمونه‌ها در گستره پهنه‌های پس از کوهزایی (Post-orogenic) درون قاره‌ای جای می‌گیرند (شکل ۱۱ ت). مقدار Nb/Th در همه نمونه‌ها بین ۰/۷۳ تا ۲/۵۶ (میانگین ۱/۳۵) است که با توجه به مقدار گزارش شده < ۳ Nb/Th برای سنگ‌های قلیایی محیط-های قوسی [۳۳] و نیز غنی‌شدگی Th نسبت به Nb در نمونه‌ها می‌تواند تاییدی بر محیط قوسی آتشفشانی برای توده گرانیتوئیدی صاحب‌دیوان باشد [۳۴، ۳۵].

بی‌هنجاری منفی عناصر Sr، P، Ti و (شکل ۹ الف) در نمونه‌ها با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مذاب‌های پوسته‌ای همخوانی دارد [۲۵]. مقادیر (La/Yb)_N در نمونه‌ها ۱۱/۰۳ تا ۲۴/۳۸ (میانگین ۱۸/۳۰) تغییر می‌کند. مقادیر (La/Yb)_N بیش از ۱۵ برای بیشتر نمونه‌ها (جدول ۲) بیانگر جدایش معنی‌دار REEها و غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE)، با $(La/Yb)_N > 10$ است [۲۶]. غنی‌شدگی از LREEها در موقعیت پس از برخورد با دو احتمال غنی‌شدگی خاستگاه ماگما از این عناصر و آلیش ماگما با پوسته قاره‌ای توضیح داده می‌شود [۲۷]. براساس نتایج دیویدسون و همکاران [۲۸]، نسبت Dy/Yb با تبلور آمفیبول از ماگما کاهش می‌یابد، زیرا این کانی ترجیحاً عناصر خاکی نادر (MREE) را در خود جای می‌دهد. بنابراین مقادیر پایین Dy/Yb در نمونه‌ها (۱/۲-۴۴/۱) ناشی از تبلور آمفیبول است. تشابه الگوی مشابه REEها در نمونه‌های مورد بررسی نشان‌دهنده همانندی خاستگاه ماگمایی آنهاست (شکل ۹ ب). همچنین در نمونه‌های مورد بررسی، Eu دارای بی‌هنجاری جزئی منفی است که از ۰/۷۹ تا ۰/۹۷ (میانگین ۰/۸۶) تغییر می‌کند و بیانگر عدم جدایش قابل توجه پلاژیوکلاز از ماگمای اولیه است [۲۹]. گفتنی است که بی‌هنجاری Eu توسط رابطه $[Eu_N/Eu^* = Eu_N/\sqrt{(Sm_N \times Gd_N)}]$ [۳۰] محاسبه شده است.



شکل ۱۰ نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی توده گرانودیوریتی مجموعه پورفیری صاحب‌دیوان الف) نمودار Th/Ta نسبت به Yb، ب) نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۳۱]، پ) نمودار Rb نسبت به Y+Nb [۲۰] و ت) نمودار La₁₀-Y₁₅-Nb₈ [۳۲].

خاستگاه ماگمایی

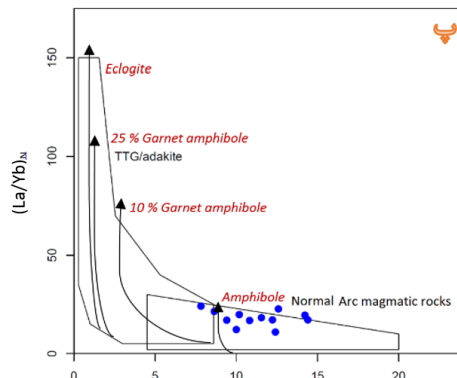
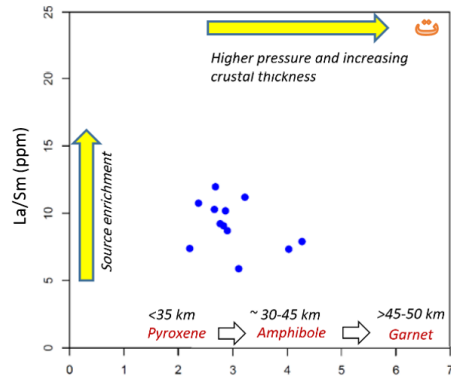
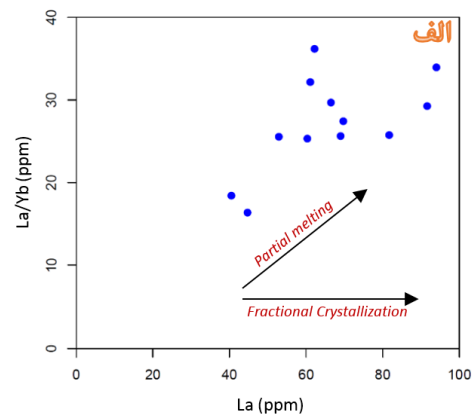
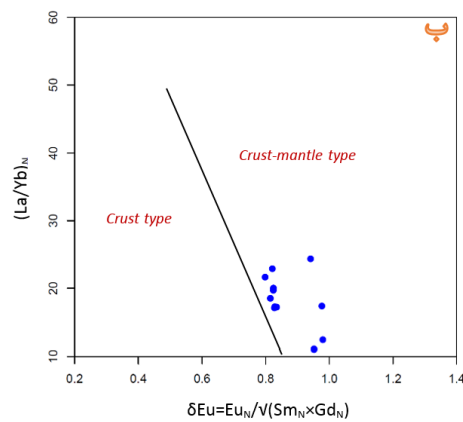
تشکیل ماگمای مادر توده گرانودیوریتی مورد بررسی است. مقادیر به نسبت بالای عناصر Yb (۳/۱۷ - ۱/۷۲) و Y (۳۴/۲ - ۱۵/۵) در نمونه‌ها نشانگر یک خاستگاه ماگمایی بدون گارنت برای توده گرانودیوریتی صاحب‌دیوان است چرا که گارنت به خوبی می‌تواند این عناصر را در ساختار خود جای دهد و مقادیر بالای این عناصر اشاره به عدم پایداری گارنت در خاستگاه ماگما دارد [۴۵]. همچنین به باور دیویدسن و همکاران [۲۸]، نسبت‌های Dy/Yb همزمان با تبلور گارنت از ماگما افزایش می‌یابد که مقادیر پایین این نسبت در نمونه‌ها بیانگر عدم تبلور گارنت است. نمودار (La/Yb)_N نسبت به Yb_N (شکل ۱۱ پ) [۳۷] نیز نشان‌دهنده حضور آمفیبول به عنوان پسمانده ذوب سنگ‌های خاستگاه توده گرانودیوریتی مورد بررسی است. از سوی دیگر، نمودار La/Sm نسبت به Sm/Yb (شکل ۱۱ ت) نیز نشان‌دهنده حضور فازهای پایدار پیروکسن و آمفیبول در خاستگاه ماگمای توده گرانودیوریتی صاحب‌دیوان است [۳۸]. برای تعیین ضخامت پوسته و فشار احتمالی وارد بر خاستگاه ماگمای مادر توده گرانیوتیودی صاحب‌دیوان از نمودار La/Sm نسبت به Sm/Yb استفاده شد (شکل ۱۱ ت). افزایش نسبت Sm/Yb اغلب نشان‌دهنده تغییرات مربوط به افزایش فشار از کلینوپیروکسن به سمت آمفیبول و گارنت در کانی پسمانده‌ی در تعادل با ماگمای در حال تکامل است. همچنین نسبت Sm/Yb می‌تواند به عنوان راهنمایی برای تعیین ضخامت نسبی پوسته استفاده شود [۳۸]. تغییرات (La/Sm) (LREE) نسبت به (Sm/Yb) (HREE) [۳۸] برای نمونه‌های مورد بررسی نشان‌دهنده تشکیل ماگمای مادر این توده در یک پوسته به نسبت نازک و با ژرفای کمتر از ۴۰ کیلومتر (کمتر از پایداری گارنت) [۴۶] است.

مقادیر Nb/La، Nb/U و Ce/Pb که نسبت به آلیش پوسته‌ای حساس هستند [۴۷، ۴۸] در توده گرانودیوریتی

چنانکه پیش‌تر اشاره شد توده گرانودیوریتی صاحب‌دیوان دارای گستره ترکیبی نسبتاً وسیعی است که این طیف ترکیبی می‌تواند در اثر ذوب‌بخشی پوسته مافیک زیرین [۳۹] و یا در نتیجه آمیزش ماگمای مشتق شده از گوشته و پوسته زیرین [۴۰] همراه یا بدون جدایش بلورین بعدی شکل گرفته باشد. با توجه به نمودار La/Yb نسبت به La [۳۶]، ماگمای مادر توده گرانودیوریتی مورد بررسی در درجه اول در اثر درجات متفاوتی از ذوب‌بخشی تشکیل شده است (شکل ۱۱ الف). مقدار پایین SiO₂ (۴۹/۸۸٪) و مقدار بالای MgO (۴/۲۳٪) در برخی از نمونه‌ها پیشنهاد دهنده دخالت ماگمای بازالتی مشتق شده از گوشته در تشکیل این سنگ‌هاست [۴۱]. همچنین غنی‌شدگی از عناصری مانند Rb، Th و Pb، تهی‌شدگی از Sr، P، Ti و Nb (شکل ۹ الف) و نسبت بالای Nb/Ta (۲۷/۸۷ - ۱۱/۷۲) در نمونه‌ها بازتابی از نقش پوسته قاره‌ای در دگرگونی‌های ماگمایی و نشانه‌ای از مذاب‌های مشتق شده از پوسته است [۲۵، ۴۲]. از سوی دیگر، به گزارش برتین [۴۳]، در موقعیت پس از برخورد (مانند موقعیت زمین‌ساختی منطقه مورد بررسی) هر دو خاستگاه گوشته و پوسته می‌توانند در تشکیل ماگما دخیل باشند و گرمای ناشی از مذاب مشتق از گوشته عامل اصلی ذوب پوسته است [۴۴]. بنابراین با توجه به ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و محیط زمین‌ساختی توده گرانودیوریتی مورد بررسی می‌توان گفت که ماگمای بازالتی مشتق شده از ذوب گوشته در زیر پوسته زیرین جایگزین شده و خاستگاه گرمایی لازم را برای ذوب پوسته زیرین فراهم کرده است. افزون بر آن این احتمال وجود دارد که ماگمای بازالتی مشتق شده از گوشته تا حدی با ماگمای برآمده از ذوب پوسته آمیخته شده باشد. نمودار (La/Yb)_N نسبت به δEu [۲۶] (شکل ۱۱ ب) نیز نشان‌دهنده نقش مشترک گوشته و پوسته در

بررسی موثر بوده‌اند و ماگمای مادر این توده در اثر ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته‌ای زیرین به علت تزریق مذاب‌های بازالتی مشتق شده از گوشته و در تعادل با پسمانده‌ای شامل پیروکسن و آمفیبول در ژرفای کمتر از ۴۰ کیلومتر تشکیل شده که ضمن صعود و جایگیری در بخش‌های کم عمق پوسته، به تدریج متبلور شده و موجب تشکیل این سنگ‌ها شده است. گفتنی است که ماگمای مولد این سنگ‌ها طی صعود به طبقه‌های بالاتر درجات متفاوتی از آلیایش پوسته‌ای را نیز تجربه کرده است.

صاحب‌دیوان به ترتیب از ۰/۴ تا ۰/۹۹ (میانگین ۰/۶۳)، ۱/۹۳ تا ۱۳/۱۸ (میانگین ۷/۲۲) و ۰/۴۴ تا ۴/۸۶ (میانگین ۲/۱۹) تغییر می‌کنند که با توجه به مقادیر آنها در پوسته (Nb/La=۰/۳۹، Nb/U=۴/۴ و Ce/Pb=۳/۷) و گوشته (Nb/La=۰/۹-۱/۳) و Ce/Pb=۲۵±۵ و Nb/U=۵۰، ماگمای مادر توده گرانودیوریتی صاحب‌دیوان آلیایش پوسته‌ای نشان می‌دهد. مقادیر Sm/Yb در نمونه‌ها (۲/۲۱-۴/۲۷) نیز نشانگر هضم پوسته بالایی در پوسته به نسبت نازک است [۳۸]. بنابراین در مجموع، به نظر می‌رسد که هر دو مولفه گوشته و پوسته در تشکیل و دگرگونی‌های ماگمایی توده گرانودیوریتی مورد



شکل ۱۱ الف) نمودار La/Yb نسبت به La^{YbN} [۳۶]، ب) نمودار $(La/Yb)_N$ نسبت به δEu [۳۶]، پ) نمودار $(La/Yb)_N$ نسبت به Yb_N [۳۷] و ت) نمودار La/Sm نسبت به Sm/Yb [۳۸].

بالا و غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین همراه با بی‌هنجاری جزئی منفی Eu از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این توده است. از نظر جایگاه زمین‌ساختی، این توده در محیط قوسی آتشفشانی پس‌اب‌خوردی در کرانه فعال قاره‌ای تشکیل شده است. بر پایه داده‌های زمین‌شیمیایی، هر دو مولفه گوشته و پوسته در تشکیل و دگرگونی‌های ماگمایی سنگ‌های گرانودیوریتی مورد

برداشت

براساس داده‌های زمین‌شیمیایی، ترکیب اصلی توده گرانیتیوریتی صاحب‌دیوان از گرانودیوریت، دیوریت تا مونزونیت متغیر است. این توده از نظر سری ماگمایی وابسته به سری‌های کلسیمی قلیایی پتاسیم بالا و شوشونیتی بوده و دارای ویژگی پرآلومین و از گرانیت‌های نوع I است. غنی‌شدگی در عناصر سنگ دوست درشت یون، تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان

- [7] NICICO., "Geological report and map of SahebDivan area; Scale, 1:5000", Internal report (2006).
- [8] Middlemost E.A.K., "Naming materials in magma/igneous rock system", Earth Sci Rev 37 (1994) 215-224.
- [9] Shand S. J., "Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite", John Wiley & Sons, New York (1943).
- [10] Waight T. E., Weaver S. D., Muir R. J., Maas R., Eby, N., "The Hohonu Batholith of North Westland, New Zealand: granitoid compositions controlled by source H₂O contents and generated during tectonic transition", Contribution to Mineralogy and Petrology, 130 (1998) 225-239.
- [11] Ross P.S., Bedard J.H., "Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams", Canadian Journal of Earth Sciences (2009).
- [12] Peccerillo A., Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks in Turkey", Contrib. Mineral. Petr., 68 (1976) 63-81.
- [13] Newberry R.J., Burns L.E., Swanson S.E., Smith T.E., "Comparative petrologic evolution of the Sn and W granites of Fairbanks Circle area, interior Alaska", Geol. Soc. Am. Prof. Pap., 246 (1990) 121-142.
- [14] Chappell B.W., "Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites", Lithos 46 (1999) 535-551.
- [15] Clemens J.D., Stevens G., "What controls chemical variation in granitic magmas? Lithos 134-135 (2012) 317-329.
- [16] Azman A. Ghani M., Searle L., Robb., Sun-Lin C., "Transitional I S type characteristic in the Main Range Granite, Peninsular Malaysia", Journal of Asian Earth Sciences (2013).
- [17] Harker A., "The natural history of the igneous rocks", New York, The Macmillan Company (1909) 384 p.
- [18] McDonough W. F., S. S. Sun., "The composition of the Earth", Chem. Geol., 120 (1995), 223-253.
- [19] Boynton W.V., "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson,

بررسی موثر بوده‌اند و ماگمای مادر این توده در اثر ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای زیرین به علت تزریق مذاب‌های بازالتی مشتق شده از گوشته در تعادل با پسمانده‌ای شامل پیروکسن و آمفیبول و ژرفای کمتر از ۴۰ کیلومتر تشکیل شده که طی صعود و جایگیری در اعماق کم پوسته به تدریج متبلور شده و منجر به تشکیل این سنگ‌ها شده است.

قدردانی

از معاونت پژوهشی دانشگاه ارومیه و شرکت ملی صنایع مس ایران به دلیل فراهم نمودن امکان نمونه‌برداری از مغزه‌های حفاری اکتشافی منطقه مورد بررسی و تامین هزینه‌های این پژوهش قدردانی می‌شود. نویسندگان همچنین سپاسگزار نظرات سازنده داوران محترم مقاله هستند.

مراجع

- [1] Stocklin J., Nabavi M.H., "Tectonic Map of Iran 1:2500000 Geological Survey of Iran", (1973).
- [2] Moritz R., Mederer J., Ovtcharova M., Spikings R., Selby D., Melkonyan R., Hovakimyan S., Tayan R., Ulianov A., Ramazanov V., "Jurassic to Tertiary metallogenic evolution of the southernmost Lesser Caucasus, Tethys belt", 12th the Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA) Biennial Meeting, Uppsala, Sweden (2013).
- [3] Castro A., Aghazadeh M., Badrzadeh Z., Chichorro M., "Late Eocene-Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source", Lithos 180-181 (2013) 109-127.
- [4] Aghazadeh M., Hou Z., Badrzadeh Z., Zhou L., "Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry Cu (Mo-Au) deposits in Iran: Constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology", Ore Geology reviews, 70 (2015) 385-406.
- [5] Babakhani A.R., Hossein Kan N., Amidi M., "Geological map of Lahroud; Scale, 1:100000", Geological Survey of Iran (1991).
- [6] NICICO., "Final report on the geological and exploration studies in SahebDivan area", Internal report (2010).

- the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan*", Economic Geology 107(2012).
- [30] Taylor Y., McLennan SM., "The Continental Crust: Its Composition and Evolution", 1st ed. Oxford, UK: Blackwell (1985).
- [31] Schandl E. S., Gorton MP., "Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments", Economic Geology. 97 (2002) 629-642.
- [32] Cabanis B., Lecolle M., "Le diagramme La/10-Y/15-Nb₈: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale", C. R. Acad. (1989) Sci. 2, 2023—2029.
- [33] Whalen J. B., McNicoll V. J., van Staal., C. R., Lissenberg C. J., Longstaffe F. J., Jenner G. A., van Breeman O., "Spatial., temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off", Lithos 89 (2006) 377–404.
- [34] Swinden H.S., Jenner, G. A., Szybinski Z. A., "Magmatic and tectonic evolution of the Cambrian-Ordovician Laurentian margin of Iapetus", Geological Society of America 191(1997) 367-395.
- [35] Whalen J. B., Jenner G. A., Longstaffe F. J., Garipey C., Fryer B., "Implications of granitoid geochemical and isotopic (Nd,O,Pb) data from the Cambro-Ordovician Notre Dame arc for the evolution of the Central Mobile Belt, Newfoundland Appalachians" ,Geology 21(1993) 825-828.
- [36] Gao Y., Hou Z., Kamber B. S., Wei R., Meng X., Zhao, R., Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism. Contributions to Mineralogy and Petrology, 153 (2007) 105–120.
- [37] Martin H., "Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas", Geology 14 (9) (1986) 753–756.
- [38] Kay S.M., Mpodozis C., "Central Andes ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust", GSA TODAY (Geol Soc Am) 11(2001) 4–9.
- P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*", Elsevier, Amsterdam (1984) pp. 63–114.
- [20] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. J., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", J. Petrol., 25 (1984) 956-83.
- [21] Rollinson HR., "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation", Longman Scientific and Technical, New York (1993) 352 pp.
- [22] Ku`ster D., Harms U., "Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review", Lithos 45(1998) 177–195.
- [23] Wu F.Y., Jahn B.M., Wilde S.A, Lo C.H, Yui T.F., Lin Q., Ge W.C., Sun D.Y., "Highly fractionated I-type granites in NE China (I): Geochronology and petrogenesis", Lithos, 66 (2003) 241-273.
- [24] Mortazavi M., R. Sparks., "Origin of rhyolite and rhyodacite lavas and associated 984 mafic inclusions of Cape Akrotiri, Santorini: the role of wet basalt in generating calcalkaline 985 silicic magmas, Contrib", Mineral. Petrol., 146(4) (2004) 397-413.
- [25] Chappell B. W., White A. J. R., "I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 83(1992) 1–26.
- [26] 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.
- [27] Aldanmaz E., Pearce, J. A., Thirlwall M. F., Mitchell J.G., "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey", Journal of Volcanology and Geothermal Research 102(2000) 67–95.
- [28] Davidson J., Turner S., Handley H., Macpherson C., Dosseto A., "Amphibole "sponge" in arc crust? ", Geology 35 (2007) 787-790.
- [29] Richards J.P., Spell T., Rameh E., Raziq A., Fletcher T., "High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, High Magmatic Water Content, and Porphyry Cu ± Mo ± Au Potential: Examples from

- [44] De Yoreo J. J., Lux D. R., Guidotti C. V., "The role of crustal anatexis and magma migration in the thermal evolution of regions of thickened continental crust. In: Daly JS, Cliff RA, Yardley BWD (eds) *Evolution of metamorphic belts*", Geol Soc London Spec Publ (1989) 43.
- [45] Defant M.J., Drummond M.S., "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere", *Nature* 347(1990) 662–665.
- [46] Haschke M., Sieble W., Gunther A., Scheuber, E., "Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile (21°-26°S)", *Journal of Geophysical Research* 107 (2002) B1. Doi: 10.1029/2001JB000328 (ECU 6-1-18).
- [47] Furman T., "Geochemistry of East African Rift Basalts: an overview. *Journal of African Earth Science*", (2007).
- [48] Hofmann A. W., Jochum K. P., Seofert M., White W. M., "Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution", *Earth Planet (1986) Sci. Lett.* 79.33- 45.
- [39] Rapp R.P., Watson E.B., "Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling", *Journal of Petrology* 36 (1995) 891–931.
- [40] Janoušek V., Braithwaite C.J., Bowes D., Gerdes A., "Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sázava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic", *Lithos* 78 (2004) 67–99.
- [41] MingJian C., KeZhang Q., GuangMing L., Noreen J. E., Pete H., LuYing J., "Genesis of ilmenite-series I-type granitoids at the Baogutu reduced porphyry Cu deposit, western Junggar, NW-China", *Lithos* 246–247 (2016) 13–30.
- [42] Harris N. B. W., Duyverman H. J., Almand D.C., "The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan", *Journal of Geological Society of London* 140(1983) 245–256.
- [43] Bonin B., "Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review", *Lithos* 78 (2004) 1–24.