پترولوژی و پتروژنز سنگهای دگرگونی منطقه مرق (شمال گلپایگان)

علی درویش‌زاده*، ابوالقاسم وامقی و محمد ابراهیمی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم - دانشگاه تهران، تهران، ایران

چکیده

یکی از رخنمون‌های گسترده از سنگهای دگرگونی ناحیه پرکامبرین در شمال گلپایگان تا شمال موته در نواری به طول تقریبی ۵۵ کیلومتر و عرض ۵ تا ۹ کیلومتر قابل رویت است. از نظر لیتولوژی، سنگهای مزبور شامل شیست‌های متنوع، کوارتزیت، مرمر و گنیس بوده و در بعضی مناطق توسط سازندهای دگرگون نشده پرکامبرین یا سازندهای جوان‌تر پوشیده شده‌اند. بخش غربی نوار دگرگونی مزبور بر اثر نفوذیک توده سینیتی مجدداً تحت تاثیر قرار گرفته و دگرگونی مجاورتی درحد رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس در آن بوجود آمده است. تنوع لیتولوژیکی و حضور رخساره‌های مختلف در سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای شمال گلپایگان در ارتباط با تنوع سنگ مادر وتاثیر درجات مختلف دگرگونی می‌باشد که گاهی به صورت پلی‌متامورفیسم در منطقه قابل مشاهده است. به طور کلی شدت دگرگونی این سنگها پائین تا متوسط و از نظر رخساره در حد رخساره شیست سبز تا رخساره آلماندن- آمفیبولیت است.

J. of sci. Univ. Tehran, Vol 21 (1995), no 1, p. 83-97

Petrology and petrogenesis of Metamorphic rocks of Margh region (North of Golpayegan)

A. Darvishzadeh*, A. Vameghi and M. Ebrahimy

Dept. of Geology, Faculty of Scince, University of Tehran, Tehran, Iran

Abstract

One of the most extensive outcrops of the precambrian metamorphic rocks, in Iran, is exposed from the northern Golpayegan to Mooteh; in a belt 55 km long and 5-9 km wide. The rocks include different varieties of schists, quartzites, marbles, and genisses. In some

*- مسئول مکاتبات.

areas these rocks are covered by some youger non-metamorphic precambrian rocks, or other younger formations.

Due to the intrusion of a syenitic body these rocks have suffered a contact metamorphism of albite-epidote-hornfels facies.

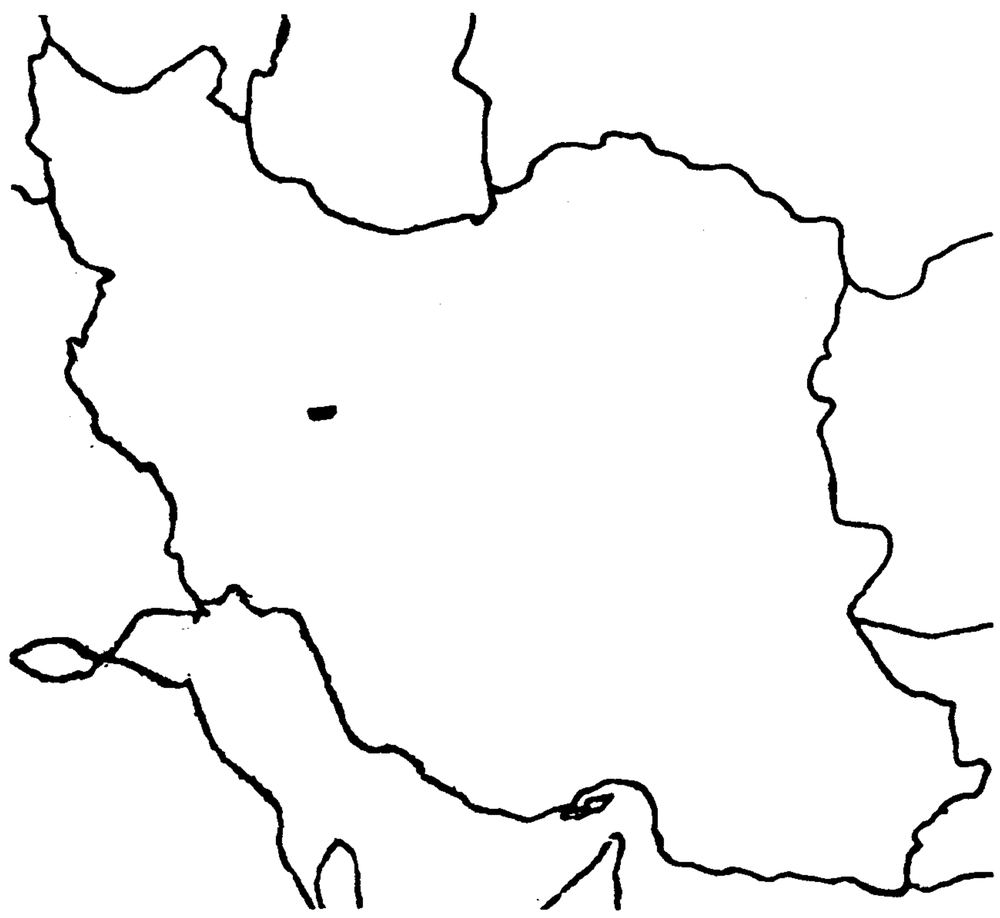
The lithological variations and the presence of the different metamorphic facies rocks in the northern Golpayegan are attributed to the differences in the parent-rocks and the different phases (polymetamorphism) and degrees of metamorphism.

The overall metamorphism of these rocks is low to medium grade and ranges from greenschist to almandine-amphibolite facies.

مقدمه

دو رخنمون بزرگ از سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای پرکامبرین در محدوده ورقه چهارگوش گلپایگان وجود دارد. یکی از شمال گلپایگان تا شمال موته به صورت نواری نسبتاً طویل امتداد دارد و به آن دگرگونی منطقه مرق گفته‌ایم که مورد بحث این مقاله است و دیگری از حوالی راه‌آهن ازنا تابوئین- میاندشت ادامه می‌یابد. سنگهای دگرگونی مورد مطالعه که در بعضی نقاط بوسیله سازندهای دگرگون نشده پرکامبرین یا سازندهای جوانتر پوشیده می‌شوند نوار مشخص با روند شمال غرب- جنوب شرقی و با شیب متوسط ۵۵ درجه به سمت شمال شرق تشکیل می‌دهند.

از نظر لیتولوژی سنگهای دگرگونی مورد بحث شامل فیلیت، میکاشیست‌های مختلف، مرمر و کوارتزیت بوده که به سمت شرق به گنیس‌هایی منتهی می‌شود و گاهی به طور محلی واجد آمفیبولیت نیز می‌باشد.



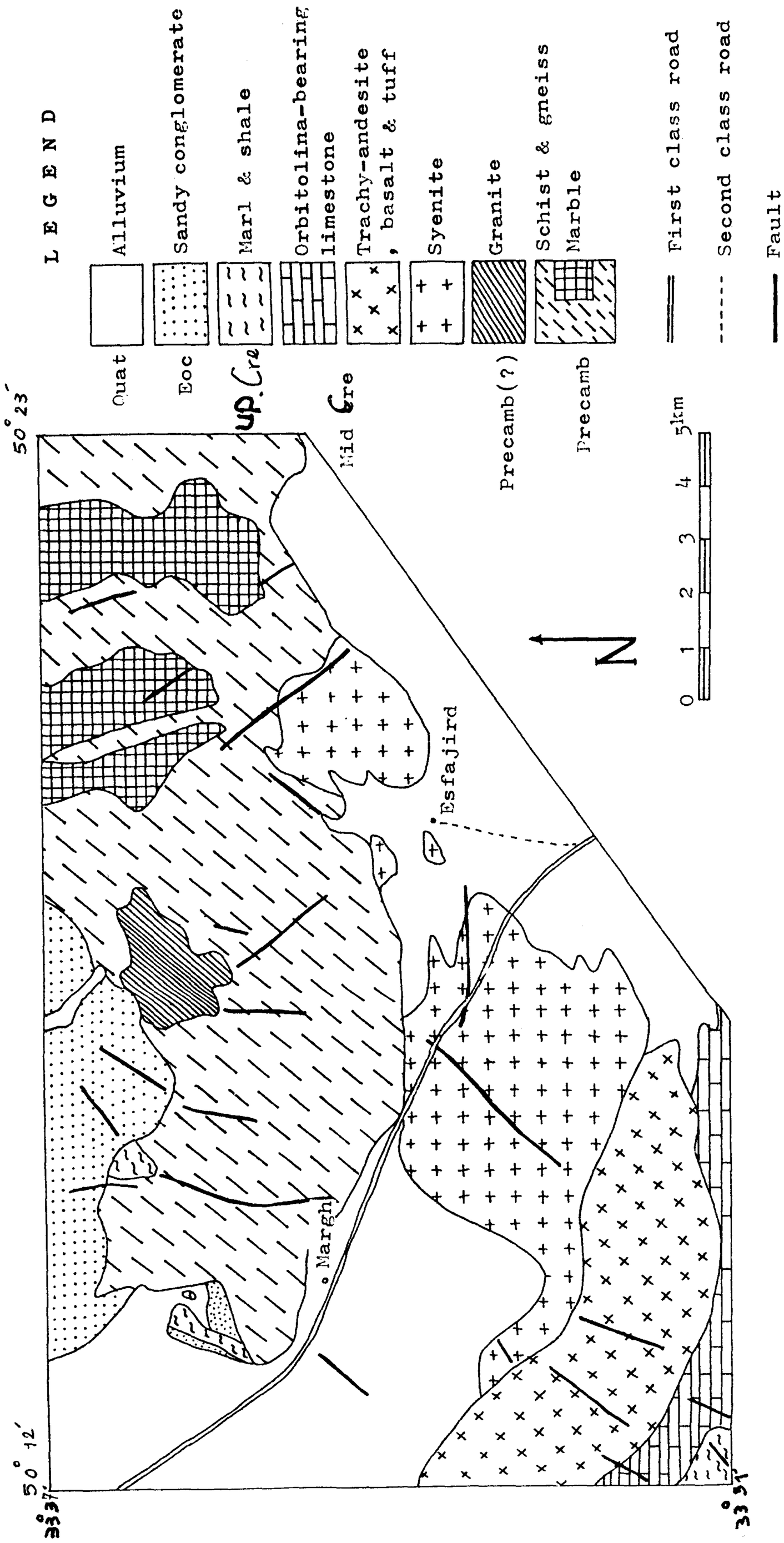
شکل ۱ ـ محل منطقه مورد مطالعه

سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای

بر اساس پاراژنز کانی‌شناسی در منطقه مرق توانسته‌ایم رخساره‌های دگرگونی زیر را به اثبات برسانیم:

۱- رخساره شیست سبز

در ناحیه مورد مطالعه سنگهائی جزء این رخساره قرار می‌گیرند تنوع زیاد داشته و عبارتند از:



شکل ۲ـ نقشه زمین‌شناسی ناحیه مرق

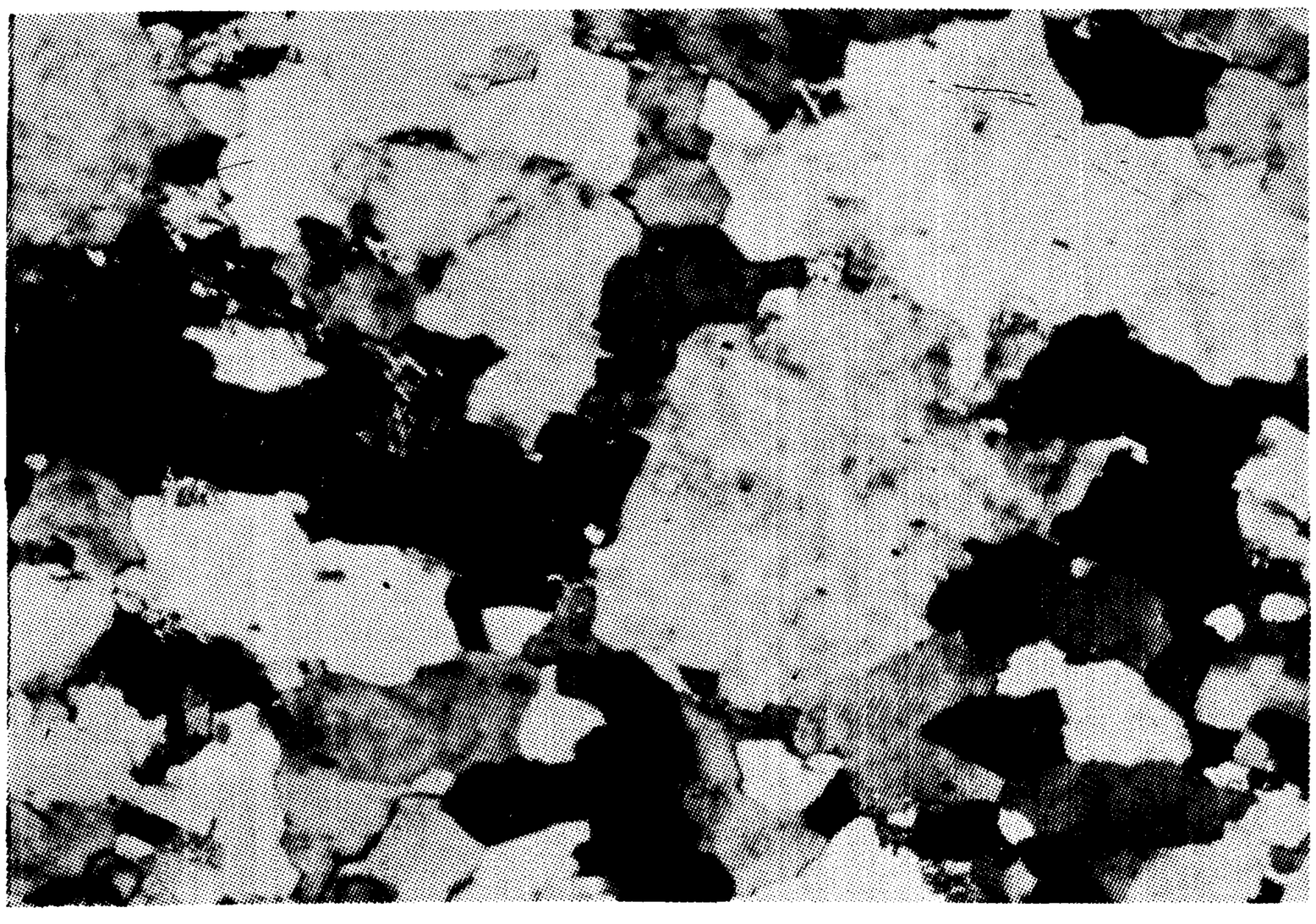
۱-۱- سریسیت شیست (فیلیت)

سریسیت شیست‌ها در تپه‌های شمال جاده خمین- گلپایگان (شرق روستا مرق) رخنمون دارند. [1]. این سنگهادر نمونه دستی به رنگ خاکستری مایل به سبز و دارای شیستوزیته مشخص می‌باشند. بافت میکروسکوپی سریسیت شیست هافیلیتی بوده و با زیر رخساره- B.1.1 طبقه‌بندی وینکلر [2] مطابقت میکنند. کانیهای تشکیل‌دهنده سنگهای مزبور شامل کوارتز با خاموشی موجی (حدود ۳۵ درصد)، سریسیت (حدود ۵۲ درصد)، کلریت (حدود ۹ درصد)، کانیهای اپاک و کلسیت است [۱].

۱-۲- کوارتزیت

کوارتزیت این منطقه را از این جهت در رخساره شیست سبز قرار داده‌ایم که اولاً در داخل مجموعه‌های رخساره شیست سبز قرار دارند ثانیاً علاوه بر کوارتز واجد کانیهای کلریت، آکتینوت واپیدوت است. این مجموعه کانی‌شناسی مشخص رخساره شیست سبز بوده و نشان می‌دهد که سنگهای مزبور به زون کلریت تعلق دارند [3,4,5] بافت میکروسکوپی این سنگها گرانوبلاستیک بوده (شکل ۱) و شامل کانیهای کوارتز (حدود ۸۶ درصد)، اکتینولیت، کلریت، کلسیت، اپیدوت و کانیهای اپاک می‌باشند.

علاوه بر این رگه‌های پراکنده‌ای از کوارتزیت درشت بلور و خالص (به رنگ سفید) در سرتاسر منطقه مورد مطالعه بهمراه سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای دیده می‌شود که از نظر اقتصادی قابل بهره‌برداری است.



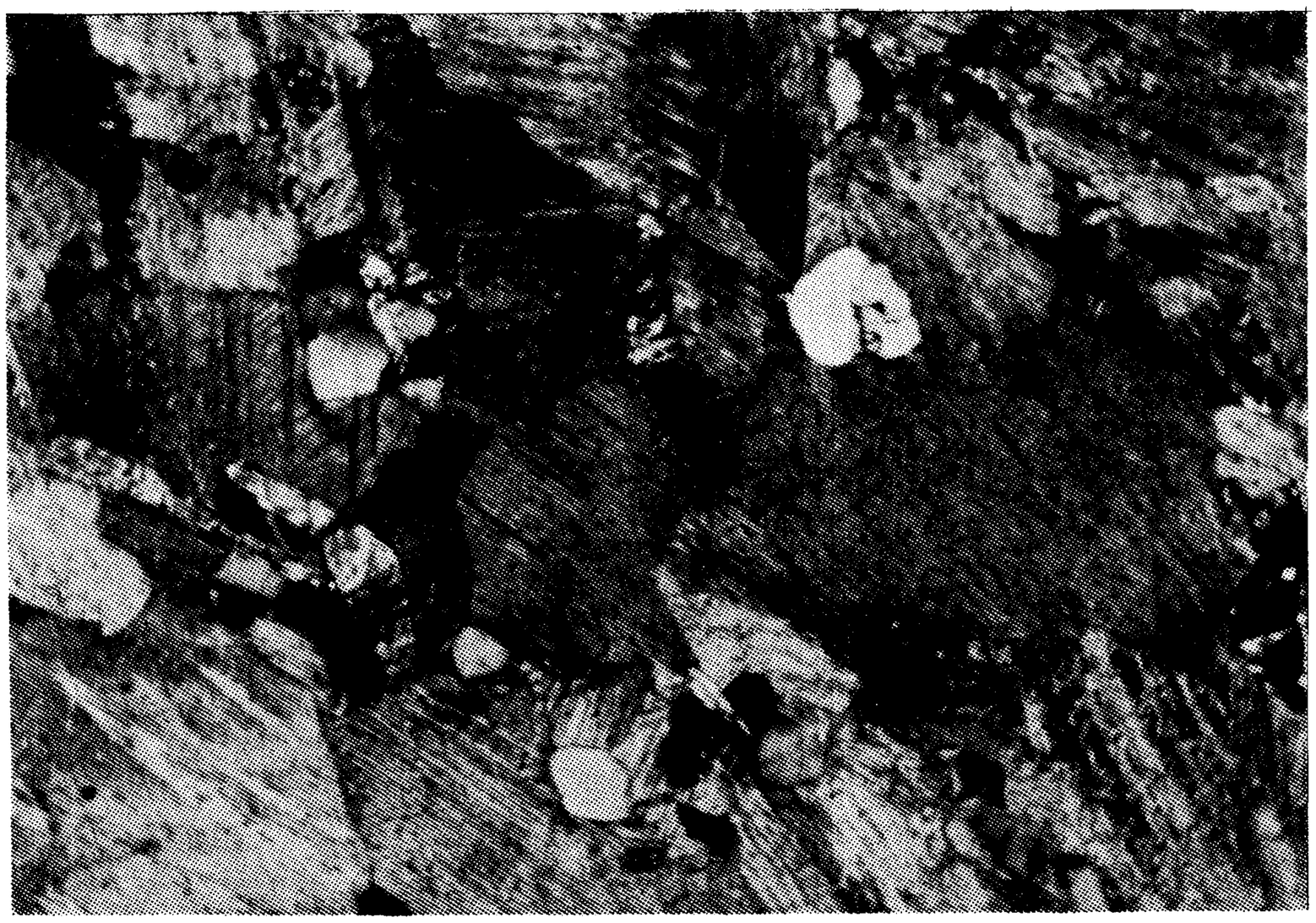
شکل ۳- مقطع میکروسکوپی کوارتزیت با بافت گرانوبلاستیک نورپلاریزه (بزرگنمایی ۶۳ برابر).

۱-۳- مرمرهای مسکویت-بیوتیت‌دار

مرمرها همانطور که در (شکل ۲) نشان داده شده است در شمال شرق منطقه مورد مطالعه رخنمون داشته و ارتفاعات نسبتاً بلندی را بوجود آورده‌اند. این سنگها در نمونه دستی به رنگ سفید تا سفیدمایل به خاکستری بوده و گاهی منظره نواری دارند. حضور میکاها و دانه‌های کوارتز تخریبی در مرمرها نشان می‌دهد که سنگ مادر آنها، یک سنگ آهک تخریبی متشکل از کلسیت، کوارتز و کانیهای رسی بوده است. هر چند مرمرها در بسیاری از رخساره‌های دگرگونی ممکن است بوجود آیند ولی چون در این سنگها اپیدوت، مسکویت و بیوتیت دیده می‌شود لذا آنها را به رخساره شیست سبز

متعلق می‌دانیم. مرمرهای منطقه مورد مطالعه بر اساس طبقه‌بندی ترنر (۱۹۸۱)، هایندمن [3,4,5] و یاردلی در زون بیوتیت قرار می‌گیرند. بافت میکروسکوپی این سنگها گرانوبلاستیک و دارای کانیهای کلسیت (حدود ۹۳ درصد)، کوارتز (حدود ۳ درصد)، مسکویت (حدود ۲ درصد) و بیوتیت، آپاتیت، اپیدوت و کانیهای اپاک به مقدار ناچیز می‌باشند.

وجود کوارتز و کلسیت در مجاور هم (شکل ۴) در مرمرها نشان می‌دهد که شرایط دگرگونی مناسب برای تشکیل ولاستونیت فراهم نبوده است.



شکل ۴ـ مقطع میکروسکوپی مرمر کوارتز و میکادار در نور پلاریزه (بزرگنمایی ۴۰ برابر).

به عقیده وینکلر [6]، شرایط لازم برای تشکیل ولاستونیت نفوذ آب در طبقات آهکی و در نتیجه کاهش تمرکز CO_2 در فاز سیال است. در این شرایط ولاستونیت می‌تواند، مطابق واکنش زیر تشکیل شود:

کلسیت+کوارتز ← و لاستونیت + دی‌اکسیدکربن

بطور کلی عدم وجود ولاستولیت در مرمرهای منطقه مورد مطالعه را میتوان به دو عامل زیر نسبت داد:

-کم اهمیت بودن نقش آب در جریان دگرگون سنگهای مزبور.

-دمای ناکافی که محتملاً از ۴۰۰ درجه سانتیگراد کمتر بوده است.

۱-۴- مسکویت - بیوتیت شیست

مسکویت-بیوتیت شیست‌ها در تپه‌های شمال قهوه‌خانه مرق رخنمون دارند.این سنگها در نمونه دستی به رنگ خاکستری و دارای شیستوزیته مشخص هستند. مسکویت بیوتیت شیست‌ها بر اساس طبقه‌بندی وینکلر[2] در زیر رخساره ۱.۲. B و بر اساس طبقه‌بندی ترنر، هایندمن [3,4,5] و یاردلی در زون بیوتیت قرار می‌گیرند. بافت میکروسکوپی سنگهای مزبور لپیدو وبلاستیک بوده و دارای کانیهای کوارتز (حدود ۴۲درصد)، پلاژیوکلاز نوع آلبیت (حدود ۱۳ درصد)، فلدسپات آلکالن (حدود ۳ درصد)، بیوتیت (حدود ۱۴ درصد)، مسکویت (حدود ۲۳ درصد) و بالاخره اپیدوت، اسفن، کلسیت و کانیهای اپاک می‌باشند.

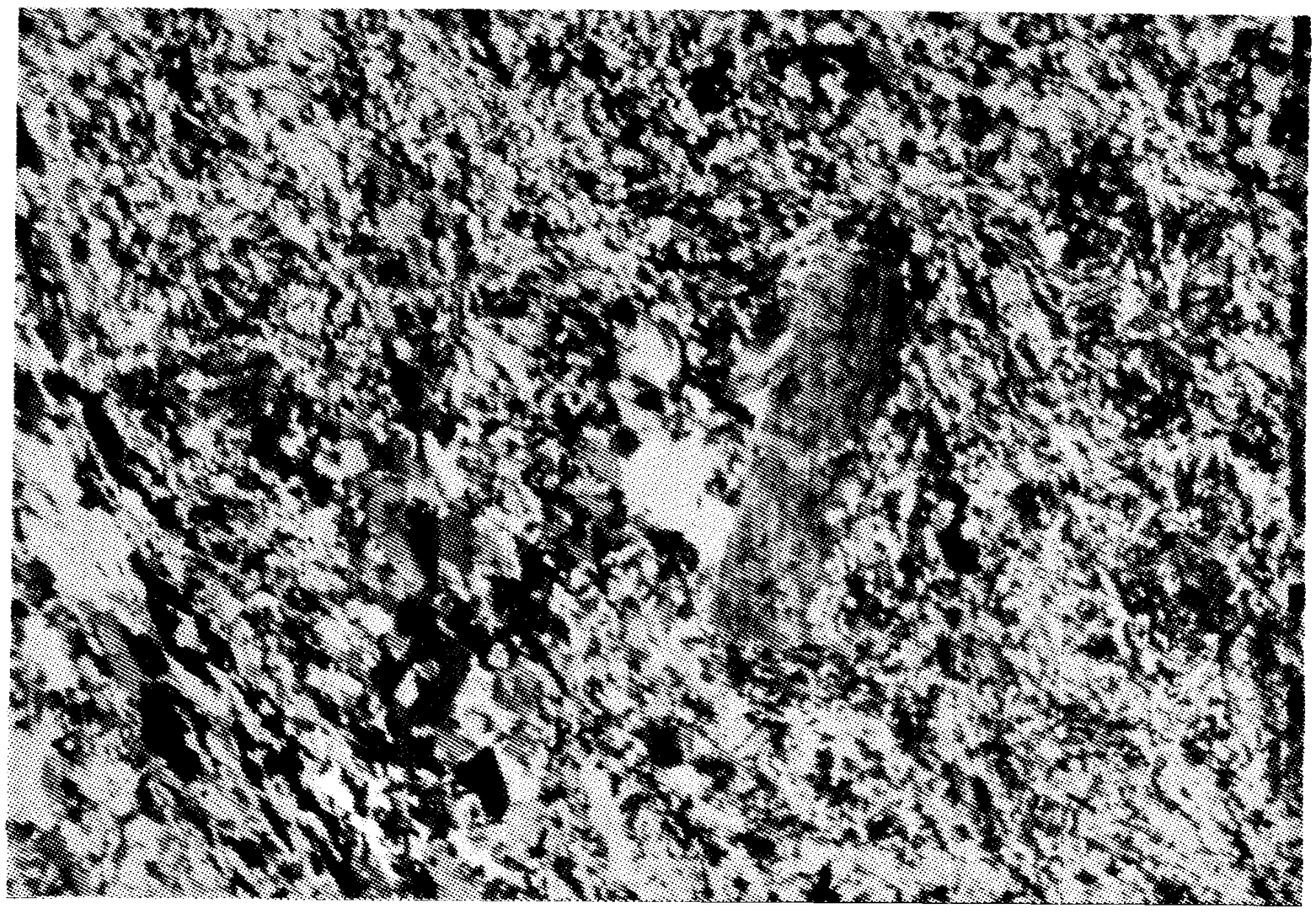
فلدسپات آلکالن موجود در این سنگها بصورت بلورهای درشت آنورتوزباماکل مشبک است این کانی پاراژنز دگرگونی نبوده و همانطور که در شکل ۵ دیده می‌شود شیستوزیته این پورفیرها را

دور زده و در حاشیه آنها مناطق سایه فشاری (Pressure Shadow) دیده می‌شود (در این قسمت‌ها بلورهای کوارتز نمود بیشتری داشته‌اند.) این موضوع نشان می‌دهد که پورفیرها و کلاست‌ها قبل از وقوع دگرگونی در این سنگها وجود داشته است [۱].

۱-۵- مسکویت-بیوتیت-تورمالین شیست

مسکویت-بیوتیت-تورمالین شیست‌ها در تپه‌های شمال‌شرق دره باغ رخنمون دارند. این سنگها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن و منظره نواری دارند. بافت میکروسکوپی آنها لپید و پورفیروبلاستیک بوده (شکل ۵) و طول پورفیروبلاست‌های تورمالین بطور متوسط حدود ۱ میلیمتر می‌باشد.

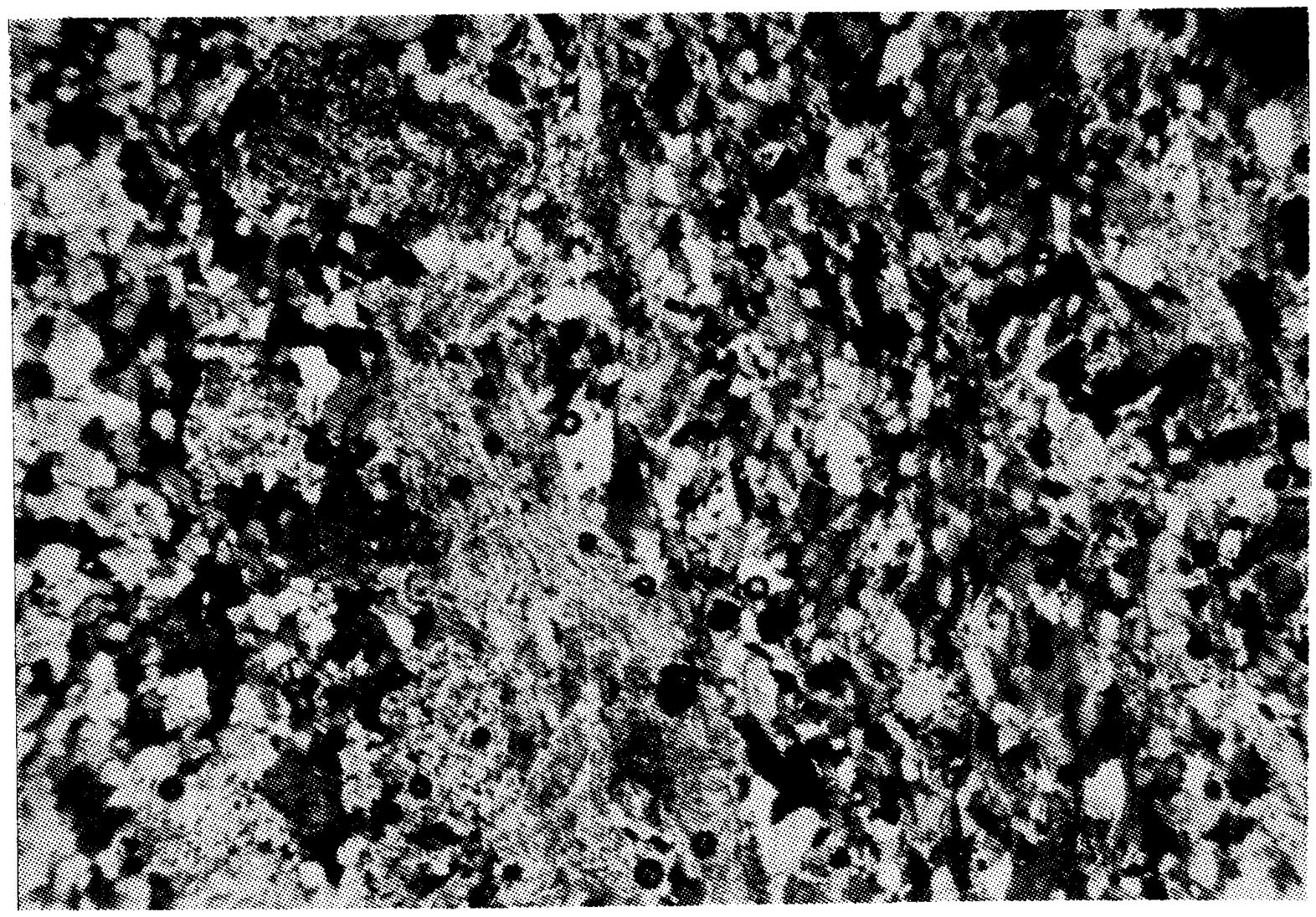
پورفیروبلاست‌های تورمالین بلورهای کوچک کوارتز و میکا را در خود گرفته است. این مسئله نشان می‌دهد که فاز سیال حاوی بور بعد از فاز دگر شکلی اهمیت زیاد داشته و موجب تبلور تورمالین شده است. مسکویت-بیوتیت-تورمالین شیست‌ها در طبقه‌بندی وینکلر [2] در زیر رخساره B.۱.۲ و در طبقه‌بندی ترنر، یاردلی [3,5]، در زون بیوتیت قرار می‌گیرند. کانیهای پاراژنزی این شیست شامل: کوارتز (حدود ۴۰ درصد)، تورمالین (حدود ۱۰ درصد)، اپیدوت، زیرکن و کانیهای اپاک است.



شکل ۵- مقطع میکروسکوپی مسکویت - بیوتیت شیست در نورپلاریزه، بلور درشت آنورتوزبا حاشیه سایه فشاری در سمت چپ آن در مرز عکس نمایان است (بزرگنمایی ۲۵ برابر).

۱-۶- مسکویت-بیوتیت-گارنت شیست

مسکویت-بیوتیت-گارنت شیست‌ها در شرق منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند.



شکل ٦ـ مقطع میکروسکوپی مسکویت‌ـبیوتیت‌ـتورمالین شیست در نورپلاریزه. پورفیروبلاست‌های تورمالین انکلوزیونهایی از کوارتز و میکا را در برگرفته است (بزرگنمایی ۲۵ برابر)

در نمونه دستی به رنگ خاکستری و پورفیروبلاست‌های گارنت بخوبی در آنها نمایان است. اندازه پورفیروبلاست‌های گرونا بطور متوسط حدود ۲ میلیمتر ولی گاهی به ۵ میلیمتر نیز میرسد. این سنگها از نظر رخساره دگرگونی در طبقه‌بندی وینکلر [2]، در رخساره شیست سبز (زیر رخساره B.۱.۳) قرار می‌گیرند ولی بر اساس طبقه‌بندی ترنر [3]، مربوط به رخساره تحولی شیست سبز-آمفیبولیت (Greens chist-anphibolite facie transition) بوده و در زون آلماندن قرار دارند.

بافت میکروسکوپی آنها پورفیروبلاستیک و دارای کانیهای زیر است:

کوارتز + گارنت + پلازیوکلاز + بیوتیت + مسکویت + آپاتیت + تورمالین + کلسیت + کانیهای اپاک.

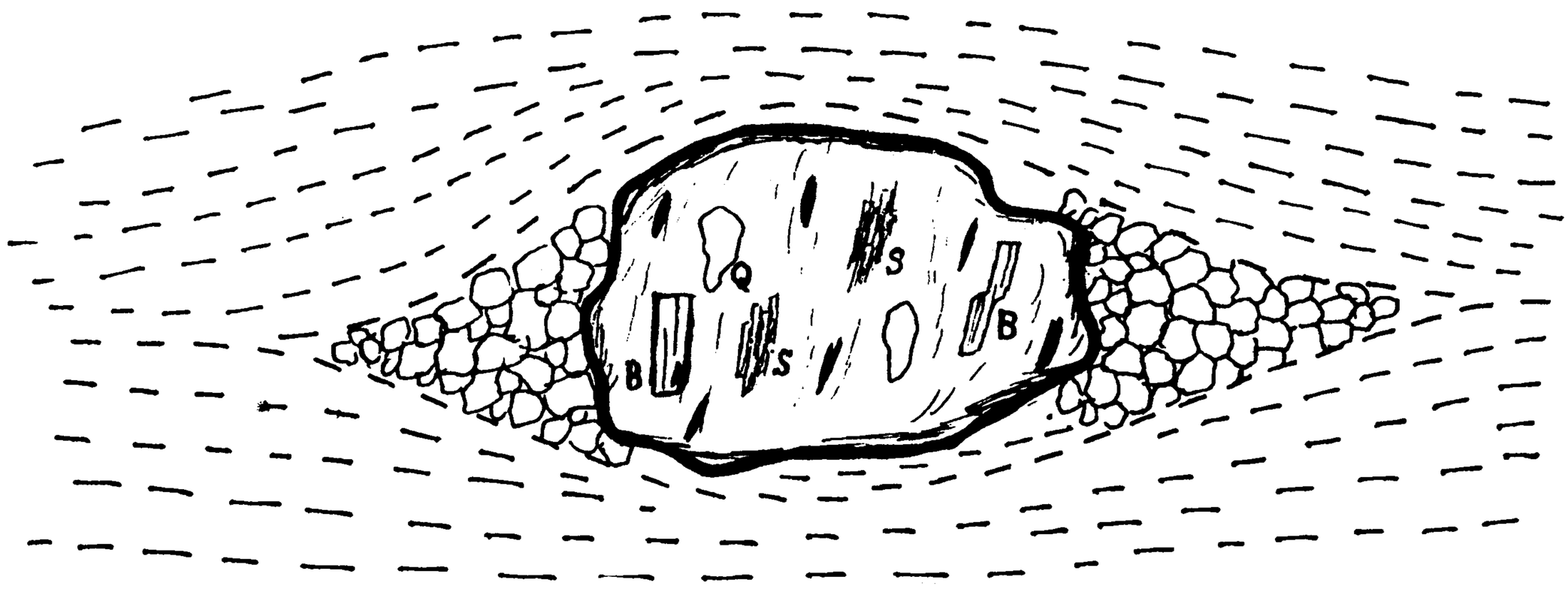
رنگ نمونه دستی بلورهای گرونای سنگهای مزبور قهوه‌ای مایل به قرمز می‌باشد. به همین دلیل ترکیب آن باید به آلماندن نزدیک باشد. بلورهای گارنت دارای انکلوزیونهای فراوانی از کوارتز، کانیهای اپاک و گاهی بیوتیت میباشند. با توجه به اینکه شیستوزیته داخلی (Internal Schistosity) بلورهای گارنت نسبت به شیستوزیته خارجی (External Schistosity) بطور مایل قرار دارد و از طرفی شیستوزیته خارجی در مجاور بلورهای گرونا انحنا پیدا نموده (شکل ۷) میتوان نتیجه گرفت که بلورهای گرونا قبل از شیستوزیته خارجی (قبل از تکتونیک) تشکیل شده‌اند.

۲- رخساره آلماندن-آمفیبولیت

سنگهای مربوط به رخساره آلماندن-آمفیبولیت در منطقه مرق عبارتند از:

۲-۱-مسکویت-بیوتیت-گارنت-استرولیت‌شیست

مسکویت-بیوتیت-گارنت-استرولیت شیست‌ها در جنوب توده گرانیتی گسترش دارند. این سنگها در نمونه دستی به رنگ خاکستری و پورفیروبلاست‌های استرولیت و گارنت در آنها قابل تشخیص است. حضور همزمان کلریت، کلریتوئید، استرولیت و گرونا در این سنگها بیان‌کننده شروع رخساره آمفیبولیت است



شکل ۷ـ اثر سایه فشار و شیستوزیته قدیمی (داخلی) در موسکویت-بیوتیت-گارنت شیست

استرولیت بهمراه سریسیت که از تجزیه این کانی حاصل شده است حدود ۲۵ درصد کانیهای سنگ را تشکیل می‌دهند. گاهی شدت تجزیه استرولیت و تبدیل آن به سریسیت به صورتی است که هیچ اثری از استرولیت اولیه وجود ندارد (شکل ۸).

این موضوع عملکرد یک فاز دگرگونی قهقرایی را بر روی سنگهای مزبور نشان می‌دهد [7]. استرولیت در این سنگها احتمالاً مطابق واکنش‌های زیر تشکیل شده است:

۲ کوارتز+۵ کلریتوئید ← ۲ استرولیت+آلماندن + ۳آب.

کلریت+مسکویت ← استرولیت + بیوتیت + کوارتز + آب.

کلریتوئید+مسکویت+کوارتز ←استرولیت+بیوتیت+منیتیت.

حضور استرولیت در این سنگها نشانه آن است که سنگهای مزبور در دمایی حدود ۵۵۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند [8,6].

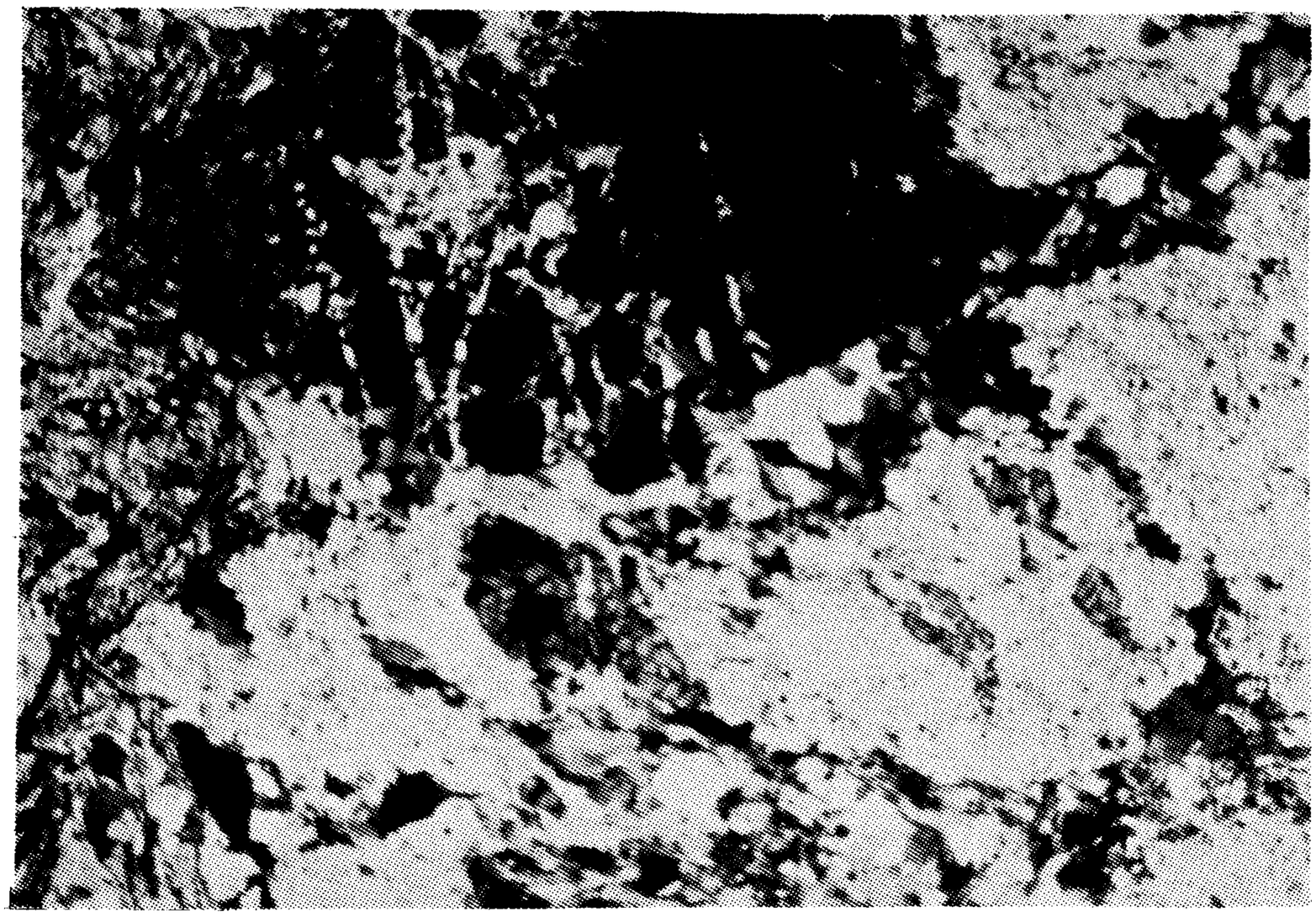
وینکلر [6] تشکیل کلریتوئید در سنگهای دگرگونی را به واکنش‌های زیر نسبت داده است

پیروفیلیت+کلریت غنی از آهن ← کلریتوئید+کوارتز+آب (۱)

هماتیت+کلریت غنی از آهن ← کلریتوئید+کوارتز منیتیت+ آب (۲)

[6]. این سنگها بر اساس طبقه‌بندی ترنر [3] به رخساره آمفیبولیت (زون استرولیت) تعلق دارند. بافت سنگهای مزبور پورفیبروبلاستیک و دارای کانیهای زیر می‌باشند: کوارتز+ پلاژیوکلاز+ استرولیت+ گارنت+ بیوتیت+ مسکویت+ کلریت+کلریتوئید+تورمالین

با توجه به اینکه در مقاطع مورد مطالعه اغلب بهمراه کلریتوئید کانیهای اپاک سیاه‌رنگ (احتمالاً منیتیت) نیز دیده می‌شود، تشکیل کلریتوئید در این سنگها مطابق واکنش ۲ محتمل‌تر است. از طرفی شیستوزیته داخلی در بلورهای کلریتوئید با شیستوزیته خارجی موازی ودریک‌امتداداست این موضوع موید آن است‌که‌بلورهای کلریتوئیدپس ازتکتونیک تشکیل‌شده‌اند(شکل ۹).



شکل ۸ـ مقطع میکروسکوپی مسکویت‌ـبیوتیت‌ـگارنت‌ـاسترولیت شیست در نورپلاریزه. همانطور که در شکل نمایان است بر اثر دگرگونی قهقرایی استرولیت به سریسیت و گارنت به کلریت تجزیه شده است (بزرگنمایی ۲۵ برابر).

۲-۲- بیوتیت - هورنبلندگنیس

گنیس‌های بیوتیت- هورنبلددار در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره و دارای لیتاژ مشخص می‌باشند. این سنگها در شرق منطقه مورد مطالعه رخنمون داشته و بالاترین درجه دگرگونی را به خود اختصاص داده‌اند. سنگهای مزبور با توجه به حضور هورنبلند و فلدسپات آلکالن (اورتوزمیکروکلین) در آنها به رخساره آمفیبولیت (آلماندن+آمفیبولیت) تعلق دارند. بافت میکروسکوپی گنیس‌های بیوتیت-هورنبلنددار گرانوبلاستیک دانه درشت بوده (شکل ۹) و دارای کانیهای زیر می‌باشند:

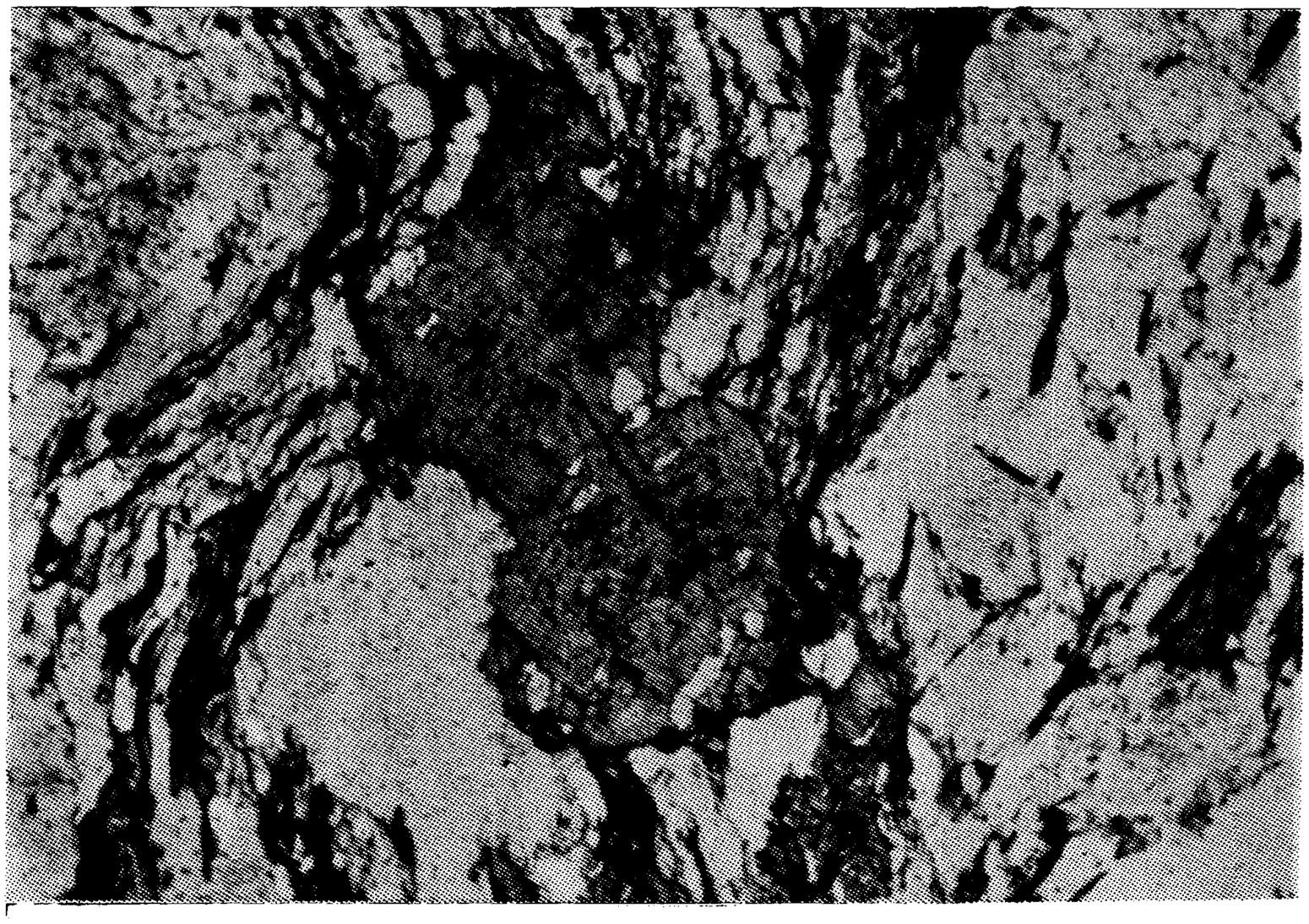
کوارتز+پلاژیوکلاز (۱۵ درصد) + فلدسپات آلکالن (۲۴درصد)+ هورنبلند (۱۶ درصد) +بیوتیت + گارنت+ زیرکن+ اسفن + آلانیت+ آپاتیت+کانیهای اپاک.

پورفیربلاست کلریتوئید همراه با انکلوزیونهایی از کوارتزوکانیهای اپاک در مرکز عکس نمایان است با توجه به اینکه شیستوزیته داخلی در بلورهای کلریتوئید به موازت و در امتداد شیستوزیته خارجی است بنابراین بلورهای کلریتوئید پس از تکتونیک تشکیل شده‌اند (بزرگنمائی ۴۰ برابر).

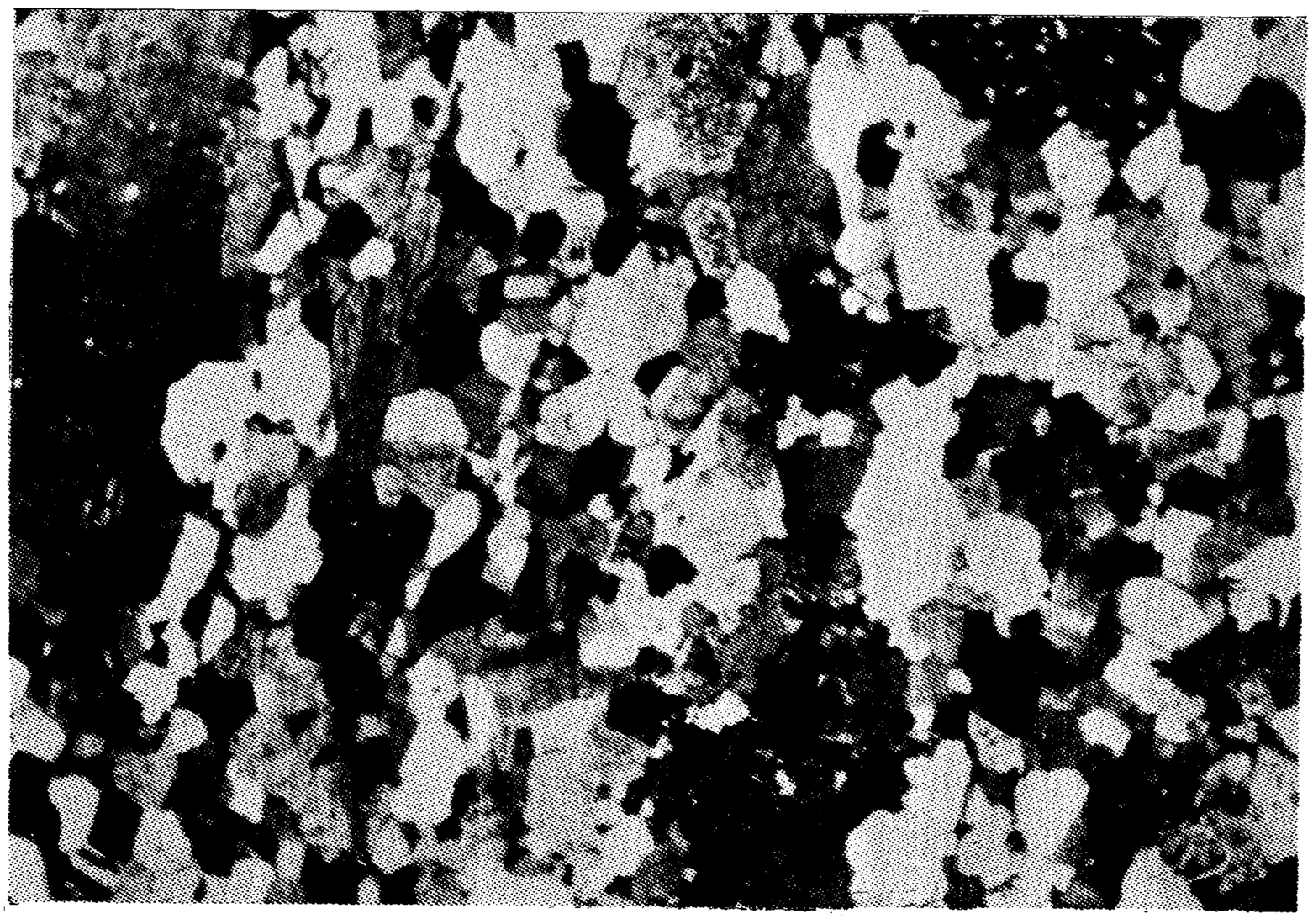
با توجه به مطالبی که در مبحث دگرگونی ناحیه‌ای مورد بررسی قرار گرفت میتوان نتیجه گرفت که سنگ مادر سری دگرگونی ناحیه‌ای پرکامبرین در منطقه مورد مطالعه شامل:

- رسوبات تخریبی آهکی که در تشکیل مرمرهای مسکویت-بیوتیت‌دار بکار رفته است.

- ماسه سنگ که کوارتزیت‌ها از آن بوجود آمده‌اند.
- ولکانوسدیمنترها که سنگ مادر شیست‌ها و گنیس‌ها به شمار می‌روند.



شکل ۹ـ مقطع میکروسکوپی از مسکویت-بیوتیت-گارنت- استرولیت شیست در نور طبیعی.



شکل ۱۰ـ مقطع میکروسکوپی گنیس بیوتیت-هورنبلنددار در نورپلاریزه (بزرگنمایی ۴۰ برابر)

پلی متامورفیسم

در بعضی از سنگهای منطقه مورد مطالعه لااقل عملکرد دو یا سه فاز دگرشکلی قابل مشاهده است. این مسئله حاکی از دگرگونی‌های مکررناحیه بوده و چنین وضعی در سایر مجموعه‌های دگرگونی پرکامبرین نظیر ساغند، تکاب، مغرب ارومیه و حاجی‌آباد نیز گزارش شده است. علاوه بر این سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای شمال گلپایگان در مجاور توده سینیتی متحمل یک کنتاک متامورفیسم نیز شده‌اند.

موارد زیر مبین عملکرد چندفاز دگرشکلی بر روی سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه شمال گلپایگان می‌باشد:

-چین‌خوردگی میکاها در مسکویت-بیوتیت- گارنت- استرولیت شیست‌ها، نشانه آنست که میکاهای مزبور پس از تشکیل، تحت تاثیر دفرماسیون مجدد قرار گرفته‌اند.

- حضور پورفیروبلاست‌های بعد از تکتونیک (۲پست تکتونیک) کلریتوئید در مسکویت-بیوتیت-گارنت-استرولیت شیست‌ها.

- حضور پورفیروبلاست‌های قبل از تکتونیک گارنت در مسکویت-بیوتیت-گارنت شیست‌ها.

- وجود دگرگونی قهقرایی در انواعی که دگرگونی شدید داشته‌اند مانند حالتی که در نمونه‌های مسکویت-بیوتیت-گارنت-استرولیت شیست دیده‌ایم و استرولیت‌ها به سریسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۷).

- محور چین‌ها در میکاشیست‌های چین‌خورده سه لینه‌آسیون در جهات مختلف بوجود آورده است (شکل ۱۱). لینه‌آسیون‌های مزبور در نتیجه چین‌خوردگیهای ظریف در سطح میکاشیست‌ها بوجود آمده و هر کدام به یک فاز دگرگونی مستقل مربوط می‌باشند. مطابق اندازه‌گیریهائی که برروی لینه آسیونهای دگرگونی ناحیه‌ای در شرق دهکده‌های چشمه سفید و مرق بعمل آمده این سه لینه آسیون دارای روندهای زیر می‌باشند:

$L_1 \rightarrow$ N-45∘-55∘-W

$L_2 \rightarrow$ N-60∘-70∘-E

$L_3 \rightarrow$ N-10∘-20∘-E

چنین بنظر می‌رسد که لینه آسیونهای L_1 و L_2 بترتیب ناشی از فازهای کوهزائی پرکامبرین و پالئوزوئیک باشند. همانطور که در شکل ۱۰ دیده میشود با توجه به اینکه لینه‌آسیون L_3 لینه‌آسیونهای L_1 و L_2 را قطع نموده و همچنین لینه‌آسیون L_2 لینه‌آسیون L_1 را قطع نموده است بنابراین لینه‌آسیون L_1 قدیمی و لینه‌آسیونهای L_2 و L_3 بترتیب جدیدتر می‌باشند.

ب- سنگهای دگرگونی مجاورتی

با نفوذ یک توده سینیتی به داخل سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای، دگرگونی مجاورتی هم ایجاد شده است. هاله دگرگونی مجاورتی این توده گسترش زیاد نداشته و حداکثر از چند متر تجاوز نمی‌کند (ابراهیمی، ۱۳۷۰). درجه دگرگونی سنگهای هاله دگرگونی این توده عمدتاً در حد رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس بوده و شامل:

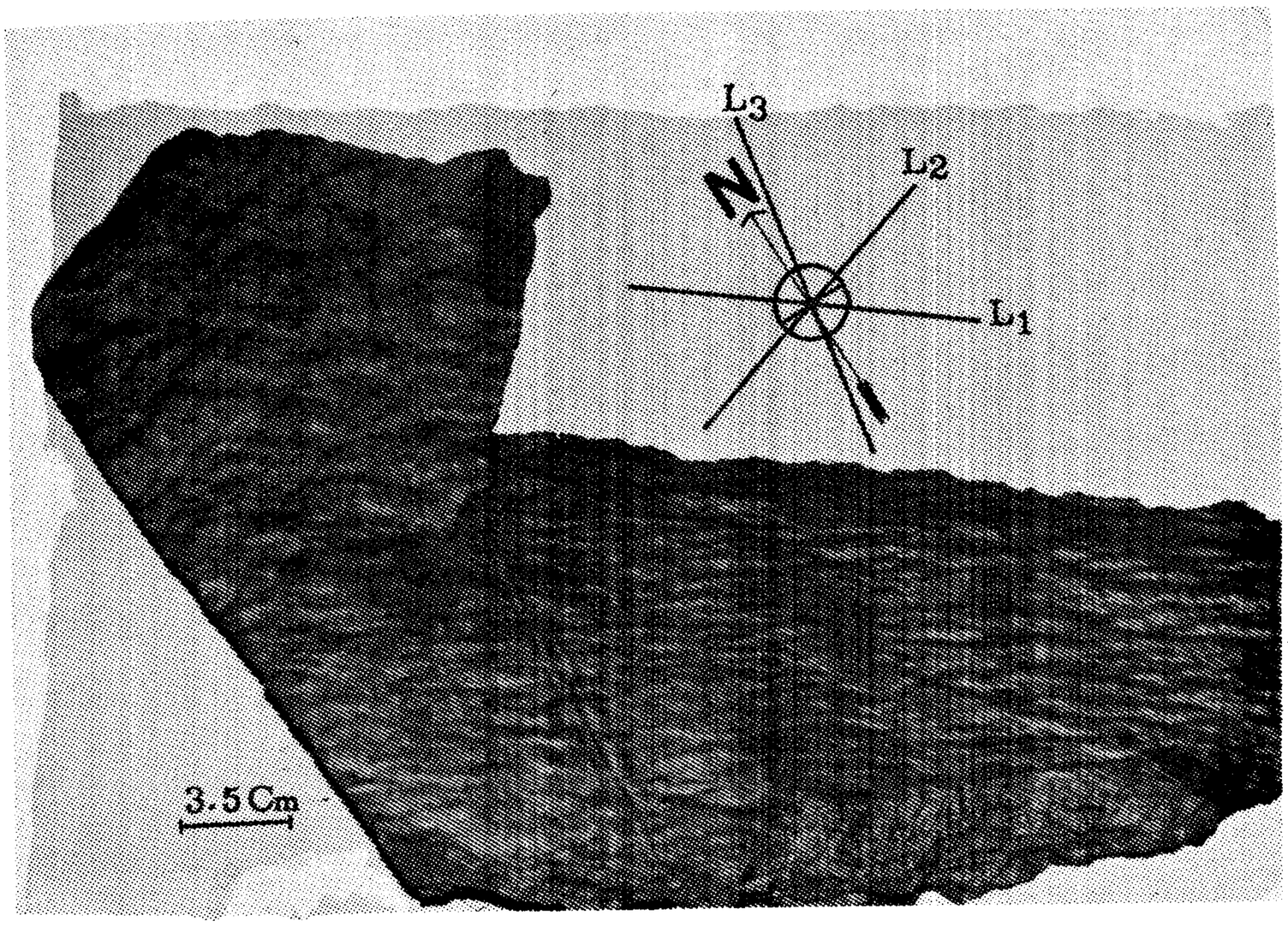
ب-۱- هورنفلس کلریتوئیددار

هورنفلس‌های کلریتوئیددار در تپه غرب دره‌باغ رخنمون دارند. این سنگها در نمونه دستی به رنگ خاکستری مایل به سیاه، متراکم و شاخ مانند می‌باشند.

پورفیربلاست‌های کلریتوئید به رنگ خاکستری تیره مایل به سبز بخوبی در این سنگها نمایان است.اندازه پورفیروبلاستهای کلریتوئید بطور متوسط حدود ۵ ملیمتر ولی گاهی به ۱ سانتیمتر میرسد هورنفلس های کلریتوئیددار در واقع سریسیت شیست‌های دگرگونی ناحیه‌ای پرکامبرین می‌باشند که تحت تاثیر دگرگونی مجاورتی در حد رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس قرار گرفته‌اند. بافت میکروسکوپی هورنفلس‌های کلریتوئیددار پورفیربلاستیک و در آن کانیهای کوارتز، سریسیت، کلریتوئید، گارنت و کانیهای اپاک دیده می‌شود.

بلورهای کلریتوئید دارای ماکل تکراری بوده و انکلوزیونهای فراوان کوارتز و گاهی گرونا را در برگرفته‌اند (شکل ۱۲). با توجه به اینکه شیستوزیته داخلی در بلورهای کلریتوئید با شیستوزیته خارجی در یک امتداد و به موزات هم می‌باشندبنابراین پورفیروبلاست‌های کلریتوئید در فاز تأخیری (پست‌تکتونیک)

تشکیل شده‌اند. پورفیروبلاست‌های پست تکتونیک عمدتاً در سنگهائی که ابتداتحت تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای و سپس تحت تاثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفته‌اند تشکیل می‌شوند [5,9].



شکل ۱۱ـ لینه آسیونهای مربوط به محور چین‌ها در میکاشیست‌های چین‌خورده پرکامبرین. همانطور که در شکل نمایان است سه لینه آسیون مختلف بخوبی قابل تشخیص است بنابراین عملکرد سه فاز دگرگونی برروی میکاشیست‌ها محرز می‌باشد.

۲- هورنفلس بیوتیت‌دار

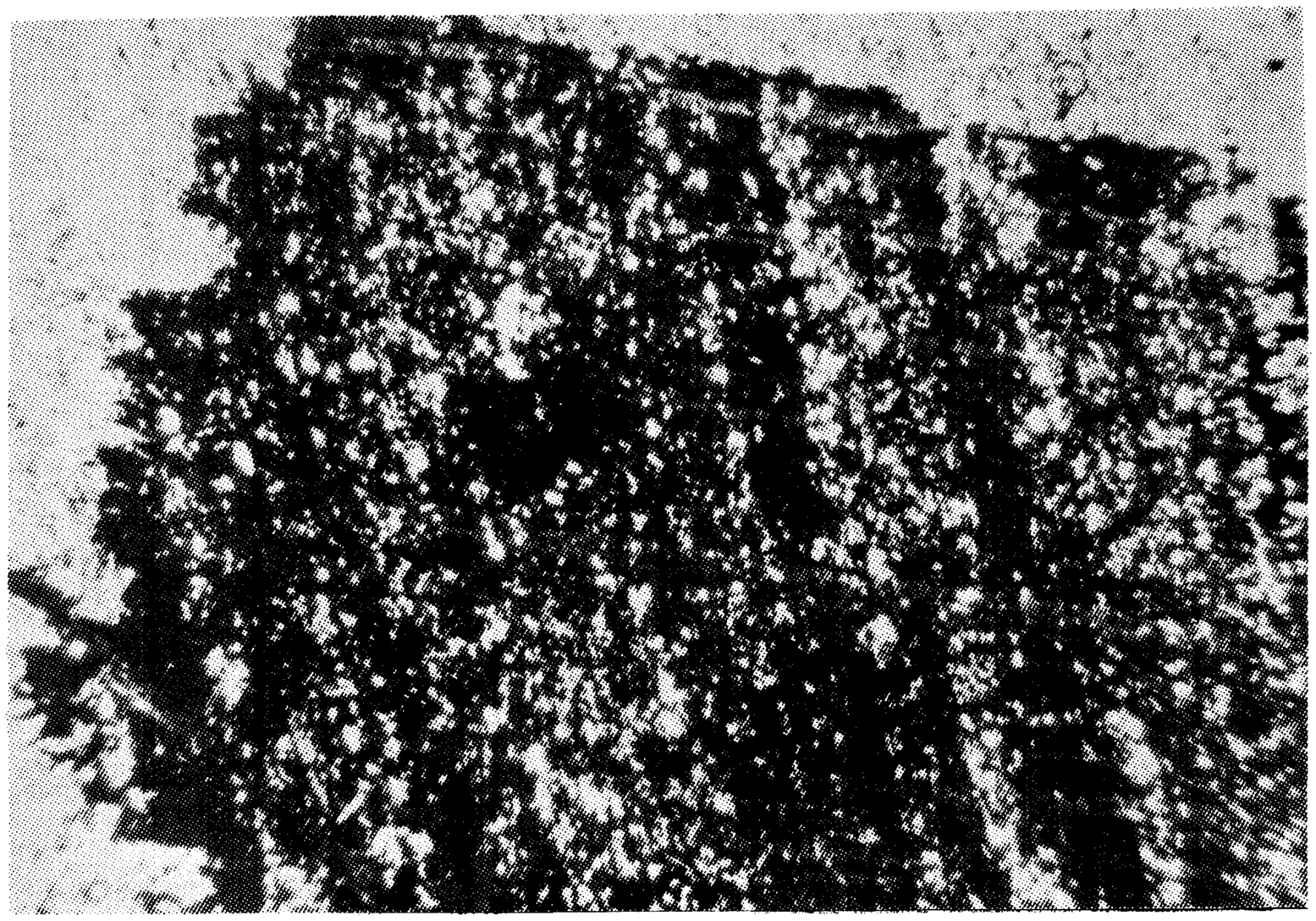
هورنفلس‌های بیوتیت‌دار در نمونه دستی به رنگ خاکستری، نسبتاً متراکم و دارای لکه‌هایی از بیوتیت می‌باشند. علاوه بر این پورفیرهای بزرگی از پلاژیوکلاز نیز در این سنگها دیده می‌شود که گاهی طول این پورفیرها به ۳ سانتیمتر می‌رسد (شکل ۱۳). سنگهای مزبور در حاشیه شمال‌شرق توده سینیتی رخنمون دارند. سنگ مادر هورنفلس‌های بیوتیت‌دار، شیست‌های دگرگونی ناحیه‌ای پرکامبرین است که تحت تاثیر یک دگرگونی مجاورتی در حد رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس قرار گرفته‌اند. بافت میکروسکوپی این سنگها گرانوبلاستیک و مجموعه کانیهای آن عبارتست از:

کوارتز (۲۷ درصد)+ پلاژیوکلاز+ بیوتیت+ اسفن+ کلسیت+ کانیهای اپاک.

بطور کلی پلاژیوکلاز موجود در این سنگها را میتوان به دو دسته تقسیم‌بندی کرد:

-بلورهای کوچک پلاژیوکلاز از نوع آلبیت که جزء پاراژنز دگرگونی سنگ است. این بلورها گزنومورف بوده و بندرت ماکل تکراری دارند. بلورهای کوچک پلاژیوکلاز در حدود ۱۱ درصد کانیهای سنگ را تشکیل می‌دهند.

-پورفیرهای پلاژیوکلاز: پورفیرهای پلاژیوکلاز جزء پاراژنز دگرگونی نبوده و حدود ۵ درصد کانی‌های سنگ را شامل می‌شوند طول این پورفیرها همانطور که اشاره شده گاهی به ۳ سانتیمتر می‌رسد. با توجه به اینکه شیستوزیته در مجاور این پورفیرها انحنا حاصل نموده و همچنین عدم وجود آثار شیستوزیته در داخل آنها نشان می‌دهد که پورفیرهای مزبور قبل از وقوع دگرگونی ناحیه‌ای در این سنگها وجود داشته‌اند.



شکل ۱۲ـ مقطع میکروسکوپی هورنفلس کلریتوئیددار در نورپلاریزه. انکلوزیونهای کوارتز موجود در کلریتوئید جهت شیستوزیته دگرگونی ناحیه‌ای را نشان می‌دهند. با توجه به اینکه شیستوزیته داخلی در بلورهای کلریتوئید با شیستوزیته خارجی موازی است بنابراین بلورهای کلریتوئید پس از تکتونیک تشکیل شده‌اند (بزرگنمایی ۲۵ برابر).

۳- هورنفلس ایدوکرازدار (اسکارن)

هورنفلس‌های ایدوکرازدار در نمونه دستی به رنگ خاکستری مایل به سیاه و متراکم می‌باشند. این سنگها در حوالی قهوه‌خانه مرق رخنمون داشته و در واقع سنگهای بازیک دولریتی [۲] نیز به دایکهای بازیک دگرگونی ناحیه‌ای پرکامبرین منطقه گلپایگان اشاره نموده است.) بوده‌اند که بهمراه سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای پرکامبرین متحمل یک دگرگونی در حد رخساره شیست سبز شده و به آمفیبولوشیست تبدیل شده‌اند.

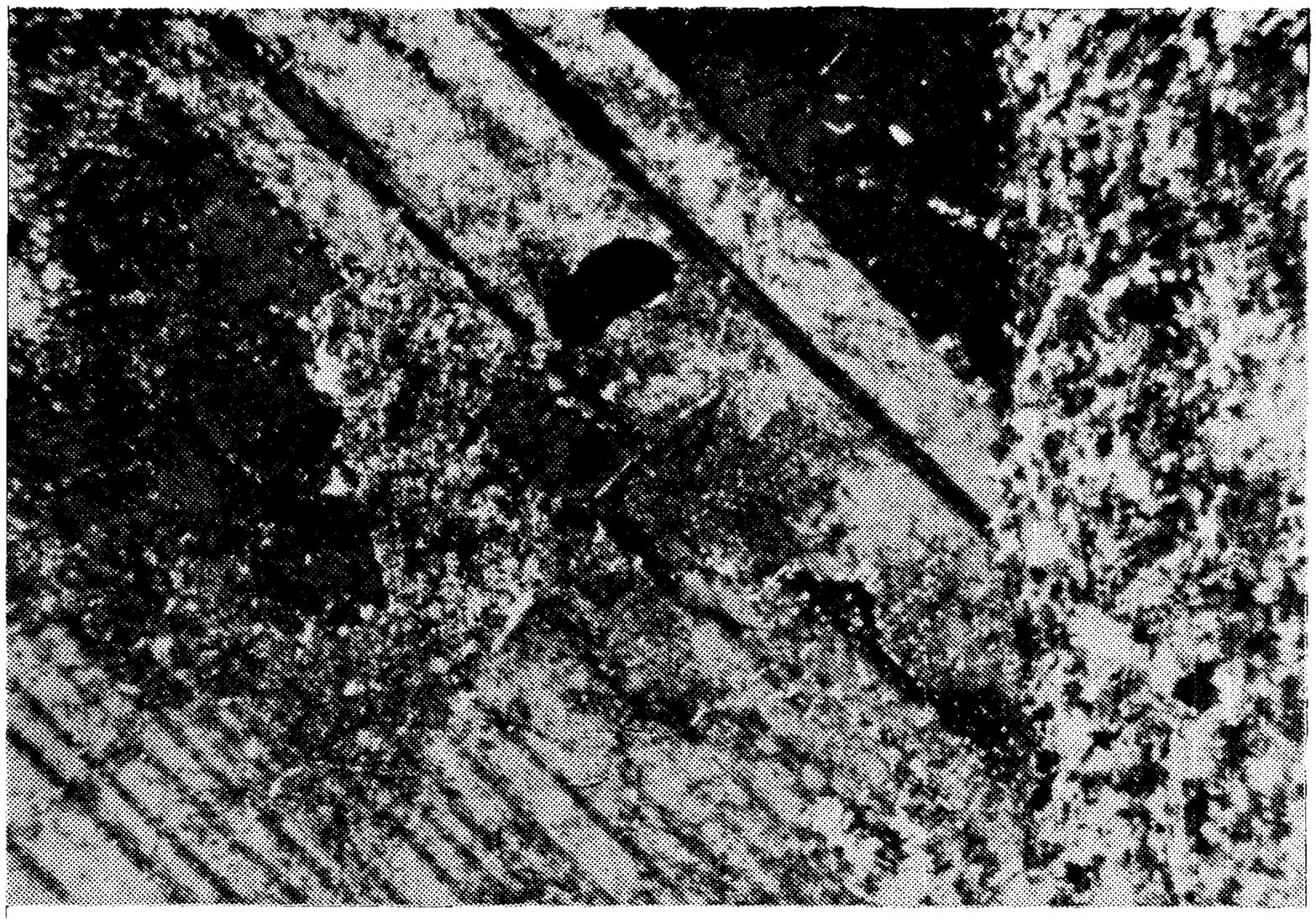
سپس تحت تاثیر کنتاک متامورفیسم قرار گرفته و پورفیروبلاستهای ایدوکراز در آنها بوجود آمده است. درجه دگرگونی این سنگها در حد رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس و بافت میکروسکوپی آنها پورفیروبلاستیک است (شکل ۱۳). کانیهای موجود در این سنگها عبارتند از:

کوارتز+ پلاژیوکلاز+ آمفیبول+ بیوتیت+ ایدوکراز+ اپیدوت+ اسفن+ کلسیت.

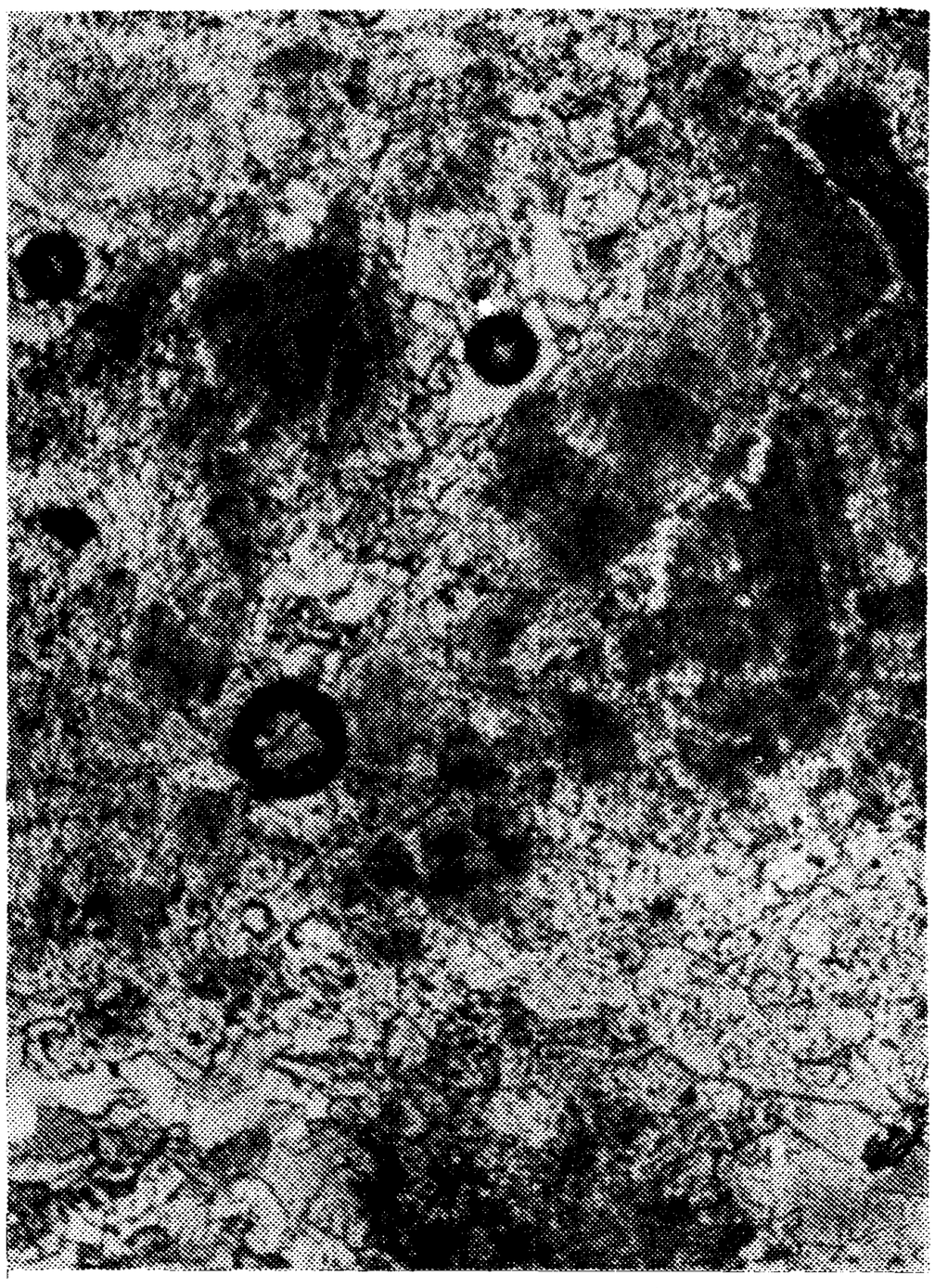
چ- نتیجه گیری

با توجه به مطالبی که عنوان گردید موارد زیر قابل نتیجه‌گیری است:

۱- همانطور که اشاره شد، سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه گلپایگان در برخی قسمتها منجمله شمال موته توسط سازندهای دگرگون نشده پرکامبرین پسین یا سازندهای جوانتر پوشیده شده‌اند. بنابراین سنگهای دگرگونی مود مطالعه به پرکامبرین تعلق داشته و احتمالاً با مجموعه‌های بنه شورو همزمانی دارد. درجه دگرگونی بالای این سنگها(رخساره آمفیبولیت) و همچنین عملکرد فازهای دگرگونی مختلف بر روی آنها نیز ممکن است این موضوع را تائید می‌کند.



شکل ۱۳ـ مقطع میکروسکوپی هورنفلس بیوتیت‌دار در نورپلاریزه. بلور درشت پلاژیوکلاز با انکلوزیونهایی از آپاتیت و آمفیبول تجزیه‌شده در سمت چپ عکس نمایان است. تحت تاثیر کنتاکت متامورفیسم پلاژیوکلاز ناپایدار شده و به سریسیت، مسکویت و کلسیت تجزیه شده است. علاوه بر این بلوراتومورف و شش گوش آمفیبول نیز به بیوتیت، کلریت و سریسیت تجزیه شده است (بزرگنمایی ۲۵ برابر)



شکل ۱۴ـ مقطع میکروسکوپی هورنفلس ایدوکرازدار در نور طبیعی (شکل بالا) و پلاریزه (شکل پایین) بلور ایدوکراز با ساختمان منطقه‌ای و بیرفرنژانس پائین در عکس مشخص است. رنگ سبز مایل به خاکستری بلوراید و کراز بدلیل ضخیم بودن مقطع است (بزررگنمایی ۶۳ برابر).

۲- سنگ مادر سری دگرگونی پرکامبرین در منطقه مورد مطالعه یک سری رسوبی ولکانوسدیمنتر است.ضمناً همزمان با تشکیل سری ولکانوسدیمنتر گهگاه شرایط مساعد برای رسوبگذاری رسوبات تخریبی مهیا بوده و رسوبات آهکی تخریبی و ماسه سنگ همراه با سری ولکانوسدیمنتر تشکیل شده است. متعاقباً مجموعه رسوبی و ولکانوسدیمنتر نیز بوسیله دایکهای دولریتی قطع گردیده‌اند.

۳- با کوهزایی کاتانگائی این مجموعه تحت تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته است در نتیجه رسوبات ولکانوسدیمنتر به شیست و گنیس، ماسه سنگها به کوارتزیت، آهکهای تخریبی به مرمر و سنگهای دولریتی به آمفیبولیت تبدیل شده‌اند.

۴- وجود پورفیرهای آنورتوزدر مسکویت-بیوتیت شیست‌ها و پورفیرهای پلاژیوکلاز در هورنفلس‌های بیوتیت‌دار تأئیدی بر ولکانوسدیمنتر بودن سنگ مادر آنها بوده و همانطورکه قبلاً اشاره شد شواهد میکروسکوپی نشان می‌دهد که پورفیرهای مزبور قبل از عملکرد دگرگونی ناحیه‌ای در این سنگها وجود داشته‌اند.

۵- وجود کانیهای کلریتوئید واسترولیت و عدم وجود کانیهای کردیریت و آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شمال گلپایگان نشان می‌دهد که سنگهای مزبور متحمل دگرگونی فشار بالا (دگرگونی تیپ بارو) شده‌اند. درجه دگرگونی سنگهای ناحیه‌ای پرکامبرین در شمال گلپایگان در حد رخساره شیست سبز و رخساره آلماندن آمفیبولیت است.

۶- با نفوذ توده سینیتی در سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای پرکامبرین در شمال گلپایگان، سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای مرق تحت تاثیر دگرگونی مجاورتی هم قرار گرفته است.

References

[1] Thiele, O., Alavi, M., Assefi, R., Hushmandzadeh, A., Seyed-Emami, K. and Zahedi, M.; Explanatory text of the Golpaygan quadrangle map: 1/250000; Geol. Surv. Iran.Report, E7 (1968) 24.

[2] Winkler, H.G.F.; Petrogenesis of Metamorphic Rocks;Springer-Verlag, New York-Berlin (1965) 220.

[3] Turner, F.J.; Metamorphic petrology: Mineralogical, Field and Tectonic Aspects; 2d ed. McGrawHill. New York (1981) 524.

[4] Hyndman, D.W.; petrology of igneous and metamorphic rocks.; McGraw-Hill. New York (1985) 786.

[5] Yardley, B.E.D.; An introduction to metamorphic petrology; Langman (1989) 248.

[6] Winkler, H.G.F.; Petrogenesis of Metamorphic Rocks;3d ed. Springer-Verlag. New York-Berlin (1974)

[7] Phillips, W.R. and Griffen, D.T.; Optical mineralogy; The Nonopaque Mineral. W.K. Freeman.

[8] Huschek, G.; The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks; Contrib. Mineral. petrol, **22** (1969) 208-232.

[9] Suk, M.; Petrology of Metamorphic Rocks; Elsevier (1983) 322.

[۱] ابراهیمی، محمد؛ بررسی زمین‌شناسی و پترولوژی سنگهای آذرین شمال گلپایگان (منطقه مرق و چشمه سفید)، رساله فوق‌لیسانس دانشکده علوم دانشگاه تهران (۱۳۷۰) ۲۳۴ صفحه

[۲] علوی تهرانی، نورالدین؛ بررسیهای تازه زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی در معدن طلای موته؛ گزارش داخلی سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۵۹)