

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و شرایط تشکیل پلاسرهای سرشار از تیتان در کانسار خانیک ارومیه، استان آذربایجان غربی

یوسف رحیم‌سوری^{۱*}، صمد علیپور^۲ و بهناز حسین‌زاده^۳

۱، ۲ و ۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ارومیه، ارومیه

نویسنده مسئول: y.rahimsouri@urmia.ac.ir

دریافت: ۹۵/۹/۱۳ پذیرش: ۹۶/۳/۲۰

چکیده

کانسار تیتانیوم خانیک در ۸۲ کیلومتری شمال‌باختری شهر ارومیه و در انتهای شمال باختری پهنه سندانج- سیرجان واقع شده است. این کانسار بخشی از توده آذرین نفوذی مافیک- اولترامافیک موسوم به مجموعه غازان بوده که متشکل از دو تیپ کانی‌سازی ایلمنیت ماگمایی و رسوبی نوع پلاسر رودخانه‌ای-آبرفتی می‌باشد. کانی‌شناسی بخش پلاسر شامل کانی‌های اصلی ایلمنیت، مگنتیت، هماتیت، آلبیت، هورنبلند و کانی‌های فرعی اوژیت، کلینوزوئیزیت، اکتینولیت، گوئیت، مونتموریلونیت و به مقدار ناچیز فورستریت است. بررسی‌های میکروسکوپی نمونه‌های بخش پلاسر نشان می‌دهد ایلمنیت به شکل دانه‌های مجزا و هم‌چنین تیغه‌ای درون مگنتیت حضور دارد. ترکیب شیمیایی نمونه‌های پلاسر منطقه مورد بررسی در نمودار Al_2O_3/TiO_2 در برابر SiO_2 و نمودار $(Hf/Yb) \times 10$ در برابر La/Th نشان می‌دهد که سنگ خاستگاه (پروتولیت) رسوبات پلاسر خانیک، سنگ‌های آذرین مافیک (بازیک) می‌باشند. الگوی توزیع REEs بهنجار شده به کندریت نیز تفریق کم LREEs از HREEs همراه با آنومالی‌های کم و منفی Eu را نشان می‌دهد که نشانگر ترکیب مافیک سنگ خاستگاه رسوبات پلاسر است. شاخص‌های Ni/Co ، Cu/Zn و U/Th نشانگر محیط اکسیدی برای تشکیل این ذخیره بوده و شاخص شیمیایی هوازگی (CIW) نیز دلالت بر شدت بالای فرایندهای هوازگی در طی تکوین رسوبات پلاسر منطقه مورد بررسی دارد.

واژه‌های کلیدی: تیتانیوم، ذخایر پلاسر، ایلمنیت، شاخص شیمیایی هوازگی، خانیک، ارومیه

۱- مقدمه

نزدیک ۹۰ درصد از کل TiO_2 اقتصادی جهان از کانی ایلمنیت و ۱۰ درصد مابقی از کانی روتیل تامین می‌شود. کانسارهای سنگی^۱ نزدیک ۳۰ درصد از ذخایر ایلمنیت و ۷۰ درصد باقی‌مانده آن و تقریباً کل روتیل جهان از کانسارهای پلاسر تامین می‌شود (جمبوجی، ۲۰۱۰). نهشته‌های پلاسر علی‌رغم کمی عیار به آسانی قابل معدنکاری‌اند (گیلبرت و پارک، ۱۹۹۷).

کانسار تیتانیوم خانیک در ۸۲ کیلومتری شمال‌باختر شهر ارومیه (استان آذربایجان غربی)، در شمال‌باختر ایران بین طول‌های جغرافیایی $44^{\circ}39'$ تا $44^{\circ}41'$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $37^{\circ}58'$ تا $37^{\circ}59'$ شمالی واقع شده است. این کانسار دارای گسترش طولی نزدیک ۱/۲ کیلومتر و گسترش عرضی ۴۰۰ تا ۶۰۰ متر بوده و در طرفین و پایین دست آبراهه‌های اصلی و فرعی روستای خانیک شکل گرفته است (شکل‌های ۱ و ۲).

۲- روش پژوهش

در این پژوهش از افق‌های پرعیار و کم عیار شمار ۳۲ چاهک اصلی حفر شده در محدوده اکتشافی به روش شیاری مجموعاً شمار ۵۳ نمونه معرف برداشت و برای

^۱ Hard-rock

واقع در خاور محدوده مورد بررسی، ۲۸۰ تا ۳۰۵ میلیون سال برآورد کرده‌اند (جامعی و فضل‌نیا، ۱۳۹۱).

واحدهای سنگ‌شناسی در محدوده مورد بررسی از پیر به جوان عبارتند از: گابروهای منتسب به کربونیفر پسین، مرمر و آمفیبولیت‌های منتسب به بعد از کربونیفر پسین (همراه با مقادیر جزئی شایست‌سبز و گنیس)، گدازه‌های بازالتی و مواد آذرآواری منتسب به پلیستوسن و خاک‌های سطحی و کشاورزی و آبرفت‌های کواترنری (شکل ۲). سنگ خاستگاه مرمرهای منطقه مورد بررسی، سنگ‌آهک و دولومیت‌های پالئوزوئیک زیرین و سنگ خاستگاه آمفیبولیت‌ها و میلونیت‌ها واحدهای گابرویی اشاره شده است (آقانباتی و حقی‌پور، ۱۹۹۳). این سنگ‌ها عمدتاً در بخش‌های خاوری محدوده مورد بررسی دارای رخنمون هستند. گدازه‌های آتشفشانی بازالتی و آندزی بازالتی که حاصل فوران‌های جوان هستند (اژدری، ۱۳۷۹)، اغلب در بخش‌های جنوب تا جنوب باختری محدوده مورد بررسی دیده می‌شوند (شکل ۲). نهشته‌های امروزی (شامل خاک‌های سطحی و کشاورزی و آبرفت‌ها) عمدتاً رخنمون‌های سنگی محدوده مورد بررسی را احاطه کرده‌اند. بر اثر کارکرد نیروهای زمین‌ساختی، گسل‌ها و دسته درزه‌های فراوانی با امتداد کلی شمال خاوری- جنوب‌باختری، شمالی- جنوبی و گسل‌های خاوری- باختری شکل گرفته‌اند. شکل‌گیری و نفوذ توده‌های پلوتونیک، چین‌خوردگی‌ها، زون‌های میلونیتی بویژه آرایش عناصر فابریکی آن‌ها، رورانگی‌های پایایی و صفحات راندگی، زون‌های کششی و کافتی، برگشتگی لایه‌ها، شکل‌گیری آتشفشان‌های جوان کواترنر و رودخانه‌ها و آبرفت‌های با سبزی بسیار در منطقه متأثر از وجود این گسل‌ها و شکستگی‌ها موجود بوده است (اژدری و همکاران، ۱۳۸۳).

در پایین دست توده نفوذی غازان- خانیک بر اثر فرسایش و هوازدگی و فراهم شدن شرایط مناسب، ذخیره مناسبی از پلاسره‌های سرشار از ایلمنیت، تیتانومگنتیت و مگنتیت شکل گرفته است (شکل ۲). در شکل ۳ جایگاه چاهک‌های اکتشافی حفر شده در محدوده تیتان پلاسری خانیک نشان داده شده است. در شکل ۴ نیز تصویر یکی از چاهک‌های اکتشافی به همراه بُرش برداشت شده آن آورده شده است.

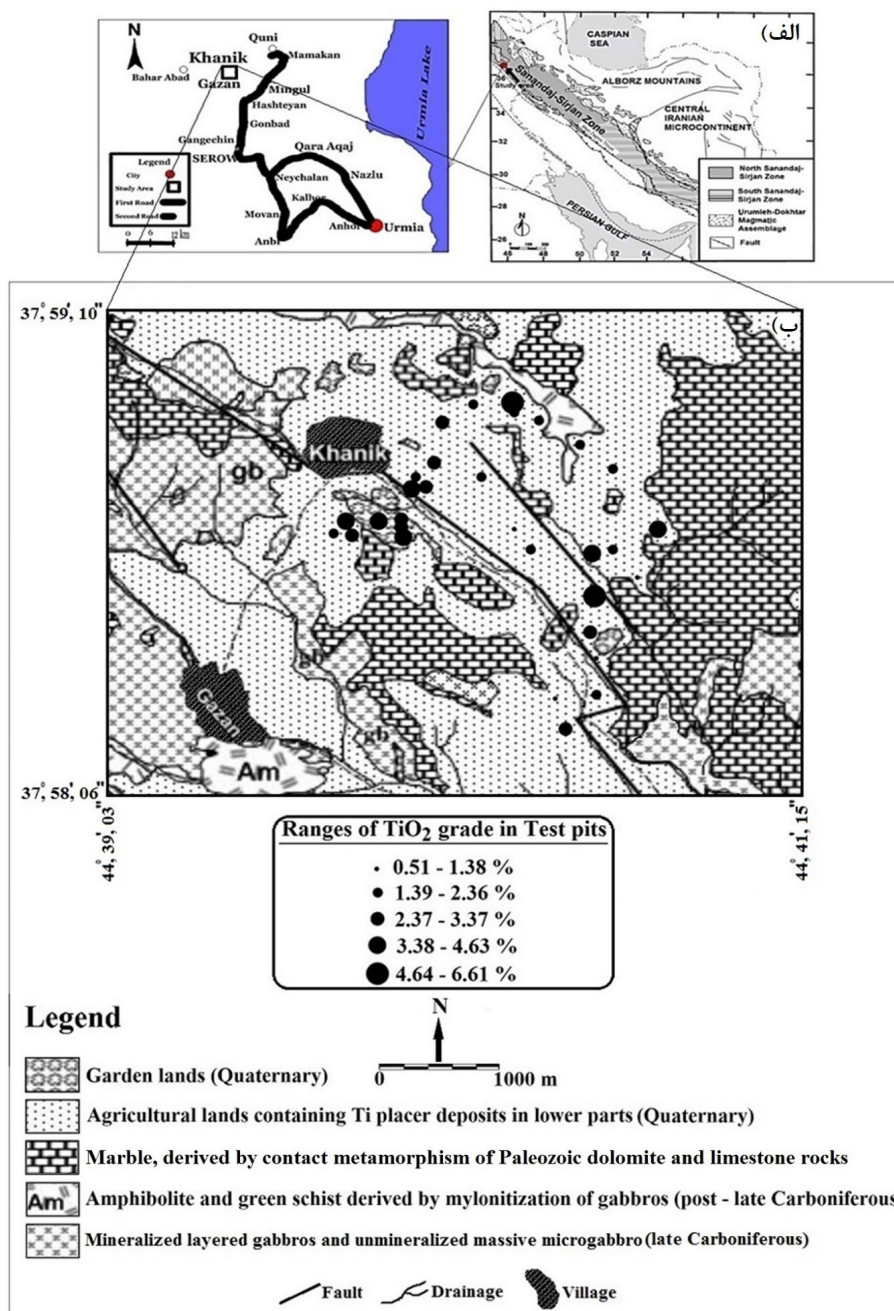
شناسایی اکسیدهای اصلی به روش XRF (مدل SPECTRO XEPOS-ED، شماره ۱۲۸۸۷۵، ساخت آلمان) در آزمایشگاه تخصصی مهندسی و پژوهشاتی فلزات غیرآهنی-زنجان مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. برای شناسایی میزان عناصر جزئی و نادر خاکی در این رسوبات نیز شمار ۹ نمونه از میان نمونه‌های معرف، انتخاب و به روش ICP-MS (سری HP 4500 شرکت Agilent) در آزمایشگاه زرآزما واکاوی شدند. بر پایه نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های تکراری که پیش‌تر انجام پذیرفته برای بخش سنگی کانسار، دقت تجزیه عناصر مورد استفاده در این پژوهش، قابل قبول بوده و خطای تجزیه کمتر از ۱۰٪ گزارش شده است (رحیم‌سوری و پورقهرمانی، ۱۳۹۳). هم‌چنین به منظور شناسایی فازهای کانی‌شناسی، شمار ۵ نمونه رسوب به روش پراش‌سنجی پرتو ایکس در آزمایشگاه XRD (مدل PW1800 ساخت شرکت PHILIPS) شرکت زرآزما مورد بررسی قرار گرفت. برای تکمیل مطالعات کانی‌شناسی، افزون بر بررسی بُرش‌های صیقلی نمونه‌های سنگ خاستگاه، شمار ۱۰ بُرش صیقلی از افق اصلی پلاسره تهیه و با میکروسکوپ‌های پلاریزان دو منظوره بازتابی و عبوری (مدل BX60 ساخت شرکت Olympus) در گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه مورد بررسی کانه‌نگاری قرار گرفتند.

۳- زمین‌شناسی

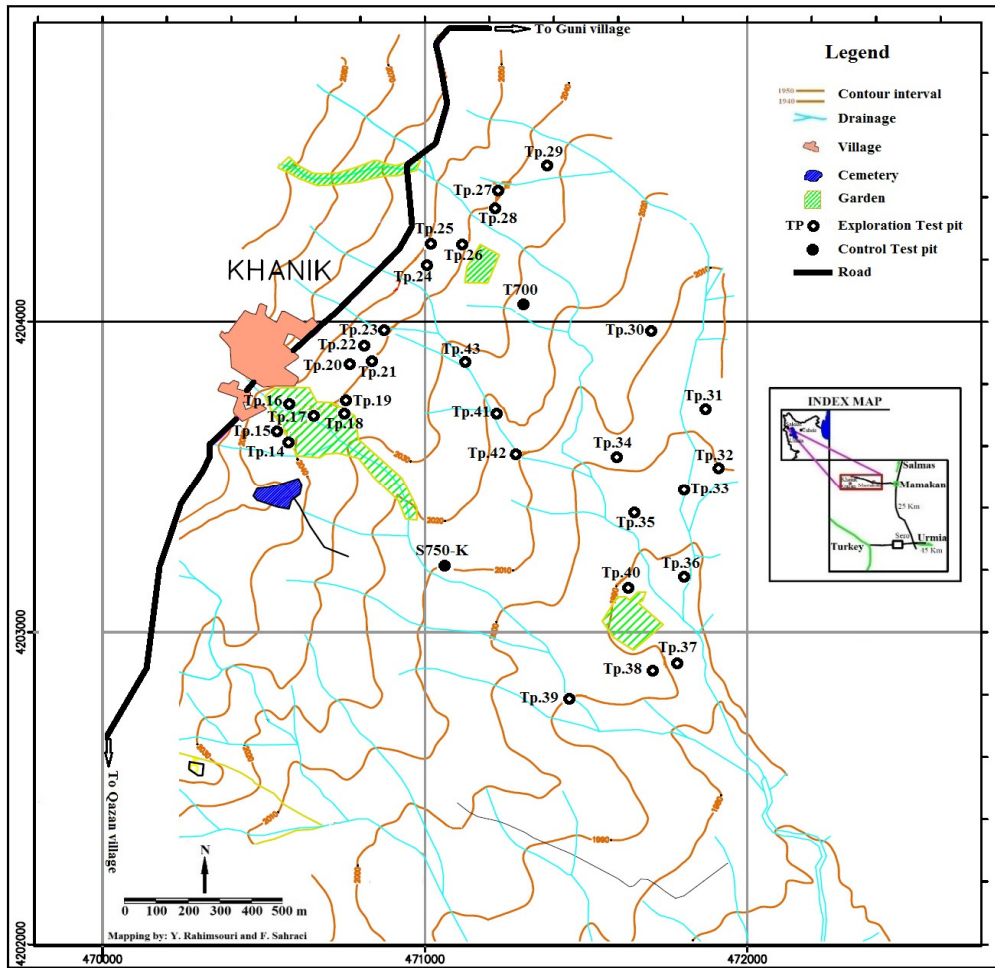
محدوده مورد مطالعه بخشی از مجموعه نفوذی موسوم به غازان است که در انتهای شمال باختری پهنه ساختاری سنندج- سیرجان (اشتوکلین، ۱۹۶۸) و زون خوی- مهاباد (نبوی، ۱۳۵۵) و در محل برخورد دو زون ساختاری ایران مرکزی و سنندج- سیرجان قرار گرفته است (حقی‌پور و آقانباتی، ۱۳۶۷؛ علوی نایینی، ۱۹۷۲). مجموعه نفوذی غازان به درون سنگ‌های رسوبی پالئوزوئیک زیرین که دارای ترکیبی از سنگ‌های رسوبی و دگرگونی‌های درجه پایین هستند نفوذ کرده است. بر پایه سن‌سنجی ایزوتوپی U-Pb بر روی زیرکن‌های اولیه، سن توده نفوذی غازان ۲۹۷ میلیون سال (معادل اواخر کربونیفر) تعیین شده است (اسدپور و همکاران، ۱۳۹۲). سن توده‌های گابرویی ممکن



شکل ۱. نمایی از کانسار تیتانیوم خانیک و جایگاه بخش‌های سنگی و پلاستی آن (دید تصویر به سمت شمال باختر)



شکل ۲. الف) جایگاه کانسار پلاستی خانیک در نقشه ساده شده زمین‌شناسی ایران (برگرفته از قاسمی و طالبوت، ۲۰۰۶)، ب) نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد بررسی (برگرفته از رحیم‌سوری، ۱۳۹۳، با اندکی تغییرات) به همراه جایگاه چاهک‌های اکتشافی و تغییرات عیار TiO₂ در آنها



شکل ۳. جایگاه چاهک‌های اکتشافی محدوده تیتان پلاسری خانیک روی نقشه توپوگرافی با مقیاس ۱/۲۰۰۰۰



شکل ۴. الف) نمایی از ذخیره پلاسری تیتانیوم واقع در پایین دست روستای خانیک (دید به سمت باختر)، ب) نمایی عمودی از یکی از چاهک‌های اکتشافی با بُرش عرضی آن

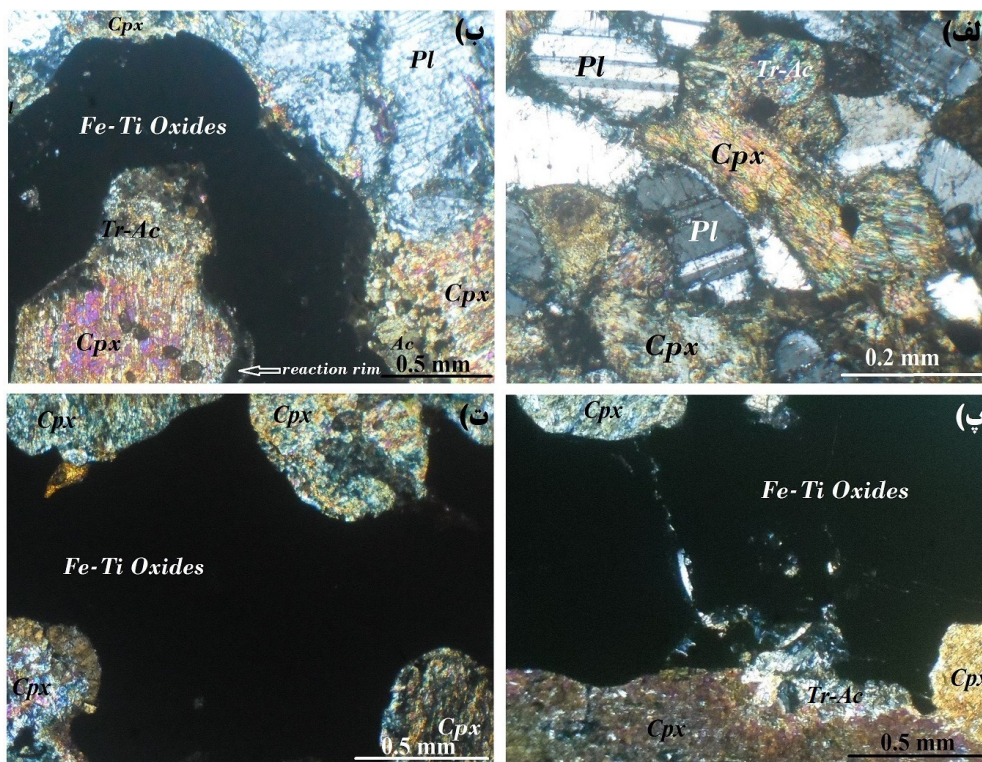
۳-۱- سنگ‌های خاستگاه

سنگ‌های خاستگاه (پروتولیت) اصلی ذخیره پلاستی تیتانیوم در محدوده مورد بررسی به استناد شواهد میدانی و میکروسکوپی عموماً ملا-گابرو و مزو-گابرو می‌باشند. سنگ‌های خاستگاه بخشی از گابروهای مجموعه نفوذی موسوم به کمپلکس خانیک-غازان هستند. رخمون گابروها بیش‌تر در بخش‌های شمال، شمال‌باختر و جنوب محدوده مورد بررسی گسترش دارند. گابروهای مجموعه نفوذی خانیک-غازان را می‌توان به دو گروه زیر تقسیم نمود:

الف) گابروهای توده‌ای: این گابروها که حجم بالایی از سنگ‌های نفوذی خانیک-غازان را تشکیل داده‌اند و اغلب ریزبلور هستند. بافت آن‌ها میکروگرانولار (ریز دانه) و کومولایی (انباشتی) است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را پلاژیوکلازها (عمدتاً لابرادوریت) و کلینوپیروکسن‌ها (عمدتاً اوژیت) و کانی‌های فرعی را کانی‌های تیره (اوپک) و به ندرت آپاتیت تشکیل داده‌اند. کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها را نیز اپیدوت، زوئیزیت، آلبیت ثانویه، کلسیت و سربیسیت (ناشی از دگرسانی سوسوریتی‌شدن) و

ترمولیت-اکتینولیت (ناشی از دگرسانی اورالیتی شدن) تشکیل می‌دهند (شکل ۵-الف).

ب) گابروهای لایه‌ای: این گابروها دارای حجم کمتری در مقایسه با گابروهای توده‌ای هستند. در مقیاس میکروسکوپی و ماکروسکوپی حالت لایه‌ای دارند که دلیل آن تمرکز و فشردگی بیش‌تر کانی‌های روشن پلاژیوکلاز و کانی‌های تیره عموماً پیروکسن به ترتیب در لایه‌های روشن و تیره است. این گابروها دارای بافت دانه‌ای متوسط تا درشت بلور و انباشتی هستند. گابروهای لایه‌ای شامل ملا-گابرو، مزو-گابرو، لوکو-گابرو و در حجمی بسیار کم گابروهای پگماتیته هستند. ملا-گابروها و مزو-گابروها (شکل ۵-ب، ۵-پ و ۵-ت) سنگ‌های میزبان اصلی کانی‌سازی اکسیدهای آهن-تیتانیوم در بخش سنگی و به تبع آن سنگ‌های خاستگاه ذخیره پلاستی محدوده خانیک هستند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلازها و کلینوپیروکسن‌های اغلب دگرسان شده می‌باشند. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها را اکسیدهای آهن-تیتانیوم و کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی را اپیدوت، زوئیزیت، آلبیت ثانویه، سربیسیت، کلسیت، کلریت و ترمولیت-اکتینولیت تشکیل داده‌اند.



شکل ۵. تصویرهای میکروسکوپی از گابروهای محدوده خانیک: الف) میکروگابروی بدون کانی‌سازی؛ ب) مزو-گابروی لایه‌ای کانی‌سازی شده با بافت دانه‌ای درشت بلور، پ و ت) ملا-گابروی لایه‌ای کانی‌سازی شده با بافت دانه‌ای متوسط بلور (تصاویر در نور XPL گرفته شده‌اند)، (Pl: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپیروکسن، Tr-Act: ترمولیت-اکتینولیت).

۳-۱-۱-۳- کانی‌شناسی کانسنگ

بر پایه مطالعه کانه‌نگاری بُرش‌های صیقلی تهیه شده از افق اصلی پلاسِر و نتایج XRD، کانی‌های سنگین فلزی زیر شناسایی و توصیف شده‌اند. در این بخش، قبل از توصیف کانی‌شناسی کانسنگ پلاسری، به توصیف مختصر نسل‌های کانی‌سازی ایلمنیت و مگنتیت در سنگ‌های خاستگاه پرداخته شده است.

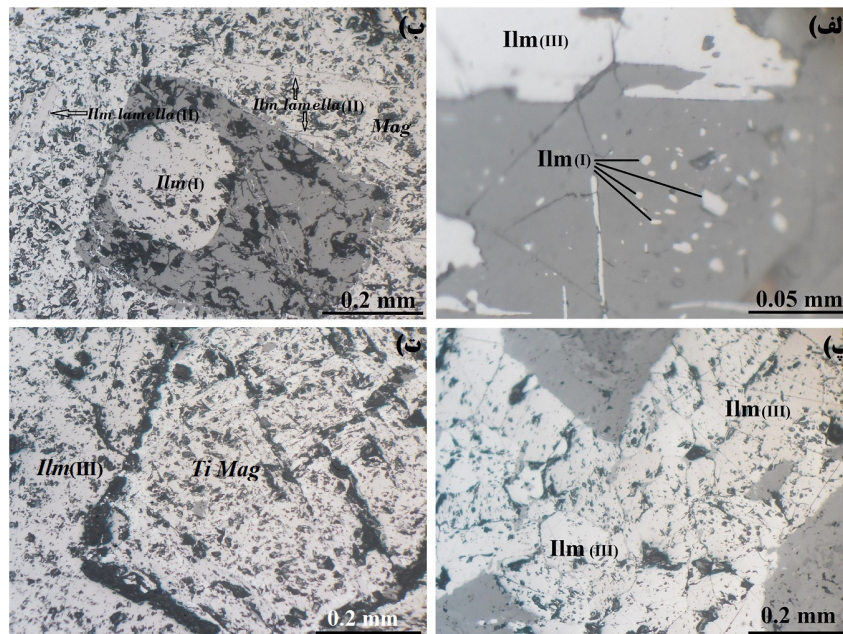
۳-۱-۱-۳- ایلمنیت (FeTiO_3)

این کانی در زیر میکروسکوپ به رنگ خاکستری دیده می‌شود، دارای انیزوتروپی قوی به رنگ‌های خاکستری روشن تا قهوه‌ای است و چند رنگی ضعیفی دارد. این کانی انعکاس پایین داشته و فاقد انعکاس داخلی است. در سنگ‌های خاستگاه، بر پایه بافت و نحوه ارتباط بین کانی‌ها، سه نسل کانی‌سازی از ایلمنیت به شرح زیر شناسایی شده است:

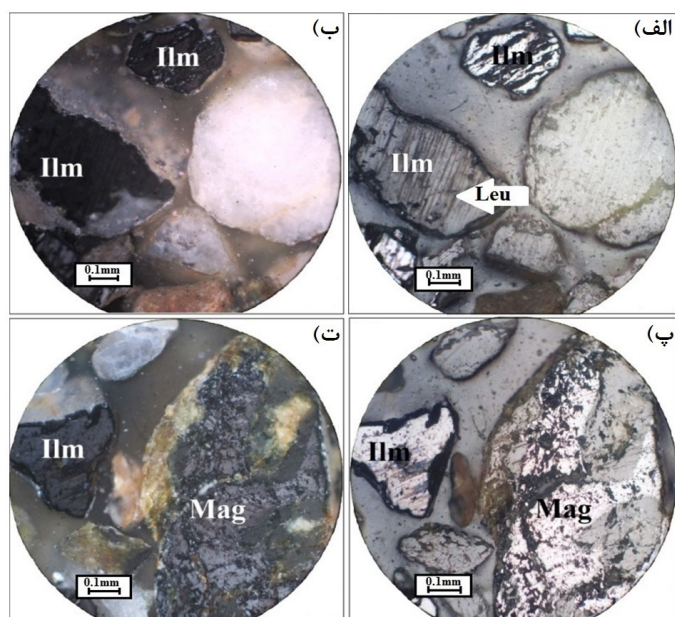
نسل اول) به صورت ادخال‌های کروی با قطرهای از ۰/۱ تا بیشینه ۰/۱ میلی‌متر که در میزبان کانی‌های سیلیکاته شکل گرفته‌اند (شکل ۶-الف). نسل دوم) بصورت تیغه‌ای با ضخامت‌های از ۰/۱ تا بیشینه ۰/۱ میلی‌متر با بافت اکسلوشن درون مگنتیت (شکل ۶-ب). نسل سوم) فضاهای خالی بین کانی‌های سیلیکاته را بصورت بین بلوری پر کرده‌اند. این نسل از ایلمنیت‌ها اغلب نیمه

شکل‌دار تا بی‌شکل هستند. بافت آن‌ها پرکننده فضای خالی از نوع دانه‌ای با ابعاد کمتر از ۰/۱ تا بیشینه ۲ میلی‌متر می‌باشند (شکل ۶-پ). در برخی موارد در کنار ایلمنیت‌های نسل سوم، کانی تیتانومگنتیت با بافت دانه‌ای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار و انیزوتروپی ضعیف حضور دارد (شکل ۶-ت).

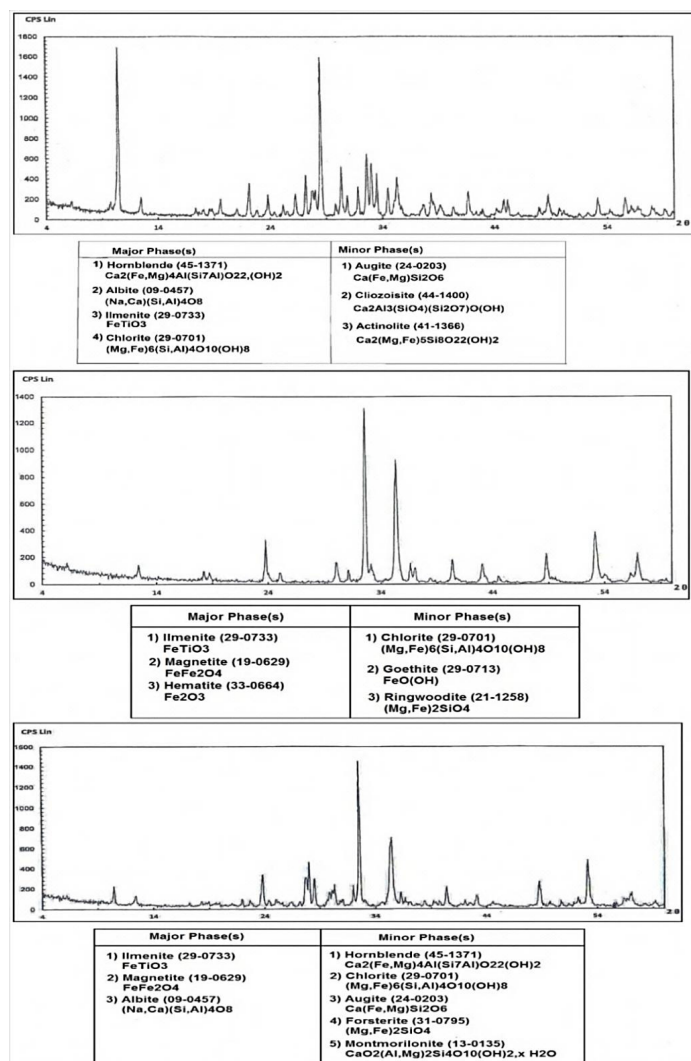
در بُرش‌های صیقلی تهیه شده از پلاسره‌های محدوده مورد بررسی، فراوانی کانی ایلمنیت بین ۶ تا ۱۵ درصد حجمی تعیین شد (شکل ۷). ایلمنیت به شکل دانه‌ای مجزا و هم‌چنین تیغه‌ای با بافت اکسلوشن درون مگنتیت حضور دارد. ۱۰ تا ۱۵ درصد از ایلمنیت‌ها بر اثر اکسایش و هوازگی در امتداد سطوح رخ در حال تبدیل به لوکوسن هستند (شکل ۷-الف). با توجه به اینکه شکل دانه‌های ایلمنیت اغلب زاویه‌دار است، به نظر می‌رسد سنگ خاستگاه این کانی در فاصله نزدیک و در بالادست ذخیره پلاسری باشد. بررسی‌های کانه‌نگاری و نتایج XRD حضور ایلمنیت را در شکل اقتصادی در پلاسره‌های محدوده مورد بررسی را نشان داده است (شکل‌های ۷ و ۸). ایلمنیت به علت مقاومت بالا در برابر فرسایش و هوازگی و چگالی بالا از کانی‌های مهم پلاسرها به حساب می‌آید (فورس، ۱۹۹۱؛ راب، ۲۰۰۵).



شکل ۶. تصویرهای میکروسکوپی نسل‌های مختلف کانی‌سازی ایلمنیت: الف) ایلمنیت نسل اول (I) بصورت ادخال درون باطله‌های سیلیکاته، ب) ایلمنیت نسل اول (I) بصورت ادخال درون باطله سیلیکاته و نسل دوم (II) بصورت تیغه‌هایی با بافت برون رست درون مگنتیت‌های نسل سوم، پ) ایلمنیت نسل سوم (III) با بافت دانه‌ای و پرکننده فضای خالی بین‌بلوری، ت) بلوری نیمه شکل‌دار از تیتانومگنتیت (TiMag) در همراهی با ایلمنیت نسل سوم (III).



شکل ۷. تصویرهای میکروسکوپی بُرش‌های صیقلی تهیه شده از واحد پلاسری: الف و ب) ایلمنیت (Ilm) در حال دگرسان شدن به لوکوکسن (Leu)، پ و ت) همراهی ایلمنیت (Ilm) با مگنتیت (Mag) با بافت آواری (تصویرهای الف و پ در نور بازتابی PPL و تصویرهای ب و ت در نور بازتابی XPL)

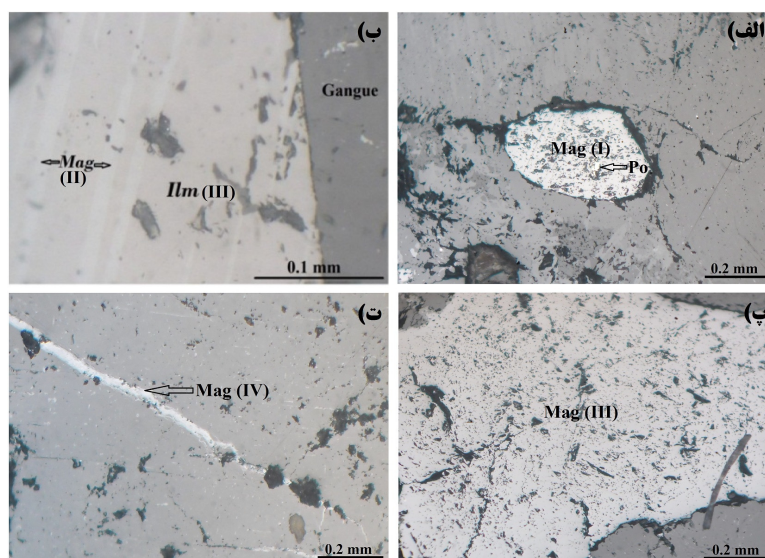


شکل ۸. نتایج آنالیز XRD نمونه‌های معرف پلاسر تیتان محدوده خانیک

۳-۱-۲- مگنتیت (Fe_3O_4)

این کانی در زیر میکروسکوپ دارای رنگ خاکستری با ته‌رنگ قهوه‌ای روشن و نسبت به ایلمنیت روشن‌تر بوده و ایزوتروپ می‌باشد. این کانی بازتاب متوسط داشته و بدون بازتاب داخلی و چند رنگی است. مگنتیت در سنگ‌های خاستگاه، دارای چهار نسل کانی‌سازی شامل: نسل اول) به صورت ادخال‌های کروی درون کانی‌های سیلیکاته که گاه در متن خود دارای ادخال‌های ریزی از پیروتیت هستند (شکل ۹-الف)، نسل دوم) بصورت تیغه‌ای با بافت اکسلوشن درون ایلمنیت (شکل ۹-ب)، نسل سوم) پرکننده فضاهای خالی بین کانی‌های سیلیکاته با بافت دانه‌ای (شکل ۹-پ) و نسل چهارم با بافت رگچه‌ای (شکل ۹-ت) می‌باشد. در

نمونه‌های سطحی، نسل سوم مگنتیت‌ها بر اثر اکسایش و ماریتیتی شدن در حال تبدیل شدن به هماتیت در امتداد سطوح رخ هستند. فراوانی مگنتیت در بُرش‌های صیقلی نمونه‌های پلاسر محدوده خانیک، بین ۵ تا بیشینه ۱۲ درصد برآورد شد (شکل ۷). نتایج XRD شمار ۵ نمونه معرف از رسوبات پلاسری محدوده خانیک، نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی این نهشته عمدتاً ایلمنیت، مگنتیت، هماتیت، آلبیت و هورنبلند بوده و کانی‌های فرعی عموماً اوژیت (کلینوپروکسن)، کلینوزوئیزیت، اکتینولیت، هورنبلند، فورستریت (رینگوودیت)، کلریت، مونتموریلونیت و گوتیت هستند (شکل ۸).



شکل ۹. تصویرهای میکروسکوپی نسل‌های مختلف کانی‌سازی مگنتیت؛ الف) مگنتیت نسل اول (I) به صورت ادخال درون کانی‌های سیلیکاته، ب) تیغه‌هایی از مگنتیت نسل دوم (II) درون ایلمنیت‌های نسل سوم، پ) مگنتیت نسل سوم (III) بصورت پرکننده فضای خالی میان بلوری با بافت دانه‌ای بی‌شکل، ت) مگنتیت نسل چهارم (IV) با بافت رگچه‌ای

۴- بحث

و میکروسکوپی عموماً گابرویی می‌باشد (رحیم‌سوری، ۱۳۸۰؛ رحیم‌سوری و پورقهرمانی، ۱۳۹۳؛ علیپور و همکاران، ۱۳۹۵). کانی‌های تیره کانسنگ خانیک در بخش سنگی را ایلمنیت (با سه نسل کانی‌سازی)، تیتانومگنتیت (با یک نسل کانی‌سازی)، مگنتیت (با چهار نسل کانی‌سازی)، هماتیت (با دو نسل کانی‌سازی که نسل دوم ناشی از ماریتیتی شدن مگنتیت است) و در حجمی بسیار جزئی فازهای سولفیدی (عمدتاً پیروتیت بصورت ادخال) تشکیل داده‌اند (رحیم‌سوری و پورقهرمانی، ۱۳۹۳؛ علیپور و همکاران، ۱۳۹۵). در بخش پلاسری هم، کانی‌های اصلی

کانسار تیتانیم خانیک نخستین ذخیره اقتصادی پلاسری در سطح استان آذربایجان غربی و دومین ذخیره اقتصادی پلاسر بعد از تیتانیم کهنوج کرمان (با دو تیپ سنگی و پلاسری) در سطح کشور است (رحیم‌سوری، ۱۳۹۳). در مقایسه با کانسار قره‌آغاچ ارومیه که کانی‌سازی اقتصادی آن فقط در بخش سنگی (با تیپ ایلمنیت ماگمایی) شکل گرفته است (رحیم‌سوری، ۱۳۸۰؛ یعقوب‌پور و همکاران، ۲۰۰۷)، کانسار تیتانیم خانیک افزون بر تیپ ایلمنیت ماگمایی (بخش سنگی) دارای کانی‌سازی تیپ پلاسری نیز می‌باشد. سنگ خاستگاه اصلی این ذخیره پلاسری به استناد شواهد میدانی

ذخیره اغلب ایلمنیت (در مواردی تبدیل شده به لوکوسن) و مگنتیت می‌باشند.

۴-۱- ژئوشیمی رسوبات پلاسری خانیک

با استفاده از روش‌ها و نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی به بررسی خاستگاه، شرایط هوازگی، رسیدگی^۱، شرایط اکسایش-کاهش^۲ محیط رسوبی و تغییرات TiO_2 در رسوبات پلاسری خانیک پرداخته شد. ترکیب پایانی رسوبات که توسط فرایندهای فیزیکی و دگرسانی ژئوشیمیایی در طول انتقال از خاستگاه به منطقه رسوب تغییر می‌یابد در درجه اول به ترکیب سنگ خاستگاه آن‌ها بستگی دارد (کالرز، ۱۹۹۵؛ مک‌لینان و همکاران، ۱۹۹۳؛ نسبیت و یانگ، ۱۹۸۲).

۴-۲- بررسی خاستگاه رسوبات پلاسری خانیک

الگوی توزیع عناصر اصلی بهنجار شده نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی (UCC) (شکل ۱۰) سرشاری شدید در مقدار TiO_2 و بهنجار شده به PAAS (شکل ۱۱) سرشاری شدید در مقادیر CaO ، TiO_2 و Na_2O را در نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهند. سرشاری TiO_2 در پلاسره‌های مورد بررسی با توجه به وجود کانی ایلمنیت در پلاسره‌های خانیک قابل توجیه است. افزون بر این، سرشاری TiO_2 به نقش موثر سنگ‌های مافیک به عنوان سنگ خاستگاه (پروتولیت) در نمونه‌های مورد بررسی دلالت دارد. محتوای بالای CaO در نمونه‌ها ممکن است ناشی از حضور سیلیکات‌های کلسیم‌دار مانند پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول در رسوبات باشد. حضور کانی‌های سدیم‌دار از قبیل آلبیت و دیگر کانی‌های سلیکاته سدیم‌دار در سیستم رسوبی می‌تواند باعث سرشاری Na_2O شود.

در سنگ‌های آذرین ضریب توزیع Al معمولاً در فلدسپارهایی مانند پلاژیوکلازها بالاست. ضریب توزیع Ti نیز در کانی‌های مافیک (اولیوین، پیروکسن، هورنبلاند، بیوتیت، و ایلمنیت) بالاست. بنابراین، نسبت Al/Ti سنگ‌های آذرین ترجیحاً با افزایش محتوای SiO_2 افزایش می‌یابد (هولاند، ۱۹۸۴). ترسیم نسبت Al_2O_3/TiO_2 در مقابل SiO_2 نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که پروتولیت رسوبات خانیک، سنگ‌های آذرین مافیک با ترکیب عموماً گابرویی هستند (شکل ۱۲).

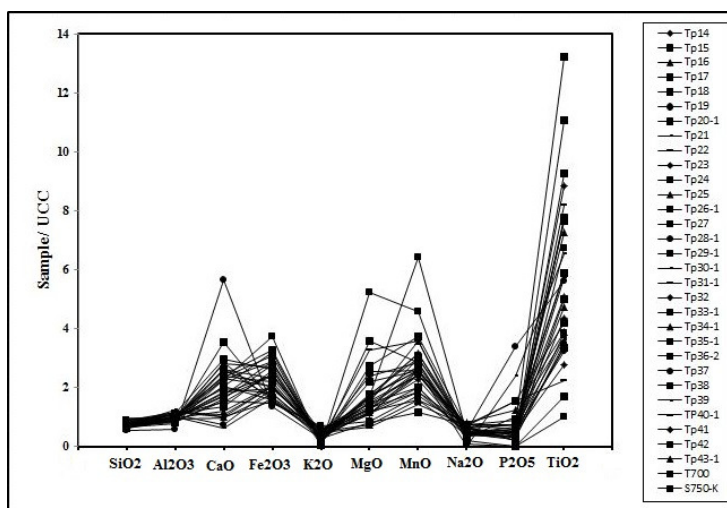
در محیط‌های رسوبی عناصر نادر خاکی (REEs) پایدار بوده و ترکیبات و الگوهای توزیع آن‌ها کمتر زیر تأثیر فرایندهایی مانند هوازگی، حمل و نقل، رسوب‌گذاری و دیاژنز قرار می‌گیرد. از این رو توزیع آن‌ها در رسوبات برای شناسایی سنگ خاستگاه می‌تواند مورد استفاده واقع شود (کالرز، ۲۰۱۰). الگوی توزیع REEs و آنومالی Eu در سنگ‌های رسوبی و مواد هوازده شاخص‌های مهمی برای شناسایی سنگ خاستگاه می‌باشند (گونزالز لویز و همکاران، ۲۰۰۵؛ تایلر و مک‌لینان، ۱۹۸۵). نسبت‌های بالای LREEs/HREEs و آنومالی Eu منفی عموماً از مشخصات سنگ‌های فلسیکی و نسبت‌های پایین LREEs/HREEs و آنومالی Eu منفی کم از ویژگی‌های سنگ‌های خاستگاه مافیکی می‌باشند (کالرز، ۲۰۰۰). الگوی توزیع REEs نورمالیزه شده به کندریت (تایلر و مک‌لینان، ۱۹۸۵) تفریق ضعیف LREEs از HREEs همراه با آنومالی‌های منفی کم Eu را در رسوبات مورد بررسی نشان می‌دهد (شکل ۱۳). این تیپ الگوی توزیع REEs دلالت بر سنگ خاستگاه (پروتولیت) مافیک برای پلاسره‌های مورد بررسی دارد. سریم (Ce) نیز آنومالی منفی نشان داده است که دلیل آن می‌تواند اثرات ردوکس (اکسایش-کاهش) باشد. آنومالی‌های ظاهری عناصر Pr ، Nd ، Sm و Tm در الگوی توزیع شکل ۱۳ در واقع بی‌نظمی ناشی از فرایندهای موسوم به اثرات تتراد^۳ از نوع W شکل می‌باشد که در اثر واکنش آب-سنگ ایجاد می‌شوند (کابو، ۱۹۹۵؛ جان و همکاران، ۲۰۰۱). هلادیل و همکاران (۲۰۰۳) برای شناسایی خاستگاه رسوبات، نمودار دوتایی عناصر کم تحرک $(Hf/Yb) \times 10$ در برابر La/Th را بکار برده‌اند. استفاده از این نمودار برای نمونه‌های پلاسری، نشان داد که سنگ‌های بازیگ، سنگ خاستگاه اصلی پلاسرخانیک می‌باشند (شکل ۱۴).

میانگین TiO_2 در نمونه‌های پلاسر محدوده مورد بررسی ۲/۷۵ درصد وزنی (با دامنه تغییرات از ۰/۵۱ تا ۶/۶۱ درصد وزنی) است (جدول ۱). دامنه تغییرات عیار TiO_2 ذخیره پلاسر متأثر از توپوگرافی آبراهه‌ها و دوری و نزدیکی به سنگ‌های خاستگاه (گابرو و آمفیبولیت) می‌باشد (شکل ۲).

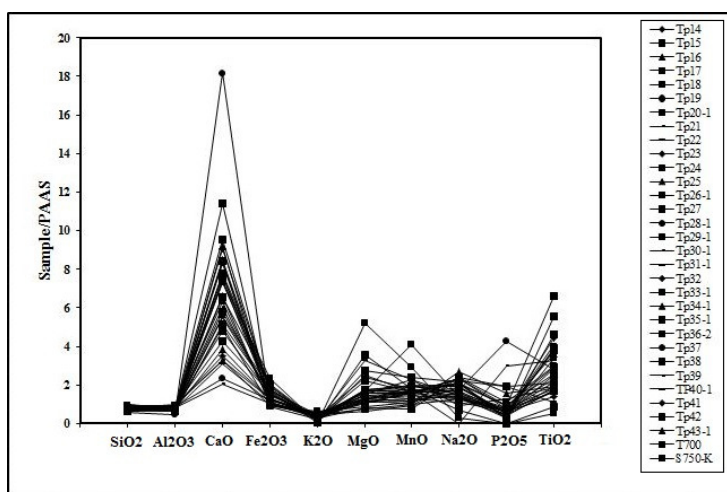
¹ Maturity

² Redox

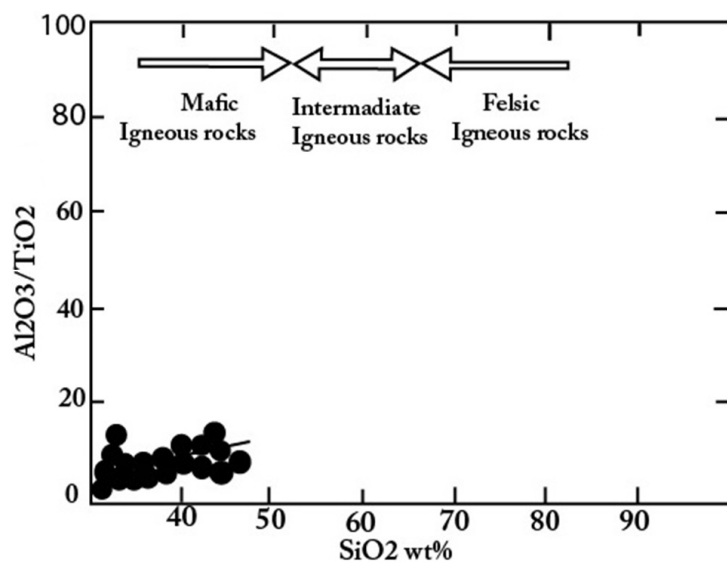
³ Tetrad effects



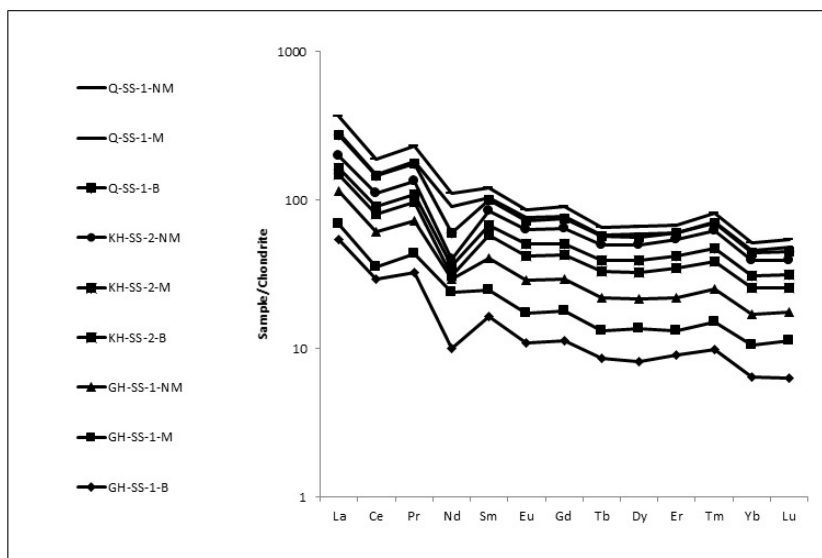
شکل ۱۰. الگوی توزیع عناصر اصلی رسوبات پلاستیکی خنیک بهنجار شده نسبت به UCC



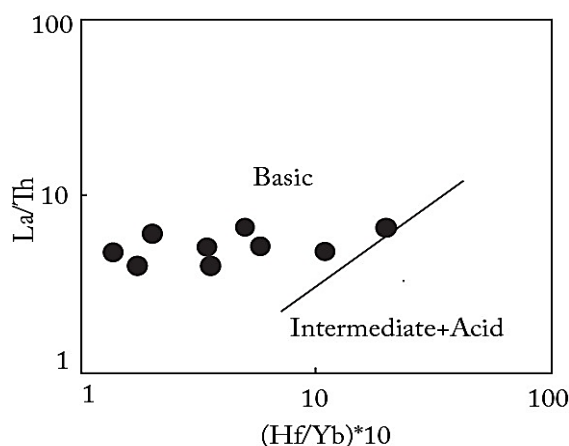
شکل ۱۱. الگوی توزیع عناصر اصلی رسوبات خنیک بهنجار شده نسبت به PAAS



شکل ۱۲. پلات نمونه‌های رسوب پلاستیکی خنیک در نمودار Al_2O_3/TiO_2 در برابر SiO_2 (کالر، ۲۰۰۰)



شکل ۱۳. الگوی توزیع REEs بهنجار شده به کندریت (تایلر و مک‌لینان، ۱۹۸۵) در نمونه رسوبات پلاستی منطقه خانیک



شکل ۱۴. جایگاه نمونه‌های پلاستر خانیک در نمودار دوتایی $(Hf/Yb) \times 10$ در برابر La/Th (هلاذیل و همکاران، ۲۰۰۳)

برای شناسایی شرایط اکسایش-کاهش دیرینه^۴ رسوبات منطقه خانیک از شاخص‌هایی استفاده شده است که در جدول ۲ ارائه شده‌اند. در جدول ۳ نیز نتایج واکاوی شیمیایی شماری از عناصر جزئی و نادر خاکی نمونه‌های پلاستی کانسار خانیک که برای محاسبه شاخص‌های ارائه شده در جدول ۲ لازم است آورده شدند.

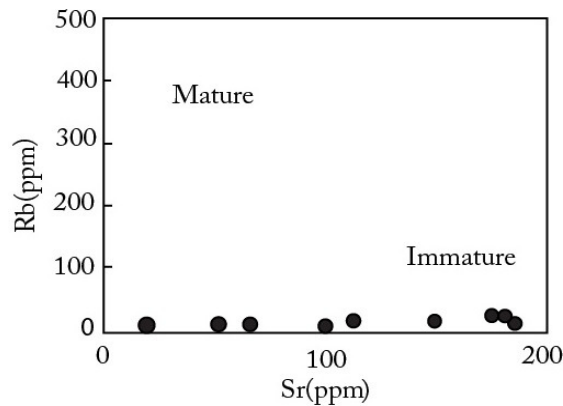
با به کارگیری شاخص نسبت Ni/Co می‌توان به شرایط اکسایش-کاهش گذشته پی برد (جونز و منینگ، ۱۹۹۴). در این نسبت، مقادیر کمتر از ۵ بر محیط اکسیدی و مقادیر بیشتر از ۵ بر محیط نیمه اکسیدی و غیر اکسیدی دلالت دارد. در سیستم رسوبی منطقه مورد بررسی مقادیر نسبت Ni/Co از ۰/۳۹ الی ۰/۸۲ در تغییر می‌باشند که نشان‌دهنده محیط اکسیدی برای تشکیل رسوبات مورد مطالعه می‌باشد.

۳-۴- رسیدگی^۱ رسوبات و شرایط اکسایش-کاهش محیط رسوبی

برای شناسایی وضعیت رسیدگی رسوبات از نمودار دوتایی Rb در مقابل Sr پاتر (۱۹۷۸) استفاده شد (شکل ۱۵). مبنای به کارگیری این نمودار نبود تغییر مقادیر Rb و Sr در طول تاریخچه تشکیل رسوبات است. در این نمودار، اگر رسوبات در محدوده رسیده^۲ قرار بگیرند، دلالت بر مشتق شدن آن‌ها از سنگ‌های رسوبی دارد و اگر رسوبات در محدوده نارس^۳ قرار بگیرند، بیانگر مشتق شدن آن‌ها از سنگ‌های آذرین است. داده‌های پلاستی مورد بررسی بر روی نمودار یاد شده در محدوده نارس قرار می‌گیرند (شکل ۱۵)، بنابراین سنگ‌های خاستگاه آن‌ها آذرین می‌باشد.

^۱ Maturity
^۲ Mature
^۳ Immature

^۴ Paleo-redox



شکل ۱۵. جایگاه نمونه‌های پلاسما خانیک در نمودار Rb در مقابل Sr (پاتر، ۱۹۷۸)

شدت بالای فرایندهای هوازدگی در طی تکوین رسوبات دارد.

۵- نتیجه‌گیری

بررسی‌های کانه‌نگاری و کانی‌شناسی به روش XRD نشان داده است که کانی‌های اصلی ذخیره پلاستی خانیک را ایلمنیت، مگنتیت، آلبیت، هورنبلند و هماتیت تشکیل داده و کانی‌های فرعی شامل اوژیت، کلینوزوئیت، اکتینولیت، گوتیت، مونتموریلونیت و به مقدار جزئی فورستریت می‌باشند. کانی ایلمنیت به صورت دانه‌ای مجزا (با فراوانی بین ۶ تا ۱۵ درصد حجمی) و هم‌چنین تیغه‌ای درون مگنتیت حضور دارد. پیاده کردن ترکیب شیمیایی نمونه‌های پلاستی محدودده مورد مطالعه نشان داده است که سنگ خاستگاه (پروتولیت) رسوبات پلاستی خانیک، سنگ‌های آذرین مافیک (بازیک) می‌باشند. الگوی توزیع REEs بهنجار شده به کندریت نیز تفریق ضعیف LREEs از HREEs همراه با آنومالی‌های ضعیف و منفی Eu را نشان داده است که به نوعی مبین مافیک بودن سنگ‌های خاستگاه رسوبات پلاستی است. محیط تشکیل رسوبات پلاستی خانیک یک محیط اکسیدی بوده و مقادیر محاسبه شده شاخص شیمیایی هوازدگی (CIW') نیز دلالت بر شدت بالای فرایندهای هوازدگی در طی تکوین رسوبات پلاستی محدودده مورد مطالعه دارد. بر اثر هوازدگی بخشی از کانی‌های ایلمنیت به لوکوکسن تبدیل شده و مگنتیت طی مارتیتی شدن در حواشی و امتداد سطوح رخ بطور بخشی به هماتیت تبدیل شده است. اگرچه کانسار تیتانیوم خانیک از نظر ژنز و محیط تشکیل و سنگ‌های همراه با کانسار کهنوج (مجموعه افیولیتی

افزون بر شاخص Ni/Co، از شاخص‌های دیگری همچون U/Th، Cu/Zn و V/Cr نیز بهره‌برداری شد. مقادیر بالای نسبت Cu/Zn دلالت بر محیط کاهش و مقادیر پایین نسبت Cu/Zn بر محیط اکسایش دارد (هالبرگ، ۱۹۷۶). در نمونه‌های مورد بررسی مقادیر نسبت Cu/Zn دارای دامنه تغییراتی از ۰/۰۶ تا ۰/۲۳ است که نشانگر محیط اکسیدی برای تشکیل رسوبات می‌باشد. نسبت‌های U/Th کمتر از ۱/۲۵ نشان‌دهنده محیط اکسیدی و مقادیر بالای ۱/۲۵ نشان‌دهنده محیط کاهش (یا نیمه اکسیدی) است (ناث و همکاران، ۱۹۹۷). در سیستم رسوبی خانیک این نسبت از ۰/۱۱ تا ۰/۵۴ متغیر است که نشان‌دهنده محیط تشکیل اکسیدی برای این رسوبات می‌باشد.

از نسبت V/Cr به عنوان شاخصی برای شرایط اکسیدی استفاده شد (بورلیک، ۱۹۷۴؛ دیل، ۱۹۸۶؛ دیل و همکاران، ۱۹۸۸؛ ارنست، ۱۹۷۰). کروم اغلب در محیط‌های کاهش و در بخش آواری رسوبات یافت می‌شود (بورلیک، ۱۹۷۴). نسبت V/Cr بیش‌تر از ۲، دلالت بر محیط غیراکسیدی (احیایی) و نسبت‌های پایین‌تر از ۲، دلالت بر محیط اکسیدی دارد (جونز و مینینگ، ۱۹۹۴). در نمونه‌های محدودده خانیک نسبت V/Cr دارای دامنه تغییراتی از ۰/۸۲ تا ۱۱ است. این دامنه تغییرات دلالت بر تغییر در شرایط اکسایش-کاهش در طی تکوین رسوبات محدودده مورد بررسی دارد.

۴-۴- شرایط هوازدگی بر مبنای عناصر اصلی

در این مطالعه از شاخص شیمیایی هوازدگی CIW' (کالرز، ۲۰۰۰) برای ارزیابی شدت فرایندهای هوازدگی در رسوبات مورد بررسی استفاده شده است (جدول ۴). محاسبات انجام شده دامنه تغییراتی از ۸۴/۳۶ تا ۹۹/۸۹ درصد را برای رسوبات خانیک نشان می‌دهد که دلالت بر

خانیک از نظر ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی مشابه پلاسرهای آبرفتی کهنوج می‌باشند.

کهنوج) متفاوت است ولی مانند آن از دو بخش سنگی و پلاسر تشکیل شده و گابروهای آن از نظر ترکیب شیمیایی مشابه کانسار کهنوج بوده و رسوبات پلاسر

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی به روش XRF در نمونه‌های پلاسرهای چاهک‌های اصلی محدوده خانیک (بر حسب درصد وزنی)

Test pit	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe(t)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
Tp.14	41.84	4.42	14.57	8.46	0.22	3.8	11.75	1.81	0.72	0.09	8.65
Tp.15	50.12	2.95	16.84	5.64	0.13	2.86	8.18	2.84	1.27	0.18	6.88
Tp.16	57.77	1.95	17.29	4.82	0.11	1.62	4.25	3.22	1.7	0.25	4.87
Tp.17	49.81	3.82	17.21	8.09	0.18	3.85	5.58	2	1.12	0.09	5.01
Tp.18	50.06	2.94	16.58	7.76	0.18	3.75	6.25	2.5	1.25	0.15	5.19
Tp.19	46.93	2.81	13.57	6.31	0.17	2.76	10.81	2.11	1.86	0.68	9.23
Tp.20-1	40.33	3.89	13.27	10.24	0.19	3.66	10.14	1.73	0.7	0.07	11.37
Tp.20-2	47.15	3.43	14.82	7.17	0.19	3.47	9.05	2.19	1.29	0.58	7.54
Tp.21	49.12	3.26	18.55	6.4	0.18	2.34	4.24	0.02	1.41	0.48	9.21
Tp.22	46.89	1.85	14.71	9.01	0.25	7.17	7.24	1.14	0.68	0.2	6.95
Tp.23	53.58	2.54	17.62	6.36	0.17	2.49	4.55	2.83	1.22	0.15	5.70
Tp.24	44.22	3.37	15.11	9.02	0.45	3.72	9.53	1.68	0.59	0.05	8.36
Tp.25	48.23	2.36	13.66	6.35	0.25	3.29	9.68	1.74	1.21	0.12	10.34
Tp.26-1	43.65	1.68	12.82	4.89	0.14	3.2	14.8	1.29	1.38	0.1	13.91
Tp.26-2	44.33	6.67	13.5	10.92	0.29	6.05	9.16	2.28	0.36	0.04	2.58
Tp.26-3	46.97	4.2	14.69	9.06	0.24	5.67	8.42	2.24	0.63	0.05	3.93
Tp.27	45.45	5.53	14.72	10.07	0.26	6.04	8.53	2.56	0.39	0.04	2.25
Tp.28-1	57.37	1.62	16.48	6.17	0.17	3.43	3.05	1.63	2.01	0.12	5.24
Tp.28-2	51.58	3.61	15.24	8.11	0.21	4.52	6.57	2.64	1.25	0.06	2.70
Tp.28-3	46.46	4.44	14.42	9.71	0.24	6.44	9.12	2.52	0.38	0.04	2.05
Tp.28-4	44.12	6.68	13.87	10.95	0.29	6.15	8.65	2.39	0.33	0.05	1.81
Tp.29-1	50.18	2.09	14.64	5.15	0.08	1.81	10.98	2.87	0.99	0.31	8.64
Tp.29-2	40.6	1.99	11.74	4.64	0.11	2.08	17.97	1.93	0.94	0.12	15.84
Tp.30-1	61.52	1.81	15.04	5.19	0.13	2.48	2.63	1.88	1.95	0.13	4.95
Tp.30-2	51.65	1.53	16.34	6.59	0.15	4.02	6.88	1.86	1.2	0.07	6.82
Tp.30-3	46.12	5.09	14.61	9.86	0.25	6.06	8.43	2.46	0.39	0.05	2.42
Tp.30-4	48.3	3.32	15.57	8.78	0.21	5.74	8.25	2.51	0.53	0.06	2.93
Tp.31-1	50.72	4.1	14.73	7.55	0.22	3.65	7.12	2.34	1.53	0.08	4.66
Tp.31-2	51.19	1.65	14.74	5.61	0.17	3.24	8.53	1.57	1.71	0.08	9.04
Tp.32	46.93	2.18	14.02	7.28	0.2	5.25	11	1.62	1.17	0.1	7.10
Tp.33-1	43.87	0.51	11.69	11.7	0.32	11.48	9.54	0.33	0.08	0	5.47
Tp.33-2	43.95	0.64	12.56	11.01	0.31	11.14	8.65	0.33	0.13	0.03	6.51
Tp.33-3	43.73	0.69	12.35	10.92	0.32	10.9	8.7	0.26	0.12	0.03	7.27
Tp.33-4	47.41	0.97	13.97	9.47	0.26	7.8	7.23	0.99	0.71	0.06	7.04
Tp.34-1	56.35	3.64	14.63	6.55	0.18	2.93	4.99	2.82	1.92	0.12	3.00
Tp.34-2	58.9	1.5	15.41	5.66	0.13	3.29	4.69	2.58	1.57	0.13	3.65
Tp.34-3	57.29	1.86	15.62	5.89	0.15	3.16	4.77	2.48	1.65	0.08	4.47
Tp.35-1	48.72	6.61	12.48	8.67	0.21	2.71	6.71	2.47	1.63	0.15	5.86
Tp.35-2	52.3	1.8	14.42	5.38	0.15	2.78	8.43	1.72	1.87	0.09	8.67
Tp.35-3	63.81	1.28	14.34	4.2	0.1	2.26	3.4	2.56	2.43	0.09	3.65
Tp.36-1	52.61	2.64	14.24	6.5	0.16	4.38	8.66	2.45	1.27	0.07	4.18
Tp.36-2	48.91	2.49	14.95	6.87	0.18	4.84	10	2.42	0.94	0.08	5.32
Tp.37	35.74	1.75	8.89	4.27	0.11	2.64	23.62	1.54	0.87	0.06	18.65
Tp.38	41.31	0.85	16.81	8.17	0.2	7.83	12.42	0.8	0.18	0	7.91
Tp.39	52.39	2.86	14.38	6.2	0.17	3.2	7.82	2.27	1.71	0.1	6.19
Tp.40-1	62.96	1.11	14.34	5.61	0.1	1.46	4.02	2.69	1.64	0.31	3.29
Tp.40-2	56.04	1.97	14.71	5.8	0.17	3.02	4.7	1.7	2.15	0.08	7.10
Tp.41	51.49	1.38	14.41	4.94	0.16	2.84	8.57	1.53	2.03	0.1	10.34
Tp.42	57.54	1.93	13.1	4.57	0.12	1.88	6.51	2.24	2.37	0.08	7.61
Tp.43-1	47.86	1.69	13.54	4.89	0.14	2.53	11.96	1.7	1.49	0.07	11.97
Tp.43-2	52.28	1.73	15.11	5.63	0.15	2.72	6.92	1.67	1.79	0.09	9.43
T.700	49.74	3.85	14.76	7.6	0.21	3.9	7.54	1.93	1.19	0.06	5.90
S.750-K	43.14	4.63	15.74	9.72	0.18	5.57	9.9	2.54	0.34	0.04	4.01
Average	49.46	2.75	14.59	7.29	0.19	4.26	8.32	1.97	1.17	0.12	6.67

Tp (Test pit): چاهک اکتشافی؛ T.700 و S750-K: چاهک‌های کنترلی

جدول ۲. شاخص‌های مورد استفاده در تعیین شرایط اکسایش- کاهش دیرینه در رسوبات کانسار تیتان خانیک

شاخص	مقدار شاخص در کانسار خانیک	منبع
Ni/Co	۰/۸۲ - ۰/۳۹	(جونز و منینگ، ۱۹۹۴)
Cu/Zn	۰/۲۳ - ۰/۰۶	(هالبرگ، ۱۹۷۶)
U/Th	۰/۱۱ - ۰/۵۴	(ناث و همکاران، ۱۹۹۷)
V/Cr	۰/۸۲ - ۱۱	(جونز و منینگ، ۱۹۹۴)

جدول ۳. نتایج تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS شماری از عناصر جزئی و نادر خاکی نمونه‌های پلاسری کانسار خانیک (بر حسب ppm)

Sample	Ce	Co	Cr	Cu	Dy	Er	Eu	Gd	Hf	Lu	La
PS.1	28	48.4	65	19	3.12	2.24	0.94	3.44	0.52	0.24	20
PS.2	6	73.6	135	28	2.01	1.01	0.57	2.07	1.03	0.19	5
PS.3	24	43.5	58	21	3.13	2.25	1.01	3.40	0.50	0.24	17
PS.4	19	43.9	87	34	4.09	3.15	1.15	4.05	0.67	0.30	12
PS.5	9	68.7	141	34	2.61	1.77	0.69	2.61	0.69	0.23	6
PS.6	20	44.1	80	26	3.92	3.08	1.17	4.06	0.50	0.30	12
PS.7	34	59.2	47	13	2.54	1.37	0.76	3.15	0.55	0.21	29
PS.8	2	76.6	129	20	0.89	< 0.05	0.29	1.05	1.05	0.12	2
PS.9	39	57.8	48	15	2.97	1.77	0.87	3.72	0.50	0.23	30
Sample	Nd	Ni	Pr	Sm	Tb	Th	Tm	U	V	Yb	Zn
PS.1	16.6	31	4.47	3.78	0.50	3.51	0.35	0.5	91	1.6	129
PS.2	6.3	42	1.46	1.90	0.26	0.95	0.19	0.5	741	1.0	300
PS.3	15.1	31	3.99	3.67	0.50	3.77	0.36	0.8	63	1.6	114
PS.4	13.5	36	3.29	3.95	0.64	2.48	0.48	0.6	88	2.1	111
PS.5	7.6	32	1.75	2.37	0.37	0.92	0.30	0.5	598	1.4	219
PS.6	13.3	36	3.28	3.64	0.61	2.32	0.52	0.6	66	2.0	113
PS.7	20.6	24	5.96	3.71	0.40	3.83	0.29	0.5	151	1.2	179
PS.8	3.1	30	0.75	0.85	< 0.1	0.56	< 0.1	0.5	1420	0.5	347
PS.9	22.2	25	6.44	4.06	0.47	4.46	0.34	0.5	114	1.4	159

جدول ۴. مشخصات شاخص هوازدگی شیمیایی (CIW') رسوبات پلاسری منطقه خانیک

شاخص	مخفف عبارت	فرمول	منبع	مقدار بهینه غیرهوازده	مقدار بهینه هوازده
CIW'	Chemical Index of Weathering	$[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O_3)] \times 100$	(کالرز، ۲۰۰۰)	کمتر از ۵۰	۱۰۰

سپاسگزاری

بدینوسیله از کمک‌های مالی معاونت تحصیلات تکمیلی دانشگاه ارومیه و شرکت توسعه و سرمایه‌گذاری آتیه سپید آسیا (سهامی خاص) که در اجرای این پژوهش ما را یاری نمودند و هم‌چنین داوران محترم مقاله به پاس ارایه دیدگاه سازنده، بسیار سپاسگزاریم.

اژدری، ک.، محمدی ترک آباد، ه. و رضانی اردکانی، ف (۱۳۸۳) نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سرو (گنگجین)، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
اسدیور، م.، پورمعافی، م. و هویس، ث (۱۳۹۲) ژئوشیمی، پترولوژی و تعیین سن توده مافیک- اولترامافیک غازان، شمال غرب ایران، پترولوژی، سال چهارم، شماره چهاردهم، صفحه ۱-۱۶.

منابع

جامعی، س. و فضل‌نیا، ع (۱۳۹۱) ژئوشیمی و محیط تکتونوماگمایی گابروهای ممکن، ارومیه، سی و یکمین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

اژدری، ک (۱۳۷۹) پترولوژی سنگ‌های مافیک و الترامافیک کمپلکس غازان واقع در چهار گوش سرو. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، پژوهشکده علوم زمین، ۱۵۰ صفحه.

- source rock potential. *Chemical Geology* 67(3-4): 307-325.
- Ernst, T. W (1970) *Geochemical facies analysis*, Elsevier, Amsterdam, 152 p.
- Force, E. R (1991) *Geology of Titanium-Mineral Deposits*, U.S. Geological Survey, professional paper 259, 112p.
- Gambogi, J (2010) *Titanium*. U.S. Geological Survey. *Minerals Yearbook* 2008, p. 16.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26: 683-693.
- Gonzales Lopez, J. M. G., Bauluz, B., Fernandez-Nieto, C. and Oliete, A. Y (2005) Factors controlling the trace element distribution in fine-grained rocks: the Alpien kaolinite-rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain). *Chemical Geology* 214: 1-19.
- Gulibert, J. M. and Park, Jr. C. F (1997) *The Geology of Ore Deposits*, Freeman and company, New York, 985 p.
- Hallberg, R. O (1976) A geochemical method for investigation of paleo-redox conditions in sediments. *Ambio* 4: 139-147 (Special Report).
- Hladil, J, Patočka, F, Kachlk, V, Melichar, R. and Huback, M (2003) Metamorphosed carbonate sediments of KrokonoDe Mts. And Paleozoic evolution of Sudetic terranes (NE Bohemia, Czech Republic). *Geologica Carpathica* 45 (5): 281-297.
- Holland, H. D (1984) *The Chemical Evolution of the Atmosphere and Oceans*. Princeton University Press.
- Jahn, B.M., Wu, F., Capdevila, R., Martineau, F., Zhao, Z. and Wang, Y (2001) Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in NE China. *Lithos* 59: 171-198.
- Jones, B. and Manning, D. C (1994) Comparison of geochemical indices used for the interpretation of Palaeo-redox condition in Ancient mudstones. *Chemical Geology* 111: 111-122.
- Kawabe, I (1995) Tetrad effects and fine structures of REE abundance patterns of granitic and rhyolitic rocks: ICP-AES determinations of REE and Y in eight GSJ reference rocks. *Geochemical Journal* 29: 213-230.
- McLennan, S. M., Hemming, S. R., McDaniel, D. K. and Hanson, G. N (1993) Geochemical approaches to sedimentation provenance and tectonics. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 284: 21-40.
- Nath, B. N., Bau, M., Ramalingeswara Rao, B. and Rao, Ch. M (1997) Trace and rare earth elemental variation in Arabian Sea sediments through a transect across the oxygen minimum zone. *Journal of Earth System Science* 103: 1-12.
- حقی‌پور، ع. و آقاباتی، ع (۱۳۶۷) شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش سرو ۱:۲۵۰۰۰۰، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- رحیم‌سوری، ی (۱۳۸۰) بررسی اکتشافی پتانسیل تیتانیوم قره آجاج ارومیه. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۵۴ صفحه.
- رحیم‌سوری، ی (۱۳۹۳) گزارش زمین‌شناسی مقیاس ۱/۱۰۰۰۰ محدوده اکتشافی تیتان خانیک ارومیه (شرکت توسعه و سرمایه‌گذاری آتیه سپید آسیا).
- رحیم‌سوری، ی. و پورقهرمانی، پ (۱۳۹۳) گزارش پایان عملیات اکتشافی تیتان خانیک ارومیه (شرکت توسعه و سرمایه‌گذاری آتیه سپید آسیا)، ۱۹۷ ص.
- علی‌پور، ص.، حسین‌زاده، ب. و رحیم‌سوری، ی (۱۳۹۵) بررسی زمین‌شناسی و کانی‌سازی پتانسیل تیتانیوم خانیک، ارومیه، استان آذربایجان غربی. فصلنامه علوم‌زمین، شماره ۱۰۰، صص ۶۷-۸۷.
- نبوی، م، ح (۱۳۵۵) دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- Aghanabati, A. and Haghypour, A (1993) Explanatory text of Tasuj. Geological Quadrangle Map 1:100000, Series sheet 4965, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Alavi-Naini M (1972) Etude geologique de la region de Djam. Geological Survey of Iran, Report No. 23, 288 pp.
- Bjorlykke, K (1974) Geochemical and Mineralogical influence of Ordovician island arcs on epicontinental clastic sedimentation: a study of lower Palaeozoic sedimentation in the Oslo region, Norway. *Sedimentology* 21 (2): 251-272.
- Cullers, R. L (1995) The controls on the major and trace element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountain region, Colorado, U.S.A. *Chemical Geology* 123 (1-4): 107-131.
- Cullers, R. L (2000) The geochemistry of shales, siltstones and sandstone of Pennsylvanian Permian age, Colorado, U.S.A: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos* 51: 305-327.
- Dill, H (1986) Metallogenesis of early Paleozoic graptolite shales from the Graefenthal Horst (northern Bavaria-Federal Republic of Germany). *Economic Geology* 81: 889-903.
- Dill, H., Teshner, M. and Wehner, H (1988) Petrography, inorganic and organic geochemistry of Lower Permian Carboniferous fan sequences (Brandschiefer Series) FRG: constraints to their palaeogeography and assessment of their

- zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61 (12): 2375-2388.
- Nesbitt, H. W. and Young, G. M (1982) Early roterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299 (5885): 715-717.
- Potter, P. E (1978) Petrology and chemistry of big river sands. *Journal of Geology* 86:423-449.
- Robb, L. J (2005) Introduction to ore-forming processes. Wiley, 384 p.
- Stocklin. J (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52: 1229-1258.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M (1985) *The Continental Crust: Its composition and evolution*. Blackwell, Oxford: 312 p.
- Yaghubpur. A., Rahimsouri. Y. and Alipour. S (2007) Mineralogy, Geochemistry and Genesis of Titanium Rich Rocks of Qara Aqaj Area, Urmia, Northwest Iran, *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 18(3): 269-284.