

# مطالعات زمین‌شناسی، پترولوژی، زمین‌شناسی اقتصادی و زون‌های دگرسانی در کانسار مس پورفیری دره‌زار (جنوب غرب کرمان)

علیرضا روانخواه<sup>(۱)\*</sup>، محسن مؤید<sup>۲</sup>، صدرالدین امینی<sup>۳</sup>، قادر حسین زاده<sup>۴</sup>

۱. دانشجوی دکتری پترولوژی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران

۴. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۸۸/۳/۵

تاریخ پذیرش: ۸۸/۹/۹

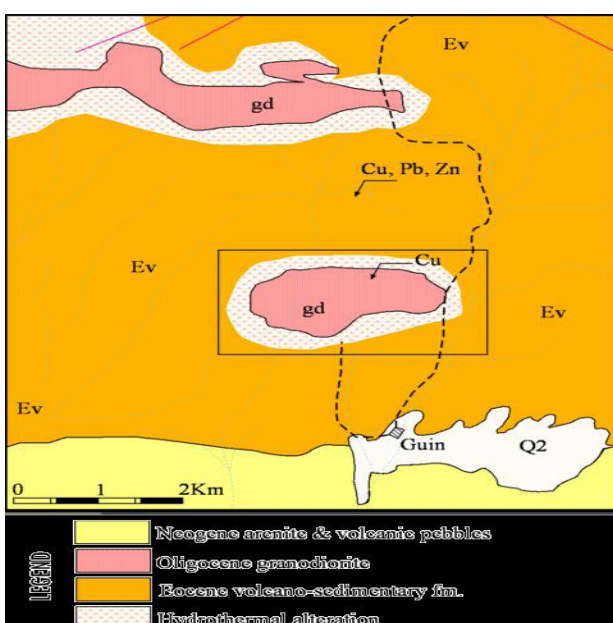
## چکیده

کانسار مس پورفیری دره‌زار در زون ماگمایی ترشیری ارومیه - دختر واقع شده و جای‌گیری استوک پورفیری دره‌زار در راستای محور تاقدیس در منطقه و با راستای NW-SE انجام شده است. سنگ‌های درون-گیر این توده سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن می‌باشند. ترکیب سنگ‌شناسی توده پورفیری دره‌زار کوارتز مونزونیتی می‌باشد که توسط توده‌های دیوریت پورفیری، گرانودیوریت پورفیری و دایک‌های وابسته قطع شده است. به واسطه قطع زون کانی‌سازی سوپرژن توسط دایک‌های دیوریتی و گرانودیوریتی، می‌توان آن‌ها را دایک‌های بعد کانی‌سازی در نظر گرفت. دایک‌های گرانودیوریتی دگرسانی کمتری نسبت به دایک‌های دیوریتی دارند و لذا جوان‌ترین پالس نفوذ در منطقه می‌باشند. عملکرد گسله‌های معکوس موجب فرسایش بیشتر بلوک‌های کمر بالای گسل شده و در این مناطق زون دگرسانی پتاسیک در سطح ظاهر شده است. بخش عمده زون دگرسانی پروپیلیتیک در سنگ‌های درون‌گیر این توده و زون سوپرژن به شکل عدسی در زون دگرسانی فیلیک واقع شده است. گروهی از دایک‌های دیوریتی هم‌زمان با نفوذ توده پورفیری دره‌زار تزریق شده‌اند و لذا واجد کانی‌سازی بوده و از فرآیندهای غنی‌شدگی سوپرژن متأثر شده‌اند ولی عیار قابل توجهی از مس نشان نمی‌دهند. سرشت ماگمای مولد توده پورفیری دره‌زار کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا و با گرایش ضعیف به سمت سری شوشونیتی است. بررسی الگوی تغییرات REE در این توده نشان می‌دهد که این الگو تفریق نسبتاً ضعیفی از LREE به سمت HREE نشان می‌دهد [  $(La/Yb)_N = 0.26-3.71$  ]. غنی‌شدگی مشخصی از LILE در این توده مشاهده می‌شود که می‌تواند حاکی از آرایش ماگمای مولد این توده با مواد پوسته‌ای باشد که این مسأله با آنومالی منفی Nb نیز تأیید می‌شود. این توده در یک محیط فعال حاشیه قاره‌ای و در ارتباط با قوس‌های پس برخوردی تکوین یافته است.

واژه‌های کلیدی: ارومیه - دختر، بعد کانی‌سازی، دره‌زار، زون دگرسانی گرمابی، قوس پس برخوردی

## مقدمه

در منطقه بند مزار و در نوار ولکانو-پلوتونیک ارومیه- دختر واقع شده است (شکل ۱). مطالعات بسیاری بر روی داده های ژئوشیمیایی و ژئوفیزیکی (رنجبر و همکاران، ۱۳۸۰؛ حیدریان و همکاران، ۱۳۸۳)، زمین شناسی اقتصادی (عبدل زاده، ۱۳۸۴؛ خاکزاد و همتی، ۱۳۷۷؛ کیوانیان و همکاران، ۱۳۸۶؛ معانی جو، ۱۳۷۱) و اثرات زیست محیطی ذهاب های اسیدی این کانسار (مؤذن زاده و همکاران، ۱۳۸۵) صورت گرفته است ولی تا کنون مطالعه جدیدی در خصوص رخدادهای ماگمایی و تعیین تقدم و تأخر آن ها و همچنین ژئوشیمی، پترولوژی و پتروژنز توده های نفوذی صورت نگرفته است. در این مقاله سعی شده است علاوه بر بررسی های فوق، با نگرشی جدید، محیط تکتونیکی محل تشکیل کانسار پورفیری دره زار مورد بحث و بررسی قرار گیرد.



شکل ۱- نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه

(برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ پاریز)

که محدوده مورد مطالعه در داخل کادر مستطیلی قرار گرفته است.

## بحث

## زمین شناسی منطقه

بر اساس نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ پاریز، کانسار مس پورفیری دره زار به همراه کانسار پورفیری سرچشمه و کانسارهای پورفیری نوچون، قلعه قوچی و ... در زون ماگمایی ترشیری ارومیه- دختر واقع شده اند. رخنمون های عمده در این منطقه سنگ های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن می باشد که به شدت چین خورده و توسط توده های نفوذی گرانیتوئیدی (الیگومیوسن) مورد تهاجم واقع شده اند. تزریق این توده ها در راستای گسل های مهم و محور تاقدیس های موجود در منطقه صورت گرفته و بر حسب

کانسارهای مس پورفیری اغلب تناژ بالا، عیار پایین، غیر همزاد و درونزاد بوده (Tittley and Hicks, 1966) و از نظر زمانی و مکانی در ارتباط با نفوذی های نیمه عمیق پورفیری کالک آلکالن می باشند. به عقیده Evans, 1993 یک کانسار مس پورفیری تیبیک، توده ای است نفوذی، مرکب، استوانه ای و استوک مانند که ابعادی در حدود ۱/۵×۲ کیلومتر داشته و اغلب این کانسارها مرتبط با نفوذی های عمدتاً فلسیک اپی زونال، نفوذی های چند مرحله ای، دسته دایک ها و برشی های نفوذی می باشد (Mc Millan and Panteleyev, 1986). کانسارهای مس پورفیری در ایران منطبق بر نوارهای ولکانو- پلوتونیک ترشیری بوده و در داخل کمربند تیتس قرار دارند (Waterman and Hamilton, 1975). جدیداً کانسارهای پورفیری در شرق پاکستان (Porter, 1998) و در ایران در هفت چشمه، سوناجیل (حسین زاده، ۱۳۸۷)، در نوار ولکانو-پلوتونیک ترشیری شمال بلوک لوت و در اطراف معدن مس سرچشمه شناسایی شده اند. از نظر جایگاه تکتونیکی بخش عمده ای از کانسارهای مس پورفیری در حواشی صفحات همگرا (حواشی فعال قاره ای و جزایر قوسی) تشکیل می گردند. فروانش مشخصه این مناطق می باشد، با این حال فاکتورهای متالورژیک دیگری نیز تشکیل این کانسارها را کنترل می نمایند (Sillitoe, 1998). ثابت شده است که تشکیل کانسارهای مس پورفیری نه تنها توسط فرآیندهای گرمایی و ماگمایی کنترل می شود، بلکه تکتونیک ناحیه ای نیز در زمان تشکیل این کانسارها تأثیر گذار است (Sillitoe, Richards et al., 2001, 1997, 1994). تشکیل کانسارهای مس پورفیری در قوس های ماگمایی کالک آلکالن محصولی از یک سری فرآیندهای گسترده آب گیری صفحه اقیانوسی فرورانده و فرآیندهای (MASH) بعدی در پوسته تحتانی است (Richards, 2005). در مناطق حواشی فعال قاره ای، با توجه به اندرکنش پوسته ای قابل توجه نفوذی های آلکالن (شوشونیتی) نیز مشاهده می شوند (Sillitoe, 1989, 1993, 1997, 2000, Richards, 2005). اکثر کانسارها در این مناطق در طول گسلی قدیمی قرار گرفته اند که تراوایی پوسته ای را ایجاد می نماید (Richards et al., 2001). Sillitoe 1997 معتقد است که بالازدگی سریع در یک قوس لازمه تشکیل کانسارهای مس پورفیری می باشد و این کانسارها نزدیک به انتها یا بعد از بالازدگی جای گیری می کنند. Richards (2005) معتقد است که ترکیب سیستم های ماگمایی میزبان این کانسارها فلسیک تا حد واسط کالک آلکالن می باشد که از یک ماگمای مافیک تر گوشته ای مشتق شده است. همچنین در نفوذی های شوشونیتی میزان Au بالا می باشد (Sillitoe, 2000). نفوذی های میزبان مس پورفیری در شرایط حرارتی ۸۵۰-۷۵۰°C، فشار ۱ تا ۲ کیلو بار و عمق معادل ۱/۵ تا ۴ کیلومتر جای گیری می کنند (Guilbert and Park, 1986).

کانسار پورفیری دره زار در استان کرمان و شمال شرق سیرجان

گرانودیوریتی (الیگومیوسن) و دایک‌های وابسته. در ادامه هر یک از واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه، تشریح می‌شوند.

#### ۱- سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن

این مجموعه شامل گدازه‌های بازالت آندزیتی، آندزیت بازالتی، آندزیت به همراه آگلومرا، برش ولکانیکی و انواع توف‌ها (کریستال توف، ویتریک توف، ویتریک-لیتیک توف و لاپیلی توف) می‌باشد که توسط توده پورفیری دره‌زار مورد تهاجم واقع شده‌اند. در اثر این همبری، دگرگونی مجاورتی در حد رخساره آلبیت - اپیدوت هورنفلس در آن‌ها پدید آمده است.

در نمونه‌های بازالت آندزیتی تا آندزیت بازالتی، بافت غالب میکرولیتی پورفیریک بوده (شکل A۲) و فنوکریستال‌های آن‌ها شامل پلاژیوکلاز و پیروکسن است. مقادیر جزئی از اولیوین در این نمونه‌ها آیدینگزیده بوده و تجمعاتی از کلسیت و کلریت در متن سنگ دیده می‌شود. همچنین رگچه‌هایی از اپیدوت این سنگ‌ها را قطع می‌کنند. برش‌های ولکانیکی در جنوب و جنوب‌غرب کانسار با رخنمون اندک مشاهده می‌شوند و قطعات زاویه‌دار آندزیتی در سیمانی از گدازه قرار دارند. بافت این سنگ‌ها برشی و کانی‌های موجود در داخل قطعات آندزیتی اغلب پلاژیوکلاز، آمفیبول و مقادیر جزئی بیوتیت و سیمان قطعات در برخی از نمونه‌ها کربناته می‌باشد (شکل B۲). در بخش جنوب و جنوب‌شرق منطقه در بین واحدهای گدازه‌ای، لایه‌هایی از کریستال توف، کریستال-ویتریک توف، کریستال-لیتیک توف و لاپیلی توف به ضخامت چندین متر رخنمون دارند. بافت این توف‌ها از لیتوکلاستیک تا کریستالوکلاستیک متغیر می‌باشد (شکل C۲ و D۲) همچنین ترکیب این توف‌ها، آندزیتی تا داسیتی می‌باشد.

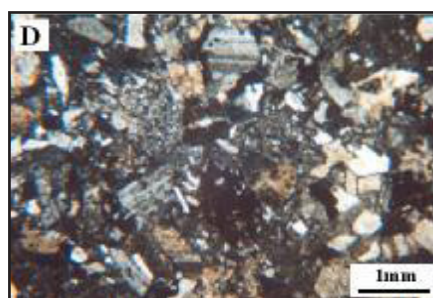
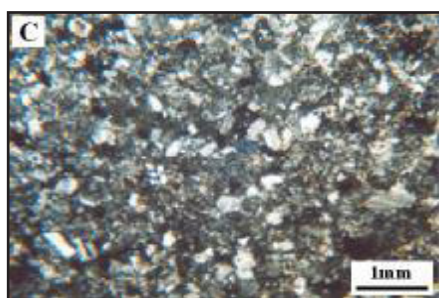
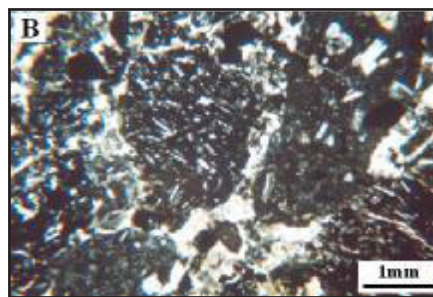
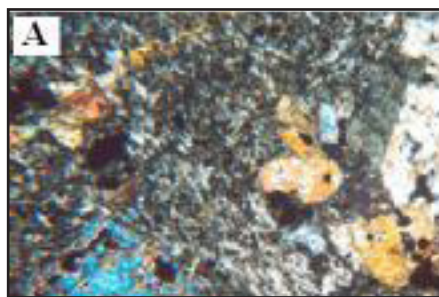
جنس و ابعاد توده‌ها، دگرسانی گرمایی با ابعاد متفاوت در اطراف آن‌ها حاصل شده است.

بالازدگی ارتفاعات ولکانو-پلوتونیک منجر به ایجاد دشت‌های فشاری و تشکیل رسوبات تبخیری و تخریبی نئوژن (میوسن) در این حوضه‌ها شده است. این نهشته‌ها به موازات رخنمون نوار ماگمائی ائوسن-الیگوسن در منطقه، گسترش دارند و مرز مشخصی با این نوار تشکیل می‌دهند.

زون آمیزه رنگین به سن کرتاسه فوقانی (تورونین - سنونین) و با راستای NW-SE در جنوب‌غرب کانسار مس پورفیری دره‌زار گسترش داشته و در جنوب آن سنگ‌های نوار دگرگونی سندج - سیرجان رخنمون یافته است. با توجه به میدان تنش (راستای استرس‌های اصلی) حاکم بر منطقه مورد مطالعه، مرز واحدهای زمین‌شناختی اصلی در این منطقه گسله بوده و این گسل‌ها در راستای NW-SE اغلب دارای ساز و کار فشاری راست‌گرد می‌باشند. نگاهی به نقشه چهارگوش پاریز نشان می‌دهد که توده گرانیتیوئیدی کانسار مس پورفیری دره‌زار در ابعاد استوک بوده و در راستای محور یک تاقدیس در منطقه تزریق شده است. این تزریق باعث تغییر در راستا، میزان زاویه شیب طبقات آذرآواری در اطراف توده و نظم چین‌های تیپ سیلندری شده است.

#### پتروگرافی

تنوعات سنگ‌شناسی در کانسار مس پورفیری دره‌زار، بر اساس ترتیب سنی و رخداد از قدیم به جدید عبارتند از: ۱- سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن، ۲- توده پورفیری دره‌زار (با ترکیب کوارتز مونزونیت و سن الیگومیوسن)، ۳- توده دیوریت پورفیری (الیگومیوسن) و دایک‌های وابسته و ۴- توده

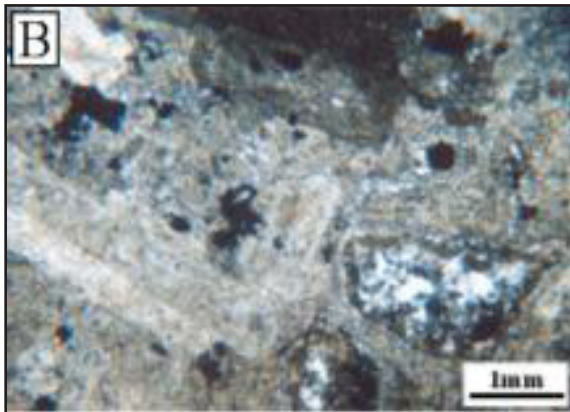
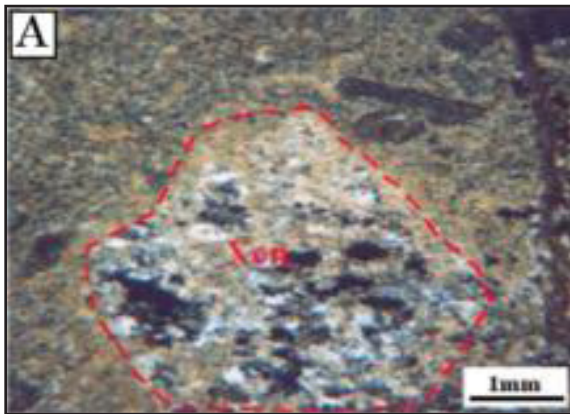


شکل ۲- A) بافت میکرولیتیک پورفیریک در بازالت آندزیتی (XPL)

## ۲- توده کوارتز مونزونیتی (دره زار پورفیری)

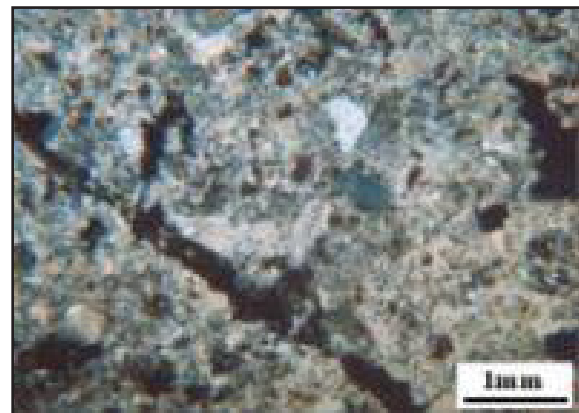
قدیمی ترین توده نفوذی در محدوده معدنی دره زار، توده پورفیری دره زار با ترکیب کوارتز مونزونیتی است. بافت غالب در این توده، پورفیری و خمیره آن از ریز بلور تا درشت بلور متغیر می باشد (شکل ۳). کانی های اصلی تشکیل دهنده آن بلورهای بی شکل و درشت پلاژیوکلاز در خمیره ای از بلورهای ریز کوارتز و فلدسپار آلکالن می باشند. کانی های فرومیزین موجود در این توده آمفیبول (شکل دار تا نیمه شکل دار) و بیوتیت (نیمه شکل دار تا بی شکل) می باشند.

زون های دگرسانی گرمابی در توده پورفیری دره زار از مرکز به حاشیه شامل دگرسانی پتاسیک، فیلیک و پروپیلیتیک می باشند. دگرسانی آرژیلیک به فرم اشکال بی قاعده و اغلب در ارتباط با سیستم شکستگی و گسل در آن توسعه یافته و هم پوشانی های متعددی در زون های دگرسانی حاصل شده است. بدلیل فرسایش رأس سیستم پورفیری، بخش اعظم زون پروپیلیتیک این توده از بین رفته است و اغلب رخنمون های این توده زون های دگرسانی فیلیک و به ندرت پتاسیک را به نمایش می گذارند (پارس اولنگ، ۱۳۸۶).



شکل ۴- A) زینولیت کوارتز مونزونیت پورفیری در داخل دیوریت ها، XPL، ×25 (XPL)

B) بافت میکرولیتیک پورفیری در دیوریت ها، XPL×25 (XPL)



شکل ۳- بافت پورفیری با خمیره درشت بلور در توده کوارتز مونزونیت پورفیری (XPL)

## ۳- دایک های دیوریتی تا میکرو دیوریتی

در کانسار پورفیری دره زار، دایک های متعدد دیوریتی تا میکرودیوریتی، توده پورفیری دره زار و سنگ های درون گیر را قطع نموده اند. منشأ دایک ها در این کانسار مشخص نبوده ولی به نظر می رسد از یک توده دیوریتی منشأ گرفته اند. قطع دره زار پورفیری توسط این دایک ها، وجود زینولیت هائی از دره زار پورفیری در داخل دیوریت ها (شکل ۴A) و قطع زون کانی سازی سوپرژن توسط تعدادی از آن ها نشان می دهد که این دایک ها و یا حداقل بخشی از دایک های دیوریتی از نظر سن تشکیل بعد کانی سازی<sup>۱</sup> می باشند. بافت این دایک ها از میکرولیتیک تا

## ۴- استوک ها و دایک های گرانودیوریتی

استوک های کوچکی در بخش مرکزی معدن و در حاشیه رودخانه دره زار به داخل توده پورفیری دره زار تزریق شده اند که دایک های منشعب از آن ها، توده دره زار و سنگ های درون گیر را قطع نموده است. بدلیل قطع زون های کانی سازی شده توسط دایک ها، وجود زینولیت هائی از دره زار پورفیری در داخل آن ها و دگرسانی اندک نمونه های گرانودیوریتی نسبت به نمونه های دیوریتی و میکرودیوریتی، تزریق این استوک ها و دایک های منشعب از آن ها، جوان ترین پالس نفوذ در منطقه محسوب می شود. این توده در اغلب موارد غیر کانی زا بوده و وجود مقادیری کالکوپیریت، بورنیت و ... در بخش مرکزی معدن، می تواند ناشی از هضم قطعات دره زار پورفیری باشد.

1-Post mineralization

فیلیک شدید را به نمایش می‌گذارند. در مقاطع میکروسکوپی، فنوکریستال‌های پلاژیوکلاز سنگ کاملاً به سریسیت تجزیه، شکل اولیه فنوکریستال‌ها از بین رفته و تنها شبحی از آن‌ها به جای مانده است، به طوری که این بلورها بی‌شکل به نظر می‌رسند (شکل ۶ A).

نمونه‌های سطحی زون پتاسیک نسبت به نمونه‌های زون فیلیک کمیاب بوده و رخنمون سطحی آن‌ها، مربوط به عمق فرسایش زیاد و یا عملکرد گسل‌های معکوس می‌باشد که با بالاراندگی، بیشتر در معرض فرسایش قرار گرفته‌اند. در این نمونه‌ها، رنگ سنگ به علت تجمع بلورهای ریز بیوتیت حاصل از دگرسانی تیره‌تر بوده و از خاکستری متوسط تا تیره در نوسان است. نمونه‌های حاوی ارتوز، کمیاب و اغلب فنوکریستال‌های آن حاصل دگرسانی پتاسیک، بلورهای درشت و بی‌شکلی می‌باشند که حاوی انکلوزیون‌های متعددی از کانی‌های ثانوی هستند. بلورهای بیوتیت حاصل از دگرسانی، در اغلب نمونه‌های سطحی متعلق به زون پتاسیک حضور دارند. (شکل ۶ B).

در نمونه‌های متعلق به زون دگرسانی آرژیلیک به علت فراوانی کانی‌های رسی، از مقاومت سنگ به شدت کاسته شده و تجزیه و تبدیل بلورهای پیریت موجود در این نمونه‌ها به اکسیدهای آبدار آهن باعث ایجاد رنگ‌های زرد و قهوه‌ای در این نمونه‌ها شده است.

بخش اعظم زون دگرسانی پروپلیتیک توده پورفیری دره‌زار

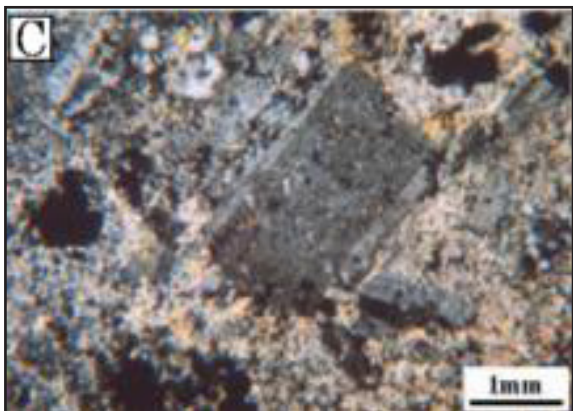
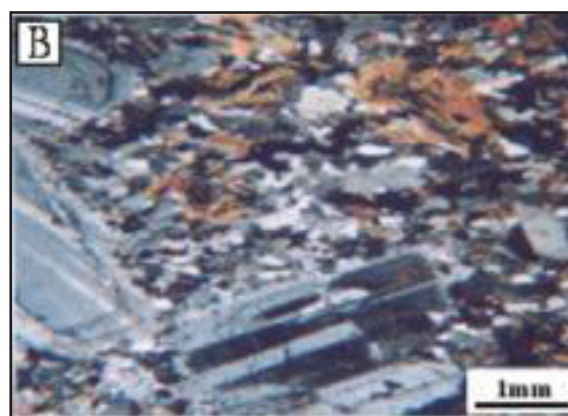
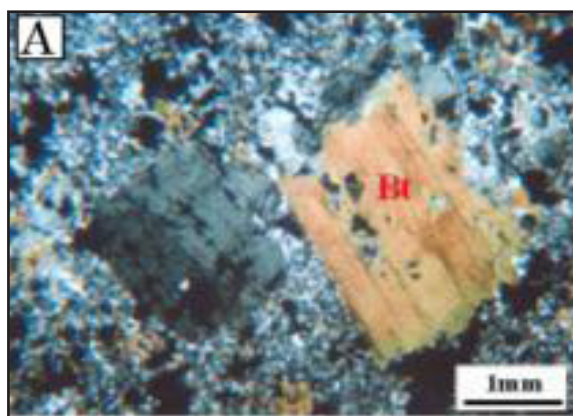
کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آن شامل فنوکریستال‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز اغلب دارای زونینگ نوسانی که از حواشی به میزان جزئی به سریسیت تجزیه شده‌اند، بیوتیت (بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (و کوارتز) بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل (که اغلب فضای بین بلورهای دیگر را پر کرده است، می‌باشند) (شکل ۵ A).

دگرسانی در این توده‌ها از سریسیتیک ضعیف تا متوسط تا پروپلیتیک ضعیف تا متوسط متغیر می‌باشد (شکل ۵ B). بافت سنگ‌ها پورفیریک با خمیره ریز تا درشت بلور می‌باشد که در آن درشت بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت و به ندرت آمفیبول در خمیره ریزی از کوارتز، فلدسپار آلکالن و بیوتیت قرار دارند (شکل ۵ C).

### دگرسانی و زون‌های دگرسانی در کانسار مس پورفیری دره‌زار

نمونه‌های برداشتی از رخنمون‌های سطحی کانسار مس پورفیری دره‌زار، اغلب دگرسانی فیلیک و آرژیلیک و به ندرت نمونه‌هایی از زون پتاسیک را نشان می‌دهند.

نمونه‌های سطحی دره‌زار پورفیری در زون دگرسانی فیلیک به علت وجود مقادیر قابل توجهی کوارتز در سنگ و رگه - رگچه‌های متعدد سیلیس، سختی قابل ملاحظه‌ای داشته و اغلب به رنگ خاکستری روشن تا متوسط دیده می‌شوند. اغلب نمونه‌های سطحی برداشت شده از توده پورفیری دره‌زار، دگرسانی



شکل ۵ - A) بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بیوتیت (Bt) در دایک گرانودیوریتی (XPL) B) بافت پورفیریک با خمیره درشت بلور و دگرسانی سریسیتیک ضعیف - پروپلیتیک ضعیف در دایک گرانودیوریتی (XPL) C) بافت پورفیریک با خمیره درشت بلور و دگرسانی سریسیتیک متوسط - آرژیلیک و پروپلیتیک متوسط در دایک گرانودیوریتی (XPL)

می باشند، همچنین زون های انتقالی سوپرژن-اکسید و سوپرژن-هیپوژن نیز در داخل این کانسار قابل تشخیص است.

الف) زون فروشست: توده دره زار پورفیری در اثر دگرسانی و شستشو توسط محلول های فرورو، در سطح فاقد آثار کانی سازی بوده و حفرات حاصل از انحلال سولفیدها در نمونه های دستی به خوبی قابل مشاهده می باشند. در برخی موارد هماتیت، لیمونیت و جاروسیت از انحلال پیریت و کانه های مس دار در داخل حفرات و رگه - رگچه های زون فروشست مشاهده می شوند. بررسی های جدید نشان می دهد که مطالعه نسبت هماتیت، لیمونیت و جاروسیت در زون فروشست، می تواند اطلاعات با ارزشی در خصوص شدت عمل لیچینگ و میزان غنی شدگی در عمق فراهم آورد (Sillitoe, 2005).

ب) زون اکسید: زون اکسید گسترش محدودی در کانسار پورفیری دره زار داشته و بخش عمده آن در اثر فرسایش از بین رفته است. کانه های مشاهده شده در این زون مالاکیت، آزوریت، تنوریت، کریزوکولا، گوتیت و کالکانتیت می باشند که به دو فرم افشان و رگه - رگچه ای در سنگ مشاهده می شوند.

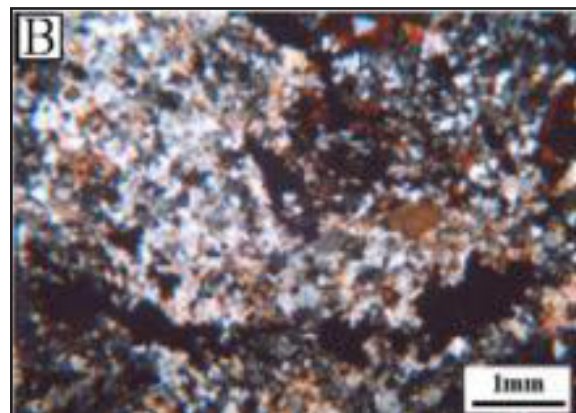
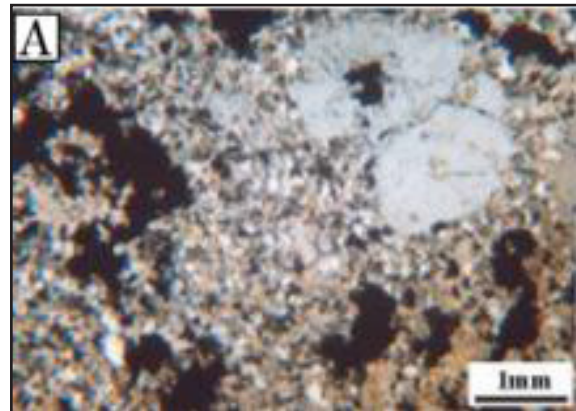
ج) زون سوپرژن-اکسید: این زون یک زون انتقالی بین سوپرژن و اکسید محسوب می گردد که با پارائز کانی شناسی کانه های زون اکسید در کنار پیریت و کالکوسیت مشخص می شود و ضخامت بسیار اندکی در این کانسار دارد.

د) زون سوپرژن: این زون در برخی از مناطق کانسار پورفیری دره زار در سطح رخنمون یافته و در گمانه های حفاری شده نیز در مجموع یک حالت عدسی شکل را نشان می دهد. این زون در بخش دگرسانی فیلیک توده پورفیری دره زار توسعه یافته است و کانی سازی به فرم رگه - رگچه ای و همراه رگه های سیلیسی (شکل A۷) و اغلب به فرم افشان انجام شده است. در نمونه های مربوط به زون سوپرژن، کالکوسیت به همراه پیریت، کانه های اصلی را تشکیل می دهند و کالکوسیت در اغلب موارد از حاشیه به کولیت تجزیه شده است (شکل B۷).

و) زون سوپرژن - هیپوژن: این زون که یک زون تدریجی و انتقالی است، در حد فاصل دو زون سوپرژن و هیپوژن واقع شده و از بالا به پائین با کاهش کالکوسیت و کولیت و افزایش کالکوپیریت و بورنیت مشخص می شود. کانی سازی به فرم افشان و رگه - رگچه ای بوده و تبدیل شدگی کالکوپیریت به کولیت و کالکوسیت در این زون به وفور مشاهده می شود (شکل ۸). در کانسار پورفیری دره زار زون سوپرژن-هیپوژن منطبق بر زون های دگرسانی پتاسیک-فیلیک می باشد.

ه) زون هیپوژن: این زون در کانسار پورفیری دره زار اغلب منطبق بر زون های دگرسانی پتاسیک - فیلیک و پتاسیک می باشد (شکل A۹). پارائز کانی شناسی در این زون پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و به میزان جزئی مولیبدنیت است. بلورهای مولیبدنیت به صورت پولک های ریز (شکل B۹) و بلورهای کالکوپیریت به صورت توده ای، رگچه ای (شکل C۹) و افشان مشاهده می شوند.

در اثر عوامل فرسایشی از بین رفته است، به نحوی که در برداشت های سطحی، نمونه شاخص زون پروپیلیتیک یافت نشده است. این نمونه ها را می توان در کنتاکت توده پورفیری دره زار با سنگ های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن یافت، همچنین به نظر می رسد زون دگرسانی پروپیلیتیک بیشتر در سنگ های درون گیر توسعه یافته است.

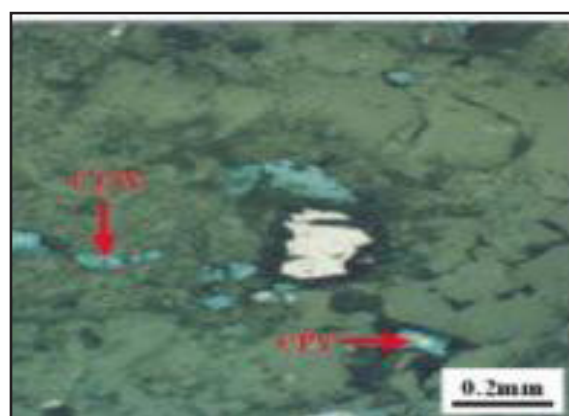
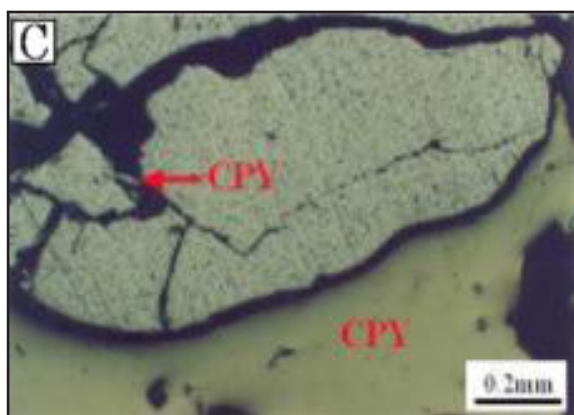
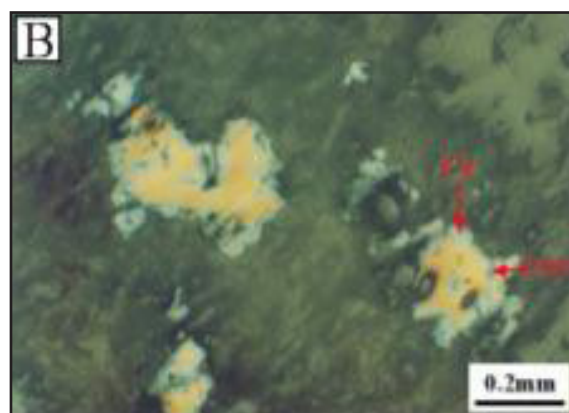
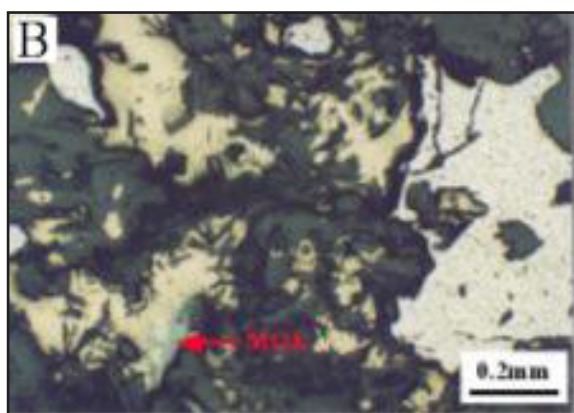
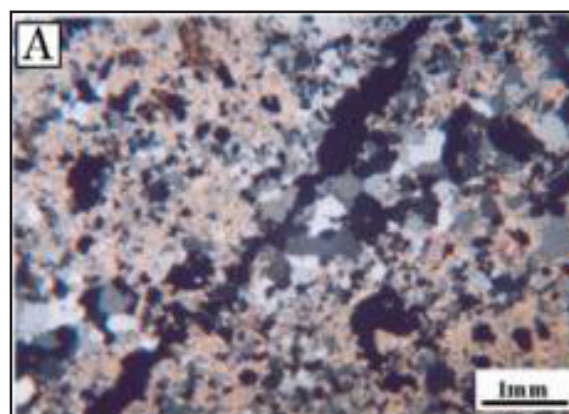
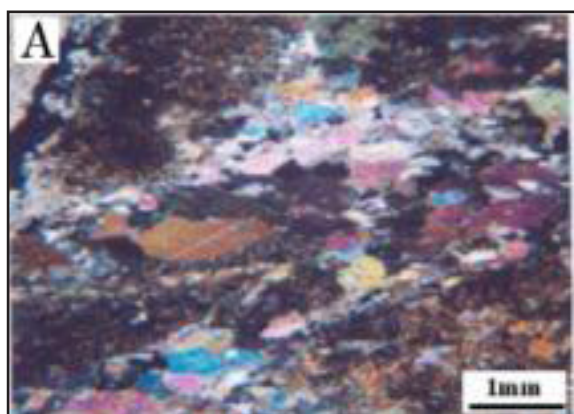


شکل ۶- A) بافت پورفیریک با خمیره درشت بلور و دگرسانی فیلیک شدید- آرژیلیک متوسط در توده کوارتز مونزونیت پورفیری (XPL) B) بافت پورفیریک با خمیره درشت بلور و دگرسانی پتاسیک ضعیف تا متوسط و بیوتیت حاصل از دگرسانی در توده کوارتز مونزونیت پورفیری (XPL)

### کانی سازی گرمابی در کانسار مس پورفیری دره زار

کانسار مس پورفیری دره زار در اثر تزریق یک استوک کوارتز مونزونیتی به درون سنگ های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن تشکیل شده است. بخش عمده کانی سازی در این استوک پورفیری شکل گرفته و کانی سازی های محدودی نیز در دایک های میکرودیوریتی تا دیوریتی و گرانودیوریتی انجام شده است.

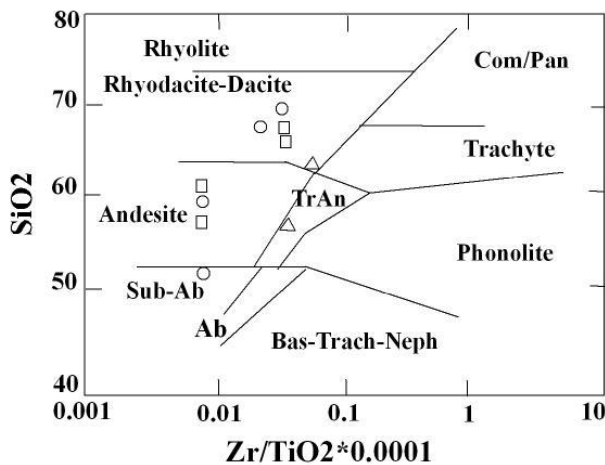
کانی سازی تیپ پورفیری در استوک پورفیری دره زار، زون های متعددی را به نمایش گذاشته است که از سطح به عمق شامل زون های فروشست، زون اکسید، زون سوپرژن و زون هیپوژن



شکل ۷- A) بافت پورفیریک با خمیره درشت بلور و دگرسانی فیلیک شدید و رگه سیلیس همراه کانه در توده کوارتز مونزونیت پورفیری (XPL)  
 B) تجزیه کالکوسیت از حاشیه به کولیت در توده کوارتز مونزونیت پورفیری، (Cc کالکوسیت و COV کولیت) (XPL)

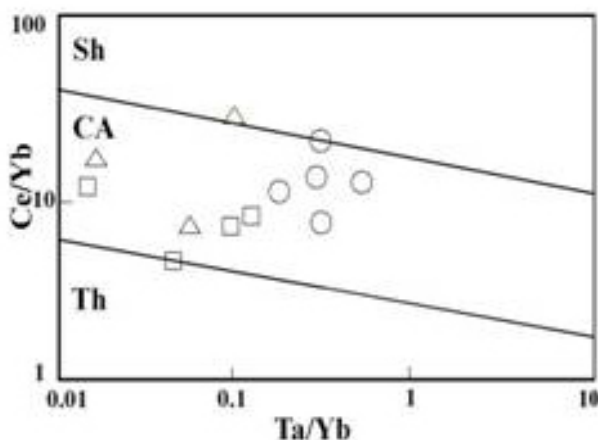
شکل ۹- A) تبدیل کالکوپیریت به کولیت در توده کوارتز مونزونیت پورفیری، (CPY کالکوپیریت و COV کولیت) (XPL)  
 B) پولک‌های ریز مولیبدنیت در توده کوارتز مونزونیت پورفیری، (MOL مولیبدنیت) (XPL)  
 C) کالکوپیریت بصورت توده ای و رگچه‌ای در توده کوارتز مونزونیت پورفیری، (CPY کالکوپیریت) (XPL)

شکل ۸- تبدیل کالکوپیریت به کولیت در توده کوارتز مونزونیت پورفیری، (CPY کالکوپیریت و COV کولیت) (XPL)



شکل ۱۰- نمودار  $Zr/TiO_2 * 0.0001 - SiO_2$  (Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن. علامت دایره برای کوارتز مونزونیت، مربع گرانودیوریت و مثلث دیوریت

با توجه به توسعه پدیده دگرسانی در سنگ‌های محدوده مورد مطالعه، جهت تعیین سری ماگمایی سنگ‌ها از نمودار  $Ce/Yb$  در مقابل  $Ta/Yb$  (Pearce et al., 1983) استفاده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه اکثراً در محدوده کالک آلکالن با گرایش ضعیف به سمت سری شوشونیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱).



شکل ۱۱- نمودار  $Ce/Yb$  در مقابل  $Ta/Yb$  (Pearce et al., 1983) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن. علامت دایره برای کوارتز مونزونیت، مربع گرانودیوریت و مثلث دیوریت

جهت تعیین محیط تکتونیکی توده‌های مورد مطالعه از نمودار  $Rb-(Y + Nb)$  (Pearce et al., 1996) استفاده شده است. براساس این نمودار، اکثر نمونه‌ها در محدوده توده‌های نفوذی پس بر خوردی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲). با توجه به متحرک بودن عنصر  $Rb$  در طی دگرسانی، در دیاگرام فوق، از نمونه‌های توده پورفیری دره‌زار که دگرسانی شدیدی را متحمل شده‌اند، استفاده نشده و با توجه به سالم بودن رخداد زمانی و مکانی

علاوه بر توده پورفیری دره‌زار، کانی‌سازی محدودی در دایک‌های دیوریتی تا میکرودیوریتی و گرانودیوریتی مشاهده می‌شود. دایک‌های دیوریتی و میکرودیوریتی از نظر رخداد زمانی به دو دسته تقسیم شده‌اند:

الف) دایک‌های هم‌زمان نفوذ تا هم‌زمان کانی‌سازی: پدیده سوپرژن و غنی‌شدگی سوپرژن در این دایک‌ها موجب بالا رفتن عیار مس به موازات غنی‌شدگی در توده پورفیری دره‌زار شده است.

ب) دایک‌های بعد کانی‌سازی: تزریق این دسته از دایک‌های دیوریتی بعد از فاز کانی‌سازی و غنی‌شدگی سوپرژن انجام شده است، همچنین این دایک‌ها زون سوپرژن را قطع کرده و عیار قابل توجهی از مس را نشان نمی‌دهند.

در دایک‌های هم‌زمان نفوذ که دگرسانی شدیدتری را به نمایش می‌گذارند، کانی‌سازی به فرم افشان و رگه-رگچه‌ای رخ داده است و شامل پیریت به فرم رگه-رگچه و افشان، کالکوپیریت و منیتیت‌های مارتیتی شده به فرم افشان می‌باشند.

در نمونه‌های گرانودیوریتی و به خصوص نمونه‌های مجاور دره اصلی دره‌زار، کانی‌سازی محدودی به فرم افشان و رگه-رگچه‌ای دیده می‌شود ولی عیار اقتصادی ندارند.

## ژئوشیمی و پترولوژی

پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، تعداد ۲۰۰ مقطع نازک تهیه و با توجه به تنوع سنگ‌شناسی نمونه‌ها، تعداد ۱۲ نمونه که نماینده تیپ‌های سنگی مختلف بودند (۵ نمونه کوارتز مونزونیت، ۴ نمونه گرانودیوریت و ۲ نمونه دیوریت) انتخاب و در آزمایشگاه XRF (فیلیپس مدل PW2404) دانشگاه تربیت معلم تهران آنالیز گردیدند (جدول ۱).

از نظر پتروگرافی، توده پورفیری دره‌زار ترکیبی در حد کوارتز مونزونیت، سنگ‌های آتشفشانی ترکیبی در حد بازالت آندزیتی، آندزیت بازالتی و آندزیت، سنگ‌های آذرآواری ترکیبی در حد آگلومرا، برش ولکانیکی و توف و دایک‌ها نیز ترکیبی در حد دیوریت و گرانودیوریت دارند.

براساس نمودار  $Zr/TiO_2 * 0.0001 - SiO_2$  (Winchester, J.A. and Floyd, 1977)، توده پورفیری ترکیبی معادل گابرویدیوریت، دیوریت تا گرانودیوریت، دایک‌های گرانودیوریتی ترکیبی در حد دیوریت تا گرانودیوریت و دایک‌های دیوریتی نیز ترکیبی در حد مونزودیوریت تا کوارتز مونزودیوریت دارند (شکل ۱۰). در توده‌های پورفیری میزبان کانی‌سازی پورفیری، دگرسانی‌های شدیدی رخ می‌دهد که عملاً نمی‌توان از روش‌های معمول شیمیایی برای نام‌گذاری آن‌ها استفاده نمود و نام‌گذاری بر مبنای مشاهدات پتروگرافی و در نظر گرفتن کانی‌های اولیه سنگ که به کانی‌های ثانویه دگرسان شده‌اند انجام می‌شود.



در قاعده نهشته‌های پرمین در منطقه آباده فارس

ب- سیمین پیشین: بدلیل وجود بازالت‌های آلکالن جابون و تغییر رخساره رسوبی در دو حاشیه ایران مرکزی (زون سندج - سیرجان) و زاگرس (Eftekhar-Nezhad et al., 1991; Alavi 1991, 1994, 1996; Stocklin, 1968; Berberian, 1983; Shahabpur, 2004).

ج - کالدونین (مؤید، ۱۳۸۱، ۱۳۸۰).

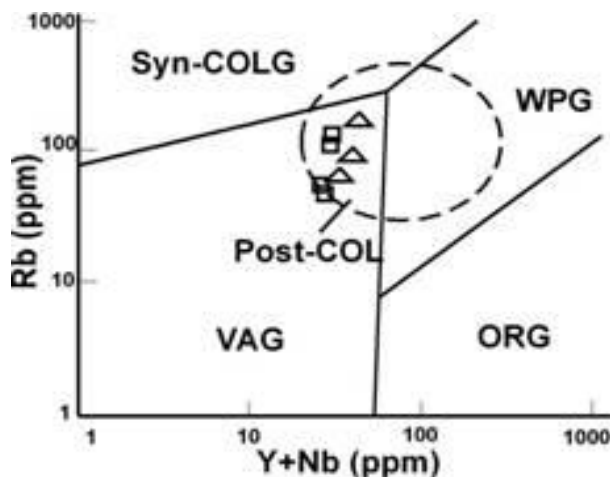
با توجه به وجود خط درز هرسی‌نین و سیمین پیشین در شمال ایران که دلالت بر جدایش خرده قاره ایران از گندوانا و مهاجرت آن به سمت شمال و در نهایت الحاق به اوراسیا در هرسی‌نین دارد، نمی‌توان موارد الف و ب را برای سن گشایش نئوتتیس پذیرفت. در صورتی که در شمال غرب کشور خط درز برخوردی پالئوتتیس اول به سن هرسی‌نین که منطبق بر گسل تبریز یا گسل جنوبی کوه‌های میشو است (مؤید و مؤذن، ۱۳۸۱؛ مؤید و رضائی مقدم، ۱۳۸۴؛ مؤید و همکاران، ۱۳۸۴) را در نظر بگیریم و همچنین عامل جدایش ایران از گندوانا و مهاجرت رو به شمال آن را سبب بسته شدن پالئوتتیس بدانیم، در این صورت ارتباط سنی مناسبی بین گشایش نئوتتیس (پرمین زیرین یا تریاس فوقانی) با تصادم ایران-اوراسیا (هرسی‌نین) وجود ندارد و لذا موارد الف و ب معقول به نظر نمی‌رسند. اگر سن برخورد را سیمین پیشین در نظر بگیریم و خط درز چنین تصادمی را منطبق بر افیولیت‌های مشهد، دگرگونه‌های آق دربند، افیولیت‌ها و دگرگونه‌های گرگان، ماسوله، اسالم و شاندرمن و در نهایت اللهبهارلوی مشکین شهر فرض کنیم، در این صورت می‌توان مورد الف را پذیرفت ولی مورد "ب" ایراد خواهد داشت چرا که سن باز شدن نئوتتیس و سن تصادم ایران-اوراسیا یکی هستند و این غیر ممکن می‌باشد.

اغلب محققین چون تولد و گشایش نئوتتیس را در تریاس فوقانی در نظر گرفته‌اند، شروع فرورانش در آن را به اواخر کرتاسه نسبت داده و در نهایت بسته شدن آن را در میوسن فوقانی - پلیوسن تصور می‌کنند (Alavi, 1991, 1994, 1996; Camp and Griffis, 1982; Berberian, 1983; محجل، ۱۳۷۸؛ مر و مدبری، ۱۳۸۰؛ Shahabpur, 2004).

در خصوص نحوه فعال شدن و تکامل تکتونیکی نئوتتیس از دیدگاه زمین ساخت و ورقه نیز عقاید مختلفی ابراز شده است و در حالت کلی می‌توان آن را به دو گروه اصلی تقسیم نمود؛

الف - فرورانش تک مرحله‌ای پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای (Stocklin, 1987; Moine-Vaziri, 1985).

ب- فرورانش دو مرحله‌ای که می‌توان آن را در دو گروه فرعی فرورانش دو مرحله‌ای با تأخیر زمانی و فرورانش دو مرحله‌ای هم‌زمان (Berberian, 1983; Camp and Griffis, 1982؛ Alavi 1991, 1994, 1996) (مؤید، ۱۳۸۱، ۱۳۸۰؛ Shahabpur, 2004) توصیف نمود.



شکل ۱۲ - تفکیک محیط تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس نمودار Rb-(Y+Nb) (Pearce, 1996) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن. علامت مربع گرانودیوریت و مثلث دیوریت

تزریق دایک‌های گرانودیوریتی و دیوریتی، از این نمونه‌ها جهت تعیین محیط تکتونیکی بهره گرفته شده است.

نوار ولکانو - پلوتونیک ترشیری ارومیه - دختر، پدیده شاخص و مهمی در پوسته ایران زمین محسوب و اغلب کانی‌سازی‌های مس پورفیری در طول این نوار واقع شده‌اند. در خصوص پتروژنز این نوار نظرات مختلف و متعددی ابراز شده است که در حالت کلی می‌توان آنها را به دو نظریه ریفتی و فرورانش تقسیم نمود.

در نظریه ریفتی فرض بر این است که فعالیت ماگمایی در طول این نوار با پدیده فرورانش ارتباطی نداشته و صرفاً در اثر اتساع و شکاف پوسته، این فعالیت‌ها رخ داده است. آثار افیولیتی در طول راندگی اصلی زاگرس و دگرگونه‌های سندج - سیرجان در ارتباط با ریفت قاره‌ای و بسته شدن آن شکل گرفته‌اند (عمیدی و امامی، ۱۹۸۴؛ سبزه‌ئی، ۱۳۷۴).

در نظریه فرورانش (Stocklin, 1968؛ فراهودی، ۱۹۷۸؛ Berberian, 1983؛ علوی ۱۹۹۶ و ۱۹۹۴ و ۱۹۹۱؛ Shahabpur, 2004؛ مؤید، ۱۳۸۰) ماگماتیسم حاشیه غربی ایران مرکزی و به سن ترشیری (ائوسن - الیگوسن) محصول فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در نظر گرفته شده است. این نظریه به سبک‌های مختلف بیان شده است که در نهایت دو محیط تکتونیکی حاشیه فعال قاره و جزایر قوسی را برای نوار ماگمایی ارومیه - دختر پیشنهاد می‌کند.

تئوری و مدل فرورانش در نئوتتیس از مقبولیت بیشتری نسبت به تئوری ریفتی برخوردار است و مدل تکوین و تکامل ساختاری نئوتتیس به گونه‌های مختلفی توسط محققین ترسیم شده است.

در خصوص زمان تشکیل نئوتتیس سه نظریه کلی وجود دارد:

الف - پرمین زیرین: بدلیل وجود بازالت‌های آلکالن ده بید

غیر فعال قاره عربی تصادم حاصل می کند، فرورانش در حوضه کششی پشت قوس شروع و ماگماتیسم البرز غربی - آذربایجان شکل می گیرد) هر دو نوار مذکور سن یکسانی دارند، عدم وجود نوار دگرگونی در حاشیه فعال خرده قاره البرز - آذربایجان و در نهایت محدود شدن سیستم فرورانشی حوضه کششی پشت قوس به گسل درونه بر اساس مدل علوی، وجود ماگماتیسم مشابه ارومیه - دختر و البرز - آذربایجان در شمال بلوک لوت و در ورای گسل مذکور که بر اساس این مدل هیچ توجیه ژئودینامیکی مبنی بر وجود ماگماتیسم مشابه ارومیه - دختر و البرز غربی - آذربایجان در این مناطق وجود ندارد.

یافته های محجل و سهندی (۱۳۷۸) در خصوص پهنه سندج - سیرجان و معرفی زیر زون حاشیه ای (شامل سنگ های آتشفشانی با سن ژوراسیک پسین - کرتاسه زیرین) و در امتداد زون سندج - سیرجان، ایده های جدیدی را در خصوص نحوه تحول ساختاری و ژئودینامیکی نئوتتیس مطرح کرد. مطالعات بعدی بر روی سنگ های آتشفشانی مذکور و نیز وجود کمپلکس جزایر قوسی بر روی افیولیت های سماعیل عمان، حلقه مفقوده در مدل های ژئودینامیکی نئوتتیس در ایران را مشخص نمود. مجموعه آتشفشانی ژوراسیک پسین - کرتاسه زیرین همان جزایر قوسی مورد اشاره Berberian (1983) و Camp and Griffis (1982) است که در نوشتارهای این محققین با علامت سؤال از آن یاد شده بود.

مؤید (۱۳۸۱، ۱۳۸۰) بر پایه ویژگی های افیولیت های سماعیل عمان و افیولیت های شمال غرب ایران (کرمانشاه) نرخ های گسترش متفاوتی را در نئوتتیس تصور کرده است. با توجه به سرشت هارزبورژیتی بخش قاعده ای افیولیت های عمان و سرشت لرزولیتی افیولیت های شمال غرب نوار افیولیتی خارجی (افیولیت های منطقه کرمانشاه)، سرعت زایش و گسترش پوسته اقیانوسی در بخش های جنوب شرقی باریکه اقیانوسی نئوتتیس تند و در بخش شمال غربی آن، با نرخ کند در نظر گرفته شده است. همچنین با استناد به وجود کمپلکس های جزایر قوسی در افیولیت های سماعیل عمان و هم ارز آن ها در داخل زون دگرگونی سندج - سیرجان و به سن ژوراسیک پایانی - کرتاسه، پوشیده شدن نوار افیولیتی زاگرس توسط نهشته های تارپور به سن کرتاسه فوقانی و نیز وجود گرانیوئیدهای S-type هم زمان برخورد به سن کرتاسه فوقانی در زون دگرگونی سندج - سیرجان، می توان دو فرورانش متوالی و هم زمان را برای تکامل نئوتتیس پیشنهاد نمود. بر پایه این مدل گشایش نئوتتیس در فاز کالدونین صورت گرفته است و این اقیانوس تا فاز سیمیرین پیشین به حالت غیر فعال بوده و فقط توسعه یافته است. در اوایل ژوراسیک و در اثر جدایش آفرو عربی از گندوانا و گشایش اطلس جنوبی، این اقیانوس تحت فشار قرار گرفته و دو فرورانش در آن به صورت متوالی و هم زمان شروع شده است. فرورانش

در فرورانش تک مرحله ای و در مرحله فعال شدن نئوتتیس، پوسته اقیانوسی نئوتتیس در حاشیه غربی ایران مرکزی شکسته شده و با شییبی به سمت شمال شرق به زیر ایران مرکزی فرورانش کرده است که معلول این فرورانش ظهور ماگماتیسم ترشیری ارومیه - دختر و حتی البرز غربی - آذربایجان است. در نهایت تصادم قاره - قاره (برخورد پلیت عربی با ایران مرکزی) در میوسن به حیات این اقیانوس خاتمه داده است. (Moine-Vaziri (1985) در خصوص سن بسته شدن و تصادم قاره - قاره به سن کرتاسه فوقانی معتقد است و لیکن ماگماتیسم ترشیری ارومیه - دختر را باز ناشی از فرورانش پوسته قاره ای پلیت عربی به زیر ایران مرکزی و رانش پوسته اقیانوسی به زیر ایران مرکزی در اثر فروخزش پوسته قاره ای پلیت عربی قلمداد کرده است. فرورانش های دو مرحله ای با تأخیر زمانی شامل دو فرورانش با تأخیر زمانی است که در ابتدا فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی در نظر گرفته شده است که تولید جزایر قوسی می کند و بعد از تصادم قوس - قاره فرورانش در حوضه کششی پشت قوس<sup>۱</sup> شروع شده و با فرورانش پوسته اقیانوسی متعلق به حوضه کششی پشت قوس به زیر ایران مرکزی، قوس ماگمائی حاشیه فعال قاره ای تشکیل شده است. در بسیاری از مدل های ژئوتکتونیک علی رغم تصور فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی و تولید جزایر قوسی، جایگاه و رخنمون این کمپلکس (جزایر قوسی) مشخص نشده است. به عنوان مثال می توان به مدل های ژئوتکتونیک Berberian (1983) و Camp and Griffis (1982) اشاره نمود.

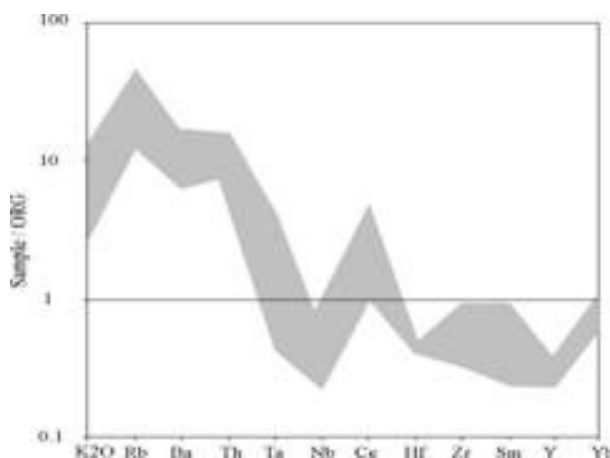
علوی (۱۹۹۶) با ارائه فرورانش دو مرحله ای با تأخیر زمانی در نئوتتیس، قوس ماگمائی ارومیه - دختر را به عنوان جزایر قوسی این سیستم و قوس ماگمائی البرز غربی - آذربایجان را به عنوان حاشیه فعال قاره این مدل معرفی کرده است.

از جمله ایرادات اساسی این مدل عدم تطابق سری های ماگمائی در نوار ارومیه - دختر با ماگماتیسم تیپ جزایر قوسی، عدم مشاهده حتی یک نمونه سنگ تولیتی در نوار ماگمائی ارومیه - دختر، فراوانی سنگ های اسید و ایگنمبریت در نوار ماگمائی ارومیه - دختر (این گونه سنگ ها در جزایر قوسی کمیاب می باشند)، عدم تطابق سنی بین قوس ماگمائی مرتبط با فرورانش فعال (ائوسن - الیگوسن) با تزریق گرانیوئیدهای S-type هم زمان برخورد در زون دگرگونی سندج - سیرجان (ژوراسیک فوقانی تا کرتاسه فوقانی)، عدم تطابق فازهای دگرگونی مؤثر بر زون دگرگونی سندج - سیرجان با حادثه فرورانش فعال و تصادم (فازهای دگرگونی مؤثر بر زون سندج - سیرجان شامل سیمیرین پسین و لارامید هستند ولی فرورانش بر اساس این مدل تا میوسن ادامه داشته است)، عدم تطابق سنی بین ماگماتیسم نوار ارومیه - دختر و البرز غربی - آذربایجان (علی رغم این که در این مدل بعد از تصادم قوس - قاره که جزیره قوسی ارومیه - دختر با حاشیه

سندج - سیرجان واقع شده‌اند، متعلق به حوضه‌های پشت قوس سیالیک نئوتتیس می‌باشند (ادامه افیولیت ملائزهای نائین بافت و افیولیت‌های حلقوی ایران مرکزی) و کانسار مس پورفیری دره زار نیز متعلق به قوس ماگمایی پس برخوردی ارومیه - دختر است.

جهت تعیین تحولات ماگمایی و عوامل مؤثر در تولید ماگما و تعیین شرایط فیزیکوشیمیائی منشأ از دیاگرام عنکبوتی و تغییرات عناصر به هنجار شده به ORG (Pearce et al., 1984) استفاده شده است. بررسی الگوی تغییرات REE در این توده نشان می‌دهد که این الگو تقریباً نسبتاً ضعیفی از LREE به سمت HREE نشان می‌دهد  $[(La/Yb)_N=0.26-3.71]$  که این تغییرات در تیپ‌های سنگی مختلف به قرار زیر است:

گرانودیوریت  $[(La/Yb)_N=0.93-3.71]$  ، دیوریت  $[(La/Yb)_N=1.25-2.92]$  و کوارتز مونزونیت  $[(La/Yb)_N=0.26-1.74]$  غنی‌شدگی مشخصی از LILE در این توده مشاهده می‌شود که می‌تواند حاکی از آلیش ماگمای مولد این توده با مواد پوسته‌ای (Harris, 1983) و یا در اثر دگرسانی‌های مختلف از جمله پتاسیک و فلیک در توده پورفیری باشد که این مسأله با آنومالی منفی Nb نیز تأیید می‌شود (شکل ۱۳).



شکل ۱۳- دیاگرام عنکبوتی سنگ‌های محدوده مورد مطالعه که به داده‌های ORG بهنجار شده اند (Pearce et al., 1984).

### نتیجه‌گیری

تنوع سنگ‌شناسی در کانسار دره زار پورفیری به ترتیب تقدم و تأخر زمانی، شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن و توده‌های نفوذی پورفیری و دایک‌های وابسته به سن الیگوسن تا میوسن می‌باشند. توده‌های نفوذی نیز به ترتیب شامل توده کوارتز مونزونیت پورفیری دره زار (میزبان کانی‌سازی مس پورفیری)، توده دیوریتی و دایک‌های وابسته و توده گرانودیوریتی و دایک‌های وابسته می‌باشند. همچنین تزریق این توده‌ها در محور تاقدیس‌های سیلندری (استوانه‌ای شکل) و با راستای

پوسته اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی تولید جزایر قوسی را کرده و فرورانش حوضه کششی پشت قوس به زیر ایران مرکزی ماگماتیسیم حاشیه فعال قاره به سن ژوراسیک تا کرتاسه را ایجاد نموده است که از آن جمله می‌توان به گرانیتوئیدهای I-type حاشیه ایران مرکزی و به سن ژوراسیک تا کرتاسه (باتولیت سیاه کوه، سینیت آلموقولا، باتولیت شاه کوه و ...) اشاره نمود.

به موازات فرورانش‌های متوالی مزدوج، دو نوار دگرگونی در جلوی جزایر قوسی و حاشیه فعال قاره ایران مرکزی شکل گرفته است که متعاقب تصادم قوس - قاره<sup>۱</sup> و حوضه پشت قوس - حاشیه فعال قاره<sup>۲</sup> این اقیانوس در کرتاسه فوقانی بسته و تصادم قاره ایران و عربستان محقق شده است. این تصادم باعث ظهور گرانیتوئیدهای S-type به سن کرتاسه فوقانی در داخل زون دگرگونی سندج - سیرجان شده است که خود مشتمل بر دو نوار دگرگونی، کمپلکس جزایر قوسی و بقایای پوسته اقیانوسی حوضه پشت قوس نئوتتیس است. متعاقب تصادم قاره - قاره و بعد از فاز فشارشی لارامید و خاتمه فرورانش در نئوتتیس، حوضه‌های پشت قوس سیالیک (حوضه‌های افیولیتی خوی و حوضه نائین - بافت) نیز بعد از بسته شدن حوضه اقیانوس اصلی، در پالئوسن بسته می‌شوند و افیولیت‌های نوار داخلی مورد اشاره (Stocklin 1977) شکل می‌گیرند. شروع فاز پیرنه از نوع کششی بوده و در پاسخ به بالازدگی و اتساع پوسته‌ای رخ داده است. ماگماتیسیم وسیعی در امتداد گسله‌های مهم پی‌سنگی در پوسته ایران و در امتداد زون برخوردی شکل می‌گیرد که ارتباطی به فرورانش فعال در نئوتتیس نداشته و در حقیقت قوس‌های ماگمایی پس برخوردی<sup>۳</sup> هستند که شامل زون‌های ارومیه - دختر، شمال بلوک لوت و منطقه قم و کاشان و زون البرز غربی - آذربایجان می‌باشند.

با این تفاسیر کانسارهای مس و مس - مولیدن پورفیری زون ماگمایی ارومیه - دختر و کانسارهای سرچشمه، دره زار و ... در قوس‌های ماگمایی پس برخوردی تکوین یافته‌اند و به فرورانش فعال نئوتتیس ارتباطی ندارند.

(Shahabpur 2004) در کوششی برای توجیه تحولات نئوتتیس و ویژگی‌های زمین‌شناسی مناطق جنوب شرق ایران به مدل مشابه مؤید (۱۳۸۰ و ۱۳۸۱) متوسل شده است. با این تفاوت که ماگماتیسیم حاشیه فعال قاره را همان زون ارومیه - دختر معرفی کرده است که این مسأله مهم‌ترین تناقضی است که در مدل ارائه شده وی به چشم می‌خورد. از نظر منطقی دو فرورانش متوالی و هم‌زمان، قوس ماگمایی با سن یکسان تولید می‌کنند نه این که یکی سن ژوراسیک پایانی - کرتاسه زیرین (جزایر قوسی) و دیگری سن ائوسن - الیگوسن (زون ارومیه - دختر و قوس ماگمایی حاشیه فعال قاره) داشته باشند!

با عنایت به مدل ارائه شده توسط مؤید (۱۳۸۰ و ۱۳۸۱) این مجموعه آمیزه رنگین چون در شمال و شمال شرق زون دگرگونی

1-Fore arc-Passive continent  
2- Back arc-Active continent

3- Post collision arcs

جدول ۱- نتایج XRF ۱۲ نمونه از سنگ های آذرین کانسار مس پورفیری دره زار (دیوریت: DIO, گرانودیوریت: GRD و کوارتز مونزونیت: QMZ)

Sample	Unit	DIO	QMZ	DIO	GRD	QMZ	GRD	QMZ	DIO	QMZ	GRD	GRD	QMZ
SiO <sub>2</sub>	%	58.138	67.47	54.124	66.469	51.079	57.774	59.621	63.227	65.965	60.667	65.257	59.066
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	15.773	16.696	14.321	16.389	11.677	15.503	15.774	20.464	19.096	15.426	16.687	18.664
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	9.383	3.736	15.414	5.463	5.88	6.418	6.838	4.936	4.554	6.888	6.452	7.645
MnO	%	0.07	0.023	0.072	0.03	0.385	0.029	0.043	0.011	0.034	0.063	0.029	0.029
MgO	%	4.271	2.006	5.381	1.853	4.18	3.979	4.1	0.899	2.08	4.066	1.56	4.091
CaO	%	4.072	2.102	1.778	3.212	22.12	6.693	6.275	1.014	1.855	6.71	3.821	3.396
Na <sub>2</sub> O	%	4.076	2.154	2.715	2.551	0.361	2.287	0.943	1.683	1.276	1.148	2.597	1.413
K <sub>2</sub> O	%	1.942	2.816	3.596	1.146	3.007	3.962	2.465	5.522	3.111	2.445	1.108	3.229
TiO <sub>2</sub>	%	0.843	0.513	1.236	0.523	0.256	1.019	0.852	0.72	0.492	0.972	0.509	1.179
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0.22	0.104	0.156	0.112	0.065	0.161	0.156	0.077	0.094	0.165	0.111	0.053
Total		98.788	97.62	98.793	97.748	99.01	97.825	97.067	98.553	98.557	98.55	98.131	98.765
Ba	ppm	299	716	544	411	470	475	326	782	632	284	437	306
Ce	ppm	36.9	143	120	49.8	48	97.9	51.1	169.6	101.8	35.5	48.4	58.3
Co	ppm	25	8	40	14	8	16	22	9	11	17	13	19
Cr	ppm	232	235	504	296	72	255	341	134	295	336	263	260
Cs	ppm	7.8	12.7	2.8	16.6	8.2	12.7	16.6	6.9	16.2	10.5	14.1	10.4
Cu	ppm	10	1775	350	837	644	862	677	292	1031	685	820	3166
Eu	ppm	1.4	0.5	1.8	0.8	1.5	0.4	0.6	0.4	0.5	0.5	0.7	0.8
Ga	ppm	22	24	19	13	20	22	20	21	14	21	22	22
Hf	ppm	4	4	3	4	3	4	4	4	4	4	4	4
La	ppm	2.1	16.4	16.5	15.9	11.6	12	14.6	12.6	34.5	18.3	36.7	18.5
Mo	ppm	2	3	2	3	2	4	3	3	3	2	3	2
Nb	ppm	9	5.4	2.1	3.7	0.1	4.4	3.4	9.2	4.3	2.3	2.9	3.1
Nd	ppm	22	15	10	8	4	19	14	9	6	5	14	7
Pb	ppm	29	28	28	28	134	28	27	29	26	28	29	27
Ni	ppm	130	175	261	207	82	255	234	118	242	248	200	147
Rb	ppm	86	77	75	52	74	132	106	184	81	103	52	101
Sm	ppm	8.4	4	10.8	5.4	2.7	2.8	3.5	3.6	3.5	2.2	5.4	5.6
Sn	ppm	2	3	2	3	6	2	2	3	3	3	3	3
Sr	ppm	290	628	184	526	140	543	120	482	188	282	544	171
Ta	ppm	0.3	2.2	0.1	0.7	1.5	0.1	2.9	0.5	0.4	0.4	0.9	3.2
Tb	ppm	1.32	0.74	2.03	0.92	0.9	1.02	1.06	0.86	0.83	1.07	0.92	1.14
Th	ppm	10	10	10	9	10	11	11	13	10	11	9	11
V	ppm	143	73	231	76	28	145	173	96	71	187	73	194
Y	ppm	24	19.8	20	16.9	18.3	23.6	22.4	27	18.7	23.2	16.4	20.8
Yb	ppm	5.3	6	8.8	6.9	4.4	8.7	7.9	4.9	8	8.6	6.7	5.8
Zn	ppm	37	82	13	3	319	124	2	1	3	18	10	6
Zr	ppm	285	188	89	164	42	141	113	322	131	124	158	53

پسین) تا عهد حاضر. خلاصه مقالات هیجدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۵۰-۷۴۶.

- معانی‌جو، م.، ۱۳۷۱. هاله‌های دگرسانی و رابطه آن با مینرالیزاسیون کانسار مس پورفیری دره‌زار و منطقه‌بندی ژئوشیمیایی آن (در ناحیه پاریز کرمان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.

- مؤید، م. و مؤذن، م.، ۱۳۸۱. نگرش نو بر موقعیت خط درز پالتوتیس در ایران. مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۷۱۶-۷۱۷.

- مؤید، م.، ۱۳۸۰. بررسی‌های پترولوژیکی سنگ‌های نوار ولکانو-پلوتونیک ترشیری البرز غربی-آذربایجان با نگرشی ویژه بر منطقه هشیجین، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۳۲۸.

- مؤید، م.، ۱۳۸۱. نگرش نو بر تکوین و تکامل نئوتیس و ارتباط آن با ماگماتیسیم ترشیری ارومیه - دختر و البرز غربی - آذربایجان. مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۳۷۴-۳۷۸.

- مؤید، م. و رضائی مقدم، م. ح.، ۱۳۸۴. اهمیت ژئودینامیکی گسل تبریز و نقش آن در تحول پوسته‌ای ایران. مجموعه مقالات کنفرانس بین‌المللی مخاطرات زمین - بلاای طبیعی و راه کارهای مقابله با آنها، دانشگاه تبریز.

- مؤذن‌زاده، م. طباطبایی، س. ع. و حسینی، ح.، ۱۳۸۵. بررسی علل تولید زهاب‌های اسیدی در معدن مس دره‌زار و راههای کنترل آن. ششمین همایش ایمنی، بهداشت و محیط زیست در معادن و صنایع معدنی، سر فصل محیط زیست.

- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the paleo-tethys in northern Iran. Geological Society of American Bulletin, 103, 983-992.

- Alavi, M., 1994. Tectonic Of the Zagros organic belt of Iran. New Data and interpretations, Tectonophysics, 229, 211-238.

- Alavi, M., 1996. Tectono - Stratigraphic syntethesis and structural style of the Alborz Mountain system in Northern Iran. Journal of Geodynamics, 21-33.

- Amidi, S.M., Emami, M.H., 1984. Alkaline character of Eocene volcanism in the Middle part of central Iran and its geodynamic situation. Geologische Rundschau, 73,3, 917-932 Stuttgart.

- Berberian, M., 1983. The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. Canadian Journal of Earth Sciences.

- Camp, V.E., Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in Sistan Suture zone. Lithos 15, 221-239.

- Eftekhari-Nezhad, J., and Behrozi, A., 1991. Geodynamic significance of recent discoveries of ophiolites and Late Paleozoic rocks in NE-Iran(including Kopet Dagh). Abh, Geol, B.A

NW-SE صورت گرفته است. به طور کلی توده پورفیری دره‌زار دگرسانی‌های گرمایی پتاسیک، فیلیک، پروپیلیتیک و آرژیلیک را به نمایش می‌گذارد. در منطقه مورد مطالعه کانی‌سازی سوپرژن در زون فیلیک و کانی‌سازی هیپوژن در زون‌های انتقالی فیلیک - پتاسیک و پتاسیک رخ داده‌اند. سرشت ماگمای مولد توده‌های نفوذی و به خصوص توده پورفیری دره‌زار، کالک‌آلکانل با پتاسیم بالا تا شوشونیتی می‌باشند. بررسی الگوی تغییرات REE در این توده الگوی تفریق یافته از LREE به سمت HREE را نشان می‌دهد و آنومالی مثبت از LILE به همراه آنومالی منفی Nb، نشان دهنده آلیش با مواد پوسته‌ای است. این توده و توده‌های همراه در یک قوس ماگمایی حاشیه فعال قاره و در ارتباط با فرآیندهای بعد تصادم تکوین یافته‌اند.

## منابع

- حسین زاده، ق.، ۱۳۸۷. مطالعات زمین‌شناسی، ژئوشیمی، سیالات درگیر، کانی‌سازی، دگرسانی و ژنز کانسار مس پورفیری سوناجیل - شرق هریس (استان آذربایجان شرقی). رساله دکتری، دانشگاه تبریز، ۲۱۴ صفحه.

- حیدریان، ع. رنجبر، ح. و جواهری، ع.، ۱۳۸۳. کاربرد آنالیز روند، جهت تفسیر داده‌های ژئوشیمی منطقه دره‌زار کرمان. کنفرانس مهندسی معدن ایران.

- خاکزاد، ا. و همتی، ج.، ۱۳۷۷. بررسی زمین‌شناسی اقتصادی کانسار مس دره‌زار. مجموعه مقالات دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه مشهد.

- رنجبر، ح. شاه حسینی، م. و تاتا، م.، ۱۳۸۰. آنالیز داده‌های ژئوفیزیک، ژئوشیمی و آلتراسیون منطقه دره‌زار استان کرمان با استفاده از روش آنالیز همبستگی متعارف. مجموعه مقالات پنجمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، سر فصل زمین‌شناسی اقتصادی.

- شرکت مهندسی و مشاوره ای پارس اولنگ.، ۱۳۸۶. گزارش زمین‌شناسی معدن مس دره‌زار.

- عبدالزاده، م. لیاقت، س. و مر، ف.، ۱۳۸۴. مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین نفوذی کوه ممزار جنوب سرچشمه کرمان. مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران.

- کیوانیان، ج. مؤید، م. برهان‌زاده، ف. و روانخواه، ع.، ۱۳۸۶. مطالعه اکتشافی، مدل‌سازی و تخمین ذخیره معدن مس دره‌زار. بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- محجل، م. و سهندی، م. ر.، ۱۳۷۸. تکامل تکتونیکی پهنه سندانج - سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر پهنه‌های جدید در آن. فصلنامه علوم زمین، ۳۱-۳۲، ۲۸-۴۹.

- محجل، م.، ۱۳۷۸. شواهد ساختاری - زمین‌شناسی بر مدل فشارش همگرای راست‌بر در زون سندانج-سیرجان از زمان برخورد (کرتاسه

Wein, 89-100.

- Emami, M.H., and Michel, R., 1984. Observation Petrographique dun cas de mélange de magmas acide et basique: genese des dacitoides de le region de Qom-Aran (Iran-central). Bull. Volcanol. 47-4(1).

- Evans, A.M., 1993. Ore Geology and Industrial Minerals: An Introduction. Blackwell Scientific Publication, 390 P.

- Farhoudi, G., Karig, D.E., 1977. Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. Geology, 5(11), 664-668.

- Camp, V.E., Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in Sistan Suture Zone. Lithos 15, PP.221-239.

- Guilbert, J.m., and Park, C.F., Jr., 1986. The Geology of Ore Deposits. Freeman and Company, New York, 985 P.

- McMillan, W.J., and Panteleyev, A., 1986. Porphyry Copper Deposits, in Roberts, R.G., and Sheahan, P.A., (eds.), Geoscience Canada, Reprint Series 3, 194.

- Moine-Vaziri, H., 1985. Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran. These d'Etat. Univer. Paris-sud, ORSAY.

- Pearce, J.A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Howkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds) continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, 230-249.

- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal Petrology, 25, 956-983.

- Pearce, J.A., 1996. Source and setting of granitic rocks. Episode, 19, 4, 120-125.

- Porter, T.M., 1998. An overview of the worlds porphyry and other hydrothermal copper & gold deposits, and their distribution, in: Porter, T.M., (ed.), porphyry and Hydrothermal Copper and Gold Deposits: A Global Perspective; PGC Publishing, Adelaide, 3-17.

- Richards, J.P., 2005. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits, in Porter, T.M., (ed.), Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective, PGC Publishing, Adelaide, I, 7-25.

- Richards, J.P., Boyce, A.J., and Pringle, M.S., 2001. Geological evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization: Economic Geology, 96, 271-305.

- Sabzehei, M., 1974. Les mélanges ophiolitiques de la region

d, Esfadageh (Iran Meridional)-etude petrologique et structurale, interpretation dans le crack Iranien, These presesetee a l, universite de Grenoble. 360.

- Shahabpur, J., 2004. Tectonic evolution of the organic belt in the region located between Kerman and Neyriz, Journal of Asian Earth Sciences.

- Sillitoe, R.H., 1989. Gold deposits in western Pasific island arcs: the magmatic connection, in: Keays, R.R., Ramsay, W.R.H., and Groves, D.I. (eds.), The geology of gold deposits: the perspective in 1988. Economic Geology Monograph 6, 274-291.

- Sillitoe, R.H., 1993. Gold-rich porphyry copper deposits: Geological model and exploration implications. Geological Association of Canada Special Paper 40, 465-478.

- Sillitoe, R.H., 1994. Erosion and collapse of volcanoes: Causes of telescoping in intrusion-centered ore deposits. Geology, 22, 945-948.

- Sillitoe, R.H., 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-pasific region: Australian Journal of Earth Sciences, 44, 373-388.

- Sillitoe, R.H., 2000. Gold-rich porphyry deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery, SEG Reviews, 13, 315-345.

- Sillitoe, R.H., 2005. Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits: Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume, 723-768.

- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran. A review. American Assoc Petroleum Geologists Bulletin, 52, 7, 1229-1285.

- Stocklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia. Anonymous. Live ala memorie de Albert F. de l'apparent consacre aux Recherches geologiges dans les chines alpines de l'Asie du Sud-Ouest. Soc. Geol. Fr., Mern Horsser. 8:333-353.

- Titley, S.R., and Hicks, C.L., 1966. Geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America. Tuoson: Univ, Ariz Press, 287.

- Waterman, G.C., and Hamilton, R.L., 1975. The Sar Cheshmeh porphyry copper deposit. Economic Geology, 70, 568-576.

- 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.