

Mineralogy, the nature of magmatic and tectonic setting of amphibolite protolith from Gol Gohar iron ore deposit (No. 1) Sirjan, Kerman

Afsane Jafari ¹, Mohammad Hassan Karimpour *¹, Seyed Ahmad Mazaheri ¹, Azadeh Malekzadeh Shafaroudi ¹ and Masoud Askari ²

¹ Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

² Golgohar Mining and Industrial Company, Sirjan, Iran

Abstract

The Golgohar iron mine is located at 55 km southwest of Sirjan in the Sanandaj-Sirjan structural zone. The host rocks of the ore deposit include metamorphosed rocks in green schist and amphibolite facies. The mineralization is massive or disseminated in adjacent rocks. The metabasic rocks are classified into amphibolite, epidote amphibolite, epidote-biotite amphibolite and biotite amphibolite types. Base on major, trace, and rare earth elements, the protoliths of these rocks are basic igneous rocks varying from basalt, basaltic andesite, trachy basalt, basaltic trachy andesite compositions. The trace elements pattern shows enrichment in large-ion lithophile elements and depletion in high field strength elements, suggesting their island arc signatures. LREEs enrichment and relatively flat HREEs patterns further support this interpretation. According to geochemical data these rocks were derived from depleted mantle that was contaminated by the melts of subducted sediments. The relative age of these rocks does not match with the tectonic setting. It seems that the Neo-Tethyan subduction along the northern subduction zone caused the emplacement of the study rocks in the Upper Triassic time. In this case, geochronological data may be helpful.

Key words: amphibolite, petrography, protolith, paleotectonic, Golgohar, Sirjan, Sanandaj- Sirjan

* karimpur@um.ac.ir

کانی‌شناسی، بررسی سرشت ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی پیدایش سنگ‌مادر آمفیبولیت‌های معدن سنگ آهن گل‌گهر (شماره ۱) سیرجان، کرمان

افسانه جعفری^۱، محمدحسن کریم‌پور*^۱، سیداحمد مظاهری^۱، آزاده ملکزاده‌شفارودی^۱ و مسعود عسکری^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۲ شرکت صنعتی و معدنی گل‌گهر، سیرجان، ایران

چکیده

مجموعه معدنی گل‌گهر در ۵۵ کیلومتری جنوب‌باختری سیرجان در پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان جای دارد. سنگ‌های منطقه در بازه رخساره‌های شیست‌سبز و آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. کانه‌سازی آهن (مگنتیت) به‌صورت توده‌ای و یا پراکنده در منطقه رخمون دارد. متابازیت‌های منطقه به گروه‌های آمفیبولیت، اپیدوت-آمفیبولیت، اپیدوت-بیوتیت آمفیبولیت و بیوتیت آمفیبولیت رده‌بندی می‌شوند. برپایه تغییرات عنصرهای اصلی، فرعی و کمیاب، سنگ‌مادر آنها از نوع سنگ‌های آذرین مافیک و در بازه ترکیبی پیکروبازالت، بازالت، آندزیت‌بازالت، تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیت‌بازالتی بوده است. الگوی عنصرهای نادر، غنی‌شدگی از عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون و تهی‌شدگی از عنصرهای با شدت میدان بالا نشان می‌دهد که با ویژگی‌های بازالت‌های کمان آتشفشانی همخوانی دارد. الگوی غنی‌شدگی LREE و کمابیش مسطح HREE نیز این نکته را نشان می‌دهند. داده‌های زمین‌شیمیایی پیشنهاد می‌کنند این سنگ‌ها از گوشته‌ای تهی‌شده و آلوده به رسوب‌های قاره‌ای جدایش یافته‌اند. سن نسبی نسبت‌داده‌شده به این سنگ‌ها با چنین جایگاه زمین‌ساختی همخوانی ندارد. گمان می‌رود به‌دنبال فروانش نتوتتیس در راستای پهنه فروانش شمالی، سنگ‌های بازیک در تریاس بالایی جایگیری کرده‌اند. داده‌های سن‌سنجی در این زمینه بسیار کارآمد خواهند بود.

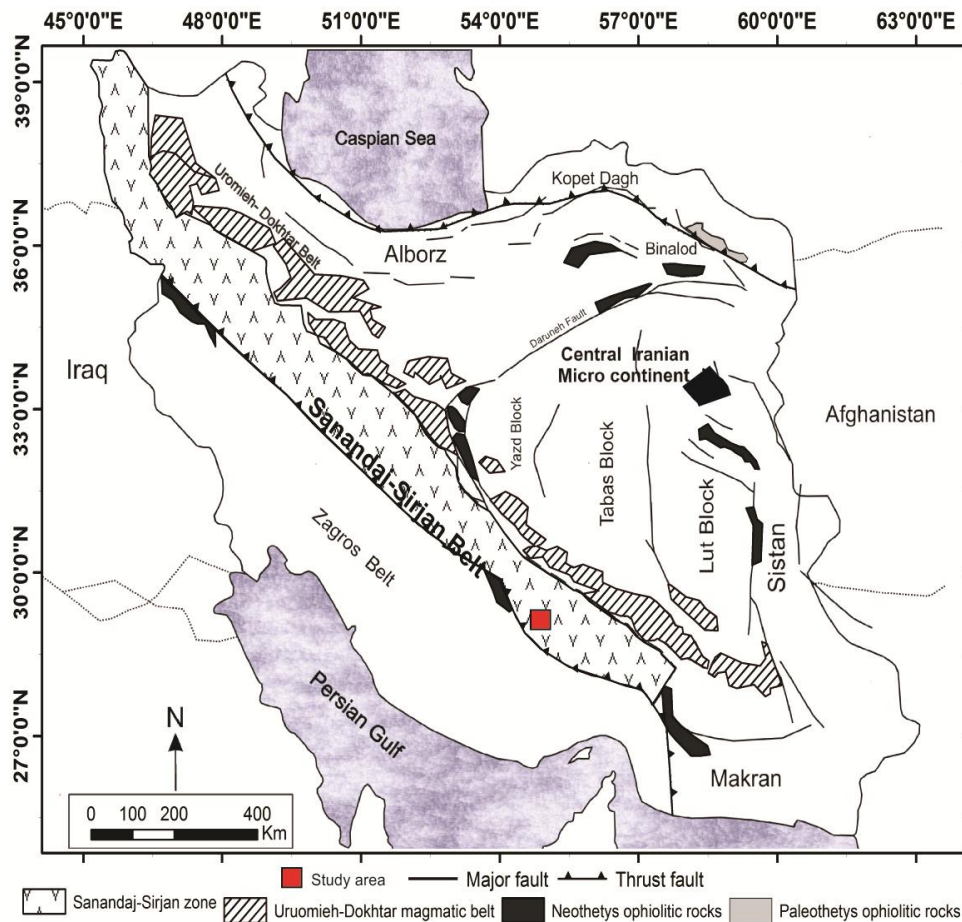
واژه‌های کلیدی: آمفیبولیت، سنگ‌نگاری، سنگ‌مادر، پالئوزمین‌ساخت، گل‌گهر، سیرجان، سنندج-سیرجان

مقدمه

۲۹° ۳' تا ۲۹° ۷'، در پهنه سنندج-سیرجان
جای دارد (شکل ۱). مجموعه معدنی گل‌گهر ۶
حوزه معدنی دارد و در مجموع، منطقه‌ای به
گسترده‌گی ۴۰ کیلومترمربع را دربر می‌گیرد.

منطقه بررسی‌شده در ۵۰ کیلومتری
جنوب‌باختری سیرجان در طول جغرافیایی خاوری
۵۵° ۱۵' تا ۵۵° ۲۴' و عرض جغرافیایی شمالی

* karimpur@um.ac.ir



شکل ۱- موقعیت معدن گل گهر در پهنه سنندج- سیرجان (Alavi, 1991)

را پیشنهاد کرده‌اند. برپایه بررسی‌های Sheikoleslami (۲۰۰۲)، نسبت‌های ایزوتوپی U-Pb در زیرکن‌های جداشده از واحد اورتوگنیسی منطقه کرسفید در باختر ناحیه گل‌گهر، سن کامبرین زیرین (۵۲۰ میلیون سال پیش) را برای سنگ مادر آنها نشان داده‌اند. همچنین، نسبت‌های ایزوتوپی آرگون روی بیوتیت و هورنبلند شیسست‌های کمپلکس دگرگونی گل‌گهر، سن دگرگونی را ژوراسیک میانی نشان داده‌اند (Ghلامghash and Mirnejad, 2008) و همکاران (۲۰۱۱) با به‌کارگیری روش ایزوتوپ سرب در این کانسار سن کربونیفر زیرین را برای کانه‌زایی

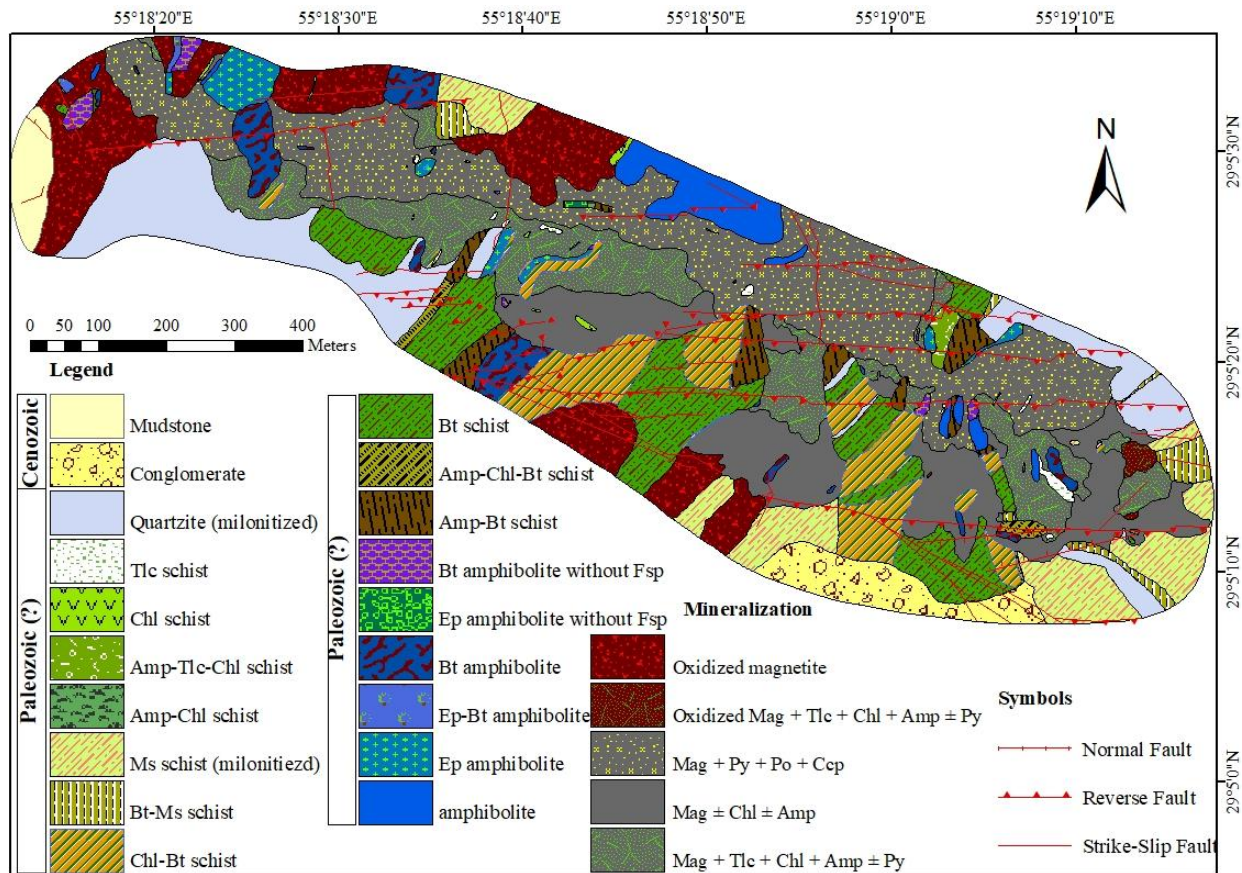
تا کنون دیدگاه‌های گوناگونی برای پیدایش کانسار گل‌گهر پیشنهاد شده‌اند. برخی از آنها، پیدایش کانسار را به فرایندهای رسوبی-شیمیایی وابسته دانسته‌اند (Ljung, 1976; Valeh, 1977; Moxham, 1990; Pourkhak, 2003)، برخی دیگر، خاستگاه آتشفشانی-رسوبی دریایی را برای این کانسار پیشنهاد کرده‌اند (Khalili Mobarhan, 1993; Yaghoubi, 1999; Babaki, 2004; Babaki and Aftabi, 2006). گروهی نیز ژنز ماگمایی-اسکارن (Mücke and Golestaneh, 1982; Hallaji, 1991; Shahabpour, 2005; Torabian, 2007) و یا اثر هر دو فرایند آتشفشانی-رسوبی دریایی و ماگمایی (Asghari, 2009; Bayati Rad, 2009)

تریاس میانی است که توده‌های بازیک و گرانیتی تریاس بالایی درون آن نفوذ کرده‌اند. این ناحیه بیشتر با سنگ‌های دگرگونی فراگرفته شده است؛ مانند: مجموعه گل‌گهر (تناوبی از گنیس، میکاشیست، آمفیبولیت و کوارتز شیست در بخش پایینی و گنایس و کوارتز شیست) در بخش‌های بالایی و مجموعه کرسفید (بیشتر شامل تناوب مرمر و شیست)، سنگ‌های رسوبی مزوزوییک (شامل کنگلومرا، آهک ریفی، ماسه‌سنگ آهکی، شیل و توربیدایت) و آبرفت‌های کواترنر (شامل پادگانه‌ها و مخروط افکنه‌های کهن و جوان) (Sabzehi, 1997). رخنمون‌های خاوری و جنوب‌خاوری ناحیه که میزبان کانسار آهن گل‌گهر نیز هستند بیشتر دربردارنده سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط تا رخساره آمفیبولیت (مانند: شیست، آمفیبولیت، گنیس و مرمر) با سن پالئوزوییک زیرین (کمپلکس دگرگونه گل‌گهر) هستند (Sabzehi, 1997). برپایه یافته‌های صحرائی در پله‌های مختلف گودال معدن شماره ۱، سنگ‌های دگرگونی که میزبان کانی‌سازی هستند دربردارنده انواع میکاشیست‌ها، تالک‌شیست، کلریت‌شیست و آمفیبولیت هستند. میکاشیست‌ها لایه‌بندی و ساخت رسوبی را به خوبی نشان می‌دهند و بیشتر در پله‌های بالایی معدن رخنمون دارند؛ اما آمفیبولیت‌ها در پله‌های گوناگون برونزد دارند؛ به‌ویژه در پله‌های پایینی معدن و به‌صورت رخنمون‌های کوچک درگیر با کانی‌سازی. مرزهای گسله و به‌هم‌ریختگی پدیدآمده از زمین‌ساخت پویای منطقه، روابط صحرائی مختلف این سنگ‌ها را به‌صورت قطع‌شدگی و گاه موازی با یکدیگر نشان می‌دهند (شکل ۲).

در این محدوده تعیین کردند. Asghari و همکاران (۲۰۱۱) با بررسی آمفیبولیت‌های کمپلکس گل‌گهر (بیرون از محدوده این معدن) برپایه دلایلی مانند داشتن مرزهای تدریجی و موازی آمفیبولیت با لیتولوژی‌های مجاور، فراوانی کوارتز نسبت به پلاژیوکلاز و همچنین، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، خاستگاه رسوبی را برای آن پیشنهاد کرده‌اند. برپایه وجود سکانس‌های رسوبی گوناگون (پلیت و آهک) در منطقه، پیدایش پارامفیبولیت هنگام رویداد دگرگونی ناحیه‌ای ناشدنی نیست. در این منطقه، سنگ‌هایی که میزبان کانی‌سازی آهن هستند تا رخساره شیست سبز و آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. از آنجایی که پی‌بردن به سرشت سنگ‌های دگرگونی منطقه گام مهم و بنیادی در شناخت پیدایش کانسار است، پس در این پژوهش به بررسی سرشت ماگمایی، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌مادر (پروتولیت) آمفیبولیت‌های منطقه پرداخته شده است.

زمین‌شناسی منطقه

این محدوده در گوشه جنوب‌خاوری ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گل‌گهر جای گرفته و قسمتی از بخش خاوری پهنه سنندج-سیرجان است (شکل ۱). این منطقه عموماً از آبرفت‌های عهد حاضر پوشیده شده است و رخنمون‌های محدودی از سنگ‌های دگرگونی در جنوب و جنوب‌باختری، سنگ‌های رسوبی در خاور و توده نفوذی گرانیت میلونیتی به‌شکل گنبد کم ارتفاعی در جنوب معدن برونزد دارند (Sabzehi, 1997). از ویژگی‌های مهم این منطقه معدنی، فراوانی کمپلکس‌های دگرگونی پالئوزوییک و



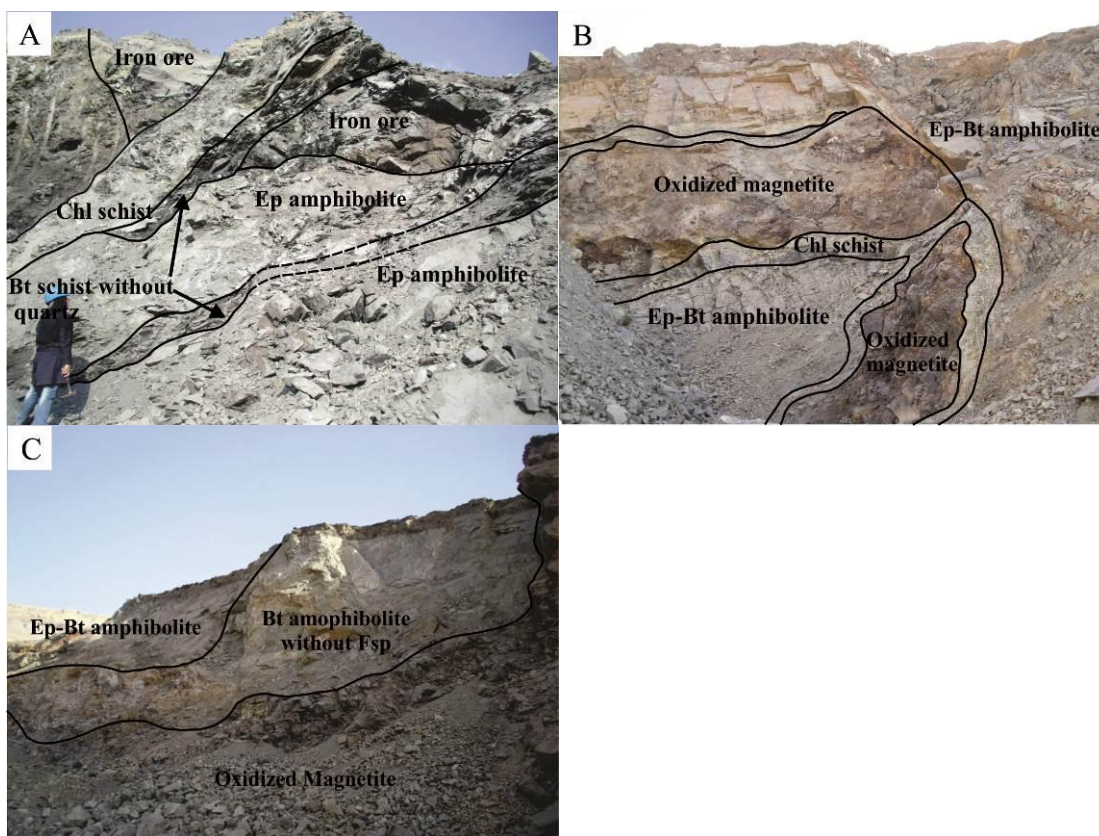
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی گودال معدن شماره ۱ گل‌گهر با مقیاس ۱:۵۰۰ (Tlc: تالک؛ Chl: کلریت؛ Amp: آمفیبول؛ Ms: مسکوویت؛ Bt: بیوتیت؛ Ep: اپیدوت؛ Mag: مگنتیت؛ Py: پیریت؛ Po: پیروتیت؛ Ccp: کالکوپیریت؛ نام اختصاری کانی‌ها از Evans و Whitney (۲۰۱۰) برگرفته شده است)

ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری

آمفیبولیت‌ها به صورت سیاه‌رنگ، دانه‌ریز و دانه‌درشت، با مقاومت فیزیکی بالا، به صورت توده‌ای (قطع‌کننده متاپلیت‌ها) و برخی به صورت شبه‌لایه‌بندی با شیست‌ها رخنمون دارند و گاه سیمایی شبیه به سنگ‌های آتشفشانی دارند. نفوذ سنگ‌آهن درون آن باعث پیدایش هاله‌ای سبز رنگ (کلریت شیست و بیوتیت آمفیبولیت بدون فلدسپار که بیوتیت آنها به‌طور کامل با کلریت جایگزین شده است) در مرز سنگ‌آهن و آمفیبولیت شده است (شکل ۳). از دیدگاه کانی‌شناسی، به گروه‌های گوناگون رده‌بندی شده‌اند که در ادامه بررسی خواهند شد. چکیده‌ای از توصیف‌های سنگ‌شناسی این سنگ‌ها در جدول ۱ آورده شده است.

روش انجام پژوهش

برای شناسایی سنگ‌مادر و بررسی سنگ‌شناسی آمفیبولیت‌های این منطقه، بیشتر از ۳۰۰ مقطع نازک از واحدهای سنگی گوناگونی که در گودال معدن رخنمون دارند دقیق بررسی شدند. سپس نقشه زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۵۰۰ (شکل ۲) تهیه شد. شمار ۲۰ نمونه سنگی از متابازیت‌های گوناگون منطقه برای انجام تجزیه‌های شیمیایی برگزیده شد. فراوانی اکسید عنصرهای اصلی در شرکت تحقیقات و فرآوری مواد معدنی با دستگاه XRF و به روش ذوب قلیایی به‌دست‌آورده شد. فراوانی عنصرهای کمیاب و خاکی نادر نیز با دستگاه ICP-MS در شرکت زرآما به‌دست آورده شد.



شکل ۳- نمای صحرایی آمفیبولیت‌های معدن سنگ آهن گل‌گهر (کرمان): (A) نمایی از اپیدوت آمفیبولیت در کنار سنگ آهن. در کناره سنگ آهن و نیز درون اپیدوت آمفیبولیت، نوار باریکی از بیوتیت شیست بی کوارتز دیده می‌شود؛ (B) نمایی از نفوذ سنگ آهن درون اپیدوت- بیوتیت آمفیبولیت که در پیرامون آن هاله سبز رنگ کلریت شیست دیده می‌شود (دیواره شمالی پله ۱۱ باختری، دید رو به شمال؛ C) نمایی از بیوتیت آمفیبولیت بی فلدسپار و دگرسان‌شده و اپیدوت- بیوتیت آمفیبولیت در کنار سنگ آهن اکسیدشده (دیواره شمالی پله ۱۱ باختری، دید رو به شمال باختری) (Chl: کلریت؛ Amp: آمفیبول؛ Bt: بیوتیت؛ Ep: اپیدوت؛ نام اختصاری کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰) برگرفته شده است)

جدول ۱- سنگ‌نگاری واحدهای دگرگونی متابازیت در منطقه معدنی گل‌گهر (سیرجان، کرمان)

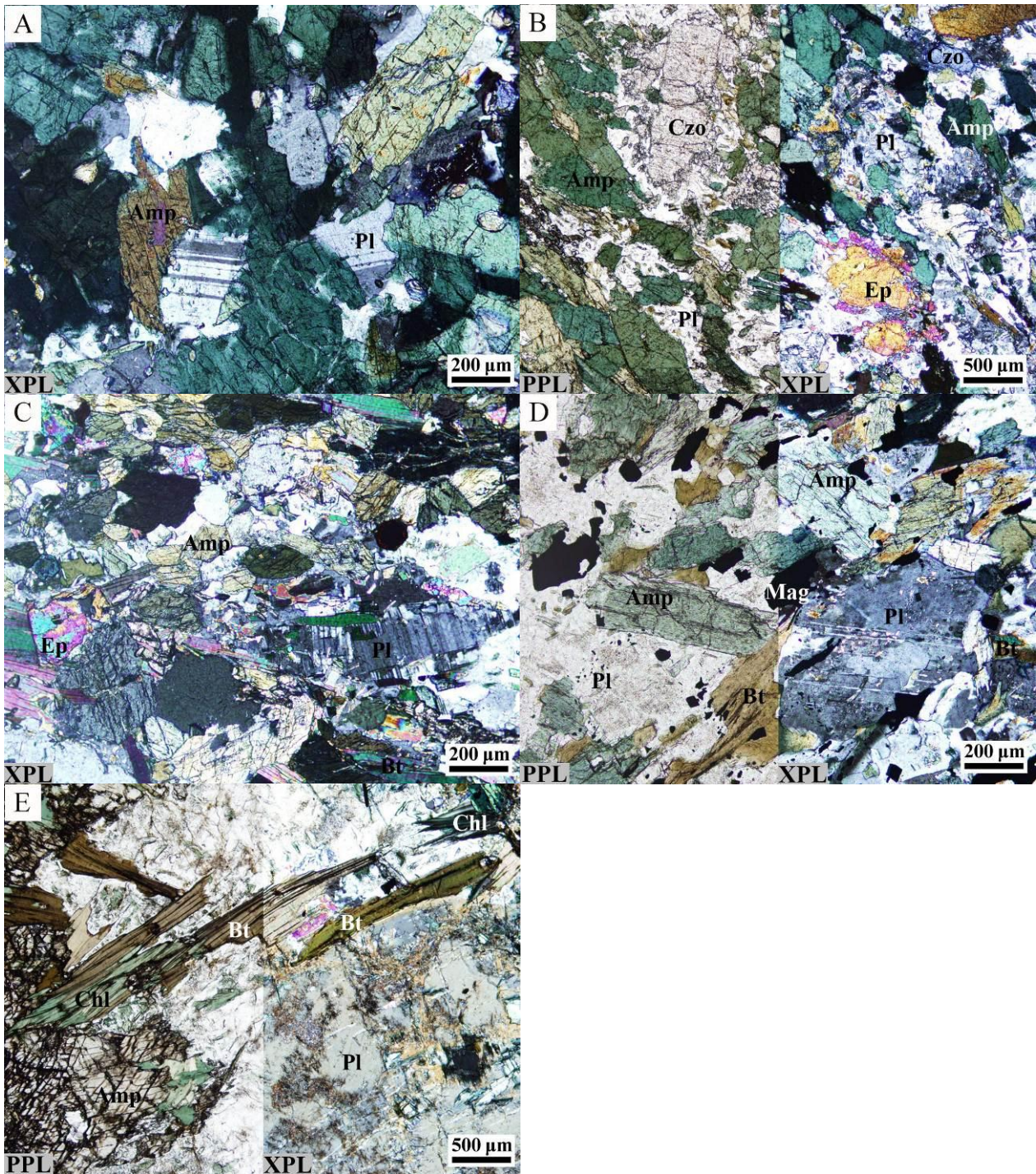
Rock name	Amp Vol.%	Pl (oli) Vol.%	Bt Vol.%	Ep Vol.%	Op Vol.%	Qtz Vol.%	Tur Vol.%	Accessory minerals	Secondary minerals	texture
amphibolite	50-55	40-45	2-3	-	2-3	-	-	Tur, Spn, Ep	sericite	granoblastic, nematobalstic, poikiloblastic
Ep amphibolite	50-55	35-40	-	5-10	-	2-3	-	-	Sericite, chlorite	nematobalstic poikiloblastic granoblastic,
Ep-Bt amphibolite	45-50	25-30	10-15	5-10	-	<5	-	Spn, Tur, Zo, Czo	sericite,	nematobalstic poikiloblastic
Bt amphibolite	45-50	30-35	10-15	-	-	1-4	-	Ep, Spn, Tur, Mag, Py	Sericite, chlorite	granoblastic, poikiloblastic
Ep amphibolite without Fsp	75-80	-	-	20-25	-	-	-	-	-	nematobalstic
Bt amphibolite without Fsp	80-85	-	10-15	-	3-7	-	-	Tur, Spn, Ep, Qtz	chlorite	granoblastic, nematobalstic
Tur amphibolite without Fsp	60-65	-	-	-	-	-	30-35	Ep, Mag, Py	chlorite	granoblastic, porphyroblastic
actinolite	95	-	-	-	-	-	-	Bt, Py	Tlc	acicular

گرانوبلاستیک دارد. مجموعه کانی‌شناسی در این سنگ‌ها دربردارنده ۵۰-۵۵ درصد حجمی آمفیبول (با چندرنگی سبز-قهوه‌ای و سبز-سبزآبی، در اندازه ۰/۱-۲ میلی‌متر)، ۵-۱۰ درصد حجمی اپیدوت (گاه تا ۱۵٪ اپیدوت، زوییزیت و کلینوزوییزیت؛ با اندازه ۰/۰۵-۰/۷۵ میلی‌متر)، ۳۵-۴۰ درصد حجمی فلدسپار (الیگوکلاز؛ با اندازه ۰/۲-۱ میلی‌متر) و ۲-۳ درصد حجمی کوارتز (با اندازه ۰/۲-۰/۵ میلی‌متر) است. کلریت و سیرسیت از کانی‌های ثانویه در این سنگ هستند. کلریت از دگرسانی بیوتیت و آمفیبول و سیرسیت از دگرسانی فلدسپار پدید آمده است. میزان سیرسیتی‌شدن پلاژیوکلازها متغیر است و گاه پلاژیوکلاز تا ۷۰ درصد با سیرسیت و کانی رسی جایگزین شده است (شکل ۴- B).

اپیدوت-بیوتیت آمفیبولیت: این گروه سنگی دو رخنمون کوچک در باختری‌ترین بخش دیواره شمالی پله ۱۱ دارد (شکل ۲). بافت آن نماتوبلاستیک و پیویی کیلوبلاستیک است. مجموعه کانی‌شناسی آن دربردارنده ۴۵-۵۰ درصد حجمی آمفیبول (با اندازه ۰/۲-۲/۲ میلی‌متر و چندرنگی سبز-سبزآبی)، ۱۰-۱۵ درصد حجمی بیوتیت (با چندرنگی قهوه‌ای-کرم و در اندازه ۰/۰۵-۱ میلی‌متر)، ۵-۱۰ درصد حجمی اپیدوت (با اندازه ۰/۰۵-۰/۴ میلی‌متر)، ۲۵-۳۰ درصد حجمی فلدسپار (الیگوکلاز؛ با اندازه ۰/۲-۰/۸ میلی‌متر) و کمتر از ۵ درصد حجمی کوارتز است. پیریت، ایلمنیت، زوییزیت، کلینوزوییزیت، اسفن و تورمالین از کانی‌های فرعی این سنگ هستند. بیوتیت تا نزدیک به ۲ درصد با کلریت (بیشتر در امتداد کلیواژها) جایگزین شده است (شکل ۴- C).

آمفیبولیت: بیشترین رخنمون آمفیبولیت مربوط به دیواره شمالی معدن، پله ۱۱، به‌ویژه بخش باختری است. رخنمون‌های کوچک‌تری نیز در بخش خاوری معدن (پله ۱۵) دیده می‌شوند (شکل ۲). در بررسی‌های میکروسکوپی بافت گرانوبلاستیک، نماتوبلاستیک و پیویی کیلوبلاستیک دارند. میانگین درصد حجمی مجموعه کانی‌شناسی آنها برابر ۵۰-۵۵ درصد حجمی آمفیبول (با چندرنگی سبز-قهوه‌ای و سبز-سبزآبی، در اندازه ۰/۰۵-۲ میلی‌متر)، ۴۰-۴۵ درصد حجمی فلدسپار (الیگوکلاز؛ با اندازه ۰/۱-۰/۸ میلی‌متر)، ۲-۳ درصد حجمی بیوتیت (با اندازه ۰/۰۵-۰/۴ میلی‌متر) و ۲-۳ درصد حجمی کانی کدر (پیریت و ایلمنیت) است. تورمالین، اسفن و اپیدوت از کانی‌های فرعی این سنگ هستند. مقدار تورمالین در نمونه‌های گوناگون بسیار متغیر است و معمولاً به‌صورت کانی فرعی دیده می‌شود که چندرنگی بنفش-آبی-قهوه‌ای است. نزدیک به ۵ درصد فلدسپارها با سیرسیت جایگزین شده است (شکل ۴- A). برپایه نبود تورمالین در همه نمونه‌های بررسی‌شده، وجود بسیار نایک‌نواخت آن تنها در شمار اندکی از متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها و از سوی دیگر، افزایش بسیار آن تنها در بخشی از معدن (به ضخامت کمتر از یک متر و به‌صورت تورمالینیت) در نزدیکی تورمالین آمفیبولیت، بی‌گمان خاستگاه بور مربوط به سنگ‌های رسوبی نبوده است و خاستگاه گرمابی داشته است.

اپیدوت آمفیبولیت: بیشترین گسترش اپیدوت آمفیبولیت مربوط به ضلع شمالی در بخش باختری معدن است (شکل ۲). اپیدوت آمفیبولیت بافت نماتوبلاستیک، پیویی کیلوبلاستیک و

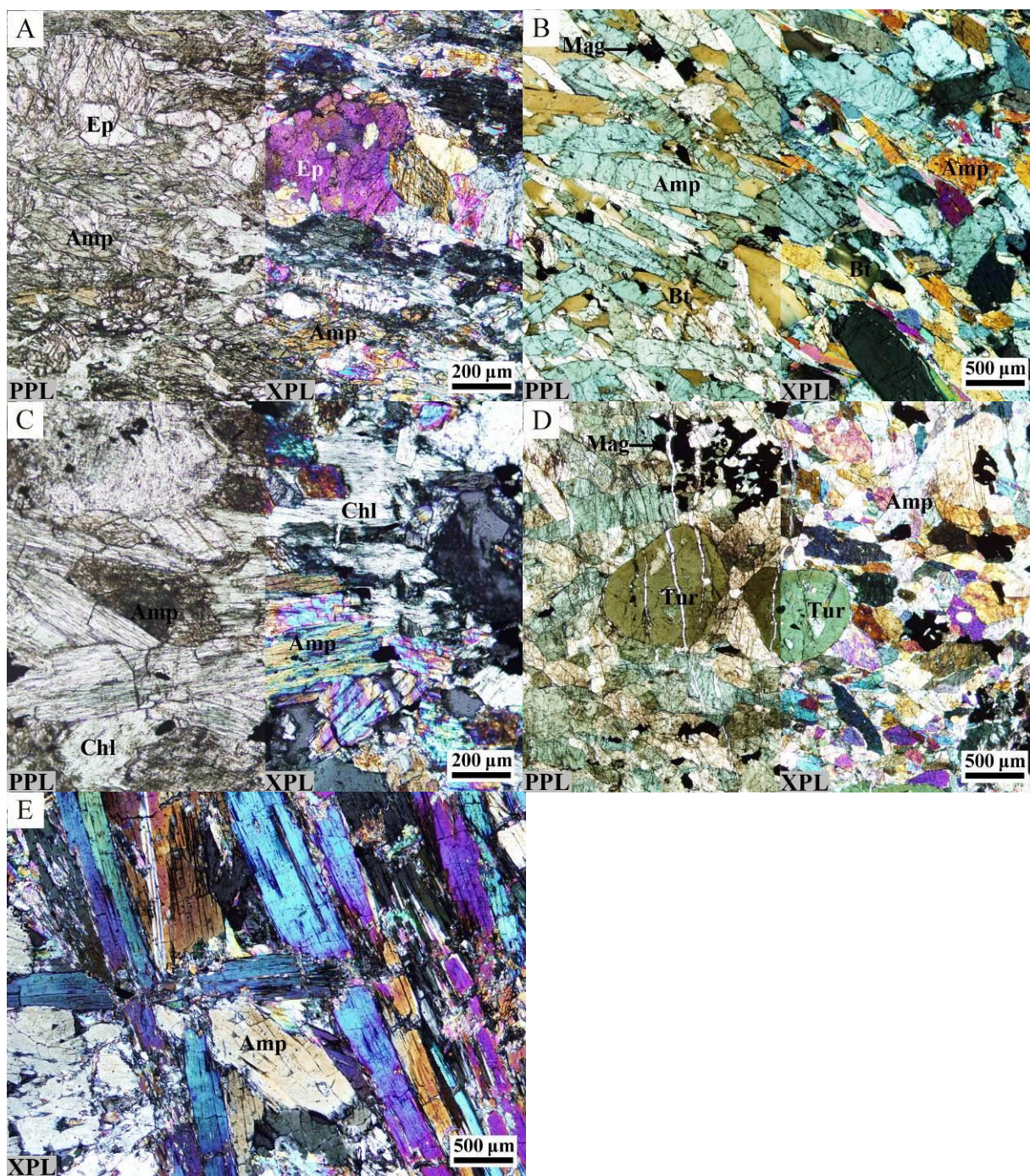


شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی از آمفیبولیت‌های معدن گل‌گهر (سیرجان): (A) پلاژیوکلاز و آمفیبول با بافت گرانوبلاستیک در آمفیبولیت؛ (B) آمفیبول، پلاژیوکلاز و اپیدوت با بافت نماتوگرانوبلاستیک در اپیدوت‌آمفیبولیت؛ (C) آمفیبول، پلاژیوکلاز، بیوتیت و اپیدوت در اپیدوت-بیوتیت آمفیبولیت؛ (D) سریسیتی و رسی شدن (به مقدار کم) پلاژیوکلاز در بیوتیت آمفیبولیت با بافت گرانوبلاستیک؛ (E) بیوتیت آمفیبولیت با بافت گرانوبلاستیک و پویی کیلوبلاستیک همراه با کلریتی شدن بیوتیت و سریسیتی شدن پلاژیوکلاز (Amp): آمفیبول؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Bt: بیوتیت؛ Ep: اپیدوت؛ Czo: کلینوزویزیت؛ Mag: مگنتیت؛ نام اختصاری کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰) برگرفته شده است) (در تصویرهای B، D و E، نیمه راست تصویر در XPL، نیمه چپ آن در PPL است؛ تصویرهای A و C در XPL هستند)

بیوتیت آمفیبولیت: بیوتیت آمفیبولیت بیشترین برونزد را به‌ویژه در بخش باختری معدن دارد. بیوتیت آمفیبولیت با بافت‌های گرانوبلاستیک، نماتوبلاستیک و پویی کیلوبلاستیک دربردارنده ۴۵-۵۰ درصد حجمی آمفیبول (در اندازه ۰/۱-۲ میلی‌متر با چندرنگی سبز-قهوه‌ای و سبز-سبزآبی)، ۱۰-۱۵ درصد حجمی بیوتیت (با چندرنگی قهوه‌ای-کرم و اندازه ۰/۰۵-۲ میلی‌متر)، ۳۰-۳۵ درصد حجمی فلدسپار (الیگوکلاز؛ با ماکل پلی‌سینتیک و اندازه ۰/۲-۰/۸ میلی‌متر) و ۱ درصد حجمی کوارتز (با اندازه ۰/۰۵-۰/۷۵ میلی‌متر) است. اپیدوت، اسفن، تورمالین، ایلمنیت و پیریت از کانی‌های دیگر این سنگ هستند که درصد حجمی آنها کمتر از ۵ است. بیوتیت بیشتر در امتداد کلیواژ با کلریت جایگزین شده و گاه تنها بقایایی از آن در مرکز کلریت دیده می‌شود. در بیشتر مقطع‌ها این جانمایی نزدیک به ۱۰ درصد بوده است. پلاژیوکلاز از مقدار بسیار کم و گاه تا ۵۰ درصد با سرسیت جایگزین شده است (شکل ۴-D). نمونه‌هایی از بیوتیت آمفیبولیت با گسترش بسیار ناچیز در دیواره جنوبی پله ۱۴ و در نزدیکی کانی‌سازی دیده می‌شوند که در مقایسه با بیوتیت آمفیبولیت‌های دیگر بسیار دانه درشت‌تر هستند (شکل ۲). این سنگ با بافت گرانوبلاستیک دربردارنده ۶۰-۶۵ درصد حجمی آمفیبول (با اندازه ۱-۶/۵ میلی‌متر و بی‌چندرنگی و یا با چندرنگی سبز-سبزآبی و سبز-قهوه‌ای)، ۱۵-۲۰ درصد حجمی بیوتیت (با چندرنگی قهوه‌ای-کرم و اندازه ۰/۱-۲/۵ میلی‌متر) و ۲۰-۲۵ درصد حجمی فلدسپار (الیگوکلاز؛ با ماکل پلی‌سینتیک و در اندازه ۲-۴/۵ میلی‌متر) است. مگنتیت به مقدار کم با اندازه ۰/۰۵-۰/۶ میلی‌متر در سنگ به صورت پراکنده و نیمه شکل دار دیده می‌شود. کلریت، سرسیت و ترمولیت-اکتینولیت از کانی‌های ثانویه در این سنگ هستند. پلاژیوکلاز تا نزدیک به ۲۰ درصد با سرسیت

جایگزین شده است. همچنین، بیوتیت از ۱۰ و گاه تا ۵۰ درصد با کلریت (با چندرنگی سبز و اینترفرانس کاهی) و آمفیبول به مقدار کم با ترمولیت-اکتینولیت جایگزین شده است (شکل ۴-E). در همه نمونه‌های متابازالتی که در بالا از آنها نام برده شد، ترکیب پلاژیوکلاز برپایه داده‌های ریزکاو الکترونی (منتشر نشده) از نوع الیگوکلاز است که این نکته نشان‌دهنده درجه کم رخساره آمفیبولیت ($An < 17$) است. مجموعه رخساره اپیدوت-آمفیبولیت دربردارنده هورنبلند ($Al_2O_3 < 7/8$ درصدوزنی) + آلیت + اپیدوت + کوارتز + اسفن است (Apted and Liou, 1983). انتقال از رخساره اپیدوت آمفیبولیت به آمفیبولیت با شکست و تجزیه اپیدوت شناخته می‌شود و بیشتر با افزایش در محتوای An (درصد مولی آنورتیت) پلاژیوکلاز از ۰/۷ تا ۴۵-۶۵ همراه است. پس کم بودن میزان آنورتیت پلاژیوکلاز (با ترکیب الیگوکلاز) در درجه‌های کم رخساره آمفیبولیت پیامد شرکت Ca در کانی‌هایی مانند اسفن، اپیدوت و گاه هورنبلند است.

اپیدوت آمفیبولیت بدون فلدسپار: این گروه سنگی گسترش بسیار کم و ناچیزی در گودال معدن دارد. رخنمونی از آن در دیواره شمالی پله ۱۲ باختری به عرض ۳ متر است که در دو سوی آن، سنگ آهن اکسیدشده دیده می‌شود. همچنین، در ضلع شمالی پله ۱۳ باختری نیز رخنمون کوچکی دارد که میان آن و کانی‌سازی، نواری از آمفیبول بیوتیت شست‌بی کوارتز-فلدسپار دیده می‌شود. در بررسی‌های میکروسکوپی، این سنگ بافت نماتوبلاستیک دارد و دربردارنده ۷۵-۸۰ درصد حجمی آمفیبول (با چندرنگی سبز-قهوه‌ای و اندازه ۰/۰۵-۱ میلی‌متر) و ۲۰-۲۵ درصد حجمی اپیدوت (با اندازه ۰/۰۵-۰/۴ میلی‌متر) است (شکل ۵-A).



شکل ۵- تصویرهای میکروسکوپی از آمفیبولیت‌های معدن گل‌گهر (سیرجان): (A) اپیدوت آمفیبولیت بی‌فلدسپار با بافت گرانوبلاستیک؛ (B) بیوتیت آمفیبولیت بی‌فلدسپار با بافت نماتوبلاستیک؛ (C) بیوتیت آمفیبولیت بی‌فلدسپار که در آن بیوتیت‌ها به‌طور کامل با کلریت جایگزین شده‌اند؛ (D) تورمالین آمفیبولیت بی‌فلدسپار با بافت گرانوبلاستیک به‌همراه کانه مگنتیت؛ (E) اکتینولیتیت ساخته‌شده از ستون‌های کشیده آمفیبول (Amp)؛ آمفیبول؛ Pl؛ پلاژیوکلاز؛ Bt؛ بیوتیت؛ Chl؛ کلریت؛ Tur؛ تورمالین؛ مگنتیت؛ نام اختصاری کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است (در تصویرهای A تا C، نیمه راست تصویر در XPL، نیمه چپ آن در PPL است؛ تصویر E در XPL است)

تورمالین آمفیبولیت بی فلدسپار: به علت گستردگی بسیار کم و برپایهٔ مقیاس ۱:۵۰۰، این گروه سنگی در نقشهٔ تهیه‌شده نشان داده نشده است. در رخنمون‌های بسیار کوچک به صورت پراکنده در همراهی با آمفیبولیت‌هاست (به‌ویژه پله ۱۴ باختری). تورمالین آمفیبولیت با بافت گرانوبلاستیک و پورفیروبللاستیک به‌طور میانگین دربردارندهٔ ۶۵-۶۰ درصد حجمی آمفیبول (با اندازهٔ ۰/۲-۲ میلیمتر؛ به‌طور میانگین ۰/۶ میلیمتر با چندرنگی سبز-قهوه‌ای، سبز-سبزابی و گاه چندرنگی سبز-بی‌رنگ)، ۳۵-۳۰ درصد حجمی تورمالین (با اندازهٔ ۰/۴ میلیمتر تا ۱ سانتیمتر و با چندرنگی سبز-قهوه‌ای-بنفش) است. همچنین، کانی‌های اپیدوت به مقدار خیلی کم و کانی کدر (مگنتیت و پیریت) تا نزدیک به ۵ درصد حجمی دیده می‌شوند. آمفیبول به میزان ناچیز تجزیه به کلریت را نشان می‌دهد (شکل ۵- D).

اکتینولیتیت: این سنگ در مرز کانی‌سازی با آمفیبولیت، رخنمون بسیار کم و کوچکی دارد و برپایهٔ مقیاس نقشهٔ تهیه‌شده، نمایش‌دانی نیست. این سنگ با بافت مشبک ساخته‌شده از ۹۵ درصد حجمی ستون‌های بزرگ و کشیده آمفیبول (ترمولیت-اکتینولیت؛ با اندازهٔ ۰/۵ تا ۴/۵ میلیمتر و چندرنگی ندارد یا چندرنگی بسیار ضعیف سبز نشان می‌دهد) است. همچنین، به مقدار کم (تا ۵ درصد حجمی) کانی‌های بیوتیت، تالک و پیریت نیز در آن دیده می‌شوند (شکل ۵- E).

شناسایی خاستگاه رسوبی یا آذرین متابازیت‌های منطقه

پاراآمفیبولیت‌ها معمولاً از دگرگونی شیل‌های دولومیتی یا آهکی پدید می‌آیند؛ اما اورتوآمفیبولیت‌ها،

بیوتیت آمفیبولیت بی فلدسپار: این گروه سنگی بافت نماتوبلاستیک و گرانوبلاستیک دارد. مجموعه کانی‌شناسی آن دربردارندهٔ ۸۵-۸۰ درصد حجمی آمفیبول (با چندرنگی سبز-سبزابی و سبز-قهوه‌ای و در برخی نمونه‌ها با چندرنگی ضعیف سبز-بی‌رنگ با اندازهٔ ۰/۲-۳ میلیمتر)، ۱۵-۱۰ درصد حجمی بیوتیت (با چندرنگی قهوه‌ای-کرم و با اندازهٔ ۰/۵-۱/۲ میلیمتر) و ۳-۷ درصد حجمی کانی کدر (پیریت و مگنتیت) است. تورمالین، اسفن، اپیدوت، کوارتز از کانی‌های فرعی در این سنگ هستند. کلریت کانی ثانویه‌ای است که به مقدار بسیار کم از جایگزینی بیوتیت در برخی نمونه‌ها پدید آمده است. رگچه‌هایی از اپیدوت با ستبرای ۰/۵ میلیمتر نیز در سنگ دیده می‌شوند (شکل ۵- B). در برخی نمونه‌های بیوتیت آمفیبولیت بی فلدسپار که با گسترش کم در دیواره شمالی پله ۱۱ باختری و پلهٔ ۱۳ خاوری در مرز کانی‌سازی و آمفیبولیت (یا اپیدوت-بیوتیت آمفیبولیت) جای دارند، کمابیش همهٔ بیوتیت‌ها به‌طور کامل با کلریت جایگزین شده‌اند و تنها بقایایی از بیوتیت در مرکز برخی کلریت‌ها دیده می‌شود. در برابر دیگر سنگ‌های این خانواده، این سنگ مقاومت فیزیکی کمتری دارد و به رنگ سبز تیره است و شیس‌توزیته ندارد. این سنگ با بافت نماتوبلاستیک دربردارندهٔ ۴۸ درصد حجمی آمفیبول (با اندازهٔ ۰/۳-۱/۸ میلیمتر) و ۴۵-۵۰ درصد حجمی کلریت ثانویه (حاصل تجزیهٔ بیوتیت؛ با اندازهٔ ۰/۵ تا ۲ میلیمتر) هستند. مقدار ۲-۵ درصد حجمی مگنتیت به صورت بی‌شکل در سنگ دیده می‌شود. آمفیبول نیز به مقدار کم با کلریت جایگزین شده است (شکل ۵- C).

شده‌اند (Sills and Tarney, 1984; Neumayr *et al.*, 1996; Celik, 2008; Asran and Kabesh, 2012; Thomas and Paudel, 2015)، نمودارهای پیشنهادی Leake (۱۹۶۴) به کار برده شده‌اند.

بررسی سنگ‌مادر آمفیبولیت‌ها بر پایه عنصرهای اصلی

داده‌های تجزیه‌ی عنصرهای اصلی، فرعی و کمیاب آمفیبولیت‌های منطقه در جدول ۲ آورده شده‌اند. برای بررسی تغییرات عنصرهای اصلی در سنگ‌های دگرگونی، مقادیرهای نیگلی به کار برده شد. مقادیرهای نیگلی با نرم‌افزار GCDkit (Janoušek *et al.*, 2006) به دست آورده شدند (این مقادیرها در بخش پایانی جدول ۲ آورده شده‌اند). نمودارهای تغییرات پارامترهای نیگلی در برابر mg و si نیگلی در شکل ۶ نشان داده شده‌اند. عنصرهای اصلی روندهای افزایش مشخص alk , al ، کمتر مشخص c و کاهش fm را با افزایش si نشان می‌دهند. اگرچه این روندها می‌توانند پیامد متاسوماتیسم سازنده‌ی سدیم‌فلدسپار باشند؛ اما کاهش mg با افزایش si نشان می‌دهد جدایش بلورین ماگمایی نقش مهمی داشته است. کاهش alk , ti و p با افزایش mg نیز این نکته را نشان می‌دهد. پراکندگی و روند نامعمول k با افزایش mg در پی تحرک k روی داده و به دگرسانی سریستی در نمونه‌ها مربوط است (شکل ۶). با وجود این، به گفته‌ی Leake (۱۹۶۴)، اگر پلیت با mg ۳۵/۰، fm ۴۰ و c ۵۰ با مقادیرهای گوناگون دولومیت (mg ۱، fm ۵۰ و c ۵۰) آمیخته شود، با افزایش mg ، کاهش si ، al و alk روی خواهد داد؛ هرچند تغییرات مشابه در fm ناچیز خواهد بود. از این رو، بسنده کردن به این تغییرات سیستماتیک برای شناسایی خاستگاه آمفیبولیت‌ها به تنهایی کارآمد نخواهد بود.

همان متادولریت، متابازالت یا توف‌های متابازیک با تبلور دوباره هستند (Leake, 1964). به باور Blatt و همکاران (۲۰۰۶)، بسیاری از سنگ‌های کالک‌سیلیکاته در درجه‌های متوسط تا بالا همانندی بسیاری با آمفیبولیت‌هایی دارند که هم‌ارز دگرگونی سنگ‌های آتشفشانی مافیک هستند. در سال‌های گذشته، بررسی‌های گوناگونی روی تفاوت اورتو- و پارآآمفیبولیت‌ها، به‌ویژه بر پایه‌ی تفاوت‌های شیمیایی انجام شده‌اند (Engel and Engel, 1951; Lapadu-Engel and Engel, 1951; Poldervaart, 1953; Eckelmann and Poldervaart, 1957; Wilcox and Poldervaart, 1958). در گذشته، تاکید بسیاری برای شناسایی پارآآمفیبولیت‌ها بر پایه‌ی وضعیت لایه‌ای آنها (Wilcox and Poldervaart, 1958; Walker *et al.*, 1959) و یا نظر به همراهی آنها با مرمر (Heier, 1962) شده است؛ اما هیچ‌یک از این دو ویژگی دلیل قطعی بر خاستگاه آذرین نیست. Walker و همکاران (۱۹۵۹) بر پایه‌ی مقدار Co ، Ni و Cu ، محدوده‌ی بازالت‌ها، بازالت‌های دگرسان شده، اورتوآمفیبولیت و پارآآمفیبولیت‌ها را به‌طور محلی از یکدیگر جدا کرده‌اند. نواربندی در سنگ چه‌بسا پیامد تفاوت‌های اولیه رسوب‌گذاری، یا پیامد تفریق دگرگونی و یا برش سنگ درون دیگری است (Evans and Leake, 1960). بر پایه‌ی آنچه گفته شد، گاه شناسایی خاستگاه آمفیبولیت‌ها تنها بر پایه‌ی ویژگی‌های صحرایی و بافتی ممکن نیست و باید از روش‌های زمین‌شیمیایی بهره گرفت. Kudo و Shaw (۱۹۶۵) با به‌کارگیری عنصرهای نادر (مانند: V ، Cr ، Ni ، Co ، Sc ، Sr ، Ba و Zr) و عنصرهای اصلی (TiO_2 ، Al_2O_3 ، Fe_2O_3 ، FeO ، MnO ، MgO ، CaO و P_2O_5)، پارامترهای X_1 ، X_2 و X_3 را برای شناسایی اورتو- و پارآآمفیبولیت‌ها به دست آورده‌اند. در بررسی‌هایی که به تازگی برای شناسایی اورتو و پارآآمفیبولیت‌ها انجام

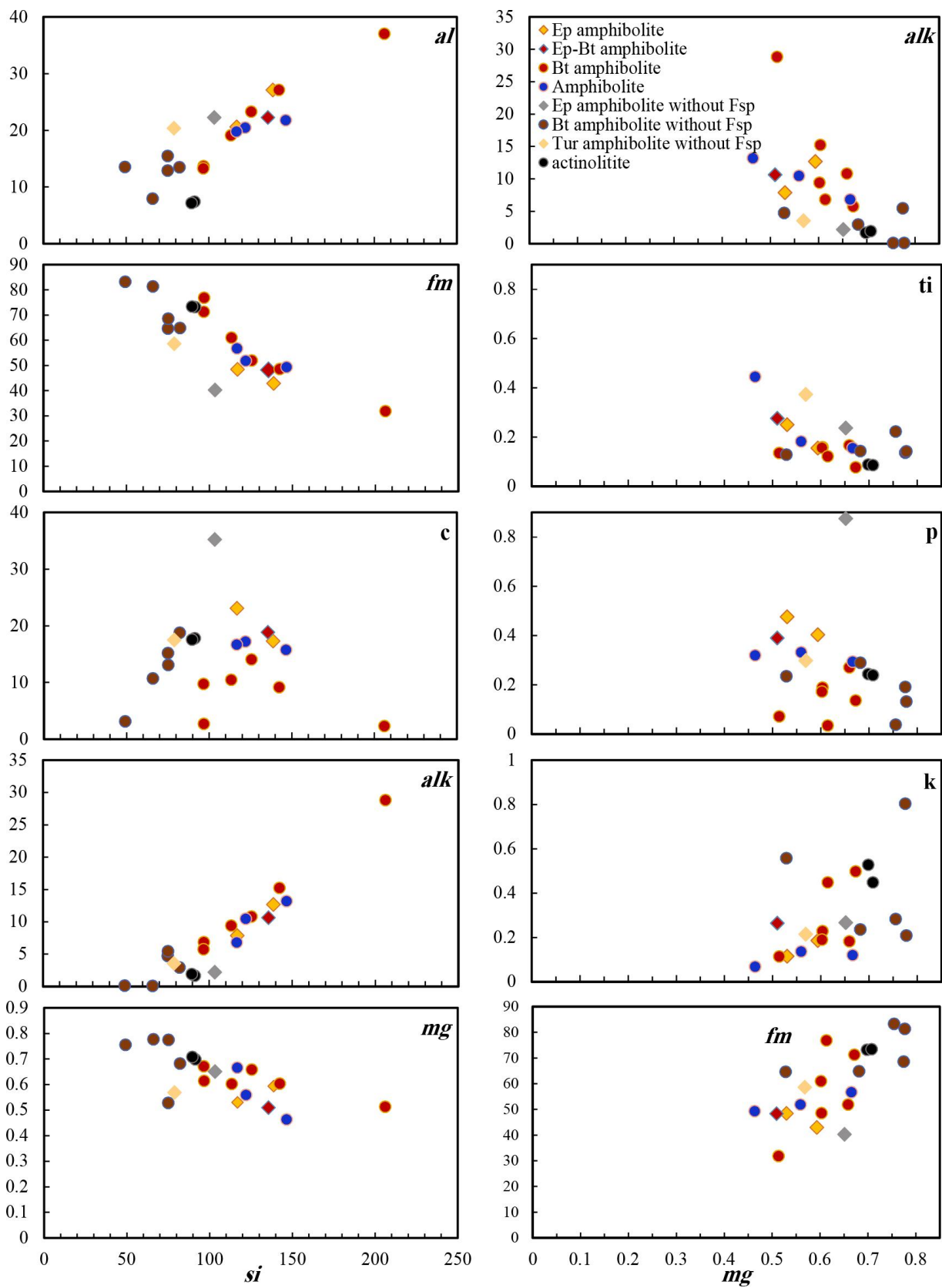
جدول ۲- داده‌های تجزیه عنصرهای اصلی (برپایه wt%)، عنصرهای فرعی و کمیاب (برپایه ppm) و مقادیرهای به‌دست‌آمده نیگلی برای آمفیبولیت‌های منطقه معدنی گل‌گهر سیرجان

Element	Ep-Bt amphibolite	Ep amphibolite			Bt amphibolite				amphibolite	
Sample No.	P-273	P-10B	P-250	P-163	P-240	P-282	P-215	P-157A	P-195A	P-58
SiO ₂	52.08	49.41	53.06	58.09	51.23	49.09	53.22	47.34	48.00	51.15
TiO ₂	1.81	1.84	1.17	0.51	1.29	1.58	1.07	0.81	0.49	1.56
Al ₂ O ₃	14.49	14.78	17.59	17.71	16.12	14.03	17.19	11.32	11.19	14.55
FeO	11.13	11.75	8.18	5.44	8.85	12.88	8.86	17.72	14.16	11.72
MnO	0.11	0.11	0.08	0.03	0.08	0.11	0.08	0.19	0.14	0.13
MgO	6.33	7.28	6.53	3.09	9.35	10.66	7.34	15.47	15.94	8.15
CaO	6.75	9.10	6.17	0.60	5.34	4.23	3.19	1.22	4.51	6.74
Na ₂ O	3.10	3.03	4.07	7.42	3.71	3.41	4.53	1.90	1.48	3.91
K ₂ O	1.69	0.60	1.41	1.46	1.26	1.21	2.04	2.35	2.23	0.94
P ₂ O ₅	0.25	0.25	0.14	0.09	0.16	0.16	0.14	0.14	0.09	0.18
V ₂ O ₅	0.04	0.05	0.03	0.01	0.05	0.06	0.03	0.04	0.02	0.05
S	<0.05	<0.05	0.09	1.54	<0.05	0.15	0.20	0.08	0.22	0.08
LOI	2.01	1.38	1.38	1.88	1.95	2.62	1.74	3.25	2.89	1.53
Total	99.79	99.58	99.90	97.87	99.39	100.19	99.63	101.82	101.37	100.69
Be	3.05	3.5	2.25	1.85	2.45	3.85	2.3	2.65	2.65	2.95
Sc	38.3	40.8	29.5	13.5	32.4	42	28.3	12.5	11.3	39.7
Ti	9443	9932	5188	2068	3412	7118	4248	3850	2752	8331
V	221	256	142	95	159	210	142	166	102	221
Cr	111	107	82	101	212	207	100	129	63	182
Co	29.8	10.1	16.5	38.8	22.3	21.6	29.1	8.9	27.3	39.7
Ni	16	11	28	38	49	26	35	25	35	29
Cu	54	13	4	33	3	5	32	65	1	11
Zn	49	43	30	14	33	57	38	54	60	51
Rb	48	15	46	36	54	39	70	97	75	41
Sr	208.8	188.8	171.4	44.3	127.2	54.9	97.1	45.5	21.6	79
Y	17.6	36.4	23.6	6.1	23.1	17.6	21.4	6.3	20.1	22.2
Zr	13	19	9	<5	15	9	28	7	8	13
Nb	2.4	6.3	5.6	4.1	2.9	5.3	3.4	9.8	5	5.5
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
In	<0.5	0.64	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sn	1.1	8.6	2.7	1.2	2.3	8	8.3	3.5	4.7	1.5
Sb	0.6	0.9	0.8	0.5	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	0.7
Te	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.14	<0.1	0.11
Cs	0.9	<0.5	0.9	0.8	0.8	0.9	1.1	1.4	1.1	0.6
Ba	147	49	230	366	118	155	250	159	252	138
La	15	20	10	47	15	35	16	17	30	9
Ce	35	45	27	60	37	47	48	26	55	26
Pr	3.7	5.94	3.31	7.33	3.82	5.3	3.27	3.15	7.01	2.79
Nd	16.1	23.8	13.8	24	15.6	20.9	12.5	10	24.9	12.5
Sm	3.88	5.71	3.56	3.57	3.91	4.73	3.13	1.62	4.55	3.44
Eu	1.42	2.58	1.44	0.48	1.47	2.26	1.59	0.31	1.23	1.37
Gd	4.99	6.69	4.97	2.98	5.1	6.04	4.52	2.3	5.19	4.86
Tb	0.79	1.11	0.83	0.29	0.82	0.92	0.73	0.27	0.79	0.81
Dy	4.99	6.92	5.52	1.98	5.21	5.44	4.87	2.02	4.9	5.28
Er	3.57	4.8	4.18	1.6	3.8	3.65	3.56	1.55	3.36	3.75
Tm	0.49	0.66	0.58	0.28	0.53	0.51	0.5	0.28	0.48	0.53
Yb	2.6	4.1	3.6	0.7	3	2.7	2.8	0.7	2.5	2.9
Lu	0.36	0.5	0.46	0.14	0.4	0.36	0.38	0.16	0.37	0.41
Hf	0.55	0.97	0.54	<0.5	0.69	<0.5	1.07	<0.5	<0.5	0.67
Ta	0.33	0.45	0.62	0.51	0.43	0.66	0.53	0.77	0.5	0.62
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Tl	0.16	<0.1	0.13	<0.1	<0.1	<0.1	0.17	0.2	0.15	<0.1
Pb	4	6	6	4	6	6	6	4	9	5
Bi	0.4	0.7	0.6	0.4	0.3	0.4	0.6	0.2	0.4	0.7
Th	4.33	5.12	5.61	8.82	4.99	3.56	6.68	5.97	10.43	3.61
U	0.6	1	1	2.6	0.7	1.35	1	0.8	1.9	0.4
Niggli values										
si	135.71	116.93	138.81	206.17	125.62	113.43	142.39	96.82	96.66	122.02
al	22.25	20.61	27.11	37.04	23.29	19.10	27.10	13.64	13.28	20.45
fm	48.27	48.46	42.92	31.85	51.89	61.01	48.53	76.85	71.24	51.85
c	18.84	23.07	17.29	2.28	14.03	10.47	9.14	2.67	9.73	17.23
alk	10.64	7.86	12.67	28.83	10.79	9.42	15.23	6.83	5.75	10.47
k	0.26	0.12	0.19	0.11	0.18	0.19	0.23	0.45	0.50	0.14
mg	0.51	0.53	0.59	0.51	0.66	0.60	0.60	0.61	0.67	0.56
ti	0.28	0.25	0.16	0.14	0.17	0.16	0.16	0.12	0.08	0.18
p	0.39	0.48	0.40	0.07	0.27	0.17	0.19	0.03	0.14	0.33

جدول ۲- ادامه

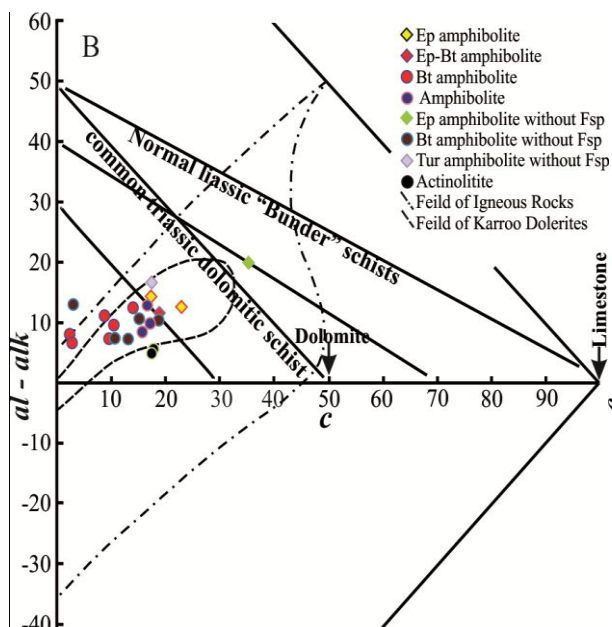
Element	Amphibolite		Ep amphibolite without Fsp	Bt amphibolite without Fsp					Tur amphibolite without Fsp	actinolite	
	Sample No.	P-232		P-268	P-264	P-63	P-70	P-242			P-38
SiO ₂		54.41	50.76	46.23	39.56	42.22	43.96	41.24	32.00	39.40	48.25
TiO ₂		2.58	1.22	1.61	1.80	0.91	1.00	1.47	2.33	3.10	0.45
Al ₂ O ₃		13.71	14.60	16.90	13.80	12.28	12.23	8.38	14.89	17.24	6.61
FeO		12.04	10.03	7.59	19.55	10.60	13.37	13.68	15.94	15.37	14.11
MnO		0.12	0.12	0.09	0.16	0.09	0.14	0.12	0.17	0.09	0.15
MgO		5.69	11.01	7.87	12.06	19.99	15.84	26.46	27.34	11.16	18.08
CaO		5.45	6.77	14.71	7.46	6.86	9.35	6.23	1.90	8.15	8.77
Na ₂ O		4.71	2.69	0.74	1.14	0.62	1.24	<0.1	<0.1	1.44	0.43
K ₂ O		0.52	0.56	0.41	2.18	3.86	0.58	0.02	0.03	0.60	0.73
P ₂ O ₅		0.39	0.16	0.25	0.16	0.18	0.18	0.21	0.34	0.44	0.11
V ₂ O ₅		0.09	0.05	0.06	0.06	0.04	0.03	0.02	0.05	0.10	0.04
S		0.36	<0.05	<0.05	0.10	0.09	<0.05	0.41	<0.05	0.11	<0.05
LOI		0.77	2.27	2.83	2.01	2.60	2.56	5.93	10.22	2.12	2.71
total		100.84	100.25	99.29	100.05	100.34	100.48	104.16	105.21	99.32	100.45
Be		3.75	2.45	4.15	5.55	3.7	2.45	1.75	2.6	4.95	4.2
Sc		37.6	29.5	50.3	45.7	23.8	26.7	23.3	37.2	35.5	58.4
Ti		13055	2889	9468	9307	4935	4028	7442	11411	12543	2590
V		278	156	294	275	186	161	92	215	253	190
Cr		27	173	69	217	186	144	104	120	116	37
Co		26.5	24.1	30.1	32.4	27.5	23.1	23.4	150.3	28.2	24
Ni		4	42	9	39	33	33	37	90	26	17
Cu		64	16	2	24	5	2	10	54	12	48
Zn		46	34	43	83	96	35	60	61	87	61
Rb		12	22	17	94	165	19	3	7	20	29
Sr		44.8	97.3	516.2	21.2	22.2	16	8.4	24.5	89.5	14.2
Y		29.5	24.7	40.3	42.8	19.6	15.6	25.1	13.9	57.6	33.6
Zr		11	78	21	10	14	12	9	20	78	51
Nb		3.9	2.8	8.9	9	6.8	3.5	22.1	7.2	4.3	2.5
Cd		0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.2
In		<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sn		2.6	2.6	27.6	20.7	11.6	7.2	5.4	2.4	12.6	16.9
Sb		<0.5	0.6	1.2	0.6	0.7	0.6	<0.5	<0.5	0.7	<0.5
Te		<0.1	<0.1	0.14	<0.1	0.12	<0.1	0.11	<0.1	0.14	<0.1
Cs		<0.5	0.5	0.6	1.2	2	0.6	<0.5	<0.5	0.5	0.7
Ba		56	116	88	273	378	35	<1	79	137	77
La		20	31	53	35	8	5	4	26	40	17
Ce		42	112	97	56	23	15	12	55	120	66
Pr		6.01	4.13	11.85	8.31	2.05	1.74	1.23	4.53	7.33	1.16
Nd		24.9	12.8	40.5	33.2	8.5	8.4	5.8	16.7	28	3.1
Sm		5.77	3.26	8.07	7.99	2.4	2.5	2.25	2.95	7.77	1.46
Eu		1.67	1.25	4.33	3.4	1.2	1.61	0.28	0.26	4.33	1.08
Gd		6.81	4.72	8.99	9.2	3.7	3.75	4.11	3.85	10.18	3.96
Tb		1.11	0.72	1.49	1.56	0.61	0.57	0.72	0.51	1.77	0.92
Dy		6.9	4.71	8.91	9.34	4.22	3.9	4.94	3.42	10.77	7.76
Er		4.78	3.42	6.32	6.33	3.26	2.87	3.79	2.54	7.37	7.22
Tm		0.64	0.48	0.83	0.84	0.49	0.42	0.55	0.38	0.94	1.05
Yb		4.1	2.6	5.9	6.1	2.8	2	3.4	1.5	7	8.3
Lu		0.5	0.34	0.74	0.82	0.41	0.28	0.49	0.21	0.88	1.03
Hf		0.53	2.6	1.13	0.56	0.58	0.62	<0.5	<0.5	2.75	1.54
Ta		0.4	0.59	0.74	0.76	0.63	0.48	0.9	0.81	0.38	0.44
W		<1	<1	<1	<1	1.5	<1	<1	<1	<1	<1
Tl		<0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.31	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Pb		7	4	11	13	5	4	5	4	26	5
Bi		0.5	0.2	8.3	0.4	0.4	0.2	0.2	0.2	1.8	0.8
Th		5.94	4.6	5.64	3.71	4.21	3.7	4.2	5.01	4.61	2.82
U		0.6	0.6	10.21	4.1	1.2	0.7	0.4	0.4	8.16	0.1
Niggli values											
si*		146.60	116.73	103.40	75.15	75.24	82.26	66.05	49.33	78.91	91.40
al		21.77	19.78	22.27	15.45	12.89	13.49	7.91	13.52	20.34	7.38
fm		49.31	56.72	40.29	64.63	68.55	64.83	81.30	83.23	58.61	73.15
c		15.73	16.68	35.25	15.18	13.10	18.75	10.69	3.14	17.49	17.80
alk		13.19	6.82	2.19	4.74	5.46	2.94	0.10	0.10	3.56	1.67
k		0.07	0.12	0.27	0.56	0.80	0.24	0.21	0.28	0.22	0.53
mg		0.46	0.67	0.65	0.53	0.77	0.68	0.78	0.75	0.57	0.70
ti		0.44	0.16	0.24	0.13	0.14	0.14	0.14	0.22	0.37	0.09
p		0.32	0.29	0.87	0.23	0.19	0.29	0.13	0.04	0.30	0.24

*si= mol% SiO₂×100/σ, al= mol% Al₂O₃×100/σ, fm= mol% (Fe₂O₃+FeO+MnO+MgO)×100/σ, c= mol% CaO×100/σ, alk= mol% (Na₂O+K₂O)×100/σ, k= mol% K₂O/(Na₂O+K₂O), mg= mol% MgO/(2Fe₂O₃+FeO+MnO+Mg), ti= mol% TiO₂×100/σ, p= mol% P₂O₅×100/σ

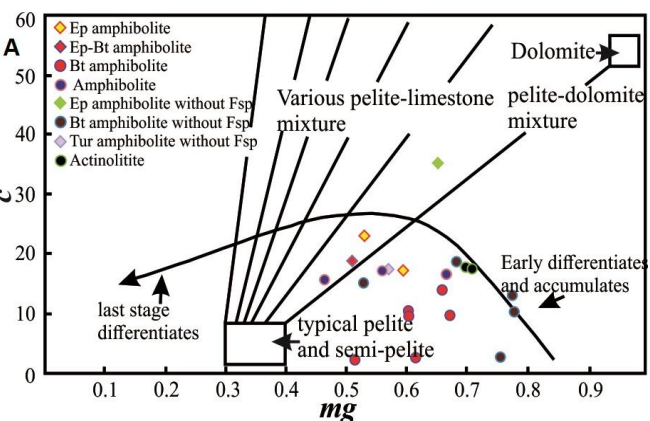


شکل ۶- نمودار تغییرات مقدار نیگلی *al*, *fm*, *c*, *alk* و *mg* در برابر *si* (سمت چپ) و تغییرات *alk*, *ti*, *p* و *k* در برابر *mg* (سمت راست) برای نمونه‌های آمفیبولیت معدن گل‌گهر (سیرجان)

از آنجایی که نمونه‌های این منطقه هیچ روند موازی با این خط‌ها نشان نمی‌دهند، فرضیه رسوبی بودن آمفیبولیت‌ها تا اندازه‌ی بالایی کنار زده خواهد شد. در نمودار *al-alk* در برابر *c*، همه نمونه‌ها در محدوده‌ی سنگ‌های آذرین و بیشتر آمفیبولیت‌ها در میدان دولریت‌های کارو جای گرفته‌اند. اگرچه این ناحیه با سنگ‌های رسوبی هم‌پوشانی دارد؛ اما آنها هیچ روندی که موازی با خط پیوند پلیت و دولومیت باشد نشان نمی‌دهند (شکل ۷- B).



اگر تجزیه‌های کافی از آمفیبولیت‌ها در دسترس باشد، با رسم *mg* در برابر *c* و تعیین روند آن، شناسایی اورتو- از پارا آمفیبولیت ممکن خواهد شد. با رسم آمفیبولیت‌های این منطقه در نمودار *mg* در برابر *c* روشن می‌شود آنها مربوط به مراحل نخستین جدایش بلوری ماگمایی هستند (شکل ۷- A). روندهایی که مخلوط پلیت و سنگ آهک یا دولومیت یا هردو نشان می‌دهند، کمابیش بر روند داده شده برای سنگ‌های آذرین بازیک عمود هستند.



شکل ۷- آمفیبولیت‌های معدن سنگ آهن گل‌گهر سیرجان در: (A) نمودار *mg* نیگلی در برابر *c*، خط روند جدایش بلوری ماگمایی دولریت‌های کارو و دیگر خط‌ها مخلوط‌های آهک-دولومیت را که با مقادیر متغیر پلیت و سمی پلیت آمیخته شده‌اند را نشان می‌دهد (Leake, 1964)؛ (B) نمودار *c* نیگلی در برابر *al-alk* (Evans and Leake, 1960)

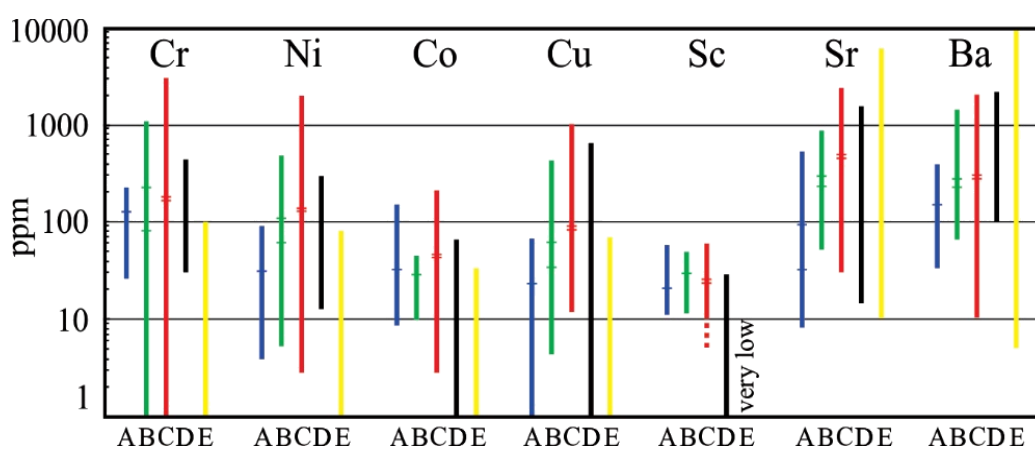
Winchester and Floyd, 1977; Pearce and Norry, 1979; Schüssler *et al.*, 1989; Rollinson, 2014). پس برای شناسایی خاستگاه آمفیبولیت‌های منطقه نمی‌توان تنها به کاربرد عنصرهای اصلی اعتماد کرد و از این‌رو، در این بخش، به بررسی عنصرهای نادر و کمیاب پرداخته می‌شود. تغییرات و میانگین مقدار عنصرهای نادر در

عنصرهای نادر و کمیاب

رفتار عنصرهای گوناگون هنگام دگرگونی متفاوت است. عنصرهای K، Na و Ca هنگام دگرگونی به صورت متحرک رفتار می‌کنند؛ اما عنصرهایی مانند Al، P و Ti کمابیش نامتحرک هستند. عنصرهایی مانند Zr، Sc و Y رفتاری نامتحرک دارند (Pearce and Cann, 1973)؛

محدوده مخلوط‌های شیل و سنگ‌های کربناته نیز جای می‌گیرد. کمترین میزان عنصرهای Cu و Sr در بیرون از محدوده بازالت‌هاست. این پدیده شاید پیامد تحرک بیشتر این عنصرها در مقایسه با عنصرهای پیشین باشد. دگرگونی می‌تواند عامل تحرک دوباره این عنصرها باشد. در کل، میانگین مقدار همه عنصرهای یادشده به میانگین بازالت نزدیک‌تر است تا میانگین مخلوط شیل - دولومیت یا شیل-آهک.

آمفیبولیت‌های منطقه در شکل ۸ نشان داده شده‌اند و با محدوده تغییرات همان عنصرها در بازالت‌ها، شیل‌ها و سنگ‌های کربناته مقایسه شده است. محدوده تغییرات عنصرهای Cr، Co و Sc کاملاً در محدوده سنگ‌های بازالتی است و میانگین مقدار آنها نیز بسیار نزدیک با میانگین ترکیب آنها در بازالت‌هاست. اگرچه Ni در محدوده سنگ‌های بازالتی جای دارد، اما میانگین آن از میانگین بازالت‌ها کمتر است و در



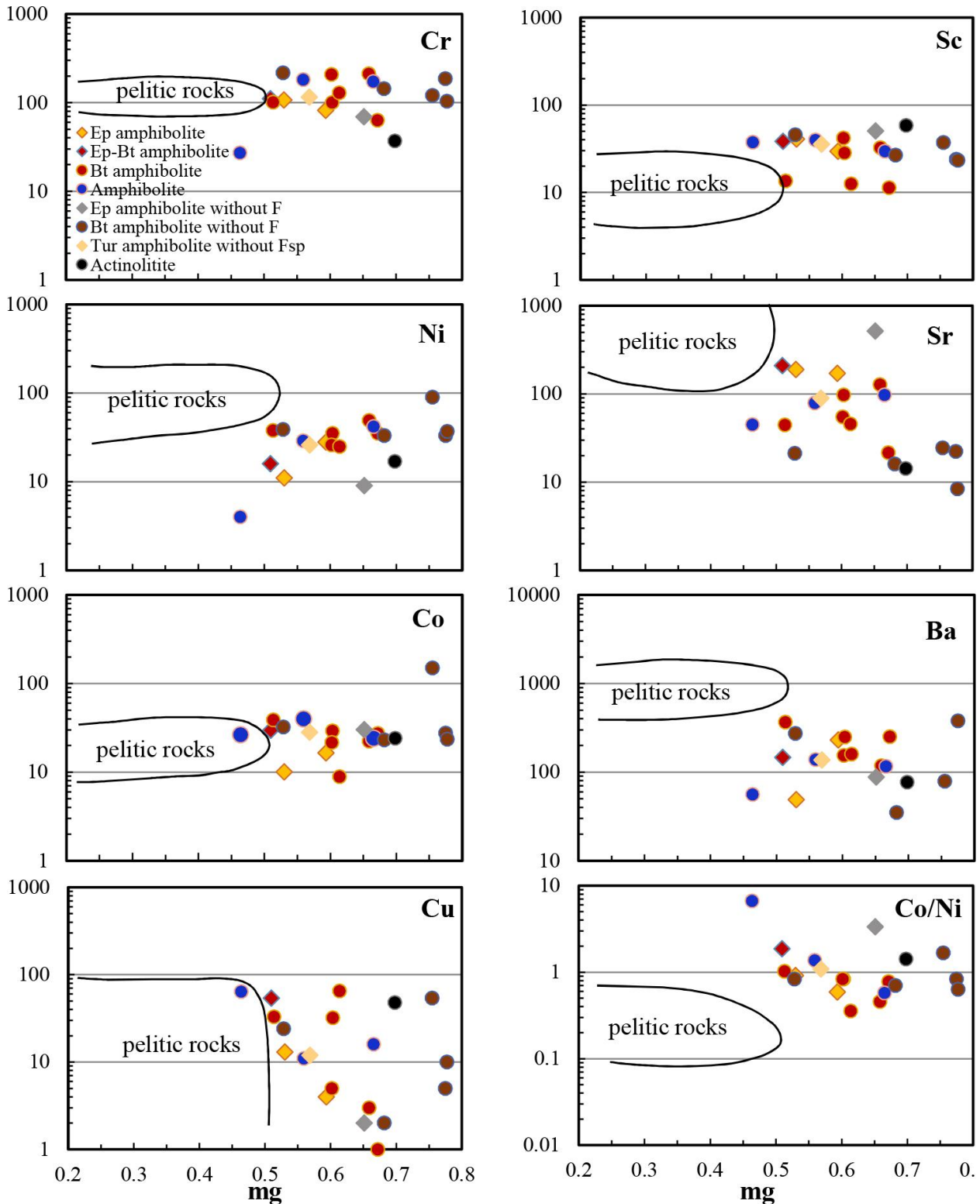
شکل ۸- محدوده تغییرات عنصرهای نادر در آمفیبولیت‌های معدن گل‌گهر سیرجان (A) و مقایسه آنها با اورتوآمفیبولیت‌های لایه‌ای کانمارا (B)، بازالت‌ها (C)، شیل (D) و دولومیت و سنگ‌آهک (E)

در نمودار دوتایی عنصرهای یادشده در برابر mg نیگلی (شکل ۹)، عنصرهای Ni، Sr و Co/Ni روند مشخصی را نشان می‌دهند. با افزایش mg مقدار Ni در آمفیبولیت‌ها (به‌ویژه در آمفیبولیت‌های فلدسپاردار) افزایش محسوسی نشان می‌دهد. عنصر Cr در آمفیبولیت‌های پلاژیوکلازدار روند افزایشی را با افزایش mg نشان می‌دهد. مقدار Sr و نسبت Co/Ni با افزایش mg کاهش پیدا می‌کند. همه اینها نشان‌دهنده سنگ‌مادری بازالتی برای این سنگ‌ها هستند. Co، Ba و Sc روند مشخصی را نشان نمی‌دهند. در سنگ‌های پلیتی عنصرهای

اگرچه اورتوآمفیبولیت‌ها با مقدارهای بالاتر Ni و Ti و نسبت‌های k نیگلی کمتر از پارآمفیبولیت‌ها شناسایی می‌شوند، اما از آنجایی که بسیاری از سنگ‌های آذرین مقدارهای Ni، Cr و Ti کمی دارند و آلکالی‌متاسوماتیسم در سرزمین‌های دگرگونی مقدار k را تغییر می‌دهد، هیچ معیاری برپایه سطوح فراوانی معمولاً قابل استفاده نیست. پس در شناسایی اورتو و پارآمفیبولیت‌ها، روند تغییرات عنصرها بسیار بیشتر از مقدار عنصرها اهمیت دارد و برای اثبات روندهای قابل اعتماد به تجزیه‌های کافی نیاز است (Leake, 1964).

دولومیت یا آهک مخلوط شوند ارتباط مشخص منفی میان آنها پدید می‌آید (Leake, 1964).

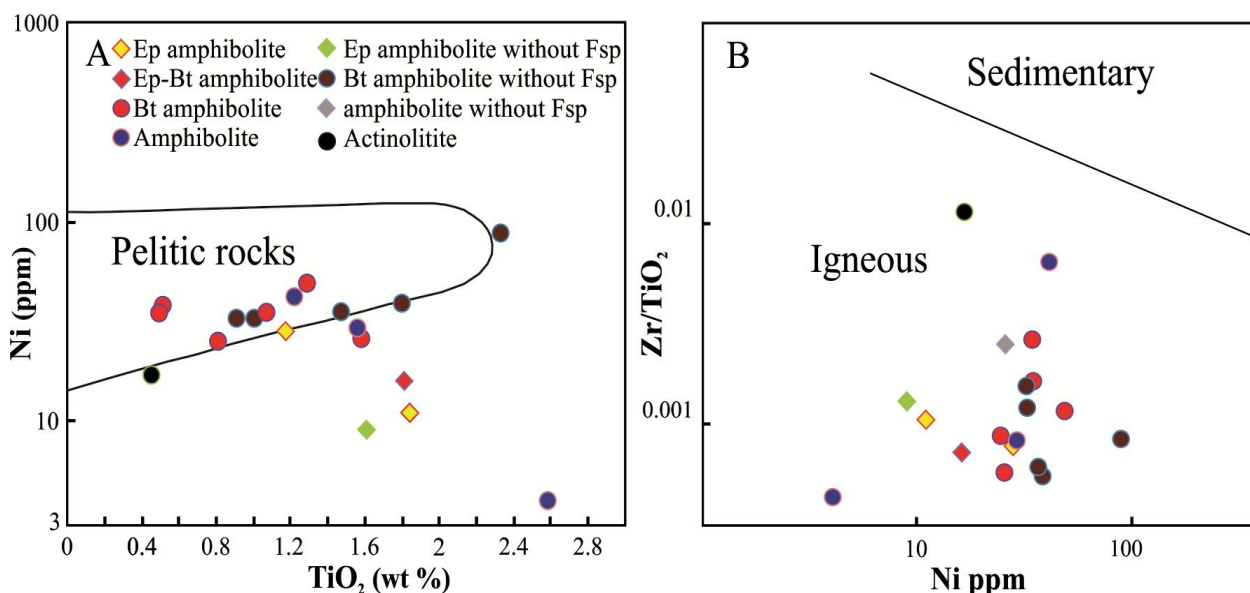
یادشده با افزایش *mg* تغییر سیستماتیکی نشان نمی‌دهند. افزون‌براین، اگر این پلیت‌ها با



شکل ۹- نمودار تغییرات عنصرهای فرعی و نادر در برابر *mg* نیگیلی (Evans and Leak, 1960) برای آمفیبولیت‌های معدن گل‌گهر سیرجان

میان Ti و Ni منفی باشد؛ اما در مخلوط‌های پلیت- دولومیت یا پلیت- کلسیت، Ti و Ni، باید ارتباط مثبت داشته باشند؛ زیرا مقدار Ti و Ni در دولومیت‌ها کمتر از پلیت است. در شکل ۱۰- A، ارتباط منفی Ni و TiO₂ به خوبی در نمونه‌های منطقه دیده می‌شود و درستی این نکته که آمفیبولیت‌های منطقه سنگ‌مادر آذرین دارند را نشان می‌دهد. در نمودار Zr/TiO₂ در برابر Ni (شکل ۱۰- B) نیز نمونه‌های منطقه در محدوده آذرین جای دارند و اورتوآمفیبولیت هستند.

از آنجایی که محدوده تغییرات Co، Cr و Ni در سنگ‌های بازیک و آمفیبولیت‌ها بسیار است و از سوی دیگر، Cu عنصر متحرکی است که هنگام دگرگونی به آسانی توزیع دوباره پیدا می‌کند، پس نمودارهای پیشنهادی Walker و همکاران (۱۹۵۹) برای جداکردن اورتو و پارا آمفیبولیت به کار برده نشدند. کاربرد روند تغییرات Ni در برابر TiO₂ برای جداکردن اورتو و پاراآمفیبولیت بسیار کارآمد است. از آنجایی که در سنگ‌های بازیک با افزایش mg مقدار Ti کاهش و Ni افزایش می‌یابد، پس باید ارتباط



شکل ۱۰- نمونه‌های آمفیبولیت معدن گل گهر در: (A) نمودار Ni در برابر TiO₂ (Leake, 1964)؛ (B) نمودار Ni در برابر Zr/TiO₂ (Winchester et al., 1987)

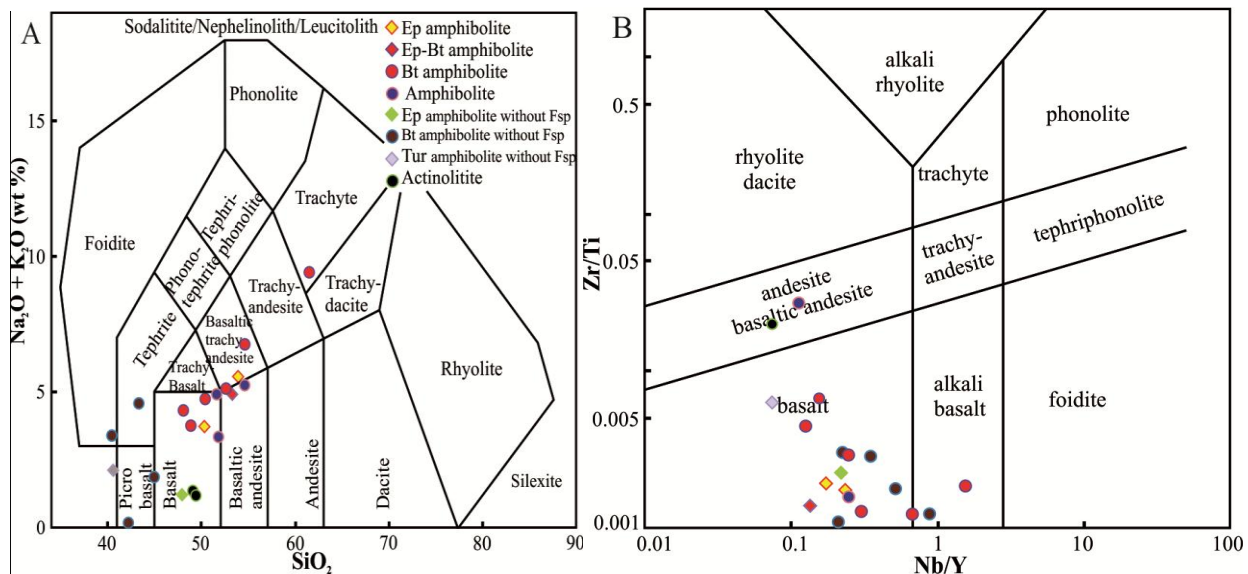
اگرچه در نمودارهای مربوطه، این نمونه‌ها نیز پلات شده‌اند، اما بی‌شک سرشتی متفاوت از متابازیت‌های دیگر دارند. در آمفیبولیت‌های واقعی که هورنبلند و پلاژیوکلاز دارند، مقدار SiO₂ برابر با ۴۷ تا ۵۴/۴ درصدوزنی (مگر نمونه P-163 که ۵۸/۰۹ درصدوزنی سیلیس دارد)، Al₂O₃ برابر با ۱۱/۳۲ تا ۱۷/۷۱ درصدوزنی،

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آمفیبولیت‌ها

مقدار LOI در آمفیبولیت‌های منطقه از ۰/۷۷ تا ۲/۸ متغیر است؛ البته نمونه‌های بیوتیت آمفیبولیت بی فلدسپار دگرسان شده (P38) و (P272) که به احتمال بالا، نمونه‌های دگرسان شده هستند، مقدار LOI بسیار بیشتری دارند و به‌طور غیرعادی مقدار سیلیس آنها کمتر است. پس

(A)، نمونه‌ها محدوده ترکیبی پیوسته‌ای از پیکروبازالت تا بازالت، آندزیت‌بازالت، تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیت‌بازالتی را نشان می‌دهند. از آنجایی که این سنگ‌ها دگرگونی هستند، نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti (شکل ۱۱ - B) نیز به کار برده شد. در این نمودار، نمونه‌ها ترکیب بازالت، آندزیت‌بازالتی و آندزیت نشان می‌دهند.

CaO برابر با $5/45$ تا $9/10$ درصدوزنی و MgO برابر با $5/69$ تا $11/01$ درصدوزنی است. نمونه‌های دیگر که پلاژیوکلاز ندارند (آمفیبولیت بی‌فلدسپار) مقدار کمی سیلیس ($32\text{ wt}\%$) و مقدار متغیری Al_2O_3 ($6\text{ wt}\%$ - $17/24$) و مقدار بسیاری MgO ($11\text{ wt}\%$ - 27) دارند. در نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O (شکل ۱۱ -



شکل ۱۱- رده‌بندی زمین‌شیمیایی آمفیبولیت‌های معدن گل‌گهر سیرجان در: (A) نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O (Middlemost, 1994)؛ (B) نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti (Pearce, 1996)

در کل، برخی عنصرهای LIL (مانند: K, Ba, Rb و تا اندازه‌ای Sr) در گروه عنصرهای متحرک رده‌بندی می‌شوند؛ اما برخی عنصرهای فلزی انتقالی، HFSE و LREE کم‌ابیش نامتحرک هستند (Winchester and Floyd, 1977; Humphris and Thompson, 1978; Wood *et al.*, 1979; Polat *et al.*, 2002; Rollinson, 2014; Wang *et al.*, 2016). در ادامه، عنصرهای متحرک در تفسیر پهنه زمین‌ساختی و سنگ‌زایی به کار برده نمی‌شوند. برپایه همبستگی میان زیرکیم و عنصرهای دیگر، عنصرهای اصلی (مانند: Al, Ti و P)، عنصرهای با شعاع یونی بالا (مانند: Th, Ta, Hf

زمین‌شیمی و جایگاه دیرینه زمین‌ساختی

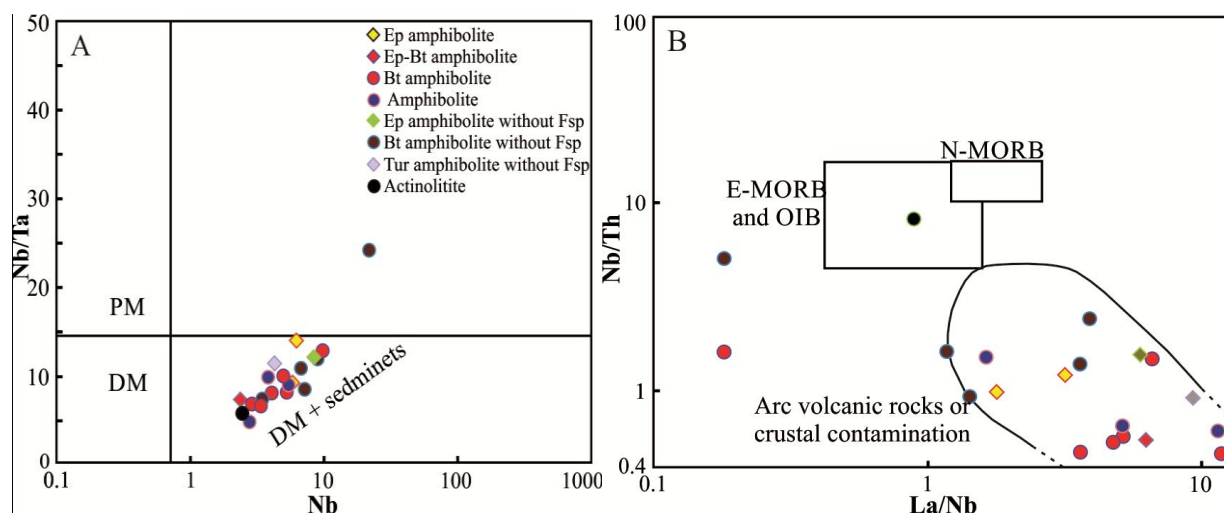
آمفیبولیت‌های گل‌گهر سیرجان

از آنجایی که آمفیبولیت‌های منطقه خاستگاه آذرین دارند، کاربرد ترکیب این سنگ‌ها برای بررسی سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی منطقه بسیار سودمند خواهند بود. سنگ‌های منطقه گل‌گهر در بازه رخساره شیست سبز-آمفیبولیت دچار دگرریختی و دگرگونی شده‌اند؛ از این رو، برای بحث درباره خاستگاه آمفیبولیت‌ها، باید تأثیر احتمالی دگرریختی در مرحله‌های بعدی، دگرگونی، دگرسانی و آلودگی پیوسته‌ای روی غلظت و تحرک عنصرها بررسی و آزمایش شود.

نمونه‌ها روند تبلور تفریقی و درگیری یک بخش رسوبی در خاستگاه ماگما را نشان می‌دهند. در نمودار La/Nb در برابر Nb/Th (شکل ۱۲ - B) نمونه‌ها در میدان سنگ‌های آتشفشانی کمانی که به مواد پوسته‌ای آغشته شده‌اند جای گرفته‌اند.

Y و Yb) و همچنین، عنصرهای خاکی نادر هنگام دگرگونی و دگرریختی به‌طور چشمگیری متحرک نیستند (Liu *et al.*, 2002; Polat *et al.*, 2012).

در نمودار Nb در برابر Nb/Ta (شکل ۱۲ - A)



شکل ۱۲- نمونه‌های آمفیبولیت معدن گل گهر سیرجان در: (A) نمودار دوتایی Nb در برابر Nb/Ta (Caulfield *et al.*, 2008); (B) نمودار دوتایی La/Nb در برابر Nb/Th (برگرفته از: Pearce, ۱۹۸۳؛ اصلاح‌شده به‌دست Wang و همکاران، ۲۰۱۶)

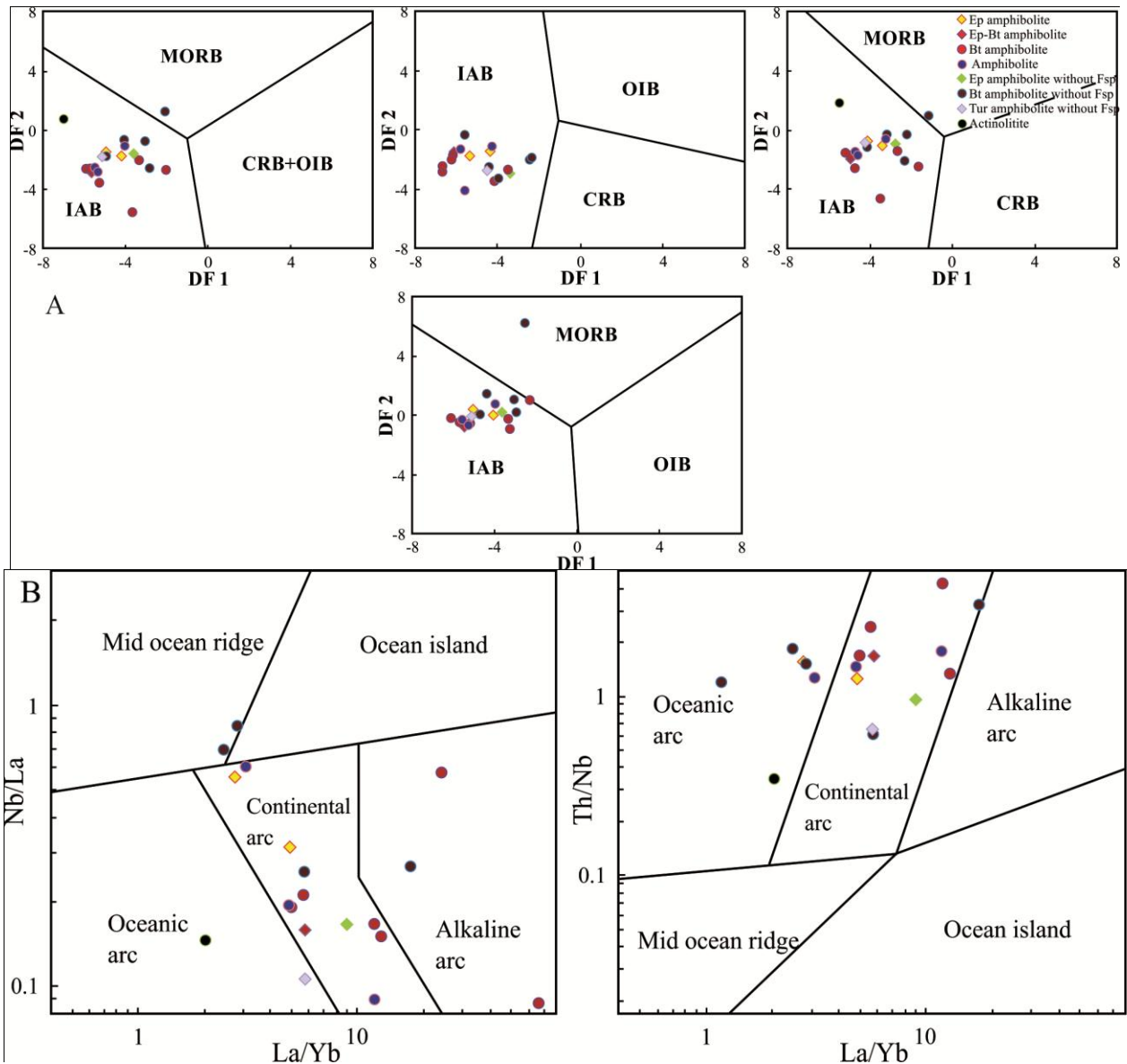
است، متابازیت‌های منطقه معدنی گل گهر در جایگاه کمان آتشفشانی قاره‌ای جای گرفته‌اند (شکل ۱۳ - B).

متاسفانه سن‌های نسبی نسبت‌داده‌شده در نقشه‌های زمین‌شناسی (پالئوزوئیک) با چنین جایگاه زمین‌ساختی سازگاری ندارد. بررسی‌های گوناگون، ماگماتیسم کالک‌آلکان در طول پهنه ساندج- سیرجان را با گسترش کمان ماگمایی هنگام فرورانش از زمان تریاس مرتبط می‌دانند (Berberian and King, 1981; Mohajjel, 1997; Shahabpour *et al.*, 2003). (۲۰۰۵) تکامل زمین‌ساختی کمر بند کوهزایی در ناحیه واقع میان کرمان و نیریز را در رابطه با پهنه فرورانش نئوتتیس با شیب شمال خاوری می‌داند. پهنه فرورانش شمالی مسئول پیدایش

برای بررسی پهنه زمین‌ساختی پیدایش آمفیبولیت‌ها، مجموعه نمودارهای توابع شناسایی برپایه عنصرهای نادر نامتحرک (La , Sm , Yb , Nb و Th) به‌کار برده شدند. این نمودارها برای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های بازیک دگرسان و دگرگون‌شده بسیار سودمند هستند (Agrawal *et al.*, 2008). برپایه این نمودارها، آمفیبولیت‌های منطقه جایگاه زمین‌ساختی کمان آتشفشانی را نشان می‌دهند (شکل ۱۳ - A). در این نمودار، جایگاه جزیره‌های کمانی و کمان قاره‌ای از یکدیگر جدا نشده‌اند. همچنین، در نمودارهای تفکیکی سنگ‌های بازالتی که Hollocher و همکاران (۲۰۱۲) برای کمک به رده‌بندی آمفیبولیت‌های بازالتی برپایه موقعیت زمین‌ساختی به‌کار برده

سنگ‌های بازیگ دگرگون‌شده تا رخساره آمفیبولیت منطقه، به فرورانش نئوتتیس مربوط است که از تریاس آغاز شده است و هنگام فرورانش، این سنگ‌ها تا رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. در این زمینه، داده‌های سن‌سنجی بسیار سودمند خواهد بود.

کمان ماگمایی سنندج- سیرجان در مزوزوییک و پهنه کششی پشت‌کمانی اینسیماتیک شهر بابک- بافت در کرتاسه پایانی است. از آنجایی که سن دقیق سنگ‌های دگرگونی منطقه معدنی گل‌گهر با به‌کارگیری روش‌های سن‌سنجی به دست آورده نشده است، گمان می‌رود پیدایش



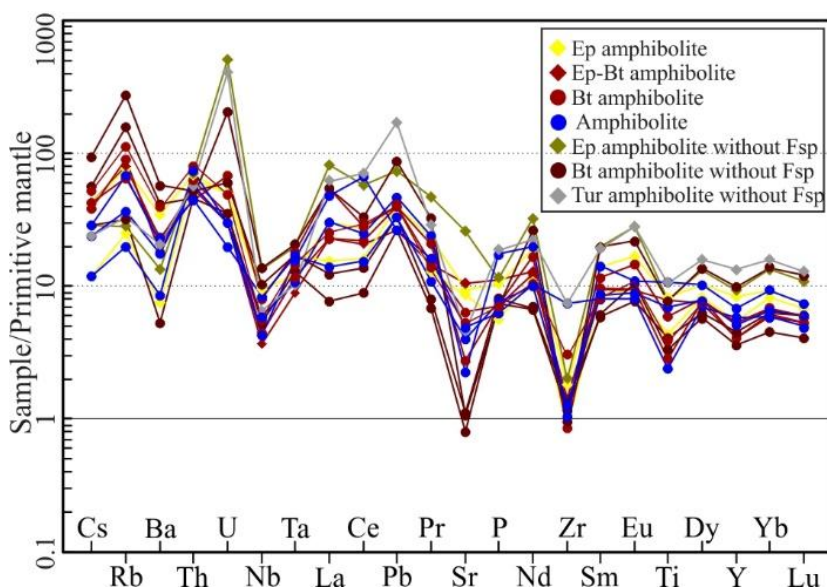
شکل ۱۳- آمفیبولیت‌های معدن گل‌گهر سیرجان در: (A) نمودارهای توابع شناسایی برای تفکیک موقعیت زمین‌ساختی بازالت‌ها (Agrawal *et al.*, 2008) (مقدارهای DF1 و DF2 برپایه روش Agrawal و همکاران (۲۰۰۸) به دست آورده شده‌اند)؛ (B) نمودارهای شناسایی بازالت‌های میان‌اقیانوسی، کمانی و جزیره‌های اقیانوسی (Hollocher *et al.*, 2012) (IAB): بازالت‌های کمانی (قاره‌ای و اقیانوسی)؛ MORB: بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی؛ OIB: بازالت‌های جزیره‌های اقیانوسی؛ CRB: بازالت‌های ریفت‌های قاره‌ای)

تفسیر الگوی عنصرهای کمیاب و عنصرهای خاکی نادر در آمفیبولیت‌ها

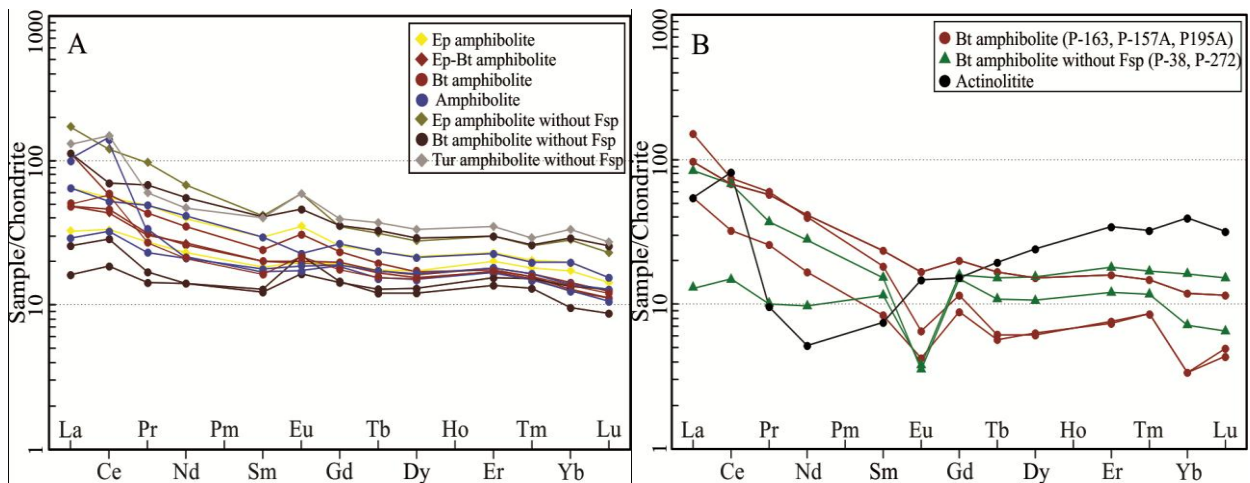
در شکل ۱۴، نمودار چندعنصری آمفیبولیت‌های منطقه که در برابر ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) شده، نشان داده شده است. نمونه‌ها غنی‌شدگی آشکاری از عنصرهای لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) (مانند: Cs, Rb, U و Pb) نشان می‌دهند؛ اما عنصرهایی مانند Sr, Ti, Zr, Nb و Ba تهی‌شدگی مشخصی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از HFSE از ویژگی‌های شاخص ماگماتیسم در پهنه فرورانش است (Wilson, 2007). تهی‌شدگی از Sr شاید پیامد حضور پلاژیوکلاز در گوشته خاستگاه ماگما و یا چه‌بسا پیامد تحرک بیشتر این عنصر نسبت به عنصرهای HFSE در هنگام متاسوماتیسم و دگرگونی باشد. عنصر Ba هرچند مانند LILE های دیگر در برابر HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهد، اما تا اندازه‌ای در برابر

دیگر LILE ها تهی‌شدگی نشان می‌دهد. این پدیده پیامد متحرک‌تربودن این عنصر است. بازالت‌های کمان معمولاً مقدار کمی Ni دارند؛ زیرا آنها ماگمای اولیه نیستند و دچار جدایش بلورین الیومین در طول مسیر تا سطح زمین شده‌اند.

الگوی عنصرهای خاکی نادر در آمفیبولیت‌های منطقه در برابر ترکیب کندریت بهنجار شده است (شکل ۱۵ - A). آمفیبولیت‌ها غنی‌شدگی از LREE و الگوی کمابیش سطح HREE نشان می‌دهند. آنومالی مثبت Eu در بیشتر نمونه‌ها، حضور پلاژیوکلاز و شرایط احیایی هنگام تبلور ماگما را نشان می‌دهد. الگوی عنصرهای خاکی نادر در بازالت‌های فرورانش محدوده گسترده‌ای را نشان می‌دهد. بازالت‌های توله‌ایتی تهی‌شدگی در LREE و بازالت‌های کالک‌آلکان غنی‌شدگی در LREE نشان می‌دهند. الگوی REE آمفیبولیت‌های منطقه بیشتر همانند بازالت‌های کالک‌آلکان است.



شکل ۱۴- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) برای آمفیبولیت‌های معدن گل گهر سیرجان



شکل ۱۵- ترکیب آمفیبولیت‌های معدن گل‌گهر سیرجان در: (A) نمودار عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب کندریت (Boynton, 1984) (برای برخی آمفیبولیت‌های کلریت‌دار منطقه) (B)؛ نمودار عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب کندریت (Boynton, 1984)

نشان‌دهنده جدایش بلورین در ماگما هستند)، عنصرهای فرعی (افزایش Ni و Cr و کاهش Sr و Co/Ni با افزایش mg و همانندی فراوانی عنصرهای Ni, Cr, Co و Sc با ترکیب سنگ‌های بازالتی) و به‌کارگیری نمودارهای شناسایی اورتو- و پارامفیبولیت‌ها، خاستگاه بازیک آمفیبولیت‌های منطقه شناسایی شد. سنگ خاستگاه آمفیبولیت‌های منطقه سنگ‌های بازیک در محدوده ترکیبی پیکروبازالت، بازالت، آندزیت‌بازالت، تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیت‌بازالتی است. آمفیبولیت‌های گل‌گهر در پهنه زمین‌ساختی کمان ماگمایی که به مواد پوسته‌ای آغشته شده است و در هنگام تبلوربخشی پدید آمده‌اند. الگوی غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از HFSE نیز نشانه ماگماتیسم در پهنه فرورانش است. مقدارهای کمتر Ba در برابر عنصرهای بزرگ یون لیتوفیل مجاور پیامد تحرک بیشتر این عنصر در هنگام دگرگونی است. مقدار کم Ni در آمفیبولیت‌های منطقه از ویژگی‌های بازالت‌های فرورانش و اولیه‌نبودن ماگماست. غنی‌شدگی از LREE و الگوی کمابیش مسطح HREE سرشت

گفتنی است نمونه‌هایی از بیوتیت‌آمفیبولیت (P-163, P-157, P-195) ، بیوتیت آمفیبولیت بی‌فلسپار (P-38 و P-272) که به‌طور غیرعادی میزان LOI بیشتری دارند و نیز اکتینولیتیت، الگوی متفاوتی از عنصرهای خاکی نادر را نشان می‌دهند. بر خلاف نمونه‌های دیگر، این سنگ‌ها تهی‌شدگی چشمگیری از Eu (مگر اکتینولیتیت)، غنی‌شدگی در Gd و شیب تندتری در LREE‌ها نشان می‌دهند. حتی نمونه اکتینولیتیت از HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهد. این سنگ‌ها در مرز کانی‌سازی هستند و در پی تاثیر سیال‌های کانه‌ساز بر این سنگ‌ها، الگوی متفاوتی را نشان می‌دهند (شکل ۱۵- B).

نتیجه‌گیری

سنگ‌های میزبان کانی‌سازی آهن در معدن سنگ آهن گل‌گهر سنگ‌هایی دگرگون‌شده در بازه رخساره شیبست سبز و آمفیبولیت هستند. برپایه یافته‌های زمین‌شیمیایی، مانند روند تغییرات عنصرهای اصلی (افزایش مشخص *al*، کمتر مشخص *c*، کاهش *fm* و *mg* با افزایش *si* و کاهش *alk*، *ti* و *p* با افزایش *mg* که

می‌رود پیدایش سنگ‌های بازیک دگرگون‌شده تا رخساره آمفیبولیت در این منطقه، به فرورانش نئوتتیس وابسته است که از تریاس آغاز شده است. سپس در مرحله‌های بعدی تا رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. برپایه نوع ماگما و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌مادر متابازیت‌ها و مقایسه آن با ویژگی ماگماهای مرتبط با کانسارهای آهن، هرگونه ارتباط ژنزی این سنگ‌ها با کانی‌سازی آهن در منطقه معدنی گل‌گهر منتفی است و این سنگ‌ها تنها سنگ میزبانی برای کانی‌سازی هستند و فرضیه ماگمایی بودن کانسار آهن گل‌گهر در ارتباط با این سنگ‌ها نادرست است.

سپاس‌گزاری

این مقاله در ارتباط با طرح شماره ۳، به شماره ۲۹۲۰۵/۳ به تاریخ ۹۲/۲/۲۰ در دانشگاه فردوسی مشهد است. از شرکت صنعتی و معدنی گل‌گهر برای پشتیبانی مالی در انجام تجزیه‌های زمین‌شیمیایی بسیار سپاس‌گزاری می‌شود.

بازالت‌های کالک‌آلکان را نشان می‌دهند. آنومالی مثبت Eu پیامد حضور پلاژیوکلاز و شرایط احيایي حاکم بر تبلور است. الگوی عنصرهای نادر و خاکی نادر آمفیبولیت‌های منطقه نشان می‌دهد که آنها به تنهایی نمی‌توانند از گوشته با خاستگاه مورب یا توله‌ایت جدا شده باشند؛ بلکه به افزوده‌شدن یک بخش سرشار از LILE و LREE نیاز دارند که چه‌بسا از لبه فرورانده شده جدا شده است. تغییرات در مقدار نسبی این عنصرها شاید به نسبت‌های ذوب‌بخشی گوشته لرزولیتی و لبه فرورانده شده مربوط است. برپایه آنچه گفته شد، بازالت‌های خاستگاه آمفیبولیت‌ها در موقعیت کمان ماگمایی از ماگمای جداشده از گوشته‌ای (در ژرفای پایداری گارنت و پلاژیوکلاز) که به مواد پوسته فرورانده آلوده شده بوده است و در پی تبلوربخشی پدید آمده‌اند. سپس به‌دنبال فازهای دگرگونی بعدی تا رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. از آنجایی که سن دقیق سنگ‌های دگرگونی منطقه معدنی گل‌گهر ناشناخته است، کمان

منابع

- Agrawal, S., Guevara, M. and Verma, S. P. (2008) Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. *International Geology Review* 50(12): 1057-1079.
- Alavi, M. (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 103(8): 983-992.
- Apted, M. J. and Liou, J. (1983) Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system. *American Journal of Science* 283: 328-354.
- Asghari, G. (2009) Genesis and formation of the Gol-Gohar iron ore deposit and its host rocks. MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Asghari, G., Mirnejad, H. and Ghalamghash, J. (2011) Evaluation of a sedimentary source for the amphibolites and metapelites hosting Gol-Gohar Fe ore deposit, Sirjan, Kerman. *Stratigraphy and Sedimentology Researches* 41(4): 73-88.

- Asran, A. M. and Kabesh, M. (2012) Evolution and geochemical studies on a stromatic migmatite-amphibolite association in Hafafit area, Central Eastern Desert, Egypt. *Journal of Biology and Earth Sciences* 2(1): E17-E33.
- Babaki, A. (2004) Investigation on the model of iron mineralization at Gol Gohar iron deposit, Sirjan-Kerman. MSc thesis, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran (in persian).
- Babaki, A. and Aftabi, A. (2006) Investigation on the Model of Iron Mineralization at Gol Gohar Iron Deposit, Sirjan-Kerman. *Geosciences Scientific Quarterly Journal* 61: 40-59 (in Persian).
- Bayati Rad, Y. (2009) Evaluating the origin of Gol-Gohar iron ore deposite. MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in persian).
- Berberian, M. and King, G. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(2): 210-265.
- Blatt, H., Tracy, R. and Owens, B. (2006) *Petrology: igneous, sedimentary, and metamorphic*. W. H. Freeman, New York, US.
- Boynton, W. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies In: *Rare Earth Element Geochemistry-Developments in Geochemistry* (Ed. Henderson, R.) 2: 89-92. Elsevier, Amsterdam.
- Caulfield, J., Turner, S., Dosseto, A., Pearson, N. and Beier, C. (2008) Source depletion and extent of melting in the Tongan sub-arc mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 273(3): 279-288.
- Celik, O. F. (2008) Detailed geochemistry and K-Ar geochronology of the metamorphic sole rocks and their mafic dykes from the Mersin Ophiolite, Southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 17(4): 685-708.
- Eckelmann, F. D. and Poldervaart, A. (1957) Geologic evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming part 1. Archean history of the Quad Creek area. *Geological Society of America Bulletin* 68(10): 1225-1262.
- Engel, A. E. J. and Engel, C. G. (1951) Origin and evolution of hornblende-andesine amphibolites and kindred facies. *Geological Society of America Bulletin* 62:1435.
- Evans, B. W. and Leake, B. E. (1960) The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland. *Journal of Petrology* 1(3): 337-363.
- Ghahamghash, J. and Mirnejad, H. (2008). Dating report of Gol Gohar metamorphic complex. Tehran Padir Consulting Engineers Company.
- Hajghanbari, J., Mirnejad, H. and Ghahamghash, J. (2011) age determination of Gol-Gohar iron deposit, based on Pb-Pb isotope method. 1st Symposium of Iranian Society of Economic Geology, Lorestan University, Iran.
- Hallaji, A. (1991) Mineralogy study of trace elements and the origin of Gol Gohar ore deposit. Tehran Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran (in Persian).
- Heier, K. S. (1962) The possible origins of amphibolites in an area of high metamorphic grade. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 42: 157-165.
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E. and Roberts, D. (2012) Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science* 312(4): 357-416.

- Humphris, S. E. and Thompson, G. (1978) Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42(1): 127-136.
- Janoušek, V., Farrow, C. and Erban, V. (2006) Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47(6): 1255-1259.
- Khalili Mobarhan, S. (1993) The genesis of the Gole Gohar iron ore deposit. MSc thesis, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran (in Persian).
- Lapadu-Hargues, P. (1953) Sur la composition chimique moyenne des amphibolites. *Bulletin de la Société Géologique de France* 3: 153-173.
- Leake, B. E. (1964) The chemical distinction between ortho-and para-amphibolites. *Journal of Petrology* 5(2): 238-254.
- Liu, S., Zhang, J., Li, Q., Zhang, L., Wang, W. and Yang, P. (2012) Geochemistry and U-Pb zircon ages of metamorphic volcanic rocks of the Paleoproterozoic Lüliang Complex and constraints on the evolution of the Trans-North China Orogen, North China Craton. *Precambrian Research* 222: 173-190.
- Ljung, S. (1976). Geological report, Gole-e-Gohar iron ore project. Private report. Granges International Mining, Stockholm, Sweden.
- McDonough, W. F. and Sun, S.-S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120(3): 223-253.
- Middlemost, E. A. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews* 37(3): 215-224.
- Mohajjel, M. (1997) Structure and tectonic evolution of Palaeozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. University of Wollongong, Wollongong, Australia.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. and Sahandi, M. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21(4): 397-412.
- Moxham, R. (1990) Geology and characteristics of the Gol-e-Gohar iron deposit (pp. 27). Gol-e-Gohar iron project. Report of the ADM Company.
- Mücke, A. and Golestaneh, F. (1982) The genesis of the Gol Gohar iron ore deposit (Iran). *Institu fur Mineralogie und Kristallographieder Technischen Universitat Berlin* 193-212.
- Neumayr, P., Mogessie, A., Hoinkes, G. and Puhl, J. (1996) Geological setting of the Meatiq metamorphic core complex in the Eastern Desert of Egypt based on amphibolite geochemistry. *Journal of African Earth Sciences* 23(3): 331-345.
- 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.) 230-249. Shiva Publications, Nantwich, Cheshire, UK.
- Pearce, J. A. (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration* (Ed. Wyman, D. A.) 12: 79-113. Geological Association of Canada, Short Course Notes.
- Pearce, J. A. and Cann, J. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19(2): 290-300.
- 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.

- Polat, A., Hofmann, A. and Rosing, M. T. (2002) Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth. *Chemical Geology* 184(3): 231-254.
- Poldervaart, A. (1953) Metamorphism of basaltic rocks: a review. *Geological Society of America Bulletin* 64(3): 259-274.
- Pourkhak, F. (2003) Paragenesis, petrogenesis and petrochemistry of Gol Gohar ore deposit (anomaly No. 3). Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran (in Persian).
- Rollinson, H. R. (2014) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Routledge, New York, US.
- Sabzehi, M. (1997). Gol Gohar geological map 1:100000, Geological survey of Iran, Tehran.
- Schüssler, U., Richter, P. and Okrusch, M. (1989) Metabasites from the KTB Oberpfalz target area, Bavaria-geochemical characteristics and examples of mobile behaviour of “immobile” elements. *Tectonophysics* 157(1): 135-148.
- Shahabpour, J. (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24(4): 405-417.
- Shaw, D. and Kudo, A. (1965) A test of the discriminant function in the amphibolite problem. *Mineralogical Magazine* 34: 423-435.
- Sheikoleslami, M. R. (2002) Évolution structurale et métamorphique de la marge sud de la microplaque de l'Iran central: les complexes métamorphiques de la région de Neyriz (zone de Sanandaj-Sirjan). PhD thesis, université de Brest, Brest, France.
- Sills, J. D. and Tarney, J. (1984) Petrogenesis and tectonic significance of amphibolites interlayered with metasedimentary gneisses in the Ivrea Zone, Southern Alps, Northwest Italy. *Tectonophysics* 107(3-4): 187-206.
- Thomas, H. and Paudel, L. (2015) Petrogeochemistry of Amphibolites from Shivpura District Bhilwara, Rajasthan, India. *Journal of Institute of Science and Technology* 20(2): 103-112.
- Torabian, S. (2007) Mineralization and genesis of Gol Gohar 3 mine in the base of trace element distribution. MSc thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran (in Persian).
- Valeh, N. (1977) Gol-e-Gohar iron ore project: an outline study of the Gol-e-Gohar iron ore area. In: Proceeding of the National Iranian Steel Industries, excursion of the 2nd Geological Symposium of Iran.
- Walker, K. R., Joplin, G. A., Lovering, J. and Green, R. (1959) Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime- magnesia sediments of the precambrian of North- western Queensland. *Journal of the Geological Society of Australia* 6(2): 149-177.
- Wang, T., Wang, Z., Yan, Z., Ma, Z., He, S., Fu, C. and Wang, D. (2016) Geochronological and Geochemical evidence of amphibolite from the Hualong Group, northwest China: Implication for the early Paleozoic accretionary tectonics of the Central Qilian belt. *Lithos* 248: 12-21.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185-187.
- Wilcox, R. E. and Poldervaart, A. (1958) Metadolerite dike swarm in Bakersville-Roan mountain area, north Carolina. *Geological Society of America Bulletin* 69(11): 1323-1368.
- Wilson, B. M. (2007) Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Springer, London.

- Winchester, J. and Floyd, P. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Winchester, J., Max, M. and Long, C. (1987) Trace element geochemical correlation in the reworked Proterozoic Dalradian metavolcanic suites of the western Ox Mountains and NW Mayo Inliers, Ireland. Geological Society, London, Special Publications 33(1): 489-502.
- Wood, D. A., 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.
- Yaghoubi, A. (1999) The study of geochemistry and genesis of Gol Gohar ore deposit (No. 2). M. Sc. thesis, Shiraz University, Shiraz, Iran (in Persian).