

ارتباط دگرنهادی قلیایی و کانی‌سازی عناصر Ti-REE-U(Th) در منطقه معدنی ساغند، ایران مرکزی

صالح دیمرا*^۱، مهرداد بهزادی^۱، محمد یزدی^۱ و محمدرضا رضوانیان‌زاده^۲

(^۱) گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

(^۲) پژوهشگاه علوم و فنون هسته‌ای، سازمان انرژی اتمی ایران، تهران، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۱۰/۱۳، پذیرش: ۱۳۹۶/۰۴/۱۹

چکیده

منطقه معدنی ساغند بخشی از پهنه زمین‌ساختی کاشمر - کرمان در خرده قاره ایران مرکزی است که در استان یزد واقع شده است. کانسار Ti-REE-U(Th) دگرنهادی ساغند، در مجاورت توده گرانیتوئیدی زیربگان و در مجموعه‌ای از سنگ‌های نفوذی نیمه عمیق دیوریتی - کوارتزدیوریتی تشکیل شده است. تحول زمانی دگرنهادی از مبدأ سنگ‌های میزبان، به سمت دگرنهادهای آلپیتی، آمفیولی و در نهایت دگرنهاد فلوگوپیتی توسعه پیدا کرده است که با رگه - رگه‌چه‌های اپیدوت ± کلریت ± کوارتز ± کلسیت قطع شده‌اند. کانه‌های اصلی کانسار ساغند، ایلمنیت، دیویدایت، برانریت، روتیل و اسفن هستند که در دگرنهادهای آمفیولی - آلپیتی نهشته شده‌اند. سیال دگرنهادکننده منشأ تفریق ماگمایی دارد که در آغاز اکسیده و به شدت قلیایی بوده و برای نهشت آلپیت و حمل و مجموعه‌سازی U و REEها بسیار مناسب بوده است. تفسیر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی عناصر U، Th و REE در سنگ‌های دگرنهادی کانه‌زایی شده، سنگ‌های مادر و گرانیت‌های مجاور کانسار و نیز نبود شواهدی از نفوذ ماگماهای کربناتیته یا آلکالن در محدوده کانسار، بیانگر وجود ارتباط میان دگرنهادی و کانه‌زایی با ماگماتیسم گرانیتوئیدی کالک‌آلکالن در منطقه است.

واژه‌های کلیدی: دگرنهادی قلیایی، عناصر کمیاب خاکی، ساغند، ایران مرکزی

مقدمه

فراوانی است (Ghorbani, 2013). بر اساس بررسی‌های انجام‌شده در ایران، کانسارهای مگنتیت - آپاتیت از جمله معدن اسفوردی، کانسارهای مگنتیتی آپاتیت‌دار مانند چادرملو و چغارت از مهم‌ترین مناطق امیدبخش برای عناصر نادر خاکی هستند (Morshedy et al., 2017). کانسار ساغند که در اصل منطبق بر آنومالی شماره ۲۰ سنگ آهن ایران مرکزی است (NISCO, 1979)، بیشتر به‌عنوان یک منطقه معدنی مستعد کانی‌سازی عناصر پرتوزا شناخته می‌شود؛ ولی در حقیقت،

منطقه معدنی ساغند بخشی از پهنه متالوژنی بافق - ساغند در خرده قاره ایران مرکزی است که در ۱۹۰ کیلومتری شمال‌شرق شهر یزد قرار دارد. این پهنه یکی از مهم‌ترین مناطق متالوژنی ایران زمین است که به دلیل داشتن ذخایر و معادن بزرگ آهن (مانند چادرملو)، مگنتیت - آپاتیت (مانند اسفوردی)، روی - سرب (مانند کوشک)، آهن - منگنز (مانند ناریگان) و آهن - اورانیوم - عناصر کمیاب خاکی (مانند ساغند) دارای اهمیت

که در گرانیته‌ها و گرانودیوریت‌ها دارد، می‌توان آن را در انواع سنگ‌های دگرگونی، پگماتیت‌ها، سنگ‌های نیمه عمیق و آتشفشانی شناسایی کرد که در همه آنها کانی‌سازی وجود دارد (Wilde, 2013). همراهی Ti با این نوع کانسارها کمتر گزارش شده و ذخیره موردنظر از حیث همیافتی عناصر Ti، REE و U(Th) در مجموعه همیافتی خاص، رخداد منحصر به فردی در ایران به‌شمار می‌آید که تاکنون گزارش نشده است. در این مقاله موقعیت زمین‌شناسی و زمین‌ساختی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی کانسار Ti-REE-U(Th) ساغند که مرتبط با دگرنهادی قلیایی است، مورد بحث قرار می‌گیرد. هدف از این پژوهش، بازسازی فرایند تکامل و شکل‌گیری مجموعه دگرنهادی، منبع، نحوه انتقال و نهشت عناصر کانه‌ساز است.

روش مطالعه

در این پژوهش پس از بررسی‌های صحرائی، از واحدهای دارای رخنمون، ترانشه‌ها و مغزه‌های حفاری نمونه‌برداری شد. با توجه به هم‌فاز بودن REE‌ها و Ti با عناصر پرتوزا در کانسار ساغند (Samani, 1985)، از اندازه‌گیری‌های اسپکترومتری سطحی برای انتخاب مناسب نمونه‌ها استفاده شده است. تعداد ۲۱۰ مقطع نازک، نازک-صیقلی و صیقلی برای انجام مطالعات میکروسکوپی، آماده‌سازی و بررسی شد. برای شناسایی کانی‌ها از مطالعات میکروسکوپ الکترونی روبشی^۶ در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران استفاده شده است. میکروسکوپ الکترونی روبشی مورد استفاده، مدل LEO-1400 ساخت کشور انگلستان، ولتاژ ۱۹-۱۷ kV و قطر پرتو ۲۰ nA بوده است. از روش تجزیه دستگاهی ICP-MS در شرکت زرآزما برای اندازه‌گیری غلظت عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در ۱۶ نمونه استفاده شده است. نمونه‌ها در هاون‌هایی از جنس تنگستن کاربید در ابعاد حدود ۲۰۰ میکرون پودر و با حد آشکارسازی ۰/۲ تا ۱ گرم در تن برای عناصر کمیاب و ۰/۰۱ درصد برای

اهمیت عمده آن به دلیل ذخایر نسبتاً بزرگ آهن است. با این وجود، عناصر کمیاب خاکی در این منطقه مانند برخی دیگر از کانسارها و ذخایر آهن منطقه بافق از ناهنجاری بالایی برخوردارند.

دگرنهادی^۱ قلیایی فرایند زمین‌شناسی مهمی است که در همراهی با آن انواع کانی‌سازی‌های چند فلزی به وجود می‌آید و به دو نوع دما بالا و دما پایین-متوسط تقسیم می‌شود (Zhao, 2005). نوع دمای بالا رابطه‌زایشی با کانی‌سازی نیویوم، تانتالیوم، لیتیوم و بریلیوم دارد و نوع دمای متوسط تا پایین با کانی‌سازی اورانیوم و عناصر کمیاب خاکی، رابطه‌زایشی دارد. این نوع دگرنهادی در طیف وسیعی از محیط‌ها و دوره‌های زمین‌شناسی از آرکئن تا سنوزوئیک وجود دارد و می‌تواند به صورت مستقل و یا با کانسارهای خاصی مانند ذخایر IOCG همراه باشد (Johnson and Harlow, 1999). ناحیه اورانیوم‌دار اوکراین مرکزی با سن پالئو-مزوپروتروزوئیک میزبان بزرگ‌ترین منابع اورانیوم همراه با دگرنهادی قلیایی است (Cuney et al., 2012). ذخایر مشابهی با سن پالئو-مزوپروتروزوئیک در برخی مناطق دنیا مانند اوتیش بیسین^۲ در کبک کانادا، کروپانگ^۳ در گویان، لاگوارنال، اسپین هاراس و ایتاتیا^۴ در برزیل و لیانگ شانگوان^۵ در چین وجود دارند (Alexandre, 2010). میانگین محتوای عیار اورانیوم و عناصر کمیاب خاکی توده‌های معدنی همراه با دگرنهادی قلیایی بالا نیست؛ اما به دلیل ذخیره نسبتاً بالایی که دارند، هدف اکتشافی امیدبخشی به‌شمار می‌آیند (Cuney and Kyser, 2008). این کانسارها علی‌رغم گسترش جهانی، در ردیف ذخایر کمتر شناخته‌شده، هستند و فرایند شکل‌گیری برخی از آنها همچنان به‌خوبی شناخته‌شده نیست (Cuney et al., 2012). تقریباً تمامی این کانسارها در مناطق گسلی و در رابطه با ساختارهای عمیق ناحیه‌ای شکل گرفته‌اند (Zhao, 2005). دگرنهادی قلیایی در انواع سنگ‌ها اتفاق می‌افتد و علاوه بر گسترش وسیعی

1. Metasomatism 4. Lagoa Real, Espinharas and Itaitia
2. Otish Basin 5. Liangshanguan
3. Kurupung 6. SEM

عناصر اصلی تجزیه شده‌اند. دقت اندازه‌گیری برای عناصر کیمیا و اصلی به ترتیب برابر با ۰/۱ گرم در تن و ۰/۰۱ درصد بوده است.

زمین‌شناسی عمومی منطقه ساغند

منطقه ساغند بخشی از پهنه زمین‌ساختی کاشمر- کرمان در خرده قاره ایران مرکزی است (Ramezani and Tucker, 2003) (شکل ۱). این پهنه بین دو بلوک یزد و طبس قرار دارد و در واقع بخشی از بلوک پشت‌بادام معرفی شده توسط علوی (Alavi, 1991) است (شکل ۱). مرز شرقی این پهنه، گسل کوهبنان- کلمرد و مرز غربی آن، گسل پشت‌بادام است (شکل ۲). قدیمی‌ترین سنگ‌های مجاور کانسار ساغند، سازند تاشک مربوط به پرکامبرین است (شکل ۲). در گذشته، دگرگونی این سازند و دیگر مجموعه‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک ایران مرکزی را به فرونشست تدریجی حوضه رسوب‌گذاری در پرکامبرین نسبت می‌دادند (Haghipour, 1974). اما رضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003) دگرگونی آنها را به یک دوره فشارش و دگرگونی ناشی از هم‌گرایی پوسته اقیانوسی تیس جوان و پوسته قاره‌ای در یک موقعیت کوه‌زایی در نئوپروتروزوئیک- کامبرین نسبت می‌دهند. رخنمون‌های وسیعی از گرانیته معروف به زیرگان در منطقه دیده می‌شود که سازند تاشک و سری آتشفشانی- رسوبی کامبرین آغازی را قطع کرده است (شکل ۲). رضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003) سن این مجموعه گرانیته‌ی را حدود ۵۳۳ میلیون سال تعیین کرده‌اند و بر اساس ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آن و رخساره سنگ‌هایی که در آن نفوذ کرده‌اند، موقعیت زمین‌ساختی کمان حاشیه قاره‌ای را برای آن پیشنهاد دادند؛ در حالی که در گذشته، رژیم زمین‌ساختی کامبرین آغازی در ناحیه بافق- ساغند توسط بسیاری از پژوهشگران از قبیل بربریان و کینگ و سامانی (Berberian and King, 1981; Samani, 1988) به صورت کافت درون قاره‌ای تفسیر شده بود.

بر روی سازند تاشک مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی-

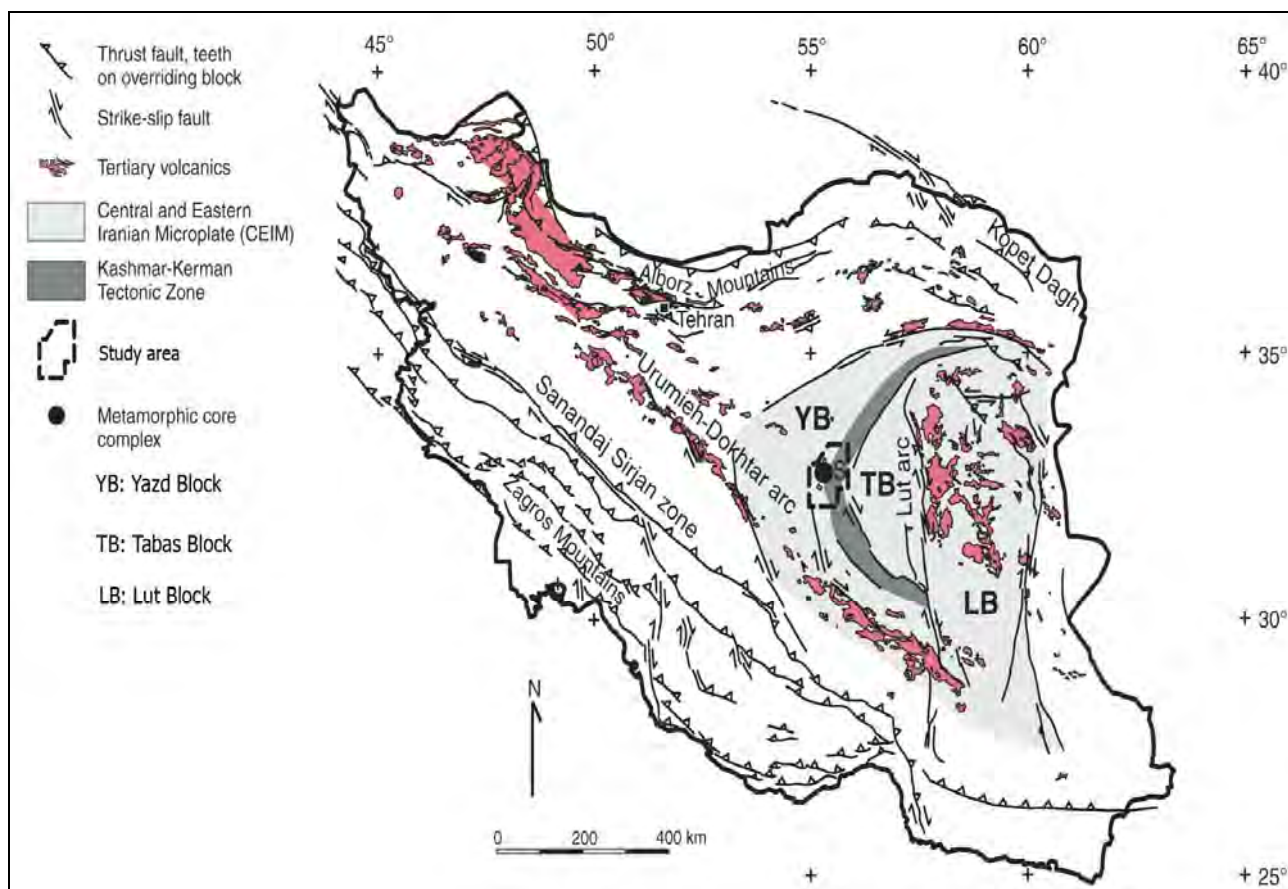
رسوبی وجود دارد که از گسترش نسبتاً وسیعی برخوردار است و در واقع میزان اصلی کانی‌سازی در منطقه به حساب می‌آیند (Rajabi et al., 2015) (شکل ۲). این مجموعه معمولاً سنگ‌های رسوبی- آواری سازند تاشک را می‌پوشاند. همبندی آنها معمولاً بر اثر دگرشکلی، نفوذ توده‌های گرانیته‌ی و یا دگرسانی‌های گرمایی مبهم است؛ اما در منطقه ساغند مرز این دو مجموعه سنگی به صورت رانندگی است. رضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003) معتقدند که پلوتونیزم کمانی کامبرین آغازین در ناحیه ساغند بدون انقطاع با ولکانیسمی غالباً فلسیک تا حدواسط ادامه پیدا کرده و به تشکیل این مجموعه منجر شده است. آنها سن این مجموعه را حدود ۵۲۸ میلیون سال تعیین کرده‌اند و بر اساس شواهد زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی فلسیک این مجموعه، موقعیت کمان حاشیه قاره‌ای را برای این حادثه آتشفشانی پیشنهاد کردند. محققان دیگری در گذشته این مجموعه آتشفشانی- رسوبی و معادل‌های چینه‌شناختی آن در سراسر پهنه ایران مرکزی را زیر عنوان سنگ‌های اینفراکامبرین (Haghipour and Pelissier, 1977) یا مجموعه ریزو- دزو (Berberian, and King, 1981; Samani, 1988) طبقه‌بندی کرده بودند و جایگاه زمین‌ساختی کافت درون قاره‌ای را به آنها نسبت داده‌اند. تنوع سنگ‌شناسی این مجموعه زیاد است و به همین دلیل در برخی مناطق ناحیه بافق- ساغند اسامی مختلفی به آنها داده شده است (مانند سازند اسفوردی) (Förster and Boroumandi, 1971) و سازند ساغند (Samani, 1993). سنگ‌های این گروه شامل دولومیت، آهک دولومیتی، ماسه‌سنگ، شیل، بازالت، آندزیت، داسیت، تراکیت، ریولیت، توف، فوران‌های زیردریایی اسپیلیتی و دیابازی و بالاخره سنگ‌های تبخیری مانند ژیس، انیدریت و نمک هستند (Ramezani and Tucker, 2003).

زمین‌شناسی کانسار ساغند

در شکل ۳، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰ محدوده کانسار ساغند نشان داده شده است (Samani and Talezadeh Iari, 1988).

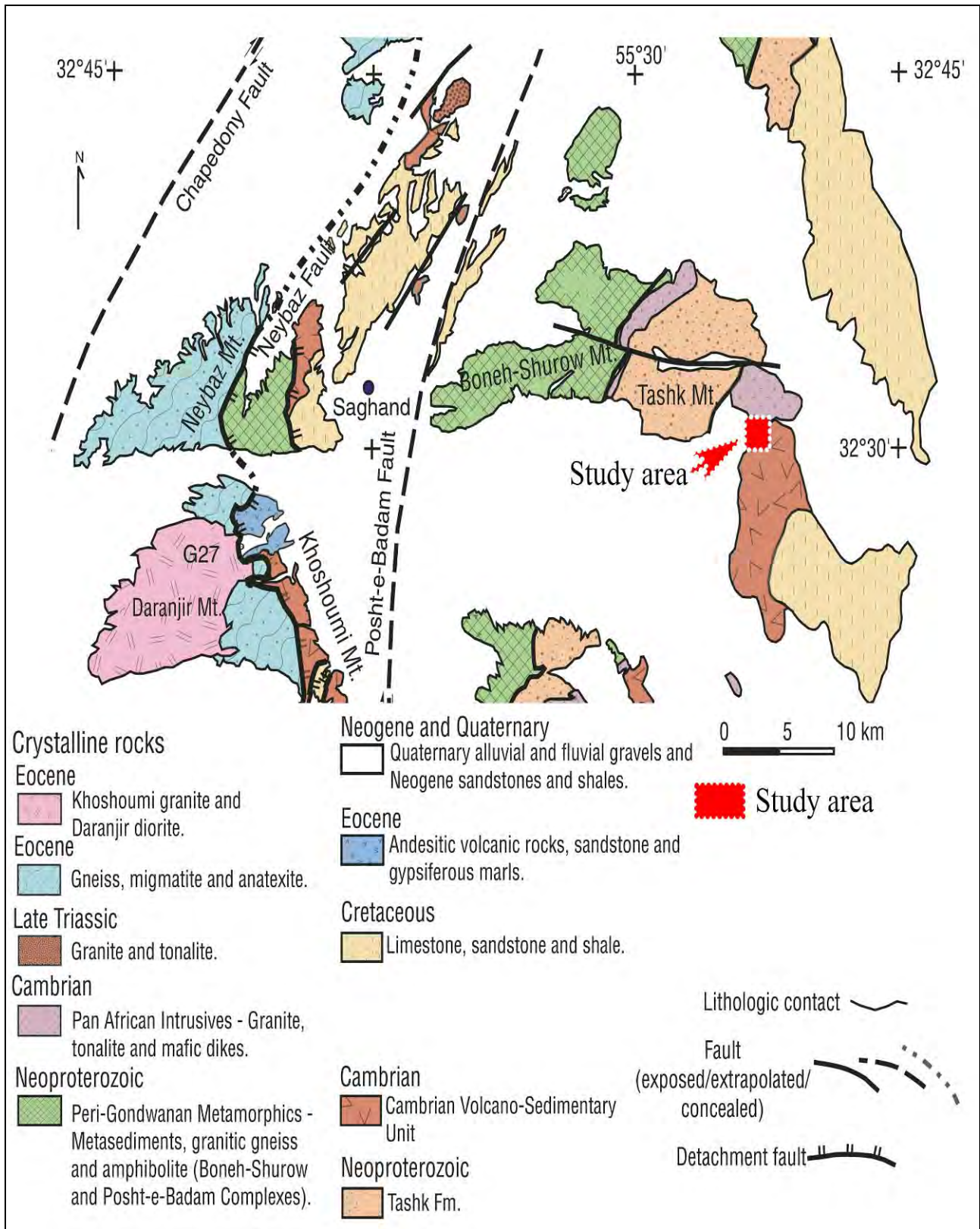
بخش‌هایی از مجموعه آتشفشانی- رسوبی کامبرین آغازی در منطقه هستند که در بخش قبل به آنها پرداخته شده است و در منطقه ساغد با عنوان مجموعه ریزو (Samani, 1988) یا سازند ساغد (Samani, 1993) شناخته می‌شوند. دایک‌های دلریتی جوان‌تر تمام سنگ‌های منطقه را قطع کرده‌اند که در برخی نقاط به سرپانتین و تالک دگرسان شده‌اند. گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه، دارای دو روند عمومی NW-SE و NE-SW هستند. گسترش مناطق دگرنهادی اغلب از روند NW-SE پیروی می‌کند. بیشتر گسل‌ها و خط‌واره‌های با روند NE-SW، گسل‌های راندگی یا مرزهای سنگ‌شناسی هستند که مربوط به بعد از حوادث دگرنهادی و کانی‌سازی هستند و باعث جابه‌جایی و درهم ریختگی واحدهای سنگی شده‌اند.

بخش عمده سنگ‌های محدوده کانسار، سنگ‌های نیمه‌عمیق کوارتز دیوریتی و دیوریتی هستند که در واقع سنگ‌های مادر مجموعه‌های دگرنهادی را تشکیل می‌دهند. در بخش شمالی کانسار، گرانیت‌های موسوم به زیرگان (یا دوزخ دره) رخنمون دارند که در سنگ‌های کوارتز دیوریتی- دیوریتی نفوذ کرده‌اند و باعث دگرنهادی شدن بخش‌هایی از آنها شده‌اند. در بخش‌هایی، سنگ‌های متاکوارتزیتی و هورنفلسی رخنمون دارند که در واقع هاله مجاورتی توده‌های گرانیتی هستند. در شمال غرب محدوده رخنمون‌های درهمی از رسوبات تبخیری، دولومیت و روانه‌های گدازه‌ای اسیدی- حدواسط وجود دارند که کمتر در معرض اثرات دگرگونی مجاورتی و دگرنهادی توده‌های نفوذی قرار گرفته‌اند. در حقیقت مجموعه‌های یادشده،



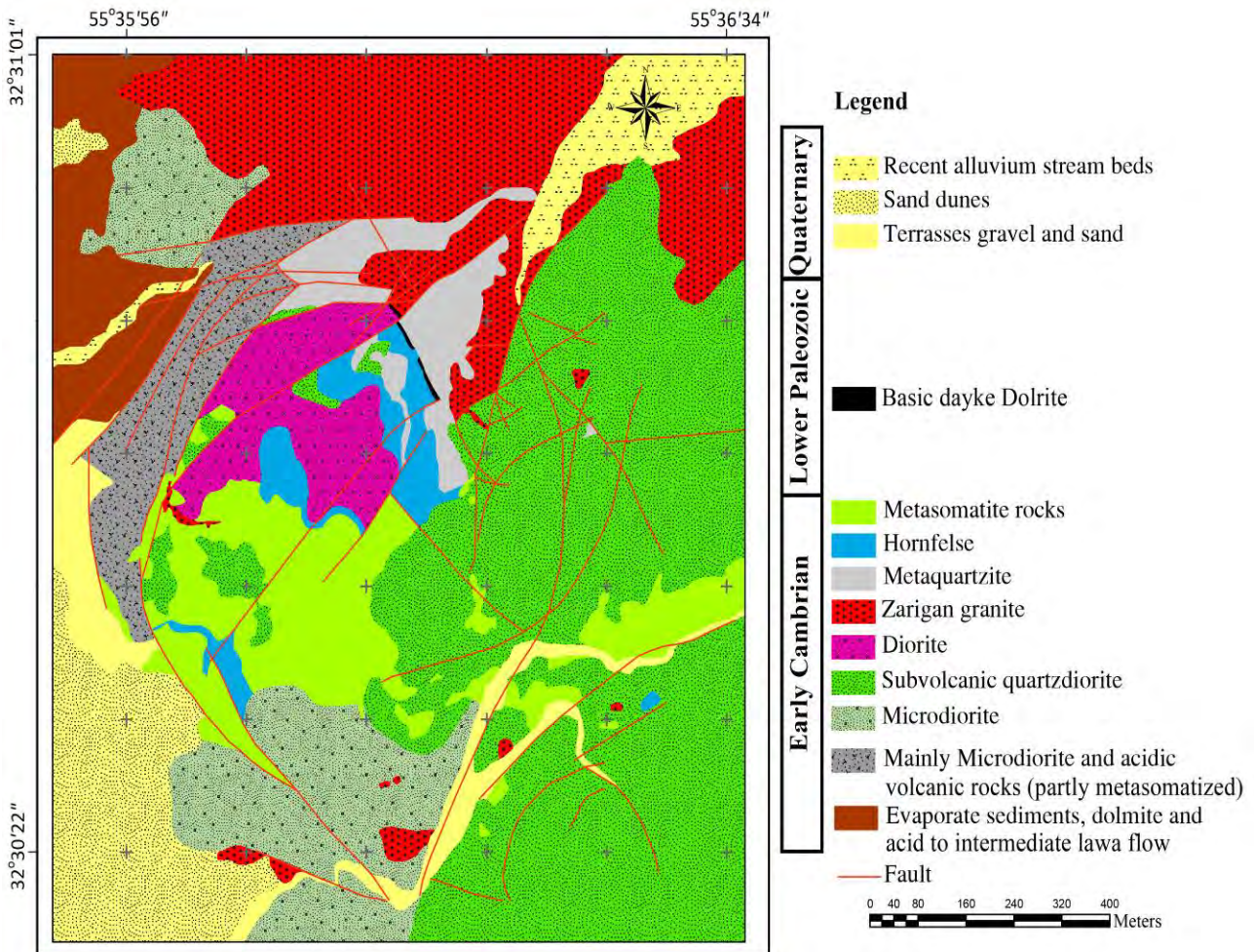
شکل ۱. موقعیت ناحیه ساغد بر روی پهنه زمین‌ساختی کرمان- کاشمر در خرده قاره ایران مرکزی (Verdel et al., 2007)

Fig. 1. The location of the Saghand region on the Kashmar-Kerman Tectonic Zone of the central Iranian microcontinent (Verdel et al., 2007)



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ناحیه ساغند (Verdel et al., 2007). چهارچوب مختصات این نقشه، کادر قرمز رنگ روی شکل ۱ است.

Fig. 2. Geologic map of the Saghand area (Verdel et al., 2007), Coordinate framework of this map is shown as red box on the Fig. 1.



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی کانسار ساغند (Samani and Talezadeh lari, 1988)

Fig. 3. Geologic map of the Saghand ore deposit (Samani and Talezadeh lari, 1988)

در حقیقت سنگ‌های اولیه دگرنهادها، مجموعه‌ای از سنگ‌های نیمه‌عمیق با ترکیب اغلب کوارتز دیوریت- دیوریت هستند (شکل ۳). توده‌های گرانیتوئیدی موسوم به گرانیت دوزخ دره (زریگان) به داخل این مجموعه نفوذ کرده‌اند (شکل ۳). این تزریق سبب دگرنهادی گسترده‌ای شده و در نتیجه از ترکیب و بافت سنگ میزبان، دما و فشار محلول‌های دگرنهادکننده، غلظت و محتوای سازنده‌های آن، موقعیت سنگ میزبان نسبت به گذرگاه‌های زمین‌ساختی و ساختاری، محصولات متفاوتی از آلیتی‌شدن، آمفیبولی‌شدن و فلوگوپیتی‌شدن همراه با کانه‌زایی را به وجود آورده است (شکل ۳). این محصولات دگرنهادی اغلب بر روی یکدیگر رونهشته شده‌اند؛ به گونه‌ای که حتی در

پتروگرافی سنگ‌های دگرنهادی منطقه

گسترش و روند تکاملی مناطق دگرنهادی از مراکز حرارتی سیالات دگرنهادکننده که در واقع مناطق گسلی هستند، در مقیاس نمونه‌های دستی و تا ابعاد خیلی وسیع‌تر به وضوح دیده می‌شود. شدت دگرنهادی به گونه‌ای بوده که بافت اولیه سنگ میزبان تا حد بسیار زیادی از بین رفته و در نتیجه تشخیص سنگ‌های اولیه مشکل است؛ اما بر مبنای شواهد صحرایی از جمله هم‌جواری سنگ‌های کوارتز دیوریتی- دیوریتی با سنگ‌های دگرنهادی، تغییر تدریجی این سنگ‌ها به دگرنهادها و آثار و شواهد بافتی و کانی‌شناسی بازمانده از عملکرد دگرنهادی تا حدودی می‌توان سنگ مادر اولیه را شناسایی کرد.

پورفیر و کلاستیک (شکل ۴-C) و همچنین به صورت رگه‌ای و لکه‌مانند دیده می‌شوند. نکته بسیار حائز اهمیت در مورد آلپیت‌ها، رنگ ظاهری آنهاست که مهم‌ترین معیار تشخیص مناطق کانه‌دار از عقیم است. آلپیت‌های گوشتی تا کرم‌رنگ اغلب دارای پرتوزایی بالا و کانه‌زایی عناصر Ti-REE-U(Th) هستند؛ در حالی که انواع سفید و خاکستری رنگ از نظر پرتوزایی و کانه‌زایی عقیم هستند. رنگ قرمز به وجود هماتیت‌های بسیار کوچک در ریز ساختارهای آلپیت نسبت داده شده است (شکل ۵-B)؛ اگرچه به عقیده ویلد (Wilde, 2013)، رنگ صورتی یا قرمز آلپیت‌ها به حضور هماتیت‌های افشان ریزدانه یا آپاتیت‌های گرمابی مربوط می‌شود.

دگرنهاد آمفیبولی

آمفیبول فراوان‌ترین کانی این دگرنهاد از نوع ترمولیت-اکتینولیت است و پیروکسن نوع دیوپسید نیز به صورت فرعی در آن دیده می‌شود. با توجه به ماهیت شیمیایی کانی‌های این نوع دگرنهاد می‌توان آن را دگرنهاد کلسیمی-منزیومی نیز نامید. آمفیبول به تنهایی یا با نسبت‌های متفاوت با کانی‌های آلپیت، فلوگوپیت، مگنتیت و کانه‌های Ti-REE-U(Th) در سراسر منطقه گسترش دارد (شکل ۴). در نمونه‌های دستی، آمفیبول‌ها به صورت اجتماع بلورهای منشوری، سوزنی و به حالت شعاعی و رشته‌ای به رنگ سبز روشن (ترمولیت) تا سبز تیره (اکتینولیت) دیده می‌شود (شکل ۴-D). ترمولیت-اکتینولیت در زیر میکروسکوپ دارای ساختمان رشته‌ای (الیافی) و ستونی است و در مقاطع عرضی معمولی، لوزی شکل با دو گروه رخنمون مشخص هستند (شکل ۵-C). گاهی در فضای بین بلورهای اکتینولیت، بلورهای شکل دار مگنتیت نهشته شده است (شکل ۵-C). آمفیبول‌ها به صورت رگه‌چه‌ای، آلپیت‌ها و سایر دگرنهاد‌های مراحل قبلی را نیز قطع می‌کنند (شکل ۶-C). همچنین در برخی نقاط، آمفیبول به صورت نوارها یا باندهای باریک متناوب با نوارهای آهن (مگنتیت) دیده می‌شود (شکل ۶-G).

مقیاس نمونه دستی چند محصول دگرنهادی با یکدیگر دیده می‌شوند (شکل ۳) و در واقع منطقه‌بندی مشخص و قابل تفکیکی که قابل نمایش بر روی نقشه زمین‌شناسی باشد، نسبت به یکدیگر ندارند. اساساً توزیع فضایی مناطق دگرنهادی در امتداد مناطق گسلی و گذرگاه‌های ساختاری منتهی به توده گرانیتی است و از الگوی منطقه‌بندی حلقوی با مرکزیت توده گرانیتی پیروی نمی‌کنند. در ادامه به شرح واحدهای دگرنهادی مختلف پرداخته خواهد شد:

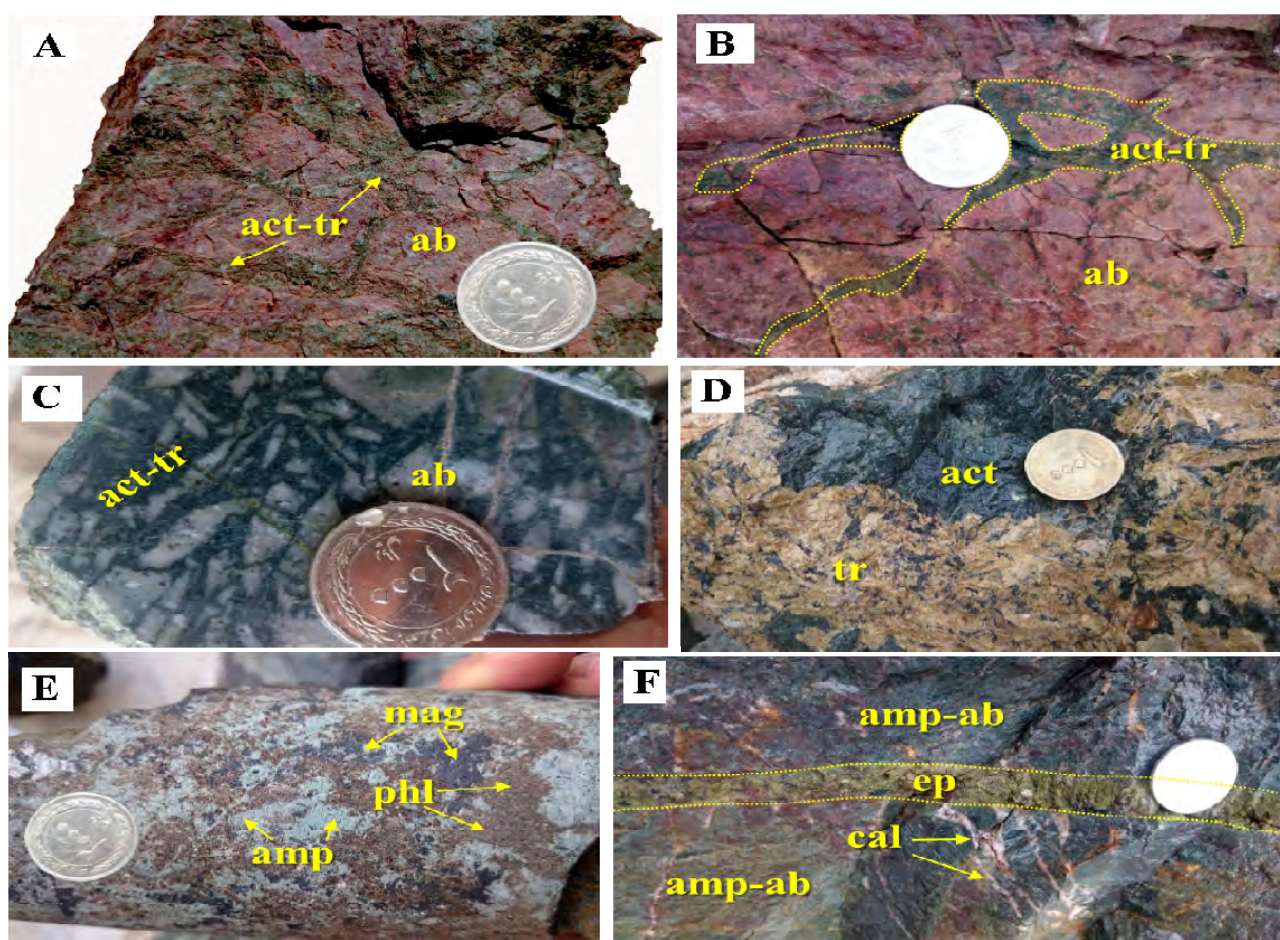
دگرنهاد آلپیتی (آلپیت)

در این دگرنهاد، آلپیت کانی اصلی تشکیل دهنده سنگ است و پیروکسن سدیمی نوع اژیرین و آمفیبول سدیمی نوع ریبکیت به صورت فرعی دیده می‌شود. با توجه به وجود سدیم در ترکیب اغلب کانی‌های این دگرنهاد، می‌توان آن را دگرنهاد سدیمی نیز نامید. آلپیت‌ها دارای رنگ قرمز گوشتی تا صورتی، کرم و سفیدرنگ هستند و با نسبت‌های متفاوتی با ترمولیت-اکتینولیت در ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها حضور دارند و گاهی نیز تمام حجم سنگ را تشکیل می‌دهند که در این صورت به آنها آلپیت گفته می‌شود (شکل ۴-A، B و C). در واقع قدرت حلالیت سیال قلیایی آنقدر زیاد بوده که آلپیت تقریباً جایگزین تمام سنگ‌های میزبان شده است. آلپیت‌ها در زیر میکروسکوپ دارای بافت اسپیلیتیک است و آلپیت به صورت میکروولت‌های کشیده و گاهی خمیده یا به صورت پرماند دیده می‌شود که اغلب بدون ماکل است. بافت شطرنجی^۱ که یکی از شاخص‌ترین بافت‌های موجود در آلپیت‌های دگرنهادی است، به صورت فراوان در آنها دیده می‌شود (شکل ۵-A) و نشان دهنده تشکیل آنها از فلدسپات پتاسیک است (Callegari and Pieri, 1967). آلپیت‌های گوشتی رنگ که دارای توسعه زیادی هستند، به صورت دانه‌های پراکنده، رگه‌ای و لکه‌مانند در سنگ‌ها دیده می‌شوند. اما آلپیت‌های سفیدرنگ که از گسترش کمتری در منطقه برخوردار هستند، اغلب به صورت دانه‌های پراکنده و در همراهی با ترمولیت-اکتینولیت با ظاهری

چند رنگی زرد بسیار روشن تا زرد مایل به قهوه‌ای در اندازه‌های ریز تا درشت دیده می‌شوند و دارای بافت لیپیدوبلاستیک هستند (شکل ۵-۵). در مواردی بلورهای فلوگوپیت به صورت رونهشتی بر روی آلپیت‌ها دیده می‌شوند (شکل ۵-۵) که نشان‌دهنده تشکیل آنها پس از آلپیت‌هاست.

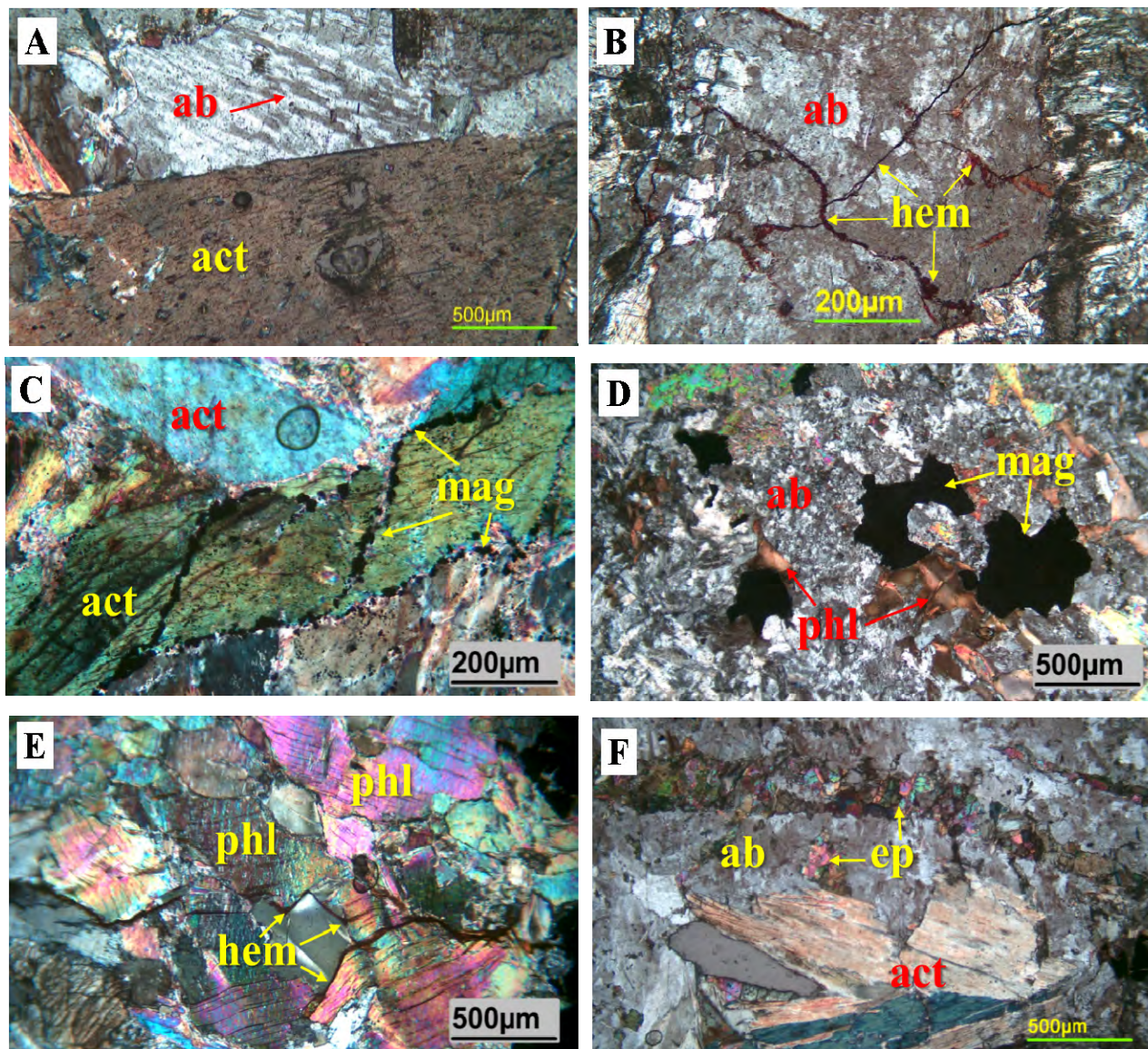
دگرنهاد فلوگوپیتی

در این دگرنهاد، فلوگوپیت اغلب همراه با آمفیبول، مگنتیت و به مقدار کم بیوتیت در نسبت‌های مختلف دیده می‌شود، هر چند گاهی تمام حجم سنگ را نیز تشکیل می‌دهد که در این صورت می‌توان سنگ را فلوگوپیتیت نامید (شکل ۴-۴ و شکل ۵-۵). این دگرنهاد را می‌توان دگرنهاد پتاسیمی نیز نام گذاری کرد. فلوگوپیت‌ها به صورت ورقه‌های ضخیم شش وجهی با



شکل ۴. انواع سنگ‌های دگرنهادی در کانسار ساغند، A: آلپیتیت با ظاهری پُرشنی در دگرنهاد آمفیبولی، B: رگه‌چه‌های دگرنهاد آمفیبولی درون آلپیتیت، C: آلپیتیت سفیدرنگ با بافت پورفیروکلاستیک در زمینه‌ای از دگرنهاد آمفیبولی، D: دگرنهاد ترمولیت-اکتینولیت، E: بلورهای فلوگوپیت و مگنتیت به صورت رونهشتی در دگرنهاد آمفیبولی و F: رگه‌چه اپیدوت که دگرنهاد آمفیبولی-آلپیتی را قطع کرده است. ab: آلپیتیت، act-tr: اکتینولیت-ترمولیت، mag: مگنتیت، phl: فلوگوپیت، amp: آمفیبول، ep: اپیدوت. علائم اختصاری کانی‌ها بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 4. The various metasomatite rocks in Saghand deposit, A: Brecciated albitite within amphibole metasomatite, B: amphibole metasomatite veinlet within albitite, C: White color albitite with porphyroclastic texture within amphibole metasomatite, D: Tremolite-actinolite metasomatite, E: Phlogopite and magnetite overprinted the amphibole metasomatite, and F: Epidote vein intersected the albite-amphibole metasomatite. Ab: albitite, act-tr: actinolite-tremolite, mag: magnetite, phl: phlogopite, amp: amphibole, ep: epidote. Abbreviations after Whitney and Evans (2010)



شکل ۵. A: آل‌بیت با بافت شطرنجی در کنار اکتینولیت در آنومالی پنج ساغند، B: نهشت هماتیت در شکستگی‌های ریز آل‌بیت، C: نهشت بلورهای شکل‌دار مگنتیت در بین بلورهای خودشکل اکتینولیت، D: رونهشت فلوگوپیت و مگنتیت بر روی آل‌بیت‌ها، E: فلوگوپیت با بافت لیپیدوبلاستیک و F: رگ‌چه اپیدوت که دگرنهاد آل‌بیتی-آمفیبولی را قطع کرده است. ab: آل‌بیت، act: اکتینولیت، hem: هماتیت، mag: مگنتیت، phl: فلوگوپیت و ep: اپیدوت. علائم اختصاری کانی‌ها بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 5. A: Albite with chessboard texture adjacent to actinolite in the Saghand Anomaly 5, B: Hematite deposition within the tiny fractures of albite, C: Deposition of euhedral magnetite crystals between the crystals of euhedral amphibole, D: Phlogopite and magnetite overprinted the albite metasomatite, E: Phlogopite with lipidoblastic texture, and F: Epidote veinlet intersected the amphibole metasomatite. ab: albite, act: actinolite, hem: hematite, mag: magnetite, phl: phlogopite and ep: epidote. Abbreviations after Whitney and Evans (2010)

است که در منطقه ساغند اتفاق افتاده است (شکل‌های ۴-۵ و F-۵). در این سنگ‌ها اپیدوت به دو صورت دانه پراکنده و رگ‌- رگ‌چه‌ای متقاطع دیده می‌شود (شکل ۴-۵). در حالت

رگ- رگ‌چه‌های اپیدوت ± کلریت ± کلسیت ± کوارتز
اپیدوت عمده‌ترین عملکرد دگرنهاد کلسیمی در دمای پایین

گوشتی رنگ است (شکل ۶- A, B و C). به‌طور کلی کانه‌زایی Ti-REE-U(Th) به‌شکل افشان در دگرنهادهای آلپیتی - آمفیبولی دیده می‌شود (شکل ۶- A, B و C) و هرگز در مقاطع میکروسکوپی بررسی شده یا مشاهدات صحرایی، به‌صورت رگه‌چهای دیده نشده است. همراهی جدایی‌ناپذیر این نوع کانه‌زایی با آلپیت‌های گوشتی‌رنگ بیانگر ارتباط زایشی قوی در تشکیل آنهاست. به این ترتیب هندسه، شکل و ابعاد کانی‌سازی از توزیع مناطق دگرنهادی آلپیتی - آمفیبولی پیروی می‌کند و به‌جهت، توزیع و ابعاد گذرگاه‌های ساختاری بستگی دارد.

کانی‌های فلزی که در مقاطع میکروسکوپی و میکروسکوپ الکترونی روبشی در دگرنهادهای حاوی کانه‌زایی Ti-REE-U(Th) شناسایی شده‌اند، شامل ایلمنیت (FeTiO_3)، تیتانومگنتیت $\{\text{Fe}^{2+}(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_2\text{O}_4\}$ ، روتیل (TiO_2)، تیتانیت (CaTiSiO_5)، لوکوکسن (محصول دگرسانی و مخلوطی از اکسیدهای آهن - تیتانیوم شامل تیتانیت، پرووسکیت، مگنتیت تیتانیوم‌دار، ایلمنیت، آنازاس و روتیل)، دیویدایت $(\text{U}, \text{Ca}, (\text{La}, \text{Ce}, \text{Ca})(\text{Y}, \text{U})(\text{Ti}, \text{Fe}^{3+})_{20}\text{O}_{38})$ ، برانریت ($\text{U}, \text{Ca}, \text{Th}, \text{U}$) $(\text{Ce})(\text{Ti}, \text{Fe})_2\text{O}_6$ ، اورانینیت (UO_2)، توریت ($\text{U}, \text{Th}, \text{U}$) (SiO_4) و زیرکن (ZrSiO_4) هستند (شکل‌های ۵ و ۶). ایلمنیت، تیتانومگنتیت، دیویدایت، برانریت و تیتانیت کانه‌های اصلی کاناسار ساغند هستند و سایر کانی‌های فلزی به‌صورت فرعی دیده می‌شوند. تیتانیت با توجه به فراوانی که در کانسنگ دارد، یکی از کانی‌های اصلی حامل تیتانیوم و عناصر کمیاب خاکی است (عناصر کمیاب خاکی می‌توانند جانشین کلسیم در ساختار این کانی شوند). تیتانیت اغلب به‌صورت کانی ثانویه تشکیل شده است و محصول دگرسانی کانی‌های ایلمنیت، تیتانومگنتیت، دیویدایت و برانریت است. ایلمنیت به‌صورت تیغه‌ای و بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار وجود دارد، اغلب خرد شده و در امتداد شکستگی‌ها و از اطراف توسط تیتانیت و یا لوکوکسن جانشین شده است (شکل‌های ۷- A, B و C و ۸- B, C و F). دیویدایت کانه اصلی حامل عناصر Ti-REE-U(Th)

دانه پراکنده، اغلب به‌صورت همیافت با آمفیبول در متن سنگ دیده می‌شود و محصول مرحله دگرنهادی کلسیمی - منیزیومی است. نوع رگه‌چهای که حاوی اپیدوت \pm کلریت \pm کلسیت \pm کوارتز هستند، در ارتباط با عملکرد سیالات گرمایی تأخیری تشکیل شده و کلیه مجموعه‌های دگرنهادی قبلی را قطع کرده‌اند (شکل ۴- F). کلریت کمتر در این رگه - رگه‌چ‌ها دیده می‌شود و معمولاً با اپیدوت همراه است. کلسیت گسترش قابل توجهی به‌ویژه به شکل رگه‌چ‌های در کاناسار ساغند دارد و معمولاً در جاهایی که تیتانیتی شدن کانه‌های تیتانیوم‌دار اتفاق افتاده است، آثاری از نهشت این کانی دیده می‌شود. کوارتز اغلب به‌صورت رگه - رگه‌چ‌های و به‌ویژه در دگرنهادهای فلوگوپیتی و معمولاً بدون همراهی کانی‌های دیگر دیده می‌شود.

کانه‌نگاری دگرنهادها

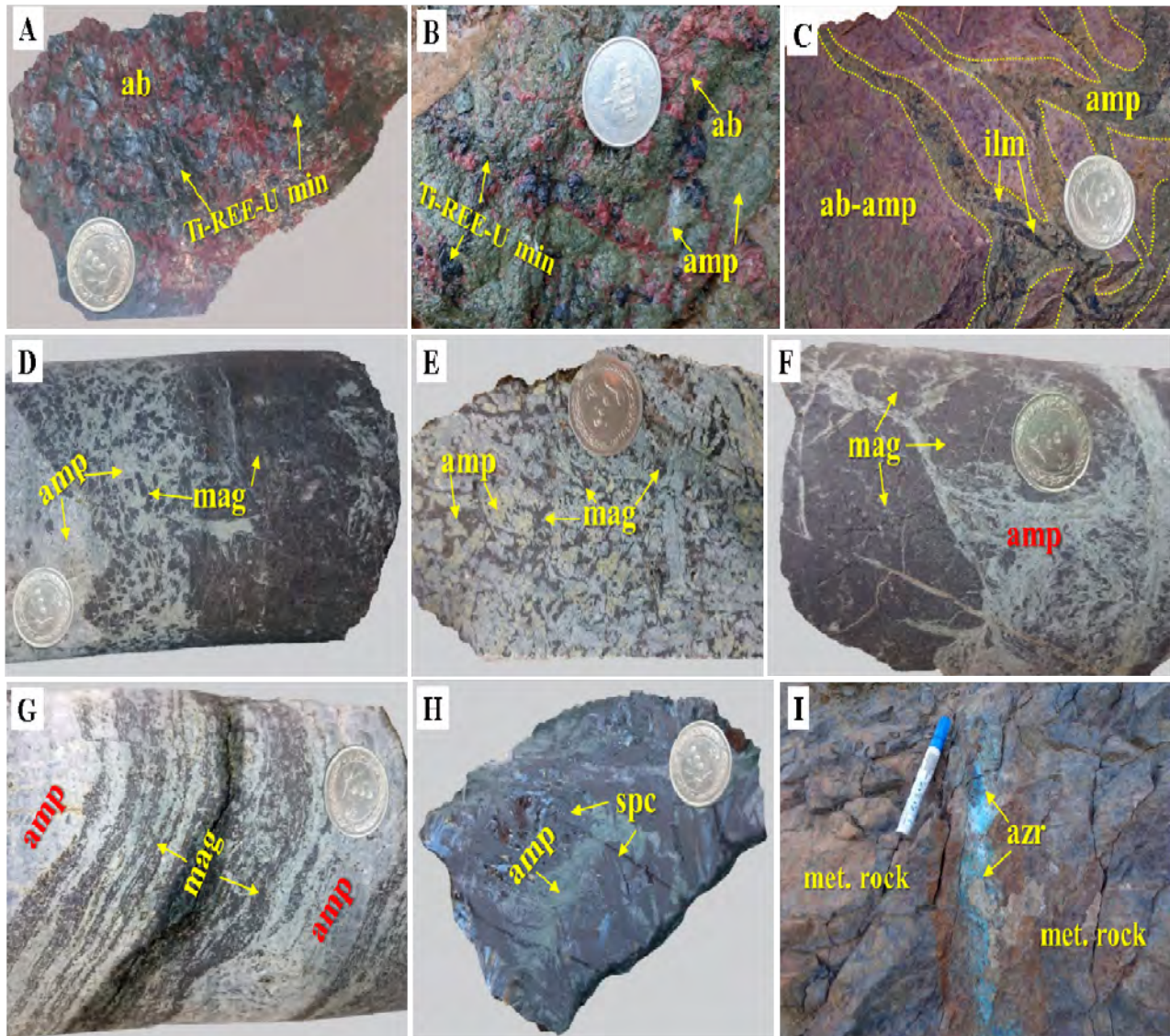
مطابق بررسی‌های میکروسکوپی و زمین‌شیمیایی، سه نوع کانه‌زایی در مجموعه دگرنهادها تشکیل شده است: ۱- کانه‌زایی عناصر Ti-REE-U(Th) (شکل ۶- A, B و C)، ۲- کانه‌زایی Fe به‌صورت مگنتیت و به‌ندرت اسپیکولاریت (شکل ۶- D, E, F و G و H) و ۳- کانه‌زایی مس به‌شکل سوپرژن (شکل ۶- I) یا هیوژن (شکل ۷- F) ولی با گسترش بسیار محدود. در این بین آنچه حائز اهمیت است، کانه‌زایی نوع اول است که به‌دلیل عیارهای اقتصادی تیتانیوم و عناصر کمیاب خاکی به‌ویژه سه عنصر La, Ce و Y مورد توجه است. کانه‌زایی مس به‌ندرت در مغزه‌های حفاری و به‌صورت کانی کالکوپیریت در همراهی با پیریت (شکل ۷- F) و یا آثار کانی‌سازی مس در سطح (اغلب آزروریت) دیده می‌شود (شکل ۶- I). آنچه به‌وضوح با چشم غیرمسلح و نیز در مقاطع میکروسکوپی و تجزیه‌های زمین‌شیمیایی دیده می‌شود، ارتباط کانی‌سازی با هریک از مراحل و مجموعه‌های دگرنهادی است (شکل ۶). کانه‌زایی عناصر Ti-REE-U(Th) منحصر به مناطق دگرنهادی آلپیتی - آمفیبولی است و شواهد آن وجود انحصاری این نوع کانه‌زایی در آلپیت‌ها و دگرنهادی‌های آمفیبولی همراه با آلپیت‌های

است که به شکل تجمع‌های شکل دار تا نیمه شکل دار دیده می‌شود (شکل A-۷، B، C و D). این کانی گاهی از حاشیه یا در امتداد شکستگی‌ها توسط روتیل یا تیتانیت جانشین شده است (شکل A-۷ و D). کانی مهم دیگر حامل عناصر Ti-REE-U(Th)، برانزیت است (شکل B-۷) که اغلب به صورت دانه پراکنده در همراهی با ایلمنیت، تیتانومگنتیت و دیویدایت دیده می‌شود و گاهی توسط تیتانیت و لوکوکسن جانشین شده است. اورانینیت و توریت (شکل C-۸ و E) نیز به صورت کانی‌های فرعی و پراکنده وجود دارند. زیرکن به صورت ادخال‌های کوچک (تا ابعاد ۵ μm) در داخل برخی بلورها دیده شده است (شکل B-۸). همچنین شواهدی از تبدیل پیروکسن به مگنتیت (شکل A-۸) وجود دارد.

مگنتیت فراوان‌ترین کانه دگرنهاد آمفیبولی-فلوگوپیتی است و در غیاب آلپیت‌های گوشتی، کانه فلزی اصلی را تشکیل می‌دهد (شکل D-۶، E، F و G). همچنین به صورت فرعی همراه با کانه‌های تیتانیوم دار دیده می‌شود (شکل A-۸ و D). بر اساس شواهد موجود، از جمله همراهی گسترده آن با دگرنهاد‌های فلوگوپیتی (شکل E-۴) و ترمولیتی-اکتینولیتی (شکل D-۶، E، F و G) و نبود آن در آلپیت‌ها یا دگرنهاد‌های آلپیتی-آمفیبولی، شدت کانه‌زایی آن مربوط به انتهای مرحله دگرنهادی کلسیمی-منیزیومی و دگرنهادی پتاسیمی است. در حقیقت، با پیشرفت چرخه دگرنهادی در منطقه، غلظت تشکیل دهنده‌های این کانه در سیال بالا رفته و شرایط فیزیکوشیمیایی نهشت آن آماده‌تر شده است. در مواردی آمفیبول، جانشین پلاژیوکلزهای اولیه موجود در سنگ مادر شده است و آثاری از کانی اولیه برجای مانده است (شکل D-۸). مگنتیت به صورت بلورهای شکل دار تا بی‌شکل و پراکنده در زمینه فلوگوپیت (شکل E-۴) و ترمولیت-اکتینولیت (شکل D-۶) و E، یا به صورت نوارها یا باندهای متناوب با آمفیبول (شکل E-۶) و یا به صورت توده‌ای (شکل D-۶) و برشی مانند (شکل E-۶) جلوه می‌کند. گاهی فضای بین بلورهای آمفیبول را پر می‌کند (شکل E-۶) و گاهی هم به صورت رونهشتی بر روی

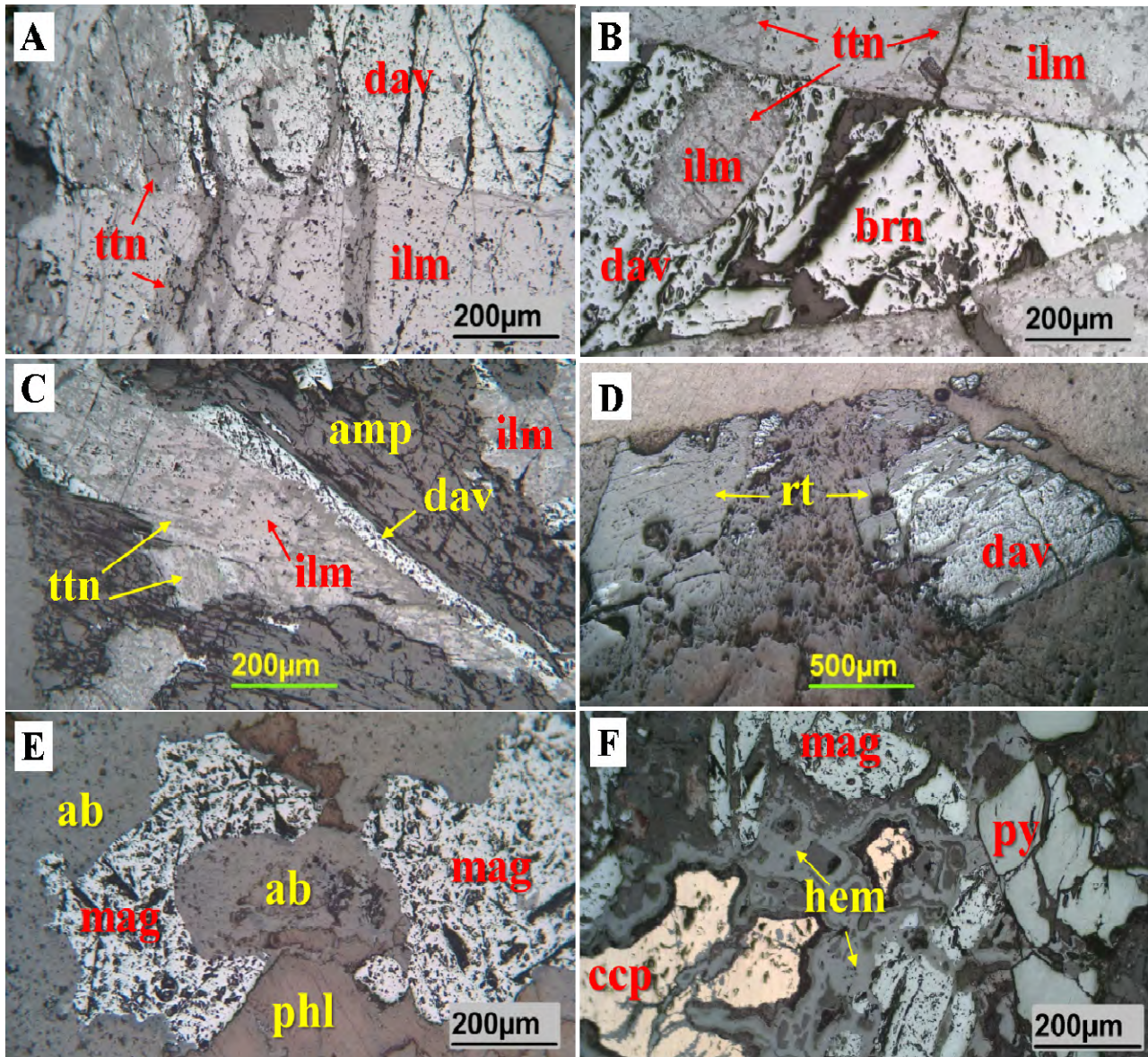
آلیت‌های دگرنهادی تشکیل شده است (شکل E-۷). در مرحله دگرسانی سوپرژن کانی‌های سولفیدی، مگنتیت توسط هماتیت جانشین شده است (شکل F-۷). همیافت‌بودن آن با هر سه کانی آلپیت، آمفیبول و فلوگوپیت در برخی از مراحل تشکیل این کانی‌ها، نشانگر آماده‌بودن شرایط تشکیل آن بیشتر در چرخه دگرنهادی منطقه است؛ اگرچه شدت کانه‌زایی آن در هر مرحله متفاوت بوده است. اسپیکولاریت (هماتیت ورقه‌ای شکل) به صورت پولک‌های براق و بزرگ در رگه‌چه‌های متقاطع که دگرنهادی‌ها را قطع کرده‌اند و نیز در سطح درزه‌های داخل این سنگ‌ها دیده می‌شود. همچنین به صورت بادبزنی شکل و رشته مانند در متن دگرنهاد‌های آمفیبولی وجود دارد (شکل H-۶). بر این اساس تشکیل آن منحصر به مرحله تشکیل آمفیبول-فلوگوپیت‌های دگرنهادی و رگه-رگه‌های اپیدوت \pm کلریت \pm کلسیت \pm کوارتز تأخیری است.

شواهد کانی‌سازی فاز سولفیدی در منطقه کم است و تنها آثاری از نهشت پیریت و کالکوپیریت هیپوژن در مغزه‌های حفاری (شکل F-۷) و محصولات دگرسانی سوپرژن در سطح به صورت آزریت (شکل‌های I-۴ و F-۷) و ملاکیت دیده می‌شود. ارتباط زایشی کانه‌زایی فاز سولفیدی با مراحل دگرنهادی و کانه‌سازی یادشده در بخش‌های قبل دقیقاً مشخص نیست و حتی ممکن است پیدایش آن مربوط به فرایند کانه‌سازی مستقلی بعد از دگرنهادی قلیایی در منطقه باشد. با این حال آنچه مسلم است، پس از تشکیل دگرنهادها و کانه‌زایی، Fe یا Ti-REE-U(Th) همزاد با آنها تشکیل شده‌اند؛ زیرا به صورت رگه-رگه‌چه‌ای، مجموعه‌های دگرنهادی را قطع کرده‌اند و بنابراین کانه‌زایی سولفیدی هیپوژن متعلق به یک فاز تأخیری است. البته احتمال تشکیل آنها در مرحله دگرنهادی پتاسیمی را نیز نباید نادیده گرفت که در سامانه‌های کانی‌سازی IOCG پدیده معمولی است (Oreskes and Einaudi, 1990). توالی همیافتی مجموعه کانی‌های توصیف شده در محدوده کانی‌سازی را می‌توان به صورت شکل ۹ خلاصه کرد.



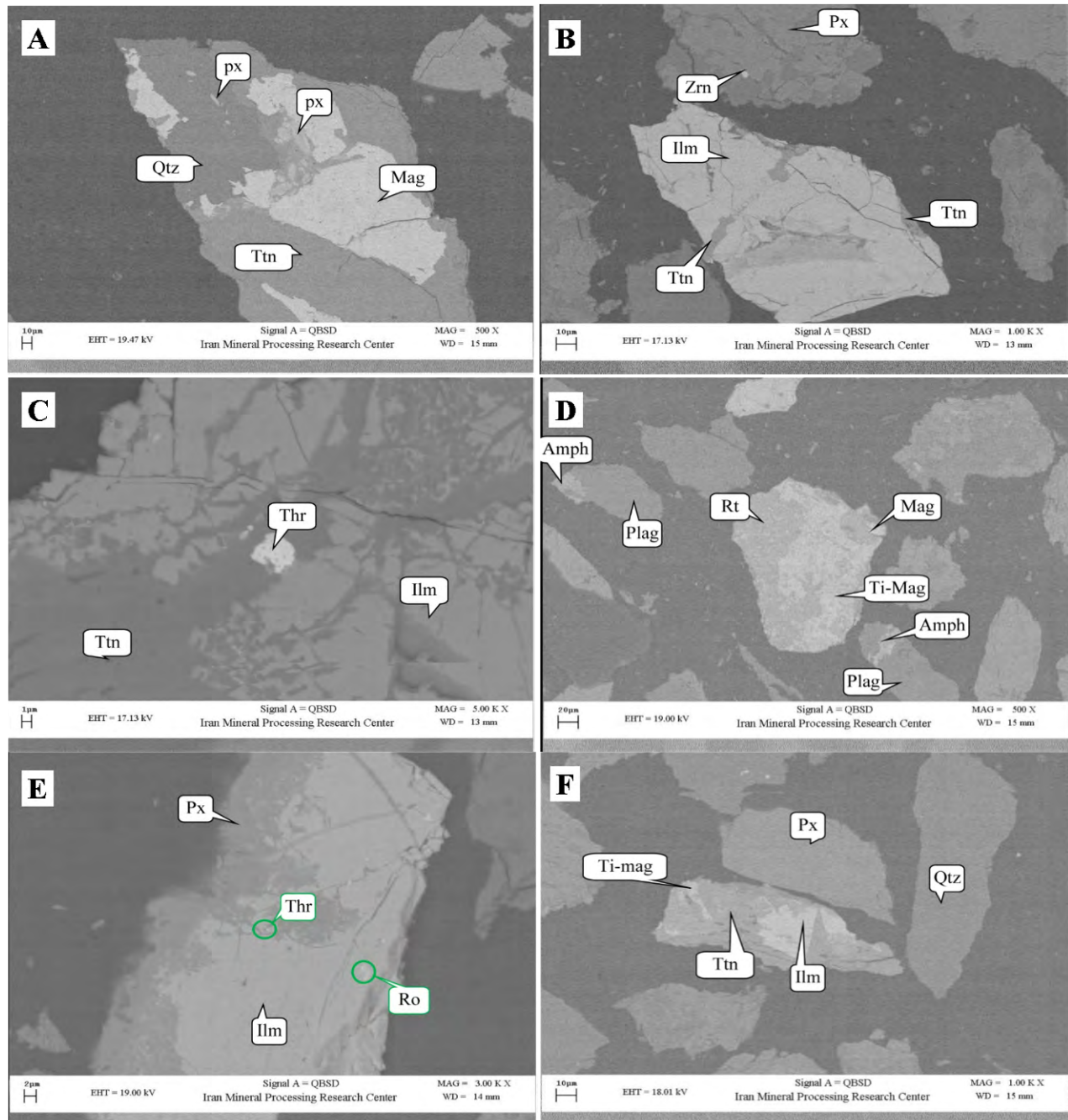
شکل ۶. A: نهشت کانه‌های Ti-REE-U در آل‌بیت‌های آنومالی پنج ساغند، B: کانی‌سازی افشان Ti-REE-U در دگرنهاد آمفیبولی-آلبیتی، C: رگه‌چه‌های آمفیبول حاوی ایلمنیت که آل‌بیت-آمفیبول‌های دگرنهادی را قطع کرده‌اند، D: نهشت مگنتیت توده‌ای و افشان در دگرنهاد آمفیبولی، E: مگنتیت فضای بین کانی‌های آمفیبول را پر کرده است، F: برشی شدن مگنتیت‌ها، G: نهشت نوارهای متناوب مگنتیت و آمفیبول، H: اسپکیولاریت‌های ورقه‌ای-رشته‌ای شکل در زمینه دگرنهاد آمفیبولی و I: دگرسانی سوپرژن رگه‌چه سولفیدی مس و تشکیل آزریت در داخل سنگ دگرنهادی. تمام آمفیبول‌ها از گروه اکتینولیت-ترمولیت هستند. ab: آل‌بیت، amp: آمفیبول، ilm: ایلمنیت، mag: مگنتیت، spc: اسپکیولاریت، azr: آزریت و met.rock: سنگ دگرنهادی، عناصر نادر خاکی و اورانیوم. علایم اختصاری کانی‌ها بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 6. A: Ti-REE-U mineralization within the albitites of Saghand Anomaly 5, B: Disseminated Ti-REE-U mineralization within the amphibole-albite metasomatite, C: Albite-amphibole metasomatite has been cut by veinlets of amphibole metasomatite containing ilmenite, D: Massive and disseminated magnetite mineralization within amphibole metasomatite, E: Magnetite have filled the space between amphibole minerals, F: Brecciation of magnetite minerals, G: Banded deposition of magnetite and amphibole minerals, H: specularite mineralization within the amphibole metasomatite, and I: Supergene alteration of copper sulfide veinlet and formation of azurite within the metasomatite rock. All amphiboles are actinolite-tremolite series. ab: albite, amp: amphibole, ilm: ilmenite, mag: magnetite, spc: specularite, azr: azurite and met.rock: metasomatite rock. Abbreviations after Whitney and Evans (2010)



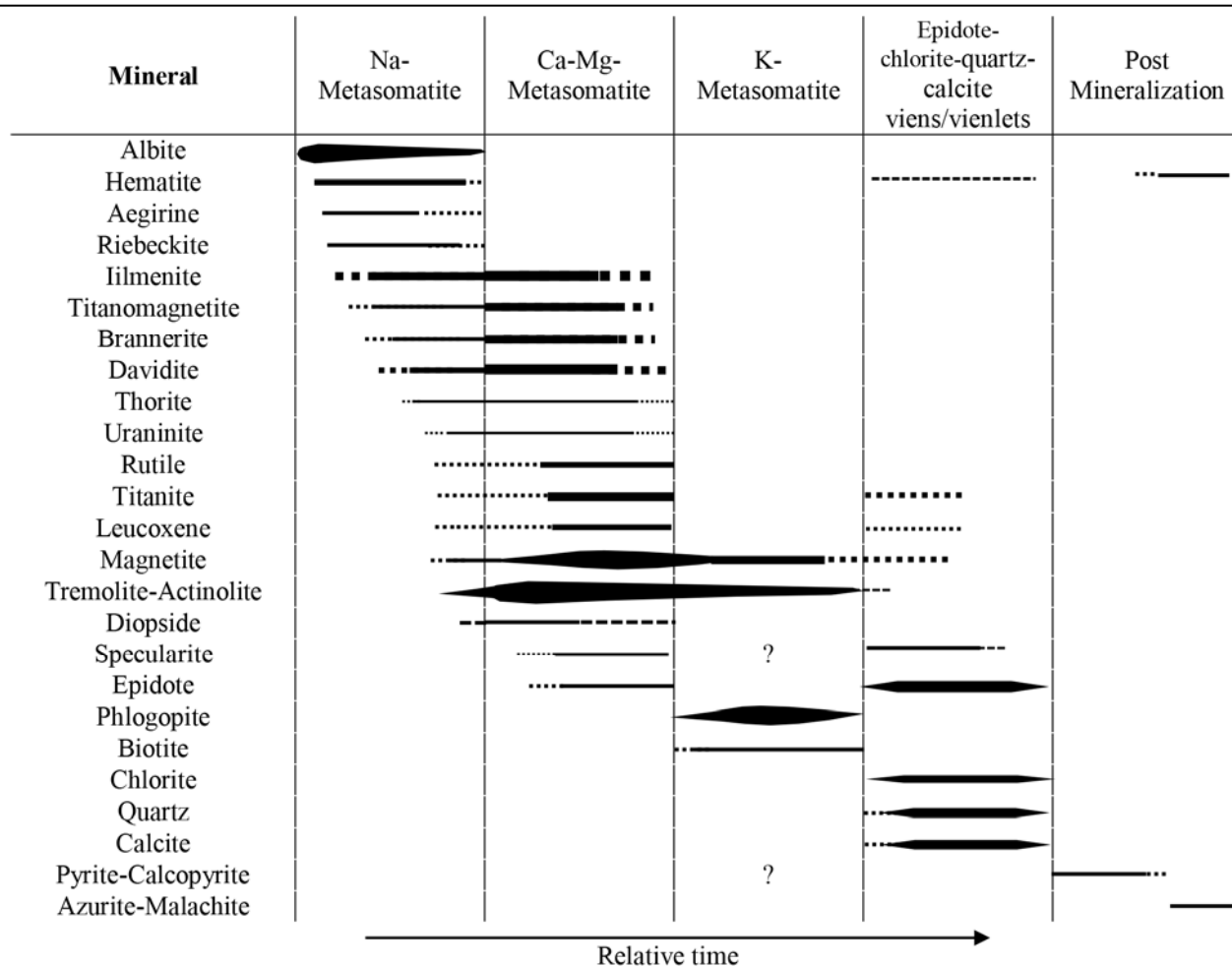
شکل ۷. A: ایلمنیت و دیویدایت و جانشینی آنها با تیتانیت در آنومالی پنچ ساغند، B: دیویدایت و برانریت فضای بین بلورهای ایلمنیت را پر کرده و آن را در برگرفته‌اند و ایلمنیت هم به تیتانیت دگرسان شده است، C: نهشت دیویدایت در اطراف ایلمنیت و جانشینی ایلمنیت توسط تیتانیت، D: جانشینی دیویدایت توسط روتیل، E: رونهشت مگنتیت بر روی آل‌بیتیت و F: کانه‌زایی کالکوپیریت و پیریت در سنگ‌های دگرنهادی و جانشینی مگنتیت توسط هماتیت. ilm: ایلمنیت، dav: دیویدایت، ttn: تیتانیت، brn: برانریت، amp: آمفیبول، rt: روتیل، ab: آل‌بیت، mag: مگنتیت، phl: فلوگوپیت، ccp: کالکوپیریت، py: پیریت و hem: هماتیت. علائم اختصاری کانی‌ها بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 7. A: Ilmenite and davidite replaced by titanite in the Saghand Anomaly 5, B: Davidite and brannerite filled the space between ilmenite crystals and surrounded them, and ilmenite replaced by titanite, C: Deposition of davidite around the ilmenite and ilmenite which is replaced by titanite, D: Alteration of davidite to rutile, E: Magnetite overprinted the albitite, and F: Mineralization of chalcopyrite and pyrite within metasomatite rock and replacement of magnetite by hematite. ilm: ilmenite, dav: davidite, ttn: titanite, brn: brannerite, amp: amphibole, rt: rutile, ab: albitite, mag: magnetite, phl: phlogopite, ccp: chalcopyrite, py: pyrite and hem: hematite, Ti-REE-U min: Ti-REE-U minerals. Abbreviations after Whitney and Evans (2010)



شکل ۸. تصاویر الکترون پساتابشی میکروسکوپ الکترونی روبشی در آنومالی پنج ساغند. A: تبدیل پیروکسن به مگنتیت و تیتانیت، B و C: تبدیل ایلمنیت به تیتانیت، D: تبدیل پلاژیوکلاز به آمفیبول و تیتانومگنتیت به روتیل، E: جانشینی پیروکسن با ایلمنیت و F: تبدیل تیتانومگنتیت و ایلمنیت به تیتانیت. Px: پیروکسن، Mag: مگنتیت، Ttn: تیتانیت، Ilm: ایلمنیت، Plag: پلاژیوکلاز، Amph: آمفیبول، Ti-Mag: تیتانومگنتیت، Rt و Ro: روتیل، Qtz: کوارتز، Thr: توریت، Zrn: زیرکن. علائم اختصاری کانی‌ها بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 8. Scanning Electron Microscopy images in backscattered electron mode in the Saghand Anomaly 5, A: pyroxene replaced by magnetite and titanite, B and C: ilmenite replaced by titanite, D: plagioclase altered to amphibole and titanomagnetite replaced by rutile, E: pyroxene replaced by ilmenite, and F: titanomagnetite replaced by amphibole and titanite. Px: pyroxene, Mag: magnetite, Ttn: titanite, Ilm: ilmenite, Plag: plagioclase, Amph: amphibole, Ti-Mag: titanomagnetite, Rt and Ro: rutile, Qtz: quartz, Thr: thorite, Zrn: zircon. Abbreviations after Whitney and Evans (2010)



شکل ۹. توالی همیافتی مجموعه کانی‌ها در دگرنهادی‌های کانسار ساغند

Fig. 9. Paragenesis sequence of metasomatites of Saghand ore deposit

مربوط به تحرک کم توریم در سیالات گرمابی باشد (Walter, 2011) که باعث می‌شود مقادیر توریم طی فرایند دگرنهادی و کانی‌سازی ثابت باقی بماند؛ در حالی که مقدار اورانیوم به سبب تحرک بالایی که در این فرایندها دارد، افزایش می‌یابد.

عناصر نادر خاکی در ضمن فرایندهای ماگمایی دچار تفکیک می‌شوند و به دلیل تغییر بسیار ملایم شعاع یونی، نمایشگرهای حساسی برای فرایندهای مختلف آذرین هستند (Rostami et al., 2014). الگوی عناصر کمیاب خاکی نرمالیزه شده با کندریت (Nakamura, 1974) در نمونه‌های دگرنهادی کانه‌زایی شده، بیانگر غنی‌شدگی شدید LREE و تا حدی HREE نسبت به MREE است ($MREE_m/LREE_m=23$) و

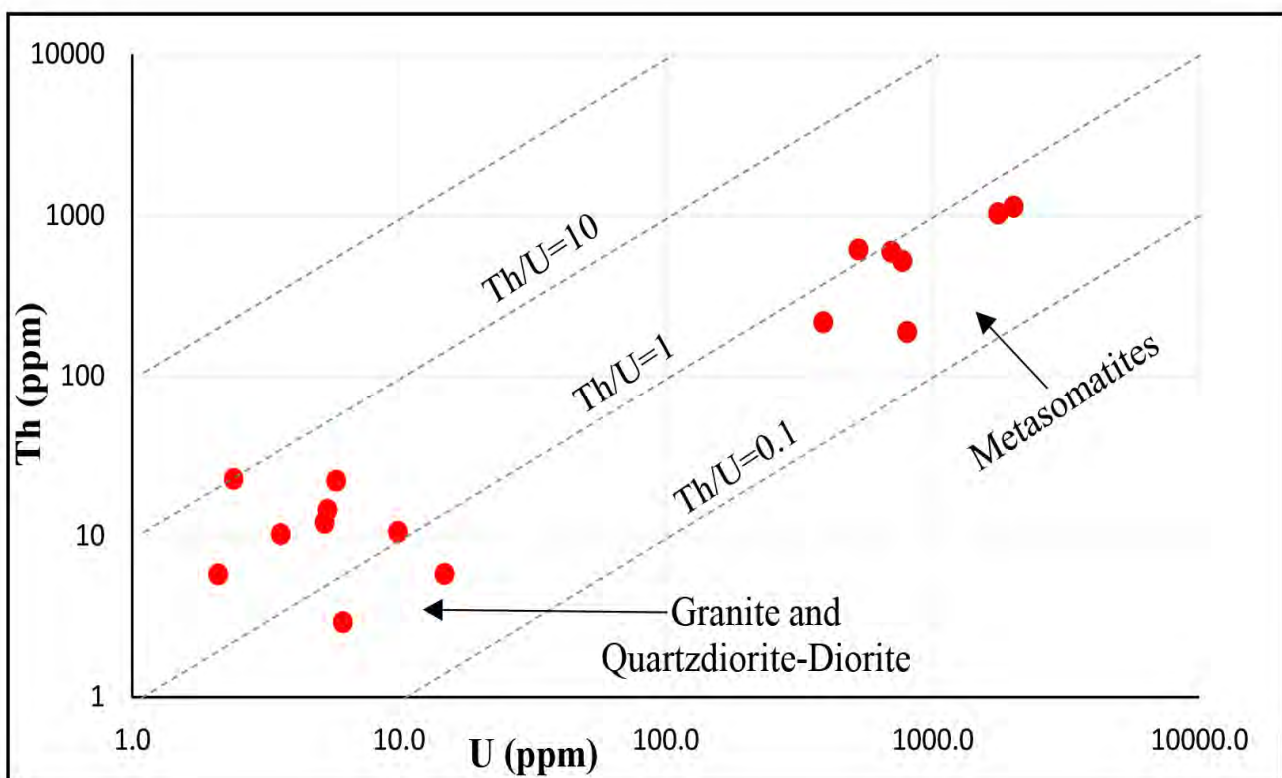
زمین‌شیمی عناصر Ti-REE-U-Th در سنگ‌های دگرنهادی، کوارتز دیوریتی- دیوریتی میزبان و گرانیت

نسبت Th/U در دگرنهادی‌های کانه‌زایی شده کمتر از یک است (شکل ۱۰). مقادیر بالاتر نسبت‌های Th/U در کانسنگ می‌تواند مربوط به وجود کانی‌های فرعی از قبیل موناژیت در سنگ اولیه باشد که در جریان دگرنهادی مقاوم هستند و معمولاً متلاشی نمی‌شوند (Cuney et al., 2012). این نسبت در سنگ‌های گرانیتی مجاور کانسار ساغند و کوارتز دیوریتی- دیوریتی مادر، اغلب بیشتر از یک است (شکل ۱۰). افزایش نسبت Th/U در گرانیت نسبت به سنگ‌های دگرنهادی می‌تواند

می‌شوند (Williams-Jones, 2015). با توجه به نسبت‌های غنی‌شدگی، هر دو گروه LREE و HREE تحرک بیشتری نسبت به گروه MREE داشته‌اند. گرانیت‌های مجاور کانسار ساغند دارای الگوی عناصر کمیاب خاکی کاملاً مشابه با کوارتز دیوریت-دیوریت‌های مادر هستند؛ یعنی دارای الگوی نسبتاً هموار با کمی غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین هستند (شکل B-۱۱). انطباق خوب الگوی عناصر کمیاب خاکی در گرانیت‌ها با سنگ‌های کوارتز دیوریت-دیوریت، می‌تواند دلیل خوبی بر منشأ تکنونوماگمایی مشترک این دو باشد و با توجه به هم‌جواری و نفوذ توده گرانیتی در سنگ‌های کوارتز دیوریت-دیوریت و دگرنهاد شده، ماگمای گرانیتی تأمین‌کننده سیالات و عناصر کانه‌ساز است که با متحرک بودن عناصر کمیاب خاکی و اورانیوم در طی فرایندهای دگرنهادی نیز همخوانی دارد.

سنگ‌های کوارتز دیوریت-دیوریتی مادر، الگوی نسبتاً هموار با کمی غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE‌ها را نشان می‌دهند (شکل A-۱۱). مقایسه الگوی عناصر کمیاب خاکی بین سنگ‌های دگرنهادی کانه‌زایی شده و سنگ‌های مادر کوارتز دیوریت-دیوریتی، غنی‌شدگی هر سه گروه عناصر کمیاب خاکی در سنگ‌های دگرنهادی نسبت به سنگ‌های مادر را نشان می‌دهند ($HREE_m/HREE_p=73.75$ ، $LREE_m/LREE_p=70.37$ و $MREE_m/MREE_p=25$).

بنابراین در طی فرایند دگرنهادی این عناصر به‌طور قطع متحرک بوده‌اند؛ به گونه‌ای که توانسته‌اند به این حدود از غنی‌شدگی برسند؛ چرا که پژوهش‌های جدید نشان داده‌اند که عناصر کمیاب خاکی در جریان فرایندهای گرمایی و دگرنهادی متحرک هستند و با آب‌شویی کانی‌های فرعی حاوی این عناصر در سنگ‌های مسیر مهاجرت سیال، کانسارهای گرمایی تشکیل



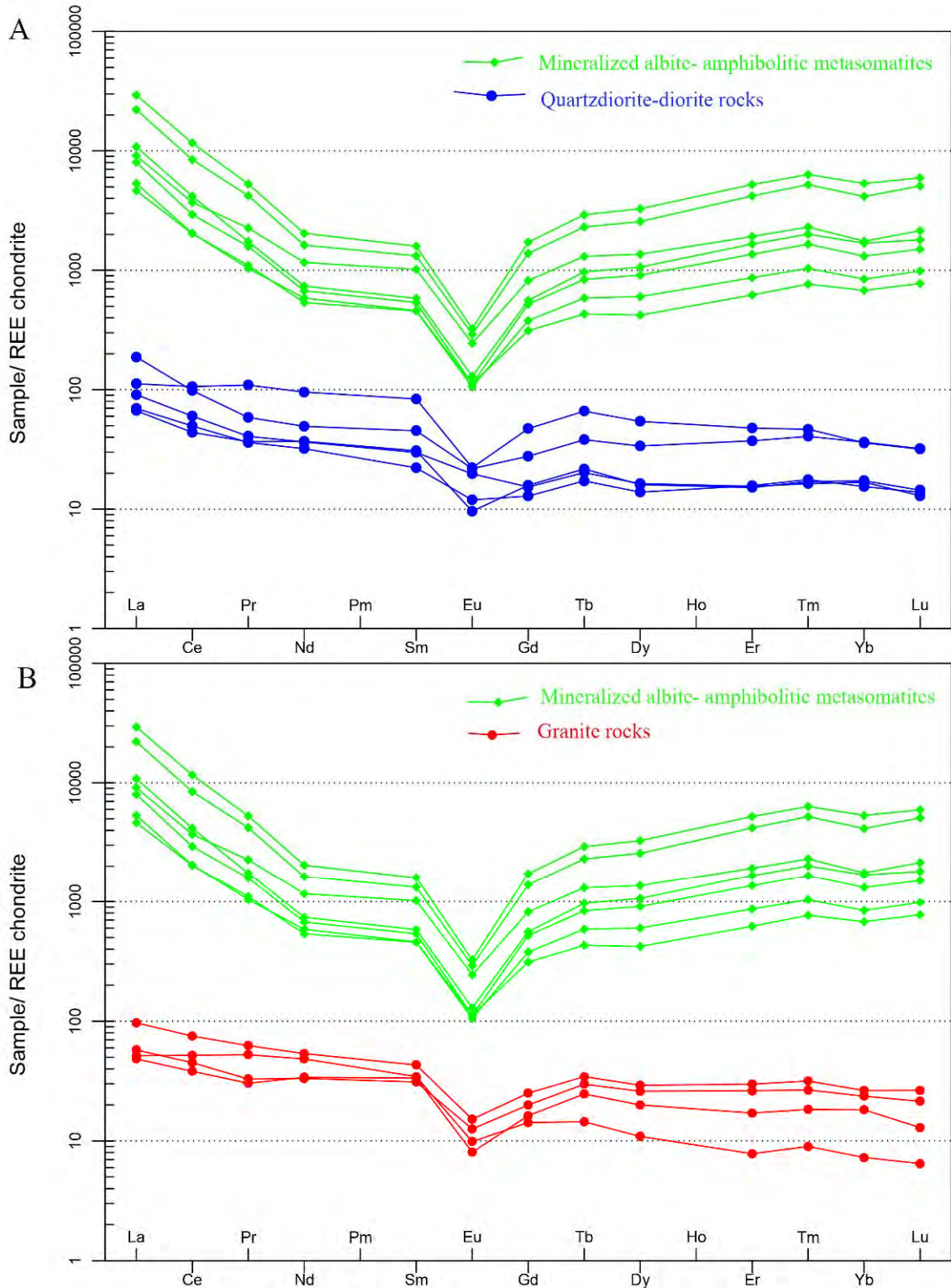
شکل ۱۰. رابطه اورانیوم در برابر توریم در سنگ‌های دگرنهادی، گرانیت و کوارتز دیوریت-دیوریتی کانسار ساغند

Fig. 10. Th versus U in metasomatite, granite and quartzdiorite-diorite rocks of Saghand ore deposit

جدول ۱. نتایج تجزیه سنگ کل نمونه سنگ‌های دگرنهادی (Met.)، گرانیتی (Gra.) و کوآرتز دیوریت-دیوریتی مادر (Pro.) در کانسار ساغند به روش ICP-MS

Table 1. Whole rock analyse results of mineralized metasomatite (Met.), granitic (Gra.) and quartzdiorite-diorite protholite (Pro.) rocks of the Saghand ore deposit by ICP-MS

| Sample | Rock type | TiO ₂ % | U ppm | Th ppm | Ta Ppm | La ppm | Ce ppm | Pr ppm | Nd ppm | Sm ppm |
|-----------|-----------|-----------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| S5-503-4 | Met. | 4.35 | 389.3 | 215.7 | 0.3 | 1531 | 1755 | 123.2 | 338.3 | 92.7 |
| S5-212-29 | Met. | 4.09 | 804.9 | 188.0 | 0.3 | 1762 | 1769 | 116.3 | 369.1 | 93.2 |
| S5-215-26 | Met. | 4.94 | 528.1 | 612.8 | 0.4 | 2647 | 2534 | 177.5 | 424.1 | 109.2 |
| S5-215-12 | Met. | 7.01 | 771.1 | 520.6 | 0.7 | 3007 | 3201 | 253.3 | 733 | 206.7 |
| S5-211-17 | Met. | 7.92 | 702.0 | 594.5 | 0.5 | 3578 | 3610 | 194.9 | 464.6 | 118.1 |
| S5-220-2 | Met. | 14.90 | 1763.7 | 1029.6 | 1.1 | 7308 | 7302 | 472.0 | 1024.2 | 268.4 |
| S5-212-16 | Met. | 22.49 | 2018.2 | 1130.8 | 1.8 | 9687 | 10078 | 591.3 | 1284.1 | 323.3 |
| S5-215-14 | Gra. | 0.50 | 3.6 | 10.3 | 0.3 | 16 | 33 | 3.4 | 21.4 | 6.8 |
| S5-210-10 | Gra. | 0.08 | 2.4 | 22.7 | 0.7 | 17 | 45 | 5.9 | 30.5 | 7.0 |
| S5-214-34 | Gra. | 0.65 | 5.3 | 12.1 | 0.9 | 19 | 39 | 3.7 | 21 | 6.3 |
| S5-215-8 | Gra. | 0.54 | 5.4 | 14.6 | 0.6 | 32 | 65 | 7.0 | 33.8 | 8.8 |
| S5-212-24 | Pro. | 0.46 | 5.8 | 22.1 | 1.0 | 22 | 38 | 4.1 | 23.3 | 6.3 |
| S5-213-12 | Pro. | 1.25 | 6.2 | 2.9 | 0.2 | 23 | 43 | 4.1 | 20.2 | 4.5 |
| S5-215-2 | Pro. | 1.13 | 2.1 | 5.8 | 0.5 | 30 | 52 | 4.6 | 23 | 6.1 |
| S5-213-10 | Pro. | 0.33 | 9.9 | 10.6 | 0.7 | 37 | 92 | 12.2 | 60.2 | 17.0 |
| S5-212-30 | Pro. | 1.20 | 14.8 | 5.8 | 0.4 | 62 | 85 | 6.6 | 31.1 | 9.2 |
| Sample | Rock type | Eu ppm | Gd ppm | Tb ppm | Dy ppm | Er ppm | Tm ppm | Yb ppm | Lu ppm | Y ppm |
| S5-503-4 | Met. | 8.1 | 104.5 | 27.6 | 206.2 | 195.2 | 31.1 | 185.5 | 33.5 | 1298.7 |
| S5-212-29 | Met. | 8.6 | 86.2 | 20.2 | 144.5 | 139.8 | 23.0 | 149.3 | 26.4 | 862.6 |
| S5-215-26 | Met. | 8.6 | 143.5 | 39.4 | 312.2 | 306.5 | 49.7 | 289.3 | 51.1 | 1934.0 |
| S5-215-12 | Met. | 18.8 | 226.3 | 61.5 | 467.5 | 431.7 | 69.1 | 386.1 | 72.8 | 2680.7 |
| S5-211-17 | Met. | 10.0 | 154.3 | 45.5 | 364.5 | 373.9 | 60.2 | 371.2 | 61.2 | 2460.0 |
| S5-220-2 | Met. | 22.4 | 382.7 | 108.2 | 878.2 | 943.8 | 156.5 | 912.7 | 172.9 | 5400.5 |
| S5-212-16 | Met. | 25.0 | 474.7 | 137.2 | 1123.1 | 1175.9 | 190.1 | 1173.8 | 202.1 | 7075.7 |
| S5-215-14 | Gra. | 0.6 | 4.5 | 1.2 | 6.9 | 3.9 | 0.6 | 4 | 0.4 | 34.3 |
| S5-210-10 | Gra. | 0.8 | 3.9 | 0.7 | 3.7 | 1.8 | 0.3 | 1.6 | 0.2 | 17.7 |
| S5-214-34 | Gra. | 1.0 | 5.5 | 1.4 | 8.9 | 5.9 | 0.8 | 5.2 | 0.7 | 54.3 |
| S5-215-8 | Gra. | 1.2 | 6.9 | 1.6 | 10.0 | 6.7 | 1.0 | 5.8 | 0.9 | 57.6 |
| S5-212-24 | Pro. | 0.7 | 4.4 | 1.0 | 5.5 | 3.4 | 0.5 | 3.8 | 0.5 | 36.6 |
| S5-213-12 | Pro. | 0.9 | 3.6 | 0.8 | 4.8 | 3.5 | 0.5 | 3.4 | 0.5 | 31.0 |
| S5-215-2 | Pro. | 1.5 | 4.2 | 1.0 | 5.6 | 3.5 | 0.5 | 3.7 | 0.4 | 34.5 |
| S5-213-10 | Pro. | 1.7 | 13.0 | 3.1 | 18.6 | 10.7 | 1.4 | 7.9 | 1.1 | 102.9 |
| S5-212-30 | Pro. | 1.7 | 7.7 | 1.8 | 11.6 | 8.4 | 1.2 | 8 | 1.1 | 70.8 |

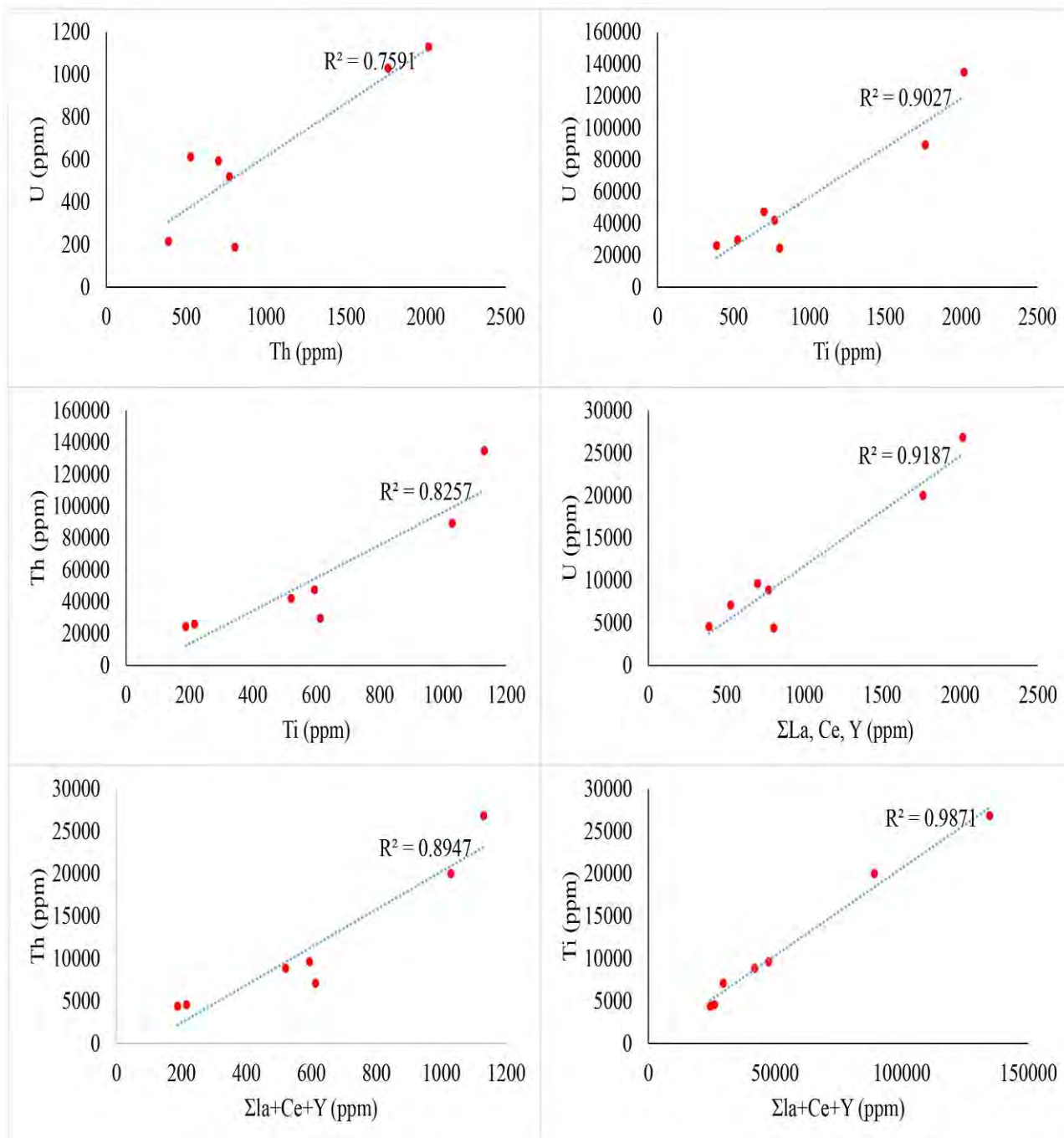


شکل ۱۱. الگوی نرمالیزه شده عناصر کمیاب خاکی (Nakamura, 1974) در دگرنهادی‌های آلبیتی- آمفیبولی کانه‌زایی شده کانسار ساغند و مقایسه آنها با A: کوارتز دیوریت- دیوریت مادر و B: گرانیت زیرنگان (یا دوزخ دره)

Fig. 11. Chondrite-normalised (Nakamura, 1974) rare earth element patterns in mineralized albite-amphibolitic metasomatites and compare them with A: Quartzdiorite-diorite protolith, and B: Granite rocks

بالایی بین عناصر یادشده دیده می‌شود که بیانگر همراهی این عناصر در فازهای کانی‌شناسی یکسان و منشأ مشترک آنها طی فرایند دگرنهادی و کانی‌سازی است (شکل ۱۲).

در دگرنهادهای کانه‌زایی شده کانسار ساغند، غنی‌شدگی از سه عنصر La، Ce و Y بیش از سایر عناصر کمیاب خاکی دیده می‌شود (جدول ۱). عناصر U، Ti و به مقدار کمتر Th نیز غنی‌شدگی بالایی نشان می‌دهند (جدول ۱). همبستگی مثبت و



شکل ۱۲. همبستگی بین عناصر Ti، REE، U و Th در سنگ‌های دگرنهادی کانه‌زایی‌شده کانسار ساغند

Fig. 12. Correlation between Ti, REE, U and Th elements in mineralized metasomatite rocks of Saghand ore deposit

بحث و نتیجه‌گیری

مدل کانی‌سازی پیشنهادی کانسار ساغند

قدیمی‌ترین توالی‌های رسوبی - آتشفشانی، سنگ‌های دگرگونی و توده‌های نفوذی ماگمایی در ناحیه ساغند در پهنه ایران مرکزی بیانگر مؤلفه‌ها و عناصر ساختاری مجموعه کمان ماگمایی نهایی در نئوپروتروزوئیک پایانی - کامبرین آغازین هستند (شکل ۱۳-A) (Ramezani and Tucker, 2003; Rajabi et al., 2015). این مجموعه در حقیقت به سامانه کوه‌زایی بزرگ‌تری در نئوپروتروزوئیک پسین - پالئوزوئیک پیشین تعلق دارد که در امتداد حاشیه تیس آغازی و در حاشیه قاره‌ای فعال ابرقاره گندوانا تشکیل شده است. نکته اصلی که برای درک این جایگاه زمین‌ساختی مدنظر قرار گرفته است، گرایش کالک‌آلکان گرانیتوئیدهای بلوک پشت‌بادام است که بیانگر موقعیت کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای است (Ramezani and Tucker, 2003). در این پژوهش نیز نتایج تجزیه‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین در محدوده کانسار ساغند، بیانگر جایگاه زمین‌ساختی کمان حاشیه فعال قاره‌ای و ماهیت کالک‌آلکان ماگماتیسیم در منطقه است (شکل ۱۴). این محیط ژئودینامیکی از لحاظ سنگ‌میزبان مستعد کانی‌سازی (مجموعه سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی کامبرین)، موتور حرارتی محرک چرخه دگرنهادی و تأمین‌کننده سیال گرمایی و عناصر کانه‌ساز (توده گرانیتوئیدی زیرگان) و گذرگاه‌های ساختاری کنترل‌کننده کانی‌سازی، بستری مناسبی بوده است (شکل ۱۳-B). نفوذ آپوفیزهایی از گرانیت‌ها در مجموعه سنگ‌های دگرنهادی و هم‌جواری دگرنهادها با این توده‌های گرانیتی (شکل ۱۳-B) و همچنین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و تکنونوماگمایی این توده‌های گرانیتی و سنگ‌های کوآرتز دیوریتی - دیوریتی‌میزبان دگرنهادی‌ها (شکل ۱۴)، می‌تواند نشان‌دهنده رابطه تنگاتنگ بین حوادث دگرنهادی و کانی‌سازی با توده‌های گرانیتی باشد؛ اگرچه نتیجه‌گیری قطعی در این رابطه نیازمند بررسی‌های بیشتر و دقیق‌تر از قبیل بررسی‌های ایزوتوپی و سیالات درگیر است.

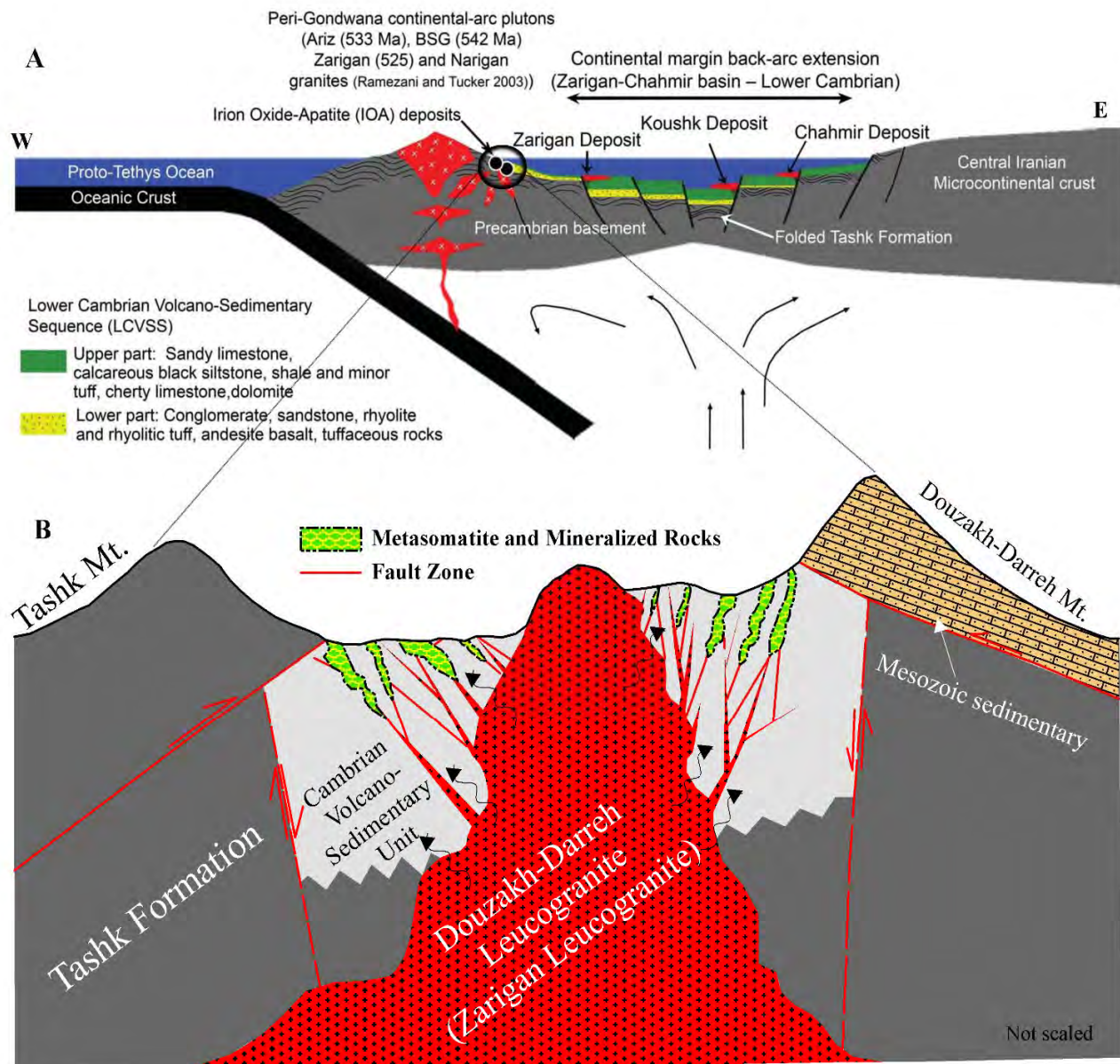
تکامل حوادث دگرنهادی منطقه

بر اساس شواهد صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی، چهار مرحله اصلی دگرنهادی با سیر تکاملی پیوسته و قابل تفکیک تشخیص داده شده است: ۱- دگرنهادی سدیمی با کانی‌شاخص آلپیت، ۲- دگرنهادی کلسیمی - منیزیمی با کانی‌های شاخص ترمولیت - اکتینولیت، ۳- دگرنهادی پتاسیمی با کانی‌های شاخص فلوگوپیت و ۴- رگه - رگه‌چه‌های اپیدوتی ± کلریتی ± کربناتی ± سیلیسی. در حقیقت همیافت کانی‌شناسی متفاوت توسعه یافته در هر یک از این مراحل در پاسخ به کاهش فشار و دما و تغییرات احتمالی در شیمی سیالات بوده است. در تحول از دگرنهادی سدیمی به دگرنهادی کلسیمی - منیزیمی یک تغییر رفتار از حالت شکل‌پذیر به حالت شکننده اتفاق افتاده است (شکل ۴-A و C). در حقیقت، طی تشکیل دگرنهادی‌ها، دما کاهش پیدا کرده و چنین تغییر رفتاری ایجاد شد که باعث توسعه شکستگی‌ها و برشی شدن شده است (Cuney and Kyser, 2008). شواهد این تغییر رفتار در بافت و ساخت آلپیت‌ها به وضوح آشکار است. از جمله این شواهد وجود میکروولیت‌های کشیده و اغلب خمیده آلپیت‌هایی است که اغلب بدون ماکل هستند. تغییر رفتار شکننده سنگ نیز به خوبی در بافت خردشده آلپیت‌ها که سیمان آنها را ترمولیت - اکتینولیت‌ها پر کرده‌اند و یا قطع آلپیت‌ها توسط رگه - رگه‌چه‌های ترمولیت - اکتینولیت و نیز قالب خردشده اغلب کانه‌های ایلمنیت که شکستگی‌های آنها با کانی‌های ترمولیت - اکتینولیت پر شده و یا در راستای این ترک‌ها به اسفن دگران شده‌اند، دیده می‌شود (شکل‌های ۴-A، B و C و شکل ۶-C). چنین تغییر رفتاری در کانسارهای دگرنهادی مشابه نظیر اوکراین مرکزی نیز دیده شده است (Cuney et al., 2012).

معمولاً تمام سنگ‌های دگرنهادی کانسار ساغند در مقایسه با سنگ‌میزبان از عناصر REE و U غنی هستند؛ اما عیارهای اقتصادی گسترش محدودی دارند. بیشترین عیارها مربوط به مناطق دگرنهادی آلپیتی - آمفیبولی هستند. همیافت کانی‌های

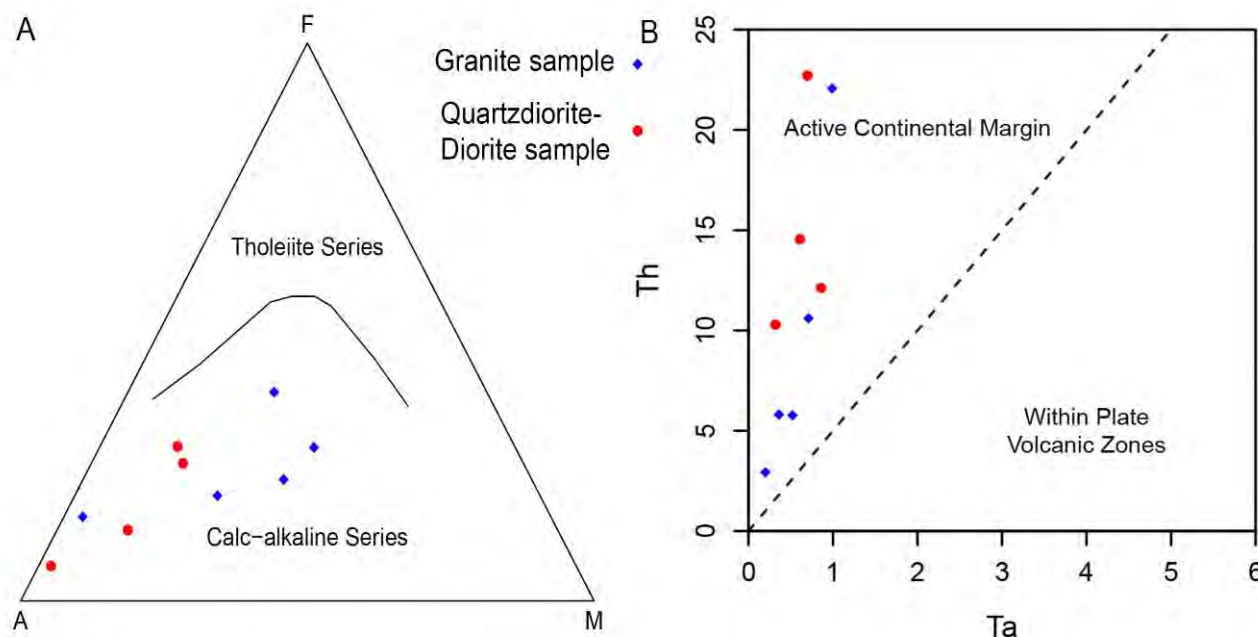
دانه‌ها و رگه‌های ریز هماتیت است و تبلور کانی‌های Fe^{3+} دار مانند آمفیبول نوع ریکییت و پیروکسن نوع اژیرین قوت پیدا می‌کند.

دگرنهادی گویای آن است که محلول‌های گرمایی طی مرحله آلیتی‌شدن، از سدیم فوق اشباع‌شده و اکسیده بوده‌اند. این برداشت به‌خوبی از نهشت کانه‌های دارای Fe^{3+} از قبیل دیویدایت و برانریت، گواهی‌بودن رنگ آلیت‌ها که مربوط به



شکل ۱۳. A: مدل زمین‌ساختی شکل‌گیری ناحیه بافق در ارتباط با کانی‌سازی ذخایر اکسید آهن-آپاتیت (IOA) در مجاورت توده‌های نفوذی کمان ماگمایی و کانی‌سازی ذخایر نوع SEDEX در حوضه پشت‌کمانی (Rajabi et al., 2015) و B: مدل ژایشی پیشنهادی کانسار Ti-REE-U(Th) ساغند

Fig. 13. A: Tectonic model for the development of the Bafq district and IOA deposits around the continental arc plutons and SEDEX mineralization in the back-arc basin (Rajabi et al., 2015), and B: Genetic model proposed for the formation of the Saghand Ti-REE- U(Th) ore deposit.



شکل ۱۴. A: ماهیت کالک‌آلکالین سنگ‌های گرانیتی و کوارتز دیوریتی-دیوریتی در محدوده کانسار ساغند (Irvine and Baragar, 1971) و B: موقعیت کمان حاشیه فعال قاره‌ای سنگ‌های گرانیتی و کوارتز دیوریتی-دیوریتی محدوده کانسار ساغند (Schandl and Gorton, 2002)

Fig. 14. A: Calc-alkaline composition of granite and quartzdiorite-diorite rocks of Saghand ore deposit (Irvine and Baragar, 1971), and B: Active continental margin arc setting of granite and quartzdiorite-diorite rocks of Saghand ore deposit (Schandl and Gorton, 2002)

کاهش درجه اکسایش، باید در مراحل پایانی و به‌ویژه مرحله دگرنهادی پتاسیک تشکیل شده باشد. چنین روند تکاملی در بسیاری از این نوع ذخایر دیده می‌شود و بیانگر تحول در ویژگی‌های فیزیکیوشیمیایی سیال دگرنهاد کننده است و در چندین رخداد کانی‌سازی مشابه در جاهای دیگر دنیا و در امتداد مناطق برشی پهناور، تقریباً حوادث دگرنهادی مشابهی توصیف شده است که با دگرنهادی سدیمی شروع و با دگرنهادی کلسیمی ادامه پیدا کرده است (Cuney et al., 2012). تفاوت‌هایی در تعداد و ماهیت مراحل دگرنهادی در ذخایر مختلف وجود دارد که بیشتر این گوناگونی‌ها در مجموعه‌های همیافتی به دلیل تفاوت در ماهیت سنگ‌هایی است که در معرض دگرنهادی قرار می‌گیرند.

کانه‌های اصلی دارای REE-U(Th) در دگرنهادی‌های قلیایی ساغند، دیویدایت و برانریت هستند که همه در دگرنهادی‌های آلیتی-آمفیولی متبلور شده‌اند. کانی‌های تیتانیوم یا تیتانیوم‌دار

در مرحله دگرنهادی کلسیمی-منیزیومی، اژیرین و ریبیکیت توسط همیافت ترمولیت-اکتینولیت-اپیدوت جانشین شده و کانه‌های Th-REE-U(Th) و مگنتیت و به مقدار کمتر اسپیکولاریت همراه با دگرنهاد کلسیمی-منیزیومی نهشته شده‌اند. در این مرحله نیز سیال اکسیده بوده (با توجه به نهشت اپیدوت که Fe^{3+} دارد)؛ اما درجه اکسایش آن کمتر بوده است، چون کانی‌هایی مانند اکتینولیت و دیوپسید نهشته شده‌اند که دارای Fe^{2+} هستند. با نهشت آگرگات‌های فلوگوپیت-بیوتیت مگنتیت‌دار در دگرنهاد پتاسیمی، کانه‌زایی به پایان رسید؛ اما پرونده چرخه دگرنهادی قلیایی در منطقه با تشکیل رگه‌چه‌های اپیدوت \pm کلریت \pm کوارتز \pm کلسیت در مجموعه دگرنهادی‌های پیشین، بسته‌شد. این رگه‌چه‌ها گاهی حاوی کانی‌های پراکنده مگنتیت و اسپیکولاریت هستند. کانی‌سازی سولفیدی اگر مرتبط با چرخه دگرنهادی در منطقه باشد، به‌طور قطع با توجه به تغییر تدریجی ماهیت سیال دگرنهادی به سمت

است. مقدار میانگین U در گرانیتهای دوزخ‌دره مجاور کانسار ساغند، ۴/۱۶ گرم در تن و نسبت Th/U آن ۳/۶ است. این مقادیر تقریباً معادل متوسط گرانیتهاست (مقادیر U و Th/U در متوسط گرانیتهای به ترتیب برابر ۴/۸ گرم در تن و ۳/۵۴ است) (Taylor, 1964). ممکن است پایین بودن مقدار U در گرانیتهای مجاور کانسار ساغند، به علت چرخش سیال گرمایی و آب‌شویی U از افق‌های بالایی استوک گرانیتهی باشد.

در برخی از کانسارهای مهم عناصر کمیاب خاکی از قبیل کانسارهای IOCG، سیالات گرمایی می‌توانند باعث انتقال و نهشت این عناصر شوند. بررسی‌های متعدد اخیر نیز تحرک عناصر کمیاب خاکی در محیط‌های گرمایی را اثبات کرده است (Williams-Jones, 2015). فراوانی REE‌ها در فازهای گرمایی (دیویدایت، برانریت و غیره)، غنی‌شدگی REE‌ها در سنگ‌های دگرنهادی نسبت به سنگ‌های دگرنهادی نشده مادر، تمرکز این عناصر در مراکز گسترش مناطق دگرنهادی که در واقع گسل‌ها و پهنه‌های برشی شده هستند و نبود شواهدی از نفوذ ماگماهای غیر معمول از قبیل ماگماهای کربناتیتهی یا آلکالین در سطح رخنمون کنونی محدوده کانسار، گواهِ انتقال گسترده و نهشت عناصر کمیاب خاکی توسط سیال گرمایی است که مسئول دگرنهادی وسیع در کانسار ساغند است. به هر حال، محتمل‌ترین منبع تأمین و انتقال این عناصر در سیستم دگرنهادی منطقه می‌تواند توده‌های نفوذی گرانیتهی کالک‌آلکالین منطقه، جدایش و چرخش سیالات گرمایی مرتبط با آنها در خود توده و سنگ‌های میزبان کوارتز دیوریتی - دیوریتی کانسار باشد. ضمن اینکه مقادیر مجموع عناصر REE در گرانیتهای و سنگ‌های دیوریتی - کوارتز دیوریتی به ترتیب برابر ۱۷۱ و ۲۲۹ گرم در تن است. این مقادیر در سنگ‌های دیوریتی - کوارتز دیوریتی بالاتر از مقدار معمول این سنگ‌هاست که به احتمال زیاد به علت تأثیرپذیری این سنگ‌ها از حوادث دگرنهادی منطقه است.

بنابراین طی نفوذ توده گرانیتهی دوزخ‌دره در سنگ‌های

(ایلمنیت و تیتانومگنتیت) به صورت همیافت با دیویدایت و برانریت نیز در این دگرنهادها متمرکز شده‌اند. این مجموعه کانی‌ها معمولاً طی مراحل بعدی خرد شده‌اند و در امتداد شکستگی‌ها و از اطراف به تیتانیت، لوکوکسن و روتیل تبدیل شده‌اند. معمولاً ترتیب نهشت کانه‌ها در این نوع ذخایر بدین صورت است که ابتدا هیدروکسیدهای تیتانیوم در سیال شکل می‌گیرند و کانی‌های تیتانیوم را نهشت می‌دهند. هیدروکسیدهای تیتانیوم که جاذب خوبی برای U و REE هستند، با جذب این عناصر تشکیل کانی‌های دارای Ti-REE-U را می‌دهند (مانند برانریت و دیویدایت). در نهایت از بازمانده U و Th در سیال، کانی‌های اورانیوم و توریم مانند اورانینیت و توریت تشکیل می‌شوند (Zhao, 2005).

منشأ عناصر، انتقال و نهشت کانسنگ

سنگ میزبان اغلب ذخایر REE-U(Th) مرتبط با دگرنهادی قلیایی، سنگ‌های گرانیتهی یا آتشفشانی فلسیک با مقادیر U، Th و K بالاست؛ مانند لاگوارئال در برزیل، کروپانگ در گویان، تیمدرارت^۱ در موروکو، میچلین^۲ در کانادا و ذخایر نووکرینسکا و کایرووگراد^۳ در اوکراین مرکزی (Alexandre, 2010)؛ هر چند در برخی از مناطق تشخیص منبع عناصر به دلیل تفاوت‌های سنگ‌شناسی و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌ها دشوار است. در ذخایر نووکرینسکا و کایرووگراد در اوکراین مرکزی، منبع U، گرانیتهای میزبان دگرنهادی‌ها تشخیص داده شده است که سیال گرمایی با چرخش در آنها باعث آب‌شویی اورانیوم شده است (Cuney et al., 2012). در کانسار ساغند میانگین مقدار U در سنگ‌های کوارتز دیوریتی - دیوریتی مادر، برابر ۷/۷۵ گرم در تن است که مقدار نسبتاً بالایی در مقایسه با میانگین اورانیوم در این نوع سنگ‌هاست (میانگین U در متوسط دیوریت‌ها، ۳ گرم در تن است) (Taylor, 1964). بالا بودن این مقدار احتمالاً به دلیل متأثر شدن این سنگ‌ها از چرخه دگرنهادی در منطقه

1. Timdrt

2. Michelin

3. Novoukrainska and Kirovograd

مجموعه‌های حامل REE، Ti و U آماده می‌شود. با احیای تر شدن محیط، این مجموعه‌ها می‌شکنند و کانه‌های Ti-REE- U(Th) تشکیل می‌شوند. دگرسانی کانی‌های Fe دار (از قبیل ایلمنیت، ریکیت و اژیرین) و تجمع رنگ‌دانه‌های هماتیت در آلپیت‌ها نشان می‌دهد که اکسیداسیون Fe^{2+} ممکن است مسئول احیای یون‌های U^{6+} و نهشت کانی‌های اورانیوم باشد که معمولاً بعد از کانی‌های تیتانیوم تشکیل شده‌اند. بنابراین بیشترین تمرکز کانی‌سازی طی فاز نهایی دگرنهادی کلسیمی- منیزیمی و در نزدیکی آلپیت‌های گوشتی‌رنگ در مناطق دگرنهادی آلپیتی- آمفیبولی نهشته شده است. اساساً دلیل این همراهی به تحولات درون سیال دگرنهادکننده در جریان نهشت آلپیت و سپس آمفیبول مربوط است. به این ترتیب که با خروج سدیم از سیال کانه‌ساز و نهشت آلپیت، غلظت کلسیم در محلول بالا می‌رود و سیال برای نهشت آمفیبول به مرز اشباع می‌رسد. با توجه به همیافت کانی‌ها و نبود کانی‌های کرناتی و یا فلوتوردار در مجموعه، مجموعه‌های حامل عناصر کمیاب خاکی و اورانیوم احتمالاً از نوع مجموعه‌های هیدروکسیل تیتانیوم- اورانیوم- عناصر کمیاب خاکی بوده‌اند. در نتیجه با توجه به اینکه در ساختار آمفیبول‌ها، گروه‌های هیدروکسیل وجود دارند، با نهشت آمفیبول، مجموعه‌های هیدروکسیل ناپایدار می‌شوند و زمینه برای نهشت کانه‌های عناصر کمیاب خاکی و اورانیوم آماده می‌شود.

قدردانی

این مقاله بخشی از رساله دکتری نویسنده اول است که در دانشگاه شهید بهشتی انجام شده است. بدین وسیله از همکاری دانشگاه شهید بهشتی، شرکت اسکام و سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران برای فراهم کردن امکانات موردنیاز در انجام این پژوهش سپاسگزاری می‌شود.

کوارتزدیوریتی- دیوریتی میزبان دگرنهادی- کانی‌سازی، سیالات تفریق‌یافته از گرانیت‌ها در یک رژیم فعال زمین‌ساختی کمان حاشیه قاره‌ای (Ramezani and Tucker, 2003) به مناطق گسلی و خردشده، وارد شده است. بر اثر برهم‌کنش این سیال دمای بالا با سنگ‌های میزبان، نسبت Na^+/H^+ و Na^+/K^+ سیال در تعادل با فلدسپات‌های سنگ‌های کوارتزدیوریتی- دیوریتی میزبان بالا رفته است؛ زیرا افزایش دما باعث بالا رفتن این نسبت می‌شود (Cuney et al., 2012). افزایش درجه قلیایی سیالات باعث انحلال کوارتز و نهشت آلپیت‌ها شده است. اساساً این سیال گرمابی قلیایی با دمای متوسط، محیطی مناسب برای فعال‌سازی و انتقال اورانیوم و REE به صورت مجموعه‌های هیدروکسیل فراهم کرده است (Romberger, 1984). فرایند هماتیته شدن گسترده (آلپیت‌های گوشتی‌رنگ) و انتقال اورانیوم نشان می‌دهد که فوگاسیته اکسیژن در سیال گرمابی اولیه و دگرنهادی سدیمی کاملاً بالا بوده است. این شرایط زمین‌شیمیایی به سادگی به اورانیوم و عناصر کمیاب خاکی اجازه می‌دهد تا وارد سیالات شوند و مجموعه‌های هیدروکسیل این عناصر که پایدار و قابل انتقال هستند را تشکیل دهند. دگرنهادهای سدیمی دما بالا که همراه با هماتیته شدن نیستند، به دلیل دمای بالا و فوگاسیته اکسیژن پایین، برای فعال‌سازی و انتقال اورانیوم مناسب نیستند (Zhao, 2005). کانی‌های تیتانیوم‌دار در سنگ‌های کوارتزدیوریتی- دیوریتی مادر به آسانی تحت فعالیت محیط گرمابی متلاشی می‌شوند و همراه با تیتانیوم با منشأ خارجی (توده گرانیتی) تشکیل هیدروکسیدهای تیتانیوم می‌دهند که جاذب بسیار قوی اورانیوم از سیال است. پس از نهشت آلپیت و هماتیت، درجه اکسیداسیون سیال به سرعت پایین آمده و در نتیجه در پایان مرحله دگرنهادی سدیمی و شروع دگرنهادی کلسیمی- منیزیمی (نهشت ترمولیت- اکتینولیت)، شرایط برای ناپایداری

References

- Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East, scale 1:5,000,000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Alexandre, P., 2010. Mineralogy and geochemistry of the sodium metasomatism-related uranium occurrence of Aricheng South, Guyana. *Mineralium Deposita*, 45(1): 351–367.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a Paleogeography and Tectonic Evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(11): 210–265.
- Callegari, E. and Pieri, R., 1967. Crystallographic observations on some chess-board albites. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 47(1): 99–110.
- Cuney, M., Emetz, A., Mercadier, J., Mykchaylov, V., Shunko, V. and Yuslenko, A., 2012. Uranium deposits associated with Na-metasomatism from central Ukraine: A review of some of the major deposits and genetic constraints. *Ore Geology Reviews*, 44(1): 82–106.
- Cuney, M. and Kyser, K., 2008. Deposits related to Na-metamorphism and high-grade metamorphism. In: M. Cuney and K. Kyser (Editors), Recent and not-so-recent developments in uranium deposits and implications for exploration. Short Course Series, 39. Mineralogical Association of Canada, Québec, pp. 97–116.
- Förster, H. and Boroumandi, H., 1971. Jungpräkambriische Magnetit-Lava und Magnetit-Tuffe aus dem Zentraliran. *Die Naturwissenschaften*, 58(1): 524–525.
- Ghorbani, M., 2013. The Economic Geology of Iran: Mineral Deposits and Natural Resources. Springer, New York, 569 pp.
- Haghipour, A., 1974. Etude géologique de la région de Biabanak-Bafq (Iran Central), pétrologie et tectonique du socle Précambrien et de sa couverture. M.Sc. Thesis, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, France, Grenoble, 403 pp.
- Haghipour, A. and Pelissier, G., 1977. Geology of the Saghand Sector, In: A. Haghipour, N. Valeh, G. Pelissier and M. Davoudzadeh (Editors), Explanatory Text of the Ardekan Quadrangle Map. Geological Survey of Iran, Tehran, pp.10–68.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523–548.
- Johnson, C.A. and Harlow, G.E., 1999. Guatemala jadeitites and albitites were formed by deuterium-rich serpentinizing fluids deep within a subduction zone. *Geology*, 27(7): 629–632.
- Morshedy, A.H., Kouhsari, A.H. and Shakery Varzaneh, M.R., 2017. Modeling the geochemical distribution of rare earth elements (REEs) using multivariate statistics in the eastern part of Marvast placer, the Yazd province. *Journal of Economic Geology*, 9(1): 249–263. (in Persian with English abstract)
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(7): 757–775.
- National Iranian Steel Corporation, 1979. A brief account of the Bafq iron ore region of central Iran. National Iranian Steel Corporation (NISCO), Tehran, 149 pp.
- Oreskes, N. and Einaudi, M.T., 1990. Origin of Rare Earth Element-Enriched Hematite Breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag Deposit, Roxby Downs, South Australia. *Economic geology*, 85(1): 1–28.
- Rajabi, A., Canet, C., Rastad, E. and Alfonso, P., 2015. Basin evolution and stratigraphic correlation of sedimentary-exhalative Zn–Pb deposits of the Early Cambrian Zarigan–Chahmir Basin, Central Iran. *Ore Geology Reviews*, 64(1): 328–353.
- Ramezani, J. and Tucker, R.D., 2003. The Saghand region, central Iran: U–Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303(7): 622–665.
- Romberger, S.B., 1984. Transport and deposition of uranium in hydrothermal systems at temperatures up to 300 °C: geological implications. In: B. DeVivo, F. Ippolito, G. Capaldi and P.R. Simpson (Editors), *Uranium Geochemistry, Mineralogy, Geology, Exploration and Resources*. Institution of Mining and Metallurgy, London, pp. 12–17.
- Rostami, A., Bazamad, M., Haj Alilu, B. and Moazen, M., 2014. Investigation of geochemical behavior of rare earth elements in

- the apatites of Jazireh-e-Hormoz. *Journal of Economic Geology*, 7(1): 71–85. (in Persian)
- Samani B. and Talezadeh Iari, Y., 1988. Report of the first phase of uranium exploration project in Saghand area. Atomic Energy Organization of Iran, Tehran, Report 225, 17 pp. (In Persian)
- Samani, B., 1985. Preliminary study of ore samples from the Saghand area (Central Iran). Atomic Energy Organization of Iran, Tehran, Report 168, 17 pp. (In Persian)
- Samani, B., 1988. Metallogeny of the Precambrian in Iran, *Precambrian Research*, 39(1): 85–106.
- Samani, B., 1993. Saghand Formation, a riftogenic unit of upper Precambrian in Central Iran. *Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES*, 6(71): 32–45. (In Persian with English abstract)
- Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97(3): 629–642.
- Taylor, S.R., 1964. Abundance of chemical elements in the continental crust; a new table. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28(8): 273–285.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P.R. and Spell, T.L., 2007. Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran. *GSA Bulletin*, 119(7–8): 961–977.
- Walter, L.P., 2011. *Economic Geology: Principles and Practice*. Wiley-Blackwell, U.S.A., 678 pp.
- Wilde, A.R., 2013. Towards a model for albitite-type uranium. *Minerals*, 3(1): 36–48.
- Williams-Jones, A.E., 2015. The hydrothermal mobility of the rare earth elements. *Symposium on Strategic and Critical Materials Proceedings*, British Columbia Ministry of Energy and Mines, British Columbia Geological Survey, Victoria, British Columbia.
- Whitney, D.L. and Evans, D.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Zhao, F., 2005. Alkali-metasomatism and uranium mineralization. 8th Biennial meeting, Society for Geology Applied to Mineral Deposits; Mineral deposit research meeting the global challenge, Beijing, China.



Relation of alkali-metasomatism and Ti-REE-U (Th) mineralization in the Saghand mining district, Central Iran

Saleh Deymar^{1*}, Mehrdad Behzadi¹, Mohammad Yazdi¹ and Mohammad Reza Rezvanianzadeh²

1) Mineral Geology and Hydrogeology Department, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2) Nuclear Science and Technology Research Institute, Atomic Energy Organization of Iran, Tehran, Iran

Submitted: Jan. 2, 2017

Accepted: July 10, 2017

Keywords: Alkali-metasomatism, Rare Earth Element, Saghand, Central Iran

Introduction

The Saghand mining district is a part of Bafq-Saghand metallogenic zone in the Central Iranian geostructural zone which is located in northeast of city of Yazd. This area is known to be more susceptible to mineralization of U and Th radioactive elements, but in fact is that its main importance is for relatively large iron deposits. However, in this region similar to some of the ore deposits within the Bafq area, rare earth elements have a high anomaly.

Alkali-metasomatism occurs in a large variety of environments and geological periods. It can be spatially associated with ore deposits, as for some IOCG deposits or exists in barren systems such as metasomatism within the ocean crust (Johnson and Harlow, 1999). Although average U and REEs contents of the ore bodies associated with alkali-metasomatism are not high, they represent a promising exploration target because the resources of such deposits are relatively large (Cuney et al., 2012). The alkali-metasomatism could take place in all kinds of rocks. In addition to wide distribution in granite and granodiorite, it could be also identified in all kinds of metamorphic rocks, pegmatites, subvolcanic and volcanic rocks, and they all have mineralization (Zhao, 2005).

Materials and methods

After field studies, host rocks and metasomatites were sampled from outcrops, trenches, and core drillings. Since the rare earth elements and radioactive elements are present within the same

mineralogy (Samani, 1985), surface spectrometry measurements were used in the selection of appropriate samples. For microscopic studies, 210 samples were prepared and studied. Ore minerals were investigated in polished and polished thin sections using optical microscope and Scanning Electron Microscopy (SEM) analysis was done in the Iranian Mineral Processing Research Center. An LEO-1400 SEM with energy dispersive X-ray spectrometry and back-scatter electron (BSE) imaging capabilities was used (accelerating voltage, 17-19 kV, and beam current of 20 nA). The 16 samples were analyzed by the ICP-MS method at Zarazma Mineral Studies Company, Iran, for major and trace elements at the various radiations and lithological ranges. The detection limit and precision for determination of REE, U and Th concentration were 0.2 to 1 ppm and 1 to 0.1 ppm, respectively.

Discussion and results

Based on field evidence and microscopic studies, four main stage of metasomatism with continuous evolution have been distinguished in the Saghand area, including: 1) Na-metasomatism, 2) Ca-Mg metasomatism, 3) K-metasomatism, and 4) Epidote±chlorite±calcite±quartz vein and veinlets. All metasomatic zones are generally enriched in U and REE and compared with the host rocks but economic grades are less widespread and limited to Ca-Mg metasomatite zones near pinkish to red color albitites.

The major Ti-REE-U(Th) minerals are davidite and brannerite, which have mainly crystallized

*Corresponding authors Email: s_deymar@sbu.ac.ir

during the Ca-Mg metasomatic stage. Ti or Ti-bearing minerals as paragenesis with davidite and brannerite are also deposited in amphibole-albite metasomatic zones. All these minerals are usually fractured and along fractures and its margin is replaced by titanite, leucocene and rutile.

In this study, geochemical analysis results of igneous rocks in the Saghand ore deposit, confirm the active continental margin arc setting and the nature of calc-alkaline magmatism in the region. The good adaptation of the REEs patterns in granites with the quartzdiorite-diorite rocks, can be a strong reason for their common tectono-magmatic origin. This Geodynamic environment had been the appropriate background in terms of protolith, heat engine for metasomatism cycle and supply hydrothermal solution and controlling structural pathways. The proximity of mineralized metasomatic rocks with the granitic rocks and intrusion of the granite apophysises into the metasomatic rocks, mobility of REE elements in the metasomatic environments, adaptation of geochemical properties of REE, U and Th elements in the mineralized metasomatitic rocks with the granitic rocks and finally, there was no evidence of intrusion of unusual magmas such as the carbonatite or alkaline magmas at the current level of ore deposit outcrops. These suggest a close relationship between mineralization and metasomatic events with the granite intrusion.

Fluids differentiated from the Douzakh-Darreh granite have entered the fault and crushed zones in a tectonically active regime of marginal continental arc. Due to reaction of the high temperature fluid with the protolith rocks, the ratios of Na^+/K^+ and Na^+/H^+ in fluid in equilibrated to feldspars of protolith rock elevated (Cuney et al., 2012). A basically alkaline medium to low temperature hydrothermal fluid is a suitable environment for the activation and transfer of U and REE in the form of hydroxyl complex (Romberger, 1984). Conversely, Th remained essentially immobile during the metasomatic processes (Cuney et al., 2012) and therefore, cannot be in abundance carried by this fluid. Hematite pigmentation of albite and transfer of U shows that oxygen fugacity in the early hydrothermal fluid has been quite high. These geochemical conditions simply allow U, and REEs enter from wall rocks to fluids and form

hydroxyl complex of these elements, which are sustainable and are portable. Titanium bearing minerals within the quartzdiorite-diorite rocks and Douzakh Dareh granite easily decompose under hydrothermal activity and form titanium hydroxides, which is a very strong absorbent for U. After mineralization of albite and hematite, oxidation degree of fluid quickly drops and as a result, conditions for instability of complexes containing Ti, REE and U are provided.

Acknowledgements

This paper is based on a part of the first author's Ph.D thesis at Shahid Beheshti University. This research was also supported by Skam Company and Iranian Mines & Mining Industries Development & Renovation Organization.

References

- Cuney, M., Emetz, A., Mercadier, J., Mykchaylov, V., Shunko, V. and Yuslenko, A., 2012. Uranium deposits associated with Na-metasomatism from central Ukraine: A review of some of the major deposits and genetic constraints. *Ore Geology Reviews*, 44(1): 82–106.
- Johnson, C.A. and Harlow, G.E., 1999. Guatemala jadeitites and albitites were formed by deuterium-rich serpentinizing fluids deep within a subduction zone. *Geology*, 27(7): 629–632.
- Romberger, S.B., 1984. Transport and deposition of uranium in hydrothermal systems at temperatures up to 300 °C: geological implications. In: B. DeVivo, F. Ippolito, G. Capaldi and P.R. Simpson (Editors), *Uranium Geochemistry, Mineralogy, Geology, Exploration and Resources*. Institution of Mining and Metallurgy, London, pp. 12–17.
- Samani, B., 1985. Preliminary study of ore samples from the Saghand area (Central Iran). Atomic Energy Organization of Iran, Tehran, Report 168, 17 pp. (In Persian)
- Zhao, F., 2005. Alkali-metasomatism and uranium mineralization. 8th Biennial meeting, Society for Geology Applied to Mineral Deposits; Mineral deposit research meeting the global challenge, Beijing, China.