

زمین شناسی و زمین شیمی توده‌های نفوذی شرق نجم آباد (گناباد)

محمد حسن کریم‌پور، محراب مرادی و احسان سلاطی

گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۳/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۶/۳۱

mhkarimpour@yahoo.com

چکیده

منطقه مورد مطالعه در فاصله ۱۵ کیلومتری جنوب‌خاوری گناباد واقع شده است. در این منطقه شیل و ماسه سنگ‌های ژوراسیک تحت تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای (کوهزایی زمان ژوراسیک- کرتاسه) به اسلیت و کوارتزیت دگرگون شده‌اند. در مجاورت با بیوتیت گرانودیوریت، اسلیت به انواع شیبست دگرگون شده است. بیوتیت گرانودیوریت پورفیری به صورت باتولیت با روند تقریبی شرقی- غربی در اسلیت و کوارتزیت‌های ژوراسیک نفوذ نموده است. براساس ترکیب کانی‌شناختی و پذیرفتاری مغناطیسی کم، $[(5 \text{ to } 11) \times 10^{-5} \text{ SI}]$ ، بیوتیت گرانودیوریت پورفیری مربوط به سری ایلمینیت (نوع احیایی) و از گرانیتهای نوع S است. بیوتیت گرانودیوریت از نوع متا آلومینوس بوده و عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) شامل K, Hf, Th, Zr, Ba, Rb و عناصر کمیاب (REE) شامل Ce, Sm غنی‌شدگی و عناصر Sr, P, Ti کاهیدگی نشان می‌دهند. در نمودار عناصر کمیاب، غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) در حد متوسط و کاهیدگی عناصر خاکی سنگین (HREE) در حد عادی مشاهده می‌شود. با توجه به پایین بودن نسبت $(\text{La/Yb})_n = 11/5$ تا $7/45$ و عناصر کمیاب ماگمای گرانودیوریتی منشاء پوسته قاره‌ای داشته است. هورنبلند مونزونیت پورفیری، هورنبلند بیوتیت مونزونیت پورفیری و بیوتیت مونزونیت پورفیری که از بیوتیت گرانودیوریت جوانتر هستند در منطقه شناسایی شدند. براساس ترکیب کانی‌شناختی و پذیرفتاری مغناطیسی زیاد $[(>500) \times 10^{-5} \text{ SI}]$ ، مونزونیت‌ها مربوط به سری مگنتیت (نوع اکسیدان) و از گرانیتهای نوع ۱ هستند. غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) در حد متوسط و کاهیدگی عناصر خاکی سنگین (HREE) زیاد است. نسبت $9/6$ تا 64 $(\text{La/Yb})_n$ بسیار متفاوت است. مونزونیت‌ها خارج از محدوده پوسته قاره‌ای منشا گرفته‌اند. زون‌های دگرسانی مهم که در محدوده بیوتیت گرانودیوریت شناسایی شدند عبارتند از: سرسیتیک، پروپلیتیک، سیلیسی، آرژلیک و تورمالین. براساس نتایج زمین‌شناسی- زمین شیمیایی، زون‌های دگرسانی و پذیرفتاری مغناطیسی، بیوتیت گرانودیوریت این منطقه پتانسیل کانه‌زایی W-Au-Sn را دارند.

کلمات کلیدی: گرانودیوریت، مونزونیت، گناباد، پوسته قاره‌ای، نجم آباد

روش مطالعه

ابتدا مطالعات صحرایی با تاکید ویژه بر تفکیک توده‌های نفوذی منطقه، ارتباط سنی آنها، دگرسانی‌ها و ارتباط توده‌ها با کانی‌سازی بررسی شد. در طی این عملیات تعداد بیش از ۱۰۰ نمونه برداشت شد که از آنها مقطع نازک تهیه شده و مطالعه شدند. نتایج تکمیل مطالعات صحرایی- آزمایشگاهی منجر به تهیه نقشه زمین‌شناسی، نقشه دگرسانی و نقشه کانی‌سازی در مقیاس ۱:۵۰۰۰ به وسعت ۵۰ کیلومتر مربع از ناحیه شد. مقدار پذیرفتاری مغناطیسی توده‌های نفوذی با دستگاه مدل GMS2 با دقت 10^{-5} SI، ساخت شرکت سینترکس کانادا در ۳۰ نمونه اندازه‌گیری شد. همچنین تعداد ۱۱ نمونه از توده‌های نفوذی برای عناصر اصلی با دستگاه XRF در گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد و برای عناصر کمیاب و عناصر جزئی به روش ذوب قلیایی و تجزیه با دستگاه ICP-MS در آزمایشگاه Acme Lab. Canada تجزیه شدند.

مقدمه

منطقه مطالعاتی در استان خراسان رضوی و در فاصله ۱۵ کیلومتری جنوب‌خاوری گناباد در محدوده طول جغرافیایی ۶۶۳۲۰۰ تا ۶۷۵۲۰۰ و عرض جغرافیایی ۳۷۸۵۳۰۰ تا ۳۷۹۳۲۰۰ واقع شده است. پیشینه مطالعات شامل: تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گناباد (امانول فوله، ۱۳۸۳) و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ گناباد فرخ قائمی (۱۳۸۴) را می‌توان نامبرد. از دیگر مطالعات انجام شده قبلی، می‌توان به گزارش طرح اکتشافات مقدماتی منطقه کلاته آهنی شهرستان گناباد و گزارش طرح مطالعات نیمه تفصیلی اکتشاف پلی‌متال این منطقه، اشاره نمود که از طرف سازمان صنایع و معادن استان خراسان رضوی به مهندسین مشاور آبیافت سپرده شد و در طی سالهای ۸۳-۱۳۸۱ به انجام رسید. هدف از این مطالعه بررسی زمین‌شناسی، دگرسانی، کانی‌سازی، تفکیک توده‌های نفوذی براساس خاصیت پذیرفتاری مغناطیسی و مطالعات زمین شیمیایی پیرامون انواع توده‌های نفوذی در این منطقه بوده است.

زمین شناسی منطقه

این چین‌ها بطور عمده به سوی شمال است. این نوع چین‌خوردگی سبب پیدایش ضخامت غیر واقعی در رسوبات ژوراسیک-تریاس شده است (قائمی، ۱۳۸۴). بطور کلی گسل‌های باروند شمال غربی-جنوب شرقی، راست لغز و نسبت به انواع شمال - جنوب و یا شمال شرقی-جنوب غربی (چپ لغز) قدیمی‌تر می‌باشند (شکل ۱).

پتروگرافی توده‌های نفوذی
بیوتیت گرانودیوریت پورفیری

واحد بیوتیت گرانودیوریت پورفیری بزرگترین توده نفوذی منطقه است که به صورت باتولیت با روند تقریبی شرقی-غربی در شیل‌ها و ماسه سنگهای دگرگون شده (اسلیت-کوارتزیت) ژوراسیک نفوذ نموده است (شکل ۱). این واحد توسط گسل امتداد لغز با چپ‌گرد در محدوده شرقی قطع شده و آنرا از گرانودیوریت قسمت غربی جدا کرده است (شکل ۱).

بافت بیوتیت گرانودیوریت پورفیری است و میزان کانی‌های فنوکریست آن بطور میانگین ۳۵ تا ۵۵ درصد می‌باشد. کانی‌های فنوکریست شامل کوارتز (۱۰-۱۵٪)، پلاژیوکلاز (۱۵-۲۰٪)، فلدسپات آلکالن (۱۰-۱۵٪) و بیوتیت نیز به ۵-۱۰٪ می‌رسد. کانی‌های فرعی مثل زیرکون و مقدار جزئی آپاتیت نیز در این واحد دیده می‌شود. بیوتیت گرانودیوریت در محدوده غربی حاوی ترمالین بصورت لکه‌ای، رگچه‌ای و به همراه رگه‌های کوارتز است.

هورنبلند مونزونیت پورفیری

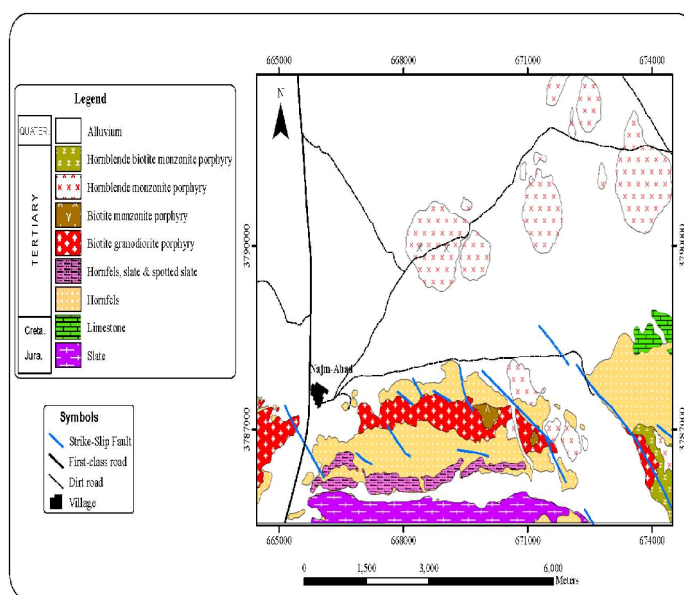
در محدوده مطالعاتی چند توده‌ی مونزونیتی شناسایی شدند. بر اساس بیوتیت و هورنبلند سه نوع مونزونیت معرفی شدند. هورنبلند مونزونیت پورفیری، هورنبلند بیوتیت مونزونیت پورفیری و بیوتیت مونزونیت پورفیری را می‌توان نامبرد (شکل ۱). هورنبلند مونزونیت پورفیری بصورت چند استوک (با بیشترین رخمون در بین توده‌های مونزونیتی) در بخش مرکزی و شمالی محدوده رخمون دارد (شکل ۱). از آنجاییکه هورنبلند مونزونیت پورفیری در بیوتیت گرانودیوریت نفوذ نموده، لذا از آن جوانتر است. هورنبلند مونزونیت عمدتاً دارای بافت پورفیری تا سرایت است. زمینه حالت تراکیتی دارد. فنوکریست‌ها در این واحد شامل پلاژیوکلاز در حدود ۲۵٪ تا ۳۰٪، فلدسپات آلکالن ۲۵٪ تا ۳۰٪ و میزان هورنبلند نیز تا ۱۵٪ است. کانی‌های فرعی شامل زیرکون، مقدار جزئی آپاتیت و مگنتیت می‌باشند. توده‌های بخش مرکزی حاوی کلریت و مقدار جزئی ژئولیت هستند.

هورنبلند بیوتیت مونزونیت پورفیری

این واحد در بخش شرقی محدوده رخمون دارد (شکل ۱). مرز شمالی و جنوبی هورنبلند بیوتیت مونزونیت پورفیری با هورنفلس و مرز غربی آن با بیوتیت گرانودیوریت است (شکل ۱). آنجاییکه هورنبلند بیوتیت مونزونیت پورفیری در گرانودیوریت نفوذ نموده، لذا از آن جوانتر است. این واحد نیز دارای بافت پورفیری بوده و میزان فنوکریست آن به ۲۵ تا ۳۰ درصد می‌رسد. کانی‌های فنوکریست این واحد شامل پلاژیوکلاز ۱۵ تا ۲۰ درصد، فلدسپات آلکالی ۱۵ تا ۲۰ درصد، بیوتیت تا ۵ درصد و هورنبلند ۲ تا ۳ درصد است. زمینه دانه ریز و اکثراً از پلاژیوکلاز تشکیل شده است. کانی‌های فرعی شامل زیرکون، مقدار جزئی آپاتیت و مگنتیت می‌باشند.

شیل و ماسه سنگهای ژوراسیک حداقل در دو مقطع زمانی تحت تاثیر دگرگونی قرار گرفته‌اند (شکل ۱). دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شیبست سبز موجب تشکیل اسلیت و کوارتزیت شده است. در مرحله بعد اسلیت و کوارتزیت تحت تاثیر توده‌های گرانودیوریتی (دگرگونی همبری) و براساس موقعیت نسبت به توده به انواع شیبست و اسلیت لکه‌ای دگرگون شده‌اند. سنگ آهک کرتاسه که در معرض دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین قرار گرفته رخمون کوچکی در شرق محدوده دارد (شکل ۱). توده‌های نفوذی حداقل ۵۰ درصد رخمون سطحی را تشکیل می‌دهند (شکل ۱). توده‌های نفوذی از قدیم به جدید شامل: بیوتیت گرانودیوریت پورفیری، هورنبلند بیوتیت مونزونیت پورفیری، هورنبلند مونزونیت پورفیری و بیوتیت مونزونیت پورفیری است (شکل ۱). منطقه مطالعاتی بخشی از بلوک لوت است که بلوک لوت خود بخشی از خرد قاره شرق مرکز ایران به شمار می‌آید. داوودزاده و اشمیت (۱۹۸۴) چرخش ۱۳۵ درجه‌ای در جهت خلاف عقربه‌های ساعت را برای بلوک ایران مرکزی قائل شده‌اند. بر این اساس، ساختمانهای تکتونیکی اصلی در چنین رژیم تکتونیکی، گسلهای راستالغز عمیق با حرکت خمیده است، که سبب می‌شود بلوک‌های مختلف در کنار یکدیگر حرکت کنند. به همین دلیل خرد قاره ایران مرکزی به بلوکهای کوچکتری تقسیم شده که هر یک از آنها حالت خمیده پیدا کرده و نسبت به یکدیگر از خود حرکت انجام می‌دهند.

گسل‌های اصلی موجود در منطقه از نوع راستالغز بوده بیشتر از راستای شمال غرب-جنوب شرق تبعیت می‌کنند (شکل ۱) که با حرکت خود ریخت منطقه را سبب شده‌اند. همچنین روند ساختمان‌های چین خورده در منطقه، وضعیت مشخص و مشابهی دارند. راستای محور چین‌خوردگی‌ها بطور غالب شرقی-غربی است. چین‌خوردگی موجود در واحدهای کرتاسه تا عهد حاضر بطور عمده از نوع چین‌های باز با زاویه بین یالی ۷۰ تا ۱۲۰ درجه است. سطح محوری این چین‌ها مایل و بطور عمده دارای گرایش به سمت شمال است. چین‌های موجود در واحدهای سنگی تریاس و ژوراسیک بطور عمده از چین‌های بسته با زاویه بین یالی ۳۰-۷۰ درجه است. بیشتر چین‌ها در این محدوده از نوع چین‌های برگشته یا چین‌های خوابیده است. گرایش سطح محوری در



شکل ۱. نقشه زمین شناسی محدوده شرق نجم آباد

بیوتیت مونزونیت پورفیری
ژئوشیمی عناصر اصلی، جزئی و کمیاب

بر اساس مطالعات سنگ شناختی ۱۱ نمونه از توده‌های نفوذی (که فاقد دگرسانی بوده و نیز معرف بودند) انتخاب و برای اکسیدهای اصلی و عناصر جزئی با دستگاه XRF در دانشگاه فردوسی مشهد تجربه شدند. نتایج تجزیه در جدول (۱) گزارش شده است.

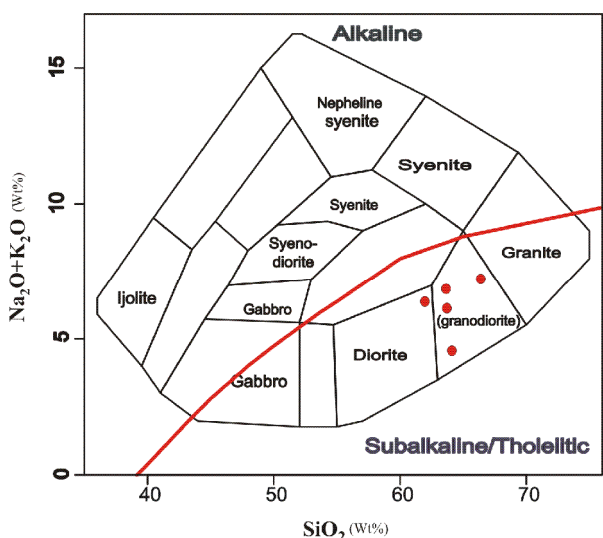
بیوتیت گرانودیوریت

این توده در نمودار کاکس (۱۹۷۹) در محدوده گرانودیوریت ساب آکالن ترسیم شده است (شکل ۳). بر اساس نمودار تعیین شاخص آلومینیوم (Villaseca et al. 1998) بیوتیت گرانودیوریت از نوع متآلومینوس است (شکل ۴). در نمودار پکاریلور و تیلور (۱۹۷۶) بیوتیت گرانودیوریت در محدوده کالک آلکان غنی از پتاسیم ترسیم شده است (شکل ۵).

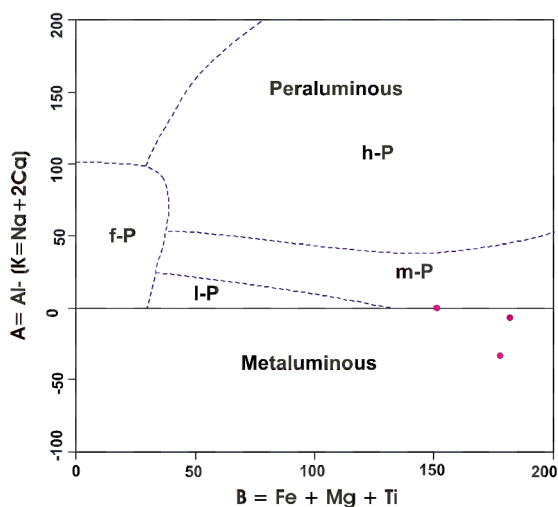
از مجموع توده‌های مونزونیتی، این واحد کم‌ترین رخنمون را دارد (شکل ۱). این واحد در دو منطقه در بیوتیت گرانودیوریت نفوذ نموده است (شکل ۱). بافت این واحد پورفیری و میزان فلوکریست آن ۲۵ تا ۳۵ درصد است. میزان پلاژیوکلاز ۱۵ تا ۲۰ درصد، فلدسپات آلکالی ۱۵ تا ۲۰ درصد، بیوتیت تا ۵ درصد است. کانیهای فرعی شامل زیرکون، مقدار جزئی آپاتیت و مگنتیت می‌باشند. بیوتیت‌ها این واحد تا میزان ۱۰ تا ۱۵ تحت تاثیر دگرسانی کلریتی قرار گرفته است.

دگرسانی و کانی‌سازی

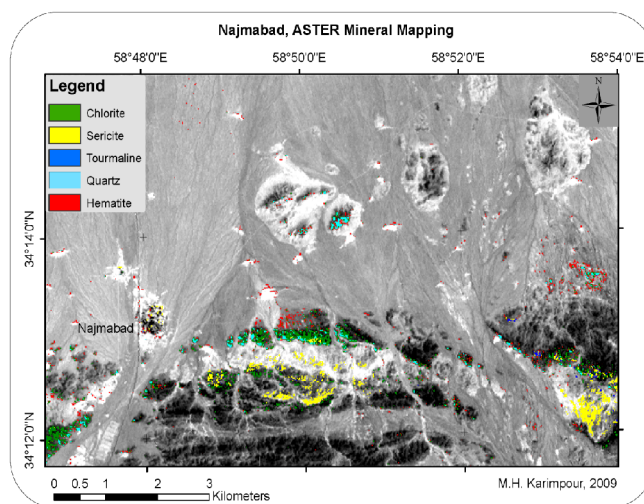
داده‌های ماهواره استر به منظور شناسایی کانیهای معرف زون‌های دگرسانی پردازش شدند (شکل ۲). در خصوص روش پردازش از تجربیات و روشهای بکار گرفته شده استفاده شد (Rowan and Mars 2003; Rowan et al., 2003; Hubbard et al., 2007; Yamaguchi et al., 1996). محلول‌های ماگمایی مرتبط با بیوتیت گرانودیوریت موجب دگرسانی متنوع در منطقه شده است. زون‌های دگرسانی مهم که در محدوده بیوتیت گرانودیوریت شناسایی شدند عبارتند از: سرسیتیک، پروپلیتیک، سیلیسی، آرژیلیک و زون تورمالین. زون سرسیتیک نسبتاً گسترده است و موجب دگرسان شدن گرانودیوریت و سنگهای مجاور شده است (شکل ۲). زون پروپلیتیک عمدتاً با حضور کانی کلریت و خیلی محدود اپیدوت همراه است (شکل ۲). علت این موضوع شرایط احیایی محلول ماگمایی بوده است. بیوتیت گرانودیوریت و سنگهای مجاور تحت تاثیر این دگرسانی قرار گرفته‌اند (شکل ۲). توده‌های مونزونیتی خیلی جزئی کلریتی شده‌اند. زون سیلیسی عمدتاً در مرز شمالی بیوتیت گرانودیوریت تشکیل شده است (شکل ۲). زون تورمالین فقط در بیوتیت گرانودیوریت و سنگهای مجاور تشکیل شده است (شکل ۲). تورمالین به صورت پراکنده در متن سنگ، رگچه‌ای و به همراه رگه‌های کوارتز مشاهده شد. زون آرژیلیک در توده بیوتیت گرانودیوریت و در بخش شرقی آن مشاهده می‌شود. کانی‌سازی به صورت اکسیدهای آهن ثانویه (سولفیدهای اکسیده شده) در متن سنگ و در رگچه‌ها در اطراف بیوتیت گرانودیوریت متمرکز است (شکل ۲).



شکل ۳. نامگذاری و تعیین نوع بیوتیت گرانودیوریت براساس نمودار (COX & Pankhurst, 1979)



شکل ۴. نمودار تعیین ضریب اشباع آلومینیوم بیوتیت گرانودیوریت (Villaseca et al., 1998)

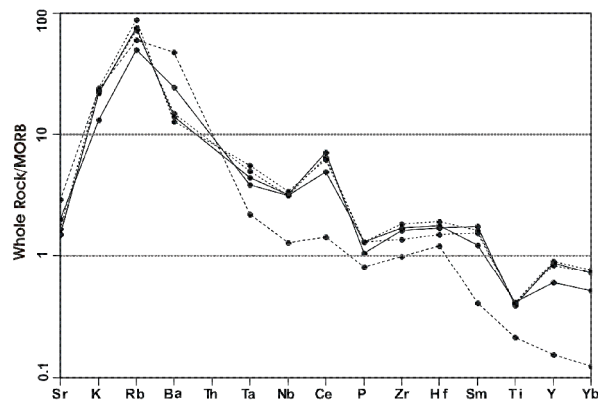


شکل ۲. نقشه کانیهای دگرسانی با استفاده از پردازش داده های سنجنده ی استر

جدول ۱. نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی، عناصر جزئی و کانیهای نورماتیو توده‌های گرانودیوریتی و مونزونیتی منطقه نجم‌آباد (گناباد)

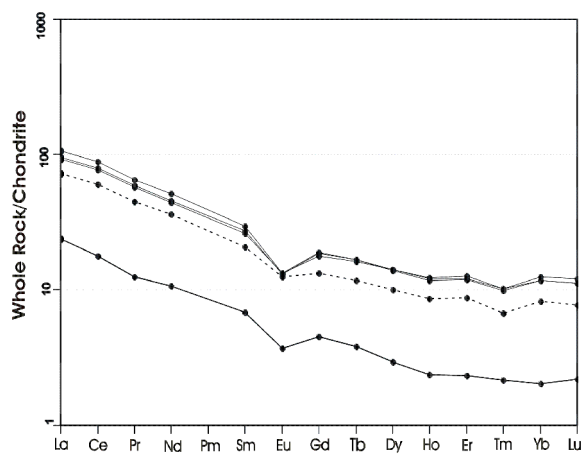
Oxides%	بیوتیت گرانودیوریت					هورنبلند مونزونیت			بیوتیت مونزونیت		بیوتیت هورنبلند مونزونیت
	KC-118	KC-119	KC-114	KC-126	KC-127	KP-2	KP-3	KI-3	KC-123	KC-121	KP-25
SiO ₂	۶۲/۲۵	۶۳/۴۳	۶۵/۶۸	۶۴/۳۷	۶۳/۸۳	۶۵/۳۷	۶۵/۱	۶۵/۵۸	۶۴/۱۷	۶۶/۷۷	۶۵/۵۸
TiO ₂	۰/۶۱	۰/۶	۰/۳۲	۰/۵۸	۰/۶۲	۰/۳۲	۰/۴۲	۰/۴۱	۰/۵	۰/۸	۰/۴۵
Al ₂ O ₃	۱۳/۳۵	۱۴/۰۵	۱۳/۲۹	۱۳/۰۴	۱۳/۸۸	۱۴/۲۴	۱۵/۳۸	۱۵/۱۵	۱۵/۰۸	۱۵/۱۸	۱۴/۳
Fe ₂ O ₃	۲/۱۱	۱/۲	۱/۸۲	۲/۰۸	۱/۱۲	۱/۸۲	۱/۹۲	۱/۹۱	۲	۲/۳	۱/۹۵
FeO	۶/۳	۴/۸۱	۴/۷	۴/۷۴	۶/۴	۲/۸۹	۳/۲۳	۳/۲۷	۴/۷	۴/۷۶	۱/۹۵
MnO	۰/۱۱	۰/۱	۰/۰۳	۰/۱	۰/۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۳
MgO	۳/۲۵	۳/۲۷	۲/۳۸	۳/۱۶	۳/۸۵	۲/۵۹	۱/۵	۱/۴۹	۲/۸۷	۲/۱۸	۱/۳۸
CaO	۳/۳۶	۳/۲۸	۱/۲	۳/۵۳	۳/۷۳	۳/۹۳	۳/۸۴	۳/۲۵	۲/۸۵	۱/۴۹	۳/۸۴
Na ₂ O	۲/۹۲	۲/۸۸	۳/۴۴	۲/۹۱	۲/۷۹	۵/۲۹	۵/۶۹	۵/۴۶	۲/۷۷	۱/۷۱	۴/۸۹
K ₂ O	۳/۶۵	۳/۳۸	۳/۵۱	۳/۳۱	۱/۹۸	۲/۰۷	۱/۳۷	۱/۳۵	۳/۳۱	۲/۵۹	۱/۱۱
P ₂ O ₅	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۱	۰/۱۵
Norm (CIPW)											
Q	۱۶/۳	۱۹/۴	۲۱/۴	۲۰/۹	۲۲/۲	۱۵/۳	۱۶/۳	۱۸/۷	۲۲/۷	۳۸/۲	۲۲
C	۰	۰/۱	۰/۳	۰	۰/۷	۰	۰	۰	۲/۲	۲/۲	۰
Or	۲۱/۶	۲۰	۲۰/۷	۱۹/۶	۱۱/۷	۱۲/۲	۸/۱	۸	۱۹/۶	۱۵/۳	۶/۶
Ab	۲۴/۷	۲۴/۴	۲۹/۱	۲۴/۶	۲۳/۶	۴۴/۸	۴۸/۱	۴۶/۲	۲۳/۴	۱۴/۵	۴۱/۴
An	۱۲/۵	۱۵/۲	۹/۸	۱۲/۷	۱۷/۵	۹	۱۲/۴	۱۲/۸	۱۳	۶/۷	۱۳/۸
Di	۲/۶	۰	۰	۳/۲	۰	۷/۸	۴/۵	۱/۸	۰	۰	۳/۶
Hy	۱۵/۸	۱۴/۴	۱۲/۶	۱۲/۵	۱۹/۶	۶	۵/۲	۶/۷	۱۳/۴	۱۱/۱	۶
Mt	۳/۱	۳	۲/۶	۳	۱/۶	۲/۶	۲/۸	۲/۸	۲/۹	۳/۳	۲/۸
Il	۱/۲	۱/۱	۰/۶	۱/۱	۱/۲	۰/۶	۰/۸	۰/۸	۱	۱/۵	۰/۹
Ap	۰/۴	۰/۴	۰/۲	۰/۳	۰/۴	۰/۳	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۲	۰/۴
Trace (ppm)											
Rb	۱۷۶	۱۴۶	۱۲۱	۱۵۰	۱۰۰	۱۹	۲۷	۱۱۱	۱۱۷	۱۰۴	۲۶
Sr	۲۰۱	۱۸۴	۳۵۱	۱۸۱	۲۴۳	۴۰۰	۵۰۴	۵۲۱	۲۳۶	۳۱	۵۲۸
Ba	۲۵۶	۳۰۲	۹۵۳	۲۸۴	۴۹۱	۱۵۱	۱۹۸	۶۲۱	۵۱۱	۳۷۵	۱۹۶
Nb	۱۲	۱۱	۴/۵	۱۱/۳	۱۱/۱	۳/۴	۵/۲	۲۸/۱	۱۳/۹	۱۶/۸	۴/۹
Zr	۱۲۴	۱۶۵	۸۹	۱۴۵	۱۵۳	۱۴۷	۱۶۷	۲۸۳	۱۷۶	۳۱۷	۱۷۰
Co	۱۷/۳	۱۴/۳	۴/۷	۱۴/۷	۱۰/۸	۷/۳	۶/۶	۹	۵/۱	۹/۵	۷/۳
Rb/Sr	۰/۸۷	۰/۷۹	۰/۳۴	۰/۸۲	۰/۴۱	۰/۰۴۷	۰/۰۵۳	۰/۲۱	۰/۴۹۵	۳/۳۵	۰/۰۵
Rb/Ba	۰/۶۸۷	۰/۴۸۳	۰/۱۲	۰/۵۲۸	۰/۲۰۳	۰/۱۲۵	۰/۱۳۹	۰/۱۷۸	۰/۲۲۹	۰/۲۷۷	۰/۱۳۲
Sr/Ba	۰/۷۸۵	۰/۶۰۹	۰/۳۶۸	۰/۶۳۷	۰/۴۹۴	۲/۶۴	۲/۵۴	۰/۸۳	۰/۴۶۲	۰/۰۸۲	۲/۶۹۳

عناصر کمیاب. نتایج تجزیه عناصر کمیاب توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و مونزونیتی منطقه نجم آباد (گناباد) که به روش ذوب قلیایی با دستگاه ICP-MS در آزمایشگاه Acme Lab. Canada تجزیه شده‌اند در جدول (۲) گزارش شده است. نمودار عنکبوتی بیوتیت گرانودیوریت بهنجار شده با بازالت‌های اقیانوسی (MORB) ترسیم شد (شکل ۷). عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) شامل Rb, Ba, Zr, Th, Sr, P, Ti و عناصر کمیاب (REE) شامل Ce, Sm غنی‌شدگی و عناصر Hf, K کاهیدگی نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی Ti می‌تواند دلیل برجداش کانیهای آهن و منیزیم‌دار حاوی Ti و بی‌هنجاری منفی P به دلیل تبلور آپاتیت می‌باشد. بی‌هنجاری مثبت Hf و Zr در این توده‌ها به دلیل حضور کانی زیرکن است.

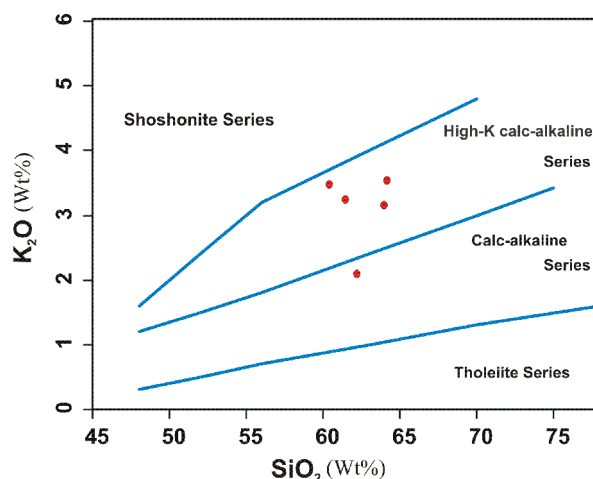


شکل ۷. نمودار عنکبوتی بیوتیت گرانودیوریت در مقایسه با بازالت‌های اقیانوسی (Pearce, 1983).

نمودار عناصر کمیاب بیوتیت گرانودیوریت نسبت به کندریت در شکل (۸) ترسیم شده است. غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) در حد متوسط و کاهیدگی عناصر خاکی سنگین (HREE) در حد عادی است (شکل ۸). نسبت $(La/Yb)_n = 11/5$ تا $7/45$ نسبتاً کم است. بر این اساس منشأ این توده‌ها از پوسته قاره‌ای بوده و عمق تشکیل نمی‌تواند خیلی زیاد باشد. بی‌هنجاری منفی Eu در تمامی توده‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۸). علت بی‌هنجاری منفی کمی پلاژیوکلاز کلسیک در نمونه‌ها را تایید می‌نماید.

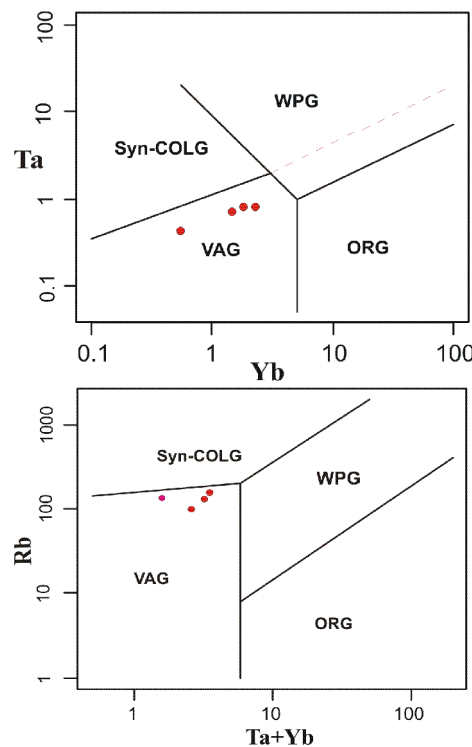


شکل ۸. نمودار عناصر نادر خاکی بیوتیت گرانودیوریت بهنجار شده با کندریت (Boynton, 1984).



شکل ۵. نمودار SiO_2/K_2O جهت تعیین سری و میزان K_2O بیوتیت گرانودیوریت (Peccarillo & Taylor, 1976).

محیط تکتونیکی. پیرس و همکاران (۱۹۸۴) با استفاده از عناصر Rb, Nb و Ta، گرانیتها را به انواع گرانیت‌های زون گسترش (ORG)، گرانیت‌های هم‌زمان با تصادم قاره‌ای (Syn-COLG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های کمرندهای آتشفشانی زون فرورانش (VAG) تقسیم کرده‌اند. در نمودارهای Rb نسبت به Ta+Yb و Ta به Yb (پیرس و همکاران ۱۹۸۴) بیوتیت گرانودیوریت در موقعیت تکتونیکی VAG (گرانیت‌های کمرند زون فرورانش) ترسیم شده است، بنابراین محیط تکتونیکی تشکیل آنها کمرند زون فرورانش است (شکل ۶).

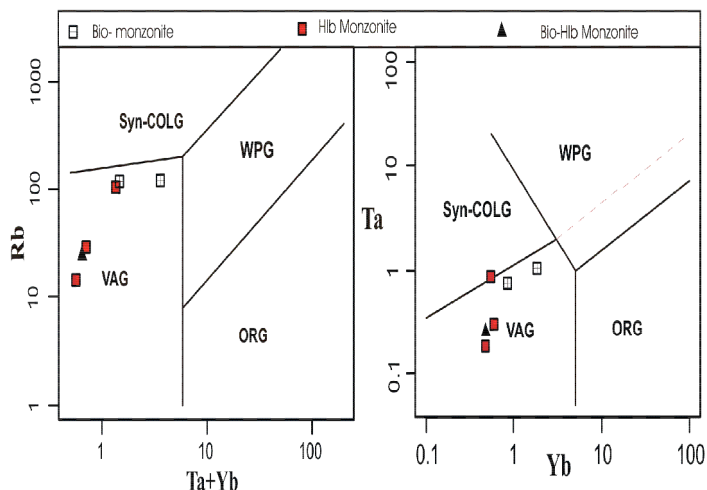


شکل ۶. بیوتیت گرانودیوریت در نمودار (Pearce et al., 1984) در محدوده کمرند زون فرورانش ترسیم شده است.

جدول ۲. نتایج تجزیه عناصر کمیاب توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و مونزونیتی منطقه نجم آباد (گناباد)

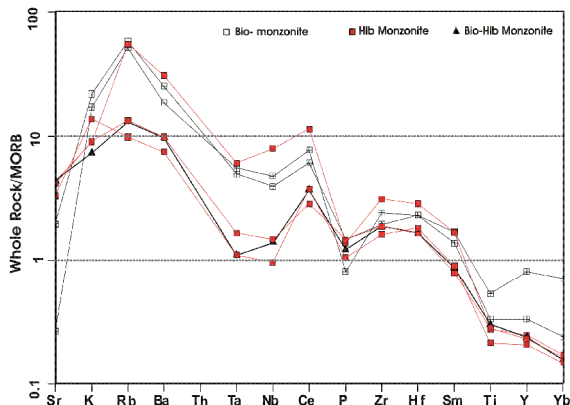
REE (ppm)	بیوتیت گرانودیوریت					هورنبلند مونزونیت			بیوتیت مونزونیت		بیوتیت هورنبلند مونزونیت
	KC-118	KC-119	KC-114	KC-126	KC-127	KP-2	KP-3	KI-3	KC-123	KC-121	KP-25
La	۲۹	۲۹/۷	۷/۴	۳۳/۳	۲۲/۶	۱۶/۵	۱۳/۶	۵۵/۵	۲۹	۳۴/۷	۱۶/۹
Ce	۶۲/۴	۶۴/۹	۱۴/۳	۷۲	۴۹/۱	۳۷/۸	۲۸/۷	۱۱۴/۹	۶۱/۸	۷۷/۶	۳۷/۱
Pr	۷/۰۷	۷/۳	۱/۵۲	۸/۰۲	۵/۵۲	۴/۵۷	۳/۶۱	۱۱/۹۱	۶/۸۵	۸/۳۶	۴/۳۶
Nd	۲۶/۶	۲۷/۳	۶/۴	۳۱/۱	۲۱/۹	۱۸/۱	۱۳/۹	۴۰/۶	۲۷/۱	۳۰/۹	۱۶/۸
Sm	۵/۱۳	۵/۳۹	۱/۳۳	۵/۸۳	۴/۰۷	۲/۹۸	۲/۶۳	۵/۵۸	۴/۵۷	۵/۶۴	۲/۹
Eu	۰/۹۸	۰/۹۶	۰/۲۷	۰/۹۸	۰/۹۲	۰/۸۵	۰/۸۶	۱/۳۹	۱/۱۷	۱/۰۵	۰/۸۲
Gd	۴/۶۵	۴/۸۱	۱/۱۷	۴/۹۳	۳/۴۳	۲/۲	۲/۱	۳/۲۸	۳/۲۹	۴/۶۶	۲/۰۴
Tb	۰/۷۷	۰/۷۹	۰/۱۸	۰/۸	۰/۵۶	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۳۷	۰/۴۲	۰/۷۴	۰/۲۷
Dy	۴/۵۶	۴/۵۱	۰/۹۴	۴/۵۸	۳/۲۳	۱/۳۳	۱/۳۴	۱/۴۱	۲/۰۴	۴/۵۱	۱/۳۳
Ho	۰/۸۹	۰/۸۴	۰/۱۷	۰/۸۷	۰/۶۲	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۳۳	۰/۸۳	۰/۲۱
Er	۲/۶۶	۲/۵۲	۰/۴۹	۲/۵۶	۱/۸۳	۰/۵۶	۰/۶	۰/۵۹	۰/۸۵	۲/۴۹	۰/۶۳
Tm	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۰۷	۰/۳۳	۰/۲۲	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۳۲	۰/۰۷
Y	۲۷	۲۵/۲	۴/۶	۲۶/۲	۱۷/۸	۶/۲	۶/۹	۷/۴	۱۰	۲۴/۵	۷/۱
Yb	۲/۶۱	۲/۴۴	۰/۴۲	۲/۴۴	۱/۷۳	۰/۵	۰/۵۵	۰/۵۸	۰/۸۱	۲/۴۲	۰/۵۳
Lu	۰/۳۹	۰/۳۶	۰/۰۷	۰/۳۶	۰/۲۵	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۳۶	۰/۰۸
Sum	۱۴۸/۰۴	۱۵۲/۱۴	۳۴/۷۳	۱۶۸/۱	۱۱۵/۹۸	۸۶	۶۸/۵۶	۲۳۶/۵۱	۱۳۸/۴۶	۱۷۴/۵۸	۸۴/۰۴
(La/Yb)n	۷/۴۹	۸/۲۰	۱۱/۸۷	۹/۲۰	۸/۸۰۷	۲۲/۲۵	۱۶/۶۷	۶۴/۵۱	۲۴/۱۴	۹/۶۶	۲۱/۴۹
Eu/Eu*	۰/۶۱۴	۰/۵۷	۰/۶۶	۰/۵۵	۰/۷۵	۱/۰۱	۱/۱۲	۰/۹۹	۰/۹۲	۰/۶۲	۱/۰۳
(La/Sm)n	۳/۵۵	۳/۴۶	۳/۵	۳/۵۹	۳/۴۹	۳/۴۸	۳/۲۵	۶/۲۶	۳/۹۹	۳/۸۷	۳/۶۶
(Eu/Yb)n	۱/۰۶	۱/۱۱	۱/۸۲	۱/۱۴	۱/۵۱	۴/۸۳	۴/۴۴	۶/۸۱	۴/۱۰	۱/۲۳	۴/۳۹

مونزونیت‌ها



شکل ۱۱. تمامی مونزونیت‌ها در نمودار (Pearce et al., 1984) در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی ترسیم شده است.

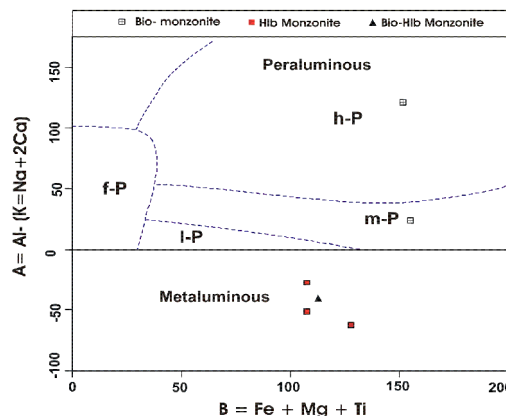
میزان فراوانی Rb, Ba, K, Ce, Ta, Nb, Y بین نمودار عنکبوتی مونزونیت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۱۲). این تغییرات بخشی مربوط به تفاوت در منشا ماگما و بخشی در خصوص تفریق ماگمایی است. در مجموع عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) شامل Rb, Ba, Zr, Th, Hf, K و عناصر کمیاب (REE) شامل Ce, Sm غنی‌شدگی و عناصر Sr, P, Ti کاهیدگی نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی Ti می‌تواند دلیل برجداش کانیهای آهن و منیزیم‌دار حاوی Ti و بی‌هنجاری منفی P به دلیل تبلور آپاتیت می‌باشد. بی‌هنجاری مثبت Hf و Zr در این توده‌ها به دلیل حضور کانی زیرکن است.



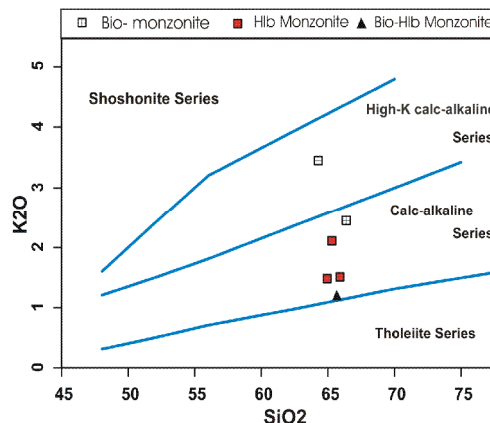
شکل ۱۲. نمودار عنکبوتی مونزونیت‌ها بهنجار شده با بازالت‌های اقیانوسی (Pearce, 1983).

نمودار عناصر کمیاب مونزونیت‌ها نسبت به کندریت در شکل (۱۳) ترسیم شده است. غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) در حد متوسط و کاهیدگی عناصر خاکی سنگین (HREE) زیاد است (شکل ۱۳). نسبت $9/6$ تا $6/4$ $(La/Yb)_n$ بسیار متفاوت است. بر این اساس منشا این توده‌ها از پوسته قاره‌ای نبوده است. تیلور و مک‌لینان (۱۹۸۵) بر اساس نسبت Eu/Eu^* سه حالت برای Eu ارائه داده است. بی‌هنجاری منفی در صورتیکه $Eu/Eu^* <$

براساس مطالعات سنگ شناختی سه نوع مونزونیت شناسایی شدند. هورنبلند مونزونیت پورفیری، هورنبلند بیوتیت مونزونیت پورفیری و بیوتیت مونزونیت پورفیری. در نمودار تعیین ضریب اشباع آلومینیوم (Villaseca et al. 1998) هورنبلند مونزونیت پورفیری و هورنبلند بیوتیت مونزونیت پورفیری در محدوده متا آلومینوس و بیوتیت مونزونیت پورفیری در محدوده فوق آلومینیوم ترسیم شده‌اند (شکل ۹). در نمودار پکاریلور و تیلور (۱۹۷۶) بیوتیت گرانودیوریت در محدوده کالک آلکالین غنی از پتاسیم ترسیم شده است (شکل ۱۰).



شکل ۹. نمودار تعیین اندیس آلومینیوم مونزونیت‌ها (Villaseca et al., 1998)



شکل ۱۰. نمودار SiO_2/K_2O جهت تعیین سری و میزان K_2O مونزونیت‌ها (Peccarillo & Taylor, 1976).

محیط تکتونیکی. پیرس و همکاران (۱۹۸۴) با استفاده از عناصر Rb, Yb, Ta و Nb گرانیت‌ها را به انواع گرانیت‌های زون گسترش (ORG)، گرانیت‌های هم‌زمان با تصادم قاره‌ای (Syn-COLG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های کمرندهای آتشفشانی زون فرورانش (VAG) تقسیم کرده‌اند. در نمودارهای Rb نسبت به Ta+Yb و Ta به Yb (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) تمامی مونزونیت‌ها در موقعیت تکتونیکی VAG (گرانیت‌های کمرند قوس آتشفشانی) ترسیم شده است، بنابراین محیط تکتونیکی تشکیل آنها کمرند زون فرورانش است (شکل ۱۱).

عناصر کمیاب. نتایج تجزیه عناصر کمیاب توده‌های مونزونیتی منطقه نجم آباد (گناباد) در جدول (۲) گزارش شده است. نمودار عنکبوتی مونزونیت‌ها بهنجار شده با بازالت‌های اقیانوسی ترسیم شد (شکل ۱۲). تفاوت‌های قابل توجهی در

نتیجه گیری

در شرق نجم آباد در منطقه‌ای به وسعت ۵۰ کیلومتر مربع بر اساس ترکیب کانی شناختی و پذیرفتاری مغناطیسی دو سری گرانیتوئید شناسایی شدند: ۱- بیوتیت گرانودیوریت مربوط به سری ایلمینیت (نوع احیایی) و ۲- موزونیت‌ها متعلق به سری مگنتیت (نوع اکسیدان). بیوتیت گرانودیوریت قدیمتر از موزونیت‌ها است.

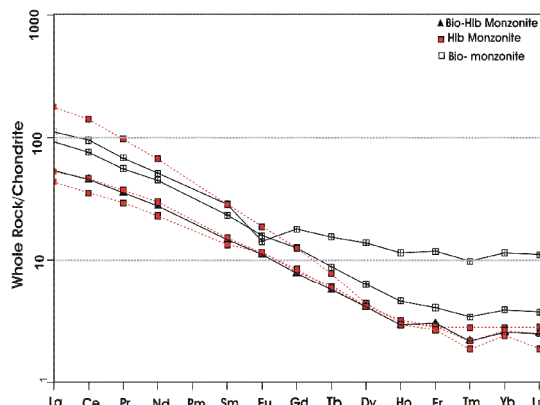
بر اساس نمودارهای عناصر کمیاب و عنکبوتی، بیوتیت گرانودیوریت منشا پوسته قاره‌ای داشته (گرانیت‌های S) و موزونیت‌ها خارج از محدوده پوسته قاره‌ای منشا گرفته‌اند (گرانیت‌های A). دگرگونی ناحیه‌ای که شیل‌های ژوراسیک را متاثر نموده (کوهزایی ژوراسیک) در ادامه با نفوذ باتولیت بیوتیت گرانودیوریت (گرانیت سری ایلمینیت، نوع S) همراه بوده است. منطقه مورد مطالعه به شدت گسلیده و چین خورده است. تشکیل طاقدیس‌ها و گسل‌های امتداد لغز نتیجه حرکت و چرخش بلوک لوت است. جابجایی و جایگزینی ماگمای گرانودیوریتی و موزونیتی در زمان خود نیاز به گذرگاه و معبر (گسل) داشته‌اند. گسل بزرگ منطقه، دره‌ای است که معدن کلاته آهنی در آن واقع شده است. مجموعه‌ای از توده‌های نفوذی شامل گرانودیوریت و موزونیت در این دره رخنمون دارند.

زون‌های دگرسانی مهم که در محدوده بیوتیت گرانودیوریت شناسایی شدند عبارتند از: زون سرسیتیک، زون پروپلیتیک، زون سیلیسی، زون آرژلیک و زون تورمالین. برگزیده مقالات منتشر شده در خصوص کانی‌سازی قلع و تنگستن که در ارتباط با گرانیتوئیدها هستند می‌توان به (Bottrell & Yardley 1988; Shepherd et al. 1985; Sillitoe, 1974, 1979; Frost et al. 1975; Takagi & Tsukimura, 1997; Blewin, 2006 و 2001) اشاره نمود. براساس نتایج داده‌های سنگ شناسی، زون‌های دگرسانی، پذیرفتاری مغناطیسی و اطلاعات ژئوشیمیایی، بیوتیت گرانودیوریت برای مواد معدنی W-Au-Sn پتانسیل دارند.

تشکر و قدردانی

این مقاله براساس طرح پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد شماره ۱۲۸۸/پ مورخ ۸۷/۱۶/۱۱ انجام شده است.

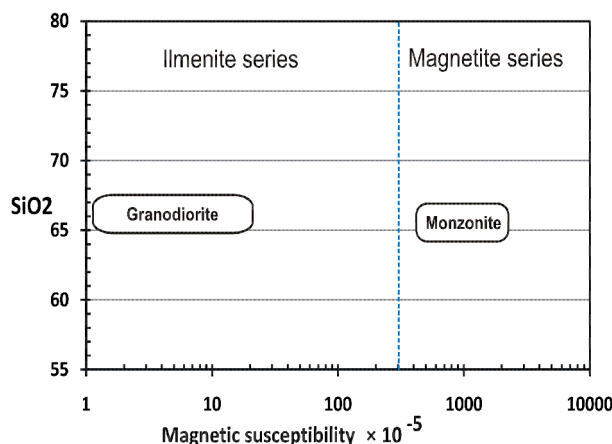
1.0 و بی‌هنجاری مثبت در صورتیکه $Eu/Eu^* > 1.0$ باشد، است (Taylor and McLennan, 1985). بی‌هنجاری منفی Eu فقط در بیوتیت موزونیت مشاهده می‌شود (شکل ۱۳).



شکل ۱۳. نمودار عناصر نادر خاکی موزونیت‌ها بهنجار شده با کندریت (Boynton, 1984)

پذیرفتاری مغناطیسی

ایشیهارا (۱۹۷۷) گرانیتها را به دو دسته سری مگنتیت و سری ایلمینیت تقسیم نمود. سری مگنتیت با گرانیت‌های تیپ A و سری ایلمینیت غالباً با گرانیت‌های تیپ S هم‌پوشانی دارد. عدد پذیرفتاری مغناطیسی گرانیت‌های سری مگنتیت بیشتر از $10^{-5} * 100$ و سری ایلمینیت کمتر از $10^{-5} * 50$ است. عدد پذیرفتاری مغناطیسی بیوتیت گرانودیوریت کمتر از $10^{-5} * 100$ است، لذا به سری ایلمینیت تعلق دارد (شکل ۱۴). عدد پذیرفتاری مغناطیسی موزونیت‌ها بیشتر از $10^{-5} * 500$ است، بنابراین موزونیت‌ها مربوط به سری مگنتیت هستند (شکل ۱۴).



شکل ۱۴. نمودار تفکیک گرانیت‌های سری مگنتیت از سری ایلمینیت براساس پذیرفتاری مغناطیسی

منابع

- فوله. الف، ۱۳۸۳، نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گناباد. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران
- قائمی. ف، ۱۳۸۴، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گناباد. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- مهندسين مشاور آب يافت، ۱۳۸۶، مطالعات زمین شناسی معدنی و ژئوشیمیایی منطقه کبوترکوه شهرستان گناباد (فاز ۱). وزارت صنایع و معادن جمهوری اسلامی ایران سازمان صنایع و معادن استان خراسان رضوی.
- Blevin, P., Granite associated Mineralization in New South Wales, SMEDG Symposium, p.25-26 May 2006.
- Bottrell, S.H., Yardley, B.W.D., 1988, The composition of a primary granite derived ore fluid from S.W. England, determined by fluid inclusion analysis, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, p.585–588.
- Boynton, W.V., 1984, Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry, Henderson, P. (Editors), Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, p.63-114.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J., 1979, The interpretation of igneous rocks, London, Allen and Unwin, 450 p.
- Davoudzadeh M, Schmidt, K., 1984, Plate tectonics, orogeny, and mineralization in the Iranian fold belts; report of a German-Iranian research program 1977-19. *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie, Abhandlungen*, 168, 2-3, p.182-207.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D. J., Frost, C.D., 2001, A Geochemical Classification for Granitic Rocks, *Journal of Petrology* Volume 42 Number 11, p.2033-2048.
- Hubbard, B.E., Rowan, L.C., Dusel-Bacon, C., Eppinger, R.G., 2007, Geologic Mapping and Mineral Resource Assessment of the Healy and Talkeetna Mountains Quadrangles, Alaska Using Minimal Cloud- and Snow-Cover ASTER Data. USGS Open-File Report p. 2007–1046.
- Ishihara S., 1977, The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks, *Mining geology, Japan*, 27, p.43- 300.
- Pearce J.A., 1983, Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths—Hawkesworth C. J., Norry M. J., eds. (1983) Nantwich, UK: Shiva, p.209–229.*
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, p.956-983.
- Peccarillo A., Taylor S.R., 1976, Geochemistry of the Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area northern Turkey”, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol.58, p.63-81.
- Rowan, L.C., Hook, S.J., Abrams, M.J., Mars, J.C., 2003, Mapping hydrothermally altered rocks at Cuprite, Nevada, using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), A new satellite imaging system. *Economic Geology*, August 2003, v. 98, no. 5, p.1019-1027.
- Rowan, L.C., Mars, J.C., 2003, Lithologic mapping in the Mountain Pass, California, area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data, *Remote Sensing of Environment*, v. 84, no. 3, p.350–366.
- Shepherd, T.J., Miller, M.F., Scrivener, R.C., Darbyshire, D.P.F., 1985, Hydrothermal fluid evolution in the relation to mineralization in southwest England with special reference to the Dartmoor–Bodmin area. In: Halls, C. (ed.) *High Heat Production Granites, Hydrothermal Circulation and Ore Genesis*. London: Institute of Mining and Metallurgy, p.345–364.
- Sillitoe, R.H., 1974, Tin mineralization above mantle hot spots: *Nature*, p.497- 499.
- Sillitoe, R.H., Hall, C., Grant, J.N., 1975, Porphyry tin deposits in Bolivia: *Econ. Geology*, V.70, p. 913-927.

- Sillitoe, R.H., 1979, Some thoughts in gold – Rich porphyry cooper deposits: *Mineral Deposita*, V.14, p. 161-174.
- Takagi, T., Tsukimura, K., 1997, Genesis of oxidized and reducing Type Granites. *Econ. Geology* V. 92, p.81-86.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985, *The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Blackwell, Oxford. 312 p
- Villaseca, C., Downes, H., Pin, C., Barbero, L., 1998, Nature and Composition of the Lower Continental Crust in Central Spain and the Granulite-Granite Linkage: Inferences from Granulitic Xenoliths, *Journal of Petrology*. V- 40. No-10, p.1465-1496
- Yamaguchi, Y., Rowan, L.C., Tsu, H., Kahle, A.B., 1996, Application of ASTER data to geological studies. *Proceedings of the Eleventh thematic conference on geologic remote sensing; practical solutions for real world problems*: 11: I. p.77-I.86.