

کانی شناسی سنگهای ماگمایی سازند های تبخیری در جنوب شهرکرد (دره بید)

مریم اهنکوب*

دانشگاه پیام نور مرکز شهرکرد

چکیده

در ۱۳۰ کیلومتری جنوب شهرکرد در منطقه اردل مجموعه نسبتاً درهم ریخته ای از سنگهای آذرین - رسوبی به سن کامبرین زیرین به صورت دیاپیری در منطقه رخنمون دارد. سنگهای آذرین درونی و بیرونی دیاپیرهای مذکور بیشتر ترکیب بازیک - حلواسط و اسیدی داشته اند. این سنگهای دارای ترکیب گابرو - دیوریت - مونزودیوریت - تونالیت، بازالت - لاتیت و آندزیت بوده که در نتیجه عملکرد گسلهای معکوس و نرمال و گسلهای پی سنگی در منطقه رخنمون یافته اند. پلاژیوکلاز - الیون - پیروکسن - آمفیبولهای کشیده و کوارتز و فلدسپاتهای الکالن درشت با ماکل دوتائی از مهمترین کانیهی موجود در سنگهای منطقه بوده اند. تاثیر محلولهای هیدروترمال به طور ثانویه منجر به تشکیل کانیهی های کلریت، سربانتین، کلسیت، اپیدوت، سیریسیت و کائولینیت شده است.

کلمات کلیدی: شهرکرد-دیاپیر-آذرین درونی - بیرونی-گسل

Mineralogy of the evaporation formations magmatic rocks in Shahrekord south (Dare Bid)

Abstract

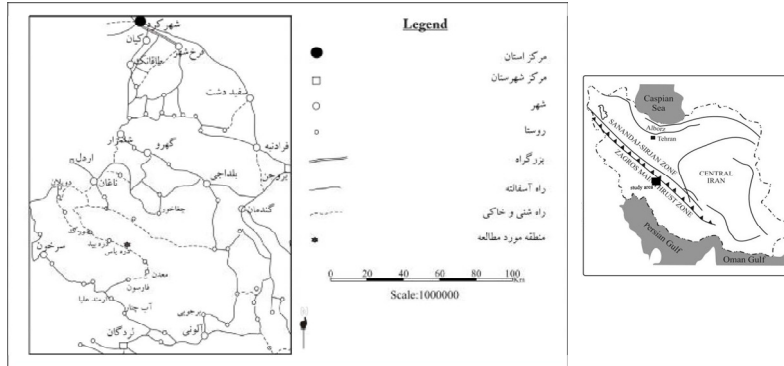
In the 130 km south of the Shahrekord in Ardal area outcrop of complex of sedimentary and igneous rocks that is age lower Cambrian and has form diapir. Volcanic and plutonic rocks has combination basic to acid. This rocks are Gabbro- Diorite- Monzodiorite-Tonalite-, Basalt-latite-Andesite that expose result in normal and inverse fault and bedrocks fault. Plg-Ol-Px-Amp-Qtz-Fk with twin are the important minerals in this area. kaolinitation, sericitization, and calcite-epidot-serpentin-chlorite minerals form by hydrothermal fluids.

Keyword: Shahrekord-diapir-volcanic -plutonic-fault

مقدمه

نام سری هرمز نخستین بار توسط پیلگریم (۱۰) و سپس توسط بلنفرد (۱۱) از نام جزیره هرمز که تقریباً تمامی آن سری از گنبد نمکی بزرگی تشکیل شده بود، برگزیده شد. این سری یکی از واحدهای چینه شناسی - سنگ شناسی زون ساختاری زاگرس است که اساساً از یک سری نهشته تبخیری با ضخامت تقریبی ۱۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متر (۱۲) تشکیل شده است و تغییرات رخساره ای در راستای گسلهای پی سنگ پرکامبرین در آنها دیده می شود. رخنمون های نمک در زاگرس نشان می دهد که سازند هرمز در توالی چرخه ای زیرین از نمک های رنگین بین لایه ای با دولومیت های تیره و ماسه سنگ و سیلت استون یا مارن تشکیل شده است و حجم عظیمی از نمک های یکنواخت بخش بالایی سازند را تشکیل می دهد. فسیل های استروماتولیت و تریلوبیت معرف سن نئوپروتروزوئیک تا کامبرین میانی است و شبکه های جلبکی در دولومیت های زیرین معرف محیط های سبخایی است (۱۳). بیش از ۲۰۰ ساختار از نمک هرمز در شمال عربستان و زاگرس شناسایی شده است که ۳۲ پلاگ آن در راستای گسل کازرون قرار گرفته اند که انتهای شمالی آنها به گسل ایذه در زاگرس مرتفع محدود می شود (۹). نمک های بالایی یا هرمز فوقانی حاوی قطعات بزرگ ماگمایی است (۳). سری هرمز در هیچ مکانی رخنمون یکپارچه و کاملی نداشته و در دو توالی نمکی که با چند صد متر از لایه های کربناته و لایه های قرمز جدا می شوند، برونزد دارد و

جایگاه چینه شناسی آن بین پی سنگ و پوشش ته نشستی زاگرس است (۸). زاهدی (۵) سن نهشته های تبخیری را کامبرین پایینی و جایگاه آنها را در ستون چینه شناسی بین کامبرین میانی و زیرین دانسته است.



شکل ۱) راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه

در منطقه مورد مطالعه برونزدهای چینه شناسی سری هرمز متفاوت است و نظم مشخصی را که هروی و همکاران (۹) در گنبد های جنوب ایران تعیین کرده اند، در این منطقه دیده نمی شود (۴) (۲۰). سنگهای آذرین شامل گابرو - دیوریت - تونالیت - سینیت - دیاباز - بازالت - ریولیت - تراکیت می باشند.

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در استان چهارمحال و بختیاری و در فاصله حدود ۱۳۰ کیلومتری جنوب شهرکرد و در جنوب شرق شهرستان اردل بین طولهای جغرافیایی $43^{\circ} - 50^{\circ}$ تا $55^{\circ} - 50^{\circ}$ شرقی و عرضهای جغرافیایی $29^{\circ} - 31^{\circ}$ تا $29^{\circ} - 29^{\circ}$ شمالی واقع است (شکل ۱) (۵). گسترده مورد بررسی بخشی از ناحیه پشت کوه است که از سمت جنوب به رودخانه کارون و رودخانه کره و از سمت شمال به ارتفاعات صعب العبور و سبزکوه و کوه لاجین و از طرف غرب به دهکده دورک شاپوری و از شرق به آبراه تنگ دز واقع در غرب کوه هزار دره محدود می شود (۱). این منطقه در واحد زمین ساختی زاگرس مرتفع و یا بلندای زاگرس قرار گرفته است که از نظر تکتونیکی به صورت یک ایزوکلینال رخنمون داشته و دارای تراست ها و گسله ها با امتداد لایه ای شمال غرب جنوب شرق بوده و شیب لایه ها اکثراً به سمت شمال و شمال شرق میباشد (۲). در این واحد زمین ساختی فعالیتهای ماگمایی و دگرگونی به صورت رخنمون های برجها مشاهده نشده است. رسوبات ناحیه سنی از کامبرین پیشین تا دوره کواترنری را در برداشته و شامل رسوبات کامبرین، اردوسین، پرمین، تریاس، ژوراسیک، کرتاسه، پالئوسن، ائوسن، پلیوسن و بالاخره دوره کواترنری میباشد. بیشتر گسله های موجود در واحد زمین ساختی زاگرس مرتفع گسله های تراستی هستند که شیب اکثر آنها به طرف شمال شرق است (۶). چندین گنبد نمکی که حدوداً ۳۰ عدد می باشند در این واحد زمین ساختی مشاهده می شود که از نظر جنس سنگها مانند گنبد های نمکی زاگرس چین خورده می باشند ولی بیشتر آنها در امتداد گسلها واقع اند. در منطقه مورد مطالعه استیل چین خوردگیها و جهت و شیب گسله های از روند زاگرس مرتفع تبعیت می کند، بنابراین گسله ها تمامی شیبی به سمت شمال شرقی دارند و چین خوردگیها نیز بسیار فشرده هستند (۷). از مهمترین ویژگیهای این بخش وجود دیابیرهایی با سازند هرمز در امتداد روراندگی و گسل ها و همچنین دشت های فروافتاده و تالابهای کوچک میان کوهستانی است (۲۱).



همراه با گنبد نمکی دره بید تعداد زیادی سنگ های آذرین درونی و بیرونی با ظاهر کاملاً متفاوت دیده می شوند که در طی بازدید صحرایی از آنها برداشت صورت گرفت و سپس از نمونه های مناسب ۶۰ مقطع نازک تهیه شده و از نظر پتروگرافی مورد مطالعه قرار گرفتند. نتایج حاصل از پتروگرافی این مقاطع نشان می دهند که کانیهای موجود در این سنگ ها متنوع بوده و بعضاً از نظر پترولوژیکی مهم به شمار می آیند.

پتروگرافی توده های نفوذی

گابرو: این نمونه ها بیشتر بافت گرانولار دانه درشت نشان می دهند، و دارای کانی شناسی نسبتاً ساده ای شامل کانی های الیوین، پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند و کانی اوپاک و کانی های تاخیریرهمچون بیوتیت، کلریت، کلسیت و اسفن می باشند. بلورهای پلاژیوکلاز متوسط تا درشت بلور بوده و از نظر فرم شکل دار تا نیمه شکل دار می باشد و تشکیل تیغه های (لاتهای پلاژیوکلاز با ماکل تکراری (پلی سنتتیک) را می دهد و که در نتیجه تجزیه سوسوریتی در حال تبدیل به کلسیت، کلریت و اپیدوت می باشند. پیروکسن ها به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل بوده و گاهی با پلاژیوکلازهای بافت افیتیک تا ساب افیتیک ایجاد می کنند. بلورهای هورنبلند به صورت اندازه متوسط بلور بوده و از نظر فرم بی شکل تا نیمه شکل دار می باشد. مقاطع عرضی دارای دو دسته رخ ۱۲۴ و ۵۶ می باشند و مقاطع طولی یک دسته رخ دارند و چندرنگی قهوه ای (ماگمایی) و سبز (تاخیری) نشان می دهند که در برخی قسمتها به کلریت (بلورهای شعاعی) و اوپاک تجزیه شده اند (۱۴). کانی های کدر از لحاظ اندازه متوسط تا ریز بلور بوده و از نظر فرم بی شکل تا نیمه شکل دار می باشد با توجه به نحوه شکل این کانی ها به نظر می رسد مگنتیت باشند (۱۶).

توده های سینیتی: دارای بافت تمام بلورین و گرانولار دانه درشت می باشند. این سنگ ها بیشتر از فلدسپات های قلیایی سدیک و پتاسیک تشکیل شده و مقدار کانی های مافیک در این سنگها بسیار ناچیز است. کانی های مافیک عبارتند است از بیوتیت که کمتر از ۵٪ سنگ را تشکیل می دهد. در بعضی از سینیت های دانه درشت در مراحل انتهایی تبلور ماگما مجموعه ای از کانی ها مانند: آندرادیت، اژیرین، اورژیت- اژیرین، آیت، فرواکتینولیت، کوارتز، سیدریت، کلسیت، مانیتیت، فلورین، باریت، روتیل، اسفن، اپیدوت، آپاتیت، آلبیت، آدولاریا و پیریت تشکیل گردیده است (۱۵)، که در فضای بین آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز در اثر هجوم محلول های هیدروترمال تشکیل شده اند. این مرحله در حضور یک فاز سیال غنی از مواد فرار صورت می پذیرد. تشکیل کانی های آبدار مثل بیوتیت و اکتینولیت حاکی از تاثیر یک سیال آبدار است (۱۹).

دیوریت: دیوریتها به رنگ خاکستری روشن تا تیره هستند که دارای مقادیر فراوانی آمفیبول های کشیده و بلند می باشند مشخص می شوند. این دیوریت ها، دارای بافت پورفیری تا میکروگرانولار بوده و از لحاظ کانی شناسی شامل کانی های اصلی آمفیبول، پلاژیوکلاز، پیروکسن، و کانی های فرعی و ثانویه کوارتز، بیوتیت، اسفن، اپیدوت، کلریت و اکتینولیت می باشند. فنوکریست های شکل دار پلاژیوکلاز منطقه بندی نشان می دهند. آمفیبول ها به دو صورت ریزبلور و فنوکریست، با اندازه ۱ تا ۲ سانتی متر در نمونه ها حضور دارند و از لحاظ ترکیب و نحوه تشکیل به دو گروه قابل تقسیم اند: یک دسته آمفیبول های ماگمایی از نوع هورنبلند قهوه ائی که معمولاً دگرسان شده اند و یک دسته هم اکتینولیت های تاخیری که حاصل دگرسانی و اورالیتی شدن پیروکسن ها بوده و سودومورف پیروکسن می باشند. پیروکسن ها از نوع کلینوپیروکسنهای دیوپسید هستند و به صورت بلورهایی با اندازه درشت مشاهده می شوند. کانی های مافیک اکثراً به کلریت و تبدیل شده اند. در برخی توده ههای نا برجای دیوریتی فنوکریست های فراوان پلاژیوکلاز و بافت پورفیری مشخص اند، که عمدتاً حاوی کانیهای اصلی پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن، کوارتز، ارتوکلاز و کانی های فرعی و ثانویه بیوتیت، اسفن، اپیدوت، کلریت و

اکتینوت هستند. پلاژیوکلازها اغلب ماکل پلی سنتتیک، زونینگ و در بعضی موارد بافت غربالی نشان می دهند. آلتراسیون پلاژیوکلازها اکثراً کلسیت ایجاد کرده اند.

پتروگرافی سنگ های ولکانیکی

بازالت: این سنگها دارای بافت های مختلف از قبیل گرانولار دانه ریز، اینترسرتال می باشند. کانی های عمده این سنگ ها عبارتند از: پلاژیوکلاز و پیروکسن همراه با الیون که کانی مافیک اصلی در بازالت ها می باشد و مقدار آن از ۵ تا ۳۰ درصد می رسد. مقدار کمی بیوتیت، ریبکیت، کلینوپیروکسن و هورنبلند نیز دیده می شود. بازالتها انواع مختلف دگرسانی را تحمل نموده و کانی های کلریت، کلسیت، سربست، سرپانتین و اپیدوت به خرج پاراژنز ماگمایی تشکیل شده است. کلسیت در حفرات و فضاهای بین کانی های اولیه ماگمایی در مراحل آخر تبلور تشکیل شده است. کانی های اپاک (ایلمنیت و مانیتیت) و آپاتیت کانی های فرعی این سنگ ها را تشکیل می دهند. در اکثر نمونه های ولکانیکی آلتراسیون کائولینیتی، سربستی و سوسوریتی در فلدسپات ها، کلریتی شدن در آمفیبول ها و بیوتیت ها کم و بیش دیده می شود. در بازالت ها که بیشترین برونزد را در منطقه به خود اختصاص می دهند، کانی های اصلی شامل: الیون، پلاژیوکلاز، هورنبلند و پیروکسن دیده می شوند. درشت بلورهای اصلی این سنگ ها را الیون ها و پیروکسها و پلاژیوکلازهای خود شکلی تشکیل می دهند که زونینگ و ماکل پلی سنتتیک از ویژگی های شایع آنها است. هورنبلندهای خود شکل که در برخی موارد دارای حاشیه اپاسیتی شده و اکسیده می باشند (۱۷)، از دیگر فنوکریست ها محسوب می شوند. پیروکسن های خود شکل هستند که در بسیاری موارد در حاشیه اپاسیتی و کربناتی شده اند. گاه اپاسیتی و کربناتی شدن به حدی پیشرفت نموده است که فقط قالبی از این کانی ها بجا مانده است (۲۰).

تراکیت ها و لاتیت ها: دارای بافت تمام بلورین و پورفیری می باشند. این سنگ ها بیشتر از فلدسپات های قلیایی سدیک و پتاسیک تشکیل شده و مقدار کانی های مافیک در این سنگها بسیار ناچیز است. کانی های مافیک عبارتند از بیوتیت که کمتر از ۵٪ سنگ را تشکیل می دهد. در تراکیت ها، فلدسپات آلکالن از کانی های اصلی سنگ محسوب شده و اورژیت، بیوتیت، هورنبلند، آپاتیت و کوارتز با فراوانی کمتر با آنها همراه هستند. پلاژیوکلازها که درشت بلورهای سنگ را می سازند و مقدار آنها چندان زیاد نیست، عموماً منطقه بندی نشان می دهند. در برخی موارد معدود نیز دارای بافت غربالی هستند. برخی از پلاژیوکلازها دارای حواشی گرد شده اند که می تواند در اثر جذب مجدد ناقص باشد (۱۶).

آندزیت: مهمترین کانی های موجود در آندزیت ها پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول می باشند. پلاژیوکلازها به عنوان فنوکریست درشت در این سنگ ها دیده می شوند. زاویه خاموشی پلاژیوکلازها، ترکیب آنها را آندزین تا لابرادوریت نشان می دهد. خمیره سنگ از میکروولیت های پلاژیوکلاز تشکیل شده که گاه بافت جریانی را به نمایش می گذارند. فنوکریست های پیروکسن به صورت بلورهای یوهدرال که بطور کامل کربناتی شده اند دیده می شوند. بافت اصلی این سنگها پورفیری تا گرانولار است، و در برخی نقاط دارای بافت موزاییکی خوشه ای هستند. بافت موزاییکی خوشه ای در این سنگها ممکن است در اثر صعود سریع ماگما به سطوح بالاتر حاصل شده باشد. به این ترتیب که صعود سریع ماگما باعث چسبیده شدن کانیهای با چگالی نسبتاً مشابه به یکدیگر می شود (۱۳)، همچنین میتواند اشاره ای به جدایش برخی از کانیها از طریق بهم چسبی بلورها داشته باشد (۱۶). بلورهای درشت خود شکل و نیمه خود شکل پلاژیوکلاز، پیروکسن، و آمفیبول در یک زمینه ریز دانه متشکل از پلاژیوکلاز و پیروکسن و آمفیبول قرار گرفته اند که نشانه ای است از سرعت بالا آمدن (۱۲). پلاژیوکلازها

بیشتر درشت دانه اند. ماکل مکرر آلبیت-کارلسباد در آنها رایج است. فراوانترین کانی مافیک، آمفیبول است که به صورت بلورهای نیمه خود شکل دیده می شوند. این کانی از نوع هورنبلند قهوه ای رنگ است. پژوهشگران بر این باورند که هورنبلند معمولی به شکل واسطه تحمل دمای بالای محیط آتشفشانی (حدود ۸۰۰ درجه سانتیگراد در مجاورت هوا)، به هورنبلند بازالتی تبدیل میشود (۱۴). در طی این فرآیند، پیوند هیدروکسیل شکسته شده و باعث تبدیل Fe^{+2} به Fe^{+3} می شود. کلریت، کربنات، هیدروکسیدهای آهن، کوارتز و سریسیت به عنوان کانیهای ثانویه این سنگها حضور دارند (۲۰).

نتیجه گیری

عملکرد گندهای نمکی و مکانیسمهای موثر در برونزدهای این دیابیرها، منجر به رخنمون مجموعه ای در هم آمیخته ای از سنگهای رسوبی و آذرین درونی و بیرونی با ترکیب بازیک تا اسیدی به صورت نابرجا و بدون نظم مشخص شده است. مهمترین عامل رخنمون مجموعه فوق ساز و کار گسلهای معکوس و نرمال در منطقه می باشد. سنگهای ماگمایی فوق تحت تاثیر فرایندهای آلتراسیون قرار گرفته و مجموعه ای از کانی های ثانویه کلریت - کلسیت - کائولینیت - سرپانتین و اسفن را بوجود آورده اند.

منابع

- ۱- آقاباتی، س. ع.، زمین شناسی ایران انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۸۲، صفحه، (۱۳۸۳).
- ۲- تقی پور، ص و همکاران، مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی بر روی سنگهای آذرین سازند هرمز، چکیده مقالات انجمن زمین شناسی (۱۳۸۵).
- ۳- حاجتی، ح.، بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گندهای نمکی استان چهار محال و بختیاری، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان (۱۳۷۷).
- ۴- زاهدی، م.، نقشه زمین شناسی شهرکرد ۱/۲۵۰۰۰۰، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۷۱)
- ۵- سبزه ئی، م.، گزارش بررسی های زمین شناختی و سنگ شناختی گندهای نمکی کاکان، کمهر و کوه گول در منطقه یاسوج. اداره کل معادن و فلزات استان کهگیلویه و بویر احمد، گزارش داخلی، ۷۰ ص، ۱۳۶۸
- ۶- طهمورثی، ب.، پترولوژی مجموعه های آذرین سازند دزو در منطقه حرجند شمال- شمال شرق کرمان، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان (۱۳۷۵)
- ۷- واعظی پور، محمد جواد.، پروژه پتاس سنگی ایلجاق. سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور (۱۳۸۰)
- ۸- هروی، م.، هوشمند زاده، ع.، نبوی، م.، مفاهیم جدیدی از چینه شناسی سازند هرمز و مسئله دیابیریسم در گندهای نمکی جنوب ایران، سمپوزیوم دیابیریسم. (۱۳۶۹).

9- Ahmadzadeh Heravi, M., New concept of Hormuz formation stratigraphy, The problem of salt diapirism in south Iran. In symposium on diapirism with special reference in Iran, v. 1, 785p.(1990).

10- Bahroudi, A., Talbot C.J. Shapes and timing of structures in Hormouz salt in the Zagros basin. Hans Ramberg Tectonic Laboratory, Department of Earth science, Uppsala University.

11- Blanford, W. T., "Note on the geological formations seen along the coasts of Biluchistan and Persian Gulf and on some of the Gulf island", Rec. G.S.I., Indian (1972) 41-45

12- Hampson G, Lonergan Lindia, Sepehr M, Bahroudi A (2005). Sedimentological and stratigraphic record of salt diapir evolution, Southern Iran. Department of Earth Science and Engineering imperial College.

- 13- Jackson M.P.I ,Cornelius R.R , Craig C.H , Gansser A , Stocklin J , Talbot C.J .(1990) Salt Diapirs of the Great Kavir ,Central Iran .Geological Society of American.
- 14-Kent, P. E., “The salt plugs of the Persian Gulfregion”, Iran, Leics. Lit. Phil. Soc. (1970) 64, 65-88.
- 15- Harrison, J. V., Obrein, C.,A., “The geology ofsome salt plugs in Laristan, South Persia”, Geo.Soc. London, J. Quart (1971) 86, 463-522.
- 16- Pligrim, G. E., “The geology of the PersianGulf and the adjoining portion of the Persia and Arabia”, G. S. India (1908) 34, 2-177.
- 17-PANĀ D., 1998. Petrogenesis and tectonics of the basement rocks of the Apuseni Mountains: significance for the Alpine tectonics of the Carpatho-Pannonian region. PhD Thesis, University of Alberta, Alberta, Canada. 356p.
- 18- Momenzadeh, M., Heidary, A., “The origin ofHormoz salt formation”, Symposium on diapirismwith special reference to Iran (1990) 1, 109-140.
- 19-Oberc-Dziedzic T. 2009. Internal structure of the granite and tonalite intrusions in the Strzelin massif, Fore-Sudetic block, SW Poland. In: Granitoids in Poland, AM Monograph No. 1, eds. A. Kozłowski, J. Wiszniewska, Publ. by KNM PAN-WG UW, Warszawa, 217-229.
- 20-Petr Šída, Václav Kachlík.,2009 Geological setting, petrology and mineralogy of metabasites in a thermal aureole of Tanvald granite (northern Bohemia) used for the manufacture of eolithic toolsJournal of Geosciences, 54 (2009), 269–287.
- 21-Roedder E. 2004. Fluid inclusions. Reviews in Mineralogy, 12. Mineralogical Society of America, Washington, D. C., 644 pp.
- 23- Stocklin, J., “Lagoonal formation and salt domes in East Iran” Bulletin of the Iranian Petroleum Institute” (1972) 3, 29-46.
- 22 . Puziewiez, J . , and W . Johannes . , 1988, Phase equilibria and composition of Fe-Mg-Al minerals and melts in water- saturated peraluminous granitic systems . Contrib . Mineral . Petrol . , 100: p . 156-168 .
23. Shelly, D . , 1993, Igneous and metamorphic rocks under the microscope . Chapman and Hall, London . 445p .
- 24 . Slack, J . F . , 1982, Tourmaline in Appalachian –Caledonian massive sulphide deposits and exploration significance . Trans Institute Mining Metallurgy 91 .
25. Stephen, A . N . , 2000, Metamorphic minerals assemblages . Geology12 . 8p
- 26 . Stocklin, j . , 1968, Structural history and tectonics of Iran; a reviw . American association of petroleum Geologists Bulletin, 52(7), p . 1229-1258 .
- 27 . Thompson, A . B, 1985, Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H2O undersaturated granitic liquids, Am . J . Sei . 282 . p . 1567-1595 .
- 28 . Turner, F . J . , and J . Verhoogen . , 1968, Metamorphic Petrology , . New York: Mc Grow- Hill, 403 P .
- 29 . Yardly, B . W . D . , 1989, An Introduction to metamorphic petrology, Longman, Harlow . 319 P .
- 22 . Yardly, B . W . D . , S . W . Mackenzie and C . Guilford . , 1990, Atlas of metamorphic rocks and their textures . Longman Scientific and technical, 120 P