

زمین شیمی و محیط زمین ساختی گرانیات گنایس های آبادچی، شمال شهرکرد

فربا ریاحی سامانی، ناهید شبانیان بروجنی*، علیرضا داودیان دهکردی

دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

(دریافت مقاله: ۹۶/۱/۲۳، نسخه نهایی: ۹۶/۵/۷)

چکیده: توده‌ی گرانیات گنایس منطقه آبادچی (مجاور سد زاینده‌رود) بخشی از پهنه زمین ساختی سنندج - سیرجان است. ترکیب کانی شناسی این توده‌های گرانیات گنایسی شامل کوارتز، فلدسپات پتاسیم، پلاژیوکلاز، بیوتیت و موسکویت و کانی‌های فرعی کدر، زیرکن، آمفیبول و آلانیت است. سنگ‌های گرانیات گنایسی مورد بررسی تحت تاثیر دگرشکلی دینامیک و دگرتهادی ضعیف سدیمی واقع شده‌اند. این سنگ‌ها از نظر زمین شیمی کلسیمی تا آهکی - قلیایی، آهن دار تا منیزیم دار، پرآلومین تا کمی متآلومین و از نوع A تا I هستند. نمودار REE بهنجار شده به کندریت غنی شدگی LREE ها را نسبت به HREE ها همراه با ناهنجاری منفی Eu نشان می‌دهند. این سنگ‌ها در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مانتوی اولیه غنی شدگی نسبی در LREE و LILE و HFSE را نشان می‌دهند که این امر اشاره به سنگ‌های ماگمایی وابسته به کمان و محیط‌های برخوردی دارد. این گرانیات گنایس در جایگاه زمین ساختی پس از برخورد تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: گرانیات گنایس؛ گرانیات نوع A؛ زمین شیمی؛ آبادچی؛ پهنه سنندج-سیرجان.

مقدمه

بخار/محلول‌های آبی قابل دسترس و یا آب آزاد شده از طریق ذوب پسابش کانی‌های آب دار مثل آمفیبول‌ها و میکاها) بستگی دارد [۴].

گرانیات‌ها در محیط زمین ساختی پس از برخورد طی فرآیندهای گرمایی و ماگمایی در پوسته قاره‌ای به شدت دگرشکل شده و از نظر ترکیبی متنوع ظاهر می‌شوند که سنگ‌زایی و جایگیری گرانیات‌ها در چنین محیط زمین ساختی یکی از چالش‌هایی است که درک روشنی از آن نیست [۴].

فعالیت ماگمایی پس از کوهزایی توسط فراورده‌های متنوع زمین شیمیایی و سنگ شناسی مشخص می‌شود [۵]، به طوری که از آهکی-قلیایی (پتاسیم پایین تا پتاسیم بالا و شوشونیتی) تا قلیایی تغییر می‌کنند [۶، ۷] خاستگاه فعالیت ماگمایی پس از کوهزایی متفاوت است: الف- مانتوی آستوسفری عمیق [۸] ب- مانتوی سنگ‌کره‌ای [۹]، پ) پوسته قاره‌ای بالایی و پایینی که در معرض ذوب پاره گدازشی قرار می‌گیرد [۱۰] یا آلودگی

سنگ‌های گرانیاتی سرنخ‌های مهمی از رشد و بازسازی پوسته قاره‌ای، زمین ساخت منطقه‌ای و فرآیندهای زمین دینامیکی سراسر محیط زمین ساختی از کافت‌های قاره‌ای و اقیانوسی، کرانه‌های قاره‌ای فعال، پهنه‌های برخورد قاره‌ای و موقعیت پس از برخورد تا موقعیت درون صفحه‌ای ارائه می‌دهند [۴-۱]. ناهمگنی‌های زمین شیمیایی و سنگ شناسی در گرانیاتوئیدها ناشی از خاستگاه‌های متفاوت آنهاست. گرانیاتوئیدها می‌توانند نتیجه ذوب رسوبات (برای مثال: ورقه‌ها و ماسه سنگ‌ها)، سنگ‌های دگرگونی (برای مثال، میکاشیست‌ها و گنایس‌ها) و سنگ‌های آذرین (برای مثال: آندزیت‌ها، داسیت‌ها و تونالیت‌ها) می‌باشند [۴].

سنگ‌زایی گرانیات به خاستگاه بارور (خاستگاهی که قابلیت ایجاد گدازه گرانیاتوئیدی را داشته باشد)، گرما (افزایش ذوب-شدگی پروتولیت) و در دسترس بودن آب (به صورت

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در شمال دریاچه سد زاینده‌رود در حدود ۴۵ کیلومتری شمال شهرکرد در گستره‌ای با مختصات $50^{\circ}40'39''$ تا $50^{\circ}43'25''$ شرقی و عرض جغرافیایی 32° تا $32^{\circ}46'11''$ شمالی قرار دارد. این منطقه بخشی از پهنه زمین ساختاری سنندج - سیرجان است (شکل ۱). در پهنه سنندج-سیرجان، پدیده‌های دگرگونی، فعالیت ماگمایی و زمین ساخت پی‌درپی و هماهنگ با فازهای زمین‌ساختی شناخته شده در مقیاس جهانی در بیش‌ترین مقدار دیده شده است. از این‌رو، این پهنه ناآرام‌ترین و پویاترین پهنه‌ی زمین‌ساختی ایران است [۳۴]. این منطقه در پهنه برشی شهرکرد واقع است که منجر به تشکیل سنگ‌های میلونیتی در این ناحیه شده است.

پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان (SSMZ) بخشی از کوهزاد زاگرس است. کوهزایی زاگرس با روند شمال غربی- جنوب‌شرقی در غرب ایران بخشی از کمربند کوهزایی آلپ هیمالیاست [۳۵-۳۹].

کمربند کوهزایی زاگرس از چهار پهنه زمین‌ساختی موازی با روند شمال‌شرقی به جنوب‌غربی ایجاد شده که شامل: (۱) کمان ماگمایی ارومیه- دختر، (۲) پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان (۳) کمربند چین- تراست زاگرس و (۴) حوضه جلوی کمان خلیج فارس- بین النهرین [۳۷، ۳۸] است. این پهنه دارای روند شمال غربی - جنوب شرقی و طول ۱۵۰۰ کیلومتر در عرض ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر است. پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان یک پهنه نوار دگرگونی با رخساره شیست سبز ± آمفیبولیت است که در اثر برخورد بین قاره آفریقایی- عربی و خرده قاره ایران در طول کرتاسه- سنوزوئیک تشکیل شده است (برای مثال، [۳۶، ۴۰-۴۲] را ببینید). علاوه بر این، پهنه سنندج - سیرجان یک منطقه تغییر شکل چند مرحله‌ای است، که جوان‌ترین فاز آن نشان دهنده برخورد قاره عربی با اوراسیا است و توالی جنوبی بعدی از کمربند چین- روراندگی [۳۷] با پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان به صورت یک حصار شکل‌پذیر عمل می‌کنند [۴۳]. پهنه سنندج - سیرجان را به ترتیب از جنوب غرب به شمال شرقی به پنج زیر پهنه تقسیم کرده‌اند: (۱) واحد رادیولاریتی، (۲) واحد بیستون، (۳) واحد

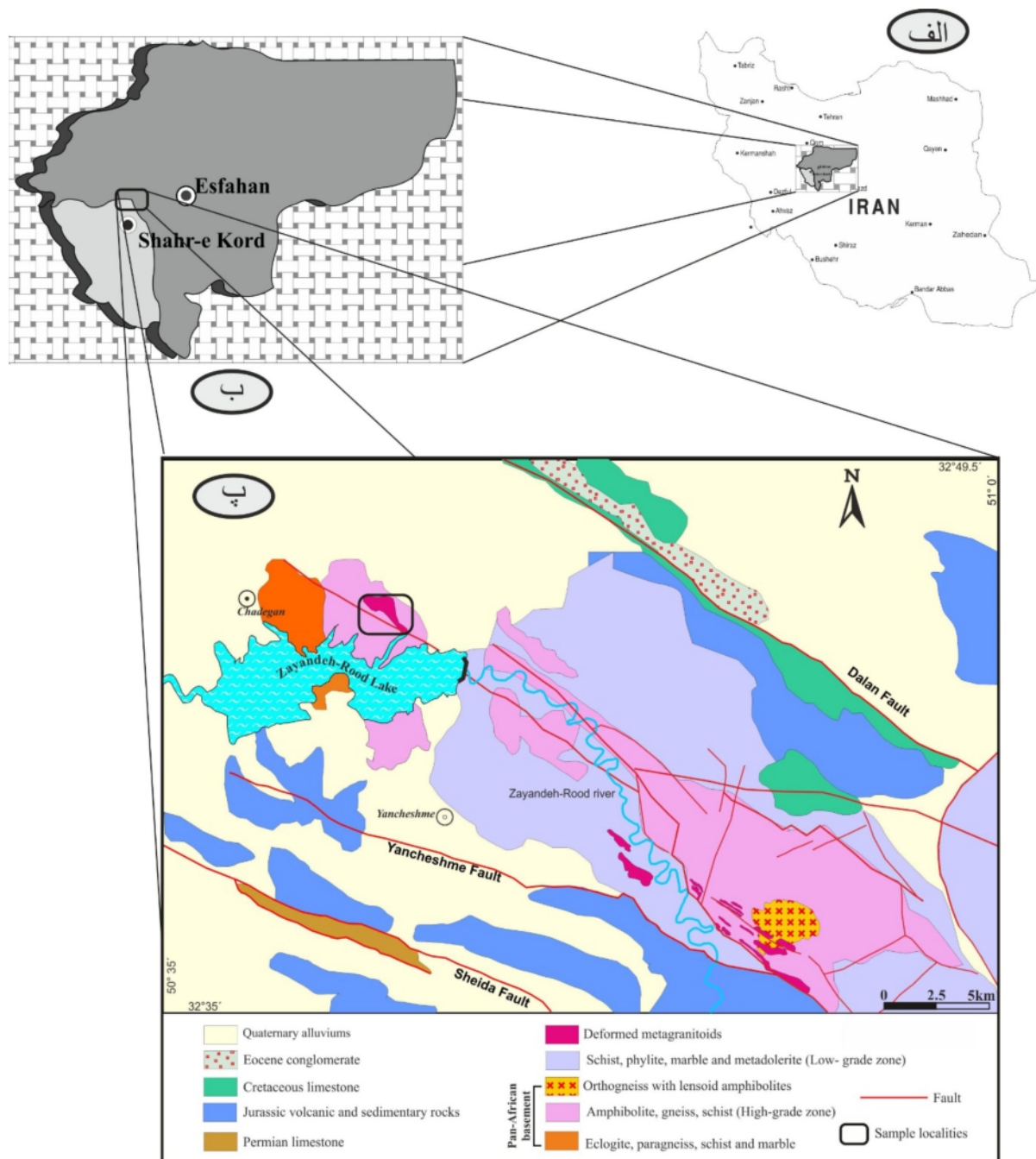
پوسته‌ای مذاب ناشی ازمانتو [۱۱] به همراه جدایش بلورین (AFC) یا فرآیندهای پیچیده‌تر (برای مثال، ذوب‌شدگی، هضم، ذخیره و یکنواخت‌شدگی MASH) [۱۲] و (ت ذوب تکه‌های فروزانده پوسته اقیانوسی که ایجاد ماگمای آداکیتی می‌کند [۱۳].

تقسیم‌بندی آلفابتایی یکی از روش‌های رده‌بندی گرانیت‌ها به انواع S، I، A بر مبنای ویژگی‌های زمین‌شناسی مختلف بوده است [۱۴، ۱۵]. گرانیت‌های نوع I متآلومین ضعیف و نسبتاً سدیمی هستند. مقدار SiO_2 در آنها از ۵۶ تا ۷۷ درصد وزنی متغیر است و از یک خاستگاه متآذرین مافیک حاصل می‌شوند. در حالی که گرانیت‌های نوع S بشدت پراآلومین و غنی از پتاسیم هستند و مقدار SiO_2 در آنها از ۶۴ تا ۷۷ درصد وزنی متغیر است و از ذوب سنگ‌های رسوبی حاصل می‌شوند. گرانیت نوع A که توسط [۱۶] معرفی شد شامل طیفی از سنگ‌های گرانیتی غنی از ترکیبات قلیایی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ بالا) است که نسبت Ga/Al در آنها بالاست و غنی‌شدگی در Nb، Ta، Zr و HF را نشان می‌دهند [۱۷، ۱۸]. گرانیت نوع A طی فرآیندهای متفاوت از سنگ‌های با خاستگاه‌های مختلف مشتق شده و از نظر پیدایشی مربوط به زمین‌ساخت کشتی هستند [۱۹-۲۱]. گرانیت‌های نوع A از نظر شیمیایی دارای K_2O ، $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ و $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ بالا هستند و با مقادیر بالای عناصر کمیاب ناسازگار و مقادیر پایین عناصر کمیاب سازگار در سیلیکات‌های مافیک و فلدسپارها مشخص می‌شوند [۲۲]. بنا به پیشنهاد [۲۳] منابع توده گرانیتی نوع A می‌تواند شبیه به توده نوع I باشند و تفاوت بین دو گروه را می‌توان به تغییرات جزئی در شرایط ذوب مانند دماهای بالاتر [۲۴، ۲۵] و فشار پایین [۲۶]، مقدار پایین H_2O [۱۶] و یا گریزندگی اکسیژن پایین [۲۷] نسبت داد. گرانیت‌های نوع A در الوند [۲۸]، شمال‌غرب ازنا [۲۹]، چشمه سفید [۳۰]، جنوب قروه [۳۱]، جنوب شرقی سقز [۳۲] و جنوب‌غرب کرمان [۳۳] دیده شده‌اند.

در این مقاله با استفاده از روش ICP-MS و ICP-ES به بررسی زمین‌شیمیایی توده‌ی گرانیت گنایسی آبادچی پرداخته و جایگاه زمین‌ساختی آن به عنوان یکی از توده‌های گرانیتوئیدی پهنه سنندج - سیرجان تعیین می‌شود.

دگرگونی سندنچ - سیرجان رخمون دارند. بیش‌ترین توده‌ها در جهت NW-SE امتداد دارند و به موازات روند ساختاری اصلی زاگرس و روند کلی برگوارگی هستند. این گرانیتوئیدها در مقیاس‌های مختلف خرد شده و میلونیتی‌اند [۴۴].

افیولیت، (۴) واحداشیه‌ای و (۵) زیر پهنه با دگرشکلی پیچیده. فعالیت‌های کوه‌زایی در پهنه سندنچ - سیرجان را در حال حاضر بیشتر وابسته به بسته شدن نئوتتیس می‌دانند [۴۱]. منطقه مورد بررسی در زیرپهنه دگرشکلی پیچیده واقع شده است. تعداد زیادی توده‌ی گرانیتوئیدی درون پهنه



شکل ۱ موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی: (الف) در کشور، (ب) در استان چهارمحال‌بختیاری و (پ) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد بررسی و توده نفوذی بر نقشه زمین‌شناسی (برگرفته از مرجع [۵۵]).

در پهنه سنج - سیرجان سنگ‌های قدیمی شناخته شده مربوط به گرانیتهای نئوپروتروزوئیک و گنایس‌هایی هستند که به وسیله توالی‌هایی از پالئوزوئیک، مزوزوئیک و واحدهای سنوزوئیک ابتدایی (کم دگرشکل شده یا دگرشکل نشده) پوشیده شده‌اند [۴۵، ۴۶].

گرانیتهای پهنه دگرگونی سنج - سیرجان دارای سن متفاوت از نئوپروتروزوئیک [۴۶] تا ائوسن هستند [۴۷، ۴۸]. با این حال، بسیاری از نفوذی‌ها به سن ژوراسیک یا پالئوسن [۲۸، ۴۹-۵۲] دو یا سه مرحله از توسعه یک کمان ماگمایی را نشان می‌دهند [۵۳-۵۵].

روش بررسی

پس از نمونه‌برداری و ثبت موقعیت جغرافیایی با استفاده از دستگاه GPS در منطقه آبادچی، از نمونه‌های سالم ۴۰ مقطع تهیه شد و مقاطع توسط میکروسکوپ قطبشی المپیوس بررسی شدند. از مشخصه‌های بافتی و کانی‌شناسی نمونه‌ها عکس‌هایی در نور طبیعی و مقاطع تهیه شد. به منظور بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی توده‌ی متاگرانیتوئیدی آبادچی، تعداد ۸ نمونه با کم‌ترین میزان دگرسانی برای انجام تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS و ICP-ES به آزمایشگاه ACME در کشور کانادا ارسال شدند. سپس نمودارها و نقشه‌های لازم با استفاده از نرم‌افزارهای Excel GCDkit و CorelDraw تهیه شدند.

بحث و بررسی

سنگ‌نگاری سنگ‌های متاگرانیتوئیدی آبادچی

سنگ‌های مورد بررسی متوسط تا ریزبلور هستند و از نظر ظاهری تناوبی از بخش‌های سفید (کوارتز-فلدسپات) و قهوه‌ای (کانی‌های تیره) و تا حدودی سبز (به علت تجزیه بیوتیت به کلریت) را نشان می‌دهند. کانی‌های تیره دارای چین‌خوردگی زیبایی هستند (شکل ۲ الف). سطح سنگ دارای درزه و شکستگی‌های فراوان است و برگوارگی بارزی را نشان می‌دهد. به دلیل تاثیر سیالات در جابه‌جایی توده‌های گرانیته گنایسی آثاری از دگرسانی متمایل به قرمز دیده می‌شود که ضخامت آن متغیر است (شکل‌های ۲ الف و ب). براساس بررسی‌های میکروسکوپی انجام شده، بافت اصلی توده گرانیته گنایسی پولکی دانه‌ای است که از نظر مرز دانه‌ای از اینترلوبیت تا آمیبی

شکل تغییر می‌کند. ترکیب کانی‌شناسی اصلی آن شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات قلیایی، بیوتیت و موسکویت است و کانی‌های فرعی آن کدر، زیرکن، آمفیبول، آلانیت هستند. **کوارتز:** یکی از فراوان‌ترین کانی‌های سازنده‌ی این سنگ‌ها است که شکل‌دار تا نیمه‌شکل بوده و دارای اندازه نسبتاً متغیر است. دانه‌های کوارتز شواهد بافتی متفاوتی از دگرشکلی دینامیکی را به صورت زیر نشان می‌دهند: کانی‌های کوارتز بیشتر خاموشی موجی نشان می‌دهند و گاهی به صورت زیردانه تا نودانه هستند [۵۶] (شکل ۲ پ). بعضی از دانه‌های کوارتز پدیده برآمدگی نشان می‌دهند که حاکی از دگرشکلی دینامیک و احیا مرزدانه‌ای [۵۷] از نوع بازتبلور نوع مهاجرت مرزدانه‌ای در دمای پایین است.

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلازها به صورت پورفیرهایی دارای ماکل تکراری با انتهای مخروطی، متقاطع، خمیده و شکسته هستند که بر اساس ریخت‌شناسی، ماکل آنها از نوع مکانیکی است [۵۸]. پلاژیوکلازها با اندازه متوسط تا درشت دارای ماکل تکراری و کارلسباد هستند. حالت پلکانی در ماکل پلاژیوکلازها دیده می‌شود. آنها در اثر دگرسانی به سریزیت و کائولینیت (کانی رسی) تجزیه شده‌اند. همچنین گاهی بافت میرمکیت (رشد کرمی شکل بلورهای کوارتز در پلاژیوکلاز) نشان می‌دهند که احتمالاً نشان‌دهنده‌ی حضور فاز سیال است [۵۶] (شکل ۲ ت).

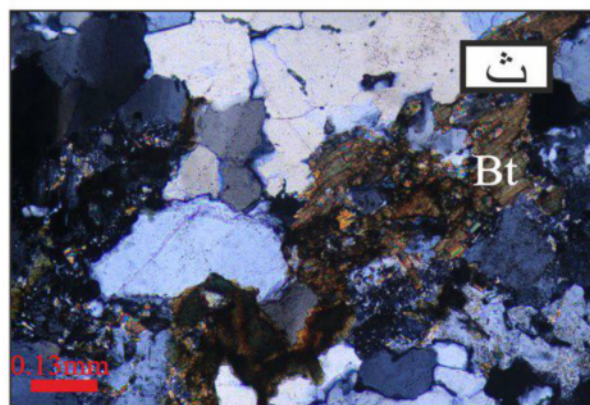
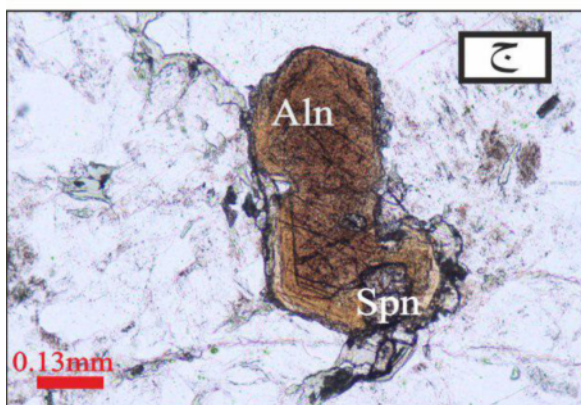
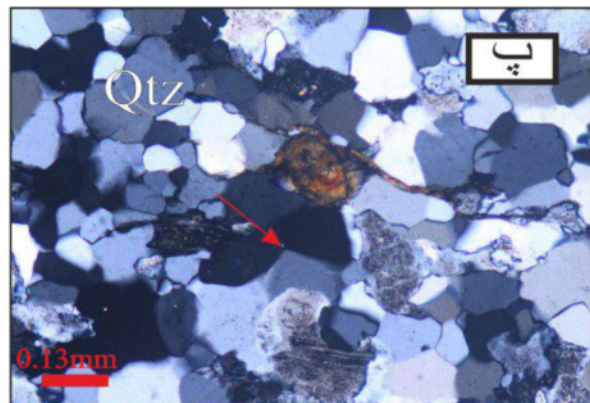
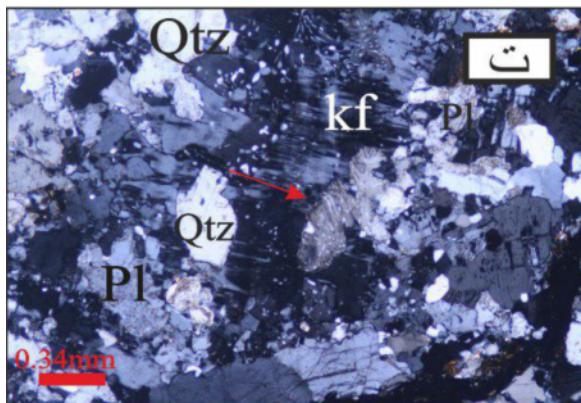
فلدسپات قلیایی: به صورت بلورهای متوسط تا درشت بلور هستند. این بلورها معمولاً به صورت پورفیروکلاست دیده می‌شوند. این پورفیروکلاست‌ها به صورت پرتیت و آنتی‌پرتیت قابل مشاهده‌اند (شکل ۲ ت).

مسکویت: مسکویت‌ها بیشتر به صورت میکای فنزیتی هستند که در اندازه‌های کوچک تا متوسط قابل مشاهده‌اند. فنزیت‌ها زیر میکروسکوپ دارای رنگ سبز بسیار کم‌رنگ هستند و برجستگی بیشتری نسبت به میکای مسکویت دارند. این بلورها هم به صورت کشیده و هم دانه‌ای در متن سنگ وجود دارند.

بیوتیت: بلورهای ریز تا متوسط‌دانه این کانی نیمه شکل‌دار با ظاهری کشیده هستند. بیوتیت‌ها دارای چندرنگی قهوه‌ای تا قهوه‌ای پررنگ و قهوه‌ای مایل به سبز هستند. در این سنگ‌ها

بوده و یکی از نکات قابل توجه در مورد آنها، احاطه شدن این کانی توسط اپیدوت است که نشان دهنده اولیه بودن این کانی است [۵۹] (شکل ۲ ج). وجود آلانیت نشانه یک ماگمای به شدت تکامل یافته است [۶۰].

بیوتیت به کلریت تبدیل شده که در نتیجه این تجزیه اسفن در راستای برگوارگی آنها ظاهر شده است (شکل ۲ ث). آلانیت: این کانی فرعی معمولاً به صورت ریز تا متوسط و کشیده در سنگ ظاهر می‌شود (شکل ۲ پ). آلانیت با چندرنگی قرمز قهوه‌ای تا قهوه‌ای تیره تا روشن قابل شناسایی



شکل ۲ الف) نمونه‌ای از گرانیت به شدت چین خورده با درز و شکستگی و برگوارگی با آثار قرمز رنگ اکسید آهن، ب) نمایی از توده گرانیت گنایسی رخنمون یافته در منطقه مورد بررسی، پ) دانه‌های کوارتز با زاویه‌ی دوسطحی ۱۲۰ درجه، XPL، ت) نمای میکروسکوپی پرتیت لخته‌ای و میرمکیت (با پیکان قرمز در شکل مشخص شده است)، XPL، ث) بیوتیت‌های تجزیه شده به کلریت که در امتداد آنها تیتانیت آزاد شده و دلیلی بر تاثیر دگرته‌ای سدیم است، XPL و ج) بلور آلانیت که با اپیدوت احاطه شده و دلیلی بر اولیه بودن این کانی است، PPL. علامت اختصاری برگرفته از مرجع [۶۱] است.

زمین‌شیمی

نتایج مربوط به تجزیه سنگ کل نمونه‌های مورد بررسی به روش ICP-MS و ICP-ES در جدول ۱ ارائه شده‌است. دیده می‌شود که اکسید عناصر اصلی در نمونه‌های مورد بررسی دارای دامنه تغییراتی به شرح زیر هستند: مقدار SiO_2 بالا (از ۷۵٫۱۳ تا ۷۷٫۴ درصد وزنی)، مقدار Al_2O_3 متوسط (۱۲٫۳۶ تا

۱۳٫۱۴ درصد وزنی)، مقدار TiO_2 پایین (۰٫۰۶ تا ۰٫۱۸ درصد وزنی)، مقدار MgO پایین (۰٫۰۷ تا ۰٫۴۳ درصد وزنی)، مقدار $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$ در گستره‌ی ۱٫۲۸ تا ۲٫۴۵ درصد وزنی و مقدار مجموع قلیایی‌ها تقریباً بالا (Na_2O : ۳٫۷۱ تا ۶٫۴۱ درصد وزنی، K_2O : ۰٫۱۳ تا ۳٫۹۳ درصد وزنی و $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$: ۵٫۹۰ تا ۷٫۶۴) است.

جدول ۱ نتایج تجزیه‌های ICP-MS و ICP-ES توده نفوذی مورد بررسی، مقادیر عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب و خاکی نادر بر حسب ppm بیان شده‌اند.

Sample No	RH4-1	RH4-6	RH4-8a	RH5-1	RH5-2	RH5-5a	RH6-3	RH7-2
SiO_2 (wt%)	۷۷٫۴۰	۷۶٫۸۴	۷۷٫۳۹	۷۵٫۱۳	۷۶٫۶۱	۷۶٫۸۵	۷۵٫۸۷	۷۶٫۰۱
Al_2O_3	۱۲٫۷۴	۱۲٫۴۷	۱۲٫۷۷	۱۲٫۸۹	۱۳٫۱۴	۱۳٫۰۷	۱۲٫۷۸	۱۲٫۳۶
Fe_2O_3^*	۱٫۵۰	۱٫۳۰	۱٫۲۸	۲٫۱۱	۱٫۸۲	۱٫۴۸	۱٫۸۹	۲٫۴۵
MgO	۰٫۰۷	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۲۶	۰٫۳۷	۰٫۴۳	۰٫۴۲	۰٫۲۸
CaO	۱٫۳۸	۰٫۶۴	۱٫۲۳	۱٫۰۴	۱٫۶۲	۰٫۸۷	۰٫۹۷	۱٫۹۷
Na_2O	۴٫۹۶	۳٫۸۰	۵٫۰۴	۳٫۷۱	۵٫۷۷	۶٫۴۱	۵٫۱۰	۴٫۴۱
K_2O	۱٫۲۷	۳٫۵۹	۱٫۲۹	۳٫۹۳	۰٫۱۳	۰٫۲۲	۱٫۶۷	۱٫۴۹
TiO_2	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۸
P_2O_5	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳
MnO	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۲	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
LOI	۰٫۴	۱٫۰	۰٫۷	۰٫۵	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۹	۰٫۶
Sum	۹۹٫۹۰	۹۹٫۹۰	۹۹٫۸۹	۹۹٫۸۶	۹۹٫۹۲	۹۹٫۹۴	۹۹٫۹۰	۹۹٫۸۸
Cr	۳۳۱٫۱۷	۱۹۲٫۰۸	۲۸۴٫۸۱	۲۵۸٫۳۱	۳۷۷٫۵۳	۱۹۲٫۰۸	۲۱۱٫۹۵	۳۲۴٫۵۵
Ni	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰
Sc	۵	۶	۵	۳	۴	۳	۳	۳
Cs	۰٫۲	۰٫۸	۰٫۳	۲٫۰	۰٫۲	۰٫۶	۱٫۴	۱٫۱
Ga	۱۶٫۶	۱۷٫۸	۱۶٫۱	۱۸٫۴	۱۴٫۹	۱۴٫۶	۱۷٫۶	۲۰٫۴
Hf	۴٫۷	۴٫۰	۴٫۷	۵٫۵	۴٫۹	۴٫۹	۵٫۰	۵٫۵
Nb	۸٫۲	۸٫۳	۷٫۷	۱۰٫۰	۹٫۶	۷٫۳	۱۰٫۳	۹٫۸
Rb	۲۵٫۹	۸۳٫۳	۳۰٫۳	۱۰۱٫۰	۲٫۳	۴٫۲	۴۹٫۵	۳۱٫۱
Sn	۲	۳	۲	۴	۳	۴	۵	۶
Sr	۱۲۳٫۴	۷۴٫۲	۱۲۴٫۳	۸۷٫۱	۳۰۹٫۵	۱۳۸٫۶	۹۶٫۳	۲۰۴٫۷
Ta	۰٫۸	۱٫۰	۱٫۱	۰٫۸	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۹
Th	۱۶٫۶	۱۵٫۵	۱۶٫۰	۱۴٫۷	۱۵٫۰	۱۵٫۲	۱۶٫۶	۱۵٫۲
U	۲٫۹	۲٫۷	۳٫۳	۳٫۴	۳٫۷	۲٫۳	۳٫۴	۶٫۰
V	<۸	<۸	<۸	۱۲	۱۰	۱۱	۱۱	۱۴
W	۰٫۸	۳٫۶	۱٫۱	۰٫۹	۰٫۷	۰٫۵	۰٫۷	۰٫۸
Zr	۱۰۸٫۳	۹۳٫۴	۱۰۹٫۲	۱۶۸٫۷	۱۶۰٫۱	۱۴۲٫۰	۱۶۲٫۴	۱۶۸٫۵
Y	۶۰٫۳	۶۱٫۸	۵۹٫۲	۴۳٫۱	۳۳٫۹	۳۷٫۱	۴۵٫۶	۶۵٫۰
La	۳۳٫۶	۲۶٫۴	۲۹٫۳	۳۰٫۱	۲۷٫۲	۲۷٫۱	۲۹٫۷	۳۰٫۷
Ce	۷۱٫۶	۶۹٫۹	۷۴٫۹	۶۵٫۹	۵۶٫۴	۵۹٫۲	۶۲٫۰	۶۵٫۲
Pr	۸٫۵۶	۷٫۷۲	۸٫۵۳	۷٫۱۵	۶٫۳۴	۶٫۴۵	۷٫۰۶	۷٫۲۰
Nd	۳۳٫۱	۳۰٫۷	۳۲٫۵	۲۶٫۷	۲۳٫۵	۲۴٫۷	۲۷٫۱	۲۹٫۱
Sm	۷٫۵۷	۷٫۹۴	۸٫۳۲	۶٫۶۲	۵٫۲۴	۵٫۴۴	۶٫۰۶	۶٫۳۲
Eu	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۴	۰٫۶۶	۰٫۷۰	۰٫۷۲	۰٫۶۵	۱٫۰۴
Gd	۸٫۴۰	۸٫۶۴	۹٫۰۳	۶٫۵۹	۵٫۷۰	۶٫۱۳	۶٫۷۶	۷٫۵۰
Tb	۱٫۵۸	۱٫۷۴	۱٫۶۷	۱٫۱۷	۰٫۹۹	۰٫۹۸	۱٫۱۹	۱٫۴۹
Dy	۱۰٫۲۰	۱۰٫۶۸	۱۰٫۶۶	۷٫۰۴	۵٫۹۸	۶٫۸۷	۷٫۶۶	۹٫۹۹
Ho	۲٫۱۹	۲٫۴۷	۲٫۲۱	۱٫۵۲	۱٫۲۴	۱٫۳۷	۱٫۶۷	۲٫۳۴
Er	۶٫۵۰	۷٫۰۵	۶٫۶۴	۴٫۶۴	۳٫۵۲	۴٫۰۹	۵٫۰۰	۶٫۶۸
Tm	۰٫۹۶	۰٫۹۴	۰٫۹۴	۰٫۷۲	۰٫۵۷	۰٫۶۲	۰٫۷۴	۰٫۹۴
Yb	۶٫۳۸	۶٫۴۳	۶٫۳۷	۴٫۷۶	۳٫۸۹	۳٫۹۱	۵٫۴۰	۶٫۰۷
Lu	۰٫۹۷	۰٫۹۱	۰٫۸۴	۰٫۶۸	۰٫۵۶	۰٫۵۸	۰٫۷۴	۰٫۹۰

LOI: Loss of Ignition Fe_2O_3 ; Fe_2O_3 as a total Iron

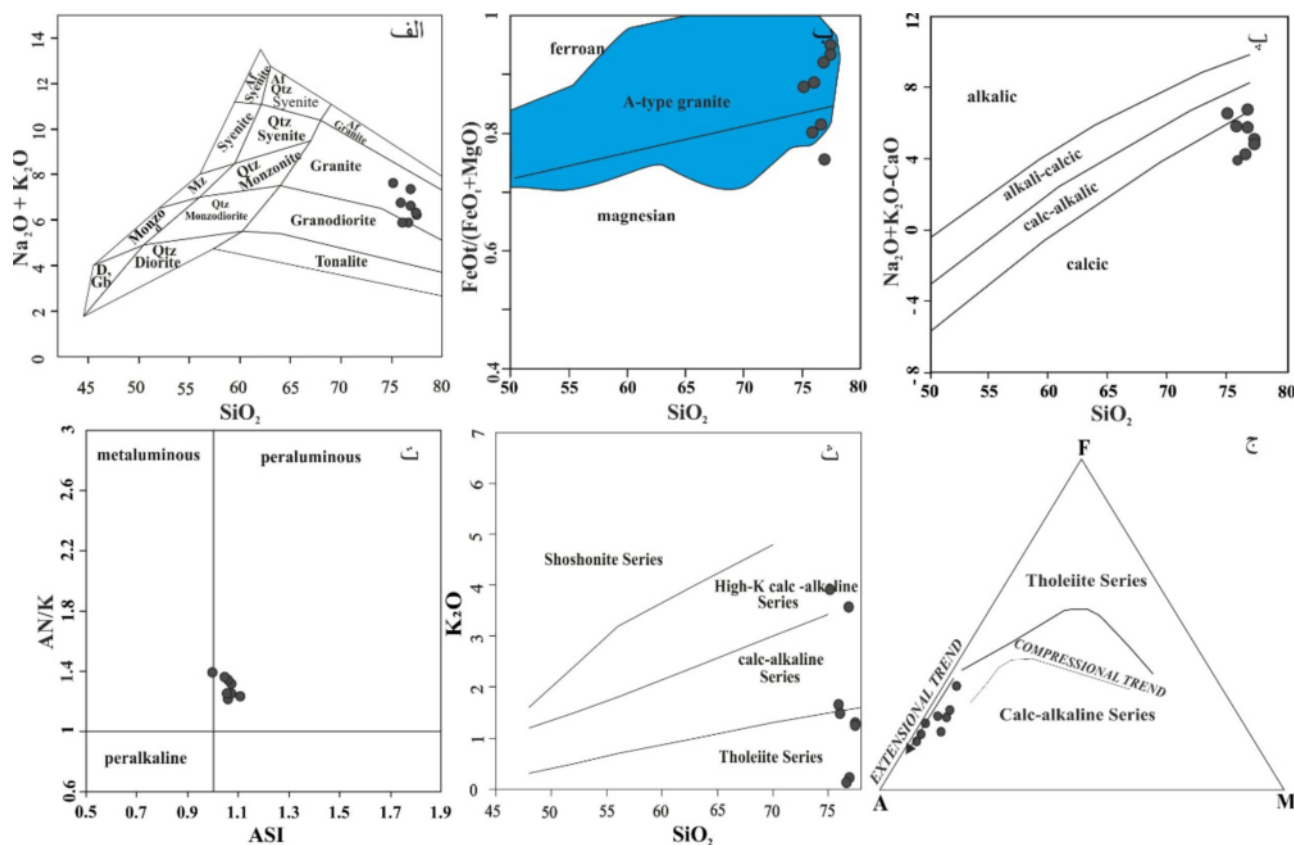
محدوده‌ی آهکی-قلیایی واقع شده‌اند [۶۴] (شکل ۳ ج).

عناصر فرعی نیز تغییرات مشخصی نشان می‌دهند، برای مثال، روبیدیم (ppm ۱۰۱/۰ - ۲/۳ قسمت در میلیون)، ایتیریم (ppm ۶۵/۰ - ۳۳/۹)، استرانسیم (ppm ۳۰۹/۵ - ۷۴/۲)، باریم (ppm ۷۷۲ - ۷۳)، اسکندیم (ppm ۳ - ۶)، کروم (ppm ۱۹۲/۰۸ تا ۳۷۷/۵۳)، نئوبوم (ppm ۳/۱۰ - ۳/۵)، تالیم (ppm ۱۰/۱ - ۰/۷)، زیرکونیوم (ppm ۱۶۸/۷ - ۹۳/۴)، گالیم (ppm ۲۰/۴۰ - ۱۴/۶).

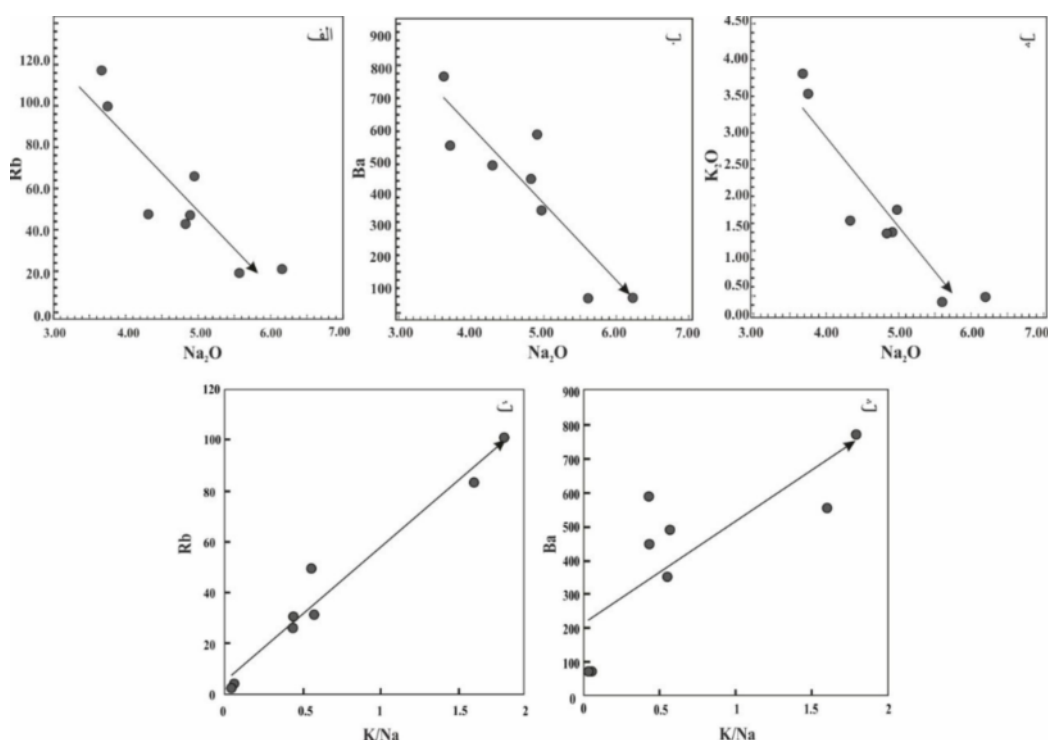
تغییرات عناصر اصلی و کمیاب نسبت به Na_2O (شکل‌های ۴ الف، ب و پ) نشان می‌دهد که با افزایش Na_2O ، مقدار اکسیدهای K_2O ، Rb و Ba کاهش می‌یابد. تبدیل پلاژیوکلاز کلسیم و فلدسپار به آل بیت، احتمالاً باعث کاهش شدید Rb و Ba شده است [۶۵].

در نمودار مجموع قلیایی-سیلیس [۶۲] نمونه‌ها بیشتر در محدوده‌ی گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۳ الف). براساس طبقه‌بندی زمین‌شیمیایی گرانیت‌ها که توسط فراست و همکاران [۶۳] ارائه شده است این سنگ‌ها در نمودار SiO_2 نسبت به $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO})$ در محدوده‌ی آهن‌دار تا منیزیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۳ ب).

سنگ‌های مورد بررسی از نظر شاخص MALI در محدوده کلسیمی تا آهکی-قلیایی قرار می‌گیرند [۶۳] (شکل ۳ پ). همچنین از نظر اشباعیت از آلومینیم، در محدوده‌ی پرآلومین تا کمی متآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۳ ت). در نمودار SiO_2 نسبت به K_2O نمونه‌ها در محدوده‌ی پتاسیم پایین تا آهکی-قلیایی‌های پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۳ ث). با توجه به نمودار AFM نمونه‌های مورد بررسی در ضلع AF و در



شکل ۳ الف) نمودار SiO_2 نسبت به $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ که بیشتر نمونه‌ها در محدوده گرانیت قرار می‌گیرند [۶۵] (ب) نمودار SiO_2 نسبت به $\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO})$ که نمونه‌ها در محدوده آهن‌دار تا منیزیم‌دار قرار می‌گیرند، پ) نمودار SiO_2 نسبت به $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ که سنگ‌ها در محدوده‌ی کلسیمی تا آهکی-قلیایی قرار می‌گیرند، ت) نمودار ASI نسبت به AN/K که نمونه‌ها در محدوده پرآلومین تا کمی متآلومین قرار می‌گیرند [۶۲] (ث) نمودار SiO_2 نسبت به K_2O که نمونه‌ها در محدوده‌ی پتاسیم پایین تا آهکی-قلیایی پتاسیم بالا قرار گرفته‌اند و ج) نمودار AFM که نمونه‌ها در محدوده‌ی آهکی-قلیایی واقع شده‌اند [۶۳].



شکل ۴ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر (الف) نمودار Na_2O نسبت به Rb، (ب) نمودار Na_2O نسبت به Ba، (پ) نمودار Na_2O نسبت به K_2O ، (ت) نمودار K/Na نسبت به Rb و (ث) نمودار K/Na نسبت به Ba.

گرانیتوئیدهای پس از برخورد است. همچنین نمونه‌ها در نمودار Na_2O نسبت به K_2O [۷۳] در محدوده دگرتهادی سدیمی قرار می‌گیرند (شکل ۶ ث). با افزایش نسبت K/Na ، مقدار Rb و Ba افزایش می‌یابد (شکل‌های ۴ ت و ث). این همبستگی مثبت ممکن است نشان دهنده دگرتهادی و جایگزینی فلدسپار پتاسیمی توسط الیگوکلاز باشد [۷۴].

محیط زمین‌ساختی منطقه مورد بررسی

یکی از ویژگی‌های سنگ‌های منطقه مورد بررسی غنی‌شدگی در LILE و تهی‌شدگی در HFSE، به خصوص Nb و Ti و همچنین پراکندگی در K، Ba و Rb در نمودار الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های مورد بررسی بهنجار شده به گوشته اولیه [۶۸] (شکل ۵ ب) و به ORG (گرانیت پشته اقیانوسی، شکل ۵ پ) است که از ویژگی‌های سنگ‌های وابسته به محیط فرورانش و حضور مواد پوسته‌ای است همچنین ناهنجاری منفی باریم و نیوبوم و ناهنجاری مثبت روبیدیم و توریم دیده می‌شود که مشابه الگوی گرانیت‌های پس از برخورد [۷۸] است. غنی‌شدگی در عناصر LILE و HFSE همراه با ناهنجاری منفی در Nb-Ti-Ta از ویژگی‌های ماگمای وابسته به فرورانش است که چنین ویژگی‌هایی می‌تواند در نتیجه غنی‌سازی گوه گوشته‌ای توسط سیالات آبدار از صفحه فرورانش از عناصر LILE و HFSE غنی شده باشد [۷۸].

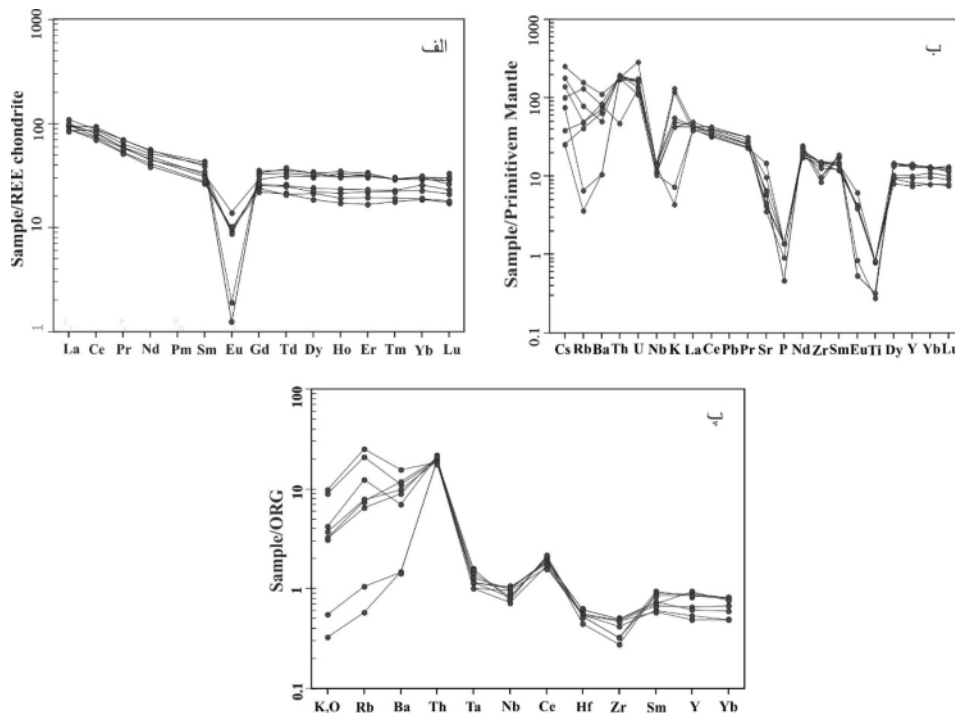
نمونه‌های مورد بررسی در نمودار بهنجار شده به کندریت [۶۶] غنی‌شدگی LREE را نسبت به HREE همراه با ناهنجاری منفی Eu نشان می‌دهند (شکل ۵ الف) که این ناهنجاری منفی احتمالاً ناشی از تبلور جدایشی پلاژیوکلاز طی تبلور ماگما و یا به دلیل وجود پلاژیوکلاز به‌طور اساسی در مجموعه‌ی باقی‌مانده [۶۷] و یا شرایط اکسیدان محیط تبلور است.

در نمودارهای بهنجار شده به گوشته اولیه (۶۸)، شکل ۵ ب) و به ORG (گرانیت پشته اقیانوسی، شکل ۵ پ) غنی‌شدگی نسبی در LILE و LREE نسبت به HFSE دیده می‌شود که این امر نشان دهنده سنگ‌های ماگمایی وابسته به کمان و محیط‌های برخوردی است [۶۹]. غنی‌شدگی LILE (عناصری مثل Rb, Th) و تهی‌شدگی Nb و Ti از ویژگی‌های ماگمای دگرگون شده براساس سازوکار تبلور جدایشی در محیط‌های زمین‌ساختی وابسته به فرورانش است [۷۰]. ناهنجاری‌های مثبت LILE و تهی‌شدگی بارز در Sr, P, Ti و Nb دیده می‌شود که این ویژگی دلیل محکمی برای تشکیل و دگرگونی‌های پوسته قاره‌ای است [۷۱].

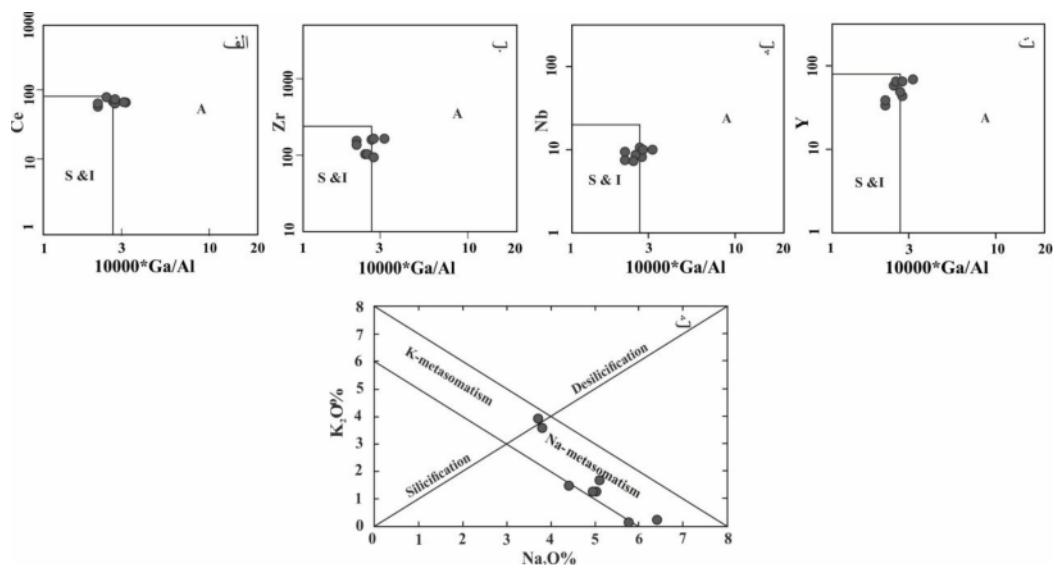
در نمودار Nb, Zr, Ce و Y نسبت به $10000 \text{ Ga}/\text{Al}$ از مرجع [۷۲]، نمونه‌ها در سیر تدریجی از محدوده نوع A به I قرار می‌گیرند (شکل‌های ۶ الف، ب، پ و ت) که از ویژگی‌های

درون صفحه‌ای و پس از برخورد (PCG) واقع شده‌اند (شکل ۷). همچنین در نمودارهای مثلی $Y-Nb-3Th$ و $Y-Nb-3Ga$ بیشتر نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های نوع A2 واقع می‌شوند (شکل ۸) [۷۸].

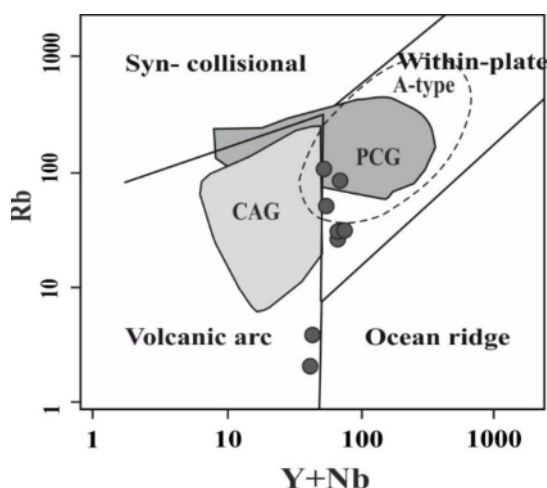
تهی‌شدگی در Nb-Ti-Ta می‌تواند توسط ابقاء فازهای کانیاپی باقیمانده غنی از تیتان مثل روتیل و تیتانیت) در خاستگاه گوشته‌ای توضیح داده شود [۷۵، ۷۶]. با توجه به نمودار تفکیک زمین‌ساختی [۷۷]، سنگ‌های مورد بررسی در محدوده گرانیت



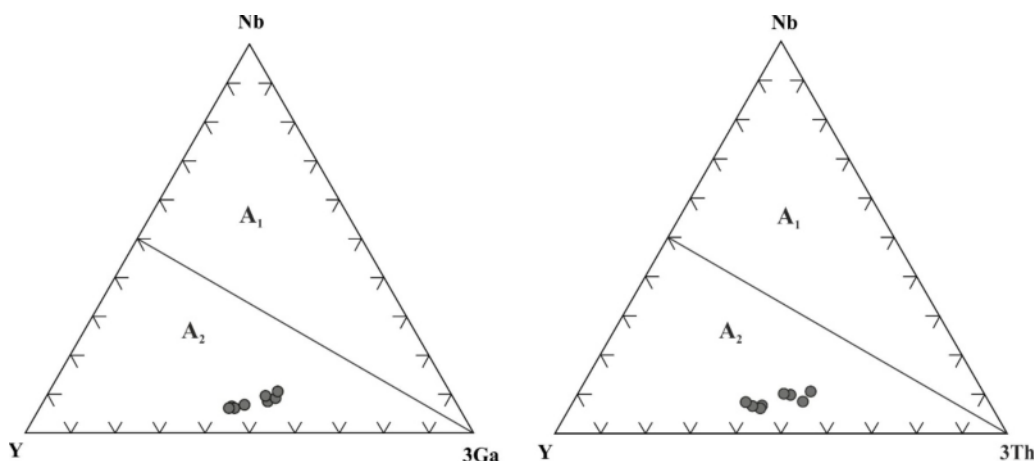
شکل ۵ الف) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده براساس داده‌های مرجع [۶۶] که نشان دهنده غنی‌شدگی LREE ها و تهی‌شدگی HREE ها است و Eu ناھنجاری منفی نشان می‌دهد، ب) نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به مانتوی اولیه [۶۸] که در آنها ناھنجاری‌های مثبت LILE و تهی‌شدگی بارز در Nb, Sr, P, Ti دیده می‌شود و پ) در نمودار بهنجار شده به ORG (پشته میان اقیانوسی) که غنی‌شدگی در LILE و LREE نسبت به HFSE را نشان می‌دهد.



شکل ۶ الف) نمودار $10000Ga/Al$ نسبت به Ce، ب) نمودار $10000Ga/Al$ نسبت به Zr، پ) نمودار $10000Ga/Al$ نسبت به Nb، ت) نمودار $10000Ga/Al$ نسبت به Y، که همه نمونه‌ها در محدوده نوع I تا نوع A قرار می‌گیرند [۷۲]، ث) نمودار Na_2O نسبت به K_2O [۷۳] که نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد بررسی گرانیت‌های نوع A، طی تبلور جدایشی در معرض دگرتهادی سدیم قرار گرفته‌اند.



شکل ۷ نمودار $Y+Nb$ نسبت به Rb [۷۸] که نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد بررسی در محدوده‌ی گرانیتهای درون صفحه‌ای و پس از برخورد (PCG) و گرانیتهای کمان آتشفشانی قرار گرفته‌اند.



شکل ۸ نمودارهای مثلثی $Y-Nb-3Ga$ و $Y-Nb-3Th$ ، تفکیک کننده گرانیتهای A_1 و A_2 [۷۸] که براساس آنها، نمونه‌های گرانیتهای ابادچی در محدوده A_2 قرار می‌گیرند.

برداشت

گرانیتهای گنایس‌های آبادچی در پهنه ساختاری سهندج-سیرجان، به شدت چین خورده و دگرشکل شده است. آنها از نظر کانی-شناسی تنوع چندانی ندارند و شامل کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات قلیایی، موسکویت، بیوتیت و اسفن هستند. سنگ‌های گرانیتهای گنایسی مورد بررسی تحت تاثیر دگرشکلی دینامیک و دگرنهادی سدیمی ضعیف قرار گرفته‌اند. از شواهد دگرشکلی دینامیک در بلور کوارتز می‌توان به ایجاد خاموشی موجی، ایجاد زیردانه و نودانه، شکل‌گیری ریز دانه‌ها و تغییر شکل مرز دانه‌ها اشاره نمود. وجود پرتیت لخته‌ای در

فلدسپار پتاسیم، ایجاد بافت میرمکیت نام برد. بافت اصلی این سنگ پولکی ریزدانه‌ای است که بیانگر ماهیت دگرگونی و ماگمایی این سنگ‌هاست. سنگ‌های مورد نظر دارای بافت میلونیتی هستند.

از نظر زمین‌شیمی سنگ‌های این توده دارای مشخصات ماگمایی کلسیمی تا آهکی-قلیایی، سری تولیت تا سری‌های آهکی-قلیایی پتاسیم بالا، آهن‌دار تا منیزیم‌دار، پرآلومین تا کمی مت‌آلومین و از نوع A_2 تا A_1 هستند. نمودار REE بهنجار شده به کندی، غنی‌شدگی LREE را نسبت به HREEs همراه با ناهنجاری منفی Eu نشان می‌دهند. در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به MORB غنی‌شدگی

[8] Vollmer R., "On the origin of the Italian potassic magmas. 1. A discussion contribution", Chem. Geol. 74 (1989) 229–239.

[9] Peccerillo A., "Multiple mantle metasomatism in centraisouthern Italy: geochemical effects, timing and geodynamic implications", Geology 27 (1999) 315–318.

[10] Zeck H.P., Kristensen A.B., Williams I.S., "Post-collisional volcanism in a sinking slab setting. Crustal anatexis origin of pyroxeneandesite magma, Caldear Volcanic Group, Neogene Alboran volcanic province, southeastern Spain", Lithos 45 (1998) 499–522.

[11] Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., Güner Y., Saroglu F., Yilmaz Y., Moorbath S., Mitchell J.G., "Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, J. Volcanol", Geotherm. Res. 44 (1990) 189–229.

[12] Hildreth W., Moorbath S., "Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile", Contributions to Mineralogy Petrology 98 (1988) 455–489.

[13] Maury R.C., Sajona F.G., Pubellier M., Bellon H., Defant M., "Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes : l'exemple de Mindanao, Philippines, Bull", Soc. géol. France 167 (1999) 579–595.

[14] Chappell B.W., White A. J. R., "Two contrasting granite types", Pacific Geology (1974) 8: 173–74.

[15] Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., "A geochemical classification for granitic rocks", Journal of petrology 42 (2001) 2033–2048.

[16] Loiselle M.C., Wones D.R., "Characteristics and origin of anorogenic granites, Geological Society of America", Abstract with Programs 11(1979) 468.

[17] Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W., "Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia", Contrib Mineral Petrology 80 (1982) 189–200.

[18] 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.

نسبی در LILE و LREE نسبت به HFSE دیده می‌شود که این امر نشان دهنده سنگ‌های ماگمایی وابسته به کمان و محیط‌های برخوردی است. نمودارهای تفکیک کننده خاستگاه زمین‌ساختی محدوده‌ی گرانیت‌های پس از برخورد (PCG) را برای این توده نشان می‌دهد.

مراجع

[1] Goodge J.W., Vervoort J.D., "Origin of Mesoproterozoic A-type granites in Laurentia: Hf isotope evidence", Earth and Planetary Science Letters 243 (2006) 711–731.

[2] Heilimo E., Elburg, M. A., Andersen T., "Crustal growth and reworking during Lapland–Kola orogeny in northern Fennoscandia: U–Pb and Lu–Hf data from the Nattanen and Litsa–Aragub-type granites", Lithos 205(2014) 112–126.

[3] Kemp A., Hawkesworth C., "Granitic perspective on the generation and secular evolution of the continental crust", Treatise on Geochemistry. Elsevier Ltd (2003) 349–410.

[4] Stremtan C.C., "Mantle-crust Interaction in Granite Petrogenesis in Post-Collisional Settings: Insights from the Danubian Variscan Plutons of the Romanian Southern Carpathians", 2014. Graduate Theses and Dissertations.

[5] Maury R.C., Fourcade S., Coulon C., Bellon H., Coutelle A., Ouabadi A., Semroud B., Megartsi M.h., Cotten J., Belanteur O., "Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff", Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science 331 (2000) 159–173.

[6] Collins W. J., Beams S. D., White A. J. R., Chappell B. W., "Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia", Contributions to Mineralogy and Petrology 80 (1982) 189–200.

[7] Miller C., Schuster R., Klötzli U., Frank W., Purtscheller F., "Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr–Nd–Pb–O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis", Journal of Petrology 40 (1999) 1399–1424.

- mylonitic granite from Ghaleh-Dezh, NW Azna, Sanandaj-Sirjan zone, Iran*", Neues Jb, Mineral. Abh. 185 (3) (2009) 233–248.
<http://dx.doi.org/10.1127/0077-7757/2009/0121>.
- [30] Davoudian A. R., Hamedani A., Shabanian N., Mackizadeh M. A., "Petrological and geochemical constraints on the evolution of the Cheshmeh-Sefid granitoid complex of Golpayegan in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran", Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen 184 (2007) 117–129.
- [31] Maanijou M., Aliani F., Miri M., "Geochemistry and petrology of granophyric granite veins penetrated in the igneous intrusive complex in south of Qorveh Area, west Iran", Australian Journal of Basic and Applied Sciences 5 (2011) 926–934.
- [32] Sepahi A. A., Athari S.F., "Petrology of major granitic plutons of the northwestern part of Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Zagros Orogen, Iran: with emphasis on A-type granitoids from SE Saqqes area", Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen 183 (2006) 93–106.
- [33] Dargahi S., Arvin M., Pan Y., Babaei A., "Petrogenesis of postcollisional A-type granitoids from the Urumieh-Dokhtar magmaticassemblage, Southwestern Kerman, Iran: constraints on the Arabian-Eurasian continental collision", Lithos 115 (2010) 190–204.
- [34] Aghanabati A., "Geology of Iran", Geological survey of Iran, (2004), (In persian).
- [35] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., "Convergence history across Zagros(Iran): constraints from collisional and earlier deformation", International journal of earth sciences 94 (2005) 401–419.
- [36] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitchurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", Geological Magazine 148 (2011) 692–725.
- [37] Alavi M., "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations", Tectonophysics 229:(1994) 211–238.
- [38] Berberian M., King G. C. P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210–265.
- [19] Zhao X.F., Zhou M.F., Li J.W., Wu F.Y., "Association of Neoproterozoic A- and I-type granites in South China: Implications for generation of A-type granites in a subduction-related environment", Chemical Geology 257 (2008) 1–15.
- [20] Karsli O., Caran Ş., Dokuz A., Çoban H., Chen B., Kandermir R., "A-type granitoids from the Eastern Pontides, NE Turkey: Records for generation of hybrid A-type rocks in a subduction-related environment", Tectonophysics 530–531 (2012) 208–224.
- [21] Martin H., Bonin B., Capdevila R., Jahn B.M., Lameyre J., Wang Y., "The Kuiki peralkaline granitic complex (SE China): petrology and geochemistry", Journal of Petrology 35 (1994) 983–1015.
- [22] Eby G. N., "Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications", Geology 20: (1992) 641–644.
- [23] Jiang N., Zhang S., Zhou W., "Origin of a Mesozoic granite with A-type characteristics from the North China craton: highly fractionated from I-type magmas?", Contributions to Mineralogy and Petrology 158 (2009) 113–130.
- [24] Creaser R. A., Price R. C., Wormald R. J., "A-type granites revisited: assessment of a residual-source model", Geology 19 (1991) 163–166.
- [25] Clemens J. D., Holloway J. R., White A.J. R., "Origin of A-type granites, experimental constraints", American Mineralogist 71 (1986) 317–324.
- [26] Patiño Douce A.E., "Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids", Geology 25 (1997) 743–746.
- [27] Frost C. D., Frost B. R., "Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection", Geology 25 (1997) 647–650.
- [28] Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafae M., Ghorbani M., Sepahi A. A., Shang C. K., Vosoughi Abedini M., "Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism", Journal Asian Earth Sciences 9 (2010) 668–683.
- [29] Shabanian N., Khalili M., Davoudian A. R., Mohajjel M., "Petrography and geochemistry of

- Sanandaj-Sirjan Zone. Iran*", Journal of Asian Earth Sciences 41 (2011) 238-249.
- [49] Berberian F., Berberian M., "Tectono-plutonic episodes in Iran, In: Gupta H.K. Delany F.M. (Eds.), Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution, American Geophysical Union", Geodynamics Series 3 (1981) 5-32.
- [50] Berberian F., Muir I.D., Pankhurst R.J., Berberian M., "Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran", Journal of the Geological Society 139 (1982) 605-614.
- [51] Masoudi F., Yardeley B.W.D., Cliff R.A., "Rb-Sr geochronology of pegmatites plutonic rocks and a hornfels in the region South-West of Arak, Iran", Journal of Sciences. Islam. Repub, Iran 13(3) (2002) 249-254.
- [52] Nezafati N., Herzig P.M., Pernicka E., Momenzadeh M., "Intrusion-related gold occurrences in the Astaneh-Sarband area, west central Iran. In: Mao J. Bierlein F.P. (ed.). Mineral Deposit Research Meeting: The Global Challenge", Springer (2005) 445-448. http://dx.doi.org/10.1007/3-540-27946-6_116.
- [53] Shakerardakani F., Neubauer F., Masoudi F., Mehrabi B., Liu X., Dong Y., Mohajjel M., Monfaredi B., Friedl G., "Panafrican basement and Mesozoic gabbro in the Zagros orogenic belt in the Dorud-Azna region (NW Iran): Laser-ablation ICP-MS zircon ages and geochemistry", Tectonophysics 647-648 (2015) 146-171.
- [54] Chiu H.Y., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Mohammadi S.S., Khatib M. M., Iizuka Y., "Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny", Lithos 162 (2013) 70-87.
- [55] Davoudian A. R., Genser J., Dachs E. Shabanian N., "Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Mineralogy and Petrology (2008) 92: 393-413.
- [56] Vernon R. H., "A practical guide to rock microstructure", Cambridge University press (2004) 250-254.
- [57] Blenkinsop T., "Deformation Microstructures and Mechanism in Minerals and Rocks", Kluwer Academic Publishers (2002) 150.
- [39] Hafkenscheid E., Wortel M.J.R., Spakman W., "Subduction history of the Tethyan region derived from seismic tomography and tectonic reconstructions", Journal of Geophysical Research: Solid Earth 111(2006).
- [40] Mohajjel M. Fergusson C., "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision Sanandaj-Sirjan zone western Iran", Journal of Structure Geology 22 (2000) 1125-1139.
- [41] Mohajjel M., Fergusson C., Sahandi M.R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanadaj-Sirjan Zone, western Iran", Journal Asian Earth Sciences 21: (2003) 397-412.
- [42] Şengör A.M.C., Natal'in B.A., "Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: Yin, A., Harrison, T.M., (Eds.), The Tectonic Evolution of Asia", Cambridge University Press, Cambridge (1996) 486-640.
- [43] McQuarrie M., "Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt. Iran", Journal of Structure Geology 26 (2004) 519-535.
- [44] Alirezai S., Hassanzadeh J., "Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: a new record of the Gondwana break-up in Iran", Lithos 151 (2012) 122-134.
- [45] Moritz R., Ghazban F., Singer B.S., "Eocene gold ore formation at Muteh. Sanandaj-Sirjan tectonic zone, western Iran: a result of late stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros orogen", Economic Geology 101 (8) (2006) 1497-1524.
- [46] Hassanzadeh J., Stockli D.F., Horton B.K., Axen G.J., Stockli L.D., Grove M., Schmitt A.K., Walker J.D., "U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement", Tectonophysics 451 (2008) 71-96.
- [47] Braud J., "La suture du zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan Iranien): Reconstitution paléogéographique, évolution géodynamique, magmatique et structurale: Unpublished Ph.D thesis", Université de Paris-Sud (1987) 489.
- [48] Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M., "U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern

- in the Ocean Basins", Geological Society [London] Special Publication 42 (1989) 313–345.
- [69] Chen J.F., Jahn B.M., "Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence", Tectonophysics 284 (1998) 101–133.
- [70] Wilson M., "Igneous petrogenesis: a global tectonic approach", Unwin Hyman, Winchester, Massachusetts, USA, 57(1990).
- [71] Gao S., "Chemical composition of the continental crust: a perspective from China", Geochemical News 143 (2010) 6.
- [72] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., "A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis", Contributions to Mineralogy and Petrology 95 (1987) 407–419.
- [73] Chappell B. W., White A. J. R., "I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: Keqin X. & Guangchi T. eds. *Geology of Granites and Their Metallogenic Relations*", Science Press, Beijing (1984) 87–101.
- [74] Fiannacca P., Brotzu P., Cirrincione R., Mazzoleni P., Pezzino A., "Alkali metasomatism as a process for trondhjemitic genesis: evidence from Aspromonte Unit, north-eastern Peloritani, Sicily", Mineralogy and Petrology 84 (2005) 19–45.
- [75] Rogers G., Hawkesworth C. J., "A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge", Earth and Planetary Science Letters 91 (1989) 271–285.
- [76] Wu F., Sun D., Huimin L., Jahn B., Wilds S., "A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis", Chemical Geology 187 (2002) 143–173.
- [77] Pearce J. A., Harris N. B.W., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", Journal of Petrology 25 (1984) 956–983.
- [78] Eby G.N., "Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications", . Geology 20: 641-644.
- [58] Jensen L. N., Starkey J., "Plagioclase microfabrics in a ductile shear zone from the Jotun nappe. Italy", Journal of Structure Geology, 7 (1985) 527-539.
- [59] Bea F., "Residence of REE. Y. Th and U in granites and crustal protoliths: implications for the geochemistry of crustal melts", Journal of Petrology. 37 (1996) 521-552.
- [60] Wilson M., "Igneous petrology", Chapman & Hall, (1994).
- [61] Whitney D. L., Evans B. W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist 95 (2010) 185–187.
- [62] Middlemost E.A.K., "Magmas and magmatic rocks", Longman (1986).
- [63] Frost B. R., Barnes G. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D., "A geological classification for granitic rocks", Journal of Petrology 42 (2001) 2033-2048.
- [64] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Science 8 (1971) 523-548.
- [65] Kaur P., Chaudhri N., Hofmann A. W., Raczek I., Okrusch M., Skora S., Baumgartner L.P., "Two-stage. extreme albitisation of A-type granites from Rajasthan, NW India", Journal of Petrology 53 (2012) 919-948.
- [66] Boynton W.V., "Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry 2 (Henderson. R. Ed.), Elsevier", Amsterdam (1984) 89-92.
- [67] Tepper J. H., Nelson B. K., Bergantz G. W., Irving A. J., "Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity", Contributions to Mineralogy and Petrology 113 (1993) 333-351.
- [68] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implication for mantle composition and processes, In: Saunders, A. D., Norry, M. J., (Eds.). Magmatism