



مقاله پژوهشی

کمر بند ماگمایی ساوه- نایین- جیرفت جایگزین کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر: بررسی ارتباط ژنتیکی کانسارهای مس پورفیری با گرانیتوئیدهای آداکیتی و غیر آداکیتی

محمد حسن کریم‌پور^{۱*}، محسن رضایی^۳، علیرضا زراسوندی^۳ و آزاده ملکزاده شفارودی^۱

(۱) گروه زمین‌شناسی و گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(۲) دانشکده علوم زمین، دانشگاه کلرادو، بولدر، امریکا

(۳) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۰۶/۲۱، پذیرش: ۱۴۰۰/۰۸/۰۸

چکیده

بر اساس شواهد نبود ماگماتیسیم بین ساوه تا حدود تکاب و نبود آنومالی مغناطیس هوایی، در این پژوهش نام کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر^۱ به کمر بند ماگمایی ساوه- نایین- جیرفت^۲ تغییر یافت. ماگماتیسیم ارومیه تا تکاب، ادامه کمر بند ماگمایی البرز غربی است. بر اساس ویژگی‌های ماگماتیسیم و کانی‌سازی، SNJMB را می‌توان به دو کمر بند مجزا تقسیم کرد: (۱) کمر بند ماگمایی ساوه- نایین^۳ که اغلب شامل گرانیتوئیدهای میو سن سری مگنتیت نوع I عقیم غیر آداکیتی است. بر اساس نسبت (La/Yb)_n (اغلب زیر ۱۰)، این گرانیتوئیدها از عمق ۶۰ تا ۸۰ کیلومتری و گوه گوشته‌ای منشأ گرفته و بر اساس مقدار Eu/Eu* (بین ۰/۴۳ تا ۱ با میانگین ۰/۶۵) شرایط اکسایش در محل ذوب‌بخشی کم بوده است. نسبت ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr اولیه نشان می‌دهد آلودگی زیادی با پوسته قاره‌ای داشته‌اند. ضخامت پوسته در SNMB کمتر از ۴۸ کیلومتر است، (۲) کمر بند ماگمایی نایین- جیرفت^۴ که میزبان کانسارهای مس پورفیری است. گرانیتوئیدهای میو سن این کمر بند سری مگنتیت و نوع I بارور آداکیتی هستند. بر اساس نسبت (La/Yb)_n (بین ۱۵ تا ۳۸)، این گرانیتوئیدها از عمق پایداری گارنت (بیش از ۹۰ کیلومتری) و ذوب‌بخشی اسلب منشأ گرفته و بر اساس Eu/Eu* (بین ۰/۸۲ تا ۱/۳ با میانگین ۱/۲) شرایط اکسیدان در محل منشأ برقرار بوده است. نسبت ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr اولیه نشان می‌دهد آلودگی کمی با پوسته قاره‌ای داشته‌اند. ضخامت پوسته در NJMB بین ۴۸ تا بیش از ۵۲ کیلومتر است. سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی ایران اغلب سن میو سن- پلیو سن دارند و در شمال غربی ایران، SNJMB و کمر بند ماگمایی قوچان- سبزواری رخمون دارند. ویژگی ژئوشیمیایی- ایزوتوپی آنها شبیه گرانیتوئیدهای بارور آداکیتی NJMB است؛ اما این واحدها هیچ گونه کانی‌سازی ندارند. ویژگی‌های اسلب اقیانوسی نئوتیس در طول SNJMB کاملاً متفاوت بوده که به ماگماتیسیم و کانی‌سازی مختلف منجر شده است. گرادیان حرارتی، عمق دهیدراسیون، مقدار آب، سنگ منشأ و درصد ذوب‌بخشی در طول کمر بند، نوع ماگماتیسیم و تشکیل کانی‌سازی را کنترل کرده است.

واژه‌های کلیدی: آداکیت، گرانیتوئید عقیم و بارور، کانسار مس پورفیری، سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی، کمر بند ماگمایی ساوه- نایین-

جیرفت، ایران

مقدمه

کانسارهای مس پورفیری بزرگ‌ترین ذخایر تولیدکننده مس در دنیا هستند. حدود ۷۵ درصد مس، ۵۰ درصد مولیبدن و ۲۰ درصد طلای دنیا توسط کانسارهای مس پورفیری تولید می‌شود (Sillitoe, 2010). عیار میانگین مس آنها بین ۰/۴۵ تا ۱/۵ درصد، مولیبدن بین ۰/۰۰۷ تا ۰/۰۴ درصد و طلا تا بیش از ۱/۵ گرم در تن متغیر است. میزان ذخیره اغلب این کانسارها بین ۲۰ تا ۱۰۰۰۰ میلیون تن است (Kesler et al., 2002; Sillitoe, 2010). این سیستم‌ها اغلب در زون فرورانش حاشیه قاره یا جزایر کمّانی تشکیل می‌شوند (Kerrich et al., 2000; Richards, 2002)؛ اگرچه ذخایری از مس پورفیری در جایگاه زمین‌ساختی برخورد قاره-قاره یا پس از برخورد در ایران، غرب پاکستان و جنوب تبت شناخته شده است (Rui et al., 1984; Hou et al., 2001, 2003, 2009, 2011; Qu et al., 2001; Richards, 2009; Shafiei et al., 2009; Richards et al., 2012; Ayati et al., 2013; Asadi et al., 2014). کانسارهای مس پورفیری معمولاً توسط گرانیتوئیدهای نیمه‌عمیق آبدار و اکسیدان با ترکیب حدواسط تشکیل می‌شوند (Richards, 2015). گرانیتوئیدهای منشأ کانی‌سازی در برخی کانسارها با مقادیر بالای نسبت‌های Sr/Y و La/Yb مشخص می‌شوند (Richards, 2011). سنگ‌های آذرین با نسبت Sr/Y بیش از ۲۰ و Y کمتر از ۱۲ به عنوان نوع آداکیتی شناخته می‌شوند (Defant and Drummond, 1990). اصطلاح آداکیت از جزیره آداک در آلاسکا گرفته شده است. دیفنت و درومند (Defant and Drummond, 1990) برای نخستین بار از این اصطلاح استفاده کردند. پس از آن پژوهشگران زیادی روی آداکیت‌ها کار کردند (Rapp and Watson, 1995; Defant and Kepezhinskis, 2001; Condie, 2005; Martin et al., 2005; Castillo, 2012; Zhang et al., 2019). ویژگی‌های ژئوشیمیایی، جایگاه زمین‌ساختی و منشأ آداکیت‌ها را می‌توان در جدول ۱ مقایسه کرد. مارتین و همکاران (Martin et al., 2005)، بر اساس ژئوشیمی، آداکیت‌ها را به

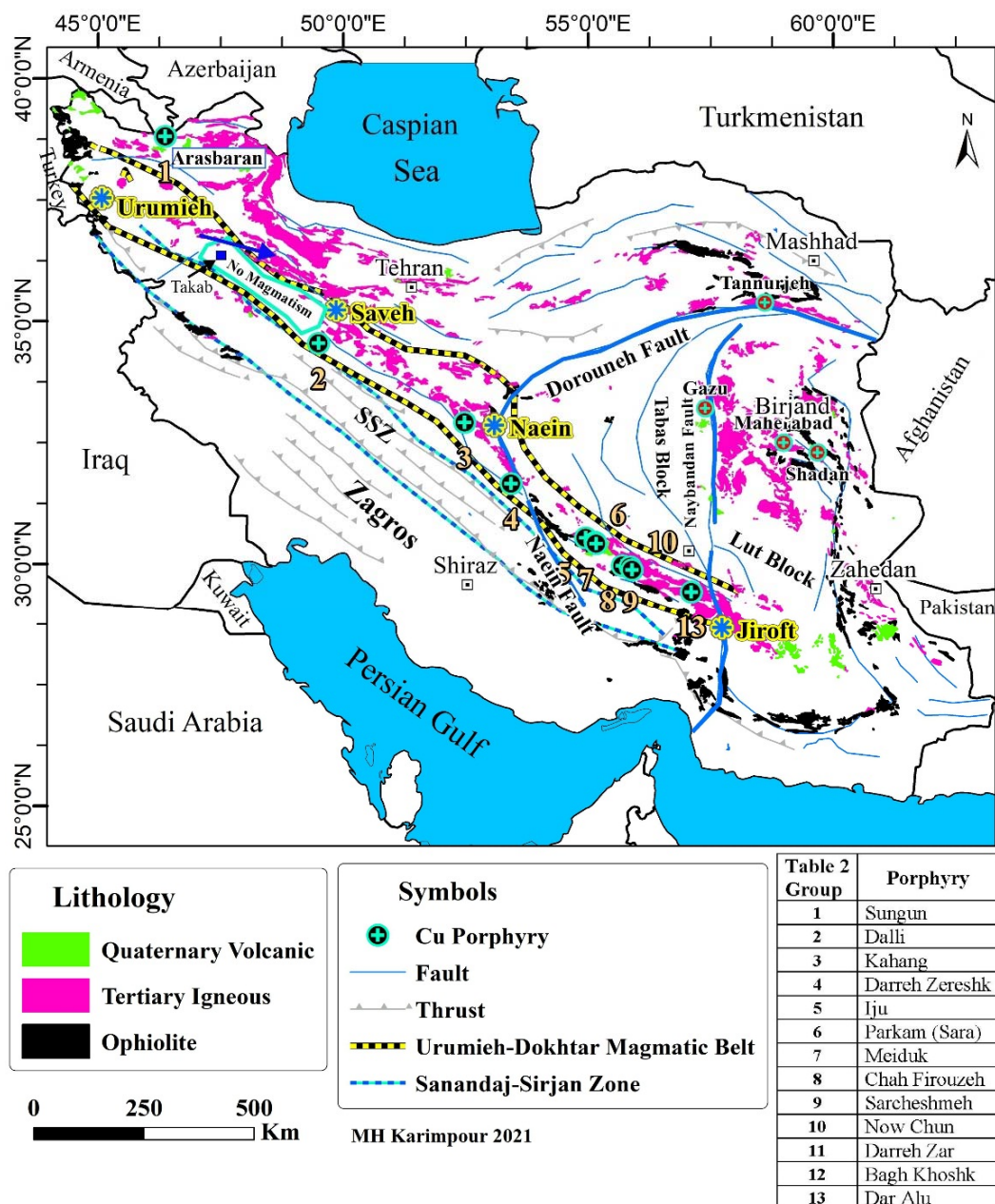
دو گروه تقسیم کردند: (۱) آداکیت کم سیلیس^۱ و (۲) آداکیت با سیلیس بالا^۲. بر اساس نسبت K_2O/Na_2O آداکیت‌ها به دو گروه سدیگ (مقدار نسبت کمتر از ۰/۶) (Defant and Drummond, 1990) و پتاسیک (مقدار نسبت بیش از ۰/۶) (Xiao and Clemens, 2007) تقسیم شده‌اند. گرانیتوئیدهای آداکیتی منشأ تعداد زیادی از کانسارهای مس پورفیری بوده‌اند (Richards et al., 1991; Thiéblemont et al., 1997; Leng et al., 2007; Sun et al., 2011, 2012, 2013, 2015, 2017; Mao et al., 2018). اویارزون و همکاران (Oyarzun et al., 2001) پژوهش‌هایی بر روی رابطه اندازه کانسار مس پورفیری و سنگ‌های آداکیتی در کمربند مس پورفیری شیلی انجام داده‌اند.

بر اساس جایگاه زمین‌ساختی و زمین‌شناسی، ایران پتانسیل زیادی برای تشکیل انواع کانی‌سازی دارد. کمربند‌های مهم مس پورفیری ایران را می‌توان در سه کمربند ماگمایی خلاصه کرد: کمربند ماگمایی ساوه-نابین-جیرفت که در این پژوهش به دلایلی که در ادامه بحث خواهد شد، جایگزین کمربند ماگمایی ارومیه-دختر شده است (با سن اغلب میوسن)، بلوک لوت (ائوسن تا الیگوسن) و ارسباران (شکل ۱). این کانسارها همراه با سنگ‌های گرانیتوئیدی ترشیاری هستند.

بلوک لوت: حدود ۷۵ درصد سنگ‌های بلوک لوت را واحدهای آتشفشانی و نفوذی تشکیل می‌دهند (شکل ۱). نخستین فعالیت‌های ماگمایی بلوک لوت در ژوراسیک میانی (۱۶۳ تا ۱۶۵ میلیون سال پیش) آغاز شده است که نشانه‌های آن گرانیتوئیدهای شاه‌کوه، سرخ‌کوه و نجم‌آباد است. این سنگ‌ها اغلب از نوع سری ایلمنیت (نوع S) بوده و در یک جایگاه زمین‌ساختی برخورد قاره از ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای تشکیل شده‌اند (Tarkian et al., 1984; Esmaily et al., 2005; Moradi et al., 2012a). هیچ نوع کانی‌سازی با آنها گزارش نشده است. ماگماتیسیم بعدی در فاصله زمانی کرتاسه (۶۷ تا ۱۰۹ میلیون سال پیش) در مناطق کلاته آهنی (Karimpour et al.,

در حاشیه بلوک لوت قدیمی ترین کانی سازی مس پورفیری ایران (۶۸ میلیون سال پیش پیش) محسوب می شود (Mahdavi et al., 2016) (شکل ۱).

کجه (Najafi et al., 2014) و گزو (Mahdavi et al., 2016) گزارش شده است. این گرانیتوئیدها هم از نوع I (سری مگنتیت) و هم از نوع S (سری ایلمنیت) بوده و کانی سازی های مختلفی همراه با آنها دیده می شود. منطقه گزو



شکل ۱. موقعیت کانسارهای مس پورفیری در کمر بند ماگمایی ساوه-ناین-جیرفت، ارسباران و بلوک لوت. فلش آبی = کمر بند ماگمایی البرز (AMB). کمر بند مس پورفیری کرمان بین دو گسل ناین و ناین قرار دارد که با ضخامت بیشتر نشان داده شده است.

Fig. 1. Location of porphyry copper deposits in the Saveh-Naein-Jiroft magmatic belt, Arasbaran, and Lut Block. Blue arrow= Alborz Magamtic Belt (AMB). Kerman porphyry copper belt is located between tow important faults of Naein and Nayband, which is shown with more thickness.

(Sarjoughian and Kananian, 2017). کانسارهای پورفیری این بخش اغلب سن الیگوسن- میوسن دارند (Shafiei, 2010; Aghazadeh et al., 2015). سرچشمه، بزرگ‌ترین معدن مس پورفیری ایران در این بخش قرار دارد.

ارس-باران: کمربند مس پورفیری ارس-باران با روند غرب، شمال‌غرب- شرق، جنوب شرق حدود ۴۰۰ کیلومتر طول و ۷۰ تا ۸۰ کیلومتر عرض داشته و در قسمت شمال‌غربی کمربند ماگماتیکی البرز^۱ قرار دارد (شکل ۱). این کمربند پوشیده از سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق ترشیاری است. سونگون و مسجد داغی از مهم‌ترین کانسارهای مس پورفیری این کمربند هستند که سن آنها اوایل میوسن (به ترتیب ۲۱ و ۲۰/۵ میلیون سال پیش) گزارش شده است (Aghazadeh et al., 2015). این کمربند به وسیله سه گسل اصلی امتدادلغز از شمال (گسل ارس) تا غرب و جنوب‌غرب (گسل تبریز) و شرق (گسل تالش) محدود شده است (Aghazadeh, 2009; Castro et al., 2013). این قسمت از ایران پتانسیل بالایی برای مس، مولیبدن و انواع کانسارهای طلای اپی‌ترمال دارد. این کمربند میزبان تنها کانسار مولیبدن پورفیری ایران (کانسار سیاه کمر با ۳۹/۲ میلیون تن ذخیره و ۵۳۹ گرم در تن Mo) است (Rabiee et al., 2019).

هدف از این پژوهش، پیشنهاد اصلاح و تغییر نام کمربند ماگمایی ارومیه- دختر بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، ژئوفیزیکی و کانه‌زایی، بررسی تغییرات پترولوژیک گرانیتوئیدها از ساوه تا جیرفت، بررسی رابطه ژنتیکی کانسارهای مس پورفیری با توده‌های نفوذی آداکیتی و غیرآداکیتی و در نهایت مقایسه گرانیتوئیدهای آداکیتی همراه با کانسارهای مس پورفیری با سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی میوسن- پلیوسن در بخش‌های مختلف ایران است. همچنین نقش گرادیان حرارتی، عمق دهیدراسیون، مقدار آب، سنگ منشأ، درصد ذوب‌بخشی و فوگاسیته اکسیژن در تشکیل یا عدم تشکیل کانی‌سازی، عیار و میزان ذخیره کانسارهای مس پورفیری بررسی می‌شود.

اغلب گرانیتوئیدهای بلوک لوت با ترکیب دیوریت، مونزونیت، کوآرتز مونزونیت و گرانودیوریت متعلق به ترشیاری هستند (Karimpour et al., 2011a, 2012). کریم‌پور و همکاران (Karimpour et al., 2012) اذعان داشتند که ائوسن میانی تا اوایل الیگوسن (۳۳ تا ۴۲ میلیون سال پیش) مهم‌ترین دوره متالورژی بلوک لوت است. بر اساس کانی‌شناسی، پذیرفتاری مغناطیسی و مقدار $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (کمتر از ۰/۷۰۵۷)، گرانیتوئیدهای ترشیاری اغلب از نوع اکسیدان سری مگنتیت و I بوده و انواع کانی‌سازی با آنها همراه است (Karimpour et al., 2011a, 2012).

ماهرآباد و شادان از مهم‌ترین کانی‌سازی‌های مس- طلا پورفیری (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2010, 2015) بلوک لوت به سن ائوسن میانی هستند (شکل ۱). از دیگر مناطق مس پورفیری یا مشکوک به این نوع کانسار، می‌توان به چاه شلجمی (Arjmandzadeh et al., 2011)، ده‌سلم (Arjmandzadeh and Santos, 2014)، ماهور (Miri Beydokhti et al., 2015)، جنوب غرب سرخ کوه (Hosseinkhani et al., 2017)، کوه‌شاه (Abdi and Karimpour, 2013)، خونیک (Samiee et al., 2016) و شاه سلطان علی (Nadermezraji et al., 2018) اشاره کرد.

کمربند ماگمایی ساوه- ناین- جیرفت: این کمربند ماگمایی با روند شمال‌غربی- جنوب شرقی از ساوه تا جیرفت امتداد دارد و میزبان مهم‌ترین کانسارهای مس پورفیری ایران است. کانسارهای دالی، کهنک، دره زرشک و علی‌آباد بین ساوه تا ناین از مهم‌ترین ذخایر کشف شده هستند (شکل ۱). سن آنها اوایل تا اواسط میوسن است. اما مهم‌ترین و بزرگ‌ترین کانسارهای مس پورفیری ایران بین ناین تا جیرفت متمرکز شده‌اند (شکل ۱). این منطقه به کمربند مس پورفیری کرمان نیز معروف است. گرانیتوئیدها و سنگ‌های آتشفشانی این زون سن پالئوسن تا پلیوستوسن دارند که مربوط به زون فروانش نئوتیس است (Agard et al., 2005, 2011; Omrani et al., 2008).

جدول ۱. ویژگیهای ژئوشیمیایی مهم آداکیتها (اطلاعات برگرفته از دیفنت و درومند (Defant and Drummond, 1990))

Table 1. Important geochemical characteristics of Adakite (Some data from Defant and Drummond, 1990)

Rock Type	Rhyolite-rhyodacite-dacite-andesite
	Granite-diorite-monzonite
Tectonic setting	Volcanic arc: Subduction & Post-collision
Sr	>350 ppm
Y	<12 ppm. This indicates garnet was present at source.
Sr/Y	>20
(La/Yb) _n	>20 Enriched in LREE and very low in HREE. Garnet was present at source.
SiO ₂	Mostly more than 56 wt. %
Al ₂ O ₃	>15 wt. %
MgO	< 3 wt. %
Source of magma	Oceanic slab or deep mantle wedge
Depth of magma	Deeper than 90 Km. (La/Yb) _n > 20. Garnet was present at source.
Eu/Eu*	Usually higher than 1. Oxidizing condition during melting.
Low Nb and Ti	This is due to present of hornblende or Ti-mineral at source.
^(87Sr/86Sr) _i	<0.7045, if the source is oceanic slab).
	It may be up to 0.707, if the source is from mantle wedge or contaminated in the continental crust.

زمین شناسی ناحیه ای

در تمام پژوهش ها و نوشته های پیشین، کمر بند ماگمایی مهم ایران که از شمال غرب به سمت جنوب شرقی کشیده شده است، به نام کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر نام گذاری شده است. در حالی که بررسی ها نشان می دهد که از حدود تکاب تا ساوه هیچ گونه ماگماتیسمی وجود ندارد (شکل ۱). حتی داده های مغناطیس هوایی نیز تأیید می کند که این بخش آنومالی مغناطیسی پایینی داشته (شکل ۱۷) و بنابراین این ادعا که شاید سنگ های آذرین در عمق باشند را کاملاً رد می کند. لذا در این پژوهش پیشنهاد می کنیم که به جای واژه ارومیه- دختر از کمر بند ماگمایی ساوه- ناین- جیرفت استفاده شود. رخنمون سنگ های آذرین ترشیاری که در محل فلش در شکل ۱ دیده می شود (از ارومیه تا تکاب)، انشعابات از ماگماتیسم البرزر غربی است.

عمده فعالیت های ماگمایی کمر بند ماگمایی ساوه- ناین- جیرفت مربوط به زمان ترشیاری است. فعالیت های ماگمایی از پالئوسن شروع شده و تا اواخر پلیوستوسن ادامه داشته است

(Alavi, 2007; Chiu et al., 2013; Hosseini et al.,)

ماگماتیسم متفاوتی در طول کمر بند و در بخش های مختلف دیده می شود. این سنگ های آذرین هم شامل توده های نفوذی و هم واحدهای آتشفشانی بوده و طیف ترکیبی آنها اغلب حدواسط و کمتر مافیک و اسیدی است. وقایع ماگماتیک از فرو رانش نئوتتیس و سرانجام برخورد قاره ای بین صفحه عربی و اوراسیا تشکیل شده است (Richards, 2015). دو زمان ماگمایی بزرگ این کمر بند در ائوسن و میوسن روی داده است.

فعالیت های آذرین در طول دوره میانی ائوسن به حداکثر رسیده اند و توسط فعالیت های آتشفشانی گسترده در سراسر کمر بند مشهود هستند (Alavi, 2007)؛ اما تعداد گرانیتوئیدهای رخنمون یافته ائوسن بسیار اندک است. رخنمون هایی از توده های نفوذی ائوسن در مناطق حاجی آباد، کوه دم، ساوه و نطنز در محدوده بین ساوه تا ناین دیده می شود. گرانیتوئید کوه دم ترکیب فلسیک (گرانیت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت) تا حدواسط- مافیکی (مونزونیت، مونزودیوریت، دیوریت،

علی‌آباد همراه با کوارتز مونوزودیوریت و گرانودیوریت به ترتیب با سن ۱۶/۱ و ۱۶/۷ میلیون سال پیش هستند (Zarasvandi et al., 2007). کانسار کهننگ نیز مرتبط با استوک کوارتزیدیوریتی است (Asadi et al., 2014). سن سنجی به روش Re-Os، سن این کانسار را ۱۵/۱۷ میلیون سال پیش مشخص کرده است (Aghazadeh et al., 2015).

منبع اطلاعات

در این پژوهش، از اطلاعات ژئوشیمیایی (شامل اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و نادر خاکی و اطلاعات ایزوتوپی) گرانیتوئیدهای SNJMB و سنگ‌های آتشفشانی بخش‌های مختلف ایران منتشر شده در نشریه‌های بین‌المللی و داخلی استفاده کرده‌ایم (جدول‌های ۲ تا ۵). در استفاده از این اطلاعات به میزان دگرسانی توجه ویژه‌ای شده است و نمونه‌های با مقدار LOI کمتر از ۱/۵ برای بحث و بررسی انتخاب شدند. همچنین برای تمرکز بر روی ویژگی‌های پترولوژیکی، نمونه‌هایی که شامل کانی‌سازی بوده و مقدار Cu، Pb و Mo آنها نیز بالا بوده، حذف شده‌اند.

اطلاعات استفاده شده را می‌توان به سه بخش تقسیم کرد: ۱) داده‌های مربوط به گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I مرتبط با کانسارهای مس پورفیری به سن میوسن در کمرند ماگمایی ساوه-نابین - جیرفت که در جدول ۲ در قالب گروه‌های ۲ تا ۱۳ ارائه شده است، ۲) داده‌های مربوط به گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I عقیم به سن میوسن SNJMB که در جدول ۳ گزارش شده است. همچنین اطلاعات ایزوتوپ‌های رادیوژنیک گرانیتوئیدهای عقیم و بارور SNJMB و سنگ‌های آتشفشانی در جدول ۴ ارائه شده است. از اطلاعات ژئوفیزیک هوایی ایران نیز استفاده شده است و ۳) اطلاعات مربوط به سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی میوسن - پلیوسن که در جدول ۵ آمده است. سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی از سه بخش شمال غرب ایران (جدول ۵، گروه ۱)، SNJMB (جدول ۵، گروه ۲ تا ۷) و کمرند ماگمایی قوچان-سبزوار (جدول ۵، گروه ۸) برای مقایسه انتخاب شدند.

مونوزوگابرو و گابرو دارد (Kananian et al., 2014). بر اساس سن سنجی U-Pb در کانی زیرکن، سن گرانیتوئیدها ۴۷ میلیون سال پیش است (Hassanzadeh et al., 2009). کمپلکس ماگماتیک ساوه اغلب دیوریتی تا تونالیتی (سن ۳۷-۴۰ میلیون سال پیش به روش U-Pb در کانی زیرکن) است (Nouri et al., 2018). گرانیتوئیدهای حاجی‌آباد اغلب دیوریت تا گرانودیوریت با سن ۴۰ میلیون سال پیش (به روش U-Pb در کانی زیرکن هستند (Kazemi et al., 2019)). ناحیه نطنز اغلب از مونزونیت، سینیت و دیوریت تشکیل شده (Haschke et al., 2010) و سن سنگ‌های مونزونیتی بر اساس $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ در کانی بیوتیت ۵۱ میلیون سال پیش به دست آمده است (Berberian, 1983). کانی‌سازی مس پورفیری همراه با این دوره فعالیت ماگمایی در کمرند SNJMB گزارش نشده است که این مسئله سؤال برانگیز است و تاکنون علتی برای آن گزارش نشده است.

عمده کانسارهای مس پورفیری کمرند SNJMB مربوط به گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I میوسن است. معدن سرچشمه، بزرگ‌ترین مس پورفیری ایران، مرتبط با گرانودیوریت پورفیری میوسن است که داخل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تا الیگوسن نفوذ کرده است (McInnes et al., 2005; Shafiei, 2010). کانسار میدوک مرتبط با استوک کوارتزیدیوریتی میوسن (سن ۱۲/۵۸ میلیون سال پیش) (McInnes et al., 2003) است. در کانسار ایجو کوارتز مونزونیت پورفیری عقیم (۹/۳۳ میلیون سال پیش) و گرانودیوریت پورفیری بارور (۹ میلیون سال پیش) داخل سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند (Golestani et al., 2018). کانسار دالی در کمرند ماگمایی ساوه-نابین متشکل از دیوریت و کوارتزیدیوریت پورفیری است که به داخل جریان‌های گدازه‌ای آندزیتی و آندزیت-بازالتی نفوذ کرده‌اند (Zarasvandi et al., 2013). سن سنجی به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ روی بیوتیت ثانویه زون پتاسیک سن ۲۱ میلیون سال پیش را نشان می‌دهد (Ayati et al., 2013). دره زرشک و

جدول ۲. ویژگی ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I بارور در SNJMB

Table 2. Geochemical characteristics of fertile I-type magnetite series granitoids in the SNJMB

Group	Porphyry	X	Y	Ore Reserve (Mt)	Ore Grade
1	Sungun	46.70	38.70	>500	Cu=0.69 Mo=250
2	Dalli	50.32	34.27	8	0.5
3	Kahang	52.47	33.92	40	0.53
4	Darreh Zereshk & Ali Abad	53.83	31.55	23	0.9
5	Iju	54.949	30.537	80	0.35
6	Parkam (Sara)	55.14	30.45	16	0.46
7	Meiduk	50.174	30.41	176	0.61
8	Chah Firouzeh	50.173	30.425		
9	Sarcheshmeh	55.87	29.95	1200	Cu=0.95 Mo=300
10	Now Chun	55.83	29.91	80	0.32
11	Darreh Zar	55.88	29.85	283	0.38
12	Bagh Khoshk	55.99	29.82	24	0.27
13	Dar Alu	57.10	29.42	283	0.38

Group	Age (Ma)	Dating Method	Sr (ppm)	Y (ppm)	Eu/Eu*	(La/Yb) _n	References
1	21.3	U-Pb	760-930	11-11.5	1.1-1.2	21-29	Aghazadeh et al. (2015); Hassanpour et al. (2014); Hezarkhani (2006); Kamali et al. (2018)
2	21	Ar-Ar	360-410	15-19	0.88-0.92	9-13	Ayati et al. (2013)
3	15.17	Re-Os	330-500	7-10		17-24	Ayati et al. (2013); Asadi et al. (2014)
4	17	Ar-Ar	820-1600	9-13	1.2-1.25	16-28	Zarasvandi et al. (2015)
5	9-9.5	U-Pb	900-1140	7-9	0.97-1.12	21-38	Golestani et al, 2018
6	13	U-Pb	750-1070	10-12	0.92-1.2	15-25	Hassanzadeh (1993); Alirezaei et al. (2017)
7	12.5	U-Pb	480-830	7-9	0.95-1.3	20-32	McInnes et al. (2003); Alirezaei et al. (2017)
8	16.9	U-Pb	790-1120	7-9	1-1.15	33	Sori (2012)
9	13.6-13	U-Pb	470-890	7-10	0.98-1.15	24-38	McInnes et al. (2003)
10	13.71	U-Pb					Aghazadeh et al. (2015)
11	16	U-Pb	890-970	8-9.5	0.82-1.15	25-34	Aghazadeh et al. (2015)
12	17.85	U-Pb					Aghazadeh et al. (2015)
13	12.96	U-Pb					Aghazadeh et al. (2015)

جدول ۳. ویژگی ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I عقیم میوسن در SNJMB

Table 3. Geochemical characteristics of barren I-type magnetite series granitoids in the SNJMB

Location	Rock Type	Age (Ma)	Sr (ppm)	Y (ppm)	(La/Yb) _n
Takht (Hamadan)	Granite	16.8	230-270	20-30	6-12
Niyasar (Kashan)	Diorite	17-19	230-400	20-40	6-11
Niyasar (Kashan)	Granite		350-400	18	6-8
Kuh Payeh Isfahan	Gabbro	20	250-330	10-36	4
Kuh Payeh Isfahan	Granite		130-250	15-35	5
Nodushan (Yazd)	Diorite-Gabbro	25-30	200-500	15-25	3-8
Nodushan (Yazd)	Granite		235	14	14
Mirabad	Granodiorite	7.5-19	400-639	18	10
Tafresh	Diorite	22.2	260-450	13-22	
Ardestan	Granodiorite	24	200-350	17-37	2-4

Location	(Eu/Eu*)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	εNd(i)	References
Takht (Hamadan)	0.43-0.85	0.7068-0.7085	0.5125	1.49-2.33	Haghighi Bardineh et al. (2018)
Niyasar (Kashan)	0.6-0.8	0.7069-0.7082	0.512475	-3	Honarmand et al. (2014)
Niyasar (Kashan)	0.8	0.70721	0.512501	-2.5	Honarmand et al. (2014)
Kuh Payeh Isfahan	0.65	0.70552	0.51264	0.28	Sarjoughian et al. (2018)
Kuh Payeh Isfahan	0.4	0.70555			Sarjoughian et al. (2018)
Nodushan (Yazd)	0.9	0.70599	0.512764	2.56	Shahsavari Alavijeh et al. (2019)
Nodushan (Yazd)	1	0.70586	0.512539	1.56	Shahsavari Alavijeh et al. (2019)
Mirabad	0.83				Pang et al. (2014)
Tafresh					Raeisi et al. (2019)
Ardestan	0.7-0.8	0.705-0.706	0.512632 0.512705	0.3-2.6	Babazadeh et al. (2019)

جدول ۴. اطلاعات ایزوتوپی Sr و Nd گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I از کمرند SNJMB و سنگ‌های آتشفشانی

Table 4. Sr and Nd isotopic data I-type magnetite series granitoids in the SNJMB and volcanic rocks

Status	Location	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	εNd(i)	References
Mineralized	Meiduk	0.70455	0.51275	2.18	Shafiei et al. (2009); Shafaiei (2010)
Mineralized	Sarcheshmeh	0.704702	0.512716	1.52	Shafiei et al. (2009); Shafaiei (2010)
Mineralized	Iju	0.704253	0.512812	3.39	Golestani et al. (2018)
Mineralized	Kuh Pange	0.704623	0.512653	0.29	Shafiei et al. (2009); Shafaiei (2010)
Mineralized	Sungun	0.704467	0.512751	2.67	Kamali et al. (2018)
Not mineralized	Takht	0.7085	0.5125	-1.49	Haghighi Bardineh et al. (2018)
Not mineralized	Takht	0.7068		2.33	Haghighi Bardineh et al. (2018)
Not mineralized	Niasar	0.7069		-2	Honarmand et al. (2014)
Not mineralized	Niyasar	0.7082	0.512475	-3	Honarmand et al. (2014)
Not mineralized	Kuh Payeh	0.70552	0.51264	0.28	Sarjoughian et al. (2018)
Not mineralized	Nodushan	0.70586	0.512539	1.56	Shahsavari Alavijeh et al. (2019)
Not mineralized	Ardestan	0.705		2.6	Babazadeh et al. (2019)
Not mineralized	Ardestan	0.706	0.512632	0.3	Babazadeh et al. (2019)
Adakite volcanic	W-Sahand	0.7040	0.5128		Lechmann et al. (2018)
Adakite volcanic	Quchan	0.7039	0.51282	3.7	
Adakite volcanic	Chakenah	0.7043	0.512641	4.52	Gardideh et al. (2018)
Adakite volcanic	Karkuh	0.7042	0.51288	4.6	Yousefi, et al. (2020)
Adakite volcanic	Zohan	0.7041	0.512694	1.34	

جدول ۵. ویژگی ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی نتوژن در SNJMB، شمال غرب ایران و کمربند ماگمایی قوچان- سبزوار

Table 5. Geochemical characteristics of Neogene adakitic volcanic rocks in the SNJZMB, northwestern Iran, and Sabzevar-Quchan magmatic belt

Group	Location	Sr (ppm)	Y (ppm)	Eu/Eu*	(La/Yb) _n	Age (Ma)	X	Y	References
1	Nahand	515-695	11.0	1.3-1.726	47-78	8-10	46.50	38.26	Jahangiri (2007)
	Jolfa	500-610	13.0	1.31-1.4	33-40	8-10	45.75	38.77	Jahangiri (2007)
	Marand	524-737	10-15	1.24	17-27	16-10	45.32	38.53	Jahangiri (2007)
	Sahand	545-768	6-10	0.89	26-36	3-8	46.19	37.88	Ghahamghash et al. (2019)
	W-Sahand	924-1050	6-8	1.034	27-40	L- Miocene Pliocene	45.99	37.62	Lechmann et al. (2018)
	N-Sahand	400-529	4-5	1.209	36-56	4	46.23	37.92	Lechmann et al. (2018)
2	Tafresh	370-660	9	0.95	35-40	?	50.09	34.77	Ghorbani and Bezenjani (2011)
3	Josheghan	484-925	7-15	1.014	27-32	L- Miocene Pliocene	51.26	33.64	Khodami (2009, 2019)
4	SW-Kashan	404	4-6	0.933	36-44	L- Miocene Pliocene	51.36	33.61	Sayari (2015); Sayari and Sharifi (2018)
5	W-Naein	551	7-8	0.982	28-36	L- Miocene Pliocene	52.74	32.67	Khodami (2009, 2019)
6	SW-Yazd	511-865	6-11	1.214	13-36	L- Miocene Pliocene	53.71	31.57	Sherafat (2009)
7	Share-Babak	950-1200	8-9	0.978	16-20	L- Miocene Pliocene	54.84	30.60	Ghadami et al. (2008)
8	Quchan-Esfarayen	560	8-11	0.99	20-27	8	36.85	58.55	Gardideh et al. (2018); Yousefi, et al. (2020)
	Zohan	520	7-10	1.1	19	8-17	58.25	36.71	
	Meshkan area (S Quchan)	490	8-11	1.05	17-23	?	58.06	36.92	
	Chakaneh	512	6-12	0.97	19-27	7-17	58.54	36.82	

گراتیوئیدها

الف) ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی گراتیوئیدها

در نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1994)، نمونه های گراتیوئیدی بارور برای کانسارهای مس پورفیری اغلب در محدوده فلسیک (گرانودیوریت تا کوارتز مونزونیت و گرانیت، مقدار SiO_2 بین ۶۰ تا ۷۳ درصد) قرار می گیرند (شکل ۲-۱)؛ در حالی که گراتیوئیدهای عقیم میوسن ترکیب فلسیک تا مافیک دارند (مقدار SiO_2 بین ۵۰ تا ۷۶ درصد، میانگین ۶۵ درصد) و از مونزوگابرو تا گرانیت متغیر هستند (شکل ۲-۱). در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976)، گراتیوئیدهای عقیم میوسن اغلب در منطقه کالک آلکال و کمتر کالک آلکال پتاسیم بالا قرار می گیرند؛ در حالی که نمونه های بارور بین کالک آلکال تا بیشتر شوشونیتی آلکال واقع شده اند (شکل ۲-۲). نمونه های گراتیوئید کانسار دالی اغلب در حد وسط بین گراتیوئید عقیم و بارور کل کمر بند قرار می گیرند.

شکل ۳، نمودار عنکبوتی عناصر فرعی گراتیوئیدهای عقیم و بارور نرمالیزه شده به MORB را نشان می دهد. در این شکل همه نمونه ها ویژگی ماگماهای مربوط به زون فروران را نشان می دهند؛ به طوری که غنی شدگی عناصر LILE (مانند K, Ba و HFSE (مانند Y, Zr, Nb) دیده می شود (شکل ۳). همچنین غنی شدگی عناصر LILE و تهی شدگی عناصر HFSE گراتیوئیدهای بارور بیشتر از توده های عقیم است (شکل ۳). نمونه های کانسار دالی الگوی متوسطی بین گراتیوئیدهای عقیم و بارور نشان می دهد (شکل ۳). در نمودارهای پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) همه نمونه ها با تفکیک قابل توجهی در محیط گرانیت های کمان آتشفشانی قرار می گیرند (شکل ۴). همه شواهد ارائه شده نشان می دهد که همه گراتیوئیدها از نوع I و سری مگنتیت هستند.

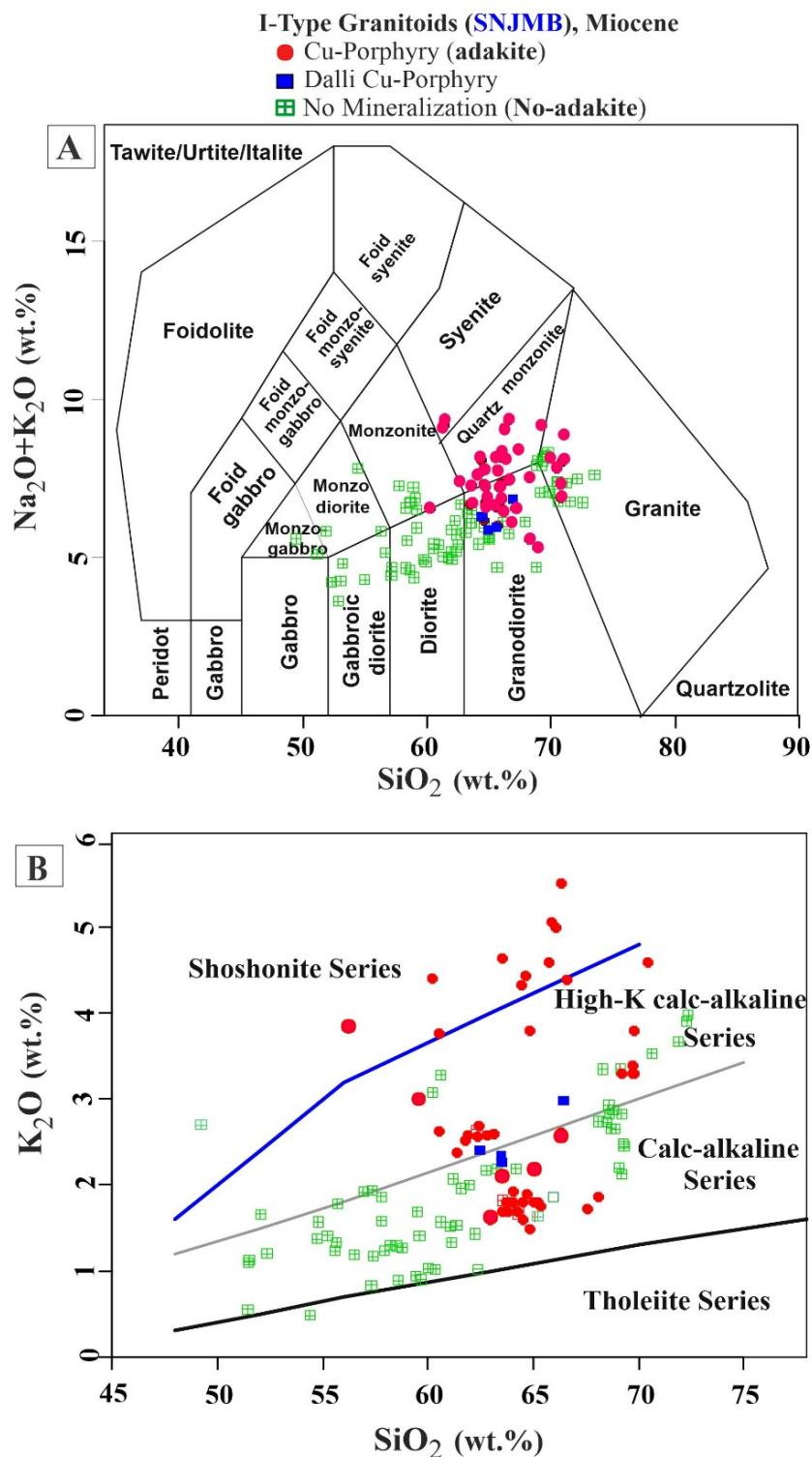
ب) ژئوشیمی عناصر نادر خاکی گراتیوئیدها

الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به کندریت در شکل ۵-

A غنی شدگی از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی متوسط و سنگین را در همه نمونه ها نشان می دهد؛ اگرچه در گراتیوئیدهای عقیم میوسن، الگوی متوسطی در MREE و HREE نسبت به LREE در مقایسه با گراتیوئیدهای بارور دیده می شود (شکل ۵-۱). همچنین نمونه های کانسار دالی دوباره الگوی متوسطی بین گراتیوئیدهای عقیم و بارور نشان می دهد. در نمونه گراتیوئیدهای سری مگنتیت نوع I مرتبط با کانسارهای مس پورفیری که غنی شدگی LREE شدیدتری نسبت به HREE دارند، مقدار نسبت $(\text{La/Yb})_n$ بین ۱۵ تا ۳۸ است. این نسبت در گراتیوئیدهای کانسار دالی بین ۹ تا ۱۳ بوده و تقریباً در قسمت وسط نمونه های بارور و عقیم قرار می گیرد؛ در حالی که نسبت $(\text{La/Yb})_n$ در گراتیوئیدهای عقیم بین ۲ تا ۱۴ و اغلب زیر ۱۰ است (جدول های ۲ و ۳ و شکل ۵-۱ و ۵-۲). مقادیر آنومالی منفی Eu در گراتیوئیدهای عقیم میوسن دیده می شود (مقدار Eu/Eu^* بین ۰/۴۳ تا ۱ با میانگین ۰/۶۵) (جدول ۳). در حالی که گراتیوئیدهای بارور، آنومالی مثبت تا کمی منفی Eu دارند (مقدار Eu/Eu^* بین ۰/۸۲ تا ۱/۳ با میانگین ۱/۲)؛ نمونه های کانسار دالی نیز دوباره در وسط قرار دارد (جدول ۲ و شکل ۵-۲). آنومالی منفی Eu نشان دهنده تشکیل ماگما در شرایط اکسایش پایین تر است.

ج) ترکیب ایزوتوپی گراتیوئیدها

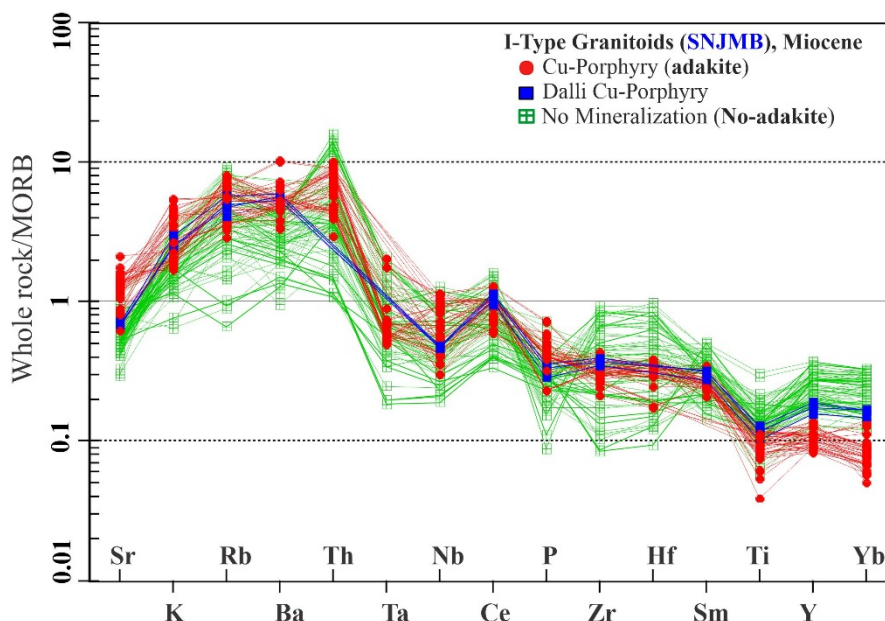
اطلاعات ایزوتوپی Sr-Nd همه گراتیوئیدهای بارور و عقیم در جدول ۴ ارائه شده است. مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه گراتیوئیدهای بارور میوسن بین ۰/۷۰۴۲۵۳ تا ۰/۷۰۴۷۰۲ متغیر است؛ در حالی که در گراتیوئیدهای عقیم بین ۰/۷۰۵ تا ۰/۷۰۸۵ است (جدول ۴). مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه گراتیوئیدهای بارور نیز بین ۰/۵۱۲۶۵۳ (پورفیری کوه پنج) تا ۰/۵۱۲۸۱۲ (پورفیری ایجو) متغیر است. این نسبت در گراتیوئیدهای عقیم کمتر بوده و بین ۰/۵۱۲۴۷۵ تا ۰/۵۱۲۶۴۴ تغییر می کند (میانگین ۰/۵۱۲۳۴۲) (جدول ۴). گراتیوئیدهای بارور میوسن $\epsilon\text{Nd}(i)$ مثبت (۰/۲۹ تا ۳/۳۹ میانگین ۲/۱۵) و عقیم متنوع بین ۳- تا ۲/۶ دارند (جدول ۴).



شکل ۲. A: ترسیم گرانیتوئیدهای SNJMB در نمودار عناصر آلكالی در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1994) و B: نمودار K_2O در مقابل SiO_2

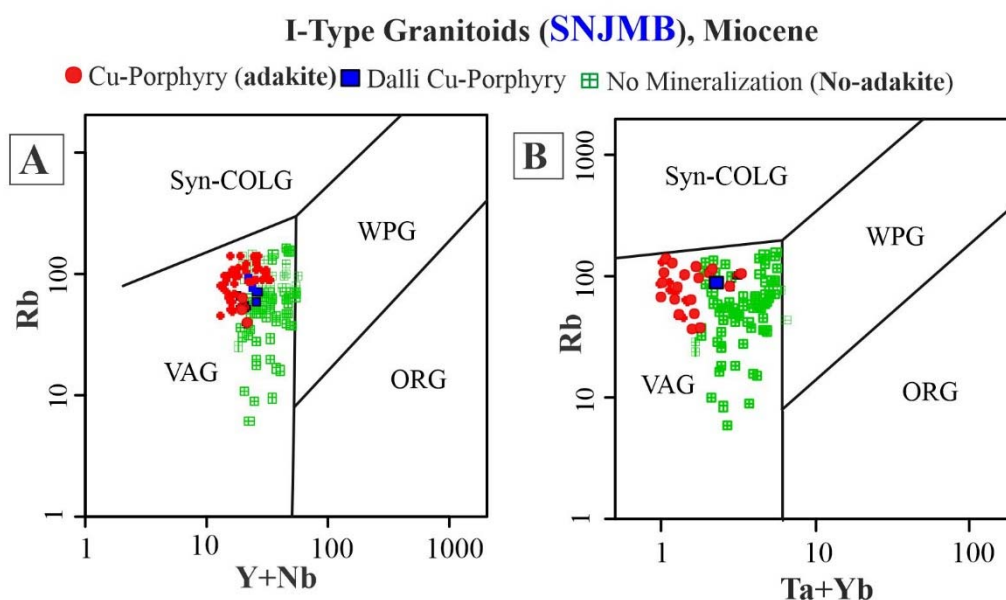
(Peccerillo and Taylor, 1976) برای گرانیتوئیدهای عقیم و بارور کمر بند SNJMB

Fig. 2. A: Plot of granitoids of SNJMB on the total alkali vs. SiO_2 diagram (Middlemost, 1994), and B: K_2O vs. SiO_2 plot of the porphyry-bearing and barren Miocene granitoids in the SNJMB (Peccerillo and Taylor, 1976)



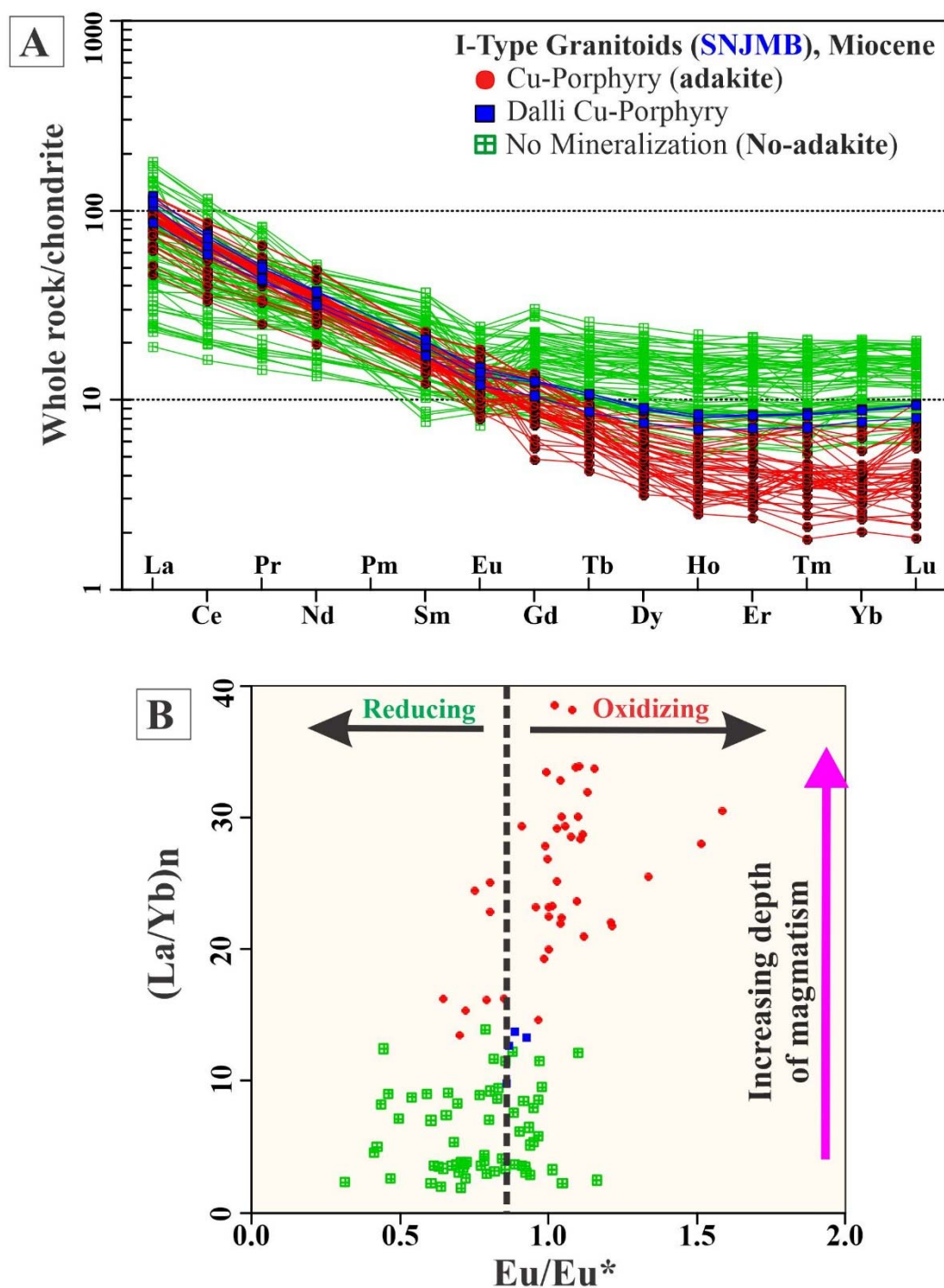
شکل ۳. نمودار عنکبوتی عناصر فرعی گرانیتوئیدهای عقیم و بارور میوسن SNJMB نرمالیزه شده به MORB. مقادیر اولیه MORB از پیرس (Pearce, 1983)

Fig. 3. MORB-normalized trace elements spider diagram for porphyry-bearing and barren Miocene granitoids in the SNJMB. Normalizing values after Pearce (1983)



شکل ۴. گرانیتوئیدهای SNJMB در نمودارهای تفکیک کننده موقعیت زمین ساختی پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) محیط کمان آتشفشانی را نشان می دهد. A: نمودار Rb در مقابل Y+Nb و B: نمودار Rb در مقابل Ta+Yb. ORG = گرانیت پشته میان اقیانوسی، WPG = گرانیت دورن صفحه ای، VAG = گرانیت کمان آتشفشانی، syn-COLG = گرانیت هم زمان با برخورد

Fig. 4. Granitoids of SNJMB show affinities with volcanic arc granite on the Pearce et al. (1984) discriminant granite tectonic setting diagrams. A: Rb vs. Y + Nb, and B: Rb vs. Ta + Yb. ORG = ocean ridge granite, WPG = within-plate granite, VAG = volcanic arc granite, syn-COLG = syn-collisional granites



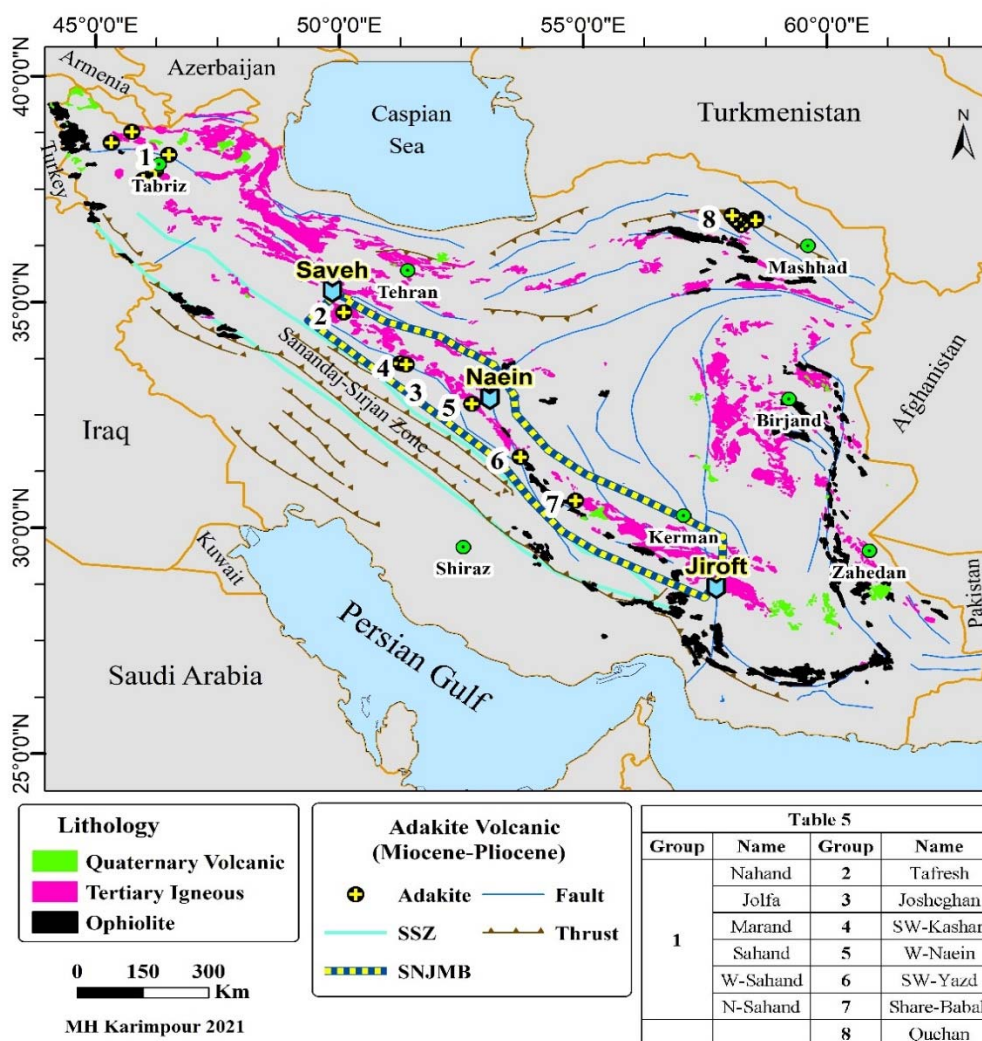
شکل ۵. A: الگوی REE گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I عقیم و بارور SNJMB نرمالیزه شده به کندریت. مقادیر کندریت از بوینتون (Boynton, 1984) و B: نمودار $(La/Yb)_n$ در مقابل Eu/Eu^* برای تفکیک شرایط اکسایش نمونه‌ها. خط تقسیم کننده بین ماگمای اکسیدان و احیایی و روند افزایش عمق ماگما از کریم پور و صادقی (Karimpour and Sadeghi, 2019)

Fig. 5. A: Chondrite-normalized REE patterns of barren and mineralized I-type magnetite series granitoids in the SNJMB. Data used for normalization are from Boynton (1984), and B: $(La/Yb)_n$ vs. Eu/Eu^* diagram, demonstrating the oxidation state of samples. Dividing line between reducing and oxidizing magma, and trend of increasing the depth of magmatism from Karimpour and Sadeghi (2019)

ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی و مقایسه با گرانیتوئیدها

بیش از ۹۵ درصد سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی ایران مربوط به زمان میوسن تا پلیوسن هستند. رخنمون این واحدها را می‌توان در سه بخش خلاصه کرد (شکل ۶ و جدول ۵: ۱) ناحیه

شمال‌غربی ایران و در محدوده استان‌های آذربایجان غربی و شرقی مانند نهند، جلفا، مرند و غیره، (۲) کمرند SNJMB مانند تفرش، جوشقان، یزد و غیره و (۳) محدوده قوچان و در کمرند ماگمایی قوچان- سبزوار. این واحدهای آتشفشانی کاملاً عقیم بوده و همراه یا میزبان هیچ نوع کانی‌سازی نیستند.

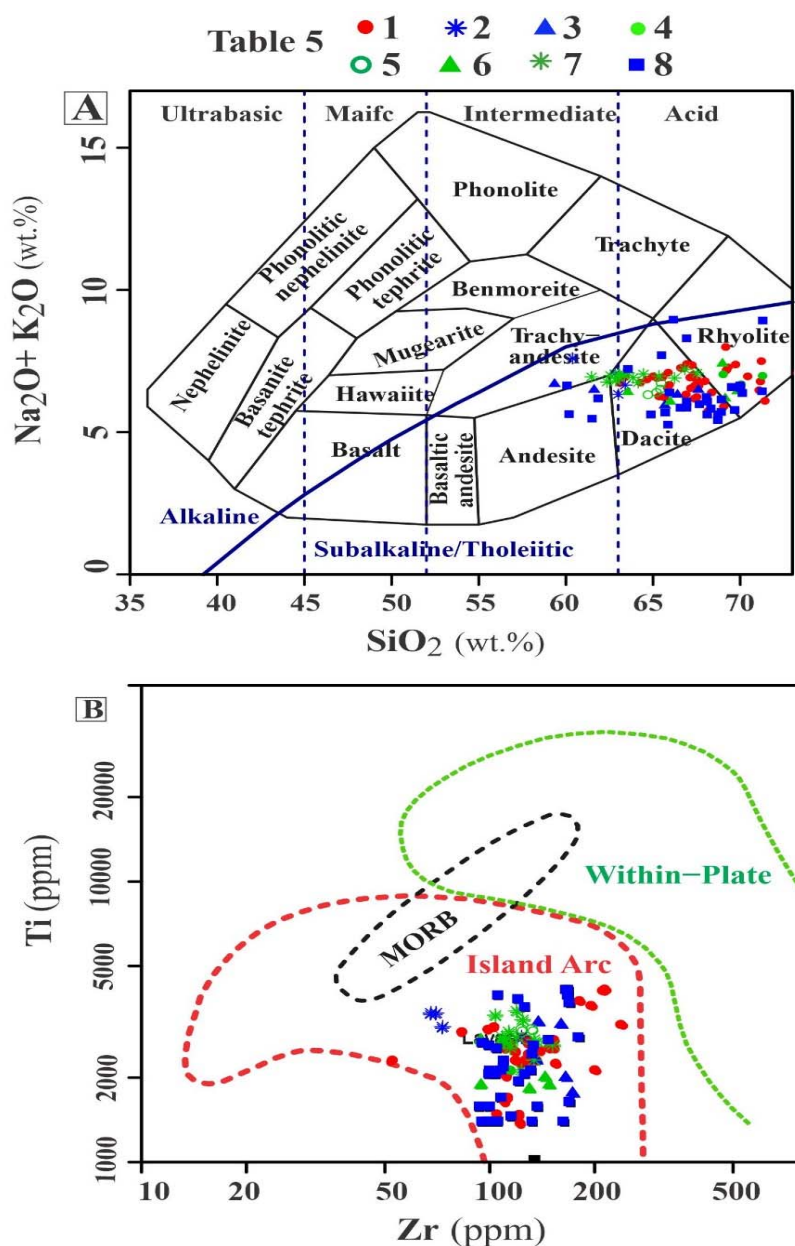


شکل ۶. موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی در شمال‌غربی ایران، SNJMB و محدوده قوچان

Fig. 6. Location of adakite volcanic rocks in northwest of Iran, SNJMB, and Quchan area

قرار می‌گیرد (شکل A-۷). جایگاه زمین‌ساختی این واحدها در نمودار Ti در مقابل Zr (Pearce, 1982)، جزایر کمانی است (شکل B-۷).

در نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1994)، نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی اغلب در محدوده ریولیت و داسیت و کمتر آندزیت و تراکی آندزیت



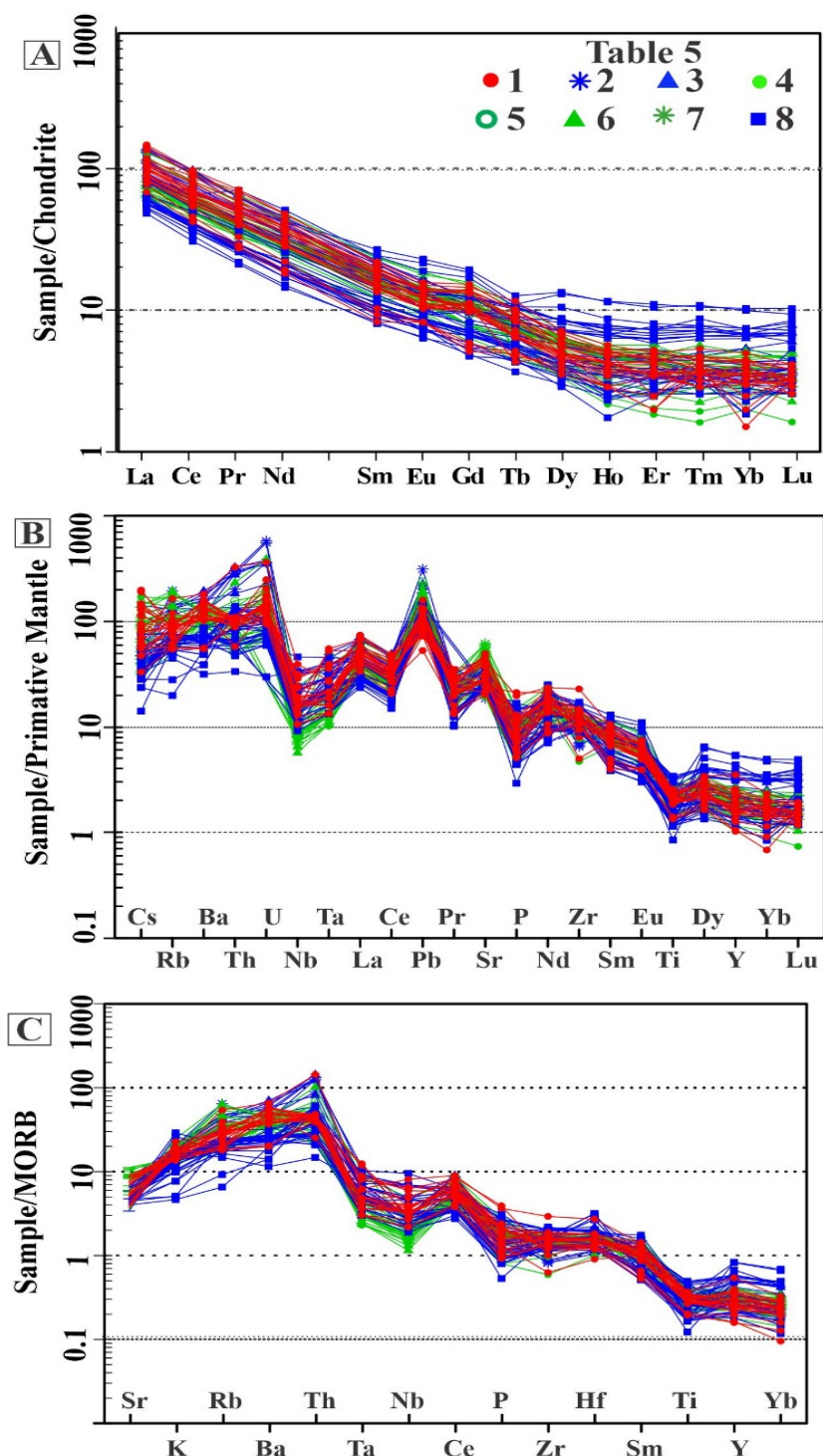
شکل ۷. A: ترسیم سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی در نمودار عناصر آلكالی در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1994) و B: نمودار Ti در مقابل Zr (Pearce, 1982) برای سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی میوسن- پلیوسن

Fig. 7. A: Plot of adakite volcanic rocks on the total alkali vs. SiO_2 diagram (Middlemost, 1994), and B: Ti vs. Zr plot (Pearce, 1982) of the Miocene-Pliocene adakite volcanic rocks

کمی منفی Eu دارند (مقدار Eu/Eu^* بین ۰/۸۹ تا ۱/۷۲) (جدول ۵).

شکل A-۸ و B-۷ به ترتیب نمودارهای عنكبوتی عناصر فرعی سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی نرمالیزه شده به ترکیب گوشته اولیه و MORB را نشان می‌دهند.

الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به کندریت در شکل A-۸ غنی‌شدگی شدیدی از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی متوسط و سنگین را در همه نمونه‌ها نشان می‌دهد. مقدار نسبت $(\text{La}/\text{Yb})_n$ بین ۱۳ تا ۷۸ و اغلب بالای ۲۰ است. (جدول ۵). همه واحدهای آتشفشانی آنومالی مثبت تا



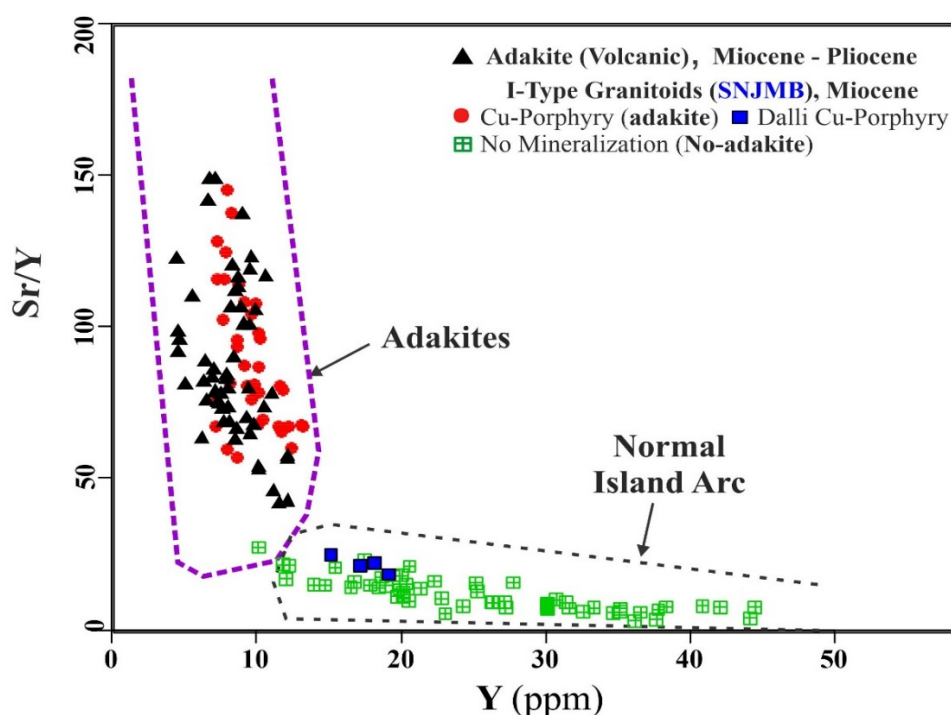
شکل ۸. A: الگوی REE سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی نرمالیزه شده به کندریت. مقادیر کندریت از بوینتون (Boynton, 1984)، B: نمودار عنکبوتی عناصر فرعی سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی نرمالیزه شده به گوشته اولیه. مقادیر اولیه گوشته اولیه از سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989) و C: نمودار عنکبوتی عناصر فرعی سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی نرمالیزه شده به MORB. مقادیر اولیه MORB از پیرس (Pearce, 1983)

Fig. 8. A: Chondrite-normalized REE patterns of adakite volcanic rocks. Data used for normalization are from Boynton (1984), B: Primitive mantle-normalized trace elements spider diagram for adakite volcanic rocks. Normalizing values after Sun and McDonough (1989), and C: MORB-normalized trace elements spider diagram for adakite volcanic rocks. Normalizing values after Pearce (1983)

Y، گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I بارور کانسارهای مس پورفیری SNJMB مشابه با سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی در محدوده آداکیت واقع شده‌اند (مقدار Sr/Y گرانیتوئیدها بین ۵۰ تا ۱۵۰ و Y کمتر از ۱۳ گرم در تن (جدول ۲)، سنگ‌های آتشفشانی مقدار Sr/Y بین ۴۰ تا ۱۵۰ و Y کمتر از ۱۵ گرم در تن (جدول ۵))؛ در حالی که گرانیتوئیدهای عقیم که اغلب در محدوده بین ساوه تا ناین قرار دارند، غیرآداکیتی هستند و در محدوده کمان قوسی نرمال ترسیم شده‌اند (شکل ۹). نمونه گرانیتوئیدهای بارور کانسار دالی دوباره در وسط قرار گرفته و غیرآداکیتی هستند.

در این شکل، همه نمونه‌ها مشابه گرانیتوئیدها، ویژگی ماگماهای مربوط به زون فرورانش را نشان می‌دهند؛ به طوری که غنی‌شدگی عناصر LILE (مانند Rb، Cs، K و Ba) و عناصری که رفتار مشابه دارند، مانند Th و تهی‌شدگی عناصر HFSE (مانند Nb، Zr، Y و Nb) دیده می‌شود (شکل ۸). مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه سنگ‌های آتشفشانی میوسن-پلیوسن بین ۰/۷۰۳۹ تا ۰/۷۰۴۳ و مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه بین ۰/۵۱۲۶۴۱ تا ۰/۵۱۲۸۸ متغیر است. مقدار $\epsilon\text{Nd}(i)$ مثبت (۱/۳۴ تا ۴/۶) است (جدول ۴).

شکل ۹ نشان می‌دهد که بر اساس مقدار نسبت Sr/Y در مقابل

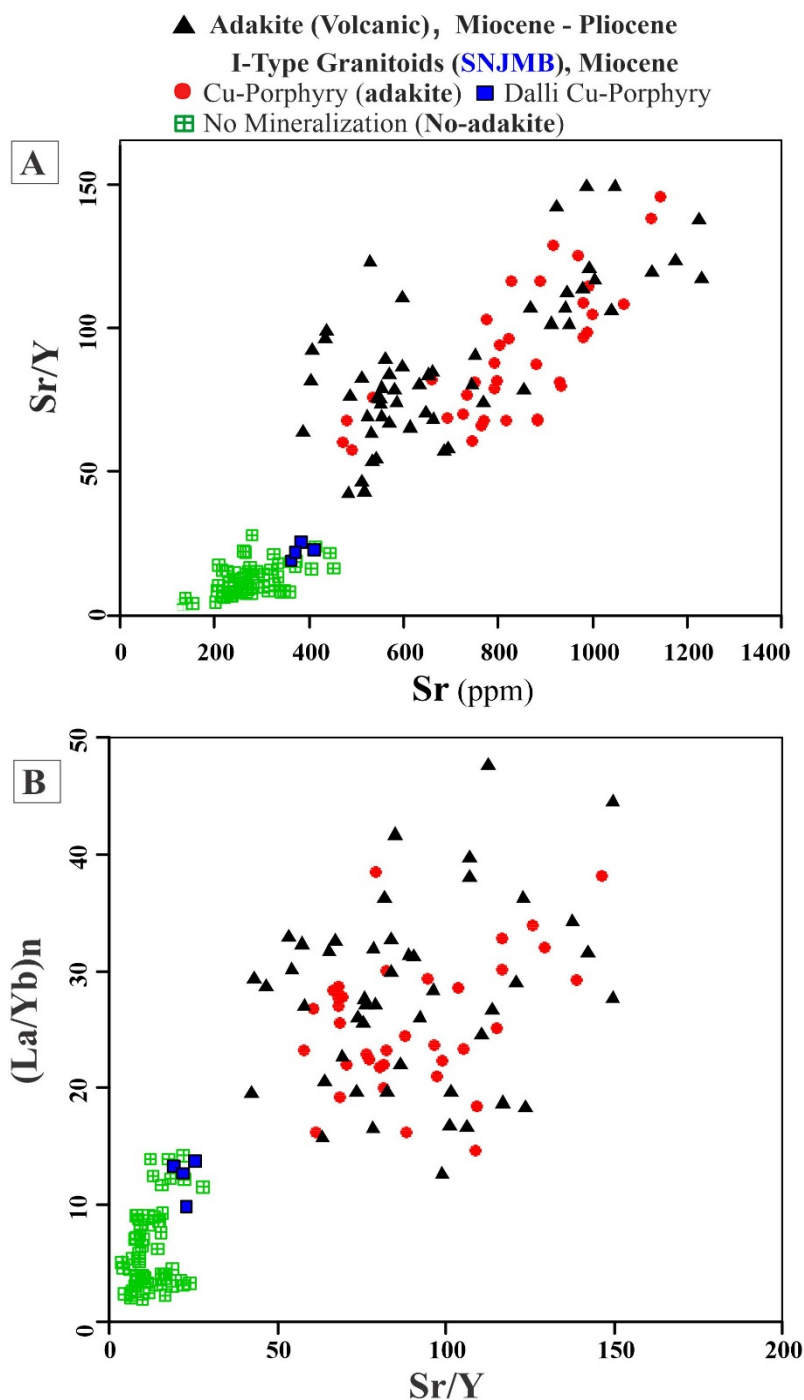


شکل ۹. ترسیم همه گرانیتوئیدها و سنگ‌های آتشفشانی در نمودار Sr/Y در مقابل Y (ppm). نمودار اولیه از دیفنت و درومند (Defant and Drummond, 1990)

Fig. 9. Plot of all samples of granitoids and volcanic rocks on the Sr/Y vs. Y (ppm) diagram. Base diagram after Defant and Drummond (1990)

سری مگنتیت نوع I عقیم غیرآداکیتی کاملاً تفکیک شده‌اند. نمونه‌های کانسار دالی دوباره مقادیر حدوسطی از Sr، Sr/Y و $(\text{La}/\text{Yb})_n$ نشان می‌دهند (شکل ۱۰-A و B).

همچنین در نمودار Sr/Y در مقابل Sr و $(\text{La}/\text{Yb})_n$ در مقابل Sr/Y سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی و گرانیتوئیدهای بارور آداکیتی الگوی مشابهی را نشان می‌دهند و از گرانیتوئیدهای



شکل ۱۰. A: ترسیم نمونه‌های گرانیتوئید و سنگ‌های آتشفشانی در نمودار Sr/Y در مقابل Sr (ppm) و B: نمودار (La/Yb)_n در مقابل Sr/Y

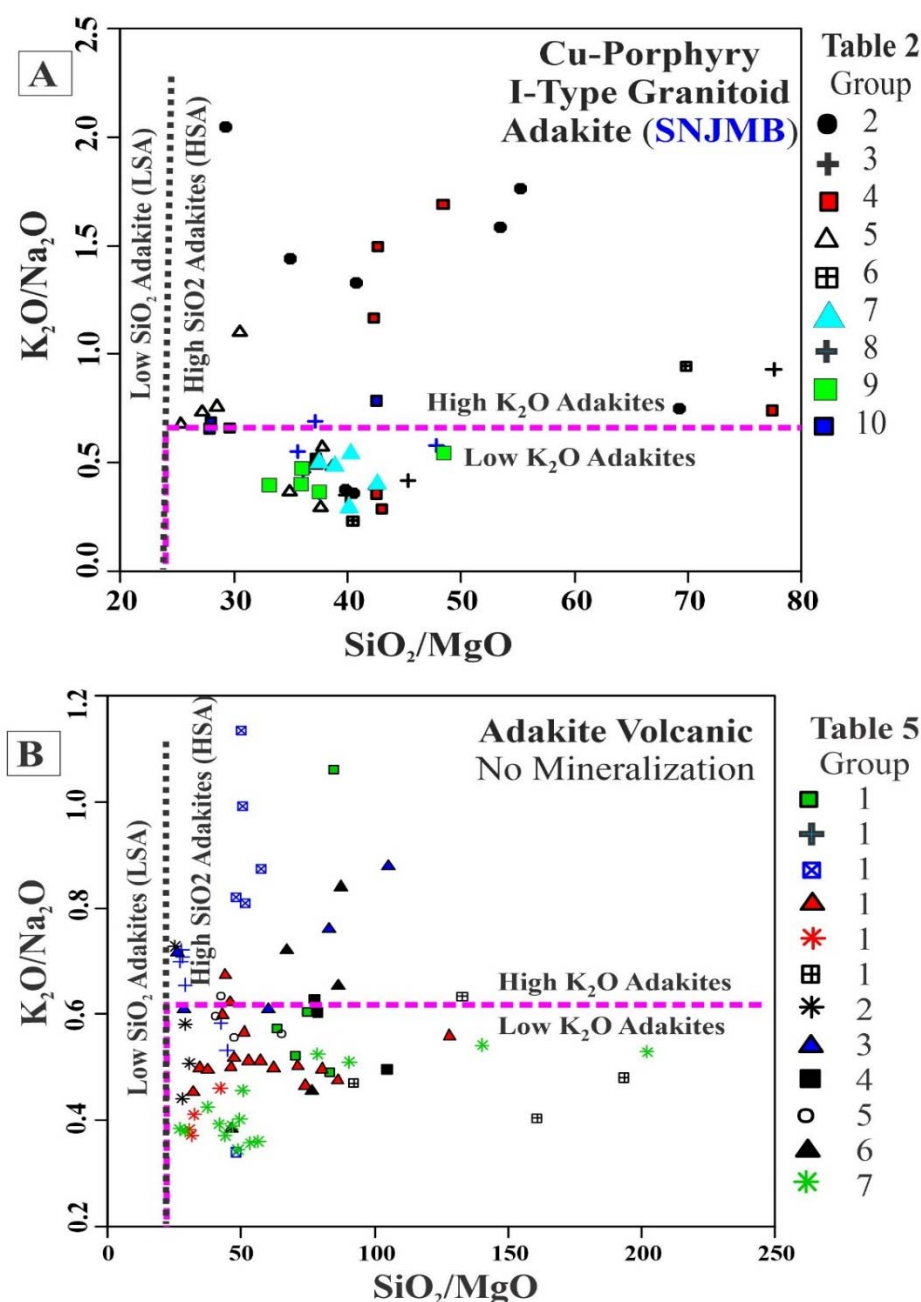
Fig. 10. A: Plot of samples of granitoids and volcanic rocks on the Sr/Y vs. Sr (ppm), and B: (La/Yb)_n vs. Sr/Y diagrams

بالا هستند. گرانیتوئیدهای بارور معادن بزرگ مس پورفیری ایران مانند سرچشمه و میدوک نیز از نوع کم پتاسیم هستند (شکل ۱۱-A)؛ در حالی که تعداد زیادی از سنگ‌های آتشفشانی

علاوه بر آن، ترسیم گرانیتوئیدها و سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی در نمودار K_2O/Na_2O در مقابل SiO_2/MgO (شکل ۱۱) نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها از نوع آداکیت‌های سیلیس

آداکیتی نیز مشابه آنها کم پتاسیم هستند؛ ولی میزان هیچ گونه کانی‌سازی نیستند (شکل ۱۱-B). بر اساس کاستیلو (Castillo, 2012)، آداکیت‌های سیلیس بالا با مقدار Na_2O بالا (نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ کم) از ذوب‌بخشی فشار بالای اکلوزیت یا

آداکیتی نیز مشابه آنها کم پتاسیم هستند؛ ولی میزان هیچ گونه کانی‌سازی نیستند (شکل ۱۱-B). بر اساس کاستیلو (Castillo, 2012)، آداکیت‌های سیلیس بالا با مقدار Na_2O بالا (نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ کم) از ذوب‌بخشی فشار بالای اکلوزیت یا



شکل ۱۱. A: گرانیتوئیدهای نوع I آداکیتی بارور و B: سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی در نمودار $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2/MgO . گروه‌ها در جدول‌های ۲ و ۵ معرفی شده است. نمودار پایه از مارتین و همکاران (Martine et al., 2005)

Fig. 11. A: Mineralized adakitic I-type granitoids, and B: adakite volcanics on the $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ vs. SiO_2/MgO diagram. Groups are constrained in Tables 2 and 5. Base diagram after Martin et al. (2005)

بحث

بررسی عمق ماگما، شرایط اکسایش و ضخامت پوسته
SNJMB

چنان که بیان شد، گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I بارور کمرند ماگمایی ناین تا جیرفت و همه سنگ‌های آتشفشانی میوسن- پلیوسن ایران، ویژگی ماگماهای آداکیتی را دارند (نسبت $(La/Yb)_n$ اغلب بالای ۲۰ و تا ۷۸ و نسبت Sr/Y اغلب بالای ۵۰)؛ در حالی که گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I عقیم محدوده ساوه تا ناین غیر آداکیتی هستند (شکل ۹). در شکل ۱۲، بر اساس $(La/Yb)_n$ در مقابل Eu/Eu^* تفکیک خوبی بین گرانیتوئیدها و سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی و گرانیتوئیدهای غیر آداکیتی عقیم صورت گرفته است که بر تفاوت درجه اکسایش و عمق تشکیل ماگما دلالت دارد.

محیط پایداری پلاژیوکلاز، اسپینل و گارنت پریدوتیت، به طور تجربی در گوشته توسط رینگ‌وود و گرین (Green and Ringwood, 1967) بررسی شده است. پلاژیوکلاز پریدوتیت در عمق ۲۰ تا ۳۰ کیلومتری به اسپینل پریدوتیت تبدیل می شود. اسپینل پریدوتیت نیز در عمق بین ۶۰ تا ۸۵ کیلومتری به گارنت پریدوتیت تغییر می کند. ضریب توزیع LREE و HREE در گارنت و پلاژیوکلاز مختلف است. ضریب توزیع La حدود ۰/۰۰۱ و ۰/۱۴۸ و Yb حدود ۶/۱۶۷ و ۰/۰۲۳ به ترتیب در گارنت و پلاژیوکلاز است (Rollinson, 1993). حضور گارنت و درجه ذوب بخشی نسبت $(La/Yb)_n$ را تعیین می کند. زمانی که گارنت به عنوان کانی باقی مانده در منشأ حضور داشته باشد، نسبت $(La/Yb)_n$ ماگمای تولید شده بیشتر از ۱۵ است. بر این اساس ماگما باید از عمق بیش از ۹۰ کیلومتری نشأت گرفته باشد؛ در حالی که در ماگمای غیر آداکیتی این نسبت کمتر از ۷ است و ماگما از عمق کمتر از ۸۰ کیلومتری آمده است. زنگ و همکاران (Zhang et al., 2018) اذعان می دارند که عمق تولید ماگما نقشی مهم در مقدار $(La/Yb)_n$ و Sr/Y دارد. چیارادیا (Chiaradia, 2015) پیشنهاد کرد که ماگمای مشتق شده از کمان ضخیم تر، جایی که گارنت پایدار بوده و پلاژیوکلاز ناپایدار است، باعث بالا رفتن نسبت $(La/Yb)_n$ و Sr/Y می شود.

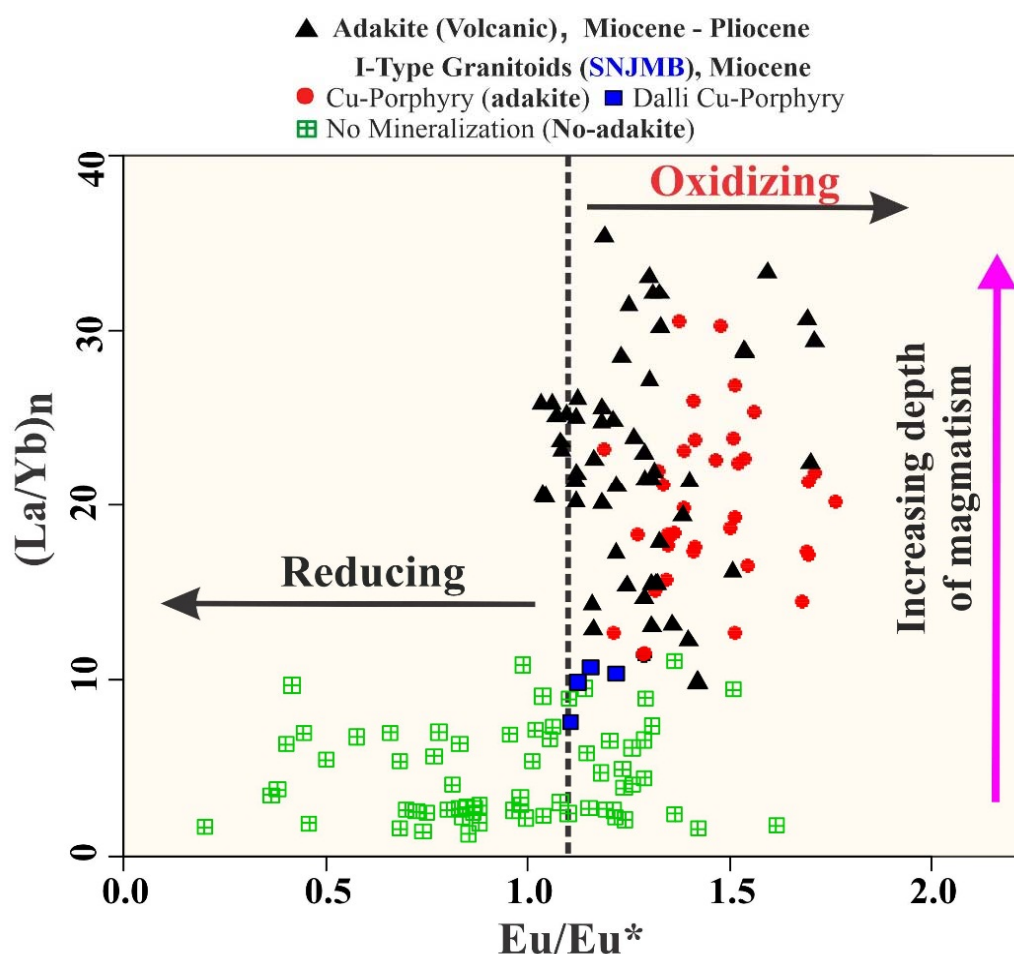
مذاب‌های آداکیتی معمولاً از ذوب بخشی سنگ‌های گارنت دار حاصل می شوند (Macpherson et al., 2006). نظرهای مختلفی در خصوص تشکیل ماگماهای آداکیتی داده شده است که از آن جمله می توان به ذوب بخشی اسلب اقیانوسی فرورانده شده (Defant and Drummond, 1990; Martin, 1999)، ذوب بخشی پوسته پایینی ضخیم شده بازالتی (Xu et al., 2002)، ذوب پوسته پایینی هضم شده در گوشته لیتوسفری (Gao et al., 2004) و ذوب مواد بازالتی در فشار معادل با ضخیم شدگی پوسته (بیش از ۴۰ کیلومتر) (Rapp et al., 1999) نیز اشاره کرد. نکته قابل توجه در این نظرها آن است که در عمقی که گارنت حضور دارد، ماگمای بازالتی معنی ندارد و بازالت به اکلوتیت تبدیل شده است و در واقع اکلوتیت یا آمفیولیت گارنت دار سنگ منشأ مناسب برای تولید ماگمای آداکیتی هستند.

شکل ۱۲، افزایش عمق ماگماتیسزم ماگماهای آداکیتی گرانیتوئیدهای سری مگنتیت بارور و سنگ‌های آتشفشانی میوسن- پلیوسن را نسبت به گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I عقیم میوسن کمرند ساوه- ناین با افزایش مقدار $(La/Yb)_n$ نشان می دهد.

همچنین کریم پور و صادقی (Karimpour and Sadeghi, 2019) اذعان می دارند که ذوب بخشی در شرایط احیایی به Eu/Eu^* کمتر از ۰/۷ منجر می شود. لذا گرانیتوئیدها و سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی در شرایط اکسیدان و گرانیتوئیدهای غیر آداکیتی عقیم اغلب در شرایط اکسایش کمتر تشکیل شده اند (شکل ۱۲). ذوب بخشی در شرایط اکسیدان نکته مثبتی برای ورود مس به ماگماست. شرایط اکسیدان و بالا بودن فوگاسیته اکسیژن، شرط اساسی برای بارور شدن گرانیتوئیدها نیست؛ زیرا در یک کانسار مس پورفیری معمولاً همه گرانیتوئیدها تقریباً هم منشأ و همگی اکسیدان هستند؛ ولی برخی بارور و برخی عقیم هستند. لذا مؤلفه های دیگری عقیم یا بارور بودن گرانیتوئیدها را کنترل می کنند. همچنین آداکیتی بودن نیز دلیل بر باروری برای کانی سازی نیست؛ زیرا سنگ های

(شکل ۱) که اغلب متعلق به ائوسن میانی تا اوایل الیگوسن هستند، همراه با گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I اکسیدان غیر آداکیتی هستند، مانند ماهرآباد و شادان (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2010, 2015).

آتشفشانی آداکیتی میوسن - پلیوسن ایران هیچ گونه کانی سازی ندارند. از طرفی در شرق ایران و بلوک لوت گرانیتوئیدهای آداکیتی وجود دارند که کانی سازی همراه آنها دیده نمی شود مانند توده های مونزونیتی ترشیاری نجم آباد (Moradi et al., 2012b). همچنین کانی سازی های مس پورفیری بلوک لوت



شکل ۱۲. نمودار $(La/Yb)_n$ در مقابل Eu/Eu^* تفکیک کننده درجه اکسایش نمونه های گرانیتوئیدها و سنگ های آتشفشانی. خط تقسیم کننده بین ماگمای اکسیدان و احیایی و روند افزایش عمق ماگماتیسم از کریم‌پور و صادقی (Karimpour and Sadeghi, 2019)

Fig. 12. Chondrite normalized La/Yb vs. Eu/Eu^* diagram, demonstrating the oxidation state of granitoids and volcanic rocks samples. Dividing line between reducing and oxidizing magma, and trend of increasing the depth of magmatism from Karimpour and Sadeghi (2019)

مشخص است، ضخامت پوسته قاره ای در طول SNJMB کاملاً متغیر بوده و از سمت شمال غربی به سمت جنوب شرقی از حدود

شکل ۱۳-A ضخامت پوسته قاره ای را بر مبنای بررسی های ژئوفیزیکی در بخش های مختلف ایران نشان می دهد. چنان که

کمتر از ۴۴ کیلومتر به بیش از ۵۲ کیلومتر افزایش می‌یابد (Jimenez-Munt et al., 2012). بر اساس این تغییر ضخامت پوسته و وجود گرانیتوئیدهای بارور و کانسارهای مهم مس پورفیری، می‌توان کمر بند را به دو قسمت مجزای ساوه- ناین و ناین- جیرفت تقسیم کرد؛ به طوری که ماگمای گرانیتوئیدهای عقیم کمر بند ساوه- ناین که غیر آداکیتی هستند و مقدار $(La/Yb)_n$ زیر ۱۵ دارند، از عمق کمتر از ۹۰ کیلومتر نشأت گرفته‌اند و این با ضخامت پوسته کمتر این کمر بند و نبود کانی گارنت در منشأ کاملاً تطابق دارد؛ در حالی که ماگمای گرانیتوئیدهای بارور آداکیتی کمر بند ناین- جیرفت که همراه با کانسارهای مس پورفیری هستند، از عمق بیشتر از ۹۰ کیلومتر منشأ گرفته‌اند که با افزایش ضخامت پوسته قاره‌ای و وجود گارنت در منشأ تأیید می‌شود (شکل ۱۳-B). نمونه‌های کانسار دالی دوباره در وسط نمونه‌های آداکیتی بارور و غیر آداکیتی عقیم قرار گرفته است.

افزایش $(^{87}Sr/^{87}Sr)_i$ نشان می‌دهند (جدول ۴ و شکل ۱۴-A). همچنین در نمودار Eu/Eu^* در مقابل $(^{87}Sr/^{87}Sr)_i$ (شکل ۱۴-B)، گرانیتوئیدهای بارور میوسن، Eu/Eu^* مثبت و $(^{87}Sr/^{87}Sr)_i$ کمتر دارند که نشان می‌دهند ماگما از زون فروارانش تحت شرایط اکسیدان و با آلودگی کم پوسته قاره‌ای مشتق شده است. گرانیتوئیدهای غیر آداکیتی عقیم Eu/Eu^* منفی و مقدار $(^{87}Sr/^{87}Sr)_i$ بالاتری دارند که نشان می‌دهد ماگما در شرایط کم اکسیدان و تحت آلودگی بیشتر پوسته قاره‌ای تشکیل شده است (شکل ۱۴-B). بنابراین تفاوت منشائی فاحشی بین گرانیتوئیدهای عقیم و بارور در SNJMB وجود دارد. همچنین سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی در هر دو نمودار آلودگی کمتری با پوسته قاره‌ای نسبت به گرانیتوئیدهای آداکیتی بارور نشان می‌دهند. این امر می‌تواند به علت حجم ماگمایی بیشتر واحدهای آتشفشانی باشد که باعث تأثیر کمتر پوسته قاره‌ای می‌شود.

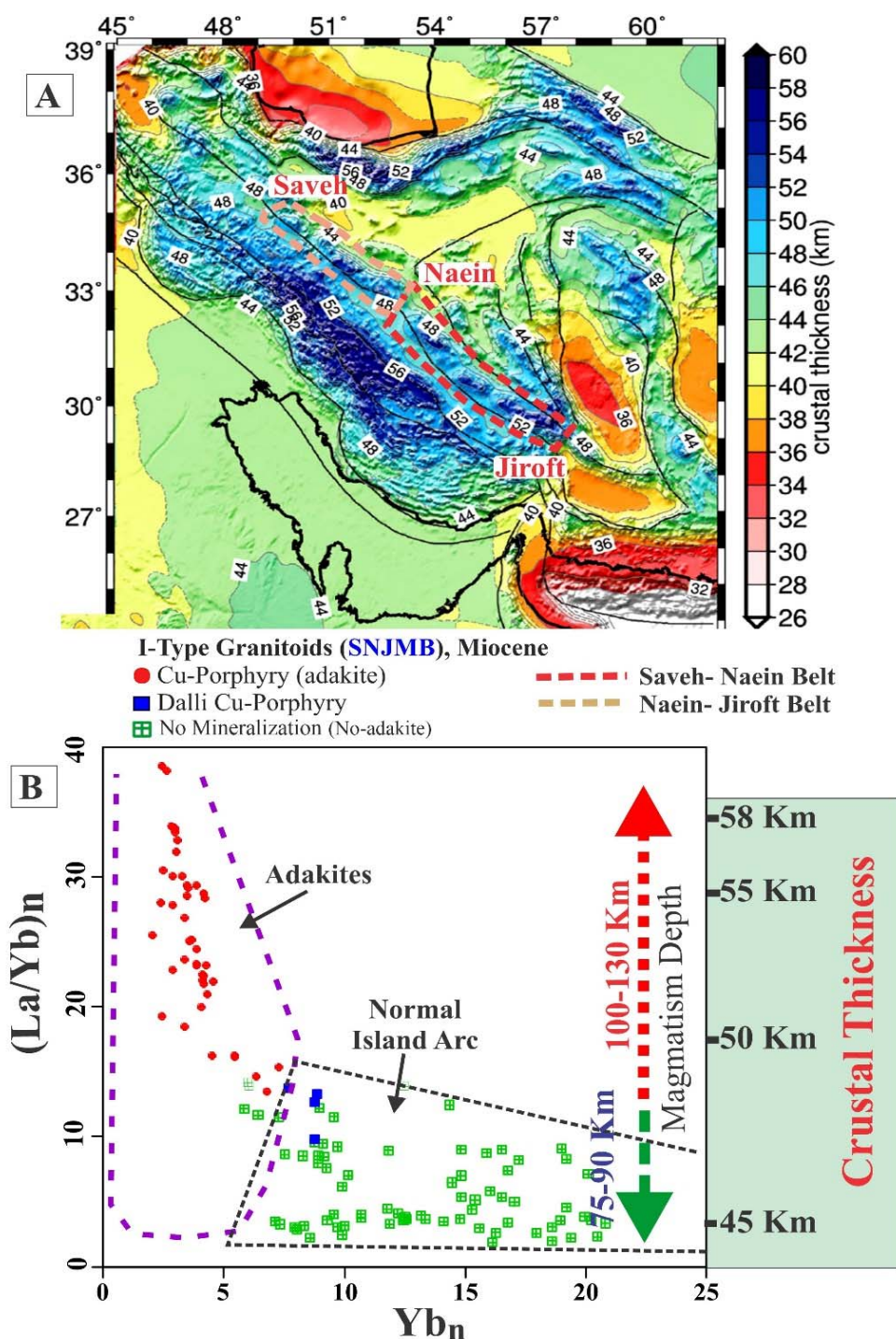
بررسی آلودگی پوسته قاره‌ای در توده‌های نفوذی SNJMB

چنان که در قسمت قبل ذکر شد، اطلاعات حاضر نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای آداکیتی که همراه با کانی‌سازی مس پورفیری هستند، اکسیدان‌تر از واحدهای غیر آداکیتی عقیم بوده و از عمق بیشتری منشأ گرفته‌اند. ماگماهای مشتق شده از گشته یا اسلب اقیانوسی بدون دخالت یا دخالت اندک پوسته قاره‌ای، مقدار $\epsilon Nd(i)$ مثبت‌تر و مقدار $(^{87}Sr/^{87}Sr)_i$ کمتر از ۰/۷۰۵ نشان می‌دهند؛ در حالی که آلودگی ماگما با پوسته قاره‌ای به $\epsilon Nd(i)$ منفی با مقدار $(^{87}Sr/^{87}Sr)_i$ بالاتر منجر می‌شود (Azizi and Stern, 2019; Karimpour and Sadeghi, 2019). در نمودار $\epsilon Nd(i)$ در مقابل $(^{87}Sr/^{87}Sr)_i$ (شکل ۱۴-A) گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I آداکیتی بارور میوسن مقدار $\epsilon Nd(i)$ مثبت با مقادیر $(^{87}Sr/^{87}Sr)_i$ کمتر از ۰/۷۰۵ دارند؛ در حالی که گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I غیر آداکیتی که $\epsilon Nd(i)$ متنوع و $(^{87}Sr/^{87}Sr)_i$ بیش از ۰/۷۰۵ دارند، درجه‌های مختلفی از آلودگی ماگما با پوسته قاره‌ای را همراه با

نقش و جایگاه چند مؤلفه مهم کنترل کننده کانی‌سازی مس پورفیری در NJMB

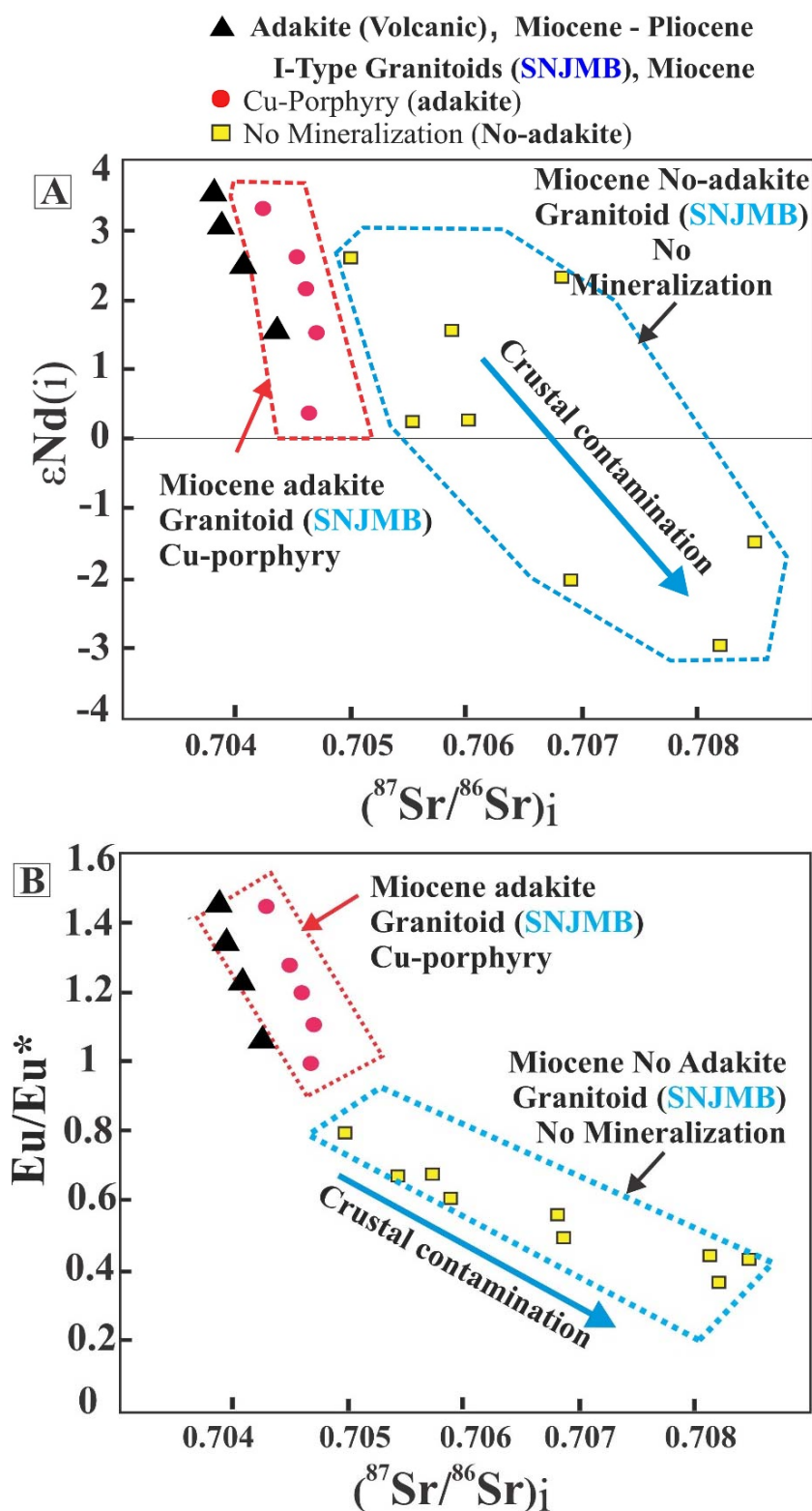
کریم‌پور و صادقی (Karimpour and Sadeghi, 2019) اذعان می‌دارند که گرادیان حرارتی اسلب فرورونده، مقدار آب، عمق دهیدراسیون، سنگ منشأ و درجه ذوب بخشی اسلب روی باروری و عقیم‌بودن، اندازه و بزرگی ذخیره کانسارهای مس پورفیری تأثیر دارد. کانسارهای مس پورفیری کمر بند ناین- جیرفت مرتبط با ماگماهای آداکیتی (نسبت Sr/Y بزرگ‌تر از ۶۰ و $(La/Yb)_n$ بین ۱۷ تا ۳۵) و اکسیدان ($Eu/Eu^* > 1.2$) هستند که از ذوب اسلب اقیانوسی فرورونده تشکیل شده‌اند (Karimpour and Sadeghi, 2019).

الف) گرادیان حرارتی و عمق دهیدراسیون: گرادیان حرارتی اسلب فرورونده نقشی مهم در درجه دهیدراسیون در اعماق مختلف دارد (Peacock and Wang, 1999; Hacker, 2008; Van Keken et al., 2011; Magni et al., 2014).



شکل ۱۳. A: ضخامت پوسته در زونهای ساختاری ایران با ترکیب داده‌های ارتفاعی و هندسی (Jim'enez-Munt et al., 2012). ضخامت پوسته قاره‌ای کمر بند ماگمایی ساوه-ناین کمتر از ۴۶ کیلومتر و کمر بند ماگمایی ناین-جیرفت از ۴۸ تا بیش از ۵۲ کیلومتر است و B: عمق ماگماتیسم و ضخامت پوسته برای گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I مختلف میوسن بر اساس نسبت $(La/Yb)_n$ در مقابل Yb_n تخمین زده شده است.

Fig. 13. A: Crustal thicknesses in structural zones of Iran determined by the combining of elevation and geoid data (Jim'enez-Munt et al., 2012). The thickness of continental crust along the Saveh-Naein magmatic belt is less than 46 km and Naein-Jiroft magmatic belt changes from 48 to upper 52 km, and B: The depth of magmatism and crustal thickness for different Miocene I-type magnetite series granitoids are estimated based on the $(La/Yb)_n$ vs. Yb_n diagram.



شکل ۱۴. A: نمودار $\epsilon Nd(i)$ در مقابل $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ و B: نمودار Eu/Eu^* در مقابل $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ برای گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I بارور و عقیم SNJMB و سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی

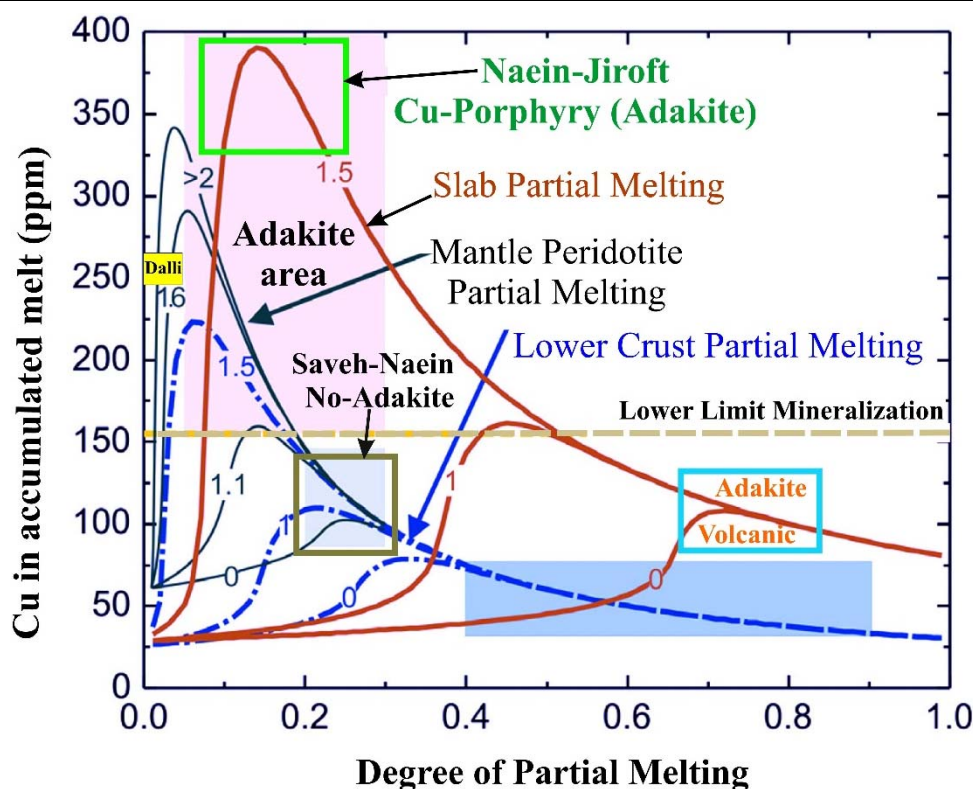
Fig. 14. A: $\epsilon Nd(i)$ vs. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ diagram, and B: Eu/Eu^* vs. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ diagram for samples of barren and mineralized I-type magnetite series granitoids of SNJMB and adakite volcanic rocks

پوسته اقیانوسی فرورونده بر اساس گرادیان حرارتی به سه دسته داغ، گرم و سرد تقسیم می‌شود (Peacock and Wang, 2011; Hacker, 2008; Van Keken et al., 1999). سن و گرادیان حرارتی اسلب اقیانوسی، نرخ فرورانش و زاویه آن را تعیین می‌کند (Peacock and Wang, 1999; Abers et al., 2006; Syracuse et al., 2010; Wang et al., 2017). پوسته‌های اقیانوسی پیر با سن بیش از ۱۵۰ میلیون سال سرد هستند و گرادیان حرارتی کمتر از ۷ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر است. این پوسته‌ها ضخیم و چگال بوده، نرخ فرورانش بالا و شیب اسلب بیش از ۴۵ درجه است؛ در حالی که اسلب‌هایی با سن حدود ۴۵ میلیون سال گرم هستند (گرادیان حرارتی حدود ۱۰ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر). اسلب اقیانوسی جوان (سن کمتر از ۸ میلیون سال پیش) داغ (گرادیان حرارتی حدود ۱۸ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر)، نازک و کم چگال است و نرخ فرورانش آهسته و زاویه آن کمتر از ۴۰ درجه است (Karimpour and Sadeghi, 2019). در اسلب اقیانوسی داغ، تالک و کانی‌های خانواده سرپانتین دئیدراته شده‌اند و بیش از ۹۰ درصد آب در عمق بین ۳۰ تا ۵۰ کیلومتر در محل جلوی کمان آزاد می‌شود. آب آزاد شده از طریق گسل‌ها به سمت پوسته قاره‌ای بالا می‌آید و ماگماتیسمی تشکیل نمی‌شود. در این حالت ممکن است کانی‌سازی‌هایی مانند سرب و روی نوع دره می‌سی‌سی‌پی تشکیل شوند؛ در حالی که در اسلب اقیانوسی گرم تا سرد، آنتی‌گوریت و تالک دئیدراته می‌شوند و آب در عمق بین ۸۰ تا ۱۳۰ کیلومتر در محل کمان آزاد می‌شود. این آب درجه ذوب‌بخشی سنگ‌ها را پایین آورده و به ماگماتیسم منجر می‌شود (Karimpour and Sadeghi, 2019).

ب) نقش آب در ماگماتیسم و کانی‌سازی: آب مهم‌ترین نقش را در زون‌های فرورانش دارد. مقدار آب در قسمت‌های مختلف لیتوسفر اقیانوسی متفاوت است. مثلاً بازالت‌های آلترو یا دیاباز ۳۰ تا ۳۷ درصد، قسمت‌های بالایی پریدوتیت‌های گویشته آلترو شده ۲۸ تا ۳۳ درصد، پریدوتیت‌های آلترو در قسمت‌های

عمیق پوسته اقیانوسی بین ۲۵ تا ۲۹ در صد و ر سوبات سطحی بین ۵ تا ۷ در صد آب دارند (Hacker, 2008; Van Keken et al., 2011). آب در غالب کانی‌هایی مانند انواع سرپانتین، کلریت، آمفیبول و دیگر کانی‌های هیدراته وجود دارد (Delacour et al., 2008; Vils et al., 2011). آب اقیانوسی از دو مکان مهم وارد لیتوسفر اقیانوسی می‌شود: ۱) زون گسترش کف اقیانوس و ۲) گسل‌های اصلی در محل خمیدگی و شروع زون فرورانش که باعث حمل آب به قسمت‌های عمیق‌تر پوسته می‌شود (Karimpour and Sadeghi, 2019). آب در دو قسمت وارد عمل می‌شود: ۱) آب آزاد شده از سیلیکات‌ها باعث پایین آمدن درجه ذوب‌بخشی سنگ‌ها شده و به ماگماتیسم منجر می‌شود. برای اینکه این امر به درستی انجام‌شود، گرادیان حرارتی اسلب باید پایین باشد تا سیلیکات‌ها در عمق بعد از ۷۰ یا ۸۰ کیلومتری ناپایدار شوند. آب آزاد شده در آن دما و فشار باعث کاهش دما و ذوب‌بخشی سنگ‌ها می‌شود. آب آزاد شده می‌تواند هم باعث ذوب سنگ‌های اسلب و هم گوه گویشته بالایی شود که این موضوع توسط کانی‌شناختی آنها کنترل می‌شود و ۲) در مرحله کانی‌سازی، گرانیوئیدهای بارور توده‌هایی هستند که علاوه بر آب لازم برای ساخته شدن سیلیکات‌های سنگ، دارای آب مازاد هستند. این آب ماگمایی فلزات را با خود حمل کرده و به کانی‌سازی منجر می‌شود؛ اما در گرانیوئیدهای عقیم، آب فقط صرف ذوب‌بخشی سنگ‌ها و ساختن سیلیکات‌های توده نفوذی شده و آب مازاد وجود ندارد.

پ) سنگ منشأ، در صد ذوب‌بخشی و فوگا سیته اکسیژن: رابطه منشأ ماگما، درصد ذوب‌بخشی، فوگاسیته اکسیژن و توانایی تولید کانی‌سازی مس در حالت‌های مختلف، در شکل ۱۵ نشان داده شده است. ضریب توزیع مس و گوگرد نیز همراه با حالت‌های مختلف ذوب‌بخشی سنگ منشأهای مختلف در شرایط اکسایشی متفاوت در جدول ۶ ارائه شده است. مس عنصری بسیار ناسازگار در گارنت و سازگار در سولفیدهاست.



شکل ۱۵. مقدار مس در مذاب تولید شده از ذوب بخشی تابع درجه ذوب بخشی در شرایط مختلف فوگاسیته اکسیژن. خط‌های قرمز و خط - نقطه آبی به ترتیب نشان‌دهنده ذوب اسلب و پوسته پایینی که از $\Delta\text{FMQ}+0$ ، $\Delta\text{FMQ}+1$ تا $\Delta\text{FMQ}+1.5$ متغیر است. ذوب بخشی گوه گوشته با خط آبی تیره نشان داده شده است (Lee et al., 2012) که با ذوب بخشی اسلب و پوسته پایینی مقایسه شده است. سایه‌های صورتی و آبی، نواحی تمرکز مس در درجه ذوب بخشی مختلف برای تولید ویژگی Sr/Y و La/Yb آداکیت را نشان می‌دهد. سایه آبی روشن نواحی تمرکز مس از ذوب بخشی گوه گوشته را نشان می‌دهد که یک ماگمای کمانی تشکیل می‌دهد. خط چین قهوه‌ای، حد پایین تمرکز مس برای ماگمای پورفیری کانه‌دار نشان می‌دهد. تنها مذاب اسلب، شرایط رضایت بخش برای تولید کانی سازی مس پورفیری دارد (Zhang et al., 2017). محدوده احتمالی ماگمای آداکیتی بارور NJMB، غیر آداکیتی عقیم SNMB، نمونه‌های کانسار دالی و سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی توسط نویسندگان اضافه شده است.

Fig. 15. The Cu content in the accumulated melt during partial melting as a function of degree of partial melting under different oxygen fugacity's. Red lines and blue dash-dot lines represent slab and lower crust melting model, respectively, varied from $\Delta\text{FMQ} + 0$, $\Delta\text{FMQ} + 1$, to $\Delta\text{FMQ} + 1.5$. Mantle wedge partial melting in dark blue lines of Lee et al. (2012) is compared to slab and lower crust partial melting. The pink and blue shadows label the Cu concentration area at the partial melting degree to produce the Sr/ Y and La/Yb characteristics of adakite. The light blue shadow label the Cu concentration areas from mantle wedge partial melting to form an arc magma. The brown dash line represents the lower limit of Cu concentration for mineralized porphyry magma. Only slab melts satisfy the condition to generate a Cu mineralized porphyry (Zhang et al., 2017). The possible area of fertile adakite magma of NJMB, barren non-adakite of SNMB, Dalli deposit samples, and volcanic adakite rocks is added by authors.

کیلومتری ترکیب اسلب به اکلوزیت های گارنت دار تغییر می‌کند و می‌تواند منشأ ماگمای آداکیتی باشد. اگر درصد ذوب بخشی اسلب (بعد از عمق حدود ۸۰ تا ۹۰ کیلومتری) بین ۱۰ تا ۳۰ درصد (بهترین حالت حدود ۱۷ درصد است) و

سنگ منشأ ماگما می‌تواند از ذوب بخشی اسلب فرورونده باشد. اسلب اقیانوسی فرورونده تا عمق حدود ۸۰ تا ۹۰ کیلومتری ترکیب بازالتی دارد. اگر این بخش ذوب شود، ماگمای حاصل غیر آداکیتی خواهد بود؛ ولی بعد از عمق حدود ۸۰ تا ۹۰

فوغا سیتة اکسیژن $\Delta\text{FMQ}+1.5$ باشد، بالاترین مقدار مس (بین ۳۰۰ تا ۳۸۰ گرم در تن) در ماگما آزاد خواهد شد و چنین ماگمایی توانایی تولید کانی‌سازی مس پورفیری را دارد (شکل ۱۵ و جدول ۶). اگر همین مقدار در صد ذوب‌بخشی در شرایط فوغا سیتة اکسیژن $\Delta\text{FMQ}+1$ و $\Delta\text{FMQ}+0$ انجام شود، مقدار مس آزادشده در ماگما کمتر از ۱۶۰ گرم در تن خواهد بود (جدول ۶) که این مسئله اهمیت شرایط اکسیدان در ورود مس

به ماگما را می‌رساند. با افزایش درجه ذوب‌بخشی بعد از ۳۰ درصد به دلیل تولید حجم بالای ماگما به تدریج مقدار مس کاهش می‌یابد. در شرایط بالای در صد ذوب‌بخشی (بیش از ۵۰ در صد) فوغا سیتة اکسیژن نیز تأثیری نخواهد داشت و خط‌های $\Delta\text{FMQ}+0$ و $\Delta\text{FMQ}+1$ با منحنی $\Delta\text{FMQ}+1.5$ یکی می‌شود و کانی‌سازی مس هم به وجود نمی‌آید (شکل ۱۵ و جدول ۶).

جدول ۶. مقدار مس در مذاب تولید شده از ذوب‌بخشی بخش‌های مختلف تابع درجه ذوب در شرایط مختلف فوغا سیتة اکسیژن. اطلاعات جدول از شکل ۱۱ گرفته شده است (Zhang et al., 2017).

Table 6. The Cu content in the accumulated melt from different parts during partial melting as a function of degree of melting under different oxygen fugacity's. Data are driven from Fig. 11 (Zhang et al., 2017).

	Cu & S (ppm) content	Oxygen Fugacity (ΔFMQ)	Partial Melting at maximum Cu	Cu (ppm) in magma
Oceanic Slab	Cu = 70 S = 1000 (White and Klein, 2014).	0	70	120
		1	45	160
		1.5	10	300
			17	380
			30	300
Mantle Wedge peridotite	Cu = 40 S = 500	0	23	100
		1.1	17	160
		1.6	5	280
		>2	4	340
Lower Crust	Cu = 30 S = 400 Rudnick and Fountain (1995)	0	30	60
		1	20	110
		1.5	5	225

سنگ منشأ ماگما می‌تواند از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای باشد. ترکیب گوه گوشته‌ای نیز در بخش‌های مختلف متفاوت است. در مجموع گوه گوشته‌ای مس کافی برای تولید کانسار مس پورفیری ندارد (Lee et al., 2012). در نتیجه متاسوماتیسم، گوه گوشته می‌تواند از مس غنی شود. برای اینکه ماگمای حاصل از گوه گوشته‌ای بتواند یک کانی‌سازی مس پورفیری به وجود آورد، باید میزان ذوب‌بخشی حدود ۴ تا ۵ درصد با فوغا سیتة اکسیژن $\Delta\text{FMQ}+2$ باشد. در چنین شرایطی حدود ۳۴۰ گرم در تن مس در ماگمای حاصل وجود دارد (شکل ۱۵ و

جدول ۶). چنین ماگمایی غیرآداکتیتی بوده و چون درصد ذوب‌بخشی پایین است، کانی‌سازی کوچک یا غیراقتصادی تشکیل می‌شود. با افزایش درصد ذوب‌بخشی (بیش از ۱۰ درصد) و کاهش فوغا سیتة اکسیژن (کمتر از $\Delta\text{FMQ}+1.1$)، کانی‌سازی مس تشکیل نمی‌شود. ذوب‌بخشی پوسته پایینی نیز در شرایط ۵ درصد و فوغا سیتة اکسیژن $\Delta\text{FMQ}+1.5$ تا ۲۲۵ گرم در تن می‌تواند مس در ماگما آزاد کند (شکل ۱۵ و جدول ۶)؛ اما ماگمای تولید شده از ذوب‌بخشی پوسته پایینی نمی‌تواند گرانیتوئید مناسب برای

تشکیل کانی سازی مس پورفیری را تولید کند.

بهترین شرایط برای تشکیل یک کانی سازی مس پورفیری با ذخیره بزرگ و عیار مناسب، ذوب بخشی بین ۱۵ تا ۲۵ درصد اسلب اقیانوسی فرو رنده در شرایط فوگاسیته اکسیژن $\Delta FMQ+1.5$ است (شکل ۱۵ و جدول ۶). در NJMB، کانسارهای مس پورفیری با عیار و ذخیره های متفاوت وجود دارد که مقدار آب ماگمایی و درصد ذوب بخشی این موضوع را کنترل می کند. شرایط اکسیدان برای ورود مس به ماگما لازم است؛ اما شرط ضروری برای تشکیل یک کانسار مس پورفیری با عیار و تناژ مناسب نیست؛ زیرا چنان که پیش از این تیز اشاره شد، در یک ذخیره پورفیری توده های نفوذی نیمه عمیق اکسیدان نوع I زیادی حضور دارند که برخی بارور و بعضی عقیم هستند. این گرانیتوئیدها معمولاً هم منشأ هستند. بنابراین عوامل مهم تری عیار و تناژ ذخیره را کنترل می کند که مهم ترین آنها مقدار آب ماگمایی و درصد ذوب بخشی است.

بر اساس این توضیحات و همه شواهد ارائه شده در مقاله، می توان بیان کرد که گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I آداکیتی بارور مرتبط با کانسارهای مس پورفیری NJMB، از ۱۰ تا ۳۰ درصد ذوب بخشی اسلب اقیانوسی در شرایط فوگاسیته اکسیژن $\Delta FMQ+1.5$ تشکیل شده اند؛ در حالی که گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I غیر آداکیتی عقیم SNMB از ذوب بخشی بیش از ۲۰ درصد گوه گوشته ای تحت شرایط کمتر اکسیدان ($\Delta FMQ < +1$) به وجود آمده اند. کانسار مس پورفیری دالی در SNMB که نمونه های آن در همه نمودارها، در قسمت بین گرانیتوئیدهای عقیم و بارور ترسیم شده است، غیر آداکیتی بوده و دارای تناژ کمتری است و احتمالاً از ذوب بخشی حدود ۴ تا ۵ درصد گوه گوشته متاسوماتیسم شده در شرایط اکسیدان ($\Delta FMQ+2$) تشکیل شده است. سنگ های آتشفشانی اکسیدان و آداکیتی میوسن- پلیوسن هیچ گونه کانی سازی ندارند. علت این امر می تواند درصد ذوب بخشی بالای اسلب اقیانوسی (بیش از ۷۰ درصد) در شرایط اکسیدان باشد که به تولید حجم عظیمی ماگما منجر شده که به سطح زمین راه پیدا می کند. در این حالت

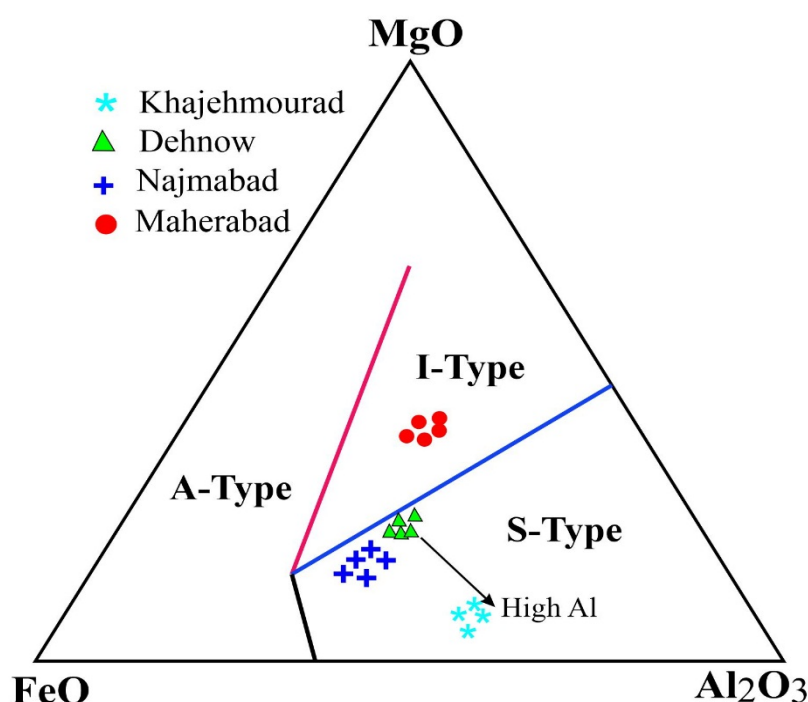
مقدار مس آزاد شده در ماگما به کمتر از ۱۲۰ گرم در تن می رسد و کانی سازی تشکیل نخواهد شد (شکل ۱۵ و جدول ۶).

آیا شیمی کانی بیوتیت می تواند تفکیک کننده گرانیتوئیدهای بارور و عقیم باشد؟

شرکت های معدنی زیادی در دهه ۱۹۸۰ برای تفکیک گرانیتوئیدهای بارور و عقیم از شیمی کانی بیوتیت استفاده کردند. اما متوجه شدند که نمی توان از این کانی استفاده کرد. همچنین کریم پور (Karimpour, 1982) شیمی کانی های بیوتیت و هورنبلند را در گرانیتوئیدهای سری مگنتیت و نوع I بارور و عقیم کانسار مس پورفیری A.O در ایالت کلرادو آمریکا بررسی کرده و با مناطق بدون کانی سازی در ایالت های آریزونا و نیومکزیکو مقایسه کرد. این بررسی مشخص کرد که در این کانی ها بین توده های نفوذی مولد با واحدهای بدون کانی سازی تفاوت متمایز کننده ای وجود ندارد. بررسی های جدید نیز بر روی مقایسه شیمی بیوتیت در گرانیتوئیدهای مناطق ده نو، خواجه مراد، نجم آباد و ماهرآباد در شرق ایران توسط کریم پور و همکاران (Karimpour et al., 2011b) انجام شده است. گرانیتوئیدهای ده نو و خواجه مراد در نزدیکی مشهد همگی از نوع S و سری ایلمینت بوده و کانی سازی ندارند. سن آنها بین ۲۰۳ تا ۲۰۹ میلیون سال پیش است. گرانیتوئید خواجه مراد حاوی مسکویت، بیوتیت و پرآلومینوس است (Karimpour et al., 2010a, 2010b). باتولیت گرانیتی نجم آباد نیز از نوع S، سری ایلمینت و بدون کانی سازی است و سن آن ۱۶۴ میلیون سال پیش است (Moradi et al., 2012a). منطقه ماهرآباد نیز هم که پیش از این معرفی شده است، کانسار مس- طلا پورفیری و مرتبط با گرانیتوئیدهای نوع I سری مگنتیت، اکسیدان و به سن ۳۹ میلیون سال پیش است (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2015). شکل ۱۶ نشان می دهد شیمی کانی بیوتیت در گرانیتوئیدهای I و S از یکدیگر جدا می شود؛ اما تفاوتی بین گرانیتوئیدهای S وجود ندارد.

نوع اکسیدان، سری مگنتیت و I هستند، ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها مشابه بوده و نمی‌توان تفکیک درستی انجام داد. لذا مؤلفه‌های دیگری که در قسمت‌های قبلی بحث شد، بارور و عقیم بودن را در یک کانسار مس پورفیری کنترل می‌کند.

جدا شدن منطقه خواجه مراد از ده نو و نجم‌آباد به علت غنی از آلومینیم بودن ترکیب کلی سنگ است که باعث غنی از آلومینیم شدن بیوتیت نیز شده است. در نتیجه ترکیب شیمیایی بیوتیت در هر نوع گرانیتوئید، مشابه ترکیب کل سنگ است؛ لذا در یک کانسار مس پورفیری که گرانیتوئیدهای بارور و عقیم همگی از



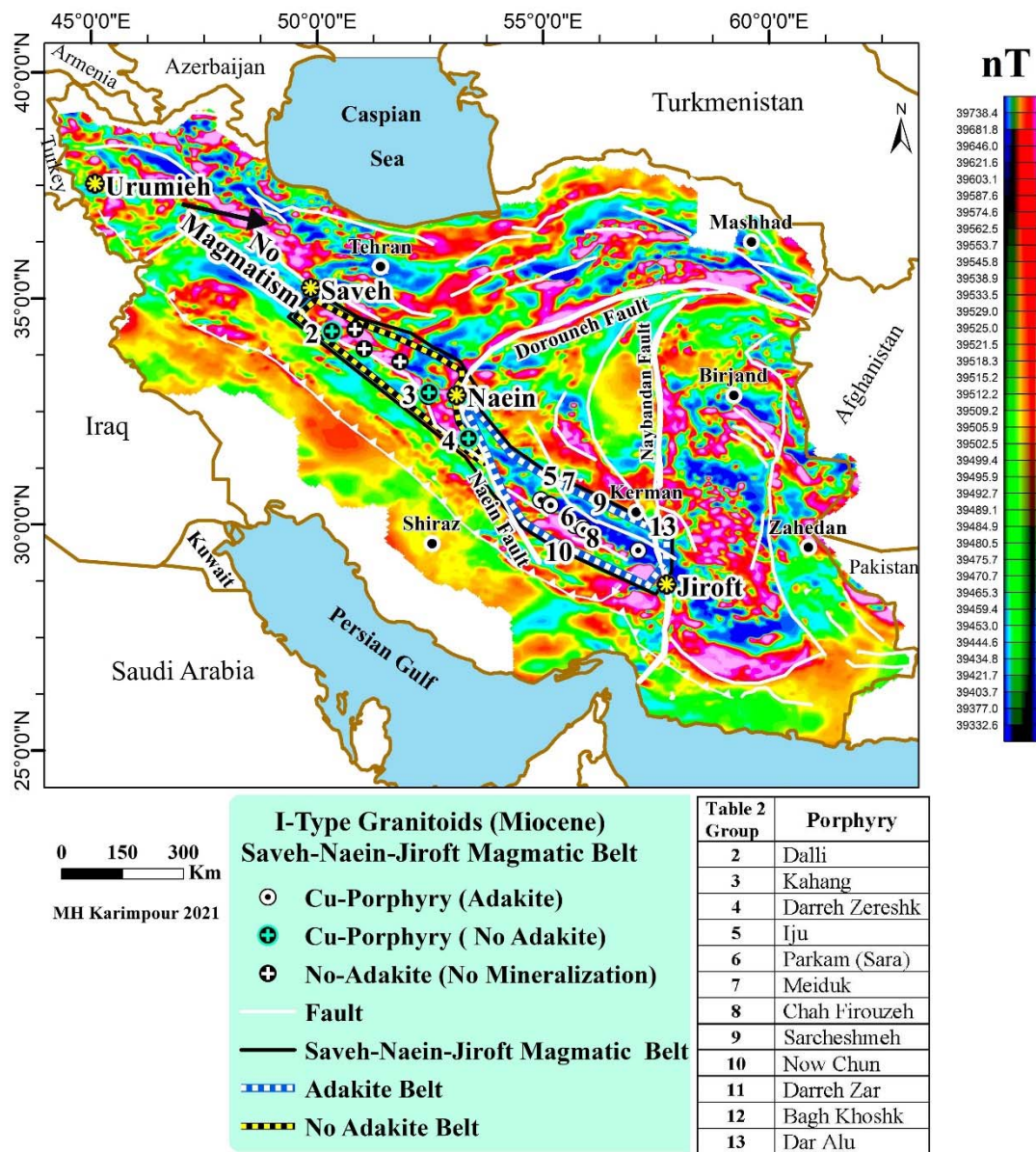
شکل ۱۶. تفاوت ترکیب شیمی بیوتیت در گرانیتوئیدهای نوع S و I در مناطق خواجه مراد، ده نو، نجم‌آباد و ماهرآباد در نمودار $MgO-FeO-Al_2O_3$ (Karimpour et al., 2011b)

Fig. 16. Differences in biotite chemistry composition in S- and I-type granitoids in Khajehmourad, Dehnow, Najmabad and Mahrabad areas in $MgO-FeO-Al_2O_3$ diagram (Karimpour et al., 2011b)

نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج این پژوهش را می‌توان در موارد زیر خلاصه کرد: (۱) براساس اطلاعات مغناطیس‌های (شکل ۱۷)، از تکاب در شمال غرب تا ناحیه ساوه، هیچ‌گونه آنومالی مثبت مغناطیسی دیده نمی‌شود. از آنجایی که توده‌های نفوذی کمر بند اصطلاحاً UDMB اغلب از نوع گرانیتوئیدهای نوع I و حاوی مگنتیت بوده و باید آنومالی مثبت مغناطیسی داشته باشند؛ لذا در این محدوده هیچ‌گونه ماگماتیک‌سمی وجود ندارد (برداشت مغناطیس

هوایی تا عمق ۲۰ کیلومتری می‌تواند وجود گرانیتوئیدهای نوع I را نشان دهد). از طرفی کمان ماگمایی که در شمال غرب ایران (بین ارومیه تا حدود تکاب) در شکل ۱ نشان داده شده است، در حقیقت امتداد غربی کمر بند ماگمایی البرز است و از لحاظ سن نیز با فعالیت‌های ماگمایی اصطلاحاً UDMB متفاوت است؛ لذا بهتر است از این پس به جای کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر از اصطلاح کمر بند ماگمایی ساوه-نابین-جیرفت استفاده شود و نام این کمر بند تغییر یابد.



شکل ۱۷. کمر بند ماگمایی ساوه- ناین- جیرفت و موقعیت کانسارهای مس پورفیری مرتبط با گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I آداکیتی بین گسل‌های درونه و ناین (کمر بند ماگمایی ناین- جیرفت)، ذخایر مس پورفیری مرتبط با گرانیتوئیدهای غیر آداکیتی و گرانیتوئیدهای غیر آداکیتی عقیم در کمر بند ماگمایی ساوه- ناین بر روی نقشه مغناطیس هوایی ایران (اطلاعات نقشه مغناطیس هوایی از صالح (Saleh, 2006))

Fig. 17. The SAVEH-NAEIN-JIROFT Magmatic BELT and the location of porphyry copper deposits related to adakite I-type magnetite series granitoids between the Dorounch and Naein faults (Naein-Jiroft Magmatic Belt), porphyry copper deposits related to non-adakite granitoids and barren non-adakite granitoids rocks within Saveh-Naein Magmatic Belt on Aeromagnetic map of Iran (Source of aeromagnetic map from Saleh, 2006)

است. مهم‌ترین تغییرها در طول اسلب اقیانوسی عبارتند از: اختلاف در گرا دیان حرارتی که ناشی از تفاوت در سن پوسته اقیانوسی بوده و نرخ فرو رانش را نیز کنترل می‌کند، مقدار آب

(۲) واژه اسلب اقیانوسی نئوتتیس واژه‌ای کلی است. اسلب اقیانوسی در طول SNJMB در طی زمان دارای ویژگی‌های مختلفی بوده که به ماگماتیسم و کانی‌سازی متفاوت منجر شده

آزادشده، نوع کانی‌های سیلیکاته و ترکیب کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی اسلب که مقدار آب آزادشده را در بخش‌های مختلف کنترل می‌کند.

۳) در SNJMB، فعالیت‌های آذرین از پالئوسن شروع شده و تا پلیوسن ادامه دارد؛ اما در این میان گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I میوسن بارور بوده و همراه با کانی‌سازی مس پورفیری هستند. این مسئله که چرا توده‌های نفوذی نوع I پالئوسن، ائوسن و الیگوسن بدون کانی‌سازی هستند، می‌تواند مورد بررسی جامعی قرار بگیرد.

۴) بر اساس بررسی‌های ژئوشیمی-ایزوتوپی، بارور بودن گرانیتوئیدها و همراهی با کانی‌سازی مس پورفیری و ضخامت پوسته SNJMB را می‌توان به دو کمر بند مجزا تقسیم کرد: ۱) کمر بند ماگمایی ساوه-ناین که اغلب شامل گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I غیر آداکیتی میوسن است که عقیم بوده و هیچ‌گونه کانی‌سازی ندارند. در این محدوده کانسارهای مس پورفیری نسبتاً کوچک مانند کانسار دالی و کهنک وجود دارد که مرتبط با گرانیتوئیدهای هستند که شاخص بینابینی ماگمای آداکیتی و غیر آداکیتی نشان می‌دهند. ضخامت پوسته در این کمر بند از کمتر از ۴۴ تا ۴۸ کیلومتر است و ۲) کمر بند ماگمایی ناین-جیرفت که میزبان کانسارهای مس پورفیری است. گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I میوسن آن از نوع آداکیتی و بارور است. ضخامت پوسته بین ۴۸ تا بیش از ۵۲ کیلومتر است. در این کمر بند تعداد زیادی کانسار مس پورفیری وجود دارد که از لحاظ تناژ و عیار با یکدیگر متفاوتند. بزرگ‌ترین آنها معدن مس سرچشمه است.

۵) علاوه بر ویژگی‌های متفاوت ماگماتیسم و کانی‌سازی NJMB از SNMB، ساختارهای عمیق نقشی اساسی در جداکردن بخش گرانیتوئیدهای بارور و کانسارهای مس پورفیری بزرگ از گرانیتوئیدهای غیر آداکیتی و کانسارهای کوچک‌تر (SNMB) دارند (شکل ۱۷). به طوری که NJMB بین دو گسل ناین در سمت شمال‌غربی و ناین در سمت جنوب‌شرقی محصور شده است. نقش این گسل‌های عمیق و

بزرگ در پیدایش این کمر بند نیز نیاز به بررسی‌های تفصیلی در آینده دارد.

۶) تفاوت فاحشی بین مس پورفیری‌های NJMB با شرق ایران دیده می‌شود. در بلوک لوت، شرق ایران، سن کانسارهای مس پورفیری اغلب ائوسن است، مانند مناطق ماهرآباد و شادان. این کانی‌سازی‌ها مرتبط با گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I غیر آداکیتی هستند و در عوض گرانیتوئیدهای آداکیتی وجود دارد (مانند منطقه نجم‌آباد) که بدون کانی‌سازی هستند. از طرفی کانسارهای مس پورفیری شرق ایران اغلب غنی از طلا هستند که آنها را کاملاً از این نوع ذخایر در NJMB متمایز می‌کند.

۷) سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی ایران اغلب متعلق به پنجره زمانی میوسن و پلیوسن است. از طرفی این سنگ‌ها در سه موقعیت مکانی خاص دیده می‌شوند (شکل ۶): ۱) انتهای شمال‌غربی ایران در استان‌های اذربایجان شرقی و غربی، ۲) در SNJMB و ۳) کمر بند ماگمایی قوچان-سبزوار در شمال شرق ایران. اینکه چرا واحدهای آتشفشانی فقط در این موقعیت‌های زمانی و مکانی دیده می‌شوند، جای پرسش دارد و می‌تواند در آینده مورد بررسی تفصیلی قرار گیرد. همه این واحدهای آتشفشانی بر خلاف گرانیتوئیدهای آداکیتی NJMB بدون هرگونه کانی‌سازی هستند. این امر را می‌توان به علت درصد بالای (بیش از ۷۰ درصد) ذوب‌بخشی اسلب اقیانوسی در شرایط اکسیدان مرتبط دانست که به حجم عظیم ماگماتیسمی منجر شده که می‌تواند به سطح راه پیدا کند. این گونه ماگماتیسم مقدار مناسب مس برای ایجاد کانی‌سازی ندارند.

۸) عوامل متعددی بر روی تشکیل، تناژ و عیار کانی‌سازی مس پورفیری مؤثر است که عبارتند از: گرا دیان حرارتی و عمق دھیدراسیون، مقدار آب آزاد شده که نرخ ذوب‌بخشی را کنترل می‌کند. مقدار آب مازاد ماگما (اگر آب آزادشده از سیلیکات‌ها فقط به ذوب‌بخشی و صرف ساخت سیلیکات‌های سنگ منجر شود و آب مازاد وجود نداشته باشد، کانی‌سازی شکل نمی‌گیرد)، سنگ منشأ و درصد ذوب‌بخشی. گرانیتوئیدهای اکسیدان نوع I بارور آداکیتی NJMB از ذوب‌بخشی بین ۱۰ تا

منا سیوماتیسم شده تشکیل شده‌اند و همین امر به تناژ کمتر این ذخایر منجر شده است.

۹) با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت نمی‌توان گرانیتوئیدهای سری مگنتیت، اکسیدان و نوع I بارور و عقیم را در یک کانسار مس پورفیری تفکیک کرد؛ زیرا ترکیب شیمیایی کانی نماینده‌ای از ترکیب کلی سنگ است و وقتی ترکیب کلی سنگ‌ها که اغلب هم منشأ نیز هستند، یکسان است، ترکیب بیوتیت آنها مشابه است.

۳۰ درصد اسلب اقیانوسی فرو رونده در عمق بیش از ۸۰ یا ۹۰ کیلومتر تشکیل شده‌اند و توانایی لازم برای تولید کانسارهای مس پورفیری را داشته‌اند؛ در حالی که گرانیتوئیدهای نوع I کمتر اکسیدان عقیم غیر آداکیتی SNMB از ذوب بخشی بین ۲۰ تا ۳۰ درصد گوه گوشته‌ای به وجود آمده‌اند. گرانیتوئیدهای سری مگنتیت نوع I بارور کانسارهایی مانند دالی در SNMB که شرایط حد وسط آداکیتی و غیر آداکیتی و ژئوشیمی بینایی داشتند نیز از ذوب بخشی کمتر از ۵ درصد گوه گوشته

References

- Abdi, M. and Karimpour, M.H., 2013. Petrochemical characteristics and timing of Middle Eocene granitic magmatism in Kooch-Shah, Lut Block, Eastern Iran. *Acta Geologica Sinica*, 87(4): 1032–1044. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.12108>
- Abers, G.A., van Keken, P.E., Kneller, E.A., Ferris, A. and Stachni, J.C., 2006. The thermal structure of subduction zones constrained by seismic imaging: Implications for slab dehydration and wedge flow. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3–4): 387–397. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.055>
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94(3): 401–419. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5–6): 692–725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>
- Aghazadeh, M., 2009. Petrology and Geochemistry of Anzan, Khankandi and Shaivar Dagh granitoids (North and East of Ahar, Eastern Azerbaijan) with references to associated mineralization. Ph.D. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, 236 pp.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.003>
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307(9): 1064–1095. <https://doi.org/10.2475/09.2007.02>
- Alirezaei, A., Arvin, M. and Dargahi, S., 2017. Adakite-like signature of porphyry granitoid stocks in the Meiduk and Parkam porphyry copper deposits, NE of Shahr-e-Babak, Kerman, Iran: Constrains on geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 88: 370–383. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.023>
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Medina, J.M. and Homam, S.M., 2011. Sr/Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(3): 283–296.

- <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2011.02.014>
 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.
<https://doi.org/10.1007/s00531-013-0959-4>
 Asadi, S., Moore, F. and Zarasvandi, A., 2014. Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcano-plutonic belt, Kerman region, Iran: a review. *Earth Science Reviews*, 138: 25–46.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.001>
 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 Review*, 55(2): 158–184.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2012.689640>
 Azizi, H. and Stern, R.J., 2019. Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj–Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc. *Terra Nova*, 31(5): 415–423. <https://doi.org/10.1111/ter.12404>
 Babazadeh, Sh., Ghorbani, M.R., Cottle, J.M. and Brocker, M., 2019. Multistage tectono-magmatic evolution of the central Urumieh–Dokhtar magmatic arc, south Ardestan, Iran: Insights from zircon geochronology and geochemistry. *Geological Journal*, 54(1): 2447–2471. <https://doi.org/10.1002/gj.3306>
 Berberian, F.P., 1983. Petrogenesis of Iranian plutons: A study of the Natanz and Bazman intrusive complexes: Unpublished Ph.D. Thesis, Cambridge University, Cambridge, United Kingdom, 315 pp.
 Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
 Castillo, P.R., 2012. Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134: 304–316.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.013>
 Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M., 2013. Late Eocene–Oligocene postcollisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatised mantle source. *Lithos*, 180–181: 109–127.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.003>
 Chiaradia, M., 2015. Crustal thickness control on Sr/Y signatures of recent arc magmas: An earth scale perspective. *Scientific Reports*, 5: 8115.
<https://doi.org/10.1038/srep08115>
 Chiu, H.-Y., Chung, S.-L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., and Iizuka, Y., 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, 162–63: 70–87.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>
 Condie, K.C., 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, 80(1): 33–44.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.11.001>
 Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662–665.
<https://doi.org/10.1038/347662a0>
 Defant, M.J. and Kepezhinskis, P., 2001. Evidence suggests slab melting in arc magmas. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 82(6): 65–69. <https://doi.org/10.1029/01EO00038>
 Delacour, A., Früh-Green, G.L., Bernasconi, S.M., Schaeffer, P. and Kelley, D.S., 2008. Carbon geochemistry of serpentinites in the Lost City Hydrothermal System (30°N, MAR). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(15): 3681–3702. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.04.039>
 Esmaeily, D., Nedelec, A., Valizadeh, M.V., Moore, F. and Cotton, J., 2005. Petrology of the Jurassic Shah-kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(6): 961–980. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2004.09.003>
 Fazeli, B., Khalili, M., Toksoy Köksal, F., Mansouri Esfahani, M. and Beavers, R., 2017. Petrological constraints on the origin of the plutonic massif of the Ghaleh Yaghmesh area, Urumieh–Dokhtar magmatic arc, Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 129: 233–247.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.12.014>
 Gao, S., Rudnick, R.L., Yuan, H.L., Liu, X.M., Liu, Y.S., Xu, W.L., Lin, W.L., Ayerss, J., Wang,

- X.C. and Wang, Q.H., 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 432(7019): 892–897. <https://doi.org/10.1038/nature03162>
- Gardideh, S., Ghasemi, H. and Sadeghian, M., 2018. U-Pb age dating on zircon crystals, Sr-Nd isotope ratios and geochemistry of Neogene adakitic domes of Quchan-Esfarayen magmatic belt, NE Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 26(2): 455–478. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.29252/ijcm.26.2.455>
- Ghadami, G., Moradian, A. and Mortazavi, M., 2008. Post-collisional Plio–Pleistocene adakitic volcanism in Central Iranian volcanic belt: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Sciences Islamic Republic of Iran*, 19(3): 223–235. (in Persian with English abstract), Retrieved August 20, 2021 from https://journals.ut.ac.ir/pdf_31896_3d5550b30b2590c75543469f305410a2.html
- Ghalamghash, J., Schmitt, A. and Chaharlang, R., 2019. Age and compositional evolution of Sahand volcano in the context of post-collisional magmatism in northwestern Iran: Evidence for time-transgressive magmatism away from the collisional suture. *Lithos*, 344–345: 265–279. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.031>
- Ghorbani, M.R. and Bezenjani, R.N., 2011. Slab partial melts from the metasomatizing agent to adakite, Tafresh Eocene volcanic rocks, Iran. *Island Arc*, 20(2): 188–202. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1440-1738.2010.00757.x>
- Golestani, M., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Haidarian Shahri, M.R., 2018. Geochemistry, U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopes of the Neogene igneous rocks, at the Iju porphyry copper deposit, NW Shahr-e-Babak, Iran. *Ore Geology Reviews*, 93: 290–307. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.001>
- Green, D.H. and Ringwood, A.E., 1967. The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. *Earth and Planetary Science Letters*, 3: 151–160. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(67\)90027-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(67)90027-1)
- Hacker, B.R., 2008. H₂O subduction beyond arcs. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9(3):Q03001. <https://doi.org/10.1029/2007GC001707>
- Haghighi Bardineh, S.N., Zarei Sahamieh, R., Zamanian, H. and Ahmadi Khalaji, A., 2018. Geochemical, Sr-Nd isotopic investigations and U-Pb zircon chronology of the Takht granodiorite, west Iran: Evidence for post-collisional magmatism in the northern part of the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage. *Journal of African Earth Sciences*, 139: 354–366. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.12.030>
- Haschke, M., Ahmadian, J., Murata, M. and McDonald, I., 2010. Copper mineralization prevented by arc-root delamination during Alpine–Himalayan collision in central Iran. *Economic Geology*, 105(4): 855–865. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.105.4.855>
- Hassanpour, S., Alirezaei, S., Selby, D. and Sergeev, S., 2014. SHRIMP zircon U–Pb and biotite and hornblende Ar–Ar geochronology of Sungun, Haftcheshmeh, Kighal, and Niaz porphyry Cu–Mo systems: evidence for an early Miocene porphyry-style mineralization in northwest Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 104(1): 45–59. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1071-0>
- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of central Iran (Shahr e Babak area, Kerman Province). Ph.D. Thesis, University of California, Los Angeles, USA, 204 pp.
- Hassanzadeh, J., Wernicke, B.P. and Ghazi, A.M., 2009. Timing of Arabia-Eurasia collision in Iran constrained by post-collisional magmatism. *Geology Society of America Abstract*, 41(7): 407.
- Hezarkhani, A., 2006. Petrology of the intrusive rocks within the Sungun Porphyry Copper Deposit, Azerbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(3): 326–340. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.04.005>
- Honarmand, M., Rashidnejad Omran, N., Corfu, F., Emami, M.H. and Nabatian, G., 2014. Geochronology and magmatic history of a calc-alkaline plutonic complex in the Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt, Central Iran: Zircon ages as evidence for two major plutonic episodes. *Neues Jahrbuch für Mineralogie –*

- Abhandlungen, 190(1): 67–77.
<https://doi.org/10.1127/0077-7757/2013/0230>
- Hosseini, M.R., Hassanzadeh, J., Alirezaei, S., Sun, W. and Li, C.Y., 2017. Age revision of the Neotethyan arc migration into the southeast Urumieh-Dokhtar belt of Iran: geochemistry and U–Pb zircon geochronology. *Lithos*, 284–285: 296–309.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.03.012>
- Hosseinkhani, A., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Santos, J.F., 2017. U–Pb geochronology and petrogenesis of intrusive rocks: constraints on the mode of genesis and timing of Cu mineralization in SWSK area, Lut Block. *Journal of Geochemical Exploration*, 177(6): 11–27.
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2017.02.001>
- Hou, Z.Q., Ma, H.W., Zaw, K., Zhang, Y.Q., Wang, M.J., Wang, Z., Pan, G.T. and Tang, R.L., 2003. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: product of large-scale strike-slip faulting in eastern Tibet. *Economic Geology*, 98(1): 125–145.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.1.125>
- Hou, Z.Q., Qu, X.M., Huang, W. and Gao, Y.F., 2001. The Gangdese porphyry copper belt: the second significant porphyry copper belt in Tibetan plateau. *Geology in China*, 28(10): 27–30. (in Chinese with English abstract)
- Hou, Z., Yang, Z., Qu, X., Meng, X., Li, Z., Beaudoin, G., Rui, Z., Gao, Y. and Zaw, K., 2009. The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan Orogen. *Ore Geology Reviews*, 36(1): 25–51.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2008.09.006>
- Hou, Z., Zhang, H., Pan, X. and Yang, Z., 2011. Porphyry Cu (–Mo–Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: Examples from the eastern Tethyan metallogenic domain. *Ore Geology Reviews*, 39(1–2): 21–45.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.09.002>
- Jahangiri, A., 2007. Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geo-chemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(3): 433–447.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.11.008>
- Jiménez-Munt, I., Fernáandez, M., Saura, E., Vergés, J. and Garcia-Castellanos, D., 2012. 3-D lithospheric structure and regional/residual Bouguer anomalies in the Arabia–Eurasia collision (Iran). *Geophysical Journal International*, 190(3): 1311–1324.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05580.x>
- Kamali, A.A., Moayyed, M., Amel, N., Hosseinzadeh, M.R., Mohammadnia, K., Santos, J. and Brenna, M., 2018. Post-Mineralization, Cogenetic Magmatism at the Sungun Cu–Mo Porphyry Deposit (Northwest Iran): Protracted Melting and Extraction in an Arc System. *Minerals*, 8(2): 588.
<https://doi.org/10.3390/min8120588>
- Kananian, A., Sarjoughian, F., Nadimi, A., Ahmadian, J. and Ling, W., 2014. Geochemical characteristics of the Kuh-e Dom intrusion, Urumieh Dokhtar Magmatic Arc (Iran): implications for source regions and magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 90: 137–148.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.04.026>
- Karimpour, M.H., 1982. Petrology, geochemistry, and genesis of the A.O. porphyry copper complex in Jackson and Grand Counties, northwestern Colorado. Ph.D. Thesis, University of Colorado Boulder, USA, 251 pp.
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Lang Farmer, G. and Stern, C.R., 2012. U–Pb zircon geochronology, Sr–Nd isotopic characteristics, and important occurrence of Tertiary mineralization within the Lut block, eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 4(1): 1–27. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v4i1.13391>
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Moradi, M., Farmer, G.L. and Stern, C.R., 2014. Geology, mineralization, Rb–Sr & Sm–Nd geochemistry, and U–Pb zircon geochronology of Kalateh Ahani Cretaceous intrusive rocks, southeast Gonabad. *Journal of Economic Geology*, 5(2): 267–290. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V5I2.31806>
- Karimpour, M.H. and Sadeghi M., 2019. A new hypothesis on parameters controlling the formation and size of porphyry copper deposits: Implications on thermal gradient of subducted oceanic slab, depth of dehydration and partial melting along the Kerman copper belt in Iran.

- Ore Geology Reviews, 104: 522–539.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.11.022>
- Karimpour, M.H., Stern, C.R. and L. Farmer, 2010a. Zircon U–Pb geochronology, Sr–Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37: 384–393.
<http://doi:10.1016/j.jseae.2009.11.001>
- Karimpour, M.H., Stern, C.R. and L. Farmer, 2010b. Rb–Sr and Sm–Nd isotopic compositions, U–Pb Age and Petrogenesis of Khajeh Mourad Paleo-Tethys Leuco-granite, Mashhad, Iran. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 20(80): 171–182. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22071/GSJ.2011.55249>
- Karimpour, M.H., Stern, C.R., Farmer, L., Saadat, S. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2011a. Review of age, Rb–Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran. *Geopersia*, 1(1): 19–36.
<https://doi.org/10.22059/JGEOPE.2011.22162>
- Karimpour, M.H., Stern, C.R. and Moradi, M., 2011b. Chemical composition of biotite as a guide to petrogenesis of granitic rocks from Maherabad, Dehnow, Gheshlagh, Khajehmourad and Najmabad, Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 18 (4): 89–100. (in Persian with English abstract) Retrieved August 20, 2021 from <http://ijcm.ir/article-1-502-fa.html>
- Kazemi, K., Kananian, A., Yilin, X. and Sarjoughian, F., 2019. Petrogenesis of Middle-Eocene granitoids and their Mafic microgranular enclaves in central Urmia-Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Evidence for interaction between felsic and mafic magmas. *Geoscience Frontiers*, 10(2): 705–723.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.006>
- Kerrick, R., Goldfarb, R., Groves, D. and Garwin, S., 2000. The geodynamics of world-class gold deposits: characteristics, space-time distributions, and origins. *Reviews in Economic Geology*, 13: 501–551.
<https://doi.org/10.5382/Rev.13.15>
- Kesler, S.E., Chrysosoulis, S.L. and Simon, G., 2002. Gold in porphyry copper deposits: Its abundance and fate. *Ore Geology Reviews*, 21(1-2): 103–124.
[https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(02\)00084-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(02)00084-7)
- Khodami, M., 2009. Petrology of Plio-Quaternary volcanic rocks in south-east and north-west of Isfahan. Ph.D. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran, 174 pp.
- Khodami, M., 2019. Pb isotope geochemistry of the late Miocene–Pliocene volcanic rocks from Todehshk, the central part of the Urumieh–Dokhtar magmatic arc, Iran: Evidence of an enriched mantle source. *Journal of Earth System Science*, 128(6): 167.
<https://doi.org/10.1007/s12040-019-1185-7>
- Lechmann, A., Burg, J.P., Ulmer, P., Guillong, M. and Faridi, M., 2018. Metasomatized mantle as the source of Mid-Miocene-Quaternary volcanism in NW-Iranian Azerbaijan: Geochronological and geochemical evidence. *Lithos*, 304–307: 311–328.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.030>
- Lee, C.T.A., Luffi, P., Chin, E.J., Bouchet, R., Dasgupta, R., Morton, D.M., Roux, V.L., Yin, Q.Z. and Jin, D. 2012. Copper systematics in arc magmas and implications for crust-mantle differentiation. *Science*, 336(6077): 64–68.
<https://doi.org/10.1126/science.1217313>
- Leng, C., Zhang, X., Chen, Y., Wang, S., Gou, T. and Chen, W., 2007. Discussion on the relationship between Chinese porphyry copper deposits and adakitic rocks. *Earth Science Frontiers*, 14(5): 199–210. (in Chinese with English abstract)
- Magni, V., Faccenna, C., Hunen, J.V. and Funicello, F., 2014. How collision triggers backarc extension: insight into Mediterranean style of extension from 3-d numerical models. *Geology*, 42(6): 511–514.
<https://doi.org/10.1130/G35446.1>
- Mahdavi, A., Karimpour, M.H., Mao, J., Haidarian 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(1): 818–837.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.09.011>
- 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): 15–32. Retrieved August 20, 2021 from <http://ijcm.ir/article-1-530-fa.html>
- 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(2): 522–544. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.04.015>
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T. and Thirlwall, M.F., 2006. Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3–4): 581–593. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.034>
- Mao, Q., Yu, M., Xiao, W., Windley, B.F., Li, Y., Wei, X., Zhu, J. and Lü, X., 2018. Skarn-mineralized porphyry adakites in the harlik arc at kalatage, E. Tianshan (NW China): Slab melting in the devonian-early carboniferous in the southern Central Asian orogenic belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 153: 365–378. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2017.03.021>
- Martin, H., 1999. The adakitic magmas: modern analogues of Achaean granitoids. *Lithos*, 46(3): 411–429. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00076-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00076-0)
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F. and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1–2): 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048>
- McInnes, B.I.A., Evans, N.J., Belousova, E. and Griffin, W.L., 2003. Porphyry copper deposits of the Kerman belt, Iran: timing of mineralization and exhumation processes. CSIRO, Scientific Research Report, 41 pp.
- McInnes, B.I., Evans, N.J., Fu, F.Q. and Garwin, S., 2005. Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy and geochemistry*, 58(1): 467–498. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.18>
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37(3–4): 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Miri Beydokhti, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F. and Klotzli, 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 Sciences*, 111: 192–205. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2015.07.028>
- Moradi, M., Karimpour, M.H., Farmer, G.L. and Stern, C.R., 2012a. Sr–Nd isotopic characteristics, U–Pb zircon geochronology, and petrogenesis of Najmabad granodiorite batholith, eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 3(2): 127–145. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V3I2.11436>
- Moradi, M., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Farmer, G.L. and Stern, C.R., 2012b. Geochemistry, zircon U–Pb geochronology and Rb–Sr & Sm–Nd isotopes of Najmabad monzonitic rocks south of Ghonabad. *Petrology*, 3(11): 77–96. (in Persian with English abstract) Retrieved August 20, 2021 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16108.html
- Nadermezzraji, S., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Santos, J.F., Mathur, R. and Ribeiro, S., 2018. U–Pb geochronology, Sr–Nd isotopic compositions, geochemistry and petrogenesis of Shah Soltan Ali granitoids, Birjand, Eastern Iran. *Chemie der Erde – Geochemistry*, 78(3): 299–313. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2018.08.003>
- Najafi, A., Karimpour, M.H., Ghaderi, M., Stern, C.R. and Farmer, J.L., 2014. Zircon U–Pb geochronology, isotope geochemistry of Rb–Sr and Sm–Nd and petrogenesis of granitoid intrusive rocks in Kajej exploration area, northwest of Ferdows: evidence for Late Cretaceous magmatism in the Lut block. *Journal of Economic Geology*, 6(1): 107–135. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V6I1.24415>
- Nouri, F., Azizi, H., Stern, R.J., Asahara, Y., Khodaparast, S., Madanipour, S. and Yamamoto, K., 2018. Zircon U–Pb dating, geochemistry and evolution of the Late Eocene Saveh magmatic complex, central Iran: Partial melts of sub-continental lithospheric mantle and magmatic differentiation. *Lithos*, 314–315:

- 274–292.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.013>
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008. Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106(3–4): 380–398.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.008>
- Oyarzun, R., Márquez, A., Lillo, J., López, I. and Rivera, S., 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of cenozoic age in northern Chile: Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Mineralium Deposita*, 36(8): 794–798. <https://doi.org/10.1007/s001260100205>
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Chiu, H.Y. and Li, X.H., 2014. On the magmatic record of the Makran arc, southeastern Iran: Insights from zircon U-Pb geochronology and bulk-rock geochemistry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(6): 2151–2169. <https://doi.org/10.1002/2014GC005262>
- Peacock, S.M. and Wang, K., 1999. Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: examples from southwest and northeast Japan. *Science*, 286(5441): 937–939. <https://doi.org/10.1126/science.286.5441.937>
- Pearce, A.J., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Editor), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley and Sons, England, pp. 528–548. Retrieved June 4, 2017 from <http://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8625>
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Editors), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publications, Nantwich, Cheshire, pp. 230–249. Retrieved June 4, 2017 from <http://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8626>
- Pearce, J.A., Harris, N.B. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- 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. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Qu, X.M., Hou, Z.Q. and Huang, W., 2001. Is the Gangdese porphyry copper belt the Yulong porphyry copper belt in Tibetan Plateau? *Mineral Deposits*, 20: 355–366. (in Chinese with English abstract)
- Rabiee, A., Rossetti, F., Tecce, F., Asahara, Y., Azizi, H., Glodny, J., Lucci, F., Nozaem, R., Opitz, J. and Selby, D., 2019. Multiphase magma intrusion, ore-enhancement and hydrothermal carbonatisation in the Siah-Kamar porphyry Mo deposit, Urumieh-Dokhtar magmatic zone, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 110: 102930. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.05.016>
- Raeisi, D., Mirnejad, H. and Sheibi, M., 2019. Emplacement mechanism of the Tafresh granitoids, central part of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, Iran: Evidence from magnetic fabrics. *Geological Magazine*, 156(9): 1–17. <https://doi.org/10.1017/S0016756818000766>
- Rapp, P.R., Shimizu, N., Norman, M.D. and Applegate, G.S., 1999. Reaction between slab-derived melt and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160(4): 335–356. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00106-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00106-0)
- Rapp, R.P. and Watson E.B., 1995. Dehydration Melting of Metabasalt at 8–32 kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling. *Journal of Petrology*, 36(4): 891–931. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.891>
- Richards, J.P., 2002. Discussion on “Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism” by Oyarzun et al. (*Mineralium Deposita* 36:794–798, 2001). *Mineral. Deposita*, 37(8): 788–790. <https://doi.org/10.1007/s00126-002-0284-5>
- Richards, J.P., 2009. Postsubduction porphyry Cu–Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37(3): 247–250. <https://doi.org/10.1130/G25451A.1>
- Richards, J.P., 2011. High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: Just add water. *Economic Geology*, 106(7): 1075–1081.

- <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.7.1075>
- Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews*, 70: 323–345. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.11.009>
- Richards, J.P., Mcculloch, M.T., Chappell, B.W. and Kerrich, R., 1991. Sources of metals in the porgera gold deposit, Papua New Guinea: Evidence from alteration, isotope, and noble metal geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(2): 565–580. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90013-U](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90013-U)
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2): 295–332. <http://dx.doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>
- Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Routledge, London, 384pp. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Rudnick, R.L. and Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33(3): 267–309. <https://doi.org/10.1029/95RG01302>
- Rui, Z.Y., Huang, C.K., Qi, G.M., Xu, J. and Zhang, M.T., 1984. *The Porphyry Cu (–Mo) Deposits in China*. Geological Publishing House, Beijing, 350 pp. (in Chinese with English abstract)
- Saleh, R., 2006. *Reprocessing of aeromagnetic map of Iran*. M.Sc. Thesis, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran. 156 pp.
- Samiee, S., Karimpour, M.H., Ghaderi, M., Haidarian Shahri, M.R., Kloetzli, 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. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.09.023>
- Sarjoughian, F., Azizi, M., Lentz, D.R. and Ling, W., 2018. Geochemical and isotopic evidence for magma mixing/mingling in the Marshenan intrusion: Implications for juvenile crust in the Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc, Central Iran. *Geological Journal*, 54(4): 1–20. <https://doi.org/10.1002/gj.3293>
- Sarjoughian, F. and Kananian, A., 2017. Zircon U–Pb geochronology and emplacement history of intrusive rocks in the Ardestan section, central Iran. *Geologica Acta*, 15(1): 25–36. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2017.15.1.3>
- Sayari, M., 2015. *Petrogenesis and evolution of Oligocene–Pliocene volcanism in the central part of Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (NE of Isfahan)*. Ph.D. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran, 178 pp.
- Sayari, M. and Sharifi, M., 2018. Anomalies in the depth of the asthenospheric mantle: key to the enigma of adakites in the Urumieh–Dokhtar magmatic arc. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen*, 195(3): 227–245. <https://doi.org/10.1127/njma/2018/0093>
- Shafiei, B., 2010. Lead isotope signatures of the igneous rocks and porphyry copper deposits from the Kerman Cenozoic magmatic arc (SE Iran), and their magmatic–metallogenic implications. *Ore Geology Reviews*, 38(1): 27–36. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.05.004>
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44(3): 265–283. <https://doi.org/10.1007/s00126-008-0216-0>
- Shahsavari Alavijeh, B., Rashidnejad-Omran, N., Toksoy-Köksal, F., Xu, W. and Ghalamghash, J., 2019. Oligocene subduction-related plutonism in the Nodoushan area, Urumieh–Dokhtar magmatic belt: Petrogenetic constraints from U–Pb zircon geochronology and isotope geochemistry. *Geoscience Frontiers*, 10(2): 725–751. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.03.017>
- Sherafat, S., 2009. *Petrology of Plio–Quaternary volcanic rocks in west and southwest of Yazd province*. Ph.D. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran, 200 pp.
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1): 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>

- Sori, M., 2012. Geochemistry of major, trace and rare earth elements in Chah Firuzeh porphyry, Kerman province. M.Sc. Thesis, Shiraz University, Shiraz, Iran, 156 pp.
- Sun, W.D., Ding, X., Ling, M.X., Zartman, R. and Yang, X.Y., 2015. Subduction and ore deposits. *International Geology Review*, 57(9–10): iii–vi. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1029543>
- Sun, W.D., Liang, H.Y., Ling, M.X., Zhan, M.Z., Ding, X., Zhang, H., Yang, X.Y., Li, Y.L., Ireland, T.R., Wei, Q.R. and Fan, W.M., 2013. The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 103: 263–275. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.10.054>
- Sun, W.D., Ling, M.X., Chung, S.L., Ding, X., Yang, X.Y., Liang, H.Y., Fan, W.M., Goldfarb, R. and Yin, Q.Z., 2012. Geochemical constraints on adakites of different origins and copper mineralization. *Journal of Geology*, 120(1):105–120. <https://doi.org/10.1086/662736>
- Sun, S.-s., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatic in the ocean basins*. Geological Society Special Publications, London, 42(1): 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Sun, W.D., Wang, J.T., Zhang, L.P., Zhang, C.C., Li, H., Ling, M.X., Ding, X., Li, C.Y. and Liang, H.Y., 2017. The formation of porphyry copper deposits. *Acta Geochimica*, 36(1): 9–15. <https://doi.org/10.1007/s11631-016-0132-4>
- Sun, W.D., Zhang, H., Ling, M.X., Ding, X., Chung, S.L., Zhou, J., Yang, X.Y. and Fan, W., 2011. The genetic association of adakites and Cu–Au ore deposits. *International Geology Review*, 53(5-6): 691–703. <https://doi.org/10.1080/00206814.2010.507362>
- Syracuse, E.M., van Keken, P.E., Abers, G.A., Suetsugu, D., Bina, C., Inoue, T. and Jellinek, M., 2010. The global range of subduction zone thermal models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 183(1–2): 73–90. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.02.004>
- Tarkian, M., Lotfi, M. and Baumann, A., 1984. Magmatic copper and lead-zinc ore deposits in the Central Lut, East Iran. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-abhandlungen*, 168(2–3): 497–523. <https://doi.org/10.1127/njgpa/168/1984/497>
- Thiéblemont, D., Stein, G. and Lescuyer, J.L., 1997. Gisements épithermaux et porphyriques: La connexion adakite Epithermal and porphyry deposits: the adakite connection. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 325(2): 103–109. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(97\)83970-5](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(97)83970-5)
- Van Keken, P.E., Hacker, B.R., Syracuse, E.M. and Abers, G.A., 2011. Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 116(B1): B01401. <https://doi.org/10.1029/2010JB007922>
- Vils, F., Müntener, O., Kalt, A. and Ludwig, T., 2011. Implications of the serpentine phase transition on the behaviour of beryllium and lithium-boron of subducted ultramafic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(5): 1249–1271. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.12.007>
- Wang, J., Zhao, D. and Yao, Z., 2017. Seismic anisotropy evidence for dehydration embrittlement triggering intermediate-depth earthquakes. *Scientific Reports*, 7: 2613. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-02563-w>
- White, W.M. and Klein, E.M., 2014. Composition of the Oceanic Crust. In: H.D. Holland and K.K. Turekian (Editors), *Treatise on Geochemistry* (Second Edition), Elsevier, Oxford, pp. 457–496. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00315-6>
- Xiao, L. and Clemens, J.D., 2007. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints. *Lithos*, 95(3–4): 399–414. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.09.002>
- Xu, J.F., Shinjo, R., Defant, M.J., Wang, Q. and Rapp, R.P., 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*, 30(12): 1111–1114. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<1111:OOMAIR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1111:OOMAIR>2.0.CO;2)

- Yousefi, F., Sadeghian, M., Lentz, R.D., Wanhainen, C. and Mills, D.R., 2020. Petrology, petrogenesis, and geochronology review of the Cenozoic adakitic rocks of northeast Iran: Implications for evolution of the northern branch of Neo-Tethys. *Geological Journal*, 56: 298–315. <https://doi.org/10.1002/GJ.3943>
- Zarasvandi, A., Liaghat, S., Lentz, D. and Hossaini, M., 2013. Characteristics of mineralizing fluids of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, Central Iran, determined by fluid inclusion microthermometry. *Resource Geology*, 63(2): 188–209. <https://doi.org/10.1111/rge.12004>
- Zarasvandi, A., Liaghat, S., Zentilli, M. and Reynolds, P.H., 2007. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of alteration and petrogenesis of porphyry copper-related granitoids in the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad area, central Iran. *Exploration and Mining Geology*, 16(1–2): 11–24. <https://doi.org/10.2113/gsemg.16.1-2.11>
- Zhang, H., Chen, J., Yang, T., Hou, Z. and Aghazadeh, M., 2018. Jurassic granitoids in the northwestern Sanandaj–Sirjan zone: Evolving magmatism in response to the development of a neo-Tethyan slab window. *Gondwana Research*, 62: 269–286. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.01.012>
- Zhang, L., Li, S. and Zhao, Q., 2019. A review of research on adakites. *International Geology Review*, 63(1): 47–64. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1702592>
- Zhang, C.C., Sun, W.D., Wang, J.T., Zhang, L.P., Sun, S.J. and Wu, K., 2017. Oxygen fugacity and porphyry mineralization: A zircon perspective of Dexing porphyry Cu deposit, China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 206: 343–363. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.03.013>

COPYRIGHTS

©2021 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.



How to cite this article

Karimpour, M.H., Rezaei, M., Zarasvandi, A. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2021. Saveh-Nain-Jiroft Magmatic Belt replaces Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt: Investigation of genetic relationship between porphyry copper deposits and adakitic and non-adakitic granitoids. *Journal of Economic Geology*, 13(3): 465–506. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i3.1034>



Saveh-Nain-Jiroft Magmatic Belt replaces Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt: Investigation of genetic relationship between porphyry copper deposits and adakitic and non-adakitic granitoids

Mohammad Hassan Karimpour^{1&2*}, Mohsen Rezaei³, Alireza Zarasvandi³ and Azadeh Malekzadeh Shafaroudi¹

1) Department of Geology and Research Center for Ore Deposits of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2) Department of Geological Sciences, University of Colorado, Boulder, U.S.A.

3) Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

Submitted: Sept. 12, 2021

Accepted: Oct. 30, 2021

Keywords: Adakite, Fertile and barren granitoids, Porphyry copper deposits, Adakite volcanic rocks, Saveh-Naein-Jiroft Magmatic Belt, Iran

Introduction

About 75% of world copper, 50% of molybdenum, and 20% of gold are produced from porphyry copper deposits (Sillitoe, 2010) with an average ore grade of 0.45–1.5% Cu, 0.007–0.04% Mo and up to 1.5 ppm Au. Porphyry copper deposits are commonly associated with intermediate composition arc-related igneous rocks with high Sr/Y and La/Yb ratios (Richards, 2011). Igneous rocks having ratios of Sr/Y > 25 and Y < 10 ppm are considered adakitic type.

The aim of this work is to modify the name of Urumieh-Dokhtar magmatic belt (UDMB), petrological studies of granitoids from Saveh to Jiroft, determination of the genetic relationship between porphyry copper deposits and adakitic and non-adakitic granitoids, and comparison of Miocene-Pliocene adakitic volcanic rock in different parts of Iran with barren adakitic granitoids. The role of a thermal gradient, depth of dehydration, water content, source rock, partial melting percentage, and oxygen fugacity in the formation or non-formation of mineralization, grade, and reserve of porphyry copper deposits are also investigated.

Materials and methods

The information used can be divided into three

parts: 1) data related to I-type magnetite series granitoids related to porphyry copper deposits of Miocene age in Saveh-Nain-Jiroft magmatic belt (SNJMB) which in Table 2 are presented, 2) data related to barren I-type magnetite series granitoids of Miocene age of SNJMB are reported in Table 3. In addition, radiogenic isotope information of barren and fertile SNJMB granitoids and volcanic rocks is presented in Table 4. 3) Information related to Miocene-Pliocene adakitic volcanic rocks, which is shown in Table 5.

Result

Granitoids show the characteristics of subduction zone magmas. So that the enrichment of LILE elements and the depletion of HFSE elements can be seen. Also, enrichment of LILE elements and depletion of HFSE elements of fertile granitoids is more than barren units. Dalli deposit samples show a moderate pattern between barren and fertile granitoids (Fig. 3). All the evidence presented shows that all granitoids are I-type and magnetite series.

In the fertile granitoids, the ratio of (La/Yb)_n is between 15 and 38. However, this is between 2 and 14 (mostly below 10) in barren granitoids (Tables 2 and 3, Figs. 5A and 5B). Negative anomalous values of Eu are seen in Miocene barren granitoids

*Corresponding author Email: karimpur@um.ac.ir, karimpom@colorado.edu DOI: <https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i3.1034>

(Eu /Eu* value between 0.43 and 1 with an average of 0.65) (Table 3). While fertile granitoids have positive to slightly negative Eu anomalies (Eu / Eu* value between 0.82 and 1.3 with an average of 1.2).

The initial values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of Miocene fertile granitoids vary between 0.704253 and 0.704702; while in barren granitoids, it is between 0.705 and 0.7085. Fertile Miocene granitoids have positive ϵNd (i) (0.29 to 3.39 mean 2.15) and in barren units is between 3- and 2.6 (Table 4).

The value of the ratio (La/Yb)_n of all volcanic units is between 13 and 78 and mostly above 20. They have positive to slightly negative Eu anomalies (Eu/Eu * values between 0.89 and 1.72) (Table 5). Figure 9 shows the fertile granitoids of the SNJMB similar to adakite volcanic rocks are located in the adakite field. In addition, Figure 11 show that all samples are high silica adakitic type. However, barren granitoids, which are mainly located between Saveh and Nain, are non-adakitic and are plotted within the normal arc range (Fig. 9).

Discussion and Conclusion

In this paper, the name of UDMB was changed to Saveh-Nain-Jiroft magmatic belt (SNJMB) based on the evidence of lack of magmatism between Saveh to the extent of Takab and absence of air magnet anomaly. Magmatism of Urumieh to Takab is a continuation of the western Alborz magmatic belt. Based on the characteristics of magmatism and mineralization, SNJMB can be divided into two distinct belts: 1) Saveh-Nain Magmatic Belt (SNMB), which mainly consists of non-adakitic barren I-type magnetic granitoids. Based on the ratio (La/Yb)_n, these granitoids originate from a depth of 60 to 80 km, and a mantle wedge and

based on the amount of Eu/Eu*, conditions were oxidant. The initial $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ ratio indicates that they had a lot of contamination with the continental crust. The crustal thickness in SNMB is less than 48 km, 2) Nain-Jiroft Magmatic Belt (NJMB) which hosts porphyry copper deposits. The Miocene granitoids of this belt are magnetite series and I-type adakite. Based on the ratio (La/Yb)_n, these granitoids originate from the depth of garnet stability (more than 90 km) and partial melting of slabs and are based on Eu/Eu* Oxidizing conditions have been established at the place of origin. The initial $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ ratio indicates slight contamination with the continental crust. The crustal thickness in NJMB is 48 to more than 52 km.

Geochemically, adakitic volcanic rocks are similar to the fertile adakitic granitoids of NJMB, but these units do not contain any mineralization. The characteristics of the oceanic slabs of Neo-Tethys varied considerably during the SNJMB, leading to various magmatism and mineralization. The thermal gradient, depth of dehydration, amount of water, source rock, and the percentage of partial melting along the belt control the type of magmatism and the formation of mineralization. Note Figure 15.

References

- Richards, J.P., 2011. High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au deposits: Just add water. *Economic Geology*, 106(7): 1075–1081. <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.7.1075>
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1): 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>