

Petrography, geochemistry, U-Pb dating and Sr-Nd isotopes of igneous rocks in Tannurjeh porphyry Au-Cu prospect area (NE Kashmar)

Razieh Hossieni, Mohammad Hassan Karimpour * and Azadeh Malekzadeh Shafaroudi
Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Abstract

The Tannurjeh porphyry Au-Cu prospect area is located in the northeastern Kashmar, the Khorasan Razavi province, and central of the Khaf-Kashmar-Bardaskan magmatic belt. Geologically, the area is dominated by the Tertiary rhyolitic-rhyodacitic volcanic rocks, which are intruded by monzonitic to dioritic subvolcanic intrusive rocks. The texture in the most of the study igneous rocks is porphyry with fine groundmass and the main minerals are plagioclase, alkali feldspar, quartz, biotite, hornblende and magnetite. The monzonitic intrusions are the source of widespread mineralization and alteration, whereas the diorite is the later phase, which is devoid of mineralization. Using zircon U-Pb method, the age of monzonitic intrusive was determined at 39.8 Ma (Middle Eocene), geochemically as well as mineralogically, the igneous rocks of the area are calc-alkaline granitoids belonging to magnetite series (I-type) which were developed in subduction tectonic setting. The LREE enrichment relative to HREE and enrichment in K, Rb, Cs, Th, and U in comparison to Ti and Nb elements are observed in all of the samples studied. Eu negative anomalies and low Sr/Y ratios can be attributed to the presence of residual plagioclase in the source. ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i (0.705673 and 0.705158), ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i (0.512524 and 0.512570), and ϵNd_i (-1.22 and -0.32) values indicate magma is derived from mantle wedge above subducted slab, which is assimilated with upper crust. Finally, the Eocene is an important metallogenic episode, particularly for Au and Cu, in NE of Iran.

Key words: petrology, zircon dating, Sr-Nd isotope, Tannurjeh, Khaf-Kashmar-Bardaskan magmatic belt

* karimpur@um.ac.ir

سنگ شناسی، زمین شیمی، سن سنجی به روش U-Pb و ایزوتوپ های Sr-Nd سنگ های آذرین منطقه اکتشافی طلا- مس پورفیری تنورجه (شمال خاوری کاشمر)

سیده راضیه حسینی، محمدحسن کریم پور* و آزاده ملکزاده سفارودی
گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

چکیده

منطقه اکتشافی طلا- مس پورفیری تنورجه در شمال خاوری شهرستان کاشمر (استان خراسان رضوی) و در بخش میانی پهنه ماگمایی خواف- کاشمر- بردسکن جای دارد. منطقه دربردارنده سنگ های آتشفشانی ریولیتی- ریوداسیتی ترشیاری است که توده های آذرین درونی نیمه ژرف مونزونیتی تا دیوریتی در آنها نفوذ کرده اند. بیشتر سنگ های آذرین منطقه، بافت پورفیری با زمینه دانه ریز دارند و بیشتر دربردارنده کانی های پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوارتز، بیوتیت، هورنبلند و مگنتیت هستند. توده های مونزونیتی خاستگاه کانی سازی و دگرسانی گسترده منطقه هستند؛ اما توده دیوریتی تاخیری است و کانی سازی ندارد. سن سنجی توده مونزونیتی به روش U-Pb برای کانی زیرکن، سن ۳۹/۸ میلیون سال پیش (اؤسن میانی) را نشان می دهد. ویژگی های زمین شیمیایی و کانی شناسی نشان می دهند سنگ های آذرین منطقه از نوع گرانیتوئیدهای کالک آلکالن سری مگنتیت (نوع I) هستند. جایگاه زمین ساختی آنها پهنه فرورانش است. غنی شدگی نسبی عنصرهای LREE در برابر HREE و غنی شدگی عنصرهای K, Rb, Cs, Th و U در برابر Nb و Ti در همه نمونه ها دیده می شود. ناهنجاری بیشتر منفی Eu و کم بودن نسبت Sr/Y نشان دهنده پیدایش ماگما در ژرفای پایداری پلاژیوکلاز است. مقادارهای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه (۰/۷۰۵۶۷۳ و ۰/۷۰۵۱۵۸)، $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه (۰/۵۱۲۵۲۴ و ۰/۵۱۲۵۷۰) و میزان ϵNd_i (۱/۲۲- و ۰/۳۲-) در توده های آذرین درونی، نشان می دهند خاستگاه ماگما، گوه گوشته ای روی صفحه فرورانده بوده است که هنگام بالا آمدن به سوی بالا اندکی با پوسته بالایی آلوده شده است. همچنین، سن اؤسن برای یک دوره متالوژنی مهم، به ویژه برای عنصرهای مس و طلا در شمال خاوری ایران پیشنهاد می شود.

واژه های کلیدی: سنگ شناسی، سن سنجی زیرکن، ایزوتوپ Sr-Nd، تنورجه، پهنه ماگمایی خواف- کاشمر- بردسکن

* karimpur@um.ac.ir

مقدمه

"۳۵°۲۱'۳۸" تا "۳۵°۲۳'۱۵" جای دارد.

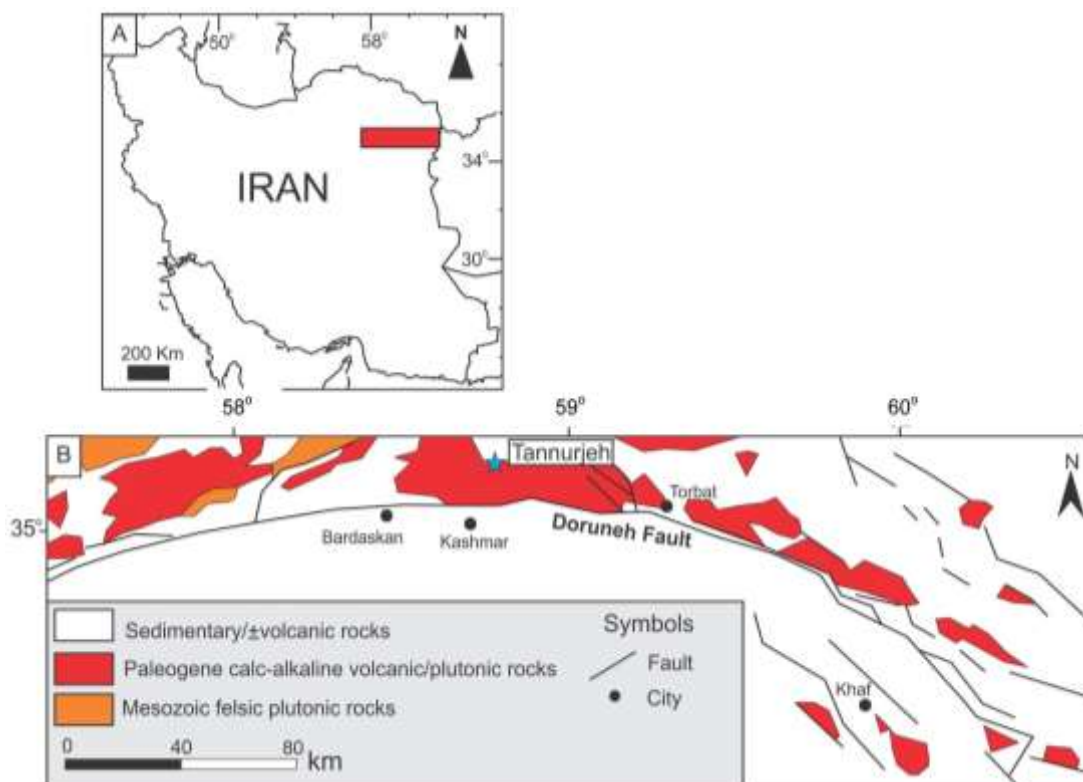
این منطقه در بخش میانی پهنه ماگمایی خواف-کاشمر- بردسکن در شمال خاوری ایران جای دارد (شکل ۱). این پهنه ماگمایی با پهنای نزدیک به ۵۰ کیلومتر و درازای بیش از ۳۰۰ کیلومتر در شمال گسل درونه است و بیشتر دربردارنده سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حدواسط و گاه مافیک با سن ترشیاری است که توده‌های گرانیتوئیدی با ترکیبی از گرانیت تا مونزونیت در آنها نفوذ کرده‌اند (Karimpour *et al.*, 2002). پهنه آتشفشانی- نفوذی خواف- کاشمر- بردسکن میزبان کانی‌سازی‌های فراوانی است (مانند: معدن سنگ آهن سنگان خواف (Golmohammadi *et al.*, 2015) و معدن کوه زر تربت حیدریه (Mazloumi *et al.*, 2009) و شمار بسیاری اندیس‌های مس، طلا، نقره و آهن). سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین در بخش‌های گوناگون این پهنه را پژوهشگران بسیاری بررسی کرده‌اند (Mazloumi Bajestani and Rasa, 2010; Malekzadeh Shafaroudi *et al.*, 2013; Golmohammadi *et al.*, 2014; Shafaii Moghadam *et al.*, 2015; Golmohammadi *et al.*, 2015; Almasi *et al.*, 2015).

Karimpour و همکاران (۲۰۰۶)، برپایه ویژگی‌های زمین‌شناسی و پیدایش توده‌های آذرین درونی نیمه‌ژرف، گسترش و نوع پهنه‌های دگرسانی، شکل و حالت کانی‌سازی و ناهنجاری طلا و مس، منطقه اکتشافی تنورچه را پهنه کانی‌سازی طلا- مس پورفیری دانسته‌اند. Ajayebi (۲۰۰۸) زمین‌شیمی عنصرهای اصلی، فرعی و نادر خاکی نادر ۱۴ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی و آذرین درونی این منطقه را بررسی کرده و آنها را ماگمای کالک‌آلکانل پدیدآمده در پهنه فرورانش دانسته است. همچنین، وی در سطح منطقه، بررسی‌های کانی‌سازی، سیال‌های درگیر و زمین‌شیمی اکتشافی نیز انجام داده است.

اندوخته‌های مس پورفیری معمولاً در پهنه‌های فرورانش حاشیه قاره یا جزیره‌های کمانی پدید می‌آیند (Cooke *et al.*, 2005) و به سنگ‌های گرانیتوئیدی نوع I اکسیدان یا سری مگنتیت وابستگی دارند (Keith and Swan, 1995). به باور Cooke و همکاران (۲۰۰۴) اندوخته‌های Cu-Mo پورفیری با توده‌های آذرین درونی کالک‌آلکانل همراه هستند؛ اما اندوخته‌های Cu-Au پورفیری می‌توانند با ماگماهای گوناگونی همراه باشند: (۱) ماگماهای کالک‌آلکانل کم پتاسیم (مانند: Bata Hijau اندونزی)؛ (۲) ماگماهای کالک‌آلکانل پتاسیم متوسط (مانند: Far South East فیلیپین)؛ (۳) ماگماهای کالک‌آلکانل پتاسیم بالا (مانند: Grasberg استرالیا)؛ (۴) ماگماهای آلکانل اشباع از سیلیکا (مانند: Cadia NSW استرالیا)؛ (۵) ماگماهای آلکانل ناشباع از سیلیکا (مانند: Galore Creek بریتش کلمبیا).

در ایران نیز پهنه‌های مهم ماگمایی و اندوخته‌های مس پورفیری فراوانی پدید آمده‌اند که برخی (مانند: سرچشمه) در مقیاس‌های جهانی هستند. در سال‌های اخیر بررسی‌های زمین‌شیمیایی و سن‌سنجی خوبی برای کانسارهای ایران انجام شده‌اند (McInnes *et al.*, 2003; Malekzadeh Shafaroudi *et al.*, 2010; Arjmandzadeh and Santos, 2014; Malekzadeh Shafaroudi *et al.*, 2015; Aghazadeh *et al.*, 2015).

منطقه اکتشافی تنورچه در نزدیک به ۵۵ کیلومتری شمال خاوری شهرستان کاشمر و ۵ کیلومتری روستای تنورچه در گستره استان خراسان رضوی، میان طول‌های جغرافیایی خاوری "۵۸°۳۵'۲۳" تا "۵۸°۳۹'۱۳" و عرض‌های جغرافیایی شمالی



شکل ۱- A) جایگاه جغرافیایی پهنه خواف- کاشمر- بردسکن در شمال خاوری ایران، B) جایگاه منطقه تنورچه در مرکز پهنه ماگمایی خواف- کاشمر- بردسکن در شمال گسل درونه و شمال خاوری کاشمر

روش انجام پژوهش

برای انجام بررسی‌های سنگ‌شناسی و دگرسانی، نزدیک به ۱۵۰ مقطع نازک تهیه و بررسی شدند. ۱۵ نمونه از توده‌های آذرین درونی و ۸ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی با کمترین دگرسانی از منطقه بررسی شده برگزیده شدند و اکسیدهای اصلی آنها با دستگاه XRF در آزمایشگاه طیف کانساران بینالود مشهد تجزیه شدند. همچنین، از داده‌های اکسیدهای اصلی ۸ نمونه توده آذرین درونی و ۴ نمونه سنگ‌های آتشفشانی که پیش از این Ajayebi (۲۰۰۸) آنها را به دست آورده بود نیز بهره گرفته شد.

شمار ۱۵ نمونه از توده‌های آذرین درونی و ۸ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی دارای کمترین دگرسانی، برای عنصرهای کمیاب و خاکی نادر

هدف این پژوهش، بررسی‌های جامع‌تر سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های آذرین درونی و سن‌سنجی توده آذرین درونی-موزونیتی خاستگاه کانی‌سازی و بررسی‌های ایزوتوپ رادیواکتیو Sr-Nd توده آذرین درونی-موزونیتی بارور و توده آذرین درونی دیوریتی عقیم منطقه برای ارزیابی چگونگی پیدایش ماگماست. بی‌گمان، شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین، سن‌سنجی و بررسی پیدایش توده‌های آذرین درونی گوناگون و وابستگی آنها با کانی‌سازی‌های روی داده در این پهنه، نه تنها دانسته‌های بیشتری درباره چگونگی رویداد این ماگماتیسم فراهم می‌آورد، بلکه به اکتشاف هرچه بیشتر مواد معدنی کمک بسزایی خواهد کرد.

ISOPLLOT/EX انجام شد. سن‌های میانگین $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ با آستانه اطمینان ۹۵/۹ تا ۹۶/۹ درصد در این روش به دست آورده شدند.

تجزیه ۲ نمونه کمتر دگرسان شده از توده‌های آذرین درونی کوارتزومونونیت پورفیری بارور و کوارتزیدیوریتی تا مونوزیدیوریتی عقیم برای ایزوتوپ Rb-Sr و Sm-Nd در دانشگاه کلرادو آمریکا انجام شد. ایزوتوپ‌های Sr و Nd با دستگاه 6-Collector Finnigan MAT 261 Thermal Ionization Mass Spectrometer در دانشگاه کلرادو (امریکا) تجزیه شدند. نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ با اندازه‌گیری چهار حالت کلکتور استاتیک به دست آمد. هنگام این بررسی، برپایه ۳۰ اندازه‌گیری گوناگون SRM-987، نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برابر 0.71032 ± 2 به دست آمد (با محاسبه خطای میانگین ۲ سیگما). نسبت اندازه‌گیری شده $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ با SRM-987 = 0.71028 ± 2 تصحیح شد. نسبت $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اندازه‌گیری شده در برابر $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ بهنجار شد. اندازه‌گیری‌هایی به صورت تکراری نیز انجام شد. در این بررسی، شمار ۳۳ تجزیه برپایه استاندارد La Jolla Nd انجام شد و میانگین $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برابر با 0.511838 ± 8 به دست آمد (برپایه محاسبه خطای ۲ سیگما).

زمین‌شناسی

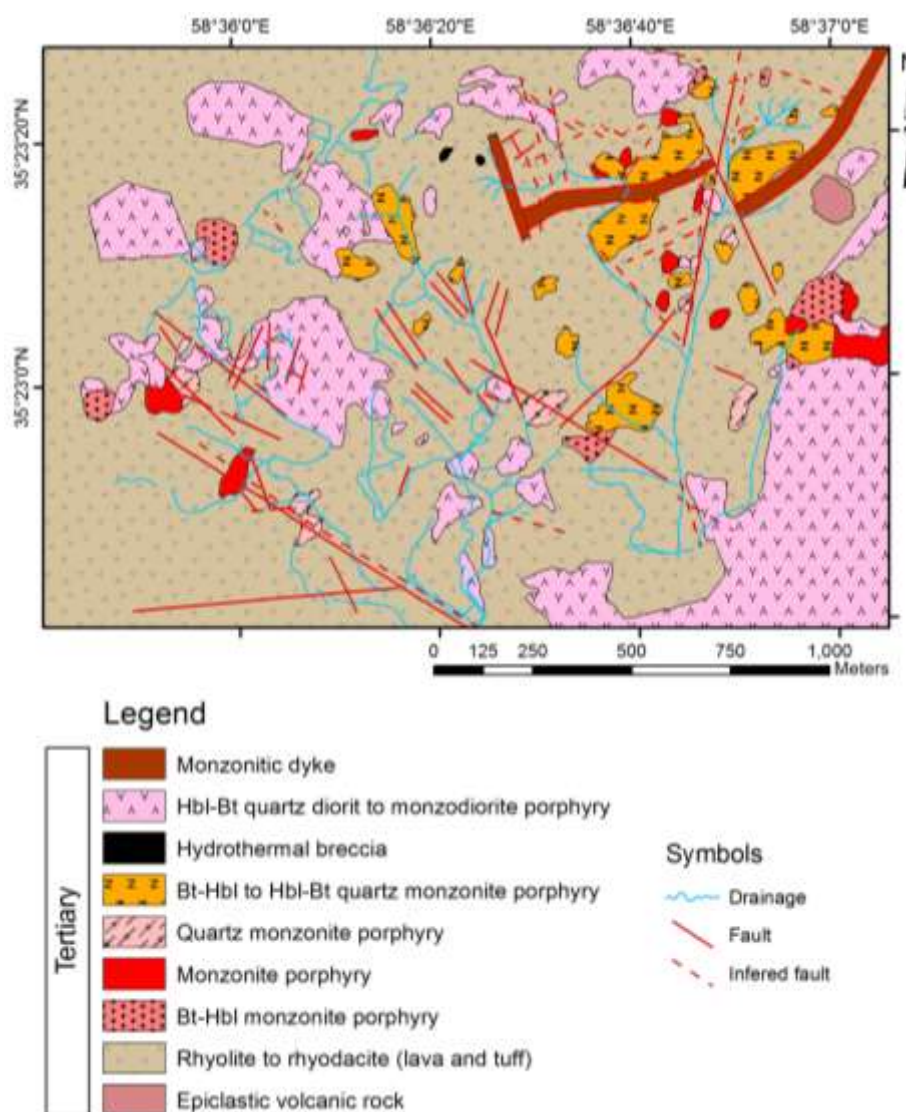
منطقه اکتشافی تنورجه تقریباً در شمال باختری نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فیض‌آباد جای دارد. برپایه این نقشه، همه محدوده از سنگ‌های آتشفشانی اسیدی با حالت توف برشی سفید رنگ، ایگنمریت، لاپیلی توف و توف‌های ماسه‌ای سبز رنگ پوشیده شده است (Behrouzi, 1988)؛ اما بررسی‌های تفصیلی و

(REE) در آزمایشگاه ACME (کانادا) به روش ذوب قلیایی با دستگاه ICP-MS تجزیه و بررسی شدند. همچنین، از داده‌های عنصرهای کمیاب و خاکی نادر ۸ نمونه توده آذرین درونی و ۴ نمونه سنگ‌های آتشفشانی که پیش از این Ajayebi (۲۰۰۸) آنها را به دست آورده بود نیز بهره گرفته شد. سن‌سنجی توده کوارتزومونونیت پورفیری که خاستگاه کانی‌سازی است به روش U-Pb کانی زیرکن در مرکز Laser Chron (دانشگاه آریزونای آمریکا) انجام شد. آماده‌سازی و جداسازی زیرکن از نمونه، در دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد.

روش Laser-Ablation multi collector ICP-MS برای سن‌سنجی روی زیرکن‌های جدا شده به کار برده شد. زیرکن‌ها نخست در یک پلاک اپاکسی به قطر ۱ اینچ همراه با خرده‌هایی از زیرکن استاندارد ID-TIMS و شیشه‌های NIST SPM610 قالب‌گیری شدند. سپس این پلاک‌ها نصف شده و صیقل داده شدند. از زیرکن‌ها در نور عبوری، انعکاسی و نیز در زیر میکروسکوپ کاندولومینسانس (CL) عکس‌برداری شد. داده‌های روش سن‌سنجی Laser-Ablation ICP-MS برای اندازه‌گیری U-Pb درستی بهتر از ۲٪ (۲ سیگما) و تفکیک مکانی چند میکرون دارند. نمونه استاندارد زیرکن ID-TIMS به کاررفته، نمونه زیرکنی از سریلانکا با سن 563.5 ± 3.2 Ma است. همچنین، فراوانی Th و U نمونه‌های ناشناس با شیشه‌های NIST SRM610 سنجیده شد. درستی تجزیه‌های انجام شده نزدیک به ۲ سیگما (نزدیک به ۱ درصد) برای $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ است. پس از پایان کار، رسم نمودار کنکردیا، رسم نمودارهای تراکمی و اندازه‌گیری سن‌های میانگین از داده‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ با نرم‌افزار

همه سنگ‌های منطقه تنورچه به سن سنوزوییک هستند. در این منطقه، سنگ‌های آتشفشانی بیشترین گسترش را دارند و به دو گروه سنگی کلی سنگ‌های آتشفشانی اپی‌کلاستیک و سنگ‌هایی با ترکیب ریولیت تا ریوداسیت رده‌بندی می‌شوند (شکل ۲).

تهیه نقشه زمین‌شناسی معدنی با مقیاس ۱:۱۰۰۰ نشان می‌دهند افزون‌بر سنگ‌های آتشفشانی، توده‌های آذرین درونی نیمه‌ژرف فراوانی در منطقه نفوذ کرده‌اند که دگرسانی گسترده و رویداد کانی‌سازی طلا-مس پورفیری را در پی داشته‌اند (Karimpour *et al.*, 2006).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه اکتشافی تنورچه در شمال‌خاوری کاشمر (با تغییر پس از: Karimpour و همکاران، ۲۰۰۶)

می‌شوند. توف‌ها بیشتر از نوع لیتیک‌توف و لاپیلی‌توف هستند. گدازه‌های ریولیتی-ریوداسیتی با رنگ روشن و بافت پورفیری با زمینه

بخش بزرگی از منطقه دربردارنده سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب ریولیتی تا ریوداسیتی است. این سنگ‌ها به دو شکل توف و گدازه‌ای دیده

فلدسپارها هستند. در این سنگ‌ها، کانی‌سازی بیشتر به صورت افشان پیریت و بسیار کمتر کالکوپیریت (که در سطح بسیار اکسیده شده‌اند) دیده می‌شود. در پی اکسیداسیون پیریت و اسیدی شدن محیط، بیشتر سرسیت‌ها با کانی‌های رسی جایگزین شده‌اند و پهنه آرژلیک سوپرژن روی این واحدها پدید آمده است. توده هورنبلند-بیوتیت کوارتز دیوریت تا مونزودیوریت پورفیری که گسترده‌ترین توده آذرین درونی در خاور و باختر منطقه است (شکل ۲)، هیچگونه کانی‌سازی ندارد و دچار دگرسانی پروپلیتیک شده است. این توده عقیم پس از توده‌های مونزونیتی نفوذ کرده است و از فازهای ماگماتیسیم تاخیری منطقه به‌شمار می‌رود. رخنمون‌های کوچکی از برش گرمابی نیز در شمال این بخش دیده می‌شود (شکل ۲).

سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین

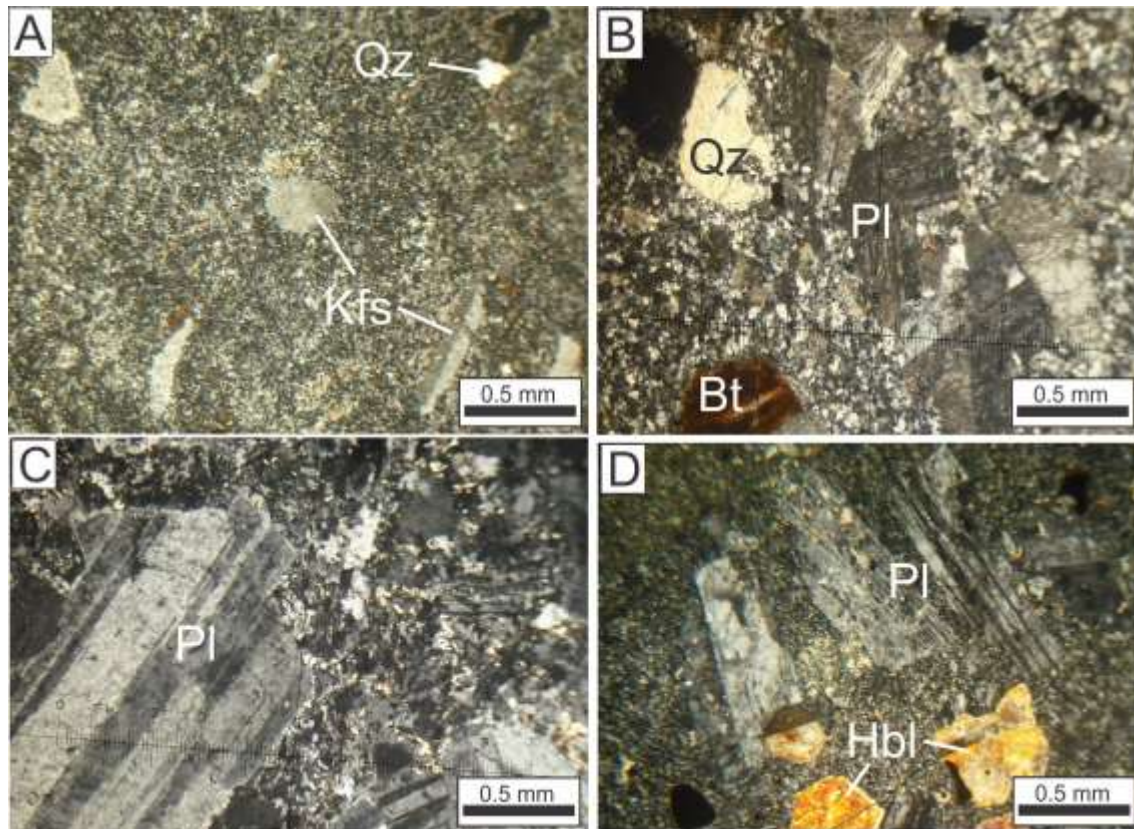
ریولیت - ریوداسیت: بافت گدازه‌های ریولیتی-ریوداسیتی، پورفیری با زمینه بسیار دانه‌ریز بوده و دربردارنده نزدیک به ۱۰ تا ۲۰ درصد حجمی کانی‌های درشت‌بلور (۱۰ تا ۱۲ درصد حجمی کوارتز، ۵ تا ۶ درصد حجمی آلکالی‌فلدسپار، ۲ تا ۳ درصد حجمی پلاژیوکلاز) است. زمینه سنگ بیشتر از کوارتزهای ریزبلور ساخته شده است (شکل ۳- A). گاه نزدیک به ۲ درصد کانی‌های فرومنیزین (مانند: هورنبلند یا بیوتیت) دگرسانی نشان می‌دهد. اسفن و تورمالین مهم‌ترین کانی‌های فرعی هستند. فراوانی کانی‌های کدر که بیشتر مگنتیت هستند تا ۱ درصد حجمی است. این سنگ‌ها بیشتر دچار دگرسانی سیلیسی، سرسیتیک و کمتر آرژلیک شده‌اند. فلدسپارهای درشت‌بلور گاه تا ۸۰ درصد با سرسیت جایگزین شده‌اند. کوارتز ثانویه در زمینه

بسیار دانه‌ریز شناخته می‌شوند. در برخی بخش‌ها، نوارهای سرشار از سیلیس به صورت جریان‌های سیلیسی (Silica flow band) در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. این حالت نواری پیامد تغییر مقدار گاز و به پیروی از آن، تغییر در غلظت و سرعت جابجایی گدازه پدید می‌آید. به دنبال نفوذ توده‌های نیمه‌ژرف، دگرسانی گسترده‌ای، بیشتر از نوع سیلیسی، سرسیتیک و آرژلیک، همراه با نشانه‌هایی از کانی‌سازی، بیشتر به شکل افشان در سنگ‌های آتشفشانی دیده می‌شود.

توده‌های آذرین درونی نیمه‌ژرف بیشتر به شکل استوک کوچک و کمتر دایک، با ترکیب مونزونیت، کوارتز مونزونیت، دیوریت و مونزودیوریت در سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها، برپایه بود یا نبود و نیز مقدار درشت‌بلورهای بیوتیت و هورنبلند، به گروه‌های بیوتیت-هورنبلند مونزونیت پورفیری، مونزونیت پورفیری، کوارتز مونزونیت پورفیری، بیوتیت-هورنبلند تا هورنبلند-بیوتیت کوارتز مونزونیت پورفیری، هورنبلند-بیوتیت کوارتز دیوریت تا مونزودیوریت پورفیری و چند دایک با ترکیب مونزونیت پورفیری رده‌بندی می‌شوند (شکل ۲). برپایه روابط صحرائی و نشانه‌های دگرسانی و کانی‌سازی، توده‌های مونزونیتی و کوارتز مونزونیتی خاستگاه اصلی کانی‌سازی منطقه بوده‌اند. بافت این توده‌ها پورفیری با زمینه دانه‌ریز تا دانه متوسط است و درشت‌بلورهای کوارتز، فلدسپارهای دگرسان شده و گاه بیوتیت و هورنبلند در نمونه دستی دیده می‌شود. این توده‌ها با شدت‌های مختلف دچار دگرسانی سیلیسی، سرسیتیک و گاه آرژلیک شده‌اند. کوارتز ثانویه در زمینه سنگ دیده می‌شود و سرسیت و کانی رسی بیشتر پیامد دگرسانی

همچنین، در برخی بخش‌های منطقه، نشانه‌های کانی‌سازی تا ۲ درصد به‌صورت پیریت‌های افشانی که بیشترشان اکسید شده‌اند، دیده می‌شود.

سنگ پراکنده است. کانی‌های فرومنیزین بیشتر با کلسیت جایگزین شده‌اند. در برخی بخش‌ها، کانی‌های رسی تا ۱۵ درصد حجمی دیده می‌شوند.



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی (XPL) از سنگ‌های آذرین منطقه اکتشافی تنورجه (شمال‌خاوری کاشمر). (A) ریولیت- ریوداسیت با بافت پورفیری و درشت‌بلورهای کوارتز و آلکالی‌فلدسپار؛ (B) درشت‌بلور بیوتیت، کوارتز و پلاژیوکلاز در بیوتیت- هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری؛ (C) بافت پورفیری با زمینه دانه‌ریز در مونزونیت پورفیری؛ (D) هورنبلند- بیوتیت کوارتز دیوریت تا مونزدیوریت پورفیری با درشت‌بلور پلاژیوکلاز و هورنبلند در زمینه دانه‌ریز (Pl). پلاژیوکلاز؛ Bt: بیوتیت؛ Qz: کوارتز؛ Kfs: آلکالی‌فلدسپار؛ Hbl: هورنبلند؛ نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است.

می‌شود، از این‌رو، نام این کانی به آغاز نام سنگ افزوده و واژه کوارتز مونزونیت به‌کار برده می‌شود. بیوتیت و هورنبلند از کانی‌های فرومنیزین این سنگ‌ها هستند. در برخی بخش‌ها، فراوانی بیوتیت و در برخی بخش‌ها، فراوانی هورنبلند بیشتر است. در کل، فراوانی این دو کانی گاه تا ۸ درصد حجم سنگ می‌رسد. زمینه سنگ از همه کانی‌های

توده‌های مونزونیتی: بافت توده‌های مونزونیتی پورفیری تا گلمروپورفیری با زمینه بیشتر دانه‌ریز است. مقدار درشت‌بلورها از نزدیک به ۲۵ تا ۳۵ درصد حجمی است و دربردارنده بیشتر ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی آلکالی‌فلدسپار و ۱۰ تا ۱۲ درصد حجمی پلاژیوکلاز است. در برخی بخش‌ها، نزدیک به ۵ تا ۶ درصد حجمی درشت‌بلور کوارتز دیده

می‌شود. زمینه سنگ دربردارنده ریزبلورهای پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، کوارتز، بیوتیت، هورنبلند، کانی‌های فرعی، کدر و ثانویه است (شکل ۳-D). اسفن مهم‌ترین کانی فرعی سنگ است. در زمینه سنگ، نزدیک به ۲ درصد کانی کدر (مگنتیت) شکل‌دار دیده می‌شود. دگرسانی این توده پروپلیتیک است. کلریت، اپیدوت و کمتر کلسیت کانی‌های ثانویه هستند. این کانی‌ها بیشتر جانشین پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین شده‌اند و مقدار آنها از کمتر از ۵ درصد تا نزدیک به ۳۵ درصد حجمی در برخی بخش‌ها متغیر است که در پی آن رنگ توده سبز شده است.

زمین‌شیمی سنگ‌های آذرین

داده‌های تجزیه عنصرهای اصلی، فرعی و خاکی نادر سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های آذرین درونی نیمه‌ژرف منطقه اکتشافی تنورچه در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده‌اند. در پی دگرسانی شدید منطقه، به‌ویژه از نوع سیلیسی، سرسیتیک و آرژیلیک، برگزیدن نمونه‌هایی که هیچگونه دگرسانی نداشته باشند، بسیار دشوار بود. این نکته درباره توده‌های آذرین درونی (به‌ویژه توده‌های مونزونیتی) که رخنمون‌های کوچکی نیز داشتند، دشوارتر بود. از این‌رو، برپایه بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری و گزینش بهترین نمونه‌ها، باز هم مقدارهای LOI در جدول‌های ۱ و ۲ نشان می‌دهند دگرسانی کمابیش در آنها روی داده است. پس تلاش شد تا بیشتر از عنصرهای فرعی و خاکی نادر برای تفسیرها بهره گرفته شود. همچنین، به‌علت اهمیت بیشتر توده‌های مونزونیتی و نقش آنها در کانی‌سازی، نمونه‌ها بیشتر از توده‌های آذرین درونی متعلق به این گروه برگزیده شدند.

درشت‌بلور، کانی‌های فرعی، کدر و ثانویه ساخته شده است (شکل‌های ۳-B و ۳-C). زیرکن، اسفن و تورمالین مهم‌ترین کانی‌های فرعی این توده‌ها هستند. کانی‌های کدر در بخش‌های کمتر دگرسان‌شده دیده می‌شوند و از نوع مگنتیت هستند. فراوانی آنها گاه تا ۲ درصد حجمی می‌رسد. کوارتز، سرسیت، کانی‌های رسی و گاه کلریت مهم‌ترین کانی‌های ثانویه هستند. کوارتز ثانویه به شکل پراکنده در زمینه و رگچه‌ای، گاه تا ۳۰ درصد حجم سنگ را در برمی‌گیرد. سرسیت بیشتر جانشین فلدسپارها شده و فراوانی آن از کمتر از ۵ درصد تا ۲۰ درصد حجمی است. در برخی بخش‌ها، کانی‌های رسی از فلدسپارها پدید آمده‌اند و در برخی بخش‌ها نیز پیامد فرایند هوازدگی هستند و از سرسیت‌ها پدید آمده‌اند. مقدار آنها از کمتر از ۵ درصد تا گاه ۳۰ درصد حجمی است. کلریت به شکل فرعی، پیامد تجزیه‌شدن کانی‌های فرومنیزین بوده و فراوانی آن دست‌بالا تا ۵ درصد حجمی است. کانی‌های سولفیدی اکسید شده بیشتر به شکل افشان و کمتر پرکننده فضاهای خالی و درزه‌ها در بیشتر بخش‌های توده‌های مونزونیتی دیده می‌شوند و فراوانی آنها از ۰/۵ تا ۳ درصد حجم سنگ است. به پیروی از آن، اکسید آهن (گوتیت و هماتیت) در بیشتر بخش‌ها دیده می‌شود و مقدار آن تا ۷ درصد حجمی نیز می‌رسد.

هورنبلند - بیوتیت کوارتز دیوریت تا

مونزودیوریت پورفیری: بافت آن پورفیری با زمینه بسیار دانه‌ریز است. نزدیک به ۳۰ تا ۳۵ درصد کانی درشت‌بلور (۱۵ تا ۲۰ درصد پلاژیوکلاز، ۳ تا ۴ درصد آلکالی‌فلدسپار، ۳ تا ۶ درصد کوارتز و در کل، ۳ تا ۵ درصد بیوتیت و هورنبلند) در آن دیده

جدول ۱- داده‌های زمین‌شیمیایی اکسید عنصرهای اصلی (برپایه درصد وزنی)، عنصرهای فرعی و خاکی نادر (برپایه ppm) سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی- ریوداسیتی منطقه اکتشافی تنورجه

Sample No.	Tn-1	Tn-2	Tn-3	Tn-4	Tn-5	Tn-6
Longitude	58°36'52"	58°36'22"	58°36'5"	58°36'9"	58°36'1"	58°36'17"
Latitude	35°23'21"	35°23'3"	35°23'8"	35°23'25"	35°23'18"	35°23'18"
SiO₂	74.52	74.15	74.04	73.54	72.04	72.67
TiO₂	0.49	0.44	0.46	0.45	0.46	0.59
Al₂O₃	13.45	13.66	11.92	11.07	14	13.14
FeOt	2.08	4.15	5.6	4.74	4.3	2.26
MnO	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
MgO	1.34	1.48	1.12	0.21	0.82	1.9
CaO	0.92	0.65	0.34	0.39	0.19	0.93
Na₂O	0.9	0.4	0.27	0.4	0.24	0.43
K₂O	2.23	2.3	2.74	6.18	4.72	3.31
P₂O₅	0.07	0.07	0.09	0.1	0.08	0.08
LOI	3.9	2.7	3.2	3	3.2	3.7
Total	99.91	100.02	99.79	100.09	100.06	99.03
Rb	70.2	29.2	19.2	131.4	67.5	84.8
Sr	110.8	410.8	58.1	141.3	66.4	69.4
Zr	290	294	173	242	320	260
Nb	16.2	18.9	8.7	11.2	16.2	12.8
La	18.4	12.5	24.4	22.5	27.1	22.2
Ce	36	28.9	49.1	43.6	58.6	50.5
Pr	3.84	3.32	5.92	4.6	6.11	5.7
Nd	13.6	13.7	25.7	18	23.3	24.8
Sm	2.7	3	4.8	3	4.1	4.9
Eu	0.43	0.94	0.91	0.69	0.79	0.95
Gd	2.31	2.94	4.54	2.88	4.04	4.49
Tb	0.49	0.52	0.73	0.52	0.84	0.69
Dy	3.48	3.11	4.32	3.38	5.11	4.80
Ho	0.79	0.63	0.83	0.75	1.17	1.02
Er	2.85	1.84	2.6	2.53	3.47	3.38
Tm	0.47	0.29	0.42	0.47	0.6	0.52
Yb	3.04	1.75	2.84	2.57	3.55	3.44
Lu	0.48	0.26	0.55	0.49	0.54	0.54
Y	25	32	24	23	35	30
Cs	1.4	7.4	1.1	1.6	1.3	1
Ta	1.2	1.5	0.7	1	1.3	1.1
Hf	8.3	10.6	4.3	6.9	8.7	8.1
V	45	209	57	28	18	51
Th	12.8	10	6.9	11.6	13.2	11.5
Ga	13.8	17.7	8.8	11.4	17	16
U	3.4	16.6	2.7	2.8	4.2	3.1
(La/Yb)_N	4.08	4.82	5.79	5.90	5.15	4.35
Eu/Eu*	0.53	0.97	0.6	0.72	0.59	0.62

جدول ۱- ادامه (* نمونه‌ها از: Ajayebi, ۲۰۰۸)

Sample No.	Tn-7	Tn-8	Pt-8*	Pt-50*	Pt-20*	Pt-32*
Longitude	58°36'41"	58°36'41"	58°35'51"	58°36'51"	58°36'12"	58°36'38"
Latitude	35°23'9"	35°22'50"	35°23'9"	35°23'3"	35°23'4"	35°22'60"
SiO₂	70.32	69.94	77.63	72.46	71.44	71.18
TiO₂	0.53	0.5	0.25	0.21	0.43	0.53
Al₂O₃	14.41	14.81	9.24	13.93	13.74	14.97
FeOt	2.54	2.82	4.62	2.2	5.21	2.26
MnO	0.05	0.01	0.06	0.01	0.01	0.01
MgO	0.46	0.14	1.24	0.45	0.82	0.33
CaO	0.93	0.46	0.37	1.34	0.1	0.23
Na₂O	5.37	2.59	2.86	3.73	0.26	1.95
K₂O	2.48	6.55	2.22	4.27	3.86	6.36
P₂O₅	0.09	0.04	0.13	0.05	0.07	0.06
LOI	2.7	2.3	1.4	1.5	4.2	2.3
Total	99.88	100.16	100.02	100.15	100.14	100.18
Rb	79.5	127.3	49.8	137.7	112.4	138.6
Sr	208.1	202.5	53.8	140.3	33.4	181.8
Zr	312	361	192	110	311	352
Nb	18.1	17.6	8	8.7	16.5	18.2
La	7.3	39.8	14	19.6	43.5	42.4
Ce	14.8	83.5	30.9	40.3	94.2	86.7
Pr	1.53	8.86	3.55	4	10.33	9.16
Nd	4.9	35.7	13.3	15.3	39.4	33.6
Sm	1.1	6.1	2.9	2.8	6.6	6.5
Eu	0.18	0.97	0.62	0.46	0.99	1.15
Gd	0.85	5.11	3.18	2.72	5.14	5.91
Tb	0.18	0.8	0.5	0.46	0.8	0.98
Dy	1.31	4.82	2.76	2.50	4.77	5.89
Ho	0.33	1.15	0.6	0.57	1.06	1.18
Er	1.26	3.28	2.18	1.65	3.19	3.64
Tm	0.23	0.56	0.37	0.3	0.51	0.64
Yb	1.77	3.72	2.8	1.79	3.21	3.55
Lu	0.33	0.59	0.48	0.27	0.54	0.59
Y	11	32	18	16	31	35
Cs	1.6	1	0.7	3.7	0.8	1.5
Ta	1.2	1.4	0.7	1.2	1.2	1.4
Hf	8.4	10	4.8	3.6	9.1	10.1
V	39	17	29	35	23	17
Th	12	16.4	7.4	12	14.5	16.3
Ga	13.8	14.8	14.9	15.2	20.1	13.1
U	3.2	4.8	2.7	3.8	4	4.6
(La/Yb)_N	2.78	7.21	3.37	7.38	9.14	8.05
Eu/Eu*	0.57	0.53	0.62	0.51	0.52	0.57

جدول ۲- داده‌های زمین‌شیمیایی اکسید عنصرهای اصلی (برپایه درصد وزنی)، عنصرهای فرعی و خاکی نادر (برپایه ppm) برای توده‌های آذرین درونی منطقه اکتشافی تنورجه

Sample No.	Tn-23	Tn-24	Tn-36	Tn-39	Tn-40	Tn-41	Tn-42	Tn-47
Longitude	58°35'52"	58°35'60"	58°36'31"	58°36'31"	58°36'43"	58°36'38"	58°36'59"	58°36'16"
Latitude	35°22'59"	35°22'52"	35°23'8"	35°23'15"	35°23'21"	35°23'16"	35°23'6"	35°23'13"
SiO₂	54.82	54.25	65.76	68.29	63.93	66.82	62.09	61.62
TiO₂	0.87	0.88	0.49	0.66	0.73	0.56	0.72	0.71
Al₂O₃	16.75	16.69	15.19	15.3	16.31	14.65	15.85	16.1
FeO_t	7.56	7.92	4.27	3.51	6.67	4.51	6.1	5.64
MnO	0.09	0.09	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	3.1	3.18	0.81	0.83	0.45	0.49	0.54	2.33
CaO	5.52	5.56	1.77	0.29	1.09	0.45	1.23	2.05
Na₂O	3.94	3.91	3.24	1.43	3.38	2.99	5.09	4.58
K₂O	3.2	3.27	4.77	5.11	1.82	5.41	3.02	1.83
P₂O₅	0.27	0.28	0.14	0.09	0.12	0.12	0.06	0.16
LOI	3.9	4	3.6	4.5	5.5	4.1	5.2	5
Total	100.02	100.03	100.08	100.02	100.01	100.11	99.91	100.03
Rb	67.3	69.9	133.9	148.1	56.1	134.9	91.7	70.9
Sr	358.7	372.2	318.4	103.8	263.5	261.9	292.5	282.1
Zr	156	159	149	257	207	254	225	161
Nb	7.6	8.2	8.1	13.7	11.4	13.4	13.1	9
La	22	22.2	27.4	25.2	22.6	15.3	27.7	20.8
Ce	48.6	49.6	50.5	55.5	48.6	30.8	55.8	44.2
Pr	5.6	5.65	5.35	6.19	5.63	3.38	6.37	5.38
Nd	26.2	25.9	17.7	25.5	21.5	13.4	23.3	22.3
Sm	5.2	5.1	3.6	4.5	4.5	2.7	4.2	5.7
Eu	1.31	1.35	0.86	0.67	0.8	0.46	0.75	1.28
Gd	4.77	4.95	2.71	3.11	3.22	2.08	2.56	4.56
Tb	0.78	0.83	0.51	0.58	0.51	0.4	0.47	0.89
Dy	4.52	4.80	2.49	3.31	2.82	2.54	2.34	4.75
Ho	0.9	0.87	0.55	0.74	0.55	0.56	0.51	0.97
Er	2.59	2.71	1.43	2.25	1.77	1.92	1.56	3
Tm	0.37	0.42	0.24	0.34	0.31	0.36	0.25	0.43
Yb	2.44	2.69	1.56	2.29	1.89	2.18	1.81	2.8
Lu	0.43	0.4	0.27	0.42	0.3	0.42	0.29	0.43
Y	25	25	16	23	17	19	14	29
Cs	4.5	5	4.4	1.6	3.5	1.3	3	5
Ta	0.6	0.7	0.8	1.1	0.8	1.1	1.1	0.6
Hf	4.6	4.6	4.3	7.8	6	7.1	5.8	4.4
V	203	215	97	97	184	95	108	165
Th	6.3	7.2	14.3	9.3	7.5	12.7	9	7.7
Ga	15.8	16.9	16.1	16.9	15.2	13	17.2	17.1
U	1.7	1.8	3.6	2.9	2.8	3.1	3.1	2.3
(La/Yb)_N	6.08	5.56	11.84	7.42	8.06	4.73	10.32	5.01
Eu/Eu*	0.8	0.82	0.84	0.55	0.64	0.59	0.70	0.77

جدول ۲- ادامه (* نمونه‌ها از: Ajayebi, ۲۰۰۸)

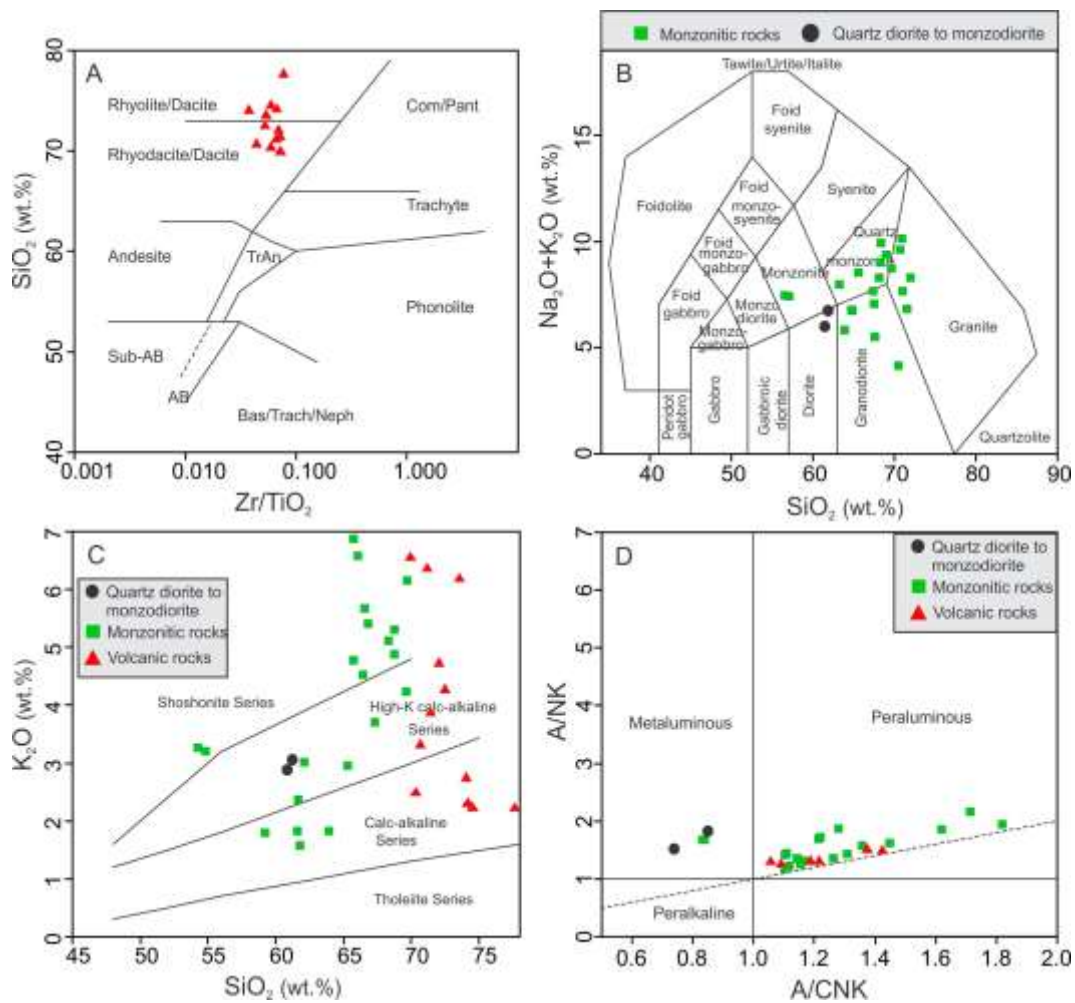
Sample No.	Tn-49	Tn-51	Tn-53	Tn-55	Tn-76	Tn-78	Pt-11*	Pt-12*
Longitude	58°36'60"	58°36'50"	58°30'22"	58°36'35"	58°37'4"	58°36'58"	58°36'1"	58°36'16"
Latitude	35°23'21"	35°23'17"	35°23'7"	35°22'54"	35°23'12"	35°22'54"	35°23'18"	35°23'20"
SiO₂	68.76	66.02	67.32	68.78	61.19	60.83	65.73	69.7
TiO₂	0.56	0.52	0.68	0.56	0.73	0.72	0.61	0.61
Al₂O₃	14.92	13.6	14.77	14.88	14.06	15.02	15.63	15.25
FeOt	3.97	5.7	7.38	2.95	6.95	7.32	5.62	1.99
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.13	0.15	0.05	0.01
MgO	0.46	0.19	0.71	0.26	3.58	3.6	1.64	0.11
CaO	0.6	0.6	0.52	0.46	5.4	5.2	0.67	0.49
Na₂O	2.11	2.4	0.26	4.47	3.62	3.11	0.6	3.81
K₂O	5.31	6.58	3.7	4.88	3.06	2.89	6.88	6.16
P₂O₅	0.08	0.12	0.21	0.06	0.21	0.22	0.2	0.12
LOI	3.3	4.4	4.5	2.8	0.86	1.02	2.4	1.9
Total	100.08	100.14	100.06	100.11	99.79	100.08	100.03	100.15
Rb	105.1	136.8	88.7	99	74.1	75.2	146.3	120.7
Sr	146.1	307.2	178.3	200.5	425.4	453.1	97.8	178.6
Zr	353	266	251	323	206.4	189	244	296
Nb	20.1	15.1	14.2	18.9	11.2	11.1	13.4	15.1
La	41.4	25.5	28.1	31.6	24.4	25.2	18.3	16.2
Ce	85.1	55.8	57.1	65.3	52.0	51.2	45.6	45.4
Pr	9.6	6.22	5.99	7.37	6.32	6.3	5.83	5.83
Nd	36.8	23.8	22.7	28.1	25.3	24.8	25.7	22.3
Sm	7.7	4.7	4.5	5.2	5.29	5.11	7.1	4.8
Eu	1.3	0.8	0.81	0.96	1.29	1.18	1.23	0.86
Gd	5.17	3.41	3.22	4.18	5.17	5.12	9.88	3.57
Tb	0.9	0.62	0.57	0.74	0.76	0.84	1.61	0.66
Dy	4.90	3.49	3.22	4.56	4.9	4.53	9.13	3.98
Ho	1.04	0.8	0.82	0.98	0.92	0.89	1.77	0.86
Er	3.46	2.42	2.69	3.07	2.58	2.54	4.79	2.91
Tm	0.53	0.41	0.42	0.53	0.4	0.4	0.74	0.5
Yb	3.28	2.53	2.69	3.15	2.76	2.72	4.13	3.14
Lu	0.58	0.44	0.47	0.56	0.44	0.4	0.6	0.48
Y	32	24	24	30	25.5	25	48	23
Cs	1.4	1.5	1.9	0.6	1.4	1.3	0.9	1.1
Ta	1.5	1.2	1	1.4	0.9	0.8	1	1.2
Hf	9.1	7.3	6.7	8.5	5.4	5.1	6.8	7.7
V	24	74	97	27	184	175	64	42
Th	17.4	13.7	10.2	13.3	8.9	8.6	9.8	13.5
Ga	16.6	15.4	16.4	11.8	16.9	16.4	21.9	14.8
U	4.5	3.2	2.9	4.1	2.3	2.1	3.2	4.1
(La/Yb)_N	8.51	6.8	7.04	6.76	5.96	6.25	2.99	3.48
Eu/Eu*	0.63	0.61	0.65	0.63	0.75	0.71	0.45	0.64

جدول ۲- ادامه (* نمونه‌ها از: Ajayebi, ۲۰۰۸)

Sample No.	Pt-13*	Pt-31*	Pt-35*	Pt-39*	Pt-43*	Pt-49*	Pt-53*
Longitude	58°36'1"	58°36'22"	58°36'32"	58°36'37"	58°36'43"	58°36'53"	58°36'42"
Latitude	35°23'18"	35°23'7"	35°23'10"	35°23'10"	35°23'24"	35°23'13"	35°22'55"
SiO₂	61.76	65.29	66.44	59.18	61.65	66.55	69.6
TiO₂	0.85	0.43	0.47	0.8	0.62	0.57	0.53
Al₂O₃	15.72	15.13	15.55	16	15.99	18.1	13.58
FeOt	6.33	7.9	4.44	6.72	6.07	1.74	4.21
MnO	0.15	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01
MgO	3.81	0.18	0.86	1.63	2.17	0.14	0.18
CaO	2.15	0.87	0.75	1.76	2.11	0.61	0.49
Na₂O	4.05	3.87	4.25	5.68	4.08	4	3.82
K₂O	1.58	2.96	4.53	1.8	2.37	5.67	4.23
P₂O₅	0.27	0.04	0.12	0.05	0.15	0.04	0.06
LOI	3.3	3.4	2.7	6.4	4.8	2.6	3.4
Total	99.97	100.08	100.014	100.03	100.03	100.03	100.11
Rb	45.9	81.9	130.9	87.2	88.6	180.8	91.7
Sr	307.9	282.8	259.6	285.4	280.6	345.2	190.8
Zr	215	167	153	184	155	145	273
Nb	12.2	6.9	7.3	9.3	7.7	7.3	14.7
La	27.3	5.4	11.1	26.8	15.8	5.5	33.6
Ce	59.5	9.3	21.3	57.7	37.3	10.8	70.4
Pr	6.98	0.82	2.09	6.43	4.54	1.11	7.52
Nd	28.8	2.8	8.6	26.1	20.2	4.4	28.1
Sm	5.9	0.4	1.4	5.1	5	0.9	5.1
Eu	1.31	0.17	0.4	1.14	1.26	0.32	1.04
Gd	5.49	0.41	1.06	5.55	5.49	0.88	4.83
Tb	0.86	0.05	0.12	0.95	0.91	0.12	0.76
Dy	4.61	0.29	0.76	5.3	5.02	0.77	4.54
Ho	0.99	0.09	0.18	1.06	1.08	0.14	0.87
Er	3.14	0.33	0.45	2.98	2.88	0.47	2.67
Tm	0.51	0.07	0.1	0.44	0.48	0.1	0.46
Yb	2.88	0.51	0.58	2.44	2.81	0.66	2.63
Lu	0.46	0.1	0.12	0.39	0.46	0.14	0.44
Y	30	3	5	31	30	4	28
Cs	1.9	4.2	2.3	4.5	6	2.4	0.7
Ta	0.9	0.9	0.9	0.8	0.7	0.9	1.1
Hf	6.3	5.1	4.9	5.4	4.7	4.4	8
V	112	49	102	151	159	94	35
Th	9	20.5	15.1	7.1	10.4	12.5	12.9
Ga	15.4	16.1	14.4	18.8	15.1	15.4	13.3
U	2.4	2.9	2.7	2.3	2.1	4.2	3.4
(La/Yb)_N	6.39	7.14	12.9	7.41	3.79	5.62	8.61
Eu/Eu*	0.7	1.28	1	0.66	0.74	1.10	0.64

ریوداسیت جای گرفته‌اند (شکل ۴- A). همچنین، از آنجایی که مقدار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در بیشتر نمونه‌های توده‌های آذرین درونی برابر ۵ تا ۱۰ درصد وزنی است، در نمودار SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ، این سنگ‌ها در گستره دیوریت، مونزونیت، کوآرتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت جای گرفته‌اند (شکل ۴- B).

مقدار SiO_2 سنگ‌های آتشفشانی منطقه بررسی شده از ۶۹/۹۴ تا ۷۷/۶۳ درصد و توده‌های آذرین درونی از ۵۴/۲۵ تا ۶۹/۷ درصد وزنی است (جدول‌های ۱ و ۲). از آنجایی که مقدار نسبت Zr/TiO_2 در سنگ‌های آتشفشانی از یک کمتر است، در نمودار SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 ، همه نمونه‌ها در گستره ریولیت، داسیت و



شکل ۴- سنگ‌های آتشفشانی منطقه تنورچه (شمال خوری کاشمر) در: (A) نمودار نامگذاری پیشنهادی Floyd و Winchester؛ (B) نمودار نامگذاری پیشنهادی Middlemost (۱۹۸۵)؛ (C) نمودار SiO_2 در برابر K_2O در برابر (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ (D) نمودار A/NK در برابر A/CNK (Maniar and Piccoli, 1989)

به سنگ است. مقدار K_2O در سنگ‌های آتشفشانی برابر ۲/۲۲ تا ۶/۵۵ درصد وزنی و در توده‌های آذرین درونی برابر ۱/۵۸ تا ۶/۸۸ درصد وزنی است

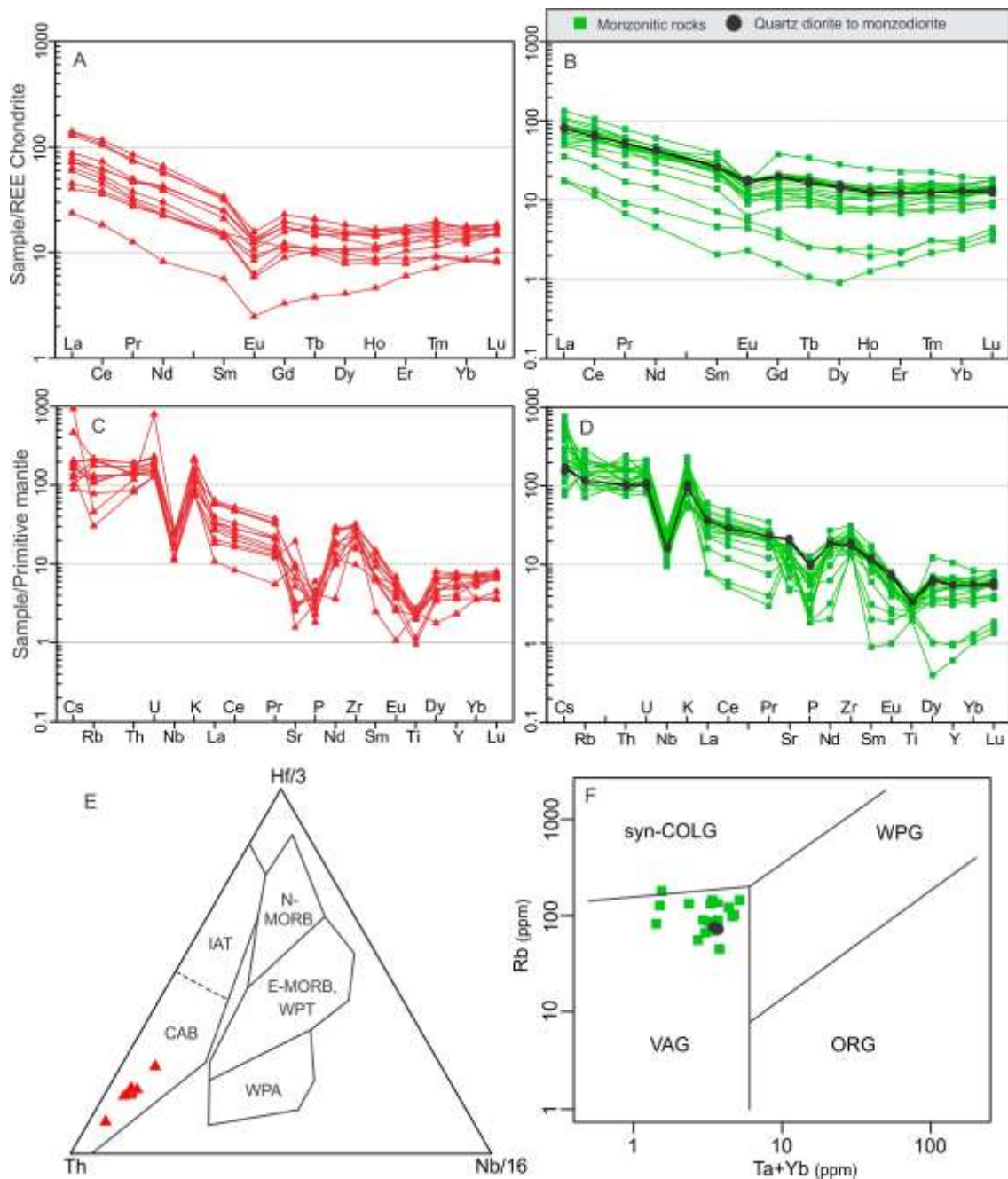
جایگیری برخی توده‌های آذرین درونی مونزونیتی در گستره گرانیت و گرانودیوریت پیامد سیلیسی‌شدن و افزوده‌شدن مقداری کوآرتز ثانویه

ناهنجاری منفی نشان می‌دهد؛ به گونه‌ای که مقدار Eu/Eu^* در سنگ‌های آتشفشانی برابر ۰/۵۱ تا ۰/۹۷ و در توده‌های آذرین درونی برابر ۰/۴۵ تا ۰/۸۴ است (جدول‌های ۱ و ۲؛ شکل‌های ۵-A و ۵-B). کم‌بودن این مقدار می‌تواند پیامد پلاژیوکلازداربودن خاستگاه و یا تبلوربخشی این کانی باشد. تنها ۳ نمونه از توده‌های مونزونیتی مقدار Eu/Eu^* برابر ۱ تا ۱/۲۸ دارند و الگوی REE متفاوتی را به نمایش گذاشته‌اند، که این پدیده پیامد دگرسانی و یا تفاوت خاستگاه آنها با دیگر توده‌های آذرین درونی است.

عنصرهای لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE)، عنصرهایی ناسازگار و متحرک هستند؛ اما عنصرهای واسطه با شدت میدان بالا (HFSE) و برخی عنصرهای تحولی در شرایط دگرگونی و دگرسانی، عنصرهایی سازگار و کمابیش نامتحرک هستند. غلظت عنصرهای لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ به فاز شاری وابسته است؛ اما غلظت عنصرهای واسطه با شدت میدان بالا به شیمی سنگ خاستگاه و فرایندهای ذوب-تبلور وابستگی دارد (Rollinson, 1993). نمودار عنکبوتی عنصرهای فرعی و برخی عنصرهای خاکی نادر بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه برای سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های آذرین درونی تنورچه، در شکل‌های ۵-C و ۵-D نشان داده شده است. در کل، عنصرهای LILE (K, Rb, Cs)، عنصرهای ناسازگاری که رفتار همانند آنها دارند (مانند: U, Th) و عنصرهای LREE (La, Ce, Pr) در برابر عنصرهای HFSE (Ti, Nb) و عنصرهای HREE (Yb, Lu)، در همه نمونه‌ها در برابر گوشته اولیه غنی‌شدگی دارند. اندکی از تفاوت‌ها نیز با تغییر ترکیب کلی سنگ، میزان دگرسانی و شدت تحرک عنصر مربوطه هنگام فرایند دگرسانی‌های گرمایی وابسته هستند (شکل‌های ۵-C و ۵-D). ناهنجاری منفی فسفر در نمونه‌ها پیامد جداسدن آپاتیت از ماگماست (Wu et al., 2003).

(جدول‌های ۱ و ۲). در نمودار K_2O در برابر SiO_2 (شکل ۴-C)، همه نمونه‌های توده‌های آذرین درونی و سنگ‌های آتشفشانی در گستره کالک‌آلکان معمولی تا شوشونیتی پراکنده شده‌اند. افزایش مقدار K_2O در نمونه‌ها تا محدوده شوشونیتی بیشتر پیامد دارابودن مقداری سرسیت و کانی رسی در آنهاست. از آنجایی که توده کوارتز دیوریت تا مونزودیوریت که کمترین دگرسانی را دارد، در گستره کالک‌آلکان پتاسیم بالا جای دارد، این سنگ‌ها بیشتر کالک‌آلکان معمولی تا پتاسیم بالا هستند. همچنین، در پی دگرسانی و دارابودن سرسیت و کانی رسی در نمونه‌ها، بیشتر آنها در نمودار A/CNK در برابر A/NK در محدوده پرآلومینوس جای گرفته‌اند؛ اما توده کوارتز دیوریت تا مونزودیوریت با کمترین میزان دگرسانی، سرشت متآلومینوس نشان می‌دهد (شکل ۴-D).

عنصرهای REE در برابر عنصرهای دیگر، کمتر دچار هوازدگی و دگرسانی‌های گرمایی می‌شوند، پس الگوی فراوانی آنها خاستگاه‌های آذرین سنگ‌ها را بهتر نشان می‌دهد (Boynton, 1985; Rollinson, 1993). نمودار عنصرهای خاکی نادر (REE) سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های آذرین درونی منطقه تنورچه که در برابر کندریت بهنجار شده است، غنی‌شدگی نسبی از عنصرهای خاکی نادر سبک (LREE) در برابر عنصرهای خاکی نادر سنگین (HREE) نشان می‌دهد؛ هرچند عنصرهای HREE نیز روندی کمابیش هموار نشان می‌دهند (شکل‌های ۵-A و ۵-B). الگوی عنصرهای REE و کم‌بودن نسبت $(La/Yb)_N$ (۲/۷۸ تا ۹/۱۴) در سنگ‌های آتشفشانی و ۲/۹۹ تا ۱۲/۹ در توده‌های آذرین درونی) در همه نمونه‌ها نیز پیدایش ماگما در ژرفای کمتر از گستره پایداری گارنت در ناحیه خاستگاه را نشان می‌دهند. همچنین، عنصر Eu در بیشتر نمونه‌ها



شکل ۵- A) نمودار بهنجارشده عنصرهای خاکی نادر در برابر ترکیب کندریت (Boynton, 1985) برای سنگ‌های آتشفشانی تنورچه (شمال خاوری کاشمر)؛ B) نمودار بهنجار شده عنصرهای خاکی نادر در برابر ترکیب کندریت (Boynton, 1985) برای توده‌های آذرین درونی تنورچه (شمال خاوری کاشمر)؛ C) نمودار بهنجار شده عنصرهای فرعی و خاکی نادر در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های آتشفشانی تنورچه؛ D) نمودار بهنجار شده عنصرهای فرعی و خاکی نادر در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای توده‌های آذرین درونی منطقه تنورچه؛ E) سنگ‌های آتشفشانی تنورچه در نمودار سه‌تایی Hf-Th-Nb (Wood, 1980)؛ F) توده‌های آذرین درونی تنورچه در نمودار پیشنهادی Pearce و همکاران (۱۹۸۴) (VAG: گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی؛ WPG: گرانیتوئیدهای درون‌صفحه‌ای؛ ORG: گرانیتوئیدهای پشته میان‌اقیانوسی؛ syn-COLG: گرانیتوئیدهای هم‌زمان با برخورد قاره‌ها؛ CAB: بازالت‌های مرز قاره، IAT: توله‌ایت جزیره‌های کمانی؛ WPA: آندزیت‌های درون‌صفحه‌ای؛ WPT: توله‌ایت‌های درون‌صفحه‌ای؛ MORB: بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی)

سن‌سنجی زیرکن در توده موزونیتی به روش

U-Pb

از نمونه‌های برداشت‌شده از توده کوارتز موزونیت پورفیری بارور، پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی، یک نمونه برای سن‌سنجی برگزیده شد. داده‌های محاسبه و سن‌سنجی ایزوتوپی در جدول ۳ و شکل‌های ۶-A و ۶-B آورده شده‌اند.

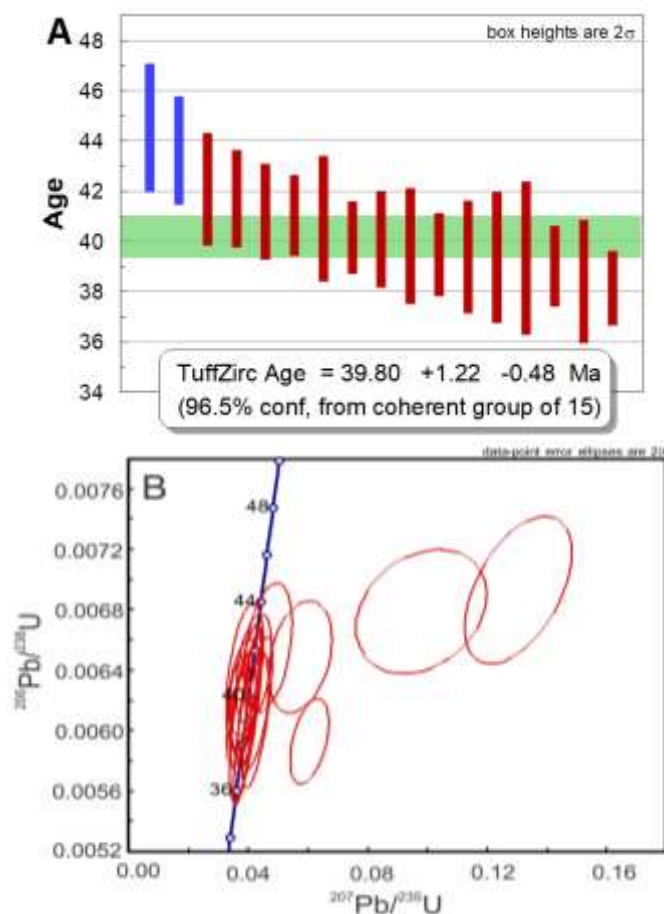
بر پایه مقدار عنصرهای Nb، Hf و Th در نمودار سه‌تایی Wood (۱۹۸۰)، جایگاه زمین‌ساختی پیدایش سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده، پهنه‌های آتشفشانی مرز قاره (CAB) است (شکل ۵-E). همچنین، در نمودار Rb در برابر Ta+Yb، توده‌های آذرین درونی منطقه تنورچه همانند گرانیتوئیدهای پهنه فرورانش (VAG) هستند (شکل ۵-F).

جدول ۳- داده‌های سن‌سنجی زیرکن به روش U-Pb برای توده کوارتز موزونیت پورفیری تنورچه (شمال‌خاوری کاشمر)

Samples No.	U (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U/Th	²⁰⁶ Pb*/ ²⁰⁷ Pb*	±(%)	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U*	±(%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±(%)	Best age (Ma)	± (Ma)
Spot 10	529	26156	2.2	13.4894	3.9	0.0606	4.4	0.0059	1.9	38.1	0.7
Spot 4	905	47797	1.7	21.1805	2.3	0.0389	4.0	0.0060	3.2	38.4	1.2
Spot 15	226	9722	1.1	22.6065	4.0	0.0370	4.5	0.0061	2.1	39.0	0.8
Spot 1	520	28149	0.9	21.4896	3.9	0.0393	5.5	0.0061	3.9	39.3	1.5
Spot 3	1014	34231	1.4	19.5484	3.4	0.0432	4.8	0.0061	3.3	39.3	1.3
Spot 5	88	5694	1.3	20.8875	5.9	0.0404	6.6	0.0061	2.9	39.4	1.1
Spot 16	209	8957	1.0	21.9025	3.7	0.0387	4.2	0.0061	2.1	39.5	0.8
Spot 7	604	43163	1.8	21.1045	2.7	0.0405	4.0	0.0062	2.9	39.8	1.1
Spot 8	185	25445	1.1	22.3040	5.4	0.0386	5.9	0.0062	2.4	40.1	1.0
Spot 17	164	9704	1.3	22.1759	5.2	0.0388	5.5	0.0062	1.8	40.1	0.7
Spot 6	134	45212	1.0	22.5668	5.7	0.0389	6.5	0.0064	3.1	40.9	1.2
Spot 14	1700	41905	4.9	21.0441	1.7	0.0418	2.6	0.0064	2.0	41.0	0.8
Spot 2	103	28050	1.4	21.0389	5.3	0.0420	5.8	0.0064	2.3	41.2	1.0
Spot 13	70	63540	1.5	15.5839	7.2	0.0574	7.6	0.0065	2.3	41.7	1.0
Spot 12	62	42773	1.4	19.3132	6.5	0.0467	7.0	0.0065	2.7	42.1	1.1
Spot 9	172	6656	1.0	9.5442	8.8	0.0981	9.1	0.0068	2.5	43.6	1.1
Spot 11	361	6839	2.6	7.3225	4.9	0.1305	5.6	0.0069	2.9	44.5	1.3

بیشتر از ۵ تا ۱۰ و در زیرکن‌های آذرین کمتر از ۵ تا ۱۰ است (Rubatto *et al.*, 2001; Rubatto, 2002; Williams, 2001). این نسبت در زیرکن‌های بررسی‌شده کمتر از ۴/۹ است که نشان‌دهنده سرشت ماگمایی زیرکن‌هاست (جدول ۳). پس برپایه این ویژگی، همراه با تحمل دمایی بالای زیرکن، داده‌های U-Pb به‌دست آمده نماینده سن تبلور توده آذرین دانسته می‌شوند (Cherniak and Watson, 2000).

بر پایه ۱۷ نقطه اندازه‌گیری روی دانه‌های زیرکن، سن توده آذرین درونی کوارتز موزونیتی، برابر با ۳۹/۸ میلیون سال پیش به‌دست آمد (جدول ۳؛ شکل‌های ۶-A و ۶-B). پس توده آذرین درونی کوارتز موزونیتی در ائوسن میانی (Bartonian) در مجموعه سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده است. از سوی دیگر، نسبت U/Th زیرکن، ابزار خوبی برای سنجش سنگ‌زایی است؛ زیرا معمولاً در زیرکن‌های دگرگونی، نسبت U/Th



شکل ۶- توده کوارتزموزنویت پورفیری در (A) نمودار میانگین سن به دست آمده بر پایه داده ایزوتوپی؛ (B) نمودار کنکردیا برای زیرکن های سن سنجی شده به روش U-Pb

ایزوتوپ های Rb-Sr و Sm-Nd توده های آذرین درونی

مقدارهای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه در منطقه تنورچه با تجزیه نمونه کل سنگ و بر پایه سن به دست آمده از زیرکن در جدول ۳ به دست آمده اند. نسبت های ایزوتوپ اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برای توده کوارتزموزنویتی بارور، بر پایه سن ۴۰ میلیون سال پیش، به ترتیب برابر با 0.705673 و 0.512524 هستند (جدول های ۴ و ۵). میزان ایزوتوپ اولیه ϵNd_i در نمونه یاد شده برابر با -1.22 است (جدول ۵). همچنین، نسبت ایزوتوپ اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برای توده

دیوریتی عقیم، بر پایه سن ۴۰ میلیون سال پیش، به ترتیب برابر با 0.705158 و 0.512570 است (جدول های ۴ و ۵). میزان ایزوتوپ اولیه ϵNd_i در نمونه یاد شده برابر با -0.32 است (جدول ۵). بر پایه مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه نزدیک به 0.705 ، مقدار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برای گرانیتویدهای تنورچه، نزدیک به 0.5125 و ϵNd_i کمتر از -1.5 به دست آمد. موقعیت این توده ها نزدیک به محدوده بازالت های جزیره های کمانی (IAB) است و خاستگاه ماگما از گوه گشته ای جای گرفته روی صفحه فرورانده شده است (شکل ۷). افزایش مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه از 0.705 و کاهش ϵNd_i به کمتر

زمین‌شیمی توده‌ها نیز نشان‌دهنده سرشت گرانیتوئیدهای سری مگنتیت (اکسیدان) نوع I پدیدآمده در پهنه فرورانش است.

از صفر، به‌ویژه برای توده کوارتز مونزونیتی، به آلودگی ماگما با پوسته بالایی هنگام بالا آمدن به‌سوی بالا مربوط است. کانی‌شناسی و

جدول ۴- داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپ‌های Rb-Sr برای توده‌های آذرین درونی تنورچه (شمال‌خاوری کاشمر)

Sample No.	AGE (Ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ (2 σ)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$
Diorite	40	73.0	357	0.5903	0.705493	0.705158
Quartz monzonite	40	131.0	260	1.4561	0.706500	0.705673

m: measured

Errors are reported as 1 σ (95% confidence limit)

The initial ratio of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculated using $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ and an age 40 (age based on zircon)

جدول ۵- داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپ‌های Sm-Nd برای توده‌های آذرین درونی تنورچه (شمال‌خاوری کاشمر)

Sample No.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$ (2 σ)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{initial}}$	ϵNd_i
Diorite	5.10	26.1	0.1182	0.512601	0.512570	-0.32
Quartz monzonite	1.4	8.6	0.0985	0.512550	0.512524	-1.22

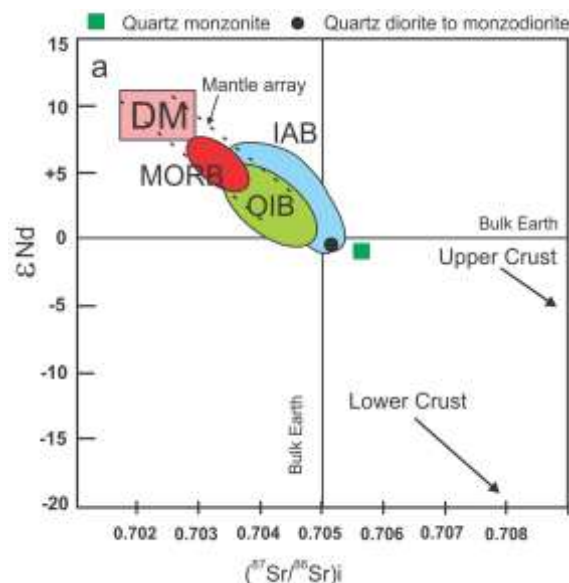
m: measured

Errors are reported as 1 σ (95% confidence limit)

The initial ratio of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ calculated using $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$ and an age 40 (age based on zircon)

ϵNd_i : initial ϵNd value

شده است. در این منطقه، در پی نفوذ توده‌های نیمه‌ژرف مونزونیتی با سن ۳۹/۸ میلیون سال پیش در ائوسن میانی (Bartonian)، دگرسانی گسترده‌ای روی داده و به دنبال آن کانی‌سازی طلا-مس پورفیری رخ داده است. برپایه ویژگی‌های صحرایی و نوع دگرسانی و نبود کانی‌سازی، توده‌های دیوریتی باید اندکی جوان‌تر از توده‌های مونزونیتی باشند. سن به‌دست‌آمده برای سنگ‌های مونزونیتی تنورچه با سن به‌دست‌آمده برای سنگ‌های مونزونیتی شمال‌خاوری کاشمر که رویداد کانی‌سازی IOCG را در پی داشته‌اند (۴۰ میلیون سال پیش) همخوانی نزدیکی دارد (Almasi *et al.*, 2015). همچنین، Shafaii Moghadam و همکاران (۲۰۱۵) برای گرانیتوئیدهای شمال‌کاشمر سن برابر ۴۰ تا ۴۱ میلیون سال پیش را پیشنهاد کرده‌اند. کانی‌سازی‌های مس در برخی بخش‌ها با



شکل ۷- جایگاه جایگیری گرانیتوئیدهای منطقه تنورچه (شمال‌خاوری کاشمر) برپایه نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ به ϵNd (نمودار اولیه از Zindler, ۱۹۸۶)

بحث

منطقه اکتشافی تنورچه بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب ریولیتی-ریوداسیتی پوشیده

خوپیک (Malekzadeh Shafaroudi *et al.*, 2015) و ماهرآباد (Malekzadeh Shafaroudi *et al.*, 2010) و سپس الیگوسن (۳۳ میلیون سال پیش)، مانند ده سلم (Arjmandzadeh and Santos, 2014) می‌رسد. مقایسه سن‌های به‌دست‌آمده نشان می‌دهد سن کانی‌سازی طلا-مس پورفیری منطقه تنورجه به سن کانی‌سازی‌های مس-طلا پورفیری بلوک لوت نزدیک‌تر است.

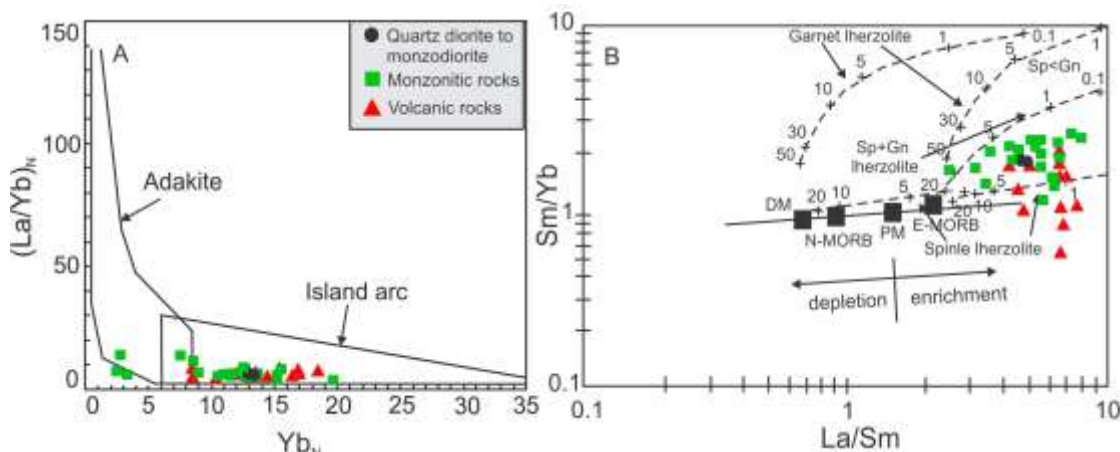
ویژگی‌های زمین‌شیمیایی به‌ویژه روند غنی‌شدگی نسبی عنصرهای LREE در برابر HREE در الگوی بهنجار شده به ترکیب کندریت و غنی‌شدگی عنصرهای LILE در برابر HFSE در الگوی بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Pearce, 1983; Gill, 1981; Wilson, 1989; Rollinson, 1993) در سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های آذرین درونی منطقه تنورجه، نشان‌دهندهٔ ماگماهای پدیدآمده در پهنه فرورانش هستند. این نکته در نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی نیز دیده می‌شود (شکل‌های E-۵ و F-۵). همچنین، ویژگی‌های کانی‌شناسی (مانند دارا بودن بیوتیت و هورنبلند و کانی مگنتیت که مهم‌ترین کانی کدر سنگ است)، سرشت کالک‌آلکان سنگ‌های آذرین و بررسی‌های ایزوتوپی Sr-Nd توده‌های آذرین درونی نشان می‌دهند همه این سنگ‌ها گرانیتوئیدهای نوع I (اکسیدان) هستند. این ویژگی‌ها نیز با نشانه‌های زمین‌شیمیایی دیگر سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های آذرین درونی پهنه خواف-کاشمر-بردسکن هماهنگی نزدیکی دارند (Mazloumi Bajestani and Rasa, 2010; Malekzadeh Shafaroudi *et al.*, 2013; Shafaii Moghadam *et al.*, 2015; Golmohammadi *et al.*, 2015; Almasi *et al.*, 2015).

این گرانیتوئیدها دیده می‌شود. Golmohammadi و همکاران (۲۰۱۵) نیز سن توده خاستگاه کانی‌سازی اسکارن آهن سنگان را ۳۹ میلیون سال پیش دانسته‌اند. داده‌های سن‌سنجی به‌دست‌آمده از بخش‌های گوناگون پهنه خواف-کاشمر-بردسکن نشان می‌دهد این پهنه ماگمایی در بازهٔ ۴۱ تا ۳۹ میلیون سال پیش در ائوسن پدید آمده است و از آنجاییکه توان بالایی برای رویداد کانی‌سازی‌های گوناگون دارد، این بازه سنی دوره متالورژی مهمی، به‌ویژه برای عنصرهای مس و طلا در شمال‌خاوری ایران، است. این در حالی است که سن بیشتر کانی‌سازی‌های مس پورفیری در منطقه کرمان برابر ۱۸ تا ۶ میلیون سال پیش است (Aghazadeh *et al.*, 2015) (مانند: سرچشمه ۱۳/۲ میلیون سال پیش و میدوک ۱۲/۵ میلیون سال پیش (McInnes *et al.*, 2003)؛ دره‌زار ۱۵/۷ میلیون سال پیش، چاه فیروزه ۱۶/۱۹ میلیون سال پیش، ایجو ۹/۲۷ میلیون سال پیش و آبدر ۶/۱۹ میلیون سال پیش (Aghazadeh *et al.*, 2015)). همچنین، سن کانی‌سازی‌های ارومیه-دختر مرکزی (پهنه ساوه-یزد) مانند دالی، برابر ۱۷ تا ۲۱ میلیون سال پیش (Ayati *et al.*, 2013) و در کهنک، برابر ۱۵/۱۷ میلیون سال پیش (Aghazadeh *et al.*, 2015) است. سونگون با سن ۲۱ میلیون سال پیش، هفت چشمه ۲۷ میلیون سال پیش و مسجد داغی ۲۰/۴۶ میلیون سال پیش (Aghazadeh *et al.*, 2015) نیز در منطقه ارسباران هستند؛ اما سن مس-طلا پورفیری‌های خاور ایران از کرتاسه پسین آغاز شده (منطقه گزو با سن ۶۵/۱ تا ۶۵/۹ میلیون سال پیش؛ Mahdavi و همکاران، ۲۰۱۶) و به سن ائوسن (۳۹ میلیون سال پیش) مانند

کمتر ناسازگار Sm، ترکیب کلی ناحیه خاستگاه را توضیح می‌دهد؛ زیرا خاستگاه (پریدوتیت‌های سکانس گوشته‌ای) اسپینل‌دار و یا گارنت‌دار تمرکز این دو عنصر را به گونه متفاوتی کنترل نمی‌کنند (Aldanmaz *et al.*, 2000). از سوی دیگر، نسبت Sm/Yb به ترکیب کانی‌شناسی ناحیه خاستگاه وابسته است؛ زیرا Yb در گارنت در برابر کلینوپیروکسن و یا اسپینل بسیار سازگار است. برای پی‌بردن به ترکیب کانی‌شناسی ناحیه خاستگاه و درجه ذوب‌بخشی نمونه‌های تنورچه از نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm بهره گرفته شد (شکل ۸-B). ذوب‌بخشی اسپینل لرزولیت ماگمایی با نسبت‌های Sm/Yb همانند مقدار این نسبت در ناحیه خاستگاه ساخته است؛ اما میزان نسبت La/Sm و مقدار Sm با افزایش درجه ذوب‌بخشی کاهش نشان می‌دهند (Aldanmaz *et al.*, 2000). پس مذاب‌هایی که از ذوب‌بخشی اسپینل لرزولیت پدید می‌آیند، روند ذوب‌بخشی همانند روند گوشته‌ای یا Mantle array (خطی دارند که از DM و PM گذر می‌کند (شکل ۸-B). از سوی دیگر، در مذاب‌هایی که از ذوب کم تا متوسط گارنت لرزولیت‌ها پدید می‌آیند نسبت Sm/Yb بسیار بالاتر از این نسبت در خاستگاه گوشته‌ای‌شان است. نمونه‌های بررسی‌شده بیشتر میان خط‌های مربوط به اسپینل لرزولیت و اسپینل - گارنت لرزولیت جای می‌گیرند (شکل ۸-B) و تنها ۶ نمونه پایین‌تر از خط اسپینل لرزولیت هستند. این نکته نشان می‌دهد خاستگاه آنها یک گارنت - اسپینل لرزولیت بوده که مقدار اسپینل بیش از گارنت بوده است. همچنین، درجه ذوب‌بخشی بیشتر برابر ۱ تا ۵ درصد است (شکل ۸-B). نسبت کم $(La/Yb)_N$ (۲/۷۸ تا ۹/۱۴ در سنگ‌های آتشفشانی و ۲/۹۹ تا ۱۲/۹ در توده‌های آذرین درونی)، نسبت Sr/Y کم و ناهنجاری منفی Eu نشانه فراوانی اندک کانی بجامانده گارنت در خاستگاه این توده‌هاست.

نسبت Sr/Y بیشتر با فراوانی نسبی گارنت، آمفیبول و پلاژیوکلاز در فاز بجامانده کنترل می‌شود؛ به گونه‌ای که میزان بالای گارنت و مقدار کم آمفیبول و پلاژیوکلاز در فاز بجامانده نسبت Sr/Y در مذاب را افزایش می‌دهد (Geng *et al.*, 2009). در بیشتر سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های آذرین درونی منطقه تنورچه نسبت Sr/Y کم است (به ترتیب برای سنگ‌های آتشفشانی برابر ۱/۹ تا ۱۹/۶ و برای توده‌های آذرین درونی برابر ۲ تا ۲۰) و این نکته نشان‌دهنده فراوانی بسیار کم گارنت و دارابودن آمفیبول و پلاژیوکلاز در فاز بجامانده است. این امر، ناهنجاری بیشتر منفی Eu نمونه‌های منطقه را توجیه می‌کند. تنها در سه نمونه از توده‌های آذرین درونی مقدار Sr/Y به بیش از ۵۰ رسیده است و ناهنجاری Eu مثبت است. برای این رویداد ویژگی‌ها، دگرسانی و یا تفاوت خاستگاه پیشنهاد داده می‌شود. همچنین، در نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر Yb_N ، بیشتر نمونه‌ها به علت کم بودن Yb_N بالا، سرشت آداکیتی ندارند (شکل ۸-A). این نکته با نسبت کم Sr/Y و ناهنجاری منفی Eu همخوانی دارد. ماگماهای کالک‌آلکان در پهنه فرورانش، معمولاً در پی ذوب‌بخشی پریدوتیت‌گونه گوشته‌ای پدید می‌آیند که دچار سیال‌های آزادشده از صفحه اقیانوسی فرورانده باشد؛ اما ماگماهای آداکیتی از ذوب‌بخشی خود صفحه اقیانوسی فرورانده پدید می‌آیند (Tatsumi and Takahashi, 2006). از آنجایی که سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های آذرین درونی منطقه تنورچه سرشت آداکیتی ندارند، پس نخستین پیشنهاد برای آنها پذیرفتنی‌تر است.

برای بررسی نوع کانی بجامانده در ناحیه خاستگاه و درجه ذوب‌بخشی از عنصرهای خاکی نادر بهره گرفته می‌شود. در اینباره، فراوانی عنصر بسیار ناسازگار La و



شکل ۸- ترکیب سنگ‌های آذرین منطقه تنورچه در: A) نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر Yb_N (Defant and Drummond, 1990)؛ B) تغییر عنصرهای خاکی نادر برپایه نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm (Aldanmaz *et al.*, 2000) (روند گوشته‌ای (Mantle array) در این شکل (خط ضخیم) با ترکیب گوشته تهی شده نوع مورب (DM) (McKenzie and O'Nions, 1991) و گوشته اولیه (PM) (Sun and McDonough, 1989) شناخته می‌شود. منحنی‌های ذوب‌بخشی برای خاستگاه گوشته‌ای اسپینل لرزولیت ($Ol_{60}+Opx_{20}+Cpx_{10}+gt_{10}$) و گارنت لرزولیت ($Ol_{53}+Opx_{27}+Cpx_{17}+Sp_{11}$) با ترکیب‌های گوشته تهی شده نوع مورب و گوشته اولیه از (Aldanmaz *et al.*, 2000) هستند. خط‌ها و شماره‌های روی منحنی‌های ذوب نشان‌دهنده درجه ذوب‌بخشی برای یک خاستگاه گوشته‌ای هستند. ترکیب E-MORB و N-MORB برگرفته از Sun و McDonough (۱۹۸۹) است)

نیز رسیده است. آلودگی با پوسته بالایی و به‌دنبال آن، جدایش بلوری بیشتر ماگما، علت مهم بارورشدن توده مونزونیتی در برابر توده دیوریتی عقیم است.

نتیجه‌گیری

در منطقه تنورچه سنگ‌های آتشفشانی گسترده و دو دسته توده آذرین درونی نیمه‌ژرف دیده می‌شوند. توده‌های مونزونیتی با سن ۳۹/۸ میلیون سال پیش عامل رویداد کانی‌سازی و دگرسانی بوده و توده‌های دیوریتی عقیم تاخیری‌تر هستند. ویژگی‌های کانی‌شناسی، زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی این مجموعه نشان می‌دهند همه این سنگ‌ها از گرانیتوئیدهای نوع I (اکسیدان) هستند. سنگ‌های آذرین منطقه تنورچه از ذوب‌بخشی درجه پایین (بیشتر برابر ۱ تا ۵ درصد) گارنت- اسپینل لرزولیت گوشته روی صفحه فرورانده پدید آمده‌اند و هنگام بالآمدن، ماگما اندکی با پوسته

همچنین، مقادارهای $^{143}Nd/^{144}Nd$ و $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه و میزان ϵNd_i در توده‌های آذرین درونی منطقه تنورچه، خاستگاه گرفتن ماگما از گوشته روی صفحه فرورانده (که هنگام بالآمدن، اندکی با پوسته بالایی آلودگی پیدا کرده است) را نشان می‌دهد. آلودگی با پوسته بالایی برای توده مونزونیتی (بیرون از محدوده IAB جای گرفته و مقدار $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه به سوی راست گرایش پیدا کرده است) که عامل رویداد کانی‌سازی پورفیری در منطقه تنورچه است، بیشتر است. همچنین، کاهیدگی Nb ویژگی ماگماهای پهنه فرورانش است و افزایش آن، آمیختگی هرچه بیشتر پوسته قاره‌ای را آشکار می‌کند (Zhang *et al.*, 2006; Asran and Ezzat, 2012). در توده دیوریتی عقیم، مقدار Nb نزدیک به ۱۱ گرم در تن است؛ اما مقدار این عنصر در بیشتر نمونه‌های مونزونیتی بیش از ۱۱ گرم در تن است و به ۲۰ گرم در تن

به زیر جنوب‌باختری صفحه اوراسیاست. تکمیل داده‌های سن‌سنجی و پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما در این پهنه از بخش‌های گوناگون دید بهتری از وضعیت ژئودینامیکی آن را در آینده روشن می‌کند. همچنین، کمک شایانی به اکتشاف هر چه بیشتر اندوخته‌های معدنی این پهنه ماگمایی خواهد کرد.

سپاس‌گزاری

این مقاله با پشتیبانی مالی دانشگاه فردوسی مشهد از طرح پژوهشی شماره ۳/۳۷۹۵۰ به‌تاریخ ۱۳۹۴/۵/۲۵ انجام شده است. از پروفیسور فارمر در دانشگاه کلرادو امریکا برای انجام تجزیه‌های ایزوتوپی Sr-Nd و از دکتر جورج گرلز و ویکتور ولنسیا از گروه علوم‌زمین دانشگاه آریزونا برای انجام تجزیه سن‌سنجی سپاس‌گزاری می‌کنیم.

بالایی آلودگی پیدا کرده است. نسبت کم $(La/Yb)_N$ و Sr/Y و ناهنجاری منفی Eu نشانه فرآوانی اندک کانی بجامانده گارنت در خاستگاه این توده‌ها هستند. برپایه بررسی‌های ایزوتوپی و زمین‌شیمیایی، میزان آلودگی ماگما با پوسته بالایی برای توده‌های مونزونیتی بارور بیش از توده‌های دیوریتی عقیم است. در منطقه تنورچه، سن رویداد کانی‌سازی و توده‌های آذرین درونی وابسته به آن بسیار همانند اندوخته‌های مس-طلا پورفیری بلوک لوت (مانند: ماهرآباد و خویپیک) است و از اندوخته‌های مس پورفیری بخش‌های گوناگون پهنه ارومیه-دختر کهن‌تر است.

پس برای دوره متالوژنی مهم، به‌ویژه برای عنصرهای مس و طلا در شمال‌خاوری ایران و در پهنه ماگمایی خواف-کاشمر-بردسکن، سن ائوسن پیشنهاد می‌شود. پهنه ماگمایی خواف-کاشمر-بردسکن پیامد فرورانش اقیانوس نئوتتیس

منابع

- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z. and Zhou, L. (2015) Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: Constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology. *Ore Geology Reviews* 70: 385-406.
- 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.
- Almasi, A., Karimpour, M. H., Ebrahimi Nasrabadi, K., Rahimi, B., Klötzli, U. and Santos, J. F. (2015) Geology, mineralization, U-Pb dating and Sr-Nd isotope geochemistry of intrusive bodies in northeast of Kashmar. *Iranian Journal of Economic Geology* 1(7): 69-90 (in Persian).
- Ajayebi, K. (2008) Geochemistry, petrogenesis, and source of hydrothermal fluid in Tannurjeh mineralization (north of Kashmar). Ph.D. thesis, Azad University, Tehran. Iran (in Persian).
- Arjmandzadeh, R. and Santos, J. F. (2014) Sr-Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu-Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran. *International Journal of Earth Sciences* 103(1): 123-140.
- Asran, M. and Ezzat, M. (2012) The pan-African calc-alkaline granitoids and the associated mafic microgranular enclaves (MME) around Wadi Abu Zawal area, North Eastern desert, Egypt: Geology, Geochemistry and petrogenesis. *Journal of Biology and Earth Sciences* 2: 1-16.

- Ayati, F., Yavuz, F., Asadi, H. H., Richards, J. P. and Jourdan, F. (2013) Petrology and geochemistry of calc-alkaline volcanic and subvolcanic rocks, Dalli porphyry copper-gold deposit, Markazi Province, Iran. *International Geology Reviews* 55: 158–184.
- Behrouzi, A. (1988) Geological Quadrangle Map of Fyezabad 1:100000, No.7760. Geological survey of Iran, Tehran, Iran.
- Boynton, W. V. (1985) Cosmochemistry of the rare earth elements, Meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 115-1522. Elsevier, Amsterdam, Netherland.
- Cherniak, D. J. and Watson, E. B. (2000) Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology* 172: 5-24.
- Cooke, D.R., Hollings, P. and Walshe, J. L. (2005) Giant porphyry deposits: characteristics, distribution and tectonic controls. *Economic Geology* 100: 801-818.
- Cooke, D. R., Wilson, A. J. and Davies, A. G. S. (2004) Characteristics and genesis of porphyry copper-gold deposits. 24th Au Workshop. CODES special, publication No. 5, University of Tasmania, Tasmania, Australia.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662–665.
- Geng, H., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W. J., Xian, W. S., Zhao, G. C., Zhang, L. F., Wong, K. and Wu, F. Y. (2009) Geochemical, Sr–Nd and zircon U–Pb–Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: implications for ridge subduction. *Chemical Geology* 266: 364–389.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, New York, US.
- Golmohammadi, A., Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Mazaheri, S. A. (2015) Alteration-mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran. *Ore Geology Reviews* 65: 545–563.
- Golmohammadi, A., Mazaheri, S. A., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Karimpour, M. H. (2014) Zircon U-Pb dating and geochemistry of Sarkhar and Bermani granitic rocks, East of Sangan iron mine, Khaf. *Iranian Journal of Petrology* 5(17): 83-102 (in Persian).
- Karimpour, M. H., Saadat, S. and Malekzadeh Shafaroudi, A. (2002) Exploration of Fe-oxide Cu-Au and magnetite deposits related to Khaf-Kashmar-Bardaskan volcanic-plutonic belt. 21th International Geosciences Congress, Tehran, Iran (in Persian).
- Karimpour, M. H., Saadat, S. and Malekzadeh Shafaroudi, A. (2006) Geochemistry, petrology, and Mineralization of Tannurjeh porphyry gold-copper. *Journal of Science (University of Tehran) (JSUT)* 3(33): 173-185 (in Persian).
- Keith, S. B. and Swan, M. M. (1995) The great Laramide porphyry copper cluster of Arizona, Sonora, and New Mexico: the tectonic setting, petrology, and genesis of a world-class porphyry metal cluster. In: *Geology and Ore Deposits of the American Cordillera*. (Eds. Coyner, A. R. and Fahey, P. L.) NV: 1667– 1747. Geological Society of Nevada, Reno, US.
- Mahdavi, A., Karimpour, M. H., Mao, J., Hidarian Shahri, M. R., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Li, H. (2016) Zircon U-Pb geochronology, Hf isotopes and geochemistry of intrusive rocks in the Gazu copper deposit, Iran: Petrogenesis and geological implications. *Ore Geology Reviews* 72: 818-837.
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M. H. and Mazaheri, S. A. (2010) Rb–Sr and Sm–Nd isotopic compositions and Petrogenesis of ore-related intrusive rocks of gold-rich porphyry copper Maherabad prospect area (north of Hanich), east of Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 18 (2): 33-42.

- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M. H. and Stern, C. R. (2015) The Khopik porphyry copper prospect, Lut Block, Eastern Iran: Geology, alteration and mineralization, fluid inclusion, and oxygen isotope studies. *Ore Geology Reviews* 65: 522-544.
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M. H. and Golmohammadi, A. (2013) Zircon U-Pb geochronology and petrology of intrusive rocks in the C-North and Baghak districts, Sangan iron mine, NE Iran. *Journal of Asian Earth Science* 64: 256-271.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Mazloumi Bajestani, A., Karimpour, M. H., Rasa, A., Rahimi, B. and Abedini, M. (2009) Torbat-e-Hydariyeh Kuh-e-Zar Au deposit: a new model of gold mineralization. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 16(3): 363-376 (in Persian).
- Mazloumi Bajestani, A. and Rasa, A. (2010) Petrology and alteration of intrusive rocks in Torbat-e-Hydariyeh Kuh-e-Zar gold deposit. *Iranian Journal of Economic Geology* 1(1): 57-69 (in Persian).
- McInnes, B. I. A., Evans, N. J., Belousova, E., Griffin, W. T. and Andrew, R. L. (2003) Timing of mineralization and exhumation processes at the Sar Cheshmeh and Meiduk porphyry Cu deposits, Kerman belt, Iran. In: *Mineral Exploration and Sustainable Development* (Eds. Eliopoulos et al.) 7th Biennial SGA Meeting, Athens, August, 24-28: 1197-1200. Millpress, Rotterdam, Holland.
- McKenzie, 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 Company, London, UK.
- 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, UK.
- 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.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data, Evaluation, Presentation, Interpretation*. Harlow, UK, Longman, London, UK.
- Rubatto, D., Williams, I. S. and Buick, I. S. (2001) Zircon, and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range Central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140: 458-468.
- Rubatto, D. (2002) Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184: 123-138.
- Shafaii Moghadam, H., Li, X. H., Ling, X. X., Santos, J. F., Stern, R. J., Li, Q. L. and Ghorbani, G. (2015) Eocene Kashmar granitoids (NE Iran): Petrogenetic constraints from U-Pb zircon geochronology and isotope geochemistry. *Lithos* 216-217: 118-135.
- 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.) 313-345. Geological Society, London, UK.
- Tatsumi, Y. and Takahashi, T. (2006) Operation of subduction factory and production of andesite. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 101: 145-153.

- Whitney, D. L. and Evans. B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185–187.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Uniwin Hyman, London, UK.
- Williams, I. S. (2001) Response of detrital zircon and monazite, and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 557-580.
- Wood, D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planetary Science Letter* 50: 11– 30.
- 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.
- Zhang, H., Zhang, L., Harris, N., Jin, L. and Honglin, Y. (2006) U–Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152: 75-88.
- Zindler, A. and Hart, S. R. (1986) Chemical geodynamics. *Anniversary Reviews of Earth Planetary Sciences* 14: 493- 571.