

Mineralogy and geochemistry of Skarn Fe orebody and syenodioritic intrusive host rock in Zeber Kuh prospect area (SW Bardaskan, South Khorasan province)

Hossein Narooie, Azadeh Malekzadeh Shafaroudi* and Mohammad H. Karimpour
Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Abstract

The Zeber Kuh prospect area is located southwest of Bardaskan, South Khorasan province, in the northeastern Iran. Lithologically, the area includes Rizu and Soltanieh Formations metamorphosed carbonate rocks, which were intruded by syenogranitic and syenodioritic intrusions. Field observations and laboratory studies such as structural controls of orebody, metasomatic replacement and formation of low temperature H₂O-bearing minerals, and the occurrence of magnetite and pyrite associated with chlorite, epidote, calcite, and quartz indicate that the iron mineralization is low temperature skarn-type. The source of Fe mineralization is probably a younger intrusive rock at depth. Hydrothermal ore fluid was ascended within fault zone and/or contact between the intrusive rock and the carbonate unit and generated orebody. Iron grade ranges from 54 to 65 wt.% and sulfur value is > 3 wt.%. Magnetite chemistry and Ti, V, Al, Mn, Ni, and Cr contents are similar to skarn deposit. Biotite syenodiorite host rock has hypidiomorphic granular texture and it consists of plagioclase, K-feldspar, biotite, and apatite minerals. Chemically, this intrusive rock is K-series alkaline type, which was generated in within plate zone. This magma is characterized by strong enrichment in LREE, LILE (Rb, Cs, Ba, and K), HFSE (Nb, Zr, and Ti), and P elements. The primary magma is produced by low degree partial melting of garnet lherzolite from asthenospheric to boundary of asthenospheric-lithospheric mantle.

Key words: low temperature Fe skarn, magnetite, geochemistry of intrusive rock, Zeber Kuh, Kashmar-Kerman tectonic zone

* shafaroudi@um.ac.ir

کانی‌شناسی و زمین‌شیمی کانسنگ اسکارن آهن و توده نفوذی سینودیوریتی میزبان در منطقه اکتشافی زبرکوه (جنوب‌باختری بردسکن، استان خراسان جنوبی)

حسین نارویی، آزاده ملکزاده شفارودی* و محمدحسن کریم‌پور
گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

چکیده

منطقه اکتشافی زبرکوه در جنوب‌باختری شهرستان بردسکن در استان خراسان جنوبی و در شمال‌خاوری ایران جای دارد. سنگ‌های کربناته دگرگون‌شده سازندهای ریزو و سلطانیه فراوان‌ترین سنگ‌های این منطقه هستند و توده‌های سینوگرانییتی و سینودیوریتی درون آنها نفوذ کرده‌اند. برپایه یافته‌های صحرایی و آزمایشگاهی (مانند: کنترل ساختاری پهنه اصلی کانه‌دار، پیدایش جان‌شینی متاسوماتیسم که با کانی‌های آب‌دار کم‌دما و همراهی مگنتیت و پیریت با کلریت، اپیدوت، کلسیت و کوارتز شناخته می‌شود)، کانی‌سازی آهن منطقه از نوع اسکارن کم‌دماست. شاید در این منطقه، توده آذرین درونی جوان‌تر دیگری در ژرفای خاستگاه کانی‌سازی آهن است. محلول گرمایی کانه‌دار از راه گسل و یا مرز توده آذرین درونی و سنگ کربناته به بالا راه پیدا کرده و پیدایش کانسنگ را در پی داشته است. عیار آهن از ۵۴ تا ۶۵ درصد است و مقدار سولفور تا بیش از ۳ درصد می‌رسد. شیمی کانی مگنتیت و فراوانی Ti، V، Al، Mn، Ni و Cr نیز همانند اندوخته اسکارن است. توده بیوتیت-سینودیوریت میزبان بافت هیپایدیومورف گرانولار داشته و بیشتر کانی‌های پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، بیوتیت و آپاتیت دارد. این توده از نوع آلکالن سری پتاسیم است که در جایگاه درون‌صفحه‌ای پدید آمده است. غنی‌شدگی شدید از عنصرهای LREE، LILE (مانند: Cs، Rb، Ba و K)، HFSE (مانند: Nb، Zr، Ti) و عنصر P از ویژگی‌های این ماگماست. خاستگاه ماگمای مادر این توده، ذوب‌بخشی درجه پایین گارنت لرزولیت گوشته آستونسفری تا مرز آستونسفر-لیتوسفر است.

واژه‌های کلیدی: اسکارن آهن کم‌دما، مگنتیت، زمین‌شیمی توده آذرین درونی، زبرکوه، پهنه زمین‌ساختی

کاشمر- کرمان

* shafaroudi@um.ac.ir

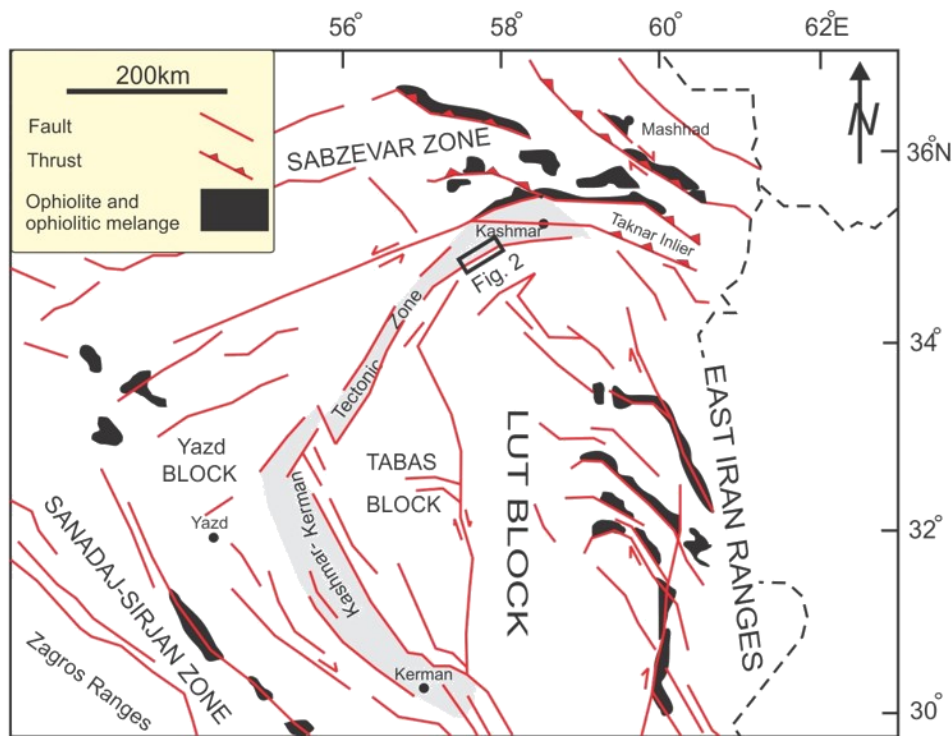
مقدمه

منطقه اکتشافی زبرکوه در ۷۵ کیلومتری جنوب‌باختری شهرستان بردسکن، ۵ کیلومتری جنوب‌خاوری روستای زبرکوه (استان خراسان جنوبی) و در طول‌های جغرافیایی $57^{\circ}29'41''$ تا $57^{\circ}29'03''$ و عرض‌های جغرافیایی $34^{\circ}51'42''$ تا $34^{\circ}52'11''$ شمالی جای دارد. این منطقه، بخشی باختری محدوده‌ای است که به‌نام کوه سرهنگی شناخته می‌شود و در لبه شمال‌باختری بلوک لوت جای دارد (شکل‌های ۱ و ۲).

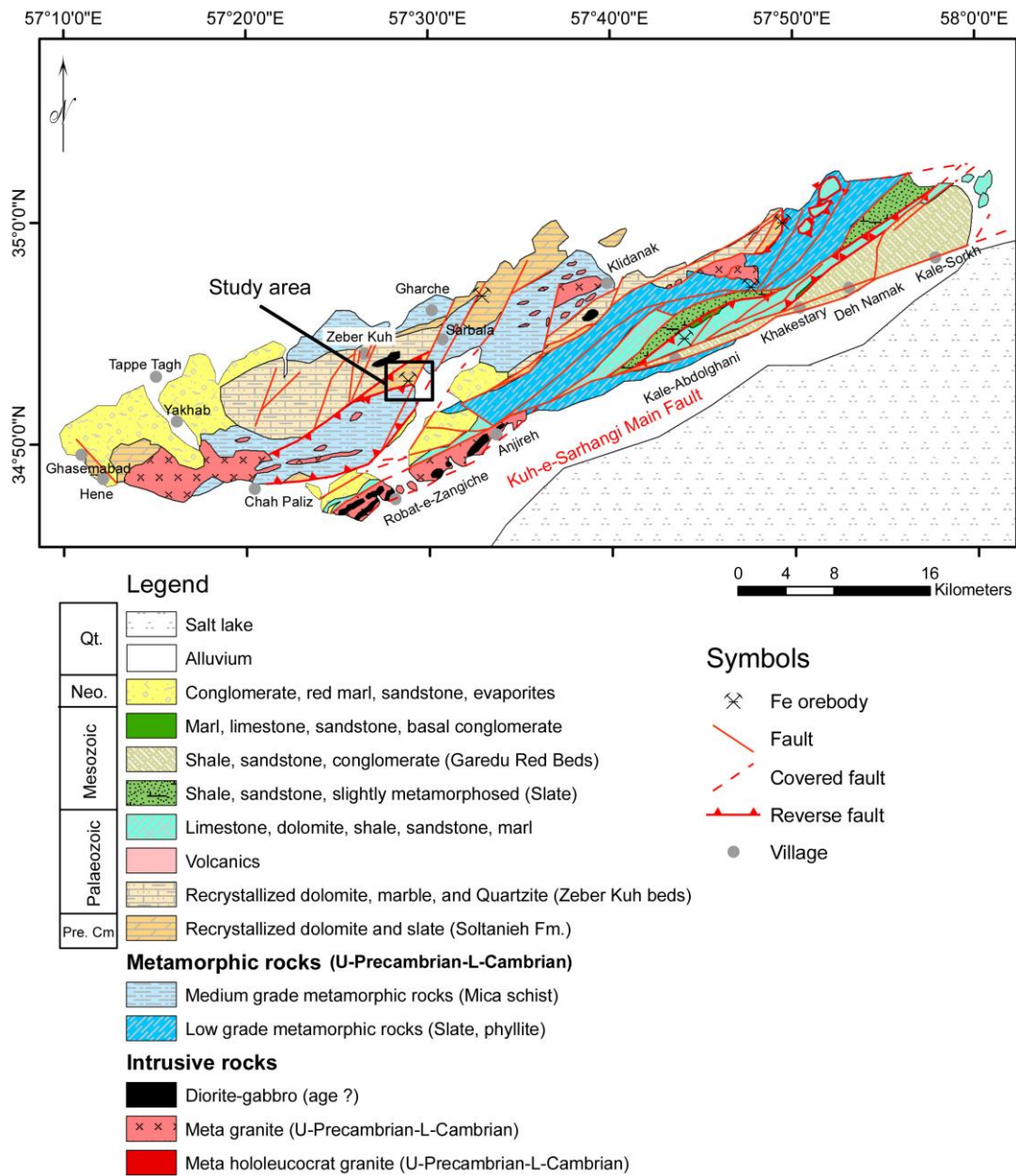
برپایه رده‌بندی‌های نوین زمین‌شناسی ساختاری Ramezani و Tucker (۲۰۰۳)، این گستره در شمال‌خاوری پهنه زمین‌ساختی کاشمر-کرمان بوده و دارای روند شمالی-جنوبی با تحدب به‌سوی باختر است (شکل ۱). کوه سرهنگی با درازای نزدیک به ۷۵ کیلومتر و پهنای ۱۰ تا ۲۰

کیلومتر، به شکل گوه‌ای کشیده بوده و از سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی ساخته شده است. در پی فرایندهای کوهزایی گوناگون، این سنگ‌ها به‌شدت دستخوش دگرریختی شده‌اند و با آرایش نواری به شکل دوپلکس‌های راستالغز دیده می‌شوند (Nazaem et al., 2015).

این منطقه از مناطق آهن‌خیز در شمال‌خاوری ایران است و توان بالایی برای کانی‌سازی‌های گوناگون آهن (با سن‌های متفاوت) دارد. این منطقه، معدنی متروکه و قدیمی است و در آن در بخش‌هایی، بهره‌برداری به تازگی پایان داده شده است؛ اما مناطق اکتشافی نیز دیده می‌شوند. برای نمونه، آهن ده‌زمان، دلکن، کمرکاسه، زبرکوه، پدهبید و چندین منطقه دیگر نام برده می‌شوند (شکل ۲). افزون‌بر آهن، کانی‌سازهای رگه‌ای کوچکی از سرب و روی و مس (مانند: بخش‌های اکتشافی بیدو و یخاب) نیز در آن گزارش شده‌اند.



شکل ۱- جایگاه جغرافیایی منطقه کوه سرهنگی در شمال‌خاوری ایران و پهنه زمین‌ساختی کاشمر-کرمان (برگرفته از Ramezani و Tucker (۲۰۰۳)، با تغییرات) (جایگاه منطقه اکتشافی زبرکوه (نقشه شکل ۲) با چهارگوش نمایش داده شده است)



شکل ۲- نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه کوه سرهنگی (برگرفته از Nozaem و همکاران (۲۰۱۵)، با تغییرات)، همراه با جایگاه کانسارها و مناطق اکتشافی آهنی که تاکنون شناخته شده‌اند (مانند: منطقه زبرکوه)

اکتشافی نخستین شرکت East Mining Investment and Development Co. در سال ۲۰۱۴، با نگاه اجمالی، از زمین‌شناسی و کانی‌سازی منطقه گفته شده است. هدف این پژوهش تهیه نقشه زمین‌شناسی-کانی‌سازی با مقیاس مناسب و با تاکید بر شناسایی توده‌های آذرین درونی و وابستگی آنها با کانی‌سازی،

تا اکنون بررسی علمی دقیق و تفصیلی بر روی منطقه اکتشافی زبرکوه انجام نشده است و تنها دو مورد بررسی‌های نخستین و ناحیه‌ای به دست Sahandi و همکاران (۱۹۸۳) و Momenzadeh و Wauschkuhn (۱۹۸۳) گزارش شده است که در آنها از کانی‌سازی این منطقه نام برده شده است. همچنین، در گزارش

(با روش XRF) و نیز مقدار L.O.I آنها در شرکت تجزیه‌کنندگان کانسارهای بلورین آمیس شرق، اندازه‌گیری شد. همچنین، نمونه‌ها برای تجزیه عنصرهای فرعی و خاکی نادر به آزمایشگاه ACME کانادا فرستاده شده و با روش ICP-MS تجزیه شدند. آماده‌سازی نمونه‌ها به روش ذوب قلیایی با کد 4B03 بوده است. داده‌های تجزیه‌ای به‌دست‌آمده با نرم‌افزار GCDkit پردازش شده و از نمودارهای سنگ‌شناسی برای تعبیر و تفسیرها بهره گرفته شده است.

زمین‌شناسی

کهن‌ترین سنگ‌های در منطقه کوه سرهنگی، اسلیت و فیلیت‌های سری مراد هستند که بخش بزرگی از خاور تا باختر این گستره را در بر می‌گیرند. این سنگ‌ها (میکاشیست‌های گارنت‌دار و استارولیت‌دار) در نزدیکی توده‌های گرانیتی دیده می‌شوند (شکل ۲). سازند دگرگون‌شده سلطانیه (دولومیت با تبلور دوباره و اسلیت) به سن پرکامبرین بالایی و سری زبرکوه (دولومیت با تبلور دوباره، مرمر و کوارتزیت) به سن کامبرین زیرین-میانی در نیمه باختری محدوده کوه سرهنگی بر روی سری مراد جای گرفته‌اند. هنگام فرایند کوهزایی کاتانگایی، این مجموعه دچار دگرگونی و دگرریختی شده است (Nazaem *et al.*, 2015). گرانیت‌های دگرگون‌شده منطقه مهم‌ترین نخستین رخدادهای ماگماتیسم در این گستره هستند و برپایه Sahandi (۲۰۰۹)، سن 5 ± 624 میلیون سال پیش برای آنها گزارش شده است؛ اما Nozaem (۲۰۱۳) برپایه روش اورانیم-سرب در کانی زیرکن، سن 30 ± 530 میلیون سال پیش را برای آنها به‌دست آورده است (شکل ۲). رخنمون

کانی‌شناسی ماده معدنی و زمین‌شیمی آنها، شناسایی نوع کانی‌سازی و بررسی‌های زمین‌شیمیایی، سنگ‌زایی و شناسایی جایگاه زمین‌ساختی توده آذرین درونی میزبان کانی‌سازی است. بی‌گمان، شناسایی جایگاه زمین‌ساختی ماگمای سازنده توده‌های آذرین درونی منطقه کوه سرهنگی و وابستگی آنها با کانی‌سازی‌های این منطقه در اکتشاف هرچه بیشتر مواد معدنی این محدوده آهن‌خیز کمک بسزایی خواهد کرد.

روش انجام پژوهش

در راستای تهیه نقشه زمین‌شناسی-کانی‌سازی منطقه اکتشافی زبرکوه و بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی ماده معدنی، نخست برداشت‌های صحرائی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی و پهنه کانی‌سازی انجام شد. شمار ۱۲۰ نمونه از سطح منطقه برداشت شد و از میان آنها، ۸۸ مقطع نازک، نازک صیقلی و بلوک صیقلی ساخته و بررسی شدند. نقشه زمین‌شناسی-کانی‌سازی منطقه در نرم‌افزار ArcGIS رسم شد. برای بررسی شیمی کانسنگ، شمار ۱۰ نمونه خرده‌سنگی از پهنه کانی‌سازی برداشت و فراوانی مس، سرب، روی و عنصرهای دیگر آنها، با روش ICP-OES در آزمایشگاه زرآزما و با روش Fire Assay برای عنصر طلا بررسی شد. عیار آهن در ۴ نمونه به روش شیمی تر اندازه‌گیری شد. همچنین، شمار ۱۵ نقطه از کانی‌مگنتیت به روش ریزکاو الکترونی با دستگاه Horiba-XGT-7200 (ولتاژ ۵۰ کیلوولت، قطر پرتوی X برابر با ۱۰ و ۱۰۰ میکرون) در کانساران بینالود تهران بررسی شدند.

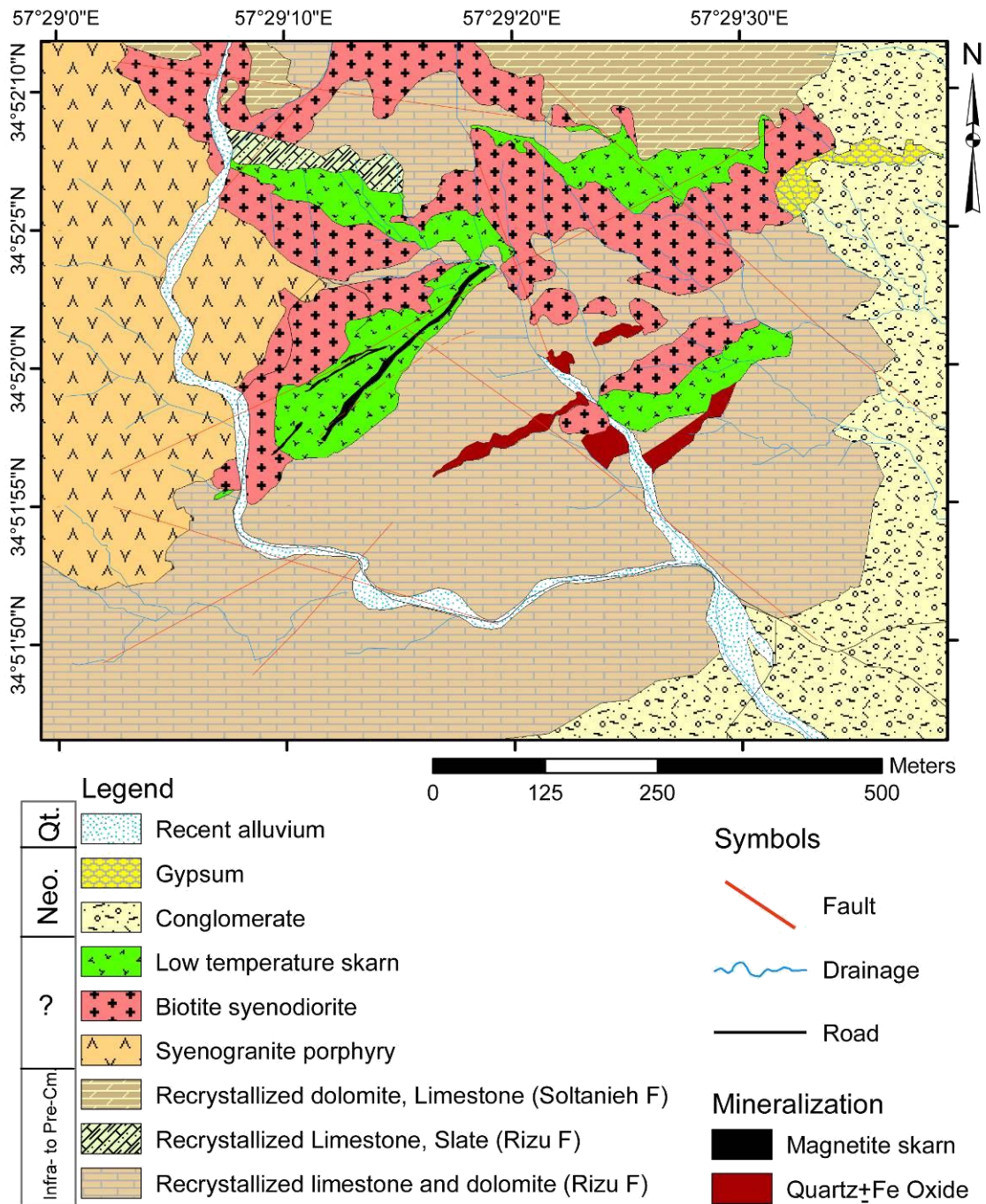
پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری، شمار ۹ نمونه از توده آذرین درونی میزبان کانی‌سازی که دارای کمترین دگرسانی بودند، برای بررسی‌های سنگ‌شناسی برگزیده شدند. پس از خردایش و آماده‌سازی نمونه‌ها، فراوانی اکسیدهای اصلی آنها

هستند. آهک و دولومیت‌های سازند ریزو که تبلور دوباره یافته‌اند، گسترده‌ترین سنگ‌های منطقه هستند و بخش بزرگی از نیمه جنوبی و بخش‌هایی از مرکز و شمال این گستره را می‌پوشانند. در شمال‌باختری نقشه، این سنگ‌ها با میان لایه‌هایی از اسلیت همراه هستند. سنگ‌های کربناته دگرگون‌شده سازند سلطانیه در شمال منطقه اکتشافی دیده می‌شوند. سختی این سازندها در برابر پدیده‌های فرسایشی، بلندی‌های شمال منطقه زبرکوه را پدید آورده است (شکل ۳).

برپایه نقشه زمین‌شناسی ازبک‌کوه، هیچ توده آذرین درونی در گستره منطقه اکتشافی زبرکوه دیده نمی‌شود؛ اما بررسی‌های صحرایی این پژوهش نشان می‌دهند که دو نوع توده نفوذی در این منطقه رخنمون دارند. برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، توده‌های آذرین درونی منطقه زبرکوه به سینوگرانیت پورفیری و بیوتیت سینودیوریت رده‌بندی می‌شوند (شکل ۳). این توده‌ها به شکل استوک در سنگ‌های کهن تر نفوذ کرده‌اند؛ اما سن دقیق آنها شناخته‌شده نیست. در باختر منطقه، توده سینوگرانیت پورفیری رخنمون گسترده‌ای دارد و برپایه روابط قطع‌شدگی صحرایی، گویا این توده پیش از توده سینودیوریتی نفوذ کرده است. دگرسانی شدید سیلیسی-سرسیتیک با سرسیت‌های جهت‌یافته در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که این توده پیش از رخداد دگرگونی ناحیه‌ای (شاید در پایان پالئوزویک) بوده است. همچنین، دگرسانی آن به فعالیت‌های گرمایی کهن منطقه وابسته بوده و به کانی‌سازی آهن منطقه زبرکوه وابستگی ندارد. این یافته نشان می‌دهد که توده سینوگرانیت پورفیری از توده سینودیوریتی کهن تر بوده است.

کوچکی از سنگ‌های آذرآواری سیلورین در منطقه ده‌زمان (خاور منطقه) دیده می‌شود که در پی رخدادهای کوهزایی جوان‌تر، سری زبرکوه و سازند سلطانیه روی آنها رانده شده‌اند. در جنوب‌باختری ده‌زمان، واحدهای سیلورین بالایی تا پرمین بسیار دگرریخت شده و دچار دگرگونی ناحیه‌ای ضعیفی شده‌اند. این واحدها بر روی شیل و ماسه‌سنگ قرمز سری گردو با سن ژوراسیک میانی رانده شده‌اند و مارن و آهک‌های کرتاسه نیز بسیار دگرریخت شده‌اند. این پدیده‌ها نشان‌دهنده رخداد کوهزایی لارامین (کرتاسه بالایی-پالئوسن) هستند. نبود واحدهای سنگی تریاس تا ژوراسیک زیرین گویای رخداد کوهزایی سیمین آغازین است. همچنین، نبود رسوب‌های پالئوژن نشان‌دهنده رویداد کوهزایی لارامین در منطقه کوه سرهنگی است (Nazaem *et al.*, 2015). توده‌های آذرین درونی دیوریتی-گابرویی نیز در جنوب منطقه و در میان رباط زنگیچه و انجیره و همچنین، جنوب‌خاوری روستای زبرکوه در توده گرانیته و یا سنگ‌های دگرگونی سری زبرکوه نفوذ کرده‌اند، اما سن آنها ناشناخته است (شکل ۲). کنگلومرا، سنگ‌های تبخیری، مارن قرمز و ماسه‌سنگ نئوژن جوان‌ترین سنگ‌های منطقه کوه سرهنگی هستند. این سنگ‌ها بیشتر در جنوب و جنوب‌باختری این محدوده رخنمون دارند و به‌سوی شمال، در زیر رسوب‌های کواترنری دفن شده‌اند (شکل ۲).

منطقه اکتشافی زبرکوه در شمال‌خاوری نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ازبک‌کوه (Ruttner *et al.*, 1978) است. کهن‌ترین سنگ‌های این گستره، سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده سازندهای ریزو (اینفراکامبرین) و سلطانیه (پرکامبرین بالایی)



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی - کانی‌سازی منطقه اکتشافی زبرکوه (جنوب‌باختری بردسکن، استان خراسان جنوبی)

سینودیوریت رخنمون گسترده‌ای دارد و نشانه‌های از دگرگونی ناحیه‌ای در کانی‌های آن دیده نمی‌شود. از نکته‌های درخور بررسی، پیدایش این اسکارن‌های کم‌دما در کناره این توده با سنگ‌های

همچنین، پدیده اسکارنی شدن در مرز این توده با سنگ‌های کربناته دگرگون‌شده دیده نمی‌شود و تنها نشانه‌هایی از دمای نفوذ توده آذرین شناسایی می‌شوند. در نیمه شمالی منطقه، توده بیوتیت

گرانولار است. دارای ۶۰ تا ۶۳ درصد حجمی پلاژیوکلاز (آندزین با اندازه بیشینه ۰/۷ میلیمتر)، ۸ تا ۱۲ درصد حجمی آلکالی‌فلدسپار و ۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی بیوتیت تا اندازه بیشینه ۰/۵ میلیمتر است (شکل ۴-۴). در برخی بخش‌ها، کانی هورنبلند به مقدار کمتر از ۲ درصد حجمی دیده می‌شود. همچنین، فراوانی کانی‌های تیره (کدر) که بیشتر مگنتیت هستند، ۲ تا ۳ درصد حجمی بوده و شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و به‌بزرگی ۰/۲ میلیمتر هستند. آپاتیت، زیرکن و اسفن از کانی‌های فرعی هستند. در حاشیه این توده با واحدهای کربناته، مقدار فراوانی کلریت (نزدیک به ۱۵ درصد حجمی)، اپیدوت (۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی) و کلسیت (تا ۵ درصد حجمی)، همراه با کانی‌سازی پراکنده یا رگچه‌ای مگنتیت (تا ۷ درصد) دیده می‌شود (شکل‌های ۴-۴ و ۴-۳). با دور شدن از این بخش، فراوانی کلریت و اپیدوت و مگنتیت به آرامی کاهش می‌یابد؛ اما دگرسانی پروپلیتیک در همه جای آن دیده می‌شود. کلریت در زمینه سنگ و به شکل جانشینی در بیوتیت (از ۲۰ تا گاه ۱۰۰ درصد حجمی) و هورنبلند پدید آمده است. اپیدوت‌ها در زمینه سنگ و به‌صورت جانشینی در بیوتیت و پلاژیوکلاز (گاه تا ۴۰ درصد حجمی جانشین شده است) دیده می‌شوند. کلسیت از کانی‌های ثانویه دیگر است که به‌صورت رگچه، جانشینی در پلاژیوکلاز و یا در زمینه سنگ پدید آمده است. کمتر از ۲ درصد حجمی فلدسپارها نیز با سرسیت جانشین شده‌اند. گفتنی است که در این توده، هیچ‌گونه نشانه‌ای از رویداد دگرگونی ناحیه‌ای دیده نمی‌شود.

سینوگرانیت پورفیری: بافت آن پورفیری با زمینه دانه‌ریز است. نزدیک به ۴۰ تا ۴۵ درصد حجمی آن درشت بلور است (۲۰ تا ۲۲ درصد حجمی کوارتز، ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی آلکالی‌فلدسپار، ۵ تا ۸ درصد حجمی پلاژیوکلاز (آلبیت-الیگوکلاز)). کوارتز، فلدسپارها و

کربناته دگرگون‌شده سازندهای ریزو و سلطانیه است که در برخی بخش‌ها با کانی‌سازی آهن همراه است (شکل ۳).

نبود اسکارن دمابالا (گارنت اسکارن یا پیروکسن اسکارن) و پدیدنیامدن کانی‌های کالک‌سیلیکاته بی‌آب (مانند: گارنت و پیروکسن در مرز این توده و پدیدنیامدن پهنه اندواسکارن نشان می‌دهند که توده آذرین درونی سینودیوریتی، خاستگاه کانی‌سازی منطقه نیست و یافته‌ها نشان می‌دهند که باید توده آذرین درونی دیگری در ژرفای این منطقه بوده باشد. محلول‌کننده‌دار از راه پهنه‌های گسلی و یا مرزهای سنگ‌شناسی (میان توده و واحد کربناته) به بالا مهاجرت کرده و پیدایش اسکارن کم‌دما، همراه با کانی‌سازی آهن در برخی بخش‌ها را در پی داشته است. توده سینودیوریتی میزبان، دچار این محلول‌شده و دگرسانی پروپلیتیک (کلریت، اپیدوت و کلسیت) گسترده‌ای، همراه با کانی‌سازی آهن، در مرز آن دیده می‌شود. به‌گونه‌ای که مقدار این کانی‌ها با دور شدن از مرز توده کاهش می‌یابد. بخش اسکارن کم‌دما با رویداد کلریت (تا ۱۰ درصد حجمی)، اپیدوت (تا ۸ درصد حجمی)، کلسیت (تا ۵ درصد حجمی) و کوارتز (تا ۱۵ درصد حجمی) همراه با کانی‌سازی پراکنده پیریت و مگنتیت (کمتر از ۲۰ درصد حجمی) شناخته می‌شود.

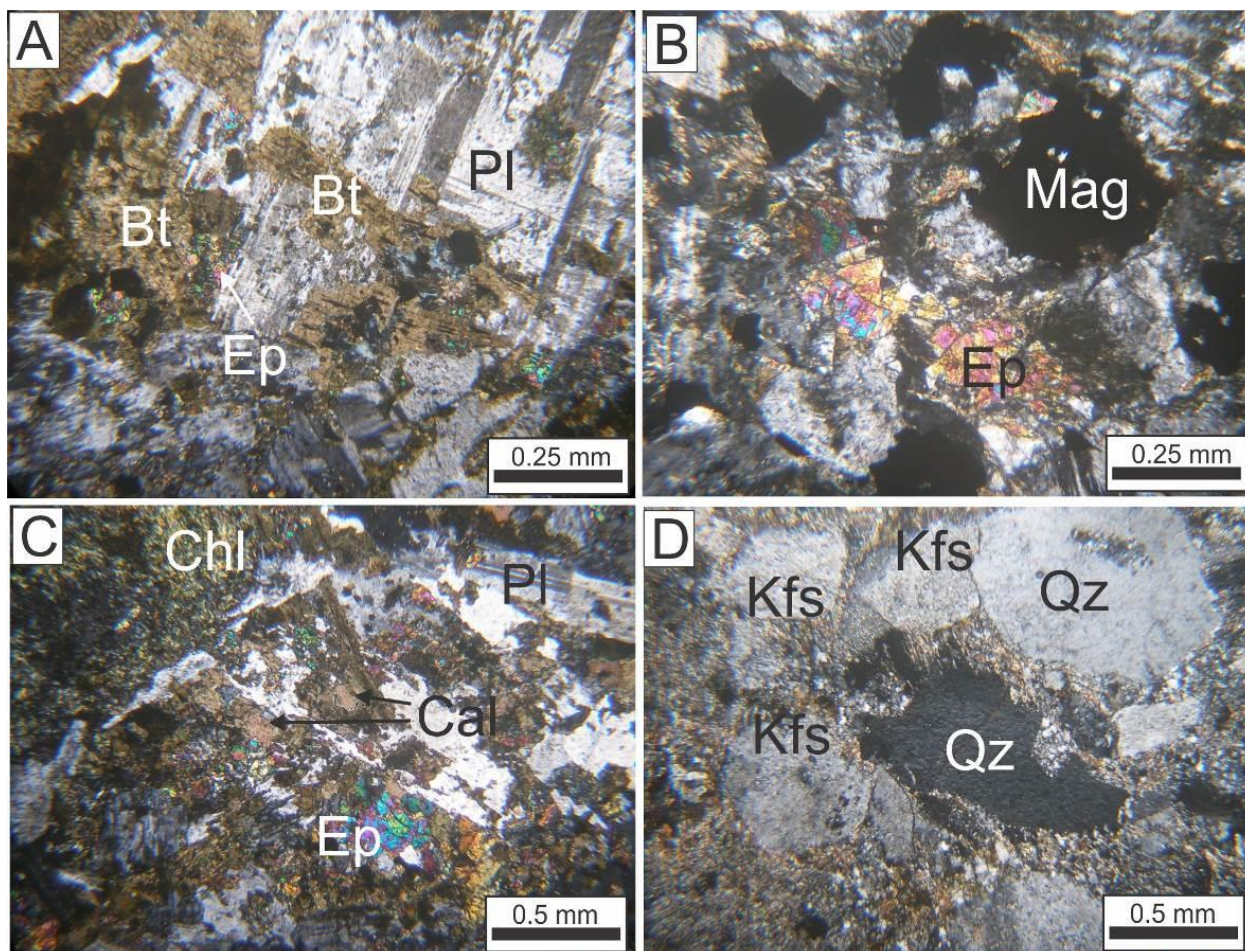
کنگلومرا و ژپس نئوزن جوان‌ترین سنگ‌های منطقه هستند و بخش خاوری منطقه اکتشافی زبرکوه را پوشانده‌اند. رسوب‌های کواترنری نیز تنها در آبراهه‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳).

سنگ‌نگاری توده‌های آذرین درونی

بیوتیت سینودیوریت: بافت آن هیپایدیومورف

فلدسپارها، گاه تا ۲۵ درصد حجم سنگ می‌رسد. ۱۰ تا ۱۰۰ درصد فلدسپارها با سرسیت جانشین شده‌اند. جهت‌یافتگی در سرسیت‌های زمینه سنگ نشان می‌دهد که این توده پیش از زخداد دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه نفوذ کرده و دست‌کم بخشی از دگرسانی آن در پی فعالیت محلول‌های گرمابی پیشین در این منطقه رخ داده است و پیامد محلول‌های کانه‌دار مرتبط با کانی‌سازی آهن نیست.

کانی‌های ثانویه در اندازه کوچک‌تر از ۰/۴ میلیمتر زمینه سنگ را می‌سازند. کانی‌های تیره (کدر) کمتر از ۱ درصد حجمی زمینه سنگ هستند و زیرکن تنها کانی فرعی این سنگ است. این توده نیمه‌عمیق بسیار دچار دگرسانی سیلیسی-سرسیتیک شده است (شکل ۴- D). کوارتز ثانویه با اندازه کمتر از ۰/۳ میلیمتر در زمینه سنگ دیده می‌شود و مقدار آن از ۸ تا ۲۵ درصد حجم سنگ در بخش‌های گوناگون آن متغیر است. فراوانی سرسیت در زمینه سنگ و نیز به‌صورت جانشینی در



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی از توده‌های آذرین درونی منطقه اکتشافی زبرکوه (جنوب‌باختری بردسکن) در نور XPL (Cross Polarized Light): (A) توده آذرین بیوتیت سینودیوریت با بافت هیپایدیومورف گرانولار و کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و بیوتیت؛ (B) اپیدوت و مگنتیت‌های پراکنده در کناره توده بیوتیت سینودیوریت؛ (C) اپیدوت، کلریت و کلسیت فراوان در کناره توده آذرین؛ (D) بافت پورفیری با زمینه دانه‌ریز و سرسیت‌های جهت‌یافته در زمینه سنگ در توده سینوگرانیت پورفیری (Pl = پلاژیوکلاز؛ Bt = بیوتیت؛ Mag = مگنتیت، Ep = اپیدوت؛ Chl = کلریت؛ Cal = کلسیت؛ Qz = کوارتز؛ Kfs = آلکالی‌فلدسپار (Whitney and Evans, 2010))

کانی‌سازی و کانی‌شناسی کانسنگ

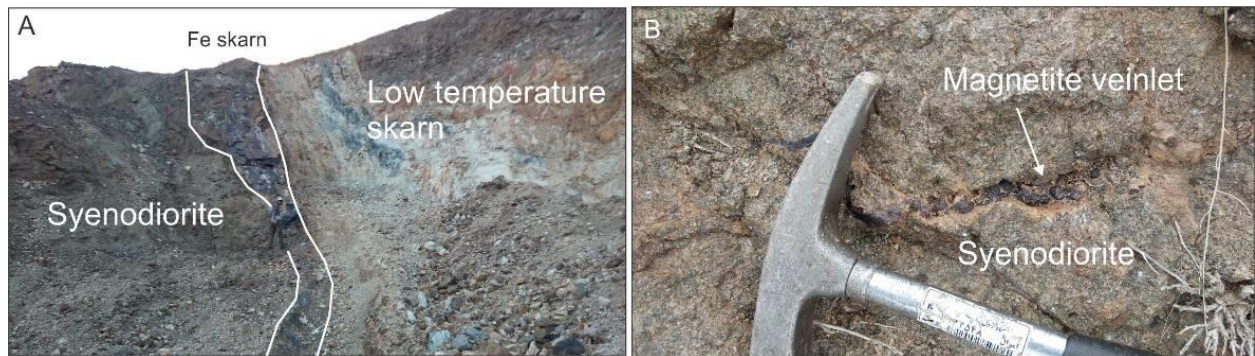
بخش اصلی کانی‌سازی آهن در منطقه اکتشافی زبرکوه سستبرای ۲ تا ۳ متر دارد و در مرز توده بیوتیت-سینودیوریت و سنگ‌های کربناته دگرگون‌شده سازند ریزو (به سن اینفراکامبرین)، همراه با هاله‌ای از اسکارن کم‌دما (با سستبرای بیشینه ۱۱۰ متر) در بخش میانی این گستره دیده می‌شود (شکل‌های ۳ و ۵-A). کانی‌سازی کنترل گسلی نیز دارد. پهنه کانی‌سازی اصلی در راستای شمال‌خاوری- جنوب‌باختری است و شیب متغیر ۶۰ تا ۸۰ درجه به‌سوی جنوب‌خاوری دارد. یافته‌ها نشان می‌دهند که توده نفوذی باید خاستگاه کانی‌سازی در ژرفا بوده باشد. محلول کانه‌دار از راه پهنه گسلی و مرزهای سنگ‌شناسی میان توده و سنگ کربناته دگرگون‌شده به سطح راه پیدا کرده و جانشینی متاسوماتیسم، پیدایش اسکارن کم‌دما، پهنه کانی‌سازی و دگرسانی توده نفوذی میزبان را در پی داشته است. بخشی از کانی‌سازی در رگچه‌های زمین‌ساختی و فضاهای تهی پدیدآمده در پیرامون پهنه گسلی روی داده است و با دورشدن از پهنه گسلی مقدار آن کاهش می‌یابد. شدت دگرسانی پروپلیتیک نیز با دورشدن از مرز توده کم می‌شود.

مگنتیت و پیریت از کانی‌های نخستین در این منطقه هستند که با کانی‌های باطله کلسیت، کوارتز، کلریت و اپیدوت همراهی می‌شوند. گوتیت و هماتیت از کانی‌های ثانویه هستند. گفتنی است که در بخش میانی این گستره، رگه‌هایی از کوارتز همراه با مقدار اندکی اکسید آهن ثانویه (کمتر از ۲ درصد حجمی) دیده می‌شوند که در پی اکسیدشدن پیریت پدید آمده‌اند (قالب‌های کانی

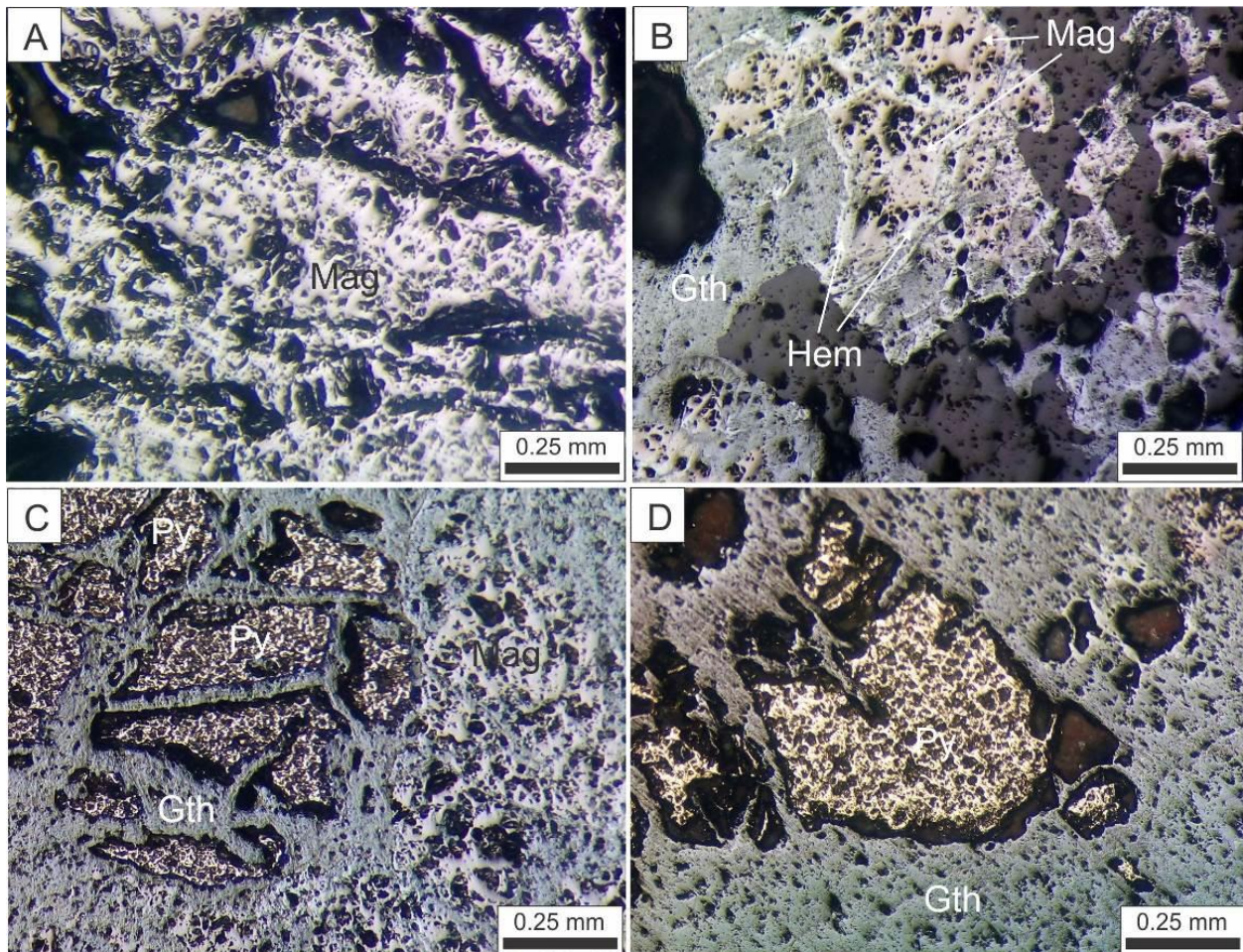
پیریت دیده می‌شوند)؛ اما بررسی آنها در این مقاله نمی‌گنجد (شکل ۳).

مگنتیت: این کانی به شکل‌های رگه‌ای، رگچه و پراکنده دیده می‌شود و اصلی‌ترین کانه کانسنگ منطقه است. در بخش رگه‌ای مقدار مگنتیت از ۳۰ تا ۷۰ درصد پهنه کانی‌سازی متغیر است. رگچه‌هایی از مگنتیت با بیشینه سستبرای ۲ سانتیمتر در مرز توده آذرین سینودیوریتی و در نزدیکی پهنه گسلی پدید آمده‌اند (شکل ۵-B). در مرز توده نفوذی و نیز داخل اسکارن کم‌دما، مگنتیت‌های پراکنده گاه تا ۲۰ درصد حجم سنگ دیده می‌شوند. بیشتر مگنتیت‌ها بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند و اندازه آنها از ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر است. این کانی در کناره‌ها و در راستای رخ و درز و شکستگی‌ها با هماتیت جانشین شده (بافت مارتیتی) و مقدار آن از ۱۰ تا گاه ۷۰ درصد است (شکل‌های ۶-A و ۶-B). همچنین، به‌دنبال اکسیداسیون سطحی، هماتیت‌ها دوباره با گوتیت جانشین شده‌اند (شکل ۶-B).

پیریت: این کانی تنها کانی سولفیدی کانسنگ است که فراوانی آن نزدیک به ۸ تا ۱۰ درصد حجمی است. پیریت همراه با مگنتیت رگه‌ای و به‌صورت پراکنده در اسکارن کم‌دما دیده می‌شود. اندازه بلورهای آن از ۰/۵ تا یک میلی‌متر بوده و بیشتر آنها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. ویژگی‌های بافتی نشان می‌دهند که بخش بزرگی از پیریت هم‌زمان با مگنتیت پدید آمده است. نزدیک به ۱۰ تا ۵۰ درصد دانه‌های پیریت در بخش رگه‌ای و ۸۰ درصد آن در بخش پراکنده با گوتیت جانشین شده است (شکل‌های ۶-C و ۶-D).



شکل ۵- منطقه اکتشافی زبرکوه (جنوب‌باختری بردسکن): (A) نمایی از توده نفوذی سینودیوریتی، کانی‌سازی آهن و اسکارن کم‌دما (دید رو به شمال خاوری)؛ (B) رگچه‌های مگنتیت در مرز توده سینودیوریتی



شکل ۶- تصویرهای میکروسکوپی از کانی‌سازی منطقه اکتشافی زبرکوه (جنوب‌باختری بردسکن) در نور PPL (Plane Polarized Light) و نور انعکاسی: (A) بلورهای بی‌شکل مگنتیت؛ (B) جانشینی مگنتیت با هماتیت و سپس گوتیت (بافت مارتیتیزاسیون) (بازمانده‌هایی از مگنتیت با رنگ خاکستری نزدیک به قهوه‌ای)؛ (C) به‌جامانده‌هایی از بلورهای نیمه‌شکل‌دار پیریت و مگنتیت که با گوتیت جانشین شده‌اند؛ (D) جانشینی بلورهای نیمه‌شکل‌دار پیریت با گوتیت (Mag=مگنتیت؛ Hem=هماتیت؛ Gth=گوتیت؛ Py=پیریت (Whitney and Evans, 2010))

شیمی کانسنگ و کانی مگنتیت

برپایه داده‌های تجزیه‌ای شیمی تر کانسنگ زبرکوه، مقدار عیار آهن برابر ۵۴/۲۸ تا ۶۵ درصد وزنی و میزان FeO برابر ۹ تا ۱۸/۸۵ درصد وزنی است (جدول ۱). عنصرهای معدنی مهم دیگر و یا عنصرهای احتمالی همراه با آهن درون کانسنگ که با روش ICP-OES و Fire Assay تجزیه شده‌اند در جدول ۲ آورده شده‌اند.

میزان فسفر کانسنگ آهن برابر ۰/۰۰۳ تا ۰/۰۲۲ درصد بوده و برای کانسنگ آهن مطلوب است. کانی فسفات‌داری نیز دیده نشده است؛ اما مقدار گوگرد از ۰/۰۳ تا بیش از ۳ درصد وزنی است. بالا بودن سولفور پیامد همراهی پیریت با مگنتیت است. مقدار مس در همه نمونه‌ها کمتر از یک گرم در تن است. ویژگی‌های کانی‌شناسی نیز نشان می‌دهند که هیچ کانی نخستین یا ثانویه مس‌داری در منطقه پدید نیامده است. فراوانی طلا نیز در بیشتر نمونه‌ها کمتر از ۵ میلی‌گرم در تن بوده و تنها در ۲ نمونه، فراوانی ۵ و ۷ میلی‌گرم در تن دیده شده است که بسیار ناچیز است. همچنین، نقره کمتر از ۰/۴۶ گرم در تن، آرسنیک کمتر از ۱۰ گرم در تن، سرب کمتر از ۹۸ گرم در تن، آنتیموان کمتر از ۱۷/۵ گرم در تن و روی کمتر از ۷۷ گرم در تن است که نشان‌دهنده کم‌بودن فراوانی همه عنصرهای معدنی در کانسنگ است (جدول ۲).

هماتیت و گوتیت: فراوان‌ترین کانی‌های ثانویه

منطقه هماتیت و گوتیت هستند. هماتیت در قالب بافت مارتیتیزاسیون از جانشینی مگنتیت پدید آمده است و فراوانی آن از ۵ تا ۲۰ درصد حجمی است. بسیاری از هماتیت‌ها در پی فرایند اکسیداسیون با گوتیت جانشین شده‌اند. گوتیت پیامد اکسیدشدن پیریت و هماتیت است و فراوانی آن تا ۳۵ درصد حجم کانسنگ می‌رسد. بافت کلوفرم در برخی بخش‌ها دیده می‌شود (شکل‌های ۶-B و ۶-D).

محلول گرمابی دارای آهن، گوگرد، کلسیم، منیزیم و سیلیسیم از راه پهنه گسلی و مرز میان واحد کربناته دگرگون شده و توده سینودیوریتی بالا آمده و جانشینی متاسوماتیسم روی داده است. در پی این فرایند، اپیدوت-کلریت اسکارن و کانی‌های کلریت، اپیدوت و کلسیت در توده میزبان پدید آمده‌اند. همچنین، کاهش دما و دورشدن از خاستگاه توده آذرین درونی، تهنشست آهن و گوگرد در قالب کانی‌های مگنتیت و پیریت و پیدایش پهنه کانی‌سازی را در پی داشته است. هنگام فرایند هوازدگی، اکسیداسیون این کانی‌ها، پیدایش هماتیت و گوتیت را در پی داشته است (شکل ۷).

Minerals	Hypogene		Oxidized zone
	Early	Late	
Magnetite	—————		
Pyrite	—————		
Calcite	—————		
Epidote	—————		
Chlorite	—————		
Quartz	—————		
Hematite		—————	—————
Goethite		—————	—————

شکل ۷- توالی پاراژنز کانی‌های فلزی و نافلزی منطقه اکتشافی زبرکوه (جنوب‌باختری بردسکن)

جدول ۱- مقدار عیار آهن (بر پایه درصد وزنی) به روش شیمی تر در کانسنگ منطقه اکتشافی زبرکوه (جنوب‌باختری بردسکن)

Sample No.	Z-36	Z-24	Z-B	Z-29
Fe	54.28	60.52	64.98	57.18
FeO	9.00	12.30	15.45	18.85

جدول ۲- داده‌های زمین‌شیمیایی عنصرهای مهم کانسنگ آهن بر پایه روش ICP-OES و نیز طلا بر پایه روش Fire Assay در منطقه اکتشافی زبرکوه (جنوب‌باختری بردسکن) (واحد اندازه‌گیری همه عنصرها بر پایه گرم در تن است؛ اما برای طلا، میلی‌گرم در تن است)

Sample No.	Z-15	Z-22	Z-24	Z-26	Z-27	Z-29	Z-36	Z-B	Z-PIS	Z-T
Ag	0.46	0.4	0.41	0.7	0.46	0.44	0.5	0.42	0.3	0.44
Al	15386	3339	3835	9010	4450	5566	5900	4518	2552	3744
As	2.4	10.1	2.9	2.2	1.9	2.3	2.6	2.5	2.2	1.9
Au	7	<5	<5	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ca	5455	12898	33798	56848	50967	74224	36362	17134	96053	3959
Ce	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1
Co	61	48	18	27	18	19	41	22	16	14
Cr	4	5	5	3	5	8	23	16	6	4
Cu	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
La	2	1	1	1	3	3	5	1	2	4
Mg	1130	1267	4921	1742	4576	1897	4221	1459	>2%	776
Mn	703	625	486	1039	658	696	697	351	875	124
Ni	93	69	64	63	48	54	58	52	31	29
P	158	100	30	82	58	225	207	146	219	122
Pb	90	98	85	84	88	80	76	89	60	86
S	3621	389	9658	875	1283	3396	445	1278	>3%	1991
Sb	15.9	15.9	2.35	2.49	17.5	2.44	2.41	2.45	2.47	17.4
V	67	304	116	148	181	167	108	114	73	116
Zn	72	75	72	59	63	58	60	77	44	61

کرم برابر ۳ تا ۲۳ گرم در تن، منگنز برابر ۰/۰۱ تا ۰/۱ درصد، نیکل برابر ۲۹ تا ۹۳ گرم در تن و وانادیم برابر ۶۷ تا ۳۰۴ گرم در تن است (جدول ۲).

کانی مگنتیت دارای عنصرهای فرعی در ساختار بلوری خود است؛ اما در ساختار اسپینل مگنتیت، تنها برخی عنصرها (مانند: Mg, Al, Ti,

فراوانی عنصرهای نادر خاکی سبک (Ce و La) کمتر از ۵ گرم در تن و کم است. عنصر آلومینیم برابر ۰/۴ تا ۱/۵ درصد وزنی، منیزیم برابر ۰/۰۷ تا بیش از ۲ درصد وزنی و کلسیم برابر ۰/۴ تا ۹/۶ درصد وزنی است که مربوط به کانی‌های باطله همراه با ماده معدنی، به‌ویژه کلسیت، دولومیت و کلریت است. کبالت برابر ۱۴ تا ۶۱ گرم در تن،

مگنتیت در منطقه اکتشافی زبرکوه در جدول ۳ آورده شده‌اند. در کانی مگنتیت، فراوانی آهن برابر ۶۸/۵۷ تا ۶۹/۲۳ درصد وزنی است. همچنین، فراوانی Ti برابر صفر تا ۰/۱۹ درصد وزنی، V برابر صفر تا ۰/۷۶ درصد وزنی و Mn برابر ۰/۰۱ تا ۰/۰۷ درصد وزنی است. افزون‌براین، میزان Ni برابر ۰/۰۰۵ تا ۰/۲۴ درصد وزنی و Cr برابر صفر تا ۰/۰۴ درصد وزنی است (جدول ۲). برپایه نمودارهای Al+Mn و Ni/Cr+Mn در برابر Ti+V (Dupuis and Beaudoin, 2011)، نمونه‌ها در بخش اسکارن‌ها جای می‌گیرند (شکل ۸). این نکته با یافته‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی منطقه زبرکوه همخوانی دارد.

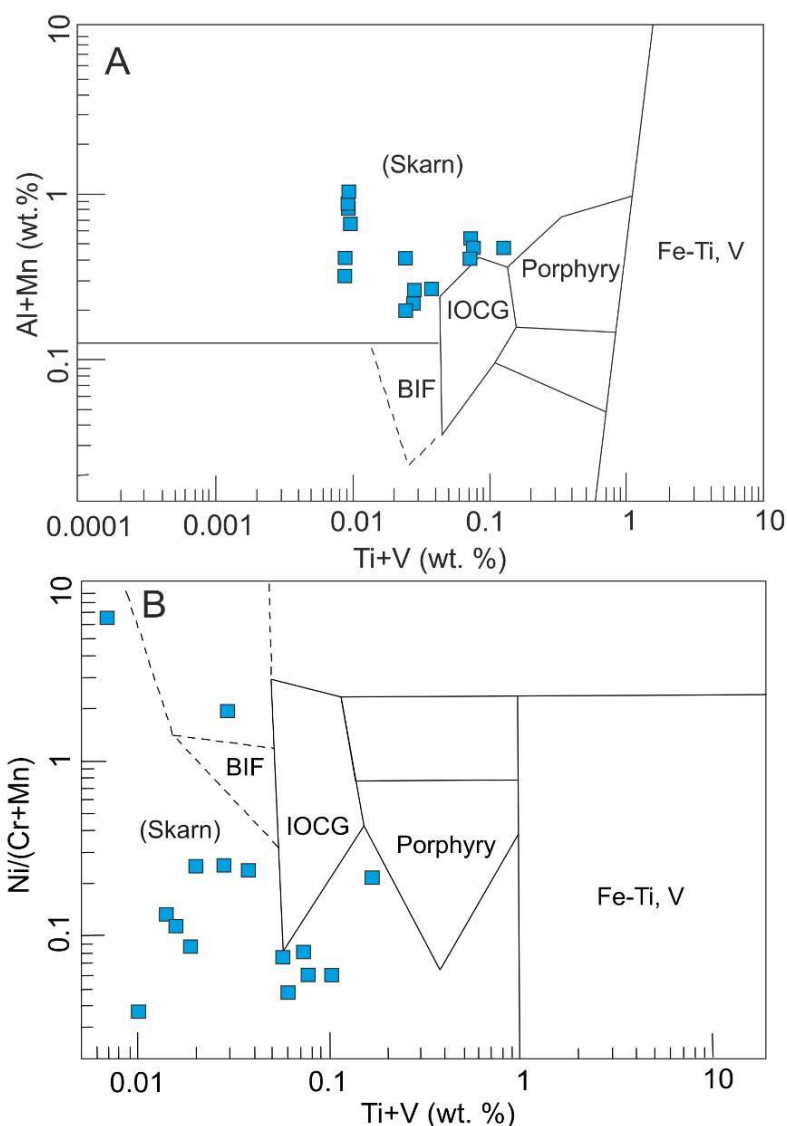
(Ga و Zn, Ni, Co, Mn, Cr, V) به آسانی جانشین Fe^{2+} یا Fe^{3+} شده و در این کانی غنی می‌شوند (Deer et al., 1992).

در کانسارهای گوناگون، مگنتیت ویژگی‌هایی زمین‌شیمیایی گوناگونی دارد و از این‌رو، با به‌کارگیری فراوانی عنصرهای فرعی در این کانی، نوع کانی‌سازی شناسایی می‌شود (Carew et al., 2006; Singoyi et al., 2006; Rusk et al., 2009; Dupuis and Beaudoin, 2011; Zhang et al., 2011; Nadoll et al., 2012; Xiaowen et al., 2014; Nadoll et al., 2014). هرچند درستی آن نیازمند دانستن ویژگی‌های زمین‌شناسی، دگرسانی و بافت و ساخت کانی‌سازی و نوع کانه‌هاست.

داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی از کانی

جدول ۳- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی (برپایه درصد وزنی) برای مگنتیت منطقه اکتشافی زبرکوه (جنوب‌باختری بردسکن)

Sample No.	S28-1	S28-2	S28-3	S28-4	S28-5	T1-1	T1-2	T1-3	T1-4	T1-5	S14-1	S14-2	S14-3	S14-4	S14-5
Si	0.27	0.19	0.14	0.23	0.12	0.11	0.35	0.24	0.25	0.88	0.05	0.15	0.15	0.1	0.05
Ti	0	0.09	0.05	0.05	0.01	0.01	0.3	0.02	0.03	0.02	0	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	0.29	0.4	0.31	0.31	0.32	0.23	0.28	0.28	0.2	0.44	0.4	0.76	0.69	0.76	0.57
Fe	69	68.72	68.89	68.57	68.95	69.23	68.66	69.12	69.17	67.52	69.04	68.45	68.72	68.58	69.02
Mn	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07	0.02	0.07	0.07	0.07
Mg	0.04	0.12	0.22	0.18	0.15	0.2	0.02	0	0.09	0.13	0.09	0	0.06	0.13	0.06
Cr	0.0005	0.04	0.01	0.0008	0.0005	0.0004	0.01	0.01	0.0004	0	0.0004	0.0004	0.01	0.01	0.01
V	0.01	0	0.01	0.04	0.001	0.02	0.011	0.02	0.011	0.19	0.01	0.0067	0.01	0.0067	0.0069
Ni	0.0048	0.0054	0.0054	0.0054	0.0048	0.002	0.002	0.05	0.0029	0.0029	0.0093	0.24	0.0093	0.01	0.02
S	0.17	0.16	0.13	0.34	0.28	0	0	0	0	0.04	0	0.06	0	0.05	0.02
O	30.24	30.27	30.23	30.22	30.16	30.22	30.37	30.27	30.26	30.69	30.2	30.33	30.36	30.36	30.27
Total	100.08	100.05	100.05	100.006	100.05	100.03	100.01	100.02	100.02	99.92	99.86	100.02	100.08	100.08	100.10



شکل ۸- ترکیب شیمیایی مگنتیت‌های منطقه اکتشافی زبرکوه (جنوب‌باختری بردسکن) در نمودارهای: (A) Ti+V در برابر Al+Mn؛ (B) Ni/Cr+Mn در برابر Ti+V (Dupuis and Beaudoin, 2011)

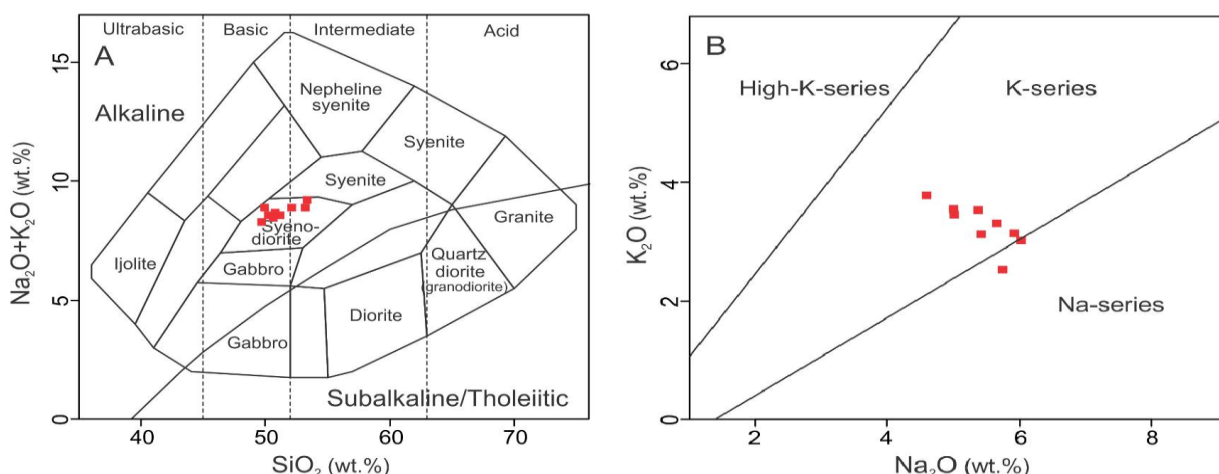
عنصرهای آلکالی برابر ۸/۲۸ تا ۹/۲ درصد وزنی است. همچنین، نسبت $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ بیشتر از ۱/۱ است و تا ۲/۲۵ می‌رسد. نمودارهای TAS و نامگذاری Cox و همکاران (۱۹۷۹) نشان می‌دهند که نمونه‌ها در بخش سینودیوریت جای می‌گیرند. همچنین، در نمودار جداکننده گستره آلکالن از ساب‌آلکالن و توله‌ایتی، نمونه‌های توده آذرین درونی منطقه زبرکوه در بخش آلکالن‌ها هستند (جدول ۴؛ شکل ۹ - A).

زمین‌شیمی توده آذرین درونی سینودیوریتی میزبان

داده‌های تجزیه عنصرهای اصلی، فرعی و خاکی نادر از توده سینودیوریتی میزبان کانی‌سازی منطقه اکتشافی زبرکوه در جدول ۴ آورده شده‌اند. مقدار SiO_2 ، Al_2O_3 و TiO_2 توده آذرین درونی این منطقه به ترتیب برابر ۴۹/۶۷ تا ۵۳/۳۲ درصد وزنی، ۱۴/۵۱ تا ۱۶/۴۳ درصد وزنی و ۱/۵۹ تا ۲/۲۳ درصد وزنی است. مجموع

جدول ۴- داده‌های زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی (برپایه درصد وزنی)، فرعی و خاکی نادر (برپایه ppm) توده نفوذی سینودیوریتی منطقه اکتشافی زیرکوه (جنوب‌باختری بردسکن)

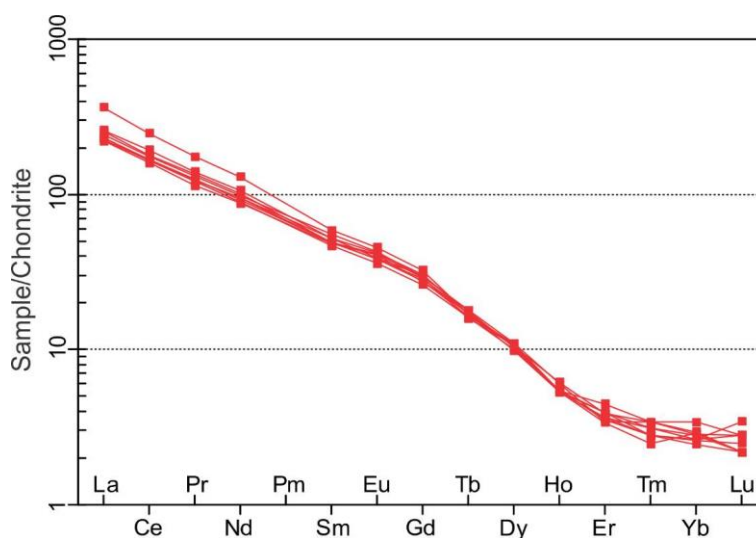
Sample No.	S39	S40	S46	S48	T19	T20	T21	T22	T24
Longitude.	57°29'18.5"E	57°29'19.1"E	57°29'20"E	57°29'20.20"E	57°29'19.6"E	57°29'20.5"E	57°29'21.3"E	57°29'22"E	57°29'23.5"E
Latitude	34°52'7.5"N	34°52'7.9"N	34°52'6.9"N	34°52'6.2"N	34°52'7.73"N	34°52'7"N	34°52'6.9"N	34°52'22"N	34°52'5.5"N
SiO₂	49.91	49.67	50.78	53.22	52.13	53.32	51.21	50.26	50.61
TiO₂	2.23	2.01	1.88	1.59	1.92	1.64	1.96	1.9	1.9
Al₂O₃	15.54	14.51	15.46	16.43	15.48	15.33	15.47	15.29	14.99
FeOt	11.83	10.11	11.62	9.17	10.29	10.00	11.32	11.49	10.64
MnO	0.06	0.07	0.09	0.09	0.06	0.07	0.1	0.1	0.09
MgO	4.98	4.13	4.98	3.44	4.17	3.88	4.31	5.05	4.11
CaO	3.05	5.91	3.53	3.68	3.24	3.31	3.81	3.4	5.15
Na₂O	5.42	5.74	5.02	5.99	5.57	5.93	5.39	5	4.62
K₂O	3.48	2.54	3.67	2.91	3.33	3.27	3.19	3.56	3.86
P₂O₅	0.77	0.82	0.68	0.53	0.69	0.66	0.83	0.68	0.83
LOI	2.29	4.17	1.85	2.58	2.73	2.26	2.02	2.83	2.79
Total	99.56	99.68	99.56	99.63	99.61	99.67	99.61	99.56	99.59
Ba	1060	463	504	671	550	561	570	481	518
Rb	90.6	53	84.9	70.5	77.2	79.2	70	76.2	82.9
Sr	185.7	183.1	464.2	663.6	244.8	261.8	588.9	460.5	547.8
Zr	286.2	310.3	344.3	381.3	349.3	433.4	342.6	318.4	330.9
Nb	68.2	68.2	79.7	77.6	81.5	74.2	71.6	77.9	69.7
Co	21.3	17.6	26.4	18.3	19.5	24.3	21.9	26.3	23.2
La	113.2	78.9	71.5	70	80.1	68.7	72.3	75.9	71.5
Ce	200.5	143.8	132.7	132.9	155.9	128.9	134.9	141.1	132.7
Pr	21.36	16.61	15.13	14.73	17.07	13.91	15.19	16.12	15.13
Nd	77.9	60.4	56.6	53.7	63.8	52.5	55.2	59.2	56.8
Sm	11.46	9.58	10.12	9.12	10.15	9.39	9.53	10.75	9.58
Eu	3.34	3.03	2.84	2.63	3.1	2.97	2.83	3.13	2.8
Gd	8.38	7.57	7.7	6.79	7.81	7.11	7.39	7.64	7.12
Tb	0.8	0.75	0.84	0.76	0.8	0.82	0.82	0.85	0.78
Dy	3.16	3.44	3.35	3.24	3.51	3.39	3.45	3.53	3.47
Ho	0.38	0.38	0.38	0.39	0.39	0.44	0.38	0.43	0.39
Er	0.76	0.76	0.82	0.93	0.82	0.81	0.71	0.72	0.74
Tm	0.09	0.1	0.1	0.11	0.09	0.11	0.08	0.11	0.09
Yb	0.55	0.55	0.58	0.61	0.54	0.71	0.6	0.59	0.51
Lu	0.09	0.11	0.07	0.07	0.08	0.09	0.07	0.09	0.07
Y	11.7	10.4	11.5	11.3	10.1	11.9	10.3	11.8	9.7
Cs	2.1	1.6	2	1.5	1.3	1.3	1.7	1.8	1.6
Ta	3.7	3.8	4.6	5.2	4.4	4.6	4.2	4.3	4
Hf	6.4	7.1	7.6	8.5	7.8	9.4	7.7	7.5	7.4
V	82	82	65	50	69	53	61	61	62
Th	8.4	9.5	9.1	11.2	10	11.2	9.9	8.1	9.3
Ga	24.4	23.2	25	25.1	25.5	23.1	24.8	23.6	24.2
Na₂O/K₂O	1.55	2.25	1.36	2.05	1.67	1.81	1.68	1.40	1.19
(La/Yb)_N	138.76	96.72	83.11	77.37	100.01	65.24	81.24	86.73	94.52
Eu/Eu*	1.04	1.09	0.98	1.02	1.06	1.11	1.03	1.06	1.04



شکل ۹- جایگاه توده آذرین درونی منطقه زیرکوه (جنوب‌باختری بردسکن) در: (A) نمودار نام‌گذاری Cox و همکاران (۱۹۷۹): (B) نمودار شناسایی سنگ‌های آکالن برپایه درصد وزنی Na_2O در برابر K_2O (Middlemost, 1975)

توده میزبان که در برابر ترکیب کندریت بهنجار شده است، نشان می‌دهد که عنصرهای خاکی نادر سبک (LREE) در برابر عنصرهای خاکی نادر سنگین (HREE) غنی‌شدگی بسیار بالاتری دارند (شکل ۱۰)؛ به‌گونه‌ای که مقدار $(\text{La}/\text{Yb})_N$ برابر $۶۵/۲۴$ تا $۱۳۸/۷۶$ است (جدول ۴). این شیب منفی و تند نشان‌دهنده سزشت آکالن ماگمای سازنده توده سینودیوریتی است (Fitton *et al.*, 1991; Ali and Ntaflou, 2011).

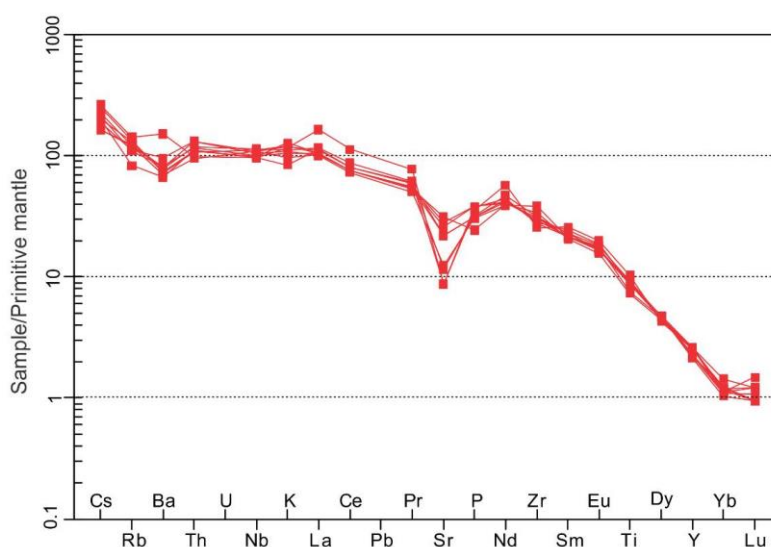
بالابودن مقدار TiO_2 و عنصرهای آکالی نشان‌دهنده سرشت آکالن این توده است. همچنین، فراوانی بالای آپاتیت که مهم‌ترین کانی فرعی نمونه‌های بررسی‌شده است، از ویژگی‌های سنگ‌نگاری است که نشان می‌دهد ماگمای سازنده این سنگ‌ها آکالن بوده است. شناسایی سنگ‌های آکالن برپایه مقدار Na_2O و K_2O نشان می‌دهد که توده سینودیوریتی بیشتر در بخش سنگ‌های آکالن سری پتاسیم است (شکل ۹-B). نمودار فراوانی عنصرهای خاکی نادر (REE)



شکل ۱۰- فراوانی عنصرهای خاکی نادر بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت (Boynton, 1985) برای توده آذرین درونی سینودیوریتی منطقه اکتشافی زیرکوه (جنوب‌باختری بردسکن)

(شکل ۱۱). این الگو نیز از ویژگی‌های سازگار با ماگماهای آلکالن است (Weifeng *et al.*, 2005; Beccaluva *et al.*, 2009). در نمودارهای Y در برابر Nb و Y+Nb در برابر Rb (Pearce *et al.*, 1984) و Ta/Hf در برابر Th/Hf (Schandl and Gorton, 2002)، توده بیوتیت سینودیوریت آلکالن زبرکوه در پهنه درون صفحه‌ای جای می‌گیرد (شکل ۱۲).

نمودار عنکبوتی عنصرهای فرعی و برخی عنصرهای خاکی نادر بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه برای توده سینودیوریتی میزبان، در شکل ۱۱ نشان داده شده است. در این نمودار، غنی‌شدگی از عنصرهای LILE (مانند: Cs, Rb, Ba و K)، عنصرهای LREE (مانند: La, Ce, Nd و Sm) و نیز عنصرهای HFSE (مانند: Nb, Zr, Ti) و عنصر P در برابر تهی‌شدگی از عنصر Sr و عنصرهای HREE (مانند: Y, Yb و Lu) دیده می‌شود



شکل ۱۱- نمودار بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه (میانگین ترکیب پوسته از Sun و McDonough (۱۹۸۹) است) برای برخی عنصرهای فرعی و خاکی نادر در توده آذرین درونی منطقه اکتشافی زبرکوه (جنوب‌باختری بردسکن)

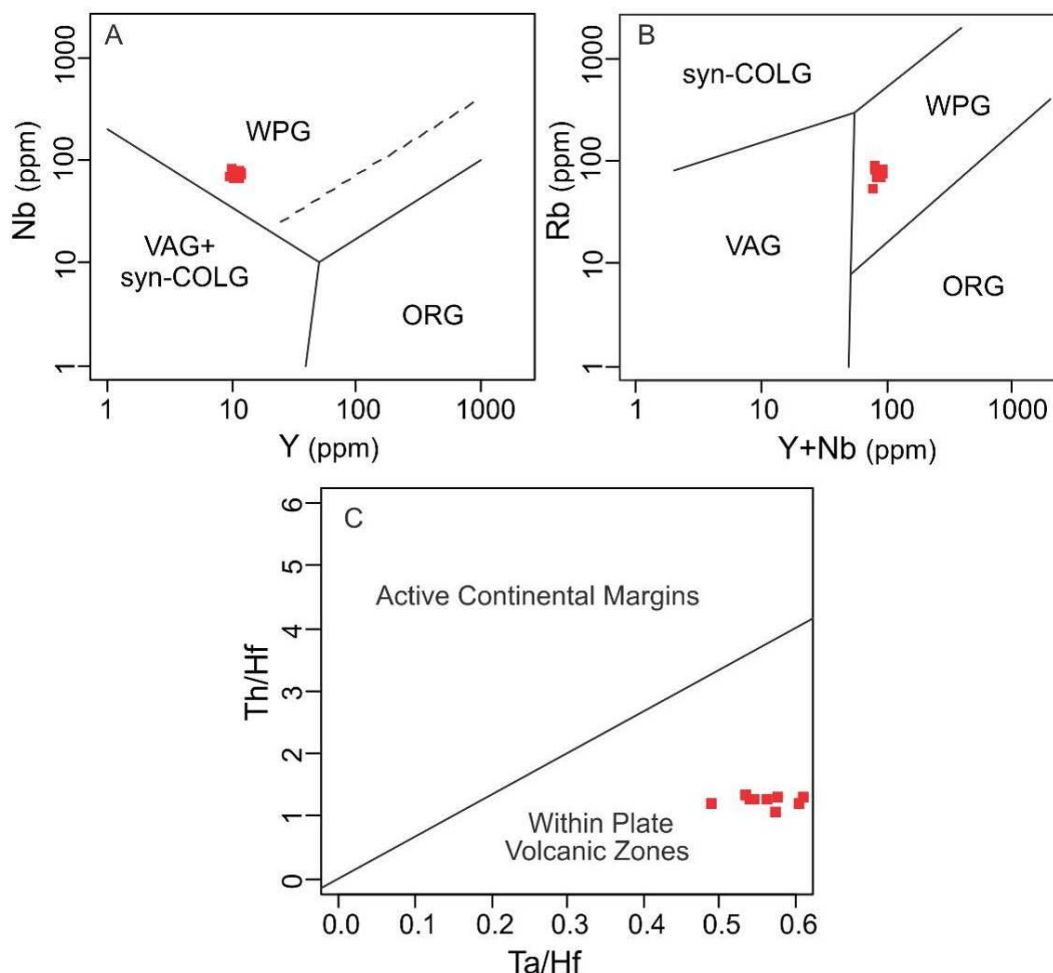
۵/۸۴ است، پس خاستگاه اولیه ماگما غنی شده دانسته می‌شود. همچنین، نسبت عنصرهای HFSE/LREE در ماگماهای آلکالن برای شناسایی خاستگاه پدیدآورنده ماگمای سنگ‌ها به کار برده می‌شود؛ به گونه‌ای که نسبت‌های کمتر از یک نشان‌دهنده خاستگاه سنگ‌کره‌ای هستند؛ اما نسبت‌های بزرگ‌تر از یک نشان‌دهنده ماگماهای برخاسته از سست‌کره هستند (Smith *et al.*, 1999). در توده سینودیوریت زبرکوه بیشتر نسبت‌ها بالاتر از یک Nb/La (۰/۶ تا ۱/۱)، Nb/Ce (صفر تا ۱)، Zr/La (۳ تا ۶) و Zr/Ce (۱/۴ تا

بحث و نتیجه‌گیری

سنگ‌زایی توده سینودیوریت میزبان: برپایه ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی کل سنگ، ماگمای توده بیوتیت سینودیوریت در منطقه اکتشافی زبرکوه سرشت آلکالن دارد و در پهنه درون صفحه‌ای پدید آمده است. میزان غنی‌شدگی خاستگاه ماگمایی برپایه نسبت Zr به Nb شناسایی می‌شود. به باور Sun و McDonough (۱۹۸۹)، نسبت Zr/Nb کمتر از ۱۵/۷۱ نشان‌دهنده خاستگاه ماگمایی غنی شده است. از آنجایی که این نسبت در توده بررسی شده برابر ۴/۰۸ تا

نشان‌دهندهٔ پدیدآمدن ماگمای سازندهٔ این توده از خاستگاه سست‌کره‌ای یا مرز سست‌کره با سنگ‌کره هستند.

۳/۳ هستند. تنها دو نمونه مقدار Nb/La و Nb/Ce کمتر از یک (به ترتیب ۰/۶ تا ۰/۹) برای Nb/La و صفر برای Nb/Ce) نشان می‌دهند. در مجموع این نسبت‌ها



شکل ۱۲- جایگاه توده سینودیوریت میزان کانی‌سازی در منطقه اکتشافی زیرکوه (جنوب‌باختری بردسکن) در: A و B) نمودارهای رده‌بندی پیشنهادی Pearce و همکاران (۱۹۸۴)؛ C) نمودار Ta/Hf در برابر Th/Hf (Schandl and Gorton, 2002) (VAG=گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی؛ WPG=گرانیتوئیدهای درون‌صفحه‌ای؛ ORG=گرانیتوئیدهای پشته میان‌اقیانوسی؛ syn-COLG=گرانیتوئیدهای هم‌زمان با برخورد قاره‌ای)

است. نسبت‌های La/Ta و La/Nb توده سینودیوریت بررسی شده به ترتیب برابر ۰/۸۹ تا ۱/۶۵ و برابر ۱۳/۴۶ تا ۳۰/۵۹ هستند. تنها یکی از نمونه‌ها دارای نسبت La/Nb بیشتر از ۱/۵ و نسبت La/Ta بیشتر از ۲۲ است. از این‌رو، این مقادارها نشان‌دهندهٔ نبود آرایش یا آرایش بسیار ناچیز ماگمای سازندهٔ این توده با

برای شناسایی میزان آرایش پوسته‌ای و نقش آن در تحول ماگمای سازندهٔ توده زیرکوه، نسبت‌های عنصرهای کمیاب پیشنهادی Hart و همکاران (۱۹۸۹) به کار برده شد. بر پایه بررسی‌های Hart و همکاران (۱۹۸۹)، نسبت La/Nb بیشتر از ۱/۵ و La/Ta بیشتر از ۲۲ نشان‌دهندهٔ آرایش ماگما با ترکیب‌های پوسته‌ای

ترکیب‌های پوسته‌ای در هنگام بالا آمدن است.

در کل، غنی‌شدگی LREE پیامد درجه‌ذوب بخشی کم (کمتر از ۱۵ درصد) خاستگاه گوشته‌ای و آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای دانسته می‌شود. نسبت بسیار بالای LREE/HREE (نسبت $(La/Yb)_N$ برابر ۶۵/۲۴ تا ۱۳۸/۷۶) در توده سینودیوریت زبرکوه نشان می‌دهد که در خاستگاه ماگمایی آنها درجه کمی از ذوب‌بخشی گوشته‌ای روی داده است. سرشت آلكالین توده نیز درستی این نکته را نشان می‌دهد. تهی‌شدگی شدید از HREE نشان‌دهنده خاستگاه ماگمایی گارنت‌دار است. از سوی دیگر، میزان Yb_N (بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه Sun و McDonough (۱۹۸۹)) در همه نمونه‌ها کمتر از ۲ است. این نکته نشان‌دهنده دارابودن فاز بجای‌مانده گارنت در خاستگاه گوشته‌ای این سنگ‌هاست (Morata *et al.*, 2005). همچنین، نداشتن آنومالی منفی Eu نشان‌دهنده آنست که تبلور پلاژیوکلاز کلسیک نقش مهمی در تحول ماگما نداشته است (Ying *et al.*, 2007). الگوی بهنجارشده HREE، در مذاب‌های برخاسته از خاستگاه اسپینل لرزولیتی، کمابیش هموار بوده و شیب بسیار کمی را نشان می‌دهد؛ اما ماگماهای برخاسته از خاستگاه گارنت لرزولیتی دارای شیب تند و مقدار $(La/Yb)_N$ بالایی هستند (Blundy *et al.*, 1998; Ali and Ntaflous, 2011). از این‌رو، ماگمای مادر توده بیوتیت سینودیوریت منطقه اکتشافی زبرکوه از ذوب‌بخشی درجه کم خاستگاه غنی‌شده گارنت لرزولیتی و در گوشته سست‌کره‌ای تا مرز سست‌کره - سنگ‌کره پدید آمده است و در هنگام بالا آمدن دچار آرایش با ترکیب‌های پوسته‌ای نشده یا میزان آرایش بسیار ناچیز بوده است.

از آنجایی که این توده آذرین درونی با ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی یادشده برای نخستین بار در این بخش از منطقه کوه سرهنگی (در شمال‌خاوری ایران) شناسایی شده است و سن آن نیز ناشناخته است، درباره پهنه ژئودینامیک و زمان پیدایش ریفیت و دیگر رویدادهای مربوطه نمی‌توان صحبت کرد؛ اما این پژوهش گام مهمی در راستای شناسایی این چنین توده‌های آذرین درونی در منطقه مربوطه، سن‌سنجی آنها و بررسی کانی‌سازی‌های احتمالی مرتبط با آنهاست تا در آینده ژئودینامیک ریفیت پدیدآمده در این بخش از ایران را بتوان بررسی کرد.

الگوی رخداد کانی‌سازی: یافته‌های صحرایی و کانی‌شناسی درباره ماده معدنی نشان می‌دهد که کانی‌سازی آهن در منطقه اکتشافی زبرکوه از نوع اسکارن کم‌دماست. از ویژگی‌های آن، کنترل گسلی پهنه اصلی کانه‌دار و رویداد جاننشینی متاسوماتیسم (که با کانی‌های آبدار کم‌دما در سنگ کربناته دگرگون‌شده و همراهی مگنتیت با کلریت، اپیدوت، کلسیت و کوارتز شناخته می‌شود) نام برده می‌شود. شیمی مگنتیت و مقدار Ti (صفر تا ۰/۰۹ درصد وزنی)، V (صفر تا ۰/۱۹ درصد وزنی)، Al (۰/۲ تا ۰/۷۶ درصد وزنی)، Mn (۰/۰۱ تا ۰/۰۷ درصد وزنی)، Ni (۰/۰۵ تا ۰/۲۴ درصد وزنی) و Cr (صفر تا ۰/۰۴ درصد وزنی) نیز همانند مگنتیت‌های پدیدآمده در اندوخته‌های اسکارنی است.

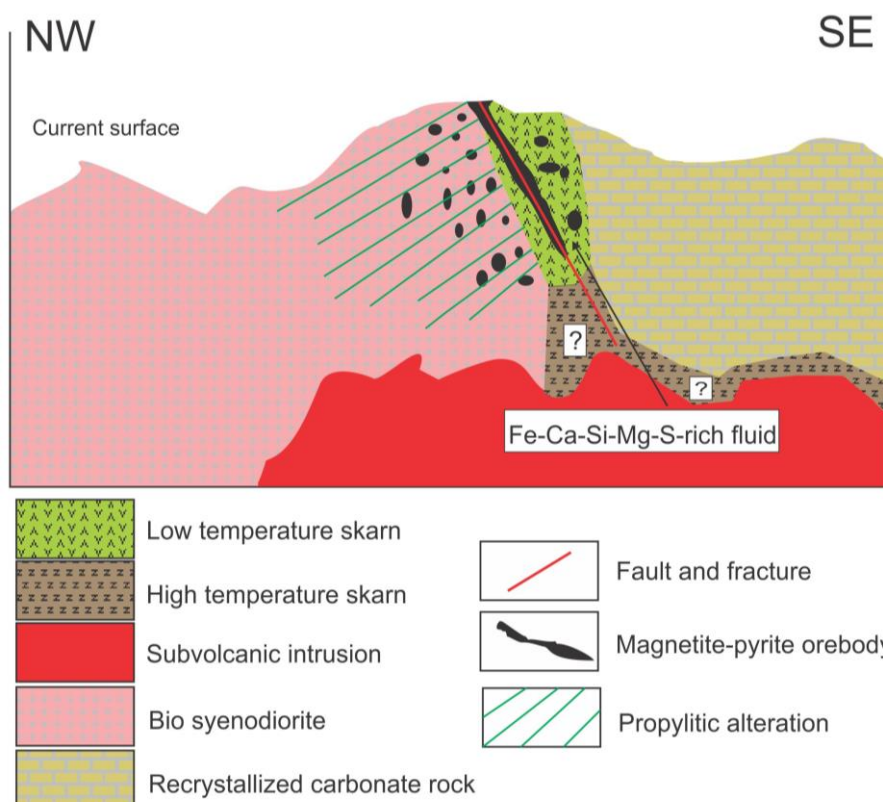
همچنین، نبود کانی‌های کالک‌سیلیکاته دمابالا (مانند: گارنت و پیروکسن) و پدیدنیامدن پهنه‌های گارنت اسکارن یا پیروکسن اسکارن در نزدیکی

اسکارن کم‌دما در واحد کربناته، کانی‌سازی آهن در پهنه گسلی و فضا‌های خالی و درز و شکستگی‌های درون توده نفوذی و واحد کربناته و رویداد دگرسانی پروپلیتیک در توده نفوذی را به دنبال داشته است. پهنه اسکارن دمابالا (مانند: گارنت اسکارن) شاید در نزدیکی توده آذین خاستگاه و در ژرفاست (شکل ۱۳).

این احتمال هست که رخنمون‌هایی از توده آذین درونی خاستگاه، پهنه‌های گارنت اسکارن یا پیروکسن اسکارن و کانسنگ آهن در بخش‌های دیگر منطقه کوه سرهنگی و بیرون از گستره بررسی‌شده در سطح زمین بوده باشد که در بررسی‌های آینده می‌توانند شناسایی و بررسی شوند.

توده بیوتیت سینودیوریت نشان می‌دهند که این توده آذین درونی نقشی در رخداد کانی‌سازی مگنتیت نداشته است. تفاوت‌های زمین‌شیمیایی میان ماده معدنی و توده نفوذی نیز درستی این نکته را نشان می‌دهند؛ به‌گونه‌ای که فراوانی عنصرهای Ti، P، LREE در مگنتیت زبرکوه بسیار کم است. همچنین، فراوانی بالای این عنصرها در توده آذین درونی آکالن منطقه از ویژگی‌های بسیار شناخته‌شده است.

پس چه‌بسا توده آذین درونی جوان‌تر دیگری در ژرفا، خاستگاه کانی‌سازی منطقه است. محلول گرمابی کانه‌دار برخاسته از این توده از راه گسل و یا مرز میان توده سینودیوریت و سنگ‌های کربناته دگرگون‌شده، به بالا راه پیدا کرده و پیدایش



شکل ۱۳- الگوی نمادین پیدایش کانی‌سازی آهن در منطقه اکتشافی زبرکوه (جنوب‌باختری بردسکن) (بدون مقیاس)

سپاس‌گزاری

آمتیس شرق، کانساران بینالود تهران و زرآزما برای انجام آنالیزهای به‌کاررفته در این پژوهش سپاسگزاریم. از جناب آقای مهندس نصیر نادری میقان برای دراختیارگذاشتن گزارش نخستین منطقه سپاس‌گزاریم.

این مقاله با پشتیبانی مالی دانشگاه فردوسی مشهد از طرح پژوهشی شماره ۳/۳۱۸۵۵ به‌تاریخ ۱۳۹۳/۶/۱ انجام شده است. از شرکت‌های کانسارهای بلورین

منابع

- Ali, S. and Ntaflos, T. (2011) Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism in the Carpathian-Pannonian Region. *Lithos* 121: 76-87.
- Beccaluva, L., Bianchini, G., Natali, C. and Siena, F. (2009) Continental flood basalts and mantle Plumes: a Case Study of the Northern Ethiopian Plateau. *Journal of Petrology* 50(8): 1377-1403.
- Blundy, J. D., Robinson, J. A. C. and Wood, B. J. (1998) Heavy REEs are compatible in clinopyroxene on the spinel lherzolite solidus. *Earth and Planetary Science Letters* 160: 493-504.
- Boynton, W. V. (1985) Cosmochemistry of the rare earth elements, Meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 115–1522. Elsevier, Amsterdam.
- Carew, M. J., Mark, G., Oliver, N. H. S. and Pearson, N. (2006) Trace element geochemistry of magnetite and pyrite in Fe oxide (+/-Cu-Au) mineralized systems: Insights into the geochemistry of ore-forming fluid. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70(18): A83.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin, London.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) *An introduction to the rock-forming minerals*. 2nd edition, Longman, Harlow, Wiley, New York.
- Dupuis, C. and Beaudoin, G. (2011) Discriminate diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita* 46(3): 1–17.
- East Mining Investment and Development Co. (2014) *Geology and preliminary exploration of Zeber Kuh area*. Preliminary Report.
- Fitton, J. G., James, D. and Leeman, W. P. (1991) Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research* 96: 13693-13711.
- Hart, W. K., Wolde, G. C., Walter, R. C. and Mertzman, S. A. (1989) Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. *Journal of Geophysical Research* 94(B6): 7731-7748.
- Middlemost, E. A. K. (1975) The basalt clan. *Earth Science Reviews* 11: 3337–364.
- Momenzadeh, M. and Wauschkuhn, A. (1983) The Allahabad iron deposit and iron, lead, and turquoise occurrences in the Zeber-Kuh Sarhangi mountains SW Kashmar (NE Iran). In: *Geodynamic project (geotraverse) in Iran* (Ed. Almassi, A.) 185–204. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Morata, D., Oliva, C., Cruz, R. and Suarez, M. (2005) The Bandurrias gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 147-162.
- Nadoll, P., Mauk, J. L., Hayes, T. S., Koenig, A. E. and Box, S. E. (2012) Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and host rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States. *Economic Geology* 107(6): 1275-1292.

- Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, J. L., French, D. and Walshe, J. (2014) The Chemistry of hydrothermal magnetite: A review. *Ore Geology Reviews* 61: 1-32.
- Nozaem, R. (2013) Deformation analysis of Kuh-e-Sarhangi in the SW Lut block. PhD thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran (in Persian).
- Nozaem, R., Nasrabadi, M., Mohajjel, M. and Yasaghi, A. (2015) Mineralogy, petrogenesis and tectonic setting interpretation of Kuh-e-Sarhangi area granites (northwest of Lut block). *Petrology* 6(21): 177-197 (in Persian).
- 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.
- Ramezani, J. and Tucker, R. D. (2003) The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303: 622-665.
- Rusk, B. G., Oliver, N. H. S., Zhang, D., Brown, A., Lilly, R. and Jungmann, D. (2009) Compositions of magnetite and sulfides from barren and mineralized IOCG deposits in the eastern succession of the Mt Isa Inlier. 10th Biennial SGA Meeting, Townsville, Australia.
- Ruttner, A., Nabavi, M. H. and Alavi, M. (1978) Geological Quadrangle Map of Ozbak-Kuh 1:100000, No.7559, Geological survey of Iran, Tehran.
- Sahandi, M. R. (2009) Geological Quadrangle Map of Ghasem Abad 1:100000, No.7559, Geological survey of Iran, Tehran.
- Sahandi, M., Baumgartner, S. and Schmidt, K. (1983) Contributions to stratigraphy and tectonics of the Zeber-Kuh range (East of Iran). In: Geodynamic project (geotraverse) in Iran (Ed. Almassi, A.) 185–204. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environment. *Economic Geology* 97(3): 629-642.
- Singoyi, B., Danyushevsky, L., Davidson, G. J., Large, R. and Zaw, K. (2006) Determination of trace elements in magnetites from hydrothermal deposits using the LA ICP-MS technique. SEG Keystone Conference, Denver, USA.
- Smith, E. I., Sánchez, A., Walker, J. D. and Wang, K. (1999) Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic Field, Utah: implications for small- and large scale chemical variability of the lithospheric mantle. *Journal of Geology* 107: 433-448.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopy systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean: Basins*. (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) special publications 42: 313–345. Geological Society, London.
- Weifeng, C., Peirong, C., Xesheng, X. and Min, Z. (2005) Geochemical characteristics of Cretaceous basaltic rocks in south China and constraints on Pacific plate subduction. *Science in China Ser. D Earth Sciences* 48(12): 2104-2117.
- Xiaowen, H., Liang, Q. I. and Yumiao, M. (2014) Trace element geochemistry of magnetite from the Fe (-Cu) deposits in the Hami region, eastern Tianshan orogenic belt, NW China, *Acta Geologica Sinica (English Edition)* 88(1): 176-195.
- Ying, J., Zhang, H., Sun, M., Tang, Y., Zhou, X. and Liu, X. (2007) Petrology and geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi province, Western North China Craton: Implication for magma mixing of different sources in an extensional regime. *Lithos* 98: 45-66.
- Zhang, D., Rusk, B., Oliver, N. and Dai, T. (2011) Trace element geochemistry of magnetite from the Ernest Henry IOCG deposit, Australia. 11th Bi-ennial SGA Meeting, Antofagasta, Chile.