

الحمد لله الذي
خلقنا من
الحمم



دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی

بررسی سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی شرق بجستان

(جنوب غرب استان خراسان رضوی)

با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)

نگارنده: عاطفه علی‌پور

استاد راهنما:

دکتر محمود صادقیان

شهریور ۱۳۹۸

شماره: ۹۸۰۷۱۱۷۶

تاریخ: ۹۸/۷/۱۵

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم / آقای: عاطفه علی پور با شماره دانشجویی ۹۴۳۸۵۴۴ رشته: زمین شناسی گرایش: زمین شناسی پترولوژی تحت عنوان: بررسی ساز و کار جایگیری توده گرانیتوئیدی شرق بجستان (جنوب غرب استان خراسان رضوی) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)، که در تاریخ: ۱۳۹۸/۰۶/۱۳ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

☐ قبول (با درجه: عالی.....) ☐ مردود			
نوع تحقیق: ☐ نظری ☒ عملی			
عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	محمود صادقیان	دانشیار	
۴- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر فردین موسیوند	استادیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر مریم شیخی	استادیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر مهدی رضایی کهنخانی	استادیار	

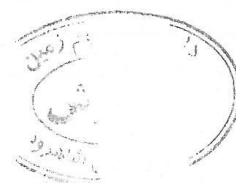
نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر پرست امیری

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده: ۱۸/۷/۱۵

از طرف: محمد علی پیراهن

تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع

مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).



تقدیر و تشکر

خدایا تو را سپاس به پاس توفیق آگاهی که بمن ودیعه داده‌ای. خدایا همچون گذشته به من قدرتی عطا کن تا به استقبال آینده‌ایی روشن پیش روم، صبر مرحمت فرما تا در سختی‌های روزگار دوباره بکوشم. با توجه به عنایات خاصه خداوند متعال، مساعدت و یاری خانواده عزیز، اساتید بزرگوار و دوستان مهربانم، اکنون که پایان نامه خود را به پایان رسانده‌ام بر خود لازم می‌دانم تا مراتب تشکر و قدردانی خود را ابراز نمایم.

در ابتدا پدر بزرگ و مادر بزرگ مهربانم که هر آنچه دارم از آنهاست. پدرم که همواره بهترین مشوقم بوده است.

مادرم

که محکم‌ترین تکیه‌گاه زندگی‌ام

و محمد، نادر و بهادر که محبت‌های بی‌دریغشان هرگز فروکش نمی‌کند و برتا عزیزم.

از ریاست محترم دانشکده علوم زمین دکتر پرویز امیدی و اساتید محترم دانشکده علوم، دکتر حبیب الله قاسمی، دکتر فرج الله فردوست، دکتر مریم شیبی، دکتر مهدی رضایی کهخایی.

از جناب آقای دکتر محمود صادقیان که با راهنمایی‌های ارزنده، زحمات بی‌دریغ و تلاش‌های بی‌وقفه‌اشان در تمام مراحل انجام این پروژه، ره‌گشای اینجانب بودند، کمال تشکر و امتنان را دارم.

مهندس سیدرضا میرباقری، سرکار خانم مهندس سودابه سعیدی و مهندس زهره فارسی، آقایان محسن محمدیان و علی اصغر آقایی کمال تشکر را دارم.

و همینطور از دوستان عزیزم آقایان سید علی اکبر اسدی، محسن حمیدی، پیام شاه‌ولی کوه شوری، پوریا ولی‌خانی، مهدی بازار نوعی، عرفان عمیدی، خانم‌ها ارمغان نوربخش، فاطمه آقاجانی، آسیه فضیلت، سولماز بلوچی، سکینه شکاری، سهیلا ساکی، حدیث آقایی، منیژه کاظمی، مرضیه اسدی، محدثه اسکندری تشکر می‌نمایم.

تعهدنامه

اینجانب عاطفه علی‌پور دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه بررسی سازوکار جایگیری توده گرانیوتئیدی شرق بجستان (جنوب غرب استان خراسان رضوی) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) 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

توده گرانیتوئیدی بجستان با وسعت تقریبی حدود ۶۰ کیلومتر مربع، در ۳ تا ۱۲ کیلومتری شرق شهر بجستان رخنمون دارد. این توده نفوذی در درون سنگ‌های شیلی - ماسه‌سنگی معادل شمشک به سن ژوراسیک و همچنین سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی پالئوسن جای گرفته است. این توده گرانیتوئیدی دارای طیف ترکیبی دیوریت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت، گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها، آپلیت‌های گرانیتی و رگه‌های کوارتز-تورمالین است و توسط تعدادی دایک آندزیتی با روند غالب شرقی - غربی قطع شده است. کانی‌های اصلی سازنده این توده گرانیتوئیدی ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند، بیوتیت و تورمالین می‌باشند. با توجه به ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، توده گرانیتوئیدی بجستان در گروه گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرد و دارای منشاء اختلاطی از ماگماهای پوسته‌ای و گوشته‌ای هستند.

در این تحقیق سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی بجستان برای اولین بار در پرتو روش مطالعه ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی مورد بررسی قرار گرفته است. این توده نفوذی در ۸۶ ایستگاه، مغزه‌گیری شد و ۳۱۱ مغزه بدست آمد. این مغزه‌ها پس از برش و آماده سازی به ۱۷۸۶ قطعه ۲۲ میلیمتری تبدیل گردید. پارامترهای مغناطیسی این نمونه‌ها در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود و به وسیله دستگاه سنجش پذیرفتاری مغناطیسی مدل MFk1-FA اندازه گیری شد. داده‌های بدست آمده به کمک نرم‌افزارهای Anisoft 4.2, Stereowin, Tectonicsfp.32, ArcMap, Photoshop, Excel و... پردازش گردید. خلاصه نتایج بدست آمده عبارتند از: ۱- مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km بر حسب μSI) برای گروه‌های سنگی بارز این توده بدین قرار می‌باشد: دیوریت‌ها (۹۹۳۴)، دایک‌های آندزیتی (۱۶۳۳)، گرانودیوریت‌ها (۱۰۰۸)، مونزوگرانیت‌ها (۷۹۷)، رگه‌های کوارتز تورمالین (۱۴۸) و آپلیت‌های گرانیتی (۱۲۲). بدین ترتیب دیوریت‌ها و آپلیت‌ها به ترتیب دارای بیشترین و کمترین پذیرفتاری مغناطیسی هستند. حامل‌های مغناطیسی بارز در نمونه‌های سنگی توده نفوذی بجستان، مگنتیت، هورنبلند، بیوتیت و ایلمنیت است. سایر کانی‌ها از جمله تورمالین، اپیدوت، کلریت و مقادیری هیدرواکسیدها و اکسیدهای آهن حاصل از دگرسانی نیز در رفتار مغناطیسی سنگ‌ها سهیم هستند. با توجه به

مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری‌شده، این توده گرانیتوئیدی در زمره گرانیتوئیدهای فرومغناطیس قرار می‌گیرد.

بر اساس تفسیر تمرکز و فراوانی خطواره‌ها و برگواره‌های مغناطیسی می‌توان گفت عمده خطواره‌ها و برگواره‌های مغناطیسی دارای میل نسبتاً کم هستند. خطواره میانگین برای کل سنگهای سازنده توده نفوذی بجستان به غیر از دایک‌ها: $K_1/K_d = 14.2/13.1$ و میانگین صفحات برگوارگی برای کل سنگهای سازنده توده نفوذی بجستان به غیر از دایک‌ها: $N3.9W/11 NE$. در برخی نقاط میل خطواره‌ها و برگواره‌های مغناطیسی نسبتاً زیاد است و معمولاً بر محل رخنمون سنگ‌های دیوریتی یا پهنه‌های تغذیه‌کننده منطبق هستند. میانگین روند خطوارگی‌های مغناطیسی غربی- شرقی بوده و در قسمت شمال غرب دارای میل کمتر و جنوب شرق میل خطواره‌ها زیاد است. برگواره‌ها به صورت با میل کم تقریباً افقی دارای روند شمالی غربی تا جنوب شرقی می‌باشند.

با توجه به اصول مطالعه فابریک‌های مغناطیسی، از جمله میل کم خطواره‌ها و شیب کم برگواره‌های مغناطیسی توده گرانیتوئیدی بجستان از یک ساختار تقریباً گنبدی شکل تبعیت می‌کند که بخش تاج یا سقف آن رخنمون پیدا کرده است.

کلمات کلیدی: گرانیتوئید بجستان ، ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی، فرومغناطیس، خطواره و برگواره مغناطیسی.

لیست مقالات مستخرج از این پایان نامه

- ✓ بررسی تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی بجستان (شمال شرق بجستان)، بیست و پنجمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه یزد، بهمن ۹۶.
- ✓ بررسی مقدماتی سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی بجستان (شمال شرق بجستان)، بیست و یکمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه پیام نور قم، آبان ۹۷.

عنوان	صفحه
فصل اول کلیات	۱
۱-۱- مقدمه	۲
۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به منطقه	۲
۱-۳- آب و هوا و پوشش گیاهی منطقه	۵
۱-۴- ژئومورفولوژی کلی منطقه	۵
۱-۵- مطالعات پیشین	۶
۱-۶- مطالعات پیشین در زمینه AMS	۷
۱-۷- اهداف پایان نامه	۱۰
۱-۸- روش مطالعه	۱۰
۱-۸-۱- مطالعات کتابخانه ای	۱۰
۱-۸-۲- نمونه برداری صحرایی	۱۰
۱-۸-۳- تهیه مقاطع میکروسکوپی	۱۱
۱-۸-۴- اندازه گیری پارامترهای مغناطیسی	۱۱
۱-۸-۵- تجزیه و تحلیل داده ها	۱۲
فصل دوم زمین شناسی عمومی	۱۳
۲-۱- مقدمه	۱۴
۲-۲- زمین شناسی ناحیه ای	۱۶
۲-۲-۱- دوران پالئوزوئیک	۱۶
۲-۲-۱-۱- سازند سردر	۱۶
۲-۲-۱-۲- سازند جمال	۱۷
۲-۲-۲- دوران مزوزوئیک	۱۷
۲-۲-۲-۱- سازند شمشک	۱۷
۲-۲-۲-۲- کرتاسه	۱۸
۲-۲-۳- دوران سنوزوئیک	۱۹

۲۰	۳-۲- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه
۲۰	۳-۲-۱- سنگ های آذرین بیرونی پالئوسن
۲۳	۳-۲-۲- دیوریت ها
۲۴	۳-۲-۲-۱- گرانودیوریت ها
۲۶	۳-۲-۳-۴- مونزوگرانیت ها
۲۷	۳-۲-۵- گرانیت ها و آلكالی فلدسپار گرانیت ها
۲۸	۳-۲-۶- آپلیت ها
۲۸	۳-۲-۷- رگه های کوارتز تورمالین و یا تورمالینیت ها
۳۰	۳-۲-۸- آنکلاو
۳۱	۳-۲-۹- دایک ها
۳۱	۳-۲-۱۰- دگرسانی
۳۴	۳-۲-۱۱- دگرگونی مجاورتی
۳۴	۳-۲-۱۱-۱- هورنفلس
۳۴	۳-۲-۱۱-۲- اسکارن زایی
۳۵	۳-۲-۱۲- کانه زایی
۳۷	۳-۲-۱۲-۱- باریت
۳۸	۳-۲-۱۲-۲- آهن
۳۹	۳-۲-۱۲-۳- منابع معدنی غیرفلزی
۴۴	۳-۲-۱۳- زمین ساخت
۴۵	فصل سوم پتروگرافی
۴۶	۳-۱- مقدمه
۴۷	۳-۲- واحدهای سنگ شناسی
۴۷	۳-۲-۱- دیوریت ها
۵۳	۳-۲-۲- گرانودیوریت ها
۶۰	۳-۲-۳- مونزوگرانیت ها
۶۱	۳-۲-۴- گرانیت ها، آلكالی فلدسپارگرانیت ها و گرانیت های پورفیری
۶۳	۳-۲-۵- آپلیت ها

۶۴	۳-۲-۶- رگه های کوارتز- تورمالین(تورمالینیت ها)
۶۶	۳-۲-۷- دایک ها
۷۰	۳-۲-۸- اسکارن ها
۷۱	۳-۲-۹- نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی
۷۳	فصل چهارم روش کار
۷۴	۴-۱- مقدمه
۷۶	۴-۲- تاریخچه مطالعات فابریک مغناطیس
۷۷	۴-۳- کاربردهای مطالعه فابریک های مغناطیسی
۷۸	۴-۴- رفتار و ویژگی های مغناطیسی کانی ها
۷۹	۴-۴-۱- دیامغناطیس
۸۰	۴-۴-۲- پارامغناطیس
۸۲	۴-۴-۳- فرومغناطیس
۸۳	۴-۵- عوامل تأثیرگذار بر پذیرفتاری مغناطیسی کانی ها
۸۳	۴-۵-۱- دما
۸۳	۴-۵-۲- هوازگی و دگرگونی
۸۴	۴-۶- روش نمونه برداری
۹۰	۴-۷- آماده سازی نمونه ها
۹۱	۴-۸- روش اندازه گیری پذیرفتاری مغناطیسی
۹۴	۴-۹- اصول کار با دستگاه
۹۶	۴-۱۰- پارامترهای مغناطیسی
۹۶	۴-۱۰-۱- پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (K_m)
۹۷	۴-۱۰-۲- ناهمسانگردی مغناطیسی (P)
۹۷	۴-۱۰-۳- پارامتر شکل (T)
۹۸	۴-۱۱- پارامترهای F و L
۱۰۱	فصل پنجم تفسیر داده ها
۱۰۲	۵-۱- مقدمه
۱۰۸	۵-۲- بررسی پارامترهای مغناطیسی

۱۲۰	۵-۲-۱- بررسی پارامترهای مغناطیسی در گرانودیوریت ها.....
۱۲۲	۵-۲-۲- بررسی پارامترهای مغناطیسی در رگه های کوارتز- تورمالین
۱۲۲	۵-۳-۳- بررسی نقشه های مبتنی بر تعریف پارامترهای مغناطیسی.....
۱۲۳	۵-۳-۱- نقشه پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km)
۱۲۴	۵-۳-۲- نقشه درصد ناهمسانگردی مغناطیسی (P%)
۱۲۶	۵-۳-۳- نقشه پارامتر شکل (T)
۱۲۸	۵-۳-۴- نقشه برگوارگی مغناطیسی
۱۳۳	۵-۳-۵- نقشه خطوارگی مغناطیسی
۱۳۶	۵-۴- سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی بجستان
۱۴۹	پیوست
۱۸۱	منابع فارسی

فهرست اشکال

عنوان	صفحه
شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌های نشان دهنده موقعیت توده گرانیوتئیدی بجستان،	۴
به همراه راههای دسترسی و ایستگاههای نمونه برداری	۴
شکل ۱-۳- تصاویری از ریخت کوهستانی و مرتفع توده گرانیوتئیدی بجستان (نگاه به سمت شمال).....	۵
در ضمن، منطقه از پوشش گیاهی ضعیفی برخوردار است.....	۵
شکل ۱-۴ - تصویر ماهواره ای توده گرانیوتی بجستان و موقعیت ایستگاههای مغزه گیری بر روی آن.....	۱۲
شکل ۲-۱- نقشه تقسیم بندی پهنه های ساختاری ایران (آقاناتی ۱۳۸۳) و موقعیت توده گرانیوتئیدی بجستان.....	۱۴
شکل ۲-۲- دورنمایی از سازند جمال و سردر (شمال شهرستان بجستان، دید به سمت شمال شرق).....	۱۷
شکل ۲-۳- الف- دورنمایی از سنگهای آهکی کرتاسه (شمال شرق بجستان، بعد از پلیس راه بجستان- بردسکن).....	۱۸
شکل ۲-۴- نمای از توده گرانیوتئیدی بجستان (نگاه به سمت شرق).....	۱۹
شکل ۲-۵- تصویر ماهواره ای منطقه مورد مطالعه.....	۱۹
کادر سفید رنگ محدوده رخنمون توده گرانیوتئیدی بجستان را نشان میدهد.....	۱۹
شکل ۲-۶- نقشه زمین شناسی منطقه بجستان. نقشه بر اساس تصاویر ماهواره ای گوگل ارث، مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی تهیه شده و در محیط ArcMap ترسیم شده است.....	۲۱
شکل ۲-۷- الف- دورنمایی از سنگهای آتشفشانی پالئوسن، ب- نمایی نزدیک از لیتیک توف.....	۲۲
شکل ۲-۸- الف- نمایی از دیوریت ها که توسط رگه های کوارتز- تورمالین با ساخت شانه ای یا نواری با ضخامت چند mm تا حداکثر ۵۰ cm قطع شده اند، ب- نمای نزدیکی از رخنمون دیوریت ها، (در حاشیه شمالی، کیلومتر ۵ جاده گناباد- بجستان).....	۲۳
شکل ۲-۹- الف- گرانودیوریت های پورفیروئیدی سرشار از ارتوکلاز و تجمعات پراکنده تورمالین، ب- تصویری از لکه ها یا تجمعات سیاه رنگ حاوی تورمالین در گرانودیوریت ها. اندازه نودل های تورمالین از چند میلیمتر تا حدود سه سانتیمتر متغیر است.....	۲۴
شکل ۲-۱۰- نمایی نزدیک از گرانودیوریت ها که رگه های گرانیوتی صورتی رنگ سرشار از فلدسپارپتاسیم آنها را قطع کرده اند و شاهی بر تراوش یا مهاجرت سیالات غنی از پتاسیم به ترازهای بالاتر در مراحل پایانی تفریق ماگمایی می باشند.....	۲۵
شکل ۲-۱۱- تصویری از رگه های کلسیتی قطع کننده گرانودیوریت ها.....	۲۵
این رگه های کلسیتی در پهنه های دگرسانی دیده میشوند.....	۲۵
شکل ۲-۱۲- الف- نمایی نزدیکی از مونزوگرانیت های حاوی لخته های مافیک و ب- نمای نزدیکی از گرهک های حاوی تورمالین در مونزوگرانیت ها.....	۲۶
شکل ۲-۱۳- نمایی از رگچه های کلسیتی قطع کننده مونزوگرانیت ها.....	۲۶

- شکل ۲-۱۴- الف - نمای نزدیکی از گرانیته ها که توسط دایک آندزیتی قطع شده اند، ب- گرانیته های پورفیروئیدی که دارای پورفیروئیدهایی از جنس ارتوکلاز می باشد، پ- نمایی نزدیکی از پورفیروئید کاملاً شکل دار ارتوکلاز. در بخش میانی تصویر ارتوکلازی کاملاً شکل دار در مقیاس سانتیمتری دیده میشود. ۲۷
- شکل ۲-۱۵- تصویری از رگه های آپلیتی قطع کننده گرانودیوریت ها. ۲۸
- شکل ۲-۱۶- الف- تجمع موضعی تورمالین به صورت لکه های حاوی کوارتز تورمالین، ۲۹
- ب- نمایی نزدیک از رگه های کوارتز تورمالین (پهنای کل میدان دید 10cm). ۲۹
- شکل ۲-۱۷- نمای نزدیکی از رگه های کوارتز و تورمالین که گرانودیوریت ها را قطع کرده اند. ۲۹
- شکل ۲-۱۸- تصاویری از آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در ۳۰
- مونزوگرانیته ها و گرانودیوریت های توده نفوذی بجستان. ۳۰
- شکل ۲-۱۹- الف و ج- تصاویر صحرایی نشان دهنده دایک های آندزیتی که گرانیته ها و گرانودیوریت ها را قطع کرده اند. ب- تصویری از قطع شدن دیوریت ها توسط دایک لوکوگرانیته. ۳۲
- شکل ۲-۲۰- الف- تصویری از دگرسانی تحمیل شده بر گرانودیوریت های توده نفوذی بجستان، ب- تصویری از دگرسانی آرژیلیتی که بر سنگهای آتشفشانی میزبان تحمیل شده است (حاشیه جنوبی جاده آسفالته بجستان- گناباد، پنج کیلومتر بعد از بجستان) و ج- نمای نزدیکی از دگرسانی گرمایی. ۳۳
- شکل ۲-۲۱- الف - دورنمایی از هورنفلس های منطقه بجستان (شرق روستای تلخاوند)، ۳۵
- ب و ج- تصاویری از نمای نزدیک هورنفلس ها. به ساخت شاخی آنها یا سطوح دارای زوایای تند توجه نمایید. ۳۵
- شکل ۲-۲۲- الف - تصویری از اسکارن زایی (سیالهای گرمایی از ساختهایی که قبلاً در سنگ حضور داشته اند تبعیت کرده اند و در برخی موارد قشرهای متحدالمرکزی نشان می دهند)، ب- اپیدوتی شدن در اسکارن ها ، پ- نمای نزدیک از گارنت به عنوان فراوانترین کانی در اسکارن ها و ت- نمایی نزدیک از اسکارن زایی (این اسکارن ها حاوی گارنت و ولاستونیت می باشند). ۳۶
- شکل ۲-۲۳- نمای نزدیکی از کانه زایی باریت با بلورهای تیغه شکل. ۳۸
- شکل ۲-۲۴- الف- نمایی از معدن آهن شمال شرق توده گرانیته‌ای بجستان، ۳۸
- ب- دورنمایی از سینه کار استخراجی در محل زونهای گسلی سرشار از کانه های آهن دار. ۳۸
- شکل ۲-۲۵- الف- تجمعات سرشار از گارنت در اسکارن ها، ب- نمایی نزدیک از بلورهای الیافی نسبتاً درشت ولاستونیت .. ۴۱
- و ج- تصویری از نوارهای متحدالمرکز گارنت و ولاستونیت در شمال غرب روستای علی آباد ۴۱
- شکل ۲-۲۶- تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده پراکندگی منابع معدنی مرتبط با ۴۲
- تشکیل و جایگیری توده گرانیته‌ای بجستان. ۴۲
- شکل ۲-۲۷- دور نمایی از معدن گرانیته، شمال شرق احمدآباد (به عنوان سنگ نما). ۴۲
- شکل ۲-۲۸- نمایی از معدن متروکه مرمر (شمال غرب علی آباد). ۴۳
- شکل ۲-۲۹- الف- نمایی از معدن باریت واقع در شمال توده گرانیته‌ای بجستان، ب- دپوی ماده معدنی (باریت). ۴۳
- شکل ۳-۱- تصاویر میکروسکوپی نشان دهنده حضور بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار پیروکسن (احتمالاً اوژیت)، هورنبلند، بیوتیت، و پلاژیوکلاز، و بافت گرانولار در دیوریت ها. بیوتیت های موجود در این سنگ به صورت یک کانی تأخیری تشکیل

شده اند و جایگزین هورنبلند سبز شده اند، یا اینکه حداقل بصورت تاخیری بر روی هسته ای از هورنبلند سبز رشد کرده اند که معرف انجام فرآیند تفریق ماگمایی می باشند. در تصویر (ج) تمرکز موضعی پلاژیوکلازها و بافت گرانولار دیوریت ها به نمایش گذاشته است. در نور پلاریزه عادی بیوتیت و کلریت به وضوح دیده میشود (در XPL تصاویر سمت راست، PPL تصاویر سمت چپ). ۵۰

شکل ۳-۲- تصاویر میکروسکوپی نشان دهنده دگرسانی، هورنبلند به اپیدوت، کلسیت، کلریت و اسفن. در ضمن تورمالین به مقدار کم در این سنگ یافت می شود (در XPL تصویر سمت راست، PPL تصویر سمت چپ). ۵۲

شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت گرانولار (دانه ای) و مجموعه کانیهای سازنده کوارتز مونوزودیوریتها (در XPL تصویر سمت راست، PPL تصویر سمت چپ). ۵۳

شکل ۳-۴- الف- تصویری از بافت گرافیکی در گرانودیوریت ها. ب- دگرسانی کلریتی و اپیدوتی در این سنگها مشاهده می شود، کوارتز سهم قابل توجهی از این سنگها را به خود اختصاص داده است و همراه با ارتوز بافت گرافیکی زیبایی را به نمایش گذاشته اند (XPL). ۵۵

شکل ۳-۵- الف- تصاویر دیگری از بافت گرافیکی زیبا در گرانودیوریت ها. ب- بافت گرافیکی معرف برش بلورهای کوارتز در جهات مختلف میباشد که به ظهور اشکال مثلثی یا چندضلعی در برش آنها منجر شده است (تصویر سمت چپ با استفاده از تیغه ژپیس در نور پلاریزه متقاطع تهیه شده است). ۵۵

شکل ۳-۶- تصاویر تفصیلی زیبا از بافت گرافیکی در گرانودیوریت (XPL). ۵۶

شکل ۳-۷- الف و ب- تصاویری میکروسکوپی از گرانودیوریت ها که نشان میدهد اکثر دانه های اوپک موجود در لخته های مافیک بی شکل هستند و زمان و فضای کافی برای رشد نداشته اند. ج و د- لخته های مافیک حاصل از تجمع و تبلور بلورهای هورنبلند سبز به ابعاد ۲ تا ۳ میلیمتر را نشان می دهد. این سنگ بافت پورفیروئیدی نشان می دهد، و از حاشیه ی جنوبی توده نفوذی بجستان برداشت شده است. (در XPL تصاویر سمت راست، PPL تصاویر سمت چپ). ۵۷

شکل ۳-۸- تصویری از وجود اسفن کاملاً شکلدار به عنوان کانی فرعی در گرانودیوریت ها (XPL). ۵۸

شکل ۳-۹- الف- تصویر موزائیکی حاصل از الحاق ۱۵ تصویر، جهت نشان دادن بافت گرانولار (یا دانه های) گرانودیوریت ها ب- همراه با آنکلاو میکروگرانولار مافیک (MME) که نسبت به سنگ دربرگیرنده: اولاً دانه ریزتر است و ثانیاً حاوی مقادیر قابل توجهی کانیهای مافیک دانه ریز نظیر هورنبلند و بیوتیت میباشد. ثالثاً توجه نمایید که مرز بین آنکلاو و سنگ میزبان دارای وضعیت مواج و کنگره دار می باشد و نشان میدهد در زمان حضور یا اقامت آنکلاو در سنگ میزبان هر دو دارای دمای بالا و تقریباً شکل پذیر بوده اند. ۵۹

شکل ۳-۱۰- تصاویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت گرانولار در مونزوگرانیت ها، کانی های سازنده آنها عبارتند از ارتوز، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند (XPL). ۶۰

شکل ۳-۱۱- تصاویر میکروسکوپی نشان دهنده جانشینی کلسیت و کلریت بجای هورنبلند و تشکیل قالب کاذبی از این کانی (در XPL تصویر سمت راست، PPL تصویر سمت چپ). ۶۱

شکل ۳-۱۲- الف و ب- تصاویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت پورفیری در آپلیت ها همراه با خلیج خوردگی در فنوکریستهای کوارتز (در XPL تصویر سمت راست، PPL تصویر سمت چپ). ۶۴

شکل ۳-۱۳- الف- تصویری از بافت میکروگرانولار متشکل از کوارتز و فلدسپار همراه با رگچه های نازکی از کوارتز که بصورت متقاطع این سنگ را قطع کرده اند. ب- علاوه بر دانه های ریز کوارتز، چند بلور ریز پلازیوکلاز دگرسان شده (بخش های کدرتر) و چند عدد بلور هورنبلند کلریتی شده در این سنگ مشاهده می شود(XPL)..... ۶۴

شکل ۳-۱۴- الف و ب- تصاویر میکروسکوپی از رگه های کوارتز- تورمالین (در نور پلاریزه متقاطع). دانه های تورمالین غالباً ریز هستند. در دانه های اندکی بزرگتر پلیکروئیسیم (چند رنگی) دیده میشود. ج و د- تصویری از رگه های متقاطع کوارتز- تورمالینی. در محل الحاق شکستگی ها، تورمالین از تمرکز بیشتری برخوردار است (در XPL تصاویر بالا ، PPL تصاویر پایین). ۶۵

شکل ۳-۱۵- تصاویری از نمونه های دستی سنگهای مونوزوگرانیته ها که گرهمهای حاوی تورمالین ها در آنها به وضوح دیده میشود. ۶۶

شکل ۳-۱۶- الف- تصویری از یک دایک تراکی آندزیتی دارای فنوکریست های ارتوز که گرانودیوریت ها را قطع کرده است. ب- نمایی نزدیکی از درشت بلورهای ارتوز در دایک تراکی آندزیتی را نشان می دهد..... ۶۶

شکل ۳-۱۷- تصویری از بافت پورفیری در دایک های آندزیتی که با حضور درشت بلورهای هورنبلند سبز و پلازیوکلاز مشخص می شود (XPL)..... ۶۷

شکل ۳-۱۸- تصاویری از ویژگی میکروسکوپی دایک های آندزیتی (در XPL تصویر سمت راست، PPL تصویر سمت چپ)، الف و ب- نشان دهنده بافت میکروگرانولار همراه با بادامک های پر شده توسط اپیدوت به ابعاد $0.5 - 2$ میلیمتر می باشند. در تصویر الف- اپیدوت با برجستگی بالا و رنگ زرد روشن به صورت دانه های ریز فراوان دیده می شود. در تصویر ب کلریتی شدن در متن سنگ قابل مشاهده است ۶۸

شکل ۳-۱۹- تصاویر میکروسکوپی نشان دهنده ویژگی های بارز دایک های آندزیتی (XPL)، تصاویر الف و ب که نشان می دهند که این نمونه حاوی گویچه ها یا گلبول هایی از ماگمای قبلاً تبلور یافته است که نسبت به سنگ دربرگیرنده دانه درشت تر هستند (و متشکل از پیروکسن و پلازیوکلاز می باشند). بعضی از حفرات نیز بطور کامل توسط اپیدوت پر شده اند. ج _ ۶۹

تصویری از یک حفره پر شده توسط کلریت. ۶۹

شکل ۳-۲۰- تصاویری از بافت گرانولار و پورفیروبلاستی در اسکارن ها، کانی های تشکیل دهنده اسکارن ها عبارتند از: گارنت، پیروکسن (دیوپسید)، کوارتز، کلریت، کلسیت و اپیدوت (XPL)..... ۷۰

شکل ۴-۲- الف- وضعیت الکترونها در غیاب حضور میدان مغناطیسی..... ۷۹

ب - وضعیت الکترونها در حضور میدان مغناطیسی (لانزا و ملونی ۲۰۰۶). ۷۹

شکل ۴-۳- رفتار مواد پارامغناطیس ، الف- هنگام اعمال میدان مغناطیسی ، ب- در غیاب میدان مغناطیسی..... ۸۱

شکل ۴-۴- نمودار نشان دهنده پاسخ مواد پارامغناطیس و دیامغناطیس ۸۲

در برابر افزایش میدان مغناطیسی (لانزا و ملونی ۲۰۰۶). ۸۲

شکل ۴-۵- رفتار مواد فرومغناطیس، الف- هنگام اعمال میدان مغناطیسی ، ب- در غیاب میدان مغناطیسی. ۸۳

شکل ۴-۶- پراکنش ایستگاه های نمونه برداری و راه های دسترسی به ایستگاه های توده گرانیوتییدی بجستان..... ۸۵

شکل ۴-۷- وسایل مورد نیاز برای مغزه گیری و نمونه برداری صحرائی: ۱- دستگاه مغزه گیر، ۲- مخزن آب، ۳- سرمته، ۴ - ظروف حاوی بنزین و روغن، ۵ - تراز یاب، ۶- ابزار مخصوص برای ثبت مشخصات اولیه مغزه و استوانه مخصوص ترسیم

شاخص‌ها بر روی بدنه مغزه، ۷- پنس، ۸- ماژیک و دفتر و خودکار، ۹، ۱۰ و ۱۱- انواع آچار های مورد نیاز (گیربکس، خورشیدی و ...)، ۱۲- کیف وسایل صحرا، ۱۳- زیپ کیپ، ۱۴- شمع، ۱۵- چسب، ۱۶- اسپری تمیز کننده سرشمع. ۸۶

شکل ۴-۸- تصاویری از نحوه مغزه گیری الف) پیدا کردن محل مناسب برای حفاری و دستگاه مغزه گیر ب) قراردادن تراز یاب، پ و ت) به ترتیب برداشت میل مغزه و نحوه برداشت جهت میل مغزه، ث) خارج کردن مغزه توسط پنس و سرمته، ج و چ) استفاده از ثبت کننده مشخصات برای هاشور زدن مغزه ح) برگرداندن مغزه به جای اول، خ) تصویری از موقعیت پنج مغزه گرفته شده و د) مغزه گرانیته برداشت شده از ایستگاه AA-49. ۸۹

شکل ۴-۹- الف- قطعه مغزه های با طول ۲۲ میلی متر پس از برش مغزه های حاصل از حفاری، ب- تصویری از قرارگیری مغزه ها در محلول ۰/۱ نرمال اسید کلریدریک. ۹۱

شکل ۴-۱۰- تصویری از دستگاه MFK1-FA و متعلقات آن ۱- ریز پردازشگر، ۲- نمایشگر داده ها و ۳- کاپابریج. ۹۲

شکل ۴-۱۱- در این تصویر نحوه قرار گیری نمونه در موقعیت های مختلف محفظه نگهدارنده دستگاه نشان داده شده است، X_1, X_2, X_3 و Y, X, Z میباشند. ۹۳

شکل ۴-۱۲- تصویری از صفحه نمایشگر در حین اندازه گیری یک قطعه مغزه به وسیله دستگاه MFK1-FA. ۹۵

شکل ۴-۱۳- نمودار L در مقابل F. حاصل نسبت بین L و F برابر T میباشد (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). ۹۹

شکل ۵-۱- تصویر ماهواره‌ای (Google Earth) نشان دهنده پراکندگی ایستگاه‌های نمونه‌برداری از توده گرانیته‌ی بجستان. ۱۰۳

شکل ۵-۲- نمودار نشان دهنده درصد فراوانی واحدهای سنگی سازنده توده گرانیته‌ی بجستان. ۱۰۸

شکل ۵-۳- نمودار تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی به ازای تمام ترکیبات سنگی. ۱۰۹

شکل ۵-۴- تصاویر میکروسکوپی نشان دهنده دیوریت های دارای پذیرفتاری مغناطیسی بالا. ۱۱۰

شکل ۵-۵- نمودار فراوانی مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی (Km). ۱۱۱

شکل ۵-۶- نمودار فراوانی مقادیر درصد P برای کل نمونه های سنگی مورد مطالعه. ۱۱۲

شکل ۵-۷- نمودار فراوانی مقادیر درصد $P_j\%$ برای کل نمونه های سنگی مورد مطالعه. ۱۱۲

شکل ۵-۸- تغییرات پارامتر P برحسب درصد در مقابل Km برای تمام نمونه های سنگی مورد مطالعه. ۱۱۳

شکل ۵-۹- تغییرات پارامتر $P_j\%$ در مقابل Km برای تمام نمونه های سنگی مورد مطالعه. ۱۱۴

شکل ۵-۱۰- تصاویری از پدیده‌های توصیف شده مرتبط با نمونه های سنگی دارای ناهمسانگردی مغناطیسی بالا (در XPL). به کوارتزها و بافت گرافیکی حاصل هم‌رشدی کوارتز و ارتوز در این سنگها (به ویژه تصویر سمت چپ)، توجه نمایید. با توجه به شکل دار بودن کانی ها به ویژه کوارتز آنها در محیط عاری از تنش (یا حداقل کم تنش) رشد کرده اند. ۱۱۴

شکل ۵-۱۱- نمودار تغییرات P در مقابل T در تمام نمونه های سنگی متعلق به توده گرانیته‌ی بجستان. ۱۱۵

شکل ۵-۱۲- نمودار تغییرات T در مقابل Km برای نمونه های سنگی توده گرانیته‌ی بجستان. ۱۱۶

شکل ۵-۱۳- نمودار تغییرات فراوانی T برای کل نمونه های سنگی مورد مطالعه. ۱۱۶

شکل ۵-۱۴- الف- استریوگرام ترسیم شده مبتنی بر اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی با استفاده از نرم افزار Anisoft4.2 برای نمونه های برداشت شده، ب- موقعیت قرارگیری میانگین K_1, K_2 و K_3 برای نمونه ها. ۱۱۸

- شکل ۵-۱۵- استریوگرامهای ترسیم شده مبتنی بر پارامترهای مغناطیسی اندازه گیری با استفاده از نرم افزار Anisoft 4. برای گرانودیوریت ها، مونزوگرانیت ها، دیوریت ها، تورمالین ها، لوکوگرانیت ها و دایک های قطع کننده توده گرانیتوئیدی بجستان. برای دیدن ادامه شکل به بخش پیوست مراجعه کنید. ۱۱۹
- شکل ۵-۱۶- الف و ب: تصاویری میکروسکپی از گرانودیوریت های تورمالین دار، حاوی بیوتیت، هورنبلند سبز و مگنتیت (در XPL و PPL). ج و د: تصاویری از حضور کانی های بیوتیت، اوپک و هورنبلند سبز (در XPL). مقدار T این نمونه حدود ۰/۳ و P آن حدود ۲/۱ درصد است و متعلق مربوط به ایستگاه سی و سه است و در بخش مرکزی منطقه قرار دارد. ۱۲۱
- شکل ۵-۱۷- تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه های گرانیتوئیدی بجستان. ۱۲۲
- شکل ۵-۱۸- کنتور دیاگرام و نقشه نشان دهنده ۱۲۴
- شکل ۵-۱۹- کنتور دیاگرام و نقشه تغییرات درصد ناهمسانگردی مغناطیسی (P%). ۱۲۵
- شکل ۵-۲۰- نمودار تغییرات درصد ناهمسانگردی مغناطیسی تصحیح شده (Pi). ۱۲۶
- شکل ۵-۲۱- کنتور دیاگرام و نقشه نشان دهنده تغییرات پارامتر شکل T. ۱۲۷
- شکل ۵-۲۲- نمودار تغییرات پارامترهای L در مقابل F. ۱۲۸
- شکل ۵-۲۳- نقشه چگونگی آرایش برگواره های مغناطیسی و تغییرات شیب آنها در توده گرانیتوئیدی بجستان. ۱۲۹
- شکل ۵-۲۴- نقشه تغییرات شیب برگواره های مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی بجستان. ۱۳۰
- شکل ۵-۲۵- استریوگرام معرف قطب برگواره های مغناطیسی و کنتور دیاگرام آنها برای توده گرانیتوئیدی بجستان. ۱۳۱
- شکل ۵-۲۶- استریوگرام مبین قطب برگواره های مغناطیسی و برگواره های مغناطیسی دایکهای آندزیتی بجستان. ۱۳۱
- شکل ۵-۲۷- استریوگرام مبین قطب برگواره های مغناطیسی ۱۳۲
- و صفحات برگواره های مغناطیسی رگه های کوارتز تورمالین بجستان. ۱۳۲
- شکل ۵-۲۸- استریوگرام مبین قطب برگواره های مغناطیسی ۱۳۳
- و صفحات برگواره های مغناطیسی دیوریت های توده گرانیتوئیدی بجستان. ۱۳۳
- شکل ۵-۲۹- نقشه چگونگی آرایش خطواره های مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی بجستان. ۱۳۴
- شکل ۵-۳۰- نقشه تغییرات میل خطواره های مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی بجستان. ۱۳۵
- شکل ۵-۳۱- نقشه های نشان دهنده برگواره های مغناطیسی (تصویر بالا) و تغییرات شیب آنها (تصویر پایین). به بالا بودن نسبتاً زیاد شیب برگواره های مغناطیسی در قلمرو جنوبی (SD) توجه نمایید. ۱۳۷
- شکل ۵-۳۲- نقشه های نشان دهنده خطواره های مغناطیسی (تصویر بالا) و تغییرات میل آنها (تصویر پایین). ۱۳۸
- به بالا بودن نسبتاً زیاد میل خطواره های مغناطیسی در قلمرو پایینی (SD) توجه نمایید. ۱۳۸
- شکل ۵-۳۳- استریوگرام های نقشه های نشان دهنده تغییرات شیب برگواره های مغناطیسی در قلمرو بالایی (شمالی) (ND) به صورت صفحات برگواری و کنتور دیاگرام. استریوگرام سمت راست بر اساس مشخصات قطب برگواره های مغناطیسی ترسیم شده اند که به صورت نقاط سیاه رنگ در تصویر دیده می شوند. استریوگرام سمت چپ بر اساس مشخصات جهت شیب و شیب برگواره های مغناطیسی ترسیم شده اند. به تمرکز زیاد نقاط دارای شیب کم (پیرامون محیط استریونت) در این قلمرو توجه نمایید. ۱۳۹

- شکل ۵-۳۴- استریوگرام های نقشه های نشان دهنده تغییرات شیب برگواره های مغناطیسی در قلمرو پایینی (جنوبی) (SD) به صورت صفحات برگوارگی و کنتور دیاگرام. استریوگرام سمت راست بر اساس مشخصات قطب برگواره های مغناطیسی ترسیم شده اند که به صورت نقاط سیاه رنگ در تصویر دیده می شوند. استریوگرام سمت چپ بر اساس مشخصات جهت شیب و شیب برگواره های مغناطیسی ترسیم شده اند. به تمرکز نقاط دارای شیب زیاد (حول مرکز استریونت) در این قلمرو توجه نمایند. ۱۳۹
- شکل ۵-۳۵- نقشه های نشان دهنده تغییرات پارامترهای T، Pj(%) و Km در توده گرانیوتئیدی بجستان. به تغییرات هر یک از این پارامترها در قلمروهای شمالی (ND) و جنوبی (SD) توجه نمایند. موقعیت ایستگاه های نمونه برداری بر روی این تصاویر نشان داده شده است. ۱۴۰
- شکل ۵-۳۶- تصویر ماهواره های منطقه حدفاصل گناباد - بجستان که گسل ها بر روی آن نشان داده شده اند. ۱۴۳
- در بخش پایینی عکس ماهواره های حذف شده تا گسلها بهتر قابل درک باشند. ۱۴۳
- شکل ۵-۳۷- تصویر ماهواره های منطقه دربرگیرنده توده گرانیوتئیدی بجستان که گسلها بر روی آن نشان داده شده اند. ... ۱۴۴
- در بخش پایینی عکس ماهواره های حذف شده تا گسل ها بهتر قابل درک باشند. ایستگاه های حفاری نیز بر روی این تصاویر نشان داده شده اند. محدوده توده گرانیوتئیدی بجستان با کادر سیاه رنگ نشان داده شده است. ۱۴۴
- شکل ۵-۳۸- بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ فرودس. موقعیت توده گرانیوتئیدی بجستان بر روی این شکل با کادر بیضی شکل نشان داده شده است. به گستردگی و روند کلی نوار ماگمایی بجستان - فردوس توجه نمایید. ۱۴۵
- شکل ۵-۳۹- نمایش همزمان خطوطاره ها و برگواره های مغناطیسی و همچنین قلمروهای تعیین شده. ۱۴۶
- شکل ۵-۴۰- تغییرات خطوطاره ها و برگواره های مغناطیسی در هر قلمرو و وضعیت گسل ها در آنها. ۱۴۶
- شکل ۵-۴۱- مدل شماتیک جایگیری توده گرانیوتئیدی بجستان الف- دید از بالا، ب- دید از روبرو. ۱۴۷

فهرست جداول

عنوان	صفحه
جدول ۳-۱: علائم اختصاری کانی ها. با اقتباس از کرتز (۲۰۱۰).....	۴۷
جدول (۴-۱): مقادیر قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی	۸۰
چند مورد از کانی های دیا، پارا و فرومغناطیس (تارلینگ، ۱۹۹۳)، ($\mu SI = 1 \cdot 10^{-6}$).....	۸۰
جدول ۵-۱- داده های حاصل از اندازه گیری فابریک های مغناطیسی یا (پارامترهای مغناطیسی).....	۱۰۵
جدول ۵-۱- داده های حاصل از اندازه گیری فابریک های مغناطیسی یا (پارامترهای مغناطیسی).....	۱۰۸



(بجستان، پاییز ۱۳۹۷ روستای رودگر، دید به سمت شمال)

فصل اول

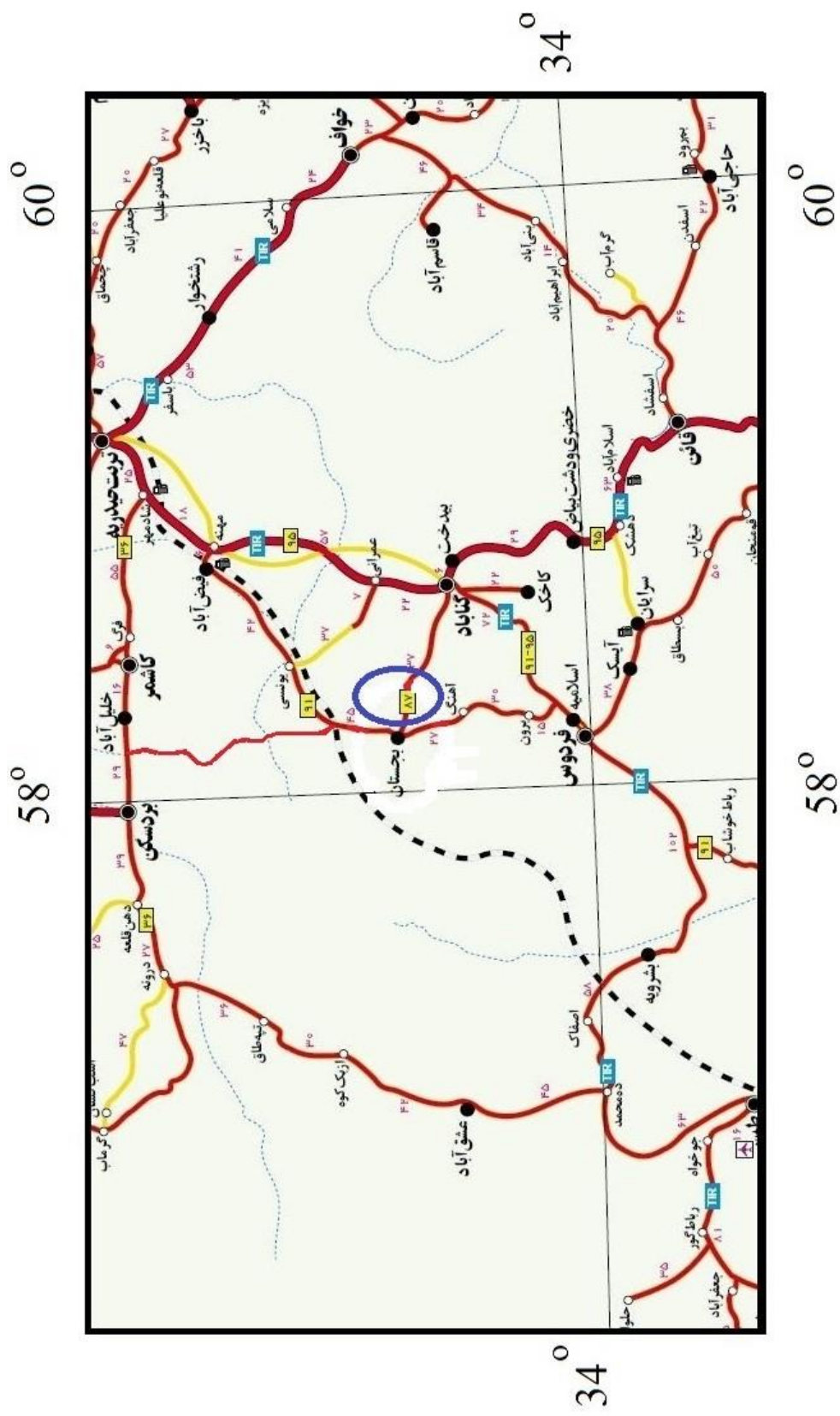
کلیّات

۱-۱- مقدمه

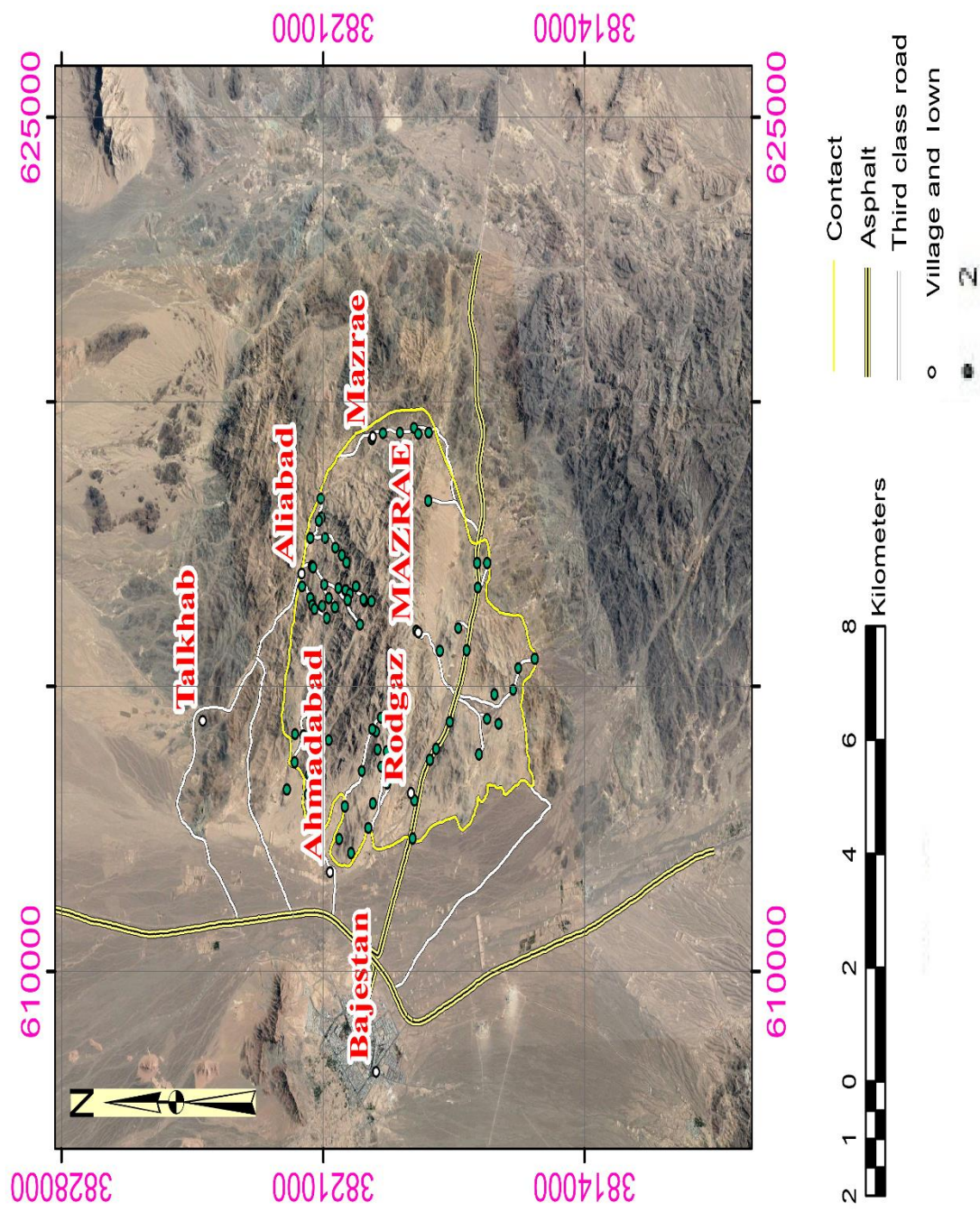
به کمک روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی یا به اختصار روش AMS (Anisotropy of Magnetic Susceptibility method) می‌توان چگونگی توزیع ماگما در طی جایگیری توده‌های گرانیتوئیدی، محل تزریق یا صعود ماگما و همچنین پالس‌ها یا دوره‌های مختلف جایگیری توده‌های گرانیتوئیدی را مشخص کرد. این روش یکی از روش‌های مطالعاتی نوین است که در چند دهه اخیر در شاخه‌های مختلف علوم زمین به ویژه پترولوژی و زمین‌شناسی ساختاری کاربرد زیادی پیدا کرده است. در این تحقیق بررسی سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی بجستان به روش AMS برای این مطالعه انتخاب شده است.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه

توده گرانیتوئیدی بجستان در جنوب غرب استان خراسان رضوی، شرق شهر بجستان رخنمون دارد و در فاصله ۳ تا ۱۲ کیلومتری شرق بجستان قرار گرفته است. دسترسی به شهرستان بجستان از دو طریق امکان پذیر است، جاده شاهرود- بردسکن- بجستان به طول (۴۸۰ km) و شاهرود- سبزوار- بردسکن- بجستان به طول (۴۹۰ km). از نظر موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه در بین طول‌های جغرافیایی شرقی $13^{\circ} 58'$ تا $23^{\circ} 58'$ و عرض‌های جغرافیایی شمالی $28^{\circ} 34'$ تا $34^{\circ} 34'$ قرار گرفته است. توده گرانیتوئیدی بجستان دارای وسعت تقریبی حدود ۶۰ کیلومتر مربع است.



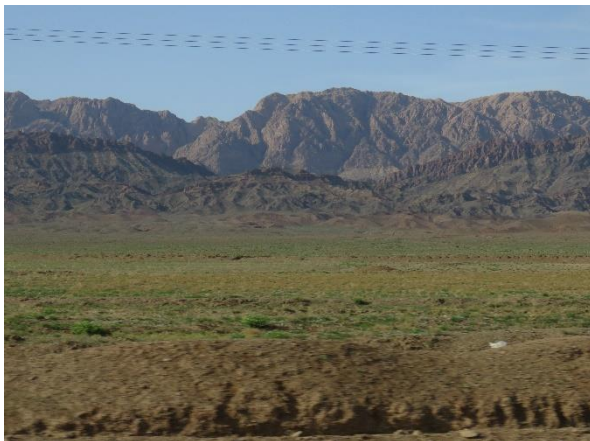
شکل ۱-۱- راه های دسترسی به توده گرانیتوئیدی بجستان (جنوب غرب استان خراسان رضوی)،
موقعیت تقریبی توده گرانیتوئیدی بجستان توسط بیضی نشان داده شده است.



شکل ۲-۱- تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده موقعیت توده گرانیتوئیدی بچستان، به همراه راههای دسترسی و ایستگاههای نمونه برداری .

۱-۳- آب و هوا و پوشش گیاهی منطقه

از نظر آب و هوایی شهرستان بجستان در ناحیه گرم و خشک ایران قرار دارد، و دارای هوای نسبتاً خشک، رطوبت و نزولات جوّی کم، تبخیر زیاد است. از نظر پوشش گیاهی، جزء مناطق کم تراکم و کویری است و اختلاف درجه حرارت شب و روز در فصول مختلف سال کاملاً محسوس می‌باشد، ولی با این وجود عمدتاً گرم می‌باشد. بنابراین، بهترین زمان برای انجام کارهای صحرایی اوایل بهار و اوایل پاییز می‌باشد. اختلاف ارتفاع بین نقاط مختلف شهرستان بجستان از ۸۰۰ تا ۲۰۰۰ متر متغیر است. از نظر پوشش گیاهی منطقه بجستان دارای گیاهان زینتی، دارویی و درختچه‌ای می‌باشد. انار معروفترین محصول باغی و درختی شهرستان است. پسته و زعفران نیز از دیگر محصولات معروف این شهرستان است.



شکل ۱-۳- تصاویری از ریخت کوهستانی و مرتفع توده گرانیوتییدی بجستان (نگاه به سمت شمال).
در ضمن، منطقه از پوشش گیاهی ضعیفی برخوردار است.

۱-۴- ژئومورفولوژی کلی منطقه

از دیدگاه زمین‌شناسی، ناحیه بجستان در شمال لوت و در شرق ایران مرکزی واقع شده است. این ناحیه عمدتاً شامل سنگ‌های آتشفشانی، نفوذی و سنگ‌های رسوبی به سن ژوراسیک تا ائوسن می‌باشد. منطقه مورد مطالعه از نظر ریخت‌شناسی به دو بخش قابل تفکیک می‌باشد:

الف- بخش مرتفع با رخنمون‌های سنگی دارای ترکیب دیوریت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت و دایک‌های آندزیتی با سن کرتاسه بالایی می‌باشد این سنگ‌ها به دلیل مقاومت فرسایشی بالا، ارتفاعات منطقه را به خود اختصاص داده‌اند.

ب- بخش کم ارتفاع منطقه، که آبرفت‌های جوان به سن کواترنر یا عهد حاضر را شامل می‌شود.

۱-۵- مطالعات پیشین

- روزنبرگ (۱۹۸۱) ترکیب توده بجستان را گرانیتوئید گزارش نموده است. این محقق بر این باور است که توده بجستان دارای ساخت منطقه‌ای است، به طوری که در حاشیه، ترکیب آن گرانیتی و به سمت مرکز کوارتزمونزودیوریتی است.
- روزنبرگ (۱۹۸۱) با توجه به سن سنجی رادیوایزوتوپی Rb-Sr (۷۷ میلیون سال) و دگرگونی مجاورتی سنگهای آتشفشانی منطقه، زمان نفوذ توده را به کرتاسه پایانی نسبت داده است. طبق نظر روزنبرگ جایگیری توده گرانیتوئیدی بجستان، به دگرگونی مجاورتی سنگهای میزبان خود (در حد رخساره هورنبلند هورنفلس) منجر شده است.
- کریم پور و همکاران (۱۳۸۷) بر اساس سن نسبی، ماگماتیسم در خاور بجستان و طاهرآباد بعد از اواخر کرتاسه شروع و در مقاطع زمانی مختلف در ترشیری تکرار شده است. دست کم سه مرحله تکاپوی آتشفشانی در این منطقه شناسایی شده است. اولین مرحله به صورت گدازه‌های آتشفشانی با ترکیب مافیک و به طور محدود، حدواسط دیده می‌شود. دومین مرحله دارای ترکیب بیشتر حد واسط است و در مرحله سوم ترکیب ماگماها به تدریج از حد واسط به سمت اسیدی تغییر کرده است. توده‌های نفوذی بجستان و طاهرآباد در سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده‌اند و به احتمال به لحاظ سنی مربوط به الیگومیوسن هستند. ترکیب غالب توده‌های بجستان گرانیت، گرانودیوریت و کوارتزمونزونیت و توده‌های نفوذی طاهرآباد دیوریت- کوارتزمونزونیت- کوارتزدیوریت-لاتیت است.

پذیرفتاری مغناطیسی گرانیت‌های بجستان 10^{-5} تا 10^{-4} بوده و لذا از نوع احیایی (سری ایلمنیت)

هستند. بررسی دقیقی که در راستای این پایان نامه انجام شده، این موضوع را منتفی می‌داند.

- کریم پور و همکاران (۱۳۸۷) در مطالعه توده های نفوذی و آتشفشانی طاهرآباد و خاور بجستان با استناد به نقشه یک صد هزارم بجستان (عاشوری و همکاران ۱۳۸۶) سه مجموعه نفوذی در این منطقه معرفی نموده اند: ۱) استوک‌های گرانیتی تا گرانودیوریتی، ۲) توده‌های هورنبلند-کوارتز مونزونیت و مونزودیوریت پورفیری حاوی زینولیت‌های سیاه رنگ که در شمال و خاور استوک-های قبلی رخنمون دارند و ۳) استوک و دایک‌های مونزونیتی، آلکالی گرانیتی و به میزان محدود گرانیت. به اعتقاد آنها، این توده ها از لحاظ میزان عناصر قلیایی در محدوده‌های مربوط به پتاسیم زیاد تا خیلی زیاد با ماهیت متآلومین قرار می گیرند. موقعیت تکتونیکی تشکیل آنها نیز مربوط به گرانیت‌های زون تصادم قاره می‌باشد و از لحاظ پذیرفتاری مغناطیسی می‌توان آنها را در زمره گرانیت‌های احیایی (گرانیت‌های سری ایلمنیت) قرار دارد. این نتیجه گیری نیز منطقی به نظر نمی‌رسد.

- محمدزاده لاری و وثوقی عابدینی (۱۳۷۹) اظهار داشته‌اند که سنگ‌های این توده گرانیتوئیدی از حاشیه به سمت مرکز اسیدی‌تر شده و ساخت منطقه‌ای مشخص دارند. در داخل توده نفوذی بجستان یک مرز مشخص بین دو رخداد ماگمایی وجود دارد که بر اساس آن، توده گرانیتوئیدی بجستان به دو منطقه داخلی و حاشیه‌ای تقسیم می شود. لازم به ذکر است مشاهدات صحرایی صورت گرفته در قالب این پایان نامه این نتیجه گیری را مردود می داند.

- بربریان و بربریان (۱۹۸۱) و امامی و همکاران (۱۹۹۳) در نقشه ماگماتیسیم ایران زمان نفوذ توده بجستان و توده های اطراف را به ترتیب به ائوسن- الیگوسن و ترشیری نسبت داده‌اند.

۱-۶- مطالعات پیشین در زمینه AMS

- بررسی سازوکار جایگیری توده نفوذی اشنویه به روش AMS (قلمقاش، ۱۳۸۱، ۲۰۰۹).

- جمع بندی مبانی اولیه به روش AMS (وکیلی، ۱۳۸۲).
- سازوکار جایگیری بخشی از توده‌های گرانیتوئیدی جنوب و غرب زاهدان به کمک روش AMS (صادقیان، ۱۳۸۳، ۲۰۰۳).
- تعیین مدل ژئودینامیکی جایگیری توده گرانیتوئیدی شاه‌کوه با استفاده از روش AMS (اسماعیلی، ۱۳۸۶).
- انیزوتروپی قابلیت مغناطیس‌شدگی توده گرانیتوئیدی بروجرد (رسولی، ۱۳۸۷).
- بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی شیرکوه (شیبی، ۱۳۸۸).
- بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند (اردستان) به‌وسیله روش AMS (گوانجی، ۱۳۸۹).
- تغییرات ناهمگنی خودپذیری مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی ازنا (مردانی و همکاران، ۱۳۸۹).
- مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی شمال گلپایگان به‌وسیله روش AMS (میرزایی، ۱۳۸۹).
- استفاده از روش AMS در بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی ملایر (احد نژاد، ۱۳۸۹).
- بررسی سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی الوند (اصلانی، ۱۳۹۰).
- بررسی سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی درّه باغ (شمال غرب الیگودرز) (شکاری، ۱۳۹۰).
- بررسی سازوکار توزیع مذاب در دایک‌های مافیک قطع‌کننده مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر (شرق بیارجمند) به‌وسیله روش AMS و تعیین موقعیت دیرینه مغناطیس آن‌ها (چکنی‌مقدم، ۱۳۹۱).
- بررسی سازوکار جایگیری توده نفوذی پنج‌کوه (جنوب‌شرق دامغان) با استفاده از روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی AMS (پورعلی زاده مقدم، ۱۳۹۲).
- بررسی سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی بوئین- میاندشت با استفاده از روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی AMS (ساکي، ۱۳۹۲).

- بررسی سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو (جنوب شرق دامغان) با استفاده از روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی AMS (مجیدی، ۱۳۹۲).
- بررسی سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی حسن رباط با استفاده از روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی AMS (حمیدی، ۱۳۹۲).
- بررسی سازوکار جایگیری گنبد آندزیتی چاه موسی (شمال غرب طرود- جنوب شاهرود) با استفاده از روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی AMS (سیفی وند، ۱۳۹۵).
- بررسی تغییرات پارامترهای مغناطیسی سنگهای متاپلیتی درجه بالا در طی فرآیندهای میگماتیت-زایی و گرانیت زایی مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه در حد فاصل گرگابی- جمیل (جنوب شرق شاهرود) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی AMS (محمدی، ۱۳۹۵).
- بررسی سازوکار جایگیری گنبد نیمه عمیق کوه چفت (عابدینی، ۱۳۹۶).
- استفاده از روش AMS در شناسایی مسیرهای دگرسانی گرمایی در توده نفوذی همراه با کانسار آهن اسپید (غرب قم) (رحیمی، ۱۳۹۶).
- بررسی الگوی توزیع مذاب در دایکهای مافیک موجود در توده آذرین نیمه عمیق چاه موسی (دامغان) با استفاده از روش AMS (اسکندری، ۱۳۹۶).
- بررسی سازوکار جایگیری توده نفوذی کوه زر (دامغان) بر اساس قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی AMS (شبستر، ۱۳۹۶).
- اندازه گیری، بررسی و تفسیر پارامترهای مغناطیسی در گرانیت های میلونیتی شده مجموعه دگرگونی- آذرین جندق (شمال شرق روستای چاه زرد) در پرتو روش AMS (فضیلت، ۱۳۹۷).
- بررسی سازوکار جایگیری توده گابرو دیوریتی پلنگدر (شمال شرق دامغان) بر اساس بررسی ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی AMS (آقاجانی، ۱۳۹۸).

۷-۱- اهداف پایان نامه

- شناسایی و تفکیک واحدهای سنگی مختلف توده گرانیتوئیدی بجستان.
- بررسی تغییر و تحولات کانی شناسی در سنگ های سازنده توده گرانیتوئیدی بجستان.
- اندازه گیری پارامترهای مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی بجستان.
- بررسی تغییرات پارامترهای مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی بجستان.
- بررسی وضعیت برگواره ها و خطواره های مغناطیسی.
- بررسی پارامترهای مغناطیسی در دایک های دیابازی قطع کننده توده گرانیتوئیدی بجستان.
- بررسی پارامترهای مغناطیسی در پهنه های برشی تورمالین دار.

۸-۱- روش مطالعه

۱-۸-۱- مطالعات کتابخانه ای

در این مرحله منابع کتابخانه ای، مقالات، اطلاعات و گزارشات مربوط به زمین شناسی منطقه، توپوگرافی و نقشه های زمین شناسی و تصاویر ماهواره ای و عکس های هوایی منطقه در مقیاس های مختلف، پایان نامه های مرتبط با منطقه مورد مطالعه و موضوع این پایان نامه جمع آوری و مطالعه شد. برای دستیابی به نتایج بهتر نقشه های ۱:۲۵۰۰۰۰ (افتخارنژاد، ۱۳۵۶)، ۱:۱۰۰،۰۰۰ (پورلطیفی، ۱۳۸۲) فردوس و ۱:۲۵۰،۰۰۰ بشرویه (اشتوکلین و همکاران، ۱۹۶۹) و ۱:۱۰۰،۰۰۰ بجستان (عاشوری، ۱۳۸۶) نیز مورد استفاده قرار گرفت.

۱-۸-۲- نمونه برداری صحرائی

پس از انجام بررسی ها و مطالعات اولیه و فراهم کردن ملزومات از جمله نقشه های زمین شناسی، چکش، کمپاس، دستگاه مغزه گیر، ترازباب، روغن، بنزین، ماژیک ضد آب، پنس و چسب، طی سه مرحله بازدید صحرائی و مغزه گیری در مرداد ۱۳۹۶، اردیبهشت و آذر ۱۳۹۷ انجام شد. برای تکمیل مطالعات زمین-شناسی، علاوه بر مغزه گیری از هر ایستگاه، خصوصیات واحدهای سنگی و ارتباط آنها با یکدیگر، ویژگی های

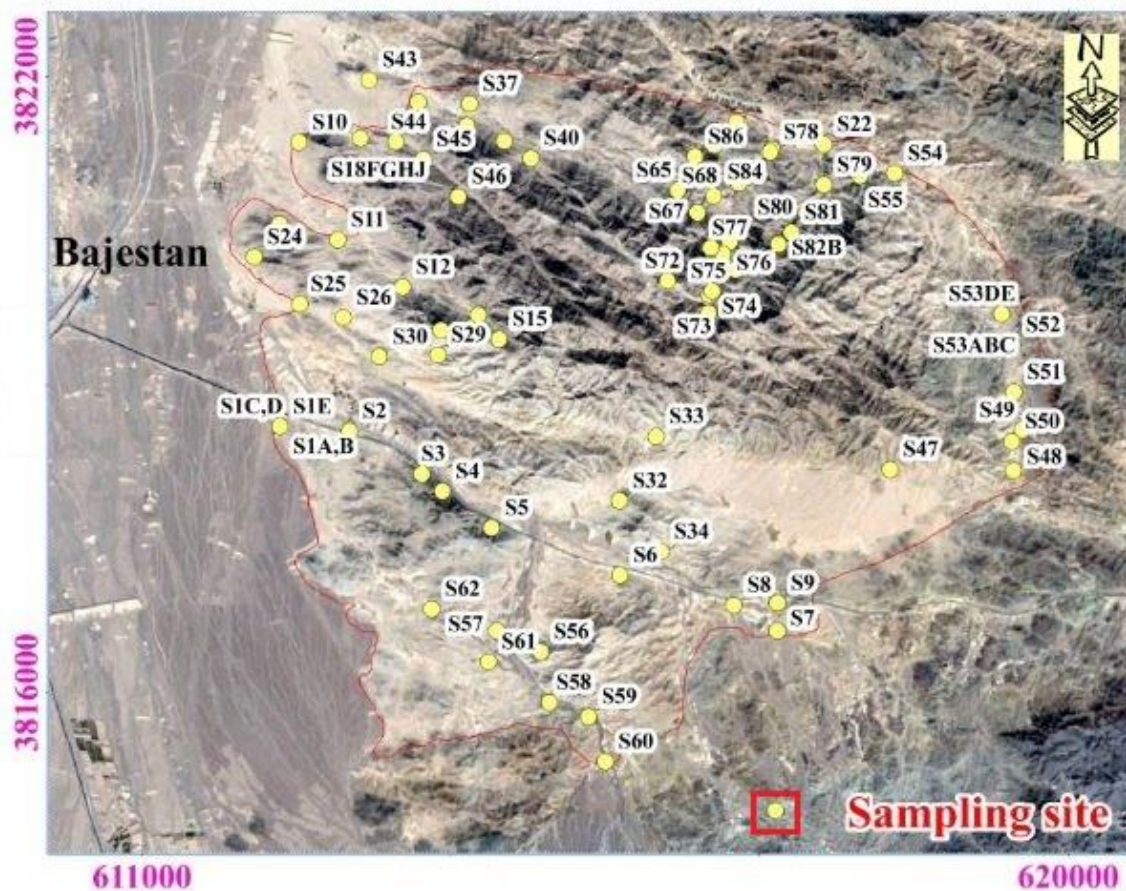
سنگ‌شناسی (برگوارگی و خطوارگی)، خصوصیات تکتونیکی (گسل، درزه، شکستگی) و در کل شواهد دقیق صحرایی مورد بررسی قرار گرفت و برای هر ایستگاه در دفترچه یادداشت صحرایی ثبت گردید. در این بازدیدها از ۸۶ ایستگاه نمونه‌برداری (به صورت مغزه‌گیری و در صورت لزوم برداشت نمونه‌های سنگی - دستی) صورت گرفت، تعداد ۳۱۱ مغزه تهیه گردید (شکل ۱-۴) پس از برش مغزه‌ها، ۱۷۸۶ قطعه مغزه با طول ۲۲ میلی‌متر (اندازه استاندارد قابل استفاده برای کار با دستگاه مغناطیس‌سنج) حاصل گردید. پارامترهای مغناطیسی این نمونه‌ها توسط دستگاه اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری گردید.

۱-۸-۳- تهیه مقاطع میکروسکوپی

تعداد ۶۶ مقطع نازک از گرانیتهای بجستان تهیه شد و ویژگی‌های میکروسکوپی آنها بررسی شد.

۱-۸-۴- اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی

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



شکل ۱-۴ - تصویر ماهواره‌ای توده گرانیتی بجستان و موقعیت ایستگاه‌های مغزه‌گیری بر روی آن.

۱-۸-۵- تجزیه و تحلیل داده‌ها

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, Paint, Photoshop, Grapher11, ArcGIS10, Excel, Safyr4w, Safyr7 استفاده شد. حاصل اندازه‌گیری و بررسی‌های پارامترهای مغناطیسی، به شکل پایان‌نامه حاضر و تدوین شده است.



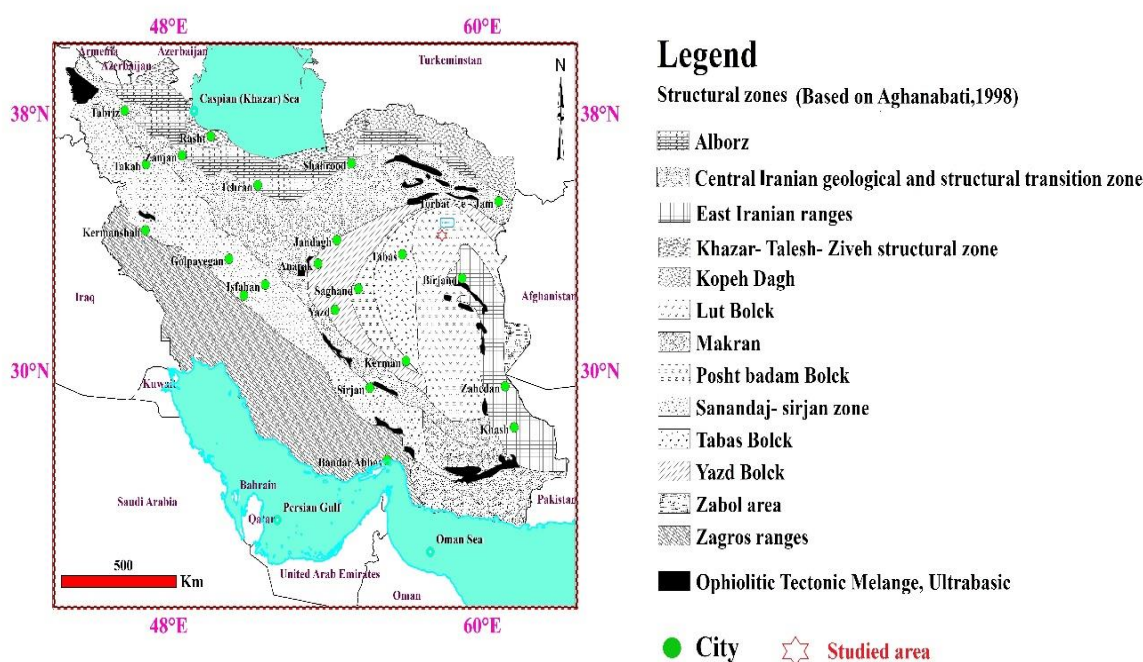
دورنمایی از تودهٔ گرانیتوئیدی بجستان

فصل دوم

زمین شناسی عمومی

۲-۱- مقدمه

ناحیه بجستان در جنوب استان خراسان رضوی واقع شده است و از نظر تقسیمات ساختاری زمین شناسی ایران (نبوی ۱۳۵۵) بخشی از ناحیه شمالی بلوک لوت به حساب می‌آید. برای اولین بار اشتوکلین (۱۹۶۸)، بلوک لوت را به عنوان یکی از نه زون ساختاری، ایران معرفی کرده است. نظرات مختلفی در مورد موقعیت بلوک لوت و مرزهای آن ارائه شده است که طبق نظریه غالب، مرز شمالی بلوک لوت گسل درونه، مرز شرقی گسل نهپندان، مرز غربی گسل نایبند و مرز جنوبی آن فروافتادگی جازموریان است. (شکل ۲-۱). بلوک لوت به درازای ۹۰۰ km در جهت شمال- جنوب و پهنای ۲۰۰ km در جهت خاوری- باختری، شرقی‌ترین بخش خرد قاره ایران مرکزی است. این بلوک دارای پوسته‌ای قاره‌ای به ضخامت حدود ۴۰ km می‌باشد (دهقانی، ۱۹۸۱).



شکل ۲-۱- نقشه تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران (آقانباتی ۱۳۸۳) و موقعیت توده گرانیتوئیدی بجستان.

آقانباتی، ۱۳۸۳ معتقد است مهمترین شاخصه‌های چینه شناسی بلوک لوت عبارتند از:

۱- چین خوردگی، ولکانیسم و پلوتونیسم ژوراسیک میانی (سیمرین میانی) به ویژه در نواحی ده سلم و

چهار فرسخ که با سخت شدگی و پایداری نسبی بلوک لوت همراه بوده است.

۲- فراوانی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری به ویژه دوره ائوسن که با دارا بودن ضخامت حدود ۲۰۰۰

متر بیش از نیمی از بلوک لوت را می پوشانند.

۳- نشانه آخرین رخداد چین خوردگی در بلوک لوت، نهشته‌های دریاچه‌ای تقریباً افقی پلیوسن _

پلیستوسن به نام سازند لوت است.

از آنجایی که بلوک لوت میان دو گسل بزرگ شمالی- جنوبی نایبند و نهبندان قرار گرفته است، نیروهای فشارشی وارد شده بر این بلوک باعث جابجایی گسل‌ها می‌شود که از نوع امتداد لغز بُرشی هستند. بازشدگی شکستگی‌ها در بالاترین میزان، ولی سازوکار تغییر شکل در کمترین شدت در این رژیم است. به همین رو پدیده آتشفشانی شدید و پیوسته بوده و گدازه‌های جوانتر بطور پی در پی سنگ‌های پیشین پوشانده و سنگ‌های گسترده بلوک لوت را پدید آورده‌اند (نوگل سادات، ۱۹۷۸).

افتخار نژاد (۱۹۷۲) بر این باور است که آتشفشان‌های بخش شمالی بلوک لوت می‌توانند حاصل فرورانش بلوک افغان به زیر بلوک لوت باشد و آتشفشان‌های حاشیه جنوبی آن بخشی از کمان ماگمایی زون فرورانش مکران است. در مورد این نظریه اختلاف نظرهایی وجود دارد و در تمامی موارد، پاسخگویی چگونگی فعالیت- های ماگمایی صورت گرفته نیست. قسمت شمالی بلوک لوت شامل ماگماتیسم متنوع و گسترده‌ای است. حرکات کششی باعث فعالیت‌های ماگمایی شده که از کرتاسه بالایی آغاز شده و تا ائوسن داشته است. حاصل این فعالیت‌های ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی، ریولیتی، داسیتی و ایگنمبریتی هستند (لطفی، ۱۹۸۲).

۲-۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

بر اساس مطالعات صورت گرفته (افتخارنژاد و همکاران ۱۹۷۷)، واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده جغرافیایی شهرستان بجستان از سنگ‌های، آذرین، رسوبی و دگرگونی تشکیل شده‌اند. این واحدهای سنگی مربوط به دوران‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک می‌باشند.

۲-۲-۱- دوران پالئوزوئیک

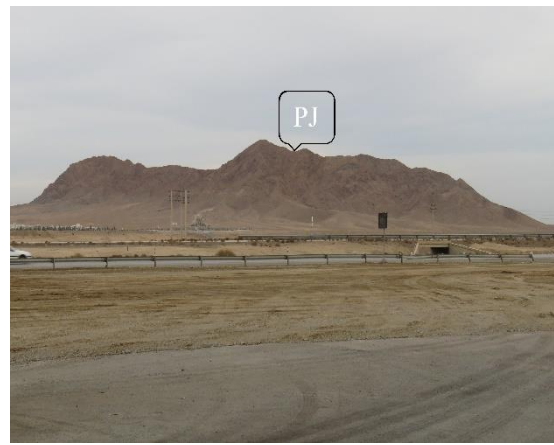
در محدوده شهرستان بجستان سنگ‌های با سن پالئوزوئیک دارای رخنمون محدودی هستند و سنگ‌های سازنده سازندهای سردر و جمال را شامل می‌شوند.

۲-۲-۱-۱- سازند سردر

رخنمون‌های سازند سردر در کوه قراول در شمال بجستان دیده می‌شود. سازند سردر از نظر لیتولوژیکی شامل بیش از ۵۰۰ متر شیل، ماسه سنگ سبز تا سیاه، ماسه سنگ‌های کوارتزآرنایتی، میان لایه‌های دولومیتی ضخیم لایه، آهک و شیل می‌باشند و گاه شیل‌های سبز - خاکستری با لایه‌هایی از ماسه سنگ و ماسه سنگ کوارتزیتی به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری مایل به سفید تشکیل شده است. فسیل قابل توجهی از این توالی به دست نیامده است. انتساب این مجموعه به سازند سردر به دلیل تشابه سنگ‌شناسی و واقع شدن در زیر سازند جمال است. ضخامت این واحد حدود ۱۴۰ متر است. این سازند توسط رسوبات کربناته متعلق به پرمین (سازند جمال) و سنگ‌های کرتاسه زیرین و گدازه‌های آتشفشانی متعلق به پالئوسن-اوسن؟ پوشیده شده‌اند. در شمال شهر بجستان، این واحد سنگی با همبری عادی توسط آهک‌های سازند جمال پوشیده شده است. مطالعات صورت گرفته بر روی فسیل‌های یافت شده از این سازند، سن کربونیفر زیرین تا میانی را برای این رسوبات نشان می‌دهد (پورلطیفی، ۱۳۸۳).

۲-۲-۱-۲- سازند جمال

لایه‌های مربوط به سازند جمال در ارتفاعات شمالی بجمستان (کوه قراول) و جنوب روستای مزار رخمنون دارند. در این منطقه، این سازند با یک سری لایه‌های آهکی متوسط لایه به رنگ خاکستری آغاز می‌شود و بر روی آن‌ها واحدهای آهکی- دولومیتی قهوه‌ای رنگ قرار می‌گیرند. با توجه به آثار فسیلی پیدا شده در واحد- های آهکی (وجود فرامینیفرهای *Pseudofusulina sp*, *Climacammina sp*, *Hemigordius sp*, (وجود فرامینیفرهای *Agathamina sp*, *Millerella sp*, *Globivalvulina sp*, *Cribrogenerina* - سن کربونیفر تا کربونیفر - پرمین برای سنگ‌های این سازند در نظر گرفته شده است (پورلطیفی، ۱۳۸۳).



شکل ۲-۲- دورنمایی از سازند جمال و سردر (شمال شهرستان بجمستان، دید به سمت شمال شرق).

۲-۲-۲- دوران مزوزوئیک

در محدوده شهرستان بجمستان، رسوبات مزوزوئیک شامل رسوبات آواری دوره ژوراسیک (سازند شمشک) و رسوبات کربناته کرتاسه فوقانی هستند.

۲-۲-۲-۱- سازند شمشک

سنگ‌های سازنده سازند شمشک، به سبب وجود آثار فسیلی و نداشتن لایه‌های کوارتزیستی سفید رنگ از رسوبات سازند سردر قابل تفکیک هستند. سنگ‌های سازند شمشک یا معادل آن به رنگ سبز خاکستری تیره تا سیاه هستند و با عدسی‌هایی از سنگ آهک همراه هستند. این سنگ‌ها بیشتر در بخش‌های شمالی

شهرستان در زیر رسوبات آهکی کرتاسه، قرار گرفته‌اند. این واحد توسط کربنات‌های کرتاسه زیرین و یا محصولات آتشفشانی متعلق به ابتدای سنوزوئیک پوشیده شده‌اند (افتخارنژاد و همکاران، ۱۹۷۲؛ پورلطیفی، ۱۳۸۲).

۲-۲-۲-۲ کرتاسه

سنگ‌های آهکی کرتاسه بالایی رخنمون قابل‌توجهی را به خود اختصاص داده‌اند و بیشتر در بخش‌های شمالی شهرستان بجستان گسترش دارند. و بر روی واحدهای قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند. این واحد بیشتر شامل سنگ آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای و صخره ساز ریفی به رنگ کرم تا خاکستری است که در برخی نقاط تحت تأثیر محلول‌های غنی از اکسید آهن، به رنگ صورتی تا قرمز در آمده‌اند. واحد یاد شده از لحاظ فسیلی غنی بوده و فسیل هیپوریت، دوکفه‌ای و گاستروپود در آن به وفور دیده می‌شود. فرامینیفرهای *Marsenolla oxycon*, *Globigerinelloides*, *Headbergella*, *Calsiphaerula innominata*, *calcarata*, *Globotruncanita*, *Globotruncana conica*, *Globotruncana bulloides*, *lapparenti*, *Globotruncana*, *Globotruncana calcarata* موجود در این سنگ‌ها، حاکی از سن کرتاسه پسین برای آنها است (پورلطیفی، ۱۳۸۳).



شکل ۲-۳-الف- دورنمایی از سنگ‌های آهکی کرتاسه (شمال شرق بجستان، بعد از پلیس‌راه بجستان- بردسکن).

۲-۳- دوران سنوزوئیک

دوران سنوزوئیک در شمال بلوک لوت بویژه در محدوده شهرستان بجستان مانند بسیاری از نقاط ایران، زمان شروع و گسترش فعالیت‌های آذرین بوده است. این فعالیت‌ها به تشکیل بیش از ۲۰۰۰ متر سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی (آندزیت، داسیت، ریولیت و...) منجر شده است و به دنبال آن نیز انواع توده-های نفوذی اسیدی و مافیک (با ترکیب گابرو تا گرانیت) در آن‌ها نفوذ کرده‌اند.



شکل ۲-۴- نمای از توده گرانیتوئیدی بجستان (نگاه به سمت شرق).



شکل ۲-۵- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه.
کادر سفید رنگ محدوده رخنمون توده گرانیتوئیدی بجستان را نشان می‌دهد.

۲-۳- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

در این فصل به شرح مختصری از واحدهای مختلف زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (که بخشی از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ فردوس را شامل می‌شود) می‌پردازیم. در این منطقه واحدهای سنگی پالئوسن، ائوسن، ائوسن - الیگومیوسن و کواترنری رخنمون دارند. سنگ‌های ناحیه بجستان براساس مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی صورت گرفته عبارتند از:

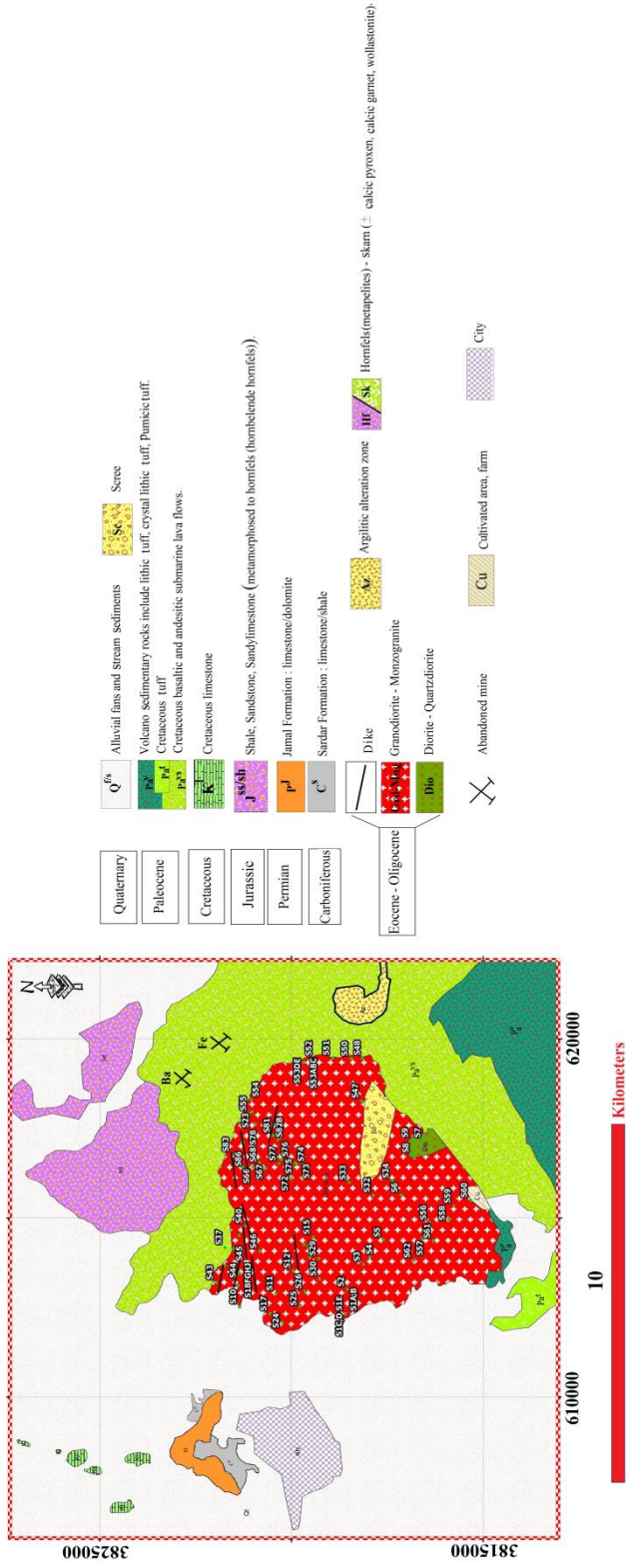
۱- سنگ‌های آذرین بیرونی به سن پالئوسن شامل: آلکالی بازالت‌ها و ریولیت‌ها، ۲- سنگ‌های آذرآواری (با ترکیب غالب توف‌های آندزیتی، داسیتی و ریولیتی)، و ۳- سنگ‌های آذرین درونی شامل: دیوریت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت، گرانیت و رگه‌های کوارتز- تورمالین.

شکل ۲-۶ نقشه زمین‌شناسی منطقه بجستان به همراه واحدهای سنگی دربرگیرنده آن را نشان می‌دهد.

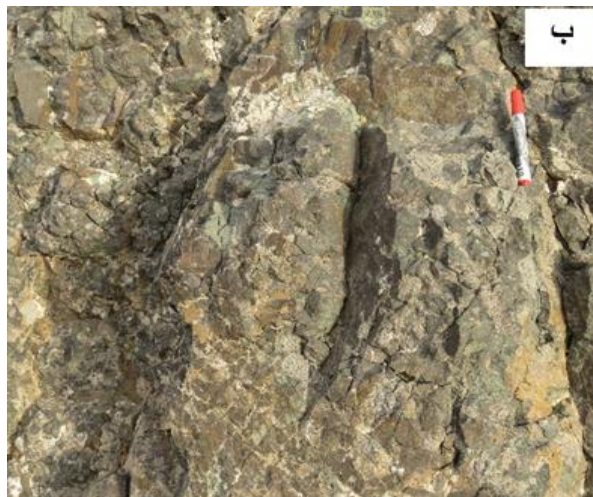
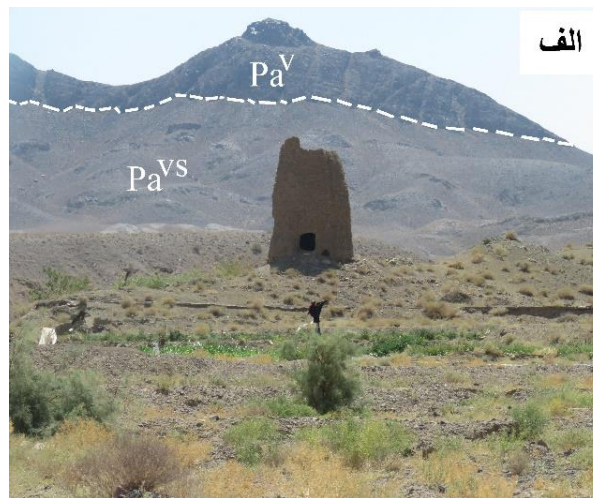
۲-۳-۱- سنگ‌های آذرین بیرونی پالئوسن

سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی پالئوسن در جنوب، شرق و شمال توده گرانیتوئیدی بجستان رخنمون دارند و در نقشه زمین‌شناسی (شکل ۲-۶) به ترتیب با نمادهای Pa^V ، Pa^{vs} و Pa^t نشان داده شده‌اند. بخشی از این سنگها که دارای ماهیت گدازه‌ای بوده‌اند در حال حاضر دارای ریخت‌شناسی مرتفع‌تر و خشن‌تری هستند. بر اساس مستندات نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بشروئیه و نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ بجستان و ۱:۱۰۰۰۰۰ فردوس، این سنگها دارای ترکیب بازالت تا آندزیت بازالتی هستند. سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی رسوبی پالئوسن نسبت به بخش‌های گدازه‌ای دارای ریخت‌شناسی ملایم و پست‌تری هستند. سنگ‌های توف شیلی و توفی سیلتستونی با نماد Pa^t در نقشه نشان داده شده است.

Geological map of Bajestan granotoidic pluton



شکل ۶-۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه بجستان، نقشه بر اساس تصاویر ماهواره‌ای گوگل ارث، مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی تهیه شده و در محیط **ArcMap** ترسیم شده است.



شکل ۲-۷-الف- دورنمایی از سنگ‌های آتشفشانی پالئوسن، ب- نمایی نزدیک از لیتیک توف. سنگ‌های این بخش دارای رخساره برشی انفجاری (قطعه سنگی به هم جوش خورده) و توفی و توفیتی هستند و در آنها آثار بارزی از لایه بندی دیده می‌شود. به نظر می‌رسد حداقل بخشی از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری پالئوسن در محیط زیر آبی تشکیل شده‌اند. کلریتی شدن گسترده و میان‌لایه‌های توفی کربناته شاهد بارزی بر این ادعا است. بخشی از این توالی در شمال توده گرانیتوئیدی بجستان تحت تأثیر گرمای ساطع شده از این توده نفوذی قرار گرفته و دگرگونی مجاورتی در حد رخساره هورنبلند هورنفلس و پیروکسن هورنفلس بر آنها تحمیل شده است. تشکیل کانیهای نوظهور همانند اپیدوت و گارنت کلسیم‌دار در این سنگ‌ها نشانه‌ای از دگرگونی مجاورتی تحمیل شده بر آنها است.

۲-۳-۲- دیوریت‌ها

دیوریت‌ها رخنمون محدودی از توده نفوذی بجستان (کمتر از یک کیلومتر مربع) را به خود اختصاص داده‌اند و در جنوب شرقی این توده نفوذی (حاشیه جاده آسفalte بجستان- گناباد) رخنمون دارند. در امتداد جاده بجستان - گناباد رخنمون خوبی از دیوریت‌ها مشاهده می‌شود. در این محل دیوریت‌ها توسط یک دایک گرانیتی لوکوکرات قطع شده‌اند و نشان می‌دهد که این گرانیت‌ها از دیوریت‌ها جوانتر هستند، در حالی که تعیین سن‌های قبلی انجام شده (احمدی روحانی، ۱۳۹۵) نتایجی خلاف شواهد صحرایی نشان می‌دهد. دیوریت‌ها در نمونه دستی تیره رنگ تا سبز تیره دیده می‌شوند و غنی از کانی‌های مافیک می‌باشند. دیوریت‌ها در نمونه دستی معمولاً دارای هورنبلند زیاد و دانه متوسط هستند.



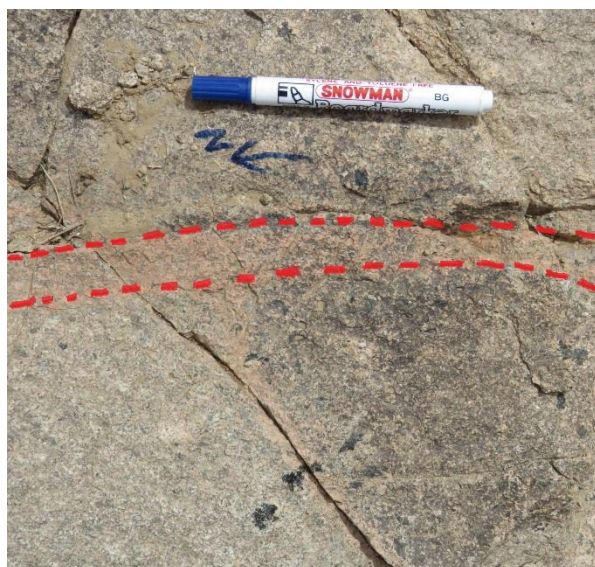
شکل ۲-۸- الف- نمایی از دیوریت‌ها که توسط رگه‌های کوارتز- تورمالین با ساخت شانه‌ای یا نواری با ضخامت چند mm تا حداکثر ۵۰ cm قطع شده‌اند، ب- نمای نزدیکی از رخنمون دیوریت‌ها، (در حاشیه شمالی، کیلومتر ۵ جاده گناباد- بجستان).

۳-۳-۲- گرانودیوریت‌ها

گرانودیوریت‌ها گسترش قابل توجهی از توده نفوذی بجستان را به خود اختصاص داده‌اند و در نمونه دستی معمولاً به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند و در برخی نقاط حاوی تورمالین می‌باشند (شکل ۲-۹). در گرانودیوریت‌های منطقه بجستان، آنکلاوهای از نوع میکروگرانولار مافیک در اندازه‌های بین چند mm تا چند cm وجود دارند که معرف اختلاط ماگمایی هستند. گرانودیوریت‌ها در برخی نقاط توسط چندین دایک آندزیتی قطع شده‌اند.



شکل ۲-۹- الف- گرانودیوریت‌های پورفیروئیدی سرشار از ارتوکلاز و تجمعات پراکنده تورمالین، ب- تصویری از لکه‌ها یا تجمعات سیاه رنگ حاوی تورمالین در گرانودیوریت‌ها. اندازه نودل‌های تورمالین از چند میلی‌متر تا حدود سه سانتی-متر متغیر است.



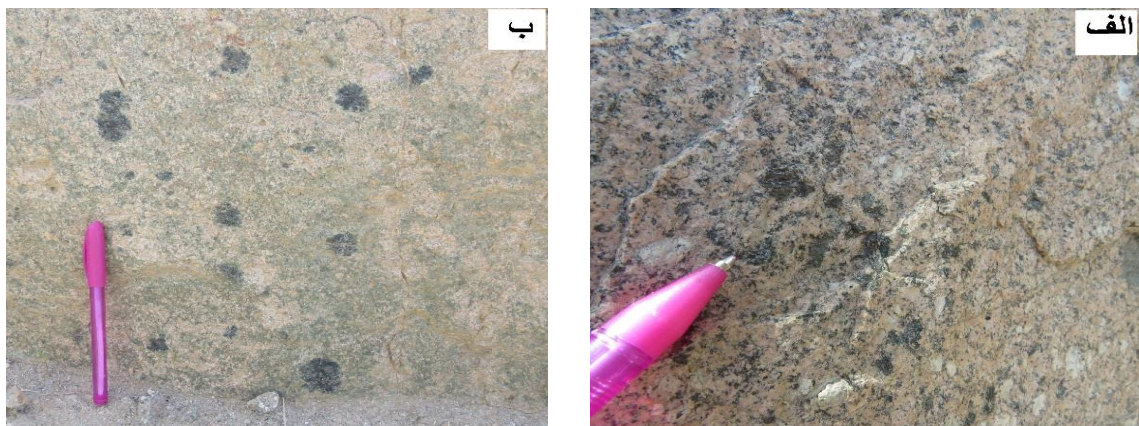
شکل ۲-۱۰- نمایی نزدیک از گرانودیوریت‌ها که رگه‌های گرانیتی صورتی رنگ سرشار از فلدسپار پتاسیم آن‌ها را قطع کرده‌اند و شاهدی بر تراوش یا مهاجرت سیالات غنی از پتاسیم به ترازهای بالاتر در مراحل پایانی تفریق ماگمایی می‌باشند.



شکل ۲-۱۱- تصویری از رگه‌های کلسیتی قطع کننده گرانودیوریت‌ها. این رگه‌های کلسیتی در پهنه‌های دگرسانی دیده می‌شوند.

۲-۴-۳ - موزوگرانیت‌ها

بین موزوگرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها مرز شاخصی وجود ندارد، ولی برتری فلدسپار پتاسیم (صورتی رنگ) بر پلاژیوکلازها، ویژگی بارز این سنگ‌ها است. این سنگ‌ها در نمونه دستی دارای رنگ خاکستری مایل به کرم تا صورتی رنگ می‌باشند.



شکل ۲-۱۲- الف- نمایی نزدیکی از موزوگرانیت‌های حاوی لخته‌های مافیک و ب- نمای نزدیکی از گرهک‌های حاوی تورمالین در موزوگرانیت‌ها.

تورمالین‌ها به صورت لکه‌های پراکنده در ابعاد چند mm تا چند cm در این سنگ‌ها یافت می‌شوند. اختلاط ماگمایی با حضور گسترده آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک مشخص می‌گردد. اپیدوت‌زایی و کلریت‌زایی در سطح برخی از موزوگرانیت‌ها به وضوح دیده می‌شود.



شکل ۲-۱۳- نمایی از رگچه‌های کلسیتی قطع کننده موزوگرانیت‌ها.

۲-۳-۵- گرانیت‌ها و آلكالی فلدسپار گرانیت‌ها

گرانیت‌ها معمولاً در نمونه دستی دارای رنگ سفید مایل به صورتی و دانه ریز هستند. کانی‌های سازنده آنها عبارتند از: آمفیبول (هورنبلند سبز)، بیوتیت، ارتوکلاز، کوارتز و پلاژیوکلاز. در توده گرانیتوئیدی بجستان، گرانیت‌ها معمولاً بخش‌های اندکی از این توده نفوذی را به خود اختصاص می‌دهند و به صورت دایک، رگه و رگچه دیده می‌شوند.



شکل ۲-۱۴- الف - نمای نزدیکی از گرانیت‌ها که توسط دایک آندزیتی قطع شده‌اند، ب- گرانیت‌های پورفیروئیدی که دارای پورفیروئیدهایی از جنس ارتوکلاز می‌باشد، پ- نمایی نزدیکی از پورفیروئید کاملاً شکل‌دار ارتوکلاز. در بخش میانی تصویر ارتوکلازی کاملاً شکل‌دار در مقیاس سانتیمتری دیده می‌شود.

در بخش‌هایی از توده نفوذی بجستان (شمال غرب این توده نفوذی) آکالی فلدسپار گرانیت‌های حاوی پورفیروئیدهای ارتوکلاز (که اندازه آنها از چند میلیمتر تا حداکثر ۳ سانتیمتر متغیر است)، گرانودیوریت‌ها و مونزوگرانیت‌ها را قطع کرده‌اند (به شکل‌های ۲-۱۴ توجه نمایید).

۲-۳-۶- آپلیت‌ها

رگه‌های آپلیتی، در امتداد شکستگی‌هایی که در توده گرانیتوئیدی ایجاد شده است، تزریق شده‌اند و به صورت رگه‌ها و رگچه‌ها سنگ‌های گرانودیوریتی، مونزوگرانیتی و گرانیتی را قطع کرده‌اند و ضخامت آنها از چند سانتیمتر تا چند دسی متر متغیر است. دارای رنگ سفید تا کرم روشن و ریزدانه هستند و از نظر، شکل دانه‌ای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل هستند. رگه‌های آپلیتی اکثراً سالم و فاقد دگرسانی هستند.



شکل ۲-۱۵- تصویری از رگه‌های آپلیتی قطع کننده گرانودیوریت‌ها.

۲-۳-۷- رگه‌های کوارتز تورمالین و یا تورمالینیت‌ها

رگه‌های کوارتز تورمالین‌ها با روند غالب شمال شرقی - جنوب غربی گرانودیوریت‌ها، مونزوگرانیت‌ها و گرانیت‌ها را قطع کرده‌اند و در نمونه دستی غالباً سیاه رنگ دیده می‌شود و دارای ساخت دانه‌ای ریز تا متوسط می‌باشند. وقتی که سیالات غنی از بور و سیلیسیم تحت فشار هیدرواستاتیک زیاد سنگ همراه خود

را خرد می‌کنند و به درون فضای بین قطعات شکسته راه پیدا می‌کنند، پس از سرد شدن و رسیدن به شرایط مطلوب تبلور، به صورت مجموعه‌ای از دانه‌های کوارتز و تورمالین یا به تنهایی تورمالین متبلور می‌شوند و همانند سیمانی سیاه رنگ فضای بین قطعات شکسته شده را پر می‌کنند. این پدیده در مقیاس صحرایی و مقیاس میکروسکوپی قابل بررسی و تعقیب است (شکل ۲-۱۶).



شکل ۲-۱۶- الف- تجمع موضعی تورمالین به صورت لکه‌های حاوی کوارتز تورمالین،
ب- نمایی نزدیک از رگه‌های کوارتز تورمالین (پهنای کل میدان دید 10cm).



شکل ۲-۱۷- نمای نزدیکی از رگه‌های کوارتز و تورمالین که گرانودیوریت‌ها را قطع کرده‌اند.

شکل‌های ۲-۱۶- الف و ۲-۱۷- مبتین آنند که گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها، تحت تأثیر تنش‌های هیدرواستاتیک گسیخته شده‌اند و فضای بین قطعات سیالات حاوی بور، جای گرفته‌اند و پس از تبلور، به رگه‌های کوارتز و تورمالین تبدیل شده‌اند. فراوانی تورمالین در برخی نقاط تا ۱۰۰ درصد هم می‌رسد.

۲-۳-۸- آنکلاو

اصطلاح آنکلاو اولین بار توسط لاکروا (۱۸۹۰)، برای توصیف قطعات سنگی موجود در سنگ‌های آذرین، بدون در نظر گرفتن اندازه آن‌ها ارائه شد. اندازه آنکلاوها معمولاً به طول چند میکرون تا صدمتر می‌رسد و کاملاً توسط سنگ میزبان احاطه می‌شوند. آنکلاوها معمولاً دارای اشکال گرد، بیضوی و دارای حاشیه کنگره-دار یا گرد می‌باشد. آنکلاوها معمولاً از مجموعه از کانی‌های مختلف تشکیل می‌شوند و در مواردی ممکن است فقط از یک کانی تشکیل شده باشند. آنکلاوها قدیمی‌تر از سنگ میزبان خود هستند یا حداقل همسن آنها می‌باشند و حاصل اختلاط ماگمایی یا راهیابی زینولیت‌ها به درون ماگما می‌باشند. در سنگ‌های گرانیتوئیدی بجستان تعداد فراوانی از آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ابعاد چند میلی‌متر تا چندمتر مشاهده شده‌اند. این آنکلاوها اساساً از آمفیبول (هورنبلند سبز)، بیوتیت، ارتوز، پلاژیوکلاز و کوارتز تشکیل شده‌اند.



شکل ۲-۱۸- تصاویری از آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در مونزوگرانیت‌ها و گرانودیوریت‌های توده نفوذی بجستان.

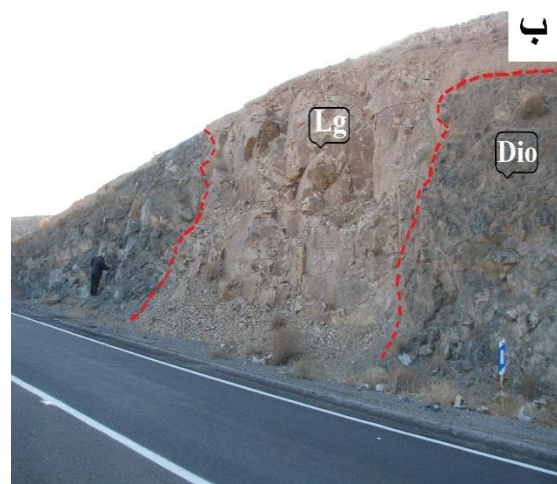
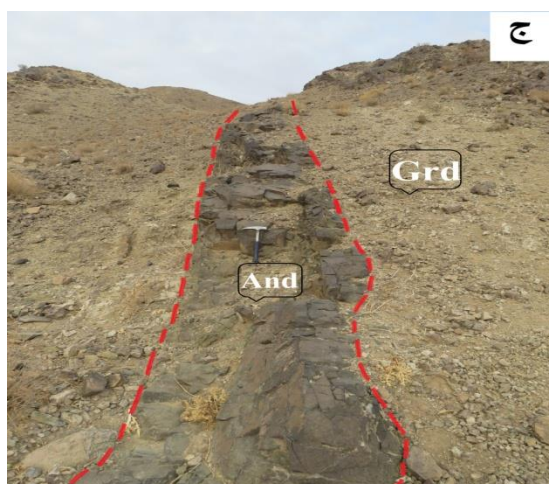
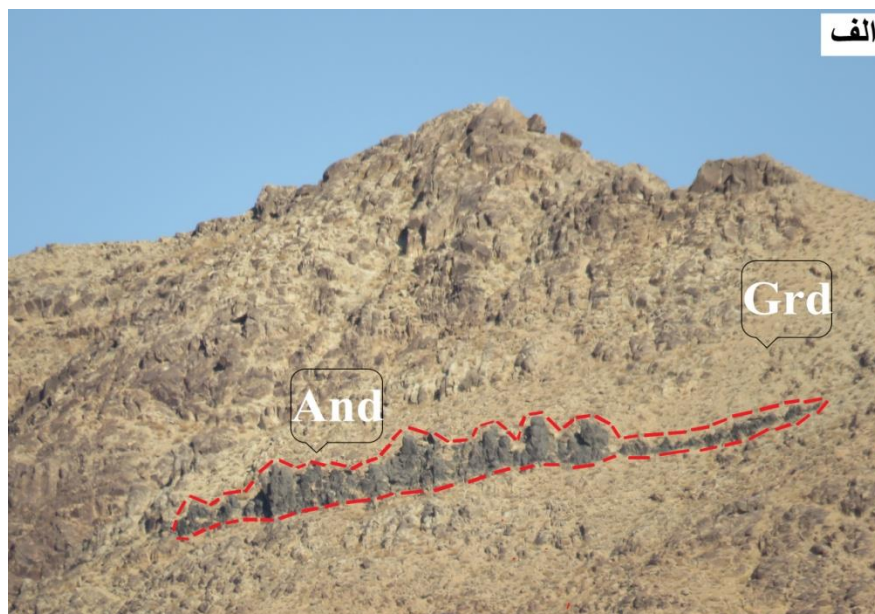
۲-۳-۹- دایک‌ها

دایک‌های موجود در منطقه به دو دسته دایک‌های اسیدی (لوکوگرانیته و آلکالی فلدسپار گرانیته صورتی رنگ) و حدواسط (آندزیتی) تقسیم‌بندی می‌شوند. این دایک‌ها در بخش‌های مختلف محدوده در امتداد راستاهای شمال غربی- جنوب شرقی، شمال شرقی- جنوب غربی برون زد دارند. طول و عرض دایک‌ها بسیار متفاوت است و از چند متر تا چند صد متر متغیر است. دایک‌های آندزیتی در نمونه دستی دارای رنگ سبز تیره هستند. شواهدهای صحرایی نشان می‌دهد این دایک‌ها رگه‌های تورمالین دار را قطع کرده‌اند و جوانترین واحد سنگی (در بین فعالیت‌های ماگمایی) به حساب می‌آیند. در برخی نقاط دایک‌های آندزیتی تحت تأثیر فرایندهای کلریتی شدن و اپیدوتی شدن، قرار گرفته‌اند.

۲-۳-۱۰- دگرسانی

شمال روستای رودگز تا حوالی روستای احمدآباد، در امتداد زون‌های گسلی سنگ‌های گرانیته تورمالین دار و همچنین تعدادی از دایک‌های آندزیتی تحت تأثیر سیالات گرمابی قرار گرفته‌اند و دگرسانی آرژیلیتی ضعیفی بر آن‌ها تحمیل شده است و باعث شده تا رنگ این سنگ‌ها از سفید به سفید مایل به کرم تا نارنجی در گرانیته‌ها و از رنگ سبز در دایک‌ها به رنگ زرد- نارنجی تغییر و تحوّل پیدا کند.

در امتداد زون‌های گسلی، در بعضی موارد، تمرکز موضعی سیالات حاوی کربنات به تشکیل رگه‌های کلسیتی منجر شده است. اندازه بلورهای کلسیت در بعضی از این رگه‌ها نسبتاً درشت می‌باشد. علت تغییر رنگ سنگ‌ها، از دست رفتن آهن موجود در کانی‌های اولیه از قبیل بیوتیت، هورنبلند سبز، تورمالین و یا کانی‌های اوپک نظیر اکسیدهای آهن و احتمالاً پیریت می‌باشد.



شکل ۲- ۱۹- الف و ج- تصاویر صحرایی نشان دهنده دایک‌های آندزیتی که گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها را قطع کرده‌اند. ب- تصویری از قطع شدن دیوریت‌ها توسط دایک لوکوگرانیتی.

در مجموع زون‌های گسلی موجود در توده گرانیتوئیدی بجستان در راستای یک گسل با روند تقریباً شرقی- غربی متمرکز شده‌اند. در بخش‌های شمالی توده گرانیتوئیدی بجستان (جنوب روستای علی‌آباد) نیز دگرسانی گرمابی ضعیفی بر سنگ‌های گرانیتی تحمیل شده است، ولی شدت آن از آنچه درباره قست جنوبی توصیف شده کمتر می‌باشد.



شکل ۲-۲۰- الف- تصویری از دگرسانی تحمیل شده بر گرانودیوریت‌های توده نفوذی بجستان، ب- تصویری از دگرسانی آرژیلیتی که بر سنگ‌های آتشفشانی میزبان تحمیل شده است (حاشیه جنوبی جاده آسفالته بجستان- گناباد، پنج کیلومتر بعد از بجستان) و ج- نمای نزدیکی از دگرسانی گرمابی.

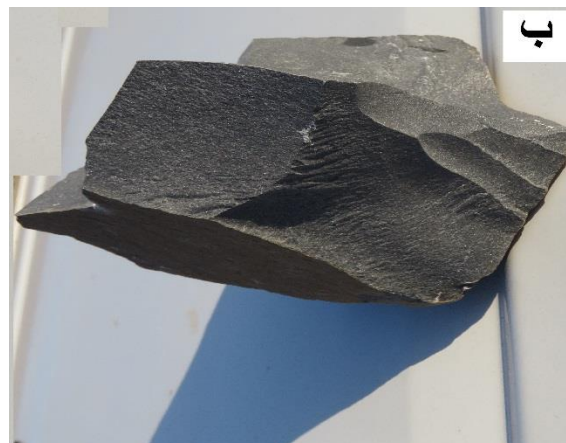
۲-۳-۱۱- دگرگونی مجاورتی

۲-۳-۱۱-۱- هورنفلس

سنگ‌های پلیتی واقع در شمال غرب توده گرانیتوئیدی بجستان، در حوالی معدن سنگ لاشه که از آن برای مصارف ساختمانی یا جاده‌سازی استفاده می‌شوند، دگرگونی مجاورتی صورت گرفته و پلیت‌ها را به هورنفلس تبدیل کردند. سخت شدگی سنگ و استحکام قابل توجه آن از یک سو و ایجاد ساخت شاخی یا زاویه‌دار بودن سنگ، از ویژگی‌های بارز این هورنفلس‌ها است. لیکن بر اساس مقاطع نازک تهیه شده و شواهد صحرایی، گرمای تحمیل شده بر سنگ‌های پلیتی، آنقدر زیاد نبوده که به تشکیل کانی‌های شاخص دگرگونی مجاورتی از جمله گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت منجر شود. اگرچه استعداد ترکیبی سنگ‌های پلیتی هم در این امر می‌تواند مؤثر و سهمیم باشد. لیکن مشاهدات صحرایی تاکنون نشان می‌دهد که کانی‌های شاخص دگرگونی به ویژه دگرگونی مجاورتی در آن‌ها تشکیل نشده است. لازم به ذکر است، علاوه بر سنگ‌های پلیتی، میان لایه‌های ماسه سنگی نیز در بین آنها دیده می‌شود که در اثر گرمای تحمیل شده بر آنها، اندکی بر سخت‌شدگی آن‌ها اضافه شده است و در مقاطع میکروسکوپی شواهدی از تغییر و تحولات کانی‌شناسی بارز دیده نمی‌شود.

۲-۳-۱۱-۲- اسکارن‌زایی

در محل تماس سنگ‌های کربناته با توده‌های آذرین نفوذی، به ویژه انواع گرانیتوئیدی که حجم زیادی سیال از تبلور ماگمای آن‌ها آزاد می‌شود، متاسوماتیسم موضعی، از نظر کانی‌سازی و تنوع کانی‌شناسی، بسیار مهم و قابل توجه است و به اسکارن‌زایی منجر می‌شود. کانی‌های اصلی اسکارن‌ها عبارتند از: گارنت، کلسیت، ولاستونیت و وزوویانتیت. از مشخصات اساسی اسکارن‌های منطقه مورد مطالعه فراوان بودن بلورهای درشت گارنت است. پتروگرافی این گارنت‌ها نشان می‌دهد که آنها دارای منطقه بندی ترکیبی هستند. گارنت‌ها عمدتاً خودشکل، همسانگرد و در مواردی بی‌شکل و توده‌ای هستند. ولاستونیت‌ها غالباً الیافی یا رشته‌ای شکل و به رنگ کرم هستند. اپیدوت نیز همراه اسکارن‌ها یافت می‌شود.

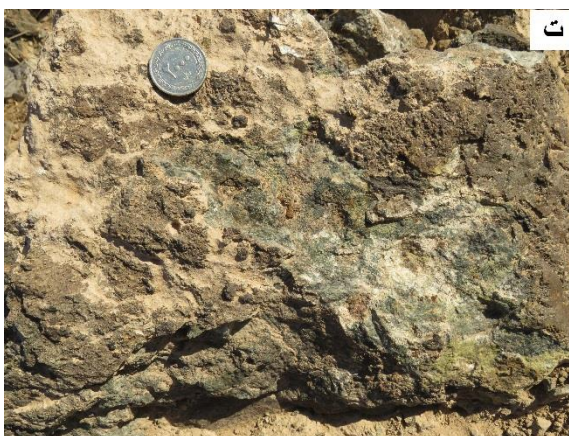


شکل ۲-۲۱- الف - دورنمایی از هورنفلس‌های منطقه بجستان (شرق روستای تلخاوند)،
 ب و ج- تصاویری از نمای نزدیک هورنفلس‌ها. به ساخت شاخی آنها یا سطوح دارای زوایای تند توجه نمایید.

۲-۳-۱۲- کانه‌زایی

بر اساس مطالعات صورت گرفته نظیر (نجفی، ۱۳۹۳) توده گرانیتوئیدی بجستان از نوع I می‌باشد. گرانیتوئیدهای نوع I معمولاً با کانه‌زایی‌های فلزی از نوع آهن، سرب، روی و مس همراه می‌باشد. چون این توده‌های گرانیتوئیدی دارای منشأ اختلاطی از ماگماهای پوسته‌ای و گوشته‌ای هستند که سهم گوشته‌ای آن‌ها در تأمین فلزات پایه از جمله آهن، مس، سرب و روی سهم می‌باشند. از طرف دیگر توده‌های گرانیتوئیدی نوع I به ویژه انواع گرانودیوریتی و مونزوگرانیتی به علت دارا بودن مقادیر قابل توجهی آب می‌توانند در بخش‌های تفریق یافته مقدار زیادی آب تولید کنند. آب تولید شده می‌تواند در نقل و انتقال

فلزات، سهم قابل توجهی داشته باشند. سیالات حاوی فلزات خود را به ترازهای بالاتر رسانده و در فضاهایی که کمتر تحت فشار هستند و یا به عبارتی تحت فشار نباشند شروع به تبلور می‌کنند. توده گرانیتوئیدی بجستان نیز از این قاعده تبعیت می‌کند. کانه‌زایی‌های گسترده آهن و باریت در منطقه شمال توده گرانیتوئیدی بجستان که با سنگ‌های هورنفلسی، اسکارنی و حتی سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی دگرگون شده همراه هستند، مؤید این امر هستند.



شکل ۲-۲۲- الف - تصویری از اسکارن زایی (سیال‌های گرمابی از ساخت‌هایی که قبلاً در سنگ حضور داشته‌اند تبعیت کرده‌اند و در برخی موارد قشرهای متحدالمرکزی نشان می‌دهند)، ب- اپیدوتی شدن در اسکارن‌ها ، پ- نمای نزدیک از گارنت به عنوان فراوان‌ترین کانی در اسکارن‌ها و ت- نمای نزدیک از اسکارن‌زایی (این اسکارن‌ها حاوی گارنت و ولاستونیت می‌باشند).

سیالاتی که از توده گرانیتوئیدی بجستان سرچشمه گرفته‌اند، غنی از آهن و باریم بوده‌اند خود را به زون‌های برشی و شکستگی‌ها رسانده و یا از طریق فشار هیدرواستاتیکی مربوط به خود سیالات در فضاها و شکستگی‌ها جایگزین شده و کانه‌زایی قابل توجهی را انجام داده‌اند که بصورت رگه‌ها و رگچه‌های باریتی ظاهر شده‌اند. همچنین رگه‌ها و رگچه‌های حاوی اکسیدهای آهن به ویژه مگنتیت و هماتیت نیز یافت شده‌اند. در برخی نقاط این رگه‌ها حاوی مقادیری مس هستند که بصورت کالکوپیریت، مالاکیت و آزوریت ظاهر شده‌اند. لازم به ذکر است در توده گرانیتوئیدی بجستان رگه‌های زیادی دیده می‌شوند که حاوی مقادیر قابل توجهی کوارتز و تورمالین هستند. با توجه به مطالعاتی که در سایر نقاط جهان صورت گرفته معمولاً تمرکزهای سنگی حاوی تورمالین یا سنگ‌های حاوی تمرکز قابل توجهی تورمالین، مستعد داشتن عناصر قلع و تنگستن می‌باشد. البته تاکنون کار جامع و اختصاصی بر روی اینگونه رگه‌ها صورت نگرفته است، لذا بررسی این رگه‌ها از این دیدگاه نیازمند مطالعه آکادمیک و جامع می‌باشد که می‌توان در حد یک رساله کارشناسی ارشد یا دکترا قابل انجام باشد.

البته نگاهی به داده‌های رسوبات آبراهه‌ای نیز می‌تواند تا حدودی راهگشای ما باشد. لیکن از آنجایی که مطالعات صورت گرفته در مورد رسوبات آبراهه‌ایی از دقت و صحت چندان زیادی برخوردار نیستند در ارتباط با تعبیر و تفسیر نتایج بدست آمده از آنها باید احتیاط لازم را به خرج داد.

۲-۳-۱۲-۱- باریت

کانی‌سازی باریت به صورت رگه- رگچه‌ای، با بافت‌های متنوع و با روند عمدتاً شمال غربی- جنوب شرقی بعضی از واحدهای سنگی منطقه را قطع کرده است. کانی‌های سازنده کانسنگ‌ها شامل باریت، کوارتز و کلسیت همراه با مقادیر جزئی پیریت‌های عمدتاً اکسید شده، گالن و کانی‌های ثانویه گوتیت، لیمونیت، کوولیت و مالاکیت است. سیلیس یا کوارتز اصلی‌ترین باطله کانسار است. شواهد زمین‌شناسی و کانی‌شناسی بیانگر آنست که کانه‌زایی باریت دارای منشاء گرمابی است.



شکل ۲-۲۳- نمای نزدیکی از کانه‌زایی باریت با بلورهای تیغه شکل.

۲-۳-۱۲-۲- آهن

کانی زایی آهن در امتداد پهنه‌های گسلی با روند شمال غرب- جنوب شرق صورت گرفته است. شکل عمومی ماده معدنی، رگه‌ای بوده و جهت شیب آن به سمت شمال شرق می‌باشد. ذخیره ماده معدنی در داخل واحد- های رسوبی با سن کرتاسه قرار دارد. در حاشیه ماده معدنی، رگه و رگچه‌هایی زیادی از هماتیت، گوتیت، لیمونیت به همراه کلسیت دیده می‌شود. میزبان اصلی کانسنگ، سنگ‌های آهکی کرتاسه هستند.



ب



الف

شکل ۲-۲۴- الف- نمایی از معدن آهن شمال شرق توده گرانیتوئیدی بجستان،
ب- دورنمایی از سینه‌کار استخراجی در محل زون‌های گسلی سرشار از کانه‌های آهن‌دار.

۲-۳-۱۲-۳- منابع معدنی غیرفلزی

پیامد جایگیری توده نفوذی گرانیتوئیدی بجستان به درون توالی آتشفشانی رسوبی کرتاسه(؟). دگرگونی مجاورتی، دگرسانی گرمابی و کانه‌زایی در مقیاس وسیع رخ داده است. سنگ‌هایی که دگرگونی مجاورتی بر آنها تحمیل شده است را می‌توان به سه بخش تقسیم کرد: ۱- سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی دگرگون شده که دارای ماهیت اولیه لیتیک توفی و ایگنیمبریتی بوده‌اند، این سنگ‌ها در اثر عمل دگرگونی مجاورتی در مقیاس گسترده، در آن‌ها کانی‌های نوظهور دگرگونی از جمله اپیدوت، کلریت و کلسیت تشکیل شده است. در ضمن، زمینه این سنگ‌ها متحمل تبلور مجدد شده است. این سنگ‌ها به خودی خود فاقد ماده معدنی ارزشمند می‌باشند، ولی سیالات گرمابی در امتداد پهنه‌های برشی درون آن‌ها تزریق شده و کانه‌زایی آهن و باریت به همراه داشته است که در بخش کانسارهای گرمابی در مورد آن‌ها به تفصیل بحث خواهد شد. دسته دوم سنگ‌های شیلی، ماسه سنگی هستند که در بخش شمالی منطقه حوالی روستای تلخاوند رخنمون دارند و به مجموعه‌ای از ماسه سنگ‌های دگرگون شده و هورنفلس‌ها مبدل شده‌اند. این سنگ‌ها نیز معمولاً فاقد کانی‌زایی بارزی هستند و در برخی نقاط به عنوان سنگ لاشه برای مصارف ساختمانی از آن‌ها استفاده می‌شود. کارگاه استخراجی سنگ لاشه واقع در شمال غرب روستای احمدآباد مؤید این موضوع است. دسته سوم، متاکربنات‌ها: سنگ‌های آهکی که تحت تاثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفته‌اند را می‌توان به دو بخش تقسیم کرد. ۱- متاکربنات‌های فاقد کانی‌های کالک‌سیلیکاته، این متاکربنات‌ها که می‌توان به طور ساده آن‌ها را مرمر نامید، در بخش‌های قابل توجهی از منطقه رخنمون دارند و تنها در یکی دو نقطه به طور موقت مورد بهره‌برداری قرار گرفتند که از آن جمله می‌توان به معدن مرمر جنوب غرب روستای علی‌آباد اشاره کرد. دسته دیگری از متاکربنات‌ها، تحت تأثیر تراوش سیالات نشأت گرفته از توده گرانیتوئیدی بجستان قرار گرفته‌اند و اسکارن‌زایی گسترده‌ای در آنها صورت گرفته است. اسکارن‌زایی به ظهور کانی‌های گارنت، اپیدوت، کلسیت، ولاستونیت، وزوویانیت و ترمولیت- اکتینولیت منجر شده است. در برخی نقاط فراوانی گارنت به حدی است که می‌توان به عنوان منبعی برای استخراج گارنت به عنوان ساینده مورد استفاده قرار

گیرد. لیکن تاکنون در این زمینه هیچگونه فعالیت اکتشافی و استخراجی در منطقه صورت نگرفته است. ولی منطقه از لحاظ دارا بودن این نوع ماده معدنی دارای توانایی خوبی است. یکی دیگر از کانی‌هایی که دارای ارزش اقتصادی هستند و در سنگ‌های اسکارنی یافت می‌شوند ولاستونیت می‌باشد. ولاستونیت‌ها دارای درجه خلوص بالایی هستند ولی از گسترش سطحی زیادی برخوردار نیستند. دسته دیگری از محصولات پیامد جایگیری و نفوذ توده گرانیوتئیدی بجستان، کانسارهای گرمابی باریت و آهن (مگنتیت و هماتیت) می‌باشند که در شمال منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. این معادن برای مدتی مورد بهره‌برداری قرار گرفته ولی در حال حاضر متروکه یا نیمه فعال می‌باشند. هنوز برخی از ادوات و ماشین آلات معدنی در آن‌ها وجود دارند. باریت عمدتاً به صورت رگه‌ای می‌باشد و با مقادیری کانی باطله نظیر کلسیت و سیلیس همراه است. فعالیت‌های استخراجی صورت گرفته نشان می‌دهد که کانه‌زایی باریت دارای ذخیره قابل توجهی بوده است.





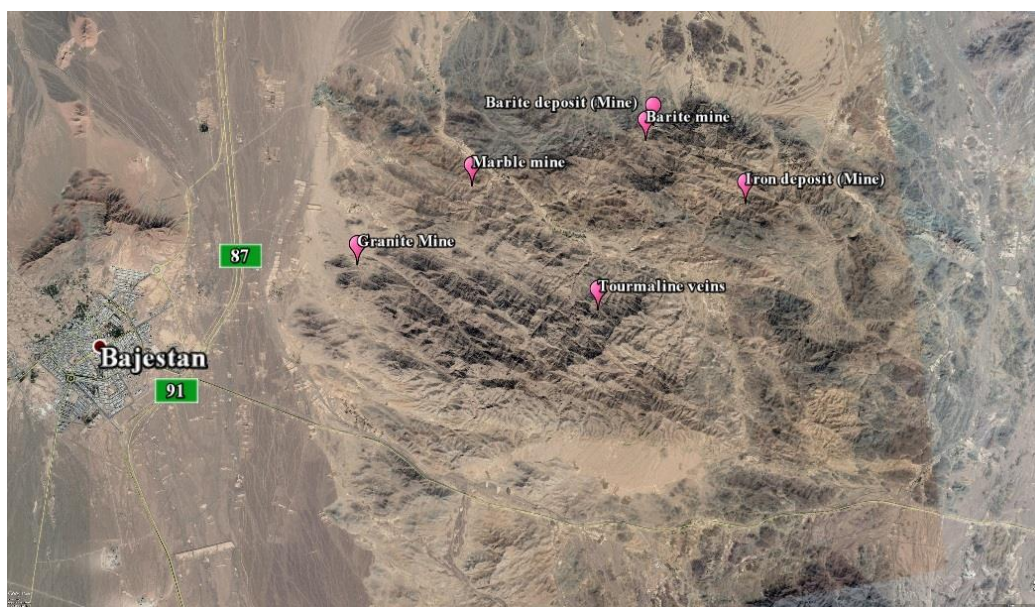
شکل ۲-۲۵ الف- تجمعات سرشار از گارنت در اسکارنها، ب- نمایی نزدیک از بلورهای الیافی نسبتاً درشت ولاستونیت و ج- تصویری از نوارهای متحدالمرکز گارنت و ولاستونیت در شمال غرب روستای علی آباد .

کانه‌زایی آهن در شمال غرب منطقه مورد مطالعه و در امتداد پهنه‌های گسلی انجام شده است. کان‌های آهن عمدتاً از نوع مگنتیت و هماتیت هستند و با مقادیری کانی سولفیدی نظیر پیریت و کالکوپیریت همراه می‌باشند. در افق‌های هوازده علاوه بر کانی‌های نام برده لیمونیت، گوتیت، ملاکیت و آزوریت نیز یافت می‌شوند، در محل کان‌زایی آهن، سینه کارهای متعددی وجود دارند که در آن‌ها برداشت‌های ناقصی انجام شده است. درباره علت تعطیلی موقت معدن اطلاعی در دست نیست.

علاوه بر موارد یاد شده، در یکی دو نقطه واقع در بخش شرقی توده گرانیتوئیدی بجستان، سنگ‌های گرانیتوئیدی برای سنگ ساختمانی مورد بهره‌برداری قرار گرفته‌اند و کوپ‌های متعددی از سنگ‌های گرانیتوئیدی در محل معدن مشاهده می‌شود. این معدن نیز در حال حاضر غیرفعال می‌باشد.

در منطقه مورد مطالعه رگه‌های کوارتز تورمالین یا به عبارت کلی رگه‌های تورمالین‌دار در مقیاس گسترده رخنمون دارند و این رگه‌ها می‌توانند دارای توان اقتصادی بالقوه برای استحصال قلع و تنگستن باشند، اما تاکنون مطالعه آکادمیک یا علمی جامع بر روی این رگه‌ها صورت نگرفته است و امید است با بررسی‌های

دقیق علمی در آینده بتوان اظهار داشت که آیا این رگه‌ها می‌توانند برای استخراج قلع و تنگستن مفید باشند یا نه؟



شکل ۲-۲۶- تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده پراکندگی منابع معدنی مرتبط با تشکیل و جایگیری توده گرانیتوئیدی بجستان.



شکل ۲-۲۷- دور نمایی از معدن گرانیت، شمال شرق احمدآباد (به عنوان سنگ‌نما).



شکل ۲-۲۸- نمایی از معدن متروکه مرمر (شمال غرب علی آباد).

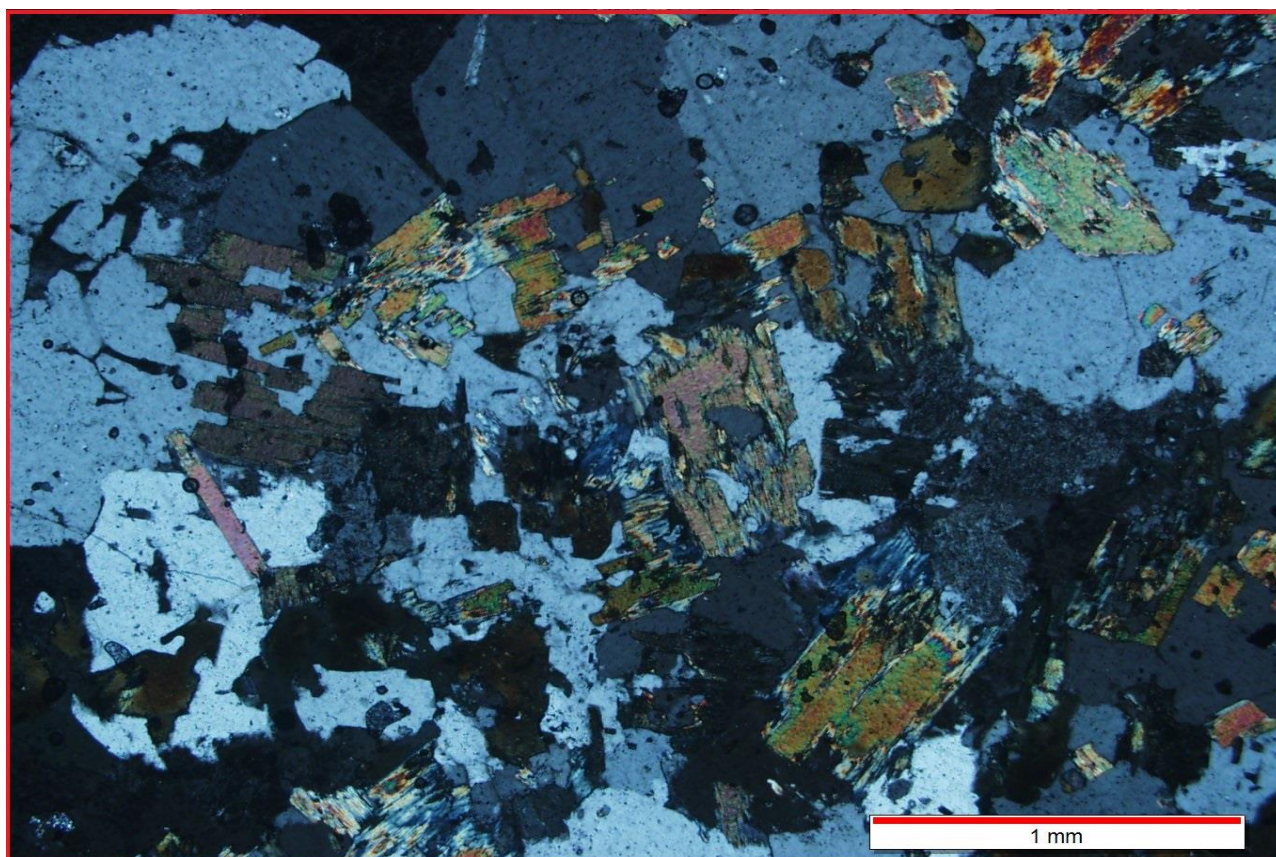


شکل ۲-۲۹- الف- نمایی از معدن باریت واقع در شمال توده گرانیتوئیدی بجستان، ب- دپوی ماده معدنی (باریت).

۲- ۳- ۱۳- زمین ساخت

از نظر زمین شناسی ساختمانی، عناصر ساختاری منطقه را گسل‌ها و چین‌هایی تشکیل می‌دهند که هندسه به نسبت ساده‌ای دارند. گسل‌های منطقه به طور عمده در یک سامانه گسل‌های راستالغز و پلکانی یا نردبانی در دستگاه برشی ساده و رژیم کینماتیکی همگرا شکل گرفته‌اند. از دیگر عناصر ساختاری می‌توان به چین-خوردگی در منطقه اشاره کرد که به صورت چین‌های مایل و برگشته است و جهت برگشتی آن‌ها به سوی جنوب، جنوب خاوری است. اندازه آن‌ها بسته به موقعیت و جایگاه‌شان متغیر است، در روند تکوین ساختار-های این ارتفاعات، همواره راستای بیشترین کوتاه شدگی و بیشترین استرس انقباضی شمال غربی- جنوب شرقی است. این چین‌ها موازی امتداد محوری گسل‌های رورانه می‌باشند. گسل‌های رورانه و گسل‌های امتدادلغز عمیق‌ترین گسل‌های منطقه هستند. گسل‌های راندگی نیز دارای روندی برابر با شمال غربی- جنوب شرقی هستند و موازی محور اصلی چین خوردگی در منطقه قرار گرفته‌اند.

بردار فشارش در همه آنها شمال- شمال باختری تا جنوب- جنوب خاوری است. در نتیجه عملکرد چین‌ها و راندگی‌ها، منطقه تحت تأثیر یک میدان فشارش قرار گرفته که باعث کوتاه‌شدگی در راستای این فشارش شده است و به دلیل ناهمسانی در آستانه تحمل این فشارش در سنگ‌های رسوبی، گسل‌های امتداد لغز در راستای شمال باختری- جنوب خاوری پدیدار شده است و گسل‌های راندگی و چین‌های منطقه را تحت تأثیر خود قرار داده‌اند (پورلطیفی، ۱۳۸۲).



فصل سوم

پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

معمولا واژه گرانیتوئیدها برای سنگ‌های آذرین درونی که حاوی ۲۰ تا ۶۰ درصد کوارتز هستند، بکار می‌رود (فراست و فراست، ۲۰۱۴). برای انجام مطالعات پتروگرافی توده گرانیتوئیدی بجستان علاوه بر برداشت مغزه (برای مطالعات فابریک مغناطیس سنگ‌های گرانیتوئیدی این توده) تعداد نمونه دستی نیز برای مطالعات پتروگرافی برداشت شد که از این نمونه‌ها تعداد ۶۸ عدد مقطع نازک تهیه گردید. از این مقاطع جهت شناسایی و مطالعه کانی‌ها، بافت و نام سنگ‌ها استفاده شده است. در این فصل به بررسی میکروسکوپی مقاطع نازک (پتروگرافی) می‌پردازیم و کانی‌های سازنده سنگ منطقه مورد مطالعه و روابط بافتی مختلف بین آنها را مورد بررسی قرار می‌دهیم.

براساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی سنگ‌های مورد مطالعه به گروه‌های زیر تقسیم بندی می‌شوند:

۱. دیوریت‌ها

۲. گرانودیوریت‌ها

۳. مونزوگرانیت‌ها

۴. گرانیت‌ها، آلكالی فلدسپار گرانیت‌ها

۵. آپلیت‌های گرانیتی

۶. رگه‌های کوارتز- تورمالینی

۷. دایک‌های آندزیتی

۸. سنگ‌های محصول دگرسانی

علائم اختصاری به کار برده شده برای نام کانی‌ها در متن و در تصاویر میکروسکوپی، در جدول ۳-۱ فهرست گردیده است.

جدول ۳-۱: علائم اختصاری کانی ها. با اقتباس از کرتز (۲۰۱۰).

علائم اختصاری	نوع کانی	علائم اختصاری	نوع کانی
Tour	تورمالین	Qtz	کوارتز
Plg	پلاژیوکلاز	Hb	هورنبلند
Or	ارتوز	Opq	کانیهای اوپک (کدر)
Gt	گارنت	Vs	وزوبانیت
Zr	زیرکن	Ap	آپاتیت
Kfs	آلکالی فلدسپار	Bio	بیوتیت
Epd	اپیدوت	Mt	مگنتیت
Chl	کلریت	Sph	اسفن
Ct	کلسیت	Px	پیروکسن
		Di	دیوپسید

۳-۲ - واحدهای سنگ‌شناسی

۳-۲-۱- دیوریت‌ها

دیوریت‌ها دارای بافت دانه ای شکل دار تا نیمه شکل دار هستند. کانی اصلی سازنده این سنگ‌ها شامل هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز و به ندرت ارتوز می‌باشد، کانی‌های فرعی سازنده این سنگ‌ها عبارتند از: بیوتیت، آپاتیت و کانی‌های اوپک، کانی‌های ثانویه آنها نیز عبارتند از: اسفن، سریسیت، کلریت، آکتینولیت و اپیدوت.

کانی‌های اصلی

هورنبلند سبز: این کانی فراوان‌ترین کانی مافیک سنگ‌های دیوریتی است، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار می‌باشد. آپاتیت، مگنتیت و اسفن غالباً به صورت اذخال در این کانی یافت می‌شوند. وجود این اذخال‌ها به تجلی بافت پوئیکلیتی منجر شده است. هورنبلندها اغلب به کلریت دگرسان شده‌اند ولی در مواردی به اپیدوت، کلسیت و اسفن ثانویه نیز دگرسان شده‌اند. برخی از هورنبلندهای سبز نیز بر اثر متاسوماتیسم پتاسیک موضعی و با از دست دادن کلسیم و دریافت پتاسیم، توسط بیوتیت جایگزین شده است. مقدار بیوتیت، چندان زیاد نیست و اغلب بصورت کانی فرعی در کنار هورنبلند سبز مشاهده می‌شود.

پلاژیوکلاز:

فراوان‌ترین کانی روشن موجود در دیوریت‌ها است و به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با اندازه‌های چند میکرومتر تا چند میلی‌متر یافت می‌شود. پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی‌سنتیک و آلبیت-کارلسباد هستند. منطقه‌بندی ترکیبی در این کانی‌ها نشان دهنده عدم پایداری شرایط تشکیل و تغییر فشار در هنگام تشکیل آن‌ها می‌باشد. آپاتیت و مگنتیت به صورت اذخال در پلاژیوکلاز یافت می‌شوند. پلاژیوکلازها به سریسیت، کلسیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند و در برخی نقاط در مقیاس میکروسکوپی پلاژیوکلازها تحت تأثیر فرایند متاسوماتیسم پتاسیک موضعی قرار گرفته‌اند و در بخش‌های حاشیه‌ای تحلیل رفته‌اند، این امر از مرزهای نامنظم و مضرس آنها قابل استنباط است. در بعضی مواقع پلاژیوکلازها توسط پوششی از آلکالی فلدسپار (ارتوز) دربرگرفته شده‌اند و یا با کوارتز به صورت میرمکیت هم‌رشدی نشان می‌دهند.

ارتوز: این کانی به صورت بین دانه‌ای و بی‌شکل دیده می‌شود. حضور میرمکیت شاخص خوبی برای شناخت ارتوز است. زیرا پدیده میرمکیت‌زایی در مرز تماس ارتوز و پلاژیوکلاز انجام شده است. در برخی موارد ارتوزها، در اثر دگرسانی گرمایی و هوازدگی به کانی‌های رسی از جمله کائولینیت تبدیل شده‌اند.

کوارتز: در دیوریت‌ها کوارتز فراوانی حجمی بسیار اندکی را به خود اختصاص داده است و به طور پراکنده و به مقدار متغیر (کمتر از ۱۰ درصد) دیده می‌شود.

کانی‌های فرعی

بیوتیت: بیوتیت به میزان جزئی حدود ۲ تا ۳ درصد سنگ را به خود اختصاص می‌دهد و با حالت ورقه‌ای و برجستگی متوسط در دیوریت‌ها دیده می‌شود. این کانی به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شود.

مگنتیت: این کانی به صورت بی شکل و دانه‌های ریز و پراکنده مشاهده می‌شود. حضور این کانی مبین فوگاسیته پایین اکسیژن در زمان تشکیل این سنگ‌ها است. با توجه به تهیه مقاطع و با اندازه‌گیری خواص مغناطیسی، وجود مگنتیت باعث افزایش قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی در دیوریت‌ها می‌باشد.

آپاتیت: بلورهای آپاتیت دارای حالت بی شکل تا کاملاً شکل‌دار (سوزنی، شش گوش و ...) می‌باشند. به دلیل اینکه آپاتیت‌ها زودتر از پلاژیوکلاز و هورنبلند متبلور شده‌اند، اغلب به صورت اذخال در این کانی‌ها یافت می‌شوند.

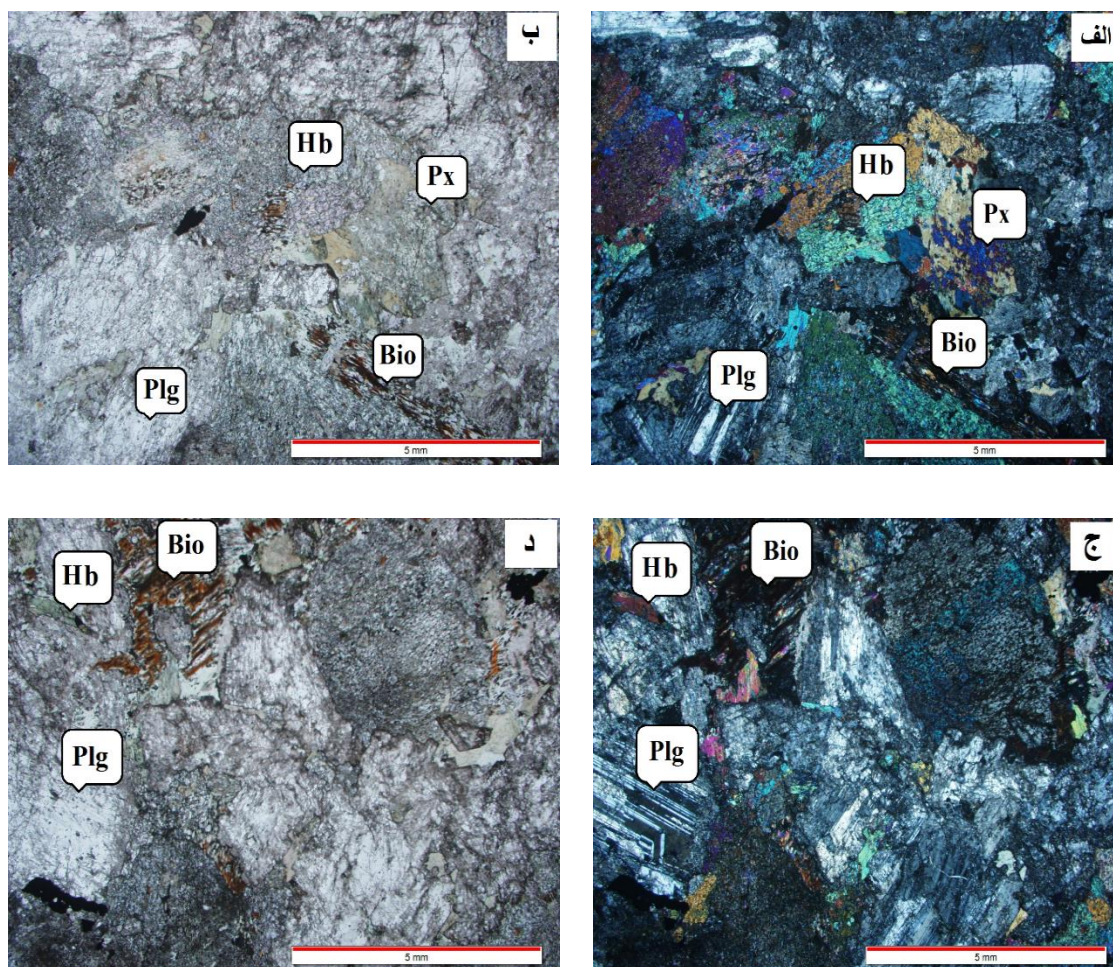
اسفن: اسفن‌های اولیه دارای بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار می‌باشند و به صورت کانی مستقل یا اذخال (در هورنبلند و پلاژیوکلاز) یافت می‌شود. حضور اسفن معرف بالا بودن میزان تیتانیم در ماگمای سازنده این سنگ‌ها است.

کانی‌های ثانویه

اسفن: اسفن‌های ثانویه حاصل تجزیه کانی‌های مافیک به ویژه هورنبلند سبز، بیوتیت و یا کانی‌های کدر (اوپک) هستند و به صورت دانه ریز و بی شکل یافت می‌شوند. در اثر دگرسانی، تیتانیم از کانی‌های مافیک مانند مگنتیت و یا تیتانومگنتیت خارج شده و همراه با کلسیم و سیلیسیم موجود در سیالات که از تخریب سایر کانی‌ها نشأت گرفته‌اند در تشکیل اسفن‌های ثانویه مشارکت کرده‌اند.

اپیدوت: اپیدوت‌زایی در دیوریت‌ها به طور گسترده مشاهده می‌شود. این کانی حاصل دگرسانی هورنبلند-سبز و پلاژیوکلاز است و حضور آن معرف وجود آب در طی دگرسانی می‌باشد. اپیدوت غالباً با کلریت، کلسیت و اسفن ثانویه همراه است.

کلریت: فراوان‌ترین کانی حاصل از دگرسانی کانی‌های مافیک در دیوریت‌ها است و از دگرسانی هورنبلند - سبز و بیوتیت حاصل شده است. کلریت معرف حضور سیال آبدار در طی دگرسانی، خروج پتاسیم از کانی - هایی نظیر بیوتیت و خروج کلسیم از هورنبلند یا اوژیت است.



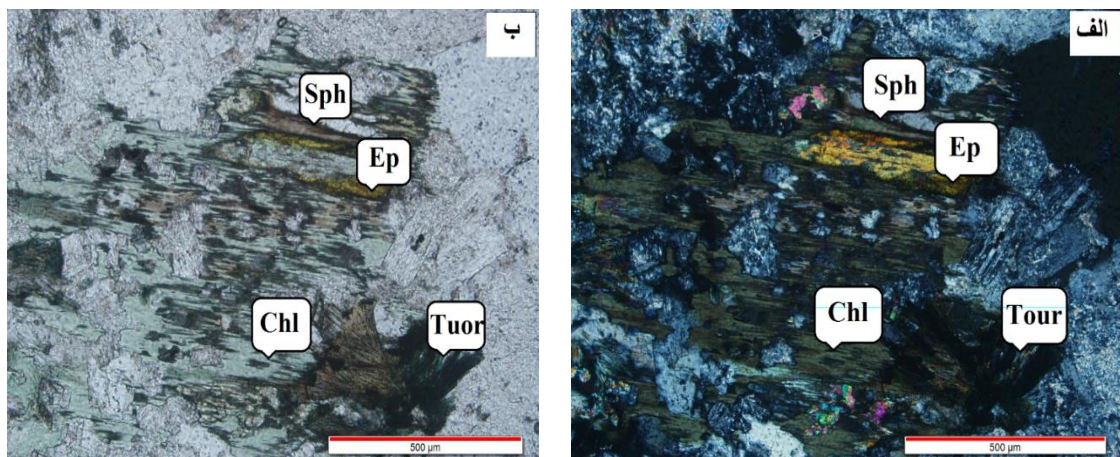
شکل ۳-۱- تصاویر میکروسکوپی نشان دهنده حضور بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پیروکسن (احتمالاً اوژیت)، هورنبلند، بیوتیت، و پلاژیوکلاز، و بافت گرانولار در دیوریت‌ها. بیوتیت‌های موجود در این سنگ به صورت یک کانی تأخیری تشکیل شده‌اند و جایگزین هورنبلند سبز شده‌اند، یا اینکه حداقل بصورت تأخیری بر روی هسته‌ای از هورنبلند سبز رشد کرده‌اند که معرف انجام فرآیند تفریق ماگمایی می‌باشند. در تصویر (ج) تمرکز موضعی پلاژیوکلازها و بافت گرانولار دیوریت‌ها به نمایش گذاشته است. در نور پلاریزه عادی بیوتیت و کلریت به وضوح دیده می‌شود (در **XPL** تصاویر سمت راست، **PPL** تصاویر سمت چپ).

در شکل ۳-۱- الف و ب تصاویری از دیوریت‌ها نشان داده شده است که در آن هورنبلند و بیوتیت (بیوتیت با فراوانی کم) و پلاژیوکلاز به عنوان کانی‌های اصلی دیده می‌شود. این شکل نشان می‌دهد که بیوتیت‌ها اکثراً

بی شکل هستند و حالت جایگزین شده نشان می‌دهند و در واقع به صورت یک کانی تأخیری رشد کرده‌اند، آنها اکثراً بی شکل هستند و بر روی هورنبلندهای سبز رشد کرده‌اند و احتمالاً حاصل تبدیل هورنبلند سبز به بیوتیت هستند. با تفریق ماگما و تبلور یافتن کانی‌های مافیک فاقد پتاسیم و همچنین پلاژیوکلازهای کلسیک و سدیک، به تدریج مقدار K_2O موجود در ماگمای نیمه متبلور، افزایش یافته و همراه با مقادیری MgO ، FeO در ساخت بیوتیت مشارکت کرده‌اند. ارتوز به معنای واقعی و قابل درک در مقیاس میکروسکوپی در این سنگ‌ها مشاهده نمی‌شود. مگنتیت و آپاتیت به صورت ادخال در هورنبلند و پلاژیوکلازهای دیوریت‌ها یافت می‌شوند. برخی از هورنبلندها از حاشیه به کلریت تبدیل شده‌اند. آپاتیت در نور پلاریزه عادی تیره رنگ (در برش‌های عرضی یا تقریباً عرضی) هستند و در نور پلاریزه به صورت بی‌رنگ دیده می‌شود. در مجموع کانی‌های سازنده دیوریت‌ها آرایش یافتگی خاصی نشان نمی‌دهند. دانه‌های سازنده دیوریت‌ها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند. در این سنگ‌ها آثاری از تنش تحمیل‌شده بر سنگ نظیر خاموشی موجی، مژرس بودن مرز دانه‌ها و همچنین خرد شدگی دانه‌ها دیده نمی‌شود. در مجموع این سنگ‌ها بافت ماگمایی نشان می‌دهند. یعنی ماگمای سازنده دیوریت‌ها در شرایط تقریباً عاری از تنش متبلور شده است و پس از تشکیل نیز تنش خاصی بر آن تحمیل نشده است. در دیوریت‌ها، از بین کانی‌های سیلیکاته مافیک (فرومنیزین) هورنبلند دارای بیشترین فراوانی می‌باشد.

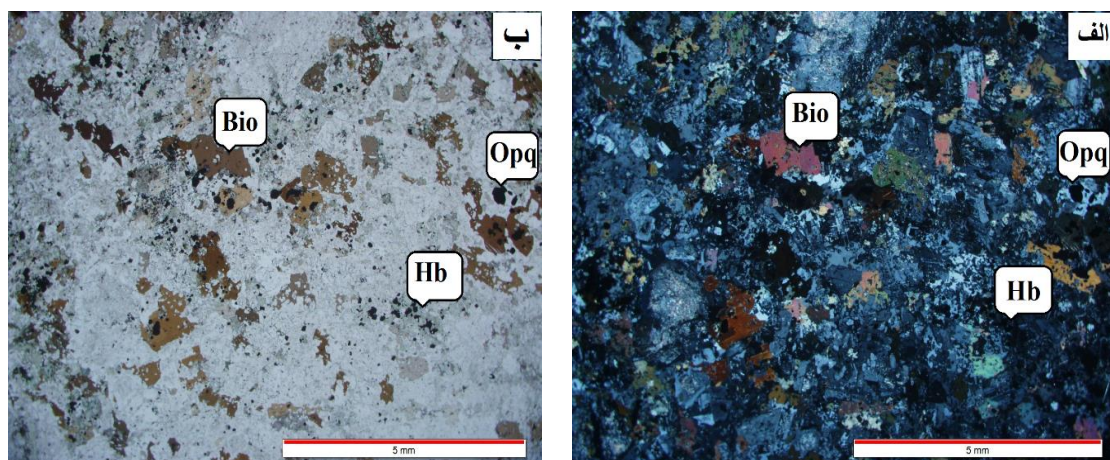
در شکل ۱-۳ - ج و د: نمونه‌ای از دیوریت‌ها دیده می‌شود که دارای مقادیر زیادی پلاژیوکلاز است و در مقابل دارای مقادیر کمی کوارتز می‌باشد که در مرز بین دانه‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند یافت می‌شوند و به صورت بی‌شکل ظاهر شده‌اند و فراوانی کوارتز در این سنگ‌ها، در مجموع کمتر از ۵ درصد است. این موضوع مبین رشد تأخیری کوارتز در مراحل پایانی تبلور ماگما می‌باشد. در این سنگ‌ها دانه‌هایی از کانی‌های اوپک که غالباً نیمه شکل‌دار هستند در مرز بین هورنبلند و پلاژیوکلاز یافت می‌شوند. آنها غالباً نیمه شکل‌دار هستند و می‌توان استنباط کرد که پس از تشکیل هورنبلند، بخشی از آهن موجود در ماگما به صورت مگنتیت یا تیتانو مگنتیت متبلور شده است. با وجود اینکه کوارتز دارای فراوانی کمی است ولی در برخی

نقاط همراه با ارتوز بافت گرافیکی زیبایی را در مقیاس بسیار کوچک (در حد چند صد میکرون) در این سنگ‌ها به نمایش گذاشته است. در تصویری که به کمک تیغه ژپس گرفته شده است (شکل ۳-۱-د) این موضوع به خوبی دیده می‌شود. کوارتزهای موجود در این سنگ‌ها، به طور موضعی بافت گرافیکی زیبایی نشان می‌دهند.



شکل ۳-۲- تصاویر میکروسکوپی نشان دهنده دگرسانی، هورنبلند به اپیدوت، کلسیت، کلریت و اسفن. در ضمن تورمالین به مقدار کم در این سنگ یافت می‌شود (در **XPL** تصویر سمت راست، **PPL** تصویر سمت چپ).

در شکل ۳-۲- تصویری از ویژگی‌های میکروسکوپی کوارتز دیوریت‌های دانه‌ریز نشان داده شده است. برخی از هورنبلندهای موجود در این نمونه‌ها به شدت کلریتی شده‌اند. علاوه بر کلریت، اپیدوت نیز در این سنگ‌ها یافت می‌شود، وجود همزمان کلریت و اپیدوت در مبحث زمین‌شناسی اقتصادی به دگرسانی پروپلیتی یا پروپلیتی‌شدن معروف است. در این سنگ‌ها به طور موضعی تورمالین با آرایش خورشیدی (در مقیاس کوچک - در مقیاس کمتر از یک میلیمتر دیده می‌شود (شکل ۳-۲-ب)).



شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت گرانولار (دانه‌ای) و مجموعه کانی‌های سازنده کوارتز-مونزودیوریت‌ها (در **XPL** تصویر سمت راست، **PPL** تصویر سمت چپ).

در شکل ۳-۳- تصویری از کوارتزمونزودیوریت را نشان می‌دهد، این سنگ حاوی مقدار زیادی بیوتیت، کانیهای اوپک و همچنین مقادیر کمی هورنبلند است. مگنتیت به صورت ادخال در بیوتیت و هورنبلند (به خصوص بیوتیت) دیده می‌شود و نشان دهنده نوعی همزمانی تبلور برای آنهاست. پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ همراه با کوارتز به صورت بین دانه‌ای رشد کرده‌اند و به دو دسته تقسیم می‌شوند، دسته اول: دانه درشت‌تر بوده و در سنگ به فراوانی یافت می‌شوند. دسته دوم: ریز-دانه می‌باشند و نشان دهنده رشد در شرایط دما و فشار متفاوت می‌باشد.

۳-۲-۲- گرانودیوریت‌ها

گرانودیوریت‌ها از سازندگان مهم توده نفوذی بجستان می‌باشند که معمولاً دارای رنگ سفید مایل به کرم یا خاکستری هستند و دارای ساخت فانریتیک و دانه‌ای می‌باشند. این سنگ‌ها در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت‌های دانه‌ای، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و گرافیکی هستند. کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها عبارتند از: کوارتز، ارتوز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند سبز. کانی‌های فرعی سازنده این سنگ‌ها نیز عبارتند از: مگنتیت، اسفن، آپاتیت و زیرکن.

کانی‌های اصلی

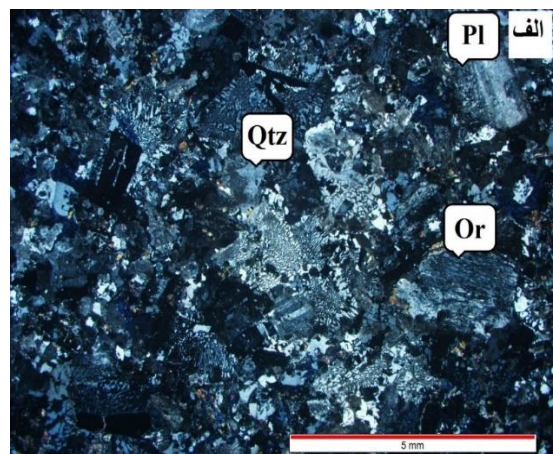
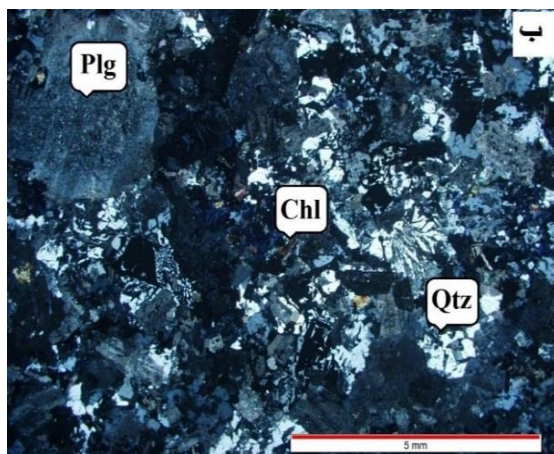
پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز یکی از بارزترین کانی‌های اصلی روشن موجود در گرانودیوریت‌ها است. این کانی به صورت شکل‌دار و گاه بی‌شکل در ابعاد مختلف در این سنگ‌ها یافت می‌شود. پلاژیوکلازها دارای ماکل تکراری و منطقه‌بندی ترکیبی هستند. پلاژیوکلازها غالباً سالم هستند و ندرتاً دگرسان شده‌اند.

کوارتز: این کانی پس از پلاژیوکلاز فراوانترین، تشکیل دهنده گرانودیوریت‌ها است. کوارتزها بی‌شکل و دارای خاموشی موجی ضعیفی می‌باشند. کوارتز پرکننده فضای بین پلاژیوکلاز و سایر کانی‌ها می‌باشد و اندازه آنها از ریز تا درشت متغیر است.

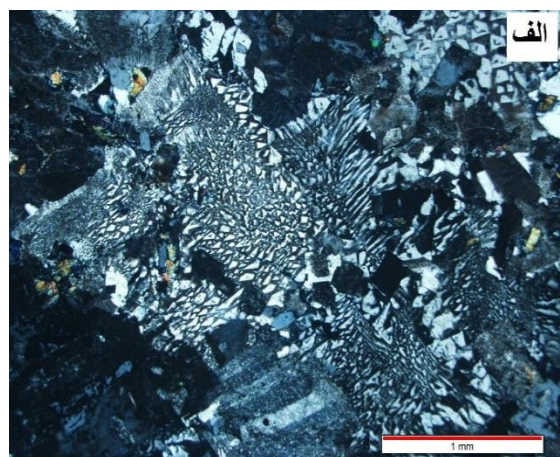
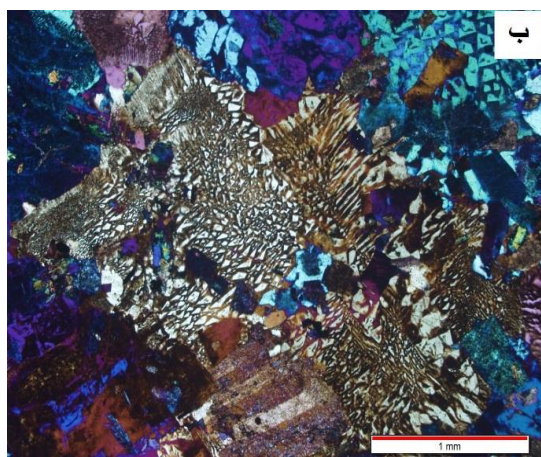
ارتوز: ارتوز عمدتاً به عنوان پرکننده فضای خالی بین سایرکانی‌ها است. ارتوزها دارای حالت پرتیتی و ماکل کارلسباد هستند، برخی از ارتوزها به کانی‌های رسی و کائولینیت تبدیل شده‌اند.

هورنبلند سبز: در گرانودیوریت‌ها، هورنبلند سبز به عنوان فراوان‌ترین کانی مافیک محسوب می‌شود. هورنبلند سبز معمولاً به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و با بلورهای ریز و درشت در متن سنگ دیده می‌شود. کوارتز، پلاژیوکلاز و کانی‌های اوپک به صورت ادخال در هورنبلند سبز دیده می‌شوند و به بروز بافت پوئی‌کیلیتیک یا غربالی منجر شده‌اند. هورنبلندهای سبز در برخی موارد به کلریت، اسفن و اپیدوت دگرسان شده‌اند.

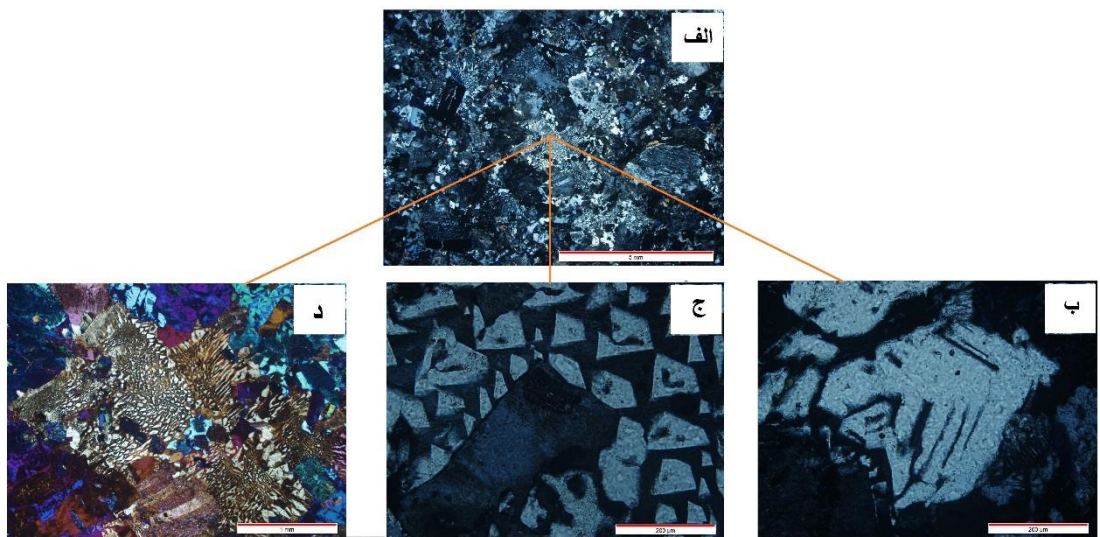
بیوتیت: بیوتیت یکی از کانی مافیک بارز موجود در گرانودیوریت‌ها است، در نور طبیعی قهوه‌ای و گاهی اوقات سبز زیتونی دیده می‌شوند و در نور پلاریزه قهوه‌ای رنگ دیده می‌شوند. این کانی چند رنگی شدید نشان می‌دهد و بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار است.



شکل ۳-۴- الف- تصویری از بافت گرافیکی در گرانودیوریت‌ها. ب- دگرسانی کلریتی و اپیدوتی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود، کوارتز سهم قابل توجهی از این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده است و همراه با ارتوز بافت گرافیکی زیبایی را به نمایش گذاشته اند (XPL).

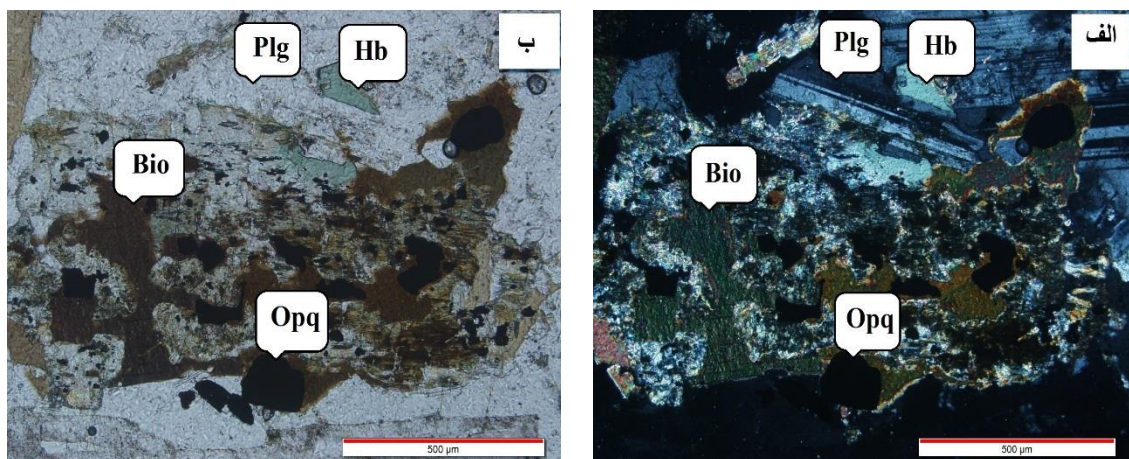


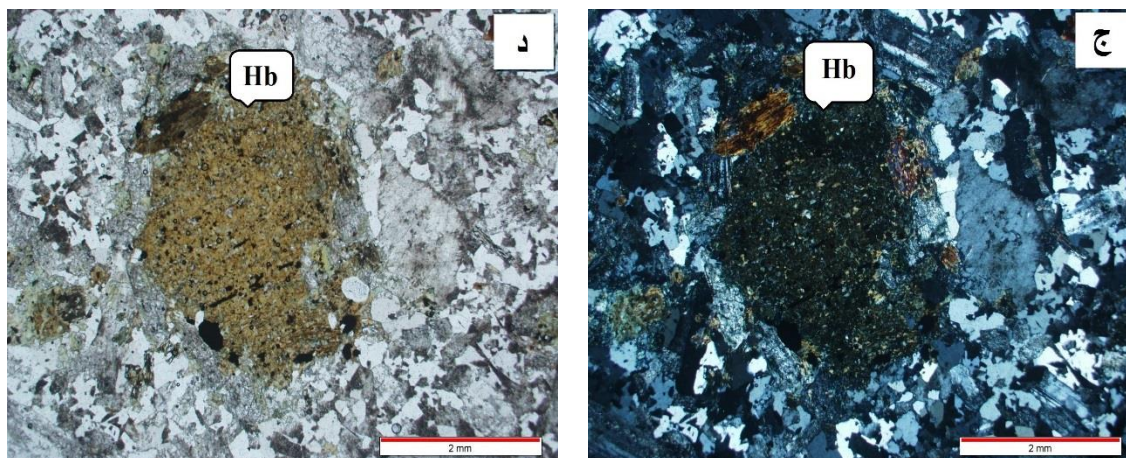
شکل ۳-۵- الف- تصاویر دیگری از بافت گرافیکی زیبا در گرانودیوریت‌ها. ب- بافت گرافیکی معرف برش بلورهای کوارتز در جهات مختلف می‌باشد که به ظهور اشکال مثلثی یا چندضلعی در برش آنها منجر شده است (تصویر سمت چپ با استفاده از تیغه ژپیس در نور پلاریزه متقاطع تهیه شده است).



شکل ۳-۶- تصاویر تفصیلی زیبا از بافت گرافیکی درگرانودیوریت (XPL).

شکل ۳-۶- تصاویری تفصیلی از بافت گرافیکی در گرانودیوریت‌ها نشان داده شده است. این بافت نشان دهنده هم‌رشدی کوارتز با آلکالی فلدسپار می باشد. در شکل ۳-۶- د تصویر میکروسکوپی با کمک تیغه ژئیس تهیه شده است، شکل چند وجهی بلورهای کوارتز، متناسب با سطح برش یا جهت برش آنها می باشد.





شکل ۳-۷- الف و ب- تصاویری میکروسکوپی از گرانودیوریت‌ها که نشان می‌دهد اکثر دانه‌های اوپک موجود در لخته‌های مافیک بی شکل هستند و زمان و فضای کافی برای رشد نداشته‌اند. ج و د- لخته‌های مافیک حاصل از تجمع و تبلور بلورهای هورنبلند سبز به ابعاد ۲ تا ۳ میلی‌متر را نشان می‌دهد. این سنگ بافت پورفیروئیدی نشان می‌دهد، و از حاشیه‌ی جنوبی توده نفوذی بجستان برداشت شده است. (در **XPL** تصاویر سمت راست، **PPL** تصاویر سمت چپ).

کانی‌های فرعی

اسفن: اسفن یکی از مهمترین و فراوانترین کانی‌های فرعی موجود در این گرانودیوریت‌ها است. اسفن به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل در ابعاد ریز تا درشت و به صورت پراکنده در این سنگ‌ها یافت می‌شوند. می‌توان اسفن‌ها را به دو نوع اولیه و ثانویه دسته‌بندی کرد، اسفن‌های اولیه غالباً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند و نسبت به انواع ثانویه غالباً دانه درشت‌تر بوده و به صورت ادخال در سایر کانی‌ها یافت می‌شود. اسفن‌های ثانویه بی‌شکل هستند.

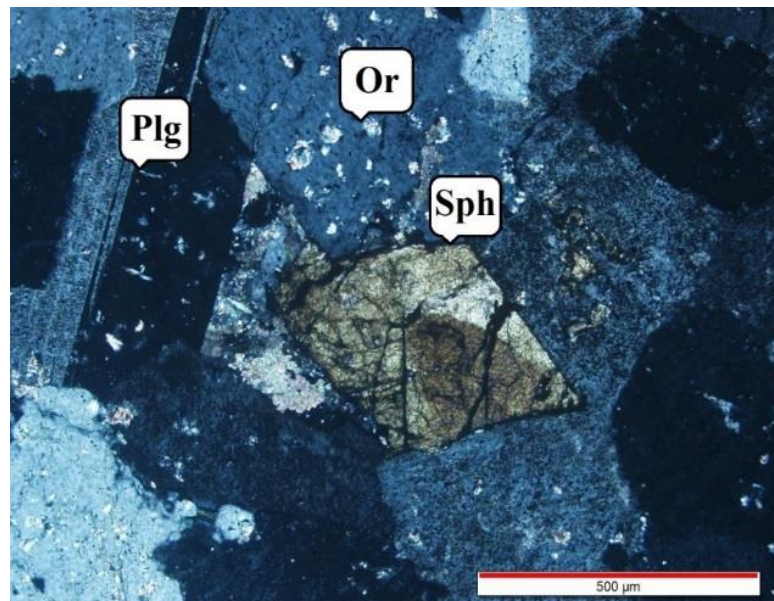
آپاتیت: آپاتیت به صورت بلورهای سوزنی شکل، کوچک و کشیده مشاهده می‌شود. آپاتیت به صورت ادخال در کانی‌های مختلف به ویژه در پلاژیوکلاز یافت می‌شود.

کانی‌های اوپک: این کانی‌ها به صورت میان دانه‌ای (یا بین دانه‌ای) و گاه به صورت ادخال مشاهده می‌شوند. کانی‌های اوپک موجود در این سنگ‌ها از نوع مگنتیت می‌باشند.

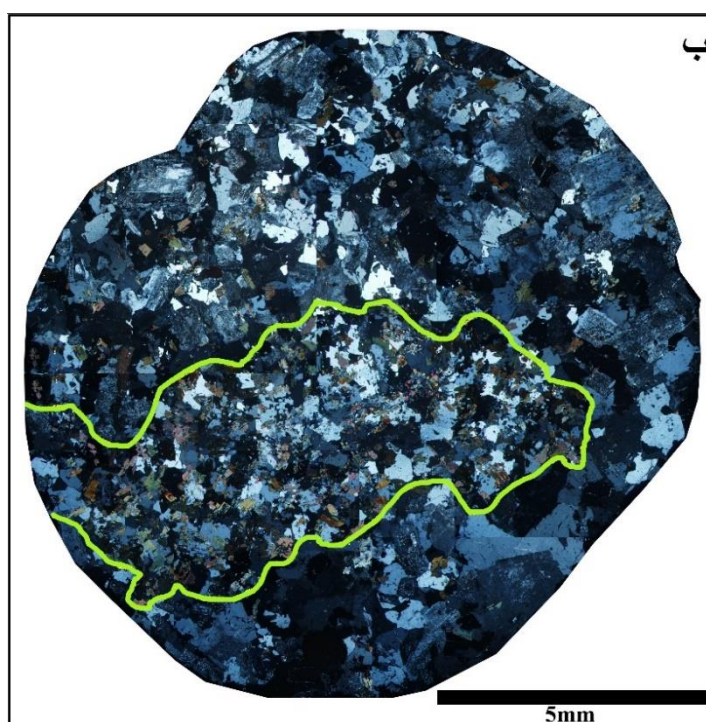
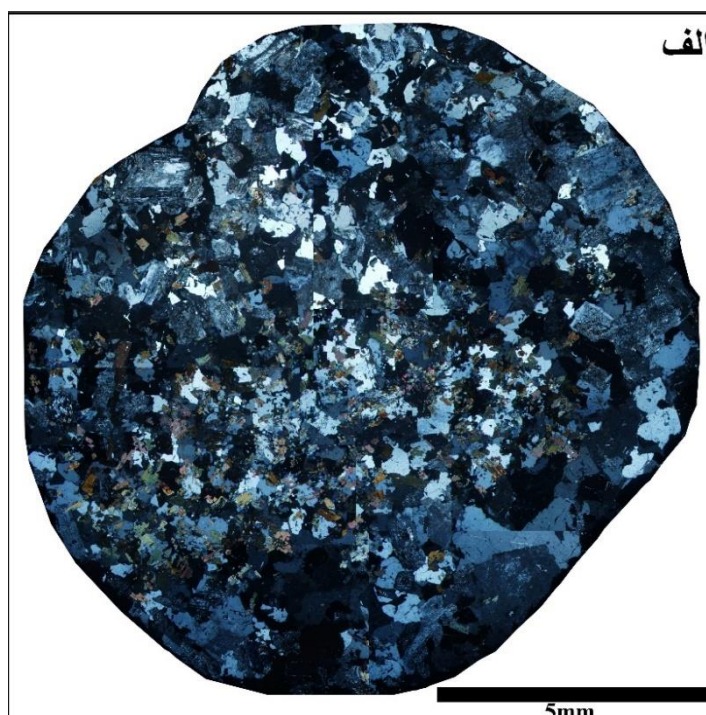
تورمالین: در بسیاری از نمونه‌های گرانودیوریتی، تورمالین مشاهده می‌شود. تورمالین‌ها در نورپلاریزه عادی به رنگ آبی تا قهوه‌ای و در نور پلاریزه متقاطع به رنگ‌های سبز متمایل به آبی و متمایل به بنفش دیده می‌شوند. چند رنگی معکوس و چند رنگی سبز و آبی از ویژگی‌های بارز آنها است.

کلریت: این کانی از دگرسانی هورنبلند سبز و بیوتیت حاصل شده است. در برخی نمونه‌های سنگی، هورنبلندها و بیوتیت‌ها به صورت جزئی (بخشی) یا کامل به کلریت تبدیل شده‌اند. تشکیل کلریت از بیوتیت، مستلزم خروج پتاسیم از بیوتیت است.

کلسیت: این کانی در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها ایجاد شده است. کلسیت به صورت پرکننده حفرات و درزه و شکستگی‌های موجود در سنگ مشاهده می‌شود.



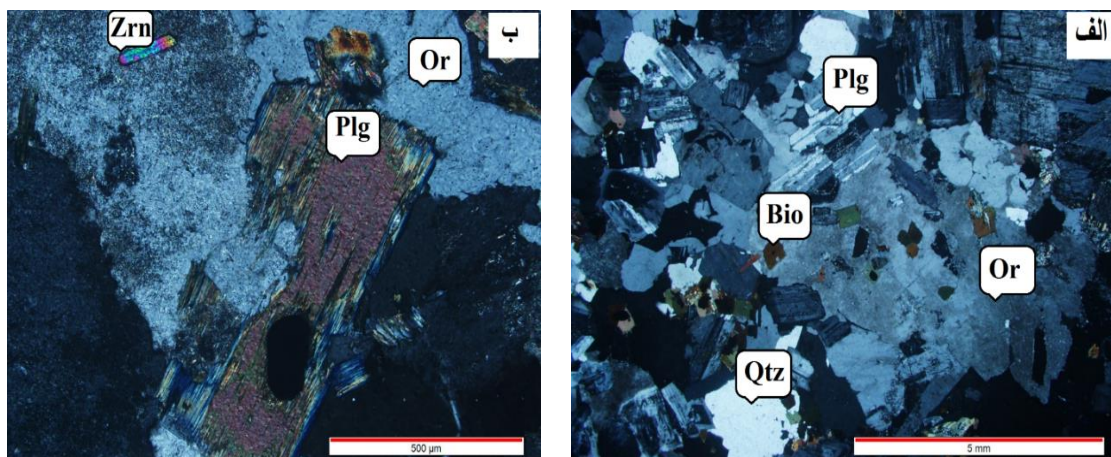
شکل ۳-۸- تصویری از وجود اسفن کاملاً شکل‌دار به عنوان کانی فرعی در گرانودیوریت‌ها (XPL).



شکل ۳-۹-الف- تصویر موزائیکی حاصل از الحاق ۱۵ تصویر، جهت نشان دادن بافت گرانولار (یا دانه‌ای) گرانودیوریت‌ها ب- همراه با آنکلاو میکروگرانولار مافیک (MME) که نسبت به سنگ دربرگیرنده: اولاً دانه‌ریزتر است و ثانیاً حاوی مقادیر قابل توجهی کانی‌های مافیک دانه‌ریز نظیر هورنبلند و بیوتیت می‌باشد. ثالثاً توجه نمایید که مرز بین آنکلاو و سنگ میزبان دارای وضعیت مواج و کنگره‌دار می‌باشد و نشان می‌دهد در زمان حضور یا اقامت آنکلاو در سنگ میزبان هر دو دارای دمای بالا و تقریباً شکل پذیر بوده‌اند.

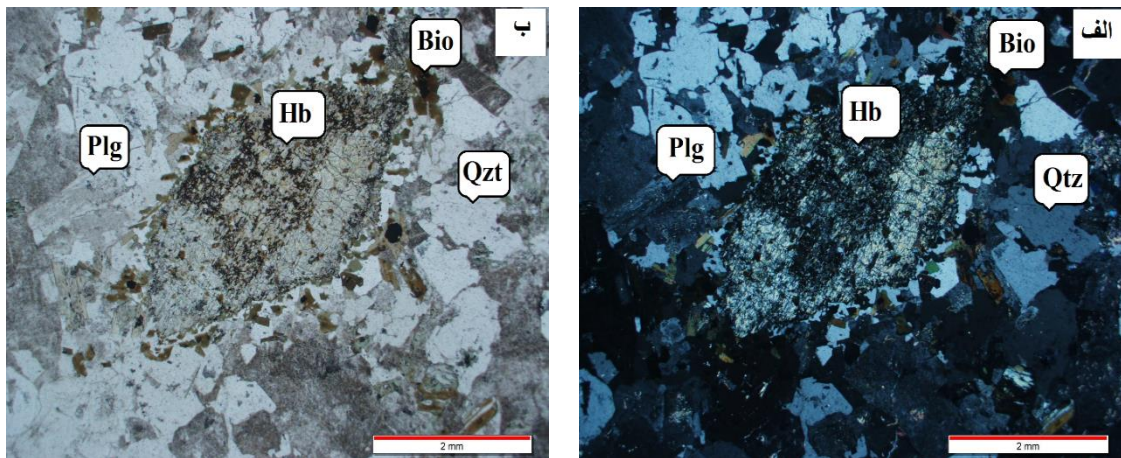
۳-۲-۳- مونزوگرانیت‌ها

این سنگ‌ها دارای بافت گرانولار هستند و بافت‌های گرانوفیری، میرمکیتی و گرافیکی نیز در آن‌ها مشاهده می‌شود. این سنگ‌ها دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، آلكالی فلدسپار، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند می‌باشند. کانی‌های فرعی آن‌ها عبارتند از: مگنتیت، اسفن، آپاتیت و زیرکن.



شکل ۳-۱۰- تصاویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت گرانولار در مونزوگرانیت‌ها، کانی‌های سازنده آن‌ها عبارتند از ارتوز، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند (XPL).

در شکل ۳-۱۰- الف و ب: تصاویری میکروسکوپی از ویژگی‌های بارز مونزوگرانیت نشان داده شده است. مونزوگرانیت با برتری نسبی ارتوز بر پلاژیوکلاز مشخص می‌گردند. آپاتیت به صورت پراکنده و زیرکن‌های نسبتاً بزرگ در این سنگ‌ها یافت می‌شود. ارتوز نسبت به پلاژیوکلاز به صورت یک کانی تأخیری رشد کرده است و پلاژیوکلاز دارای حاشیه خورده شده، می‌باشد. وقتی که مذاب غنی از پتاسیم است در مراحل تأخیری آماده تبلور ارتوز می‌شود پلاژیوکلازهایی را که قبلاً متبلور شده‌اند تحت تاثیر قرار می‌دهد، در واقع پلاژیوکلازها ناپایدار می‌شوند و از حاشیه‌ها دچار تحلیل رفتگی و خوردگی می‌شوند.



شکل ۳-۱۱- تصاویر میکروسکوپی نشان دهنده جانشینی کلسیت و کلریت بجای هورنبلند و تشکیل قالب کاذبی از این کانی (در **XPL** تصویر سمت راست، **PPL** تصویر سمت چپ).

۳-۲-۴- گرانیت‌ها، آلكالی فلدسپار گرانیت‌ها و گرانیت‌های پورفیری

گرانیت‌ها در چند نقطه از منطقه گسترش قابل توجهی دارند، آنها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن هستند و دانه‌های سیاه رنگ تورمالین به وضوح در آن قابل تشخیص است. گرانیت‌ها حاصل تفریق یافتگی گرانودیوریت‌ها می‌باشند و در نتیجه نسبت به گرانودیوریت‌ها از کانی‌های تیره کمتری برخوردار هستند. گرانیت‌ها در مقایسه با گرانودیوریت‌ها دارای رنگ روشن‌تری هستند و معمولاً ریزدانه‌تر هستند. گرانیت‌ها خود به دو گروه گرانیت و آلكالی فلدسپار گرانیت تقسیم‌بندی می‌شوند. گرانیت‌ها در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت دانه‌ای و در بعضی موارد بافت گرانوفیری و میکروگرافیکی هستند. کانی‌های ثانویه آنها شامل کلریت، سریسیت، اپیدوت و کانی‌های اوپک می‌باشد. بافت گرافیکی نشانه تبلور سریع و همزمان کوارتز و ارتوز از یک مذاب دمای پایین در عمق کم است. در ادامه تفریق ماگما و افزایش درصد ارتوز ترکیب ماگما از گرانیت به سمت آلكالی فلدسپات گرانیت تحول پیدا کرده است. گرانیت‌های پورفیروئیدی دارای درشت بلورهای ارتوز هستند. درشت بلورهای ارتوز به وضوح در نمونه‌های دستی دیده می‌شوند و اندازه آنها تا ۳ سانتیمتر نیز می‌رسد و در برخی موارد کاملاً شکل‌دار هستند. زمینه آنها حاوی ریزبلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و آلكالی فلدسپار می‌باشد. آنها دارای کانی‌های فرعی تورمالین و زیرکن هستند.

کانی های اصلی

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلازها دارای بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار هستند و ماکل پلی سنتتیک و منطقه بندی ترکیبی نشان می دهند. منطقه بندی در پلاژیوکلازها بیانگر نوعی عدم تعادل در حین تبلور و انجماد بلورهای پلاژیوکلاز است. این عدم تعادل می تواند در اثر تغییرات شرایط محلی تشکیل بلور ایجاد شود.

کوارتز: کوارتز پس از پلاژیوکلاز، فراوان ترین کانی موجود در گرانیت ها است. دانه های کوارتز به فراوانی در این گروه سنگی یافت می شوند و عمدتاً بی شکل و نیمه شکل دار هستند. بلورهای کوارتز در برخی موارد دارای خاموشی موجی بوده و خردشدگی کمی نشان می دهند. کوارتزها، فضای بین بلورها از جمله ارتوز و پلاژیوکلاز را پر کرده اند. برخی از کوارتزها با هم رشدی در کنار ارتوز، بافت گرافیکی زیبایی به وجود آورده اند. **ارتوز:** به صورت بین دانه ای یافت می شود و نیمه شکل دار تا بی شکل می باشد. برخی از دانه های ارتوز در اثر دگرسانی به کانی های رسی و سربیسیت تبدیل گردیده اند.

هورنبلند سبز: مهمترین کانی مافیک موجود در گرانیت ها است. هورنبلند سبز به ندرت به کلریت و کلسیت دگرسان شده است.

بیوتیت: از دیگر کانی های مافیک سازنده سنگ های گرانیتی است و اغلب در فضای بین پلاژیوکلازها رشد کرده است و عمدتاً ریز دانه و بی شکل هستند. بیوتیت ها گاهی به صورت غده و یا لخته نیز مشاهده می شوند. برخی از بیوتیت ها در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شده اند.

کانی های فرعی

مگنتیت: این کانی در ابعاد متوسط تا درشت به میزان متغیر و به صورت پراکنده و دانه ای در سنگ های گرانیتی توده گرانیتودیدی بجستان یافت می شود.

زیرکن: به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است و به مقدار کم و پراکنده، به همراه مگنتیت و آپاتیت در گرانیتهای یافت می‌شود.

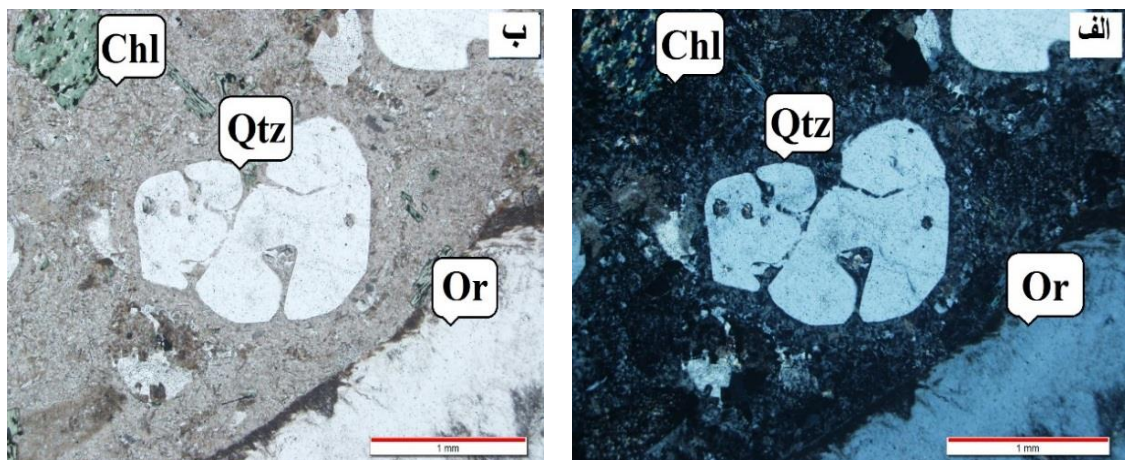
کانی‌های ثانویه

کلریت و کلسیت: کلریت در اثر دگرسانی هورنبلند سبز و بیوتیت به وجود آمده است. هورنبلندهای سبز در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شوند و در ضمن با آزاد شدن مقداری کلسیم، تیتانیم و آهن همراه بوده‌اند. این عناصر به همراه سیالات موجود در محیط، به تشکیل اسفندهای ثانویه، کلسیت، اپیدوت و اکسیدهای آهن ثانویه منجر شده‌اند. کلسیت اغلب حاصل دگرسانی پلاژیوکلازها و هورنبلند سبز است.

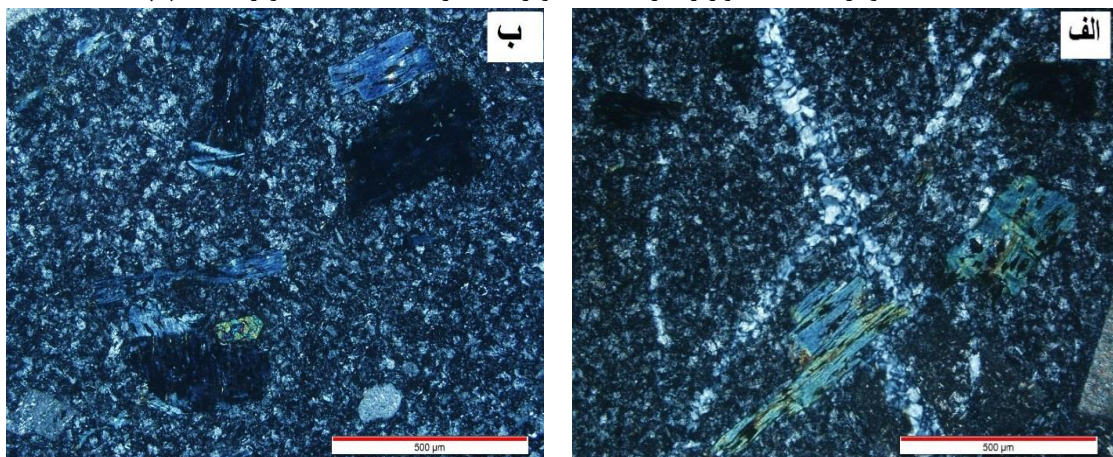
کانی‌های رسی و سربیسیت: در برخی از نمونه‌ها، پلاژیوکلاز و ارتوز به سربیسیت تبدیل شده‌اند. کانی‌های رسی، حاصل تجزیهٔ فلدسپارهای آلکالن بوده است.

۳-۲-۵- آپلیت‌ها

آخرین فاز تفریق یافته توده گرانیتهایی بجستان، آپلیت‌ها می‌باشند و به صورت رگه و رگچه (یا دایک)، گرانودیوریت‌ها و گرانیتهای را قطع کرده‌اند و ضخامت آن‌ها از چند سانتی‌متر تا چند متر متغیر است. رگه‌های آپلیتی بافت‌های دانه‌ای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل، گرافیکی و در برخی موارد خلیج خوردگی زیبایی را نشان می‌دهند. بافت خلیج خوردگی در فنوکریست‌های کوارتز به وضوح دیده می‌شود و معرف ناپایداری شرایط محیطی، در زمان تبلور آنها می‌باشد (به شکل ۳-۱۲ توجه نمایید). آپلیت‌های گرانیتهای دارای پلاژیوکلاز، ارتوز، کوارتز و هورنبلند سبز می‌باشند. پلاژیوکلاز معمولاً در آپلیت‌ها به صورت کشیده و خود-شکل، با ماکل پلی‌سینتتیک حضور دارند.



شکل ۳-۱۲- الف و ب- تصاویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت پورفیری در آپلیت‌ها همراه با خلیج خوردگی در فنوکریست‌های کوارتز (در **XPL** تصویر سمت راست، **PPL** تصویر سمت چپ).

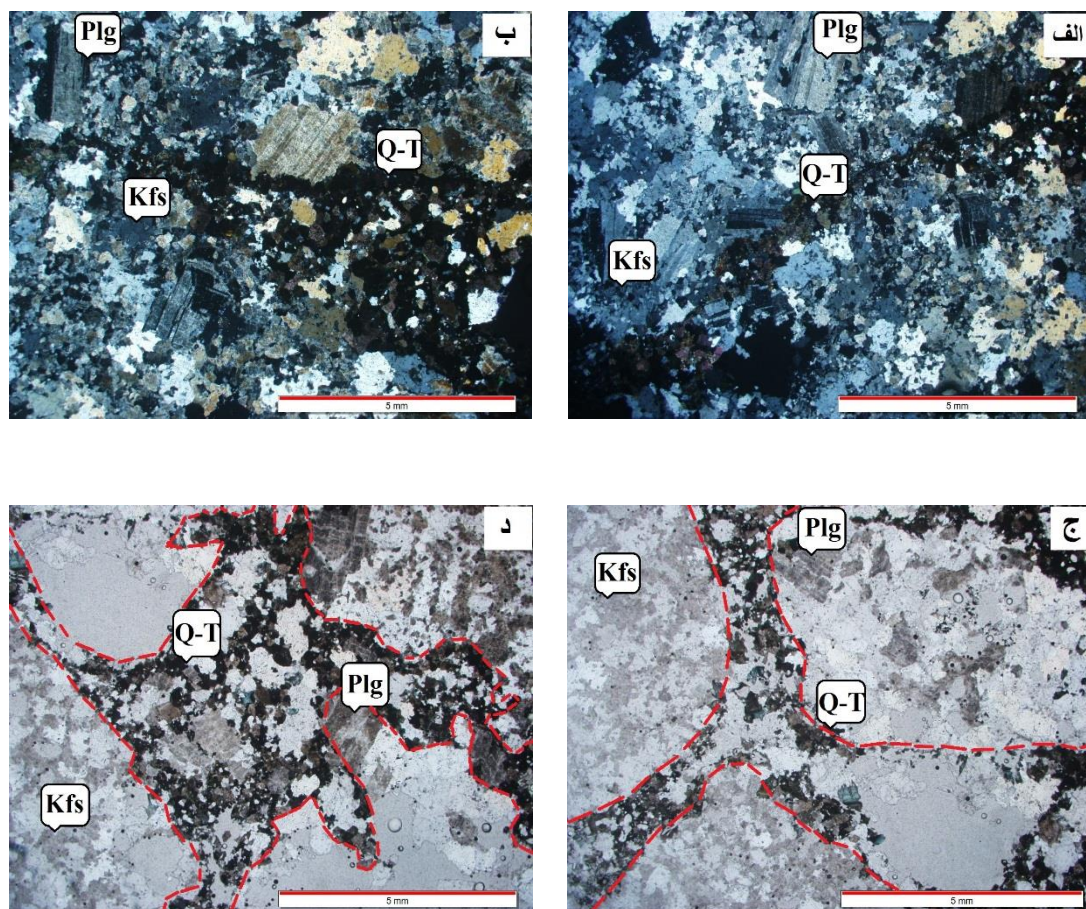


شکل ۳-۱۳- الف- تصویری از بافت میکروگرانولار متشکل از کوارتز و فلدسپار همراه با رگچه‌های نازکی از کوارتز که بصورت متقاطع این سنگ را قطع کرده‌اند. ب- علاوه بر دانه‌های ریز کوارتز، چند بلور ریز پلازیوکلاز دگرسان شده (بخش‌های کدرتر) و چند عدد بلور هورنبلند کلریتی شده در این سنگ مشاهده می‌شود (**XPL**).

۳-۲-۶- رگه‌های کوارتز- تورمالین (تورمالینیت‌ها)

همانطور که در فصل دوم اشاره شده است یکی از واحدهای سنگی جالب رخمون یافته همراه با توده گرانیتوئیدی بجستان، رگه‌های کوارتز- تورمالینی می‌باشند. از آنجایی که در بسیاری موارد مقدار تورمالین در رگه‌های کوارتز- تورمالین، بیش از ۱۵ درصد می‌باشد، می‌توان به آنها تورمالینیت نیز گفت. رگه‌های کوارتز- تورمالین در نمونه دستی معمولاً به رنگ سیاه دیده می‌شود. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این

سنگ‌ها کوارتز، ارتوز و تورمالین است، تورمالین‌های سوزنی شکل بر روی کانی‌های دیگر رشد کرده است. در شکل ۳-۱۴ تصاویری از کوارتز- تورمالین‌ها نشان داده شده است. مقدار کمی کانی اوپک همراه دیگر سازندگان رگه‌های کوارتز- تورمالین در آنها یافت می‌شود.



شکل ۳-۱۴- الف و ب- تصاویر میکروسکوپی از رگه‌های کوارتز- تورمالین (در نور پلاریزه متقاطع). دانه‌های تورمالین غالباً ریز هستند. در دانه‌های اندکی بزرگتر پلی کروئیسیم (چند رنگی) دیده می‌شود. ج و د- تصویری از رگه‌های متقاطع کوارتز- تورمالینی. در محل الحاق شکستگی‌ها، تورمالین از تمرکز بیشتری برخوردار است (در XPL تصاویر بالا ، PPL تصاویر پایین).



شکل ۳-۱۵- تصاویری از نمونه‌های دستی سنگ‌های مونزوگرانیته‌ها که گرهک‌های حاوی تورمالین‌ها در آن‌ها به وضوح دیده می‌شود.

۳-۲-۷- دایک‌ها

دایک‌های موجود در منطقه به دو دسته دایک‌های اسیدی و حدواسط تقسیم بندی می‌شوند. دایک‌ها معمولاً به رنگ سبز دیده می‌شوند. طول و عرض دایک‌ها بسیار متفاوت است و از چند متر تا بیش از چندین کیلومتر می‌رسد. دایک‌های اسیدی، دارای ترکیب آپلیتی بوده و بافت پورفیری با زمینه دانه ریز دارند و در ضمن بافت‌های غیر تعادلی مثل بافت خوردگی و حاشیه خلیجی در بلورهای کوارتز در بعضی نمونه‌های آنها دیده می‌شود.

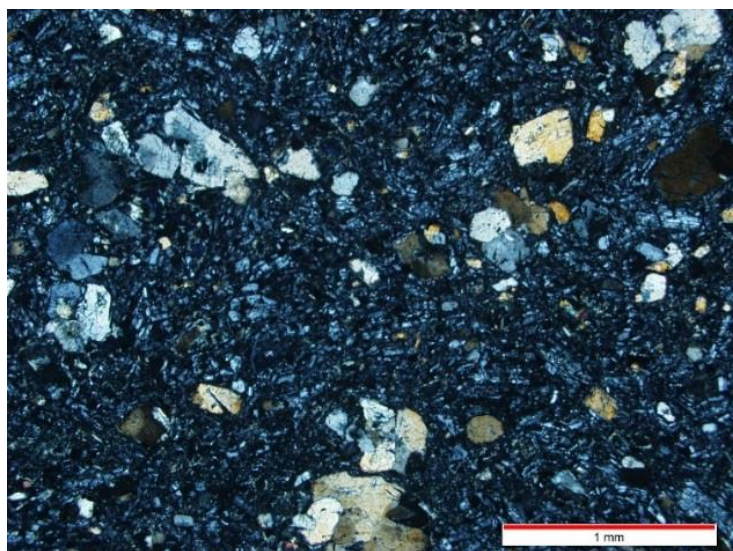


شکل ۳-۱۶- الف- تصویری از یک دایک تراکی آندزیتی دارای فنوکریست‌های ارتوز که گرانودیوریت‌ها را قطع کرده است. ب- نمایی نزدیکی از درشت بلورهای ارتوز در دایک تراکی آندزیتی را نشان می‌دهد.

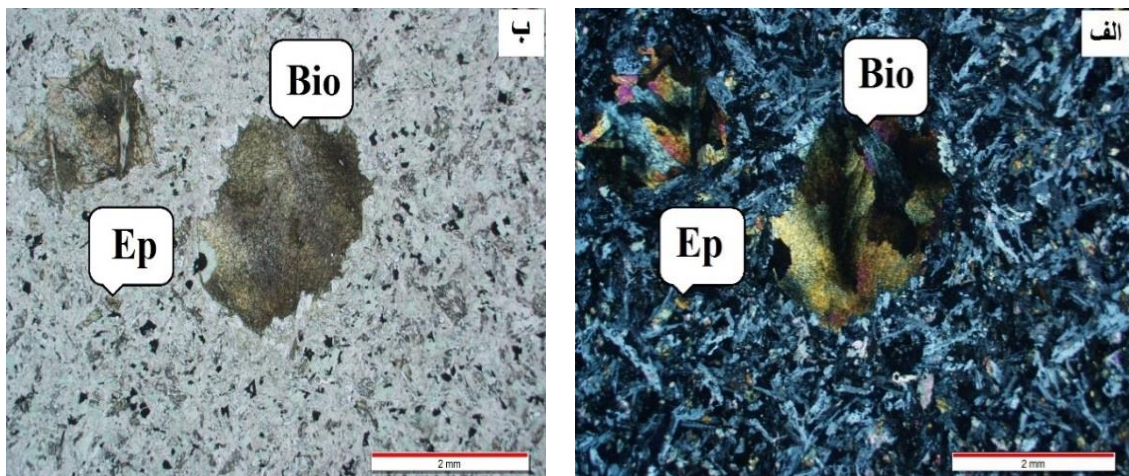
هورنبلند سبز: فراوان‌ترین کانی تشکیل دهنده دایک‌های تراکی آندزیتی، هورنبلند سبز می‌باشد. بلورهای هورنبلند سبز شکل دار تا نیمه شکل دار هستند و به صورت کشیده و تجمعات دانه ریز دیده می‌شوند. برخی از بلورهای هورنبلند سبز در اثر دگرسانی به کلریت و اسفن و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند.

پلاژیوکلاز: بعد از هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز دومین و مهمترین کانی تشکیل دهنده دایک‌های آندزیتی است. این کانی غالباً به صورت شکل دار دیده می‌شود و دارای ماکل پلی‌سنتتیک و منطقه‌بندی ترکیبی است. پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی به کلسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند.

ارتوز: در برخی از دایک‌ها، فنوکریست‌های ارتوز (حتی در نمونه دستی) به وضوح دیده می‌شوند. بنابراین می‌توان ترکیبی تراکی آندزیتی برای آنها در نظر گرفت. دایک‌هایی با چنین ویژگی‌هایی در شمال جاده بجستان - گناباد، گرانودیوریت‌ها را قطع کرده‌اند.



شکل ۳-۱۷- تصویری از بافت پورفیری در دایک‌های آندزیتی که با حضور درشت بلورهای هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز مشخص می‌شود (XPL).



شکل ۳-۱۸- تصاویری از ویژگی میکروسکوپی دایک‌های آندزیتی (در XPL تصویر سمت راست، PPL تصویر سمت چپ)، الف و ب- نشان دهنده بافت میکروگرانولار همراه با بادامک‌های پر شده توسط اپیدوت به ابعاد ۰/۵-۲ میلی‌متر می‌باشند. در تصویر الف- اپیدوت با برجستگی بالا و رنگ زرد روشن به صورت دانه‌های ریز فراوان دیده می‌شود. در تصویر ب کلریتی شدن در متن سنگ قابل مشاهده است

کانی‌های فرعی

آپاتیت: آپاتیت به صورت ادخال در پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز یافت می‌شود.

کانی‌های اوپک: دانه‌های اوپک معمولاً در فضای خالی بین پلاژیوکلازها و هورنبلندهای سبز یافت می‌شوند، بسیار ریزدانه هستند و معمولاً از نوع تیتانومگنتیت هستند.

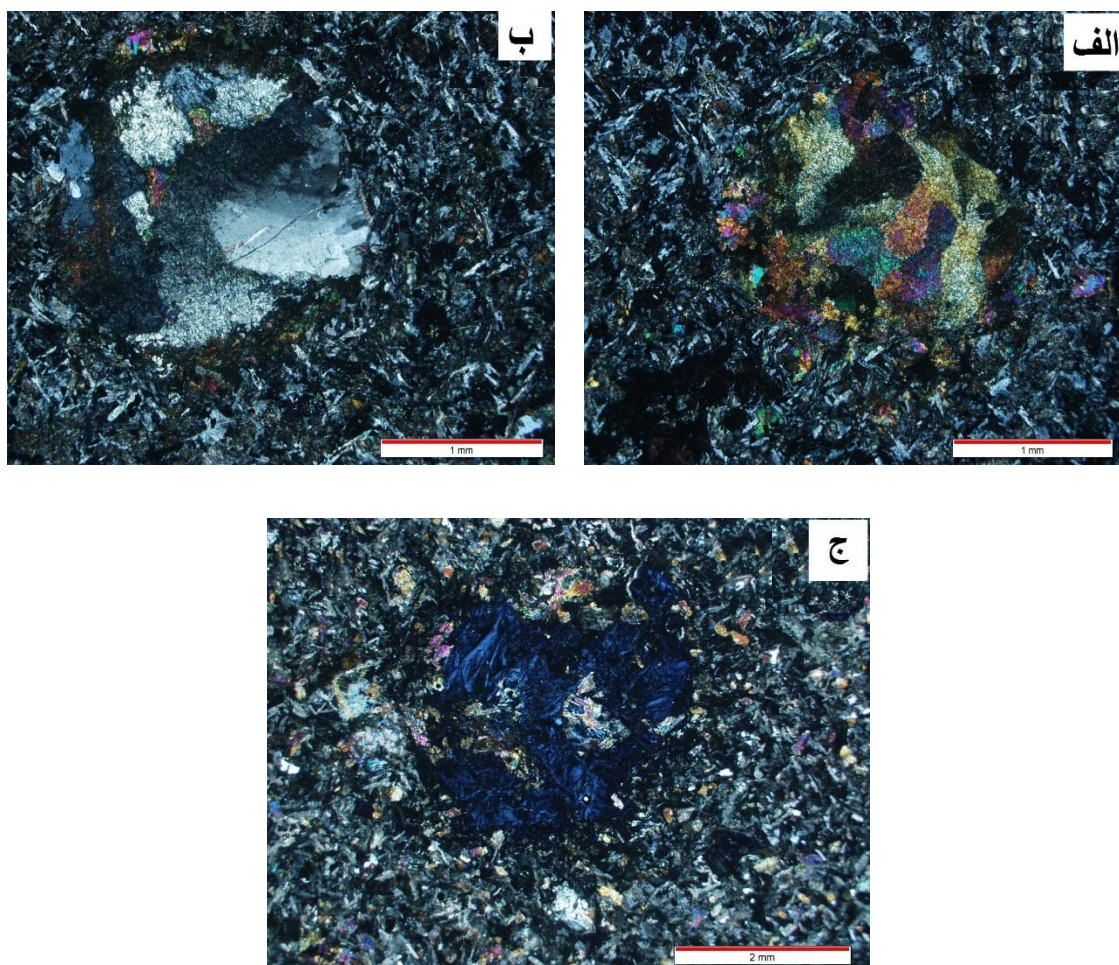
کانی‌های ثانویه

اسفن: اسفن‌های ثانویه به صورت ریزدانه و بی‌شکل هستند و به صورت ادخال در هورنبلند سبز دیده می‌شوند. کلسیم لازم برای تشکیل اسفن از تخریب سایر کانی‌های کلسیم دار نظیر هورنبلند و پلاژیوکلاز فراهم شده است.

کلریت: کلریت در اثر دگرسانی هورنبلند سبز تشکیل شده است. کلریت فراوان‌ترین کانی ثانویه موجود در دایک‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی است و در اثر حضور سیالات آبدار در این دایک‌ها تشکیل شده است.

اپیدوت: اپیدوت از دگرسانی هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز تشکیل شده است و در ضمن به صورت پوشش سطحی بر روی درزه‌ها و شکستگی‌ها دیده می‌شود.

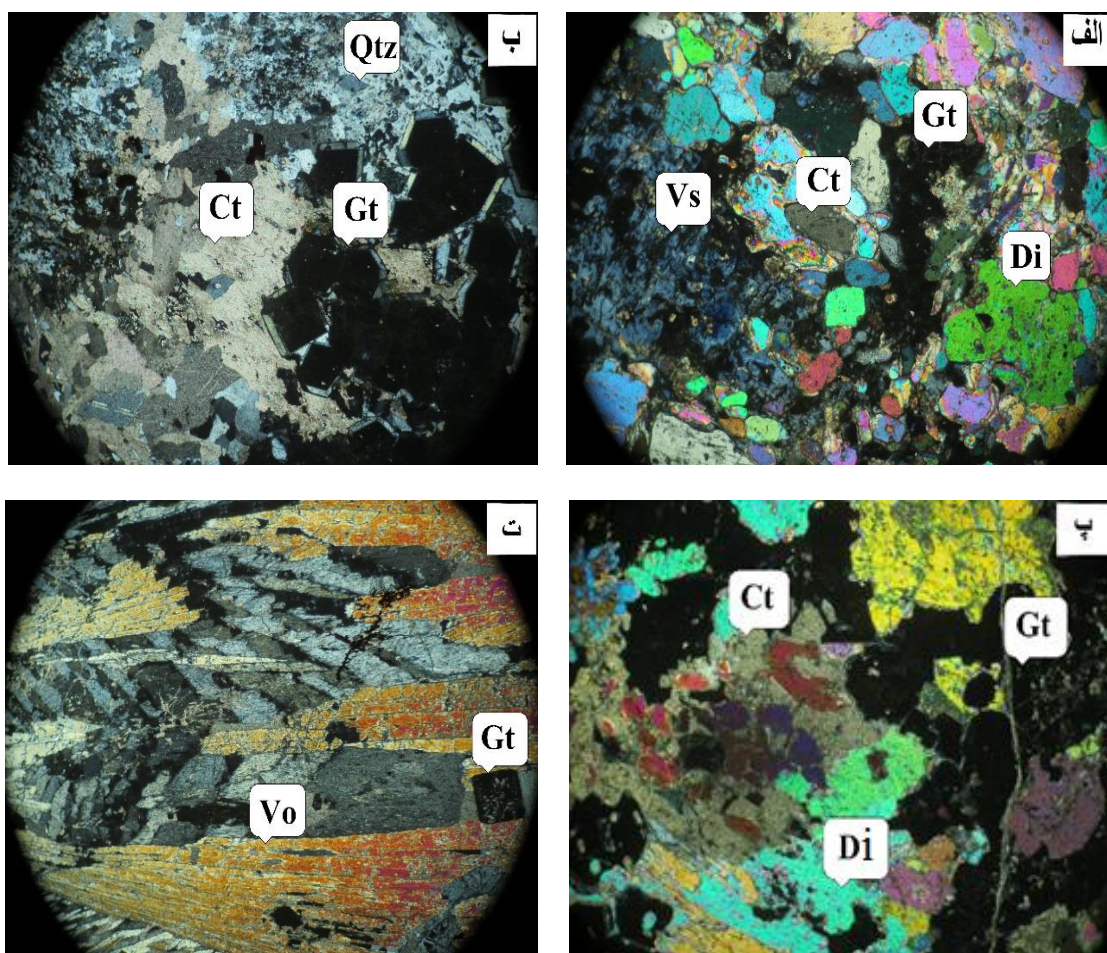
کلسیت: کلسیت‌ها در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز تشکیل شده‌اند و معرف حضور CO_2 در محیط وقوع دگرسانی می‌باشند.



شکل ۳-۱۹- تصاویر میکروسکوپی نشان دهنده ویژگی‌های بارز دایک‌های آندزیتی (XPL)، تصاویر الف و ب که نشان می‌دهند که این نمونه حاوی گویچه‌ها یا گلبول‌هایی از ماگمای قبلاً تبلور یافته است که نسبت به سنگ دربرگیرنده دانه درشت تر هستند (و متشکل از پیروکسن و پلاژیوکلاز می‌باشند). بعضی از حفرات نیز بطور کامل توسط اپیدوت پر شده‌اند. ج _ تصویری از یک حفره پر شده توسط کلریت.

۳-۲-۸- اسکارنها

اسکارنها دارای ساخت و بافت گرانوبلاستی و به ندرت لایه‌ای (حالتی از ساخت سنگ اولیه را نشان می‌دهد) می‌باشند. مجموعه کانی‌های کالک سیلیکاته سازنده اسکارنها شامل گارنت، ولاستونیت، دیوپسید و اپیدوت می‌باشند. از مشخصات اساسی اسکارنها بجزستان فراوانی گارنت‌های دارای منطقه‌بندی ترکیبی است. گارنت یکی از مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی‌های سازنده این اسکارنهاست و اندازه آن‌ها از ۰/۵ تا حدود ۲ میلی‌متر است. گارنت‌ها از نوع کلسیم‌دار هستند و به نظر می‌رسد غالباً دارای ترکیب گراسولار تا آندرادیت می‌باشند. بافت‌های گرانوبلاستی، پورفیروبلاست و پوئیکیلوبلاستی در این اسکارنها دیده می‌شود.



شکل ۳-۲۰- تصاویری از بافت گرانولار و پورفیروبلاستی در اسکارنها، کانی‌های تشکیل دهنده اسکارنها عبارتند از: گارنت، پیروکسن (دیوپسید)، کوارتز، کلریت، کلسیت و اپیدوت (XPL).

شکل ۳-۲۰- الف- تصویری از بافت گرانوبلاستی اسکارن‌های دارای مجموعه کانیاپی دیوپسید، گارنت، و وزویانیت و کلسیت را نشان می‌دهد. شکل ۳-۲۰- ب- تصویری از حضور گارنت‌های شکل‌دار و دارای منطقه‌بندی ترکیبی در اسکارن‌های بجستان را نشان می‌دهد. علاوه بر گارنت مقادیری کلسیت و کوارتز نیز در این اسکارن‌ها دیده می‌شود. در شکل ۳-۲۰- پ- مجموعه کانیاپی حاوی گارنت، دیوپسید و کلسیت مشاهده می‌شود و در تصویر ت- حضور گارنت و ولاستونیت در اسکارن‌های منطقه علی آباد (شمال توده گرانیته‌بندی بجستان) به وضوح مشاهده می‌شود.

۳-۲-۹- نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی

کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های توده گرانیته‌بندی بجستان عبارتند از: پلاژیوکلاز، ارتوز، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند.

کانی‌های فرعی شامل: تورمالین، مگنتیت، زیرکن، آپاتیت و اسفن اولیه.

کانی‌های ثانویه شامل: اسفن ثانویه، اپیدوت، کلسیت، کلریت، کلینوزوئیزیت، کانی‌های رسی و سیرسیت. سنگ‌های سازنده این توده نفوذی دارای بافت دانه‌ای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، گرافیکی و پورفیروئیدی هستند.

بر اساس مطالعات پتروگرافی صورت گرفته، توده نفوذی بجستان دارای طیف ترکیبی دیوریت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیتی است. گرانودیوریت‌ها و مونزوگرانیت‌ها فراوانترین واحد سنگی سازنده این توده نفوذی محسوب می‌شوند. تورمالین به صورت دانه‌های پراکنده یا تجمعات موضعی و یا رگه-رگچه‌ها در بیشتر واحدهای سنگی (به استثناء دایک‌ها) مشاهده می‌شوند. اسکارن‌های منطقه بجستان دارای کانی‌های گارنت، ولاستونیت، دیوپسید و اپیدوت می‌باشد. و بافت‌های گرانوبلاستی، پورفیروبلاستی و پوئی کیلوبلاستی دارند. بر اساس مجموعه‌های کانیاپی این سنگ‌ها، دما و فشار دگرگونی مجاورتی در حد رخساره پیروکسن- هورنفلس و هورنبلند- هورنفلس بوده است.

کلیه سنگ‌های مورد مطالعه دارای فابریک ماگمایی تا ساب‌ماگمایی می‌باشند و ماگمای سازنده این سنگ‌ها در یک محیط عاری از تنش یا کم تنش متبلور شده است.



فصل چهارم

روش کار

۴-۱- مقدمه

گرانیتوئیدها به عنوان یک گروه سنگی مهم از دیرباز از جنبه‌های مختلف نظیر ژئوشیمی، پتروگرافی و پتروژنز مورد مطالعه قرار گرفته‌اند و در هفتاد سال اخیر مطالعه فابریک‌های مغناطیسی به روش AMS نیز به صورت گسترده بر روی آنها انجام شده و در حال انجام است از آن جمله می‌توان به نیوس و همکاران^۱، ۲۰۰۳؛ آیدین و همکاران^۲، ۲۰۰۷؛ تروبا^۳ و همکاران، ۲۰۰۹؛ مجیومدر^۴ و همکاران، ۲۰۰۹؛ اسکایتا^۵ و همکاران، ۲۰۱۰؛ بورادایل^۶ و همکاران، ۲۰۱۰؛ زک^۷ و همکاران، ۲۰۱۱؛ بورادایل و همکاران، ۲۰۱۲؛ شوپا و همکاران ۲۰۱۵؛ بات و همکاران ۲۰۱۷؛ زاودا و همکاران، ۲۰۱۷؛ عثمان و همکاران ۲۰۱۸؛ موندال و همکاران ۲۰۱۸؛ داس و همکاران ۲۰۱۹؛ اشاره کرد.

روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)، یکی از روش‌های مطالعاتی است که بر اساس اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی و تحلیل فابریک‌های مغناطیسی نمونه‌های سنگی استوار می‌باشد (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی که در میدان مغناطیسی با شدت پایین اندازه‌گیری می‌شود، قوی‌ترین ابزار برای شناسایی فابریک‌های مغناطیسی سنگ‌های گرانیتی به شمار می‌آید. این روش در شاخه‌های مختلف علوم زمین به‌ویژه مطالعه سازوکار و جایگیری توده‌های آذرین نفوذی

1- Neves

2-Aydin

3- Trubac

4- Majumder

5- Skytta

6- Borradaile

7- Zak

8- Bhatt

9- Otmane

10- Mondal

11- Schopa

12- Zavada

13- Das

مورد استفاده قرار می‌گیرد و توسعه کاربرد آن در سایر شاخه‌های علوم زمین از جمله مطالعه عناصر ساختاری، فابریک‌های دگرگونی و مطالعات زیست محیطی روز به روز در حال پیشرفت است. ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی سنگ‌ها به وسیله وجود و نحوه توزیع کانی‌های دارای خواص مغناطیسی، کنترل می‌شود، بنابراین روش AMS اطلاعات ارزشمندی در مورد پذیرفتاری مغناطیسی حامل‌های مغناطیسی و نحوه توزیع و آرایش آن‌ها ارائه می‌دهد (جزک^۱ 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 قابل‌رؤیت هستند، تعیین کرد (نابا^۲ و همکاران، ۲۰۰۳؛ تالبوت^۳ و همکاران، ۲۰۰۵). در گذشته، برای مشخص کردن مدل جایگیری توده‌های نفوذی از یک سری روش‌های خاص، نظیر اندازه‌گیری ساخت‌های بزرگ مقیاس مثل خطوارگی و برگوارگی های قابل رؤیت در توده‌های نفوذی استفاده می‌شد (پانوزو و هیلبرونر^۴، ۱۹۹۲، لونو^۵ و همکاران، ۱۹۹۴).

مزیت‌های روش فابریک‌های مغناطیسی نسبت به دیگر روش‌های تحلیل فابریک سنگ‌های موجود، وضوح و سرعت عمل بسیار بالا، مقرون به صرفه بودن از لحاظ اقتصادی و از همه مهم‌تر اجرای نظام‌مند آن بر روی کل رخنمون توده‌های نفوذی می‌باشد (تارلینگ^۶ و هرودا، ۱۹۹۳). البته باید گفته شود، در عمل مشکلاتی نظیر دگرسانی، مورفولوژی، سخت گذر بودن منطقه، مشکلات مالی و گاه خرابی موتور مغزه‌گیر، خرابی دستگاه سنجش پذیرفتاری مغناطیسی و وسایل نقلیه همیشه گریبان‌گیر این نوع کارهای تحقیقاتی است.

1- Jezek

2- Naba

3- Talbot

4- Panozzo & Heilbronner

5- Launeau

6- Tarling

7- clous

8- Bouchez

9- Guillet

۴-۲- تاریخچه مطالعات فابریک مغناطیس

مطالعه ساختار داخلی گرانیت‌ها از چند دهه قبل تا کنون مورد بررسی قرار گرفته است (کلوس^۱ ۱۹۳۲). این مطالعات به بررسی جایگیری و تغییر شکل توده‌های نفوذی معطوف شده است (بوشه^۲، ۱۹۸۱؛ گیل^۳ و همکاران، ۱۹۸۵). امروزه روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) جایگاه ویژه‌ای در تعیین سازوکار و مدل جایگیری توده‌های نفوذی از جمله توده‌های گرانیتی و گرانودیوریتی دارد و بر پایه مطالعه فابریک‌های مغناطیسی استوار است (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳).

مطالعات فابریک مغناطیس در ایران دارای قدمتی بیش از ۲۰ سال می‌باشد. این مطالعات در ابتدا توسط دانشجویان دکتری در آزمایشگاه‌های خارج از کشور نظیر دانشگاه تولوز فرانسه و زوریخ سوئیس انجام شده است، که نتایج آن‌ها در قلمقاش (۱۳۸۱)، صادقیان (۱۳۸۳)، شیبی (۱۳۸۸)، احد نژاد (۱۳۸۹)، صادقیان (۲۰۰۵)، اسماعیلی و همکاران (۲۰۰۷)، قلمقاش و همکاران (۲۰۰۹) و ... چاپ و منتشر شده است. پس از فراهم شدن امکانات آزمایشگاهی در آزمایشگاه محیط و دیرینه‌مغناطیس در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۵) و آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۸۶)، امکان انجام مطالعه فابریک‌های مغناطیسی و دیرینه‌مغناطیس در ایران فراهم شد. از آن پس مطالعات گسترده‌ای در ارتباط با فابریک مغناطیسی سنگ‌های آذرین و دگرگونی صورت گرفته است که از آن جمله می‌توان به گوانجی (۱۳۸۹)، میرزایی (۱۳۸۹)، شکاری (۱۳۹۰)، بدلو (۱۳۹۰)، محمودی (۱۳۹۰)، چکنی‌مقدم (۱۳۹۱)، مجیدی (۱۳۹۲)، پورعلیزاده (۱۳۹۲)، حمیدی (۱۳۹۲)، ساکی (۱۳۹۲)، اصلانی (۱۳۹۳)، سیفی‌وند (۱۳۹۵)، محمدی (۱۳۹۵)، رحیمی (۱۳۹۶)، عابدینی (۱۳۹۶)، اسکندری (۱۳۹۶)، شبستر (۱۳۹۶)، فضیلت (۱۳۹۷) و آقاجانی (۱۳۹۸) اشاره کرد.

۴-۳- کاربردهای مطالعه فابریک های مغناطیسی

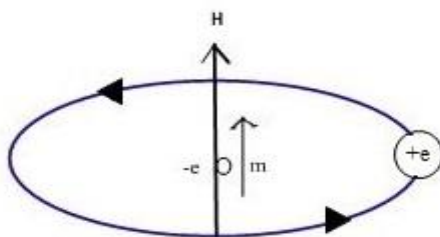
سابقه این تکنیک به سال ۱۹۴۹ می‌رسد، در آن سال گراهام مقاله‌ای با عنوان "استفاده از ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی به عنوان یک عامل یا راهنمای پتروفابریکی" منتشر نمود و این تکنیک را به عنوان یک ابزار پتروفابریکی سریع حساس و دقیق معرفی کرد.

از جمله کاربردهای اندازه‌گیری ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی می‌توان به مطالعه پتروفابریک سنگ‌ها اشاره کرد که با شناخت کانی‌های سنگ‌ها و مشخصات ناهمسانگردی مغناطیسی آن‌ها امکان‌پذیر می‌گردد و همچنین برای تجزیه و تحلیل الگوهای کرنش در مقیاس ناحیه‌ای و در سنگ‌هایی که فابریک در آن‌ها به سختی قابل تشخیص است (مثل برخی از گرانیتوئیدها) به عنوان یک ابزار قدرتمند به شمار می‌رود (مونیکا و همکاران، ۲۰۱۰). ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) روش جدیدی است که دریچه‌ای جدیدی را در مطالعه تعیین الگوی جایگیری توده‌های نفوذی و بررسی ساختار آن‌ها گشوده است. در واقع AMS یک ابزار پتروفابریکی است که بررسی توزیع جهات آرایش کانی‌ها و فابریک‌های ریز مقیاس را در یک نمونه فراهم می‌کند؛ بنابراین AMS برای زمین‌شناسی ساختمانی یک ابزار بی‌نظیر به شمار می‌رود. زیرا زمین‌شناسی ساختاری مستلزم تعیین محورهای کرنش نهایی یا جریان حالت جامد از جهت‌گیری بلورها یا جهت‌گیری شکل دانه‌ها است که با این روش قابل دستیابی است (بوشه و همکاران، ۲۰۰۲). روش AMS به دلایل زیر، کاربران زیادی را در محدوده علوم زمین به خود جذب کرده است (بوشه و همکاران، ۱۹۹۲).

- توانایی کاربردی گسترده برای بسیاری از سنگ‌ها و حتی رسوبات نرم.
- حساسیت بالا، به‌گونه‌ای که در این روش، فابریک‌های موجود در سنگ‌های به ظاهر همسانگرد همگن نیز قابل مطالعه و اندازه‌گیری هستند.
- عملکرد سریع، به طوری که بررسی‌های سریع آماری و نقشه‌برداری ساخت‌ها را امکان‌پذیر می‌سازد.
- کاربرد کمی و نیمه کمی برحسب ساخت، شدت دگرشکلی، تقارن و یا عدم تقارن آنها.
- به‌کارگیری آن به‌عنوان ابزاری جدید برای تفسیرهای دیرینه مغناطیس.

۴-۴- رفتار و ویژگی‌های مغناطیسی کانی‌ها

الکترون همواره در یک مدار مشخص به دور هسته در حال چرخش است، در اثر این چرخش، میدان مغناطیسی کوچکی در اتم به وجود می‌آید، بنابراین با چرخش الکترون به دور هسته، میدان مغناطیسی H در ذره تولید می‌شود (آریلی^۱، ۱۹۸۴) (شکل ۴-۱).



شکل ۴-۱- تصویر نمادین چرخش الکترون به دور هسته

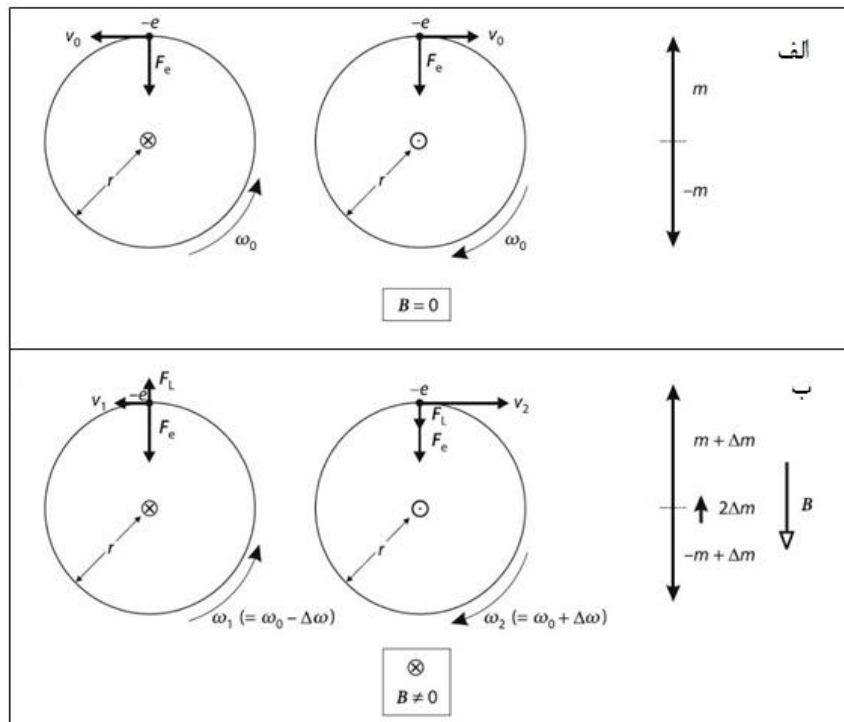
که باعث به وجود آمدن میدان مغناطیسی H می‌شود (هرناندز، ۲۰۰۴).

عموماً الکترون‌ها به صورت گروه‌های زوج و دوگانه به دور هسته می‌چرخند که به آنها زوج‌های الکترونی می‌گویند. با توجه به این ویژگی اتم‌ها، رفتار مواد در میدان مغناطیسی متفاوت است. به نحوی که میدان مغناطیسی بر حوزه‌های مغناطیسی موجود در اتم‌ها تأثیر می‌گذارد و سبب می‌شود که دو قطبی مغناطیسی هر حوزه تحت تأثیر میدان مغناطیسی قرار گیرد. با این تعاریف مواد براساس رفتاری که در میدان مغناطیسی از خود نشان می‌دهد به سه دسته دیامغناطیس، پارامغناطیس و فرومغناطیس تقسیم می‌شوند (کلوس، ۱۹۳۱).

۴-۱- دیامغناطیس

در این مواد، 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 یک میدان مغناطیسی قرار می‌گیرند، الکترون‌ها در مدارهای الکترونی برخلاف جهت میدان مغناطیسی القایی، چرخیده، به گونه‌ای که یک میدان مغناطیسی مخالف با جهت میدان مغناطیس القایی پیدا می‌کنند و دارای میدان مغناطیسی منفی و ضعیف در حدود 10^{-5} SI می‌شوند (شکل ۴-۲).

در این مواد، مغناطیس‌شدگی به‌طور خطی وابسته به میدان مغناطیسی اعمال شده است و با برداشتن میدان، مغناطیس‌شدگی مواد به صفر کاهش می‌یابد (بوشه، ۱۹۹۷؛ باتلر، ۱۹۹۸).



شکل ۴-۲- الف- وضعیت الکترون‌ها در غیاب حضور میدان مغناطیسی
ب - وضعیت الکترون‌ها در حضور میدان مغناطیسی (لانزا و ملونی ۲۰۰۶).

در اینجا باید به این نکته اشاره کنیم نسبت بین مغناطیس شدگی (M) و شدت میدان مغناطیسی القاء شده (H) برابر با پذیرفتاری مغناطیسی (K) می‌باشد.

$$M = H \times K \Rightarrow K = \frac{M}{H}$$

پذیرفتاری مغناطیسی (K) ماده دیامغناطیس، منفی و مستقل از دما می‌باشد. مهم‌ترین کانی‌های دیامغناطیس عبارتند از: گرافیت (با پذیرفتاری مغناطیسی $-8 \mu\text{SI}$)، کلسیت ($-13 \mu\text{SI}$)، پتاسیم فلدسپار، کوارتز ($-15 \mu\text{SI}$) و دولومیت ($-40 \mu\text{SI}$) (تارلینگ، ۱۹۹۳). به‌طور کلی پذیرفتاری کانی‌های دیامغناطیس پایین است و در حضور کانی‌های پارامغناطیس و فرومغناطیس از میزان پذیرفتاری آن‌ها صرف نظر می‌شود (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳) (جدول ۴-۱).

جدول (۴-۱): مقادیر قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی

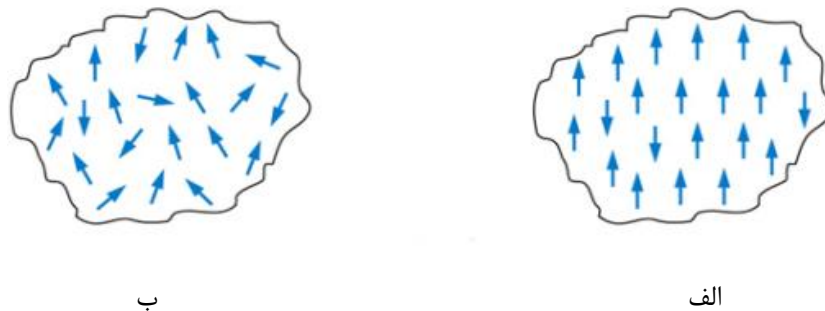
چند مورد از کانی‌های دیا، پارا و فرومغناطیس (تارلینگ، ۱۹۹۳)، ($1 \mu\text{SI} = 10^{-6} \text{ SI}$).

Ferromagnetic		Paramagnetic		Diamagnetic	
μSI	Mineral	μSI	Mineral	μSI	Mineral
$10^7 - 10^6$	Magnetite	600 - 20	Clynopyroxenes	-40	Dolomite
$5 \times 10^4 - 3 \times 10^5$	Pyrrhotite	3000 - 1000	Orthopyroxenes	-13	Calcite
$5 \times 10 - 1000$	Hematite	1000 - 100	Amphiboles	-15	Quartz
2000	Goethite	3000 - 800	Biotite	-15	K-feldspars
<5000	Garnet	700 - 40	Muscovite	-15	Gypsum
		1550 - 70	Chlorite	-8	Ice
		>500	Tourmaline		

۴-۴-۲ پارامغناطیس

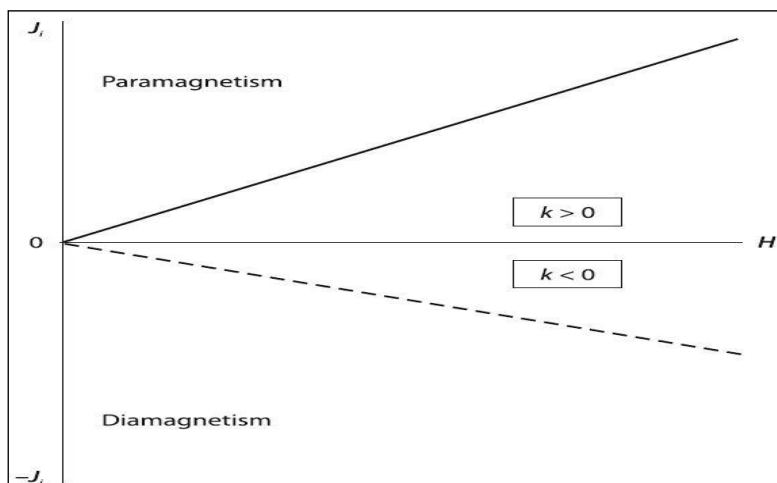
در مواد پارامغناطیس، الکترون‌ها به‌صورت دو گروه نامساوی و در خلاف جهت یکدیگر به دور هسته می‌چرخند و خاصیت مغناطیسی ضعیفی ایجاد می‌کنند. این مواد، برخلاف مواد دیامغناطیس، پس از اینکه

تحت تأثیر میدان مغناطیسی قرار می‌گیرند هم‌جهت با میدان، جهت‌گیری کرده و خاصیت مغناطیسی مثبت اما ضعیفی را ایجاد می‌کنند (شکل ۳-۴) پیروکسن‌ها، میکاها، آمفیبول‌ها و الیوین‌ها از جمله کانی‌های پارامغناطیس هستند که در سنگ‌ها و به ویژه سنگ‌های آذرین یافت می‌شوند (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶).



شکل ۳-۴- رفتار مواد پارامغناطیس ، الف- هنگام اعمال میدان مغناطیسی ، ب- در غیاب میدان مغناطیسی.

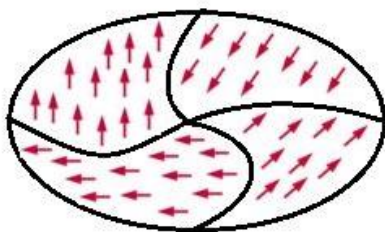
اجزای تشکیل دهنده مواد پارامغناطیس اتم‌ها و ملکول‌هایی هستند که اتم‌های آن اسپین جفت نشده دارند، بنابراین هر جفت از این مواد، دارای ممان مغناطیسی هستند. همان‌طور که قبلاً اشاره شد، با توجه به انرژی گرمایی مواد و لرزش پیوسته اجزای آن‌ها، جهت‌گیری ممان‌های مغناطیسی آن‌ها نیز پیوسته تغییر می‌کند، بنابراین در غیاب میدان مغناطیسی خارجی، مغناطیس القایی کل نمونه صفر است. با قرار گیری این مواد در میدان مغناطیسی خارجی (H)، اجزای آن به‌طور نسبی در جهت میدان مغناطیسی القایی قرار می‌گیرند و میدان القایی ایجاد می‌کنند (شکل ۴-۴). با افزایش دما، پذیرفتاری مغناطیسی در این گروه کاهش می‌یابد.



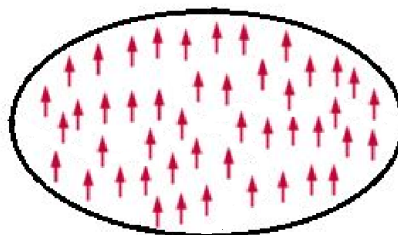
شکل ۴-۴- نمودار نشان‌دهنده پاسخ مواد پارامغناطیس و دیامغناطیس در برابر افزایش میدان مغناطیسی (لانزا و ملونی ۲۰۰۶).

۴-۴-۳- فرومغناطیس

در مواد فرومغناطیس تعدادی از اتم‌ها که وضعیت مشترک دارند، به‌هم‌پیوسته و گروه کوچکی را تشکیل می‌دهند. همه اتم‌های موجود در یک گروه، دوقطبی‌های کوچک هستند و به‌گونه‌ای ردیف می‌شوند که یک دوقطبی یا حوزه مغناطیس کوچک را تشکیل می‌دهند. این در حالتی است که میدان مغناطیسی خارجی وجود نداشته باشد، هر حوزه نسبت به حوزه دیگر، به‌طور نامنظم و در جهت‌های انتخابی قرار می‌گیرد. ولی هنگامی که یک ماده فرومغناطیس تحت تأثیر میدان مغناطیسی قرار می‌گیرد، حوزه‌هایی که در جهت میدان قرار گرفته‌اند شروع به رشد می‌کنند، تا جایی که تمام بلور به یک حوزه کاملاً واحد در جهت میدان اعمالی (H) تبدیل شود. این قرارگیری به‌گونه‌ای است که حوزه‌هایی که نسبت به میدان در وضعیت مناسبی قرار دارند، رشد کرده و حجمشان زیاد شود. 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 تا 10^7 μSI هستند (لانزا و ملونی^۱، ۲۰۰۶).



ب



الف

شکل ۴-۵- رفتار مواد فرومغناطیس، الف- هنگام اعمال میدان مغناطیسی ، ب- در غیاب میدان مغناطیسی.

۴-۵- عوامل تأثیرگذار بر پذیرفتاری مغناطیسی کانی‌ها

۴-۵-۱- دما

خاصیت مغناطیسی مواد، هنگامی از بین می‌رود که دمای ماده از دمای کوری فراتر رود (این موضوع تنها در مورد مواد فرّی یا فرومغناطیس صادق است). **دمای کوری** به دمایی گفته می‌شود که در آن دما، مواد خاصیت مغناطیسی خود را از دست می‌دهند. در درجه حرارت کمتر از **نقطه کوری**، انرژی اتصال شیمیایی ذرات به انرژی حرارتی برتری دارد (نایفه و براسل^۱، ۱۹۸۵). پس میزان پذیرفتاری مغناطیسی مواد با افزایش دما رابطه عکس دارد.

۴-۵-۲- هوازدگی و دگرگونی

فرایندهای هوازدگی و دگرسانی می‌تواند بر روی ماهیت مغناطیسی سنگ تأثیر گذاشته و در نتیجه باعث تغییر در الگوی فابریک مغناطیسی شوند (ناکامورا و بورادایل، ۲۰۰۴). یکی از مواردی که باعث تغییر پذیرفتاری مغناطیسی کانی‌ها و سنگ‌ها می‌شود، هوازدگی است. به عنوان مثال در اثر تبدیل مگنتیت به هماتیت در اثر فرآیند اکسیداسیون، میزان پذیرفتاری مغناطیسی کاهش می‌یابد، همچنین این میزان به درجه اکسیداسیون نیز بستگی دارد.

۴-۶- روش نمونه برداری

در ابتدا بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی از قبل تهیه شده، ۱:۱۰۰۰۰۰ بجستان و ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۲۵۰۰۰۰ ۱: فردوس و ۱:۲۵۰۰۰۰ بشرویه، تصاویر ماهواره‌ای Landsat , Google earth و تنوع سنگ‌شناسی توده گرانیتوئیدی بجستان یک الگوی نمونه برداری اولیه با استفاده از نرم افزار Arc GIS 9.3 تهیه شد. سپس مکان‌های مناسب جهت برداشت نمونه‌ها مشخص گردید و شبکه نمونه‌برداری آماده شد. در روش AMS - نمونه‌ها یا مغزه‌ها در صحرا به وسیله موتور مغزه‌گیر بنزینی قابل حمل برداشت می‌شوند. با استفاده از این موتور، می‌توان مغزه‌هایی به طول ۱۰۰ تا ۱۵۰ میلیمتر و قطر ۲۵ میلیمتر برداشت نمود. در ابتدای کار جهت حفاری، باید محل مناسب انتخاب شود.

محل مناسب باید دارای ویژگی‌های زیر باشد:

۱- برجا باشد.

۲- دارای رخنمون مناسبی از سنگ مورد نظر باشد

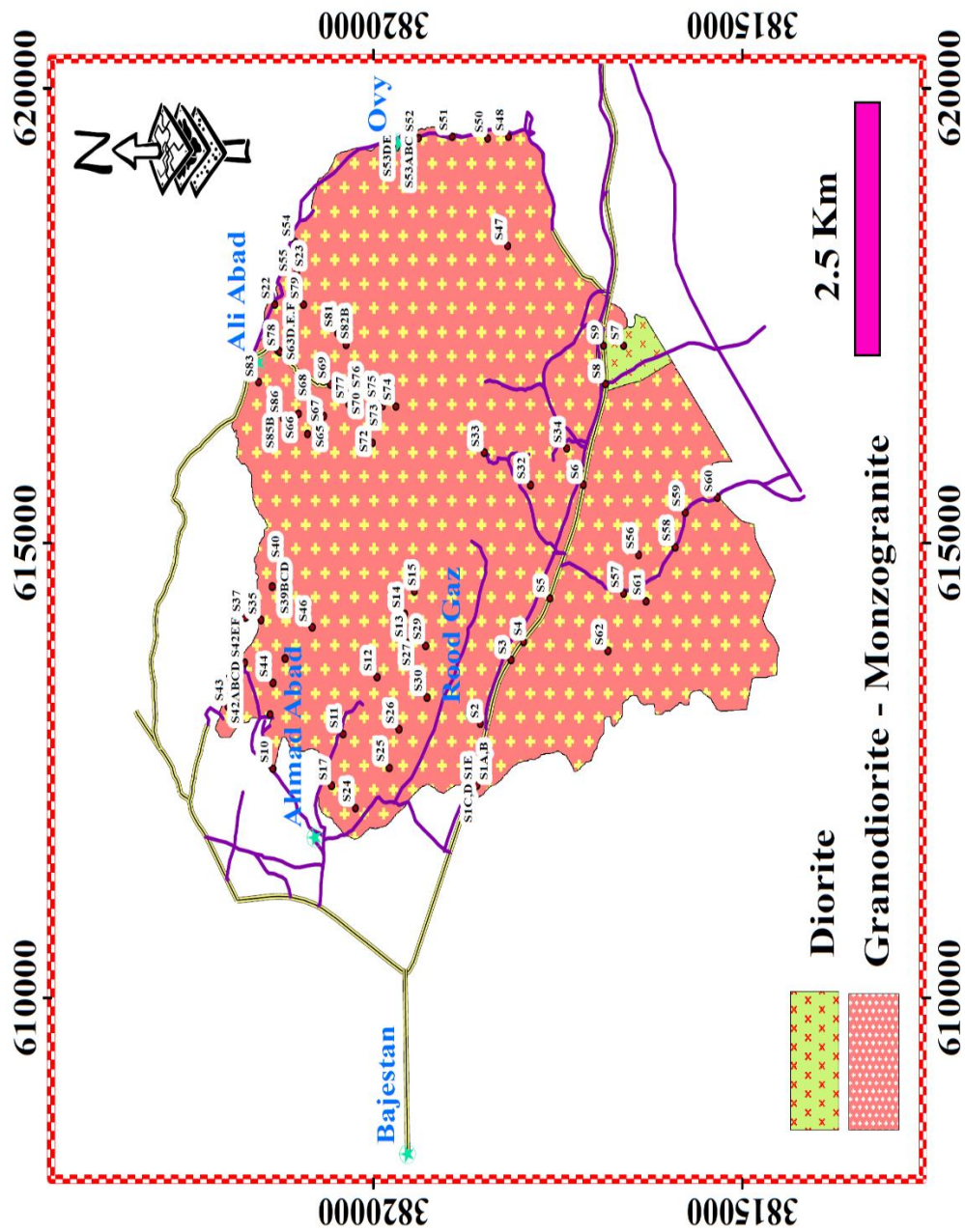
۳- حتی الامکان درزه و شکستگی نداشته باشد، یا دارای حداقل درزه و شکستگی باشد.

۴- هوازدگی نداشته باشد یا دارای حداقل مقدار هوازدگی باشد.

۵- برای آزادی عمل حفار و موتور مغزه‌گیری فضای کافی وجود داشته باشد.

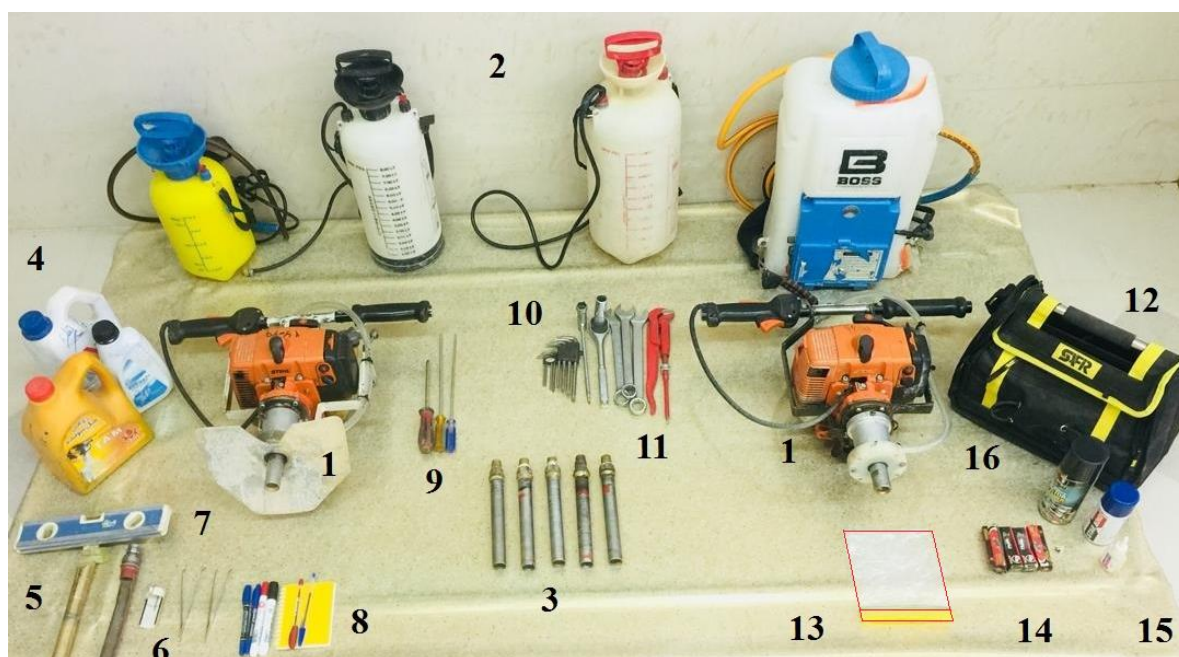
بعد از در نظر گرفتن اصول اولیه و طراحی شبکه مغزه برداری، نمونه‌برداری طی ۳ مرحله در مرداد ۱۳۹۶ و همچنین اردیبهشت ماه و آذر ماه ۱۳۹۷ انجام شد، در خلال این بازدیدها، در ۸۶ ایستگاه، جمعاً ۳۱۱ مغزه جهت‌دار گرفته شد که پس از برش به ۱۷۸۶ قطعه کوچک‌تر به ارتفاع ۲۲ میلی‌متر تبدیل گردید (شکل ۴-).

(۵).



شکل ۴-۶. پراکنش ایستگاه‌های نمونه‌برداری و راه‌های دسترسی به ایستگاه‌های توده گرانیتوئیدی بجنستان.

قبل از مغزه‌گیری باید تا سرحد امکان از عدم وجود درزه و شکاف و هوازدگی در محل نمونه برداری اطمینان کامل داشته باشیم تا نمونه‌های نسبتاً سالم به دست آید. بعد از یافتن محل مناسب، چند ضربه توسط چکش زمین‌شناسی به سنگ زده می‌شود تا با توجه به بازتاب صدای ضربه چکش از برجا بودن، سالم بودن و استحکام سنگ و همچنین عدم هوازدگی (یا حداقل داشتن کمترین هوازدگی) آن اطمینان حاصل شود. در مرحله بعد به کمک ماژیک ضد آب، روی سنگ خط مستقیمی رسم می‌کنیم. هنگام کار با موتور مغزه‌گیری، به علت سرعت بالای چرخش مته، گرمای زیادی تولید می‌گردد، لذا جهت خنک شدن سرمته در حین حفاری، از آب استفاده می‌شود. کنترل آب از اهمیت زیادی برخوردار است زیرا در برخی مناطق، به علت عدم دسترسی به آب، تهیه آن مشکل است.



شکل ۴-۷- وسایل مورد نیاز برای مغزه‌گیری و نمونه برداری صحرایی: ۱- دستگاه مغزه گیر، ۲- مخزن آب، ۳- سرمته، ۴- ظروف حاوی بنزین و روغن، ۵- تراز یاب، ۶- ابزار مخصوص برای ثبت مشخصات اولیه مغزه و استوانه مخصوص ترسیم شاخص‌ها بر روی بدنه مغزه، ۷- پنس، ۸- ماژیک و دفتر و خودکار، ۹، ۱۰ و ۱۱- انواع آچار های مورد نیاز (گیربکس، خورشیدی و ...)، ۱۲- کیف وسایل صحرا، ۱۳- زیپ کیپ، ۱۴- شمع، ۱۵- چسب، ۱۶- اسپری تمیز کننده سرشمع.

قبل از شروع کار، میزان بنزین موتور و آب موجود در مخزن آب باید کنترل شود تا در حین حفاری مشکلی پیش نیاید. بعد از کنترل دستگاه، موتور را روشن کرده و شیر آب را باز می‌کنیم سر متۀ حفاری را بر روی خط شاخص ترسیم شده بر روی سنگ قرار داده و حفاری را آغاز می‌کنیم. بعد از اینکه متۀ به اندازه کافی در سنگ فرو رفت، متۀ را به آرامی بیرون آورده، موتور را خاموش کرده و شیر آب را می‌بندیم. بعد از اتمام حفاری، با دور کردن تمام وسایل دارای خاصیت مغناطیسی، تراز یاب را در درون محل حفاری وارد می‌کنیم و با استفاده از حباب تعبیه شده بر روی دستگاه تراز یاب مغزه، آن را در حالت کاملاً تراز قرار داده سپس با کمک کمپاس، میل و جهت میل مغزه را اندازه‌گیری کرده. در مرحله بعد با کمک ماژیک ضد آب بر روی سنگی که مغزه در آن حفاری شده است در کنار لوله مسی و در راستای جهت شیب، علامت‌گذاری کرده. لازم به ذکر است که علاوه بر جهت اندازه‌گیری شده، بر روی مغزه نام ایستگاه و شماره مغزه نیز روی مغزه نوشته می‌شود. در ضمن مختصات جغرافیایی هر ایستگاه به وسیله GPS ثبت و در دفترچه صحرایی نوشته می‌شود و در نهایت نقشه توزیع ایستگاه‌های مغزه‌گیری با کمک این داده‌ها و نرم افزار Arc GIS 10.3 ترسیم می‌شود. مختصات جغرافیایی هر ایستگاه توسط GPS ثبت می‌شود و ویژگی‌های سنگ‌شناسی پیرامون هر ایستگاه، به دقت مورد مطالعه قرار می‌گیرد و ثبت می‌شود. مشاهدات صحرایی مرتبط با ترکیب سنگ-شناسی، دگرسانی و دگرشکلی‌های صورت گرفته در هر ایستگاه مغزه‌گیری، به دقت ثبت می‌شود تا در مرحله تفسیر داده‌ها و پارامترهای مغناطیسی از آن‌ها کمک گرفته شود. برداشت حداقل ۲ مغزه از هر ایستگاه ضروری است ولی برداشت تعداد بیشتری مغزه باعث شود که از لحاظ آماری، نتایج مطمئن‌تری به دست آید. در صورت وجود رخنمون‌های دارای ترکیب سنگ‌شناسی متعدد در یک ایستگاه، لازم است از هرنوع ترکیب سنگی حداقل یک یا دو مغزه برداشت شود.



الف



ب



ج



د



هـ



و

ادامه شکل صفحه بعد



شکل ۴-۸- تصاویری از نحوه مغزه گیری الف) پیدا کردن محل مناسب برای حفاری و دستگاه مغزه گیر ب) قراردادن تراز یاب، پ و ت) به ترتیب برداشت میل مغزه و نحوه برداشت جهت میل مغزه، ث) خارج کردن مغزه توسط پنس و سرمته، ج و چ) استفاده از ثبت کننده مشخصات برای هاشور زدن مغزه ح) برگرداندن مغزه به جای اول، خ) تصویری از موقعیت پنج مغزه گرفته شده و د) مغزه گرانیته برداشت شده از ایستگاه AA-49.

از جمله خطاهایی که در این نوع آزمایش‌ها می‌توان رخ دهد به موارد زیر اشاره می‌کنیم:

۱- چرخش یا خارج شدن مغزه از حالت اولیه خود.

۲- قرائت نادرست آزیموت میل و مقدار میل توسط کمپاس (که ممکن است در صورت اشتباه فرد

یا تأثیر مواد مغناطیسی موجود در نزدیکی کمپاس ایجاد شود).

- ۳- ثبت نادرست فلیش (پیکان) معرّف آزمون.
- ۴- ثبت نادرست هاشورها بر بدنه مغزه.
- ۵- عدم ثبت هاشورها بر بدنه مغزه که بعد از برش مغزه‌ها باعث سردرگمی می‌شود.
- ۶- ثبت نادرست شماره ایستگاه بر روی مغزه.
- ۷- ثبت نادرست اطلاعات هر ایستگاه در دفترچه صحرایی.
- ۸- ثبت نادرست موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌ها به وسیله GPS.
- ۹- مبهم بودن و پاک شدن مشخصات مغزه.
- ۱۰- جابه‌جایی نمونه‌های یک ایستگاه با ایستگاه دیگر.
- ۱۲- جابه‌جا شدن ترتیب قرارگیری قطعات حاصل از برش یک مغزه.
- ۱۳- پاک شدن شماره نمونه‌ها توسط اسید و...

۷-۴- آماده‌سازی نمونه‌ها

مغزه‌های جهت‌دار پس از انتقال به کارگاه برش سنگ دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود به اندازه‌های ارتفاع ۲۲ میلیمتر برش داده شد، تا قابل استفاده در دستگاه سنجش پذیرفتاری مغناطیسی باشد. از هر مغزه بین ۲ تا ۸ قطعه به دست آمد. برش صحیح مغزه‌ها از اهمیت بالایی برخوردار است به همین خاطر، ترتیب قرارگیری قطعات برش یافته هر مغزه نباید تغییر کند، روی هر مغزه، کشیدن جهت با ماژیک ضدآب الزامی است. هر مغزه برش یافته باید از سمت بالا به پایین مغزه با شماره‌های ۱، ۲، ۳ و ... مشخص - شود. در حین حفاری و بعد از حفاری ممکن است، ذرات آهن‌دار و ناخالصی‌هایی که بر روی بدنه مغزه افزوده شده، به بروز خطا در طی اندازه‌گیری منجر شود. به منظور از بین بردن اثر نامطلوب این ذرات، نمونه‌ها به وسیله اسیدکلریدریک ۰/۱ نرمال، شستشو داده می‌شوند. به این صورت که نمونه‌ها به مدت ۲ ساعت در آب حاوی اسید (یا همان محلول ۰/۱ نرمال) قرار می‌گیرند (شکل ۴-۸-د). ذرات آهن‌دار در محلول به صورت کلرید آهن حل می‌شوند و پس از شستشو از محیط خارج می‌شوند. در طی اسیدشویی باید دقت شود

که شماره نمونه‌ها پاک نگردد. پس از گذشت ۲ ساعت، نمونه‌ها را از محلول اسیدی ۰/۱ نرمال خارج کرده و با آب خالص می‌شوئیم و به کمک برس پلاستیکی تمیز می‌کنیم. بعد از اینکه نمونه‌ها خشک شدند، برای اندازه‌گیری با دستگاه مغناطیس سنج آماده می‌باشند.



ب

الف

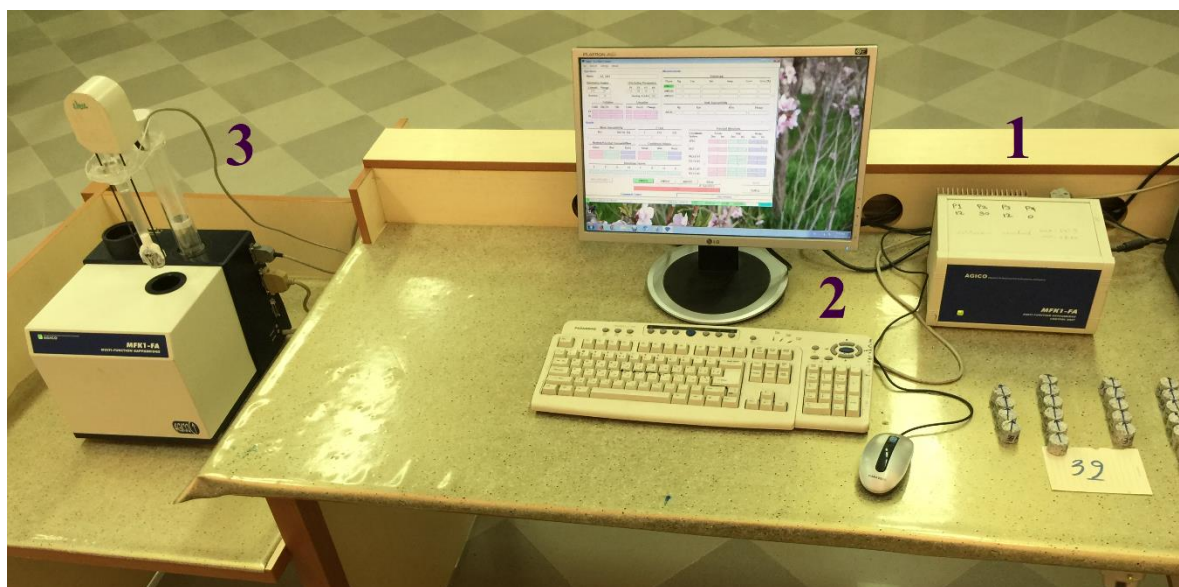
شکل ۴ - ۹ - الف - قطعه مغزه‌های با طول ۲۲ میلی متر پس از برش مغزه‌های حاصل از حفاری، ب - تصویری از قرارگیری مغزه‌ها در محلول ۰/۱ نرمال اسید کلریدریک.

۸-۴- روش اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی

این تحقیق بر مبنای داده‌های به دست آمده از روش پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) نمونه‌های مورد مطالعه می‌باشد که توسط دستگاه سنجش پذیرفتاری مغناطیسی مدل MFK1-FA (Multi Functions Kappabridge -FA) در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری شده است. در روش (AMS) ویژگی‌های مغناطیسی نمونه‌های سنگی مورد نظر توسط دستگاه اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی، اندازه‌گیری می‌شود. شدت میدان مغناطیسی این دستگاه برای تعیین پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌های سنگی مورد نظر برابر با ۲۰۰ میلی تسلا (T) تنظیم شده است. این دستگاه، پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌ها را با دقت 10^{-8} SI اندازه‌گیری می‌کند. دستگاه MFK1-FA دارای ویژگی‌هایی چون حساسیت زیاد، دقت بالا، کنترل کامل با کامپیوتر، سهولت کار در محیط ویندوز، میانگین‌گیری خودکار، کارکرد آسان، اندازه‌گیری سریع ناهمگنی مغناطیسی، هشدار هوشمند دستگاه در صورت بروز مشکل و صفر کردن (Zeroing) در طول اندازه‌گیری به طور خودکار و چرخش آرام نمونه می‌باشد. این دستگاه جهت اندازه‌گیری پذیرفتاری

مغناطیسی نمونه‌های سنگی و خاکی طراحی شده که با داشتن این ویژگی‌ها، از بهترین و کارآمدترین دستگاه‌هایی است که تاکنون به این منظور ساخته شده‌اند.

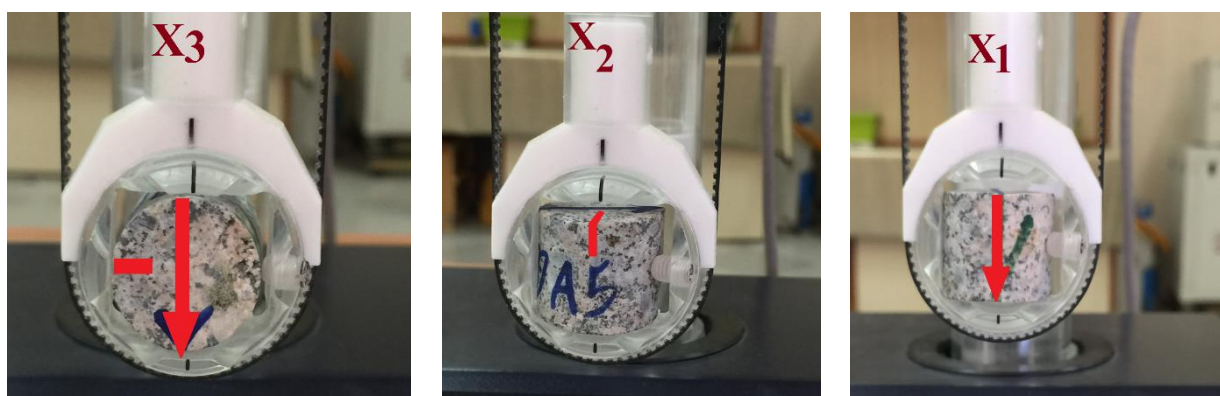
این دستگاه از سه قسمت: ریزپردازشگر (Microprocessor) و بخش اندازه‌گیری‌کننده (Kappabridge) و نمایشگر داده‌ها تشکیل شده است و تحت محیط ویندوز کار می‌کند. تمامی عملکردهای دستگاه توسط ریزپردازشگر کنترل می‌شود. ریزپردازشگر به دستگاه اندازه‌گیری‌کننده متصل است. سیگنال‌های خروجی از بخش اندازه‌گیری به کمک ریزپردازشگر تفسیر می‌شود و به صورت عدد و رقم بر روی صفحه کامپیوتر نمایش داده می‌شود و در نهایت داده‌ها به کامپیوتر انتقال داده می‌شود و به صورت فایل Ran ذخیره می‌گردد.



شکل ۴ - ۱۰ - تصویری از دستگاه **MFK1-FA** و متعلقات آن ۱- ریز پردازشگر، ۲- نمایشگر داده‌ها و ۳- کاپابریج.

روش کار در این دستگاه به این صورت است که اندازه‌گیری به صورت چرخشی انجام می‌گیرد. نمونه در درون محفظه اندازه‌گیری قرار داده می‌شود و حول ۳ محور (X, Y, Z) می‌چرخد. محور چرخش دستگاه ثابت است پس باید محورهای X, Y, Z نمونه‌ها، در راستای محور چرخش دستگاه کاپابریج قرار گیرد. همچنین پذیرفتاری مغناطیسی کل نمونه، حول محور Z در حالت ثابت و بدون چرخش اندازه‌گیری می‌شود. دستگاه MFK1-FA در هنگام اندازه‌گیری قابلیت حذف پس زمینه مغناطیسی محیط آزمایشگاه را دارد.

دستگاه تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی را در سطوح عمود بر محور چرخش اندازه‌گیری می‌کند. نرم افزار Safyre4w که تحت ویندوز کار می‌کند، عملکرد دستگاه را کنترل می‌کند با



شکل ۴-۱۱- در این تصویر نحوه قرار گیری نمونه در موقعیت های مختلف محفظه نگدارنده دستگاه نشان داده شده است، (X_1, X_2 و X_3 معادل X, Y و Z می‌باشند).

دستگاه منتقل کرد. برخی از دستگاه‌ها می‌توانند بر روی دستگاه سنجش پذیرفتاری مغناطیسی اثر نامطلوب داشته باشد و موجب بروز خطا در نتایج خروجی از دستگاه شوند. از این رو باید در انتخاب مکان مناسب جهت قرار دادن دستگاه دقت نمود. نوسانات برق ریزپردازشگر بر روی میدان مغناطیسی تأثیر نامطلوب دارد پس در صورت امکان ریزپردازشگر نباید به دستگاه کاپابریج نزدیک باشد. همچنین دستگاه باید از منابع الکتریکی متغیر نظیر لامپ‌همانند سیم‌های برق، منابع گرمایی نظیر بخاری و شوفاژ و حرارت مستقیم و نور خورشید دور نگهداری شود. موقعیت دستگاه باید ثابت باشد و از جابه‌جایی آن تا حد امکان خودداری شود. تغییرات دمایی در محفظه اندازه‌گیری و شرایط آب و هوایی نیز می‌تواند به بروز خطا منجر شود. لذا دمای آزمایشگاه نیز باید در حد مطلوب (۲۵ درجه سانتی‌گراد) ثابت نگه داشته شود. جریان هوا به دلیل باز بودن درب‌ها و پنجره‌های آزمایشگاه می‌تواند تأثیرگذار باشد، پس در هنگام اندازه‌گیری کردن باید از بسته بودن در و پنجره اطمینان حاصل کرد برخی وسایل معمولی همراه افراد نیز موجب بروز خطا می‌گردند. لذا باید قبل از استفاده از دستگاه موبایل، دسته کلید، ساعت، طلا و زیورآلات فلزی را از خود دور نمود

۹-۴- اصول کار با دستگاه

پس از کنترل شرایط و اطمینان از اتصال کابل‌ها به محل‌های مربوطه، دستگاه کاپابریج را روشن می‌کنیم. این دستگاه با استفاده از نرم‌افزار Safyr7 کنترل می‌شود و دستورات لازم برای اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی به واسطه این نرم‌افزار به دستگاه داده می‌شود. نسخه قبلی این نرم‌افزار Safyr4w بوده است که در حمیدی (۱۳۹۲) مشروح عملکرد این نرم‌افزار ارائه شده است.

نرم‌افزار Safyr7 برای اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی در راستای محور Z و اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی کل از یک دستور استفاده می‌شود و به این صورت اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی سریع‌تر انجام می‌شود و در هر اندازه‌گیری حدود دودقیقه، صرفه‌جویی زمانی به همراه دارد. در نهایت فایل خروجی داده‌ها با پسوند Ran و Txt ذخیره می‌شوند، که این داده در نرم‌افزار Anisoft 5 قابل نمایش است. همچنین داده‌ها را می‌توان از فرمت Ran یا Ams به Txt تبدیل کرد، تا با نرم‌افزارهایی نظیر Excel، Stereonet و ArcGIS و... قابل استفاده باشند و یا به عبارتی مورد بررسی قرار گیرند.

Safyr6 - [C:\Users\sadeghian\Desktop\مسکاب\ALPOUR\32\49A.ms] (N = 1)

File Execute Settings About

Specimen

Name: AA_49A2

Orient. angles

Dip		P1 P2 P3 P4				Vol. Dem. fac.
72	50	6	0	6	0	10
						YES

Foliation

Dip dir.		Dip	Code	Trend	Plunge
#1					
#2					

Measurements

Anisotropy

Plane	Rg	Cos	Sin	Amp	Error	Error [%]
Aniso 1	2	409.1E-09	128.6E-09	428.8E-09	75.49E-09	17.60
Aniso 2	2	72.88E-09	-278.7E-09	288.1E-09	122.9E-09	42.66
Aniso 3	2	122.4E-09	155.0E-09	197.5E-09	36.19E-09	18.32

Bulk susceptibility

Rg	Kre	Kim	Ph
Bulk 2	107.1E-06	722.2E-09	0.39

Results

Mean susceptibility

Km	Std. err. [%]
107.1E-06	0.11

F-test

F	F12	F23
9.0	8.8	2.0

Confidence ellipses

kmax	kint	kmin
1.0050	0.9989	0.9962
+/- 0.0008	+/- 0.0008	+/- 0.0008

Normalized principal susceptibilities

L	F	P	Pj	T	U	Q	E
1.006	1.003	1.009	1.009	-0.386	-0.388	1.063	0.997

Anisotropy factors

Principal directions

Coordinate system	Kmax Dec	Kmax Inc	Kint Dec	Kint Inc	Kmin Dec	Kmin Inc
Specimen	21.9	55.5	195.4	34.3	287.5	3.1
Geographic	216.2	68.8	85.1	14.3	351.1	15.3
Paleo #1						
Tecto #1						
Paleo #2						
Tecto #2						

Data acquisition

NEW SPECIMEN
Auto NEW

ANISO 1 ANISO 2 ANISO 3

BULK
Auto BULK

STOP

Data processing

SAVE CANCEL

INSTRUMENT IS READY F1 200 A/m U/D Enabled Rot Enabled Calib OK HCorr OK

شکل ۴-۱۲ - تصویری از صفحه نمایشگر در حین اندازه‌گیری یک قطعه مغزه به وسیله دستگاه MFk1-FA.

۱۰-۴- پارامترهای مغناطیسی

زمانی که نمونه در محفظه دستگاه قرار می‌گیرد، شروع به چرخش می‌کند و یک میدان مغناطیس القایی با شدت مغناطیس معین H بر آن اعمال می‌شود (A/M آمپر بر متر واحد شدت میدان مغناطیسی است). در این حالت بردارهای مغناطیسی اجزا سازنده نمونه با توجه به شدت مغناطیس القاء شده در یک راستا آرایش می‌یابند. از این رو در نمونه‌ها، مغناطیس شدگی M (بر حسب آمپر بر متر A/M) ایجاد می‌شود.

$$M = H \times K \Rightarrow K = \frac{M}{H}$$

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 حدواسط 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). $K_{\max}$ و K_{int} بر روی صفحه برگوارگی مغناطیسی قرار دارند. مقدار K_{int} به عنوان میانگین عددی $K_{\max}$ و $K_{\min}$ نیست، بلکه مقدار آن در محدوده بین آن‌ها تغییر می‌کند (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶).

۱۰-۴-۱- پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (K_m)

مهمترین پارامتر در روش بررسی ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی، ضریب پذیرفتاری مغناطیسی (K) است که فاقد بعد می‌باشد. اما در اندازه‌گیری‌ها، برای سنجش بزرگی پذیرفتاری مغناطیسی یک مقدار مبنایی برای آن در نظر گرفته شده که بصورت SI یا μSI نشان داده می‌شود. SI مخفف Standard

1- Siegesmund
2 - Lineation
3 - Foliation

International می‌باشد. مقدار K_m با درصد فراوانی کانی‌های دارای خواص مغناطیسی و نوع یا ترکیب شیمیایی آنها رابطه مستقیم دارد. میزان پذیرفتاری مغناطیسی طبق رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$K_m = \left(\frac{K_1 + K_2 + K_3}{3} \right) \text{ میانگین مغناطیسی پذیرفتاری}$$

۲-۱۰-۴- ناهمسانگردی مغناطیسی (P)

ناهمسانگردی مغناطیسی (P) حاصل نسبت بین مقادیر عددی K_1 و K_3 است و از طریق روابط زیر محاسبه می‌شود:

$$P = \frac{K_1}{K_3} \text{ (ناهمسانگردی مغناطیسی)}$$

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

جهت از بین بردن خطاهای احتمالی مقدار P، مقدار تصحیح شده آن یا P_j (jelinek) تعریف گردیده است. در اندازه‌گیری P_j هر سه مقدار K لحاظ شده است. پس بهتر است از مقدار P_j به شرح زیر استفاده گردد:

$$P_j = \exp \sqrt{\frac{2}{3} [(\eta_1 - \eta)^2 + (\eta_2 - \eta)^2 + (\eta_3 - \eta)^2]} \text{ و } \eta = (\eta_1 + \eta_2 + \eta_3) / 3 \text{ و } \eta_i = \ln k_i$$

زمانی که $K_1 = K_2 = K_3$ مقدار (P) برابر ۱ و تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی، همسانگرد بوده و بیضوی به شکل کره در می‌آید، اما در طبیعت چنین حالتی به ندرت دیده می‌شود. برای بیشتر کانی‌ها، P مقداری بین ۱ تا ۱/۷ است (لانزا و ملونی ۲۰۰۶).

۳-۱۰-۴- پارامتر شکل (T)

این پارامتر، شکل بیضوی مغناطیسی را توصیف می‌کند، مقدار این پارامتر در محدوده بین -۱ تا +۱ تغییر می‌کند. اگر T بین ۰ تا -۱ باشد بیضوی مغناطیسی دارای شکل دوکی یا سیگاری (Prolate) خواهد بود، در این حالت $K_1 \gg K_2 \geq K_3$ می‌باشد و اگر T در محدوده بین ۰ تا +۱ قرار گیرد شکل بیضوی مغناطیسی

حاصل، کلوچه‌ای و بشقابی (Oblate) است و $K_1 \geq K_2 \gg K_3$ خواهد بود؛ اما هنگامی که $K_1 = K_2 = K_3$ باشد شکل بیضوی مغناطیسی همانند کره خواهد بود (یلینک، ۱۹۸۱؛ هرودا، ۱۹۸۲). مقدار T از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

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

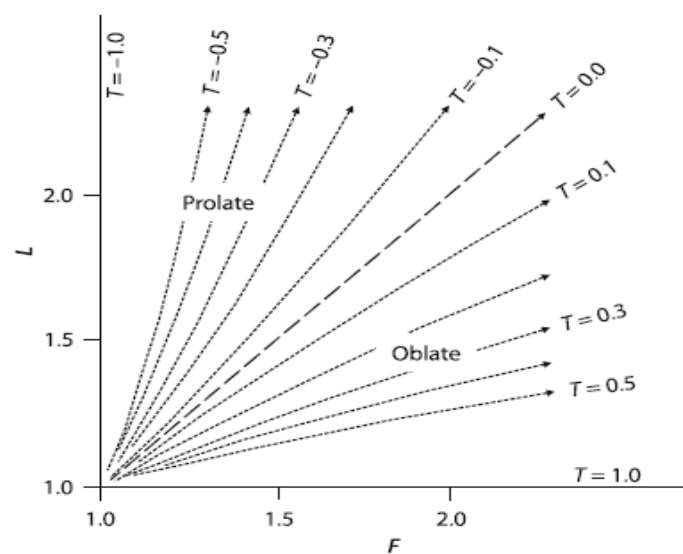
$$\eta_i = \ln K_i$$

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

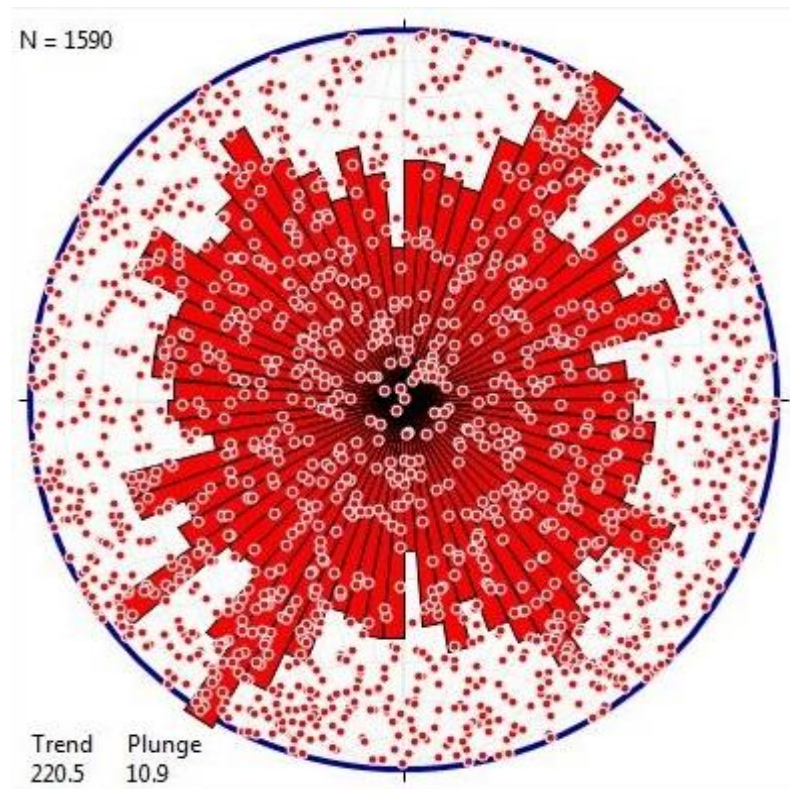
۱۱-۴- پارامترهای L و F

Lineation یا L نشان دهنده درجه خطی بودن ناهمسانگردی است و میزان خطوارگی مغناطیسی را نشان می‌دهد. پارامتر L حاصل نسبت K_1/K_2 می‌باشد. Foliation یا F بیانگر درجه صفحه‌ای بودن ناهمسانگردی است و برگوارگی مغناطیسی را تعریف می‌کند.

این پارامتر حاصل نسبت K_2/K_3 است. همانطور که گفته شد این دو پارامتر، حاصل نسبت محورهای اصلی بیضوی مغناطیسی است. خطوارگی مغناطیسی را با K_1 نشان می‌دهند. صفحه‌ای که K_1 و K_2 را در بر می‌گیرد، برگوارگی مغناطیسی نامیده می‌شود و K_3 بر صفحه برگوارگی مغناطیسی عمود می‌باشد (تارلینگ و هرودا ۱۹۹۳). درجه صفحه‌ای (F) و خطی بودن ناهمسانگردی (L) جهت مشخص کردن پارامتر شکل T نیز کاربرد دارند. T با توجه به دو پارامتر L و F نیز تعریف می‌شود و تابعی از خطوارگی و برگوارگی می‌باشد. با افزایش پارامتر L و F مقدار P نیز افزایش می‌یابد.



شکل ۴-۱۳- نمودار L در مقابل F . حاصل نسبت بین L و F برابر T می‌باشد (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳).

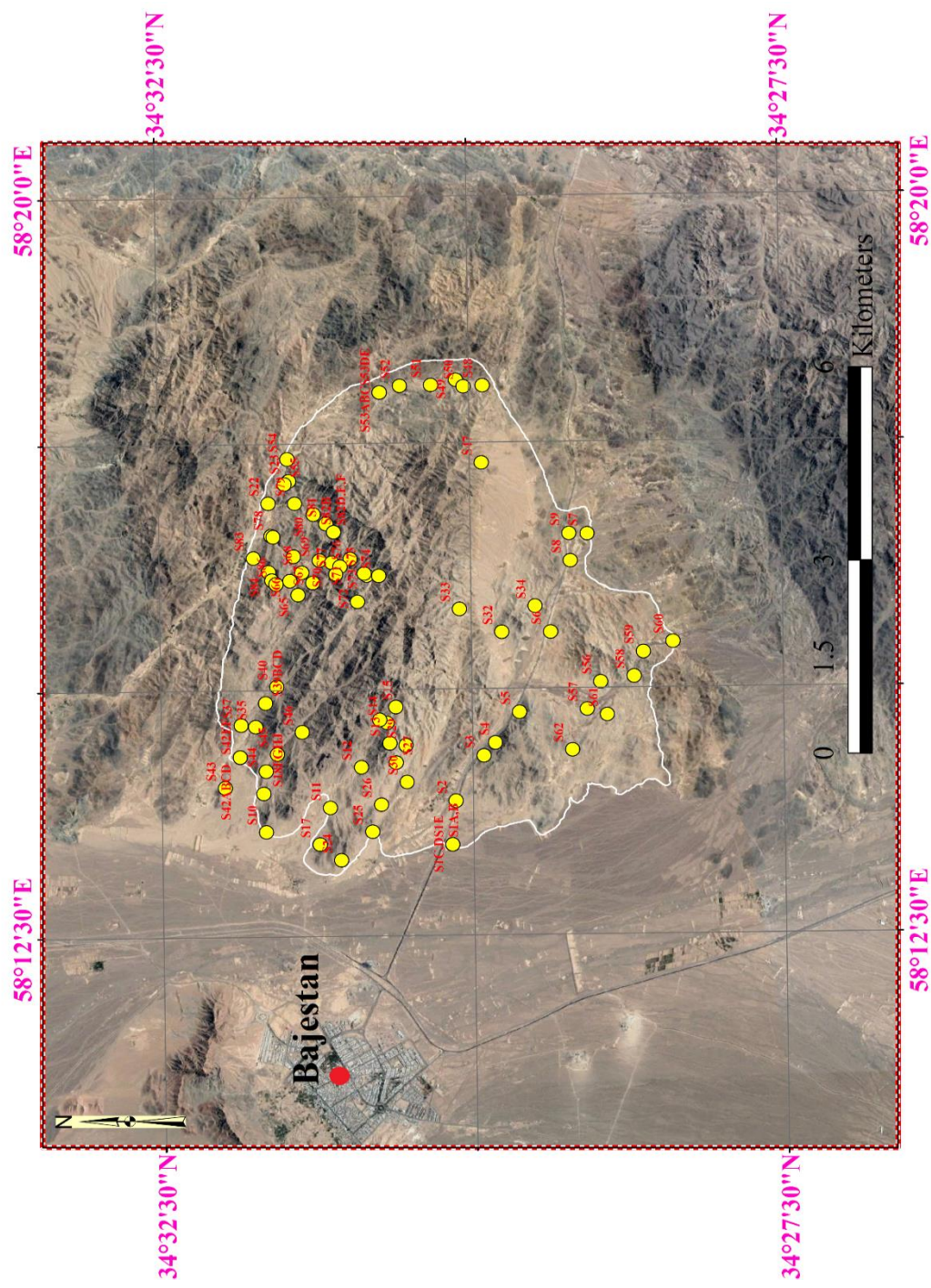


فصل پنجم

تفسیر داده‌ها

۵-۱- مقدمه

توده گرانیتوئیدی بجستان با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی، مورد مطالعه قرار گرفت. بر اساس روش کار توصیف شده در فصل چهارم برای مطالعه توده گرانیتوئیدی بجستان (واقع در جنوب غرب استان خراسان رضوی) بعد از سه مرحله بازدید صحرایی از تعداد ۸۶ ایستگاه، ۳۱۱ نمونه حفاری شده است. در تمام مراحل کار صحرایی، سعی شد کل منطقه مورد نظر، تحت پوشش برداشت مغزه قرار گیرد و خوشبختانه این امر تقریباً انجام شد. طی بازدیدهای صحرایی انجام گرفته در منطقه بجستان، موقعیت جغرافیایی هر ایستگاه مغزه‌برداری توسط GPS تعیین و سپس ثبت شد. با انتقال موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌ها بر روی نقشه زمین‌شناسی، نقشه موقعیت ایستگاه‌ها حاصل گردید. در مطالعات مغناطیسی هرچه تعداد ایستگاه‌ها و مغزه‌های برداشت شده بیشتر باشد، نتایجی که بدست خواهد آمد، کامل‌تر خواهد بود و تفسیرهای مرتبط با آن‌ها دقیق‌تر خواهد شد. به ازای هر ایستگاه، حداقل ۳ مغزه برداشت شد ولی بر حسب تنوع سنگ‌شناسی، در بعضی از ایستگاه‌ها تا ۷ عدد مغزه هم برداشت گردیده است. در هر ایستگاه علاوه بر مغزه‌گیری و برداشت نمونه‌دستی، ویژگی‌های صحرایی مرتبط با واحدهای سنگی هر ایستگاه نیز در دفترچه صحرایی یادداشت گردیده است. با توجه به شواهد صحرایی و مطالعات پتروفابریکی در منطقه، ترکیب سنگی غالب شامل دیوریت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت، آلکالی فلدسپارگرانیت، آپلیت‌های گرانیتی، رگه‌های کوارتز-تورمالین و دایک‌های آندزیتی شناسایی و تفکیک گردید. جدول ۵-۱ مقادیر پارامتر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (K_m)، خطوارگی مغناطیسی (مقدار برداری K_1)، قطب برگواری مغناطیسی (مقدار برداری K_3)، درصد انیزوتروپی مغناطیسی (P)، پارامتر شکل (T) و همچنین ترکیب سنگ‌شناسی در هر ایستگاه ارائه شده است. از داده‌های این جدول جهت ترسیم نقشه‌های مبتنی بر فابریک‌های مغناطیسی استفاده گردیده است.



شکل ۵-۱- تصویر ماهواره‌ای (Google Earth) نشان دهنده پراکنده‌گی ایستگاه‌های نمونه‌برداری از توده گرانیتوئیدی بجنستان.

شکل ۵-۱ با استفاده از نرم‌افزار Google Earth تهیه شده‌است. توجه داشته باشید توزیع ناهمگن ایستگاه‌های نمونه‌برداری تا حدودی متأثر از امکان دسترسی به نمونه‌های سنگی مناسب جهت مغزه‌گیری می‌باشد. در برخی نقاط به علت سخت گذر بودن، عملاً امکان گرفتن نمونه وجود نداشت. داده‌های به دست آمده از دستگاه کاپابریج، به کمک نرم‌افزار Anisoft 4.2 بازخوانی شده و استریوگرام‌های نشان‌دهنده موقعیت بردارهای محوری K_1 ، K_2 و K_3 ترسیم گردیده است. در شکل ۵-۱۴ تا ۵-۱۵ استریونت‌های مربوط به هر واحد سنگی، یا هر قلمرو و همچنین استریوگرام مربوط به هر ایستگاه نشان داده شده است. در این استریوگرام‌ها K_1 (K_{max}) معرف بزرگترین بردار بیضوی مغناطیسی، K_2 (K_{int}) نشان دهنده بردار حدواسط بیضوی مغناطیسی و K_3 (K_{min}) کوچکترین بردار بیضوی مغناطیسی می‌باشد. با استفاده از این استریوگرام‌ها به آسانی می‌توان میزان همگنی و جهت بردارهای مغناطیسی را در ذهن تجسم کرد و صحت و دقت داده‌های بدست آمده را مورد بررسی قرار داد و در ضمن کنترل نمود.

جدول ۵-۱- داده‌های حاصل از اندازه‌گیری فابریک‌های مغناطیسی یا (پارامترهای مغناطیسی).

Station	X	Y	Lithology	Km	K _{1d}	K _{1i}	K _{3d}	K _{3i}	P%	Pj%	T
S-1	612338	3818594	GRD	1333	261.2	3	6.2	78.7	3.7	3.9	0.566
S-1	612338	3818594	DIO	696	285	3	23	70	3.9	4.0	-0.096
S-2	613014	3818547	GRD	239	224.4	16.8	58.1	72.8	2.6	2.7	0.162
S-3	613719	3818131	MNG	2466	97.9	25.8	3.8	8.4	1.8	1.9	0.050
S-4	613917	3817962	GRD	3608	330.1	64.7	200.5	16.7	2.3	2.4	-0.370
S-5	614395	3817606	GRD	201	157	11.2	355.4	78.2	2.6	2.8	0.243
S-6	615643	3817147	MNG	212	139.1	53.4	231.2	1.5	1.4	1.5	0.210
S-7	617171	3816602	DIO	10659	310.1	63	89	21	1.8	1.8	0.212
S-8	616750	3816854	GRD	3910	294.1	64.9	55.2	13.6	1.5	1.5	-0.003
S-9	617174	3816874	DIO	5858	139.1	75.3	320.5	14.7	3.3	3.4	-0.167
S-10	612524	3821359	GRD	1158	234.1	12.6	359.3	68.8	2.0	2.1	0.001
S-11	612903	3820412	GRD	1656	202.4	14.5	26.1	75.5	4.4	4.5	0.319
S-12	613531	3819951	MNG	844	148.8	8.2	355.6	80.8	5.1	5.2	0.222
S-13	613905	3819531	GRD	226	33.6	13.4	218.2	76.6	1.8	1.9	0.310
S-14	614224	3819571	MNG	253	185.1	15.6	329.6	71.1	2.7	2.8	0.159
S-15	614468	3819442	GRD	165	182.6	60.8	9.3	29.1	2.5	2.5	0.170
S-16	614267	3819678	DYKE	7723	196	37.2	335.1	44.9	1.7	1.7	-0.295
S-16	614267	3819678	MNG	304	323	4.6	68.8	73.5	1.1	1.1	0.009
S-17	612333	3820564	MNG	433	194.8	19	40	69.2	4.2	4.3	0.325
S-18	613121	3821399	DYKE	510	254.9	89.5	14.9	0.3	0.3	0.3	0.039
S-18	613121	3821399	MNG	1017	277.6	3	21.4	77.5	2.2	2.3	0.230
S-19	613407	3824304	LG	17	162.3	65.7	261.3	4	5.3	5.5	0.126
S-20	614364	3822667	DIO	31231	5.4	1	96.5	49.3	5.1	5.2	0.325
S-21	617044	3821680	TOUR	157	243.2	68.6	113.9	13.9	0.9	0.9	0.143
S-22	617624	3821339	GRD	403	98.2	3.8	6.1	28.7	1.6	1.6	0.079
S-23	617973	3821034	GRD	101	284.2	53.5	23.4	12.6	2.3	2.3	0.128
S-24	612089	3820243	GRD	433	258.5	19.3	130.5	60.4	3.8	3.9	0.040
S-25	612533	3819785	MNG	302	184.9	35	61.5	38.1	2.4	2.5	0.042
S-26	612954	3819653	MNG	1049	304.9	0.3	36.2	76.5	4.8	4.9	0.085

ادامہ جدول ۵-۱.

Station	X	Y	Lithology	Km	K _{1d}	K _{1i}	K _{3d}	K _{3i}	P%	Pj%	T
S-27	613607	3819436	GRD	225	60.1	10.3	317	51.3	1.3	1.3	0.122
S-29	613873	3819289	MNG	121	231.6	6.7	107.7	78.1	1.6	1.6	0.122
S-30	613304	3819272	GRD	166	100	18.4	271.2	71.4	1.5	1.6	0.329
S-32	615638	3817870	GRD	920	220.8	11.8	313.3	11.5	2.2	2.3	0.096
S-33	615993	3818496	GRD	5246	227	9.3	6.7	77.8	2.1	2.2	0.386
S-34	616041	3817375	GRD	4262	162.9	33.9	65	11.6	2.5	2.6	-0.153
S-35	614155	3821521	GRD	412	288.9	46.4	27.9	8.5	2.1	2.2	0.114
S-36	614404	3821517	DYKE	1969	212.8	13.8	119.2	14.6	1.2	1.2	-0.430
S-37	614181	3821735	GRD	4077	111.4	25.4	307.8	63.6	2.6	2.7	0.088
S-38	614140	3821683	DYKE	1512	16.4	49.3	273.7	10.7	2.0	2.0	-0.054
S-39	614520	3821371	DYKE	862	124	7	215	5	3.6	3.7	0.280
S-39	614520	3821371	GRD	672	285.9	3.2	19	44.5	3.1	3.2	0.324
S-40	614778	3821205	GRD	585	298.5	9.3	43.2	57.1	3.2	3.3	0.155
S-41	614711	3821308	DYKE	544	21.9	18.9	122.9	29.1	0.9	0.9	0.571
S-42	613683	3821749	GRD	531	154.5	64.1	251	3.1	2.4	2.5	-0.033
S-42	613683	3821749	LG	356	284.7	24.5	172.8	39.3	4.5	4.6	0.111
S-43	613204	3821967	GRD	1218	259.3	21.1	128.8	59.3	3.1	3.2	0.140
S-44	613465	3821363	GRD	966	227.4	13.1	82.2	74.2	3.0	3.1	0.188
S-45	613733	3821196	GRD	1367	228.9	1.9	331.8	81.4	2.0	2.1	0.120
S-46	614073	3820831	GRD	827	171.8	2.9	62.1	81.5	3.2	3.3	0.213
S-47	618267	3818175	LG	79	313.6	9.9	51.9	39.4	1.3	1.3	0.193
S-48	619467	3818163	GRD	308	159.4	20.5	251.8	6.5	1.9	1.9	0.056
S-49	619551	3818559	GRD	133	315	76	61.7	4.1	2.2	2.2	-0.002
S-50	619449	3818447	GRD	1549	348.1	60.2	102	13.1	3.4	3.6	0.280
S-51	619471	3818928	GRD	510	226.2	17.8	88.6	66.5	2.0	2.0	0.192
S-52	619456	3819387	GRD	213	52.4	18.2	262.4	69.2	1.4	1.4	0.105
S-53	619351	3819689	DIO	1224	59.1	31.2	162.3	20.6	18.9	19.9	0.124
S-53	619351	3819689	LG	36	2.8	32	143	50.9	4.4	4.5	0.171
S-54	618311	3821058	GRD	220	204.5	2.1	114.2	8.4	1.8	1.8	0.111
S-55	617923	3821099	GRD	4253	300.4	15.4	57.1	58.5	5.2	5.3	-0.029

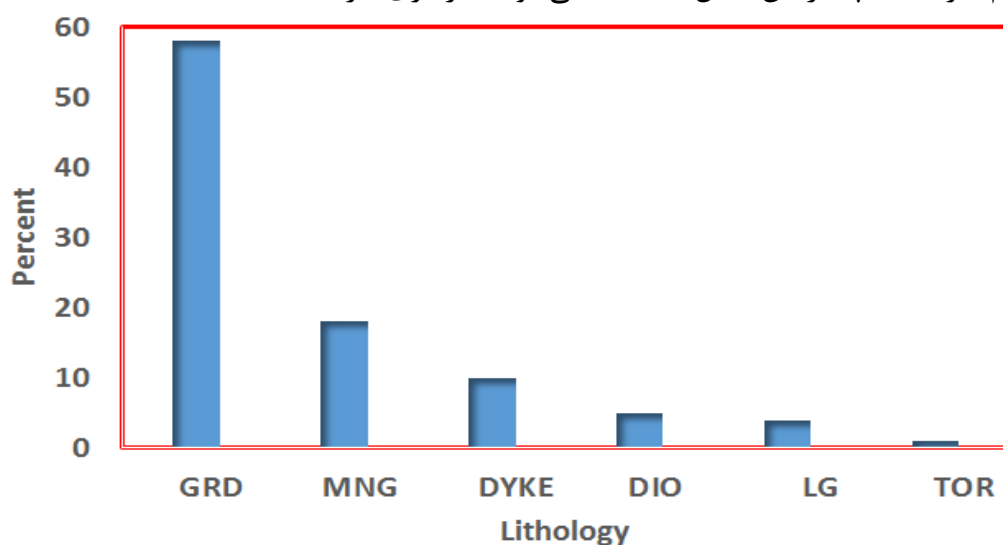
S-56	614872	3816399	GRD	220	349.6	45.2	138.4	40.3	1.3	1.3	0.164
S-57	614446	3816601	GRD	271	325.5	13.3	159.3	76.3	1.3	1.3	0.154
S-58	614957	3815906	GRD	324	22.4	28.1	290.3	4	4.3	4.7	0.211
S-59	615338	3815768	GRD	259	217	57.3	348.1	22.9	2.3	2.3	0.017
S-60	615500	3815331	GRD	220	287.5	20.5	189.2	21.1	1.1	1.1	-0.010
S-61	614364	3816302	GRD	343	26.4	63.8	136.8	9.7	2.5	2.7	0.179
S-62	613814	3816817	GRD	313	352.2	2	259	58.4	2.9	3.0	0.205
S-63	617120	3821293	GRD	820	24	12	266	66	2.6	2.7	0.112
S-63	617120	3821293	DYKE	413	282	72	179	4	0.6	0.6	0.289
S-64	616800	3820961	MNG	1926	258	64	124	19	3.1	3.1	0.054
S-65	616204	3820892	GRD	155	119	15	247	67	1.9	1.9	-0.031
S-66	616423	3821012	GRD	2142	339	15	219	61	7.5	7.9	0.052
S-67	616396	3820674	GRD	323	198	5	298	64	3.2	3.4	0.199
S-68	616555	3820837	MNG	1624	107	9	359	62	2.6	2.7	0.423
S-69	616744	3820578	GRD	353	179	25	359	65	3.1	3.3	0.334
S-70	616711	3820393	GRD	322	228	11	343	65	1.8	1.9	0.233
S-71	616768	3820118	MNG	221	139	9	232	17	2.0	2.1	0.146
S-72	616105	3820011	GRD	595	49	2	307	80	3.9	4.0	0.131
S-73	616509	3819875	MNG	557	76	4	325	78	2.9	3.0	0.415
S-74	616505	3819697	GRD	131	158	17	14	69	1.3	1.3	0.260
S-75	616539	3819912	GRD	391	230	1	322	60	2.0	2.1	0.326
S-76	616644	3820271	MNG	1000	205	23	4	66	7.2	7.5	0.271
S-77	616527	3820332	MNG	423	228	3	330	75	3.6	3.8	0.400
S-78	617102	3821265	GRD	1012	185	17	326	68	3.1	3.2	0.137
S-79	617624	3820946	GRD	2573	159	16	332	74	6.7	7.1	0.573
S-80	617455	3820669	GRD	210	265	40	164	13	4.8	4.9	0.014
S-81	617309	3820482	GRD	1595	249	4	355	74	3.8	3.9	0.133
S-82	617183	3820366	GRD	381	201	4	296	53	2.1	2.3	0.369
S-82	617183	3820366	DYKE	537	118	47	231	20	2.8	2.9	0.485
S-83	616774	3821556	GRD	2045	197	11	40	79	3.8	4.0	0.072
S-84	616559	3821332	GRD	226	44	3	138	58	4.6	4.7	0.064

جدول ۵-۱- داده‌های حاصل از اندازه‌گیری فابریک‌های مغناطیسی یا (پارامترهای مغناطیسی).

Station	X	Y	Lithology	Km	K _{1d}	K _{1i}	K _{3d}	K _{3i}	P%	Pj%	T
S-85	616428	3821281	DYKE	631	275	13	115	76	0.2	2.0	0.238
S-86	616372	3821220	GRD	147	199	23	85	43	4.4	4.6	0.257

*: زیر نویس جدول ۵-۱-Km: پذیرفتاری مغناطیسی میانگین، K_{3d}: آزمون قطب بر گواره‌های مغناطیسی، K_{3i}: میل قطب بر گواره مغناطیسی، K_{1d}: آزمون خطواره مغناطیسی، K_{1i}: میل خطواره مغناطیسی، P%: درصد ناهمسانگردی مغناطیسی، Pj%: درصد ناهمسانگردی تصحیح شده، T: پارامتر شکل، GRD: گرانودیوریت، DIO: دیوریت، MNG: مونزوگرانیت، DYKE: دایک، LG: لوکوگرانیت، TOUR: تورمالین.

نمودار نشان دهنده درصد فراوانی واحدهای سنگی سازنده توده گرانیتوئیدی بجستان در شکل ۵-۲ نشان داده شده است. این نمودار نشان می‌دهد که بیشترین تعداد مغزه‌های گرفته شده، متعلق به گرانودیوریت‌ها اسن و در ضمن کمترین تعداد مغزه مربوط به رگه‌های کوارتز- تورمالین‌ها می‌باشد. البته فراوانی حقیقی سنگ‌ها هم تقریباً با آنچه از این شکل استنباط می‌شود، سازگاری دارد.



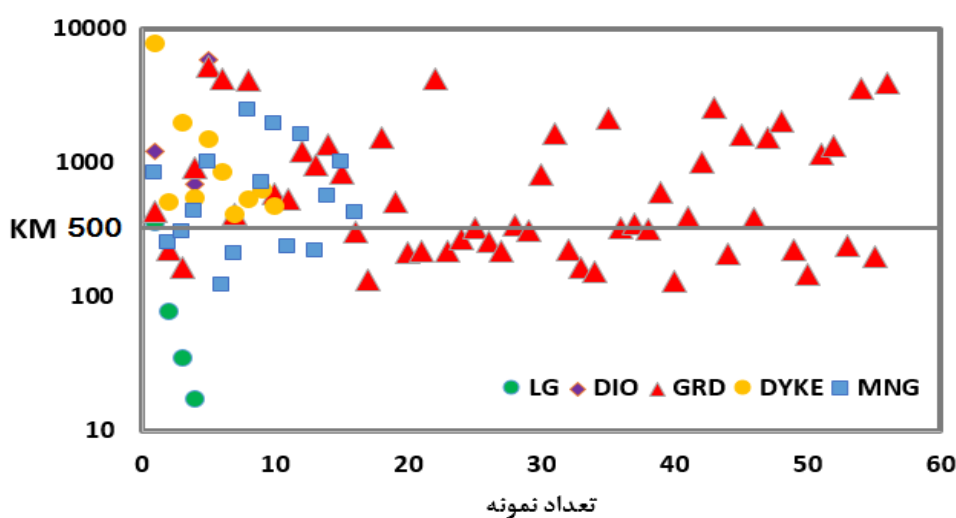
شکل ۵-۲- نمودار نشان دهنده درصد فراوانی واحدهای سنگی سازنده توده گرانیتوئیدی بجستان.

۵-۲- بررسی پارامترهای مغناطیسی

پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) توده گرانیتوئیدی بجستان از ۱۷ μ SI تا ۳۱۲۳۱ μ SI متغیر است. بنابر تقسیم‌بندی بوشه و همکاران، ۱۹۹۷، با توجه به این مقادیر سنگ‌های سازنده توده گرانیتوئیدی بجستان در قلمرو گرانیتهای پارامغناطیس و فرومغناطیس قرار می‌دهند. ولی در یک برآورد کلی و با توجه

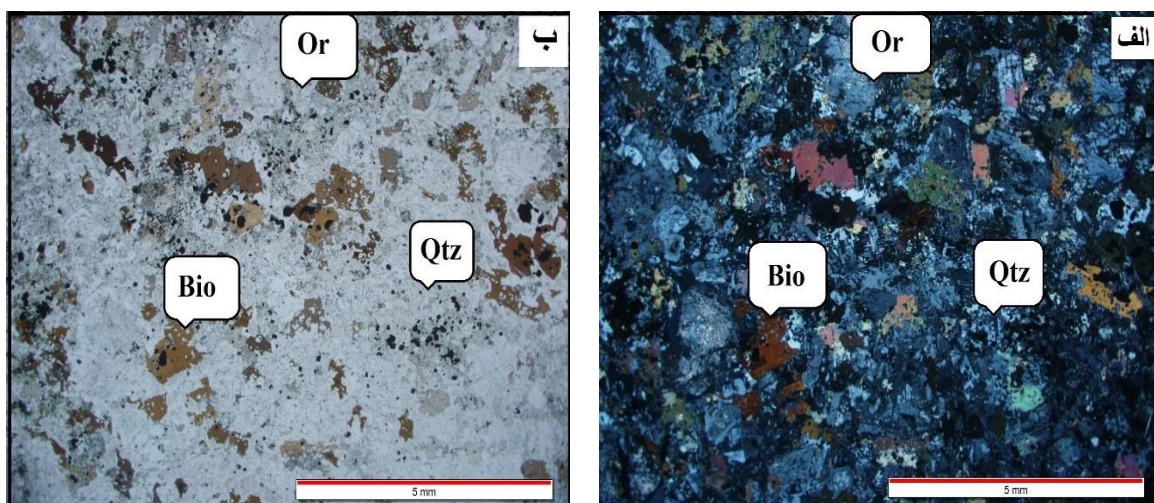
به مدنظر قرار دادن فراوانی مقادیر Km، منطقی است توده گرانیتوئیدی بجستان را در مجموع جزء گرانیتوئیدهای فرومغناطیس به حساب آوریم. گرانیتوئیدهای فرومغناطیس را می‌توان با توجه به ملاحظات پتروگرافی و سنگ‌شناسی، معادل گرانیتوئیدهای نوع I به حساب آورد. داده‌های ژئوشیمیایی (بوشه، ۱۹۹۷) نیز این موضوع را تأیید می‌کند. بنابراین داده‌های مغناطیسی مکمل اطلاعات مبتنی بر مشاهدات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی می‌باشند میانگین (متوسط) پذیرفتاری مغناطیسی این توده $5246 \mu\text{SI}$ می‌باشد، این مقدار نشان دهنده بالا بودن درصد وزنی کانی‌های فرومغناطیس در توده گرانیتوئیدی بجستان است. عامل اصلی رفتار مغناطیسی کانی‌های حامل رفتار مغناطیسی در سنگ‌های آذرین، کانی‌های سیلیکاته آهن-دار مانند اولیوین، پیروکسن، میکاها (مخصوصاً بیوتیت)، اکسیدهای آهن مثل (مگنتیت و هماتیت) و اکسیدهای آهن و تیتانیم (مانند ایلمنیت و مگنتیت تیتانیم‌دار) می‌باشند.

با توجه به مطالعات و مشاهدات پتروگرافی صورت گرفته بر روی مقاطع نازک نمونه‌های برداشت شده از توده گرانیتوئیدی بجستان، مگنتیت، بیوتیت، هورنبلند سبز و اسفن، حامل‌های مغناطیسی به حساب می‌آیند. از بین کانی‌های نامبرده، مگنتیت مهمترین کانی حامل مغناطیسی (یا مسبب بروز رفتارهای مغناطیسی) به حساب می‌آید.



شکل ۵-۳- نمودار تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی به ازای تمام ترکیبات سنگی.

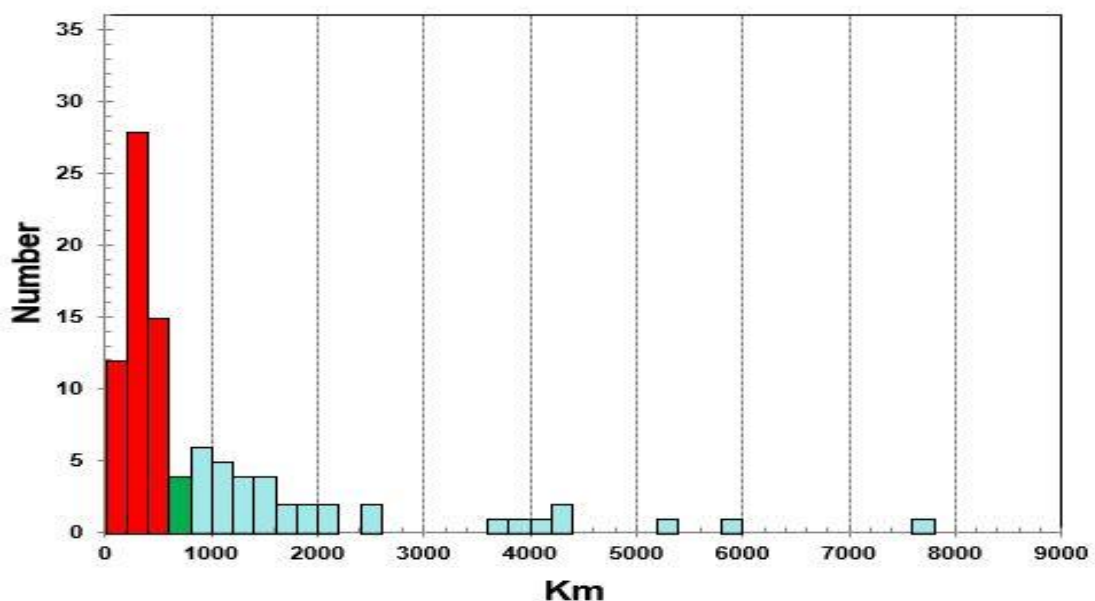
شکل ۳-۵ نشان می‌دهد که دایک‌ها و دیوریت‌ها غالباً دارای مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی بالا و گرانودیوریت‌ها و مونزوگرانیت‌ها دارای مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی متوسط و لوکوگرانیت‌ها دارای مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی پایین می‌باشند. در سنگ‌های دیوریتی و دایکی مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی نسبتاً زیاد است دلیل این امر فراوانی قابل توجه کانی‌های کدر (اوپک) می‌باشد (شکل ۴-۵).



شکل ۴-۵- تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده دیوریت‌های دارای پذیرفتاری مغناطیسی بالا که با حضور کانیهای اوپک (اکسیدهای آهن) قابل توجه است. تصویر الف در XPL و تصویر ب در PPL تهیه شده است.

گرانودیوریت‌ها با دارا بودن بیشترین تعداد مغزه‌های گرفته شده که حدود ۱۹۸ مغزه می‌باشد، بیشترین فراوانی جامعه آماری را در نمونه‌های سنگی مورد مطالعه به خود اختصاص داده‌اند. گرانودیوریت‌ها دارای Km متوسط $1008 \mu\text{SI}$ و مقدار میانگین پذیرفتاری مغناطیسی آنها از $101 \mu\text{SI}$ تا $5246 \mu\text{SI}$ متغیر است. نمودار فراوانی تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی آنها در مقابل تعداد نمونه‌ها در شکل ۵-۵ نشان داده شده است. شکل ۵-۵ نشان می‌دهد بیشترین فراوانی Km، به جز تعداد اندکی بین $100 \mu\text{SI}$ تا $600 \mu\text{SI}$ می‌باشد. گرانودیوریت‌ها دارای مقادیر قابل توجهی کوارتز، پلاژیوکلاز، هورنبلند، اپیدوت، اسفن و کلریت هستند. علت پذیرفتاری مغناطیسی بالا در گرانودیوریت‌ها وجود کانی‌هایی مانند مگنتیت و در درجات اهمیت بعدی هورنبلند سبز و بیوتیت می‌باشند. مونزوگرانیت‌ها دارای Km تقریباً مشابه گرانودیوریت‌ها هستند و مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی آنها از $121 \mu\text{SI}$ تا $2466 \mu\text{SI}$ متغیر است. دایک‌ها دارای Km

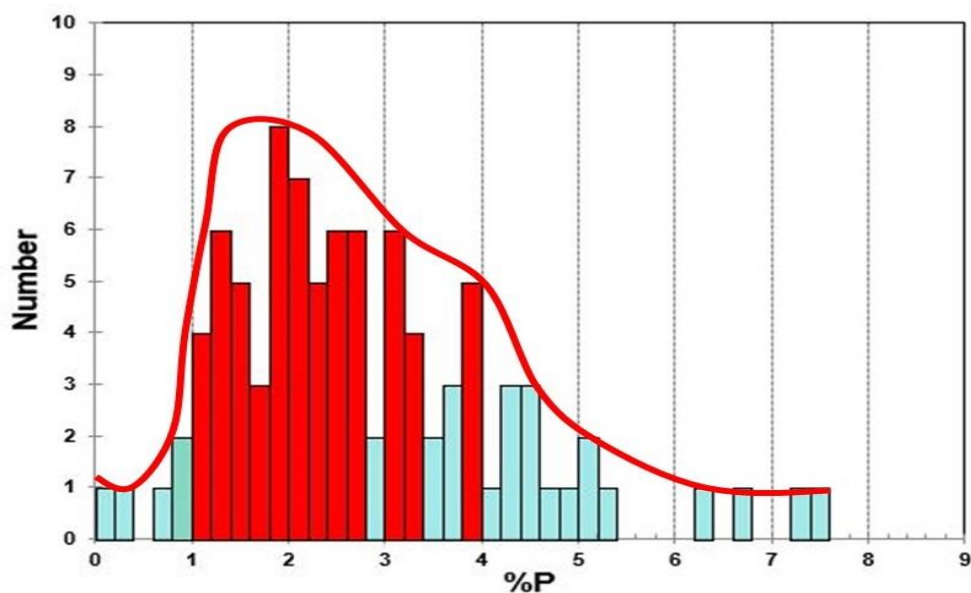
تقریباً بالا و میانگین پذیرفتاری مغناطیسی آنها از $413 \mu\text{SI}$ تا $7723 \mu\text{SI}$ متغیر است و دامنه تغییرات آن متأثر از وجود مگنتیت، هورنبلند سبز، بیوتیت و ... می باشد. قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی دیوریت‌ها از $696 \mu\text{SI}$ تا $10659 \mu\text{SI}$ متغیر است. از سوی دیگر مقادیر Km لوکوگرانیت‌ها بسیار پایین می باشد و Km آنها از $17 \mu\text{SI}$ تا $356 \mu\text{SI}$ متغیر است. دلیل پائین بودن مقادیر پائین پذیرفتاری مغناطیسی در لوکوگرانیت‌ها، به علت درصد بسیار ناچیز کانی‌های فرومنیزین، اوپک، بیوتیت و مگنتیت است.



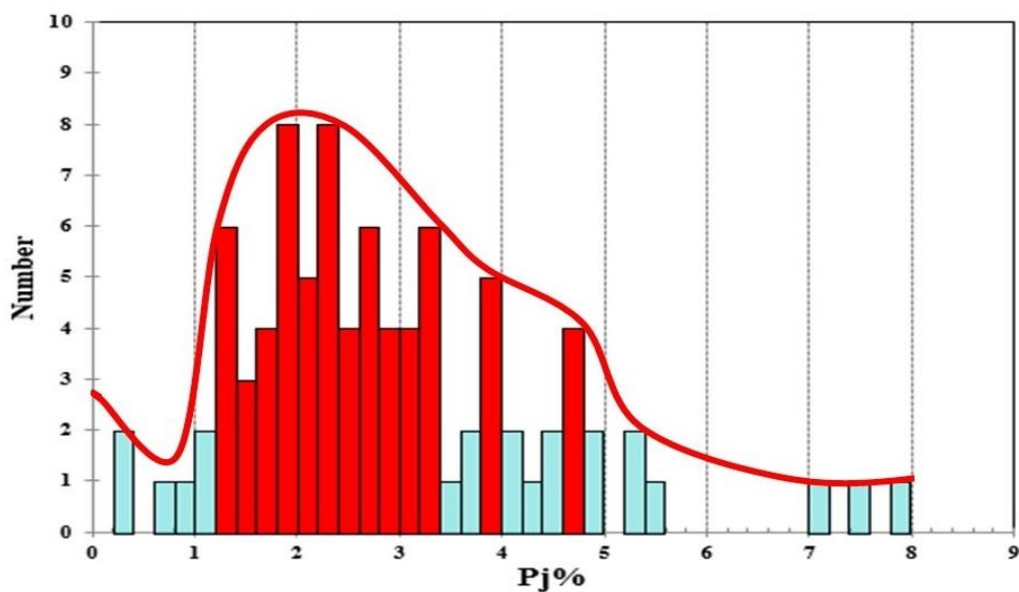
شکل ۵-۵ - نمودار فراوانی مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی (Km).

شکل ۵-۶ نمودار تغییرات فراوانی P برای تمام نمونه‌های سنگی را نشان می‌دهد. بیشترین مقدار P بین ۱ تا ۴ درصد نوسان دارد. شکل ۵-۷ نیز نمودار تغییرات فراوانی PJ % را برای تمام نمونه‌های سنگی نشان می‌دهد. مقدار این پارامتر بین ۰/۵ تا حدود ۸ درصد متغیر است.

رابطه بین درصد ناهمسانی مغناطیسی (P%) و میزان پذیرفتاری مغناطیسی (Km) در شکل ۵-۸ نشان داده است. شکل ۵-۸ نشان می‌دهد که تعداد اندکی از نمونه‌های سنگی دارای پذیرفتاری مغناطیسی بسیار بالا هستند این دسته، در واقع دایک‌ها و دیوریت‌ها هستند.



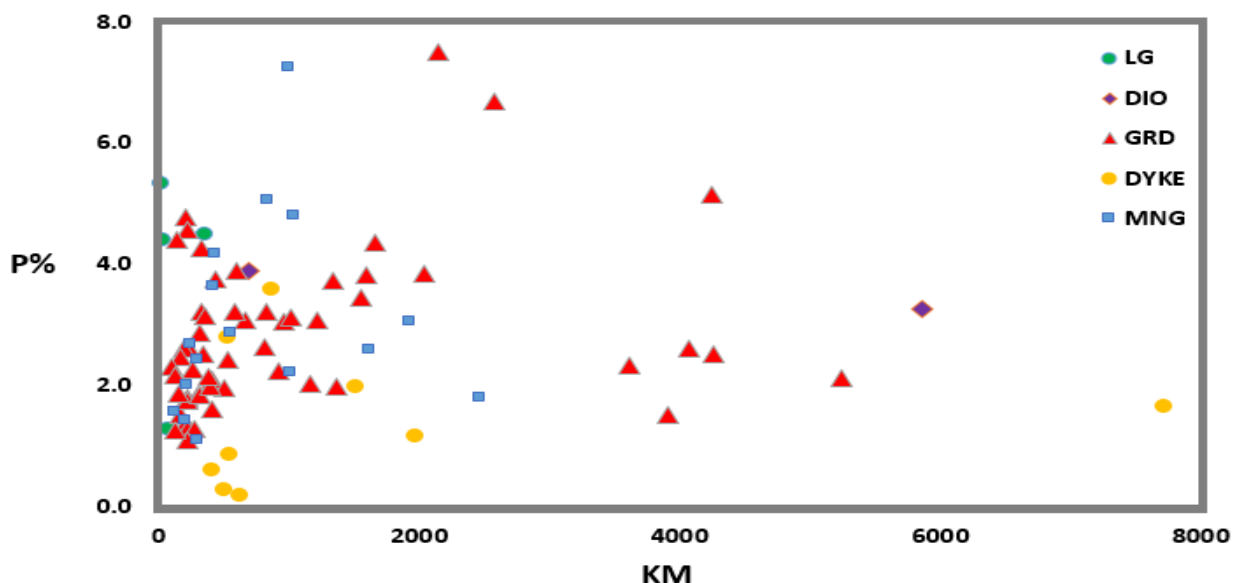
شکل ۵-۶- نمودار فراوانی مقادیر درصد P برای کل نمونه‌های سنگی مورد مطالعه.



شکل ۵-۷- نمودار فراوانی مقادیر درصد $P_j\%$ برای کل نمونه‌های سنگی مورد مطالعه.

در گرانودیوریت‌ها مقدار پذیرفتاری مغناطیسی بین ۱ تا ۷ درصد متغیر است و روند افزایشی تقریباً محسوسی بین پارامترهای P و K_m مشاهده می‌شود. اگرچه تعدادی از نمونه‌ها نیز از این قاعده تبعیت نمی‌کنند. به نظر می‌رسد که علاوه بر پذیرفتاری مغناطیسی، میزان دگرسانی بر رفتار متقابل بین P و K_m تأثیر گذار است. مثلاً تعدادی از نمونه‌های گرانودیوریتی دارای پذیرفتاری مغناطیسی پایین (حدود $101 \mu SI$) می‌-

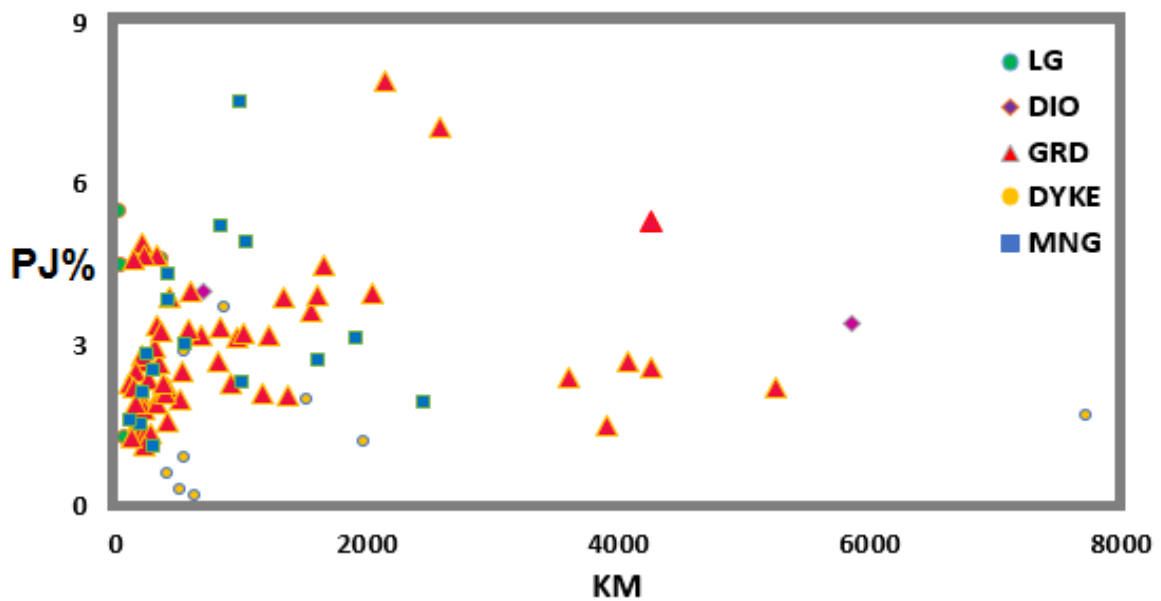
باشند ولی دارای درصد ناهمسانگردی مغناطیسی بالا هستند. این نمودار نشان می‌دهد که مقدار پذیرفتاری مغناطیسی لوکوگرانیت‌ها پایین است ولی دارای درصد ناهمسانگردی مغناطیسی بالا هستند. مونزوگرانیت‌ها نیز در این نمودار دارای پذیرفتاری مغناطیسی پایین و درصد ناهمسانگردی مغناطیسی بالا می‌باشند.



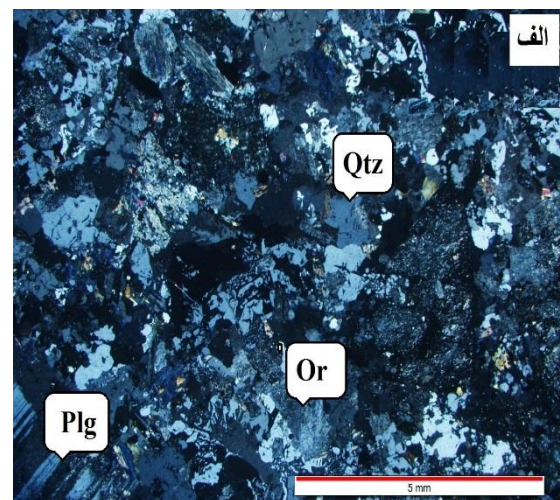
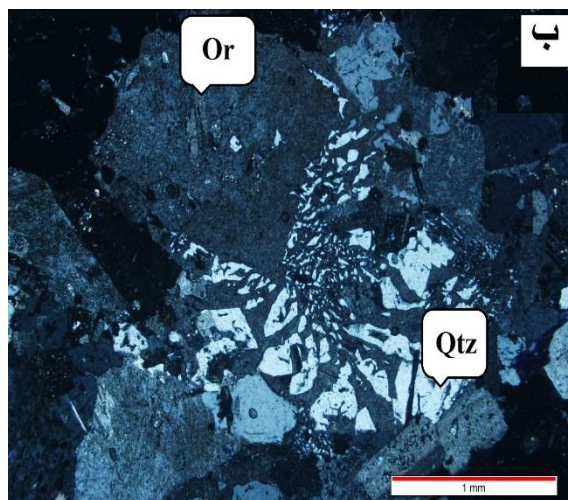
شکل ۸-۵- تغییرات پارامتر P برحسب درصد در مقابل Km برای تمام نمونه‌های سنگی مورد مطالعه.

تعدادی از نمونه‌های گرانودیوریتی که دارای پذیرفتاری مغناطیسی کمتر (حدوداً $101 \mu SI$ تا $300 \mu SI$) می‌باشند با داشتن مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی کم، از درصد ناهمسانگردی مغناطیسی بیشتری برخوردار هستند. در شکل ۵-۱۰ تصاویری از نمونه‌های سنگی دارای ناهمسانگردی مغناطیسی بالا نشان داده شده است.

پس از مطالعه و بررسی رابطه بین ناهمسانگردی مغناطیسی (P) و پذیرفتاری مغناطیسی (Km)، به این نتیجه می‌رسیم که نمونه‌های سنگی که دارای مقادیر P زیاد هستند دارای Km بیشتری نیز می‌باشند. مقادیر P در تمامی نمونه‌هایی که حفاری شده متغیر می‌باشد. سنگ‌های مورد مطالعه دارای خطوارگی و برگوارگی قابل توجهی هستند و به همین دلیل اکثر نمونه‌ها دارای P و T مثبت هستند.



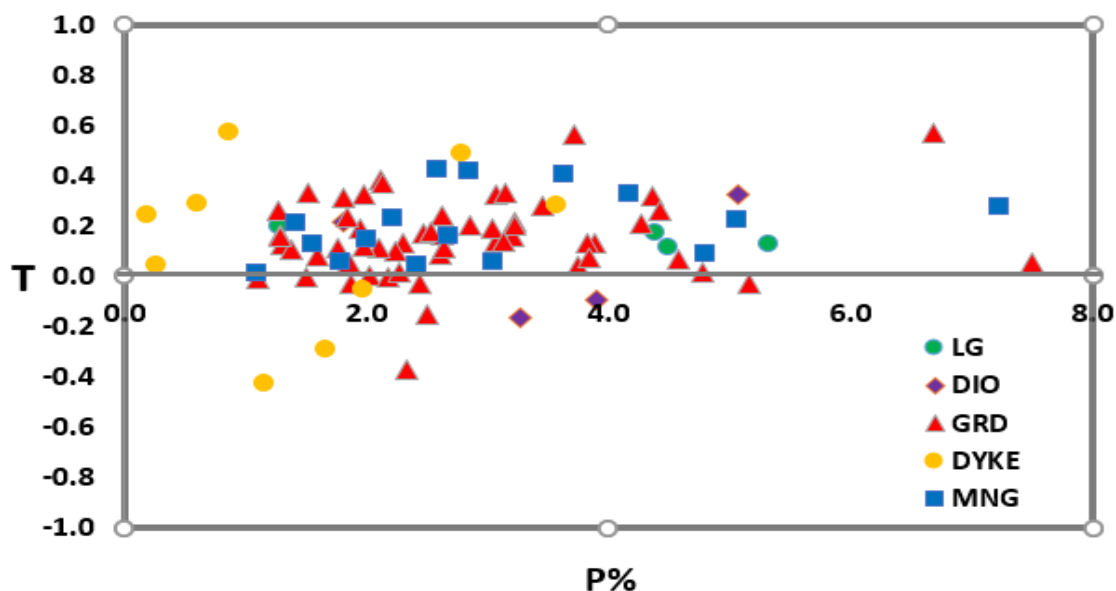
شکل ۵-۹- تغییرات پارامتر $P_j\%$ در مقابل Km برای تمام نمونه‌های سنگی مورد مطالعه.



شکل ۵-۱۰- تصاویری از پدیده‌های توصیف شده مرتبط با نمونه‌های سنگی دارای ناهمسانگردی مغناطیسی بالا (در XPL). به کوارتزها و بافت گرافیکی حاصل هم‌رشدی کوارتز و ارتوز در این سنگ‌ها (به ویژه تصویر سمت چپ)، توجه نمایید. با توجه به شکل دار بودن کانیها به ویژه کوارتز آنها در محیط عاری از تنش (یا حداقل کم تنش) رشد کرده‌اند.

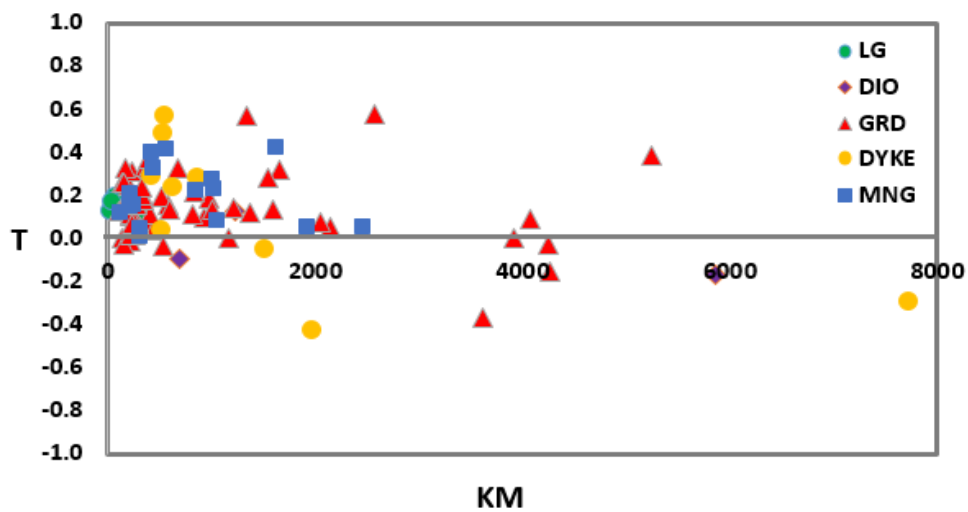
در شکل ۵-۱۱ تغییرات مقدار پارامتر شکل (T) در مقابل درصد ناهمسانگردی مغناطیسی ($P\%$) نشان داده شده است. اکثر نمونه‌های سنگی مورد مطالعه دارای مقادیر T مثبت هستند. بالاترین مقدار T ، $۰/۵۷۳$ است

که مربوط به گرانودیوریت‌ها است. از این نمودار استنباط می‌شود که رابطه تقریباً منظمی بین مقادیر T و P وجود ندارد.

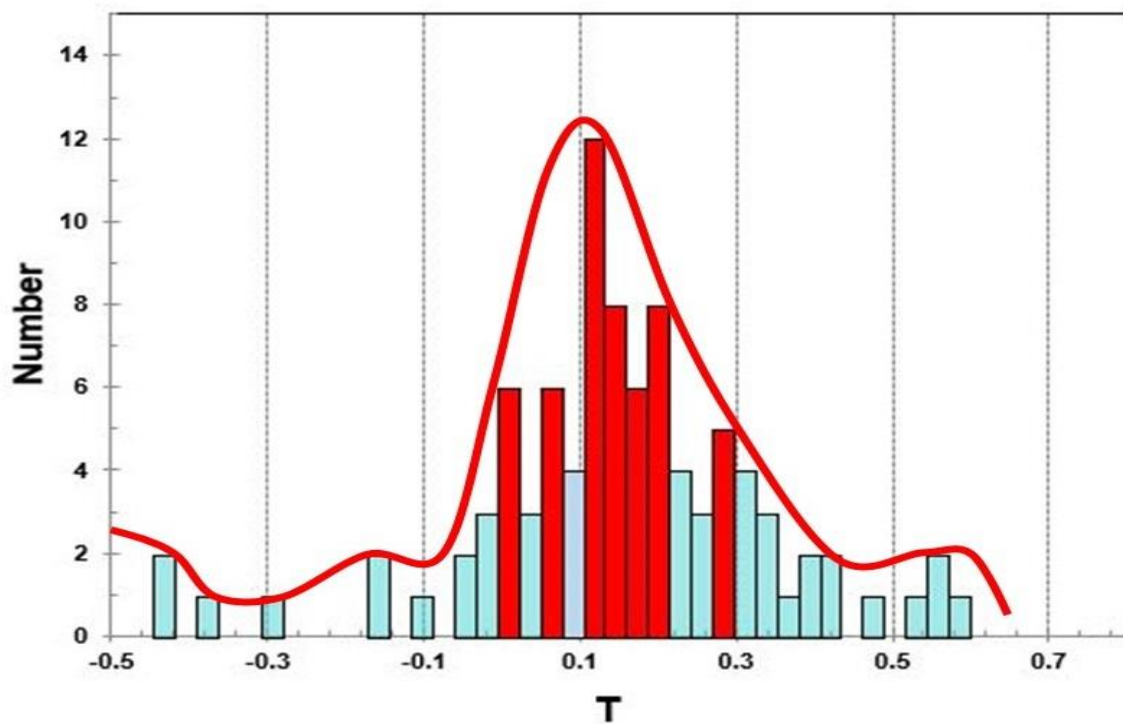


شکل ۵-۱۱- نمودار تغییرات P در مقابل T در تمام نمونه‌های سنگی متعلق به توده گرانیتوئیدی بجستان.

در شکل ۵-۱۲ نمودار تغییرات پارامتر شکل (T) در مقابل تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی (Km) برای همه نمونه‌های سنگی نشان داده شده است. شکل ۵-۱۲ نشان می‌دهد که در نمونه‌های گرانودیوریتی و مونزوگرانیته رابطه صعودی ملموسی بین T و Km وجود دارد. با افزایش مقادیر Km ، مقدار T نیز افزایش پیدا می‌کند ولی در نمونه‌های متعلق به دایک‌ها، دیوریت‌ها و لوکوگرانیته‌ها رابطه چندان بارزی بین T و Km مشاهده نمی‌شود.



شکل ۵-۱۲- نمودار تغییرات T در مقابل Km برای نمونه‌های سنگی توده گرانیتوئیدی بجستان.

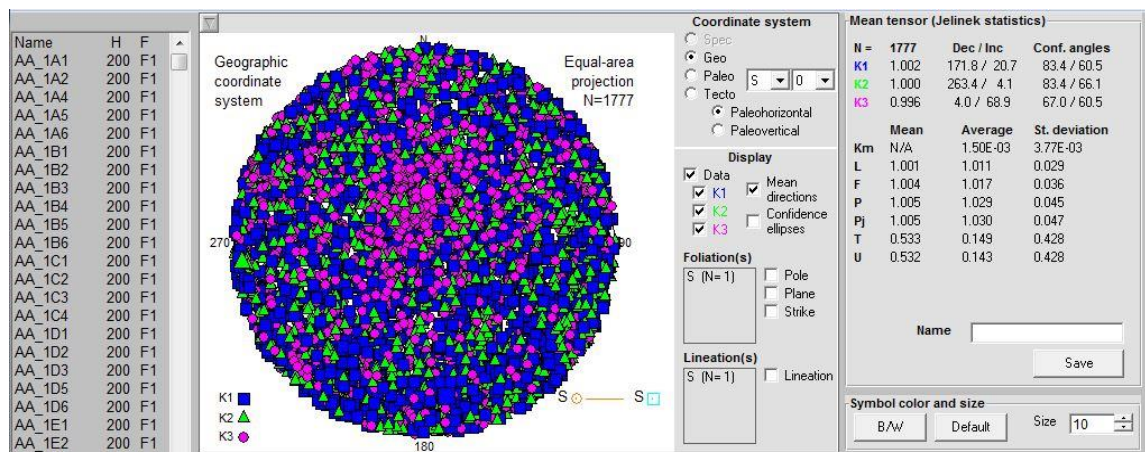


شکل ۵-۱۳- نمودار تغییرات فراوانی T برای کل نمونه‌های سنگی مورد مطالعه.

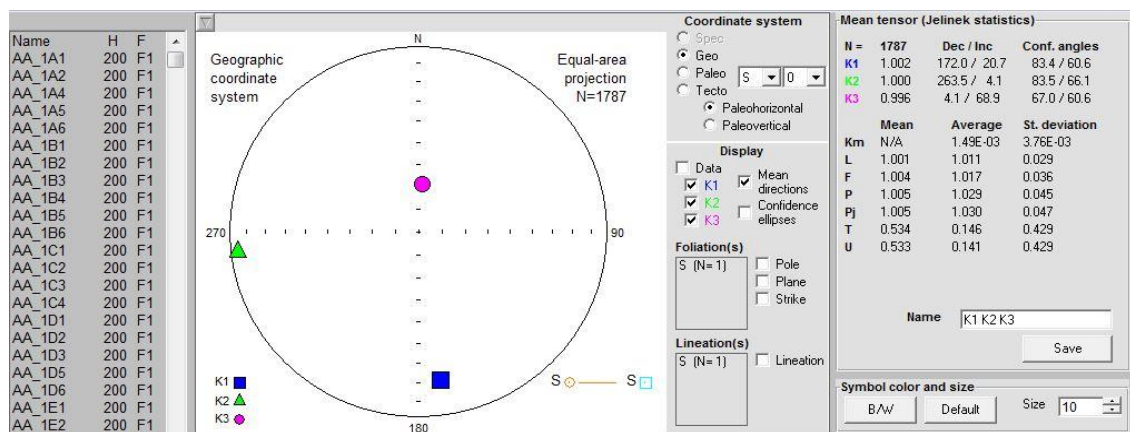
شکل ۵-۱۳ نمودار تغییرات فراوانی پارامتر شکل (T) را نشان می‌دهد که مقادیر T بین -0.45 تا 0.6 متغیر است و بیشترین مقدار T بین -0.5 تا 0.3 است.

یکی دیگر از راه‌های تجزیه و تحلیل پارامترهای مغناطیسی استفاده از استریوگرام‌هایی است که موقعیت برداری محورهای K_1 ، K_2 و K_3 بر روی آن‌ها نمایش داده شده است. استریوگرام نشان‌دهنده موقعیت محورهای بیضوی مغناطیسی تمام نمونه‌های برداشت شده در شکل ۵-۱۴ نشان داده شده است. بیشتر موقعیت محور K_3 حول مرکز استریوگرام واقع می‌شود و معرف شیب زیاد قطب برگواره‌های مغناطیسی می‌باشد. به عبارت دیگر، برگواره‌های مغناطیسی دارای شیب نسبتاً کم هستند. از سوی دیگر موقعیت محورهای K_1 که با مربع آبی نشان داده شده است، نشان می‌دهد که اکثر خطواره‌های مغناطیسی مورد مطالعه در ربع جنوب شرق استریوگرام واقع می‌شوند و دارای شیب نسبتاً کم می‌باشند. از سوی دیگر، موقعیت‌های محور K_2 اکثراً در پیرامون حاشیه استریوگرام واقع شده‌اند و معرف شیب کم بردار مغناطیسی حدواسط یا K_2 می‌باشند. در مجموع، این نمودار بیانگر آنست که نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، رفتار ناهمگنی را از خود نشان می‌دهند. برگواره‌های مغناطیسی دارای شیب کمی هستند و خطواره‌های مغناطیسی عمدتاً به سمت جنوب-شرق آرایش یافته‌اند. موقعیت محورهای استریوگرام مربوط به هر گروه سنگی به طور مجزا مورد بحث و بررسی قرار خواهند گرفت.

استریوگرام نشان‌دهنده موقعیت محورهای بیضوی مغناطیسی نمونه‌های سنگی برداشت شده به ازای هر ایستگاه در شکل ۵-۱۵ نشان داده شده است. به علت تعداد زیاد تصویر بخشی از شکل به قسمت پیوست انتقال داده شده است تا زیبایی متن از دست نرود، و پیوستگی مطالب نیز برقرار باشد.

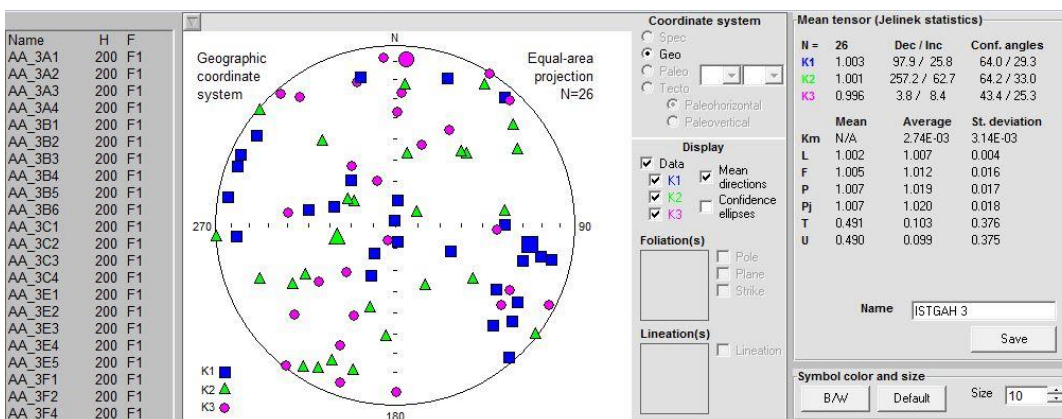
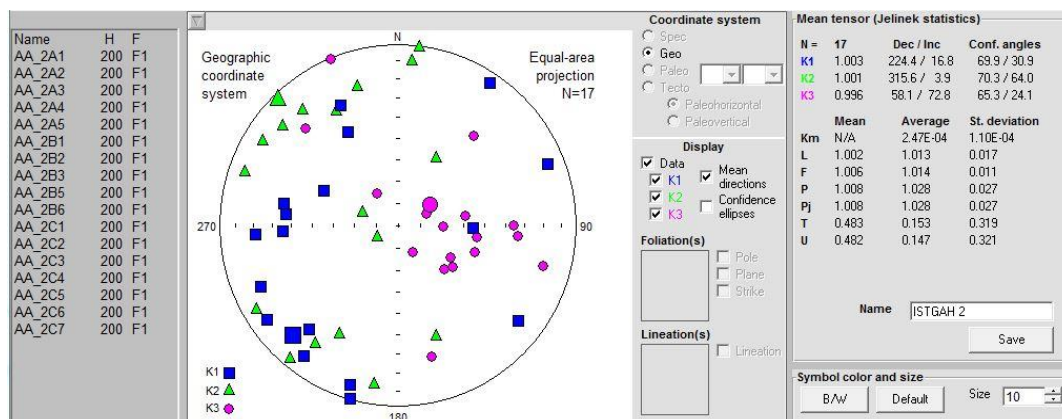
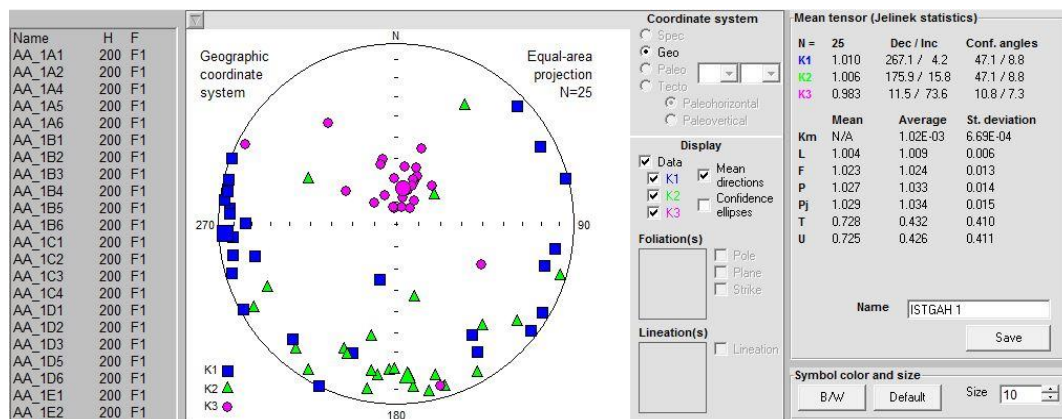


الف



ب

شکل ۵-۱۴-الف- استریوگرام ترسیم شده مبتنی بر اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی با استفاده از نرم افزار Anisoft4.2 برای نمونه‌های برداشت شده، ب- موقعیت قرارگیری میانگین K_1 ، K_2 و K_3 برای نمونه‌ها.

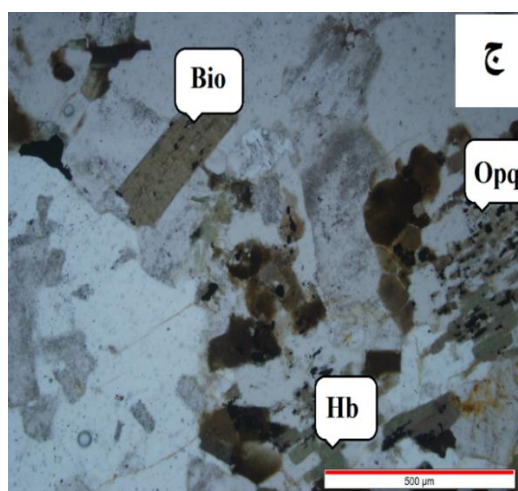
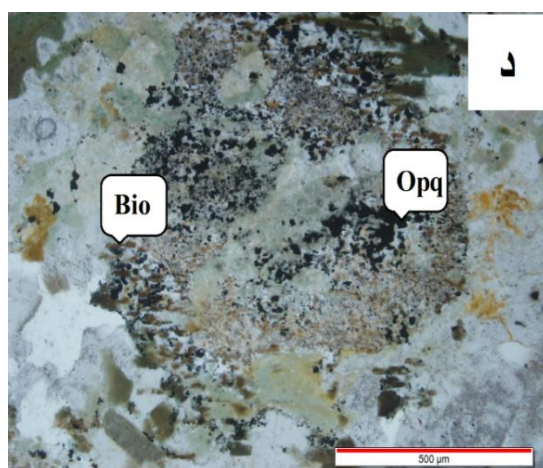
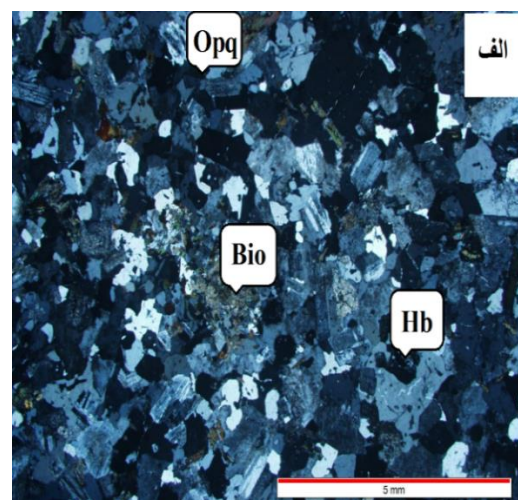
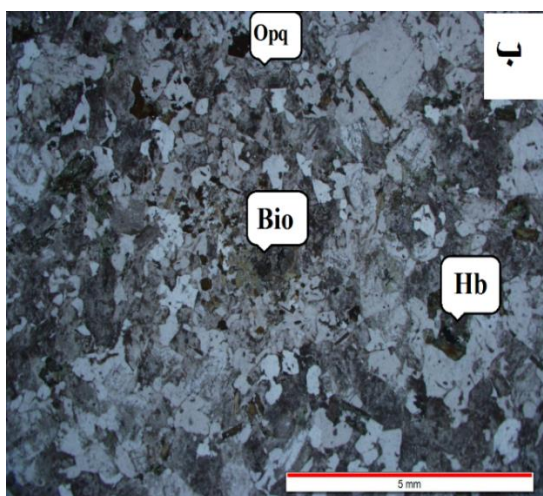


شکل ۵-۱۵- استریوگرام‌های ترسیم شده مبتنی بر پارامترهای مغناطیسی اندازه گیری با استفاده از نرم افزار **Anisofit 4** برای گرانودیوریت‌ها، مونزوگرانیت‌ها، دیوریت‌ها، تورمالین‌ها، لوکوگرانیت‌ها و دایک‌های قطع کننده توده گرانیتوئیدی بجستان. برای دیدن ادامه شکل به بخش پیوست مراجعه کنید.

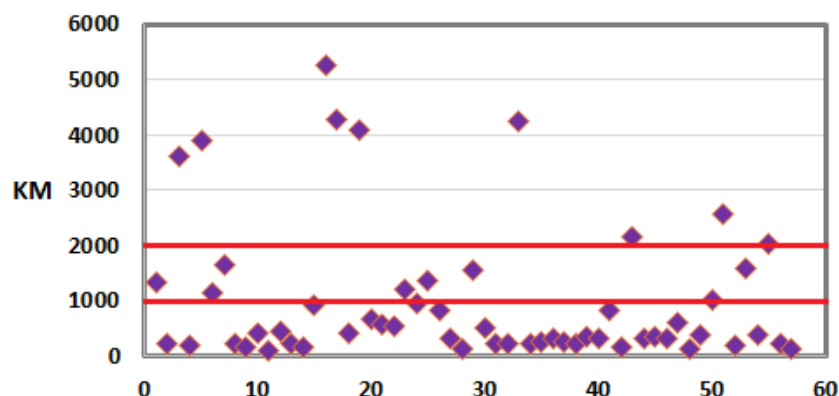
۵-۲-۱- بررسی پارامترهای مغناطیسی در گرانودیوریت‌ها

با توجه به داده‌های بدست‌آمده از جدول پیوست ۱، بالاترین میزان Km در گرانودیوریت‌ها مربوط به نمونه AA-33A بوده که مقدار آن $5246 \mu\text{SI}$ است. این نمونه گرانودیوریت تورمالین‌دار، دانه ریز تا متوسط است و حاوی بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوکلاز، تورمالین، هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت است و تجمعات تورمالین‌های سوزنی شکل همراه با ارتوز در این نمونه دیده می‌شود و اکثراً کانی‌های مافیک به کلریت و اپیدوت دگرسان شده‌اند. پلاژیوکلازها نیز عمدتاً به سریسیت تبدیل شده‌اند. دلیل اصلی بالا بودن پذیرفتاری مغناطیسی آنها، وجود برخی از بلورهای بیوتیت و هورنبلند سبز در برگیرنده ادخال‌های زیادی از دانه‌های اوپک به (احتمال زیاد مگنتیت) می‌باشند. میزان فراوانی بیوتیت، هورنبلند و کانی‌های اوپک می‌تواند مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی کل سنگ را تحت تأثیر قرار دهد (شکل ۵-۱۶). پایین‌ترین میزان Km مربوط به مغزه AA-23A با $101 \mu\text{SI}$ است.

شکل ۵-۱۷ تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی (Km) در نمونه‌های سنگی توده گرانودیوریتی بجستان را نشان می‌دهد و معرف آنست که مقادیر Km گرانودیوریت‌ها نزدیک به $100 \mu\text{SI}$ تا حداکثر $5000 \mu\text{SI}$ متغیر است، ولی عمدتاً در محدوده بین $200 \mu\text{SI}$ تا $2000 \mu\text{SI}$ قرار می‌گیرد. مقادیر Km متأثر از فراوانی بیوتیت، هورنبلند و مقادیری کانی اوپک می‌باشد.



شکل ۵-۱۶- الف و ب: تصاویری میکروسکوپی از گرانودیوریت‌های تورمالین دار، حاوی بیوتیت، هورنبلند سبز و مگنتیت (در XPL و PPL). ج و د: تصاویری از حضور کانی‌های بیوتیت، اوپک و هورنبلند سبز (در XPL). مقدار **T** این نمونه حدود ۰/۳ و **P** آن حدود ۲/۱ درصد است و متعلق مربوط به ایستگاه سی و سه است و در بخش مرکزی منطقه قرار دارد.



شکل ۵-۱۷- تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های گرانیتوئیدی بجستان.

۵-۲-۲- بررسی پارامترهای مغناطیسی در رگه‌های کوارتز - تورمالین

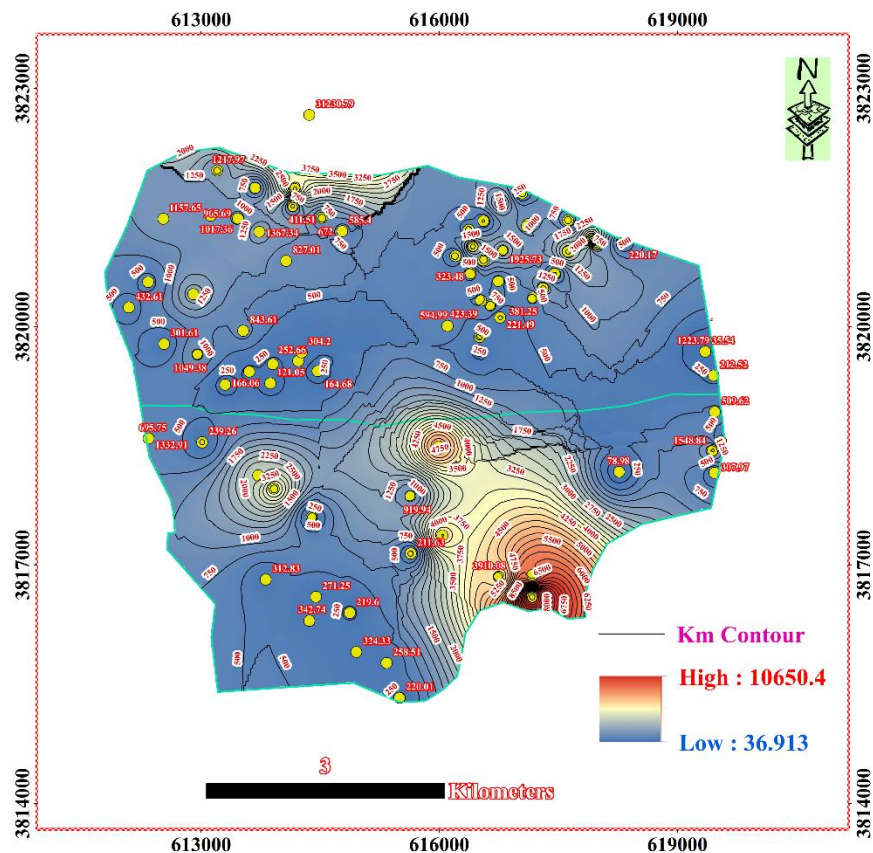
در اکثر مناطق توده گرانیتوئیدی بجستان به‌خصوص در قسمت شمال شرق آن، رگه‌های کوارتز تورمالین به اکثر فازهایی ماگمایی منطقه را قطع کرده‌اند و دارای فراوانی زیادی هستند و در ضمن از لحاظ سنی جوانتر از بقیه واحدها می‌باشند. لازم به ذکر است البته دایک‌های آندزیتی آخرین فاز ماگمایی هستند. تورمالین‌ها حاصل تبلور سیالات غنی از بور (B)، که فازهای تفریقی انتهایی هستند، می‌باشند. در سنگ‌هایی که AMS بطور غالب تورمالین ایجاد می‌شود، انتظار می‌رود که K_3 موازی با جهت یافتگی خطی (خطوارگی) و عمود بر سطح برگوارگی بلورهای تورمالین باشد. معمولاً در مورد رخساره بیوتیت $L < F$ می‌باشد؛ در حالی که برای رخساره تورمالین بطور میانگین L مساوی یا کمی بزرگتر از F است. سنگ‌هایی که مقدار کانی تورمالین آن‌ها بیشتر از بقیه کانی باشد، پذیرفتاری مغناطیسی را با مشکل مواجه می‌کنند و نمی‌توان از آنها در مطالعات AMS استفاده کرد.

۵-۳- بررسی نقشه‌های مبتنی بر تعریف پارامترهای مغناطیسی

با استفاده از نتایج نهایی داده‌های خروجی دستگاه اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی ارائه شده در جدول ۵-۱، نقشه‌های تغییرات پارامترهای مغناطیسی مختلف توده گرانیتوئیدی بجستان ترسیم شده است. در ادامه به بحث و بررسی هر یک از نقشه‌های به دست آمده می‌پردازیم.

۵-۳-۱- نقشه پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km)

یکی از مهمترین پارامترها در مطالعه فابریک‌های مغناطیسی، پذیرفتاری مغناطیسی میانگین می‌باشد. این پارامتر نتایج مهم و ارزشمندی درباره ماهیت مغناطیسی سنگ‌های گرانیتوئیدی و همچنین در تعبیر و تفسیر ویژگی‌های مختلف از جمله تغییرات فراوانی کانی‌های دارای خواص مغناطیسی و شناخت احتمالی انواع آن‌ها در اختیار ما قرار می‌دهد. در حاشیه شرقی و غربی توده گرانیتوئیدی بجستان معمولاً مقادیر Km پایین و حدود $36 \mu\text{SI}$ تا $300 \mu\text{SI}$ می‌باشد. در بخش شمالی و جنوبی مقدار Km بیشترین فراوانی را نشان می‌دهد و حداکثر به $10659 \mu\text{SI}$ می‌رسد. در سایر بخش‌های توده گرانیتوئیدی بجستان مقادیر Km بین $300 \mu\text{SI}$ تا $5858 \mu\text{SI}$ متغیر است. با توجه به مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین در هر ایستگاه (ارائه شده در جدول ۵-۱) نقشه پذیرفتاری مغناطیسی میانگین ترسیم شده است (شکل ۵-۱۸). مناطقی که دارای K_m بزرگتر هستند از نظر کانی‌شناسی با فراوانی بیشتر هورنبلند و بیوتیت و حضور فازهای آهن‌دار و اوپک نظیر مگنتیت سازگار است. لازم به ذکر است خطی که در بخش میانی شکل ۵-۱۸ و سایر اشکال مشابه دیده می‌شود مرز جدا کننده توده گرانیتوئیدی بجستان به دو قلمرو شمالی و جنوبی است که در بخش‌های پایانی این فصل به تفصیل در مورد آن شرح داده خواهد شد.



شکل ۵-۱۸- کنتور دیاگرام و نقشه نشان دهنده تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) در توده گرانیتوئیدی بجستان.

۵-۳-۲- نقشه درصد ناهمسانگردی مغناطیسی (P%)

درصد ناهمسانگردی مغناطیسی از رابطه بین پذیرفتاری مقادیر عددی K1 به عنوان حداکثر مقدار پذیرفتاری مغناطیسی و K3 معرف حداقل میزان پذیرفتاری مغناطیسی و طبق رابطه $K1/K3$ حاصل می‌گردد. درصد P

یا ناهمسانگردی مغناطیسی طبق رابطه $P(\%) = \left(\frac{K1 - K3}{K3} \right) \times 100$ محاسبه می‌شود و رابطه بین مقادیر

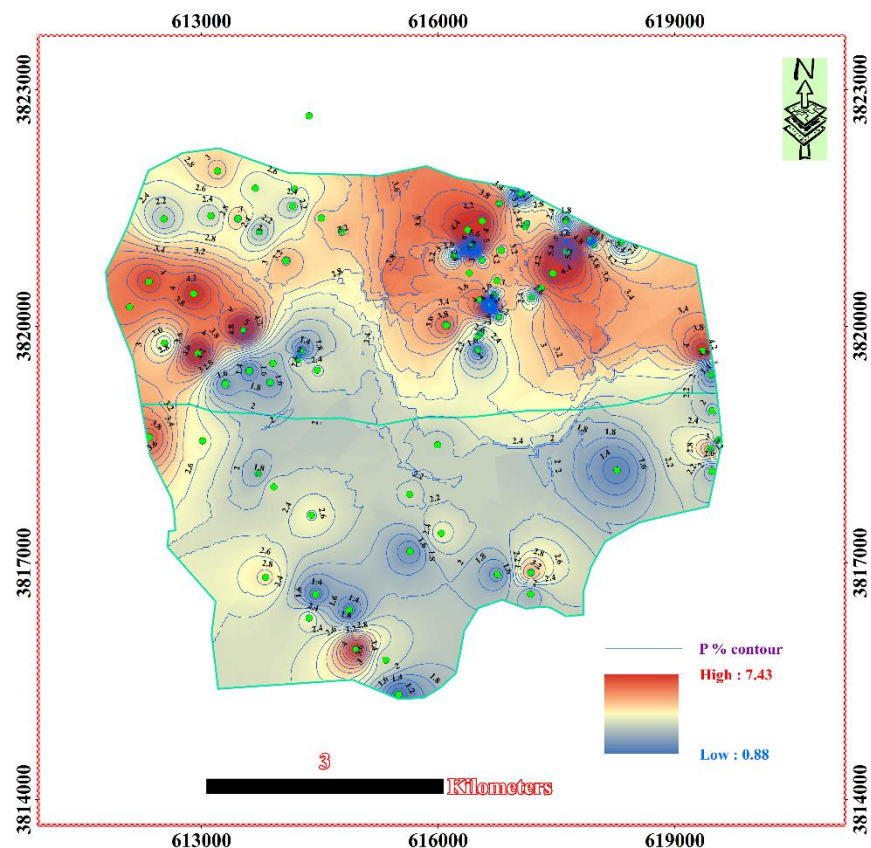
عددی K1 و K3 را به زبانی ساده‌تر بیان می‌کند. بر طبق مقادیر P % بدست آمده برای توده گرانیتوئیدی

بجستان که در جدول ۵-۱ ارائه شده است و استفاده از نرم افزار ArcGIS10.3، نقشه تغییرات این پارامتر

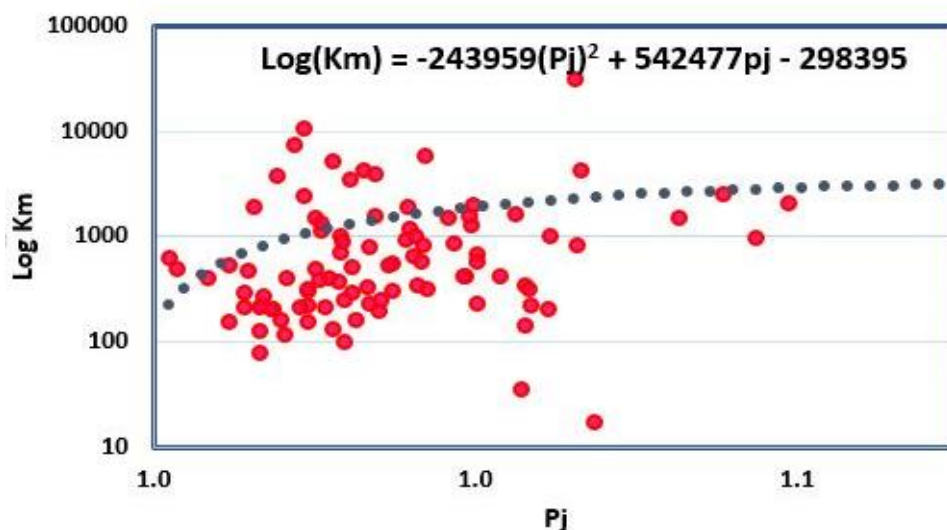
ترسیم شد تا فهم تغییرات آن در محدوده توده گرانیتوئیدی بجستان، آسانتر گردد. دامنه تغییرات درصد

انیزوتروپی در توده گرانیته‌ی بجستان بین 0.2 تا $18/8$ درصد متغیر است. با ترسیم نقشه منطقه‌بندی این پارامتر، نقشه‌ای با طیف رنگی از درصد ناهمسانگردی مغناطیسی حاصل شد که در شکل ۵-۱۹ نشان داده شده است. با توجه به بررسی نمودار توزیع کلی پارامتر درصد انیزوتروپی درمی‌یابیم که کمترین مقدار P با 0.3 درصد در ایستگاه ۱۸ مربوط به دایک‌ها می‌باشد و بیشترین مقدار P با مقدار $18/9$ درصد در ایستگاه ۵۳ مربوط به دیوریت‌ها می‌باشد (جدول پیوست شماره ۱).

همانطور که در شکل ۲۰-۵ دیده می‌شود درصد ناهمسانگردی با پذیرفتاری مغناطیسی رابطه مستقیم دارد. نمونه‌هایی که دارای Km بالاتری هستند از درصد ناهمسانگردی مغناطیسی بالاتر یا بیشتری برخوردار هستند.



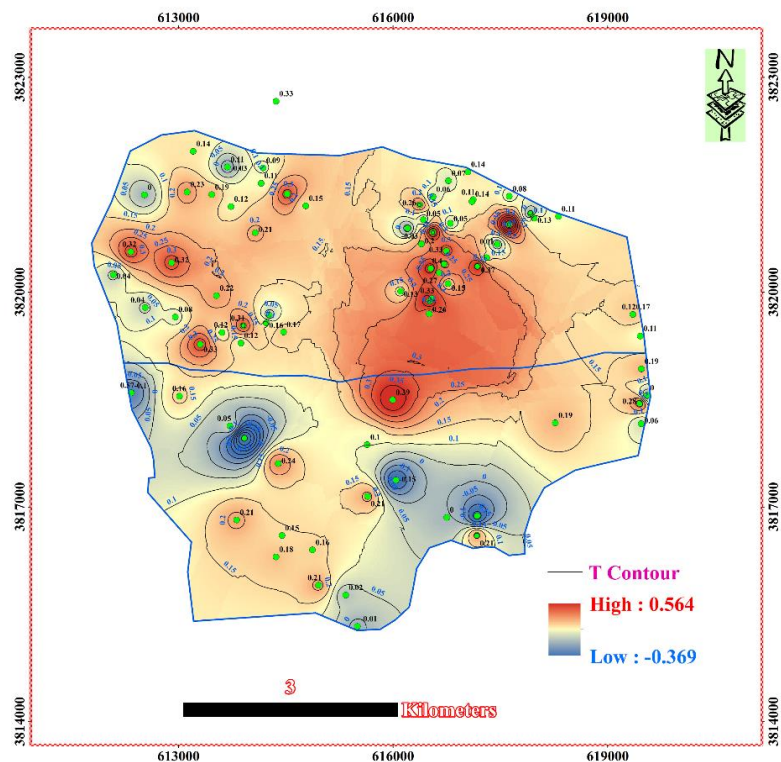
شکل ۵-۱۹- کنتور دیاگرام و نقشه تغییرات درصد ناهمسانگردی مغناطیسی ($P\%$).



شکل ۵-۲۰ - نمودار تغییرات درصد ناهمسانگردی مغناطیسی تصحیح شده (P_j) در برابر میزان پذیرفتاری مغناطیسی (K_m) برای نمونه‌های سنگی توده گرانیتوئیدی بجستان.

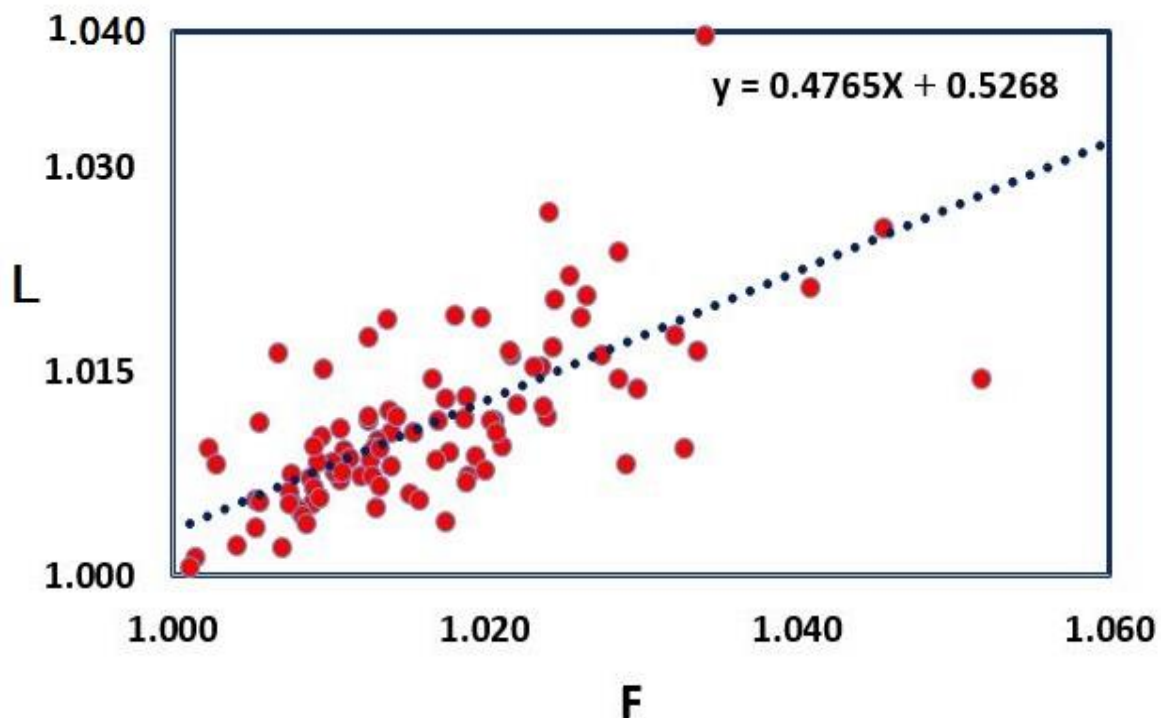
۵-۳-۳- نقشه پارامتر شکل (T)

پارامتر شکل (T)، معرف شکل بیضوی مغناطیسی است. مقدار این پارامتر بین +۱ تا -۱ متغیر می‌باشد. اگر مقدار T کمتر از صفر باشد بیانگر آن است که بیضوی مغناطیسی سیگاری، دوکی یا خطی (Prolate) شکل است و اگر مقدار T مثبت یا بیشتر از صفر باشد، مبین آن است که شکل بیضوی مغناطیسی کلوچه‌ای یا صفحه‌ای شکل (Oblate) است. بر اساس داده‌های به دست آمده در جدول ۵-۱، مقادیر عددی پارامتر شکل T به موقعیت هر ایستگاه نسبت داده شد و در نقشه تغییرات مقادیر T حاصل گردید که در شکل ۵-۲۱ نشان داده شده است. مقادیر پارامتر T توده گرانیتوئیدی بجستان بین -۰/۴۳۰ تا ۰/۵۷۳ متغیر است. مقدار این پارامتر برای بیشتر نمونه‌های سنگی گرفته شده در محدوده مثبت قرار می‌گیرد (بین صفر تا یک) و شکل بیضوی پذیرفتاری مغناطیسی به حالت کلوچه‌ای یا صفحه‌ای نزدیک‌تر است.



شکل ۵-۲۱- کنتور دیاگرام و نقشه نشان دهنده تغییرات پارامتر T .

با توجه به شکل ۵-۲۱ استنباط می‌گردد که مقدار مثبت پارامتر T در قسمت شمال شرق و در مجموع در بخش شمالی توده گرانیتوئیدی بجستان بیشتر است. مطالعات صورت گرفته نشان می‌دهد که حدود ۸۰ درصد از نمونه‌ها از نوع کلوچه‌ای شکل $T(0, +1)$ و حدود ۲۰ درصد از آنها دوکی شکل $T(0, -1)$ می‌باشند. با توجه به جدول ۵-۱، کمترین مقدار T مربوط به ایستگاه ۳۶ (۰/۴۳۰) و بیشترین مقدار آن مربوط به ایستگاه ۴۱ (۰/۵۷۱) می‌باشد. سنگ‌های هردو ایستگاه از جنس دایک‌های آندزیتی می‌باشند.

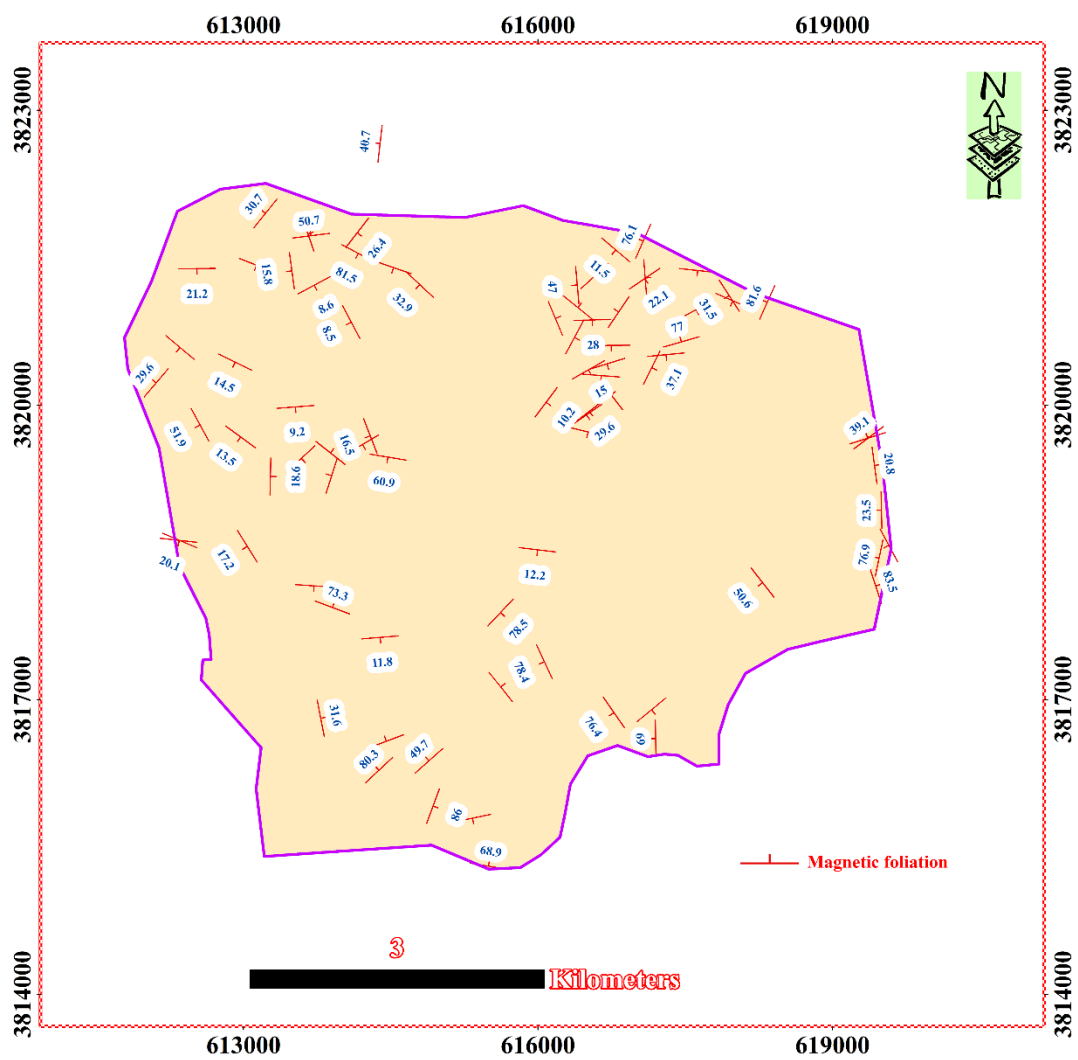


شکل ۵-۲۲- نمودار تغییرات پارامترهای L در مقابل F.

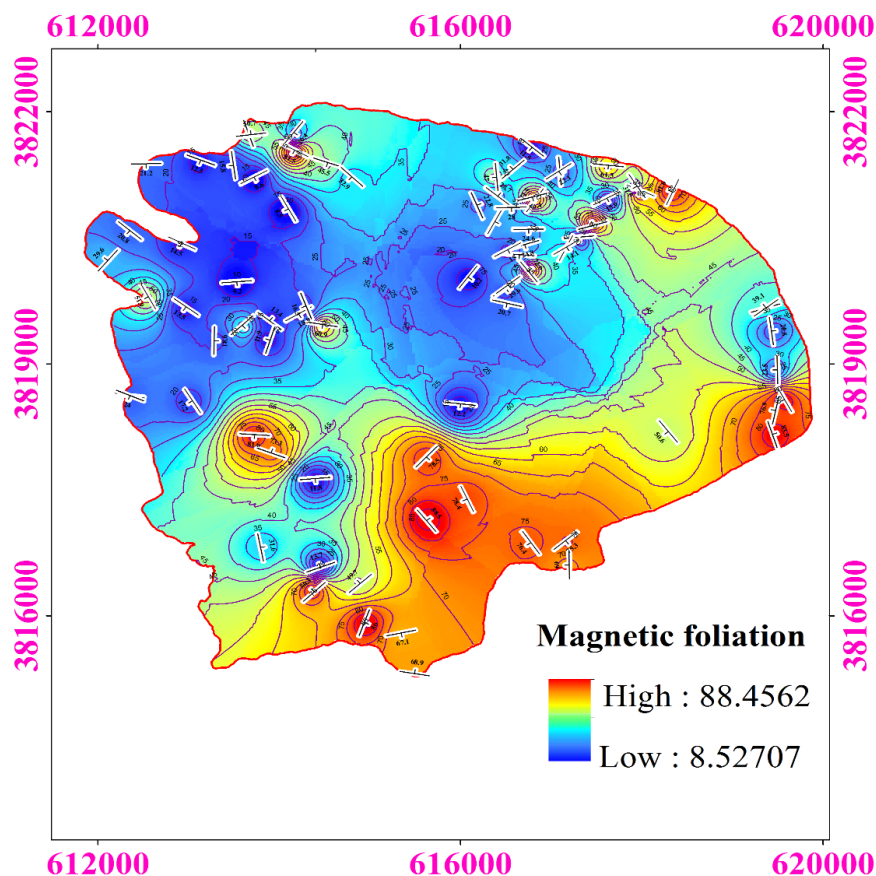
پارامتر T تابعی از خطوارگی و برگوارگی است و با توجه به دو پارامتر L و F تعریف می‌شود (شکل ۵-۲۲). این شکل رابطه مستقیم بین خطوارگی با برگوارگی را نشان می‌دهد. بخش مرکزی و بخشی از شمال توده گرانیتوئیدی بجستان دارای مقادیر T مثبت و بالایی می‌باشد و معرف آن است که بیضوی مغناطیسی آنها غالباً صفحه‌ای شکل می‌باشد. یعنی برگوارگی بر خطوارگی غلبه دارد.

۵-۳-۴- نقشه برگوارگی مغناطیسی

کوچکترین محور بیضوی مغناطیسی (K_3)، نشان‌دهنده قطب برگواره‌های مغناطیسی می‌باشد. بر اساس پارامتر K_3 ارائه شده در جدول ۵-۱ نقشه برگواره‌های مغناطیسی توده گرانیتوئیدی بجستان ترسیم شده است (شکل ۵-۲۳). برگواره‌های مغناطیسی با نماد | نشان داده شده‌اند، خط بزرگ معرف امتداد و خط کوچک نشان دهنده جهت شیب می‌باشد.



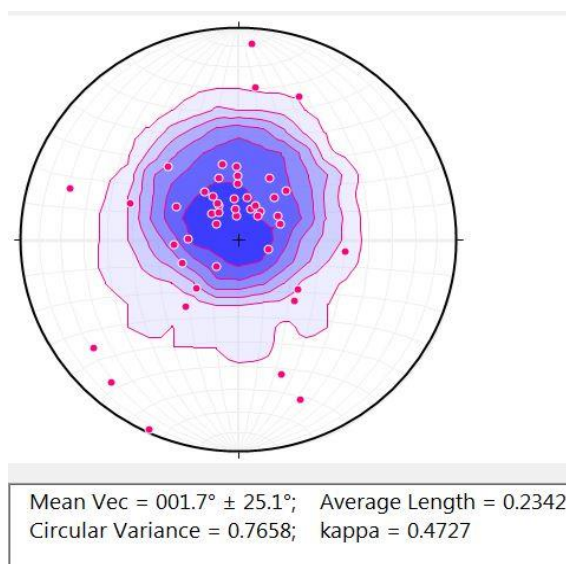
شکل ۵-۲۳- نقشه چگونگی آرایش برگواره‌های مغناطیسی و تغییرات شیب آنها در توده گرانیتوئیدی بجستان.



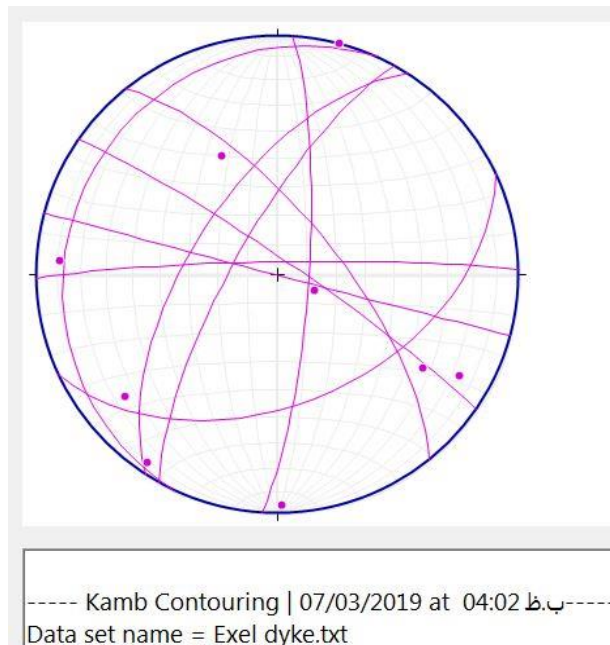
شکل ۵-۲۴- نقشه تغییرات شیب برگواره‌های مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی بجستان.

همچنین تغییرات شیب برگواره‌های مغناطیسی توده گرانیتوئیدی بجستان به صورت طیف تغییرات رنگی و کنتور دیاگرام در شکل ۵-۲۴ نشان داده شده است. این شکل نشان دهنده این است که در حاشیه جنوب و جنوب شرقی توده گرانیتوئیدی بجستان برگواره‌های مغناطیسی دارای شیب نسبتاً زیادی هستند (۶۰ تا ۸۰ درجه) و حداکثر شیب آن‌ها به ۸۸/۵ درجه می‌رسد (به ویژه در محل حضور یا رخنمون دیوریت‌ها). به سمت شمال و شمال غرب مقدار شیب برگواره‌های مغناطیسی کاهش می‌یابد و مقدار آن بین ۸ تا ۳۵ درجه متغیر است. معمولاً برای شناخت تغییرات هر پارامتر، مقادیر هر یک از پارامترهای مغناطیسی به صورت طیف رنگی نشان داده می‌شود و برای ارزیابی دقیق‌تر و نشان دادن تغییرات هر یک از پارامترها به صورت منطقه‌ای کنتور دیاگرام‌ها به این شکل‌ها اضافه می‌شوند.

شکل ۵-۲۵- استریوگرام معرف قطب میانگین برگواره‌های مغناطیسی K_3 و کنتور دیاگرام آنها را نشان می‌دهد. و معرف است که قطب‌های برگواره‌های مغناطیسی اکثراً در اطراف مرکز استریوگرام واقع شده‌اند و بنابراین برگواره‌های مغناطیسی دارای شیب کم یا نسبتاً کم می‌باشند.



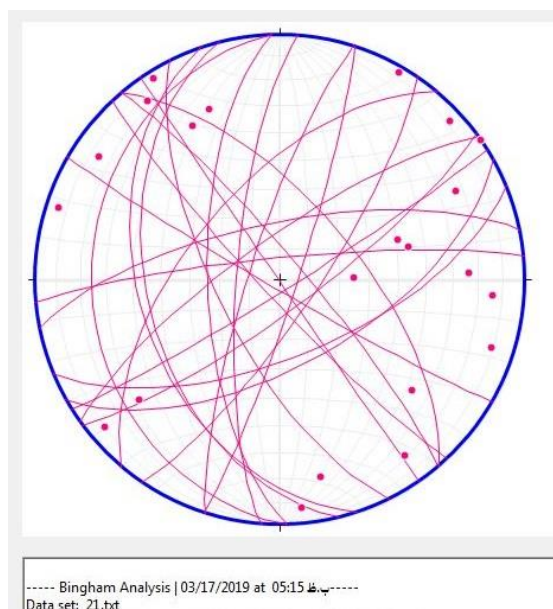
شکل ۵-۲۵- استریوگرام معرف قطب برگواره‌های مغناطیسی و کنتور دیاگرام آن‌ها برای توده‌ی گرانیتوئیدی بجستان.



شکل ۵-۲۶- استریوگرام مبین قطب برگواره‌های مغناطیسی و برگواره‌های دایک‌های آندزیتی بجستان.

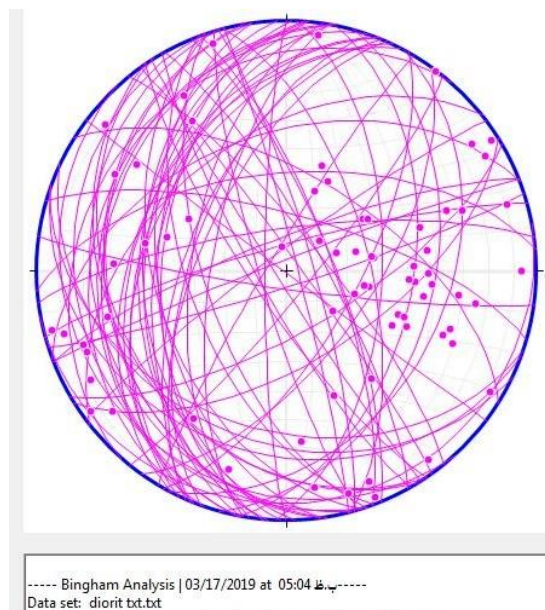
استریوگرام نشان داده شده در شکل ۵-۲۶، معرف شیب زیاد برگواره‌های مغناطیسی در دایک‌های آندزیتی است و به‌وضوح نشان می‌دهد که برگواره‌های مغناطیسی دایک‌های آندزیتی دارای شیب زیاد و نزدیک به عمودی هستند.

استریوگرام نشان داده شده در شکل ۵-۲۷، وضعیت برگواره‌های مغناطیسی در رگه‌های کوارتز - تورمالینی را نشان می‌دهد و به‌وضوح نشان می‌دهد که برگواره‌های مغناطیسی این رگه‌ها نیز دارای شیب نسبتاً زیاد و نزدیک به عمودی هستند که با شواهد صحرایی سازگار است.



شکل ۵-۲۷- استریوگرام مبین قطب برگواره‌های مغناطیسی و صفحات برگواره‌های مغناطیسی رگه‌های کوارتز تورمالین بجستان.

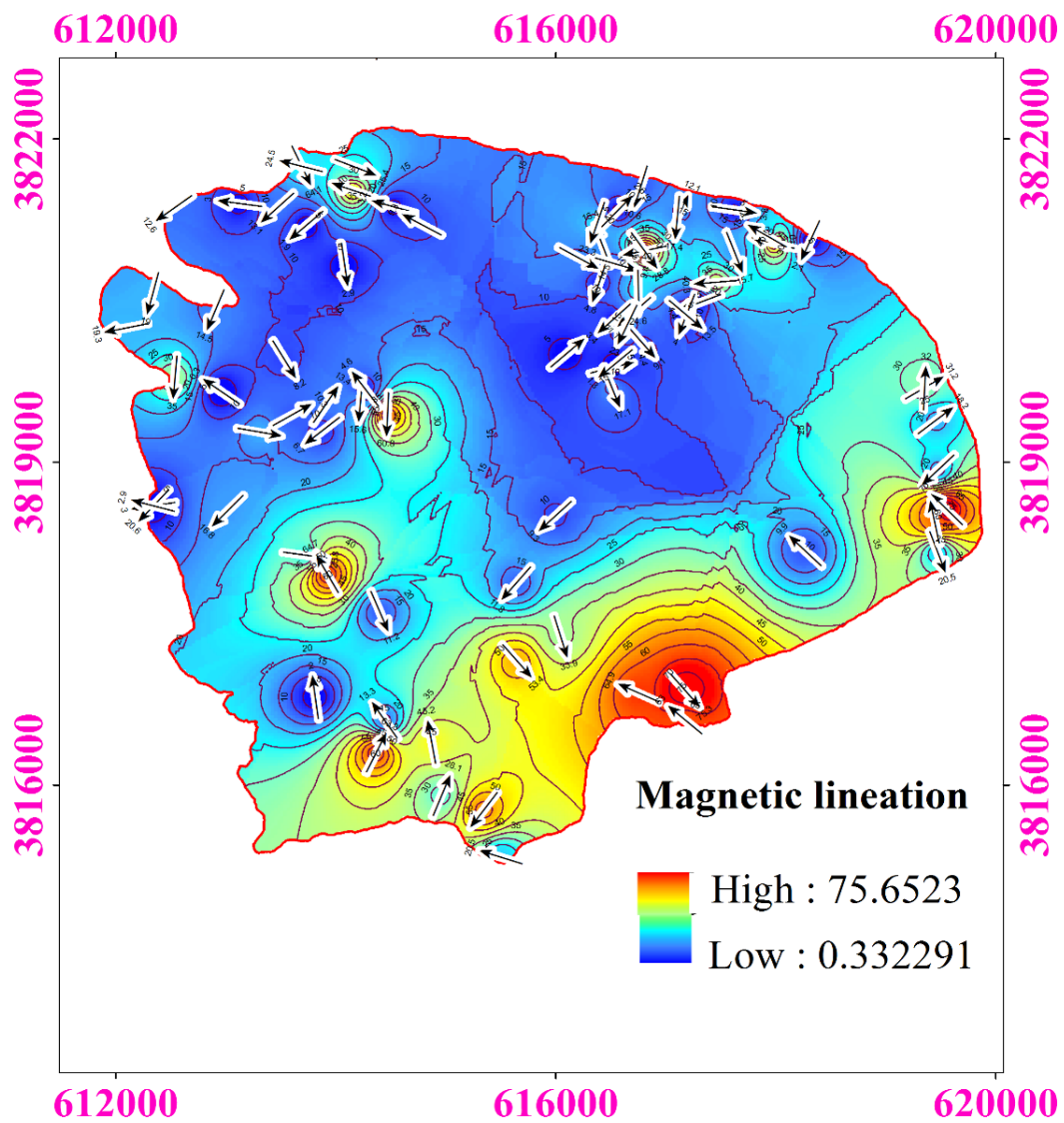
شکل ۵-۲۸- استریوگرام مبین قطب برگواره‌های مغناطیسی دیوریت‌ها را نشان می‌دهد و معرف آنست که شیب برگواره‌های مغناطیسی کم می‌باشد. به‌وضوح نشان می‌دهد که برگواره‌های مغناطیسی دارای شیب کم و کمی نزدیک به افقی هستند.



شکل ۵-۲۸- استریوگرام مبین قطب بر گواره‌های مغناطیسی
و صفحات بر گواره‌های مغناطیسی دیوریت‌های توده گرانیتوئیدی بجستان.

۵-۳-۵- نقشه خطوارگی مغناطیسی

نقشه خطوارگی مغناطیسی بر اساس پارامتر K_1 یا ویژگی‌های بزرگترین محور بیضوی مغناطیسی ترسیم می‌شود. در نقشه خطوارگی مغناطیسی K_1 با نماد فلش ($\uparrow$) به نمایش در آمده است. با توجه به مقادیر آزمون و مقدار میل آنها، این خطواره‌ها بر روی نقشه خطوارگی مغناطیسی نمایش داده شده‌اند. این خطواره‌ها با استفاده از نرم‌افزار ArcMap ترسیم شده‌اند و مقدار میل آن‌ها در کنار فلش مربوطه درج گردیده و براساس نقشه خطواره‌های مغناطیسی گرانیتوئیدهای بجستان حاصل گردید. با وجود نقشه منطقه‌بندی یا کنتوربندی شده، فهم تغییرات میل خطواره‌های مغناطیسی، آسانتر و قابل فهم‌تر خواهد بود. نقشه چگونگی توزیع خطواره‌های مغناطیسی توده گرانیتوئیدی بجستان در شکل ۵-۲۹ نشان داده شده است. تغییرات میل خطواره‌های مغناطیسی سنگ‌های سازنده توده گرانیتوئیدی بجستان به صورت طیف تغییرات رنگی و کنتور دیاگرام در شکل ۵-۳۰ نشان داده شده است.

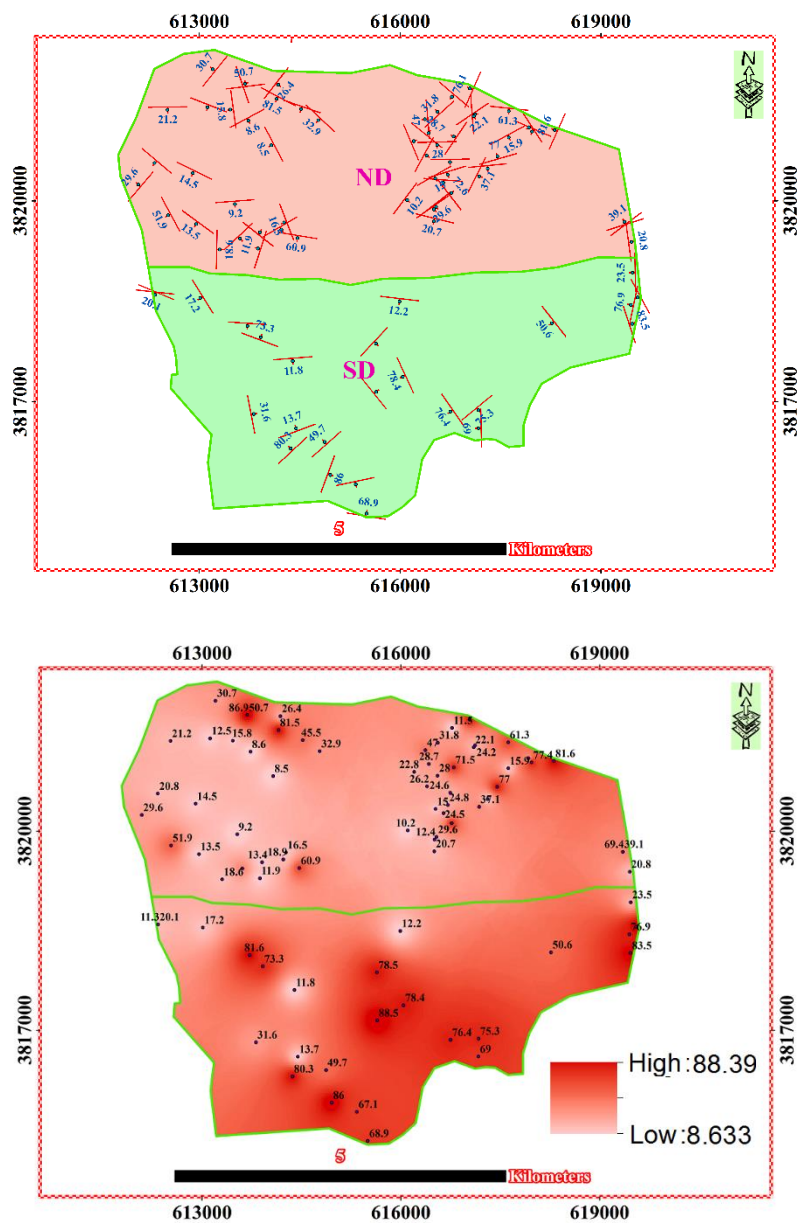


شکل ۵-۳۰- نقشه تغییرات میل خطواره‌های مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی بجستان.

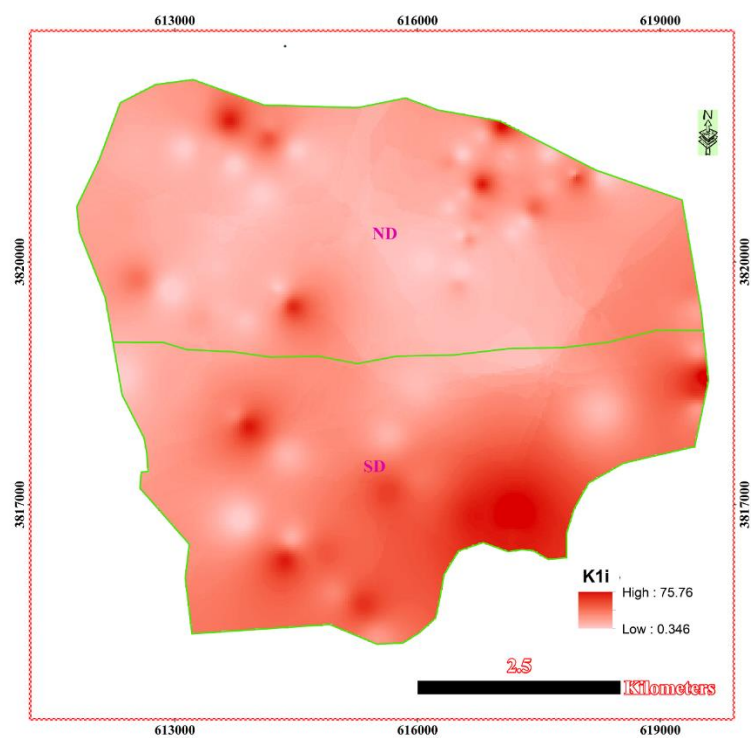
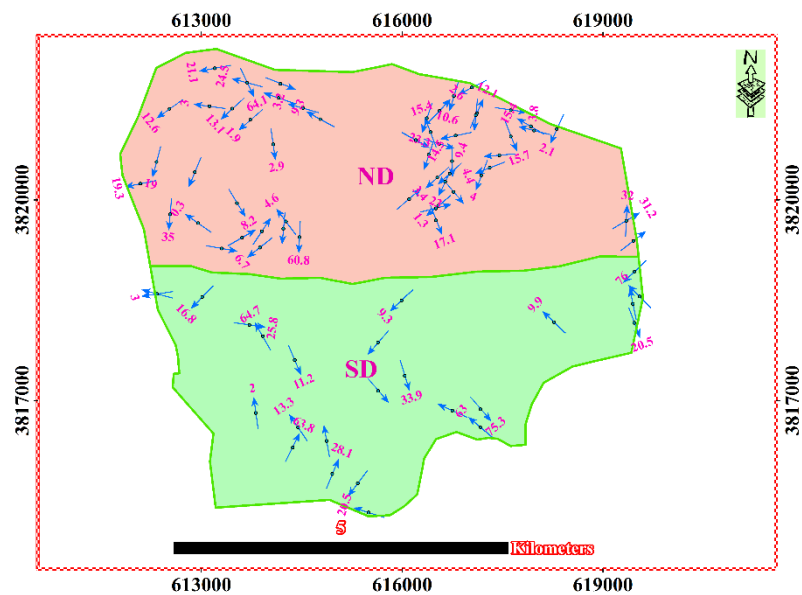
۵-۴- سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی بجستان

برای تعیین سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی بجستان توجه به چند نکته ضروری است: ۱- توده گرانیتوئیدی بجستان را می‌توان به دو بخش مجزا قابل نقشه برداری تفکیک کرد الف- دیوریت‌ها، ب- گرانودیوریت‌ها- مونزوگرانیت‌ها، گرانیت‌ها و گرانیت‌های پورفیروئیدی، ۲- به غیر از دیوریت‌ها ترسیم مرز مشخصی بین گروه‌های سنگی گرانودیوریت- مونزوگرانیت، گرانیت‌ها و گرانیت‌های پورفیروئیدی عملاً امکان پذیر نیست. در ضمن بر اساس مطالعات پتروگرافی، نمونه‌های سنگی متعلق به کلیه ایستگاه‌های نمونه برداری دارای فابریک ماگمایی و ساب ماگمایی هستند. این امر نشان می‌دهد که ماگما یا ماگماهای سازنده توده گرانیتوئیدی بجستان در محیطی عاری از تنش یا کم تنش تبلور یافته‌اند. با توجه به این پیش فرض‌ها می‌توان الگوی خطواره‌ها و برگواره‌های مغناطیسی توده گرانیتوئیدی بجستان را بطور همزمان مورد توجه قرار داد (شکل‌های ۵-۳۱ و ۵-۳۲). با نگاهی دقیق به برگواره‌ها و خطواره‌های مغناطیسی و در نظر گرفتن تغییرات سایر پارامترها می‌توان توده گرانیتوئیدی بجستان را به دو قلمرو یا بخش شمالی و جنوبی تقسیم کرد. در بخش جنوبی اکثر برگواره‌ها و خطواره‌های مغناطیسی دارای شیب و میل زیادی هستند. استریوگرام‌های مربوط به هریک از این قلمروها شکل‌های ۵-۳۳ و ۵-۳۴ نشان داده شده است و شیب و میل زیاد برگواره‌ها و خطواره‌های مغناطیسی را به وضوح نشان می‌دهد. در قلمرو جنوبی مقادیر پارمتر شکل منفی یا مثبت با بزرگای کم می‌باشد و بنابراین بیضوی‌های مغناطیسی دوکی شکل تا کلوچه‌ای شکل هستند. در حالی که در قلمرو شمال مقادیر پارمتر شکل مثبت هستند و دارای مقادیر نسبتاً زیاد می‌باشند و بنابراین بیضوی‌های مغناطیسی در این قلمرو عمدتاً کلوچه‌ای شکل هستند و معرف توسعه یافتگی خوب برگوارگی مغناطیسی در این قلمرو می‌باشد. لازم به ذکر است دامنه تغییرات پارمتر شکل (T) بین ۰/۳۶۸- تا ۰/۵۷ متغیر است. مقادیر $P_j(\%)$ نیز در قلمرو جنوبی دارای مقادیر کم تا متوسط می‌باشند. در قلمرو شمالی مقادیر این پارامتر بین متوسط تا زیاد متغیر است. لازم به ذکر است دامنه تغییرات $P_j(\%)$ بین ۰/۹۲۴ تا ۷/۸ متغیر است. همچنین مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) در قلمرو جنوبی و به ویژه در

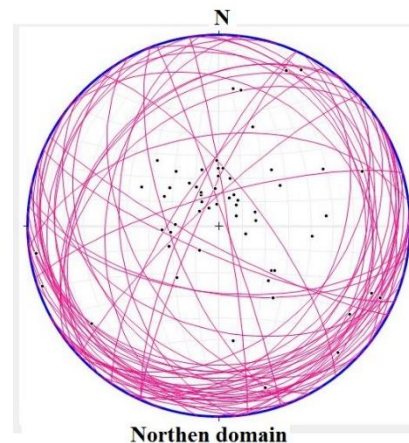
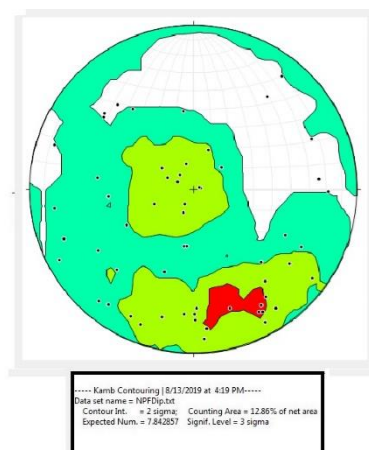
دیوریت‌ها بیشتر است. این امر با حضور مقادیر بیشتری دانه‌های مگنتیت در دیوریت‌ها قابل توجیه است. در شکل ۵-۳۵ تغییرات پارامترهای ذکر شده به وضوح دیده می‌شود.



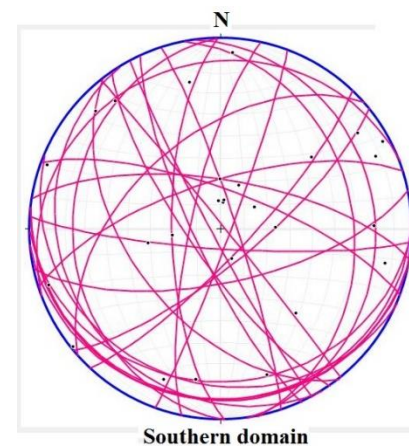
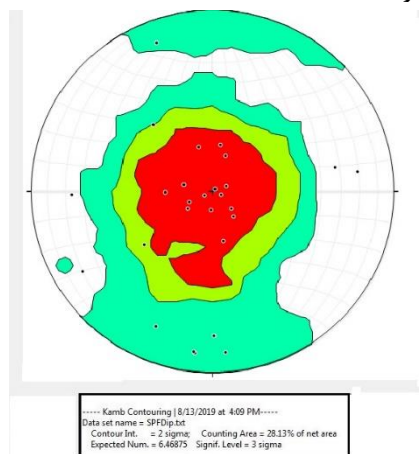
شکل ۵-۳۱- نقشه‌های نشان‌دهنده برگواره‌های مغناطیسی (تصویر بالا) و تغییرات شیب آنها (تصویر پایین). به بالا بودن نسبتاً زیاد شیب برگواره‌های مغناطیسی در قلمرو جنوبی (SD) توجه نمایید.



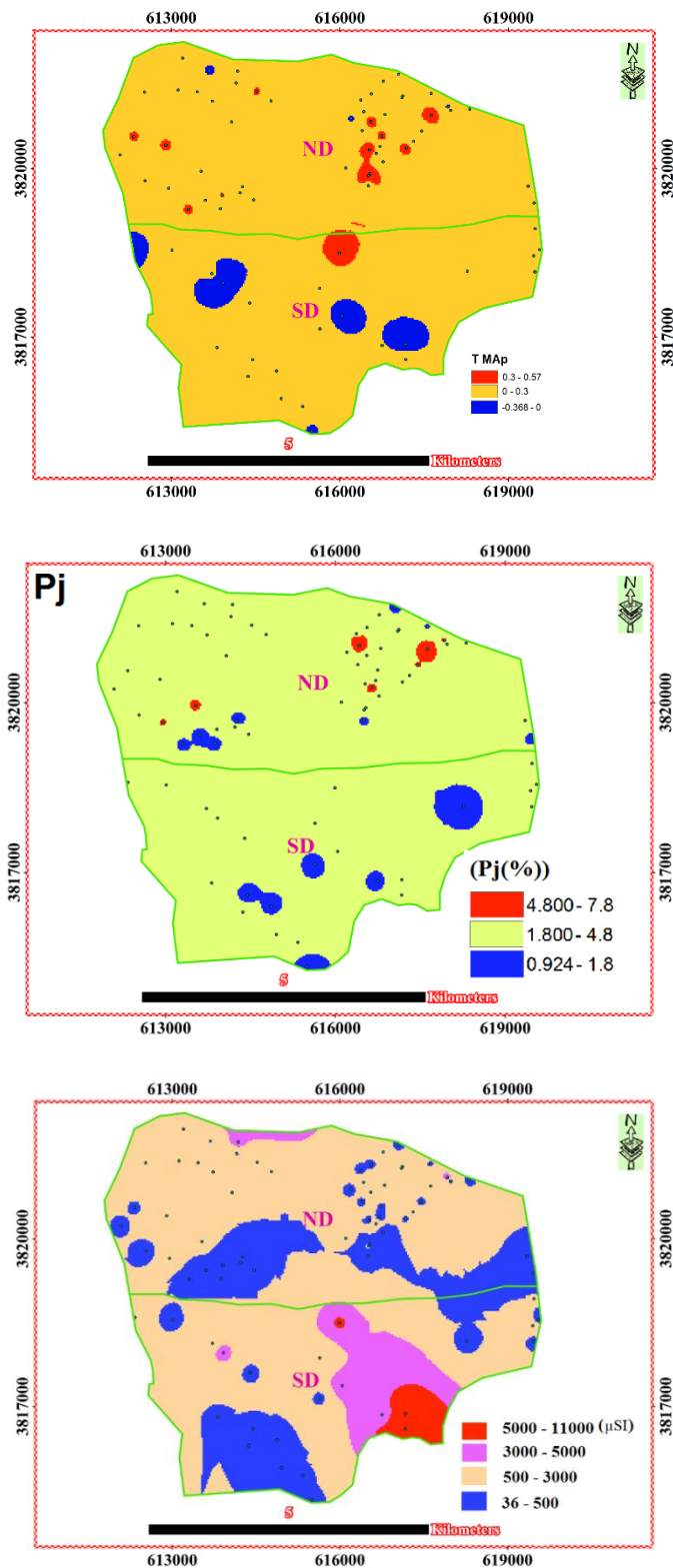
شکل ۵-۳۲- نقشه‌های نشان دهنده خطواره‌های مغناطیسی (تصویر بالا) و تغییرات میل آنها (تصویر پایین).
به بالا بودن نسبتاً زیاد میل خطواره‌های مغناطیسی در قلمرو پایینی (SD) توجه نمایید.



شکل ۵-۳۳- استریوگرام‌های نقشه‌های نشان‌دهنده تغییرات شیب برگواره‌های مغناطیسی در قلمرو بالایی (شمالی) (ND) به صورت صفحات برگوارگی و کنتور دیاگرام. استریوگرام سمت راست بر اساس مشخصات قطب برگواره‌های مغناطیسی ترسیم شده‌اند که به صورت نقاط سیاه رنگ در تصویر دیده می‌شوند. استریوگرام سمت چپ بر اساس مشخصات جهت شیب و شیب برگواره‌های مغناطیسی ترسیم شده‌اند. به تمرکز زیاد نقاط دارای شیب کم (پیرامون محیط استریونت) در این قلمرو توجه نمایید.



شکل ۵-۳۴- استریوگرام‌های نقشه‌های نشان‌دهنده تغییرات شیب برگواره‌های مغناطیسی در قلمرو پایینی (جنوبی) (SD) به صورت صفحات برگوارگی و کنتور دیاگرام. استریوگرام سمت راست بر اساس مشخصات قطب برگواره‌های مغناطیسی ترسیم شده‌اند که به صورت نقاط سیاه رنگ در تصویر دیده می‌شوند. استریوگرام سمت چپ بر اساس مشخصات جهت شیب و شیب برگواره‌های مغناطیسی ترسیم شده‌اند. به تمرکز نقاط دارای شیب زیاد (حول مرکز استریونت) در این قلمرو توجه نمایید.



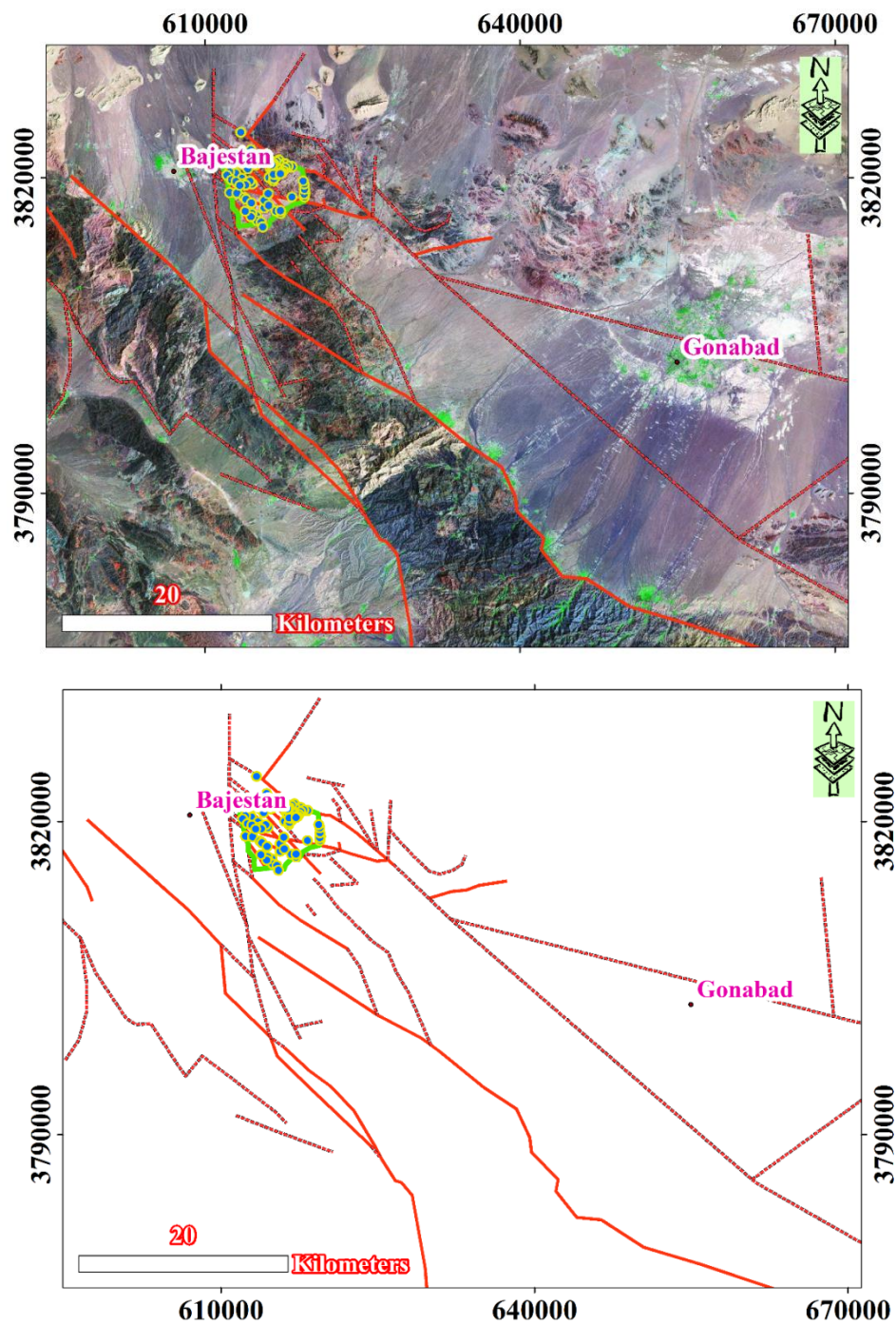
شکل ۵-۳۵- نقشه‌های نشان‌دهنده تغییرات پارامترهای T، Pj(%) و Km در توده گرانیتوئیدی بجستان. به تغییرات هر یک از این پارامترها در قلمروهای شمالی (ND) و جنوبی (SD) توجه نمایید. موقعیت ایستگاه‌های نمونه برداری بر روی این تصاویر نشان داده شده است.

با توجه به الگوی تغییرات برگواره‌ها و خطواره‌های مغناطیسی و قلمروهایی که بر اساس آنها تعیین شده‌اند می‌توان گفت توده گرانیوتوئیدی بجستان احتمالاً از به هم پیوست دو اتاقک ماگمایی تشکیل شده است. شیب کم خطواره‌ها و برگواره‌های مغناطیسی معرف آن است که بخش رخنمون یافته فعلی توده گرانیوتوئیدی بجستان در واقع بخش تاج یا بخش بالایی این توده نفوذی به حساب می‌آید. با توجه به گسترش شواهد دگرگونی مجاورتی از جمله اسکارن‌زایی و کانه‌زایی باریت و آهن در سمت شمال توده گرانیوتوئیدی بجستان، بنظر می‌رسد بخشی از این توده نفوذی با شیب کم به سمت شمال در زیر سنگ‌های میزبان خود جای گرفته است و گرما و سیالات جای گرفته سرچشمه گرفته از آن به بروز دگرگونی مجاورتی و کانه‌زایی منجر شده است. شیب زیاد خطواره‌ها و برگواره‌های مغناطیسی در دیوریت‌ها می‌تواند مؤید آن باشد که دیوریت‌ها بصورت یک پالس یا فاز ماگمایی پیش رأس به درون سنگ‌های آتشفشانی رسوبی میزبان تزریق شده و در آن‌ها جای گرفته‌اند. قطع شدگی دیوریت‌ها توسط دایک‌های گرانیتی (در حاشیه جنوبی جاده بجستان، گناباد- ۵ کیلومتر) مبین آن است که بخش فلسیک توده گرانیوتوئیدی بجستان یک فاز ماگمایی جوانتر می‌باشد و بنابراین نتایج تعیین سنی که در مراجع قبلی (ریحانه احمدی روحانی، ۱۳۹۵) ارائه شده است مورد تردید قرار می‌دهد. با توجه به رگه‌های کوارتز- تورمالین متعدد قطع کننده توده گرانیوتوئیدی بجستان می‌توان گفت اندکی پس از استقرار توده گرانیوتوئیدی بجستان سیالات سرشار از بور تفریق یافته و دارای فشار هیدرواستاتیک بالا سنگ‌های میزبان خود را شکسته و در فضای بین بخش‌های شکسته شده بصورت رگه‌های کوارتز- تورمالین یا تجمعات کوارتز- تورمالین تبلور پیدا کرده است.

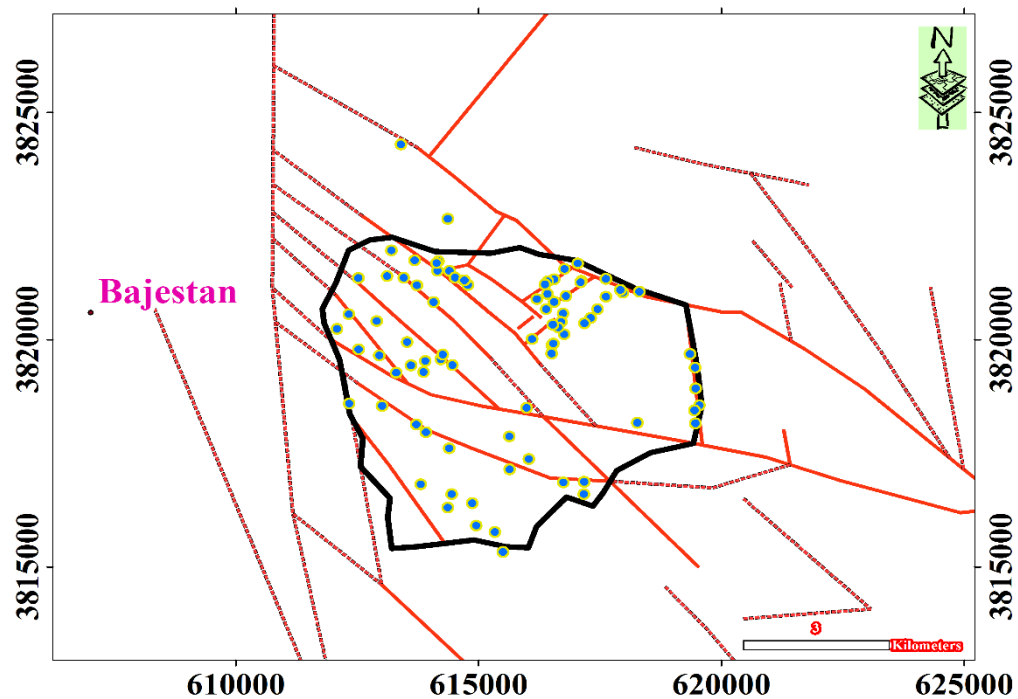
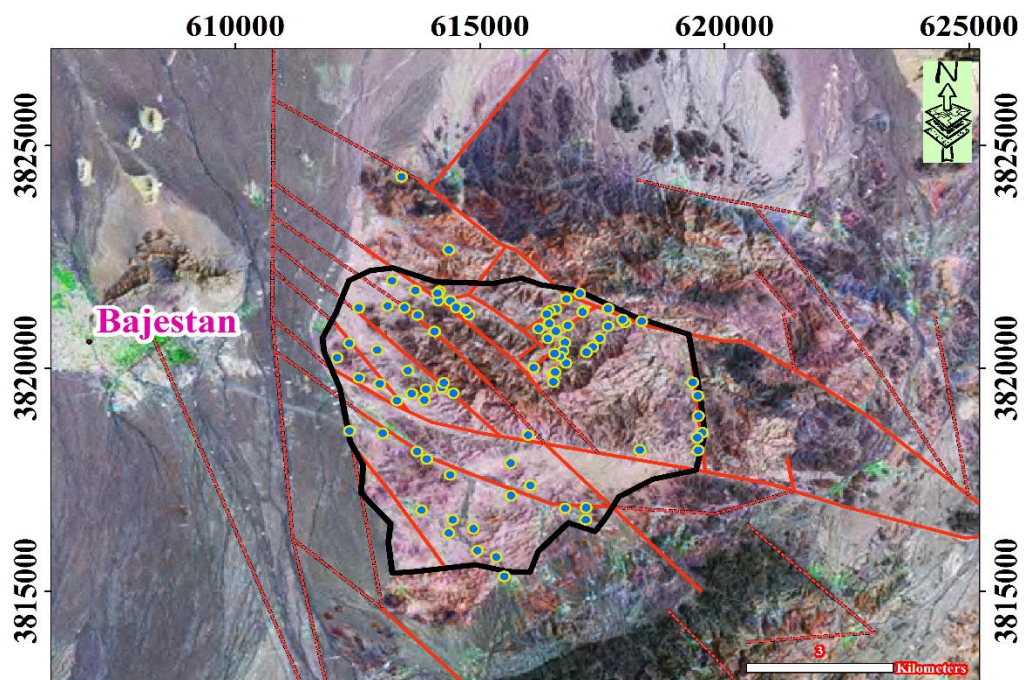
اگر دایک‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی را مدنظر قرار دهیم متوجه می‌شویم که آنها عمدتاً دارای راستای شرقی- غربی تا شمال غربی- جنوب شرقی می‌باشند، بنابراین توده گرانیوتوئیدی بجستان در یک راستای تقریباً شمالی- جنوبی تا شمال شرقی- جنوب غربی تحت تأثیر مؤلفه‌های کششی قرار گرفته‌اند و ماگماهای آندزیتی و تراکی آندزیتی سرچشمه گرفته از اتاق‌های ماگمایی به درون فضاهای باز ایجاد شده راه یافته‌اند و بصورت دایک‌های موجود درآمده‌اند. امتداد کلی دایک‌ها با قطر بزرگ توده گرانیوتوئیدی بجستان تقریباً قابل

انطباق است. در مراحل پایانی جایگیری توده گرانیتوئیدی بجستان سیالات گرمایی سرچشمه گرفته از اتاق- های ماگمایی یا فرآیندهای تفریق ماگمایی خود را به ترازهای بالاتر رسانده و در امتداد پهنه‌های برشی به بروز دگرسانی آرژیلیتی ضعیف منجر شده‌اند. توده گرانیتوئیدی بجستان احتمالاً در ارتباط با عملکرد موضعی گسل‌هایی تشکیل شده است که در شکل‌های ۵-۳۶ تا ۵-۳۷ نشان داده شده است. فضا‌های کششی موضعی مرتبط با عملکرد این گسل‌ها در جایگیری این توده نفوذی مؤثر بوده‌اند. توده گرانیتوئیدی بجستان، احتمالاً در یک فضای کششی- جدایشی (Pull Apart Basin) جایگزین شده است. در شکل ۵-۳۸ موقعیت توده گرانیتوئیدی بجستان نسبت به مناطق همجوارش و به ویژه بخشی از نوار ماگمایی سنوزوئیک در منطقه شرق ایران نشان داده شده است تا ارتباط این توده نفوذی با ماگماتیسم سنوزوئیک شرق ایران بهتر درک شود.

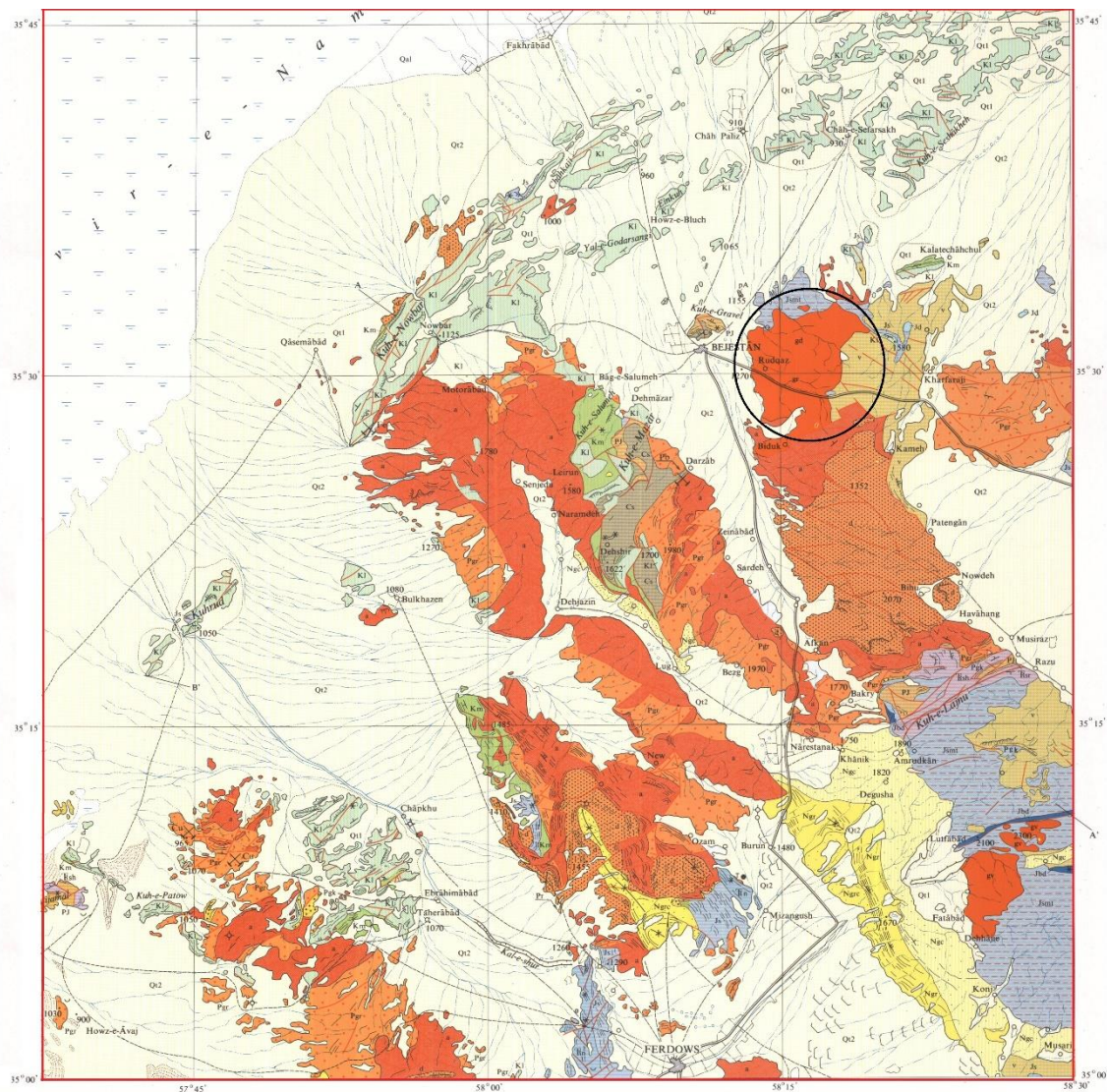
شکل ۵-۳۹ شبکه گسلی منطقه حدفاصل بجستان تا گناباد را نشان می‌دهد. این گسل‌ها عمدتاً روند شمال غربی - جنوب شرقی دارند. گسل احتمالی شرق بجستان، گسترش بخش غربی توده گرانیتوئیدی بجستان را محدود و کنترل کرده است. این گسل دارای روند تقریباً شمالی - جنوبی است. در شکل ۵-۳۲ گسل‌های موجود در توده گرانیتوئیدی بجستان و مناطق پیرامون آن با دقت بیشتری نشان داده شده است. این گسل- ها از دو راستای غالب ۲۸۰ تا ۲۹۵ (شرقی - غربی تا شمال غربی - جنوب شرقی) و ۳۱۰ تا ۳۲۰ (شمال غربی - جنوب شرقی) تبعیت می‌کنند. گسل‌های دارای راستای تقریبی ۲۸۰ تا ۲۹۵ دارای تعداد کمتر ولی طول بیشتری می‌باشند و به نظر می‌رسد بخش انتهایی گسلی هستند که از جنوب گناباد می‌گذرد و تا شمال شرق بجستان ادامه می‌یابد. گسل‌های دارای راستای ۳۱۰ تا ۳۲۰ دارای طول کمتری هستند ولی تعداد یا فراوانی آنها بیشتر است. در امتداد برخی از این گسل‌ها دگرسانی گرمایی آرژیلیتی نیز صورت گرفته است.



شکل ۵-۳۶- تصویر ماهواره‌ای منطقه حدفاصل گناباد - بجستان که گسل‌ها بر روی آن نشان داده شده‌اند. در بخش پایینی عکس ماهواره‌ای حذف شده تا گسل‌ها بهتر قابل درک باشند.

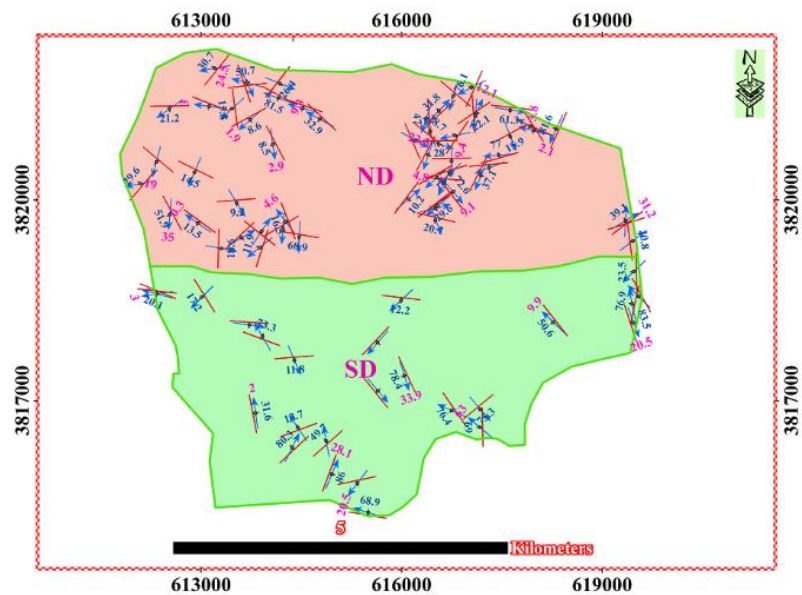


شکل ۵-۳۷- تصویر ماهواره‌ای منطقه دربرگیرنده توده گرانیتوئیدی بجستان که گسل‌ها بر روی آن نشان داده شده‌اند. در بخش پایینی عکس ماهواره‌ای حذف شده تا گسل‌ها بهتر قابل درک باشند. ایستگاه‌های حفاری نیز بر روی این تصاویر نشان داده شده‌اند. محدوده توده گرانیتوئیدی بجستان با کادر سیاه رنگ نشان داده شده است.

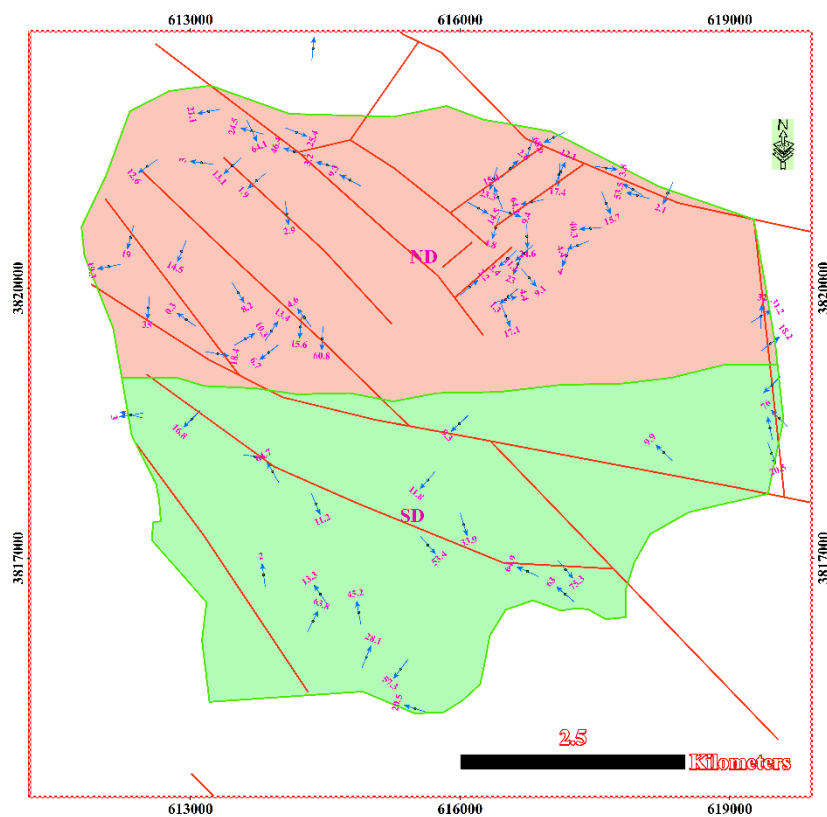


شکل ۵-۳۸- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ فرودس. موقعیت توده گرانیتوئیدی بجستان بر روی این شکل با کادر بیضی شکل نشان داده شده‌است. به گستردگی و روند کلی نوار ماگمایی بجستان - فرودس توجه نمایید.

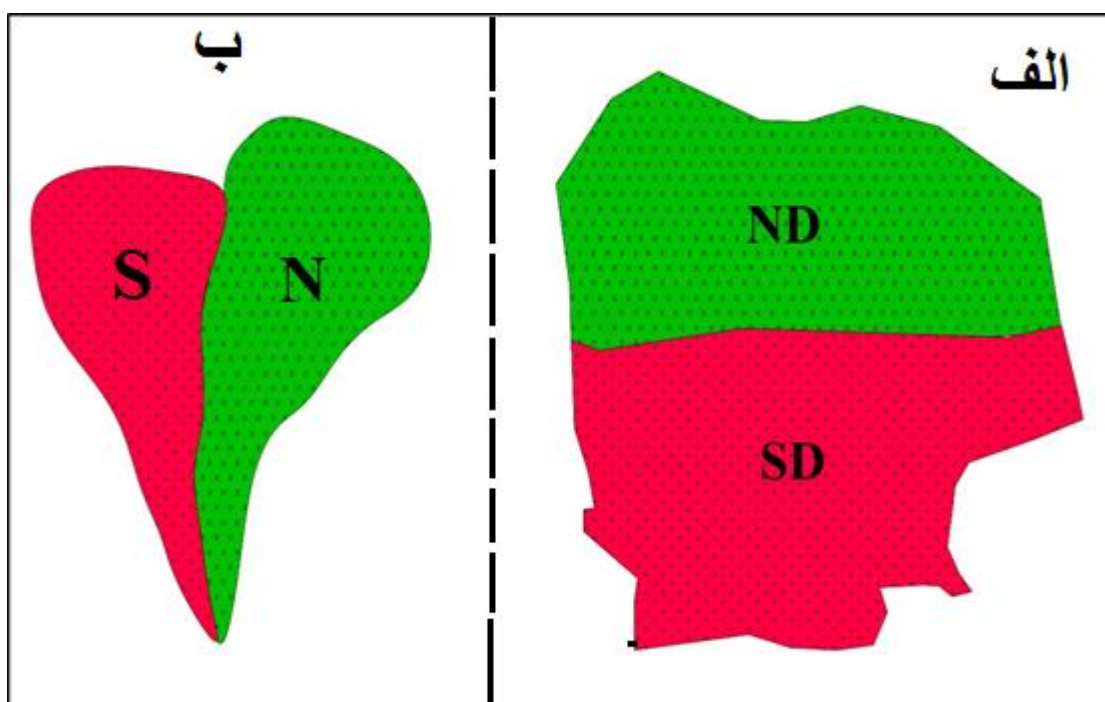
در شکل ۵-۳۹ وضعیت خطواره‌ها و برگواره‌های مغناطیسی و همچنین قلمروهای تعیین‌شده به طور همزمان، نشان داده شده‌است. در شکل ۵-۴۰ موقعیت گسل‌ها نیز نشان داده شده‌است تا ارتباط احتمالی آنها با تغییرات خطواره‌ها و برگواره‌های مغناطیسی در هر قلمرو مد نظر قرار گیرد. در مجموع می‌توان وضعیت جایگیری این توده نفوذی با ساختاری شبیه شکل سه بعدی تجسم کرد (شکل ۵-۴۱) که از دو بخش تشکیل شده‌است و در موقعیت زمانی فعلی بخش تاج آن قابل مشاهده‌است. در ضمن بخش تغذیه کننده (Feeder Zone) در این حالت به سختی قابل شناسایی‌است.



شکل ۵-۳۹- نمایش همزمان خطواره‌ها و برگواره‌های مغناطیسی و همچنین قلمروهای تعیین شده.



شکل ۵-۴۰ - تغییرات خطواره‌ها و برگواره‌های مغناطیسی در هر قلمرو و وضعیت گسل‌ها در آنها.



شکل ۵-۴۱- مدل شماتیک جایگیری توده گرانیتوئیدی بخستان الف- دید از بالا، ب- دید از روبرو.

پیوست

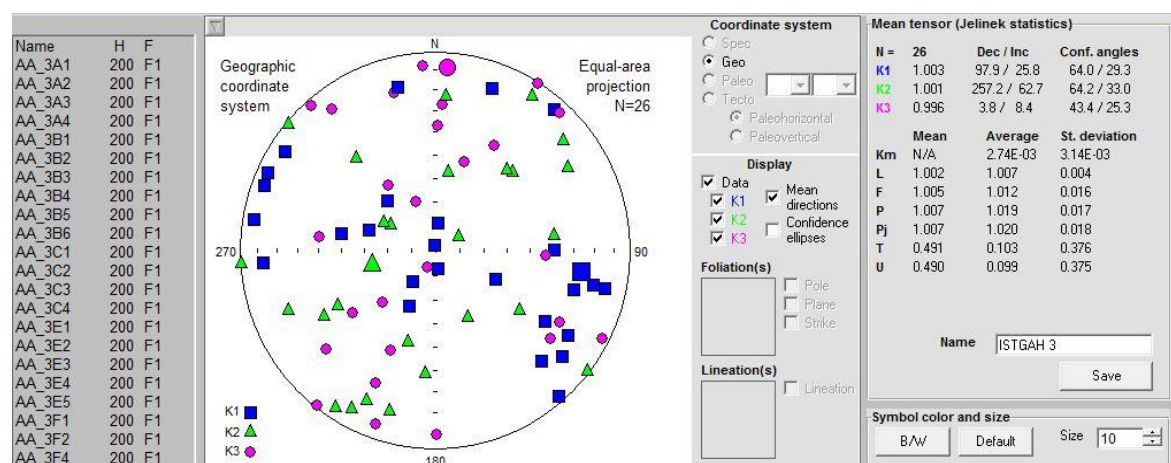
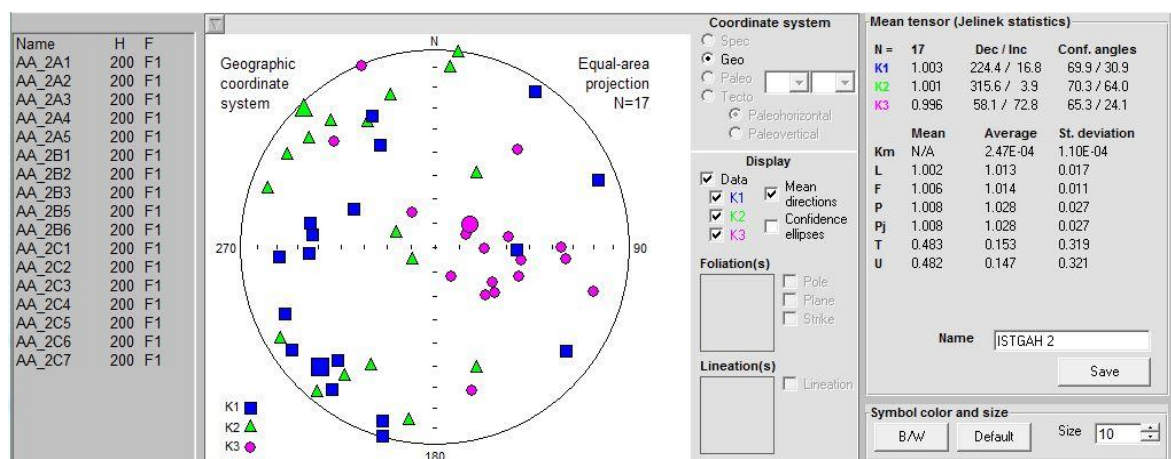
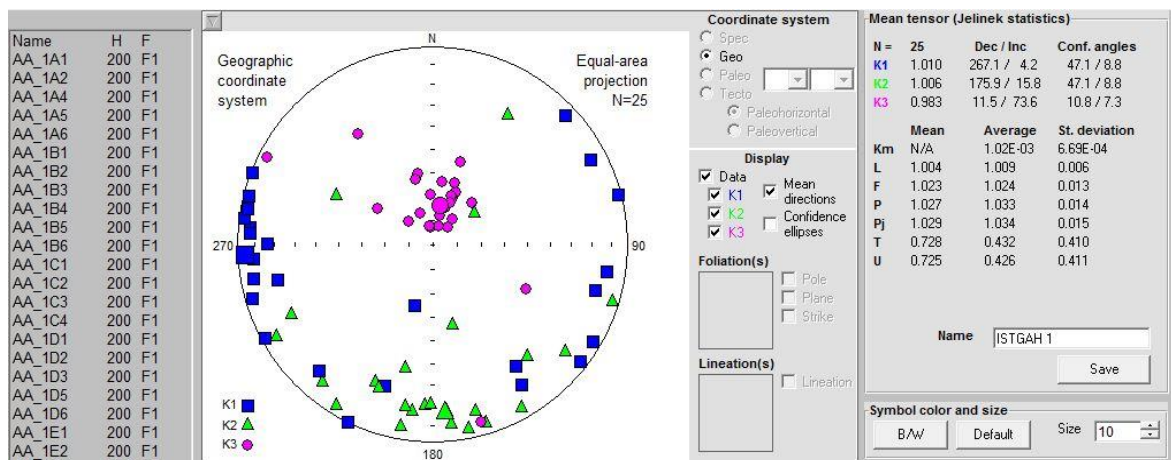
جدول ۵-۱- داده‌های حاصل از اندازه‌گیری فابریک‌های مغناطیسی یا (پارامترهای مغناطیسی).

Station	X	Y	Lithology	Km	K _{1d}	K _{1i}	K _{3d}	K _{3i}	P%	Pj%	T
S-1	612338	3818594	GRD	1333	261.2	3	6.2	78.7	3.7	3.9	0.566
S-1	612338	3818594	DIO	696	285	3	23	70	3.9	4.0	-0.096
S-2	613014	3818547	GRD	239	224.4	16.8	58.1	72.8	2.6	2.7	0.162
S-3	613719	3818131	MNG	2466	97.9	25.8	3.8	8.4	1.8	1.9	0.050
S-4	613917	3817962	GRD	3608	330.1	64.7	200.5	16.7	2.3	2.4	-0.370
S-5	614395	3817606	GRD	201	157	11.2	355.4	78.2	2.6	2.8	0.243
S-6	615643	3817147	MNG	212	139.1	53.4	231.2	1.5	1.4	1.5	0.210
S-7	617171	3816602	DIO	10659	310.1	63	89	21	1.8	1.8	0.212
S-8	616750	3816854	GRD	3910	294.1	64.9	55.2	13.6	1.5	1.5	-0.003
S-9	617174	3816874	DIO	5858	139.1	75.3	320.5	14.7	3.3	3.4	-0.167
S-10	612524	3821359	GRD	1158	234.1	12.6	359.3	68.8	2.0	2.1	0.001
S-11	612903	3820412	GRD	1656	202.4	14.5	26.1	75.5	4.4	4.5	0.319
S-12	613531	3819951	MNG	844	148.8	8.2	355.6	80.8	5.1	5.2	0.222
S-13	613905	3819531	GRD	226	33.6	13.4	218.2	76.6	1.8	1.9	0.310
S-14	614224	3819571	MNG	253	185.1	15.6	329.6	71.1	2.7	2.8	0.159
S-15	614468	3819442	GRD	165	182.6	60.8	9.3	29.1	2.5	2.5	0.170
S-16	614267	3819678	DYKE	7723	196	37.2	335.1	44.9	1.7	1.7	-0.295
S-16	614267	3819678	MNG	304	323	4.6	68.8	73.5	1.1	1.1	0.009
S-17	612333	3820564	MNG	433	194.8	19	40	69.2	4.2	4.3	0.325
S-18	613121	3821399	DYKE	510	254.9	89.5	14.9	0.3	0.3	0.3	0.039
S-18	613121	3821399	MNG	1017	277.6	3	21.4	77.5	2.2	2.3	0.230
S-19	613407	3824304	LG	17	162.3	65.7	261.3	4	5.3	5.5	0.126
S-20	614364	3822667	DIO	31231	5.4	1	96.5	49.3	5.1	5.2	0.325
S-21	617044	3821680	TOUR	157	243.2	68.6	113.9	13.9	0.9	0.9	0.143
S-22	617624	3821339	GRD	403	98.2	3.8	6.1	28.7	1.6	1.6	0.079
S-23	617973	3821034	GRD	101	284.2	53.5	23.4	12.6	2.3	2.3	0.128
S-24	612089	3820243	GRD	433	258.5	19.3	130.5	60.4	3.8	3.9	0.040
S-25	612533	3819785	MNG	302	184.9	35	61.5	38.1	2.4	2.5	0.042
S-26	612954	3819653	MNG	1049	304.9	0.3	36.2	76.5	4.8	4.9	0.085
S-27	613607	3819436	GRD	225	60.1	10.3	317	51.3	1.3	1.3	0.122
S-29	613873	3819289	MNG	121	231.6	6.7	107.7	78.1	1.6	1.6	0.122
S-30	613304	3819272	GRD	166	100	18.4	271.2	71.4	1.5	1.6	0.329
S-32	615638	3817870	GRD	920	220.8	11.8	313.3	11.5	2.2	2.3	0.096
S-33	615993	3818496	GRD	5246	227	9.3	6.7	77.8	2.1	2.2	0.386
S-34	616041	3817375	GRD	4262	162.9	33.9	65	11.6	2.5	2.6	-0.153
S-35	614155	3821521	GRD	412	288.9	46.4	27.9	8.5	2.1	2.2	0.114
S-36	614404	3821517	DYKE	1969	212.8	13.8	119.2	14.6	1.2	1.2	-0.430
S-37	614181	3821735	GRD	4077	111.4	25.4	307.8	63.6	2.6	2.7	0.088
S-38	614140	3821683	DYKE	1512	16.4	49.3	273.7	10.7	2.0	2.0	-0.054
S-39	614520	3821371	DYKE	862	124	7	215	5	3.6	3.7	0.280
S-39	614520	3821371	GRD	672	285.9	3.2	19	44.5	3.1	3.2	0.324
S-40	614778	3821205	GRD	585	298.5	9.3	43.2	57.1	3.2	3.3	0.155
S-41	614711	3821308	DYKE	544	21.9	18.9	122.9	29.1	0.9	0.9	0.571
S-42	613683	3821749	GRD	531	154.5	64.1	251	3.1	2.4	2.5	-0.033
S-42	613683	3821749	LG	356	284.7	24.5	172.8	39.3	4.5	4.6	0.111
S-43	613204	3821967	GRD	1218	259.3	21.1	128.8	59.3	3.1	3.2	0.140
S-44	613465	3821363	GRD	966	227.4	13.1	82.2	74.2	3.0	3.1	0.188
S-45	613733	3821196	GRD	1367	228.9	1.9	331.8	81.4	2.0	2.1	0.120
S-46	614073	3820831	GRD	827	171.8	2.9	62.1	81.5	3.2	3.3	0.213
S-47	618267	3818175	LG	79	313.6	9.9	51.9	39.4	1.3	1.3	0.193
S-48	619467	3818163	GRD	308	159.4	20.5	251.8	6.5	1.9	1.9	0.056
S-49	619551	3818559	GRD	133	315	76	61.7	4.1	2.2	2.2	-0.002
S-50	619449	3818447	GRD	1549	348.1	60.2	102	13.1	3.4	3.6	0.280
S-51	619471	3818928	GRD	510	226.2	17.8	88.6	66.5	2.0	2.0	0.192
S-52	619456	3819387	GRD	213	52.4	18.2	262.4	69.2	1.4	1.4	0.105
S-53	619351	3819689	DIO	1224	59.1	31.2	162.3	20.6	18.9	19.9	0.124
S-53	619351	3819689	LG	36	2.8	32	143	50.9	4.4	4.5	0.171
S-54	618311	3821058	GRD	220	204.5	2.1	114.2	8.4	1.8	1.8	0.111
S-55	617923	3821099	GRD	4253	300.4	15.4	57.1	58.5	5.2	5.3	-0.029
S-56	614872	3816399	GRD	220	349.6	45.2	138.4	40.3	1.3	1.3	0.164
S-57	614446	3816601	GRD	271	325.5	13.3	159.3	76.3	1.3	1.3	0.154

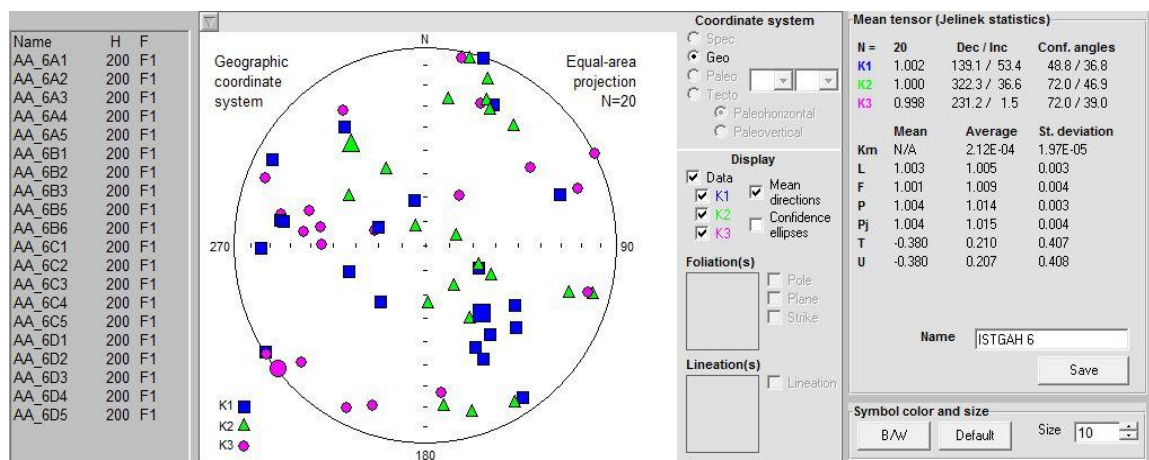
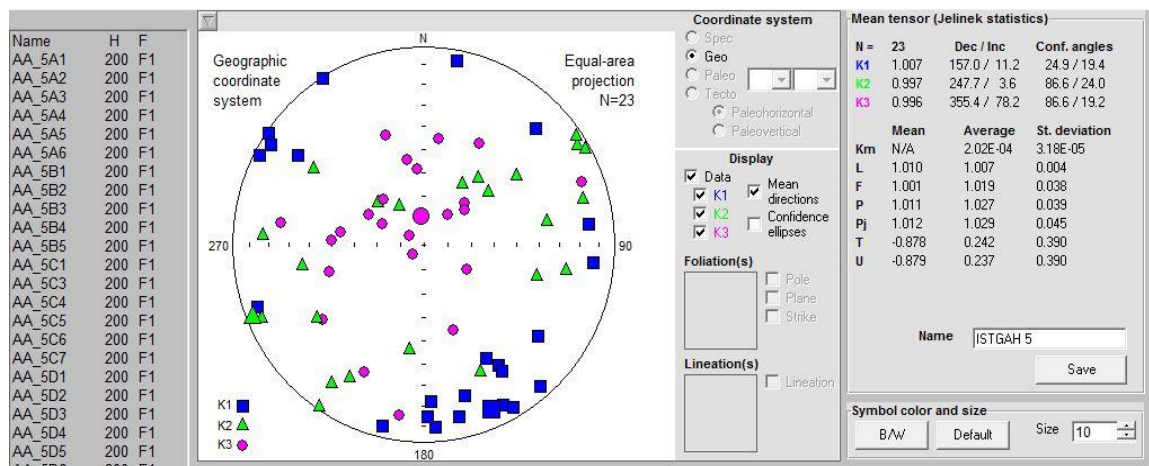
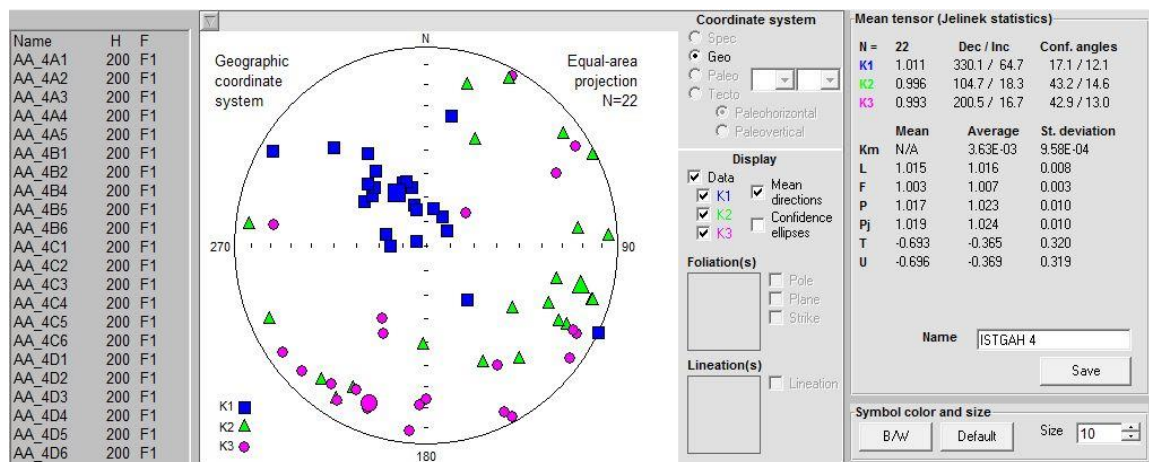
ادامه جدول ۵-۱.

Station	X	Y	Lithology	Km	K1 _d	K1 _i	K3 _d	K3 _i	P%	Pj%	T
S-58	614957	3815906	GRD	324	22.4	28.1	290.3	4	4.3	4.7	0.211
S-59	615338	3815768	GRD	259	217	57.3	348.1	22.9	2.3	2.3	0.017
S-60	615500	3815331	GRD	220	287.5	20.5	189.2	21.1	1.1	1.1	-0.010
S-61	614364	3816302	GRD	343	26.4	63.8	136.8	9.7	2.5	2.7	0.179
S-62	613814	3816817	GRD	313	352.2	2	259	58.4	2.9	3.0	0.205
S-63	617120	3821293	GRD	820	24	12	266	66	2.6	2.7	0.112
S-63	617120	3821293	DYKE	413	282	72	179	4	0.6	0.6	0.289
S-64	616800	3820961	MNG	1926	258	64	124	19	3.1	3.1	0.054
S-65	616204	3820892	GRD	155	119	15	247	67	1.9	1.9	-0.031
S-66	616423	3821012	GRD	2142	339	15	219	61	7.5	7.9	0.052
S-67	616396	3820674	GRD	323	198	5	298	64	3.2	3.4	0.199
S-68	616555	3820837	MNG	1624	107	9	359	62	2.6	2.7	0.423
S-69	616744	3820578	GRD	353	179	25	359	65	3.1	3.3	0.334
S-70	616711	3820393	GRD	322	228	11	343	65	1.8	1.9	0.233
S-71	616768	3820118	MNG	221	139	9	232	17	2.0	2.1	0.146
S-72	616105	3820011	GRD	595	49	2	307	80	3.9	4.0	0.131
S-73	616509	3819875	MNG	557	76	4	325	78	2.9	3.0	0.415
S-74	616505	3819697	GRD	131	158	17	14	69	1.3	1.3	0.260
S-75	616539	3819912	GRD	391	230	1	322	60	2.0	2.1	0.326
S-76	616644	3820271	MNG	1000	205	23	4	66	7.2	7.5	0.271
S-77	616527	3820332	MNG	423	228	3	330	75	3.6	3.8	0.400
S-78	617102	3821265	GRD	1012	185	17	326	68	3.1	3.2	0.137
S-79	617624	3820946	GRD	2573	159	16	332	74	6.7	7.1	0.573
S-80	617455	3820669	GRD	210	265	40	164	13	4.8	4.9	0.014
S-81	617309	3820482	GRD	1595	249	4	355	74	3.8	3.9	0.133
S-82	617183	3820366	GRD	381	201	4	296	53	2.1	2.3	0.369
S-82	617183	3820366	DYKE	537	118	47	231	20	2.8	2.9	0.485
S-83	616774	3821556	GRD	2045	197	11	40	79	3.8	4.0	0.072
S-84	616559	3821332	GRD	226	44	3	138	58	4.6	4.7	0.064
S-85	616428	3821281	DYKE	631	275	13	115	76	0.2	2.0	0.238
S-86	616372	3821220	GRD	147	199	23	85	43	4.4	4.6	0.257

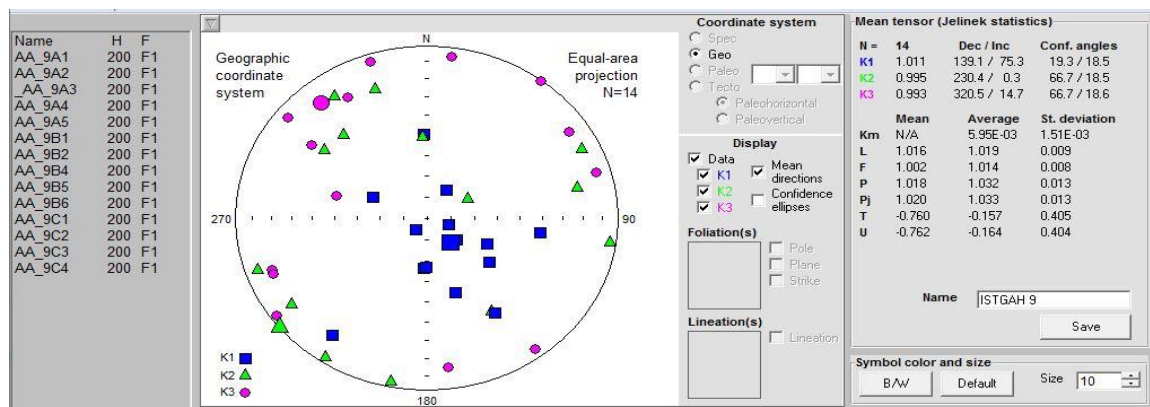
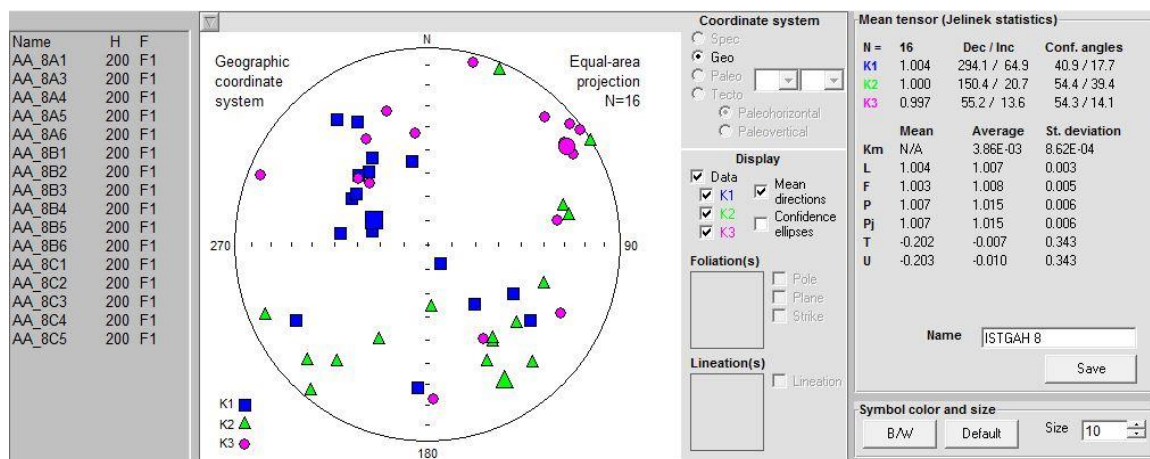
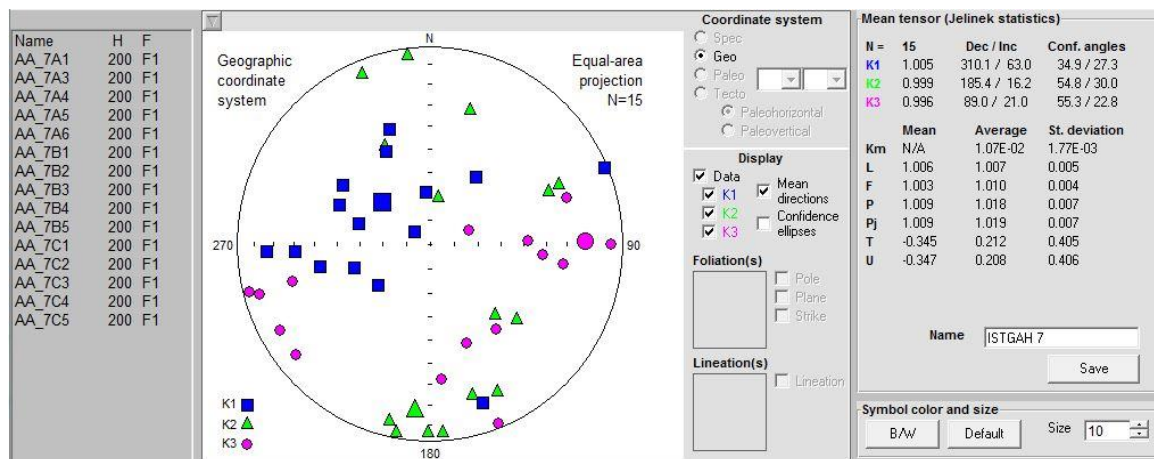
*: زیر نویس جدول ۵-۱-Km: پذیرفتاری مغناطیسی میانگین، K3_d: آزمون قطب برگواره‌های مغناطیسی، K3_i: میل قطب برگواره مغناطیسی، K1_d: آزمون خطواره مغناطیسی، K1_i: میل خطواره مغناطیسی، P%: درصد ناهمسانگردی مغناطیسی، Pj%: درصد ناهمسانگردی تصحیح شده، T: پارامتر شکل، GRD: گرانودیوریت، DIO: دیوریت، MNG: مونزوگرنایت، DYKE: دایک، LG: لوکوگرنایت، TOUR: تورمالین.



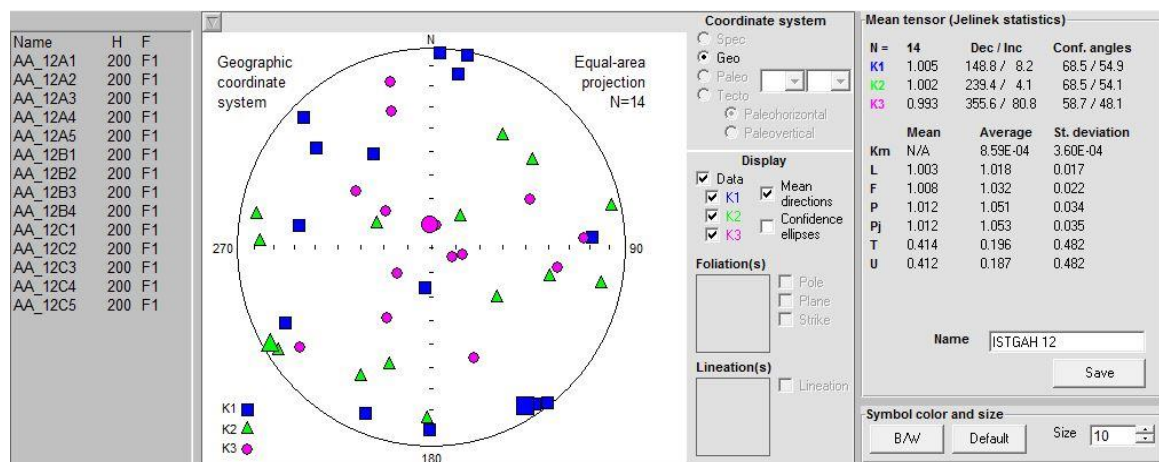
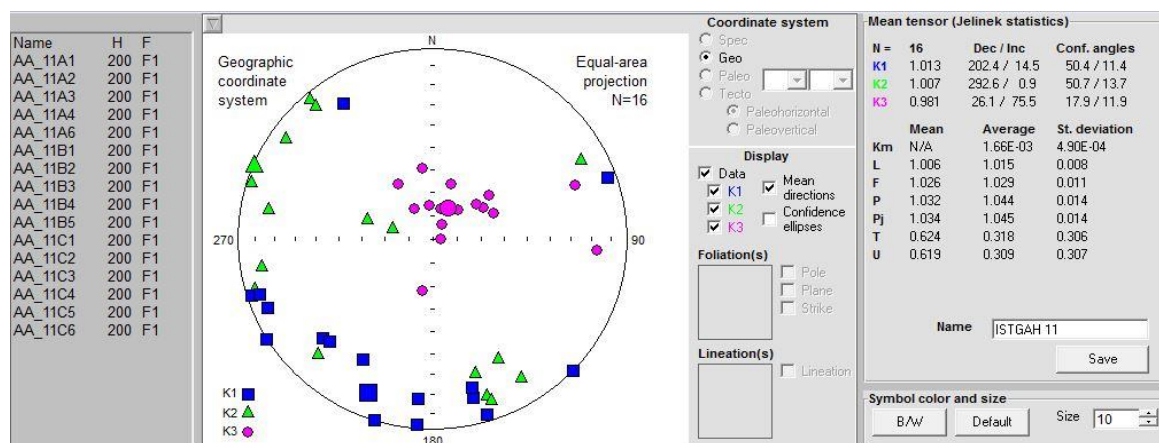
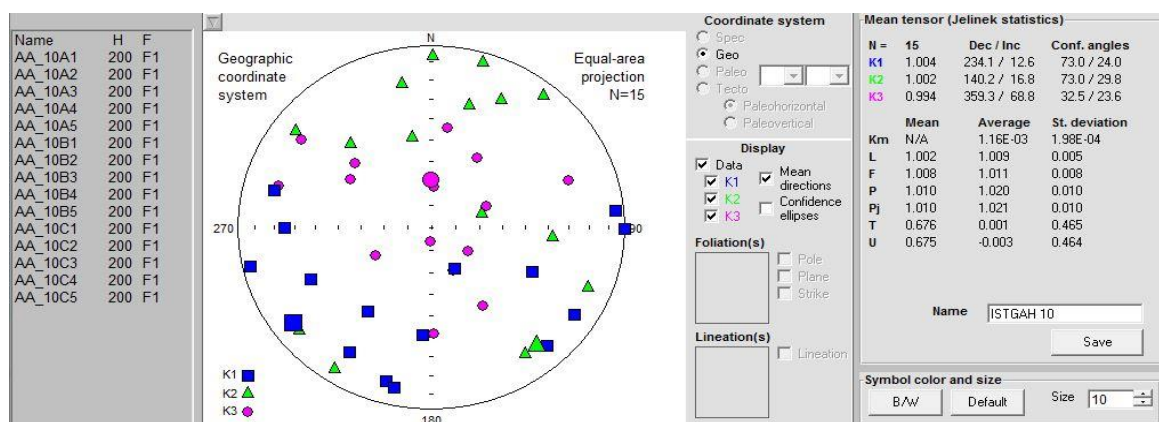
شکل ۵-۱۶- استریوگرام‌های ترسیم شده مبتنی بر پارامترهای مغناطیسی اندازه گیری با استفاده از نرم افزار Anisofit 4.2 برای گرانودیوریت‌ها، مونوزوگرانیت‌ها، دیوریت‌ها، تورمالین‌ها، لوکوگرانیت‌ها و دایک‌های قطع کننده توده گرانیتوئیدی بجهستان. ادامه شکل در صفحات بعد.



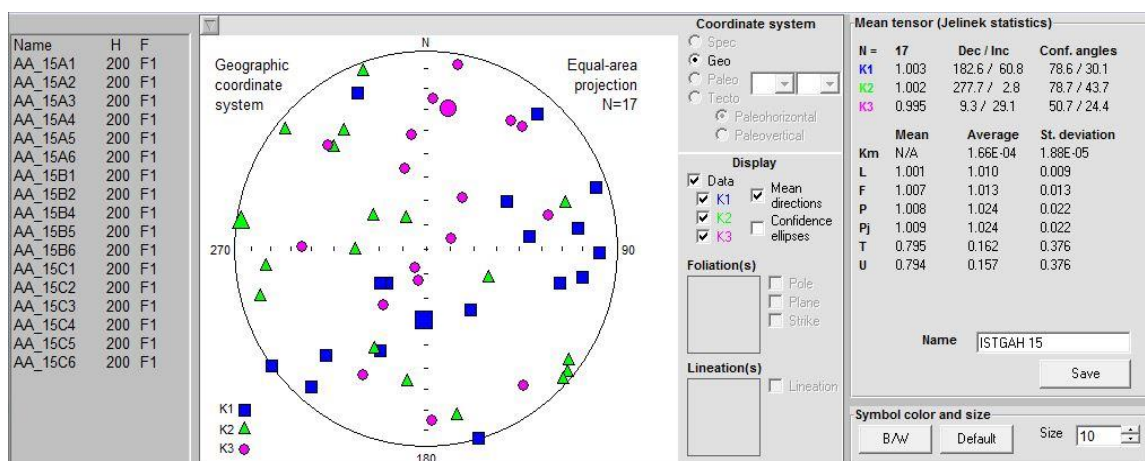
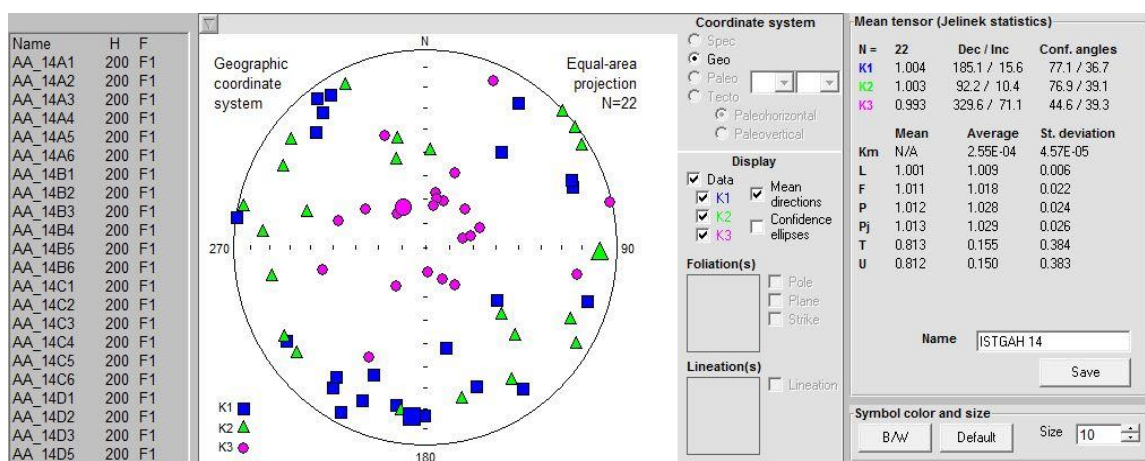
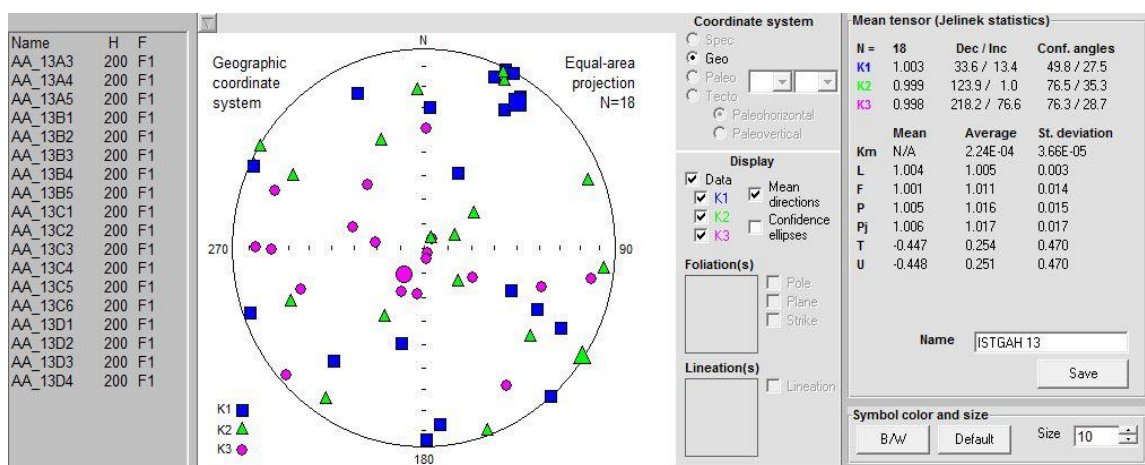
ادامه شکل ۱۶-۵.



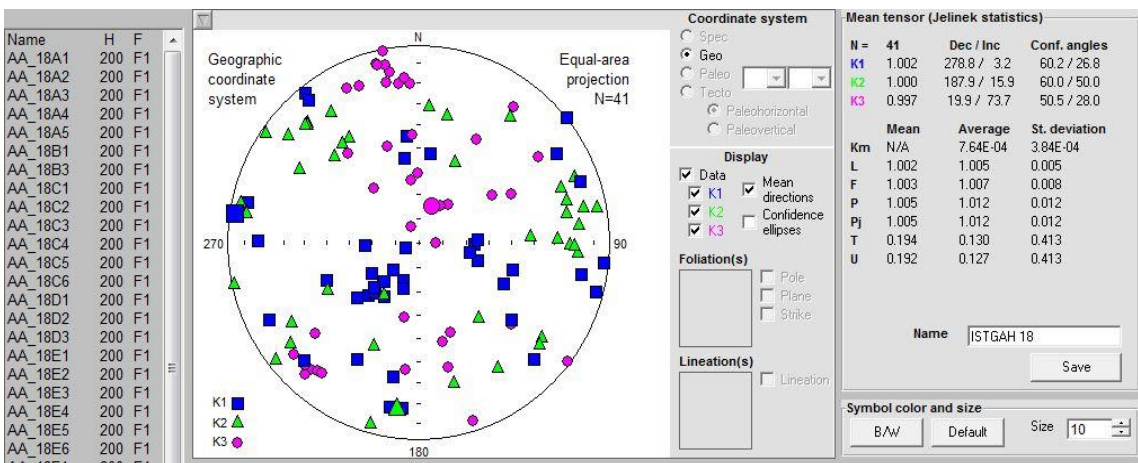
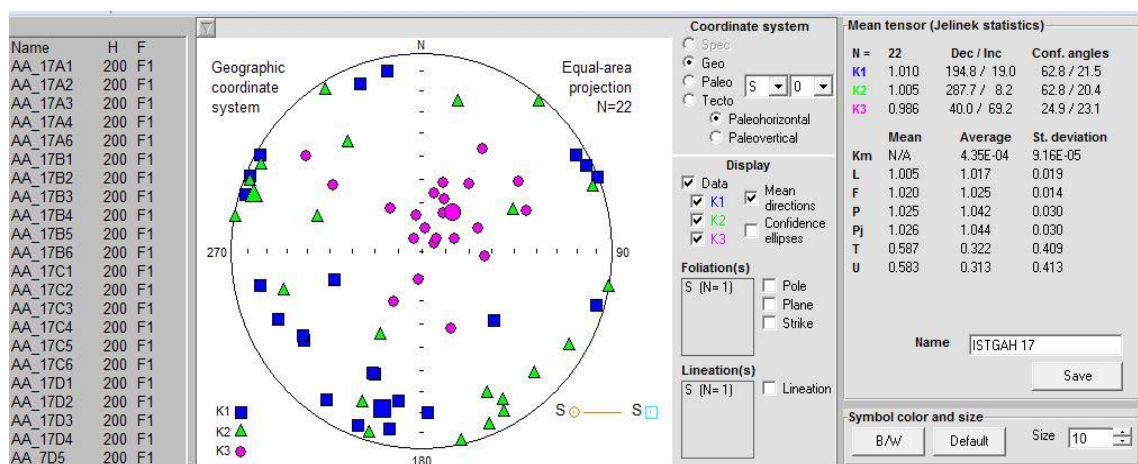
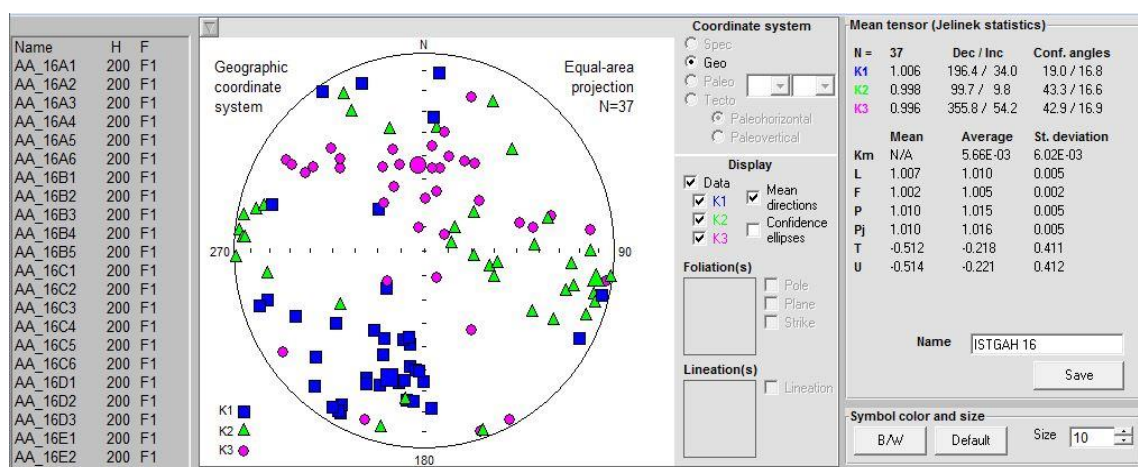
ادامه شکل ۵-۱۶.



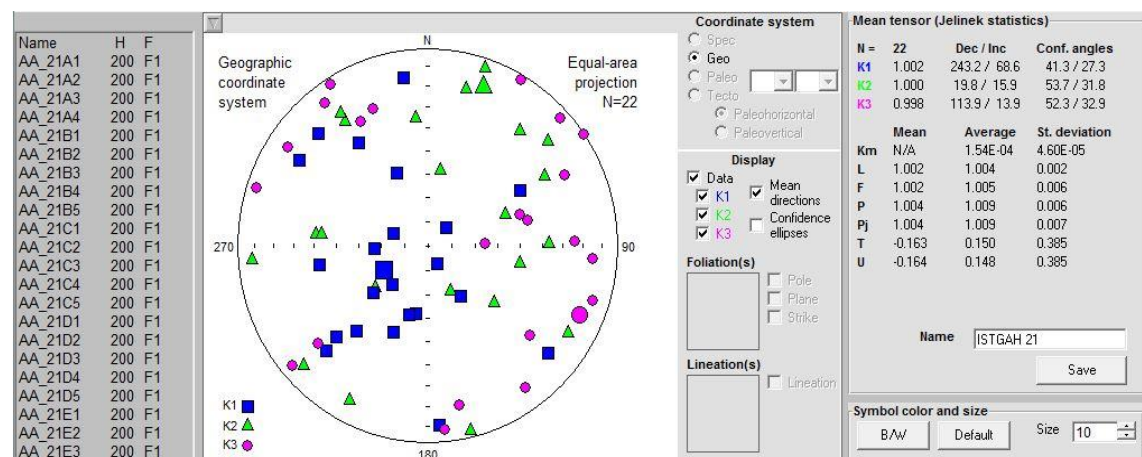
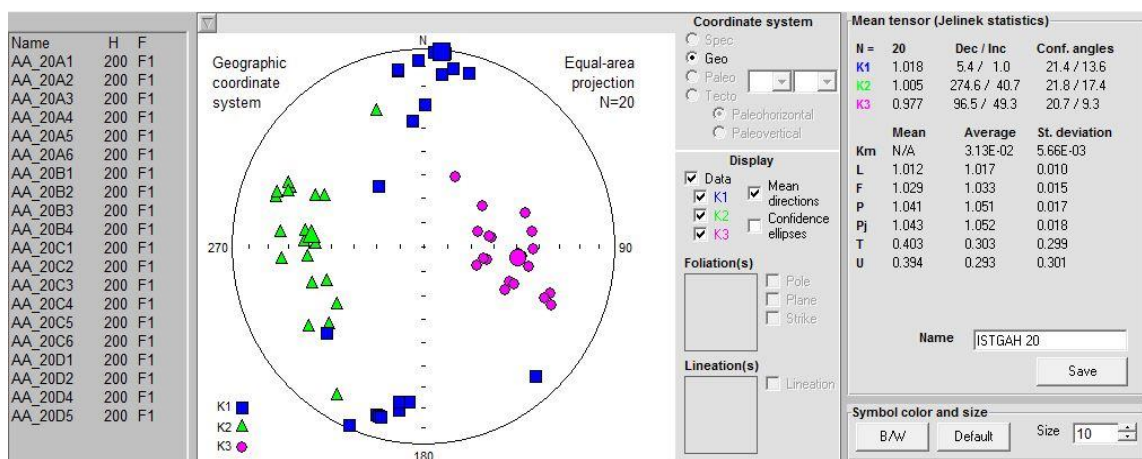
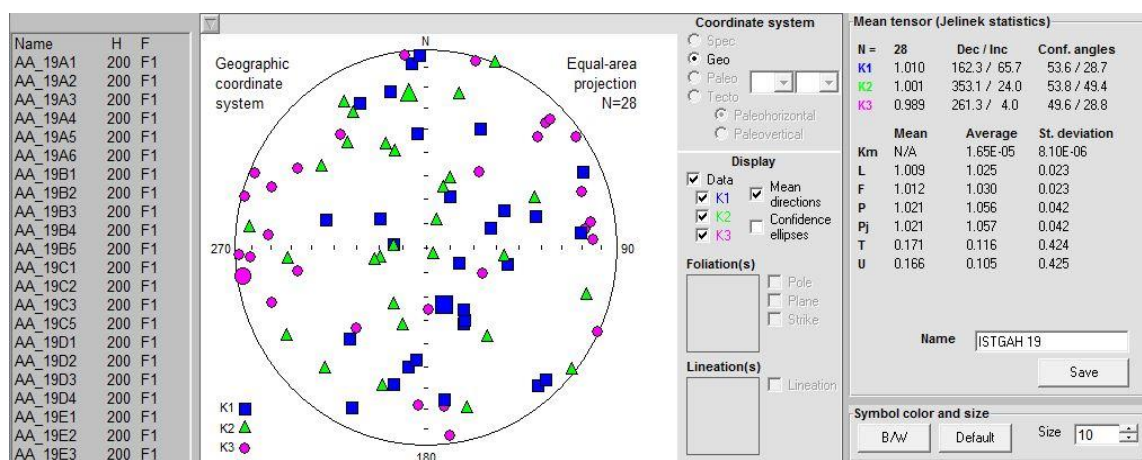
ادامه شکل ۵-۱۶.



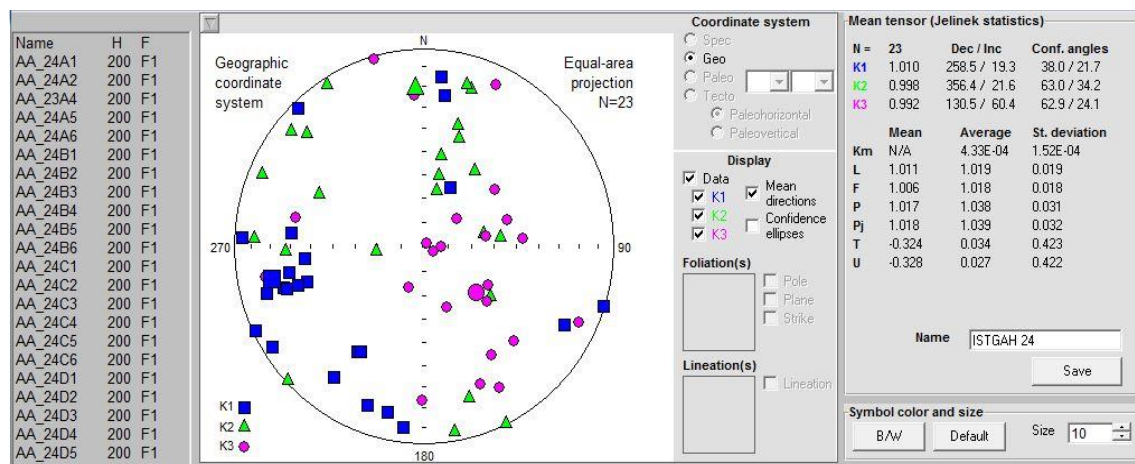
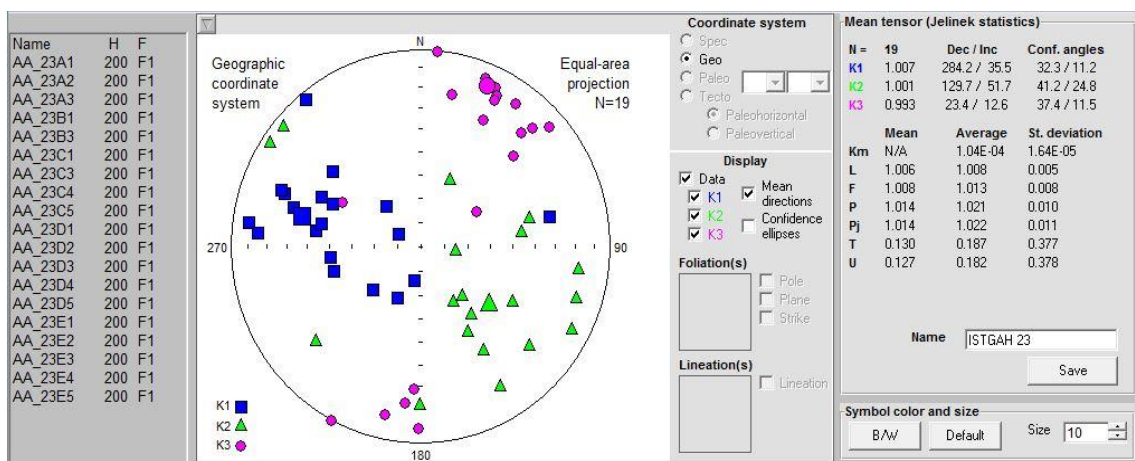
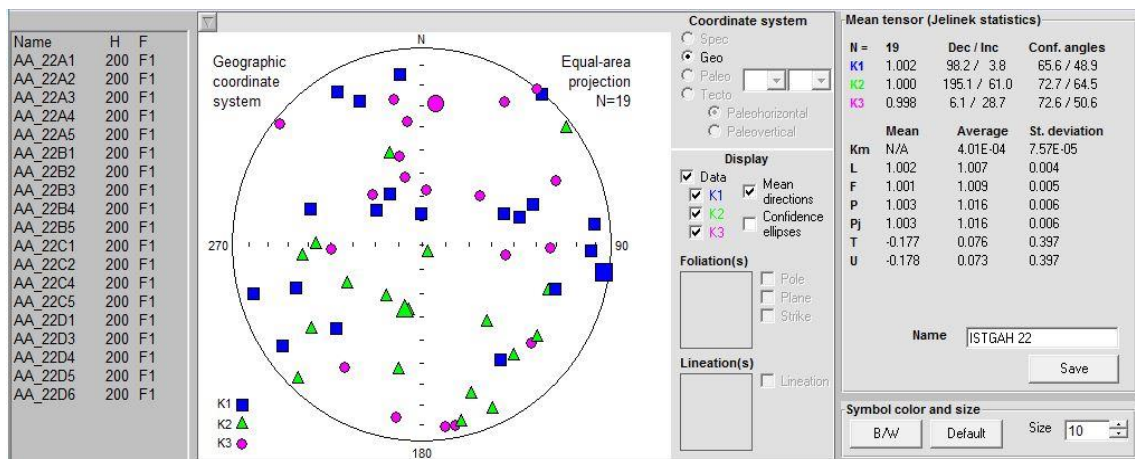
ادامه شکل ۵-۱۶.



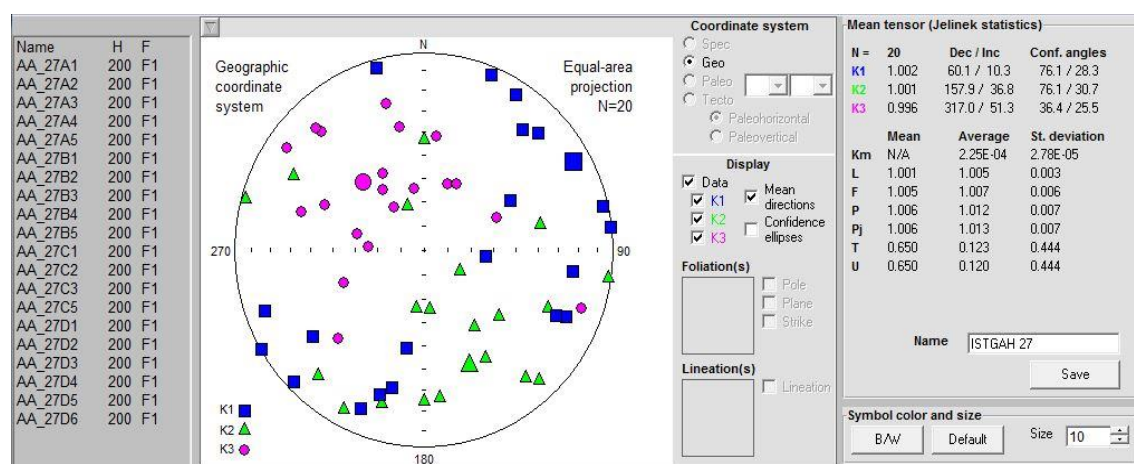
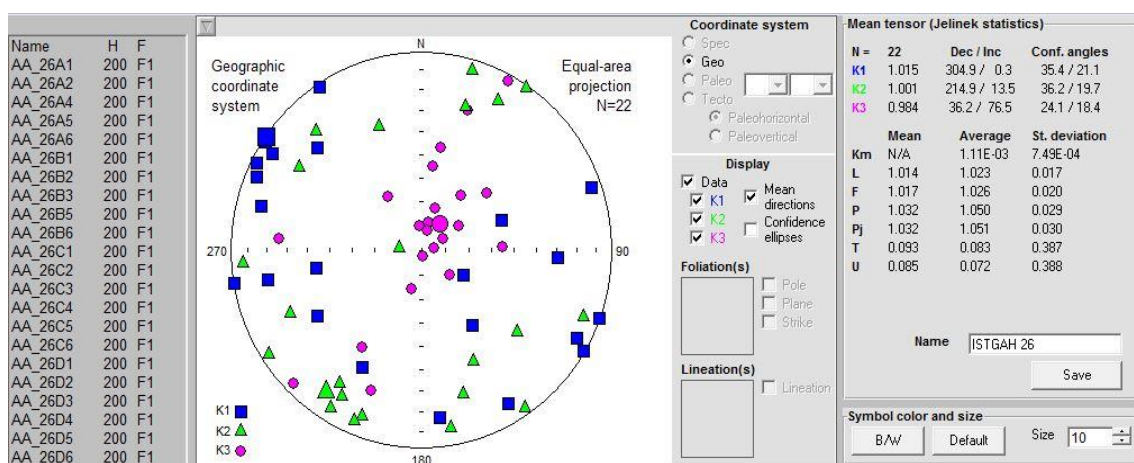
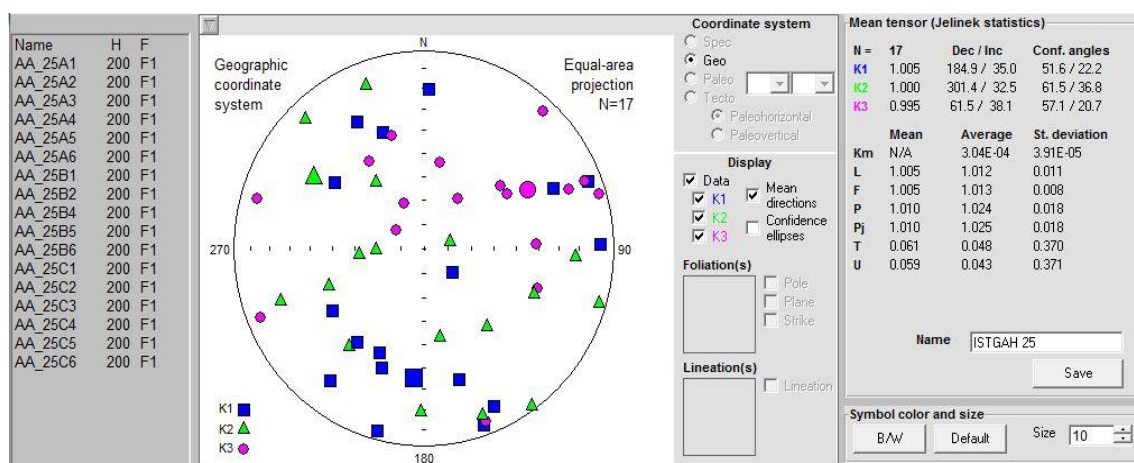
ادامه شکل ۵-۱۶.



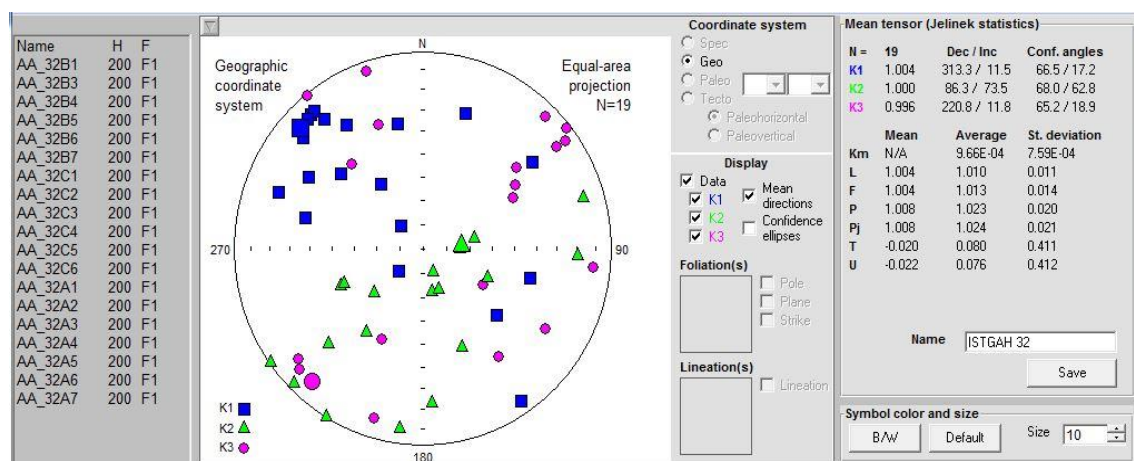
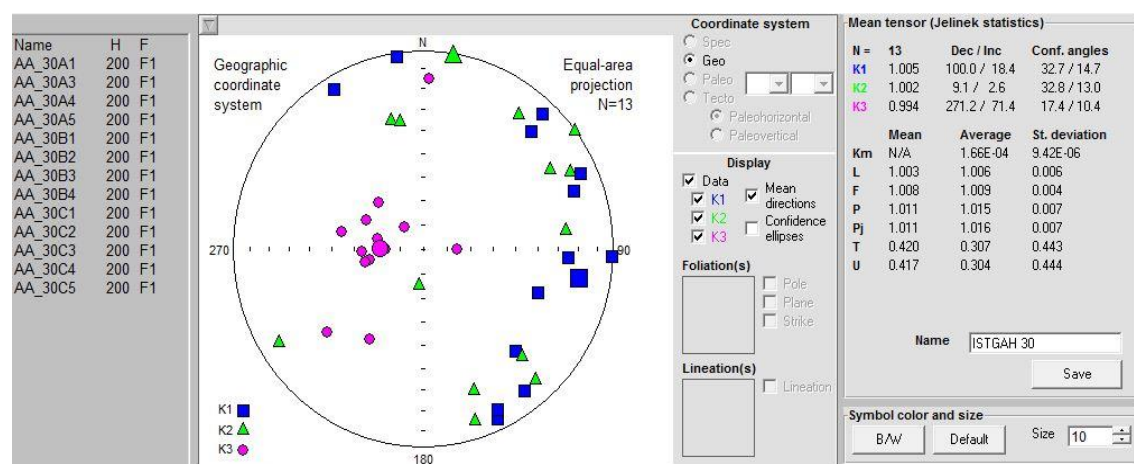
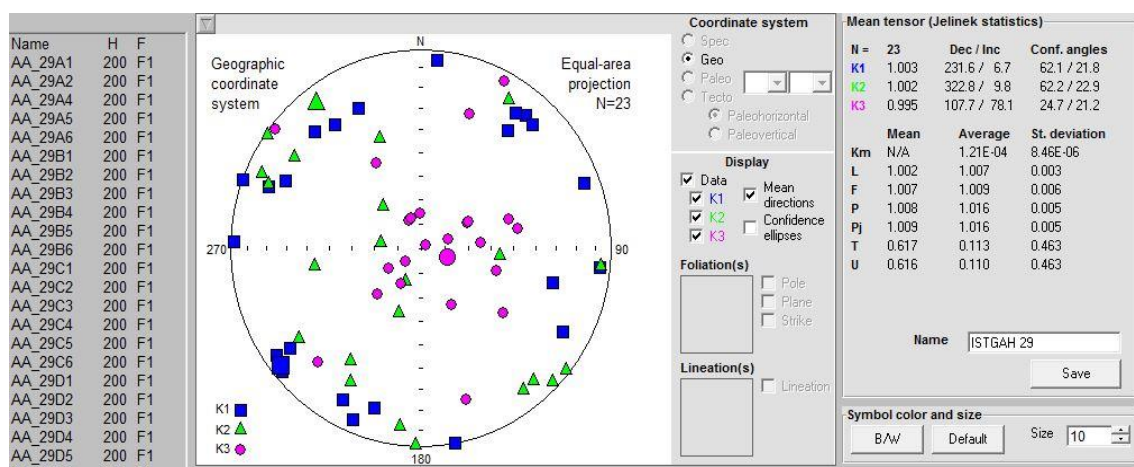
ادامه شکل ۵-۱۶.



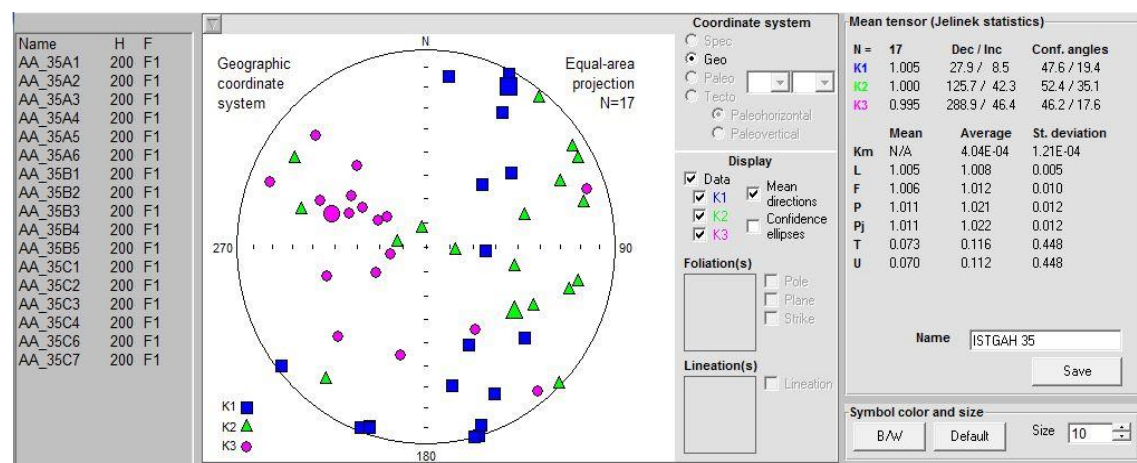
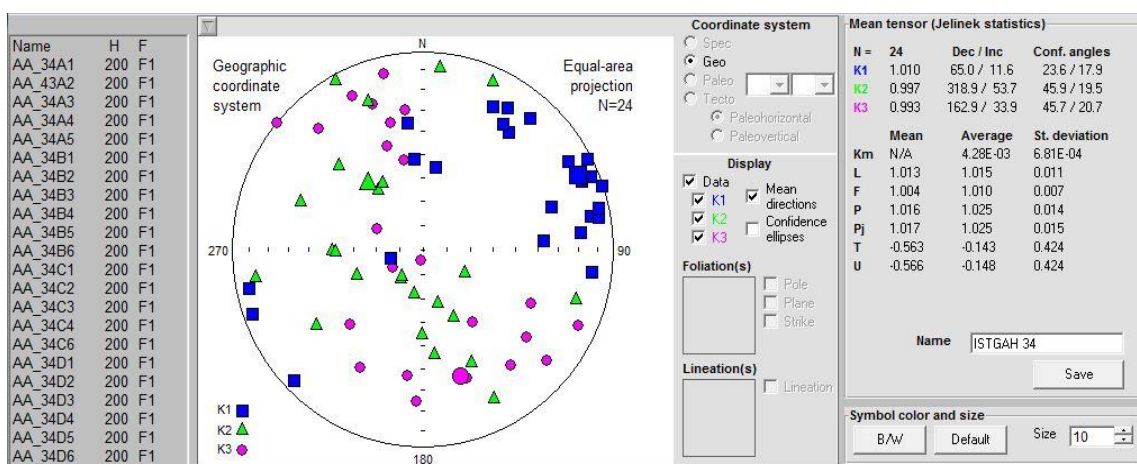
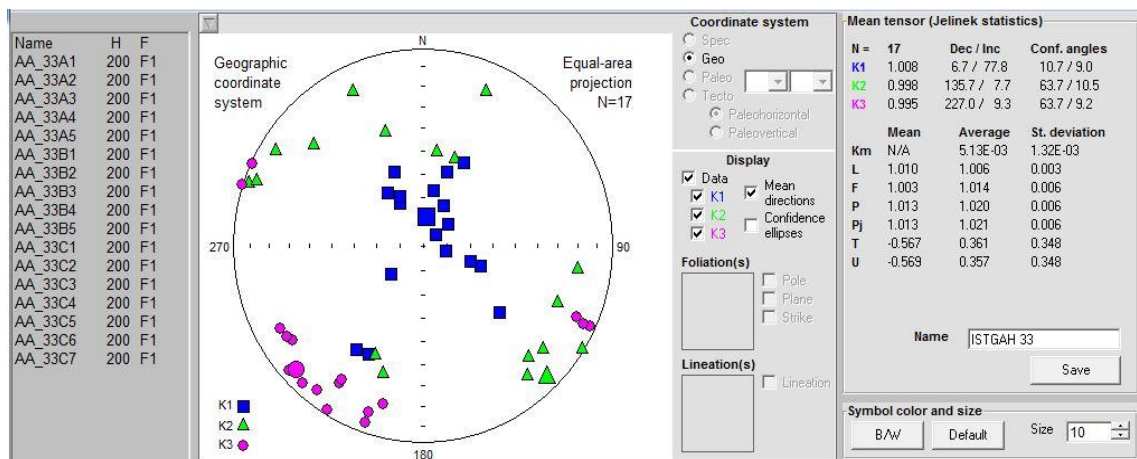
ادامه شکل ۵-۱۶.



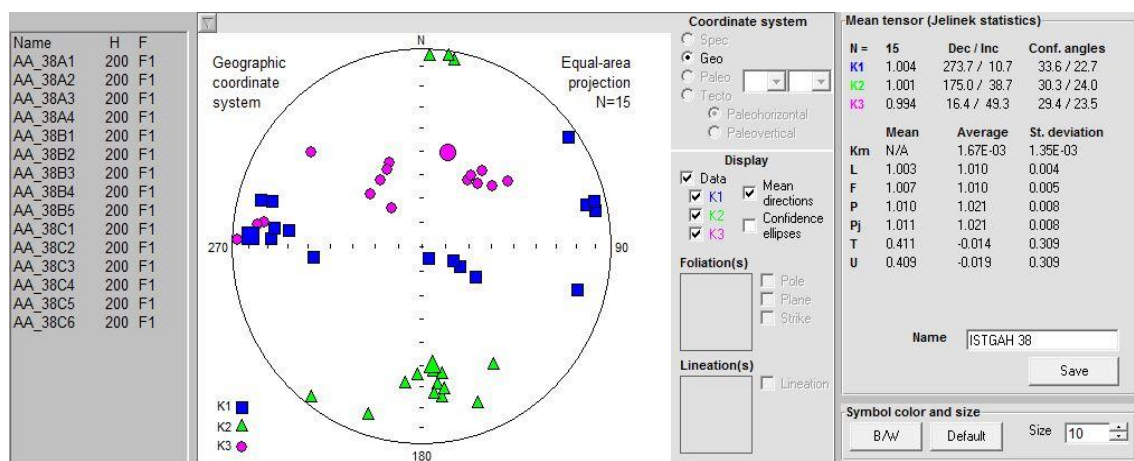
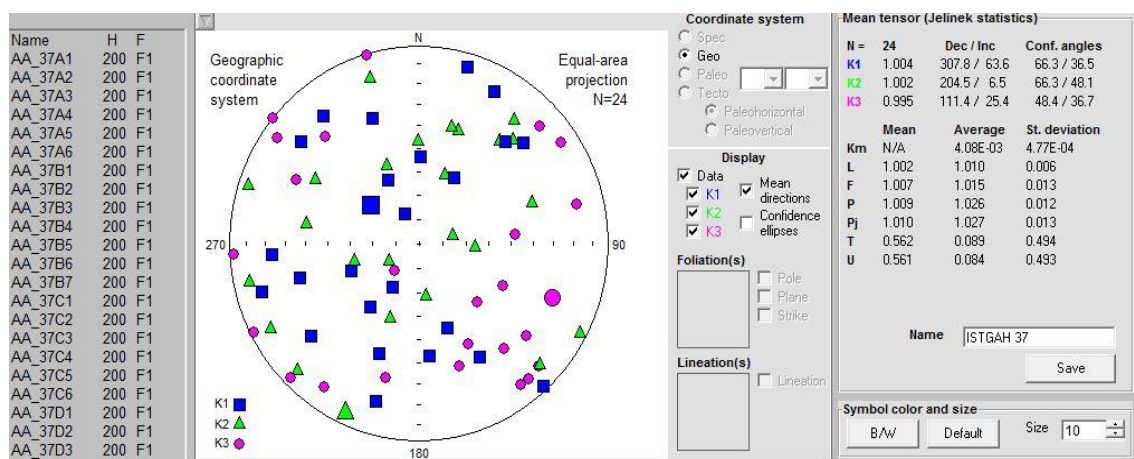
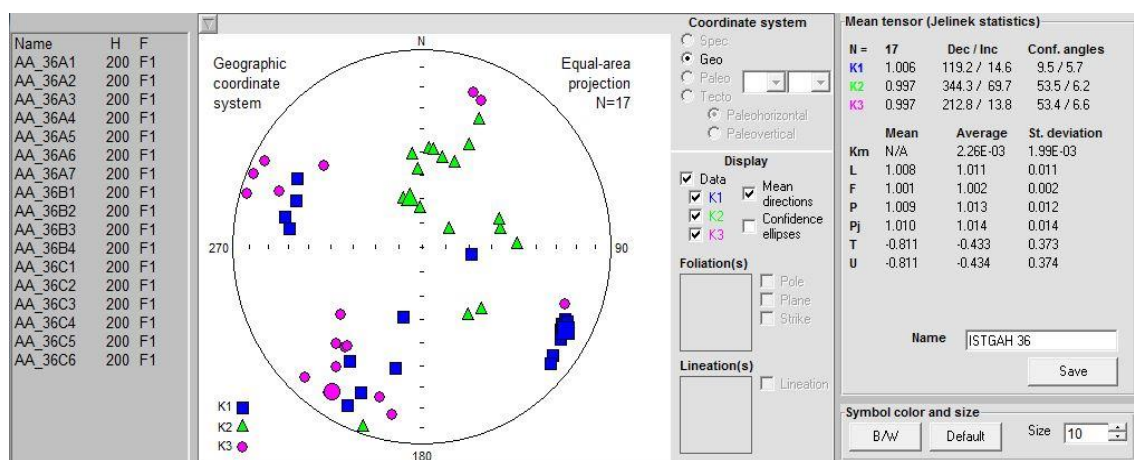
ادامه شکل ۵-۱۶.



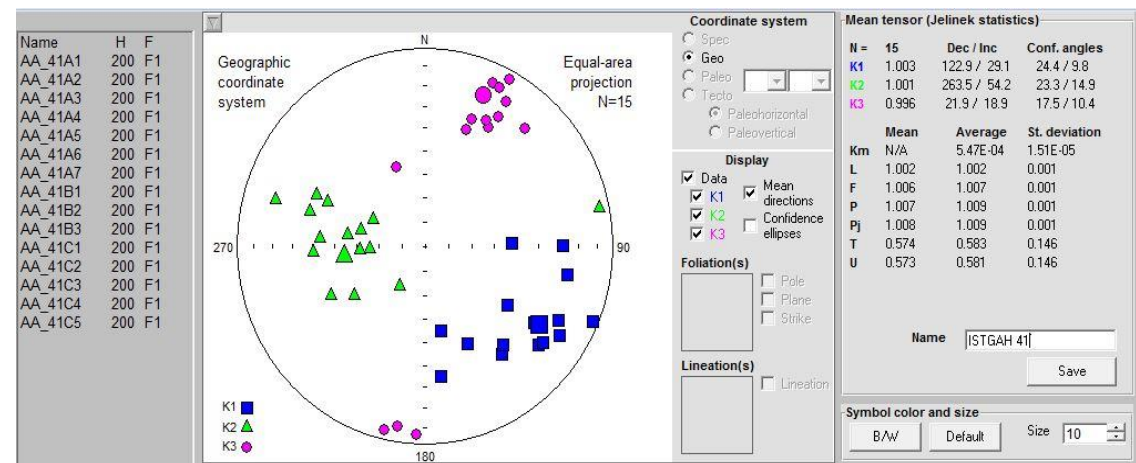
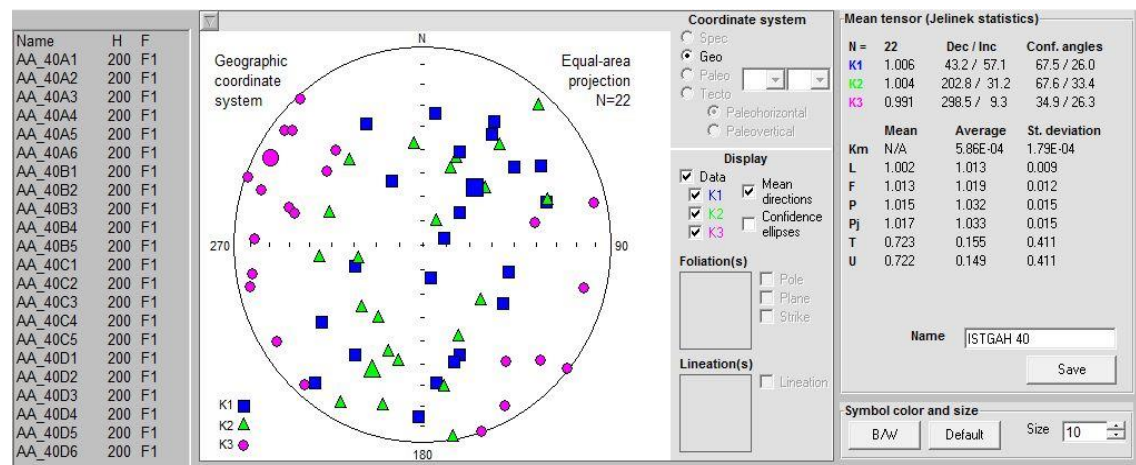
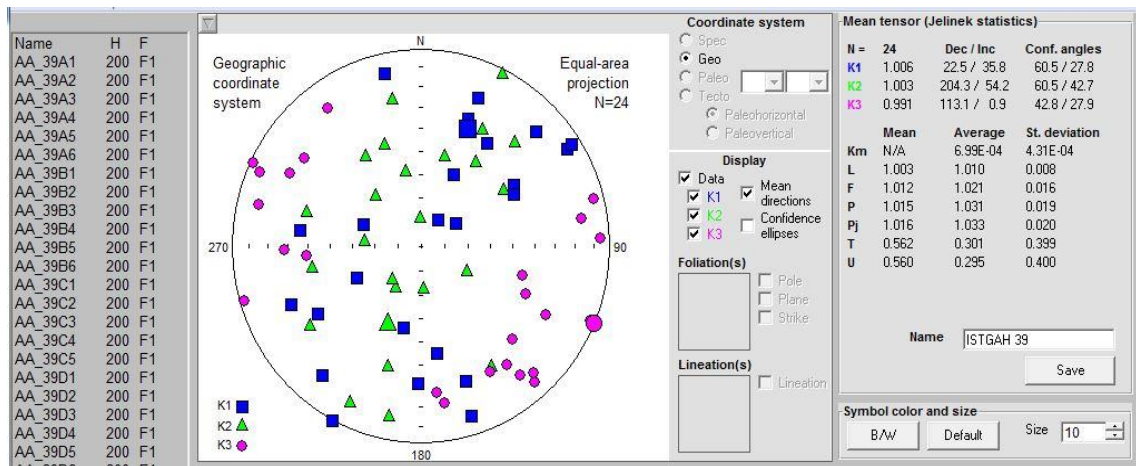
ادامه شکل ۵-۱۶.



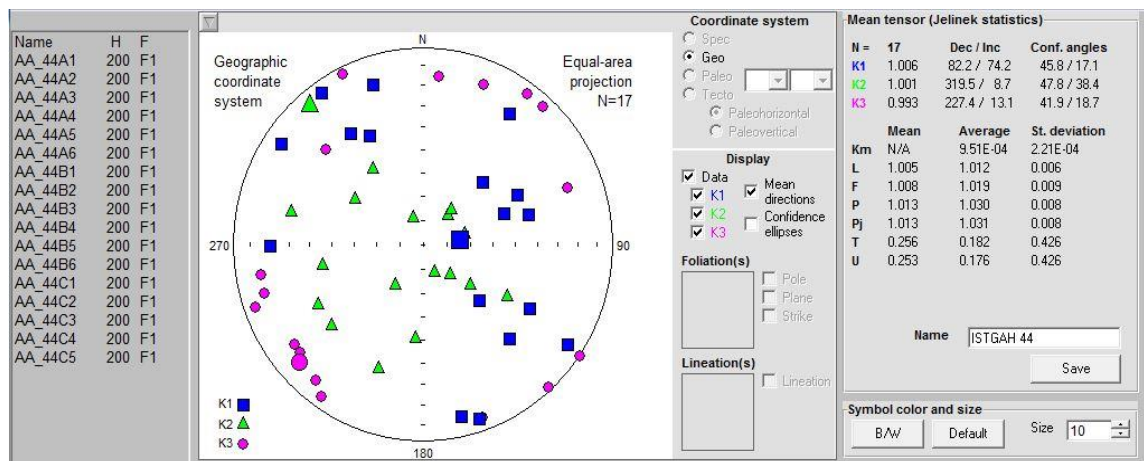
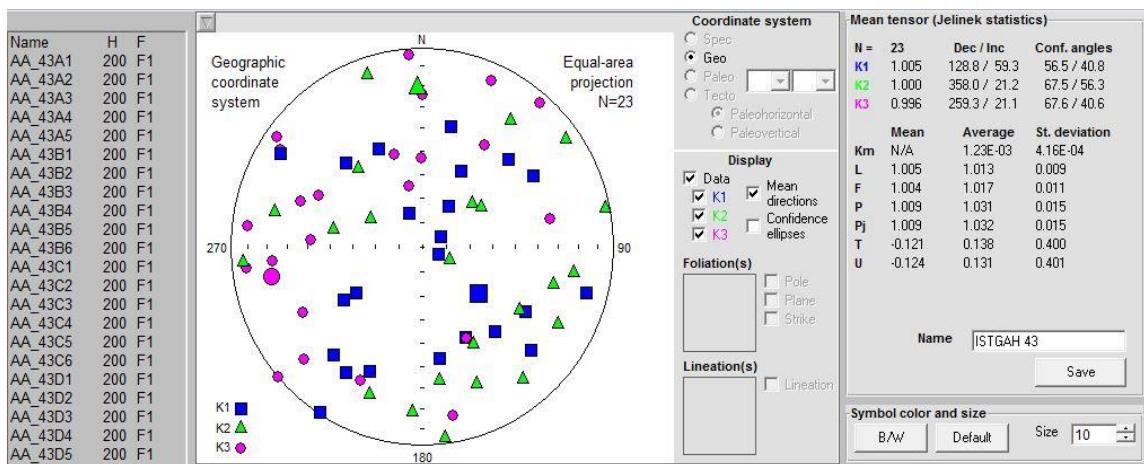
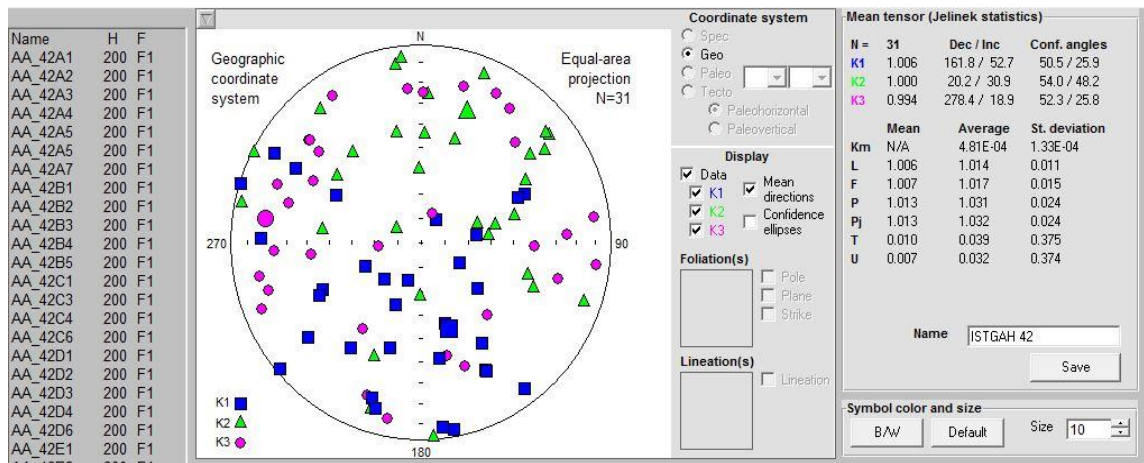
ادامه شکل ۵-۱۶.



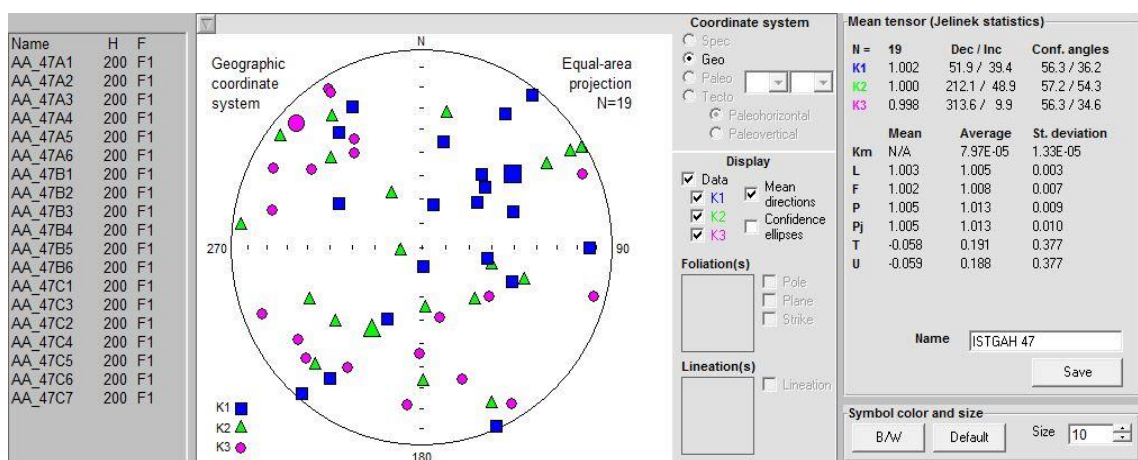
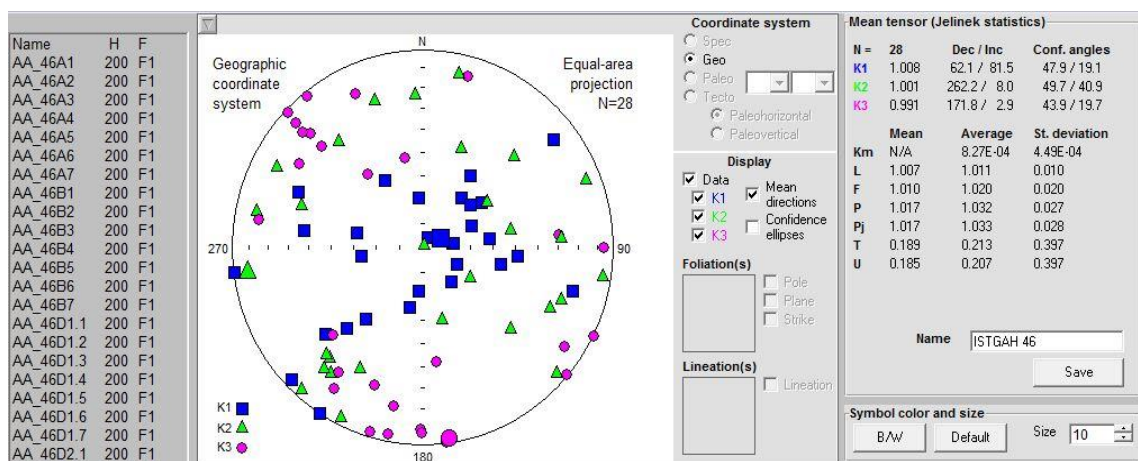
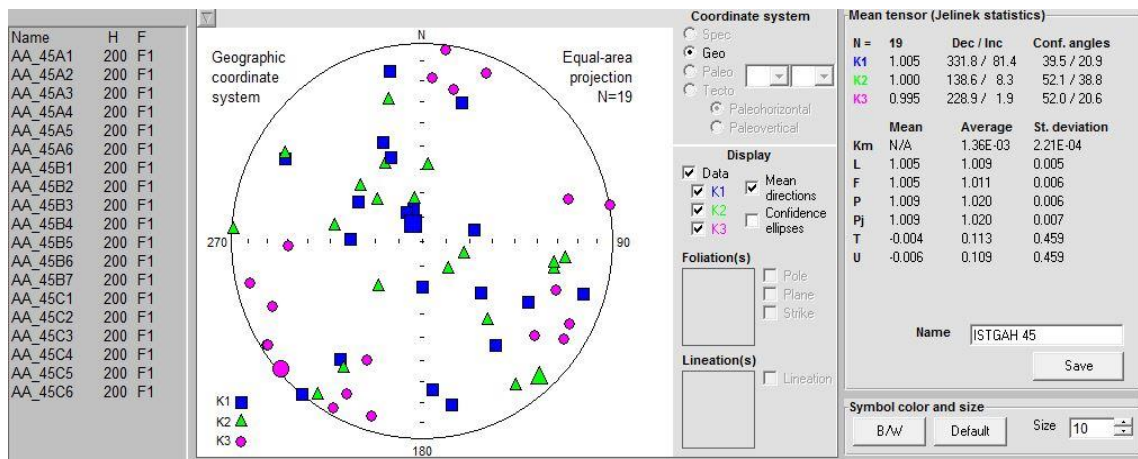
ادامه شکل ۵-۱۶.



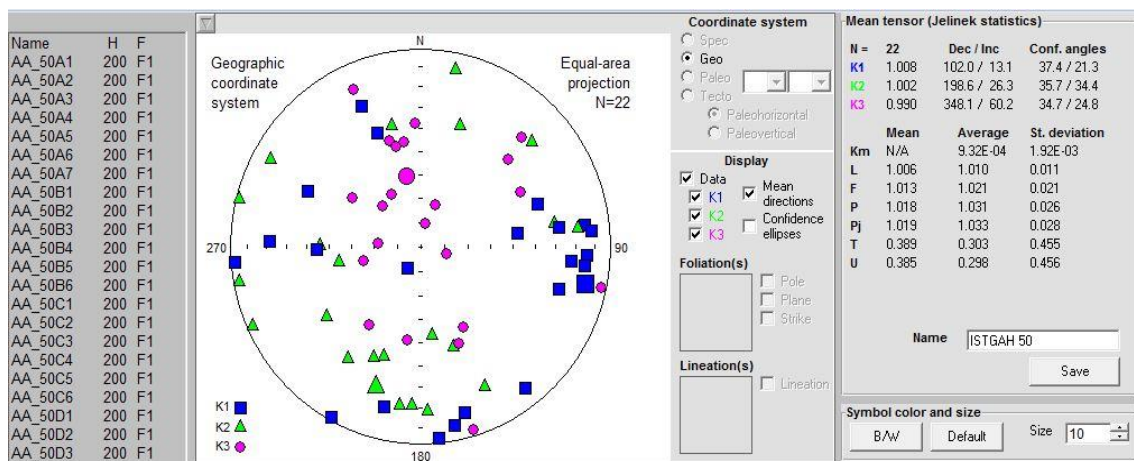
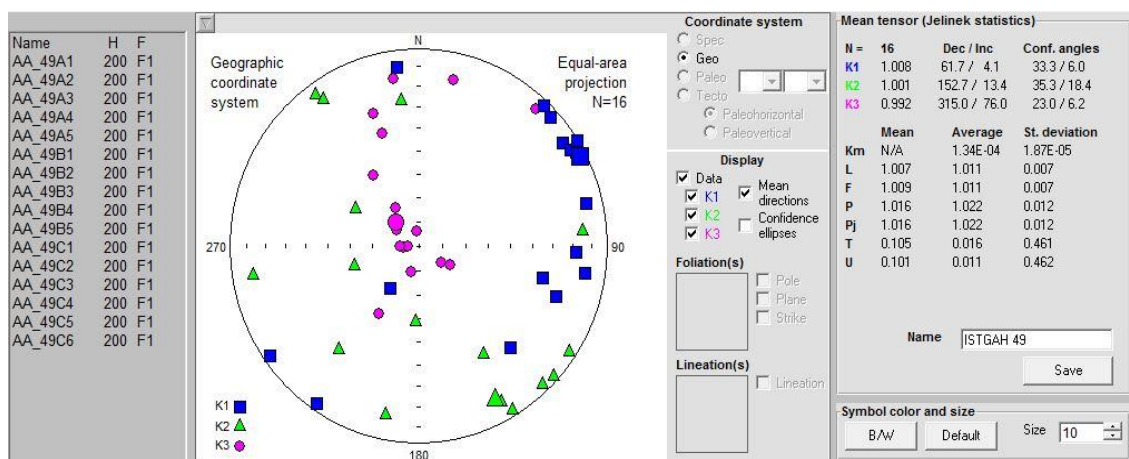
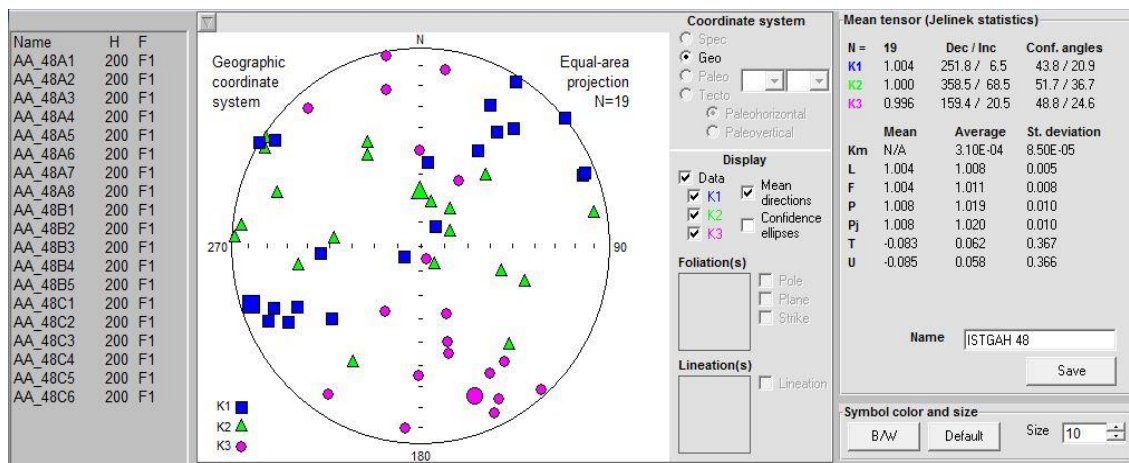
ادامه شکل ۵-۱۶.



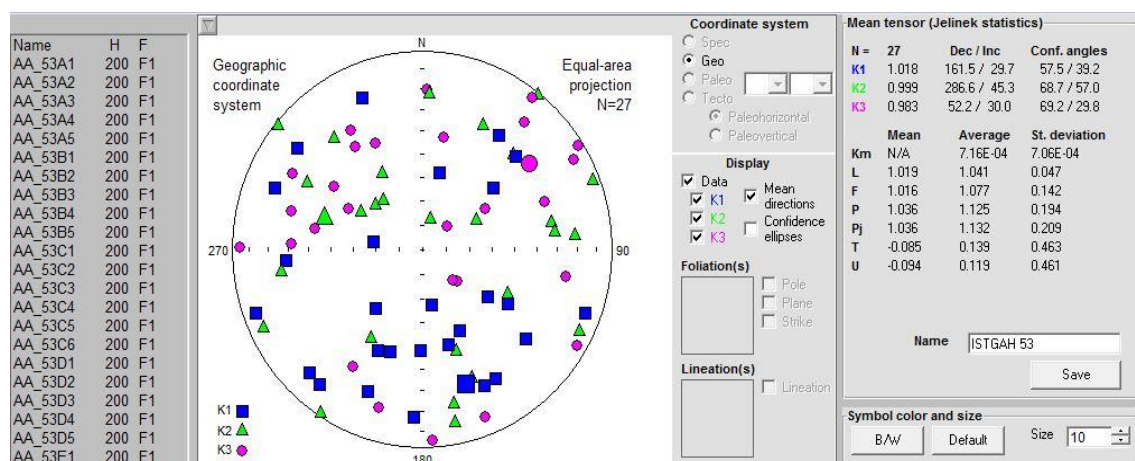
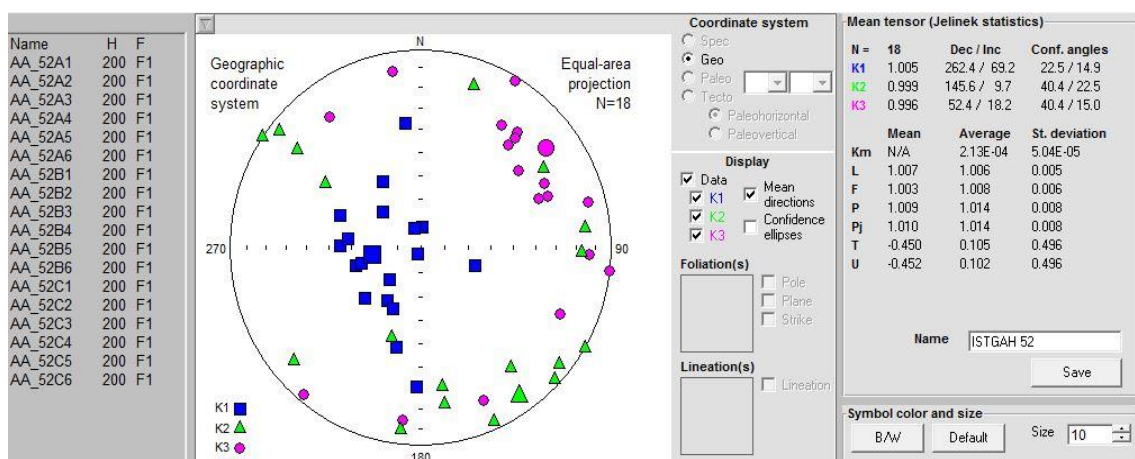
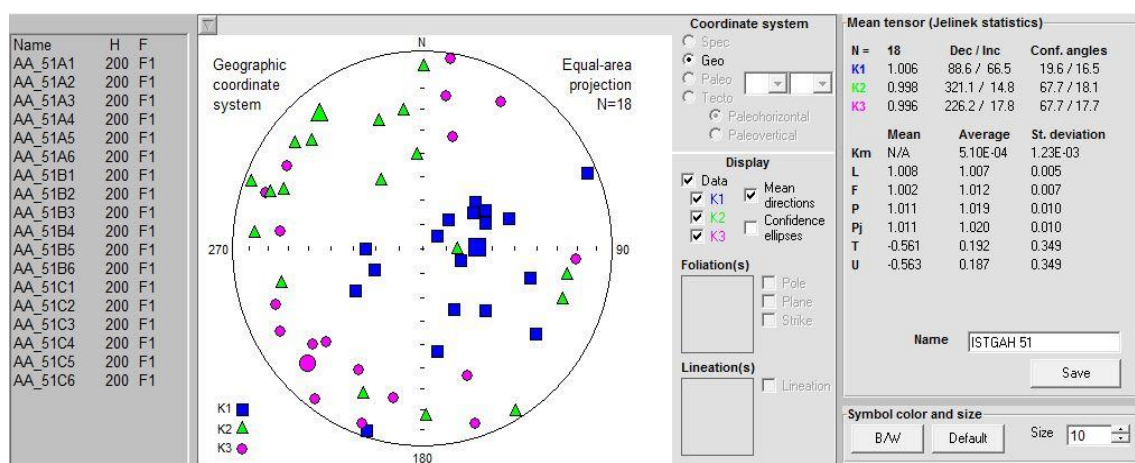
ادامه شکل ۵-۱۶.



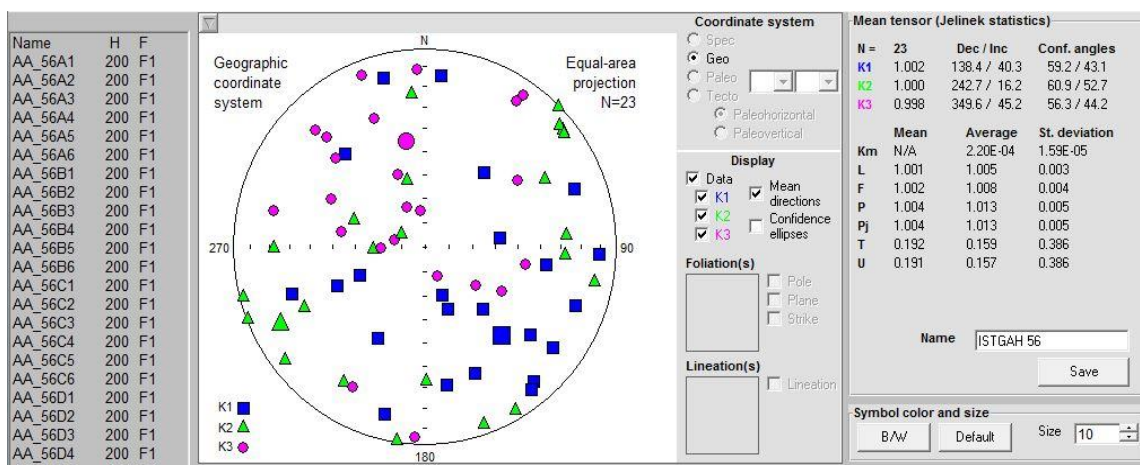
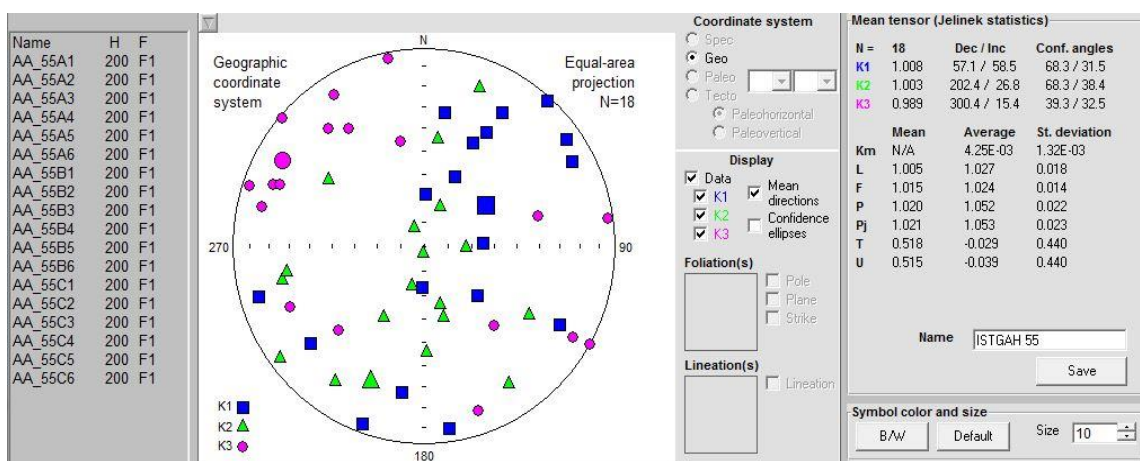
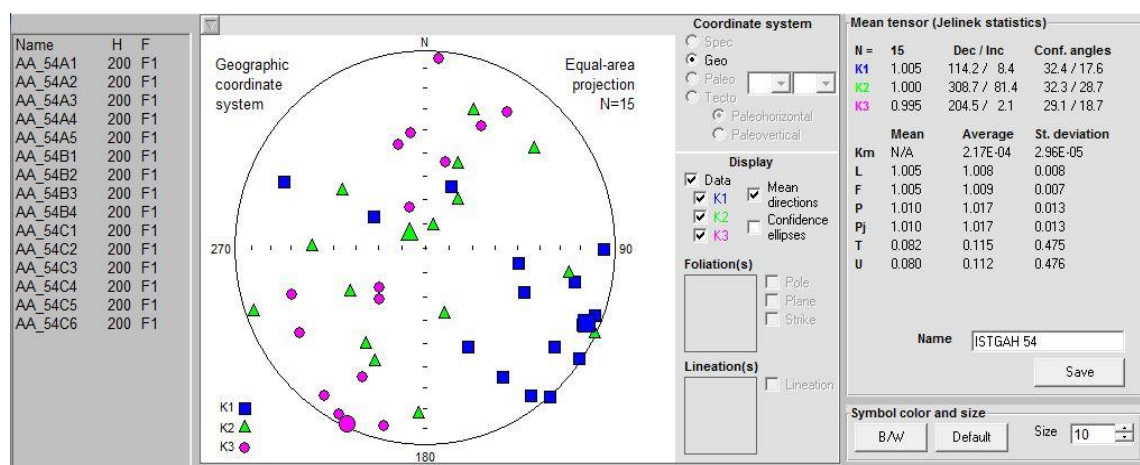
ادامه شکل ۵-۱۶.



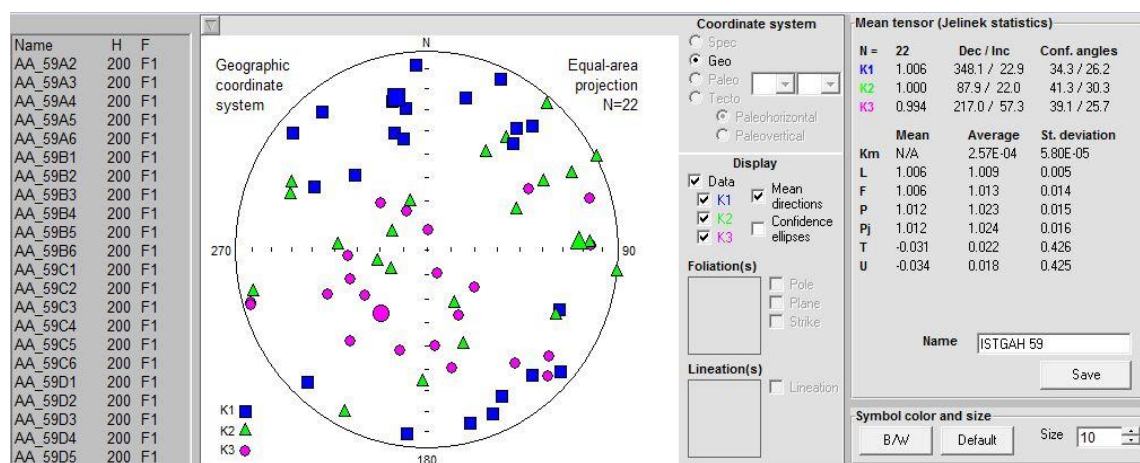
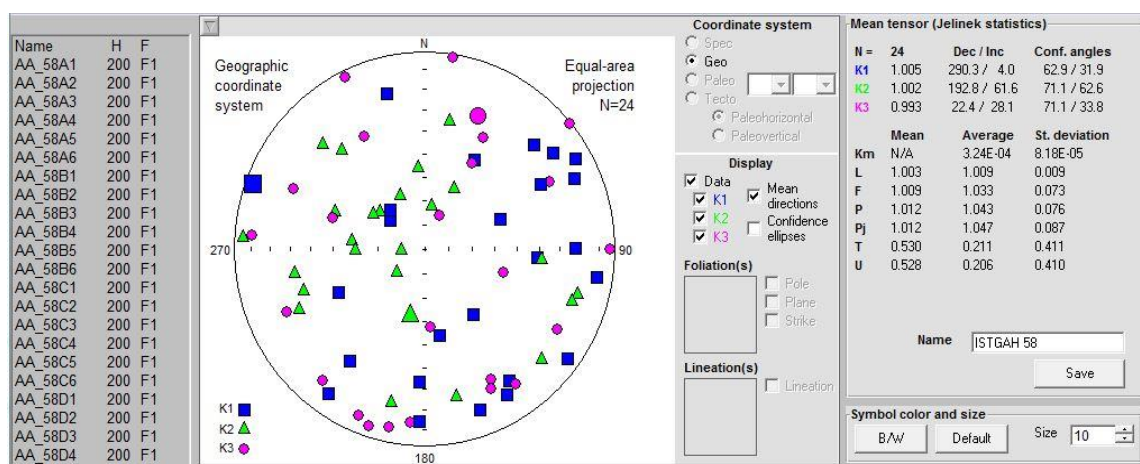
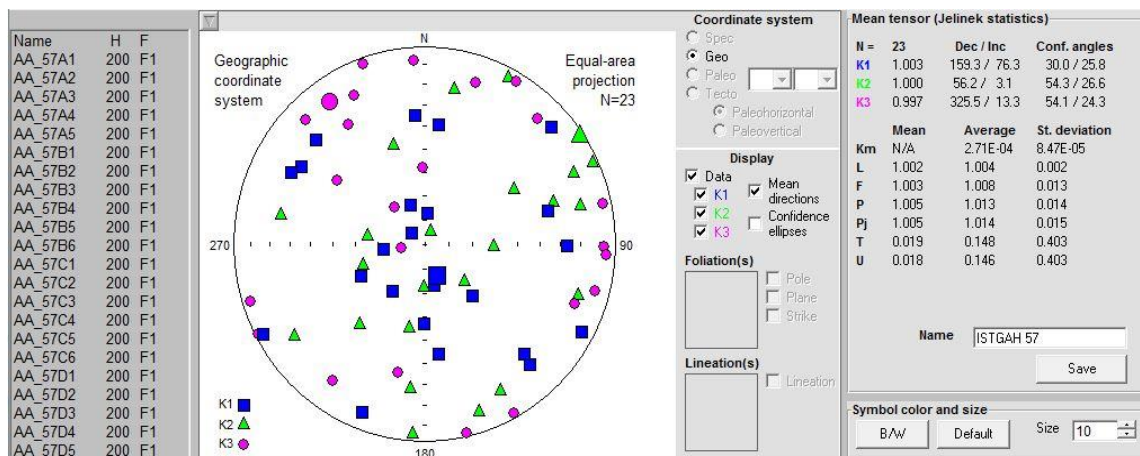
ادامه شکل ۵-۱۶.



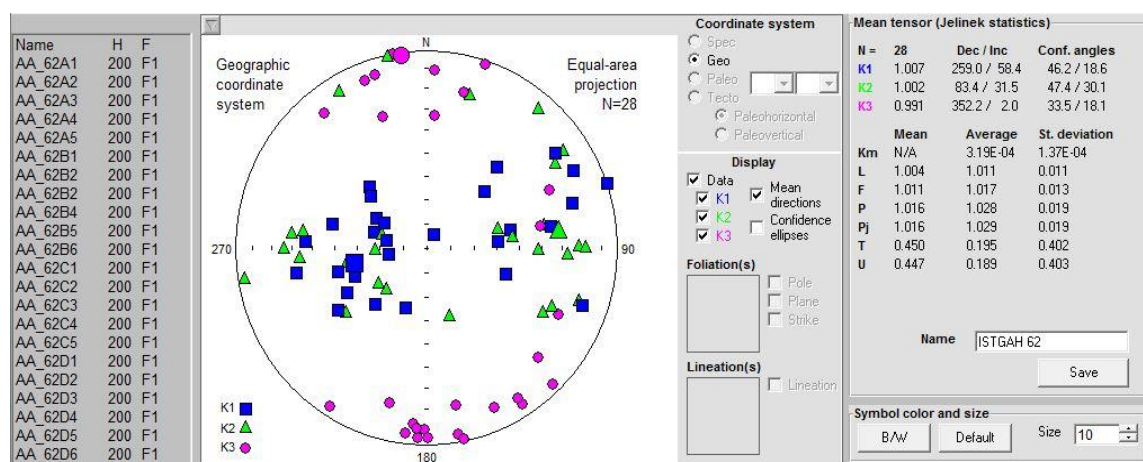
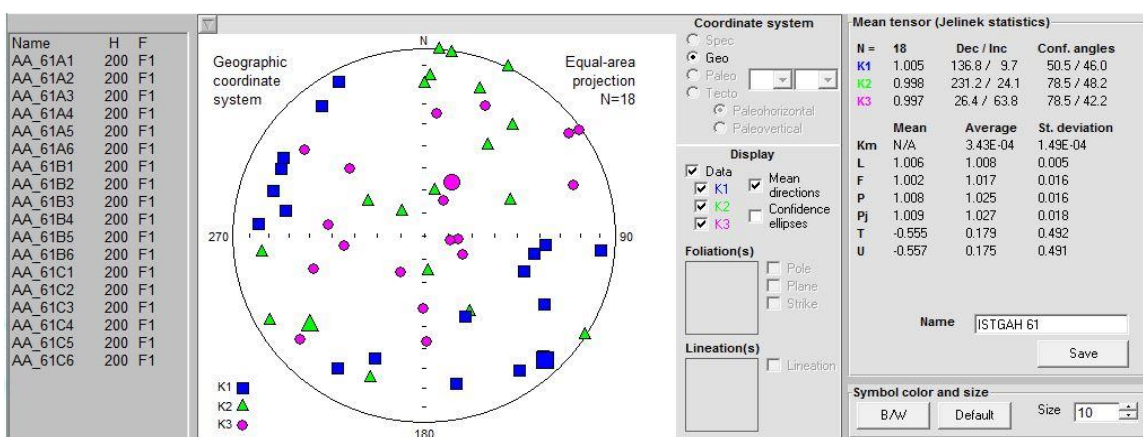
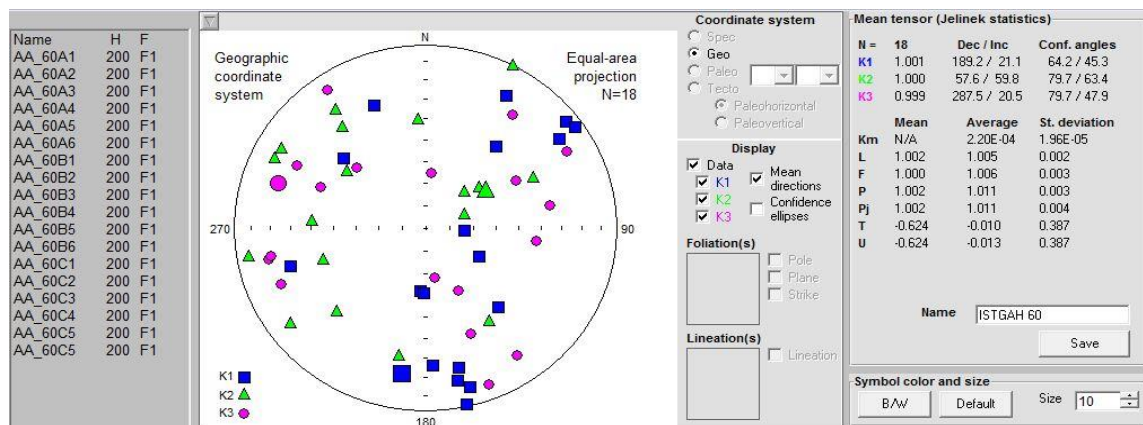
ادامه شکل ۵-۱۶.



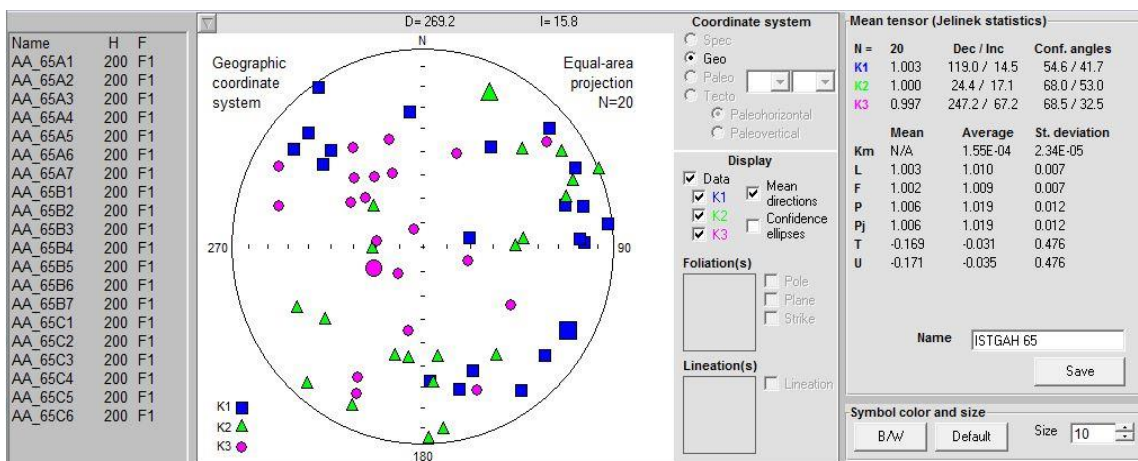
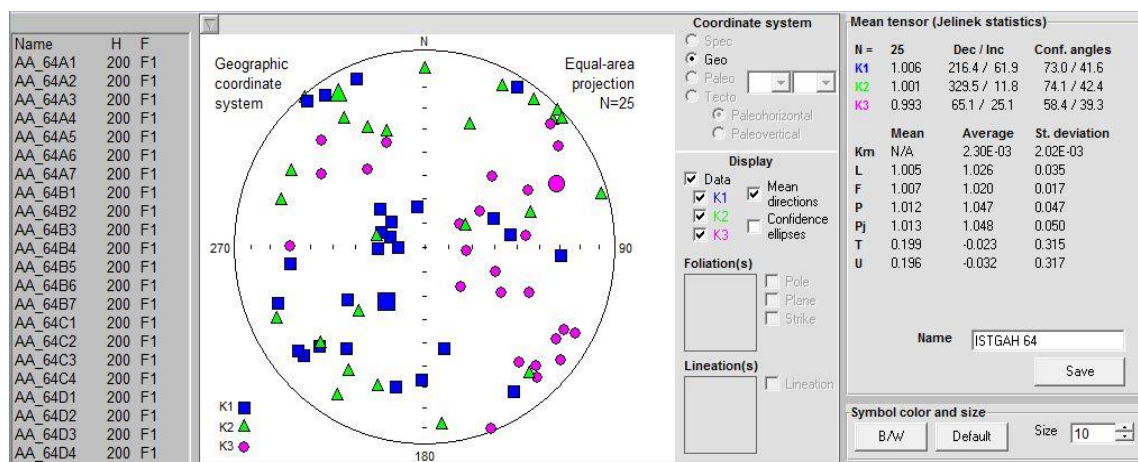
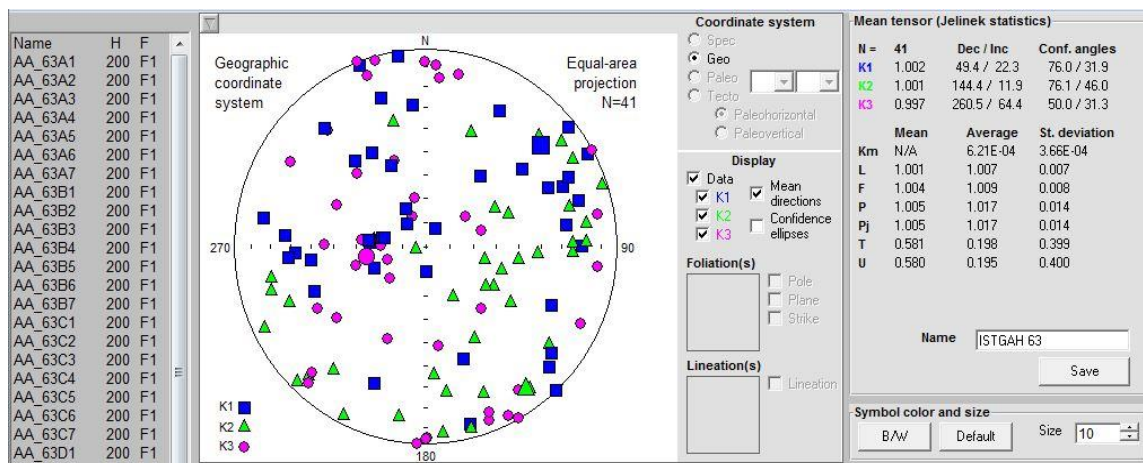
ادامه شکل ۵-۱۶.



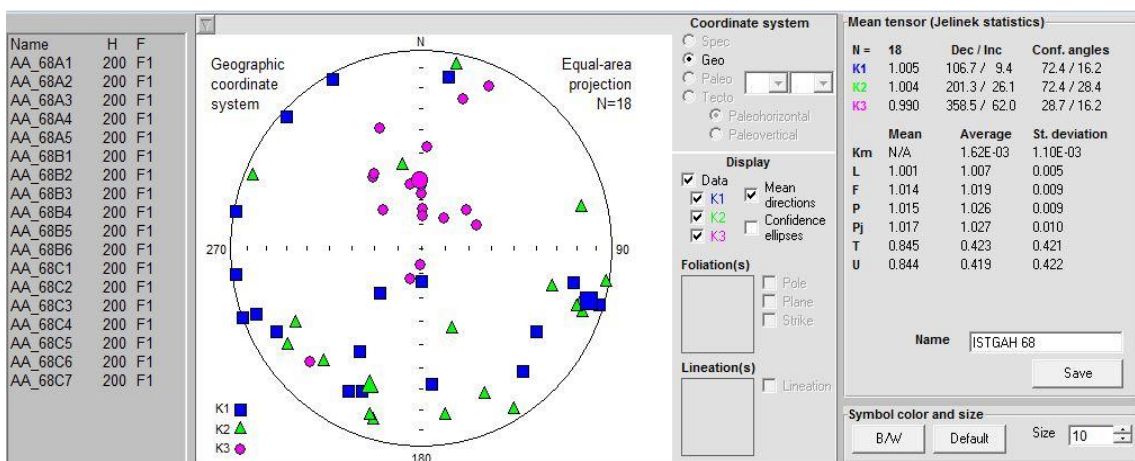
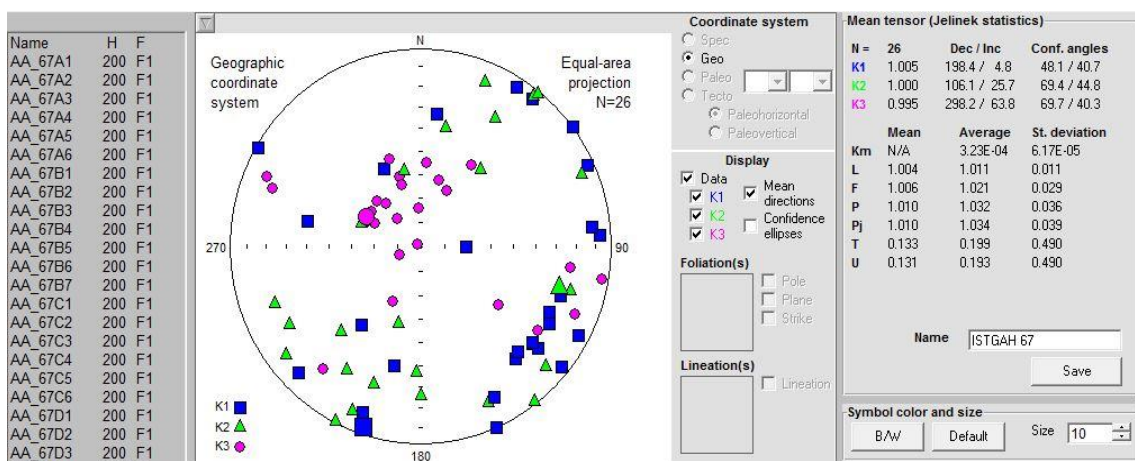
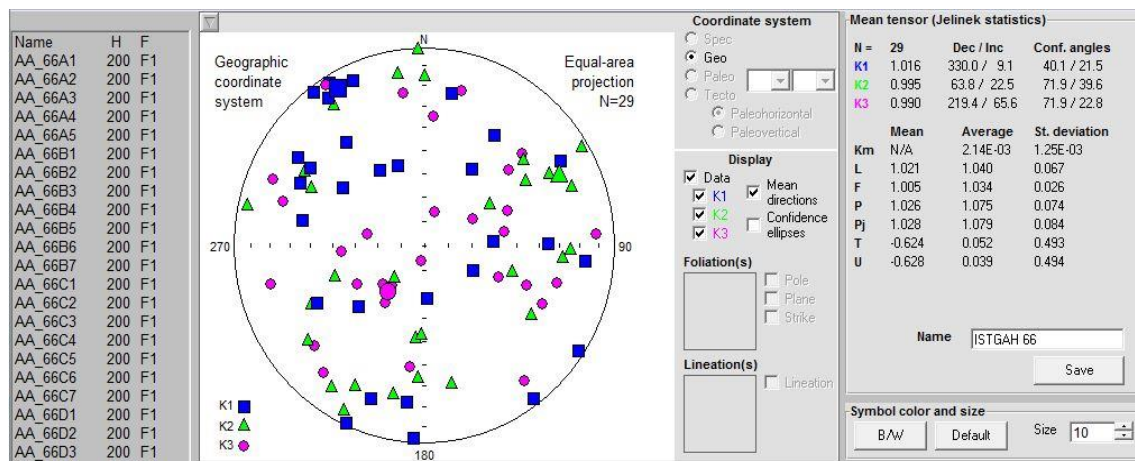
ادامه شکل ۵-۱۶.



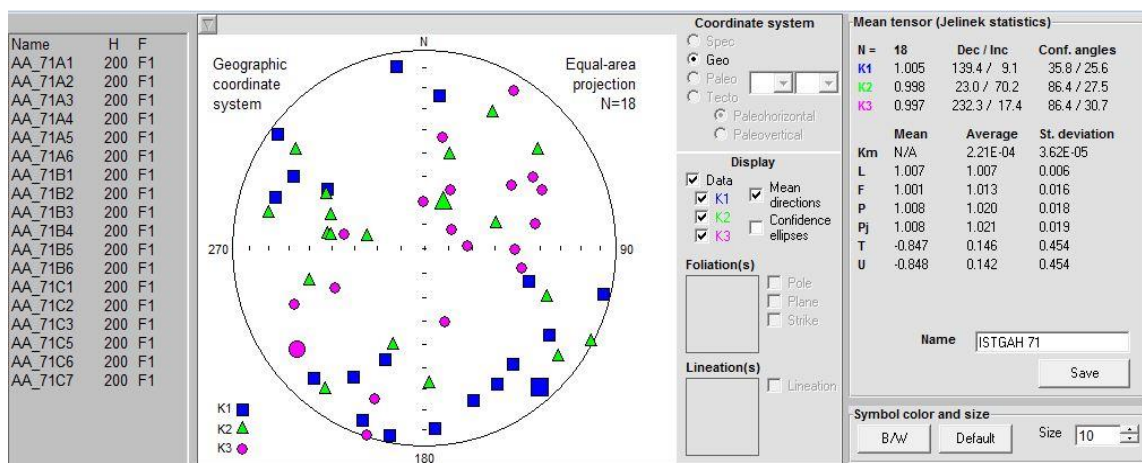
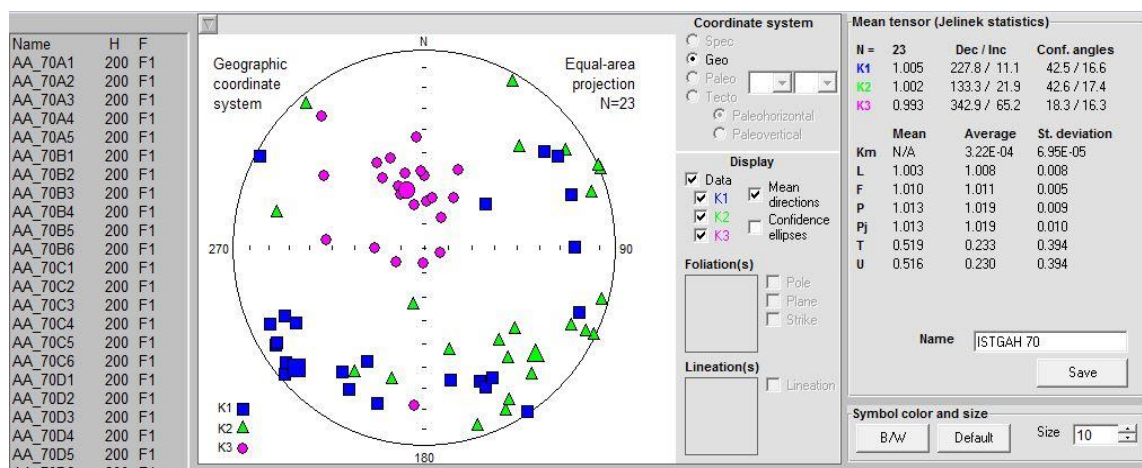
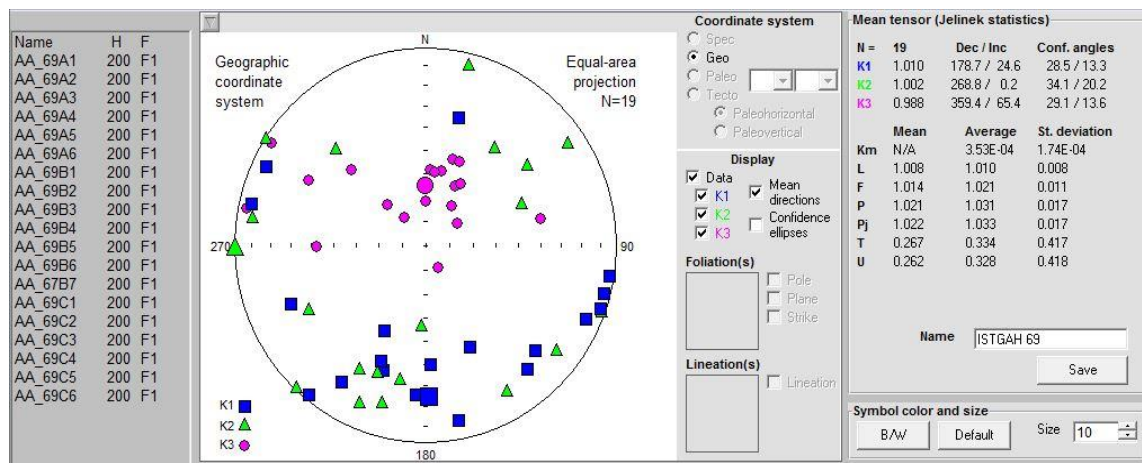
ادامه شکل ۵-۱۶.



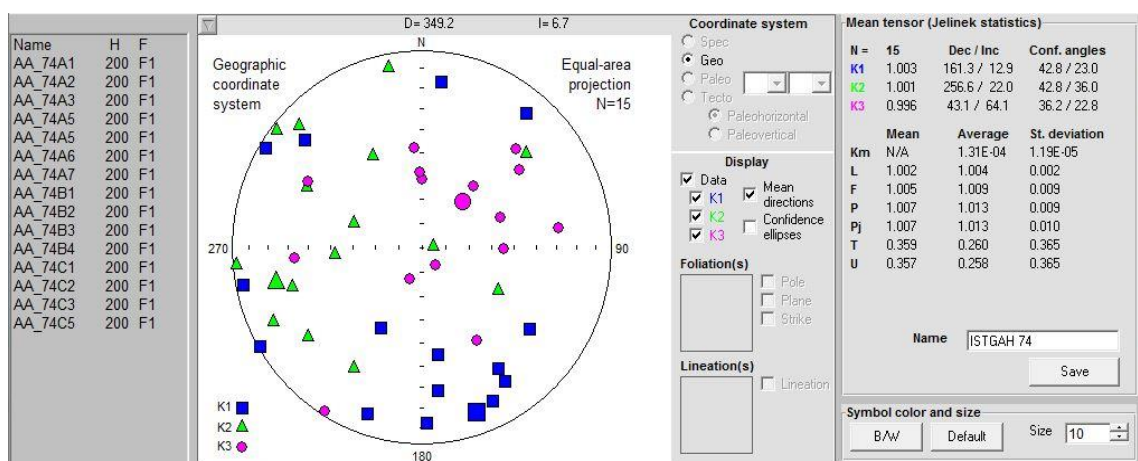
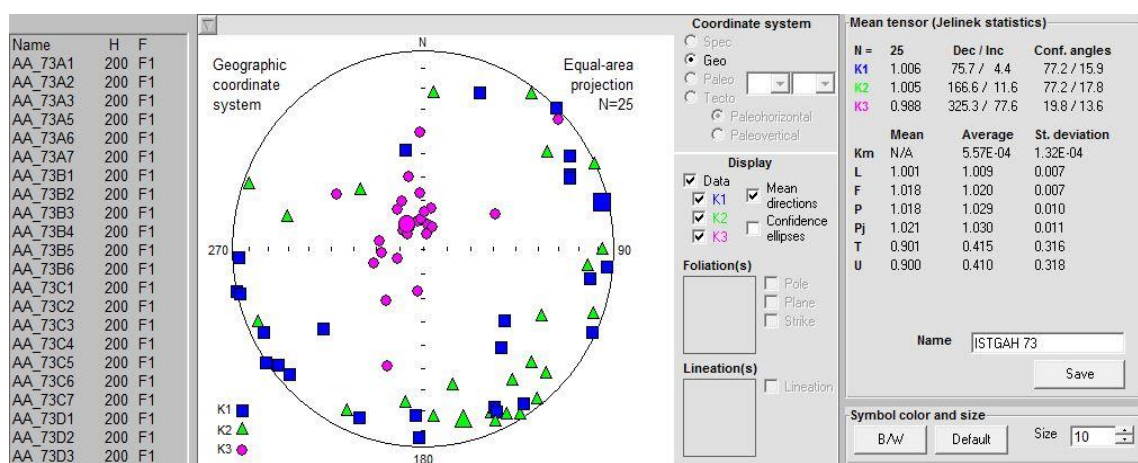
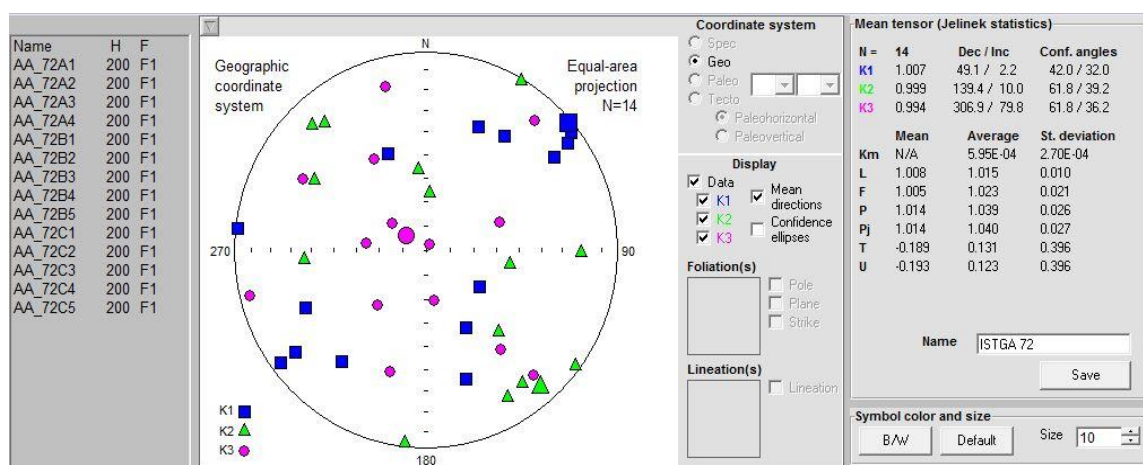
ادامه شکل ۵-۱۶.



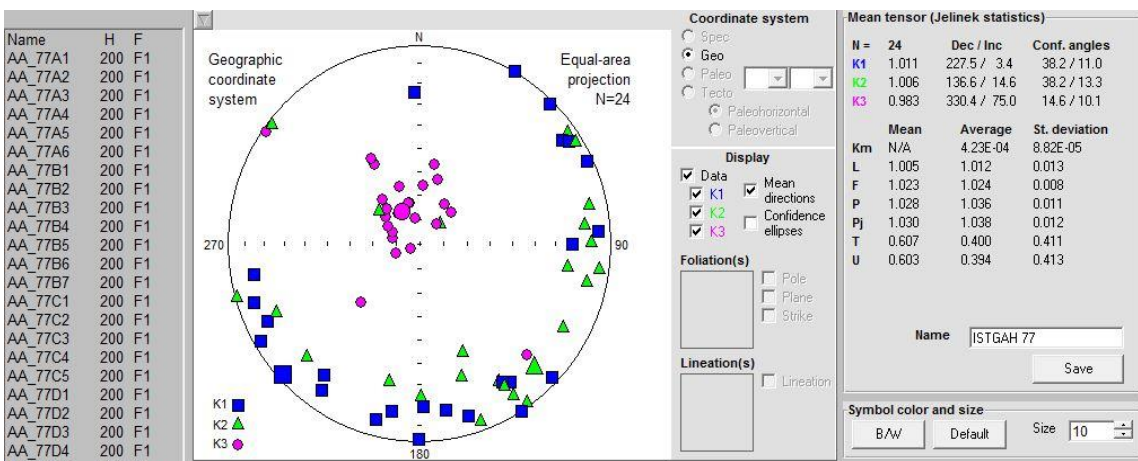
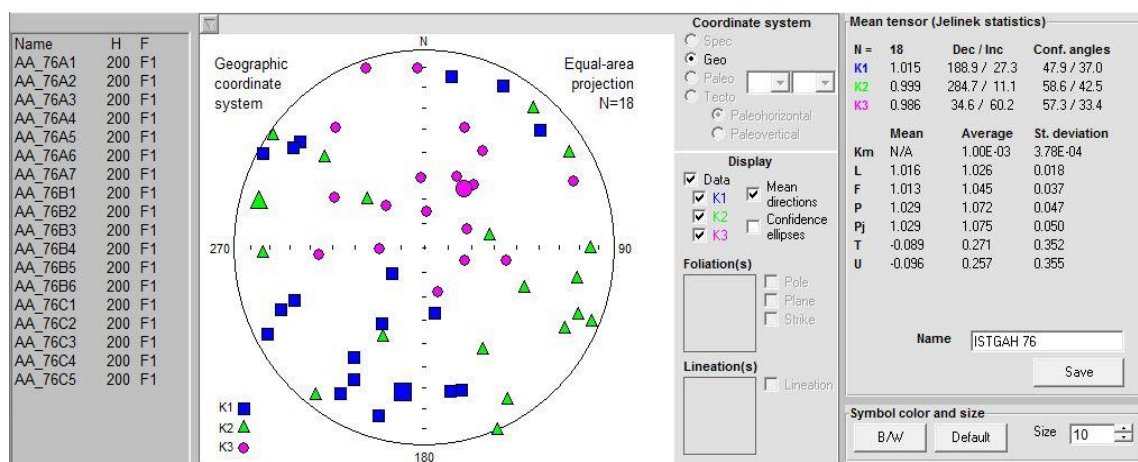
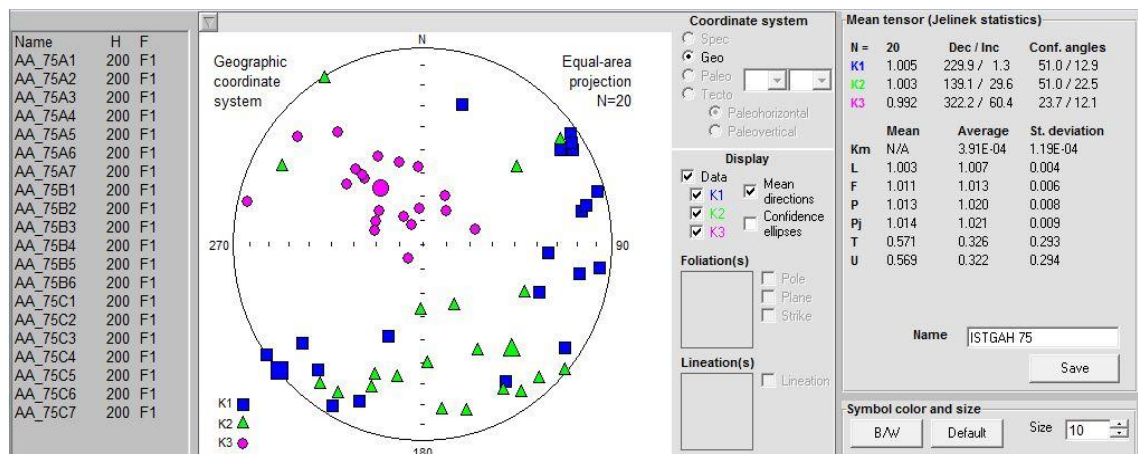
ادامه شکل ۵-۱۶.



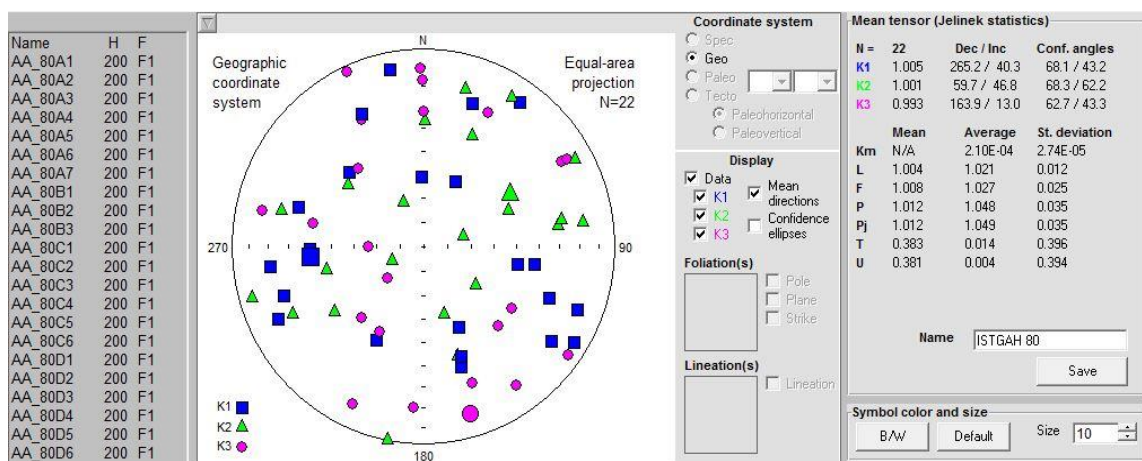
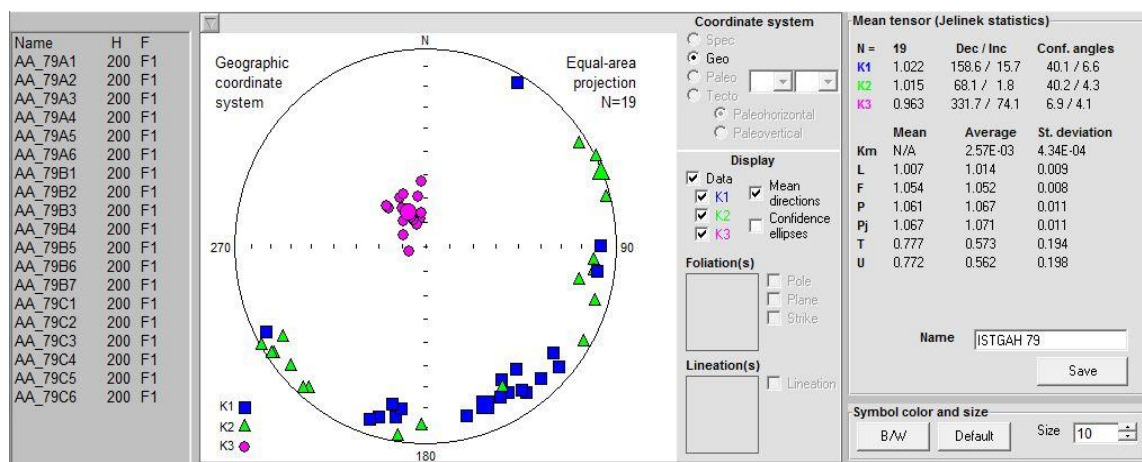
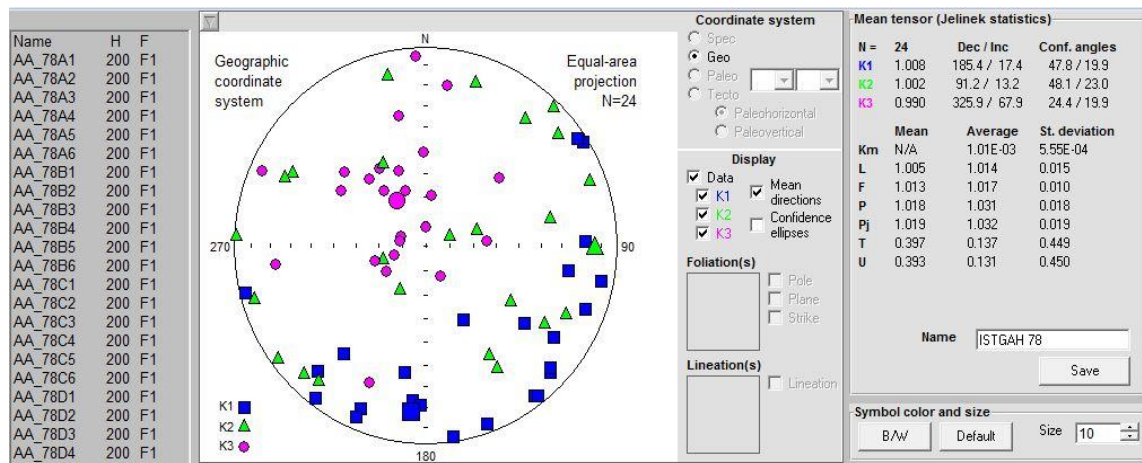
ادامه شکل ۵-۱۶.



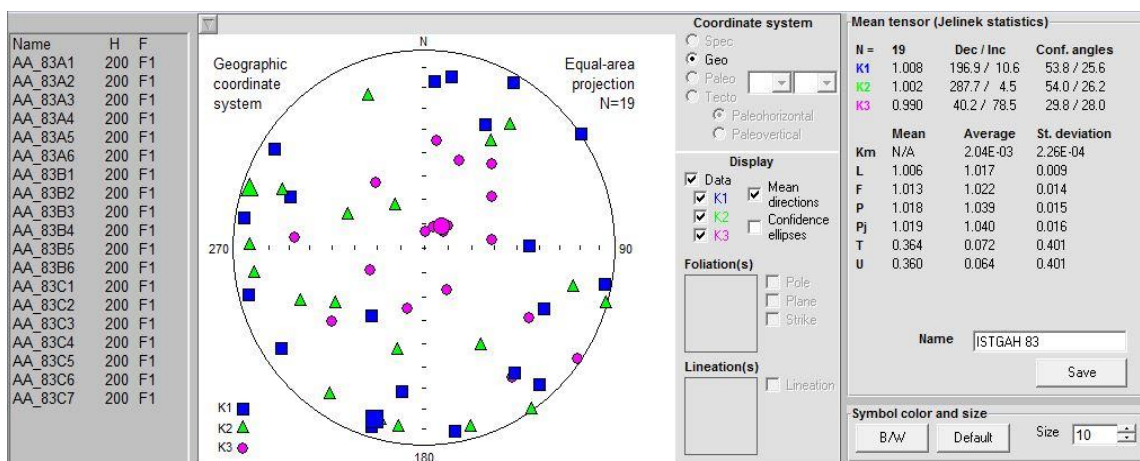
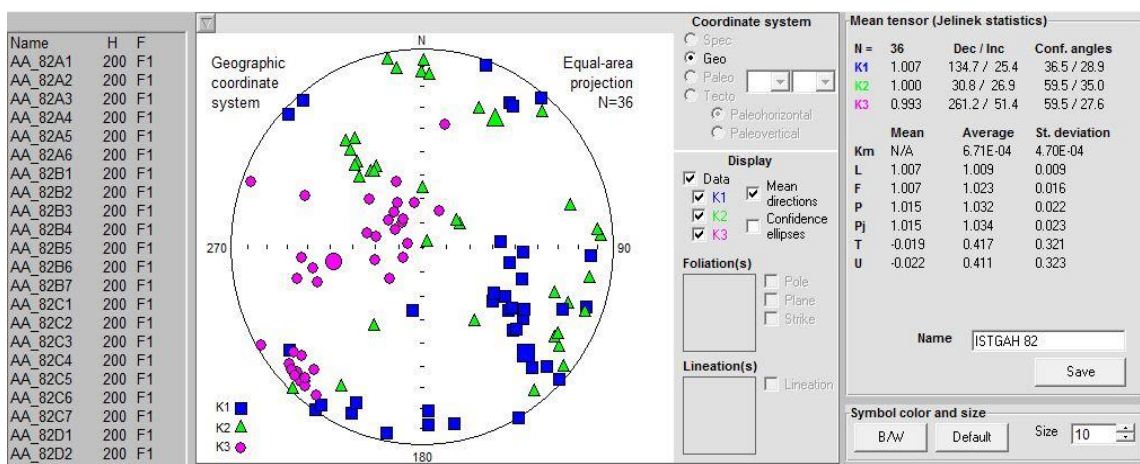
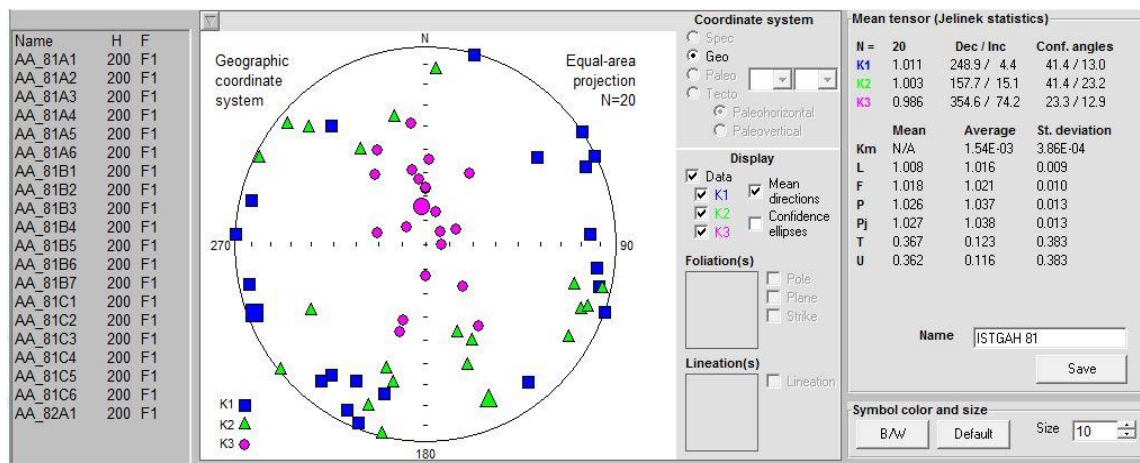
ادامه شکل ۵-۱۶.



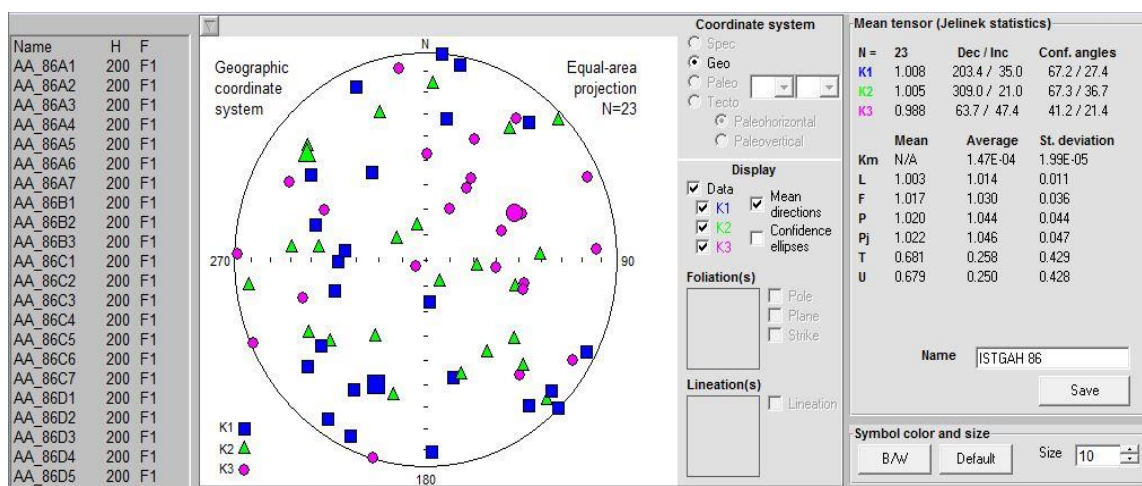
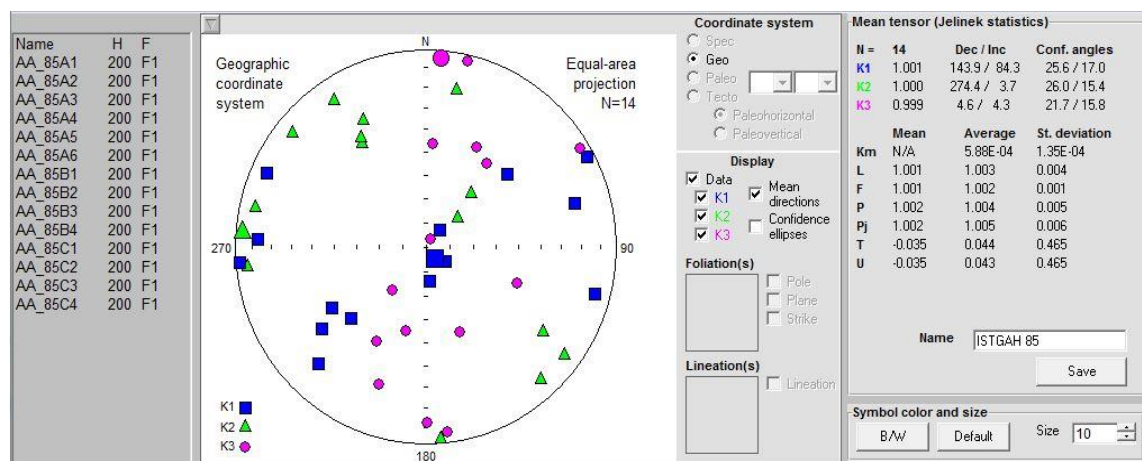
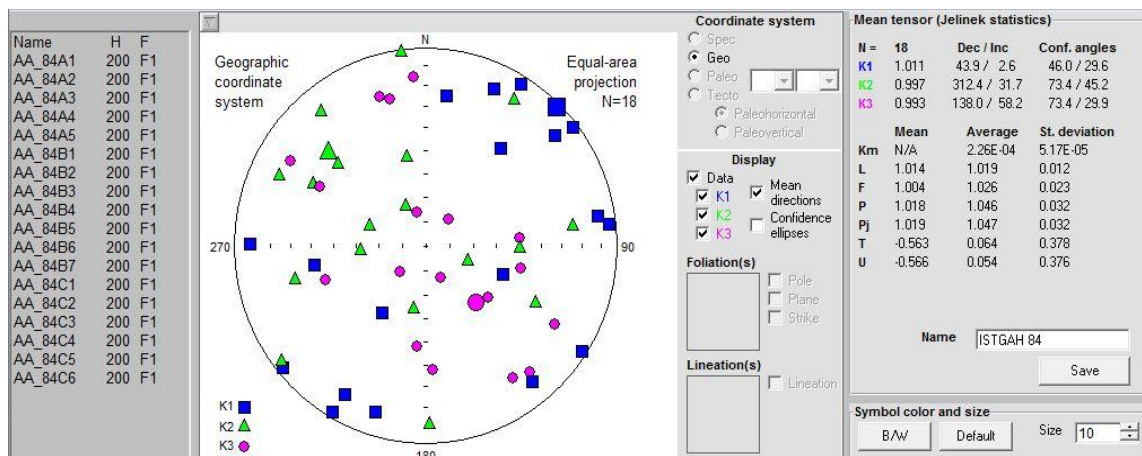
ادامه شکل ۵-۱۶.

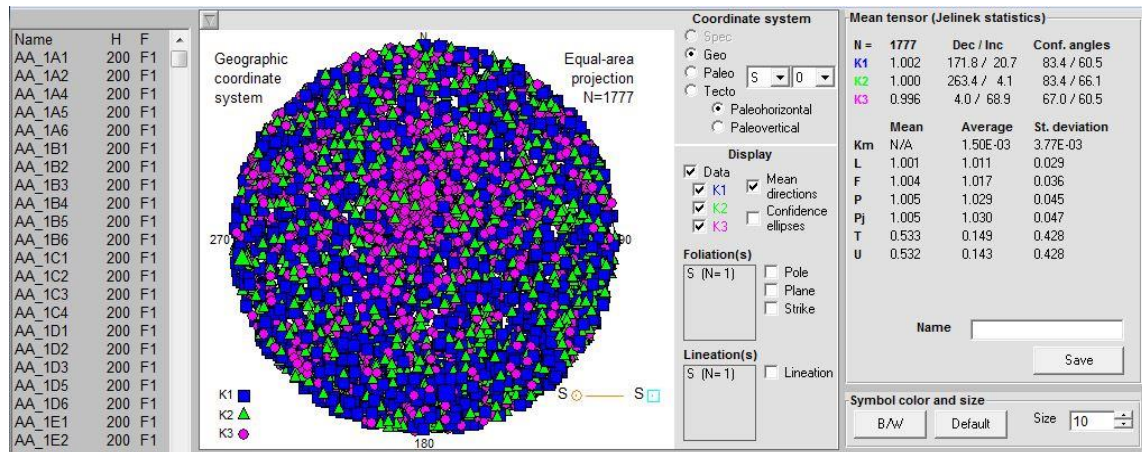


ادامه شکل ۵-۱۶.

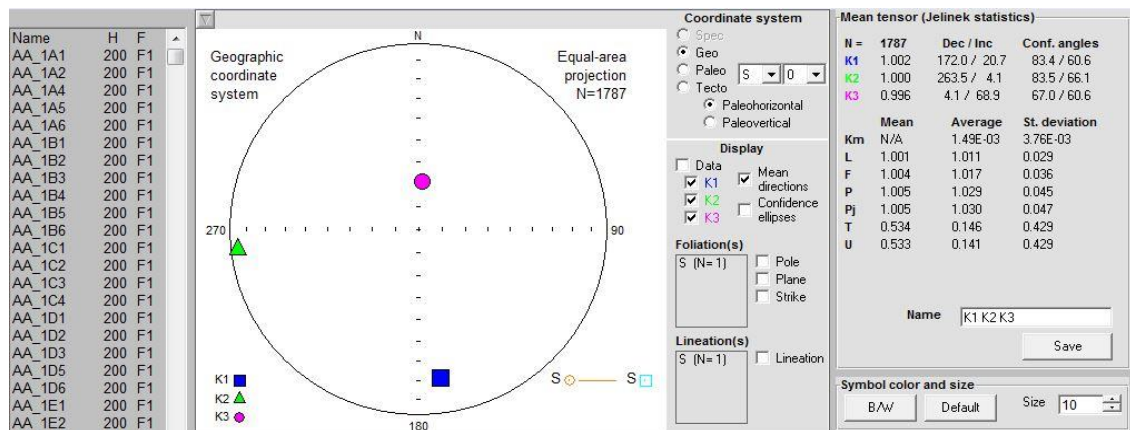


ادامه شکل ۵-۱۶.





الف



ب

شکل ۵-۱۷-الف- استریوگرام ترسیم شده مبتنی بر اندازه گیری پذیرفتاری مغناطیسی با استفاده از نرم افزار Anisoft4.2 برای نمونه های برداشت شده، ب- موقعیت قرارگیری میانگین K_1 و K_2 و K_3 برای نمونه ها.

منابع فارسی

- احدنژاد و، (۱۳۸۹)، رساله دکتری، "با استفاده از روش AMS خود مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی ملایر"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- احمدی روحانی ر، کریم پور، م.ح، رحیمی، ب، ملکزاده شفاوردی، آ، کلوتزلی، او، فرانسیسکو سانتوس، ژ، (۱۳۹۵)، " سنگ شناسی، سن سنجی، ژئوشیمی و تعیین منشأ توده های گرانیتوئیدی منطقه بجستان، شمال فردوس، استان خراسان رضوی"، مجله زمین شناسی اقتصادی، جلد ۸، شماره ۲، صفحات ۵۲۵ تا ۵۵۲.
- اسکندری م، (۱۳۹۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "الگوی توزیع ماگما در دایک موجود در گنبد آذرین نیمه عمیق منطقه چاه موسی (شمال غرب ترود- جنوب شاهرود) با استفاده از روش فابریک مغناطیسی"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- اسماعیلی د، (۱۳۸۶)، "مدل ژئودینامیکی جایگیری توده گرانیتوئیدی شاهکوه (شرق ایران) با استفاده از تکنیک انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS)"، دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.
- اصلانی ع، (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه ریزساختاری و الگوی جایگیری نیمه ی جنوبی باتولیت الوند با استفاده از ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، وزارت علوم، تحقیقات، و فناوری پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین شناسی و اکتشافات، پژوهشکده علوم زمین.
- اعلی نیا ز، (۱۳۸۶)، "زمین شناسی و کانیزاسی محدوده اکتشافی آهن بجستان کلاته رمضان" سومین همایش زمین شناسی کاربردی و محیط زیست.
- افتخارنژاد ج، (۱۳۵۶)، نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ فردوس، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آقاجانی ف، (۱۳۹۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی سازوکار جایگیری توده گابرویدوریتی پلنگ در (شمال شرق دامغان) بر اساس بررسی ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی AMS"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه دامغان.
- آقانباتی، س.ع، (۱۳۸۳)، زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- آقانباتی، س.ع، (۱۳۸۳)، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۰ ص.
- بدلو س، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی گل زرد (شمال الیگودرز) با استفاده از روش انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS)"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- پورعلی زاده مقدم م، (۱۳۹۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "سازوکار جایگیری توده نفوذی پنج کوه (جنوب شرق دامغان) با استفاده از روش ناهمگنی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- پورلطیفی، ع، (۱۳۸۲)، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فردوس، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- پورلطیفی، ع، (۱۳۸۳)، "بررسی پترولوژی ولکانیسم ائوسن در ورقه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ فردوس"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه علوم و تحقیقات تهران ۲۳۵ ص.

- 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"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حمیدی م، صادقیان م، علی‌محمدیان ح، (۱۳۹۲)، پایان‌نامه ارشد: "تعیین سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی حسن رباط با استفاده از روش ناهمگنی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- رحیمی ن، (۱۳۹۶)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "شناسایی مسیرهای دگرسانی گرمابی در توده نفوذی همراه با کانسار آهن اسپید (غرب قم) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشگاه تهران.
- رسولی ج، (۱۳۸۷)، پایان‌نامه ارشد، "ناهمگنی خودپذیری مغناطیسی توده گرانیتوئیدی بروجرد"، دانشکده علوم، 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.
- سیفی‌وند ع، (۱۳۹۵)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "سازوکار جایگیری گنبد آندزیتی چاه‌موسی (شمال غرب تروند-جنوب شاهرود) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- شبستر ا، (۱۳۹۶)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی سازوکار جایگیری توده نفوذی کوه زر (جنوب شرق دامغان) با استفاده از روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- شکاری س، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی دره باغ (شمال غرب الیگودرز) با استفاده از روش انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS)"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- شیعی م، (۱۳۸۸)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و سازوکار جایگیری باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه (جنوب غرب یزد)"، پردیس علوم، دانشگاه تهران.
- صادقیان م، (۱۳۸۳)، رساله دکتری، "ماگماتیسیم، متالوژی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تهران.
- صادقیان م، (۱۳۸۶)، "ساز و کار جایگیری توده 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، ولی‌زاده م، (۱۳۸۳)، "مکانیسم جایگزینی بخش شمالی توده گرانیتوئیدی زاهدان"، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- عابدینی ا، (۱۳۹۶)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "سازوکار جایگیری گنبد آذرین نیمه‌عمیق منطقه کوه چفت با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- عاشوری، ا، کریم‌پور، م.ح، و سعادت، س، ۱۳۸۶، "نقشه زمین‌شناسی بجستان، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- فضیلت آ، (۱۳۹۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "اندازه گیری، بررسی و تفسیر پارامترهای مغناطیسی در گرانیتهای میلونیتی شده مجموعه دگرگونی- آذرین جندق (شمال شرق روستای چاه زرد) در پرتو روش AMS" دانشکده علوم پایه، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- قلمقاش، ج، (۱۳۸۱)، رساله دکتری، "مطالعه توده های نفوذی منطقه اشنویه و بررسی ساز و کار جایگزینی آن-ها"، دانشکده زمین، دانشگاه تهران.
- کریم پور، م.ح، عاشوری، ع، سعادت، س، و قورچی رودکی، م، ۱۳۸۷، "پترولوژی، پذیرفتاری مغناطیسی، موقعیت تکتونیکی و کانی سازی توده های نفوذی و سنگ های آتشفشانی طاهرآباد و خاور بجستان". مطالعات زمین شناسی، جلد ۱ (۱) صفحات ۷۵-۹۳.
- گوانجی، ن، (۱۳۸۹)، پایان نامه ارشد: "مکانیسم جایگزینی توده گرانیتهایی جنوب ظفرقند (اردستان) به وسیله روش AMS"، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- مجیدی پ، (۱۳۹۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی سازوکار جایگیری توده گرانیتهایی چالو (جنوب شرق دامغان) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- محمدزاده لاری، م. ا، و وثوقی عابدینی، م، ۱۳۷۹، "نوع و موقعیت تکتونوماگمایی گرانیتهایی توده نفوذی بجستان"، مجموعه مقالات چهارمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- محمدی م، (۱۳۹۵)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی تغییرات پارامترهای مغناطیسی سنگهای متاپلیتی درجه بالا در طی فرایندهای میگماتیت زایی و گرانیتهایی مجموعه دگرگونی -آذرین شترکوه در حد فاصل گرگابی - جمیل (جنوب شرق شاهرود). دانشگاه صنعتی شاهرود
- محمودی م، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "بررسی دیرین جغرافیای مغناطیسی لایه های آتشفشانی سازند ابرسج (قلی) و سلطان میدان و پالینولوژی لایه های در برگیرنده آن در شمال خاوری شاهرود"، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مردانی م، صادقیان م، شکاری س، بدلو س، (۱۳۸۹)، "بررسی تغییرات انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی در توده گرانیتهایی ازنا"، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، صفحه ۱۶۴.
- میرزایی س، (۱۳۸۹)، پایان نامه ارشد، "مکانیسم جایگزینی توده گرانیتهایی شمال گلپایگان به وسیله روش AMS"، علوم تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی.
- نبوی، م، (۱۳۵۵)، "دیاچهای بر زمین شناسی ایران". انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۱۰۹ ص.
- نجفی، ع، کریم پور، م.ح، قادری، م، استرن، چ، فارمر، ج.ل، (۱۳۹۳)، "سن سنجی U-Pb زیرکن، ژئوشیمی ایزوتوپهای Rb-Sr و Sm-Nd و پتروژنز توده های گرانیتهایی منطقه اکتشافی کجه، شمال باختر فردوس: شاهدی بر ماگماتیسم کرتاسه پسین در بلوک لوت" مجله زمین شناسی اقتصادی، جلد ۶، شماره ۱، صفحات ۱۰۷ تا ۱۳۵.
- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بجستان، دانشگاه فردوسی مشهد- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۶).

- نوشته ژان لوک بوشه، ۱۹۹۷، با عنوان: Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks, گزارش داخلی سازمان زمین‌شناسی کشور.
- وکیلی ف، (۱۳۸۲)، پایان‌نامه ارشد: "بررسی انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی در توده گرانیتی شاهکوه"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

Reference

- Aydin, A., Ferre, E. C., Aslan, Z. (2007) "The magnetic susceptibility of granitic rocks as a proxy for geochemical composition: Example from the Saruhan granitoids. NE Turkey", *Tectonophysics*, 441, 85- 95.
- Best M. G. (2003) *Igneous and metamorphic petrology*. Blackwell Publishing. 730p.
- Berberian, F. and Berberian, M., (1981), Tectono-Plutonic episodes in Iran. American Geophysical Union, In: *Geodynamic Series 3*, Geological Society of America, Boulder, Colorado, 5-33.
- Bhatt, S., Rana, V., Mamtani, M.A. (2017) "Deciphering relative timing of fabric development in granitoids with similar absolute ages based on AMS study (Dharwar Craton, South India)", *Journal of Structural Geology*, Volume 94, Pages 32-46.
- 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, 115- 122.
- Borradaile, G. J., Jakson, M. (2010) "Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM)", *J of Structural geology*, 32, 1519- 1551.
- Bouchez J.L (1997) "Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks, In *Granite: From Segregation of melt Emplacement Fabrics*, (eds) Bouchez J.L. Hutton D. and Stephas W. E" pp. 95-112.
- Bouchez J.L, Delasc, G. & Nedelec, A., (1992) - Submagmatic microfracture in granite. *Geology* 20: 35-38.

Bouchez J.L. , Guillet P. and Chevalier F. (1981), “Structures decoulement lies a la mise en place du granite Guerande (Loire, Atlantique, France)”, Bulletin societe Geologique, France V/XXIII, pp.387-399.

Bouchez J.L. (2002), “Anisotropie de susceptibilit_emagn_etique etfabrique des granites”, C.R. Acad. Sci. Paris 330, 1–14.

Butler R.F., (1998), “Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes”,238 p. (www.geo.arizona.edu/Paleomag/book/main.htm. originally published by Blackwell Scientific Publications, 1992).

Cloos, E. (1932),"Der sierra Nevada pluton", Geol, Rundschau 22/6, pp.372-384.

Das, P., Mukherjee, S., Das, K., Ghosh, G. (2019) "Integrating AMS data with structural studies from granitoid rocks of the Eastern Dharwar Craton, south India: Implications on successive fabric development and regional tectonics", Journal of Structural Geology, Volume 113, Pages 48-67.

Dehghani, G.A. and Makris,J (1981) The gravity field and crustalstructure of Iran In Geodynamic projct in Iran. Geological Survey of Iran report n.51.pp.51-68.

Eftekhari nezhad, J. Zahedi,M. Stocklin,J. Nabavi, M.H. (1969) Geological survey of Iran the Nations Special fund Project Edition.

Eftekhari nezhad, J., Valeh,N Ruttner,A. Nabavi, M.H. Alavi.M, Haghipour ,A. (1977) Geological map of Ferdows quadrangle. Geological survey of Iran.

Esmaeily, D., Bouchez, J.L. & Siqueira, R., (2007) “Magnetic fabrics and microstructures of Jurassic Shah- Kuh granite pluton (Lut Block, Estern Iran) and geodynamic inference” Tectonophysics, 439, pp149-170.

Frost B.R., and Frost C.D. 2014. Essentials of Igneous and Metamorphic Petrology. Cambridge University Press. 303p.

Ghahamghash J. Bouchez J.L. Vosoughi-Abdini M. 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, 303–317.

Guillet P., Bouchez J.L. and Vignerresse J.L. (1985), "Le Complexe granitique de plouaret: mise en evidence structural et gravimetrique de diapirs emboites", Bulletin societe Geologique, France 8, pp.503-513.

Graham J.W. (1949) "Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element", Bulletin of the Geological Society of America, 65, 1257-1258.

Graham J.W. (1954) "Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element", Bullentin of the Geological Society of America. 65, 1257-1258.

Graham J.W. (1966) "Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks", In: J.S. Steinhart and T.J. Smith (Editors), The Earth Beneath the Continenton. Pp. 627-648.

Hernandez F.M., (2002), Phd. Thesis, "Determination of fundamental magnetic anisotropy parameters in rock-forming minerals and their contributions to the magnetic fabric of rocks", Lic. Physics, Universidad Complutense de Madrid, Spain.

Hernandez, F.M., Hirt, A. (2003) "The anisotropy of magmatic susceptibility in biotite, muscovite and chlorite single crystals", Tectonophysics, 367, 13-28.

Jezek, J., and Hrouda, F. (2002) "Software for modeling the magnetic anisotropy of strained rock", Comparers and Geosciences 28, 1061, 1068.

Kretz R. (2010) "Symbols for rock – forming minerals", American Nineralogist, 68, pp. 277 – 279.

Kretz R. (1984) "metamorphic Crystallization, John Wiley and Sons Latd, pp 507. Baxters.

Lacroix, A., (1890) Sur les enclaves acides des roches volcaniques d Auvergne. Bull. Serv. Carte Geol. Fr., 2: 25-56.

Lanza, R., & Meloni, A. (2006), "The earth magnetism: An Introduction for geologists". Springer.

Launeau P., Cruden A. and Bouchez J.L. (1994), "Mineral recognition in digital image of rocks: A new approach using multichannel classification", The Canadian Mineralogist 32, pp.919-933.

Lotfi, M. (1982) Geological and Geochemical investigation on the volcanogenic Cu,Pb- Zn,Sb ore mineralization in the Shurab- Galechah and northwest of Khur (Lut east of Iran) PhD thesis, Hamburg university. 151 p.

Majumder, S., Mamtani, M. A. (2009) "Magnetic fabric in the Malanjkhand Granite (Central India) Implications for regional tectonics and Proterozoic suturing of the Indian shield", *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 172, 310- 323.

Mondal, T.K., Acharyya, S.S. (2018) " Fractured micro-granitoid enclaves: A stress marker", *Journal of Structural Geology*, Volume 113, Pages 33-41.

Mónica, G., de Luchia, L., Augusto, E., Rapalini, b., Renata, N., Tomezzolib. (2010) " Magnetic fabric and microstructures of Late Paleozoic granitoids from the North Patagonian Massif: Evidence of a collision between Patagonia and Gondwana?" *Tectonophysics*, Volume 494, Issues 1–2, Pages 118-137.

Naba, S., Lompo M., Debat P., 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, 41-57.

Nakamora, Borradaile, GJ. (2004), "Metamorphic control of magnetic susceptibility and magnetic fabric", *a3- D projection*, *Journal of Geological Society of London*, 238, pp. 61-68.

Nayfeh M. and Brussel M. (1985) "Electricity and magnetism", John Wiley and Sons, pp.619.

Neves, S. P., Araujo, M. B., Correia, P. B., Mariano, G. (2003) "Magnetic fabrics in the Cabanas Granite (NE Brazil): interplay between emplacement and regional fabrics in a dextral transpressive regime", *J of Structural Geology*, 25, 441- 453.

Nogole - Sadat, M.A.A, (1987) *Les Zones de décrochements et les virgations structurales en Iran. Consequences des resultats de la region de Qom. These univ. Scinentifique et Medicale de Grenoble*; 201 P.

O'Reilly W. (1984), "Rock and mineral magnetism", Blackie, Glasgow,uk, pp.220.

Otmane, Kh, Errami, E., Olivier, Ph., Berger, J., Triantafyllou, A., Ennih, N. (2018) " Magnetic fabric and flow direction in the Ediacaran Imider dyke swarms (Eastern Anti-Atlas,

Morocco), inferred from the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS)", *Journal of African Earth Sciences*, Volume 139, Pages 55-72.

Panozzo, Heilbronner, R. (1992), "The Autocorrelation function: An image processing tool for fabric analysis", *Tectonophysics*, 212, pp.351-370.

Rosenberg, F., 1981, *Geochemische und petrologische Untersuchungen und magmatiten und kontaktmetamophen Rahmen-gnsteineh Intrusion Bejestan, Ostiran-Diplomarbeit*: Mir. Petr. Inst Hamburg, 133p.

Sadeghian M. Bouchez J.L. Nedelec A. Siqueir R. 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", *J. of Asian Earth Sciences* 25, pp.301-327.

Siegesmund S., Ullemeyer K. and Dahms M. (1995), "Control of magnetetic rock fabrics by mica preferred orientation: a quantitative approach", *J. of Structural Geology* 17, pp.1601-1613.

Schopa, A., Floess, D., Saint Blanquat, M. Annen, C., Launeau, P. (2015) "The relation between magnetite and silicate fabric in granitoids of the Adamello Batholith", *Tectonophysics*, Volume 642, Pages 1-15.

Skytta, P., Hermansson, T., Elming, S. A., Bauer, T. (2010) "Magnetic fabrics as constraints on the kinematic history of a pre – tectonic granitoid intrusion, Kristineberg, northern Sweden", *J of structural Geology*, 32, 1125- 1136.

Stocklin, J., (1968), *Structural history and tectonics of Iran*; a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(7), PP. 1229-1258.

Talbot, J.Y., Chen, Y., Faure M. (2005) "Magnetic fabric study of the Aigoual- Saint Guiral-Liroh granite pluton (French massif central) and relationships with its associated dikes", *J of Geophysical Research*, vol 110, B 121060.

Tarling, D.H., Hrouda, F. (1993), "The magnetic Anisotropy of rocks", Chapman & Hall, London. pp.217.

Trubac, j., Zak, j., Chlupacova, M., Janousek, V. (2009) "Magnatic fabric of the Ricany granite, Bohemian massif: A record of helical magma flow?" *J of Volcanology and Geothermal Research*, 181, 25- 34.

Zak, J., Verner, K., Finger, F., Faryad, Sh., Chlupacova, M., Veselovsky, F. (2011) "The generation of voluminous S – Type granites in the Moldanuabian unit, Bohemian massif, by rapid isothermal exhumation of the metapelitic Middle crust", *Lithos*, 121, 25- 4.

Závada, p., Calassou, Th., Schulmann, K., Hrouda , F., Štípská, P., Hasalová , P., Míková , J., Magna, T., Mixa , P. (2017), " Magnetic fabric transposition in folded granite sills in Variscan orogenic wedge", Journal of Structural Geology, Volume 94, Pages 166-183.

Abstract

Bajestan granitoid pluton with an approximately 60 Km² extension, located in the 3 to 12 km east of the Bajestan city. This pluton intruded in shale and sandstone (equivalent to Shemshak Formation with Jurassic age) and Paleocene volcanic and volcanosedimentary rocks. This granitoid has a compositional range from diorite, granodiorite, monzogranite, granite, alkali-feldspar granite, granite aplite and quartz-tourmaline veins and cut by a number of andesitic dike with the prevailing east-west trend. The essential minerals of this granitoid are orthoclase, plagioclase, quartz, hornblende, biotite, and tourmaline. According to mineralogy and geochemical characteristics, Bajestan granitoid belong to I-type granitoids has a mixed source of crustal and magmatic sources. In this investigation, for the first time, the emplacement mechanism of the Bajestan granitoid was studied in the light of the anisotropy of the magnetic susceptibility method (AMS). This pluton sampled in the form of cylindrical core at 86 stations, and we finally took 311 cores. After cutting and preparation, these cores were converted into 1786 pieces with 22 mm length. Magnetic parameters of these samples have been measured in the geomagnetic lab of Shahrood university of technology by using of the MFk1-FA model by using of magnetic susceptometer. The obtained data processed by Anisoft 4.2, StereoWin, ArcMap, Photoshop, Excel and etc. The summary of the results are as follows: 1. The average of mean magnetic susceptibility values (Km in terms of μSI) for the typical or candidate rocks of this Bajestan granitoids are as follows: diorites (9934), granodiorite (1008), monzogranite (797), quartz-tourmaline veins (148) and aplitic granite (122) and andesitic dikes (1633). Thus, diorites and aplites have the highest and lowest magnetic susceptibility, in respectively. The main magnetic carriers in the rock-forming of this pluton are magnetite, hornblende, biotite and ilmenite. Other minerals such as tourmaline, epidote, chlorite and a little oxides and hydroxides iron (derived from alteration) also have contribution in the magnetic behavior of the rocks. With respect to obtained data (magnetic susceptibility), this granitoid pluton belong to the ferromagnetic granitoids. Based on the interpretation of the concentration and the frequency of magnetic lineations and foliations, it is possible to suggest that most of the magnetic lineations and foliations have low plunge and dip (in respectively). The best lineation for all the rocks of the Bajestan pluton (except than andesitic dikes) is $K1_i/K1_d = 14.2/13.1$ and the best plane for foliation of the total rocks of the Bajestan pluton (except than andesitic dikes) is N3.9W / 11 NE. In some places, the plunges of the magnetic lineations and dips of the foliations are relatively high and usually correspond to the location of the dioritic outcrops or the feeder zone. The average trend of magnetic lineations was western-eastern trend, and in the northwest part magnetic lineations have lower plunges and in the south-east of this pluton, magnetic lineation plunges are a little more. According to the principles of the study of magnetic fabrics such as low plunge of the magnetic lineations and the low dip of magnetic foliations, emplacement mechanism of the Bajestan granitoids follow from a nearly dome-shaped structure which the roof or crown part of that has been exposed or cropped out.

Keywords: Granitoid Bajestan, anisotropy of magnetic susceptibility, ferromagnetic, Magnetic lineation and magnetic foliation.



Shahrood University Of Technology

Faculty of Earth Sciences

M.Sc. Thesis in Economic Geology

Investigation of the emplacement mechanism of the east
of Bajestan granitoidic pluton (Southwest Of The Khorasan
Razavi Province) by using anisotropy of magnetic
susceptibility (AMS) method

By:

Atefeh Alipour

Supervisor:

Dr. Mahmoud Sadeghian

September 2019