

کاربرد روش ناهمسانی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) در تفسیر تحولات سنگ‌های متاپلیتی درجه بالای مجموعه دگرگونی شترکوه (به سن نئوپروتروزوئیک پایانی)

محبوبه محمدی*، محمود صادقیان، مریم شیعی، سکینه شکاری؛

دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکده علوم زمین

پذیرش ۹۷/۰۵/۰۵

دریافت ۹۶/۰۸/۰۵

چکیده

مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه که در ۸۰ کیلومتری جنوب‌خاور شاهرود رخمون دارد، طیف وسیعی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی نئوپروتروزوئیک پایانی نظیر متاپلیت‌ها، متابازیت‌ها، متاکربناته، متاسامیتی و گابرو، البوین‌گابرو و دیوریت را شامل می‌شود. در این پژوهش تغییرات پارامترهای مغناطیسی سنگ‌های متاپلیتی درجه بالای این مجموعه در طی فرایندهای میگماتیت‌زایی و گرانیته‌زایی بررسی شده است. نتایج حاصل نشان می‌دهد میانگین بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی (Km) در طی فرایندهای ذکر شده از $650 \mu SI$ به $3 \mu SI$ تنزل پیدا کرده است. این کاهش بازتاب تغییرات کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی از جمله تخریب بیوتیت در طی واکنش‌های تخریب شیمیایی- آبرزایی و تبدیل بیوتیت به اورتوکلاز یا مسکوویت در گذر از تحول گنیس به گرانیته است. گارنت، بیوتیت و به مقدار کم تر کانی‌های اوپک (ایلمنیت یا مگنتیت) حامل‌های مهم رفتار مغناطیسی سنگ‌های بررسی شده هستند. میانگین ناهمگنی مغناطیسی تصحیح شده از $1/008$ تا $1/45$ و هم‌چنین مقدار پارامتر شکل این سنگ‌ها از $0/44$ تا $0/96$ متغیر است. بر اساس تفسیر فابریک‌های مغناطیسی اکثر بیضوی‌های مغناطیسی مربوط به گنیس‌ها، کلوجه‌ای شکل هستند. برگواره‌های مغناطیسی به‌دست‌آمده از تعبیر و تفسیر داده‌های مغناطیسی با برگواره‌های مغناطیسی اندازه‌گیری شده در صحرا مطابقت خوبی نشان می‌دهد. واژه‌های کلیدی: نئوپروتروزوئیک، متاپلیت، پارامترهای مغناطیسی، ناهمگنی مغناطیسی، شاهرود، شترکوه.

مقدمه

روش ناهمسان‌گردی پذیرفتاری مغناطیسی^۱ (AMS) یکی از روش‌های نوین است که در تعیین سازوکار جای‌گیری توده‌های گرانیته‌زایی کاربرد گسترده‌ای دارد. این روش در سایر شاخه‌های علوم زمین نیز بررسی شده است و در حال توسعه است. در این تحقیق تکنیک (AMS) به‌منظور بررسی تغییر و تحولات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی در سیر پیشرفت فرایند دگرگونی ناحیه‌ای متاپلیت‌ها از گنیس تا گرانیته‌زایی استفاده شده است. نتایج حاصل از این تحقیق که برای اولین بار در ایران انجام شده است نشان می‌دهد که به‌کارگیری فابریک‌های مغناطیسی در سنگ‌های دگرگونی می‌تواند اطلاعات مهمی از تحولات کانی‌شناسی و بافتی سنگ‌های دگرگونی در حین فرایندهای دگرگونی در اختیار ما قرار دهد.

* نویسنده مسئول mahbobemohammadi71@yahoo.com

1. Anisotropy of Magnetic Susceptibility

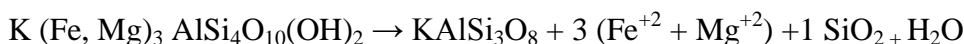
زمین‌شناسی

در حاشیه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی و یا به عبارتی بهتر در حدفاصل طرود، بیارجمند، میامی، مناطق نسبتاً وسیعی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی رخنمون دارند که به مجموعه‌های دگرگونی-آذرین شترکوه، بند هزارچاه، سفید سنگ، گرانیتهای جنوب‌باختر میامی، جنوب دوچاه- ماجراد، دلبر، شمال‌باختر احمدآباد خارتوران، باختر رضاآباد خارتوران مشهور هستند. همه این مجموعه‌های سنگی در زمره مناطق قدیمی و پی‌سنگی ایران مرکزی قرار می‌گیرند.

از میان آن‌ها مجموعه آذرین-دگرگونی شترکوه در بین طول‌های جغرافیایی "۵۵'۱۰" تا "۵۵'۳۲" و عرض‌های جغرافیایی "۳۴'۴۰" تا "۳۵'۴۷" رخنمون دارد (شکل ۱). این منطقه بخش‌هایی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰، ۱:۱۰۰۰۰۰ و [۱] و رزه [۲] را شامل می‌شود. این مجموعه پی‌سنگی به سن نئوپروتروزوئیک پایانی (حدود ۵۳۷ تا ۵۴۸ میلیون سال پیش) [۳]، [۴]، [۵]. طیفی وسیعی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی نظیر متاپلیت‌ها، متاکربناته‌ها، متاسامیت‌ها، متابازیت‌ها، متاریولیت‌ها و همچنین سنگ‌های آذرین بازیک نظیر گابرو، الیوین‌گابرو و دیوریت را شامل می‌شود (شکل ۱ پ).

به‌طور کلی متاپلیت‌ها طیفی از فیلیت، میکاشیست، گارنت شیست، گنیس، گارنت گنیس و میگماتیت را دربر می‌گیرند. بر اساس بررسی‌های صحرایی می‌توان طیفی از سنگ‌های دگرگونی از متاپلیت‌ها تا میگماتیت‌ها را مشاهده کرد که طی یک رژیم دگرگونی مراحل تکوینی خود را پشت سر گذاشته‌اند و در مراحل پایانی به آستانه گرانیتهایی نیز رسیده‌اند (شکل ۲). با گذر از گنیس به گرانیته و گذر از مرز ذوب شرایط برای تبدیل سنگ‌های دگرگونی به آذرین در اثر به وقوع پیوستن واکنش‌های آزدایی و تخریب^۱، ترکیب بیوتیت به اورتوکلاز یا مسکوویت تبدیل شده است.

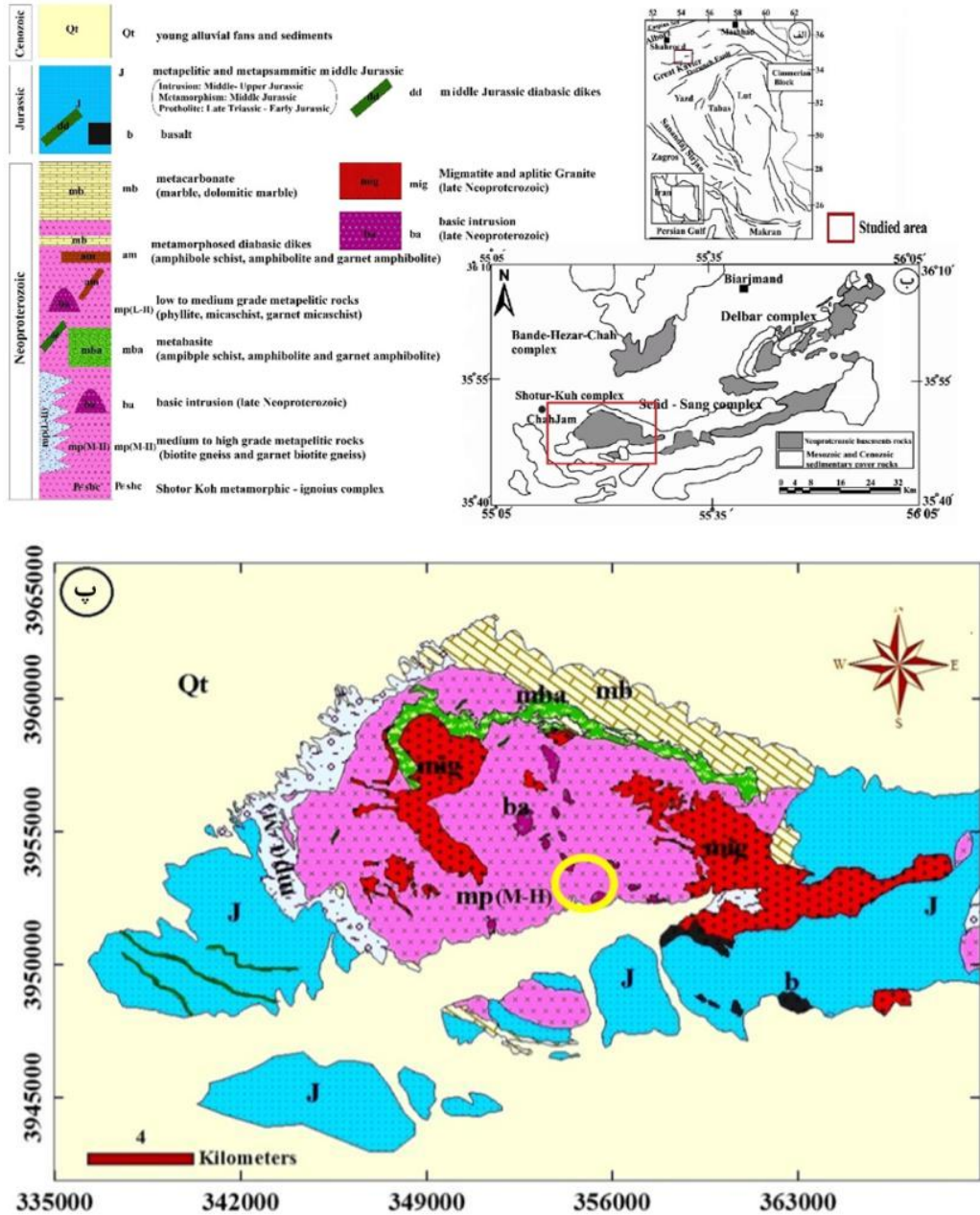
تخریب و آزدایی بیوتیت و تبدیل آن به اورتوکلاز در این سنگ‌ها طبق این واکنش انجام می‌شود [۶]:



بر اساس این واکنش، زایش کوارتز و اورتوکلاز، به تغییر رنگ سنگ و گرایش آن به سمت رنگ‌های روشن‌تر منجر می‌شود که این تغییرات در بخش‌های میانی منطقه به‌راحتی مشهود است. به‌نظر می‌رسد ذوب‌بخشی درجا در ایجاد نواربندی گنیسی در گنیس‌های درجه زیاد و میگماتیت‌ها نقش مؤثری دارند [۷]. همه میگماتیت‌های منطقه شترکوه حاصل تفکیک دگرگونی و یا ذوب‌بخشی درجا هستند که مذاب‌های حاصل از ذوب‌بخشی آن‌ها، به‌صورت رگه‌ها و بسته‌های متشکل از کوارتز و فلدسپار آلکالین در لابه‌لای این سنگ‌ها ظاهر شده‌اند. این بخش‌ها غالباً به رنگی روشن‌تر از زمینه سنگ مشاهده می‌شوند و از کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و بیوتیت تشکیل شده‌اند (شکل ۲ تا ج). فراوانی بیوتیت در بخش‌های فلسیک بسیار کم‌تر از بخش‌های تیره‌رنگ زمینه سنگ است [۸]. گنیس‌ها و گارنت گنیس‌ها دارای پورفایروبلست‌های گارنت و فلدسپار پتاسیم هستند و گاهی تحت تأثیر میلونیتی شدن، چشم‌های اورتوکلازی با سطوح S و C بارزی را نشان می‌دهند.

مقادیر اندکی از سنگ‌های آذرین گرانیته به شکل توده‌های نفوذی کوچک مقیاس نیز به‌چشم می‌خورد (شکل ۱). سنگ‌های دگرگونی از واحدهای سنگی متاپلیتی، متاسامیتی، متاکربناتی و متابازیتی تشکیل شده است. دگرگونی در

1. Dehydration – decomposition reactions



شکل ۱. الف) نقشه پهنه ساختاری ایران برگرفته از [۹] و موقعیت قرارگیری منطقه بررسی شده در ایران مرکزی، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده مجموعه‌های دلبر، بندهزارچاه، شترکوه و سفید سنگ در مجاورت یکدیگر که دارای شباهت‌های ساختاری، سنگ‌شناسی و سنی با یکدیگر هستند [۶]. پ) نقشه زمین‌شناسی مجموعه شترکوه که بر اساس تصاویر ماهواره‌ای، پژوهش‌های صحرایی و با استفاده از نرم‌افزار Arc map ترسیم شده است [۴]. منطقه انتخاب شده برای بررسی فابریک‌های مغناطیسی با کادر دایره‌ای زرد رنگ در شکل نشان داده است.



پ



ب



الف



ج



ث



ت



خ



ح



چ



ر



ذ



د



ش



س



ز

شکل ۲. الف) تصاویر صحرایی نشان‌دهنده ویژگی‌های بارز گارنت میکاشیست‌ها، گارنت گنیس‌ها، آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها و شواهدی از میگماتیتی شدن و تشکیل گرانیته‌ها و پگماتیت‌ها، ب) گارنت گنیس میلونیتی شده (در شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی تهیه شده مربوط به این نمونه سنگی ارائه شده است) (دره بهانگر، شمال پاسگاه محیط‌زیست جمیل، شمال‌خاور روستای سهل)، پ) گارنت گنیس دارای پورفیروبلست‌های گارنت. در اطراف گارنت‌ها فقیرشدگی از کانی‌های تیره به‌وضوح دیده می‌شود که دلیل وقوع واکنش‌هایی است که به تشکیل گارنت

منجر می‌شود، ت، ث و ج) شواهدی از تشکیل بسته‌های کوچک گرانیتی و در واقع میگماتیت‌زایی، ج) در این نمونه-ها تفکیک‌شدگی بخش‌های روشن و تیره به‌وضوح مشخص است. بخش‌های تیره غنی از بیوتیت و بخش‌های روشن غنی از ارتوکلاز، کوارتز و پلاژیوکلاز هستند. چ) قطع‌شدگی برگواری بارز گنیس‌ها به‌وسیله بخش گرانیتی (دارای رنگ روشن‌تر). لامینه‌های باریک غنی از فلدسپار آلکان و کوارتز موجود در گنیس‌های چشمی، توسط مذاب‌های گرانیتی موضعی قطع شده‌اند، ح و خ) بسته‌های کوچک مقیاس پگماتیت‌های سرشار از آلکالی فلدسپارهای کرم-صورتی رنگ، که خود را در فضای بین برگواری گنیس‌ها یا میگماتیت‌ها جای داده‌اند، د) یک بسته کوچک پگماتیتی تورمالین‌دار (دانه‌های سیاه رنگ)، ذ و ر) تصاویر زیبایی از چین‌خوردگی گنیس‌ها و آمفیبولیت‌های گارنت-دار. این تصویر معرف وقوع دگرشکلی شکل‌پذیر (پلاستیک) شدید است (دره ملح‌آباد - شمال مجموعه دگرگونی شترکوه). با توجه به سایر شواهد صحرایی در این محل، دگرشکلی پلاستیک در اوج شرایط دما - فشار دگرگونی و نزدیک به آستانه ذوب متاپلیت‌ها انجام شده است) ز، س و ش) شواهدی از حضور آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت-ها (در اصطلاح کلی متابازیت‌ها) که همراه گنیس‌ها و میگماتیت‌ها یافت می‌شوند (در شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی تهیه شده مربوط به این نمونه سنگی ارائه شده است) (ز. دره ملح‌آباد، و س و ش) (دره بهانگر، شمال پاسگاه محیط‌زیست جمیل، شمال‌خاور روستای سهل). دانه‌های قهوه‌ای خوش‌رنگ گارنت به وضوح در نمونه‌های دستی یا صحرایی مشاهده می‌شوند.

بیش‌ترین درجه خود تا حد آناتکسی و تشکیل مذاب‌های حاصل از تبلور متناسب با سنگ مادر خود پیش‌رفته است. در متاپلیت‌ها میگماتیت‌زایی به تشکیل آپلیت‌های گرانیتی و در متابازیت‌ها میگماتیت‌زایی به تشکیل گرانودیوریت، تونالیت و پلاژیوگرانیت منجر شده است.

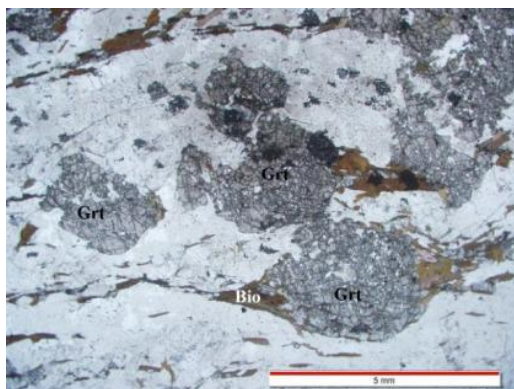
سنگ مادر متابازیت‌ها گدازه‌های بازالتی، دسته دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی گابرودیوریتی کوچک مقیاس بوده‌اند [۳]، [۵]. با توجه به مجموعه‌های کانیایی متابازیت‌ها و مجموعه‌های کانیایی سنگ‌های همراه‌شان (در بسیاری موارد متاپلیت‌ها و در موارد کمتر متاکرینات‌ها)، آن‌ها درجه‌های دگرگونی متوسط تا بالایی (از اواخر شیب‌سبز تا آمفیبولیت‌بالایی) را نشان می‌دهند و به شیب‌سبز، آمفیبول شیب‌سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت تحول پیدا کرده‌اند.

سنگ‌های متاپلیتی مجموعه دگرگونی شترکوه در چند مکان محدود به‌وسیله دایک‌هایی به سن ژوراسیک میانی بالایی قطع شده‌اند. این رخداد در مناطق هم‌جوار این مجموعه نظیر دلبر و بند هزارچاه و رضاآباد خارتوران به‌طور گسترده مشاهده می‌شود.

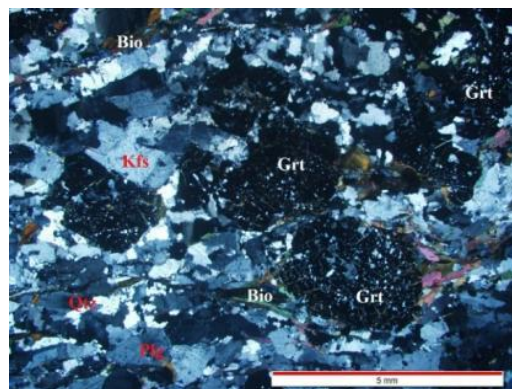
سنگ نگاری

گنیس‌ها اغلب دانه‌درشت هستند و بافت‌های گنیسی، چشمی، پورفیروبلاستی، پورفیروکلاستی، میرمیکتی، کاتاکلاستی، میلونیتی و لپیدوبلاستی در آن‌ها مشاهده می‌شود (شکل‌های ۳ و ۴). پورفیروکلاست‌های گارنت، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از کوارتز و پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند. در برخی موارد درشت بلورهای گارنت اغلب حاوی ادخال‌هایی از بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز و گاه اورتوکلاز هستند و بافت پوئی‌کیلوبلاستی نشان می‌دهند. از کانی‌های فرعی آن‌ها می‌توان به آلانیت، زیرکن و آپاتیت اشاره کرد و اسفن، کلریت، سریسیت، کلسیت و اپیدوت جزء کانی‌های ثانویه گنیس‌ها محسوب می‌شوند. پورفیروبلاست‌ها و پورفیروکلاست‌های درشت آلکالی فلدسپار نظیر ارتوکلاز و برخی از ارتوکلازهایی که در اثر تحمل تنش به میکروکلین تحول پیدا کرده‌اند و هم‌چنین پلاژیوکلازها و دگرشکلی آن‌ها، ساخت و بافت چشمی زیبایی را در سنگ‌های گنیسی ایجاد کرده‌اند. تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین یکی از شواهد و تحولات بارز در طی میلونیتی شدن است [۱۰]. در مواردی، آثاری از تأثیر فرایندهای دگرریختی شکل‌پذیر بر

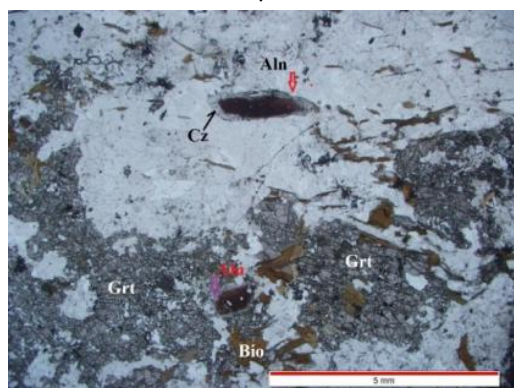
پورفیروکلاست‌های گارنت می‌شود (شکل ۳ پ و ت). در این حالت، پورفیروبلاست گارنت متحمل دگرریختی شده و به صورت کشیده سیگمایی مشاهده می‌شود. این نوع پورفیروبلاست‌ها، پورفیروبلاست‌های پوششی نوع سیگما هستند که در تعیین سوی برش کاربرد دارند (شکل ۳ پ). با توجه به ادخال‌ها و روابط بین پورفیروبلاست‌ها و زمینه سنگ، پورفیروبلاست‌های گارنت، هم‌زمان تا بعد از دگرریختی تشکیل شده‌اند.



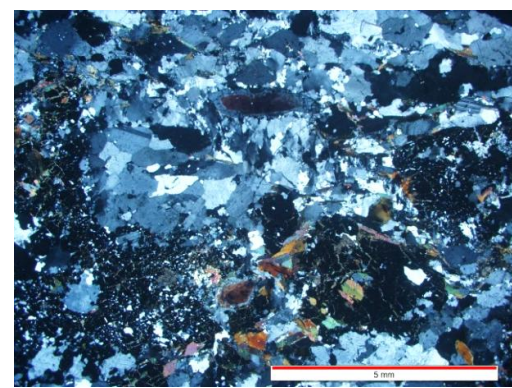
ب



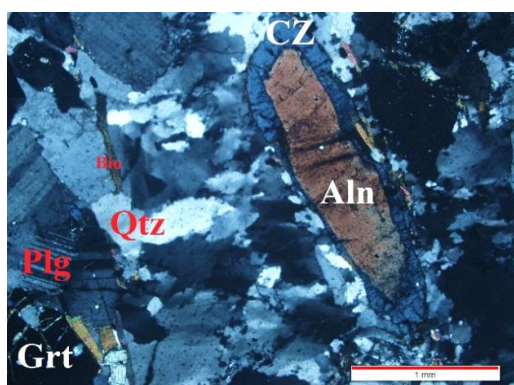
الف



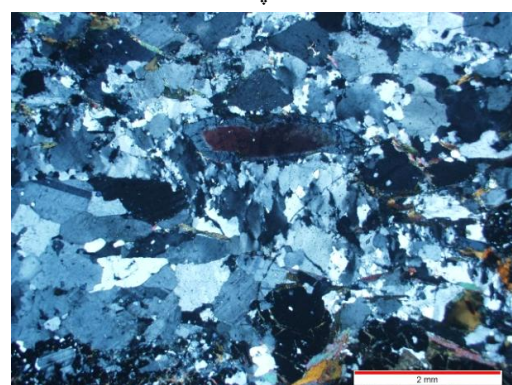
ت



پ



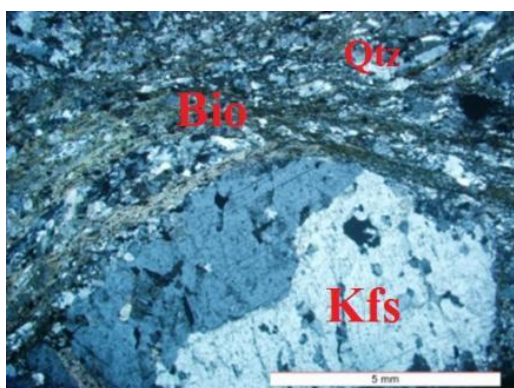
ج



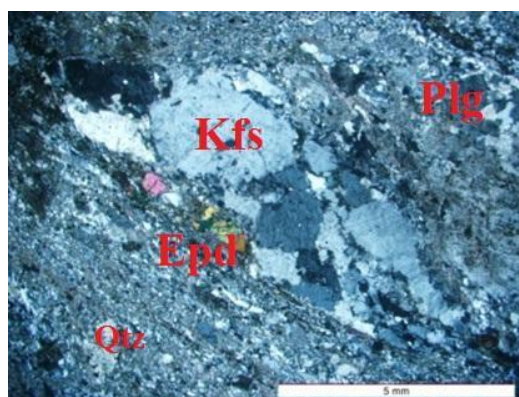
ث

شکل ۳. الف و ب) گارنت گنیس میلونیتی شده با پورفیروبلاست‌های گارنت (در نور XPL و PPL)، پ و ت) گارنت گنیس میلونیتی شده دارای آلانیت - همراه با ساب‌گرین شدن کوارتزها در بخش میانی تصویر (در نور XPL و PPL). ث و ج) تصاویری از حضور بارز آلانیت در گنیس‌ها همراه با حاشیه‌ای از کلینوزوئیزیت (به رنگ آبی - خاکستری روشن). به دانه‌ریز شدن کوارتزها در پیرامون آلانیت که دارای مرزهای مضرس و خاموشی موجی بارزی هستند، توجه شود (شاهدی بارز از میلونیتی شدن) (در نور XPL). نشانه‌های اختصاری کانیه عبارتند از: Grt = گارنت، Bio = بیوتیت، Kfs = آکالی فلدسپار (ارتوکلاز و میکروکلین)، Plg = پلاژیوکلاز، Qtz = کوارتز، Aln = آلانیت و Cz = کلینوزوئیزیت

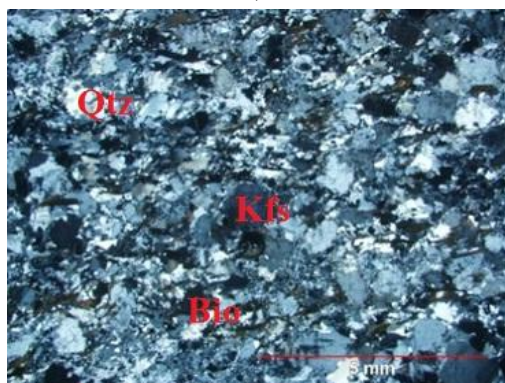
آپلیت‌ها دانه‌ریز هستند و از کوارتز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت، تورمالین و به‌ندرت مسکوویت تشکیل شده‌اند (شکل ۴ پ و ت). خاموشی موجی، حاشیه‌های مضرّس، ساب‌گرین شدن (دانه‌ریز شدن) از شواهد دگرریختی تحمیل‌شده بر این سنگ‌ها است. بافت‌های پرتیتی و پرتیت شعله‌ای از بافت‌های رایج موجود در این کانی است. در برخی نمونه‌ها اعمال تنش‌های ساختاری به خمیدگی ماکل‌های پلی‌سینتتیک منجر شده است. بیوتیت به‌صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بوده و دارای ادخال‌هایی از زیرکن، کانی‌های اپک و آپاتیت است. هم‌رشدی تورمالین و کوارتز در این سنگ‌ها حتی در مقیاس میکروسکوپی نیز به‌خوبی قابل‌مشاهده است.



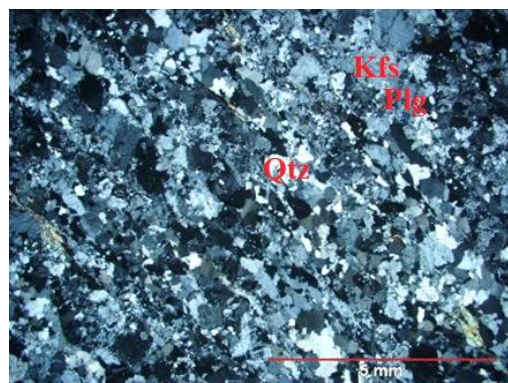
ب



الف

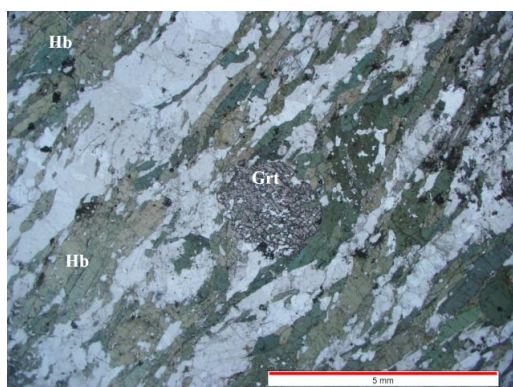


ت

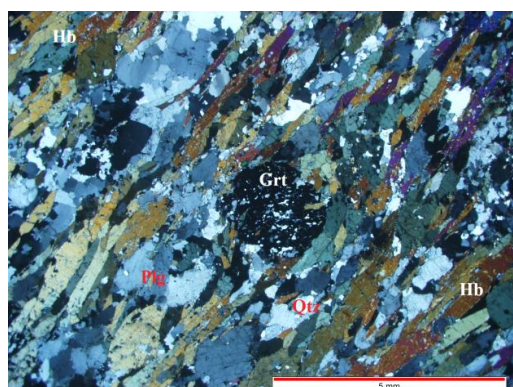


پ

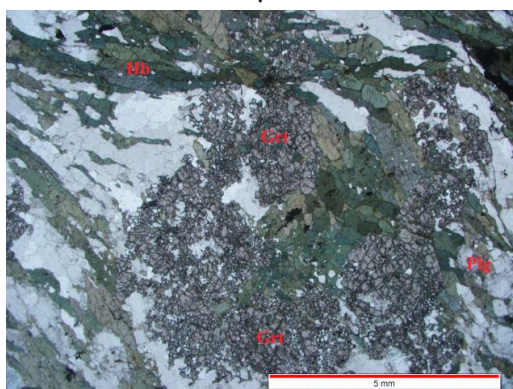
شکل ۴) الف و ب) بافت چشمی ناشی از حضور پورفیروبلاست و پورفیروکلاست ارتوکلاز در گنیس‌های میلونیتی‌شده (نور XPL)، پ و ت) آپلیت‌های گرانیتی میلونیتی شده (نور XPL). به دانه‌ریز شدن (ساب-گرین‌شدن) و مرز مضرّس دانه‌ها توجه شود. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها عبارتند از: Grt = گارنت، Bio = بیوتیت، Kfs = آلکالی فلدسپار (ارتوکلاز و میکروکلین)، Plg = پلاژیوکلاز، Qtz = کوارتز



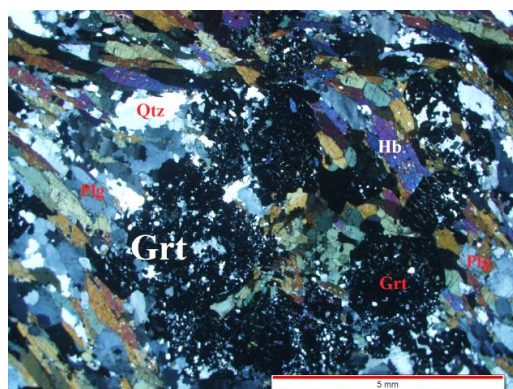
ب



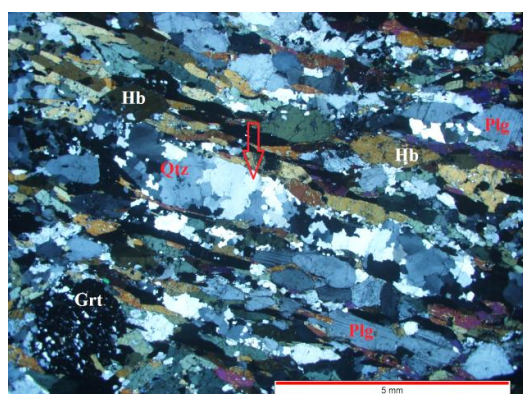
الف



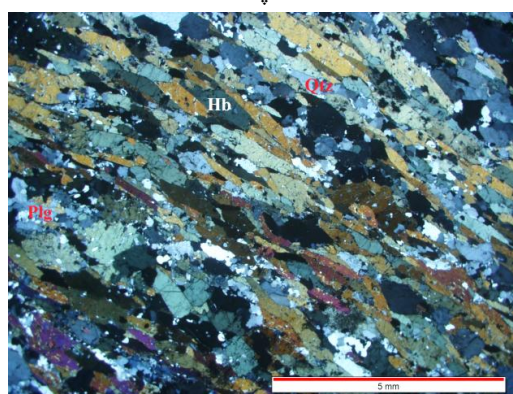
ت



پ



ج



ث

شکل ۵. الف و ب) گارنت آمفیبولیت با پورفیروبلاست گارنت در بخش میانی تصویر (در نور XPL و PPL)، پ و ت) گارنت آمفیبولیت با پورفیروبلاست گارنت دارای بافت پوئی کیلوبلاستی (در نور XPL و PPL)، ث) آمفیبولیت با برگواری بسیار بارز ناشی از آرایش یافتگی هورنبلندهای سبز (در نور XPL)، ج) تصویر میکروسکوپی از یک نمونه گارنت آمفیبولیت در بخش میانی آن کوارتزشای نواری ساب‌گرین شده (دانه‌ریز شده) به وضوح دیده می‌شود (در نور XPL). نشانه‌های اختصاری کانی‌ها عبارتند از: Grt=گارنت، Hb = هورنبلند سبز، Plg = پلاژیوکلاز، Qtz = کوارتز

آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌هایی که به همراه گنیس‌ها یافت می‌شوند، از تحول سنگ‌های آذرین بازیک به دست آمده‌اند و غالباً از هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، گارنت و به مقدار کم‌تر پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. اسفن، روتیل، زیرکن و گاه بیوتیت از جمله کانی‌های فرعی آن‌ها هستند. کلریت، اپیدوت و کلسیت به‌عنوان کانی ثانویه در آن‌ها یافت می‌شود. این سنگ‌ها بافت پورفیروبلاستی، نماتوبلاستی و پوئی کیلوبلاستی بارزی نشان می‌دهند هم‌چنین شواهدی

بارزی از میلیونیتی شدن نظیر ساب‌گرین‌شدن (دانه‌ریز شدن) کوارتز و در مواردی گارنت، هورنبلند و پلاژیوکلاز نیز در آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۵).

روش کار

به‌منظور بررسی فابریک‌های مغناطیسی، از سنگ‌های گنیسی-گرانیتی مجموعه شترکوه در ۳ ایستگاه تحقیقاتی (شکل ۱ پ)، ۳۸ نمونه‌های جهت‌دار (مغزه) (۲۹ مغزه گنیسی و ۹ مغزه آپلیتی) به قطر ۲۵ میلی‌متر و طول ۱۰۰ تا ۲۰۰ میلی‌متر گرفته شد که پس از برش و آماده‌سازی به ۲۳۰ قطعه مغزه به قطر ۲۵ میلی‌متر و طول ۲۱ میلی‌متر تبدیل شد. پارامترهای مغناطیسی نمونه‌های سنگی آماده‌سازی شده پس از طی مراحل شستشو و خشک کردن، در دانشگاه صنعتی شاهرود به‌وسیله دستگاه کاپابریج مدل MFK1-FA ساخت کشور چک اندازه‌گیری شد (شکل ۶). این دستگاه، پذیرفتاری مغناطیسی را با دقت 10^{-8} SI اندازه‌گیری می‌کند. برای دستیابی به شرح تفصیلی چگونگی عملکرد دستگاه کاپابریج به [۱۱]-[۱۷] مراجعه شود. پارامترهای مغناطیسی نمونه‌های سنگی متعلق به هر ایستگاه (به‌طور میانگین) همراه با مختصات جغرافیایی آن‌ها (برحسب UTM) در جدول (۱) ارائه شده است. از داده‌های این جدول برای ترسیم نقشه‌های مبتنی بر فابریک‌های مغناطیسی یا پارامترهای مغناطیسی استفاده شد.



شکل ۶. دستگاه کاپابریج مدل MFK1-FA ساخت کشور چک موجود در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود

جدول ۱. پارامترهای مغناطیسی نمونه‌های سنگی متعلق به هر ایستگاه
(به‌طور میانگین) همراه با مختصات جغرافیایی آن‌ها برحسب (UTM)

Name	X	Y	Km(μ SI)	P%	T	$K_1(d/i)$	$K_3(d/i)$
گنیس							
۱	۳۴۹۹۰۸	۳۹۵۲۱۸۶	۵۱۵	۱۲/۵۲	-/۸۸	۱۹۳/۱۴	۲۳/۷۰
۲	"	"	۴۴۸	۱۴/۱۶	-/۶۲	۱۸۵/۲۹	۲۶۵/۵۲
۳	"	"	۴۹۵	۱۵/۷۷	-/۶۱	۲۳۶/۸	۳۳۴/۴۱
۴	"	"	۵۰۹	۱۲/۸۸	-/۷۵	۱۸۴/۱۷	۳۲۱/۱۴
۵	"	"	۲۶۰	۱۵/۲	-/۷۷	۱۳۶/۲۷	۳۳۵/۶۱
۶	۳۴۹۳۱۰	۳۹۵۱۵۴۲	۶۵۱	۸	-/۰۴	۱۵۳/۳۰	۴۰/۴۶
۷	"	"	۴۸۹	۸/۴۲	-/۰۳	۱۴۱/۲۳	۳۰/۴۱
۸	"	"	۴۱۸	۸/۳۴	-/۱۸	۱۳۲/۳۰	۲۱/۴۵
۹	"	"	۴۸۹	۹/۰۳	-/۱۷	۱۴۰/۳۱	۱۶/۵۶
۱۰	"	"	۲۸۶	۱۶/۷۶	-/۷۲	۹۹/۳۰	۱۹۶/۳۱
۱۱	"	"	۲۴۹	۱۴/۹۱	-/۷	۱۱۳۲۰	۲۲۴/۴۸
۱۲	"	"	۲۷۶	۱۵/۷۴	-/۸۴	۱۹۴/۱۱	۳۵۶/۴۶
۱۳	"	"	۲۸۲	۱۴/۱	-/۸	۱۳۸/۱۱	۳۴۵/۵۷
۱۴	"	"	۲۶۲	۱۱/۷	-/۷۹	۱۶۹/۷	۲۵۹/۵۱
۱۵	"	"	۲۶۴	۱۵/۷۸	-/۷۹	۲۳۴/۳۶	۱۴/۴۵
۱۶	"	"	۲۷۰	۱۴/۷۹	-/۸۴	۱۸۶/۲۹	۳۴۷/۵۵
۱۷	"	"	۲۰۹	۱۴/۱۶	-/۸۲	۱۴۴/۲۳	۳۵۳/۵۵
۱۸	"	"	۳۵۸	۵/۸۸	-/۰۹	۱۴۷/۳۰	۲۷۱/۳۰
۱۹	"	"	۴۱۶	۳/۷	-/۱۳	۱۲۱/۵۱	۲۱۸/۹
۲۰	۳۵۰۵۷۶	۳۵۱۵۴۵	۲۱۷	۱۱/۳۲	-/۰۲	۱۲۴/۲۶	۲۵۲/۵۱
۲۱	"	"	۲۶۶	۱۲/۰۸	-/۵۷	۱۵۰/۳۰	۲۵۸/۲۸
۲۲	"	"	۲۸۳	۷/۰۳	-/۵۶	۱۳۱/۳۵	۲۴۶/۲۹
۲۳	"	"	۲۳۶	۱۰/۶۸	-/۶۶	۱۱۸/۴۴	۲۴۷/۳۱
۲۴	"	"	۲۷۴	۹/۷۸	-/۲۳	۱۳۲/۳۴	۲۵۶/۳۹
۲۵	"	"	۲۱۳	۱۰/۶۳	-/۷۴	۱۳۰/۱۱	۲۷۶/۳۹
۲۶	"	"	۲۳۰	۱۲/۱۸	-/۵۹	۱۰۸/۴۰	۲۳۸/۳۷
۲۷	"	"	۲۳۰	۴/۰۶	-/۳۳	۱۵۱/۱۲	۲۴۹/۳۴
۲۸	"	"	۲۳۸	۵/۰۴	-/۶۷	۹۸/۱۶	۲۷۳/۳۹
۲۹	"	"	۲۱۱	۱۰/۴۳	-/۷۷	۱۲۱/۲۴	۲۴۴/۳۰
آپلیت							
۳۰	۳۵۰۵۷۶	۳۵۱۵۴۵	۳	۲۹/۸	-/۴	۱۴۱/۲۷	۲۲۸/۴۶
۳۱	"	"	۱۸۷	۱۲/۴	-/۶	۱۳۸/۳۹	۲۵۴/۳۹
۳۲	۳۴۹۹۰۸	۳۹۵۲۱۸۶	۱۸۳	۱۱/۶	-/۷	۲۷۸/۴	۲۷۷/۳۵
۳۳	"	"	۱۱۵	۱۶/۷	-/۹۲	۱۵۲/۳۱	۳۵۰/۳۶
۳۴	"	"	۱۰۸	۱۶/۴	-/۸	۲۱۶/۲۴	۱۶/۶۳
۳۵	"	"	۱۰۵	۱۸/۲	-/۷	۲۰۲/۲۸	۳۴۶/۵۵
۳۶	۳۴۹۳۱۰	۳۹۵۲۷۵۰	۶۸	۲۳/۳	-/۸۴	۲۱۴/۳۱	۳۴۴/۴۹
۳۷	"	"	۱۳۴	۱۶	-/۷۷	۱۴۳/۱۰	۱۸/۴۱
۳۸	"	"	۱۲۸	۱۷/۷	-/۷۸	۱۱۸/۱۲	۱۴/۴۹

Km: پذیرفتاری مغناطیسی میانگین، **P%:** درصد ناهمسانگردی مغناطیسی، **T:** میانگین پارامتر شکل، **$K_1(d/i)$:** روند و میل خطواره مغناطیسی، **$K_3(d/i)$:** روند و میل قطب برگواره‌های مغناطیسی

جدول ۲. مقادیر میانگین تعداد نمونه‌ها و مغزه‌های برداشت شده

و پارامترهای مغناطیسی به تفکیک ترکیب سنگ‌شناسی آن‌ها

Lith.	N _s	N _{cc}	Km(μSI) _(Avg)	P% _(Avg)	T _(Avg)
گنیس	۲۹	۱۳۷	۳۲۶	۱۱/۵۸	۰/۵۵
آپلیت	۸	۵۵	۱۰۷	۱۸	۰/۷۲
توضیح علائم اختصاری: Lith: ترکیب سنگ‌شناسی مغزه‌ها. N _s : تعداد مغزه‌ها. N _{cc} : تعداد قطعه مغزه.					

پارامتر K یا ضریب پذیرفتاری مغناطیسی، متناسب با نسبت بین میزان مغناطیس‌شدگی M و شدت میدان مغناطیسی القاشده بر آن H یعنی (M/H) است که مهم‌ترین پارامتر در سنجش فابریک مغناطیسی سنگ‌ها است [۱۸]. تغییرات میزان پذیرفتاری مغناطیسی در فضای سه‌بعدی نمونه‌های سنگی را می‌توان به صورت یک بیضوی مغناطیسی تجسم کرد که بزرگ‌ترین بردار مغناطیسی آن با نماد K_1 ، معرف خطوارگی مغناطیسی است [۱۸]. کوچک‌ترین بردار بیضوی مغناطیسی با نماد (K_3) ، معرف قطب برگوارگی مغناطیسی است و بردار حدواسط بین K_1 و K_3 نیز با نماد (K_2) نشان داده می‌شود $(K_3 < K_2 < K_1)$ [۱۹]. با توجه به مقادیر K_1, K_2, K_3 پارامترهای زیر معرفی می‌شوند. $K_m = (K_1 + K_2 + K_3)$ ، این پارامتر مهم‌ترین پارامتر در روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی است و میزان K_m با نوع کانی‌های حامل رفتار مغناطیسی و فراوانی آن‌ها رابطه مستقیم دارد.

$$P\% = 100 [(K_1/K_3) - 1]$$

مغناطیسی و دگرشکلی یا بافت و ساخت سنگ باشند.

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

این پارامتر (T) ، چگونگی شکل بیضوی مغناطیسی را توصیف می‌کند. شکل بیضوی مغناطیسی که می‌تواند از دوکی و سیگاری^۱ شکل (بین ۰ و -۱) تا کلوچه‌ای^۲ شکل (بین ۰ و +۱) در نوسان باشد.

پارامترهایی که از روابط بالا به دست می‌آیند مبنای تعبیر و تفسیر پارامترهای مغناطیسی می‌گیرند.

بحث و بررسی

بررسی پارامترهای مغناطیسی در گنیس‌ها

پذیرفتاری مغناطیسی میانگین

بررسی پارامترهای مغناطیسی گنیس‌های مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه نشان می‌دهد که مقدار K_m گنیس‌ها از $200 \mu SI$ تا $670 \mu SI$ متغیر است. بیش‌ترین مقدار K_m مربوط به گنیسی درشت‌دانه و حاوی بلورهای درشت بیوتیت و گارنت است (شکل ۷). مقدار میانگین گنیس‌های بررسی شده $344 \mu SI$ است. مارتین و همکاران معتقدند گنیس‌ها به دلیل دارا بودن مقادیر چشم‌گیر کانی‌های فرومنیزین، نظیر بیوتیت دارای مقدار K_m میانگین $326 \mu SI$ است [۲۰]. لازم به ذکر است عوامل متعددی نظیر فراوانی بیوتیت، مقدار آهن موجود در بیوتیت و دگرسانی بیوتیت از جمله عواملی هستند که می‌توانند باعث بروز تغییراتی در مقادیر K_m گنیس‌ها شوند. در ضمن حضور مگنتیت، ایلمنیت، هورنبلند سبز، اسفن، اپیدوت و آلانیت نیز می‌توانند به بروز تغییراتی در مقادیر K_m گنیس‌ها منجر شوند. در شکل ۷ تغییرات مقادیر K_m گنیس‌های مجموعه شترکوه همراه با آپلیت‌ها نشان داده شده است.

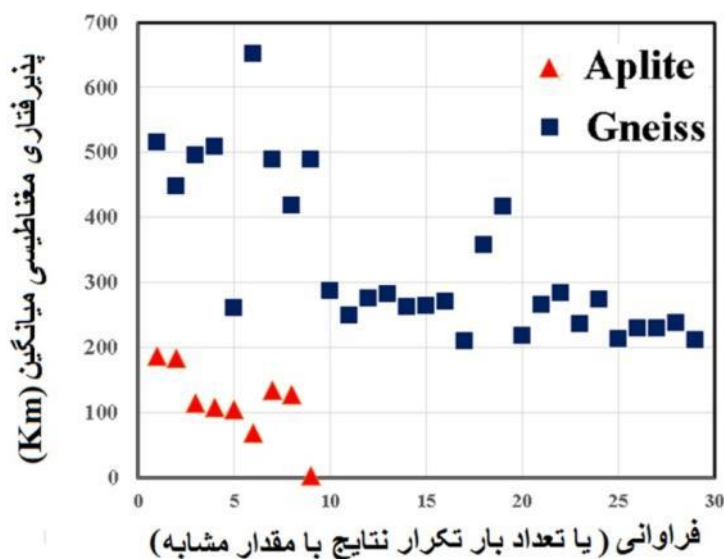
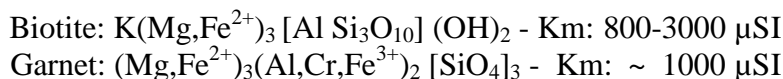
1. Oblate

2. Prolate

توجه کنید که مقدار Km آپلیت به مقدار چشم‌گیری کم‌تر است. این امر به علت فراوانی کم‌تر بیوتیت یا فقدان آن و عدم حضور هورنبلند سبز، آلانیت و اسفن در آپلیت‌ها است.

بررسی پارامترهای مغناطیسی گنیس‌ها و شواهد صحرایی و پتروگرافی، بیان‌گر آن است که می‌توان آن‌ها را به دو گروه تقسیم کرد. گروه اول در نمونه‌های دستی درشت‌بلور بوده و دانه‌های بیوتیت و گارنت آن با چشم غیر مسلح دیده می‌شوند. به دلیل فراوانی بیوتیت و گارنت در زمینه این سنگ‌ها پذیرفتاری مغناطیسی بالایی نشان می‌دهند، به طوری که میزان Km آن‌ها از $300 \mu\text{SI}$ تا $600 \mu\text{SI}$ در نوسان است (شکل ۷).

گروه دوم گنیس‌هایی هستند که دچار ذوب‌بخشی موضعی شده‌اند. این گنیس‌ها ریزدانه‌تر هستند، فلدسپارزایی در آن‌ها مشاهده می‌شود. هم‌چنین فراوانی بیوتیت در آن‌ها کم‌تر است و به دلیل ذوب‌بخشی موضعی صورت گرفته، مقدار Km آن‌ها به طور چشم‌گیری کاهش یافته است به طوری که مقدار Km آن‌ها به ندرت از $300 \mu\text{SI}$ فراتر می‌رود و تغییرات Km آن‌ها بین $150 \mu\text{SI}$ تا $300 \mu\text{SI}$ است. این تغییرات، می‌تواند منعکس‌کننده تأثیرات وقوع واکنش‌های تخریب و آزدایی بیوتیت باشد. در نتیجه واکنش تبدیل بیوتیت به ارتوکلاز، در برخی موارد گارنت مقداری سیال و سیلیس تشکیل می‌شود. کاهش مقدار بیوتیت با کاهش مقادیر Km همراه است.



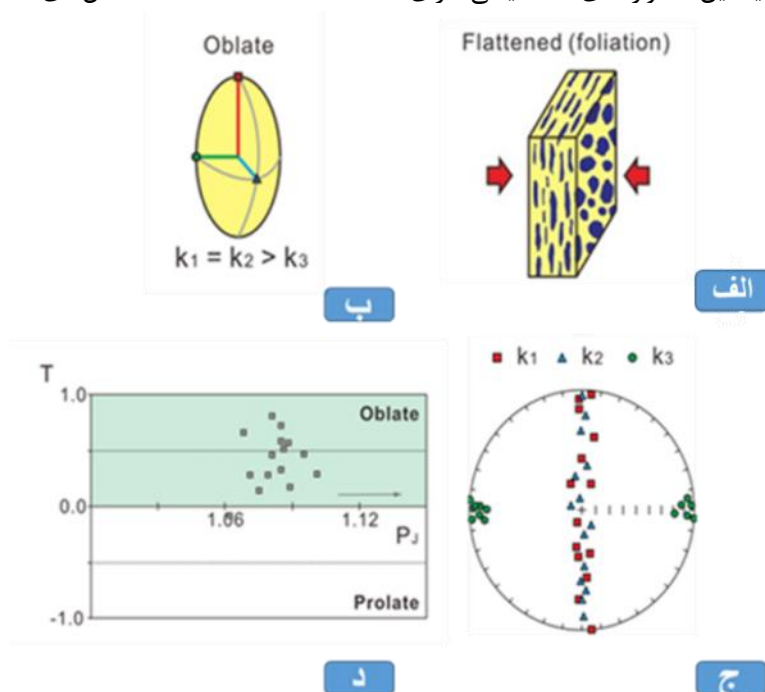
شکل ۷. نمودار تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی (Km) در گنیس‌ها و آپلیت‌ها

ناهمسانی مغناطیسی (P) و پارامتر شکل (T)

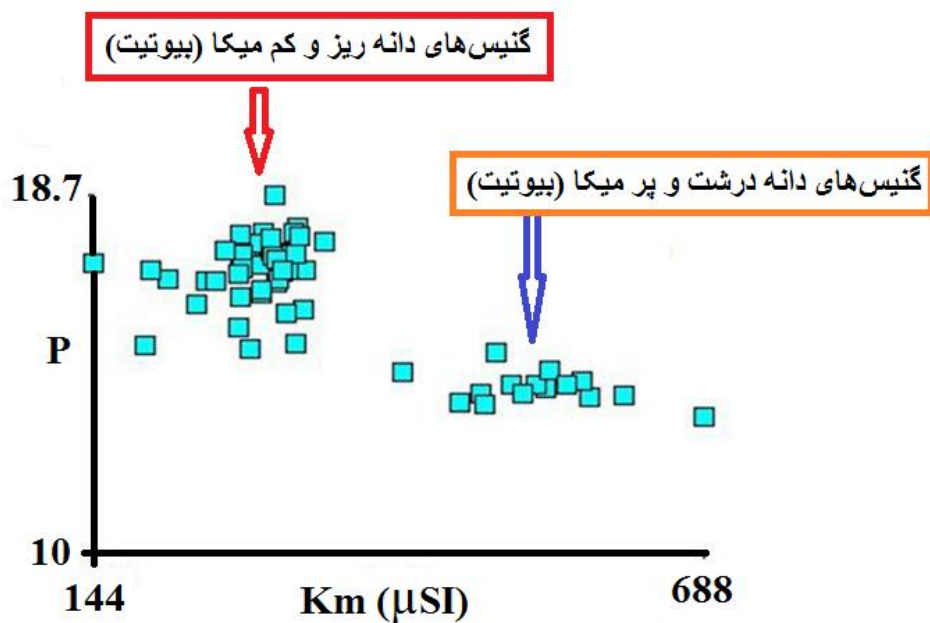
در مناطقی که دگرشکلی شدیدی متحمل شده‌اند، خطوارگی مغناطیسی به موازات جهت کشش (K_{\max}) و جهت‌یابی محور K_{\min} به موازات جهت کوتاه‌شدگی است (شکل ۸) [۲۱]. شکل ۸ رابطه بین برگراری توسعه‌یافته و قابل مشاهده در نمونه‌های سنگی، بیضوی مغناطیسی مربوط، استریوگرام مبتنی بر اندازه‌گیری‌های مغناطیسی و هم‌چنین نمودار پارامتر شکل (T) در مقابل ناهمسانی مغناطیسی تصحیح شده (PJ) را نشان می‌دهد. مقادیر مثبت و

بالای پارامتر شکل و ناهمسانی مغناطیسی بالای نشان داده شده با نمونه‌های بررسی شده در این مقاله هماهنگی خوبی نشان می‌دهد.

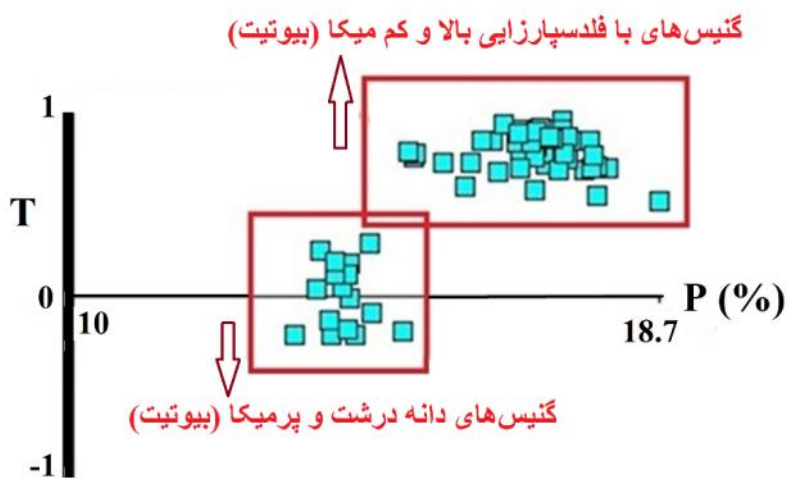
گنیس‌هایی که در آن‌ها فلدسپارزایی انجام شده است دارای مقادیر $P\%$ متوسط تا زیاد و T مثبت با مقدار چشم‌گیری (بیش از 0.5) است (شکل‌های ۹ و ۱۰). از آن‌جا که فلدسپارزایی گنیس‌ها و میگماتیت‌زایی در دمای نسبتاً بالا صورت می‌گیرد T این نوع از سنگ‌ها، در مقایسه با سنگ‌هایی با دمای پائین‌تر، اما با ترکیب مشابه، دارای دمای بیش‌تری هستند و برای شکل‌پذیری استعداد بیش‌تری دارند، در نتیجه پارامترهای $P\%$ و T آن به مقدار چشم‌گیری افزایش می‌یابد. درصد انیزوتروپی ($P\%$) در این دسته از سنگ‌ها بین ۵ تا ۱۸ درصد متغیر است و پارامتر شکل آن‌ها از 0.42 تا 0.97 در نوسان است و در نتیجه اکثر بیضوی‌های مغناطیسی آن‌ها کوچه‌ای شکل هستند (شکل‌های ۹ تا ۱۳). قطب برگواره‌های مغناطیسی همگنی نسبتاً خوبی نشان می‌دهد و میانگین آن‌ها دارای مشخصات $294/62^\circ$ است. بهترین خطواره یا میانگین خطواره‌های مغناطیسی دارای مشخصات $174/31^\circ$ است (شکل‌های ۱۳ تا ۱۵).



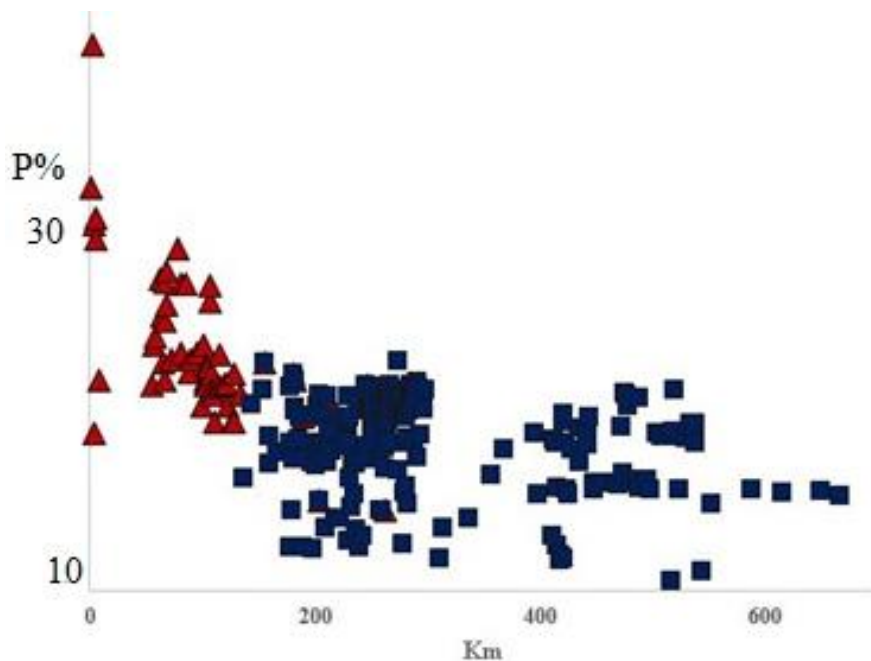
شکل ۸. بر اساس شکل ۱۱e ز [۱۸]، [۲۲] خطوارگی مغناطیسی این منطقه، الف) تحت تاثیر دگرشکلی شدید قرار گرفته است، ب و ج) به موازات جهت کشش جهت‌یافتگی پیدا کرده است، د) بر این اساس میزان P و T بالا و میزان دگرشکلی آن مثبت است.



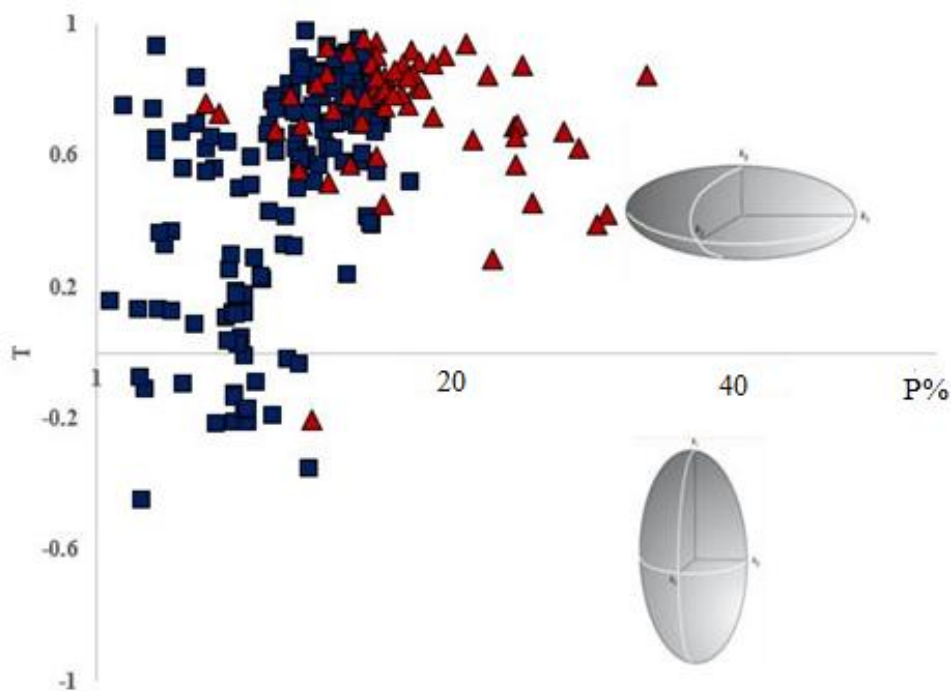
شکل ۹. نمودار تغییرات درصد ناهم‌سانگردی در مقابل پذیرفتاری مغناطیسی برای گنیس‌های دانه درشت پر بیوتیت و گنیس‌های دانه ریزتر حاوی مقادیر کمتری بیوتیت



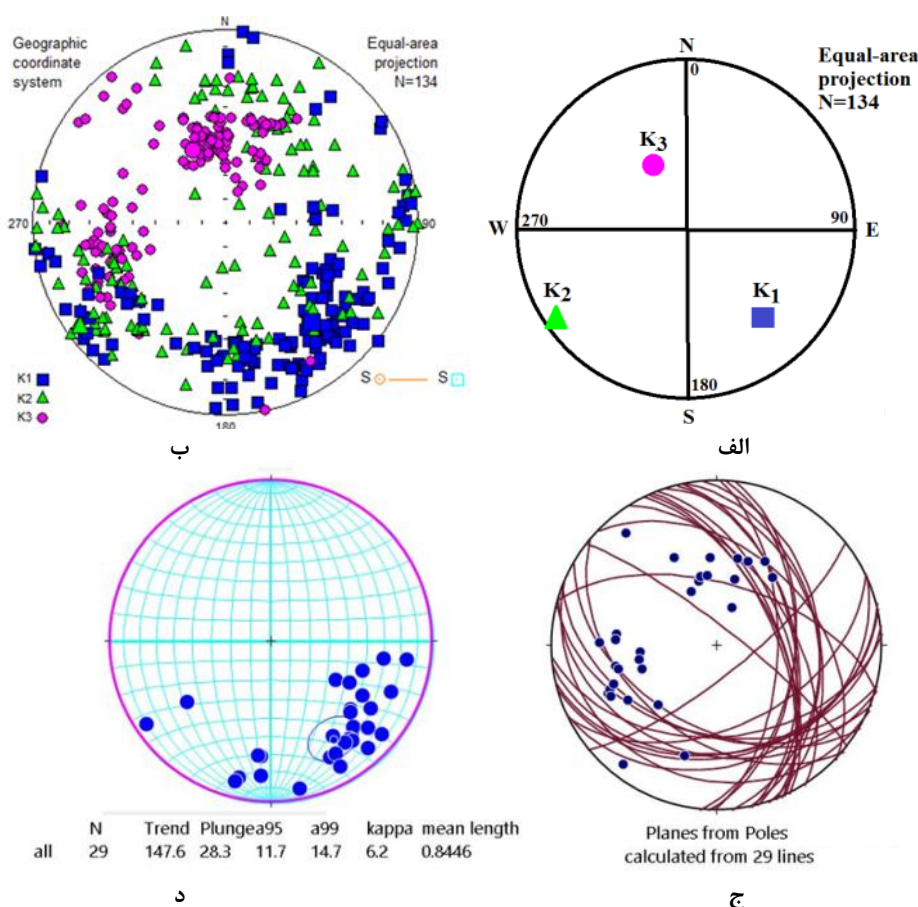
شکل ۱۰. نمودار درصد ناهم‌سانگردی مغناطیسی (P) در مقابل پارامتر شکل (T) برای گنیس‌های دانه درشت پر بیوتیت و گنیس‌های دانه ریزتر حاوی مقادیر کمتری بیوتیت



شکل ۱۱. نمودار تغییرات ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (P) در مقابل پذیرفتاری مغناطیسی (Km) در گنیس‌ها و آپلیت‌ها. علائم مشابه شکل ۷



شکل ۱۲. نمودار تغییرات پارامتر شکل (T) در مقابل ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (P) در گنیس‌ها و آپلیت‌ها. علائم مشابه شکل ۷



شکل ۱۳. الف) استریوگرام نشان دهنده موقعیت مکانی K_1 ، K_2 و K_3 مربوط به نمونه‌های گنیسی (به‌ازای هر قطعه مغزه)، ب) میانگین داده‌ها برای K_1 ، K_2 و K_3 . چون این تصویر به‌صورت خلاصه ارائه شده است، فهم مقادیر میانگین را بهتر نشان می‌دهد. K_1 = مربع آبی، K_2 = مثلث سبز و K_3 = دایره قرمز، ج) استریوگرام نشان دهنده موقعیت قطب برگواره‌های مغناطیسی میانگین (دایره‌های آبی‌رنگ) نمونه‌های گنیسی (برای نمونه ۲۹ مغزه)، د) استریوگرام نشان دهنده موقعیت قطب برگواره‌های مغناطیسی میانگین و هم‌چنین صفحات برگوارگی مغناطیسی (نصف‌النهارهای قهوه‌ای رنگ) نمونه‌های گنیسی مجموعه شترکوه (برای نمونه ۲۹ مغزه)

بررسی پارامترهای مغناطیسی در آپلیت‌های گرانیتی

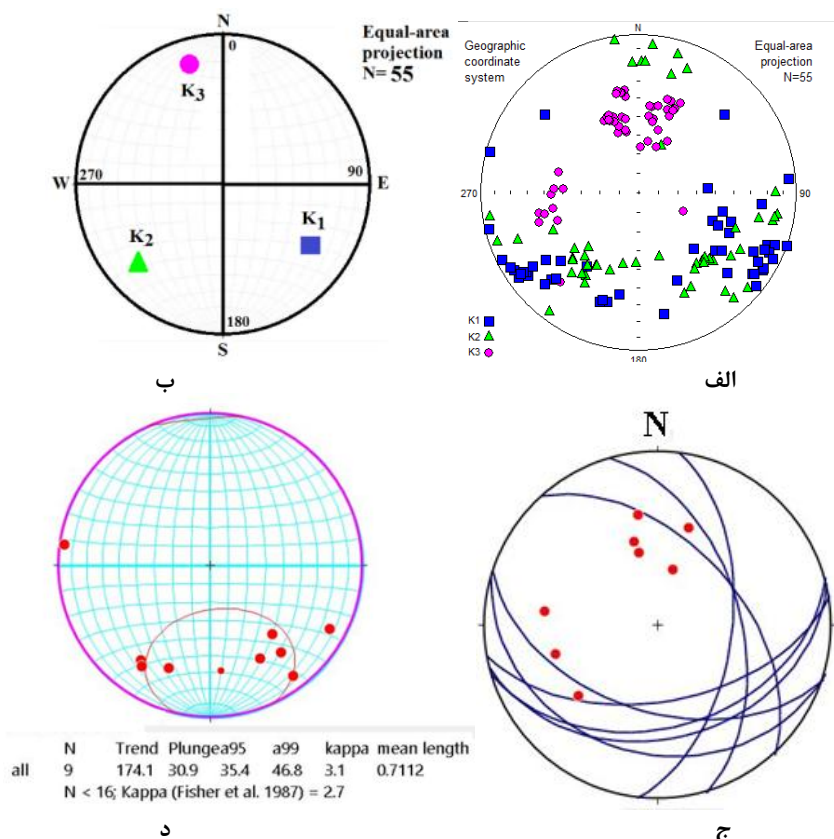
پذیرفتاری مغناطیسی میانگین

در برخی نقاط متاپلیت‌های مجموعه شترکوه شواهدی از میگماتیت‌زایی نشان می‌دهند. این پدیده با تشکیل آپلیت‌های گرانیتی همراه بوده است. ذوب بخشی درجا مهم‌ترین فرایند مؤثر در تشکیل آپلیت به حساب می‌آید. سیلیس موجود در سیالات حاصل از فرآیند آبدایی کانی‌های آبدار نظیر بیوتیت، به درون فضاهای باز و درزه‌ها و شکستگی‌ها راه‌یافته و پس از تبلور به‌صورت رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی تجلی پیدا کرده است.

از کل مغزه‌های حفاری شده در این منطقه تعداد ۹ مغزه مربوط به آپلیت‌های گرانیتی است. مقدار K_m آپلیت‌ها از ۳ تا $187 \mu SI$ متغیر است. مقدار K_m میانگین آپلیت‌های بررسی شده $107 \mu SI$ است (شکل‌های ۷ و ۱۱). دلیل کم بودن میزان K_m در آپلیت‌ها، نبود کانی‌های فرومنیزین و زیاد بودن درصد کانی‌های فلسیک است [۲۳].

ناهمسانی مغناطیسی (P) و پارامتر شکل (T)

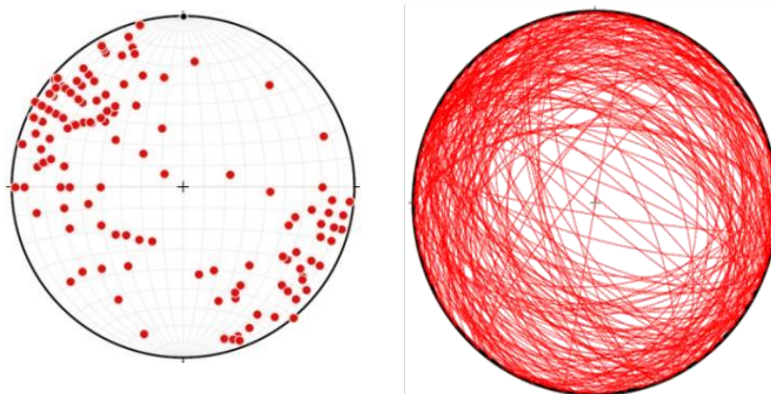
درصد انیزوتروپی (P%) در آپلیت‌ها بین ۱۱ تا ۲۹ درصد متغیر است (به‌طور میانگین) و پارامتر شکل آن‌ها از ۰/۴ تا ۰/۹۲ در نوسان است (میانگین ۰/۷۲) و در نتیجه اکثر بیضوی‌های مغناطیسی، کلوچه‌ای‌شکل هستند (شکل ۸). روند کلی برگوارگی در این دسته خاوری-باختری و شمال‌باختری-جنوب‌خاوری است.



شکل ۱۴. الف) استریوگرام نشان‌دهنده موقعیت مکانی K_1 ، K_2 و K_3 مربوط به نمونه‌های آپلیتی (به ازای هر قطعه مغزه)، ب) میانگین داده‌ها برای K_1 ، K_2 و K_3 . چون این تصویر به صورت خلاصه ارائه شده است، فهم مقادیر میانگین را بهتر نشان می‌دهد. K_1 = مربع آبی، K_2 = مثلث سبز و K_3 = دایره قرمز، ج) استریوگرام نشان‌دهنده موقعیت قطب برگواره‌های مغناطیسی میانگین (دایره‌های قرمز رنگ) نمونه‌های آپلیتی (برای نمونه ۹ مغزه)، د) استریوگرام نشان‌دهنده موقعیت قطب برگواره‌های مغناطیسی میانگین و هم‌چنین صفحات برگوارگی مغناطیسی (نصف‌النهارهای آبی‌رنگ) نمونه‌های آپلیتی مجموعه شترکوه (برای نمونه ۹ مغزه)

برای برخی نمونه‌های سنگی برداشت‌شده از ایستگاه‌های بررسی شده، موقعیت محورهای K_1 ، K_2 و K_3 آشفتگی‌هایی نشان می‌دهند که در نگاه اول نوعی بی‌نظمی یا عدم انطباق به نظر می‌رسد (شکل‌های ۱۳ و ۱۴) ولی تفکیک داده‌ها برحسب موقعیت مکانی و گروه‌های سنگی، مشخص می‌سازد که هر نمونه سنگی از لحاظ موقعیت محورهای K_1 ، K_2 ، K_3 یا به عبارتی خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی دارای ویژگی‌های خاصی است و ظم محسوسی دارد. این نتیجه‌گیری به ما گوشزد می‌کند که در محیط‌های دگرگونی باید در تفسیر استریوگرام‌ها مبتنی بر داده‌های مغناطیسی دقت بیشتری به خرج داد و همه شواهد صحرایی، پتروگرافی و مغناطیسی را هم‌زمان مورد توجه قرار داد.

در منطقه بررسی شده اغلب برگواره‌های مغناطیسی کم شیب هستند. برخی از برگواره‌های مغناطیسی هم‌دیگر را در ربع جنوب خاوری استریوگرام قطع می‌کنند (شکل‌های ۱۳ و ۱۴)، این پدیده با وجود چین‌خوردگی در گنیس‌های میلونیتی شده سازگار است. خطواره‌های مغناطیسی نیز عمدتاً به‌سوی جنوب‌خاور آرایش یافته‌اند.



ب

الف

شکل ۱۵. الف) استریوگرام نشان‌دهنده موقعیت خطواره‌هایی که از طریق برداشت‌های صحرائی اندازه‌گیری شده‌اند. به تمرکز نقاط معرف خطواره‌ها در ربع‌های دوم و چهارم و در حاشیه استریوگرام که معرف شیب کم آن‌ها است، ب) استریوگرام نشان‌دهنده وضعیت صفحات برگوارگی برداشت شده طی بررسی‌های صحرائی مجموعه دگرگونی شترکوه. به تمرکز صفحات برگوارگی در مناطق حاشیه‌ای استریوگرام که معرف شیب کم آن‌ها است.

به‌منظور بررسی صحت و سقم نتایج به‌دست آمده از بررسی فابریک‌های مغناطیسی، از نتایج حاصل از برداشت‌های خطواره‌ها و برگواره‌های قابل رؤیت صحرائی نیز استفاده شده است [۲۴]. در اینجا از ارائه فهرست تفصیلی داده‌ها صرف‌نظر شده است. استریوگرام نشان‌دهنده موقعیت خطواره‌هایی که از طریق برداشت‌های صحرائی اندازه‌گیری شده‌اند در شکل ۱۵ الف نشان داده شده‌اند. نقاط معرف خطواره‌ها در ربع‌های دوم و چهارم متمرکز شده‌اند و تجمع آن‌ها در حاشیه استریوگرام معرف شیب کم آن‌ها است. در شکل ۱۵ ب استریوگرام وضعیت صفحات برگوارگی برداشت شده در طی بررسی‌های صحرائی مجموعه دگرگونی شترکوه نشان داده شده است. تمرکز صفحات برگوارگی در مناطق حاشیه‌ای استریوگرام معرف شیب کم آن‌ها است. در مجموع این استریوگرام‌ها که بر مبنای شواهد ساختاری قابل اندازه‌گیری در صحرا بنا شده‌اند، نتایج به‌دست آمده از بررسی فابریک‌های مغناطیسی را تأیید می‌کنند.

بررسی هم‌زمان پارامترهای P و T از یک‌سو و مطالعات پتروگرافی سنگ‌های دگرشکل شده نشان می‌دهد، با افزایش شدت میلونیتی‌شدن (که با ساب‌گرین شدن (دانه‌ریز شدن) و توسعه بیش‌تر برگوارگی و خطوارگی همراه است)، ارتباط مستقیمی و مثبت (یا فزاینده) وجود دارد. با این وجود، اگر در طی میلونیتی‌شدن در حضور سیالات تغییرات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی، با دگرسانی و به‌تبع آن با کاهش پذیرفتاری مغناطیسی همراه باشد، باید در تعبیر و تفسیر نتایج به‌دست‌آمده دقت بیش‌تری به خرج داد. درصد انیزوتروپی در آپلیت‌ها بسیار بالا است و میلونیتی‌شدن شدید آن‌ها، عامل اصلی بروز این واقعیت است.

نتیجه‌گیری

اندازه‌گیری و بررسی پارامترهای مغناطیسی متاپلیتی مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه نشان می‌دهد که مقدار میانگین پذیرفتاری مغناطیسی (Km) گنیس‌ها از $200 \mu\text{SI}$ تا $670 \mu\text{SI}$ متغیر است. گارنت، بیوتیت و به مقدار کم‌تر کانی‌های اوپک (ایلمنیت یا مگنتیت) حامل‌های مهم رفتار مغناطیسی سنگ‌های بررسی شده هستند. درصد ناهم‌سانگردی مغناطیسی از $0/8$ تا 44 درصد و هم‌چنین مقدار پارامتر شکل این سنگ‌ها از $0/44$ تا $0/96$ متغیر است. بر اساس تفسیر فابریک‌های مغناطیسی اکثر بیضوی‌های مغناطیسی مربوط به گنیس‌ها کلوچه‌ای شکل هستند. برگواره‌های مغناطیسی به‌دست‌آمده از تعبیر و تفسیر داده‌های مغناطیسی با برگواره‌های مغناطیسی اندازه‌گیری شده در صحرا مطابقت خوبی نشان می‌دهد.

منابع

۱. علوی نائینی منصور، هوشمندزاده عبدالرحیم، "تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود" (۱۳۵۵).
۲. رحمتی ایلخچی محمود، "شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۲).
۳. شکاری سکینه، صادقیان محمود، قاسمی حبیب‌الله، مینگو جای، "شیمی کانی و پتروژنز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب‌خاور شاهرود) شاهدهی بر تکوین حوضه‌های کافتی نئوپروتروزوئیک پایانی. فصلنامه علوم زمین، سال بیست و هفتم، شماره ۱۰۵ (۱۳۹۶) ۱۸۲-۱۶۷.
۴. شکاری سکینه، صادقیان محمود، قاسمی حبیب‌الله، مینگو جای، "شیمی کانی و پتروژنز متابلیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران. سال بیست و ششم، شماره ۱ (۱۳۹۷) ۱۱۴-۱۴۹.
۵. شکاری سکینه، صادقیان محمود، مینگو جای، قاسمی حبیب‌الله، "اولین گزارش سن سنجی از گابرویدوریت‌های مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود)"، بیست و چهارمین همایش ملی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شاهرود (۱۳۹۵).
۶. بلاغی اینالو زری، صادقیان محمود، قاسمی حبیب‌الله، محجل محمد، عمرانی هادی، "پترولوژی، ترموبارومتري و سن‌سنجی U-Pb سنگ‌های متاپلیتی مجموعه دگرگونی دلبر، منطقه بیارجمند (جنوب‌شرق شاهرود)"، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان، جلد ۶، شماره بیست و یک (۱۳۹۴) ۸۲-۵۵.
7. Barker A. J., "An introduction to metamorphic textures and microstructures", Publisher: 2th editions, Routledge, London (2004).
۸. شکاری سکینه، صادقیان محمود، مینگو جای، قاسمی حبیب‌الله، "شواهد میگماتیت‌زایی در مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود)"، بیست و چهارمین همایش ملی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شاهرود (۱۳۹۵).
9. Ramezani J., Tucker R. D., "The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics", American Journal of Science., 303 (2003) 622 665.
10. Vernon R. H., "A practical guide to rock microstructure", Cambridge University Press, Cambridge (2004) 594.
۱۱. قلمقاش جلیل، "مطالعه توده‌های نفوذی منطقه اشنویه و بررسی ساز و کار جایگزینی آن‌ها"، رساله دکتری، دانشکده زمین، دانشگاه تهران (۱۳۸۱).

۱۲. صادقیان محمود، "ماگماتیسیم، متالوژی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان"، رساله دکتری دانشکده علوم پایه، دانشگاه تهران (۱۳۸۳).
۱۳. شیبی مریم، "پترولوژی، ژئوشیمی و سازوکار جای گیری باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه (جنوب غرب یزد)"، رساله دکتری پردیس علوم، تهران (۱۳۸۸).
۱۴. گوانجی نگار، "مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند (اردستان) به وسیله روش AMS"، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۸۹).
۱۵. شکاری سکینه، "بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی دره باغ (شمال غرب الیگودرز) با استفاده از روش انیزوتروپی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۰).
۱۶. حمیدی محسن، "تعیین سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی حسن رباط با استفاده از روش ناهمگنی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۲).
۱۷. محمدی محبوبه، "بررسی تغییرات پارامترهای مغناطیسی سنگ های متاپلیتی درجه بالا در طی فرایندهای میگماتیت زایی و گرانیت زایی مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه در حدفاصل گرگابی-جمیل (جنوب شرق شاهرود)"، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۵).
18. Tarling D. H., Hrouda F., "The magnetic Anisotropy of rocks", Chapman & Hall, London, (1993) 217.
19. Jelink V., "Characterization of the magnetic fabrics of rocks", Tectonophysics 79, (1981) 7-63.
18. Bouchez J. L., Hutton D. H. W., Stephens W. E., "Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics", Kluver., (1997) 358.
19. Martins H. C. B., Sant'Ovaia H. and Noronha F. "Late-Variscan emplacement and genesis of the Vieira do Minho composite pluton, Central Iberian Zone: Constraints from U-Pb zircon geochronology, AMS data and Sr-Nd-O isotope geochemistry", Lithos., 162-163, (2013) 221-235.
۲۰. شیبی مریم، "تغییرات الگوهای فابریک مغناطیسی توده های نفوذی در طی انواع دگرسانی های گرمایی"، بیست و سومین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه دامغان (۱۳۹۴).
21. Borradaile G. J., "Magnetic susceptibility, petrofabric and strain-a review. Tectonophysics", 206 (1988) 203-218
22. Bascou J., Henry B., Ménot R. P., Funaki M., Barruol G., "Contribution of AMS measurements in understanding the migmatitic terrains of Pointe Géologie, Terre Adélie (East-Antarctica)", Tectonophysics, 603 (2013) 123-135.
۲۳. شکاری سکینه، "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه"، رساله دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۷).