IRANIAN SOCIETY of CRYSTALLOGRAPHY and MINERALOGY

Vol. 16, No. 2, summer 1387/2008

IRANIAN JOURNAL of CRYSTALLOGRAPHY and MINERALOGY

Mineralogy, geochemistry and role of olivine mechanical separation in generation of Lower Paleozoic igneous rocks in Shirgesht area, NW of Tabas, Central Iran

H. Ghasemi[1], M. Derakhshi[2]

1- Associated professor of petrology at Earthscience Faculty of Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran
2- Graduate of petrology at Earthscience Faculty of Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran
E-mail: h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

(Received: 7/5/2007, in revised form: 4/2/2008)

Abstract: This area is located in Derenjal Mountains, 60Km northwest of Tabas in central Iranian structural zone. The igneous rocks occur as plutonic with composition of olivine-gabbro, gabbro, diorite and monzodiorite in Kalshaneh Formation with Middle Cambrian age and as the extrusive rocks with composition of olivine basaltic lavas in lower part of Niur Formation with Silurian age. Petrographical and geochemical evidences show a genetic relationship between the plutonic and volcanic rocks and generation of them from a common magma. Unlike the magmatic differentiation process, the role of magmatic contamination was weak and olivine mechanical separation was the main process in their magmatic evolution. Different diagrams and documents have been shown that these rocks have transitional to alkaline nature and produced in a within plate continental setting by 12-17 percent partial melting of an enriched garnet-pridotite mantle source during the early Silurian. This tectonic setting is agree with an extensional setting (intercontinental rifting) in Central Iran during Lower Paleozoic and specially with Silurian magmatism during Paleo-Tethyan rifting in this part of Central Iran.

Keywords: *Petrology, Geochemistry, Lower Paleozoic, Central Iran, Shirgesht.*

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال شانزدهم، شمارهٔ ۲، تابستان ۸۷، از صفحهٔ ۲۰۷ تا ۲۲۴

انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و نقش فرایند جدایش مکانیکی بلورهای الیوین در تشکیل سنگهای آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت، شمال‌غرب طبس، ایران مرکزی

حبیب ا... قاسمی[۱]، مرتضی درخشی[۲]

۱- دانشیار دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود

۲- فارغ التحصیل کارشناسی ارشد پترولوژی دانشگاه صنعتی شاهرود

پست الکترونیکی: h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

(دریافت مقاله ۱۳۸۶/۲/۱۷ ، نسخه نهایی : ۱۳۸۶/۱۱/۱۵)

چکیده: این منطقه در ۶۰ کیلومتری شمال غربی طبس، در کوههای درنجال و در زون ایران مرکزی قرار دارد. سنگهای آذرین مورد مطالعه به صورت نفوذی و با طیف ترکیبی الیوین‌گابرو، گابرو، دیوریت و مونزودیوریت در سازند کالشانه به سن کامبرین میانی و به شکل خروجی و با ترکیب الیوین‌بازالتی در قسمتهای زیرین سازند نیور به سن سیلورین قرار دارند. شواهد سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی حاکی از ارتباط ژنتیکی سنگهای نفوذی و خروجی با یکدیگر، نشأت گرفتن آنها از یک ماگمای مشترک، تأثیر نسبتاً کم آلایش ماگمایی و نقش موثر فرایند تفریق ماگمایی به ویژه جدایش مکانیکی بلورهای الیوین در روند شکل‌گیری و تحول این سنگهاست. نمودارها و شواهد مختلف حاکی از ماهیت انتقالی تا قلیایی این سنگها، جایگاه تشکیل درون صفحهٔ قاره‌ای و نیز شکل‌گیری آنها از ذوب ۱۲ تا ۱۷ درصدی یک خاستگاه غنی شدهٔ گارنت پریدوتیتی در آغاز سیلورین است. این جایگاه با موقعیت محیط کششی (کافت درون قاره‌ای) ایران مرکزی در خلال پالئوزوئیک زیرین، به ویژه رخداد ماگمایی سیلورین در خلال کافت‌زایی پالئوتتیس در این منطقه از ایران مرکزی سازگار است.

واژه‌های کلیدی: *سنگ‌شناسی، ژئوشیمی، پالئوزوئیک زیرین، ایران مرکزی، شیرگشت.*

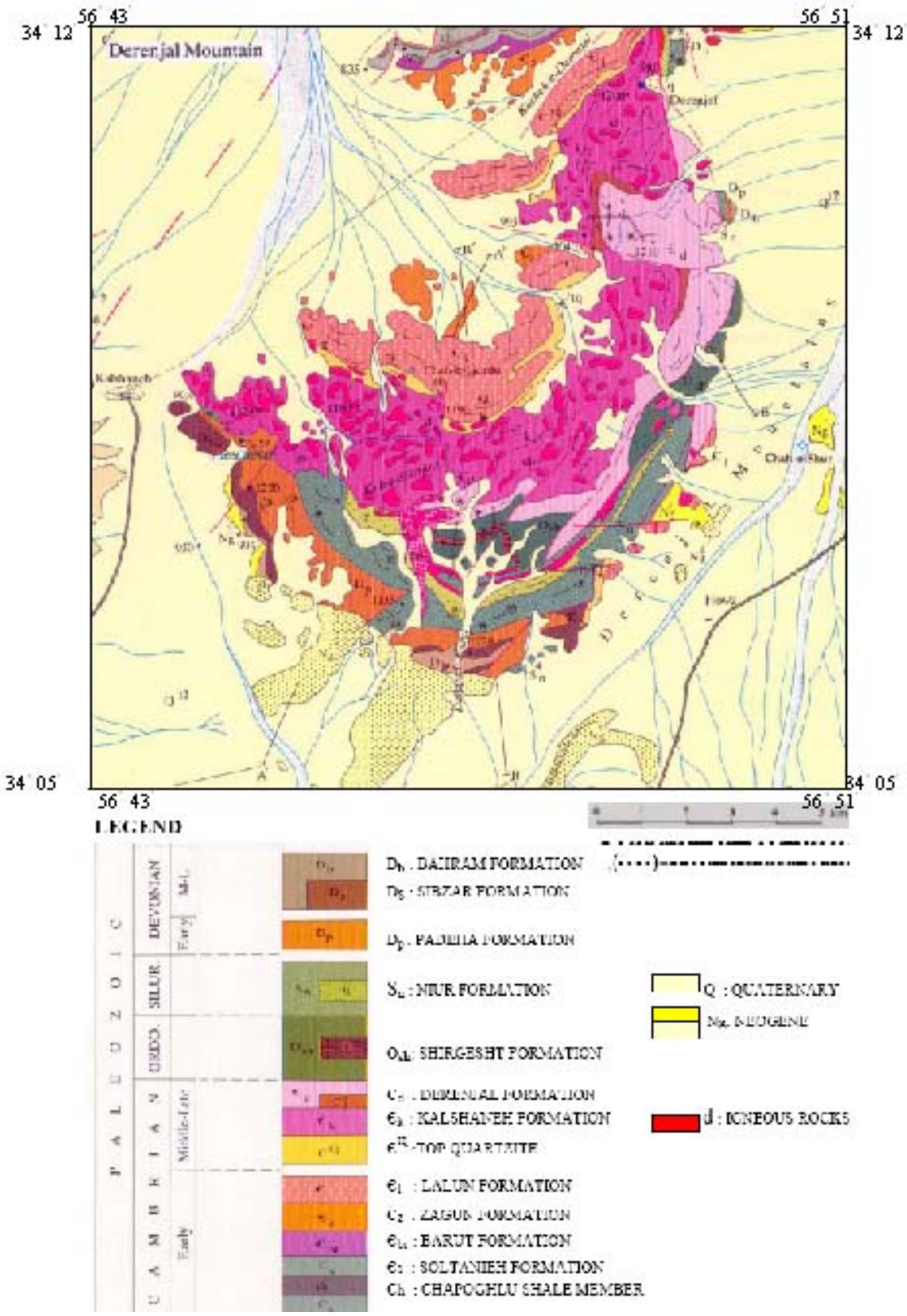
مقدمه

حضور سنگهای آذرین نفوذی و خروجی در واحدهای ته نشستی پالئوزوئیک زیرین مناطق مختلف ایران، به ویژه ایران مرکزی، یکی از مسائل مهم زمین‌شناسی ایران است که کم و بیش مورد توجه زمین شناسان داخلی و خارجی قرار داشته است. تاکنون هیچ مطالعهٔ جامع و کاملی در مورد سنگهای آذرین موجود در ناحیهٔ شیرگشت و جایگاه رخداد آنها صورت نگرفته است، و این سنگها تنها توسط برخی از زمین‌شناسان [۱] و در حد توصیف صحرایی و سنگ شناختی اولیه به عنوان دایکهای دیابازی مورد اشاره قرار گرفته‌اند. لذا نتایج مطالعهٔ سنگ شناسی سنگهای آذرین این منطقه می‌تواند مکمل اطلاعات موجود در خصوص سرگذشت زمین‌شناسی و رژیم زمین‌ساختی- ماگمایی حاکم بر ایران مرکزی در زمان پالئوزوئیک زیرین باشد.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقهٔ مورد مطالعه در ۶۰ کیلومتری شمال غرب طبس و ۱۰ کیلومتری شمال روستای شیرگشت با مختصات جغرافیایی ′۴۳ °۵۶ تا ′۵۱ °۵۶ طول شرقی و ′۰۵ °۳۴ تا ′۱۲ °۳۴ عرض شمالی قرار دارد. این منطقه از لحاظ ساختاری در شمال کفهٔ فرو افتادهٔ طبس به عنوان جزئی از خرده قارهٔ ایران مرکزی، واقع شده است. سنگهای آذرین مورد مطالعه در کوههای درنجال و در درون سازندهایی با سن کامبرین تا سیلورین که به شدت دستخوش چین‌خوردگی شده‌اند، برونزد دارند (شکل۱). این

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]



شکل۱ بخشی از نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ ناحیه شیرگشت [۱] که شامل گسترهٔ مورد مطالعه است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

سنگها در سازندهای سلطانیه، باروت، زاگون، لالون، کالشانه، درنجال و شیرگشت به صورت دایک، سیل و توده‌های نفوذی کوچک دیده می‌شوند. بیشترین و مهمترین حجم این سنگهای آذرین، به صورت توده‌های نفوذی و بدون هیچگونه نظم و ترتیب چینه‌شناسی خاص در درون سازند کالشانه است. این سنگها دستخوش دگرسانی متوسط تا شدید نیز شده‌اند. مطالعات سنگ شناختی توسط [۱] روی این سنگها، منجر به معرفی آنها به عنوان الیوین- اوژیت- دلریت و هورنبلند- اوژیت- دلریت شده است. ولی بررسی‌های انجام شده در این کار پژوهشی، آن نامگذاری را مردود دانسته و نامهای الیوین- گابرو، گابرو، گابرودیوریت، دیوریت و مونزودیوریت را برای آنها ارائه کرده است.

از طرف دیگر همانند بسیاری از مناطق ایران مرکزی، وجود یک روانهٔ گدازه به ضخامت ۲۰ متر و با ترکیب الیوین‌بازالت در بخشهای زیرین سازند نیور (به سن سیلورین) از ویژگیهای بارز این سازند در ناحیهٔ شیرگشت است. پژوهشگران قبلی [۱] از این سنگها به عنوان سیل دیابازی نام برده‌اند. اما شواهد صحرایی و بررسیهای سنگ شناختی نشان دهندهٔ گدازه بودن این سنگها و فوران آنها در یک محیط دریایی کم عمق است [۲].

شواهد مختلف نشان می‌دهند که سنگهای آذرین (نفوذی و خروجی) منطقه از نظر ژنتیکی با یکدیگر مرتبط بوده و به ماگماتیسم گسترده سیلورین در ایران مرکزی تعلق دارند. بر پایهٔ مطالعات صحرایی و با توجه به ضخامت واحدهای سنگی میزبان، می‌توان عمق آشیانهٔ ماگمایی مزبور را در خلال سیلورین در اعماق ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متری دانست [۳].

کانی‌شناسی و سنگ شناختی سنگهای نفوذی

الف- الیوین گابروها

این سنگها کمترین دگرسانی را در میان سنگهای آذرین منطقه دارند. الیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن از کانیهای اصلی تشکیل دهندهٔ این سنگها هستند. بافتهای آنها نیز از گرانولار، افیتیک، نیمه افیتیک و پوئی‌کلیتیک تشکیل شده‌اند. مهمترین ویژگی الیوین گابروهای منطقه، حضور مقادیر فراوان الیوین (۴۰ تا ۵۰ درصد حجمی) به عنوان اولین فاز تبلور یافته ماگماست (شکل۲- الف). الیوین‌های موجود در این سنگها بیشتر شکلدار و نیمه‌شکلدار و فاقد حاشیهٔ واکنشی‌اند. از دیگر ویژگیهای بیشتر بلورهای الیوین، گردشدگی آنهاست که می‌تواند ناشی از تحلیل بلورها در آشیانهٔ ماگمایی و هنگام صعود ماگما باشد (شکل۲- ب).

پلاژیوکلاز و پیروکسن کلسیم‌دار، از دیگر کانیهای اصلی تشکیل دهندهٔ این سنگها هستند که با نسبت تقریباً مساوی دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها به شکل تخته‌ای، با ترکیب لابرادوریتی و تقریباً سوسوریتی شده‌اند. پیروکسن‌ها تماماً از نوع کلینوپیروکسن و با ترکیب اوژیت و تیتان اوژیت هستند. ارتوپیروکسن در این سنگها دیده نمی‌شود. کانی‌های فرعی موجود در الیوین گابروهای منطقه نیز شامل بیوتیت، فلوگوپیت، هورنبلند، کانیهای کدر و آپاتیت‌اند.

مطالعات سنگ‌شناختی نشان می‌دهند که در این سنگها نخست الیوین به عنوان اولین فاز بلورین تشکیل شده و بدلیل وشکسانی = [چسبندگی] کم مذاب بازالتی و در اثر نیروی گرانش، در کف آشیانهٔ ماگمایی به صورت بلورهای کومولایی انباشته شده است. تبلور و جدایش بلورهای الیوین منجر به غنی‌شدگی مذاب باقیمانده از پلاژیوکلاز و پیروکسن شده است. پلاژیوکلاز دومین فاز بلوری ماگماست که متبلور شده و به دلیل سبک‌تر بودن، یا در سطح مذاب شناور شده و یا همراه با سقوط بلورهای الیوین و پیروکسن به کف آشیانهٔ ماگمایی در میان بلورهای آنها به دام افتاده‌اند. پیروکسن نیز همزمان تا کمی پس از آغاز تبلور پلاژیوکلاز متبلور شده است (شکل۲).

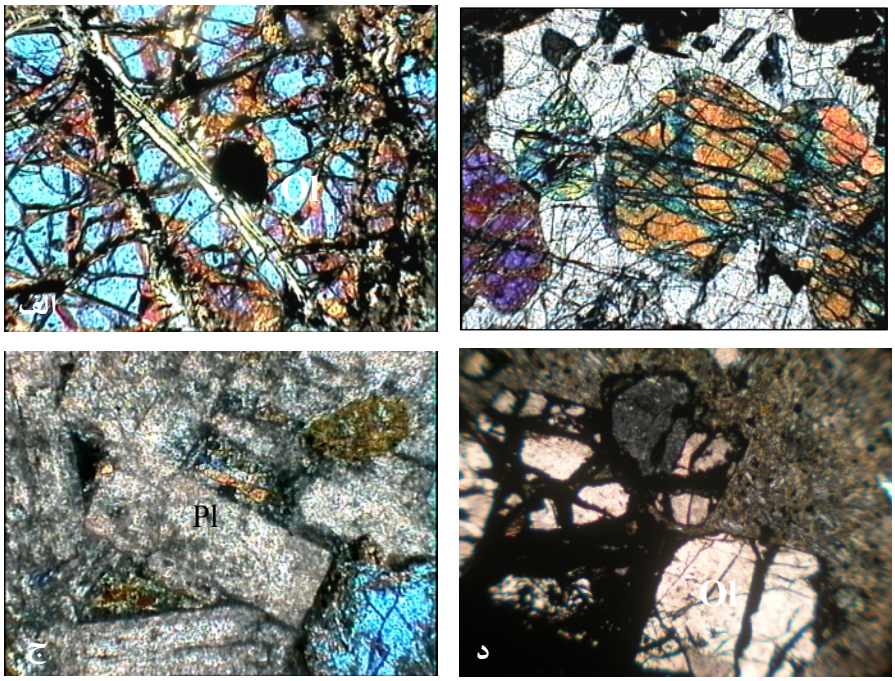
ب- گابروها و گابرو/دیوریت‌ها

گابروها و گابرو/دیوریت‌ها بیشترین حجم سنگهای آذرین منطقهٔ مورد مطالعه را تشکیل داده‌اند. کانیهای اصلی تشکیل دهندهٔ آنها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و گاهی آمفیبول هستند. پلاژیوکلازها عموماً سوسوریتی شده‌اند (شکل۲- ج). پیروکسن‌ها نیز از نوع اوژیت بوده و بسیاری از آنها دارای ماکل هستند. بیوتیت، آپاتیت و کانیهای کدر نیز مهمترین کانیهای فرعی موجود این سنگها را تشکیل می‌دهند که نسبت به سنگهای الیوین گابرویی از فراوانی بیشتری برخوردارند. الیوین نیز در مقادیر بسیار کم (کمتر از ۵ درصد) در این سنگها حضور دارد.

ج- دیوریت‌ها

دیوریت‌ها نسبت به گابروها و گابرودیوریت‌ها از فراوانی کمتری برخوردارند. پلاژیوکلاز با فراوانی حدود ۶۰ درصد، اصلی‌ترین کانی این سنگهاست و از کانیهای دیگر می‌توان به آمفیبول نوع هورنبلند، کلینوپیروکسن، بیوتیت، کانیهای اپاک، آپاتیت و اسفن اشاره کرد. در این سنگها الیوین حضور ندارد.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]



شکل۲ الف) تصویری از یک بلور درشت الیوین (Ol) در الیوین گابروها که در سطوح ضعیف آن سرپانتین و اکسید آهن تشکیل شده است. ب) بلورهای شکلدار و نیمه‌شکلدار الیوین با حاشیهٔ گرد شده که در زمینه‌ای از کلینوپیروکسن (Cpx) قرار گرفته‌اند. ج) بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز (Pl) در گابرودیوریت‌ها که فضای بین آنها با کلینوپیروکسن پر شده است و شدیداً سوسوریتی شده‌اند. د) تجمع بلورهای الیوین در الیوین‌بازالتها و تشکیل گلومرول. این الیوین‌ها با کانی‌های ثانویه سودومورف شده‌اند. تمام تصاویر در نور قطبیده با نیکولهای متقاطع و با بزرگنمایی ۳۰ برابرند.

د- مونزودیوریت‌ها

این سنگها دارای بافتهای دانه‌دار و میان دانه‌دار بوده و کانیهای اصلی تشکیل دهندهٔ آنها را فلدسپاتهای قلیایی، پلاژیوکلاز و آمفیبول تشکیل می‌دهند. فلدسپاتها با فراوانی حدود ۶۰ تا ۷۰ درصد دیده می‌شوند که بیشتر دگرسان شده‌اند.

کانی‌شناسی و سنگ شناختی الیوین بازالتها

این سنگها که غالباً دستخوش دگرسانی شدید شده‌اند زیر میکروسکوپ، بافتهای پورفیری با خمیرهٔ میکرولیتی و شیشه-ای، گلومروپورفیری و حفره‌ای نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز، فراوان‌ترین کانی موجود در این سنگهاست که بیشتر حجم آنها به صورت میکرولیت و مقادیر کمی نیز به شکل فنوکریست است. الیوین و کلینوپیروکسن دیگر فنوکریستهای موجود در این سنگها هستند. انباشت فنوکریستهای الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز در الیوین بازالتها منجر به شکل‌گیری بافت گلومروپورفیری شده است. در مواردی نیز انباشت درشت بلورهای الیوین منجر به تشکیل مجموعه‌های گلومروپورفیری بزرگ شده است (شکل۲- د).

مطالعات صحرایی و سنگ شناختی نشان می‌دهند که در این الیوین بازالتها، تغییراتی در اندازهٔ دانه‌ها و ترکیب سنگها از پایین به بالای لایهٔ گدازه دیده می‌شود؛ به طوری که به سمت سطح لایهٔ گدازه، به تدریج از اندازهٔ دانه‌ها و نیز مقدار کانیهای مافیک (به ویژه الیوین) کاسته می‌شود. در بخشهای پایینی لایهٔ گدازه، مقدار الیوین حتی به ۴۰ درصد نیز می‌رسد و ترکیب سنگها تقریباً مشابه الیوین‌گابروهای موجود در سازند کالشانه است. انبوهه‌های فنوکریست یا میکروفنوکریست (گلومرها) و سقوط آنها در مذاب می‌تواند منجربه فرایند تفریق مذاب الیوین بازالتی شود، به ویژه انباشت بلورهای الیوین را در کف لایهٔ گدازه تشدید کند.

ویژگیهای سنگ شناختی همراه با شواهد صحرایی، حاکی از وجود یک ارتباط ژنتیکی بین سنگهای نفوذی و خروجی منطقه است که، در ادامه، به بررسی این ارتباط و نقش فرآیند

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

تفریق ماگمایی در تکوین و تحول این سنگها با استفاده از شواهد ژئوشیمیایی می‌پردازیم.

ژئوشیمی

به منظور بررسیهای ژئوشیمیایی برروی سنگهای آذرین منطقه و پس از مطالعات سنگ شناختی، تعداد ۱۱ نمونهٔ با کمترین میزان دگرسانی و با بیشترین تنوع ترکیبی انتخاب و در آزمایشگاه Actlab کانادا به روش ICP-MS مورد تجزیهٔ شیمیایی قرار گرفتند (جدول۱).

با توجه به ماهیت مافیک و دامنهٔ تغییرات MgO در سنگهای آذرین منطقه (MgO = 4.72 - 26.3)، تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب نسبت به MgO (نمودارهای فنر) رسم شده است. در این نمودارها با کاهش مقدار MgO، مقادیر Al_2O_3، SiO_2، P_2O_5، TiO_2، Na_2O، و Zr روند افزایشی و مقادیر FeO و Cr روند کاهشی داشته‌اند (شکل۳). این روندها بیانگر نوعی ارتباط ژنتیکی بین نمونه‌هاست. نکتهٔ قابل توجه در این نمودارها، وجود یک جدایش روشن بین سه نمونه غنی از الیوین با سایر نمونه‌هاست که به دلیل جدایش مکانیکی و انباشت الیوین در آنهاست. فراوانی زیاد الیوین در این سه نمونه، به صورت فراوانی بالای MgO در ترکیب شیمیایی آنها (۲۵/۳ تا ۲۶/۰۳) بازتاب یافته است. فراوانی زیاد MgO در یک بازالت ممکن است نشانهٔ آن باشد که بازالت یاد شده یا از گوشته نشأت گرفته است و یا می‌تواند معرف ماگمایی باشد که در آن درشت بلورهای الیوین بر اثر جدایش مکانیکی در یک مخزن ماگمایی یا به هنگام استقرار، در آن متمرکز شده‌اند [۴].

با توجه به خویشاوندی و ارتباط زایشی نمونه‌های منطقه با یکدیگر و توجه به این که عواملی نظیر تبلور تفریقی و ذوب بخشی، هردو ممکن است در ایجاد این ارتباط بین سنگها موثر باشند، لذا برای تشخیص نقش و تاثیر هر یک از این عوامل از نمودارهای عناصر ناسازگار و سازگار در برابر یکدیگر استفاده شد. به عقیدهٔ بسیاری از سنگ شناسان [۵ تا ۸] اگر در یک سری سنگی، نمودار تغییرات دو عنصر ناسازگار دارای روند خطی و مثبت باشد و از مبدأ مختصات نیز بگذرد و نیز در نمودار عناصر سازگار- ناسازگار آن سری نیز روند خطی و منفی دیده شود، در این صورت می‌توان فرایند اصلی مرتبط به تشکیل سنگهای سری مزبور را تبلور تفریقی دانست. به عنوان مثال، در خلال درجات مختلف ذوب بخشی بین Zr و Nb همخوانی خطی ایجاد نمی‌شود [۹، ۱۰] که این امر به دلیل حساسیت بیشتر Nb نسبت به درجات مختلف ذوب است. در واقع پایین تر بودن نسبت Zr/Nb حاکی از کمتر بودن درجهٔ ذوب بخشی است [۱۱].

جدول۱ نتایج تجزیهٔ شیمیایی عناصر اصلی نمونه‌های منطقهٔ مورد مطالعه پس از انجام تصحیحات ناشی از حذف مواد فرار .

Samples	SM-13-1 الیوین‌گابرو	SM-7-2 الیوین‌گابرو	SM-7-1 گابرو	SM-11-2 گابرو	SM-3-7 گابرو	SM-6-1 گابرودیوریت	SM-5-1 دیوریت	SM-10-2 مونزودیوریت	DM-1-2 الیوین بازالت	DM-2-1 الیوین‌بازالت	DM-2-3 الیوین بازالت
Major oxides (wt%)											
SiO_2	۴۲٫۳۸	۴۲٫۰۵	۴۷٫۹۶	۴۸٫۸۶	۴۷٫۱۱	۴۷٫۹۳	۴۶٫۲۵	۵۲٫۶۹	۴۵٫۹۵	۴۰٫۱	۴۹٫۵۳
Al_2O_3	۸٫۴	۸٫۹۵	۱۲٫۸۷	۱۵٫۱۳	۱۶٫۸۲	۱۶٫۳۶	۱۶٫۲۸	۲۰٫۲۸	۱۴٫۰۸	۱۰٫۵۹	۱۵٫۵۴
Fe_2O_3	۱۵٫۴۴	۱۴٫۸	۱۰٫۴۲	۸٫۵۲	۱۰٫۸۴	۱۲٫۰۸	۱۱٫۲۴	۹٫۹۵	۱۴٫۵۸	۱۴٫۸۶	۱۰٫۸۷
MnO	۰٫۱۸۹	۰٫۱۸۴	۰٫۱۹۵	۰٫۱۵۳	۰٫۱۴۶	۰٫۱۶۸	۰٫۲۴۶	۰٫۱۰۹	۰٫۰۹۷	۰٫۱۸۱	۰٫۱
MgO	۲۶٫۰۳	۲۵٫۳	۱۲٫۴۸	۹٫۸۶	۱۰٫۶۷	۶٫۸۴	۷٫۰۱	۴٫۷۲	۱۰٫۶۸	۲۵٫۴	۸٫۰۷
CaO	۵٫۹۴	۶٫۷۷	۱۲٫۱	۱۲٫۸۸	۹٫۵۱	۱۰٫۷۲	۷٫۶۱	۱٫۵۱	۸٫۱۴	۶٫۲۹	۹٫۸۶
Na_2O	۰٫۸	۰٫۹۳	۱٫۴۶	۲٫۰۸	۲٫۱	۲٫۸۷	۴٫۳۴	۴٫۵۸	۲٫۴۳	۰٫۸۸	۲٫۳۸
K_2O	۰٫۳۶	۰٫۳۹	۱٫۳۹	۱٫۳۲	۱٫۷۲	۱٫۲۹	۰٫۲۹	۴٫۶۱	۱٫۷۲	۰٫۳۴	۱٫۲۴
TiO_2	۰٫۶	۰٫۷۱۸	۱٫۰۱۱	۱٫۱۵۶	۰٫۹۸۳	۱٫۶۴۱	۲٫۸۰۸	۱٫۱۳۸	۲٫۱۱۶	۰٫۷۲۸	۲٫۳۱۶
P_2O_5	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۹	۰٫۲	۰٫۳۲	۰٫۵	۰٫۳۹	۰٫۰۸	۰٫۳۵
Total	۱۰۰	۱۰۰	۹۹٫۹۶	۱۰۰٫۰۴	۹۹٫۹۹	۹۹٫۹۷	۱۰۰٫۰۵	۱۰۰٫۰۱	۱۰۰٫۰۱	۹۹٫۱۴	۱۰۰٫۱۹

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

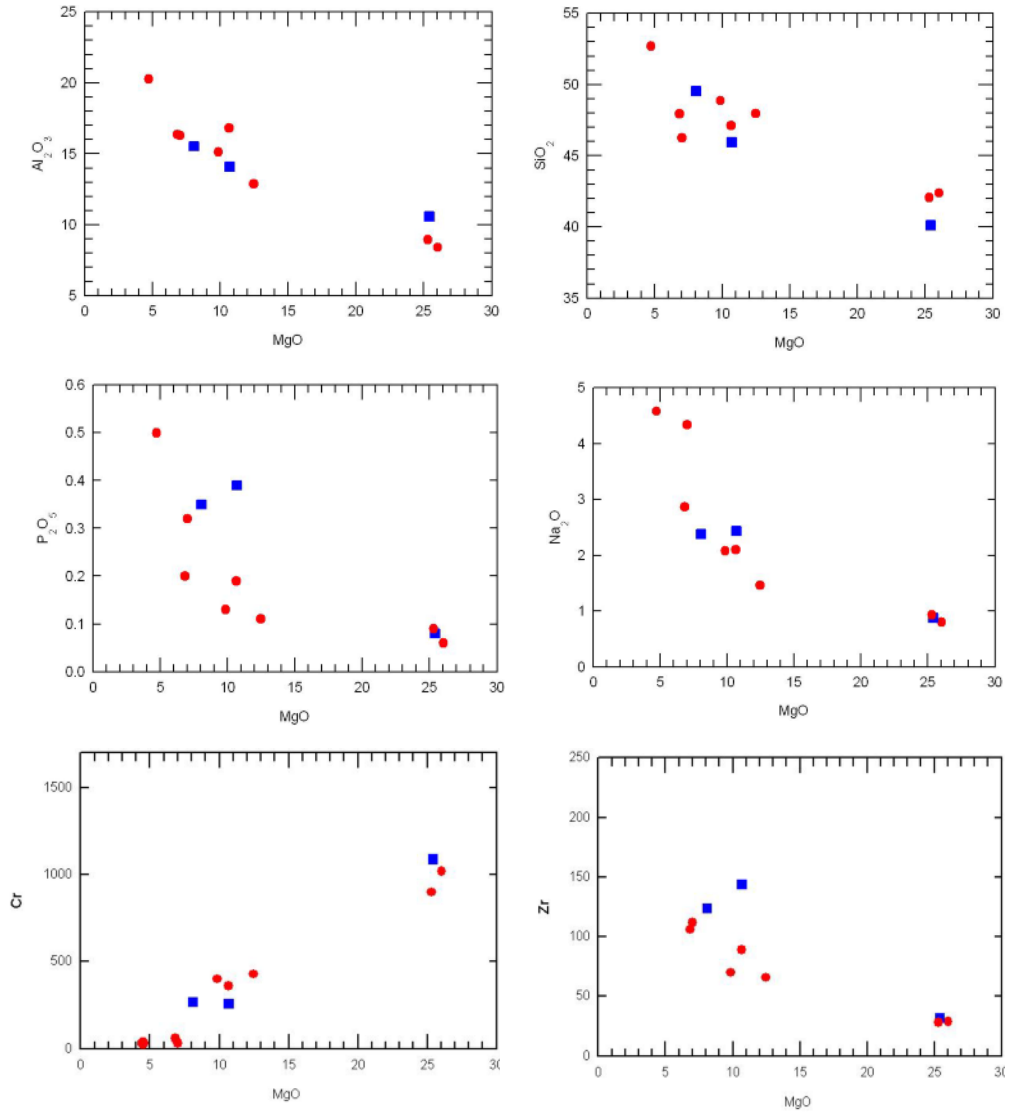
ادامه جدول ۱ نتایج تجزیهٔ شیمیایی عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه(بر حسب ppm).

Samples	SM-13-1 الیوین گابرو	SM-7-2 الیوین گابرو	SM-7-1 گابرو	SM-11-2 گابرو	SM-3-7 گابرو	SM-6-1 گابرودیوریت	SM-5-1 دیوریت	SM-10-2 مونزودیوریت	DM-1-2 الیوین بازالت	DM-2-1 الیوین‌بازالت	DM-2-3 الیوین بازالت
Trace elements (ppm)											
Sc	18	۲۰	۴۰	۵۱	۳۳	۳۵	۲۷	۱	۲۷	۱۸	۲۸
Be	۰	۰	۱	۱	۱	۲	۲	۲	۲	۰	۲
V	۱۱۲	۱۱۳	۱۸۷	۲۱۱	۱۶۳	۳۰۳	۳۳۵	۶۱	۲۳۸	۱۱۵	۲۵۵
Cr	۱۰۲۰	۹۰۰	۴۳۰	۴۰۰	۳۶۰	۶۰	۳۰	۰	۲۶۰	۱۰۹۰	۲۷۰
Co	۷۶	۶۲	۳۹	۲۳	۳۶	۲۷	۳۴	۱۲	۳۹	۷۸	۳۹
Ni	۵۳۰	۴۶۰	۱۴۰	۱۰۰	۱۲۰	۵۰	۷۰	۰	۲۰۰	۵۷۰	۲۰۰
Cu	۵۰	۶۰	۱۲۰	۱۲۰	۱۲۰	۵۰	۵۰	۰	۱۰	۸۰	۱۵۰
Zn	۸۰	۷۰	۱۶۰	۱۲۰	۹۰	۹۰	۱۲۰	۵۰	۱۰۰	۱۱۰	۶۰
Ga	۷	۶	۱۰	۱۱	۱۱	۱۴	۱۶	۱۷	۱۴	۸	۱۴
Ge	۱٫۲	۱	۱٫۳	۱٫۶	۱٫۲	۱٫۴	۱٫۴	۰٫۷	۱٫۴	۱٫۲	۱٫۳
Rb	۶	۶	۳۱	۲۶	۴۱	۳۲	۵	۵۵	۲۵	۶	۲۱
Sr	۱۲۴	۱۵۷	۲۵۵	۳۶۹	۱۳۴	۳۹۸	۴۳۱	۲۱۳	۱۴۸	۱۵۸	۲۳۶
Y	۶٫۶	۵٫۹	۱۳	۱۳٫۶	۱۴٫۳	۱۷٫۲	۱۸٫۴	۱۹٫۲	۲۰٫۸	۷٫۳	۲۲٫۹
Zr	۲۹	۲۸	۶۶	۷۰	۸۹	۱۰۶	۱۱۲	۲۴۶	۱۴۴	۳۲	۱۲۴
Nb	۳٫۱	۳٫۲	۷٫۸	۹٫۴	۹	۱۵٫۷	۲۲	۴۲٫۴	۲۵٫۴	۵٫۱	۲۲٫۲
Sb	۳٫۸	۴٫۵	۲٫۶	۴٫۲	۳٫۲	۴٫۹	۵٫۴	۴٫۴	۴٫۱	۴٫۹	۷٫۳
Cs	۰٫۶	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۸
Ba	۴۲	۶۰	۳۱۶	۲۹۶	۲۲۵	۲۸۶	۸۵	۱۰۱۱	۵۱۶	۶۶	۲۸۳
Hf	۰٫۸	۰٫۸	۱٫۹	۲	۲٫۳	۲٫۷	۳٫۲	۵٫۱	۳٫۸	۱	۳٫۳
Ta	۰٫۲۱	۰٫۲۶	۰٫۵۵	۰٫۶۵	۰٫۶۸	۱٫۱۳	۱٫۶۲	۳٫۰۳	۱٫۷۷	۰٫۳۱	۱٫۵۳
W	۰	۳۲٫۸	۴٫۱	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۷	۱٫۲	۲٫۶	۱٫۲	۰	۰
Tl	۰٫۲۱	۰	۰٫۲	۰٫۱۵	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۰۵	۰٫۲۵	۰٫۱۱	۰	۰٫۰۸
Pb	۱۰	۱۱	۲۶۴	۵۰۵	۴۹	۳۰	۳۸	۳۲	۲۰	۲۹	۲۳
Bi	۰	۰	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۸	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۹	۰	۰	۰
Th	۰٫۴۵	۰٫۵۱	۱٫۴۶	۱٫۰۹	۲٫۱۲	۲٫۲۱	۲٫۰۷	۵٫۰۸	۳٫۰۱	۰٫۵۴	۲٫۴۱
U	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۳۱	۰٫۲۲	۰٫۵۱	۰٫۵۵	۰٫۴۹	۱٫۰۸	۰٫۶۸	۰٫۰۹	۰٫۵۱

ادامه جدول ۱ نتایج تجزیهٔ شیمیایی عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های منطقه(بر حسب ppm).

Samples	SM-13-1 الیوین گابرو	SM-7-2 الیوین گابرو	SM-7-1 گابرو	SM-11-2 گابرو	SM-3-7 گابرو	SM-6-1 برودیوریت	SM-5-1 دیوریت	SM-10-2 مونزودیوریت	DM-1-2 الیوین‌بازالت	DM-2-1 بازالت‌الیوین	DM-2-3 الیوین بازالت
Rare earth elements (ppm)											
La	۳٫۱۱	۳٫۶۷	۸٫۶۵	۹٫۴۸	۱۲٫۱	۱۳٫۶	۱۷٫۸	۱۸٫۶	۲۳٫۵	۴٫۳۱	۱۹
Ce	۷	۸٫۰۸	۱۸٫۴	۱۹٫۸	۲۵٫۵	۲۸٫۴	۳۷	۳۹٫۲	۴۸٫۶	۹٫۳۲	۴۰
Pr	۰٫۹۵	۱٫۰۷	۲٫۳۵	۲٫۵۵	۳٫۱	۳٫۵۶	۴٫۶۶	۴٫۵	۵٫۹۲	۱٫۲۳	۵٫۱
Nd	۴٫۱	۴٫۶۲	۱۰٫۱	۱۱	۱۲٫۷	۱۴٫۴	۱۹٫۶	۱۶٫۵	۲۴	۵٫۳۱	۲۱٫۱
Sm	۱٫۱۷	۱٫۲۴	۲٫۶	۲٫۷۹	۳٫۰۱	۳٫۴۲	۴٫۵۴	۲٫۸۴	۵٫۲۸	۱٫۳۵	۴٫۹۱
Eu	۰٫۴۶۷	۰٫۴۹۴	۰٫۸۹۳	۱٫۰۴	۱٫۰۴	۱٫۲۹	۱٫۷۲	۰٫۸۲۹	۱٫۹۴	۰٫۵۱۷	۱٫۷۸
Gd	۱٫۳۸	۱٫۳۹	۲٫۹۴	۳٫۱۴	۳٫۲۸	۳٫۷۲	۴٫۸۸	۲٫۶۴	۵٫۳۱	۱٫۵۷	۵٫۲۸
Tb	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۴۹	۰٫۵۲	۰٫۵۵	۰٫۶۱	۰٫۷۶	۰٫۴۸	۰٫۸۳	۰٫۲۵	۰٫۸۳
Dy	۱٫۳۶	۱٫۳۱	۲٫۷۱	۲٫۸۵	۳٫۰۵	۳٫۴۹	۴٫۰۲	۳٫۱۳	۴٫۴۲	۱٫۴۲	۴٫۵۳
Ho	۰٫۲۶	۰٫۲۴	۰٫۵۱	۰٫۵۲	۰٫۵۶	۰٫۶۵	۰٫۷۲	۰٫۷۳	۰٫۷۹	۰٫۲۷	۰٫۸۴
Er	۰٫۷۱	۰٫۶۵	۱٫۳۹	۱٫۴۸	۱٫۵۷	۱٫۸۲	۱٫۹۷	۲٫۴۸	۲٫۱۸	۰٫۷۵	۲٫۳۶
Tm	۰٫۱	۰٫۰۹۲	۰٫۱۹۹	۰٫۲۰۶	۰٫۲۲۲	۰٫۲۵۳	۰٫۲۶۹	۰٫۴	۰٫۲۹۵	۰٫۱۰۳	۰٫۳۴۱
Yb	۰٫۶۲	۰٫۵۷	۱٫۲	۱٫۲۴	۱٫۳۶	۱٫۵۵	۱٫۶۲	۲٫۶۲	۱٫۸	۰٫۶۳	۲٫۰۹
Lu	۰٫۰۸۶	۰٫۰۸	۰٫۱۶۴	۰٫۱۶۵	۰٫۱۹۳	۰٫۲۲۶	۰٫۲۲	۰٫۳۷۹	۰٫۲۵۲	۰٫۰۹۱	۰٫۲۸۹
ΣREE	۲۱٫۵۴۳	۲۳٫۷۳۶	۵۲٫۵۹۶	۵۶٫۷۸۱	۶۸٫۲۳۵	۷۶٫۹۸۹	۹۹٫۷۷۹	۹۵٫۲۹۸	۱۲۵٫۱۱۷	۲۷٫۱۲۱	۱۰۸٫۴۵

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]



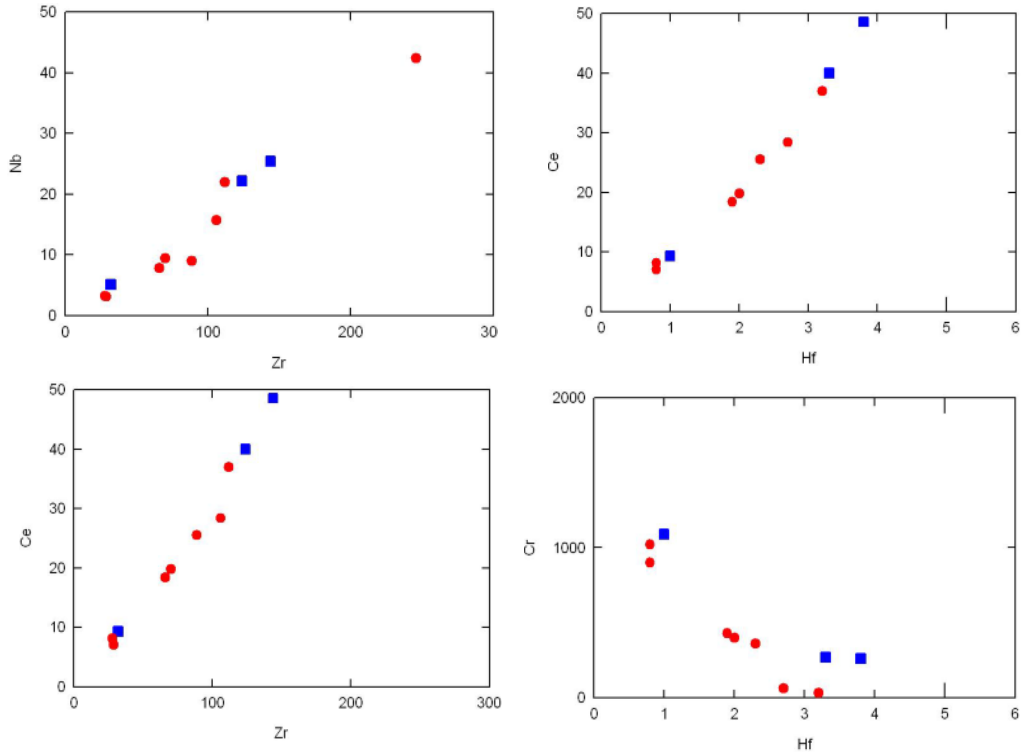
شکل۳ نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب نسبت به MgO برای سنگهای منطقهٔ مورد مطالعه.

براین اساس، تمامی نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار و سازگار نمونه‌های سنگی منطقه (شکل۴) نشان دهندهٔ شکل-گیری آنها از خاستگاه مشترک و نیز نقش اساسی تبلور تفریقی در تشکیل آنهاست. البته در نمودار تغییرات Nb در قبال Zr مقدار کمی پراکندگی و انحراف از روند خطی دیده می‌شود که با توجه به نامتحرک بودن این عناصر در حالت طبیعی و در خلال دگرسانی [۱۱، ۱۲]، می‌توان دلیل این پراکندگی جزئی را در ارتباط با مقادیر کم آلایش ماگمایی و یا تغییرات ناچیز در درجهٔ ذوب خاستگاه دانست.

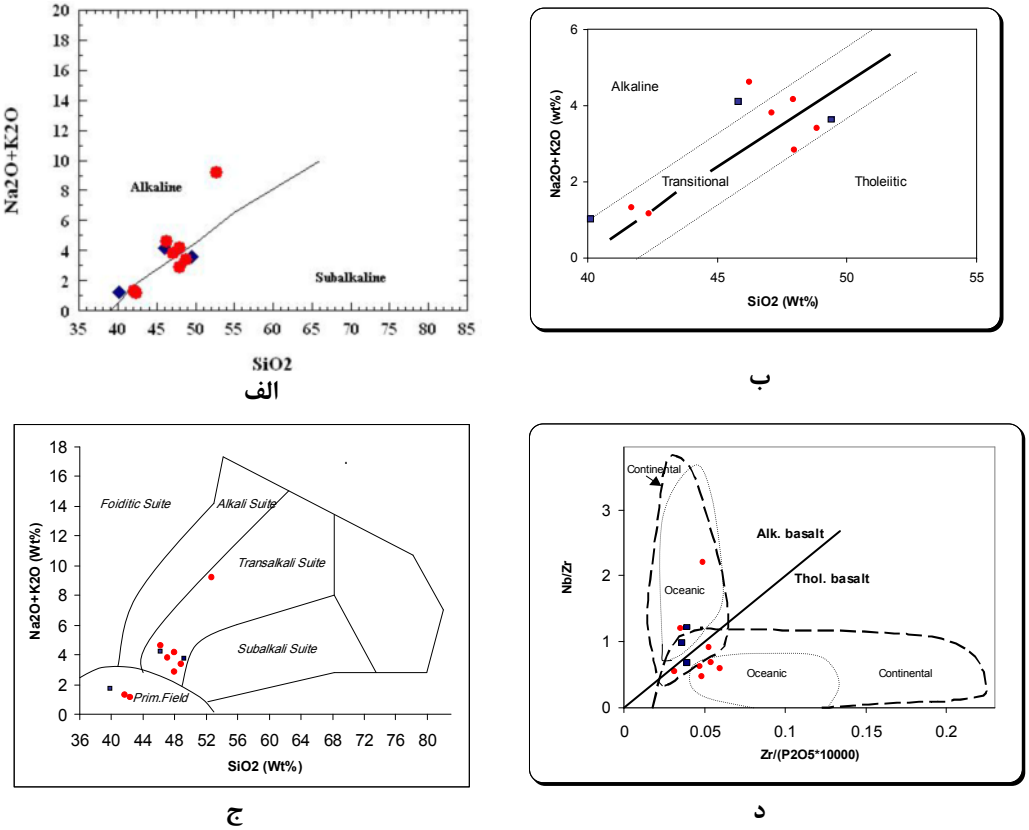
نمونه‌های سنگی منطقهٔ مورد مطالعه در نمودارهای تمایز سریهای ماگمایی [۱۳ – ۱۶] دارای ماهیت انتقالی تا آلکالن هستند (اشکال ۵- الف تا د). یکی از موارد قابل توجه در این نمودارها، قرارگیری سه نمونه از سنگهای منطقه در گسترهٔ بازالتهای اولیه (شکل۵- ج) است. دلیل نزدیک بودن ترکیب این سنگها به بازالتهای اولیه، به انباشتگی فراوان الیوین در هنگام تفریق ماگمایی در این نمونه‌ها وابسته است.

به منظور تعیین جایگاه زمین ساختی سنگهای منطقه نیز از نمودارهای مختلفی که بیشتر بر پایهٔ عناصر کمیاب طراحی شده‌اند، استفاده شده است. در نمودارهای مختلف [۱۷ – ۲۰] (شکلهای ۶- الف تا د)، تمامی نمونه‌ها در گسترهٔ بازالتهای درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند. قرارگیری بیشتر نمونه‌ها در گسترهٔ بازالتهای انتقالی و برخی از آنها در قلمرو بازالتهای قلیایی تأیید کنندهٔ نتایج به دست آمده در خصوص انتساب این سنگها به سری انتقالی تا کمی قلیایی است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

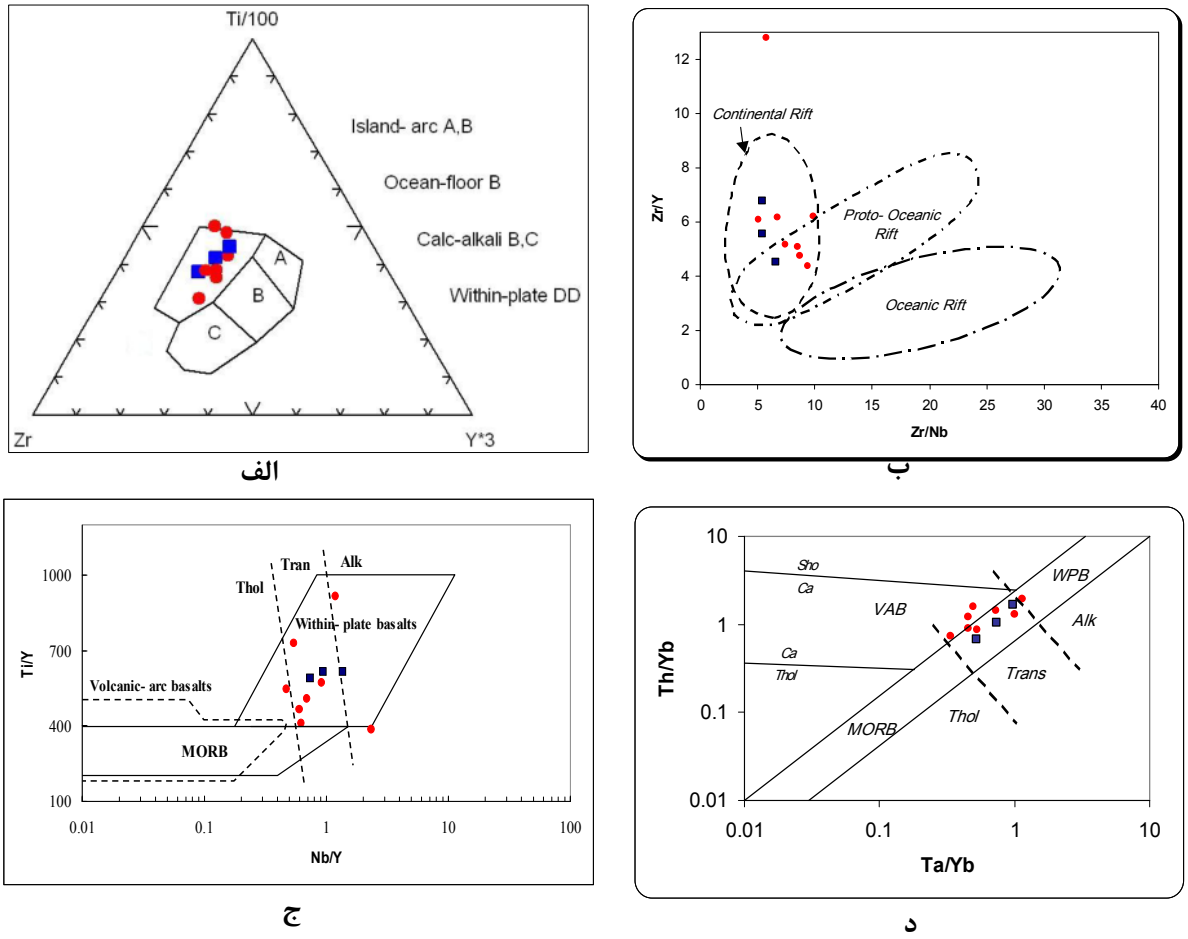


شکل۴ نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و ناسازگار- سازگار برای نمونه‌های منطقهٔ مورد مطالعه.



شکل۵ تعیین سری ماگمایی سنگهای آذرین منطقهٔ مورد مطالعه با استفاده از نمودارهای متمایز کنندهٔ الف) از[۱۳]. ب) از[۱۴]. ج) از [۱۵]. د) از [۱۶].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]



شکل ۶ تعیین جایگاه زمین‌ساختی تشکیل سنگهای آذرین منطقهٔ مورد مطالعه با استفاده از نمودارهای متمایز کنندهٔ الف) از [۱۷]. ب) از [۱۸]. ج) از [۱۹]. د) از [۲۰].

در بررسی الگوی توزیع عناصر کمیاب بر پایهٔ نمودارهای عنکبوتی، مقادیر عناصر کمیاب ناسازگار و نادر خاکی نمونه‌های منطقه نسبت به مقادیر کندریتی [۲۱، ۲۲]، بهنجار شده‌اند (اشکال ۷- الف، ب). این نمودارها بیانگر غنی‌شدگی تمامی نمونه‌ها از این عناصر در مقایسه با مقادیر کندریتی هستند. در این میان، عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و عناصر به شدت ناسازگار، غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهند. موازی بودن الگوی عناصر در سنگهای منطقه در این نمودارها نیز تأیید کنندهٔ نتایج به دست آمده از بخشهای قبلی مبنی بر خاستگاه مشترک این سنگها و نقش تبلور تفریقی به عنوان ساز و کار اصلی تشکیل این سنگهاست. همچنین وجود یک سری بی-نظمی و پراکندگی (ناهنجاریهای مثبت و منفی) در مقادیر عناصر Sr، K، Rb، و Ba در این نمودارها، بیشتر به دگرسانی رخ داده در سنگهای منطقه و تحرک بالای این عناصر بستگی دارد. ناهنجاری مثبت Ti با حضور مقادیر بالای تیتانواوژیت و تیتانومگنتیت در این سنگها سازگار است. ناهنجاری منفی Nb نیز نشانگر تاثیر کم آلایش ماگما با مواد پوسته‌ای است.

بعلاوه، به عقیدهٔ [۲۳] نسبتهای Ce/Y و Zr/Y در خلال تبلور تفریقی نسبتاً ثابت و بدون تغییر باقی می‌مانند، ولی در خلال درجات بالای آلایش پوسته‌ای به مقدار زیاد تغییر می-کنند. مقادیر این پارامترها در سنگهای منطقهٔ به ترتیب برابر ۱ تا ۲٫۴ برای Ce/Y و ۴٫۲ تا ۷ برای Zr/Y است. در نتیجه، پایین بودن نسبی تغییرات این پارامترها را می‌توان دلیل دیگری بر تأثیر نسبتاً کم آلایش ماگمایی در این نمونه‌ها دانست. همچنین در شکل ۷- ب، عناصر Zr و Hf یک ناهنجاری منفی کوچک نشان می‌دهند، که می‌تواند نشانگر حضور گارنت در خاستگاه باشد [۲۴].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

نقش الیوین در فرایند تفریق و توزیع عناصر کمیاب در نمونه-های سنگی منطقه

یکی از مواردی که در نمودارهای عنکبوتی و تغیرات عناصر کمیاب سنگهای منطقه (شکلهای۷ و ۴) جلب توجه می‌کند، وجود یک فاصله و جدایش بین مقادیر عناصر کمیاب سه نمونهٔ سنگی با نمونه‌های دیگر است. به طوری که این سه نمونه دارای کمترین مقدار تمرکز عناصر کمیاب در میان سنگهای منطقه هستند. دلیل این جدایش و نیز غلظت پایین عناصر کمیاب در این سنگها در ارتباط مستقیم با ترکیب کانی‌شناسی (به ویژه تفاوت فاحش در مقدار مودال الیوین) و فرایند تشکیل آنهاست. این نمونه‌ها، سنگهای کومولایی (الیوین‌گابرو و الیوین-بازالت) با مقادیر بالای الیوین و کلینوپیروکسن هستند.

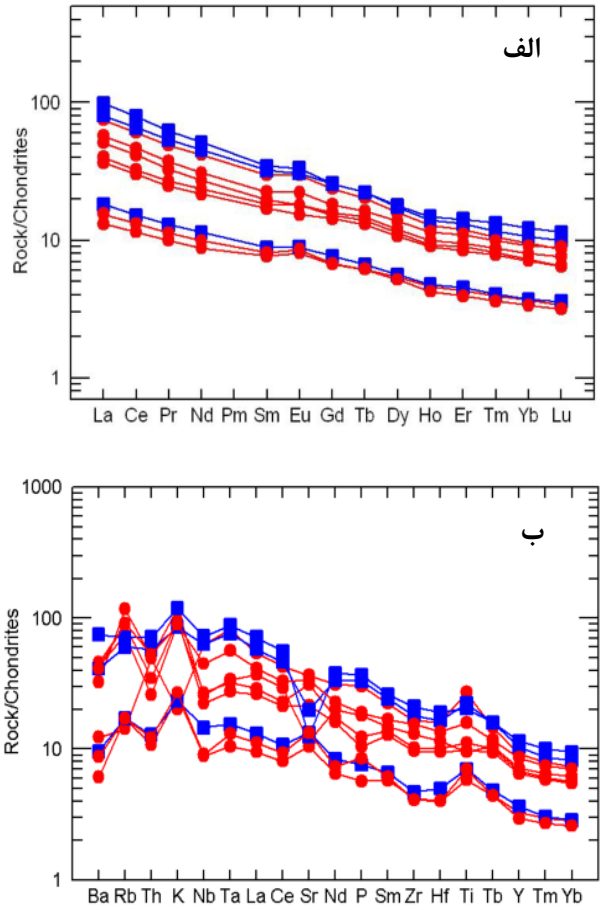
به طور کلی ضرایب جدایش عناصر کمیاب بین الیوین و کلینوپیروکسن با مذاب سیلیکاتی کم بوده (D<1) (جدول۲)، و این عناصر عموماً نسبت به این کانیها ناسازگارند [۲۵]، و تمایل به باقیماندن در مذاب باقیمانده را دارند [۷، ۲۱]. این ناسازگاری به ویژه در الیوین که همیشه دارای ضریب جدایش کمتر از ۱ برای این عناصر است بیشتر به چشم می‌خورد. بنابراین، به دلیل توانایی بسیار کم این کانی در جذب عناصر کمیاب، حضور آن به ویژه در مقادیر بالا، سبب بروز غنی‌شدگی یکسان تمام عناصر کمیاب خاکی در مذاب [۷] و تهی شدگی آنها در فاز کومولایی می‌شود.

از طرف دیگر، براساس شواهد سنگ شناختی، کانیهای فرعی نظیر آمفیبول و آپاتیت که از ضرایب جدایش بالایی در جذب عناصر کمیاب برخوردارند، در نمونه‌هایی که حاوی مقادیر بالای الیوین هستند، نیز کمیابند. این عامل نیز در پایین بودن فراوانی عناصر کمیاب و ایجاد جدایش بین نمودار سنگهای پر الیوین با سنگهای آذرین دیگر منطقهٔ نقش موثری داشته است.

جدول۲ ضرایب جدایش عناصر کمیاب به وسیلهٔ کانیهای الیوین، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و هورنبلند در مذابهای بازالتی(در [۲۵]).

Trace element	Olivine	Clinopyroxene	Plagioclase	Hornblende
Rb	۰/۰۰۹۸	۰/۰۳۱	۰/۰۷۱	۰/۲۹
Sr	۰/۰۱۴	۰/۰۶	۱/۸۳	۰/۴۶
Ba	۰/۰۰۹۹	۰/۰۲۶	۰/۲۳	۰/۴۲
K	۰/۰۰۶۸	۰/۰۳۸	۰/۱۷	۰/۹۶
Y	۰/۰۱	۰/۹	۰/۰۳	۱
Ti	۰/۰۲	۰/۴	۰/۰۴	۱/۵
Zr	۰/۰۱۲	۰/۱	۰/۰۴۸	۰/۵
Hf	۰/۰۱۳	۰/۲۶۳	۰/۰۵۱	۰/۵
Nb	۰/۰۱	۰/۰۰۵	۰/۰۱	۰/۸
Th	-	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۵
U	۰/۰۰۲	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۱
La	۰/۰۰۶۷	۰/۰۵۶	۰/۱۹	-
Ce	۰/۰۰۶	۰/۰۹۲	۰/۱۱۱	۰/۲
Nd	۰/۰۰۵۹	۰/۲۳	۰/۰۹	۰/۳۳
Sm	۰/۰۰۷	۰/۴۴۵	۰/۰۷۲	۰/۵۲
Eu	۰/۰۰۷۴	۰/۴۷۴	۰/۴۴۳	۰/۴
Gd	۰/۰۱	۰/۵۵۶	۰/۰۷۱	۰/۶۳
Dy	۰/۰۱۳	۰/۵۸۲	۰/۰۶۳	۰/۶۴
Er	۰/۰۲۵۶	۰/۵۸۳	۰/۰۵۷	۰/۵۵
Yb	۰/۰۴۹۱	۰/۵۴۲	۰/۰۵۶	۰/۴۹
Lu	۰/۰۴۵۴	۰/۵۰۶	۰/۰۵۳	۰/۴۳

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]



شکل۷ نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های منطقهٔ مورد مطالعه که نسبت به مقادیر کندریتی [۲۱] (الف) و [۲۲] (ب) بهنجار شده‌اند.

سنگ زایی

به منظور تشخیص میزان غنی شدگی مکان خاستگاه سنگهای آذرین منطقه، از نسبتهای عناصر ناسازگار Zr/Nb و Y/Zr ارائه شده توسط [۲۱] برای تفکیک خاستگاههای غنی شده از تهی شده استفاده شده است. این عناصر به دلیل تحرک بسیار پایین خود حتی در درجات بالای دگرسانی، برای تفسیرهای سنگ‌زایی نمونه‌های دگرسان (نظیر نمونه‌های منطقهٔ مورد مطالعه) بسیار مفیدند [۲۶، ۲۷]. بر این اساس، تمامی نمونه-های منطقهٔ مورد مطالعه در گسترهٔ گوشتهٔ غنی شده قرار می-گیرند (شکلهای۸- الف، ب). در این نمودارها پراکندگی اندکی دیده می‌شود. از آنجاکه تبلور تفریقی نمی‌تواند تغییرات بنیادی در نسبتهای عناصر ناسازگار نظیر Zr/Nb و Zr/Y ایجاد کند [۸] و از طرفی میزان تغییرات در مقدار Nb نمونه‌های منطقه نیز کم است، می‌توان گفت که این تغییرات می‌تواند ناشی از تفاوت در درجهٔ ذوب بخشی در یک خاستگاه همگن [۱۰] و یا ناشی از ناهمگنی محل خاستگاه باشد [۲۸].

در نمودار Zr/Nb نسبت به La/Nb [۲۹] (شکل۹)، نمونه-های منطقه غالباً در گسترهٔ گوشتهٔ غنی‌شده (EM) قرار می-گیرند. این نمودار تأیید کنندهٔ نتایج به دست آمده بر پایهٔ نمودارهای Nb/Zr، Y/Zr (اشکال۸- الف، ب) است و نشان-دهندهٔ غنی‌شدگی محل خاستگاه ماگمای تشکیل دهندهٔ این سنگهاست. سنگ شناسان عموماً بر این باورند که اگر ترکیب بازالتهای درون قاره‌ای به ترکیب بازالتهای جزایر اقیانوسی (OIB) شباهت داشته باشد، بازالتهای یاد شده از گوشتهٔ استنوسفری ریشه گرفته‌اند [۳۰]. همچنین به عقیدهٔ [۳۱] اگر نمونه‌های سنگی دارای مقادیر Zr/Nb و La/Nb مشابه مقادیر OIB باشند، ماگمای تشکیل دهندهٔ آنها دارای ریشهٔ استنوسفری بوده است. ولی در این نمودار هیچکدام از نمونه‌ها

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

در گسترهٔ OIB قرار نمی‌گیرند، که این امر می‌تواند نشان دهندهٔ عدم ریشه گیری ماگمای آنها از استنوسفر باشد.

در نمودار Nb/Th نسبت به Ti/Yb (شکل۱۰)، نمونه‌های منطقه در گسترهٔ بین بازالتهای جزایر اقیانوسی(OIB)، گوشتهٔ لیتوسفر قاره‌ای (CLM) و پوستهٔ زیرین (LC) قرار می‌گیرند. چنانکه قبلاً گفته شد، ترکیب OIB که بازتاب دهندهٔ گوشتهٔ استنوسفری است، نمی‌تواند به عنوان محل خاستگاه عمل کرده باشد. ولی نزدیک بودن ترکیب سنگهای منطقه به ترکیبهای بخشهای زیرین پوسته (شکل۱۰) نیز ممکن است در ارتباط با آلودگی ماگما با این سنگها باشد، که تفاوت چگالی بین پوسته و گوشته در مرز موهو، مکان ایده‌آل برای توقف ماگما، تبلور تفریقی و آلایش ماگمایی فراهم می‌کند. توقف ماگما تا زمانی ادامه دارد که چگالی آن در اثر تفریق ماگمایی به حدی برسد که بتواند نیروی شناوری لازم برای بالا آمدن را بدست آورد. این توقف، امکان بروز آلایش ماگمایی را فراهم می‌نماید، به این دلیل که گرمای نهان تبلور آزاد شده در خلال تبلور و تفریق بلوری، می‌تواند گرمای لازم را برای تحرک دوبارهٔ عناصر موجود در سنگهای میزبان واقع در این بخش از لیتوسفر فراهم کند [۳۳]، ولی چنانکه در شکل ۱۰ دیده می‌شود، نمونه‌ها در گستره‌ای نزدیک به گوشتهٔ لیتوسفر قاره‌ای (CLM) نیز قرار گرفته‌اند و به ویژه از لحاظ نسبت Nb/Th پرازش بسیار خوبی با یکدیگر نشان می‌دهند. این امر می‌تواند نشان دهندهٔ ریشه-گیری ماگمای تشکیل دهندهٔ این سنگها از گوشتهٔ لیتوسفر قاره‌ای (CLM) باشد. برای تعیین درجهٔ ذوب بخشی مکان خاستگاه از نمودارهای طراحی شده بر اساس نسبتهای عناصر کمیاب Dy/Yb نسبت به La/Yb [۳۴] و La/Sm نسبت به Sm/Yb [۲۱] استفاده شده است (شکلهای۱۱-الف، ب).

در شکل۱۱- الف نمونه‌های منطقهٔ مورد مطالعه روی منحنی ذوب ۱۴ تا ۱۶ درصدی یک خاستگاه گارنت پریدوتیتی قرار گرفته‌اند. در شکل۱۱- ب که مدل ذوب بسته‌ای برای یک خاستگاه غنی‌شده و نیز یک خاستگاه MORB تهی‌شده (N-MORB) را نشان می‌دهد، نمونه‌های منطقه در قلمرو درجات ذوب بخشی تعادلی ۱۲ تا ۱۷ درصدی یک خاستگاه غنی‌شده قرار می‌گیرند. بنابراین، می‌توان درجات ذوب بخشی ۱۲ تا ۱۷ درصدی یک خاستگاه غنی‌شدهٔ گارنت پریدوتیتی را برای ماگمای تشکیل دهندهٔ سنگهای منطقه در نظر گرفت.

مطالعات تجربی نشان می‌دهند که ماگماهای بازالتی نیمه قلیایی از ذوب ۱۵ تا ۳۰ درصدی [۳۵، ۳۶] و ماگماهای قلیایی از ذوب کمتر از ۱۰ درصدی [۳۷] پریدوتیتهای گوشتهٔ فوقانی حاصل می‌شوند. مقایسهٔ درجهٔ ذوب بخشی مکان خاستگاه نمونه‌های منطقهٔ مورد مطالعه (۱۲ تا ۱۷ درصدی) با مقادیر تعیین شده برای بازالتهای قلیایی (۱۰>) و نیمه قلیایی (۱۵>) تأیید کننده ماهیت انتقالی ماگمای منطقه و نقش تغییرات درجه ذوب بخشی مکان خاستگاه در این امر است.

به عقیدهٔ [۷] بازالتهای قاره‌ای در مراحل اولیهٔ کافت‌زایی بیشتر ماهیت قلیایی دارند ولی در مکانهایی که نرخ کشش پوسته‌ای زیاد است، ممکن است انواع بازالتهای حدواسط یا انتقالی نیز دیده شوند. مطالعات انجام شده توسط [۳۴] در امتداد کافت کامرون نیز حاکی از وجود ماگماهای با ماهیت تولئیت انتقالی تا قلیایی در این منطقه است. به عقیدهٔ این پژوهشگران، حضور ماگماهای با ماهیت انتقالی حاکی از بیشترین کشش (نازک‌شدگی) در لیتوسفر قاره‌ای در راستای کافت کامرون طی سنوزوئیک است.

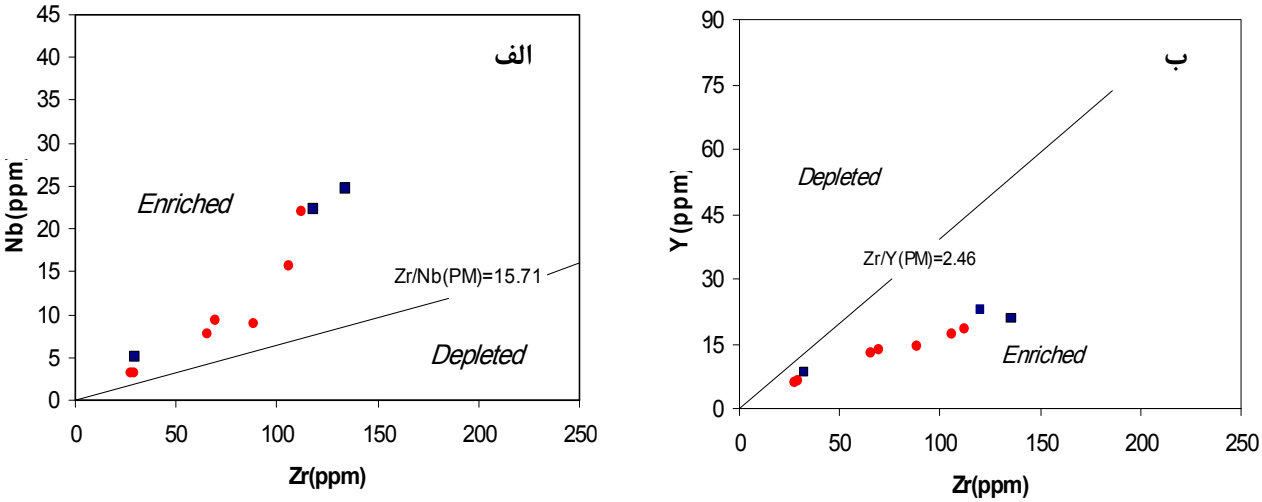
حضور سنگهای آذرین با ترکیب بیشتر قلیایی یکی از ویژگیهای روشن پالئوزوئیک‌زیرین، به ویژه و بخصوص سیلورین ایران مرکزی است، که رخنمون‌های آنها را در سلطان میدان [۳۸]، سه کاشان [۳۹، ۴۰]، ترود [۴۱]، جام [۴۲، ۴۳] و مناطق یزد و کرمان می‌توان دید.

به عقیدهٔ [۴۴]، ایران مرکزی در خلال پالئوزوئیک‌زیرین بخشی از ابرقارهٔ گندوانا بود و فعالیتهای ماگمایی سیلورین در ارتباط با فاز کششی موجود در طی این زمان بوده است. شواهد مختلف نشان می‌دهند که در زمان اردویسین تا دونین تختگاه پایدار شمال گندوانا دستخوش بالاآمدگی، کشیدگی پوستهٔ قاره‌ای و تشکیل کافت شده است [۴۵] بسیاری از زمین-شناسان، این مراحل کافت‌زایی را در ارتباط با تشکیل پالئوتتیس در شمال ایران می‌دانند. به عقیدهٔ [۴۵]، به احتمال زیاد پوستهٔ اقیانوسی از زمان دونین پیشین به بعد تشکیل شده است و سنگهای اردویسین و سیلورین ایران شامل سازندهای لشکرک، قلی و نیور و هم ارزهای آنها که مجموعاً توالیهای بزرگ پیشرونده را ایجاد کرده‌اند، رخساره‌های همزمان با تشکیل کافت پالئوتتیس هستند. به عقیدهٔ وی آواری‌های بیشتر قاره‌ای بخش بالایی سازند نیور و ناپیوستگی بالای

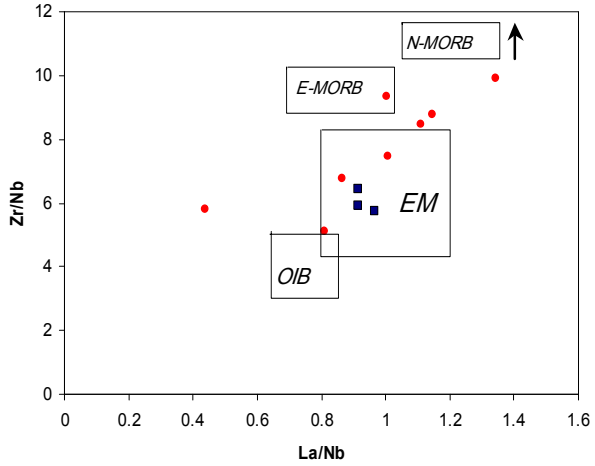
[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

سنگهای سیلورین ایران به احتمال زیاد بیانگر ناپیوستگی ناشی از جدایش و شکافت صفحهٔ توران از ابرقارهٔ گندواناست. به عقیدهٔ [۴۶] توالی پرکامبرین فوقانی – اردوویسین که شامل نهشته‌های یک توالی پیشروی – پسروی در یک حوضه ته نشستی درون دو قاره‌ای است نیز حاوی سنگهای آتشفشانی و نفوذی در یک محیط کششی کافتی است. این پیامد در زون البرز به وسیلهٔ مجموعهٔ ضخیم تقریباً ۱۰۰۰ متری از سنگهای آذرین نفوذی و خروجی با ترکیب غالب مافیک (مجموعهٔ سلطان میدان متعلق به سیلورین) قطع می‌شود و با دنبالهٔ دونین- تریاس پوشیده می‌شود. به عقیده وی این دنباله پالئوزوئیک زیرین معرف مرحلهٔ آغازین شکستن تختگاه آن زمان و گسترش یک محیط فلات قاره‌ای در دونین است.

جایگاه زمین ساختی درون صفحه‌ای سنگهای آذرین منطقهٔ مورد مطالعه و نیز موارد مشابه در نقاط دیگر ایران به ویژه دنباله‌های ته‌نشستی آتشفشانی و کانسارهای مربوطه در این زمان در منطقهٔ بافق یزد، با نتایج مطالعات زمین ساختی و ته نشست شناسی مبنی بر وجود یک محیط کششی (کافتی) درون قاره‌ای طی پالئوزوئیک‌زیرین در ایران مرکزی سازگار است.. همچنین تمایل سنگهای منطقهٔ مورد مطالعه به سمت انتقالی، می‌تواند نشان دهندهٔ آهنگ بالای کشیدگی و نازک-شدگی پوسته‌ای در این منطقه از ایران مرکزی طی سیلورین باشد.

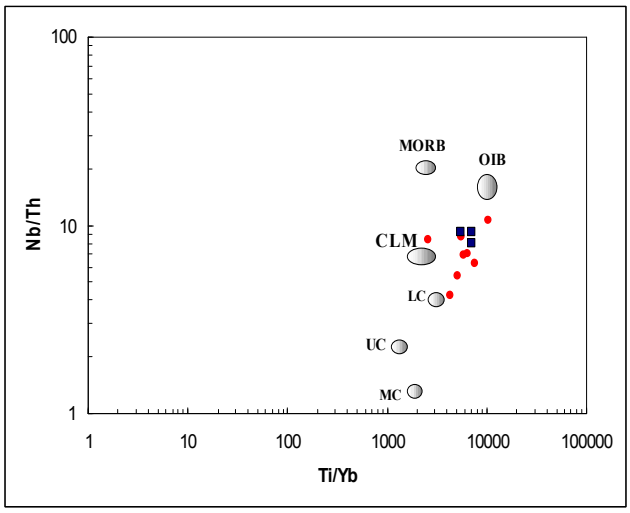


شکل ۸ نمودارهای تفکیک خاستگاه غنی شده و تهی‌شده با استفاده از نسبتهای Nb/Zr و Y/Zr برای نمونه‌های منطقهٔ مورد مطالعه (بر اساس داده‌های [۲۱]).

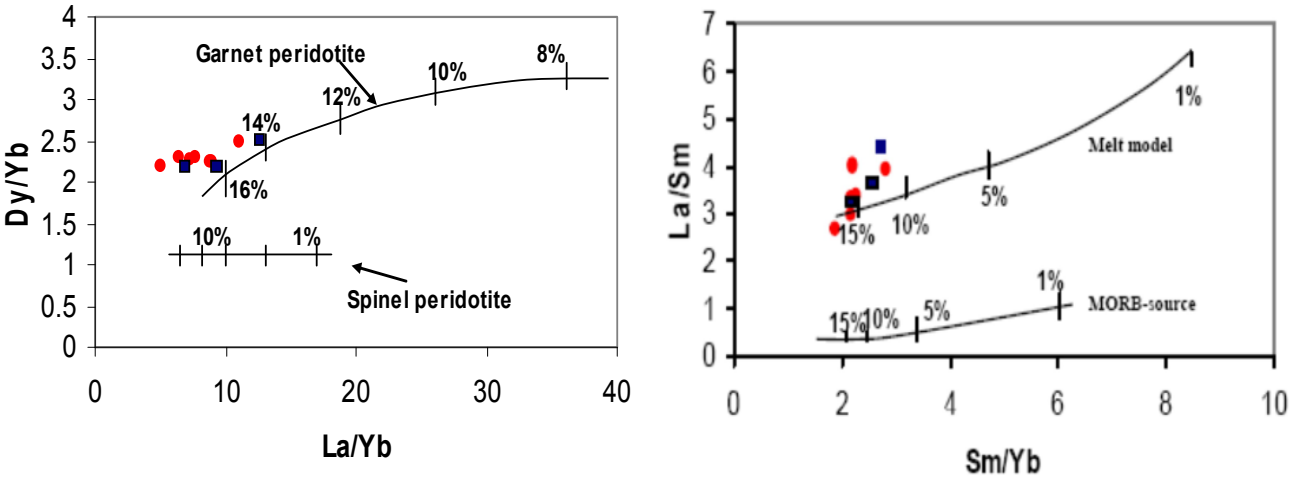


شکل۹ نمودار تعیین سرشتیهای خاستگاه ماگمای تشکیل دهندهٔ سنگهای منطقهٔ مورد مطالعه (بر اساس مقادیر [۲۹]).

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]



شکل ۱۰ نمودار تعیین سرشتیهای خاستگاه ماگمای تشکیل دهندهٔ سنگهای منطقهٔ مورد مطالعه. داده‌های مربوط بـه بازالتهـای جزایـر اقیانوسـی (OIB) از فیگنسون و همکاران (۱۹۹۶) و هافمن و جچـوم (۱۹۹۶): پوسـتهٔ زیـرین مافیـک (LC) و پوسـتهٔمیـانی (MC) از رودنیـک و فـونتین (۱۹۹۵): گوشتهٔ لیتوسفری قاره‌ای (CLM) از مک‌دونوف (۱۹۹۰): پوستهٔ فوقانی (UC) از تیلور و مک‌لنن (۱۹۸۵). (اقتباس از [۳۲]).



شکل۱۱ الف) نمودار تعیین درجهٔ ذوب بخشی محل منشأ ماگمای تشکیل دهندهٔ سنگهای منطقهٔ مـورد مطالعـه (اقتبـاس از[۳۴]). ب) نمـودار تعیین مدل ذوب بخشی تعادلی در گوشتهٔ غنی‌شده و NMORB برای نمونه‌ای منطقه بر اساس مقادیر [۲۱].

برداشت

سنگهای آذرینی که در ناحیهٔ شیرگشت به شـکل نفـوذی و بـا ترکیب الیوین گابرو تـا مونزودیوریـت در سـازند کالـشانه و بـه شکل خروجی با ترکیب الیوین بازالتی در بخش زیـرین سـازند نیور دیده می‌شوند، دارای سن آغاز سـیلورین بـوده و از تفریـق یک ماگمای مشترک با ماهیت انتقالی تا کمـی قلیـایی حاصـل شده‌اند. شواهد سنگ شناختی در الیـوین گابروهـا و بخـشهای زیرین گدازه‌های الیـوین بـازالتی، حـاکی از جـدایش مکـانیکی الیوین و انباشت وزنی ایـن کـانی اسـت. اثرهـای ایـن جـدایش مکانیکی و تشکیل سنگهای کومولایی روی نمودارهای تغییراتی و نمودارهای عنکبوتی، به صورت یک جدایش آشکار در فراوانی عناصر کمیاب ناسازگار این سنگها مـنعکس شـده اسـت. دلیـل این تفاوت در ارتباط بـا توانـایی کـم الیـوین در جـذب عناصـر کمیاب ناسازگار و نیز حضور کمتر کانیهای فرعی با قابلیت بـالا

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

در جذب این عناصر در سنگهای کومولایی منطقه نسبت به ترمهای تفریق یافته‌تر است.

ماگمای تشکیل دهندهٔ سنگهای آذرین منطقهٔ از نوع انتقالی تا قلیایی بوده، در جایگاه زمین ساختی درون صفحهٔ قاره‌ای تشکیل شده‌اند. الگوی تغییرات عناصر کمیاب روی نمودارهای تغییراتی و عنکبوتی حاکی از درجات نسبتاً کم آلایش ماگمایی است. شواهد مختلف نشان می‌دهند که ماگمای تشکیل دهندهٔ سنگهای آذرین منطقه از ذوب ۱۲ تا ۱۷ درصدی سنگ خاستگاه گارنت پریدوتیتی گوشتهٔ لیتوسفری زیر قاره‌ای حاصل شده است. ماهیت انتقالی تا قلیایی و درجهٔ ذوب بخشی مکان خاستگاه حاکی از مقادیر بالای کشش پوسته‌ای طی سیلورین در این مکان و ارتباط آن با یک محیط کششی (کافتی) درون قاره‌ای در این زمان است. نتایج به دست آمده از این بررسی با موقعیت کششی ایران مرکزی در طول زمان پالئوزوئیک زیرین، به ویژه رخداد ماگمایی سیلورین در بخشهای زیادی از ایران مرکزی، و ارتباط آن با مراحل اولیهٔ کششهای مربوط به کافت‌زایی پالئوتتیس در ایران سازگار است.

مراجع

[1] Ruttner A., Nabavi M.H., Hajian J., *"Geology of Shirgesht area(Tabas area, East Iran)"*, G.S of Iran. NO.4 (1968b) 133P.

[۲] درخشی م.، قاسمی ح.، طاهری ع.، صادقیان م.، حیدرنیا ح.، *" موقعیت چینه‌شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای آذرین بازیک پالئوزوئیک زیرین ناحیهٔ شیرگشت، شمال غرب طبس"*، دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، (۱۳۸۵)

[۳] درخشی، م.، *" پترولوژی، ژئوشیمی و موقعیت چینه‌شناسی سنگهای آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت، شمال غرب طبس"*، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، (۱۳۸۵)۱۵۴ صفحه.

[۴] درویش‌زاده ع.، *" زمین‌شناسی پوستهٔ اقیانوسی"*، (ترجمه)، انتشارات دانشگاه تهران(۱۳۸۱) ۵۶۹ صفحه

[5] Rogers J.J.W., Rayland P.C., *"Trace elements in continental margin magmatism"*, Part1.SoC. Am. Bull, 91, (1980)196-198.

[6] Rogers J.J.W., Suayah l.B., Edwards J.M., *"Trace elements in continental margin magmatism"*., Part IV. Geol. Soc. Am. Bull, 95 (1984)1437-1445.

[7] Wilson M., *"Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Unwin Hyman"*, London.1989.

[8] Alvaro J.J., Ezzouhairi H., Vennin E., Ribeiro M.L., Clausen S., Charif A., Ait Ayad N., Moreira M.E., *"The early-Cambrian Boho volcano of the El Graraa massif, Moroco; Petrology, Geodynamic setting and coeval sedimentation"*, Journal of African Earth Science. 44 (2006) 396-410.

[9] Frey F.A., Weis D., Borisova A.Y., *"Involvement of continental crust in the formation of the Cretaceous Kerguelen plateau: New perspectives from ODP leg 120 sites"*, Journal of the petrology. Vol.43. num (2002) 7. pp.

[10] Rao D.R., Rai H., *"Signatures of rift environment in the production of garnet-amphibolites and eclogites from Tso-Morari region, Ladakh, India: A geochemical study",* Gondwana Research 9 (2006) 512–523.

[11] Weaver B., Kar A., Davidson J., Colucci M., *"Geochemical characteristics of volcanic rocks from ascension island, south Atlantic ocean"*, PII (1996)14-4.

[12] Kiffer B., Arndt N.T., Weis D*., "A bimodal alkalic shield volcano on skiff bank: its plate in the evolution of the Kerguelen plateau"*, Journal of petrology. Vol. num.7(2002).

[13] Irvin T. N., Baragar W.R. A*., " A guide to the classification of the common volcanic rocks",* Can. Jour. Earth. Sci., No. 8 (1971) 235 – 458.

[14] Piccirillo E.M., Justin-Visentin E., Zanettin B., Joron J.L., Treuil M., *"Geodynamic evolution from plateau to rift: Major and trace element geochemistry of the central eastern Ethiopian plateau volcanics. Neues Jahrb"*, Geol. Palaeontol. Abt. 158(1979) 139–179.

[15] Middlemost E.A.K., *"The Canobolas complex N.S.W., an alkaline shield volcano"*, Geol, Soc, Aust., J., 28(1991) 33-49.

[16] Winchester J.A., Floyd P.A., *"Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks"*, Earth and Planetary Science Letters 28(1976) 459–469.

[17] Pearce J.A., Cann J.R., *"Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace*

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

[18] Kampunzu A.B., Mohr P., *"Magmatic evolution and petrogenesis in the East African rift system. In: Kampunzu, A.B., Labala, R.T. (Eds.), Magmatism in Extensional Structure Settings – The Phanerozoic African Plate"*, Springer Verlag, Heidelberg(1991) 85–136.

[19] Pearce J.A., *"Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In:Thorpe R.S (ed), Andesites"*, Wiely, Chichester (1982) 525-548.

[20] Pearce J.A., *"Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margine. In:Hawkseworth C.J. and NorryM.J. (eds.), Continental basalts and mantle xenoliths"*, Shiva, Nantwich (1983) 230-249.

[21] Sun S. S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins"*., Geol. Soc. London Spec. Publ. 42(1989) 313–345.

[22] Thampson R.N., "British Tertiary volcanic province", Scott. J. Geol., 18(1982)49-107.

[23] Conly A.J., Brenan J.M., Bellon H., Scott S.D., *"Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalı´a Region, Baja California Sur, Mexico"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 142(2005) 303– 341.

[24] Panter H.S., Hart S.R., Kyle Ph., Blusztanjn J., Wilch T., *"Geochemistry of Late Cenozoic basalts from the Crary Mountains: characterization of mantle sources in Marie Byrd Land, Antarctica"*, Chemical Geology 165(2000) 215–241.

[25] Rolinson H., *"Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation"*, Longman(1993).

[26] Mitchell C.H., Widdowson M., *"A geological map of the southern Deccan Traps, India and its structural implications"*, Journal of Geological Society of London 148(1991) 495–505.

[27] Widdowson M., Pringle M.S., Fernandez O.A., *"A post K–T Boundary (Early Palaeocene) age for Deccan-type feeder dykes, Goa, India"*, Journal of Petrology 41(2000) 1177–1194.

[28] Weaver B.L., Tarney J., *"The Scourie dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic subcontinental mantle"*, Contribution Mineralogy Petrology 78(1981) 175–188.

[29] Weawer B.L., *"The origin of oceanic island Basalts end- member compositions : trace element and isotope constraints"*, Earth and planetary science letters 104(1991) 381-397.

[30] Alici P., Temel A., Gourgaud A., *" Pb-Nd-Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: a case study of Kula region (western Anatolia, Turkey)"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 115(2002) 487-510.

[31] Jung S., Hoernes S., *"The major- and trace-element and isotope (Sr, Nd, O) geochemistry of Cenozoic alkaline rift-type volcanic rocks from the Rho¨n area (central Germany): petrology, mantle source characteristics and implications for asthenosphere–lithosphere interactions"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 99(2000) 27–53.

[32] Li X.H., Li Z.X., Zhou H., Liu Y., Kinny P.D., *"U–Pb zircon geochronology,geochemistry and Nd isotopicstudy of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in theKangdian Rift of South China: implications for the initial rifting of Rodinia"*, Precambrian Research 113 (2002) 135–154.

[33] DePaolo D.J., *"Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization"*, Earth Planet. Sci. Lett., 53(1981) 189-202.

[34] Kuepouo G., Tchouankoue J.P., Nagao T., Sato H., *"Transitional tholeiitic basalts in the Tertiary Bana volcano–plutonic complex, Cameroon Line"*, Journal of African Earth Sciences 45(2006) 318–332.

[35] Green D.H., Ringwood A.E., *"Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 18(1968) 105–162.

[36] Green D.H., *"Experimental mantle studies on a model upper mantle composition under water-saturated and water-unsaturated conditions"*, Earth and Planetary Science Letters 19(1973) 37–53.

[37] Hirschmann M.M., Ghiorso M.S., Wasylenki L.E., Asimow P.D., Stolper E.M., *"Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic element analysis"*, Earth and Planetary Science Letters 19(1973) 290–300.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

models of minerals and melts. I. Method and composition to experiments". Journal of Petrology 39(1998) 1091–1115.

[38] Kuepouo G., Tchouankoue J.P., Nagao T., Sato H., *"Transitional tholeiitic basalts in the Tertiary Bana volcano–plutonic complex, Cameroon Line",* Journal of African Earth Sciences 45(2006) 318–332.

[38] Jenny J., *"Geologie et stratigraphie I Elbourz oriental, enter Aliabab et Shahrud, Iran NE"*, These univ. Geneve(1977) 238 P.

[39] Zahedi M., *"Etude geologique de la region de soh(W. de I Iran Central)"*, Geol. Survey of Iran, No. 27(1973) 197 P.

[۴۰] آیتی ف.، خلیلی م.، نقره‌ئیان م.، مکی‌زاده ع.، *"داده‌هایی پیرامون ولکانیسم پالئوژوئیک زیرین در مناطق ابیانه، سه، زفره، باقرآباد و دالمهٔ اردکان (ایران مرکزی)"*، بیست و دومین گردهمایی علوم‌زمین (۱۳۸۲).

[۴۱] هوشمندزاده ع.، علوی نائینی م.، حقی‌پور.، *"تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیهٔ ترود (از پرکامبرین تا عهد حاضر)"*، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۹۷۸) ۱۳۸ صفحه.

[42] Alavi- Naini M., *"Etude geologique de la region de Djam"*, Geological Survey of Iran (1972) 44P.

[۴۳] ناجی ا.، قاسمی ح.، *"پتروژنز سنگهای آذرین پالئوزوئیک زیرین- میانی بخشهایی از ایران مرکزی"*، هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی (۱۳۸۳).

[44] Berbrian M., King G.C., *"Toward a paleogeography and tectonoic evolution of Iran",* Conadian J. of Earth Science. V.18(1981) 210-265

[۴۵] لاسمی ی.، *"محیطهای رسوبی سنگهای اردویسین ایران (توالی‌های همزمان با ریفت) و تشکیل حاشیهٔ واگرای پالئوتتیس"*، هفدهمین گردهمایی علوم زمین (۱۳۷۵).

[46] Alavi M., *"Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran"*, Journal Geodynamics. V.21, No.1,(1996) 1-33

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]