

The Study of amphibolites in Bahram Gor area (northwest of Gol-e Gohar mine in Sirjan), with emphasis on mineral paragenesis and whole rock chemical data

Seyyed Hesamaldin Moeinzadeh ^{1*}, Hadiseh Rahimisadegh ¹ and Mohsen Moazzen ²

¹ Department of Geology, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

² Department of Earth Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Abstract

The study area is located northwest of Gol-e Gohar mine (Bahram Gur Protected Zone) in Sirjan, the Kerman Province, a part of the Sanandaj-Sirjan zone. The area is mainly dominated by metamorphic rocks with their basic igneous origin and sedimentary including slate, phyllite, schist (garnet schist, amphibole schist, mica schist, kyanite schist), epidote amphibolite, amphibolite, gneiss, quartzite and marble. Among the study rocks, amphibolites with different minerals paragenesis, have been experienced the highest metamorphic grade to amphibolite facies. The basic igneous rocks ranging in composition from tholeiitic to calc-alkaline are the source rocks of the studied amphibolites and the oceanic crust is their protolith. As the discrimination geochemical diagrams display the amphibolites of the study area probably belong to back arc tectonic environments, which are very similar to mid-ocean ridges (MORB). The primary magma of the igneous rocks and the protolith of amphibolites were derived from spinel-peridotite. Furthermore, on the geochemical diagrams which were used for the purpose of this study, the positive Ba and negative Nb anomalies along with low Nb/U ratio show that the magma of the protolith has been subjected to crustal contamination during rising to the surface. All the geochemical data indicate that the magma has emplaced in a supra-subduction environment related to Neotethys Ocean.

Key words: Minerals Paragenesis, Back Arc, Mid Ocean Ridges, Crustal Contamination, Amphibolite Facies, Sanandaj Sirjan Zone, Bahram Gor region

* hmoeinzadeh@uk.ac.ir

بررسی آمفیبولیت‌های منطقه بهرام‌گور در شمال‌باختری معدن گل‌گهر سیرجان - کرمان با تأکید بر پاراژنز کانی‌ها و داده‌های شیمی سنگ‌کل

سیدحسام‌الدین معین‌زاده^{۱*}، حدیثه رحیمی‌صادق^۱ و محسن مؤذن^۲
^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران
^۲ گروه علوم‌زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیده

منطقه بررسی شده در شمال‌باختری معدن گل‌گهر سیرجان (منطقه حفاظتی بهرام‌گور) استان کرمان جای دارد و بخشی از پهنه سندانج-سیرجان است. این منطقه دربردارنده سنگ‌های دگرگونی گوناگون با خاستگاه آذرین بازی و رسوبی اسلیت، فیلیت، شیست (گارنت‌شیست، آمفیبول‌شیست، میکاشیست، کیانیت‌شیست)، اپیدوت‌آمفیبولیت، آمفیبولیت، گنیس، کوارتزیت و مرمر است. از میان سنگ‌های یادشده، آمفیبولیت‌ها با پاراژنز متفاوت، دچار بالاترین درجه دگرگونی تا رخساره آمفیبولیت شده‌اند. خاستگاه آمفیبولیت‌های یادشده، سنگ‌های آذرین بازی است که ترکیب شیمیایی آنها در محدوده توله‌ایتی تا کالک‌آلکان و سنگ‌مادر آنها از نوع پوسته اقیانوسی بوده است. برپایه نمودارهای زمین‌شیمیایی، آمفیبولیت‌های منطقه چه‌بسا به پهنه‌های زمین‌ساختی پشت‌کمانی (BABB) وابسته بوده‌اند که شباهت بسیاری به پشته‌های میان‌اقیانوسی (MORB) دارند. ماگمای اولیه سنگ‌های آذرین بازی و سنگ‌مادر آمفیبولیت‌ها، از اسپینل‌پریدوتیت جدایش یافته است. برپایه داده‌های با آنومالی مثبت Ba، آنومالی منفی Nb و نسبت کم Nb/U، ماگمای سازنده سنگ‌مادر هنگام بالا آمدن، دچار آلودگی پوسته‌ای شده است و این نکته نشان می‌دهد ماگما چه‌بسا در یک محیط فرفرورانش وابسته به اقیانوس نئوتتیس جایگزین شده است.

واژه‌های کلیدی: پاراژنز کانی‌ها، پشت‌کمانی، پشته‌های میان‌اقیانوسی، آلودگی پوسته‌ای، رخساره آمفیبولیت، پهنه سندانج-سیرجان، منطقه بهرام‌گور سیرجان

مقدمه

جنوب‌باختری سیرجان (استان کرمان) و ۲۰

کیلومتری شمال‌خاوری قطروبییه (استان فارس)

منطقه بهرام‌گور در ۵۰ کیلومتری

* hmoeinzadeh@uk.ac.ir

Mohajjel et. al., 2003; Shahabpour, 2005) رخداد جزیره‌های کمانی در اقیانوس نئوتتیس (میان پهنه برشی - دگرگونی سنندج - سیرجان و کمربند کوهزایی زاگرس) را بررسی کرده‌اند. King و Berberian (۱۹۸۱) پهنه برشی - دگرگونی سنندج - سیرجان را مرز فعال قاره‌ای در مزوزویک دانسته‌اند. از این رو، نامبرندگان دگرگونی‌های یادشده را به فرورانش وابسته می‌دانند.

Mohajjel و همکاران (۲۰۰۳) پهنه برشی - دگرگونی سنندج - سیرجان را پیامد برخورد تکه‌های قاره‌ای جداشده از گندوانا می‌دانند که در راستای شمال‌باختری - جنوب‌خاوری جای گرفته‌اند. در پی این همگرایی، کمان ماگمایی ارومیه - دختر، پهنه برشی - دگرگونی سنندج - سیرجان و کمربند تراست - چین‌خورده زاگرس پدید آمده‌اند. فرورانش طبقه دریایی تتیس در تریاس پایانی تا کرتاسه دگرریختی، دگرگونی و ناپیوستگی در زیرپهنه حاشیه‌ای را به دنبال داشته است و پدیده دگرریخت شدن کامل شده است. دگرریختی در کرتاسه پایانی، هنگامی که کمربند چین‌خورده اصلی با همگرایی به‌سوی جنوب‌باختری رخ داده است، با دگرگونی شیبست‌سبز و رویدادهای تاخیری که به‌صورت پلوتون‌های گرانیتی پالئوسن روی داده بوده‌اند، به اوج خود رسیده است.

Shahabpour (۲۰۰۵)، کفه (گودی) سیرجان که میان پهنه برشی - دگرگونی سنندج - سیرجان (حوضه پیش‌کمانی ترشیری یا کمان بیرونی) و کمربند آتشفشانی ایران مرکزی (کمان ماگمایی ترشیری) جای دارد را حوضه‌ای میان‌کمان دانسته است و بر این باور است که رویدادهای دگرگونی و دگرریختی در این پهنه، در مزوزویک و از تریاس پایانی تا پایان کرتاسه روی داده‌اند.

جای گرفته است. گستردگی این محدوده بیشتر از ۱۵۰ کیلومتر مربع است. جایگاه این منطقه در لبه جنوب‌خاوری پهنه سنندج - سیرجان در مختصات طول جغرافیایی خاوری $54^{\circ}50'$ تا $55^{\circ}18'$ و عرض جغرافیایی شمالی $29^{\circ}28'$ تا $29^{\circ}12'$ است. از دیدگاه زمین‌شناسی و ساختمانی برپایه رده‌بندی Dimitrijevic (۱۹۷۳)، این منطقه در کمربند سیرجان جای دارد.

Eftekharnazhad (۱۹۸۰) این پهنه را به دو بخش تقسیم کرده است:

- پهنه سنندج - سیرجان جنوبی (از سیرجان تا گلپایگان): این پهنه دچار دگرگونی و دگرریختی در تریاس میانی تا تریاس پیسن شده است؛

- پهنه سنندج - سیرجان شمالی (از گلپایگان تا سنندج) که در کرتاسه پسین دگرگون و دگرریخت شده است.

به باور Stöcklin (۱۹۶۸)، هیچ شاهدهی که گویای رویداد کوهزایی کالدونین و یا هرسی‌نین باشد، در این پهنه دیده نشده‌است. کمابیش همه زمین‌شناسانی که در بخش جنوبی این پهنه کار کرده‌اند (مانند: Sabzehei, 1999; Sarkarinejad, 1994; Mobin, 2001; Sheikholeslami, 2003) بر این باور هستند که همه نمودهای دگرریختی در این پهنه به فاز کیمرین آغازی (پیشین) وابسته هستند. ایشان رویداد کوهزایی کالدونین و هرسی‌نین یا کهن‌تر از آنها را باور ندارند. به باور Stöcklin (۱۹۶۸)، مهم‌ترین دگرریختی و دگرگونی دینامیک پهنه یادشده در زمانی میان تریاس میانی و بالایی روی داده است. از این رو، از دیدگاه رده‌بندی فازهای کوهزایی، پهنه برشی - دگرگونی سنندج - سیرجان قوی‌ترین نشانه‌های کوهزایی کیمرین پیشین را در خود ثبت کرده است.

برخی پژوهشگران (Babaie et al., 2001;)

دگرگونی بالاتر (مانند: گارنت‌شیسست، کیانیت‌شیسست و آمفیبولیت) از مهم‌ترین سنگ‌های این منطقه هستند. همچنین، یک سری توده‌های متابازالتی و توالی‌های ستبر از آهک‌ها و دولومیت‌های دگرگون‌شده با گستردگی بسیار در این منطقه دیده می‌شوند. برپایه گسترش رخساره‌های شیسست‌سبز و آمفیبولیت در این منطقه، تیپ دگرگونی از نوع باروین (فشار-دما متوسط) است (Rahmani Moghaddam *et al.*, 2015) (شکل ۱).

همچنین، بررسی‌هایی در بخش باختری این منطقه و در بخش شمال‌خاوری و خاور نیریز روی آمفیبولیت‌ها انجام شده است که درجه دگرگونی آن کمی از درجه دگرگونی آمفیبولیت‌های این منطقه بالاتر است (Fazlnia, 2017). در بررسی‌های انجام‌شده در معدن گل‌گهر در جنوب این منطقه، درجه دگرگونی آمفیبولیت‌های آن، همانند این منطقه است.

از آنجایی که در این منطقه که در جنوب‌خاوری پهنه سنندج-سیرجان و ضلع باختری کفه نمکی سیرجان است تا کنون بررسی‌های جامعی انجام نشده است، هدف از انجام این پژوهش، بررسی سرشت اولیه سنگ‌های آمفیبولیت منطقه و پهنه زمین‌ساختی پیدایش سنگ مادر (protolith) آنهاست.

زمین‌شناسی منطقه

بیشتر سنگ‌های منطقه بهرام‌گور دگرگون و دگرریخت شده‌اند و مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی با خاستگاه آذرین و رسوبی را دربر می‌گیرند. کهن‌ترین این سنگ‌ها به سن پالئوزویک آغازین (Mohajjel *et al.*, 2003) و دربردارنده آمفیبولیت، بیوتیت‌آمفیبولیت، گارنت‌کیانیت‌شیسست، آمفیبول‌شیسست، بیوتیت‌شیسست، شیسست‌سبز، گنیس،

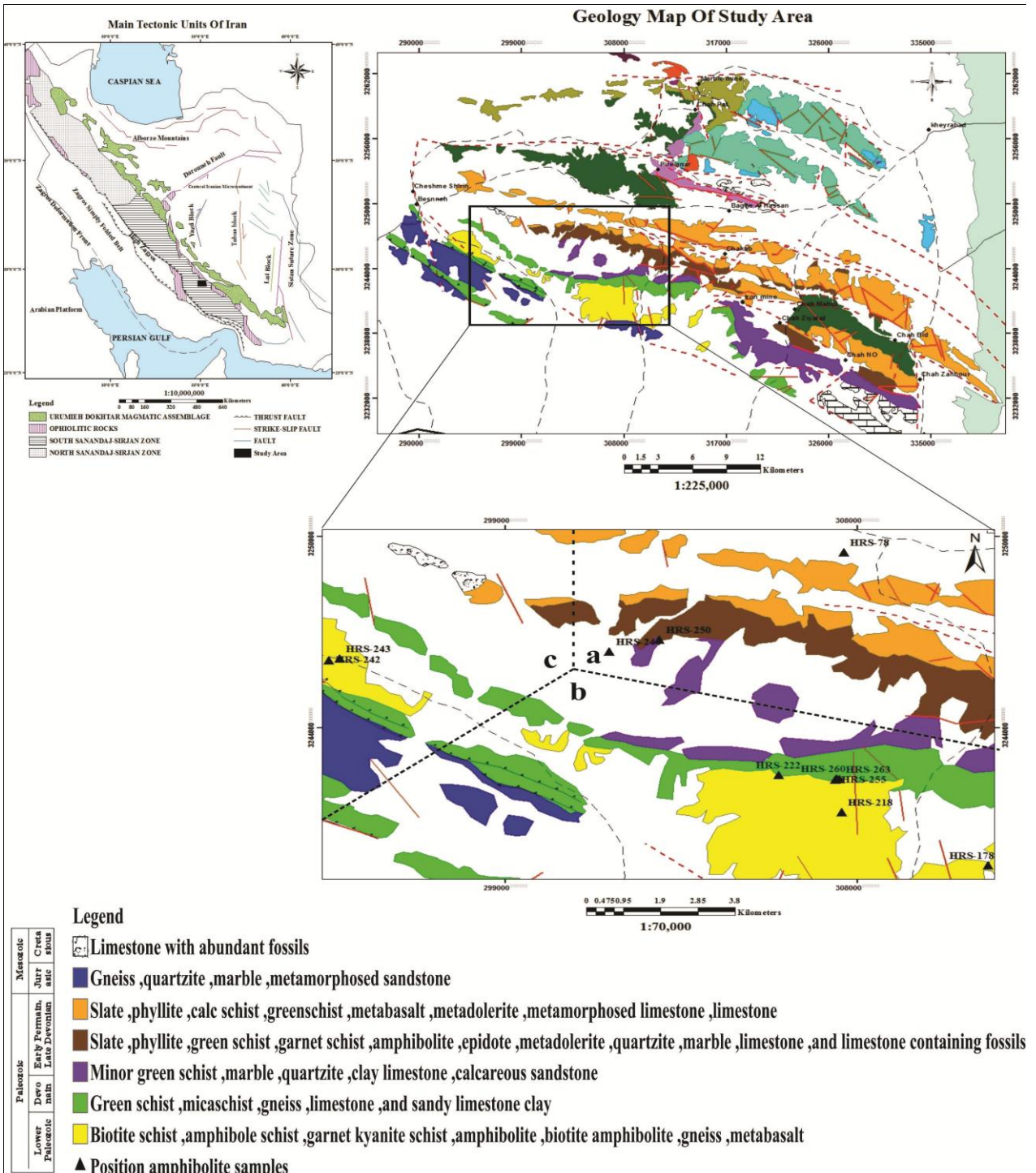
پهنه سنندج-سیرجان از واحدهای مهم زمین‌ساختی ایران است که به‌صورت نوار طویل دگرگون‌شده‌ای هم‌راستا و هم‌روند با رورانندی زاگرس از ارومیه و سنندج در شمال‌باختری تا سیرجان و اسفندقه در جنوب‌خاوری کشیده شده است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994). این پهنه روند ESE-WNW دارد و از سوی جنوب به گسل اصلی زاگرس و در شمال به پهنه ماگمایی ارومیه-دختر می‌رسد. جهت و راستای کلی پهنه سنندج-سیرجان و گسترش کم‌آشفشان‌های ترشیری در این منطقه از پهنه زاگرس پیروی می‌کنند؛ اما ویژگی‌های ساختمانی و رسوبگذاری آن همانند ایران مرکزی است (Dimitrijevic, 1973).

سنگ‌های دگرگونی به‌سن پرکامبرین-پالئوزویک که بسیار دچار فرایندهای زمین‌ساختی شده‌اند، افیولیت‌های کرتاسه پایانی، سنگ‌های آهکی و چرت‌های رادیولارین کرتاسه-ترشیری، ولکانیک‌های آندزیتی ژوراسیک و کنگومرای کرتاسه از فراوان‌ترین واحدهای سنگی در این پهنه به‌شمار می‌روند (Mohajjel *et al.*, 2003). گسترش و تغییرات زمین‌ساختی سنندج-سیرجان با گسترش و بازشدن یکی از بازوهای ریفتی دریای تتیس در پرمین آغاز شده است. ساختارها و سازندهای اصلی و مهم پهنه سنندج-سیرجان در سه رویداد مهم (فرورانش شمال‌خاوری صفحه عربستان به زیر صفحه ایران مرکزی، پیدایش ملانژهای افیولیتی کمربند سنندج-سیرجان و در پایان، برخورد قاره‌ای میان دو صفحه یادشده در میوسن) پدید آمده‌اند (Mohajjel *et al.*, 2003).

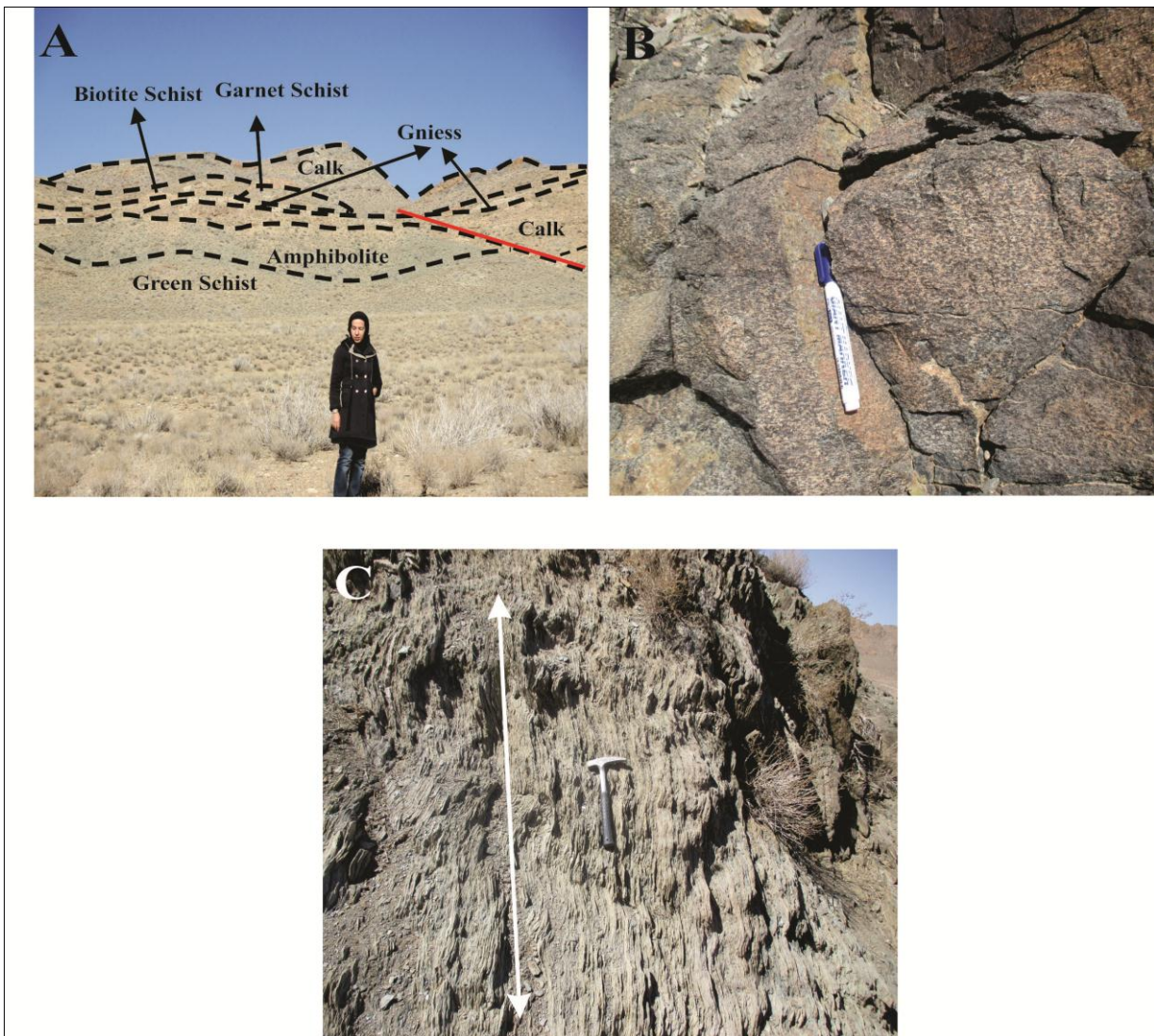
سنگ‌های دگرگونی درجه‌ضعیف فیلیت، اسلیت، شیسست‌های سبز و سنگ‌هایی با درجه

شامل تناوبی از سنگ‌های مرمر، کوارتزیت و سنگ‌های دگرگون‌نشده (مانند: گل‌سنگ آهکی و ماسه‌سنگ آهکی) پوشیده شده‌اند (شکل ۲- A).

متابازالت و آهک دگرگون شده هستند. این گروه از سنگ‌ها به نام کمپلکس گل‌گهر شناخته می‌شوند (Sabzehei *et al.*, 1997) و با واحدهای جدیدتر



شکل ۱- نقشه واحدهای زمین‌ساختی ایران و نقشه زمین‌شناسی منطقه بهرام‌گور در شمال‌باختری معدن گل‌گهر، همراه با جایگاه نمونه‌های آمفیبولیت برداشت‌شده که برپایه برداشت صحرایی و عکس‌های ماهواره‌ای رسم شده است (Şengor, 1990)



شکل ۲- A) نمای کلی از آمفیبولیت‌های منطقه بهرام‌گور در شمال‌باختری معدن گل‌گهر که روی واحدهای شیست جای گرفته‌اند و با سنگ‌های آهکی پوشیده شده‌اند (دید رو به شمال)؛ B) آمفیبولیت‌های بی‌جهت‌یافتگی منطقه که در آنها درشت‌بلورهای آمفیبول سبزرنگ و پلاژیوکلازهای سفیدرنگ دیده می‌شوند؛ C) آمفیبولیت‌های جهت‌یافته، با برگوارگی و خطوارگی که در پی نیروهای زمین‌ساختی فعال در راستای پهنه برشی محلی در منطقه چین‌خورده‌اند (در این حالت، آمفیبولیت‌ها در بردارنده لایه‌های موازی با ستبرای متفاوت (از بالا به پایین تصویر) هستند که چین‌خوردگی ناهم‌انگ یا نامتجانس نشان می‌دهند)

منطقه باختری کویر نمکی سیرجان به‌طور گسترده در سه بخش از کل منطقه در کمپلکس گل‌گهر پراکنده شده‌اند (شکل ۱):

- (a) بخش مرکزی؛
- (b) بخش جنوبی؛
- (c) بخش جنوب‌باختری.

برخی سنگ‌های آذرین بازی در رخساره درجه متوسط و بالا (رخساره آمفیبولیت) دگرگون شده‌اند و سنگ‌های آمفیبولیت پدید آمده‌اند و برخی دیگر در رخساره درجه کم (رخساره شیست‌سبز) دگرگون شده‌اند و همچنان ساخت و بافت نخستین خود را دارند و تا متابازیت دگرگون شده‌اند. آمفیبولیت‌های

شدند. این نمونه‌ها در آزمایشگاه Activation Laboratories (ACTLABS) در Ontario (Ancaster، کانادا) با دستگاه‌های تجزیه‌ای XRF، ICP-OES و ICP-MS تجزیه شدند و مقدار ۱۰ اکسید اصلی، ۴۵ عنصر فرعی و LOI آنها به دست آمد. در این روش مقدار مشخصی از پودر سنگ با کمک ذوب لیتیم‌بورات آمیخته و در دمای بالا ذوب شد. شیشه‌های به دست آمده از ذوب، پس از انحلال در اسید و رقیق‌سازی، با دستگاه ICP-OES و MS-ICP و XRF تجزیه شدند.

از آنجایی که دگرگونی یک سیستم کاملاً بسته نیست، کاربرد عنصرهای اصلی و فرعی برای تعیین سنگ‌مادر و محیط زمین‌ساختی با شک همراه خواهد بود؛ زیرا هوازدگی و دگرگونی چه بسا ترکیب اصلی را تغییر دهد.

سنگ‌نگاری

بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی، آمفیبولیت‌ها از نوع اورتوآمفیبولیت هستند. در نمونه دستی، تیره‌رنگ و در زیر میکروسکوپ در بردارنده کانی‌های هورنبلند، پلاژیوکلاز، اپیدوت، بیوتیت، تیتانیت و روتیل هستند. اورتوآمفیبولیت‌ها مقدار فراوانی هورنبلند و پلاژیوکلاز دارند و بی‌کوارتز هستند.

آمفیبولیت، اپیدوت آمفیبولیت و بیوتیت آمفیبولیت از گروه‌های اصلی اورتوآمفیبولیت‌های این منطقه هستند (جدول ۱).

- آمفیبولیت‌ها که سنگ‌مادرشان سنگ آذرین بازی بوده است، پورفیروبلاست‌های آمفیبول منشوری نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار به‌رنگ سبز-قهوه‌ای درشت دارند. این پورفیروبلاست‌ها در میان پلاژیوکلازهای دگرسان شده و سرسیتی شده، در یکدیگر قفل شده‌اند و بافت گرانوبلاستیک را پدید آورده‌اند

آمفیبولیت‌های منطقه بهرام‌گور سیرجان در نمونه دستی به رنگ سبز تیره هستند و به دو صورت با جهت‌یابی ترجیحی و بی‌جهت‌یابی دیده می‌شوند. در آمفیبولیت‌هایی که جهت‌یافتگی ندارند درشت‌بلورهای آمفیبول سبزرنگ و پلاژیوکلازهای سفیدرنگ دیده می‌شوند (شکل ۲- B). در پی نیروهای زمین‌ساختی فعال در راستای پهنه برشی محلی در منطقه، برگواگی و خط‌وارگی آمفیبولیت‌های جهت‌یافته چین خورده‌اند. این آمفیبولیت‌ها لایه‌های موازی با ضخامت‌های متفاوت با چین‌خوردگی ناهماهنگ یا نامتجانس نشان می‌دهند (شکل ۲- C).

آمفیبولیت‌های منطقه بهرام‌گور به صورت توده‌های جدا از هم و پراکنده‌ای هستند که بیشتر با سنگ‌های متابازیت، شیست و گنیس هم‌جوار هستند و روی آنها را آهک پوشانده است. ستبرای آمفیبولیت‌ها نزدیک به ۲۰ متر است و بیشتر آمفیبولیت‌ها امتداد N50E و شیب 35NW دارند. به دنبال رفتار زمین‌ساختی در منطقه، مرز میان سنگ‌های آمفیبولیتی با سنگ‌های مجاور گسله و خردشده است. بیشتر گسل‌های منطقه روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری و شمالی - جنوبی نشان می‌دهند.

روش انجام پژوهش

برای دستیابی به هدف‌های این پژوهش، پس از بررسی و ارزیابی اطلاعات و گزارش‌های موجود و گردآوری اطلاعات، برای بررسی شواهد صحرایی از منطقه بازدید و از رخنمون‌های سنگی مناسب، نمونه‌برداری‌های جهت‌دار انجام شد. نزدیک به ۳۰۰ مقطع نازک از سنگ‌ها تهیه شد. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری بر پایه تنوع کانی‌شناسی و رخساره‌های دگرگونی، شمار ۱۱ نمونه آمفیبولیت با کمترین دگرسانی برای تجزیه سنگ‌کل برگزیده

پلاژیوکلاز (~۴۰ درصد حجمی)، به‌همراه کانی‌های فرعی تیتانیت، روتیل و کانی‌های تیره (~۱۰ درصد حجمی) دیده می‌شوند. تیتانیت به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکلی است که دور اکسید آهن را فراگرفته‌اند (شکل ۳- A). همچنین، بقایای روتیل دیده‌شده چه‌بسا هنگام بالآمدن و کاهش فشار با تیتانیت جایگزین شده باشند (Frost *et al.*, 2001) (شکل ۳- A).

(شکل ۳- A). در برخی دیگر از آمفیبولیت‌ها، پورفیروبلاست‌های آمفیبول به‌رنگ سبز تیره تا سبز-قهوه‌ای هستند و در میان پلاژیوکلازهای دگرسان‌شده جای گرفته‌اند. این کانی‌ها جهت‌یابی ترجیحی از خود نشان می‌دهد (شکل ۳- B). در هر دو نوع آمفیبولیت، برگوارگی به‌خوبی دیده می‌شود. در آمفیبولیت‌ها، کانی‌های هورنبلند (~۵۰ درصد حجمی)،

جدول ۱- کانی‌شناسی نمونه‌های آمفیبولیت بهرام‌گور شمال‌باختری در معدن گل‌گهر سیرجان - کرمان

Sample No.	Latitude and Longitude	Qtz	Bt(II)	Pt	Esp	Chl	Cal	Am	Brs	Act	Tr	Ep	Ser	Tur	Tin	Rt	Op	Rock Type
HRS-78	55° 00' 53" 29° 32' 34"	X		X	O	Xret		X				X	Xret				O	Epidote Amphibolite
HRS-178	55° 03' 29" 29° 16' 18"	X		X	O	Xret		X				X	Xret				O	Epidote Amphibolite
HRS-244	54° 57' 26" 29° 19' 50"	X			X	Xret	O	X				X	Xret				O	Epidote Amphibolite
HRS-218	55° 01' 09" 29° 17' 10"	O	X	X		Xret		X									O	Biotite Amphibolite
HRS-222	55° 00' 09" 29° 17' 47"	O		X				X					Xret		O	O	O	Amphibolite
HRS-242	54° 53' 01" 29° 19' 37"	O		X				X				O	Xret		O		O	Amphibolite
HRS-243	54° 53' 11" 29° 19' 39"	O		X		Xret		X	X				Xret		O		O	Amphibolite
HRS-250	55° 00' 06" 29° 17' 30"	O		X				X					Xret		O	O	O	Amphibolite
HRS-255	55° 01' 02" 29° 17' 43"	O		X	O	Xret	O	X		O	O	O		O	O		O	Amphibolite
HRS-260	54° 53' 00" 29° 19' 30"	O		X		Xret		X	X				Xret		O		O	Amphibolite
HRS-263	55° 01' 07" 29° 17' 44"	O		X	O	Xret		X		O	O	O	Xret		O		O	Amphibolite

X: Major Mineral, O: Minor Mineral, Xr: Relict Mineral, Xret: Retrograde Product, X(Inc): Inclusion

I: Syn tectonic Mineral, It: Post tectonic Mineral

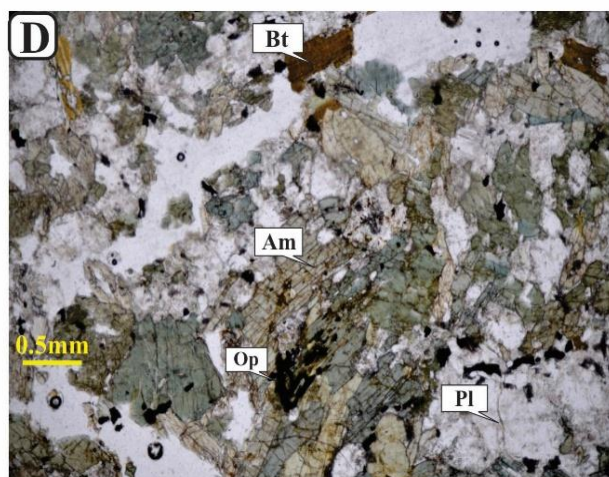
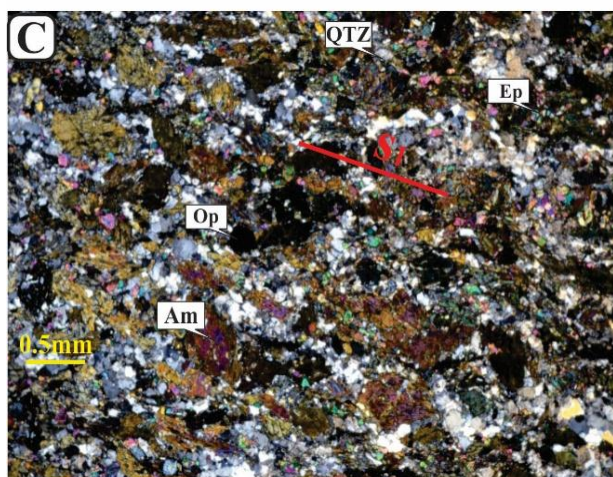
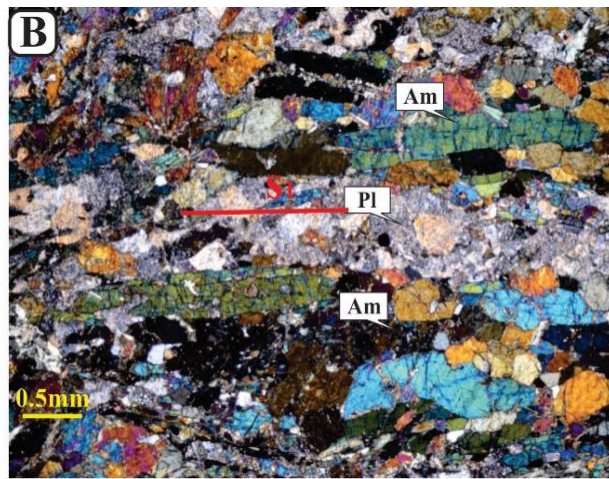
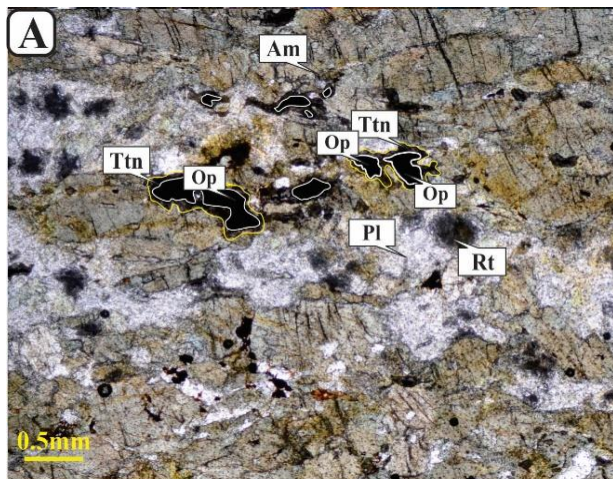
Mineral abbreviations after J. Siivola & R. Schmid (2007)

آمده‌اند. میانبارهایی از آمفیبول و اپیدوت که درون پورفیروبلاست‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شوند، بافت پوی کیلوبلاستیک را پدید آورده‌اند. همچنین، جهت‌یافتگی آمفیبول و اپیدوت به‌موازات برگوارگی به‌خوبی دیده می‌شود (شکل ۳- C) - در بیوتیت آمفیبولیت‌ها، کانی‌های اصلی هورنبلند (~۵۰ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (~۴۰ درصد حجمی) و

- اپیدوت آمفیبولیت دربردارنده هورنبلند (~۴۰ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (~۳۰ درصد حجمی)، اپیدوت (~۲۰ درصد حجمی) و کوارتز (~۱۰ درصد حجمی) است. اپیدوت بیشتر در بخش روشن سنگ (سرشار از پلاژیوکلاز) تمرکز پیدا کرده است. اپیدوت آمفیبولیت‌ها از دگرگونی سنگ‌های آذرین بازی در زیرخساره اپیدوت - آمفیبولیت پدید

آمفیبول‌های کشیده به‌رنگ سبز-قهوه‌ای و پلاژیوکلازهای دگرسان‌شده دیده می‌شوند (شکل ۳- D).

بیوتیت (~۱۰ درصد حجمی) دیده می‌شوند. بیوتیت‌ها به رنگ قهوه‌ای با یک جهت رخ واضح، در میان



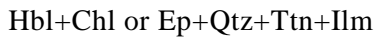
شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از آمفیبولیت‌های منطقه بهرام‌گور در شمال باختری معدن گل‌گهر. (A) آمفیبول‌های سبز-قهوه‌ای درشت قفل شده در میان پلاژیوکلازهای دگرسان‌شده و سرسیتی‌شده و پیدایش بافت گرانوبلاستیک (آمفیبولیت‌های با سنگ مادر آذرین)؛ (B) آمفیبول‌ها (به‌صورت منشوری، کشیده، درشت‌دانه و نیمه‌شکل تا شکل‌دار) در میان پلاژیوکلازهای سرسیتی‌شده (جهت‌یافتگی آمفیبول به موازات برگواری است) به همراه تیتانیت (به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل) پیرامون اکسید آهن (آمفیبولیت‌های پدیدآمده از سنگ مادر آذرین بازی)؛ (C) اپیدوت‌های نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار در میان آمفیبول‌های کشیده (جهت‌یافتگی آمفیبول و اپیدوت موازی برگواری است)؛ (D) بیوتیت به‌رنگ قهوه‌ای با یک جهت رخ واضح در میان آمفیبول‌های کشیده و پلاژیوکلازهای دگرسان‌شده با بافت گرانوبلاستیک (بیوتیت‌آمفیبولیت) (همه تصاویرها در نور CPL (Cross Polarized Light) هستند (مگر تصویر D)؛ نام اختصاری کانی‌ها (Kretz, 1983): آمفیبول: Amp؛ پلاژیوکلاز: Pl؛ بیوتیت: Bt؛ اپیدوت: Ep؛ کوارتز: Qtz؛ تیتانیت: Ttn؛ روتیل: Rt؛ کانی‌های کدر: Op)

تغییرات کانی‌ها و تاریخچه واکنش‌های نمونه‌های آمفیبولیت این منطقه بهره‌گرفته شد (Modjarrad *et al.*, 2010). برپایه قانون فاز کانی‌شناسی گلدشمیت، در برخی سنگ‌های

مجموعه‌های پایدار کانی‌های دگرگونی

برپایه ویژگی‌های بافتی و فابریکی، از مجموعه کانی‌ها و روابط کموگرافیک (نمودارهای فازی ترکیبی)، برای بازسازی

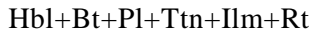
(۱) رخساره اپیدوت آمفیبولیت



(۲) رخساره آمفیبولیت زیرین



(۳) رخساره آمفیبولیت میانی



در همه پاراژنزه‌های یادشده، کوارتز و پلاژیوکلاز به صورت فاز اضافی هستند. پاراژنزه‌های یادشده نشان‌دهنده کانی‌های متعادل با هم هستند. این پاراژنزه‌ها با رخساره اپیدوت آمفیبولیت و آمفیبولیت (پهنه گارنت و آغاز پهنه استاورولیت) همخوانی دارند.

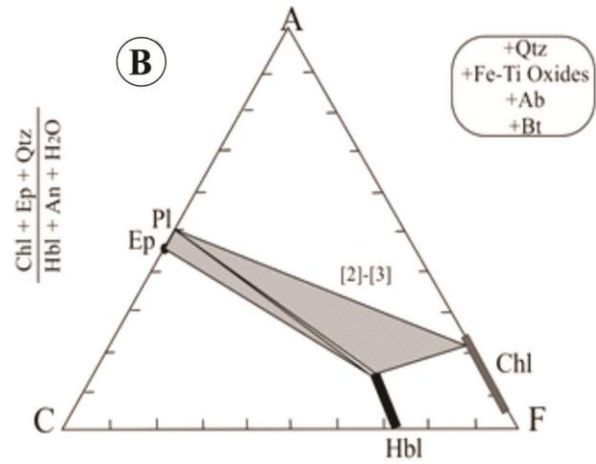
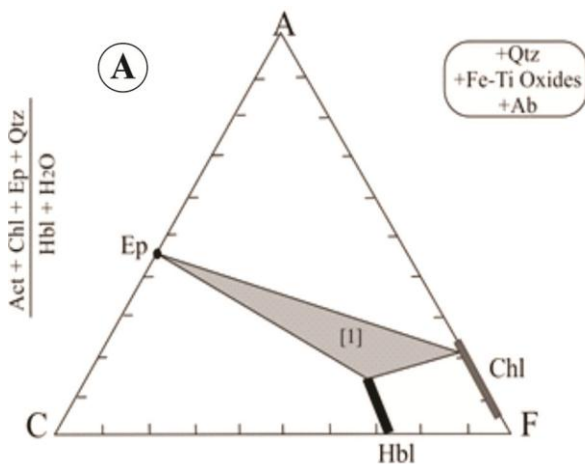
برای بررسی ترکیب شیمی سنگ کل آمفیبولیت‌ها از نمودارهای سازگاری ACF بهره گرفته شد که در آنها کوارتز، اکسیدهای آهن و تیتانیوم و آلبيت فاز اضافی هستند (Bucher and Frey, 2000) (شکل ۴).

دگرگونی، دما و فشار هر دو وجود دارند. برپایه اینکه در سنگ مادر چه سازنده‌هایی وجود دارند، سنگ‌های دگرگونی را رده بندی و بررسی می‌کنند.

سنگ‌های مادر مافیک مقدارهای چشمگیری از هشت سازنده اکسیدی Al_2O_3 ، TiO_2 ، SiO_2 ، CaO ، MgO ، FeO ، Fe_2O_3 و Na_2O را دارند. همچنین، H_2O ، K_2O و CO_2 نیز به مقدار کمی در این سنگ‌ها حضور دارند. این سنگ‌ها را در نمودار فازی ترکیبی ACF بررسی می‌کنند.

سنگ‌های مافیک دگرگون‌شده (سیستم NCFMAS-HC)

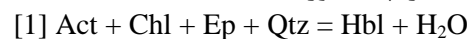
پاراژنز کانی‌های مهم در سنگ‌های آمفیبولیت منطقه بهرام‌گور سیرجان عبارتند از (پاراژنزه‌ها به ترتیب افزایش درجه دگرگونی آورده شده‌اند):



شکل ۴- روابط کموگرافی نمودارهای فازی ترکیبی ACF برای سنگ‌های آمفیبولیت منطقه بهرام‌گور سیرجان (خط‌ها نشان‌دهنده فازهای واکنش‌کننده هستند. شماره‌های درون کروشه پاراژنزه‌ها را نشان می‌دهند. افزون بر فازهای اضافه نوشته شده در بالا، یک فاز سیال اضافه شامل CO_2 - H_2O نیز در واکنش‌ها حضور دارد)

پس برپایه نمودار کموگرافی شکل‌های ۴- A و ۳- C، با کاهش فراوانی اپیدوت و کلریت، واکنش [۱] در رخساره اپیدوت آمفیبولیت رخ داده است.

پاراژنز کانی‌های (۱) نشان می‌دهد اکتینولیت در حضور آلبيت، یا در حضور کلریت، اپیدوت و کوارتز، هورنبلند را پدید آورده است:



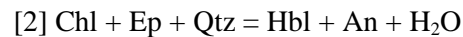
Cr, Y, Zr, Ta, Nb, V و REE برای بررسی سنگ‌مادر آمفیبولیت‌ها بهره گرفته شد. داده‌های عنصرهای اصلی و فرعی سنگ‌کل برای آمفیبولیت‌های منطقه در جدول ۲ آورده شده‌اند.

در نمودار Nb/Y در برابر $Zr/(TiO_2 \times 0.0001)$ و نیز در نمودار SiO_2 در برابر Na_2O/K_2O ، آمفیبولیت‌های منطقه طیف پیوسته‌ای از ترکیب ساب‌آلکالی‌بازالت تا آندزیت‌بازالت از خود نشان می‌دهند (Winchester and Floyd, 1976) (شکل ۵).

نمونه‌های آمفیبولیت HRS-250، HRS-260، HRS-244، HRS-243، HRS-242 و HRS-222 در نمودار AFM کمابیش روند توله‌ایتی و آمفیبولیت‌های HRS-78، HRS-178، HRS-218، HRS-255 و HRS-263، روند کالک‌آلکان را نشان می‌دهند (Irvine and Baragar, 1971) (شکل ۶).

عنصرهای با شدت میدان کم، متحرک هستند و هنگام دگرسانی تغییر می‌کنند؛ اما در برابر آنها، عنصرهای با شدت میدان بالا و عنصرهای کمیاب نامتحرک هستند (Pearce and Norry, 1979; Wood et al., 1979). از این‌رو، عنصرهای نامتحرکی مانند REE و عنصرهای واسطه با شدت میدان بالا (Ti, Zr, Y, Nb, Ta, Hf و Th) برای بررسی سنگ‌زایی سنگ‌های بازیک به کار برده می‌شوند. سنگ‌های آمفیبولیت توله‌ایتی منطقه تمرکز بالایی از عنصرهای واسطه با شدت میدان بالا (مانند: Zr, Sm و Y) دارند. در برابر آنها، سنگ‌های آمفیبولیت کالک‌آلکان میزان Ni، Th و Cr بالایی دارند. همچنین، گروه توله‌ایتی میزان FeO_{total} بالاتر و میزان Mg# کمتری نسبت به گروه کالک‌آلکان از خود نشان می‌دهند و گروه کالک‌آلکان میزان Al_2O_3 بالاتری دارد (Zhu et al., 2016) (جدول ۲).

در پارائزنز کانی‌های (۲)، مقادارهای کمابیش برابر هورنبلند و پلاژیوکلاز سرشار از آنورتیت، همراه با از میان رفتن مقادارهای اپیدوت، کلریت و کوارتز، احتمالاً واکنش زیر را نشان می‌دهند (شکل‌های ۳-A و ۳-B؛ نمودار کموگرافی در شکل ۴-B):



نکته‌ای که درستی این واکنش را نشان می‌دهد این است که در نمودار کموگرافی شکل ۴-B، خط اتصال هورنبلند-پلاژیوکلاز، خط اتصال کلریت-اپیدوت را قطع می‌کند. همچنین، این نمودار نشان می‌دهد ترکیب سنگ به محدوده رخساره آمفیبولیت وارد شده‌است. واکنش [۲] در مرز گذر از رخساره اپیدوت آمفیبولیت به رخساره آمفیبولیت رخ داده‌است (پارائزنز [۳] و شکل‌های ۳-A و ۳-B).

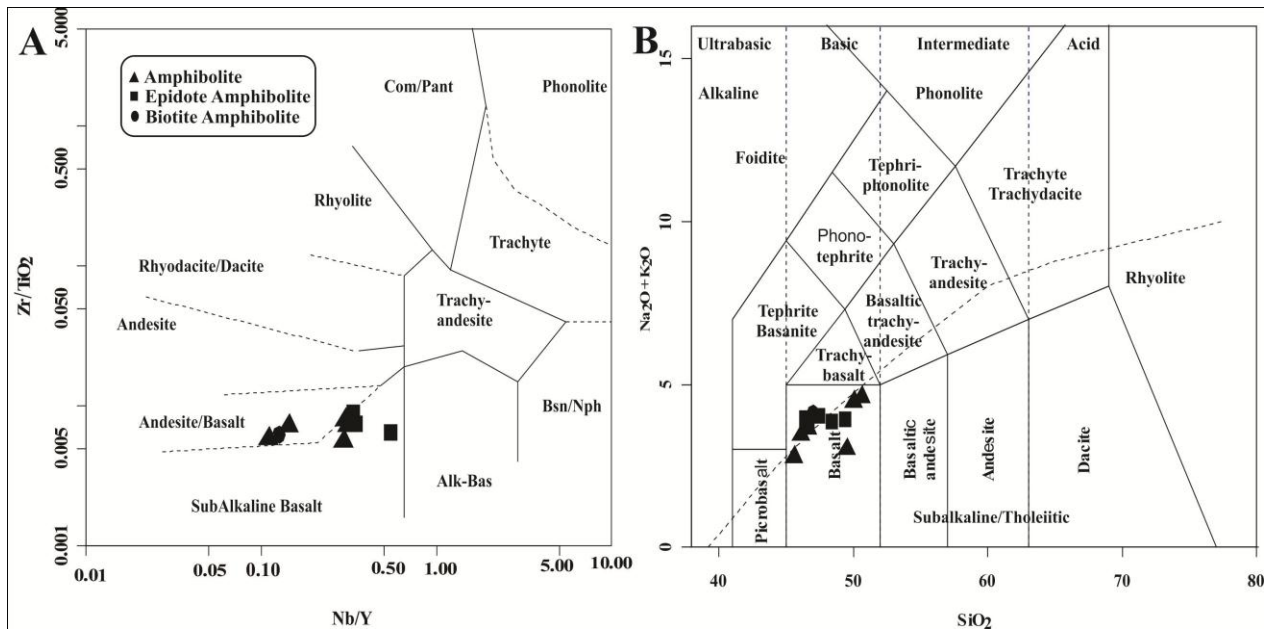
پارائزنزهای [۲] و [۳] در سنگ‌های مافیک دگرگون شده، افزایش درجه دگرگونی را نشان می‌دهند. در این پارائزنزها، اپیدوت-زوییزیت و کلریت وجود ندارد. از این‌رو، ترکیب سنگ به محدوده آمفیبولیت میانی وارد شده است. بودن روتیل در این پارائزنزها نشان می‌دهد فشار دگرگونی بسیار بالا رفته است (Mousavi Nejadsoogh et al., 2016). در این پارائزنزها پلاژیوکلاز و هورنبلند به ترتیب از آنورتیت و اکسید آلومینیم غنی شده‌اند. دانه‌های هورنبلند در این شرایط افزون‌بر آلومینیم، از منیزیم، سدیم و تیتانیم نیز غنی شده‌اند (Bucher and Frey, 2000).

زمین‌شیمی

برپایه بررسی‌های Leake و Ahmed-Said (۱۹۹۷) و Poller و همکاران (۲۰۰۱)، Yihunie و همکاران (۲۰۰۶)، از عنصرهای نامتحرک Ti، P،

جدول ۲- تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی، عنصرهای فرعی و کمیاب آمفیبولیت‌های منطقه بهرام‌گور سیرجان (اکسیدهای اصلی به درصدوزنی و عنصرهای فرعی و کمیاب بر پایه ppm هستند) (Amphibolite :Amp، Epidote Amphibolite :Amp Ep، Biotite Amphibolite :Bt. Amp)

Samples No.	HRS- 263	HRS- 222	HRS- 260	HRS- 250	HRS- 242	HRS- 255	HRS- 243	HRS- 78	HRS- 178	HRS- 244	HRS- 218
Symbol	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	■	■	■	●
Rock Type	Amp.	Amp.	Amp.	Amp.	Amp.	Amp.	Amp.	Ep. Amp.	Ep. Amp.	Ep. Amp.	Bt. Amp.
SiO ₂	46.40	46.55	49.89	45.96	49.41	47.35	50.51	49.28	48.12	45.53	47.02
Al ₂ O ₃	17.66	14.96	12.91	15.08	14.97	16.31	13.07	16.50	14.48	13.79	15.65
Fe ₂ O ₃ (T)	10.39	13.80	16.20	13.99	11.98	10.09	15.65	10.19	12.37	13.42	13.68
FeO (T)	9.35	12.42	14.58	12.59	10.78	9.08	14.08	9.17	11.13	12.08	12.31
MnO	0.19	0.19	0.25	0.20	0.19	0.22	0.25	0.21	0.18	0.17	0.37
MgO	10.44	7.49	4.20	7.36	6.60	10.07	4.16	6.03	5.91	5.34	7.80
CaO	7.78	9.29	6.24	9.37	9.77	6.68	6.29	9.67	7.96	11.18	8.29
Na ₂ O	3.14	2.53	3.70	2.49	2.44	3.24	3.95	3.28	2.84	2.66	3.62
K ₂ O	0.64	1.11	0.76	1.04	0.49	0.72	0.71	0.53	0.88	0.21	0.48
TiO ₂	1.01	2.18	3.23	2.21	1.47	0.89	3.22	1.03	2.00	2.12	1.86
P ₂ O ₅	0.11	0.24	0.50	0.24	0.15	0.07	0.48	0.26	0.27	0.28	0.23
LOI	2.18	2.06	1.85	2.08	1.83	3.45	1.81	2.95	4.77	4.77	1.47
Total	99.94	100.40	99.73	100.00	99.30	99.08	100.10	99.92	99.78	99.47	100.50
Mg#	66.56	51.81	33.93	51.03	52.18	66.41	34.49	53.97	48.62	44.08	53.04
Sc	38	32	37	32	42	39	37	34	39	33	40
Be	< 1	< 1	2	< 1	< 1	< 1	2	1	1	1	< 1
V	209	305	399	305	296	216	399	307	293	297	295
Ba	94	145	256	142	67	180	364	429	484	24	103
Sr	117	194	174	203	259	212	178	910	299	465	181
Y	21	24	49	24	27	20	52	15	29	23	32
Zr	75	124	254	123	87	60	242	86	150	145	116
Cr	350	210	50	190	160	320	50	50	80	70	250
Co	45	64	37	61	41	47	37	33	34	43	48
Ni	170	130	30	120	70	160	40	30	30	70	140
Cu	50	60	40	50	70	20	40	30	30	40	50
Zn	210	90	150	80	120	160	140	90	90	100	90
Ga	16	20	22	20	16	16	22	17	19	20	18
Ge	2	1	2	1	2	1	1	1	1	1	1
As	< 5	< 5	< 5	< 5	5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	17	36	25	33	15	17	23	12	26	< 2	14
Nb	3	7	16	7	3	< 1	16	5	10	13	4
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	0.2
Sn	< 1	1	3	1	1	< 1	3	< 1	1	1	1
Sb	1.3	0.7	0.6	0.6	0.8	1.5	0.8	0.8	0.8	0.6	0.8
Cs	< 0.5	< 0.5	1	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.9	< 0.5	0.6	< 0.5	< 0.5
La	5.6	13.5	22.7	11.1	6.1	3.8	24.4	20.9	14.6	14	8.1
Ce	13	27.8	53.2	25.6	15.3	9.5	57.8	41.5	33.6	32.8	20.5
Pr	1.84	3.4	7.08	3.37	2.25	1.36	7.47	4.93	4.35	4.1	2.93
Nd	9.2	16.3	32.1	16.4	11.3	7.2	34.3	21.4	19.9	19.7	15.1
Sm	3	4.5	9	4.6	3.4	2.3	9.3	4.9	5.3	5	4.4
Eu	0.98	1.5	2.81	1.45	1.38	0.96	2.86	1.48	1.83	1.8	1.54
Gd	3.4	5.2	9.5	5.2	4.5	3.1	9.2	3.9	5.8	5.1	5.6
Tb	0.6	0.8	1.6	0.8	0.8	0.6	1.6	0.6	1	0.8	1
Dy	4.1	5.1	9.6	5	5.1	3.8	9.9	3.4	5.9	4.9	6
Ho	0.8	1	1.9	1	1.1	0.8	2	0.7	1.2	1	1.2
Er	2.4	2.9	5.6	2.9	3	2.3	5.7	1.8	3.4	2.6	3.6
Tm	0.36	0.41	0.79	0.42	0.46	0.34	0.83	0.25	0.49	0.38	0.53
Yb	2.3	2.7	5.1	2.7	3	2.3	5.3	1.6	3.2	2.4	3.3
Lu	0.41	0.4	0.75	0.42	0.48	0.38	0.83	0.23	0.49	0.37	0.5
Hf	1.8	3.1	5.8	3	2.4	1.6	5.8	2.2	3.7	3.5	2.9
Ta	0.3	0.7	1.2	0.7	0.3	0.2	1.3	0.4	0.8	1.1	0.4
W	2	3	3	2	3	2	2	2	2	2	2
Tl	< 0.1	0.1	0.2	0.1	< 0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1
Pb	27	< 5	< 5	< 5	< 5	9	< 5	8	5	< 5	< 5
Bi	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	0.6	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	2.1
Th	0.6	1	2.8	0.9	0.7	0.4	3	4.4	1.6	1.3	0.9
U	0.2	0.2	1.1	0.3	0.2	0.1	1.1	1.2	0.6	0.5	0.3

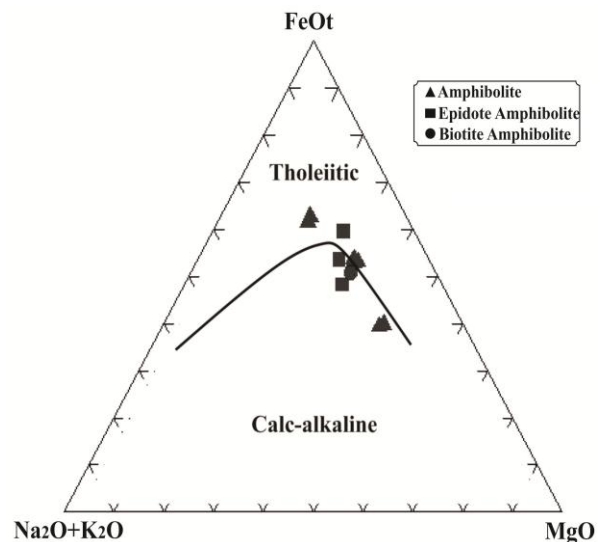


شکل ۵- جایگاه آمفیبولیت‌های منطقه بهرام‌گور شمال‌باختری معدن گل‌گهر در نمودارهای پیشنهادی Floyd و Winchester (۱۹۷۶): (A) نمودار Nb/Y در برابر $Zr/(TiO_2 \times 0.0001)$ (B) نمودار SiO_2 در برابر Na_2O/K_2O

کالک‌آلکان و نمونه‌های دیگر در بخش توله‌ایتی جای گرفته‌اند. به عبارتی از مرکز منطقه به‌سوی باختر منطقه با فاصله بیشتر از ۲۰ کیلومتر، ویژگی ترکیبی سنگ‌ها از کالک‌آلکان به توله‌ایتی تغییر می‌یابد.

سنگ‌زایی

بررسی عنصرها در شناخت سنگ مادر و نوع پهنه زمین‌ساختی سنگ‌های دگرگونی کاربرد دارد. برخی عنصرهای کمیاب (مانند: Y, Ti, Zr, Nb و Th) در شرایط دگرگونی ناحیه‌ای نامتحرک هستند و از این‌رو، از این عنصرها برای شناخت سنگ مادر و پهنه زمین‌ساختی پیدایش این سنگ‌ها بهره گرفته می‌شود (Akbari *et al.*, 2016). نمودار Zr/P_2O_5 در برابر Nb/Y نشان می‌دهد سنگ‌مادر آمفیبولیت‌های (توله‌ایتی و کالک‌آلکان) منطقه بهرام‌گور از نوع پوسته اقیانوسی بوده است (Floyd and Winchester, 1978) (شکل ۷).

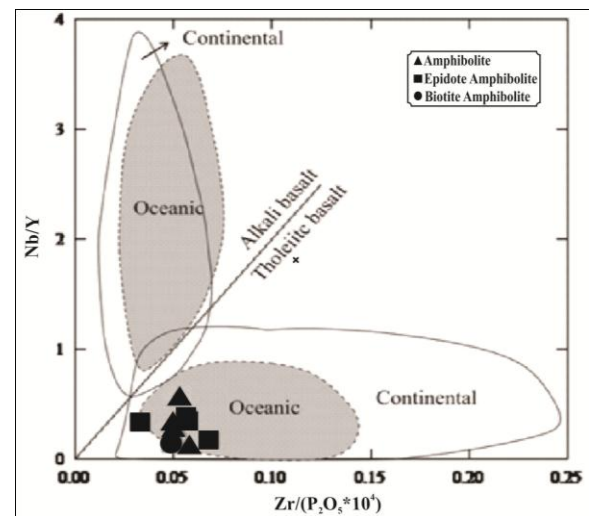


شکل ۶- جایگاه آمفیبولیت‌های منطقه بهرام‌گور در نمودار سه‌تایی پیشنهادی Baragar و Irvine (۱۹۷۱)

همه نمونه‌های منطقه به دو گروه رده‌بندی می‌شوند: (۱) آمفیبولیت‌های توله‌ایتی؛ (۲) آمفیبولیت‌های کالک‌آلکان. نمونه HRS-78 (از بخش مرکزی منطقه) و نمونه‌های HRS-255، HRS-218، HRS-178، HRS-263 (از بخش جنوبی منطقه) در بخش

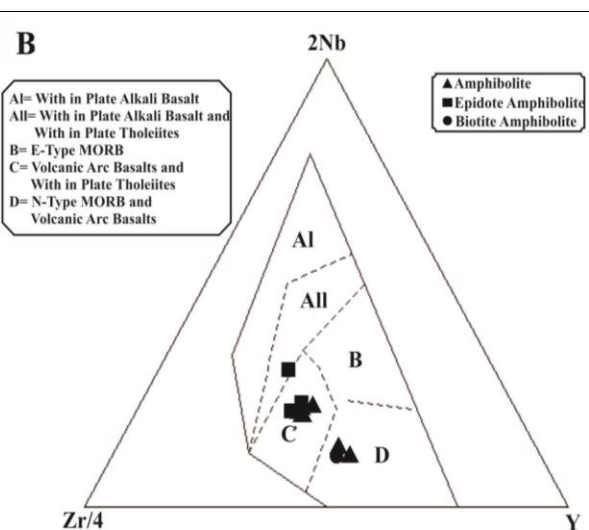
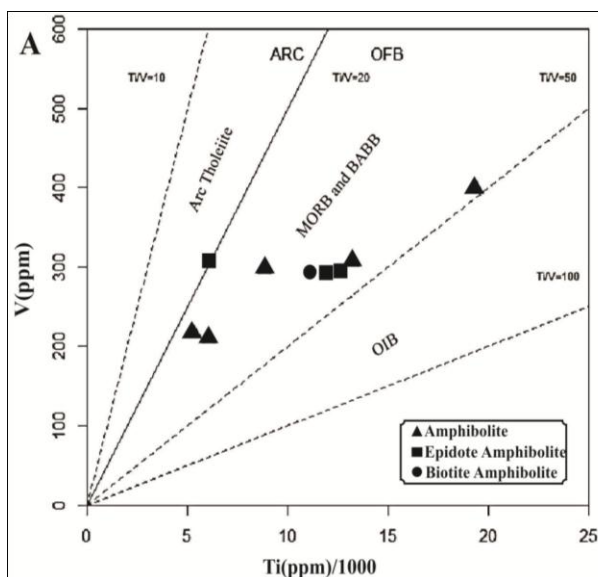
در نمودار چندعنصری بهنجارشده در برابر ترکیب MORB (Pearce, 1983) برای آمفیبولیت‌ها، الگوی سطحی را برای عنصرهای نامتحرک Y، Ti، Zr و P نشان می‌دهد. تمرکز بالای LILE (مانند: Ba، Rb، K و Sr) نزدیک به ۱۰ تا ۲۰ برابر مورب، مربوط به تأثیر فاز سیال و آلودگی پوسته‌ای است (Shah and Shervais, 1999).

در ترکیب نمونه‌ها، آنومالی منفی در Nb و Ti و آنومالی مثبت در Ba و Rb دیده می‌شود. آنومالی منفی Nb نشان‌دهنده فرورانشی است که تحت تأثیر سیال‌ها و هنگام پیدایش ماگمای مادر سازنده سنگ‌مادر روی داده است و آنومالی منفی Ti پیامد جدایش تیتانومگنیت هنگام تبلور است (Shah and Shervais, 1999). مقدار Ba نشان می‌دهد ماگمای مادر در پی فرایند فرورانشی پدید آمده است که در آن سیال‌هایی از لبه فرورو در پهنه فرافروانش (suprasubduction) آزاد شده‌اند (Culshaw and Dostal, 2002). رفتار LILE و آنومالی منفی Nb و Ti نشان‌دهنده بازالت‌های کمان آتشفشانی هستند (Wilson, 1993) (شکل ۸).



شکل ۷- نمودار عنصرهای کمیاب Zr/P₂O₅ در برابر Nb/Y (Floyd and Winchester, 1978) برای بررسی سنگ‌مادر آمفیبولیت‌های منطقه بهرام‌گور

نمودار عنصرهای نامتحرک Nb-Zr-Y و نمودار Ti در برابر V نیز نشان می‌دهد نمونه‌ها مربوط به MORB، BABB و Volcanic Arc هستند. این تناقض شاید با این مطلب توجیه شود که برخی نمونه‌ها دچار دگرگونی پس‌رونده و ورود سیال‌ها به درون سنگ شده‌اند (Meschede, 1986) (شکل‌های A-۸ و B-۸).

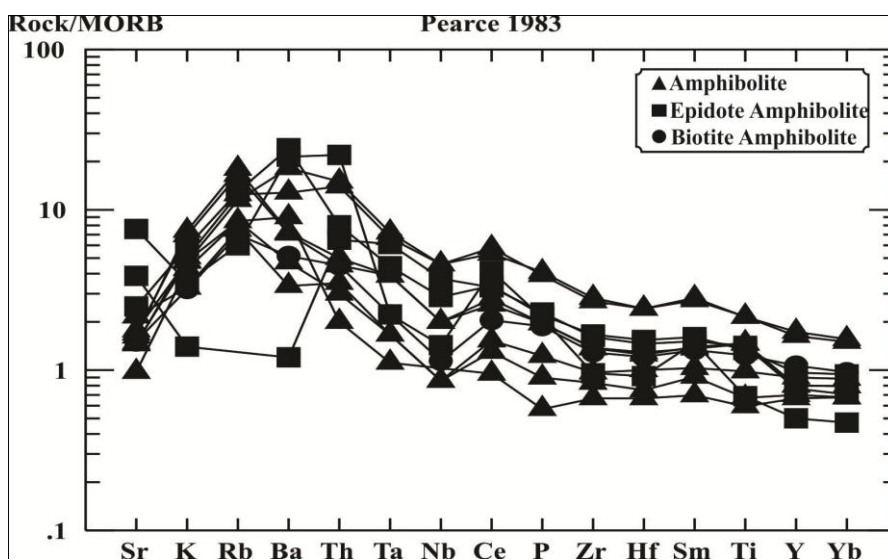


شکل ۸- نمودارهای پیشنهادی Meschede (۱۹۸۶) برای شناسایی پهنه زمین‌ساختی سنگ‌مادر آمفیبولیت‌های منطقه بهرام‌گور (OIB: Oceanic Island Basalt; BABB: Back Arc Basin Basalt; MORB: Mid Ocean Ridge Basalt)

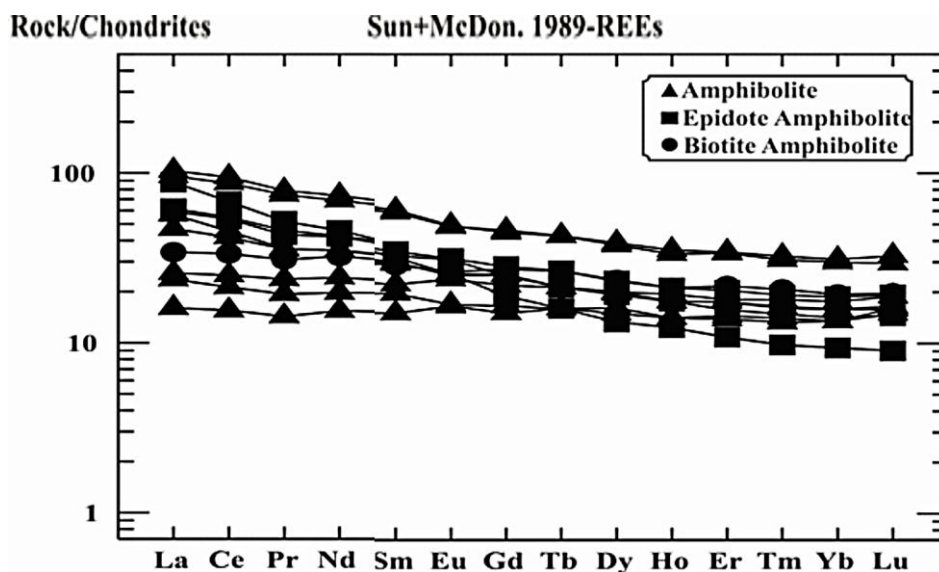
آمفیبولیت‌ها از LILES غنی‌شدگی و از HFSES (Nb, Ti, Ta, Zr و Hf) تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۹).

همچنین، REE برای بررسی خاستگاه ماگمایی به کار برده می‌شوند؛ زیرا ویژگی‌های آنها هنگام ذوب‌بخشی اسپینل‌پریدوتیت یا گارنت‌پریدوتیت تغییر می‌کند (Zhu et al., 2016) (شکل ۱۰).

در نمونه‌های بررسی‌شده، مقدار MgO برابر با ۴/۱۶ تا ۱۰/۴۴ درصدوزنی و مقدار Mg# ($Mg\# = 100 \times Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+total})$) برابر با ۳۳/۹۳ تا ۶۶/۵۶ است. این مقدار Mg# آشکارا از میزان Mg# ماگمای اولیه (~۷۰) کمتر است. پس ماگمای بازالتی جدایش‌یافته، دچار آلودگی پوسته‌ای شده است (Zhu et al., 2016).



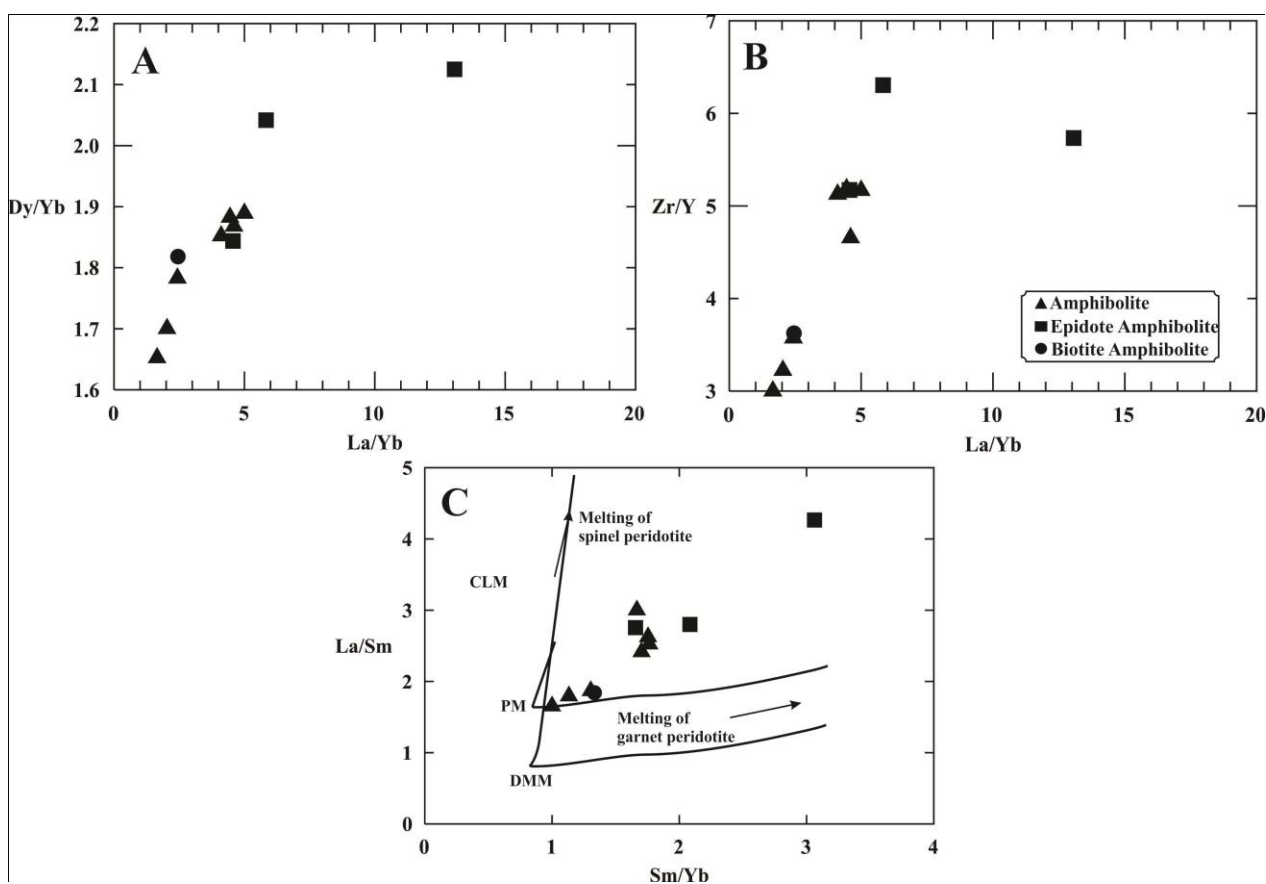
شکل ۹- نمودار چندعنصری بهنجارشده به ترکیب MORB (Pearce, 1983) برای آمفیبولیت‌های منطقه بهرام‌گور در شمال‌باختری معدن گل‌گهر



شکل ۱۰- الگوی REE بهنجارشده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای آمفیبولیت‌های منطقه بهرام‌گور شمال‌باختری معدن گل‌گهر

اسپینل‌پریدوتیت هستند. از آنجایی که گارنت در ناحیه خاستگاه آمفیبولیت‌ها نبوده است و ژرفای پایداری گارنت بیشتر است، پس به احتمال بالا ماگمای مادر آمفیبولیت‌های منطقه از ژرفای کمتری خاستگاه گرفته است (Zhu *et al.*, 2016) (شکل ۱۱- C). در کل، برخی نمونه‌های سنگی در بیشتر نمودارها ویژگی‌های متضادی را نشان می‌دهند. شاید این نکته این‌گونه توجیه‌شدنی باشد که برخی نمونه‌ها دچار دگرگونی پسرونده و ورود سیال‌ها به درون سنگ شده‌اند؛ از این‌رو، ویژگی‌هایی را نشان می‌دهند که در تضاد با نمونه‌های سنگی دیگر هستند.

درجه غنی‌شدگی در HREE به این نکته بستگی دارد که گارنت فازی باشد که از ذوب‌بخشی در گارنت‌پریدوتیت بجامانده باشد (Zhu *et al.*, 2016)؛ اما در نمونه‌های آمفیبولیت بررسی‌شده غنی‌شدگی در LREE نسبت به HREE و همچنین، روند افزایشی Dy/Yb در برابر La/Yb و روند افزایشی Zr/Y در برابر La/Yb نشانه‌ای از ذوب‌بخشی اسپینل‌پریدوتیت در درجه‌های گوناگون ذوب‌بخشی هستند (Miller *et al.*, 1999; Zhao *et al.*, 2009) (شکل‌های ۱۱- B و A-۱۱). در نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb، همه نمونه‌های آمفیبولیت در بخش



شکل ۱۱- آمفیبولیت‌های منطقه بهرام‌گور در شمال‌باختری معدن گل‌گهر در: (A) نمودار La/Yb در برابر Dy/Yb؛ (B) نمودار La/Yb در برابر Zr/Y؛ (C) نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb (CLM= continental lithospheric mantle; PM= Primitive mantle)

نتیجه‌گیری

رخساره آمفیبولیت دگرگون شده است. گمان می‌رود این دگرگونی پیامد بسته‌شدن حوضه اقیانوسی و برخورد قاره‌ای بعدی روی داده باشد برپایه نمودارهای سازگاری ACF از رخساره اپیدوت آمفیبولیت تا آمفیبولیت میانی، نمونه‌های متابازیت پاراژنز کانی‌های Hbl+Pl, Hbl+Ep+Qtz و Hbl+Bt+Pl را نشان می‌دهند.

سپاس‌گزاری

از شرکت زمین پژوه سهند برای فرستادن نمونه‌ها برای آنالیز شیمیایی به کانادا که سهم بسزایی در انجام این پژوهش داشته است، صمیمانه سپاس‌گزاری می‌شود.

آمفیبولیت‌های منطقه بهرام‌گور (باختر خیرآباد و شمال‌باختری معدن گل‌گهر) سیرجان ترکیب شیمیایی توله‌ایتی تا کالک‌آلکان دارند. این سنگ‌ها الگوی REE مسطحی با یک افزایش نسبی در LREE نسبت به HREE نشان می‌دهند که شبیه به الگوی EMORB است. ماگمای سازنده سنگ مادر آمفیبولیت‌ها در ژرفای کم از گوشته اسپینل پریدوتیتی جدایش یافته است. ماگمای سازنده سنگ مادر هنگام بالا آمدن آلودگی پوسته‌ای را تجربه کرده است و این نکته نشان می‌دهد به احتمال بالا در پهنه فرافروانش در ارتباط با اقیانوس نئوتتیس جایگزین شده باشد. سپس سنگ مادر آمفیبولیت‌ها تا

منابع

- Ahmed- Said, Y. and Leake, B. E. (1997) The petrogenesis of the Edough amphibolites, Annaba, NE Algeria: two unrelated basic magmas and the lherzolite- harzburgite residue of a possible magma source. *Mineralogy and Petrology* 59: 207- 237.
- Akbari, K. and Tabatabaei Manesh, S. M. (2016) Study of protolith of metabasites from Zayandehrood dam margin and river (Sanandaj- Sirjan zone) with emphasis on minerals chemistry. *Iranian Journal of Petrology* 7(25): 97- 116 (in Persian).
- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran. *Tectonophysics* 229(3): 211- 238.
- Babaie, H. A., Ghazi, A. M., Babaei, A. A., LaTour, T. E. and Hasanipak, A. A. (2001) Trace element geochemistry of the volcanic rocks of the Neyriz ophiolite, Iran. *Journal of Asian Earth Science* 19: 61- 76.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Journal of Earth Science* 18 (2): 210- 265.
- Bucher, K. and Fery, M. (2000) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 7th edition, Springer, Verlag, Berlin Heidelberg.
- Culshaw, N. and Dostal, J. (2002) Amphibolites of the Shawanaga domain, Central Gneiss Belt, Grenville Province, Ontario: tectonic setting and implications for relations between the Central Gneiss Belt and Mid- continental USA. *Precambrian Research* 113: 65- 85.
- Dimitrijevic, M. D. (1973) *Geology of Kerman region*. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Eftekharneshad, C. (1980) Separation of different parts of Iran in terms of construction status in relation to sedimentary basins. *Journal of the Oil Association* 82: 19- 28 (in Persian).
- Fazlnia, A. (2017) Tectonomagmatic setting of the Siahbaz A- type granitoids and mafic intrusions (Northwest of Khoy). *Iranian Journal of Petrology* 8(30): 31- 54 (in Persian).

- Floyd, P. A. and Winchester, J. A. (1978) Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanics using immobile elements. *Chemical Geology* 21: 291-306.
- Frost, B. R., Chamberlain, K. R. and Schumacher, J. C. (2001) Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer. *Chemical Geology* 172(1): 131-148.
- Hofmann, A., Jochum, K., Seufert, M. and White, W. (1986) Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 79(1): 33-45.
- Irvine, T. N. and Barager, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523- 548.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock- forming mineral. *American Mineralogist* 68, 227- 279.
- Meschede, M. (1986) A method of discriminating between different types of mid- ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb- Zr- Y diagram. *Chemical Geology* 56: 207- 218.
- Miller, C., Schuster, R., Klötzli, U., Frank, W. and Purtscheller, F. (1999) Post- collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *Journal of Petrology* 40(9): 1399-1424.
- Mobin, M. (2001) Study of the history of deformation and stratigraphy of the Qur'i and Kyrfid regions. M.Sc. Thesis (not published), Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Modjarrad, M., Moazzen, M. and Moayyed, M. (2010) Whole rock chemistry of Shahindezh metapelites, provenance and mineral parageneses. *Iranian Journal of Petrology* 1(4): 73- 88 (in Persian).
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj- Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21: 397-412.
- Mousavi Nejadsoogh, S., Nasrabad, M., Nozaim, R. and Davoodi, Z. (2016) Thermobarometry and tectonic setting of Precambrian metamorphic basement of Central Iran in the Lakh Bargheshi area (southwest of Bardaskan, Khorasan Razavi). *Iranian Journal of Petrology* 7(26): 171-186 (in Persian).
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub- continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) Shiva Publishing Ltd., Cheshire, UK.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69(1): 33-47.
- Poller, U., Huth, J., Hoppe, P. and Williams, I. S. (2001) REE, U, Th, and Hf distribution in zircon from western Carpathian Variscan granitoids: a combined cathodoluminescence and ion microprobe study. *American Journal of Science* 301: 858- 876.
- Rahmani Moghaddam, I., Sharifi, M., Nadimi, A. and Tabatabaei manesh, S. M. (2015) Reconstruction of deformation and metamorphism history in the Bultaq shear zone (Central part of Sanandaj- Sirjan zone). *Iranian Journal of Petrology* 6(22): 1- 19 (in Persian).
- Sabzehei, M., Eshragi, S. A., Roshan Ravan, J. and Seraj, M. (1997) Geology map of Golegozar, Geological survey of Iran, Tehran, Iran.
- Sarkarinejad, K. (1994) Petrology and tectonic setting of the Neyriz ophiolite, southeastern Iran. *Proceedings of 29th International Geological Congress, Part D*: 221-234.
- Şengor, A. M. C. (1990) A new model for the Late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. In: *The Geology and Tectonics of the Oman region* (Eds. Robertson, A. H. F., Searle, M. P. and Ries, A. C.) Special Publication 49: 797-831. Geological Society, London, UK.

- Shah, M. T. and Shervais, J. W. (1999) The Dir- Utror metavolcanic sequence, Kohistan arc terrane, northern Pakistan. *Journal of Asian Earth Sciences* 17: 459- 475.
- Shahabpour, J. (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24: 405–417.
- Sheikholeslami, R., Bellon, H., Emami, H., Sabzehei, M. and Piqué, A. (2003) Nouvelles données structurales et datations ^{40}K - ^{40}Ar sur les roches métamorphiques de la région de Neyriz (zone de Sanandaj- Sirjan, Iran méridional). Leur intérêt dans le cadre du domaine néo- tethysien du Moyen-Orient. *Comptes Rendus Geoscience* 335: 981- 991.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52(7): 1229–1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) 313–345. Geological Society of London, UK.
- Wilson, M. (1993) *Igneous petrogenesis, a global tectonic approach*. Chapman & Hall, London, UK.
- Winchester, J. A., and Floyd, P. A. (1976) Geochemical magma typediscrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 28: 459- 469.
- Wood, D., Joron, J. -L., Treuil, M., Norry, M. and Tarney, J. (1979) Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70(3): 319–339.
- Yihunie, T., Adachi, M. and Yamamoto, K. (2006) Geochemistry of the Neoproterozoic metabasic rocks from the Negele area, southern Ethiopia: Tectonomagmatic implications. *Journal of African Earth Sciences* 44: 255- 269.
- Zhao, Z., Mo, X., Dilek, Y., Niu, Y., DePaolo, D.J., Robinson, P., Zhu, D., Sun, C., Dong, G., Zhou, S. and Luo, Z. (2009) Geochemical and Sr–Nd–Pb–O isotopic compositions of the postcollisional ultrapotassic magmatism in SW Tibet: petrogenesis and implications for India intra-continental subduction beneath southern Tibet. *Lithos* 113(1): 190–212.
- Zhu, C. Y., Zhao, G., Sun, M., Eizenhöfer, P. R., Liu, Q., Zhang, X., Han, Y. and Hou, W. (2016) Geochronology and geochemistry of the Yilan greenschists and amphibolites in the Heilongjiang complex, northeastern China and tectonic implications. *Journal of Gondwana Research* GR-01579: 16.