

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین.
پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی

بررسی تغییرات پارامترهای مغناطیسی سنگ‌های متاپلیتی درجه بالا در
طی فرایندهای میگماتیت‌زایی و گرانیت‌زایی مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه
در حدفاصل گرگابی - جمیل (جنوب شرق شاهرود)

نگارنده:

محبوبه محمدی

استاد راهنما:

دکتر محمود صادقیان

اساتید مشاور:

دکتر مریم شیبی

مهندس سکینه شکاری

بهمن ۱۳۹۵

گروه زمین‌شناسی

پایان‌نامه کارشناسی ارشد خانم محبوبه محمدی

تحت عنوان: بررسی تغییرات پارامترهای مغناطیسی سنگ‌های متاپلیتی درجه بالا در طی فرایندهای میگماتیت‌زایی و گرانیته‌زایی مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه در حدفاصل گرگابی - جمیل (جنوب‌شرق شاهرود)

در تاریخ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی و با درجه مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
	نام و نام خانوادگی دکتر مریم شیخی سکینه شکاری		نام و نام خانوادگی دکتر محمود صادقیان

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی		نام و نام خانوادگی دکتر حبیب الله قاسمی
			نام و نام خانوادگی دکتر مهدی رضایی

پس گذار کسافی، مسم که سر آغاز تولد من، بستند. از یکی زاده می شوم و از دیگری جاودانه. پدری که
سپیدی را بر تخته سیاه زندگیم مگاشت و مادری که تار مویی از او پای من سیاه نماند.

تقدیم به

مقدس ترین واژه مادر لغت نامه دلم، مادر مهربانم که زندگیم را میون مهر و عطفوت او می دانم.

پدرم، مهربانی مشفق، بردبار و حامی.

و خواهرانم، همراهان، همیشگی و پشتوانه های زندگیم

پاس خدای را که سخنوران، دستودن او باند و شمارندگان، شمردن نعمت های او ندانند و کوشندگان، حق او را کزاردن نتوانند... بدون شک جایگاه و منزلت معلم، اجل از آن است که در مقام قدردانی از زحمات بی ثوابی او، بازبان قاصود دست ناتوان، چیزی بنکاریم.

اما از آنجایی که تجلیل از معلم، پاس از انسانی است که هدف و غایت آفرینش را تائین می کند و سلامت امانت یابی را که به دستش سپرده اند، تضمین؛ بر حسب وظیفه و از باب "من لم یشکر المنعم من المخلوقین لم یشکر الله عزوجل":

از پدر و مادر عزیزم این دوبرگترین معلم زندگیم که همواره بر کوهایی و درشتی من، قلم عشو کشیده و گریانه از کنار غفلت هایم گذشته اند و در تمام عرصه های زندگی یار و یاور بی چشم داشت برای من بوده اند؛

از محدثه و میترای نازنینم که همواره پشتیبان و بهرام بوده و بردیای عزیزم که وجودش، امید بخش ادامه راهم بوده است

از استاد با کمال و شایسته؛ جناب آقای دکتر محمود صادقیان که در کمال سه صدر، با حسن خلق و فروتنی، از هیچ گلی در این عرصه بر من دریغ ننمودند و زحمت راهبانی این رساله را بر عهده گرفتند؛

از اساتید فرهیخته و فرزانه سرکار خانم دکتر مریم شیبی و سرکار خانم سکینه شکاری که زحمت مشاوره این رساله را در حالی متمثل شدند که بدون مساعدت ایشان، این پروژه به نتیجه مطلوب نمی رسید کمال تشکر و قدردانی را دارم.

از اساتید دلسوز؛ جناب آقای دکتر حبیب الله قاسمی و دکتر مهدی رضایی که زحمت داوری این رساله را متمثل شدند؛ سپاسگذارم. باشد که این خردترین، بخشی از زحمات آنان را پاس گوید.

بمخنین استاذ بزرگوار جناب آقای دکتر امید، رئیس دانشکده علوم زمین، و جناب آقای دکتر جعفری مدیر محترم گروه که با تدابیر ارزنده خود، مسیر علم آموزی را برای اینجانب فراهم نموده اند کمال قدردانی را دارم.

از جناب آقایان مهندس میرباقری، محمدیان، آبدانی، قوشه، عجم و خانم مهندس سعیدی و مهندس فارسی به پاس زحماتشان در حق اینجانب، سپاسگزارم.

و در پایان از کلیه دوستان عزیزم و سایر کسانی که در تدوین این تحقیق مرایاری نمودند متشکرم و از خداوند منان سلامت و سعادت ایشان را خواستارم.

تعهدنامه

اینجانب محبوبه محمدی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه "بررسی تغییرات پارامترهای مغناطیسی سنگ‌های متاپلیتی درجه بالا در طی فرایندهای میگماتیت‌زایی و گرانیته‌زایی مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه در حدفاصل گرگابی - جمیل (جنوب‌شرق شاهرود)" تحت راهنمایی دکتر محمود صادقیان متعهد می‌شوم.

- تحقیقات در این پایان‌نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان‌نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام «دانشگاه صنعتی شاهرود» و یا «Shahrood University of Technology» به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان‌نامه تأثیرگذار بوده‌اند در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آن‌ها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام پایان‌نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضاء دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم‌افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.

چکیده

مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه در ۸۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود، بخشی از سرزمین‌های دگرگونی پی‌سنگی ایران با سن نئوپروتروزوئیک پایانی (۵۴۰ تا ۶۰۰ میلیون سال پیش) است و طیفی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی نظیر: متاپلیت‌ها، متابازیت‌ها، متاکربناته، متاسامیتی و گابرو، الیوین‌گابرو و دیوریت را شامل می‌شود. این مجموعه توسط تعداد اندکی از دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی قطع شده است. در ضمن بخشی از آن توسط توالی رسوبی - تخریبی اواخر تریاس - ژوراسیک‌زیرین پوشیده شده است. بررسی تغییرات پارامترهای مغناطیسی سنگ‌های متاپلیتی و متابازیتی درجه بالا در طی فرایندهای میگماتیت‌زایی و گرانیته‌زایی مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه در حدفاصل گرگابی - جمیل (جنوب شرق شاهرود) نشان می‌دهد که گنیس‌ها دارای مقدار میانگین پذیرفتاری مغناطیسی (Km) برابر $326 \mu\text{SI}$ هستند و بازه تغییرات Km در این سنگ‌ها بین $136 \mu\text{SI}$ تا $670 \mu\text{SI}$ است. گارنت و بیوتیت و به مقدار کمتر کانی‌های اوپک (ایلمنیت یا مگنتیت) حامل‌های مهم رفتار مغناطیسی در گنیس‌ها هستند. ناهمگنی مغناطیسی تصحیح شده (Pj) در گنیس‌ها بین $0/8$ تا $18/7$ درصد متغیر است. پارامتر شکل این سنگ‌ها بین $0/44$ - تا $0/97$ در نوسان و بیضوی مغناطیسی آن‌ها بیشتر کلوچه‌ای شکل است. در آپلیت‌های گرانیته که حاصل ذوب‌بخشی گنیس‌ها محسوب می‌شوند، کانی‌های حامل رفتار مغناطیسی ناچیز هستند و به تبع آن مقدار میانگین پذیرفتاری مغناطیسی آن‌ها (با میانگین $107 \mu\text{SI}$) نسبت به سایر گروه‌های سنگی بسیار کم است. به دلیل دگرشکلی شدید و میلونیتی شدن این سنگ‌ها، مقدار درصد ناهمگنی مغناطیسی تصحیح شده (Pj) این دسته بسیار بالا است و تا حدود ۴۴ درصد نیز می‌رسد. مقدار میانگین پذیرفتاری مغناطیسی در آمفیبولیت‌ها و گارنت‌آمفیبولیت‌ها برابر $550 \mu\text{SI}$ است و در ضمن مقدار Km بین $220 \mu\text{SI}$ تا $1200 \mu\text{SI}$ متغیر است. کانی‌های آهن و منیزیم‌دار نظیر هورنبلند سبز، گارنت و بیوتیت و به‌ویژه اکسیدهای آهن نظیر مگنتیت و تیتانو مگنتیت، حامل‌های رفتار مغناطیسی در این سنگ‌ها هستند. درصد ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی تصحیح شده (Pj) در این سنگ‌ها بین $1/1$ تا $14/3$ درصد تغییر می‌کند. پارامتر شکل آن‌ها برای اکثر نمونه‌های اندازه‌گیری شده مثبت است و بیضوی مغناطیسی غالب آن‌ها کلوچه‌ای شکل است. پلاژیوگرانیته‌ها یا تونالیت‌ها که حاصل تفریق دگرگونی و یا ذوب‌بخشی آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها هستند نیز دارای مقدار میانگین پذیرفتاری مغناطیسی پائین و برابر $100 \mu\text{SI}$ هستند. درصد ناهمگنی مغناطیسی میانگین آن‌ها برابر ۷ درصد و پارامتر شکل آن‌ها غالباً مثبت است.

کلمات کلیدی: شترکوه، شاهرود، نئوپروتروزوئیک، پذیرفتاری مغناطیسی، ناهمگنی مغناطیسی، پارامتر شکل

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

- ۱- شناخت و تحلیل پارامترهای ساختاری زون‌های بُرشی به کمک پارامترهای مغناطیسی (در پرتو روش AMS)، نوزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و نهمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور، ۲۶-۲۷ آذر ۱۳۹۴، تهران.
- ۲- بررسی پارامترهای مغناطیسی از گنیس تا گرانیت در متاپلیت و متابازیت‌ها، هشتمین همایش زمین‌شناسی اقتصادی ایران، ۲۷-۲۸ شهریور ۱۳۹۵، زنجان.
- ۳- شناخت و تحلیل پارامترهای مغناطیسی در آمفیبولیت‌های چین‌خورده شمال غرب مجموعه آذرین دگرگونی شترکوه (جنوب شرق شاهرود)، بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۶-۷ بهمن ۱۳۹۵، شاهرود.

فصل اول: کلیات

- ۱-۱- موقعیت جغرافیایی..... ۲
- ۲-۱- راه‌های ارتباطی..... ۲
- ۳-۱- آب‌وهوا و پوشش گیاهی..... ۳
- ۴-۱- ژئومورفولوژی..... ۳
- ۵-۱- موقعیت زمین‌شناسی..... ۴
- ۶-۱- مطالعات پیشین..... ۵
- ۷-۱- مطالعات پیشین در زمینه AMS..... ۸
- ۸-۱- اهداف مطالعه..... ۱۰
- ۹-۱- روش مطالعه..... ۱۰
- ۹-۱-۱- مطالعات کتابخانه‌ای و جمع‌آوری داده‌ها و منابع..... ۱۰
- ۹-۱-۲- نمونه‌برداری صحرائی..... ۱۱
- ۹-۱-۳- تهیه مقاطع میکروسکوپی..... ۱۱
- ۹-۱-۴- اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی..... ۱۱
- ۹-۱-۵- تجزیه و تحلیل داده‌ها و نگارش پایان‌نامه..... ۱۱

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی

- ۱-۲- مقدمه..... ۱۴
- ۲-۲- زمین‌شناسی عمومی..... ۱۵
- ۲-۲-۱- سنگ‌های دگرگونی..... ۱۶
- ۲-۲-۱-۱- متاپلیت‌ها..... ۱۸
- ۲-۲-۱-۲- متاپسامیت‌ها و متاگریوک‌ها..... ۲۰
- ۲-۲-۱-۳- متاکرینات‌ها..... ۲۱
- ۲-۲-۱-۴- متابازیت‌ها (روانه‌ها یا استوک‌های دیابازی دگرگون شده)..... ۲۲
- ۲-۲-۱-۵- میگماتیت‌ها..... ۲۵

۲۷.....۲-۲-۱-۶-گرانیت‌زایی و تبعات آن

۲۸.....۳-۲-معرفی واحدهای سنگی منطقه

فصل سوم: پتروگرافی

۳۲.....۱-۳-مقدمه

۳۳.....۲-۳-گنیس‌ها

۴۰.....۳-۳-آمفیبولیت

۴۴.....۴-۳-میگماتیت

فصل چهارم: معرفی روش کار

۴۸.....۱-۴-مقدمه

۴۹.....۲-۴-تاریخچه مطالعات فابریک مغناطیس در ایران

۴۹.....۳-۴-کاربرد فابریک مغناطیسی

۵۰.....۴-۴-رفتار و ویژگی‌های مغناطیسی کانی‌ها

۵۱.....۱-۴-۴-دیامغناطیس

۵۱.....۲-۴-۴-پارامغناطیس

۵۱.....۳-۴-۴-فرومغناطیس

۵۳.....۵-۴-روش نمونه‌برداری

۵۷.....۶-۴-آماده‌سازی نمونه‌ها

۵۸.....۷-۴-روش اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی

۶۰.....۸-۴-پارامترهای مغناطیسی

۶۱.....۱-۸-۴-پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (K_m)

۶۱.....۲-۸-۴-ناهمگنی مغناطیسی (P)

۶۲.....۳-۸-۴-پارامتر شکل (T)

۶۳.....۴-۸-۴-پارامتر F و L

فصل پنجم: تفسیر داده‌های مغناطیسی

۶۴	۱-۵ مقدمه.....
۶۹	۲-۵ بررسی پارامترهای مغناطیسی.....
۷۲	۱-۲-۵ بررسی پارامترهای مغناطیسی در گنیس‌ها.....
۷۴	۱-۲-۵-۱- گنیس‌های شرق روستای گرگابی.....
۷۷	۲-۲-۵-۱- گنیس‌های غرب روستای گرگابی.....
۷۸	۲-۲-۵-۳- گنیس‌های مسیر رودخانه‌ای در شمال غرب روستای گرگابی.....
۷۹	۲-۲-۵-۲- بررسی پارامترهای مغناطیسی در آپلیت‌های گرانیتی.....
۸۳	۲-۲-۵-۳- بررسی پارامترهای مغناطیسی در سنگ‌های آمفیبولیتی.....
۸۵	۲-۲-۵-۱- بررسی پارامترهای مغناطیسی در آمفیبولیت‌ها چین‌خورده.....
۹۵	۲-۲-۵-۳- بررسی پارامترهای مغناطیسی در زون برشی ایجادشده در گابرو دیوریت‌های دگرگون‌شده.....
۹۹	۲-۲-۵-۳-۳- گابرو دیوریت‌های دگرگون‌شده گرگابی.....
۱۰۱	۲-۲-۵-۴- آمفیبولیت‌های شمال غرب روستای گرگابی.....
۱۰۳	۲-۲-۵-۵- آمفیبولیت‌هایی در شمال غرب روستای گرگابی.....
۱۰۵	۲-۲-۵-۶- آمفیبولیت‌های شرق روستای گرگابی.....
۱۰۷	۲-۲-۵-۴- پلاژیوگرانیت.....
۱۱۰	۲-۲-۵-۳- نتیجه‌گیری.....

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱- الف- موقعیت منطقه شترکوه (جنوب شرق شاهرود) بر روی نقشه ایران. ب- نقشه راه‌های دسترسی به منطقه..... ۲
- شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده پراکندگی مجموعه‌های دگرگونی - آذرین به اواخر نئوپروتروزوئیک (اواخر ادیاکارن - اوایل کامبرین) در شمال پهنه‌ساختاری ایران مرکزی..... ۴
- شکل ۱-۳- نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (اشتوکلین ۱۹۶۸)..... ۵
- شکل ۱-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه شترکوه..... ۱۷
- شکل ۲-۲- تصاویری از نمونه دستی سنگ‌های گنیسی..... ۱۹
- شکل ۲-۳- نودول متاپسامیت درون گنیس‌ها..... ۲۱
- شکل ۲-۴- آهک‌های دگرگون شده..... ۲۲
- شکل ۲-۵- تصاویری از نمونه سنگ‌های آمفیبولیتی..... ۲۴
- شکل ۲-۶- تصاویری از گرانیت‌زایی در گنیس‌ها و آمفیبولیت‌ها..... ۲۷
- شکل ۲-۷- نمایی از مناطق نمونه‌برداری شده..... ۲۹
- شکل ۳-۱- تصاویر میکروسکوپی از بافت‌های مشاهده شده در سنگ‌های گنیسی..... ۳۶
- شکل ۳-۲- تصاویر میکروسکوپی از ویژگی‌های دگرریختی در سنگ‌های گنیسی..... ۳۷
- شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکوپی برخی از کانی‌های مشاهده شده در گنیس‌ها..... ۴۰
- شکل ۳-۴- تصاویر میکروسکوپی برخی از بافت‌ها و دگرریختی‌ها در آمفیبولیت‌ها..... ۴۲
- شکل ۳-۵- تصویر میکروسکوپی از لایه‌های تیره و روشن میگماتیتی..... ۴۶
- شکل ۴-۱- تصویر نمادین چرخش الکترون به دور هسته..... ۵۰
- شکل ۴-۲- تصویری از شبکه برداشت در آمفیبولیت‌های چین خورده شمال ملحه..... ۵۳
- شکل ۴-۳- مراحل انجام کار..... ۵۷

- شکل ۴-۴- نمایی شماتیک از چگونگی برش در یک مغزه و تبدیل آن به قطعات کوچکتر.....۵۸
- شکل ۴-۵- تصویری از دستگاه MFK1-FA.....۵۹
- شکل ۵-۱- استریوگرام‌های ترسیم شده مبتنی بر پارامترهای مغناطیسی اندازه‌گیری شده.....۶۸
- شکل ۵-۲- نمودار تغییرات پارامتر P در مقابل Km برای تمام نمونه‌های اندازه‌گیری شده.....۷۰
- شکل ۵-۳- نمودار تغییرات P در مقابل T در تمام نمونه‌های اندازه‌گیری شده.....۷۱
- شکل ۵-۴- الف- استریوگرام مربوط به گنیس‌های کل مناطق. ب) استریوگرام مربوط به گنیس‌های شرق روستای گرگابی.....۷۳
- شکل ۵-۵- استریوگرام مربوط به داده‌های شرق روستای گرگابی.....۷۴
- شکل ۵-۶- تطبیق شواهد به دست آمده از داده‌های مغناطیسی و شواهد میکروسکوپی در گنیس‌های شرق روستای گرگابی منطقه شترکوه.....۷۵
- شکل ۵-۷- تغییرات P در مقابل T در گنیس‌های شرق روستای گرگابی.....۷۶
- شکل ۵-۸- استریوگرام مربوط به گنیس‌های غرب روستای گرگابی.....۷۷
- شکل ۵-۹- نمودار تغییرات درصد انیزوتروپی به پارامتر شکل در گنیس‌های غرب روستای گرگابی.....۷۸
- شکل ۵-۱۰- استریوگرام مربوط به داده‌های شمال غرب روستای گرگابی.....۷۸
- شکل ۵-۱۱- نمودار تغییرات انیزوتروپی در مقابل پارامتر شکل در شمال غرب روستای گرگابی.....۷۱
- شکل ۵-۱۲- استریوگرام مربوط به نمونه‌های آپلیتی.....۸۰
- شکل ۵-۱۳- تغییرات درصد انیزوتروپی در مقابل پارامتر شکل.....۸۱
- شکل ۵-۱۴- مقطع میکروسکوپی از نمونه‌های میلونیتی و خرد شده در آپلیت‌ها. پایین نمودار P-T مربوط به آپلیت‌های این منطقه است.....۸۲
- شکل ۵-۱۵- استریوگرام مربوط به کل نمونه‌های آپلیتی.....۸۲
- شکل ۵-۱۶- نمودار نشان‌دهنده تغییرات فراوانی Km در سنگ‌های آمفیبولیتی.....۸۳
- شکل ۵-۱۷- فراوانی T در سنگ‌های آمفیبولیتی.....۸۴
- شکل ۵-۱۸- استریوگرام به کل نمونه‌های آمفیبولیتی.....۸۵
- شکل ۵-۱۹- نمایی از آمفیبولیت‌های چین خورده.....۸۷

- شکل ۵-۲۰ - نمودار فراوانی تغییرات مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی در آمفیبولیت‌های مورد بررسی..... ۸۸
- شکل ۵-۲۱ - نمودار تغییرات درصد ناهمگنی مغناطیسی تصحیح شده (Pj) در مقابل پارامتر شکل (T) برای آمفیبولیت‌های چین خورده متعلق به چین مورد بررسی..... ۸۹
- شکل ۵-۲۲ - استریوگرام‌های مربوط به آمفیبولیت‌های چین خورده به تفکیک موقعیت نمونه برداری..... ۹۰
- شکل ۵-۲۳ - استریوگرام نشان دهنده موقعیت محور K_1 یا خطواره‌های مغناطیسی در چین مورد مطالعه..... ۹۰
- شکل ۵-۲۴ - الف - وضعیت قطب برگواره‌های مغناطیسی به صورت صفحه برگوارگی و ب - قطب برگواره‌های مغناطیسی همراه با کنتور دیاگرام و رزدیاگرام آن‌ها..... ۹۱
- شکل ۵-۲۵ - نمایی از چند استریوگرام مربوط به مغزه‌های برداشت شده از قسمت‌های مختلف چین..... ۹۲
- شکل ۵-۲۶ - طرح شماتیک از چین مورد مطالعه..... ۹۴
- شکل ۵-۲۷ - تصاویری از زون برشی..... ۹۶
- شکل ۵-۲۸ - برگواره‌های اندازه گیری شده در صحرا و برگواره های مغناطیسی..... ۹۷
- شکل ۵-۲۹ - مشاهده فابریک S و C در زون برشی..... ۹۹
- شکل ۵-۳۰ - نمودار تغییرات مقادیر انیزوتروپی (P)، و پارامتر شکل (T) برای زون برشی..... ۱۰۳
- شکل ۵-۳۱ - استریوگرام مربوط به گابرو دیوریت‌های دگرگون شده..... ۱۰۰
- شکل ۵-۳۲ - نمودار تغییرات Km در گابرو-دیوریت‌های آمفیبولیتی شده..... ۱۰۰
- شکل ۵-۳۳ - تغییرات مقادیر پارامتر شکل (T) در مقابل درصد انیزوتروپی مغناطیسی (P)..... ۱۰۱
- شکل ۵-۳۴ - استریوگرام مربوط به گابرو دیوریت‌های آمفیبولیتی شده شمال غرب روستای گرگابی..... ۱۰۲
- شکل ۵-۳۵ - هیستوگرام تغییرات فراوانی مقدار Km در گابرو دیوریت‌های آمفیبولیتی شده شمال غرب روستای گرگابی..... ۱۰۲
- شکل ۵-۳۶ - تغییرات P در مقابل T برای گابرو دیوریت‌های دگرگون شده..... ۱۰۳
- شکل ۵-۳۷ - استریوگرام مربوط به آمفیبولیت‌های شمال غرب روستای گرگابی..... ۱۰۴
- شکل ۵-۳۸ - هیستوگرام فراوانی و تغییرات Km در آمفیبولیت‌های شمال غرب روستای گرگابی..... ۱۰۴
- شکل ۵-۳۹ - نمودار نشان دهنده تغییرات P در مقابل T در آمفیبولیت‌های شمال غرب روستای گرگابی..... ۱۰۵
- شکل ۵-۴۰ - استریوگرام داده‌های شرق روستای گرگابی..... ۱۰۶
- شکل ۵-۴۲ - نمودار تغییرات انیزوتروپی مغناطیسی (P) در مقابل پارامتر شکل (T) برای آمفیبولیت‌های شرق روستای گرگابی..... ۱۰۶

- شکل ۴۳-۵ - استریوگرام نشان‌دهنده چگونگی توزیع موقعیت محورها K_3, K_2, K_1 در پلاژیوگرانیت -
ها..... ۱۰۸
- شکل ۴۴-۵ - هیستوگرام داده‌های آپلیتی..... ۱۰۸
- شکل ۴۴-۵ - نمودار P-T برای پلاژیوگرانیت‌ها، همانطور که از نمودار مشخص است بیضوی مغناطیسی از
نوع کلوجه‌ای است..... ۱۰۹

فهرست جداول

- جدول ۱-۳- علامت اختصاری مربوط به کانی‌ها (کرتز، ۱۹۹۴)..... ۳۳
- جدول ۱-۴- معرفی میزان قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی چند مورد از کانی‌های دیا، پارا و فرومغناطیس ۵۲
- جدول ۱-۵- میانگین کلی پارامترهای مغناطیسی کلیه ایستگاه‌ها جهت بررسی‌های و تهیه نمودارهای مغناطیسی..... ۶۸
- جدول ۲-۵- مقادیر آماری تعداد نمونه‌ها و مغزه‌های برداشت شده و میانگین پارامترهای مغناطیسی به تفکیک ترکیب سنگ‌شناسی..... ۷۳

فصل اول

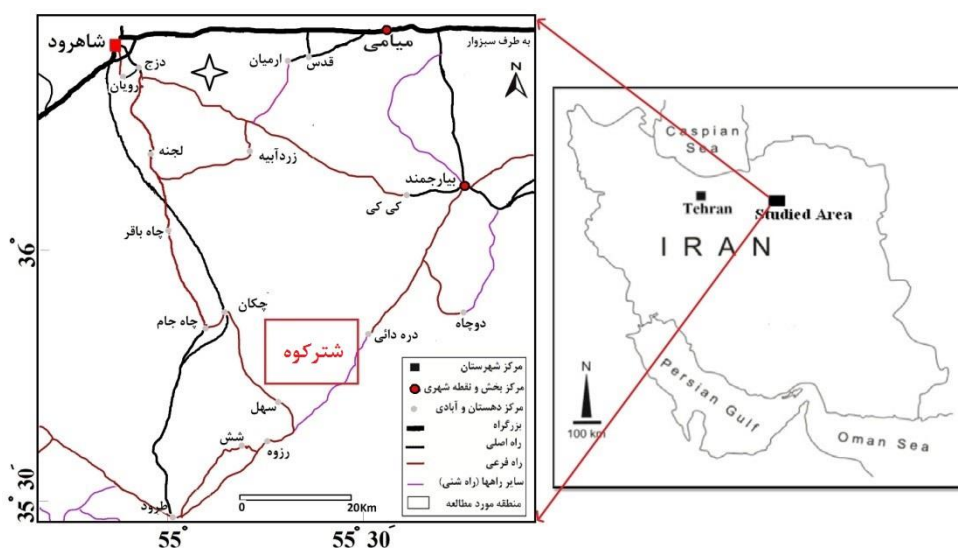
کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی

منطقه شترکوه در ۸۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود و ۵۰ کیلومتری شمال شرق طرود در استان سمنان واقع شده است و با روند شرقی- غربی در قسمت شمال شرق بلوک کویر بزرگ و در شمال گسل طرود رخنمون دارد. این منطقه در محدوده بین طول‌های جغرافیایی $55^{\circ}10'$ تا $55^{\circ}32'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $34^{\circ}40'$ تا $35^{\circ}47'$ شمالی واقع شده است و بخشی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه را شامل می‌شود.

۱-۲- راه‌های ارتباطی

دسترسی به منطقه مورد مطالعه از راه‌های ارتباطی شاهرود- طرود و شاهرود- میامی- بیارجمند- دوچاه امکان‌پذیر است. راه‌های ارتباطی به این منطقه در شکل ۱-۱ نشان داده شده است.



ب

الف

شکل (۱-۱) الف- موقعیت منطقه شترکوه (جنوب شرق شاهرود) بر روی نقشه ایران. ب- نقشه راه‌های دسترسی به منطقه.

مسیر اصلی رسیدن به منطقه در ۷۵ کیلومتری جاده شاهرود - طرود به سمت جنوب شرق منشعب می‌شود، پس از طی ۲۸ کیلومتر در مسیر خاکی به روستای سهل می‌رسیم، راه منتهی به روستای گرگابی که در ۱۴ کیلومتری روستای سهل قرار دارد، از جاده فرعی به سمت شمال شرق است.

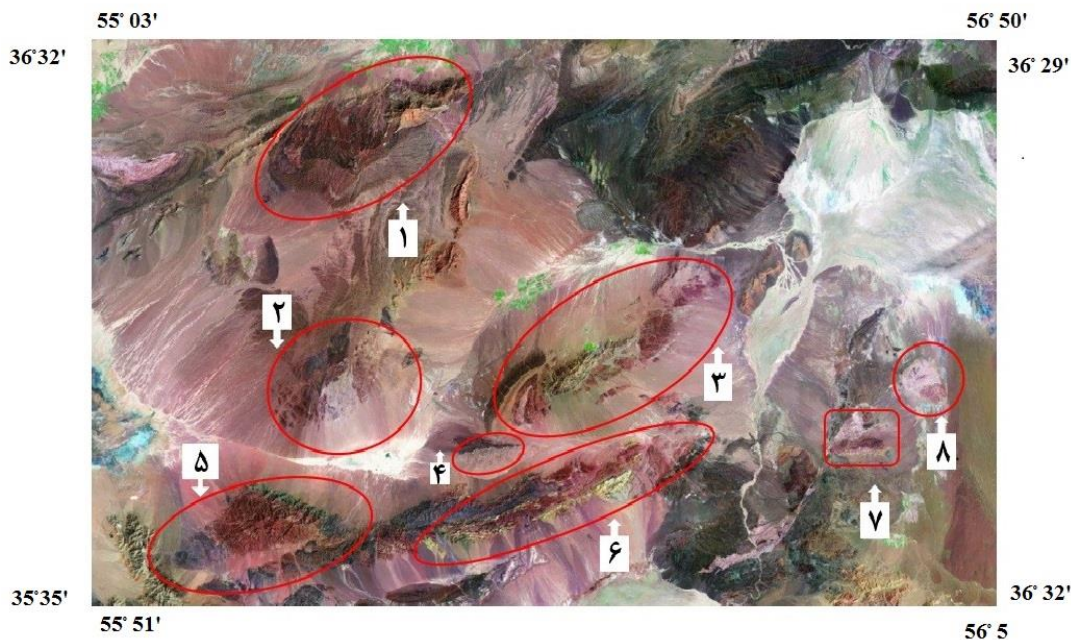
۱-۳- آب‌وهوا و پوشش گیاهی

منطقه شترکوه در شمال کویر بزرگ ایران واقع شده است و آب و هوای کویری گرم و خشک دارد. میزان رطوبت در این ناحیه بسیار پایین است، به همین علت تابستان‌های گرم و خشک، با آفتابی سوزان و زمستان‌هایی سرد و خشک دارد. اکثر بارش‌ها به صورت باران و در فصل‌های زمستان و بهار صورت می‌گیرد. بارندگی کم و گرمی هوا باعث شده که منطقه پوشش گیاهی ضعیفی داشته باشد. این شرایط سبب شده است که زمین‌های قابل کشت و زرع اندک بوده و شرایط برای زندگی مهیا نباشد، به صورتی که در منطقه مورد مطالعه آبادی یا روستای دارای سکنه دائمی وجود ندارد. پوشش گیاهی شامل بوته‌ها و درختچه‌های گز، تاق و گون می‌باشند. نزدیک‌ترین روستا به آن روستای سهل است که مردم آن اکثراً به کشاورزی و دامداری مشغول هستند و در ضمن به‌طور فصلی در آن زندگی می‌کنند.

۱-۴- ژئومورفولوژی

منطقه شترکوه را می‌توان بر اساس مورفولوژی آن به دو بخش تقسیم کرد بخش شمالی دارای ارتفاع زیاد و سخت گذر می‌باشد، دسترسی به آن سخت و مستلزم پیاده‌روی‌های طولانی است و بخش جنوبی منطقه به علت واقع شدن در بین دو گسل جمیل و گرگابی بسیار خردشده و فروافتاده است و توسط رسوبات جوان (مخروط افکنه‌ها) پوشیده شده است. این منطقه دارای مورفولوژی پست و تقریباً هموار می‌باشد و اختلاف ارتفاع این منطقه نسبت به بخش‌های بالایی بسیار زیاد است. در شکل ۱-۲ مجموعه دگرگونی-

آذرین شترکوه به همراه سایر مجموعه‌های آذرین- دگرگونی شمال پهنه ساختاری ایران نمایش داده شده است.



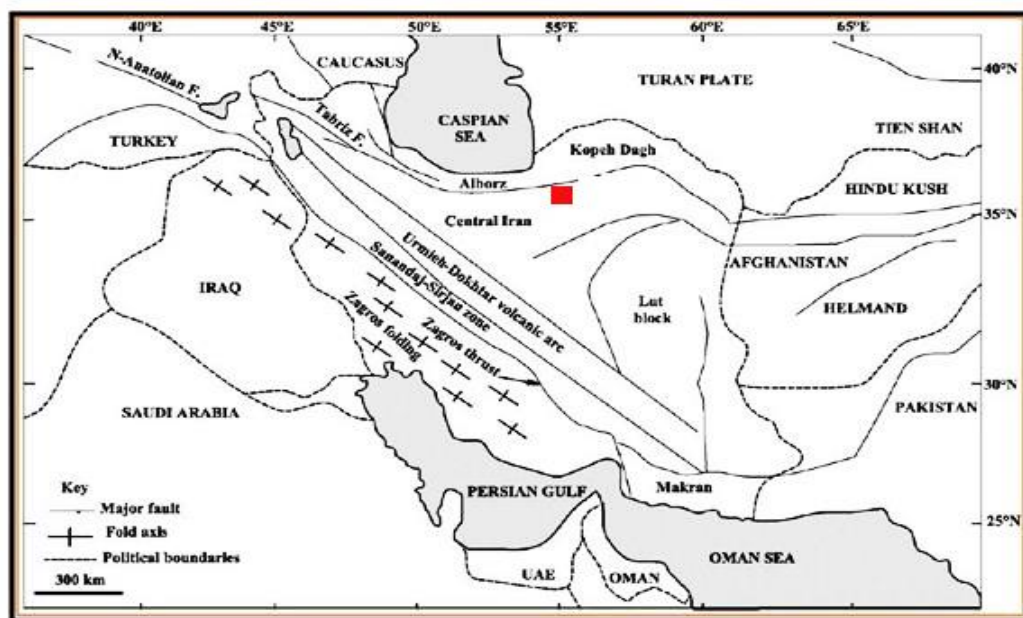
شکل (۱-۲) تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده پراکندگی مجموعه‌های دگرگونی- آذرین به سن اواخر نئوپروتروزوئیک (اواخر ادیاکارن - اوایل کامبرین) در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی. ۱- گرانیتوئیدهای جنوب‌غرب میامی، ۲- مجموعه دگرگونی- آذرین بند هزارچاه، ۳- مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر، ۴- توده گرانیتوئیدی سفید سنگ، ۵- مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه، ۶- مجموعه دگرگونی- آذرین جنوب دوچاه - ماجراد، ۷- مجموعه دگرگونی- آذرین شمال‌غرب احمدآباد خارتوران، ۸- مجموعه دگرگونی- آذرین غرب رضا آباد خارتوران.

۱-۵- موقعیت زمین‌شناسی

منطقه شترکوه در تقسیم‌بندی اشتوکلین^۱ (۱۹۶۸) و نبوی (۱۳۵۵) جزئی از حاشیه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی است (شکل ۱-۳). پهنه ایران مرکزی، در بین سه پهنه زمین‌ساختی البرز در شمال،

1- Stocklin

لوت در شرق و زاگرس در جنوب و جنوب غرب، واقع شده است. منطقه مورد مطالعه یک سری سرزمین‌های دگرگونی و آذرین را شامل می‌شود و از نظر ساختاری، سنگ‌شناسی و چینه‌شناسی با مناطق هم‌جوار، از جمله مجموعه بندهازارچاه و دلبر شباهت‌های زیادی دارد. موقعیت مجموعه دگرگونی شترکوه بر روی نقشه پهنه‌های ساختاری ایران در شکل ۱-۳ نشان داده شده است.



شکل (۱-۳) نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (اشتوکلین ۱۹۶۸). موقعیت منطقه مورد مطالعه با ■ نشان داده شده است.

۱-۶- مطالعات پیشین

لازم به ذکر است مطالعاتی که قبلاً در جنوب و جنوب شرق شاهرود صورت گرفته عمدتاً بر روی ویژگی‌های پترولوژیکی این سنگ‌ها تمرکز یافته و اهم آن‌ها عبارت‌اند از:

- علوی نائینی و هوشمندزاده (۱۳۵۵) در قالب گزارش نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود، به تشریح زمین‌شناسی این منطقه پرداخته‌اند. در این نقشه ترکیب کلی سنگ‌شناسی مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه، واحد دگرگونی متمایز نشده با ترکیب شیست و گنیس و به سن پری‌کامبرین معرفی شده است.

- حسینی (۱۳۷۴) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند" را مطالعه کرده است.
- رحمتی ایلخچی (۱۳۸۱) در مقاله‌ای با عنوان "نگرشی دوباره بر مجموعه سنگ‌های دگرگونه شمال خاوری طرود" مطالعاتی انجام داده است.
- کرمی (۱۳۸۲) در قالب رساله کارشناسی ارشد خود، پتروژنز مجموعه دگرگونی دلبر (جنوب شرق بیارجمند) را مورد مطالعه قرار داده است.
- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه توسط رحمتی ایلخچی (۱۳۸۲) زیر نظر سازمان زمین‌شناسی کشور تهیه شده است؛ و توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به چاپ رسیده است.
- ملک‌پور علمداری (۱۳۸۴) پتروفابریک و سن سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، کوه‌های علاءالدین و ملحدو (جنوب شرق شاهرود) را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است
- قاسمی و آسیابان‌ها (۱۳۸۵)، به معرفی و تفکیک رخداد‌های دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق شاهرود، پرداختند.
- حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸) در مقاله‌ای با عنوان "ژئوکرونولوژی U-Pb زیرکن‌های گرانیتوئیدهای نئوپروتوزوئیک پسین-کامبرین پیشین در ایران" مطالعاتی انجام داده‌اند. در این مقاله چند نمونه از گرانیت‌ها و گنیس‌های این مجموعه مورد تعیین سن قرار گرفته است.
- رحمتی ایلخچی (۲۰۰۹) در قالب پایان‌نامه دکتری با عنوان "دگرگونی و موقعیت ژئوتکتونیک کمپلکس شترکوه، بلوک ایران مرکزی" منطقه موردنظر را بررسی کرده است.

- عابدی (۱۳۸۹)، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (شرق شاهرود) را در قالب پایان‌نامه ارشد مطالعه کرده است.
- مردانی (۱۳۹۰) به بررسی پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌های سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن منطقه پهناور (جنوب بیارجمند - شاهرود) در قالب رساله کارشناسی ارشد خود پرداخته است.
- کاظمی (۱۳۹۰) در قالب رساله کارشناسی ارشد خود، ماهیت و منشأ توده گرانیتوئیدی کیکلی (جنوب غرب بیارجمند) و محیط زمین‌ساختی آن را مورد مطالعه قرار داده است.
- عزیزی (۱۳۹۱) در قالب پایان‌نامه ارشد با عنوان "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفید سنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)" منطقه مورد نظر را مورد بررسی قرار داده است.
- شفایی مقدم و همکاران (۲۰۱۳) در مقاله‌ای تحت عنوان "ماگماتیسیم کمان کادومین (کامبرین - ادیاکارن) در کمپلکس دگرگونی چاه‌جام - بیارجمند (ایران)" مطالعاتی را انجام داده است.
- همتی (۱۳۹۲) در قالب پایان‌نامه ارشد با عنوان "پترولوژی و پتروژنز توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی" این منطقه را مورد مطالعه قرار داده است.
- کاظمی و همکاران (۱۳۹۳) در مقاله‌ای تحت عنوان "شواهد سنگ‌نگاری دمای بالا در حاشیه توده‌ی گرانیتوئیدی کیکلی، ایران مرکزی" مطالعاتی را انجام داده‌اند.
- حسینی (۱۳۹۴) پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه بیارجمند (جنوب شرق شاهرود) را در قالب رساله دکتری مورد مطالعه قرار داده است.

- حسینی و همکاران (۱۳۹۵) در مقاله‌ای "شیمی کانی، جایگاه زمین ساختی و سنگ‌زایی توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه (جنوب شرق شاهرود)" را مطالعه کرده است.
- حسینی و همکاران (۱۳۹۵) در مقاله‌ای تحت عنوان "شیمی کانی، دما فشار سنجی و پتروژنز فوج دایک بازیک بندهزارچاه (جنوب شرق شاهرود)" این منطقه را مورد مطالعه قرار داده است.
- یوسفی و همکاران (۱۳۹۵) در مقاله‌ای با عنوان "ژئوشیمی گنبد‌های آداکیتی پر سیلیس احمدآباد خارتوران (جنوب خاور شاهرود)" مطالعاتی انجام داده است.

۱-۷- مطالعات پیشین در زمینه AMS

- قلمقاش (۱۳۸۱) توده نفوذی اشنویه را به روش AMS مطالعه کرده است. این مطالعه در راستای رساله دکتری وی صورت گرفته است و نتایج حاصل از آن را در رساله دکتری و مقاله (قلمقاش و همکاران، ۲۰۰۹) منتشر شده است
- وکیلی (۱۳۸۲) پایان‌نامه خود را در راستای روش AMS به صورت جمع‌آوری مطالب در این زمینه، عرضه کرده است.
- صادقیان (۱۳۸۳) در رساله دکتری خود بخشی از توده‌های نفوذی زاهدان را به کمک روش AMS مورد مطالعه و بررسی قرار داده است و نتایج آن را در قالب مقاله (صادقیان و همکاران، ۲۰۰۵ و صادقیان، ۱۳۸۳) منتشر کرده است.
- اسماعیلی (۱۳۸۶) مدل ژئودینامیکی جایگیری توده گرانیتوئیدی شاه‌کوه را با استفاده از تکنیک AMS در رساله دکتری خود مطالعه کرد. وی نتایج حاصل از این مطالعه را در مجله تکتونوفیزیک به چاپ رسانده است.

- رسولی (۱۳۸۷) در قالب رساله کارشناسی ارشد انیزوتروپی قابلیت مغناطیس شدگی توده گرانیتوئیدی بروجرد را مورد مطالعه قرار داده است.
- شیبی (۱۳۸۸) مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی شیرکوه را در قالب رساله دکتری خود بررسی نموده است. نتایج این تحقیق در مقاله شیبی و همکاران (۲۰۱۰) به چاپ رسیده است.
- گوانچی (۱۳۸۹) مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند (اردستان) را به وسیله روش AMS در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد، مورد مطالعه قرار داده است.
- مردانی و همکاران (۱۳۸۹) تغییرات ناهمگنی خودپذیری مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی ازنا را بررسی کرده اند.
- میرزایی (۱۳۸۹) مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی شمال گلپایگان را به وسیله روش AMS در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد، مورد مطالعه قرار داده است.
- احدنژاد (۱۳۸۹) با استفاده از روش AMS و در قالب رساله دکتری خود مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی ملایر را مورد مطالعه قرار داده است.
- اصلانی (۱۳۹۰) سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی الوند را در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود مورد بررسی قرار داد.
- بدلو (۱۳۹۰) بررسی سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی گل زرد (شمال غرب الیگودرز) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داد.
- شکاری (۱۳۹۰) سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی درّه باغ (شمال غرب الیگودرز) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد را بررسی کرده است.

- چکنی مقدم (۱۳۹۱) سازوکار توزیع مذاب در دایک‌های مافیک قطع کننده مجموعه

دگرگونی- آذرین دلبر (شرق بیارجمند) به‌وسیله روش AMS و تعیین موقعیت دیرینه‌مغناطیس

آن‌ها را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد بررسی قرارداد.

- ساکی (۱۳۹۲) سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی بوئین- میاندشت را در قالب پایان‌نامه

کارشناسی ارشد خود بررسی نموده است.

- حمیدی (۱۳۹۲) سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی حسن رباط را در قالب پایان‌نامه

کارشناسی ارشد خود بررسی کرده است.

- مطالعاتی نیز در دست انجام است که از این قبیل می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- فضیلت (جندق، شمال شرق اصفهان)، سیفی (طرود، جنوب شرق شاهرود)، عابدینی (طرود، جنوب شرق

شاهرود)، اسکندری (چاه جم) و شبستر (کوه زر، دامغان) در حال انجام است.

۱-۸- اهداف مطالعه

برخی از مهم‌ترین اهداف پژوهش حاضر بدین شرح می‌باشد:

در طی میگماتیت زایی از لحاظ کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی چه تغییراتی صورت می‌گیرد؟

در طی فرایندهای آب‌زدایی و تخریب بیوتیت‌ها، تخریب گارنت‌ها و تشکیل تورمالین پارامترهای

مغناطیسی چگونه تغییر می‌کنند؟

پارامترهای مغناطیسی تا چه حد در شناخت و تفسیر دگرشکلی‌ها مفید هستند؟

رفتار بخش‌های لوکوسم و مزوسوم از لحاظ پارامترهای مغناطیسی چگونه است؟

۱-۹- روش مطالعه

۱-۹-۱- مطالعات کتابخانه‌ای و جمع‌آوری داده‌ها و منابع:

در ابتدا منابع کتابخانه‌ای، مقالات و پایان‌نامه‌های مرتبط با منطقه مورد مطالعه و موضوع این پایان‌نامه جمع‌آوری شد و مطالعه گردید. برای دستیابی به نتایج بهتر نقشه‌های (۱:۲۵۰۰۰۰) طرود و (۱:۱۰۰۰۰۰) رزوه مورد استفاده قرار گرفت.

۱-۹-۲- نمونه برداری صحرائی

پس از فراهم کردن ملزومات از جمله نقشه‌های زمین‌شناسی، چکش، کمپاس، دستگاه مغزه گیر، تراز یاب، روغن، بنزین، ماژیک ضدآب، پنس، چسب و ... از ۷ منطقه کلی حدود ۱۱۰ مغزه جهت‌دار گرفته شد و در ضمن روابط صحرائی و خصوصیات واحدهای سنگی منطقه و ارتباط آن‌ها با یکدیگر به‌طور دقیق مورد بررسی قرار گرفت.

۱-۹-۳- تهیه مقاطع میکروسکوپی

در این مرحله تعداد ۵۰ مقطع نازک تهیه شد و ویژگی‌های میکروسکوپی آن‌ها مورد بررسی قرار گرفت.

۱-۹-۴- اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی

در این مرحله پارامترهای مغناطیسی قطعه مغزه‌های تهیه شده در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود توسط دستگاه اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی از نوع کاپبریچ مدل MFK1-FA ساخت شرکت آجیکو از کشور چک اندازه‌گیری شد. نتایج به‌دست آمده پس از پردازش، مبنای تعبیر و تفسیرهای بعدی قرار گرفت.

۱-۹-۵- تجزیه و تحلیل داده‌ها و نگارش پایان‌نامه

پارامترهای مغناطیسی اندازه‌گیری شده به روش‌های مختلف مورد بررسی قرار گرفت و در قالب نمودارهای دو یا چند متغیره، استریوگرام و نقشه به تصویر کشیده شده است. در این راستا از نرم‌افزارهای: Anisoft.4.2, Arc GIS 9.3, Excel Safyr4w, Photoshop, Openstereo, Paint استفاده شد.

حاصل بررسی‌ها و اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی صورت گرفته به شکل پایان‌نامه حاضر، تنظیم و تدوین شده است.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی

۲-۱- مقدمه

در تقسیم‌بندی اشتوکلین (۱۹۶۸) و نبوی (۱۳۵۵) مجموعه دگرگونی شترکوه، در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱-۳). این منطقه بخشی از سرزمین‌های دگرگونی پی‌سنگی ایران را شامل می‌شود. در تعیین سن‌هایی که اخیراً توسط حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸)، رحمتی (۲۰۱۱)، بلاغی (۱۳۹۳) و حسینی (۱۳۹۴) صورت گرفته است، سن این سرزمین‌ها اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل کامبرین (۵۵۰ تا ۶۰۰ میلیون سال پیش) می‌باشد. این سرزمین‌ها تنوعی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی را دربر می‌گیرند و بخشی از تحولات سنگ‌شناسی آن‌ها به دگرگونی پیشرفته، میگماتیت‌زایی و تشکیل گرانیت (گرانیت‌زایی) معطوف می‌شود. با در نظر گرفتن سن اواخر نئوپروتروزوئیک و اوایل کامبرین برای توده‌های گرانیتوئیدی این منطقه، این ناحیه در آن زمان در حاشیه شمالی گندوانا قرار داشته است (حسن‌زاده و همکاران، ۲۰۰۸). از آنجایی که مطالعه سرزمین‌های دارای ویژگی‌های گندوانایی حائز اهمیت است، از این‌رو این نواحی در بازسازی تاریخچه زمین‌شناسی ایران در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک- کامبرین و در ارتباط با کوهزایی پان-آفریکن و در درک تحولات بخش گندوانایی ایران مفید هستند و موجب روشن شدن بسیاری از ابهامات در زمین‌شناسی ایران خواهد شد. لذا بررسی تغییر و تحولات این سنگ‌ها از لحاظ پترولوژیکی و تعیین جایگاه تکتونیکی آن‌ها در بازسازی تاریخچه تحولات ایران مرکزی مفید خواهند بود. سرزمین‌های دگرگونی به سن پرکامبرین در ایران به‌صورت پراکنده در نواحی متعددی از جمله در ایران مرکزی (ساغند و گلپایگان، رضانی و تاگر^۱، ۲۰۰۳)، جنوب شرق شاهرود (شترکوه، رحمتی ایلخچی، ۲۰۱۰؛ بندهزارچاه، حسینی ۱۳۹۴؛ دلبر، حسن‌زاده و همکاران، ۲۰۰۸ و بلاغی، ۱۳۹۳؛ میامی، همتی ۱۳۹۲) و زنجان - آذربایجان غربی (مجموعه تکاب، ساکی ۲۰۱۰ و بخشی‌زاد ۱۳۹۴) رخنمون دارند.

1- Tucker

مجموعه دگرگونی شترکوه، در جنوب شرق شاهرود و در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. این مجموعه از سنگ‌های دگرگونی با ترکیبات مختلف متاپسامیتی (متاسندستونی)، متاپلیتی (فیلیت، میکاشیست و گنیس)، متاکربناته (مرمر و مرمرهای دولومیت) و متابازیتی (شیست سبز، آمفیبول شیست، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت) و سنگ‌های آذرین نفوذی بازیک (گابرو، الیوین‌گابرو و دیوریت) تشکیل شده است. مطالعات صحرایی صحیح، پایه و اساس مطالعات میکروسکوپی، ژئوشیمیایی و بررسی فابریک‌های مغناطیسی سنگ‌ها می‌باشد. از این رو، مطالعه شواهد صحرایی و روابط چینه‌شناسی بین واحدهای سنگی مختلف در هر منطقه، مهم‌ترین بخش در مطالعه تاریخچه زمین‌شناسی یک منطقه است. در این فصل به بررسی زمین‌شناسی عمومی واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه خواهیم پرداخت.

۲-۲- زمین‌شناسی عمومی

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، گرانیتوئیدهای جنوب‌غرب میامی، جنوب دوچاه - ماجراد، دلبر، شمال‌غرب احمدآباد خارتوران، غرب رضا آباد خارتوران مشهور می‌باشند که همگی در زمره مناطق قدیمی و پی‌سنگی ایران مرکزی قرار می‌گیرند (شکل ۱-۲). مجموعه دگرگونی شترکوه در ۸۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود و ۵۰ کیلومتری شمال شرق طرود واقع شده است. حجم غالب این مجموعه، از سنگ‌هایی با ماهیت دگرگونی تشکیل شده است و در آن مقادیر اندکی سنگ‌های آذرین به شکل توده‌های نفوذی کوچک مقیاس نیز به چشم می‌خورد (شکل ۱-۲). سنگ‌های دگرگونی از واحدهای سنگی متاپلیتی، متاپسامیتی، متاکربناتی و متابازیتی تشکیل شده است. دگرگونی در بالاترین درجه خود تا حد آناتکسی و تشکیل مذاب‌های حاصل از تبلور متناسب با سنگ مادر خود پیش رفته است. در متاپلیت‌ها میگماتیت‌زایی به

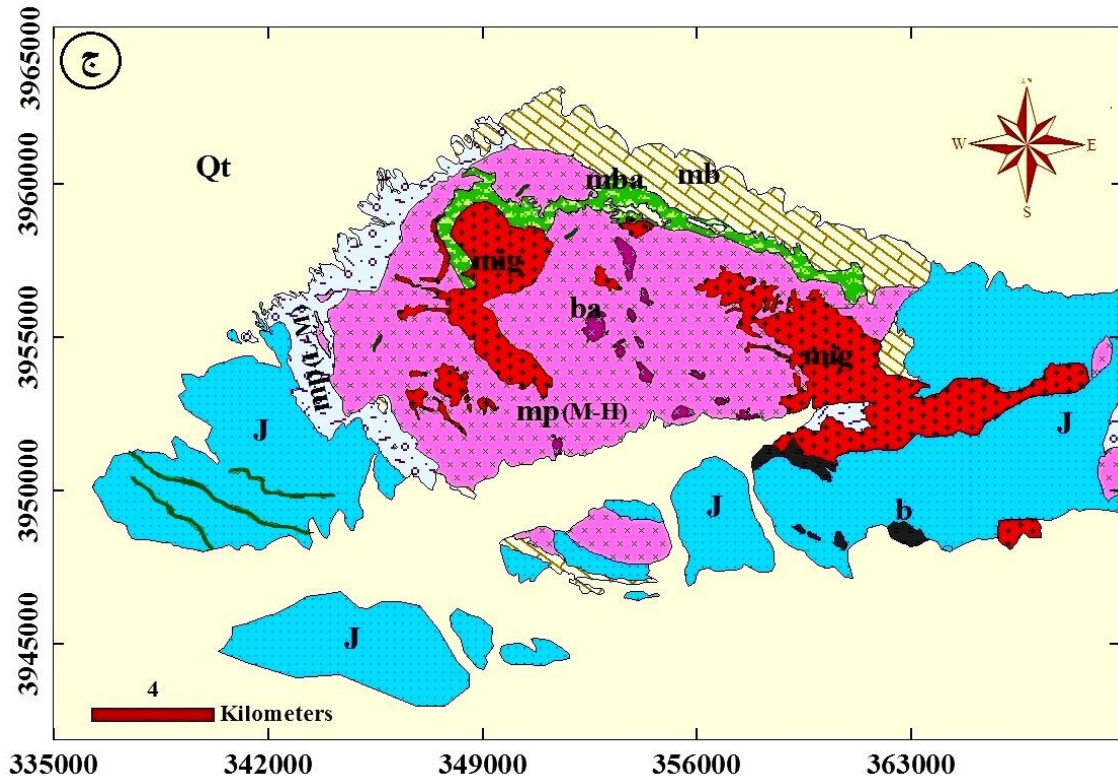
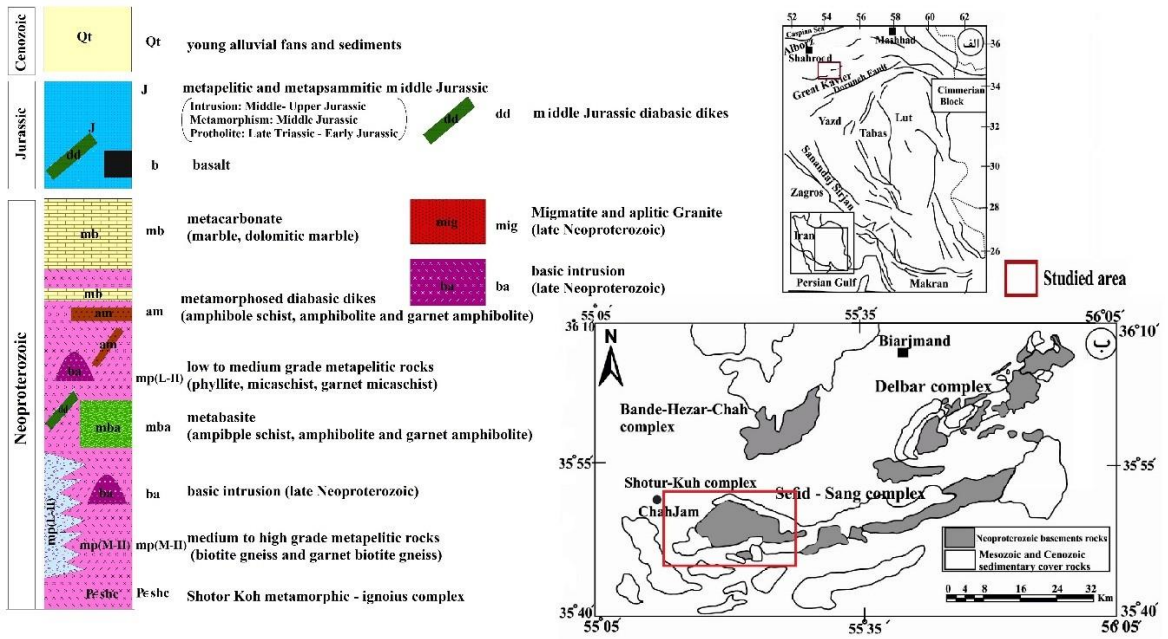
تشکیل آپلیت‌های گرانیتی و در متابازیت‌ها میگماتیت‌زایی به تشکیل گرانودیوریت، تونالیت و پلاژیوگرانیت منجر شده است.

۲-۲-۱- سنگ‌های دگرگونی

سنگ‌های دگرگونی با طیف ترکیبی متنوع در مجموعه دگرگونی شترکوه رخنمون دارند. این تنوع، از تغییرات توالی رسوبی اولیه این پیکره سنگی ناشی شده است. سنگ‌های دگرگونی شامل متاپلیت‌ها (فیلیت، میکاشیست و پاراگنیس)، متاپسامیت (ماسه‌سنگ‌های دگرگون‌شده)، متاکربنات‌ها (مرمرهای آهکی و مرمهرهای دولومیتی) و متابازیت‌ها (شیست سبز، آمفیبول شیست، آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت) می‌باشند. متاپلیت‌ها حجم غالب سنگ‌های دگرگونی منطقه را به خود اختصاص داده‌اند

در بیشتر نواحی فرآیند میگماتیت‌زایی در متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها به چشم می‌خورد که شاهدی برافزایش دما و رسیدن به آستانه ذوب‌بخشی در این دو گروه سنگی است. البته میلونیت‌زایی نیز به‌عنوان فرآیند بعدی سنگ‌های دگرگونی مجموعه را تحت تأثیر قرار داده است.

سنگ‌های متاپلیتی مجموعه دگرگونی شترکوه در چند مکان محدود توسط 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. در کل بر اساس تنوع ترکیبی موجود در سنگ‌های دگرگونی، می‌توان آن‌ها را در گروه‌های ترکیبی متاپلیت‌ها، متاپسامیت، متاکربنات‌ها و متابازیت‌ها موردبررسی قرارداد. در ادامه به توصیف مختصر ویژگی‌های صحرایی هر یک از گروه‌های ترکیبی نامبرده خواهیم پرداخت.



شرح شکل در صفحه بعد ارائه شده است

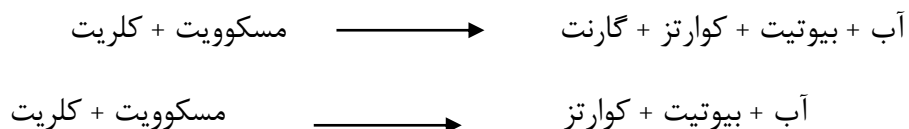
شکل (۱-۲) (الف) نقشه پهنه ساختاری ایران برگرفته از رضانی و تاگر (۲۰۰۳) و موقعیت قرارگیری منطقه مورد مطالعه در ایران مرکزی (ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده مجموعه‌های دلبر، بندهزارچاه، شترکوه و سفید سنگ در مجاورت یکدیگر که دارای شباهت‌های ساختاری، سنگ‌شناسی و سنی با یکدیگر هستند و (ج) نقشه زمین‌شناسی مجموعه شترکوه (شکاری و همکاران، ۱۳۹۵) که بر اساس تصاویر ماهواره‌ای و مطالعات صحرایی و با استفاده از نرم‌افزار Arc map ترسیم شده است.

۲-۲-۱-۱- متاپلیت‌ها

متاپلیت‌ها طیف وسیعی از سنگ‌های دگرگونی شامل فیلیت، میکاشیست، گارنت میکاشیست، گنیس، گارنت گنیس را در برمی‌گیرند. پروتولیت اولیه آن‌ها ترکیبات پلیتی می‌باشد. بر اساس مطالعات صحرایی می‌توان طیفی از سنگ‌های دگرگونی از متاپلیت‌ها تا میگماتیت‌ها را مشاهده نمود که در طی یک رژیم دگرگونی مراحل تکوینی خود را پشت سر گذاشته‌اند و در مراحل پایانی به آستانه گرانیتهایی نیز رسیده‌اند. شواهد تحول گنیس‌ها به گرانیتهای در منطقه دلبر و بندهزارچاه به‌وضوح مشاهده می‌شود.

شیست‌های موجود در منطقه دارای رنگ خاکستری و شدیداً متورق می‌باشند و آثار کینک باند واضحی در آن‌ها دیده می‌شود. طیف ترکیبی این سنگ‌ها میکاشیست تا گارنت میکاشیست می‌باشد بر گوارگی بارز سنگ‌های میکاشیستی ناشی از حضور فراوان بیوتیت و جهت یافتگی ترجیحی آن‌ها می‌باشد.

کوارتزهای حاصل از فرآیند آب‌زدایی کانی‌های آبدار از جمله کلریت و مسکوویت طبق واکنش‌های زیر به‌صورت رگه و رگچه یا به‌صورت توده‌ای در درون متاپلیت‌ها یافت می‌شوند. این رگه‌های سیلیسی به‌عنوان محصول واکنش‌های دگرگونی آب‌زدا مشاهده می‌شوند.



این رگه‌ها حاصل تبلور و نهشته شدن کوارتز از سیالات واجد سیلیسیم دارای منشأ دگرگونی در فضاهای باز می‌باشند. رگه‌های موجود با توجه به تنش‌های تحمیل شده دارای اشکال متنوعی از قبیل چین خوردگی، سینوسی شدن و بودینه شدن می‌باشند. (شکل ۲-۲ الف) در برخی نقاط حجم رگه‌های سیلیسی افزایش یافته و به صورت توده‌های کوچک مقیاس رخنمون دارند که می‌توانند دارای ارزش استخراج باشند. مهم‌ترین معدن سیلیس (نظیر معدن سیلیس جمیل) منطقه در بخش‌های شرقی و جنوب منطقه قرار دارد که از آن بهره‌برداری می‌گردد.



ب



الف



ج

شکل (۲-۲) تصاویری از نمونه دستی سنگ‌های گنیسی. الف) حضور رگه کوارتزی و لکه‌های گارنت در نمونه دستی گنیس‌ها، در رگه گنیسی چین خوردگی دیده می‌شود. ب) مشاهده لخته‌های اورتوزی در گنیس‌ها، این لخته‌ها به حدی

بزرگ هستند که با چشم غیرمسلح به خوبی دیده می‌شوند. (ج) نمونه‌ای از یک سنگ گارنت گنیس در این تصویر درشت بلورهای گارنت به خوبی قابل مشاهده هستند.

در این میکاشیست‌ها آثار فلدسپارزایی نیز به چشم می‌خورد که نشان می‌دهد رفته‌رفته دما و فشار افزایش یافته و به سمت گنیسی شدن نزدیک می‌شود. در بخش مرکزی غالباً گنیس‌ها و یا گارنت گنیس‌ها به همراه متابازیت‌ها وسعت زیادی از این مجموعه را به خود اختصاص داده‌اند. در بسیاری از این رخنمون‌ها تحولات تدریجی بین میکاشیست‌ها و گنیس‌ها مشاهده می‌شود به گونه‌ای که تفکیک این سنگ‌ها با مرزهای مشخص از یکدیگر در بسیاری از موارد امکان‌پذیر نیست.

گنیس‌ها و گنیس‌های گارنت دار عمدتاً به رنگ تیره تا خاکستری دیده می‌شوند و کانی‌های بیوتیت، کوارتز، پلاژیوکلاز و گارنت در آن‌ها قابل مشاهده است. تفکیک باندهای تیره (غنی از بیوتیت و گارنت) و روشن (غنی از کوارتز و فلدسپار)، در ایجاد نواربندی گنیسی و یا گنیسوزیته نقش داشته است. در این سنگ‌ها، گارنت‌های دانه‌درشت فراوانی در حد اندازه چند میلی‌متر تا ۱ سانتیمتری مشاهده می‌شود. (شکل ۲-۲ د) نواربندی خاص گنیسی، رشد پورفیروبلست‌های گارنت و آلکالی فلدسپار (شکل ۲-۲ ب) از ویژگی‌های بارز تفکیک‌کننده این سنگ‌ها از میکاشیست‌ها است. همچنین حضور بقایای گارنت میکاشیستی تیره رنگ در لابه‌لای سنگ‌های گنیسی در اندازه‌های مختلف از چند سانتی‌متری تا تقریباً ۱ متری، این امر را مورد تأیید قرار می‌دهد. بر روی سطح برخی گنیس‌ها، اپیدوت‌زایی مشاهده می‌شود. کلریتی شدن که به صورت لکه‌های سبزرنگ در امتداد درز و شکستگی‌ها قابل مشاهده است.

۲-۱-۲-۲- متاپسامیت‌ها و متاگریوک‌ها

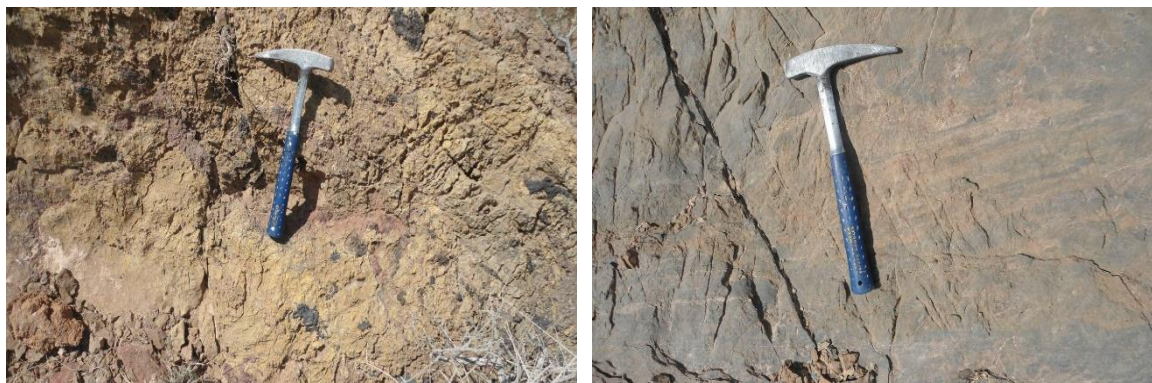
ترکیبات کوارتزفلدسپاتی دگرگون‌شده (متاپسامیت‌ها) در بخش غربی مجموعه دگرگونی شترکوه همراه با متاکربنات‌ها رخنمون دارند. در برخی نقاط متاپسامیت‌ها به صورت نودول‌هایی با اندازه کمتر از نیم متر در درون پاراگنیس‌ها یافت می‌شوند (شکل ۲-۳).



شکل (۲-۳) نودول متاپسامیتی درون سنگ گنیسی مشاهده می‌شوند.

۲-۱-۲-۳- متاکربنات‌ها

مرمرهای دولومیتی گروه دیگری از سنگ‌های دگرگونی مجموعه شترکوه هستند. این سنگ‌ها، به صورت لایه‌هایی از مرمرهای آهکی و دولومیت فاقد فسیل می‌باشد، متاکربنات‌ها به صورت بین لایه‌ای با متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها یافت می‌شوند (به‌ویژه در بخش بالایی توالی) حضور افق‌های کربناته در بین توالی شیلی- ماسه سنگی اولیه معرف تغییر شرایط رسوب‌گذاری و هم‌سنی آن‌ها می‌باشد متاکربنات‌ها در واقع همان افق‌های دولومیتی-آهکی توالی اولیه بوده‌اند که در طی دگرگونی به مرمرهای آهکی و مرمر دولومیتی همراه با افق‌هایی از متاچرت‌های تیره‌رنگ تغییر یافته‌اند. به سمت رأس این مجموعه دگرگونی به ترتیب بر حجم و تعداد افق‌های واحد کربناته دگرگون شده اضافه می‌شود به طوری که در نهایت به افق‌های کربناته دگرگون شده با ضخامت خیلی زیادی تبدیل می‌گردد. این افق‌های سنگ‌های ضخیم لایه، به‌ویژه در بخش‌های شمالی، منطقه‌ای به وسعت چندین کیلومتر مربع را به خود اختصاص داده‌اند به گونه‌ای که در تصاویر ماهواره‌ای به واسطه اختلاف رنگ با دیگر سنگ‌های دگرگونی به راحتی قابل تشخیص و تفکیک می‌باشند.



ب

الف

شکل (۴-۲) - الف) آهک تقریباً سالم و دگرگون نشده و ب) آهک‌های دگرگون شده تبلور مجدد یافته

۲-۱-۲-۴- متابازیت‌ها (روانه‌ها یا استوک‌های دیابازی دگرگون شده)

متابازیت‌ها به‌عنوان یکی از گروه‌های بارز مجموعه دگرگونی شترکوه دارای محدوده سنی متعلق به نئوپروتروزوئیک می‌باشند. بر اساس مشاهدات صحرایی و تعیین ماهیت تشکیل متابازیت‌ها می‌توان، سنگ‌های مادر آن‌ها را به دسته‌های زیر تقسیم کرد:

۱ - روانه‌های بازالتی زیردریایی و آتشفشانی - تخریبی‌های وابسته، ۲- اجتماعات دایکی دیابازی

۳- توده‌های آذرین الیوین‌گابرویی، گابرویی و دیوریتی.

با توجه به مجموعه‌های کانیاپی متابازیت‌ها و مجموعه‌های کانیاپی سنگ‌های همراه‌شان (در بسیاری موارد متاپلیت‌ها و در موارد کمتر متاکربنات‌ها)، آن‌ها درجات دگرگونی متوسط تا بالایی (از اواخر شیست سبز تا آمفیبولیت بالایی) را نشان می‌دهند و به شیست سبز، آمفیبول شیست، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت تحول پیدا کرده‌اند. مجموعه‌های کانیاپی این دسته از سنگ‌های متابازیتی، هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز و گارنت را شامل می‌شود.

- روانه‌های بازالتی به شکل گدازه و ولکانی کلاست‌های بازیک همراه آن‌ها نظیر آگلومرا و توفیت‌های

حاوی مقادیر متغیّری قطعه سنگ، بلور و شیشه که اکنون به آمیزه پیچیده و سبز رنگی تحول پیدا کرده‌اند، به صورت یک نوار عریض متشکل از تکرار محصولات آتشفشانی نامبرده در شمال تا شمال غرب مجموعه دگرگونی آذرین شترکوه یافت می‌شوند.

- اجتماعات دایکی بازیک در سراسر مجموعه شترکوه رخنمون دارند و می‌توان آن‌ها را با فواصل

چند متری در بین واحدهای گنیسی تعقیب کرد، شاید بتوان بخشی از آن‌ها را نیز سیل به حساب آورد. ضخامت کم و تقریباً یکسان و طول زیاد آن‌ها معرف ماهیت دایکی آن‌ها می‌باشد. درجه دگرگونی این دسته از متابازیت‌ها، متناسب با درجه دگرگونی سنگ‌های میزبان‌شان تغییر می‌کند و در واقع با همدیگر و هم‌زمان دگرگون شده‌اند. در بیشتر موارد این دسته از متابازیت‌ها برگوارگی بارزی از خود نشان می‌دهد، برگوارگی آن‌ها با برگوارگی سنگ‌های متاپلیتی میزبان‌شان هماهنگ و هم‌نوا می‌باشد.

- توده‌های آذرین الیوین‌گابرویی، گابرویی و دیوریتی توده‌های آذرین بازیک کوچک مقیاس در

اندازه آپوفیز یا استوک بوده‌اند، به‌طور پراکنده و تقریباً در یک راستای شمالی - جنوبی در مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه یافت می‌شوند. این توده‌های آذرین در برخی موارد بر اثر تحمل دما و فشار زیاد چین-خوردگی‌های زیبایی نشان می‌دهند که از مقیاس ماکروسکوپی تا میکروسکوپی قابل مشاهده است.

این واحد سنگی در برخی نقاط همانند متاپلیت‌های منطقه دگرگون‌شده هستند و برگوارگی بارزی را نشان می‌دهند. بر اساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی، آن‌ها در اثر دگرگونی به آمفیبول شیست، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت تحول پیدا کرده‌اند. آمفیبولیت‌ها در برخی رخنمون‌ها حاوی گارنت‌های درشت قهوه‌ای رنگ هستند که اندازه آن‌ها به چند میلی‌متر نیز می‌رسد و در مقیاس ماکروسکوپی به‌وضوح مشاهده می‌شوند و می‌توان آن‌ها را گارنت آمفیبولیت نامید. پلاژیوکلاز و آمفیبول کانی‌های اصلی سنگ‌ساز این سنگ‌ها هستند. آمفیبول‌های سوزنی شکل به همراه پلاژیوکلازهای جهت یافته به موازات آن‌ها،

خطوارگی بارزی را ایجاد کرده‌اند که در نمونه دستی به‌وضوح قابل تشخیص است. به‌علاوه پورفیروبلاست‌های (پورفیروکلاست‌های) درشت گارنت در برخی آمفیبولیت‌ها ساخت پورفیروبلاستی بارزی را در مقیاس ماکروسکوپی به نمایش گذاشته‌اند. حضور این ترکیبات متابازیتی با منشأ آذرین در لابه‌لای سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده، حائز اهمیت است و در بررسی و تفسیر محیط تشکیل این سنگ‌ها و جایگاه ژئودینامیکی آن‌ها کمک مؤثری خواهد کرد. با توجه به اینکه سنگ‌های گابرودیوریتی توسط مشتقات حاصل ذوب بخشی گنیس‌ها یا به عبارتی گرانیت‌های آناتکسی قطع شده‌اند، به‌طورقطع از گرانیت‌ها یا آپلیت‌های گرانیتی قدیمی‌تر هستند.



ب



الف



د



ج

شکل (۲-۵) تصاویری از نمونه سنگ‌های آمفیبولیتی. الف) وجود زون برشی در آمفیبولیت‌های منطقه شترکوه. ب) چین‌خوردگی در نمونه آمفیبولیتی. ج) آمفیبولیت‌های چین‌خورده. د) دگرریختی و چین‌خوردگی در سنگ‌های آمفیبولیتی. در لابه‌لای سنگ‌های آمفیبولیتی لایه‌های روشن نیز مشاهده می‌شوند.

۲-۲-۱-۵- میگماتیت‌ها

مجموعه‌های میگماتیتی در نواحی با درجه دگرگونی بالا و کمربندهای کوهزایی گسترش دارند (لیو^۱ و همکاران، ۲۰۱۰). آن‌ها عمدتاً شامل مزوسم‌ها و لوکوسم‌هایی هستند که از ذوب‌بخشی سنگ‌های دگرگونی در درجات بالا تشکیل می‌شوند. به عقیده چن^۲ و گراپس^۳ (۲۰۰۷)، میگماتیت یک سنگ سیلیکاته مرکب و ناهمگن در مقیاس مزوسکوپی تا مگاسکوپی است که معمولاً شامل قسمت‌های تیره و روشن است، قسمت‌های تیره‌تر معمولاً ویژگی‌های سنگ‌های دگرگونی و قسمت‌های روشن‌تر ویژگی سنگ‌های آذرین نفوذی را نشان می‌دهند. تشکیل لوکوسم‌ها از سنگ منشأ نشانه شروع آناتکسی پوسته است که عمدتاً به تشکیل نفوذی‌های گرانیتی منجر می‌شود (هینچی^۴ و کار^۵، ۲۰۰۶). تشکیل میگماتیت‌ها و ارتباط ژنتیکی بین گرانیت‌ها و میگماتیت‌ها موضوع مطالعات بی‌شماری در گذشته و امروزه بوده است و چهار فرآیند برای تشکیل میگماتیت‌ها پیشنهاد شده است (یوهانز^۶ و همکاران، ۲۰۰۳) که عبارت‌اند از: ۱) تزریق ماگما از بیرون، ۲) ذوب بخشی، ۳) متاسوماتیسم و ۴) تفریق دگرگونی (قاسمی، ۱۳۹۵). به‌طور کلی با توجه به مطالعات صحرایی، پتروگرافی، مجموعه دگرگونی شترکوه در حد رخساره شیبست سبز تا آمفیبولیت دگرگون شده است و متحمل دگرگونی دما - فشار متوسط تیپ باروین شده است. نفوذ و جایگیری مذاب‌های حاصل از ذوب‌بخشی به موازات سطوح لایه‌بندی و فولیاسیون، به شکل‌گیری میگماتیت‌های استروماتیتی منجر شده است. مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهند که جدایش محدود مذاب از باقیمانده آن بدون مهاجرت (لوکوسوم درجا) مکانیسم اصلی در ایجاد ساختارهای میگماتیتی در منطقه بوده است.

۱- Liu
2- Chen
3- Grapes
4- Hinchey
5- Carr
6- Johannes

در نهایت با افزایش حجم مذاب، جدایش و تزریق آن‌ها به درون سنگ‌های میزبان، لوکوگرانیت‌ها به صورت توده‌های کوچک مقیاس و یا رگه‌های پگماتیتی حاوی کوارتز، ارتوز، تورمالین و موسکوویت جایگزین شده‌اند. حضور بخش‌های ملانوسوم غنی از فاز دیرگداز گارنت به صورت غده‌هایی متشکل از تجمعات گارنت در سنگ‌های گرانیت-گنیسی حائز اهمیت است و از دیگر شواهد مهم میگماتیت‌زایی در مقیاس صحرایی و میکروسکوپی است. بر اساس مطالعات صحرایی، رشد پورفیروبلست‌های فلدسپار آلکالن و ایجاد لامینه‌های غنی از ارتوز در مقیاس میلی‌متری در سنگ‌های گنیسی صورت گرفته است. به طوری که ضخامت فامینه‌ها به تدریج افزایش یافته و رگه‌های ریز مقیاس با ضخامت چند سانتیمتری و در نهایت رگه‌های پگماتیتی با ضخامت چند سانتیمتر تا چند متری تشکیل شده است (شکل ۲-د). این بخش‌ها، غنی از ارتوز و کوارتز هستند و در برخی مناطق با تورمالین و موسکوویت همراه می‌باشند. کاهش فراوانی بیوتیت و افزایش مقدار ارتوز، نشان‌دهنده واکنش‌های تخریب، آب‌زدایی و شکست بیوتیت است. این تحولات به همراه مناظر میگماتیتی ایجاد شده در آن‌ها حاکی از شروع ذوب‌بخشی و ایجاد مذاب‌های فلسیک متشکل از کوارتز و ارتوز می‌باشد (بلاغی، ۱۳۹۳). واکنش زیر، چگونگی شکل‌گیری ارتوز از تخریب و آب‌زدایی بیوتیت در این سنگ‌ها را نشان می‌دهد:



بر اساس این واکنش، ایجاد کوارتز و ارتوز، به تغییر رنگ سنگ و گرایش آن به سمت رنگ‌های روشن‌تر منجر می‌شود که این تغییرات در بخش‌های میانی منطقه شترکوه به وضوح مشهود می‌باشد. به نظر می‌رسد ذوب‌بخشی درجا^۱ در ایجاد نواربندی گنیسی در گنیس‌های درجه بالا و میگماتیت‌ها نقش مؤثری دارند (بارکر^۲، ۲۰۰۴). میگماتیت‌های منطقه شترکوه حاصل تفکیک دگرگونی و یا ذوب‌بخشی درجا هستند؛ که مذاب‌های حاصل از ذوب‌بخشی آن‌ها، به صورت رگه‌ها و بسته‌های متشکل از کوارتز و فلدسپار آلکالن در

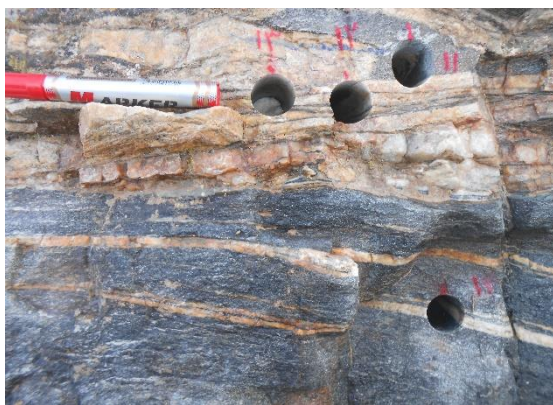
1- In situ partial melting

2- Barker

لابه‌لای این سنگ‌ها تظاهر یافته‌اند. این بخش‌ها غالباً به رنگی روشن‌تر از زمینه سنگ مشاهده می‌شوند و از کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، مسکوویت و گاه بیوتیت تشکیل شده‌اند. فراوانی بیوتیت در بخش‌های فلسیک بسیار کمتر از بخش‌های تیره‌رنگ زمینه سنگ است.

۲-۱-۲-۶- گرانیت‌زایی و تبعات آن

دگرگونی سنگ‌های متاپلیتی و متابازیتی تا آستانه ذوب بخشی پیش‌رفته و میگماتیت‌زایی در آن‌ها به‌طور گسترده رخ داده است. تشکیل لکه‌ها و بسته‌های گرانیتی و تونالیتی کوچک مقیاس در بخش‌هایی از منطقه مشاهده می‌شود. شواهد صحرایی نشان می‌دهند که محصولات آذرین حاصل از فرایند آناتکسی، نسبت به کل مجموعه شترکوه از حجم کمی برخوردارند (در بهترین شرایط کمتر از ۲۰ درصد) و در زمان‌های بعدی، متحمل دگرشکلی و میلونیت‌زایی شده‌اند. در بعضی نقاط، گنیس‌ها به‌طور بارز توسط پگماتیت‌ها و آپلیت‌ها قطع شده‌اند.



ب



الف

شکل (۲-۶) تصاویری از گرانیت‌زایی در گنیس‌ها و آمفیبولیت‌ها. الف) تشکیل آپلیت گرانیتی در نمونه‌های گنیسی.

ب) تشکیل پلاژیوگرانیت در آمفیبولیت‌ها.

۲-۳- معرفی واحدهای سنگی مورد مطالعه

در این تحقیق اندازه‌گیری‌ها از ۷ منطقه کلی که در شکل (۲-۷) نمایش داده شده‌است، صورت پذیرفت.

گروه اول که با نام M در تصویر مشخص است در نزدیکی روستای گرگابی و در سنگ‌های آمفیبولیتی از یک زون برشی برداشت انجام شده است. از این محل تعداد ۱۱ مغزه حفاری شده است.

گروه دوم با نام B در تصویر قابل مشاهده هستند. این دسته با نام گابرودیوریت‌های دگرگون شده روستای گرگابی شناخته می‌شوند و از این سنگ‌ها تعداد ۹ مغزه حفاری گردیده است.

گروه سوم که با دسته C شناخته می‌شوند شامل سنگ‌های گنیس، گارنت گنیس، آپلیت گرانیتی و آمفیبولیت می‌باشد و در جنوب غرب روستای گرگابی واقع است. از این منطقه تعداد ۲۰ مغزه حفاری شده است.

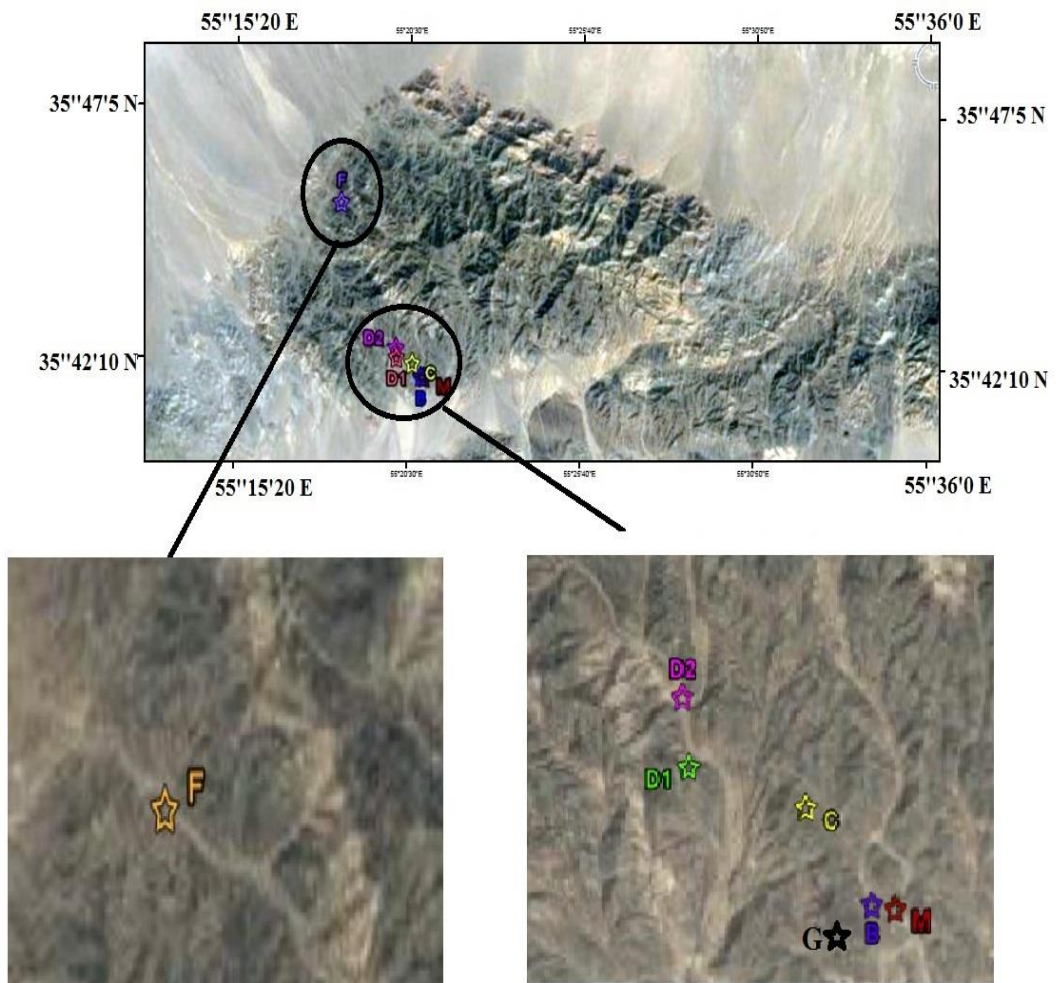
گروه چهارم با نام D₁ دارای ترکیب آمفیبولیت و پلاژیوگرانیتی و در مسیر رودخانه‌ای در غرب روستای گرگابی است. از این منطقه تعداد ۶ مغزه حفاری شده است.

گروه پنجم که در ادامه مسیر همین رودخانه واقع شده است، با نام D₂ در تصویر مشخص است و دارای ترکیب گنیسی و آپلیت گرانیتی می‌باشد. از این محل ۱۵ مغزه حفاری گردید.

گروه ششم با نام G در جنوب غرب روستای گرگابی واقع است و دارای ترکیب سنگی آمفیبولیتی، گنیسی و آپلیت می‌باشد و تعداد ۱۹ مغزه از این منطقه به دست آمده است.

گروه هفتم با نام F که در شمال غرب مجموعه شترکوه واقع است دارای ترکیب آمفیبولیتی و پلاژیوگرانیتی است از محل این چین ۱۷ مغزه حفاری شده است.

در فصل ۵ این پایان‌نامه، پارامترهای مغناطیسی هر یک از این واحدهای سنگی به تفصیل مورد بررسی قرار خواهد گرفت.



شکل (۲-۷) نمایی از مناطق نمونه برداری شده

فصل سوم

پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه از طیف سنگی متنوعی شامل متاپلیت، متاپسامیت، متاکربنات و متابازیت‌ها تشکیل شده است. متاپلیت‌ها با گسترده‌ترین رخمون، به صورت فیلیت، میکاشیست، گارنت میکاشیست، گنیس و گارنت گنیس یافت می‌شوند. دگرگونی این سنگ‌ها تا آستانه ذوب بخشی پیش‌رفته است و میگماتیت‌زایی در آن‌ها مشاهده می‌شود. میگماتیت‌زایی در این سنگ‌ها با تشکیل آپلیت‌های گرانیتی و سنگ‌های گرانودیوریتی تجلی پیدا کرده است. در برخی مناطق وقوع پدیده آناکسی موجب تشکیل توده‌های کم وسعت گرانیتی شده است. سنگ‌های دگرگونی متاپسامیتی (متاسندستونی) از فراوانی کمتری برخوردارند و دارای مجموعه کانیایی ساده‌تری هستند. متابازیت‌ها به صورت طیف سنگی گسترده‌ای از شیست‌سبز تا گارنت آمفیبولیت یافت می‌شوند. بر اساس مشاهدات صحرایی و تعیین ماهیت تشکیل متابازیت‌ها، سنگ‌های مادر آن‌ها روانه‌های بازالتی زیردریایی و آتشفشانی- تخریبی‌های وابسته، اجتماعات دایکی دیابازی و توده‌های آذرین الیوین‌گابرویی، گابرویی و دیوریتی می‌باشند. بر اساس شواهد صحرایی و پتروگرافی، افزایش درجه دگرگونی متابازیت‌های حاصل از دگرگونی دسته دایک‌های دیابازی، به تشکیل طیفی متنوعی از انواع سنگ‌ها نظیر آمفیبول شیست، آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت و در نهایت آمفیبولیت‌های میگماتیتی منجر شده است. شایان ذکر است که پارامترهای مغناطیسی برخی از این گروه‌های سنگی در راستای این تحقیق، مورد مطالعه قرار گرفته است که در این قسمت به بررسی پتروگرافی سنگ‌های مطالعه شده در این منطقه می‌پردازیم:

۱- متاپلیت‌ها شامل گنیس و گنیس‌های گارنت‌دار

۲- متابازیت‌ها شامل آمفیبولیت

این دو گروه سنگی در شرایط دمایی اوج دگرگونی متحمل ذوب بخشی شده‌اند و به ترتیب به تشکیل سنگ‌های زیر منجر شده است.

۳- آپلیت‌های گرانیتی

۴- پلاژیوگرانیت

علائم اختصاری مورد استفاده در این فصل عبارت‌اند از (کرتز^۱، ۱۹۹۴)

:

جدول ۳-۱- علامت اختصاری مربوط به کانی‌ها (کرتز، ۱۹۹۴).			
نوع کانی	علامت اختصاری	نوع کانی	علامت اختصاری
بیوتیت	Bio	هورنبلندسبز	Hb
اسفن	Sph	پلاژیوکلاز	Plg
کلریت	Chl	ارتوکلاز	Or
اپیدوت	Epd	زیرکن	Zr
کوارتز	Qtz	ایلمنیت	Ilm
تورمالین	Tour	اوپک	Opq
گارنت	Gt	آپاتیت	Ap

۳-۲- گنیس‌ها

گنیس‌ها اغلب دانه درشت هستند و بافت‌های گنیسی، چشمی، پورفیروبلاستی، پورفیروکلاستی، میرمیکتی، کاتاکلاستی، میلونیتی و لپیدوبلاستی در آن‌ها مشاهده می‌شود. پورفیروکلاست‌های گارنت،

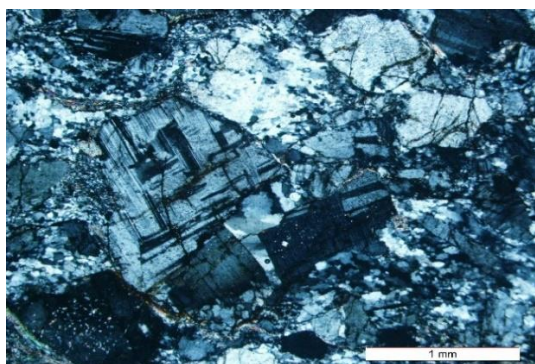
1- Kretz

اورتوکلاز 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 پوئی کیلوبلاستی 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.

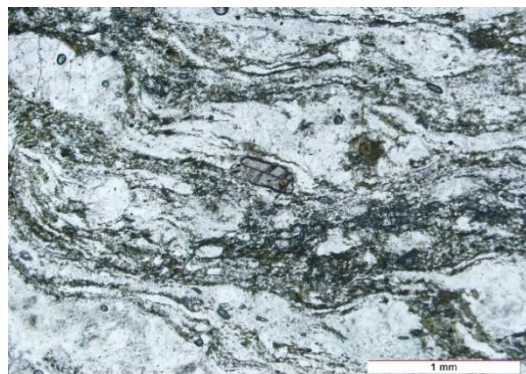
حضور پورفیروبلاست‌ها و پورفیروکلاست‌های درشت آلکالی فلدسپار نظیر ارتوز و ارتوزهایی که در اثر تحمل تنش‌های تکتونیکی به میکروکلین تحول پیدا کرده‌اند و همچنین پلاژیوکلازها و دگرشکلی آن‌ها، ساخت و بافت چشمی زیبایی را در سنگ‌های گنیسی ایجاد کرده‌اند. به اعتقاد قاسمی (۱۳۹۴) در سنگ‌های دگرگونی دینامیکی به ویژه میلونیت‌ها، قطعات خردشده و درشتی در یک زمینه دانه‌ریز دیده می‌شوند که آن‌ها را پورفیروکلاست می‌نامند. در اثر وقوع دگرریختی، زمینه سنگ در اطراف این پورفیروکلاست‌ها می‌چرخد و دنباله پورفیروکلاست‌ها را ایجاد می‌کند شکل (۳-۱). پورفیروکلاست‌ها به صورت کشیده و سیگمایی شکل به همراه نوارهایی از کوارتزهای کشیده (بافت نواری) حتی در نمونه دستی مشاهده می‌شوند که حاکی از اثرات دگرریختی شکل‌پذیر و میلونیتی شدن در این سنگ‌ها می‌باشد. در مواردی، آثاری از تأثیر فرایندهای دگرریختی شکل‌پذیر بر پورفیروکلاست‌های گارنت مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱، د و). در این حالت، پورفیروبلاست گارنت متحمل دگرریختی شده و به شکل کشیده سیگمایی مشاهده می‌شود. این نوع پورفیروبلاست‌ها، پورفیروبلاست‌های پوششی نوع سیگما هستند که در تعیین سوی برش کاربرد دارند. علاوه بر این، ماکل‌های مکانیکی در پلاژیوکلازها و ساب‌گرین شدن (دانه‌ریز شده) کوارتزهای موجود در این سنگ‌ها نیز دلالت بر دگرریختی شکل‌پذیر دارد.

با توجه به ادخال‌های موجود در پورفیروبلاست‌های گارنت و چرخش برگوارگی در اطراف آن‌ها، می‌توان استنباط کرد که رشد پورفیروبلاست‌های گارنت، قبل تا هم‌زمان با دگرریختی در این سنگ‌ها صورت گرفته است. گنیس‌ها در رخدادهای تکتونیکی متحمل انواع دگرریختی‌های شکننده و شکل‌پذیر شده و آثار

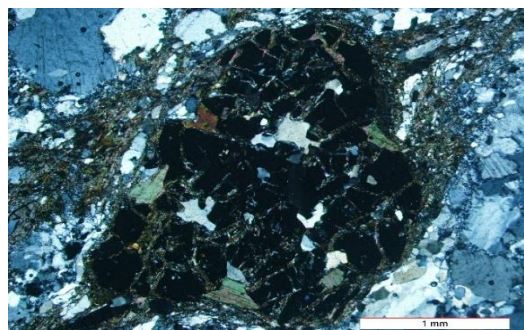
دگرریختی به‌وضوح در مقیاس صحرایی و میکروسکوپی قابل مشاهده است. شواهد پتروگرافی از جمله خاموشی موجی در کوارتز و پلاژیوکلاز، ساب‌گرین شدن یا دانه ریز شدن کوارتز و فلدسپارها، ماکل مکانیکی در پلاژیوکلاز، ایجاد بافت شعله‌ای در پرتیت و میرمکیت‌زایی در اطراف آلکالی فلدسپارها بیانگر این امر است (ورنون^۱، ۲۰۰۴).



ب



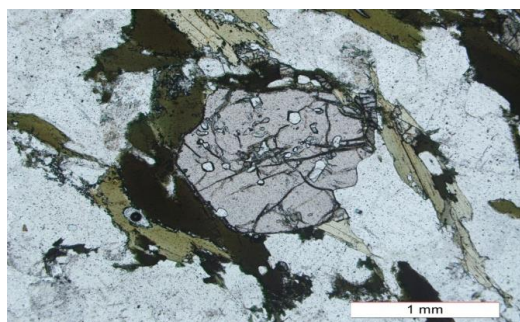
الف



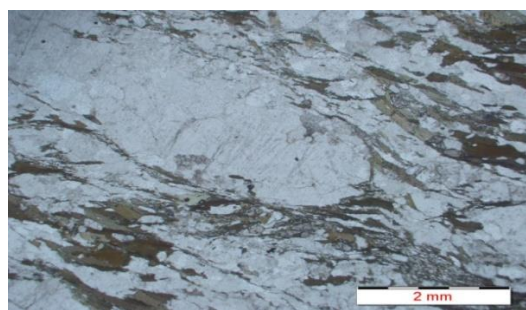
د



ج

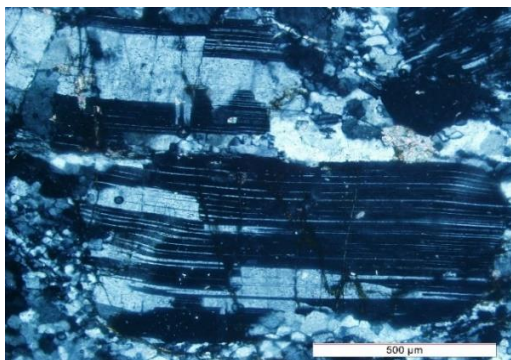


و

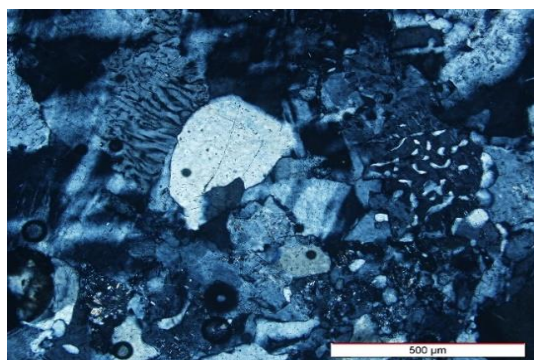


ه

1- Vernon

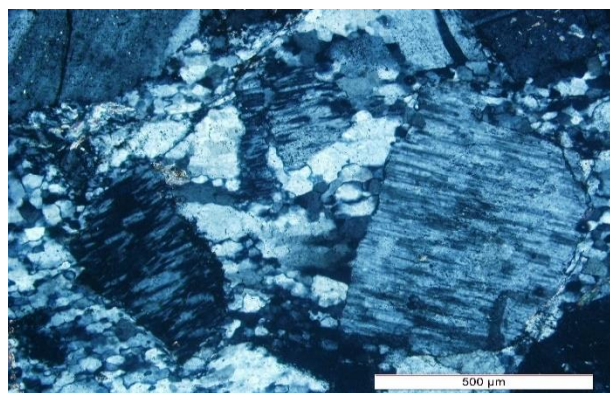


ح

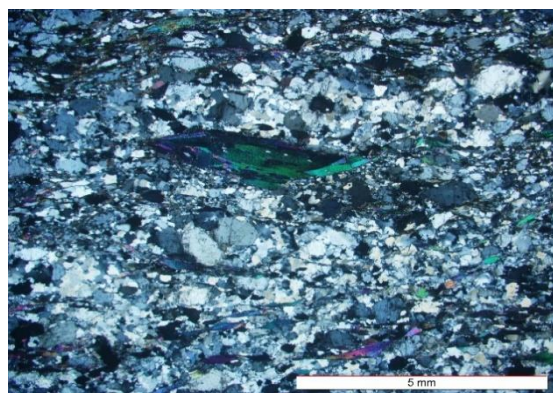


ز

شکل (۱-۳) - تصاویر میکروسکوپی از بافت‌های مشاهده شده در سنگ‌های گنیسی. الف) میلونیتی شدن و ریزدانه شدن گارنت گنیس‌ها و حضور پورفیروکلاست‌های چشمی شکل پتاسیم فلدسپار در آن‌ها (PPL). ب) پورفیروکلاست پلاژیوکلاز همراه با ساب‌گرین شدن کوارتز و فلدسپار (XPL). ج) گنیس چشمی (پورفیروکلاست‌های ارتوز) ناشی از میلونیتی شدن بعدی گرانیت‌های آناتکتیک به همراه سطوح بارز S و C (XPL). د) پورفیروکلاست گارنت همراه با ادخال‌های کوارتز و بیوتیت (PPL). ه) پورفیروکلاست چشمی شکل پتاسیم فلدسپار (ارتوز) در گارنت گنیس (PPL). و) پورفیروکلاست گارنت در گارنت گنیس میلونیتی شده (PPL). ز) میرمکیت‌زایی در فلدسپار آکالن (XPL). ح) ماکل مکانیکی ناشی از دگر ریختی در دمای بالا در پلاژیوکلاز (XPL).



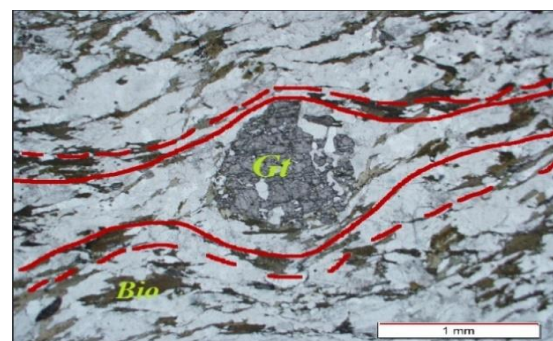
ب



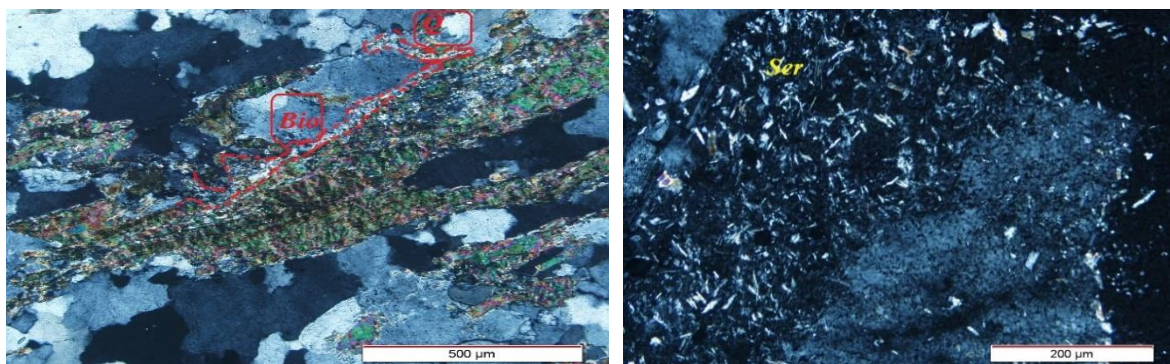
الف



د



ج



و

ه

شکل (۳-۲) تصاویر میکروسکوپی از ویژگی‌های دگرریختی در سنگ‌های گنیسی. الف) میکا ماهی بیوتیت در نمونه گنیسی (نور XPL). ب) تصویر میکروسکوپی از ارتوز با بافت پرتیتی به همراه کوارتز در گنیس‌ها که تا حدودی متحمل فرایندهای ساختاری شده‌اند. خاموشی موجی مشخص در کوارتزها و بافت پرتیتی در ارتوز از شواهد دگرریختی‌های دمای بالا در حالت جامد می‌باشند (نور XPL). ج) پورفیروبلاست شکل‌دار گارنت حاوی ادخال‌هایی از کوارتز و بیوتیت، نشان‌دهنده رشد بعد از تکتونیک می‌باشد (نور PPL). د) سوسیسی شده اسفن درون بیوتیت (نور PPL). ه) سرسیستی شدن فلدسپار آلکالن (نور XPL). و) ساب‌گرین شدن بلورهای بیوتیت و کوارتز (نور XPL).

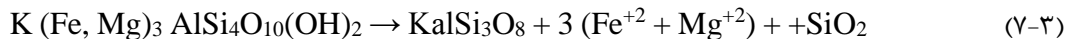
دانه‌های **کوارتز** در این سنگ‌ها شکل‌دار تا بی‌شکل هستند و خاموشی موجی و ساب‌گرین شدن را

نشان می‌دهند.

در گنیس‌ها **پلاژیوکلازها عمدتاً نیمه‌شکل‌دار** هستند. ماکل پلی‌سنتتیک و آل‌بیت-کارلسباد نشان می‌دهند که از شاخصه‌های بارز این پلاژیوکلازها می‌باشد. در برخی موارد پلاژیوکلازها ساب‌گرین شده و به دانه‌های ریزتر با حاشیه‌های مضرس تبدیل شده‌اند.

آلکالی فلدسپارها (شامل اورتوز و میکروکلین) نیمه شکل‌دار هستند. میکروکلین با ماکل مشبک از فراوانی کمی در گنیس‌ها برخوردار است. اغلب متاپلیت‌ها به دلیل داشتن میکای فراوان، حاوی پتاسیم زیادی هستند، لذا در مراحل اولیه، انتشار و مهاجرت موضعی پتاسیم آزاد شده از بیوتیت‌ها، در تشکیل ارتوز شرکت می‌کند. این فرایند در حالت جامد صورت می‌گیرد و با افزایش میزان انتشار، به رشد بیشتر پورفیروبلاست‌های ارتوز منجر شده و در نهایت با شروع ذوب بخشی، این فرایند تشدید شده و رگه‌های

غنی از ارتوز شکل گرفته است. واکنش ۳-۷، چگونگی شکل‌گیری ارتوز از تخریب و آب‌زدایی بیوتیت در این سنگ‌ها را نشان می‌دهد:



در طی این واکنش با ایجاد کوارتز و ارتوز، کانی‌های روشن افزایش می‌یابند و رنگ سنگ به سمت رنگ‌های روشن‌تر گرایش پیدا می‌کند (ورنون، ۲۰۰۴). در این واکنش، آب‌زدایی بیوتیت با ایجاد یون‌های OH^- و F^- موجب تسریع فرایند ذوب در شرایط اشباع از آب و ایجاد ساخت و بافت پگماتیتهای در سنگ می‌شود، آهن و منیزیم (Fe^{+2} و Mg^{+2}) آزاد شده طی واکنش فوق، در ایجاد گارنت مشارکت می‌نماید، این کاتیون‌ها همچنین در شکل‌گیری ارتوزهای غنی از آهن و منیزیم مشارکت می‌کنند. این ارتوزها غالباً به رنگ صورتی رنگ مشاهده می‌شوند. واکنش ذوب آب‌زدای بیوتیت، با تشکیل یک یا چند کانی مافیک نیز همراه است که به ترکیب سنگ والد و دما- فشار بستگی دارد. در صورت وجود آلومینوسیلیکات‌ها به همراه بیوتیت، بسته به ترکیب سنگ والد کانی مافیک کردیریت (در دمای بالا) و یا گارنت (در فشار بالا) تشکیل می‌شود (ورنون، ۲۰۰۴). با توجه به مشاهدات صحرایی و پتروگرافی مشارکت این عناصر در ساخت ارتوزهای صورتی رنگ و غنی از آهن و منیزیم بسیار متداول است. همچنین مشارکت Fe^{+2} و Mg^{+2} آزاد شده از این واکنش در تشکیل گارنت نیز در برخی موارد صادق است ولی تاکنون در مجموعه کانی‌های سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه کردیریت مشاهده نشده است. به‌طور کلی در دگرگونی‌های نوع باروین که فشار متوسط تا بالاست، به‌جای کردیریت، گارنت تشکیل می‌شود (قاسمی، ۱۳۷۸)

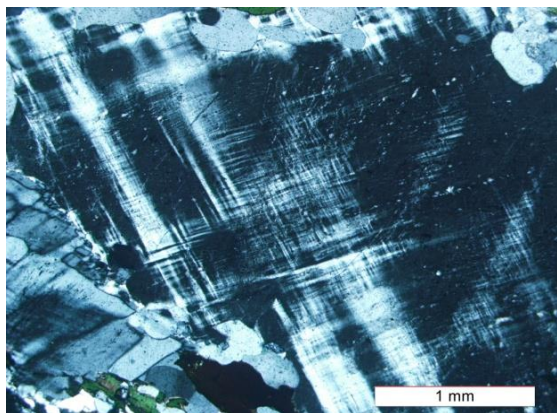
تشکیل **بیوتیت** در شرایط بالای رخساره شیست سبز در دماهای بین ۴۲۵ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد

صورت می‌گیرد.

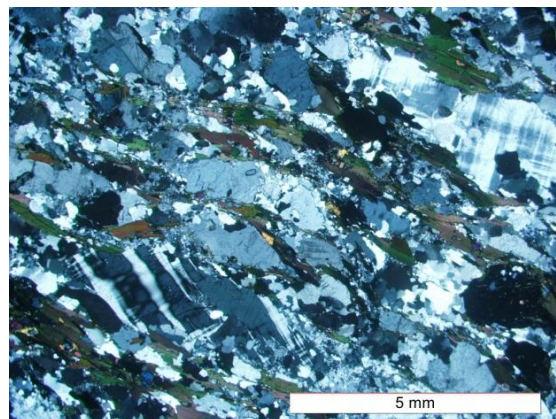
گارنت‌ها دارای اندازه‌ی بزرگ هستند و اغلب آن‌ها شکل خود را حفظ کرده و در برخی موارد دچار شکستگی شده‌اند. گارنت به‌همراه بیوتیت تا رسیدن به آستانه ذوب بخشی پایدار است. در اغلب گارنت‌ها

ادخال‌های حاوی پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت یافت می‌شود و بافت پوئی کیلوبلاستی را نشان می‌دهند (شکل ۳-۱، د) هورنبلندها در این سنگ‌ها به میزان کم یافت می‌شود.

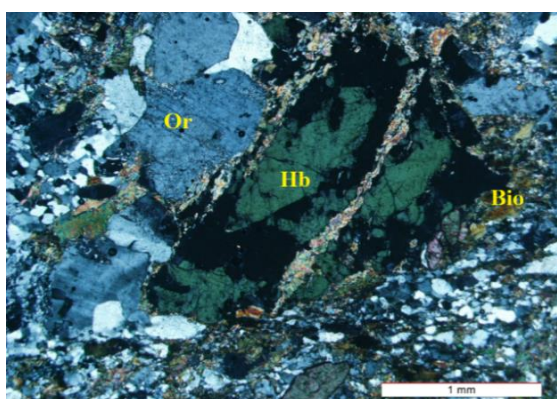
زیرکن مهم‌ترین کانی‌های فرعی در گنیس‌ها است. این کانی به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در اندازه‌های ریز در این سنگ یافت می‌شود (شکل ۳-۳، ح). آپاتیت معمولاً به صورت دانه‌های ریز و به شکل ادخال درون پلاژیوکلاز و گه‌گاه درون هورنبلند و بیوتیت یافت می‌شوند. آلانیت که با چند رنگی قهوه‌ای، برجستگی بالا، خودشکل بودن و منطقه بندی ترکیبی خود شناخته می‌شود، از فراوانی اندکی در گنیس‌ها برخوردار است، آلانیت از کانی‌های گروه اپیدوت است که از عناصر نادر خاکی نظیر La و Ce سرشار می‌باشد. برخی بیوتیت‌ها به مسکوویت، کلریت، اسفن ثانویه و اکسیدهای آهن و منگنز تبدیل شده‌اند.



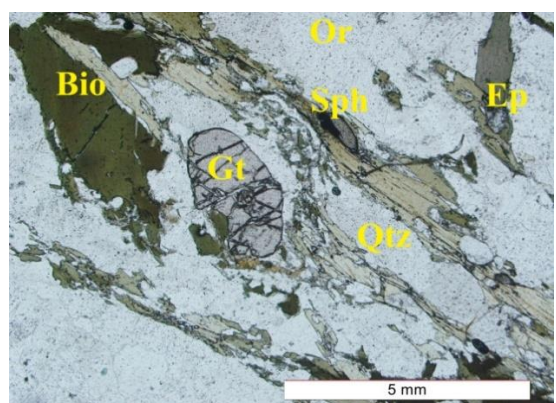
ب



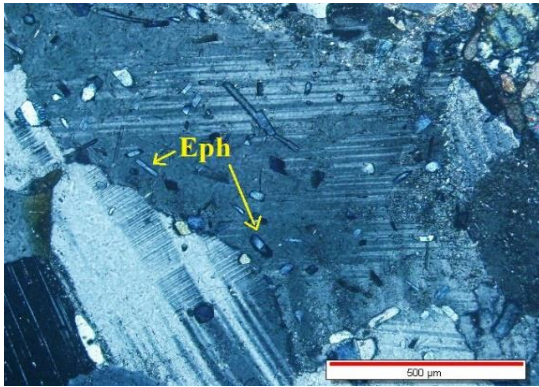
الف



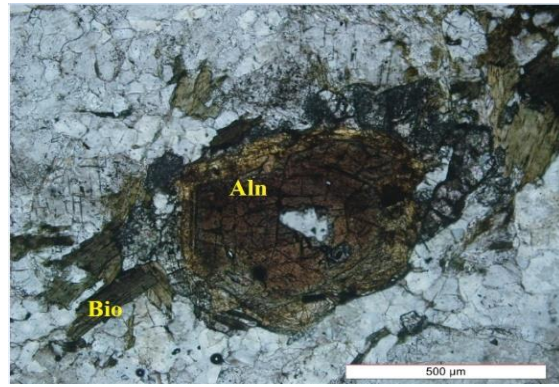
د



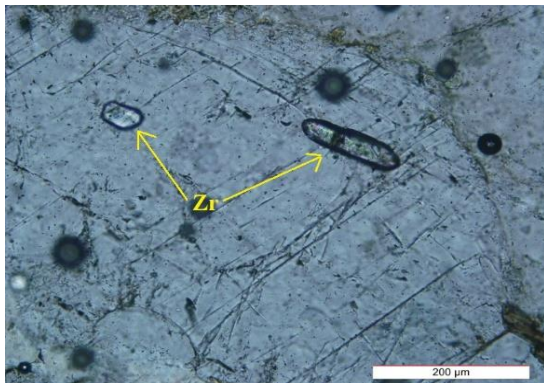
ج



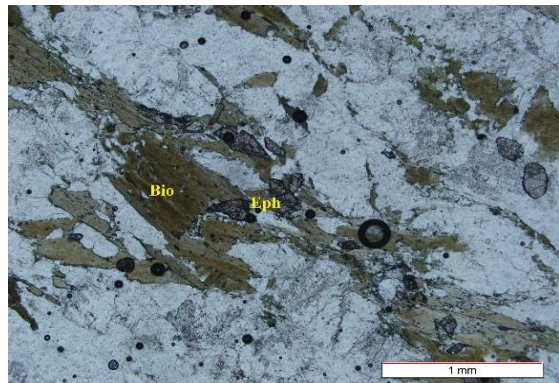
و



ه



ح



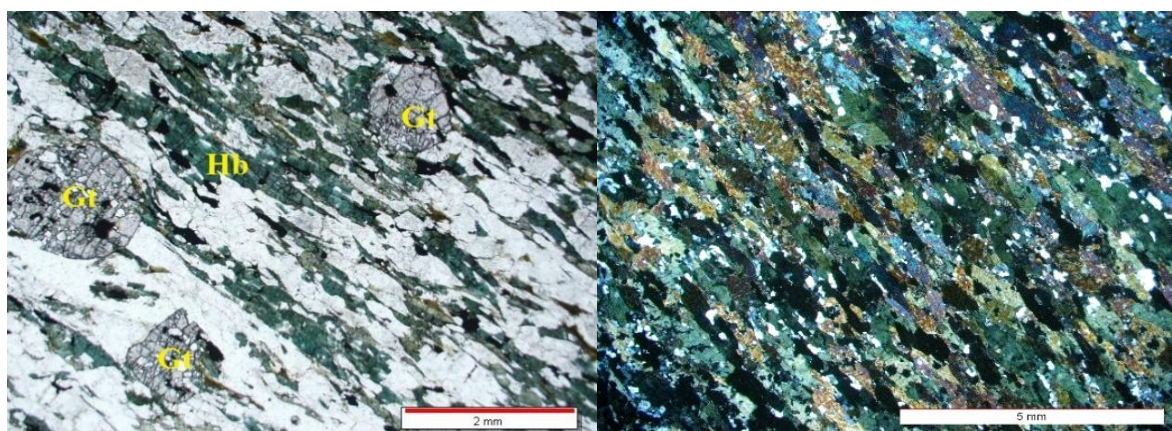
ز

شکل (۳-۳) الف) میلونیتی شدن گارنت گنیس‌ها و حضور پورفیروکلاست‌های چشمی شکل پتاسیم فلدسپار در آن‌ها (XPL). ب) میکروکلین با ماکل مشبک در گنیس‌های منطقه شترکوه (XPL). ج) حضور کانی‌های گارنت، ارتوز، اپیدوت و بیوتیت در گنیس (PPL). د) تصویر میکروسکوپی بیانگر حضور هورنبلند، بیوتیت و ارتوز در نمونه گنیسی مجموعه شترکوه (XPL). ه) حضور بلورهای تقریباً شکل‌دار آلانیت با منطقه‌بندی ترکیبی مشخص همراه با بیوتیت در سنگ‌های گنیسی (PPL)؛ و) اپیدوت‌های ریز که بر روی پلاژیوکلاز رشد کرده‌اند و حاصل دگرسانی آن می‌باشند (XPL). ز) تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بلورهای اسفن اولیه و بیوتیت در گنیس‌ها (PPL). ح) حضور زیرکن به‌صورت ادخال در پلاژیوکلاز (PPL).

۳-۳- آمفیبولیت

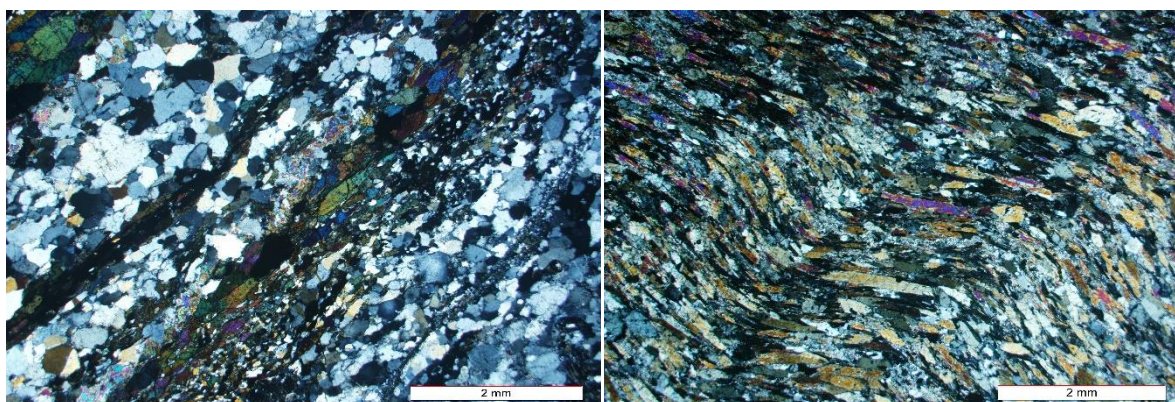
آمفیبولیت‌ها، در واقع توده‌های کوچک و بزرگ گابرودیوریتی و یا روانه‌های بازالتی دگرگون شده‌اند که به آمفیبولیت شیست، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت تحول پیدا کرده‌اند. این سنگ‌ها به رنگ سبز تیره تا سیاه و از ریزدانه تا درشت‌دانه در این مجموعه مشاهده می‌شوند. شواهدی از قبیل وجود حاشیه انجماد سریع در بخش‌های حاشیه‌ای در مقیاس ماکروسکوپی، آثاری از بافت‌های پورفیری و میکروگرانولار در

مقیاس میکروسکوپی، منشأ آذرین این سنگ‌ها را تأیید می‌کند و می‌توان آن‌ها را ارتوآمفیبولیت نامید. میزان تورق در متبازیت‌ها متفاوت است در متبازیت‌های درشت‌دانه برگوارگی ضعیف است و در سنگ‌های ریزدانه برگوارگی بارزتر است. متبازیت‌ها عمدتاً از پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل شده‌اند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، کوارتز و گارنت هستند و بافت آن‌ها اکثراً پورفیروبلاستی، نماتوبلاستی، گرانوبلاستی، پوئی کیلوبلاستی و میلونیتی است.



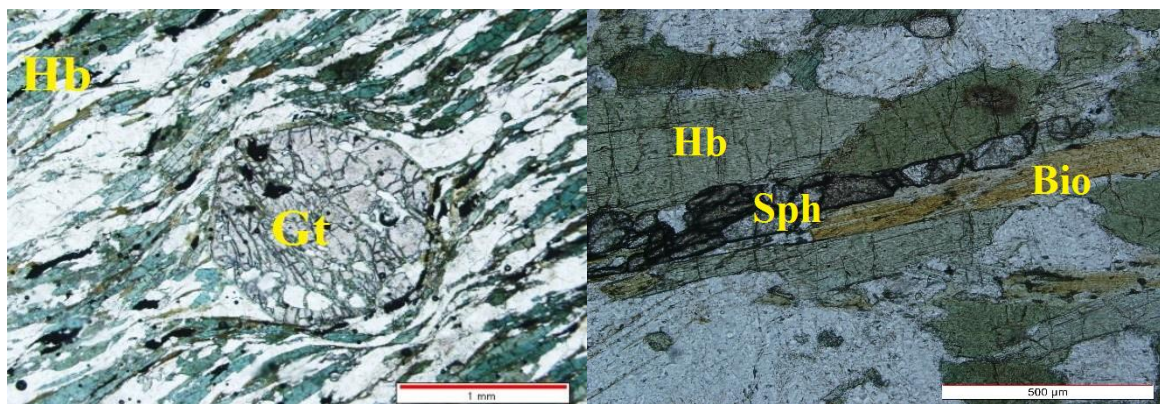
ب

الف



د

ج



و

ه

شکل (۳-۴) الف) بافت نماتوبلاستی ناشی از حضور آمفیبول‌های سوزنی شکل به همراه پلاژیوکلازهای جهت‌یافته در هورنبلند شیست‌ها (XPL) ب) بافت پورفیروبللاستی با حضور پورفیروبللاست‌های گارنت (PPL). ج) لایه‌های متناوب تیره (آمفیبول و پلاژیوکلاز) و روشن (کوارتز و پلاژیوکلاز) در آمفیبولیت میگماتیته شده چین‌خورده (در نور XPL)، د) تصویری از شدت و ضعف دگرریختی در سنگ‌های آمفیبولیتی (شدت دگرریختی در مرز زون برشی بیشتر از اطراف آن است و تفکیک نوارهای تیره و روشن حاوی هورنبلند سبز (نوار تیره) و پلاژیوکلاز (نوار روشن) (XPL). ه) شکستگی و سوسپسی شدن در اسفن‌ها (PPL)؛ و) پورفیروبللاست شکل‌دار گارنت حاوی ادخال‌های کوارتز و بیوتیت. بافت پورفیروبللاستی این گارنت ناشی از رشد بعد از تکتونیک آن می‌باشد (PPL).

پلاژیوکلازها اکثراً به اپیدوت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. در بعضی موارد هورنبلند به اپیدوت، بیوتیت و کلریت تبدیل شده‌است. از کانی‌های فرعی موجود در آمفیبولیت‌ها می‌توان به زیرکن، روتیل، آپاتیت و کانی‌های اپک اشاره کرد. اسفن ثانویه، کلریت، اپیدوت و سریسیت جزء کانی‌های ثانویه محسوب می‌شوند.

مجموعه کانیایی گویای شرایط دما- فشار رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت بالایی است و آثار دگرشکلی در آن‌ها متفاوت است، به‌صورتی که در سنگ‌های دانه‌ریز که شواهد دگرگونی بارز است جهت یافتگی و برگوارگی را می‌توان به‌وضوح مشاهده کرد. در شرایط رخساره شیست سبز متناوبیت‌ها از آلبیت + کلریت + اکتینولیت + اپیدوت تشکیل شده‌اند و در رخساره آمفیبولیت دارای مجموعه پلاژیوکلاز ± هورنبلند ± بیوتیت ± اپیدوت می‌باشند که آمفیبولیت نام دارد. (بوخر و گریپ، ۲۰۱۱).

تفریق دگرگونی یکی از عوامل ایجاد میگماتیت‌ها است. همان‌گونه که در ابتدا نیز عنوان شد بر اثر تفریق دگرگونی در گنیس‌ها، میگماتیت تشکیل می‌شود.

آمفیبول‌ها به‌صورت سوزنی و شکل‌دار در نمونه‌های دستی دیده می‌شوند و حضور آمفیبول‌ها بر گوارگی بارزی را ایجاد کرده است. حضور آمفیبول در این سنگ‌ها دلالت بر شکل‌گیری آمفیبول‌شیست‌ها از طریق واکنش‌های آبگیری در سنگ‌های آذرین مافیک اولیه دارد. در واقع مجموعه پیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های آذرین مافیک اولیه، در طی واکنش آبگیری به مجموعه آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگ‌های متابازیتی تبدیل شده است. این واکنش‌ها با آزاد شدن مقداری سیلیس اضافی از ساختار پیروکسن همراه است که غالباً به‌صورت کوارتز در آمفیبول‌شیست‌ها مشاهده می‌شود با افزایش دما در متابازیت‌ها، آلومینیم بیشتری در موقعیت تتراهدری آمفیبول‌ها جانشین می‌شود و موجب تغییر آکتینولیت به هورنبلند می‌گردد. پیدایش هورنبلند از ویژگی‌های شاخص رخساره آمفیبولیت در متابازیت‌هاست. به‌علاوه با افزایش دما در دگرگونی پیش‌رونده، Ca در ساختار پلاژیوکلاز پایدار شده و اپیدوت محو می‌شود (فراست و فراست^۱ ۲۰۱۴). در اغلب موارد **گارنت** به‌صورت درشت بلورهای کاملاً شکل‌دار حاوی اذخالی‌های کمی از کوارتز و بیوتیت مشاهده می‌شوند در برخی موارد پورفیروبلاست‌های گارنت حاوی اذخالی‌های کوارتز با الگوی از چرخش را نشان می‌دهند. بر اساس الگوهای مشاهده شده در اذخالی‌های موجود در گارنت‌ها، می‌توان نتیجه گرفت رشد بلورها در خلال دگرگونی هم‌زمان با دگرریختی ایجاد شده‌اند و می‌توان آن‌ها را پورفیروبلاست-های هم‌زمان با تکتونیک^۲ نامید.

1- Frost and Frost
۲- Syn-tectonic

۳-۴- میگماتیت

افزایش درجه دگرگونی متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها و رسیدن آن‌ها به آستانه ذوب به ترتیب به تشکیل آپلیت-های گرانیتی پلاژیوگرانیتی یا تونالیتی شده است، در نوارهای دگرگونی نوع باروین فشار بالا، میگماتیت‌ها در انتهای رخساره آمفیبولیت بالایی (زون سیلیمانیت دوم) و بیشتر در رخساره گرانولیت، رخنمون دارند (قاسمی، ۱۳۹۵). در این منطقه رشد پورفیروبلاست‌های فلدسپار آلکالن و کوارتز باعث ایجاد لایه‌های غنی از اورتوز در سنگ‌های گنیسی و ایجاد لایه‌های پگماتیتی شده است. این سنگ‌ها دارای کانی‌های روشن نظیر کوارتز، فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز هستند و کانی‌های تیره آن شامل بیوتیت، آمفیبول و گاهی اوقات گارنت می‌باشند. از کانی‌های فرعی مشاهده شده در این سنگ‌ها می‌توان به آپاتیت، آلانیت و زیرکن اشاره کرد.

بافت‌های گرانوبلاستی، لپیدوبلاستی، پورفیروکلاستی و میلونیتی در این سنگ‌ها دیده می‌شود. بر اساس مطالعات صحرایی، رشد پورفیروبلاست‌های فلدسپار آلکالن و ایجاد لامینه‌های غنی از اورتوز در مقیاس میلی‌متری در سنگ‌های گنیسی صورت گرفته است. به‌طوری که ضخامت لامینه‌ها به تدریج افزایش یافته و رگه‌های ریز مقیاس با ضخامت چند سانتی‌متری و در نهایت رگه‌های پگماتیتی با ضخامت چند سانتی‌متر تا چند متری تشکیل شده است. این بخش‌ها، غنی از اورتوز و کوارتز هستند و در برخی مواقع همراه با تورمالین و موسکوویت می‌باشند. کاهش فراوانی بیوتیت و افزایش فراوانی اورتوز، نشان‌دهنده واکنش‌های تخریب، آب‌زدایی و شکست بیوتیت است. این تحولات به همراه مناظر میگماتیتی ایجاد شده در آن‌ها حاکی از شروع ذوب‌بخشی و ایجاد مذاب‌های فلسیک متشکل از کوارتز، اورتوز و پلاژیوکلاز می‌باشد. ایجاد کوارتز و اورتوز، به تغییر رنگ سنگ و گرایش آن به سمت رنگ‌های روشن‌تر منجر می‌شود. به‌نظر

می‌رسد ذوب‌بخشی درجا^۱ در ایجاد نواربندی گنیسی در گنیس‌های درجه بالا و میگماتیت‌ها نقش مؤثری دارند (بارکر، ۲۰۰۴).

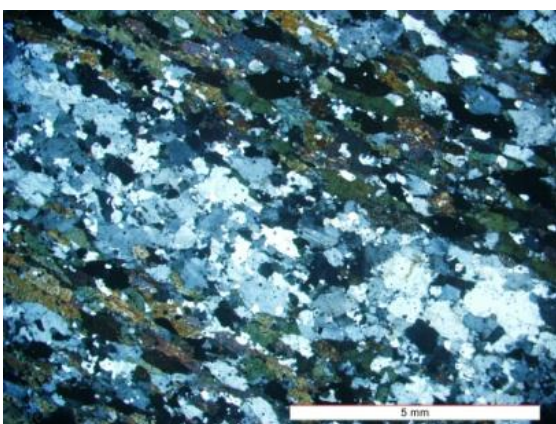
همه میگماتیت‌های منطقه شترکوه حاصل تفکیک دگرگونی و یا ذوب‌بخشی درجا می‌باشند که مذاب‌های حاصل از ذوب‌بخشی آن‌ها، به‌صورت رگه‌ها و بسته‌های متشکل از کوارتز و فلدسپار آلکالن در لابلای این سنگ‌ها تظاهر یافته‌اند. این بخش‌ها غالباً به رنگی روشن‌تر از زمینه سنگ مشاهده می‌شوند و از کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و بیوتیت تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۵، الف). فراوانی بیوتیت در بخش‌های فلسیک بسیار کمتر از بخش‌های تیره‌رنگ زمینه سنگ است.

مطالعات صحرایی حاکی از میگماتیت‌زایی در مجموعه شترکوه و ایجاد مذاب‌های فلسیک حاصل از ذوب‌بخشی سنگ‌های دگرگونی در این مجموعه است. مذاب‌های فلسیک ایجاد شده متشکل از کوارتز و فلدسپار آلکالن دارای ترکیب نقطه اوتکتیک هستند و در مراحل ابتدایی ذوب به‌صورت رگه‌ها و بسته‌های کوچک مقیاسی در لابلای سنگ‌های دگرگونی والد خود قرار گرفته و ساختارهای میگماتیتی متنوعی را ایجاد کرده‌اند. با پیشرفت ذوب‌بخشی، بر حجم مذاب‌های ایجاد شده افزوده شده و رگه‌های آپلیتی - پگماتیتی و حجم‌های کوچک مقیاس گرانیتی - لوکوگرانیتی شکل گرفته‌اند.

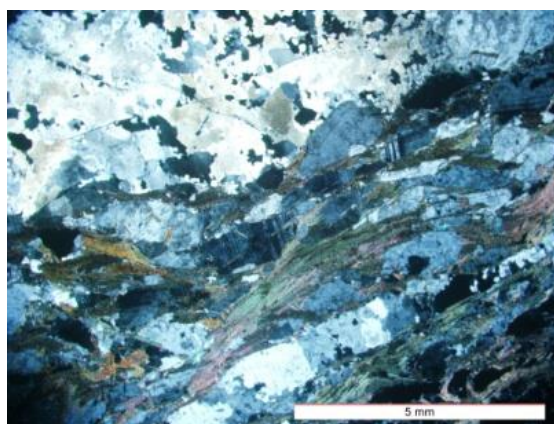
متابازیت‌ها معمولاً برگوارگی بارزی از خود نشان می‌دهند. برگوارگی آن‌ها با برگوارگی سنگ‌های متابلیتی میزبان‌شان هماهنگ و هم‌راستا است. این سنگ‌ها در مقاطع نازک بافت نماتوبلاستی، پورفیروبلاستی و نوارهای متناوب تیره و روشن نشان می‌دهند (شکل ۳-۵، ب). در برخی نقاط شواهدی از تفریق دگرگونی و جدایش لوکوسم‌های تونالیتی و مزوسوم‌های غنی از گارنت و هورنبلند سبز در متابازیت‌ها مشاهده می‌شود. درجه دگرگونی در این دو گروه ترکیبی به‌طور یکسان تغییر یافته است به‌گونه‌ای که می‌توان استنباط کرد، سنگ والد این سنگ‌ها هم‌زمان با یکدیگر متحمل فازهای دگرگونی مشابه و با درجات

1- in situ melting

دگرگونی یکسانی شده‌اند. تغییرات کانی‌شناسی و بافتی، ظهور پورفیروبلاست‌های درشت گارنت در هر دو گروه ترکیبی و در نهایت نتایج دما فشارسنجی آن‌ها همگی نشانگر وقوع رخداد دگرگونی ناحیه‌ای پیش‌رونده از حد رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی می‌باشند. این رخداد تا رسیدن به ذوب بخشی و فرایند آناتکسی پیش‌رفته و به تشکیل گرانیت‌های لوکوکرات با منشأ آناتکسی پوسته‌ای و همچنین مذاب‌های تونالیتی یا پلاژیوگرانیتی منجر شده است.



ب



الف

شکل (۳-۵) تصویر میکروسکوپی از لایه‌های تیره و روشن میگماتیتهی در الف) گنیس‌ها و ب) آمفیبولیت‌ها (XPL)

فصل چہارم

معرفی روش کار

۴-۱- مقدمه

روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS^۱)، یکی از روش‌های مطالعاتی است که بر اساس اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی تحلیل فابریک‌های مغناطیسی نمونه‌های سنگی استوار است (تارلینگ و هرودا^۲، ۱۹۹۳). این روش در شاخه‌های مختلف علوم زمین به‌ویژه مطالعه سازوکار و جایگیری توده‌های آذرین نفوذی مورد استفاده قرار می‌گیرد و توسعه کاربرد آن در سایر شاخه‌های علوم زمین از جمله مطالعه عناصر ساختاری، فابریک‌های دگرگونی و مطالعات زیست‌محیطی و... روز به روز در حال توسعه است.

ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی سنگ‌ها به وسیله وجود و نحوه توزیع کانی‌های مغناطیسی جهت دار کنترل می‌شوند، بنابراین روش AMS اطلاعاتی در مورد پذیرفتاری مغناطیسی دانه‌های حامل رفتار مغناطیسی و نحوه توزیع و آرایش آن‌ها ارائه می‌دهد (جزک^۳ و هرودا، ۲۰۰۲).

به کمک روش AMS می‌توان برگوارگی و خطوارگی مغناطیسی را در سنگ‌هایی که در نمونه دستی و صحرایی فاقد برگوارگی و خطوارگی قابل رؤیت هستند، مشخص نمود (نابا^۴ و همکاران، ۲۰۰۳؛ تالبوت^۵ و همکاران، ۲۰۰۵). این پارامترهای مغناطیسی برای تشخیص ویژگی‌های کانی‌شناسی نیز مفید هستند.

مزیت‌های روش مطالعاتی مبتنی بر فابریک‌های مغناطیسی نسبت به دیگر روش‌های تحلیل فابریک سنگ‌های موجود، قدرت، وضوح بسیار بالا، سرعت عمل بالا، مقرون به صرفه بودن از لحاظ اقتصادی و از همه مهمتر اجرای روش به طور نظام‌مند بر روی کل رخنمون توده‌های نفوذی می‌باشد (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). البته در عمل همیشه دسترسی به این فرضیه‌های ایده‌آل وجود ندارد زیرا مشکلاتی نظیر دگرسانی،

1- Anisotropy of magnetic susceptibility

2 -Tarling & Hrouda

3 -Jezek

4 - Naba

5 - Talbot

مورفولوژی غیر قابل دسترس بودن منطقه، مشکلات مالی و گاه خرابی موتور مغزه‌گیر، خرابی دستگاه مغناطیس‌سنج و یا وسایل نقلیه همیشه دست به گریبان این نوع کارهای تحقیقاتی می‌باشد.

۴-۲- تاریخچه مطالعات فابریک مغناطیس در ایران

مطالعات فابریک مغناطیس در ایران قدمتی حدود ۲۰ ساله دارد. این مطالعات در ابتدا توسط دانشجویان دکتری در آزمایشگاه‌های خارج از کشور نظیر دانشگاه تولوز فرانسه و زوریخ سوئیس صورت پذیرفت که نتایج آن‌ها در قلمقاش (۱۳۸۱)، صادقیان (۱۳۸۳)، شیبی (۱۳۸۸)، احدنژاد (۱۳۸۹)، صادقیان (۲۰۰۵)، اسماعیلی و همکاران (۲۰۰۷)، قلمقاش و همکاران (۲۰۰۹) چاپ و منتشر شده‌است. پس از فراهم شدن امکانات آزمایشگاهی در آزمایشگاه محیط و دیرینه مغناطیس در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۵) و آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۸۶)، امکان انجام مطالعه فابریک‌های مغناطیسی و دیرینه مغناطیس در ایران مهیا گردید. از آن پس مطالعات گسترده‌ای در ارتباط با فابریک مغناطیسی سنگ‌های آذرین و دگرگونی صورت گرفته است که از جمله می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: گوانجی (۱۳۸۹)، شکاری (۱۳۹۰)، بدلو (۱۳۹۰)، چکنی‌مقدم (۱۳۹۱)، حمیدی (۱۳۹۲)، ساکی (۱۳۹۲).

۴-۳- کاربرد فابریک مغناطیسی

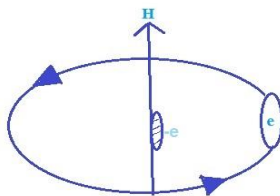
مهمترین کاربرد اندازه‌گیری‌های انیزوتروپی مغناطیسی، مطالعه پتروفابریک سنگ‌ها است که با شناخت کانی‌های سنگ و مشخصات انیزوتروپی مغناطیسی آنها امکان‌پذیر می‌گردد. AMS روشی سریع و دقیق است، بنابراین در تعیین فابریک‌های سنگ‌های آذرین و دگرگونی کاربرد گسترده‌ای پیدا کرده است (برادیل و جکسون^۱، ۲۰۱۰).

روش AMS به دلایل زیر، کاربران زیادی را در محدوده علوم زمین به خود جذب کرده است (روش^۱ و همکاران، ۱۹۹۲).

- توانایی کاربری گسترده برای بسیاری از سنگ‌ها و رسوبات نرم
- حساسیت بالا، به گونه‌ای که در این روش، فابریک‌های موجود در سنگ‌های به ظاهر همسان‌گرد نیز قابل مطالعه و اندازه‌گیری هستند.
- عملکرد سریع که بررسی‌های آماری و نقشه‌برداری از ساخت‌ها را امکان‌پذیر می‌سازد.
- کاربرد کمی و نیمه کمی بر حسب ساخت، شدت دگرشکلی و تقارن آنها.
- به کارگیری آن به عنوان ابزاری جدید برای تفسیرهای دیرینه مغناطیس بر حسب مغناطیسی شدن پسماند طبیعی^۲

۴-۴- رفتار و ویژگی‌های مغناطیسی کانی‌ها

با توجه به اینکه جسم باردار در حال حرکت، اثر مغناطیسی دارد و هر اتم در نتیجه چرخش الکترون‌ها در مدارها به دور هسته به صورت یک دوقطبی یا حوزه مغناطیسی کوچک عمل می‌کند، بنابراین با چرخش الکترون به دور هسته، میدان مغناطیسی H در ذره تولید می‌شود (آریلی^۳، ۱۹۸۴)



شکل (۴-۱) تصویر نمادین چرخش الکترون به دور هسته که باعث به وجود آمدن میدان مغناطیسی H می‌شود.

۱ - Rochette

۲ - Natural Remanent Magnetization=NRM

۳- O Reilly

اجسام با توجه به رفتاری که در میدان مغناطیسی از خود نشان می‌دهد به سه دسته دیامغناطیس،

پارامغناطیس و فرومغناطیس تقسیم می‌شوند (کلوس^۱، ۱۹۳۱).

۴-۴-۱- دیامغناطیس

در مواد دیامغناطیس الکترون‌ها در دو دسته و به تعداد مساوی در خلاف جهت یکدیگر به دور هسته می‌چرخند. پس اثر مغناطیسی یکدیگر را خنثی کرده و ماده فاقد خاصیت مغناطیسی است. هنگامی که این مواد در میدان مغناطیسی قرار می‌گیرند الکترون‌ها خلاف جریان اعمال شده جهت‌گیری کرده و پذیرفتاری مغناطیسی منفی و ضعیفی پیدا می‌کنند و از جمله مواد دیامغناطیس می‌توان به برخی کانی‌های غیرفلزی نظیر ژئیس، کلیست، دولومیت، گرافیت، کوارتز، کلسیت و فلدسپار، مواد آلی و همچنین برخی فلزات اشاره کرد.

۴-۴-۲- پارامغناطیس

در مواد پارامغناطیس الکترون‌ها به صورت دو گروه نامساوی و در خلاف جهت یکدیگر به دور هسته می‌چرخند و خاصیت مغناطیسی ضعیفی ایجاد می‌کنند. این مواد بر خلاف مواد دیا مغناطیس، پس از اینکه در میدان مغناطیسی قرار می‌گیرند هم جهت با میدان جهت‌گیری کرده و خاصیت مغناطیسی مثبت اما ضعیفی را ایجاد می‌کنند و قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی آن‌ها از $100 \mu\text{SI}$ تا 500 متغیر است.

۴-۴-۳- فرومغناطیس

در مواد فرومغناطیس تعدادی از اتم‌ها که وضعیت مشترک دارند به هم پیوسته و گروه کوچکی را تشکیل می‌دهند. همه اتم‌های موجود در یک گروه، دوقطبی‌های کوچک هستند و به گونه‌ای ردیف می‌شوند

۱-Closs

که یک دو قطبی یا حوزه مغناطیس کوچک را تشکیل دهند. در حالی که میدان مغناطیسی خارجی وجود نداشته باشد هر حوزه نسبت به حوزه دیگر، به طور نامنظم و در جهت‌های انتخابی قرار می‌گیرد. ولی هنگامی که ماده در یک میدان مغناطیسی قرار گیرد، اتم‌های موجود در حوزه‌ها به گونه‌ای چرخیده که راستای مغناطیسی آنها در راستای میدان مغناطیسی خارجی قرار می‌گیرد. این قرارگیری به گونه‌ای است که حوزه‌هایی که نسبت به میدان در وضعیت مناسبی قرار دارند، رشد کرده و حجم‌شان افزایش می‌یابد. در مقابل حوزه‌هایی که جهت‌گیری مناسبی با میدان ندارند، حجم‌شان کوچک‌تر می‌شود، بنابراین مرز بین حوزه‌ها جابه‌جا می‌شود. مواد فرومغناطیس دارای پذیرفتاری مغناطیسی قوی و مثبت در حدود $10^4 \mu\text{SI}$ تا 10^7 هستند (لانزا و ملونی^۱، ۲۰۰۶).

جدول ۴-۱- معرفی میزان قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی چند مورد از کانی‌های دیا، پارا و فرومغناطیس

(تارلینگ، ۱۹۹۳)، ($1 \mu\text{SI} = 10^{-6} \text{SI}$)

فرومغناطیس		پارامغناطیس		دیامغناطیس	
μSI	کانی	μSI	کانی	μSI	کانی
10^6 تا 10^7	مگنتیت	۲۰ تا ۶۰۰	کلینوپیروکسن	-۴۰	دولومیت
3×10^5 تا 5×10^4	پیروتیت	۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰	ارتوپیروکسن	-۱۳	کلسیت
1000 تا 5×10^4	هماتیت	۱۰۰ تا ۱۰۰۰	آمفیبول	-۱۵	کوارتز
۲۰۰۰	گوتیت	۸۰۰ تا ۳۰۰۰	بیوتیت	-۱۵	فلدسپار پتاسیم
		۴۰ تا ۷۰۰	مسکوویت	-۱۵	گچ
		۷۰ تا ۱۵۵۰	کلریت	-۸	گرافیت
		۱۳- تا ۵۰۰۰	اولیوین		

۴-۵- روش نمونه برداری

در این پژوهش، واحدهای سنگی دگرگونی بخشی از کمپلکس شترکوه توسط روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی بررسی شد و در ابتدا نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود (علوی نائینی و هوشمندزاده، ۱۳۵۵) و ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲)، تصاویر ماهواره‌ای، برای آشنایی بیشتر با واحدهای سنگی، شناسایی رخنمون‌های منطقه، بررسی راه‌های دسترسی به آن‌ها، انتخاب واحدهای سنگی مناسب جهت برداشت نمونه‌ها و تعیین شبکه نمونه برداری مورد بررسی قرار گرفتند.

شایان ذکر است که سیستم نمونه‌برداری در این روش با مطالعات صورت گرفته قبلی، متفاوت بوده و نمونه‌ها با الگوی متناسب با هدف مورد مطالعه انتخاب شده‌اند. تراکم نمونه‌ها بر واحدهای سنگی خاصی متمرکز نشده است.



شکل (۴-۲) تصویری از شبکه برداشت در آمفیبولیت‌های چین خورده شمال ملحه. حفاری عمود بر سطح محوری چین انجام شده است

به طور مثال همانطور که در شکل ۴-۲ مشاهده می‌کنید محل مغزه‌های برداشت شده از الگوی چین خوردگی یال‌ها تبعیت می‌کند. تعداد کم نقاط حفاری در برخی مناطق به علت خردشدگی و نامناسب بودن برای حفاری می‌باشد

در روش AMS نمونه‌ها به وسیله موتور حفاری قابل حمل، برداشت می‌شوند، این دستگاه قادر است نمونه‌های به طول ۱۰۰ تا ۲۰۰ میلی‌متر و قطر ۲۵ میلی‌متر را حفاری کند. برای برداشت نمونه باید بهترین محل انتخاب شود در انتخاب این محل باید به برجا بودن نمونه، وجود رخنمون کافی، حداقل هوازدگی و مناسب بودن محل، برای راحتی کار و آزادی عمل حفار توجه کرد.

پس از انتخاب محل مناسب، با مازیک ضدآب محل حفاری را با خطی مستقیم علامت‌گذاری می‌کنیم این خط به ما کمک می‌کند در صورت شکستگی مغزه در حین حفاری برای ما این امکان را فراهم می‌کند که سنگ را به حالت اولیه و حقیقی خود بازگردانیم.

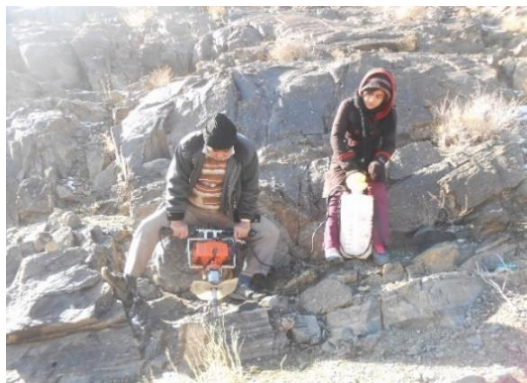
پس از انتخاب محل مناسب، دستگاه مغزه‌گیر را روشن کرده و شیر آب را باز می‌کنیم و سر مته را روی محلی که با خط مشخص شده می‌گذاریم و حفاری را انجام می‌دهیم. برای این‌که در مسیر حفاری به مشکل برخوردیم لازم است میزان بنزین و آب سرمته کنترل شود تا دستگاه در حین حفاری خاموش نشود همچنین لازم است پس از اتمام حفاری دستگاه را به آرامی خارج کرده و آن را در محل مناسب قرار دهیم. هنگامی که شرایط حفاری به درستی صورت گرفته باشد مغزه‌هایی بدون خرد شدگی و شکستگی به دست می‌آیند اما در بسیاری از موارد در حین حفاری مغزه‌ها خرد می‌شوند، در این هنگام باید مغزه را خشک کرده و قطعات شکسته را باهم انطباق داده و با چسب مناسب (فاقد خواص مغناطیسی، دارای استحکام مناسب در حین برش و عدم تغییر وضعیت در حین شستشو) به همدیگر بچسبانیم. سپس تمام وسایلی که دارای خاصیت مغناطیسی هستند را از محل دور می‌کنیم و تراز یاب برنجی را درون محل حفاری قرار می‌دهیم و آن را تراز می‌کنیم. سپس توسط کمپاس جهت میل و میل مغزه‌ها را اندازه‌گیری و یادداشت

می‌کنیم. در ادامه محل اثر جهت شیب را توسط مازیک بر روی مغزه، در کنار لوله برنجی و در جهت میل علامت گذاری کرده، به صورتی که این جهت آزیموت مغزه را نشان می‌دهد. سپس به آرامی مغزه را از محل حفاری خارج کرده و مطابق شکل ۴-۴ بالا و جهت شیب مغزه را علامت‌گذاری می‌کنیم و شماره مغزه حفاری شده را به بدنه مغزه به‌دست آمده منتسب می‌کنیم، سپس هر مغزه را به صورت جداگانه در فویل آلومینیومی می‌پیچیم و آن را داخل نایلون قرار می‌دهیم و برای ادامه کار به آزمایشگاه منتقل می‌کنیم. در این مرحله ثبت و ضبط دقیق محل اندازه‌گیری، مختصات جغرافیایی، واحدهای سنگی منطقه و نوع واحد سنگی که مغزه از آن برداشت شده است از مهم‌ترین مواردی است که باید صورت پذیرد تا در امر تفسیر و تعبیر داده‌ها بهترین راهنما باشد. در این تحقیق نمونه برداری از ۷ منطقه کلی در سال ۱۳۹۴ انجام پذیرفت. در این عملیات جمعاً ۱۱۰ مغزه جهت‌دار تهیه گردید که پس از برش به ۴۵۰ قطعه کوچک‌تر به ارتفاع ۲۱ میلی‌متر تبدیل شده‌اند (شکل ۴-۴).

از جمله خطاهایی که در این نوع آزمایشات می‌تواند رخ دهد به موارد زیر اشاره می‌کنیم:

- قرائت نادرست میل و جهت میل توسط کمپاس (اشتباه در روش خواندن کمپاس یا تأثیر مواد فلزی نزدیک کمپاس).
- نگارش اشتباه جهت میل و میل، شماره نمونه یا موقعیت جغرافیایی در دفتر یادداشت صحرائی.
- رسم نادرست و کم دقت فلش معرف جهت شیب بر روی مغزه.
- نگارش اطلاعات یک مغزه برای مغزه دیگر.
- ترسیم خطوط مربوط به جهت میل بر روی بدنه مغزه با دقت کم (این خطوط باید به گونه‌ای رسم گردد که مغزه را به دو بخش مساوی تقسیم کند).
- چرخش و تکان خوردن مغزه از جایگاه اولیه خود در زمین.
- رسم نادرست سمت هاشورخوردۀ خط امتداد یافته از سر فلش معرف جهت شیب.

- ثبت نادرست اسم نمونه بر روی مغزه.
- بهم خوردن ترتیب قرارگیری نمونه‌های حاصل از برش یک مغزه
- پاک شدن شماره نمونه‌ها توسط اسید.



ب



الف



د



ج



و

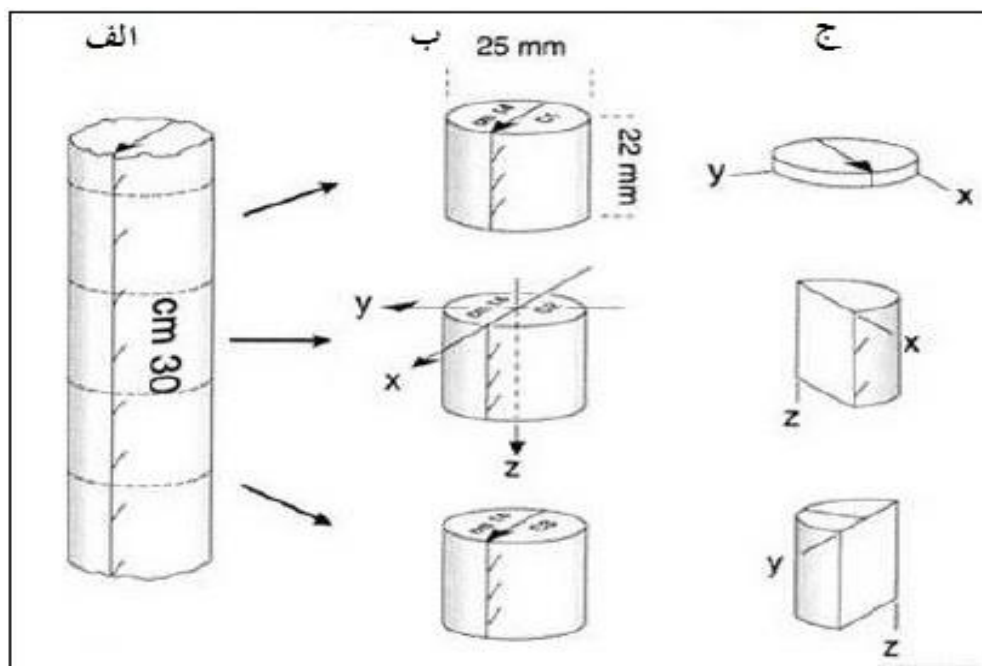


ه

شکل (۴-۳) مراحل انجام کار. الف) انتخاب محل مناسب، ب و ج) انجام حفاری، د) اندازه‌گیری میل و جهت میل مغزه‌ها، ه) مغزه حفاری شده و) نمایی از توده سنگ پس از انجام حفاری.

۴-۶- آماده سازی نمونه‌ها

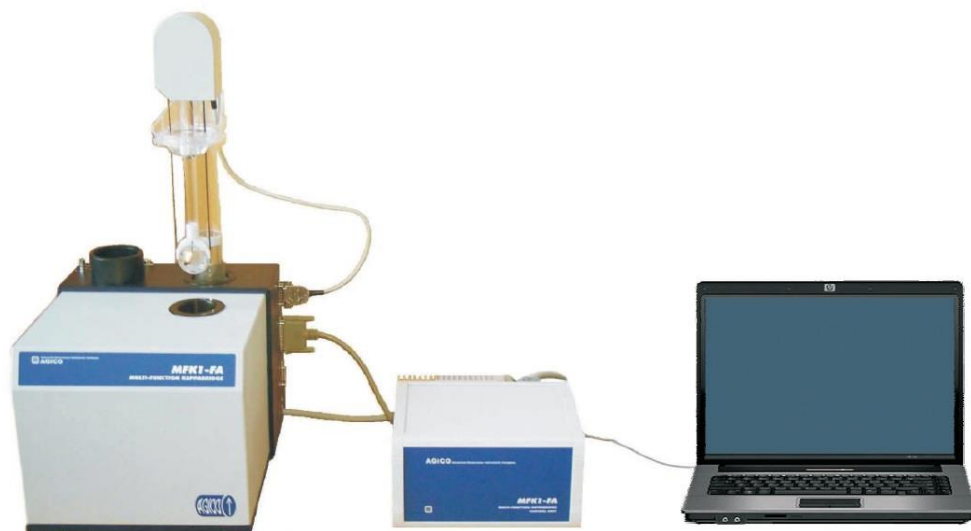
نمونه‌ها پس از انتقال به کارگاه برش سنگ، توسط دستگاه برش به قطعات با ارتفاع ۲۱ تا ۲۲ میلی-متری برش داده می‌شوند تا بتوان از این قطعه‌ها به راحتی در دستگاه مغناطیس‌سنج استفاده کرد. در هنگام برش باید به ترتیب قرارگیری قطعات برش یافته از یک مغزه توجه کرد، این مغزه‌ها از پائین به بالا شماره گذاری می‌شوند (مثلاً C₂₋₁, C₂₋₂, C₂₋₃,...). روی هر مغزه کشیدن جهت شیب با ماژیک الزامی است. پس از اتمام برش مغزه‌ها برای زدودن هرگونه ذرات فلزی که ممکن است در هنگام حفاری روی مغزه قرار گرفته باشند، مغزه‌ها را با محلول اسید کلریدریک ۰/۱ نرمال، شستشو می‌دهیم. برای رقیق سازی اسید کلریدریک از آب مقطر استفاده کردیم. زمان قرار گیری مغزه‌ها در این محلول ۲ ساعت می‌باشد. پس از خشک شدن، نمونه‌ها برای اندازه‌گیری توسط دستگاه مغناطیس‌سنج آماده می‌باشد.



شکل (۴-۴)-نمایی شماتیک از چگونگی برش در یک مغزه و تبدیل آن به قطعات کوچک‌تر.

۷-۴- روش اندازه گیری پذیرفتاری مغناطیسی

در روش AMS ویژگی‌های مغناطیسی نمونه‌های سنگی مورد نظر توسط دستگاه اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی، اندازه‌گیری می‌شود. دستگاه مغناطیس سنج مورد استفاده از نوع MFK1-FA ((Multi Functions Kappabridge -FA)) می‌باشد. شدت میدان مغناطیسی این دستگاه برای تعیین پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌های سنگی مورد نظر برابر با ۲۰۰ میلی تسلا (T) در نظر گرفته شده است؛ و پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌ها را با دقت 10^{-8} SI اندازه‌گیری می‌کند. این دستگاه دارای ویژگی‌های نظیر حساسیت زیاد (10^{-8} SI)، دقت بالا، کنترل کامل با کامپیوتر، کارکرد آسان، اندازه‌گیری سریع ناهمگنی مغناطیسی، چرخش آرام نمونه و... می‌باشد.



شکل (۷-۴) - تصویری از دستگاه MFK1-FA

این دستگاه شامل دو قسمت:

بخش اندازه‌گیری کننده Kappabridge

ریز پردازشگر (Microprocessor)

است. تمامی عملکردهای دستگاه توسط ریز پردازشگر کنترل می‌شود. ریز پردازشگر به دستگاه اندازه‌گیری کننده متصل می‌شود. سیگنال‌های خروجی از بخش اندازه‌گیری به کمک ریز پردازشگر تفسیر می‌شود و در نهایت داده‌ها به کامپیوتر انتقال داده می‌شوند. اندازه‌گیری به صورت چرخشی است و نمونه با سرعت کم در درون محفظه اندازه‌گیری حول ۳ محور (X, Y, Z) چرخش می‌کند؛ بنابراین دقت اندازه‌گیری بیش از پیش افزایش می‌یابد. از آنجایی که محور چرخش دستگاه ثابت است، از این رو با قرار دادن محورهای X, Y, Z در راستای محور چرخش دستگاه کاپابریج، این امر عملی می‌شود. در ضمن، پذیرفتاری مغناطیسی کل نمونه مورد نظر حول محور Z در حالت ثابت و بدون چرخش انجام می‌شود. به دلیل حساسیت بالای این دستگاه باید تا حد امکان تمام وسیله‌های که بر روی مغناطیس این دستگاه اثر خواهند گذاشت را دور از آن نگه داریم. نوسانت برق ناشی از کار ریزپردازشگر نیز به روی نتیجه نهایی تأثیرگذار است، پس تا حد امکان باید بین ریزپردازشگر و بخش اندازه‌گیری کننده فاصله کافی را رعایت کرد. همچنین دستگاه باید از منابع الکتریکی متغیّر نظیر لامپ‌های برق، سیم‌های جریان برق و منابع گرمایی نظیر بخاری و شوفاژ و حرارت مستقیم و نور خورشید دور نگهداری شود.

پس از کنترل شرایط و اطمینان از اتصال کابل‌ها به محل‌های مربوطه، دستگاه را روشن می‌کنیم. این دستگاه با استفاده از نرم‌افزار safyr4w کنترل می‌شود و اندازه‌گیری‌ها به کمک آن انجام می‌شود. در نهایت فایل خروجی داده‌ها با پسوند Ran و TXT ذخیره می‌شوند که این داده در نرم‌افزار Anisoft قابل تفسیر هستند. همچنین داده‌ها می‌تواند از فرمت Ran به txt تبدیل شوند. تا با نرم افزارهایی نظیر excel و ArcGIS قابل استفاده باشند.

۴-۸- پارامترهای مغناطیسی

هنگام قرار گرفتن مغزه درون محفظه نگه دارنده و شروع به کار دستگاه، یک میدان مغناطیسی القایی با شدت مغناطیسی H (A/M) آمپر بر متر) توسط سیم پیچ‌های حاوی جریان بر نمونه اعمال می‌شود به

همین دلیل بردارهای مغناطیسی اجزای سازنده نمونه‌ها با توجه به شدت مغناطیسی اعمال شده در یک راستا آرایش می‌یابند و در نمونه‌ها مغناطیس شدگی M (با واحد A/M آمپر بر متر) ایجاد می‌شود که طبق رابطه زیر تعریف می‌شود:

$$M = H \times K \Rightarrow K = \frac{M}{H} \quad (4-1)$$

ضریب K ، پذیرفتاری مغناطیسی نامیده می‌شود. K فاقد بعد است و به نوع ماده بستگی دارد. اگر تغییرات پارامتر K را به صورت یک فضای بیضوی تجسم کنیم، می‌توان سه بردار: K_{max} (بزرگترین محور بیضوی)، K_{int} (محور متوسط بیضوی) و K_{min} (محور کوچک‌ترین محور بیضوی) را برای آن تعریف کرد. (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳، سیگموند^۱ و همکاران، ۱۹۹۵). با این روش می‌توان، انیزوتروپی بیضوی مغناطیسی نمونه‌ها را توسط یک شکل بیضوی نمایش داد. K_{max} با عنوان خطوارگی^۲ مغناطیسی و K_{min} به عنوان قطب برگوارگی^۳ مغناطیسی شناخته می‌شود (بوشه و همکاران، ۱۹۹۷). K_{int} و K_{max} بر روی صفحه برگوارگی مغناطیسی قرار دارند. مقدار K_{int} به عنوان میانگین عددی K_{min} و K_{max} نمی‌باشد، بلکه مقدار آن در محدوده بین آنها تغییر می‌کند که تجسم بیضوی مغناطیسی را امکان‌پذیر می‌سازد (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶).

۴-۸-۱- پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (K_m)

مهم‌ترین پارامتر در روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی ضریب K است که فاقد بعد می‌باشد؛ اما در اندازه‌گیری‌ها براساس μSI تعریف می‌شود. میزان K_m با نوع کانی‌های حامل رفتار مغناطیسی و فراوانی آن‌ها رابطه مستقیم دارد. میزان پذیرفتاری مغناطیسی از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$K_m = \frac{K_1 + k_2 + k_3}{3} \quad (2-4)$$

1- Siegesmund
2 - Lineation
3 - Foliation
4- Standard International

Km معرف پذیرفتاری مغناطیسی میانگین می باشد.

۴-۸-۲- ناهمگنی مغناطیسی (P)

درجه انیزوتروپی (P) حاصل نسبت بین K_1 و K_3 طبق رابطه زیر محاسبه می گردد

$$(۳-۴) \quad P = \frac{K_1}{K_3} = \frac{K_{max}}{K_{int}}$$

$$(۴-۴) \quad P(\%) = \left(\frac{K_1 - K_3}{K_3} \right) \times 100$$

برای از بین بردن خطای P، مقدار تصحیح شده آن یا Pz ارائه شده است که در آن هر سه میزان K

بیان شده است، از رابطه زیر محاسبه می گردد

$$(۵-۴) \quad Pj = \exp(\sqrt{2[(\eta_1 - \eta)^2 + (\eta_2 - \eta)^2 + (\eta_3 - \eta)^2]})$$

$$\eta_1 = Ln k_1 \quad \eta_2 = Ln k_2 \quad \eta_3 = Ln k_3$$

$$\eta = \sqrt[3]{\eta_1 + \eta_2 + \eta_3}$$

هرچه اختلاف K_1 و K_3 بیشتر باشد میزان ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی نیز افزایش می یابد. درصد

ناهمگنی مغناطیسی می توانند انعکاسی از نوع کانی های حامل رفتار مغناطیسی و دگرشکلی یا بافت و

ساخت سنگ باشند.

۴-۸-۳ پارامتر شکل (T)

این پارامتر (T)، چگونگی شکل بیضوی مغناطیسی را توصیف می نماید. شکل بیضوی مغناطیسی

که می تواند از دوکی و سیگاری^۱ شکل (بیضوی کشیده) تا کلوچه ای^۲ شکل (بیضوی پهن) در نوسان باشد.

اگر T بین ۰ تا ۱- باشد، بیضوی مغناطیسی سیگاری شکل است و $K_1 > K_2 \geq K_3$ است؛ و اگر T بین ۰ و

۱- Prolate

۲- Oblate

۱+ قرار گیرد بیضوی مغناطیسی کلوچه ای شکل و $K_1 \geq K_2 > K_3$ می باشد. پارامتر شکل از طریق رابطه زیر محاسبه می شود:

$$T = [2(\eta_2 - \eta_3)/(\eta_1 - \eta_3)] - 1 \quad (۴-۶)$$

$$\eta_i = \ln K_i$$

$$T = 2 \times (\ln K_2 - \ln K_3) / (\ln K_1 - \ln K_3) - 1$$

۴-۸-۴- پارامتر F و L

L یا Lineation بازتابی از خطوارگی مغناطیسی است و معرف درجه خطی بودن انیزوتروپی است و حاصل نسبت بین K_1 و K_2 است.

$$L = \frac{K_1}{K_2} \quad (۴-۷)$$

F یا Foliation بازتابی از میزان برگوارگی مغناطیسی است و معرف درجه صفحه‌ای بودن ناهمسانگردی است و حاصل نسبت بین K_2 و K_3 است.

$$F = \frac{K_2}{K_3} \quad (۴-۸)$$

K_1 معرف خطوارگی مغناطیسی است. برگوارگی مغناطیسی صفحه‌ای است که از K_1 و K_2 میگذرد و بر K_3 عمود است (تارلینگ و هرودا ۱۹۹۳). T معمولاً تابعی از خطوارگی و برگوارگی است.

فصل پنجم

تفسیر داده‌های معناطسی

و

نتیجه‌گیری

۵-۱- مقدمه

مجموعه شترکوه با استفاده از روش انیزوتروپی مغناطیسی مورد مطالعه قرار گرفت. در ابتدا پیش از شروع عملیات صحرایی، تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های توپوگرافی، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰، ۱:۲۵۰۰۰۰، ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ (رحمتی، ۱۳۸۲) مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به هدف و نوع واحدهای مورد نظر، شبکه‌بندی اولیه برای برنامه‌ریزی مغزه‌برداری و انجام حفاری ترسیم گردید. همان‌طور که در فصل پیشین ذکر شد شبکه‌بندی ترسیم شده برای این پژوهش با سایر شبکه‌بندی‌هایی که تاکنون صورت پذیرفته است متفاوت می‌باشد برداشت‌های صحرایی در ۷ دسته کلی صورت پذیرفت. در این پژوهش تعداد ۱۱۰ مغزه جهت‌دار حفاری شد که پس از برش تعداد ۴۵۰ قطعه مغزه حاصل گردید. ترکیب سنگی این مغزه‌ها شامل گنیس، آپلیت‌های گرانیتی، آمفیبولیت و پلاژیوگرانیت‌ها می‌باشند که در این بخش به تحلیل پارامترهای مغناطیسی آنها می‌پردازیم. میانگین کلی پارامترهای مغناطیسی در تمام ایستگاه‌ها در جدول (۵-۱) و نتایج حاصل به صورت کامل‌تر برای هر قطعه مغزه در جدول ۱ پیوست آمده است.

جدول (۵-۱) میانگین کلی پارامترهای مغناطیسی کلیه ایستگاه‌ها جهت بررسی‌های و تهیه نمودارهای مغناطیسی

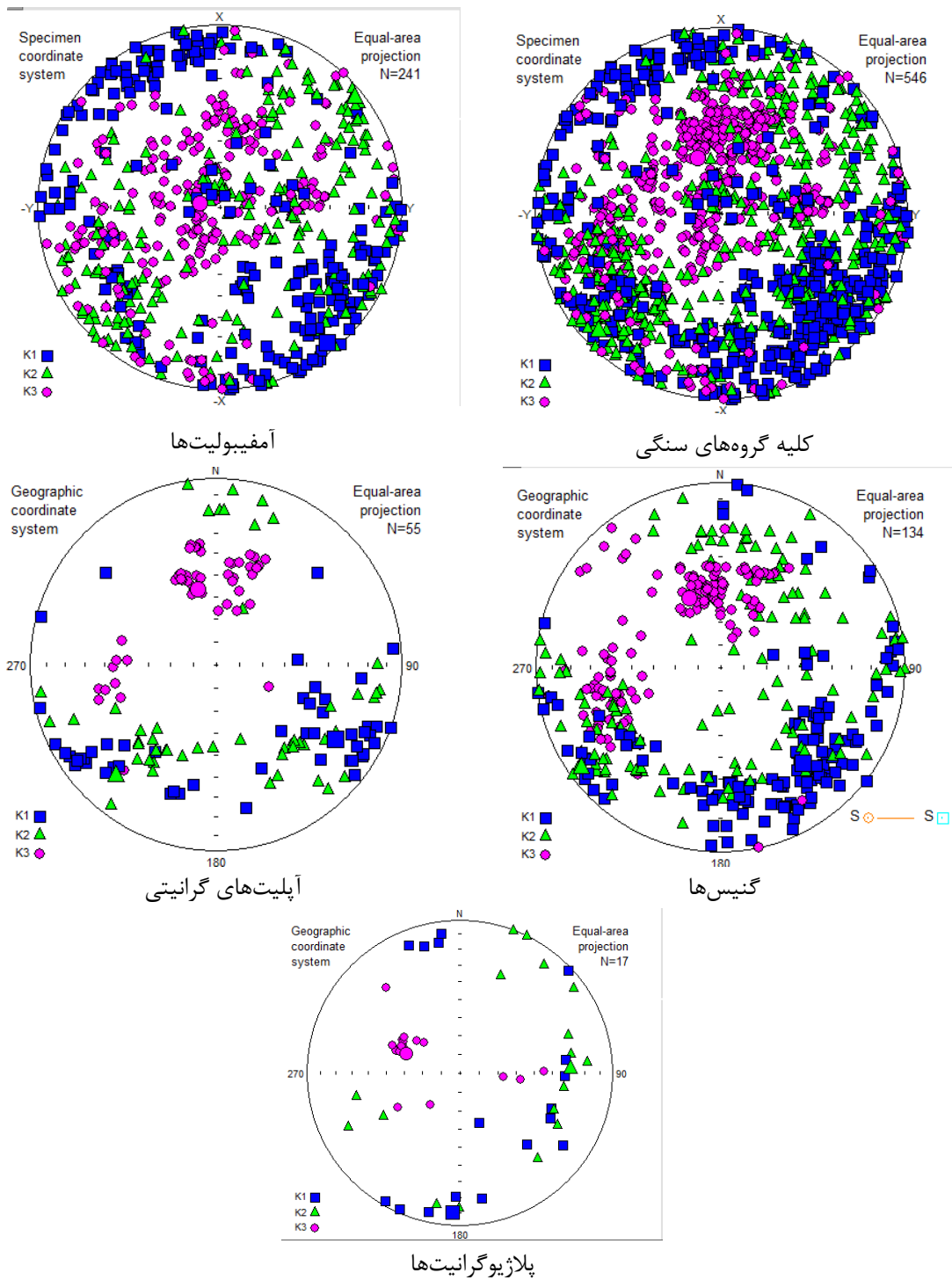
در این جدول نشان داده شده است.

Name	Lithology	Km	P%	T	K1d	K1i	K3d	K3i
B1	Amphibolite	454	4.04	0.17	97	8.1	231	75.5
B2	"	453	3.48	-0.07	139	18.0	298	69.8
b3	"	445	2.4	-0.52	120	38.8	185	38.3
b4	"	446	4.17	-0.09	122	26.9	188	54.9
B8	"	442	5.23	0.05	118	23.8	192	58.5
B9	"	428	13.24	0.88	275	16.3	135	70.4
C16	"	529	7.625	0.20	114	10.4	228	64.6
C16	"	725	4.65	0.40	110	21.3	179	41.8

Name	Lithology	Km	P%	T	K1d	K1i	K3d	K3i
C21	"	850	6.3	-0.03	126	27.7	345	54.9
C22	"	566	7.34	0.25	127	23.8	317	52.0
D10	"	538	7.06	0.60	247	34.4	51	53.5
D15	"	660	6.57	0.56	273	18.4	26	50.0
D5	"	755	4.96	0.42	233	10.6	83	66.0
D8	"	532	6.675	0.81	231	30.2	97	50.2
F1	"	430	10.05	0.73	326	8.8	202	74.6
F13	"	504	7.77	0.53	349	8.0	255	22.1
f13	"	563	8.8	0.55	345	10.3	252	17.8
F16	"	540	7.63	0.79	92	15.2	267	34.7
f17	"	533	6.83	0.70	261	23.4	205	22.1
f21	"	591	8.68	0.82	112	24.3	280	49.7
f22	"	623	6.34	0.14	326	18.3	195	61.7
F23	"	536	7.92	0.70	319	5.6	72	76.0
F24	"	673	9.63	0.66	238	2.3	233	74.2
F25	"	544	9.85	0.73	122	16.1	279	63.2
F27	"	562	8.55	0.55	316	8.8	189	66.6
F29	"	565	7.73	0.21	321	20.0	79	50.4
F4.2	"	452	5.4	0.33	306	13.9	87	45.8
F5	"	525	7.7	0.47	160	12.6	61	36.1
F6	"	540	7.675	0.41	202	35.2	192	38.7
F6	"	610	8.27	0.40	227	39.1	227	33.9
G17	"	667	5.6	0.50	157	23.6	317	44.0
G19	"	762	3.14	0.44	135	19.8	15	54.7
M10	"	648	2.5	-0.02	152	31.0	166	23.8
M11	"	454	3.38	0.01	192	35.3	158	26.5
M14	"	582	2.32	-0.11	147	71.4	171	12.2
M26	"	550	5	-0.02	197	6.0	152	7.2
M27	"	513	5.05	-0.37	231	7.6	57	44.4

Name	Lithology	Km	P%	T	K1d	K1i	K3d	K3i
M28	"	550	5	-0.02	197	6.0	152	7.2
M33	"	586	5.47	0.39	195	10.0	156	5.7
M37	"	395	2.77	0.14	118	30.5	181	34.1
M38	"	491	6.2	0.26	147	30.5	311	48.2
M39	"	494	4.2	-0.11	226	60.3	205	19.0
M9	"	582	4.23	0.28	86	25.8	217	27.8
C20	"	926	6.45	0.00	130	14.8	250	62.0
D9	"	598	7.975	0.81	228	27.1	190	56.6
F18	"	549	7.15	0.65	319	14.2	256	30.6
C1	"	358	5.88	0.09	147	30	271	30
C10	"	416	3.70	0.13	121	51	218	9
C11	"	217	11.33	-0.02	124	26	252	51
C12	"	266	12.08	0.57	150	20	258	38
C13	"	283	7.03	0.56	131	35	246	29
C14	"	236	10.68	0.66	118	44	247	31
C2	"	274	9.78	0.23	132	34	256	39
C3	"	213	10.63	0.74	130	11	276	39
C4	"	230	12.18	0.59	108	40	238	37
C6	"	230	4.06	0.33	151	12	249	34
C7	"	238	5.04	0.67	98	16	273	39
C9	"	211	10.43	0.77	121	34	244	30
D16	Genesis	515	12.52	0.88	193	14	23	70
D17	"	415	12.34	0.73	176	36	349	52
d18	"	448	14.16	0.62	185	29	265	52
d19	"	495	15.77	0.61	236	8	334	41
D21	"	509	12.88	0.75	184	17	321	14
G1	"	260	15.20	0.77	136	27	335	61
G12	"	651	8.00	0.04	153	20	40	46
G13	"	489	8.42	0.03	141	23	30	41

Name	Lithology	Km	P%	T	K1d	K1i	K3d	K3i
G14	"	418	8.34	0.18	132	20	21	45
G15	"	489	9.03	-0.17	140	21	16	56
G18	"	286	16.76	0.72	99	30	196	31
G2	"	249	14.91	0.70	113	20	224	48
G3	"	276	15.74	0.84	194	11	356	46
G4	"	282	14.10	0.80	138	11	345	57
G5	"	262	11.70	0.79	169	7	259	51
G7	"	264	15.78	0.79	234	36	14	45
G8	"	270	14.79	0.84	186	29	347	55
G9	"	209	14.16	0.83	144	23	353	55
C23	Aplite	3	29.8	0.4	141	27	228	46.6
C8	"	187	12.4	0.6	138	39	254	39.7
C5-4		183	11.6	0.7	278	4	277	35.1
D2	"	115	16.7	0.92	152	31	350	36.5
D3	"	108	16.4	0.8	216	24	16	63.4
D6	"	105	18.2	0.7	202	28	346	55.6
D7	"	68	23.3	0.84	214	21	344	49.9
G10	"	134	16.0	0.77	143	10	18	41.2
G11	"	128	17.7	0.78	118	12	14	49.0
B5	Plagiogranite	94	7.3	0.7355	138	27	297	55.0
B6		115	8.7	0.788	160	18	296	55.5
B7		94	6.2	0.771	119	15	300	58.8
F26		517	1.062	0.170333	278	22	177	52.38333



شکل (۵-۱) - استریوگرام‌های ترسیم شده مبتنی بر پارامترهای مغناطیسی اندازه‌گیری شده با استفاده از نرم‌افزار Anisoft در 4.2 کل‌های نمونه‌بردار به ازای ترکیب سنگ‌شناسی.

۵-۲- بررسی پارامترهای مغناطیسی

همان‌طور که قبلاً اشاره شد برداشت‌های صحرائی از بخش‌های مختلف مجموعه شترکوه در واحد-های سنگی متفاوت، صورت گرفت که عبارتند از: بخش‌های آمفیبولیتی، پلاژیوگرانیتی، گنیسی و میگماتیتی، (مقادیر میانگین برخی از پارامترها در جدول ۵-۲ نمایش داده شده است سپس با استفاده از نتایج به دست آمده از دستگاه اندازه‌گیری خودپذیری مغناطیسی و همچنین داده‌ها و نمودارهای به دست آمده از نرم‌افزار Anisoft می‌توان پارامترهای مغناطیسی سنگ‌های مورد مطالعه را مورد بحث و بررسی قرار داد.

جدول (۵-۲) مقادیر آماری تعداد نمونه‌ها و مغزه‌های برداشت شده و میانگین پارامترهای مغناطیسی به

تفکیک ترکیب سنگ‌شناسی

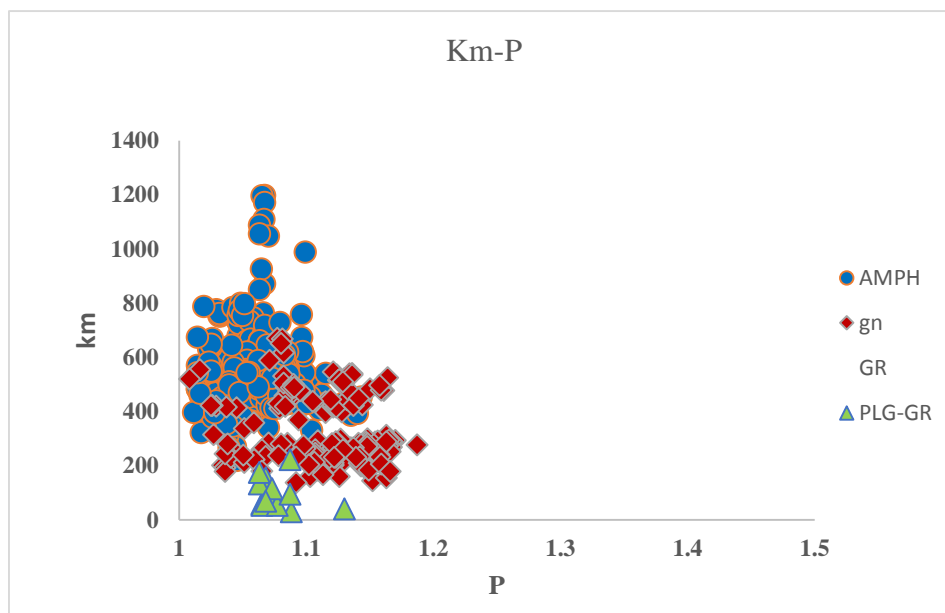
Lith.	N_s	N_{cc}	$Km(\mu SI)_{(Avg)}$	$P_{(Avg)}$	$T_{(Avg)}$
آمفیبولیت	۵۰	۲۴۰	۵۵۲/۵	۶/۱	۰/۳۱
گنیس	۲۹	۱۳۷	۳۲۶	۱۱/۵۸	۰/۵۵
آپلیت	۱۰	۵۵	۱۰۷	۱۸	۰/۷۲
پلاژیوگرانیت	۴	۱۸	۲۴۸/۲	۷/۱	۰/۵۵

توضیح علائم اختصاری: Lith: ترکیب سنگ‌شناسی مغزه‌ها. N_s : تعداد مغزه‌ها. N_{cc} : تعداد قطعه مغزه.

Km : خودپذیری مغناطیسی میانگین. P : درصد ناهمسان‌گردی میانگین. T : پارامتر شکل.

بررسی کلی پارامترهای مغناطیسی در بخش‌هایی از مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه نشان می‌دهد که میزان خودپذیری مغناطیسی در این مجموعه بسیار متغیر می‌باشد. این مقادیر بین $1\mu\text{SI}$ در آپلیت- های گرانیتی تا $1200\mu\text{SI}$ در سنگ‌های آمفیبولیتی است. مقادیر میانگین برای هر گروه سنگی در جدول ۵-۲ ارائه شده است.

به دلیل درصد بسیار ناچیز کانی‌های فرومنیزین و اپک مقادیر خودپذیری مغناطیسی در میگماتیت‌ها نیز کم می‌باشد؛ اما در سنگ‌های آمفیبولیتی مقادیر خودپذیری مغناطیسی به دلیل بالا بودن میزان کانی‌های فرومنیزین نظیر آمفیبولیت و بیوتیت و هم چنین کانی‌های اپک به حداکثر میزان خود می‌رسد (گلادیچ^۱ و همکاران، ۲۰۱۴). گنیس‌ها به دلیل دارا بودن مقادیر قابل توجه کانی- های فرومنیزین نظیر بیوتیت دارای مقدار Km میانگین $326\mu\text{SI}$ می‌باشند (مارتین^۲ و همکاران، ۲۰۱۳). در مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه سنگ‌های دگرگونی دارای دگرشکلی و برگوارگی قابل توجهی هستند و به همین دلیل بیشتر نمونه‌ها دارای P و T مثبت هستند.

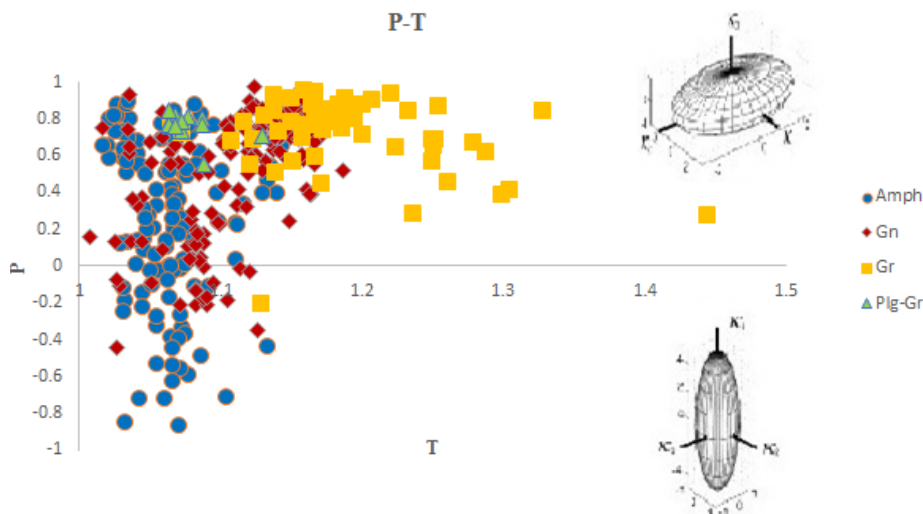


1- Glodji
2- Martins

شکل (۲-۵) نمودار تغییرات پارامتر P در مقابل Km برای تمام نمونه‌های اندازه‌گیری شده متعلق به منطقه شترکوه اصل نمودارها از یلینک^۱ ۱۹۸۱ اقتباس شده است.

شکل ۲-۵ در مجموع نشان می‌دهد که افزایش کانی‌های حامل رفتار مغناطیسی و به تبع آن، افزایش مقدار Km، می‌تواند تأثیر ناهمگنی مغناطیسی را کم اثرتر یا به عبارتی کم‌رنگ‌تر نشان دهد در حالی که در نمونه‌های سنگی حاوی مقادیر کم Km دگرشکلی می‌تواند به مقدار قابل توجه، مقدار ناهمگنی (ناهمسان) مغناطیسی را تحت تأثیر قرار دهد (ممتانی^۲ و همکاران، ۲۰۱۱).

پس از بررسی رابطه بین پارامتر انیزوتروپی P و دگرشکلی، به این نتیجه می‌رسیم که نمونه‌های سنگی با درصد ناهمسانگردی (P) زیاد، دارای دگرشکلی بیشتری هستند. میزان P در تمامی نمونه‌های حفاری شده از ۰/۸ درصد در یک نمونه آمفیبولیتی تا ۴۴ درصد در نمونه میگماتیتی متغیر می‌باشد.



شکل (۳-۵) نمودار تغییرات P در مقابل T در تمام نمونه‌های اندازه‌گیری شده، این نمودار رابطه مشخص بین P و T را به خوبی نشان می‌دهد.

اکثر نمونه‌ها دارای T مثبت هستند و بیضوی مغناطیسی آن‌ها دارای شکل کلوچه‌ای است؛ که در بالاترین حد آن به ۰/۹۸ می‌رسند، از بررسی پارامتر T در این نمونه‌ها به این نتیجه می‌رسیم که

۱- Jelink

2- Mamtani

شکل پذیری و دگرشکلی در آن‌ها بالا است؛ تعداد کمتری از نمونه‌ها دارای پارامتر شکل منفی هستند که پایین‌ترین میزان آن ۰/۸۶۳ - و بیضوی مغناطیسی آن سیگاری شکل است.

۵-۲-۱- بررسی پارامترهای مغناطیسی در گنیس‌ها

با توجه به داده‌های به دست آمده از جدول ۵-۱ بالاترین میزان Km در گنیس‌ها مربوط به نمونه G12 بوده که دارای مقدار $670 \mu\text{SI}$ می‌باشد. این نمونه گنیسی درشت‌دانه بوده و حاوی بلورهای درشت بیوتیت و گارنت است. دلیل اصلی بالا بودن پذیرفتاری مغناطیسی در این نمونه، به دلیل وجود گارنت و بیوتیت می‌باشد.

در فرمول شیمیایی بیوتیت و گارنت مقادیری آهن وجود دارد که باعث بالا رفتن پذیرفتاری مغناطیسی می‌شود.

Biotite: $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3 [\text{Al Si}_3 \text{O}_{10}] (\text{OH})_2$ - Km: 800-3000 μSI

Garnet: $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3 (\text{Al}, \text{Cr}, \text{Fe})_2^{3+} [\text{SiO}_4]_3$ - Km: ~ 1000

پایین‌ترین میزان Km مربوط به مغزه C13 می‌باشد و مقدار آن $136 \mu\text{SI}$ است. بخشی از این نمونه

گنیسی دچار ذوب بخشی شده به طوری که می‌توان آن را میگماتیت به حساب آورد.

اگر موقعیت محورهای K_1, K_2 و K_3 نمونه‌های که پارامترهای مغناطیسی آن‌ها اندازه‌گیری شده

است را بر روی استریوگرام نشان دهیم آشفتگی‌هایی در استریوگرام آن‌ها دیده می‌شود که در نگاه اول

نوعی بی‌نظمی یا عدم انطباق به نظر می‌رسد ولی با تفکیک داده‌ها را برحسب موقعیت مکانی و گروه‌های

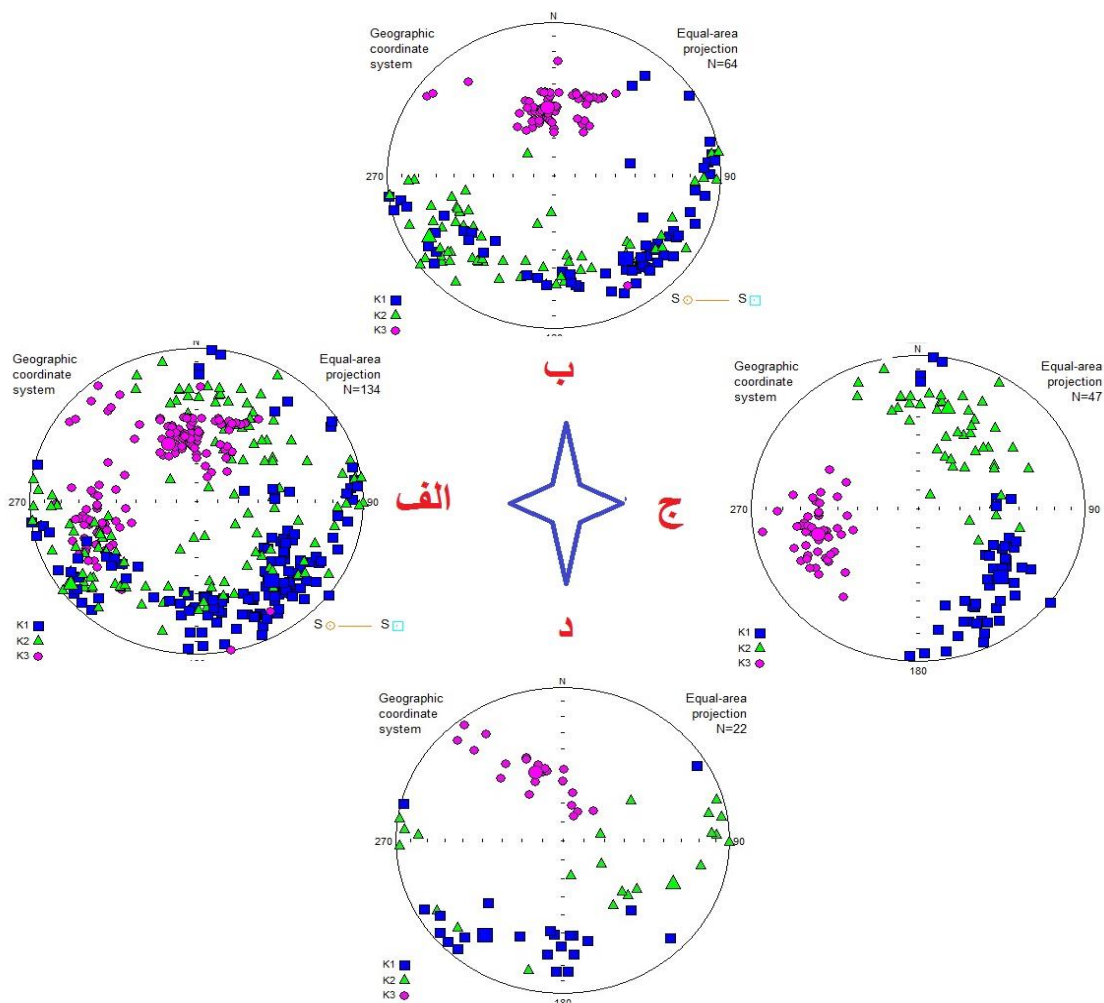
سنگی به‌طور مجزا، در می‌یابیم که هر منطقه از لحاظ موقعیت محورهای K_1, K_2, K_3 یا به عبارتی

خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی دارای ویژگی‌های خاص خود می‌باشد و از نظم محسوسی برخوردار

هستند. این نتیجه‌گیری به ما گوشزد می‌کند که در محیط‌های دگرگونی باید در تفسیر استریوگرام‌ها

مبتنی بر داده‌های مغناطیسی دقت بیشتری به خرج داد و کلیه شواهد صحرائی، پتروگرافی و مغناطیسی

را همزمان مورد توجه قرارداد. بررسی همزمان پارامترهای P و T از یک سو و مطالعات پتروگرافی سنگ-های دگر شکل شده نشان می‌دهد، با افزایش شدت میلونیتی شدن که با ساب‌گرین شدن (دانه ریز شدن) و توسعه بیشتر برگواری و خطواری همراه است، ارتباط مستقیم صعودی وجود دارد. لیکن اگر تحولات صورت گرفته در طی میلونیتی شدن با حضور سیالات، دگرسانی با کاهش پذیرفتاری مغناطیسی همراه باشد، باید در تعبیر و تفسیر نتایج به دست آمده دقت بیشتری به خرج داد.

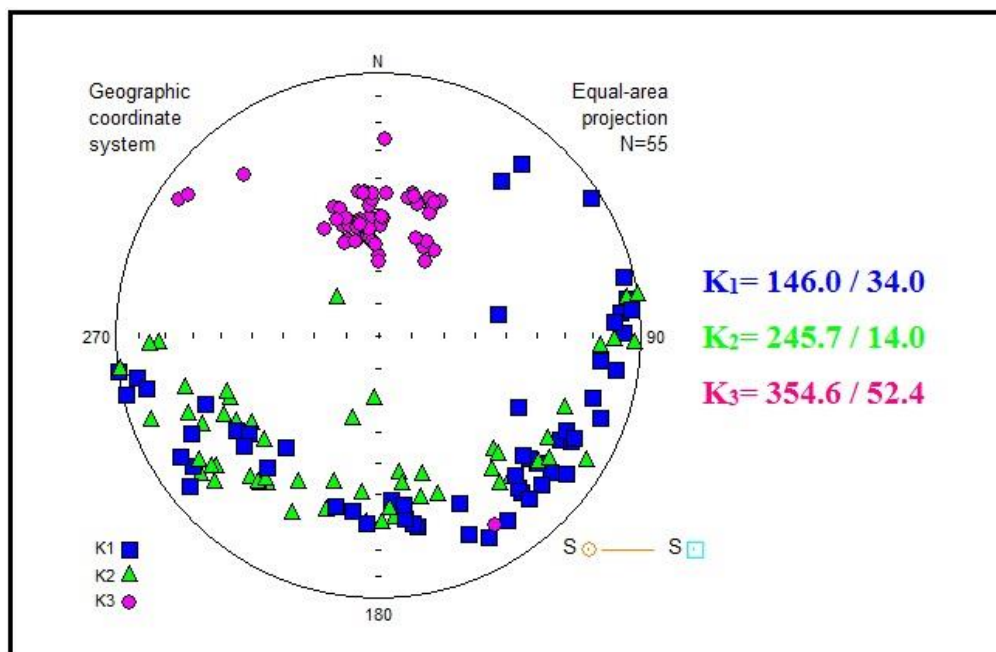


شکل (۴-۵) الف- استریوگرام مربوط به گنیس‌های کل مناطق. ب) استریوگرام مربوط به گنیس‌های شرق روستای

گرگابی (گروه G). ج) استریوگرام مربوط به گنیس‌های غرب روستای گرگابی (گروه C). د) استریوگرام مربوط به گنیس‌های مسیر رودخانه‌ای در شمال غرب روستای گرگابی (گروه D). (برای کسب اطلاع دقیق از مناطقی که در آن حفاری صورت گرفته است به شکل (۵-۲) مراجعه فرمائید.

۵-۲-۱-۱- گنیس‌های شرق روستای گرگابی

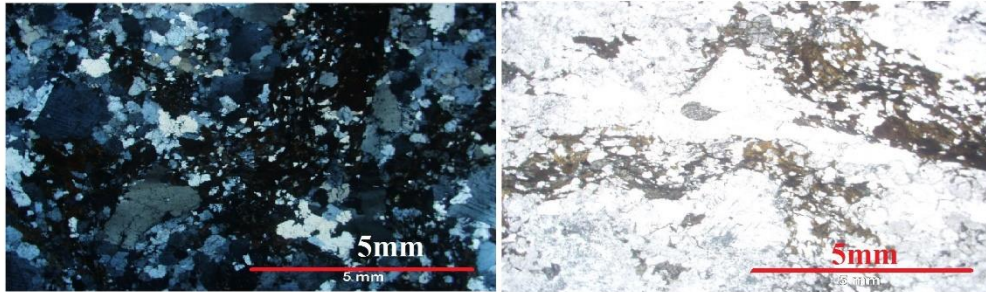
این دسته گنیس‌هایی هستند که دارای برگواگی مغناطیسی با روند شرقی-غربی (N85E / 37SE) و جهت میل و میل برگواگی برداشت شده از صحرا برابر (N 218°/34°) می‌باشند. (شکل ۵-۴-ب). خطواره‌ی مغناطیسی دارای مشخصات جهت میل و میل $N245^{\circ} / 14^{\circ}$ است. قطب برگواره‌های مغناطیسی از تمرکز بالایی برخوردار هستند و بیش‌ترین آن‌ها دارای مشخصات 354 / 52 است (شکل ۵-۵).



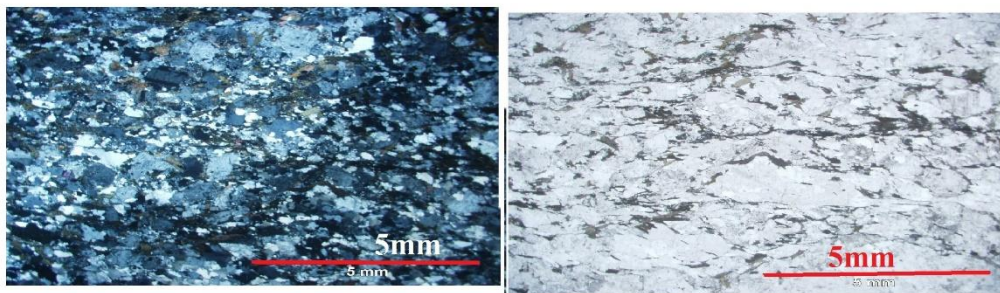
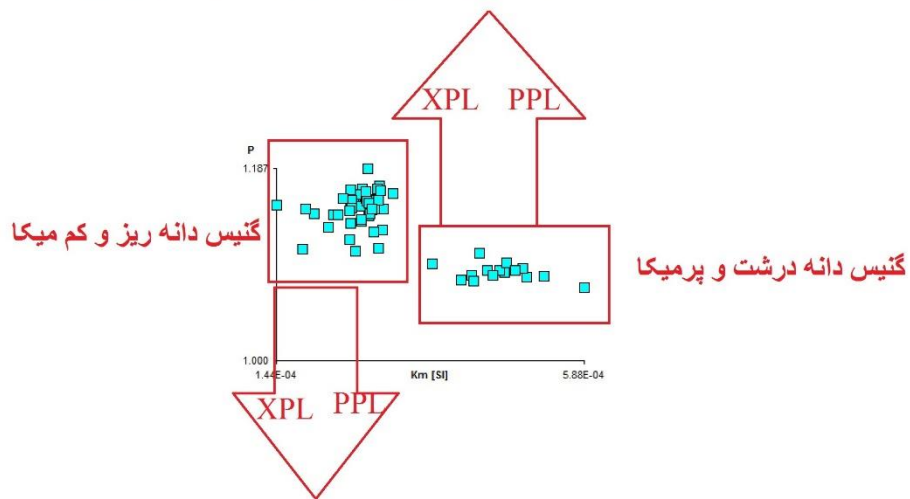
شکل (۵-۵) استریوگرام مربوط به داده‌های شرق روستای گرگابی.

بررسی‌های شواهد صحرایی، میکروسکوپی و پارامترهای مغناطیسی گنیس‌های این منطقه، بیانگر آن است که می‌توان این گنیس‌ها را در دو سری دسته‌بندی کرد. سری اول در نمونه‌های دستی درشت‌بلور بوده و دانه‌های بیوتیت و گارنت آن با چشم غیرمسلح دیده می‌شوند. به دلیل فراوانی بیوتیت

و گارنت در زمینه این سنگ‌ها پذیرفتاری مغناطیسی بالایی نشان می‌دهند، به صورتی که میزان Km آن از $300-600 \mu\text{SI}$ در نوسان است. (شکل (۵-۶) الف).



الف

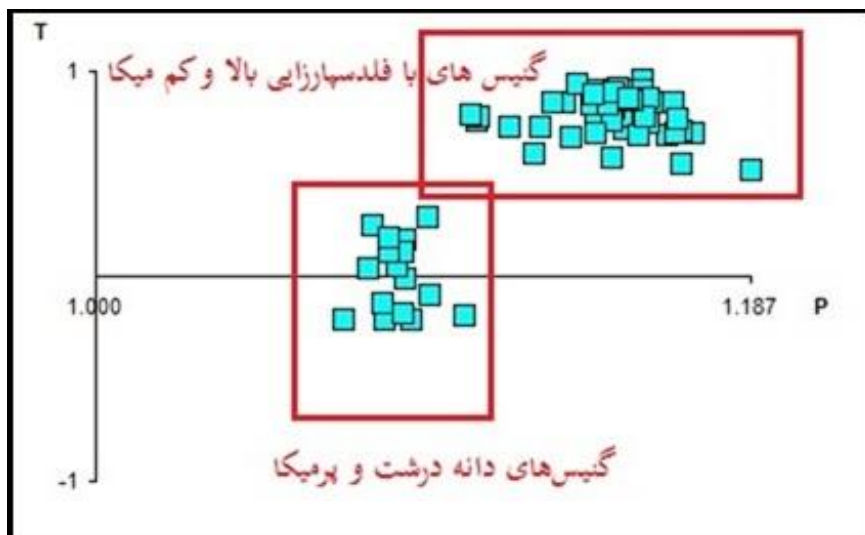


ب

شکل (۵-۶) تطبیق شواهد به دست آمده از داده‌های مغناطیسی و شواهد میکروسکوپی در گنیس‌های شرق روستای گرگابی منطقه شترکوه. الف) در این دسته، بیوتیت از فراوانی بیش‌تری برخوردار است و به همین دلیل از حساسیت مغناطیسی میانگین بالاتری برخوردار است. ب) فلدسپارزایی در این دسته به وفور رخ داده است و همچنین خرد شدگی و دانه ریز شدن کانی‌ها در آنها مشاهده می‌شود به همین دلیل میزان انیزوتروپی مغناطیسی بالا و پارامتر شکل این دسته مثبت می‌باشد.

دسته دوم گنیس‌هایی هستند که دچار ذوب بخشی موضعی شده‌اند، این گنیس‌ها ریزدانه‌تر هستند و فلدسپارزایی در آن‌ها مشاهده می‌گردد، فراوانی میکا در آن‌ها کمتر است و به دلیل ذوب بخشی موضعی صورت گرفته، مقدار Km آن‌ها به‌طور قابل توجهی کاهش یافته است به طوری که مقدار Km آن‌ها به‌ندرت از $300 \mu\text{SI}$ فراتر می‌رود و تغییرات آن‌ها بین 150 تا $300 \mu\text{SI}$ می‌باشد. این تغییرات، می‌تواند پیامدی از تخریب و آبردایی بیوتیت باشد. در نتیجه این واکنش بیوتیت به ارتوز، گارنت و مقداری سیال و سیلیس تبدیل می‌شود. کاهش مقدار بیوتیت با کاهش Km همراه است.

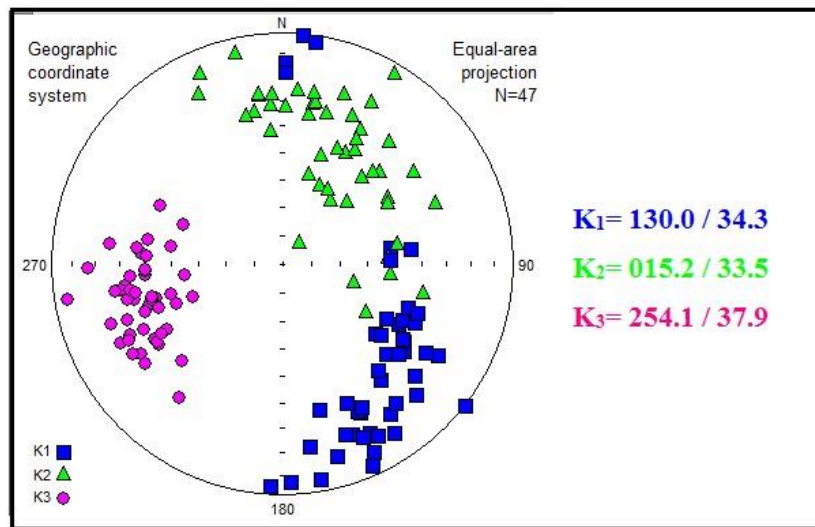
گنیس‌هایی که در آن‌ها فلدسپارزایی صورت گرفته دارای مقادیر P متوسط تا زیاد و T مثبت با مقدار قابل توجهی (بیش از 0.5) می‌باشد. از آنجایی که فلدسپارزایی گنیس‌ها و میگماتیت‌زایی در دمای نسبتاً بالا صورت می‌گیرد. این نوع از سنگ‌ها، نسبت به سنگ‌هایی با دمای پائین‌تر، اما با ترکیب مشابه، دارای دمای بالاتری هستند و برای شکل‌پذیری استعداد بیشتری دارند، در نتیجه پارامترهای P و T آن به مقدار قابل توجهی افزایش می‌یابد. درصد انیزوتروپی ((P% در این دسته از سنگ‌ها بین 5 تا 18 درصد متغیر است و پارامتر شکل آن‌ها از 0.42 تا 0.97 در نوسان می‌باشد (شکل ۵-۷).



شکل (۵-۷) تغییرات P در مقابل T در گنیس‌های شرق روستای گرگابی.

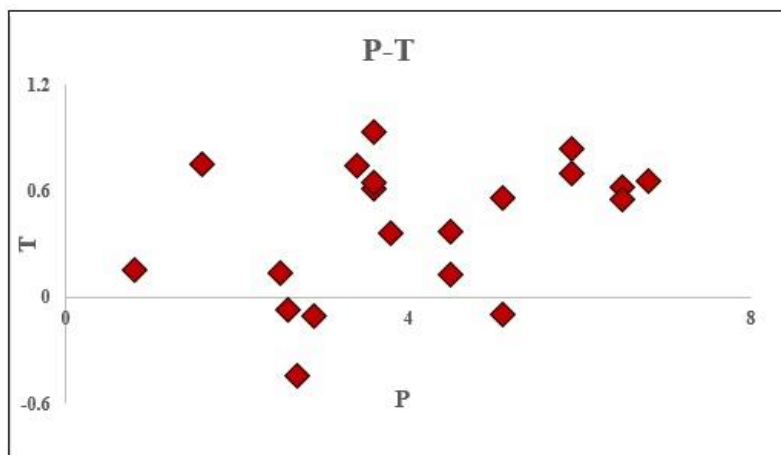
۵-۲-۱-۲- گنیس‌های غرب روستای گرگابی

این گروه از گنیس‌ها دارای برگوارگی مغناطیسی شمالی-جنوبی با شیب حدود ۴۵ درجه به سمت شرق می‌باشد. اندازه‌گیری‌های برگوارگی صحرایی دارای میل و جهت میل $43^\circ / 065^\circ$ است. میانگین خطوارگی مغناطیسی این گنیس‌ها دارای مشخصات $130^\circ/34^\circ$ و قطب برگوارگی آن دارای مشخصات 245/37 است. (شکل ۸-۵)



شکل (۸-۵) استریوگرام مربوط به گنیس‌های غرب روستای گرگابی.

این گنیس‌ها که دارای رنگ روشن می‌باشند، حاوی گارنت بوده و شواهدی از تخریب کانی‌های فرومنیزین نشان می‌دهند. تغییرات Km این گروه بین $135 \mu\text{SI}$ تا $535 \mu\text{SI}$ متغیر می‌باشد. درصد انیزوتروپی در این گروه نوسان زیادی نشان می‌دهد و بین ۱ تا ۱۶ درصد متغیر است. پارامتر شکل در این گروه اغلب بیشتر از صفر و بیضوی مغناطیسی آن‌ها کلوجه‌ای شکل می‌باشد.



شکل (۵-۹) نمودار تغییرات درصد انیزوتروپی به پارامتر شکل در گنیس‌های غرب روستای گرگابی.

۵-۲-۱-۳- گنیس‌های مسیر رودخانه‌ای در شمال غرب روستای گرگابی

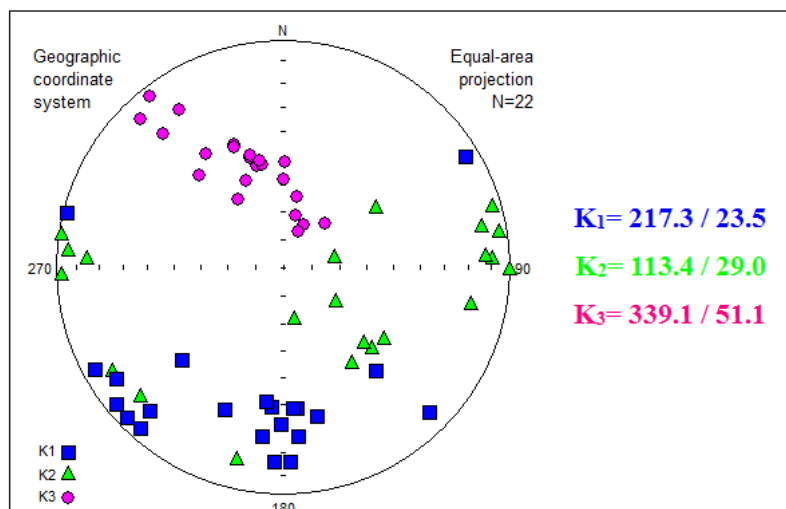
گنیس‌های این گروه دارای برگوارگی شرقی-غربی و حدوداً ۲۵ درجه می‌باشد. خطواره مغناطیسی

میانگین دارای مشخصات $217^{\circ}/23^{\circ}$ است و قطب برگواره‌های مغناطیسی دارای مشخصات $339^{\circ}/51^{\circ}$

است که در شکل ۵-۱۰ قابل مشاهده است.

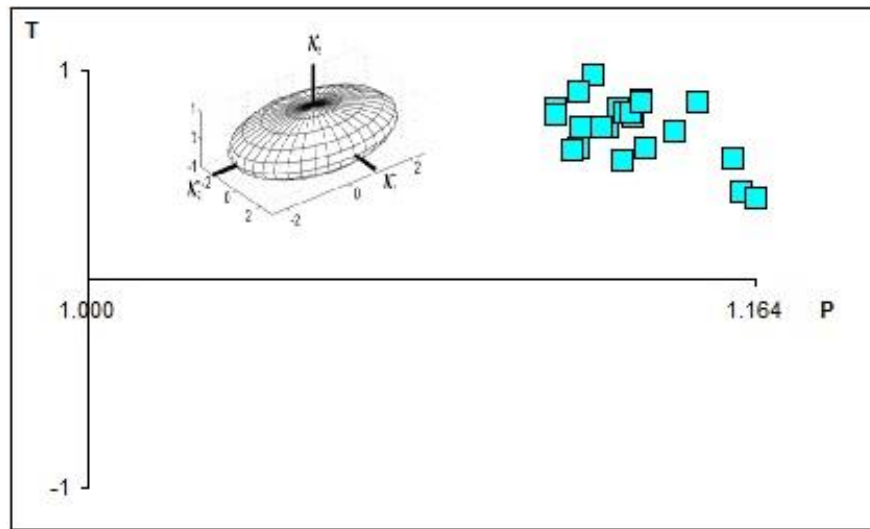
به دلیل فراوانی بالای بیوتیت میزان پذیرفتاری مغناطیسی در این گنیس‌ها بالا بوده و از μSI

۳۹۵ تا $545 \mu SI$ متغیر می‌باشد



شکل (۵-۱۰) استریوگرام مربوط به داده‌های شمال غرب روستای گرگابی

درصد انیزوتروپی نیز در این گروه از سنگ‌ها بالا است و بین ۱۱ تا ۱۶ درجه نوسان می‌کند. دلیل این امر، خودپذیری بالا در کانی‌های این دسته می‌باشد. پارامتر شکل نیز در این گروه مثبت و بالا است و به دلیل برگوارگی شدید در این سنگ‌ها است که در مقاطع میکروسکوپی نیز مشاهده می‌شود. به اعتقاد شیبی (۱۳۹۴)، در مناطقی که دگرشکلی شدیدی متحمل شده اند، خطوارگی مغناطیسی به موازات جهت کشش (K_{max}) و جهت یابی محور K_{min} به موازات جهت کوتاه شدگی می‌باشد، در این حالت $K_1 = K_2 > K_3$ و بیضوی مغناطیسی کلوجه‌ای شکل است. (شکل ۵-۱۱).



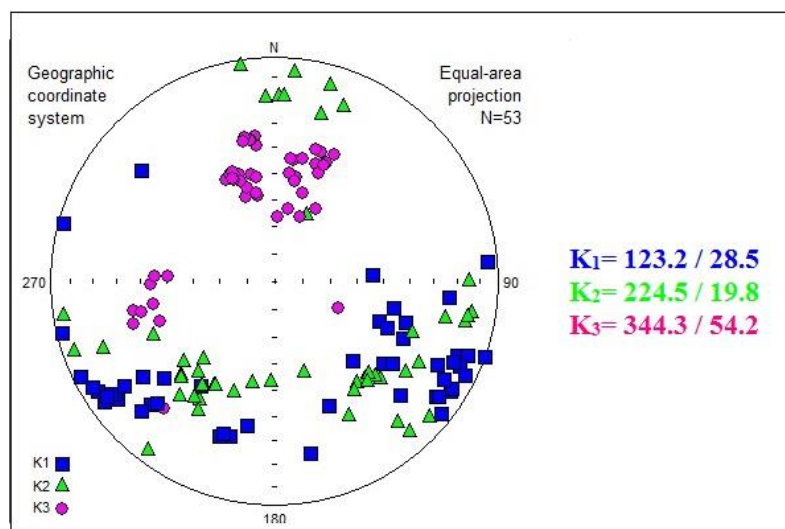
شکل (۵-۱۱) نمودار تغییرات انیزوتروپی در مقابل پارامتر شکل در شمال غرب روستای گرگابی.

۵-۲-۲- بررسی پارامترهای مغناطیسی در آپلیت‌های گرانیتی

در بخش‌های متاپلیتی مجموعه شترکوه شواهدی از میگماتیت‌زایی مشاهده می‌شود که منجر به تشکیل گروهی از سنگ‌ها به نام آپلیت‌های گرانیتی شده است. در تشکیل این متاپلیت‌ها دو پدیده تفریق دگرگونی و ذوب بخشی درجا اثر به سزایی داشته‌اند. همچنین سیلیس محلول حاصل از فرآیند آزدایی کانی‌های آبدار نظیر بیوتیت به درون فضاهای باز و درزه‌ها و شکستگی‌ها راه یافته و پس از تبلور به صورت رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی تجلی پیدا کرده است. این رگه‌های سیلیسی به عنوان محصول واکنش‌های دگرگونی آزدا مشاهده می‌شوند. رگه‌های موجود با توجه به تنش‌های تحمیل‌شده بر آن‌ها

چین خوردگی، سینوسی شدن و بودینه شدن نشان می‌دهند. در برخی نقاط فراوانی رگه‌ها و رگچه‌های کوارتزی به قدری است که به عنوان سیلیس مورد بهره‌برداری و استخراج قرار گرفته است (معدن سیلیس جمیل). شواهد صحرایی نشان می‌دهد که محصولات آذرین حاصل از فرایند آناکسی نسبت به کل مجموعه شترکوه از حجم کمی برخوردار است (در بهترین شرایط کمتر از ۲۰ درصد) و در ضمن در مراحل بعدی متحمل دگرشکلی و میلونیت‌زایی شده‌اند و غالباً به صورت آپلیت‌های گرانیتی تجلی پیدا کرده‌اند. در بعضی نقاط گنیس‌ها توسط پگماتیت‌ها و آپلیت‌ها قطع شده‌اند.

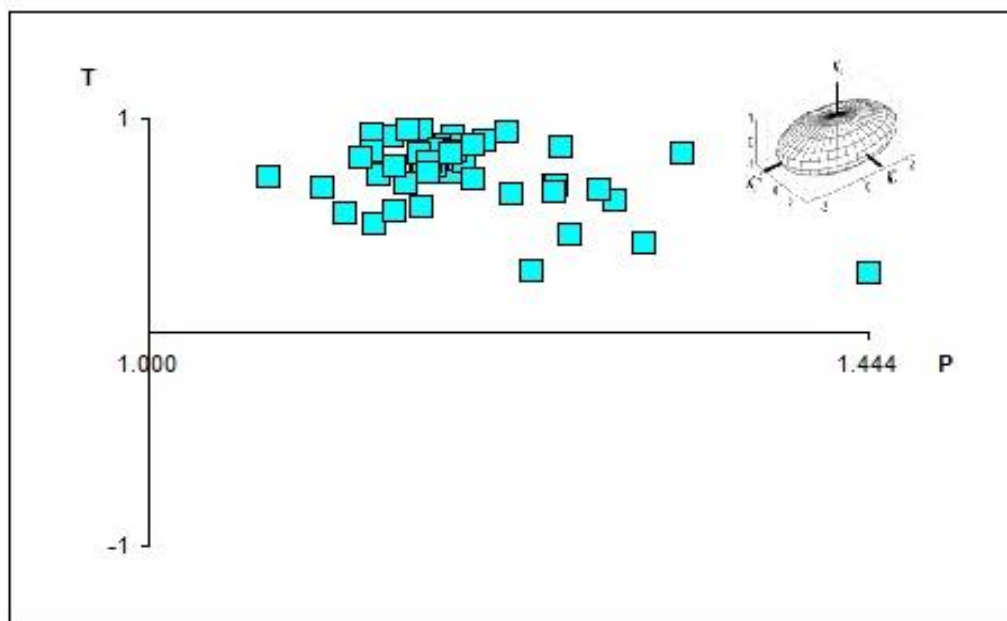
از کل مغزه‌های حفاری شده در این منطقه تعداد ۱۰ مغزه مربوط به آپلیت‌های گرانیتی است. روند کلی برگواری در این دسته شرقی- غربی می‌باشد. قطب برگواری همگنی نسبتاً خوبی را نشان می‌دهد و میانگین آن‌ها دارای مشخصات $344^{\circ}/54$ است، بهترین خطواره یا خطواره‌های مغناطیسی میانگین مشخصات $123^{\circ}/25$ دارند (شکل ۵-۱۲).



شکل (۵-۱۲) استریوگرام مربوط به نمونه‌های آپلیتی.

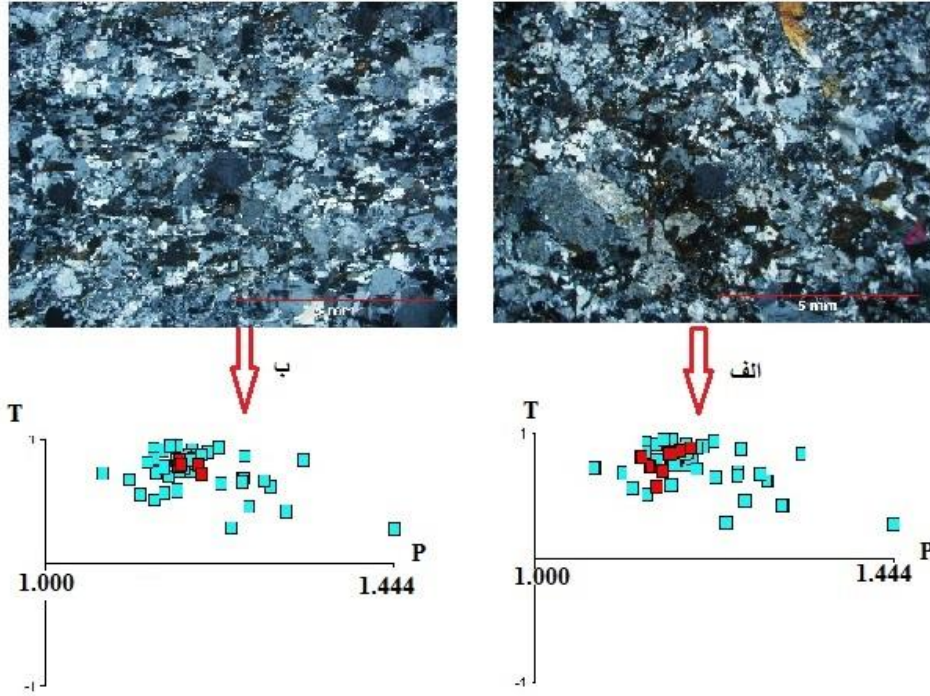
پائین‌ترین حد میانگین خودپذیری مغناطیسی در کل نمونه‌های حفاری شده، مربوط به این دسته سنگی است و میزان آن $1 \mu SI$ می‌باشد، دلیل پائین بودن میزان Km در این گروه آپلیتی، نبود کانی‌های

فرو منیزین و بالا بودن درصد کانی‌های فلسیک می‌باشد (بسکو^۱ و همکاران، ۲۰۱۳). بالاترین مقدار Km در آپلیت‌ها به $247 \mu\text{SI}$ می‌رسد. قابل ذکر است که بالاترین درصد انیزوتروپی که ۴۴٪ می‌باشد، نیز در آپلیت‌ها مشاهده شده است. دامنه تغییرات درصد انیزوتروپی در آپلیت‌ها بین ۶ تا ۴۴ درصد و میانگین آن ۱۴ درصد می‌باشد شکل (۵-۱۳).

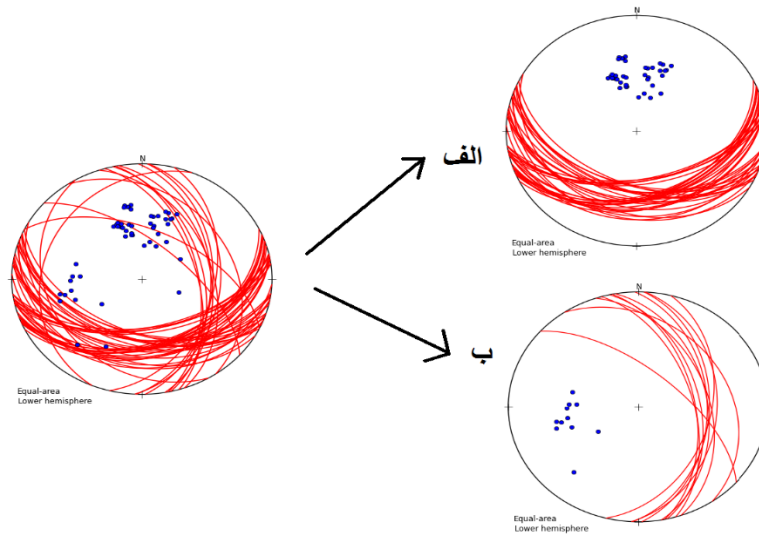


شکل (۵-۱۳) تغییرات درصد انیزوتروپی در مقابل پارامتر شکل.

به دلیل بالا بودن میزان شکل‌پذیری پارامتر T نیز در این گروه مثبت و بیضوی مغناطیسی آن کلوجه‌ای شکل و پهن می‌باشد و دامنه تغییرات پارامتر شکل در آپلیت‌ها از ۰/۲ تا ۰/۹ متغیر است. در واقع این سنگ‌ها آپلیت‌های میلونیتی شده هستند و این تغییر و تحولات نیز تا حدودی از این واقعیت سرچشمه می‌گیرد (شکل ۵-۱۴).



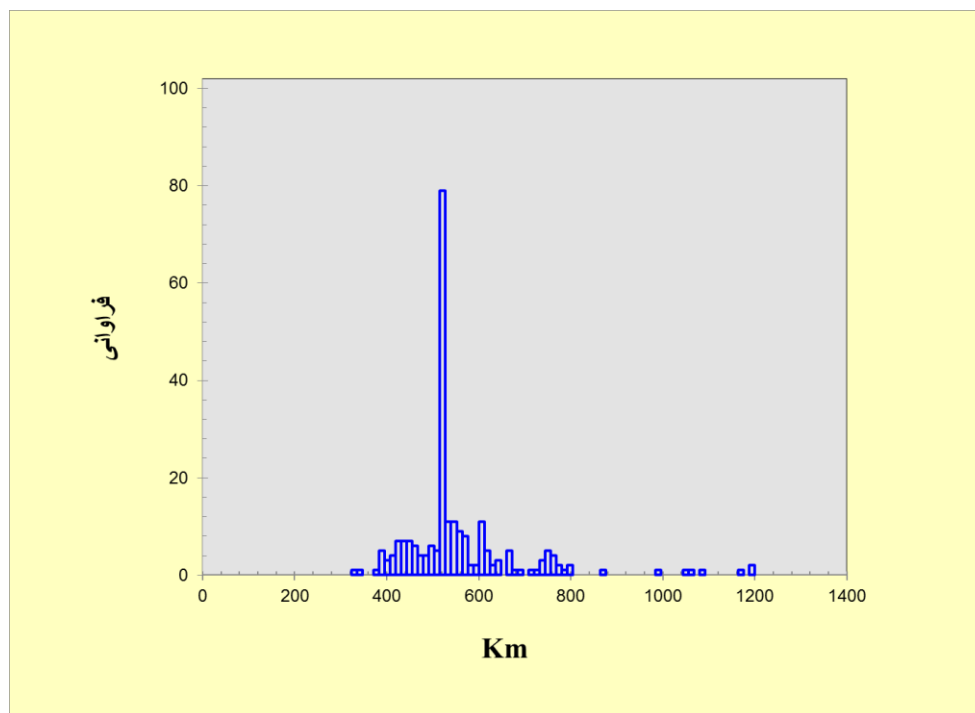
شکل (۵-۱۴) الف) مقطع میکروسکوپی از نمونه‌های میلونیتی و خرد شده در آپلیت‌ها. تصویر پایین نمودار P-T مربوط به آپلیت‌های این منطقه است با رنگ قرمز مشاهده شده است که به وضوح میزان P-T متوسط تا بالا را نشان می‌دهد. ب) همانند مورد الف در این قسمت نیز قابل مشاهده است.



شکل (۵-۱۵) استریوگرام مربوط به کل نمونه‌های آپلیتی. الف) این دسته از آپلیت‌ها آپلیت‌ها دارای خطوارگی با روند شرقی-غربی است. ب) و این آپلیت‌ها دارای خطوارگی شمالی جنوبی است.

۵-۲-۳- بررسی پارامترهای مغناطیسی در سنگ‌های آمفیبولیتی

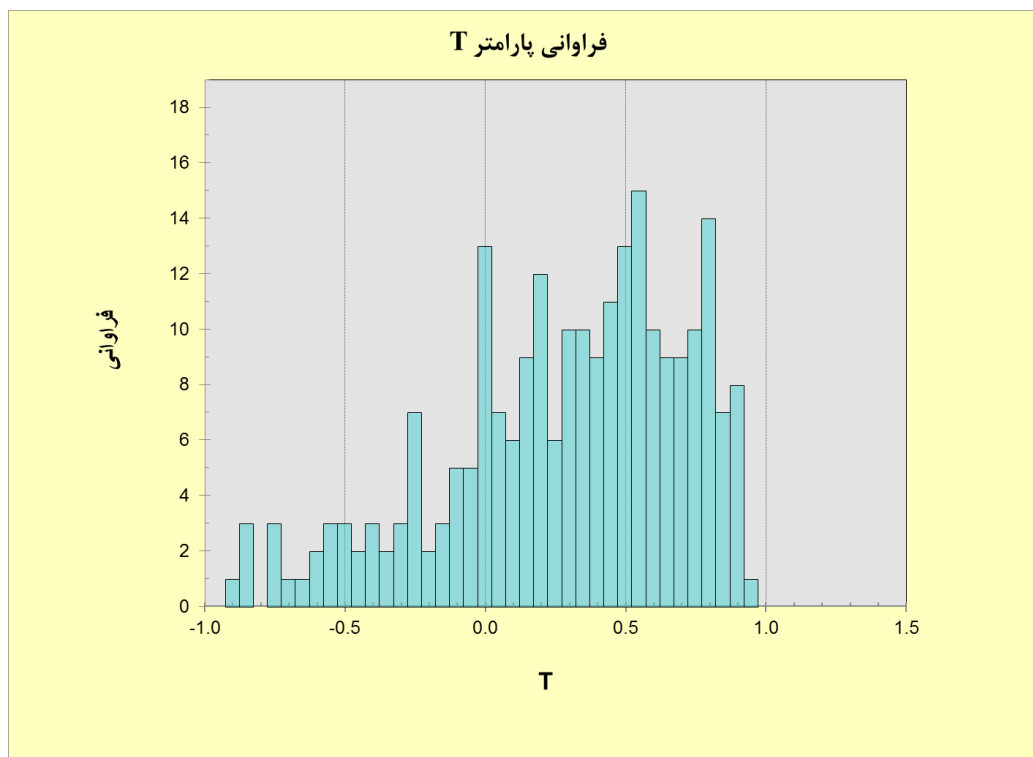
در منطقه مورد مطالعه ۵۰ مغزه از تعداد کل مغزه‌های به دست آمده مربوط به سنگ‌های آمفیبولیتی است که پس از برش به قطعات کوچک‌تر، تعداد ۲۳۸ قطعه کوچک به دست آمد. پس از آماده‌سازی این قطعات، پارامترهای مغناطیسی آن‌ها توسط دستگاه مغناطیس‌سنج مورد آنالیز قرار گرفت و نتایجی که در ادامه به آن‌ها اشاره خواهد شد، به دست آمد. به دلیل بالا بودن میزان هورنبلند، بیوتیت و مقادیر بیشتر اکسیدهای آهن و تیتانیم، میزان پذیرفتاری مغناطیسی (Km) نمونه‌های آمفیبولیتی به مقدار قابل توجهی از سنگ‌های گنیسی و پگماتیتی بررسی شده بیشتر است. میزان Km متوسط این سنگ‌ها حدود $500 \mu SI$ می‌باشد. پایین‌ترین میزان Km مربوط به نمونه‌هایی با میزان پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار بالا است.



شکل (۵-۱۶) - نمودار نشان‌دهنده تغییرات فراوانی Km در سنگ‌های آمفیبولیتی. توجه نمایید، اوج فراوانی

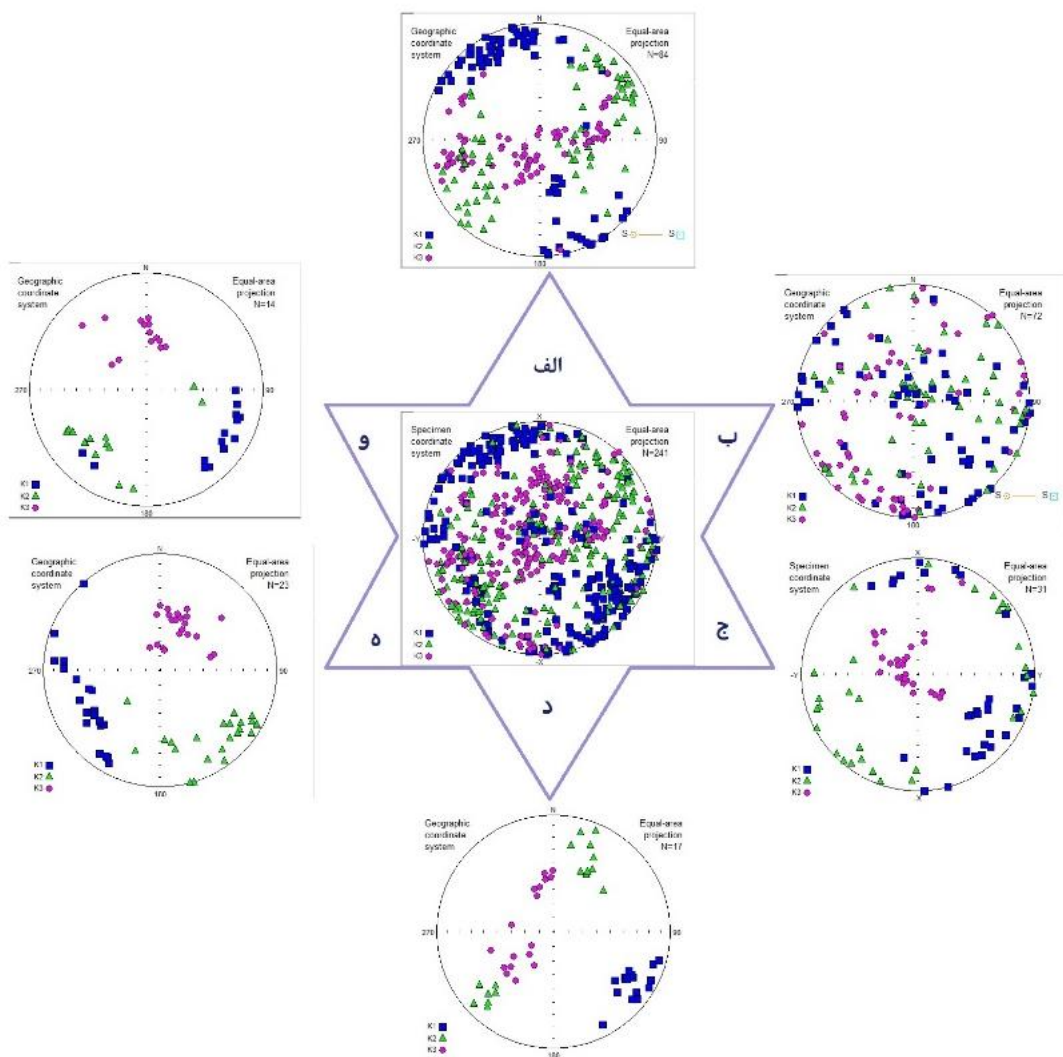
نمونه‌ها در حدود $500 \mu SI$ است که تقریباً با میانگین Km سنگ‌های آمفیبولیتی مطابقت می‌کند.

بر اساس شکل (۵-۱۶)، تعداد ۸۰ قطعه از مغزه‌ها دارای پذیرفتاری مغناطیسی حدود $500 \mu\text{SI}$ هستند و بالاترین میزان Km مربوط به مغزه‌های گابرو- دیوریتی بوده‌اند که در اثر دگرگونی به آمفیبولیت تحول پیدا کرده‌اند.



شکل (۵-۱۷) - فراوانی T در سنگ‌های آمفیبولیتی.

با توجه به تصویر (۵-۱۷)، اکثر نمونه‌های آمفیبولیتی دارای T مثبت هستند و بیضوی مغناطیسی آنها از نوع کلوچه‌ای است. مقدار T نمونه‌ها از $-0/9$ تا $+0/9$ متغیر می‌باشد. همان‌طور که در مورد گنیس‌ها نیز بیان شد در نگاه اول نظم خاصی در استریوگرام مربوط به سنگ‌های آمفیبولیتی مشاهده نمی‌شود؛ اما اگر این داده‌ها را بر اساس محل برداشت نمونه‌ها تفکیک نماییم، با نتایج جالب توجهی روبه‌رو می‌شویم. با توجه به وضعیت استریوگرام و محل برداشت، نمونه‌های آمفیبولیتی در ۶ گروه که به‌طور جداگانه مورد ارزیابی قرار خواهیم داد مشاهده شد (شکل ۵-۱۸).



شکل (۵-۱۸) - استریوگرام واقع در بخش مرکزی این شکل، موقعیت محورهای K_3, K_2, K_1 را برای کل نمونه‌ها نشان می‌دهد. استریوگرام واقع در کنار هر یک از رأس‌های این ۱۲ وجهی، استریوگرام تفکیک‌شده برای هر منطقه نشان داده شده است که در ادامه هر گروه به تفکیک مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۵-۲-۳-۱- بررسی پارامترهای مغناطیسی در آمفیبولیت‌ها چین‌خورده

(گابرو دیوریت‌های دگرگون شده)

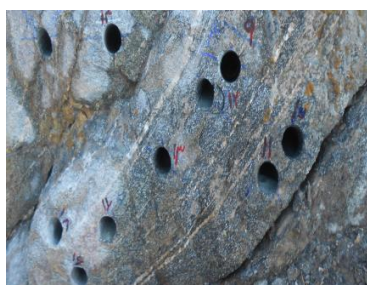
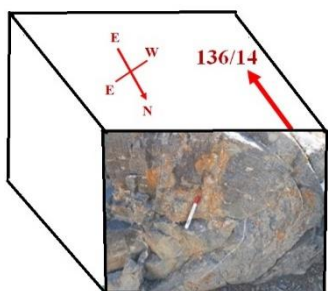
در این بخش پارامترهای مغناطیسی یک چین در شمال غرب مجموعه شترکوه بررسی شد، این چین از نوع خوابیده، دارای صفحه محوری با شیبی به سمت شرق، لولای چین دارای راستای تقریبی ۱۶۳ و شیب ۱۴ درجه است، شیب یال بالا به سمت جنوب و شیب یال پائین به سمت شمال شرق است.

خطواره‌گی‌های ماکروسکوپی در هر دو یال تقریباً هم‌راستا هستند و در راستای شمال غرب آرایش پیدا کرده‌اند و دارای شیب کم و تا حدود ۳۰ درجه می‌باشد. آزمون جهت دید کلی ۱۵۰ درجه می‌باشد (شکل ب ۵-۱۹). یال بالای چین تقریباً افقی است و میل و جهت میل به دست آمده از صحرا برای این یال برابر 245/15 درجه می‌باشد. این میزان برای یال پائین برابر 045/47 درجه است. چین مذکور در ابتدا یک دایک دیوریتی بوده که به آمفیبولیت دگرگون شده و در حین دگرگونی دچار چین خوردگی شده است. با توجه به مطالعه تعدادی مقطع نازک از بخش‌های مختلف این چین مشخص شد که در بخش‌های کمتر دگرگون شده بافت و ساخت‌های آذرین محفوظ مانده و این شواهد نشان می‌دهد که ماهیت اولیه این سنگ‌ها گابرو دیوریتی بوده است.

بر اساس مطالعات و بررسی‌های انجام شده میزان میانگین پذیرفتاری مغناطیسی یا Km در سنگ‌های آمفیبولیتی این چین حدود ۵۵۰ μ SI است و دامنه تغییرات آن از ۲۵۰ μ SI تا ۹۹۰ μ SI می‌باشد (شکل ۵-۲۰). با توجه به مطالعات پتروگرافی، هورنبلند سبز، مگنتیت، تیتانومگنتیت و اسفن مهم‌ترین حامل‌های رفتار مغناطیسی در این سنگ‌ها هستند. اگرچه هورنبلند سبز از فراوانی مدال بیشتری برخوردار است ولی به واسطه خواص مغناطیسی کانی‌ها، مگنتیت و تیتانومگنتیت مهم‌ترین حامل‌های رفتار مغناطیسی در سنگهای مورد مطالعه محسوب می‌شوند.



الف

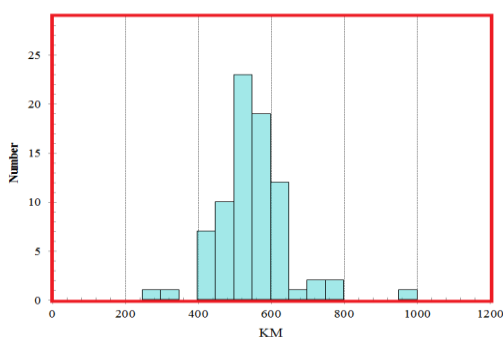


ب

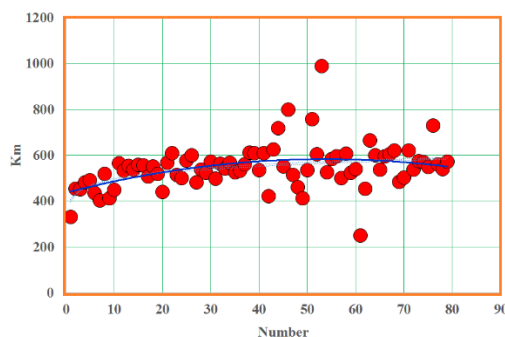
شکل (۵-۱۹) نمایی از آمفیبولیت‌های چین خورده، الف - قبل از حفاری ب - بعد از حفاری. موقعیت محور چین و جهات جغرافیایی در بلوک دیاگرام سمت چپ نشان داده شده است. مشخصات محور چین 163/12 می‌باشد. بخش‌هایی از این چین در نمای نزدیک‌تر در سمت چپ تصویر نشان داده شده است. شواهد تفریق دگرگونی به صورت تشکیل نوارهای تیره (سرشار از کانیه‌های فرومنیزین) و روشن (سرشار از کانیه‌های فلسیک) به وضوح در این تصاویر دیده می‌شود. جهت دید کلی تصویر به سمت جنوب شرق می‌باشد.

پارامتر P که نمایانگر رابطه بین حداقل و حداکثر مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی می‌باشد. در نمونه‌های متعلق به این چین بین ۴ تا ۱۲ درصد در نوسان است. مقادیر بالای ناهمگنی مغناطیسی این سنگها بیانگر شدت بالای تنش‌های تکتونیکی تحمیل شده بر آنها می‌باشد. ساب گرین شده یا دانه‌ریز شدن هورنبلند و پلاژیوکلاز در این سنگها مؤید این امر است.

دامنه تغییرات پارامتر شکل یا T در این سنگها بین ۰/۴- تا ۰/۹ در نوسان است. اکثر نمونه‌های متعلق به این چین دارای T مثبت هستند و بنابراین بیضوی مغناطیسی آنها از نوع کلوچه‌ای یا پهن است (شکل ۵-۲۱). توسعه برگوارگی در هر دو یال چین مورد بررسی، این موضوع را تأیید می‌کند. در ضمن با توجه به نمودار تغییرات (% Pj در مقابل T، رابطه مستقیم و افزایشی یا صعودی بین این دو پارامتر برقرار است؛ بنابراین هر دو پارامتر (% Pj و T انعکاس‌دهنده دگرشکلی تحمیل شده بر این سنگها هستند (هرودا، ۱۹۷۸، زودا، ۲۰۱۶).

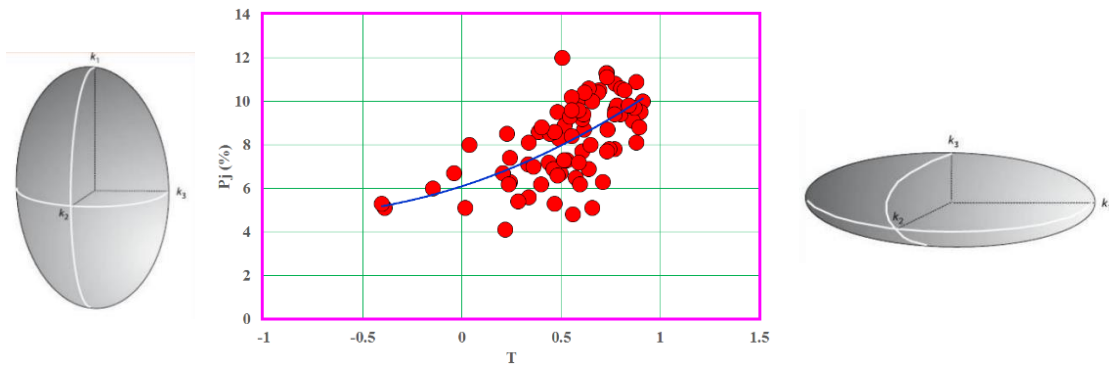


ب



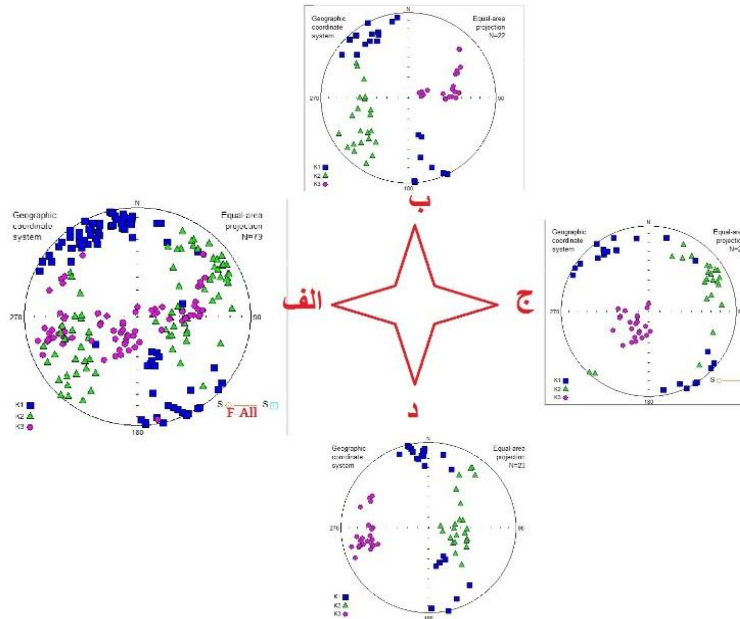
الف

شکل (۵-۲۰) الف) نمودار فراوانی تغییرات مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی در آمفیبولیت‌های مورد بررسی. محور قائم فراوانی هر دسته از تغییرات مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی را نشان می‌دهد. ب) نمودار تغییرات مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی در آمفیبولیت‌های متعلق به چین نمونه‌برداری شده (مورد بررسی). محور افقی تعداد قطعات مغزه‌های بررسی شده را نشان می‌دهد.

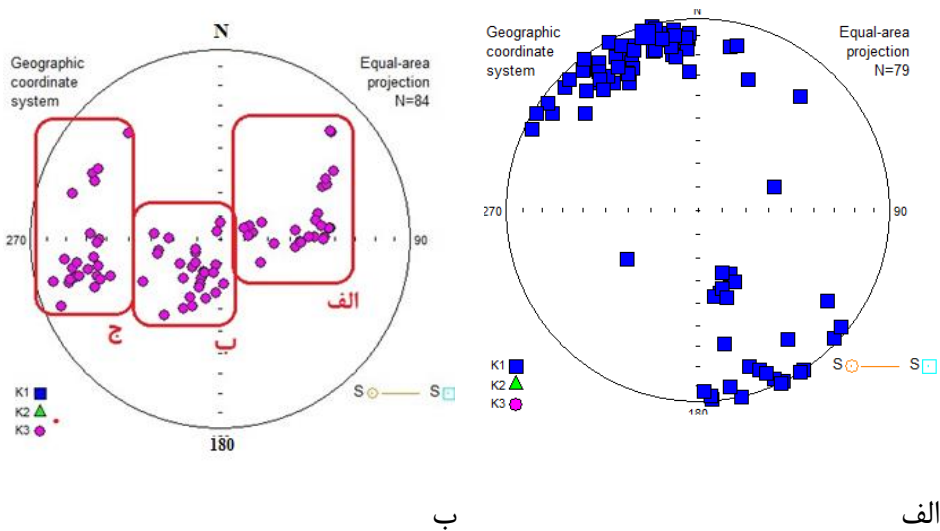


شکل (۵-۲۱) نمودار تغییرات درصد ناهمگنی مغناطیسی تصحیح شده (Pj) در مقابل پارامتر شکل (T) برای آمفیبولیت- های چین خورده متعلق به چین مورد بررسی. بیضوی‌های مغناطیسی متناسب با مقادیر مثبت و منفی مقادیر T به ترتیب در راست و چپ این شکل مشاهده می‌شوند.

با در نظر گرفتن موقعیت نمونه برداری و موقعیت محورهای K_3, K_2, K_1 در استریوگرام، می‌توان به این نتیجه رسید که در هر بخش از چین، پارامترهای مغناطیسی دارای خصوصیات جالب توجهی هستند (شکل ۵-۲۲). استریوگرام‌های مربوط به داده‌های کل چین و داده‌های مربوط به هر یال به طور مجزا نشان می‌دهد که خطواره‌های مغناطیسی به‌طور بارز به سمت شمال غرب آرایش یافته‌اند و بهترین خطواره مغناطیسی دارای مشخصات $343.3 / 4.4$ می‌باشد (شکل ۵-۲۳ الف). با این وجود، خطواره‌های مغناطیسی در یال پایینی به سمت شمال آرایش نزدیک‌تری نشان می‌دهند. بهترین خطواره مغناطیسی در یال پایینی دارای مشخصات $345.6 / 6$ است. بهترین خطواره مغناطیسی در یال بالایی دارای مشخصات $335.7 / 5.6$ می‌باشد. این اطلاعات نشان می‌دهد که خطواره‌های مغناطیسی دارای میل بسیار کمی هستند و نزدیک به افقی می‌باشند. تعداد کمی از خطواره‌های مغناطیسی دارای شیب زیاد هستند که حداکثر مقدار آن به حدود 60 درجه می‌رسد. خطواره‌های قابل مشاهده در مقیاس صحرائی نیز این موضوع را تأیید می‌کند.

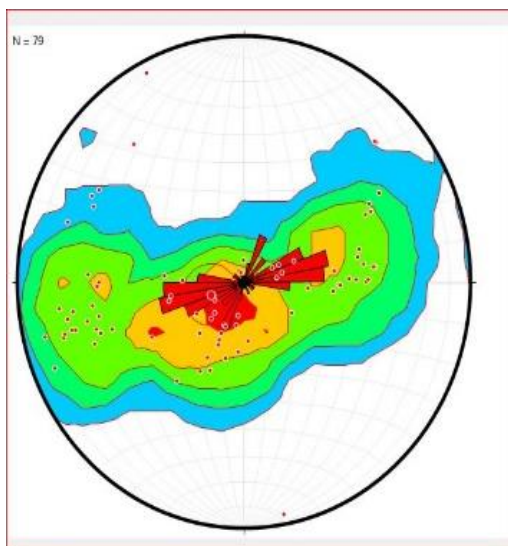


شکل (۵-۲۲) - استریوگرام‌های مربوط به آمفیبولیت‌های چین خورده به تفکیک موقعیت نمونه‌برداری. الف) استریوگرام نشان‌دهنده موقعیت محورهای K_3, K_2, K_1 مربوط به کل نمونه‌ها. ب) استریوگرام مربوط به یال بالای (عادی) چین. ج) استریوگرام مربوط به یال میانی چین. د) استریوگرام مربوط به یال پائین (برگشته) چین.

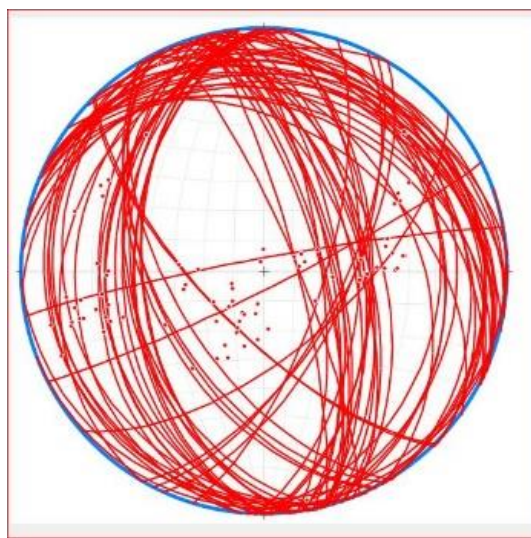


شکل (۵-۲۳) الف) استریوگرام نشان‌دهنده موقعیت محور K_1 یا خطواره‌های مغناطیسی در چین مورد مطالعه. ب) دسته‌بندی موقعیت قطب برگواره‌های مغناطیسی با توجه به محل برداشت مغزه‌ها از چین، الف- یال بالای چین، ب- قسمت مرکزی چین، ج- یال پائین چین).

در شکل ۵-۲۳ قسمت ب، قطب برگواره‌های مغناطیسی نشان داده شده است. در این شکل قطب برگواره‌های مغناطیسی بر حسب موقعیت برداشت آنها در چین، بر روی استریوگرام دسته‌بندی شده‌اند. با توجه به این شکل می‌توان نتیجه گرفت که برگواره‌های مغناطیسی در بخش مرکزی چین دارای شیب بسیار کم یا نزدیک به افقی می‌باشد. برگواره‌های مغناطیسی در چین مورد نظر به صورت صفحه برگوارگی، قطب برگواره‌ها و کنتور دیاگرام و رزدیاگرام آنها در شکل ۵-۲۴ نیز نشان داده شده است. هر دو شکل کم شیب بودن برگواره‌های مغناطیسی را تأیید می‌کند.

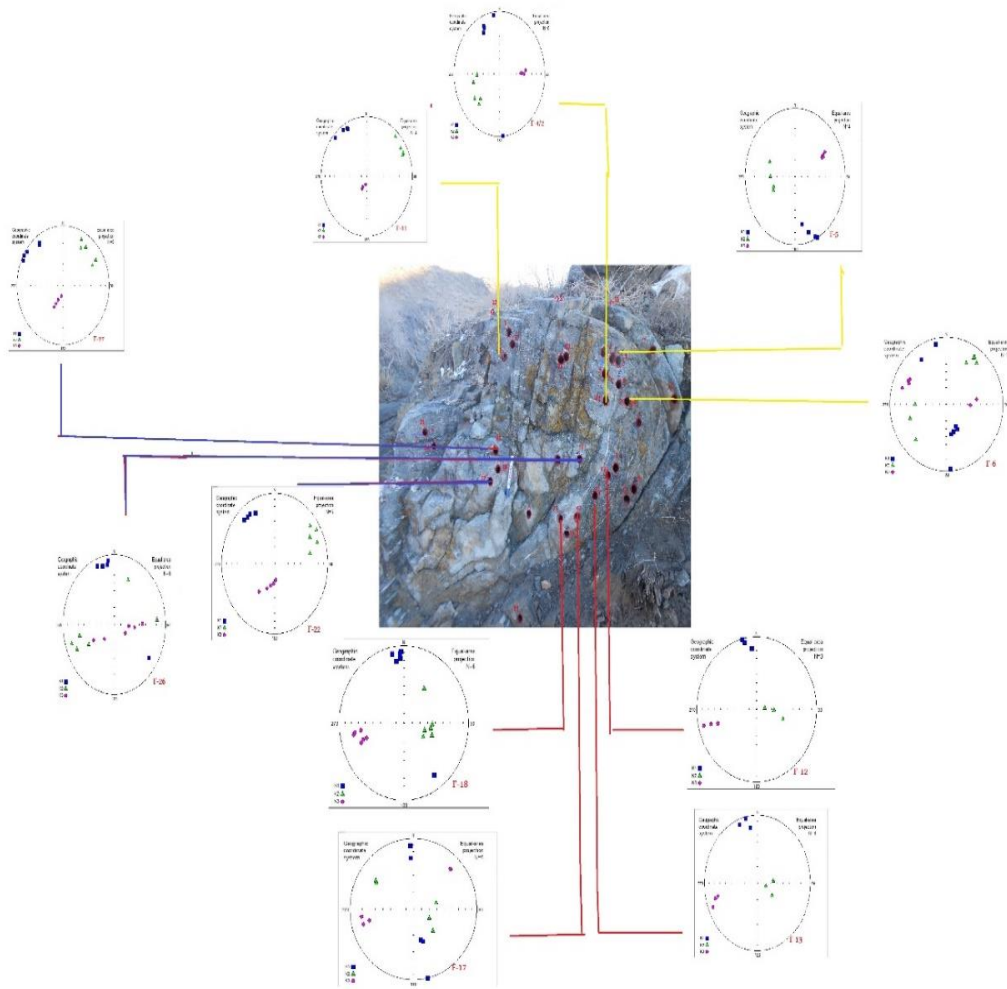


ب

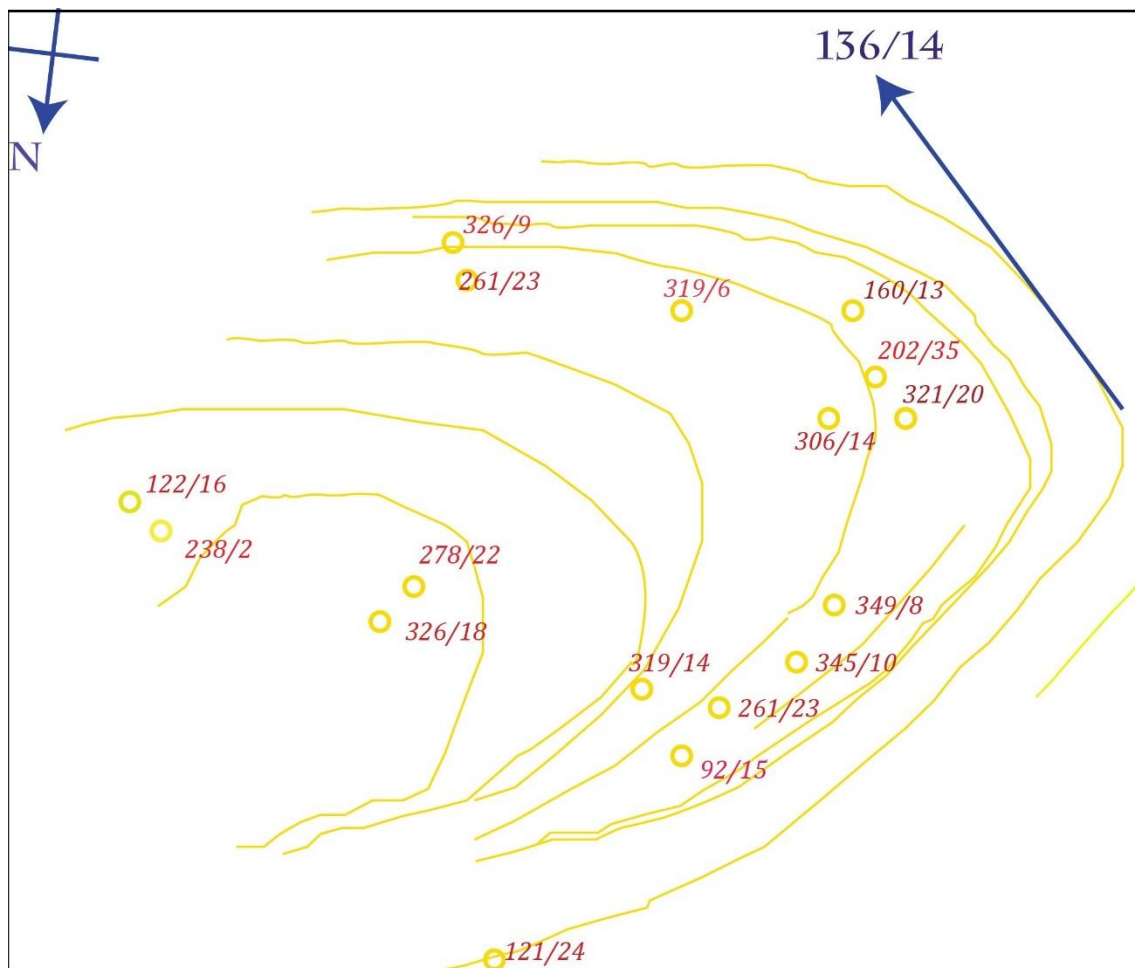


الف

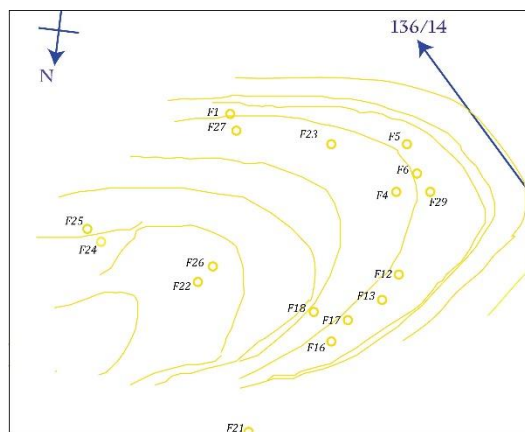
شکل (۵-۲۴) الف - وضعیت قطب برگواره‌های مغناطیسی به صورت صفحه برگوارگی و ب - قطب برگواره‌های مغناطیسی همراه با کنتور دیاگرام و رزدیاگرام آنها.



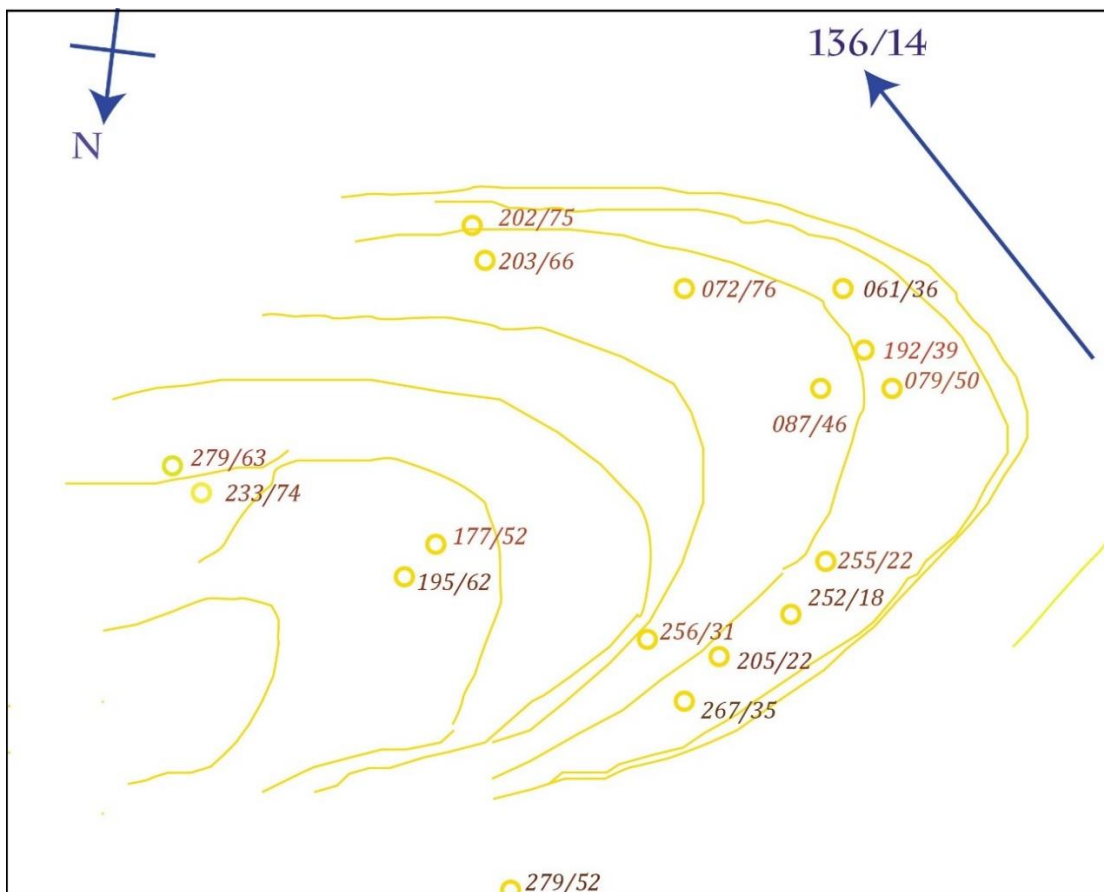
شکل (۵-۲۵) نمایی از چند استریوگرام مربوط به مغزه‌های برداشت شده از قسمت‌های مختلف چین مورد بررسی. استریوگرام‌هایی که با خط زرد مشخص شده‌اند، مربوط به یال بالایی می‌باشد، برگواره‌ی مغناطیسی شمالی- جنوبی می‌باشد و به سمت غرب تمایل پیدا کرده است. استریوگرامی که با خط آبی متمایز شده‌اند مربوط به یال میانی می‌باشد و برگواره مغناطیسی آن از سمت شمال غرب تا جنوب شرق گسترش دارد و استریوگرام‌هایی که با رنگ قرمز در تصویر مشخص هستند، مربوط به یال پایینی چین است که برگواره‌گی مغناطیسی آن شمالی - جنوبی و به سمت شرق تمایل دارد.



الف) مقادیر برداری خطواره‌های مغناطیسی



ب) موقعیت داده‌ها بر روی یال‌ها



ج) مقادیر برداری برگواره‌های مغناطیسی

شکل (۵-۲۶) طرح شماتیک از چین مورد مطالعه که در آن الف) مقادیر برداری خطواره‌های مغناطیسی (K_1)، ب) نقشه نشان دهنده محل نمونه برداری‌ها و ج) مقادیر برداری برگواره‌های مغناطیسی نشان داده شده است. به منظور فهم بهتر تغییرات خطواره و برگواره‌های مغناطیسی در چین مورد مطالعه طرح شماتیکی از آن در این شکل به نمایش در آمده است.

۵-۲-۳-۲- بررسی پارامترهای مغناطیسی در زون برشی ایجادشده در

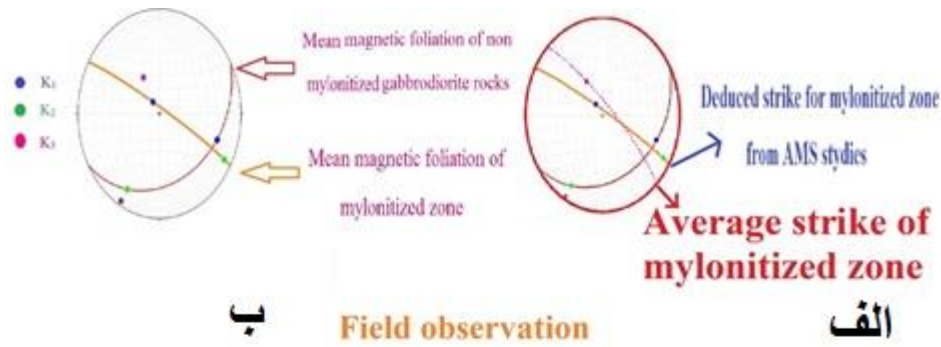
گابرو دیوریت‌های دگرگون شده

سری دوم مطالعه پارامترهای مغناطیسی به یک زون برشی است که در سنگ‌های گابرو دیوریتی نئوپروتروزوئیک کمپلکس شترکوه، واقع در شرق روستای گرگابی ایجاد شده است. در محل رخنمون گابرو دیوریت‌های در شرق و شمال شرق روستای گرگابی، زون‌های برشی کم وسعتی به پهنای چند سانتی‌متر و طول چند متر مشاهده می‌شود که یکی از آن‌ها در حاشیه جنوبی روستای گرگابی مورد بررسی قرار گرفته است و حفاری به صورت مغزه‌گیری بر روی آن انجام شده است. با توجه به مشاهدات صحرایی از بیرون زون برشی تا بخش میانی زون برشی تغییرات ساختی قابل توجهی مشاهده می‌شود، در خارج از زون برشی سنگ‌ها دارای ساخت گرانولار می‌باشد. در حاشیه زون برشی دگرشکلی افزایش پیدا کرده و کشیدگی و خردشدگی برخی از دانه‌ها به وضوح در مقیاس ماکروسکوپی مشاهده می‌شود. از بیرون زون برشی به سمت بخش میانی زون برشی، ساخت سنگ از گرانولار به شیستوز و پرفیرو بلاستی تغییر می‌کند. برگوارگی به قدری شدید است که ضخامت برگواره‌ها دارای مقیاس میلی-متری هستند. در مناطقی که شدت تنش کمتر بوده، سنگ‌های گابرو دیوریتی به آمفیبولیت شیست تحول پیدا کرده‌اند، در آن‌ها لامینه‌های ظریف غنی از هورنبلند ساب‌گرین شده مشاهده می‌شود. در بخش‌هایی که شدت تنش بیشتر بوده علاوه بر ایجاد برگوارگی، تفکیک یا تفریق دگرگونی نیز صورت گرفته و در سنگ نوارهای تیره روشن تشکیل شده و سنگ منظره گنیسی (ساخت گنیسی) به خود گرفته است. در ضمن بخش‌های خرد شده، گارنت ظاهر شده و سنگ به گارنت آمفیبولیت، تحول پیدا کرده است. گارنت‌ها در مقیاس صحرایی به زحمت قابل شناسایی هستند ولی در مقیاس میکروسکوپی به وضوح دیده می‌شوند. البته در برخی موارد گارنت‌ها نیز ساب‌گرین یا دانه‌ریز شده‌اند که معرف وقوع دگرشکلی در چند مرحله می‌باشد.



شکل (۵-۲۷) الف (تصویری از زون برشی که برگوارگی‌های بسیار مشخص و تفریق یا تفکیک دگرگونی در بخش میانی آن صورت گرفته است، شاخص کمپاس جهت شمال را نشان می‌دهد. به ضعف یا نبود برگوارگی در خارج از پهنه برشی توجه نمایید. دایره‌های ۱ و ۲ معرف محیط خارج از زون برش می‌باشند، دایره‌های ۳ و ۴ معرف حاشیه زون برش از دو طرف هستند و دایره‌های ۵ و ۶ بخش میانی یا مرکزی زون برش را نشان می‌دهند، ب) تصویری دیگری از این زون برشی که معرف سوی برش چپ‌گرد می‌باشد. شاخص کمپاس جهت شمال را نشان می‌دهد. راستای کلی زون برشی N60W یا ۳۰۰ می‌باشد

از این زون برشی و سنگ‌های پیرامون آن ۳۴ مغزه گرفته شده است سپس مغزه‌ها به قطعات استوانه‌ای کوچک با ابعاد ۲۵/۴ میلی‌متر قطر و ۲۲ میلی‌متر ارتفاع تبدیل گردید. سپس پارامترهای مغناطیسی آن‌ها توسط دستگاه مغناطیسی اندازه‌گیری شد که نتایج حاصل از آن‌ها معرف موارد زیر است مقدار میانگین پذیرفتاری مغناطیسی از حدود $230 \mu\text{SI}$ تا $670 \mu\text{SI}$ متغیر است. ولی مقدار میانگین پذیرفتاری مغناطیسی کل $506 \mu\text{SI}$ می‌باشد؛ و بیضوی‌های مغناطیسی آن‌ها بین سیگاری تا کلوچه‌ای شکل متنوع می‌باشد. بیضوی‌های سیگاری شکل عمدتاً مربوط به زون برشی هستند که معرف خطوارگی‌های مغناطیسی ایجاد شده و تشدید آن‌ها در این زون می‌باشند. بخشی از بیضوی‌های مغناطیسی نیز دارای درصد انیزوتروپی بالا می‌باشند.



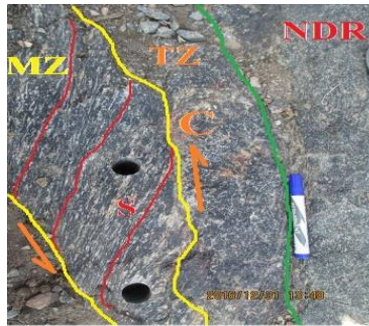
شکل (۵-۲۸) الف) برگواره‌های اندازه‌گیری شده در صحرا و برگواره‌های مغناطیسی. ب) برگواره‌های مغناطیسی در زون برشی و خارج از زون. ج) برگواره‌های مشاهده شده در صحرا که بخوبی سوی برش چپ‌گرد را نمایش می‌دهد. د) نمایی از زون برشی و بیرون زون. ه) طرح شماتیکی از محل برداشت‌ها در زون برشی.

بررسی تغییرات موقعیت محورهای K_1 ، K_2 ، K_3 بروی استریوگرام‌ها نشان می‌دهد که در زون‌های برش اکثر نمونه‌ها دارای قطب‌های برگواره‌گی با شیب کم می‌باشند. به طوری که مقدار میانگین شیب آن‌ها کمتر از ۱ درجه در راستای ۲۱۰ درجه است. این مقادیر از سوی دیگر بیانگر آن است که برگواره‌گی‌های

مغناطیسی دارای شیب نزدیک به قائم می‌باشد، شواهد صحرایی به وضوح این امر را تأیید می‌کند. شواهد صحرایی نیز این امر را تأیید می‌کند. همانطور که در تصویر ۲۸-الف نیز مشاهده می‌شود، برگواره‌های اندازه‌گیری شده در صحرا بسیار منطبق و هم‌راستا با برگواره‌های مغناطیسی است.

نکته جالب توجه دیگر این است که اکثر خطواره‌های مغناطیسی دارای شیب بسیار کم می‌باشد و می‌توان آن‌ها را تقریباً افقی در نظر گرفت (شکل ۵-۲۸). از این رو می‌توان نتیجه گرفت که برش در امتداد یک صفحه قائم و با شیب بسیار کم به سوی شمال غرب اتفاق افتاده است. با توجه به تمرکز موقعیت میانگین خطواره‌های مغناطیسی در نیمه شمال غربی استریوگرام و بر اساس مشاهدات صحرایی و پتروگرافی، تنش برشی اعمال شده از نوع چپ‌گرد می‌باشد.

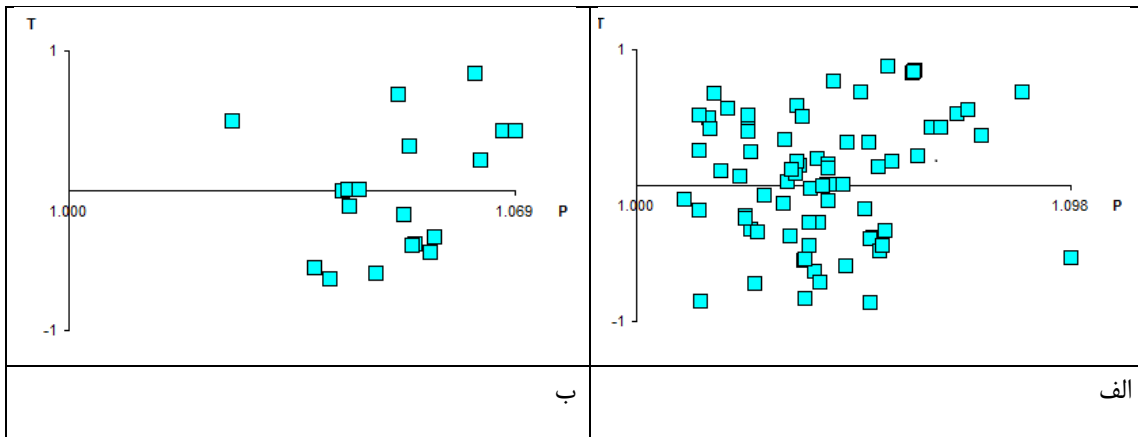
لازم به ذکر است در سنگ‌های پیرامون زون برشی خطواره‌ها و برگواره‌های مغناطیسی دارای آرایش متفاوتی نسبت به زون برشی هستند (شکل ۵-۲۸ ب). بنابراین نتیجه می‌گیریم تنش‌های تکتونیکی تحمیل شده بر سنگ توانسته است ابتدا دانه‌های سازنده آن‌ها را خرد کرده و سپس قطعات خرد شده را در راستای معینی هم‌سو کند. همان‌طور که توضیح داده شد این فرایند با تغییرات کانی‌شناسی، بافتی و ساختی نیز همراه بوده است. مقدار میانگین پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های سنگی متعلق به این پهنه برشی از حدود $230 \mu\text{SI}$ تا $670 \mu\text{SI}$ متغیر است. ولی مقدار میانگین پذیرفتاری مغناطیسی کل $506 \mu\text{SI}$ می‌باشد؛ و غالباً بین $480 \mu\text{SI}$ تا $600 \mu\text{SI}$ متغیر هستند کم‌ترین میزان Km مربوط به مغزه‌هایی است که دارای درصد بیشتری از کانی‌های فلسیک هستند (شکل ۵-۳۰).



NDR = Nondeformed rocks
TZ = Transitional zone
MZ = Mylonitic zone

N45W

شکل (۵-۲۹) مشاهده فابریک S و C در زون برشی که سوی برش چپ‌گرد را نشان می‌دهد.

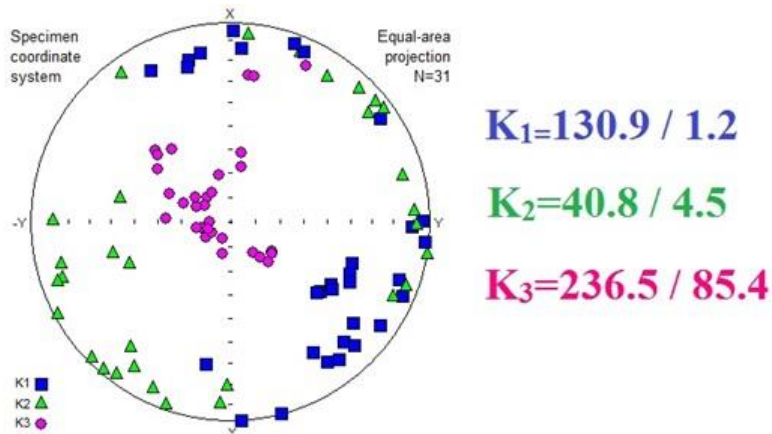


شکل (۵-۳۰) تغییرات مقادیر پارامتر شکل (T) در مقابل مقادیر انیزوتروپی (P) برای کل نمونه‌های سنگی ب)

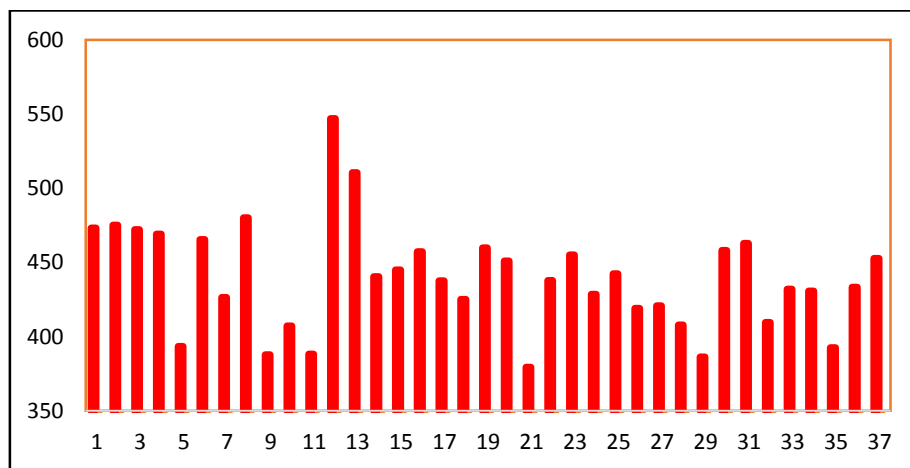
تغییرات مقادیر پارامتر شکل (T) در مقابل مقادیر انیزوتروپی (P) برای زون برشی.

۵-۲-۳-۳- گابرو دیوریت‌های دگرگون شده گرگابی

در منطقه گرگابی، گابرو دیوریت‌های آمفیبولیتی رخنمون دارند. با توجه به استریوگرام مربوط به این سنگ‌ها آن‌ها دارای برگوارگی تقریباً افقی و با شیب کم می‌باشند و میانگین قطب برگوارگی‌های مغناطیسی دارای روند $236^\circ / 5$ و میل $85^\circ / 4$ درجه است (شکل ۵-۳۱). پذیرفتاری مغناطیسی میانگین در این سنگ‌ها بین $380 \mu SI$ تا 547 متغیر است و میانگین آن $439 \mu SI$ می‌باشند.

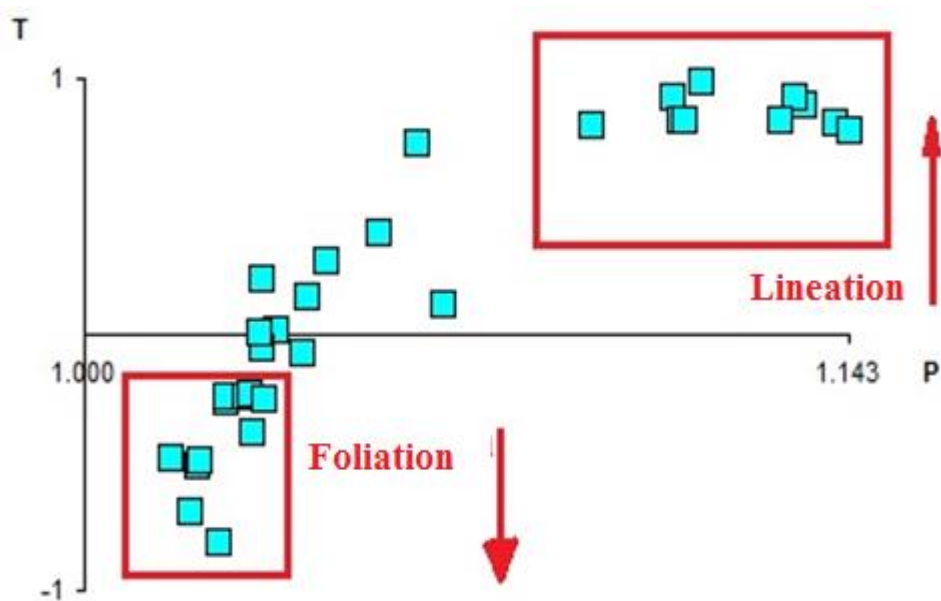


شکل (۳۱-۵) استریوگرام مربوط به گابرو دیوریت‌های دگرگون‌شده.



شکل (۳۲-۵) نمودار تغییرات Km در گابرو-دیوریت‌های آمفیبولیتی شده.

میزان انیزوتروپی این سنگ‌ها دارای مقادیر متغیّری است، گروهی از نمونه‌های سنگی که دارای مقادیر P بالایی هستند در نمونه دستی خطواره‌های بارزتری نشان می‌دهند و آثار دگرشکلی در آنها مشهود است.

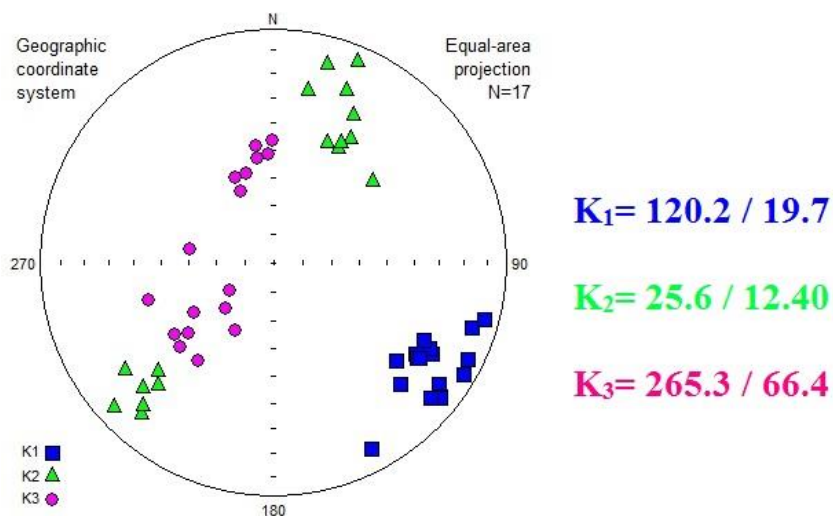


شکل (۳۳-۵) تغییرات مقادیر پارامتر شکل (T) در مقابل درصد انیزوتروپی مغناطیسی (P).

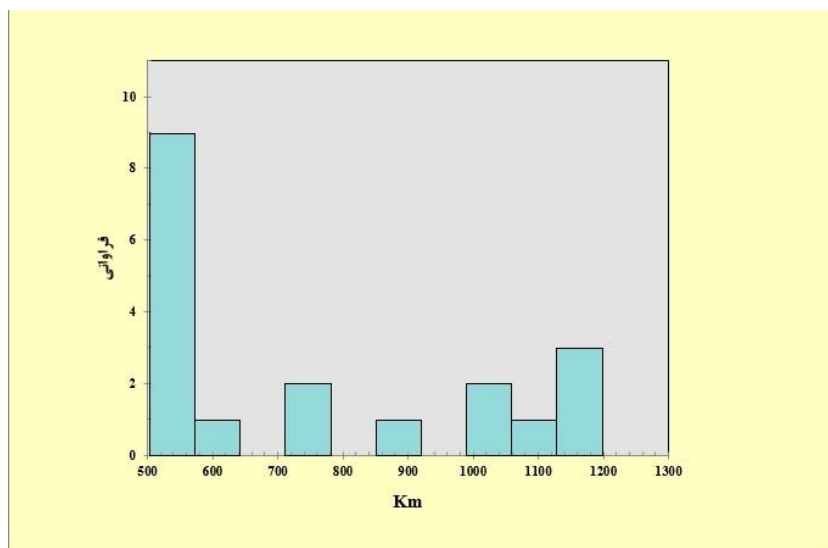
۵-۲-۳-۴-آمفیبولیت‌های شمال غرب روستای گرگابی

در شمال غرب روستای گرگابی سنگ‌هایی نظیر گنیس، آمفیبولیت و میگماتیت‌ها رخمون دارند. آمفیبولیت‌های این منطقه که حاصل دگرگونی دایک‌های دیابازی است دارای مجموعه کانیایی پلاژیوکلاز، گارنت، هورنبلند و بیوتیت هستند. اسفن، ایلمنیت، مگنتیت و آپاتیت با مقادیر کمتر به‌عنوان کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها یافت می‌شوند، آن‌ها بافت نماتوبلاستی و پورفیروبلاستی نشان می‌دهند. در بررسی استریوگرام آمفیبولیت‌های این منطقه، خطواره‌های مغناطیسی همگی به سمت جنوب شرق آرایش نشان می‌دهند و دارای شیب ۳ تا حدود ۳۰ درجه می‌باشند. صفحه برگوارگی دارای مقدار تغییرات جزئی می‌باشد.

همان طور که در شکل (۳۴-۵) مشاهده می‌شود مقدار Km از ۵۰۰ تا ۱۲۰۰ μ SI در نوسان است. بالاترین مقدار Km در کل سنگ‌های برداشت شده از منطقه شترکوه، مربوط به سنگ‌های این منطقه است.

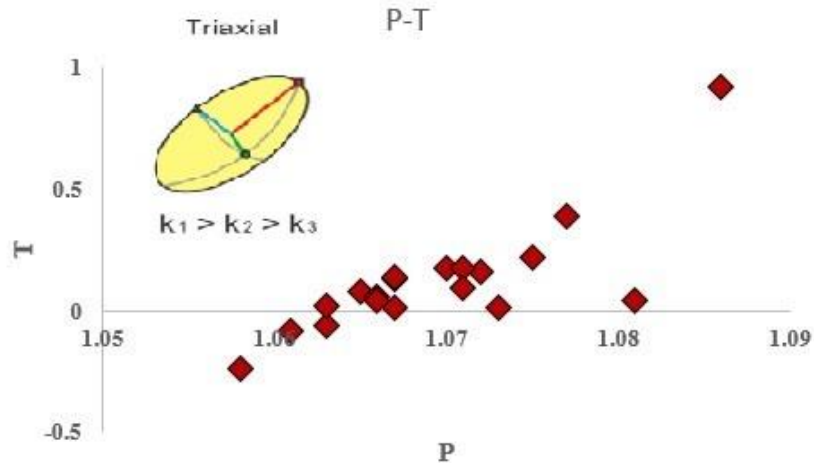


شکل (۳۴-۵) استریوگرام مربوط به گابرو دیوریت‌های آمفیبولیتی شده شمال غرب روستای گرگابی



شکل (۳۵-۵) هیستوگرام تغییرات فراوانی مقدار Km در گابرو دیوریت‌های آمفیبولیتی شده شمال غرب روستای گرگابی.

بررسی پارامترهای P و T به راحتی نشان می‌دهد که میزان پارامتر P بین ۱/۰۶ تا ۱/۰۸ در نوسان بوده که این میزان متوسط به دلیل برگوارگی ضعیف کانی‌ها و شکل دار بودن کانی‌ها است. پارامتر T آنها از ۰/۳- تا ۰/۹۵+ می‌باشد و بیضوی‌های مغناطیسی آنها از نوع ۳ محوری می‌باشد (شیبی، ۱۳۹۴).

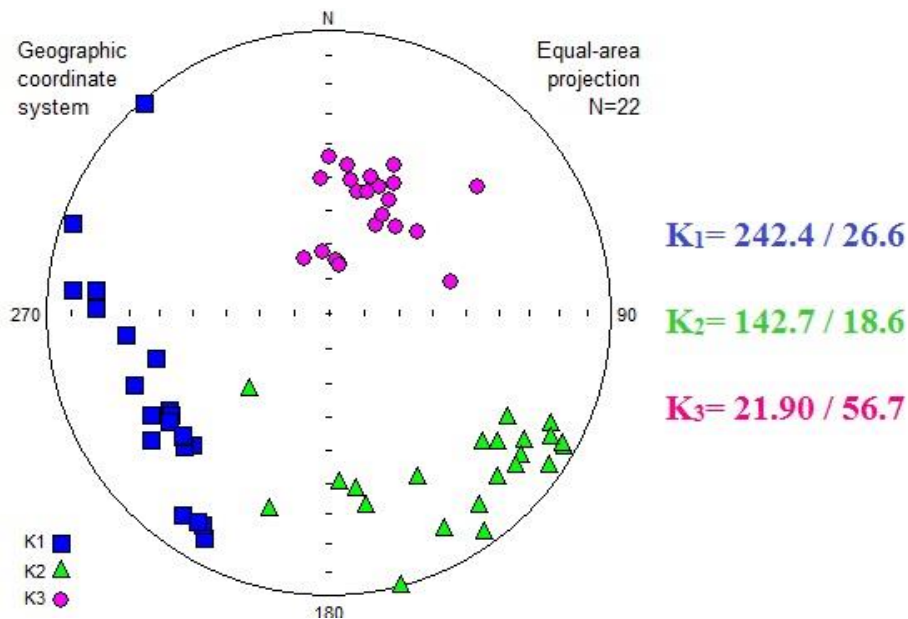


شکل (۳۶-۵) تغییرات P در مقابل T برای گابرودیوریت‌های دگرگون شده.

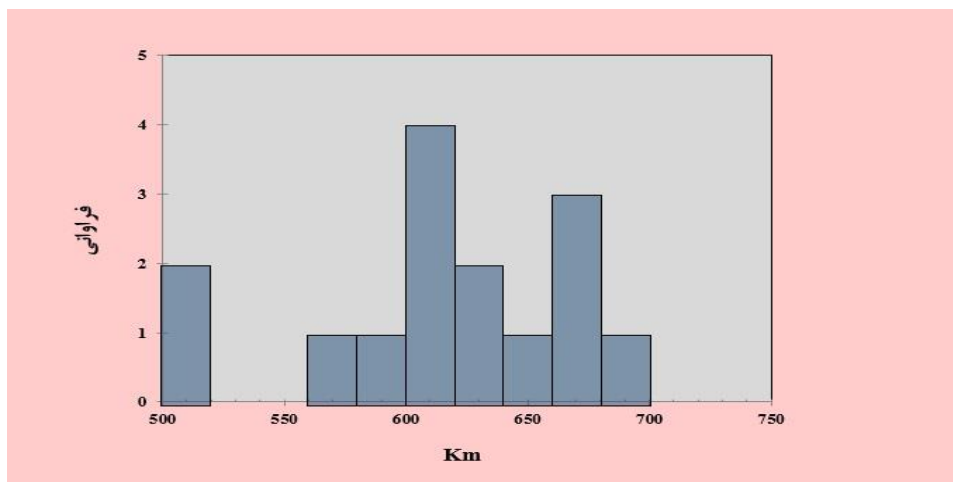
۵-۲-۳-۵- آمفیبولیت‌هایی در شمال غرب روستای گرگابی

آمفیبولیت‌های این منطقه، تمرکز قطب بر گواره‌های مغناطیسی یا همان K_3 خوبی را نشان می‌دهد. ولی آرایش خطواره‌های مغناطیسی آنها حدود ۲۰۹ تا ۳۱۸ در یک طیف ۹۰ تا ۱۱۰ درجه‌ای تغییر موقعیت نشان می‌دهند. اگر تغییرات برگوارگی را به طور میانگین مدنظر قرار دهیم بهترین خطواره‌ی مغناطیسی دارای مشخصات 242.4 / 26.6 است. قطب میانگین برگواره‌های مغناطیسی میانگین نیز دارای مشخصات 21.90 / 56.7 می‌باشد. به شکل (۳۷-۵) توجه کنید.

مقدار Km در نمونه‌های این سنگها بین ۵۰۰ تا ۷۰۰ μSI در نوسان است و میانگین آن حدود $613 \mu\text{SI}$ می‌باشد. میزان بالای پذیرفتاری مغناطیسی میانگین به دلیل حضور قابل توجه کانی‌های فرومغناطیس نظیر مگنتیت تیتانیم‌دار، هورنبلند و بیوتیت در این سنگ‌هاست.

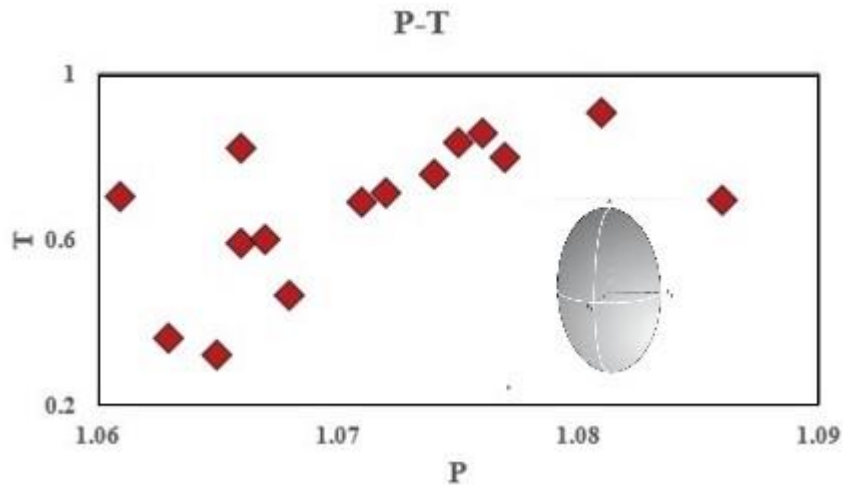


شکل (۵-۳۷) استریوگرام مربوط به آمفیبولیت‌های شمال غرب روستای گرگابی.



شکل (۵-۳۸) هیستوگرام فراوانی و تغییرات Km در آمفیبولیت‌های شمال غرب روستای گرگابی.

درصد انیزوتروپی مغناطیسی در آمفیبولیت‌های این منطقه از ۶/۱ تا ۸/۶ متغیر است. پارامتر شکل تمام نمونه‌های این ناحیه مثبت است و مقدار آن بین ۰/۳۲۲ تا ۰/۹۰۸ تغییر می‌کند و بنابراین بیضوی-های مغناطیسی آن‌ها کلوچه‌ای شکل می‌باشد (شکل ۵-۳۹).



شکل (۵-۳۹) نمودار نشان‌دهنده تغییرات P در مقابل T برای آمفیبولیت‌های شمال غرب روستای گرگابی.

۵-۲-۳-۶-آمفیبولیت‌های شرق روستای گرگابی

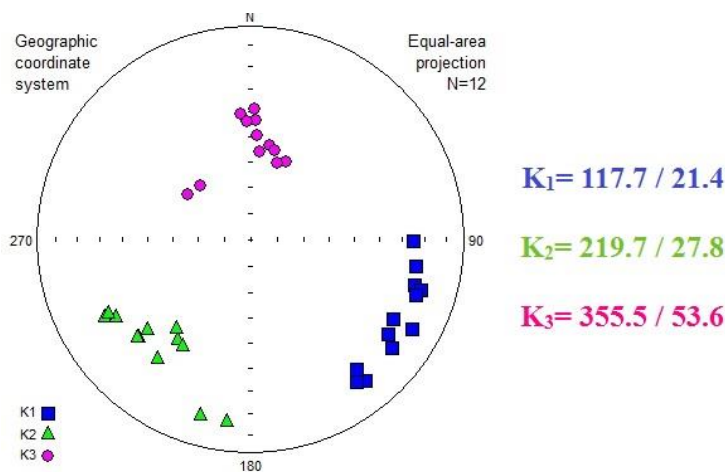
بر اساس استریوگرام مربوط به ویژگی‌های مغناطیسی سنگ‌های آمفیبولیتی این منطقه، از تمرکز خطواره‌ی مغناطیسی خوبی برخوردار هستند. خطواره مغناطیسی میانگین دارای مشخصات $21^\circ / 117^\circ$ باشد، میانگین قطب برگواره‌های مغناطیسی نیز دارای مشخصات $53^\circ / 355^\circ$. در این گروه K_2, K_3 تمرکز خوبی نشان می‌دهد (شکل ۵-۴۰).

پذیرفتاری مغناطیسی میانگین در سنگ‌های این محل بین $627/63 \mu SI$ تا $776/03 \mu SI$ متغیر است و بیش‌ترین مقدار $740 \mu SI, Km$ می‌باشد.

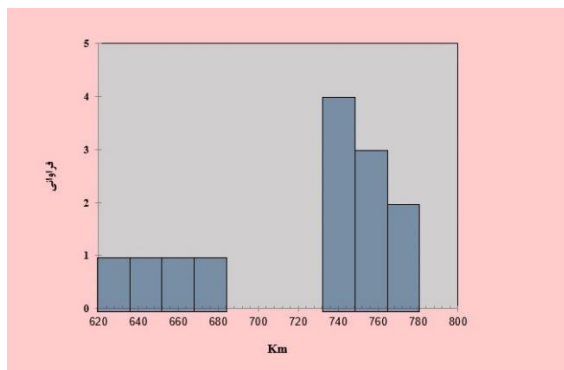
درصد انیزوتروپی در آمفیبولیت‌های شرق روستای گرگابی بین ۲/۹ تا ۶/۱ درصد متغیر است. دلیل بالا بودن میزان P در برخی نمونه‌ها، زیاد بودن مقادیر بیوتیت و هورنبلند و آرایش یافتگی بارز آنها می‌باشد.

مقدار پارامتر شکل در آمفیبولیت‌های این ناحیه تماماً مثبت و بین ۰/۲۶۷ تا ۰/۵۹۶ متغیر است.

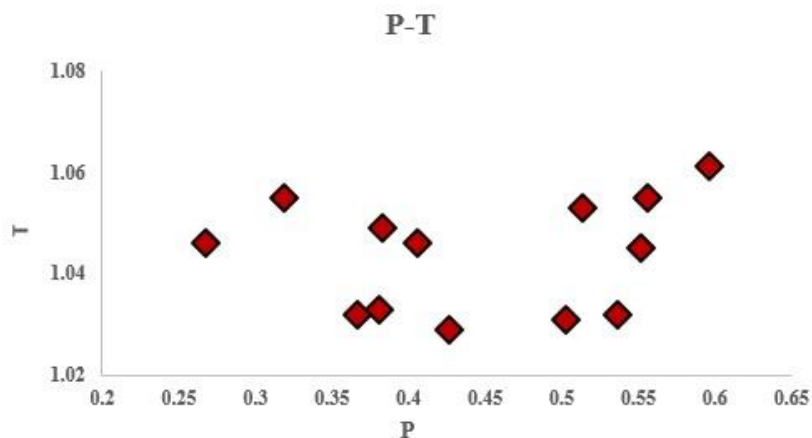
بیضوی مغناطیسی این سنگ‌ها کلوجه‌ای شکل است.



شکل (۴۰-۵) استریوگرام داده‌های شرق روستای گرگابی.



شکل (۴۱-۵) هیستوگرام فراوانی و تغییرات Km در آمفیبولیت‌های شرق روستای گرگابی.



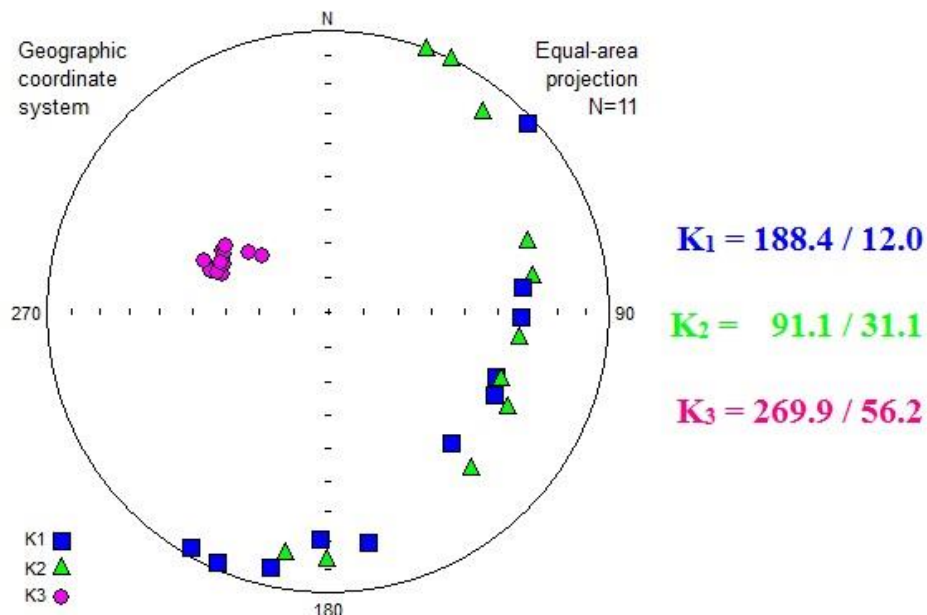
شکل (۴۲-۵) نمودار تغییرات انیزوتروپی مغناطیسی (P) در مقابل پارامتر شکل (T) برای آمفیبولیت‌های شرق

روستای گرگابی

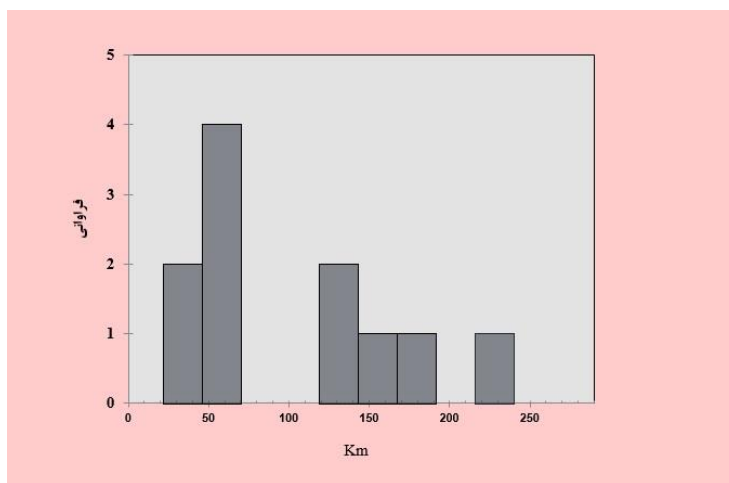
۵-۲-۴- پلاژیوگرانیت

دسته دیگری از سنگ‌ها که حاصل ذوب بخشی آمفیبولیت‌ها است، پلاژیوگرانیت‌ها نام دارد. این سنگ‌ها از میزان پلاژیوکلاز بالایی برخوردارند و محتوای کانی‌های فرومنیزین پائینی هستند. بخشی از سنگ‌های حفاری شده از شرق روستای گرگابی دارای ترکیب پلاژیوگرانیتی هستند.

پس از بررسی استریوگرام حاصل از این سنگ‌ها مشاهده می‌شود که بهترین خطواره مغناطیسی آنها دارای مشخصات $188^{\circ}/12^{\circ}$ می‌باشد و برگواره‌ی مغناطیسی دارای شیب کم حدود 30° درجه به سمت شرق تا جنوب شرق می‌باشد. قطب برگواره‌ی مغناطیسی از تمرکز بالایی برخوردار هستند و میانگین آنها دارای مشخصات $297^{\circ}/59^{\circ}$ اس

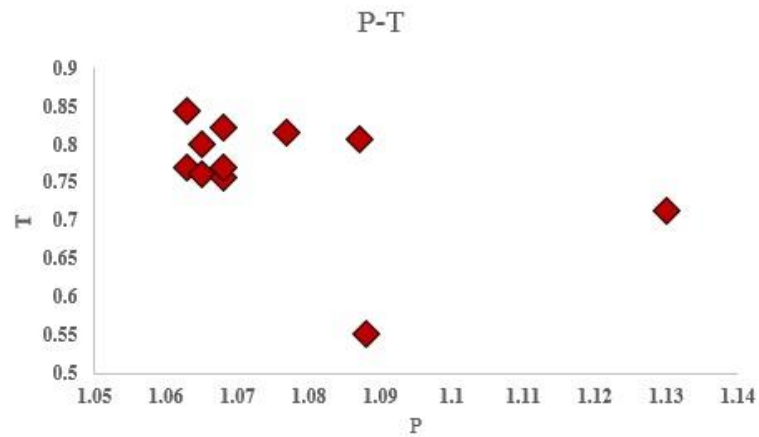


شکل (۴۳-۵) استریوگرام نشان دهنده چگونگی توزیع موقعیت محورهای K_3, K_2, K_1 در پلاژیوگرانیت‌ها. در این سنگ‌ها به دلیل پائین بودن میزان کانی‌های فرومنیزین و همچنین بالا بودن میزان کانی پلاژیوکلاز، پذیرفتاری مغناطیسی میانگین پائین و بین $30 \mu SI$ تا $222 \mu SI$ است و بیش‌ترین فراوانی $50 \mu SI$ پیرامون Km تغییر می‌کند.



شکل (۴۴-۵) هیستوگرام داده‌های آپلیتی

به دلیل شکل دار بودن و آرایش یافتگی منظم کانی‌ها درصد انیزوتروپی متوسط تا بالا است و مقدار عددی آن بین ۶ تا ۱۳ است. پارامتر شکل (T) نیز دارای مقدار مثبت و زیاد است.



شکل (۴۵-۵) نمودار P-T برای پلاژیوگرانیت‌ها، همانطور که از نمودار مشخص است بیضوی مغناطیسی از نوع کلوچه‌ای است.

۵-۳- نتیجه گیری

همانطور که در فصول پیشین یاد شد، برداشت‌های صحرایی، شواهد پتروگرافی و داده‌های مغناطیسی در ۴ گروه اصلی سنگی در مجموعه آذرین - دگرگون شترکوه، شامل گنیس، آمفیبولیت، آپلیت گرانیتی و پلاژیوگرانیت انجام شد. شواهد صحرایی حاکی از آن است که منطقه تحت تاثیر دگرگونی شدید قرار گرفته و در سنگ‌ها شواهد دگرریختی به وضوح مشاهده می‌شود. برگوارگی مغناطیسی در این سنگ‌ها دارای روند شمال شرقی - جنوب غربی است

نمونه‌های گنیسی منطقه دارای برگواره‌های مغناطیسی با راستای شمال شرقی - جنوب غربی هستند، میانگین روند خطواره‌های مغناطیسی در گنیس‌ها برابر $121.7 / 25.7$ است و میانگین قطب برگواره‌های مغناطیسی آن‌ها برابر $335.8 / 56.4$ است. مقدار میانگین پذیرفتاری مغناطیسی در این سنگ‌ها برابر $326 \mu SI$ است و بازه آن بین $136 \mu SI$ تا $270 \mu SI$ تغییر می‌کند. کانی‌های آهن و منیزیم‌دار نظیر بیوتیت و گارنت حامل اصلی رفتار مغناطیسی در گنیس‌ها هستند. دامنه تغییرات ناهمگنی مغناطیسی تصحیح شده (Pj) در این سنگ‌ها بین $0/8$ تا $18/7$ درصد متغیر است. در گنیس‌ها بین شدت دگرشکلی و ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی ارتباط مستقیم و مثبتی وجود دارد. دگرریختی شدید گنیس‌ها بالا بودن مقادیر پارامتر P را تأیید می‌کند. پارامتر شکل در گنیس‌ها بین $-0/44$ تا $0/97$ متغیر است، اکثر نمونه‌ها دارای پارامتر شکل مثبت و بیضوی مغناطیسی کلوجه‌ای هستند، این امر نشانگر غالب بودن برگوارگی مغناطیسی در گنیس‌ها است.

میزان پذیرفتاری مغناطیسی در آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت‌ها بین $219 \mu SI$ تا $1200 \mu SI$ متغیر است، این مقادیر با فراوانی قابل توجه هورنبلند سبز، گارنت و بیوتیت در آمفیبولیت‌ها قابل توجیه است.

درصد ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی آمفیبولیت‌ها در بازه بین ۱/۱ تا ۱۴/۳ تغییر می‌کند، آمفیبولیت‌ها که دارای دگرریختی شدید و به تبع آن درصد ناهمگنی بالایی نشان می‌دهند. بیضوی‌ها مغناطیسی مربوط به سنگ‌های آمفیبولیتی، غالباً کلوچه‌ای شکل است. نمونه‌های آمفیبولیتی دارای پارامتر شکل مثبت و دارای مقادیر بالایی هستند.

برگواره‌های مغناطیسی در آمفیبولیت‌ها کم شیب و تقریباً افقی هستند. قطب میانگین برگواره‌های مغناطیسی آن‌ها دارای مشخصات 280.2 / 81.2 است. میانگین خطواره‌های مغناطیسی آن‌ها دارای مشخصات 141.6 / 6.6 است.

برگواره‌های مغناطیسی آپلیت‌های گرانیتی دارای روند شرقی-غربی هستند. میانگین خطواره‌های مغناطیسی آن‌ها دارای مشخصات 121.7 / 25.7 است. میانگین قطب برگواره‌های مغناطیسی آن‌ها دارای مشخصات: 346.1 / 56 است. پذیرفتاری مغناطیسی این دسته از سنگ‌ها از $1 \mu\text{SI}$ تا $260 \mu\text{SI}$ متغیر است. کانی‌های اپک و کانی‌های فرومنیزین آن‌ها بسیار کم است. به دلیل میلونیتی شدن و دگرریختی شدید آپلیت‌ها، درصد ناهمگنی مغناطیسی از ۰/۶ تا ۴۴ درصد تغییر می‌کند. تمام نمونه‌های آپلیتی دارای پارامتر شکل مثبت و بیضوی مغناطیسی کلوچه‌ای شکل هستند.

میانگین خطواره‌های مغناطیسی پلاژیوگرانیت‌ها دارای مشخصات 183.3 / 9.6 است و میانگین قطب برگواره‌های مغناطیسی آن‌ها دارای مشخصات: 289.9 / 59.4 است. پذیرفتاری مغناطیسی در این دسته بین $29 \mu\text{SI}$ تا $221 \mu\text{SI}$ متغیر است، ناهمگنی پذیرفتاری این دسته بین ۶/۳ تا ۱۳ تغییر می‌کند و پارامتر شکل در این سنگ‌ها مثبت و بیضوی مغناطیسی آن‌ها کلوچه‌ای شکل است.

در مجموع این پژوهش نشان می‌دهد که مقادیر میانگین پذیرفتاری مغناطیسی تابعی از نوع و فراوانی کانی‌های حامل رفتارهای مغناطیسی است و در سنگ‌های مورد مطالعه بیوتیت، گارنت، هورنبلند سبز، کانی‌های اوپک (مگنتیت، تیتانومگنتیت و ایلمنیت) حامل‌های مهم رفتارهای مغناطیسی هستند. از

سوی دیگر بین مقادیر عددی پارامتر شکل، درصد ناهمگنی مغناطیس و شدت دگرریختی یا دگرشکلی رابطه‌ای مستقیم و صعودی یا فزاینده وجود دارد. در منطقه مورد مطالعه اغلب برگواره‌های مغناطیسی کم شیب هستند و خطواره‌های مغناطیسی نیز عمدتاً به سوی جنوب شرق آرایش یافته‌اند. این نتایج با شواهد صحرایی تأیید می‌شود و با ساختار گنبدی بزرگ مقیاس مجموعه آذرین - دگرگونی شتر کوه به‌عنوان یک مجموعه با هسته دگرگونی (Core Complex) سازگار است. هر چند عواملی محلی همچون زون‌های برشی در ایجاد عناصر ساختاری سهیم هستند و باعث تغییرات محلی در ویژگی‌های عناصر ساختاری می‌شوند ولی به نظر می‌رسد یک حادثه دگرشکلی بزرگ مقیاس کل منطقه و کل سنگ‌های رخنمون یافته را تحت تأثیر قرار داده است. به طوری که به غیر از سنگ‌های جوان‌تر نظیر سنگ‌های دگرگونی درجه پایین ژوراسیک میانی و تعداد معدود دایک‌های دیابازی قطع کننده آن‌ها (به سن ژوراسیک میانی)، تمامی سنگ‌های دگرگونی اعم از سنگ‌های دارای والد رسوبی یا آذرین شواهد بارزی از برگوارگی، خطوارگی و میلونیتی شدن نشان می‌دهند. اگرچه ممکن است این شواهد با شدت و ضعف‌هایی نیز همراه باشند.

منابع فارسی

- ابتهاج م، (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه بند هزارچاه"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- احدنژاد و، (۱۳۸۹)، رساله دکتری: "مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی ملایر با استفاده از روش AMS"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- اسماعیلی د، (۱۳۸۶)، "مدل ژئودینامیکی جایگیری توده گرانیتوئیدی شاهکوه (شرق ایران) با استفاده از تکنیک انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS)"، دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.
- اصغرزاده ز، (۱۳۹۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- اصلانی ع، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه ریزساختاری و الگوی جایگیری نیمه‌ی جنوبی باتولیت الوند با استفاده از ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، وزارت علوم، تحقیقات، و فناوری پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات، پژوهشکده علوم زمین.
- بخشی‌زاد ف، (۱۳۹۴)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی منطقه زنجان - تخت سلیمان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان.
- بدلو س، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی گل‌زرد (شمال الیگودرز) با استفاده از روش انیزوتروپی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بلاغی اینالو ز، (۱۳۹۳)، رساله دکتری: "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- بلاغی اینالو ز، صادقیان م، ژای م، قاسمی ح، محجل م، (۱۳۹۳) "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره سوم، ص ۴۷۱-۴۸۴.
- بلاغی اینالو ز، صادقیان م، قاسمی ح، (۱۳۹۰) " شواهد میگماتیت‌زایی در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم.
- بلاغی اینالو ز، صادقیان م، قاسمی ح، علیمحمدیان ح، (۱۳۹۲) " کاربرد شیمی کانیها در دما- فشارسنجی سنگ‌های متاپلیتی مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)" اولین همایش زمین‌شیمی کاربردی، دانشگاه دامغان.
- بلاغی اینالو ز، صادقیان م، قاسمی ح، محجل م، عمرانی ه، (۱۳۹۴) "پترولوژی، ترموبارومتري و سن‌سنجی U-Pb سنگهای متاپلیتی مجموعه دگرگونی دلبر، منطقه بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان، جلد ۶، شماره بیست و یک، ص ۵۵-۸۲.
- بلاغی اینالو م، صادقیان م، قاسمی ح، (۱۳۹۴) "کانی شناسی زمین‌شیمی و دما-فشار سنجی گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۳، ص ۴۷۹ تا ۴۹۴.
- چکنی مقدم م، (۱۳۹۱) ، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: " بررسی سازوکار توزیع مذاب در دایک‌های مافیک قطع کننده مجموعه دگرگونی-آذرین دلبر (شرق بیارجمند) به وسیله روش AMS و تعیین موقعیت دیرینه مغناطیس آنها"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حسینی ح، (۱۳۷۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیارجمند"، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران.

- حسینی ح، (۱۳۹۴)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حسینی س ح، صادقیان م، مینگو ج، قاسمی ح، (۱۳۹۵). "شیمی کانی، جایگاه زمین ساختی و سنگ‌زایی توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه (جنوب شرق شاهرود)"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و چهارم، شماره دوم، ص ۲۹۵ تا ۲۷۲.
- حسینی س ح، صادقیان م، مینگو ژ، قاسمی ح، (۱۳۹۵)، "شیمی کانی، دمافشار سنجی و پتروژنز فوج دایک بازیک بندهزارچاه (جنوب شرق شاهرود)"، مجله پتولوژی دانشگاه اصفهان، سال ۷، شماره ۲۵، ص ۸۱ تا ۹۶.
- حمیدی م، (۱۳۹۲)، پایان نامه ارشد: "تعیین سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی حسن رباط با استفاده از روش ناهمگنی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- رحمتی ایلخچی م، (۱۳۸۱)، "نگرشی دوباره بر مجموعه سنگهای دگرگونه شمال خاوری تروود"، بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، تهران، صفحات ۴۵۰ تا ۴۵۲.
- رحمتی ایلخچی م، (۱۳۸۲)، "شرح نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه"، سازمان زمین شناسی کشور.
- رسولی ج، (۱۳۸۷)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی توده گرانیتوئیدی بروجرد"، دانشگاه تهران.
- ساکی س، (۱۳۹۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی بوئین میاندشت با استفاده از روش بررسی ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- ساکی س ، صادقیام م، قاسمی ح، (۱۳۹۴) "تفسیر فابریک‌های مغناطیسی مبتنی بر تغییرات ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی بوئین-میاندشت"، مجله علوم زمین، سال ۲۵، شماره ۹۸، ص ۳۸۵ تا-۳۹۴.
- شکاری س، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی درّه باغ (شمال غرب الیگودرز) با استفاده از روش انیزوتروپی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- شکاری س، صادقیان م، مینگو ج، قاسمی ح، (۱۳۹۵) "اولین گزارش سن سنجی از گابرودیوریت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود)"، بیست و چهارمین همایش ملی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شاهرود.
- شکاری س، صادقیان م، مینگو ج، قاسمی ح، (۱۳۹۵) " شواهد میگماتیت‌زایی در مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود)"، بیست و چهارمین همایش ملی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شاهرود.
- شیپی م، (۱۳۸۸)، رسالهٔ دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و سازوکار جایگیری باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه (جنوب غرب یزد)"، پردیس علوم، تهران.
- شیپی م، (۱۳۹۴)، " تغییرات الگوهای فابریک مغناطیسی توده‌های نفوذی در طی انواع دگرسانی- های گرمابی " بیست و سومین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دامغان.
- صادقیان م، (۱۳۸۳)، رسالهٔ دکتری: "ماگماتیسم، متالوژی و مکانیسم جایگزینی تودهٔ گرانیتوئیدی زاهدان" ، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تهران.
- صادقیان م، (۱۳۸۶)، "ساز و کار جایگیری تودهٔ گرانیتوئیدی زاهدان در پرتو روش AMS" فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، شماره ۶۶، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، صفحات ۱۴۳-۱۵۹.

- صادقیان م، ولی زاده م، (۱۳۸۳)، "مکانیسم جایگزینی بخش شمالی توده گرانیتوئیدی زاهدان"، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- عابدی ز، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- عزیزی م، (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- علوی نائینی م، هوشمندزاده ع، (۱۳۵۵)، تهیه نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود
- قاسمی ح، (۱۳۷۸)، " مبانی بافت ها و ریزساخت های سنگ های دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود. ص ۲۶۰.
- قاسمی ح، (۱۳۹۴) "پتروگرافی و پتروژنز سنگهای دگرگونی، مبانی پتروگرافی و روش های مطالعه" جلد اول، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۵۶۲ ص.
- قاسمی ح، (۱۳۹۵) "پتروگرافی و پتروژنز سنگهای دگرگونی، پتروژنز گروه های ترکیبی و محیط های زمین ساختی رخدادهای دگرگونی" جلد دوم، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۷۰۹ ص.
- قاسمی ح، آسیابانها ع، (۱۳۸۵)، "معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی"، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، ص ۲۳۱ تا ۲۴۷.
- قلمقاش ج، (۱۳۸۱)، رساله دکتری: "مطالعه توده های نفوذی منطقه اشنویه و بررسی ساز و کار جایگزینی آن ها"، دانشکده زمین، دانشگاه تهران.
- کاظمی ک، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی جنوب کیکی، جنوب غرب بیارجمند"، دانشکده زمین، دانشگاه تهران..

- کاظمی ک، کنعانیان ع، سرجوقیان ف، (۱۳۹۳)، "شواهد سنگ نگاری و دگرشکلی دمای بالا در حاشیه توده گرانیتوئیدی کیک، ایران مرکزی" مجله بلورشناسی و کانی شناسی، شماره ۱، دوره ۲۲، ص ۳ تا ۱۴.
- کرمی م، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پتروژنز مجموعه دگرگونی دلبر (جنوب شرق بیارجمند)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- گوانجی ن، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند (اردستان) به وسیله روش AMS"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- مردانی م، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی منطقه پهناوز، جنوب بیارجمند - شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- مردانی م، صادقیان م، شکاری س، بدلو س، (۱۳۸۹)، "بررسی تغییرات انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی ازنا"، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، صفحه ۱۶۴.
- ملک پور علمداری ا، (۱۳۸۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه پتروفابریک و سن سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای در کوههای علاءالدین و ملحدو، جنوب شرق شاهرود"، دانشکده زمین، دانشگاه تهران
- میرزایی س، (۱۳۸۹)، پایان نامه ارشد: "مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی شمال گلپایگان به وسیله روش AMS"، علوم تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی.
- نبوی م ح، (۱۳۵۵)، دیباچه‌ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور، ص ۱۰۹.
- وکیلی ف، (۱۳۸۲)، پایان نامه ارشد: "بررسی انیزوتروپی پذیرفتاری مغناطیسی در توده گرانیتی شاهکوه"، دانشکده زمین، دانشگاه تهران.

- همّتی ع، (۱۳۹۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (غرب بیارجمند)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- یوسفی ف، صادقیان م، سمیاری س، قاسمی ح، (۱۳۹۵) "ژئوشیمی گندهای آداکیتی پر سیلیس احمدآباد خارتوران (جنوب خاور شاهرود)" مجله علوم زمین، سال ۲۵، شماره ۱۰۰، ص ۲۹۱ تا ۲۹۸.

Reference

- Adissin Glodji L., Bascou j., Yessoufou S., Ménot R P. and Villaros A.(2014) “Relationships between deformation and magmatism in the Pan-African Kandi Shear Zone: Microstructural and AMS studies of Ediacaran granitoid intrusions in central Bénin (West Africa)” **Journal of African Earth Sciences**, **97**, pp.143–160.
- Bascou j., Henry B., Ménot R. P., Funaki M. and Barruol G.,(2013) “Contribution of AMS measurements in understanding the migmatitic terrains of Pointe Géologie, Terre Adélie (East-Antarctica)” **Tectonophysics**, **603**, pp.123–135.
- Borradaile G. J., Geneviciene I., Charpentier L. (2012) "Magnetic fabrics in Archean granitoids, Northwestern Ontario: isolation of accessory and matrix contributions by inspection of AMS data", **Tectonophysics**, **514- 517**, pp.115-122.
- Borradaile G. J., Jakson M. (2010) "Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM)", **Journal of Structural geology**, **32**, pp.1519-1551.
- Borradaile G.J., Jackson M.,(2004) “Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) magnetic petrofabrics of deformed rocks. In: Martin-Hernandez, F., Lünenburg, C.M., Aubourg, C., Jackson, M. (Eds.), *Magnetic Fabric: Methods and Applications*, vol. 238. Geological Society London, pp. 299e360. Special Publication
- Borradaile G. J., Jakson M. (2010) "Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM)", **Journal of Structural geology**, **32**, pp.1519-1551.
- Bucher K. and Grapes R. (2011), “**Petrogenesis of Metamorphic Rocks**”, Springer Heidelberg Dordrecht London New York
- Chen G. N and Grapes R. (2007) “Granite Genesis: In-Situ Melting and Crustal Evolution” published by **springer**
- Cloos E. (1932),”Structural Survey of the granodiorite south of Mariposa, California”, **American Journal of Science**, **23**, pp.289-304.

- Esmaeily D. Bouchez J.L. and Siqueira R. (2007) , “Magnetic fabrics and microstructures of the Jurassic Shah-Kuh granite pluton (Lut Block, Eastern Iran) and geodynamic inference”, **Tectonophysics** **439**, pp.149 –170.
- Frost C. D. and Frost B. R., (2014). “**Essentials of igneous and metamorphic petrology**”, Cambridge University Press, University of Cambridg.
- Ghalamghash J., Bouchez J.L., Vosoughi Abedini, M. and Nedelec A. (2009), "The Urumieh plutonic complex (NW Iran): 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.**, **36**, pp.303-317.
- Gustavo F., Viegas, Carlos J., Archanjo A. and Vauchez A.(2013), “Fabrik of migmatites and the relationships between partial melting and deformation in high-grade transpressional shera zones The Espinho Branco anatexite (Borborema Province , NE Brazil)”, **Journal of Structural Geology.**, **48** pp.45-56.
- Hassanzadeh J. and Stockli D. and Horton B. and Axen G. and Stockli L. Grove M. and Shmitt A. and Walker D. (2008) “U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic– Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement, 2008”. **Tectonophysics.**, **451**, p.71- 96.
- Hinchey A M. and Carr S D. (2006) "The S-type Ladybird leucogranite suite of southeastern British Columbia: Geochemical and isotopic evidence for a genetic link with migmatite formation in the North American basement gneisses of the Monashee complex" **Lithos**, Vol 90, Issues 3–4, pp.223-248.
- Horuda F. (1982) “Magnetic Anisotropy of rocks and its Application in Geology and Geophysics”, **Geophys, Surveys** **5**, pp.37-82.
- Hrouda F. and Kahan S. (1991) “The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappesin the high tatra mountains”, Slovakia, **Journal of Struct, Geol**, **13**, pp.431-42.
- Hrouda F., (1978), “The magnetic fabric in some folds” **Physics of the Earth and Planetary Interiors.**, **17**: pp.89-97.

- Hrouda F., Krejc O. and Otava J.,(2000) “Magnetic fabric in folds of the easternmost Rheno-Hercynian Zone.”, *Phys Chem Earth Part A Solid Earth Geodesy* **25** pp.505-510.
- Jelink V. (1981) “Characterisation of the magnetic fabrics of rocks”, *Tectonophysics* **79**, pp.7-63.
- Johannes W., Ehlers C., Kriegsman L. M., Mengel K. (2003), “The link between migmatites and S –type granites in the Turku area southern Finland” *Lithos.*, **68**, pp.69-90 .
- Kerrick D. M. (1987),” Fibrolite in contact aureoles of Donegal, Ireland”. *American Mineralogist.*, **72(3-4)**: pp 240-254.
- Kretz R. (1994) “**metamorphic crystallization**”, John Wiley and Sons Ltd, pp 507.
- Lanza R. Meloni A. (2006), “The earth magnetism: An Introduction for geologists”, Springer, New York, pp.278.
- Li Q L. , Li X. H , Liu Y., Tang G Q., (2010a).” Precise U–Pb and Pb–Pb dating of Phanerozoic baddeleyite by SIMS with oxygen flooding technique”. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry.*, **25**, pp.1107–1113
- Liu X.C. and Zhao Y.and Zhao G. and Jian P. and Xu G. (2007).” Petrology and geochronology of granulites from the McKaskle Hills, eastern Amery Ice Shelf, Antarctica, and implications for the evolution of the Prydz Belt”. *Journal of Petrology.*, **48**, pp. 1443–1470.
- Martin-Hernandez F., Lünenburg C.M., Aubourg C., Jackson M. (2004), “**Magnetic Fabric: Methods and magnetic petrofabrics of deformed rocks**” Geological Society, London, Special Publications, pp. 238
- Mamtani M. A., Piazzolo S., Greiling R. O. Kontny A. and Hrouda F., (2011) “Process of magnetite fabric development during granite deformation” *Earth and Planetary Science Letters*, **308**, pp. 77–89.
- Martins H. C. B., Sant’Ovaia H. and Noronha F. (2013) “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**, pp. 221–235.

- Naba S. and Lompo M. and Debat P. and Bouchez J.L. and Béziat D. (2003) "Structure and emplacement model for late-orogenic Paleoproterozoic granitoids: the Tenkodogo – Yamba elongate pluton (Eastern Burkina Faso)", **Journal of African Earth Sciences.**, Vol **38**, pp. **41-57**.
- O Reilly W. (1984), "Rock and mineral magnetism", Blackie, Glasgow,uk, pp.220.
- Rahmati-Ilkhchi M., Faryad S.W., and Holub F.V., Košler, J. and Frank W. (2011) " Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh Metamorphic Complex (Central Iran)". **International Journal of Earth Sciences**. doi:10.1007/s00531-009-0499-0.
- Rahmati-Ilkhchi M., Jerčá'bek P., Faryad S.W. and Kos'ler J., (2008) " Tectonometamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic core complex in the Central Iranian block". In: 6th Meeting of the Central European Tectonic Group, Upohlav Slovakia SlovTec.
- Rahmati-Ilkhchi M., Jerabek P., Faryad S.W. and Koyi H.A. (2010) "Mid-Cimmerian, Early Alpine and Late Cenozoic orogenic events in the Shotor Kuh Metamorphic complex, Great Kavir Block, NE Iran". **Tectonophysics.**, **494** pp.**101 117**.
- Rahmati-Ilkhchi M.,(2009),PHD. thesis, "Metamorphism and Geotectonic position , of The SHoturKuh complex, central Iranian block", Charles UniversityPrague, Czech Republic.
- Ramezani J. and Tucker R.D., (2003)." The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics". **American Journal of Science.**, **303** pp.**622 665**.
- Rochette P., Jackson M. and Aubourg, C. (1992), "Rock magnetism and the interpretation of anisotropyof magnetic susceptibility, Rev", **Geophysics.**, **36**, **209- 226**.
- Rochette P., Jackson, M. and Aubourg, C. (1992), "Rock magnetism and the interpretation of anisotropyof magnetic susceptibility, Rev", **Geophysics.**, **36**, **209- 226**.

- Sadeghian M. Bouchez J.L., Nedelec A., Siqueir R. and Valizadeh M.V. (2005) “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**, pp.301-327.
- Sawyer E. W. and Brown M. (2008). " **Working with migmatites, Short Course Series, (38)**," Series editor, Robert Raeside, Mineralogical Association of Canada, Quebec City, Quebec, 168pp
- Sawyer E.W. (2008) " **Atlas of Migmatites**" The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NRC Research Press, Ottawa, Ontario. 371p
- Sen K., Dubeva A K., Tripathia K. and Pfanderb J A., (2012), “Composite mesoscopic and magnetic fabrics of the Paleo-Proterozic Wangtu Gneissic Complex, Himachal Himalaya, india: implication for ductile deformation and superposed folding of the Himalayan basement rocks.” **Journal of Geodynamics.**, **61**, pp **81-93**.
- Shafaii Moghadam H, Khademi M , Hu H , Stern R J , Santos J F and Wu Y. (2013) “Cadomian (Ediacaran Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand Metamorphic Complex (Iran)”: magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Res.*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.10.014>
- Sheibi M., Bouchez J.L., Esmaily D. and Siqueira, R. (2012), "The Shir- Kuh pluton (central Iran): Magnetic fabric evidences for the coalescence of magma batches during emplacement", **Journal of Asian Earth sciences**, **46**, pp.39-51
- Siegesmund S. , Ullemeyer K. and Dahms M. (1995), “control of magnetetic rock fabrics by mica preferred orientation: a quantitative approach”, **Journal of Structural Geology** **17**, pp.1601-1613.
- Stocklin J. (1968). “Salt deposits of the Middle East, Geological Society of America”. **Special paper.**, **88**, pp.157- 181.
- Talbot J.Y., Chen Y. and Faure M. (2005) "Magnetic fabric study of the Aigoual-Saint Guiral- Liroh granite pluton (French massif central) and relationships with it's associated dikes" **Journal of Geophysical Research.**, vol **110**, B 121060.
- Tarling D.H. Hrouda F. (1993), “**The magnetic Anisotropy of rocks**”, Chapman & Hall, London. pp.217.

- Vernon R. H. (2004), “**A practical guide to rock microstructure**”, published by press syndicate of the university of Cambridge, 594p.
- Vernon R.H. and Clarke G.L. (2008), “**Principles of metamorphic petrology**”, Cambridge university press, 446p.
- Zavada P., Calassou T., Schulmann K., Hrouda F., Stipska P., Hasalova P., Mikova J., Magna T and Mixa P.,(2016), “Magnetic fabric transposition in folded granite sills in Variscan orogenic wedge” **Journal of Structural Geology**, doi: 10.1016/j.jsg.2016.11.

-

پیوست

پیوست ۱- پارامترهای مغناطیسی اندازه‌گیری شده برای کلیه ایستگاه‌های مغزه‌برداری

Name	Lithology	Km	P%	Pj	T	K1d	K1i	K3d	K3i	DDf	Df
B1-1	Amphibolite	473.1704	2.6	1.026	-0.256	91.5	10	316.7	75.9	136.7	14.1
B1-2	“	475.0983	3.6	1.036	0.017	108.9	12	303.8	77.6	123.8	12.4
B1-1	“	472.0018	2.6	1.027	-0.235	124.7	10	10.3	66.9	190.3	23.1
B1-3	“	469.1522	3.3	1.034	0.215	89.7	4.7	346.4	70.5	166.4	19.5
B1-4	“	393.3585	5.5	1.057	0.404	95.7	2.5	205.5	82.7	25.5	7.3
B1-5	“	465.4973	6.2	1.068	0.75	55.3	10.3	194.4	76.5	14.4	13.5
B1-6	“	426.4439	4.5	1.046	0.288	113.4	7	239.3	78.2	59.3	11.8
B2-1	“	480.0275	3.3	1.033	-0.047	148	23.8	294.8	62.2	114.8	27.8
B2-2	“	387.6636	3	1.03	-0.238	137	18.7	291.2	69.4	111.2	20.6
B2-3	“	407.089	3.1	1.031	-0.233	141.9	13.5	294.4	74.8	114.4	15.2
B2-4	“	388.2508	3.3	1.033	0.012	129.4	21.6	272.8	63.7	92.8	26.3
B2-5	“	546.9171	4.1	1.042	0.151	145.4	16.2	304.9	72.7	124.9	17.3
B2-6	“	510.4104	4.1	1.041	-0.068	134.9	14	327.6	75.7	147.6	14.3
B3-1	“	440.2686	3.4	1.034	-0.25	127.9	42.8	313.6	47	133.6	43
B3-2	“	444.9302	3.1	1.032	-0.376	108.8	36	306.2	52.7	126.2	37.3
B3-3	“	457.152	2.5	1.028	-0.814	113.7	35.6	321	51.2	141	38.8
B3-4	“	437.5371	2	1.021	-0.691	116.8	33.9	6.9	26.8	186.9	63.2
B3-5	“	425.1321	2.1	1.022	-0.509	122	40.7	312.8	48.8	132.8	41.2

Name	Lithology	Km	P%	Pj	T	K1d	K1i	K3d	K3i	DDf	Df
B3-6	“	459.8618	1.6	1.017	-0.484	129.5	43.5	25.5	14.3	205.5	75.7
B3-7	Amphibolite	450.99	2.1	1.022	-0.485	123.5	38.9	9.1	27.1	189.1	62.9
B4-1	“	379.2816	5.8	1.058	-0.115	139.2	50.7	3.2	30.6	183.2	59.4
B4-2	“	437.8759	7.4	1.074	0.059	144.7	50.5	3	32.9	183	57.1
B4-3	“	454.9868	7.8	1.078	0.072	138.9	48.9	2.9	32.1	182.9	57.9
B4-4	“	428.5605	8.5	1.087	0.281	140	44.7	10.2	32.9	190.2	57.1
B4-5	“	442.237	8.2	1.083	0.215	131.9	40.8	5.4	34.5	185.4	55.5
B4-6	“	419.1059	7.4	1.074	0.177	134.3	44.5	10.1	29.8	190.1	60.2
B5-1	PlagioGranite	58.98861	6.5	1.072	0.799	210.4	3.6	306.9	61	126.9	29
B5-2	“	29.45767	8.8	1.093	0.552	91.4	32.1	300.1	54.5	120.1	35.5
B5-3	“	134.3984	6.8	1.074	0.77	111.3	36.2	289.4	53.8	109.4	36.2
B5-4	“	154.4049	6.8	1.076	0.821	136.9	36.8	292.7	50.7	112.7	39.3
B6-1	“	52.87368	6.5	1.071	0.761	204	3.3	298.7	55.1	118.7	34.9
B6-2	“	52.43171	7.7	1.086	0.815	181.9	20.5	303.4	54.3	123.4	35.7
B6-3	“	131.7861	6.3	1.069	0.769	170	18	290.3	57.2	110.3	32.8
B6-4	“	221.5183	8.7	1.097	0.807	82.5	31.4	289.9	55.5	109.9	34.5
B7-1	“	67.89703	6.8	1.074	0.757	46.4	3	310.2	64.6	130.2	25.4
B7-2	“	39.61098	13	1.141	0.712	192.8	7.9	294.8	56.4	114.8	33.6
B7-3	“	174.0006	6.3	1.071	0.844	116.4	34.7	294.8	55.3	114.8	34.7
B8-1	Amphibolite	420.6445	9.5	1.105	0.824	176.9	0.4	269.3	81.3	89.3	8.7
B8-2	“	407.7171	11	1.126	0.927	165.3	0.8	258.8	77.8	78.8	12.2
B8-3	“	386.1338	13.5	1.153	0.9	0.7	4.4	241.4	81.1	61.4	8.9

Name	Lithology	Km	P%	PJ	T	K1d	K1i	K3d	K3i	ddf	df
B8-4	“	458.0876	11.1	1.125	0.843	23.2	7.7	259.9	76.2	79.9	13.8
B8-5	“	462.7113	11.2	1.125	0.841	19.6	5.6	253	80.6	73	9.4
B8-6	“	409.4148	6.7	1.067	0.118	189.7	28.6	9.1	61.4	189.1	28.6
B9-1	“	431.8609	11.6	1.134	0.985	332.2	15.2	143.7	74.6	323.7	15.4
B9-2	“	430.7507	13.3	1.152	0.927	3.4	13.7	140	71.4	320	18.6
B9-3	“	392.4745	14	1.157	0.833	349.6	15.1	126	69.5	306	20.5
B9-4	“	433.2567	13	1.146	0.844	345.2	17.1	127.8	68.8	307.8	21.2
B9-5	“	452.6977	14.3	1.159	0.803	344.4	20.2	137.3	67.5	317.3	22.5
C1-1	Gneisses	519.3083	0.8	1.008	0.159	169.9	6	260.6	6.6	80.6	83.4
C1-2	“	210.3026	12.1	1.121	-0.031	127.2	48.5	295.5	40.9	115.5	49.1
C1-3	“	279.5762	8	1.082	0.298	139.5	34.8	265.6	40.2	85.6	49.8
C1-4	“	421.5427	2.6	1.026	-0.072	152.5	28.7	262.3	31.8	82.3	58.2
C2-1	“	421.4311	2.5	1.025	0.136	140.8	23.6	254.7	42.7	74.7	47.3
C2-2	“	229.1238	11.8	1.12	0.326	125.9	35.9	253	39.8	73	50.2
C2-3	“	263.3875	9.9	1.1	0.226	122.7	37.7	254.8	40.9	74.8	49.1
C2-4	“	183.0566	14.9	1.15	0.241	138	38.6	260.2	33.7	80.2	56.3
C3-1	“	166.51	11.3	1.117	0.418	0.8	13.7	254.7	48.6	74.7	41.4
V3-2	“	179.6618	6.5	1.068	0.551	5	0.7	274.5	38.7	94.5	51.3
C3-5	Gneisses	204.9279	15.9	1.181	0.908	155.1	34	280.4	40.6	100.4	49.4
C4-1	“	202.9449	10.2	1.11	0.67	122	38.7	244.8	34.1	64.8	55.9
C4-2	“	231.7573	9.2	1.097	0.596	109.1	42	239.7	35.9	59.7	54.1
C4-3	“	177.9558	16.6	1.179	0.672	114	37.4	238.2	36.4	58.2	53.6

Name	Lithology	Km	P%	PJ	T	K1d	K1i	K3d	K3i	ddf	df
C4-4	“	281.1148	12	1.126	0.501	83.6	43.9	226.4	39.7	46.4	50.3
C4-5	“	257.7522	12.9	1.136	0.524	110.1	37.8	240.3	39.8	60.3	50.2
C5-2	Aplite.granite	681.2519	1.5	1.015	-0.075	305.6	11.9	59.2	62.1	239.2	7.9
C5-4	Aplite.granite	262.0914	6.5	1.071	0.757	299.4	5.5	205.5	35.3	25.5	54.7
C6-1	Gneisses	313.6137	2.7	1.028	-0.444	164.2	15.1	267.5	40.4	87.5	49.6
C6-2	“	244.1751	4.5	1.045	0.129	152.5	19.2	250.8	22.4	70.8	67.6
C6-3	“	192.2375	3.6	1.038	0.612	127.7	0.3	217.8	27.5	37.8	62.5
C6-4	“	178.0265	3.6	1.039	0.652	155	18.5	259	35.8	79	54.2
C6-5	“	223.3764	5.9	1.063	0.697	155.9	5.1	250.7	42.9	70.7	47.1
C7-1	“	233.8586	6.8	1.073	0.66	171.6	21.3	291.4	51.9	111.4	38.1
C7-2	“	242.5279	3.6	1.041	0.936	159.7	22.5	278.8	49.6	98.8	40.4
C7-4	“	279.4731	3.8	1.039	0.367	8.4	3.2	276.8	25.8	96.8	64.2
C7-6	“	210.6744	5.1	1.054	0.564	150.9	16.3	255.8	41.4	75.8	48.6
C7-7	“	222.0042	5.9	1.066	0.837	0.9	18.4	260.9	27.5	80.9	62.5
C8-1	Aplite.granite	178.643	12.1	1.127	0.557	102.8	45.1	268.5	44	88.5	46
C8-2	“	198.1083	10.7	1.115	0.68	126.9	39.2	272.5	45.4	92.5	44.6
C8-3	“	155.4617	18.6	1.204	0.754	124.8	36.1	259.8	44.1	79.8	45.9
C8-4	“	181.0377	17.6	1.195	0.782	85.9	54.1	258.4	35.7	78.4	54.3
C8-5	“	204.516	7.3	1.08	0.729	111.1	49	253.4	34.5	73.4	55.5
C8-6	“	128.5784	13.8	1.145	0.515	112.6	45.1	257.2	39	77.2	51
C9-1	Gneisses	201.0199	3.4	1.037	0.741	87.5	51.5	251.1	37.3	71.1	52.7
C9-3	“	231.1845	15.8	1.172	0.72	146.5	13.8	243.5	26.6	63.5	63.4

Name	Lithology	Km	P%	PJ	T	K1d	K1i	K3d	K3i	ddf	df
C9-4	“	201.532	12.1	1.136	0.845	127.7	36.9	238.8	25.6	58.8	64.4
C10-1	“	413.2045	4.5	1.046	0.373	166	35.4	268.7	17.1	88.7	72.9
C10--3	“	418.4634	2.9	1.029	-0.108	75.7	66.3	167.9	1	347.9	89
C11-2	“	154.5519	16.3	1.167	0.395	130.2	26.1	264	54.7	84	35.3
C11-3	“	159.0739	12.6	1.129	-0.348	120.7	23.2	250.1	55.9	70.1	34.1
C11-4	“	336.7392	5.1	1.051	-0.093	121.8	28	240.5	42.1	60.5	47.9
C12-1	“	206.1388	11.2	1.114	0.329	157.6	21.8	267.2	40.1	87.2	49.9
C12-2	“	281.7979	8.5	1.088	0.504	153.1	29.4	265.6	34.1	85.6	55.9
C12-3	“	288.185	12.3	1.13	0.583	134.4	20	249.4	49.2	69.4	40.8
C12-5	“	287.3626	16.3	1.185	0.875	154	10.6	250	29.3	70	60.7
C13-1	“	553.2434	1.6	1.017	0.751	144.3	21.7	244.1	23.3	64.1	66.7
C13-2	“	159.026	10.3	1.106	0.431	117.4	42.8	237.7	28.6	57.7	61.4
C13-3	“	136.2896	9.2	1.097	0.511	131	40.3	256.6	34.5	76.6	55.5
C14-1	Gneisses	230.4887	13.9	1.151	0.701	115.3	42.5	234.2	27.9	54.2	62.1
C14-2	“	208.1667	12	1.129	0.67	81.7	51	237.2	36.4	57.2	53.6
C14-3	“	245.8055	10.7	1.114	0.612	151	30.4	260.8	29.9	80.8	60.1
C14-4	“	237.6368	10.3	1.111	0.695	125.8	46.6	257.3	32.1	77.3	57.9
C14-5	“	257.933	6.5	1.069	0.622	117.6	48.4	245	28.4	65	61.6
C16-2	“	546.569	7.2	1.072	0.16	108.2	11.9	238.3	71.8	58.3	18.2
C16-4	Amphibolite	501.4243	8.1	1.081	0.044	126.3	13.7	238.3	56.9	58.3	33.1
C16-5	“	522.1404	7.5	1.075	0.22	105	7.5	210	63	30	27
C19-1	“	870.9186	6.7	1.067	0.135	128.5	9.6	228.3	45.1	48.3	44.9

Name	Lithology	Km	P%	PJ	T	K1d	K1i	K3d	K3i	ddf	df
C19-2	“	1197.493	6.7	1.067	0.016	120.3	6.8	217.5	46	37.5	44
C19-3	“	1196.573	6.5	1.065	0.08	129	9.2	230.5	51	50.5	39
C19-4	“	1171.712	6.7	1.068	0.136	130.5	12.4	234	46.6	54	43.4
C20-1	“	1087.391	6.3	1.063	-0.061	128.3	14.9	249.8	63	69.8	27
C20-2	“	764.0067	6.6	1.066	0.057	131.9	14.6	249.8	60.9	69.8	29.1
C21-1	“	1047.393	7	1.07	0.175	128.6	33.1	351.5	48.3	171.5	41.7
C21-2	“	1056.334	6.3	1.063	0.024	122.8	28.6	335.7	57	155.7	33
C21-5	“	746.4272	5.8	1.058	-0.238	133.6	25.8	334.9	62.6	154.9	27.4
C21-4	“	549.8278	6.1	1.061	-0.085	119.8	23.3	356.8	51.6	176.8	38.4
C22-1	“	560.2734	7.1	1.071	0.173	123.4	27.3	351.1	52.6	171.1	37.4
C22-2	“	559.0393	6.6	1.066	0.046	118.9	25.2	359.1	46.6	179.1	43.4
C22-3	“	551.8992	7.3	1.073	0.013	123	26.3	342.8	57.3	162.8	32.7
C22-4	“	538.3636	7.1	1.071	0.095	117	28.7	279	60	99	30
C22-5	“	621.9474	8.6	1.098	0.925	152.3	11.5	253.4	43.3	73.4	46.7
C23-1	Aplite.granit	1.896777	44.4	1.45	0.278	113.8	37.5	273.1	50.7	93.1	39.3
C23-2	“	4.746623	30.4	1.314	0.419	128.3	6	221.2	25.7	41.2	64.3
C23-2	“	4.835208	28.7	1.307	0.623	309.8	23.8	112.6	65.2	292.6	24.8
C23-5	“	1.413078	32.8	1.372	0.844	107.3	38.9	250.9	44.9	70.9	45.1
C24-1	“	7.584986	17.1	1.177	0.449	97.3	24.1	235.4	59.1	55.4	30.9
G1-1	Gneisses	257.9121	15.1	1.164	0.717	141.8	26.8	337.5	62.3	157.5	27.7
G1-2	“	250.6462	15.2	1.168	0.786	143.2	31.4	325.8	58.6	145.8	31.4
G1-3	“	268.1105	15.4	1.171	0.779	125.4	25.1	330.5	62.6	150.5	27.4

Name	Lithology	Km	P%	PJ	T	K1d	K1i	K3d	K3i	ddf	df
G1-4	“	263.9417	15.1	1.167	0.806	133.3	24.8	345.6	61.3	165.6	28.7
G2-4	“	198.3883	14.3	1.156	0.738	119.9	21.9	357.2	53.3	177.2	36.7
G2-1	“	267.0475	16.6	1.181	0.73	56.9	4.6	148.3	16.6	328.3	73.4
G2-2	“	289.2094	16.7	1.182	0.71	118.8	17.8	1	55.5	181	34.5
G2-3	“	273.1521	15.8	1.173	0.749	129.2	27.3	354.1	53.9	174.1	36.1
G2-5	“	265.4999	13.5	1.146	0.679	116.8	21.5	355.4	52.9	175.4	37.1
G2-6	Gneisses	181.6932	10.8	1.119	0.757	129.6	29.6	350.9	53	170.9	37
G2-1	“	267.457	16.7	1.176	0.552	117.5	17.5	2.5	53.3	182.5	36.7
G3-1	“	259.153	16.2	1.182	0.85	106.1	16.6	356.1	48.9	176.1	41.1
G3-2	“	293.6952	16.5	1.179	0.7	98.2	9.9	357.5	47	177.5	43
G3-3	“	287.8872	15	1.166	0.784	262.1	0.1	352.1	44.2	172.1	45.8
G3-4	“	252.5091	15.6	1.18	0.955	242.6	21	354.7	44.4	174.7	45.6
G3-5	“	286.7484	15.4	1.175	0.914	260.1	7.3	357.5	45.1	177.5	44.9
G4-1	“	283.4829	15.6	1.178	0.905	234.9	14.6	350.2	58.5	170.2	31.5
G4-2	“	297.2316	12.7	1.138	0.726	81.6	5.6	342.3	58.6	162.3	31.4
G4-3	“	276.7531	14.1	1.158	0.841	84.5	8.4	340.3	59	160.3	31
G4-6	“	283.4441	12.5	1.133	0.604	89.4	7.8	346	59.6	166	30.4
G5-1	“	250.684	13.4	1.15	0.85	257.4	10.6	1.5	52.5	181.5	37.5
G5-2	“	248.814	11.8	1.129	0.734	76.5	5.2	340.9	47.4	160.9	42.6
G5-3	“	291.5236	10.9	1.12	0.781	86.5	11.6	343.1	48.5	163.1	41.5
G5-4	“	257.8138	10.7	1.118	0.785	256.9	2	349.6	53.9	169.6	36.1
G7-1	“	272.7248	16.4	1.185	0.845	248.8	29.9	16.5	46.8	196.5	43.2

Name	Lithology	Km	P%	PJ	T	K1d	K1i	K3d	K3i	ddf	df
G7-3	“	251.1654	16.6	1.183	0.774	236.5	35.3	12.3	45.4	192.3	44.6
G7-4	“	239.8518	15.7	1.178	0.869	233.4	38.2	14.1	44.5	194.1	45.5
G7-5	“	274.0056	15.5	1.168	0.694	230.6	34.2	3.1	44.8	183.1	45.2
G8-1	“	285.4285	14.7	1.167	0.885	154.4	30	354.1	58.5	174.1	31.5
G8-2	“	290.7433	15.6	1.173	0.779	188.6	33.5	345.1	54.2	165.1	35.8
G8-3	“	249.9184	14.6	1.163	0.845	175.8	37.6	344.5	51.8	164.5	38.2
G8-4	“	277.5092	15.3	1.172	0.856	194.4	33.6	340.3	51.3	160.3	38.7
G8-5	“	278.9607	14.3	1.163	0.905	231.4	9	333.3	52.3	153.3	37.7
G8-6	“	280.8534	14.8	1.168	0.899	171.7	30.3	354.7	59.7	174.7	30.3
G8-7	“	225.3739	14.2	1.154	0.7	183.6	29.3	355.9	60.4	175.9	29.6
G9-1	“	265.5606	13.7	1.158	0.935	110.4	11.5	358.2	61.7	178.2	28.3
G9-2	“	232.412	14.2	1.161	0.892	84	3.9	348.3	55.4	168.3	34.6
G9-3	“	218.363	13	1.146	0.851	135.5	27	354.7	56.6	174.7	33.4
G9-4	“	185.7818	14.7	1.156	0.58	171.7	35.6	350.3	54.4	170.3	35.6
G9-5	“	143.7939	15.2	1.171	0.872	220.5	34.9	354	44.6	174	45.4
G10-1	Aplite.granite	87.58101	17.8	1.201	0.858	125.4	12.9	23.4	42.1	203.4	47.9
G10-2	Aplite.granite	80.96236	19.3	1.219	0.883	122	8.6	25.4	37.6	205.4	52.4
G10-4	“	99.04493	15.1	1.159	0.573	285.2	2.5	17.2	38.4	197.2	51.6
G10-5	“	211.6838	15.8	1.172	0.703	112.2	13.5	8.7	44.2	188.7	45.8
G10-6	Aplite.granite	190.1854	14.1	1.154	0.736	111.1	8.6	12.9	43.3	192.9	46.7
G11-3	“	67.01299	17.2	1.191	0.797	114.4	10.4	11.3	51	191.3	39
G11-2	“	72.42546	18.9	1.212	0.849	116.4	6	17.4	55.9	197.4	34.1

Name	Lithology	Km	P%	PJ	T	K1d	K1i	K3d	K3i	ddf	df
G11-3	“	65.45319	18.6	1.209	0.841	125	11.6	22.3	47	202.3	43
G11-4	“	56.36736	20	1.227	0.878	121.1	8.6	23	43	203	47
G11-5	“	181.9145	17.2	1.189	0.747	114.1	13.8	7.4	49.5	187.4	40.5
G11-6	“	246.6349	16.7	1.178	0.595	117.1	19.6	7.1	43.9	187.1	46.1
G11-7	“	204.0752	15	1.166	0.783	119.8	14	10.9	52.4	190.9	37.6
G18-1	Gneisses	278.9336	15.7	1.177	0.851	168.7	27	26.8	57	206.8	33
G18-2	“	272.1323	16.1	1.181	0.855	169.7	28.4	21	57.6	201	32.4
G18-3	“	311.2991	16.3	1.177	0.693	38.5	25.8	304.2	8.7	124.2	81.3
G18-4	“	292.7904	17	1.185	0.698	79.5	51.8	320	21.2	140	68.8
G18-5	“	275.9008	18.7	1.196	0.522	39.7	16.3	306.5	10.6	126.5	79.4
G12-1	“	615.7897	8.2	1.082	-0.121	158.8	20.8	37.5	53.8	217.5	36.2
G12-2	“	669.5264	7.7	1.077	0.107	149.2	19.8	41	41	221	49
G12-3	“	667.5618	8.1	1.081	0.122	151.8	20.5	42.3	41.8	222.3	48.2
G13-1	“	469.644	8.8	1.088	-0.006	138.5	21.9	26.4	43.1	206.4	46.9
G13-2	“	448.6068	8.8	1.088	0.178	136.9	18.8	30	40.6	210	49.4
G13-3	“	473.5889	8.6	1.086	0.047	145	26	29.5	41.5	209.5	48.5
G13-5	“	588.2631	7.1	1.071	-0.213	143.1	23.8	34.9	35.3	214.9	54.7
G14-1	“	411.1465	7.9	1.08	0.253	126.4	12.8	22.5	46.6	202.5	43.4
G14-2	“	425.3965	8.3	1.084	0.119	137.7	20.6	22.6	48.6	202.6	41.4
G14-3	“	456.7072	8.3	1.084	0.191	128.6	17.9	20.7	43.7	200.7	46.3
G14-4	“	428.9667	7.8	1.078	0.039	137.5	22.8	24.4	43	204.4	47
G14-5	“	368.2817	9.4	1.096	0.289	129	24.1	13.7	43.6	193.7	46.4

G15-1	“	530.517	8.2	1.083	-0.21	151.5	14.1	32	63	212	27
G15-2	“	475.6929	9.5	1.096	-0.09	155.7	18.3	33.2	58.3	213.2	31.7
G15-3	“	504.3994	8.2	1.082	-0.131	145	15.6	26.8	59.3	206.8	30.7
G15-6	“	436.3423	10.5	1.105	-0.187	116.9	40.6	2	26.2	182	63.8
G15-7	“	499.0305	9	1.091	-0.21	132.3	17.4	0.4	64.9	180.4	25.1
G15-8	“	487.8222	8.8	1.088	-0.175	137.2	17.3	0.4	66.9	180.4	23.1
G16-1	Amphibolite	678.6346	4.6	1.047	0.406	119.1	25.1	2.6	43.5	182.6	46.5
G16-2	“	747.0129	4.6	1.047	0.267	105.5	21.9	355.1	40.9	175.1	49.1
G16-3	“	736.5984	4.9	1.051	0.383	106.6	18	358.2	44.1	178.2	45.9
G16-4	“	738.5466	4.5	1.047	0.552	108.5	20	1.6	38.5	181.6	51.5
G17-1	“	661.5536	5.3	1.055	0.514	90.4	24.9	306.1	60.3	126.1	29.7
G17-2	“	734.0933	5.5	1.058	0.556	99	23.2	316.7	61.6	136.7	28.4
G17-3	“	645.5782	6.1	1.064	0.596	214.8	22.3	315.2	23.7	135.2	66.3
G19-2	Amphibolite	767.7336	3.3	1.034	0.381	127.5	18.3	11.4	53	191.4	37
G19-3	“	751.8701	3.2	1.032	0.367	141	16.1	24.5	57.2	204.5	32.8
G19-4	“	753.7182	3.1	1.032	0.503	124.5	23.5	3.6	49.7	183.6	40.3
G19-5	“	776.0333	2.9	1.03	0.427	143.3	18.6	19.4	59	199.4	31
G19-6	“	759.1611	3.2	1.033	0.536	140.7	22.6	15	54.5	195	35.5
D1-1	Aplite.Granite	106.6661	23.6	1.24	0.287	234.8	8.2	334.1	48.1	154.1	41.9
D1-2	“	107.1535	24.9	1.27	0.688	233.2	13.9	340.5	50.3	160.5	39.7
D1-3	“	77.57181	27.8	1.301	0.672	235.1	14.2	341.5	48.2	161.5	41.8
D1-3	“	66.28657	25.1	1.272	0.691	238.3	8	337.1	47.3	157.1	42.7
D1-5	“	67.49903	26	1.269	0.457	235.5	12.5	338.9	46.3	158.9	43.7

D1-6	“	64.2173	22.4	1.24	0.648	243.9	4.4	340.9	57.5	160.9	32.5
D2-1	“	119.6026	16.7	1.193	0.946	135.6	48.7	352.5	35.1	172.5	54.9
D2-2	“	115.2617	19.2	1.214	0.815	215.2	42.4	352.1	38.7	172.1	51.3
D2-3	“	122.056	15	1.171	0.915	84.6	5.7	350.4	36.2	170.4	53.8
D2-4	“	126.8172	13.7	1.157	0.932	229.1	34.6	349.8	36.4	169.8	53.6
C2-5	“	103.0328	16.7	1.186	0.807	256.2	2.9	348.2	34.8	168.2	55.2
D2-6	“	90.04803	18.8	1.215	0.918	95.3	22.8	347.3	36.3	167.3	53.7
D3-1	“	107.9616	17.7	1.199	0.837	234.3	28.4	29.5	59.3	209.5	30.7
D3-2	“	103.7573	18.3	1.208	0.879	225.4	23.1	20.7	64.8	200.7	25.2
D3-4	“	109.914	15.9	1.184	0.955	168.4	23.1	2.6	66.3	182.6	23.7
D3-4	“	110.5511	13.7	1.154	0.848	235.5	19.6	9.9	63.1	189.9	26.9
D5-1	PlagioGranite	660.9271	6.5	1.067	0.473	318.6	1.6	49.5	31.8	229.5	58.2
D5-2	“	784.3439	4.2	1.043	0.278	209.2	10.2	334.7	72.8	154.7	17.2
D5-1	“	754.5368	4.6	1.048	0.551	211	14	11.1	75.2	191.1	14.8
D5-3	“	799.8531	4.8	1.049	0.326	211.1	14	7.3	74.7	187.3	15.3
D5-4	“	772.9183	4.7	1.048	0.451	216.2	13.2	11.8	75.6	191.8	14.4
D6-1	“	95.90304	19.4	1.216	0.804	196.2	29	348.8	58	168.8	32
D6-2	“	101.4296	20	1.218	0.719	225.8	18.4	343.3	54.1	163.3	35.9
D6-3	“	121.3419	16.9	1.187	0.79	199.9	27.9	348.4	58.1	168.4	31.9
D6-4	“	102.9173	17.2	1.192	0.838	198.7	29.5	348.6	56.8	168.6	33.2
D6-5	“	105.2892	17.3	1.192	0.802	190.7	35.2	341.2	50.9	161.2	39.1
D7-1	“	85.24835	25	1.269	0.658	240	7	338.3	49.5	158.3	40.5
D7-2	“	62.61869	25.4	1.288	0.872	235.7	10.4	337.8	49	157.8	41

D7-3	“	58.28663	20.7	1.236	0.903	156.1	39.6	347.7	49.8	167.7	40.2
D7-4	“	66.80219	22	1.254	0.938	224	25.4	350.2	51.2	170.2	38.8
D8-1	Amphibolite	536.478	6	1.069	0.948	234.8	23.7	356.8	50.4	176.8	39.6
D8-2	“	540.8519	6.8	1.075	0.772	235.8	32.4	7.4	46.3	187.4	43.7
F8-3	“	537.9708	6.7	1.075	0.804	226.2	33.5	9.4	50.5	189.4	39.5
D9-1	Amphibolite	575.2843	7.5	1.084	0.835	240.5	28.2	28	57.5	208	32.5
D9-2	“	605.5285	7.7	1.085	0.798	229.7	32.9	17.6	52.6	197.6	37.4
D9-3	“	589.0657	8.1	1.092	0.908	212.2	14.2	353.4	72	173.4	18
D9-4	“	620.3918	8.6	1.093	0.697	230.4	33.1	359.7	44.2	179.7	45.8
D10-1	“	340.8271	7	1.07	0.172	253.4	39.3	73.3	50.7	253.3	39.3
D10-2	“	517.4745	6.6	1.07	0.592	255.3	36.8	75.2	53.2	255.2	36.8
D10-3	“	607.9277	6.7	1.071	0.603	250	27.7	37.8	58.2	217.8	31.8
C10-4	“	616.7841	7.4	1.081	0.76	238.8	34.5	47	54.9	227	35.1
D10-5	“	606.0432	7.6	1.086	0.858	237.3	33.9	21.5	50.4	201.5	39.6
D15-2	“	640.6335	6.8	1.071	0.466	263.2	29.8	32.2	47.7	212.2	42.3
D15-1	“	662.1125	6.3	1.065	0.362	263.9	28.5	23.6	42.4	203.6	47.6
D15-3	“	668.4191	7.1	1.076	0.691	271.3	18.9	27.9	52.6	207.9	37.4
D15-4	“	639.9211	6.1	1.066	0.706	275.7	18.2	26.7	47.4	206.7	42.6
D15-5	“	661.1204	6.5	1.066	0.322	275.3	10.1	16.9	48.4	196.9	41.6
D15-6	“	686.066	6.6	1.073	0.821	289.4	4.6	27.9	61.4	207.9	28.6
D13-1	PlagioGranite	119.3055	6.4	1.071	0.866	120.2	27.8	279.9	60.6	99.9	29.4
D13-4	“	155.5362	7.6	1.083	0.725	27.8	2.8	236.1	86.8	56.1	3.2
D13-5	“	480.7257	6	1.061	0.424	39.3	5.7	231.6	84.2	51.6	5.8

D13-6	“	436.123	6.7	1.07	0.56	235.5	19	9.5	63.7	189.5	26.3
D16-1	Gneisses	539.3913	13.6	1.153	0.86	187.4	26	11.2	64	191.2	26
D16-2	“	520.7747	13	1.145	0.821	177.9	15.8	43.1	68.1	223.1	21.9
D16-3	“	534.3165	12.4	1.144	0.979	134.8	10.5	12.8	70.8	192.8	19.2
D16-4	“	545.1117	12.1	1.137	0.899	182.7	15.6	24.6	73.3	204.6	16.7
D16-5	“	435.3506	11.5	1.128	0.82	284.2	2.1	22.8	76.1	202.8	13.9
D17-1	“	395.2514	11.5	1.127	0.785	174.3	37.8	345.4	51.8	165.4	38.2
D17-2	“	415.2047	12.1	1.132	0.727	138.3	38.9	343.3	48.4	163.3	41.6
D17-3	“	398.0758	12.8	1.14	0.728	202.7	33	348.5	51.8	168.5	38.2
D17-4	“	423.6367	12.1	1.129	0.629	180.9	31.7	359.9	58.3	179.9	31.7
D17-5	“	442.2452	13.2	1.146	0.803	184.8	38.7	347	49.9	167	40.1
D18-1	“	444.0451	13.2	1.139	0.574	174.8	26.6	326.8	60.4	146.8	29.6
D18-2	“	475.0278	13.4	1.148	0.776	221.7	5.9	317.6	44.5	137.6	45.5
D18-3	“	476.5852	16.1	1.166	0.416	176	38.3	0.9	51.6	180.9	38.4
D18-4	“	423.5304	14.4	1.157	0.707	187.5	40.4	343.6	47.1	163.6	42.9
D18-5	“	421.8549	13.7	1.147	0.629	167.4	33.6	337	56	157	34
D19-2	“	482.9883	15	1.169	0.854	236.4	13	338	41.1	158	48.9
D19-3	“	478.3385	15.9	1.168	0.58	241.7	6.3	337.6	42.5	157.6	47.5
D19-4	“	524.6359	16.4	1.169	0.389	230.8	6.1	325.8	39.4	145.8	50.6
D21-1	“	538.8763	13.4	1.148	0.802	223.3	15	316.1	10.3	136.1	79.7
D21-2	“	534.7531	13.6	1.153	0.853	58.6	6.7	326.4	17.8	146.4	72.2
D21-3	Gneisses	517.0974	12.6	1.138	0.726	228	39.5	322	4.7	142	85.3
D21-4	“	443.2889	11.9	1.127	0.624	226.2	5	318.2	22	138.2	68

F1-1	Amphibolite	330.757	10.4	1.113	0.732	312.6	6	190.4	78.8	10.4	11.2
F1-2	“	454.4027	10.3	1.113	0.729	332.6	11.5	206.2	71.1	26.2	18.9
F1-3	“	452.6606	9.8	1.108	0.772	326.2	7.8	207.5	74.2	27.5	15.8
F1-4	“	482.3075	9.7	1.105	0.692	331.7	9.9	204.1	74.1	24.1	15.9
F4.2-1	“	492.313	6.1	1.062	0.399	175.9	2	84.1	41.5	264.1	48.5
F4.2-2	“	434.5522	5.1	1.053	0.469	352.3	5.6	88.7	48.9	268.7	41.1
F4.2-3	“	402.0886	4.1	1.041	0.218	335.8	16.9	88.3	51.7	268.3	38.3
F4.2-4	“	518.7154	5.5	1.056	0.337	331.8	25.3	90	45	270	45
F4.2-4	“	412.8779	6.2	1.063	0.241	335.3	19.5	83.9	42	263.9	48
F5-1	“	449.2542	6.4	1.067	0.498	153.7	1	62.8	39.5	242.8	50.5
F5-2	“	565.8912	7	1.072	0.439	155.9	4.2	62.7	37.3	242.7	52.7
F5-3	“	532.3491	9.1	1.095	0.482	168.9	29.7	58.7	31.2	238.7	58.8
F5-4	“	552.5753	8.3	1.086	0.467	161.9	15.6	60	36.4	240	53.6
F6-1	“	538.1922	8.3	1.086	0.388	326.4	21.5	91.6	55.6	271.6	34.4
F6-2	“	558.9271	7	1.073	0.529	176.1	3.7	82.3	45.6	262.3	44.4
F6-3	“	556.9205	8	1.083	0.49	153.2	59.7	297.5	25.4	117.5	64.6
F6-4	“	506.4167	7.4	1.074	0.241	152.7	55.9	294.8	28.1	114.8	61.9
F12-1	“	552.0912	8.5	1.089	0.517	347.9	6.1	255.4	22.9	75.4	67.1
F12-2	“	518.7128	6.7	1.069	0.463	345.9	1.4	255.6	10.7	75.6	79.3
F12-4	“	439.907	8.1	1.087	0.615	354.6	16.6	253.5	32.7	73.5	57.3
F13-1	“	566.506	8.6	1.092	0.608	350.5	19.1	253.9	18.5	73.9	71.5
F13-2	“	608.4438	9.6	1.102	0.606	346.7	3.1	255.3	24.3	75.3	65.7
F13-3	“	515.2714	8.2	1.085	0.443	338.8	8.6	247.2	10.6	67.2	79.4

F16-1	“	499.6061	7.1	1.078	0.769	10.8	14.4	269.9	36.5	89.9	53.5
F16-2	“	577.8803	8.8	1.1	0.912	178.3	6.6	272.4	32	92.4	58
F16-3	“	600.8212	8.4	1.095	0.901	20.8	27.9	268.6	35.5	88.6	54.5
F16-4	“	482.3961	6.2	1.065	0.576	159	12	257.5	34.9	77.5	55.1
F17-1	“	537.2834	8.8	1.096	0.773	166.9	0.3	257.1	29.8	77.1	60.2
F17-3	“	523.3005	8.1	1.091	0.861	356.6	11.6	262.5	19	82.5	71
F17-4	“	571.7043	4.6	1.048	0.56	165.1	53.5	45.8	19.9	225.8	70.1
F17-5	“	497.9624	5.8	1.062	0.596	356.1	28.2	255.1	19.6	75.1	70.4
F18-1	“	562.9661	5.8	1.063	0.711	357.2	8.2	261.8	33.2	81.8	56.8
F18-2	“	542.1542	6.4	1.069	0.64	355.9	17	258.8	22	78.8	68
F18-3	“	567.8828	7.3	1.077	0.606	355.8	10.6	260.8	24.8	80.8	65.2
F18-5	“	526.6669	8.8	1.093	0.545	348.5	10	251.6	34.1	71.6	55.9
F18-6	“	532.8266	7.5	1.08	0.649	351.7	20.4	249	30.4	69	59.6
F18-7	“	561.7305	7.1	1.078	0.745	145.2	19.2	251.6	38.9	71.6	51.1
F21-1	“	611.3843	8	1.087	0.734	41.5	21.6	260.1	63.1	80.1	26.9
F21-2	Amphibolite	608.9794	8.6	1.097	0.871	157.4	9.3	271.2	67.9	91.2	22.1
F21-3	“	534.218	9.6	1.109	0.88	13.1	13.1	256.8	62.2	76.8	27.8
F21-4	“	608.4417	8.5	1.094	0.801	235.8	53.3	333.2	5.5	153.2	84.5
F22-1	“	422.1546	6.9	1.073	0.515	332.9	20.2	194.4	63.9	14.4	26.1
F22-2	“	624.5458	7	1.071	0.333	325.9	16.9	176.1	70.6	356.1	19.4
F22-3	“	717.3222	6.7	1.067	-0.038	316.8	15.8	185.2	66.9	5.2	23.1
F22-4	“	550.6526	6	1.06	-0.145	322.3	17	202.4	58.4	22.4	31.6
F22-5	“	798.6786	5.1	1.051	0.016	332.9	21.4	216.2	48.8	36.2	41.2

F23-1	“	514.2975	7.1	1.077	0.733	303.6	9.9	77.5	75.9	257.5	14.1
F23-2	“	460.8606	6.8	1.072	0.588	321.1	6.3	82.7	78.2	262.7	11.8
F23-4	“	413.2979	7.2	1.081	0.881	315.3	4.8	65.5	76.3	245.5	13.7
F23-5	“	534.6423	8.9	1.094	0.613	320.5	6.2	68.5	70.7	248.5	19.3
F23-7	“	758.3734	9.6	1.104	0.687	332.1	0.6	65	78.9	245	11.1
F21-4	“	605.069	7.8	1.088	0.894	170	7.8	274.5	61.4	94.5	28.6
F24-1	“	988.4711	9.9	1.106	0.639	334.9	5.9	224.8	73.2	44.8	16.8
F24-2	“	526.125	10.2	1.111	0.733	323	1.7	226.2	75.6	46.2	14.4
F24-3	“	584.4894	9.3	1.1	0.659	146.6	0.8	238.7	70.1	58.7	19.9
F24-4	“	594.4615	9.1	1.096	0.589	147.9	0.6	240.4	77.9	60.4	12.1
F25-1	“	501.3926	9.6	1.106	0.802	133.3	3.1	339.7	86.6	159.7	3.4
F25-2	“	607.8038	9.4	1.105	0.822	129.4	4.7	358.4	82.9	178.4	7.1
F25-3	“	524.6014	8.9	1.098	0.781	154.5	0.6	247.5	78.5	67.5	11.5
F25-4	“	540.3524	11.5	1.12	0.507	72.7	56	169.5	4.6	349.5	85.4
F26-1	PlagioGranite	250.2785	4.9	1.051	-0.39	350.5	14.7	223.1	66.7	43.1	23.3
F26-2	“	455.1223	5.1	1.053	-0.404	344	14.7	88.9	44.5	268.9	45.5
F26-3	“	664.6975	6.4	1.066	0.484	352.2	8.5	95.7	57.4	275.7	32.6
F26-4	“	600.0675	5.3	1.054	0.283	338.1	11.1	95.3	66.8	275.3	23.2
F26-5	“	537.7192	6.7	1.067	0.208	159	61.5	319	27	139	63
F26-6	“	595.7609	8.8	1.098	0.841	124.9	19.1	241.1	51.9	61.1	38.1
F27-1	Amphibolite	605.5386	9.8	1.104	0.62	305.8	4.4	204.3	68.8	24.3	21.2
F27-2	“	621.4999	9.7	1.102	0.555	324.5	12.1	203.6	67.4	23.6	22.6
F27-3	“	484.2455	8	1.084	0.555	323.2	15.9	208	56.2	28	33.8

F27-4	“	503.0839	9.1	1.096	0.555	296.2	3.9	191.1	75.3	11.1	14.7
F27-6	“	619.9262	8.5	1.094	0.769	301.1	1.8	207.7	61.7	27.7	28.3
F26-5	“	537.3965	6.2	1.062	0.235	345	14.5	120.3	70	300.3	20
F29-1	“	574.0681	8	1.08	0.038	310.6	23.6	83.6	57.3	263.6	32.7
F29-3	“	570.7467	8.4	1.085	0.228	321.7	21	75.4	46.3	255.4	43.7
F29-4	“	549.1823	6.8	1.07	0.361	330.9	15.4	78.5	47.7	258.5	42.3
F6=4	“	729.0213	7.9	1.081	0.336	169.7	52.4	287.4	19.7	107.4	70.3
F6=3	“	561.0699	8.3	1.086	0.469	163.3	55.2	300.3	26.9	120.3	63.1
F6-1	“	538.8741	8.6	1.088	0.402	348.1	9.6	92.1	55.1	272.1	34.9
F17-4	Amphibolite	571.9116	4.7	1.051	0.657	162	50.9	45.1	20.2	225.1	69.8
M27-1	“	516.5297	5.6	1.057	-0.436	282.7	2.9	16.5	53.1	196.5	36.9
M27-3	“	390.4991	4.7	1.05	-0.586	280.4	19.2	22.2	30.4	202.2	59.6
M27-4	“	587.8593	5.6	1.057	-0.335	90.8	1.4	187.5	78.5	7.5	11.5
M27-5	“	555.5482	4.3	1.043	-0.112	269.7	6.9	1.6	15.4	181.6	74.6
M33-1	“	495.8615	2.5	1.026	0.495	189.1	37.6	98	1.4	278	88.6
M33-2	“	660.7205	6.3	1.07	0.844	171.9	12	81	4	261	86
M33-3	“	566.0972	6.7	1.069	0.431	95.7	0.4	185.7	10.4	5.7	79.6
M33-4	“	645.3615	6.9	1.071	0.425	100.4	4	191	8.2	11	81.8
M33-5	“	619.9945	5.3	1.053	0.32	273.5	2	183.2	7.3	3.2	82.7
M33-6	“	558.306	6.4	1.064	0.22	269.5	13.1	179.4	0.6	359.4	89.4
M33-7	“	555.3572	4.2	1.042	-0.004	267.3	1.1	177.1	7.7	357.1	82.3
M26-1	“	573.4518	5.3	1.055	-0.382	138.5	0.7	228.7	17.8	48.7	72.2
M26-2	“	588.6865	5.3	1.054	-0.388	312.5	4.6	42.5	0.2	222.5	89.8

Name	Lithology	Km	P%	PJ	T	K1d	K1i	K3d	K3i	ddf	df
M26-3	“	485.0555	4.3	1.043	0.008	187.3	16.2	96.2	3.6	276.2	86.4
M26-4	“	552.4956	5.1	1.055	0.692	151.3	2.6	241.6	7	61.6	83
M28-2	“	554.8391	5.2	1.052	-0.168	144.7	4.9	235.2	6.2	55.2	83.8
M28-3	“	552.1882	3.8	1.04	-0.554	167.3	3.3	77.1	3.5	257.1	86.5
M28-4	“	448.5005	4	1.043	-0.625	148.7	3.1	240.4	29.2	60.4	60.8
M28-5	“	219.7473	4.5	1.045	0.008	322.7	1.7	232.5	9.4	52.5	80.6
M9-1	“	588.3887	6.2	1.069	0.833	15.5	5	275.8	62.7	95.8	27.3
M9-2	“	539.4583	3.4	1.034	0.034	89.3	20.6	190.4	27.1	10.4	62.9
M9-3	“	583.0275	3.7	1.037	0.154	58	72.6	310.5	5.4	130.5	84.6
M9-6	“	616.7656	3.6	1.036	0.09	182	5.1	90.6	16	270.6	74
M10-1	“	636.3867	2.5	1.025	-0.218	70.5	2.1	160.6	2.9	340.6	87.1
M10-2	“	520.1594	1.6	1.017	0.5	47.1	32.1	313.1	6.3	133.1	83.7
M10-4	“	631.197	2.3	1.023	0.068	25.7	74.5	121.4	1.6	301.4	88.4
M10-5	“	669.3876	2.6	1.026	-0.323	317	21.7	79	53.2	259	36.8
M10-6	“	787.4756	1.9	1.019	0.105	275.1	33.8	24.9	26.8	204.9	63.2
M10-7	“	644.7133	4.1	1.042	-0.274	175.8	21.6	296.2	52	116.2	38
M14-1	“	537.9014	2	1.022	0.574	311.8	61.1	199.3	11.9	19.3	78.1
M14-2	“	570.5721	1.4	1.014	-0.182	18.2	84.5	207.2	5.4	27.2	84.6
M14-3	“	569.142	2.5	1.025	-0.242	261.5	75.9	4.9	3.4	184.9	86.6
M14-4	“	560.244	4.3	1.043	0.128	113.8	85.4	258.1	3.7	78.1	86.3
M14-5	“	629.6418	3.8	1.042	-0.828	326.9	83.4	184.9	5.2	4.9	84.8
M14-6	“	674.071	1.4	1.016	-0.846	31	50.3	183.8	36.4	3.8	53.6

M11-1	“	408.3913	2.7	1.029	-0.717	237.3	30.1	79.9	57.8	259.9	32.2
M11-2	“	376.8578	4.8	1.049	0.315	135.3	41.2	41.3	4.6	221.3	85.4
M11-3	“	492.3306	4.1	1.041	0.203	89	60.9	190.1	6.1	10.1	83.9
M11-4	“	482.692	1.4	1.014	0.261	164.8	5.9	259.7	39.3	79.7	50.7
M11-5	“	508.8323	3.9	1.039	-0.019	331.6	38.6	220	24.8	40	65.2
M11-1	“	408.3913	2.7	1.029	-0.717	237.3	30.1	79.9	57.8	259.9	32.2
M11-2	“	376.8578	4.8	1.049	0.315	135.3	41.2	41.3	4.6	221.3	85.4
M11-3	“	492.3306	4.1	1.041	0.203	89	60.9	190.1	6.1	10.1	83.9
M11-4	“	482.692	1.4	1.014	0.261	164.8	5.9	259.7	39.3	79.7	50.7
M11-5	“	508.8323	3.9	1.039	-0.019	331.6	38.6	220	24.8	40	65.2
M36-1	“	269.8626	4.4	1.049	0.765	295.4	30.7	200.7	8	20.7	82
M36-2	“	364.9648	5.7	1.064	0.878	80.2	51.7	191.3	15.8	11.3	74.2
M36-3	“	365.9586	5.5	1.057	-0.482	302.5	2.2	33.8	31.4	213.8	58.6
M36-4	“	494.8252	4.3	1.044	0.155	307.4	17.1	210.6	21.2	30.6	68.8
M36-5	“	460.2243	7.8	1.08	0.366	296.5	47.5	186.7	17.3	6.7	72.7
M36-6	“	309.6601	3.8	1.04	-0.539	105.8	11.6	200.2	20.7	20.2	69.3
M36-7	“	405.2292	3.3	1.034	0.338	280.5	4.4	11.6	15	191.6	75
M38-1	“	523.1834	7.3	1.076	0.532	140	33.5	299.2	54.7	119.2	35.3
M38-2	“	502.696	5.8	1.058	0.178	161.5	21.2	279.2	50.2	99.2	39.8
M38-3	“	489.8951	8.7	1.094	0.686	140.7	33.9	312.7	55.8	132.7	34.2
M38-4	“	410.205	7.5	1.079	0.555	135.8	31.5	328.3	57.9	148.3	32.1
M38-5	“	498.1245	3.9	1.039	-0.267	134.2	54.8	327.2	34.5	147.2	55.5
M38-6	“	544.5172	5.5	1.055	0.138	118	30.9	335.7	52.9	155.7	37.1

M38-7	“	469.8623	4.7	1.047	0.006	200.3	8	295.2	31.6	115.2	58.4
M37-1	“	266.9436	3.9	1.04	-0.44	10.9	11.6	224.4	76.2	44.4	13.8
M37-2	“	346.1501	4.2	1.045	-0.707	322.5	6.8	107.4	81.7	287.4	8.3
M37-3	“	322.019	1.7	1.019	0.675	162.9	46.9	69.9	2.9	249.9	87.1
M37-4	“	378.6314	2.6	1.026	0.246	14	60.4	117.7	7.7	297.7	82.3
M37-5	“	544.9994	2.5	1.026	0.397	129.5	16.6	228.7	28.2	48.7	61.8
M37-6	“	549.1727	2.5	1.026	0.523	49.1	60.6	231.2	29.4	51.2	60.6
M37-7	“	354.3407	3.7	1.039	0.511	138.8	29.1	256.3	39.7	76.3	50.3
M37-8	“	396.4713	1.1	1.011	-0.096	118.2	12.2	209.7	6.8	29.7	83.2
M39-1	“	478.537	9.8	1.103	-0.532	323.4	79.4	220.7	2.4	40.7	87.6
M39-2	“	438.5924	2.9	1.029	-0.073	347	72.8	190.5	15.8	10.5	74.2
M39-3	“	467.6016	1.6	1.017	0.416	81.9	5.6	341.5	61.4	161.5	28.6
M39-5	“	542.8061	1.4	1.015	0.52	83.9	65	185	5.1	5	84.9
M39-6	“	543.1076	5.3	1.059	-0.863	292.7	78.5	85.7	10.3	265.7	79.7

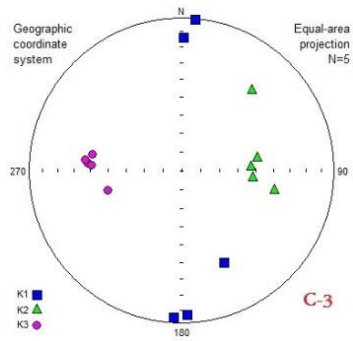
Km: خودپذیری مغناطیسی کل بر حسب SI، P%: درصد انیزوتروپی، T: پارامتر شکل، K1d: امتداد و شیب K1i معرف خطوارگی، ddf: آزیموت

جهت شیب صفحه برگوارگی مغناطیسی، df: مقدار شیب صفحه برگوارگی مغناطیسی در راستای جهت شیب.

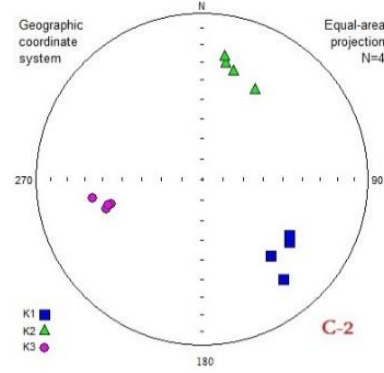
پیوست ۲- موقعیت جغرافیایی برای هر ایستگاه

Location	X	Y
M	55205643	35414909
B	55205089	35414990

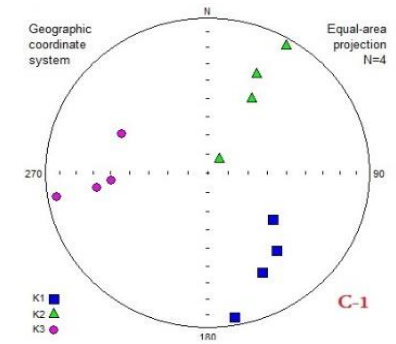
C	55203581	3542556
D ₁	5520840	35421245
D ₂	5520719	35422326
G	55204357	35413460
F	55182843	35451125



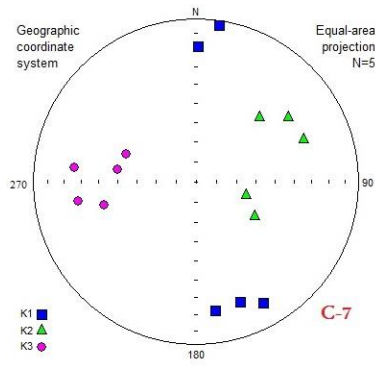
C-3 - γ



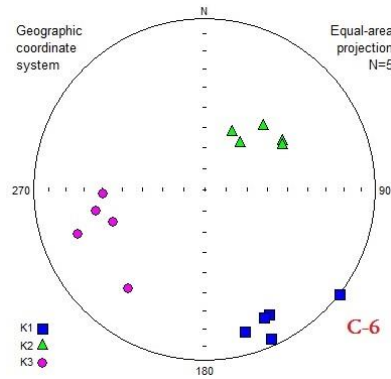
C-2 - γ



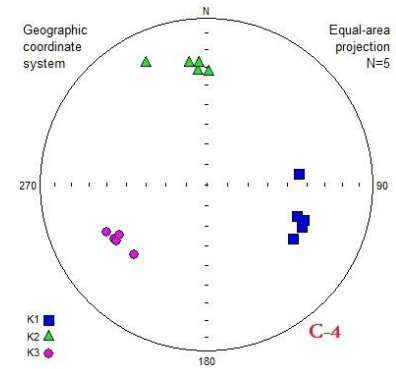
C-1 - λ



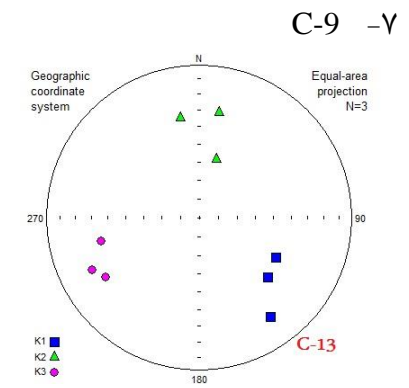
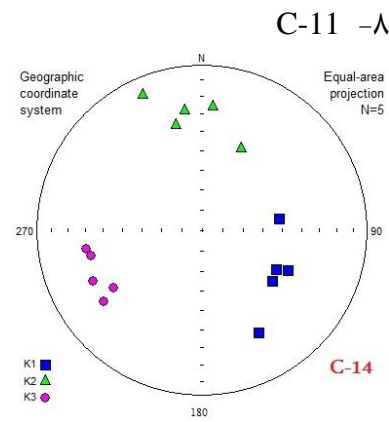
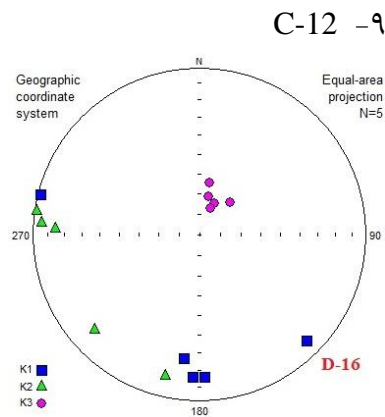
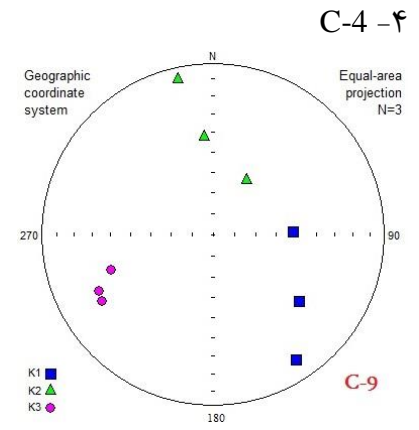
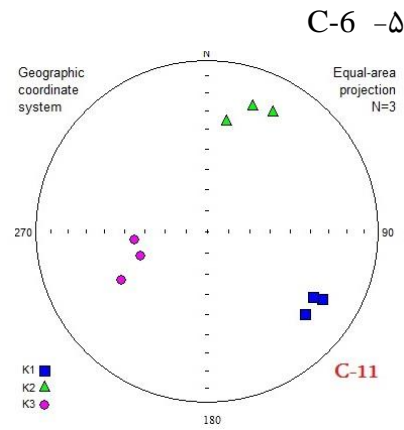
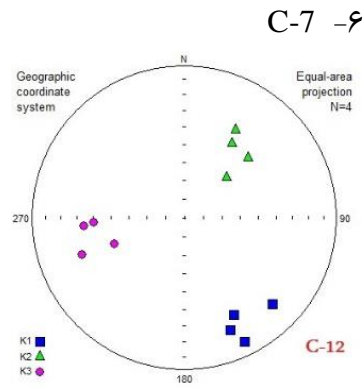
C-7



C-6



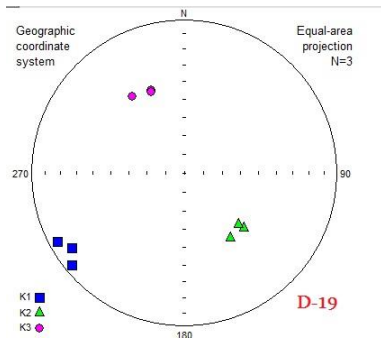
C-4



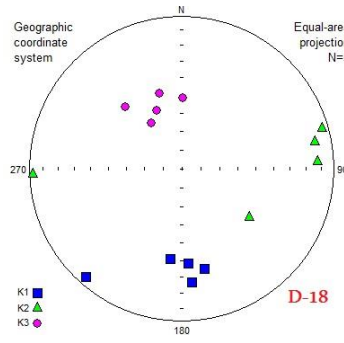
D-16 -ϑ

C-14 -λ

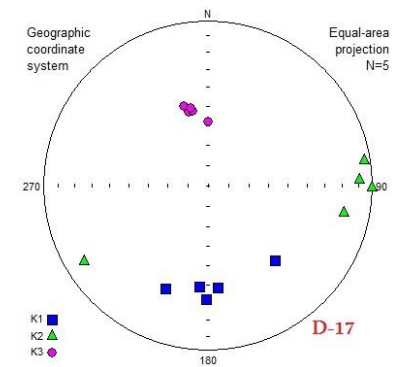
C-13 -γ



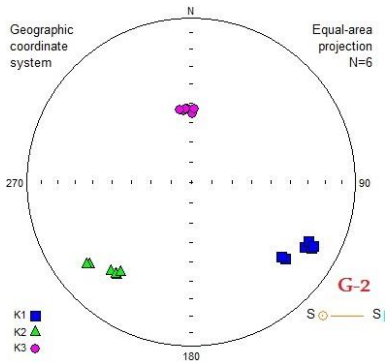
D-19 - 15



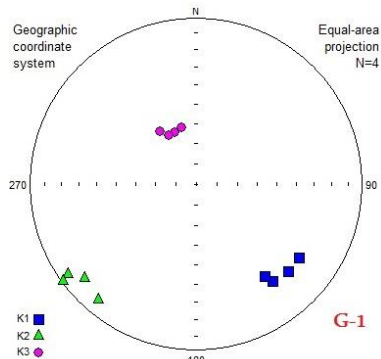
D-18 - 14



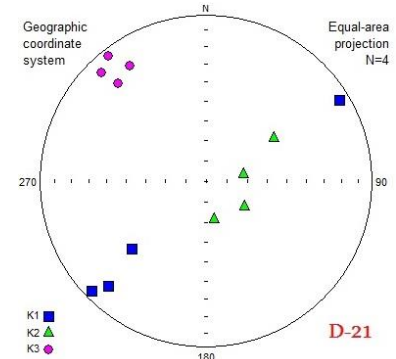
D-17 - 13



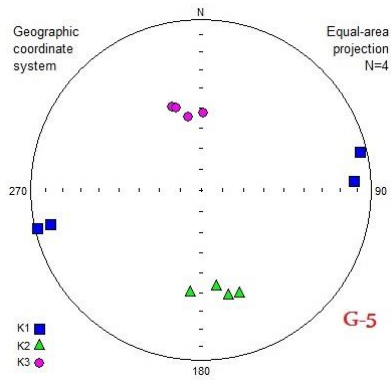
G-2 - 18



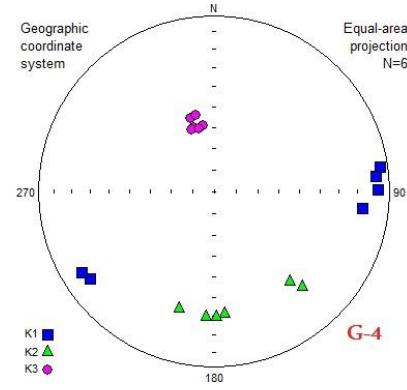
G-1 - 17



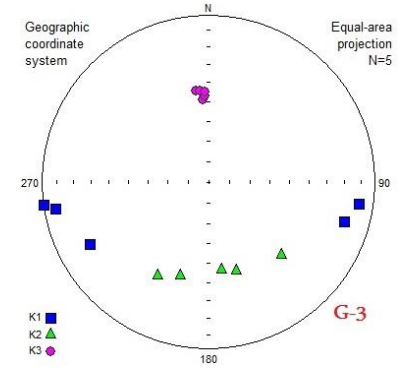
D-21 - 16



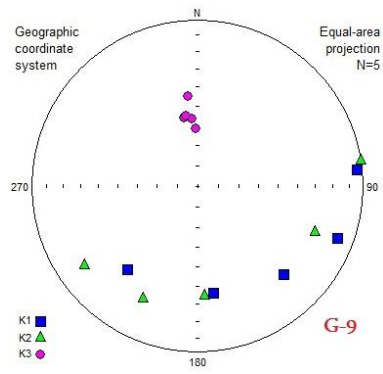
G-5 -21



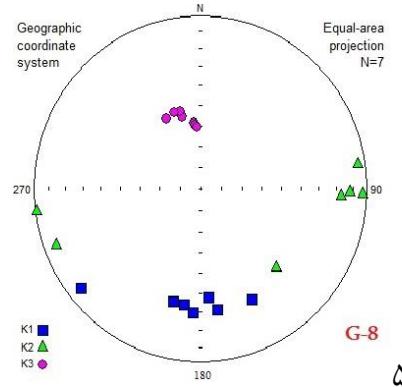
G-4 -20



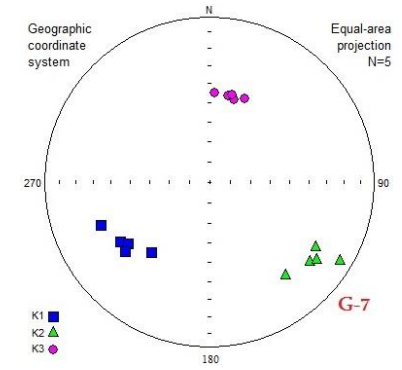
G-3 -19



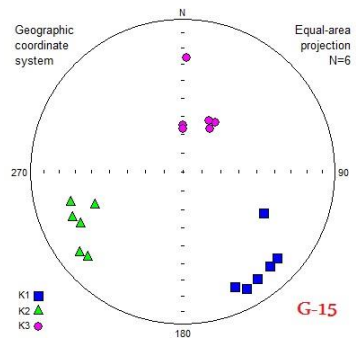
G-9 -24



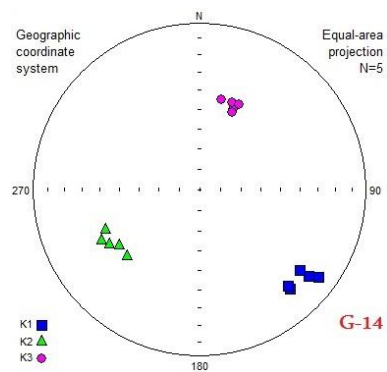
G-8 -23



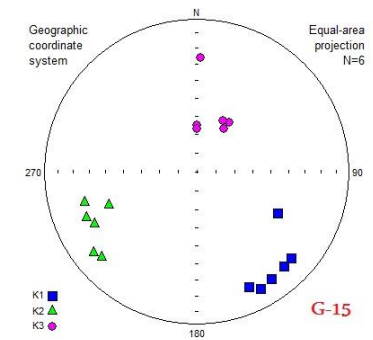
G-7 -22



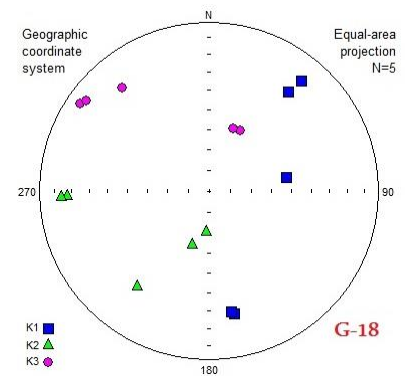
G-15 -۲۷



G-14 -۲۶

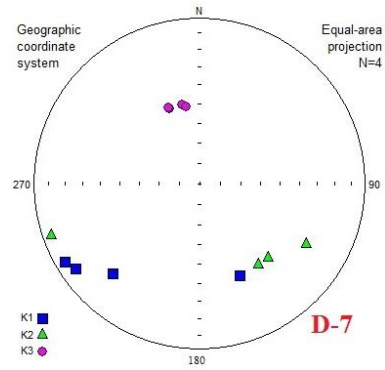


G-15 -۲۵

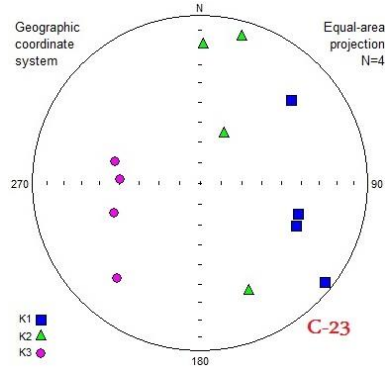


G-18

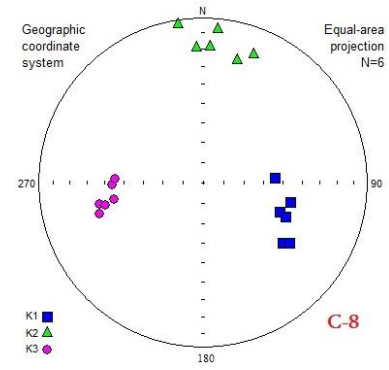
پیوست ۳- استریوگرام‌های ترسیم شده مبتنی بر پارامترهای مغناطیسی اندازه‌گیری با استفاده از نرم‌افزار Anisoft 4.2 در هر نمونه‌برداری با ترکیب سنگ‌شناسی گنیس.



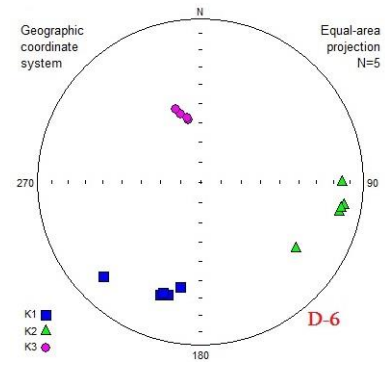
D-7 - 31



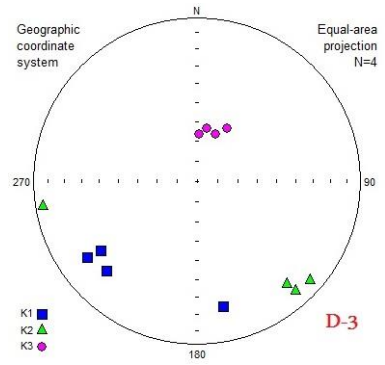
C-23 - 30



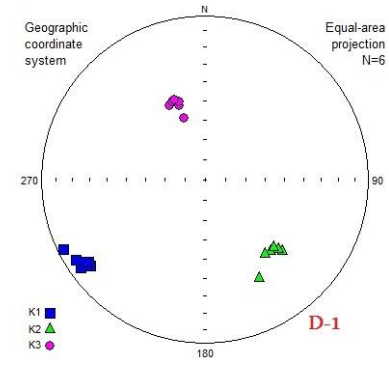
C-8 - 29



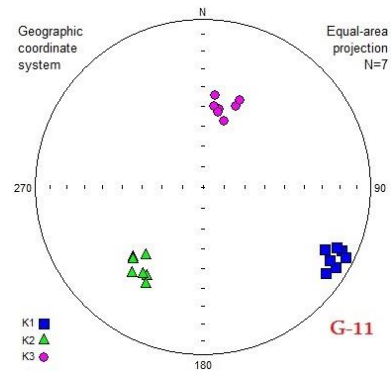
D-6 - 34



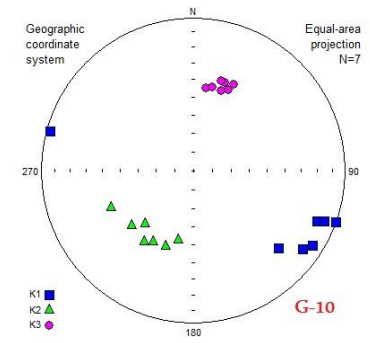
D-3 - 33



D-1 - 32



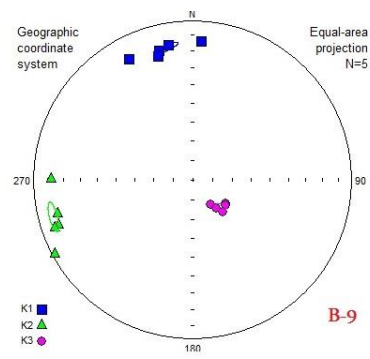
G-11 - ۳۶



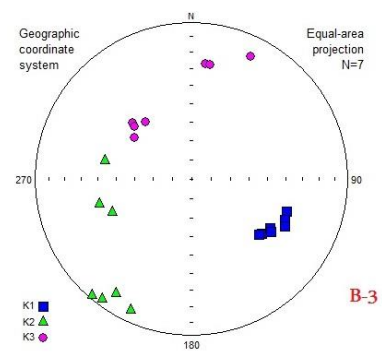
G-10 - ۳۵

پیوست ۴- استریوگرام‌های ترسیم شده مبتنی بر پارامترهای مغناطیسی اندازه‌گیری با استفاده از نرم‌افزار Anisoft 4.2 در هر نمونه برداری

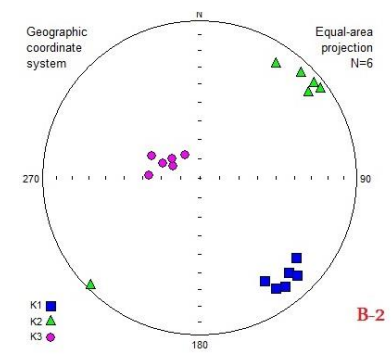
با ترکیب سنگ‌شناسی آپلیت گرانیتی .



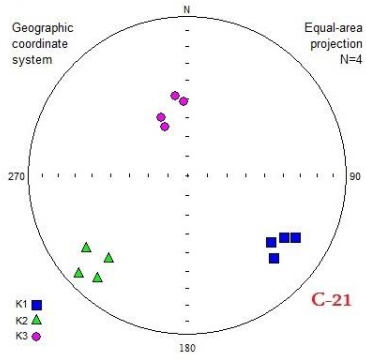
B-9 - ۳۹



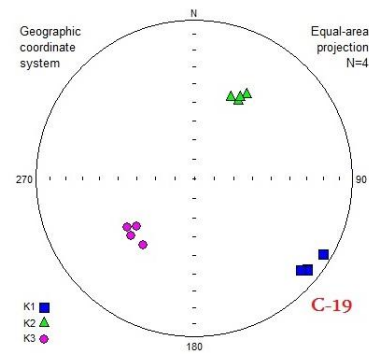
B-3 - ۳۸



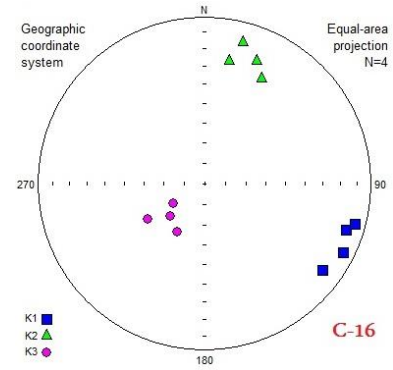
B-2 - ۳۷



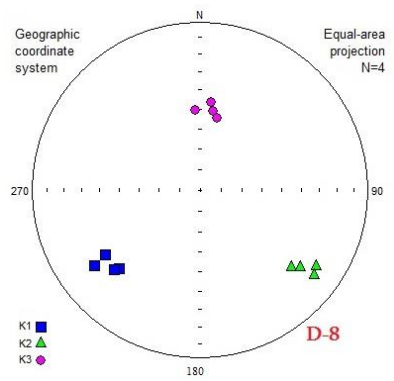
C-21 -۴۲



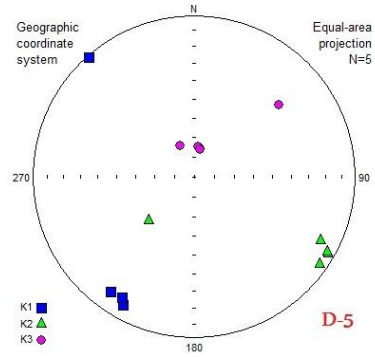
C-19 -۴۱



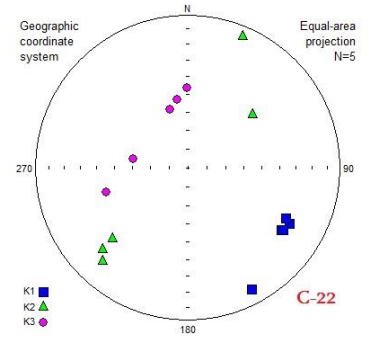
C-16 -۴۰



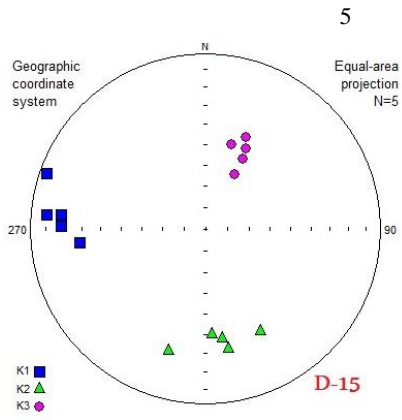
D-8 -۴۵



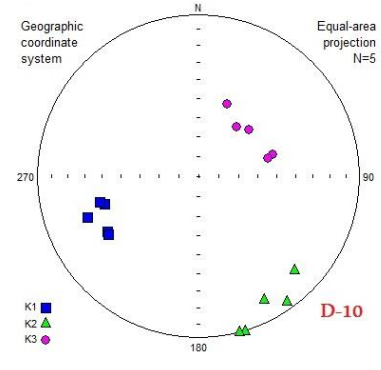
D-5 -۴۴



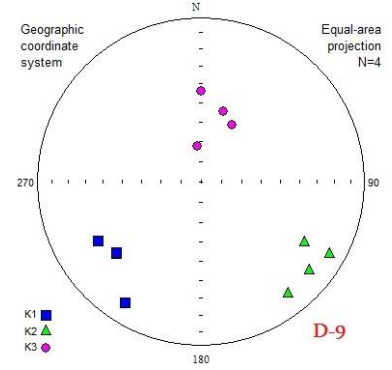
C-22 -۴۳



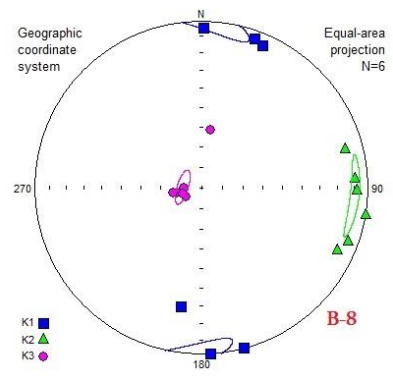
D-15 -۴۸



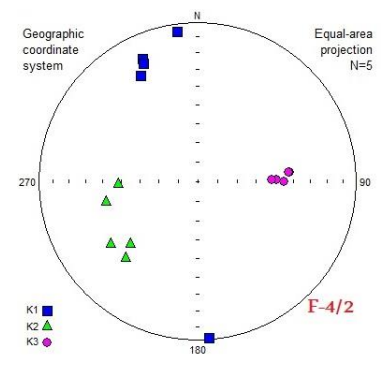
D-10 -۴۷



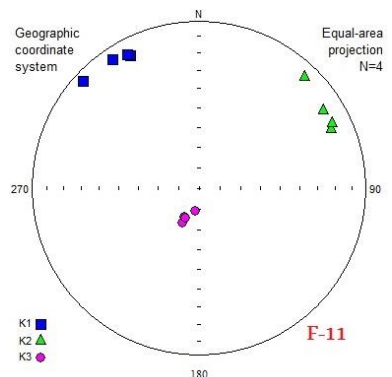
D-9 -۴۶



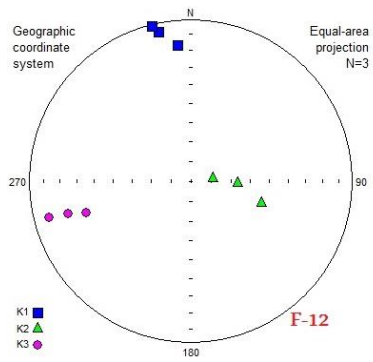
B-5 -۵۱



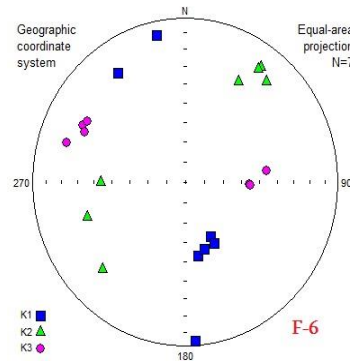
F-4.2 -۵۰



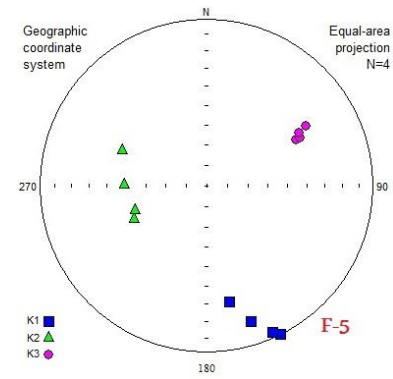
F-11 -۴۹



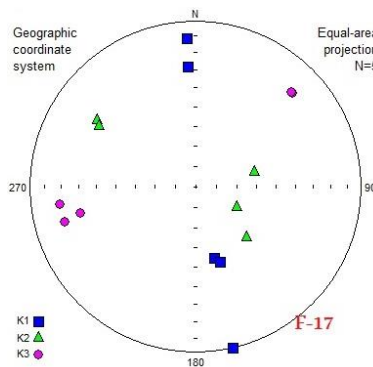
F-12 - $\Delta\epsilon$



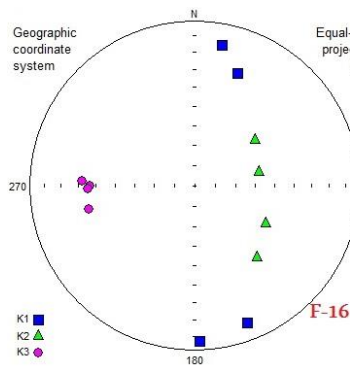
F-6 - $\Delta\epsilon$



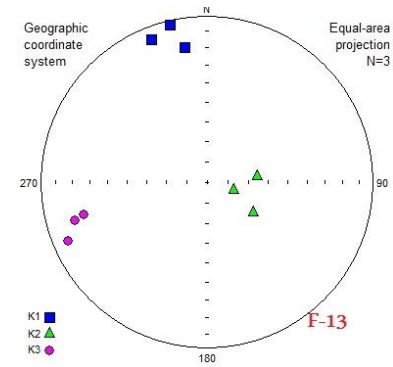
F-5 - $\Delta\epsilon$



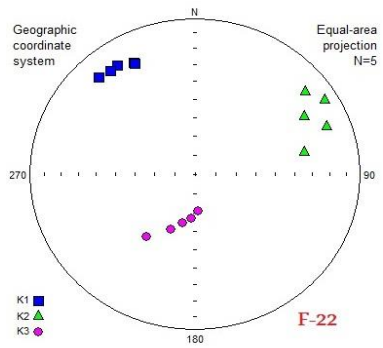
F-17 - $\Delta\epsilon$



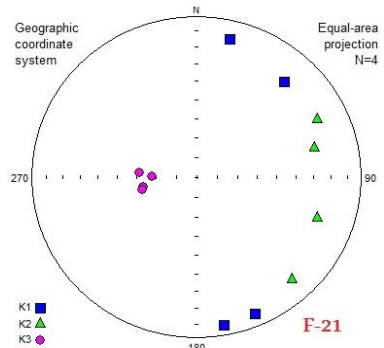
F-16 - $\Delta\epsilon$



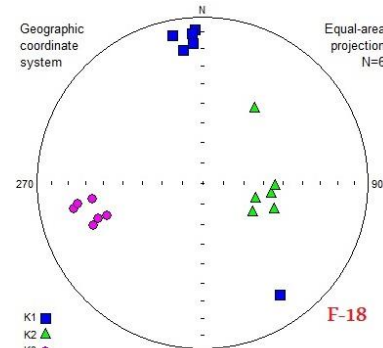
F-13 - $\Delta\epsilon$



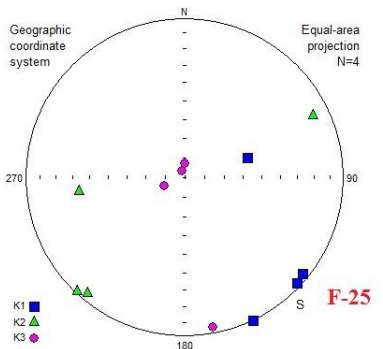
F-22 -60



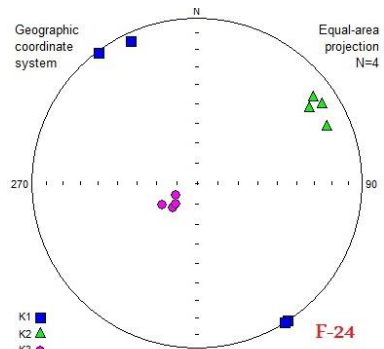
F-21 -59



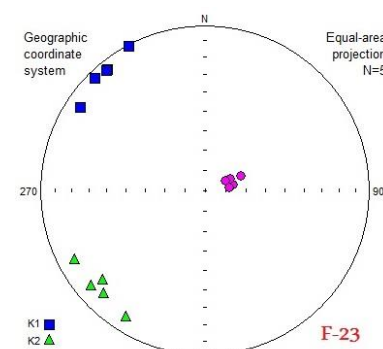
F-18 -58



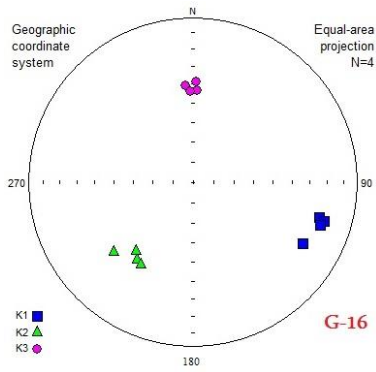
F-25 -63



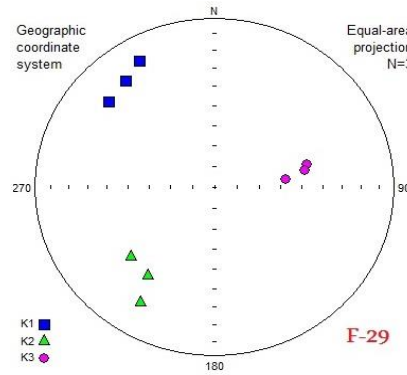
F-24 -62



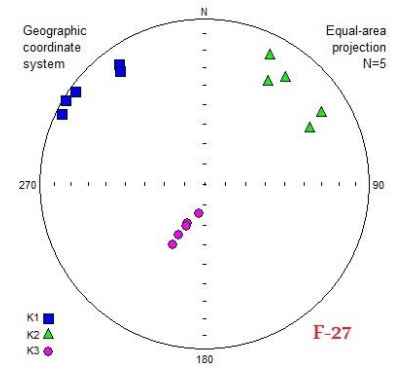
F-23 -61



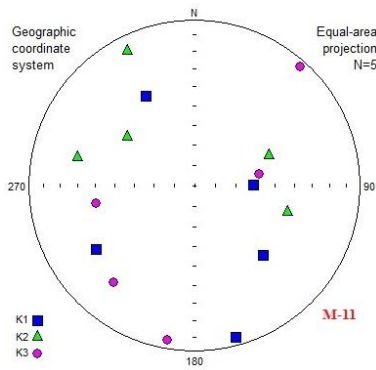
G-16 -66



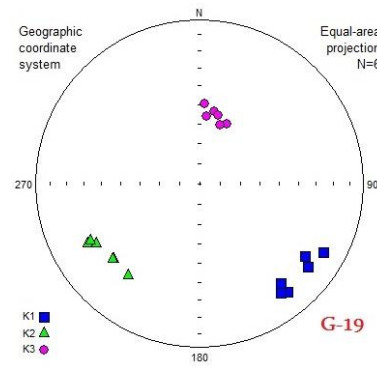
F-29 -65



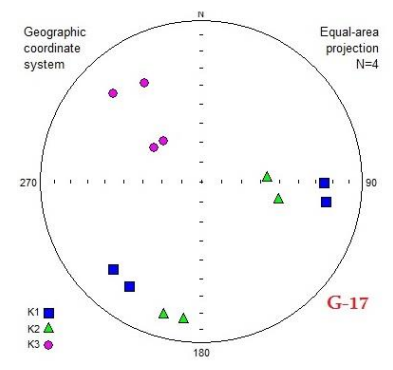
F-27 -64



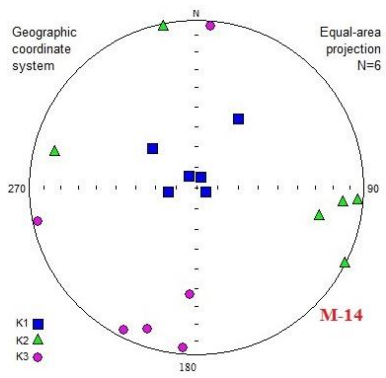
M-11 -69



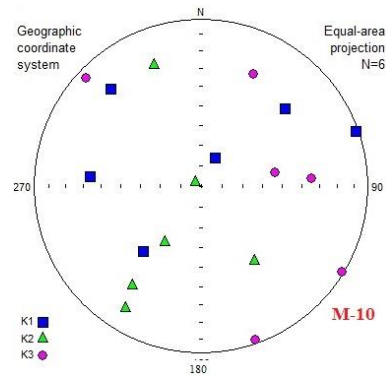
G-19 -68



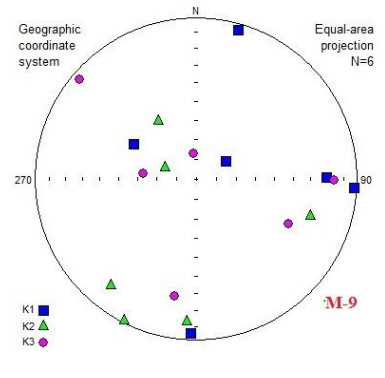
G-17 -67



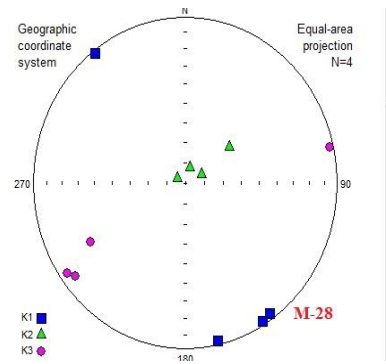
M-14 -ΥΨ



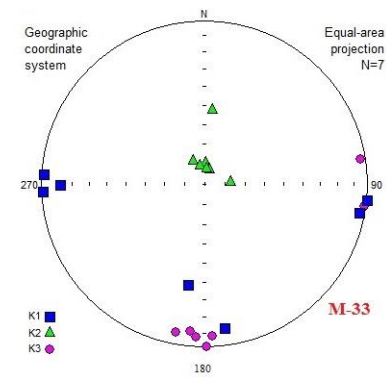
M-10 -ΥΨ



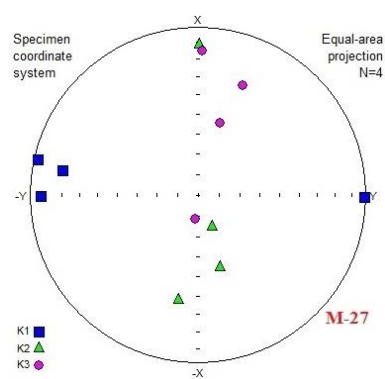
M-9 -ΥΨ



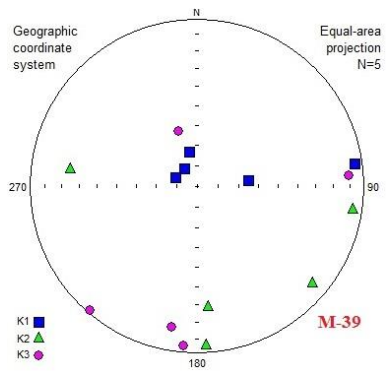
M-28 -ΥΩ



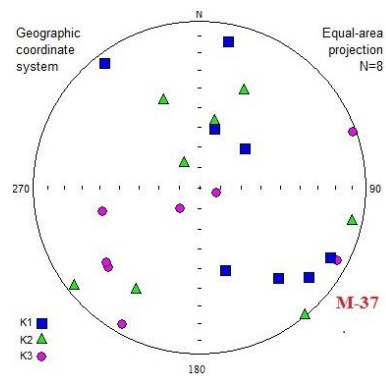
M-33 -ΥΨ



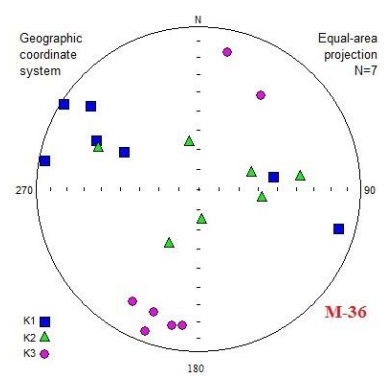
M-27 -ΥΨ



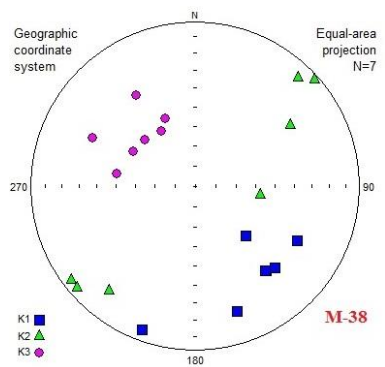
M-39 - ۷۸



M-37 - ۷۷

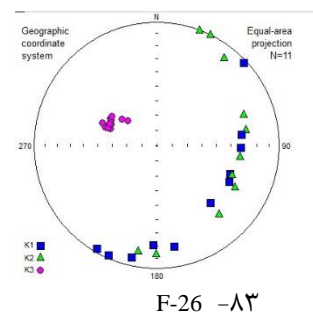
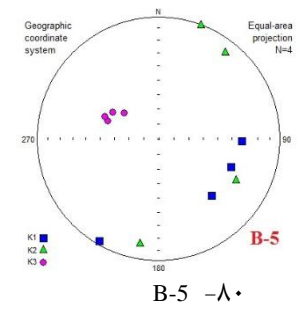
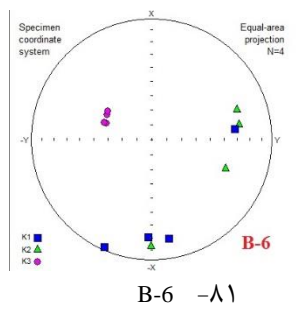
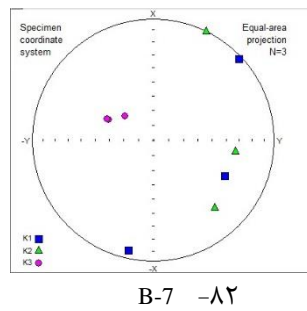


M-36 - ۷۶

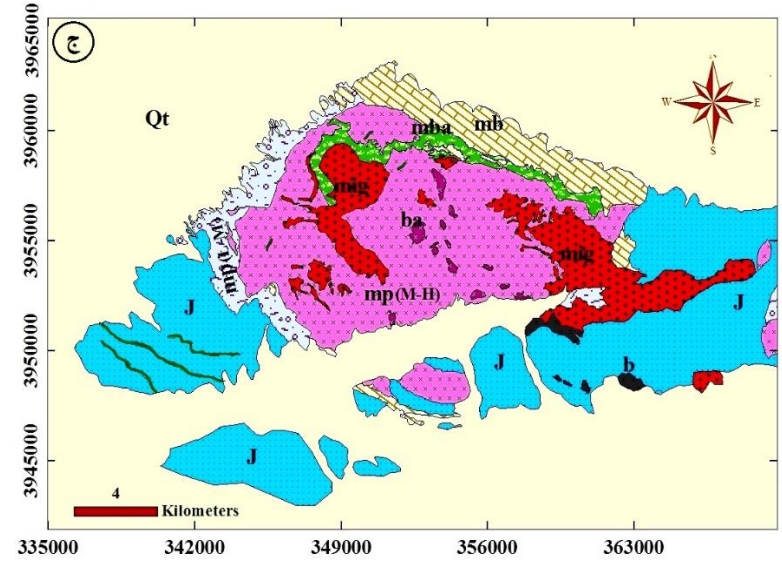
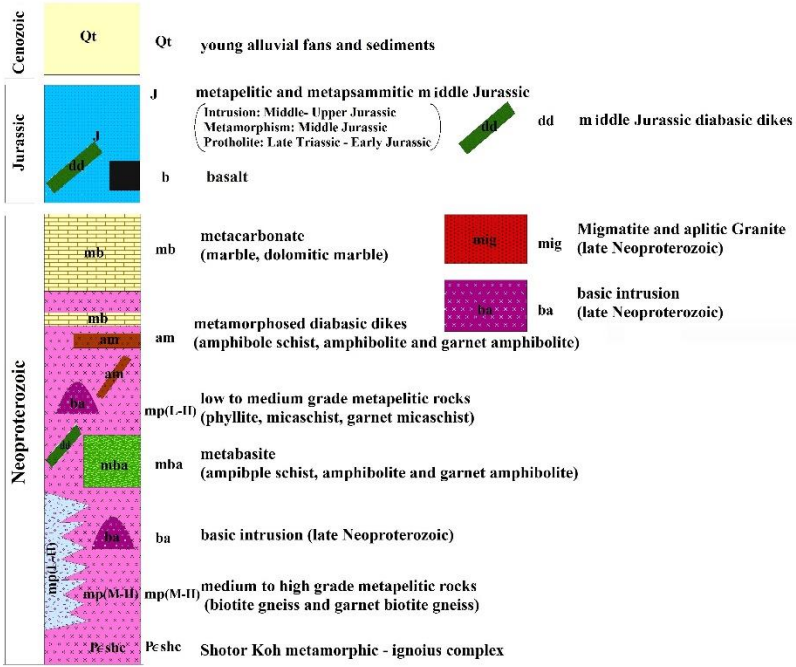


M-38 - ۷۹

پیوست ۵- استریوگرام‌های ترسیم شده مبتنی بر پارامترهای مغناطیسی اندازه‌گیری با استفاده از نرم‌افزار Anisoft 4.2 در هر نمونه‌برداری با ترکیب سنگ‌شناسی آمفیبولیت.



پیوست ۶- استریوگرام‌های ترسیم شده مبتنی بر پارامترهای مغناطیسی اندازه‌گیری با استفاده از نرم‌افزار Anisoft 4.2 در هر نمونه‌برداری با ترکیب سنگ‌شناسی پلاژیوگرانیت.



Abstract

Shotor-Kuh metamorphic - igneous complex is located in 80 km south of East Shahrood, this complex is part of the Iran basement late Neoproterozoic metamorphic terrian (540 to 600 million years ago) and includes metamorphic - igneous rocks such as metapelite (micaschists and gneisses), metabasite (amphibolite), metacarbonate (limestone and dolomite marbles), metapsammities and gabbro, olivine gabbro and diorite. This is cut by a small number of Middle Jurassic diabasic dykes. Also part of them is covered by the Late Triassic - Lower Jurassic sedimentary- clastic sequence.

Investigation of magnetic parameters high-grade metapelitic and metabasitic rocks during processing of Migmatization and granitization of metamorphic- igneous complex between Gorgabi - Jamil (South East Shahrood) show that gneisses have mean magnetic susceptibility (K_m) $326 \mu\text{SI}$ and the interval between K_m changes in these rocks is $136 \mu\text{SI}$ to $670 \mu\text{SI}$. The important magnetic behavior carriers are Garnet and biotite and minor amount opq minerals (ilmenite or magnetite) in gneisses. Modified magnetic anisotropy (P_j) diverse between 8.0 to 18.7 percent in gneiss. The shape parameter of this rocks is between 0.44 until 0.97 and most of magnetic ellipsoids are oblate. In granitic aplites results from partial melting gneisses minerals of magnetic behavior carriers are lack and consequently their mean magnetic susceptibility value (with an average $107 \mu\text{SI}$) compared to other rock groups is very low. Because of intense deformation and mylonitization this rocks, the amount percent of modified magnetic anisotropy (P_j) This group is very high and reaches about 44 percent.

The mean magnetic susceptibility in amphibolites and garnet amphibolite is $550 \mu\text{SI}$ and also the amount K_m varies between $220 \mu\text{SI}$ to $1200 \mu\text{SI}$. Iron and magnesium bearing minerals such as green hornblende, garnet and biotite and in particular iron oxides such as magnetite and titanomagnetite magnetic behavior carriers are in these rocks. Modified anisotropy of magnetic susceptibility (P_j) vary between 1.1 to 14.3 % in the rocks. Their Shape parameter majority measured sample is positive and its dominant magnetic elliptical-shaped is oblate. Plagiogranites or tonalites are the results from of metamorphic differentiation or partial melting of amphibolite and garnet amphibolite also have low mean magnetic susceptibility $100 \mu\text{SI}$. Percent of mean magnetic anisotropy is 7% and the shape parameter is positive.

generally, this study shows that the values of mean magnetic susceptibility is a function of the type and frequency of the magnetic behavior carrier minerals. In the studied rocks biotite, garnet, hornblende, green, opq minerals (magnetite, Titano-magnetite and ilmenite) are magnetic behavior important carriers.

On the other hand the numerical values of the shape parameter, the percentage of magnetic anisotropy and intensity of deformation have direct relationship and ascending. In the study area magnetic foliation are low steep often and magnetic lineations are arranged mainly to southeast. These results can be confirmed by field evidence and is compatible with the large-scale dome structure of Shotor-Kuh metamorphic- igneous complex as a metamorphic Core Copmlex.

Although local factors as shear zones are involved in the creation of structural elements and cause local changes in the structural elements characteristics. But it seems that a large-scale deformation event incident affected the entire area and exposed rocks.

So that apart from younger rocks, such as Middle Jurassic low-grade metamorphic rocks and a few of diabasic dykes cutting them (middle Jurassic), metamorphic rocks with the sedimentary or igneous protolith show clear evidence of foliation, lination and mylonitization. Although this evidence may also be associated with varying degrees of intensity and infirmity.

Key words: Shotor-Kuh, Shahrood, Neoproterozoic, magnetic susceptibility, magnetic anisotropy, Shape parameter.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

MSc Thesis in Petrology

Investigation of magnetic parameter variations of high grade metapelitic rocks during migmatitisation and granitisation processes in Shotor Kuh metamorphic and igneous complex between Gorgabi and Jamil areas (SE Shahrood)

By: Mahbobe Mohammadi

Supervisor:

Dr. Mahmood Sadeghian

Advisors:

Dr. Maryam Sheibi

Mrs. Sakine Shekari

February 2017