



بررسی سازوکار جایگزینی همبافت گرانیتوئیدی بروجرد با استفاده از روش ناهمسانگردی قابلیت مغناطیس‌شدگی

جمال رسولی*^۱، داریوش اسماعیلی^۱، محمد محجل کفشدوز^۲

۱- دانشکده‌ی زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس تهران

(دریافت مقاله: ۹۰/۱/۱۴، نسخه نهایی: ۹۰/۶/۲۹)

چکیده: همبافت گرانیتوئیدی بروجرد یکی از همبات‌های نفوذی بزرگ در پهنه‌ی ساختاری سنندج- سیرجان است که واحد سنگ‌شناسی غالب آن گرانودیوریتی است و استوک‌های کوچک کوارتزدیوریتی و مونزوگرانییتی نیز آن را همراهی می‌کنند. بررسی سازوکار جایگزینی همبات گرانیتوئیدی بروجرد (غرب ایران) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) بر پایه-ی نتایج حاصل از آنالیز ۲۹۰ نمونه تهیه شده از ۹۶ ایستگاه از واحدهای سنگ‌شناختی اصلی همبافت انجام شده است. نتایج حاصل نشان می‌دهد که همبافت یاد شده، جزء گرانیتوئیدهای پارامغناطیس بوده و میزان پذیرفتاری و مغناطیسی ناهمسانگرد مغناطیسی از واحد کوارتزدیوریتی به واحد مونزوگرانییتی کاهش می‌یابد. همچنین شکل بیضوی مغناطیسی در نصف ایستگاه‌ها، خطی و در بقیه ایستگاه‌ها صفحه‌ایست. بافت‌های مغناطیسی نشان‌دهنده این است که جایگزینی همبات گرانیتوئیدی بروجرد به صورت سیل انجام شده است و خاستگاه ساختاری همبات گرانیتوئیدی بروجرد، فضاهای کششی محصول رژیم زمین‌ساختی ترفشارشی هستند.

واژه‌های کلیدی: برگوارگی و خطوارگی؛ ریزساختارها؛ همبات گرانیتوئیدی بروجرد؛ پذیرفتاری مغناطیسی ناهمسانگرد.

مقدمه

بسیار سخت می‌شود و در ضمن تعمیم و ارتباط دادن نتایج اندازه‌گیری‌ها، در نقاط مختلف مشکل است و دیگر اینکه انتقال اطلاعات از یک مشاهده‌گر به نفر دوم مشکل بوده و تبدیل آن به اطلاعات کمی ساده نیست [۲]. همچنین در جاهایی که توده‌ی همگن بوده و در مقیاس ماکروسکوپی بافت‌های ساختاری قابل مشاهده نباشند، اندازه‌گیری عوارض ساختاری به صورت مستقیم غیرممکن بوده و با استفاده از مقاطع میکروسکوپی جهت‌دار و استفاده از میز میکروسکوپ، بافت‌های مورد نظر در مقیاس میکروسکوپی اندازه‌گیری می‌شوند [۵، ۶]. در این حالت، بافت سنگ با استفاده از مقاطع نازک در زیر میکروسکوپ بررسی می‌شود. این روش اندازه‌گیری عوارض ساختاری نیز بسیار وقت‌گیر است و به راحتی نمی‌توان نتایج

به منظور شناخت سازوکار جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی هم از روش‌های سنتی و هم از روش، ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) استفاده می‌شود [۱-۴]. اندازه‌گیری ساخت‌های ماکروسکوپی و میکروسکوپی نظیر برگوارگی و خطوارگی گرانیت‌ها را می‌توان مستقیماً در صحرا و یا به کمک نمونه‌های جهت‌دار در آزمایشگاه انجام داد. در گذشته اندازه‌گیری بافت‌ها به روش‌های سنتی انجام می‌شد. در روش سنتی اندازه‌گیری برگوارگی و خطوارگی ماگمایی معمولاً بر اساس مشاهده صورت می‌گیرد و در نتیجه در مواردی که رخنمون خوبی از سنگ‌ها وجود نداشته باشد و یا اینکه بافت‌های ماگمایی ضعیف باشند، اندازه‌گیری عناصر ساختاری کاری

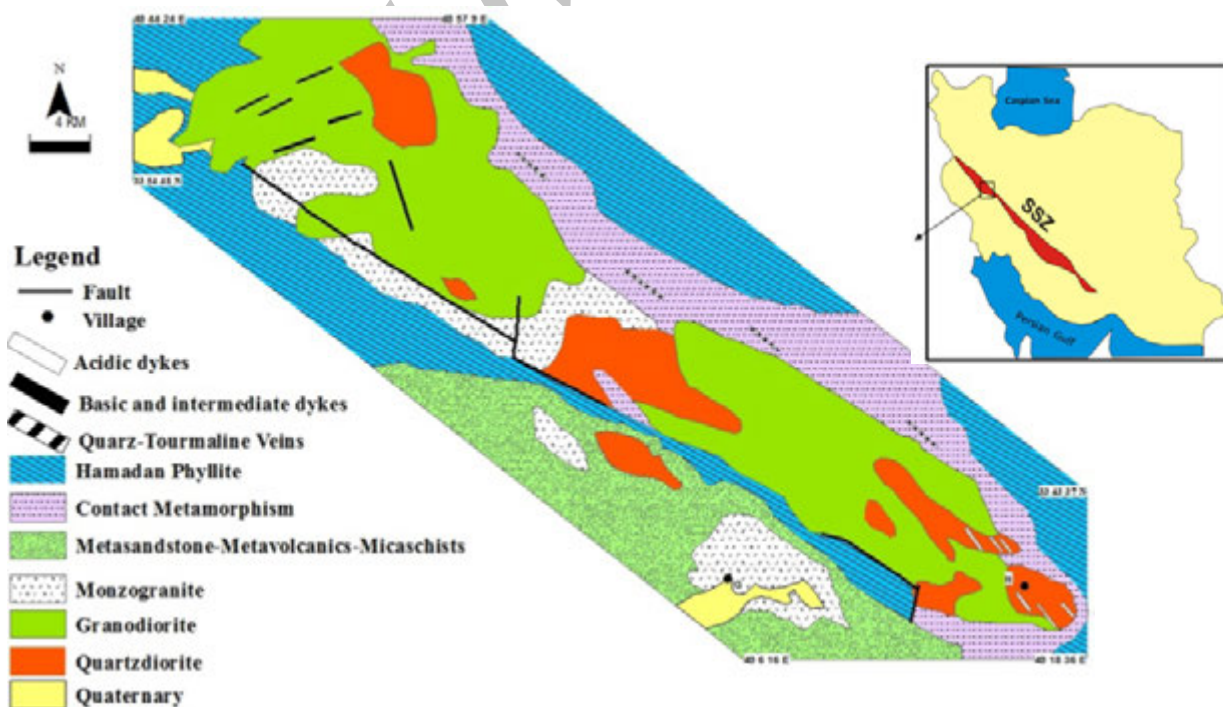
* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۴۸۲۰۲۲۳، نامبر: ۶۶۴۹۱۶۲۳ (۰۲۱)، پست الکترونیکی: jamal.rasouli1362@gmail.com

شامل اسلیت‌ها و فیلیت‌ها که تغییرات بافتی محسوسی را نشان نمی‌دهند و طیفی از شرایط رخساره‌ی شیبست سبز در آنها دیده می‌شود. طی نفوذ توده‌ی گرانیتوئیدی در راستای سطح شیستوزیته، یک مجموعه دگرگونی مجاورتی با دمای بالا و فشار پایین حاصل شده است. در بخش جنوبی توده‌ی، دگرگونی مجاورتی به دلیل گسله بودن [۹،۸] یا ناقص است و یا دیده نمی‌شود و نوار باریکی از شیست‌های کردیریت‌دار یا کردیریت هورنفلس که به اسلیت و فیلیت ختم شده وجود دارد. ولی در بخش‌های شمالی توده‌ی، میگماتیت‌های تزریقی [۱۰] و هورنفلس‌ها دیده می‌شود [۹،۸]. بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که این همبات از سه واحد اصلی گرانودیوریت، مونزوگرانیت و کوارتزادیوریت تشکیل شده است. همچنین سنگ‌های گرانیتی روشن اسفن‌دار، دایک‌های اسیدی، رگه‌های کوارتز - تورمالین و دایک‌های بازی و حد واسط نیز در منطقه قابل تشخیص است (شکل ۲) [۹]. سنگ‌های گرانودیوریتی حجم مهم توده‌ی نفوذی بروجرد را تشکیل داده و در حقیقت بدنه‌ی اصلی این همبافت بوده و همبری آنها با سنگ‌های دگرگونی مجاورتی اطرافشان به خوبی قابل تشخیص است. بافت این سنگ‌ها دانه‌دار است و از نظر کانی‌شناسی نیز دارای: پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، کوارتز و

آن را به کل توده تعمیم داد. بنابراین علیرغم این که توده‌های گرانیتی متعددی با روش‌های یادشده به طور گسترده بررسی شده‌اند، ولی به دلیل مشکلات یاد شده، تنها تعداد محدودی از این بررسی‌ها توانسته به درستی بافت سنگ‌ها را تعیین کرده و ساختار میکروسکوپی دقیقی عرضه کند [۲]. روش جدید یعنی ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی AMS از دقیقترین روش‌هایی است که برای بررسی فابریک‌ها در سنگ‌های گرانیتی که ساخت‌های خطی و صفحه‌ای آنها در مقیاس‌های مزوسکوپی به خوبی قابل تشخیص نباشد، بکار می‌رود. در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از روش (AMS) چگونگی جایگزینی همبات گرانیتوئیدی بروجرد مورد بررسی قرار گیرد.

زمین‌شناسی همبات گرانیتوئیدی بروجرد

منطقه‌ی مورد بررسی در شرق و جنوب‌شرقی بروجرد در مجموعه سنگ‌های دگرگونی قرار دارد. همبات گرانیتوئیدی بروجرد به صورت کشیده و به طول ۶۰ کیلومتر و پهنا ۱۰-۸ کیلومتر در این منطقه رخنمون یافته‌است (شکل ۱). سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه، شامل دو سری دگرگونی ناحیه‌ای با درجه‌ی پایین و مجاورتی با درجه‌ی پایین تا بالاست. مرزبندی این دو دگرگونی با توجه به شواهد بافتی و تغییرات کانی‌شناسی صورت گرفته است. دگرگونی ناحیه‌ای



شکل ۱ نقشه لیتولوژی توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد (برگرفته از احمدی ۱۳۸۵ با تصحیح) G روستای گوشه، N روستای نظام آباد.



شکل ۲ الف: نمایی از گرانودیوریت های منطقه‌ی مورد بررسی ب: نمایی از مونوزودیوریت های گوشه که به دلیل عدم هوازدگی و تازه گی و خوش رنگ بودن به صورت سنگ ساختمانی استخراج می‌شود. پ: نمایی از یک رگه‌ی پگماتیتی که در درون واحد گرانودیوریتی تزریق شده است. ت: نمایی از یک دایک بازی، Grd گرانودیوریت، Dy.M دایک بازی.

روش‌شناسی، نمونه برداری، اندازه گیری و پردازش پارامترهای مغناطیسی

برای بررسی منطقه نخست نمونه برداری انجام شد (شکل ۵). نمونه‌هایی که در این روش مورد آزمایش قرار می‌گیرند قطعاتی از مغزی‌های جهت داری هستند که به وسیله یک ماشین حفاری قابل حمل تهیه می‌شوند. معمولاً از هر ایستگاه حداقل دو مغزه جهت‌دار تهیه می‌شود. فاصله‌ی بین محل‌های حفاری شده در هر ایستگاه چند متر، و فاصله‌ی هر ایستگاه حفاری با ایستگاه بعدی ۱ تا ۲ کیلومتر است. در مجموع از کل واحدهای مختلف سنگ‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی در ۹۶ ایستگاه حفاری صورت گرفت. در کل ۲۹۰ مغزه به طول‌های ۵ تا ۱۰ سانتی‌متر به دست آمد. این مغزه‌ها به کارگاه سنگ بری دانشکده‌ی زمین‌شناسی دانشگاه تهران انتقال یافت و در آنجا هر کدام از مغزه‌ها به قطعاتی با ابعاد ۲۲ میلیمتر طول و ۲۵ میلیمتر قطر برش داده شدند و در مجموع ۶۸۰ قطعه به دست آمدند. یعنی به طور متوسط از هر ایستگاه ۵ قطعه که یک قطعه برای بررسی ریزساختار و سنگ‌شناسی بافتی استفاده شد و ۴ قطعه‌ی دیگر نیز پس از مراحل شستشو و آماده سازی در آزمایشگاه مغناطیس دانشگاه پل ساباتیه شهر تولوز فرانسه، پذیرفتاری مغناطیسی و پارامترهای لازم برای تعیین بافت‌های مغناطیسی نمونه‌ها به وسیله دستگاه کاپابریج 3-KLY

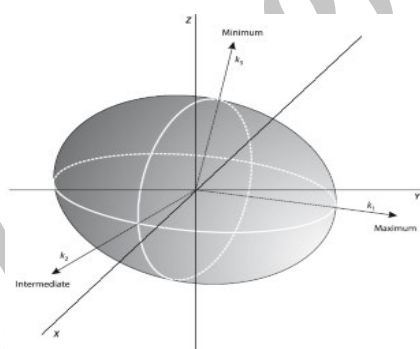
بیوتیت بوده و کانی‌های فرعی آن نیز، آلانیت، آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های کدرند. واحد سنگی کوارتزیدیوریتی در صحرا به رنگ خاکستری بوده و به صورت همبافت‌های کوچک و مجزا در درون واحد گرانودیوریتی رخنمون دارد به همین دلیل جداکردن این دو واحد از همدیگر در صحرا مشکل است. ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها مشابه واحد گرانودیوریتی بوده با این تفاوت که مقدار آمفیبول و پلاژیوکلاز این سنگ‌ها بیشتر و مقدار کوارتز و فلدسپارقلیایی آنها کمتر است. همبافت گرانیتوئیدی بوجود سرگذشت پیچیده‌ای دارد. با توجه به بررسی‌های قبلی [۹] که بر اساس روش U-Pb و با استفاده از کانی زیرکن صورت گرفته، مشخص شد که ماگماتیسم غالب در مقیاس ناحیه‌ای و با گستره‌ی سنی نسبتاً کوتاه ۱۷۵-۱۷۱ میلیون سال پیش بوده که با جایگزینی انواع توده‌های آذرین و نیز دگرگونی ناحیه‌ای در این بخش از پهنه‌ی سندج-سیرجان همراه بوده است. همچنین این داده‌های سنی، سن حدود ۳۵ میلیون سال را برای توده‌ی مونوزوگرانیتی گوشه نشان می‌دهد. همچنین بر اساس این بررسی‌ها مشخص شد که توده‌ی گرانیتوئیدی بوجود از نوع آهکی-قلیایی و غنی از پتاسیم (پتاسیک) بوده و از نظر درجه‌ی اشباع از آلومینیوم (ASI)، متآلومین تا اندکی پراآلومین تشکیل شده است [۹].

تعریف کرد. در بررسی‌های AMS، K_{max} نشان دهنده‌ی خط‌وارگی مغناطیسی و K_{int} که بردار کمترین مقدار پذیرفتاری مغناطیسی است و به عنوان قطب برگوارگی مغناطیسی در نظر گرفته می‌شود.

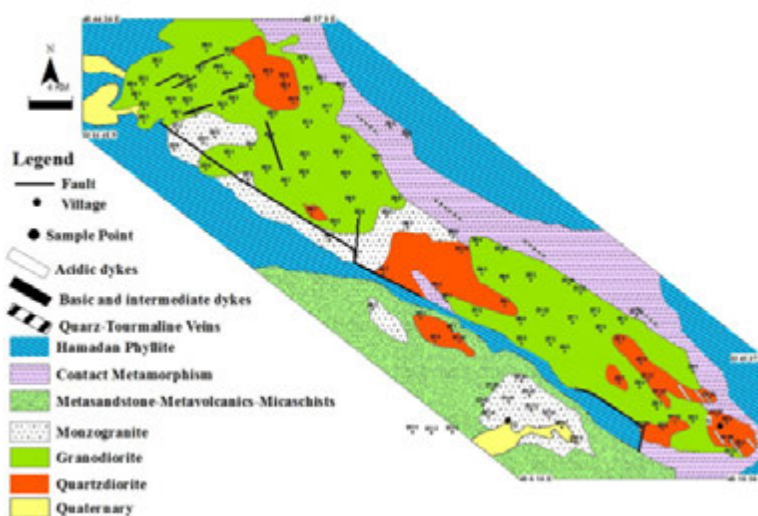
اندازه‌گیری شدند (شکل ۳) که نتایج این اندازه‌گیری‌ها در (جدول ۱) آمده‌اند. اساس اندازه‌گیری بافت‌های مغناطیسی بر مبنای پارامتر K یعنی ضریب پذیرفتاری مغناطیسی استوار است. اگر بردارهای مغناطیسی را در یک فضای بیضی تجسم کنیم (شکل ۴) می‌توان سه بردار K_{min} ، K_{max} و K_{int}



شکل ۳ تصویر دستگاه KLY-3 که برای اندازه‌گیری AMS به کار می‌رود.



شکل ۴ تصویر سه بعدی از K_1, K_2, K_3 که رابطه $K_1 > K_2 > K_3$ در آنها برقرار است.



شکل ۵ ایستگاه‌های نمونه‌برداری در منطقه‌ی مورد بررسی.

جدول ۱ پارامترهای مغناطیسی اندازه گیری شده به وسیله ی دستگاه KLY-3 برای توده ی گرانیتوئیدی بوجود.

Site	R.Type	N	D	Lang	Lat	KM μ SI	Lin. az/pl.	Fol. az/pl	P(%)	T
۱	granodiorite	۶	b	۲۹۵۲۶۹	۳۷۵۸۱۱۴	۱۷	۲۳۲,۲۶	۱۳۹,۶	۱.۷	-۰.۰۳
۲	granodiorite	۵	b	۲۹۶۹۵۲	۳۷۶۱۱۳۰	۲۹۳	۸۹,۴	۲۰۱,۸۰	۹.۱	۰.۵۴
۳	granodiorite	۴	b	۲۹۵۸۹۰	۳۷۵۹۴۸۸	۲۱۴	۱۳۲,۲۲	۳۲,۲۳	۳.۷	-۰.۱۶
۴	granodiorite	۵	b	۲۹۴۹۵۶	۳۷۵۹۰۴۶	۱۰۷	۱۸۵,۵۰	۲۸۰,۴	۴.۶	۰.۰۴
۵	granodiorite	۴	b	۲۹۹۵۹۹	۳۷۵۸۷۹۲	۳۴۹	۱۸۳,۴۷	۷۷,۱۴	۵.۶	-۰.۴۹
۶	granodiorite	۲	a	۳۰۱۶۶۴	۳۷۶۰۵۰۶	۱۴	۳۴۰,۱۰	۱۲۶,۷۸	۶.۲	۰.۴۹
۷	granodiorite	۲	b	۳۰۰۳۰۳	۳۷۶۰۵۰۳	۳۲	۱۸۶,۴۰	۲۹۷,۲۳	۵.۶	-۰.۰۹
۹	granodiorite	۶	b	۳۰۰۸۳۲	۳۷۶۲۴۶۵	۹۳	۱۹۱,۲	۲۸۶,۷۱	۲.۴	۰.۳۱
۱۱	monzogranite	۳	b	۲۹۹۸۸۳	۳۷۵۶۴۱۳	۳۳۰	۱۶۴,۲۶	۵۲,۳۶	۴.۰	-۰.۳۰
۱۲	monzogranite	۵	b	۲۹۸۳۶۵	۳۷۵۵۰۸۹	۱۶۹	۳۵۹,۱۵	۲۴۱,۶۱	۶.۵	۰.۳۱
۱۳	granodiorite	۵	b	۳۰۴۰۸۴	۳۷۵۹۵۳۱	۳۴	۱۳۹,۸	۲۹۳,۸۲	۲.۳	-۰.۳۱
۱۴	granodiorite	۶	b	۳۰۴۰۸۴	۳۷۵۹۵۳۱	۶۴	۱۴۱,۱۴	۳۰۱,۷۵	۲.۷	۰.۴۱
۱۵	quartzdiorit	۶	b	۳۰۵۴۸۱	۳۷۶۰۰۵۷	۳۰۳	۱۵۴,۶	۲۵۶,۶۳	۵.۳	-۰.۶۳
۱۶	granodiorite	۳	a	۳۰۸۱۷۵	۳۷۶۱۲۰۴	۲۸	۲۰۷,۷۹	۳۱۱,۳	۲.۴	-۰.۷۶
۱۷	quartzdiorit	۶	b	۳۱۰۰۱۰	۳۷۵۶۶۶۷	۳۵۵	۱۲۶,۳۳	۲۵۲,۴۲	۷.۳	۰.۲۲
۱۸	alteredgrani	۶	b	۳۰۸۴۴۰	۳۷۵۵۲۱۹	۴۰	۲۷۷,۸	۱۷۵,۵۶	۲.۰	۰.۶۸
۱۹	granodiorite	۶	b	۳۰۷۴۰۵	۳۷۵۷۳۹۸	۲۵۵	۱۴۴,۱	۲۳۴,۹	۵.۸	-۰.۴۰
۲۰	granodiorite	۶	b	۳۰۶۷۳۰	۳۷۵۹۶۰۰	۴۰۳	۲۱۹,۲۲	۳۲۵,۳۳	۰.۴	۰.۶۶
۲۱	granodiorite	۶	b	۳۰۹۶۰۰	۳۷۵۹۲۶۴	۲۲	۳۷,۹	۳۰۴,۱۵	۲.۳	-۰.۱۳
۲۲	granodiorite	۵	b	۳۰۸۵۲۹	۳۷۵۸۳۶۱	۳۹	۱۰۳,۳۴	۳۳۵,۴۲	۳.۰	-۰.۵۵
۲۳	granodiorite	۷	b	۳۰۵۷۶۰	۳۷۵۶۱۰۶	۲۲	۱۳۷,۲۵	۲۳۴,۱۴	۲.۳	-۰.۰۴
۲۷	granodiorite	۶	b	۲۹۵۸۳۹	۳۷۵۵۹۴۵	۴۳	۲۳,۴۶	۲۶۹,۲۱	۱.۴	۰.۵۷
۲۸	granodiorite	۶	b	۲۹۷۹۳۰	۳۷۵۷۵۹۵	۷۸	۸۱,۲۳	۳۳۰,۴۰	۲.۰	-۰.۱۹
۳۰	granodiorite	۶	b	۳۰۰۵۴۸	۳۷۵۱۳۷۵	۱۲۹	۴۰,۱۹	۲۸۴,۵۲	۴.۱	-۰.۲۵
۳۱	granodiorite	۳	a	۳۰۲۳۴۷	۳۷۵۲۶۰۱	۲۱۱	۲۹,۴۱	۲۷۴,۲۶	۳.۵	-۰.۳۲
۳۲	granodiorite	۶	b	۳۰۴۰۰۷	۳۷۵۳۲۰۷	۲۱۹	۱۵۱,۳۲	۳۰۲,۵۵	۵.۵	-۰.۵۹
۳۴	monzogranite	۴	b	۲۹۸۱۲۱	۳۷۵۳۲۷۶	۵۸	۳۴۴,۸	۲۳۰,۷۱	۱۲.۱	-۰.۰۲
۳۵	monzogranite	۴	b	۳۰۳۷۴۲	۳۷۵۰۴۴۶	۱۳۸	۱۵۹,۲۷	۳۲۳,۶۳	۳.۴	۰.۳۵
۳۶	granodiorite	۴	b	۳۰۵۱۹۵	۳۷۵۱۰۹۴	۷۶	۷۲,۱۸	۳۲۵,۴۲	۱.۳	۰.۴۷
۳۷	granodiorite	۵	b	۳۰۶۷۱۳	۳۷۴۹۹۲۳	۵۱	۱۵۹,۹	۴۰,۷۲	۱.۸	۰.۶۲
۳۹	monzogranite	۵	b	۳۰۰۳۷۰	۳۷۵۳۹۰۶	۳۲	۳۳۲,۷	۲۲۷,۶۵	۱.۸	-۰.۴۴
۴۱	granodiorite	۵	b	۲۹۸۳۶۷	۳۷۵۶۳۸۴	۱۹۹	۳۵۱,۷	۲۵۲,۵۰	۵.۱	۰.۲۶
۴۴	granodiorite	۴	b	۳۰۲۳۱۹	۳۷۵۹۸۷۶	۴۶	۱۳۲,۳	۴۲,۴	۱.۳	۰.۰۱
۴۵	granodiorite	۵	b	۳۱۱۰۷۹	۳۷۵۸۷۱۱	۲۶	۱۹۴,۳۰	۲۸۶,۴	۱.۸	۰.۲۵
۴۷	quartzdiorit	۲	a	۳۰۸۶۱۱	۳۷۴۷۱۴۱	۲۰۳	۶۹,۳۶	۲۳۱,۵۳	۰.۸	۰.۰۹
۴۸	granodiorite	۵	b	۳۱۰۴۱۶	۳۷۴۶۰۸۸	۴۹	۱۴۸,۱۵	۲۶۴,۵۹	۳.۵	-۰.۲۹
۵۰	granodiorite	۵	b	۳۱۱۳۰۰	۳۷۵۰۴۷۸	۲۸۱	۳۵۵,۲۵	۲۵۱,۲۹	۳.۹	-۰.۵۷
۵۱	granodiorite	۵	b	۳۱۳۷۴۷	۳۷۵۲۰۳۲	۳۸	۳۶,۳۳	۲۸۳,۳۱	۱.۱	-۰.۰۹
۵۲	granodiorite	۳	a	۳۱۰۷۷۳	۳۷۵۲۴۳۰	۲۵۶	۳۴,۱۳	۲۱۷,۷۷	۲.۷	-۰.۵۱
۵۳	granodiorite	۵	b	۳۱۱۳۹۲	۳۷۵۳۸۰۴	۳۴۳	۳۵۴,۵	۸۴,۹	۲.۲	۰.۲۱
۵۶	granodiorite	۳	a	۳۱۵۱۸۷	۳۷۴۸۰۹۰	۲۷	۴۹,۳۴	۳۱۹,۰	۳.۳	۰.۱۴
۵۷	monzogranite	۶	b	۳۱۶۰۴۰	۳۷۴۵۶۷۰	۱۲۲	۳۱۹,۲۱	۷۳,۴۷	۲.۸	۰.۱۷
۵۸	monzogranite	۲	a	۳۱۴۴۴۲	۳۷۴۶۸۴۱	۱۲۳	۱۲۴,۴۳	۳۴۰,۴۱	۱.۵	۰.۱۶
۵۹	granodiorite	۶	b	۳۱۲۲۸۳	۳۷۴۶۸۸۳	۹۳	۲۱,۴۸	۲۶۳,۲۳	۰.۷	-۰.۳۰
۶۰	monzogranite	۶	b	۳۰۹۹۵۱	۳۷۴۴۷۱۱	۹۲	۱۷۶,۳۹	۳۳۱,۴۹	۱.۱	-۰.۱۸
۶۱	monzogranite	۳	a	۳۱۲۰۳۰	۳۷۴۳۱۵۹	۱۸۷	۱۱۲,۲۹	۲۲۷,۳۸	۴.۴	۰.۵۵
۶۲	quartzdiorit	۶	b	۳۱۴۰۵۶	۳۷۴۱۵۴۸	۳۴۹	۱۰۰,۶۷	۲۱۵,۱۱	۱.۷	-۰.۱۷
۶۳	monzogranite	۴	b	۳۱۳۱۶۷	۳۷۳۸۲۰۶	۲۷۸	۳۳۴,۳۴	۱۹۵,۴۸	۵.۳	۰.۱۵
۶۴	granodiorite	۶	b	۳۲۱۳۰۸	۳۷۴۴۰۹۰	۶۲	۲۷۶,۱	۱۸۴,۶۴	۰.۸	-۰.۱۶
۶۵	granodiorite	۳	a	۳۲۱۶۶۸	۳۷۴۱۳۴۱	۲۸۰	۲۷۰,۲۸	۱۷,۲۹	۴.۶	۰.۵۳
۶۶	granodiorite	۳	a	۳۲۳۴۰۵	۳۷۴۰۶۹۲	۳۱۳	۲۹۴,۱	۲۴,۲	۳.۴	-۰.۴۰
۶۷	quartzdiorit	۶	b	۳۲۳۴۱۴	۳۷۳۸۳۸۱	۴۶۷	۲۹۹,۱۷	۲۰۸,۳	۳.۴	۰.۵۵
۶۸	quartzdiorit	۳	a	۳۲۴۵۹۲	۳۷۳۶۶۹۵	۴۷۰	۲۵۸,۴۲	۱۶۵,۴	۴.۲	۰.۵۲
۶۹	granodiorite	۶	b	۳۲۴۶۱۰	۳۷۳۴۸۷۷	۱۹۴	۳۱۷,۱۳	۲۱۰,۵۱	۸.۳	۰.۵۴

۷۰	granodiorite	۳	a	۳۲۶۸۷۴	۳۷۳۴۷۷۴	۱۶۷	۱۲۶,۱۰	۲۳۱,۵۷	۵.۵	-۰.۴۱
۷۱	granodiorite	۶	b	۳۲۸۶۰۹	۳۷۳۴۷۴۵	۳۰۶	۳۱۵,۱۰	۴۶,۵	۳.۳	-۰.۱۳
۷۲	granodiorite	۵	b	۳۳۰۳۷۰	۳۷۳۴۷۹۲	۳۶۰	۱۷۴,۷	۳۲۶,۸۲	۳.۵	-۰.۳۲
۷۳	granodiorite	۶	b	۳۳۲۴۴۱	۳۷۳۴۵۸۵	۳۱۴	۳۴۳,۲۴	۲۴۴,۱۹	۳.۰	-۰.۶۱
۷۴	quartzdiorit	۲	a	۳۳۲۲۲۹	۳۷۳۴۷۷۱	۳۸۷	۳۲۴,۱۱	۲۳۳,۲	۳.۳	-۰.۵۱
۷۵	granodiorite	۲	a	۳۳۰۷۸۱	۳۷۳۴۵۸۵	۳۰۹	۱۶۴,۳۳	۳۸,۴۲	۵.۵	-۰.۴۶
۷۶	granodiorite	۵	a	۳۳۱۲۳۷	۳۷۳۴۵۵۸	۲۶۸	۳۳۱,۴	۲۲۹,۲۴	۹.۰	-۰.۱۳
۷۷	quartzdiorit	۳	a	۳۱۹۲۲۸	۳۷۳۴۱۴۸	۴۲۵	۵۸,۳۹	۱۸۷,۳۷	۴.۷	-۰.۶۹
۷۹	quartzdiorit	۲	a	۳۳۳۸۶۸	۳۷۳۲۸۳۱	۳۸۰	۱۴۰,۷۴	۲۲,۸	۵.۰	-۰.۳۶
۸۰	granodiorite	۵	b	۳۳۳۷۰۱	۳۷۳۰۶۴۷	۲۷۷	۷۷,۷۵	۲۰۲,۸	۶.۳	-۰.۱۷
۸۱	granodiorite	۴	b	۳۳۵۰۰۷	۳۷۲۸۶۸۳	۱۹۷	۳۱۴,۷۷	۲۰۰,۵	۳.۱	-۰.۲۳
۸۲	granodiorite	۴	b	۳۳۷۷۶۷	۳۷۲۷۴۰۳	۲۹۹	۶۱,۴۲	۱۷۷,۲۶	۲.۱	-۰.۰۵
۸۳	granodiorite	۴	b	۳۲۵۴۶۴	۳۷۴۰۷۴۷	۲۹۶	۱۱۷,۸	۳۰۰,۸۲	۳.۹	-۰.۸۷
۸۴	quartzdiorit	۶	b	۳۴۱۳۳۴	۳۷۲۵۰۳۳	۴۹۳	۱۰۱,۶۲	۲۰۷,۹	۷.۱	-۰.۱۷
۸۵	quartzdiorit	۲	a	۳۴۰۳۹۲	۳۷۲۷۲۳۶	۱۴۳	۱۱۱,۰	۲۱,۱۲	۵.۰	-۰.۳۸
۸۶	quartzdiorit	۳	a	۳۳۵۴۱۱	۳۷۲۶۷۰۴	۳۱۴	۶,۲۵	۲۵۵,۳۸	۳.۱	-۰.۵۲
۸۷	monzogranite	۵	b	۳۳۲۱۱۳	۳۷۳۱۱۰۶	۱۷۸	۸۹,۲۵	۱۹۶,۳۳	۵.۶	-۰.۵۲
۸۸	granodiorite	۶	b	۳۲۷۹۴۲	۳۷۳۴۰۱۵	۲۴۹	۱۲۷,۴	۲۱۹,۲۸	۴.۴	-۰.۹۷
۹۰	monzogranite	۴	b	۳۱۹۵۲۲	۳۷۴۴۸۶۳	۳۲۱	۱۱۷,۰	۲۶,۷۹	۳.۵	-۰.۰۷
۹۱	granodiorite	۶	b	۳۱۸۸۹۵	۳۷۳۸۹۲۸	۱۶۸	۳۱۷,۳۸	۲۰۰,۳۱	۷.۱	-۰.۱۹
۹۳	quartzdiorit	۴	b	۳۱۶۸۸۳	۳۷۳۷۳۶۴	۹۲۲	۳۲۴,۲۳	۲۱۶,۳۶	۶.۰	-۰.۴۲
۱۱۰	quartzdiorit	۲	a	۳۲۰۱۳۶	۳۷۴۳۳۴۲	۲۹۲	۲۵۳,۲۵	۳۵۳,۲۱	۵.۶	-۰.۰۲
۱۱۴	siyenogranit	۴	b	۳۲۱۹۳۶	۳۷۲۸۱۱۶	۶۵	۶۳,۲۷	۲۵۷,۶۲	۲.۵	-۰.۰۱
۱۱۵	siyenogranit	۴	b	۳۲۵۲۹۵	۳۷۲۸۶۳۹	۹۶	۳۲۱,۷	۲۳۰,۷	۲.۴	-۰.۴۴
۱۱۶	siyenogranit	۴	b	۳۲۶۵۹۷	۳۷۲۸۰۳۰	۸۲	۱۰۶,۱۳	۲۱۴,۵۳	۲.۲	-۰.۱۵
۱۱۸	siyenogranit	۴	b	۳۲۸۶۹۲	۳۷۲۵۵۸۹	۷۲	۲۴۴,۲۶	۳۳۴,۰	۹.۸	-۰.۳۵
۱۳۰	granodiorite	۴	b	۳۲۶۳۵۷	۳۷۳۷۴۶۴	۳۲۹	۳۴۹,۴۲	۲۴۳,۱۷	۴.۳	-۰.۴۹
۱۳۱	quartzdiorit	۴	b	۳۳۴۳۵۷	۳۷۳۱۳۴۴	۲۷۷	۵۳,۳۶	۱۷۸,۳۸	۲.۷	-۰.۲۳
۱۳۲	quartzdiorit	۴	b	۳۳۵۲۳۳	۳۷۲۹۸۵۰	۳۱۵	۲۶۶,۵۳	۴۸,۳۱	۳.۵	-۰.۵۵
۱۳۴	quartzdiorit	۴	b	۳۳۳۹۱۹	۳۷۲۶۸۵۳	۲۱۵	۲۱۸,۶	۳۰۸,۳	۱.۳	-۰.۸۴
۱۳۵	quartzdiorit	۴	b	۳۳۶۳۵۱	۳۷۲۷۴۵۸	۳۴۸	۵۰,۵۱	۲۳۴,۴۰	۱.۵	-۰.۷۵
۱۳۶	quartzdiorit	۴	b	۳۴۰۶۰۳	۳۷۲۵۹۶۹	۳۷۵	۲۰۱,۷۲	۱۰۰,۴	۱.۴	-۰.۴۵
۱۳۷	granodiorite	۴	b	۳۴۰۷۰۳	۳۷۲۴۴۴۲	۱۵۹	۳۳۸,۵۷	۲۰۰,۲۶	۳.۰	-۰.۱۳
۱۳۸	quartzdiorit	۳	b	۳۴۰۵۴۳	۳۷۲۵۴۷۷	۳۹۰	۲۵۲,۴۰	۱۵۸,۵	۱.۱	-۰.۲۵
۱۳۹	quartzdiorit	۴	b	۳۳۹۶۰۵	۳۷۲۷۹۲۷	۱۸۹	۳۱۱,۱۷	۲۲۰,۳	۳.۷	-۰.۴۲
۱۴۰	granodiorite	۵	b	۳۳۳۲۷۳	۳۷۴۳۲۸۳	۲۲۵	۳۲۱,۵	۶۷,۷۲	۴.۴	-۰.۳۸
۱۴۱	siyenogranit	۴	b	۳۲۴۵۷۲	۳۷۳۱۳۹۵	۱۰۸	۴۴,۸۷	۲۲۹,۳	۳.۸	-۰.۰۵
۱۴۲	siyenogranit	۴	b	۳۲۵۱۴۰	۳۷۳۰۰۲۹	۱۰۸	۳۱۳,۳۶	۱۸۹,۳۹	۱.۵	-۰.۰۹
۱۴۳	siyenogranit	۴	b	۳۲۳۵۰۷	۳۷۲۹۴۷۳	۱۲۵	۲۷۵,۸۸	۲۰,۰	۲.۰	-۰.۰۳
۱۴۴	quartzdiorit	۴	b	۳۱۹۸۵۱	۳۷۳۵۰۵۸	۶۴۷	۲۷۸,۴۴	۱۴۰,۳۸	۵.۵	-۰.۹۴
۱۴۵	siyenogranit	۲	b	۳۳۱۵۴۵	۳۷۲۹۲۶۳	۷۶	۱۱۸,۳۳	۲۸۷,۵۶	۱.۵	-۰.۴۷

پارامترهای مغناطیسی

پارامتر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km)

۱) $\rightarrow Km < 160$ ۲) $\rightarrow 160 < Km < 250$ ۳) $\rightarrow 250 < Km < 400$ ۴) $\rightarrow Km > 400$

دامنه‌ی تغییرات Km برای همبافت گرانیتوئیدی بروجرد بین SI ۹۲۱ (در کوارتز دیوریت‌ها) تا SI ۱۴ (در مونوزوگرنیت‌ها) متغیر است (جدول ۱). گرانودیوریت‌ها که بخش مهم لیتولوژی توده را به خود اختصاص داده‌اند، حدواسط مقادیر یاد شده‌اند. با نگاهی به نقشه‌ی کران‌بندی شده Km به آسانی می‌توان دریافت که از مرکز به سمت شمال بیشتر مقادیر Km کمتر از SI ۳۰۰ هستند، حال آنکه از مرکز به سمت جنوب همبافت

یکی از پارامترهای مهمی که حین اندازه‌گیری بافت‌های مغناطیسی به آن دسترسی می‌یابیم، مقدار پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) است. رابطه‌ی Km به صورت $[Km = (K1 + K2 + K3)/3]$ است [۱۲]. به منظور تسهیل در نمایش تغییرات مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی سعی شد تا این تغییرات را به صورت کران‌بندی شده درآورده و در ۴ رده‌ی تقسیم بندی کنیم (شکل ۶).

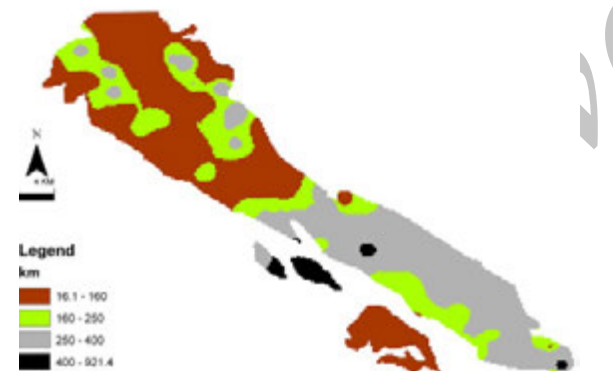
$$T = (\ln F - \ln L) / (\ln F + \ln L)$$

$$\Rightarrow \begin{cases} F = \text{Magnetic Foliation} \\ L = \text{Magnetic Lineation} \end{cases}$$

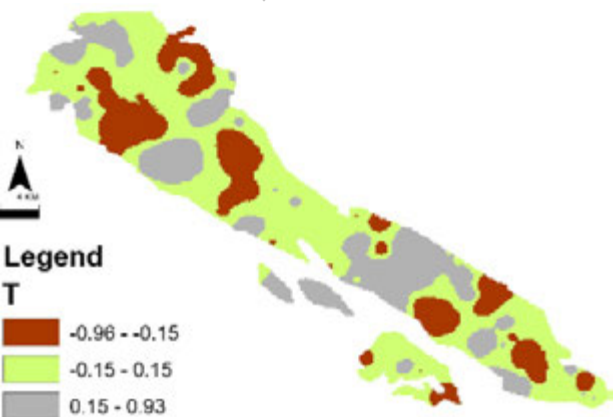
$$L = K_1 / K_2, \quad F = K_2 / K_3$$

$$T = (2 \ln K_2 - \ln K_1 - \ln K_3) / (\ln K_1 - \ln K_3)$$

در حقیقت پارامتر T، شکل بیضوی مغناطیسی را توصیف می‌کند و مقدار آن بین -۱ و ۱ تغییر می‌کند. هنگامی که مقدار پارامتر T کمتر از صفر باشد (T با مقادیر منفی) شکل بیضوی مغناطیس میله‌ای یا سیگاری (prolate) است و در صورتیکه T بزرگتر از صفر باشد (T با مقادیر مثبت) شکل بیضوی مغناطیسی صفحه‌ای یا کلوچه‌ای شکل (oblate) می‌شود [۲]. اگر به داده‌های T در جدول (۱) نگاه کنیم می‌بینیم که بالاترین مقدار T (شدیدا صفحه‌ای) ۰٫۹۳ در واحد کوارتز دیوریتی قرار دارد و کمترین مقدار T (شدیداً خطی) ۰٫۹۶ - در واحد گرانودیوریتی واقع شده است. ولی با نگاه دقیق‌تر به جدول (۱) متوجه می‌شویم که پراکندگی مقادیر مثبت و منفی تقریباً برابر است. یعنی مقدار T برای ۵۰٪



شکل ۶ نقشه پربندی مقادیر Km برای همبافت گرانیتوئیدی بوجود.



شکل ۷ نقشه پربندی مقادیر T برای توده‌ی گرانیتوئیدی بوجود.

بیشتر مقادیر Km بالای SI ۳۰۰ μm است. از آنجا که میانگین Km برای همبافت گرانیتوئیدی بوجود SI ۲۰۵ μm است. می‌توان گفت در کل همبافت گرانیتوئیدی بوجود، جزء گرانیت‌های پارامغناطیس است ولی در این میان چند منطقه به صورت محلی از این قاعده مستثنی است. مثلاً بیشتر کوارتز دیوریت‌ها در حوالی روستای نظام آباد و برخی نقاط دیگر دارای Km بالاتر از SI ۴۰۰ μm هستند و به نظر می‌رسد که باید آنها را جزء سنگ‌های فرومغناطیس رده‌بندی کرد و یا در بخش‌های شمالی توده و در جایی که موزوگرانیت‌ها حضور دارند و به صورت عدسی‌های کوچک در میان گرانودیوریت‌های برخی مناطق یافت می‌شوند که دارای Km کمتر از SI ۵۰ μm هستند. بنابراین به نظر می‌رسد می‌توان آنها را جزء سنگ‌های دیامغناطیس رده‌بندی کرد.

پارامتر درصد ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (Ppara)
پارامتر P% یا درصد ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی به صورت زیر تعریف می‌شود [۱۲، ۱۳]:

$$P(\%) = (K_1 / K_3 - 1) * 100 \Rightarrow \begin{cases} K_1 = K \max \\ K_3 = K \min \end{cases}$$

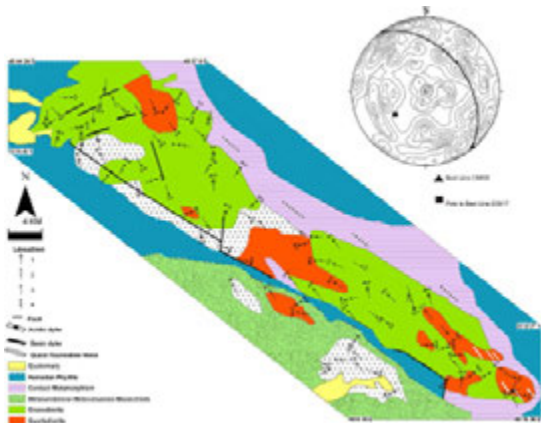
در واقع این پارامتر رابطه‌ی بین مقدار بیشینه و کمینه پذیرفتاری مغناطیسی را بیان می‌کند. مقادیر P% برای کلیه ایستگاه‌ها در جدول (۱) ارزیابی شده‌اند. بالاترین مقدار P% برای همبافت گرانیتوئیدی بوجود ۱۲٫۰۹٪ بوده و کمترین آن نیز ۰٫۳۷٪ است. میانگین P% برای کل توده ۳٫۷۰٪ است. به منظور رسم نمودار پربندی شده P% (شکل ۷) با توجه به دامنه‌ی تغییرات P% که بین ۰٫۳۷٪ تا ۱۲٫۰۹٪ است، نمونه‌های مورد بررسی در سه گروه با مقادیر زیر مورد بررسی قرار گرفتند: a- $p < 2$ ، b- $2 < p < 5$ و c- $p > 5$. چنانکه در نقشه (شکل ۷) ملاحظه می‌شود رابطه‌ی مشخصی بین لیتولوژی‌های مختلف همبافت و مقدار P% وجود ندارد. مقادیر P% بالای ۵٪ بطور پراکنده در بخش‌هایی از شمال و غرب و جنوب‌غربی همبافت مشاهده می‌شود و مقادیر P% کمتر از ۲٪ را نیز می‌توان به طور پراکنده در مرکز همبافت مشاهده کرد.

پارامتر شکل (T)

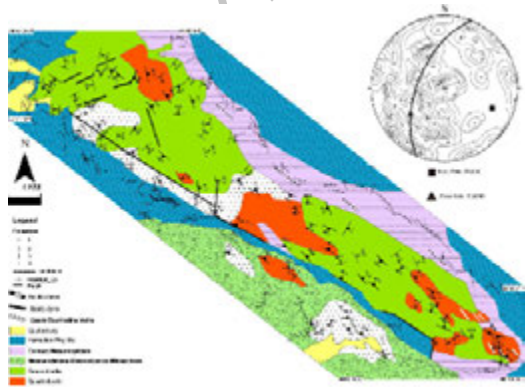
پارامتر T (پارامتر شکل بیضوی مغناطیس)، پارامتری دیگر است که در حین اندازه‌گیری بافت‌های مغناطیسی به آن دسترسی می‌یابیم. این پارامتر به صورت زیر تعریف می‌شود [۱۲-۱۴]:

خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی

در صورتیکه که خطوارگی‌ها و برگوارگی‌های مغناطیسی وابسته به هر ایستگاه را با توجه به موقعیت جغرافیایی آنها روی نقشه پیاده کنیم، نقشه‌های خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی به دست می‌آید که به ترتیب در شکل‌های ۱۰ و ۱۱ نشان داده شده‌اند. نگاهی اجمالی به هر دو نقشه نشان می‌دهد که روند خطوارگی‌ها و برگوارگی‌ها در چندین منطقه به طور بارزی با همدیگر تفاوت دارند، به ویژه بخش شمالی توده با بخش‌های جنوبی آن تفاوت فاحشی دارد. به این صورت که خطوارگی‌ها در بخش‌های شمالی دارای روند شمالی - جنوبی هستند در حالیکه در بخش‌های جنوبی و به ویژه در گوشه‌ها دارای روند شرقی - غربی هستند ولی به صورت پراکنده در کل توده، ایستگاه‌هایی مشاهده می‌شوند که دارای روند شمال غربی- جنوب شرقی هستند. این روند ما را بر آن داشت تا گستره‌ی مورد بررسی را به چهار پهنه به شرح زیر تقسیم کنیم.

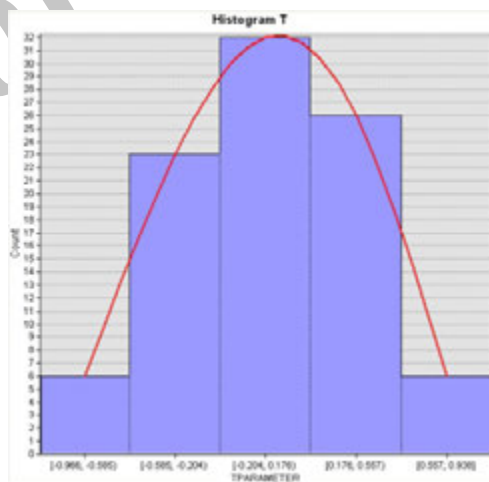


شکل ۱۰ محل خطواره‌های مغناطیسی روی نقشه‌ی توده گرانیتوئیدی بروجرد. که هر کدام از پهنه‌های چهارگانه به ترتیب از ۱ تا ۴ و با نمادهای متفاوت مشخص شده‌است.

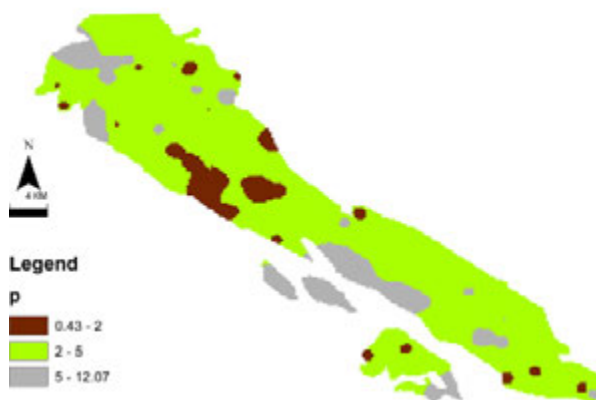


شکل ۱۱ محل برگواره‌های مغناطیسی روی نقشه‌ی توده گرانیتوئیدی بروجرد. که هر کدام از پهنه‌های چهارگانه به ترتیب با شماره ۱ تا ۴ و با نماد متفاوت مشخص شده‌است.

مثبت (یعنی شکل بیضوی مغناطیسی صفحه ای) و برای ۵۰٪ بقیه ایستگاه‌ها منفی (یعنی شکل بیضوی مغناطیسی خطی) است. حال اگر برای داده‌های T، نموداری بر اساس شماره ایستگاه و فراوانی مقادیر T در آن ایستگاه‌ها رسم کنیم (شکل ۹) تقریباً نمودار نرمال گاوس حاصل می‌شود (ویژگی نمودار استاندارد گاوس این است که توزیع داده‌ها در آن نرمال است، یعنی واریانس داده‌ها یک بوده و میانگین داده‌ها نیز صفر است). این نمودار به خوبی نشان می‌دهد که همه شکل‌های بیضوی مغناطیسی در همه جای توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد دیده می‌شوند. برای رسم نمودار همگشتی T سه گستره‌ی: $T < -0.2$ خطی، $-0.2 < T < 0.2$ خطی - صفحه‌ای و $T > 0.2$ صفحه‌ای انتخاب و نمودار همگشتی T نمونه‌های مورد بررسی رسم شدند (شکل ۸). چنانکه ملاحظه می‌شود هیچگونه نظم خاصی در این نمودارها دیده نمی‌شود و تقریباً هر سه نوع شکل بیضوی مغناطیسی (خطی، خطی - صفحه‌ای و صفحه‌ای) در همه جای نقشه دیده می‌شود.



شکل ۸ نمودار پارامتر T، که به صورت نمودار نرمال گاوس است.



شکل ۹ نمودار پربندی شده p% همبافت گرانیتوئیدی بروجرد.

پهنه‌ی اول: این پهنه شامل ۲۰ ایستگاه و در دو بخش از همبافت قابل مشاهده‌اند، یکی در شمال و دیگری در جنوب. این پهنه در هر دو رخنمون در سنگ‌های گرانودیوریتی و کوارتزیدیوریتی دیده می‌شوند. در بخش شمالی، به آسانی می‌توان فهمید که این پهنه یک پهنه‌ی برشی است زیرا در آنجا سنگ‌ها به شدت دگرشکل شده و بافت میلوئیتی به خود گرفته‌اند. خطوارگی‌های مغناطیسی در این پهنه بیشتر دارای روند شمالی-جنوبی هستند. به جز چهار ایستگاه این پهنه که دارای شیب بالاتر از ۴۵ درجه دارند، بقیه ایستگاه‌ها عموماً دارای شیب کمتر از ۲۵ درجه هستند. میانگین سمت خطوارگی‌های این پهنه ۲۱۶/۰۶ درجه و مختصات صفحه‌ای که بهترین خط روی آن قرار می‌گیرند ۱۷۸/۰۱ است. (شکل ۱۲، G1). برگواره‌های این منطقه نیز غالباً شرقی-غربی هستند. (شکل ۱۳، G1) مختصات بهترین قطب برگوارگی‌های این قلمرو و زون محوری آنها عبارت است از: بهترین قطب: ۱۶۹/۱۱ و زون محوری: ۲۶۵/۲۷. چنانکه در جدول (۱) نشان داده شده است، میانگین مقدار پذیرفتاری مغناطیسی (km) برای این پهنه ۲۱۰/۷۵ است. وجود دگرسانی گسترده در این پهنه باعث شده که مقدار km در برخی از ایستگاه‌ها به شدت افت کند و کمتر از حد معمول آن باشد. بنابراین در مجموع این پهنه، جزء سنگ‌های پارامغناطیس در نظر گرفته می‌شود. میانگین مقدار درصد ناهمسانگردی برای این پهنه ۳/۸۸٪ و میانگین پارامتر شکل (پارامتر T) معادل ۰/۰۴ است. یعنی می‌توان گفت که در مجموع شکل بیضوی مغناطیسی در این پهنه صفحه‌ای است.

پهنه‌ی دوم: این پهنه را ۲۰ ایستگاه پوشش داده و بیشتر در قسمت‌های جنوبی و مخصوصاً مرکز همبافت متمرکز است. این پهنه نیز به طور کلی در سنگ‌های گرانودیوریتی قابل مشاهده است و تعدادی از ایستگاه‌های آن در سنگ‌های کوارتزیدیوریتی و مونزوگرانییتی نیز مشاهده می‌شوند. خطوارگی‌های مغناطیسی این پهنه دارای روند شرقی-غربی هستند. خطوارگی‌های این پهنه، دارای بیشترین شیب بین پهنه‌های توده‌ی گرانیتوئیدی بروجردند و جز سه مورد که شیب آنها حدود ۲۰ درجه است. بقیه‌ی ایستگاه‌های این پهنه دارای شیب بالای ۵۰ درجه هستند (در ایستگاه B143 بالاترین مقدار شیب ۸۸/۳ دیده می‌شود). میانگین سمت خطوارگی‌های این پهنه ۱۶۶/۲۳ درجه است. (شکل ۱۲، G2) مختصات بهترین صفحه‌ای که

بهترین خط روی آن قرار می‌گیرد عبارتست از: ۰۷۰/۰۴. برگواره‌های این پهنه نیز غالباً شمالی-جنوبی بوده (شکل ۱۳، G2) و مشخصات بهترین قطب برگوارگی‌های مغناطیسی این قلمرو و زون محوری آنها عبارتند از: بهترین قطب: ۰۸۳/۱۷. زون محوری: ۱۸۰/۲۴. متوسط مقدار پذیرفتاری مغناطیسی برای این پهنه ۲۲۵/۸۴ μ SI است. تقریباً هر سه گروه سنگی به تعداد مساوی دارای ایستگاه در این پهنه هستند. میانگین مقدار ناهمسانگردی برای این پهنه ۳/۵۴٪ است و میانگین مقدار پارامتر شکل در این پهنه ۰/۰۹ است. نیمی از ایستگاه‌های این پهنه دارای شکل صفحه‌ای و نیمی دیگر دارای شکل خطی هستند.

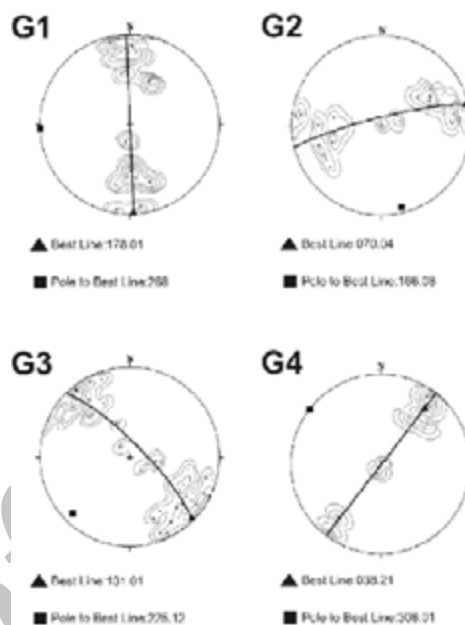
پهنه سوم: این پهنه با داشتن ۴۳ ایستگاه، دارای بیشترین ایستگاه بوده و تقریباً در همه جای همبافت پراکنده است. خطوارگی‌های مغناطیسی در این پهنه عموماً دارای روند شمال غرب-جنوب شرقی‌اند که همان روند کلی پهنه‌ی سنندج-سیرجان است. از آنجا که خطوارگی‌های مغناطیسی این پهنه در تمام قسمت‌های همبافت پراکنده بوده و روند کلی آن همسو با روند سنندج-سیرجان است، به نظر می‌رسد که آخرین فعالیت زمین‌ساختی در منطقه باشد. هرچند نابهنجاری در شیب خطوارگی‌های این پهنه دیده می‌شود ولی عموماً شیب این پهنه بسیار کم و حدود ۲۰ درجه (در بسیاری از ایستگاه‌ها حتی شیب کمتر از ۱۰ درجه است) است (شکل ۱۲، G3). میانگین سمت خطوارگی‌های مغناطیسی این پهنه ۲۰۸/۷۵ درجه است. مختصات صفحه‌ای که بهترین خط بر روی آن قرار می‌گیرد عبارتست از: ۱۳۱/۰۱. برگوارگی‌های مغناطیسی این پهنه غالباً شمال شرقی-جنوب غربی بوده (شکل ۱۳، G3) و مشخصات بهترین قطب برگوارگی‌های مغناطیسی این قلمرو و زون محوری آنها عبارتند از: بهترین قطب: ۱۲۳/۱۱ و زون محوری: ۲۲۱/۳۵. میانگین پذیرفتاری مغناطیسی این پهنه μ SI ۲۱۹/۶ است. ایستگاه شماره ۶ که در شمال همبافت قرار دارد و دارای دگرسانی بسیار گسترده بوده و بنابراین دارای کمترین مقدار km بین کل ایستگاه‌هاست (SI μ ۱۴/۱ = km). همچنین ایستگاه شماره‌ی ۹۳ نیز با بیشترین مقدار (SI μ ۹۲۱/۴ = km) در این پهنه واقع شده است. مقدار میانگین درصد ناهمسانگردی مغناطیسی برای این پهنه ۴٪ است که در بین چهار پهنه‌ی یاد شده دارای بیشترین مقدار است. متوسط مقدار پارامتر شکل نیز برای این پهنه ۰/۰۳ است. در این پهنه

پهنه‌ی چهارم: این پهنه شامل ۱۰ ایستگاه و مانند پهنه‌ی اول هم در بخش‌های شمالی همبافت و نیز در جنوب آن قابل مشاهده است. این پهنه در شمال در سنگ‌های گرانودیوریتی و در جنوب همبافت در سنگ‌های کوارتزیدیوریتی دیده می‌شود. خطوارگی‌های مغناطیسی در این پهنه عموماً دارای روند شمال شرقی- جنوب غربی هستند. این روند عکس روند کلی پهنه‌ی ساختاری سنندج- سیرجان است. بهترین خط (خطوارگی) این پهنه دارای مشخصات ۳۸/۲۱ است. به جز ۳ ایستگاه که دارای شیب بیش از ۷۰ درجه‌اند، بقیه‌ی ایستگاه‌های این پهنه شیب کمی داشته و بیشتر شیب آنها کمتر از ۱۵ درجه است. میانگین سمت خطوارگی‌های این پهنه ۹۱/۲۳ است (شکل ۱۲، G4). مختصات صفحه‌ای که بهترین خط بر روی آن قرار می‌گیرد عبارت است از ۰۳۸/۲۱ برگرادی‌های این پهنه نیز غالباً شمال غربی- جنوب شرقی بوده (شکل ۱۳، G4) و مشخصات بهترین قطب برگرادی‌های مغناطیسی این پهنه و زون محوری آن عبارت است از: بهترین قطب: ۰۵۱/۴۰ و زون محوری: ۲۹۸/۲۸. جز ۲ مورد، تمامی نمونه‌های این پهنه در گستره‌ی گرانودیوریت واقع شده‌اند. میانگین پذیرفتاری مغناطیسی در این پهنه، $143.56 \mu SI$ است. میانگین مقدار درصد ناهمسانگردی مغناطیسی برای این پهنه ۲/۴۹ است که بین چهار پهنه‌ی موجود کمترین مقدار P٪ است. میانگین پارامتر شکل برای این پهنه ۰/۰۶- است یعنی می‌توان گفت که در مجموع پارامتر شکل برای این پهنه خطی است ولی در سه ایستگاه شکل بیضوی مغناطیسی صفحه‌ای است.

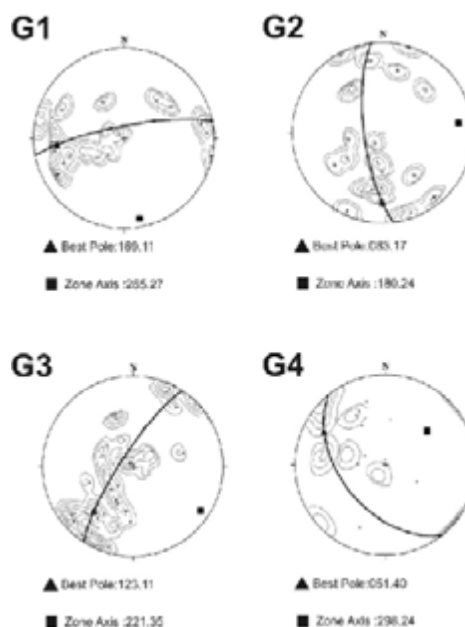
بحث و بررسی

فضاسازی برای نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی در بیشتر کمرندهای کوهزایی مخصوصاً برای توده‌های نفوذی همزمان با زمین‌ساختی، مورد توجه زمین‌شناسان بوده است [۱۷-۲۱]. در این میان نفوذ گرانیت در پهنه‌های برشی با استرین بالا نیز مشاهده شده است [۲۲، ۲۳]. جاسازی با ایجاد فضاهای کششی به وجود آمده در زمین‌ساختی کششی از جمله مدل‌هایی است که در کوهزایی هر سینین در جنوب شرقی اسپانیا مورد توجه قرار گرفته است [۲۴، ۲۵]. این الگو برای توجیه فضاسازی زمین‌ساختی در مورد برخی از توده‌های نفوذی همزمان با زمین‌ساخت در ایران نیز پیشنهاد شده است [۲۶-۳۰]. خاستگاه ساختاری این توده‌ها گرانیتوئیدی، فضاهای کششی (extensional- shear fractures)، محصول رژیم زمین-

نیز تقریباً توزیع پارامتر شکل عادی است، به نحوی که نصف ایستگاه‌ها دارای شکل بیضوی مغناطیسی خطی و نیمی دیگر دارای شکل بیضوی مغناطیسی صفحه‌ای هستند.



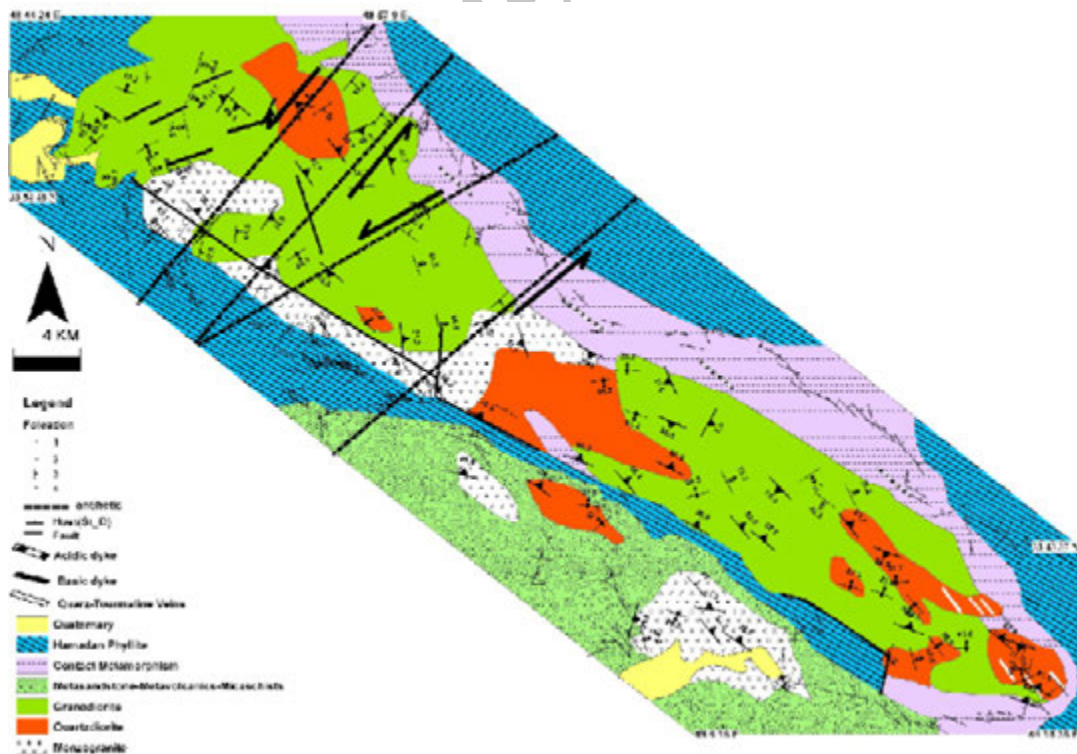
شکل ۱۲ برجسته نگارهای مربوط به خطواره‌های هر کدام از پهنه‌های چهارگانه که با G1 تا G4 مشخص شده‌اند.



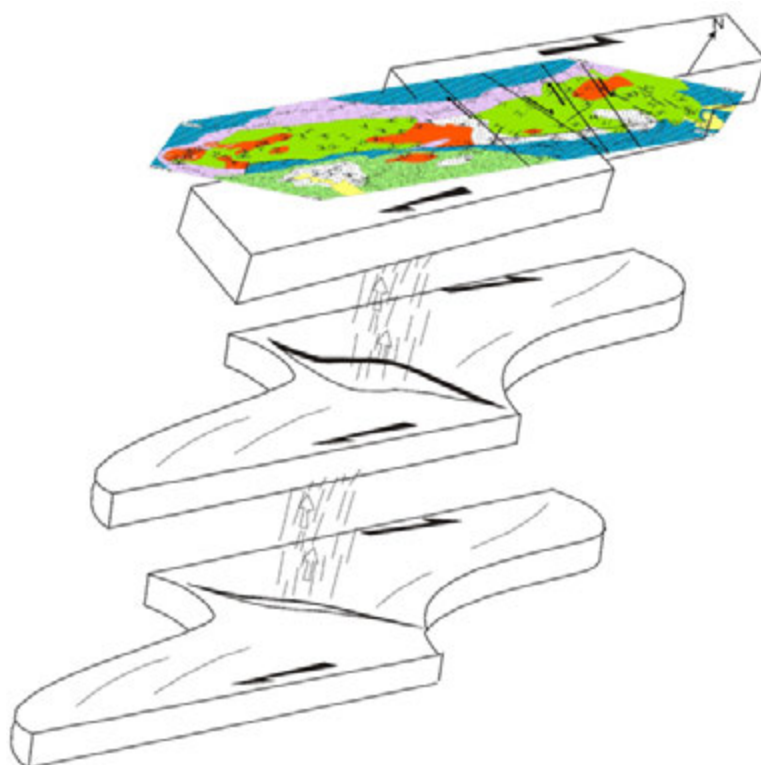
شکل ۱۳ برجسته نگارهای مربوط به برگواره‌ها هر کدام از پهنه‌های چهارگانه که با G1 تا G4 مشخص شده‌اند.

شده در منطقه ضمن باز شدن چرخیده و عدسی شکل شده‌اند و همبافت نفوذی بروجرد به صورت سیل در فضای زمین-ساختی ایجاد شده به موازات بافت غالب موجود در سنگ‌های بستر نفوذ کرده است. در این حالت مشاهده می‌شود که از پهنه‌های چهارگانه به علت چرخش به مقدار کم، پهنه‌های اول، دوم و سوم حالت هم‌نهنشتی (synthetic) با برش داشته و فقط پهنه‌ی چهارم است که موقعیت آن به حالت ناهم‌نهنشتی (antithetic) است (شکل ۱۴). در این حالت، ارتباط پهنه‌ی برشی با جاسازی زمین‌ساختی برای همبافت نفوذی بروجرد بیشتر شده و با چرخش مداوم، فضای بیشتری برای نفوذ گرانیت، در بخش مرکزی صورت گرفته است و سرانجام همبافت گرانیتوئیدی بروجرد در موقعیت کنونی خود با راستای شمال غربی - جنوب شرقی قرار گرفته است. به نظر می‌رسد زمین‌ساختی برشی از سویی باعث دگربرختی و چین‌دادن پیشرونده در مجموعه سنگ‌های رسوبی- دگرگون منطقه بروجرد شده و از طرف دیگر ماگمای بالا آمده از گوشته که دستخوش جدایش شد، به تدریج در فضاهای ایجاد شده با زمین‌ساختی ترافشارشی نفوذ کرده است. با نگاهی به توده‌های

ساختی ترافشارش (transpression) در فرایند همگرایی ارزیابی می‌شود. تغییرات کم روند و شیب خطوارگی‌ها و راستای و شیب برگوارگی‌ها در کل توده، نشان‌دهنده‌ی یک الگوی تنش نهایی است که در فاصله مکانی زیاد، تغییرات کمی داشته است و ماگما نیز در این شرایط تشکیل و دگرشکل شده است. با توجه به چگونگی خطوارگی‌ها و برگوارگی‌های مغناطیسی و شیب اندک تا متوسط آنها می‌توان استنباط کرد که نخست ماگما در اثر زمین‌ساختی ترافشارشی به لابه‌های بالاتر صعود کرده و سپس به صورت سیل در لابه‌های سنگ‌های میزبان تزریق شده است. ساده‌تر می‌توان گفت که رخنمون فعلی، بخش میانی و داخلی یک سیل است که در درون سنگ-های در برگیرنده‌اش جای گرفته است. حضور خطوارگی‌هایی با شیب زیاد پهنه‌ی دوم که می‌توان آن را یک پهنه‌ی ریشه‌ای محلی نامید، موید تفسیر بالاست. به عبارت دیگر، همبافت گرانیتوئیدی بروجرد، در یک محیط زمین‌ساختی برشی دگربرخت شده است. در این پهنه برشی که همبافت نفوذی بروجرد به مقدار ضعیفی متأثر از برش آن بوده، فضای لازم برای نفوذ حاصل شده است. فضاهای کششی (شکل ۱۵) ایجاد



شکل ۱۴ نقشه‌ی رگواره‌های مغناطیسی که در اینجا حالت‌های ناهمسو با چرخش (antithetic) به صورت خط چین نمایش داده شده و از حالت‌های همسو با چرخش (synthetic) متضاد تصویر شده است. با توجه به این شکل مشاهده می‌شود که حالت‌های ناهمسو فقط در پهنه‌ی ۴ دیده شده و سه پهنه‌ی دیگر همسو با زمین‌ساختی کلی منطقه‌اند.



شکل ۱۵ مدل طرحواری جاسازی با ایجاد فضاهای کششی به وجود آمده در زمین ساختی کششی برای جایگزینی توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد به صورت سیل در سه مرحله. چنانکه ملاحظه می شود ضمن باز شدن شکاف ها برای بالا آمدن ماگما، چرخش نیز صورت گرفته است، و در راستای شمال غربی-جنوب شرقی قرار گرفته‌اند.

تغییر یافته است [۲۶-۲۸]. توالی زمانی و روابط ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ماگمای سازنده‌ی همبافت گرانیتوئیدی بروجرد از یک اطاق ماگمایی چینه‌ای (لایه‌بندی‌دار) خارج شده است [۹]. تخلیه اطاق ماگمایی احتمالاً با نفوذ قطب فلسیک شروع شده است [۲۵]. بنابراین احتمالاً مونزوگرنیت‌ها اولین ماگمایی هستند که از مجاری و فضاهای نفوذ ماگما، خارج شده‌اند. در مرحله‌ی دوم گرانودیوریت‌ها خارج شده و در انتها کوارتزیدیوریت‌ها نیز نفوذ کرده‌اند. باید توجه داشت که مونزوگرنیت گوشه در یک فاز جدا تزریق شده و از لحاظ زمانی همسن با مونزوگرنیت در همبافت اصلی نیست. شواهد ریزساختارهای میکروسکوپی و داده‌های سال‌سنجی به روش اورانیوم-سرب [۹] به خوبی تفاوت بین این دو مونزوگرنیت را به نمایش می‌گذارد.

برداشت

۱- کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد به جز بخشی از کوارتزیدیوریت‌ها که در حاشیه‌ی جنوب غربی همبافت قرار گرفته‌اند، در ده‌ی گرانیت‌های پارامگناطیس قرار می‌گیرند.

دیگر موجود در زون سنندج - سیرجان متوجه می‌شویم که بیشتر توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی موجود در این پهنه، شکل عدسی کشیده و گاهی چرخیده دارند که از آن جمله می‌توان به توده‌های مهمی مثل الوند، ملایر، الیگودرز، بوئین-میاندشت و ازنا اشاره کرد. کشیدگی این عدسی‌ها در راستای روند ساختاری غالب مجموعه سنگ‌های دگرگون و چین‌خورده در راستای شمال غربی- جنوب شرقی است که اغلب آنها در فیلیت‌های همدان [۳۱، ۳۲] نفوذ کرده‌اند. فعالیت برشی همسو و همزمان با نفوذ گرانیتوئیدها، بافت میلونیتی را در برخی از آنها به وجود آورده که همزمانی آشکاری را با چین خوردن همساز با سنگ‌های بستر نشان می‌دهند (گرانیت میلونیتی ازنا)؛ [۲۶-۲۸]. موقعیت همبافت گرانیتوئیدی بروجرد که نخست با نفوذ همزمان، دستخوش تغییر شکل برشی می‌شود، در فرایند باز شدن و چرخش در بخش حاشیه‌ای (به خصوص در حاشیه‌ی شمالی) تحت تأثیر چرخش ضعیف ساعت گرد قرار گرفته است که با آن فضای لازم برای نفوذ گرانیت بروجرد ایجاد شده و با این چرخش موقعیت کلی توده از حالت همبافتی (synthetic) به حالت ناهمبافت (antithetic)

[7] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock", *Journal of Petrology* 25 (1984), 956–983.

[8] Masoudi F., Yardley B.W.D., Cliff R.A., "Rb–Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and hornfels in the region southwest of Arak Islamic republic of Iran", *Journal of Sciences* 13 (2002), 249–254.

[9] Ahmadi Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M.D., Rahimpour-Bonab H., "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 29 (2007), 859–877.

[10] Balsley J.R., Buddington A.F., "Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneiss", *American Journal of Science* 258 (1960)-A, 6–20.

[11] Archanjo C.J., Launeau P., Bouchez J.L., "Magnetic fabric versus magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil)", *Physics of the Earth Planetary Interiors* 89 (1995), 63–75.

[12] Jelinek V., "Characterization of the magnetic fabrics of rocks", *Tectonophysics* 79, 63–67.

[13] V. Jelinek: Precision AC Bridge Set for Measuring Magnetic Susceptibility of Rocks and Jit's Anisotropy. *Studia geoph. et geod.* 17 (1981) (1973), 36.

[14] Jelinek V., "The Statistical Theory of Measuring Anisotropy of Magnetic Susceptibility of Rocks and Its Application", *Geofyzika*, n. p., Brno (1976). (Not published -- can be obtained from Geofyzika, N. C.).

[15] Vernon R.H., Etheridge M.A., Wall V.J., "Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow", *Lithos* 22 (1988), 1–11.

[16] Vigneresse J.L., Bouchez J.L., "Successive granitic magma batches during pluton emplacement: the case of Cabeza de Araya (Spain)", *Journal of Petrology* 38/12 (1997), 1767–1776.

[17] Guineberteau B., Bouchez J.L., Vigneresse J.L., "The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implication", *Geological Society of America Bulletin* 99(1987), 763–770.

[18] Hrouda F., "Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics", *Geophysical Surveys* 5(1982), 37–82.

۲- مقدار پذیرفتاری مغناطیسی (km) در توده گرانیتوئیدی بوجود بین $14 \mu\text{SI}$ تا $921 \mu\text{SI}$ متغیر است و اندازه‌ی آن از کوارتز دیوریت‌ها به گرانودیوریت‌ها و در نهایت به مونزوگرانیت‌ها کاهش می‌یابد.

۳- درصد ناهمسانگردی (P%) در کوارتز دیوریت‌ها کمترین مقدار (۰.۳۷٪) و در واحد مونزوگرانیتی دارای بیشترین مقدار (۱۲.۰۹٪) است.

۴- پارامتر نیز از حالت شدیداً خطی (۰.۹۷-) تا شدیداً صفحه‌ای (۰.۹۴+) در تغییر است. با این وجود تقریباً در حدود ۵۰٪ ایستگاه‌ها خطی و ۵۰٪ بقیه نیز صفحه‌ای هستند.

۵- جایگزینی همبافت گرانیتوئیدی بوجود به صورت سیل انجام شده است. خاستگاه ساختاری همبافت گرانیتوئیدی بوجود، فضاها‌ی کششی، محصول رژیم زمین‌ساختی ترافشارشی هستند.

مراجع

[1] Benn K., Paterson S.R., Lund S., Pignotta G.S., Kruse S., "Magmatic fabrics in batholiths as markers of regional strains and plate kinematics: example of the Cretaceous Mt. Stuart batholith", *Physics and Chemistry of the Earth (A)* 26, (2001) 343–354.

[2] Bouchez J.L., "Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks", In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), "Granites: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics". Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 95–112 (1997).

[3] Hrouda F., "The effect of quartz on the magnetic anisotropy of quartzite. *Studia Geophysica et Geodaetica*", Praha 30 (1986), 39–45.

[4] Hrouda F., "A technique for the measurement of thermal changes of magnetic susceptibility of weakly magnetic rocks by the CS-2 apparatus and KLY-2 Kappabridge", *Geophysical Journal International* 118(1980) 604–612

[5] Bouchez J.L., Guillet P., Chevalier F., "Structures d'écoulement liés à la mise en place du granite de Guérande (Loire Atlantique, France)", *Bulletin de la Société Géologique de France* 7/XXIII (1981) 387–399.

[6] Bouchez J.L., Gleizes G., Djouadi T., Rochette P., "Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foix pluton (French Pyrenees)", *Tectonophysics* 184 (1990), 157–171.

- [27] Mohajjel M., Fergusson C.L., "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", *Journal of Structural Geology* 22(2000), 1125–1139.
- [28] Mohajjel M., Fergusson C., Sahandi M.R., "Cretaceous-Tertiary and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran.", *Journal of Asian Earth Sciences* 21 (2003), 397–412.
- [29] Ghalamghash J., Bouchez J.L., Vosoughi Abedini M., Nédélec A., "The Urumieh plutonic complex (NW Iran): a record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times –Part II: magnetic fabrics and plate tectonic reconstruction", *Journal of Asian Earth Sciences*. (2009)
- [30] Sadeghian M., Bouchez J.L., Nédélec A., Siqueira R., Valizadeh M.V., "The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting", *Journal of Asian Earth Sciences* 25 (2) (2005), 301–327.
- [30] Blumenfeld P., Mainprice D., Bouchez J.L., "C-slip in quartz from subsolidus deformed granite", *Tectonophysics* 127 (1986), 93–115.
- [31] Stocklin J., "Geology of the central coastal Makran area (Iranian oil Company). Unpublished Report GR91c, field at the Nation (Iranian oil company, Tehran)", (1968).
- [32] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review, American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52 (1968), 1229–1258.
- [19] Castro A., de la Rosa J.D., Stephens W.E., "Magma mixing in the subvolcanic environment: petrology of the Gerena interaction zone near Seville, Spain", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 105(1990), 9–26.
- [20] Esmaily D., Nédélec A., Valizadeh M.V., Moore F., Cotton J., "Petrology of the Jurassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization", *Journal of Asian Earth Sciences* 25(2005), 961–980.
- [21] Fernandez A., Gasquet D.R., "Relative rheological evolution of chemically contrasted coeval magmas: example of the Tichka plutonic complex", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116(1994), 316–326.
- [22] Rochette P., "Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies", *Journal of Structural Geology* 9(1987), 1015–1020.
- [23] Rochette P., Jackson M., Aubourg C., "Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility", *Reviews of Geophysics* 30 (1992), 209–222.
- [24] Bouchez J.L., Delas C., Gleizes G., Nédélec A., "Submagmatic microfractures in granites", *Geology* 20 (1992), 35–38.
- [25] Paterson S.R., Vernon R.H., Tobish O.T., "A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids", *Journal of Structural Geology* 11(1989), 349–363
- [26] Mohajjel M., "Structure and tectonic evolution of Palaeozoic– Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", PhD Thesis, University of Wollongong, (1997) Wollongong, Australia.