



بررسی‌های ریزساختاری منطقه‌ی زراب، جنوب استان کرمان

فرناز ایرانمنشا^۱، امیر شفیعی بافتی^{۲*}، سهراب شهریاری^۳ و ممسن پورکرمانی^۴

(۱) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، ص.پ. ۷۷۵-۱۴۵۱۵

(۲) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد زرنند، کرمان amir.shafii@gmail.com

(۳) گروه زمین‌شناسی، دانشکده‌ی علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ص.پ. ۱۹۸۳۹

(۴) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال

*عهده‌دار مکاتبات

چکیده

منطقه‌ی زراب در جنوب شهرستان بافت واقع در استان کرمان در حاشیه‌ی شمالی پهنه‌ی سنندج- سیرجان قرار دارد. بررسی‌های سنگ‌شناسی نشان می‌دهند که درجه‌ی دگرگونی در سنگ‌های این منطقه در حد رخساره‌ی شیست سبز و شامل سنگ‌های ارتوگینس، انواع شیست‌ها و مرمر می‌باشد. در واحدهای سنگی فوق ساختارهای جریانی به‌خصوص در مرمرها دیده می‌شوند. بررسی‌های ریزساختاری تنوعی از ساخت‌های میکروسکوپی، از قبیل ساختارهای S-C، ساختارهای δ و σ و پولک ماهی‌ها، در تمامی واحدها به‌خصوص در میکاشیست‌ها با جهت تنش برشی راستگرد را نشان می‌دهند. مقادیر کشیدگی‌های واتنشی در سه مقطع عمود بر هم از نمونه‌های جهت‌دار، به‌موازات سطح شیستوزیته، حالت بیضوی کشیده دارند. در بررسی صحرائی اثبات گردید، که راندگی‌های منطقه به‌صورت راستگرد (هم-جهت با برش ریزساختارها)، با روند و با جهت لغزش یکسان و بدون فرسایش سطوح گسلی می‌باشند. تفاوت در نوع دگرشکلی گسلش (دگرشکلی شکننده) با شاخص‌های برش (دگرشکلی شکل-پذیر) عملکرد دو فاز دگرشکلی و ناهم‌زمانی شکل‌گیری آن‌ها نسبت به یکدیگر را نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: پهنه‌ی دگرگونی، سنندج- سیرجان، ریزساختارها، تحلیل واتنش، رابطه‌ی دگرگونی- دگرشکلی

Microstructure analysis of Zarab region, south of Kerman

F. Iranmanesh¹, A. Shafiei Bafti^{*2}, S. Shahriari³ & M. Pourkermani⁴

1) Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, I. R. Iran

2) Department of Geology, Islamic Azad University, Zarand Branch, Kerman, I. R. Iran

3) Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, I. R. Iran

4) Department of Geology, Islamic Azad University, North of Tehran, Tehran, I. R. Iran

*Correspondence Author

Abstract

Zarab region situated in south of Baft city and Northern Boundary of Sanandaj-Sirjan zone. Petrographical studies indicate the metamorphism grade of Rock units is about of moderately green schist facies and contain of: orthogenesis, Marble and abundance schist>s in mentioned region. flow structures are seen In the mentioned rock unites specially in marble rock unite. Microstructural studies show various microstructures as like S-C structures, σ and δ structures Mica Fishes in mica schist>s which those indicate dextral shear stress sense, which caused Microstructures. The amounts of tension strains in normal section that prepared from oriented samples indicate prolate form strain ellipsoid parallel to schistosity fabrics. Field studies show, which the thrust faults, have a dextral movement (co orientation with microstructures shear sense), similar orientation and slip movement and absence of fault plan erosion. Varieties between faulting deformation (brittle deformation) and shear sense of microstructures (ductile deformation), reveal two deformation phase with a nonconcurring deformation time.

Key words: Sanandaj- Sirjan Metamorphic zone, Microstructures, Strain analysis, Relationship between metamorphism- deformations.

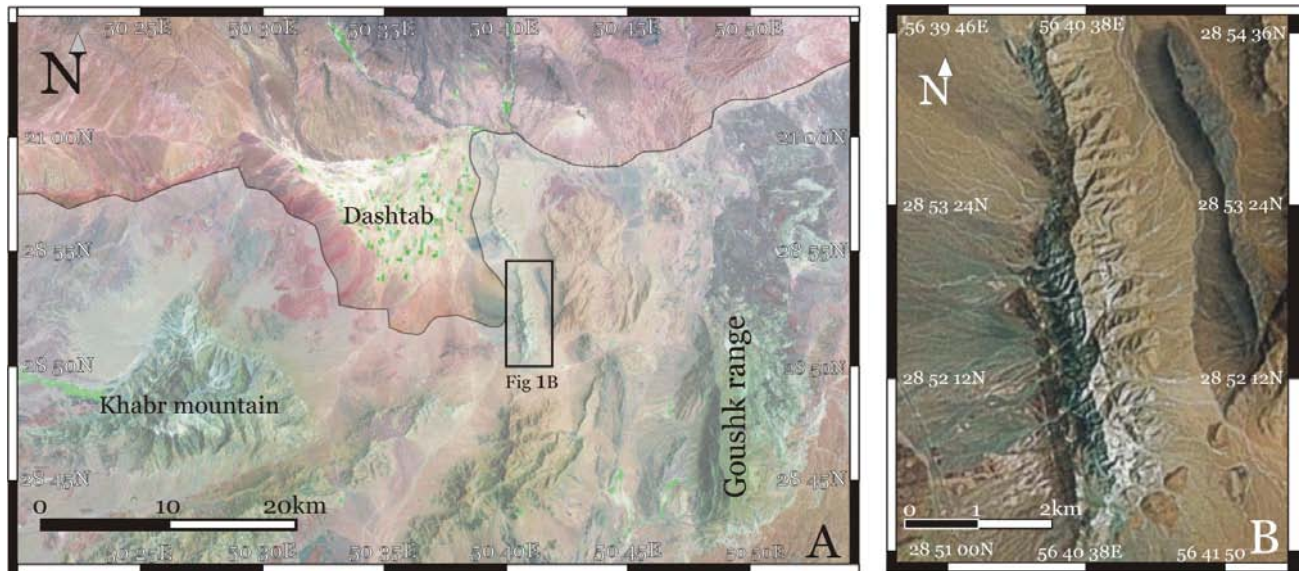
که با عمل راندگی در منطقه همراه بوده است (بربریان و همکاران ۱۳۶۳ و ایرانمنش ۱۳۸۵).

هدف این مقاله بررسی ساختارهای تکنونیک میکروسکوپی مربوط به هر واحد سنگی در منطقه‌ی زراب جهت تعیین مراحل و تقدّم و تاخر انواع دگرشکلی و تعیین نسبت واتنش (Rs) ایجاد شده، توسط نیروهایی است که باعث دگرگونی در منطقه گردیده و تا کنون مورد بررسی قرار نگرفته اند.

منطقه‌ی زراب با مساحتی در حدود ۱۲ کیلومتر مربع در حاشیه‌ی شمالی پهنه‌ی ساختاری سندج - سیرجان، در ۴۰ کیلومتری جنوب شهر بافت در استان کرمان، بین عرض‌های جغرافیایی ۲۸°، ۴۹° و ۲۸°، ۴۸° شمالی و طول‌های جغرافیایی ۵۵°، ۴۱° و ۵۵°، ۴۰° شرقی قرار دارد. (تصویر ۱)

۱- مقدمه

بررسی‌های ریزساختاری اغلب در مناطق دگرگون‌شده و یا در نواحی برشی به‌خوبی قابل انجام است (Biermeier & Stuwe 2003). این بررسی‌ها که برای پوشش دادن تمام جنبه‌های میکروسکوپی و روابط بین دانه‌ها به‌کار گرفته می‌شود، علاوه بر کنترل نتایج مطالعه‌ی ساختارهای بزرگ مقیاس، نقش مهمی در درک میزان نرخ دگرشکلی، چگونگی دگرشکلی از لحاظ پیش‌رونده و پس‌رونده بودن و تاریخ دگرشکلی دارند (Bell & Rubenach 1983). مهم‌ترین پهنه‌ی دگرگونه‌ی ایران زمین، ناحیه‌ی سندج - سیرجان است که در منتهی‌الیه غرب - جنوب غرب ایران مرکزی واقع می‌باشد (Chasemi & Talbot 2005). روند برونزد واحدهای سنگی در این منطقه، شمالی - جنوبی بوده و ریخت شناسی کنونی منطقه، حاصل آخرین دگرشکلی حاصل از فشارش است



تصویر ۱- A- تصویر ماهواره‌ای (Landsat 7 ترکیب باندهای ۱-۴- RGBV) ناحیه‌ی جنوب بافت. در این تصویر منطقه‌ی سنندج- سیرجان به وسیله‌ی سایه مشخص گردیده است. منطقه‌ی زراب در کادر نمایش داده شده است. B- تصویر ماهواره‌ای با نمای نزدیک از کوه زراب

سیرجان با ایران مرکزی است. مرز جنوب باختری آن با راندگی اصلی زاگرس مشخص می‌شود و مرز شمالی آن کمان ماگمایی ارومیه دختر می‌باشد.

این زون یکی از فعال‌ترین زون‌های ساختمانی ایران به شمار می‌رود و رویدادهای زمین‌ساختی و فعالیت‌های ماگمایی- دگرگونی مهمی که این زون پشت سر گذاشته است. این رویدادها سبب شده که ویژگی‌های سنندج - سیرجان را با مناطق پر تحرک مرکز و شمال ایران قیاس کرده و آن را زیرزونی از ایران مرکزی بدانند. هر چند که این بخش فقط از نظر رسوب‌گذاری و اختصاصات ساختمانی مانند ایران مرکزی است، ولی جهت و امتداد کلی آن از امتداد کلی زاگرس پیروی می‌کند. محجّل و فرگوسن (Mohajjel & Fergusson 2000) الگوی ساختاری سنندج - سیرجان را از نوع چین‌های بسته و هم‌راستا در مقیاس کیلومتری می‌دانند، ولی علوی و مهدوی (Alavi & Mahdavi 1994) زمین‌ساخت سنندج - سیرجان را به‌طور عمده از ساختارهای دوپلکس مرکب بزرگ مقیاس و همچنین سیستم‌های فلسی کوچک و بزرگ زاویه با شیب شمال خاوری در نظر می‌گیرند که در اثر آن ورقه‌هایی از سنگ‌های فانروزوئیک دگرگونه و غیر دگرگون شده، به اندازه‌های ناهمسان، جا به جا شده‌اند. نخستین رویداد گسلش در این زون را می‌توان به کرتاسه‌ی پسین و توالی فلس‌ها را می‌توان به ادامه‌ی حرکت رو به شمال غرب سپر عربی دانست (Alavi & Mahdavi 1994).

۳- سنگ‌شناسی و ساختار منطقه

از لحاظ سنگ‌شناختی واحدهای متنوعی از سنگ‌های دگرگونه در منطقه دیده می‌شوند:

کیانیت- سیلیمانیت - تورمالین - بیوتیت - موسکویت شیست
مرمرهای توده‌ای سفید رنگ
ارتوکلاز - بیوتیت - موسکویت شیست

۲- نگاهی به تکتونیک ایران مرکزی و زون سنندج - سیرجان

زون ایران مرکزی از بزرگ‌ترین و پیچیده‌ترین واحدهای زمین‌شناسی ایران، که به شکل مثلث در مرکز ایران قرار دارد آقنابتی ۱۳۸۳ و (Walker 2006, Chasemi & Talbot 2005)، بخشی از ابر ورقه‌ای است که تا فراسوی مرزهای خاوری و باختری ایران ادامه دارد (Walker 2006). ادامه‌ی خاوری این ابر ورقه را می‌توان تا جنوب کوه‌های پامیر، هندوکش، قره‌قوروم، تبت و حتی تا سرزمین‌های مرتفع‌تر هیمالیا دنبال کرد و به سوی شمال باختر بخش‌های وسیعی از ترکیه (پهنه‌های آتاتولی و تورید) به این صفحه تعلق دارند، به طوری که سنگور (Sengor 1991)، تمامی ترکیه به جزء باریکه‌ای از بلندی‌های جنوب دریای سیاه را با صفحه‌ی ایران یکسان دانسته و به سبب عملکرد شدید فاز کوهزایی سیمیرین به این صفحه نام قاره‌ی سیمیرین داده است. حدّ جنوبی این زون به راندگی زاگرس و حدّ شمالی به صفحه‌ی اوراسیا محدود می‌شود. (Haghipour 1984) در نقشه‌ی لرزه مین ساخت ایران - افغانستان - پاکستان، با توجه به ویژگی‌های سنگ‌های دوران اول، ایران مرکزی را به دو بخش تقسیم کرده که در اولی (زون سنندج - سیرجان) سنگ‌های دوران اول در حوضه‌های فروزمینی و در دومی (ایران مرکزی) توالی‌های رسوبی دوران اول ضمن کامل‌تر بودن بر روی سکوا انباشته شده‌اند. در نقشه‌ی زمین‌ساخت ایران، به نواحی واقع بین دو زمین‌درز تتیس کهن و جوان ایالت ایران مرکزی نام داده‌اند و آن را به زیر زون سیستان، زون تدریجی، مثلث میانی، زیر زون ماگمایی مرکزی و زیر زون دگرگونی مرکزی تقسیم کرده‌اند.

از اصلی‌ترین واحدهای ساختاری ایران مرکزی، زون سنندج - سیرجان است. این زون در اصل جزئی از جنوب باختری زون ایران مرکزی است که به صورت نوار طویل دگرگون شده‌ای در امتداد و به موازات راندگی زاگرس با درازای حدود ۱۵۰۰ و پهنای ۲۵۰-۱۵۰ کیلومتر از باختر دریاچه‌ی ارومیه آغاز می‌شود و در یک راستای شمال باختری - جنوب خاوری تا گسل میناب در شمال بندرعباس ادامه می‌یابد. فرو افتادگی دریاچه‌ی ارومیه، توزلوگل، گاوخونی و جازموریان فصل مشترک تقریبی سنندج -

۱۳۶۳). بربریان (Berberian 1976) عقیده دارد که سن ذکر شده، سن دگرگونی واحدهای زراب بوده و سن رسوبات آن‌ها را قبل از سیلورین - دونین و احتمالاً پرکامبرین می‌داند. برطبق مشاهدات صحرایی سن دگرگونی این مجموعه وابسته به دگرگونی ناحیه‌ای هم‌زمان با تکتونیک (Syntectonic) مربوط به حرکات کوهزایی پرکامبرین پایانی می‌باشد (Chasemi & Talbot 2005, Mohajjel & Fergusson 2000, Sen-gor 1991).

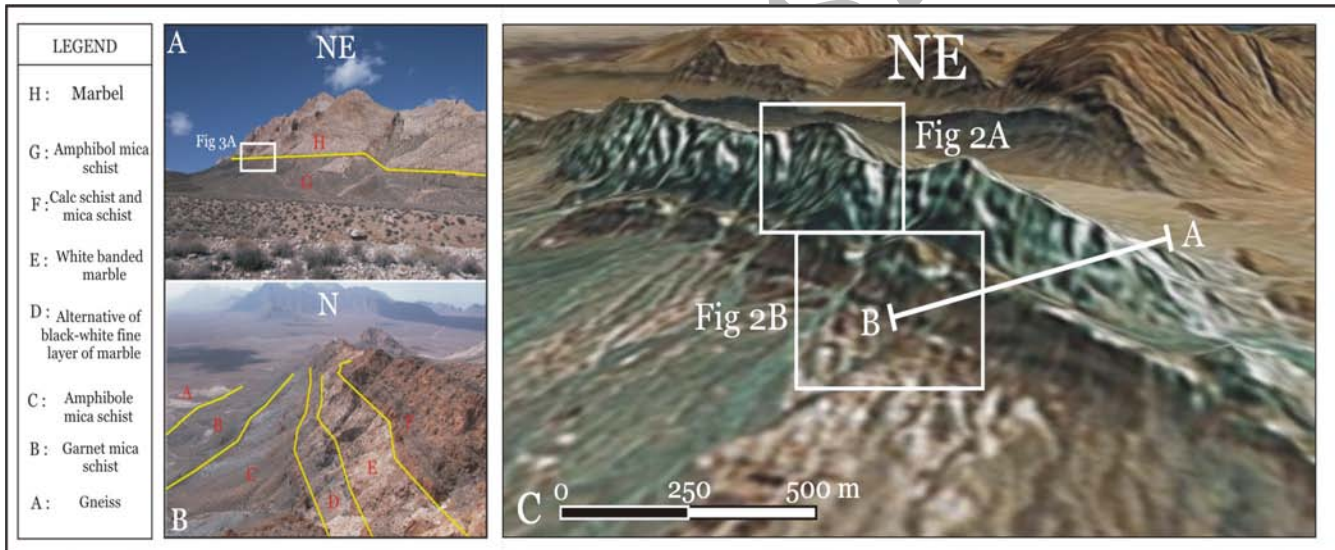
۴- وضعیت ساختاری منطقه

ساختار اصلی منطقه در حقیقت یک راندگی رو به غرب است. گسل رانده‌ی اصلی منطقه بین واحدهای H, G عمل نموده، به‌صورتی که واحد مرمری H بر روی واحد شیستی دلومیتی G رانده شده است (تصویر ۳). تصویر ۵ تصویر استریوگرافی این گسل را به همراه خش لغزه نمایش می‌دهد.

به نظر می‌رسد مکانیسمی مشابهی باعث به‌وجود آمدن این گسل و سایر گسل‌های تراسی فرعی در منطقه گردیده است (تصویر ۴). گسل‌های فرعی به‌ویژه در واحدهای D, C, B منطقه با لایه‌بندی ظریف و

تناوبی از مرمهرای کم ضخامت سفید و سیاه رنگ به همراه کالک شیتس هورنبلند شیتس آمفیبول میکاشیتس گارنت بیوتیت شیتس سیلیمانیت گارنت - بیوتیت موسکوویت گنیس آرکوزیک - گارنت - بیوتیت - موسکوویت گنیس از واحدهای فوق، واحد گنیسی زیرین، متعلق به واحد بره‌کشان می‌باشد (سبزه‌ای ۱۳۷۳).

مهم‌ترین واحدها که در ناحیه به‌نام واحد زراب شناخته می‌شوند، در تصویر ۲ با تفکیک واحدها به نمایش در آمده است (ایرانمنش ۱۳۸۵). آنچه که باید مورد توجه قرار گیرد این است که واحد زراب با همبری عادی بدون گسل خوردگی یا دگرشیبی مجموعه‌ی گارنت آمفیبولیتی بره‌کشان را می‌پوشاند (بربریان و همکاران ۱۳۶۳). تعیین سن رادیومتریک پتاسیم- آرگون نمونه‌ای از شیتس‌های سلیمانیت و کیانیت‌دار زراب سنی معادل 404 ± 8 میلیون سال را به دست می‌دهد که در حقیقت مرز بین سیلورین - دونین می‌باشد (بربریان و همکاران



تصویر ۲- واحدهای سنگی منطقه به ترتیب سنی در این تصویر نمایش داده شده‌اند. در قسمت‌های A و B تصاویر میدانی واحدهای سنگی که با خطوط زرد رنگ از یکدیگر تفکیک گردیده‌اند و در قسمت C تصویر ماهواره‌ای منطقه که ارتباط واحدهای سنگی یاد شده را نشان می‌دهند. خط AB روند نیمرخ ارتفاعی تهیه شده در تصویر ۴A را نمایش می‌دهد.

شیستوزیته‌ی مشخص مشاهده می‌گردند. امتداد تقریبی تمامی گسل‌های تراسی منطقه تقریباً شمالی-جنوبی بوده و دارای انحراف امتداد کمی نسبت به یکدیگر بوده و شیب سطوح گسله به سمت جنوب شرق-شمال شرق می‌باشد (ایرانمنش ۱۳۸۵). با حرکت از سمت غرب به سمت شرق منطقه و همچنین با نزدیک شدن به پیشانی تراسی اصلی، به شیب گسل‌های فرعی منطقه از حداقل ۲۵ تا حداکثر ۶۰° (تصویر ۴ قسمت‌های B و C و D) اضافه می‌گردد که می‌توان یک مدل هندسی برای ارتباط بین گسل‌های تراسی فرعی و اصلی منطقه برقرار نمود (تصویر ۴A). با دقت در این تصویر به‌وضوح می‌توان به وجود یک گوه‌ی راندگی و تا حدی یک دوپلکس راندگی پی برد. به‌صورتی که شیب‌راهی فوقانی (Ramp) این گوه محدود به تراسی اصلی منطقه

۵- بررسی ریزگسل‌های منطقه

برای مطالعه‌ی میکروگسل‌ها در منطقه یک مقطع در واحدهای مرمری در نظر گرفته شد (تصویر ۶). بر طبق قانون آندرسون و نحوه‌ی جهت‌گیری گسل‌های مزدوج، مهم‌ترین ساختار در این منطقه سیستم گسله‌ی نرمال می‌باشد (سیستم A) که جهت تنش‌های وارده را می‌توان تعیین نمود. در این سیستم گسله که از دو بلوک گوه‌ای شکل تشکیل شده سیستم‌های نرمال کوچک‌تر نیز رشد کرده‌اند (سیستم B). با نگاه دقیق‌تر می‌توان به



تصویر ۳- A- در این تصویر راندگی اصلی منطقه بین واحدهای مرمر و میکاشیست نشان داده شده است (به تصویر A۲ مراجعه شود)، B- نمای میدانی نزدیک از راندگی اصلی منطقه

زیادی کوارتز، فلدسپات و به مقدار کمتر میکا می‌باشد و ساختمان‌های S, C را به خوبی نمایش داده و سنگ را از لحاظ تکتونیکی در رده‌ی SC تکتونیت قرار می‌دهد (تصویر ۸). همان‌طور که در این تصویر مشاهده می‌گردد، موازی بودن دانه‌های ورقه‌ای بیوتیت نسبت به سطح افق با زاویه‌ی $20 \pm 40^\circ$ ساختار S این تکتونیت را می‌سازند. ساختار C در این تکتونیت به صورت ضعیف و تقریباً به موازات افق توسط دانه‌های کوارتز به نمایش در آمده است. در این تصویر همچنین کشیدگی و بودینی شدن پورفایروبلاست فلدسپات به خوبی دیده می‌شود.

با توجه به موارد گفته شده در مرحله‌ی دگرشکلی جهت ایجاد بودین و سپس ایجاد ساختارهای S, C قابل شناسایی می‌باشد. در مورد تقدم و تاخر دو فاز می‌توان به حرکت معکوس دانه‌ی فلدسپات در شکستگی به موازات ساختار S اشاره نمود که این دگرشکلی را پس از واقعه‌ی بودینی شدن به نمایش می‌گذارد.

از دیگر موارد تعیین جهت بُرش در این واحد سنگی، لغزش‌های قفسه کتابی در پورفایروبلاست‌های فلدسپات می‌باشد (تصویر ۹). جهت بُرش در این مقطع که عمود بر جهت راندگی و در سطح ac ساختاری و با نگاه به سمت جنوب تهیه گردیده راستگرد و تقریباً به موازات ساختار S است. لغزش‌ها در این پورفایروبلاست همراه با چرخش قطعات و بازشدگی هستند که این بازشدگی‌ها با کانی‌های ثانویه‌ی کوارتز پر شده‌اند. این شکستگی‌ها در بعضی از نقاط بسته شده‌اند، به طوری که هیچ اثری از رشد ثانویه‌ی بلورها در آن‌ها به چشم نمی‌خورد. این بسته شدن را به دلیل وجود رگه‌های ریز به جا مانده از اتصال قطعات در طول شکستگی‌ها شاید بتوان به سازوکار انحلال فشاری در این قسمت‌ها ارتباط داد (محل دایره زرد رنگ در تصویر ۹).

از دیگر دگرشکلی‌های موجود در مقاطع این واحد سنگ‌شناختی

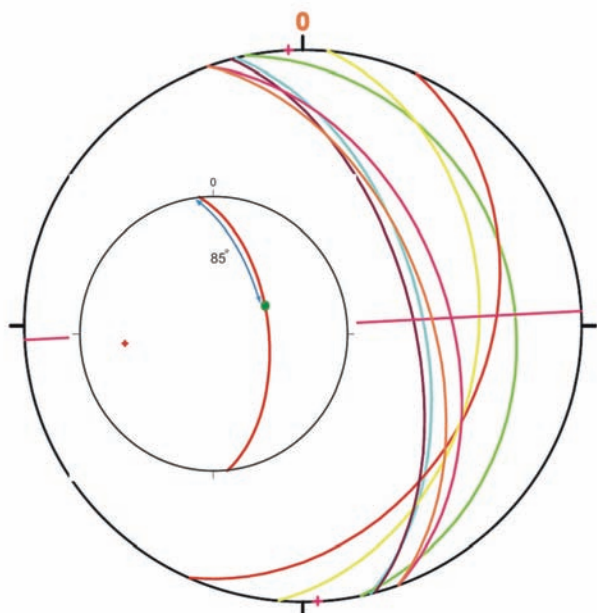
ساختارهای همراهی‌کننده با این سیستم که به صورت گسل‌های نرمال و ناهماهنگ با سطوح گسلی اصلی با میزان حرکت از یک میلی‌متر تا حداکثر ۲۰ میلی‌متر هستند اشاره کرد (سیستم C). بر روی واحد سنگی یاد شده سامانه‌های گسلی مشابه دیده می‌شوند. روند کشیدگی سامانه‌های گسلی فوق به موازات راندگی اصلی منطقه برآورد گردید (تصویر ۶). به علت پیچیدگی و کوچک بودن اندازه‌ی ساختارها نمی‌توان تفسیر صحیحی برای تعیین جهت استرس‌ها ارائه کرد (Price & Cosgrove, 1990).

۶- بررسی‌های ریز ساختاری

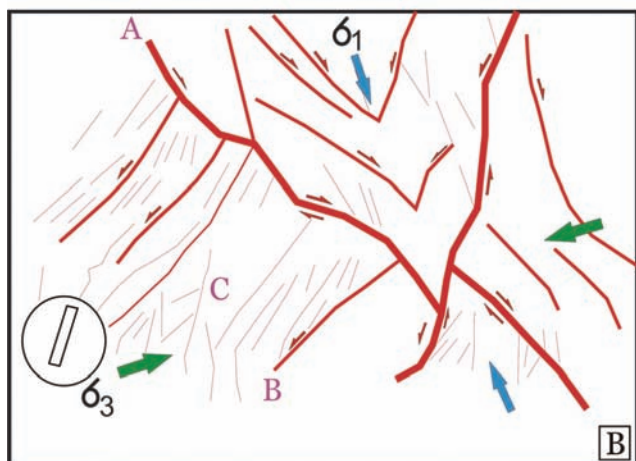
این مطالعات در راستای دو هدف انجام پذیرفت: الف - به دلیل وجود تنوع در ساختارها و در مقیاس آن‌ها در سنگ‌های دگرگونه، ب- تعیین جهت تنش‌های بُرشی و نسبت واتنش ایجاد شده حاصل دگرشکلی در منطقه. برای مطالعات ریزساختاری از روی نمونه‌های جهت یابی شده (Passchier & Throw 1987, Ramsay & Huber 1998)، اقدام به تهیه‌ی مقاطع میکروسکوپی توجیه شده از سه واحد اصلی که قابلیت ثبت فازهای دگرشکلی و شرایط دمایی- فشاری را دارا بودند، گردید (تصویر ۱۰- الف، ب، ج). نمونه‌های یاد شده به ترتیب از پایین ستون سنگ‌شناسی از قسمت گنیسی (واحد A -تصویر ۲)، میکاشیست (واحد C) و مرمریزه شده (واحد H) با توجه به اهداف گفته شده، برداشت گردیده‌اند (تصویر ۷). برداشت نمونه‌ها بر اساس توجیه آن‌ها نسبت به صفحات دگرشکلی (xy/xz/yz) و راندگی اصلی منطقه به عنوان ساختار اصلی انجام پذیرفت. دلیل نمونه‌برداری از سه واحد یاد شده، تعیین شرایط دگرگونی در فازهای دگرشکلی، جهت بُرش در مقاطع، تعیین بیضی واتنش و نسبت RS این بیضی در منطقه می‌باشد

۷- بررسی‌های ریزساختاری در واحد گنیسی غنی از کوارتز، فلدسپات و میکا

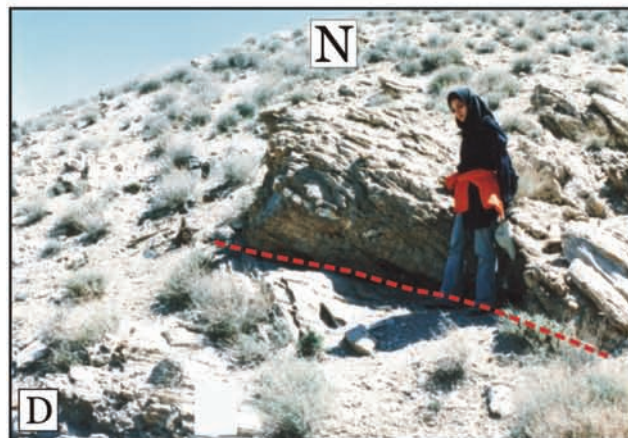
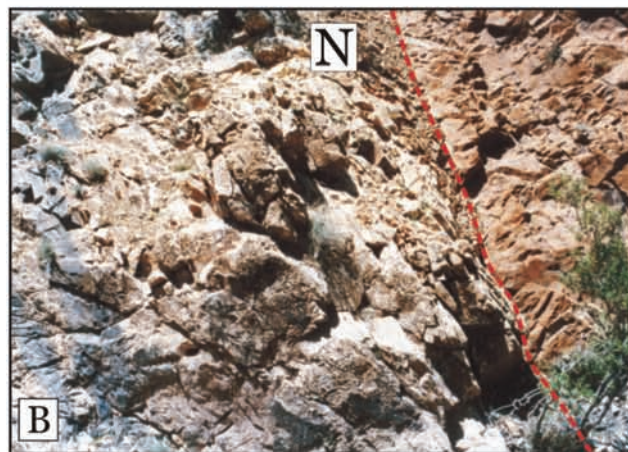
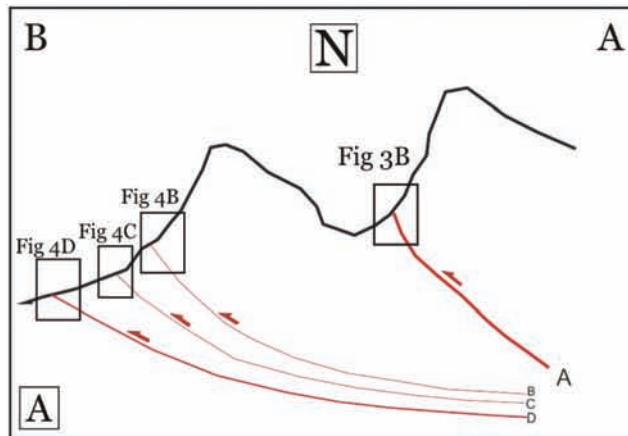
این واحد سنگی بنابر مشاهدات میکروسکوپی یک ارتوگنیس حاوی مقادیر



تصویر ۵- تصویر استریوگرافی گسل‌های رانده. امتداد تقریبی گسل‌ها، تقریباً شمالی-جنوبی و انحراف امتداد کمی نسبت به یکدیگر دارند. شیب سطوح گسله به سمت جنوب شرق - شمال شرق می‌باشد. تصویر استریوگرافی راندگی اصلی منطقه به همراه ریک لغزش در قسمت داخلی.



تصویر ۶- A- نمونه‌ای از سامانه‌های گسلی شمال شکل‌گرفته در واحد D سنگشناسی (تصویر ۲A)، به صورت فراگیر در سایر واحدها نیز دیده می‌شوند. B- تصویر گویاشده‌ی قسمت A، سامانه‌ی گسلی اصلی و سامانه‌های فرعی و راستای سامانه‌ی تنشی را نمایش می‌دهد.



تصویر ۴- A- نیمرخ ارتفاعی در جنوب (بدون مقیاس، تصویر ۲C)، موقعیت و ارتباط راندگی‌ها و تصاویر B و C و D نمای میدانی گسل‌های رانده‌ی تصویر A را نشان می‌دهند.

۸- بررسی‌های ریز ساختاری در واحدهای میکاشیستی

دلیل بررسی ریزساختاری برای این واحد توزیع و پراکندگی فراوان انواع شاخص‌های جنبشی در مقیاس میکروسکوپی می‌باشد که از این ساختارها می‌توان به ساختارها پولک ماهی، سایه‌های فشاری، خمیدگی‌ها، ساختارهای دلتا و زیگما اشاره نمود. علت این امر را می‌توان به وجود ساختارهای S, C که دچار دگرشکلی پیشرونده گردیده‌اند مرتبط نمود.

۹- پتروگرافی

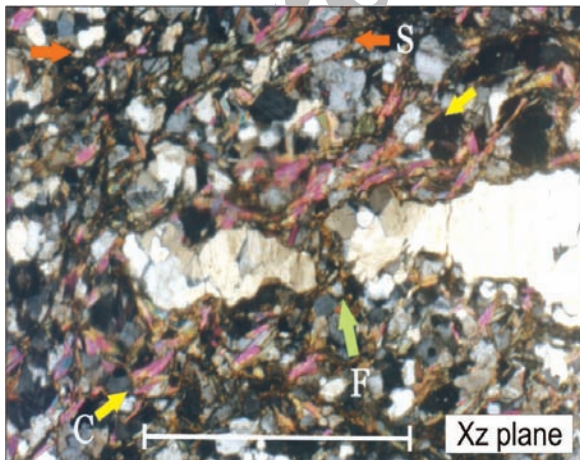
بررسی کانی‌شناسی مقاطع، نشان‌دهنده‌ی مجموعه کانیایی زیر در این مقاطع است: کوارتز، بیوتیت، اسپینل، کلریت، سریسیت، کلسیت و مقدار کمی کانی‌های رسی. از این میان پورفیروبلاست‌ها اغلب از جنس بیوتیت یا مسکوویت بوده که در بعضی از مقاطع دچار دگرسانی و تبدیل به کلریت و سریسیت شده‌اند. با توجه به وجود میکاها به‌خصوص بیوتیت و مسکوویت، درجه‌ی دگرگونی در حد شسیت سبز تشخیص داده شد. این رخساره در بعضی از مقاطع ساخت لپیدوبلاستیک با بافت پالیساد را به نمایش می‌گذارد (تصویر ۱۱).

۱۰- بررسی ساختارها

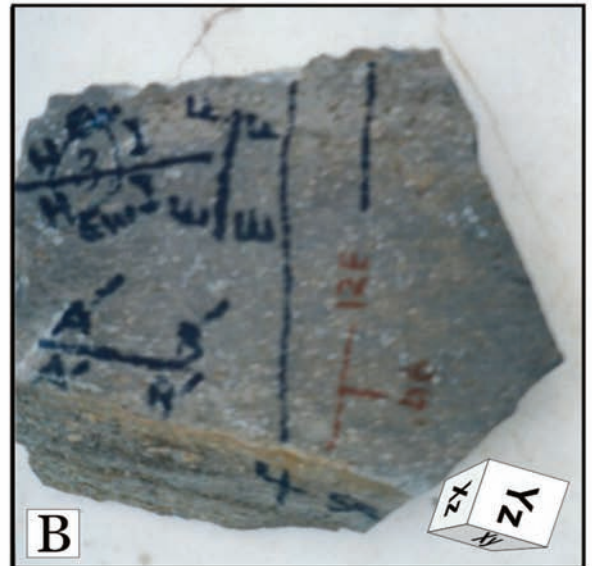
ساختارهای موجود در این واحد جهت تعیین حالت و جهت برش به چندین دسته تقسیم می‌شوند که در زیر به تفکیک، به بررسی این شاخص‌ها پرداخته شده است:

۱۰-۱- ساختارهای پولک ماهی (Mica Fish)

پولک‌های بیوتیت به شکل لوزی در ماتریکسی از فلدسپات، کوارتز و میکا قرار گرفته و ادامه‌ی پولک ماهی‌ها به‌صورت دم ماهی (Fish Traile) است (تصویر B ۱۲، قسمت P). تمامی این مقاطع با توجه به جهت توجیه، حالت برش راستگرد، هم‌جهت با راندگی اصلی منطقه را به نمایش می‌گذارند.



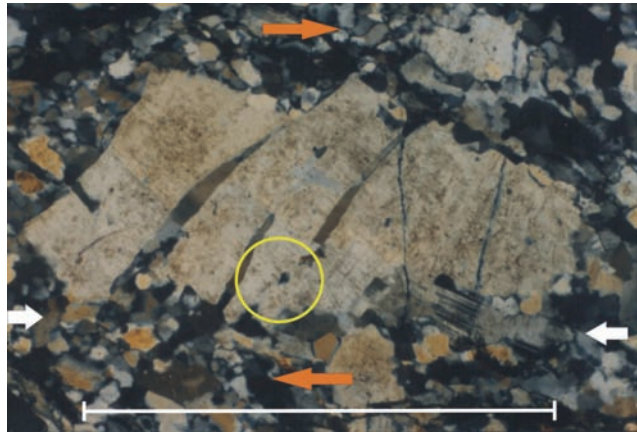
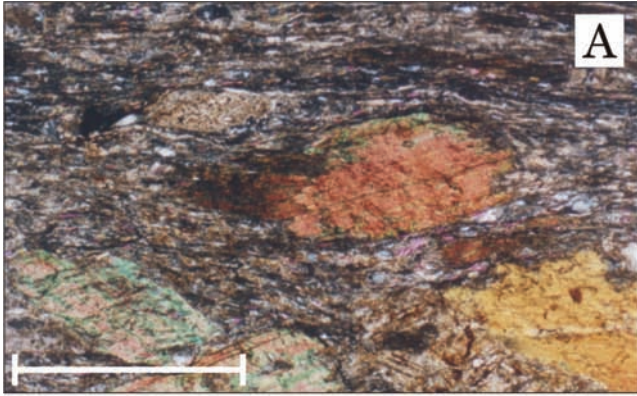
تصویر ۸- تصویر مقطع نازک تهیه شده از نمونه‌ی گنیس، پیکان‌های قرمز رنگ سطوح S ساختاری و پیکان‌های زرد رنگ سطوح C، معرف به خط شدن کانی‌های ورقه‌ای نظیر میکا می‌باشند پیکان سبز رنگ بودنی شدن دانه‌ی کوارتز و کشیدگی آن را نشان می‌دهد (مقیاس: ۱ میلی‌متر).



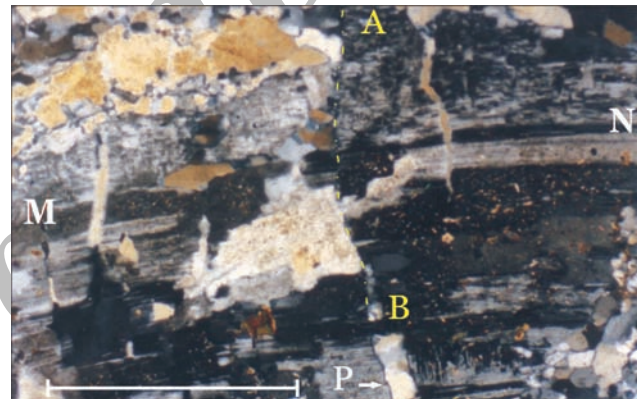
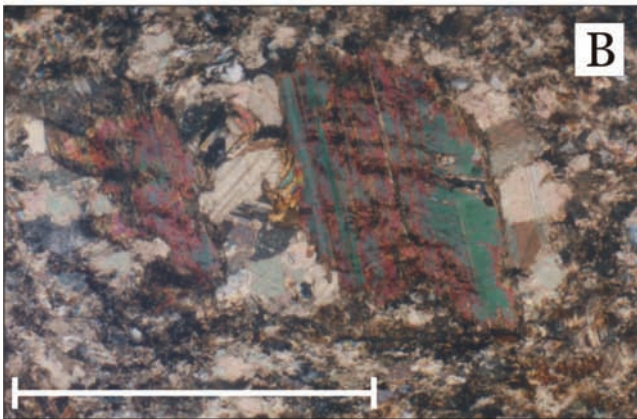
تصویر ۷- نمونه‌های جهت‌یابی شده. صفحات ساختاری بر روی مکعب واتنش نمایش داده شده‌اند. جنس نمونه‌ها در اشکال A و B و C به ترتیب مرمر، میکاشیست و گنیس می‌باشند.

می‌توان به انقطاع‌های حاصل از پدیده‌ی انحلال فشاری اشاره نمود (تصویر ۱۰). یک قطع‌شدگی در راستای B, A بین فلدسپات‌های پلاژیوکلاز و ارتوز در قسمت پایین و همچنین بلورهای کوارتز در قسمت فوقانی در سمت راست با جهت روبه‌رو دیده می‌شوند (تصویر ۱۰). در نگاه اول به‌نظر می‌رسد این قطع‌شدگی حاصل یک ریزگسل باشد، اما به دلایل زیر عملکرد ریزگسل چه به‌صورت شیب لغز و چه به‌صورت امتداد لغز منتفی می‌گردد:

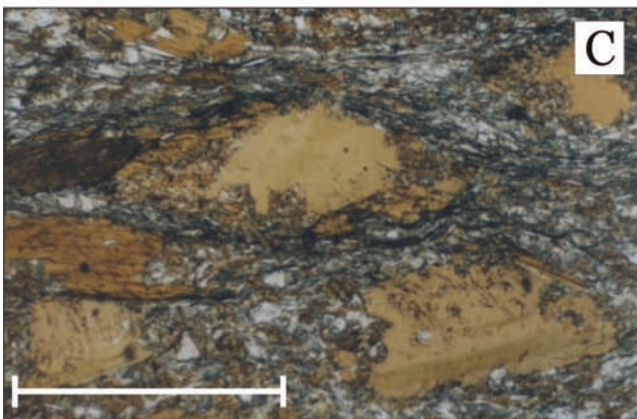
- ۱- یکسان بودن امتداد حاشیه‌ی ماکل پلی‌سنتتیک در راستای MN در دو طرف سطح قطع‌شدگی، مولفه‌ی شیب‌لغز بودن را نفی می‌کند.
- ۲- عدم وجود گوشه‌های گسلی به همراه ذرات کاتاکلازیت و همچنین وجود



تصویر ۹- نمونه‌ای از ساختار لغزش قفسه کتابی در مقیاس میکروسکوپی در نمونه‌ی گنیس، بر روی بلور فلدسپات. دایره‌ی زرد رنگ نقطه‌ی فشرده‌شدن و احتمالاً انحلال فشاری در اثر ناهموار بودن سطوح لغزش را نمایش می‌دهد، پیکان‌های قرمز رنگ جهت برش و پیکان‌های سفید سطوح C ساختاری را نمایش می‌دهند (مقیاس: ۱ میلی‌متر).



تصویر ۱۰- نمونه‌ای از قطع‌شدگی بلورها در مقیاس میکروسکوپی در نمونه‌ی گنیس که حاصل عملکرد انحلال فشاری می‌باشد. برای توضیح بیشتر به متن رجوع کنید (مقیاس ۱ میلی‌متر است).



تصویر ۱۱- تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های میکاشیستی که مجموعه کانیایی کوارتز، بیوتیت، اسپینل، کلریت، سیریسیت، کلسیت و مقدار کمی کانی‌های رسی را به نمایش می‌گذارند (مقیاس ۱ میلی‌متر است).

۱۰-۳- فمیدگی‌ها

این ساختارها که اغلب نتیجه‌ی تغییر مسیرهای تنش در طول دگرشکلی می‌باشند، به فراوانی در مقاطع دیده می‌شوند. در اثر این تغییر تنش، خمیدگی‌هایی بسته به جهت تنش وارده به صورت S یا Z مانند در لایه‌بندی یا جهت شیستوزیته حادث می‌شود (تصویر ۱۴). در تصویر ۱۵ جهت تنش ایجادکننده‌ی نوار با جهت تنش به وجود آورنده‌ی تورق، زاویه‌ای در حد ۴۵° می‌سازد که با توجه به جهت توجیه مقطع، حرکت برش، چپگرد و به موازات حرکت راندگی است.

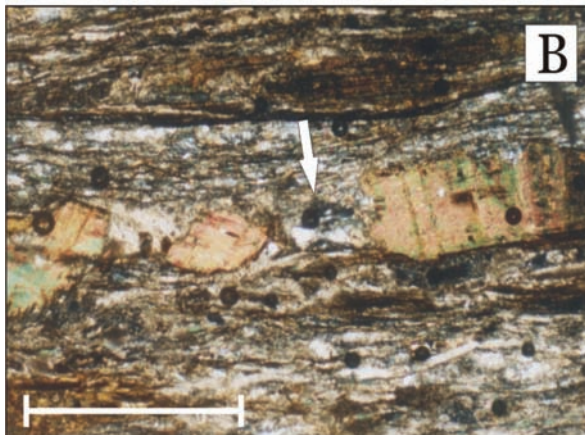
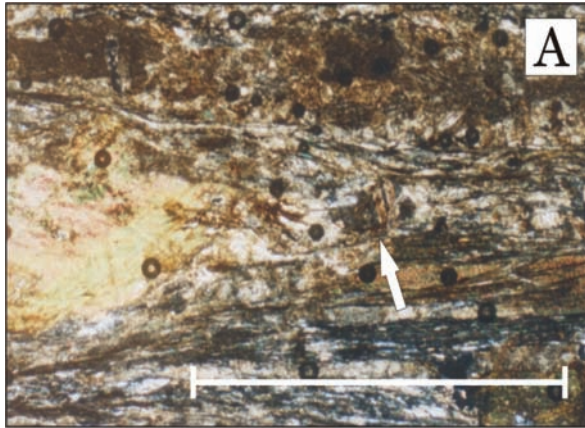
۱۰-۴- سافت‌های زیگما

بر اساس هندسه‌ی پورفیروبلاست‌های چرخنده و همچنین مستقیم و یا

۱۰-۲- سایه‌های فشاری (Pressure Shadow)

زمانی که سنگ متورق حاوی قطعات مقاومی باشد، دگرشکلی پیشرونده باعث چرخش این قطعات در زمینه می‌گردد. فضای باقیمانده‌ی حاصل از چرخش این قطعات می‌تواند توسط کانی‌های ثانویه پر شود که به این پدیده، سایه‌های فشاری می‌گویند. این منطقه فاقد تنش برشی می‌باشد و در اغلب موارد سایه‌های فشار اغلب میکروسکوپی بوده و در صورتی که قابل رویت باشند طول آن‌ها از یک سانتی‌متر کمتر است. این ساختارها اغلب به صورت موازی و یا با زاویه کمی نسبت به تورق و ساختارهای در برگیرنده آن ایجاد می‌شوند. جنس آن‌ها اغلب از بلورهای کوارتز، کلسیت و کلریت است که اغلب در طول دگرشکلی به صورت متحرک عمل می‌نمایند. مواد ذکر شده به صورت پراکنده‌های رسوب کرده و یا در اثر عملکرد جایگیری دگرگونی-دگرسانی تشکیل می‌گردند.

سایه‌های فشاری به سه دسته‌ی اصلی تقسیم می‌گردند: الف - نوع پیریت که جنس سایه‌های فشاری با جنس قطعات چرخنده متفاوت می‌باشد. ب - نوع کرینوئید که جنس رشته‌های سایه فشاری با جنس قطعات یکسان بوده است. ج - نوع مرکب که حاصل عملکرد دو نوع



تصویر ۱۳- نمونه‌هایی از سایه‌های فشاری تشکیل شده در دنباله‌ی بلورهایی که در اثر دگرشکلی پیش‌رونده (A) و فضای میان بلورهایی کشیده شده، تشکیل شده‌اند (مقیاس ۱ میلی‌متر است).

این واحد را به نمایش گذاشته‌اند. از این نظر می‌توان لایه‌ی مورد نظر را از لحاظ تحلیل واتنش و به‌دست آوردن میزان نسبت استرین (RS: Strain Ratio) مورد تجزیه و تحلیل قرار داد. که در زیر به بررسی دو نمونه‌ی جهت‌یابی شده در سه مقطع عمود بر هم، به روش فرای

(Ramsay & Huber 1987, Pollard 2000) پرداخته می‌شود. در نمونه‌ی اول میزان کشیدگی حداکثر با نسبت $R=3/31$ در سطح XZ به‌دست آمد (تصویر A-17، بالا). نسبت کشیدگی دوم با $RS=2/08$ در سطح XY (تصویر B-17، بالا) و کشیدگی سوم در سطح YZ با مقدار $1/36$ (تصویر A-17، بالا) توسط روش فرای برای سه مقطع عمود بر یکدیگر محاسبه گردید.

در نمونه‌ی دوم میزان RS در مقاطع ZY (تصویر C-17، پایین)، XY (تصویر B-17، پایین) و XZ (تصویر A-17، پایین) به‌ترتیب معادل $1/4$ ، $1/42$ ، 3 محاسبه گردید که بیضی واتنش به‌دست آمده از لحاظ جهت و نحوه‌ی قرارگیری دارای هم‌خوانی کامل با نمونه‌ی اول است.

لازم به ذکر است که واکنش‌های یاد شده در منطقه قبل از عمل رانده شدگی صورت پذیرفته‌اند، به‌طوری‌که برای نمونه، از برش‌های گسلی مقطع نازک تهیه گردید و در این مقاطع نیز مقادیر RS به‌خوبی قابل ملاحظه بودند، اما به‌دلیل جابه‌جایی و عدم جهت‌یابی

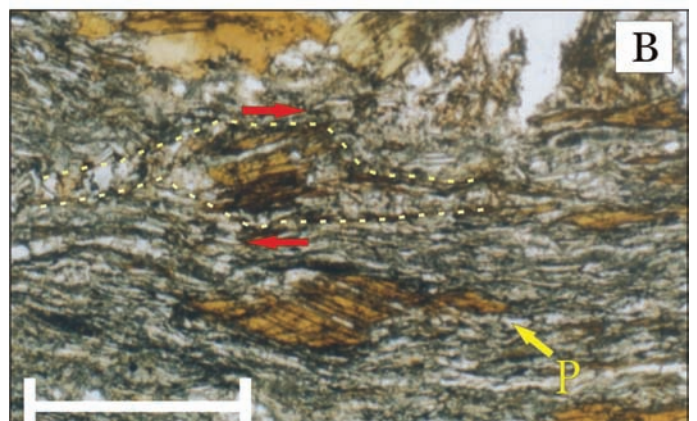
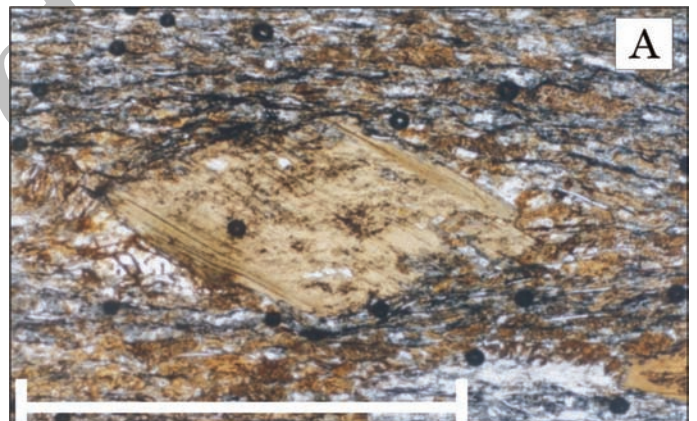
و یا خمیده بودن خط مرکزی آن‌ها، می‌توانیم دو نوع از پورفیروبیلاست‌های چرخنده را تشخیص دهیم. زمانی که خط مرکزی، خط نشانه را قطع نماید به ساختار فوق ساختار دلتا δ و زمانی که آن را قطع ننماید به آن ساختار زیگما σ می‌گویند.

ساختارهای دلتا اغلب عمل برش را زیادتر از ساختار زیگما نمایش می‌دهند. مکان یافت شدن این ساختارها اغلب در میلوئیت‌های شدیداً دگرشکل شده با درجه‌ی دگرگونی بسیار بالا می‌باشد. با توجه به درجه‌ی رخساره‌ی دگرگونی منطقه (رخساره‌ی شیبست سبز) و مشاهده‌ی مقاطع نازک، ساختارهای زیگما، بیشتر در منطقه‌ی دیده می‌شوند (تصویر ۱۶).

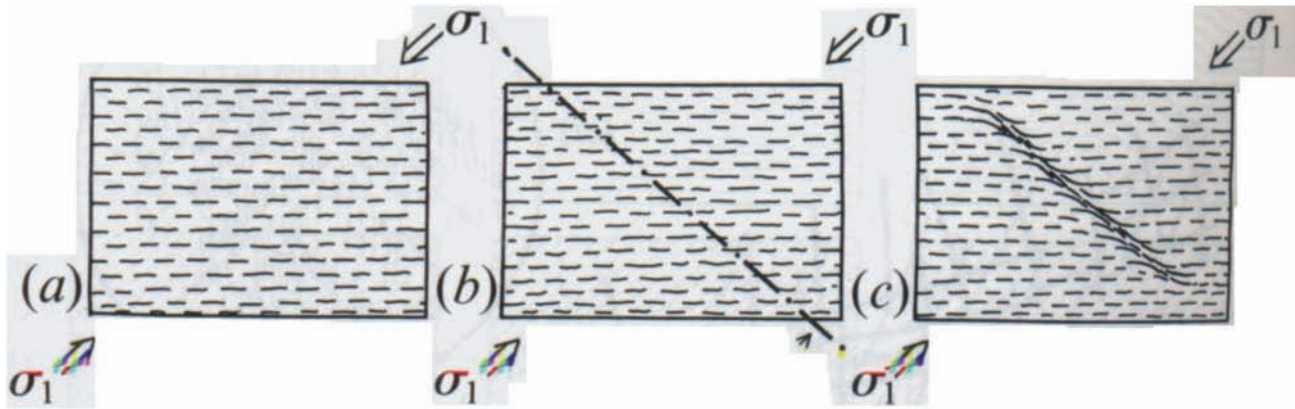
۱۱- بررسی‌های ریزساختاری در واحد مرمری

۱۱-۱- تعیین بیضی واتنش توسط روش فرای در مقاطع تهیه شده

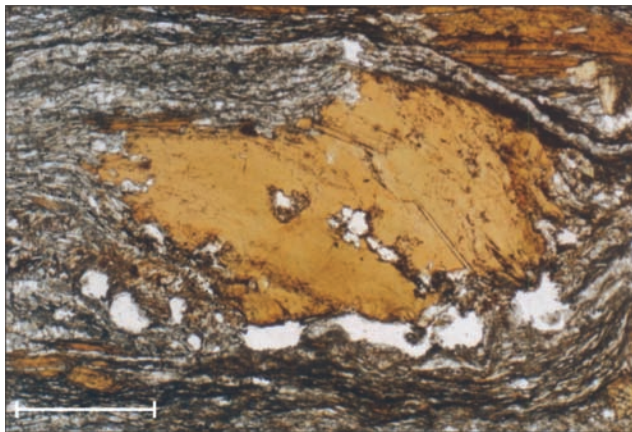
یکی از واحدهای لیتولوژیکی مهم منطقه واحد مرمری توده‌ای می‌باشد. این واحد که در بالای راندگی اصلی منطقه قرار گرفته، واتنش فشارشی را تحمل نموده است. مقاطع میکروسکوپی بافت لپیدوبلاستیک با دانه‌های کلسیت تجدید تبلور یافته و تقریباً هم‌شکل که در بعضی از نقاط حاشیه‌ی آن‌ها شدیداً در یکدیگر فرو رفته است، را به نمایش می‌گذارند. کشیدگی دانه‌ها در جهتی خاص و استیلولیت‌های موازی با آن، جهت کشیدگی و فشردگی



تصویر ۱۲- A - بلورهای لوزی‌مانند (پولک ماهی) بیوتیت در زمینه‌ای از فلدسپات، کوارتز و میکا نشان داده شده است. در قسمت B ساختار دم ماهی با پیکان زرد رنگ نمایش داده شده است. پیکان‌های قرمز رنگ جهت برش در منطقه را توسط ساختار زیگما نمایش می‌دهند (مقیاس ۱ میلی‌متر است).



تصویر ۱۴- نحوه‌ی شکل‌گیری یک خمیدگی که حاصل غیر عمود بودن نسبت به سطح لایه‌بندی است



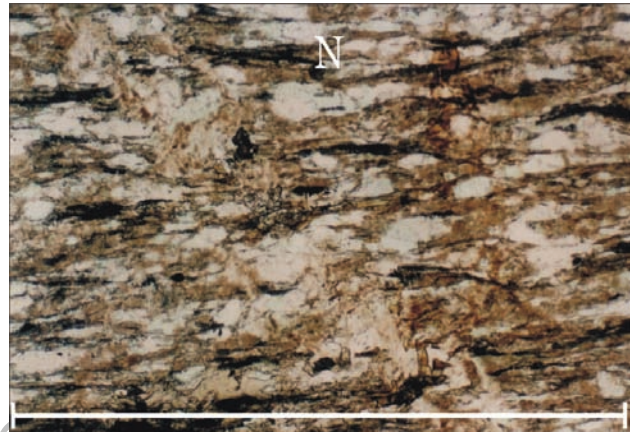
تصویر ۱۶- نمونه‌ای از ساختارهای زیگما در منطقه، پورفیرو بلاست از نوع کلسیت بوده که چرخش با جهت راستگرد را به نمایش می‌گذارد. برای درک بهتر، به خط نشانه و همچنین خمیدگی تورق و رخ‌های داخلی توجه شود. متفاوت بودن رخ‌های داخلی نسبت به روند و چرخش تورق پیش از تکتونیک بودن آن را نمایش می‌دهد (مقیاس ۱ میلی‌متر است).

حداکثر را $R=3/31$ ، میزان کشیدگی متوسط را به مقدار $R=0.8/2$ و میزان کشیدگی کمینه را $R=36/11$ نشان می‌دهند. این امر بیانگر بیضوی کشیده (Prolate) می‌باشد. با توجه به این که بُرش از نوع ساده (Simple Shear) است به نظر می‌رسد واتلش فوق از نوع پیشرونده باشد.

۱۳- نتیجه‌گیری

بررسی صحرایی، راندگی‌های منطقه را به صورت راستگرد (هم‌جهت با برش ریزساختارها) دارای روند، جهت لغزش یکسان و عدم فرسایش سطوح گسلی نشان می‌دهد. تفاوت در نوع دگرشکلی گسلش (دگرشکلی شکننده) با شاخص‌های برش (دگرشکلی شکل‌پذیر) عملکرد دو فاز دگرشکلی در منطقه و ناهم‌زمانی شکل‌گیری آن‌ها را با یکدیگر، با تاخر فاز دگرشکلی شکننده را نشان می‌دهد.

بر اساس شواهد یاد شده، تاریخ دگرشکلی منطقه به این صورت است که در مرحله‌ی اول، فازهای زمین‌ساختی پالئوزویک پایانی - مزوزویک باعث ایجاد دگرگونی تا رخساره‌ی شیست سبز در منطقه و ایجاد ساختارهای برشی شکل‌پذیر را نموده است. شاخص‌های موجود که برش راستگرد را در تمامی مقاطع به نمایش می‌گذارند با حالت کلی بُرش موجود در منطقه‌ی سندنج - سیرجان دارای هم‌خوانی هستند.



تصویر ۱۵- خمیدگی حاصل از تغییر تنش در حالت عمودی به میزان ۴۵ و ایجاد یک ساختار خمیده، مقطع تهیه شده به موزات سطح ساختاری ac با دید به سمت شمال (مقیاس ۱ میلی‌متر است).

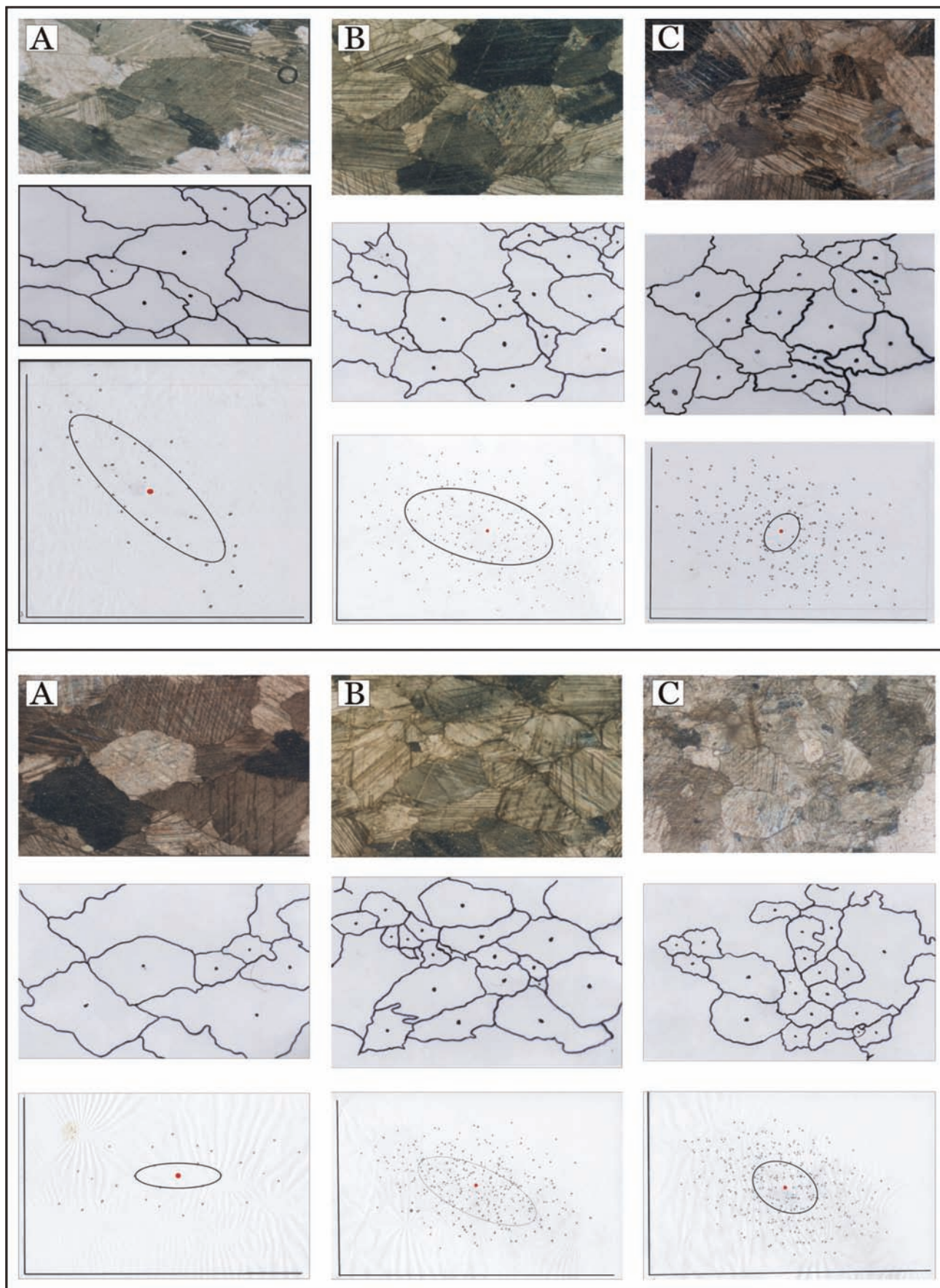
دقیق مورد بررسی قرار نگرفتند.

۱۲- بحث

مطالعات سنگ‌شناختی، دگرگونی ناحیه‌ای تا درجه‌ی شیست سبز را برای منطقه نشان می‌دهند. با بررسی‌های انجام شده، شاخص‌های بُرش به صورت متنوع در تمامی واحدهای سنگی و به صورت ساختارهای گوناگونی قابل شناسایی بوده که تمامی آن‌ها حالت یکسانی از بُرش را نمایش می‌دهند. بنابراین عامل ایجادکننده‌ی دگرشکلی‌ها که عامل دگرگونی منطقه‌ی نیز بوده است را به یک عامل، که همانا فاز دگرگونی پالئوزویک - اوایل مزوزویک می‌باشد ارتباط داد. به نظر می‌رسد که شاخص‌های بُرش در واحد میکاشیستی بهتر از بقیه‌ی واحدها قابل تشخیص می‌باشند.

شاخص‌های بُرش در مقاطع نازک تهیه شده از نمونه‌های جهت‌یافته، همگی بیانگر بُرش راستگرد (رو به غرب) در منطقه می‌باشند که با توجه به روند ساختاری منطقه‌ی مورد مطالعه (شمال - شمال غرب - جنوب - جنوب شرق) این حالت بُرش با حالت کلی بُرش موجود در منطقه‌ی سندنج - سیرجان هم‌خوانی دارد.

از بین واحدهای سنگی، بهترین واحد برای اندازه‌گیری نسبت واتلش، واحد مرمری می‌باشد. بررسی‌های تحلیل واتلش، میزان کشیدگی



تصویر ۱۷- روش به‌کارگرفته شده برای تعیین RS بیضی واتنش در نمونه‌های واحد مرمری، اشکال بالا: تصاویر A و B و C به‌ترتیب نمایش‌دهنده‌ی بیضی واتنش در سطوح XZ و XY و YZ نمونه‌ی اول می‌باشند. اشکال پایین: تصاویر A و B و C به‌ترتیب نمایش‌دهنده‌ی بیضی واتنش در سطوح XZ و XY و YZ نمونه‌ی دوم می‌باشند (مقیاس ۱ میلی‌متر است).

of modern structural Geology”, Vol. 2. Folds and fractures, Academic Press Pub., 391p.

Sengor, A. M. C., 1991, “Late Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of the Middle Eastern Tethysides: Implication for the Paleozoic geodynamic of the Tethyan

realm”, *IGCP Project 276, Newsletter, No. 2:130-149*.

Walker, R., 2006, “A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman Province, S.E. Iran”, *J. Struc. Geol. Vol. 28:654 – 668*.

در مرحله‌ی دوم، سامانه‌های تنش مشابه مرحله اول که پیامد فازهای آلپی هستند، باعث ایجاد دگرشکلی شکننده از نوع فشارشی گردیده و سامانه‌های رانده را در منطقه ایجاد نموده‌اند. هم‌زمان با این عمل و تنش‌های محلی سبب کشیدگی واحدهای سنگی و تشکیل سامانه‌های گسلی نرمال گردیده‌اند که به‌خوبی قابل رویت می‌باشند.

مراجع

آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳، “زمین‌شناسی ایران”، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ۶۰۶ ص.

ایرانمنش، ف.، ۱۳۸۵، “تحلیل ساختاری منطقه‌ی زراب”، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال.

بربریان، م.، نوگل سادات، م. الف. و سبزه‌ای، م.، ۱۳۶۳، “گزارش نقشه‌ی ۱/۲۵۰۰۰۰ حاجی‌آباد”، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

سبزه‌ای، م.، ۱۳۷۳، “نقشه‌های زمین‌شناسی گل‌گهر، نیریز، سیرجان و خبر، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰۰”، سازمان زمین‌شناسی کشور.

Alavi, M. & Mahdavi, M. A., 1994, “Stratigraphy and structure of the Nahavand region in Western Iran, Implication for the Zagros tectonic”, *Geol Mag, Vol. 131: 43-47*.

Barker, A. J., 1990, “Introduction Metamorphic textures and micro structures”, *Blackie Press. Glasgow, 178pp*.

Bell, T. H. & Rubenach, M. J., 1983, “Sequential porphyroblast growth and crenulation's cleavage development during progressive deformation”, *Tectonophysics, Vol. 92: 171-194*.

Berberian, M., 1976, “The important deformational and metamorphic phases in the belt Northeast of the Zagros thrust line (Iran)”, *Geol. Surv. Iran, Int. Rep. 13p*.

Biermeier, C. & Stuwe, K., 2003, “Strain rates from snowball garnet”, *J. Metam. Geol., Vol. 21: 253-268*.

Chasemi, A. & Talbot, C. T., 2005, “A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran)”, *J. Struc. Geol. Vol. 22:1-11*.

Haghipour, A. 1984, “Iran, Afghanistan and Pakistan”, *1: 10000000 seismo-tectonic map. UNESCO pub*.

Mohajjel, M. & Fergusson, Ch., 2000, “Dextral transpression in late cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran”, *J. Struc. Geol. Vol. 22:1125-1139*.

Passchier, C. W. & Trouw, T., 1998, “Microtectonics”, *Springer Verlag Pub., 283p*.

Pollard, D. D., 2000, “Strain and Stress, Discussion”, *J Struc. Geol., Vol. 22: 1359-1367*.

Price, N, J & Cosgrove, J W., 1990. “Analysis of Geological Structures”, *Cambridge university press, 502 p*.

Ramsay, J. G. & Huber, M. I., 1987, “The techniques