

پتروگرافی و پتروژنز توده‌های نفوذی شمال شرق نایبند شرق ایران

آزاده ملکزاده شفارودی*، محمد حسن کریم‌پور و اکبر اسفندیاری‌پور
گروه پژوهشی اکتشافات ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

چکیده

منطقه بررسی شده در فاصله ۵۰ کیلومتری شمال شرقی نایبند و در شرقی‌ترین ناحیه استان یزد قرار دارد. این محدوده بخشی از مجموعه سنگ‌های آتشفشانی-درونی ترسیری غرب بلوک لوت محسوب می‌شود. زمین‌شناسی منطقه شامل: گدازه‌هایی با ترکیب لاتیت و تراکی‌اندزیت است که توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق (ساب‌ولکان) با ترکیب مونزونیتی، سینیتی و گرانیتی در آن نفوذ نموده‌اند. بافت همه توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق پورفیری تا گلوپورفیری است. کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپارپتاسیم، بیوتیت و کوارتز مهم‌ترین کانی‌های توده بیوتیت کوارتز مونزونیت پورفیری، بیوتیت سینیت پورفیری و بیوتیت گرانیت پورفیری است در حالی که توده بیوتیت-پیروکسن مونزونیت پورفیری، علاوه بر آنها کلینوپیکروکسن نیز دارد. بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، توده بیوتیت-پیروکسن مونزونیت پورفیری از نوع متال‌آلومینوس و شوشونیتی و به گرانیتوئیدهای سری مگنتیت (اکسیدان) و از نوع I تعلق دارد. غنی‌شدگی نسبی LREE نسبت به HREE و LILE نسبت به HFSE مؤید تشکیل ماگما در پهنه فرورانش است. این ماگما از ذوب بخشی اندک ($0/1 > 3 <$) یک منشأ لرزولیتی گارنت-اسپینل‌دار حاصل شده که با پوسته قاره‌ای آلودگی پیدا کرده است. توده بیوتیت گرانیت پورفیری از نوع پرآلومینوس به شدت فلسیک و اولتراپتاسیک و به گرانیتوئیدهای سری ایلمنیت (احیایی) و از نوع S تعلق دارد. بر اساس مقدار عناصر Ta, Rb, Nb, Y, Ta, Rb, Nb و Yb موقعیت تکتونیکی تشکیل ماگمای آن پهنه تصادم قاره است. ماگمای توده گرانیتی در اثر ذوب بخشی پوسته قاره‌ای و از منشأ رسوبات فقیر از رس نشأت گرفته است. غنی‌شدگی نسبی LREE نسبت به HREE، ناهنجاری بسیار منفی Eu و نسبت پایین (La/Yb)_N و (Ce/Yb)_N نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز به عنوان کانی باقی‌مانده در ناحیه منشأ حضور داشته است. نفوذ این توده به داخل واحد مونزونیتی بیانگر وقوع یک پدیده تصادمی پس از ائوسن در غرب بلوک لوت است که نیاز به سن‌سنجی دقیق و بررسی ایزوتوپ‌های رادیوژنیک دارد.

واژه‌های کلیدی: پتروژنز، گرانیتوئیدهای I و S، توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق، نایبند، بلوک لوت

مقدمه

حدود ۵۰ کیلومتری شمال شرق روستای نایبند و

۱۵۰ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان طبس در

توده‌های نفوذی شمال شرق نایبند در فاصله

(۲۰۱۲) فاصله زمانی بین ۴۲ تا ۳۳ میلیون سال قبل و محدوده استان خراسان جنوبی را مهم‌ترین پنجره زمانی-مکانی-کانی‌سازی در شرق ایران و در بلوک لوت معرفی کرده‌اند. انواع کانی‌سازی مس-طلا پورفیری، طلای مرتبط با توده‌های نفوذی احیایی، طلای اپی‌ترمال سولفید بالا، اسکارن آهن، رگه‌های Pb-Zn-Sb و ذخایر مس-طلای همراه با اکسید آهن در این رابطه شناسایی شده‌اند.

منطقه بررسی شده در غرب بلوک لوت قرار دارد که اطلاعات اندکی از پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی آن وجود دارد. تاریخچه بررسی‌هایی این منطقه را می‌توان در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ نایبند (Kluyver *et al.*, 1981)، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سه‌چنگی (Azimi and Saidi, 1975)، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ جنوب سه‌چنگی (Blourian and Vahidi, 2004) و گزارش Tarkian و همکاران (۱۹۸۳) خلاصه کرد. طبق نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ این محدوده پوشیده از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب داسیت تا آندزیت است. در حالی که بررسی‌های صحرایی این پژوهش نشان داد که توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق با گسترش در خور توجهی در منطقه رخنمون دارد که در نقشه‌ها با نام سنگ آتشفشانی ذکر شده‌اند. همچنین، در این منطقه دو کانی‌سازی رگه‌ای سرب و روی وجود دارد که علی‌رغم فعالیت‌های معدن‌کاری گسترده قدیمی بررسی‌های زمین‌شناسی اقتصادی بر روی خاستگاه و نحوه تشکیل آنها تاکنون انجام نشده بود که توسط نگارندگان مقاله در حال انجام است.

هدف از پژوهش حاضر، تهیه نقشه زمین‌شناسی دقیق با تأکید ویژه بر شناسایی و تفکیک توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق، بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی و تعیین جایگاه تکتونوماگمایی و منشأ توده‌ها در بخشی از غرب بلوک لوت است.

استان یزد، بین طول‌های جغرافیایی ۵۵' ۵۷° تا ۳۱' ۳۲° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۱' ۳۲° تا ۳۸' ۳۲° شمالی واقع شده است. این محدوده در شرق ایران و در قسمت غربی بلوک لوت در نزدیکی گسل بزرگ نایبند قرار دارد (شکل ۱).

شرق ایران و به ویژه بلوک لوت به واسطه داشتن موقعیت‌های تکتونیکی مختلف در زمان‌های گذشته دارای حجم عظیم ماگماتیسم با ویژگی‌های ژئوشیمیایی متفاوت است که گاهی پتانسیل‌های بسیار مناسبی برای تشکیل کانی‌سازی‌های مختلف را فراهم آورده است. درک بهتری از ژئوشیمی، پتروژنز و سن توده‌های آذرین گام مثبتی برای بررسی جایگاه تکتونوماگمایی لوت در زمان‌های مختلف و نیز اکتشاف کانسارهای مختلف در شرق ایران است.

در سال‌های اخیر بررسی‌های پتروژنزی و سن‌سنجی متعددی در نیمه شرقی و نیز شمال بلوک لوت به ویژه بر روی توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق ترسیری انجام شده است که از آن جمله می‌توان به مناطق ماهرآباد و خویبک (Malekzadeh Shafaroudi, 2009)؛ (Shafaroudi *et al.*, 2012)؛ (Karimpour *et al.*, 2011)؛ شوراب (Lotfi, 1982)، کبیرکوه (Salati *et al.*, 2012)، کوه شاه (Abdi and Karimpour, 2012) و چاه شلمجی (Arjmandzadeh *et al.*, 2011) اشاره کرد. سن این گرانیتوئیدها بین ائوسن میانی تا الیگوسن تحتانی و ژئوشیمی آنها نشان‌دهنده تشکیل ماگماتیسم در پهنه فرورانش است. به طوری که بر اساس نسبت‌های ایزوتوپی رادیوژنیک ماگما از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی منشأ گرفته و با پوسته قاره‌ای نیز با نسبت‌های مختلف آلودگی پیدا کرده است. این گرانیتوئیدها متعلق به سری مگنتیت و از نوع اکسیدان است. Karimpour و همکاران

زمین‌شناسی

بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی در این پروژه نشان داد که علاوه بر حضور سنگ‌های آتشفشانی در این منطقه توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق نیز از گسترش در خور توجهی برخوردارند. مورفولوژی کل ناحیه بسیار پست و شکل تپه ماهوری دارد به طوری که به ندرت می‌توان یک ارتفاع در خور توجه مشاهده نمود. سنگ‌های آتشفشانی عمدتاً در نیمه جنوب-جنوب‌غربی منطقه رخنمون دارد (شکل ۲). بر اساس مقدار و حضور کانی‌های آهن و منیزیم‌دار و نیز مقدار فلدسپارها این واحدها به دو نوع بیوتیت-پیروکسن‌لاتیت و بیوتیت-پیروکسن تراکی‌اندزیت تقسیم می‌شود.

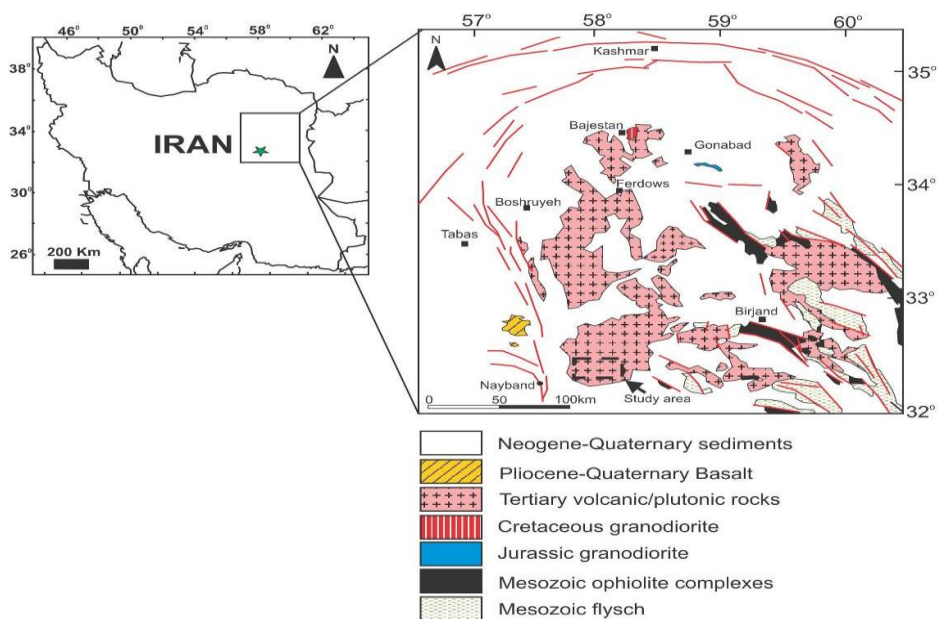
واحد بیوتیت-پیروکسن‌لاتیت بیشترین گسترش را در منطقه دارد. این واحد با گسترش شمال‌غربی-جنوب‌شرقی در غرب، مرکز و جنوب‌شرقی محدوده بررسی شده دیده می‌شود (شکل ۲). بیوتیت، پیروکسن، پلاژیوکلاز و فلدسپارپتاسیم به شکل درشت‌بلور در آن دیده می‌شود. در مجاورت رگه‌های کانی‌سازی منطقه این واحد تحت تأثیر آلتراسیون‌های کربناتی و سیلیسی قرار گرفته است. همچنین، زینولیت‌هایی از یک توده دیوریت پورفیری در قسمت‌های مختلف آن مشاهده می‌شود. بیوتیت-پیروکسن تراکی‌اندزیت در جنوب‌غربی منطقه رخنمون دارد (شکل ۲). درشت‌بلورهایی از بیوتیت، پیروکسن، پلاژیوکلاز و فلدسپارپتاسیم در آن دیده می‌شود.

توده‌های نیمه‌عمیق به شکل‌های استوک و کمتر دایک مانند، عمدتاً در نیمه شمال-شمال‌شرقی منطقه رخنمون دارد. بافت آنها پورفیری و دارای حاشیه انجماد سریع تیره رنگ است. به طوری که به سمت داخل توده بافت سنگ‌ها دانه درشت‌تر و رنگ آنها روشن‌تر می‌شود. بر اساس ترکیب کانی‌شناسی،

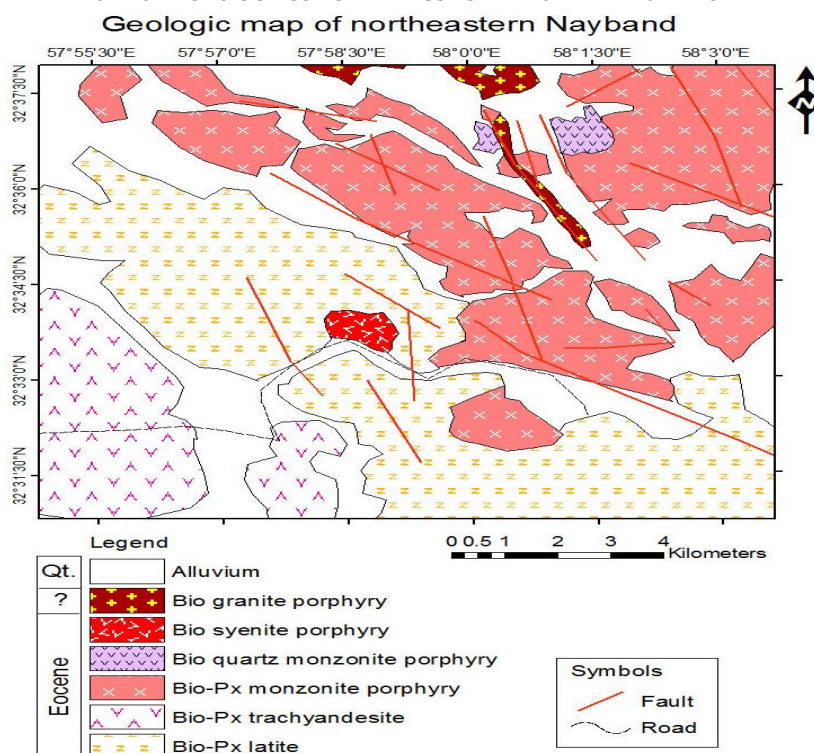
این توده‌ها به ۴ واحد بیوتیت-پیروکسن‌موزونیت پورفیری، بیوتیت-کوارتز‌موزونیت پورفیری، بیوتیت‌سینیت پورفیری و بیوتیت‌گرانیت پورفیری قابل تقسیم است (شکل ۲). واحد بیوتیت-پیروکسن‌موزونیت پورفیری بیشترین گسترش را در بین توده‌های نفوذی دارد به نحوی که در شمال شمال‌شرقی و شرق منطقه دیده می‌شود و میزبان اصلی رگه‌های کانی‌سازی منطقه است (شکل ۲). رنگ آن خاکستری تا سبز روشن است. Kluver و همکاران (۱۹۷۸) سن این توده را با روش K/Ar $2 \pm 37/5$ میلیون سال یعنی اواخر ائوسن تعیین کرده‌اند. این توده در مجاورت رگه‌های کانی‌سازی به شدت تحت تأثیر آلتراسیون سیلیسی-کربناتی قرار گرفته است. واحد بیوتیت‌کوارتز‌موزونیت پورفیری رخنمون نسبتاً کوچکی در شمال منطقه دارد (شکل ۲). این توده نیز در همه بخش‌های خود تحت تأثیر محلول‌کننده‌دار منطقه آتیره شده است. بیوتیت‌سینیت پورفیری با یک مورفولوژی نسبتاً سخت در مرکز ناحیه رخنمون دارد (شکل ۲). رنگ آن سفید تا خاکستری روشن و فرسایش پوست پیازی و لانه زنبوری در آن مشهود است. این توده متحمل آلتراسیون سیلیسی-کربناتی شده است. بررسی‌های پتروگرافی حضور کانی مگنتیت به عنوان مهم‌ترین کانی اپاک و مقدار پذیرفتاری مغناطیسی در سه توده نامبرده (بیش از $10^{-5} \times 300$ SI) نشان می‌دهد که آنها از نوع گرانیوتئیدهای نوع اکسیدان (سری مگنتیت) است. اما توده بیوتیت‌گرانیت پورفیری به طور کاملاً متمایز از دیگر توده‌های نفوذی با مورفولوژی نسبتاً بلندتر و با رنگ صورتی تا قرمز روشن در شمال منطقه رخنمون دارد. این توده در امتداد یک گسل با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی نفوذ کرده است (شکل ۲) و ریزتر شدن بافت آن در مرز با توده بیوتیت-پیروکسن‌موزونیت پورفیری و بیوتیت‌کوارتز‌موزونیت پورفیری نشان‌دهنده جوانتر

توده‌های نفوذی منطقه بوده است و بنابراین، سن آن در نقشه زمین‌شناسی (شکل ۲) با علامت سؤال نشان داده شد. تصاویری از توده‌های نفوذی بیوتیت-پروکسن مونزونیت پورفیری و بیوتیت-گرانیت پورفیری در شکل ۳ ارائه شده است.

بودن آن نسبت به واحدهای یاد شده است. این واحد در برخی نقاط متحمل آلتراسیون آرژیلیکی-سیلیسی شده است. تجزیه ژئوشیمیایی این توده که در ادامه آمده است، نشان می‌دهد که ماهیت تکتونومگمایی این توده کاملاً متفاوت از دیگر



شکل ۱- موقعیت محدوده شمال شرق نایبند در شرق ایران و غرب بلوک لوت



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال شرق نایبند



شکل ۳- A) واحد بیوتیت پیروکسن مونزونیت پورفیری با رنگ سبز-خاکستری و مورفولوژی تپه ماهوری (دید به شرق)، B) واحد صورتی تا قرمز رنگ بیوتیت گرانیت با روند شمال غربی-جنوب شرقی که در واحد سبز رنگ بیوتیت پیروکسن مونزونیت پورفیری با مورفولوژی بسیار پست در کل منطقه نفوذ کرده است (دید به جنوب شرقی)

تجزیه انتخاب نشد. نمونه‌ها پس از خردایش و آماده‌سازی در شرکت طیف کانساران بینالود مشهد برای اکسیدهای اصلی با روش XRF در دانشگاه فردوسی مشهد تجزیه شد. دستگاه XRF مدل فیلیپس و نوع X unique II است که استانداردهای آن از سازمان زمین‌شناسی کانادا تهیه شده است. همچنین، همین نمونه‌ها برای تجزیه عناصر فرعی و نادر خاکی به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال و با روش ICP-MS تجزیه شد. روش آماده‌سازی نمونه‌ها ذوب قلیایی با کد 4B بوده است. نتایج تجزیه توسط نرم‌افزار GCD.kit پردازش شد و از نمودارهای لازم پترولوژی جهت تعبیر و تفسیرهای لازم استفاده شده است.

پتروگرافی توده‌های نفوذی نیمه عمیق

بیوتیت-پیروکسن مونزونیت پورفیری: بافت آن پورفیری تا گلوپورفیری با زمینه دانه متوسط است. به ندرت بافت گرافیکی نیز در آن دیده می‌شود. حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد درشت بلور دارد که شامل ۱۶ تا ۱۸ درصد پلاژیوکلاز (نوع آندزین) تا اندازه ۴ میلی‌متر، ۱۴ تا ۱۶ درصد فلدسپارپتاسیم (ارتوکلاز) تا اندازه حدود ۶

روش انجام پژوهش

در راستای تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال شرق نایبند ابتدا برداشت اطلاعات صحرایی و نمونه برداری از واحدهای نفوذی نیمه عمیق و آتشفشانی در منطقه‌ای به وسعت تقریبی ۱۱۰ کیلومتر مربع انجام شد. بیش از ۳۰۰ نمونه از سطح منطقه جمع آوری و از این میان ۲۲۰ مقطع نازک تهیه و مورد بررسی قرار گرفت. نقشه زمین‌شناسی منطقه در نرم‌افزار ArcGIS تهیه شد. پس از بررسی‌های دقیق پتروگرافی تعداد ۱۵ نمونه از دو توده نفوذی بزرگتر منطقه (۱۳ نمونه از توده بیوتیت پیروکسن مونزونیت پورفیری و ۲ نمونه از توده بیوتیت گرانیت پورفیری) که دارای حداقل آلتراسیون و یا کاملاً سالم بود برای بررسی‌های پترولوژی انتخاب شد. شایان ذکر است که از واحد بیوتیت گرانیت پورفیری تعداد زیادی نمونه برداشت شد که بررسی‌های پتروگرافی نشان داد که اغلب دچار آلتراسیون آرژیلیکی و سیلیسی شدند. بنابراین، فقط ۲ نمونه مناسب برای تجزیه ژئوشیمیایی شناخته شد. همچنین، نمونه‌های دو توده نفوذی دیگر (بیوتیت سینیت پورفیری و بیوتیت کوارتز مونزونیت پورفیری) دارای آلتراسیون سیلیسی و یا کربناتی بود و نمونه‌ای از آنها برای

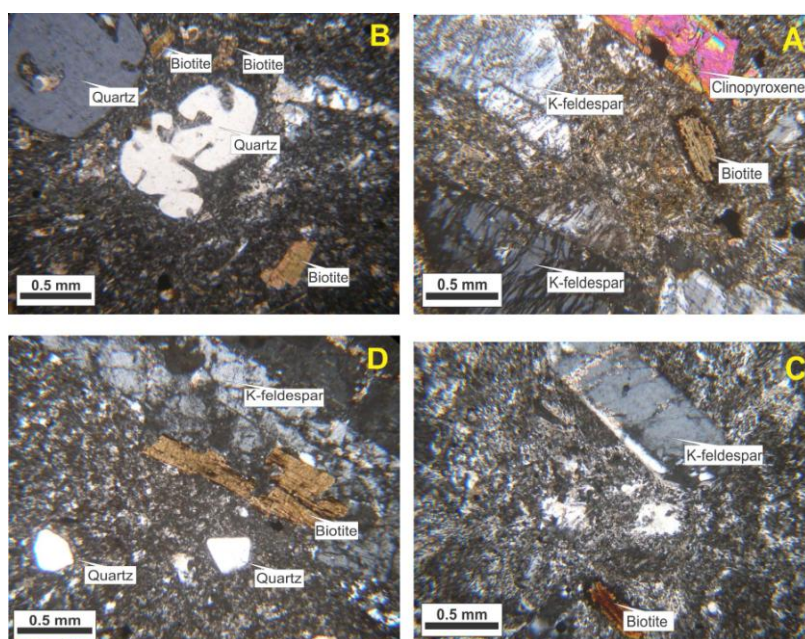
پلاژیوکلازها تا ۴۰ درصد به کلسیت تبدیل شده‌اند. علاوه بر آن، کلسیت در متن سنگ و در قالب رگچه‌هایی حضور دارد که مقدار آن در مجموع در حد ۱۵ تا ۲۰ درصد است. کوارتز ثانویه نیز در قالب رگچه و در متن سنگ حدود ۸ تا ۱۰ درصد دیده می‌شود.

بیوتیت سینیت پورفیری: بافت آن پورفیری با زمینه متوسط بلور است. حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد درشت بلور شامل: ۱۸ تا ۲۱ درصد فلدسپارپتاسیم (ارتوکلاز) تا اندازه ۴ میلی‌متر، ۳ درصد پلاژیوکلاز (الیگوکلاز) تا اندازه ۱/۴ میلی‌متر و ۱ درصد بیوتیت تا اندازه ۱/۶ میلی‌متر دارد. زمینه سنگ متشکل از فلدسپارپتاسیم، کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، کانی‌های تیره (کدر) و ثانویه است (شکل ۴-C). حدود ۱ تا ۲ درصد مگنتیت تا اندازه ۰/۲ میلی‌متر دیده می‌شود. کانی‌های ثانویه شامل: ۴ تا ۵ درصد کلسیت و ۲۵ تا ۳۰ درصد کوارتز ثانویه است که هم در متن سنگ و هم در مرکز فلدسپارها دیده می‌شود.

بیوتیت گرانیت پورفیری: بافت آن پورفیری تا گلومروپورفیری با زمینه درشت تا متوسط بلور است. حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد درشت بلور شامل: ۲۰ تا ۲۱ درصد کوارتز خلیجی یا گرد شده تا اندازه ۳ میلی‌متر، ۶ تا ۷ درصد ارتوکلاز تا اندازه ۶ میلی‌متر و ۱ تا ۲ درصد بیوتیت تا اندازه ۲ میلی‌متر دیده می‌شود. کمتر از ۰/۳ درصد کانی تیره (کدر) همراه با کوارتز و فلدسپارپتاسیم و کانی‌های ثانویه در متن سنگ حضور دارد (شکل ۴-D). این توده در برخی قسمت‌ها دچار آلتراسیون سیلیسی-آرژیلیکی شده است به طوری که ۱۰ تا ۱۵ درصد کوارتز ثانویه و حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد کانی رسی (کائولینیت و ایلیت براساس بررسی‌های XRD) در برخی نقاط حضور دارد.

میلی‌متر، ۳ تا ۴ درصد کلینوپیروکسن (اویژیت تا اویژیت دیوپسیدی) تا اندازه ۳ میلی‌متر و ۱ تا ۲ درصد بیوتیت تا اندازه ۲ میلی‌متر است. زمینه سنگ متشکل از فلدسپارها، بیوتیت، پیروکسن، کوارتز، کانی‌های اپاک، فرعی و ثانویه است (شکل ۴-A). آپاتیت و زیرکن مهم‌ترین کانی‌های فرعی سنگ است. کانی‌های تیره (کدر) که عمدتاً مگنتیت‌اند به صورت شکل دار تا نیمه‌شکل دار و در ابعاد ۰/۶ میلی‌متر در حد ۱ تا ۲ درصد مشاهده می‌شود. این توده در مجاورت رگه‌های کانی‌سازی منطقه متحمل آلتراسیون آرژیلیک، کربناتی و یا سیلیسی شده است. به طوری که کوارتز در قالب رگچه و یا در متن سنگ گاهی تا ۱۵ درصد دیده می‌شود. فلدسپارها عمدتاً به کلسیت تبدیل شده‌اند و یا رگچه‌های کلسیت در متن سنگ گاهی تا ۲۰ درصد هم مشاهده می‌شود. آلتراسیون آرژیلیک نیز در نمونه‌های کنار رگه کانی‌سازی وجود دارد که گاهی شدت آن بیش از ۵۰ درصد است.

بیوتیت کوارتز موزونیت پورفیری: بافت آن پورفیری تا گلومروپورفیری با زمینه دانه‌متوسط تا ریز است. ۲۰ تا ۲۵ درصد درشت بلور شامل: ۱۰ تا ۱۱ درصد پلاژیوکلاز (نوع آندزین) تا اندازه ۲ میلی‌متر، ۱۰ تا ۱۱ درصد فلدسپارپتاسیم (ارتوکلاز) تا اندازه ۴ میلی‌متر، ۱ تا ۲ درصد بیوتیت تا اندازه ۲ میلی‌متر و حدود ۱ درصد کوارتز خلیجی و گرد شده تا اندازه ۲ میلی‌متر دیده می‌شود. زمینه سنگ متشکل از فلدسپار، کوارتز، بیوتیت، کانی‌های تیره (کدر) و ثانویه است (شکل ۴-B). کانی‌های تیره (کدر) (مگنتیت) تا ۰/۲ میلی‌متر در حد کمتر از ۰/۵ درصد در متن سنگ وجود دارد. این واحد تحت تأثیر آلتراسیون کربناتی-سیلیسی قرار گرفته است به طوری که



شکل ۴- تصاویری از مقاطع میکروسکوپی توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق (ساب‌ولکان) منطقه بررسی شده در نور XPL، (A) واحد بیوتیت-پیروکسن مونزونیت پورفیری، (B) واحد بیوتیت-کوارتز مونزونیت پورفیری، (C) واحد بیوتیت-سینیت پورفیری، (D) واحد بیوتیت-گرانیت پورفیری

ژئوشیمی توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق

نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی، فرعی و نادر خاکی توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق بیوتیت-پیروکسن مونزونیت پورفیری و بیوتیت-گرانیت پورفیری در جدول ۱ ارائه شده است.

اکسیدهای اصلی

مقدار SiO_2 توده بیوتیت-پیروکسن مونزونیت پورفیری از ۶۱/۱۶ تا ۶۳/۹۳ درصد و در توده بیوتیت-گرانیت پورفیری از ۷۱/۹۶ تا ۷۳/۹۵ درصد متغیر است. ترسیم نمونه‌ها در نمودار نامگذاری Middlemost (۱۹۸۵) نشان می‌دهد که نمونه‌های توده بیوتیت-پیروکسن مونزونیت پورفیری در محدوده کوارتز مونزونیت و توده بیوتیت-گرانیت پورفیری در محدوده گرانیت قرار می‌گیرد (جدول ۱ و شکل ۵). بر اساس نمودار نسبت مولی $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ به $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Maniar and Piccoli, 1989) توده بیوتیت-پیروکسن مونزونیت پورفیری ماهیت متآلومینوس

دارد در حالی که توده بیوتیت-گرانیت پورفیری کاملاً پرآلومینوس است. همچنین، طبق تقسیم‌بندی Chappell و White (۲۰۰۱) محاسبه A/CNK کمتر از ۱/۱ به گرانیتوئیدهای نوع I و بیش از ۱/۱ مربوط به گرانیتوئیدهای نوع S است که بر این اساس، توده بیوتیت-پیروکسن مونزونیت پورفیری از نوع I و توده بیوتیت-گرانیت پورفیری از نوع S است (شکل ۶-۱). قرارگیری نمونه‌ها در نمودار Debon و Le Fort (۱۹۸۳) که توسط Villaseca و همکاران (۱۹۹۸) تغییر یافته است نشان می‌دهد که توده بیوتیت-گرانیت پورفیری از نوع پرآلومینوس‌های به شدت فلسیک است (شکل ۶-۲). مقدار K_2O توده بیوتیت-پیروکسن مونزونیت پورفیری نیز از ۴/۵۵ تا ۵/۸۹ درصد و توده بیوتیت-گرانیت پورفیری از ۶/۸۵ تا ۸/۶۹ درصد متغیر است. همچنین، نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در توده بیوتیت-پیروکسن مونزونیت پورفیری از ۱/۷۱ تا ۱/۹ و در توده بیوتیت-گرانیت پورفیری از ۸/۵۶ تا ۱۶/۰۹ در تغییر است (جدول

نمودار Na_2O در مقابل K_2O که مرز گرانیتوئیدهای I و S را جدا می‌کند ماهیت S بودن توده بیوتیت‌گرانیست پورفیری و I بودن توده بیوتیت-پروکسن‌مونزونیت پورفیری را کاملاً تایید می‌کند (شکل ۸).

(۱). بر اساس نمودار K_2O در مقابل Na_2O (Chung *et al.*, 1998) توده بیوتیت-پروکسن‌مونزونیت پورفیری در محدوده شوشونیت و توده بیوتیت‌گرانیست پورفیری در محدوده اولتراپتاسیک قرار دارد (شکل ۷). همچنین، قرارگیری نمونه‌ها در

جدول ۱- نتایج ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق شمال شرقی نایبند

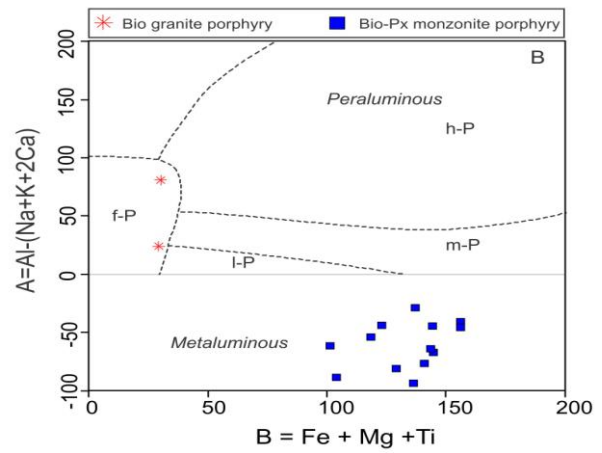
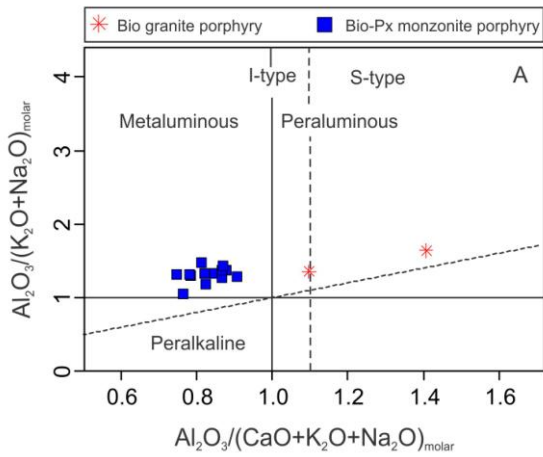
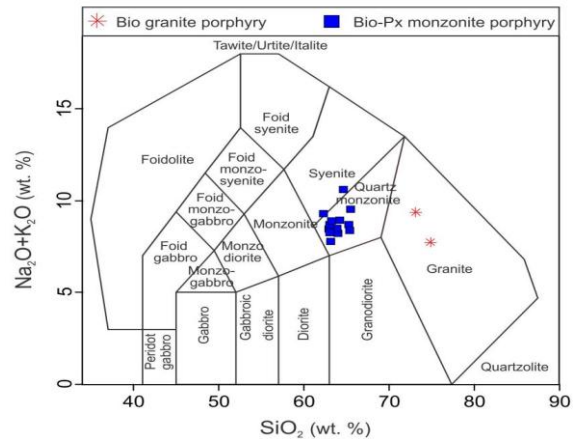
1=Bio-Px monzonite porphyry, 2=Bio granite porphyry

Sample	SC-65	SC-76	SC-109	SC-90	SC-77	SC-64	SC-97-2	SC-92
X	598107	595722	590478	594682	595711	598014	593742	594526
Y	3603885	3602237	3599447	3600294	3602343	3603805	3601357	3600411
Rock type	1	1	1	1	1	1	1	1
Wt. %								
SiO_2	62.88	63.26	61.48	63.90	61.33	62.36	63.77	63.18
TiO_2	0.45	0.51	0.58	0.40	0.51	0.53	0.45	0.41
Al_2O_3	14.97	14.10	14.73	14.69	14.99	14.79	14.32	14.43
FeOt	5.17	6.0	6.40	4.68	6.11	6.26	5.34	4.77
MnO	0.10	0.11	0.12	0.11	0.21	0.10	0.12	0.11
MgO	1.83	2.07	2.62	1.42	2.82	2.27	2.49	1.47
CaO	3.54	4.49	3.30	2.91	3.05	4.48	2.54	2.82
Na_2O	3.15	3.37	3.24	4.30	3.28	3.13	3.48	4.56
K_2O	5.62	4.76	5.04	5.03	5.89	4.55	5.02	5.82
P_2O_5	0.21	0.26	0.23	0.17	0.26	0.28	0.18	0.18
L.O.I	1.23	1.40	1.91	1.90	1.40	1.42	1.63	2.12
Total	99.15	100.33	99.65	99.51	99.85	100.17	99.34	99.87
ppm								
Ba	646	724	594	787	814	715	852	846
Co	10	13	13	7	13	15	9	7
Cs	5	6	11	4	7	4	6	5
Ga	14	15	15	13	15	15	15	15
Hf	6	5	5	6	5	5	5	6
Nb	22	10	12	12	10	10	12	13
Rb	178	137	181	155	199	138	158	196
Sr	632	778	543	634	609	997	635	576
Ta	0.8	0.6	0.8	0.9	0.7	0.7	0.7	0.9
Th	14	11	14	13	12	12	13	14
V	109	137	138	86	152	157	111	98
Zr	221	185	205	216	186	177	213	214
Y	21	21	22	22	22	20	22	23
La	31.2	32.5	31.6	33.8	32.0	29.9	32.4	33.7
Ce	62.2	64.1	63.0	66.1	65.4	59.8	65.7	67.4
Pr	7.02	7.30	7.27	7.73	7.52	6.98	7.56	7.83
Nd	27.9	28.7	28.1	29.5	28.5	27.7	27.7	30.7
Sm	5.03	5.46	5.34	5.78	5.97	5.42	5.41	5.91
Eu	1.16	1.37	1.18	1.37	1.41	1.26	1.36	1.42
Gd	4.46	4.90	4.56	4.95	5.05	4.52	4.79	4.94
Tb	0.65	0.69	0.68	0.73	0.72	0.68	0.71	0.73
Dy	3.44	3.90	3.64	3.76	3.97	3.76	4.20	4.35
Ho	0.70	0.75	0.74	0.75	0.78	0.72	0.81	0.80
Er	2.02	2.15	2.36	2.45	2.36	2.13	2.21	2.49
Tm	0.31	0.32	0.34	0.33	0.33	0.30	0.33	0.36
Yb	2.14	2.09	2.41	2.46	2.19	2.16	2.42	2.44
Lu	0.35	0.34	0.36	0.38	0.35	0.35	0.36	0.38
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	1.78	1.41	1.55	1.17	1.79	1.45	1.44	1.27
Eu/Eu*	0.75	0.81	0.73	0.78	0.79	0.78	0.82	0.80
(La/Yb) _N	9.83	10.48	8.84	9.26	9.85	9.33	9.03	9.31
(Ce/Yb) _N	7.52	7.93	6.76	6.95	7.72	7.16	7.02	7.15

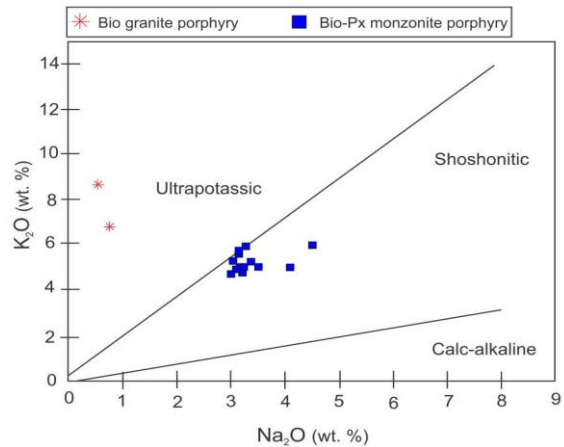
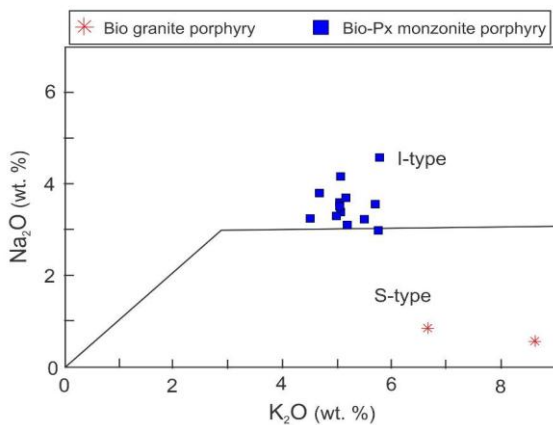
ادامه جدول ۱

Sample	HR-80	HR-79	HR-98	HR-88	HR-81	HR-100	HR-101
X	596075	595862	594487	596813	596216	594462	594463
Y	3607479	3607626	3609999	3608138	3607416	3608764	3608720
Rock type	1	1	1	1	1	2	2
Wt. %							
SiO ₂	62.53	62.25	62.01	63.93	61.16	73.95	71.96
TiO ₂	0.53	0.55	0.55	0.47	0.50	0.23	0.23
Al ₂ O ₃	14.12	14.89	14.67	14.43	14.99	14.28	13.91
FeOt	5.84	5.91	5.35	5.01	5.72	1.60	1.49
MnO	0.10	0.14	0.14	0.09	0.09	0.0	0.01
MgO	2.34	2.40	2.11	2.09	2.56	0.24	0.27
CaO	3.94	3.82	4.22	3.36	3.75	0.78	1.31
Na ₂ O	3.26	3.40	2.94	3.04	3.11	0.80	0.54
K ₂ O	5.06	5.19	5.81	5.14	4.92	6.85	8.69
P ₂ O ₅	0.22	0.23	0.35	0.21	0.21	0.05	0.05
L.O.I	1.75	2.00	2.20	1.87	2.35	1.83	1.73
Total	99.69	100.78	100.35	99.64	99.36	100.61	100.19
ppm							
Ba	779	773	767	788	722	194	216
Co	13	12	12	10	12	2	1
Cs	7	4	5	6	5	7	7
Ga	16	15	16	15	15	11	12
Hf	5	5	6	5	5	6	7
Nb	11	12	14	13	11	19	21
Rb	152	151	185	158	145	293	355
Sr	1062	1062	898	634	1654	320	322
Ta	0.7	0.7	0.8	0.8	0.6	1.5	1.3
Th	12	12	19	14	12	31	31
V	140	129	109	109	139	27	24
Zr	197	199	244	213	185	170	204
Y	20	21	21	22	20	20	20
La	31.5	31.2	51.4	32.9	29.9	39.0	42.1
Ce	63.3	63.1	93.7	64.1	60.0	75.1	78.5
Pr	7.45	7.42	10.08	7.59	7.09	7.47	8.05
Nd	28.6	28.9	36.3	30.1	26.7	24.2	26.2
Sm	5.31	5.34	6.09	5.40	5.27	4.18	4.29
Eu	1.33	1.32	1.44	1.30	1.31	0.51	0.52
Gd	4.78	4.53	4.71	4.67	4.43	3.39	3.48
Tb	0.69	0.69	0.67	0.67	0.66	0.53	0.53
Dy	3.75	3.90	3.52	3.71	3.84	3.14	3.32
Ho	0.75	0.72	0.72	0.69	0.68	0.65	0.66
Er	2.32	2.26	2.12	2.21	2.06	2.07	2.17
Tm	0.33	0.32	0.31	0.31	0.31	0.36	0.34
Yb	2.21	2.27	2.10	2.28	2.08	2.38	2.44
Lu	0.34	0.32	0.32	0.35	0.32	0.38	0.41
Ratio							
K ₂ O/Na ₂ O	1.55	1.52	1.9	1.69	1.58	8.56	16.09
Eu/Eu*	0.81	0.82	0.82	0.79	0.83	0.41	0.41
(La/Yb) _N	9.61	9.27	16.5	9.73	9.69	11.05	11.63
(Ce/Yb) _N	7.41	7.19	11.54	7.27	7.46	8.16	8.32

شکل ۵- موقعیت توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق شمال شرقی نایبند در نمودار نامگذاری (Middlemost, 1985)



شکل ۶- A) موقعیت توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق شمال شرقی نایبند در نمودار A/NK-A/CNK (Maniar and Piccoli, 1989). مرز جداکننده گرانیتوئیدهای نوع I و S در A/CNK=1.1 (Chappell and White 2001)؛ B) موقعیت توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق شمال شرقی نایبند در نمودار چند کاتیونی تغییر یافته (Villaseca et al., 1998). H-P = گرانیتوئیدهای به شدت پرآلومینوس، M-P = گرانیتوئیدهای متوسط پرآلومینوس، L-P = گرانیتوئیدهای کم پرآلومینوس، F-P = گرانیتوئیدهای به شدت فلسیک



شکل ۸- موقعیت توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق شمال شرقی نایبند در نمودار اکسید سدیم در مقابل اکسید پتاسیم. مرز جداکننده گرانیتوئیدهای نوع I و S در Na2O=3% (Chappell and White, 2001).

شکل ۷- موقعیت توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق شمال شرقی نایبند در نمودار اکسید پتاسیم در مقابل اکسید سدیم (Chung et al., 1998)

عناصر فرعی و نادر خاکی

بر پایه مقدار عناصر Nb, Rb, Ta, Y و Yb در دیگرام‌های Pearce و همکاران (۱۹۸۴) موقعیت تکتونیکی تشکیل توده بیوتیت-پیروکسن موزونیت پورفیری کمربندهای آتشفشانی پهنه فرورانش (VAG) و توده بیوتیت-گرانیت پورفیری پهنه تصادم قاره است. تقسیم‌بندی Keith و Christiansen (۱۹۹۶) برای گرانیتوئیدهای نوع S, M, I, A و در همین نمودارها بار دیگر ماهیت I بودن توده موزونیتی و S بودن توده گرانیتی را تأیید می‌کند (شکل ۹).

عناصر نادر خاکی نسبت به سایر عناصر به مقدار کمتری در معرض هوازگی و آلتراسیون‌های هیدروترمالی قرار می‌گیرد. بنابراین، الگوی فراوانی آنها می‌تواند نشانه‌هایی از منشأهای آذرین سنگ‌ها را اثبات کند (Rollinson, 1993; Boynton, 1985). نمودار (REE) توده موزونیتی که نسبت به کندریت نرمالیزه شده یک غنی‌شدگی نسبی در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) را نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهد که البته HREE نیز یک روند مسطح را آشکار کرده‌اند (شکل ۱۰). این روند غنی‌شدگی در LREE نسبت به HREE شاخص ماگمای تشکیل شده در پهنه فرورانش است (Wilson, 1989; Pearce, 1983; Gill, 1981). Rollinson, 1993 الگوی REE و پایین بودن نسبی نسبت $(La/Yb)_N$ (۸/۸۴ تا ۱۶/۵) در همه نمونه‌ها نیز تشکیل ماگما در عمق کمتر از گستره پایداری گارنت و یا کم بودن مقدار این کانی در ناحیه منشأ را اثبات می‌کند. همچنین، نسبت $(Ce/Yb)_N$ می‌تواند نشان‌دهنده عمق و نرخ ذوب سنگ مادر باشد. مقدار اندک این نسبت نشان می‌دهد که ماگما از قسمت‌های بالایی گوشته (عمق کم) یا نرخ ذوب زیاد ریشه گرفته است. در مقابل ماگماهایی با نسبت

بالای $(Ce/Yb)_N$ نشان‌دهنده این است که ماگما از عمق زیاد (گستره پایداری گارنت) و نرخ ذوب کم (فشار زیاد) ریشه گرفته است (Cotton *et al.*, 1995). با توجه به جدول ۱ مقدار $(Ce/Yb)_N$ توده‌ها کمتر از ۱۱/۵۴ است.

نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به کندریت توده گرانیتی نیز یک غنی‌شدگی نسبی در عناصر نادر خاکی سبک را نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین با یک ناهنجاری مشخص منفی Eu نشان می‌دهد. به طوری که مقدار Eu/Eu^* در حد ۰/۴۱ است. نسبت $(La/Yb)_N$ بین ۱۱/۰۵ تا ۱۱/۶۳ و نسبت $(Ce/Yb)_N$ بین ۸/۱۶ تا ۸/۳۲ است (جدول ۱ و شکل ۱۰). عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) عناصری ناسازگار و متحرک‌اند. در حالی که عناصر واسطه با شدت میدان بالا (HFSE) و برخی از عناصر متحولی در شرایط دگرگونی و دگرسانی عناصری سازگار و تقریباً نامتحرک‌اند. غلظت عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ به عنوان تابعی از فاز شاری است. در حالی که غلظت عناصر واسطه با شدت میدان بالا تابعی از شیمی سنگ خاستگاه و فرآیندهای ذوب-تبلور است (Rollinson, 1993). نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و برخی عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده نسبت به گوشته اولیه برای توده موزونیتی در شکل ۱۱ نشان داده شده است. غنی‌شدگی از LILE (Ba, Cs, K, Rb) و عناصر ناسازگاری که رفتار شبیه آنها دارد مثل Th نسبت به HFSE (Nb, Ta, Ti, Y, Zr) در همه نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه دیده می‌شود (شکل ۱۱). غنی‌شدگی در LILE نسبت به HFSE نشان‌دهنده ماگمای مرتبط با مناطق فرورانش است (Gill, 1981; Pearce, 1983; Wilson, 1989). Rollinson, 1993.

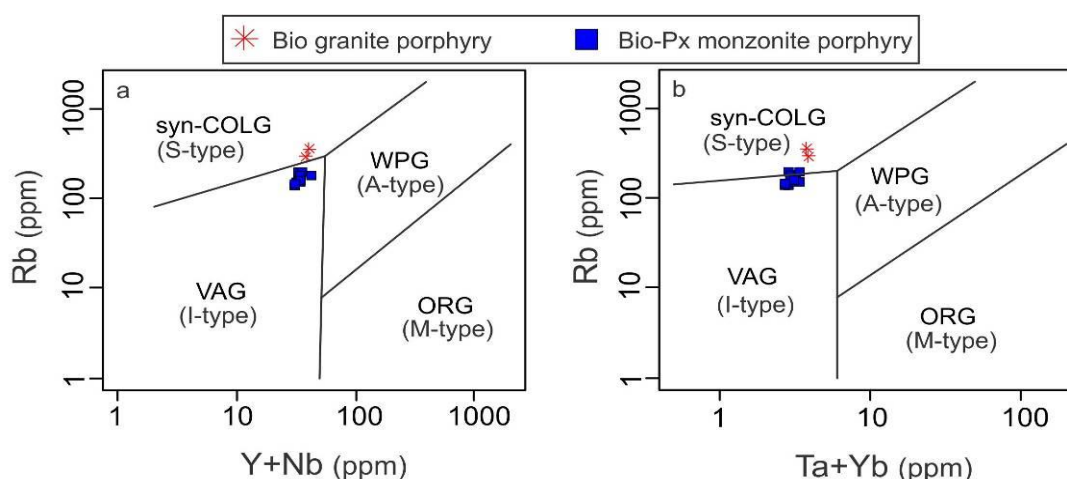
احتمال این که HFSE در فازهایی مانند: روتیل

پذیرفتاری مغناطیسی

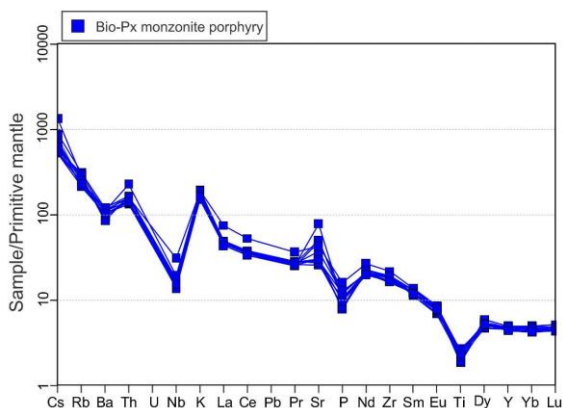
بر اساس نظر Ishihara (۱۹۸۱) گرانیتوئیدها به دو سری مگنتیت و ایلمینیت تقسیم می‌شود که سری مگنتیت عمدتاً با گرانیتوئیدهای نوع I و سری ایلمینیت با گرانیتوئیدهای تیپ S هم‌پوشانی دارد. عدد پذیرفتاری مغناطیسی گرانیتوئیدهای سری مگنتیت بیشتر از $SI \times 10^{-5}$ تا 300×10^{-5} و سری ایلمینیت کمتر از آن است.

شکل ۱۳ مقدار Rb/Sr توده‌های بیوتیت-پیروکسن مونزونیت پورفیری و بیوتیت گرانیت پورفیری را در مقابل پذیرفتاری مغناطیسی آنها نشان می‌دهد. مقدار پذیرفتاری مغناطیسی توده مونزونیتی بین $SI \times 10^{-5}$ تا 320×10^{-5} متغیر و به گرانیتوئیدهای سری مگنتیت و اکسیدان متعلق است. در حالی که پذیرفتاری مغناطیسی توده گرانیتی بین $SI \times 10^{-5}$ تا 10×10^{-5} و به گرانیتوئیدهای سری ایلمینیت و احیایی متعلق است. مقدار Rb/Sr در توده مونزونیتی نوع I کمتر از ۰/۳۴ و در توده گرانیتی نوع S بیش از ۰/۹ است (شکل ۱۳).

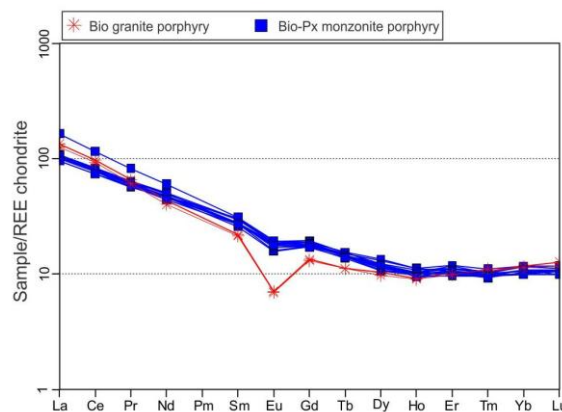
و یا ایلمینیت وارد شود بسیار زیاد است که این مطلب به وجود ورقه فرورانده شده اشاره می‌کند (Ryerson and Watson, 1987). مقادیر پایین Nb، Ta و Ti می‌تواند نتیجه وجود اکسیدهای Fe-Ti یا کانی‌های Nb-Ti در باقی‌مانده ماگمای مادر در محل مخزن باشد (Reagan and Gill, 1989؛ Martin, 1999؛ Pearce et al., 1984). همچنین مقادیر Nb و Ta می‌تواند منعکس کننده تهی‌شدگی رخ داده قبلی در سنگ‌های مخزن گوشته باشد (Walker et al., 2001؛ Gust et al., 1997). ناهنجاری منفی فسفر در نمونه‌ها می‌تواند در نتیجه جدا شدن آپاتیت از ماگما باشد (Wu et al., 2003). همچنین، نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و برخی عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده نسبت به کندریت برای توده گرانیتی در شکل ۱۲ نشان داده شده است. در این توده، غنی‌شدگی از LILE مانند K و Rb و عنصر ناسازگار Th و LREE مانند Ce و La نسبت به HFSE مانند Nb، Ta و Ti و HREE مانند Yb نسبت به کندریت دیده می‌شود.



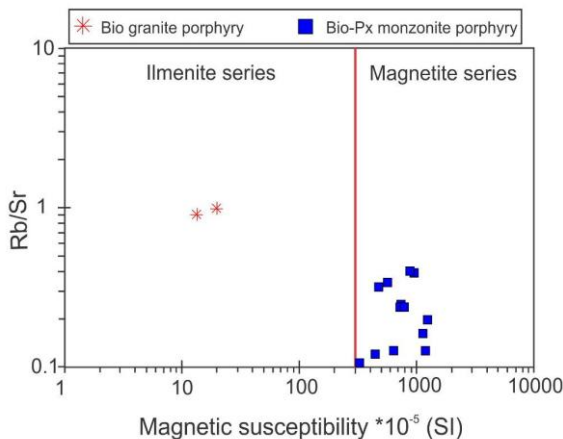
شکل ۹- موقعیت توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق شمال شرقی نایبند در نمودار Pearce و همکاران (۱۹۸۴) تغییر یافته توسط Christiansen و Keith (۱۹۹۶). VAG = گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی، WPG = گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای، ORG = گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی، syn-COLG = گرانیتوئیدهای همزمان با تصادم قاره‌ها.



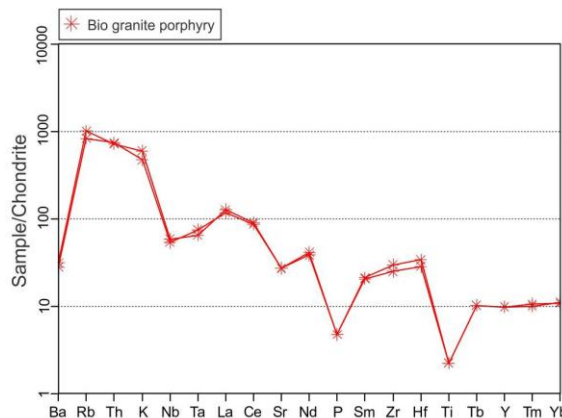
شکل ۱۱- نمودار نرمالیزه شده برخی عناصر فرعی و نادر خاکی توده مونزونیتی نسبت به گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989).



شکل ۱۰- نرمالیزه کردن عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت در توده‌های نفوذی نیمه عمیق شمال شرقی نایبند (Boynton, 1985).



شکل ۱۳- نمودار مقدار Rb/Sr در مقابل پذیرفتاری مغناطیسی برای تفکیک گرانیتوئیدهای سری مگنتیت و ایلمنیت در توده‌های نفوذی شمال شرقی نایبند



شکل ۱۲- نمودار نرمالیزه شده برخی فرعی و نادر خاکی توده گرانیتی نسبت به کندریت (Thompson, 1982)

می‌دهد که این ماگما ماهیت متاآلومینوس و شوشونیتی داشته و به گرانیتوئیدهای نوع I (اکسیدان) متعلق است. مقدار پذیرفتاری مغناطیسی نیز آن را در زمره سری مگنتیت طبقه‌بندی می‌کند.

برای بررسی نوع کانی باقی‌مانده در ناحیه منشأ و درجه ذوب بخشی می‌توان از عناصر نادر خاکی استفاده نمود. در این مورد فراوانی عنصر به شدت ناسازگار La و کمتر ناسازگار Sm می‌تواند ترکیب کلی ناحیه منشأ را توضیح دهد. زیرا تمرکز

پتروژنز و محیط تشکیل ماگماهای مونزونیتی و گرانیتی

ماگمای بیوتیت-پیروکسن مونزونیت پورفیری غنی‌شدگی نسبی LREE نسبت به HREE در الگوی نرمالیزه شده به کندریت و غنی‌شدگی LILE نسبت به HFSE در الگوی نرمالیزه شده به گوشته اولیه در توده مونزونیتی نشان‌دهنده تشکیل ماگما در پهنه فرورانش است. این مسأله در نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴) تأیید می‌شود. همچنین، بررسی ژئوشیمیایی نشان

دیگر مسایل در خور توجه است. پتاسیم بالا در ماگماهای کالک‌آلکان تشکیل شده در پهنه فرورانش نیز می‌تواند به دلایل زیر اتفاق بیفتد:

(Wyllie and Sekine, 1982؛ Gundersen *et al.*, 1986؛ Hildreth and Morbath, 1988؛ Bloomer 1989؛ Wymam and Kerrich, 1993؛ *et al.*, 1994؛ Sen and Dunn, 1994؛ Muller and Groves, 1995؛ Zhang *et al.*, 1995؛ Rottura *et al.*, 1998؛ Benito *et al.*, 1999؛ Rapp *et al.*, 2001؛ Prouteau *et al.*, 2006؛ Annen *et al.*, 2008؛ Bachmann and Bergantz, 2008؛ Mamani *et al.*, 2009؛ Avanzinelli *et al.*, 2008).

الف- ذوب بخشی گوشته غنی‌شده، ب- آزاد شدن سیالات آبدار حاصل از رسوبات فرورانده به داخل گوشته. واکنش بین سیال (یا مذاب) با پریدوتیت گوشته یک فلوگوپیت‌پیروکسنیت تولید می‌کند که فقیر از الیوین است. ذوب این گوشته هیبرید شده می‌تواند یک مذاب غنی از پتاسیم را تولید کند، پ- مخلوط‌شدگی ماگما و آلودگی پوسته‌ای و ت- هضم‌شدگی پوسته تحتانی در پهنه MASH و یا پهنه‌های داغ (hot zone). اطلاعات عناصر فرعی و نادر خاکی بدون داشتن ایزوتوپ‌های رادیوژنیک نمی‌تواند نقش ناحیه منشأ و یا آلودگی پوسته‌ای را در بالابودن مقدار پتاسیم ماگما از یکدیگر تفکیک کند. اما شکی نیست که مقداری از این غنی‌شدگی در ماگمای موزونیتی شمال شرق نایبند مربوط به آلودگی پوسته است. بالا آمدن ماگما از میان پوسته قاره‌ای ضخیم منجر به آلودگی پوسته‌ای در اثر هضم‌شدگی و فرآیند تبلور بخشی و افزایش مقدار نسبت Rb/Sr و LILE/HFSE و مقدار K_2O و Th می‌شود (Esperanca *et al.*, 1992). بالا بودن مقدار Nb (۱۰ تا ۲۲ گرم در تن) در ماگمای موزونیتی بررسی شده نقش اختلاط پوسته قاره‌ای در ماگما را روشن‌تر می‌کند.

این دو عنصر به طور متفاوتی توسط منشأ (پریدوتیت‌های سکانس گوشته‌ای) اسپینل‌دار و یا گارنت‌دار کنترل نمی‌شود (Aldanmaz *et al.*, 2000). از سوی دیگر، نسبت Sm/Yb به ترکیب کانی‌شناسی ناحیه منشأ وابسته است. زیرا Yb به شدت در گارنت نسبت به کلینوپیروکسن و یا اسپینل سازگار است. برای پی بردن به ترکیب کانی‌شناسی ناحیه منشأ و درجه ذوب بخشی توده موزونیتی شمال شرق نایبند از نمودار Sm/Yb مقابل La/Sm استفاده شده است (شکل ۱۴). ذوب بخشی اسپینل‌رزولیت ماگمایی با نسبت‌های Sm/Yb مشابه با مقدار این نسبت در ناحیه منشأ تولید می‌کند در حالی که میزان نسبت La/Sm و مقدار Sm با افزایش درجه ذوب بخشی کاهش نشان می‌دهد (Aldanmaz *et al.*, 2000). بنابراین، مذاب‌هایی که از ذوب بخشی اسپینل‌رزولیت حاصل می‌شود دارای روند ذوب بخشی مشابه روند گوشته‌ای یا mantle array (خطی که از DM و PM عبور می‌نماید، شکل ۱۴) است. از سوی دیگر، مذاب‌هایی که از ذوب کم تا متوسط گارنت‌رزولیت‌ها ایجاد می‌شود دارای نسبت Sm/Yb بسیار بالاتر از این نسبت در منشأ گوشته‌ای خود است. نمونه‌های ماگمای توده موزونیتی در بین خطوط مربوط به اسپینل‌رزولیت و اسپینل-گارنت‌رزولیت قرار می‌گیرد (شکل ۱۴). این مسأله نشان می‌دهد که منشأ آنها یک گارنت-اسپینل‌رزولیت است که مقدار اسپینل بیش از گارنت بوده است. همچنین، درجه ذوب بخشی بیش از ۰/۱ تا کمتر از ۳ است (شکل ۱۴). وجود اندک گارنت به عنوان کانی باقی‌مانده در منشأ این توده با نسبت پایین (La/Yb)N (۸/۸۴ تا ۱۶/۵) و نسبت (Ce/Yb)N (کمتر از ۱۱/۵۴) در ماگما توجیه‌پذیر است. ماهیت غنی از پتاسیم توده موزونیتی نیز از

(Petford and Atherton, 1996; Miller, 1985).

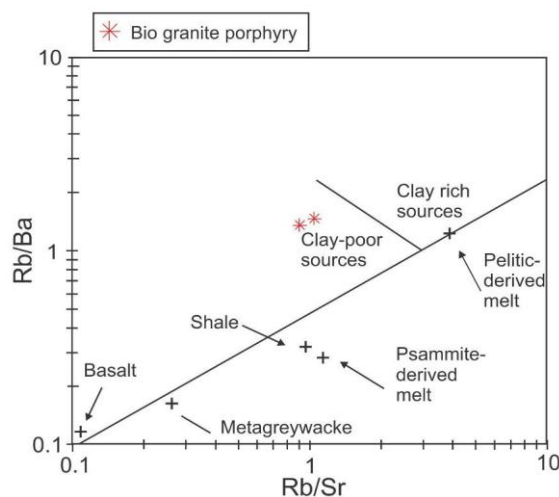
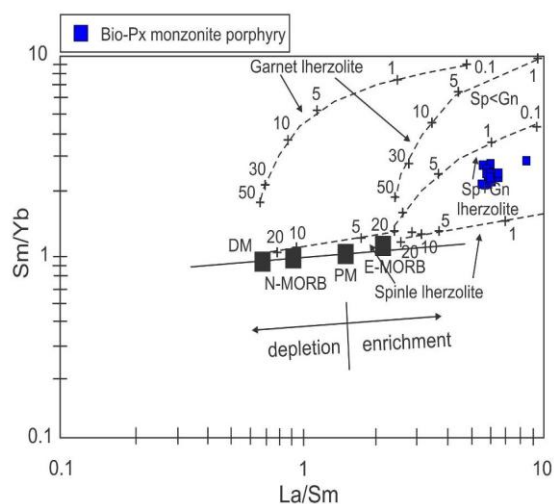
در نمودار Rb/Ba در مقابل Rb/Sr (Sylvester, 1998) نمونه‌های توده گرانیتی با داشتن مقدار Rb/Ba بیش از ۱/۵ و Rb/Sr بیش از ۰/۹ در محدوده مذاب مشتق شده از منشأ رسوبات فقیر از رس قرار می‌گیرد (شکل ۱۵). غنی‌شدگی نسبی LREE نسبت به HREE، ناهنجاری بسیار منفی Eu، نسبت پایین (La/Yb)N (۱۱/۰۵ تا ۱۱/۶۳) و (Ce/Yb)N (۸/۱۶ تا ۸/۳۲)، مقدار Sr کمتر از ۳۲۲ گرم در تن و نسبت بالای Rb/Sr (بیش از ۰/۹) نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز به عنوان کانی باقی‌مانده در ناحیه منشأ حضور داشته است.

شکل ۱۴- تغییرات عناصر نادر خاکی در ماگمای توده بیوتیت-پیروکسن مونزونیت پورفیری بر اساس نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm روند گوشته‌ای (mantle array) در این شکل (خط ضخیم) توسط ترکیب گوشته تهی شده نوع مورب (DM) (McKenzi and O'Nions, 1991) و گوشته اولیه (PM) (Sun and Mc Donough, 1989) مشخص می‌شود. منحنی‌های ذوب بخشی برای منشأ گوشته‌ای اسپینل لِرزولیت ($Ol_{53}+Op_{x27}+Cp_{x17}+Sp_{11}$) و گارنیت لِرزولیت ($Ol_{60}+Op_{x20}+Cp_{x10}+gt_{10}$) با ترکیبات گوشته تهی شده نوع مورب و گوشته اولیه (Aldanmaz et al., 2000). خطوط و اعداد روی منحنی‌های ذوب نشان‌دهنده درجه ذوب بخشی برای یک منشأ گوشته‌ای است. ترکیب N-MORB و E-MORB (Sun and Mc Donough, 1989).

شکل ۱۵- موقعیت توده بیوتیت گرانیت پورفیری در نمودار Rb/Ba در مقابل Rb/Sr برای تعیین منشأ گرانیتوئیدهای نوع (Sylvester, 1998) S.

ماگمای بیوتیت گرانیت پورفیری

بررسی‌های ژئوشیمیایی توده بیوتیت گرانیت پورفیری نشان می‌دهد که این توده ماهیت اولتراپتاسیک و پرآلومینوس به شدت فلسیک دارد و در زمره گرانیتوئیدهای سری S (احیایی) قرار می‌گیرد. پذیرفتاری مغناطیسی آن نیز کمتر از $SI \times 10^{-5}$ و به سری ایلمنیت متعلق است. در نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴) موقعیت تکتونیکی آن پهنه تصادم قاره است. در پهنه تصادم در نتیجه ضخیم‌شدگی پوسته قاره‌ای، متاپلیت‌ها، متاگرینوک‌ها و متاآذرین‌ها تحت شرایط دی‌هیدراسیون شروع به ذوب شدگی کرده و سری‌های مختلفی از ماگماهای پرآلومینوس اسیدی-حدواسط را تولید می‌کند



نتیجه گیری

منطقه شمال شرق نایبند در غرب بلوک لوت شامل سنگ‌های گدازه‌های آتشفشانی تراکی‌آندزیتی-لاتیتی و توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق با ترکیب موزونیت، سینیت و گرانیت است. بررسی‌های ژئوشیمیایی بر روی نمونه‌های دو توده نفوذی بزرگتر منطقه که حداقل آلتراسیون را دارد برای نخستین بار وجود دو ماگمای کاملاً متفاوت را در ناحیه آشکار کرد:

۱- توده بیوتیت-پیروکسن موزونیت پورفیری: این توده به سن اواخر ائوسن از نوع متاآلومینوس و شوشونیتی و به گرانیتوئیدهای سری مگنتیت (اکسیدان) (پذیرفتاری مغناطیسی - بین $SI 320 \times 10^{-5}$ تا $SI 1200 \times 10^{-5}$) و از نوع I متعلق است. غنی‌شدگی نسبی LREE نسبت به HREE و LILE نسبت به HFSE و نیز مقدار عناصر Nb, Rb, Y, Ta, Yb نشان می‌دهد که موقعیت تکتونیکی تشکیل ماگمای آن پهنه فرورانش است. این ماگما از ذوب بخشی گارنت-اسپینل لرزولیت (مقدار اسپینل بیش از گارنت بوده است) با درجه ذوب بخشی بیش از ۰/۱ تا کمتر از ۳ درصد حاصل شده است و ضمن صعود به بخش‌های فوقانی با پوسته قاره‌ای آلودگی پیدا کرده است. وجود اندک گارنت به عنوان کانی باقی‌مانده در ناحیه منشأ این توده با نسبت پایین (La/Yb)N (۸/۸۴ تا ۱۶/۵) و نسبت (Ce/Yb)N (کمتر از ۱۱/۵۴) در ماگما توجیه‌پذیر است. بالا بودن K_2O , Nb و Th نسبت به دیگر ماگماهای تشکیل شده در پهنه فرورانش اختلاط ماگما با پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد. ماهیت ماگمایی این توده بسیار شبیه به اغلب توده‌های ترسیری نیمه شرقی بلوک لوت است.

۲- توده بیوتیت-گرانیت پورفیری: از نوع پرآلومینوس به شدت فلسیک و اولتراپتاسیک و به

گرانیتوئیدهای سری ایلمنیت (احیایی) (پذیرفتاری مغناطیسی بین $SI 10 \times 10^{-5}$ تا $SI 25 \times 10^{-5}$) و از نوع S متعلق است. بر اساس مقدار عناصر Nb, Rb, Ta, Y, Yb موقعیت تکتونیکی تشکیل ماگمای آن پهنه تصادم قاره است. ماگمای توده گرانیتی با داشتن مقدار Rb/Ba بیش از ۱/۵ و Rb/Sr بیش از ۰/۹ از منشأ رسوبات فقیر از رس نشأت گرفته است. غنی‌شدگی نسبی LREE نسبت به HREE، ناهنجاری بسیار منفی Eu، نسبت پایین (La/Yb)N (بین ۱۱/۰۵ تا ۱۱/۶۳) و (Ce/Yb)N (بین ۸/۱۶ تا ۸/۳۲) و مقدار Sr کمتر از ۳۲۲ گرم در تن نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز به عنوان کانی باقی‌مانده در ناحیه منشأ حضور داشته است. نفوذ این توده به داخل واحد موزونیتی نوع I ائوسن فوقانی نشان‌دهنده وقوع یک پدیده تصادمی پس از ائوسن در غرب بلوک لوت است که منجر به ذوب بخشی پوسته قاره‌ای و تشکیل این ماگمای گرانیتی شده است. حل این موضوع نیاز به سن‌سنجی دقیق توده و نیز بررسی ایزوتوپ‌های Rb/Sr و Sm/Nd دارد که می‌تواند بخشی دیگر از موقعیت تکتونوماگمایی گذشته بلوک لوت را تأیید کند. همچنین، قطعاً شواهد دیگری از این تصادم و تشکیل توده‌های مشابه در مناطق مجاور وجود دارد که باید مد نظر قرار بگیرد.

سپاسگزاری

این پژوهش با حمایت مالی دانشگاه فردوسی مشهد در ارتباط با طرح پژوهشی شماره ۲۳۳۵۶/۲ مورخ ۱۳۹۱/۰۷/۰۴ انجام شده است. از آقایان علیرضا چاجی و مهندس علیرضا عابدی در فراهم نمودن امکانات لازم برای انجام عملیات صحرایی این پروژه کمال تشکر را داریم.

منابع

- Abdi, M. and Karimpour, M. H. (2012) Geology, alteration, mineralization, petrogenesis, dating, geochemistry, and airborne geophysics of Kuh-Shah, SW Birjand. *Journal of Economic Geology* 4: 107-77 (in Persian).
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102: 67-95.
- Annen, C., Blundy, J. D. and Sparks, R. S. J. (2006) The Genesis of calcalkaline intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology* 47: 505-539.
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Medina, J. M. and Homam, S. M. (2011) Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut block, eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 41: 283-296.
- Avanzinelli, R., Lustrino, M., Mattei, M., Melluso, L. and Conticelli, S. (2009) Potassic and ultrapotassic magmatism in the circum-Tyrrhenian region: Significance of carbonated pelitic vs. pelitic sediment recycling at destructive plate margins. *Lithos* 113: 213-227.
- Azimi, M. A. and Saidi, A. (1975) Explanatory text of the Sechangi. Geological Quadrangle Map 1:100000, No. 7655, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Bachmann, O. and Bergantz, G. W. (2008) Rhyolites and their source mushes across tectonic settings. *Journal of Petrology* 49: 2277-2285.
- Benito, R., Lopez-Ruiz, J., Cebria, J. M., Hertogen, J., Doblas, M., Oyarzun, R. and Demaiffe, D. (1999) Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic neogene volcanic rocks of SE Spain. *Lithos* 46: 773-802.
- Bloomer, S. H., Stern, R. J., Fisk, E. and Geschwind, C. H. (1989) Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana arc: 1. Mineralogic and major and trace element characteristics. *Journal of Geophysical Research* 94: 4469-4496.
- Blourian, G. H. and Vahidi, A. (2004) Explanatory text of the jonub-E-Sechangi. Geological Quadrangle Map 1:100000, No. 7656, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Boynton, W. V. (1985) Cosmochemistry of the rare earth elements, meteorite studies. In: *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 115-1522. (Developments in geochemistry 2), Elsevier, Amsterdam.
- Chappell, B. and White, A. (2001) Two contrasting granite types. 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 489-499.
- Christiansen, E. H. and Keith, J. D. (1996) Trace-element systematics in silicic magmas: a metallogenic perspective. In: *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulfide exploration* (Ed. Wyman, D. A.) special publications 12: 115-151. Geological Association, Canada.
- Chung, S. L., Lo, C. H., Lee, T. Y., Zhang, Y., Xie, Y., Li, X., Wang, K. L. and Wang, P. L. (1998) Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting from 40 My ago. *Nature* 394: 769-773.
- Cotton, J., Le, Dez A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M. and Brousse, R. (1995) Origin of anomalous rare earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts, evidence from French Polynesia. *Chemical Geology* 119: 115-138.
- Debon, F. and Le Fort, P. (1983) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks

- and associations. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 73: 49-135.
- Esperanca, S., Crisci, M., de Rosa, R. and Mazzuli, R. (1992) The role of the crust in the magmatic evolution of the island Lipari (Aeolian Islands, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112: 450-462.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, New York.
- Gunderson, R., Cameron, K. and Cameron, M. (1986) Mid-Cenozoic high-K calc-alkalic and alkali volcanism in eastern Chihuahua, Mexico: geology and geochemistry of the Benavides-Pozos area. *Geological Society of America Bulletin* 97: 737-753.
- Gust, D. A., Arculus, R. A. and Kersting, A. B. (1997) Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc. *The Canadian Mineralogist* 35: 347-365.
- Hildreth, W. and Morbath S. (1988) Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions of Mineralogy and Petrology* 98: 455-489.
- Ishihara, S. (1981) Significance of the magnetite-series and ilmenite-series of granitoids in mineral exploration. 5th IAGOD Symposium, Tokyo, Japan.
- Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Moradi, M., Farmer, L. and Stern, C. R. (2013) Geology, mineralization, geochemistry, geochronology, and Rb/Sr and Sm/Nd isotopes of mineralization-related intrusive rocks of Kalath-Ahani area, south of Gonabad. *Journal of Economic Geology* 5: 267-290 (in Persian).
- Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Stern, C. R. and Farmer, L. (2012) Petrogenesis of granitoids, U-Pb zircon geochronology, Sr-Nd isotopic characteristic, and important occurrence of Tertiary mineralization within the Lut Block, eastern Iran. *Journal of Economic Geology* 4: 1-27 (in Persian).
- Karimpour, M. H., Moradi, M. and Salati, E. (2011) Geology and geochemistry of intrusive rocks in east of Najmabad (Gonabad). *Journal of Advanced Applied Geology* 1(1): 1-10 (in Persian).
- Kluyver, H. M., Griffis, R. and Alavi, M. (1981) Explanatory text of the Nayband. Geological Quadrangle Map 1:250000, No. J8, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Kluyver, H. M., Tirrul, R., Chance, P. N., Johns, G. W. and Meixner, H. M. (1978) Explanatory text of the Naybandan. Geological Quadrangle Map 1:250000, No. J8. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Lotfi, M. (1982) Geological and geochemical investigations on the volcanogenic Cu, Pb, Zn, Sb ore- mineralizations in the Shurab-GaleChah and northwest of Khur (Lut, east of Iran). PhD thesis, der Naturwissenschaften der Universitat Hamburg, Hamburg, Germany.
- Malekzadeh Shafaroudi, A. (2009) Geology, mineralization, alteration, geochemistry, microthermometry, radiogenic isotopes, petrogenesis of intrusive rocks and determination of source of mineralization in Maherabad and Khopik prospect areas, South Khorasan province. PhD Thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran.
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M. H. and Stern, C. R. (2012) Zircon U-Pb dating of Maherabad porphyry copper-gold prospect area: evidence for a late Eocene porphyry-related metallogenic epoch in east of Iran. *Journal of Economic Geology* 3: 41-60 (in Persian).
- Mamani, M., Worner, G. and Thouret, J. C. (2008) Tracing a major crustal domain boundary based on the geochemistry of minor volcanic centers in southern Peru. 7th International Symposium on Andean Geodynamics, Nice, Chili.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.

- Martin, H. (1999) The adakitic magmas: modern analogues of Achaean granitoids. *Lithos* 46(3): 411-429.
- McKenzi, D. and O'Nions, R. K. (1991) Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrators. *Journal of Petrology* 32: 1021-1091.
- Middlemost, E. A. K. (1985) *Magmas and magmatic rocks*. Longman Publication, London.
- Miller, J. M. (1985) Are strongly peraluminous magma derived from politic sedimentary sources. *Journal of Geology* 93: 673-689.
- Muller, D. and Groves, D. I. (1995) Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer, Verlag, Berling.
- 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, Nantwich.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Petford, N. and Atherton, M. (1996) Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology* 37(6): 1491-1521.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M. and Maury, R. (2001) Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature* 410: 197-200.
- Rapp, R. P., Shimizu, N. and Norman, M. D. (1999) Reaction between slab-derived melt and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology* 160: 335-356.
- Reagan, M. K. and Gill, J. B. (1989) Coexisting calc-alkaline and high niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implication for residual titanates in arc magma source. *Journal of Geophysical Research* 94: 4619-4633.
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation*. Harlow, Longman, London.
- Rottura, A., Bargossi, G. M., Caggianelli, A., Del Moro, A., Visona, D. and Tranne, C. A. (1998) Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy. *Lithos* 45: 329-348.
- Ryerson, F. J. and Watson, E. B. (1987) Rutile saturation in magmas: implications for Ti Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 86: 225-239.
- Salati, E., Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Hidarian Shahri, M. R., Farmer, L. and Stern, C. R. (2012) U-Pb zircon geochronology, geochemistry of Sr-Nd isotopes, and petrogenesis of oxidant granitoids of Keybarkuh (Southwest of Khaf). *Journal of Economic Geology* 4(2): 285-301 (in Persian).
- Sen, C. and Dunn, T. (1994) Dehydration melting of a basaltic composition amphibolites at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117: 394-409.
- Sun, S. S. and Mc Donough, W. F. (1989) Chemical and isotopy systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean: Basins* (Ed. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) special publications 42: 313-345. Geological Society, London.
- Sylvester, P. J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45: 29-44.
- Tarkian, M., Lotfi, M. and Baumann, A. (1983) Tectonic, magmatism and the formation of

- mineral deposits in the central Lut, east Iran. Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran 51: 357-383.
- Thompson, R. N. (1982) British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18: 49-107.
- Villaseca, C., Barbero, L. and Herreros, V. (1998) A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 89: 113-119.
- Walker, J. A., Patino, L. C., Carr, M. J. and Feigenson, M. D. (2001) Slab control over HFSE depletions in central Nicaragua. *Earth and Planetary Science Letters* 192: 533-543.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. Uniwin Hyman, London.
- Wu, F. Y., Jahn, B. M., Wilde, S. A., Lo, C. H., Yui, T. F., Lin, Q., Ge, W. C. and Sun, D. Y. (2003) Highly fractionated I-type granites in China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos* 66: 241-273.
- Wyllie, P. J. and Sekine, T. (1982) The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridisation. *Contributions of Mineralogy and Petrology* 79: 375-380.
- Wymam, D. A. and Kerrich, R. (1993) Archean shoshonitic lamprophyres of the abitibi subprovince, Canada: petrogenesis, age and tectonic setting. *Journal of Petrology* 34: 1067-1109.
- Zhang, M., Suddaby, P., Thompson, R. N., Thirlwall, M. F. and Menzies, M. A. (1995) Potassic volcanic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis. *Journal of Petrology* 36: 1275-1303.

Petrography and petrogenesis of intrusive rocks in the northeast of Nayband, East of Iran

**Azadeh Malekzadeh Shafaroudi *, Mohammad Hassan Karimpour
and Akbar Esfandiarpour**

Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Abstract

The study area is located 50 km northeast of Nayband in the easternmost part of Yazd province. The area is a portion of the Tertiary volcanic-plutonic rocks in the west of the Lut block. The geology of the region includes latitic to trachyandesitic lavas, which are intruded by subvolcanic rocks with monzonitic, syenitic and granitic compositions. The texture of all the intrusive rocks is porphyritic to glomeroporphyritic. Plagioclase, K-feldspar, biotite and quartz are the main minerals of biotite quartz monzonite porphyry, biotite syenite porphyry and biotite granite porphyry. Clinopyroxene, besides these minerals is present in biotite-pyroxene monzonite porphyry. Based on geochemical studies, the biotite-pyroxene monzonite porphyry shows metaluminous and shoshonitic nature. This rock belongs to the magnetite series (oxidized) granitoid and is allocated to I-type. The relative enrichment of LREE versus HREE and enrichment of LILE and HFSE impoverishment indicate magma formed in subduction zone. The magma exhibits low degree of partial melting (>0.1 to <3) from a garnet-spinel lherzolite source, which is contaminated by continental crust. The biotite granite porphyry is peraluminous and ultrapotassic. The rock belongs to ilmenite series (reduced) granitoid and is related to S-type. Based on Nb, Yb, Rb, Y and Ta contents, the magma formed in syn-collisional tectonic setting. The granitic magma is generated by partial melting of continental crust and clay-poor sediments source. The relative enrichment of LREE and depletion of HREE, highly negative Eu anomaly and low ratios of $(La/Yb)_N$ and $(Ce/Yb)_N$ can be attributed to the presence of residual plagioclase in the source area. The intrusion of this rock into the monzonitic unit indicates a collision occurred after the Eocene in the west of Lut block in which access to accurate geochronological and radiogenic isotopes data is required.

Key words: Petrogenesis, I- and S-type granitoids, Subvolcanic rocks, Nayband, Lut block

* shafaroudi@um.ac.ir