فصلنامه ی زمین شناسی کاربردی سال ۴ (۱۳۸۷)، شماره ی ۴ : ۲۷۰–۲۵۹ www.appliedgeology.ir



برّرسیهای ریزساختاری منطقهی زراب، جنوب استان کرمان

فرناز ایرانمنش۱، امیر شفیعی بافتی *۳، سهراب شهریاری^۳ و ممسن پورکرمانی^۴

۱) گروه زمینشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، ص.پ. ۷۷۵– ۱۴۵۱ ۲) گروه زمینشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد زرند، 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

<u>ېکد</u>ده

منطقه یزراب در جنوب شهرستان بافت واقع در استان کرمان در حاشیه ی شمالی پهنه ی سنندج – سیرجان قرار دارد. برّرسی های سنگ شناسی نشان می دهند که درجه ی دگرگونی در سنگ های این منطقه در حدّ رخساره ی شیست سبز و شامل سنگ های اُرتو گینس، انواع شیست ها و مرمر می باشد. در واحدهای سنگی فوق ساختارهای جریانی به خصوص در مرمرها دیده می شوند. برّرسی های ریز ساختاری تنوعی از ساخت های میکرو سکوپی، از قبیل ساختارهای S-C، ساختارهای کو و و پولک ماهی ها، در تمامی واحدها به خصوص در میکاشیست ها با جهت تنش برشی راستگرد را نشان می دهند. مقادیر کشیدگی های واتنشی در سه مقطع عمود بر هم از نمونه های جهت دار، به موازات سطح شیستوزیته، حالت بیضوی کشیده دارند. در برّرسی صحرایی اثبات گردید، که راندگی های منطقه به صورت راستگرد (هم ¬جهت با برش ریز ساختارها)، با روند و با جهت لغزش یکسان و بدون فرسایش سطوح گسلی می باشند. تفاوت در نوع دگر شکلی گسلش (دگر شکلی شکننده) با شاخصهای شکلی شکلی شکلی شده و از دگر شکلی و ناهمزمانی شکل گیری آن ها نسبت به یکدیگر را نشان می دهد.

واژههای **تلیدی:** 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 برّرسی ساختارهای تکتونیکی 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، توسّط نیروهایی است که باعث دگرگونی در منطقه گردیده و تا کنون مورد بررسی قرار نگرفته اند.

منطقهی زراب با مساحتی در حدود ۱۲ کیلومترمربّع در حاشیهی شمالی پهنهی ساختاری سنندج – سیرجان، در ۴۰ کیلومتری جنوب شهر بافت در استان کرمان، بین عرضهای جغرافیایی ۴۸٬ ۴۸ و ۴۹٬ ۴۸ شمالی و طولهای جغرافیایی۴۱٬ ۵۵ و ۴۰۰ ٬ ۵۵ شرقی قرار دارد. (تصویر ۱) برّرسی های ریزساختاری اغلب در مناطق دگرگونشده و یا در نواحی برشی بهخوبی قابل انجام است (Biermeier & Stuwe 2003). این برّرسی ها که برای پوشش دادن تمام جنبه های میکروسکوپی و روابط بین دانه ها به کار گرفته می شود، علاوه بر کنترل نتایج مطالعه ی ساختارهای بزرگ مقیاس، نقش مهمّی در درک میزان نرخ دگرشکلی، چگونگی دگرشکلی از لحاظ پیشرونده و پسرونده بودن و تاریخ دگرشکلی دارند (Bell & Rubenach 1983). مهم ترین پهنه ی دگرگونه ی ایران زمین، ناحیه ی سنندج – سیرجان است که در منتهی الیه غرب – جنوب غرب ایران مرکزی واقع می باشد (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

۱- مقدّمه



تصویر A-A- تصویر ماهوارهای (- Landsat 7ترکیب باندهای I-۴- RGB۷) ناحیهی جنوب بافت. در این تصویر منطقهی سنندج- سیرجان بهوسیلهی سایه مشخص گردیده است. منطقهی زرآب در کادر نمایش داده شده است. B- تصویر ماهوارهای با نمای نزدیک از کوه زرآب

۹- نگاهی به تکتونیک ایران مرکزی و زون سنندم- سیرمان

زون ایران مرکزی از بزرگترین و پیچیدهترین واحدهای زمینشناسی ایران، که به شکل مثلث در مرکز ایران قرار دارد آقانباتی۱۳۸۳ و (-Walk er 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، قره قوروم، تبت و حتی تا سرزمینهای مرتفعتر هیمالیا دنبال کرد و بهسوی شمال باختر بخشهای وسیعی از ترکیه (پهنههای آناتولی و تورید) به این صفحه تعلق دارند، بهطورىكه سنگور (Sengor 1991)، تمامى تركيه به جزء باريكهاى از بلندی های جنوب دریای سیاه را با صفحهی ایران یکسان دانسته و به سبب عملکرد شدید فاز کوهزایی سیمرین به این صفحه نام قارهی سیمرین داده است. حدّ جنوبی این زون به راندگی زاگرس و حدّ شمالی به صفحهی اوراسيا محدود مي شود. (Haghipour 1984) در نقشه ي لرزه مين ساخت ایران – افغانستان – پاکستان، با توجّه به ویژگیهای سنگهای دوران اول، ايران مركزي را به دو بخش تقسيم كرده كه در اوّلي (زون سنندج – سيرجان) سنگهای دوران اول در حوضههای فروزمینی و در دومی (ایران مرکزی) توالیهای رسوبی دوران اوّل ضمن کاملتر بودن بر روی سکوها 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 تقسيم كردهاند.

از اصلی ترین 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 –

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 فعّالترین زونهای ساختمانی ایران به شمار میرود و رویدادهای زمینساختی و فعّالیّتهای 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 کلّی 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) زمین ساخت 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 می گیرند 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 می توان به کرتاسهی پسین و توالی فلس ها را می توان به ادامهی حرکت رو به شمالغرب سير عربي 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 – موسکوویت شیست مرمرهای تودهای سفید رنگ ارتوکلاز – بیوتیت – موسکوویت شیست تناوبی از مرمرهای کم ضخامت سفید و سیاه رنگ به همراه کالک شیست هورنبلند شیست آمفیبول میکاشیست گارنت بیوتیت شیست 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 می شوند، در تصویر ۲ با تفکیک واحدها به نمایش در آمده است (ایرانمنش (۱۳۸۵). آنچه که باید مورد توجّه قرار گیرد این است که واحد زراب با همبری عادی بدون گسلخوردگی یا دگرشیبی مجموعهی گارنت آمفیبولیتی برهکشان را می پوشاند (بربریان و همکاران ۱۳۶۳). تعیین سن رادیومتریک پتاسیم- آرگون نمونهای از شیستهای سلیمانیت و کیانیت دار زراب سنی معادل ۸ ± ۲۰۴ میلیون سال را به دست می دهد که در حقیقت مرز بین سیلورین - دونین می باشد (بربریان و همکاران

(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).

۲- وضعیت ساغتاری منطقه

ساختار اصلی منطقه در حقیقت یک راندگی رو به غرب است. گسل رانده یاصلی منطقه بین واحدهای H,G عمل نموده، به صورتی 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 می دهد.

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



تصویر ۲- واحدهای سنگی منطقه به ترتیب سنی در این تصویر نمایش داده شدهاند. در قسمتهای A و Bتصاویر میدانی واحدهای سنگی که با خطوط زردرنگ 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 تهیهشده در تصویر AA را نمایش میدهد.

شیستوزیتهی مشخص مشاهده می گردند. امتداد تقریبی تمامی گسلهای تراستی منطقه تقریباً شمالی-جنوبی بوده و دارای انحرف امتداد کمی نسبت به یکدیگر بوده و شیب سطوح گسله به سمت جنوب شرق-شمال شرق می باشد (ایرانمنش ۱۳۸۵). با حرکت از سمت غرب به سمت شرق منطقه و همچنین با نزدیک شدن به پیشانی تراست اصلی، به شیب گسلهای فرعی منطقه از حداقل ۲۵ تا حداکثر ۶۰۰ (تصویر ۴ قسمتهای B و C و D اضافه می گردد که می توان یک مدل هندسی برای ارتباط بین گسلهای تراستی فرعی و اصلی منطقه برقرار نمود گوهی راندگی و تا حدّی یک دوپلکس راندگی پی برد. به صورتی که شیبراههی فوقانی (Ramp) این گوه محدود به تراست اصلی منطقه

(گسل A) (تصویر ۳) و شیبراههی تحتانی محدود به گسل راندگی D میباشد (تصویر ۶). در میان این دو گسل رانده، گسلهای فرعی دیگری نیز مشاهده می گردند (گسلهای C,B در تصویر ۴ قسمتهای B و Dو D.

۵– بررسی ریزگسلهای منطقه

برای مطالعه ی میکرو گسل ها در منطقه یک مقطع در واحدهای مرمری در نظر گرفته شد (تصویر ۶). بر طبق قانون آندرسون و نحوه ی جهت گیری گسل های مزدوج، مهمترین ساختار در این منطقه سیستم گسله ی نرمال میباشد (سیستم A) که جهت تنش های وارده را میتوان تعیین نمود. در این سیستم گسله که از دو بلوک گوهای شکل تشکیل شده سیستمهای نرمال کوچکتر نیز رشد کردهاند (سیستمB). 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)، –Bنمای میدانی نزدیک از راندگی اصلی منطقه

ساختارهای همراهیکننده با این سیستم که به صورت گسل های نرمال و ناهماهنگ با سطوح گسلهی اصلی با میزان حرکت از یک میلی متر تا حداکثر ۲۰ میلی متر هستند اشاره کرد (سیستم C). بر روی واحد سنگی یاد شده سامانههای گسلی مشابه دیده می شوند. روند کشیدگی سامانه های گسلی فوق به موازات راندگی اصلی منطقه بر آورد گردید (تصویر ۶). به علّت پیچیدگی و کوچک بودن اندازهی ساختارها نمی توان تفسیر صحیحی برای تعیین جهت استرس ها ارائه کرد (Price & Cosgrove. 1990).

۷- بررسیهای ریز ساختاری

این مطالعات در راستای دو هدف انجام پذیرفت: الف – بهدلیل 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 & Throuw) Passchier & Throuw) ، 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 محمویر 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 بهعنوان 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 میاشد

۲ بررسیهای ریزسافتاری در وامد گنیسی غنی از کوارتز، فلدسیات و میکا

این واحد سنگی بنابر مشاهدات میکروسکوپی یک ارتوگنیس حاوی مقادیر

زیادی کوارتز، فلدسپات و به مقدار کمتر میکا می باشد و ساختمانهای S,C را به خوبی نمایش داده و سنگ را از لحاظ تکتونیکی در ردهی SC تکتونیت قرار می دهد (تصویر ۸). همان طور که در این تصویر مشاهده می گردد، موازی بودن دانه های ورقه ای بیوتیت نسبت به سطح افق با زاویه ی ۲[°] ± [°] ۳ ساختار S این تکتونیت را می سازند. ساختار C در این تکتونیت به صورت ضعیف و تقریباً به موازات افتی توسّط دانه های کوارتز به نمایش در آمده است. در این تصویر همچنین کشیدگی و بودینی شدن پورفیروبلاست فلدسپات به خوبی دیده می شود.

با توجّه به موارد گفته شده در مرحلهی دگرشکلی جهت ایجاد بودین و سپس ایجاد ساختارهای C,S 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 می گذارد.

از دیگر موارد تعیین جهت بُرش در این واحد سنگی، لغزشهای قفسه کتابی در پورفیروبلاستهای 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 پورفیروبلاست 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 نمی خورد. 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 زردرنگ در تصویر ۹).

از دیگر دگرشکلیهای موجود در مقاطع این واحد سنگشناختی



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



تصویر ۵- تصویر استریوگرافی گسل های رانده. امتداد تقریبی گسل ها، تقریباً شمالی -جنوبی و انحرف 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 نرمال شکلگرفته در واحد D سنگشناسی (تصویر ۲۵)، بهصورت فراگیر در سایر واحدها نیز دیده می شوند. B- تصویر گویاشدهی قسمت A، سامانهی گسلی اصلی و سامانههای فرعی و راستای سامانهی تنشی را نمایش میدهد.







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

می توان به انقطاعهای حاصل از پدیدهی انحلال فشاری اشاره نمود (تصویر ۱۰. یک قطعشدگی در راستای B,A بین فلدسپاتهای پلاژیوکلاز و اُرتوز در قسمت پایین و همچنین بلورهای کوارتز در قسمت فوقانی در سمت راست با جهت روبهرو دیده می شوند (تصویر ۱۰). در نگاه اول به نظر می رسد این قطع شدگی حاصل یک ریزگسل باشد، امّا به دلایل زیر عملکرد ریزگسل چه به صورت شیب لغز و چه به صورت امتدادلغز منتفی می گردد:

 ۱- یکسان بودن امتداد حاشیه یماکل پلیسنتیک در راستای MN در دو طرف سطح قطعشدگی، مولفه ی شیب لغز بودن را نفی می کند.

۲- عدم وجود گوژهای گسلی به همراه ذرات کاتاکلازیت و همچنین وجود

۸– بررسیهای ریز ساختاری در وامدهای 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. علّت این امر را میتوان به وجود ساختارهای S,C که دچار دگرشکلی پیشرونده گردیدهاند مرتبط نمود.

۹- پتروگرافی

بررسی کانی شناسی مقاطع، نشان دهنده ی مجموعه کانیایی زیر در این مقاطع است: کوارتز، بیوتیت، اسپینل، کلریت، سریسیت، کلسیت و مقدار کمی کانی های رسی. از این میان پورفیروبلاست ها اغلب از جنس بیوتیت یا مسکوویت بوده که در بعضی از مقاطع دچار دگرسانی و تبدیل به کلریت و سریسیت شدهاند. با توجّه به وجود میکاها به خصوص بیوتیت و مسکوویت، درجه ی دگرگونی در حد شسیت سبز تشخیص داده شد. این رخساره در بعضی از مقاطع ساخت لپیدوبلاستیک با بافت پالیساد را به نمایش می گذارد (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 شاحص ها پرداخته شده است:

(Mica Fish) ا-۱-۱ سامتارهای 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 ۲۲، قسمت P). تمامیاین مقاطع با توجّه به جهت توجیه، حالت بُرش راستگرد، همجهت با راندگی اصلی منطقه را به نمایش می گذارند.



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



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).

(Pressure Shadow) سایہ های فشاری (Pressure Shadow)

زمانی که سنگ متورق حاوی قطعات مقاومی باشد، دگرشکلی پیشرونده باعث چرخش این قطعات در زمینه می گردد. فضای باقیماندهی حاصل از چرخش این قطعات می تواند توسّط کانی های ثانویه پر شود که به این پدیده، سایه های فشاری می گویند. این منطقه فاقد تنش بُرشی می باشد و در اغلب موارد سایه های فشار اغلب میکروسکوپی بوده و در صورتی که قابل رویت باشند طول آن ها از یک سانتی متر کمتر است. این ساختارها اغلب به صورت موازی و یا با زاویه کمی نسبت به تورق و ساختارهای در برگیرنده آن ایجاد می شوند. جنس آن ها اغلب از بلورهای کوارتز، کلسیت و کلریت است که اغلب در طول دگرشکلی به صورت متحرک عمل می نمایند. مواد ذکر شده به صورت پرکننده های رسوب کرده و یا در اثر عملکرد جایگیری دگرگونی – دگرسانی تشکیل می گردند.

سایههای فشاری به سه دستهی اصلی تقسیم می گردند: 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 ۱۱- تصاویر میکروسکوپی از نمونههای میکاشیستی که مجموعه کانیایی کوارتز، بیوتیت، اسپینل، کلریت، سریسیت، کلسیت و مقدار کمیکانیهای رسی را به نمایش میگذارند (مقیاس ۱ میلیمتر است).

۱۰–۳– فمیدگیها

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

۱۰–۴۲– ساختارهای زیگما

بر اساس هندسهی پورفیروبلاستهای چرخنده و همچنین مستقیم و یا

و یا خمیده بودن خط مرکزی آنها، میتوانیم دو نوع از پورفیروبلاستهای 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 میلونیتهای شدیداً دگرشکل شده با درجهی دگرگونی بسیار بالا میباشد. با توجّه به درجهی رخسارهی دگرگونی منطقه (رخسارهی شیست سبز) و مشاهدهی مقاطع نازک، ساختارهای زیگما، بیشتر در منطقهی دیده می شوند (تصویر ۱۶).

۱۱– بررسیهای ریزساغتاری در وامد 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 لیپدوبلاستیک 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 ۲۲– 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 زردرنگ نمایش داده شده است. پیکانهای قرمز رنگ جهت برش در منطقه را توسّط ساختار زیگما نمایش میدهند (مقیاس ۱ میلی متر است).



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

این واحد را به نمایش گذاشتهاند. از این نظر می توان 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 برّرسی دو نمونهی جهتیابی شده در سه مقطع عمود بر هم، به روش فرای

(Ramsay & Huber 1987, Pollard 2000) پرداخته می شود. در نمونه یاوّل میزان کشیدگی حداکثر با نسبت R=۳/۳۱ در سطح xz بهدست آمد (تصویر A–۱۷، بالا). نسبت کشیدگی دوم با ۸۰/۲ RS=۲/۰۸ در سطح xy (تصویر B–۱۷، بالا) و کشیدگی سوم در سطح ZZ با مقدار ۱/۳۶ (تصویر A–۱۷، بالا) توسّط روش فرای برای سه مقطع عمود بر یکدیگر محاسبه گردید.

در نمونهی دوم میزان Rs در مقاطع zy (تصویر C–۱۷، پایین)، xy (تصویر B–۱۷، پایین) و xz (تصویر A–۱۷، پایین) بهترتیب معادل ۱/۴، ۱/۴۲ ،۳۰ محاسبه گردید که بیضی واتنش بهدست آمده از لحاظ جهت و نحوهی قرارگیری دارای همخوانی کامل با نمونهی اوّل است.

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





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



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 برّرسی قرار نگرفتند.

۱۷- بمث

مطالعات سنگشناختی، دگرگونی ناحیهای تا درجهی شیست سبز را برای منطقه نشان می دهند. با برّرسی های انجام شده، شاخص های بُرش به صورت متنوع در تمامی واحدهای سنگی و به صورت ساختارهای گوناگونی قابل شناسایی بوده که تمامی آن ها حالت یکسانی از بُرش را نمایش می دهند. بنابراین عامل ایجادکننده ی دگرشکلی ها که عامل دگرگونی منطقه ی نیز بوده است را به یک عامل، که همانا فاز دگرگونی پالئوزوئیک – اوایل مزوزوئیک می باشد ارتباط داد. به نظر می رسد که شاخص های بُرش در واحد میکاشیستی بهتر از بقیه ی واحدها قابل تشخیص می باشند.

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

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



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 می دهد (مقیاس ۱ میلی متر است).

حداکثر را ۳۱/۳۹۹، میزان کشیدگی متوسّط را به مقدار R=۳/۳۱ و میزان کشیدگی کمینه را R=۳۶/۱۱ نشان میدهند. این امر بیانگر بیضوی کشیده (Prolate) میباشد. با توجّه به اینکه بُرش از نوع ساده (Simple Shear) است بهنظر میرسد وانتش فوق از نوع پیشرونده باشد.

۱۳- نتيجەگيرى

بررسی صحرایی، راندگیهای منطقه را بهصورت 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 اوّل، فازهای زمینساختی پالئوزوییک پایانی – مزوزوییک باعث ایجاد دگرگونی تا رخسارهی شیست سبز در منطقه و ایجاد ساختارهای برشی شکلپذیر را نموده است. شاخصهای موجود که برش راستگرد را در تمامیمقاطع به نمایش میگذارند با حالت کلّی بُرش موجود در منطقهی سنندج – سیرجان دارای همخوانی هستند.



تصویر ۱۷- روش به کارگرفته شده فرای برای تعیین RS بیضی واتنش در نمونه های واحد مرمری، اشکال بالا: تصاویر A و B و C به ترتیب نمایش دهنده ی بیضی واتنش در سطوح xx و yx و yz نمونه ی اول می باشند. اشکال پایین: تصاویر A و B و C به ترتیب نمایش دهنده ی بیضی واتنش در سطوح xx و yz و yz نمونه ی دوم می باشند (مقیاس ۱ میلی متر 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 اوّل 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 واتنشهای محلی سبب کشیدگی واحدهای سنگی و تشکیل سامانههای گسلی نرمال گردیدهاند که به خوبی قابل رویت میباشند.

مراجع

آقانباتی، ع، ۱۳۸۳، "زمین شناسی ایران"، *انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، تهران، ع،۶ ص.* کشور، تهر*ان، ع،۶ ص.* ایرانمنش، ف.، ۱۳۸۵، "تحلیل ساختاری منطقهی زرآب"، پایاننامهی کارشناسی *ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال.* بربریان، م.، نوگل سادات، م. الف. و سبزهای، م.، ۱۳۶۳، "گزارش نقشهی ۱۸۵۰۰۰۰ حاجی آباد"، *انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.* سبزهای، م.، ۱۳۷۳، "نقشههای زمین شناسی گل گهر، نیریز، سیرجان و خبر، مقیاس ۱۸۵۰۰۰۰، "نقشههای زمین شناسی گل گهر، نیریز، سیرجان و Alavi, M. & Mahdavi, M. A., 1994, "Stratigraphy and structure of the Nahavand region in Western Iran, Implica-

tion 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. & Throuw, 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*