

## مطالعه ریزساختارها در کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد (غرب ایران)

داریوش اسماعیلی<sup>(۱)\*</sup>، جمال رسولی<sup>۲</sup> و محمد محجل<sup>۳</sup>

۱. دانشیار دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۲. کارشناسی ارشد پترولوژی، پردیس علوم، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران

۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

تاریخ دریافت: ۸۷/۱۱/۱

تاریخ پذیرش: ۸۹/۶/۲

### چکیده

کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد یکی از کمپلکس‌های نفوذی بزرگ در پهنه ساختاری سنندج-سیرجان است. واحد سنگ‌شناسی غالب این کمپلکس، گرانودیوریتی است و استوک‌های کوچک کوارتز دیوریتی و مونزوگرانییتی نیز آن را همراهی می‌نمایند. بررسی ریزساختارهای این سنگ‌های نفوذی، چهار نوع ریزساختار را در آن‌ها نشان داد؛ (۱) ریزساختار ماگمایی که عمدتاً در جنوب‌غرب کمپلکس و در بخشی معروف به گرانیت گوشه دیده می‌شود، (۲) ریزساختار حالت جامد دما بالا که بیشتر در شرق و جنوب شرق تا مرکز کمپلکس گسترش دارد، (۳) ریزساختار حالت جامد دما پایین که در مرکز، غرب و جنوب‌غرب کمپلکس توسعه یافته و (۴) ریز ساختارهای ساب میلونیتی تا میلونیتی که از مرکز به سمت شمال کمپلکس گسترش دارند. تمرکز شدت دگرشکلی‌ها در شمال و غرب کمپلکس را می‌توان به وجود پهنه‌های برشی و گسل‌های موجود در این مناطق نسبت داد. در حالی که ریزساختار ماگمایی در گرانیت گوشه، نشان‌دهنده وارد نشدن تنش تکتونیکی مؤثر به این سنگ‌ها است که با سن بسیار جوان آن‌ها نیز هم‌خوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: دگرشکلی، ریزساختارها، گرانیتوئید بروجرد، پهنه سنندج - سیرجان

### مقدمه

از هر کدام از ریزساختارهای میکروسکوپی، مشخص‌کننده مرحله خاصی از روند جایگیری کمپلکس می‌باشد. با توجه به تنوع لیتولوژیکی و وجود گسل‌ها و دایک‌های اسیدی و بازیک فراوان در منطقه، تصمیم بر آن شد تا از کل کمپلکس به صورت سیستماتیک نمونه‌برداری گردد. در مجموع از ۹۴ ایستگاه، نمونه‌برداری انجام شد. هدف از این تحقیق آن است که با استفاده از مطالعات پتروفابریک و بررسی تغییرات کانی‌شناسی و بافتی در گرانیتوئیدهای تغییر شکل یافته و هم‌چنین معیارهایی مانند تغییر در اندازه دانه‌ها، شکل و رفتار کانی‌ها در مقیاس میکروسکوپی، بتوان دگرشکلی‌ها و ریزساختارهای موجود در سنگ‌های متنوع کمپلکس را مطالعه و ارتباط آن‌ها را با نحوه جایگیری کمپلکس بررسی نمود.

منطقه مورد مطالعه در شرق و جنوب شرق بروجرد در مجموعه سنگ‌های دگرگونی قرار دارد. کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد به صورت کشیده، با طول ۶۰ کیلومتر و پهنای ۱۰-۸ کیلومتر در این منطقه رخنمون یافته است (شکل ۱). امروزه جهت مطالعه و بازسازی شرایط جایگیری کمپلکس‌های نفوذی در زمان تشکیل و اثرات جایگیری آن بر روی سنگ‌های میزبان و سنگ‌های خود کمپلکس و هم‌چنین تعبیر و تفسیر نیروهای تکتونیکی حاکم بر منطقه در آن زمان، استفاده از ریزساختارهای میکروسکوپی و دگرشکلی‌های حادث شده بر روی کانی‌های موجود در سنگ‌ها و سیمای کلی سنگ امری اجتناب ناپذیر است، زیرا تغییرات ایجاد شده بر روی کانی‌ها و تشکیل انواع خاصی

\* نویسنده مرتبط esmaili@khayam.ut.ac.ir

رگه‌های کوارتز - تورمالین (شکل ۲- c) و دایک‌های بازیک و حد واسط (شکل ۲- d) نیز در منطقه قابل تشخیص است (احمدی خلجی، ۱۳۸۵).

سنگ‌های گرانودیوریتی، حجم عمده توده نفوذی بروجرد را تشکیل داده و در حقیقت بدنه اصلی این کمپلکس بوده و همبری آن‌ها با سنگ‌های دگرگونی مجاورتی اطرافشان به خوبی قابل تشخیص است. بافت این سنگ‌ها گرانولار بوده و از نظر کانی‌شناسی شامل: پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوارتز و بیوتیت و کانی‌های فرعی آلانیت، آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های اپک می‌باشند. در بخش‌هایی، این سنگ‌ها به فراوانی دچار دگرسانی شده و تقریباً همه سنگ به‌طور کامل تجزیه شده است. واحد سنگی کوارتزدیوریتی، در صحرا به رنگ خاکستری بوده و به صورت کمپلکس‌های کوچک و مجزا درون واحد گرانودیوریتی رخمون دارد، به همین دلیل تفکیک این دو واحد در صحرا از یکدیگر مشکل می‌باشد. ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها مشابه واحد گرانودیوریتی بوده، با این تفاوت که مقدار آمفیبول و پلاژیوکلاز این سنگ‌ها بیشتر و مقدار کوارتز و آلکالی‌فلدسپار آن‌ها کمتر است. نتایج به‌دست آمده از سن سنجی به روش U-Pb زیرکن، محدوده سنی ۱۷۱-۱۷۵ را برای کمپلکس گرانودیوریتی بروجرد نشان می‌دهد. این مسأله بیانگر آن است که تشکیل این توده از ابتدا تا زمان جایگزینی آخرین فازهای ماگمایی آن، در طول مدت زمان نسبتاً کوتاهی (کمتر از چهار میلیون سال) در ژوراسیک میانی (بازوسین) رخ داده است (احمدی خلجی،

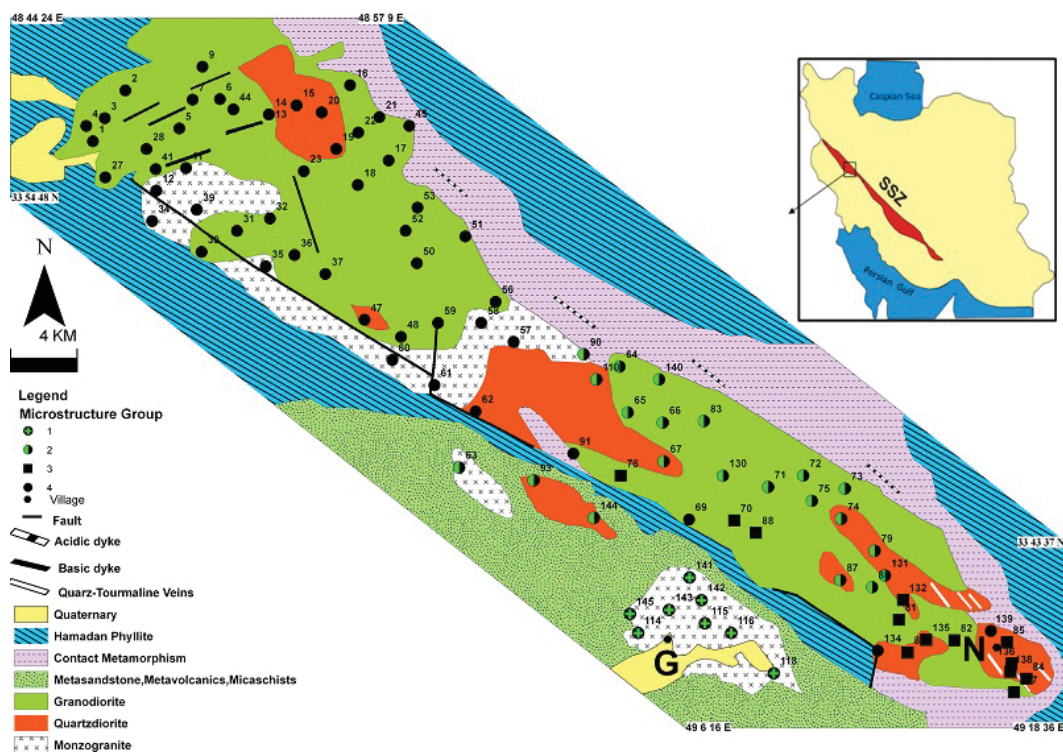
### زمین‌شناسی عمومی

کمپلکس گرانیتیوریتی بروجرد در شمال‌غرب پهنه سندج - سیرجان و در شرق و جنوب شرق شهرستان بروجرد واقع شده است (شکل ۱).

قدیمی‌ترین نهشته‌های این منطقه مربوط به تریاس می‌باشد که در جنوب شرق بروجرد رخمون داشته و شامل متاولکانیک‌هایی با درون لایه‌های مرمر نازک تا ضخیم لایه می‌باشد (Stöcklin, 1968). بر اساس مطالعات قبلی (احمدی خلجی، ۱۳۸۵) مشخص شد توده گرانیتیوریتی بروجرد از نوع کالک آلکالن و غنی از پتاسیم (پتاسیک) بوده و از نظر درجه اشباع از آلومینیوم (ASI)، متآلومین تا اندکی پرتآلومین می‌باشد. نتایج ژئوشیمیایی بدست آمده از تغییرات عناصر نادر خاکی، حاکی از نقش اساسی پوسته، در تغییر و تحولات ماگمای سازنده توده گرانیتیوریتی می‌باشد. عناصر کمیاب نیز، دارای نقاط بیشینه و کمینه‌ای هستند که نشانگر محیط‌های فرورانش بوده و به نظر می‌رسد توده گرانیتیوریتی بروجرد در منطقه قوس آتشفشانی تشکیل شده باشد (احمدی خلجی، ۱۳۸۵).

### پتروگرافی

مطالعات صحرایی و پتروگرافی نشان دهنده آن است که این کمپلکس از سه واحد اصلی گرانودیوریت (شکل ۲- a)، مونوزگرایت (شکل ۲- b) و کوارتزدیوریت تشکیل شده است. همچنین سنگ‌های گرانیتی روشن اسفندار، دایک‌های اسیدی،



شکل ۱- نقشه پتروگرافی گرانیتیوریتی بروجرد که محل پهنه‌های چهارگانه با شماره بر روی آن مشخص است: ۱- پهنه ماگمایی و ساب ماگمایی، ۲- پهنه حالت جامد دما بالا، ۳- پهنه حالت جامد دما پایین و ۴- پهنه ساب میولینیتی و میولینیتی



شکل ۲- a - نمایی از گرانودیوریت‌های منطقه مورد مطالعه، b- نمایی از مونوزودیوریت‌های گوشه که به دلیل عدم هوازدگی و تازه‌گی و خوش رنگ بودن به صورت سنگ ساختمانی استخراج می‌شود، c - نمایی از یک رگه پگماتیته که در درون واحد گرانودیوریتی تزریق شده است و d- نمایی از یک دایک بازیک، Grd گرانودیوریت و Dy.M دایک بازیک

ناحیه‌ای با طیفی از شرایط رخساره شیست سبز دیده می‌شود که در طی نفوذ توده گرانیتوئیدی در امتداد سطح شیستوزیته آن‌ها، یک مجموعه دگرگونی مجاورتی دمای بالا- فشار پایین حاصل شده است. در بخش جنوبی توده، دگرگونی مجاورتی به دلیل گسله‌بودن (Masoudi et al., 2002، احمدی خلجی، ۱۳۸۵) یا ناقص است و یا مشاهده نمی‌شود و نوار باریکی از شیست‌های کردیریت‌دار یا کردیریت هورنفلس که به اسلیت و فیلیت ختم شده وجود دارد. ولی در بخش‌های شمالی توده، میگماتیت‌های تزریقی (Tullis et al., 1999) و هورنفلس‌ها دیده می‌شود (Masoudi et al., 2002، احمدی خلجی، ۱۳۸۵). به منظور درک ارتباط سنگ‌های دگرگونی میزبان و سنگ‌های کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد، از دور تا دور کمپلکس اصلی، یعنی از سنگ‌های میزبان، شیب و امتداد لایه‌بندی اندازه‌گیری شده است (جدول ۱). با نشان دادن داده‌های مربوط به این جدول بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه (شکل ۳) و رسم استریوگرام (شکل ۴) مربوطه، مشخص شد که کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد در امتداد

(۱۳۸۵). اما آنالیز پنج تک بلور زیرکن مربوط به منطقه گوشه، سن بسیار جوان‌تری معادل ۳۴,۷ میلیون سال (ائوسن پایانی) را برای این منطقه نشان می‌دهد که این مسأله حاکی از منحصر به فرد بودن منطقه گوشه نسبت به کمپلکس اصلی بروجرد می‌باشد و در نتیجه باید انتظار داشت که ریزساختارهای میکروسکوپی در منطقه گوشه متفاوت از ریزساختارهای کمپلکس اصلی باشد. ریزساختارهای گوشه ماگمایی است و نشان می‌دهد که نسبت به بقیه کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد کمتر دچار دگرشکلی شده است.

سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه شامل دو سری دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین و مجاورتی درجه پایین تا بالا می‌باشد. مرزبندی این دو دگرگونی با توجه به شواهد بافتی و تغییرات کانی‌شناسی صورت گرفته است. دگرگونی ناحیه‌ای شامل اسلیت‌ها و فیلیت‌ها می‌باشد که تغییرات بافتی محسوسی را نشان نمی‌دهند. دگرگونی مجاورتی با شیست‌های لکه‌دار شروع شده و به هورنفلس‌ها و میگماتیت‌ها ختم می‌گردد. دگرگونی

افزاده است که این دگرشکلی‌ها به صورت ساختارهای صفحه‌ای S1, S2, S3 ظاهر شده‌اند. دگرشکلی اول به واسطه چین‌های بسته تا موازی با سطح محوری افقی و با یک شیستوزیته بارز مشخص می‌شود. دگرشکلی دوم که همانند سایر مناطق سندج - سیرجان، حادثه اصلی دگرشکلی در منطقه می‌باشد و با چین‌های بسته با شیب زیاد تا قائم مشخص می‌شود. دگرشکلی سوم در مقیاس میکروسکوپی و به صورت یک کلیواژ خمیده دیده می‌شود.

شیستوزیته غالب سنگ‌های دگرگونی میزبانش تزریق گردیده است و دگرشکلی‌های موجود در حاشیه کمپلکس ارتباط ژنتیکی آشکاری با سنگ‌های میزبان خود دارند. طبق مطالعات قبلی (احمدی خلجی، ۱۳۸۵) مشخص شده است که دگرشکلی‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه، به صورت چین‌خوردگی‌ها و ساختارهای صفحه‌ای متعدد نمایان شده‌اند. در منطقه مورد مطالعه، حداقل سه فاز دگرشکلی در سنگ‌های دگرگونی اتفاق

جدول ۱- داده‌های مربوط به شیب و امتداد برداشت شده از سنگ‌های میزبان کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد

DIP	DipDirection	SN
۵۸	۴۲	۵۷
۵۸	۳۸	۵۸
۵۶	۴۵	۵۹
۵۲	۴۰	۶۰
۶۸	۵۲	۶۱
۶۲	۴۶	۶۲
۶۷	۴۰	۶۳
۷۵	۲۵	۶۴
۵۵	۷۹	۶۵
۷۷	۷۷	۶۶
۵۶	۴۰	۶۷
۶۶	۲۵	۶۸
۴۷	۳۰	۶۹
۶۴	۴۲	۷۰
۵۸	۳۲	۷۱
۶۰	۳۵	۷۲
۵۷	۲۷	۷۳
۵۹	۲۸	۷۴
۵۶	۳۰	۷۵
۵۴	۳۵	۷۶
۵۶	۵۷	۷۷
۵۹	۴۶	۷۸
۵۰	۴۵	۷۹
۷۷	۵۷	۸۰
۶۴	۵۰	۸۱
۷۲	۵۵	۸۲
۷۰	۹۷	۸۳
۵۱	۹۵	۸۴

DIP	DipDirection	SN
۴۴	۴۰	۲۹
۳۶	۲۸	۳۰
۵۴	۴۵	۳۱
۵۱	۴۸	۳۲
۵۵	۲۰	۳۳
۵۷	۱۵	۳۴
۴۶	۲۰	۳۵
۳۶	۲۹۰	۳۶
۳۴	۲۲	۳۷
۲۴	۹۷	۳۸
۵۳	۳۰	۳۹
۳۶	۲۵	۴۰
۳۰	۳۵	۴۱
۱۹	۳۷	۴۲
۳۲	۵۷	۴۳
۳۷	۲۲	۴۴
۳۷	۲۵	۴۵
۶۰	۴۰	۴۶
۲۶	۵۰	۴۷
۳۵	۲۵	۴۸
۳۵	۵۲	۴۹
۳۹	۴۰	۵۰
۷۲	۲۸	۵۱
۵۰	۷۷	۵۲
۶۲	۲۴	۵۳
۷۱	۱۳	۵۴
۶۵	۳۵	۵۵
۷۱	۴۴	۵۶

DIP	DipDirection	SN
۳۵	۵۵	۱
۳۴	۲۸	۲
۳۶	۳۳	۳
۱۶	۲۷۰	۴
۳۰	۲۶۵	۵
۱۶	۲۸۱	۶
۲	۴۸	۷
۱۰	۴۰	۸
۱۰	۳۷	۹
۲	۵	۱۰
۲۴	۱۲	۱۱
۲۱	۳۳۷	۱۲
۳۹	۱۹۵	۱۳
۴۰	۲۱۳	۱۴
۵۰	۲۵	۱۵
۴۶	۶	۱۶
۴۶	۱۵	۱۷
۲۷	۳۵۲	۱۸
۱۵	۱۳	۱۹
۴۴	۳۴۸	۲۰
۳۱	۱۰	۲۱
۳۰	۰	۲۲
۴۱	۱۵	۲۳
۴۳	۶۷	۲۴
۴۲	۴۵	۲۵
۵۴	۳۴	۲۶
۶۱	۲۵	۲۷
۲۲	۵۴	۲۸

DIP	DipDirection	SN
۳۳	۲۳	۱۵۵
۳۶	۰	۱۵۶
۴۵	۲۸	۱۵۷
۶۷	۳۶	۱۵۸
۱۸	۵۲	۱۵۹
۳۸	۴۵	۱۶۰
۳۵	۲۰	۱۶۱
۲۴	۲۷	۱۶۲
۵۳	۴۰	۱۶۳
۱۲	۳۳	۱۶۴
۱۸	۷	۱۶۵
۴۰	۴۶	۱۶۶
۳۶	۵۳	۱۶۷
۴۴	۳۴	۱۶۸
۴۷	۳۳	۱۶۹
۲۵	۳۰	۱۷۰
۱۸	۲۵	۱۷۱
۲۶	۱۴	۱۷۲
۴۷	۴۰	۱۷۳
۵۶	۲۶	۱۷۴
۳۲	۵۶	۱۷۵
۲۴	۱۵	۱۷۶
۵۰	۴۵	۲۲۱
۶۸	۵۵	۲۲۲
۶۷	۴۶	۲۲۳
۵۷	۶۵	۲۲۴
۱۵	۲۶۶	۲۲۵
۱۶	۱۴۰	۲۲۶
۱۱	۱۴۳	۲۲۷
۲۶	۹۴	۲۲۸
۴۱	۷۲	۲۲۹
۶۲	۷۵	۲۳۰
۴۶	۵۵	۲۳۱
۵۰	۷۵	۲۳۲
۳۶	۵۵	۲۳۳

DIP	DipDirection	SN
۷۸	۳۵	۱۲۰
۷۵	۲۷	۱۲۱
۵۰	۲۵	۱۲۲
۸۲	۱۵	۱۲۳
۸۶	۱۰	۱۲۴
۴۰	۱۴	۱۲۵
۱۵	۱۰	۱۲۶
۳۴	۲۲	۱۲۷
۵۷	۸۰	۱۲۸
۵۸	۸۰	۱۲۹
۵۵	۸۰	۱۳۰
۴۹	۴۰	۱۳۱
۴۴	۴۷	۱۳۲
۵۵	۴۵	۱۳۳
۶۶	۴۶	۱۳۴
۳۹	۳۵	۱۳۵
۲۳	۳۲	۱۳۶
۴۴	۲۰	۱۳۷
۴۵	۱۰	۱۳۸
۴۲	۲	۱۳۹
۴۰	۲۹۰	۱۴۰
۵۰	۳۴۵	۱۴۱
۳۲	۳۴۵	۱۴۲
۸۸	۱۰	۱۴۳
۸۰	۵	۱۴۴
۸۸	۱۳	۱۴۵
۴۰	۰	۱۴۶
۴۶	۳۵۰	۱۴۷
۶۳	۰	۱۴۸
۸۹	۵	۱۴۹
۸۹	۸	۱۵۰
۸۹	۹	۱۵۱
۲۶	۶۰	۱۵۲
۴۹	۵	۱۵۳
۵۲	۲۵	۱۵۴

DIP	DipDirection	SN
۵۱	۸۹	۸۵
۷۷	۳۰	۸۶
۷۰	۳۷	۸۷
۸۱	۴۴	۸۸
۲۶	۳۰	۸۹
۴۰	۴۸	۹۰
۳۵	۸۰	۹۱
۳۴	۳۴۵	۹۲
۳۱	۳۰۲	۹۳
۲۴	۲۷۷	۹۴
۴۳	۸۳	۹۵
۴۴	۹۷	۹۶
۶۲	۹۸	۹۷
۳۴	۲۶۶	۹۸
۴۰	۲۷۳	۹۹
۵۲	۲۵۶	۱۰۰
۵۲	۲۸	۱۰۱
۴۹	۲۳	۱۰۲
۶۸	۳۵	۱۰۳
۴۳	۱۲۷	۱۰۴
۵۱	۱۲۰	۱۰۵
۵۲	۱۱۵	۱۰۶
۵۴	۴۷	۱۰۷
۴۰	۳۷	۱۰۸
۱۱	۵۳	۱۰۹
۸۹	۲۳۰	۱۱۰
۷۱	۳۵	۱۱۱
۸۱	۴۶	۱۱۲
۸۶	۳۰	۱۱۳
۸۲	۴۲	۱۱۴
۷۲	۴۰	۱۱۵
۸۹	۲۲۰	۱۱۶
۵۷	۴۰	۱۱۷
۷۱	۳۵	۱۱۸
۴۰	۲۷	۱۱۹

DIP	DipDirection	SN
۴۷	۱۷۷	۲۱۶
۴۶	۲۸	۲۱۷
۲۲	۲۵	۲۱۸
۳۴	۵۸	۲۱۹
۵۰	۵۱	۲۲۰
۴۵	۳۴	۳۵۳
۴۸	۳۵	۳۵۴
۳۶	۳۸	۳۵۵
۵۳	.	۳۵۶
۴۶	۲۰	۳۵۷
۳۱	۳۴	۳۵۸
۴۰	۳	۳۵۹
۳۴	۳۵۸	۳۶۰
۴۴	۶	۳۶۱
۵۲	۷	۳۶۲
۵۹	۲	۳۶۳
۵۷	۵	۳۶۴
۳۹	۳۰	۳۶۵
۳۶	۳۵	۳۶۶
۳۴	۱۵	۳۶۷
۵۲	۱۵	۳۶۸
۵۱	۳۲	۳۶۹
۵۹	۲۳	۳۷۰
۵۴	۳۲	۳۷۱
۶۲	۶۰	۳۷۲
۶۱	۶۴	۳۷۳
۳۱	۹	۳۷۴
۴۳	۱۸	۳۷۵
۲۰	۳۵۶	۳۷۶
۶۴	۴۵	۳۷۷
۵۷	۵۶	۳۷۸
۵۷	۴۰	۳۷۹
۷	۳۵۷	۳۸۰
۶۳	۲۰	۳۸۱
۴۴	۳۴۵	۳۸۲

DIP	DipDirection	SN
۶۴	۱۰	۱۸۱
۱۶۸	۱۲	۱۸۲
۸۰	۲۵	۱۸۳
۸۹	۳۵	۱۸۴
۸۹	۵۴	۱۸۵
۸۹	۵۵	۱۸۶
۲۹	۶۲	۱۸۷
۶۴	۶۳	۱۸۸
۵۰	۳۵	۱۸۹
۳۴	۳۴۰	۱۹۰
۳۱	۳۱۶	۱۹۱
۲۵	۳۲۴	۱۹۲
۱۸	۳۵	۱۹۳
۱۸	۴۳	۱۹۴
۲۹	۸۷	۱۹۵
۳۵	۶۴	۱۹۶
۳۴	۶۰	۱۹۷
۴۰	۷۵	۱۹۸
۲۵	۶۰	۱۹۹
۳۶	۵۵	۲۰۰
۵۳	۵۸	۲۰۱
۱۱	۸۵	۲۰۲
۱۷	۸۸	۲۰۳
۱۹	۴۵	۲۰۴
۲۷	۵۰	۲۰۵
۳۶	۷۰	۲۰۶
۴۵	۱۰	۲۰۷
۴۷	۱۲	۲۰۸
۶۴	۳۵۷	۲۰۹
۵۰	۵۴	۲۱۰
۴۶	۶۴	۲۱۱
۶۰	۶۷	۲۱۲
۱۶	۱۵۶	۲۱۳
۲۰	۱۷۰	۲۱۴
۶	۱۲۴	۲۱۵

DIP	DipDirection	SN
۳۴	۴۰	۲۳۴
۲۸	۷۰	۲۳۵
۳۵	۸۰	۲۳۶
۳۹	۷۳	۲۳۷
۳۴	۶۵	۲۳۸
۸۹	۴۰	۲۳۹
۸۹	۲۵	۲۴۰
۸۹	۴۴	۲۴۱
۳۶	۳۲۳	۲۴۲
۳۹	۳۲۴	۲۴۳
۴۳	۳۳۸	۲۴۴
۴۷	۵۰	۲۴۵
۵۱	۵۳	۲۴۶
۵۳	۵۸	۲۴۷
۴۷	۶۲	۲۴۸
۳۸	۳۰	۲۴۹
۵۰	۷۷	۲۵۰
۵۵	۳۵	۲۵۱
۴۳	۳۰	۲۵۲
۴۷	۲۶	۲۵۳
۳۵	۶۰	۲۵۴
۳۴	۴۰	۲۵۵
۵۶	۴۲	۲۵۶
۲۰	۱۰	۲۵۷
۳۲	۲۳	۲۵۸
۵۰	۳۵	۲۵۹
۲۵	۱۰۵	۲۶۰
۲۶	۱۰۰	۲۶۱
۵۲	۲۰	۲۶۲
۲۵	۲۸	۲۶۳
۳۲	۲۶	۲۶۴
۲۴	۳۶	۱۷۷
۴	۱۵	۱۷۸
۱۰	۲۰	۱۷۹
۲۱	۱۴	۱۸۰

DIP	DipDirection	SN
۴۵	۲۸۰	۲۷۷
۲۳	۲۸۲	۲۷۸
۳۸	۲۸۴	۲۷۹
۲۰	۶۳	۲۸۰
۳	۷۵	۲۸۱
۱۸	۴۰	۲۸۲
۸	۴۵	۲۸۳
۱۵	۱۰۰	۲۸۴
۲۳	۸۵	۲۸۵
۱۴	۲۷۰	۲۸۶
۱۸	۲۷۰	۲۸۷
۱۰	۲۸۴	۲۸۸
۱۳	۳۱۴	۲۸۹
۱۰	۱۱۵	۲۹۰
۱۱	۱۰۴	۲۹۱
۱۰	۱۵۴	۲۹۲
۶	۲۱۰	۲۹۳
۵	۲۰۸	۲۹۴
۱۶	۱۸۵	۲۹۵
۲۵	۳۴۰	۲۹۶
۲۰	۳	۲۹۷
۳۰	۳۵۷	۲۹۸
۳۲	۳۵۵	۲۹۹
۱۱	۳۵۰	۳۰۰
۲۹	۷	۳۰۱
۱۲	۲۱۸	۳۰۲
۳۴	۲۲۰	۳۰۳
۱۴	۲۰۵	۳۰۴
۱۱	۳۴۰	۳۰۵
۲۰	۸۵	۳۰۶
۳۷	۱۶	۳۰۷
۲۹	۸	۳۰۸
۸۹	۲۵	۳۹۷
۵۴	۳۲	۳۹۸
۴۶	۳۷	۳۹۹

DIP	DipDirection	SN
۳۴	۲۵	۳۳۰
۱۴	۷۵	۳۳۱
۱۳	۶۸	۳۳۲
۳۱	۵۴	۳۳۳
۱۹	۲۹۳	۳۳۴
۸۹	۸۰	۳۳۵
۸۹	۶۸	۳۳۶
۸۹	۵۵	۳۳۷
۶۰	۴۷	۳۳۸
۵۲	۳۷	۳۳۹
۴۶	۲۳	۳۴۰
۷۰	۱۰	۳۴۱
۵۳	۳۵۳	۳۴۲
۷۰	۳۵۵	۳۴۳
۵۴	۱۲	۳۴۴
۵۸	۱۵	۳۴۵
۵۷	۱۰	۳۴۶
۸۹	۱۳	۳۴۷
۸۹	۲۰	۳۴۸
۸۹	۱۵	۳۴۹
۴۵	۳۵	۳۵۰
۴۰	۳۰	۳۵۱
۴۳	۳۳	۳۵۲
۴۶	۳۵۷	۳۶۵
۳۴	۵	۳۶۶
۴۰	۷	۳۶۷
۳۲	۳۴۴	۳۶۸
۳۴	۳۵۷	۳۶۹
۳۹	۵۷	۳۷۰
۳۶	۷۰	۳۷۱
۱۷	۵	۳۷۲
۴۲	۳۴۳	۳۷۳
۳۲	۰	۳۷۴
۵۴	۳۳۲	۳۷۵
۲۰	۸۰	۳۷۶

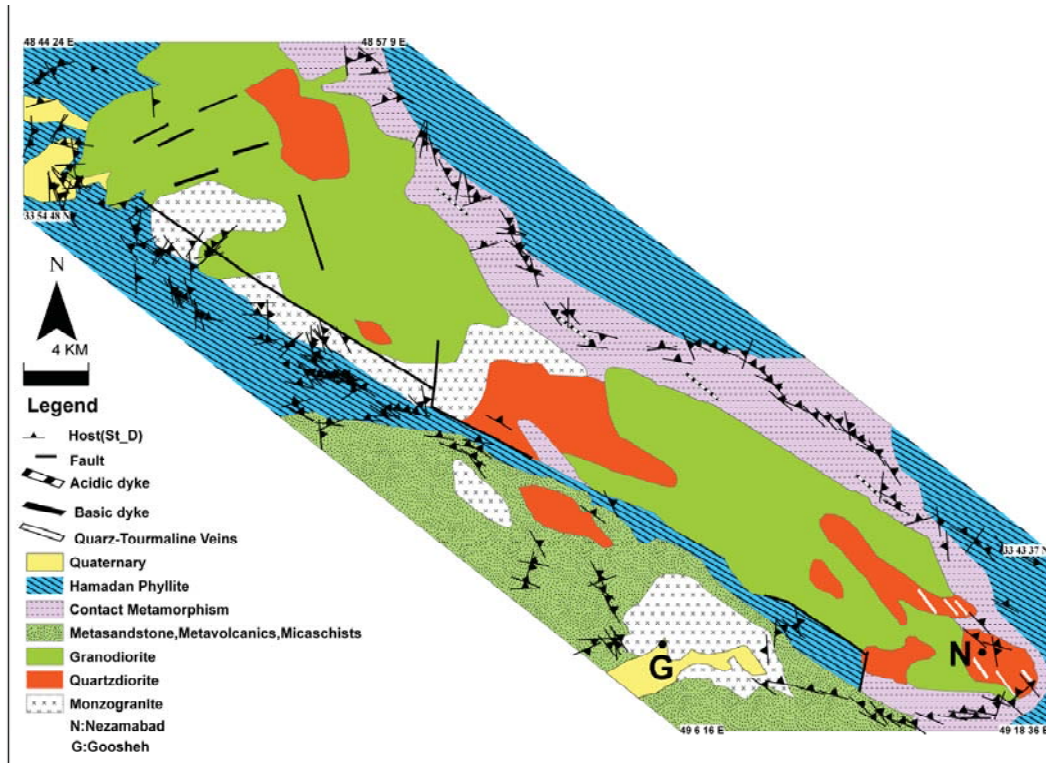
DIP	DipDirection	SN
۸۹	۳۰	۳۸۳
۸۹	۳۵	۳۸۴
۸۹	۳۹	۳۸۵
۴۱	۵	۳۸۶
۴۶	۱۰	۳۸۷
۴۵	۹	۳۸۸
۴۳	۲۵	۳۸۹
۵۹	۲۸	۳۹۰
۶۳	۱۷	۳۹۱
۲۶	۳۳	۳۹۲
۳۵	۲۸	۳۹۳
۲۲	۱۸	۳۹۴
۸۹	۳۰	۳۹۵
۸۹	۶	۳۹۶
۳۷	۱۲۵	۳۰۹
۳۴	۱۰۵	۳۱۰
۳۲	۱۲۵	۳۱۱
۵۱	۱۱۵	۳۱۲
۱۳	۱۵۵	۳۱۳
۲۰	۱۱۰	۳۱۴
۱۳	۸۵	۳۱۵
۲۸	۷۵	۳۱۶
۲۴	۳۴۵	۳۱۷
۲۹	۳۳۵	۳۱۸
۳۶	۱۴۷	۳۱۹
۴۳	۱۲۷	۳۲۰
۵۵	۱۱۸	۳۲۱
۳۳	۳۲۳	۳۲۲
۳۷	۳۱۰	۳۲۳
۲۴	۳۲۰	۳۲۴
۴۶	۵۶	۳۲۵
۵۶	۶۲	۳۲۶
۵۸	۵۲	۳۲۷
۴۲	۳۴۵	۳۲۸
۴۰	۳۴۸	۳۲۹

DIP	DipDirection	SN
۷۴	۱۳	۴۷۰
۷۴	۳۴۸	۴۷۱
۷۲	۳۱۲	۴۷۲
۶۶	۱۴۴	۴۷۳
۶۲	۴۸	۴۷۴
۶۹	۸۷	۴۷۵
۴۹	۶۱	۴۷۶
۷۷	۵۱	۴۷۷
۶۱	۷۱	۴۷۸
۶۰	۴۱	۴۷۹
۸۵	۳۲	۴۸۰
۴۵	۵۶	۴۸۱
۶۲	۳۴	۴۸۲
۸۷	۴	۴۸۳
۸۵	۱۵	۴۸۴
۸۰	۴۰	۴۸۵
۸۳	۲۰	۴۸۶
۸۵	۱۷	۴۸۷
۸۴	۴۷	۴۸۸
۸۵	۴۳	۴۸۹
۸۸	۱۴	۴۹۰
۸۶	۳۳۰	۴۹۱
۸۴	۳۴۴	۴۹۲
۷۷	۲۷	۴۹۳
۸۸	۲۵	۴۹۴
۸۷	۳۳۶	۴۹۵
۸۰	۸۵	۴۹۶
۸۷	۷۷	۴۹۷
۸۶	۵	۴۹۸
۷۴	۱۵	۴۹۹
۸۸	۳۵	۵۰۰
۸۴	۶۲	۵۰۱
۸۳	۵۸	۵۰۲
۸۵	۲۰	۵۰۳
۷۴	۷۵	۵۰۴

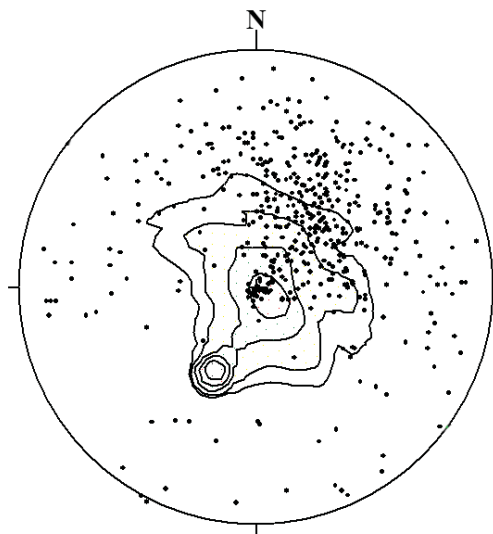
DIP	DipDirection	SN
۵۶	۵۲	۴۳۵
۶۷	۵۶	۴۳۶
۴۶	۲۴	۴۳۷
۸۳	۱۶۵	۴۳۸
۳۱	۳۲۸	۴۳۹
۶۴	۲۷۸	۴۴۰
۷۰	۷۲	۴۴۱
۵۶	۵۵	۴۴۲
۳۵	۱۵۵	۴۴۳
۴۱	۳۰۵	۴۴۴
۵۴	۴۰	۴۴۵
۲۱	۳۱۰	۴۴۶
۳۳	۳۶	۴۴۷
۶۸	۲۳۱	۴۴۸
۸۸	۳۰۴	۴۴۹
۶۶	۳۱۷	۴۵۰
۶۰	۳۲۲	۴۵۱
۴۵	۳۱۳	۴۵۲
۷۱	۳۴۸	۴۵۳
۴۷	۳۲۰	۴۵۴
۷۶	۸۶	۴۵۵
۵۱	۸۷	۴۵۶
۵۷	۸۲	۴۵۷
۵۶	۵۲	۴۵۸
۵۶	۷۲	۴۵۹
۵۵	۶۴	۴۶۰
۶۸	۶۳	۴۶۱
۷۴	۲۷	۴۶۲
۵۷	۷۲	۴۶۳
۵۳	۸۸	۴۶۴
۷۲	۷۲	۴۶۵
۶۱	۵	۴۶۶
۵۳	۲	۴۶۷
۴۸	۱۷۸	۴۶۸
۸۰	۸۸	۴۶۹

DIP	DipDirection	SN
۵۰	۲۰	۴۰۰
۵۴	۸	۴۰۱
۲۷	۳۵۰	۴۰۲
۴۰	۳۵۰	۴۰۳
۵۲	۱۲	۴۰۴
۵۹	۶	۴۰۵
۶۲	۳۵۳	۴۰۶
۵۴	۲۳	۴۰۷
۵۳	۳۰	۴۰۸
۴۵	۱۷	۴۰۹
۵۵	۸	۴۱۰
۶۰	۱۵	۴۱۱
۴۲	۴	۴۱۲
۶۰	۳۵	۴۱۳
۵۰	۳۲	۴۱۴
۶۴	۴۳	۴۱۵
۲۲	۵۵	۴۱۶
۴۰	۷	۴۱۷
۲۳	۱۶	۴۱۸
۴۲	۲۰۸	۴۱۹
۶۰	۸۷	۴۲۰
۷۸	۸۸	۴۲۱
۵۶	۷۱	۴۲۲
۸۵	۵۵	۴۲۳
۵۳	۴۳	۴۲۴
۸۸	۱۷۷	۴۲۵
۲۶	۸۲	۴۲۶
۴۱	۶	۴۲۷
۶۴	۸۶	۴۲۸
۶۶	۷۶	۴۲۹
۷۶	۴۰	۴۳۰
۵۴	۵۵	۴۳۱
۳۸	۳۵۵	۴۳۲
۶۴	۲۸۵	۴۳۳
۶۳	۷۴	۴۳۴





شکل ۳- با توجه به داده های جدول ۱ که مربوط به شیب و امتداد برداشت شده از سنگ های میزبان می باشد، این پارامتر برای تمامی ایستگاه های مربوطه رسم شده است که به صورت Host (St-D) نمایش داده شده است.



شکل ۴- استریوگرام مربوط به شیبستزیتته غالب سنگ های میزبان کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد

نمی شود و در قسمت های شمال و شمال غرب کمپلکس، ریزساختارهای میلونیته به وفور یافت می شود و حالت حدواسط بین این دو نیز در بخش های مختلف کمپلکس، قابل مشاهده است (شکل ۱). بر اساس مطالعات انجام شده بر روی ۹۴ نمونه از قسمت های مختلف کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد، می توان ریزساختارها را در این کمپلکس به چهار پهنه به شرح زیر تقسیم بندی نمود:

### گروه بندی ریزساختارهای میکروسکوپی در کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد

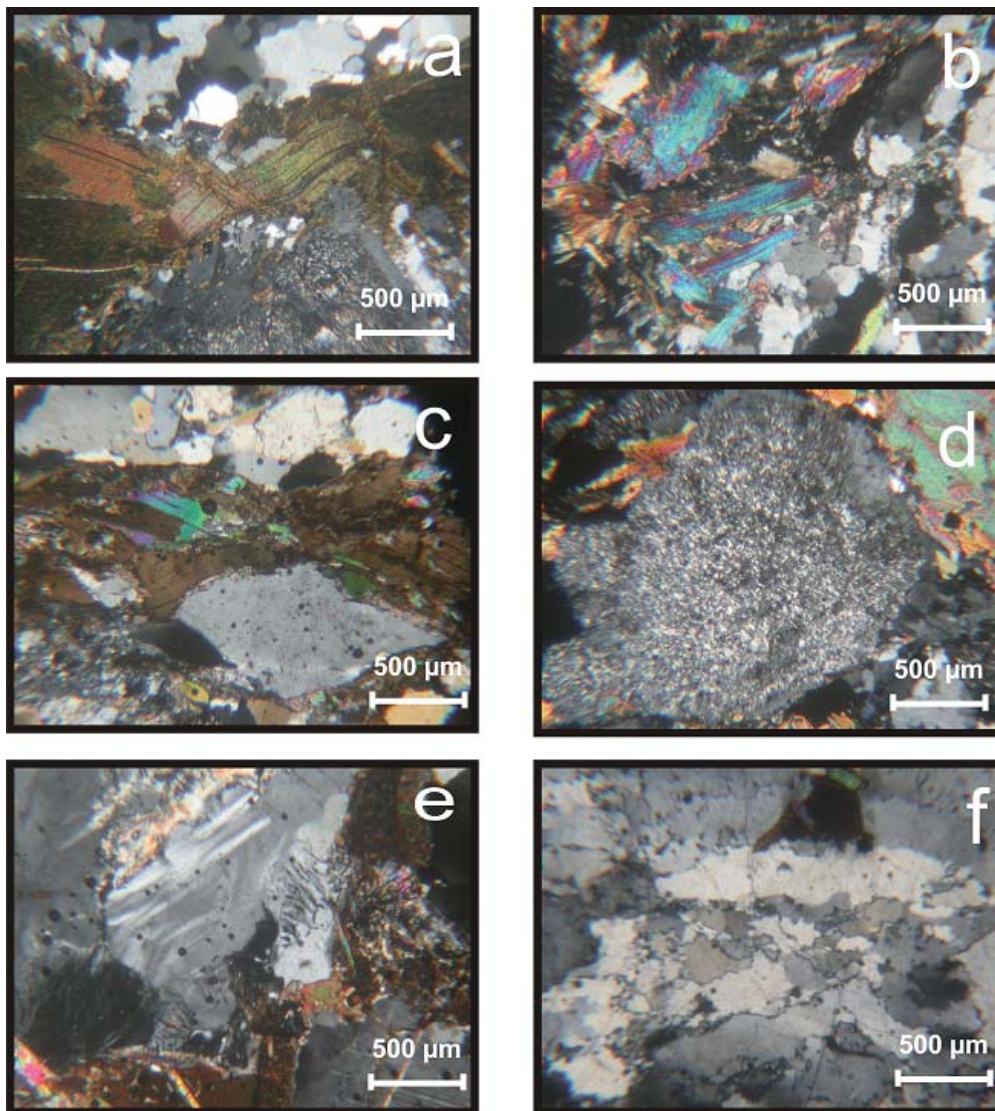
بر اساس بررسی های صحرائی و مطالعات میکروسکوپی مشخص شد که شدت دگرشکلی ها در همه جای کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد یکسان نیست، شدت دگرشکلی ها از غرب به شرق و از شمال غرب به سمت جنوب شرق کاهش می یابد. مثلاً در مونزوگرانیت های گوشه، اثر خاصی از دگرشکلی دیده

**ریزساختارهای ماگمایی و ساب ماگمایی**

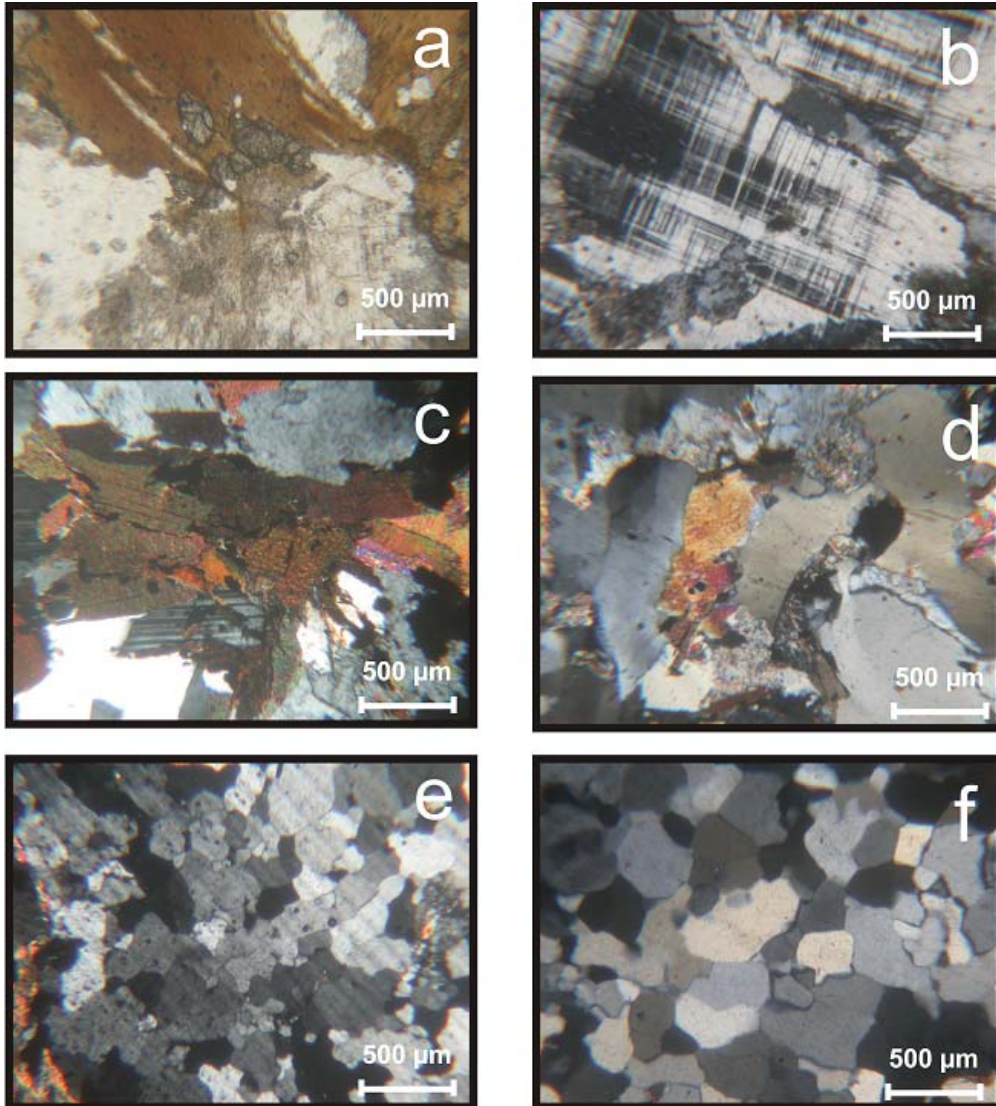
ریزساختارهای ماگمایی و ساب ماگمایی در کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد، در بخشی معروف به گرانیت گوشه واقع در جنوب غرب کمپلکس (شکل ۱) به خوبی گسترش یافته‌اند. در این بخش کانی‌ها دگرشکلی از خود نشان نداده و متحمل تنشی خاصی نشده‌اند. فقط ممکن است خاموشی موجی بسیار ضعیفی در کوارتز دیده شود و یا در حالت ساب ماگمایی بلورهای فلدسپار دچار شکستگی شوند (شکل ۶- c) که علت این امر وجود صفحات کلیواژ و ماکل در دانه‌های فلدسپار می‌باشد (Vernon and Flood, 1987). بنابراین در حالت کلی، کانی‌ها ساختار و شکل اولیه خود را حفظ نموده‌اند. این ریزساختارها نشان می‌دهند بخش مزبور می‌تواند جوان‌ترین فعالیت ماگمایی در منطقه باشد زیرا دگرشکلی خاصی را متحمل نشده‌اند (Masoudi et al., 2002) (شکل ۶- a)

**ریزساختار ساب سولیدوس حالت جامد دما بالا**

پراکندگی ریزساختار حالت جامد دمای بالا در کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد، عمدتاً در شرق و جنوب شرق کمپلکس تا مرکز آن دیده می‌شود (شکل ۱). بررسی مقاطع میکروسکوپی این بخش نشان می‌دهد، بلورهای بیوتیت در اکثر سنگ‌های تغییر شکل یافته این پهنه، تاب‌دار و خمیده بوده و کج‌شدگی (شکل ۵- a) نشان می‌دهند و یا کینگ‌باند در آن‌ها به وجود آمده است. باید توجه داشت که در اکثر موارد ظهور کینگ‌باند در دگرشکلی‌ها به علت لغزش کم ورقه‌های بیوتیت در امتداد سطوح کلیواژ نادر، می‌باشد (Bouchez et al., 1992). به اعتقاد (Vernon and Flood, 1987) (Johnson et al., 2006) حضور مقدار کمی مذاب در بین ورقه‌های بیوتیت، سبب به سهولت لغزش ورقه‌ها بر روی یکدیگر می‌گردد (شکل ۶- c). در مقاطع این پهنه، پلاژیوکلازها دارای حاشیه‌های گسیخته بوده و ماکل‌های مکانیکی و پلی‌سنتیک تاب‌دار از خود



شکل ۵- a) خمیدگی و کج‌شدگی در بیوتیت، b) بیوتیت در حال تبدیل به مسکویت ثانویه، c) بیوتیت به صورت میکافیش، d) دگرسانی در فلدسپار و تبدیل آن به کانی‌های ثانویه از جمله کانی‌های رسی، e) بافت پرتیتی در فلدسپار و f) کوارتز در حال تبلور مجدد و دارای مهاجرت مرز دانه به صورت آمیبی



شکل ۶- (a) پهنه ماگمایی (کانی‌ها بدون هیچ تغییری دیده می‌شوند)، (b) رگه‌ای از کوارتز در داخل فلدسپار دیده می‌شود که مؤید حالت ساب ماگمایی است. همچنین به ماکل پلی سنتتیک فلدسپار هم توجه گردد، (c) پهنه حالت جامد دما بالا، (d) پهنه حالت جامد دما پایین و (e و f) پهنه ساب میلونیتی - میلونیتی (کوارتزها تبلور مجدد گسترده نشان می‌دهد)

غرب و جنوب غرب کمپلکس گسترش دارد (شکل ۱). مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک نشان می‌دهد که بلورهای درشت بیوتیت تکه‌تکه و به اجتماع دانه‌ریزی تبدیل شده است که مؤید تجدید تبلور می‌باشد. در این حالت بلورهای تکه‌تکه شده به تدریج جهت‌یابی کرده و سبب ایجاد برگ‌وارگی در سنگ می‌شوند. همچنین ریزساختارهای ساب سولیدوس حالت جامد دمای پایین با خاموشی موجی شدید در کوارتز مشخص می‌شود (شکل ۶- e (Passchier and Trouw, 1999)). کانی پلاژیوکلاز نیز به وسیله سریسیست، جایگزین گردیده است (شکل ۵- d).

#### ریزساختارهای ساب سولیدوس و میلونیتی

این پهنه در منطقه مورد مطالعه از مرکز به سمت شمال گسترش یافته، به طوری که می‌توان گفت از مرکز به سمت شمال شرق کمپلکس، بیشتر حالت ساب میلونیتی بوده و از مرکز به سمت

نشان می‌دهند (شکل ۶- b). در بسیاری از مقاطع این پهنه در فلدسپارها بافت پرتیتی را می‌توان مشاهده نمود (شکل ۵- e). همچنین تبلور مجدد در کوارتز با مهاجرت مرز دانه به صورت آمیبی و استیلولیتی اتفاق افتاده است (شکل ۵- f) این حالت مؤید حرارت بالا در گرانیتوئیدها می‌باشد و در شرایطی که اختلاف تنش شدید و مقدار تنش برشی بیشینه باشد، بر اثر تبلور مجدد چرخشی، دانه‌های کوارتز در اندازه‌های تقریباً مساوی، ریز و کوچک شده و با چرخیدن، به موازات سطح برگ‌وارگی قرار گرفته‌اند (Passchier, 1982). وجود تمامی شواهد فوق، حاکی از عملکرد تنش‌های تکتونیک در حالت شکل‌پذیر بر سنگ‌های این پهنه می‌باشد.

#### ریزساختارهای ساب سولیدوس حالت جامد دما پایین

این پهنه در کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد از مرکز به طرف

زمانی که ماگما به طور کامل متبلور و سرد شد، شکل می‌گیرند (Benn et al., 1989; Bouchez et al., 1992; Esmaeily et al., 2007)، مجموع شواهد، بیان‌کننده این واقعیت است که پهنه‌های حالت ماگمایی و جامد دمای بالا، هم‌زمان با جایگیری کمپلکس و پهنه‌های حالت جامد دما پایین، ساب‌میلونیتی و میلونیتی حاصل فعالیت‌های پس از جایگیری کمپلکس می‌باشند. (یعنی زمانی که کمپلکس کاملاً سرد و متبلور بوده و سنگ‌ها حالت شکننده داشته‌اند) با دقت در نقشه پهنه‌بندی ریزساختارهای منطقه مورد مطالعه، به آسانی می‌توان استنباط نمود که شدت دگرشکلی‌ها از شمال غرب به جنوب شرق و هم‌چنین از غرب به شرق کمپلکس کاهش می‌یابد. تمرکز شدت دگرشکلی‌ها در شمال و غرب کمپلکس را می‌توان به وجود پهنه‌های برشی و گسل‌های بسیار زیاد موجود در این مناطق نسبت داد. به نظر می‌رسد در این‌جا عملکرد پهنه‌های برشی موجب افزایش شدت دگرشکلی‌ها و توسعه حالت‌های میلونیتی و ساب‌میلونیتی گردد. در حالی که در مورد پهنه اول یعنی گرانیته گوشه دو حالت را می‌توان مطرح نمود:

اول این‌که این قسمت خارج از عملکرد پهنه‌های برشی بوده و بنابراین از اثرات عملکرد پهنه‌های برشی در امان بوده است. دوم اینکه این پهنه حاصل فعالیت‌های ماگمایی بعدی در منطقه می‌باشد. می‌توان گفت بعد از جایگزینی و سرد شدن کامل کمپلکس گرانیته‌ی بروجرد، گرانیته گوشه به صورت جداگانه جایگزین شده است و بنابراین جوان‌تر از گرانیته بروجرد می‌باشد (Masoudi et al., 2002). نتایج این پهنه‌بندی‌ها با مدل ارائه شده احمدی خلجی (۱۳۸۵) که بر اساس عناصر کمیاب و داده‌های سن‌سنجی ایزوتوپی اورانیم - سرب صورت پذیرفته و جایگزینی کمپلکس گرانیته‌ی بروجرد را هم‌زمان با کوهزایی و طی دو مرحله اواخر برخورد و پس از برخورد می‌داند، سازگار است. بر این اساس می‌توان گفت پهنه‌های سوم، چهارم و پنجم مربوط به اواخر برخورد و پهنه‌های اول و دوم مربوط به پس از برخورد هستند.

### نتیجه‌گیری

در کمپلکس گرانیته‌ی بروجرد، چهار نوع ریزساختار شامل ریزساختارهای ماگمایی و ساب‌ماگمایی، ریزساختارهای جامد دما بالا، ریزساختارهای جامد دما پایین و ریزساختارهای ساب‌میلونیتی تا میلونیتی قابل شناسایی است. به نظر می‌رسد که ریزساختارهای ماگمایی و حالت جامد دما بالا در زمانی که هنوز ماگما به طور کامل متبلور نشده و یا متبلور بوده ولی دمای آن نزدیک به سولیدوس بوده، شکل گرفته‌اند در حالی که دو نوع ریزساختار دیگر در دمای پایین و از بین آنها نوع میلونیتی در پهنه‌های برشی شکل گرفته است. در حالت کلی شدت دگرشکلی در کمپلکس گرانیته‌ی بروجرد از شمال غرب به جنوب شرق و هم‌چنین از غرب به شرق کاهش محسوس و چشمگیری نشان می‌دهد که بی‌ارتباط با گستردگی پهنه‌های برشی و گسل‌ها در مناطق غرب و شمال غرب منطقه نیست.

شمال غرب پهنه، میلونیتی می‌باشد (شکل ۱). در این مناطق که دگرشکلی بسیار شدید است، بیوتیت تجزیه و به کانی‌های ثانویه‌ای از قبیل مسکویت، کلسیت، اپیدوت و کلریت تبدیل می‌گردد (احمدی خلجی، ۱۳۸۵) (شکل ۵-b). هم‌چنین در بعضی مقاطع دیگر این پهنه، بیوتیت به صورت میکافیش دیده می‌شود که جهت برش راست بر را به خوبی نشان می‌دهد (شکل ۵-c). در دگرشکلی درجه بالا، بلورهای فلدسپار می‌توانند دگرسان شده و تبدیل به کانی‌های ثانویه‌ای از قبیل سریسیت، مسکویت و کانی‌های رسی (شکل ۵-a) شوند. فلدسپارهای سالم به ندرت در این پهنه مشاهده می‌شوند. در این پهنه، کوارتز به شدت تبلور مجدد پیدا نموده و خاموشی موجی شدید دارد (شکل ۶-f و e) و کوارتزهایی که در حین دگرشکلی‌های مختلف قبلی، حاشیه‌های نامنظم و خاموشی موجی پیدا کرده بودند، ممکن است پس از افت نرخ دگرشکلی یا توقف آن، ناپایدار شده و به تناسب شرایط حاکم بر محیط، دچار تجدید تبلور شوند. بنابراین در این پهنه به دلیل تنش شدید، تغییرات اساسی در ساختار و بافت کانی‌ها به وقوع پیوسته است. به طوری که تعیین ماهیت اولیه گرانیته‌ها مشکل و سنگ به یک زمینه ریزدانه متشکل از کوارتز، سریسیت، کلریت، کلسیت و اپیدوت تبدیل شده است. بقایایی از دانه‌های درشت کوارتز و فلدسپار به صورت پورفیروکلاست در این زمینه ریزدانه قرار می‌گیرند. پارائز کانی‌های ذکر شده نشان می‌دهد که این نوع دگرشکلی به طور بارزی تحت شرایط دگرگونی رخساره شیبست سبز درجه پایین صورت گرفته است (Vernon and Flood, 1987; Tullis et al., 1999)، سنگ‌ها در بخش‌هایی که این ریزساختارها تشکیل شده‌اند، به دلیل فرسایش بسیار زیاد، رخنمون کمی دارند.

### بحث

دگرشکلی‌ها در کمپلکس گرانیته‌ی بروجرد بسیار متنوع می‌باشند. وجود چهار نوع بیوتیت شامل بیوتیت‌های درشت اولیه که دچار کچ‌شدگی و خمیدگی شده‌اند، بلورهای ریزشده بیوتیت که خمیره سنگ شده‌اند، بیوتیت‌های آلتره شده و میکافیش‌ها، هم‌چنین شکستگی‌های متعدد ایجادشده در فلدسپارها و تبلور مجدد در این کانی‌ها و نهایتاً ریزشدگی و درجات مختلف دگرشکلی و خاموشی موجی در کوارتز، همگی مؤید تنوع تنش‌های تکنونیک، هم‌زمان و بعد از جایگیری کمپلکس گرانیته‌ی بروجرد می‌باشند. به اعتقاد (Brown and Parsons, 1981) و (Bouchez et al., 1990) از آن‌جا که کمپلکس‌های گرانیته‌ی طی جایگزینی و هم‌چنین بعد از جایگزینی به شکل‌های متفاوتی دچار دگرشکلی می‌شوند، لذا این کمپلکس‌ها می‌توانند شاخص‌های مفیدی از دگرشکلی‌های حادث شده در چنین مناطقی باشند. ریزساختارهای ماگمایی و حالت جامد دما بالا به ترتیب در حضور فاز مذاب باقیمانده و پس از انجماد کامل کمپلکس، اما در دمای بالا تشکیل می‌شوند. سایر دگرشکلی‌ها پس از جایگیری کمپلکس یعنی

منابع

- microstructural evidence and numerical modeling. *Journal of Structural Geology*, 26, 1845-1865.
- Masoudi, F., Yardley, B.W.D. and Clif. R.A., 2002. Rb-Sr Geochronology of Pegmatites, Plutonic rocks and a Hornfels in the region south-West of Arak, Iran. *Journal of Sciences*, 13(3), 249-234.
- Passchier C.w., 1982. Mylonite deformation in the Saint-barthelemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylyte. *GUA papers of Geology*, 116, 1-173.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 1999. *Micro Tectonics*. Springer Verlag Berlin Heidelberg in Germany.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, A review. *American Association Petroleum Geologists*, 52, 1229-1258.
- Tullis, J., Stünitz, H., Teysier, C. and Heilbronner, R., 1999. Deformation and microstructures microstructures in quartzo-feldspathic rocks. *Journal of the Virtual Explorer*, 84, 547-568.
- Vernon, R.H., 1999. Flame perthite in metapelitic gneisses in the Cooma Complex, SE Australia. *American Mineralogist*, 84, 1760-1765.
- Vernon, R.H. and Flood, R.H., 1987. Contrasting deformation and metamorphism of S and I type granitoids in the Lachlan Fold Belt, Eastern Australia. *Tectonophysics* 219: 241-256.
- احمدی خلجی، ا.، ۱۳۸۵. پترولوژی کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد، رساله دکتری، پردیس علوم، دانشگاه تهران.
- Benn, K., Paterson, S.R., Lund, S., Pignotta, G.S. and Kruse, S., 1989. Magmatic fabrics in batholiths as markers of and plate kinematics: example of the Cretaceous Mt. Stuart batholith. *Physics Chemistry Earth (A)*, 26, 343-352.
- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nedelec, A. and Cuney, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, 20, 35-38.
- Bouchez, J.L., Guillet, P. and Chevalier, F., 1990. Structures d'écoulements liés à la mise en place du granite de Guérande (Loire Atlantique, France). *Bulletin Société Géologique France* 7/XXIII, 387-399.
- Brown, W.L. and Parsons, I., 1981. Alkali feldspars, ordering rates, phase transformations and behaviour diagrams for igneous rocks. *Mineralogical Magazine*, 53, 25-42.
- Esmaily, D., Bouchez, j.l. and Siqueira, R., 2007. Magnetic fabrics and microstructures of the Jurassic shahkuh granite pluton (lut block, Eastern Iran) and Geodynamic inference. *Tectonophysics*, 439, 149-17
- Johnson, S.E., Vernon, R. H. and Upton, P., 2006. Foliation development and progressive strain-rate partitioning in the crystallizing carapace of a tonalite pluton: