

SID



ابزارهای
پژوهش



سرویس ترجمه
تخصصی



کارگاه های
آموزشی



بلاگ
مرکز اطلاعات علمی



سامانه ویراستاری
STES



فیلم های
آموزشی

کارگاه های آموزشی مرکز اطلاعات علمی



آموزش مهارت های کاربردی در تدوین و چاپ مقالات ISI

آموزش مهارت های کاربردی
در تدوین و چاپ مقالات ISI



روش تحقیق کمی

روش تحقیق کمی



آموزش نرم افزار Word برای پژوهشگران

آموزش نرم افزار Word
برای پژوهشگران

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

H. Ghasemi¹, M. Derakhshi²

1- Associated professor of petrology at Earthscience Faculty of Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

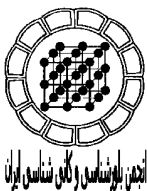
2- Graduate of petrology at Earthscience Faculty of Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

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.*



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

حبیب ا... قاسمی¹، مرتضی درخشی²

1- دانشیار دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود

2- فارغ التحصیل کارشناسی ارشد پترولوژی دانشگاه صنعتی شاهرود

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

(دریافت مقاله 1386/2/17، نسخه نهایی: 1386/11/15)

چکیده: این منطقه در 60 کیلومتری شمال غربی طبرس، در کوههای درنجال و در زون ایران مرکزی قرار دارد. سنگهای آذرین مورد مطالعه به صورت نفوذی و با طیف ترکیبی الیوین گابرو، گابرو، دیوریت و مونزودیوریت در سازند کالشانه به سن کامبرین میانی و به شکل خروجی و با ترکیب الیوین بازالتی 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 آرایش 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 صفحه قاره‌ای و نیز شکل‌گیری آنها از ذوب 12 تا 17 درصدی یک خاستگاه غنی شده گارنت پریدوتیتی در آغاز سیلورین است. این جایگاه با موقعیت محیط کشتی (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.

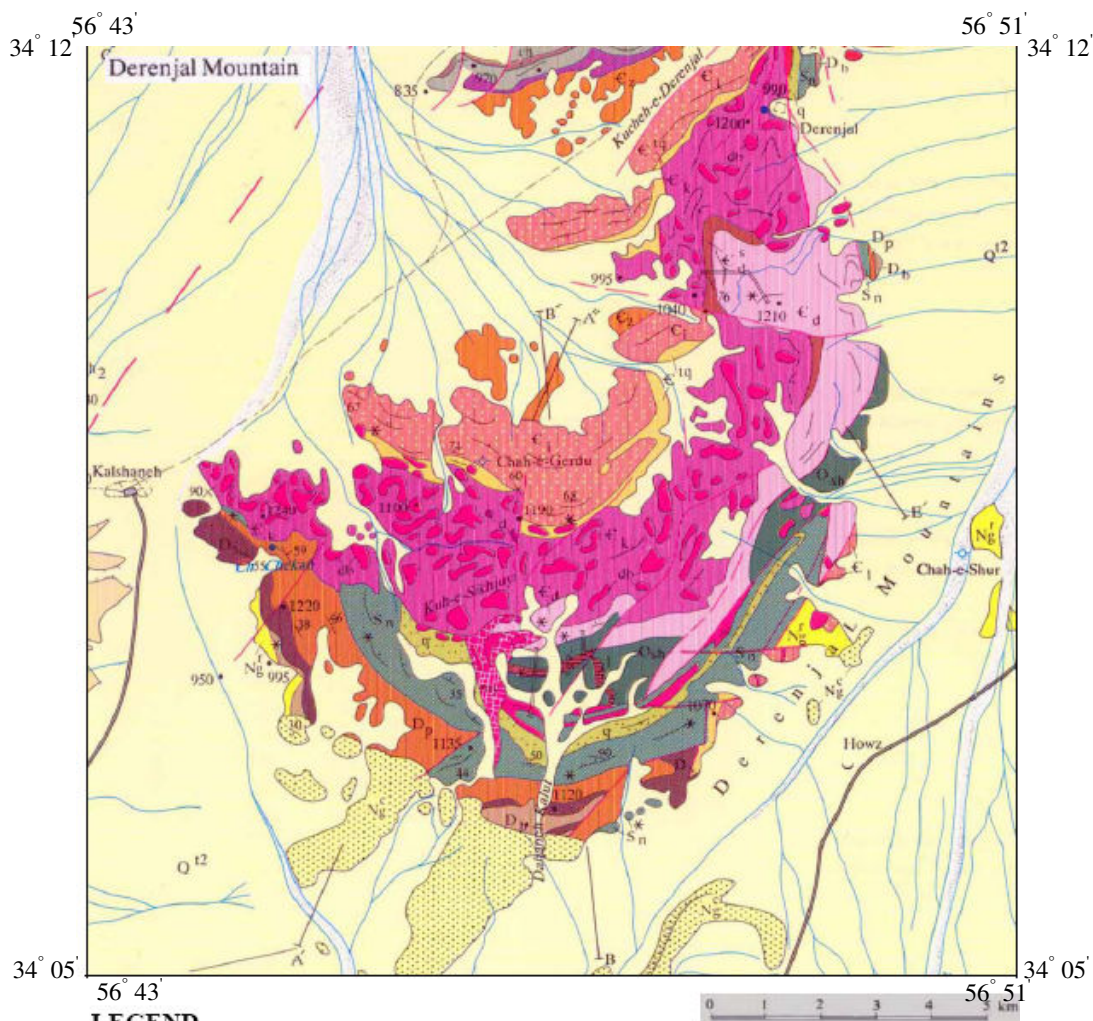
مقدمه

حضور سنگهای آذرین نفوذی و خروجی در واحدهای ته نشست پالئوزوئیک زیرین مناطق مختلف ایران، به ویژه ایران مرکزی، یکی از مسائل مهم زمین‌شناسی ایران است که کم و بیش مورد توجه زمین‌شناسان داخلی و خارجی قرار داشته است. تاکنون هیچ مطالعه جامع و کاملی در مورد سنگهای آذرین موجود در ناحیه شیرگشت و جایگاه رخداد آنها صورت نگرفته است، و این سنگها تنها توسط برخی از زمین‌شناسان [1] و در حد توصیف صحرایی و سنگ‌شناختی اولیه به عنوان دایکهای دیابازی مورد اشاره قرار گرفته‌اند. لذا نتایج مطالعه سنگ‌شناسی 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

منطقه مورد مطالعه در 60 کیلومتری شمال غرب طبرس و 10 کیلومتری شمال روستای شیرگشت با مختصات جغرافیایی $34^{\circ}05'$ تا $56^{\circ}51'$ طول شرقی و $34^{\circ}12'$ تا $34^{\circ}12'$ عرض شمالی قرار دارد. این منطقه از لحاظ ساختاری در شمال کفه فرو افتاده طبرس به عنوان جزئی از خرده قاره ایران مرکزی، واقع شده است. سنگهای آذرین مورد مطالعه در کوههای درنجال و درون سازندهایی با سن کامبرین تا سیلورین که به شدت دستخوش چین‌خوردگی شده‌اند، برنزد دارند (شکل 1). این



LEGEND

P A L E O Z O I C	DEVONIAN	M-L		D _h : BAHRAM FORMATION	Q : QUATERNARY Ng : NEOGENE d : IGNEOUS ROCKS	
		Early		D _s : SIBZAR FORMATION		
				D _p : PADEHA FORMATION		
	SILUR.			S _n : NIUR FORMATION		
				O _{sh} : SHIRGESHT FORMATION		
	ORDO.			Є _d : DERENJAL FORMATION		
				Є _k : KALSHANEH FORMATION		
				Є ^{tg} : TOP QUARTZITE		
	C A M B R I A N	Middle-Late				Є ₁ : LALUN FORMATION
						Є ₂ : ZAGUN FORMATION
				Є _{br} : BARUT FORMATION		
				Є _s : SOLTANIEH FORMATION		
				Ch : CHAPOGHLU SHALE MEMBER		

شکل 1 بخشی از نقشه زمین شناسی 1:100000 ناحیه شیرگشت [1] که شامل گستره مورد مطالعه است.

پلاژیوکلاز و پیروکسن کلسیم‌دار، از دیگر کانیهای اصلی تشکیل دهنده 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 الیون گابروهای منطقه نیز شامل بیوتیت، فلوگوپیت، هورنبلند، کانیهای کدر و آپاتیت‌اند.

مطالعات سنگ‌شناختی نشان می‌دهند که در این سنگها نخست الیون به عنوان اولین فاز بلورین تشکیل شده و بدلیل وشکسانی = [چسبندگی] کم مذاب بازالتی و در اثر نیروی گرانش، در کف آشیانه ماگمایی به صورت بلورهای کومولایی انباشته شده است. تبلور و جدایش بلورهای الیون 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 الیون و پیروکسن به کف آشیانه ماگمایی در میان بلورهای آنها به دام افتاده‌اند. پیروکسن نیز همزمان تا کمی پس از آغاز تبلور پلاژیوکلاز متبلور شده است (شکل 2).

ب- گابروها و گابرو/دیوریت‌ها

گابروها و گابرو/دیوریت‌ها بیشترین حجم سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه را تشکیل داده‌اند. کانیهای اصلی تشکیل دهنده آنها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و گاهی آمفیبول هستند. پلاژیوکلازها عموماً سوسوریتی شده‌اند (شکل 2-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 الیون گابرویی از فراوانی بیشتری برخوردارند. الیون نیز در مقادیر بسیار کم (کمتر از 5 درصد) در این سنگها حضور دارد.

ج- دیوریت‌ها

دیوریت‌ها نسبت به گابروها و گابرو/دیوریت‌ها از فراوانی کمتری برخوردارند. پلاژیوکلاز با فراوانی حدود 60 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 الیون حضور ندارد.

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 سنگ‌شناختی توسط [1] روی این سنگها، منجر به معرفی آنها به عنوان الیون- اوژیت- دلریت و هورنبلند- اوژیت- دلریت شده است. ولی بررسی‌های انجام شده در این کار پژوهشی، آن نامگذاری را مردود دانسته و نامهای الیون- گابرو، گابرو، گابرو/دیوریت، دیوریت و مونزودیوریت را برای آنها ارائه کرده است.

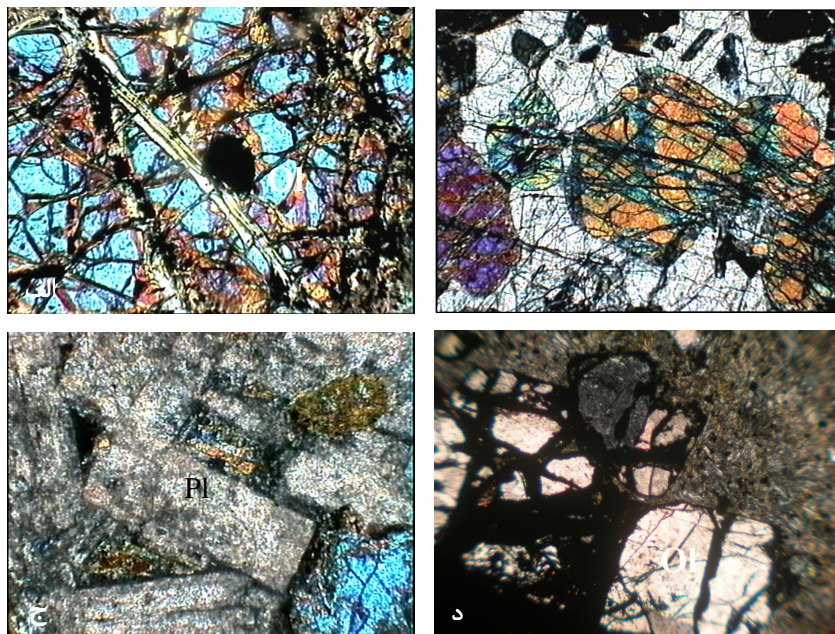
از طرف دیگر همانند بسیاری از مناطق ایران مرکزی، وجود یک روانه گدازه به ضخامت 20 متر و با ترکیب الیون-بازالت در بخشهای زیرین سازند نیور (به سن سیلورین) از ویژگیهای بارز این سازند در ناحیه شیرگشت است. پژوهشگران قبلی [1] از این سنگها به عنوان سیل دیابازی نام برده‌اند. اما شواهد صحرایی و بررسی‌های سنگ‌شناختی نشان دهنده گدازه بودن این سنگها و فوران آنها در یک محیط دریایی کم عمق است [2].

شواهد مختلف نشان می‌دهند که سنگهای آذرین (نفوذی و خروجی) منطقه از نظر ژنتیکی با یکدیگر مرتبط بوده و به ماگماتیسیم گسترده سیلورین در ایران مرکزی تعلق دارند. بر پایه مطالعات صحرایی و با توجه به ضخامت واحدهای سنگی میزبان، می‌توان عمق آشیانه ماگمایی مزبور را در خلال سیلورین در اعماق 2000 تا 3000 متری دانست [3].

کانی‌شناسی و سنگ‌شناختی سنگهای نفوذی

الف- الیون گابروها

این سنگها کمترین دگرسانی را در میان سنگهای آذرین منطقه دارند. الیون، پلاژیوکلاز و پیروکسن از کانیهای اصلی تشکیل دهنده این سنگها هستند. بافتهای آنها نیز از گرانولار، افیتیک، نیمه افیتیک و پوئی‌کلیتیک تشکیل شده‌اند. مهمترین ویژگی الیون گابروهای منطقه، حضور مقادیر فراوان الیون (40 تا 50 درصد حجمی) به عنوان اولین فاز تبلور یافته ماگماست (شکل 2-الف). الیون‌های موجود در این سنگها بیشتر شکلدار و نیمه‌شکلدار و فاقد حاشیه واکنشی‌اند. از دیگر ویژگیهای بیشتر بلورهای الیون، گردشگری آنهاست که می‌تواند ناشی از تحلیل بلورها در آشیانه ماگمایی و هنگام صعود ماگما باشد (شکل 2-ب).



شکل 2 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 حاشیه‌گرد 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 30 برابرند.

د- مونزودیوریت‌ها

این سنگها دارای بافت‌های دانه‌دار و میان دانه‌دار بوده و کانیهای اصلی تشکیل دهنده آنها را فلدسپاتهای قلیایی، پلاژیوکلاز و آمفیبول تشکیل می‌دهند. فلدسپاتها با فراوانی حدود 60 تا 70 درصد دیده می‌شوند که بیشتر دگرسان شده‌اند.

کانی‌شناسی و سنگ‌شناختی الیوین‌بازالتها

این سنگها که غالباً دستخوش دگرسانی شدید شده‌اند زیر میکروسکوپ، بافت‌های پورفیری با خمیره 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 الیوین‌بازالتها منجر به شکل‌گیری بافت گلومروپورفیری شده است. در مواردی نیز انباشت درشت

بلورهای الیوین منجر به تشکیل مجموعه‌های گلومروپورفیری بزرگ شده است (شکل 2-د).

مطالعات صحرایی و سنگ‌شناختی نشان می‌دهند که در این الیوین‌بازالتها، تغییراتی در اندازه دانه‌ها و ترکیب سنگها از پایین به بالای لایه‌گذاز دیده می‌شود؛ به طوری که به سمت سطح لایه‌گذاز، به تدریج از اندازه دانه‌ها و نیز مقدار کانیهای مافیک (به ویژه الیوین) کاسته می‌شود. در بخشهای پایینی لایه‌گذاز، مقدار الیوین حتی به 40 درصد نیز می‌رسد و ترکیب سنگها تقریباً مشابه الیوین‌گابروهای موجود در سازند کالشانه است. انبوه‌های فنوکریست یا میکروفنوکریست (گلمرها) و سقوط آنها در مذاب می‌تواند منجر به فرایند تفریق مذاب الیوین‌بازالتی شود، به ویژه انباشت بلورهای الیوین را در کف لایه‌گذاز تشدید کند.

ویژگیهای سنگ‌شناختی 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 فرایند

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 [4].

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 عقیده بسیاری از سنگ شناسان [5 تا 8] 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 [9, 10] 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 درجه ذوب بخشی است [11].

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

ژئوشیمی

به منظور بررسیهای ژئوشیمیایی بر روی سنگهای آذرین منطقه و پس از مطالعات سنگ شناختی، تعداد 11 نمونه با کمترین میزان دگرسانی و با بیشترین تنوع ترکیبی انتخاب و در آزمایشگاه Actlab کانادا به روش ICP-MS مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند (جدول 1).

با توجه به ماهیت مافیک و دامنه 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 Zr ، Na_2O ، TiO_2 ، P_2O_5 ، SiO_2 ، Al_2O_3 افزایش و مقادیر FeO و Cr روند کاهشی داشته‌اند (شکل 3). این روندها بیانگر نوعی ارتباط ژنتیکی بین نمونه‌هاست. نکته 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 (25,3 تا 26,03) بازتاب یافته است. فراوانی زیاد MgO در یک بازالت ممکن است نشانه آن باشد که بازالت یاد

جدول 1. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه پس از انجام تصحیحات ناشی از حذف مواد فرار .

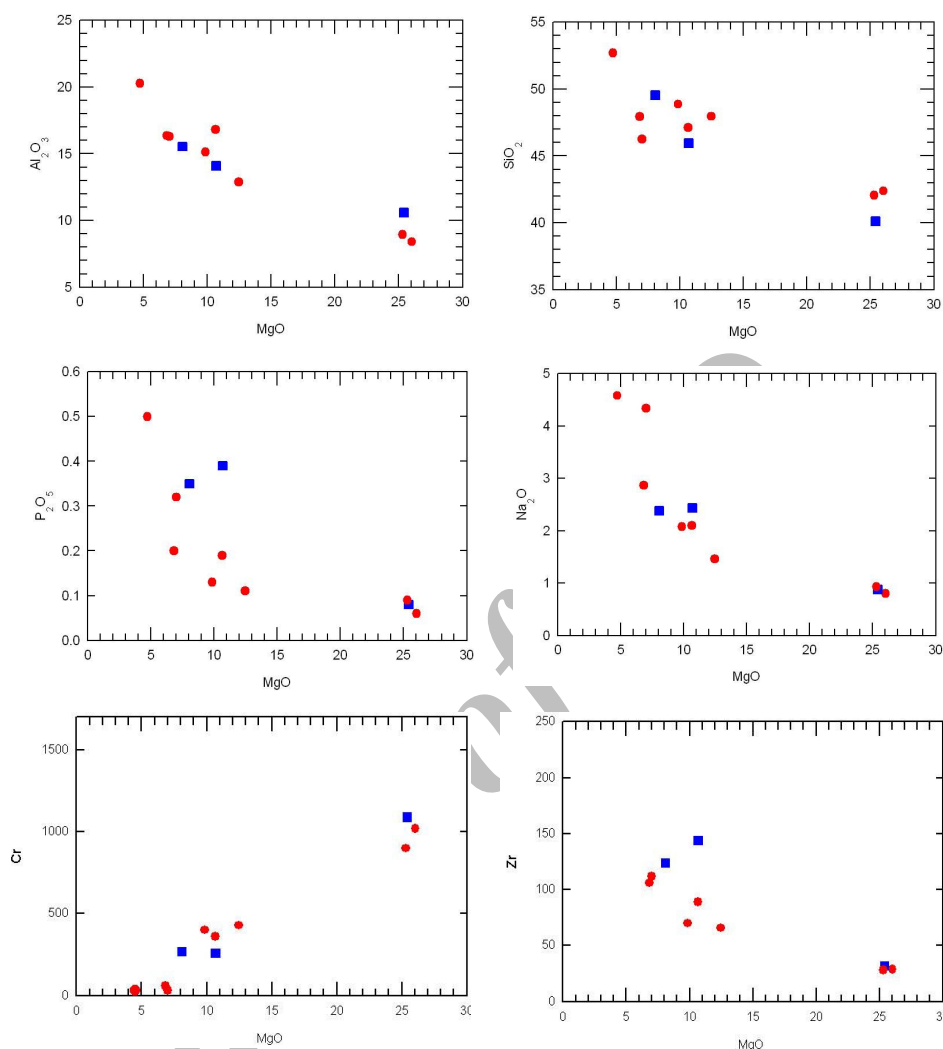
Samples	SM-13-1 الیوین گابرو	SM-7-2 الیوین گابرو	SM-7-1 گابرو	SM-11-2 گابرو	SM-3-7 گابرو	SM-6-1 گابرو دیوریت	SM-5-1 دیوریت	SM-10-2 مونزودیوریت	DM-1-2 الیوین بازالت	DM-2-1 الیوین بازالت	DM-2-3 الیوین بازالت
Major oxides (wt%)											
SiO ₂	42,38	42,05	47,96	48,86	47,11	47,93	46,25	52,69	45,95	40,1	49,53
Al ₂ O ₃	8,4	8,95	12,87	15,13	16,82	16,36	16,28	20,28	14,08	10,59	15,54
Fe ₂ O ₃	15,44	14,8	10,42	8,52	10,84	12,08	11,24	9,95	14,58	14,86	10,87
MnO	0,189	0,184	0,195	0,153	0,146	0,168	0,246	0,109	0,097	0,181	0,1
MgO	26,03	25,3	12,48	9,86	10,67	6,84	7,01	4,72	10,68	25,4	8,07
CaO	5,94	6,77	12,1	12,88	9,51	10,72	7,61	1,51	8,14	6,29	9,86
Na ₂ O	0,8	0,93	1,46	2,08	2,1	2,87	4,34	4,58	2,43	0,88	2,38
K ₂ O	0,36	0,39	1,39	1,32	1,72	1,29	0,29	4,61	1,72	0,34	1,24
TiO ₂	0,6	0,718	1,011	1,156	0,983	1,641	2,808	1,138	2,116	0,728	2,316
P ₂ O ₅	0,06	0,09	0,11	0,13	0,19	0,2	0,32	0,5	0,39	0,08	0,35
Total	100	100	99,96	100,04	99,99	99,97	100,05	100,01	100,01	99,14	100,19

ادامه جدول 1 نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه (بر حسب ppm).

Samples	SM-13-1 الیون گابرو	SM-7-2 الیون گابرو	SM-7-1 گابرو	SM-11-2 گابرو	SM-3-7 گابرو	SM-6-1 گابرو دیوریت	SM-5-1 دیوریت	SM-10-2 مونزودیوریت	DM-1-2 الیون بازالت	DM-2-1 الیون بازالت	DM-2-3 الیون بازالت
Trace elements (ppm)											
Sc	18	20	40	51	33	35	27	1	27	18	28
Be	0	0	1	1	1	2	2	2	2	0	2
V	112	113	187	211	163	303	335	61	238	115	255
Cr	1020	900	430	400	360	60	30	0	260	1090	270
Co	76	62	39	23	36	27	34	12	39	78	39
Ni	530	460	140	100	120	50	70	0	200	570	200
Cu	50	60	120	120	120	50	50	0	10	80	150
Zn	80	70	160	120	90	90	120	50	100	110	60
Ga	7	6	10	11	11	14	16	17	14	8	14
Ge	1,2	1	1,3	1,6	1,2	1,4	1,4	0,7	1,4	1,2	1,3
Rb	6	6	31	26	41	32	5	55	25	6	21
Sr	124	157	255	369	134	398	431	213	148	158	236
Y	6,6	5,9	13	13,6	14,3	17,2	18,4	19,2	20,8	7,3	22,9
Zr	29	28	66	70	89	106	112	246	144	32	124
Nb	3,1	3,2	7,8	9,4	9	15,7	22	42,4	25,4	5,1	22,2
Sb	3,8	4,5	2,6	4,2	3,2	4,9	5,4	4,4	4,1	4,9	7,3
Cs	0,6	0,3	0,5	0,3	0,3	0,5	0,1	0,3	0,2	0,3	0,8
Ba	42	60	316	296	225	286	85	1011	516	66	283
Hf	0,8	0,8	1,9	2	2,3	2,7	3,2	5,1	3,8	1	3,3
Ta	0,21	0,26	0,55	0,65	0,68	1,13	1,62	3,03	1,77	0,31	1,53
W	0	32,8	4,1	0,9	0,6	0,7	1,2	2,6	1,2	0	0
Tl	0,21	0	0,2	0,15	0,21	0,22	0,05	0,25	0,11	0	0,08
Pb	10	11	264	505	49	30	38	32	20	29	23
Bi	0	0	0,3	0,1	0,8	0,3	0,2	0,9	0	0	0
Th	0,45	0,51	1,46	1,09	2,12	2,21	2,07	5,08	3,01	0,54	2,41
U	0,07	0,07	0,31	0,22	0,51	0,55	0,49	1,08	0,68	0,09	0,51

ادامه جدول 1 نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های منطقه (بر حسب ppm).

Samples	SM-13-1 الیون گابرو	SM-7-2 الیون 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 الیون بازالت	DM-2-1 بازالت الیون	DM-2-3 الیون بازالت
Rare earth elements (ppm)											
La	3,11	3,67	8,65	9,48	12,1	13,6	17,8	18,6	23,5	4,31	19
Ce	7	8,08	18,4	19,8	25,5	28,4	37	39,2	48,6	9,32	40
Pr	0,95	1,07	2,35	2,55	3,1	3,56	4,66	4,5	5,92	1,23	5,1
Nd	4,1	4,62	10,1	11	12,7	14,4	19,6	16,5	24	5,31	21,1
Sm	1,17	1,24	2,6	2,79	3,01	3,42	4,54	2,84	5,28	1,35	4,91
Eu	0,467	0,494	0,893	1,04	1,04	1,29	1,72	0,829	1,94	0,517	1,78
Gd	1,38	1,39	2,94	3,14	3,28	3,72	4,88	2,64	5,31	1,57	5,28
Tb	0,23	0,23	0,49	0,52	0,55	0,61	0,76	0,48	0,83	0,25	0,83
Dy	1,36	1,31	2,71	2,85	3,05	3,49	4,02	3,13	4,42	1,42	4,53
Ho	0,26	0,24	0,51	0,52	0,56	0,65	0,72	0,73	0,79	0,27	0,84
Er	0,71	0,65	1,39	1,48	1,57	1,82	1,97	2,48	2,18	0,75	2,36
Tm	0,1	0,092	0,199	0,206	0,222	0,253	0,269	0,4	0,295	0,103	0,341
Yb	0,62	0,57	1,2	1,24	1,36	1,55	1,62	2,62	1,8	0,63	2,09
Lu	0,086	0,08	0,164	0,165	0,193	0,226	0,22	0,379	0,252	0,091	0,289
ΣREE	21,543	23,736	52,596	56,781	68,235	76,989	99,779	95,298	125,117	27,121	108,45



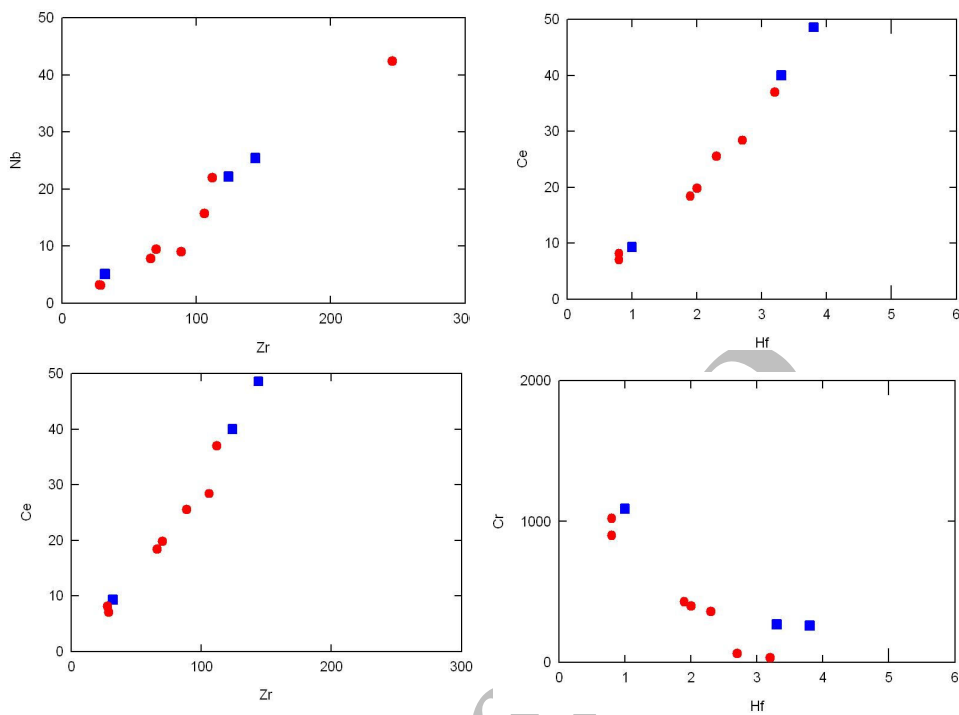
شکل 3 نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب نسبت به MgO برای سنگهای منطقه مورد مطالعه.

نمودارها، قرارگیری سه نمونه از سنگهای منطقه در گستره بازالت‌های اولیه (شکل 5-ج) است. دلیل نزدیک بودن ترکیب این سنگها به بازالت‌های اولیه، به اثباتشگی فراوان الیومین در هنگام تفریق ماگمایی در این نمونه‌ها وابسته است.

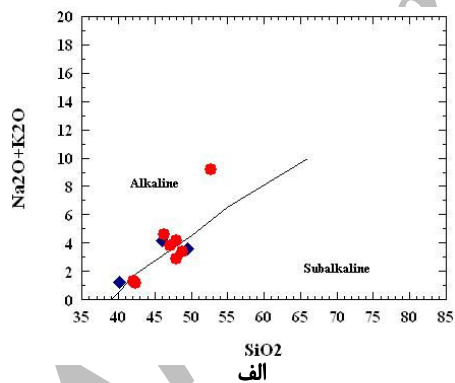
به منظور تعیین جایگاه زمین ساختی سنگهای منطقه نیز از نمودارهای مختلفی که بیشتر بر پایه عناصر کمیاب طراحی شده‌اند، استفاده شده است. در نمودارهای مختلف [17 - 20] (شکلهای 6- الف تا د)، تمامی نمونه‌ها در گستره بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند. قرارگیری بیشتر نمونه‌ها در گستره بازالت‌های انتقالی و برخی از آنها در قلمرو بازالت‌های قلیایی تأیید کننده نتایج به دست آمده در خصوص انتساب این سنگها به سری انتقالی تا کمی قلیایی است.

براین اساس، تمامی نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار و سازگار نمونه‌های سنگی منطقه (شکل 4) نشان دهنده 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 [11، 12]، می‌توان دلیل این پراکندگی جزئی را در ارتباط با مقادیر کم آرایش ماگمایی و یا تغییرات ناچیز در درجه ذوب خاستگاه دانست.

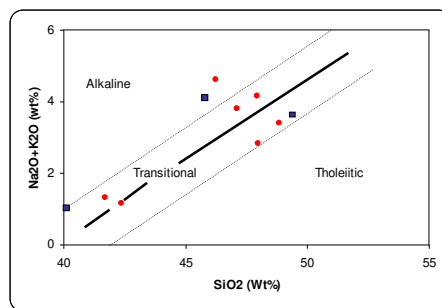
نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه در نمودارهای تمایز سریهای ماگمایی [13 - 16] دارای ماهیت انتقالی تا آلکان هستند (اشکال 5- الف تا د). یکی از موارد قابل توجه در این



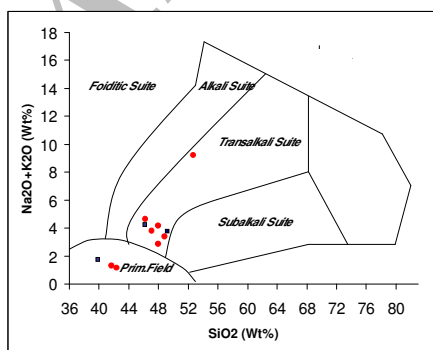
شکل 4 نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و ناسازگار- سازگار برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.



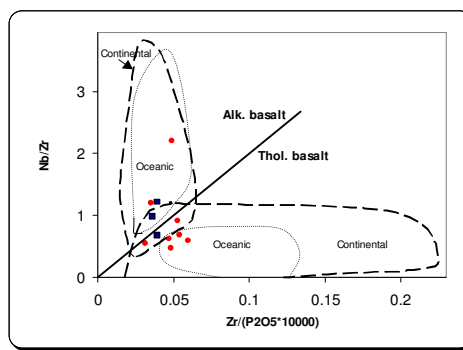
الف



ب

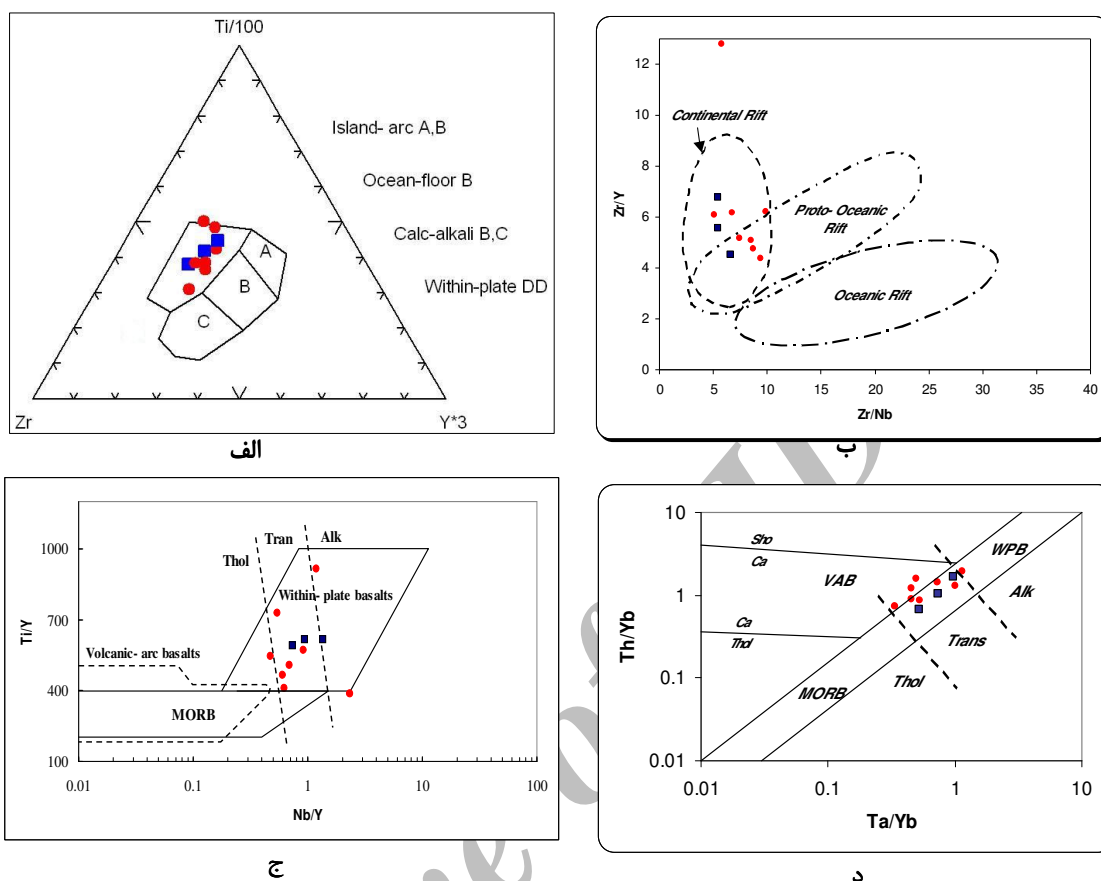


ج



د

شکل 5 تعیین سری ماگمایی سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودارهای متمایز کننده الف) از [13]. ب) از [14]. ج) از [15]. د) از [16].



شکل 6 تعیین جایگاه زمین‌ساختی تشکیل سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودارهای متمایز کننده (الف) از [17]. (ب) از [18]. (ج) از [19]. (د) از [20].

دارد. ناهنجاری مثبت Ti با حضور مقادیر بالای تیتانواوژیت و تیتانومگنتیت در این سنگها سازگار است. ناهنجاری منفی Nb نیز نشانگر تاثیر کم آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای است. بعلاوه، به عقیده [23] نسبتهای Zr/Y و Ce/Y در خلال تبلور تفریقی نسبتاً ثابت و بدون تغییر باقی می‌مانند، ولی در خلال درجات بالای آلیش پوسته‌ای به مقدار زیاد تغییر می‌کنند. مقادیر این پارامترها در سنگهای منطقه به ترتیب برابر 1 تا 2/4 برای Ce/Y و 4/2 تا 7 برای Zr/Y است. در نتیجه، پایین بودن نسبی تغییرات این پارامترها را می‌توان دلیل دیگری بر تأثیر نسبتاً کم آلیش ماگمایی در این نمونه‌ها دانست. همچنین در شکل 7-ب، عناصر Zr و Hf یک ناهنجاری منفی کوچک نشان می‌دهند، که می‌تواند نشانگر حضور گارنت در خاستگاه باشد [24].

نقش بیوین در فرایند تفریق و توزیع عناصر کمیاب در نمونه‌های سنگی منطقه

در بررسی الگوی توزیع عناصر کمیاب بر پایه نمودارهای عنکبوتی، مقادیر عناصر کمیاب ناسازگار و نادر خاکی نمونه‌های منطقه نسبت به مقادیر کندریتی [21، 22]، بهنجار شده‌اند (اشکال 7-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 کننده 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

ناسازگاری به ویژه در الیون که همیشه دارای ضریب جدایش کمتر از 1 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 [7] و تهی‌شدگی آنها در فاز کومولایی می‌شود.

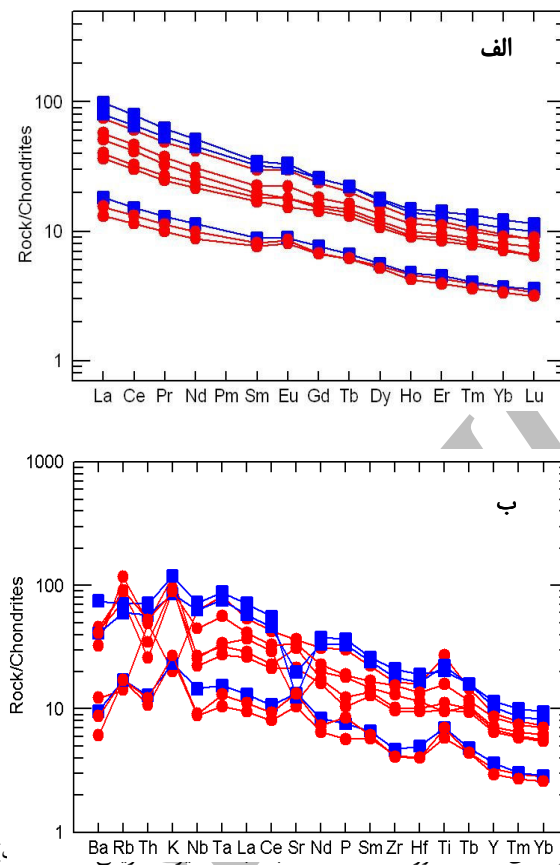
از طرف دیگر، براساس شواهد سنگ شناختی، کانیهای فرعی نظیر آمفیبول و آپاتیت که از ضرایب جدایش بالایی در جذب عناصر کمیاب برخوردارند، در نمونه‌هایی که حاوی مقادیر بالای الیون هستند، نیز کمیابند. این عامل نیز در پایین بودن فراوانی عناصر کمیاب و ایجاد جدایش بین نمودار سنگهای پر الیون با سنگهای آذرین دیگر منطقه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

یکی از مواردی که در نمودارهای عنکبوتی و تغییرات عناصر کمیاب سنگهای منطقه (شکل‌های 7 و 4) جلب توجه می‌کند، وجود یک فاصله و جدایش بین مقادیر عناصر کمیاب سه نمونه 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 الیون) و فرایند تشکیل آنهاست. این نمونه‌ها، سنگهای کومولایی (الیون‌گابرو و الیون-بازالت) با مقادیر بالای الیون و کلینوپیروکسن هستند.

به طور کلی ضرایب جدایش عناصر کمیاب بین الیون و کلینوپیروکسن با مذاب سیلیکاتی کم بوده ($D < 1$) (جدول 2)، و این عناصر عموماً نسبت به این کانیها ناسازگارند [25]، و تمایل به باقیماندن در مذاب باقیمانده را دارند [7، 21]. این

جدول 2 ضرایب جدایش عناصر کمیاب به وسیله کانیهای الیون، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و هورنبلند در مذابهای بازالتی (در [25]).

Trace element	Olivine	Clinopyroxene	Plagioclase	Hornblende
Rb	0,0098	0,031	0,071	0,29
Sr	0,014	0,06	1,83	0,46
Ba	0,0099	0,026	0,23	0,42
K	0,0068	0,038	0,17	0,96
Y	0,01	0,9	0,03	1
Ti	0,02	0,4	0,04	1,5
Zr	0,012	0,1	0,048	0,5
Hf	0,013	0,263	0,051	0,5
Nb	0,01	0,005	0,01	0,8
Th	-	0,03	0,01	0,5
U	0,002	0,04	0,01	0,1
La	0,0067	0,056	0,19	-
Ce	0,006	0,092	0,111	0,2
Nd	0,0059	0,23	0,09	0,33
Sm	0,007	0,445	0,072	0,52
Eu	0,0074	0,474	0,443	0,4
Gd	0,01	0,556	0,071	0,63
Dy	0,013	0,582	0,063	0,64
Er	0,0256	0,583	0,057	0,55
Yb	0,0491	0,542	0,056	0,49
Lu	0,0454	0,506	0,053	0,43



شکل 7 نمودارهای عنکبوتی نمونه‌ها (الف) و (ب) به‌نحی دیگر شده‌اند.

در نمودار Zr/Nb نسبت به La/Nb [29] (شکل 9)، نمونه‌های منطقه غالباً در گستره گوشته غنی‌شده (EM) قرار می‌گیرند. این نمودار تأیید کننده نتایج به دست آمده بر پایه نمودارهای Y/Zr ، Nb/Zr (اشکال 8-الف، ب) است و نشان‌دهنده غنی‌شدگی محل خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده 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 گوشته استنوسفری ریشه گرفته‌اند [30]. همچنین به عقیده [31] اگر نمونه‌های سنگی دارای مقادیر Zr/Nb و La/Nb مشابه مقادیر OIB باشند، ماگمای تشکیل دهنده آنها دارای ریشه استنوسفری بوده است. ولی در این نمودار هیچکدام از نمونه‌ها در گستره OIB قرار نمی‌گیرند، که این امر می‌تواند نشان دهنده عدم ریشه‌گیری ماگمای آنها از استنوسفر باشد. در نمودار Nb/Th نسبت به Ti/Yb (شکل 10)، نمونه‌های منطقه در گستره بین بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB)، گوشته

سنگ زایی

به منظور تشخیص میزان غنی‌شدگی مکان خاستگاه سنگهای آذرین منطقه، از نسبت‌های عناصر ناسازگار Zr/Nb و Y/Zr ارائه شده توسط [21] برای تفکیک خاستگاههای غنی‌شده از تهی‌شده استفاده شده است. این عناصر به دلیل تحرک بسیار پایین خود حتی در درجات بالای دگرسانی، برای تفسیرهای سنگ‌زایی نمونه‌های دگرسان (نظیر نمونه‌های منطقه مورد مطالعه) بسیار مفیدند [26، 27]. بر این اساس، تمامی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در گستره گوشته غنی‌شده قرار می‌گیرند (شکل‌های 8-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 [8] و از طرفی میزان تغییرات در مقدار Nb نمونه‌های منطقه نیز کم است، می‌توان گفت که این تغییرات می‌تواند ناشی از تفاوت در درجه ذوب بخشی در یک خاستگاه همگن [10] و یا ناشی از ناهمگنی محل خاستگاه باشد [28].

فوقانی حاصل می‌شوند. مقایسه درجه ذوب بخشی مکان خاستگاه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (12 تا 17 درصدی) با مقادیر تعیین شده برای بازالت‌های قلیایی (<10) و نیمه قلیایی (>15) تأیید کننده ماهیت انتقالی ماگمای منطقه و نقش تغییرات درجه ذوب بخشی مکان خاستگاه در این امر است.

به عقیده [7] بازالت‌های قاره‌ای در مراحل اولیه 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 [34] در امتداد کافت کامرون نیز حاکی از وجود ماگما‌های با ماهیت تولیت انتقالی تا قلیایی در این منطقه است. به عقیده 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 [38]، سه کاشان [39، 40]، تروند [41]، جام [42، 43] و مناطق یزد و کرمان می‌توان دید.

به عقیده [44]، ایران مرکزی در خلال پالئوزوئیک‌زیرین بخشی از ابرقاره 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 اردوئیسین تا دونین تختگاه پایدار شمال گندوانا دستخوش بالاآمدگی، کشیدگی پوسته قاره‌ای و تشکیل کافت شده است [45] بسیاری از زمین‌شناسان، این مراحل کافت‌زایی را در ارتباط با تشکیل پالئوتتیس در شمال ایران می‌دانند. به عقیده [45]، به احتمال زیاد پوسته اقیانوسی از زمان دونین پیشین به بعد تشکیل شده است و سنگ‌های اردوئیسین 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 عقیده وی آواری‌های بیشتر قاره‌ای بخش بالایی سازند نیور و ناپیوستگی بالای سنگ‌های سیلورین ایران به احتمال زیاد بیانگر ناپیوستگی ناشی از جدایش و شکافت صفحه توران از ابرقاره گندواناست. به عقیده [46] توالی پرکامبرین فوقانی - اردوئیسین که شامل

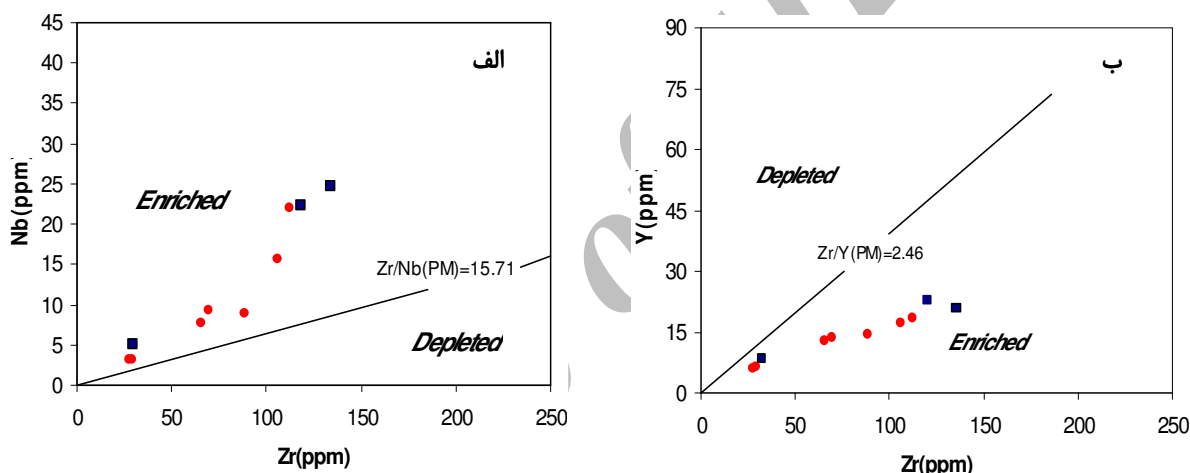
لیتوسفر قاره‌ای (CLM) و پوسته زیرین (LC) قرار می‌گیرند. چنانکه قبلاً گفته شد، ترکیب OIB که بازتاب دهنده گوشته استنوسفری است، نمی‌تواند به عنوان محل خاستگاه عمل کرده باشد. ولی نزدیک بودن ترکیب سنگ‌های منطقه به ترکیب‌های بخش‌های زیرین پوسته (شکل 10) نیز ممکن است در ارتباط با آلودگی ماگما با این سنگ‌ها باشد، که تفاوت چگالی بین پوسته و گوشته در مرز موهو، مکان ایده‌آل برای توقف ماگما، تبلور تفریقی و آرایش 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 آرایش 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 دوباره عناصر موجود در سنگ‌های میزبان واقع در این بخش از لیتوسفر فراهم کند [33]، ولی چنانکه در شکل 10 دیده می‌شود، نمونه‌ها در گستره‌ای نزدیک به گوشته 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 دهنده ریشه‌گیری ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها از گوشته لیتوسفر قاره‌ای (CLM) باشد. برای تعیین درجه ذوب بخشی مکان خاستگاه از نمودارهای طراحی شده بر اساس نسبت‌های عناصر کمیاب Dy/Yb نسبت به La/Yb [34] و La/Sm نسبت به Sm/Yb [21] استفاده شده است (شکل‌های 11-الف، ب).

در شکل 11- الف نمونه‌های منطقه مورد مطالعه روی منحنی ذوب 14 تا 16 درصدی یک خاستگاه گارنت - پریدوتیتی قرار گرفته‌اند. در شکل 11- ب که مدل ذوب بسته-ای برای یک خاستگاه غنی‌شده و نیز یک خاستگاه MORB تهی‌شده (N-MORB) را نشان می‌دهد، نمونه‌های منطقه در قلمرو درجات ذوب بخشی تعادلی 12 تا 17 درصدی یک خاستگاه غنی‌شده قرار می‌گیرند. بنابراین، می‌توان درجات ذوب بخشی 12 تا 17 درصدی یک خاستگاه غنی‌شده گارنت پریدوتیتی را برای ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه در نظر گرفت.

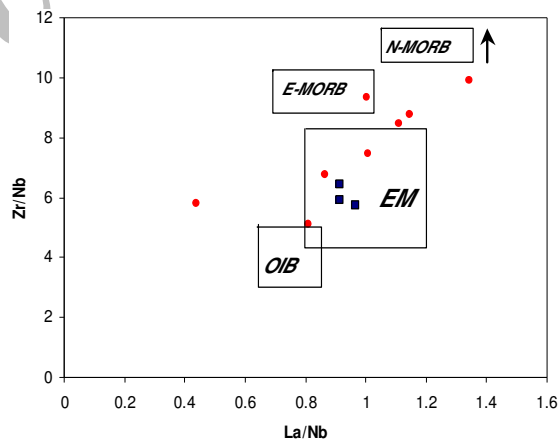
مطالعات تجربی نشان می‌دهند که ماگما‌های بازالتی نیمه قلیایی از ذوب 15 تا 30 درصدی [35، 36] و ماگما‌های قلیایی از ذوب کمتر از 10 درصدی [37] پریدوتیت‌های گوشته

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

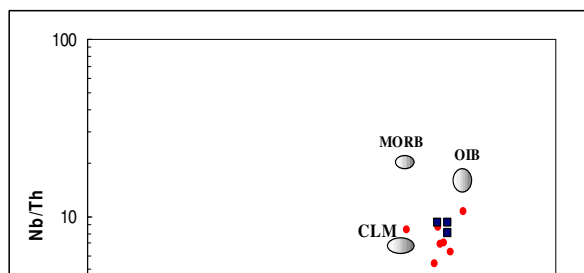
نهشته‌های یک توالی پیشروی - پسروی در یک حوضه ته نشستی درون دو قاره‌ای است نیز حاوی سنگهای آتشفشانی و نفوذی در یک محیط کششی کافتی است. این پیامد در زون البرز به وسیله مجموعه ضخیم تقریباً 1000 متری از سنگهای آذرین نفوذی و خروجی با ترکیب غالب مافیک (مجموعه سلطان میدان متعلق به سیلورین) قطع می‌شود و با دنباله دونین- تریاس پوشیده می‌شود. به عقیده وی این دنباله پالئوزوئیک زیرین معرف مرحله آغازین شکستن تختگاه آن زمان و گسترش یک محیط فلات قاره‌ای در دونین است.



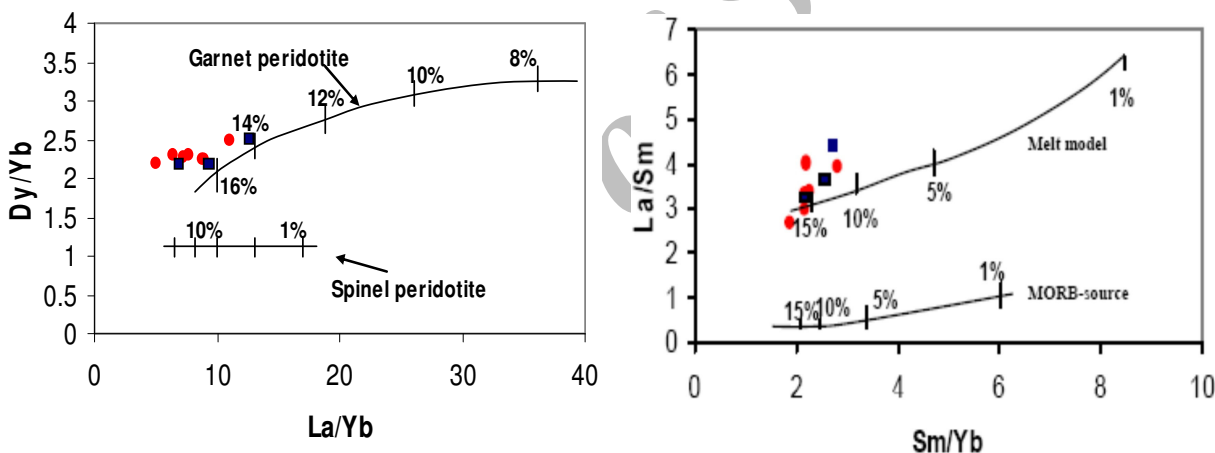
شکل 8 نمودارهای تفکیک خاستگاه غنی شده و تهی شده با استفاده از نسبت‌های Nb/Zr و Y/Zr برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (بر اساس داده‌های [21]).



شکل 9 نمودار تعیین سرشتیهای خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه مورد مطالعه (بر اساس مقادیر [29]).



شکل 10 نمودار تعیین سرشته‌های خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه مورد مطالعه. داده‌های مربوط به بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) از فیگنسون و همکاران (1996) و هافمن و جچوم (1996): پوسته زیرین مافیک (LC) و پوسته میانی (MC) از رودنیک و فونتین (1995): گوشته لیتوسفری قاره‌ای (CLM) از مک‌دونوف (1990): پوسته فوقانی (UC) از تیلور و مک‌لنن (1985). (اقتباس از [32]).



شکل 11 الف) نمودار تعیین درجه ذوب بخشی محل منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه مورد مطالعه (اقتباس از [34]). ب) نمودار تعیین مدل ذوب بخشی تعادلی در گوشته غنی‌شده و NMORB برای نمونه‌های منطقه بر اساس مقادیر [21].

و نمودارهای عنکبوتی، به صورت یک جدایش آشکار در فراوانی عناصر کمیاب ناسازگار این سنگها منعکس شده است. دلیل این تفاوت در ارتباط با توانایی کم الیومین در جذب عناصر کمیاب ناسازگار و نیز حضور کمتر کانیه‌های فرعی با قابلیت بالا در جذب این عناصر در سنگهای کومولایی منطقه نسبت به ترمه‌های تفریق یافته‌تر است.

ماگمای تشکیل دهنده سنگهای آذرین منطقه از نوع انتقالی تا قلیایی بوده، در جایگاه زمین ساختی درون صفحه قاره‌ای تشکیل شده‌اند. الگوی تغییرات عناصر کمیاب روی نمودارهای تغییراتی و عنکبوتی حاکی از درجات نسبتاً کم

برداشت

سنگهای آذرینی که در ناحیه شیرگشت به شکل نفوذی و با ترکیب الیومین گابرو تا مونزودیوریت در سازند کالشانه و به شکل خروجی با ترکیب الیومین بازالتی در بخش زیرین سازند نیور دیده می‌شوند، دارای سن آغاز سیلورین بوده و از تفریق یک ماگمای مشترک با ماهیت انتقالی تا کمی قلیایی حاصل شده‌اند. شواهد سنگ شناختی در الیومین گابروها و بخشهای زیرین گدازه‌های الیومین بازالتی، حاکی از جدایش مکانیکی الیومین و انباشت وزنی این کانی است. اثرهای این جدایش مکانیکی و تشکیل سنگهای کومولایی روی نمودارهای تغییراتی

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 element analysis", Earth and Planetary Science Letters 19(1973) 290-300.

[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.

آلایش ماگمایی است. شواهد مختلف نشان می‌دهند که ماگمای تشکیل دهنده سنگهای آذرین منطقه از ذوب 12 تا 17 درصدی سنگ خاستگاه گارنت پریدوتیتی گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای حاصل شده است. ماهیت انتقالی تا قلیایی و درجه ذوب بخشی مکان خاستگاه حاکی از مقادیر بالای کشف پوستهای طی سیلورین در این مکان و ارتباط آن با یک محیط کشتی (کافتی) درون قاره‌ای در این زمان است. نتایج به دست آمده از این بررسی با موقعیت کشتی ایران مرکزی در طول زمان پالئوزوئیک زیرین، به ویژه رخداد ماگمایی سیلورین در بخشهای زیادی از ایران مرکزی، و ارتباط آن با مراحل اولیه کشتیهای 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.

[2] درخشی م.، قاسمی ح.، طاهری ع.، صادقیان م.، حیدرنیا ح.، "موقعیت چینه‌شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای آذرین بازیک پالئوزوئیک زیرین ناحیه شیرگشت، شمال غرب طبرستان، دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، (1385)

[3] درخشی، م.، "پتروژن، ژئوشیمی و موقعیت چینه‌شناسی سنگهای آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت، شمال غرب طبرستان"، پایان نامه کارشناسی ارشد پتروژن، دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، (1385) 154 صفحه.

[4] درویش‌زاده ع.، "زمین‌شناسی پوسته اقیانوسی"، (ترجمه)، انتشارات دانشگاه تهران(1381) 569 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 I.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

- [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 isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian 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 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.
- [19] Pearce J.A., " *Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S (ed), Andesites*", Wiley, Chichester (1982) 525-548.
- [20] Pearce J.A., " *Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawksworth C.J. and Norry M.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 Rosalía Region, Baja California Sur, Mexico*", Journal of Volcanology and Geothermal Research 142(2005) 303-341.
- [24] Panter H.S., Hart S.R., Kyle Ph., Blusztanjin J., Wilch T., " *Geochemistry of Late Cenozoic basalts from the Cray Mountains: characterization of mantle sources in Marie Byrd Land, Antarctica*", Chemical Geology 165(2000) 215-241.
- [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] Weaver 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.

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

[45] لاسمی ی.، "محیطهای رسوبی سنگهای اردوئیسین ایران (توالی‌های همزمان با ریفیت) و تشکیل حاشیه واگرایی پالئوتتیس"، هفدهمین گردهمایی علوم زمین (1375).

[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

[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.

[40] آیتی ف.، خلیلی م.، نقره‌ئیان م.، مکی‌زاده ع.، "داده‌هایی پیرامون ولکانیسم پالئوزوئیک زیرین در مناطق ابیان، سه، زفره، باقرآباد و دالمه اردکان (ایران مرکزی)"، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین (1382).

[41] هوشمندزاده ع.، علوی نائینی م.، حقی‌پور، "تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه تروود (از پرکامبرین تا عهد حاضر)"، سازمان زمین‌شناسی کشور، (1978) 138 صفحه.

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

[43] ناجی ا.، قاسمی ح.، "پتروژنر سنگهای آذرین پالئوزوئیک زیرین- میانی بخشهایی از ایران مرکزی"، هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی (1383).

SID



ابزارهای
پژوهش



سرویس ترجمه
تخصصی



کارگاه های
آموزشی



بلاگ
مرکز اطلاعات علمی



سامانه ویراستاری
STES



فیلم های
آموزشی

کارگاه های آموزشی مرکز اطلاعات علمی



تازه های آموزش
آموزش مهارت های کاربردی در تدوین و چاپ مقالات ISI

آموزش مهارت های کاربردی
در تدوین و چاپ مقالات ISI



تازه های آموزش
روش تحقیق کمی

روش تحقیق کمی



تازه های آموزش
آموزش نرم افزار Word برای پژوهشگران

آموزش نرم افزار Word
برای پژوهشگران