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

عليرضا روانخواه (ا 🖏 ، محسن مؤيد ، صدرالدين اميني ، قادر حسين زاده ٔ

۱. دانشجوی دکترای پترولوژی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز ۲. دانشیار گروه زمینشناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز ۳. دانشیارگروه زمینشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران ٤. استادیار گروه زمینشناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۸۸/۳/۵ تاریخ پذیرش:۸۸/۹/۹

چکيده

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 می باشند. ترکیب سنگشناسی توده پورفیری درهزار کوارتز مونزونیتی میباشد که توسط تودههای دیوریت پورفیری، گرانودیوریت پورفیری و دایک-های وابسته قطع شده است. به واسطه قطع زون کانی سازی سویرژن توسط دایکهای دیوریتی و گرانودیوریتی، مي توان آنها را دايک-هاي بعد کاني سازي در نظر گرفت. دايکهاي گرانو ديوريتي دگرساني کمتري نسبت به دايکهاي ديوريتي دارند و لذا جوانترين پالس نفوذ در منطقه مي باشند. عملکرد گسلههاي 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 پروییلیتیک در سنگهای درون گیر این توده و زون سویرژن به شکل عدسی در زون دگرسانی فیلیک واقع شده است. گروهی از دایکهای دیوریتی هم-زمان با نفوذ توده پورفیری درهزار تزریق شدهاند و لذا واجد کانی سازی بوده و از فرآیندهای غنی شدگی سویرژن متأثر شدهاند ولی عیار قابل توجهی از مس نشان نمیدهند. سرشت ماگمای مولد توده پورفیری درهزار کالکآلکالن با پتاسیم بالا و با گرایشی ضعیف به سمت سری شوشونیتی است. بررسی الگوی تغییرات REE در این توده نشان می دهد که اين الكو تفريق نسبتاً ضعيفي از LREE به سمت HREE نشان مي دهد [La/Yb)N=0.26-3.71). غني شد كي مشخصی از LILE در این توده مشاهده می شود که می تواند حاکی از آلایش ماگمای مولد این توده با مواد یوستهای باشد که این مسأله با آنومالی منفی Nb نیز تأیید می شود. این توده در یک محیط فعال حاشیه قارهای و در ارتباط با قوسهای پس برخوردی تکوین یافته است.

واژههای کلیدی: ارومیه – دختر، بعد کانی سازی، درهزار، زون دگرسانی گرمابی، قوس پس برخوردی

* نویسنده مرتبط

مقدمه

كانسارهاي مس پورفيري اغلب تناژ بالا ،عيار پايين ،غير همزاد و درونزاد بوده(Titley 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 تیپیک، تودهای است نفوذی، مرکب، استوانهای و استوک مانند که ابعادی در حدود ۲×۱/۵ کیلومتر داشته و اغلب این کانسارها مرتبط با نفوذیهای عمدتاً فلسیک ایی زونال، نفوذی های چند مرحله ای، دسته دایک ها و برشى هاى نفوذى مى باشند (Mc Millan and Panteleyev, 1986). کانسارهای مس پورفیری در ایران منطبق بر نوارهای ولکانو-پلوتونیک ترشیری بوده و در داخل کمربند تتیس قرار دارند (Waterman and Hamilton, 1975). جديداً كانسارهاي يورفيري در شرق پاکستان (Porter, 1998) و در ایران در هفت چشمه، سوناجیل (حسین زاده، ۱۳۸۷)، در نوار ولکانو-یلو تونیک ترشیری شمال بلوک لوت و در اطراف معدن مس سرچشمه شناسائی شدهاند. از نظر جایگاه تکتونیکی بخش عمدهای از کانسارهای مس پورفیری در حواشی صفحات همگرا (حواشی فعال قارمای و جزاير قوسي) تشكيل مي گردند. فرورانش مشخصه اين مناطق مى باشد، با اين حال فاكتورهاى متالوژنيك ديگرى نيز تشكيل اين كانسارها را كنترل مي نمايند (Sillitoe, 1998). ثابت شده است که تشکیل کانسارهای مس پورفیری نه تنها توسط فرآیندهای گرمابی و ماگمایی کنترل میشود، بلکه تکتونیک ناحیهای نیز در زمان تشکیل این کانسارها تأثیر گذار است (Sillitoe) سى مس 1994, 1997, Richards et al., 2001). پورفیری در قوس های ماگمایی کالک آلکالن محصولی از یک سری فرآیندهای گسترده آبگیری صفحه اقیانوسی فرورانده و فرآیندهای (MASH) بعدی در یوسته تحتانی است (Richards) (2005. در مناطق حواشی فعال قارهای، با توجه به اندرکنش يوستهاي قابل توجه نفوذي هاي آلكالن (شوشونيتي) نيز مشاهده مى شوند . (Sillitoe, 1989, 1993, 1997, 2000, Richards, 2005). اکثر کانسارها در این مناطق در طول گسلی قدیمی قرار گرفتهاند که تراوائی پوستهای را ایجاد مینماید .(Richards etal., 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.(2005) Richards معتقد است که ترکیب سیستمهای ماگمایی میزبان این کانسارها فلسیک تا حدواسط کالکآلکالن می باشد که از یک ماگمای مافیکتر گوشتهای مشتق شده است. همچنین در نفوذیهای شوشونيتي ميزان Au بالا مي باشد .(Sillitoe, 2000) نفوذي هاي میزبان مس پورفیری در شرایط حرارتی^{2°}۸۰۰–۷۵۰، فشار ۱ تا ۲ کیلوبار و عمق معادل ۱/۵ تا ٤ کیلومتر جای گیری می کنند (Guilbert and Park, 1986).

کانسار پورفیری درهزار در استان کرمان و شمال شرق سیرجان

در منطقه بند ممزار و در نوار ولکانو-پلوتونیک ارومیه- دختر واقع شده است (شکل ۱). مطالعات بسیاری بر روی دادههای ژئوشیمیایی و ژئوفیزیکی (رنجبر و همکاران، ۱۳۸۰؛ حیدریان و همکاران، ۱۳۸۳)، زمین شناسی اقتصادی (عبدل زاده، ۱۳۸٤؛ خاکزاد و همتی، ۱۳۷۷؛ کیوانیان و همکاران، ۱۳۸۲؛ معانی جو، خاکزاد و همتی، ۱۳۷۷؛ کیوانیان و همکاران، ۱۳۸۲؛ معانی جو، (مؤذن زاده و همکاران، ۱۳۸۵) صورت گرفته است ولی تا کنون مطالعه جدیدی در خصوص رخدادهای ماگمایی و تعیین تقدم و نفوذی صورت نگرفته است. در این مقاله سعی شده است علاوه بر بررسیهای فوق، با نگرشی جدید، محیط تکتونیکی محل تشکیل کانسار پورفیری درهزار 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 زمینشناسی منطقه

براساس نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ پاریز ،کانسار مس پورفیری درهزار به همراه کانسار پورفیری سرچشمه و کانسارهای پورفیری نوچون ،قلعه قوچی و ... در زون ماگمائی ترشیری ارومیه - دختر واقع شدهاند. رخنمون های عمده در این منطقه سنگهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن میباشند که به شدت چین خورده و توسط تودههای نفوذی گرانیتوئیدی (الیگومیوسن) مورد تهاجم واقع شدهاند. تزریق این تودهها در راستای گسلهای مهم و محور تاقدیسهای موجود در منطقه صورت گرفته و بر حسب

¹⁻Melting Assimilation Storage Homogenization

جنس و ابعاد تودهها، دگرسانی گرمابی 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 می دهند.

زون آمیزه رنگین به سن کرتاسه فوقانی (تورونین – سنونین) و با راستای NW-SE در جنوب غرب کانسار مس پورفیری دره زار گسترش داشته و در جنوب آن سنگهای نوار دگرگونی سنندج – سیرجان رخنمون یافته است. با توجه به میدان تنش (راستای استرس های اصلی) حاکم بر منطقه مورد مطالعه، مرز واحدهای زمین شناختی اصلی در این منطقه گسله بوده و این گسل ها در راستای SW-SE اغلب دارای ساز و کار فشاری راست گرد می باشند. نگاهی به نقشه چهارگوش پاریز نشان می دهد که توده گرانیتوئیدی کانسار مس پورفیری دره زار 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 چین های 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 ٤-توده



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

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) می باشد که توسط توده پورفیری دره زار مورد تهاجم واقع شدهاند. در اثر این همبری، دگرگونی مجاورتی در حد رخساره آلبیت - اپیدوت هورنفلس در آنها پدید آمده است.

در نمونه های بازالت آندزیتی تا آندزیت بازالتی ،بافت غالب میکرولیتی یورفیریک بوده(شکلA۲) و فنوکریستالهای آنها شامل پلاژيوكلاز و پيروكسن است. مقادير جزئي از اوليوين در اين نمونهها ایدینگزیته بوده و تجمعاتی از کلسیت و کلریت در متن سنگ دیده می شود. همچنین رگچههائی از اییدوت این سنگها را قطع مي كنند. برش هاي ولكانيكي در جنوب و جنوب غرب كانسار با رخنمون اندک مشاهده می شوند 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 مقادير جزئي بيوتيت و سيمان قطعات در برخي از نمونه ها كربناته می باشد (شکلB۲). در بخش جنوب و جنوب شرق منطقه در بین واحدهای گدازهای، لایههائی از کریستال توف، کریستال-ويتريك توف، كريستال-ليتيك توف و لاپيلي توف به ضخامت چندین متر رخنمون دارند. بافت این توف ها از لیتوکلاستیک تا كريستالوكلاستيك متغير مي باشد (شكل C۲ وD۲) همچنين تركيب اين توف ها ،آندزيتي تا داسيتي مي باشد.



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

مطالعات زمین شناسی، پترولوژی، زمین شناسی اقتصادی و زون های دگرسانی در ...

۲- توده کوارتز مونزونیتی (درهزار پورفیری)

قدیمی ترین توده نفوذی در محدوده معدنی درهزار ، توده پورفیری درهزار 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 پلاژیو کلاز در خمیره ای از بلورهای ریز کوارتز و فلدسپار آلکالن می باشند . کانی های فرومنیزین موجود در این توده آمفیبول (شکل دار تا نیمه شکل دار) و بیوتیت (نیمه شکل دار تا بی شکل) می باشند.

زونهای دگرسانی گرمابی در توده پورفیری درهزار از مرکز به حاشیه شامل دگرسانی پتاسیک، فیلیک و پروپیلیتیک میباشند. دگرسانی آرژیلیک به فرم اشکال بیقاعده و اغلب در ارتباط با سیستم شکستگی و گسل در آن توسعه یافته و هم پوشانیهای متعددی در زونهای دگرسانی حاصل شده است. بدلیل فرسایش رأس سیستم پورفیری، بخش اعظم زون پروپیلیتیک این توده از بین رفته است و اغلب رخنمونهای این توده زونهای دگرسانی فیلیک و به ندرت پتاسیک را به نمایش می گذارند (پارس اولنگ، ۱۳۸٦).



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

۳– دایکهای دیوریتی تا میکرو دیوریتی

در کانسار پورفیری درهزار، دایکهای متعدد دیوریتی تا میکرودیوریتی ،توده پورفیری درهزار و سنگهای درون گیر را قطع نمودهاند .منشأ دایکها در این کانسار مشخص نبوده ولی به نظر میرسد از یک توده دیوریتی منشأ گرفتهاند .قطع درهزار پورفیری توسط این دایکها ،وجود زینولیتهائی از درهزار پورفیری در داخل دیوریتها(شکل AL) و قطع زون کانی سازی سوپرژن توسط تعدادی از آنها نشان میدهد که این دایکها و یا حداقل بخشی از دایکهای دیوریتی از نظر سن تشکیل بعد کانی سازی می میاند. بافت این دایکها از میکرولیتیک تا

میکرولیتیک پورفیریک متغیر میباشد (شکل (B٤. از کانیهای اصلی تشکیل دهنده این دایکها پلاژیوکلاز) بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار (و آمفیبول و از کانیهای فرعی می توان بیوتیت و کوارتز را نام برد.



شکل A – E) زینولیت کوارتز مونزونیت پورفیری در داخل دیوریت ها، XPL،×25 (XPL) XPL،کرولیتیک پورفیریک در دیوریت ها، (XPL) 25×XPL

٤- استوکها و دایکهای گرانودیوریتی

استوکهای کوچکی در بخش مرکزی معدن و در حاشیه رودخانه درهزار به داخل توده پورفیری درهزار تزریق شدهاند که دایکهای منشعب از آنها ،توده درهزار و سنگهای درون گیر را قطع نموده است .بدلیل قطع زونهای کانی سازی شده توسط دایکها ،وجود زینولیتهائی از درهزار پورفیری در داخل آنها و دگرسانی اندک نمونههای گرانودیوریتی نسبت به نمونههای دیوریتی و میکرودیوریتی ،تزریق این استوکها و دایکهای منشعب از آنها ،جوانترین پالس نفوذ در منطقه محسوب میشود .این توده در اغلب موارد غیر کانیزا بوده و وجود مقادیری کالکوپیریت ،بورنیت و ... در بخش مرکزی معدن، می تواند ناشی از هضم قطعات درهزار پورفیری باشد.

علیرضا روانخواه و همکاران

کانی های اصلی تشکیل دهنده آن شامل فنوکریستال های شکل دار تا نیمه شکل دار پلاژیوکلاز اغلب دارای زونینگ نوسانی که از حواشی به میزان جزئی به سریسیت تجزیه شدهاند، بیوتیت) بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار (و کوارتز) بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل (که اغلب فضای بین بلورهای دیگر را پر کرده است ،می باشند) (شکل ۸۵).

دگرسانی در این تودهها از سریسیتیک ضعیف تا متوسط تا پروپیلیتیک ضعیف تا متوسط متغیر میباشد (شکل B۵). 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 C٥).

دگرســانی و زونهای دگرســانی در کانسار مس پورفیری درمزار

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

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 شکل دار تا نیمه شکل دار بیوتیت (Bt) در دایک گرانودیوریتی (XPL) (B) بافت پورفیریک با خمیره درشت بلور و دگرسانی سریسیتیک ضعیف- پروپیلیتیک ضعیف در دایک گرانودیوریتی (XPL) (C) بافت پورفیریک با خمیره درشت بلور و دگرسانی سریسیتیک متوسط-آرژیلیک و پروپیلیتیک متوسط در دایک گرانودیوریتی(XPL)

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 بی شکل به نظر میرسند (شکل A آ).

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 می باشد که با بالاراندگی ،بیشتر در معرض فرسایش قرار گرفته اند .در این نمونهها ،رنگ سنگ به علت تجمع بلورهای ریز بیوتیت حاصل از دگرسانی تیره تر بوده و از خاکستری متوسط تا تیره در نوسان است .نمونههای حاوی ارتوز ،کمیاب و اغلب فنو کریستالهای آن حاصل دگرسانی پتاسیک ،بلورهای درشت و بی شکلی می باشند که حاوی انکلوزیونهای متعددی از کانی های ثانوی هستند .بلورهای بیوتیت حاصل از دگرسانی ،در اغلب نمونههای سطحی متعلق به زون پتاسیک حضور دارند. (شکل B7).

در نمونههای متعلق به زون دگرسانی آرژیلیک به علت فراوانی کانی های 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 پروپیلیتیک توده پورفیری درهزار



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



شکل ۲-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)

کانیسازی گرمابی در کانسار مس پورفیری درهزار

کانسار مس پورفیری درهزار در اثر تزریق یک استوک کوارتز مونزونیتی به درون سنگهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن تشکیل شده است .بخش عمده کانیسازی در این استوک پورفیری شکل گرفته و کانیسازیهای محدودی نیز در دایکهای میکرودیوریتی تا دیوریتی و گرانودیوریتی انجام شده است.

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

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

الف) زون فروشست: توده درهزار پورفیری در اثر دگرسانی و شستشو توسط محلولهای فرورو، در سطح فاقد آثار کانی سازی بوده و حفرات حاصل از انحلال سولفیدها در نمونههای دستی به خوبی قابل مشاهده می باشند. در برخی موارد هماتیت، لیمونیت و جاروسیت از انحلال پیریت و کانههای مس دار در داخل حفرات و رگه – رگچههای 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 درهزار داشته و بخش عمده آن در اثر فرسایش از بین رفته است. کانههای مشاهده شده در این زون مالاکیت، آزوریت، تنوریت، کریزوکولا، گوتیت و کالکانتیت می باشند که به دو فرم افشان و رگه – رگچهای در سنگ مشاهده می شوند.

ج) زون سوپرژن–اکسید: این زون یک زون انتقالی بین سوپرژن و اکسید محسوب می گردد که با پاراژنز کانی شناسی کانههای 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 مس پورفیری درهزار در سطح رخنمون یافته و در گمانههای حفاری شده نیز در مجموع یک حالت عدسی شکل را نشان می دهد. این زون در بخش دگرسانی فیلیک توده پورفیری درهزار توسعه یافته است و کانی سازی به فرم رگه – رگچهای و همراه رگههای سیلیسی (شکل AV) و اغلب به فرم افشان انجام شده است. در نمونههای مربوط به زون سوپرژن، کالکوسیت به همراه پیریت، کانههای اصلی را تشکیل می دهند و کالکوسیت در اغلب موارد از حاشیه به کوولیت تجزیه شده است (شکل BV).

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 کوولیت و افزایش کالکوپیریت و بورنیت مشخص می شود. کانی سازی به فرم افشان و رگه– رگچهای بوده و تبدیل شدگی کالکوپیریت به کوولیت و کالکوسیت در این زون به وفور مشاهده می شود (شکل ۸). در کانسار پورفیری درهزار زون سوپرژن– هیپوژن منطبق بر زون های دگرسانی پتاسیک– فیلیک می باشد.

ه) زون هیپوژن: این زون در کانسار پورفیری درهزار اغلب
منطبق بر زونهای دگرسانی پتاسیک – فیلیک و پتاسیک می باشد
(شکل A۹). پاراژنز کانی شناسی در این زون پیریت، کالکوپیریت،
بورنیت و به میزان جزئی مولیبدنیت است. بلورهای مولیبدنیت به
صورت پولکهای ریز (شکل A۹) و بلورهای کالکوپیریت به
صورت تودهای، رگچهای (شکل C۹) و افشان مشاهده می شوند.





شکل A-V) 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 کوولیت در توده کوارتز مونزونیت پورفیری،(CC کالکوسیت و COV کوولیت)(XPL)



شکل ۸- تبدیل کالکوپیریت به کوولیت در توده کوارتزمونزونیت پورفیری، (CPY کالکوپیریت و COV کوولیت) (XPL)







شکل ۹–A) تبدیل کالکوپیریت به کوولیت در توده کوارتزمونزونیت پورفیری، (CPY کالکوپیریت و COV کوولیت) (XPL) (B) پولکهای ریز مولیبدنیت در توده کوارتزمونزونیت پورفیری، (MOL مولیبدنیت) (XPL) شکل C) کالکوپیریت بصورت توده ای و رگچهای در توده کوارتزمونزونیت پورفیری، (CPY کالکوپیریت) (XPL) مطالعات زمین شناسی، پترولوژی، زمین شناسی اقتصادی و زون های دگرسانی در ...

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 غنی شدگی سوپرژن در این دایکها موجب بالا رفتن عیار مس به موازات غنی شدگی در توده پورفیری درهزار شده است.

ب) دایکهای بعد کانیسازی: تزریق این دسته از دایکهای دیوریتی بعد از فاز کانیسازی و غنی شدگی 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 می گذارند، 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 می باشند.

در نمونههای گرانودیوریتی و به خصوص نمونههای مجاور دره اصلی درهزار، کانیسازی محدودی به فرم افشان و رگه – رگچهای دیده می شود 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، ٤ نمونه گرانودیوریت و ۲ نمونه دیوریت) انتخاب و در آزمایشگاه XRF (فیلیپس مدل PW2404) دانشگاه تربیت معلم تهران آنالیز گردیدند (جدول۱).

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 SiO₂ – SiO₂ vo.0001 – SiO₂ (Winchester , Zr/TiO₂*0.0001 ، توده پورفیری ترکیبی معادل گابرودیوریت، دیوریت تا گرانودیوریت، دایکهای گرانودیوریتی ترکیبی در حد دیوریت تا گرانودیوریت و دایکهای دیوریتی نیز ترکیبی در حد مونزودیوریت تا کوارتزمونزودیوریت دارند (شکل ۱۰). شدیدی رخ میدهد که عملاً نمی توان از روشهای معمول شیمیایی برای نام گذاری آنها استفاده نمود و نام گذاری بر مبنای مشاهدات پترو گرافی و در نظر گرفتن کانیهای اولیه سنگ که به



شکل ۱۰- نمودار Winchester, J.A Zr/TiO₂*0.0001-SiO₂ (Winchester, J.A Tr/TiO₂*0.0001) و موقعیت نمونه های مورد مطالعه در آن. علامت دایره برای کوارتزمونزونیت، مربع گرانودیوریت و مثلت 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) Ta/Yb) استفاده شده است. همان طور که ملاحظه می شود نمونه های سنگی منطقه مورد مطالعه اکثراً در محدوده کالک آلکالن با گرایش ضعیف به سمت سری شوشونیتی قرار گرفته اند (شکل ۱۱).



شکل ۵۱- نمودار Ce/Yb در مقابل (Pearce et al., 1983) Ta/Yb و موقعیت نمونههای مورد مطالعه در آن. علامت دایره برای کوارتزمونزونیت، مربع گرانودیوریت و مثلت دیوریت

جهت تعیین محیط تکتونیکی تودههای مورد مطالعه از نمودار (Pearce et al., 1996) Rb-(Y + Nb) استفاده شده است. براساس این نمودار، اکثر نمونهها در محدوده تودههای نفوذی پس برخوردی 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

عليرضا روانخواه و همكاران



شکل ۱۲ – تفکیک محیط تکتونیکی سنگهای مورد مطالعه بر اساس نمودار (Pearce, 1996) Rb-(Y+Nb) و موقعیت نمونههای مورد مطالعه در آن. علامت مربع گرانودیوریت و مثلت 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 کانی سازی های مس پورفیری در طول این نوار واقع شدهاند. در خصوص پتروژنز این نوار نظرات مختلف و متعددی ابراز شده است که در حالت کلی می توان آنها را به دو نظریه ریفتی و فرورانش تقسیم نمود.

در نظریه ریفتی فرض بر این است که فعالیت ماگمائی در طول این نوار با پدیده فرورانش ارتباطی نداشته و صرفاً در اثر اتساع و شکاف پوسته، این فعالیت ها رخ داده است. آثار افیولیتی در طول راندگی اصلی زاگرس و دگرگونه های سنندج – سیرجان در ارتباط با ریفت قاره ای و بسته شدن آن شکل گرفته اند (عمیدی و امامی، ۱۹۸٤؛ سبزه ئی، ۱۳۷٤).

در نظریه فرورانش (Stocklin,1968؛ فرهودی، ۱۹۷۸؛ Shahabpur, ۱۹۹۱ و ۱۹۹۶ و ۱۹۹۱؛ Stocklin, ۱۹83؛ 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 ماگمائی 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

در قاعده نهشتههای پرمین در منطقه آباده فارس

ب- سیمرین پیشین: بدلیل وجود بازالتهای آلکالن جابون و تغییر رخساره رسوبی در دو حاشیه ایران مرکزی (زون سنندج – سیرجان) و زاگرس (Stocklin,1994, 1994, 1994، 1983؛ (Shahabpur, 2004).

ج – كالدونين (مؤيد، ١٣٨١، ١٣٨٠).

با توجه به وجود خط درز هرسی نین و سیمرین پیشین در شمال ایران که دلالت بر جدایش خرده قاره ایران از گندوانا و مهاجرت أن به سمت شمال و در نهايت الحاق به اوراسيا در هرسی نین دارد، نمی توان موارد الف و ب را برای سن گشایش نئوتتیس پذیرفت. در صورتی که در شمالغرب کشور خط درز برخوردی پالئوتتیس اول به سن هرسی نین که منطبق بر گسل تبریز یا گسل جنوبی کوههای میشو است (مؤید و مؤذن، ۱۳۸۱؛ مؤید و رضائی مقدم، ۱۳۸٤؛ مؤید و همکاران، ۱۳۸٤) را در نظر بگیریم و همچنین عامل جدایش ایران از گندوانا و مهاجرات رو به شمال أن را سبب بسته شدن پالئوتتيس بدانيم، در اين صورت ارتباط سنی مناسبی بین گشایش نئوتتیس (پرمین زیرین یا تریاس فوقانی) با تصادم ایران– اوراسیا (هرسی نین) وجود ندارد و لذا موارد الف و ب معقول به نظر نمیرسند. اگر سن برخورد را سیمرین پیشین در نظر بگیریم و خط درز چنین تصادمی را منطبق بر افیولیت های مشهد، دگر گونه های آق دربند، افیولیت ها و دگرگونههای گرگان، ماسوله، اسالم و شاندرمن و در نهایت اللهيارلوي مشكين شهر فرض كنيم، در اين صورت مي توان مورد الف را پذیرفت ولی مورد "ب " آیراد خواهد داشت چرا که سن باز شدن نئوتتیس و سن تصادم ایران– اوراسیا یکی هستند و اين غير ممكن مي باشد.

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 (Berberian, 1983؛ محجل، ۱۳۷۸؛ مر و مدبری، ۱۳۸۰؛ Shahabpur, 2004).

در خصوص نحوه فعال شدن و تكامل تكتونيكى نئوتتيس از ديدگاه زمين ساخت ورقى نيز عقايد مختلفى ابراز شده است و در حالت كلى مى توان آن را به دو گروه اصلى تقسيم نمود؛ الف – فرورانش تك مرحلهاى پوسته اقيانوسى به زير پوسته قارهاى (Stocklin, 1985؛ Moine-Vaziri, 1985).

ب- فرورانش دو مرحلهای که می توان آن را در دو گروه فرعی فرورانش دو مرحلهای با تأخیر زمانی و فرورانش دو مرحلهای همزمان (Berberian, 1983؛ Serberian, 1984) (مؤید، ۱۳۸۱، ۱۳۸۰؛ Shahabpur, 2004) توصیف نمود.

در فرورانش تک مرحلهای و در مرحله فعال شدن نئوتتیس، پوسته اقیانوسی نئوتتیس در حاشیه غربی ایران مرکزی شکسته شده و با شیبی به سمت شمال شرق به زیر ایران مرکزی فرورانش کرده است که معلول این فرورانش ظهور ماگماتیسم ترشیری اروميه- دختر و حتى البرز غربي- آذربايجان است. در نهايت تصادم قاره- قاره (برخورد پلیت عربی با ایران مرکزی) در میوسن به حيات اين اقيانوس 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 قارهای پلیت عربی به زیر ایران مرکزی و رانش پوسته اقیانوسی به زیر ایران مرکزی در اثر فروخزش پوسته قارهای پلیت عربی قلمداد کرده است. فرورانشهای دو مرحلهای با تأخیر زمانی شامل دو فرورانش با تأخیر زمانی است که در ابتدا فرورانش پوسته اقیانوسی به زير پوسته اقيانوسي در نظر گرفته شده است که توليد جزاير قوسی می کند و بعد از تصادم قوس – قاره فرورانش در حوضه کششی پشت قوس شروع شده و با فرورانش پوسته اقیانوسی متعلق به حوضه کششی پشت قوس به زیر ایران مرکزی، قوس ماگمائی حاشیه فعال قارهای تشکیل شده است. در بسیاری از مدل های ژئوتکتونیکی 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 ژئوتکتونیکی Berberian (1983) و(Camp and Griffis (1982) اشاره نمود.

علوی (۱۹۹٦) با ارائه فرورانش دو مرحلهای 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 تولئیتی در نوار ماگمایی ارومیه – دختر، فراوانی سنگهای اسید و ایگنیمبریت در نوار ماگمائی ارومیه-دختر (این گونه سنگها در جزایر قوسی کمیاب می باشند)، عدم تطابق سنی بین قوس ماگمائی مرتبط با فرورانش فعال (ائوسن – الیگوسن) با تزریق گرانیتوئیدهای S-type هم زمان بر خورد در فوقانی)، عدم تطابق فازهای دگرگونی مؤثر بر زون دگرگونی فوقانی)، عدم تطابق فازهای دگرگونی مؤثر بر زون دگرگونی سنندج – سیرجان با حادثه فرورانش فعال و تصادم (فازهای 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 با حاشیه تصادم قوس – قاره که جزیره قوسی ارومیه – دختر با حاشیه

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 سنندج – سیرجان و معرفی زیر زون حاشیه ای (شامل سنگهای آتشفشانی با سن ژوراسیک پسین – کرتاسه زیرین) و در امتداد زون سنندج – سیرجان، ایده های جدیدی را در خصوص نحوه تحول ساختاری و ژئودینامیکی نئوتتیس مطرح کرد. مطالعات بعدی بر روی سنگهای 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 (1983) Berberian (یا علامت سؤال از آن یاد شده بود.

مؤید (۱۳۸۱ ، ۱۳۸۰) بر پایه ویژگیهای افیولیتهای 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 قاعدهای افیولیتهای عمان و سرشت لرزوليتي افيوليتهاي شمالغرب نوار افيوليتي خارجي (افیولیتهای منطقه کرمانشاه)، سرعت زایش و گسترش پوسته اقیانوسی در بخشهای جنوب شرقی باریکه اقیانوسی نئوتتیس تند و در بخش شمالغربی آن، با نرخ کند در نظر گرفته شده است. همچنین با استناد به وجود کمپلکس های جزایر قوسی در افیولیتهای سماعیل عمان و هم ارز آنها در داخل زون دگرگونی سنندج – سیرجان و به سن ژوراسیک پایانی – کرتاسه، پوشیده شدن نوار افیولیتی زاگرس توسط نهشتههای تاربور به سن کرتاسه فوقانی و نیز وجود گرانیتوئیدهای S-type همزمان برخورد به سن کرتاسه فوقانی در زون دگرگونی سنندج-سیرجان، می توان دو فرورانش متوالی و همزمان را برای تکامل نئوتتیس پیشنهاد نمود. بر پایه این مدل گشایش نئوتتیس در فاز كالدونين صورت گرفته است و اين اقيانوس تا فاز سيمرين پیشین به حالت غیر فعال بوده و فقط توسعه یافته است. در اوایل ژوراسیک و در اثر جدایش آفروعربی از گندوانا و گشایش اطلس جنوبی، این اقیانوس تحت فشار قرار گرفته و دو فرورانش در آن به صورت متوالی و همزمان شروع شده است. فرورانش

1- Back arc basin

پوسته اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی تولید جزایر قوسی را کرده و فرورانش حوضه کششی پشت قوس به زیر ایران مرکزی ماگماتیسم حاشیه فعال قاره به سن ژوراسیک تا کرتاسه را ایجاد نموده است که از آن جمله می توان به گرانیتوئیدهای I-type حاشیه ایران مرکزی و به سن ژوراسیک تا کرتاسه (باتولیت سیاه کوه، سینیت آلموقولاق، 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 و حوضه پشت قوس– حاشيه فعال قاره اين اقيانوس در كرتاسه فوقاني 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 سنندج – سیرجان شده است که خود مشتمل بر دو نوار دگرگونی، کمپلکس جزایر قوسی و بقایای پوسته اقیانوسی حوضه پشت قوس نئوتتيس است. متعاقب تصادم قاره – قاره و بعد از فاز فشارشی لارامید و خاتمه فرورانش در نئوتتیس، حوضه های پشت قوس سیالیک (حوضه های افیولیتی خوی و حوضه نائين- بافت) نيز بعد از بسته شدن حوضه اقيانوس اصلي، در پالئوسن بسته مي شوند و افيوليت هاي نوار داخلي مورد اشاره(Stocklin (1977 شکل می گیرند. شروع فاز پیرنه از نوع کششی بوده و در پاسخ به بالازدگی و اتساع پوستهای رخ داده است. ماگماتیسم وسیعی در امتداد گسلههای مهم پیسنگی در پوسته ایران و در امتداد زون برخوردی شکل می گیرد که ارتباطی به فرورانش فعال در نئوتتیس نداشته و در حقیقت قوس های ماگمائی پس برخوردی ؓ هستند که شامل زونهای ارومیه-دختر، شمال بلوك لوت و منطقه قم و كاشان و زون البرز غربي-أذربايجان مي باشند.

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

(2004) Shahabpur در کوششی برای توجیه تحولات نئو تتیس و ویژگی های زمین شناسی مناطق جنوب شرق ایران به مدل مشابه مؤید (۱۳۸۰و ۱۳۸۱) متوسل شده است. با این تفاوت که ماگماتیسم حاشیه فعال قاره را همان زون ارومیه - دختر معرفی کرده است که این مسأله مهم ترین تناقضی است که در مدل ارائه شده وی به چشم می خورد. از نظر منطقی دو فرورانش متوالی و همزمان، قوس ماگمائی با سن یکسان تولید می کنند نه این که یکی سن ژوراسیک پایانی - کرتاسه زیرین (جزایر قوسی) و دیگری سن ائوسن - الیگوسن (زون ارومیه - دختر و قوس ماگمائی حاشیه فعال قاره) داشته باشند!

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

سنندج- سیرجان واقع شدهاند، متعلق به حوضههای پشت قوس سیالیک نئوتتیس می باشند (ادامه افیولیت ملانژهای نائین بافت و افیولیتهای حلقوی ایران مرکزی) و کانسار مس پورفیری درهزار نیز متعلق به قوس ماگمائی 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 بهORG (Pearce et al., 1984) استفاده شده 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] که این تغییرات در تیپهای سنگی مختلف به قرار زیر است:

گرانودیوریت [La/Yb] ، دیوریت_N(La/Yb)] ، دیوریت_N(La/Yb)] [(La/Yb] و کوارتز مونزونیت [2.92 – 2.95] غنی شدگی مشخصی از LILE در این توده مشاهده می شود که می تواند حاکی از آلایش ماگمای مولد این توده با مواد پوسته ای (Harris, 1983) و یا در اثر دگرسانی های مختلف از جمله پتاسیک و فیلیک در توده پورفیری باشد که این مسأله با آنومالی منفی Md نیز تأیید می شود (شکل ۱۳).



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

نتيجەگىرى

تنوع سنگشناسی در کانسار درهزار 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 می باشند. تودههای نفوذی نیز به ترتیب شامل توده کوارتز مونزونیت پورفیری درهزار (میزبان کانیسازی مس پورفیری)، توده دیوریتی و دایکهای وابسته و توده گرانودیوریتی و دایکهای وابسته می باشند. همچنین تزریق این تودهها در محور تاقدیسهای سیلندری (استوانهای شکل) و با راستای

³⁻ Post collision arcs

¹⁻Fore arc-Passive continent

²⁻ Back arc-Active continent

مطالعات زمین شناسی، پترولوژی، زمین شناسی اقتصادی و زون های دگرسانی در ...

جدول -۱ نتایج RT ۱۲ نمونه از سنگهای آذرین کانسار مس پورفیری درهزار (دیوریت: DIO، گرانودیوریت: GRD و کوارتز مونزونیت: QMZ)

Sample	Unit	DIO	QMZ	DIO	GRD	QMZ	GRD	QMZ	DIO	QMZ	GRD	GRD	QMZ
SiO2	%	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 ₂ O ₃	\$	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 ₂ O ₃	ę	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	ę	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	Ŷ	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	Ŷ	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 ₂ O	8	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 ₂ 0	8	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 ₂	8	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 ₂ O ₅	R	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
Мо	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	б	2	2	3	3	3	3	3
Sr	ppm	290	628	184	526	140	543	120	482	188	282	544	171
Та	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
Уb	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

NW-SE صورت گرفته است. به طور کلی توده پورفیری درهزار دگرسانی های گرمابی پتاسیک، فیلیک، پروپیلیتیک و آرژیلیک را به نمایش می گذارد. در منطقه مورد مطالعه کانی سازی سوپرژن در زون فیلیک و کانی سازی هیپوژن در زونهای انتقالی فیلیک - پتاسیک و پتاسیک رخ دادهاند. سرشت ماگمای مولد تودههای نفوذی و به خصوص توده پورفیری درهزار، کالک آلکالن با پتاسیم بالا تا شوشونیتی می باشند. بررسی الگوی تغییرات REE در این توده الگوی تفریق یافته از LREE به سمت HREE را نشان می دهد و آنومالی مثبت از LILE به همراه آنومالی منفی Nb نشان دهنده آلایش با مواد پوسته ای است. این توده و تودههای همراه در یک قوس ماگمایی حاشیه فعال قاره و در ارتباط با فرآیندهای بعد تصادم تکوین یافته اند.

منابع

- حسین زاده، ق.، ۱۳۸۷. مطالعات زمین شناسی، ژئوشیمی، سیالات درگیر، کانی سازی، دگرسانی و ژنز کانسار مس پورفیری سوناجیل-شرق هریس (استان آذربایجان شرقی). رساله دکتری، دانشگاه تبریز، ۲۱٤ 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 زمین شناسی اقتصادی کانسار مس درهزار. مجموعه مقالات دومین همایش انجمن زمین شناسی 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.، ۱۳۸٦. گزارش زمین شناسی معدن مس دره زار.

 – عبدلزاده، م. لیاقت، س. و مر، ف.، ۱۳۸٤. مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آذرین نفوذی کوه ممزار جنوب سرچشمه کرمان.
مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران.

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

- محجل، م. و سهندی، م، ر.، ۱۳۷۸. تکامل تکتونیکی پهنه سنندج-سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر پهنههای جدید در آن. فصلنامه علوم زمین، ۳۱–۲۲، ۲۸ حا۹۹.

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

پسین) تا عهد حاضر. خلاصه مقالات هیجدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷٤٦–۷۵۰.

- معانی جو، م.، ۱۳۷۱. هاله های دگرسانی و رابطه آن با مینرالیزاسیون کانسار مس پورفیری درهزار و منطقهبندی ژئوشیمیایی آن (در ناحیه پاریز کرمان). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.

- مؤید، م. و موذن، م.، ۱۳۸۱. نگرش نو بر موقعیت خط درز پالنوتتیس در ایران. مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان،۷۱۲ – ۷۱۷.

– مؤید، م.، ۱۳۸۰. بررسی های پترولوژیکی سنگهای نوار ولکانو– پلوتونیک ترشیری البرز غربی–آذربایجان با نگرشی ویژه بر منطقه هشجین، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۳۲۸.

- موید، م.، ۱۳۸۱. نگرش نو بر تکوین و تکامل نئوتتیس و ارتباط آن با ماگماتیسم ترشیری ارومیه ـ دختر و البرز غربی ـ آذربایجان. مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمینشناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۳۷۵–۳۳۸.

- موید، م. و رضائی مقدم، م، ح.، ١٣٨٤. اهمیت ژئودینامیکی گسل تبریز و نقش آن در تحول پوستهای ایران. مجموعه مقالات کنفرانس بینالمللی مخاطرات زمین ـ بلایای طبیعی و راه کارهای مقابله با آنها، دانشگاه تبریز.

- مؤذنزاده، م. طباطبایی، س. ع. و حسنی، 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 – Stratigrophic 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 Rundsch au,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.

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

مطالعات زمین شناسی، پترولوژی، زمین شناسی اقتصادی و زون های دگرسانی در ...

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, Adelide, 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, Adelide, 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 ophiolitques de la region

d, Esfadageh (Iran Meridional)-etude petrologique et structura le,interpretation dans le crack Iranien, These presestee a l, universite de Gronoble.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 100th Anniversary Volume, 723-768.

- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran. A review. American Assoc Petroleum Geologists Bullection, 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 lapparent consacre aux Recherches geologiges dans les chines alpines de I 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.