

سال سی و یکم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۱۳۵ تا ۱۵۰



# کانیشناسی کانسنگ و زمین شیمی تودههای نفوذی مولد اسکارن در کانسار آهن گویداش، استان آذربایجان شرقی

محمدصالح آبیاری فرد<sup>۱</sup>، محمد لطفی<sup>۲</sup>، مهراج آقازاده\*۳، نیما نظافتی<sup>۱</sup>

۱. گروه علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، ایران ۲.گروه علوم زمین دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، ایران ۳. گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران (دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۲/۳۱، نسخه نهایی: ۱/۱۶۰۱)

**چکیده**: کانسار آهن گویداش در جنوب استان آذربایجان شرقی و در ۲۷ کیلومتری جنوب غرب شهر قره آغاج در دورترین بخش شمال غربی پهنه سنندج- سیرجان واقع است. در این پژوهش، کانیشناسی کانسنگ و زمینشیمی تودههای نفوذی مولد اسکارن بررسی شده است. گرانیتوئیدهایی با ترکیب دیوریت- مونزودیوریت پورفیری و گرانودیوریت- مونزوگرانیت پورفیری به درون سنگهای کربناتی ژوراسیک نفوذ کرده و باعث کانیسازی اسکارن آهن گویداش شدهاند. کانسنگ بیشتر از مگنتیت به همراه کانیهای فرعی هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، تتراهدریت، تنانتیت و گوتیت تشکیل شده است. پهنه اسکارنی کانیهای مختلفی از جمله گارنت (گروسولار و آندرادیت)، پیروکسن، کلریت، اپیدوت، اکتینولیت، کلسیت و کوارتز را شامل می شود. این مجموعه کانی شناسی، گویای ماهیت کلسیمی اسکارن است. سنگهای آذرین مولد اسکارن در نمودارهای زمین شیمیایی در گسترههای گرانیت و مونزودیوریت جای می گیرند. همه این سنگها دارای ماهیت آهکی قلیایی، سنگهای دیوریتی دارای ماهیت متاآلومین و سنگهای گرانودیوریتی دارای ماهیت پرآلومین هستند. سنگهای گرانودیوریتی ماهیت آداکیتی با سیلیس بالا و سنگهای دیوریتی ماهیت آهکی قلیایی معمولی دارند. غنی شدگی از عناصر Ba ،Th ،Rb و U، و تهی شدگی از عناصر Nb و Ti نسبت به گوشته اولیه قابل مقایسه با سنگ-های شکل گرفته در پهنههای فرورانشی است. الگوهای عناصر نادرخاکی بهنجار شده با کندریت برای سنگهای مورد بررسی تقریباً شبیه بوده و نشان دهنده غنی بودن آنها از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) در مقایسه با عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) هستند. نسبت La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> در این سنگها نشانگر نبود گارنت در محل خاستگاه و عمق کم تشکیل ماگماست. ماگمای مولد سنگهای گرانودیوریتی برآمده از ذوب یوسته زیرین نازک شده است. نسبتهای Nb/Zr و Sr/Ce در این سنگها بیانگر ماگمای ناشی از ذوب پوسته اقیانوسی فرو رونده و رسوبهای روی آن هستند. سنگهای مورد بررسی در قلمرو نفوذیهای وابسته به فعالیت ماگمایی در کرانه فعال قاره، در یک کمان قارهای جای دارد.

**واژههای کلیدی:** کانیزایی؛ اسکارن آهن؛ زمینشیمی؛ گرانیتوئیدهای دیوریت- مونزودیوریت پورفیری و گرانودیوریت- مونزوگرانیت؛ گویداش.

مقدمه مقدمه کانسار آهن گویداش در جنوب استان آذربایجان شرقی و در کانسار از نوع اسکارنی با کانی غالب مگنتیت است. ذخیره ۲۷ کیلومتری جنوب غرب شهر قره آغاج در مختصات قطعی این کانسار حدود ۲ میلیون تن با عیار متوسط ۴۰٫۵ جغرافیایی "۵۲ '۴۹ ۴۶۰ تا "۲۹ '۵۲ ۵۶۴ طول شرقی و درصد آهن مگنتیت است [۱]. کانسارهای دگرنهادی همبری

\*نويسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷۱۱۷۸۳۱۱، پست الکترونيکی: mehrajaghazadeh@yahoo.com

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

تقسیمبندی پهنههای ساختاری- رسوبی ایران [۱۲]، این

منطقه در دورترین بخش شمال غربی پهنه سنندج- سیرجان

واقع است (شکل ۱). پهنه سنندج- سیرجان بخشی از کوهزاد

زاگرس و سامانه کوهزاد آلب- هیمالیا بوده که در اثر همگرایی

میان بخش شمالی گندوانا با قطعههای سیمرین و جنوب

اوراسیا شکل گرفته است [۱۴،۱۳] براساس تقسیم بندی مرجع

[۱۵]، کانسار آهن گویداش در بخش شمالی یهنه سنندج-

سيرجان قرار دارد. قديمي ترين واحدهاي سنگي رخنمون يافته

در منطقه کانسار، نهشتههای آواری و کربناتی به سن ژوراسیک

شامل سازندهای شمشک و دلیچای هستند (شکل ۲). سازند

شمشک متشکل از ماسه سنگ، شیل و سیلتسنگ تشکیل

شده است که با نهشتههای سازند دلیچای شامل سنگ آهک

متوسط لایه تا تودهای دگرگون شده، سنگ آهک مارنی و مارن

پوشیده می شود. نهشتههای سازند دلیچای با نهشتههای

سنوزوئیک پوشیده میشوند. در بخشهایی از منطقه کانسار،

مرز بین این نهشتهها و نهشتههای سنوزوئیک گسلی است.

بخش عمده کانهزایی آهن درون نهشتههای سازند دلیچای و در

اثر تبادل دگرنهادی بین نهشتههای این سازند و تودههای

نفوذی ترشیاری رخ داده است [۱] (شکل ۲). واحدهای سنگی

سنوزوئیک از نهشتههای آتشفشانی- رسوبی شامل برش، برش

توفی و توف ماسهای، توف آندزیتی تا داسیتی خاکستری رنگ،

توف ماسهای و توفیت، توف داسیتی، گدازه و برش گدازهای به سن ائوسن، کنگلومرای چندزادی و برش به سن الیگومیوسن

تشکیل شده است. جوان ترین نهشتهها در منطقه کانسار،

رسوبهای به سن کواترنری هستند. تودههای نفوذی رخنمون

یافته در منطقه کانسار شامل دو توده یکی دیوریت تا کوارتز

دیوریت پورفیری و دیگری گرانیت تا گرانودیوریت پورفیری به

سن اليگوسن- ميوسن هستند [١]. توده نفوذي ديوريتي

رخنمون گستردهای در بخشهای جنوبی منطقه کانسار دارد و

عامل اصلی تشکیل بخش عمدهای از کانیسازی آهن است.

دایکها و زائدههایی از این توده در بخشهای مرکزی و

همچنین در گمانههای بخش شمالی منطقه کانسار نیز دیده

می شوند (شکل ۲). این توده سنگ شناسی عمده در برخی از

گمانههای حفاری را نیز شامل می شود. از نظر ساختاری، گسل

های منطقه کانسار دارای روند غالب شمال شرق- جنوب غرب

هستند (شکل ۲).

میدهند که براساس عناصر شاخص آنها، اسکارنهای آهن کلسیمی، منیزیمی و سدیم- کلر نامیده می شوند [۱]. اسکارن-های آهن کلسیمی اغلب وابسته به استوکها و دایکها گرانیتوئیدها، گابروئیدها و سینیتوئیدهایی هستند که به درون سنگ آهک و سنگهای رسوبی آواری آهکی یا آتشفشانیهای مافیک نفوذ کردهاند. اسکارنهای آهن منیزیمی از تودههای نفوذی گرانیتوئیدی یا گرانیتی در سنگهای آهکی دولومیتی تکامل می یابند. اسکارنهای آهن سدیم-کلر که اسکارنهای اسکایولیت-آلبیت نیز نامیده می شوند، با سنگهای ماگمایی غنی از سدیم و تا حد کمتری با سنگهای رسوبی در تماس با توده نفوذی ماگمایی کنترل میشوند [۲]. فرآیندهای دگرنهادی تشکیل دهنده کانسنگ، با سیالهایی از خاستگاه ماگمایی، دگرگونی، جوی، وریا دریایی را درگیر بودهاند [۳،۲]. میزبان اسکارن و مجموعه دگرسانی با کانی شناسی متنوع آنها شامل سیلیکاتهای آهکی گوناگون به ویژه پیروکسن و گارنت، تعريف می شود [۴]. کانی سازی آهن در ايران به طور به نسبت پیوسته از زمان تشکیل پوسته ایران زمین در پروتروزوئیک یسین و همراستا با عملکرد و تداوم فعالیتهای زمینساختی-ماگمایی رخ داده است. انواع متفاوتی از کانسارهای آهن شامل کانسارهای مگنتیت- آپاتیت نوع کایرونا، آتشفشانی- رسوبی، اسکارن، اکسید آهن- مس- طلا (IOCG)، ماگمایی و پلاسری در ایران وجود دارد [۵]. حوزههای بافق و پشت بادام در خردقاره ایران مرکزی، پهنه سنندج- سیرجان و منطقه كردستان مناطق ساختارى اصلى ايران هستند كه انواع متفاوت کانسارهای آهن را در خود جای دادهاند. چند کانسار کوچکتر آهن نیز در پهنههای البرز و ایران مرکزی و کمربند ماگمایی ارومیه- دختر واقع هستند [۶،۵]. بسیاری از کانسارهای اصلی آهن ايران چون چغارت، اسفوردي، ميشدوان، سه چاهون و چادرملو در منطقه بافق واقع بوده و از نوع ماگمایی- گرمایی هستند [۱۱–۷]. تاکنون بررسی جامعی بر کانسار اسکارن آهن گویداش انجام نشده است. در این پژوهش، کانیشناسی مجموعه اسکارنی و زمین شیمی توده های نفوذی مولد این كانسار به منظور تعيين ماهيت سنگشناسي، ماگمايي، زمين

زمین شناسی

گستره کانسار آهن گوی داش در نقشه زمینشناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب و ۱:۱۰۰۰۰ شاهین دژ قرار دارد. از نظر

شیمیایی و جایگاه زمین ساختی آنها بررسی شده است.

آبیاری فرد، لطفی، آقازادہ، نظافتی

آهن که شامل اسکارنهای آهن هستند، در سه نوع متفاوت رخ



**شکل ۱** موقعیت کانسار آهن گویداش در پهنههای رسوبی- ساختاری ایران [۱۶]. مهم ترین کانسارهای آهن در پهنه سنندج- سیرجان نیز نشان داده شدهاند.



**شکل ۲** نقشه زمین شناسی با مقیاس ۱۰۰۰ : ۱ از کانسار آهن گوی داش [۱].

معدنی به صورت دو عدسی مجزا با شیب به سمت شمال شرق رخ داده است [۱]. عدسی زیرین ضخامت قابل توجهی داشته و عمده ذخیره کانسار در این بخش قرار دارد. بیشینه ضخامت این عدسیها در گمانهها ۶۵ متر است. عدسی بالایی ناز کتر است و در بخشهایی در سطح زمین رخنمون دارد. شیب عدسیهای کانسنگ همسو با شیب عمومی رخنمونهای سنگی است [۱].

## روش پژوهش

در بررسیهای صحرایی، از ماده معدنی و تودههای نفوذی نمونهبرداری شد. در مجموع، ۵۰ نمونه شامل نمونههای سطحی از تودههای نفوذی، کانسنگ و مغزههای حفاری جمع آوری گردید. از این میان، ۴۴ نمونه برای تهیه مقاطع نازک و صیقلی انتخاب و با میکروسکوپ قطبشی عبوری- بازتابی بررسی شدند. ۶ نمونه از تودههای نفوذی بدون آثار دگرسانی نیز برای تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و جزیی انتخاب شدند.





شکل ۳ الف- تصویری از تشکیل پهنه اسکارنی در همبری بین توده نفوذی و سنگ میزبان کربناتی و ب- تصویری از کانسنگ در کنار توده نفوذی.

که شامل ۴ نمونه از توده نفوذی دیوریت پورفیری و ۲ نمونه از گرانودیوریت پورفیری هستند. نمونهها نخست تا اندازه ۲ میلی متر خرد شده و سپس تا اندازهای پودر شدند که ۸۵ درصد آن از ۲۵ میکرومتر عبور کند. برای تجزیه عناصر خاکی نادر و کمیاب، پس از انحلال نمونهها به روش چهار اسید، محلول به روش طیفسنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) بررسی شد. برای تجزیه عناصر اصلی، از گداختن با لیتیوم بورات و روش طیفسنجی نشری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-ES) استفاده گردید. نمونهها در آزمایشگاه القایی MS-Analytical

#### نتايج

## سنگنگاری و کانیشناسی تودههای نفوذی و کانسنگ دیوریت پورفیری

توده نفوذی دیوریت پورفیری عامل کانیسازی است. بافت این سنگ پورفیری است و درشت بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول در زمینهای ریزدانه از بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم، رشته

آمفیبول و فرآوردههای دگرسانی قرار دارند. زمینه سنگ حدود ۵۵ تا ۶۰ درصد سنگ را تشکیل می دهد. بلورهای پلاژیوکلازها شکلدار تا نیمه شکلدار و دارای ماکلهای آلبیت و کارلسباد هستند. اندازه بلورها متوسط بوده و گاه دارای ساختارهای منطقهای هستند. کانیهای کدر در زمینه سنگ وجود دارند. آثاری از دگرسانی از جمله کربناتیشدن، تشکیل کانیهای گروه اپیدوتی شامل اپیدوت و کلینوزویزیت، و کلریتی شدن نیز دیده می شود. این مجموعه دگرسانی نشان دهنده دگرسانی پروپیلیتی است (شکل ۴ الف). در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز فلدسپات پتاسیم در متنی از ریزبلورهای پلاژیوکلاز و گاه فلدسپات پتاسیم در متنی از ریزبلورهای پلاژیوکلاز و به احتمال بسیار فلدسپات پتاسیم، بافت این سنگ پورفیری بوده و سنگی از نوع دیوریت پورفیری تا مونزودیوریت پورفیری آمفیبولدار است.



شکل ۴ تصویر میکروسکوپی از الف) بافت پورفیری شامل درشت بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول در زمینهای ریزدانه از بلورهای باریک و بلند پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم، ب) بافت پورفیری شامل درشت بلورهای پلاژیوکلاز با لبه واکنشی در زمینهای ریزدانه از بلورهای پلاژیوکلاز. کانی-های برآمده از دگرسانی شامل کربنات، اپیدوت و کلریت نیز دیده میشوند؛ پ) بافت پورفیری شامل بلورهای کوارتز و فلدسپات پتاسیم در زمینه-ای ریز دانه از کوارتز و فلدسپات و ت) بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم و کوارتز (تصاویر در نور قطبیده متقاطع (xpl) ثبت شدهاند. Pl) پلاژیوکلاز، Am=آمفیبول، Kf=فلدسپات پتاسیم، QZ-کوارتز).

#### گرانودیوریت پورفیری

سنگهای تشکیل دهنده توده گرانودیوریت پورفیری خاکستری تا خاکستری مایل به سیاه با بافت پورفیری ریزدانه و یک ساخت تودهای هستند. درشت بلورها حدود ۵۰ تا ۶۰ درصد سنگ را تشکیل داده و بیشتر شامل کوارتز، فلدسپات قلیایی، پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند. زمینه از کوارتز، فلدسپات، بیوتیت، کانیهای تیره و سریسیت تشکیل شده است. کوارتزها گاه لبههای خوردگی و شکلهای خلیجی مانند و گرد شده دارند. فلدسپات های پتاسیم اغلب به صورت صفحهای و پولک مانند یا نیمه شکلدار و شکلدار با ماکل کارلسباد هستند (شکل ۴ پ). اغلب سریسیتیشدن در سطح فلدسپاتهای پتاسیم دیده میشود. پلاژیوکلازها نیز بیشتر به صورت صفحه-

مانند، تیغههای بلند یا نیمه شکلدار و شکلدار با رخ خوب و چندرنگی نمایان (قهوهای روشن تا قهوهای مایل به زرد) هستند. گاه کلریتی شدن در راستای رخ یا لبه بلورهای بیوتیت دیده می شود.

#### کانسنگ

در کانسارهای اسکارنی، از توده نفوذی به سمت سنگهای درونگیر اغلب منطقه بندی کانیایی سنگ شناسی دیده می شود [۱۷]. در کانسار آهن گوی داش، این منطقه بندی به صورت دیوریت پورفیری ← پیروکسن -گارنت اسکارن ← توده معدنی مگنتیتی ← مرمر ← سنگ آهک است. کانسنگ بیشتر از مگنتیت تشکیل شده است. مگنتیت بلورهای بی شکل و به نسبت درشتی دارد که گاهی در اثر مارتیتی شدن به هماتیت تبدیل شدهاند (شکل ۵ الف).



شکل ۵ تصویر میکروسکوپی عبوری از الف) بلورهای بی شکل مگنتیت که گاهی در اثر مارتیتی شدن به هماتیت تبدیل شدهاند (نور xpl)، ب) بلورهای سوزنی شکل هماتیت (نور xpl)، پ) پیریت که به صورت رگچه ای بلورهای مگنتیت را قطع می کند (نور xpl)، ت) کالکوپیریت به همراه تتراهدریت و تنانتیت (نور xpl)، ث) گوتیت پیرامون کالکوپیریت (نور xpl)، و ج) گروسولار در پهنه اسکارنی کانسار آهن گویداش (نور قطبیده صفحهای، qpl). (gpl-گروسولار، Hm=هماتیت، Mt=مگنتیت، Py=پیریت، Tt=تنانتیت، qn=نانتیت، qc=کالکوپیریت، gf=گوتیت).

مگنتیت کانیهای باطله را به صورت خال خال در بر می گیرد که نشان دهنده جانشینی آن به جای کانیهای پیشین است. هماتیت به مقدار کم و به صورت بلورهای سوزنی شکل وجود دارد (شکل ۵ ب). پیریت فراوان ترین کانی سولفیدی بوده و اغلب بلورهای نیمه شکلدار تا بی شکل متوسط تا دانهریزی را نشان میدهد که گاهی بلورهای مگنتیت را قطع کرده یا به صورت خال خال در بر می گیرد که نشان دهنده تشکیل آن یس از مگنتیت است (شکل ۵ پ). کالکوییریت به مقدار کمتر ولى به شكلهايى شبيه پيريت ديده مى شود. تتراهدريت و تنانتیت به صورت لبهای پیرامون کالکوپیریت نهشت یافته (شکل ۵ ت) که گاه به همراه کالکوپیریت به صورت رگچهای مگنتیت را قطع کرده است. گوتیت با رنگ قهوهای گاه در کنار کالکوپیریت دیده می شود که نشان دهنده تشکیل آن در اثر دگرسانی کالکوییریت است (شکل ۵ ج). یهنه اسکارنی از کانی-های مختلفی شامل گارنت (گروسولار و آندرادیت)، پیروکسن، كلريت، اييدوت و آمفيبول (اكتينوليت) تشكيل شده است. بلورهای گارنت به صورت نیمه شکل دار تا بی شکل به نسبت درشت و به رنگ سبز روشن تا قهوهای کم رنگ دیده می شوند. این بلورها به شدت ناهمسانگرد و بدون منطقهبندی ترکیبی هستند (شکل ۵ ث). بلورهای پیروکسن اغلب دانه درشت تا

متوسط، شکلدار تا نیمه شکلدار و به رنگ سبز تیره تا قهوهای هستند. اپیدوت به رنگ سبز پستهای تا سبز مایل به زرد، دانه-ریز تا متوسط و نیمه شکلدار تا بی شکل یافت می شود. کانی-های دیگری نیز شامل آمفیبول، کلسیت و کوارتز گاه دیده می-شوند. با توجه به شواهد صحرایی و بررسیهای میکروسکوپی، از نظر توالی همبرزایی کانهزایی در چهار مرحله رخ داده است که عبارتند از ۱) مرحله پیشرونده که در آن کانیهای بدون آب شامل گارنت (گروسولار و آندرادیت) و پیروکسن تشکیل شده-اند، ۲) مرحله پسرونده که در آن کانیهای آبدار شامل کلریت، اییدوت و آمفیبول به همراه کانیهای مگنتیت، هماتیت، کلسیت و کوارتز شکل گرفته، ۳) مرحله سولفیدی که با تشکیل کانی های تتراهدریت، تنانتیت، کالکوییریت و پیریت مشخص می شود و ۴) مرحله برونزایی که در آن هیدرواکسیدهای آهن (چون گوتیت) و مارتیت از دگرسانی کانی های مراحل پیش تشکیل شدهاند (شکل ۶). حضور کانی-هایی چون آندرادیت و گراسولار به عنوان بارزترین نشانه، افزون بر اکتینولیت و اییدوت به عنوان سیلیکاتهای کلسیم از یک سو و نبود کانی های اسکارن نوع منیزیمی چون ترمولیت، فورستریت، فلوگوییت، طلق و هومیت، بیانگر قرارگیری این کانسار در گروه کانسارهای اسکارن نوع کلسیمی است.

Minerals	Prograde	Retrograde	Sulfide	Supergene
	stage	stage	stage	stage
grossular andradite pyroxene chlorite epidote actinolite magnetite hematite calcite quartz tetrahedrite tennantite chalcopyrite pyrite goethite				

**شکل ۶** توالی همبرزایی کانیها در کانسار آهن گویداش.

زمین شیمی

نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل از تودههای نفوذی کانسنگ گویداش در جدول ۱ آورده شده است. نسبت مجموع غلظت عناصر خاکی نادر سبک به مجموع غلظت عناصر خاکی نادر سنگین (LREE/HREE) در نمونههای دیوریت پورفیری از ۲/۲۷ تا ۶/۸۳ و در نمونههای گرانودیوریت پورفیری از ۲/۱۰ تا عناصر خاکی نادر سبک در مقایسه با عناصر خاکی نادر سنگین عناصر خاکی نادر سبک در مقایسه با عناصر خاکی نادر سنگین مستند. نسبت \*Eu/Eu در نمونههای دیوریت پورفیری از ۱/۳۷ تا ۸۸/۰ و در نمونههای گرانودیوریت پورفیری از ۱/۳۷ است. در واقع، نمونههای دیوریت پورفیری دارای ناهنجاری منفی یوروپیم و نمونههای گرانودیوریت پورفیری دارای

دارای ناهنجاری مثبت یوروپیم هستند. نسبت La/Lu در نمونههای دیوریت پورفیری از ۲۰٬۰۰ تا ۵۵٬۸۳ و در نمونههای گرانودیوریت پورفیری از ۷۷٬۸۵ تا ۹۹٬۳۳ است. نسبت La/Yb در نمونههای دیوریت پورفیری از ۴٬۴۵ تا ۵٫۸۱ و در نمونههای گرانودیوریت پورفیری از ۱۵٬۳۵ تا ۲۰٬۴۱ تغییر میکند. نسبت LaN/YbN در نمونههای دیوریت پورفیری از ۲۰٬۳۰ تا ۹۹٬۸۶ و (جدول ۱). نمودار عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه برای عناصر خاکی نادر و برخی از عناصر کمیاب در شکل ۷ الف، و نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده با کندریت ایما] در شکل ۷ ب نشان داده شدهاند.

**جدول ۱** دادههای خام تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، خاکی نادر و کمیاب در ۶ نمونه از تودههای نفوذی در منطقه کانسار آهن گویداش (عناصر اصلی و مواد فرار، LOI بر حسب ٪ و سایر عناصر بر حسب ppm).

		AE 00	AE 10	CD 01 15 4		AE 07
شماره نمونه	AF-01	AF-08	AF-10	GD-01-15-4	AF-06	AF-0/
	-	فيرى	ديوريت يورف		ن پورفیری	گرانوديوريت
C'O	عناصر اصلی					
S1O <sub>2</sub>	۵۴,۶۹	54,29	۵۵٫۸۴	54,50	۷۴٫۱۸	۷۰٬۹۱
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۸٫۸۱	۱۸,۵۴	۱۷٫۸۱	۱۸٫۷۳	18,81	10,44
CaO	٧,٢۴	٩٫١٧	۲,۴۱	۷٫۴۷	•,٣۶	۸۳٫ ۰
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	٨,٠١	۵٬۰۶	۵٫۳۴	٧,٠۴	•,٣٢	١,۶٨
Na <sub>2</sub> O	۲٫۸۳	٣/٣٢	۳٬۵۱	۲٫۸۹	٨٫٣٩	۷٬۹۸
K <sub>2</sub> O	۲/۴۴	۲,۶۳	۲,۴۸	۲٬۸۸	•,٣۶	۱۳۱
MgO	۳,۸۸	۳,۸۲	۳,۶۵	٣,٧٨	۰٬۰۹	۰,۱۵
MnO	۰,۱۵	• , • A	• / •	• 14	·/· \<	۰ <sub>/</sub> ۰۱<
$P_2O_5$	• 18	.10	.14	•/10	·/· \<	۰,۰۲
TiO <sub>2</sub>	٠,٩١	۰,۸۸	۰,۸۶	٠٫٨٩	۸۳٫۰	• ,41
LOI	۲,۴۷	1,44	٢,٣٩	٣,۴٧	•,97	• 7,74
مجموع	۱۰۱٬۵۹	٩٩ <sub>/</sub> ٣٧	۹۹ <sub>/</sub> ۵۳	۳۷٫۷۳	۱۰۱٬۵۰	۹۹٫۵۳
			نادر	عناصر خاکی		
La	۱٧,۵	۱۳,۶	۵٬۰۱	۲۰,۱	14,9	١٠/٩
Ce	۳۳,۳	86,8	۲٧,٨	٣٩٫٧	24,7	۱۸٬۵
Pr	۴,۱۱	۴,٨۶	4,.4	۴٫۸۲	۲٬۸۲	۲,۱۷
Nd	188	۱۹٫۸	18,9	۱۸٫۶	٩٫٣	۷٫۶
Sm	۳,۹۴	4,81	٣,٧۵	۴٬۰۰	1,84	۱,۱۰
Eu	۲,۰۲	1,78	۱٬۰۸	۰,۹۶	۶۵، •	۰٫۳۷
Gd	٣/٩	4,11	۳۸۵	۴٬۰۵	1/17	• ,٨٨
Tb	68،	• 84	• ,87	• ,87	•/10	•/1•
Dy	۴٬۰۸	4,71	۳,۸۸	۳٬۸۵	• ,٧٧	٠,٧٠
Но	٠,٩٠	۰٫۸۳	• ,٧۶	• ۸٠	۰,۱۸	.10
Er	۲,۶٩	۲/۵۴	5,49	۲,۵۴	. 84	. 199
Tm	•,*•	• ,٣٩	• ,٣۶	۰,۳۸	•/17	۰,۰۹
Yb	۲,۵۶	۲/۵۲	۲,۳۶	۲,۳۶	• ,٧٣	• / ٢١
Lu	• 141	۰٫۳۸	۰,۳۵	•,٣۶	.10	.14
Y	۲۳,۶	77,7	۲۱/۵	۲١,٩	۵,۲	۴,۰
∑REE	180,00	41,9.	87,78	110,88	1	۱۱۸,۵۵
∑LREE	97,77	41,07	54,79	λ٠,٣٧	84,95	14,14
∑HREE	۳۲,۸۲	۶,۳۸	٧,٩۴	۳۵,۲۹	۳۲/۲۹	۳۳,۷۱
LREE/HREE	۲٫۸۱	۶٬۵۰	۶۸۳	۲,۲۷	۲,۱۰	۲/۵۱
Eu/Eu*	٠٫٧٩	۰,۸۸	۰,۸۷	• ٫٧٣	١,٣٧	1,14

١	J	جدوا	امه	اد
---	---	------	-----	----

La/Lu	FT,81	۳۵٫۷۹	۳۰,۰۰	۵۵٫۸۳	٩٩٫٣٣	۷۷٬۸۵	
La/Yb	۶,۸۳	۵٫۳۹	4,40	٨٫۵١	11,41	10,70	
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	4,81	884	٣,٠٠	۵,۷۴	18,99	1.77	
			كمياب	عناصر			
Sc	۲۳٫۱	TT,1 TT,9 TT,1 TT,+ T,T T,9					
Ni	۵,۸	۶,۲	۵٫۳	۵,۴	۵, ۱	٣,١	
Со	14/4	۶٫۳	٧,٠	10,8	٣	۰٫۵	
Ba	۵۲۵	۷۹۴٬۵	۷۱۳٫۸	844,V	٧٦/۵	٩٧٫٩	
Cr	۳۵	41	۳۱	36	۵۵	87	
Cs	۵۵, ۰	• ,٣٣	60, و	• ,99	•,79	• /17	
Ga	۱۷,۰	14,4	14/2	۱۷٫۳	۱۱٫۵	۸۱٫۸	
Hf	٣,٢	٣٫٣	٣,٠	۲,۶	٣,۴	٣,۶	
Nb	۶٫۳	۶,۴	۵,۸	۶,۰	۶٫٨	۵,۱	
Rb	۶۵٫۴	۵۰,۱	477,4	۶۲٫۹	٨,۵	۵,۲	
Sn	۵<	۵<	۵<	۵<	۵<	۵<	
Sr	۳۷۸,۳	419,0	۴۵۶,۸	۳۵۷٫۳	۲۰۰٫۸	۵٫۱۸۱	
Та	۶	۶	۵, ۰	٠۶	۶	•,۴	
Th	۵,۲۴	٧,٠۵	8,44	٧٫۵۴	٣٫٨٠	۲,8۵	
U	۲٫۱۹	۲٫۳۳	۲,۰۶	۳۲٫۲۳	1,14	۰,۹۲	
V	١٩٩	۱۹۸	۱۹۷	۲۰۲	۳۵	٣٣	
W	١<	۲	۲	١<	۲	۴	
Zr	۶۷	٨١	۶٨	40	١٠٩	۱۰۸	
Sr/Y	18,00	۱۸٫۸۹	51,75	18,81	۳۸,۶۱	40,77	
Th/La	• , ٣ •	• ۵۲	• ,87	٠,٣٧	۵۲٬۰	• ,74	
Nb/Zr	•,•٩•	·,·.	·,·.	• / ١٣٠	•,••٩		
Sr/Ce	11,78	11,49	18,47	٩,٠٠	٨٫٣٠	٩٫٨١	



**شکل ۷** الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه [۱۹] برای عناصر خاکی نادر و برخی از عناصر کمیاب؛ و ب- نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده با کندریت [۱۸].

بر پایه نمودار TAS [۲۰]، نمونههای گرانودیوریت پورفیری در گستره گرانیت و نمونههای دیوریت پورفیری در گستره مونزودیوریت جای دارند (شکل ۸ الف). براساس نمودار Th/Yb نسبت به Zr/Y (شکل ۸ ب)، هر دو گروه سنگهای مورد بررسی دارای ماهیت آهکی قلیایی هستند. بر پایه نمودار Th نسبت به Co (شکل ۸ پ)، نمونههای مورد بررسی ماهیت نسبت به Co (شکل ۸ پ)، نمونههای مورد بررسی ماهیت آهکی قلیایی دارند. بر پایه نمودار A/NK نسبت به A/CNK و مقدار مولفه A/NK نمونههای دیوریت پورفیری بیشتر از ۱ و مقدار مولفه A/CNK آنها کمتر از ۱ بوده و دارای ماهیت مقدار مولفه A/CNK آنها کمتر از ۱ و دارای ماهیت متاآلومین هستند. مقدار مولفههای A/CNK و A/CNK نمونه-مای گرانودیوریت پورفیری بیش از ۱ و دارای ماهیت پرآلومین های گرانودیوریت پورفیری بیش از ۱ و دارای ماهیت پرآلومین

#### بحث

بر پایه نمودارهای Th/Yb نسبت به Th/Yb نسبت به Th،Ta/Yb نسبت به Th/Hf ،Ta نسبت به Th/Hf ، و Th/Hf نسبت به Vb [۲۱]، هر دو سری سنگهای مورد بررسی مربوط به فعالیت ماگمایی در کرانه فعال قارهای هستند (شکل ۹). بر اساس نمودار زمین

یوپایی ویژه سنگهای نفوذی [۲۲]، نمونههای تجزیه شده در گستره کمان قارهای جای دارند (شکل ۱۰). بر پایه نمودار بهنجار شده با گوشته اولیه (شکل ۷ الف)، در هر دو نوع سنگ-های مورد بررسی تهیشدگی Ta ،Nb و Ti بیانگر جدایش فاز غنی از تیتانیوم طی صعود ماگماست که برای ماگماهای با خاستگاه گوشته بالایی غیرمعمول بوده و به نظر می سد که ناشی از فعالیت ماگمایی پهنه فرورانش [۲۳] و یا ماگمای با آغشتگی پوستهای باشد [۲۴]. افزون بر این، پایداری وابسته به گریزندگی اکسیژن فازهای دیرگداز دربردارنده این عناصر (چون روتیل، ایلمنیت، اسفن، آیاتیت و آمفیبول یارگازیتی تیتانیومدار) هنگام ذوب بخشی و یا جدایش آنها طی فرآیند جدایش ماگمایی منجر به تهی شدگی این عناصر می گردد [۲۵]. تهیشدگی فسفر در نمونههای مورد بررسی به جدایش آیاتیت از ماگما مربوط است [۲۵]. می توان گفت که این سنگ-ها دارای ناهنجاری مثبت در عناصر Ba ،Th ،Rb و U و ناهنجاری منفی در عناصر Y ،Ti ،Nb و P هستند.



**شکل ۸** الف- نمودار TAS [۲۰]، ب- نمودار Th/Yb نسبت به Zr/Y [۲۶]، پ- نمودار Th نسبت به Co [۲۷] و ت- نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۲۸] برای نمونه های مورد بررسی.



**شکل ۹** نمودارهای تعیین موقعیت زمین ساختی سنگهای آذرین برای نمونه های مورد بررسی [۲۱].



شکل ۱۰ نمودارهای تعیین موقعیت زمینساختی تودههای نفوذی برای نمونه های مورد بررسی [۲۲].

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

ساختار کانیهای در حال تبلور وارد شده و سبب ظهور این چنین تهی شدگیها و غنی شدگیها در سنگهای ناهنجاری مثبت در سنگ می شود. برای تعیین خاستگاه و عمق آذرین شکل یافته در نواحی کرانه قارمها رایج است. تهیشدگی تشکیل ماگما از نسبت LaN/YbN استفاده می شود. این نسبت Nb از ویژگیهای شاخص ماگماهای برآمده از پوسته اقیانوسی در ماگمایی که در خاستگاه آن گارنت بوده باشد، بیش از ۲۰ در پهنه فرورانش است. افزایش مقدار این عنصر آمیختگی است [۳۲]. نسبت LaN/YbN در هر دو گروه سنگهای مورد بیشتر پوسته قارهای در ماگما را آشکار میسازد [۱۴]. الگوهای بررسی کمتر از ۲۰ بوده (در نمونههای دیوریت پورفیری از عناصر خاکی نادر بهنجار شده با کندریت [۱۸] برای هر دو نوع ۳٬۰۰ تا ۵٬۷۴ و در نمونههای گرانودیوریت یورفیری ۱۰٬۳۷ تا سنگها تقریباً یکسان بوده و غنی از عناصر خاکی نادر سبک ۱۳٬۷۷) و نشان دهنده نبود گارنت در محل خاستگاه و عمق (HREE) در مقایسه با عناصر خاکی نادر سنگین (LREE) کم تشکیل ماگماست [۳۳]. براساس نمودار YbN نسبت به هستند (شکل ۷ ب). نسبتهای La/Lu بسیار بالا (در گستره (La/Yb)N (شکل ۱۱)، نمونههای گرانودیوریت پورفیری ۳۰٬۰۰ تا ۵۵٬۸۳ برای نمونههای دیوریت پورفیری و ۷۷٬۸۵ تا برخلاف نمونههای دیوریت پورفیری در قلمرو سنگهای ۹۹٬۳۳ برای نمونههای گرانودیوریت پورفیری) و آداکیتے، قرار دارند [۳۲]، که با مقادیر Na<sub>2</sub>O بیش از ۳/۵ LREE/HREE به نسبت بالا (در گستره ۲٬۲۷ تا ۶٬۸۳ در درصد وزنی، مقادیر کم عناصر Y و Yb، و مقادیر بالای Sr و نمونههای دیوریت پورفیری و ۲٬۱۰ تا ۲٬۵۱ در نمونه های La که به روشنی در نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته گرانودیوریت پورفیری) نیز نشان دهنده غنی شدگی عناصر اولیه و کندریت (شکلهای ۷ الف و ب) قابل دیده است، نیز خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین در تأیید میشود. فعالیت ماگمایی آداکیتی در پهنه ارومیه-دختر نمونههای مورد بررسی است. بر این اساس میتوان گفت که در مناطق بافت، انار و قم گزارش شده است [۳۴]. در شمال این سنگها از خاستگاه ماگمایی مشابهی پدید آمدهاند و پیامد غربی ایران از منطقه تبریز، مرند و جلفا [۳۵] و نیز جنوب ذوب بخشی درجه کم گوشتهای غنی شده در پهنههای گناباد، تودههای مونزونیتی با ماهیت آداکیتی و سیلیس بالا فرورانش هستند که دچار دگرگونیهای ماگمایی شدهاند گزارش شدهاند. مقادیر SiO<sub>2</sub> بیشتر از ۵۶ درصد وزنی، MgO [۳۰،۲۹]. غلظت LREEها در ماگما با پیشرفت روند جدایش کمتر از ۳ درصد وزنی، مقادیر بسیار پایین Y (۵٫۲– ۴٫۰ افزایش مییابد، زیرا LREEها نسبت به فازهای بلوری اصلی ppm) و ppm) و ppm) و ppm) و ppm) و مقادیر بالای نسبتهای چون کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول در مقایسه با ۳۸/۶۱ –۴۵/۳۷) در نمونه- (۱۵/۳۵ – ۱۵/۳۷) در نمونه-HREEها ناساز گارتر هستند و از این رو به طور فزایندهای در مذابهای دگرگونه متمرکز میشوند [۳۱]. بیشتر بودن نسبت های گرانودیوریت پورفیری مورد بررسی نشان میدهد که این La/Lu برای نمونههای گرانودیوریت پورفیری در مقایسه با سنگها از نوع آداکیتی با سیلیس بالا (HSA) هستند (شکل ۱۲ الف) [۳۶]. با توجه به شکل ۱۲ ب، ماگمای مولد این نمونههای دیوریت پورفیری میتواند به این دلیل باشد. سنگها از ذوب پوسته زیرین نازک شده شکل گرفته است. این ناهنجاری منفی Eu با نسبت \*Eu/Eu در گستره ۰٫۷۳ تا امر با توجه به مقدار بالای نسبت Th/La (۰۰٬۲۴ – ۰۰٬۲۵) نیز ۰٬۸۸ در نمونههای دیوریت پورفیری نشان دهنده جدایش قابل تأیید است [۳۷]. از این رو می توان گفت که ذوب بخشی پلاژیوکلازهای کلسیمی از ماگمای مولد، گریزندگی پایین یوسته اقیانوسی فرورونده باعث تشکیل ماگمای آداکیتی در اکسیژن در ماگمای مولد (زیرا <sup>+E</sup>u<sup>2+</sup> در پلاژیوکلاز و فلدسیات نمونههای مورد بررسی شده است. براساس دادههای البرگ و قلیایی وارد می شود)، و یا نبود پلاژیوکلاز در مواد خاستگاه همکاران [۳۸]، نسبت Nb/Zr بیشتر از ۰٬۰۴ و مقادیر بالای است [۱۴، ۲۲، ۲۳]. برخلاف نمونههای دیوریت پورفیری، نسبت Sr/Ce بیانگر ماگمای ناشی از ذوب پوسته فرورونده و نمونههای گرانودیوریت پورفیری ناهنجاری کمی مثبت Eu را رسوبهای روی آن است. این نسبتها در نمونههای نشان میدهند (نسبت \*Eu/Eu با مقادیر ۱/۱۴ تا ۱/۳۷). گرانودیوریت پورفیری مورد بررسی به ترتیب ۰٬۰۴۷ - ۰٬۰۰۹ و ناهنجاری منفی Eu در نمونههای دیوریت پورفیری نشان ۹٬۸۱ مستند و تشکیل ماگما از ذوب پوسته فرو رونده و دهنده مشارکت ندانستن Eu در شبکه کانیهای سازنده این رسوبهای روی آن را نشان میدهد. سنگها و در نتیجه غنی شدگی آنها در ماگماست. با پیشرفت فرآیند جدایش ماگما و تبلور سنگهای گرانودیوریتی، Eu در



شکل ۱۱ نمودار  $Yb_N$  نسبت به  $(La/Yb)_N$  برای نمونههای مورد بررسی [۳۲].



**شکل ۱۲** الف) نمودار جداسازی سنگهای آداکیتی سیلیس بالا (HSA) و سیلیس پایین (LSA) [۳۹] و ب) و نمودار تعیین خاستگاه سنگهای آداکیتی [۴۰] برای نمونه های مورد بررسی.

برداشت

نفوذ گرانیتوئیدهایی با ترکیب دیوریت- مونزودیوریت پورفیری و گرانودیوریت- مونزوگرانیت پورفیری به درون سنگهای کربناتی ژوراسیک باعث کانیسازی اسکارن آهن در منطقه گویداش شده است. وجود کانیهای سیلیکات کلسیم و نبود کانیهای شاخص اسکارن نوع منیزیمی نشان دهنده کلسیمی بودن اسکارن است. در نمودارهای زمین شیمیایی، سنگهای

آذرین مولد اسکارن در گسترههای گرانیت و مونزودیوریت واقع هستند. این سنگها دارای ماهیت آهکی قلیایی، سنگهای دیوریتی دارای ماهیت متاآلومین و سنگهای گرانودیوریتی دارای ماهیت پرآلومین هستند. سنگهای دیوریتی از نوع معمولی و سنگهای گرانودیوریتی از نوع آداکیتی با سیلیس بالا هستند. رخداد فعالیت ماگمایی پهنه فرورانش حاشیه قاره

بوسیله غنی شدگی این سنگها در Ba ،Th ،Rb و U و

Niyasar iron ore deposit, Esfahan province, Iran", Periodico di Mineralogia, DOI:10.2451/2019PM838 (2019).

[7] Bonyadi Z., Davidson G. J., Mehrabi B., Meffre S., Ghazban F., "Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se-Chahun iron oxide-apatite deposit, Bafq district, Iran", Insights from paragenesis and geochemistry. Chemical Geology 281 (2011) 253-269.

[8] Daliran F., Stosch H.G., Williams P., "Multistage metasomatism and mineralization at hydrothermal Fe oxide REE apatite deposits and "apatitites" of the Bafq district, central-east Iran", The 9th Biennial Meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Dublin, (2007) 501-1504.

[9] Jami M., Dunlop A.C., Cohen D.R., "Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite -magnetite deposit, Central Iran", Economic Geology 102 (2007) 1111-1128.

[10] Daliran F., *"Kiruna-type iron oxide apatite ores and apatitites of the Bafq district, Iran"*, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites. In: Porter T.M. (Ed.) Hydrothermal iron oxide Copper-Gold and related deposits. A global perspective, PGC Publishing, Adelaide. 2 (2002) 303-320.

[11] Foster H., Jafarzadeh A., "*The Bafq mining district in Central Iran-a highly mineralized Infracambrian volcanic field*", Economic Geology 89 (1994) 1697-1721.

[12] Stocklin J., "*Structural history and tectonic of Iran A Review*", American Association of Petroleum Geologists Bulletin, USA, 52 (1968) 1229-1258.

[13] Brunet M. F., Wilmsen M., Granath J.W., *"South Caspian to Central Iran basins"*, Geological Society, London, Special Publications, (2009) 312.

[14] Mohajjel M., Fergusson C.L., "Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran", International Geology Review 56 (3) (2014) 263-287.

[15] Ghorbani M., "An introduction to economic geology of Iran", National Geosciences Database of Iran, Report No. 2 (2002) 695 p.

تهی شدگی از Nb، Ti، Nb و P نسبت به گوشته اولیه مشخص می شود. سنگهای مورد بررسی الگوهای عناصر خاکی نادر بهنجار شده با کندریت تقریباً مشابهی نشان می دهند که نشان دهنده خاستگاه ماگمایی یکسان آنهاست را نسبت La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> در این سنگها گویای نبود گارنت در محل خاستگاه و عمق کم تشکیل ماگماست. ماگمای سنگهای گرانودیوریتی برآمده از ذوب پوسته اقیانوسی نازک شده و فرو رونده، به همراه رسوب-های روی آن است. سنگهای مورد بررسی از نفوذی های آذرین وابسته به فعالیت ماگمایی در کرانه فعال قاره در یک کمان قارهای هستند.

### قدردانی

این پژوهش به عنوان بخشی از فعالیتهای تحقیقاتی لازم برای اخذ درجه دکتری زمینشناسی اقتصادی نویسنده اول از دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران انجام شده است. نویسندگان صمیمانه از داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران که با انتقادات و پیشنهادات سازنده خود باعث ارتقاء سطح علمی این مقاله گردیدند، سپاسگزاری می-نمایند.

#### مراجع

[1]Aghazadeh M., "Exploration report of GouyDash deposite", Senmar co., Unpublished (1395).

[2] Meinert L.D., *"Skarn and skarn deposit"*, Geosciences Canada 19 (1992) 145–162.

[3] Aksyuk A.M., "Estimation of fluorine concentrations in fluids of mineralized skarn systems", Economic Geology 91 (2000) 1339–1347.

[4] Dill H.G., "*The "chessboard" classification scheme of mineral deposits*", mineralogy and geology from aluminum to zirconium. Earth-Science reviews 100 (2010) 1-420.

[5] Marbouti Z., Ehya F., Rostami Paydar G., Maleki S., "Geochemical, microthermometric, and sulfur isotopic constraints on the origin of the Sarviyan iron deposit, Markazi Province, Iran", Journal of Geochemical Exploration 210 (2020) 106451.

[6] Ehsani Nasab P., Ehya F., "Mineralogy and magnetite trace element geochemistry of the

of the Th–Co discrimination diagram", Journal of petrology, 48 (20070 2341-2357.

[28] Shand S.J., *"Eruptive rocks: their genesis"*, composition, classification, and their relation to ore deposits with a chapter on meteorites, 552.1 S43, (1943).

[29] Henderson P., "*Rare earth element geochemistry*", Elsevier, Amsterdam (1984) 510 pp.

[30] McCurry P., Wright J.B., "Geochemistry of calc-alkaline volcanics in Northwestern Nigeria, and a possible Pan-African suture zone", Earth and Planetary Science Letters 37 (1977) 90–96.

[31] ShafaeiPour N., Mokhtari M., Kouhestani H., Honarmand M, "Petrology& Earth Chemistry of Ghozlou Granitoid mass and skarn iron ore(west of Zanjan)", Economic Geology 12 (1399) 46-76

[32] Martin H., "Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids", Lithos, 46 (1986) 411-429.

[33] Karsli O., Dokuz A., Uysal I., Aydin F., Kandemir R., Wijbrans J., "Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust", eastern Turkey: Implications for crustal thickening to delamination. Lithos, 114(1–2) (2010) 109–120.

[34] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Proutea G., Jolivet L., "Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, *Iran*", A new report of adakites and geodynamic consequences. Lithos, 106 (2009) 380-398.

[35] Jahangiri A., "Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications", Journal of Asian Earth Sciences, 30 (2007) 433-447.

[36] Defant M.J., Drummond M.S., "Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc", Journal of Geology, 21 (1993) 547-550.

[37] Plank T., "Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents", Journal of Petrology, 46 (2005) 921-944.

[38] Elburg M.A., Bergen M., Hoogewerff J., Vroon P., Zulkarnain I., Nasution A., "Geochemical trends across an arc-continent [16] Alavi M., "*Tectonic map of the Middle East 1:5000000*", Geological Survey of Iran: Tehran, Iran, (1991).

[17] Meinert L.D., "Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration", Exploration and Mining Geology 6 (1997) 185–208.

[18] Boynton W.V., "Cosmochemistry of the rare earth elements, meteorite studies. In: Henderson. P. (Ed.), Rare earth element geochemistry", Developments in Geochemistry 2. Elsevier, Amsterdam, (1984) pp. 115–1522.

[19] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts:implications of mantle composition and processes", In: Magmatism in the ocean basins (Eds. Saunders, A. D., Norry, M. J.) Special Publication, 42 (1989) 313–345. Geological Society, London.

[20] Middlemost E.A.K., "Naming materials in the magma, igneous rock system", Earth Science Reviews, 37 (1994) 215-224.

[21] Schandl E.S., Gorton M.P., "Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments", Economic geology, 97 (2002) 629-642.

[22] Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G., "*Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*", Journal of Petrology, 25 (1984) 956-983.

[23] Wilson M., "Igneous petrogenesis: A global tectonic approach", Harper Collins Academic, London (1989).

[24] Rollinson H.R., "A terrane interpretation of the Archaean Limpopo belt", Geological Magazine, 130 (1993) 755-765.

[25] Wu F.Y., Jahn B.M., Wilde S.A., Lo C.H., Yui T.F., Lin Q., Sun D.Y., "Highly fractionated Itype granites in NE China (II): Isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic", Lithos, 67 (2003) 191-204.

[26] Ross P.S., Bédard J.H., "Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams", Canadian Journal of Earth Sciences, 46 (2009) 823-839.

[27] Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F., "*Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development* 

[40] Stern C.R., Kilian R., "Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the eneration of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone", Contributions to mineralogy and petrology, 123 (1996) 263-281.

collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the pantar Strait volcanoes", Indonesia. Geochimica et Comochimica Acta, 66 (2002) 2771-2789.

[39] Martin H., Smithies R. H., Rapp R., Moyen J. F., Champion D., "An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG)", and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos, 79 (1943) 1-24.