

بانا مہاجروں کی



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی

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).

نگارنده: آسیه فضیلت

استاد راهنما:

دکتر محمود صادقیان

تیر ۱۳۹۷

تقدیر و تشکر

کاش با قیمت جان عمر تو میشد ممکن تا دهم جانی و از بهر تو عمری

بخرم

با درود فراوان به روح پر فتوح پدر بزرگووارم و سپاس بیکران بر همراهی و همگامی مادر دلسوز و مهربانم و خواهرانم که لحظه‌های ناب مهربانی را به من آموختند. از دکتر محمود صادقیان که قبول زحمت فرمودند و راهنمایی این پایان نامه را متقبل شدند، کمال تشکر و سپاس را دارم.

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، مهندس سیدرضا میرباقری، مهندس مرتضی قوشه‌ای، سرکار خانم مهندس سودابه سعیدی و مهندس زهره فارسی، آقایان محسن محمدیان، جواد آجدانی، حسین یغمائی جندقی(رئیس اداره راه و ترابری شهر جندق)، علی اصغر آقایی و علی ترابی جزو کمال تشکر را دارم.

و همینطور از دوستان عزیزم آقایان سید علی اکبر اسدی، جمال خطیبی، محسن حمیدی، پیام شاه‌ولی کوه شوری، ادريس بختاور، خانمها سولماز بلوچی، محدثه اسکندری، الهه شبستر، عاطفه علی‌پور، منیژه کاظمی تشکر می‌نمایم.

در نهایت از تمامی کسانی که به هر نحوی مرا یاری کرده‌اند سپاسگزارم.

تعهدنامه

اینجانب آسیه فضیلت دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه

" اندازه‌گیری، بررسی و تفسیر پارامترهای مغناطیسی گرانیتهای میلونیتی شده

مجموعه دگرگونی - آذرین جندق (شمال شرق روستای چاه زرد) در پرتو روش (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 این 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 چاه زرد با وسعت تقریبی ۴ کیلومتر مربع و سن $535/4 \pm 3/2$ میلیون سال (به روش U-Pb بر روی زیرکن) به درون مجموعه دگرگونی پی‌سنگی نئوپروتوزوئیک پایانی (مجموعه جندق) نفوذ کرده و در آن جای گرفته است. کانی‌های اصلی سازنده توده گرانیتوئیدی ارتوکلاز، بیوتیت، کوارتز و پلاژیوکلاز می‌باشند. باتوجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی و فراوانی بیوتیت و ارتوکلاز توده گرانیتوئیدی چاه زرد در زمره گرانیتوئیدهای نوع S قرار می‌گیرد و از ذوب‌بخشی پوسته (سنگ‌های دگرگونی مجموعه جندق) حاصل شده است. در این پژوهش، این توده گرانیتوئیدی برای اولین بار به روش بررسی ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) به منظور بررسی سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی و یا بررسی عوامل بعدی تأثیر گذار بر روی آن، مورد مطالعه قرار گرفته است. از آنجایی که توده گرانیتوئیدی چاه زرد به شدت میلونیتی شده، ریزساختهای ماگمایی آن از بین رفته است و ریزساختهای تکتونیکی بر آنها غلبه کرده است. با توجه به شواهد صحرایی و پتروگرافی توده گرانیتوئیدی چاه زرد متحمل میلونیت‌زایی درجه متوسط تا بالا قرار گرفته است.

در راستای انجام مطالعات فابریک مغناطیسی، تعداد ۱۱۴ مغزه و ۶۰۸ قطعه از ۲۳ ایستگاه نمونه‌برداری به دست آمد. پارامترهای مغناطیسی این نمونه‌ها در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود و به وسیله دستگاه MFk1-FA اندازه‌گیری گردید. بررسی پارامترهای مغناطیسی نمونه‌های بدست آمده، نشان می‌دهد که متوسط مقادیر میانگین خودپذیری مغناطیسی (K_m) بر حسب μSI در بیوتیت‌گرانیتهای میلونیتی‌شده (۱۱۱/۵۹)، لوکوگرانیتهای میلونیتی‌شده (۵۹/۶) و آنکلاوهای سورمیکاسه میلونیتی‌شده (۴۶۸/۴۸) می‌باشد. بیوتیت مهمترین حامل یا کنترل کننده رفتار مغناطیسی نمونه‌های سنگی مورد بررسی است. این مطالعه نشان می‌دهد که مقدار پذیرفتاری میانگین بیوتیت‌گرانیتهای (به عنوان پیکره اصلی توده گرانیتوئیدی چاه زرد) از مقدار میانگین پذیرفتاری متعارف برای بیوتیت‌گرانیتهای به مقدار قابل‌ملاحظه $100 \mu SI$ تا ۱۵۰ کمتر است. بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که تبدیل بیوتیت به مسکوویت در اثر واکنش با سیالات گرم در حین میلونیت‌زایی، عامل مهمی در کاهش پذیرفتاری مغناطیسی بیوتیت‌گرانیتهای میلونیتی‌شده می‌باشد. بر اساس تفسیر تمرکز و فراوانی خطواره‌ها و برگواره‌های مغناطیسی می‌توان گفت اکثر خطواره‌های مغناطیسی دارای شیب بسیار کمی هستند و به سمت شمال غرب آرایش یافته‌اند. برگواره‌های مغناطیسی نیز دارای شیب بسیار کم نزدیک به افق هستند. تلفیق شواهد صحرایی و یافته‌های مبتنی بر تفسیر پارامترهای مغناطیسی، بیانگر این است که ساخت‌های ماگمایی اولیه تقریباً مخدوش شده و نمی‌توان از آنها در تعیین محل تزریق یا نحوه تزریق ماگمای سازنده توده گرانیتوئیدی چاه زرد استفاده کرد.

کلمات کلیدی: گرانیتوئید، نئوپروتوزوئیک پایانی، ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی، خطواره و برگواره مغناطیسی، چاه زرد، جندق.

لیست مقالات مستخرج از این پایان نامه

- ✓ تغییرات مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی در طی میلونیت‌زایی گنیس‌های چاه زرد (شمال شرق جندق)، بیست و پنجمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه یزد، بهمن ۹۶.
- ✓ بررسی تغییرات پارامترهای مغناطیسی در گنیس‌های چاه‌زرد (شمال شرق جندق - شمال شرق استان اصفهان)، بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، بهمن ۹۶.

فهرست مطالب

عنوان	صفحه
فصل اول کلیات	۱
۱-۱- مقدمه	۲
۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی به منطقه	۲
۳-۱- موقعیت زمین شناسی	۳
۴-۱- آب و هوا و پوشش گیاهی منطقه	۴
۵-۱- زمین ریخت شناسی	۴
۶-۱- مطالعات پیشین	۵
۷-۱- مطالعات پیشین در زمینه AMS	۷
۸-۱- اهداف پایان نامه	۹
۹-۱- روش مطالعه	۱۰
۹-۱-۱- مطالعات کتابخانه ای	۱۰
۹-۱-۲- نمونه برداری صحرائی	۱۰
۹-۱-۳- تهیه مقاطع میکروسکوپی	۱۱
۹-۱-۴- اندازه گیری پارامترهای مغناطیسی	۱۱
۹-۱-۵- تجزیه و تحلیل داده ها و نگارش پایان نامه	۱۱
فصل دوم زمین شناسی عمومی	۱۳
۱-۲- مقدمه	۱۴
۲-۲- پهنه های زمین ساختی ایران	۱۸
۳-۲- زمین شناسی عمومی	۲۰
۴-۲- سنگهای دگرگونی	۲۰
۴-۲-۱- متاپلیت ها	۲۲
۴-۲-۲- متاکربنات ها	۲۷
۴-۲-۳- متابازیت ها	۲۸

۳۱۴-۴-۲- گرانیت ها و پگماتیت ها
۳۹۵-۲- رگه های آپلیتی
۳۹۶-۲- آنکلاوها
۴۰۷-۲- واحدهای سنگی مزوزوئیک (سنگ های آهکی و مارنی کرتاسه)
۴۱۸-۲- واحدهای سنگی سنوزوئیک
۴۱۸-۲- ۱- مارن های الیگومیوسن
۴۳۹-۲- پادگانه های آبرفتی کواترنر
۴۴۱۰-۲- تکتونیک منطقه
۴۴۱۱-۲- منابع معدنی
۴۷ فصل سوم پتروگرافی
۴۸۱-۳- مقدمه
۴۹۱-۲-۳- شیستها (میکاشیست، گارنت میکاشیست، استارولیت شیست و کیانیت شیست)
۵۳۲-۲-۳- بیوتیت گرانیت ها
۶۴۳-۲-۳- پگماتیت ها
۶۷ فصل چهارم معرفی روش کار
۶۸۱-۴- مقدمه
۶۹۲-۴- تاریخچه مطالعات فابریک مغناطیس در ایران
۷۱۴-۴- رفتار و ویژگیهای مغناطیسی کانی ها
۷۱۱-۴-۴- دیامغناطیس
۷۳۲-۴-۴- پارامغناطیس
۷۴۳-۴-۴- فرومغناطیس
۷۵۵-۴- عوامل تأثیرگذار بر پذیرفتاری مغناطیسی کانی ها
۷۵۱-۵-۴- دما
۷۵۲-۵-۴- هوازدگی و دگرسانی
۷۶۶-۴- روش نمونه برداری
۸۰۷-۴- آماده سازی نمونه ها

۸۱	۸-۴- روش اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی
۸۵	۹-۴- پارامترهای مغناطیسی
۸۶	۹-۴-۱- پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km)
۸۶	۹-۴-۲- ناهمگنی یا ناهمسانی مغناطیسی (P)
۸۶	۹-۴-۳- پارامتر شکل (T)
۸۷	۹-۴-۱۰- پارامترهای L و F
۸۹	فصل پنجم تفسیر داده‌ها
۹۰	۵-۱- مقدمه
۹۶	۵-۲- بررسی پارامترهای مغناطیس
۱۰۵	۵-۲-۱- بررسی پارامترهای مغناطیسی در گرانیتهای میلونیت شده
۱۱۵	۵-۲-۲- مقایسه پارامترهای مغناطیسی در گرانیتهای میکاشیست‌ها
۱۱۶	۵-۳- بررسی نقشه‌های مبتنی بر پارامترهای مغناطیسی
۱۱۶	۵-۳-۱- نقشه خودپذیری مغناطیسی میانگین
۱۱۸	۵-۳-۲- نقشه درصد انیزوتروپی (P%)
۱۲۰	۵-۳-۳- نقشه پارامتر شکل (T)
۱۲۱	۵-۳-۴- نقشه خطوارگی مغناطیسی
۱۲۴	۵-۳-۵- نقشه برگواره‌های مغناطیسی
۱۳۲	منابع
	جدول پیوست شماره ۱ داده‌های خروجی حاصل از اندازه‌گیری پارامترهای انتخابی توسط دستگاه
۱۴۳	MFK1-FA به ازای هر مغزه

فهرست اشکال

- عنوان صفحه
- شکل ۱-۱- الف - راه های دسترسی به منطقه چاه زرد (شمال شرق جندق) و ب- تصویر ماهواره‌های آن. مختصات چهار گوشه منطقه و راه های ارتباطی بر روی تصویر نشان داده شده است ۳
- شکل ۱-۲- پوشش گیاهی منطقه چاه زرد. در تصویر سمت راست ارتفاعات منطقه چاه زرد دیده میشود (نگاه به سمت جنوب شرق). در ضمن مورفولوژی کوهستانی و مرتفع منطقه مورد مطالعه در این تصویر دیده میشود. در تصویر سمت چپ پوشش گیاهی در حاشیه غربی توده گرانیتوئیدی چاه زرد دیده میشود..... ۴
- شکل ۱-۳ - تصویر ماهواره ای توده گرانیتی چاه زرد و موقعیت ایستگاه های مغزه گیری بر روی آن. ۱۱
- شکل ۱-۲- ۱- نمای کلی منطقه چاه زرد، نگاه به سوی جنوب شرق..... ۱۶
- شکل ۲-۲- نقشه زمین ساختاری ایران که پهنه ها و بلوک های اصلی ایران و بلوک های مجاور را نشان می دهد. کادر مربع شکل محدوده تقریبی منطقه چاه زرد را نشان می دهد..... ۱۶
- شکل ۲-۳- تصویر ماهواره‌های نشاندهنده پراکندگی مجموعه های دگرگونی- آذرین به سن نئوپروتروزوئیک پایانی (ادیاکارن) - اوایل کامبرین در ایران. این مناطق با استناد به نقشه های زمین شناسی و سایر مراجع علمی منتشر شده قبلی طراحی شده است..... ۱۷
- شکل ۲-۴- نقشه تقسیمات زمین ساختاری ایران (قاسمی و طالبوت، ۲۰۰۶) و جایگاه منطقه مورد مطالعه بر روی آن..... ۱۷
- شکل ۲-۵ - محدوده خرد قاره ایران مرکزی به همراه زیر پهنه های آن..... ۱۹
- شکل ۲-۶ - نقشه زمین شناسی منطقه چاه زرد. الف- این نقشه بر اساس تصاویر ماهواره ای گوگل ارث، مشاهدات صحرائی، پتروگرافی تهیه و در محیط Arcmap ترسیم شده است. ب- تصویر ماهواره ای منطقه چاه زرد (بطور عام در منطقه شرق - جنوب شرق جندق). محل شهر جندق بر روی این تصویر مشخص شده است. سن نسبت داده شده به مجموعه سنگ های دگرگونی، بر پایه تعیین سن های انجام شده در راستای رساله دکتری سولماز بلوچی (در دست انجام) استوار میباشد. سن توده گرانیتوئیدی چاه زرد که به روش U-Pb بر روی زیرکن تعیین شده است 535.4 ± 3.2 میلیون سال بدست آمده است..... ۲۱
- شکل ۲-۷- نمایی از همبری گسلی سنگهای دگرگونی درجه بالا (در حد رخساره آمفیبولیت بخش تیره رنگ و مرتفع) و سنگهای دگرگونی درجه پایین (در حد رخساره شیست سبز همراه با سیلیس های حاصل از آزدایی در طی دگرگونی که بصورت رخنمون های سفید رنگ ظاهر شده اند) بخش

درجه پایین تر به صورت مناطق کم ارتفاع تر و پست تر ظاهر شده اند (نگاه به سوی شمال، محدوده شمال روستای چاه زرد). ۲۲.....

شکل ۲-۸- نمایی از میکاشیست های منطقه چاه زرد. ۲۲.....

شکل ۲-۹- تصاویری از نمای نزدیک گارنت میکاشیست های میزبان توده گرانیتی چاه زرد (جنوب غرب اسائن) به حضور پورفیروبلاست های گارنت در این تصاویر توجه نمایید. ۲۳.....

شکل ۲-۱۰- نمایی از رگچه های سیلیسی قطع کننده متاسندستون ها. ۲۴.....

شکل ۲-۱۱- تصاویری از حضور تورمالین در پگماتیت های تورمالین دار پیرامون معدن میکای شرق جندق (کیلومتر ۲۵ جاده جندق - مصر). ۲۵.....

شکل ۲-۱۲- الف- نمای نزدیکی از استارولیت شیست ها ب- تصویری از ماکل صلیبی یا استارولیت ستاره های شکل. اندازه این بلورها حدود ۴ سانتیمتر است. چون این بلور توسط قشر نازکی از مسکوویت (سریسیت) پوشیده شده است، در نمونه دستی رنگ سیاه متداول استارولیت ها را نشان میدهد. ۲۶.....

شکل ۲-۱۳- تصاویری از بقایای سنگ های میکاشیستی که در بین گرانیت ها به صورت آنکلاو به دام افتاده اند. ۲۶.....

شکل ۲-۱۴- تصویری از رخنمون صحرایی متاپسیامیت ها. ۲۷.....

شکل ۲-۱۵- تصاویری از میان لایه های متاکربناته در بین سنگ های متاپلیتی. ۲۸.....

شکل ۲-۱۶- الف و ب- تصاویری از اکتینولیت شیست های منطقه چاه زرد، پ و ت- نمای نزدیکی از آمفیبولیت های منطقه چاه زرد. به تورق بارز این سنگ ها توجه نمایید. ۲۹.....

شکل ۲-۱۷- الف و ب- تصاویری از نمای نزدیک گارنت آمفیبولیت ها. به حضور گارنت، آمفیبول و پلاژیوکلاز در این نمونه های سنگی توجه نمایید. پ- نمای دور درزه های سیستماتیک (منظم) قطع کننده متابازیت ها در جنوب آغل صفائیه ت- نمای نزدیکی از درزه های سیستماتیک (منظم) قطع کننده متابازیت ها. ث- آمفیبولیت همراه با بین لایه های مرمری در جنوب آغل صفائیه را نشان میدهد. ۳۰.....

شکل ۲-۱۸- الف- ب- نمای نزدیک از گرانیت میلونیتی اسائن همراه با پورفیروکلاست های ارتوکلاز در این گرانیت ها سطوح برشی S و C به خوبی توسعه یافته اند. پهنای میدان دید حدود ۱۵ سانتیمتر است. پ- نمایی نزدیکی از توسعه شدید برگواری و تشکیل چشم های بسیار کشیده متشکل از پتاسیم فلدسپار و پلاژیوکلاز. ت- تصویری از توسعه سطوح برشی S و C. سوی برش توسط پیکان های سفید رنگ مشخص شده است. ۳۱.....

شکل ۲-۱۹- الف- نمایی نزدیک از سطوح برشی S و C توسعه یافته و پورفیروکلاست های ارتوکلاز. ب- نمای نزدیکی از زبانه های گرانیتی که به درون سنگ های میزبان میکاشیستی راه یافته اند. این

تصویر به زبانی دیگر میتواند معرّف زایش و تجمع ماگما در چین وقوع دگرشکلی باشد. برای اینکه مذاب های گرانیتی در قسمت لولای چین ها، تمرکز بیشتری نشان می دهند و در امتداد یال چین ها از تمرکز کمتری برخوردار هستند یا به عبارتی باریک تر میباشند. زبانه های گرانیتی باریک تر چینخوردۀ ای نیز در این تصویر دیده میشود (جنوب غرب اسائن، نگاه به سوی شمال). پ- سطوح برش S و C توسعه یافته در گرانیت های چاه زرد. به اشکال زیبا و کشیده پورفیروکلاست های ارتوکلاز توجه نمایید. ت - تصویری از توسعه برگوارگی و سطوح برشی S و C در یک نمونه دستی از گرانیت ها (پس از برش، پهنای میدان دید حدود 10cm است در بخش های تیره رنگ شدت خرد شدگی بیشتر است و در ضمن حضور کانی های مافیک بارزتر می باشد. به ساب گرین شدن یا دانه ریز شدن (خرد شدن) کانی های تیره و روشن و ایجاد اشکال ماهی گون توجه نمایید. ۳۲

شکل ۲-۲۰- الف- نمای نزدیکی از پگماتیت های تورمالین دار، در معدن میکای جندق ب- نمای نزدیکی از پگماتیت های حاوی تورمالین و مسکوویت. به نظر میرسد برخی از گارنت ها در محیط مذاب متبلور شده اند، چون دارای اندازه کوچک و رنگ صورتی خوشرنگ هستند، در ضمن بسیار شکل دار هستند. بخش دیگری از گارنت ها نیز، جزء کانی هایی هستند که از فرایند ذوب، مصون مانده اند و رستیت به حساب می آیند. ۳۳

شکل ۲-۲۱- پهنه های برشی کوچک مقیاس قطع کننده گرانیت های میلوئیتی شده چاه زرد. ۳۳

شکل ۲-۲۲- تصویری از چین خوردگی بزرگ مقیاس در گرانیت ها و آپلیت های لوکوکرات میلوئیتی شده و چین خورده (جنوب غرب اسائن، نگاه به سوی غرب)، محل حضور آپلیت ها با خط چین نشان داده شده است. ۳۴

شکل ۲-۲۳- الف- تصویری از گرانیت های میلوئیتی همراه با آپلیت های گرانیتی همراهشان (جنوب غرب اسائن). ب- دور نمایی از آپلیت های گرانیتی که در امتداد و بین برگواره های گرانیت های میلوئیتی شده چاه زرد، تمرکز پیدا کرده اند. در این تصویر به حضور افق هایی از آپلیتی توجه نمایید که به موازات برگواره های گرانیتی های میلوئیتی شده جای گرفته اند. پ- نمای نزدیکی از گرانیت ها و آپلیت های چین خورده لوکوکرات همراه شان که معرف شدت زیاد تنش های تحمیل شده بر روی این سنگ ها میباشد (جنوب غرب اسائن نگاه به سمت غرب). ت- نمای نزدیکی از چین خوردگی رگه آپلیتی در گرانیت های میلوئیتی شده (جنوب غرب اسائن، نگاه به سوی جنوب). ۳۶

شکل ۲-۲۴- الف- تصویری از یک رگه سیلیسی تأخیری قطع کننده گرانیت های میلوئیتی شده، توجه کنید که در این رگه سیلیسی برگواره های سنگ گرانیتی میزبان خود را قطع کرده است. ب- تصویری از گرانیت ها و آپلیت های میلوئیتی شده که دارای شیب برگوارگی بسیار کمی هستند. در بستر آبراهه افق های آپلیتی بسیار کم (کمتر از ۱۰ درجه) به وضوح دیده میشوند. پ - نمای نزدیکی از رگه آپلیتی که به موازات برگواره های گرانیت های میلوئیتی شده میزبانش جای گرفته است (جنوب غرب اسائن، نگاه به سوی شمال). ۳۷

شکل ۲-۲۵- گرانیت های دگرشکل شده. که در آن کینک باند به خوبی توسعه یافته است.....۳۷

شکل ۲-۲۶- الف- نمایی از گرانیت های تزریق شده در درون سنگ میزبان میکاشیستی چین خورده. در مراحل بعد از تزریق هر دو نوع سنگ مجدداً متحمل دگرشکلی شدید شده اند. ب- نمایی از زبانه های فرعی گرانیت های تزریق شده به درون سنگ میزبان میکاشیستی چین خورده. در مراحل بعد از تزریق هر دو نوع سنگ مجدداً متحمل دگرشکلی شدید شده اند. پ- نمایی از دگرشکلی و چین خوردگی شدید به وقوع پیوسته در گرانیت های میلونیت شده چاه زرد. ت- تصویری از حضور ریزچینه ها در گرانیت های میلونیتی شده.....۳۸

شکل ۲-۲۷- الف- توالی رسوبی کرتاسه (سنگ آهک و میان لایه های کنگلومرای و ماسه۴۰

شکل ۲-۲۸- تصویری از میکروفسیل اوربیتولین (به صورت کلاک دارای روزنه های مثلثی) که در آهک های کرتاسه پوشاننده مجموعه پی سنگی جندق یافت می شوند.....۴۱

شکل ۲-۲۹- تصویر ماهواره از مجموعه دگرگونی جندق و مارن های الیگومیوسن.....۴۲

شکل ۲-۳۰- الف- تصویری از پوشیده شدن مجموعه دگرگونی جندق توسط مارن های رنگارنگ الیگو میوسن (دید به سمت شمال). ب- مارن های رنگارنگ الیگو میوسن در شمال مجموعه دگرگونی جندق. پ- پوشش گراولی پوشاننده توالی مارنی الیگو میوسن.....۴۲

شکل ۲-۳۱- الف- تصویری از تیم زمین شناسی ایرانی - چینی در هتل تی دای فرحزاد. ب- تصویری از هتل زیبای تی دا، در شمال روستای فرحزاد. پ- تصویری از تپه های ماسه ای شرق مصر. در این تصویر تیم زمین شناسی، متشکل از زمین شناسان ایرانی و چینی دیده میشوند. ت- تصویری از تپه های ماسه ای شرق مصر.....۴۳

شکل ۲-۳۲- الف- دور نمایی از کارگاه استخراجی معدن تالک کانه زایی تالک در امتداد پهنه گسلی انجام شده است. ب- دور نمایی از معدن تالک چاه زرد (جندق). نگاه به سوی شمال شرق۴۵

شکل ۳-۱- الف تا ت - تصاویری از گارنت استارولیت شیستها (XPL و PPL) همراه با منطقه بندی ترکیبی در گارنت. با توجه به اثر دنباله ادخال های موجود در پورفیروبلاست گارنت، گارنت در دسته پورفیروبلاست های سینتکتونیک یا همزمان با تحمیل تنش قرار میگیرد. ث- گارنت - استارولیت - کلریتوئید شیست. ج - تصویری از چین خوردگی مسکوویت.....۵۰

شکل ۳-۲- تصویر میکروسکپی گارنت میکاشیست. بیوتیت، گارنت و کوارتز سازندگان اصلی میکاشیست ها و گارنت میکاشیست ها میباشند. ویژگی های بارز قابل مشاهده در تصویر اصلی، به صورت تصاویر تفضیلی در حاشیه نشان داده شده اند. این ویژگیها عبارتند از.....۵۱

شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکپی نشان دهنده حضور کیانیت در کیانیت شیست ها علاوه بر کیانیت، بیوتیت، مسکوویت و کوارتز نیز در این سنگ ها یافت میشود.....۵۲

- شکل ۳-۴- تصویری از میکاشیست های کلریتی شده (در PPL). کلریت با رنگ سبز در این تصویر دیده میشود. ۵۲.....
- شکل ۳-۵- تصویری از چین خوردگی همراه با ریز چین ها و کینک باند در میکاشیست ها. ۵۳.....
- شکل ۳-۶- نمایی از بافت گرانولار و کانی های بیوتیت، مسکوویت، کوارتز و میکروکلین در گرانیتهای چاه زرد. ۵۶.....
- شکل ۳-۷- تصویر موزائیکی حاصل از الحاق ۲۰ عکس میکروسکپی جهت نشان دادن چین خوردگی و دانه ریز شدن در گرانیتهای میلونیتی شده چاه زرد. بخشی از دانه های پتاسیم و بیوتیت ها، در اثر تهاجم سیالات گرمایی به مسکوویت تبدیل شدند. در اثر تحمل تنش، بیوتیت ها دانه ریز شدهاند و در راستای حداکثر کشیدگی، آرایش یافته اند. آلانیت بزرگ مثلثی شکل در سمت راست این تصاویر دیده میشود (بهویژه در نور عادی). ۵۷.....
- شکل ۳-۸- تصویر مورائیکی حاصل از الحاق ۱۲ تصویر، جهت نشان دادن پورفیروکلاست های ارتوکلاز، ساب گرین (دانه ریز) شدن شدید دانه های کوارتز، پتاسیم فلدسپار و بیوتیت. به تبدیل بخشی پورفیروکلاست های ارتوکلاز به میکروکلین توجه نمایید. در تصاویر پایین جزئیات تفصیلی قابل مشاهده در فتوموزائیک بالا به تصویر کشیده است. ۵۸.....
- شکل ۳-۹- محدوده کلی پورفیروکلاست توسط خط زرد نشان داده شده است. خط سبز نشان دهنده شکستگی ها و خط قرمز نشان دهنده پهنه برشی و تغییرات برگوارگی با خط نارنجی مشخص شده است. تصویری از ساب گرین شدن پورفیروکلاست ارتوکلاز. ۵۸.....
- شکل ۳-۱۰- نمای تفصیلی پورفیروکلاست ارتوکلاز. ۵۹.....
- شکل ۳-۱۱- تصاویری از تبدیل شدن بیوتیت به کانی های دیگر را نشان میدهد. الف - تبدیل بیوتیت به مسکوویت در XPL. ب - تصویر دیگری تبدیل بیوتیت به مسکوویت همراه با کانی های موجود در بیوتیت گرانیتهای منطقه مورد مطالعه. پ - تبدیل بیوتیت به کلریت در PPL. ۶۰.....
- شکل ۳-۱۲- تصویری از حضور زیرکن در بیوتیت گرانیتهای میلونیتی شده (در PPL) الف- وجود کانی زیرکن همراه با هاله رادیواکتیو در اطراف آن که بیانگر فراوانی اورانیوم و توریم در آن است. ب) تصویری از یک زیرکن تقریباً شکل به صورت ادخال در بیوتیت (در PPL). ۶۰.....
- شکل ۳-۱۳- تصویری از بلورهای زیرکن جدا شده برای تعیین سن به روش U-Pb. ۶۰.....
- شکل ۳-۱۴- تصویر میکروسکپی معرف حضور آلانیت در بیوتیت گرانیتهای میلونیتی شده الف- در PPL، ب- در XPL. ۶۱.....
- شکل ۳-۱۵- تصویر اسفن در نور طبیعی را نشان میدهد. ۶۱.....

- شکل ۳-۱۶- تصویری از حضور اپیدوت (در .XPL) ۶۱
- شکل ۳-۱۶- تصویری از شواهد دگر شکلی در گرانیت های میلونیتی شده که به صورت ساب گرین شدن، ایجاد میکا ماهی در بیوتیت و توسعه سطوح تجلی پیدا کرده است ۶۱
- شکل ۳-۱۷- الف - تصویری از برگوارگی در بیوتیت گرانیت های میلونیتی شده، به حضور دانه های ریز قهوه‌ای رنگ بیوتیت در امتداد سطوح برگوارگی توجه نمایید. ب- تصویری از توسعه پهنه های برشی بسیار ریز مقیاس. به خرد شدگی بسیار شدید دانه ها، در امتداد پهنه های برشی توجه نمایید. ۶۲
- شکل ۳-۱۸- نمایی از بافت های لپیدوبلاستی و پورفیروبللاستی در گرانیت های میلونیتی شده چین خورده به حضور آلانیت در تصویر بالا سمت راست و کینک باند (خمیدگی) بیوتیت در تصویر بالا سمت چپ توجه نمایید..... ۶۲
- شکل ۳-۱۹- تصویری از حضور بیوتیت و مسکویت در گرانیتهای که معرف تبدیل شدن بیوتیت به مسکویت میباشد..... ۶۳
- شکل ۳-۲۰- نمایی شاخص از کینک باند ایجاد شده در پلاژیوکلاز..... ۶۳
- شکل ۳-۲۱- تصویری از بیوتیت گرانیت های به شدت دگرشکل شده..... ۶۴
- شکل ۳-۲۲- تصویری از ساب گرین شدن، مهاجرت مرز دانه و مرزهای مضرس به تجمعات میرمکیتی گل کلمی زیبا توجه نمایید..... ۶۴
- شکل ۳-۲۳- تصاویری از پگماتیت های تورمالین و مسکوویت دار (الف - در PPL، ب - در .XPL)..... ۶۵
- شکل ۳-۲۴- الف- تصویری از تورمالین با ادخال بیوتیت در پگماتیت را در PPL نشان میدهد ب- نمایی از پرتیتی شدن آکالی فلدسپار با استفاده از تیغه ژپیس در نور ..XPL..... ۶۵
- شکل ۳-۲۵- الف- تصویری از آپلیت های لوکوگرانیتهی. کوارتز، میکروکلین و پلاژیوکلاز های سدیک سازنده های اصلی این سنگ ها هستند ب- استفاده از تیغه ژپیس برای نمایش بارزتر چرخش دانه های ریز ایجاد شده پس از فرایند ساب گرین شدن (دانه ریز شدن). تغییر رنگ دانه های مجاور همدیگر معرف چرخش در جای دانه ها میباشد..... ۶۶
- شکل ۴-۲- الف- وضعیت الکترونها در غیاب حضور میدان مغناطیسی..... ۷۲
- شکل ۴-۳- تصاویر الف و ب، یک جسم پارامغناطیس را در دو لحظه متفاوت نشان میدهند، با اینکه جهت الکترون ها متفاوت است ولی برآیند آنها مساوی است و همدیگر را خنثی میکنند. ج - ولی در حضور میدان مغناطیسی اعمال شده جهت گیری ها تقریباً با هم، هم سو شده و میدان مغناطیسی شدگی ضعیفی را ایجاد میکند (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶)..... ۷۳
- شکل ۴-۴- نمودار نشاندهنده پاسخ مواد پارامغناطیس و دیامغناطیس در برابر افزایش میدان مغناطیسی (لانزا و ملونی ۲۰۰۶)..... ۷۴

- شکل ۴-۵ - پراکنش ایستگاه های نمونه برداری در توده گرانیتی چاه زرد بر روی تصویر ماهواره‌های
برگرفته از Google earth. ۷۶.....
- شکل ۴-۶- وسایل مورد نیاز برای مغزه گیری و نمونه برداری صحرایی: ۷۷.....
- شکل ۴-۷- تصاویری از نحوه نمونه برداری فابریک مغناطیسی در گرانیت های میلونیت شده چاه زرد
(الف) پیدا کردن محل مناسب برای حفاری و دستگاه مغزه گیر (ب) قراردادن ترازباب پ و ت) به
ترتیب برداشت شیب و نحوه برداشت جهت شیب (ث) خارج کردن مغزه توسط پنس و سرمته ج و چ)
استفاده از سرمته برای هاشور زدن مغزه (ح) برگرداندن مغزه به جای اول (خ) تصویری از موقعیت دو
مغزه گرفته شده (د) نمونه های گرانیتی برداشت شده از ایستگاه ۲۳. ۷۸.....
- شکل ۴ - ۸ - الف- قطعه مغزه های به قطعات ۲۲ میلی متری پس از برش مغزه های حاصل از
حفاری، ۸۱.....
- شکل ۴ - ۹ - تصویری از دستگاه MFK1-FA و متعلقات آن ۱- ریز پردازشگر ۲-نمایشگر داده ها
۳- کاپابریج ۸۲.....
- شکل ۴-۱۰- در این تصویر نحوه قرار گیری نمونه در موقعیت های مختلف محفظه نگدارنده دستگاه
نشان داده شده است. ۸۲.....
- (X1, X2, X3 معادل X, Y, Z میباشد). ۸۲.....
- شکل ۴-۱۱- تصویری از اندازهگیری یک قطعه مغزه به وسیله دستگاه MFK1-FA. ۸۴.....
- شکل ۵-۱- نمودار نشان دهنده واحد های سنگی در ارتباط با فراوانی در منطقه چاه زرد. ۹۶.....
- شکل ۵-۲- نمودار تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی به ازای تمام ترکیبات سنگی گرانیت های چاه زرد و
سایر سنگ های همراه آنها. ۹۶.....
- شکل ۵-۳- تصاویر میکروسکوپی نشاندهنده توسعه برگواری و چینخوردگی ریز مقیاس در
میکاشیستهای با پذیرفتاری مغناطیسی بالا. تصویر الف در XPL و تصویر ب در PPL تهیه شده است. ۹۷.....
- شکل ۵-۴ - نمودار فراوانی تغییرات مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی (Km) به ازای ترکیبات سنگی
گرانیت های میلونیتی شده چاه زرد و سایر سنگ های همراه. ۹۸.....
- شکل ۵-۵- تغییرات پارامتر P برحسب درصد در مقابل Km برای تمام نمونههای سنگی مورد مطالعه. ۹۹.....
- شکل ۵-۶ - تصاویری از پدیده های توصیف شده مرتبط با نمونه های سنگی دارای ناهمسانی
مغناطیسی بالا (در XPL). به ساب گرین شدن شدید و ایجاد کوارتز های نواری شکل در این سنگ
ها (به ویژه تصویر سمت چپ) توجه نمایید. ۱۰۰.....
- شکل ۵-۷- نمودار تغییرات فراوانی P برای کل نمونه های سنگی مورد مطالعه. ۱۰۰.....
- شکل ۵-۸ نمودار تغییرات P در مقابل T در تمام نمونه های مورد اندازهگیری. ۱۰۱.....

شکل ۵-۹- تصاویر میکروسکپی گرانیات پر میکای میلونیتی شده در XPL و PPL نشان داده شده است. T حدود ۰/۱ و P حدود ۱۰ درصد، مربوط به ایستگاه سوم و در بخش مرکزی منطقه قرار دارد. به چین خوردگی ریز مقیاس این گرانیات ها و ساب گرین شدن فلدسپار ها و له شدگی میکاها توجه نمایید..... ۱۰۲

شکل ۵-۱۰- تصاویر میکروسکپی برای نمونه های دارای T حدود ۰/۹ و P حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد میباشد. مربوط به ایستگاه هفتم و در بخش جنوب غربی منطقه میباشد. به افزایش شدت خرد شدگی کانیها در این نمونه گرانیات میلونیتی شده توجه نمایید..... ۱۰۳

شکل ۵-۱۱- نمودار تغییرات T در مقابل Km برای نمونه های سنگی مورد مطالعه در منطقه چاه زرد..... ۱۰۳

شکل ۵-۱۲- نمودار تغییرات فراوانی T برای کل نمونه های سنگی مورد مطالعه..... ۱۰۴

شکل ۵-۱۳- استریوگرام های ترسیم شده مبتنی بر پارامتر های مغناطیسی اندازهگیری با استفاده از نرمافزار Anisoft 4.2 برای گرانیات های میلونیتی شده، آپلیت های میلونیتی شده و آنکلاو های میکاشیستی (سورمیکاسه) همراه آنها در منطقه چاه زرد..... ۱۰۵

شکل ۵-۱۴- تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه های گرانیات های میلونیتیشده چاه زرد..... ۱۰۶

شکل ۵-۱۵- نمودار لگاریتمی تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه های گرانیات های چاه زرد..... ۱۰۷

شکل ۵-۱۶- استریوگرام های ترسیم شده مبتنی بر پارامتر های مغناطیسی اندازهگیری با استفاده از نرمافزار Anisoft 4.2 برای گرانیات های میلونیتی شده چاه زرد..... ۱۰۸

شکل ۵-۱۸- استریوگرام های ترسیم شده مبتنی بر پارامتر های مغناطیسی اندازهگیری با استفاده از نرمافزار Anisoft 4.2 برای میکاشیست های منطقه چاه زرد که به صورت آنکلاو همراه گرانیات ها یافت میشوند..... ۱۱۶

شکل ۵-۱۹- کنترل دیاگرام و نقشه نشاندهنده تغییرات خودپذیری مغناطیسی میانگین (Km) در گرانیات های میلونیتی شده چاه زرد..... ۱۱۷

شکل ۵-۲۰- تصاویر میکروسکپی تهیه شده از نمونه های صیقلی گرانیات های چاه زرد. در این تصاویر وجود کانی ایلمنیت در گرانیات ها محرز است..... ۱۱۸

شکل ۵-۲۱- کنترل دیاگرام و نقشه تغییرات درصد انیزوتروپی P..... ۱۱۹

شکل ۵-۲۲- کنترل دیاگرام و نقشه نشان دهنده تغییرات پارامتر شکل T..... ۱۲۰

شکل ۵-۲۳- کنترل دیاگرام و نقشه نشان دهنده مقدار میل خطواره های مغناطیسی..... ۱۲۲

شکل ۵-۲۴- استریوگرام نشان دهنده صفحات برگواره های گرانیات های میلیونیتی شده اندازه گیری در صحرا، همراه با قطبهای آنها. به شیب کم برگواره ها توجه نمایید..... ۱۲۲

- شکل ۵-۲۵ - تصویری از نمای صحرایی برگواره های دارای شیب بسیار کم توسعه یافته در گرانیتهای میلونیتیشده در جنوب غرب توده گرانیتهی چاه زرد..... ۱۲۳
- شکل ۵-۲۶- تصویر میکروسکپی گرانیته به شدت میلونیتیه شده که دارای برگواره های تقریباً افقی میباشد..... ۱۲۴
- شکل ۵-۲۷- نقشه برگواره های مغناطیسی توده گرانیتهی چاه زرد..... ۱۲۵
- شکل ۵-۲۸- کنتور دیاگرام و نقشه برگواره های مغناطیسی توده گرانیتهی چاه زرد..... ۱۲۶
- شکل ۵-۲۹ - استریوگرام معرف قطب برگواره های مغناطیسی و کنتور دیاگرام آن ها در منطقه چاه زرد..... ۱۲۷
- شکل ۵-۳۰- استریوگرام مبتین قطب برگواره های مغناطیسی و صفحات برگواره های مغناطیسی که معرف شیب بسیار کم برگواره های مغناطیسی منطقه چاه زرد میباشد..... ۱۲۸
- شکل ۵-۳۱- رز دیاگرام خطواره های مغناطیسی که معرف وجود امتداد غالب شمال غرب- جنوب شرق خطواره های مغناطیسی گرانیتهای میلونیتیشده چاه زرد است..... ۱۲۸

فهرست جداول

عنوان	صفحه
جدول ۱-۳: علائم اختصاری به کار رفته در تصاویر میکروسکوپی ارائه شده در این فصل این علائم از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.	۴۸
جدول (۱-۴) مقادیر قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی چند مورد از کانیه‌های دیا، پارا و فرومغناطیس (تارلینگ، ۱۹۹۳)، ((SI 1 = SI 6-10)μ.....	۷۳
جدول ۱-۵ - مقادیر میانگین پارامترهای مغناطیسی اندازه گیری شده برای گرانتیت های میلونیتی شده چاه زرد.	۹۰
جدول ۲-۵ - مقادیر آماری تعداد نمونه ها و مغزه های برداشت شده و میانگین پارامترهای مغناطیسی به تفکیک ترکیب سنگ شناسی، برای گروههای سنگی مطالعه شده.	۹۲
جدول ۳-۵ - مشخصات شیب و امتداد برگواره های قابل رؤیت در مقیاس صحرائی در برخی از ایستگاه های نمونه برداری.	۱۱۹



فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (یا AMS) یکی از روش‌های نوین مطالعاتی است که در چند دهه اخیر در شاخه‌های مختلف علوم زمین به ویژه پترولوژی و زمین‌شناسی ساختاری کاربرد زیادی پیدا کرده است.

مطالعاتی که تاکنون در ایران در زمینه AMS انجام شده است بیشتر بر روی مطالعه فابریک‌های سنگ‌های آذرین دگرشکل‌نشده یا کمتر دگرشکل شده انجام شده است. در مطالعه حاضر (این پایان‌نامه) در نظر داریم کاربرد این روش را بر روی سنگ‌های آذرین شدیداً دگرشکل شده و تأثیرگذاری آنها بر روی فابریک‌های ماگمایی بررسی نماییم. بدین خاطر توده گرانیتوئیدی چاه‌زرد که یک توده نفوذی به سن نئوپروتروزوئیک پایانی شدیداً دگرشکل شده و میلونیتی شده است، برای این مطالعه انتخاب شده است.

این توده گرانیتوئیدی بخشی از کمپلکس آذرین دگرگونی جندق و همچنین سرزمین‌های پی سنگی ایران می‌باشد. با چنین دیدگاهی برنامه کاری انجام این پایان‌نامه پیش‌بینی، طراحی و اجرا شده است. در فصل‌های آتی مباحث مربوطه به تفصیل مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت.

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی به منطقه

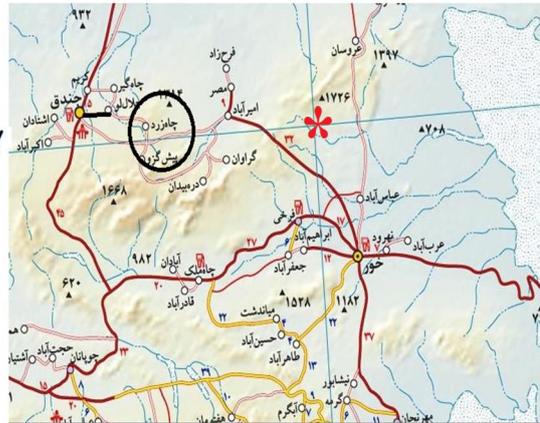
منطقه مورد مطالعه در ۳۵۰ کیلومتری شمال‌شرق اصفهان واقع شده است. این منطقه در حاشیه جنوبی بلوک کویر بزرگ و در جنوب - جنوب‌شرق گسل درونه رخنمون دارد. این محدوده بین طول‌های جغرافیایی شرقی $21^{\circ} 36' 54''$ تا $37^{\circ} 37' 55''$ و عرض‌های جغرافیایی شمالی $34^{\circ} 3' 35''$ تا $2^{\circ} 55' 34''$ واقع شده است و بخشی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مصر و ۱:۲۵۰۰۰۰ خور را به خود اختصاص می‌دهد. دسترسی به منطقه مورد نظر از طریق جاده دامغان - جندق - اصفهان امکان‌پذیر است (شکل ۱-۱).

X = 55°

Y = 34° 12'

X = 54° 22'

Y = 34°



X = 55° 25'

Y = 34°

* X=55°

X=55°

Y=33° 30'

الف



ب

شکل ۱-۱- الف - راه های دسترسی به منطقه چاه زرد (شمال شرق جندق) و ب- تصویر ماهواره ای آن. مختصات چهار گوشه منطقه و راه های ارتباطی بر روی تصویر نشان داده شده است.

۳-۱- موقعیت زمین شناسی

منطقه مورد مطالعه در تقسیم بندی اشتوکلین (۱۹۶۸) و نبوی (۱۳۵۵) جزئی از پهنه ساختاری ایران مرکزی است. لازم به ذکر است، حوضه فرو افتاده ایران مرکزی در بین سه زون زمین ساختی البرز در شمال، لوت در شرق و ارومیه - دختر در جنوب و جنوب غرب، واقع شده است.

۱-۴- آب و هوا و پوشش گیاهی منطقه

آب و هوای این منطقه گرم و خشک و بیابانی است و اختلاف درجه حرارت شب و روز در فصول مختلف سال کاملاً محسوس می‌باشد و بارش آن بسیار کم و تابستان‌ها طولانی و بدون باران دارد. میانگین ریزش باران در منطقه کمتر از ۱۰۰ میلیمتر در سال است (مکوندی نژاد، ۱۳۹۵). با نگرش به موقعیت جغرافیایی و قرار گرفتن این ناحیه در حاشیه جنوبی کویر نمک، عرض جغرافیایی، ارتفاع منطقه، میزان بارندگی، درجه حرارت، مقدار تبخیر، رطوبت نسبی و پوشش گیاهی، به خوبی می‌توان اقلیم منطقه را مشخص کرد. گیاهان مطابق با شرایط دشوار آب و هوایی، در انواع سوزنی برگ، خاردار، آبدار و کرکدار دیده می‌شوند. هوای گرم و خشک و تبخیر شدید، بارندگی ناچیز، خاک شور و ناپایدار، رویش گیاهان را در این منطقه دشوار ساخته است (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲- پوشش گیاهی منطقه چاه زرد. در تصویر سمت راست ارتفاعات منطقه چاه زرد دیده می‌شود (نگاه به سمت جنوب شرق). در ضمن مورفولوژی کوهستانی و مرتفع منطقه مورد مطالعه در این تصویر دیده می‌شود. در تصویر سمت چپ پوشش گیاهی در حاشیه غربی توده گرانیتوئیدی چاه زرد دیده می‌شود.

۱-۵- زمین ریخت شناسی

منطقه مورد مطالعه از نظر ریخت شناسی به دو بخش قابل تفکیک می‌باشد:

الف- بخش پست و دشتی بنام دشت کویر، که دارای پی سنگ مارنی است و در برخی نقاط توسط رسوبات تبخیری (نمکی) و کفه‌های رسی و همچنین در برخی نقاط توسط تپه‌های ماسه‌ای پوشیده

شده است. دریاچه‌های نمکی که پایانه آب‌های سطحی هستند، در سرتاسر دشت پراکنده می‌باشد. ارتفاع متوسط دشت ۷۲۰ متر از سطح آب‌های آزاد می‌باشد.

ب- بخش مرتفع که رخنمون‌های سنگی با ترکیب گنیسی، میکاشیستی، گرانیتی، آپلیتی، مرمری، آمفیبولیتی و ... با سن نئوپروتروزوئیک پایانی و واحدهای آهکی کرتاسه را شامل می‌شود. به دلیل مقاومت فرسایشی بالا، این سنگ‌ها ارتفاعات منطقه را به خود اختصاص داده‌اند. بلندترین نقطه ارتفاعی منطقه مورد مطالعه ۱۴۳۷ متر ارتفاع دارد.

۱-۶- مطالعات پیشین

- اولین مطالعات زمین‌شناسی منطقه جندق در قالب تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی در سال ۱۹۵۵ آغاز شد. محققانی که زمین‌شناسی ایران را بررسی کرده‌اند، همچون اشتال و فون زور (۱۸۹۷)، گانسر (۱۹۵۵) و اشتوکلین (۱۹۶۸a) در نتایج تحقیقات خود در مورد منطقه جندق اشاره کوتاهی داشته‌اند. در ۱۹۷۵ محققان روسی (به سرپرستی یوگنی رومانکو) مطالعات اولیه‌ای در مورد مناطق انارک - خور- جندق انجام داده‌اند که نتایج آن در قالب گزارش‌های زمین‌شناسی و تحت نام شرکت تکنواکسپورت (Technoexport) در سال ۱۹۸۴ به چاپ رسیده است.
- هاتف (۱۳۷۴) زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه خور- جندق (ایران مرکزی) را بررسی نموده است و معتقد است مجموعه سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه به ترتیب از پایین به بالا شامل پریدوتیت سرپانتینیتی شده، آمفیبولیت، مرمر خاکستری‌رنگ، مرمر دولومیتی سیاه‌رنگ نازک لایه و تناوب انواع شیست و کوارتزیت می‌باشد.
- باقری (۱۳۷۲) زمین‌شناسی و پترولوژی افیولیت منطقه انارک (ایران مرکزی) را مطالعه کرده است و معتقد است این مجموعه افیولیتی قدیمی به سن پروتروزوئیک پایانی است و ویژگی‌هایی شبیه به جزایر قوسی کنونی نشان می‌دهد.

- فلسفیون (۱۳۸۲) ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های دگرگونی شمال‌شرق انارک (پتیار) را مطالعه کرده است و ترکیب سنگ‌شناسی آنها را متاپلیتی معرفی کرده است.
- بهار زاده (۱۳۸۷) پترولوژی گرانیت آیرکان (شمال‌شرق استان اصفهان) را مورد مطالعه قرار داده است.
- ابراهیمیان (۱۳۸۷) پترولوژی گرانیتوئیدهای شرق جندق (شمال‌شرق استان اصفهان) را مورد مطالعه قرار داده است.
- طباطبایی و همکاران (۲۰۱۰) شرایط دما - فشار شیست‌های متاپلیتی جندق، شمال‌شرق اصفهان را بررسی کرده‌اند و معتقدند متاپلیت‌های جندق تحت شرایط دما - فشار رخساره-های شیست سبز و آمفیبولیت تحول یافته‌اند.
- ترابی (۱۳۸۶a) آمفیبولیت‌های شمال چاه‌زرد (شمال‌شرق اصفهان) را بررسی کرده است. نتایج این بررسی نشان می‌دهد که آمفیبولیت‌ها از دگرگونی سنگ‌های والد بازالتی وابسته به مجموعه جندق حاصل شده‌اند.
- ترابی و همکاران (۲۰۱۱)، مقاله‌ای با عنوان پریدوتیت‌های گوشته‌ای دگرگون‌شده ایران مرکزی (منطقه جندق، استان اصفهان) منتشر کرده‌اند و معتقدند پریدوتیت‌های گوشته‌ای جندق از لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌های دگرگون‌شده، تشکیل شده‌اند.
- بیات و ترابی (۱۳۹۱) سنگ‌شناسی متابازیت‌های جنوب عروسان (شمال‌شرق استان اصفهان) را بررسی کرده‌اند و معتقدند ترکیب سنگ والد متابازیت‌های کوه معراجی، بازالت و تراکی بازالت بوده است.
- بوش و همکاران (۲۰۱۳) سنگ‌های آذرین - دگرگونی منطقه انارک را مورد مطالعه قرار داده‌اند و شرایط دما و فشار دگرگونی را از شرایط رخساره درجه پایین تا شیست آبی معرفی نموده‌اند.

- باقری و اشتامفلی (۲۰۰۸) مجموعه‌های دگرگونی انارک، جندق و پشت بادام در ایران مرکزی را مورد مطالعه قرار داده‌اند و به تشریح این مجموعه‌ها پرداخته‌اند. آن‌ها معتقدند نوار دگرگونی جندق انواع مختلفی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی را شامل می‌شود. آن‌ها به مجموعه دگرگونی جندق سن نئوپروتروزوئیک پایانی نسبت داده‌اند.
- مکوندی (۲۰۱۶) به تحلیل ساختاری منطقه چاه زرد - شرق جندق پرداخته است.

۷-۱- 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) به وسیله روش AMS (گوانجی، ۱۳۸۹).
- تغییرات ناهمگنی خودپذیری مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی ازنا (مردانی و همکاران، ۱۳۸۹).
- مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی شمال گلپایگان به وسیله 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) به وسیله روش AMS و تعیین موقعیت دیرینه مغناطیس آن‌ها (چکنی‌مقدم، ۱۳۹۱).
- بررسی سازوکار جایگیری توده نفوذی پنج‌کوه (جنوب شرق 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 (ساک، 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 فرایندهای میگماتیت‌زایی و گرانیت‌زایی مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه در حد فاصل گرگابی - جمیل (جنوب شرق شاهرود) با استفاده از روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) (محمدی، ۱۳۹۵).
- بررسی سازوکار جایگیری گنبد نیمه عمیق کوه چفت (عابدینی، ۱۳۹۶).
- استفاده از روش AMS در شناسایی مسیرهای دگرسانی گرمابی 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).
- علی پور در حال حاضر به بررسی سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی شرق بجستان (جنوب استان خراسان رضوی) با استفاده از روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی AMS در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود مشغول است.
- آقاجانی نیز اکنون در حال بررسی سازوکار جایگیری توده گابرودیوریتی پلنگ‌دره (شمال-شرق دامغان) بر اساس قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی AMS در قالب پایان‌نامه کارشناسی-ارشد خود است.

۱-۸- اهداف پایان‌نامه

- بررسی تغییر و تحولات کانی‌شناسی در طی میلیونیت‌شدن سنگ‌های گرانیتی به شدت دگرشکل شده (میلونیتی‌شده).
- اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی در گرانیت‌های میلونیتی شده چاه زرد.
- بررسی تغییرات مقادیر Km یا خود‌پذیری مغناطیسی میانگین در گرانیت‌های میلونیتی شده چاه زرد.
- بررسی میزان تطبیق برگواره‌ها و خطواره‌های ماکروسکپی از یک سو و برگواره‌ها و خطواره‌های مغناطیسی از سوی دیگر.
- شناخت پهنه‌های برشی و تعیین سوی برش در سنگ‌های گرانیتی دگرشکل شده.
- استفاده از نتایج حاصل از این مطالعه در تعبیر و تفسیر تحولات تکتونیکی و سنگ‌شناسی صورت گرفته در کمپلس آذرین - دگرگونی جندق.
- بررسی رابطه احتمالی بین تغییرات پارامترهای مغناطیسی و تغییرات شدت میلونیت‌زایی.

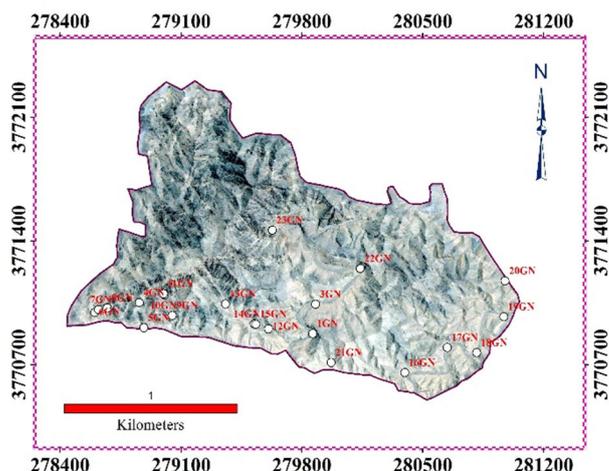
۹-۱- روش مطالعه

۱-۹-۱- مطالعات کتابخانه‌ای

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

۱-۹-۲- نمونه برداری صحرائی

پس از انجام بررسی‌ها و مطالعات اولیه، طی چهار مرحله بازدید صحرائی در شهریور و آبان ۱۳۹۵ و خرداد و تیر ۱۳۹۶ مغزه برداری، برداشت‌های صحرائی و بررسی‌های زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه انجام شد. برای تکمیل مطالعات زمین‌شناسی، علاوه بر مغزه‌گیری از هر ایستگاه، خصوصیات واحدهای سنگی و ارتباط آنها با یکدیگر، ویژگی‌های سنگ‌شناسی (ساخت، برگوارگی و خطوارگی)، خصوصیات تکتونیکی (گسل، درزه، شکستگی) و در کل شواهد دقیق صحرائی مورد بررسی قرار گرفت و برای هر ایستگاه در دفترچه یادداشت صحرائی ثبت گردید. در این بازدیدها از ۲۳ ایستگاه نمونه برداری (به صورت مغزه‌گیری و در صورت لزوم برداشت نمونه‌های سنگی دستی) صورت گرفت، تعداد ۱۱۴ مغزه تهیه گردید (شکل ۱-۳). پس از برش مغزه‌ها، ۶۰۸ قطعه با طول ۲۲ میلی‌متر (اندازه استاندارد قابل استفاده برای کار با دستگاه مغناطیس‌سنج) حاصل گردید. پارامترهای مغناطیسی این نمونه‌ها توسط دستگاه اندازه‌گیری خودپذیری مغناطیسی در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری گردید.



شکل ۱-۳ - تصویر ماهواره ای توده گرانیتی چاه زرد و موقعیت ایستگاه های مغزه گیری بر روی آن.

۱-۹-۳- تهیه مقاطع میکروسکوپی

تعداد ۶۰ مقطع نازک و ۲ مقطع صیقلی تهیه شد و ویژگی های میکروسکوپی گرانیت های میلونیتی شده چاه زرد به کمک آنها مورد بررسی قرار گرفت.

۱-۹-۴- اندازه گیری پارامترهای مغناطیسی

پارامترهای مغناطیسی قطعه مغزه های تهیه شده در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود توسط دستگاه اندازه گیری پذیرفتاری مغناطیسی از نوع کاپابریچ مدل MFK1-FA ساخت شرکت آجیکو از کشور چک اندازه گیری شد. نتایج به دست آمده پس از پردازش، مبنای تعبیر و تفسیرهای بعدی قرار گرفت.

۱-۹-۵- تجزیه و تحلیل داده ها

پارامترهای مغناطیسی اندازه گیری شده به روش های 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 نرم افزارهای Paint، Safyr7، Safyr4w، Anisoft.4.2، ArcGIS10، Excel و Photoshop استفاده شد.



فصل دوم

زمین شناسی عمومی

۲-۱- مقدمه

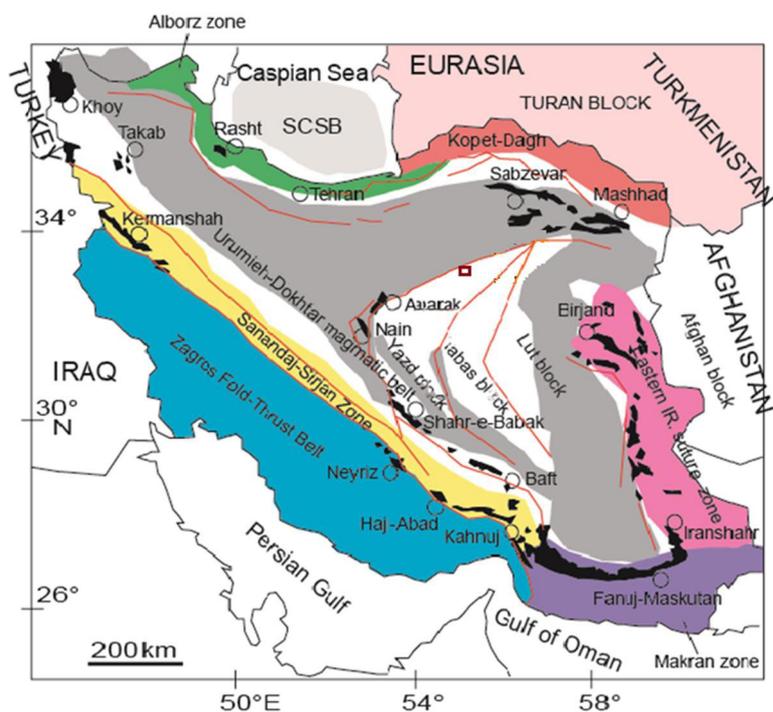
مجموعه دگرگونی - آذرین چاهزرد بصورت یک باند دگرگونی - آذرین با روند جنوب غربی - شمال - شرقی در شرق شهر جندق در بلوک کویر بزرگ و در جنوب گسل درونه واقع شده‌اند. این مجموعه دارای طیف سنگ‌شناختی بسیار متنوعی است. سنگ‌های این منطقه دارای شباهت‌های زیادی با سایر مناطق پی‌سنگی ایران مرکزی هستند. از این رو مطالعه تحولات سنگ‌شناسی صورت گرفته در این منطقه از اهمیت خاصی برخوردار است. بخش شمالی مجموعه دگرگونی جندق توسط کنگلومراها و مارن‌های الیگومیوسن پوشیده شده است. شواهدی از پی‌جویی‌های معدنی به منظور اکتشاف دایک توالی از لایه‌های کربناته، متاکربناته، متاپلیتی، متابازیتی احتمالا متاسندستونی متعلق به پی - سنگی ایران حدود ۵۸۰ تا ۶۰۰ میلیون سال پیش تا به امروز در آن دیده می‌شود. البته سن مجموعه رسوبی شاید مجموعاً ۵۵۰ میلیون سال باشد. در فاصله زمانی ۵۵۰ تا ۵۴۰ میلیون سال دگرگونی و شواهد دگرگونی در منطقه دیده می‌شود. در انتها دگرگونی به اوج خود می‌رسد و شواهدی از تشکیل مذاب‌های گرانیتی دیده می‌شود که مجموعه پی‌سنگی را قطع کرده است که نمونه آن در آیراکان می‌باشد (آیراکان مجموعه گرانیتی است). شواهد ذوب‌بخشی (پگماتیت زایی) در معدن فسفات حاشیه جندق - مصر دیده می‌شود. به مرور این مجموعه توسط کنگلومرا، شیل و ماسه سنگ متعلق به اواخر تریاس - ژوراسیک پوشیده شده است. با عمیق شدن حوضه شرایط برای رسوبگذاری سنگ آهکی و محیط هورستی‌گرانی فراهم شده و حوضه‌های دریایی درون قاره‌ای وسیع تشکیل شده‌اند که می‌تواند ضخامت بالغ بر ۱۰۰۰ متر آهک و مارن سبز در آن فراهم شود. این آهک‌ها حاوی فسفیل‌های درشت اینوسراموس، هیپوریت و مرجان و در بخش‌های عمیق‌تر حاوی اوربیتولین، روتالیا و امثال آن می‌باشد.

مجموعه کرتاسه در اواخر کرتاسه اوایل پالئوسن دچار بالازدگی شده و کنگلومرا تشکیل شده است. آبرفت‌ها به صورت مخروط افکنه کنگلومرایی کرمان ظاهر شده و بعد از پالئوسن حوزه کششی ایجاد شده است و در جایی که ورقه اقیانوسی به زیر آن رانده شده است مذاب‌های حاصل از متاسوماتیسم

بخش‌های گوشته‌ای، سنگ‌های آندزیتی، داسیتی، آندزیتی‌بازالتی تشکیل می‌دهند. این مذاب‌ها با ماهیت شبیه توده نفوذی کم‌عمق هستند. بخش‌هایی که از ذوب ورقه اقیانوسی سرچشمه گرفته‌اند عمدتاً تا حدودی ماهیت ریولیتی - داسیتی داشته که به صورت گنبد آداکیتی پرسیلیس ظاهر می‌شوند. بخش آندزیتی - آندزیتی‌بازالتی عمدتاً گنبد آداکیتی کم‌سیلیس را تشکیل می‌دهند. مجموعه پی‌سنگی چاه‌زرد که برای اولین بار به عنوان حوضه کششی درون قاره‌ای معرفی می‌شود، حوضه‌ای است که از مراحل اولیه جنینی با یک حوضه کششی شروع شده و به مراحل دریایی عمیق می‌رسد و در برخی از نقاط مثل روستای ابراهیم زهرا دورتر از این منطقه لیتوسفر اقیانوسی ظاهر می‌شود. در طی فرایند برگشت و فرایند برخورد (جمع‌شدن) به صورت اسالیس‌ها یا برش‌های تکتونیک یا مجموعه هارزبورژیت - لوکوگابرو - میکروگابرو و احتمالاً ورلیت رخنمون اندکی از کرومیت دیده می‌شود. دقت زیادی می‌خواهد تا بتوانیم بخش‌های پیلولاوا - عمیق - کربناتی و پلاژیک را تفکیک کنیم. این مجموعه پی‌سنگی ایران با پی‌سنگی عربستان با هم متفاوت هستند. برخلاف تصورات قبلی پی‌سنگی این قسمت جوان‌تر از پی‌سنگی عربستان می‌باشد. شاید زیر این مجموعه پی‌سنگی بخش متعلق به پی‌سنگی عربستان در اعماق یافت شود. شکل ۲-۱ دور نمای کلی منطقه می‌باشد. تصویر ۲-۲ نقشه زمین ساختاری ایران است که زون‌ها و بلوک‌های اصلی ایران و بلوک‌های مجاور را نشان می‌دهد. تصویر ۲-۳ تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده پراکندگی مجموعه‌های دگرگونی - آذرین به سن اواخر نئوپروتروزوئیک (اواخر ادیاکارن - اوایل کامبرین) در ایران را نشان می‌دهد. تصویر ۲-۴ نقشه تقسیمات زمین شناسی ایران و جایگاه منطقه مورد مطالعه در آن می‌باشد.



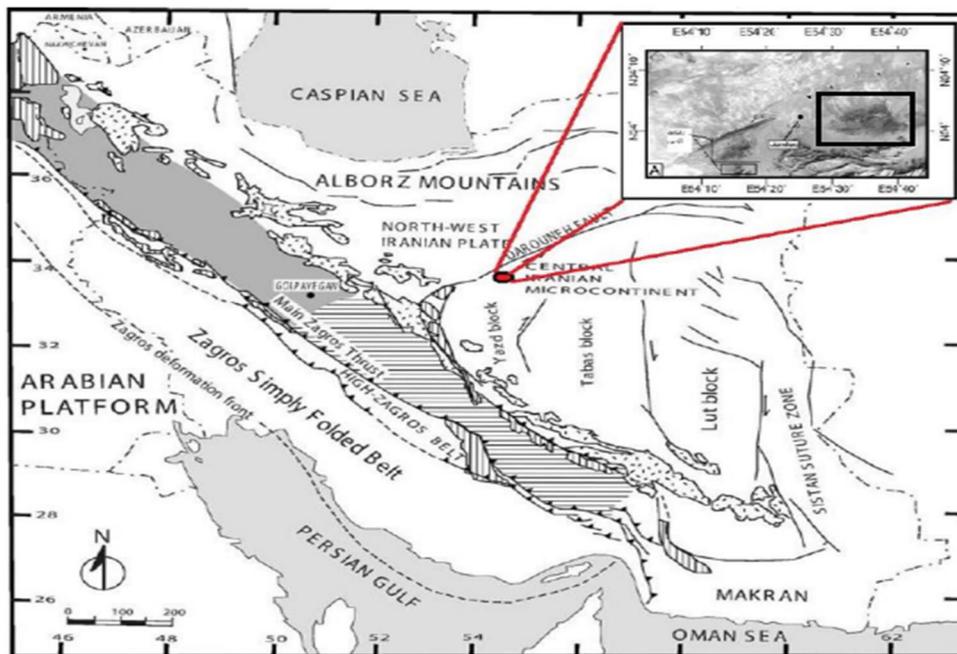
شکل ۲-۱- نمای کلی منطقه چاه زرد، نگاه به سوی جنوب شرق.



شکل ۲-۲- نقشه زمین ساختاری ایران که پهنه‌ها و بلوک‌های اصلی ایران و بلوک‌های مجاور را نشان می‌دهد. (Shafaii moghadam and Stern, 2014) کادر مربع شکل محدوده تقریبی منطقه چاه زرد را نشان می‌دهد.



شکل ۲-۳- تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده پراکندگی مجموعه‌های دگرگونی-آذرین به سن نئوپروتریوزوئیک پایانی (ادیاکارن) - اوایل کامبرین در ایران. این مناطق با استناد به نقشه‌های زمین‌شناسی و سایر مراجع علمی منتشر شده قبلی طراحی شده است.



شکل ۲-۴- نقشه تقسیمات زمین‌ساختاری ایران (فاسمی و تالبوت، ۲۰۰۶) و جایگاه منطقه مورد مطالعه بر روی آن.

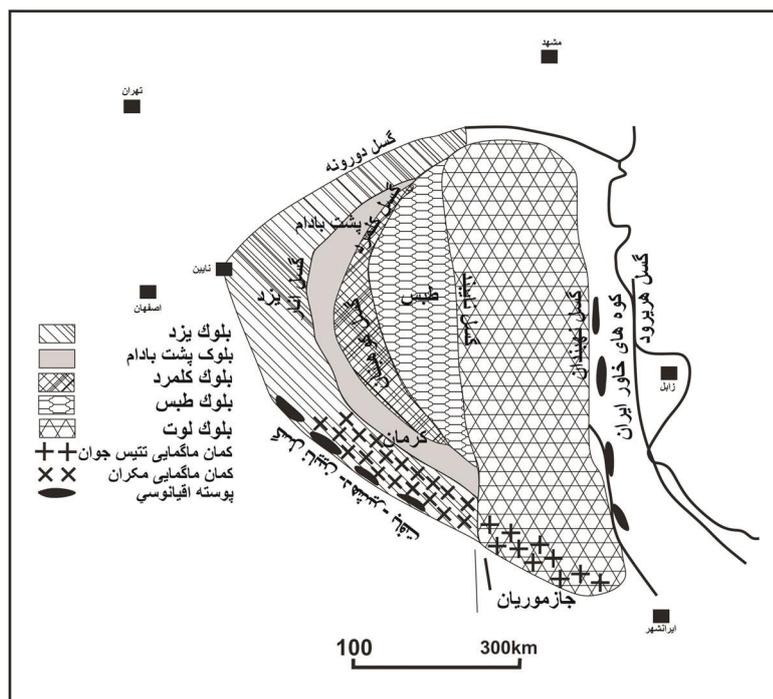
۲-۲- پهنه‌های زمین‌ساختی ایران

داده‌های زمین‌شناسی ایران نشانگر آن است که فرایندهای درونی و بیرونی، در زمان و مکان پیامدهای متفاوت داشته و به همین رو الگوی ساختاری تحولات زمین‌ساختی، شرایط رسوبی و زیستی ایران در دوره‌های گوناگون پیچیدگی‌های خاصی دارد. ناهمسانی رسوبی و زمین‌ساختی تا بدان جا است که بیان ویژگی‌های یکسان را برای بسیاری از مناطق ایران ناممکن می‌سازد و به همین دلیل از گذشته‌های دور تقسیم ایران به پهنه‌های رسوبی- ساختاری گوناگون مورد توجه بوده است. معیارهای این تقسیم‌بندی بسیار گوناگون است که از میان آنها می‌توان به نوع پوسته (قاره‌ای- اقیانوسی)، شرایط حاکم بر حوضه‌های رسوبی، تفاوت رخساره‌های سنگی- زیستی، تحولات زمین-ساختی و پیامدها مانند شدت و سازوکار چین‌خوردگی، فعالیت ماگمایی و الگوی ساختاری اشاره نمود. با توجه به عوامل ذکر شده و همچنین تلفیق و جمع‌بندی دیدگاه‌های گوناگون، ایران را می‌توان به پهنه‌های زاگرس، سهندج - سیرجان، ایران مرکزی، البرز، کپه‌داغ تقسیم نمود.

منطقه مورد مطالعه جزئی از پهنه ساختاری ایران مرکزی است. این پهنه بخش گسترده‌ای از ایران را شامل می‌شود که دیدگاه ژئودینامیکی میان دو زمین درز پالئوتتیس در شمال و نئوتتیس در جنوب قرار دارد. یکی از زیر پهنه‌های ایران مرکزی، خرد قاره ایران مرکزی (Central Iran (CIM Microcontinent است که اولین بار توسط تکلین (۱۹۷۱) معرفی شده است.

خرد قاره ایران مرکزی خود از چند بلوک زیر تشکیل شده است. ۱- لوت، ۲- طبس، ۳- کلمرد، ۴- پشت بادام، ۵- یزد (شکل ۲-۵).

منطقه چاه‌زرد که کانون مطالعه این پایان‌نامه است بخشی از بلوک یزد به حساب می‌آید.



شکل ۲-۵ - محدوده خرد قاره ایران مرکزی به همراه زیر پهنه های آن (آقناباتى، ۱۳۸۳).

۱. بلوک لوت: دارای پی سنگ متبلور پروتروزوئیک بالایی می باشد که پوششی رسوبی و جوان تر آن را می پوشاند. مناطق وسیعی از این بلوک، توسط تلماسه های کواترنری، پلایا و آتشفشان های جوان پوشیده شده است. این بلوک توسط گسل درونه در شمال، افتادگی جازموریان در جنوب، گسل نایبند در غرب و سیستم گسله شرق ایران احاطه شده است.
۲. بلوک طبس: دارای پی سنگی مشابه بلوک لوت است. این بلوک دارای ویژگی های زیر است: سازندهای واحدهای سنگی پالئوزوئیک و مزوزوئیک به جز کرتاسه و نبود فعالیت های آتشفشانی سنوزوئیک، در ضمن بلوک طبس و میان دو گسل نایبند در شرق و گسل های کلمرد و کوهبنان در غرب قرار دارد.
۳. بلوک پشت بادام بین گسل کوهبنان در شرق و گسل پشت بادام و چاپدونى در غرب قرار دارد. این بلوک دارای رخنمون های دگرگونی و آذرین منسوب به پرکامبرین - کامبرین زیرین است. سنگ-

های رسوبی جوانتر به سن پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک نیز به مقدار کمتر در این بلوک رخنمون دارند.

۴. بلوک یزد: دارای پی‌سنگی مشابه پروتروزوئیک و پوشش رسوبی پالئوزوئیک با ضخامت زیادی از سازندهای مزوزوئیک و با گسترش محدود و ماگماتیسم مزوزوئیک می‌باشد. از شمال به زمین درز پالئوتتیس در ایران مرکزی و از غرب به نوار افیولیتی نائین - بافت محدود می‌شود (اشتوکلین، ۱۹۶۸).

۲-۳- زمین شناسی عمومی

این منطقه در برگیرنده واحدهای سنگی نئوپروتروزوئیک بالایی، تریاس، ژوراسیک، الیگومیوسن و کواترنری رخنمون دارند. سنگ‌های دگرگونی در این منطقه جز مناطق پی‌سنگی ایران و متعلق به اواخر نئوپروتروزوئیک است و به کمپلکس یا مجموعه جندق معروف است. واحدهای سنگی کرتاسه در این منطقه، شامل آهک‌های سازندهای هفت‌تومان و فرخی می‌باشد (شیل، گریوک‌ها و ماسه سنگ-های دگرگون‌شده) به صورت متاپلیت‌ها، متاپسیامیت‌ها، متاسندستون‌ها سنگ‌های در برگیرنده توده گرانیتوئیدی چاه‌زرد را تشکیل می‌دهند. فیلیت، میکاشیست و گارنت میکاشیست زیر مجموعه‌های متاپلیت‌ها می‌باشند. شکل ۲-۶ نقشه زمین شناسی منطقه چاه‌زرد به همراه واحدهای سنگی در برگیرنده را نشان می‌دهد.

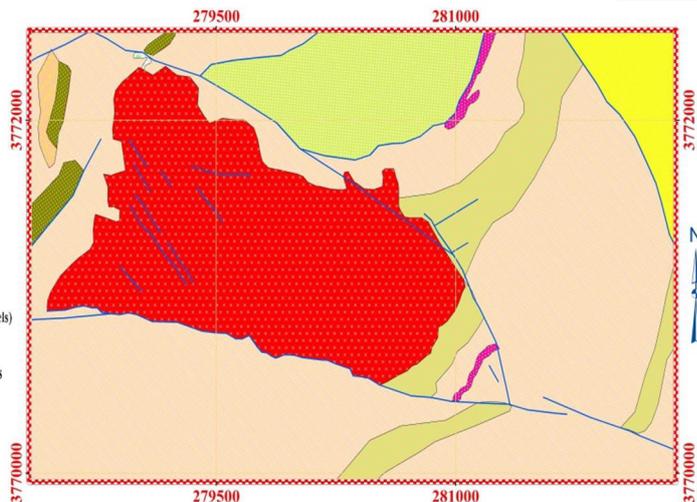
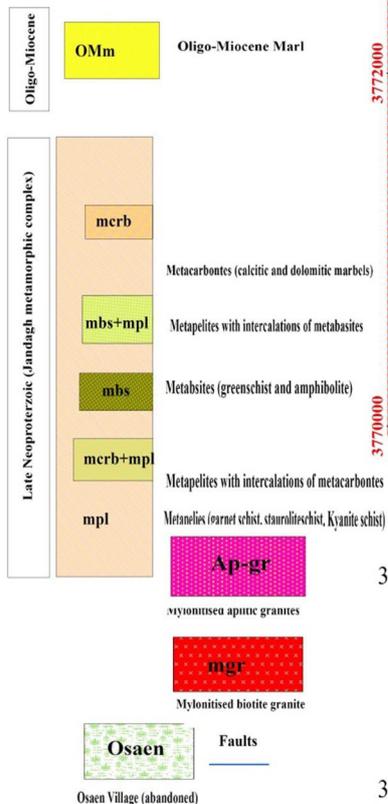
۲-۴ - سنگ‌های دگرگونی

سنگ‌های دگرگونی منطقه چاه‌زرد شامل طیف وسیعی از ترکیبات مختلف نظیر متاپلیت (میکاشیست، گارنت‌شیست، استارولیت‌شیست، کیانیت‌شیست)، متاسندستون (میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی دگرگون‌شده)، متاکربنات (میان‌لایه‌های آهکی و دولومیتی) و متابازیت (آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت) می‌باشد. تغییر و تحولات ناشی از دگرگونی در هر یک از این واحدهای سنگی ذکر شده در حد مجال این پایان‌نامه، در ادامه شرح داده شده است.

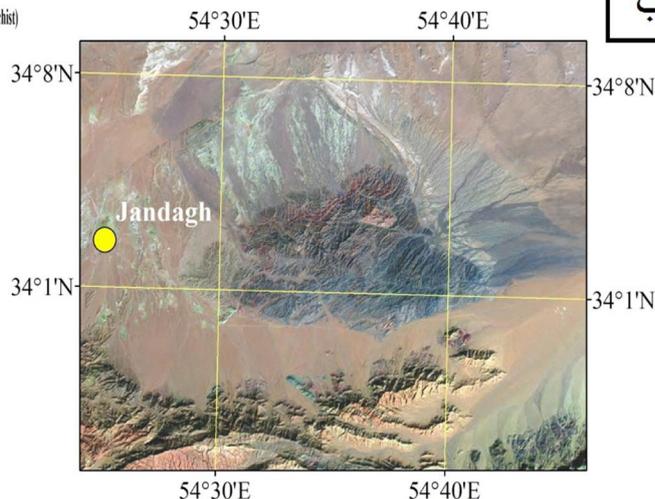
Geological Map of Chah Zard Area

الف

Legend



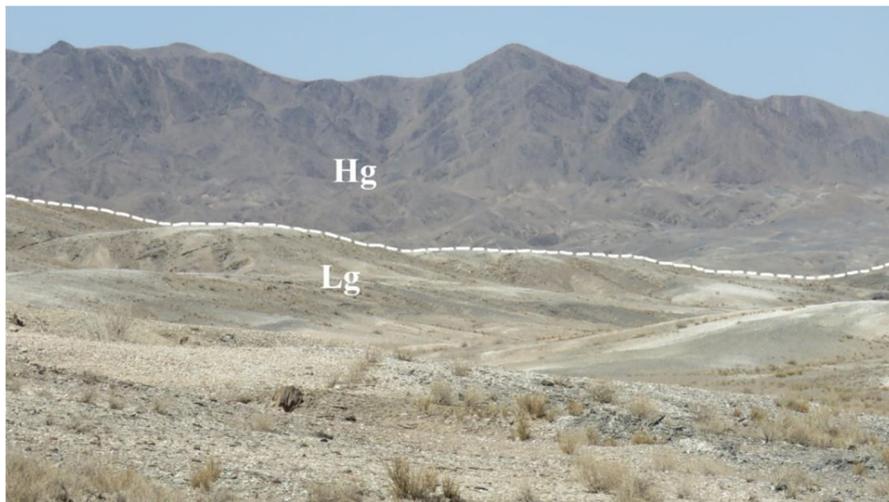
ب



شکل ۲-۶ - نقشه زمین شناسی منطقه چاه زرد. الف- این نقشه بر اساس تصاویر ماهواره ای گوگل ارث، مشاهدات صحرائی، پتروگرافی تهیه و در محیط Arcmap ترسیم شده است. ب- تصویر ماهواره ای منطقه چاه زرد (بطور عام در منطقه شرق - جنوب شرق جندق). محل شهر جندق بر روی این تصویر مشخص شده است. سن نسبت داده شده به مجموعه سنگ های دگرگونی، بر پایه تعیین سن های انجام شده در راستای رساله دکتری سولماز بلوچی (در دست انجام) استوار می باشد. سن توده گرانیتوئیدی چاه زرد که به روش U-Pb بر روی زیرکن تعیین شده است 535.4 ± 3.2 میلیون سال بدست آمده است.

۲-۴-۱- متاپلیت‌ها

متاپلیت‌ها بصورت متناوب با متابازیتها و متاکربناتها رخمون دارند. آنها دارای مورفولوژی تپه‌ماهوری بوده و به رنگهای خاکستری روشن تا تیره دیده می‌شوند. متاپلیت‌ها درجه پایین، غالباً فیلیت می‌باشند (شکل ۲-۷). میکاشیست‌ها دارای رنگ خاکستری و شدیداً متورق و براق هستند و نشانه‌های بارزی از کینک‌باند، چین خوردگی و گسل خوردگی در آنها دیده می‌شود (شکل ۲-۸).



شکل ۲-۷- نمایی از کنتاکت گسلی سنگ‌های دگرگونی درجه بالا (در حد رخساره آمفیبولیت بخش تیره رنگ و مرتفع) و سنگ‌های دگرگونی درجه پایین (در حد رخساره شیست سبز همراه با سیلیس‌های حاصل از آزدایی در طی دگرگونی که بصورت رخمون‌های سفید رنگ ظاهر شده‌اند) بخش درجه پایین‌تر به صورت مناطق کم ارتفاع‌تر و پست‌تر ظاهر شده‌اند (نگاه به سوی شمال، محدوده شمال روستای چاه‌زرد).



شکل ۲-۸- نمایی از میکاشیست‌های منطقه چاه‌زرد.

فیلیت‌ها به عنوان سنگ دگرگونی درجه پایین این مجموعه در صحرا، با ظاهر براق و تورق آشکار، از دیگر سنگ‌ها مشخص می‌شوند. این امر موید حضور فراوان میکا در آن‌ها است. با افزایش درجه دگرگونی در طی واکنش‌های دگرگونی، میکاهای آبدار جای خود را به کانیه‌های کم آب‌تر یا بی‌آب مانند استارولیت و گارنت داده‌اند.

درجه دگرگونی میکاشیست و گارنت میکاشیست می‌باشد در حد زون‌های بیوتیت و گارنت می‌باشد در بیشتر میکاشیست‌ها پورفیروبلاست‌های گارنت مشاهده می‌شود. برگواری بارز سنگ‌های میکاشیستی، حضور فراوان بیوتیت و از ویژگی‌های این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۲-۹).



شکل ۲-۹- تصاویری از نمای نزدیک گارنت میکاشیست‌های میزبان توده گرانیتی چاه زرد (جنوب غرب اسائن) به حضور پورفیروبلاست‌های گارنت در این تصاویر توجه نمایید.

اندازه بلورهای گارنت بسته به شرایط دگرگونی و ترکیب سنگ از ریز تا درشت متغیر است و از چند میلی متر تا حدود ۲ سانتیمتری تغییر می کند. رگه های سیلیسی بطور فراوان در میکاشیست ها یافت می شوند. طی واکنش تشکیل گارنت، مقداری سیلیس و سیال آزاد می شود. سیلیس آزاد شده به درون سیالات راه پیدا می کند و سپس به صورت کوارتز تبلور پیدا کرده اند. این رگه های سیلیسی به عنوان محصول واکنش های دگرگونی آب زدای (۱) و (۲) حاصل شده اند (صادقیان، ۱۳۷۳).



این رگه ها حاصل تبلور و نهشته شدن کوارتز از سیالات واجد سیلیسیم دارای منشاء دگرگونی در فضاهای باز می باشند (شکل ۲-۱۰).

تورمالین ها در مشاهدات صحرائی به رنگ سیاه و به صورت کروی، نواری و تورمالین های درشت بلور وجود دارند. شکل کروی احتمالاً به دلیل تشکیل هسته های اولیه بلوری به صورت کروی در شکستگی های سنگ ها بوده است (شکل ۲-۱۱).



شکل ۲-۱۰- نمایشی از رگچه های سیلیسی قطع کننده متاسندستون ها.



شکل ۲-۱۱- تصاویری از حضور تورمالین در پگماتیت های تورمالین دار پیرامون معدن میکای شرق جندق (کیلومتر ۲۵ جاده جندق - مصر).

در منطقه اسائن گارنت - استارولیت شیست و گارنت - استارولیت - کیانیت شیست نیز رخنمون دارند. در برخی نقاط استارولیت ها با اشکال ستاره ای در سطح سنگ مشاهده می شوند (شکل ۲-۱۲). کیانیت فقط در مقاطع نازک تهیه شده، یافت شده است و در نمونه دستی تاکنون مشاهده نشده اند. بلورهای کیانیت دارای ابعاد میلیمتری هستند. در جنوب غرب اوسائن بخش هایی از سنگ های میکاشیستی به صورت آنکلاو در گرانیت ها به دام افتاده اند (به شکل ۲-۱۳ نگاه کنید).



شکل ۲-۱۲-الف- نمای نزدیکی از استارولیت شیست ها ب- تصویری از ماکل صلیبی یا استارولیت ستاره‌ای شکل. اندازه این بلورها حدود ۴ سانتیمتر است. چون این بلور توسط قشر نازکی از مسکوویت (سرسیت) پوشیده شده است، در نمونه دستی رنگ سیاه متداول استارولیت ها را نشان نمی‌دهد.



شکل ۲-۱۳- تصویری از بقایای سنگ های میکاشیستی که در بین گرانیت ها به صورت آنکلاو به دام افتاده اند.

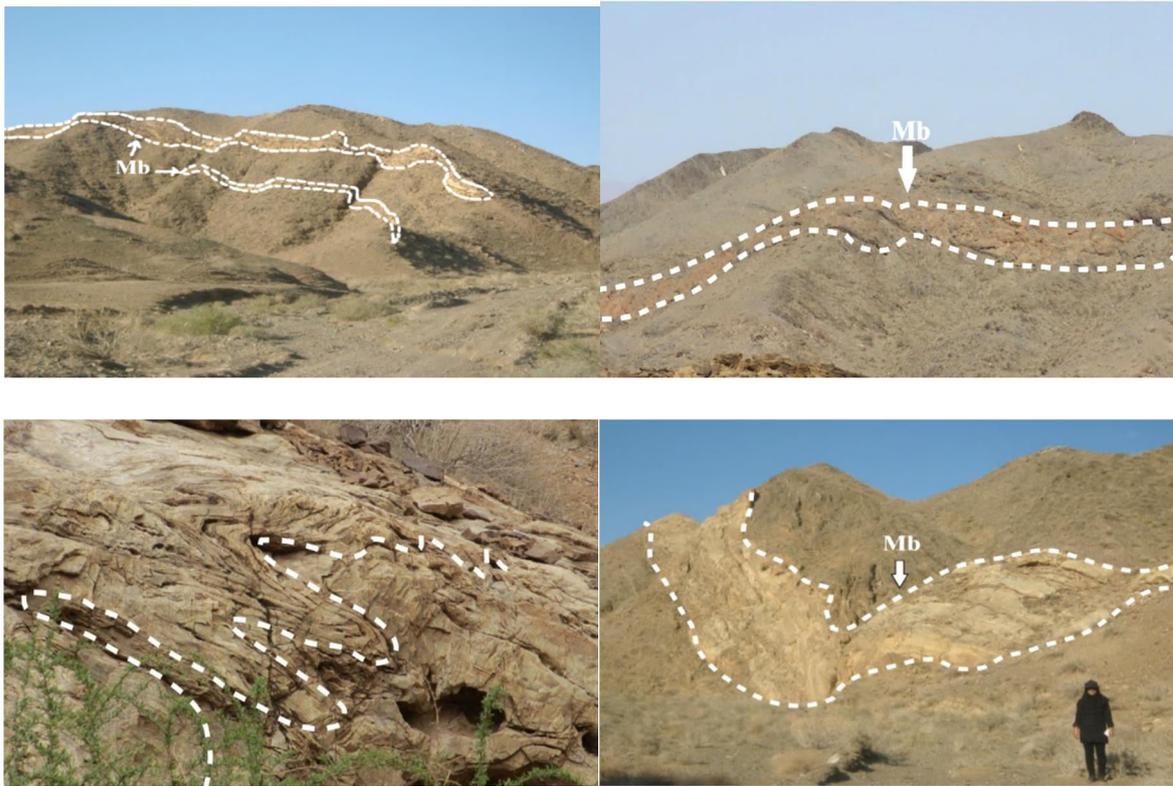
در بخش شرقی توده رخنمون توده گرانیتوئیدی چاه زرد سکانسی از متاپلیت ها ، متابازیت ها ، متاکربنات ها و متاسندستون ها رخنمون دارند. متاسندستون ها به صورت بین لایه‌ای همراه با متاپلیت-ها یافت می‌شوند و به صورت لایه‌های به ضخامت سانتی متر و دسی متر دارند (شکل ۲-۱۴). در نمونه دستی متاسندستون ها معمولا کانی شاخص مشاهده نمی‌شود و صرفا به واسطه استحکام ظاهری آن سنگ ها و رنگ خاکستری متمایل به سفید قابل شناسایی هستند. افق های متاسندستونی همراه با لامینه های ریزمقیاسی از کوارتزهای چین خورده مشاهده می‌شوند.



شکل ۲-۱۴- تصویر از رخنمون صحرایی متاپسیامیت ها.

۲-۴-۲- متاکربنات‌ها

مرمرها گروه دیگری از سنگ‌های دگرگونی مجموعه جندق در منطقه چاه‌زرد هستند. متاکربنات‌ها در واقع همان افق‌های دولومیتی - آهکی توالی اولیه بوده‌اند که در طی دگرگونی به مرم‌های آهکی و مرم‌ر دولومیتی همراه با افق‌هایی از متاچرت‌های تیره‌رنگ تغییر یافته‌اند. حضور افق‌های کربناته در بین توالی شیلی - ماسه سنگی اولیه معرف تغییر شرایط رسوب‌گذاری - و هم‌سنی آن‌ها می‌باشد متاکربنات‌ها در تصاویر ماهواره‌ای به واسطه اختلاف رنگ با دیگر سنگ‌های دگرگونی به راحتی قابل تشخیص و تفکیک می‌باشند (شکل ۲-۱۵). این سنگ‌ها در سراسر نوار دگرگونی بطور موضعی تا منطقه‌ای وجود دارند و ضخامت آنها از چند سانتی‌متر (مرمرهای نازک لایه) تا چندین متر (مرمرهای ضخیم لایه) می‌رسد. در بسیاری از مرم‌های منطقه شواهد زیبایی از چین خوردگی دیده می‌شود.



شکل ۲-۱۵- تصاویری از میان لایه های متاکربناته در بین سنگ های متاپلیتی.
در این تصاویر به چین خوردگی میان لایه های کربناتی مرمر شده توجه نمایید.

۲-۴-۳- متابازیت‌ها

بر اساس مشاهدات صحرایی و تعیین نحوه تشکیل متابازیت‌ها، سنگ‌های مادر آنها را می‌توان روانه-های بازالتی زیر دریایی و آتشفشانی - تخریبی وابسته در نظر گرفت. متابازیت‌ها به عنوان یکی از گروه‌های ترکیبی بارز مجموعه دگرگونی چاه‌زرد می‌باشند.

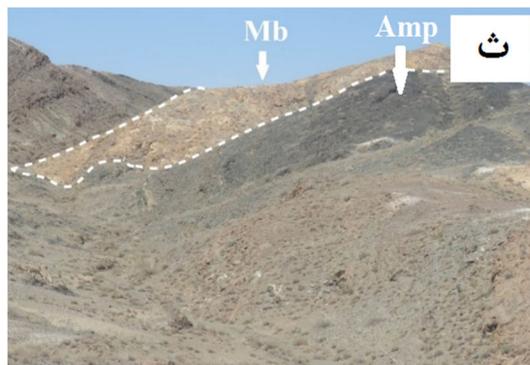
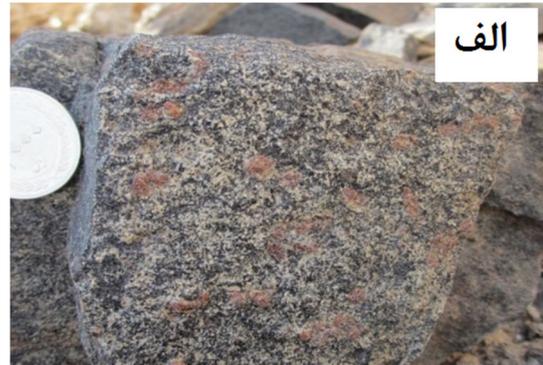
باتوجه به مجموعه‌های کانیاپی متابازیت‌ها و مجموعه‌های کانیاپی سنگ‌های همراهشان (در بسیاری موارد متاپلیت‌ها و در موارد کمتر متاکربنات‌ها)، آن‌ها درجات دگرگونی متوسط تا بالایی (از اواخر شیبست سبز تا آمفیبولیت بالایی) را نشان می‌دهند و به شیبست سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت تحول پیدا کرده‌اند. کانی‌های سازنده متابازیت‌ها، هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز و گارنت را شامل می‌شود. متابازیت‌ها دارای رنگ سبز تیره تا سیاه بوده و اغلب دانه ریز هستند (شکل ۲-۱۶ الف و ب). در انواع دانه درشت کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز قابل مشاهده است (شکل ۲-۱۶ پ و ت).



شکل ۲-۱۶- الف و ب- تصاویری از اکتینولیت شیست های منطقه چاه زرد، پ و ت- نمای نزدیکی از آمفیبولیت های منطقه چاه زرد. به تورق بارز این سنگ ها توجه نمایید.

آمفیبولیت‌ها در برخی رخنمون‌ها حاوی گارنت‌های درشت قهوه‌ای رنگ هستند که اندازه آن‌ها به چند میلی‌متر نیز می‌رسد و در مقیاس میکروسکوپی به‌وضوح مشاهده می‌شوند و می‌توان آن‌ها را گارنت آمفیبولیت نامید. پلاژیوکلاز و آمفیبول کانی‌های اصلی سنگ ساز این سنگ‌ها هستند. آمفیبول‌های سوزنی شکل به همراه پلاژیوکلازهای جهت یافته به‌موازات آن‌ها، خطواری بارزی را ایجاد کرده‌اند که در نمونه دستی به‌وضوح قابل تشخیص است به‌علاوه پورفیروبلاست‌های درشت گارنت در برخی آمفیبولیت‌ها ساخت پورفیروبلستی بارزی را در مقیاس میکروسکوپی به نمایش می‌گذارند (شکل ۲-۱۷ الف و ب). حضور این ترکیبات متابازیتی با منشاء آذرین در لابه‌لای سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده حائز اهمیت است و در بررسی و تفسیر محیط تشکیل این سنگ‌ها و جایگاه ژئودینامیکی آن‌ها کمک مؤثری خواهد کرد. شکل ۲-۱۷ پ و ت نمای دور و نزدیک درزه‌های مزدوج

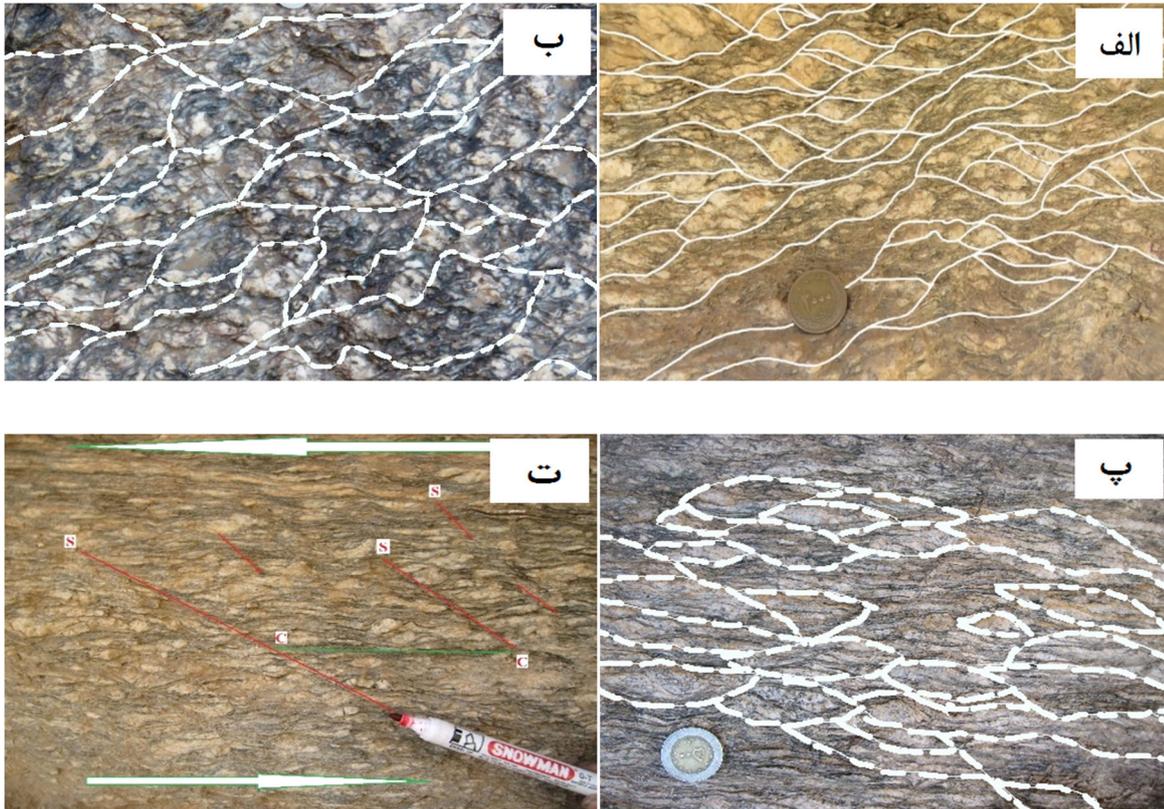
قطع کننده متابازیت‌ها در جنوب آغل صفائیه را نشان می‌دهد. شکل ۲-۱۷-ث آمفیبولیت‌ها را همراه با بین لایه‌های مرمری در جنوب آغل صفائیه نشان می‌دهد.



شکل ۲-۱۷-الف و ب - تصویر ماکروسکوپی. به حضور گارنت، آمفیبول و پلاژیوکلاز در این نمونه های سنگی توجه نمایید. پ - نمای دور درزه های مزدوج قطع کننده متابازیت ها در جنوب آغل صفائیه ت - نمای نزدیکی از درزه های مزدوج قطع کننده متابازیت ها. ث - آمفیبولیت همراه با بین لایه‌های مرمری در جنوب آغل صفائیه را نشان می‌دهد.

۲-۴-۴- گرانیت‌ها و پگماتیت‌ها

گرانیت‌ها عمدتاً به رنگ روشن تا خاکستری دیده می‌شوند و کانی‌های بیوتیت، ارتوکلاز، کوارتز و پلاژیوکلاز در آن‌ها یافت می‌شود. گرانیت‌ها دارای پورفیروکلاست‌های پتاسیم فلدسپار (ارتوز) غالباً با بافت چشمی به همراه سطوح بارز S و C هستند (شکل ۲-۱۸).



شکل ۲-۱۸-الف-ب- نمای نزدیک از گرانیت میلونیتی اسائن همراه با پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز در این گرانیت‌ها سطوح برشی S و C به خوبی توسعه یافته‌اند. پهنای میدان دید حدود ۱۵ سانتیمتر است. پ- نمایی نزدیکی از توسعه شدید برگوارگی و تشکیل چشم‌های بسیار کشیده متشکل از پتاسیم فلدسپار و پلاژیوکلاز. ت- تصویری از توسعه سطوح برشی S و C. سوی برش توسط پیکان‌های سفید رنگ مشخص شده است. سوی برش چپ‌بر است.

از جمله شواهد میلونیتی شدن در این سنگ‌ها ایجاد اشکال سیگما و دلتا در پورفیروکلاست‌های ارتوزکلاز می‌باشد. نوارهای کشیده کوارتز که در حین دگرریختی‌های شکل‌پذیر دمای متوسط تا بالا ایجاد شده‌اند (شکل ۲-۱۹). چشم‌های ارتوکلازی با اشکال سیگما و دلتا می‌تواند به‌عنوان شاخص -

خوبی در تعیین سوی برش در پهنه‌های برشی باشند



شکل ۲-۱۹- الف- نمایی نزدیک از سطوح برشی S و C توسعه یافته و پورفیروکلاست های ارتوکلاز. ب- نمای نزدیکی از زبانه های گرانیتی که به درون سنگ های میزبان میکاشیستی راه یافته اند. این تصویر به زبانی دیگر می تواند معرّف زایش و تجمع ماگما در چین وقوع دگرشکلی باشد. برای اینکه مذاب های گرانیتی در قسمت لولای چین ها، تمرکز بیشتری نشان می دهند و در امتداد یال چین ها از تمرکز کمتری برخوردار هستند یا به عبارتی باریک تر می باشند. زبانه های گرانیتی باریک تر چین خورده ای نیز در این تصویر دیده می شود (جنوب غرب اوسائن، نگاه به سوی شمال). پ- سطوح برش S و C توسعه یافته در گرانیت های چاه زرد. به اشکال زیبا و کشیده پورفیروکلاست های ارتوکلاز توجه نمایید. ت - تصویری از توسعه برگواری و سطوح برشی S و C در یک نمونه دستی از گرانیت ها (پس از برش، پهنای میدان دید حدود ۱۰ cm است در بخش های تیره رنگ شدت خرد شدگی بیشتر است و در ضمن حضور کانی های مافیک بارزتر می باشد. به ساب گرین شدن یا دانه ریز شدن (خرد شدن) کانی های تیره و روشن و ایجاد اشکال ماهی گون توجه نمایید.

یگماتیت ها که حاصل تبلور محصولات ناشی از ذوب بخشی متاپلیت ها می باشند، واجد کانی های ارتوکلاز، کوارتز، مسکوویت، تورمالین، گارنت و مقادیر کمی پلاژیوکلاز می باشند (شکل ۲-۲۰).



شکل ۲-۲۰-الف- نمای نزدیکی از پگماتیت های تورمالین دار، در معدن میکای جندق ب- نمای نزدیکی از پگماتیت های حاوی تورمالین و مسکوویت. به نظر می رسد برخی از گارنت ها در محیط مذاب متبلور شده اند، چون دارای اندازه کوچک و رنگ صورتی خوشرنگ هستند، در ضمن بسیار شکل دار هستند. بخش دیگری از گارنت ها نیز، جزء کانی هایی هستند که از فرایند ذوب، مصون مانده اند و رستیت به حساب می آیند.

تصویری از پهنه های برشی کوچک مقیاس در شکل ۲-۲۱ نشان می دهد که گرانیت های میلیونیتی شده چاه زرد، در مراحل بعدی نیز متحمل تنش شده اند و مشخصات برگواره های جدید ایجاد شده در پهنه های برشی کوچک مقیاس کاملاً متفاوت با برگواره های گرانیت های میلیونیتی شده هستند و تقریباً عمود بر یکدیگر هستند. به خمیدگی برگواره ها در محل مرز پهنه ی برشی توجه نمایید. این پهنه ی برشی در یک پهنه ی گسلی امتداد لغز راست گرد با شیب نزدیک به ۹۰ درجه تشکیل شده است. این پهنه ی برشی تقریباً شمالی - جنوبی است



شکل ۲-۲۱- پهنه های برشی کوچک مقیاس قطع کننده گرانیت های میلیونیتی شده چاه زرد.

لوکوگرانیت‌ها در نمونه‌دستی خاکستری روشن تا سفید و غالباً دانه‌ریز هستند. لوکوگرانیت‌ها در قسمت‌هایی از شمال، مرکز و حاشیه جنوبی و جنوب‌شرقی توده گرانیتوئیدی چاه زرد یافت می‌شوند. لوکوگرانیت‌ها فاقد کانی تیره مانند بیوتیت هستند و کانیهای اصلی تشکیل دهنده آنها عبارتند از: آلکالی فلدسپار (ارتوکلاز، میکروکلین)، کوارتز و پلاژیوکلاز. در واقع لوکوگرانیت‌ها حامل تبلور بخشهای تفریق یافته توده گرانیتوئیدی چاه زرد هستند (شکل ۲-۲۲).



شکل ۲-۲۲- تصویری از چین خوردگی بزرگ مقیاس در گرانیت‌ها و آپلیت‌های لوکوکرآت میلیونی شده و چین خورده (جنوب غرب اسائن، نگاه به سوی غرب)، محل حضور آپلیت‌ها با خط‌چین نشان داده شده است.

در پگماتیت‌های منطقه مورد مطالعه بلورهای تورمالین به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار و در نمونه‌دستی به رنگ سیاه و به صورت دانه‌های پراکنده تا اجتماعی از دانه‌های ریز و درشت مشاهده می‌شوند

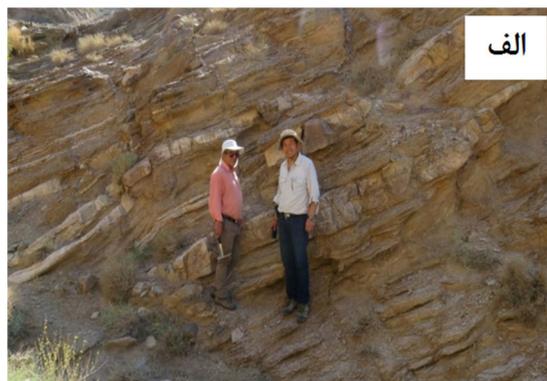
مجموعه دگرگونی- آذرین جندق توسط توده‌های گرانیتوئیدی متعددی قطع شده است. این گرانیت-

ها دارای ویژگیهای سنگ‌شناسی مشابه بسیار زیادی هستند و می‌توانند ما را در فهم روابط صحرائی

بین آنها و سنگ‌های میزبان‌شان و همچنین مجموعه دگرگونی - آذرین جندق عروسان یاری کنند. نمونه‌های بارز این توده‌های گرانیتوئیدی عبارتند از ۱- آیراکان شمال غرب عروسان ۲- شمال شرق

چاه زرد تا جنوب غرب اوسائن، ۳- شرق کلاته قنبر، ۴- شمال ابراهیم زهرا، ۵- شمال معدن تالک چاه زرد. از بین پنج توده گرانیتوئیدی نامبرده، توده‌های گرانیتوئیدی گرانیتوئیدهای آیراکان، جنوب باختر اوسائن تا شمال خاور چاه زرد بیشترین تشابه را با یکدیگر نشان می‌دهند. در پیرامون چاه حسین آقا و خاور کلاته قنبر شواهد بارزی از میگماتیت‌زایی به وضوح دیده می‌شود که به تشکیل گرانیت‌های با حجم‌های بسیار کم در مقیاس چند دسی‌متر تا حداکثر چند ده‌متر منجر شده است.

این گرانیتوئیدها با سن نئوپروتروزوئیک پایانی در درون طیف وسیع و جالبی از سنگهای دگرگونی متشکل از گارنت میکاشیست، آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت و مرم‌های دلومیتی و کلسیتی، تزریق شده‌اند. توده گرانیتوئیدی آیراکان از بیوتیت، گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده و گرانیت‌های آپلیتی لوکوکرات کمتر دگرشکل شده، تشکیل گردیده است. گرانیت‌های آپلیتی به صورت دایک یا سیل، بیوتیت گرانیت‌های دانه درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی شده را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۲۳ ، ۲-۲۴).



شکل ۲-۲۳-الف- تصویری از گرانیت های میلونیتی همراه با آپلیت های گرانیتی همراهشان (جنوب غرب اسائن). ب- دور نمایی از آپلیت های گرانیتی که در امتداد و بین برگواره های گرانیت های میلونیتی شده چاه زرد، تمرکز پیدا کرده اند. در این تصویر به حضور افق هایی از آپلیتی توجه نمایید که به موازات برگواره های گرانیتی های میلونیتی شده جای گرفته اند. پ- نمای نزدیکی از گرانیت ها و آپلیت های چین خورده لوکوکرات همراه شان که معرف شدت زیاد تنش های تحمیل شده بر روی این سنگ ها می باشد (جنوب غرب اسائن نگاه به سمت غرب). ت- نمای نزدیکی از چین خوردگی رگه آپلیتی در گرانیت های میلونیتی شده (جنوب غرب اسائن، نگاه به سوی جنوب).



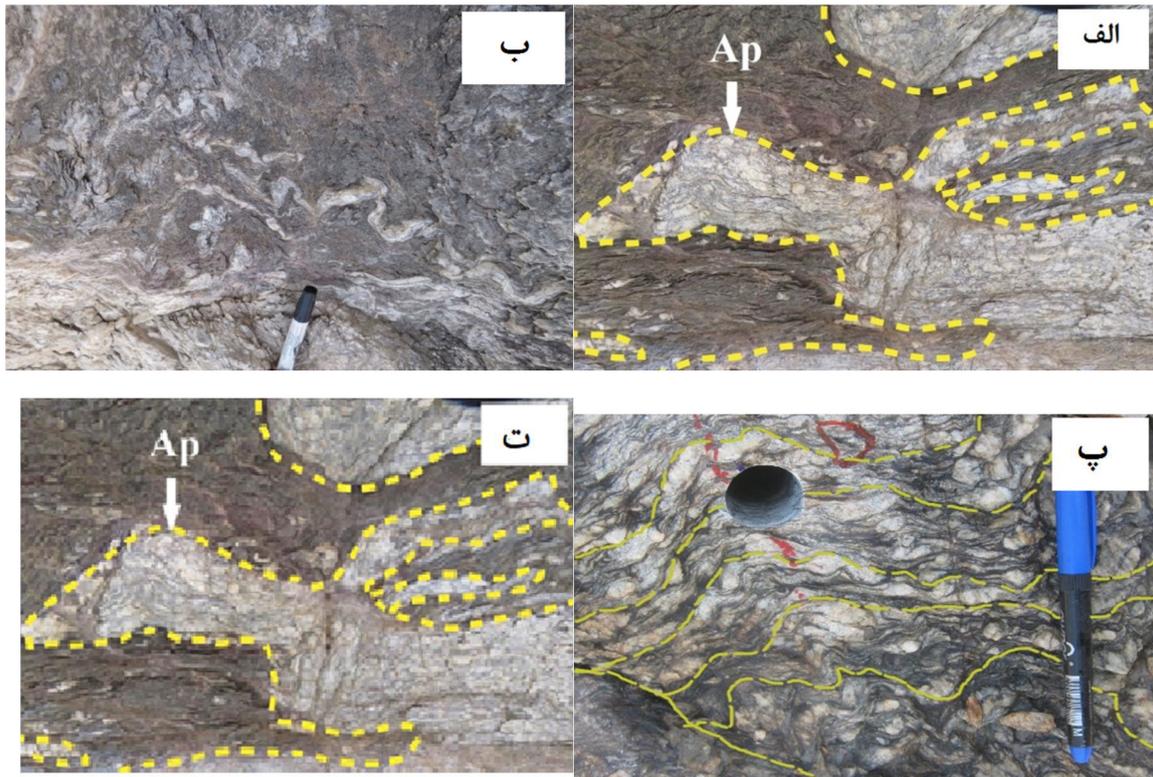
شکل ۲-۲۴-الف- تصویری از یک رگه سیلیسی تأخیری قطع کننده گرانیت های میلونیتی شده، توجه کنید که در این رگه سیلیسی برگواره های سنگ گرانیتی میزبان خود را قطع کرده است. ب- تصویری از گرانیت ها و آپلیت های میلونیتی شده که دارای شیب برگوارگی بسیار کمی هستند. در بستر آبراهه افق های آپلیتی بسیار کم (کمتر از ۱۰ درجه) به وضوح دیده می شوند. پ - نمای نزدیکی از رگه آپلیتی که به موازات برگواره های گرانیت های میلونیتی شده میزبانش جای گرفته است (جنوب غرب اسائن، نگاه به سوی شمال).

این توده های گرانیتوئیدی و سنگهای میزبان آن، دگرشکلی شکل پذیر شدیدی را متحمل شده اند و ویژگیهای منحصر به فردی را به نمایش گذاشته اند (۲-۲۵).



شکل ۲-۲۵- گرانیت های دگرشکل شده. که در آن کینک باند به خوبی توسعه یافته است.

در بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت میلونیتی شده، نیز چین خوردگی بزرگ مقیاس تا ریزمقیاس، میلونیتی‌شدن و ایجاد پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز، ساب‌گرین‌شدن دانه‌های کوارتز و فلدسپار و ایجاد سطوح برشی C، S و C' به‌وضوح در مقیاس صحرایی و میکروسکوپی قابل مشاهده است (شکل ۲-۲۶).



شکل ۲-۲۶-الف- نمایی از گرانیت‌های تزریق شده در درون سنگ میزبان میکاشیستی چین خورده. در مراحل بعد از تزریق هر دو نوع سنگ مجدداً متحمل دگرشکلی شدید شده اند. ب- نمایی از زبانه‌های فرعی گرانیت‌های تزریق شده به درون سنگ میزبان میکاشیستی چین خورده. در مراحل بعد از تزریق هر دو نوع سنگ مجدداً متحمل دگرشکلی شدید شده اند. پ- نمایی از دگرشکلی و چین‌خوردگی شدید به وقوع پیوسته در گرانیت‌های میلونیتی- شده چاه زرد. ت- تصویری از حضور ریزچین‌ها در گرانیت‌های میلونیتی شده.

همچنین این سنگها، شواهد بارزی از دگرریختی شکل‌پذیر نظیر ساخت چشمی متشکل از پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز، اشکال سیگما، دلتا و دگرریختی شکننده خردشدگی کانیه‌ها در دماهای پایین نشان می‌دهند. آپلیت‌ها فاز ماگمایی تأخیری محسوب می‌شوند که به‌صورت دایک و آپوفیز بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت تا پورفیروئیدی میلونیتی‌شده را قطع کرده اند. لوکوگرانیت‌ها رخنمون محدودی در منطقه مورد مطالعه را به خود اختصاص می‌دهند. در نمونه دستی به رنگ

سفید تا خاکستری روشن دیده می‌شوند و کانی‌های تیره مانند بیوتیت در آنها دیده نمی‌شود. لوکوگرانیت‌ها گرانیت‌ها را قطع کرده‌اند و بنابراین از لحاظ سنی جوان‌تر از آنها هستند. کانی‌های اصلی آنها پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و کوارتز است. آلانیت نیز تنها کانی تیره در این گروه می‌باشد.

۲-۵- رگه‌های آپلیتی

گرانیت‌ها توسط تعدادی رگه آپلیتی و کوارتزی قطع شده‌اند که در جهات مختلف توسعه یافته‌اند و اندازه آنها از چند سانتی متر تا چند متر متغیر است. آپلیت‌های گرانیتهای سفید رنگ و ریزدانه هستند و دارای ساخت دانه‌ای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل می‌باشند. کانیهای تشکیل دهنده این رگه‌ها عمدتاً ارتوکلاز، کوارتز و پلاژیوکلاز می‌باشند. در بعضی رگه‌ها دانه‌های بسیار ریز تورمالین یافت می‌شود.

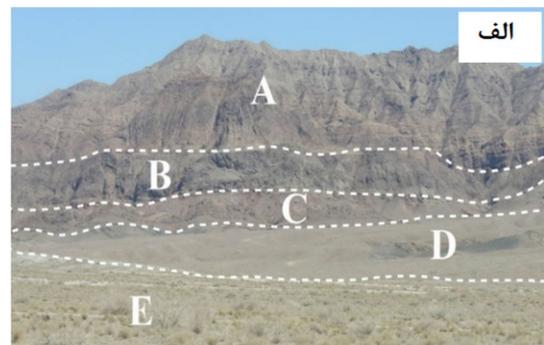
۲-۶- آنکلاوها

اغلب توده‌های نفوذی گرانیتهای حاوی قطعاتی از سنگهای بیگانه می‌باشند که از دیرباز مورد توجه محققین بوده است. اصطلاح آنکلاو برای اولین بار توسط لاکروا ۱۸۹۰، به منظور توصیف قطعات سنگی موجود در سنگهای آذرین همگن، بدون توجه به اندازه آنها ارائه شد. آنکلاوها در هر اندازه که باشند به طول چند میکرون تا صد متر، کاملاً توسط سنگ میزبان احاطه شده‌اند. اگرچه آنکلاوها معمولاً از مجموعه‌هایی از کانیهای مختلف تشکیل شده‌اند اما در مواردی ممکن است فقط از یک کانی تشکیل شده باشند.

برخی از آنکلاوها از اختلاط ماگمایی حاصل گردیده‌اند و با گرانیتهای دربرگیرنده‌شان همسن هستند. برخی آنکلاوها نیز قدیمی‌تر از سنگ دربرگیرنده خود هستند. با توجه تعریف آنکلاوها، آنکلاوهای مشاهده شده در توده گرانیتهای چاه‌زرد از نوع سورمیکاسه (غنی از میکا) می‌باشند. این آنکلاوها اساساً از بیوتیت، ارتوز، پلاژیوکلاز و کوارتز تشکیل شده‌اند. در نمونه هوازده آنها، بیوتیت‌ها اکثراً کلریتی شده هستند.

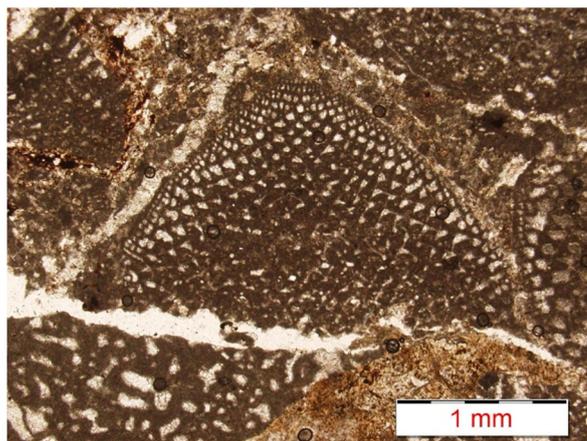
۲-۷- واحدهای سنگی مزوزوئیک (سنگ‌های آهکی و مارنی کرتاسه)

توالی رسوبی کرتاسه (سنگ آهک، شیل و میان‌لایه‌های کنگلومرایبی و ماسه سنگی قرمز) با مرز (پوشاننده بر روی مجموعه پی‌سنگی) و گاه تراستی (از نوع راندگی) آذرین - دگرگونی جندق قرار گرفته است (شکل ۲-۲۷). قله‌های سنگی موجود در میان‌لایه‌های کنگلومرایبی، از سنگ‌های سازنده مجموعه پی‌سنگی جندق سرچشمه گرفته‌اند. شیل‌های سبز رنگ، در منطقه جندق - خور، به شیل بیابانک مشهور می‌باشند.



شکل ۲-۲۷- الف- توالی رسوبی کرتاسه (سنگ آهک و میان‌لایه های کنگلومرایبی و ماسه سنگی قرمز) با مرز (پوشاننده بر روی مجموعه پی سنگی) آذرین - دگرگونی جندق قرار گرفته است.

a. آهک، b. کنگلومرا c. آهک d. مجموعه پی سنگی جندق، e رسوبات عهد حاضر، ب - دور نمایی از سنگ های آهکی همراه با میان لایه های کنگلومرایبی سرشار از قله های سنگی سرچشمه گرفته از سنگ های سازنده مجموعه پی سنگی جندق کرتاسه (نگاه به سمت شرق منطقه چاه زرد)، پ- قرارگیری توالی رسوبی کرتاسه بر روی پی سنگ دگرگونی جندق (۲۵ کیلومتری شرق جندق، نگاه به سوی جنوب شرق) و ت- دور نمایی از توالی آهکی و شیلی کرتاسه. شیل های سبز رنگ، در منطقه جندق - خور، به شیل بیابانک مشهور می باشند. در بخش جلوی تصویر، ماسه های بادی جوان دیده می‌شوند (جنوب غرب روستای مصر، نگاه به سوی جنوب شرق).



شکل ۲-۲۸- تصویری از میکروفسیل اوربیتولین (به صورت کلاهک دارای روزنه های مثلثی) که در آهک های کرتاسه پوشاننده مجموعه پی سنگی جندق یافت می شوند.

آهک های کرتاسه حاوی میکروفسیل های اینوسراموس، هیپوریت و مرجان و همچنین در بخش های عمیق تر حاوی میکروفسیل های اوربیتولین (به صورت کلاهک دارای روزنه های مثلثی) و روتالیا می باشند (شکل ۲-۲۸).

۲-۸- واحدهای سنگی سنوزوئیک

۲-۸-۱- مارن های الیگومیوسن

مارن های رنگارنگ الیگومیوسن در سمت شمال مجموعه پی سنگی جندق رخنمون دارند (۲-۳۰). با توجه به جایگاه چینه شناسی این مارن ها در ایران مرکزی و از طرف دیگر نبود رخنمون هایی از سازند قم، می توان مارن های مورد نظر را بخشی از سازند قرمز (با عنوان کلی) به حساب آورد و بهتر است سن کلی الیگومیوسن را به آن ها نسبت دهیم. این مارن ها در محیط های دریایی کم عمق یا دریاچه ای درون قاره ای تشکیل شده اند و معمولاً فاقد میکروفسیل می باشند. با نگاهی به وضعیت رخنمون های مارن های الیگومیوسن می توان گفت این مارن ها با مرز گسلی در شرق و شمال مجموعه دگرگونی جندق (پیرامون گرانیتهای چاه زرد) رخنمون دارند. شواهد صحرایی و ماهواره ای نشان می دهد که گسل های نرمال (عادی) در شکل گیری حوضه های رسوبی الیگومیوسن نقش داشته اند و مرز کنونی این واحدها با مجموعه پی سنگی جندق گسلی است. در مقیاس گستره تر در مارن های

میوسن چین خوردگی‌های ملایم و اشکال طاقدیسی - ناودیسی زیبایی مشاهده می‌شود. در پیرامون محلی بنام صفائیه (صفائو) مارن‌های الیگومیوسن توسط توالی چند ده متری از رسوبات سخت نشده مخروط افکنه‌ای قرمز رنگ متشکل از واریزه‌های سرچشمه گرفته از مجموعه‌های پی‌سنگی جندق پوشیده شده است (شکل ۲-۲۹).



شکل ۲-۲۹- تصویر ماهواره از مجموعه دگرگونی جندق و مارن‌های الیگومیوسن. فاصله گرانیت‌های چاه زرد تا مارن‌های الیگومیوسن ۲ کیلومتر است.



شکل ۲-۳۰- الف- تصویری از پوشیده شدن مجموعه دگرگونی جندق توسط مارن‌های رنگارنگ الیگو میوسن (دید به سمت شمال). ب- مارن‌های رنگارنگ الیگو میوسن در شمال مجموعه دگرگونی جندق. پ- پوشش گراولی پوشاننده توالی مارنی الیگو میوسن.

۲-۹- پادگانه‌های آبرفتی کوتاه‌تر

رسوبات آبرفتی و مخروط افکنه‌ای در مسیر رودخانه‌ها، مناطق فروافتاده و دشت‌های سیلابی رخنمون دارند. این رسوبات سخت نشده اکثراً دانه درشت هستند و اکنون در بستر رودخانه‌ها و سیل‌ها انباشته شده‌اند. این نهشته‌ها شامل سنگریزه‌های دارای جورشدگی ضعیف، گردشدگی بد و سخت شدگی ضعیف می‌باشند. تراس‌های جوانتر، از نهشته‌های آبرفتی رسی ماسه‌ای تشکیل شده است. تراس‌های آبرفتی قدیمی نیز در بخش‌های بالا دست رودخانه‌ها پدید آمده‌اند.



ب



الف



ت



پ

شکل ۲-۳۱- الف- تصویری از تیم زمین شناسی ایرانی - چینی در هتل تی دای فرحزاد. ب- تصویری از هتل زیبای تی دای، در شمال روستای فرحزاد. پ- تصویری از تپه‌های ماسه‌ای شرق مصر. در این تصویر تیم زمین شناسی، متشکل از زمین‌شناسان ایرانی و چینی دیده می‌شوند. ت- تصویری از تپه‌های ماسه‌ای شرق مصر.

ماسه‌های بادی: بخش قابل توجهی از مارن‌های میوسن و بخشی از مجموعه پی‌سنگی جندق، در شرق منطقه مورد مطالعه توسط تپه‌های ماسه‌ای جوان پوشانده‌اند (شکل ۲-۳۱). ماسه‌های بادی جوان به واسطه اشکال زیبایی که به نمایش می‌گذارند یکی از جاذبه‌های توریستی منطقه جندق - خور به حساب می‌آید و هر ساله جمع زیادی از علاقمندان به جاذبه‌های طبیعی را به خود جذب

کرده‌اند. به طور که روستای مصر – فرحزاد به صورت یکی از قطب‌های گردشگری کشور مبدل شده است.

۲-۱۰- تکتونیک منطقه

در خرده قاره ایران مرکزی گسل‌های عمیق و طولانی نقش مهمی در شکل‌گیری ساختارهای تکتونیکی دارد و زون‌های ساختاری را از یکدیگر جدا و آنها را به بلوک‌های مختلف تقسیم کرده است. این گسل‌ها به سمت شمال شرق امتداد یافته‌اند و در فاصله صدها کیلومتر خارج از منطقه قابل شناسایی می‌باشند. در ناحیه شرق جندق الگوی گسل‌های اصلی شمال شرق – جنوب غرب و موازی با بخش غربی گسل درونه می‌باشد. دسته دوم گسل‌هایی با روند شرقی- غربی و با زاویه کمی نسبت به گسل درونه هستند و نهایتاً دسته سوم گسل‌هایی با امتداد شمال غرب – جنوب شرقی هستند که عمود بر گسل درونه می‌باشند.

۲-۱۱- منابع معدنی

در امتداد گسلی که از معدن تالک جندق می‌گذرد یک ورقه تکتونیکی هارزبورژیتی به شدت دگرسان شده و به تالک تبدیل شده است. شدت تالکی شدن به قدری زیاد است که توانسته است تالک با خلوص بالا و دارای قابلیت بهره برداری اقتصادی تولید نماید. که به معدن تالک چاه‌زرد جندق مشهور است. این معدن به طور ناپیوسته حدود پنجاه سال است که فعالیت دارد و هنوز فعالیت آن ادامه دارد. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های هارزبورژیت، تبدیل الیوین، پیروکسن به تالک، منیزیت و سرپانتین از طریق واکنش‌های زیر صورت گرفته است (شکل ۲-۳۲).

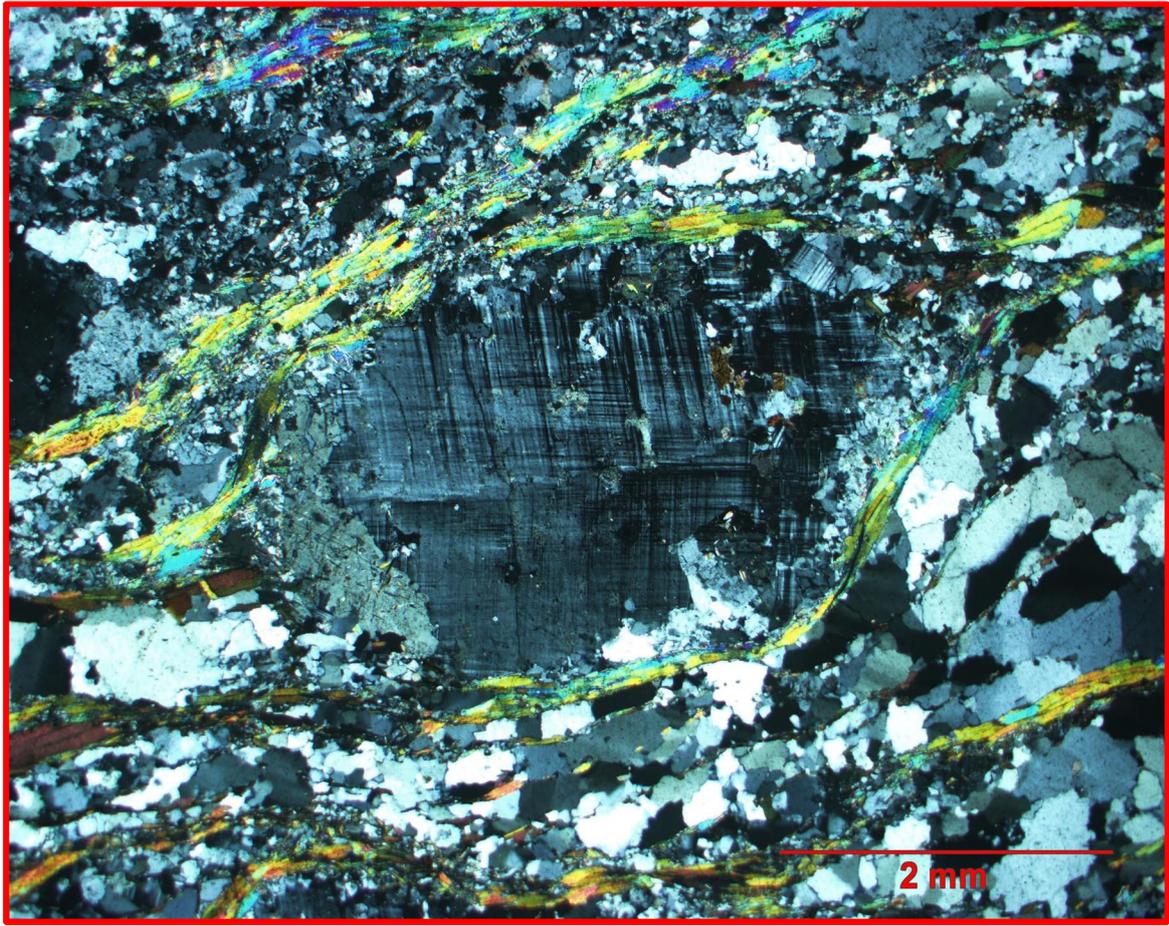
$3 \text{M}_2\text{Si}_2\text{O}_4(\text{OPX}) + 2 \text{SiO}_2(\text{aq}) + 2\text{H}_2\text{O}$	\rightarrow	$2 \text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{Tlc})$
$3 \text{M}_2\text{Si}_2\text{O}_4(\text{OPX}) + 3\text{H}_2\text{O}$	\rightarrow	$\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{Tlc}) + \text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4(\text{Srp})$
$2\text{Mg}_2\text{SiO}_4(\text{Ol}) + 2 \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	\rightarrow	$\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4(\text{srp}) + \text{MgCO}_3(\text{mgs})$
$4\text{Mg}_2\text{SiO}_4(\text{Ol}) + \text{H}_2\text{O} + 5\text{CO}_2$	\rightarrow	$\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{Tlc}) + 5\text{MgCO}_3(\text{Mgs})$
Srp = سرپانتین، Tlc = تالک، Mgs = منیزیت، Ol = الیوین، Opx = ارتو پیروکسن (برونزیت)، aq = آبگین (موجود در سیال)		



شکل ۲-۳۲-الف- دور نمایی از کارگاه استخراجی معدن تالک.

کانه زایی تالک در امتداد پهنه گسلی انجام شده است.

ب- دور نمایی از معدن تالک چاه زرد (جندق). نگاه به سوی شمال شرق.



فصل سوم

پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

در این فصل به بررسی و توصیف ویژگی‌های میکروسکوپی واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه چاه‌زرد و پیرامون توده گرانیتوئیدی چاه‌زرد می‌پردازیم. اهداف این مطالعه، شناسایی، تعیین نوع کانی‌ها، بافت‌ها، نام سنگ و نحوه تبلور کانی‌ها است. بدین منظور، بیش از ۶۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه گردید، مطالعه این مقاطع نازک تهیه شده در تعیین و شناسایی کانی‌های اصلی، فرعی، ثانویه و ترتیب تبلور آنها، بافت، دگرسانی کانی‌ها، نام سنگ، تأثیر تنش‌های تکتونیکی بر خصوصیات کانی‌ها و ... مفید واقع گردید. بر اساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی، سنگ‌های این توده به واحدهای زیر تقسیم‌بندی می‌شوند:

۱. بیوتیت‌گرانیت‌ها

۲. آپلیت‌ها

۳. در ضمن گارنت‌میکاشیست‌ها و میکاشیست به صورت آنکلاو در این توده گرانیتوئیدی یافت می‌شوند. علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی ارائه شده در این فصل، در جدول (۳-۱) به صورت فهرست وار نشان داده شده‌اند.

جدول ۳-۱: علائم اختصاری به کار رفته در تصاویر میکروسکوپی ارائه شده در این فصل.

این علائم از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده‌است.

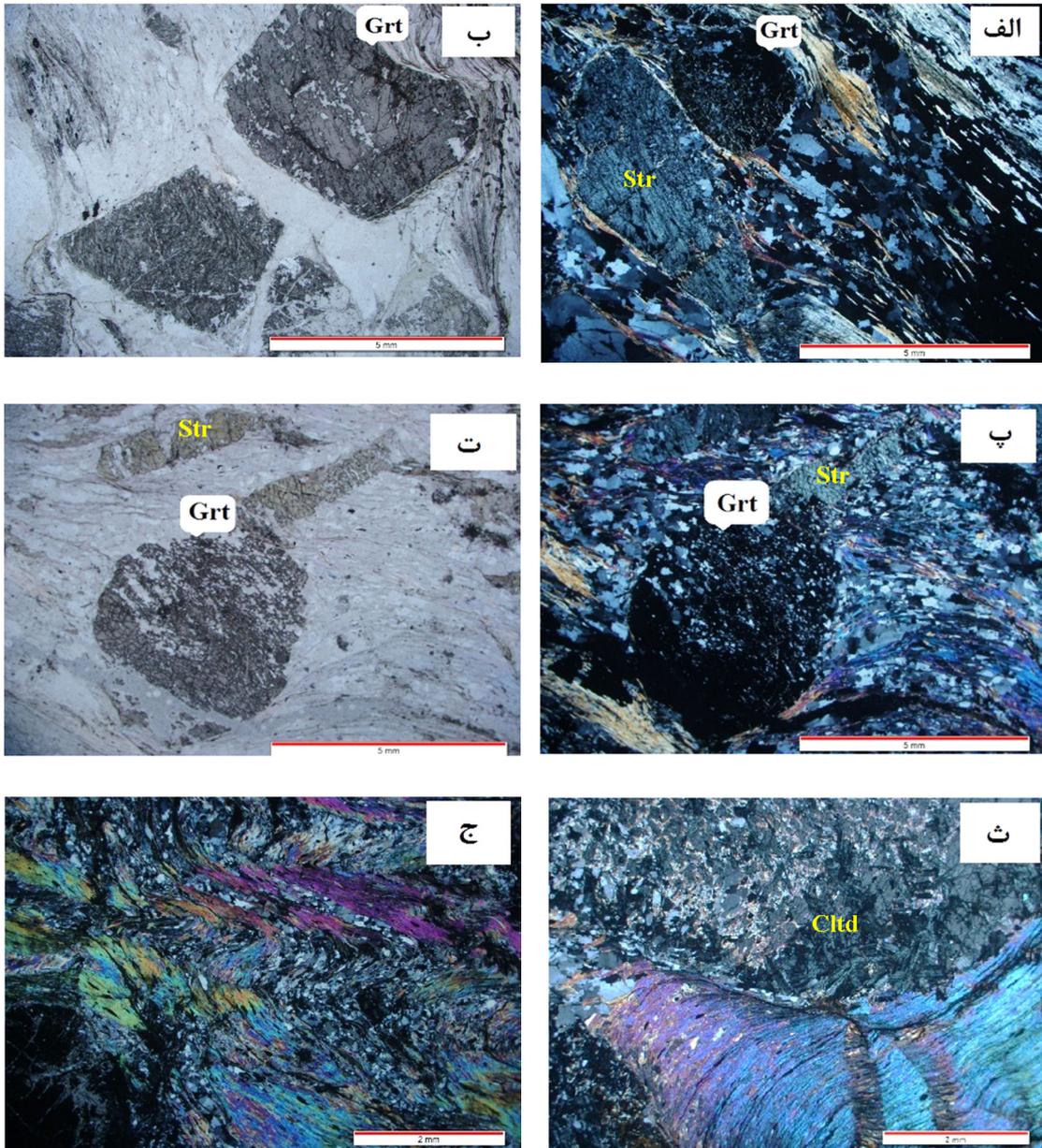
زوئیزیت	Zo	کوارتز	Qz
هورنبلند	Hbl	پلاژیوکلاز	Plg
کانیهای اپک	Opq	ارتوز	Or
آلانیت	Aln	اسفن	Sph
کلسیت	Ct	آپاتیت	Ap
پتاسیم فلدسپار	K-Fsp	میکروکلین	Mic یا Mc
		اپیدوت	Epd

۳-۲- واحدهای سنگ‌شناسی

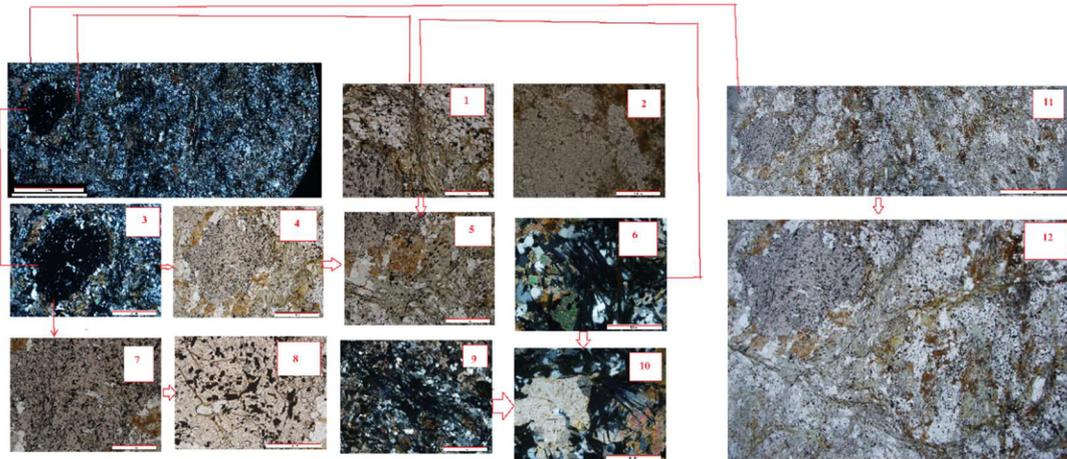
۳-۲-۱- شیست‌ها (میکاشیست، گارنت‌میکاشیست، استارولیت‌شیست و کیانیت شیست)

میکاشیست‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره و با سطح براق دیده می‌شوند. بافت‌های لپیدوبلاستی و پورفیروبلاستی از بافت‌های رایج در این سنگ‌ها هستند. پورفیروبلاست‌ها با اندازه حدود ۱ تا ۴۰ میلی‌متر شامل گارنت و استارولیت می‌باشند. زمینه نیز عمدتاً شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپارتاسیم، بیوتیت و مقادیری مسکویت می‌باشد. آپاتیت، زیرکن و کانیه‌های اپک نیز در اغلب میکاشیست‌ها یافت می‌شوند. حضور فراوان بیوتیت‌ها در این سنگ‌ها برگوارگی بارزی را ایجاد کرده است. از ویژگی‌های جالب توجه در این سنگ‌ها، حضور ریزساخت‌هایی از قبیل اشکال میکاماهی (Micafish)، سیگما، دلتا و نوارهای برشی نوع S-C می‌باشد. شواهد فوق حاکی از تشکیل پهنه‌های برشی و میلونیتی‌شدن سنگ‌های مورد بررسی است. میلونیت به سنگی می‌گویند که معمولاً برگوارگی و خطوارگی در آن گسترش یافته و شواهد قوی از دگرشکلی در شرایط شکل‌پذیر از خود نشان می‌دهد (بل و اتریچ، ۱۹۷۳؛ هابز و همکاران، ۱۹۷۶؛ وایت و همکاران، ۱۹۸۰؛ هانمر و پشییر، ۱۹۹۱). شرایطی که دمای محیط پایین باشد، کوارتزها همان حالت کشیده و جهت یافته اولیه خود را حفظ می‌کنند، درحالی‌که در سنگ‌های میلونیتی به دلیل بالا بودن دمای محیط پس از کاهش یا اتمام دگرشکلی، کوارتزها دستخوش تبلور دوباره شده به دانه‌های چند وجهی تبدیل می‌شوند، این تبلور دوباره اصطلاحاً تبلور ساکن نامیده می‌شود. در هر حال با توجه به اندازه بیش از ۵۰ میکرون دانه‌های کوارتز حاصل از تبلور مجدد دینامیکی از نوع چرخش ریزدانه، احتمالاً محدوده درجه حرارت تشکیل این نوع میلونیت‌ها بین ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد بوده است (ترو و همکاران، ۲۰۱۰). حضور مسکوویت و بیوتیت فراوان در این سنگ‌ها، به ظهور برگوارگی بارزی در آنها منجر شده و دارای بافت لپیدوبلاستی هستند. بافت‌های لپیدوبلاستی و پورفیروبلاستی از بافت‌های رایج در این سنگ‌ها است. مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهند که میکاشیست‌ها متحمل فرایندهای دگرریختی شده و ریزساخت-

های حاصل از اثرات دگرریختی شکل‌پذیر در برخی نمونه‌ها به‌وضوح دیده می‌شود. ریزدانه‌شدن (ساب‌گرین) کوارتزها و ایجاد حاشیه‌های مضرّس، کانیه‌های ماهی‌شکل بیوتیت و مسکوویت از جمله شواهد بارز دگرشکلی محسوب می‌شوند (شکل‌های ۱-۳ تا ۲-۳).

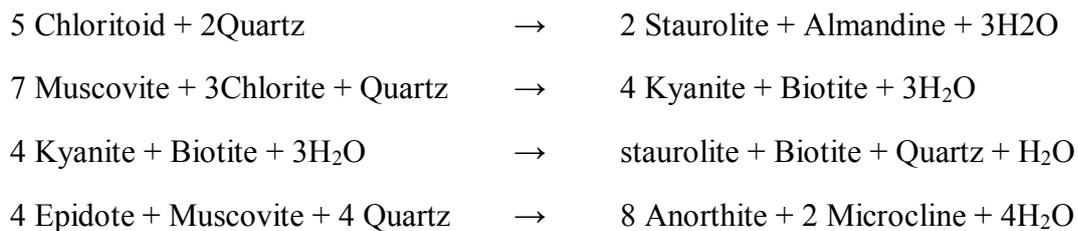


شکل ۱-۳- الف تا ت - تصاویری از گارنت استارولیت شیست‌ها (XPL و PPL) همراه با منطقه بندی ترکیبی در گارنت. با توجه به اثر دنباله ادخال های موجود در پورفایروبلست گارنت، گارنت در دسته پورفایروبلست های سین-تکتونیک یا همزمان با تحمیل تنش قرار می‌گیرد. ث- گارنت - استارولیت - کلریتوئید شیست. ج - تصویری از چین-خوردگی مسکوویت.



شکل ۳-۲- تصویر میکروسکوپی گارنت میکاشیست. بیوتیت، گارنت و کوارتز سازندگان اصلی میکاشیست ها و گارنت میکاشیست ها می باشند. ویژگی های بارز قابل مشاهده در تصویر اصلی، به صورت تصاویر تفصیلی در حاشیه نشان داده شده اند. این ویژگی ها عبارتند از: ۱- ۲- کلریتی شدن بیوتیت، ۳- پورفیروبلاست گارنت، ۴- پورفیروبلاست گارنت واجد ادخال های کوارتز و اشکال چین خورده، ۵- گارنت پر از ادخال های کوارتز و تبدیل شدن بیوتیت به کلریت، ۶، ۹، ۱۰- کلریتی شدن بیوتیت ها، ۷- ادخال های کوارتز در پورفیروبلاست گارنت، ۸- ادخال های مگنتیت در گارنت، ۱۱، ۱۲- نمایی کلی از گارنت میکاشیست در نور عادی همراه باپهنه های برشی محلی (Shear Zone).

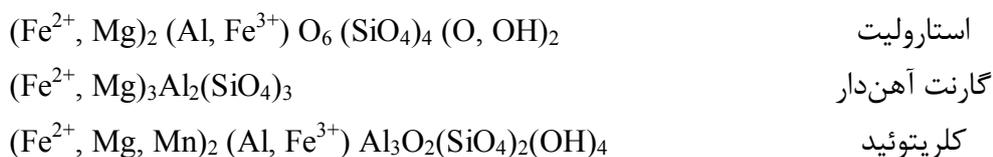
لازم به ذکر است در سنگهای میکاشیستی میزبان توده گرانیوتوئیدی چاهزرد گارنت، استارولیت، کیانیت و کلریتوئید نیز یافت می شوند (شکل ۳-۱، ت. ش. ۳-۳). با توجه به شواهد میکروسکوپی احتمالاً در متاپلیت های شرق جندق، انجام واکنش هایی از نوع زیر به تشکیل استارولیت منجر شده است.

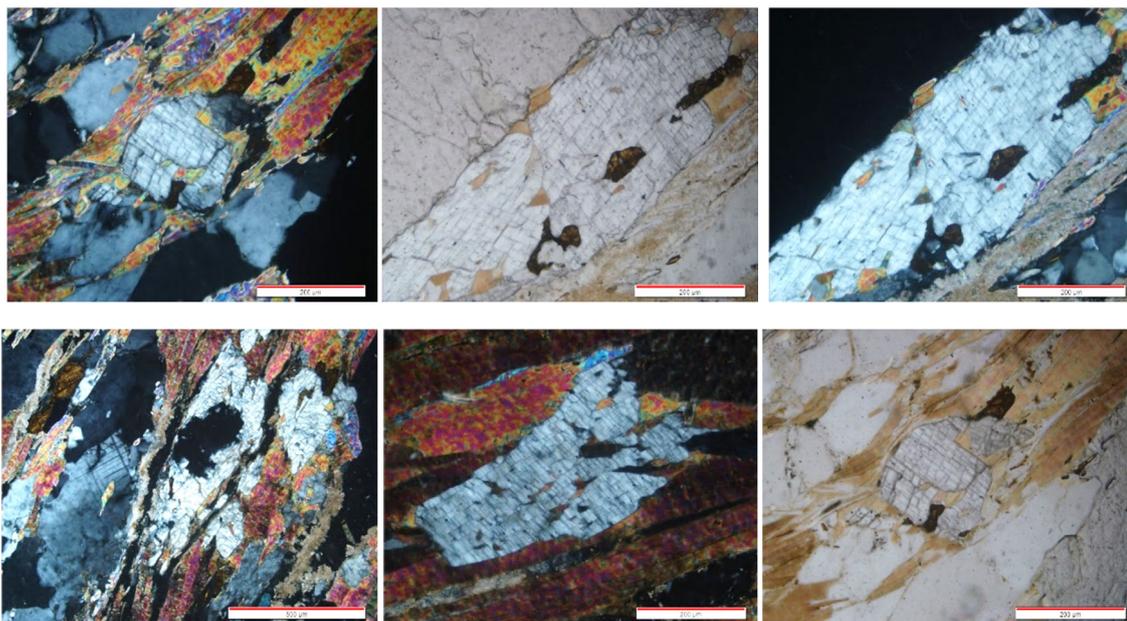


این واکنش ها از هیندمن، ۱۹۸۵ و صفحه ۵۹۶ اقتباس شده است.

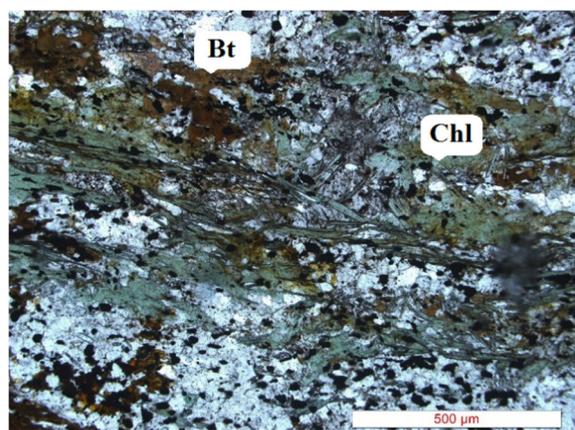
جهت درک بهتر واکنش های بالا،

فرمول های شیمیایی کانیه های استارولیت، گارنت و کلریت در زیر فهرست شده است.

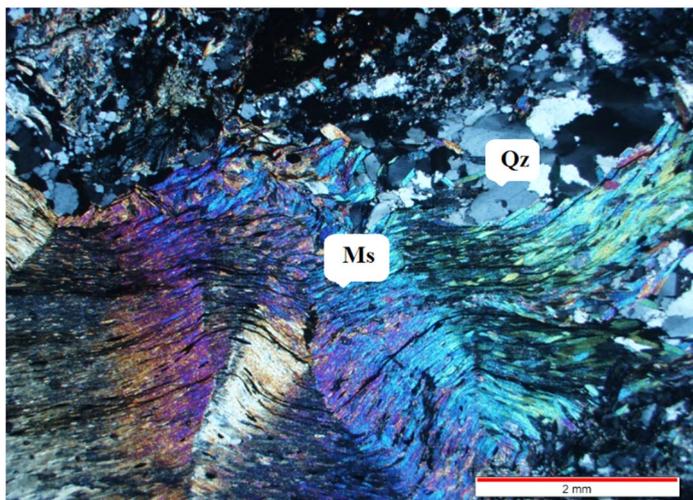




شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکوپی نشان دهنده حضور کیانیت در کیانیت شیست ها. علاوه بر کیانیت، بیوتیت، مسکوویت و کوارتز نیز در این سنگ ها یافت می شود. برخی از میکاشیست ها دچار دگرسانی شده اند و بیوتیت های آنها به کلریت و اسفن ثانویه تبدیل گشته است (شکل ۳-۴). در شکل ۳-۵ به توسعه ریز چین ها و کینک باند در میکاشیست ها توجه نمایید.



شکل ۳-۴- تصویری از میکاشیست های کلریتی - شده (در PPL). کلریت با رنگ سبز در این تصویر دیده می شود.



شکل ۳-۵- تصویری از چین خوردگی همراه با ریز چین ها و کینک باند در میکاشیست ها.

۳-۲-۲- بیوتیت گرانیتهای

بیوتیت گرانیتهای در مقیاس میکروسکوپی دارای بافت لیپیدوبلاستی و پورفیروبلاستی و ... می باشند (شکل ۳-۱۸). کوارتز، ارتوکلاز، بیوتیت، مسکوویت و پلاژیوکلاز سازندگان اصلی گرانیتهای هستند (شکل ۳-۶). آلانیت، آپاتیت، مگنتیت، زیرکن، اسفن از جمله کانیهای فرعی این سنگها محسوب می شوند. کلریت، مسکوویت و مقادیر کمی اکسید آهن، از جمله کانیهای ثانویه محسوب می شوند. این گرانیتهای شامل بیوتیت گرانیتهای دانه درشت میلونیتی شده و دایک و سیل های گرانیتهی لوکوکرات هستند. بیوتیت گرانیتهای دانه درشت میلونیتی شده، دارای ساخت و بافت عمدتاً کاتاکلاستی و میلونیتی هستند. کانیهای اصلی گرانیتهای میلونیتی شده شامل کوارتز، ارتوکلاز، میکروکلین، پلاژیوکلاز، بیوتیت و مقادیر مسکوویت می باشند (شکل ۳-۲۰). کوارتز بصورت شکل دار تا بی شکل در بین کانیها در گرانیتهای حضور دارد. دانه ریز شدن کوارتز (ساب گرین شدن) یکی از شواهد بارز دگرشکلی ساب سولیدوس دما بالا می باشد (Sant'Ovaia et al., 2010). در این نوع دگرشکلی پورفیروکلاستهای کوارتز دارای خاموشی موجی، حاشیه های نامنظم و مژرس می باشد. از بین کانیهای سازنده گرانیتهای چاه زرد، کوارتز مستعدترین کانی برای نشان دادن دانه ریز شدن می باشد (شکل ۳-۲۲).

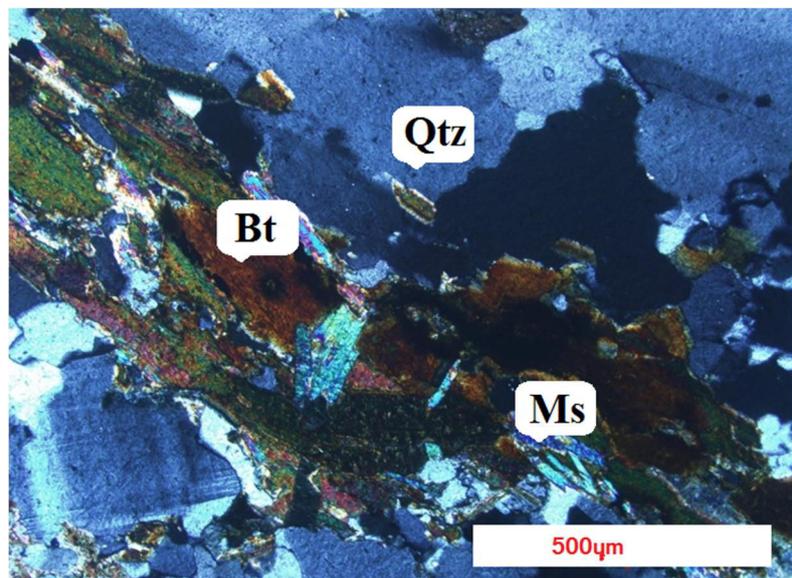
پورفیروکلاست‌های فلدسپارهای آلکالن (ارتوز و میکروکلین) بافت‌های چشمی بارزی را ایجاد کرده‌اند. اشکال سیگمایی پورفیروکلاست‌ها و دانه ریز شدن کوارتزها از شواهد دگرریختی در بیوتیت گرانیت‌ها می‌باشد. فراوان‌ترین پورفیروکلاست‌های موجود در بیوتیت گرانیت‌های میلونیتی شده از نوع ارتوکلاز است. ارتوز به مقدار فراوان و اغلب بی شکل با اندازه ۱ تا ۱۰ میلی‌متر در بیوتیت گرانیت‌ها یافت می‌شود و بافت پرتیتی یکی از ویژگی‌های بارز آن‌ها می‌باشد. ارتوز گهگاه در اثر دگرشکلی و تحمل تنش‌های تکتونیکی شدید به طور موضعی به میکروکلین تبدیل شده است. این امر نشان‌دهنده تغییر سیستم بلورشناسی آن می‌باشد. در این فرایند ارتوز از سیستم منوکلینیک به میکروکلین با سیستم تری کلینیک تترل پیدا می‌کند. تغییر سیستم با تغییر ویژگی‌های نوری و میکروسکپی بارزی همراه بوده است. بیوتیت یکی از کانی‌هایی است که با توجه به ساختار صفحه ای خود دارای قابلیت زیادی برای تغییر شکل و بروز شواهد دگرشکلی می‌باشد (شکل ۳-۲۱). در صورتی که مقدار تنش تدریجی و به‌ویژه اگر در دماهای بالاتر باشد، شواهد دگرشکلی در بیوتیت بیشتر به صورت پیچ و تاب خوردگی (کینک‌بند) می‌باشد. در دماهای پایین‌تر و تنش‌های بیشتر تغییر شکل بیوتیت به صورت ساب‌گرین‌شدن و له‌شدگی می‌باشد. بیوتیت‌ها معمولاً بصورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار در زمینه سنگ حضور دارند. در نور طبیعی به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند. در برخی موارد، بیوتیت‌ها به کلریت دگرسان شده‌اند و در بخش‌های دگرسان‌شده، رنگ سبز کم‌رنگ نشان می‌دهند. در برخی مقاطع تبدیل بیوتیت به مسکوویت نیز دیده می‌شود (شکل ۳-۱۱، ۳-۱۹). همچنین برخی بیوتیت‌ها به اسفن ثانویه و اکسیدهای آهن و منگنز تبدیل شده‌اند. زیرکن یکی از کانی‌های فرعی مهم موجود در بیوتیت گرانیت‌های میلونیتی شده است. این کانی به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در اندازه‌های ریز (حداکثر ۳۰۰ میکرون) در آن‌ها یافت می‌شود. با این وجود زیرکن‌ها بصورت ادخال درون بلورهایی نظیر فلدسپارها و بیوتیت‌ها یافت می‌شوند (شکل ۳-۱۲).

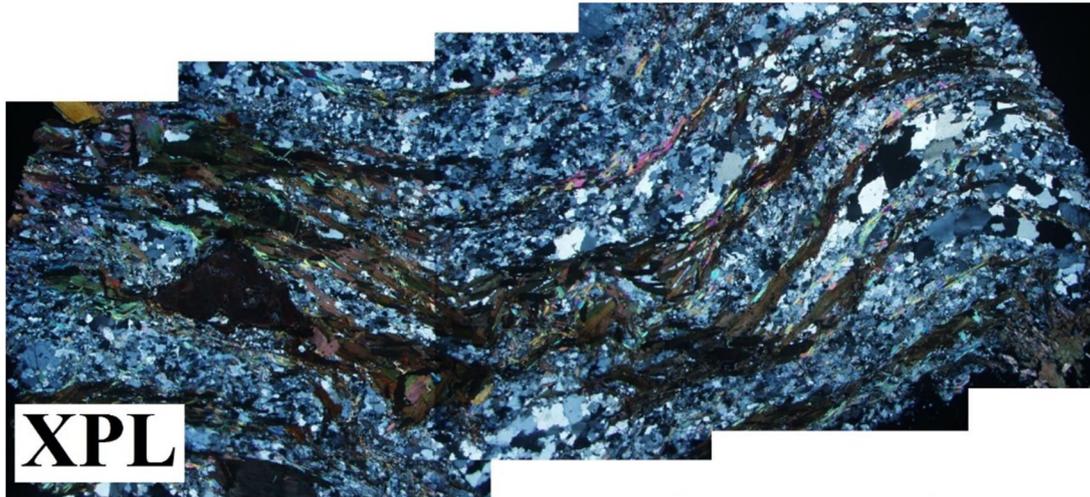
شکل ۳-۱۳ تصویری از بلورهای زیرکن و نتایج تعیین سن یک نمونه از بیوتیت گرانیتی‌های میلونیتی - شده متعلق به گرانیت‌های چاه زرد را نشان می‌دهد. جداسازی زیرکن‌ها در مؤسسه ژئوفیزیک و آکادمی علوم چین صورت گرفته است. این دانه‌های زیرکن پس از جداسازی و چسپاندن بر روی لامل سیقل داده شده‌اند. تا برای گرفتن تصاویر کاتادولومینسانس آماده باشند. بر روی این زیرکن‌ها تعیین سن ایزوتوپی به روش U-Pb انجام شده است و سن $535/4 \pm 3/2$ میلیون سال برای آنها به دست آمده است.

آلانیت با ترکیب شیمیایی $(Ce, Ca)_2(Al, Fe^{2+}, Fe^{3+})_3(SiO_4)_3(OH)$ یکی از کانی‌های فرعی و مهم در گرانیت‌های منطقه چاه‌زرد به شمار می‌آید. این کانی با داشتن رنگ قهوه‌ای، برجستگی بالا، هاله‌های کمی تیره درحاشیه‌ها و منطقه‌بندی بارز مشخص می‌شود و به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار حضور دارد. این کانی یکی از کانیهای خانواده اپیدوت است که از عناصر حاکی کمیاب Ce, Y و La غنی می‌باشد (شکل ۳-۱۴). اسفن از جمله کانی‌های فرعی موجود در گرانیت‌ها است. اسفن‌های اولیه شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند. اسفن‌های ثانویه غالباً ریزدانه و بی‌شکل است و از دگرسانی بیوتیت و کانی‌های کدر تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۱۵). اپیدوت بصورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار یافت می‌شود و عمدتاً از دگرسانی پلاژیوکلاز حاصل شده است. حضور اپیدوت حاکی از حضور آب در طی دگرسانی است (شکل ۳-۱۶). بلورهای آپاتیت به صورت سوزن‌های شکل‌دار تا بی‌شکل مشاهده می‌شوند. این کانی غالباً به شکل ادخال و به صورت ریزدانه با برجستگی بالا و رنگ بیرفرنزانس متمایل به خاکستری، در پلاژیوکلاز و بیوتیت یافت می‌گردد. کلریت عمدتاً حاصل دگرسانی بیوتیت می‌باشد. تشکیل این کانی مستلزم خروج پتاسیم از بیوتیت‌ها می‌باشد. یون پتاسیم آزاد شده از بیوتیت، می‌تواند در سریسیتی‌شدن پلاژیوکلاز مشارکت کند، کلسیم خارج شده از پلاژیوکلازها نیز به همراه Fe و Ti آزاد شده از بیوتیت، در تولید اپیدوت و اسفن مشارکت می‌کند. حضور کلریت بیان‌کننده حضور آب در حین دگرسانی و خروج پتاسیم از محیط دگرسانی بیوتیت‌ها می‌باشد.

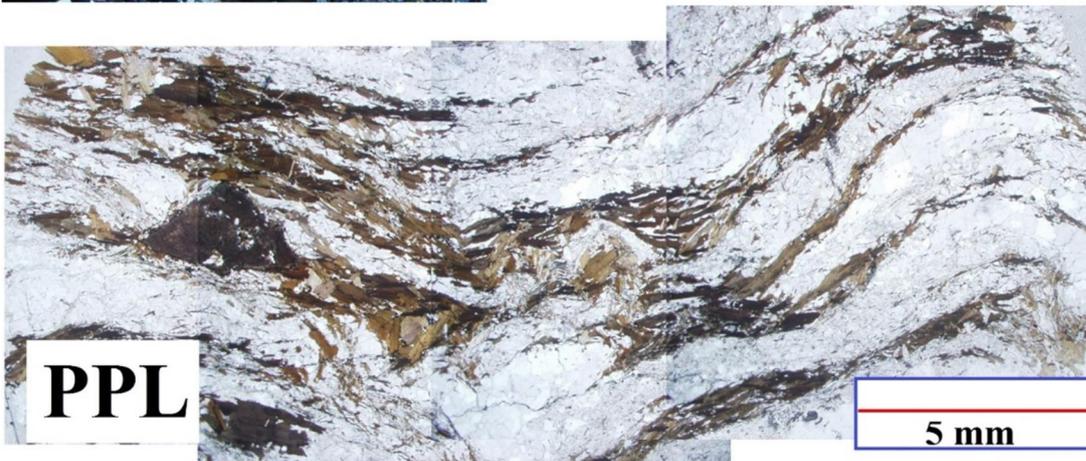
زیرکن، کانی فرعی بارز این سنگها محسوب می‌شوند. کلریت محصول دگرسانی بیوتیت است و کانی ثانویه محسوب می‌شود. لازم به یادآوری است که میلوئیت‌ها معمولاً در پهنه‌های وابسته به گسلها، راندگی‌ها یا زون‌های برشی و در محیط‌های نسبتاً دما بالا تشکیل می‌شوند (قاسمی، ۱۳۹۴ و قاسمی، ۱۳۷۸). سنگ‌های میلوئیتی، نمایانگر محصولات دگرریختی اساساً شکل‌پذیر هستند. ارتوکلاز در مقاطع نازک به صورت چشمی، دانه درشت و غالباً پرتیتی قابل مشاهده است و برخی ازدانه‌های ارتوکلاز به دلیل تحمل تنش‌های تکتونیکی به میکروکلین تحول یافته‌است (به شکل‌های ۳-۷ تا ۳-۱۰ نگاه کنید). تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین، با تغییر سیستم بلوری امکان‌پذیر است. از دیگر شواهد میلوئیت‌زایی، ریزدانه شدن، اشکال ماهی‌گون در میکاها و فلدسپارها و اشکال سیگمایی و دلتایی در بلورهای شکننده سخت نظیر فلدسپارها می‌باشد (قاسمی، ۱۳۹۴ و ترو و همکاران، ۲۰۱۰) (شکل ۳-۱۷). در شکل‌های ۳-۷ تا ۳-۱۰ ویژگی‌های میکروسکپی بارز گرانیتهای میلوئیتی‌شده به نمایش گذاشته شده است.

شکل ۳-۶- نمایی از بافت گرانولار و کانی‌های بیوتیت، مسکوویت، کوارتز و میکروکلین در گرانیتهای چاه زرد.





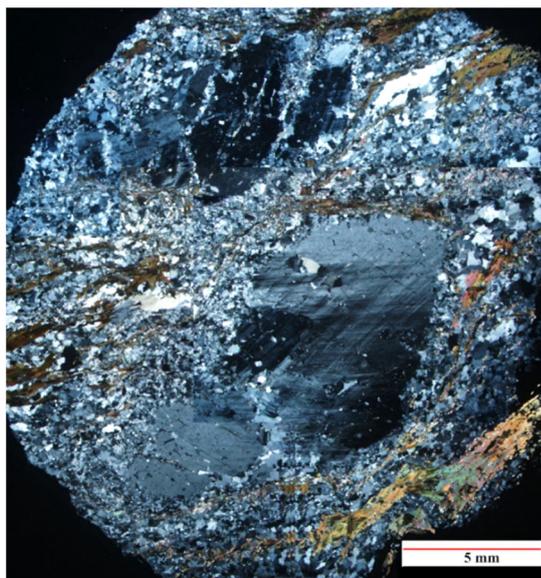
XPL



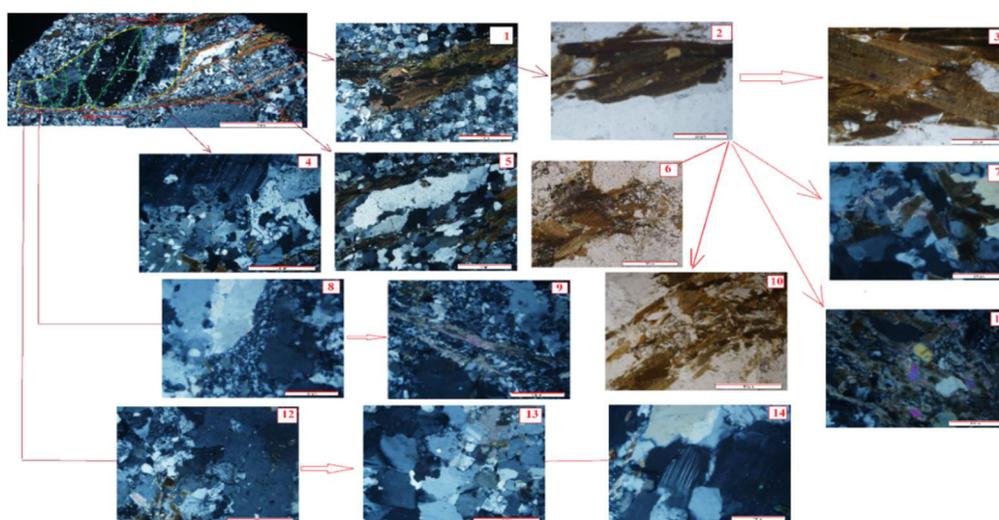
PPL

5 mm

شکل ۳-۷- تصویر موزائیکی حاصل از الحاق ۲۰ عکس میکروسکوپی جهت نشان دادن چین خوردگی و دانه ریز شدن در گرانیت های میلونیتی شده چاه زرد. بخشی از دانه های پتاسیم و بیوتیت ها، در اثر تهاجم سیالات گرمایی به مسکوویت تبدیل شدند. در اثر تحمل تنش، بیوتیت ها دانه ریز شده اند و در راستای حداکثر کشیدگی، آرایش یافته - اند. آلانیت بزرگ مثلثی شکل در سمت راست این تصاویر دیده می شود (به ویژه در نور عادی).

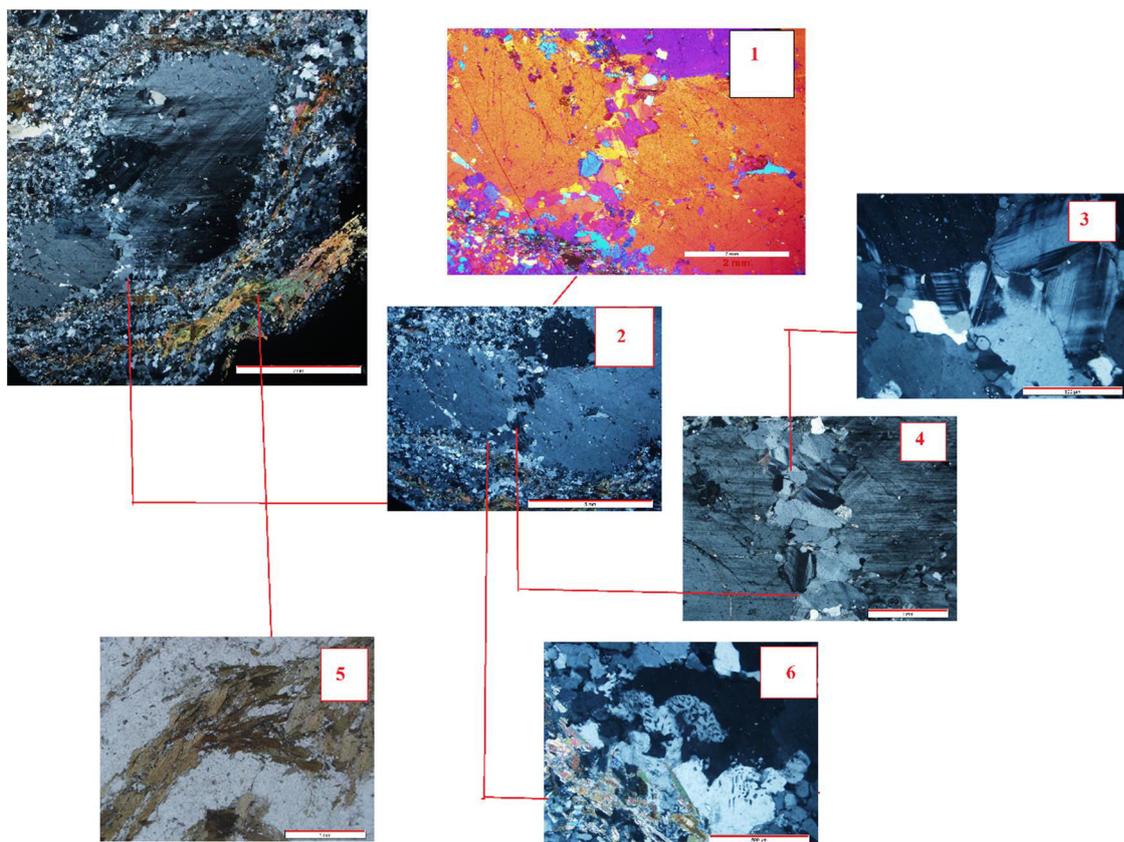


شکل ۳-۸- تصویر مورائیکی حاصل از الحاق ۱۲ تصویر، جهت نشان دادن پورفیروکلاست های ارتوکلاز، ساب گرین (دانه ریز) شدن شدید دانه های کوارتز، پتاسیم فلدسپار و بیوتیت. به تبدیل بخشی پورفیروکلاست های ارتوکلاز به میکروکلین توجه نمایید. در تصاویر پایین جزئیات تفصیلی قابل مشاهده در فتوموزائیک بالا به تصویر کشیده است.

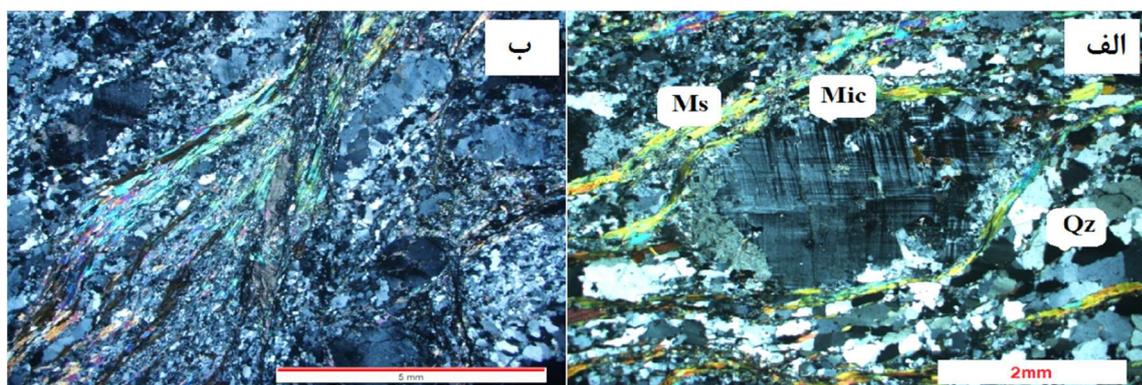


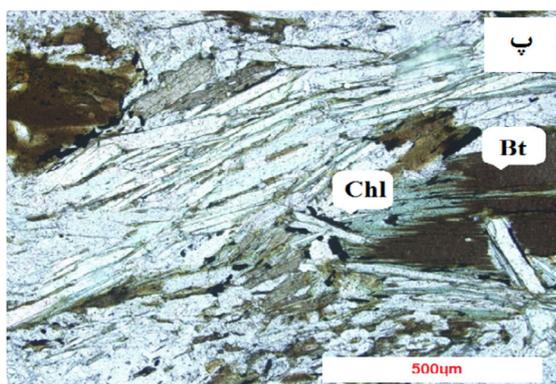
شکل ۳-۹- محدوده کلی پورفیروکلاست توسط خط زرد نشان داده شده است. خط سبز نشان دهنده شکستگی ها و خط قرمز نشان دهنده پهنه برشی و تغییرات برگواگی با خط نارنجی مشخص شده است. تصویری از ساب گرین شدن پورفیروکلاست ارتوکلاز.

شکل ۳-۹ ادامه شرح . ۱- ساب گرین شدن در بیوتیت، ۲- نمایی از بیوتیت در نور عادی، ۳- مرزهای مژرس دانه های ریز حاصل از دانه ریز شدن (ساب گرین شدن)، ۴- میرمکیت زایی، ۵- ساب گرین شدن کوارتز، ۶- تبدیل بیوتیت به اپیدوت، ۷- حضور کلسیت به عنوان کانی ثانویه در کنار بیوتیت، ۸- ساب گرین شدن شدید کوارتز در بخش های حاشیه خود، ۹- تشکیل مسکوویت ثانویه، ۱۰- تبدیل بیوتیت به اپیدوت، ۱۱- تصویری از تشکیل میرمکیت، ۱۲- تبدیل ارتوز به میکروکلین، ۱۳- ماکل نیزه ای در ارتوکلاز، ۱۴- تشکیل میرمکیت در حاشیه ارتوکلاز خیلی درشت. پورفیروکلاست ارتوکلاز.

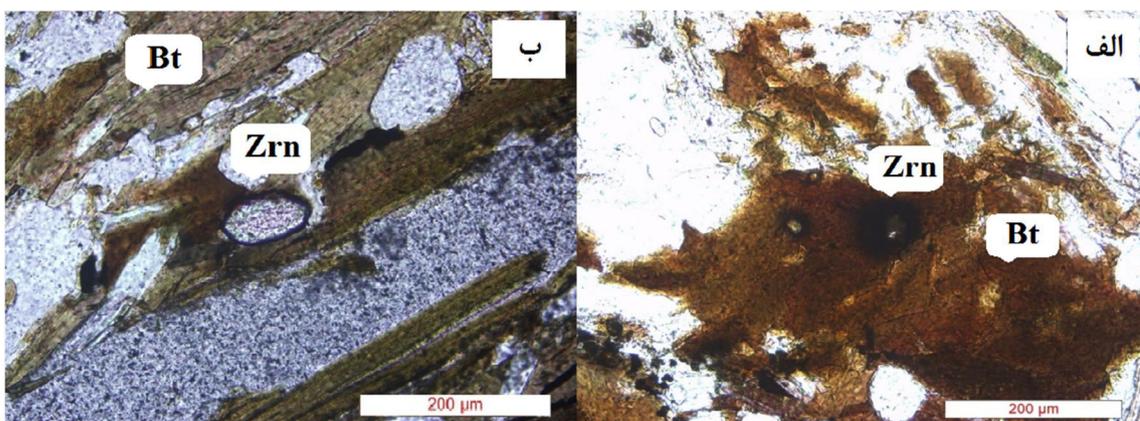


شکل ۳-۱۰- نمای تفصیلی پورفیروکلاست ارتوکلاز (تصویری از تبدیل پورفیروکلاست ارتوکلاز به میکروکلین) دیده- های تفصیلی به شرح زیر می‌باشند: ۱- ساب گرین روتیشین در امتداد مرز خورد شدگی. دانه ریز شدن همراه با چرخش‌های دانه ریز تازه تشکیل شده است. ۲- استفاده از تیغه کمکی ژپس برای نشان دادن بهتر چرخش دانه‌های ریز. ۳- تبدیل ارتوز به میکروکلین. ۴- پلی گون شدن دانه‌های کوارتز. ۵- ایجاد میکاهای ماهی شکل و آرایش مورب در میکاها. ۶- تشکیل یا حضور میرمکیت در حاشیه پورفیروکلاست پتاسیم فلدسپار.

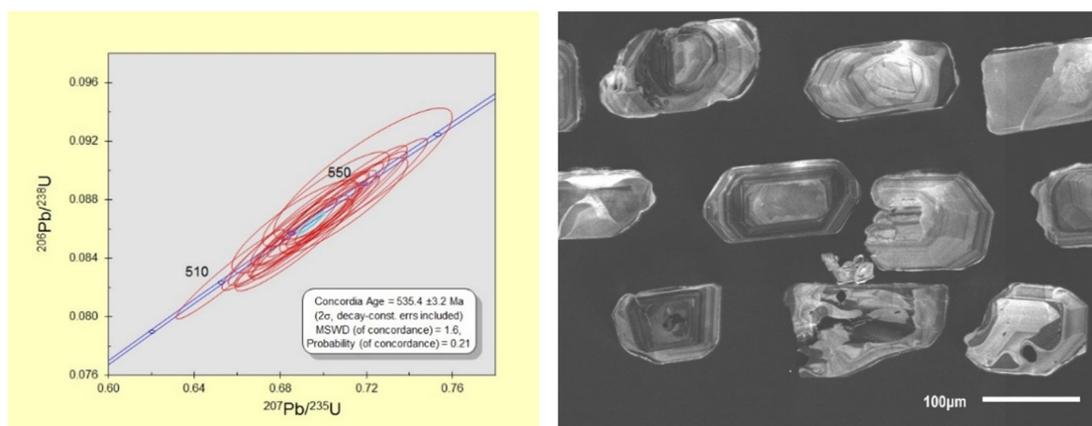




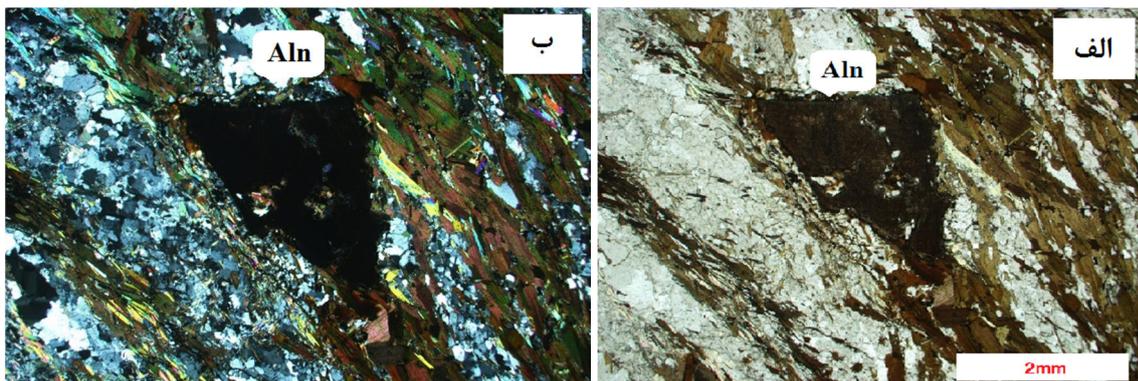
شکل ۳-۱۱- تصاویری از تبدیل بیوتیت به کانی‌های دیگر را نشان می‌دهد. الف - تبدیل بیوتیت به مسکوویت در XPL. ب - تصویر دیگری تبدیل بیوتیت به مسکوویت همراه با کانی‌های موجود در بیوتیت گرانیت‌ها منطقه مورد مطالعه. پ - تبدیل بیوتیت به کلریت در PPL.



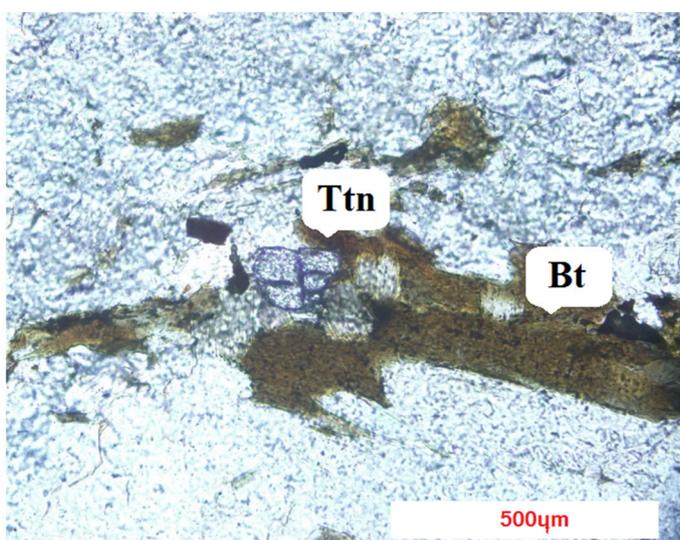
شکل ۳-۱۲- تصاویری از حضور زیرکن در بیوتیت گرانیت‌های میلوئیتی شده (در PPL) الف- وجود کانی زیرکن همراه با هاله رادیواکتیو در اطراف آن که بیانگر فراوانی اورانیوم و توریم در آن است. ب) تصویری از یک زیرکن تقریباً شکل به صورت ادخال در بیوتیت (در PPL).



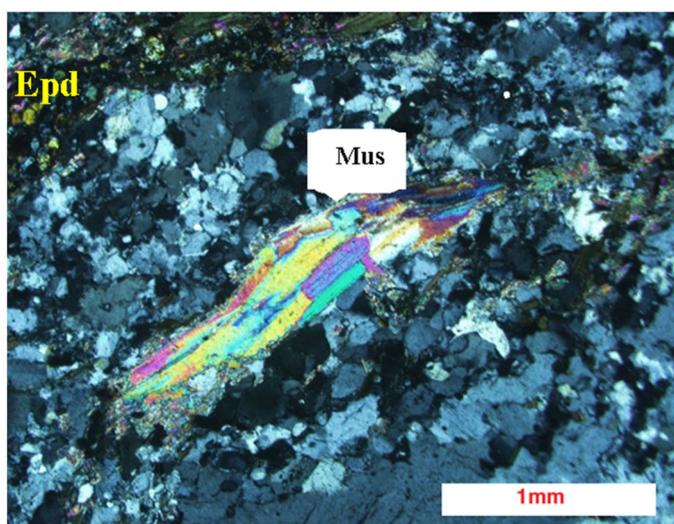
شکل ۳-۱۳- تصویری از بلورهای زیرکن جدا شده برای تعیین سن به روش U-Pb.



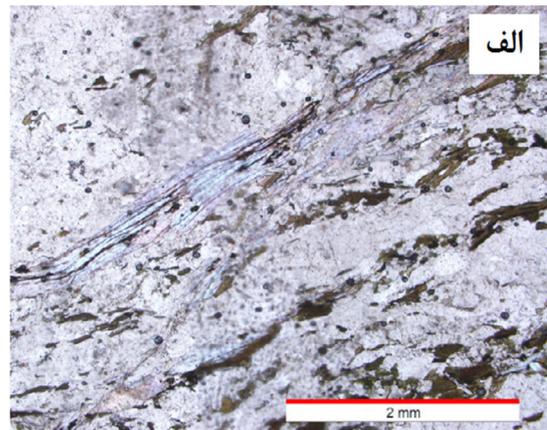
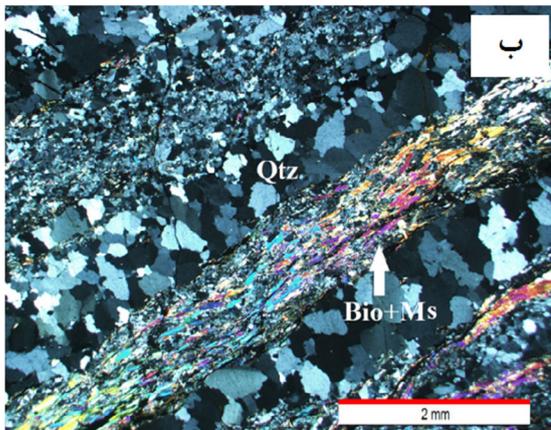
شکل ۳-۱۴ - تصویر میکروسکوپی معرف حضور آلانیت در بیوتیت گرانیت های میلونیتی شده الف- در PPL، ب- در XPL.



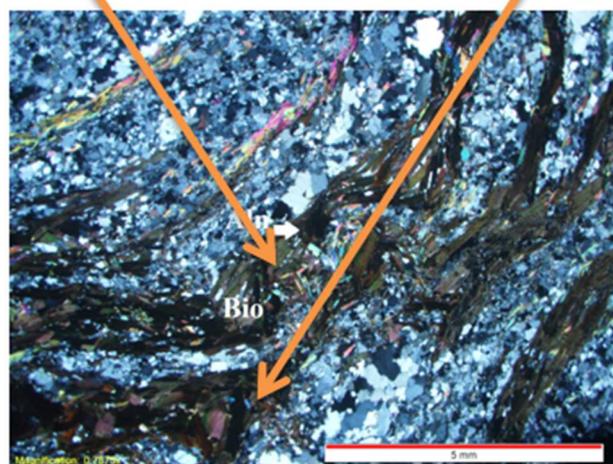
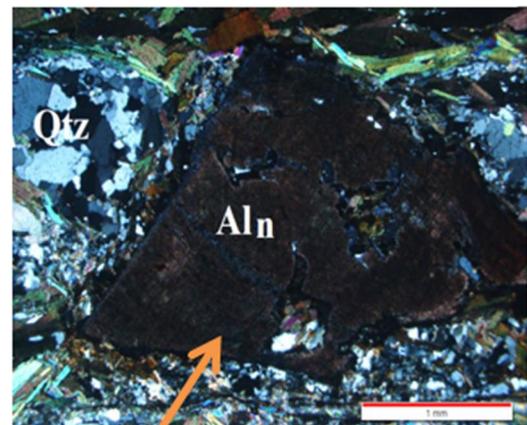
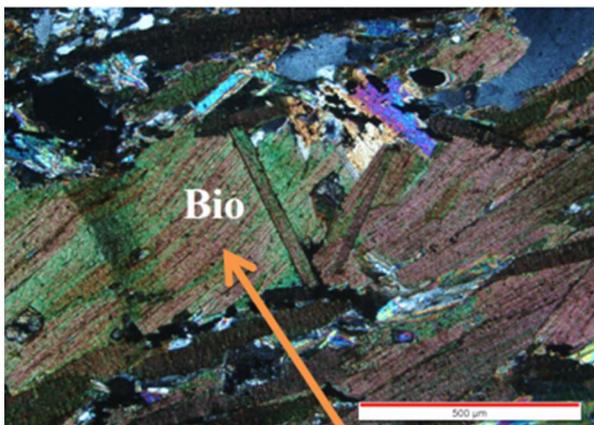
شکل ۳-۱۵ - تصویر اسفن در نور طبیعی را نشان می دهد.



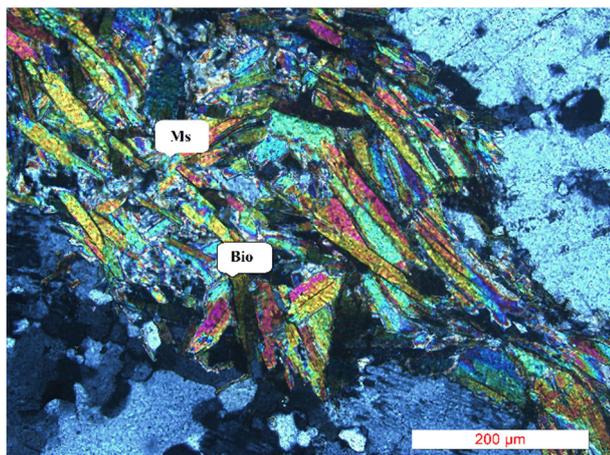
شکل ۳-۱۶ - تصویری از حضور اپیدوت (XPL).



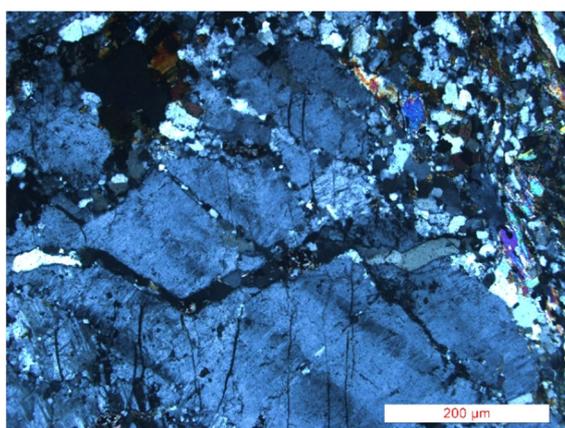
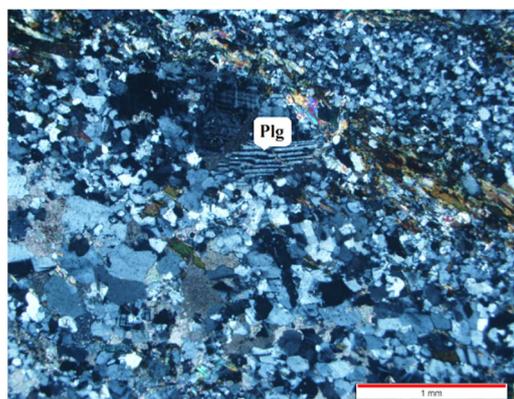
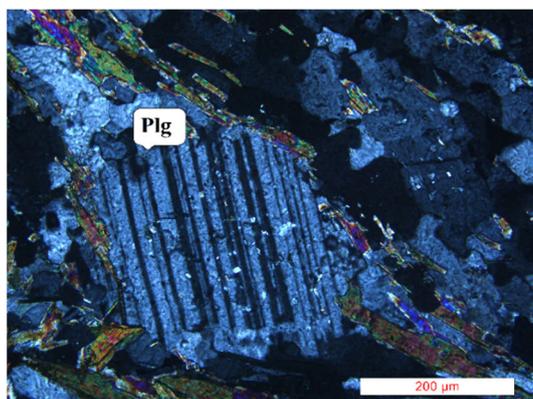
شکل ۳-۱۷- الف - تصویری از برگوارگی در بیوتیت گرانیت های میلونیتی شده، به حضور دانه های ریز قهوه‌ای رنگ بیوتیت در امتداد سطوح برگوارگی توجه نمایید. ب- تصویری از توسعه پهنه های برشی بسیار ریز مقیاس. به خرد شدگی بسیار شدید دانه ها، در امتداد پهنه های برشی توجه نمایید.



شکل ۳-۱۸- نمایی از بافت های لپیدوبلاستی و پورفایروبللاستی در گرانیت های میلونیتی شده چین خورده. به حضور آلانیت در تصویر بالا سمت راست و کینک باند (خمیدگی) بیوتیت در تصویر بالا سمت چپ توجه نمایید.

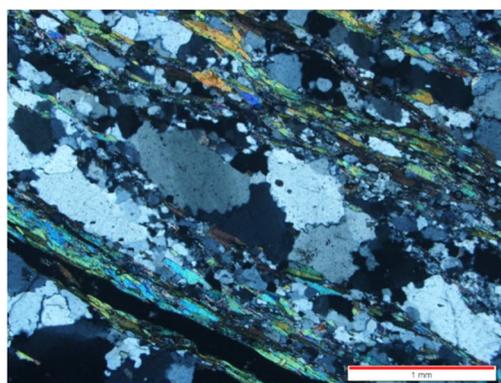
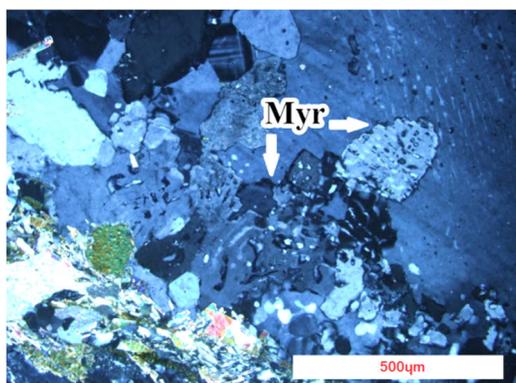
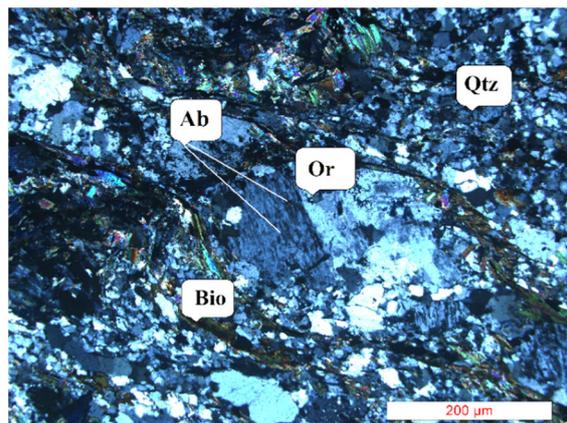


شکل ۳-۱۹- تصویری از حضور بیوتیت و مسکویت در گرانیت‌ها که معرف تبدیل شدن بیوتیت به مسکویت می‌باشد.



شکل ۳-۲۰- نمایی شاخص از کینک باند ایجاد شده در پلاژیوکلاز.

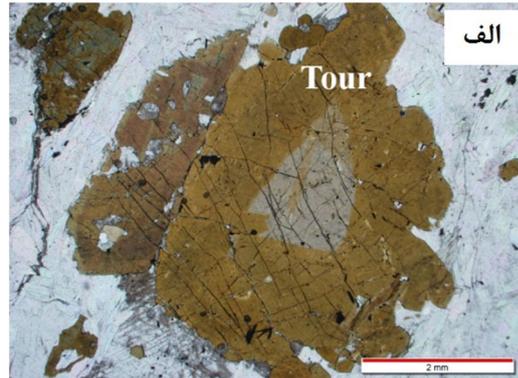
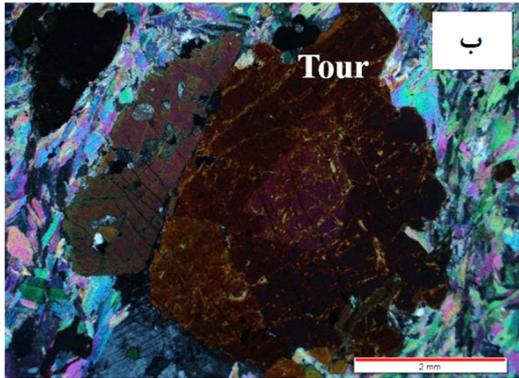
شکل ۳-۲۱ - تصویری از بیوتیت گرانیتهای به شدت دگرشکل شده.



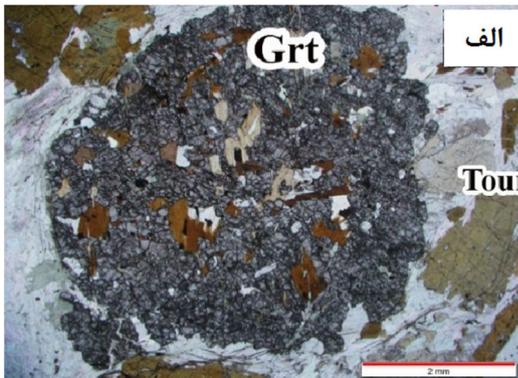
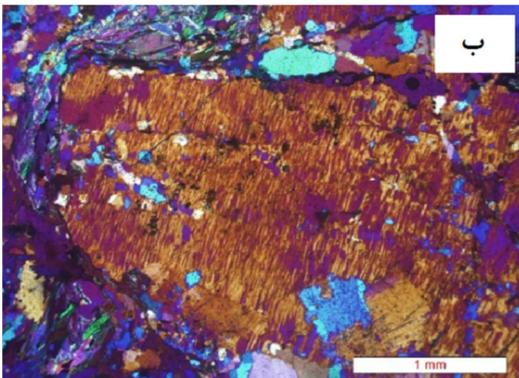
شکل ۳-۲۲ - تصویری از ساب گرین شدن، مهاجرت مرز دانه و مرزهای مضرس. به تجمعات میرمکیتی گل کلمی زیبا توجه نمایید.

۳-۲-۳- پگماتیتها

پگماتیتها، دارای دانههای درشت کوارتز، ارتوز، مسکوویت، پلاژیوکلاز و تورمالین میباشند. گارنت به مقدار کم در پگماتیتها یافت می شود. تورمالینها در نور پلاریزه عادی به رنگ سبز و آبی دیده می- شوند. برخی از آنها دارای پهنه بندی ترکیبی هستند، حاشیه های آنها آبی رنگ و دارای هسته سبز رنگ میباشند. در بعضی از نمونهها بافت گرافیکی حاصل هم رشدی تورمالین- فلدسپار و تورمالین - کوارتز مشاهده می شود بلورهای گارنت به صورت نیمه شکل دار در پگماتیتها یافت می شود. آلکالی- فلدسپار شکل دار تا نیمه شکل دار هستند و همراه با کوارتزها بافت خط میخی یا گرافیک، گرانوفیری و پرتیتی نشان می دهند. زیرکن از کانیهای عارضه ای و سریسیت و کلسیت از کانیهای ثانویه موجود در این سنگها به حساب می آیند. شواهد میکروسکوپی پگماتیتهای در شکل های ۳-۲۳ تا ۳-۲۴ نشان داده شده است.

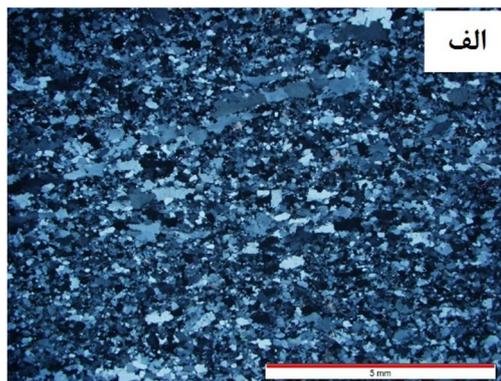
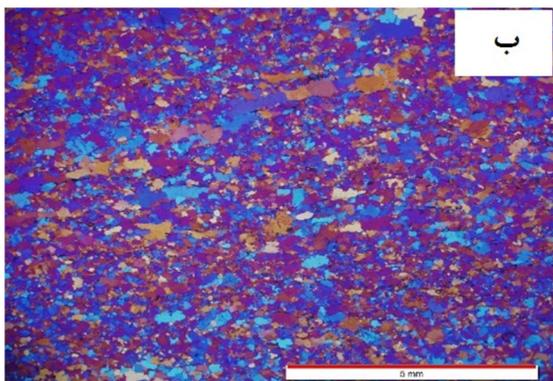


شکل ۳-۲۳- تصاویری از پگماتیت های تورمالین و مسکوویت دار (الف - در PPL، ب - در XPL).



شکل ۳-۲۴- الف- تصویری از تورمالین با ادخال بیوتیت در پگماتیت را در PPL نشان می دهد. ب- نمایی از پرتیتی شدن آلکالی فلدسپار با استفاده از تیغه ژپیس در نور XPL. در این تصویر رگه های آپلیتی به وضوح دیده می شوند. آپلیت های لوکوگرانیتی: همانطور که در فصل زمین شناسی عمومی گفته شد آپلیت های لوکوگرانیتی به صورت رگه های باریکی به موازات برگوارگی سنگ های بیوتیت گرانیتی میلونیتی شده رخنمون دارند.

مقاطع نازک تهیه شده از این سنگ ها نشان می دهد که کوارتز، میکروکلین و پلاژیوکلاز کانی های اصلی سازنده این سنگ ها هستند. بیوتیت به عنوان یک کانی سیلیکاته مافیک به مقدار بسیار کم در این سنگ ها یافت می شود. مسکوویت به عنوان یک کانی ثانویه حاصل تبدیل ارتوکلاز به مسکوویت یا بیوتیت به مسکوویت در این سنگ ها یافت می شود. برخی از آپلیت ها لوکوگرانیتی متحمل میلونیت- زایی شده اند و در آنها شواهدی از ساب گرین شدن، آرایش مورب، توسعه برگوارگی و خطوارگی دیده می شود. در شکل ۳-۲۵ تصاویری از آپلیت های لوکوگرانیتی دیده می شود.



شکل ۳-۲۵-الف- تصویری از آپلیت های لوکوگرانییتی. کوارتز، میکروکلین و پلاژیوکلاز های سدیک سازنده های اصلی این سنگ ها هستند ب- استفاده از تیغه ژئوپس برای نمایش بارزتر چرخش دانه های ریز ایجاد شده پس از فرایند ساب گرین شدن (دانه ریز شدن). تغییر رنگ دانه های مجاور همدیگر معرف چرخش در جای دانه ها می باشد.



فصل چهارم

معرفی روش کار

روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)^۱، یکی از روش‌های مطالعاتی است که بر اساس اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی و تحلیل فابریک‌های مغناطیسی نمونه‌های سنگی استوار می‌باشد. (تارلینگ و هرودا^۲، ۱۹۹۳). این روش در شاخه‌های مختلف علوم زمین به‌ویژه مطالعه سازوکار و جایگیری توده‌های آذرین نفوذی مورد استفاده قرار می‌گیرد و توسعه کاربرد آن در سایر شاخه‌های علوم زمین از جمله مطالعه عناصر ساختاری، فابریک‌های دگرگونی و مطالعات زیست‌محیطی و... روزبه‌روز در حال پیشرفت است. ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی سنگ‌ها به‌وسیله وجود و نحوه توزیع کانی‌های مغناطیسی کنترل می‌شود، بنابراین روش AMS اطلاعات ارزشمندی در مورد پذیرفتاری مغناطیسی حامل‌های رفتار مغناطیسی و نحوه توزیع و آرایش آن‌ها ارائه می‌دهد (جزک^۳ و هرودا، ۲۰۰۲).

به کمک روش AMS می‌توان بر گوارگی و خطوارگی مغناطیسی را در سنگ‌هایی که در نمونه دستی و صحرایی فاقد بر گوارگی و خطوارگی قابل‌رؤیت هستند، تعیین کرد. (نابا^۴ و همکاران، ۲۰۰۳؛ تالبوت^۵ 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 بر گوارگی های قابل رؤیت در توده‌های نفوذی استفاده می‌شد (پانوزو و هیلبرونر^۶، ۱۹۹۲، لونو^۷ و همکاران، ۱۹۹۴).

مزیت‌های مطالعات مبتنی بر 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 و هرودا، ۱۹۹۳). البته در

^۱ - Anisotropy of magnetic susceptibility-
^۲ - Tarling & Hrouda
^۳ - Jezek
^۴ - Naba
^۵ - Talbot

6 - Panozzo & Heilbronner
 7 - Launeau

عمل مشکلاتی نظیر دگرسانی، مورفولوژی، غیرقابل دسترس بودن منطقه، مشکلات مالی و گاه خرابی موتور مغزه‌گیر، خرابی دستگاه مغناطیس‌سنج و یا وسایل نقلیه همیشه دست به‌گریبان این نوع کارهای تحقیقاتی است.

۴-۲- تاریخچه مطالعات فابریک مغناطیس در ایران

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 صورت پذیرفت که نتایج آن‌ها در قلمقاش (۱۳۸۱)، صادقیان (۱۳۸۳)، شیبی (۱۳۸۸)، احد نژاد (۱۳۸۹)، صادقیان (۲۰۰۵)، اسماعیلی و همکاران (۲۰۰۷)، قلمقاش و همکاران (۲۰۰۹) چاپ 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)، شکاری (۱۳۹۰)، بدلو (۱۳۹۰)، چکنی‌مقدم (۱۳۹۱)، مجیدی (۱۳۹۲)، پور علیزاده (۱۳۹۲)، حمیدی (۱۳۹۲)، ساکی (۱۳۹۲)، سیفی وند (۱۳۹۵)، محمدی (۱۳۹۵)، رحیمی (۱۳۹۶)، عابدینی (۱۳۹۶)، اسکندری (۱۳۹۶) و شبستر (۱۳۹۶) اشاره کرد.

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

- خانم عاطفه علی پور در حال بررسی سازوکار جایگیری توده گرانیتوییدی شرق بجستان (جنوب استان خراسان رضوی) با استفاده از روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی AMS در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد است.

- خانم فاطمه آقاجانی در حال بررسی سازوکار جایگیری توده گابرودیوریتی پلنگ دره (شمال شرق دامغان) بر اساس قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی AMS در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود است.

۴-۳- کاربردهای مطالعه فابریک های مغناطیسی

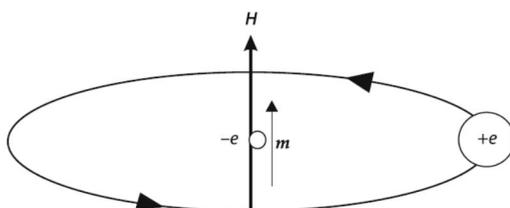
مهم‌ترین کاربرد اندازه‌گیری آنیزوتروپی مغناطیسی، مطالعه پتروفابریک سنگ‌ها است که با شناخت کانی‌های سنگ و مشخصات آنیزوتروپی مغناطیسی آن‌ها امکان‌پذیر می‌گردد. امروزه روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (Anisotropy of Magnetic Susceptibility = AMS) به عنوان روشی سریع و آسان و کم‌خطا کاربرد گسترده‌ای پیدا کرده است. ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) روش جدیدی است که دریچه‌ای جدیدی را در مطالعات تعیین الگوی جایگیری توده‌های نفوذی و بررسی ساختار آن‌ها گشوده است. سابقه این تکنیک به سال ۱۹۴۹ می‌رسد، در آن سال گراهام مقاله‌ای با عنوان "استفاده از ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی به عنوان یک عامل پتروفابریکی" منتشر نمود و این تکنیک را به عنوان یک ابزار پتروفابریکی سریع حساس و دقیق معرفی کرد.

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 رسوبات نرم
- حساسیت بالا، به‌گونه‌ای که در این روش، فابریک‌های موجود در سنگ‌های به ظاهر همسانگرد 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 مغناطیسی.

۴-۴- رفتار و ویژگی های مغناطیسی کانی ها

با توجه به اینکه جسم باردار در حال حرکت، اثر مغناطیسی دارد و هر اتم در نتیجه چرخش الکترون-ها در مدارها به دور هسته به صورت یک دوقطبی یا حوزه مغناطیسی کوچک عمل می کند، بنابراین با چرخش الکترون به دور هسته، میدان مغناطیسی H در ذره تولید می شود (آریلی^۱، ۱۹۸۴) (شکل ۴-۱).



شکل ۴-۱- تصویر نمادین چرخش الکترون به دور هسته که باعث به وجود آمدن میدان مغناطیسی H می شود (هرناندز، ۲۰۰۴).

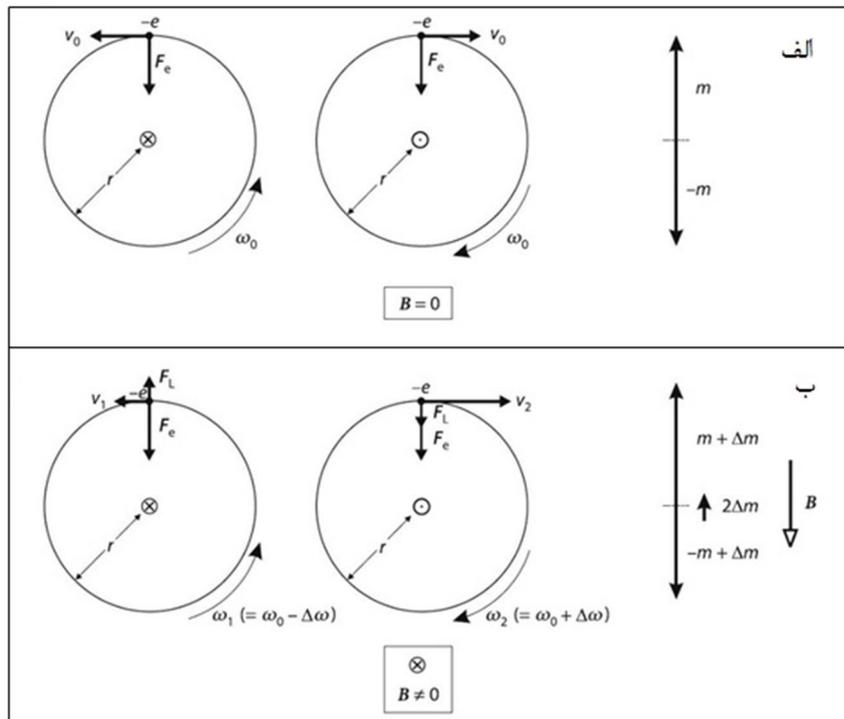
اجسام با توجه به رفتاری که در میدان مغناطیسی از خود نشان می دهد به سه دسته دیامغناطیس، پارامغناطیس و فرومغناطیس تقسیم می شوند (کلوس^۹، ۱۹۳۱).

۴-۴-۱- دیامغناطیس

در این مواد، الکترون ها در دو دسته و به تعداد مساوی در خلاف جهت یکدیگر، به دور هسته می چرخند، پس اثر مغناطیسی یکدیگر را خنثی کرده و ماده فاقد خاصیت مغناطیسی است. هنگامی که این مواد در یک میدان مغناطیسی قرار می گیرند، الکترون ها در مدارهای الکترونی برخلاف جهت میدان مغناطیسی القایی، چرخیده، به گونه ای که یک میدان مغناطیسی مخالف با جهت میدان مغناطیس القایی پیدا می کنند و دارای میدان مغناطیسی منفی و ضعیف در حدود 10^{-5} μSI می شوند (شکل ۴-۲).

در این مواد، مغناطیس شدگی به طور خطی وابسته به میدان مغناطیسی اعمال شده است و با برداشتن میدان، مغناطیس شدگی مواد به صفر کاهش می یابد (بوشه، ۱۹۹۷؛ باتلر، ۱۹۹۸).

¹-O Reilly
^۹-Closs



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.

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

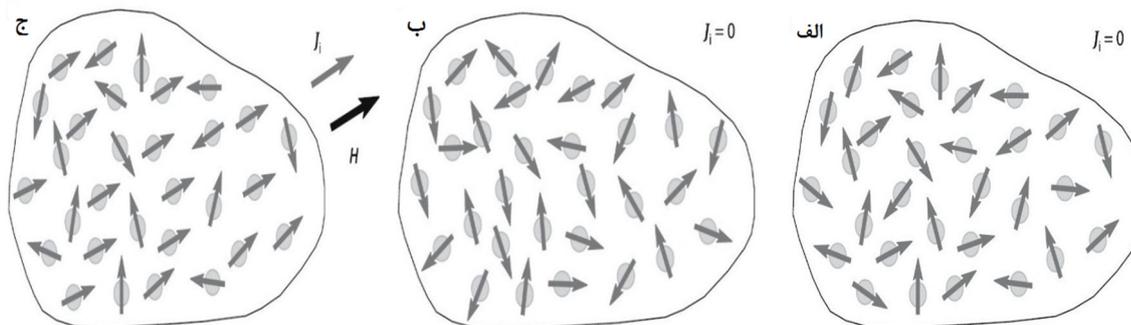
پذیرفتاری مغناطیسی (K) ماده دیامغناطیس، منفی و مستقل از دما می‌باشد. مهم‌ترین کانی‌های دیامغناطیس عبارتند از : گرافیت با پذیرفتاری مغناطیسی ($-۸ \mu\text{SI}$)، کلسیت میزان پذیرفتاری مغناطیسی ($-۱۳ \mu\text{SI}$)، پتاسیم فلدسپار و کوارتز با میزان پذیرفتاری مغناطیسی ($-۱۵ \mu\text{SI}$) و دولومیت با میزان پذیرفتاری مغناطیسی ($-۴۰ \mu\text{SI}$) می‌باشند (تارلینگ، ۱۹۹۳). به طور 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 (۱-۴) مقادیر قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی
چند مورد از کانی‌های دیا، پارا و فرومغناطیس (تارلینگ، ۱۹۹۳)، ($10^{-6} \text{ SI} = 1 \mu\text{SI}$)

فرومغناطیس		پارامغناطیس		دیامغناطیس	
μSI	کانی	μSI	کانی	μSI	کانی
10^6 تا 10^7	مگنتیت	۲۰ تا ۶۰۰	کلینوپیروکسن	-۴۰	دولومیت
3×10^5 تا 5×10^4	پیروتیت	۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰	ارتوپیروکسن	-۱۳	کلسیت
1000 تا 5×10^4	هماتیت	۱۰۰ تا ۱۰۰۰	آمفیبول	-۱۵	کوارتز
۲۰۰۰	گوتیت	۸۰۰ تا ۳۰۰۰	بیوتیت	-۱۵	فلدسپار پتاسیم
بیشتر از ۵۰۰۰	گارنت	۴۰ تا ۷۰۰	مسکوویت	-۱۵	گچ
		۷۰ تا ۱۵۵۰	کلریت	-۸	گرافیت
		کمتر از ۵۰۰	تورمالین		

۴-۲- پارامغناطیس

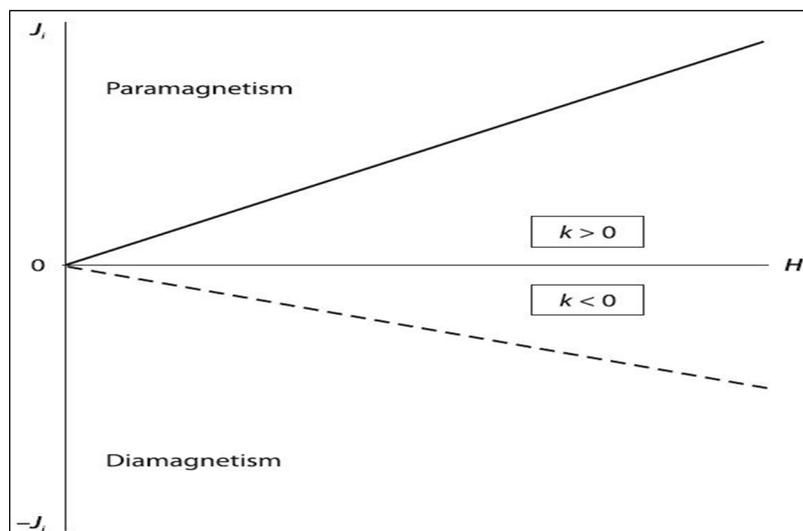
در مواد پارامغناطیس، الکترون‌ها به صورت دو گروه نامساوی و در خلاف جهت یکدیگر به دور هسته می‌چرخند و خاصیت مغناطیسی ضعیفی ایجاد می‌کنند. این مواد، برخلاف مواد دیامغناطیس، پس از اینکه تحت تأثیر میدان مغناطیسی قرار می‌گیرند هم‌جهت با میدان، جهت‌گیری کرده و خاصیت مغناطیسی مثبت اما ضعیفی را ایجاد می‌کنند (شکل ۴-۳). پیروکسن‌ها، میکاها، آمفیبول‌ها و الیونین‌ها از جمله کانی‌های پارامغناطیس هستند که در سنگ‌ها یافت می‌شوند (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶).



شکل ۴-۳ تصاویر الف و ب، یک جسم پارامغناطیس را در دو لحظه متفاوت نشان می‌دهند، با اینکه جهت الکترون‌ها متفاوت است ولی برآیند آن‌ها مساوی است و همدیگر را خنثی می‌کنند. ج - ولی در حضور میدان مغناطیسی اعمال شده جهت‌گیری‌ها تقریباً با هم، هم سو شده و میدان مغناطیس شدگی ضعیفی را ایجاد می‌کند (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶).

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 به طور 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).

۴-۳-۴- فرومغناطیس

در مواد فرومغناطیس تعدادی از اتم‌ها که وضعیت مشترک دارند، به هم پیوسته و گروه کوچکی را تشکیل می‌دهند. همه اتم‌های موجود در یک گروه، دوقطبی‌های کوچک هستند و به گونه‌ای ردیف می‌شوند که یک دو قطبی یا حوزه مغناطیس کوچک را تشکیل دهند. در حالتی که میدان مغناطیسی خارجی وجود نداشته باشد هر حوزه نسبت به حوزه دیگر، به طور نامنظم و در جهت‌های انتخابی قرار می‌گیرد. ولی هنگامی که یک ماده تحت تأثیر میدان مغناطیسی قرار گیرد، اتم‌های موجود در حوزه‌ها، به نحوی می‌چرخد که راستای مغناطیسی آن‌ها در راستای میدان مغناطیسی خارجی قرار می‌گیرد. این قرارگیری به گونه‌ای است که حوزه‌هایی که نسبت به میدان در وضعیت مناسبی قرار دارند، رشد کرده و حجمشان 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^{۱۰}، ۲۰۰۶).

۴-۵- عوامل تأثیرگذار بر پذیرفتاری مغناطیسی کانی‌ها

۴-۵-۱- دما

خاصیت مغناطیسی مواد، در هنگامی از بین می‌رود که دمای آنها از دمای کوری فراتر رود (تنها در مواد فرّی یا فرومغناطیس). 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^{۱۱}، ۱۹۸۵).

۴-۵-۲- هوازدگی و دگرسانی

کاونتی و همکاران^{۲۰۰۰}، ناکامورا و برادیل^{۲۰۰۴}، نیز ابراز می‌دارند فرایندهای هوازدگی و دگرسانی می‌تواند بر روی ماهیت مغناطیسی سنگ تأثیر گذاشته و در نتیجه باعث تغییر در الگوی فابریک - مغناطیسی شوند. یکی از مواردی که باعث تغییر پذیرفتاری مغناطیسی کانی‌ها و سنگ‌ها می‌شود، هوازدگی است. برای مثال در طی فرآیند اکسیدشدن، مگنتیت به هماتیت تبدیل می‌گردد و باعث می‌شود که پذیرفتاری مغناطیسی کاهش یابد. میزان پذیرفتاری مغناطیسی در بیشتر موارد با میزان اکسیدشدن رابطه عکس دارد.

۴-۶- روش نمونه برداری

در این پژوهش، بخشی از گرانیتهای دگرشکل شده مجموعه دگرگونی - آذرین جندق توسط روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی مورد مطالعه قرار گرفته است. ابتدا نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خور و ۱:۱۰۰۰۰۰ جندق و تصاویر ماهواره‌ای گوگل‌ارث تهیه شد. سپس مکان‌های مناسب جهت برداشت نمونه‌ها مشخص گردید و شبکه نمونه‌برداری آماده شد. نمونه‌برداری در طی ۴ مرحله در شهرپور و آبان ۱۳۹۵، خرداد و تیر ۱۳۹۶ انجام شد، در این بازدیدها در ۲۳ ایستگاه جمعاً ۱۱۴ مغزه جهت‌دار گرفته شد که پس از برش به ۶۰۸ قطعه کوچک‌تر به ارتفاع ۲۲ میلی‌متر تبدیل‌گردید (شکل ۴-۵). روش نمونه برداری روشی متناسب با سنگ‌های مورد بررسی، روشی حدواسط متدهای معمول برای سنگ‌های آذرین و دگرگونی انتخاب شده است.



شکل ۴-۵ - پراکنش ایستگاه‌های نمونه برداری در توده گرانیتهی چاه زرد بر روی تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google earth.

نمونه‌های موردنظر، به صورت مغزه‌های جهت‌دار به وسیله یک دستگاه موتور مغزه‌گیر قابل حمل، برداشت شد. این موتور مغزه‌گیر، یک ماشین حفاری کوچک است که می‌توان با استفاده از آن نمونه‌های سنگی به شکل استوانه به قطر ۲۵ میلی‌متر و به طول ۱۰۰ تا ۱۵۰ میلی‌متر به دست آورد. قبل از مغزه‌گیری باید تا سرحد امکان از عدم وجود درزه و شکاف و هوازدگی در محل نمونه برداری اطمینان کامل داشته باشیم و نمونه‌های تا سرحد امکان سالم باشند. برای پیدا کردن موقعیت اصلی

مغزه سنگی شکسته شده در هنگام مغزه‌گیری، قبل از انجام مغزه‌گیری خطی را با ماژیک ضدآب و یا توسط خود مته مغزه‌گیر علامتی روی سنگ در محل نمونه برداری ترسیم می‌کنیم.



شکل ۴-۶- وسایل مورد نیاز برای مغزه‌گیری و نمونه برداری صحرائی: ۱- دستگاه مغزه‌گیر، ۲- ظرف حاوی بنزین، ۳- مخزن آب، ۴- تراز یاب، ۵- پنس، ۶- استوانه مخصوص ترسیم شاخص بر روی بدنه مغزه، ۷، ۸، ۹ و ۱۰- انواع آچارهای مورد نیاز (معادل گیربکس، خورشیدی و ...)، ۱۱- سرمته، ۱۲- اسپری تمیز کننده سرشمع، ۱۳- چسب، ۱۴- شمع، ۱۵- گریس پمپ، ۱۶- روان کننده در حین حفاری.

جهت سرد کردن سرمته از آب یا روان کننده‌های دیگر استفاده می‌شود. بعد از مغزه‌گیری و قبل از جدا کردن مغزه از جایگاه اصلی خودش، موقعیت مغزه توسط یک صفحه تراز، تراز شده و سپس با استفاده از کمپاس جهت میل و میل و یا آزیموت و میل مغزه اندازه‌گیری شده و جهتی را که نسبت به آن، جهت میل و میل مغزه اندازه‌گیری شده را بر روی مغزه انتقال داده و بعد از آن مغزه را از سنگ جدا کرده و بالا و پایین مغزه را علامت گذاری کرده تا آزمایشات مغناطیسی مربوطه با استفاده از این علامت‌های ایجاد شده و اندازه‌های گرفته شده در آزمایشگاه روی نمونه‌ها انجام گیرد (شکل ۴-۷). لازم به ذکر است که علاوه بر جهت اندازه‌گیری شده بر روی مغزه نام ایستگاه و شماره مغزه نیز روی مغزه نوشته می‌شود .



شکل ۴-۷- شرح و ادامه شکل در صفحه بعد.



ح



چ



د



خ

شکل ۴-۷- تصاویری از نحوه نمونه برداری فابریک مغناطیسی در گرانیت های میلونیت شده چاه زرد الف) پیدا کردن محل مناسب برای حفاری و دستگاه مغزه گیر ب) قراردادن تراز یاب پ و ت) به ترتیب برداشت شیب و نحوه برداشت جهت شیب ث) خارج کردن مغزه توسط پنس و سرمثه ج و چ) استفاده از سرمثه برای هاشور زدن مغزه ح) برگرداندن مغزه به جای اول خ) تصویری از موقعیت دو مغزه گرفته شده د) نمونه های گرانیتی برداشت شده از ایستگاه ۲۳.

مختصات جغرافیایی هر ایستگاه توسط GPS ثبت می‌شود و ویژگی‌های سنگ‌شناسی پیرامون هر ایستگاه، به دقت مورد مطالعه قرار می‌گیرد و ثبت می‌شود. مشاهدات صحرائی مرتبط با ترکیب سنگ‌شناسی، دگرسانی و دگرشکلی‌های صورت گرفته در هر ایستگاه مغزه گیری، به دقت ثبت می‌شوند 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 سنگ-شناسی متعدد در یک ایستگاه، لازم است از هر نوع ترکیب سنگی حداقل یک یا دو مغزه برداشت شود.

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

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

۴-۷- آماده‌سازی نمونه‌ها

نمونه‌ها پس از انتقال به کارگاه برش سنگ، توسط دستگاه برش به قطعات با ارتفاع ۲۱ تا ۲۲ میلی-متری برش داده شد تا بتوان از این قطعه‌ها به راحتی در دستگاه مغناطیس‌سنج استفاده کرد. در هنگام برش باید به ترتیب قرارگیری قطعات برش یافته از یک مغزه توجه کرد. روی هر مغزه، کشیدن جهت میل با ماژیک ضدآب الزامی است. پس از اتمام برش مغزه‌ها، برای از بین بردن هرگونه ذرات فلزی که ممکن است در هنگام حفاری یا سایش با بدنه مته روی مغزه قرار گرفته باشند یا به آن اضافه شده باشند، باید مغزه‌ها را با محلول اسید کلریدریک ۰/۱ نرمال (تقریباً ۳/۵ سی سی اسید یک نرمال به ازای هر لیتر آب مقطر) شستشو دهیم. برای رقیق‌سازی اسید کلریدریک از آب مقطر استفاده شد. زمان قرارگیری مغزه‌ها در این محلول حدود ۲ ساعت می‌باشد. پس از خشک شدن، نمونه‌ها برای اندازه‌گیری توسط دستگاه مغناطیس‌سنج آماده می‌باشد (شکل ۴-۸).



ب

شکل ۴ - ۸ - الف - قطعه مغزه های به قطعات ۲۲ میلی متری پس از برش مغزه های حاصل از حفاری،
ب - تصویری از قرارگیری مغزه ها در محلول ۱/ نرمال اسید کلریدریک.

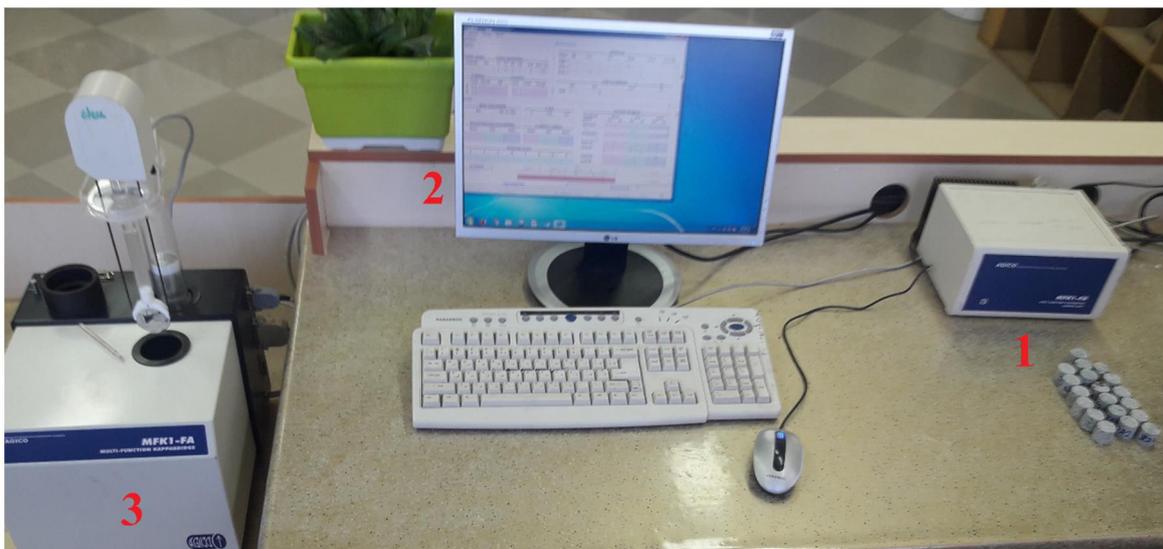


الف

۸-۴- روش اندازه گیری پذیرفتاری مغناطیسی

در روش AMS ویژگی های مغناطیسی نمونه های سنگی مورد نظر توسط دستگاه اندازه گیری پذیرفتاری مغناطیسی، اندازه گیری می شود. دستگاه مغناطیس سنج مورد استفاده از نوع MFK1-FA (Multi Functions Kappabridge-FA) می باشد. شدت میدان مغناطیسی این دستگاه برای تعیین پذیرفتاری مغناطیسی نمونه های سنگی مورد نظر برابر با ۲۰۰ میلی تسلا (T) در نظر گرفته شده است. این دستگاه، پذیرفتاری مغناطیسی نمونه ها را با دقت 10^{-8} SI اندازه گیری می کند و دارای ویژگی های نظیر حساسیت زیاد (10^{-8} SI)، دقت بالا، کنترل کامل با کامپیوتر، کارکرد آسان، اندازه گیری سریع ناهمگنی مغناطیسی، چرخش آرام نمونه و ... می باشد (شکل ۴-۹).

این دستگاه شامل دو قسمت: بخش اندازه گیری کننده (Kappabridge) و ریزپردازشگر (Microprocessor) است. تمامی عملکردهای دستگاه توسط ریزپردازشگر کنترل می شود. ریزپردازشگر به دستگاه اندازه گیری کننده متصل می شود. سیگنال های خروجی از بخش اندازه گیری به کمک ریزپردازشگر تفسیر می شود و در نهایت داده ها به کامپیوتر انتقال داده می شوند.



شکل ۴ - ۹ - تصویری از دستگاه MFK1-FA و متعلقات آن ۱- ریز پردازشگر ۲-نمایشگر داده ها ۳- کاپابریج.

اندازه‌گیری به صورت چرخشی است و نمونه با سرعت کم در درون محفظه اندازه‌گیری حول ۳ محور (X, Y, Z) چرخش می‌کند؛ بنابراین دقت اندازه‌گیری بیش از پیش افزایش می‌یابد. از آنجایی که محور چرخش دستگاه ثابت است، از این رو با قرار دادن محورهای X, Y, Z در راستای محور چرخش دستگاه کاپابریج، این امر عملی می‌شود. در ضمن، پذیرفتاری مغناطیسی کل (Bolk susceptibility) نمونه موردنظر حول محور Z در حالت ثابت و بدون چرخش انجام می‌شود. (شکل ۴-۱۰).



شکل ۴-۱۰- 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).

لازم به ذکر است که بازوی چرخان تمام اتوماتیکی نیز ابداع شده است که با یک بار قرارگیری نمونه در محل موردنظر، همه اندازه‌گیری‌ها را در جهات موردنظر انجام می‌دهد و زمان اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی هر نمونه به شدت کاهش می‌یابد و در نتیجه سرعت دسترسی به داده‌ها

افزایش می‌یابد. به دلیل حساسیت بالای این دستگاه باید تا حد امکان، تمام وسیله‌های که بر روی میدان مغناطیسی این دستگاه اثر خواهند گذاشت را دور از آن نگاه‌داریم. نوسانات برق ناشی از کار ریزپردازشگر نیز به روی نتیجه نهایی تأثیرگذار است، پس تا حد امکان باید بین ریزپردازشگر و بخش اندازه‌گیری‌کننده، فاصله کافی رعایت شود. همچنین دستگاه باید از منابع الکتریکی متغیر نظیر لامپ‌های برق، سیم‌های جریان برق و منابع گرمایی نظیر بخاری و شوفاژ و حرارت مستقیم و نور خورشید، دور نگهداری شود.

پس از کنترل شرایط و اطمینان از اتصال کابل‌ها به محل‌های مربوطه، دستگاه کاپریچ 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 سریع تر انجام می‌شود. در هر اندازه‌گیری حدود دو دقیقه صرفه جویی زمانی به همراه دارد (شکل ۴-۱۱). در نهایت فایل خروجی داده‌ها با پسوند Ran و TXT ذخیره می‌شوند، که این داده در نرم‌افزار Anisoft 5 قابل نمایش است. همچنین داده‌ها می‌تواند از فرمت Ran یا Ams به Txt تبدیل شوند. تا با نرم‌افزارهایی نظیر Excel و ArcGIS و... قابل استفاده باشند و یا به عبارتی مورد بررسی قرار گیرند.

Safyr6 - [C:\Users\sadeghian\Desktop\کتاب\ALIPOUR\32\49A.ams] (N = 1)

File Execute Settings About

Specimen
 Name: AA_49A2

Orient. angles
 Azimuth: Dip 50 P1 6 P2 0 P3 6 P4 0 Vol. Dem. fac. 10 YES

Foliation
 Code: 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. [%]	F	F12	F23
107.1E-06	0.11	9.0	8.8	2.0

Normed principal susceptibilities

kmax	kint	kmin	Kmax	Kint	Kmin
1.0050	0.9989	0.9962	14.4	17.9	39.6
+/- 0.0008	+/- 0.0008	+/- 0.0008	18.0	39.6	14.4

Confidence ellipses

Anisotropy factors

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

Principal directions

Coordinate system	Kmax Dec	Inc	Kint Dec	Inc	Kmin Dec	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						

F-test

F	F12	F23
9.0	8.8	2.0

Anisotropy

NEW SPECIMEN Auto NEW

ANISO 1 ANISO 2 ANISO 3

BULK Auto BULK

STOP

SAVE CANCEL

Data acquisition

F1 200 A/m U/D Enabled Pot Enabled Calib OK HCorr OK

INSTRUMENT IS READY

Data processing

شکل ۴-۱ - تصویری از اندازه گیری یک قطعه مغزه به وسیله دستگاه MFK1-FA

۹-۴- پارامترهای مغناطیسی

هنگام قرار گرفتن مغزه درون محفظه نگه‌دارنده و شروع به کار دستگاه، یک میدان مغناطیسی القایی با شدت مغناطیسی H (که بر حسب آمپر بر متر بیان می‌شود) توسط سیم‌پیچ‌های حاوی جریان بر نمونه اعمال می‌شود به همین دلیل بردارهای مغناطیسی اجزای سازنده نمونه‌ها با توجه به شدت مغناطیسی اعمال‌شده در یک راستا آرایش می‌یابند و در نمونه‌ها مغناطیس شدگی M (که بر حسب آمپر بر متر بیان می‌شود) ایجاد می‌گردد و طبق رابطه زیر تعریف 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 متوسط بیضوی) و K_{\min} (محور کوچک‌ترین محور بیضوی) را برای آن تعریف کرد. (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳؛ سیگموند^{۱۲} و همکاران، ۱۹۹۵). با این روش می‌توان، انیزوتروپی بیضوی مغناطیسی نمونه‌ها را توسط یک شکل بیضوی نمایش داد. K_{\max} با عنوان خطوارگی^{۱۳} مغناطیسی و K_{\min} به عنوان قطب برگوارگی^{۱۴} 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_{\min} و K_{\max} نیست، بلکه مقدار آن در محدوده بین آن‌ها تغییر می‌کند (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶).

۴-۹-۱- پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (K_m)

مهم‌ترین پارامتر در روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی ضریب K است که فاقد بعد می‌باشد؛ اما در اندازه‌گیری‌ها بر اساس μSI ^{۱۵} تعریف می‌شود. میزان K_m با نوع حامل‌های رفتار مغناطیسی و فراوانی آن‌ها رابطه مستقیم دارد. میزان پذیرفتاری مغناطیسی از رابطه $\frac{K_1+k_2+k_3}{3}$ به دست می‌آید. K_m معرف پذیرفتاری مغناطیسی میانگین می‌باشد.

۴-۹-۲- ناهمگنی یا ناهمسانی مغناطیسی (P)

میزان ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی با علامت (P) نشان داده می‌شود و معمولاً بر حسب درصد بیان می‌شود. و از رابطه $P = ((K_1/K_3) - 1) * 100$ به دست می‌آید. زمانی که $K_1 = K_2 = K_3$ مقدار (P) برابر ۱ و 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 دارد (لانزا و ملونی ۲۰۰۶).

$$P(\text{ناهمسانگردی مغناطیسی}) = [K_1/K_3] * 100$$

در مقدار P فقط دو پارامتر K_1 و K_3 تأثیر گذار هستند، به همین دلیل تصحیحی بر روی P انجام گرفته و (J elinek^۱) P_j نامیده شده است. در بیشتر موارد استفاده از P_j ترجیح داده می‌شود؛ زیرا در اندازه‌گیری P_j هر سه مقدار K_1 ، K_2 ، K_3 دخالت دارد. به همین دلیل اطلاعات کامل‌تری از بیضوی مغناطیسی در اختیار ما قرار می‌دهد (جلینک، ۱۹۸۱؛ هرودا، ۱۹۸۲). P_j از رابطه زیر محاسبه می‌شود.

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

۴-۹-۳- پارامتر شکل (T)

Standard International- ۱۵

- Jelinek^۱

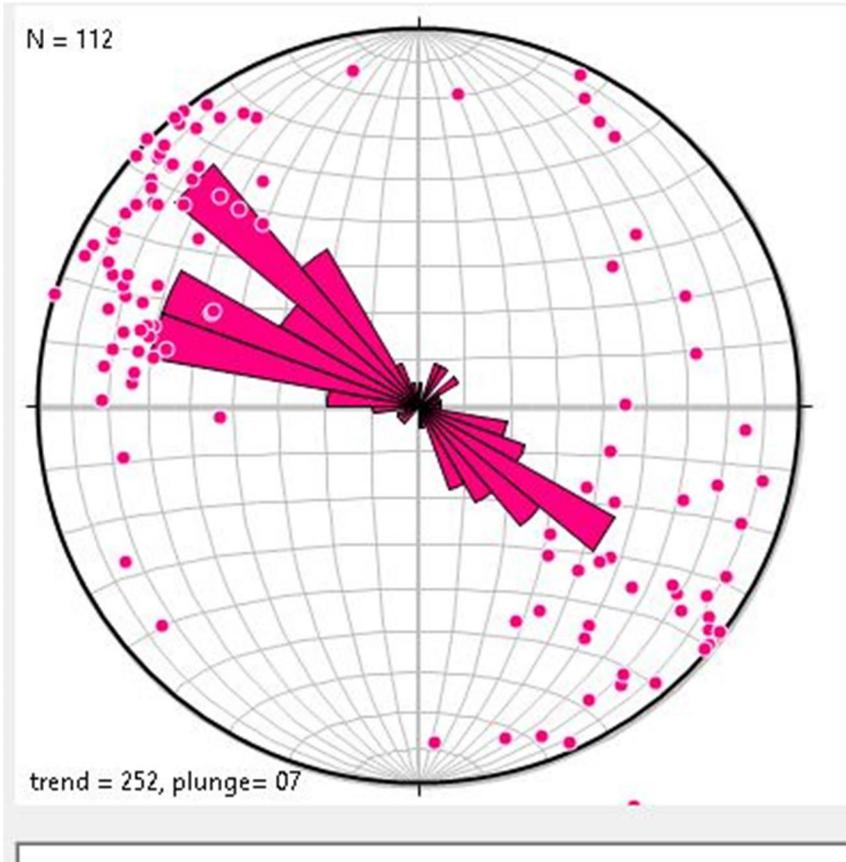
این پارامتر، شکل بیضوی مغناطیسی را توصیف می‌کند، مقدار این پارامتر در محدوده بین -۱ تا +۱ تغییر می‌کند. اگر T بین ۰ تا -۱ باشد بیضوی مغناطیسی دارای شکل دوکی یا سیگاری (Prolate) خواهد بود، در این حالت $K_1 \gg K_2 \geq K_3$ می‌باشد و اگر T در محدوده بین ۰ تا +۱ قرار گیرد شکل بیضوی مغناطیسی حاصل کلوچه‌ای 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 (پلینک، ۱۹۸۱؛ هرودا، ۱۹۸۲). مقدار T از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$T = [2(\eta_2 - \eta_3)/(\eta_1 - \eta_3)] - 1 \quad \eta_i = \ln K_{ii}$$

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

۱۰-۴- پارامترهای L و F

این پارامترها، نشان‌دهنده وضعیت محورهای اصلی بیضوی مغناطیسی نسبت به هم می‌باشند. Lineation یا L ($L = k_1 / k_2$) بیان‌کننده درجه خطی بودن ناهمسانگردی است و میزان خطوارگی مغناطیسی را توصیف می‌کند. به بیانی دیگر پارامتر، خطوارگی بیضوی شکل مغناطیسی را توصیف می‌کند (بالزلی و بودینگتون، ۱۹۶۰). Foliation یا F ($F = k_2 / k_3$) معرف درجه صفحه‌ای بودن بیضوی ناهمسانگردی مغناطیسی است و میزان برگوارگی مغناطیسی را توصیف می‌کند (استیسی و همکاران، ۱۹۶۰). T با توجه به دو پارامتر L و F نیز تعریف می‌شود و تابعی از خطوارگی و برگوارگی می‌باشد. با افزایش مقادیر L و F، مقدار P نیز افزایش می‌یابد.



فصل پنجم

تفسیر داده‌ها

بر اساس روش کار توصیف شده در فصل چهارم برای مطالعه گرانیتهای میلونیتی شده چاه زرد (شمال شرق جندق) بعد از چهار مرحله بازدید صحرایی تعداد ۱۱۴ حفاری شد. پارامترهای مغناطیسی مغزه‌های گرانیتهی و تعداد کمی از میکاشیست‌ها که به صورت آنکلاو در درون این توده نفوذی به دام افتاده‌اند، توسط دستگاه اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی از نوع کاپابریج مدل MFK1-FA در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری شد. در جدول ۵-۱ - مقادیر میانگین پارامتر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (K_m)، خطوارگی مغناطیسی (مقدار برداری K_1)، قطب برگوارگی مغناطیسی (مقدار برداری K_3)، انیزوتروپی مغناطیسی بر حسب درصد ($P\%$)، پارامتر شکل (T) و همچنین ترکیب سنگ‌شناسی در هر ایستگاه ارائه شده است (به منظور پرهیز از اطاله کلام و داشتن متنی مختصر و مفید، نتایج تفصیلی حاصل از اندازه‌گیری هر قطعه مغزه در جدول پیوست شماره ۱، آورده شده است). از داده‌های جدول ۵-۱، جهت ترسیم نقشه‌ها و نمودارهای لازم جهت تفسیر فابریک‌های مغناطیسی استفاده گردیده است. این داده‌ها بر اساس ترکیب سنگ‌شناسی در هر ایستگاه تفکیک گردیده‌اند و از آنها در انجام سایر پردازش‌های آماری و نرم‌افزاری استفاده شده است. داده‌های به دست آمده از دستگاه اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی مدل MFK1-FA، به کمک نرم‌افزارهای Anisoft 4.2 و Anisoft 5 بازخوانی شده و استریوگرام‌های نشان‌دهنده موقعیت K_1 ، K_2 و K_3 ترسیم شده‌اند. در این استریوگرام‌ها K_1 (K_{max}) معرف مشخصات برداری بزرگترین بردار بیضوی مغناطیسی، K_2 (K_{int}) نشان‌دهنده بردار حدواسط بیضوی مغناطیسی و K_3 (K_{min}) کوچکترین بردار بیضوی مغناطیسی می‌باشد. با استفاده از این استریوگرام‌ها، به آسانی می‌توان میزان همگنی داده‌ها را از لحاظ پراکنش برداری، در ذهن تجسم کرد و صحت و دقت داده‌های بدست آمده را مورد بررسی قرار داد. جدول ۵-۲ - مقادیر آماری تعداد نمونه‌ها و مغزه‌های برداشت شده و میانگین پارامترهای مغناطیسی به تفکیک ترکیب سنگ‌شناسی، برای گروه‌های سنگی مطالعه شده را نشان می‌دهد

جدول پیوست شماره ۱ داده های خروجی حاصل از اندازه گیری پارامتر های انتخابی توسط دستگاه MFKI-FA به ازای هر مغزه.

NAME	X	Y	lithology	KM	P%	T	K _{1d}	K _{1i}	K _{3d}	K _{3i}
1A	279863	3770875	Gr	181.29	20.3	0.77	307.80	13.50	177.60	69.60
1B	279863	3770875	*	134.85	18.7	0.63	303.40	8.70	178.70	74.90
1C	279863	3770875	*	198.67	19.2	0.66	313.90	5.90	203.30	73.60
1D	279863	3770875	*	177.94	19.5	0.75	293.30	14.00	163.40	68.80
1F	279863	3770875	*	489.01	6.9	0.27	314.80	0.10	46.30	88.00
3C	279880	3771041	*	176.70	10.3	0.25	285.50	25.30	154.50	54.20
3D	279880	3771041	*	183.60	11.6	0.16	274.40	26.00	162.10	37.90
3E	279880	3771041	*	170.83	10.3	0.53	290.70	19.20	119.20	70.60
3F	279880	3771041	*	168.59	10.0	0.40	277.10	18.00	142.00	65.30
4A	278859	3771050	*	64.65	18.7	0.78	271.10	18.40	68.70	70.20
4D	278859	3771050	*	79.10	21.4	0.77	314.50	5.60	62.50	72.40
4B	278859	3771050	*	68.53	22.2	0.83	330.7	14.1	130.4	74.9
4E	278859	3771050	*	69.84	20.5	0.76	298.80	9.30	62.20	73.50
4C	278859	3771050	*	60.03	20.2	0.76	309.60	10.20	70.00	70.50
5A	278886	3770908	*	10.16	10.6	0.28	296.30	5.40	115.60	84.60
5C	278886	3770908	*	27.52	8.1	0.57	305.70	10.20	213.70	11.20
5D	278886	3770908	*	32.16	9.9	0.85	317.80	30.50	115.60	57.60
5G	278886	3770908	*	187.18	17.1	0.70	287.50	16.00	89.20	73.20
5E	278886	3770908	*	19.60	10.7	0.67	28.30	8.70	166.50	78.40
5F	278886	3770908	*	213.22	11.8	0.85	319.50	37.00	175.60	46.90
5I	278886	3770908	*	135.79	17.5	0.59	314.20	10.40	223.50	4.10
6A	278600	3770994	*	146.30	14.5	0.72	294.30	40.10	105.10	49.50
6B	278600	3770994	*	120.58	14.3	0.77	286.90	28.40	90.30	60.50
6D	278600	3770994	*	133.11	13.8	0.76	282.80	32.90	99.10	57.00
6E	278600	3770994	*	112.40	12.1	0.66	295.00	40.30	180.60	25.90
6F	278600	3770994	*	114.47	11.5	0.57	280.30	30.30	188.70	2.80

ادامه جدول پیوست شماره ۱										
NAME	X	Y	lithology	KM	P%	T	K _{1d}	K _{1i}	K _{3d}	K _{3i}
7A	278622	3771010	Gr	65.06	18.4	0.89	310.80	19.60	78.30	59.60
7B	278622	3771010	*	46.27	17.9	0.84	325.50	8.70	69.50	57.90
7C	278622	3771010	*	68.51	17.5	0.74	241.70	13.80	55.90	76.10
7D	278622	3771010	*	68.19	19.5	0.75	286.60	26.50	85.60	61.90
8A	278674	3771019	*	89.97	16.3	0.69	260.00	22.70	121.00	56.70
8B	278674	3771019	*	71.87	17.1	0.61	292.50	17.80	101.70	71.90
8C	278674	3771019	*	95.33	17.8	0.82	177.30	12.10	12.90	77.40
8D	278674	3771019	*	87.17	16.4	0.77	284.40	28.10	83.60	60.20
8E	278674	3771019	*	80.49	16.2	0.90	276.70	26.10	33.30	49.90
9A	279051	3770977	*	123.54	14.3	0.79	316.00	5.10	74.60	79.50
9B	279051	3770977	*	126.94	16.0	0.80	307.80	14.50	87.80	71.30
9C	279051	3770977	*	120.04	13.6	0.78	317.70	15.80	91.90	67.90
9D	279051	3770977	*	108.86	16.3	0.64	329.50	11.20	186.00	76.10
9E	279051	3770977	*	101.85	16.3	0.71	294.50	4.40	138.50	85.20
10D	279005	3771094	*	35.67	15.9	0.68	307.30	28.20	144.50	60.70
10E	279005	3771094	*	38.24	16.8	0.61	285.40	25.50	120.20	63.70
10B	279005	3771094	*	163.37	15.2	0.62	294.70	25.60	140.00	62.10
10C	279005	3771094	*	165.07	15.2	0.66	281.20	26.00	138.50	58.50
10F	279005	3771094	*	214.19	15.5	0.57	294.90	11.50	132.50	78.00
10G	279005	3771094	*	205.69	17.6	0.66	294.30	17.80	90.00	70.60
10H	279005	3771094	*	230.26	14.9	0.71	144.30	9.90	260.90	78.80
10A	279005	3771094	*	148.21	16.7	0.72	321.40	7.20	99.10	80.30
11A	279000	3771101	*	73.91	8.4	0.58	126.20	17.40	22.40	37.30
11B	279000	3771101	*	114.19	10.5	0.61	300.00	9.20	103.70	80.50
11C	279000	3771101	*	89.63	9.7	0.51	126.40	6.10	359.50	79.90

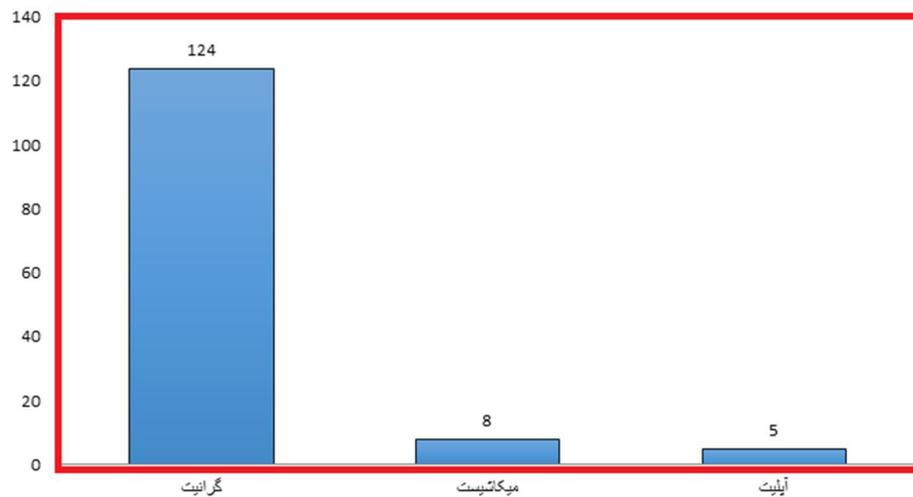
ادامه جدول پیوست شماره ۱.

NAME	X	Y	lithology	KM	P%	T	K _{1d}	K _{1i}	K _{3d}	K _{3i}
11D	279000	3771101	Gr	103.23	11.3	0.60	123.50	10.11	334.90	78.20
12A	279607	3770901	*	129.51	16.2	0.76	325.40	28.90	231.70	6.70
12B	279607	3770901	*	172.61	17.5	0.84	156.00	2.70	36.60	84.60
12C	279607	3770901	*	163.47	16.8	0.77	321.80	1.10	229.00	67.60
12D	279607	3770901	*	126.23	16.8	0.78	229.10	11.80	30.20	77.50
13A	279358	3771042	*	201.15	14.8	0.72	159.60	7.60	15.60	89.60
13B	279358	3771042	*	100.20	13.4	0.74	7.30	18.10	219.30	68.90
13C	279358	3771042	*	137.22	12.7	0.72	142.70	27.50	314.20	62.30
13D	279358	3771042	*	119.82	14.5	0.82	349.10	10.60	215.40	74.90
13E	279358	3771042	*	141.74	11.8	0.67	150.10	11.10	243.60	17.40
14A	279524	3770929	*	131.66	13.4	0.71	165.60	10.00	309.90	77.80
14B	279524	3770929	*	157.17	14.0	0.57	129.40	1.80	0.90	87.20
14C	279524	3770929	*	166.91	13.5	0.57	311.80	0.80	51.10	85.30
14D	279524	3770929	*	96.68	13.4	0.69	325.30	3.60	214.60	79.80
15A	279534	3770928	*	156.85	12.4	0.53	139.80	4.20	275.70	84.20
15B	279534	3770928	*	132.87	11.8	0.70	143.10	12.00	308.20	77.60
16A	280396	3770654	*	103.97	9.8	0.37	128.70	36.00	326.60	52.60
16B	280396	3770654	*	92.42	10.4	0.54	131.10	37.30	307.30	52.70
16C	280396	3770654	*	115.25	11.2	0.48	130.70	27.50	6.80	47.00
16D	280396	3770654	*	111.44	9.7	0.47	51.40	28.00	251.30	60.50
17A	280643	3770796	*	108.89	14.7	0.75	54.20	37.30	276.70	44.00
17B	280643	3770796	*	105.52	13.6	0.69	149.80	37.50	288.30	44.30
17C	280643	3770796	*	124.09	14.0	0.67	116.60	42.10	280.00	46.70
17D	280643	3770796	*	114.36	13.3	0.78	32.30	12.40	286.20	51.60
18A	280813	3770766	*	142.52	15.9	0.66	134.30	49.80	293.10	38.20
18B	280813	3770766	*	72.55	15.9	0.59	36.00	13.40	292.40	44.70
18C	280813	3770766	*	118.88	11.3	0.64	139.10	46.80	302.70	42.00

ادامه جدول پیوست شماره ۱.										
NAME	X	Y	lithology	KM	P%	T	K _{1d}	K _{1i}	K _{3d}	K _{3i}
18D	280813	3770766	Gr	106.90	15.6	0.64	116.30	49.10	279.60	39.70
19A	280971	3770970	*	78.59	13.1	0.22	116.30	49.10	279.60	39.70
19B	280971	3770970	*	78.33	11.9	0.42	136.30	39.50	326.80	50.00
19C	280971	3770970	*	83.16	12.3	0.45	144.80	25.50	305.00	63.10
19D	280971	3770970	*	75.54	14.1	0.39	156.00	37.40	279.90	36.10
20A	280977	3771173	*	96.19	12.7	0.44	125.40	19.50	271.00	66.80
20B	280977	3771173	*	93.46	12.7	0.45	105.00	19.80	262.70	68.70
20C	280977	3771173	*	62.77	8.1	0.17	109.80	27.20	17.80	3.90
21A	279970	3770711	*	105.44	12.2	0.58	320.00	1.00	221.90	83.00
21B	279970	3770711	*	119.64	12.1	0.53	94.20	15.00	203.20	50.70
21C	279970	3770711	*	125.30	14.0	0.53	331.90	206.00	222.70	82.20
21D	279970	3770711	*	127.82	13.1	0.79	314.80	10.60	73.70	68.80
22A	280139	3771243	*	93.53	14.0	0.47	102.50	8.20	107.50	31.10
22B	280139	3771243	*	76.01	13.0	0.76	266.40	46.70	109.80	40.90
22C	280139	3771243	*	97.44	12.2	0.38	119.30	8.30	224.30	60.60
22D	280139	3771243	*	84.73	13.3	0.46	287.20	0.10	196.90	64.00
22E	280139	3771243	*	82.76	22	0.63	290.60	23.70	155.90	58.00
23A	279629	3771460	*	115.12	14.0	0.52	110.30	10.80	253.60	76.60
23B	279629	3771460	*	93.94	13.2	0.58	127.90	4.10	233.50	75.20
23C	279629	3771460	*	112.24	12.9	0.59	129.70	1.30	235.60	85.20
23D	279629	3771460	*	104.50	12.7	0.50	130.60	1.70	230.40	80.00
23E	279629	3771460	*	109.66	13.2	0.47	127.00	1.00	219.70	69.10
23F	279629	3771460	*	105.24	13.8	0.56	25.80	3.40	282.90	75.30
19F	280971	3770970	Mic	129.39	19.0	0.62	103.80	47.30	291.20	42.50
19E	280971	3770970	*	537.14	13.9	0.51	89.70	44.80	284,5	44.20
19H	280971	3770970	*	628.61	11.7	0.90	79.30	26.80	323.10	41.20

ادامه جدول پیوست شماره ۱.										
NAME	X	Y	lithology	KM	P%	T	K _{1d}	K _{1i}	K _{3d}	K _{3i}
19I	280971	3770970	Mic	552.81	11.6	0.72	67.50	25.00	311.70	43.00
1J	279863	3770875	*	517.87	6.3	0.22	128.10	13.40	288.10	75.80
1H	279863	3770875	*	403.38	7.9	0.31	320.00	2.80	54.20	55.70
3A	279880	3771041	Apl	53.04	23.7	0.40	284.00	21.20	100.20	68.80
3G	279880	3771041	*	5.24	-48.3	0.38	310.50	8.60	52.10	53.10
3H	279880	3771041	*	2.27	49.1	-0.02	315.40	17.10	69.90	68.50
3I	279880	3771041	*	177.94	28.8	0.75	316.90	25.10	69.00	38.80

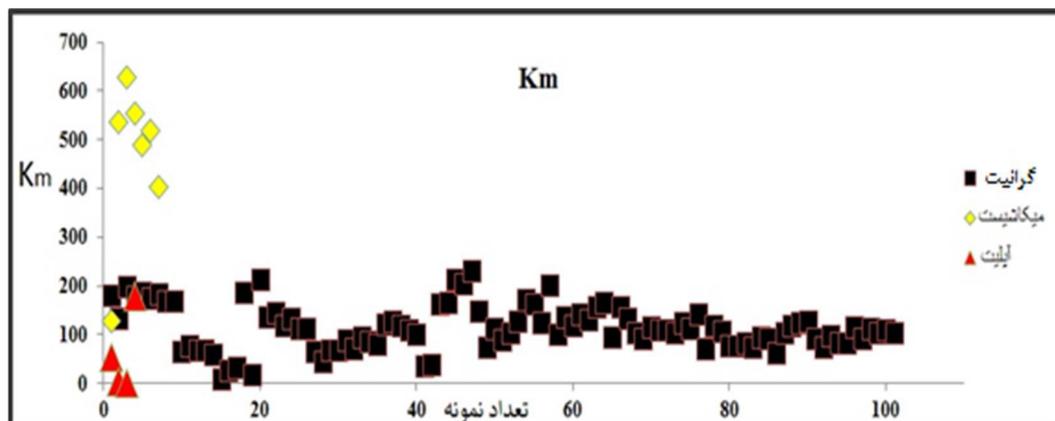
نمودار نشان‌دهنده واحدهای سنگی در ارتباط با فراوانی آن‌ها در شکل ۵-۱ نشان داده شده است. این نمودار نشان می‌دهد که بیشترین تعداد مغزه‌های گرفته شده مربوط به گرانیت‌های میلونیت شده می‌باشد و کمترین تعداد مغزه مربوط به آپلیت‌ها می‌باشد.



شکل ۵-۱ - نمودار نشان‌دهنده واحدهای سنگی در ارتباط با فراوانی در منطقه چاه زرد.

۵-۲- بررسی پارامترهای مغناطیسی

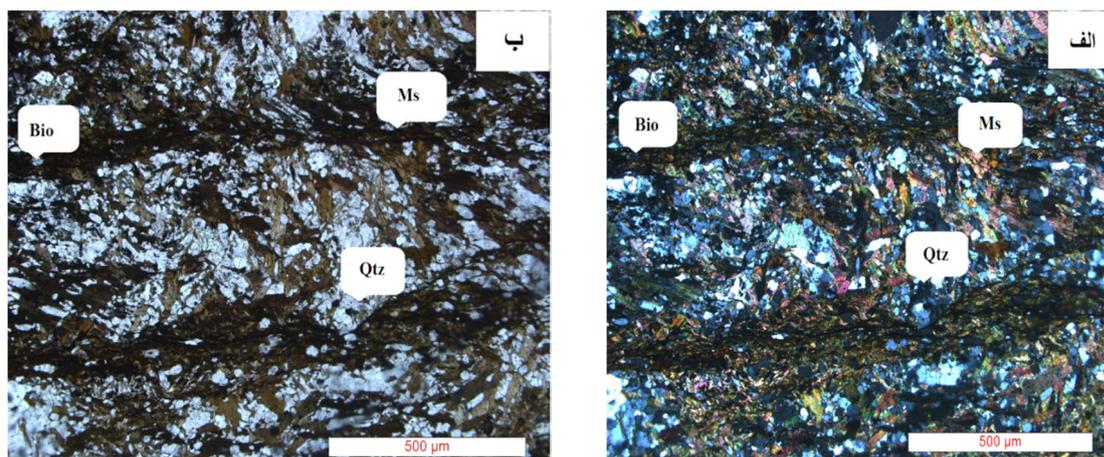
شکل ۵-۲ نشان می‌دهد که میکاشیست‌ها و گرانیت میکاشیست‌های میلونیتی شده غالباً دارای مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی بسیار زیادتری نسبت به گرانیت‌های میلونیتی شده مورد مطالعه می‌باشند.



شکل ۵-۲ - نمودار تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی به ازای تمام ترکیبات سنگی

گرانیت‌های چاه زرد و سایر سنگ‌های همراه آنها.

مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی گرانیت‌های نمونه‌های میکاشیستی و گارنت‌میکاشیستی از حدود $380 \mu\text{SI}$ تا $650 \mu\text{SI}$ متغیر است. گارنت میکاشیست‌ها به صورت آنکلاو در گرانیت‌ها به دام افتاده اند. در واقع این سنگ‌ها بخش‌هایی از گارنت میکاشیست‌های میزبان هستند که در بخش‌های حاشیه‌ای گرانیت‌های میلیونیتی شده چاه‌زرد وجود دارند. در سنگ‌های میکاشیستی مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی نسبتاً زیاد است این امر به دلیل فراوانی قابل توجه بیوتیت و هم‌چنین کانی‌های کدر می‌باشد (شکل ۳-۵).

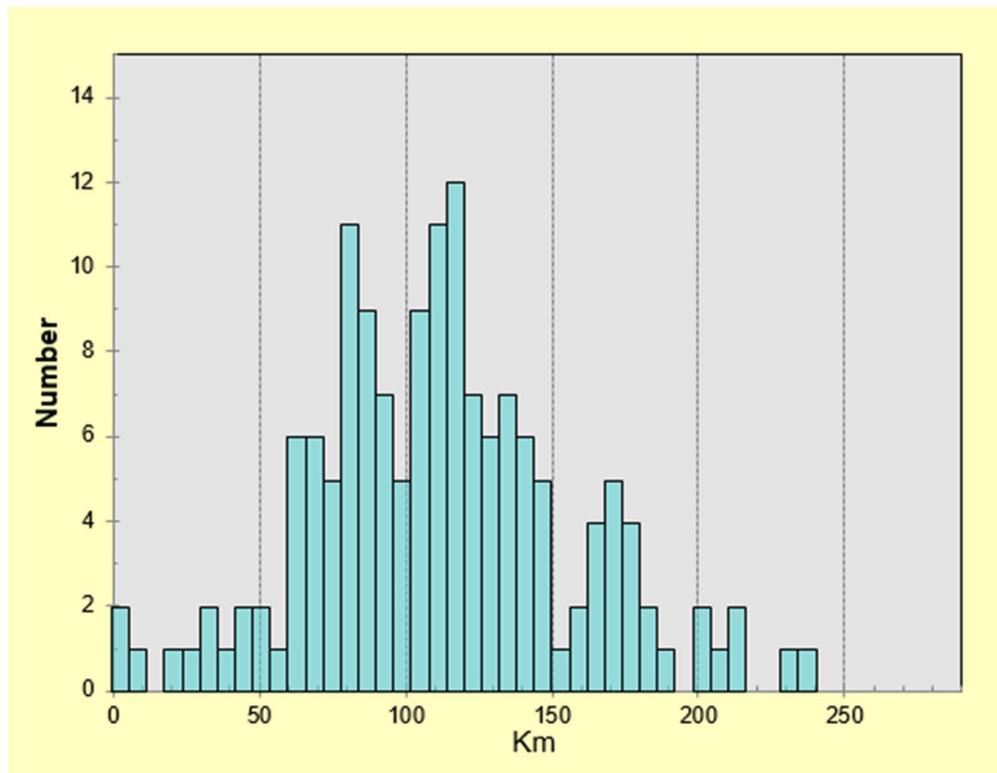


شکل ۳-۵- تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده توسعه برگوارگی و چین‌خوردگی ریز مقیاس در میکاشیست‌های با پذیرفتاری مغناطیسی بالا. تصویر الف در XPL و تصویر ب در PPL تهیه شده است.

گرانیت‌های میلیونیتی شده با دارا بودن حدود 104 مغزه بیشترین فراوانی جامعه آماری مورد مطالعه را به خود اختصاص داده‌اند. مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی آن‌ها از $10/6 \mu\text{SI}$ تا $230/26 \mu\text{SI}$ متغیر است. ولی غالباً مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی بین $100 \mu\text{SI}$ تا $200 \mu\text{SI}$ متغیر است. نمودار فراوانی تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی آن‌ها در مقابل تعداد نمونه‌ها در شکل ۴-۵ نشان داده شده است. شکل ۴-۵ نشان می‌دهد بیشترین فراوانی بین 75 تا $150 \mu\text{SI}$ می‌باشد.

گرانیت‌های میلیونیتی شده دارای مقادیر قابل توجه بیوتیت هستند، ولی به علت اینکه بخش قابل توجهی از بیوتیت‌ها به مسکوویت تبدیل شده‌اند، مقدار Km آن‌ها کاهش یافته و مقدار میانگین کلی

پذیرفتاری مغناطیسی میانگین در نمونه‌های گرانیتی میلونیتی شده مورد مطالعه برابر با $104 \mu\text{SI}$ می‌باشد، که از مقدار متعارف و معمول برای گرانیت‌ها کمتر است. از سوی دیگر آپلیت‌های میلونیتی شده دارای مقادیر Km بسیار پایین می‌باشد و مقدار آنها از $2 \mu\text{SI}$ تا $53 \mu\text{SI}$ متغیر است. دلیل پائین بودن مقادیر پائین پذیرفتاری مغناطیسی در آپلیت‌های میلونیتی شده، درصد بسیار ناچیز کانی‌های فرومنیزین، اوپک و بیوتیت است. مقادیر میانگین برای هر گروه سنگی در جدول ۵-۲ ارائه شده است.

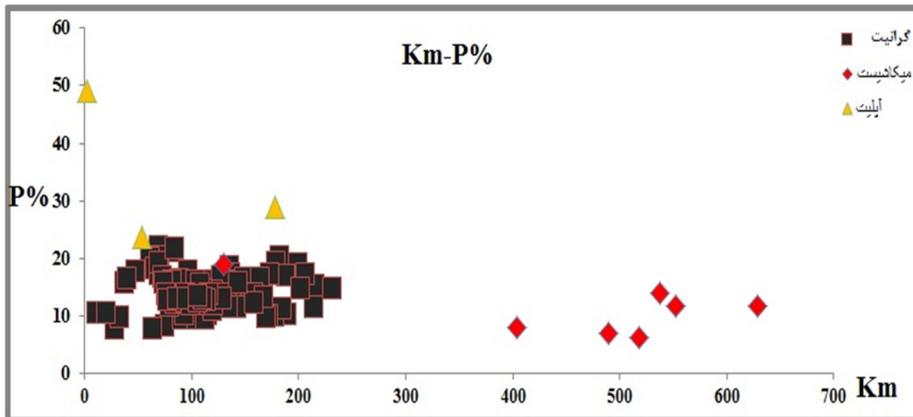


شکل ۴-۵ - نمودار فراوانی تغییرات مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی (Km)

به ازای ترکیبات سنگی گرانیت‌های میلونیتی شده چاه زرد و سایر سنگ‌های همراه.

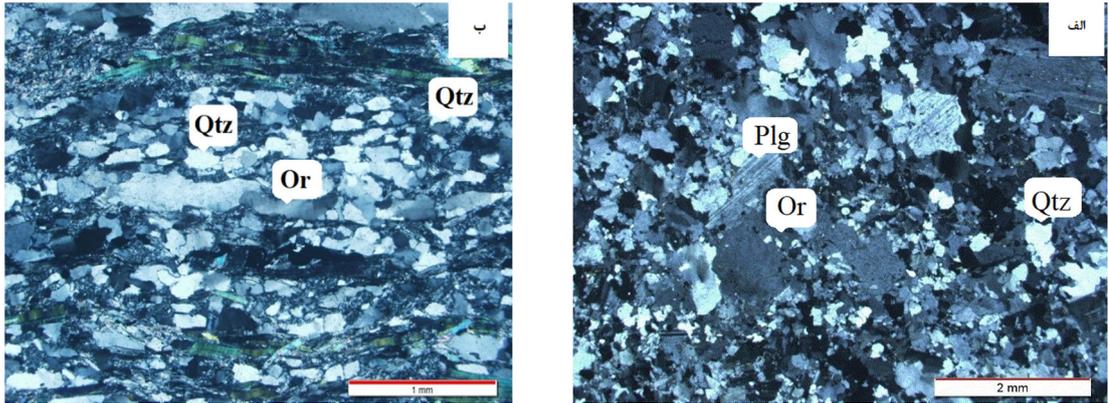
شکل ۵-۵ - رابطه بین درصد ناهمسانی مغناطیسی و میزان پذیرفتاری مغناطیسی را نشان می‌دهد. این نمودار نشان می‌دهد که تعداد اندکی از نمونه‌های سنگی دارای پذیرفتاری مغناطیسی بسیار زیادی هستند این دسته در واقع میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌های میلونیتی شده هستند. در گرانیت‌های میلونیتی شده مقدار ناهمسانگردی مغناطیسی بین ۵ تا ۳۰ درصد متغیر است و روند افزایشی تقریباً محسوس بین پارامترهای P و Km مشاهده می‌شود. اگرچه تعدادی از نمونه‌ها نیز از

این قاعده تبعیت نمی‌کنند. به نظر می‌رسد که علاوه بر پذیرفتاری مغناطیسی، میزان دگرشکلی بر رفتار متقابل بین P و Km تأثیر گذار است.



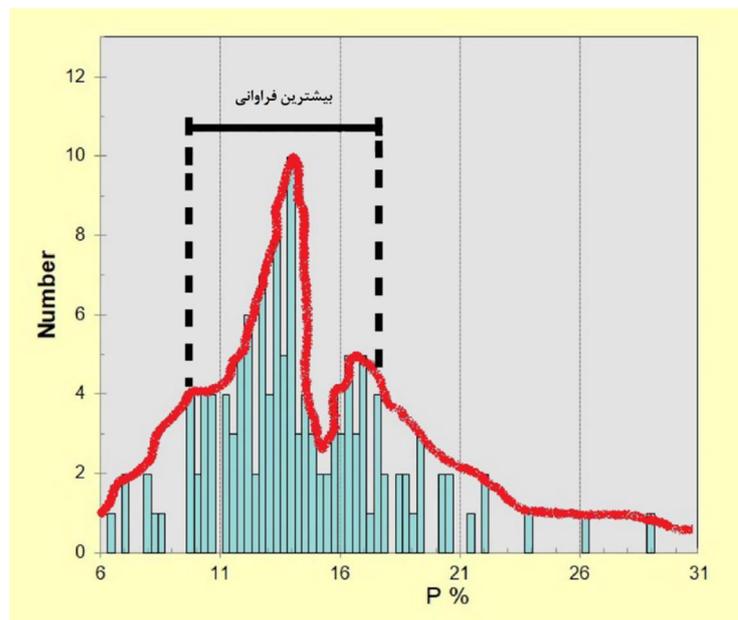
شکل ۵-۵- تغییرات پارامتر P برحسب درصد در مقابل Km برای تمام نمونه‌های سنگی مورد مطالعه.

برای مثال تعدادی از نمونه‌های گرانیتی میلونیتی‌شده که دارای پذیرفتاری مغناطیسی کمتر (حدوداً $70\mu\text{SI}$ تا $100\mu\text{SI}$) می‌باشند با داشتن مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی کم، از درصد ناهمسانی مغناطیسی بیشتری برخوردار هستند و حتی به‌طور موردی تعدادی از نمونه‌ها دارای درصد ناهمسانی مغناطیسی غیرعادی زیاد (حدود ۵۰ درصد) می‌باشند. بررسی مقاطع میکروسکوپی مربوط به این نمونه‌های گرانیتی میلونیتی‌شده نشان داد که شدت دگرشکلی در این نمونه‌ها بسیار زیاد است. قطعه قطعه شدن پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز و پرشدن فضای بین قطعات شکسته‌شده توسط رگه‌های باریک کوارتزی از ویژگی‌های بارز این نمونه‌ها است. در شکل ۵-۶ تصاویری از پدیده توصیف شده مرتبط با نمونه‌های سنگی دارای ناهمسانی مغناطیسی بالا ارائه شده است.



شکل ۵-۶ - تصاویری از پدیده های توصیف شده مرتبط با نمونه های سنگی دارای ناهمسانی مغناطیسی بالا (در XPL). به سبب گرین شدن شدید و ایجاد کوارتز های نواری شکل در این سنگ ها (به ویژه تصویر سمت چپ) توجه نمایید.

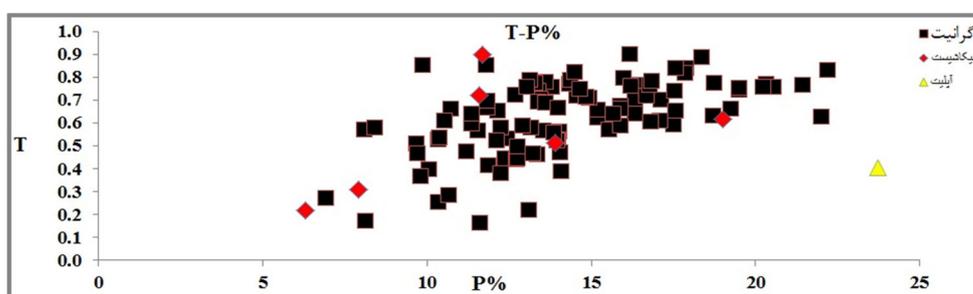
برای نمونه های میکاشیستی که دارای مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی بیشتری نسبت به گرانیت های میلونیتی شده هستند، نیز رابطه صعودی محسوسی بین Km و P مشاهده می شود. تصویر ۵-۷ نمودار تغییرات فراوانی P برای تمام نمونه های سنگی را نشان می دهد. بیشترین مقدار P بین ۹ تا ۱۸ درصد است.



شکل ۵-۷ - نمودار تغییرات فراوانی P برای کل نمونه های سنگی مورد مطالعه.

پس از بررسی رابطه بین پارامتر انیزوتروپی (P) و دگرشکلی، به این نتیجه می‌رسیم که نمونه‌های سنگی دارای مقادیر P زیاد، دارای دگرشکلی بیشتری هستند. مقادیر P در تمامی نمونه‌های حفاری شده بین ۲٪ تا ۵۰ درصد در یک نمونه گرانیته تا ۵۰ درصد در نمونه‌های آپلیتی متغیر می‌باشد. سنگ‌های مورد مطالعه دارای دگرشکلی و برگوارگی قابل توجهی هستند و به همین دلیل بیشتر نمونه‌ها دارای P و T مثبت هستند. بررسی پارامترهای همزمان P و T از یک سو و پتروگرافی سنگ‌های دگرشکل شده از سوی دیگر نشان می‌دهد، با افزایش شدت میلونیتی شدن که با ساب‌گرین شدن (دانه‌ریز شدن) و توسعه بیشتر برگوارگی و خطوارگی همراه است، ارتباط مستقیم صعودی وجود دارد. لیکن اگر تحولات صورت گرفته در طی میلونیتی شدن با حضور سیالات همراه باشد و به تبع آن دگرسانی اتفاق می‌افتد، تغییرات پسروده کانی شناسی را به دنبال خواهد داشت و بنابراین کاهش پذیرفتاری مغناطیسی باید در تعبیر و تفسیر نتایج به‌دست آمده دقت بیشتری به خرج داد. در شکل ۵-۸ تغییرات مقدار پارامتر شکل (T) در مقابل درصد ناهمسانی مغناطیسی (P%) نشان داده شده است. شکل ۵-۸ نشان می‌دهد که اکثر نمونه‌های سنگی مورد مطالعه دارای مقادیر T مثبت هستند و بیضوی مغناطیسی آن‌ها کلوجه‌ای شکل است. بالاترین مقدار T به ۰/۹۰ می‌رسد.

از بررسی پارامتر T و مشاهدات پتروگرافی نمونه‌های مورد بررسی به این نتیجه می‌رسیم که دگرشکلی شدیدی بر این سنگ‌ها تحمیل شده است. از سوی دیگر در این نمودار، رابطه‌ای تقریباً صعودی و مثبت بین مقادیر P و T مشاهده می‌شود.

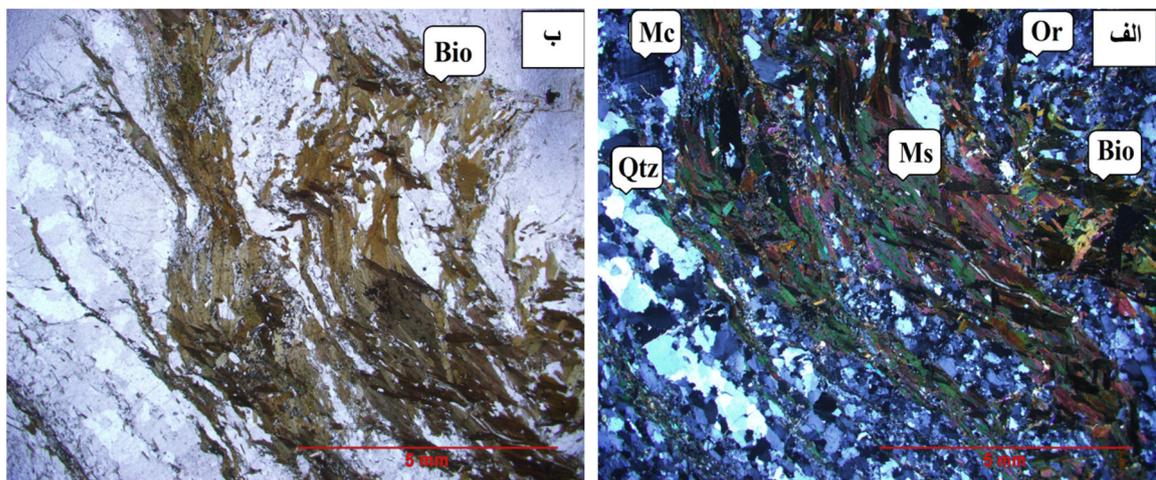


شکل ۵-۸ نمودار تغییرات P در مقابل T در تمام نمونه‌های مورد اندازه‌گیری.

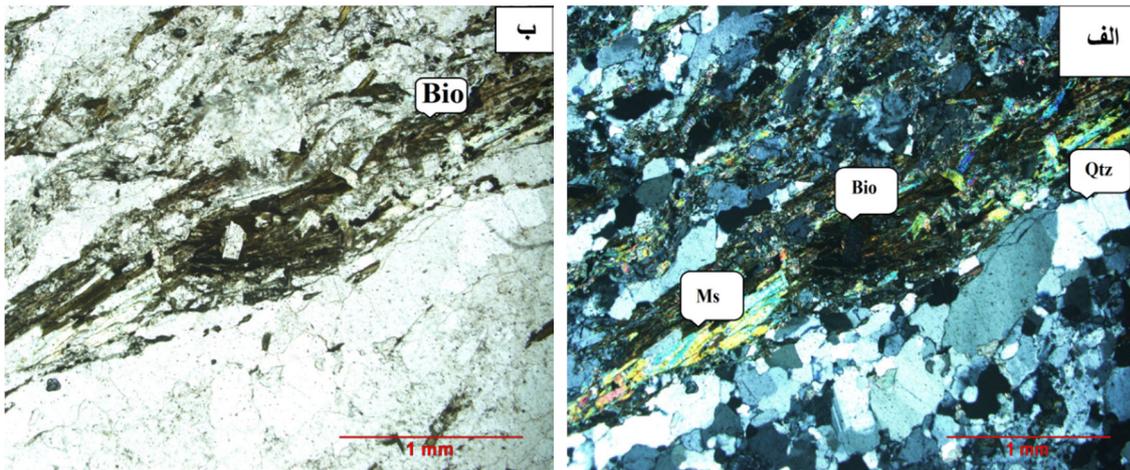
این نمودار رابطه مثبت و مستقیم بین P و T را به خوبی نشان می‌دهد.

تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های سنگی دارای T حدود ۰/۱ و P حدود ۰/۵ در شکل ۵-۹ نشان داده شده است. برای نمونه‌های دارای T حدود ۰/۹ و P حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد نیز در شکل ۵-۱۰ نشان داده شده است. این تصاویر به وضوح نشان می‌دهد که دگرشکلی می‌تواند بر تغییرات مقادیر P و T تأثیرگذار باشند.

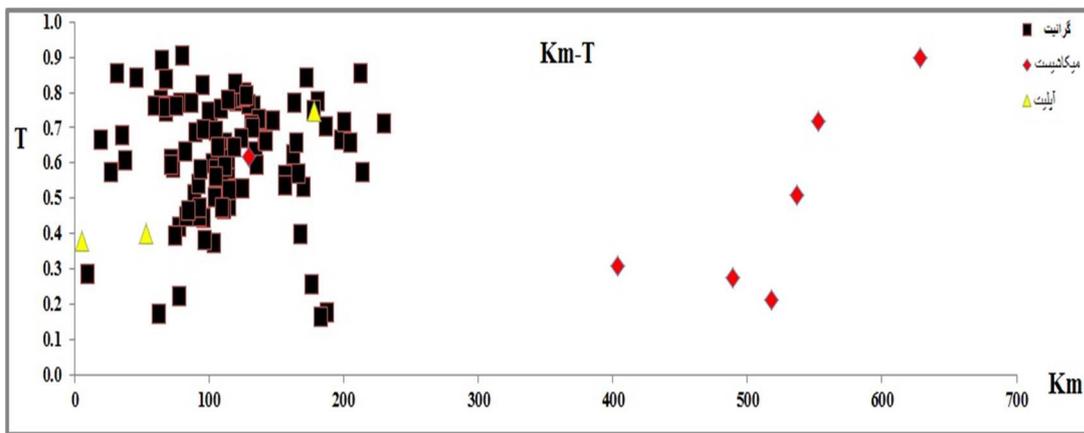
نمودار تغییرات پارامتر شکل (T) در مقابل تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی (Km) برای کل نمونه‌های سنگی در شکل ۵-۱۱ نشان داده شده است. شکل ۵-۱۱ نشان می‌دهد که در نمونه‌های میکاشیستی رابطه صعودی ملموسی بین T و Km وجود دارد. با افزایش مقادیر Km، مقدار T نیز افزایش پیدا می‌کند ولی در نمونه‌های گرانیتی رابطه چندان بارزی بین T و Km مشاهده نمی‌شود. احتمالاً بر اثر دگرشکلی و همچنین دگرسانی تحمیل‌شده بر سنگ‌های گرانیتی رابطه بین تغییرات T و Km تا حدودی تحت تأثیر قرار گرفته است.



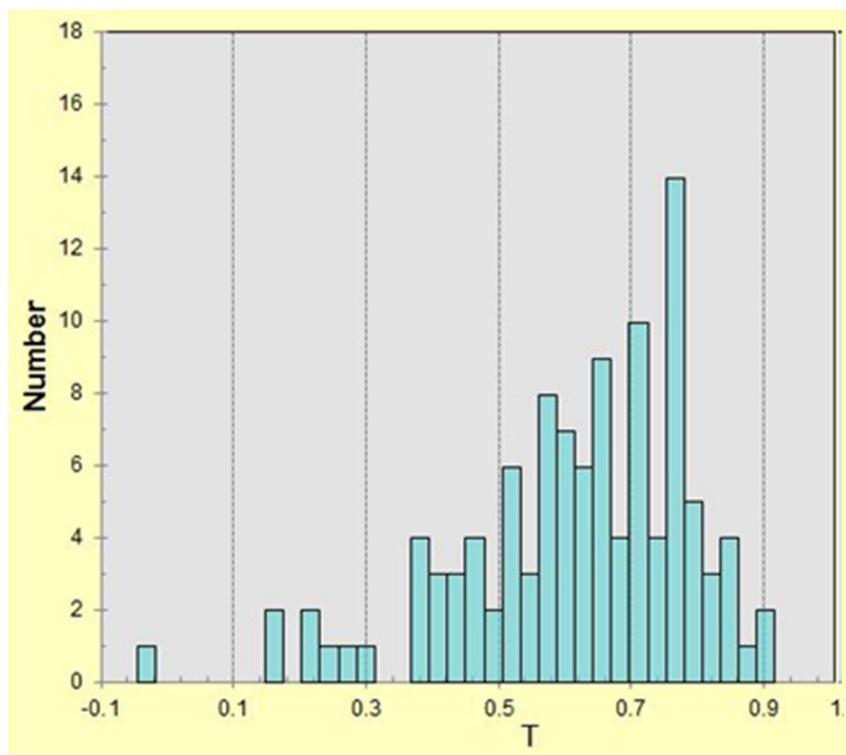
شکل ۵-۹ - تصاویر میکروسکوپی گرانیت پر میکای میلونیتی شده در XPL و PPL نشان داده شده است. T حدود ۰/۱ و P حدود ۱۰ درصد، مربوط به ایستگاه سوم و در بخش مرکزی منطقه قرار دارد. به چین خوردگی ریز مقیاس این گرانیت ها و ساب گرین شدن فلدسپار ها و له شدگی میکاها توجه نمایید.



شکل ۵-۱۰- تصاویر میکروسکوپی برای نمونه های دارای T حدود ۰/۹ و P حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد می باشد. مربوط به ایستگاه هفتم و در بخش جنوب غربی منطقه می باشد. به افزایش شدت خرد شدگی کانیها در این نمونه گرانیت میلونیتی شده توجه نمایید.



شکل ۵-۱۱- نمودار تغییرات T در مقابل Km برای نمونه های سنگی مورد مطالعه در منطقه چاه زرد.



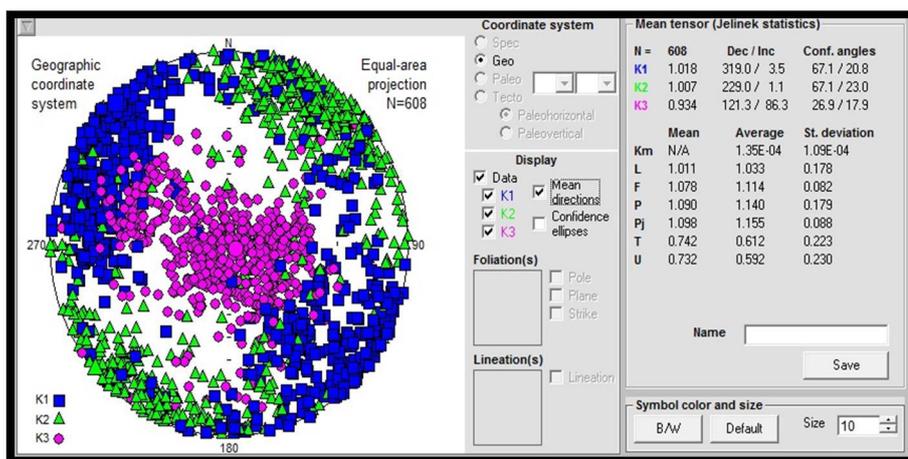
شکل ۵-۱۲- نمودار تغییرات فراوانی T برای کل نمونه های سنگی مورد مطالعه.

شکل ۵-۱۲ نمودار تغییرات فراوانی پارامتر شکل (T) را نشان می‌دهد. در این تصویر مشاهده می‌شود مقدار (T) بین ۰/۵ تا ۰/۸ متغیر می‌باشد.

یکی از راه‌های دیگر تجزیه و تحلیل پارامترهای مغناطیسی استفاده از استریوگرام‌هایی است که موقعیت مکانی یا برداری محورهای K_1 ، K_2 و K_3 را بر روی آن‌ها نشان داده شده است.

نمودار استریوگرام نشان دهنده موقعیت محورهای مغناطیسی کل نمونه‌های مورد بررسی در شکل ۵-۱۳ نشان داده شده است. این نمودار در گام اول نشان می‌دهد که موقعیت محورهای K_1 ، K_2 و K_3 از تمرکز و انسجام خوبی برخوردار هستند. 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 کم یا 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 شمال غرب استریوگرام واقع می‌شوند و دارای شیب کم تا نسبتاً کم می‌باشند. از سوی دیگر موقعیت محور K_2 در پیرامون

حاشیه استریوگرام واقع شده‌اند و معرف شیب کم بردار حدواسط بیضوی مغناطیسی یا K_2 می‌باشند. در مجموع این نمودار بیانگر آنست که نمونه‌های سنگی مورد مطالعه رفتار نسبتاً همگنی نشان می‌دهند. برگواره‌های مغناطیسی دارای شیب کمی هستند و خطواره‌های مغناطیسی عمدتاً به سمت شمال‌غرب یا جنوب‌شرق آرایش یافته‌اند. موقعیت محورهای استریوگرام مربوط به هر گروه سنگی به طور مجزا مورد بحث و بررسی قرار خواهند گرفت.



شکل ۵-۱۳ - استریوگرام های ترسیم شده مبتنی بر پارامترهای مغناطیسی اندازه‌گیری با استفاده از نرم‌افزار Anisoft 4.2 برای گرانیت های میلونیتی شده، آپلیت های میلونیتی شده و آنکلاو های میکاشیستی (سورمیکاسه) همراه آن‌ها در منطقه چاه زرد.

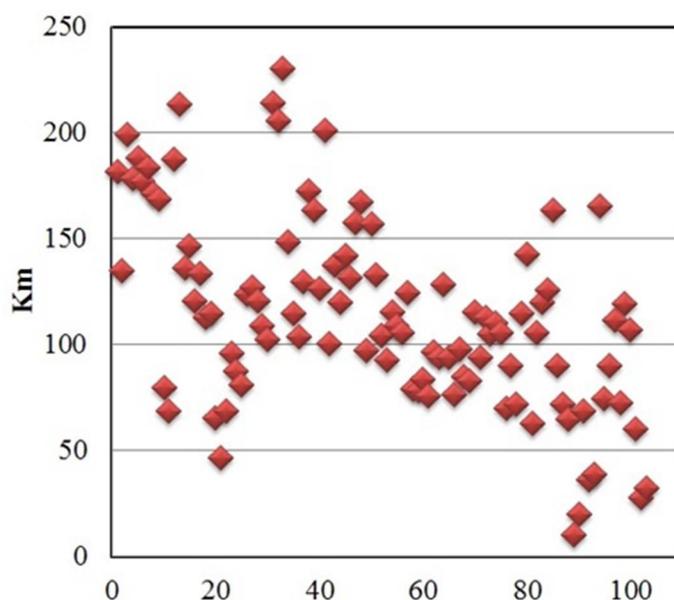
۵-۲-۱- بررسی پارامترهای مغناطیسی در گرانیت های میلونیت شده

با توجه به داده‌های به‌دست‌آمده از جدول پیوست ۱، بالاترین میزان K_m در گرانیت‌ها مربوط به نمونه FJ-1F بوده که مقدار آن $489 / 01 \mu SI$ است. این نمونه گرانیتی درشت‌دانه است و حاوی بلورهای درشت بیوتیت است و دلیل اصلی بالا بودن پذیرفتاری مغناطیسی آن با حضور مقادیر قابل‌توجه بیوتیت و احتمالاً دانه‌های ریز اکسیدهای آهن قابل‌توجه است. بیوتیت به واسطه داشتن آهن در ترکیب شیمیایی خود، دارای مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی قابل توجه در حدود $800 \mu SI$ تا $3000 \mu SI$ می‌باشد. میزان فراوانی بیوتیت می‌تواند مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی کل سنگ را تحت تاثیر قرار دهد.

مقدار پذیرفتاری مغناطیسی		فرمول شیمیایی	نام کانی
Km: 800-3000 μ SI	→	$K(Mg, Fe^{2+})_3 [Al Si_3 O_{10}] (OH)_2$	Biotite:
Km: 140 to 110 μ SI	→	$KA_1_3 Si_3 O_{10} (OH)_2$	Muscovite:

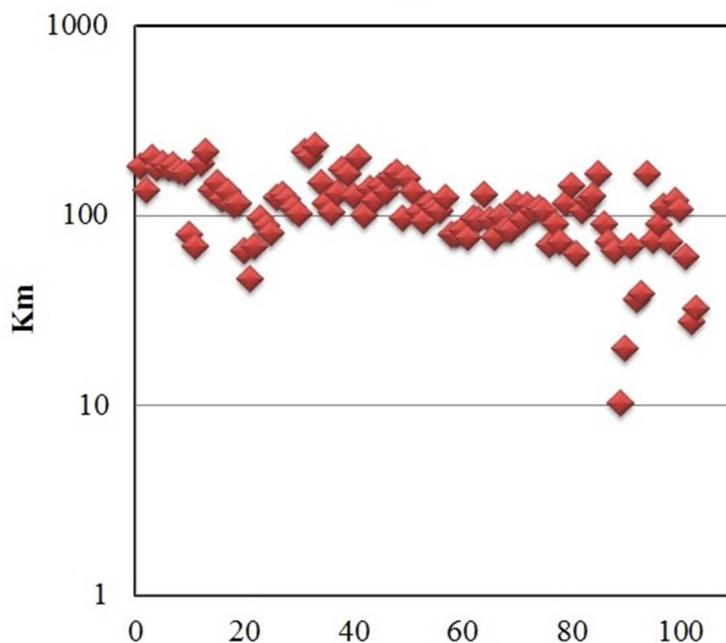
پایین‌ترین میزان Km مربوط به مغزه FJ-5E با $19/6 \mu$ SI است. مقدار متعارف (معمول) پذیرفتاری مغناطیسی برای گرانیت‌های نوع S حدود 200μ SI تا 230μ SI است. در صورتی که در طی میلیونیت-زایی در حضور سیالات (که با تغییر کانی‌شناسی تبدیل بیوتیت به مسکوویت یا بیوتیت به اکسید آهن همراه است)، مقادیر Km حدود 50 تا 100 میکرواس‌آی (μ SI) کاهش می‌یابد. در واقع کاهش پذیرفتاری مغناطیسی انعکاسی از تغییرات کانی‌شناسی گرانیت‌ها در مرحله میلیونیت‌زایی و میگماتیت-زایی در سنگ‌های دگرگونی است.

شکل ۵-۱۴ نمودار تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های گرانیتی چاه زرد را نشان می‌دهد. معرّف آن است که مقادیر Km گرانیت‌ها نزدیک به صفر تا حداکثر 230μ SI متغیر است، ولی عمدتاً در محدوده بین 50 تا 150μ SI قرار می‌گیرند. مقادیر Km متأثر از فراوانی بیوتیت و مقادیری کانی اوپک می‌باشد.



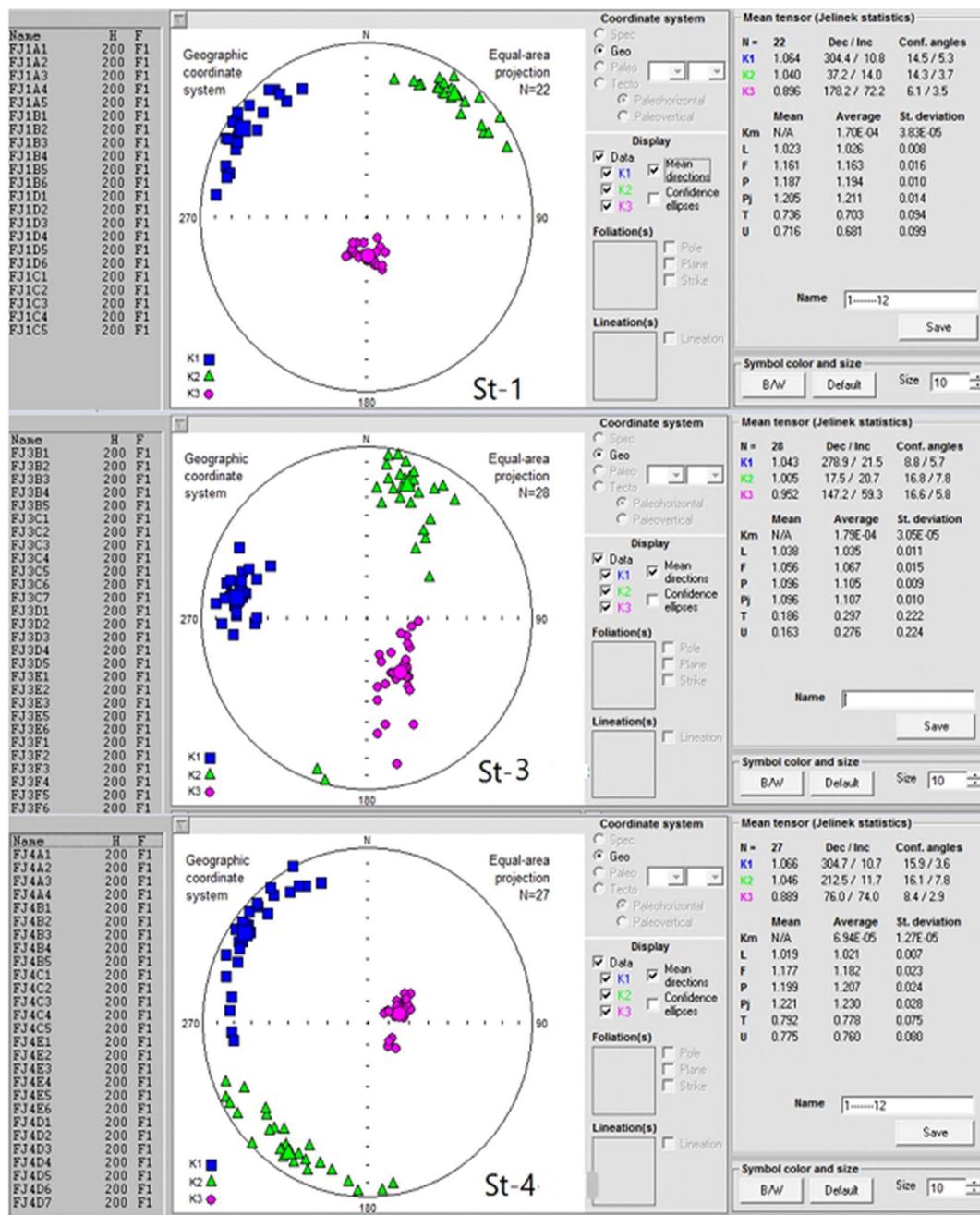
شکل ۵-۱۴- تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های گرانیت‌های میلیونیتی‌شده چاه زرد.

شکل ۵-۱۵ نمودار لگاریتمی تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های گرانیت‌های چاه زرد را نشان می‌دهد و بیانگر آن است که عمده مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین بین ۵۰ تا ۲۵۰ μSI متغیر است. تعداد اندکی از نمونه‌ها که دارای مقادیر Km پایین هستند. این نمونه‌ها در واقع نمونه‌های آپلیتی عاری از کانی‌های آهن دار مافیک و کانی‌های اپک می‌باشند.



شکل ۵-۱۵- نمودار لگاریتمی تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های گرانیت‌های چاه زرد.

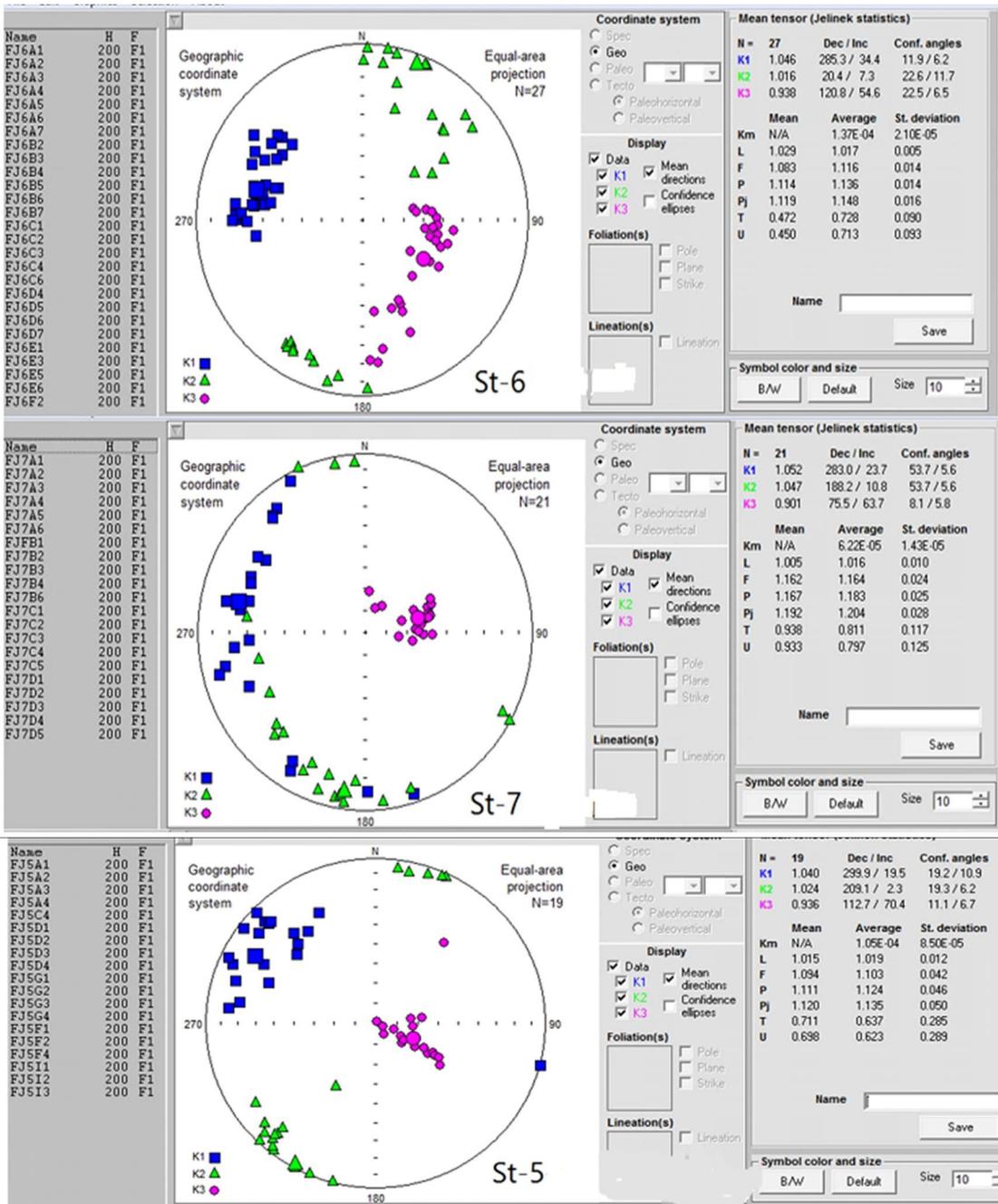
اگر موقعیت محورهای K_1 ، K_2 و K_3 نمونه‌های که پارامترهای مغناطیسی آن‌ها اندازه‌گیری شده است را بر روی استریوگرام نشان دهیم آشفتگی‌هایی در استریوگرام آن‌ها دیده می‌شود که در نگاه اول نوعی بی‌نظمی یا عدم انطباق به نظر می‌رسد ولی وقتی داده‌ها را برحسب موقعیت مکانی و تفکیک گروه‌های سنگی به‌طور مجزا بررسی کنیم، درمی‌یابیم که هر منطقه از لحاظ موقعیت محورهای K_2 ، K_1 یا K_3 به عبارتی خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی دارای ویژگی‌های خاص خود می‌باشد و از نظم محسوسی برخوردار می‌باشند. این نتیجه‌گیری به ما نشان می‌دهد که در محیط‌های دگرگونی باید در تفسیر استریوگرام‌ها مبتنی بر داده‌های مغناطیسی دقت بیشتری به خرج داد و کلیه شواهد صحرائی، پتروگرافی و مغناطیسی را همزمان مورد توجه قرار داد (شکل ۵-۱۶).



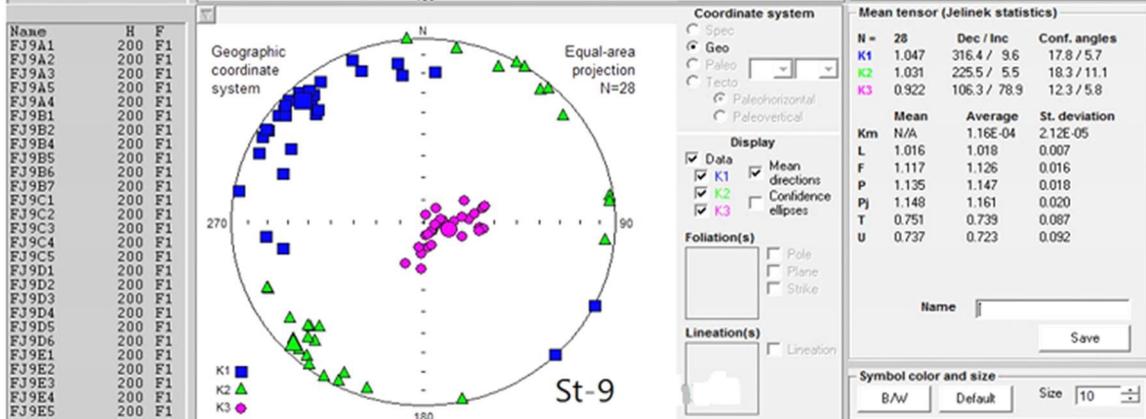
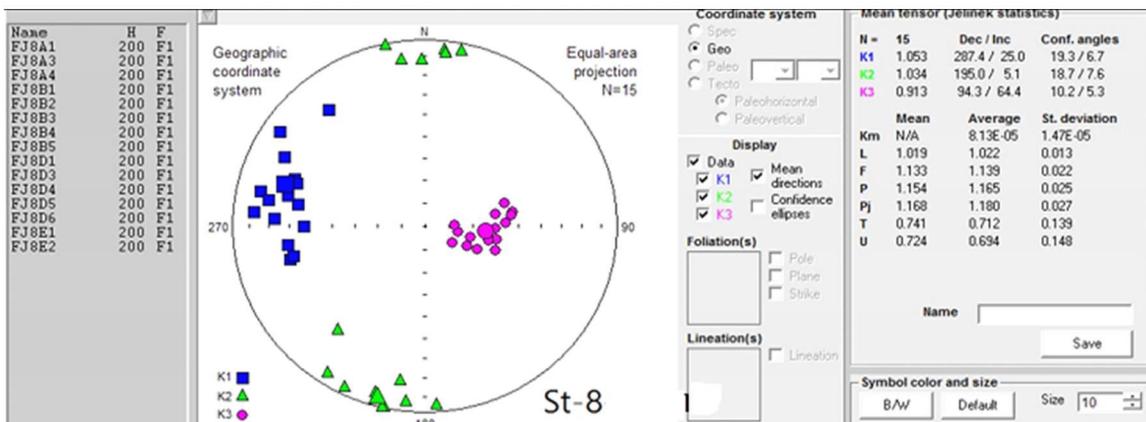
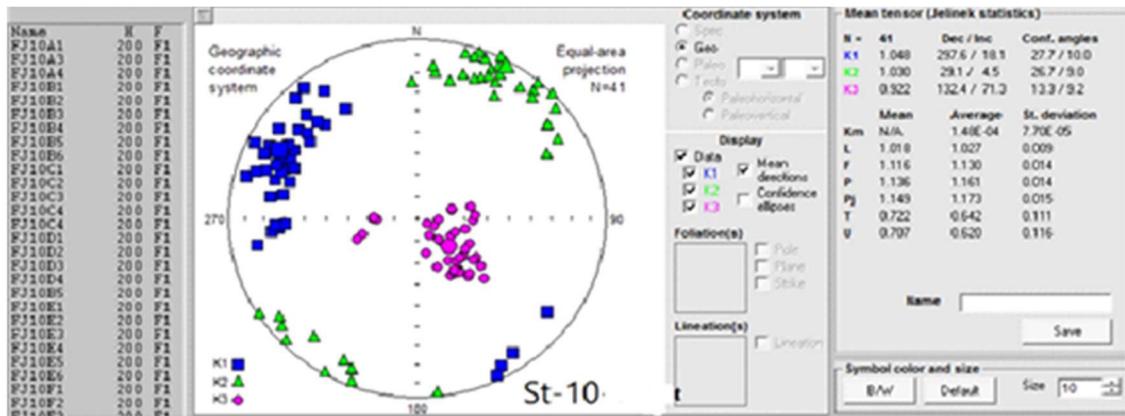
شکل ۵ - ۱۶ - استریوگرام های ترسیم شده مبتنی

بر پارامتر های مغناطیسی اندازه گیری با استفاده از نرم افزار Anisoft 4.2

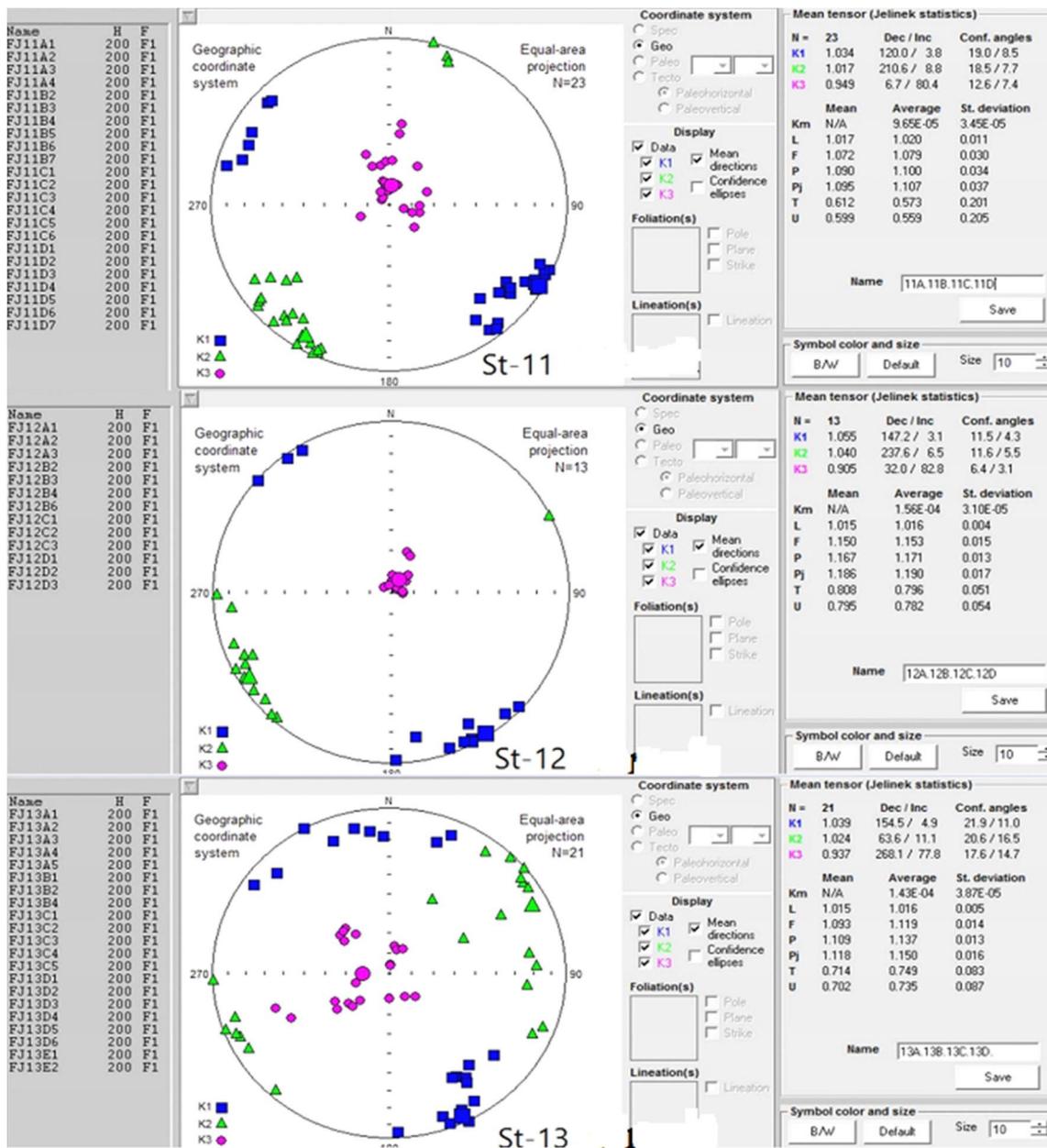
برای گرانیتهای میلونیتی شده چاه زرد.



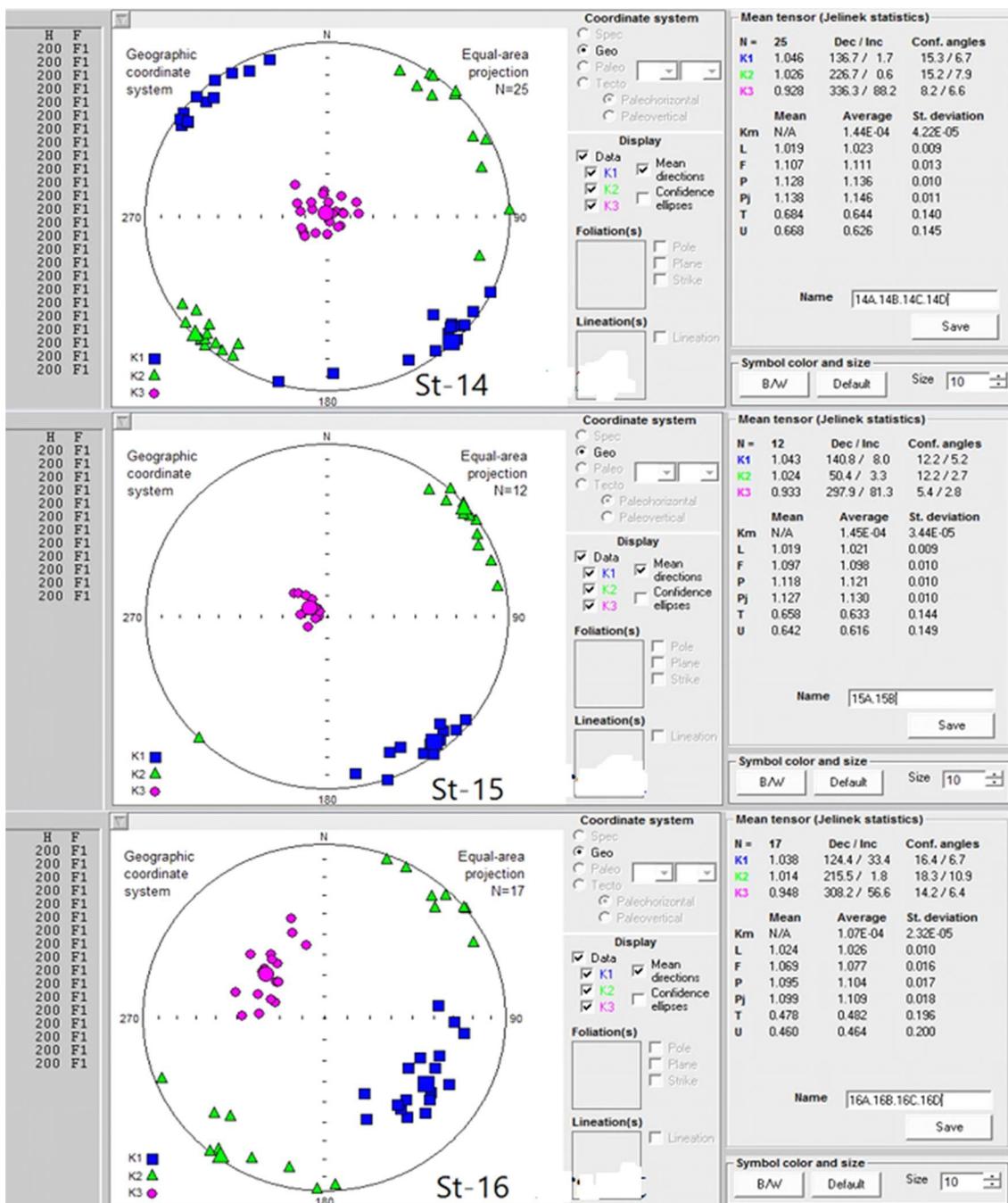
ادامه شکل ۵-۱۶.



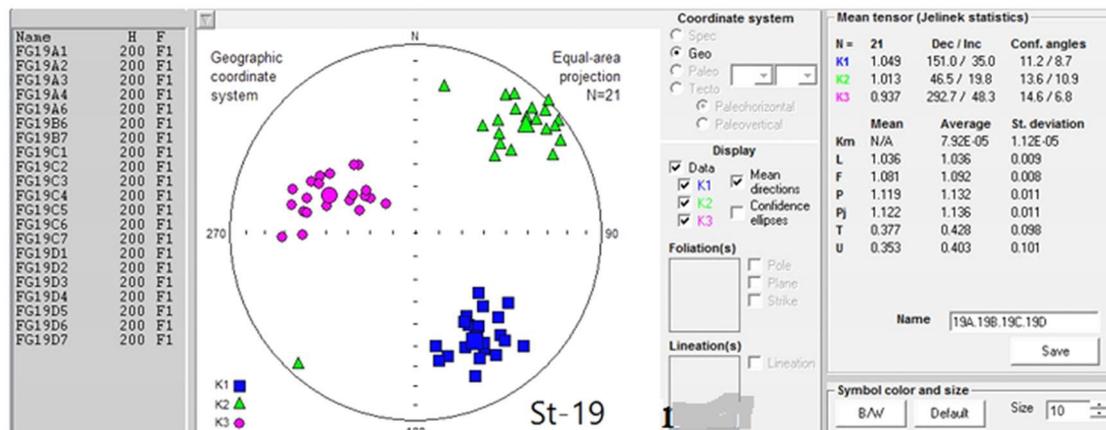
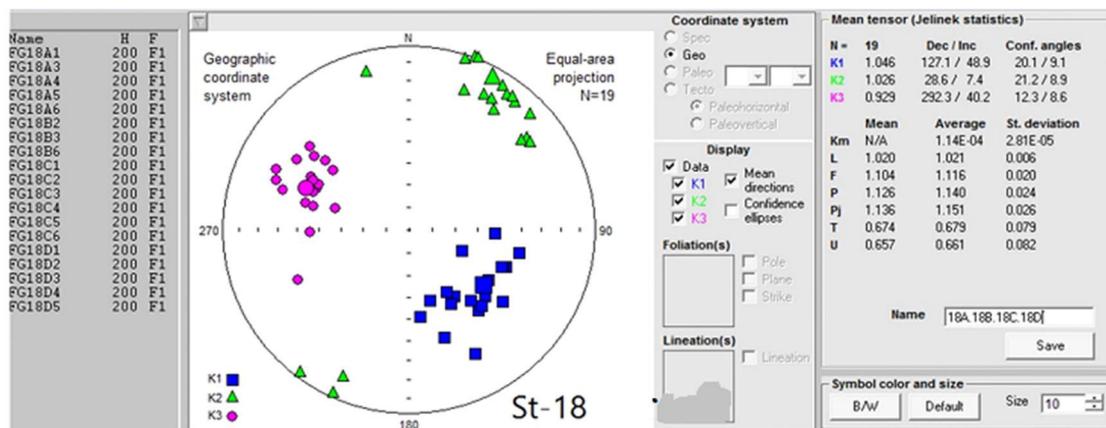
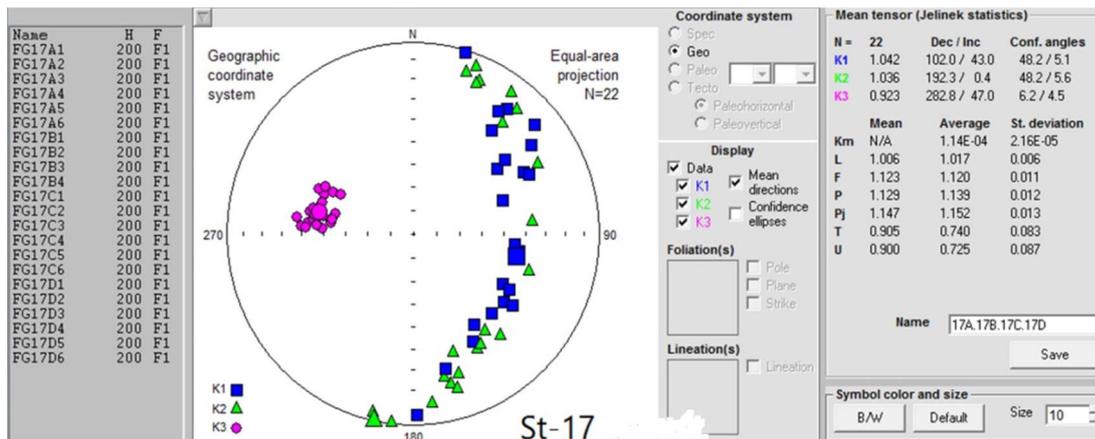
ادامه شکل ۵-۱۶.



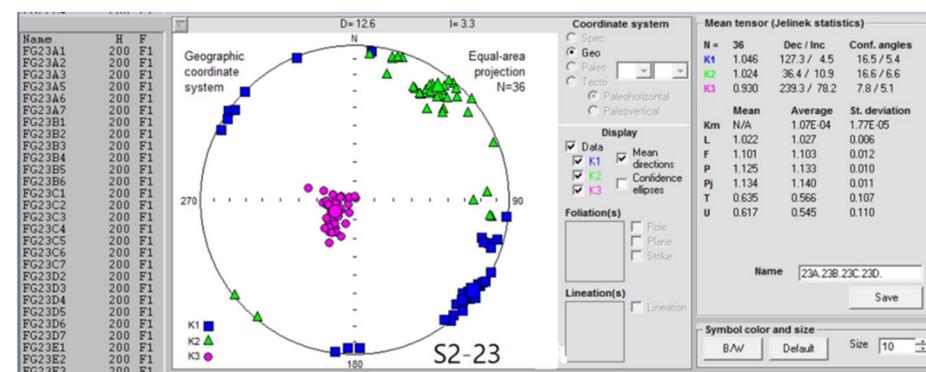
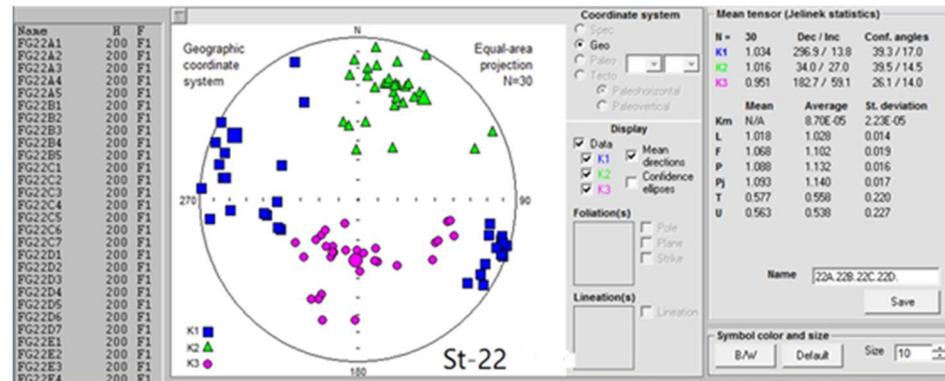
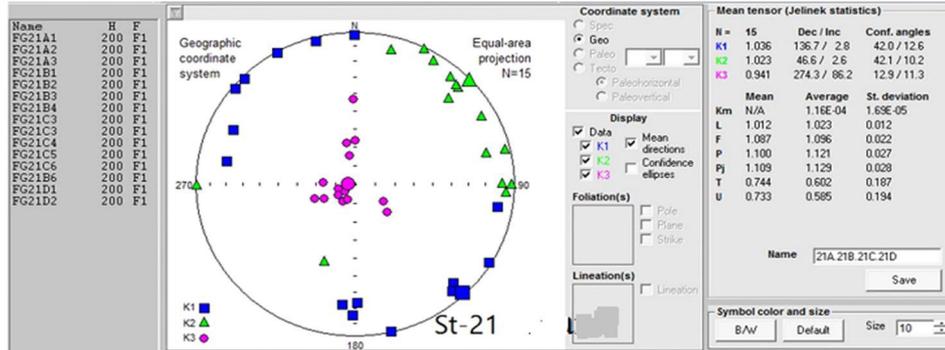
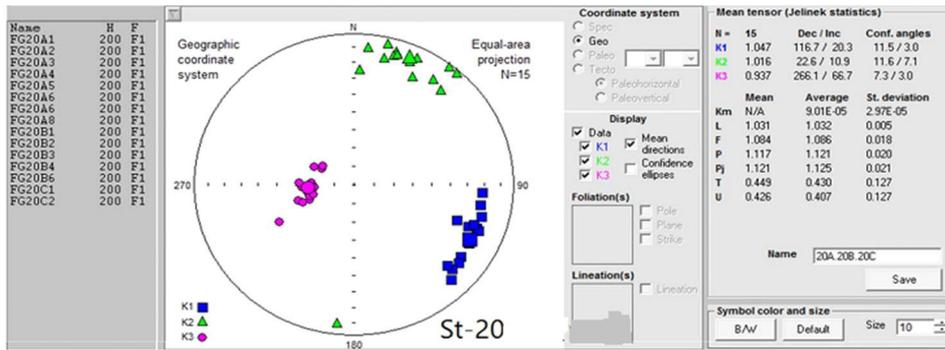
ادامه شکل ۵-۱۶.



ادامه شکل ۵-۱۶.



ادامه شکل ۵-۱۶.



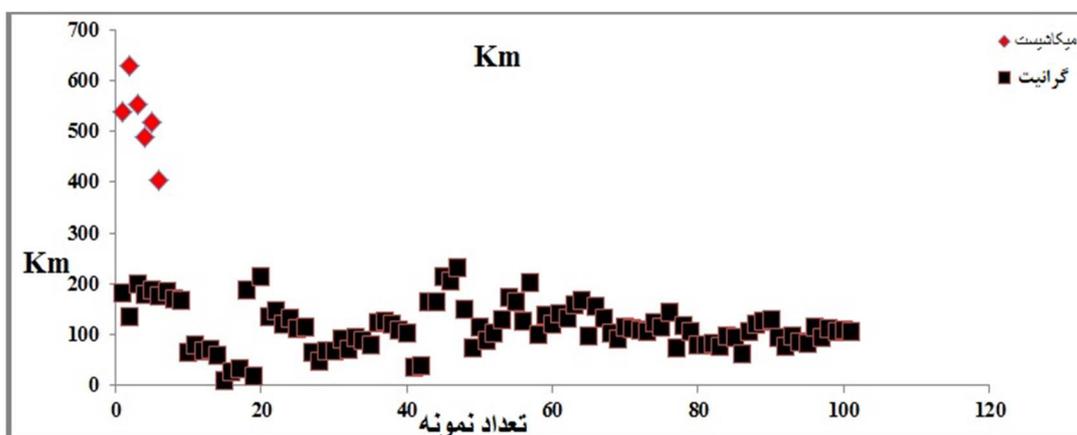
ادامه شکل ۵-۱۶.

۵-۲-۲- مقایسه پارامترهای مغناطیسی در گرانیت‌ها و میکاشیست‌ها

با پیشرفت فرایند دگرگونی، بیوتیت به ارتوکلاز تبدیل می‌شود. با افزایش دما و فشار در طی دگرگونی ناحیه‌ای کانی‌های سیلیکاته فرومنیزین، بیوتیت به طور خاص به ارتوکلاز طی واکنش‌های زیر تبدیل می‌شود.

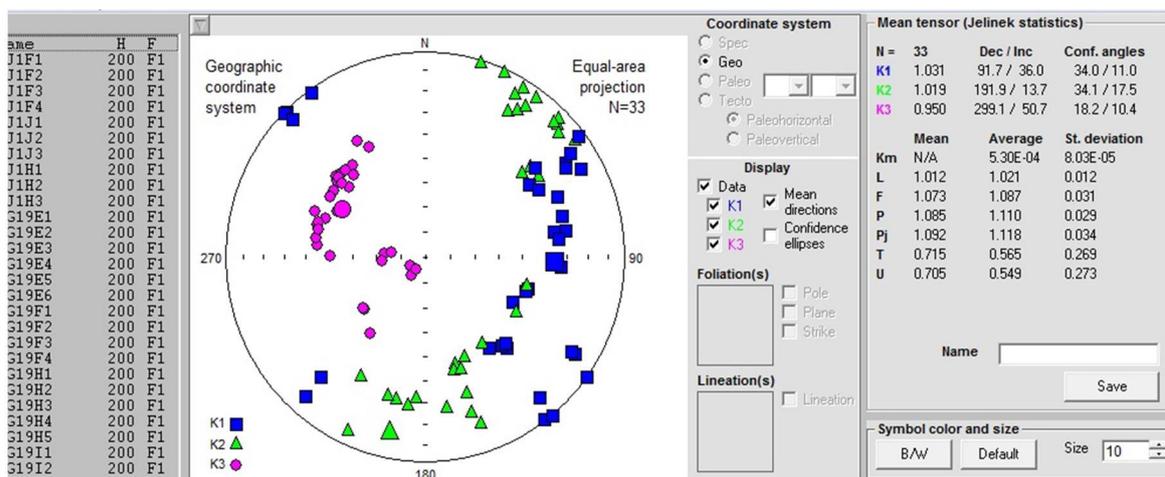


پيامد این تغییرکانی‌شناسی، مقدار پذیرفتاری مغناطیسی گرانیت‌ها در مقایسه با میکاشیست‌ها به شدت کاهش پیدا می‌کند. به طوری که مقدار μSI در Km در میکاشیست‌ها بین $500 \mu\text{SI}$ تا $600 \mu\text{SI}$ است. علاوه بر این تحولات در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های گرانیتی (احتمالاً در طی میلیونیت‌زایی) تحت تأثیر سیالات داغ قرار گرفته‌اند. بخش عمده‌ای از بیوتیت‌ها به مسکوویت تبدیل شده است در نتیجه مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی (Km) گرانیت‌های میلیونیتی چاه زرد نسبت به سنگ‌های میکاشیستی و گارنت میکاشیستی همراه آن‌ها به کمتر از نصف کاهش پیدا کنند. شکل ۵-۱۷ این موضوع را به خوبی به نمایش می‌گذارد. شکل ۵-۱۸ استریوگرام‌های ترسیم شده مبتنی بر پارامترهای مغناطیسی اندازه‌گیری با استفاده از نرم‌افزار Anisoft 4.2 برای میکاشیست‌های منطقه چاه زرد را نشان می‌دهد.



شکل ۵-۱۷- نمودار مقایسه تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی گرانیت‌های میلیونیتی شده

و میکاشیست‌های میلیونیتی شده همراه آنها.



شکل ۵-۱۸- استریوگرام های ترسیم شده مبتنی بر پارامترهای مغناطیسی اندازه‌گیری با استفاده از نرم‌افزار Anisoft 4.2 برای میکاشیست‌های منطقه چاه زرد که به صورت آنکلاو همراه گرانیت‌ها یافت می‌شوند.

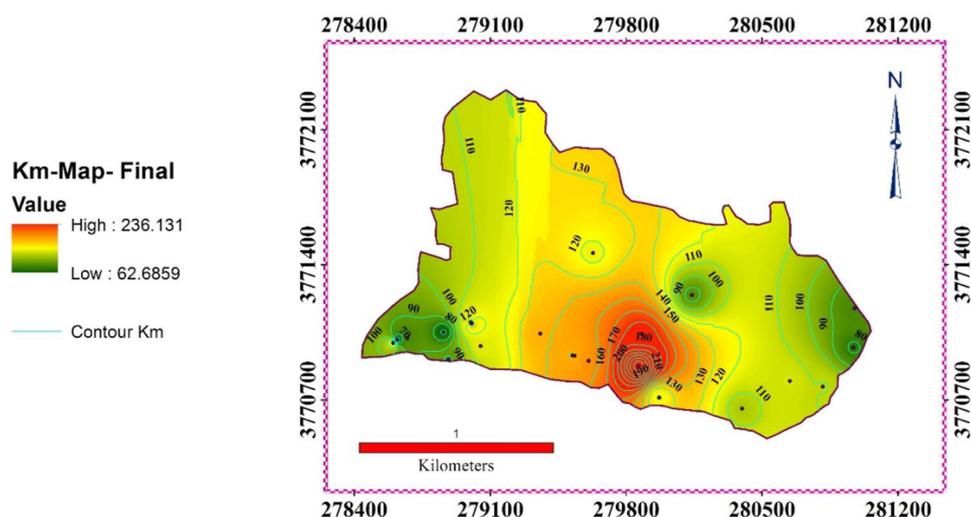
۵-۳- بررسی نقشه‌های مبتنی بر پارامترهای مغناطیسی

با استفاده از نتایج نهایی داده‌های خروجی دستگاه اندازه‌گیری خودپذیری مغناطیسی ارائه شده، نقشه‌های مبتنی بر تغییرات پارامترهای مغناطیسی مختلف گرانیت‌های چاه زرد ترسیم شد. در ادامه به بحث و بررسی هر یک از نقش‌های به دست آمده خواهیم پرداخت.

۵-۳-۱- نقشه خودپذیری مغناطیسی میانگین

خودپذیری مغناطیسی میانگین از جمله پارامترهای مهم در انجام کارهای فابریک مغناطیس می‌باشد. از این پارامتر در تعبیر و تفسیرهای ویژگی‌های مختلف از جمله تغییرات فراوانی کانی‌های مغناطیسی و شناخت احتمالی انواع آن‌ها استفاده می‌شود. در حاشیه غربی و شرقی توده معمولاً مقادیر Km پایین و حدود ۶۰ تا ۱۰۰ μ SI می‌باشد. در بخش جنوبی پیرامون ایستگاه اول مقدار Km بیشترین فراوانی را نشان می‌دهد و حداکثر ۲۳۶ μ SI می‌رسد. با توجه به مشاهدات صحرایی و پتروگرافی سنگ‌های گرانیتی دگرشکل پیرامون این ایستگاه دارای کمترین دگرسانی می‌باشند. در بقیه بخش‌های توده گرانیتوئیدی چاه زرد مقادیر Km بین ۱۲۰ تا ۱۶۰ μ SI متغیر است. با توجه به مقادیر خودپذیری مغناطیسی میانگین در هر ایستگاه (ارائه شده در جدول ۵-۱) نقشه خودپذیری مغناطیسی میانگین به

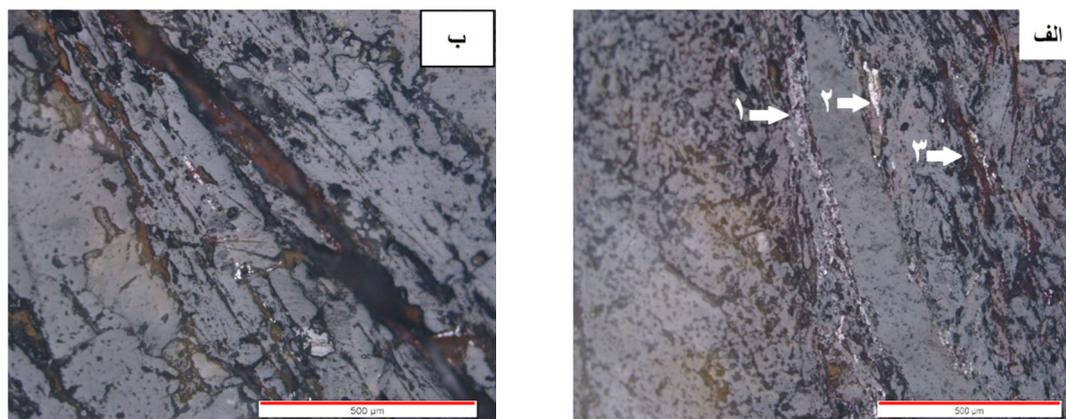
صورت مقادیر عددی حاصل شد. با ترسیم نقشه پهنه‌بندی K_m ، نقشه‌ای حاصل شد که فهم تغییرات K_m در آن به مراتب آسانتر می‌باشد (شکل ۵-۱۹). مناطق دارای K_m بزرگتر از نظر لیتولوژی با فراوانی بیشتر بیوتیت و حضور فازهای آهن‌دار و اوپک نظیر ایلمنیت در درجه اول و کانی‌های حاصل از هوازدگی آن‌ها، سازگار است. در ضمن مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه معرّف نبود مگنتیت در آنها می‌باشد. از این رو بین این پارامتر و ترکیب سنگ‌شناسی سنگ‌های مورد بررسی انطباق روشنی وجود دارد.



شکل ۵-۱۹- کنتور دیاگرام و نقشه نشان‌دهنده

تغییرات خودپذیری مغناطیسی میانگین (K_m) در گرانیت‌های میلونیتی شده چاه زرد.

در شکل ۵-۲۰ تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های صیقلی تهیه شده از گرانیت‌های چاه زرد نشان داده شده است. در این تصاویر معرّف حضور ایلمنیت در گرانیت‌ها می‌باشد.



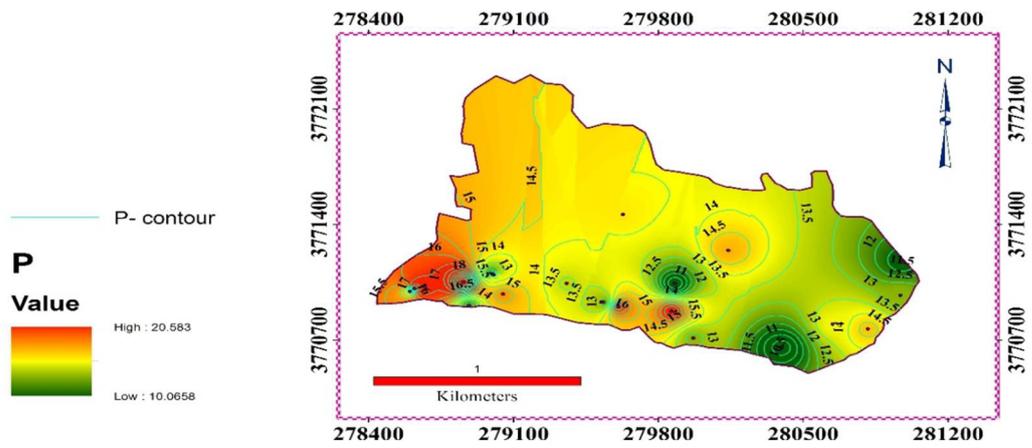
شکل ۵-۲۰- تصاویر میکروسکوپی تهیه شده از نمونه های صیقلی گرانیت های چاه زرد.

در این تصاویر وجود کانی ایلمنیت در گرانیت ها محرز است.

در تصویر الف عدد ۱، هماتیت را نشان می دهد عدد ۲، مگنتیت و عدد ۳، گوتیت را نشان می دهد.

۵-۳-۲- نقشه درصد انیزوتروپی P

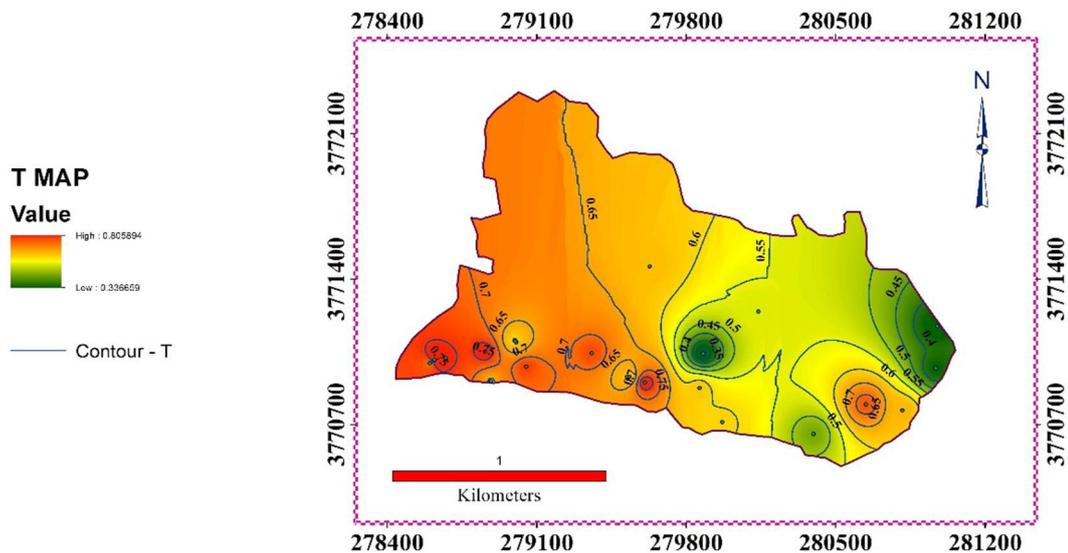
درصد انیزوتروپی از رابطه بین K_1 به عنوان حداکثر مقدار خودپذیری مغناطیسی و K_3 معرف حداقل میزان خودپذیری مغناطیسی و طبق رابطه K_1/K_3 حاصل می گردد. مقادیر P بدست آمده برای نمونه های سنگی مورد مطالعه در جدول پیوست شماره ۱ ارائه شده است. دامنه تغییرات درصد انیزوتروپی گرانیت های جندق بین ۲/ تا ۵۰ درصد متغیر است. با ترسیم نقشه منطقه بندی از این پارامتر نقشه طیف رنگی درصد انیزوتروپی حاصل می گردد که در شکل ۵-۲۱ نشان داده شده است. مقدار P بین ۱۰ تا ۲۰ درصد متغیر است. از این نقشه به راحتی می توان دریافت که با توجه به مفهوم P و رابطه آن با دگرشکلی مقدار دگرشکلی در بخش های جنوب شرقی توده گرانیتی چاه زرد بیشتر است. درصد انیزوتروپی مغناطیسی بالاتر است و در ضمن مطالعه میکروسکوپی نمونه های سنگی این منطقه نیز دگرشکلی و ساب گرین شدن شدیدتری نشان می دهند. با توجه به نمودار توزیع کلی پارامتر درصد انیزوتروپی بر حسب واحدهای سنگ شناسی در هر ایستگاه درمی یابیم که کمترین مقدار P با ۲/ درصد در ایستگاه ۲۰ مربوط به گرانیت ها می باشد و بیشترین مقدار P با مقدار ۵۰ درصد در ایستگاه ۳ مربوط به آپلیت ها می باشد (جدول پیوست شماره ۱).



شکل ۵-۲۱ - کنتور دیاگرام و نقشه تغییرات درصد انیزوتروپی P.

۵-۳-۳- نقشه پارامتر شکل (T)

پارامتر شکل، معرف شکل بیضوی مغناطیسی است. مقدار این پارامتر همیشه 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. مقادیر پارامتر شکل گرانیت‌های چاه زرد بین ۰/۰۲ تا ۰/۹۰ متغیر است. نقشه تغییرات پارامتر T به صورت طیف رنگی در شکل ۵-۲۲ نشان داده شده است. بخش غربی دارای T مقادیر مثبت بالایی هستند که نشان‌دهنده شدت بیشتر دگرشکلی تحمیل شده بر این بخش از توده گرانیتی چاه زرد می‌باشد. در سمت شرق و جنوب‌شرق، مقدار انیزوتروپی مغناطیسی کمتر است، شدت دگرشکلی نیز کمتر می‌باشد.

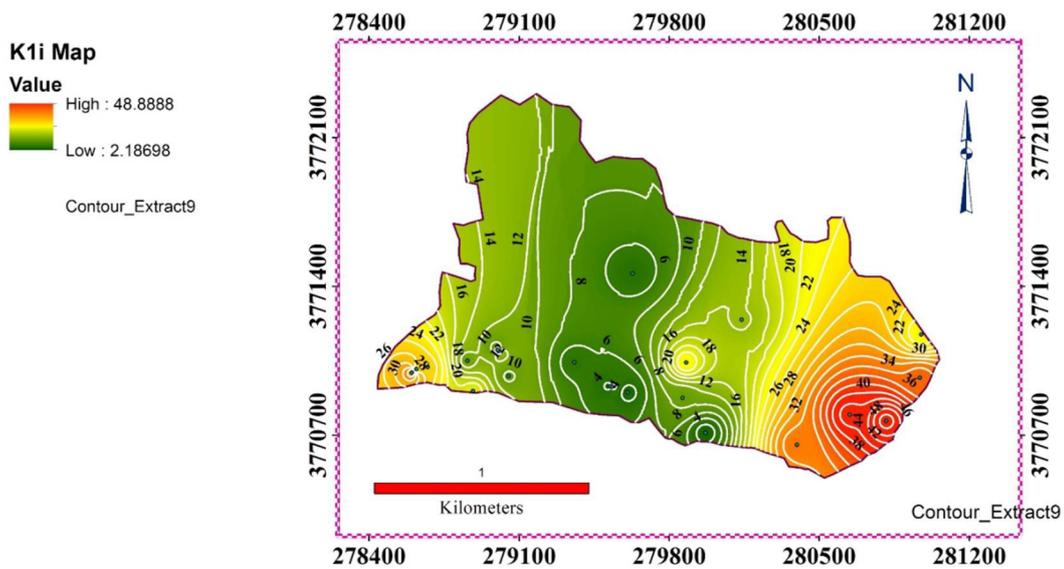


شکل ۵-۲۲ - کنتور دیاگرام و نقشه نشان دهنده تغییرات پارامتر شکل T.

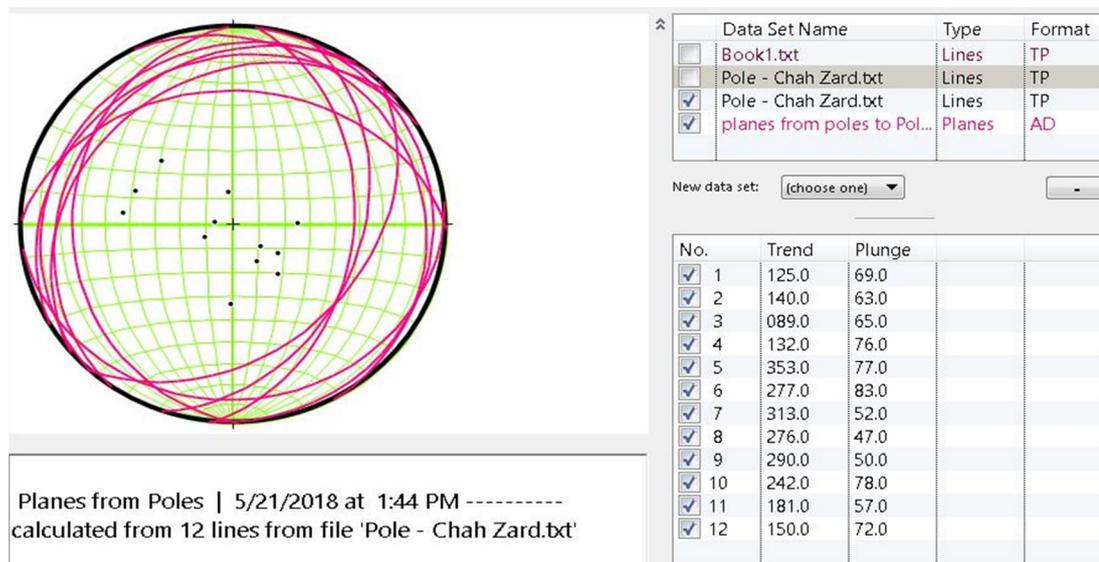
۵-۳-۴- نقشه خطوارگی مغناطیسی

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 نمایش داده می‌شود. با توجه به مقادیر آزیموت شیب و مقدار شیب این خطواره‌ها بر روی نقشه خطوارگی مغناطیسی نمایش داده شده‌اند. این خطواره‌ها با استفاده از نرم‌افزار Arcmap 10 ترسیم شده‌اند و مقدار شیب آن‌ها در کنار فلش مربوطه درج گردیده است، بر اساس نقشه خطواره‌های مغناطیسی گرانیتهای چاه زرد حاصل گردید. با ترسیم نقشه کنتوربندی شده یا منطقه‌بندی شده شیب خطواره‌های مغناطیسی، می‌توان تغییرات شیب را آسانتر تجسم کرد. این نقشه به صورت کنتور دیاگرام در شکل ۵-۲۳ نشان داده شده است. بر اساس نقشه خطواره‌های مغناطیسی در اکثر مناطق، شیب خطواره‌ها در راستای شمال‌غرب به جنوب‌شرق می‌باشد. این موضوع توسط مطالعات صحرائی و اندازه‌گیری شیب و امتداد برگواره در مقیاس صحرائی در برخی از ایستگاه‌های نمونه‌برداری نیز تأیید می‌گردد.

خطواره‌های مغناطیسی غالباً به سمت شمال‌غرب آرایش یافته‌اند و دارای شیب کمی هستند. تعداد اندکی از آنها نیز به سمت جنوب و جنوب‌شرق آرایش یافته‌اند (حدود ۱۰ درصد). مقدار شیب خطواره‌های مغناطیسی غالباً بین صفر تا ۳۰ درجه است. شواهد و اندازه‌گیری‌های صحرائی این موضوع را تأیید می‌کند (جدول ۵-۳). شکل ۵-۲۴ استریوگرام مبین قطب برگواره‌های مغناطیسی است و نشان می‌دهد برگواره‌های مغناطیسی دارای شیب کمی هستند و به سمت شمال‌غرب و جنوب‌شرق آرایش یافتگی دارند. شکل ۵-۲۵ تصویر صحرائی دارای برگواره‌های با شیب کم را نشان می‌دهد و تأییدکننده برگواره‌های مغناطیسی کم‌شیب می‌باشد. شکل ۵-۲۶ تصویر میکروسکوپی گرانیته به شدت میلونیتی شده که دارای برگواره‌های تقریباً افقی است، را نشان می‌دهد.



شکل ۵-۲۳- کنتور دیاگرام و نقشه نشان دهنده مقدار میل خطواره های مغناطیسی.



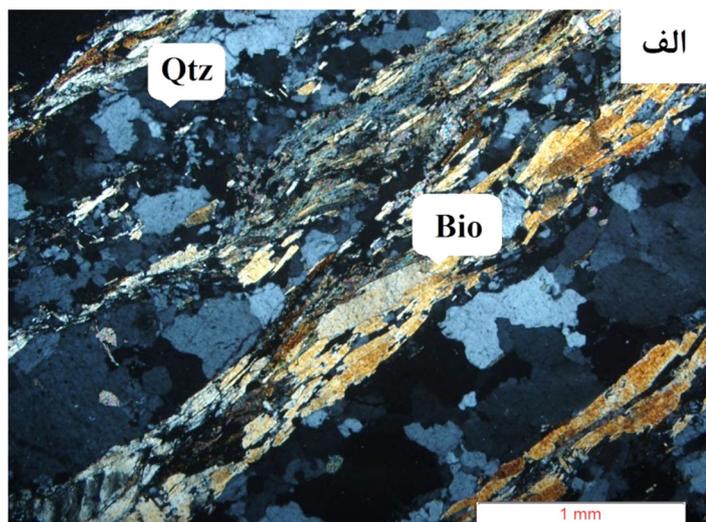
شکل ۵-۲۴- استریوگرام نشان دهنده صفحات برگواره های گرانیتهای میلیونیتی شده اندازه گیری در صحراء، همراه با قطب های آن ها. به شیب کم برگواره ها توجه نمایید.

جدول ۳-۵ - مشخصات شیب و امتداد برگواره های قابل رؤیت در مقیاس صحرایی در برخی از ایستگاه های نمونه برداری.

شماره ایستگاه	جهت شیب برگواره ها	مقدار شیب	شیب میانگین	آزیموت قطب برگواره های قابل رؤیت اندازه گیری شده	مقدار میل قطب برگواره های قابل رؤیت اندازه گیری شده
4	305	20-22	21	125	69
7	320	20-35	27	140	63
8	269	24-25	25	89	65
10	312	14	14	132	76
12	173	13	13	353	77
13	97	7	7	277	83
16	133	38	38	313	52
14	96	43	43	276	47
19	110	40	40	290	50
21	62	12	12	242	78
22	1	33	33	181	57
23	330	18	18	150	72



شکل ۳-۵ - تصویری از نمای صحرایی برگواره های دارای شیب بسیار کم توسعه یافته در گرانیت های میلوئیتی شده در جنوب غرب توده گرانیتی چاه زرد



شکل ۵-۲۶- تصویر میکروسکوپی گرانیت به شدت میلونیتی شده که دارای برگواره های تقریباً افقی می باشد.

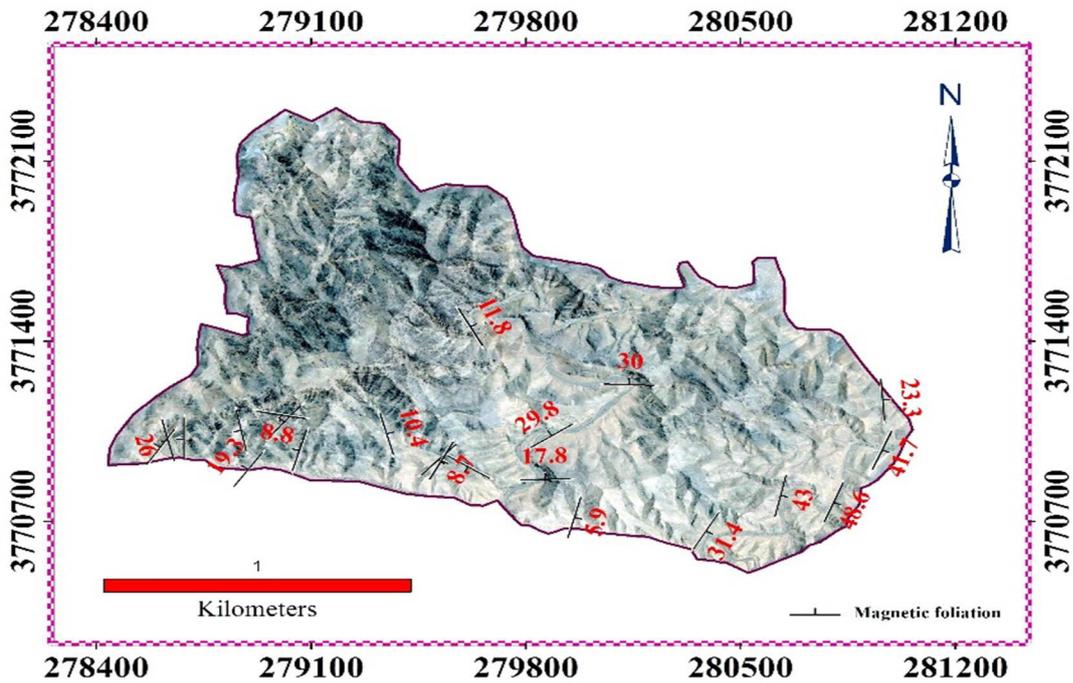
و به تبع آن خطواره‌ی آن‌ها نیز دارای شیب بسیار کمی هستند. و به علت اینکه سنگ‌های گرانیتی چاه زرد نسبتاً دانه درشت بوده‌اند، در نتیجه خطواره‌های صحرایی خوبی از خود نشان نمی‌دهند و صرفاً به واسطه انجام مطالعات مغناطیسی است که می‌توان تمرکز و هم‌سویی خطواره‌ها را درک کرد.

۵-۳-۵- نقشه برگواره‌های مغناطیسی

K3 یا کوچکترین محور بیضوی مغناطیسی، نشان‌دهنده قطب برگواره‌های مغناطیسی می‌باشد. بر اساس پارامتر K3 ارائه شده در جدول ۵-۱ نقشه برگواره‌های مغناطیسی گرانیت‌های چاه زرد ترسیم گردید. در شکل ۵-۲۷ برگواره‌ها با نماد | نشان داده شده‌اند، خط بزرگ معرف امتداد و خط کوچک نشان دهنده جهت شیب می‌باشد. مقدار زاویه شیب هر ایستگاه به صورت عدد، در کنار نماد آن درج گردیده شده است. تغییرات شیب برگواره‌های مغناطیسی به صورت طیف تغییرات رنگی و کنترل دیاگرام در شکل ۵-۲۸ نشان داده شده است. این شکل نشان می‌دهد در حاشیه جنوب‌شرقی توده گرانیتی چاه‌زرد برگواره‌های مغناطیسی دارای شیب نسبتاً زیادی هستند (۳۰ تا ۴۰ درجه) و حداکثر شیب آن‌ها به ۴۸ درجه می‌رسد. به سمت غرب و شمال‌غرب مقدار شیب برگواره‌های مغناطیسی کاهش می‌یابد و مقدار آن بین ۱۰ تا ۲۰ درجه متغیر می‌باشد. به طور موردی در ایستگاه شماره ۱، مقدار شیب برگواره‌های مغناطیسی به حدود ۳۴ درجه نیز می‌رسد. نشان دادن تغییرات مقادیر هر

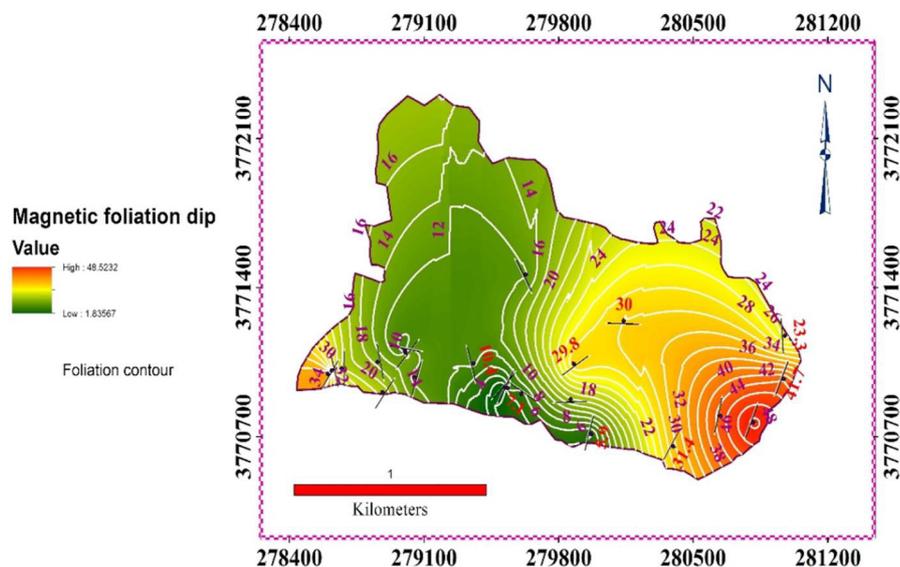
یک از پارامترهای مغناطیسی به صورت طیف رنگی باعث می‌شود که شناخت تغییرات هر پارامتر به سرعت انجام شود ولی اضافه کردن کنتور دیاگرام‌ها به این شکل‌ها به ما کمک می‌کند تا علاوه بر داشتن یک ارزیابی کیفی، ارزیابی کمی و دقیق‌تری نیز داشته باشیم. در واقع کنتور دیاگرام‌ها تغییرات هر یک از پارامترها را به صورت نقطه‌ای یا منطقه‌ای نشان می‌دهند.

Magnetic foliation map



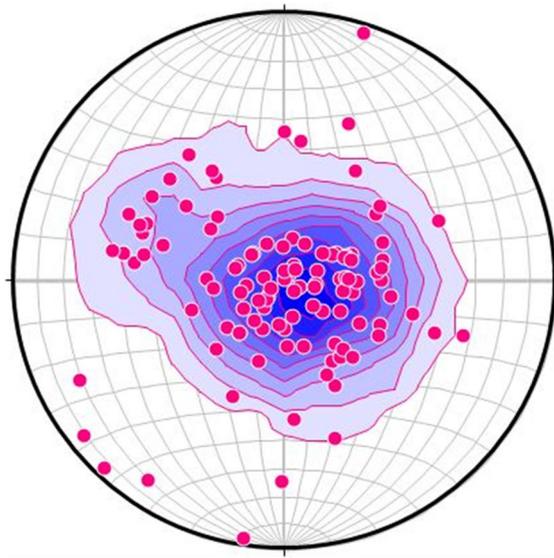
شکل ۵-۲۷- نقشه برگواره های مغناطیسی توده گرانیتی چاه زرد.

Magnetic foliation dip map



شکل ۵-۲۸- کنتور دیاگرام و نقشه برگواره های مغناطیسی توده گرانیتی چاه زرد

شکل ۵-۲۹ استریوگرام معرف قطب برگواره های مغناطیسی و کنتور دیاگرام آن‌ها را نشان می‌دهد. در این شکل به خوبی نشان می‌دهد که قطب‌های برگواره های مغناطیسی در پیرامون مرکز استریوگرام‌ها واقع می‌شود و در نتیجه دارای شیب زیاد هستند. از سوی دیگر این شکل معرف آن است که برگواره-های مغناطیسی غالباً دارای شیب کم هستند. در ضمن تعداد کمی از برگواره های مغناطیسی دارای شیب زیادی هستند که می‌توان به تغییرات موضعی برگوارگی در گرانیت‌های میلونیتی چین خورده مربوط شود.

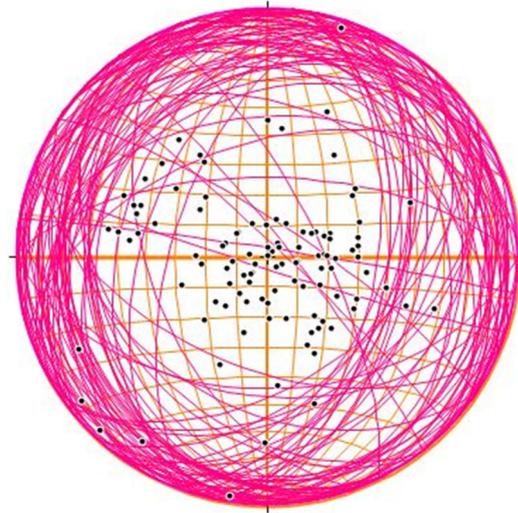


----- Kamb Contouring | 12/20/2017 at 10:30 AM-----
 Data set name = Asi K3.txt
 Contour Int. = 2 sigma; Counting Area = 7.44% of net area
 Expected Num. = 8.330579 Signif. Level = 3 sigma

شکل ۵-۲۹ - استریوگرام معرف قطب بر گواره های مغناطیسی و کنتور دیاگرام آن ها در منطقه چاه زرد.

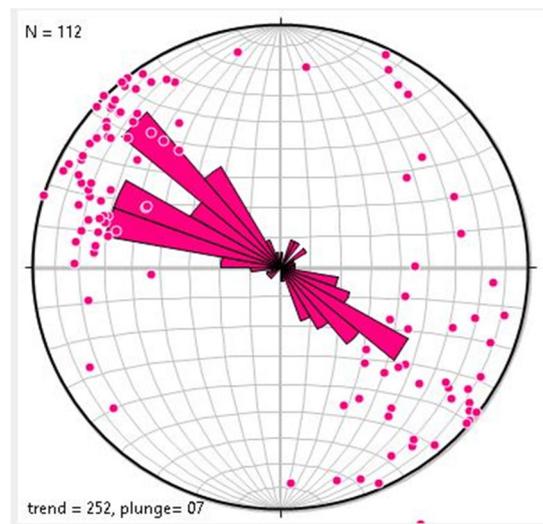
شکل ۵-۳۰ - استریوگرام مبین قطب بر گواره های مغناطیسی و صفحات بر گواره های مغناطیسی که معرف شیب بسیار کم بر گواره های مغناطیسی می باشد. این شکل به وضوح نشان می دهد که بر گواره های مغناطیسی دارای شیب کم و نزدیک به افقی می باشد.

شکل ۵-۳۱ نیز نشان دهنده وضعیت خطواره های مغناطیسی و رزدیاگرام آن ها می باشد. این شکل نشان می دهد که خطواره های مغناطیسی غالباً به سمت شمال غرب آرایش یافته اند و در ضمن دارای شیب نسبتاً کمی می باشند. از طرف دیگر رز دیاگرام ترسیم شده خطوارگی غالب آرایش یافته به سمت شمال غرب را تأیید می کند



----- Planes from Poles | 12/20/2017 at 10:34 AM -
calculated from 112 lines from file 'Asi K3.txt'

شکل ۵-۳۰- استریوگرام مبین قطب بر گواره های مغناطیسی و صفحات بر گواره های مغناطیسی که معرف شیب بسیار کم بر گواره های مغناطیسی منطقه چاه زرد می باشد.



----- Rose diagram/Circular Histogram | 12/20/2017 at 10:46 AM---
Lines data set: Asi K1.txt
Max value = 12.5% between 311° and 320°
Mean Vec = 304.5° ± 19.8°; Average Length = 0.1934
Circular Variance = 0.8066; kappa = 0.3871
[vector mean; uncertainty is 1 standard error,
for 95% confidence level multiply by 1.96]

شکل ۵-۳۱- رز دیاگرام خطواره های مغناطیسی که معرف وجود امتداد غالب شمال غرب- جنوب شرق خطواره های مغناطیسی گرانیت های میلونیتی شده چاه زرد است.

نتیجه گیری

توده گرانیتوئیدی چاهزرد (واقع در ۳۵ کیلومتری شمال شرق جندق) به نئوپروتوزوئیک پایانی ($\pm 3/2$) ۵۳۵/۴ میلیون سال، به روش U-Pb بر روی زیرکن) به درون مجموعه دگرگونی پی‌سنگی جندق نفوذ کرده و در آن جای گرفته است. بیوتیت‌گرانیت‌ها و آپلیت‌های گرانیتی لوکوکرات سازندگان اصلی این توده گرانیتوئیدی هستند. کانی‌های اصلی سازنده توده گرانیتوئیدی چاهزرد، ارتوکلاز، بیوتیت، کوارتز و پلاژیوکلاز می‌باشند. زیرکن، اسفن، ایلمنیت و آپاتیت کانیهای فرعی سازنده این توده نفوذی محسوب می‌شوند. مسکوویت، کلریت، اسفن ثانویه و مقادیری اکسید آهن جزء کانیهای ثانویه می‌باشند.

بررسی نمونه‌های سنگی تهیه شده (که به صورت مغزه می‌باشد) از این توده گرانیتوئیدی نشان می‌دهد که آنها از لحاظ ترتیب سنگ‌شناسی در دو گروه (رده) قابل تقسیم بندی هستند: دسته اول، بیوتیت‌گرانیت‌ها (با ۱۰۱ عدد مغزه)، دسته دوم لوکوگرانیت‌ها (با ۴ عدد مغزه). از آنکلاوهای میکا-شیستی و گارنت‌میکاشیستی (سورمیکاسه) نیز ۶ مغزه گرفته شده است.

پارامترهای مغناطیسی قطعه مغزه‌ها توسط دستگاه مغناطیس سنج کاپبریچ مدل MFK1-FA اندازه‌گیری شده است. بررسی مقادیر KM نشان می‌دهد که مقادیر حداقل، حداکثر و میانگین پذیرفتاری مغناطیسی به ترتیب در گروه‌های سنی مختلف به شرح زیر می‌باشد:

بیوتیت‌گرانیت‌های میلونیتی شده (۱۰/۶ - ۴۸۹/۰۱ - ۱۱۱/۵۹)، آپلیت‌های لوکوگرانیتی میلونیتی شده (۲/۲۷ - ۱۷۷/۹۴ - ۵۹/۶)، میکاشیست‌ها و گارنت‌میکاشیست‌های میلونیتی شده (۱۲۹/۳۹ -

۶۲۸/۶۱ - ۴۶۱/۴۸). با توجه به مقادیر به دست آمده، میکاشیست‌ها دارای بیشترین پذیرفتاری

مغناطیسی و آپلیت‌های لوکوگرانیتی، دارای کمترین مقدار پذیرفتاری مغناطیسی می‌باشند. بیوتیت مهمترین و فراوان ترین عامل مغناطیسی موجود در سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشند. اگرچه پذیرفتاری مغناطیسی ایلمنیت از بیوتیت بیشتر است ولی از آنجایی که فراوانی آنها بسیار کم است،

بیوتیت هنوز مهمترین حامل کنترل کننده رفتار مغناطیسی نمونه‌های مورد بررسی می‌باشد.

بررسی مقادیر P نشان می‌دهد که مقادیر حداقل، حداکثر و میانگین انیزوتروپی مغناطیسی به ترتیب در گروه‌های سنی مختلف به شرح زیر می‌باشد:

بیوتیت گرانیت‌های میلونیتی شده (۶/۹ - ۲۲/۲ - ۱۴/۲۵)، آپلیت‌های لوکوگرانیتی میلونیتی شده (۲۳/۷ - ۴۹/۱ - ۱۳/۳۳)، میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌های میلونیتی شده (۶/۳ - ۱۹ - ۱۱/۴۵).

بررسی مقادیر T نشان می‌دهد که مقادیر حداقل، حداکثر و میانگین T به ترتیب در گروه‌های سنی مختلف به شرح زیر می‌باشد:

بیوتیت گرانیت‌های میلونیتی شده (۰/۱۷ - ۰/۹ - ۰/۶۳)، آپلیت‌های لوکوگرانیتی میلونیتی شده (۰/۳۸ - ۰/۷۵ - ۰/۳۸)، میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌های میلونیتی شده (۰/۲۲ - ۰/۹۰ - ۰/۵۳).

بر اساس تفسیر تمرکز و فراوانی خطواره‌ها و برگواره‌های مغناطیسی می‌توان گفت اکثر خطواره‌های مغناطیسی دارای شیب بسیار کمی هستند و به سمت شمال غرب آرایش یافته‌اند. برگواره‌های مغناطیسی نیز دارای شیب بسیار کم نزدیک به افق هستند.

شواهد صحرایی و یافته‌های مبتنی بر تفسیر پارامترهای مغناطیسی همدیگر را تأیید می‌کنند. این امر نشان می‌دهد که پارامترهای مغناطیسی می‌تواند کمکی در شناخت و تفسیر پارامترهای ساختاری نظیر برگوارگی، خطوارگی، چین‌خوردگی و ... باشد. با توجه به شواهد صحرایی و میکروسکوپی دگر شکلی به قدری شدید است که ساخت‌های ماگمایی اولیه تقریباً مخدوش شده و نمی‌توان از آنها در تعیین محل تزریق یا نحوه تزریق ماگمای سازنده توده گرانیتوئیدی چاه زرد استفاده کرد.

لذا این مطالعه نشان می‌دهد که دگرشکلی به ویژه از نوع شدید آن می‌تواند فابریک‌های ماگمایی را مخدوش کند و باعث شود تا در این نوع توده‌های نفوذی نتوان از آنها برای شناخت نحوه توزیع ماگما استفاده کرد.

از سوی دیگر این مطالعه نشان می‌دهد که مقدار پذیرفتاری میانگین توده گرانیوتئیدی چاه زرد از مقدار میانگین پذیرفتاری متعارف برای بیوتیت گرانیت‌ها به مقدار قابل ملاحظه 100 تا $150 \mu\text{SI}$ کمتر است.

بررسی‌های میکروسکوپی نشان داد که عامل کاهش پذیرفتاری مغناطیسی، تبدیل بیوتیت به مسکویت در اثر واکنش با سیالات گرم در حین میلونیت‌زایی می‌باشد.

با توجه به شواهد صحرایی و پتروگرافی این توده گرانیوتئیدی چاه زرد متحمل میلونیت‌زایی متوسط تا بالا قرار گرفته است. ساب‌گرین‌شدن، کینک‌باند، چین‌خوردگی ریز مقیاس و له‌شدگی بیوتیت‌ها از شواهد بارز میلونیتی شدن می‌باشد. میلونیت‌زایی از نوع درجه متوسط تا بالا بوده است. از آنجایی که توده گرانیوتئیدی چاه زرد به شدت میلونیتی شده، ریزساختهای ماگمایی آن به شدت به هم ریخته است و ریزساختهای تکتونیکی بر آنها غلبه کرده است و امکان تعمیم نتایج به دست آمده از مطالعه فابریک‌های مغناطیسی به منظور شناخت محل تزریق ماگما و یا چگونگی توزیع و جایگیری آن وجود ندارد.

منابع فارسی

- ابراهیمیان ز، (۱۳۸۷)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه و پترولوژی گرانیتوئیدهای شرق جندق (شمال شرق اصفهان)"، دانشگاه اصفهان.
- احدنژاد و، (۱۳۸۹)، رساله دکتری، "با استفاده از روش AMS خود مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی ملایر"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- اسکندری م، (۱۳۹۶)، پایان‌نامه 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.
- اشتوکلین و همکاران، (۱۹۵۶)، "بررسی مقدمات زمین‌شناسی در لوت مرکزی"، شرق ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- اصلانی ع، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه ریزساختاری و الگوی جایگیری نیمه‌ی جنوبی باتولیت الوند با استفاده از ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، وزارت علوم، تحقیقات، و فناوری پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات، پژوهشکده علوم زمین.
- اصلانی ع، (۱۳۹۱)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "مکانیسم جایگیری بخشی از باتولیت الوند در جنوب غرب همدان"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، تهران.
- آقاناتی س. ع. (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور"، تهران. ۵۸۶ ص.
- باقری، س.، (۱۳۷۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "زمین‌شناسی و پترولوژی افیولیت منطقه انارک (ایران مرکزی)"، دانشگاه اصفهان.
- بدلو س، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی گل زرد (شمال الیگودرز) با استفاده از روش انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS)"، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- بلاغی اینالو ز، (۱۳۹۳)، رساله دکتری، پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بهار زاده، ح.، (۱۳۸۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "مطالعه پترولوژی گرانیت آیرکان (شمال شرق استان اصفهان)"، دانشگاه اصفهان.
- 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.
- ترابی، ق.، (a۱۳۸۶)، مطالعه آمفیبولیت های شمال چاه زرد (شمال شرق اصفهان)، مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان، دوره ۲۷، شماره ۱، صفحات ۱۲۱ تا ۱۳۲.
- ترابی، ق.، (b۱۳۸۶)، تعیین شرایط فشار و دمای تشکیل آمفیبولیت های افیولیت جندق (شمال شرق استان اصفهان) با استفاده از دماسنجی و فشارسنجی کانی های آمفیبول و پلاژیوکلاز، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دوره ۱۵، شماره ۱، صفحات ۱۱۷ تا ۱۳۴.
- توکلی ش، (۱۳۸۳)، "ژئوفیزیک پیام نور"، دانشگاه پیام نور، ص ۲۴۶.
- چکنی مقدم م، (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "بررسی سازوکار توزیع مذاب در دایک های مافیک قطع کننده مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر (شرق بیارجمند) به وسیله روش AMS و تعیین موقعیت دیرینه مغناطیس آنها"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حسینی ح، (۱۳۷۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیارجمند"، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه تهران.
- حسینی ح، (۱۳۹۴)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حمیدی م، صادقیان م، علی محمدیان ح، (۱۳۹۲)، پایان نامه ارشد: "تعیین سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی حسن رباط با استفاده از روش ناهمگنی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- درویش زاده ع، (۱۳۷۰)، زمین شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر، تهران.

- 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 چاه-موسی (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 درّه باغ (شمال غرب الیگودرز) با استفاده از روش انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS)"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- شکاری س، (۱۳۹۶)، "شیمی کانی و پتروژنز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه (جنوب خاور شاهرود) شاهدی بر تکوین حوضه‌های کششی درون قاره‌ای نئوپروتروزوئیک پایانی"، فصل‌نامه علوم زمین، پائیز ۹۶.
- شیبی 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.
- صادقیان م، ولیزاده م، (۱۳۸۳)، "مکانیسم جایگزینی بخش شمالی توده گرانیتوئیدی زاهدان"، مجموعه مقالات هشتمین انجمن زمین شناسی ایران.
- عابدینی ا، (۱۳۹۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "سازوکار جایگیری گنبد آذرین نیمه عمیق منطقه کوه چفت با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)", دانشکده علوم پایه، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- فلسفیون، ف، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد "ژئوشیمی و پترولوژی سنگ های دگرگونی (آلتراسیون هیدروترمال) شمال شرق انارک (پتیار)", دانشگاه اصفهان.
- قاسمی ح، (۱۳۷۱)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و زمین شناسی سنگ های دگرگونی و آذرین توده بوئین-میاندشت (جنوب شرق الیگودرز)", دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- قاسمی ح، (۱۳۷۸)، "مبانی بافت ها و ریزساخت های سنگ های دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود. ص ۲۶۰.
- قاسمی ح، (۱۳۹۴) "پتروگرافی و پتروژنز سنگهای دگرگونی، مبانی پتروگرافی و روش های مطالعه" جلد اول، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۵۶۲ ص.
- قاسمی ح، (۱۳۹۵) "پتروگرافی و پتروژنز سنگهای دگرگونی، پتروژنز گروه های ترکیبی و محیط های زمین ساختی رخداد دگرگونی" جلد دوم، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۷۰۹ ص.
- قلمقاش ج، (۱۳۷۷)، رساله دکتری: "مطالعه توده های نفوذی منطقه اشنویه و بررسی سازوکار جایگزینی آنها"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- قلمقاش ج، (۱۳۸۱)، رساله دکتری، "مطالعه توده های نفوذی منطقه اشنویه و بررسی ساز و کار جایگزینی آنها"، دانشکده زمین، دانشگاه تهران.
- گوانجی ن، (۱۳۸۹)، پایان نامه ارشد: "مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند (اردستان) به وسیله روش AMS"، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- گوانجی ن، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند (اردستان) به وسیله روش AMS"، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- مجیدی پ، (۱۳۹۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو (جنوب شرق دامغان) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشگاه صنعتی شاهرود
- محمدی م، (۱۳۹۵)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی تغییرات پارامترهای مغناطیسی سنگهای متاپلیتی درجه بالا در طی فرایندهای میگماتیت‌زایی و گرانیت‌زایی مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه در حد فاصل گرگابی - جمیل (جنوب شرق شاهرود). دانشگاه صنعتی شاهرود
- مردانی م، صادقیان م، شکاری س، بدلو س، (۱۳۸۹)، "بررسی تغییرات انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی ازنا"، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، صفحه ۱۶۴.
- مکوندی‌نژاد ا، (۱۳۹۵)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "تحلیل ساختاری منطقه چاه‌زرد-شرق جندق"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان
- میرزایی س، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد، "مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی شمال گلپایگان به وسیله روش AMS"، علوم تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی.
- نبوی م ح، (۱۳۵۵): "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی کشور، ص ۱۰۹.
- هاتف، م، (۱۳۷۴)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "زمین‌شناسی و پترولوژی سنگهای آذرین و دگرگونی منطقه خور- جندق (ایران مرکزی)"، دانشگاه اصفهان.
- وکیلی ف، (۱۳۸۲)، پایان‌نامه ارشد: "بررسی انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی در توده گرانیتی شاه‌کوه"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

Reference

Bagheri, S., Stampfli, M.G. (2008). The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics*. 451, 123–155.

Balsley J.R. and Buddington A.F. (1960), “Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneiss”, *American Journal of Science*, 258-A, pp.6-20.

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. Gleizes G. Djouadi M.T. and Rochette P. (1990) “Microstructures and magnetic susceptibility applied to the emplacement kinematics of granites: the example of the Foix Pluton (French Pyrenees)” *Tectonophysics*, 184, 157-171.

Bouchez J.L, Delasc, G. & Nedelec, A., 1992- Submagmatic microfracture in granite. *Geology* 20: 35-38

Canon- Tapia E. Chavez- Alvarez M. (2004) “Theoretical aspects flowing magma: implication for the anisotropy of magnetic susceptibility” In. Hernandez, Luneburge C.M. Aubourg, C, *Magnetic fabric: method and applications*, The Geological Society London. P 558.

Cloos E. (1931),”Der sierra Nevada pluton”, *Geol, Rundschau* 22/6, pp.372-384.

Esmaily D. Bouchez J.L. Siqueira R. (2007), “Magnetic fabrics and microstructures of the Jurassic Shah-Kuh granite pluton (Lut Block, Eastern Iran) and geodynamic inference”, *Tectonophysics* 439, 149 –170.

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

Ferré E.C. Mart' in-Hern'andez F. Teyssier C. and Jackson M. (2004) "Paramagnetic and ferromagnetic anisotropy of magnetic susceptibility in migmatites: measurements in high and low fields and kinematic implications" *Geophys. J. Int.*, 157, 1119-1129.

Fuller M. (1963) "Magnetic anisotropy and paleomagnetism", *J. Geophys. Res.* 68,293-309.

Fuller M.D. (1960) "Anisotropy of susceptibility and the natural remanent magnetization of some welsh slates", *Nature.* 186, 791-792.

Gansser, A., Gupta, H.K., Delany, F.M., (1981). The geodynamic history of the Himalaya, Zagros, Hindu Kush, Himalaya; geodynamic evolution. *Geodynamics Series* 3, 111–121

Ghahamghash J. Bouchez J.L. Vosoughi-Abedini M. Nédélec 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.

Shafai Moghadam H. Robert J. Stern (2014) "Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (I) Paleozoic. Review article. *Journal of Asian Earth Sciences*, Volume 91, September 2014, pages 19-38

Ghasemi A. Talbot C.J. (2006) "A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran)", *Journal of Asian Earth Sciences* 26: 683-693.

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", *Bulletin 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 Continent*. Pp. 627-648.

Hargraves R.B. Johnson D. and Chan C.W. (1991) "Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks" *Geophys. Res. Letters.*, 18, 2193-2196.

Hassanzadeh J. and Stockli, D. and Horton B. and Axen G. and Stockli, L. Grove M. and Shmitt A. and Walker D. (2008), "U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic – Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement, 2008". *Tectonophysics*, 451, p 71- 96.

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.

Hrouda F, Janak F (1976), The changes in shape of the magnetic susceptibility ellipsoid during progressive metamorphism and deformation. *Tectonophysics* 34:135- 148

Hrouda F. (1982) "Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics" *Geophysical.*, 5,37-82.

Hrouda F. (2010) "Modelling Relationship Between Bulk Susceptibility and AMS in Rocks Consisting of Two Magnetic Fractions Represented by ferromagnetic and Paramagnetic Mineral – Implications for Understanding Magnetic Fabric in Deformed Rocks" *J Geological Society Of India.*, 75, pp. 254-266.

Hrouda F., 2007, Magnetic Susceptibility, Anisotropy. In Gubbins, D., and Herrero- Bervera, E. (eds.), *Encyclopedia of Geomagnetic and Paleomagnetism*, Nww York; Springer, pp. 1054, pp. 546-560.

Hyndman D. (1984). " Petrology of igneous and metamorphic rocks. P. 596.

Jelink, V. (1981) "Characterizations of the magnetic fabrics of rocks", *Tectonophysics* 79, pp.7-63

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

Krasa D. and Herrero-Bervera E. (2005) "Alteration induced changes of magnetic fabric as exemplified by dykes of the Koolau volcanic range Earth planet. *Sci. Lett.*, 240, 445-453.

Kretz R. (1983) "Symbols for rock – forming minerals", *American Mineralogist*, 68, pp. 277 – 279.

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

Lanza R. and Meloni A. (2006) "The earth magnetism: An Introduction for geologists Springer. p.278.

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.

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, G. J., 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.

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

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

Rochette P., Jackson, M. and Aubourg, C. (1992), "Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility, Rev", *Geophysics* 36, 209- 226.

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.

Sant'Ovaia, H., Olivier P., Ferreira N., Noronh F., Denis L., (2010) Magmatic structures and kinematics emplacement of the Variscan granites from Central Portugal (Serra da Estrela and Castro Daire areas), *Journal of Structural Geology*, 32, 1450 -1465.

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.

Stacey F.D., Joplin G. and Lindsay J. (1960), "Magnetic anisotropy and fabric of some foliation rocks from SE Australia", *Geofisica puree applicata* 47, pp.30-40.

Stahl, A. F. and von Zur, (1897) *Geologie Von Persian Geog_nostische Beschreibung Des Nordlichen Und Zentral_ Persiens*, Petermanns Mitt., 122, 1-72.

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

Tabatabaei Manesh S. M., Sharifi, M. and Romanko, A (2010). P-T Conditions of the Jandagh Metapelitic Schists, Northeastern Isfahan Province, Iran. *Petrology*, 18, 308-317.

Takin M. (1971). " Geological history and tectonics of Iran – a discussion of continental drift in the Middle East since the Early Mesozoic. G.S.I, int. Rep. 8 P.

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., & Hrouda, F. (1993), "The magnetic anisotropy of rocks". London: Chapman & Hall.

Torabi, Gh; Arai, Sh; Koepke, J. (2011). Metamorphosed mantle peridotites from Central Iran (Jandaq area, Isfahan province): Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen, 261, 129-150

Trouw, R. A. J., Paschier, C. W., Wiersma, D. J. (2010) "Atlas of Mylonites- and microstructure", Springer verlag Berlin Heidelberg in Germany.

جدول پیوست شماره ۱ داده های خروجی حاصل از اندازه گیری پارامتر های انتخابی توسط دستگاه MFK1-FA به ازای هر مغزه.

NAME	X	Y	lithology	KM	P%	T	K _{1d}	K _{1i}	K _{3d}	K _{3i}
1A	279863	3770875	Gr	181.29	20.3	0.77	307.80	13.50	177.60	69.60
1B	279863	3770875	*	134.85	18.7	0.63	303.40	8.70	178.70	74.90
1C	279863	3770875	*	198.67	19.2	0.66	313.90	5.90	203.30	73.60
1D	279863	3770875	*	177.94	19.5	0.75	293.30	14.00	163.40	68.80
1F	279863	3770875	*	489.01	6.9	0.27	314.80	0.10	46.30	88.00
3C	279880	3771041	*	176.70	10.3	0.25	285.50	25.30	154.50	54.20
3D	279880	3771041	*	183.60	11.6	0.16	274.40	26.00	162.10	37.90
3E	279880	3771041	*	170.83	10.3	0.53	290.70	19.20	119.20	70.60
3F	279880	3771041	*	168.59	10.0	0.40	277.10	18.00	142.00	65.30
4A	278859	3771050	*	64.65	18.7	0.78	271.10	18.40	68.70	70.20
4D	278859	3771050	*	79.10	21.4	0.77	314.50	5.60	62.50	72.40
4B	278859	3771050	*	68.53	22.2	0.83	330.7	14.1	130.4	74.9
4E	278859	3771050	*	69.84	20.5	0.76	298.80	9.30	62.20	73.50
4C	278859	3771050	*	60.03	20.2	0.76	309.60	10.20	70.00	70.50
5A	278886	3770908	*	10.16	10.6	0.28	296.30	5.40	115.60	84.60
5C	278886	3770908	*	27.52	8.1	0.57	305.70	10.20	213.70	11.20
5D	278886	3770908	*	32.16	9.9	0.85	317.80	30.50	115.60	57.60
5G	278886	3770908	*	187.18	17.1	0.70	287.50	16.00	89.20	73.20
5E	278886	3770908	*	19.60	10.7	0.67	28.30	8.70	166.50	78.40
5F	278886	3770908	*	213.22	11.8	0.85	319.50	37.00	175.60	46.90
5I	278886	3770908	*	135.79	17.5	0.59	314.20	10.40	223.50	4.10
6A	278600	3770994	*	146.30	14.5	0.72	294.30	40.10	105.10	49.50
6B	278600	3770994	*	120.58	14.3	0.77	286.90	28.40	90.30	60.50
6D	278600	3770994	*	133.11	13.8	0.76	282.80	32.90	99.10	57.00
6E	278600	3770994	*	112.40	12.1	0.66	295.00	40.30	180.60	25.90
6F	278600	3770994	*	114.47	11.5	0.57	280.30	30.30	188.70	2.80

ادامه جدول پیوست شماره ۱

NAME	X	Y	lithology	KM	P%	T	K _{1d}	K _{1i}	K _{3d}	K _{3i}
7A	278622	3771010	Gr	65.06	18.4	0.89	310.80	19.60	78.30	59.60
7B	278622	3771010	*	46.27	17.9	0.84	325.50	8.70	69.50	57.90
7C	278622	3771010	*	68.51	17.5	0.74	241.70	13.80	55.90	76.10
7D	278622	3771010	*	68.19	19.5	0.75	286.60	26.50	85.60	61.90
8A	278674	3771019	*	89.97	16.3	0.69	260.00	22.70	121.00	56.70
8B	278674	3771019	*	71.87	17.1	0.61	292.50	17.80	101.70	71.90
8C	278674	3771019	*	95.33	17.8	0.82	177.30	12.10	12.90	77.40
8D	278674	3771019	*	87.17	16.4	0.77	284.40	28.10	83.60	60.20
8E	278674	3771019	*	80.49	16.2	0.90	276.70	26.10	33.30	49.90
9A	279051	3770977	*	123.54	14.3	0.79	316.00	5.10	74.60	79.50
9B	279051	3770977	*	126.94	16.0	0.80	307.80	14.50	87.80	71.30
9C	279051	3770977	*	120.04	13.6	0.78	317.70	15.80	91.90	67.90
9D	279051	3770977	*	108.86	16.3	0.64	329.50	11.20	186.00	76.10
9E	279051	3770977	*	101.85	16.3	0.71	294.50	4.40	138.50	85.20
10D	279005	3771094	*	35.67	15.9	0.68	307.30	28.20	144.50	60.70
10E	279005	3771094	*	38.24	16.8	0.61	285.40	25.50	120.20	63.70
10B	279005	3771094	*	163.37	15.2	0.62	294.70	25.60	140.00	62.10
10C	279005	3771094	*	165.07	15.2	0.66	281.20	26.00	138.50	58.50
10F	279005	3771094	*	214.19	15.5	0.57	294.90	11.50	132.50	78.00
10G	279005	3771094	*	205.69	17.6	0.66	294.30	17.80	90.00	70.60
10H	279005	3771094	*	230.26	14.9	0.71	144.30	9.90	260.90	78.80
10A	279005	3771094	*	148.21	16.7	0.72	321.40	7.20	99.10	80.30
11A	279000	3771101	*	73.91	8.4	0.58	126.20	17.40	22.40	37.30
11B	279000	3771101	*	114.19	10.5	0.61	300.00	9.20	103.70	80.50
11C	279000	3771101	*	89.63	9.7	0.51	126.40	6.10	359.50	79.90

ادامه جدول پیوست شماره ۱.

NAME	X	Y	lithology	KM	P%	T	K _{1d}	K _{1i}	K _{3d}	K _{3i}
11D	279000	3771101	Gr	103.23	11.3	0.60	123.50	10.11	334.90	78.20
12A	279607	3770901	*	129.51	16.2	0.76	325.40	28.90	231.70	6.70
12B	279607	3770901	*	172.61	17.5	0.84	156.00	2.70	36.60	84.60
12C	279607	3770901	*	163.47	16.8	0.77	321.80	1.10	229.00	67.60
12D	279607	3770901	*	126.23	16.8	0.78	229.10	11.80	30.20	77.50
13A	279358	3771042	*	201.15	14.8	0.72	159.60	7.60	15.60	89.60
13B	279358	3771042	*	100.20	13.4	0.74	7.30	18.10	219.30	68.90
13C	279358	3771042	*	137.22	12.7	0.72	142.70	27.50	314.20	62.30
13D	279358	3771042	*	119.82	14.5	0.82	349.10	10.60	215.40	74.90
13E	279358	3771042	*	141.74	11.8	0.67	150.10	11.10	243.60	17.40
14A	279524	3770929	*	131.66	13.4	0.71	165.60	10.00	309.90	77.80
14B	279524	3770929	*	157.17	14.0	0.57	129.40	1.80	0.90	87.20
14C	279524	3770929	*	166.91	13.5	0.57	311.80	0.80	51.10	85.30
14D	279524	3770929	*	96.68	13.4	0.69	325.30	3.60	214.60	79.80
15A	279534	3770928	*	156.85	12.4	0.53	139.80	4.20	275.70	84.20
15B	279534	3770928	*	132.87	11.8	0.70	143.10	12.00	308.20	77.60
16A	280396	3770654	*	103.97	9.8	0.37	128.70	36.00	326.60	52.60
16B	280396	3770654	*	92.42	10.4	0.54	131.10	37.30	307.30	52.70
16C	280396	3770654	*	115.25	11.2	0.48	130.70	27.50	6.80	47.00
16D	280396	3770654	*	111.44	9.7	0.47	51.40	28.00	251.30	60.50
17A	280643	3770796	*	108.89	14.7	0.75	54.20	37.30	276.70	44.00
17B	280643	3770796	*	105.52	13.6	0.69	149.80	37.50	288.30	44.30
17C	280643	3770796	*	124.09	14.0	0.67	116.60	42.10	280.00	46.70
17D	280643	3770796	*	114.36	13.3	0.78	32.30	12.40	286.20	51.60
18A	280813	3770766	*	142.52	15.9	0.66	134.30	49.80	293.10	38.20
18B	280813	3770766	*	72.55	15.9	0.59	36.00	13.40	292.40	44.70
18C	280813	3770766	*	118.88	11.3	0.64	139.10	46.80	302.70	42.00

ادامه جدول پیوست شماره ۱.										
NAME	X	Y	lithology	KM	P%	T	K _{۱d}	K _{۱i}	K _{۳d}	K _{۳i}
18D	280813	3770766	Gr	106.90	15.6	0.64	116.30	49.10	279.60	39.70
19A	280971	3770970	*	78.59	13.1	0.22	116.30	49.10	279.60	39.70
19B	280971	3770970	*	78.33	11.9	0.42	136.30	39.50	326.80	50.00
19C	280971	3770970	*	83.16	12.3	0.45	144.80	25.50	305.00	63.10
19D	280971	3770970	*	75.54	14.1	0.39	156.00	37.40	279.90	36.10
20A	280977	3771173	*	96.19	12.7	0.44	125.40	19.50	271.00	66.80
20B	280977	3771173	*	93.46	12.7	0.45	105.00	19.80	262.70	68.70
20C	280977	3771173	*	62.77	8.1	0.17	109.80	27.20	17.80	3.90
21A	279970	3770711	*	105.44	12.2	0.58	320.00	1.00	221.90	83.00
21B	279970	3770711	*	119.64	12.1	0.53	94.20	15.00	203.20	50.70
21C	279970	3770711	*	125.30	14.0	0.53	331.90	206.00	222.70	82.20
21D	279970	3770711	*	127.82	13.1	0.79	314.80	10.60	73.70	68.80
22A	280139	3771243	*	93.53	14.0	0.47	102.50	8.20	107.50	31.10
22B	280139	3771243	*	76.01	13.0	0.76	266.40	46.70	109.80	40.90
22C	280139	3771243	*	97.44	12.2	0.38	119.30	8.30	224.30	60.60
22D	280139	3771243	*	84.73	13.3	0.46	287.20	0.10	196.90	64.00
22E	280139	3771243	*	82.76	22	0.63	290.60	23.70	155.90	58.00
23A	279629	3771460	*	115.12	14.0	0.52	110.30	10.80	253.60	76.60
23B	279629	3771460	*	93.94	13.2	0.58	127.90	4.10	233.50	75.20
23C	279629	3771460	*	112.24	12.9	0.59	129.70	1.30	235.60	85.20
23D	279629	3771460	*	104.50	12.7	0.50	130.60	1.70	230.40	80.00
23E	279629	3771460	*	109.66	13.2	0.47	127.00	1.00	219.70	69.10
23F	279629	3771460	*	105.24	13.8	0.56	25.80	3.40	282.90	75.30
19F	280971	3770970	Mic	129.39	19.0	0.62	103.80	47.30	291.20	42.50
19E	280971	3770970	*	537.14	13.9	0.51	89.70	44.80	284,5	44.20
19H	280971	3770970	*	628.61	11.7	0.90	79.30	26.80	323.10	41.20

ادامه جدول پیوست شماره ۱.										
NAME	X	Y	lithology	KM	P%	T	K _{1d}	K _{1i}	K _{3d}	K _{3i}
19I	280971	3770970	Mic	552.81	11.6	0.72	67.50	25.00	311.70	43.00
1J	279863	3770875	*	517.87	6.3	0.22	128.10	13.40	288.10	75.80
1H	279863	3770875	*	403.38	7.9	0.31	320.00	2.80	54.20	55.70
3A	279880	3771041	Apl	53.04	23.7	0.40	284.00	21.20	100.20	68.80
3G	279880	3771041	*	5.24	-48.3	0.38	310.50	8.60	52.10	53.10
3H	279880	3771041	*	2.27	49.1	-0.02	315.40	17.10	69.90	68.50
3I	279880	3771041	*	177.94	28.8	0.75	316.90	25.10	69.00	38.80

Abstract

Chah Zard granitoid pluton with 5 km² extent and 535.4±3.2 Ma age (based on U-Pb zircon method carried on the Zircon grains) intruded into late Neoproterozoic metamorphic basement rocks (Jandagh complex) and emplaced in it. Essential minerals of this granitoid are orthoclase, biotite, quartz and plagioclase. Based on geochemical properties and abundance of the biotite and orthoclase, Chah Zard granitoid pluton is S-type granite and has been produced from partial melting of continental crust. In this study, for the first time, emplacement mechanism of the mentioned pluton, and or later affected parameters on it, investigated by anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) method. Because of high mylonitization of this granitoid pluton, its magmatic microstructures have been disturbed and tectonic microstructures have been more dominance. Based on the field and petrographic observation, this granitoid pluton suffered medium to high grade mylonitization. 114 cylindrical cores and 608 samples from 23 stations have been taken. Magnetic parameters of these samples have been measured in the magnetic lab of Shahrood University of Technology by MFK1-FA machine. Evolution of magnetic parameters of the obtained samples, indicate that mean magnetic susceptibility (K_m) in μSI are as follows: mylonitic biotite granites (111.59), mylonitic leucogranites (59.6) and mylonitic surmicaceous enclaves (461.48). Biotite is the most important magnetic carrier in these rocks. This study indicate mean magnetic susceptibility of biotite granite (main part of Chah Zard granitoid pluton) is significantly 100-150 $\text{SI}\mu$ lesser than common mean magnetic susceptibilities of granitic rocks. Microscopic investigations show that alteration of biotite to muscovite due to reacting with hydrothermal fluid during mylonitization, is important factor in decreasing of magnetic susceptibility of biotite granites. Based on the interpretation of concentration and abundance of magnetic lineation and foliation, we can suggest that the major part of magnetic lineations have very low plunge and array or oriented toward northwest. Also magnetic foliations have low dip

near to horizontal. Considering the field observation and base on the magnetic parameters data, indicate that primitive magmatic structure have been obscured and we can't use them for determination of feeder zone or intrusion (injection) place or how intrusion of Chah Zard granitoid.

Keyword: granitoid, late Neoproterozoic, anisotropy of magnetic susceptibility, magnetic foliation and lineation, Chah Zard, Jandagh.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

MSC Thesis in Petrology

Measurement, evaluation and interpretation of magnetic
parameters of mylonitised Granite of Jandagh metamorphic -
igneous complex by
(in the light of) AMS method

By:

Aciyeh Fazilat

Supervisor:

Dr. Mahmoud Sadeghian

July 2018