

دگرسانی سدیک-کلسیک در سنگ میزبان کانسار آپاتیت-مگنتیت اسفوردی صدیقه تقی‌پور^۱، علی کنعانیان^{۱*} و محمود خلیلی^۲

^۱ دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

سنگ میزبان کانسار اسفوردی، متشکل از سنگ‌های ریولیتی، توف ریولیتی کامبرین پایینی و دولومیت‌های سری ریزو است که در شمال و شرق کانسار به شدت دچار دگرسانی سدیک-کلسیک شده است. بر اساس مطالعات پتروگرافی، آمفیبول، کلریت، کلسیت و هماتیت از مهم‌ترین کانی‌های پهنه دگرسانی سدیک-کلسیک هستند. آمفیبول‌های پهنه دگرسانی سدیک-کلسیک در شمار گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند و از نوع ادنیت و اکتینولیت هستند. میزان متوسط $(Na+K)_A$ در ادنیت و اکتینولیت به ترتیب ۰/۶۷ و ۰/۱۱ است. ادنیت نسبت به اکتینولیت از اکسیدهای TiO_2 (۰/۹۳)، Al_2O_3 (۱۱/۳۴)، FeO (۱۳/۵۵)، Na_2O (۲/۰۹) و Cl (۱/۰۵) غنی‌شدگی نشان می‌دهد. آنالیزهای سنگ میزبان دگرسان شده نشان می‌دهد که دگرسانی سدیک-کلسیک سبب تجمع MgO ، CaO ، Na_2O ، P_2O_5 ، Y_2O_3 و FeO در پهنه دگرسانی نسبت به نمونه‌های نسبتاً سالم شده است. به دنبال دگرسانی سدیک-کلسیک، رگه‌ها و رگچه‌های کلسیت و سپس کوارتز نیز شکل گرفته‌اند. در سنگ‌های میزبان دگرسان شده و کلسیت‌های رگچه‌ای کانسار اسفوردی مقادیر دلتای ایزوتوپ اکسیژن (در مقایسه با استاندارد SMOW) به ترتیب برابر با ۱۰/۵ تا ۱۲ درصد و ۱۴/۱ تا ۱۸/۱ درصد و مقادیر دلتای ایزوتوپ کربن (در مقایسه با استاندارد PDB) برابر ۳/۸- تا ۴/۲- درصد و ۵/۵- تا ۶/۳- درصد است. داده‌های ایزوتوپ‌های پایدار نشان می‌دهد دگرسانی سنگ میزبان ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد و دمای تشکیل کلسیت‌های رگچه‌ای، زیر ۳۰۰ درجه سانتیگراد بوده است. بر مبنای داده‌های موجود در این تحقیق، اختلاط سیالات برخاسته از ماگما با آب‌های جوی سبب ایجاد دگرسانی در منطقه اسفوردی شده است.

واژه‌های کلیدی: کانسار اسفوردی، زمین‌دماسنجی، سیالات ماگمایی و جوی، دگرسانی سدیک-کلسیک

Stosch et Hitzman, 2000 and Henriquez, 1994

al., 2011. کانسارهای ماگمایی آهن، گروه بسیار بزرگی از کانسارهای IOCG را به خود اختصاص می‌دهند. این نوع کانسارها، معمولاً محصول جدایش یک مذاب اکسید

مقدمه

کانسارهای آپاتیت-مگنتیت و اکسید آهن-مس و طلا (IOCG) در نقاط مختلف دنیا در بین سنگ‌های آتشفشانی یا نیمه‌آتشفشانی برونزد یافته‌اند (Nyström

* kananian@khayam.ut.ac.ir

کیرونا ی سوئد (Harlov *et al.*, 2002) نشان می‌دهد که کانه‌زایی آپاتیت- مگنتیت معمولاً هم‌زمان با فرآیندهای ماگمایی یا آتشفشانی به وقوع پیوسته است و عملکرد فرآیندهای گرمایی مرتبط با ماگماتیسم نیز به تشکیل آپاتیت‌های متاسوماتیک (تأخیری) در میان کانسار مگنتیت- آپاتیت منجر شود (Harlov *et al.*, 2002; Jami *et al.*, 2007; Bonyadi *et al.*, 2011).

کانسار اسفوردی در فاصله ۳۶ کیلومتری شمال شرق بافق واقع شده و مختصات جغرافیایی آن در نقشه زمین‌شناسی و ساختاری منطقه در گستره طول ۳۸' ۵۵° شرقی و عرض ۴۷' ۳۱° شمالی است (شکل ۱). با توجه به این که تاکنون مطالعات جامعی بر روی سنگ میزبان دگرسان‌شده اسفوردی و ارتباط آن با کانه‌زایی مگنتیت- آپاتیت صورت نگرفته است، در این پژوهش سعی بر آن است که با مطالعه زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و تغییرات شیمیایی عناصر در مناطق دگرسانی گرمایی، تکامل سیستم گرمایی منطقه اسفوردی بررسی شود و نتایج حاصل از این پژوهش با سایر کانسارهای IOCG و کیرونا در دنیا مقایسه شود.

روش انجام پژوهش

پس از مطالعات صحرایی و کتابخانه‌ای، تعداد ۴۷ نمونه از رخنمون‌های گوناگون سنگ میزبان و کانسار آپاتیت- مگنتیت معدن اسفوردی جمع‌آوری شد. تعداد ۲۱ مقطع نازک- صیقلی و ۴ مقطع صیقلی به‌منظور انجام آنالیز نقطه‌ای (EMPA) تهیه شد. آنالیزهای EMPA در مرکز پژوهشی علوم زمین آلمان (GFZ, Germany) با استفاده از دستگاه آنالیز الکترون مایکروپروب مدل SX-50 CAMECA بر روی کانی‌های آمفیبول متعلق به پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک انجام شد. در طول آنالیز، ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه 20 kv، شدت جریان 20 A و زمان شمارش برای کلیه عناصر در 30 s بوده است. به‌منظور تعیین تحرک عناصر در دگرسانی سدیک- کلسیک، تعداد ۱۳ نمونه از بخش‌های

آهن نامیژاک از ماگماهای سیلیکاتی معرفی می‌شوند (به عنوان مثال: Harlov *et al.*, 2002; Kesler, 1994) و مانند کانسارهای کیرونا سوئد، پی‌ریج و پیلوت ناب در میسوری، سرومرکادو در مکزیکو، ال لاکو در شیلی و بافق در ایران مرکزی اغلب با ریولیت همراه هستند و تشکیل آن‌ها مستلزم برقرار بودن شرایط اکسیداسیون شدید است (Kesler, 1994). سنگ‌های آذرین منطقه بافق، واقع در ایران مرکزی، میزبان کانسارهای آپاتیت- مگنتیت (Stosch *et al.*, 2011; Williams, 2010) از نوع کیرونا (Williams and Houshmandzadeh, 1966; Torab Jami *et al.*, 2007; Hitzman *et al.*, 1992; Corriveau *et al.*, 2010; and Lehmann, 2007; Groves *et al.*, 2010) هستند.

معمولاً کانسارهای IOCG دگرسانی گرمایی نسبتاً شدیدی را متحمل شده و بسته به جنس سنگ میزبان و عمق تشکیل، دگرسانی‌های متفاوتی را نشان می‌دهند ولی معمولاً همراه با دگرسانی سدیک (- کلسیک) هستند (Hitzman *et al.*, 1992; Hitzman, 2000; Corriveau *et al.*, 2010). مطالعه دقیق بر روی پاراژنز کانی‌های گرمایی به شناخت شرایط فیزیکیوشیمیایی حاکم بر کانه‌زایی و دگرسانی منجر می‌شود. بر اساس دماسنجی‌های انجام شده بر روی کانی‌های موجود در سنگ میزبان کانسارهای آپاتیت- مگنتیت و IOCG مشخص شده که دگرسانی گرمایی این کانسارها در محدوده حرارتی ۱۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد رخ می‌دهد (Hitzman *et al.*, 1992). مطالعه ریزدماسنجی سیالات درگیر و ایزوتوپی بر روی کانسار مگنتیت- آپاتیت اسفوردی نیز گویای آن است که آپاتیت اسفوردی در حرارت حدود ۱۵۰ تا ۴۵۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده است (Jami *et al.*, 2007). با این حال، مطالعات کانی‌شناسی و پترولوژی انجام شده بر روی آپاتیت‌های موجود در کانسارهای مگنتیت- آپاتیت در منطقه بافق (Torab and Lehmann, 2007; Stosch *et al.*, 2011; Bonyadi *et al.*, 2011)

آتشفشانی مافیک و اسیدی سری‌های ریزو و دزو قرار گرفته‌اند (شکل ۱). رخداد میان‌لایه‌هایی از سنگ‌های رسوبی در میان مگنتیت- آپاتیت اسفوردی، ماسه‌سنگ و ساخت‌های رسوبی مثل دانه‌بندی تدریجی، انباشتگی و ساختار جریان‌ی و تشکیل مگنتیت به‌صورت بلوک‌های تخریبی مؤید تشکیل کانسار مگنتیت- آپاتیت اسفوردی به‌صورت هم‌زمان با رسوب‌گذاری است (Jami et al., 2007). در این راستا، Daliran (۲۰۰۲) نیز محیط تشکیل کانسار می‌شود را رسوبی- آتشفشانی معرفی نموده است.

زمین‌شناسی معدن اسفوردی

ویژگی‌های زمین‌شناسی و زمین‌ساختاری معدن اسفوردی در شکل ۲ مشاهده می‌شود. کانسار مگنتیت- آپاتیت اسفوردی بین سنگ‌های ریولیتی، آتشفشانی- تخریبی، ماسه‌سنگ، کربنات و جاسپیلیت متعلق به بخش‌های میانی سازند ساغند رخنمون یافته، و تعدادی دایک دلریتی در آن نفوذ کرده است. تعدادی گسل عادی با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق، سنگ‌های میزبانی که متحمل دگرسانی سدیک- کلسیک شده‌اند را قطع می‌کند. قسمت اصلی ذخیره آپاتیت- مگنتیت که به پهنه آهن‌دار معروف است به‌صورت یک عدسی بزرگ به ضخامت ۹۰ متر از سطح تا عمق ۴۰۰ متری ادامه دارد و مواد معدنی در آن به‌صورت توده‌ای تجمع یافته است. بر روی پهنه آهن‌دار، لایه اصلی آپاتیت‌دار قرار دارد که درون سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی و آتشفشانی- تخریبی رخنمون یافته است (Jami et al., 2007).

سنگ میزبان کانسار اسفوردی شدیداً متحمل دگرسانی گرمایی از نوع سدیک- کلسیک شده است. حضور گسترده آمفیبول در این پهنه، عامل ایجاد رنگ سبز در سنگ میزبان است. رگچه‌های تأخیری کلسیت و کوارتز نیز، سنگ میزبان دگرسان شده را قطع کرده‌اند.

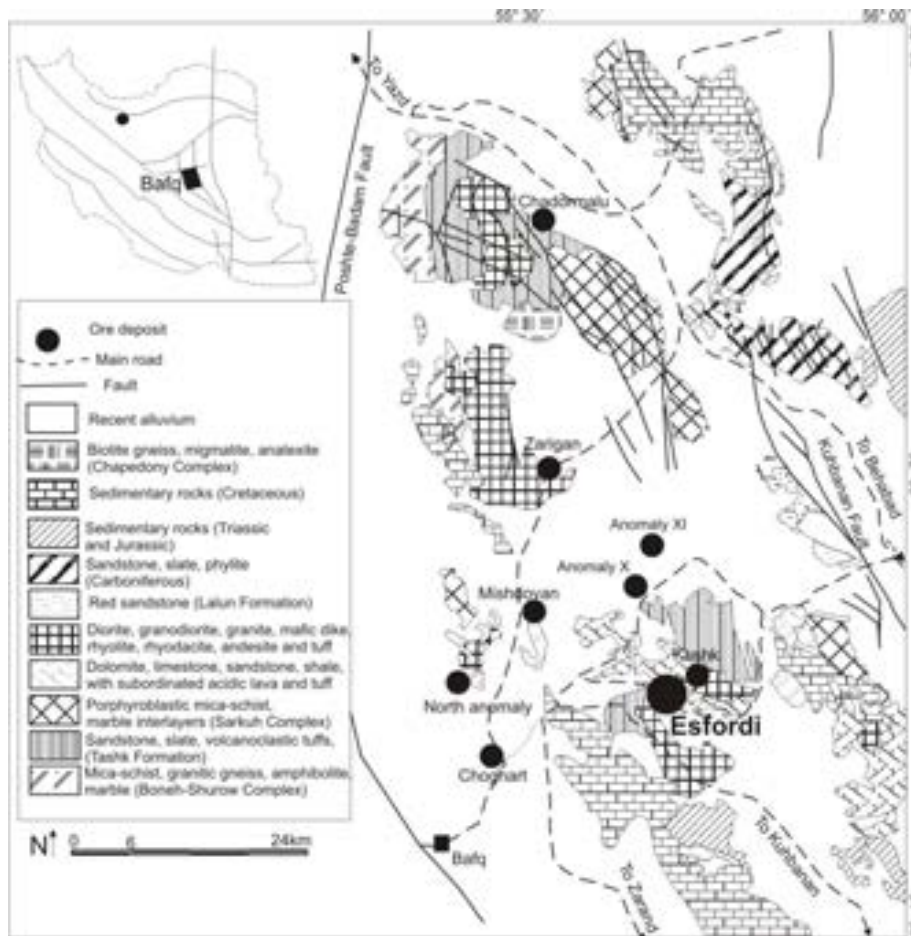
مختلف سنگ میزبان کاملاً دگرسان شده و تقریباً سالم به‌منظور آنالیز XRF انتخاب شد.

آنالیزهای XRF در آزمایشگاه ALS Chemex، ونکوور کانادا انجام شده است. شش نمونه از اکتینولیتیت‌ها و پنج نمونه از کلسیت‌های رگه‌ای معدن اسفوردی برای آنالیز ایزوتوپ‌های ^{13}C و ^{18}O در دانشگاه برمن آلمان آنالیز شد. آزادسازی اکسیژن از نمونه‌های مورد آنالیز از پودر BrF_5 در دمای ۶۰۰ درجه سانتیگراد، با ایجاد CO_2 (Baertschi and Silberman, 1951) و با استفاده از دستگاه مدل Finnigan mat 251 انجام شد.

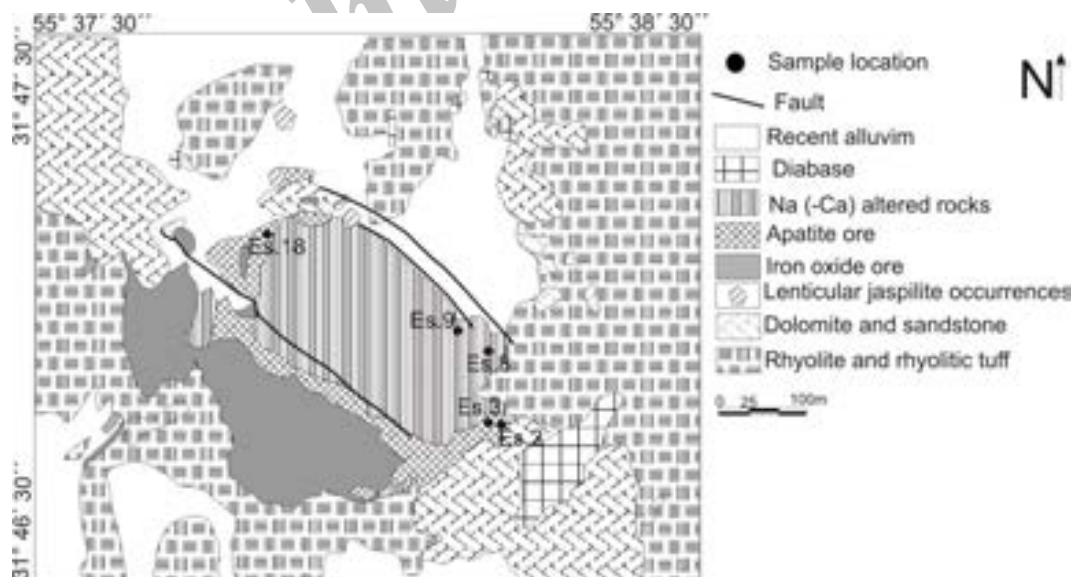
زمین‌شناسی عمومی

زمین‌شناسی منطقه بافق- ساغند

کانسار اسفوردی منطقه بافق در خردقاره ایران مرکزی در حد فاصل می‌شودان و کوشک واقع شده است. پی‌سنگ منطقه بافق، سنگ‌های متعلق به پروتروزوئیک بالایی (کمپلکس بنه‌شور، پشت بادام و سازند تاشک) است که توسط رسوبات نئوپروتروزوئیک تا تریاس پوشیده شده‌اند (Stöcklin, 1971; Borumandi, 1973; Haghypour, 1977). سازند ساغند بر روی سازند تاشک قرار گرفته و شامل سنگ‌های آتشفشانی بایمدال (Ramezani, 1997) است. مقطع تیپ سازند ساغند، به ترتیب از پایین به بالا شامل کنگلومرای پایینی، سنگ‌های آتشفشانی بازالتی و ریولیتی (۲۰۰-۳۰۰ متر) و ۱۵۰-۲۰۰ متر شیل و ماسه‌سنگ، ۴۰۰ متر سنگ‌های آتشفشانی- پیروکلاستیک- اپی‌کلاستیک با میان‌لایه‌های کربناته است (Samani, 1993). سنگ‌های آتشفشانی یاد شده، میزبان اصلی کانسارسازی آپاتیت- مگنتیت محسوب می‌شوند. بخش بالایی سازند ساغند شامل ۱۵۰-۲۰۰ متر لایه‌های تبخیری و کربناته است. بر روی سازند ساغند، سنگ‌های تبخیری، کربناته، شیل و سنگ‌های



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی و زمین‌ساختاری منطقه بافق و جایگاه کانسار اسفوردی بر روی آن (Torab and Lehmann, 2007)



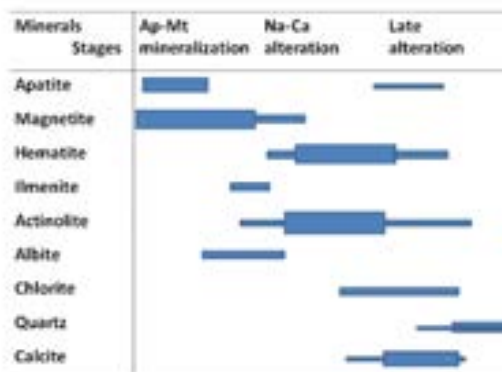
شکل ۲- جایگاه پهنه دگرسانی سدیک (- کلسیک) و کانه‌زایی مگنتیت- آپاتیت بر روی نقشه زمین‌شناسی و زمین‌ساختاری معدن اسفوردی (Soheili and Mahdavi, 1991; Jami *et al.*, 2007)

دگرسانی، کانه‌زایی و پاراژنز کانی‌ها

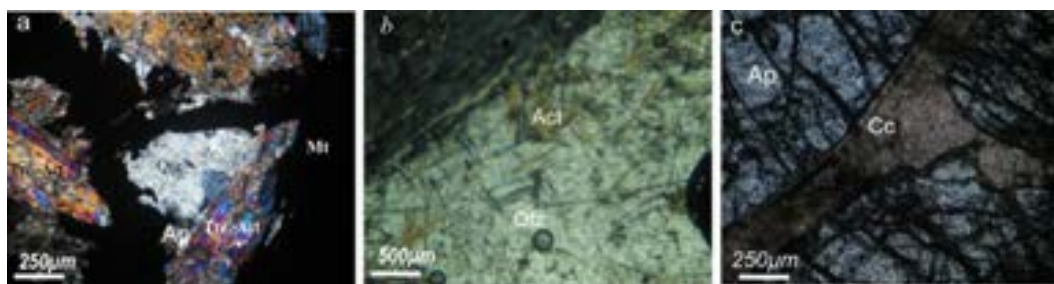
مجموعه کانی‌های آمفیبول، آلبیت، اپیدوت، هماتیت، کلریت و کلسیت، مهم‌ترین پاراژنز کانی‌های ناشی از دگرسانی سدیک-کلسیک در کانسار اسفوردی محسوب می‌شوند (شکل ۳). آمفیبول، رایج‌ترین کانی سیلیکاته است که به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (۵۰۰ میکرومتر تا ۱ سانتی‌متر) همراه با آپاتیت-مگنتیت و یا به صورت ادخال‌های سوزنی (۳۰-۴۰۰ میکرومتر) درون کلسیت و کوارتزهای تأخیری، مشاهده شده است.

حداقل دو نوع آمفیبول در سنگ میزبان دگرسان شده سدیک (-کلسیک) مشاهده می‌شود. گروه اول از نوع ادنیت، در سنگ‌های با دگرسانی کم، تشکیل شده و گروه دوم از نوع ترمولیت-اکتینولیت با بافت گلبرگی، در مرحله پیشرفته دگرسانی در نمونه‌ها ظاهر شده‌اند (شکل ۴- a و b). از طرف دیگر، رخداد کلریت‌های

رگچه‌ای، کانی‌های رسی، کلسیت و کوارتز به صورت بی‌شکل، رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی بین کانی‌ها، از کانی‌های همراه با رگه‌ها و رگچه‌های کلسیتی و کوارتزی هستند که پس از دگرسانی سدیک (-کلسیک)، سنگ میزبان اسفوردی را تحت تأثیر قرار داده‌اند. مگنتیت به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار (۰/۵-۳ میلی‌متر) در نمونه‌ها مشاهده می‌شود (شکل‌های ۳ و ۴-a). در برخی موارد، بلورهای مگنتیت به شدت مارتیتی و برشی شده‌اند. در این حالت، شدت برشی شدن و مارتیتی شدن از مرکز به سمت حاشیه افزایش می‌یابد. معمولاً مارتیتی‌زاسیون در امتداد حاشیه دانه‌ها و شکستگی‌های موجود در بلورهای مگنتیت رخ داده است. ایلمنیت، یکی دیگر از کانه‌های موجود در کانسار اسفوردی است که به صورت ادخال‌های تیغه‌ای شکل و یک فاز فرعی درون دانه‌های تیتان مگنتیت مشاهده می‌شود.



شکل ۳- جدول روابط پاراژنتیکی کانی‌های موجود در کانسار و سنگ میزبان اسفوردی



شکل ۴- a) ترمولیت-اکتینولیت، مگنتیت، آپاتیت و کوارتزهای تأخیری در سنگ میزبان کانسار اسفوردی تشکیل شده است (XPL)،
 b) رشته‌های اکتینولیت تأخیری درون کوارتزهای گرمابی کانسار اسفوردی (XPL) و (C) آپاتیت‌های اولیه، بزرگ و شکل‌دار که به‌طور بخشی کربناته شده‌اند (XPL)

تکامل ماگما و دگرسانی گرمابی می‌توان از روند تغییرات عناصر غیرمتحرک (Al, Ti, Nb, Y و Zr) در مقابل یکدیگر و در برابر سایر عناصر بهره‌گرفت (Edfelt *et al.*, 2005). در نمودارهای شکل ۶، اکسیدهای عناصر اصلی و Nb و Y در مقابل Zr ترسیم شده است. به‌منظور محاسبه تحرک عناصر بین سنگ میزبان نسبتاً سالم و انواع دگرسان شده بهترین راه، تعیین تغییرات جرمی عناصر بر اساس رابطه Grant (۱۹۸۶) است. بر اساس ایزوکن شکل ۵- c و نمودارهای شکل ۶ عناصر Al, Zr, Ti و Nb از جمله عناصر نامتحرک ضمن دگرسانی بوده‌اند. میزان عناصر Na, Ca, Mg, Fe و Y در طی دگرسانی افزایش و میزان Si در نمونه‌های دگرسان شده کاهش یافته است.

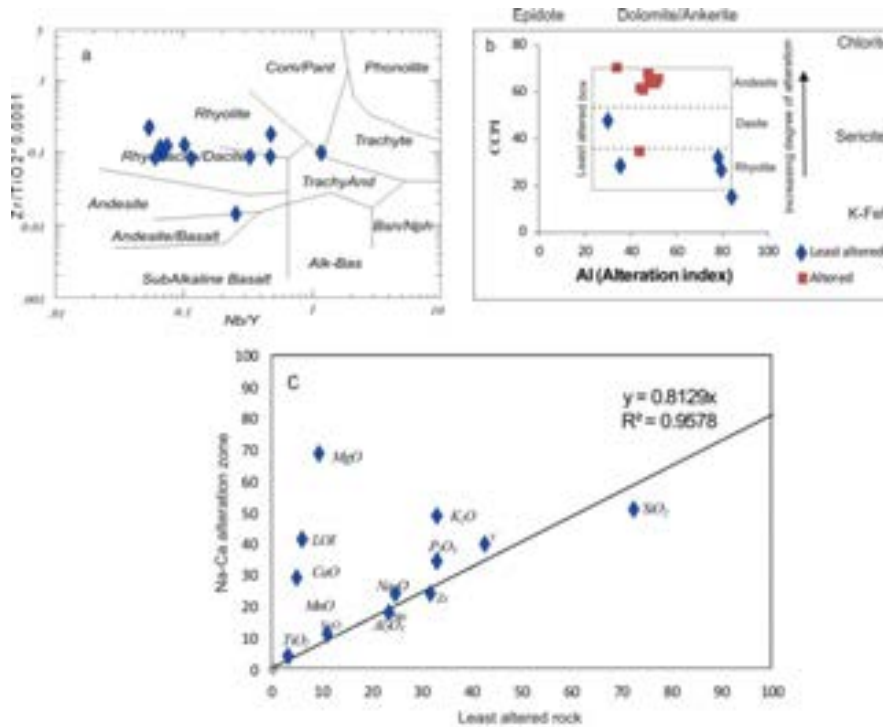
شیمی آمفیبول

آمفیبول، کانی سیلیکاته شاخص در سنگ میزبان دگرسان شده اسفوردی است. نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های موجود در پهنه دگرسانی سدیک-کلسیک در جدول ۲ خلاصه شده است. فرمول ساختمانی آمفیبول بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن محاسبه شده است. آمفیبول‌های مورد مطالعه بر اساس تقسیم‌بندی جدید آمفیبول‌ها (Leake *et al.*, 1997؛ Hawthorne and Oberti, 2007) در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند و ترکیب آن‌ها از نوع اکتینولیت و ادنیت است. نسبت $(Na+K)_A$ در اکتینولیت و ادنیت به ترتیب ۰/۰۵ و ۰/۷۹ است. از سوی دیگر، اکتینولیت از لحاظ SiO_2 (۵۵/۸۹ - ۵۷/۹۱ درصد)، MgO (۱۶/۱۲ - ۱۸/۹۸ درصد)، CaO (۱۱/۸۱ - ۱۳/۶۷ درصد) و ادنیت از نظر FeO (۱۲/۴۵ - ۱۵/۳۹ درصد)، Na_2O (۱/۲۳ - ۲/۶۲ درصد)، TiO_2 (۰ - ۰/۴۸٪) و Cl (۰/۹۸ - ۱/۱۴ درصد) غنی شده‌اند (شکل ۷).

آپاتیت، اصلی‌ترین کانی فسفات موجود در کانسار اسفوردی است. این کانی به‌صورت اولیه و ثانویه در نمونه‌ها مشاهده می‌شود. آپاتیت‌های اولیه به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (۰/۰۵ - ۵ میلی‌متر)، همراه با کانسارسازی اصلی مگنتیت یافت می‌شوند و به‌صورت بخشی به کربنات دگرسان شده‌اند (شکل ۴- c) در حالی که انواع ثانویه بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند (۵۰ - ۳۰۰ میکرومتر) و معمولاً با کانی‌های تأخیری همچون کوارتز یا کلسیت یافت می‌شوند.

زمین‌شیمی سنگ میزبان

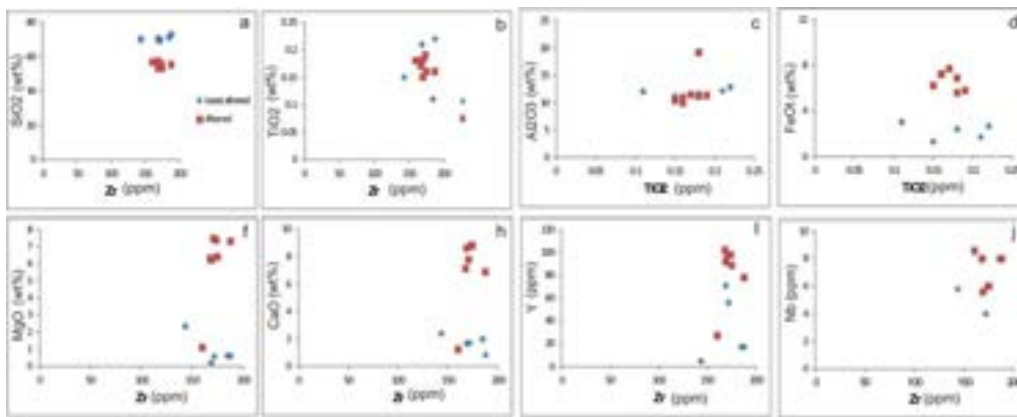
نمونه‌های سنگ میزبان بر روی نمودارهای رده‌بندی (Winchester and Floyd, 1977) در محدوده‌های ریولیت و ریوداسیت (شکل ۵- a) قرار گرفته است. دگرسانی گرمابی سبب ایجاد تغییرات زیادی در مقدار عناصر اصلی و فرعی سنگ میزبان کانسار اسفوردی شده است. مقدار SiO_2 و میانگین کل عناصر قلیایی (Na_2O+K_2O) در سنگ میزبان دگرسان شده و سالم به ترتیب ۷۱/۶۳-۵۵/۲۲ و ۴/۷۹-۶/۷ درصد است (جدول ۱). برای محاسبه تغییرات شیمیایی سنگ کل در اثر دگرسانی از شاخص ضریب کلریت-کربنات-پیریت (chlorite-carbonate-pyrite index) برای سنگ‌های آتشفشانی فلسیک استفاده می‌شود (Large *et al.*, 2001). علاوه بر این، برای محاسبه تغییرات شیمیایی در طی دگرسانی از شاخص دگرسانی (alteration index) استفاده می‌شود (Ishikawa *et al.*, 1976). شاخص AI و CCPI برای سنگ‌های دگرسان شده پهنه دگرسانی سدیک-کلسیک به ترتیب (بر حسب درصد) ۳۰-۸۴ و ۱۶-۷۲ است. با توجه به شکل ۵- b، شدت دگرسانی از سنگ‌های ریولیتی نسبتاً سالم به سمت انواع دگرسانی سدیک-کلسیک افزایش می‌یابد. برای پی بردن به تغییرات زمین‌شیمیایی عناصر در طی



شکل ۵- (a) سنگ میزبان کانسار اسفوردی بر روی نمودار تقسیم‌بندی Zr/TiO₂ در مقابل Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) در جایگاه سنگ‌های ریولیت و ریداسیت، قرار گرفته است، (b) نمودار CCPI در برابر AI و جایگاه نمونه‌های کم‌دگرسان و دگرسان‌شده منطقه اسفوردی بر روی آن و (c) نمودار ایزوکن برای نمونه‌های سنگ میزبان دگرسان‌شده منطقه اسفوردی

جدول ۱- نتایج آنالیزهای XRF سنگ میزبان دگرسان‌شده پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک و کم‌دگرسان کانسار اسفوردی

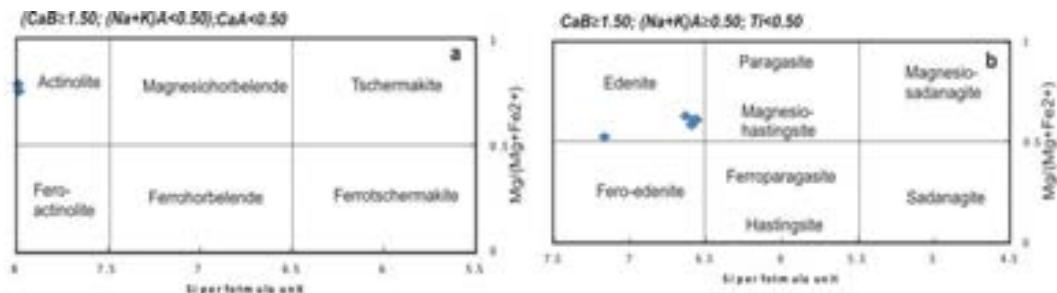
Least altered rocks	Na-Ca altered rocks													
	Sample	Es R	Es 3	Es 21	Es R1	Es 4	Es 3	Alte2	Es 12	Es 23	Es 8	Es 18	Alt 5	Es 9
wt%														
SiO ₂	71.63	72.87	70.32	70.43	69.78	55.22	56.67	47.1	56.91	57.4	53.31	53.18	53.18	55.49
TiO ₂	0.11	0.22	0.15	0.21	0.18	0.19	0.15	1.14	0.18	0.17	0.16	0.18	0.18	0.16
Al ₂ O ₃	12.01	12.82	11.14	12.12	11.67	11.32	10.37	15.35	19.23	11.48	10.98	11.23	11.23	9.97
FeO _t	3.04	2.65	1.3	1.69	2.4	5.81	6.23	10.67	5.6	7.7	7.21	6.87	6.87	7.23
MnO	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.04	0.03	0.09	0.12	0.04	0.03	0.04	0.04	0.4
MgO	0.61	0.59	2.32	0.19	0.56	7.37	7.45	4.01	1.09	6.31	6.38	6.23	6.23	7.31
CaO	1.98	0.81	2.38	1.67	1.68	8.38	7.78	5.01	1.21	7.1	8.79	8.63	8.63	6.89
Na ₂ O	2.6	5.32	0.34	0.32	0.45	3.42	3.47	4.98	7.11	3.34	4.21	4.12	4.12	3.56
K ₂ O	3.37	2.76	7.31	10.43	7.8	4.1	4.23	1.17	5.45	3.27	4.48	3.98	3.98	4.01
P ₂ O ₅	0.09	0.07	0.04	0.04	0.01	0.03	0.04	0.24	0.13	0.05	0.12	0.11	0.11	0.07
LOI	4.01	1.92	4.71	2.21	2.3	3.7	3.9	9.86	3.24	2.39	3.67	5.02	5.02	5.34
Total	99.51	100.1	100	99.32	100.4	99.98	100.3	99.62	100.3	99.25	99.34	99.59	99.59	100.4
ppm														
Ba	550.5	614	554	263	321	321	327	139	262	343	289	345	345	110
Rb	154.5	47.1	160.3	8.7	459	109	102	41.7	203.3	105	121	156	156	98
Sr	39.6	44.3	33.5	63	71	102	94	68.3	238	98	102	145	145	78
Y	17.01	17.2	4.8	71	56	98	171	35.01	27.1	167	163	156	156	145
Zr	185	188.1	143.6	169	172	174	7	182.1	160.4	168	175	169	169	6
Nb	8	8	8.8	8	4	6	7	8.9	8.6	8	6	5.6	5.6	8
Th	18.93	22.1	8.4	10.5	10.1	11.87	8.9	12.32	33.6	9.1	11.5	12.4	12.4	5.8
Pb	4.5	5.1	7	5.7	8.9	6.4	7	6.8	23	7.2	7.5	13.1	13.1	11
Ga	12	13.4	13.7	12	14.3	12.3	13	21.1	39	12	11.4	13.2	13.2	12
Zn	11.8	10.3	10.2	9.4	10.4	24.4	21	31.8	196	24	24	25	25	21
V	25.92	34	27.5	21	20.1	145	126	195.1	18.3	138	126	143	143	136
Co	3	3.5	4	4	6	22	24	23.7	6.2	21	19	26	26	36
U	7.6	4.8	4.3	5.7	5.6	6.6	8	3.4	8.1	6	12	13	13	13
Sn	3	2.5	6.8	5	4	12.1	10.3	8.7	16	11.1	9.4	10.4	10.4	12.1



شکل ۶- مقایسه اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های کم‌دگرسان با انواع دگرسان‌شده

جدول ۲- نتایج آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های موجود در پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک در کانسار اسفوردی

Oxide/smpale	Es 1	Alt 5	Alt 2	Es 18	Es 11	Wes	Es 2	EsR1	ES	Es3	Es21	Es9	Es R
SiO ₂	56.21	57.11	55.89	56.37	57.89	56.45	57.91	44.09	44.02	44.21	43.89	44.45	47.45
TiO ₂	0.04	0.05	0.06	0.03	0.00	0.32	0.00	0.89	0.97	1.48	0.76	0.36	1.13
Al ₂ O ₃	0.17	0.15	0.18	1.07	0.39	0.72	0.26	12.21	12.23	11.67	11.83	11.84	8.23
FeO	9.43	9.78	9.12	6.28	7.33	7.59	6.61	13.35	13.45	13.76	12.87	12.45	15.39
MgO	17.92	16.12	16.75	18.67	18.62	17.43	18.98	11.61	11.49	10.98	11.29	11.95	9.62
CaO	13.09	13.67	13.18	13.21	13.23	13.12	11.81	12.17	10.76	11.25	11.93	11.68	10.56
Na ₂ O	0.43	0.48	0.49	0.14	0.09	0.21	0.32	1.31	2.39	2.51	2.62	2.47	1.23
K ₂ O	0.18	0.12	0.13	0.37	0.06	0.00	0.05	1.11	1.23	1.02	1.21	1.09	2.27
H ₂ O*	2.05	2.32	2.59	3.02	1.97	3.01	3.11	1.71	2.48	1.97	2.02	1.79	2.01
Cl	0.11	0.12	0.13	0.21	0.12	0.11	0.10	0.98	1.01	1.11	1.14	1.07	0.98
F	0.07	0.09	0.10	0.10	0.08	0.10	0.11	0.14	0.17	0.18	0.21	0.11	0.21
O=F, Cl	0.05	0.06	0.07	0.09	0.06	0.07	0.07	0.28	0.30	0.33	0.35	0.29	0.31
SUM	99.68	99.64	97.95	98.24	99.90	97.98	98.36	99.50	99.35	99.59	98.99	98.97	98.31
Formula per 23 Oxygens (all Fe as FeO)													
Si	7.98	8.00	8.00	7.99	8.00	8.00	8.00	6.56	6.57	6.59	6.58	6.63	7.16
Al ^{iv}	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	1.44	1.43	1.41	1.42	1.37	0.84
Al(total)	0.03	0.14	0.09	0.18	0.15	0.17	0.21	2.14	2.15	2.05	2.09	2.08	1.47
Al ^{vi}	0.01	0.14	0.09	0.17	0.15	0.17	0.21	0.70	0.72	0.64	0.66	0.71	0.63
Ti	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.10	0.11	0.17	0.09	0.04	0.13
Mg	3.79	3.41	3.60	3.94	3.88	3.71	3.99	2.57	2.56	2.44	2.52	2.66	2.16
Fe	1.12	1.16	1.10	0.74	0.86	0.91	0.78	1.63	1.62	1.72	1.61	1.55	1.94
Ca	0.07	0.29	0.20	0.14	0.12	0.18	0.02	0.00	0.00	0.04	0.12	0.04	0.13
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.92	1.79	1.84	1.87	1.86	1.82	1.76	1.94	1.72	1.76	1.80	1.83	1.58
Na	0.08	0.21	0.16	0.13	0.14	0.18	0.24	0.02	0.22	0.24	0.20	0.17	0.42
Na	0.04	0.07	0.03	0.10	0.11	0.12	0.15	0.35	0.48	0.48	0.56	0.54	0.06
K	0.03	0.02	0.02	0.07	0.01	0.00	0.01	0.21	0.23	0.19	0.23	0.21	0.44
OH	1.94	1.93	1.92	1.90	1.94	1.93	1.93	1.69	1.66	1.63	1.61	1.68	1.65
F	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.07	0.08	0.08	0.10	0.05	0.10
Cl	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.02	0.25	0.26	0.28	0.29	0.27	0.25
Fe#	0.23	0.25	0.23	0.16	0.18	0.20	0.16	0.39	0.40	0.41	0.39	0.37	0.47
(Na+K) _A	0.07	0.09	0.05	0.17	0.12	0.12	0.16	0.56	0.71	0.68	0.79	0.75	0.50



شکل ۷- (a و b) آمفیبول‌های موجود در سنگ میزبان کانسار اسفوردی بر روی نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997; Hawthorne and Oberti, 2007) در قلمرو اکتینولیت و ادنیت قرار می‌گیرند.

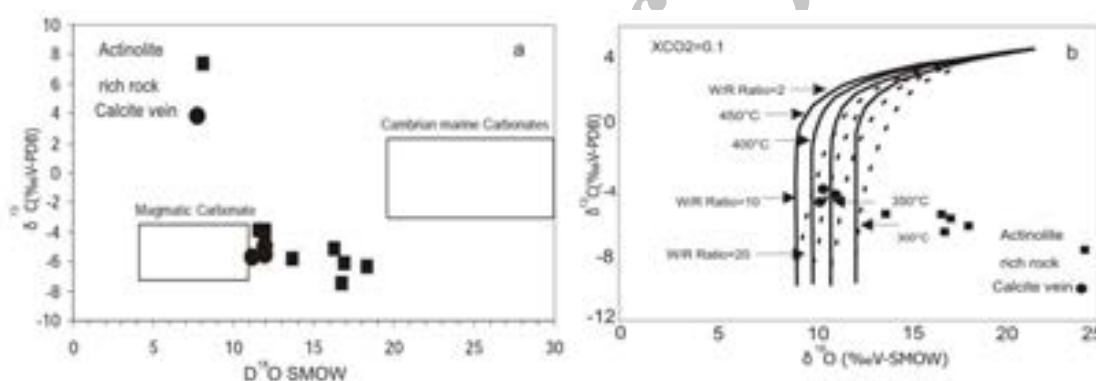
ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن

۱۸/۱ درصد و $^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ بین ۳/۸- درصد تا ۴/۲- درصد و ۵/۵- درصد تا ۶/۳- درصد متغیر است. نمونه‌های یاد شده بر روی نمودار شکل ۸- a، بین کربنات‌های ماگمایی و دریایی قرار گرفته‌اند. بر مبنای شکل ۸- b کلسیت‌های رگچه‌ای در دمای زیر ۳۰۰ درجه سانتیگراد و نمونه سنگ‌های دگرسان شده غنی از اکتینولیت در دمای ۳۵۰-۴۰۰ درجه سانتیگراد پایدار هستند.

نتایج حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی اکسیژن و کربن انجام شده بر روی سنگ میزبان و کلسیت‌های رگچه‌ای پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک در جدول ۳ خلاصه شده است. مقدار $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ برای سنگ میزبان دگرسان شده پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک و کلسیت‌های رگچه‌ای به ترتیب بین ۱۰/۵ تا ۱۲ درصد، ۱۴/۱ تا

جدول ۳- داده‌های حاصل از آنالیز ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن بر روی اکتینولیت‌ها و رگچه‌های کلسیت موجود در پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک کانسار اسفوردی

Sample	Calcite vein				Actinolite rich rock		
^{18}O (SMOW) ‰	14.1	16.4	16.1	18.1	10.5	10.7	12
^{13}C (PDB) ‰	-5.5	-5.6	-6.3	-5.8	-4.2	-3.8	-4.1



شکل ۸- a) نمونه سنگ‌های اکتینولیت و کلسیت‌های رگچه‌ای مربوط به پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک بر روی نمودار دو تایپی $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ (Veizer and Hoefs, 1976) که بین کربنات‌های ماگمایی و دریایی کامبرین قرار می‌گیرند، b) نمونه‌های سنگ‌های اکتینولیت و رگچه‌ای کلسیت بر روی نمودار دوتایی $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}-\text{XCO}_2$ (Zheng and Hoefs, 1993) در دامنه حرارتی ۳۰۰-۴۰۰ درجه سانتیگراد پایدار هستند.

بحث

جایگیری سنگ‌های آتشفشانی و ماگمایی تشکیل شوند (Harlov *et al.*, 2002). سنگ میزبان کانسار اسفوردی تحت تأثیر دگرسانی سدیک- کلسیک قرار گرفته، سپس با رگچه‌های کلسیتی و در نهایت با رگچه‌های کوارتزی قطع شده است. تشکیل آپاتیت- مگنتیت و پهنه‌بندی‌های ناشی از دگرسانی در اسفوردی با انواع موجود در سایر کانسارهای نوع کیرونا و IOCG دنیا (Hitzman *et al.*, 1992; Nyström and Henriquez, 1994)؛

سنگ میزبان کانسار اسفوردی، متشکل از سنگ‌های آتشفشانی فلسیک عضو میانی سازند ساغند نظیر ریولیت و توف ریولیتی است که در برخی موارد توسط دایک‌های دلریتی و تراکیتی قطع شده‌اند (Samani, 1993; Jami *et al.*, 2007). کانسارهای مگنتیت- آپاتیت نوع کیرونا می‌توانند در اثر عدم امتزاج مذاب‌های اکسید آهن با ماگمای ساب آلكالن فلسیک و بلافاصله پس از

حین تبلور و اختلاط آن با سیالات غیرماگمایی سبب پیدایش دگرسانی سدیک-کلسیک در سنگ میزبان شده است (Marshall *et al.*, 2006). مقادیر ایزوتوپی کربن (۴- تا ۶- درصد) و اکسیژن (۱۰ تا ۱۸ درصد) منطقه اسفوردی قابل انطباق با سایر کانسارهای مگنتیت-آپاتیت دنیاست. نمونه‌های منطقه اسفوردی از لحاظ ایزوتوپی، بین کربنات‌های ماگمایی و دریایی قرار می‌گیرد که نشان می‌دهد، اختلاط آب‌های ماگمایی و دریایی سبب ایجاد سیال گرمایی شده است. دماسنجی‌های انجام شده بر روی کانسارهای مگنتیت-آپاتیت و IOCG دنیا دمای زیر حد ماگمایی را برای آن‌ها پیشنهاد نموده است (Hitzman *et al.*, 1992). برای مثال دماسنجی‌های انجام شده بر روی کانی‌های موجود در کانسار و سنگ میزبان دگرسان شده کانسارهای کیرونا (O'Farrelly, 1990) و سوسگو (Monteiro *et al.*, 2008) به ترتیب محدوده حرارتی ۴۰۰ و ۲۰۰-۴۵۰ درجه سانتیگراد را نشان داده‌اند. تحقیقات ریزدماسنجی بر روی میان‌بارهای موجود در آپاتیت و کوارتز گرمایی نیز دمای تشکیل کانسار اسفوردی را بین ۱۵۰-۴۵۰ درجه سانتیگراد تعیین کرده‌اند (Jami *et al.*, 2007). بر پایه داده‌های حاصل از ایزوتوپ‌های پایدار در این مطالعه، دمای تشکیل نمونه‌های پهنه دگرسانی Na-Ca کمتر از ۴۰۰ درجه سانتیگراد تعیین شد. اختلاط سیالات ماگمایی با شوره‌های حاوی Na سبب ایجاد دگرسانی (Ca-)Na در منطقه کلون‌کاری شده است (Hitzman *et al.*, 1992; Oliver *et al.*, 2004). ضمن سرد شدن و کاهش فشار، CO₂ موجود در ماگما از سیالات ماگمایی حاوی نمک (Na-Ca-K-Cl) جدا می‌شود. با جدایش CO₂ از سیالات برخاسته از ماگماهای فلسیک، یک سیال بسیار شور به وجود می‌آید که سبب دگرسانی (Ca-)Na می‌شود (Pollard, 2001; Simard *et al.*, 2006). در طی تکامل سیال و با کاهش حرارت نسبت Na/(Na+K) در سیال کاهش می‌یابد که کاهش این

(Hitzman, 2000; Harlov *et al.*, 2002) مشابه است. در انواع متنوع دگرسانی‌هایی که در کانسارهای نوع کیرونا مشاهده شده است، درجه دگرسانی بر اساس عمق کانسارسازی و ترکیب شیمیایی سنگ میزبان متفاوت است. پهنه‌های دگرسانی در منطقه کیرونا از دگرسانی سدیک (- کلسیک) در اعماق زیاد تا پتاسیک در اعماق متوسط و در نهایت به سربیسیتیک-سیلیسیک در بخش‌های سطحی کانسار تغییر می‌کند. مجموعه کانی‌های مگنتیت + آلپیت + اکتینولیت + آپاتیت + کلریت، هماتیت + فلدسپار پتاسیم + سربیسیت و سربیسیت + کوارتز به ترتیب در پهنه‌های دگرسانی سدیک (- کلسیک)، پتاسیک و سربیسیتیک-سیلیسیک مربوط به کانسارهای نوع کیرونا مشاهده شده‌اند (Parak, 1975; Hitzman *et al.*, 1992; Frietsch and Perdahl, 1995).

دگرسانی سدیک-کلسیک با رخداد وسیع آمفیبول و کلریت در سنگ دیواره معدن اسفوردی به صورت بسیار گسترده برونزد یافته است. بر اساس آنالیزهای نقطه‌ای، حداقل دو نوع آمفیبول در این پهنه تشخیص داده شده است. ادنیت از لحاظ Al_2O_3 , FeO_t , Cl و TiO_2 نسبت به اکتینولیت غنی‌شدگی نشان می‌دهد. آمفیبول غنی از Cl , Fe , Ti و Al در کانسار مگنتیت سوسگو واقع در منطقه برزیل (Monteiro *et al.*, 2008) و کلون‌کاری (De Jong and Williams, 1995) نیز مشاهده شده است. مقادیر ایزوتوپ کربن و اکسیژن گزارش شده در پهنه دگرسانی سدیک-کلسیک به ترتیب در منطقه کلون‌کاری (Rotherham *et al.*, 1998; Baker *et al.*, 2001; Marshall *et al.*, 2006) المپیک‌دام (Oreskes and Einaudi, 1992) و چپله (Niiranen, 2005) به ترتیب ۱۱ درصد، ۷- درصد، ۱۶ درصد و ۸ درصد و میزان $\delta^{13}C$ آن‌ها به ترتیب ۷- درصد، ۳- درصد، ۵- درصد و ۵- درصد است. در منطقه متا‌ایسابلاک استرالیا تکامل سیالات ماگمایی در

پدیده نیز موجب دگرسانی سنگ میزبان شده است. دگرسانی یاد شده سبب افزایش FeO_t ، CaO ، Na_2O ، TiO_2 و Y و کاهش SiO_2 در پهنه دگرسانی شده است. با کاهش نسبت دگرسانی $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})$ ، دگرسانی پتاسیک رخ می‌دهد ولی عدم رخداد این دگرسانی در منطقه اسفوردی را می‌توان به سرد شدن بسیار سریع سیال در اثر اختلاط با آب‌های جوی نسبت داد. بنابراین به دنبال دگرسانی سدیک- کلسیک رگچه‌های تأخیری کلسیت و کوارتز در دماهای پایین‌تر به‌وجود آمده‌اند.

سپاسگزاری

پژوهش حاضر بخشی از رساله دکتری نویسنده اول است. نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از معاونت پژوهشی دانشگاه تهران به سبب حمایت از این پروژه تقدیر و تشکر به‌عمل آورند. همچنین، از دکتر دیتلر (GFZ, Germany) به‌علت انجام آنالیزهای EMPA تشکر می‌شود.

نسبت در سیال گرمابی به دگرسانی پتاسیک منجر می‌شود (Simard *et al.*, 2006). آنالیزهای سنگ کل بر روی سنگ میزبان دگرسان شده و نمونه‌های نادگرسان اسفوردی نشان می‌دهد، اکسیدهای CaO ، MgO ، FeO_t ، Na_2O و Y_2O_3 در سنگ میزبان دگرسان شده (پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک) ضمن دگرسانی افزایش یافته‌اند. از طرف دیگر عناصر Al و Ti ، Nb ، Zr در حین دگرسانی، نامتحرک بوده‌اند.

نتیجه‌گیری

سنگ میزبان کانسار اسفوردی عمدتاً از نوع ریولیت و توف ریولیتی است که شدیداً دچار دگرسانی شده است. بر مبنای داده‌های موجود در این پژوهش، اختلاط آب‌های ماگمایی و دریایی سبب دگرسانی سدیک- کلسیک در منطقه اسفوردی شده است (دمای زیر ۴۰۰ درجه سانتیگراد). از طرف دیگر، ضمن تکامل سیال، کاهش فشار و دما به جدایش CO_2 از شورابه‌های غنی از H-Ca-Na-K-Cl منجر شده است. این

منابع

- Baertschi, P. and Silverman, S. (1951) Determination of relative abundances of the oxygen isotopes in silicate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1: 317-28.
- Baker, T., Perkins, C., Blake, K. L. and Williams, P. J. (2001) Radiogenic and stable isotope constraints on the genesis of the Eloise Cu-Au deposit, Cloncurry district, northwest Queensland. *Economic Geology* 96: 723-742.
- Bonyadi, Z., Davidson, G. J., Mehrabi, B., Meffre, S. and Ghazban, F. (2011) Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se-Chahun iron oxide-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights from paragenesis and geochemistry. *Chemical Geology* 281: 253-269.
- Borumandi, H. (1973) Petrographische und lagerst attenkundliche untersuchungen der Esfordi-formation zwischen Mishdovan und Kushk bei Yazd/zentral Iran. Ph.D. Thesis, University of Aachen, Aachen, Germany.
- Corriveau, L., Williams, P. J. and Mumin, H. (2010) Alteration vectors to IOCG mineralization from uncharted terranes to deposits. In: Corriveau, L. and Mumin, A. H. (Eds): Exploring for iron oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues. Geological Association of Canada, Canada, 89-110.
- Daliran, F. (2002) Kiruna-type iron oxide-apatite ores and apatites of the Bafq district, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites. In: Porter, T.M. (Ed.): Hydrothermal iron oxide

- copper gold and related deposits. 2th Global Perspective, PGC Publishing, Adelaide, Australia.
- De Jong, G. and Williams, P. J. (1995) Giant metasomatic system formed during exhumation of mid-crustal Proterozoic rocks in the vicinity of the Cloncurry Fault, northwest Queensland. *Australian Journal of Earth Sciences* 42: 281-290.
- Edfelt, A., Armstrong, R. N. Smith, M. and Martinsson, O. (2005) Alteration paragenesis and mineral chemistry of the Tjarrojakka apatite-iron and Cu(-Au) occurrences, Kiruna area, northern Sweden. *Mineralium Deposita* 40: 409-434.
- Frietsch, R. and Perdahl, J. A. (1995) Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types. *Ore Geology* 9: 489-510.
- Grant, J. A. (1986) The isocron diagram-a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology* 81: 1976-1982.
- Groves, D. I., Bierlein, F. P., Meinert, L. D. and Hitzman, M. W. (2010) Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through earth history: implications for origin, lithospheric setting and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology* 105: 641-654.
- Haghipour, A. (1977) Geological map of the Biabanak-Bafq area 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Harlov, D. E., Andersson, U. B., Förster, H. J., Nyström, J. O., Dulski, P. and Broman, C. (2002) Apatite-monzonite relations in the Kiirunavaara magnetite-apatite ore, northern Sweden. *Chemical Geology* 191: 47-72.
- Hawthorne, F. C. and Oberti, R. (2007) Classification of the amphiboles. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 67: 55-88.
- Hitzman, M. W. (2000) Iron oxide-Cu-Au deposits: what, where, when and why. In: Porter, T. M. (Ed.): *Hydrothermal iron oxide copper gold and related deposits. A Global Perspective 1th* PGC Publishing, Adelaide, Australia.
- Hitzman, M. W., Oreskes, N. and Einaudi, M. T. (1992) Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Reserch* 58: 241-287.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. and Horiuchi, M. (1976) Delineation of prospecting targets for kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos. *Mining Geology* 26: 105-17.
- Jami, M., Dunlop, A. C. and Cohen, D. R. (2007) Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran. *Economic Geology* 102: 1111-1128.
- Kesler, S. A. (1994) *Mineral resources, economic and the environment*. Macmillan, College Publishing Company, New York.
- Large, R. R., Gemmell, J. B. and Padlock, H. (2001) The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology* 96: 957-71.
- Leake, B. E., Wolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smit, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *Canadian Mineralogist* 35: 219-237.
- Marshall, L. J., Oliver, N. H. S. and Davidson, G. J. (2006) Carbon and oxygen isotope constraints on fluid sources and fluid-wallrock interaction in regional alteration and iron-oxide-copper-gold mineralisation, eastern Mt Isa Block, Australia. *Mineralium Deposita* 41: 429-452.

- Monteiro, L., Xavier, R., Hitzman, M., Juliani, C., Souza, Filho, C. and Carvalho, E. (2008) Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geology Reviews* 34: 317-336.
- Niiranen, T. (2005) Iron oxide-copper-gold deposits in Finland: case studies from the Peräpohja schist belt and the Central Lapland greenstone belt. Ph.D. Thesis, University of Helsinki, Helsinki, Finland.
- Nyström, J. O. and Henriquez, F. (1994) Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry. *Economic Geology* 89: 820-839.
- O'Farrelly, K. S. (1990) A stable isotopic investigation of the origin and evolution of the Kiirunavaara iron mine, northern Sweden. Ph.D. Thesis, University of Wales, Cardiff, Wales, United Kingdom.
- Oliver, N. H. S., Cleverley, J. S., Mark, G., Pollard, P. J., Fu., B., Marshall, L. J., Rubenach, M. J., Williams, P. J. and Baker, T. (2004) Modeling the role of sodic alteration in the genesis of iron-oxide-copper-gold deposits, eastern Mount Isa block, Australia. *Economic Geology* 99: 1145-1176.
- Oreskes, N. and Einaudi, M. T. (1992) Origin of hydrothermal fluids at Olympic Dam: preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes. *Economic Geology* 87: 64-90.
- Parak, T. (1975) Kiruna iron ores are not intrusive magmatic ores of the Kiruna-type. *Economic Geology* 70: 1242-1258.
- Pollard, P. J. (2001) Sodic-(calcic) alteration in Fe-oxide-Cu-Au districts: an origin via unmixing of magmatic $H_2O-CO_2-NaCl\pm CaCl_2-KCl$ fluids. *Mineralium Deposita* 36: 93-100.
- Ramezani, J. (1997) Regional geology, geochronology and geochemistry of the igneous and metamorphic rock suites of the Saghand Area, central Iran. Ph.D. Thesis, Washington University, St. Louis, Missouri, United States.
- Rotherham, J. F., Blake, K. L., Cartwright, I. and Williams, P. J. (1998) Stable isotope evidence for the origin of the Starra Au-Cu deposit, Cloncurry district. *Economic Geology* 93: 1435-1449.
- Samani, B. (1993) Saghand formation, a riftogenic unit of upper Precambrian in central Iran. *Geosciences Scientific, Quarterly Journal of the Geological Survey of Iran* 2: 32-45 (in Persian).
- Simard, M., Beaudion, G., Bernard, J. and Hupe, A. (2006) Metallogeny of the Mont-de-l'Aigle IOCG deposit, Gaspé Peninsula, Quebec, Canada. *Mineralium Deposita* 41: 607-636.
- Soheili, M. and Mahdavi, M. A. (1991) Esfordi geological sheet 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Stöcklin, J. (1971) Stratigraphic lexicon of Iran; Part 1. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Stosch, H. G., Romer, R. L., Daliran, F. and Rhede, D. (2011) Uranium-lead ages of apatite from iron oxide ores of the Bafq district. East-Central Iran. *Mineralium Deposita* 46: 9-21.
- Torab, F. M. and Lehmann, B. (2007) Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology. *Mineralogical Magazine* 71: 347-363.
- Veizer, J. and Hoefs, J. (1976) The nature of $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40: 1387-95.
- Williams, G. J. and Houshmandzadeh, T. J. (1966) A petrological and genetic study of the Chogart iron body and the surrounding rocks. Geological Survey of Iran Unpublished Report, No. 18.
- Williams, P. J. (2010) Classifying IOCG deposits. In: Corriveau, L. and Mumin, H. (Eds.): Exploring for iron-oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues. Geological Association of Canada, Canada, 11-19.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.

Zheng, Y. F. and Hoefs, J. (1993) Carbon and oxygen isotope covariations in hydrothermal calcites: theoretical modeling on mixing processes and application to Pb - Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. *Mineralium Deposita* 28: 79-89.

Archive of SID

Sodic-calcic alteration in the host rocks of the Esfordi magnetite-apatite deposit

Sedigheh Taghipour ¹, Ali Kananian ^{1*} and Mahmoud Khalili ²

¹ Department of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

² Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

The host rocks of the Esfordi deposit consist of rhyolitic tuff lower Cambrian and rhyolite along with dolomites of the Rizu series which are widely affected by sodic-calcic hydrothermal alteration in the north and the east. Typical mineral assemblage in the alteration zone is amphibole, albite, hematite, calcite and chlorite based on petrographic studies. The amphiboles in the Na-Ca alteration zone are within the calcic amphibole group with edenite and actinolite compositions. The average (Na+K)_A content of the edenite and actinolite is 0.67 and 0.11 respectively. Chemically, edenite in comparison with actinolite is enriched in TiO₂ (0.93), Al₂O₃ (11.34), FeO (13.55), Na₂O (2.09) and Cl (1.05). Whole rock analysis reveal appreciable enrichment of FeO, MgO, CaO, Na₂O, P₂O₅ and Y₂O₃ in the Na-Ca altered rocks relative to unaltered host rocks. The calcite and quartz veins crosscut the Na-Ca altered rocks. The Na-Ca altered rocks and calcite veins $\delta^{18}\text{O}$ values (relative to SMOW) vary between 10.5 to 12 ‰ and between 14.1 to 18.1 ‰ respectively, while their $\delta^{13}\text{C}$ values (relative to PDB) vary from -3.8 to -4.2 ‰ and -5.5 to -6.3 ‰ correspondingly. On the basis of O and C isotopic data on the host rocks, Na-Ca alteration occurred at 300-400 °C and the calcite veins formed at temperatures lower than 300 °C. According to available data, alteration is interpreted to develop by mixing of meteoric waters with magmatic fluids in Esfordi mine.

Key words: Esfordi deposit, Geothermometry, Magmatic and meteoric fluids, Na-Ca alteration

* kananian@khayam.ut.ac.ir