

## Geochemical data as a tool for estimation of mineralization potential in the Hanar granitoids as part of Tertiary plutonism in Lut block (East of Iran)

Siavash Omidianfar <sup>1</sup>, Mohamad Rahgoshay <sup>1\*</sup> and Iman Monsef <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, College of Earth Sciences, Shahid Beheshti University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Department of Geology, Institute of Advanced Studies in Basic Sciences of Zanjan, Zanjan, Iran

### Abstract

Hanar intrusion located in 155 km South of Birjand in the east of Lut block and compositionally consist of tonalite, granodiorite, quartz-diorite and diorite that intruded as stock and dikes in volcanic sequence (basic to intermediate) outcropped in this area. Hanar granitoid rocks are metaluminous and show I-type granitoids affinity. In addition, they are belong to calk-alkaline series and reveal the active continental margin geochemical evidences. According to relation of studying intrusion to I type granitoids with oxide (magnesian) state, they have no potential to produce Sn and W mineralization. Also, Low Sr/Y and V/Sc ratios as well as the situation of the studying samples in barren domain of the fertile-barren discrimination diagrams show that Hanar granitoids have no potential for Cu porphyry mineralization. In other hand, Low degree of the magmatic evolution as well as location of the studying samples in different Fe-mineralization potential evaluation diagrams indicate that Hanar granitoids (Diorite unit) has high potential for formation of iron deposits that this case is supporting by occurrence of Fe-mineralization (as vein-Iron deposit) in association with this intrusion.

**Key words:** geochemical data, mineralization potential, fertile and barren intrusions, Hanar intrusion, Lut block

---

\* m-rahgoshay@sbu.ac.ir

DOI: <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.124366.1196>

Copyright©2021, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

## کاربرد داده‌های زمین‌شیمیایی برای تعیین توان کانه‌زایی گرانیتوئیدهای محدوده حنار به‌عنوان بخشی از پلوتونیسیم ترشیر در بلوک لوت (خاور ایران)

سیاوش امیدیان فر<sup>۱</sup>، محمد رهگشای<sup>۱\*</sup> ایمان منصف<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان، زنجان، ایران

### چکیده

توده آذرین درونی حنار در ۱۵۵ کیلومتری جنوب بیرجند و در خاور بلوک لوت رخنمون دارد. از دیدگاه ترکیبی، این توده ترکیب تونالیت، گرانودیوریت، کوارتز دیوریت و دیوریت دارد. این سنگ‌ها به‌صورت استوک و دایک در توالی آتشفشانی (بازیک تا حد واسط) رخنمون یافته در این محدوده نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های گرانیتوئیدی حنار متآلومین و از نوع I با سرشت کالک‌آلکال هستند و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مرز فعال قاره‌ای را به نمایش می‌گذارند. از آنجایی که این توده آذرین درونی گرانیتوئید نوع I است و ماگما حالت اکسیدی (مگنتیتی) داشته است، زایش کانسارهای قلع و تنگستن از این توده آذرین درونی ناممکن است. همچنین، نسبت‌های کم Sr/Y، V/Sc و جایگیری نمونه‌های بررسی شده در محدوده‌های عقیم نمودارهای تمایز توده‌های آذرین درونی زایا از نازایا، عقیم‌بودن این توده آذرین درونی از دیدگاه زایش کانسارهای مس پورفیری را نشان می‌دهند. میزان کم تکامل‌یافتگی ماگما و نیز موقعیت نمونه‌های بررسی شده در نمودارهای ارزیابی توان کانه‌زایی آهن نشان‌دهنده توان بالای این توده آذرین درونی (بخش دیوریتی) در پیدایش کانسارهای آهن است. رخداد کانه‌زایی آهن (به‌صورت رگه‌ای) در ارتباط با این توده آذرین درونی نیز این نکته را تأیید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: داده‌های زمین‌شیمیایی، توان کانه‌زایی، توده‌های آذرین درونی بارور و نابارور، توده آذرین درونی حنار، بلوک لوت

۱۰ درصد از نهشته‌های Fe، Au، Pb، Zn، Ag و

U و بسیاری از فلزهای کمیاب (مانند: Ta، Nb و

Li، Be، Zr، Ga، Bi، Cd، Sb، Te، Re، In، Sc و

مقدمه

کما بیش پیدایش همه نهشته‌های Mo، Sn و

W، بیشتر از ۶۰ درصد نهشته‌های Cu، بیشتر از

\* m-rahgoshay@sbu.ac.ir

DOI: <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.124366.1196>

Copyright©2021, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

بخشی از ماگماتیسم ترشیر در خاور بلوک لوت به‌شمار می‌رود. همچنین، برخی دیگر از توده‌های آذرین درونی در بلوک لوت (ائوسن-الیگوسن) (مانند: توده‌های آذرین درونی دهسلم، ماهر، چاه‌شلغمی، بیشه و خونیک) را نیز پژوهشگران دیگری از دیدگاه زمین‌شیمیایی بررسی کرده‌اند (Arjmandzadeh and Santos, 2014; Miri ) Beydokhti *et al.*, 2015; Arjmandzadeh *et al.* 2011a, b; Nakhaie *et al.*, 2015; Samiee *et al.*, 2016). کاربرد داده‌های زمین‌شیمیایی برای تمایز توده‌های آذرین درونی بارور از نابارور در بلوک لوت عاملی مهم و کمابیش کم‌هزینه در شناسایی اولیه توده‌های آذرین درونی با توان کانه‌زایی بالا برای تمرکز فعالیت‌های اکتشافی است؛ هرچند متأسفانه تاکنون چنین بررسی‌هایی روی توده‌های آذرین درونی در بلوک لوت انجام نشده‌اند. در این نوشتار، برای نخستین بار، با به‌کارگیری داده‌های زمین‌شیمیایی، توان کانه‌زایی توده آذرین درونی حنار (که بخشی از پلوتونیسیم ترشیری در بلوک لوت است) ارزیابی شده است.

### جایگاه زمین‌شناسی

منطقه بررسی شده حنار (توده آذرین درونی حنار) در میان طول‌های جغرافیایی خاوری  $58^{\circ}57'40''$  تا  $59^{\circ}03'10''$  و عرض‌های جغرافیایی شمالی  $31^{\circ}26'40''$  تا  $31^{\circ}30'10''$ ، در ۱۵۵ کیلومتری جنوب بیرجند و ۳۳ کیلومتری جنوب معدن قلعه‌زری (شهرستان خوسف) جای گرفته است. همچنین، از دیدگاه پهنه‌بندی ساختاری ایران، توده آذرین درونی حنار در خاور بلوک لوت جای گرفته است. بلوک لوت روند شمالی-جنوبی دارد و با توسط گسل نهبندان در خاور، گسل درونه در شمال، گسل نایبند در باختر و گسل جازموریان در جنوب فراگرفته شده است

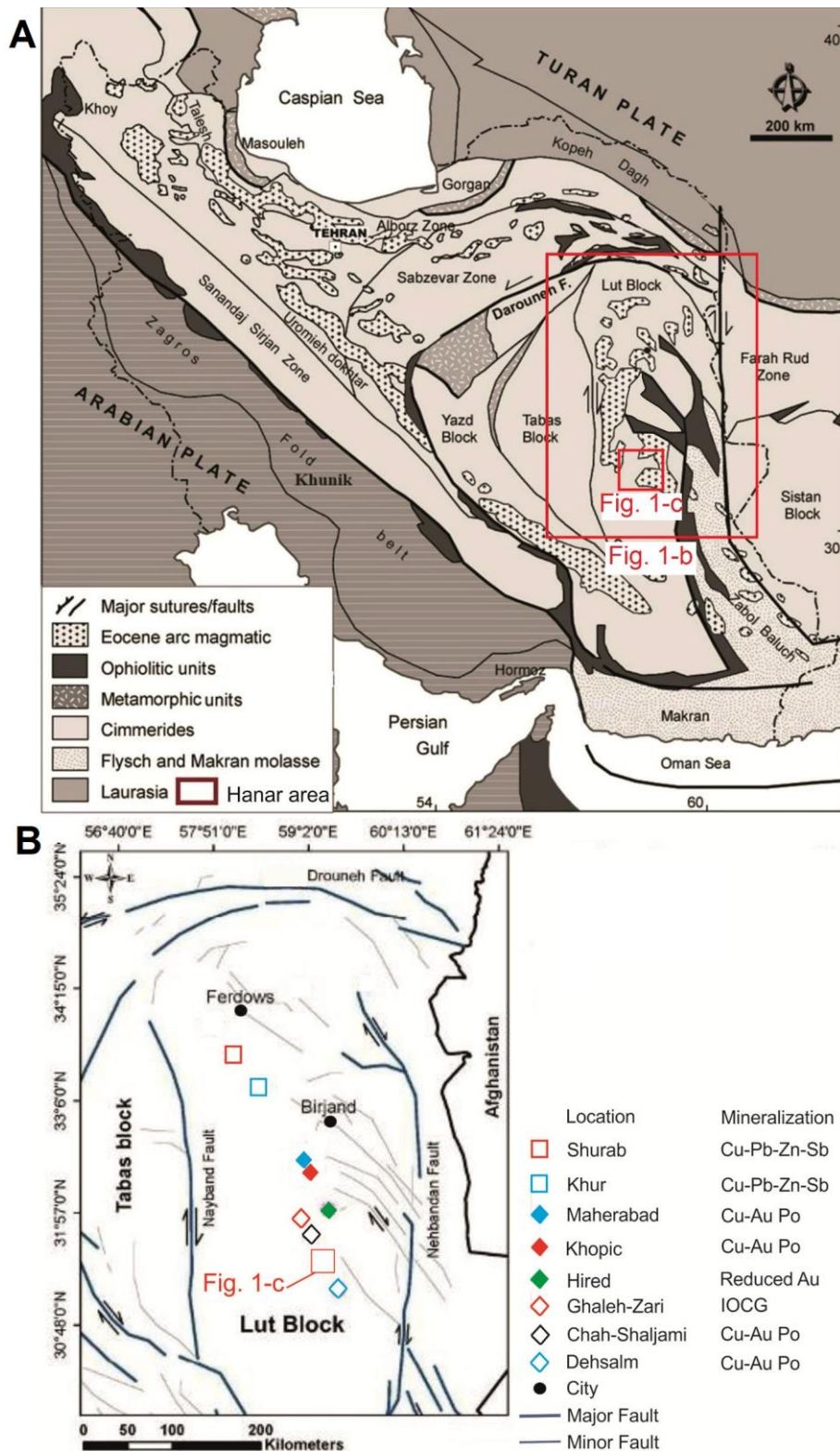
در ارتباط با سنگ‌های گرانیتوئیدی هستند (REE) (Sillito, 1996). برپایه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، گرانیتوئیدهای گوناگون به چهار دسته M, S, I و A (Barbarin, 1999) یا دو دسته مگنتیتی و ایلمنیتی (Ishihara, 1977) دسته‌بندی می‌شوند. ماگماهای گرانیتوئیدی با سرشت کالک‌آلکالن، اکسیدی و از نوع I توانایی (پتانسیل) بالایی در حمل و تمرکز فلزهای پایه (مانند: Mo, Cu, Fe) و Au) نشان می‌دهند؛ اما ماگماهای گرانیتوئیدی احیایی و از نوع S توانایی تمرکز فلزهایی مانند W, Sn و فلزهای پایه را دارند. گرانیتوئیدهای نوع A نیز توان پیدایش نهشته‌های گوناگون (Iron oxide) (Rare earth elements), U, IOCG (copper gold ore) و Mo را دارند (Pirajno, 2009). در کل، بررسی توان کانه‌زایی یک توده آذرین درونی با بررسی هاله‌های دگرسانی به‌همراه ویژگی‌های صحرایی شدنی است. با وجود این، توان کانه‌زایی یک توده آذرین درونی را با بررسی سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی آن نیز می‌توان ارزیابی کرد (Govet and Atherden, 1988; Ruiz, 2015; Bahajroy and Taki, 2008; *et al.*). نهشته‌های فلزی در یک محدوده جغرافیایی خاص معمولاً به دوره‌های زمانی خاص تعلق دارند و با توده‌های آذرین درونی با سرشت و ترکیب زمین‌شیمیایی خاص همراهی می‌شوند (Eugster, 1985; Sillito, 1996). شناسایی دوره‌های زمانی و نیز سرشت زمین‌شیمیایی توده‌های آذرین درونی با توان کانه‌زایی خاص، کلید اکتشافی برای اکتشافات نخستین کانسارهای فلزی گوناگون در یک محدوده است. برای نخستین بار، Omidianfar و همکاران (۲۰۱۸) به بررسی سنگ‌شناسی و سنگ‌زایی توده آذرین درونی حنار پرداخته‌اند که

(Q) به سن کواترنر تنها واحد رسوبی هستند. در این نقشه، جایگاه نقاط نمونه‌برداری نیز آورده شده است (شکل ۱- C).

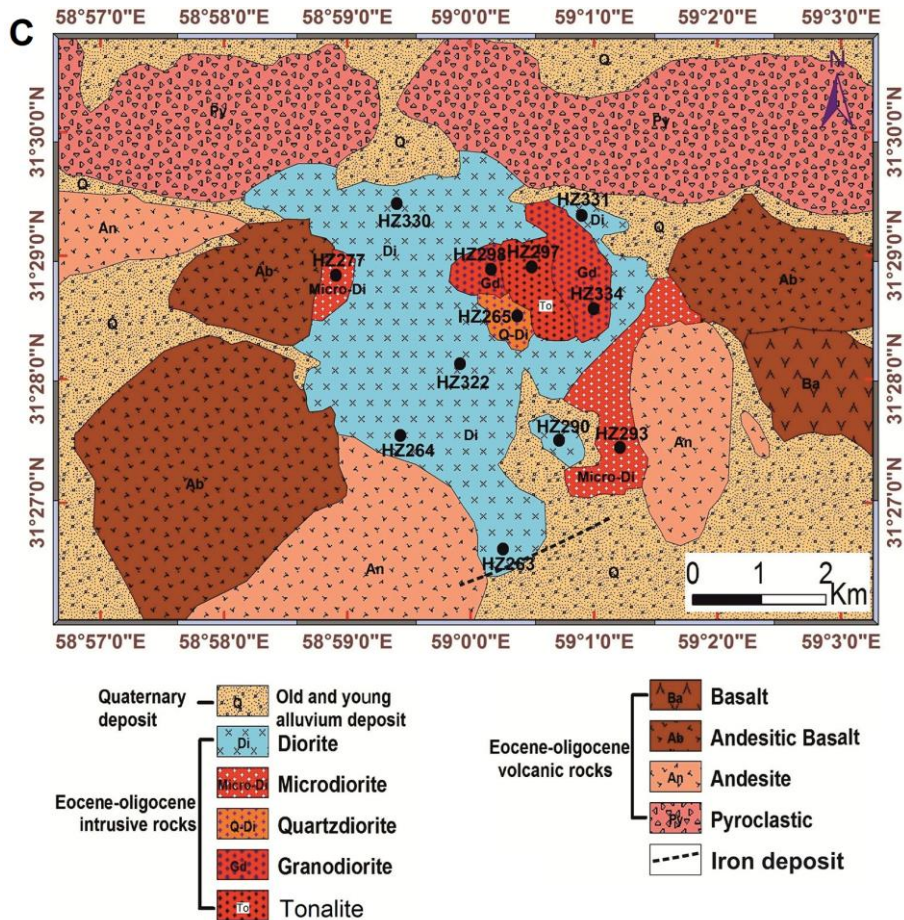
### روش انجام پژوهش

هنگام انجام بررسی‌های صحرایی در محدوده توده آذرین درونی حنار، از همه واحدهای آذرین درونی و آتشفشانی، شمار ۹۲ نمونه برداشت و از آنها مقطع نازک تهیه شد. مقطع‌های نازک یادشده با میکروسکوپ پلاریزان بررسی شدند. با توجه به تنوع سنگی نمونه‌ها، از میان نمونه‌های با کمترین دگرسانی، شمار ۱۳ نمونه برای تجزیه اکسیدهای عنصرهای اصلی با روش XRF (دستگاه Philips، مدل PW 2404) در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران برگزیده شدند. همچنین، تجزیه عنصرهای فرعی، کمیاب و خاکی کمیاب این نمونه‌ها با روش ICP-MS (دستگاه Agilent، مدل Agilent series 4500) در شرکت زرآزمای تهران انجام شد. دقت تجزیه برای عنصرهای اصلی نزدیک به  $\pm 1$  درصد و برای عنصرهای کمیاب برای غلظت‌های بالای  $100 \text{ ppm}$  برابر  $\pm 5$  و برای غلظت‌های کمتر از  $100 \text{ ppm}$ ،  $\pm 10$  درصد است. گفتنی است هرچند شمار ۱۲ داده از داده‌های زمین‌شیمیایی آورده‌شده در این نوشتار پیش از این در مقاله‌ای با موضوع «بررسی سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدهای منطقه حنار» (Omidianfar et al., 2018) نیز به کار برده شده‌اند، اما ارائه و به‌کارگیری دوباره از آنها در پژوهش پیش رو با رویکرد و موضوع تازه‌ای است.

(Berberian and King, 1981). اگرچه در محدوده بلوک لوت فعالیت‌های ماگمایی از زمان ژوراسیک میانی (سیمیرین میانی)، به‌ویژه در بخش‌های دهسلم و چهارفرسخ، روی داده‌اند (Aghanabati, 2004)، اما حجم بزرگی از ماگماتیسم در بلوک لوت (که توده آذرین درونی حنار نیز بخشی از آن به‌شمار می‌رود) به سن ائوسن (تا الیگوسن) است و نزدیکی زمین‌شیمیایی فراوانی به ماگماتیسم‌های روی داده در بالای پهنه فرورانش نشان می‌دهد (Arjmandzadeh et al., 2011a, b; Samiee et al., 2016; Sepidbar et al., 2018) (شکل ۱- A). به باور Pang و همکاران (۲۰۱۳)، پیدایش ماگماتیسم زمان ائوسن در بلوک لوت پیامد زایش بزرگ مقیاس ماگما در پی کشش‌هایی است که در مرحله پس‌برخوردی (برخورد بلوک‌های لوت و افغان و در پی بسته‌شدن اقیانوس سیستان در زمان کرتاسه بالایی) در پوسته قاره‌ای این بلوک روی داده‌اند. کانه‌زایی گوناگونی مانند نهشته‌های پورفیری Cu-Au-Ag، Cu-Au-Mo، رگه‌های Cu، ماسیوسولفیدهای Cu-Au و نهشته‌های اسکارنی Sn بیشتر در پی فرایند ماگماتیسم زمان ترشیری در گستره بلوک لوت پدید آمده‌اند (Malekzadeh Shafaroudi, 2009). در شکل ۱- B، کانه‌زایی‌های گوناگون در بلوک لوت که بیشترشان در ارتباط با توده‌های آذرین درونی به سن ترشیری هستند به نمایش درآمده است. در نقشه زمین‌شناسی محدوده حنار، تونالیت (To)، گرانودیوریت (Gd)، کوآرتزیدیوریت (Qd)، دیوریت (Di) و میکرویدیوریت (Micro Di) به سن ائوسن تا الیگوسن از واحدهای آذرین درونی هستند. همچنین، بازالت (Ba)، آندزیت بازالتی (AB)، آندزیت (An) و سنگ‌های آذرآواری (Py) به سن ائوسن-الیگوسن از واحدهای آذرین بیرونی به‌شمار می‌روند. آبرفت‌های قدیمی و جدید



شکل ۱- A) واحدهای ساختاری در ایران (برگرفته از Sengör, Alavi, ۱۹۹۰; Stampfli و Bagheri, ۲۰۰۸) و جایگاه توده آذرین درونی حنار در گستره بلوک لوت؛ B) کانه‌زایی‌های گوناگون در در بلوک لوت که بیشترشان در ارتباط با توده‌های آذرین درونی به سن ترشیری هستند (برگرفته از Karimpour و همکاران (۲۰۱۱)، با تغییرات؛ C) نقشه زمین‌شناسی و جایگاه نقاط نمونه‌برداری در محدوده بررسی‌شده (برگرفته از Griffis و همکاران (۱۹۹۲)، با تغییرات)



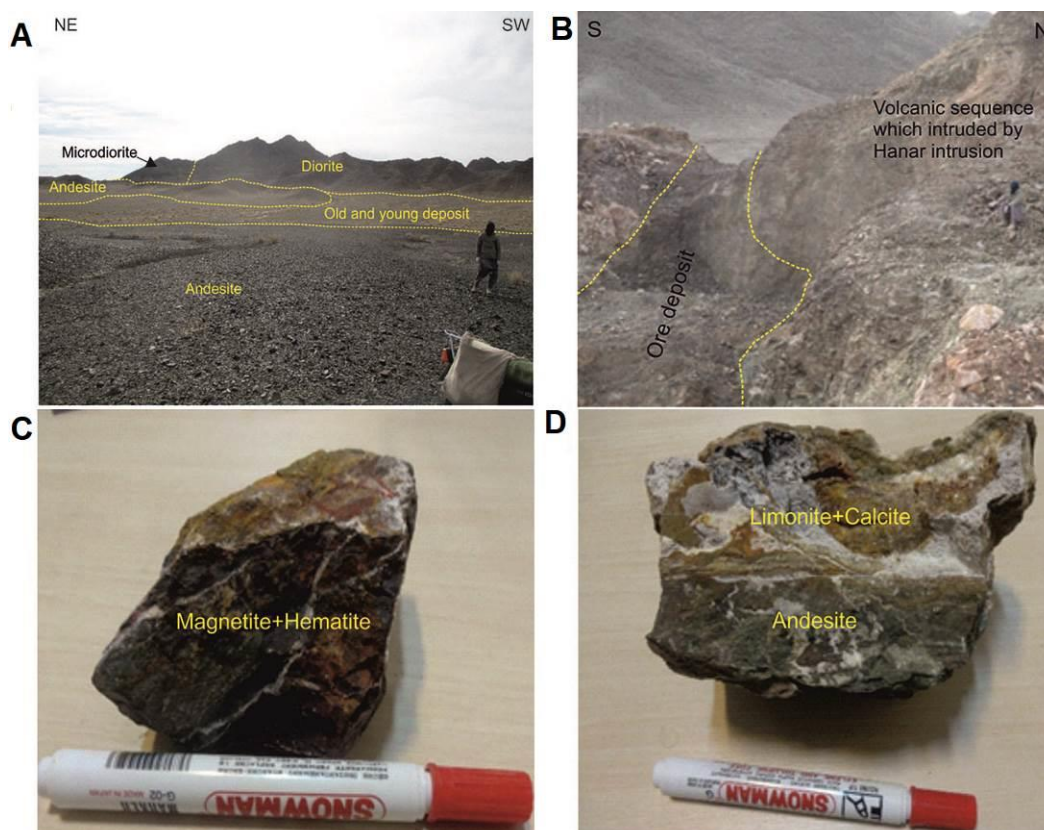
شکل ۱- ادامه

### مشاهدات صحرائی

در محدوده حنار، سنگ‌های آذرین درونی با ترکیب حدواسط تا فلسیک به صورت استوک و دایک درون واحدهای آتشفشانی (با ترکیب بازالت، آندزیت بازالتی، آندزیت) و سنگ‌های آذرآواری هم‌ارز آنها نفوذ کرده‌اند؛ اما رخداد دگرگونی مجاورتی در مرز واحدهای آذرین درونی با واحدهای میزبان (سنگ‌های آتشفشانی) به علت پوشیدگی گسترده با رسوب‌های آبرفتی به خوبی شناسایی نمی‌شود (شکل‌های ۱- C و ۲- A).

واحدهای گوناگون این توده آذرین درونی ظاهری خاکستری مایل به سبز تا خاکستری روشن (با میزان متفاوتی از کانی‌های تیره) دارند و بیشتر ساخت گرانولار تا پورفیریتیک نشان می‌دهند. میان گروه‌های سنگی گوناگون آذرین درونی مرز مشخصی دیده نمی‌شود و

گروه‌های سنگی گوناگون به‌طور تدریجی به همدیگر تبدیل می‌شوند. سنگ‌های تیره‌تر (دیوریت و میکرودیوریت) در حواشی و واحدهای فلسیک‌تر (تونالیت و گرانودیوریت) بیشتر در بخش‌های میانی این توده آذرین درونی رخنمون دارند. واحد میکرودیوریتی نشان‌دهنده حاشیه توده و محل سردشدگی کمابیش سریع‌تر ماگما در همبندی با سنگ‌های آتشفشانی دربرگیرنده است. دگرسانی در واحدهای گوناگون این توده آذرین درونی به میزان محدودی دیده می‌شود. در محدوده بررسی شده تنها نشانه کانه‌زایی موجود به صورت رگه‌ای از آهن به ستریای نزدیک به ۳ متر دیده می‌شود که به صورت منقطع، بیشتر درون واحدهای آتشفشانی مجاور این توده آذرین درونی رخنمون دارد (شکل‌های ۱- C، ۲- B، ۲- C و ۲- D).



شکل ۲- (A) نمای بخشی از توده آذرین درونی در محدوده حنار و واحدهای آتشفشانی دربرگیرنده آن؛ (B) نمای بخشی از رگه آهن در واحدهای آتشفشانی میزبان توده آذرین درونی محدوده حنار؛ (C، D) نمونه‌هایی از رگه آهن در ارتباط با توده آذرین درونی حنار در واحدهای آتشفشانی مجاور این توده آذرین درونی

جایگزین شده‌اند و برخی بلورهای نخستین بیوتیت نیز در پی دگرسانی با کلریت جایگزین شده‌اند.

**میکرودیوریت:** کانی‌شناسی این سنگ‌ها همانند سنگ‌های دیوریتی و بافت غالب در آنها بافت پورفیریتیک است که در آن نزدیک به ۵۰ درصد از سنگ را زمینه‌ای میکروکریستالین فرا گرفته است (شکل ۳- D).

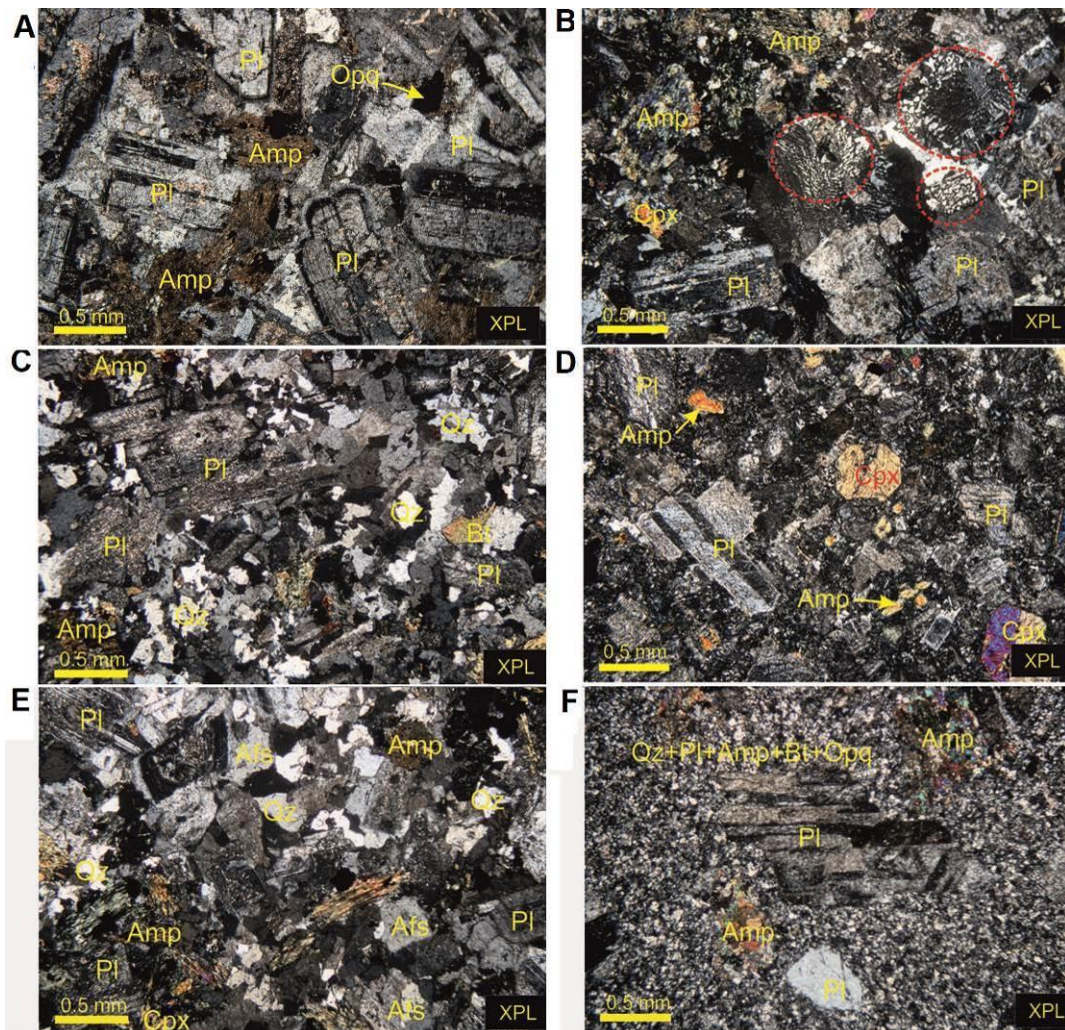
**گرانودیوریت:** در این سنگ‌ها، کانی‌های پلاژیوکلاز با ترکیب الیگوکلاز تا آندزین، آلکالی‌فلدسپار با ترکیب ارتوز تا میکروکلین، کوارتز و آمفیبول به صورت بلورهای هورنبلند (با رنگ سبز روشن) از کانی‌های اصلی به شمار می‌روند. کانی‌های کدر، بیوتیت و کلینوپیروکسن نیز از شمار کانی فرعی این سنگ‌ها هستند. بیشتر سنگ‌های گرانودیوریتی بافت گرانولار دارند؛ اما بافت‌های پورفیریتیک، پویی‌کیلریتیک، میرمکیتی نیز به صورت

## سنگ‌نگاری

**دیوریت و کوارتزیدیوریت:** بلورهای پلاژیوکلاز با ترکیب الیگوکلاز تا آندزین (برگرفته از روش Wright (۱۹۵۱)) و آمفیبول با ترکیب هورنبلند (به رنگ سبز روشن تا سبز تیره) از کانی‌های اصلی سازنده این دسته از سنگ‌ها هستند. بلورهای کوارتز، بیوتیت، کلینوپیروکسن و کانی کدر (مگنتیت) نیز از کانی‌های فرعی هستند. بیشتر این سنگ‌ها بافت گرانولار، پورفیریتیک و به طور محدودتر بافت‌های پویی‌کیلریتیک و میرمکیتی دارند و دگرسانی کمابیش بالایی نشان می‌دهند (شکل‌های ۳- A تا C). بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن به ترتیب نسبت‌های گوناگونی از دگرسانی سوسوریتی شدن و اورالیتی شدن از خود نشان می‌دهند. در برخی نمونه‌ها، بلورهای آمفیبول در پی دگرسانی با کلریت+بیوتیت

ترکیب آلبیت تا الیگوکلاز، کوارتز و آمفیبول از کانی‌های اصلی و کانی‌های بیوتیت و کدر نیز از کانی فرعی هستند. بافت بیشتر این سنگ‌ها پورفیریتیک است؛ اما بافت پویی کیلیتیک نیز در آن دیده می‌شود. این دسته از سنگ‌ها در برابر دیگر دسته‌های سنگی یادشده در این محث، دگرسانی کمتری به نمایش می‌گذارند (شکل ۳-F).

محدود در آنها دیده می‌شوند (شکل ۳-E). در پی دگرسانی، بلورهای پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار به ترتیب تا اندازه‌ای سوسوریتو کائولینیتی شده‌اند. دگرسانی در بلورهای مافیک این دسته از سنگ‌ها (کلینوپروکسن، آمفیبول و بیوتیت) نیز همان‌گونه است که پیشتر درباره سنگ‌های دیوریتی و کوارتز دیوریتی گفته شد. **تونالیت:** در این سنگ‌ها، کانی‌های پلاژیوکلاز با



شکل ۳-A) سنگ‌های دیوریتی با بافت گرانولار و برخی از کانی‌های اصلی و فرعی گوناگون آنها؛ (B) سنگ‌های دیوریتی با بافت پورفیریتیک و میرمکتی (بافت میرمکتی با دایره‌های سرخ‌رنگ نشان داده شده است) و کانی‌های سازنده این دسته از سنگ‌ها؛ (C) سنگ‌های کوارتز دیوریتی با بافت گرانولار و برخی کانی‌های سازنده این دسته از سنگ‌ها؛ (D) سنگ‌های میکرودیوریتی با بافت پورفیریتیک و برخی کانی‌های آنها؛ (E) سنگ‌های گرانودیوریتی با بافت گرانولار و برخی از کانی‌های گوناگون این دسته از سنگ‌ها؛ (F) سنگ‌های تونالیتی با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول و زمینه‌ای با بافت میکروکریستالین (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰): Qz: کوارتز؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Afs: آلکالی‌فلدسپار؛ Amp: آمفیبول؛ Bt: بیوتیت؛ Cpx: کلینوپروکسن؛ Opx: کانی‌های کدر)



## زمین‌شیمی

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه زمین‌شیمیایی  
عنصرهای اصلی، فرعی، کمیاب و خاکی کمیاب برای  
شمار ۱۳ نمونه برداشت‌شده از توده آذرین درونی  
منطقه حنار در جدول ۱ آورده شده‌اند.

## میزان اکسید عنصرهای اصلی (برپایه)

درصدوزنی) با روش XRF و میزبان  
عنصرهای فرعی، کمیاب و همچنین،  
عنصرهای خاکی کمیاب (برپایه ppm) با  
روش ICM-MS اندازه‌گیری شده‌اند.

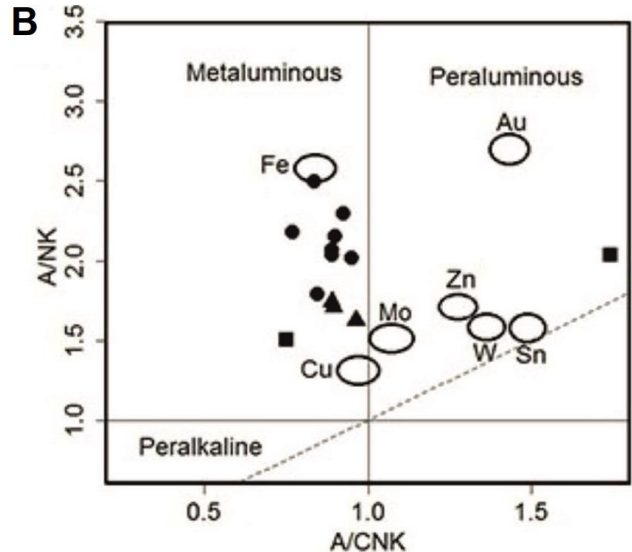
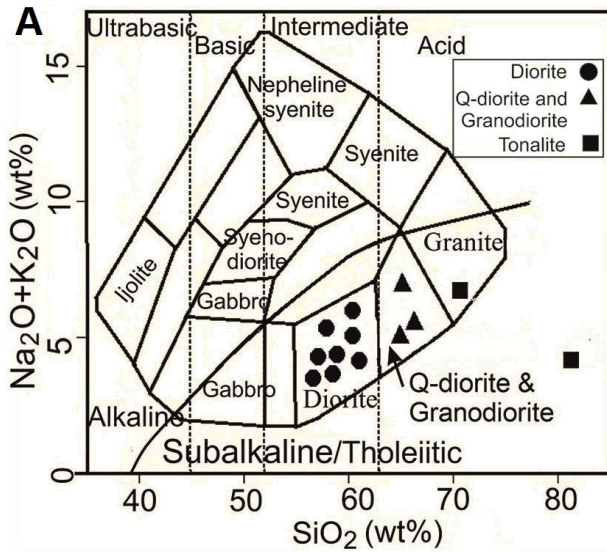
جدول ۱- داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه سنگ‌های آذرین درونی منطقه حنار (خاور بلوک لوت). جدایش آهن دوظرفیتی از آهن  
سه ظرفیتی با به‌کارگیری روش Le Maitre (۱۹۷۶) انجام شده است (Di: دیوریت؛ Qd: کوآرتز دیوریت؛ Gd: گرانودیوریت؛ To:

تونالیته؛ LOI: میزان مواد فرار برپایه درصدوزنی)

Sample No:	HZ-263	HZ-264	HZ-330	HZ-277	HZ-290	HZ-293	HZ-331	HZ-322	HZ-265	HZ-289	HZ-334	HZ-312	HZ-297
Petrography	Di	Di	Di	Di	Di	Di	Di	Di	Qd- Gd	Qd- Gd	Qd- Gd	To	To
SiO <sub>2</sub>	55.45	60.62	61.55	59.35	61.43	58.31	61.39	62.40	68.20	64.28	64.27	80.29	70.7
TiO <sub>2</sub>	1.07	0.91	0.91	0.88	1.11	1.16	0.96	0.93	0.60	0.79	0.84	0.46	0.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.18	16.30	16.08	16.76	17.22	17.39	17.11	16.34	14.64	15.27	15.44	7.20	14.05
FeO <sub>t</sub>	6.99	5.01	5.33	5.59	4.57	6.14	5.28	5.01	4.05	4.64	4.56	2.83	1.22
FeO	4.03	2.59	3.02	3.05	2.50	3.35	2.83	2.69	2.09	2.40	2.35	1.74	0.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.29	2.69	2.57	2.82	2.30	3.10	2.72	2.58	2.18	2.49	2.46	1.21	0.64
MnO	0.18	0.09	0.12	0.11	0.07	0.14	0.13	0.08	0.04	0.07	0.07	0.06	0.03
MgO	4.11	3.15	2.73	3.03	2.21	3.20	3.05	2.80	1.85	2.20	2.38	0.72	1.02
CaO	7.37	5.61	5.70	5.98	7.94	6.10	5.96	4.99	3.41	4.48	4.67	0.33	5.17
Na <sub>2</sub> O	3.53	3.56	2.97	3.29	3.14	3.76	3.37	3.21	3.15	3.21	3.45	1.61	5.32
K <sub>2</sub> O	1.14	3.00	1.96	2.19	2.54	2.06	2.64	2.61	3.53	3.39	2.95	0.82	0.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.12	0.14	0.14	0.15	0.18	0.14	0.14	0.12	0.12	0.14	0.08	0.10
LOI	2.60	1.95	2.04	2.36	2.05	2.52	1.84	2.95	1.87	1.95	2.12	2.03	1.25
Total	98.25	99.11	98.24	98.22	101.55	99.42	101.20	99.76	100.45	99.25	99.65	102.6	98.85
Ba	257	379	318	343	353	274	398	366	491	440	475	126	266
Co	56.2	13.9	15.9	32.9	13.1	20.6	35.6	47.0	11.1	13.5	11.6	9.8	3.2
Cs	2.2	1.0	2.0	1.8	5.1	1.9	2.2	1.6	5.5	2.6	3.0	2.4	0.5
Nb	6.6	6.7	8.2	6.3	7.7	7.6	7.6	7.9	8.0	8.4	8.2	8.0	9.3
Rb	33	81	54	67	44	58	83	70	111	111	80	38	7
Sc	27.3	24.0	17.6	17.5	17.3	19.5	18.0	17.3	13.0	14.0	13.7	6.0	7.5
Sr	421.7	323.2	257.7	306.3	262.6	358.4	272.1	258.5	201.9	261.5	296.1	110.1	374.6
Ta	1.23	0.72	0.87	0.81	0.72	0.71	1.09	1.28	0.82	0.83	0.77	0.80	0.89
Th	4.97	6.77	8.05	5.45	5.98	5.99	7.01	7.92	6.76	10.57	9.15	5.83	14.13
U	0.7	0.8	1.4	0.7	0.7	1.1	1.2	1.1	1.3	1.9	1.5	1.3	2.3
V	211	156	144	150	143	174	145	134	90	112	116	54	60
Pb	13	9	14	12	5	10	8	14	8	6	10	17	<1
Zn	57	31	74	54	32	78	58	39	31	36	33	45	21
Zr	18	17	38	31	12	118	36	25	13	17	25	54	19
Y	21.6	24.5	23.1	20.4	20.7	22.9	21.5	21.7	18.9	21.6	20.9	10.8	19.6
La	17	11	18	14	17	15	16	19	13	22	14	15	25
Ce	41	23	43	31	37	37	40	43	31	52	33	33	57
Pr	3.60	2.37	4.12	3.21	3.59	3.65	3.76	4.14	2.84	4.63	2.93	3.35	5.09
Nd	17.4	13.6	19.4	15.9	17.4	18.0	18.0	19.3	14.3	20.2	15.3	15.6	21.3
Sm	3.62	3.53	4.14	3.39	3.75	3.93	3.89	3.97	3.32	4.14	3.45	2.85	3.9
Eu	0.87	0.86	0.94	0.87	0.99	1.08	0.97	0.95	0.8	0.91	0.93	0.58	0.94
Gd	3.14	3.08	3.54	2.88	3.07	3.28	3.35	3.4	2.79	3.34	2.94	2.43	3.24
Tb	0.62	0.66	0.69	0.55	0.61	0.66	0.64	0.64	0.56	0.63	0.57	0.42	0.59
Dy	3.90	3.97	4.17	3.47	3.76	4.13	3.87	3.87	3.42	3.91	3.48	2.26	3.59
Er	2.39	2.57	2.51	2.16	2.35	2.58	2.35	2.34	2.00	2.45	2.17	1.29	2.31
Tm	0.34	0.36	0.35	0.31	0.33	0.39	0.35	0.32	0.29	0.34	0.33	0.20	0.34
Yb	2.6	2.7	2.5	2.2	2.2	2.8	2.4	2.3	1.8	2.3	2.2	1.1	1.9
Lu	0.29	0.31	0.29	0.27	0.26	0.34	0.28	0.27	0.23	0.29	0.27	0.18	0.28
Yb <sub>N</sub>	5.27	5.47	5.07	4.46	4.46	5.68	4.87	4.67	3.65	4.67	4.46	2.23	3.85
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	3.09	1.18	1.51	1.50	1.23	1.83	1.28	1.23	0.89	0.94	1.17	1.98	9.96
K/Rb	277.6	303.7	298.3	263.2	430.4	284.9	243.1	288.2	247.2	244.9	290.3	183.1	633
Sr/Y	19.52	13.19	11.16	15.01	12.69	15.65	12.66	11.91	10.68	12.11	14.17	10.19	19.11
V/Sc	7.73	6.50	8.18	8.57	8.27	8.92	8.06	7.75	6.92	8.00	8.47	9.00	8.00
(La/Yb) <sub>N</sub>	4.70	2.92	5.17	4.57	5.55	3.84	4.78	5.92	5.18	6.86	4.67	9.79	9.45
Eu/Eu*	0.79	0.80	0.75	0.85	0.89	0.92	0.82	0.79	0.80	0.75	0.89	0.67	0.81

تونالیتی) نشان می‌دهند (شکل ۴- A). برپایه نمودار دربرابر  $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO+Na_2O+K_2O)$  دربرابر همه نمونه‌ها (مگر نمونه HZ312) در محدوده متآلومین جای گرفته‌اند.

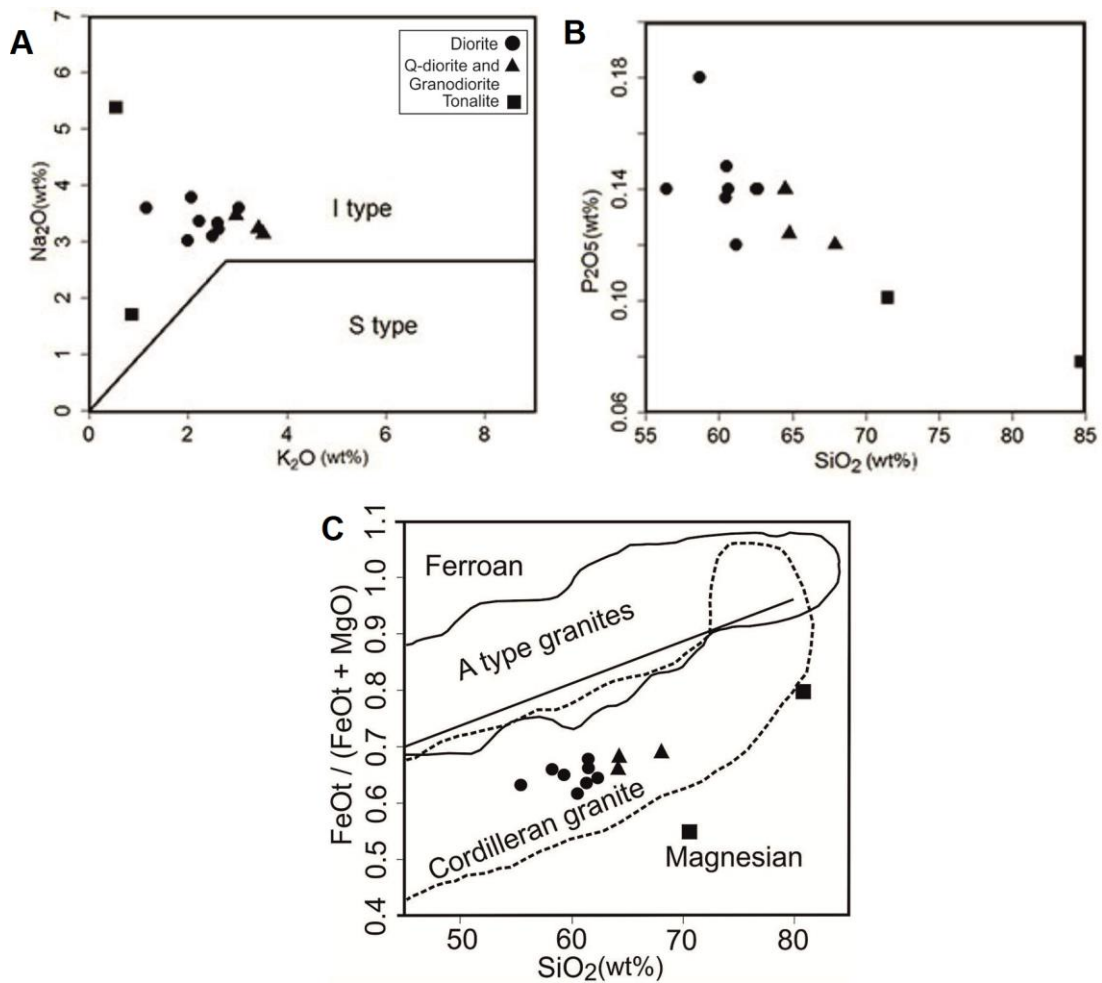
در ترکیب زمین‌شیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی محدوده حنار، میزان  $SiO_2$  برابر با ۵۵/۴۵ تا ۸۰/۲۹ درصدوزنی است و در نمودار پیشنهادی Cox و همکاران (۱۹۷۹) بازه ترکیبی از دیوریت تا گرانیت (نمونه‌های با ویژگی‌های سنگ‌نگاری سنگ‌های



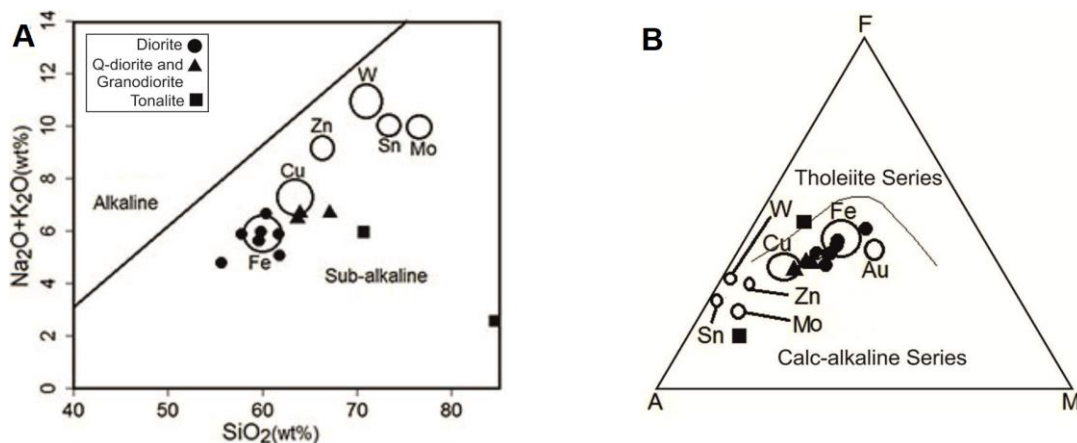
شکل ۴- A) نام‌گذاری زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین درونی حنار با به‌کارگیری نمودار مجموع عنصرهای آلکالن (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) در برابر SiO<sub>2</sub> (Cox et al., 1979); B) تعیین وضعیت اشباع‌شدگی از آلومین در سنگ‌های آذرین درونی حنار در نمودار A/NK در برابر A/CNK (Shand, 1943) (محدوده‌های مربوط به توده‌های آذرین درونی با کانسارهای فلزی گوناگون در این نمودار از Meinert (۱۹۹۵) برگرفته شده‌اند)

(شکل ۵- C)، نمونه‌های محدوده حنار در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I و اکسیدی (همانند گرانیتوئیدهای نوع کردیلرین) جای گرفته‌اند. همچنین، همه نمونه‌های بررسی‌شده در نمودار SiO<sub>2</sub> در برابر Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (شکل ۶- A) در محدوده ساب‌آلکالن و در نمودار AFM (شکل ۶- B) در محدوده کالک‌آلکالن جای گرفته‌اند. گفتنی است رفتار تاندازه‌ای متفاوت نمونه HZ312 در نمودارهای یادشده (و همچنین، در برخی نمودارهای مربوط به مبحث توان کانه‌زایی در این نوشتار) شاید به علت تفاوت در خاستگاه و یا تفاوت در فرایندهای گوناگون درگیر در تکامل ماگما باشد.

White و Chappell (۱۹۹۲) اکسیدهای K<sub>2</sub>O و Na<sub>2</sub>O را برای جدایش گرانیتوئیدهای نوع S از نوع I به‌کار برده‌اند. در این نمودار همه نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I جای گرفته‌اند (شکل ۵- A). همچنین، با افزایش میزان SiO<sub>2</sub> به‌عنوان شاخص جدایش بلوری در نمونه‌های بررسی‌شده، میزان P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در آنها کاهش می‌یابد و این ویژگی شاخص گرانیتوئیدهای نوع I است (Eastoe, 1978; Mason and McDonald, 1978; Eastoe and Eadington, 1986; Dilles, 1987) (شکل ۵- B). در نمودار SiO<sub>2</sub> در برابر FeO/(FeO+MgO)

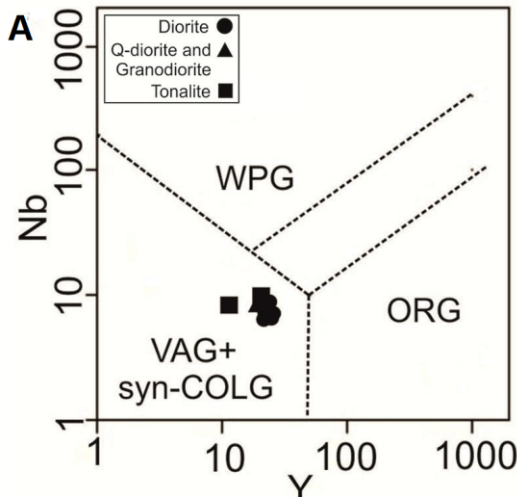


شکل ۵- ترکیب سنگ‌های آذرین درونی حنار در: (A) نمودار K<sub>2</sub>O در برابر Na<sub>2</sub>O برگرفته از Chappell و White (۱۹۹۲) برای شناسایی گرانیت‌های نوع S از نوع I؛ (B) نمودار نمایش روند کاهشی میزان P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در برابر افزایش SiO<sub>2</sub>؛ (C) نمودار SiO<sub>2</sub> در برابر FeO<sub>t</sub>/(FeO<sub>t</sub>+MgO) (Frost et al., 2001)

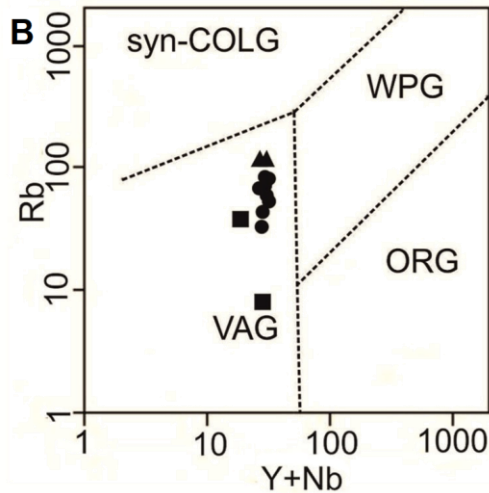


شکل ۶- ترکیب سنگ‌های آذرین درونی حنار در: (A) نمودار درصدوزنی SiO<sub>2</sub> در برابر مجموع عنصرهای آلکالن (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) برای شناخت ماگماهای آلکالن از ساب‌آلکالن (Rickwood, 1989)؛ (B) نمودار AFM (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O- FeO- MgO) برای شناخت ماگماهای کالک‌آلکالن از توله‌ایتی (Irvine and Baragar, 1971) (محدوده‌های مربوط به توده‌های آذرین با کانسازهای فلزی گوناگون در این نمودارها از Meinert (۱۹۹۵) برگرفته شده‌اند)

گرفته‌اند. در نمودارهای یادشده، همه نمونه‌های بررسی شده در محدوده پهنه‌های آتشفشانی فرورانشی جایابی شده‌اند (شکل‌های A - Y و B - Y).



Pearce و همکاران (۱۹۸۴) از میزان Nb در برابر Y و نیز میزان Rb در برابر Y+Nb برای شناخت پهنه زمین‌ساختی پیدایش گرانیت‌های گوناگون بهره



شکل Y- شناخت پهنه زمین‌ساختی پیدایش توده آذرین درونی حنار در: (A) نمودار Y در برابر Nb (برپایه ppm) (Pearce et al., 1984)؛ (B) نمودار Y+Nb در برابر Rb (برپایه ppm) (Pearce et al., 1984)

توان زایش کانسارهای Cu و Fe در ارتباط با توده آذرین درونی حنار پرداخته شده است.

## بحث

برپایه نمودارهای یادشده در بخش زمین‌شیمی، توده آذرین درونی حنار از گرانیتوئیدهای نوع I و اکسیدی به‌شمار می‌رود (شکل‌های A-۵ تا C-۵). برپایه یافته‌های پژوهشگران (Govett and Atherden, 1988; Ishihara, 1981; Blevin and Chappell, 1995)، این ویژگی گویای ناتوانایی زایش کانسارهای گوناگون مرتبط با توده‌های آذرین درونی نوع S و احیایی (مانند کانه‌زایی‌های Sn و W) در توده آذرین درونی حنار است.

## کاربرد فاکتورهای زمین‌شیمیایی در ارزیابی توان کانه‌زایی Cu در توده آذرین درونی محدوده حنار

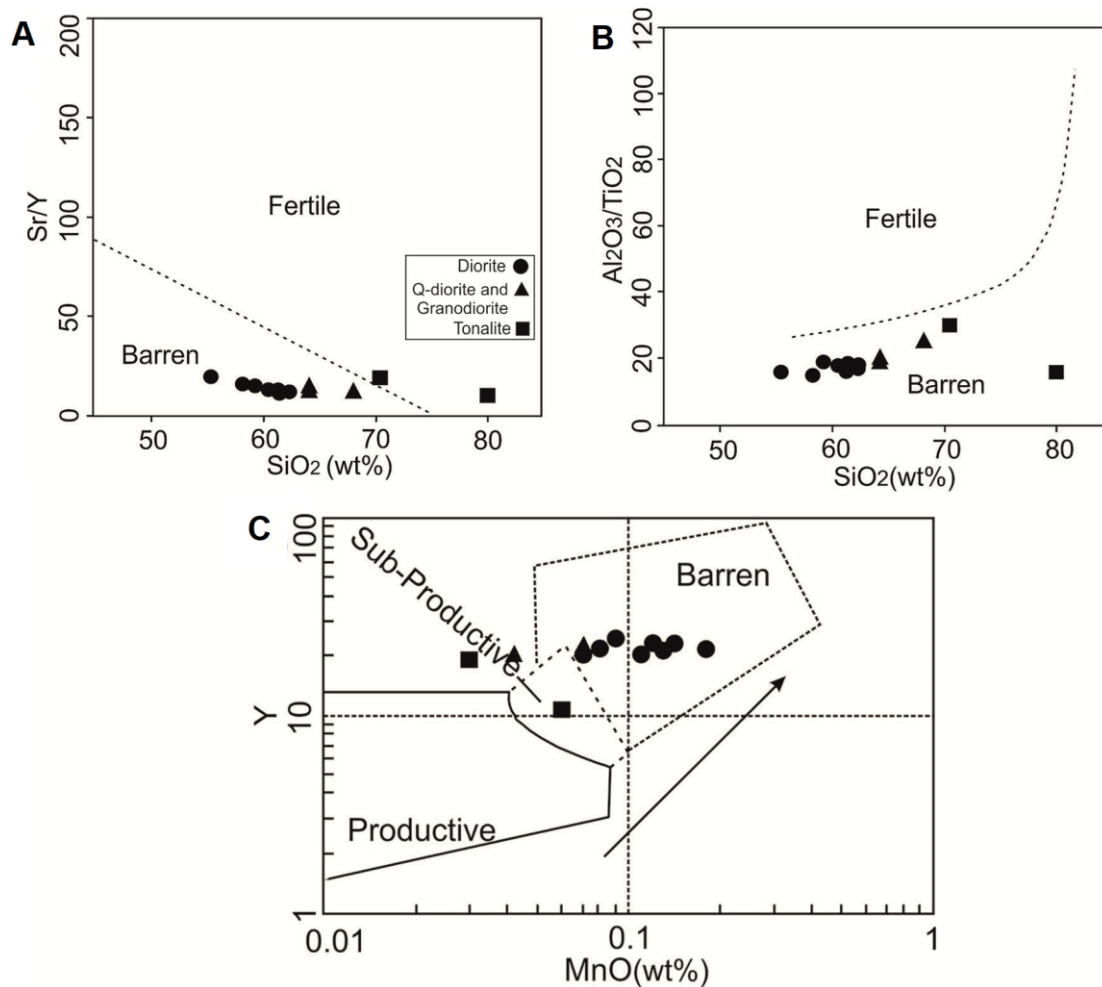
نهشته‌های پورفیری مس تنها همراه با گرانیتوئیدهای نوع I (Baker et al., 2005) و اکسیدی (Ishihara, 1981) یافت می‌شوند و وابسته به گرانیتوئیدهای کمتر جدایش‌یافته هستند (Blevin and Chappell, 1995). همچنین، توده‌های آذرین درونی همراه با این نهشته‌ها نسبت‌های بالای Sr/Y، V/Sc، و Eu/Eu\* دارند (Loucks and Ballard, 2002). Loucks (۲۰۱۴) میزان Sr/Y بیشتر از ۳۵ و میزان V/Sc بیشتر از ۳۲/۵ را برای ماگماهای پدیدآمده در پهنه‌های با ویژگی‌های کم‌انرژی و زیاده‌ای پیدایش کانسارهای پورفیری مس پیشنهاد کرده است. با اینکه نمونه‌های بررسی شده از گرانیتوئیدهای نوع I هستند،

از آنجایی که در بررسی‌های اکتشافی Koreii و Roushanravan (۲۰۱۲)، محدوده توده آذرین درونی حنار (و نیز دیگر توده‌های آذرین درونی مجاور آن) محدوده امیدبخش از دیدگاه کانه‌زایی Cu و Fe دانسته شده‌اند، در ادامه این نوشتار با به‌کارگیری فاکتورهای زمین‌شیمیایی به بررسی

(B)، همه نمونه‌های توده آذرین درونی حنار در محدوده عقیم برای زایش کانسارهای پورفیری مس جای گرفته‌اند. Baldwin و همکاران (۱۹۸۲) نیز با به‌کارگیری نمودار MnO در برابر Y گرانیتوئیدهای زایا، نیمه‌زایا و عقیم برای پیدایش کانسارهای پورفیری مس را از یکدیگر جدا کرده است. همان‌گونه در شکل ۸- C دیده می‌شود، همه نمونه‌های برداشت‌شده از محدوده حنار در محدوده عقیم جای گرفته‌اند و تنها نمونه HZ312 ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نیمه‌زایا را نشان می‌دهد.

اما حالت اکسیدی ماگما (جای‌گرفتن در محدوده Magnesian در برابر محدوده Ferroan در شکل ۵- C) و نیز تکامل‌یافتگی متوسط تا کم ماگما برپایه میزان K/Rb (میزان K/Rb در نمونه‌های بررسی‌شده برابر با ۱۸۳/۱ تا ۶۳۳ است (میانگین: ۳۰۶/۸؛ جدول ۱) و گویای جدایش‌یافتگی کم تا متوسط آنهاست (Blevin, 2003))، میزان نسبت Sr/Y برابر با ۱۰/۶۸ تا ۱۹/۵۲ و میزان نسبت V/Sc برابر با ۶/۸ تا ۹ نشان‌دهنده نازایابودن این توده آذرین درونی از دیدگاه زایش کانسار پورفیری مس هستند.

افزون‌براین، در نمودارهای SiO<sub>2</sub> در برابر Sr/Y و نیز در برابر Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> (شکل‌های ۸- A و

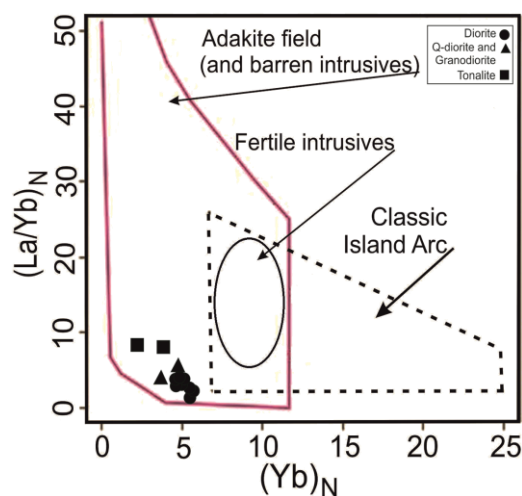


شکل ۸- بررسی توان کانه‌زایی Cu در توده آذرین درونی حنار در: (A) نمودار SiO<sub>2</sub> در برابر Sr/Y (Loucks, 2014)؛ (B) نمودار SiO<sub>2</sub> در برابر Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> (Loucks, 2014)؛ (C) نمودار MnO در برابر Y (Baldwin, 1982)

در گستره بلوک لوت در قلمرو مشترک آداکیتی و جزیره‌های کمانی معمول هستند و نمونه‌های توده‌های آذرین درونی بدون کانه‌زایی فلزی (Cu-Au) در قلمرو آداکیتی و یا محدوده جزیره‌های کمانی نرمال جای گرفته‌اند (Karimpour *et al.*, 2012). همان‌گونه که در این شکل دیده می‌شود، همه نمونه‌های توده آذرین درونی حنار در محدوده آداکیتی و بدون توان کانه‌زایی فلزی (Cu-Au) جای گرفته‌اند (شکل ۹). همه نسبت‌های عنصری و نیز نمودارهای یادشده گویای عقیم‌بودن گرانیتوئیدهای محدوده حنار برای پیدایش کانسارهای مس پورفیری هستند.

شکل ۹- جایگاه نمونه‌های توده آذرین درونی حنار در نمودار  $Yb_N$  در برابر  $(La/Yb)_N$  (برگرفته از Martin (۱۹۹۴) برای شناسایی سنگ‌های با سرشت آداکیتی از غیرآداکیتی) و همچنین، مقایسه نمونه‌ها با توده‌های آذرین درونی گوناگون (به سن ترشیری) در ارتباط با کانه‌زایی‌های Cu-Au در بلوک لوت (محدوده مربوط به توده‌های آذرین درونی (به سن ترشیری) و با توان زایش کانسارهای پورفیری Cu-Au در این نمودار از Karimpour و همکاران (۲۰۱۱) برگرفته شده است)

همچنین، در بلوک لوت بیشتر توده‌های آذرین درونی به سن ترشیری و با کانسارهای (Cu-Au) ترکیب پتاسیک دارند؛ اما توده‌های آذرین درونی به سن ترشیری و بدون کانسارهای یادشده ترکیب سدیک هستند (Karimpour *et al.*, 2011). همان‌گونه که در جدول ۱ نیز پیداست، میزان  $Na_2O/K_2O$  در توده آذرین درونی محدوده حنار برابر با ۰/۹ تا ۳/۱ (میانگین: ۲/۱۴) متغیر است که نشان‌دهنده سرشت سدیک آن است. افزون‌براین، همان‌گونه که در نمودار  $Yb_N$  در برابر  $(La/Yb)_N$  (شکل ۹) نیز دیده می‌شود، کمابیش همه نمونه‌های بررسی‌شده از توده‌های آذرین درونی با کانه‌زایی‌های فلزی (Cu-Au)

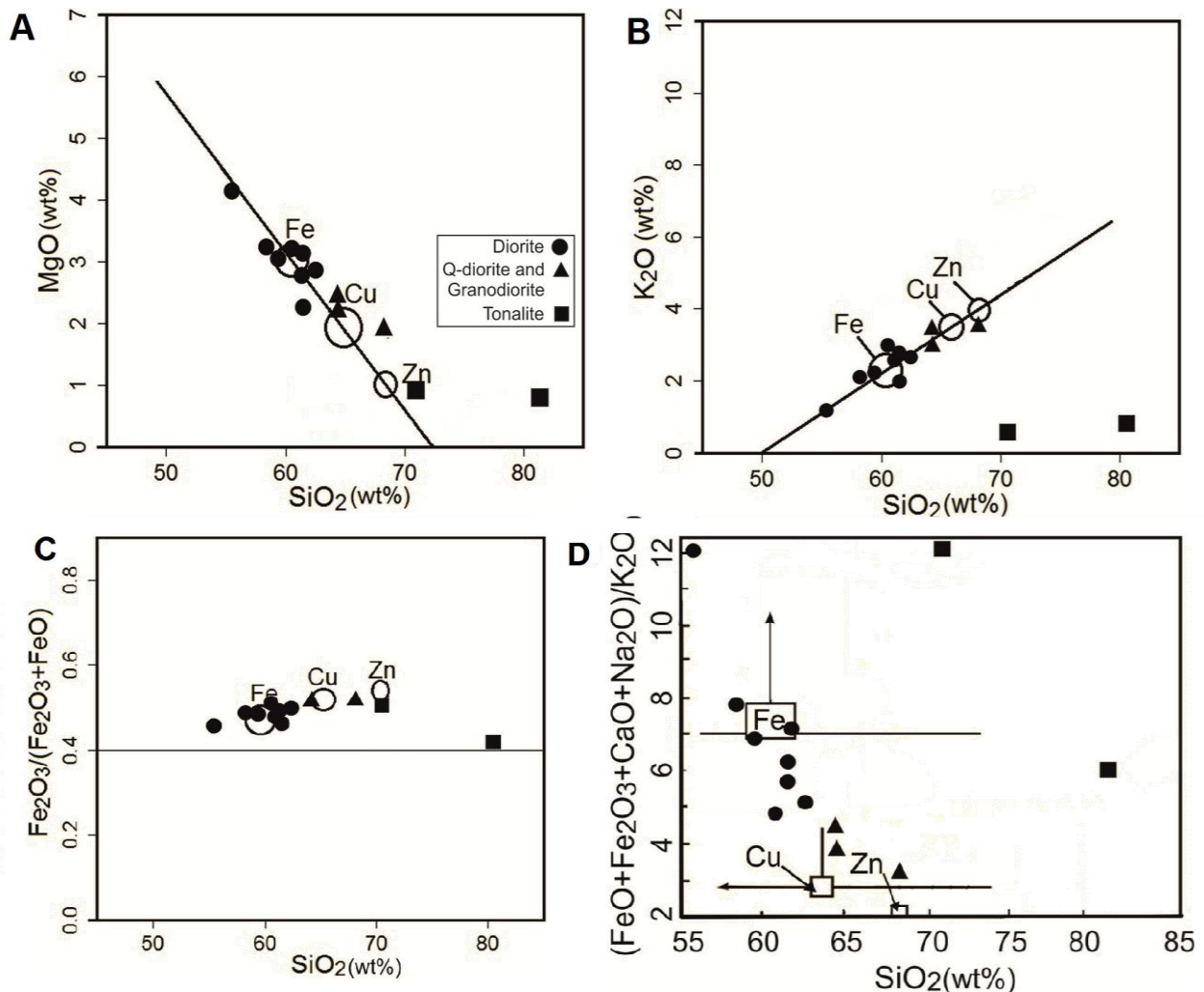


(شکل ۶- A) و نیز نمودار AFM (شکل ۶- B)، جایگیری نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده توده‌های آذرین درونی همراه با کانه‌زایی Fe چشمگیر است. Meinert (۱۹۹۵) در نمودارهای جداگانه  $SiO_2$  در برابر  $MgO$  و نیز نمودار  $SiO_2$  در برابر  $K_2O$  (که در آنها ترکیب‌های معمول توده‌های آذرین درونی با کانسارهای فلزی گوناگون نمایش

کاربرد فاکتورهای زمین‌شیمیایی در ارزیابی توان کانه‌زایی Fe در توده آذرین درونی محدوده حنار در کل، نهشته‌های Fe همراه با توده‌های آذرین درونی با ویژگی گرانیتوئیدهای نوع I، مت‌آلومین، میزان  $SiO_2$  کم، سرشار از Fe و کمابیش اولیه و جدایش‌نیافته پدید می‌آیند (Meinert, 1993). در نمودار  $A/NK$  در برابر  $A/NK$  (شکل ۴- B)، نمودار  $SiO_2$  در برابر مجموع عنصرهای آلکالین

داده شده‌اند)، توده‌های آذرین درونی گوناگون را از دیدگاه توان کانه‌زایی فلزهای گوناگون جدا کرده است. همان‌گونه که در شکل‌های A-۱۰ و B-۱۰ دیده می‌شود، بخش دیوریتی گرانیتوئیدهای محدوده حنار در قلمرو با توان کانه‌زایی Fe جای گرفته است. در نمودارهای

شکل ۱۰- A در برابر  $Fe_2O_3/Fe_2O_3+FeO$  (شکل ۱۰- C) و  $SiO_2$  در برابر  $FeO+Fe_2O_3+CaO+Na_2O$  (شکل ۱۰- D) نیز توان کانه‌زایی بخش دیوریتی توده آذرین درونی حنار از دیدگاه زایش کانسارهای آهن آشکار شده است.



شکل ۱۰- بررسی توان کانه‌زایی Fe در سنگ‌های آذرین درونی حنار در نمودارهای درصدوزنی  $SiO_2$  در برابر  $MgO$ ،  $K_2O$ ،  $Fe_2O_3/Fe_2O_3+FeO$  و  $(FeO+Fe_2O_3+CaO+Na_2O)/K_2O$  (Meinert, 1985)

### برداشت

دارند و گویای یک پهنه زمین‌ساختی مرتبط با پهنه فرورانش هستند.

کاربرد فاکتورهای زمین‌شیمیایی حاکی از نبود توان لازم برای پیدایش کانسارهای W، Sn

گرانیتوئیدهای محدوده حنار با ترکیب تونالیت، گرانودیوریت، کوارتز دیوریت و دیوریت، از گرانیتوئیدهای نوع I، سرشت کالک‌آلکان

### سپاس‌گزاری

نگارندگان از آقای مهندس مقدمعلی و مهندس ادیب (به‌ترتیب مدیر و کارشناس گرامی بخش اکتشاف شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران) برای فراهم‌آوردن امکان بازدید میدانی و نیز تجزیه زمین‌شیمیایی نمونه‌ها صمیمانه سپاس‌گزاری می‌کنند. همچنین، از داوران گرامی و نیز سردبیر گرامی مجله پترولوژی که با راهنمایی‌های ارزنده خود موجب تکمیل این نوشتار شده‌اند، سپاس‌گزاری می‌شود.

و Cu، اما داشتن توان لازم برای پیدایش کانسارهای Fe در این توده آذرین درونی هستند. ویژگی یادشده برپایه بررسی‌های صحرایی (درباره بررسی دگرسانی توده آذرین درونی حنار) و نیز رخداد کانه‌زایی آهن (به‌صورت رگه‌ای) در ارتباط با این توده آذرین درونی تأیید می‌شود. نتایج این بررسی نشان می‌دهند کاربرد داده‌های زمین‌شیمیایی روشی کارا برای برآورد اولیه توان کانه‌زایی یک توده آذرین درونی است.

### منابع

- Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Alavi, M. (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21: 1-33.
- Arjmandzadeh, R. and Santos, S. A. (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 (GeolRundsch)* 103: 123-140.
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Medina, J. M. and Homam, S. M. (2011a) Sr–Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran). *Journal of Asian Earth Science* 41: 283-296.
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Medina, J. M. and Homam, S. M. (2011b) Two-sided asymmetric subduction: implications for tectonomagmatic and metallogenic evolution of the Lut block, eastern Iran. *Economic Geology* 1(3):1-14.
- Bagheri, S. and Stampfli, G. M. (2008) The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451: 123-155.
- Bahajroy, M. and Taki, S. (2015) Study of the mineralization potential of the intrusives around Valis (Taron- Iran). *Earth Science Research Journal* 18(2): 123-129.
- Baker, T., Pollard, P. J., Mustard, R., Mark, G. and Graham, J. L., (2005) A comparison of granite related tin, tungsten and gold-bismuth deposits: implications for exploration. *Society of Economic Geologists Newsletter* 61: 5–17.
- Baldwin, J. A. and Pearce, J. A. (1982) Discrimination of productive and non-productive porphyritic intrusions in the Chilean Andes. *Economic Geology* 77: 664–674.
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46: 605-626.
- Berberian, M. and King, G. C. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Blevin, P. (2003) Metallogeny of granitic rocks, The Ishihara Symposium, Granites and



- Associated Metallogenesis 14: 5-8.
- Blevin, P. L. and Chappell, B. W. (1995) Chemistry, origin and evolution of mineralised granitoids in the Lachlan fold belt, Australia; the metallogeny of I- and S- type granitoids. *Economic Geology* 90: 1604-1619.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I- and S- type granites in the Lachlan Fold belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Science* 83: 1- 6.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. Allen and Unwin, London, UK.
- Dilles, J. H. (1987) Petrology of the Yerington Batholith, Nevada: evidence for evolution of porphyry copper ore fluids. *Economic Geology* 82: 1750-1789.
- Eastoe, C. G. and Eadington, P. J. (1986) High- temperature fluid inclusions and the role of the biotite granodiorite in mineralization at the Punguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea. *Economic Geology* 81: 478-483.
- Eastoe, C. J. (1978) A fluid inclusion study of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea. *Economic Geology* 73: 721-748.
- Eugster, H. P. (1985) Granites and hydrothermal ore deposits: A geochemical framework. *Mineralogical Magazine* 49 (350): 7-23.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Petrology* 42: 2033-2048.
- Govett, G. J. S. and Atherden, P. R. (1988) Application of rock geochemistry to productive plutons and volcanic sequences. *Journal of Geochemical Exploration* 30: 223-242.
- Griffis, R., Meixner, H., Johns, G. and Abedian, N. (1992) Geological quadrangle map of Iran. No. K9. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite series and ilmenite series granitic rocks. *Mining Geology* 27: 293-305.
- Ishihara, S. (1981) The granitoid series and mineralization. *Economic Geology* 75: 458-484.
- Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Stern, C. R. and Farmer, L. (2012) Petrogenesis of Granitoids, U-Pb zircon geochronology, Sr-Nd isotopic characteristic, and important occurrence of Tertiary mineralization within the Lut Block, eastern Iran. *Iran. Journal of Economic Geology* (4): 1-27 (In Persian with English abstract).
- Karimpour, M. H., Stern, C. R., Farmer, L., Saadat, S., Malekzadeh, A. (2011) Review of age, Rb/Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran. *Geopersia* 1: 19-36.
- Koreii, M. T. and Roushanravan, J. (2012) Systematic geochemical exploration in Koudakan area. Geological survey of Iran, Tehran, Iran.
- Le Maitre, R. W. (1976) The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology* 17: 589-637.
- Loucks, R. R. (2014) Distinctive composition of copper- oreforming arc magmas. *Australian Journal of Earth Science* 61: 5-16.
- Loucks, R. R. and Ballard, J. R. (2002) Report 2A: Correlated variation of tectonic stress with chemical composition of arc volcanism. Unpublished report for industry- sponsored research project. Predictive Guides to Copper and Gold Mineralization at Circum- Pacific Convergent Plate Margins.

- Malekzadeh Shafaroudi, A. (2009) Geology, mineralization, alteration, geochemistry, microthermometry, isotope studies and determining the mineralization source of Khoopic and Maherabad exploration areas. Ph. D. thesis. Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad (in Persian with English abstract).
- Martin, H. (1994) The Archaean grey gneisses and the genesis of the continental crust. *Developments in Precambrian Geology* 11: 205-259.
- Mason, D. R. and McDonald, J. A. (1978) Intrusive rocks and porphyry copper occurrences of the Papua New Guinea- Solomon Islands region. *Economic Geology* 73: 857-877.
- Meinert, L. D. (1993) Igneous petrogenesis and skarn deposits. In: Mineral deposit modeling (Eds. Kirkham, R. V., Sinclair, W. D., Thorpe, R. I. and Duke, J. M.) Special Paper 40: 569-583. Geological Association of Canada.
- Meinert, L. D. (1995) Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits - chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. *Mineralogical Association of Canada, Short Course Series* 23: 401-418.
- Miri Beydokhti, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F. and Kotzli, U. (2015) U-Pb zircon geochronology, Sr-Nd geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Mahoor granitoid rocks (Lut Block, Eastern Iran). *Journal of Asian Earth Science* 111: 192-205.
- Nakhaie, M., Mazaheri, S. A., Saki, A., Karimpour, M. H. and Heydarian Shahri, M. R. (2015) Geochronologic, geochemical, and isotopic constraints on petrogenesis of the dioritic rocks associated with Fe skarn in the Bisheh area, Eastern Iran. *Arabian Journal of Geoscience* (8): 8481-8495.
- Omidianfar, S., Rahgoshay, M. and Monsef, I. (2018) Petrography, geochemistry and tectonic setting of Hanar granitoids (south of Birjand): a signature for magmatism identification of east of Lut block. *Iranian Journal of Petrology* 9(35): 55-78 (in Persian).
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Lin, Y. C., Lee, H. Y., Lo, C. H., Khatib, M. M. (2013) Iranian ultrapotassic volcanism at 11 Ma signifies the initiation of postcollisional magmatism in the Arabia-Eurasia collision zone. *Terra Nova* 25(5): 405-413.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Petrology* 25: 956-983.
- Pirajno, F. (2009) *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, Berlin, Germany.
- Rickwood, P. C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22: 247-263.
- Ruiz, C., Fernández- Leyva, C. and Locutura, J. (2008) Geochemistry, geochronology and mineralisation potential of the granites in the Central Iberian Zone: The Jalama batholiths. *Chime der Erde* 68: 413-429.
- Samiee, S., Karimpour, M. H., Ghaderi, M., Haidarian Shahri, M. R., Klöetzli, U. and Santos, J. F. (2016) Petrogenesis of Subvolcanic rocks from the Khunik Prospecting Area, South of Birjand, Iran: Geochemical, Sr-Nd Isotopic and U-Pb Zircon Constraints. *Journal of Asian Earth Sciences* 115: 170-182.
- Sengör A. M. C. (1990) A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonics evolution of Iran and implications for Oman. In: The geology and tectonics of the Oman region 49 (Eds. Robertson A. H. F., Searle M. P. and Ries A. C.) Special Publication, pp.797-831. Geological Society of London, UK.
- Sepidbar, F., Mirnejad, H., Ma, C., and Shafaii Moghadam, H. (2018) Identification of

- Eocene- Oligocene magmatic pulses associated with flare-up in east Iran: Timing and sources. *Gondwana Research* 57: 141-156.
- Shand S. J. (1943) Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to deposits. Thomas Murby & Co., London, UK.
- Sillitoe, R. H. (1996) Granites and metal deposits. *Episodes* 19: 126-133.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-77.
- Wright, F. E. (1951) Computation of the optic axial angle from the three principal refractive indices. *American Mineralogist* 36: 543- 556.