

مقایسه سنگ‌های آذرین مافیک سازند قلی (اردوویسین بالایی) و شیبست‌های گرگان در پهنه البرز خاوری

حبیب‌اله قاسمی^{۱*}، زکیه کاظمی^۲ و شیوا صالحیان^۳

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، شاهرود، ایران
^۲ دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، شاهرود، ایران
^۳ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، شاهرود، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۲/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱۲/۱۰

چکیده

بر پایه مطالعات چینه‌شناختی، سنگ مادر شیبست‌های گرگان و سازند قلی در پهنه البرز خاوری ویژگی‌های سنگ‌شناختی و محتوای فسیلی یکسانی دارند و برخلاف تصورات پیشین، این شیبست‌ها به پرکامبرین تعلق ندارند. سنگ‌های آذرین مافیک موجود در این دو واحد سنگی نیز همانندی‌های سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی فراوانی دارند. این سنگ‌های آذرین مافیک شامل بازالت، تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیت بازالتی به همراه سیل‌ها، دایک‌ها و توده‌های کوچک میکروگابرویی هستند. بررسی و مقایسه ویژگی‌های سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی آنها، نشان‌دهنده همانندی‌های سنی، سنگ‌نگاری، ماگمایی، ژئوشیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی آنهاست. به نظر می‌رسد که هم سنگ مادر شیبست‌های گرگان و هم سنگ‌های تشکیل‌دهنده سازند قلی نهشته‌های رسوبی و آذرینی باشند که به‌طور همزمان در خلال آغاز حرکات کششی و کافت‌زایی اقیانوس پالتوتیس در زمان اردوویسین در البرز خاوری نهشته شده‌اند؛ ولی سنگ مادر شیبست‌های گرگان به دلیل نزدیکی بیشتر به محل دراز‌گودال اقیانوسی پهنه فرورانش پالتوتیس، در تریاس میانی- پایانی (در رخداد سیمیرین پیشین) دچار دگرگونی در رخساره شیبست سبز شده است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین موجود در این دو واحد سنگی، بیانگر منشأ گرفتن ماگمای سازنده آنها از ذوب بخشی ۱۲ تا ۱۶ درصدی یک گوشته غنی شده گارنت لرزولیتی همانند محل منبع بازالت‌های جزایر اقیانوسی در رخساره گارنت پریدوتیت، در ژرفاهای ۱۰ تا ۱۱۰ کیلومتری است.

کلیدواژه‌ها: سنگ‌های مافیک، سازند قلی، شیبست‌های گرگان، کافت پالتوتیس، البرز خاوری.

E-mail: h-ghasemi@Shahroodut.ac.ir

*نویسنده مسئول: حبیب‌اله قاسمی

۱- پیش‌نوشتار

طول ۱۱۰ کیلومتر و عرض ۲ تا ۱۰ کیلومتر به موازات راستای عمومی ساختار البرز از علی‌آباد گرگان در خاور تا نکا در باختر رخنمون دارد. (Tietze (1877) برای اولین بار حضور این سنگ‌های دگرگونی را در شمال ایران در نواحی گرگان گزارش کرد. پژوهشگران زیاد دیگری از جمله (Stahl (1911)، Hubber (1957)، Gansser (1951)، Thompson & Hotchikiss (1938)، Jenny (1977)، Ghavidel-Syooki (2007, 2008)، قویدل سیوکی (۱۳۷۱)، شاه‌پسندزاده (۱۳۷۱)، فتوت رودسری (۱۳۸۵) و صالحیان (۱۳۹۰) این واحد سنگی را از دید چینه‌شناختی، زمین‌ساختی و سنگ‌شناختی مورد مطالعه قرار داده و حضور سنگ‌های آذرین مافیک را در آن گزارش کرده‌اند. شمار زیادی از پژوهشگران، شیبست‌های گرگان را پی‌سنگ پرکامبرین البرز و هم‌ارز با مجموعه دگرگونی اسالم- شاندرمن در گیلان در نظر گرفته‌اند، ولی Ghavidel-Syooki (2008) بر پایه مطالعات دقیق پالینواستراتیگرافی، سن اردوویسین پایانی (هیرناتین- کاتین) را برای این مجموعه تعیین کرده و محیط رسوبی تشکیل سنگ مادر آنها را یک محیط کافتی وابسته به باز شدن اقیانوس پالتوتیس در شمال ابرقاره گندوانا در نظر گرفته است. به باور Zanchi et al. (2009) نیز شیبست‌های گرگان، یک مجموعه دگرگونی درجه پایین است که سنگ مادر آن به اردوویسین بالایی- سیلورین زیرین تعلق دارد و به سوی جنوب، روی توالی به شدت دگرریخت یافته پالتوزویک پایانی- تریاس میانی فرارنده شده است. مرز شمالی شیبست‌های گرگان را گسل رانده فعال گرگان (خزرا)، با شیب به سوی جنوب و مرز جنوبی آن را گسل رادکان با شیب به سوی شمال تشکیل می‌دهد.

Ghavidel-Syooki (2009) و قویدل سیوکی و حسین‌زاده مقدم (۱۳۸۹)، بر پایه مطالعات چینه‌شناسی، سن نهشته‌های اردوویسین شمال شاهرود را اردوویسین پسین (آشگیلین) تعیین کرده و آنها را هم‌ارز سازند قلی در نظر گرفته‌اند.

پالتوزویک، به عنوان طولانی‌ترین دوران فانروزویک در مقیاس جهانی، با دو رخداد مهم زمین‌ساختی کالدونین و هرستین همراه بوده است. سرزمین ایران در خلال این دوران، بخشی از حاشیه شمالی گندوانا بوده است (Berberian & King, 1981; Wendt et al., 2005) که در خلال پیدایش، گسترش و تکامل اقیانوس پالتوتیس، از اردوویسین- سیلورین به تدریج شروع به جدا شدن از گندوانا کرد و سرانجام در خلال پریم- تریاس به حاشیه جنوبی اورازیا پیوست. ماگماتیسیم پالتوزویک زیرین- میانی (اردوویسین-دونین) در البرز و بسیاری از نقاط ایران مرکزی، که در آن زمان سرزمین واحد و یکپارچه‌ای را تشکیل می‌داده‌اند، به عنوان تکاپوهای ماگمایی مراحل آغازین کافت‌زایی اقیانوس پالتوتیس تفسیر شده است (Stampfli, 1978; Alavi, 1996; Boulin, 1991; Berberian & King, 1981)؛ درختی و همکاران، ۱۳۹۰؛ صالحیان، ۱۳۹۰؛ سهامی، ۱۳۹۰؛ قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱؛ قاسمی و کاظمی، ۱۳۹۲). سنگ‌های ماگمایی این زمان، بیشتر به دلیل پراکندگی و فرسودگی، کمتر مورد توجه و مطالعه قرار گرفته‌اند. مطالعات انجام شده روی سنگ‌های آذرین پالتوزویک زیرین در بخش‌هایی از ایران مرکزی و البرز خاوری (قاسمی و ناجی، ۱۳۸۳؛ قاسمی و درختی، ۱۳۸۷؛ آیتی و همکاران، ۱۳۸۹؛ سهامی، ۱۳۹۰؛ صالحیان، ۱۳۹۰؛ کاظمی حسونند، ۱۳۹۱؛ قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱؛ قاسمی و کاظمی، ۱۳۹۲؛ Derakhshi, & Ghasemi, 2013)؛ درختی و همکاران، ۱۳۹۳)، بیانگر محیط کافت درون قاره‌ای برای ایجاد این سنگ‌ها و تشکیل اقیانوس پالتوتیس در زمان اردوویسین تا دونین، در مناطق گسترده‌ای از ایران مرکزی و البرز است. شروع فعالیت ماگمایی مرتبط با تشکیل اقیانوس پالتوتیس در البرز خاوری، در اردوویسین رخ داده است و از رخنمون‌های شاخص آن می‌توان به سنگ‌های آذرین موجود در سازند قلی (به سن اردوویسین بالایی) اشاره کرد.

مجموعه دگرگونی گرگان، در بخش شمالی پهنه البرز خاوری، در نواری به

ولی مطالعات چینه‌نگاری دقیق، نشانگر حضور آثار و نشانه‌هایی از آرکتیتراش‌ها، کیتینوزوآها، اسکلوکودونت‌ها و کریپتواسپورها در این شیست‌هاست. سه گروه نخست، بیانگر ته‌نشست سنگ مادر شیست‌ها در یک محیط دریایی در اردوویسین پایانی تا سیلورین آغازین-میانی (هم‌ارز با سازند قلی در البرز) است.

رخمون‌های قابل توجهی از سنگ‌های اردوویسین با عنوان سازند لشکرک (به سن اردوویسین پیشین) و سازند غیر رسمی ابرسج (قلی) به سن اردوویسین پسین در شمال، شمال باختر و جنوب باختر شاهرود حضور دارند (شکل ۹). اگر چه Ghavidel-Syooki (2009) محیط تشکیل این سازندها را دریایی کم‌ژرفا می‌داند، ولی تجزیه و تحلیل همه مطالعات صحرایی مانند ساختارهای رسوبی، بیانگر تشکیل سازند قلی در یک محیط دریایی ژرف است. سنگ‌شناسی عمده سازند قلی شامل ماسه‌سنگ، سیلتستون میکادار و شیل‌های زیتونی و سبز تا خاکستری است. مرز زیرین سازند قلی با سازند لشکرک، به صورت همشیب (Ghavidel-Syooki, 2009) و مرز بالایی آن با بازالت‌های سلطان میدان به سن اردوویسین بالایی-سیلورین نیز همشیب است (Ghavidel-Syooki et al., 2011; سهامی، ۱۳۹۰). سنگ‌های آذرین موجود در سازند قلی، به صورت روانه‌های مختلف گدازه بازالتی، دایک و سیل‌های میکروگابرویی بروزند دارند (شکل ۹). دایک‌ها و سیل‌ها، شباهت‌های فراوانی با بازالت‌های سلطان میدان روی سازند قلی دارند و بیانگر ماگمای منجمد شده در مجاری تغذیه کننده فوران عظیم بازالتی سازنده مجموعه سلطان میدان در منطقه هستند (قاسمی و کاظمی، ۱۳۹۲). روانه‌های بازالتی، در صحرا به صورت میان‌لایه‌ای با ماسه‌سنگ‌ها قرار دارند، دارای سطوح بالایی حفره‌دار پر شده با کانی‌های ثانویه هستند، رخساره‌های آتشفشانی انفجاری پرشی و هیدروکلاستیک دارند و دارای قطعاتی از ماسه‌سنگ‌های سفیدرنگ سازند قلی به صورت بیگانه‌سنگ هستند. این سنگ‌ها، در نمونه دستی دارای رنگ خاکستری تیره و سبز تیره مایل به سیاه هستند و شدت دگرسانی در آنها به نسبت بالاست؛ ریزدانه و دارای بافت بادامکی هستند و حفرات آنها توسط کانی‌های ثانویه مانند کلریت، کلسیت، کوارتز و زئولیت پر شده است. در شکاف‌های موجود در این سنگ‌ها، کانی اپیدوت به صورت رگه‌ای دیده می‌شود که در اثر دگرسانی گرمایی ایجاد شده‌است (کاظمی حسوند، ۱۳۹۱؛ قاسمی و کاظمی، ۱۳۹۲).

۴- سنگ‌نگاری

بازالت‌های موجود در شیست‌های گرگان، در نمونه دستی ملانوکرات و دارای ساخت‌های پورفیری و بادامکی هستند. زمینه بازالت‌ها، از شیشه و میکروولیت‌های ریز پلاژیوکلاز و درشت‌بلورهای آنها، از کلینوپروکسن‌های خودشکل و پلاژیوکلازهای تخته‌ای تشکیل شده‌اند. به علت دگرسانی و دگرگونی درجه پایین، کانی‌های متنوعی مانند کلریت، اپیدوت، اسفن، آلپیت، سریسیت، زویزیت، کلینوزویزیت، اپیستاسیت، کلسیت و کوارتز به شکل ریزدانه، رگه‌ای و حتی پورفیروبلاستی در این سنگ‌ها تشکیل شده است. مهم‌ترین بافت‌های موجود در بازالت‌ها شامل پورفیری، گلوپورفیری و پورفیری-تراکتیتی است (شکل ۱۰).

گابروها نیز در نمونه دستی حالت ملانوکرات دارند و به رنگ‌های سبز تا خاکستری تیره دیده می‌شوند؛ ساخت پیدابلور دارند و بافت‌های چیره آنها دانه‌ای، اینترگرانولار، افیتی و ساب‌افیتی است. کانی‌های اصلی موجود در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن است که به شدت تحت تأثیر دگرگونی و دگرسانی‌های کلریتی، آلپیتی و سریسیتی قرار گرفته‌اند. بر اثر این دگرسانی‌ها، اسفن ثانویه در سنگ تشکیل شده است، که نشانگر تیتان‌دار بودن کلینوپروکسن‌هاست. استیلپنوملان نیز به عنوان کانی دگرگونی در این سنگ‌ها به چشم می‌خورد. افزون بر این، پلاژیوکلازها بر اثر دگرسانی و دگرگونی درجه پایین، به مجموعه کانی‌های آلپیت، اپیدوت، کلریت، زویزیت و کلینوزویزیت تبدیل شده‌اند که نشان‌دهنده رخساره شیست سبز است.

Ghavidel-Syooki (2008) بر پایه فسیل‌های موجود در شیست‌های گرگان و سازند قلی، آنها را همسن دانسته است و رسوبات آتشفشانی دریایی کم ژرفا، همراه با بازالت‌های طغیانی موجود در شیست‌های گرگان را نشان‌دهنده رخداد‌های آتشفشانی مرتبط با بازشدگی کافت پالتوتیس در اواخر اردوویسین می‌داند. بنابراین، به نظر می‌رسد که سنگ‌های بازالتی موجود در سازند قلی با سنگ‌های آذرین موجود در شیست‌های گرگان، همسان و مربوط به رخداد ماگمایی اواخر اردوویسین، در خلال کافت‌زایی پالتوتیس باشند (قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱؛ قاسمی و کاظمی، ۱۳۹۲). نظر به این که درباره همانندی‌ها و وابستگی‌های ماگمایی این دو واحد سنگی، تاکنون هیچ مطالعه‌ای صورت نگرفته و اظهارات یادشده از روی حدس و گمان بوده است، ویژگی‌های سنگ‌شناختی، ژئوشیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین موجود در سازند قلی و شیست‌های گرگان، برای اولین بار در این پژوهش مورد بررسی و مقایسه قرار گرفته‌اند.

۲- روش پژوهش

پس از انجام بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری، تهیه مقاطع نازک و مطالعات سنگ‌نگاری دقیق، ۱۲ نمونه با کمترین دگرسانی از سنگ‌های آذرین مافیک موجود در سازند قلی (جدول ۱) و ۸ نمونه از سنگ‌های آذرین مافیک موجود در شیست‌های گرگان (جدول ۲) انتخاب و در آزمایشگاه SGS کانادا به روش بسته ترکیبی با کد ICP95A (به روش ICP-AES) برای عناصر اصلی، مواد فرار و برخی از عناصر کمیاب (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Cr, Ba, Nb, Sr, Y, Zn, Zr) و بسته ترکیبی با کد IMS95A (به روش ICP-MS) برای بقیه عناصر کمیاب، مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند. نتایج داده‌های شیمیایی نمونه‌ها روی نمودارهای مختلف پردازش و نتایج حاصل با یکدیگر مقایسه شده‌اند.

۳- زمین‌شناسی عمومی مناطق مورد پژوهش

مناطق مورد بررسی (شکل ۱)، دربرگیرنده نهشته‌های اردوویسین (سازند قلی) در شمال شاهرود (روستا‌های نکارمن و ابرسج) و شیست‌های گرگان در استان گلستان هستند. شیست‌های گرگان - که شامل اسلیت و فیلیت هستند - به عنوان کهن‌ترین سنگ‌های مناطق مورد مطالعه، دارای سطح تماس گسلی با رسوبات پالتوزویک میانی سازندهای پادها (دونین پایینی)، خوش‌یلاق (دونین میانی- بالایی) و مبارک (کربنفر پایینی)، هستند. سنگ مادر این شیست‌ها، یک توالی آتشفشانی-آذرآواری و رسوبی ستبر به سن اردوویسین بالایی بوده است (صالحیان، ۱۳۹۰). لایه‌های نازک مرمر با آثار و اشباحی از فسیل، معمولاً در آنها دیده می‌شوند. رخنمون‌های خوبی از این شیست‌ها را می‌توان در مسیر جاده‌های توسکستان، محمدآباد، دره ناهارخوران و کردکوی به رادکان در استان گلستان دید و برداشت کرد. در این مناطق و درون شیست‌ها، می‌توان رخنمون‌های زیادی از سنگ‌های آذرین مافیک (بازالت و گابرو) را به شکل میان‌لایه‌های گدازه با ساخت حفره‌دار و جریانی (شکل ۴) و توده‌های نفوذی کوچک دید (شکل‌های ۲، ۳، ۴، ۵). دگرگونی در حد رخساره شیست سبز، همه سنگ‌های منطقه را تحت تأثیر قرار داده و سبب ایجاد سه برگوارگی مشخص S_0 ناشی از لایه‌بندی اولیه، S_1 ناشی از ردیف‌شدگی کانی‌های دگرگونی درجه پایین (عمدتاً کلریت، سریسیت، استیلپنوملان و ...) و S_2 به عنوان محور ریزچین‌های ناشی از چین‌خوردگی برگوارگی S_1 شده است (شکل‌های ۶ و ۷). حرکات بُرشی عمدتاً راست‌بر در منطقه، سبب دگرگونی دینامیکی و ایجاد میلونیت شده است (شکل ۸). آثار این فعالیت‌های بُرشی، به شکل ساخت‌های چشمی و دوکی، آشکارا در سنگ‌ها دیده می‌شود. داده‌های سن‌سنجی رادیومتری K-Ar سنگ کل نمونه‌های شیست‌های گرگان (Delaloy et al., 1981)، سن‌های میان ۲۰۰ تا ۲۵۰ میلیون سال را نشان می‌دهند که بیانگر سن انوسیمین (تریاس پسین) برای دگرگونی این مجموعه است.

کاهش می‌دهد و در نتیجه الگوی عناصر خاکی کمیاب (REE) روندی شیب‌دار پیدا می‌کند (Lentz, 1998). با افزایش درجه ذوب بخشی، از شیب نمودار کاسته می‌شود و نسبت عناصر LREE/HREE کاهش می‌یابد. به طور کلی، بازالت‌های آلکالن درون صفحه‌ای، از عناصر ناسازگار، عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون و عناصر با شدت میدان بالا، غنی‌شدگی نشان می‌دهند (Zeng et al., 2010). نبود بی‌هنجاری منفی Eu در نمونه‌ها، نشانگر مهم نبودن نقش پلاژیوکلاز در طی تفریق است. در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، نمونه‌های مورد مطالعه دارای بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی K, Ba, Cs, Rb, Sr هستند. این عناصر، که در الگوهای بهنجار شده با گوشته اولیه پراکنندگی نشان می‌دهند، در سنگ‌های آتشفشانی که تحت دگرسانی کف اقیانوسی و دگرگونی قرار گرفته‌اند، معمولاً به عنوان عناصر متحرک در نظر گرفته می‌شوند (Manikyamba & Kerrich, 2011). همچنین، در نمودار عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه، بی‌هنجاری منفی عناصر با شدت میدان بالا مانند Ti, Zr, Nb و P دیده نمی‌شود. این ویژگی، از ویژگی‌های آشکار فعالیت ماگمایی آلکالن درون صفحه قاره‌ای است (Wang et al., 2007) و همچنین نشان می‌دهد که ماگما با پوسته قاره‌ای آرایش پیدا نکرده است (Moufuti et al., 2011). بازالت‌های آلکالن (نوع OIB) با غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار مانند LREE, Ti, Nb و Th مشخص هستند. افزودن TiO_2 بالا (۲/۸-۳/۸ Wt%) و غنی‌شدگی از عناصر LREE از دیگر ویژگی‌های برجسته بازالت‌های نوع OIB، وجود بی‌هنجاری مثبت Nb در الگوهای چند عنصری است (Xia et al., 2012). همچنین بازالت‌های آلکالن (نوع OIB)، به طور میانگین دارای نسبت $CaO/Al_2O_3 = 0/42$ و مقادیر $TiO_2 = 2/54$ و $P_2O_5 = 0/49$ هستند (Safonova et al., 2012). این مقادیر در بازالت‌های موجود در سازند قلی به ترتیب ۰/۴۷، ۲/۷۵، ۰/۳۹ و در بازالت‌های موجود در شیست‌های گرگان به ترتیب ۰/۴۲، ۲/۹۴ و ۰/۴۹ هستند و آنها را در محدوده بازالت‌های آلکالن نوع OIB قرار می‌دهند. در نمودار Sm/Th در برابر Th/Y (Saunders et al., 1992)، سنگ‌های بازالتی مورد بررسی در مقایسه با بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی عادی (N-MORB)، دارای نسبت پایین Sm/Th (۱/۳۵-۳/۶) و نسبت بالای Th/Y (۰/۰۶-۰/۱۵) هستند (شکل ۱۶-الف). در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده یک منبع غنی‌شده نوع OIB قرار گرفته‌اند. همچنین نمودار $(Th/Nb)_N$ در برابر $(La/Nb)_N$ (Dai et al., 2011) نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها از یک منبع گوشته‌ای غنی شده سست‌کره‌ای و بدون آرایش پوسته‌ای مشتق شده‌اند (شکل ۱۶-ب). Pearce (2008) ذوب گوشته بالایی تهی شده در ژرفای کم را برای تشکیل MORB و ذوب یک منبع نسبتاً غنی شده (احتمالاً یک ستون گوشته‌ای در ژرفای بیشتر) را برای تشکیل OIB در نظر گرفته است. همانندی‌های زیادی میان ویژگی‌های عناصر ناسازگار و REE بازالت‌های آلکالن مورد بررسی و بازالت‌های نوع OIB وجود دارد که بیانگر منشأ گرفتن ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه از گوشته‌ای مشابه با گوشته محل منبع OIB است.

همه نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی (Pearce & Norry, 1979; Kampunzu & Mohr, 1991) درون صفحه‌ای و محیط کافت درون قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۷-الف و ب). این محیط، با رژیم کششی حاکم بر لبه شمال خاوری ابرقاره گندوانا و تشکیل کافت توران در زمان اردوویسین-سیلورین، که سبب تشکیل اقیانوس پالئوتیس و جدا شدن البرز و ایران مرکزی از گندوانا شده است، همخوانی دارد (صالحیان، ۱۳۹۰). بیشتر ماگماهای کافت قاره‌ای، ترکیبات خیلی مشابهی با بازالت‌های درون صفحه اقیانوسی (OIB)، نشان می‌دهند و باور بر این است که بازالت‌های درون صفحه اقیانوسی، از ستون‌های گوشته‌ای ژرف در حال بالا آمدگی تشکیل شده‌اند (Haase & Renno, 2008). نبود بی‌هنجاری‌های مثبت Pb و منفی Nb و Ta در نمودارهای عنکبوتی، بیانگر نبود آرایش پوسته‌ای در سنگ‌های بازالتی مورد بررسی

(شکل ۱۱). مهم‌ترین کانی فرعی موجود در این سنگ‌ها، آپاتیت است که به شکل بلورهای سوزنی و کشیده دیده می‌شود. حضور آپاتیت، اسفن و تیتان اوژیت، نشانه آشکار آلکالن بودن ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌هاست.

نمونه‌های بازالتی موجود در سازند قلی، دارای بافت‌های پورفیری، گلوپورفیری، بادامکی، جریانی، ساب افیتیک و اینترگرانولار هستند (شکل ۱۲). کانی‌های مهم تشکیل دهنده این سنگ‌ها را پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن (اوژیت) تشکیل می‌دهند. الیون و کانی‌های تیره (مگنتیت، پیریت و کالکوپریت)، از مهم‌ترین کانی‌های فرعی سنگ‌های بازالتی هستند. الیون، در اثر تجزیه توسط ایدنگسیت، کلریت، کلسیت و اکسید آهن جانشین شده است. کانی‌های اصلی نمونه‌های میکروگابرویی نیز شامل پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن (اوژیت) هستند. بافت‌های چیره موجود در این سنگ‌ها شامل اینترگرانولار، ساب‌افیتیک و افیتیک هستند. بلورهای سوزنی شکل و طویل آپاتیت، به مقدار کم در این سنگ‌ها دیده می‌شوند که پلاژیوکلازهای سنگ را قطع کرده‌اند. کانی‌های ثانویه مانند کلریت و کلسیت، در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن در این سنگ‌ها تشکیل شده‌اند.

۵- زمین‌شیمی و محیط زمین‌ساختی

نظر به یکنواختی ترکیب سنگ‌شناسی و شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی و حالت نیمه‌ژرف (دایک گونه) میکروگابروها و گابروها، از نمودارهای ژئوشیمیایی یکسانی برای نمونه‌های بازالتی، میکروگابرویی و گابرویی استفاده شده است. بر پایه تقسیم‌بندی ژئوشیمیایی (Le Bas et al (1986) نمونه‌های مورد بررسی با ترکیب بازالت، تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیت بازالتی، بیشتر در محدوده آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-الف). همچنین، در نمودار تعیین سری ماگمایی Nb/Y در برابر $(Zr/TiO_2) \times 0.0001$ (Winchester & Floyd, 1977)، بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-ب). عناصر ناسازگار مانند Zr, Y, Nb, HREE, MRE, Ti, P و فلزات انتقالی، در طی دگرسانی ثانویه نامتحرک هستند (Saccani et al., 2011). بنابراین، استفاده از این عناصر برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط زمین‌ساختی نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه که تا حدودی دگرسان شده‌اند، مناسب است. Xia et al. (2012) بر پایه نسبت Ti/Y گدازه‌های بازیک را به دو گروه بازالت‌های Ti/Y بالا ($HT; Ti/Y > 500$) و Ti/Y پایین ($LT; Ti/Y < 500$) تقسیم کرده‌اند. همچنین، بر پایه نسبت Nb/La (شاخص آرایش پوسته‌ای)، گدازه‌های HT و LT به ترتیب به گدازه‌های $HT1 (Nb/La > 0.85)$ و $HT2 (Nb/La \leq 0.85)$ و گدازه‌های $LT1 (Nb/La > 0.85)$ و $LT2 (Nb/La \leq 0.85)$ تقسیم شده‌اند. بر پایه رده‌بندی Xia et al. (2012) نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های HT1 قرار می‌گیرند (شکل ۱۴). به باور ایشان، گدازه‌های HT1 در ژرفای زیاد توسط ذوب بخشی درجه پایین یک ستون گوشته‌ای تولید می‌شوند، در حالی که گدازه‌های LT1 توسط درجات بالاتر ذوب بخشی در سطوح کم‌ژرف‌تر تشکیل می‌شوند. همچنین به باور Reichow et al. (2005) مذاب‌های بازالتی تیتان بالا، از یک منبع گارنت‌دار در ژرفای زیاد تشکیل می‌شوند، که تولید آنها را به دخالت مستقیم ستون گوشته‌ای نسبت داده‌اند.

بر پایه نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) و بهنجار شده با کندریت (Nakamura, 1974)، سنگ‌های آذرین موجود در شیست‌های گرگان و بازالت‌های موجود در سازند قلی، همگی دارای غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE هستند (شکل‌های ۱۵-الف و ب). شیب کاهشی از La به Y در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه، نشانگر درجه پایین ذوب بخشی محل منبع و تفریق یافته بودن سنگ‌های منطقه است. همچنین، می‌تواند بیانگر حضور گارنت در محل منشأ باشد؛ زیرا گارنت با حفظ عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) در خود، مقدار آنها را در مذاب

مورد مطالعه، از نمودار La/Yb در برابر Dy/Yb (Thriwall et al., 1994) استفاده شده است. در این نمودار، با افزایش درجه ذوب بخشی، از نسبت عناصر La/Yb و Dy/Yb کاسته می‌شود. بر پایه نمودار La/Yb در برابر Dy/Yb، نمونه‌های مورد مطالعه روی منحنی ذوب گارنت پریدوتیت با درجه ذوب بخشی ۱۲ تا ۱۶ درصد قرار می‌گیرند (شکل ۱۹-ج). بر پایه نمودار Ce در برابر Ce/Yb (Ellam, 1991)، ژرفای ذوب بخشی ماگمای مادر سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری بوده است (شکل ۱۹-د)، که با ژرفای تعیین شده برای گوشته سست کره‌ای و ترکیب گارنت پریدوتیتی محل منشأ نمونه‌های مورد بررسی همخوانی دارد.

۶- نتیجه‌گیری

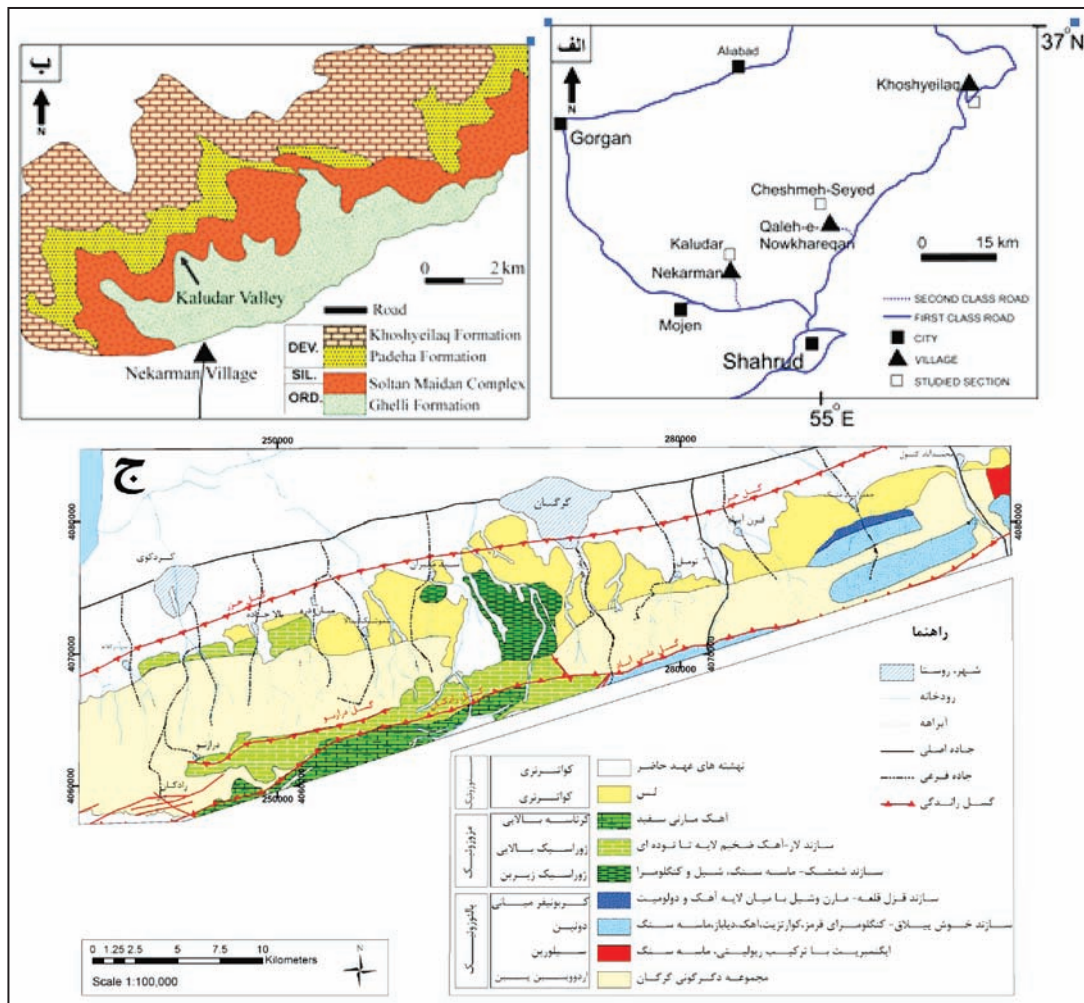
نظر به جایگاه زمین‌ساختی مشترک و ویژگی‌های سنگ‌شناختی یکسان سازند قلی و سنگ مادر شیست‌های گرگان و همانندی بسیار زیاد سنگ‌های ماگمایی پالئوزویک زیرین در البرز خاوری، سنگ‌های مافیک موجود در سازند قلی و شیست‌های گرگان مورد بررسی و مقایسه قرار گرفته است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی مانند مقادیر بالای LREE و HFSE، مقادیر پایین HREE و مقدار بالای Ti، نشان‌دهنده ماهیت آلکالن و جایگاه درون صفحه‌ای سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه هستند. با توجه به همانندی‌های موجود در روابط سنگ‌نگاری، سن تشکیل، ماهیت ماگما و محیط زمین‌ساختی، می‌توان نتیجه گرفت که محیط تشکیل این سنگ‌ها، یکسان و مربوط به مراحل آغازین فرایند کافت‌زایی شمال ابرقاره گندوانا در اردوویسین - سیلورین و تشکیل اقیانوس پالئوتتیس بوده است.

سپاسگزاری

نویسندگان از صندوق حمایت از پژوهشگران معاونت علمی ریاست جمهوری (INSF) (طرح پژوهشی شماره ۹۰۰۰۴۸۹۳) و حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه شاهرود به خاطر حمایت‌های مادی و معنوی از انجام این پژوهش سپاسگزاری می‌کنند.

است. از آنجایی که مواد پوسته‌ای، از Nb تهی‌شدگی نشان می‌دهند، بنابراین، نسبت Nb/U در آنها پایین است. همان‌گونه که در نمودار لگاریتمی Nb در برابر Nb/U (Cornelius et al., 2011) دیده می‌شود، نسبت Nb/U در سنگ‌های مورد مطالعه بالاست (شکل ۱۸). بر پایه این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده OIB و به دور از پوسته قاره‌ای واقع شده‌اند؛ که بیانگر نبود آرایش پوسته‌ای در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه است. به باور Dai et al. (2011) ماگماهای مشتق شده از گوشته، دارای نسبت پایین Lu/Yb با میانگین ۰/۱۵ - ۰/۱۴ هستند، در حالی که این نسبت در پوسته قاره‌ای بالاتر بوده و حدود ۰/۱۸ - ۰/۱۶ است. میانگین نسبت Lu/Yb در سنگ‌های بازالتی موجود در سازند قلی و شیست‌های گرگان ۰/۱۳ است که از میانگین پوسته قاره‌ای کمتر است و مشتق شدن ماگمای این سنگ‌ها از یک منبع گوشته‌ای، بدون آرایش با پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد.

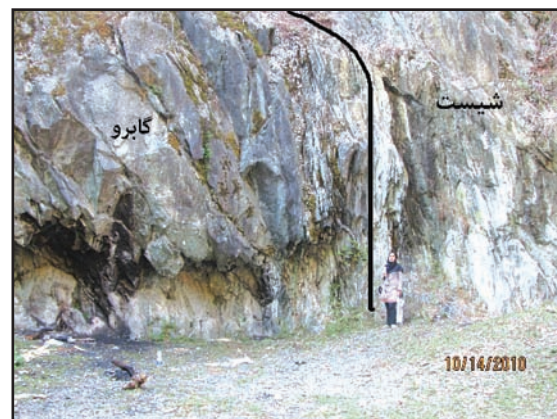
برای تشخیص غنی‌شدگی و یا نبود غنی‌شدگی ناحیه منشأ بازالت‌های آلکالن مورد بررسی، از نمودار Zr در برابر Nb (Abu-Hammatteh, 2005) استفاده شده است. در نمودار Zr در برابر Nb، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده گوشته غنی شده قرار گرفته‌اند (شکل ۱۹-الف). تغییرات کانی‌شناسی ناحیه منبع، روی غلظت عناصر ناسازگار مانند La و Sm تأثیر قابل توجه‌ای ندارد؛ بنابراین، استفاده از این دو عنصر می‌تواند اطلاعات زیادی در مورد ترکیب شیمیایی منبع به دست دهد (Aldanmaz et al., 2000). Coban (2007) نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Sm را برای تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منبع تولید مذاب طراحی کرده است. در این نمودار، قرار گرفتن نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه در محدوده گارنت‌دار، حضور گارنت را در محل منشأ این سنگ‌ها به اثبات می‌رساند (شکل ۱۹-ب). عناصر کمیاب، نسبت به اثرات ذوب بخشی حساس هستند و از این ویژگی آنها می‌توان برای تعیین فشار و میزان درجه ذوب بخشی استفاده کرد. عناصر REE مانند La، Gd و Yb مفید هستند، زیرا فراوانی این عناصر، به شدت به درجه ذوب بخشی و طبیعت فاز آلومینی (گارنت یا اسپینل) در منبع گوشته‌ای، بستگی دارد (Xia et al., 2012). بنابراین برای تعیین درجه ذوب بخشی سنگ منشأ نمونه‌های



شکل ۱- الف) نقشه ساده زمین شناسی گسترش نهشته‌های پالئوزویک زیرین - میانی در شمال شاهرود؛ ج) نقشه ساده زمین شناسی گسترش شیست‌های گرگان (گراوند و همکاران، ۱۳۹۱).



شکل ۳- یک روانه بازالتی دگرگون شده با برگوارگی مشخص به ستریای حدود ۳۰ متر در شیست‌های گرگان در جاده توسکستان.



شکل ۲- همبری توده نفوذی گابرویی (سمت چپ) و شیست گرگان (سمت راست) در دره ناهارخوران.



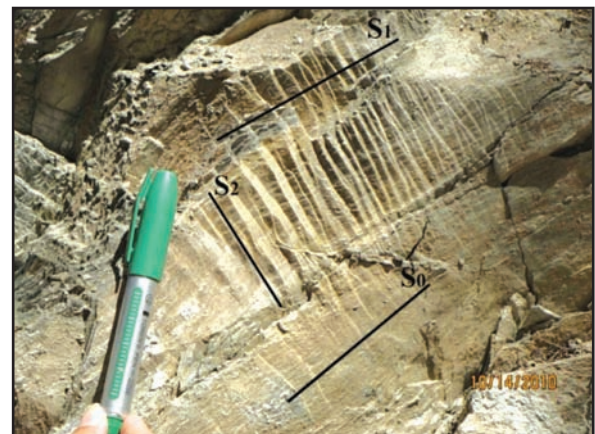
شکل ۵- حضور میان‌لایه‌های گدازه بازالتی در میان واحدهای کربناتی موجود در شیست‌های گرگان که نشانگر همزمانی فعالیت آتشفشانی در محیط رسوب‌گذاری کربناتی است.



شکل ۴- بافت بادامکی در گدازه‌های بازالتی دگرگون شده (متابازیت) موجود در شیست‌های گرگان که در امتداد برگوارگی دگرگونی کشیدگی یافته‌اند.



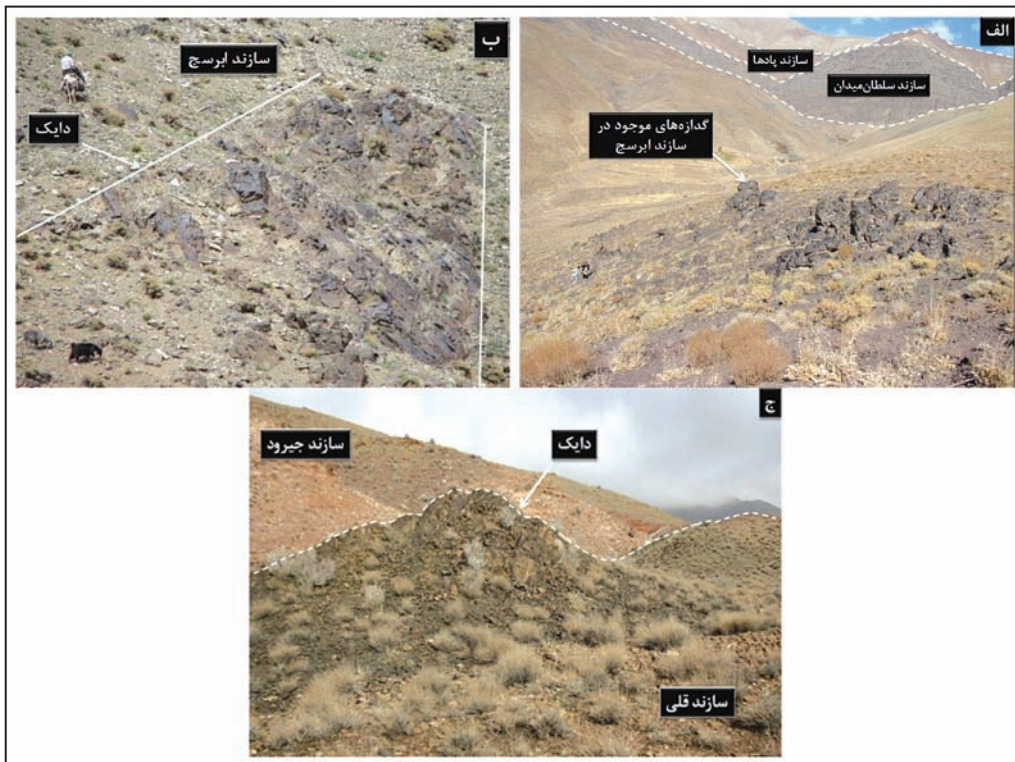
شکل ۷- ایجاد برگوارگی‌های S_1 ناشی از ردیف شدن سیلیکات‌های صفحه‌ای و S_2 ناشی از چین‌خوردگی برگوارگی دگرگونی پیشین (محور چین‌ها) در شیست‌های گرگان.



شکل ۶- نوارهای شکنج (کینک‌باند) به عنوان برگوارگی نوع S_2 در شیست‌های گرگان در جاده نهارخوران.

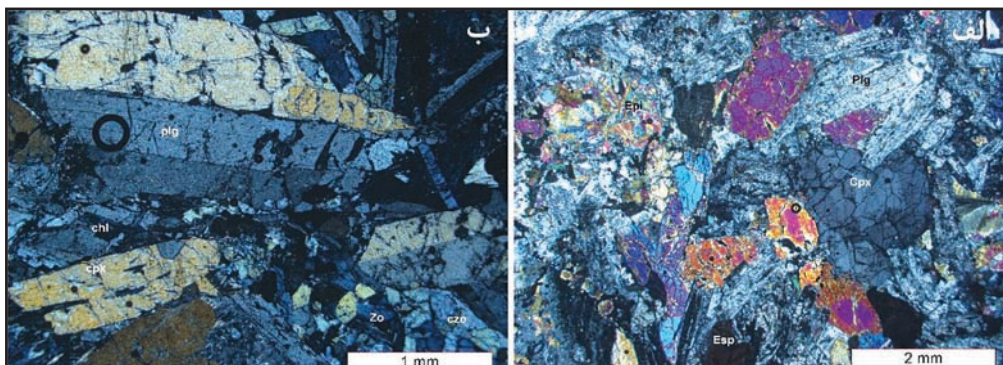
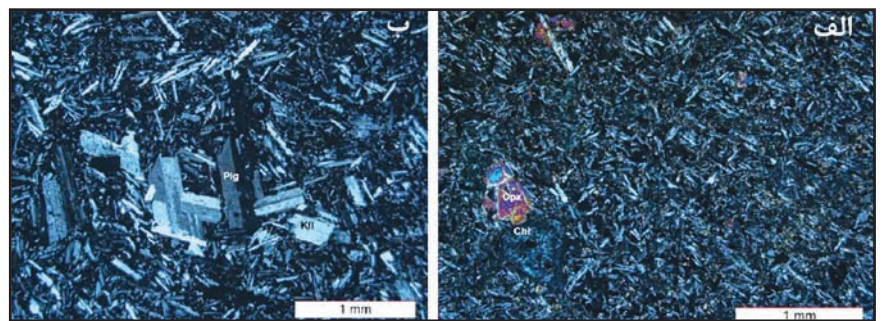


شکل ۸- میلویتی شدن شیست‌های گرگان در امتداد یک پهنه برشی در جاده کردکوی.



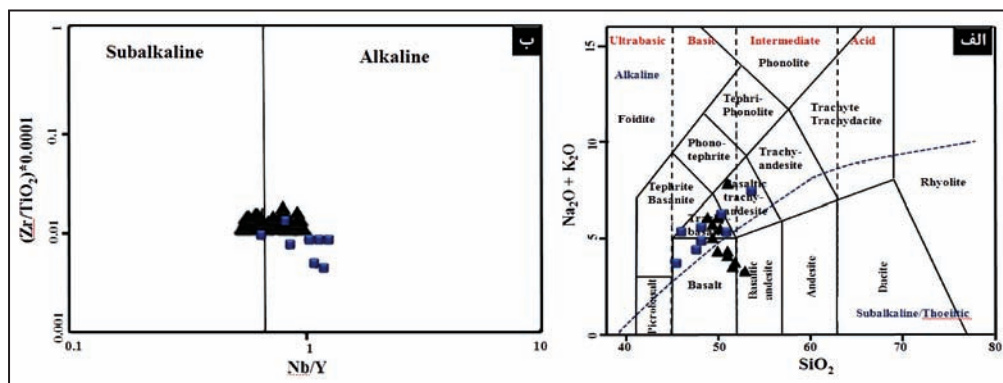
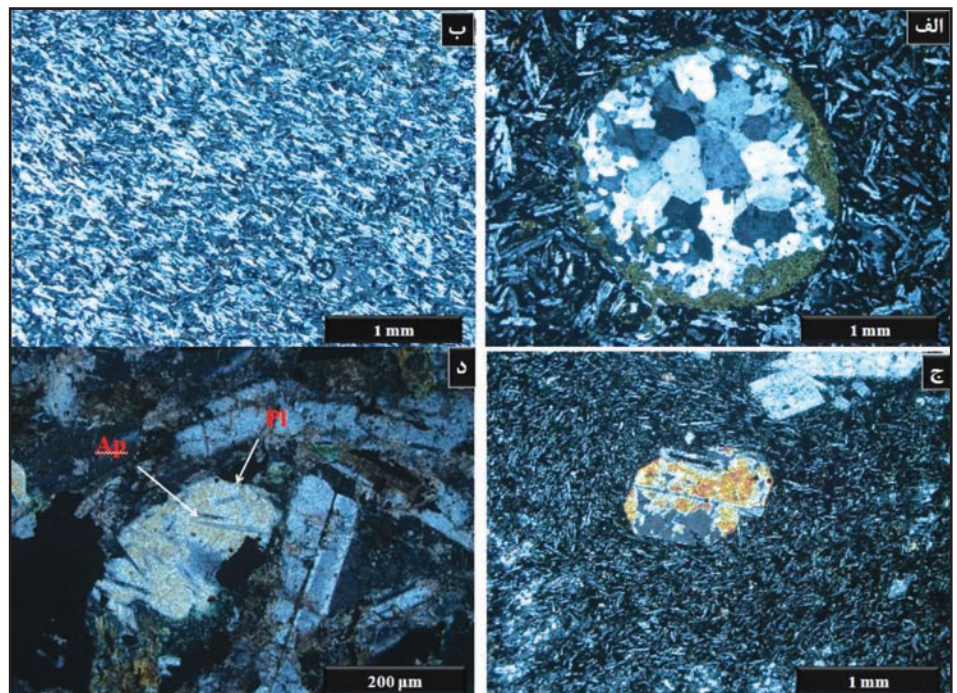
شکل ۹- الف) نمایی از حضور گدازه‌های بازالتی در سازند قلی در دره کلودر (شمال نکارمن)، دید به سوی شمال؛ ب) حضور یک دایک میکروگابرویی در سازند قلی در منطقه قلعه‌نورخرقان، دید به سوی شمال خاور؛ ج) نمایی از یک دایک رخنمون یافته در سازند قلی، منطقه دهمل، دید به سوی جنوب باختر.

شکل ۱۰- الف) بافت هیالومیکرولیتی پورفیری در یک نمونه بازالتی سالم در شیستهای گرگان. درشت بلور کلینوپیروکسن (Cpx) در کنار یک حفره پر شده با کلریت (Chl) قرار دارد؛ ب) بافت گلوپورفیری در یک نمونه آندزیت‌بازالتی سالم در شیستهای گرگان. گلوپورول‌ها از تجمع بلورهای پلاژیوکلاز (Plg) تشکیل شده‌اند (هر دو تصویر در نور XPL).



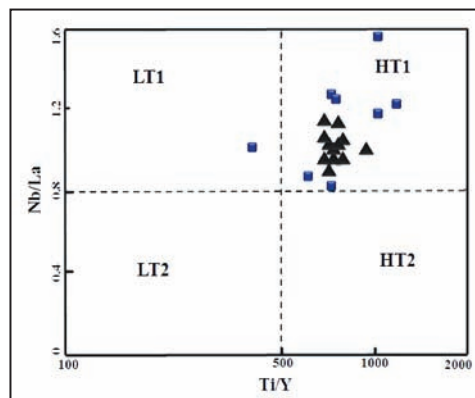
شکل ۱۱- الف) بافت اینترگرانولار در گابروهای ناهارخوران. کلینوپیروکسن (Cpx)، پلاژیوکلاز (Plg)، اسفن ثانویه (Esp) و اپیدوت (Epi) حاصل از تجزیه در کنار هم دیده می‌شوند؛ ب) تجزیه پلاژیوکلاز (Plg) به کلریت (Chl)، زوئیزیت (Zo) و کلینوزوئیزیت (Czo) که نشانگر رخساره شیست سبز است.

شکل ۱۲- تصاویر میکروسکوپی از بازالت‌ها و گابروهای موجود در سازند قلی در شمال شاهرود. الف) حفرات پر شده توسط کوارتز، اپیدوت و کلسیت و تشکیل بافت بادامکی در بازالت‌ها (نور XPL)؛ ب) تصویری از بافت جریان حاصل از ردیف شدن میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در سوی جریان (نور XPL) در بازالت‌ها؛ ج) تصویری از بلور کلینوپیروکسن اوژیتی (نور XPL) در بازالت‌ها؛ د) تصویری از تیغه‌های آپاتیت به صورت ادخال در بلور پلاژیوکلاز در سنگ‌های میکروگابرویی (نور XPL).

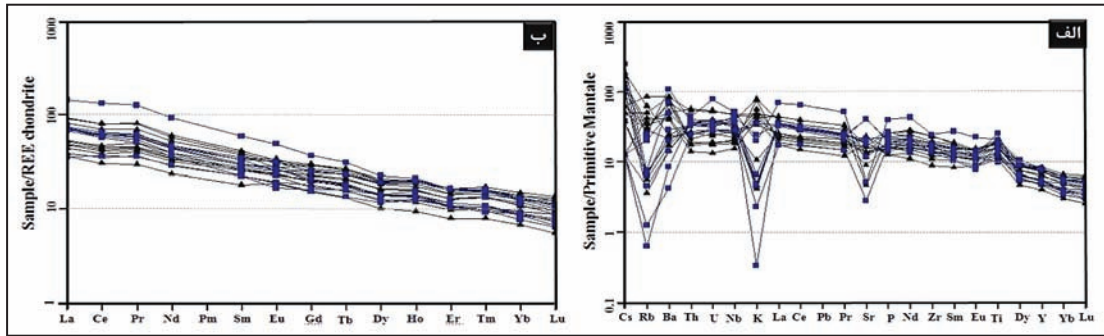


شکل ۱۳- موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای الف) SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Le Bas et al., 1986)؛ ب) Nb/Y در برابر $(\text{Zr}/\text{TiO}_2) \times 0.0001$ (Winchester & Floyd, 1977).

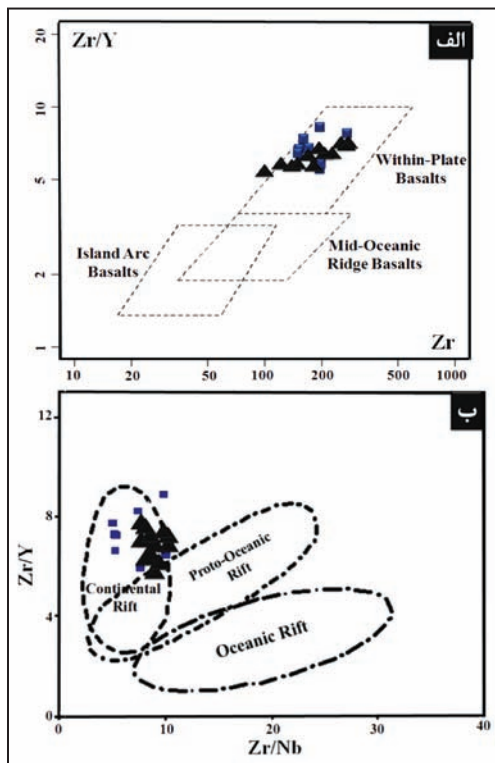
* در همه نمودارها، نمونه‌های بازالتی موجود در سازند قلی با نماد مثلث توپر و نمونه‌های بازالتی موجود در شیست‌های گرگان با نماد مربع توپر نمایش داده شده‌اند.



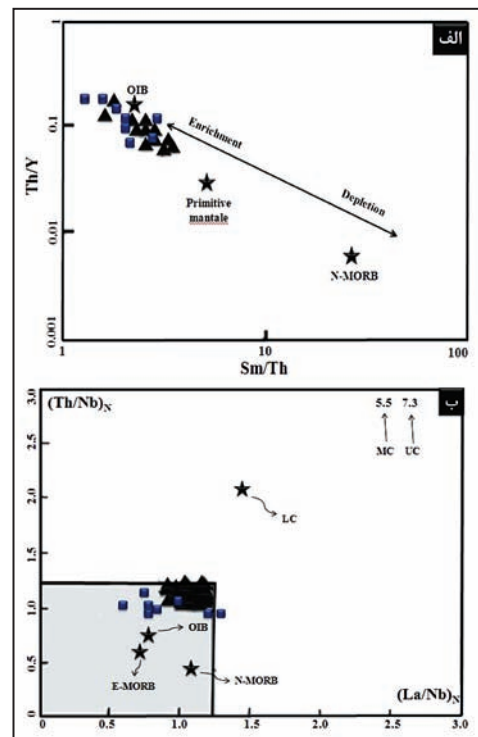
شکل ۱۴- موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Ti/Y در برابر Nb/La (Xia et al., 2012).



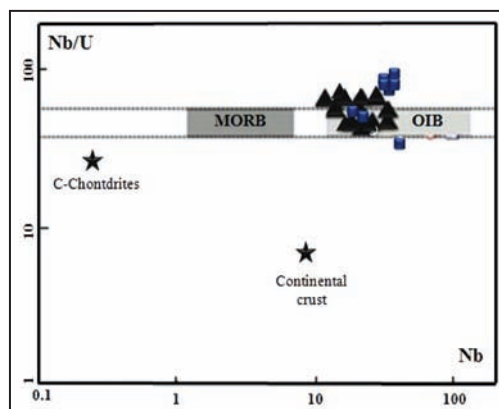
شکل ۱۵- الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) برای نمونه‌های مورد بررسی؛ ب) نمودار بهنجار شده با کندریت (Nakamura, 1974) برای نمونه‌های مورد بررسی.



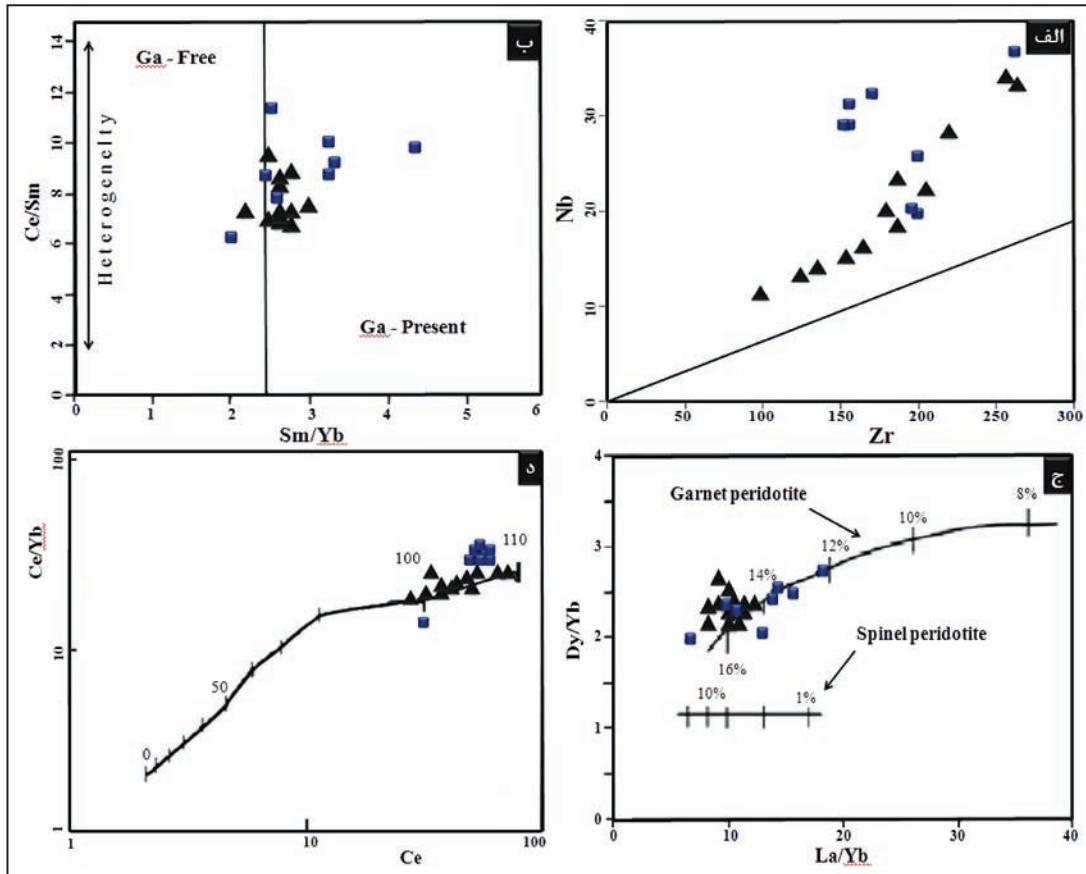
شکل ۱۷- موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، الف) نمودار (Pearce & Norry, 1979)؛ ب) نمودار (Kampunzu & Mohr, 1991).



شکل ۱۶- موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای الف) در برابر Th/Y برابر Sm/Th (Saunders et al., 1992)؛ ب) $(La/Nb)_N$ در برابر $(Th/Nb)_N$ (Dai et al., 2011).



شکل ۱۸- موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Nb/U در برابر Nb (Cornelius et al., 2011).



شکل ۱۹- موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای الف) Nb در برابر Zr (Abu-Hamattah, 2005)؛ ب) Sm/Yb در برابر Ce/Sm (Coban, 2007)؛ ج) Dy/Yb در برابر La/Yb (Thriwall et al., 1994)؛ د) Ce در برابر Ce/Yb (Ellam, 1991).

جدول ۱- نتایج خام تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی موجود در سازند قلی که مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی را به درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب را به بخش در میلیون نشان می‌دهد (کاظمی حسونند، ۱۳۹۱).

Sample	N-1/1	N-4/3	N-5/1	N-8/4	N-9/2	N-14/2	N-15/2	N-16/1	N-16/2	D-1/1	D-3/4	Kh3
SiO ₂	۴۷/۷	۴۵/۷	۴۶/۹	۴۷/۴	۴۷/۷	۴۸/۶	۴۸	۴۹/۷۰	۴۷	۴۴/۸	۴۷/۶	۴۸/۱
TiO ₂	۲/۲	۳/۲۴	۳/۱۶	۳/۴۱	۱/۹۵	۳/۰۲	۲/۲۷	۲/۹۵	۲/۶۳	۲/۵۵	۲/۶۸	۱/۷۷
Al ₂ O ₃	۱۳/۵	۱۴/۳	۱۴/۷	۱۴/۸	۱۴/۹	۱۲/۹	۱۵/۱	۱۲/۸	۱۵/۱	۱۳/۷	۱۳/۶	۱۶
Fe ₂ O ₃	۱۲/۱	۱۳/۴	۱۳/۹	۱۲/۱	۱۱/۲	۱۳/۵	۱۱/۲	۱۳/۸	۱۲	۱۲/۵	۱۲/۳	۹/۵۷
MnO	۰/۲۴	۰/۳۸	۰/۰۸	۰/۳۴	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۳۷	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۳۵	۰/۱۳	۰/۱۶
MgO	۶/۷۵	۵/۴۲	۱/۹۹	۴/۸۸	۶/۰۵	۴/۶۸	۵/۹۵	۴/۴۶	۶/۴۵	۵/۱۹	۴/۱۶	۶/۱۱
CaO	۸/۶۶	۵/۲۷	۴/۰۶	۶/۷۸	۷/۲۳	۶/۹۳	۷/۳۵	۷/۰۹	۶/۷۲	۴/۹۲	۷/۴۳	۸/۳۵
Na ₂ O	۲/۷	۴/۳	۵	۳/۹	۳/۵	۳/۲	۳/۷	۲/۹	۴/۴۰	۲/۱	۲/۴	۲/۸
K ₂ O	۱/۲۳	۱/۲۳	۲/۱۸	۱/۳۸	۲/۱۹	۰/۱۳	۱/۴	۰/۱۲	۰/۳	۱/۴۹	۰/۹۴	۱/۱۲
P ₂ O ₅	۰/۳	۰/۵۳	۰/۴۵	۰/۵۳	۰/۲۶	۰/۳۸	۰/۳۲	۰/۳۶	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۳۵	۰/۲۶
L.O.I	۲/۰۸	۳/۳۱	۵/۱۳	۲/۶۶	۲/۲۷	۲/۹۸	۲/۴۲	۳/۳۷	۳/۶۸	۷/۶۷	۵/۷۶	۳/۱۸
Total	۹۷/۴	۹۷/۱	۹۷/۶	۹۸/۲	۹۷/۵	۹۶/۵	۹۷/۹	۹۷/۷۶	۹۸/۸۱	۹۵/۵	۹۷/۴	۹۷/۵
Ba	۳۰۰	۳۶۰	۱۷۰	۵۹۰	۶۰۰	۱۰۰	۴۷۰	۱۲۰	۱۶۰	۵۰۰	۱۵۰	۲۸۰
Sr	۳۴۰	۲۸۰	۱۰۰	۳۶۰	۴۹۰	۲۵۰	۴۸۰	۲۸۰	۲۸۰	۱۹۰	۲۹۰	۳۹۰
Cs	۰/۵	۱/۱	۱/۵	۰/۴	۰/۵	۰/۹	۰/۵	۱/۳	۰/۳	۱	۰/۴	۰/۱
Rb	۲۱/۸	۲۳/۲	۳۹/۹	۳۱/۹	۵۴/۵	۲/۳	۱۹	۳/۶	۱/۴	۱۹/۴	۱۸	۲۶/۸
Zr	۱۵۴	۲۶۴	۲۱۹	۲۵۶	۱۲۴	۲۰۴	۱۳۷	۱۸۷	۱۷۸	۱۶۳	۱۸۶	۹۹/۵

ادامه جدول ۱

Sample	N-1/1	N-4/3	N-5/1	N-8/4	N-9/2	N-14/2	N-15/2	N-16/1	N-16/2	D-1/1	D-3/4	Kh3
Hf	۳	۶	۵	۶	۲	۵	۳	۳	۲	۴	۴	۲
Ta	۱	۲/۲	۱/۹	۲/۳	۰/۸	۱/۵	۰/۹	۱/۳	۱/۱	۱/۱	۱/۲	۰/۷
Nb	۱۵	۳۳	۲۸	۳۴	۱۳	۲۲	۱۴	۲۳	۲	۱۶	۱۸	۱۱
Y	۲۴/۷	۳۸/۱	۳۴/۸	۳۶/۵	۲۲/۱	۳۳	۲۴/۹	۳۲/۸	۲۹/۹	۲۴/۲	۲۸/۸	۱۸/۵
U	۰/۳۸	۱/۱۴	۰/۶۹	۱/۱	۰/۳۷	۰/۸۲	۰/۴	۰/۸۴	۰/۴۹	۰/۵۳	۰/۶	۰/۲۸
Th	۱/۵	۴/۹	۳	۴/۶	۱/۶	۳/۱	۱/۶	۳/۱	۲/۲	۱/۸	۲/۳	۱/۲
Zn	۲۳۶	۲۷۵	۱۵۴	۲۸۷	۴۶۲	۱۳۰	۲۸۶	۱۵۱	۲۴۲	۹۴۵	۲۲۱	۱۸۶
Cu	۱۴۰	۶	۲۷	۱۷	۸	۵۳	۶	۸۶	۱۹	۷۴	۲۳	۷۶
Tl	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵
Ni	۷۸	۳۰	۲۹	۳۲	۶۹	۲۹	۳۶	۴۴	۴۶	۹۱	۷۴	۵۷
Co	۴۳/۹	۴۰/۴	۲۲/۶	۳۷/۶	۴۲/۷	۳۷/۴	۳۹/۲	۴۴/۲	۴۸	۴۰/۲	۳۷/۲	۳۴/۲
V	۲۲۹	۳۳۵	۳۱۳	۳۳۷	۲۲۹	۳۲۴	۲۶۲	۳۹۳	۳۱۲	۲۷۸	۲۶۶	۲۰۶
Ga	۲۰	۲۵	۲۳	۲۵	۲۰	۲۳	۲۱	۲۶	۲۴	۲۲	۲۲	۲۰
La	۱۶/۲	۳۰/۸	۲۷/۳	۳۰/۵	۱۲/۹	۲۴/۴	۱۴/۷	۲۴	۱۷/۶	۱۵/۹	۱۷/۳	۱۲/۱
Ce	۳۸/۱	۶۹/۷	۶۱	۷۰/۳	۳۰/۷	۵۲/۵	۳۳/۵	۵۰/۴	۴۰/۶	۳۶/۳	۳۹/۱	۲۶/۵
Pr	۵/۰۴	۹/۰۹	۷/۹	۹/۱۵	۴/۱	۶/۷۹	۴/۵۹	۷/۰۶	۵/۶۹	۴/۸۴	۵/۱۴	۳/۳۶
Nd	۲۱/۹	۳۶/۵	۳۳/۵	۳۸/۵	۱۸	۲۹/۸	۲۰/۳	۲۸/۹	۲۴/۸	۲۱/۵	۲۳/۲	۱۵
Sm	۵/۴	۸	۷/۷	۸/۴	۴/۶	۷/۱	۵/۲	۶/۸	۶/۱	۵/۴	۵/۶	۳/۷
Eu	۱/۸۳	۲/۳۴	۲/۰۸	۲/۵	۱/۵	۲/۶۲	۱/۸	۲/۵۲	۲/۱۸	۱/۷۹	۱/۹۹	۱/۴۴
Gd	۵/۵۵	۸/۰۲	۸/۰۲	۸/۳۲	۵/۰۴	۷/۴۵	۵/۴۶	۶/۹۵	۶/۴۳	۵/۷۵	۶/۲۹	۴/۲۳
Tb	۰/۸۴	۱/۲۶	۱/۲۲	۱/۲۶	۰/۷۴	۱/۱۷	۰/۸۵	۱/۱۱	۱/۰۱	۰/۸۷	۰/۹۸	۰/۶۳
Dy	۴/۷۸	۷/۰۲	۶/۸	۷/۲۳	۴/۴۱	۶/۴۶	۴/۹۸	۶/۳۸	۵/۵۸	۴/۹۲	۵/۶۵	۳/۵۴
Ho	۰/۹۵	۱/۴۶	۱/۴	۱/۴۳	۰/۸۳	۱/۳۱	۰/۹۹	۱/۲۲	۱/۱۱	۰/۹۸	۱/۱۴	۰/۶۷
Er	۲/۳۴	۳/۷۳	۳/۵۲	۳/۷۵	۲/۲۴	۳/۲۹	۲/۳۷	۳/۲۸	۲/۹۵	۲/۴۶	۲/۹	۱/۸
Tm	۰/۳۲	۰/۵۲	۰/۴۷	۰/۴۹	۰/۳	۰/۳	۰/۴۴	۰/۴۷	۰/۴۱	۰/۳۲	۰/۴	۰/۲۴
Yb	۱/۹	۳/۳	۳/۱	۳/۱	۱/۹	۲/۸	۱/۹	۲/۷	۴/۲	۲/۱	۲/۶	۱/۵
Lu	۰/۲۳	۰/۴۷	۰/۴۲	۰/۴۴	۰/۲۶	۰/۳۸	۰/۲۶	۰/۴۳	۰/۳۳	۰/۳	۰/۳۳	۰/۱۹

جدول ۲- نتایج خام تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی به درصد وزنی و عناصر کمیاب و عناصر خاکی به (ppm) نمونه‌های سنگی موجود در شیست‌های گرگان (صالحیان، ۱۳۹۰).

Sample	S.A.4.2	S.A.4.4	S.B.1.6	S.B.2.8	S.B.3.3	S.B.3.6	S.D.3.1	S.D.6.1
SiO ₂	۵۱/۹۰	۴۸/۰۰	۴۲/۶۰	۴۴/۹۰	۴۵/۵۰	۴۳/۶۰	۴۳/۱۰	۵۰/۲۰
TiO ₂	۲/۹۸	۲/۵۹	۳/۳۴	۲/۴۶	۲/۰۴	۴/۲۹	۲/۰۵	۱/۷۱
Al ₂ O ₃	۱۴/۸۰	۱۳/۹۰	۱۷/۴۰	۱۵/۰۰	۱۶/۹۰	۱۴/۷۰	۱۷/۲۰	۱۶/۴۰
(Fe ₂ O ₃) _{total}	۱۴/۵۰	۱۲/۹۰	۱۴/۶۰	۱۰/۲۰	۱۰/۳۰	۱۴/۰۰	۱۰/۵۰	۱۱/۱۰
MnO	۰/۰۷	۰/۱۹	۰/۰۵	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۷
MgO	۲/۱۶	۴/۹۴	۶/۷۶	۶/۴۱	۶/۵۸	۵/۴۵	۶/۴۱	۴/۸۳
CaO	۲/۷۶	۶/۴۸	۱/۹۲	۹/۶۶	۸/۳۱	۱۰/۳۰	۴/۷۶	۷/۸۸
Na ₂ O	۷/۱۰	۴/۱۰	۴/۵۰	۴/۰۰	۳/۸۰	۳/۵۰	۴/۹۰	۵/۱۰
K ₂ O	۰/۰۷	۱/۰۳	۰/۵۶	۰/۱۹	۰/۷۰	۰/۱۵	۰/۰۱	۰/۱۴
P ₂ O ₅	۰/۳۶	۰/۳۰	۰/۸۱	۰/۴۷	۰/۴۱	۰/۴۴	۰/۳۷	۰/۵۹
L.O.I	۲/۰۷	۲/۵۲	۵/۱۴	۳/۷۰	۳/۳۰	۲/۸۶	۵/۶۹	۲/۵۳
Total	۹۸/۹۰	۹۶/۹۰	۹۷/۷۰	۹۷/۲۰	۹۸/۰۰	۹۹/۴۰	۹۵/۳۰	۱۰۰/۶۰
Ba	۳۰	۳۵۰	۵۰۰	۲۰۰	۷۷۰	۱۴۰	۶۰	۱۰۰

ادامه جدول ۲

Sample	S.A.4.2	S.A.4.4	S.B.1.6	S.B.2.8	S.B.3.3	S.B.3.6	S.D.3.1	S.D.6.1
Sr	۶۰	۳۸۰	۱۱۰	۴۵۰	۸۷۰	۸۶۰	۲۵۰	۴۰۰
Cs	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۳۰	۰/۸۰	۰/۹۰	۲	۰/۱۰	۰/۱۰
Rb	۰/۸۰	۱۲/۹۰	۴/۸۰	۴/۱۰	۱۵/۷۰	۴/۵۰	۰/۴۰	۲/۹۰
Zr	۱۹۹	۲۰۱	۲۷۴	۱۵۴	۱۵۶	۱۷۲	۱۵۳	۲۰۰
Hf	۶	۶	۷	۴	۴	۵	۴	۵
Ta	۱	۱	۲/۱۰	۱/۵۰	۱/۶۰	۱/۹۰	۱/۵۰	۱/۴۰
Nb	۴۰	۴۰	۶۰	۵۰	۵۰	۷۰	۴۰	۴۰
Y	۲۴/۵۰	۳۴	۳۶/۴۰	۲۵/۳۰	۲۲	۲۵/۹۰	۲۲/۹۰	۳۶/۶۰
U	۰/۵۸	۰/۶۱	۱/۶۵	۰/۶۷	۰/۷۵	۰/۷۲	۰/۸۰	۰/۷۰
Th	۲/۱۰	۲/۱۰	۳/۸۰	۲/۸۰	۳/۲۰	۳/۱۰	۳/۴۰	۲/۹۰
Zn	۸۹	۱۵۰	۱۵۰	۱۲۹	۸۴	۱۲۵	۸۲	۹۹
Cu	۲۵	۷۰	۲۸	۱۹۲	۵۶	۱۰۴	۸۹	۶۲
Ni	۴۳	۴۷	۱۱	۷۴	۹۹	۵۱	۶۱	۲۸
Co	۳۱/۶۰	۳۷/۸۰	۲۲/۹۰	۳۹	۴۰/۸۰	۵۰/۸۰	۳۴/۵۰	۳۴
V	۲۹۷	۳۲۹	۲۹۶	۲۰۷	۱۶۷	۴۳۱	۲۱۶	۱۲۳
Ga	۱۶	۲۴	۲۸	۱۸	۱۹	۲۳	۲۰	۱۹
La	۱۱/۸۰	۲۲/۸۰	۴۸	۲۳/۷۰	۲۴	۲۴/۵۰	۲۲/۵۰	۲۴/۷۰
Ce	۳۱/۵۰	۵۴/۸۰	۱۱۶	۵۳/۶۰	۵۲/۴۰	۵۴/۴۰	۵۰	۵۷
Pr	۴/۰۴	۶/۹۶	۱۴/۳۰	۶/۵۲	۶/۱۶	۶/۵۹	۵/۷۵	۷/۰۲
Nd	۱۸/۶۰	۲۹/۹۰	۵۹	۲۷/۹۰	۲۵	۲۸	۲۲/۸۰	۲۹/۸۰
Sm	۴/۶۰	۷/۱۰	۱۲/۱۰	۵/۹۰	۵/۲۰	۶/۲۰	۴/۶۰	۶/۸۰
Eu	۱/۳۰	۲/۴۳	۳/۸۰	۲/۰۷	۱/۷۶	۲/۰۵	۱/۴۹	۱/۹۶
Gd	۴/۵۲	۶/۷۶	۱۰/۲۰	۵/۶۲	۴/۷۸	۵/۸۲	۴/۲۹	۷/۰۶
Tb	۰/۷۷	۱/۱۰	۱/۴۸	۰/۸۳	۰/۷۵	۰/۸۸	۰/۶۴	۱/۱۱
Dy	۴/۹۱	۶/۶۲	۷/۸۲	۴/۸۰	۴/۲۵	۴/۸۰	۴/۰۶	۶/۶۶
Ho	۱/۱۰	۱/۳۸	۱/۴۹	۰/۹۷	۰/۸۹	۱/۰۱	۰/۸۸	۱/۴۳
Er	۲/۹۵	۳/۷۱	۳/۶۹	۲/۶۴	۲/۴۸	۲/۶۲	۲/۴۴	۳/۷۴
Tm	۰/۴۰	۰/۴۸	۰/۴۷	۰/۳۳	۰/۲۹	۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۴۹
Yb	۲/۵۰	۲/۸۰	۲/۹۰	۱/۹۰	۱/۷۰	۲	۲	۲/۹۰
Lu	۰/۳۰	۰/۳۵	۰/۳۹	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۷	۰/۲۵	۰/۳۷

کتابنگاری

- آیتی، ف.، نقره‌بیان، م. و خلیلی، م.، ۱۳۸۹- مروری بر ماگماتیسیم پالئوزویک در بخشی از ایران مرکزی، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۴، ص. ۶۳۲-۶۱۵.
- درخشی، م.، قاسمی، ح. و سهامی، ط.، ۱۳۹۰- مقایسه ماگماتیسیم شدید سیلورین ایران مرکزی و البرز در نواحی شیرگشت و سلطان میدان، مجموعه مقالات پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم، تهران.
- درخشی، م.، قاسمی، ح. و سهامی، ط.، ۱۳۹۳- زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی مجموعه بازالتی سلطان میدان در رخنمون‌های شمال و شمال خاور شاهرود، البرز خاوری، شمال ایران، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و سوم، شماره ۹۱، ص. ۷۶-۶۳.
- سهامی، ط.، ۱۳۹۰- زمین‌شناسی و پتروژنز بازالت سلطان میدان در مناطق نکارمن و ابرسج، شمال شاهرود، پایان‌نامه کارشناسی ارشد سنگ‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۵۱ ص.
- شاه‌پسندزاده، م.، ۱۳۷۱- تحلیل ساختاری و تفسیر محیط رسوبی مجموعه سنگ‌های دگرگونی گرگان (شیست‌های گرگان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران. ۱۷۵ ص.
- صالحیان، ش.، ۱۳۹۰- بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین مافیک موجود در شیست‌های گرگان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۷۵ ص.
- فتوت رودسری، ح.، ۱۳۸۵- تحلیل ساختاری پهنه‌های برشی در مجموعه دگرگونی گرگان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس تهران.

- قاسمی، ح. و خانعلی‌زاده، ع.، ۱۳۹۱- گرانیتوئید نوع A تویه دروار جنوب باختر دامغان: نشانه‌ای از ماگماتیسم حوضه کششی پالتوتیس در پالتوزویک زیرین البرز، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیستم، شماره ۱، ص. ۲۴-۳.
- قاسمی، ح. و درخشی، م.، ۱۳۸۷- کانی‌شناسی، ژئوشیمی و نقش فرایند جدایش مکانیکی بلورهای الیون در تشکیل سنگ‌های آذرین پالتوزویک زیرین منطقه شیرگشت؛ شمال باختر طبرستان، ایران مرکزی، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، ص. ۲۲۴-۲۰۷.
- قاسمی، ح. و کاظمی، ز.، ۱۳۹۲- محیط زمین‌ساختی و خصوصیات محل منشأ سنگ‌های آذرین موجود در سازند ابرسج (اردوویسین بالایی)، البرز خاوری، شمال شاهرود، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و یکم، شماره ۲، ص. ۳۱۹ تا ۳۳۰.
- قاسمی، ح. و ناجی، آ.، ۱۳۸۳- پتروژنز سنگ‌های آذرین پالتوزویک زیرین- میانی بخش‌هایی از ایران مرکزی، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. قویدل سیوکی، م. و حسین‌زاده مقدم، م. س.، ۱۳۸۹- پالینواستراتیگرافی رسوبات پالتوزویک پیشین در جنوب ناحیه فاضل‌آباد (خولین‌دره) جنوب خاور گرگان، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال بیست و ششم، شماره پیاپی ۳۸، شماره اول، ص. ۲۴-۱.
- قویدل سیوکی، م.، ۱۳۷۱- مطالعه پالینولوژیکی تعدادی نمونه از رسوبات مربوط به کاشمر، بیجار، ساغند یزد و گرگان و تعیین سن نسبی آنها بر مبنای وجود عناصر پالینولوژی، گزارش دیرینه‌شناسی آزمایشگاه‌ها و تحقیقات زمین‌شناسی واحد اکتشافات و تولیدات وزارت نفت، شماره ۴۰۴، ص. ۱۴ - ۲۱.
- کاظمی حسونند، ز.، ۱۳۹۱- پتروولوژی، ژئوشیمی و ویژگی‌های محل منشأ سنگ‌های آذرین اردوویسین پایانی در سازند ابرسج، شاهرود، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۹۲ صفحه.
- گراوند، م.، قاسمی، ح. و حافظی مقدس، ن.، ۱۳۹۱- ارزیابی ژئوشیمیایی و زیست‌محیطی فلزات سنگین در خاک‌های حاصل از شیب‌های گرگان. فصلنامه علوم زمین، سال بیست و دوم، شماره ۸۶، ص. ۴۶-۳۵.

References

- Abu-Hamattah, Z. S. H., 2005- Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication. *Journal of Asian Earth Sciences* 25: 557-581.
- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21: 1-33.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. & Mitchell, J. G., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology geothermal Research* 102: 67-95.
- Berberian, F. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 5: 101-117.
- Boulin, J., 1991- Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys. *Tectonophysics* 196: 211-268.
- Coban, H., 2007- Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension- related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth Science Reviews* 80: 219 - 238.
- Cornelius, T., Ntaflou, Th. V. & Akinin, V., 2011- Polybaric petrogenesis of Neogene alkaline magmas in an extensional tectonic environment: Viliga Volcanic Field, northeast Russia. *Lithos* 122: 13 -24.
- Dai, J., Wang, Ch., Hebert, R., Li, Y., Zhong, H., Guillaume, R., Bezar, R. & Wei, Y., 2011- Late Devonian OIB alkaline gabbro in the Zangbo Zone: Remnants of the Paleo-Tethys?. *Gondwana Research* 19: 232-243.
- Delaloy, M., Jenny, J. & Stampfli, G., 1981- K-Ar dating in eastern of Alborz (Iran). *Tectonophysics* 79: 27-36.
- Derakhshi, M. & Ghasemi, H., 2013- Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: magmatic evidence for Paleotethys development. *Arabian Journal of Geosciences*, DOI 10.1007/s12517-013-1180-2.
- Ellam, R. M., 1991- Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology* 20: 153- 156.
- Gansser, A., 1951- Geological reconnaissance in Gorgan and surrounding area. National Iran Oil Company, Unpublished internal geological report no 10, p.37.
- Ghavidel-Syooki, G., Hassanzadeh, J. & Vecoli, M., 2011- Palynology and isotope geochronology of the Upper Ordovician-Silurian successions (Ghelli and Soltan Maidan Formations) in the Khoshyeilagh area, eastern Alborz Range, northern Iran. *stratigraphic and palaeogeographic implications* 164: 251-271.
- Ghavidel-Syooki, M., 2007 - Latest Ordovician-early Silurian Chitinozoans from the eastern Alborz Mountain Range, Kope-Dagh region, northeastern Iran: biostratigraphy and paleogeography. *Review of Palaeobotany and Palynology* 145: 173-192.
- Ghavidel-Syooki, M., 2008 - Palynostratigraphy and Palaeogeography of the Upper Ordovician Gorgan Schists (Southeastern Caspian Sea), Eastern Alborz Mountain Ranges, Northern Iran. *Comunicações Geológicas* 95: 123-155.
- Ghavidel-Syooki, M., 2009- Palynostratigraphy and paleogeography of Ordovician strata (Abastu and Abarsaj formations) from the southeastern Caspian Sea, northeastern Iran. *CIMP Faro* 09: 31-34.
- Haase, K. M. & Renno, A. D., 2008- Variation of magma generation and mantle sources during continental rifting observed in Cenozoic lavas from the Eger Rift, Central Europe. *Chemical Geology* 257: 192 -202.
- Hubber, H., 1957- Geological reports on south Gorgan mountain front between Nika and Shah-Pasand. National Iran Oil Company, Unpublished internal geological report no 164, p. 39.

- Jenny, J., 1977- Percambrian et paleozoique en feriere, del Elburz oriental enre Aliabad et Shahrood, Iran du inrod-east. *Eclogae geologicae helvetiae* 70 (3): 761-770.
- Kampunzu, A. B. & Mohr, P., 1991- 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: 85–136.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram. *Journal Petrology* 27(3): 375 – 750.
- Lentz, D. R., 1998- Petrogenetic evolution of fescic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massiv sulfide systems: The role of extentional geodynamics. *Ore Geology Reviews*.
- Manikyamba, C. & Kerrich, R., 2011- Geochemistry of alkaline basalts and associated high-Mg basalts from the 2.7 Ga Penakacherla Terrane, Dharwar craton, India: An Archean depleted mantle-OIB array. *Precambrian Research* 188: 104–122.
- Moufti, M. R., Moghazi, A. M. & Ali, K. A., 2011- Geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic composition of the Harrat Al-Madinah Volcanic Field, Saudi Arabia. *Gondwana Research*, 1-20.
- Nakamura, N., 1974 - Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38: 757-775.
- Pearce, J. A. & Norry, M. J., 1979- Perogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.
- Pearce, J. A., 2008- Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100:14–48.
- Reichow, M., Saunders, A., White, R., Al’Mukhamedov, A. & Medvedev, A., 2005- Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo–Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos* 79: 425 – 452.
- Saccani, E., Beccaluva, L., Photiades, A. & Zeda, O., 2011- Petrogenesis and tectono-magmatic significance of basalts and mantle peridotites from the Albanian-Greek ophiolites and sub-ophiolitic mélanges. New constraints for the Triassic-Jurassic evolution of the Neo-Tethys in the Dinaride sector. *Lithos* 124: 227-242.
- Safonova, I. Yu., Simonov, V. A., Kurganskaya, E. V., Obut, O. T., Romer, R. L. & Seltmann, R., 2012- Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan : Geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences* 49: 20-39.
- Saunders, A. D., Storey, M., Kent, R. W. & Norry, M. J., 1992- Consequence s of plume lithosphere interactions». In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R. J. (Eds) *Magmatism and the Cause of Continental Breakup*. Geological Society of Special Publication, London 68: 41–60.
- Stahl, A. F., 1911- Handbuk der regionalen geologie – Persian. V. Band 8, Hildelberg.
- Stampfli, G. M., 1978- Etude géologique générale de l’Elburz oriental au S de Gonbad-e-Qabus Iran N-E. Th se présentée[la Faculté des Sciences de l’Université de Geneve, 1-329.
- Sun, S. & McDonough, W. F., 1989- 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*. Geological Society London, Spec 42: 313–345.
- Thirwall, F. M., Upton, B. J. & Jenkins, C., 1994- Intraction between continental lithosphere and Iceland plume-Sm-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, Ne Greenland. *Journal of Petrology* 35: 839-879.
- Thompson, L. S. & Hotchkiss, H., 1938- Preliminary report on the geological reconnaissance of NE Iran. National Iran Oil Company, Unpublished interal geological report no 141, 38p.
- Tietze, E., 1877- Ein Ausflug nach dem Siahkuh (schwarzer Berg) in Persian. *mitt geogr, Ges. Wien, (N.F.)* 18: 257-267.
- Wang, Z., Zhao, Y., Zou, H., Li, W., Liu, X., Wu, H., Xu, G. & Zhang, S., 2007- Petrogenesis of the Early Jurassic Nandaling flood basalts in the Yanshan belt, North China Craton: A correlation between magmatic underplating and lithospheric thinning. *Lithos* 96: 543-566.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N. & Karimi Bavandpur, A., 2005- Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran, part II: northern and central Iran. *Acta Geol Pol* 55: 31–97.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma serier and their diferentitaion products using immobile element *Geology*. *Chemical Geology* 20: 249-287.
- Xia, L., Xia, Z., Xu, X., Li, X. & Ma, Zh., 2012- Mide Late Neop roterozoic rift-related volcanic rocks in China: Geological records of rifting and break-up of Rodinia. *GEOSCIENCE FRONTIERS* 3(4): 375 -399.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A. & Sabouri, J., 2009- The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) Orogeny in North Iran, In Book of “South Caspian to Central Iran Basins”, Edited by M. F. Brunet, M. Wilmsen and J. W. Granath, Published by The Geological Society London 31-57.
- Zeng, G., Chen, L., Xu, X., Jiang, Sh. & Hofmann, A., 2010- Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China. *Chemical Geology* 273: 35–45.

Comparison of the Mafic Igneous Rocks from the Ghelli Formation (Upper Ordovician) and the Gorgan Schists in the Eastern Alborz Zone

H. Ghasemi ^{1*}, Z. Kazemi ² & S. Salehian ³

¹ Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, University of Shahrood, Shahrood, Iran

² Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, University of Shahrood, Shahrood, Iran

³ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, University of Shahrood, Shahrood, Iran

Received: 2014 February 22

Accepted: 2015 March 01

Abstract

On the basis of stratigraphical studies, parental rocks of the Gorgan schists have same petrological features and fossil contents as the Ghelli formation in the eastern Alborz Zone and despite to the previous theories, these schists are not Precambrian in age. Also, the mafic igneous rocks of these two rock units have considerable petrological and geochemical similarities. These mafic igneous rocks include basalt, trachybasalt and basaltic trachyandesite in association with microgabroic sills, dykes and small intrusions. Investigations on, and comparison of their petrological and geochemical features, indicate similarities in age, petrology, magma sources, geochemistry and tectonic setting. It seems that the parental rock of the Gorgan schists and the rocks forming the Ghelli formation were sedimentary and igneous rocks, deposited during the initial stages of extensional movements and rifting of the Paleotethys ocean during Ordovician in the eastern Alborz. However the, parental rocks of the Gorgan schists were metamorphosed in the greenschist facies in middle-upper Triassic (early Cimmerian orogeny), due to vicinity to the oceanic trench of the Paleotethys subduction zone. Geochemical features of the igneous rocks in these two units indicate 12-16% partial melting of an enriched garnet lherzolite mantle source (such as the Oceanic Island Basalt source) for generation of the original magma in the garnet peridotite stability field at 100-110 Km depth..

Keywords: Mafic rocks, Ghelli formation, Gorgan schists, Paleotethys rift, Eastern Alborz.

For Persian Version see pages 263 to 276

*Corresponding author: H. Ghasemi; E-mail: h-ghasemi@Shahroodut.ac.ir