

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده: علوم زمین

گروه: پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

سازوکار جایگیری توده نفوذی پنج‌کوه (جنوب شرق دامغان) با استفاده
از روش ناهمگنی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)

نگارش:

مهدخت پورعلیزاده مقدم

استاد راهنما:

دکتر مریم شیبی

استاد مشاور:

دکتر حبیب‌الله قاسمی

بهمن ۱۳۹۲

همسر عزیزم

تلاش صمیمانهات برای اهداف من همیشه به یادم خواهد ماند،

اما بگذار رسم ادب و معرفت را به جا آورده و دو بزرگوار لحظه‌های زندگی‌ام

یعنی...

پدر دلسوز و مادر مهربانم را سپاس گزار باشم...

پدرم

حمایت دلسوزانهات وصف نشدنی است، چه زیبا زندگی‌ام را هدف بخشیدی تا به این نقطه از دایره هستی برسم...

سپاس گزارم...

مادرم

مهربانی‌ات آرامشی بر قلب من در این زندگی پرتلاطم است...

از تو سپاس گزارم...

و اینک همسرم...

از عشق تو برای حمایت و آرامش روحی‌ام در تمام لحظات زندگی،

سپاس گزارم.

تقدیر و تشکر

در ابتدا از پدر و مادر عزیزم تشکر می‌کنم که همه شرایط لازم را به منظور اجرای این پروژه فراهم نموده‌اند. از استاد گرامی خانم دکتر مریم شیبی که وقت و راهنمایی خود را در این پروژه نصیبم کرده است، از صمیم قلب تشکر می‌کنم. از مشاور و استاد ارجمند خود دکتر حبیب الله قاسمی و رهنمودهای ارزشمندشان سپاس گزارم. از استاد گرامی دکتر محمود صادقیان به دلیل راهنمایی‌های مفیدشان در امور آزمایشگاهی و صحرایی بسیار متشکرم. از فعالیتهای بی‌دریغ و صمیمانه دوست و همکلاسی عزیز، آقای محسن حمیدی در امور صحرایی و راه پر فراز و نشیب جمع‌آوری نمونه سپاس گزارم و برای ایشان در تمام امور زندگی‌اش آرزوی موفقیت دارم. خدا را بسیار شاکرم که چنین انسانهای بزرگی را در پیش راه من قرار داده است.

از جناب دکتر علی‌محمدیان به دلیل انجام آنالیزهای ترمومغناطیسی و همکاری‌شان در سازمان زمین‌شناسی کشور کمال تشکر را دارم.

از همه دوستان و مسئولین محترم در دانشگاه صنعتی شاهرود که مرا در انجام این پروژه یاری نموده‌اند، سپاس گزارم.

در انتها از همسر دلسوز و مهربانم مهندس نوید آقایی، که در تمام طول این پروژه همراه من بوده متشکرم و این پژوهش را به ایشان تقدیم می‌دارم.

چکیده

توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه با وسعت ۱۵ کیلومتر مربع، در شمالی‌ترین بخش پهنه ساختاری ایران مرکزی (جنوب شرق دامغان) واقع شده است. نفوذ این توده به درون توالی آتشفشانی-رسوبی و آتشفشانی ائوسن موجب کانه‌زایی آهن در سنگهای میزبان آندزیتی شده است. بر اساس بررسیهای دقیق صحرایی و پتروگرافی ترکیب اولیه توده نفوذی از پیروکسن سیینیت در حاشیه به بیوتیت سیینیت در بخشهای مرکزی توده تغییر یافته و سپس در مراحل نهایی تحت تاثیر متاسوماتیسم سدیک-کلسیک (با گسترش بیشتر و دمای بالاتر) و پتاسیک (با فراوانی کمتر و دمای پایین‌تر) قرار گرفته است. دگرسانی اول سنگها را به ترکیبی معادل با مونزونیت تبدیل کرده است. شواهد متاسوماتیسم سدیک-کلسیک با رگه‌های آلبیت-اسکاپولیت مشخص می‌شوند که با عرض متفاوت از چند میلی‌متر تا چند صد متر در سراسر توده پراکنده شده‌اند. بر اساس نتایج پتروگرافی و تجزیه نقطه‌ای از سنگهای سالم و دگرسان شده، مهمترین تغییرات کانیایی شامل موارد زیر می‌باشد: ۱- ترکیب پلاژیوکلاز از آندزین در مرکز تا آلبیت در حاشیه تغییر کرده یا معمولاً توسط اسکاپولیت ماریالیتی جایگزین شده است؛ ۲- اسفن و منیتیت دارای تیتان بیشتر و آپاتیت از کلر بیشتری برخوردار شده است؛ ۳- ترکیب پیروکسن ثابت باقی مانده است. دگرسانی پتاسیک نیز به دنبال دگرسانی سدیک-کلسیک باعث تبدیل پیروکسن به بیوتیت و ایجاد فلدسپار پتاسیک و منیتیت گرمایی شده است.

جهت بررسی سازوکار جایگیری این توده از روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) استفاده شده است. نتایج حاصل از این مطالعه نشان می‌دهند که پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (K_m) در بخشهای بیوتیت سیینیت، پیروکسن سیینیت و مونزونیت به ترتیب ۲۸۵۴۲، ۵۶۲۳۹ و $2173 \mu SI$ می‌باشد. بزرگای پذیرفتاری بالا ($K_m > 400 \mu SI$) به علت حضور منیتیت به عنوان حامل مغناطیسی است که به گرانیت‌های فرومغناطیسی تعلق داشته و تطابق خوبی بین پذیرفتاری مغناطیسی و نوع سنگ وجود دارد. درصد ناهمگنی مغناطیسی نیز در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه بین ۱۰ تا ۵۰ درصد تغییر می‌کند. بیشترین مقادیر ناهمگنی در نواحی با دگرشکلی بالا مشاهده شده است. مقادیر پارامتر شکل برای توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه نیز از $0/48 -$ تا $0/93 +$ تغییر می‌کند. خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی با شیب زیاد و پارامتر شکل منفی، محل اصلی تغذیه ماگمای سازنده این توده را نشان می‌دهند. مطالعه حاضر نشان می‌دهد که چگونه اندازه‌گیریهای پذیرفتاری مغناطیسی و خصوصیات مغناطیسی سنگ در توده نفوذی پنج‌کوه در یک تغییر پیشرونده از رفتار فرومغناطیسی در بخشهای سالم بیوتیت سیینیتی و پیروکسن سیینیتی (حضور منیتیت) تا رفتار پارامغناطیسی در سنگهای متاسوماتیسم شده (حذف منیتیت در آنها) تغییر کرده است. این تغییرات همچنین هندسه و جهت‌گیری الگوهای فابریک مغناطیسی را تغییر داده است. براساس داده‌های مغناطیسی متنوع (نقشه‌های خطوارگی و برگوارگی، پارامترهای K ، P و T) و مشاهدات صحرایی و ریزساختی به نظر می‌رسد توده نفوذی پنج‌کوه دارای دو الگوی فابریک مغناطیسی متفاوت باشد. الگوی اول متعلق به خطوارگی‌ها و برگوارگی سنگ‌های سالم ماگمایی است که موازی با محور طولی توده و در راستای شمال شرق-جنوب غرب امتداد یافته‌اند. فابریک دوم در نتیجه متاسوماتیسم بوده و به صورت سه راهروی موازی الگوی اولیه و ماگمایی توده را قطع نموده است. این موضوع با ریزساختهای ماگمایی تا حالت جامد دمای پایین به خوبی تایید می‌گردد. الگوهای شکل و فابریک مغناطیسی توده نشان می‌دهد که توده در یک بازشدگی کششی ناشی از عملکرد یک پهنه برشی چپ‌گرد جایگزین شده است.

کلمات کلیدی: روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)، توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه، متاسوماتیسم Na-Ca و K.

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

۱- پورعلیزاده مقدم م، شیبی م، قاسمی ح (۱۳۹۲)، تغییرات ترکیب کانی‌شناسی حاصل از دگرسانی در توده نفوذی پنج‌کوه دامغان و ردیابی مسیرهای عبور سیال مرتبط با کانه‌زایی آهن موجود، پنجمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران.

۲- پورعلیزاده مقدم م، شیبی م، قاسمی ح (۱۳۹۲)، تغییرات کانی‌منیتیت و پذیرفتاری مغناطیسی حاصل از آن تحت تاثیر دگرسانی سدیک-کلسیک در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه، سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین.

3- Pooralizadeh Moghadam M. Sheibi M. and Ghasemi H. (2013), The results of preliminary study of magnetic fabric in the Panj-Kuh granitoid, SE Damghan – Iran. Goldschmidt. Florence, Italy.

فهرست مطالب

چکیده	۵
فهرست مطالب	ز
فهرست شکل‌ها	ی
فهرست جدول‌ها	م
فصل اول: کلیات تحقیق	۱
مقدمه	۲
۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه و راه‌های ارتباطی آن	۲
۱-۲- ریخت‌شناسی و آب و هوای منطقه	۳
۱-۳- تاریخچه مطالعات قبلی در منطقه	۵
۱-۴- مطالعات پیشین در زمینه AMS در ایران	۷
۱-۵- مراحل و روش جمع‌آوری اطلاعات	۹
۱-۶- اهداف کلی این پژوهش	۱۱
فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی منطقه پنج‌کوه	۱۳
مقدمه	۱۴
۱-۲- واحد ساختمانی ایران مرکزی	۱۴
۲-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه	۱۶
۱-۲-۲- سنگهای آتشفشانی	۱۸
۲-۲-۲- توده نفوذی	۱۹
۳-۲-۲- کانسار آهن	۲۲
۴-۲-۲- گسل‌های موجود در منطقه	۲۳
۵-۲-۲- درزه و شکستگی‌ها	۲۵
نتیجه‌گیری	۲۶
فصل سوم: سنگ‌شناسی	۲۷

۲۸	مقدمه
۲۹	۱-۳- پتروگرافی
۳۲	۱-۱-۳- پیروکسن سینیست
۳۲	۱-۱-۱-۳- کانی‌های اصلی
۳۷	۲-۱-۱-۳- کانی‌های فرعی
۳۹	۲-۱-۳- بیوتیت سینیست
۳۹	۱-۲-۱-۳- کانی‌های اصلی
۴۴	۲-۲-۱-۳- کانیه‌های فرعی
۴۶	۲-۳- دگرسانی‌ها
۴۸	۱-۲-۳- دگرسانی سدیک-کلسیک
۴۹	۱-۱-۲-۳- رگه‌های آلبیت-اسکاپولیت
۵۱	۲-۱-۲-۳- سنگهای دگرسان
۶۰	۲-۲-۳- دگرسانی پتاسیک
۶۱	۳-۲-۳- روابط متقابل بین دگرسانی‌های سدیک-کلسیک و پتاسیک
۶۴	۳-۳- پراکندگی کانیه‌های سالم و دگرسان و ردیابی مسیرهای دگرسانی
۶۶	نتیجه‌گیری
۶۹	فصل چهارم: فابریک مغناطیسی
۷۰	مقدمه
۷۱	۱-۴- ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی
۷۹	۲-۴- نمونه‌برداری و اندازه‌گیری داده‌های مغناطیسی
۸۳	۳-۴- بررسی پارامترهای مغناطیسی
۸۶	۱-۳-۴- قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (K_m)
۹۷	۱-۱-۳-۴- شیمی سنگ کل و فابریک
۱۰۱	۲-۱-۳-۴- ژئوشیمی سنگ و پذیرفتاری مغناطیسی

۱۰۳ درصد ناهمگنی (P%)
۱۰۷ پارامتر شکل (T)
۱۱۱ خطوارگی مغناطیسی
۱۱۳ برگوارگی مغناطیسی
۱۱۵ انواع فابریک یا ساختهای ماگمایی (ریزساختها)
۱۱۶ فابریک ماگمایی
۱۱۶ فابریک ساب ماگمایی
۱۱۸ فابریک‌های حالت جامد
۱۱۸ فابریک حالت جامد دمای بالا
۱۱۹ فابریک حالت جامد دمای پایین
۱۲۴ بررسی تغییرات فابریک مغناطیسی حاصل از دگرسانی در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه
۱۲۷ پهنه‌بندی توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه
۱۲۷ قلمرو A
۱۲۹ قلمرو B
۱۳۱ الگوی تکتونوماگمایی جایگیری توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه
۱۳۵ فابریک مغناطیسی و اهمیت اقتصادی آن در منطقه پنج‌کوه
۱۳۹ فصل پنجم: نتیجه‌گیری
۱۴۰ ۱- خلاصه و نتیجه‌گیری
۱۴۵ ۲- پیشنهاداتی برای مطالعات آینده
۱۴۷ منابع
۱۶۳ پیوست ۱
۱۷۱ پیوست ۲
۱۷۵ Abstract

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱- نقشه واحدهای ساختاری ایران (برگرفته از ریچارد و همکاران، ۲۰۱۲)..... ۲
- شکل ۱-۲- مهمترین راه‌های دسترسی به منطقه پنج‌کوه (برگرفته از نقشه اطلس راه‌های ایران)..... ۳
- شکل ۱-۳- تصویر ماهواره‌ای از توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه و سنگهای میزبان آن..... ۴
- شکل ۱-۲- نقشه زمین‌شناسی ساده تهیه شده منطقه پنج‌کوه..... ۱۷
- شکل ۲-۲- تصویری از توالی آتشفشانی-رسوبی شرق توده نفوذی پنج‌کوه..... ۱۹
- شکل ۳-۲- نقشه تغییرات ارتفاع در توده نفوذی پنج‌کوه..... ۲۰
- شکل ۴-۲- تصاویری از توده نفوذی و سنگهای مجاور و همچنین رگه‌های موجود در آن..... ۲۱
- شکل ۵-۲- تصاویری از کانسار آهن پنج‌کوه..... ۲۳
- شکل ۶-۲- نقشه ساختاری ۱:۲۵۰۰۰۰ معبد..... ۲۴
- شکل ۷-۲- رزدیگرام‌های درزه، شکستگی و رگه‌های آلبیت-اسکاپولیت در بخشهای مختلف توده نفوذی پنج‌کوه... ۲۶
- شکل ۱-۳- نقشه نمونه‌برداری سیستماتیک از ایستگاه‌های مختلف در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه..... ۲۹
- شکل ۲-۳- تصاویر میکروسکوپی از سه نمونه دستی در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه..... ۳۰
- شکل ۳-۳- نقشه ترکیب سنگ شناسی هر ایستگاه..... ۳۱
- شکل ۴-۳- تصاویر میکروسکوپی از پیروکسن سینیت‌های توده نفوذی پنج‌کوه..... ۳۳
- شکل ۵-۳- ترکیب فلدسپارهای پتاسیم از نمونه‌های مختلف منطقه مورد مطالعه..... ۳۴
- شکل ۶-۳- ترکیب پلاژیوکلازها در نمودار آلبیت-ارتوز-آنورتیت..... ۳۵
- شکل ۷-۳- ترکیب پیروکسنهای منطقه در نمودار ولاستونیت-انستاتیت-فروسیلیت..... ۳۶
- شکل ۸-۳- ترکیب منیتیت..... ۳۸
- شکل ۹-۳- تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های بیوتیت سینیتی پنج‌کوه..... ۴۱
- شکل ۱۰-۳- بررسی ترکیب کانی بیوتیت موجود در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه..... ۴۳
- شکل ۱۱-۳- تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های سالم و دگرسان در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه..... ۴۷
- شکل ۱۲-۳- تصاویری از شواهد دگرسانی در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه..... ۵۰
- شکل ۱۳-۳- تصاویر میکروسکوپی در نور پلاریزه و نور طبیعی برخی از کانیهای موجود در واحدهای مونزونیتی توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه..... ۵۳

- شکل ۳-۱۴- ترکیب اسکاپولیت. ۵۵.....
- شکل ۳-۱۵- نمودار فلونور در مقابل کلر حاصل از تجزیه نقطه‌ای کانی‌آپاتیت در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. ۵۷.....
- شکل ۳-۱۶- نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 برای کانی اسفن در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. ۵۸.....
- شکل ۳-۱۷- تصاویری شماتیک از فرایندهای دگرسانی در توده نفوذی پنج‌کوه. ۶۲.....
- شکل ۳-۱۸- روند دگرسانی‌های سدیک-کلسیک و پتاسیک همگام با سرد شدن فازهای اولیه و در دماهای ۴۰۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد. ۶۳.....
- شکل ۳-۱۹- نقشه کلی از پراکندگی کانیها در توده نفوذی پنج‌کوه. ۶۴.....
- شکل ۳-۲۰- نقشه مسیر دگرسانی سدیک-کلسیک و پتاسیک در توده نفوذی پنج‌کوه. ۶۵.....
- شکل ۴-۱- جهات محورهای اصلی پذیرفتاری در یک بیضوی مغناطیسی. ۷۳.....
- شکل ۴-۲- خصوصیات مغناطیسی نمونه‌های مورد اندازه‌گیری در میدانهای خارجی. ۷۴.....
- شکل ۴-۳- نمودار پذیرفتاری مغناطیسی در برابر کانیهای فرومغناطیس و پارامغناطیس. ۷۶.....
- شکل ۴-۴- خصوصیات رفتاری پذیرفتاری مغناطیسی در برابر دمای کانیهای مغناطیسی. ۷۷.....
- شکل ۴-۵- تصاویری از نحوه نمونه‌برداری در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. ۸۰.....
- شکل ۴-۶- تصاویری از دستگاه حساسیت سنج و نحوه قرار گیری نمونه‌ها در آن. ۸۳.....
- شکل ۴-۷- تصاویر میکروسکوپی جهت مقایسه منیتیت سالم و دگرسان. ۸۸.....
- شکل ۴-۸- نمودارهای ترمومغناطیسی در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. ۹۰.....
- شکل ۴-۹- ترکیب کانیهای دربردارنده اکسیدهای Fe-Ti (منیتیت و ایلمنیت) در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. ۹۱.....
- شکل ۴-۱۰- نقشه هم‌میزان پذیرفتاری مغناطیسی (K_m) در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. ۹۲.....
- شکل ۴-۱۱- هیستوگرام فراوانی پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده. ۹۴.....
- شکل ۴-۱۲- نقشه پراکندگی کانی منیتیت در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. ۹۵.....
- شکل ۴-۱۳- نمودار پذیرفتاری مغناطیسی (K_m) در مقابل درصد وزنی $TiO_2+FeO+Fe_2O_3$ واحدهای سنگی مختلف در توده نفوذی پنج‌کوه. ۹۸.....
- شکل ۴-۱۴- قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده (K_m) در مقابل قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی محاسبه شده (K_c) از تجزیه شیمی تعدادی از سنگهای توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. ۱۰۰.....
- شکل ۴-۱۵- نمودارهای عناصر اصلی در مقابل مقادیر قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده (K_m) و ضرایب همبستگی آنها. ۱۰۲.....

- شکل ۴-۱۶- نقشه هم‌میزان درجه ناهمسانگردی (P%) در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. ۱۰۴
- شکل ۴-۱۷- تصویری از برهم کنش مغناطیسی موجود در بین دانه‌های منیتیت. ۱۰۵
- شکل ۴-۱۸- هیستوگرام تغییرات ناهمگنی در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. ۱۰۶
- شکل ۴-۱۹- نمودار تغییرات ناهمگنی (P%) در برابر پذیرفتاری مغناطیسی (K_m). ۱۰۷
- شکل ۴-۲۰- نقشه هم‌میزان پارامتر شکل در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. ۱۰۸
- شکل ۴-۲۱- نمودار L در برابر F ایستگاه‌های مختلف توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. ۱۰۹
- شکل ۴-۲۲- هیستوگرام فراوانی تغییرات پارامتر شکل در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. ۱۰۹
- شکل ۴-۲۳- الف) نمودار تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی (K_m) در برابر پارامتر شکل (T)، ب) نمودار تغییرات ناهمگنی (P%) در برابر پارامتر شکل (T، جلینک، ۱۹۷۷). ۱۱۰
- شکل ۴-۲۴- در این شکل جهت خطوارگی مغناطیسی که هم‌جهت با محور K_1 می‌باشد در یک بیضوی مغناطیسی نشان داده شده است. ۱۱۱
- شکل ۴-۲۵- نقشه خطوارگی در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. ۱۱۲
- شکل ۴-۲۶- نقشه منحنیهای هم‌میزان شیب خطواره‌های مغناطیسی. ۱۱۳
- شکل ۴-۲۷- نقشه برگوارگی در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. ۱۱۴
- شکل ۴-۲۸- نقشه منحنیهای هم‌میزان شیب برگواره‌های مغناطیسی. ۱۱۵
- شکل ۴-۲۹- تصاویر میکروسکوپی انواع ریزساخته‌های مشاهده شده در توده نفوذی پنج‌کوه. ۱۱۷
- شکل ۴-۳۰- تصویری از ریزساخته‌های میلونیتی موجود در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. ۱۲۱
- شکل ۴-۳۱- نقشه ریزساختی و پراکندگی انواع ریزساخته‌ها. ۱۲۳
- شکل ۴-۳۲- نمودار پذیرفتاری مغناطیسی در برابر شیب برگوارگی واحدهای سنگی مختلف و روند دگرسانی در آنها. ۱۲۵
- شکل ۴-۳۳- تصویری از استریوگرامهای برگوارگی و خطوارگی. ۱۲۶
- شکل ۴-۳۴- قلمروهای ساختاری اصلی و زیر قلمروهای موجود در توده نفوذی پنج‌کوه. ۱۳۰
- شکل ۴-۳۵- رابطه بین فابریک‌های مغناطیسی ونحوه جایگیری توده نفوذی پنج‌کوه. ۱۳۴
- شکل ۴-۳۶- تصویر شماتیکی از شکستگیهای کششی و برشی در یک فرایند جنبشی. ۱۳۵
- شکل ۴-۳۷- نقشه الگوی خطوارگی و برگوارگی در ارتباط با اندیسه‌های کانه‌زایی موجود. ۱۳۷
- شکل پیوست ۱-۲- تصویری از استریوگرامهای ایستگاه‌های مختلف در توده نفوذی. ۱۷۲

فهرست جدول ها

- جدول ۳-۱- علائم اختصاری کانیهای به کار برده شده در این فصل..... ۲۸
- جدول ۳-۲- نتایج تجزیه نقطه‌ای از فلدسپارهای توده گرانیوتوئیدی پنج‌کوه..... ۳۴
- جدول ۳-۳- نتایج تجزیه نقطه‌ای از پیروکسنهای توده گرانیوتوئیدی پنج‌کوه..... ۳۶
- جدول ۳-۴- نتایج تجزیه نقطه‌ای از کانی منیتیت در توده گرانیوتوئیدی پنج‌کوه..... ۳۹
- جدول ۳-۵- نتایج تجزیه نقطه‌ای از کانی بیوتیت در توده گرانیوتوئیدی پنج‌کوه..... ۴۴
- جدول ۳-۶- نتایج تجزیه نقطه‌ای از اسکاپولیت‌های موجود در توده گرانیوتوئیدی پنج‌کوه..... ۵۶
- جدول ۳-۷- نتایج تجزیه نقطه‌ای از بلور آپاتیت در توده نفوذی پنج‌کوه..... ۵۷
- جدول ۳-۸- نتایج تجزیه نقطه‌ای از کانی اسفن در توده گرانیوتوئیدی پنج‌کوه..... ۵۹
- جدول ۴-۱- داده‌های حاصل از انجام آنالیزهای فابریک مغناطیسی..... ۸۵
- جدول ۴-۲- ماهیت مغناطیسی و مقدار پذیرفتاریهای مغناطیسی ذاتی برخی از مهمترین کانیهای موجود در توده گرانیوتوئیدی پنج‌کوه..... ۸۶
- جدول ۴-۳- نتایج تجزیه ژئوشیمیایی عناصر اصلی (wt%) تعدادی از نمونه‌های توده..... ۹۹
- جدول ۴-۴- محتوای Fe^{2+} , Fe^{3+} و Mn^{2+} تعدادی از نمونه‌های توده نفوذی و مقادیر قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده (K_m , μSI) و محاسبه شده (K_c)..... ۱۰۰
- جدول پیوست ۱-۱- داده‌های موقعیت جغرافیایی و شیب و جهت شیب مغزه‌های برداشت شده در هر ایستگاه..... ۱۶۴
- جدول پیوست ۱-۲- داده‌های خروجی هر نمونه که با دستگاه MFK1-FA اندازه‌گیری شده است..... ۱۶۵

فصل اول

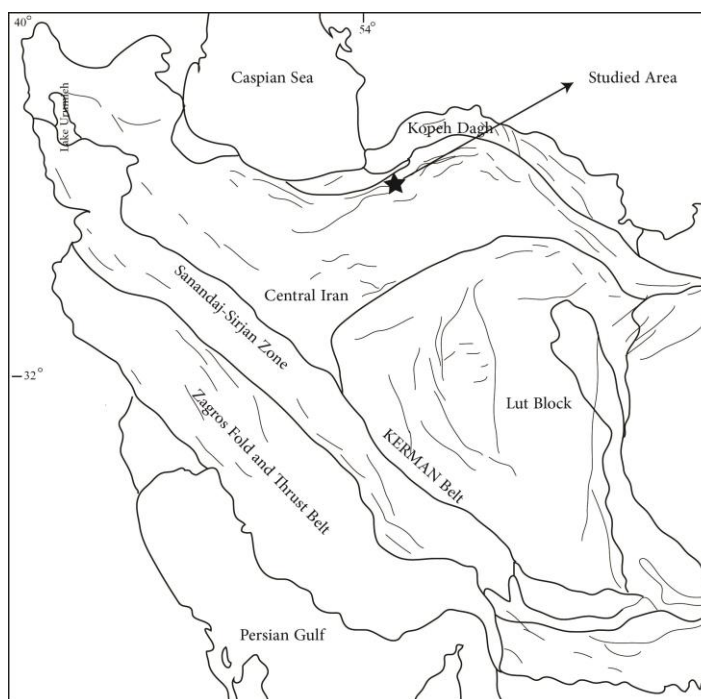
کلیات تحقیق

مقدمه

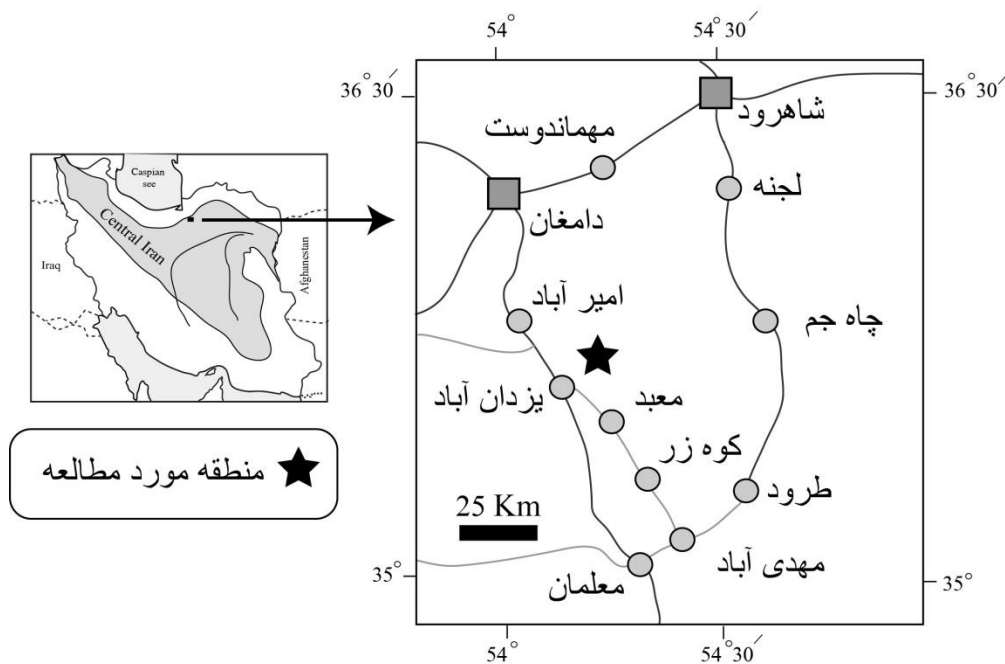
در این فصل، ابتدا موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه و همچنین شرایط آب و هوایی و ریخت‌شناسی آن مورد بررسی قرار می‌گیرد. سپس تاریخچه کارهای قبلی مرور می‌شود و به ارتباط موضوع تحقیق با کارهای پیشین و موارد تحت بررسی در این پژوهش پرداخته خواهد شد.

۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه و راه‌های ارتباطی آن

منطقه پنج‌کوه قسمتی از برگه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ معبد و ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود می‌باشد. این منطقه در نقشه واحدهای ساختاری ایران از ریچارد و همکاران (۲۰۰۶) در شمالی‌ترین بخش از واحد ساختمانی ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱-۱). توده نفوذی مورد مطالعه دارای وسعت ۱۵ کیلومتر مربع بوده و با مختصات جغرافیایی $54^{\circ}22'$ تا $54^{\circ}32'$ شرقی و $35^{\circ}45'$ تا $35^{\circ}52'$ شمالی در ۵۰ کیلومتری جنوب شرق دامغان (استان سمنان) قرار دارد (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱- نقشه واحدهای ساختاری ایران (برگرفته از ریچارد و همکاران، ۲۰۰۶). موقعیت منطقه با ستاره مشکی مشخص شده است.



شکل ۱-۲- مهمترین راه‌های دسترسی به منطقه پنج‌کوه (برگرفته از نقشه اطلس راه‌های ایران).

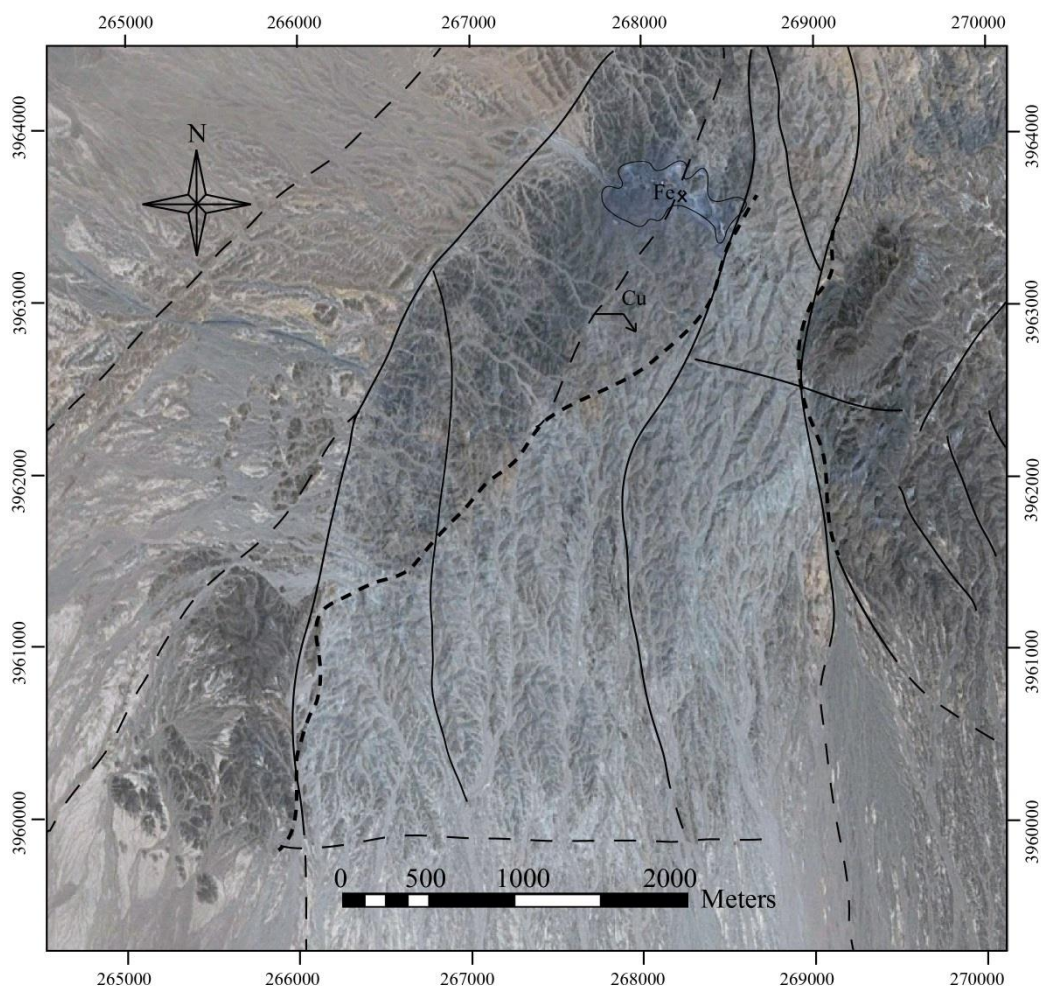
دسترسی به این توده گرانیتوئیدی از طریق جاده آسفالته دامغان-معلمان امکان‌پذیر می‌باشد. در فاصله ۵۰ کیلومتری از دامغان، جاده خاکی کانسار آهن پنج‌کوه به صورت یک راه فرعی از این جاده آسفالته جدا شده و با طی کردن مسافت پنج کیلومتر به کانسار مذکور منتهی خواهد شد (شکل ۱-۲). این کانسار در شمال توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه قرار گرفته است. لازم به ذکر است که در تصاویر ماهواره‌ای و صحرایی این توده نسبت به سنگهای آتشفشانی و رسوبی اطراف رنگ روشن‌تر و ریخت متفاوت‌تری داشته و به راحتی قابل شناسایی است (شکل ۱-۳).

۱-۲- ریخت‌شناسی و آب‌وهوای منطقه

ریخت‌شناسی منطقه مورد مطالعه تحت تاثیر تکتونیک و ماهیت سنگهای رخنمون‌یافته قرار دارد. به طوریکه تنوع سنگی و نوع فرسایش در این منطقه یکنواخت نبوده و بخش‌های با ارتفاع کمتر (تقریباً ۱۱۰۰ متر بالاتر از سطح دریا) شیل، مارن و کنگلومراهای منطقه را شامل می‌شوند و بخش‌های

مرتفع منطقه را سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (با ارتفاع تقریبی ۱۴۰۰ متر از سطح دریا) پوشش می‌دهند. ارتفاع توده نفوذی پنج‌کوه نیز از بخش‌های شمالی به سمت جنوب، کاهش می‌یابد.

یکی از زیبایی‌های منطقه که معرف نام منطقه نیز می‌باشد، وجود پنج قله با ترکیب سنگ‌های آتشفشانی است که بیشترین ارتفاعات را در منطقه به خود اختصاص می‌دهند و چشمان جستجوگر هر رهگذری را در ۵۰ کیلومتری دامغان (در جاده معلمان) به خود جلب می‌کنند. رنگ تیره این واحدهای آتشفشانی موجب تمایز آنها از سایر واحدهای رخنمون یافته می‌شود. آب و هوای این ناحیه نیز به علت نزدیکی با منطقه کویری گرم و خشک بوده و همانگونه که طبیعت کویر حکم می‌کند در این ناحیه بارندگی بسیار کم (۱۵۰ میلی‌متر در سال) و پوشش گیاهی از نوع درختچه و بوته است.



شکل ۱-۳- تصویر ماهواره‌ای از توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه و سنگ‌های میزبان آن.

طوفان شن و جمعیت انسانی حداقل، خود حکایت از شرایط نامطلوب جوی این ناحیه دارد. دریاچه نمک حاج علی‌قلی واقع در شمال شرق توده نفودی پنج‌کوه، و همچنین تابلوهای ممنوع و آهسته برانید راهنمایی و رانندگی به منظور توجه افراد از عبور شترها، گویای این مطلب هستند که این منطقه کویری با وجود شرایط نامطلوب جوی می‌تواند جاذبه‌های گردش‌گری هم داشته باشد. به طور کلی میانگین درجه حرارت سالیانه در شهرستان دامغان ۱۵ درجه و رطوبت نسبی نیز ۵۰ درصد برآورد شده است.

۱-۳- تاریخچه مطالعات قبلی در منطقه

اگرچه ناحیه ترود به دلیل قرار گرفتن در مجاورت کویر شرایط نامطلوبی را برای بازدید محققین ایجاد می‌کند، اما جاذبه‌های زمین‌شناختی به ویژه وجود کوه زر و آبرفتهای حاصل از آن در منطقه و اندیسهای کانه‌زایی نظیر آهن، مس، طلا، فیروزه و همچنین وجود گسل‌های فعال در این ناحیه باعث شده تا توجه زمین‌شناسان به سوی این منطقه جلب شود. لذا از گذشته تا به امروز، مطالعات مختلفی به شرح ذیل بر روی این منطقه صورت گرفته است:

۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود به وسیله هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) تهیه و گزارش مکتوب آن توسط سازمان زمین‌شناسی کشور منتشر شده است.
۲. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ترود که توسط هوپر و اشتوکلین (۱۹۵۶) (در هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷) به منظور بررسی وجود احتمالی ذخایر نفتی در رسوبات الیگو-میوسن مشابه سازندهای معادل زمانی آن در ایران مرکزی (قم) تهیه گردیده است.
۳. بررسی تحولات سنگ‌شناسی و ارتباط آن با کانی‌سازی طلا در منطقه باغو در سال ۱۳۵۷، توسط رشید نژاد عمران انجام گرفته است.
۴. جعفریان (۱۳۶۸) به بررسی پترولوژیکی کمربند آتشفشانی-نفوذی کوه زر (ترود) پرداخته است.

۵. پترولوژی سنگهای نفوذی منطقه توسط کهنسال (۱۳۷۶) و پترولوژی سنگهای آتشفشانی ائوسن معلمان نیز توسط ذوالفقاری (۱۳۷۷) در منطقه معلمان مورد بررسی قرار گرفته است.
۶. طبق بررسی اشتوکلین و هوبر (۱۹۵۶) (در هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷) سنگهای آتشفشانی تروود-چاه شیرین به ائوسن-الیگوسن نسبت داده شده‌اند.
۷. تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ معبد توسط بهروز اقلیمی (۱۳۷۹) انجام شده است که محدوده پنج‌کوه را نیز دربرمی‌گیرد.
۸. امیدی (۱۳۸۰) در رساله دکتری خود به تحلیل ساختاری گسلهای دامغان و عطاری در گستره دامغان پرداخته و تغییرات ساختاری منطقه را نتیجه فعالیت یک سیستم برشی همگرا در اثر تنشهای حاصل از حرکت رو به شمال تا شمال شرقی صفحه عربی دانسته است.
۹. حسنی (۱۳۸۲) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود، منشاء و نحوه تکامل شورابه و رسوب‌گذاری کانیه‌های تبخیری پلایای چاه‌جم را بررسی کرده است.
۱۰. شیبی (۱۳۸۳) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی و کانسار آهن پنج‌کوه پرداخته است. ایشان این توده را از نوع I و کالکوالکالن با ترکیب اولیه سیینیت می‌داند که به واسطه فرایندهای دگرسانی سدیک-کلسیک و پتاسیک دچار تغییرات متنوع شیمیایی و کانیایی شده و کانسار آهن پنج‌کوه را بوجود آورده است.
۱۱. قربانی (۱۳۸۴) در رساله دکتری خود پترولوژی و ژئوشیمی کمربند آتشفشانی تروود-چاه شیرین را مورد مطالعه قرار داده است که منطقه پنج‌کوه نیز در بخش شمالی این نوار ماگمایی قرار دارد.

۱۲. پیروزفر (۱۳۸۵)، کانی شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسار آهن پنج‌کوه را در پایان نامه کارشناسی ارشد خود مورد بررسی قرار داده است. وی فرایند تشکیل کانسار آهن پنج‌کوه را در دو مرحله ماگمایی، قبل یا همزمان با نفوذ توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه و مرحله دگرسانی، پس از نفوذ این توده می‌داند.

۱۳. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ معلمان توسط اشراقی (۱۳۸۶) تهیه شده است.

۱۴. خادمی (۱۳۸۶) در رساله دکتری خود ویژگیهای ساختاری و وضعیت زمین ساختی منطقه ترود را مورد بررسی قرار داده است. ایشان به سازوکار گسلهای دامغان و عطاری در شمال دامغان پرداخته و سازوکار راندگی را برای گسل عطاری معرفی نموده است.

۱۵. احمدیان پور (۱۳۸۷) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود به تحلیل ساختاری گسل ترود در جنوب دامغان پرداخته است.

۱۶. قاسمی سیانی (۱۳۸۸) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود، زمین شناسی، کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار پلی متال (سرب، روی، مس، طلا و نقره) چشمه حافظ سمنان واقع در جنوب شرق دامغان و در حوالی منطقه مورد مطالعه را مورد بررسی قرار داده است.

۱۷. یکی از آخرین مطالعات انجام شده در این منطقه نیز توسط عرب عامری (۱۳۹۰) انجام گرفته است که در پایان نامه ارشد خود به بررسی کانه‌سازی طلا در معدن آهن پنج‌کوه پرداخته است.

۴-۱- مطالعات پیشین در زمینه AMS در ایران

در این پژوهش از روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) به منظور تعیین سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه استفاده شده است. به دلیل جدید بودن روش AMS، مطالعات انجام شده در این زمینه در ایران، محدود بوده و در دو دهه گذشته غالباً در خارج از کشور انجام گرفته است.

اما در چند سال اخیر با مجهز شدن آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود و سازمان زمین‌شناسی کشور به دستگاه اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی از رشد روز افزونی برخوردار شده است. لذا مهمترین مطالعات انجام گرفته تا به امروز در به کارگیری این روش توانا در ایران به شرح زیر می‌باشد:

۱. نواب مطلق (۱۳۷۲) در رساله دکتری خود مکانیسم جایگیری توده گرانیتوئیدی مشهد به روش AMS را بررسی کرده است.
۲. قلمقاش (۱۳۷۷) توده نفوذی اشنویه را به روش AMS در رساله دکتری خود بررسی کرده که جزو اولین مطالعات فابریک مغناطیسی می‌باشد. نتایج کار ایشان در قلمقاش و همکاران، ۲۰۰۹، a و b ارائه شده است.
۳. وکیلی (۱۳۸۲) روش AMS را در پایان نامه کارشناسی ارشد خود به صورت کاربردی بررسی نموده است.
۴. صادقیان (۱۳۸۳) در رساله دکتری خود سازوکار جایگیری بخشی از توده نفوذی زاهدان را به کمک روش AMS بررسی کرده است. نتایج کار ایشان در صادقیان و همکاران، ۲۰۰۵ منتشر شده است.
۵. اسماعیلی (۲۰۰۶) مدل ژئودینامیکی جایگیری توده گرانیتوئیدی شاه‌کوه را با استفاده از تکنیک AMS مورد بررسی قرار می‌دهد.
۶. رسولی (۱۳۸۷) انیزوتروپی قابلیت مغناطیس‌شدگی توده گرانیتوئیدی بروجرد را در پایان نامه کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است.
۷. شیبی (۱۳۸۸) در رساله دکتری خود مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی شیرکوه را بررسی کرده است. نتایج این پژوهش در شیبی و همکاران، ۲۰۱۰ به چاپ رسیده است.

۸. احدنژاد (۱۳۸۹) در قالب رساله دکتری سازوکار جایگزینی توده ملایر را با استفاده از روش انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی مورد بررسی قرار داده است.
۹. گوانجی (۱۳۸۹) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی ظفرقند جنوب شرق اردستان را بررسی نموده است.
۱۰. بدلو (۱۳۹۰) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد، توده نفوذی گرانیتوئیدی گل‌زرد در شمال غرب الیگودرز را مورد مطالعه قرار داده است.
۱۱. شکاری (۱۳۹۰) توده گرانیتوئیدی دره باغ در شمال غرب الیگودرز را در پایان نامه کارشناسی ارشد خود بررسی کرده است.
۱۲. محمودی (۱۳۹۰) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود به پارامترهای مغناطیسی بازالت‌های قلی و سلطان‌میدان در البرز شرقی واقع در شمال شاهرود پرداخته است.
۱۳. مهدی‌پور (۱۳۹۰) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود آب و هوای دیرینه منطقه نکا در شمال ایران را بر اساس پارامترهای مغناطیسی لس‌های منطقه مورد بررسی قرار داده است.
۱۴. اصلانی (۱۳۹۱) مکانیسم جایگزینی توده گرانیتی باتولیت الوند را به کمک روش AMS مورد مطالعه قرار داده است.
۱۵. چکنی مقدم (۱۳۹۱) نیز در پایان نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی سازوکار توزیع مذاب در دایک‌های مافیک قطع‌کننده مجموعه دگرگونی-آذرین دلبر (شرق بیارجمند) به وسیله روش AMS پرداخته و موقعیت دیرینه مغناطیس آنها را بررسی کرده است.

۱-۵- مراحل و روش جمع‌آوری اطلاعات

بررسی مقدماتی منطقه مورد مطالعه از طریق جمع‌آوری و مطالعه پایان‌نامه‌ها، مقالات، نقشه‌های زمین‌شناسی، نقشه‌های توپوگرافی و گزارشات مرتبط صورت گرفته است. سپس به منظور مطالعات

فابریک مغناطیسی در توده نفوذی، روابط صحرایی و نمونه برداری واحدهای سنگی موجود در منطقه، طی دو مرحله‌ی زمانی (مهر و آبان ۱۳۹۱) انجام گرفت. در این دو بازدید به منظور مطالعات فابریک مغناطیسی، مغزه‌گیری از ایستگاه‌های مختلف توده نفوذی به کمک دستگاه حفاری قابل حمل و در یک شبکه منظم، صورت گرفته است. برداشت عناصر ساختاری نیز در اردیبهشت ماه ۱۳۹۲ انجام گرفته است.

به منظور بدست آوردن داده‌های آزمایشگاهی مراحل زیر به ترتیب اجرا شده‌اند:

۱. پذیرفتاری مغناطیسی کلیه نمونه‌ها، با استفاده از دستگاه MFK1-FA در آزمایشگاه فابریک مغناطیسی دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری شد.

۲. به منظور مطالعه دقیق ویژگی‌های سنگ شناسی و ریزساخت‌های میکروسکوپی تعدادی از نمونه‌های موجود مقاطع نازک تهیه شده است.

۳. مطالعات ترکیب کانیایی موجود در توده نفوذی پنج‌کوه نیز با تهیه سه مقطع نازک صیقلی و ارسال آنها به آزمایشگاه علوم و منابع زمین موسسه CNR شهر پادوا کشور ایتالیا به منظور آنالیز با دستگاه الکترون میکروپروپ مدل Cameca-SX50 صورت گرفته است.

۴. به منظور تعیین کانی‌شناسی مغناطیسی، تعدادی از نمونه‌ها (۵ نمونه) پودر شده و در آزمایشگاه دیرینه مغناطیس سازمان زمین‌شناسی کشور، تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی آنها با دما اندازه‌گیری شده است.

علاوه بر این مطالعات، جهت ترسیم نقشه‌ها، نمودارها و اشکال مختلف مورد نیاز در این پژوهش نیز از نرم افزارهای گوناگونی نظیر Arc Gis 10، Surfer، Anisoft، Adobe Illustrator CS6، IGPET و غیره استفاده شده است. بدین ترتیب داده‌های حاصل از مطالعه فابریک مغناطیسی آماده گردیده و مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرند.

۱-۶- اهداف کلی این پژوهش

بیشتر مطالعات انجام گرفته پیشین در این منطقه جهت بررسی ویژگیهای سنگ شناسی، ژئوشیمیایی، پترولوژیکی و کانه‌زایی‌های موجود صورت گرفته است. بدین علت بررسی سازوکار جایگیری و فابریک‌های مغناطیسی در توده نفوذی پنج‌کوه پژوهشی جدید در زمینه تعیین الگوی داخلی توده و تکتونیک حاکم بر منطقه به شمار می‌رود. لذا انجام این پژوهش بر روی توده نفوذی مذکور، به منظور شناخت نحوه جایگزینی و احتمالاً پتروژنز کانسار آهن موجود در منطقه، مفید و ضروری بوده و مهمترین هدف آن محسوب می‌شود. بر این اساس، فابریک مغناطیسی با استفاده از روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه مورد اندازه‌گیری قرار گرفته است. در این راستا با استفاده از داده‌های تجزیه نقطه‌ای که از برخی کانیها در توده انجام شده است به بررسی تغییرات ترکیب کانی‌شناسی حاصل از دگرسانیهای موجود پرداخته شده است. در تعیین زونهای دگرسانی و مسیرهای عبور سیالات حاصل از آنها نیز، از داده‌های فابریک مغناطیسی استفاده گردیده است. در ادامه با استفاده از داده‌های AMS، مناطق تغذیه کننده ماگما و همچنین زونهای برشی و ماهیت بخشهای مختلف توده نفوذی شناسایی شده‌اند. در پایان با تلفیق داده‌های بدست آمده از بررسی فابریکهای مغناطیسی، برداشت‌های ساختاری و مطالعه ریزساخت‌ها، نحوه حرکت ماگمای سازنده این توده گرانیتوئیدی تعیین گردیده است. بر این اساس، مدل مناسبی برای سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه ارائه می‌شود و رابطه آن با کانه‌زایی موجود تعیین شده است.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی منطقه پنج کوه

مقدمه

توده گرانیتوئیدی پنج کوه بر اساس نقشه واحدهای ساختاری ایران از اشتوکلین (۱۹۶۸) و ریچارد و همکاران (۲۰۰۶) در شمالی‌ترین بخش از واحد ساختمانی ایران مرکزی قرار گرفته است. لذا در این فصل ضمن بیان کلیاتی از زمین‌شناسی ساختاری ایران مرکزی، منطقه پنج کوه را از نظر زمین‌شناسی و واحدهای سنگی موجود اعم از نفوذی، آتشفشانی و رسوبی مورد بررسی قرار می‌دهیم. سپس به خصوصیات کلی کانسار آهن موجود اشاره شده و گسلها، درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در منطقه مورد ارزیابی قرار می‌گیرد.

۱-۲- واحد ساختمانی ایران مرکزی

این پهنه را یکی از بزرگترین و پیچیده‌ترین پهنه‌های ساختمانی-رسوبی ایران به حساب می‌آورند که در آن سنگهایی از تمام دوره‌های زمین‌شناسی ایران و با فرایندهای مختلف کوهزایی، دگرگونی و ماگماتیسم شناسایی شده است. پهنه ایران مرکزی همانند مثلی است که بر اساس نظر اشتوکلین (۱۹۶۸) از شمال به رشته کوه‌های البرز و از جنوب و جنوب غرب به زون سندج-سیرجان و بر طبق نظر نبوی (۱۹۷۶) از شرق به بلوک لوت منتهی می‌شود. آقانباتی (۱۳۸۳) بر این عقیده است که پهنه ایران مرکزی و زون سندج-سیرجان بخشی از حوزه مرکزی ایران هستند. این پهنه همانند دیگر نقاط ایران از نوع پوسته قاره‌ای است که در زمان پالئوزوئیک و ویژگیهای سکویی داشته و در زمانهای مزوزوئیک و سنوزوئیک به منطقه‌ای پرتحرک و پویا تبدیل شده است (اشتوکلین، ۱۹۶۸). الگوی ساختاری حاکم بر این پهنه در نواحی مختلف آن دارای ویژگیهای متفاوت بوده و پویایی آن در همه جا یکسان نیست. خیلی از مولفین بر این عقیده می‌باشند که بزرگترین فعالیت ماگمایی در ایران مرکزی در زمان ائوسن رخ داده است (اشتوکلین، ۱۹۷۴، فرهودی، ۱۹۷۸، فورستر^۱، ۱۹۷۸ و شهاب‌پور، ۲۰۰۵). علاوه بر این، در ایران مرکزی تفاوت آشکاری بین ویژگیهای سنگی و زیستی

^۱ - Forster

ردیفهای ائوسن وجود دارد که نشانگر شرایط جغرافیای دیرینه متفاوت در گستره ایران مرکزی است (آقنابتی، ۱۳۸۳). به طور کلی گسترش و ژرفای دریای ائوسن و ناپیوستگیهای موجود به ویژه فراوانی تکاپوهای آتشفشانی وابسته به رویداد آلپ میانی، نشانگر ناآرامیهای زمین ساختی چیره بر حوضه‌های رسوبی ایران مرکزی است که از میان آنها، ناآرامیهای ائوسن میانی از همه شاخص تر است. باید گفت که این رویداد در همه جا همزمان نبوده و اثر یکسان نداشته است. بر این اساس به دنبال فاز کوهزایی اواخر کرتاسه، بخش مهمی از ایران مرکزی از آب خارج می‌شود و به این ترتیب در قاعده سنگهای ترشیری، دگرشیبی مهمی بوجود می‌آید.

ستبرترین واحدهای آتشفشان‌زاد ایران نیز به سن ائوسن هستند که به ویژه در کمان ماگمایی ارومیه-بزمان کوه‌های خاور ایران، بلوک لوت، جنوب بینالود، بخش جنوبی البرز و شمال باختری آذربایجان رخنمون دارند (آقنابتی، ۱۳۸۳). در سنگهای آتشفشانی ائوسن ایران، تنوع سنگ‌شناسی و محیط تشکیل (دریایی-قاره‌ای) مورد توجه است. در ضمن ترکیب شیمیایی این سنگها نیز تغییرات زیادی از اسیدی تا بازی دارد. اما در حالت کلی ویژگی بارز آتشفشانی اصلی ائوسن ایران دو ترکیبی بودن آن می‌باشد. بدین جهت که ماگمای بازیک با منشا گوشته‌ای ضمن ذوب پوسته قاره‌ای موجب تشکیل ماگمای اسیدی شده است. تکاپوهای آتشفشانی ائوسن ایران ممکن است از نوع سنگهای گدازه‌ای، آذر آواری و یا توالیهای آتشفشانی-رسوبی باشند.

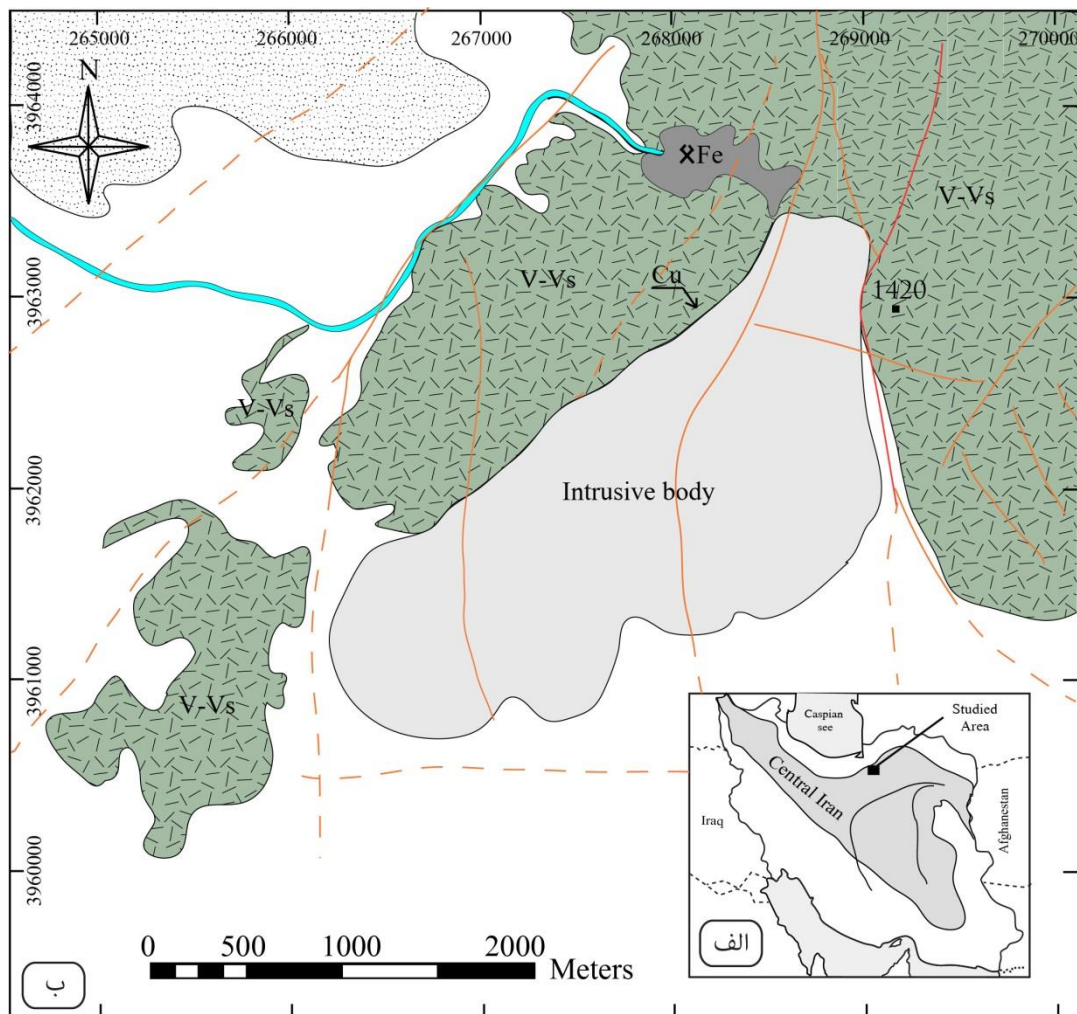
ماگمازایی در ائوسن نیز وابسته به فاز کوهزایی اواخر کرتاسه، حاصل تغییر ماهیت نیروهای فشارشی به کششی است که با ایجاد و یا فعال شدن گسلها همراه بوده است. از این شکافها مواد آذرین فراوان به صورت خاکستر و گدازه با ترکیب آندزیتی تا تراکیتی به بیرون راه یافته‌اند که اوج آن در ائوسن میانی بوده تا روانه‌ها و آذرآواریهای ترشیری دامنه جنوبی البرز و ایران مرکزی را بوجود آورند. جدا از روانه‌ها و خاکسترهای آتشفشانی، جایگیری توده‌های نفوذی نیز از پیامدهای ماگمایی این فاز کوهزایی است.

۲-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

منطقه پنج‌کوه به عنوان بخشی از نوار ماگمایی تروود در شمالی‌ترین بخش از پهنه ساختمانی ایران مرکزی قرار گرفته است. این نوار ماگمایی متشکل از سنگهای آذرین ترشیری می‌باشد که حجم اصلی آنها را سنگهای آتشفشانی ائوسن تشکیل می‌دهند. این سنگها توسط توده‌های نفوذی با سن احتمالی ائوسن فوقانی-الیگوسن و دایک‌های مختلف با ترکیب حد واسط تا قلیایی قطع شده و پیامدهای متعددی از جمله دگرسانی و کانسارسازی را به همراه داشته‌اند (خادمی، ۱۳۸۶).

شکل ۱-۲ نقشه زمین‌شناسی ساده‌ای از توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه را نشان می‌دهد که در میان دو واحد سنگی آتشفشانی-رسوبی و آتشفشانی قرار گرفته است. در واقع این سنگهای آتشفشانی آندزیتی و بازالتی، که قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته منطقه هستند توده نفوذی مورد مطالعه را از دو طرف شرق و غرب احاطه کرده‌اند. کانسار آهن پنج‌کوه و اندیس مس موجود نیز در شمال غرب توده نفوذی و در داخل سنگهای آتشفشانی منطقه واقع شده‌اند. انباشته‌های آبرفتی و سیلابی کواترنری از اطراف این واحدهای آتشفشانی و نفوذی را در بر می‌گیرند.

علاوه بر این، در منطقه گسلهای متعددی متعلق به دوره‌های زمانی مختلفی (قبل و بعد از جایگیری توده نفوذی) شناسایی شده‌اند. برخی از آنها به صورت گسلهای کوچک و فرعی با دو روند متفاوت سنگهای منطقه را قطع کرده‌اند که در نقشه زمین‌شناسی موجود در شکل ۱-۲ به خوبی مشاهده می‌شوند. با توجه به وابستگی و ارتباط گسلها و شکستگیها در جایگیری توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه، بررسی روابط صحرائی، و حوادث تحمیل شده در اثر آنها ضروری به نظر می‌رسد. در بخشهای بعدی این موضوع تشریح خواهد شد.



Legend

Quaternary		Alluvial , Sediments	Symbols		Fault
		High level piedmont and alluvial fan			Road
Eocene		V-Vs : Volcanic -Volcano sedimentary rocks		Panj-Kuh Iron Mine	
				Ore indication	
				Elevation in meters	
		Post Eocene	Intrusive body	Biotite Syenite Pyroxene Syenite Monzonite Monzonite+Magnetite	

شکل ۱-۲- نقشه زمین‌شناسی ساده تهیه شده منطقه پنج‌کوه. الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه واحدهای ساختمانی ایران (برگرفته از ریچارد و همکاران، ۲۰۰۶). ب) نقشه زمین‌شناسی ساده‌ای از منطقه پنج‌کوه با اندکی اصلاحات از نقشه ۱:۲۰۰۰۰ تهیه شده توسط شیخی (۱۳۸۳) اقتباس شده است.

۲-۲-۱- سنگهای آتشفشانی

سنگهای آتشفشانی قدیمی‌ترین و بلندترین ارتفاعات ناحیه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند که با داشتن رنگ تیره به راحتی از واحدهای سنگی دیگر متمایز می‌شوند. هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) این واحدهای سنگی را به ائوسن نسبت داده‌اند. یکی از ویژگی‌های با اهمیت این سنگها میزبانی کانسار آهن پنج‌کوه می‌باشد. این سنگهای آتشفشانی در اثر نفوذ توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه به طور شدید تحت تاثیر سیالات حاصل از دگرسانی قرار گرفته‌اند.

به طور کلی سنگهای آتشفشانی منطقه شامل واحدهای مختلف با ترکیب متفاوت به صورت زیر می‌باشند (با توجه به نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ معبد و شیبی، ۱۳۸۳):

۱. واحد آتشفشانی-نیمه آتشفشانی غرب توده: این واحدها دارای ترکیب متغیر و متمایل به بازیک می‌باشند که از سنگهای تراکی‌آندزیت بیوتیت و پیروکسن‌دار، آنالسیم تراکی‌آندزیت، بازالت تا تراکی بازالت و سنگهای آذرآواری وابسته تشکیل شده‌اند (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷).

۲. واحد آتشفشانی شمال غرب توده: این واحد با ترکیب داسیت و بافت پورفیری در شمال غرب توده واقع شده و میزبان کانسار آهن پنج‌کوه می‌باشد.

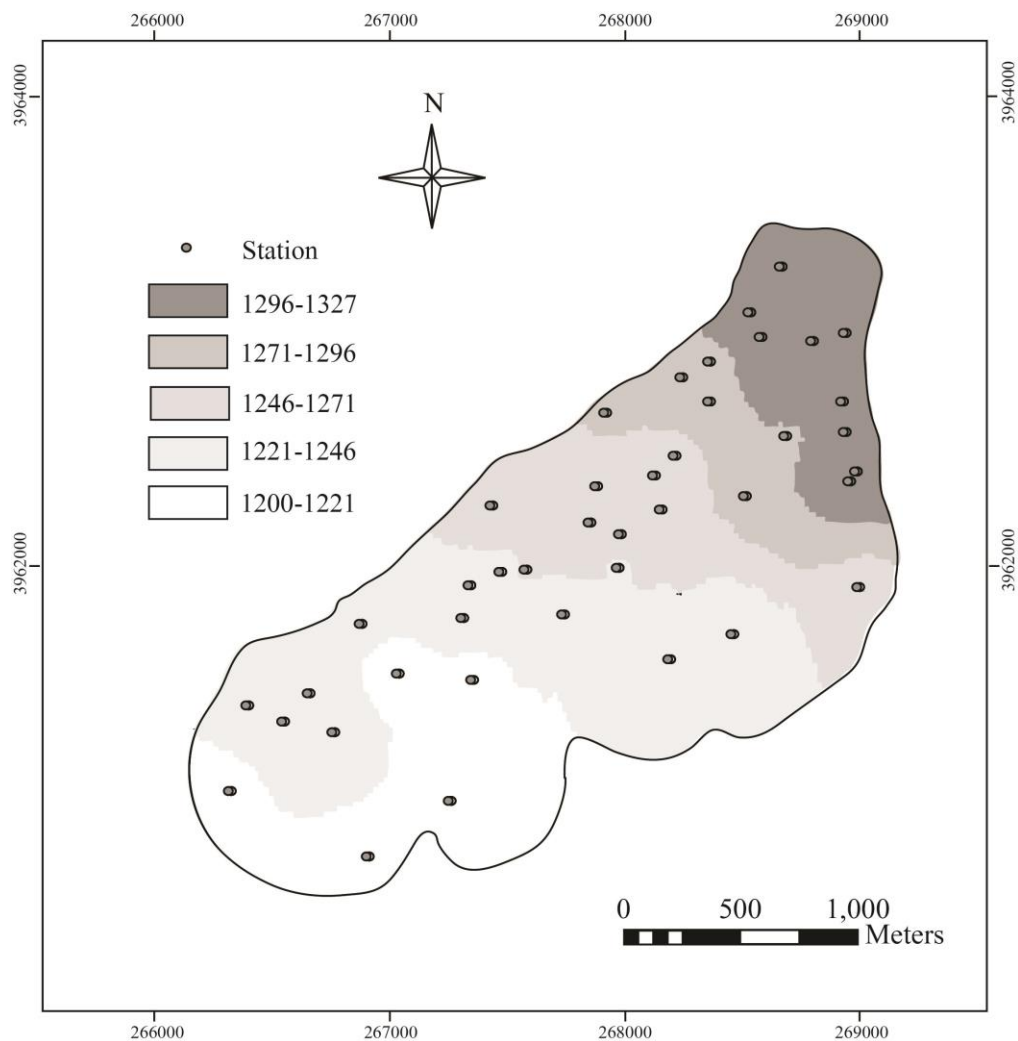
۳. واحد آتشفشانی شرق توده: این واحد شامل گدازه‌های آندزیتی-بازالتی است که مجموعه‌ای از توالی سنگهای آتشفشانی-رسوبی در آن مشاهده می‌شود. واحد مذکور در شرق توده نفوذی واقع شده است (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۲- تصویر از توالی آتشفشانی-رسوبی شرق توده نفوذی پنج‌کوه (دید به سمت جنوب شرق).

۲-۲-۲- توده نفوذی

توده نفوذی پنج‌کوه در پایان ائوسن و اوایل الیگوسن در سنگهای آتشفشانی نفوذ کرده است (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷). ترکیب غالب این توده گرانیتوئیدی، سینییت و مونزونیت و از گرانیت‌های نوع I می‌باشد (شیبی، ۱۳۸۳). این توده به صورت تپه ماهورهایی با ارتفاع بیشینه ۱۳۰۰ متر در بخش‌های شمالی‌تر و ارتفاع کمینه ۱۲۰۰ متر در بخش‌های جنوبی‌تر (شکل‌های ۲-۳ و ۲-۴- الف) و با رنگی روشن‌تر نسبت به سنگهای اطراف، در میان توالی آتشفشانی-رسوبی و آتشفشانی تیره‌تر از خود قرار گرفته است (شکل ۲-۴- ب). تپه‌های مذکور را پوششی از خرده سنگ فراگرفته است که بخش‌هایی از واحدهای سنگی سینییتی و مونزونیتی در آنها رخنمون یافته است.



شکل ۲-۳- نقشه تغییرات ارتفاع در توده نفوذی پنج کوه (ارتفاع نقاط از نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود اقتباس شده است). دایره‌ها، ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده در این پژوهش را نشان می‌دهند.

سینینیتها، بخشهای مرکزی و حاشیه غربی و مونزونیتها نیز بخشهای شمالی و حاشیه شرقی توده گرانیتوئیدی پنج کوه را به خود اختصاص می‌دهند. در صحرا تفکیک این دو واحد از هم دشوار بوده و تغییرات آنها نسبت به هم تدریجی است. شیپی (۱۳۸۳) ترکیب اولیه این توده را سینینیتی می‌داند که از روند تحولی ماگماهای کالکوالکالن پیروی نموده و نشان‌دهنده تشکیل این توده در یک فاز کوهزایی مرتبط با فرورانش می‌باشد.



شکل ۲-۴- تصاویری از توده نفوذی پنج‌کوه و سنگهای میزبان و همچنین رگه‌های موجود در آن. الف) تصویر صحرایی از توده نفوذی پنج‌کوه که به صورت تپه‌ماهوری رخنمون دارد (دید به سمت جنوب). ب) در این تصویر رنگ روشن توده نفوذی نسبت به سنگهای آتشفشانی مجاور به خوبی مشخص می‌باشد (دید به سمت شرق). پ) تصویری از رگه‌های آلبیت-اسکاپولیت (با عرض متفاوت از چند میلی‌متر تا چند ده سانتی‌متر) که در داخل توده نفوذی مشاهده می‌شوند. ت) در این تصویر مرز توده نفوذی از رسوبات آبرفتی اطراف توسط خط‌چین جدا شده است (دید به سمت جنوب غرب).

در این توده هیچ‌گونه آنکلاو با منشاء رسوبی و یا خاستگاه ماگمایی مشاهده نشده است. نفوذ توده سیینیت-مونزونیتی پنج‌کوه به درون سنگهای آتشفشانی-رسوبی و آتشفشانی ائوسن در بخش مرکز تا جنوب محدوده مورد مطالعه سبب کانه‌زایی و بوجود آمدن کانسار آهن پنج‌کوه شده است. لذا ترکیب این توده در اثر متاسوماتیسم حاصل از همبری توده با واحدهای آتشفشانی دستخوش تغییرات دگرسانی گسترده از نوع سدیک-کلسیک و دگرسانی پتاسیک با گسترش کمتر شده و رگچه‌های میلی‌متری تا رگه‌های چند ده متری آلبیت-اسکاپولیت را در سراسر توده به ویژه در حواشی معدن ایجاد کرده است (شکل ۲-۴-پ). این رگه و رگچه‌ها به رنگ سفید تا مایل به سبز روشن می‌باشند و

به طور وسیع در سراسر تپه ماهورهای توده نفوذی و به ویژه در اطراف کانسار آهن پنج کوه پراکنده شده‌اند. در مشاهدات صحرایی این مجموعه کانیایی را در ابعاد مختلف می‌توان از طریق تغییر در رنگ توده نفوذی از خاکستری به سفید و یا سبز روشن و هم چنین عدم مشاهده دانه‌بندی خاصی در نمونه‌های حاصل از دگرسانی سدیک-کلسیک به راحتی تشخیص داد. لازم به ذکر است که تعداد این رگه‌ها در حاشیه غربی توده، نسبت به حاشیه شرقی آن بیشتر می‌باشد. دگرسانی پتاسیک در توده گسترش کمتری داشته و بیشترین شدت آن را می‌توان در بخش مرکزی حاشیه غربی توده و همبری با سنگهای آتشفشانی ائوسن در جنوب کانسار آهن و در حواشی اندیس مس موجود در منطقه مشاهده کرد.

دگرسانی پتاسیک علاوه بر کانه‌زایی مس موجود باعث نهشت منیتیت در بخش کوچکی از حاشیه غربی توده نیز شده است. کاکس^۲ و همکاران (۲۰۰۷)، ویلیام و همکاران (۲۰۰۵) و بارتون و جانسون (۲۰۰۴)، تشکیل این نوع کانه‌زایی مس و منیتیت را که در ارتباط با دگرسانی پتاسیک و نفوذ توده‌های آذرین می‌باشند، از نوع IOCG^۳ به شمار آورده‌اند. علاوه بر این واحدها، رسوبات آبرفتی، اطراف توده نفوذی و منطقه مورد مطالعه را پوشش می‌دهند (شکل ۲-۴-ت).

۲-۲-۳- کانسار آهن

کانسار آهن پنج کوه دارای مشخصات جغرافیایی با $54^{\circ}24'2/4''$ طول شرقی و $35^{\circ}47'25''$ عرض شمالی می‌باشد. این کانسار در شمال غرب توده نفوذی و درون واحدهای آتشفشانی ائوسن قرار گرفته است.

^۲- cox

^۳- Iron oxide copper gold

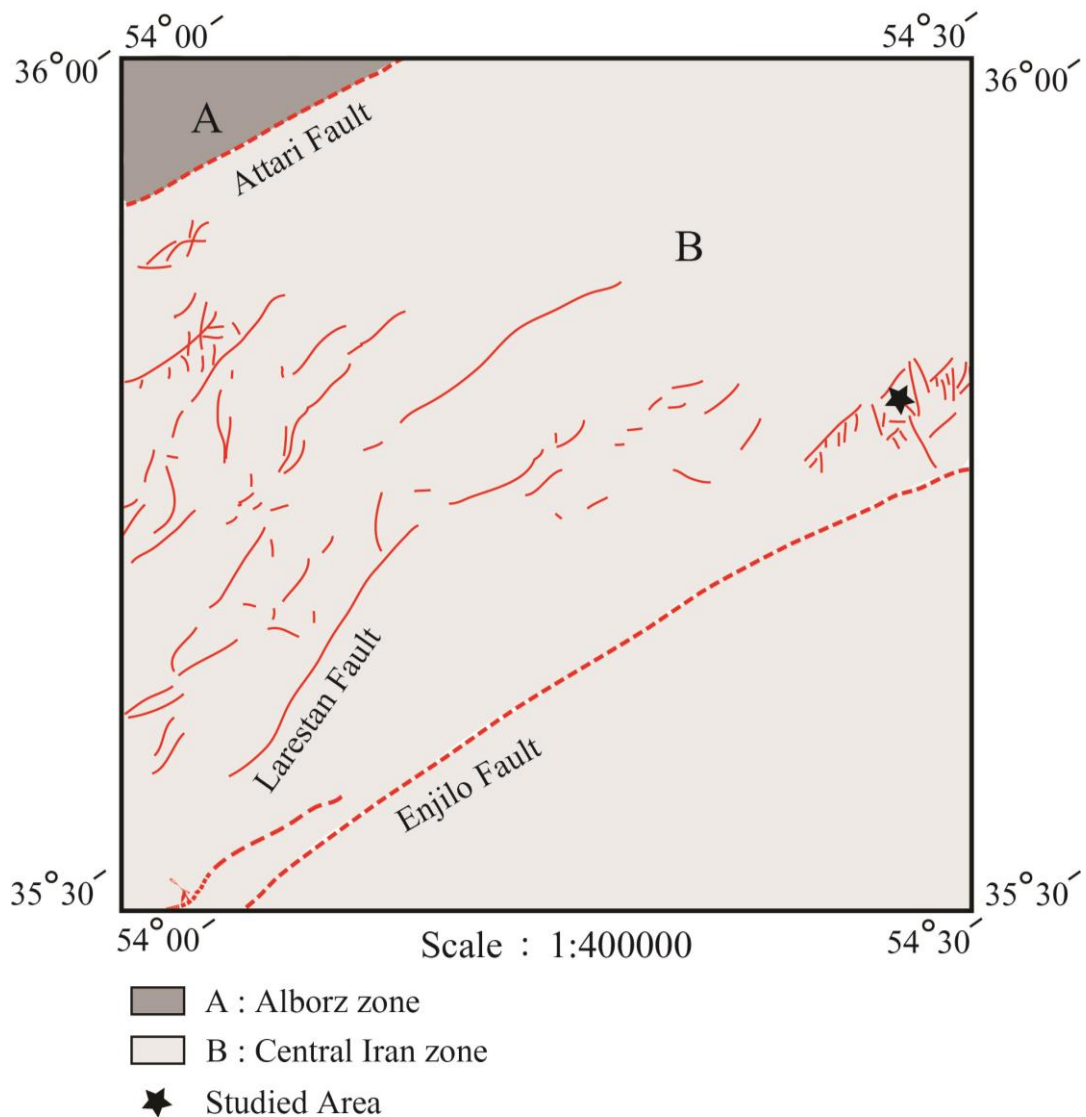


شکل ۲-۵- تصاویری از کانسار آهن پنج کوه. الف) نمایی از کانسار آهن پنج کوه و مرز آن با توده نفوذی مشاهده می شود (دید به سمت شمال غرب). ب) در این شکل نحوه سنگ شکنی و برداشت روباز از معدن آهن پنج کوه مشاهده می شود (دید به سمت شرق).

کانسار آهن پنج کوه مهمترین کانه‌زایی آهن در منطقه مورد مطالعه است که با ذخیره احتمالی ۶۰۰۰۰۰ تن و با عیار ۶۰٪، به صورت معدن فعال و با روش روباز (open pit) در حال بهره برداری است (شکل ۲-۵-الف و ب). به طور کلی استخراج سالانه معدن به ۱۰۰۰۰ تن می‌رسد و عمده آن در ذوب آهن و کارخانه‌های سیمان مورد استفاده قرار می‌گیرد. بیشتر کانه موجود در آن منیتیت بوده که به صورت توده‌ای و با بافتی پراکنده در متن سنگ واقع شده است. البته منیتیت علاوه بر این به صورت رگه‌ای نیز قابل مشاهده می‌باشد. منطقه پنج کوه به عنوان بخشی از زون معدنی تروود، علاوه بر کانسار آهن که به صورت معدن فعال در حال بهره برداری است، از اندیسه‌های کانه‌زایی آهن رگه‌ای، مس و حتی طلا نیز برخوردار می‌باشد (عرب عامری، ۱۳۹۰).

۲-۲-۴- گسل‌های موجود در منطقه

ناحیه تروود از نظر ساختمانی در زمره مناطق فعال و پویا در ایران مرکزی به شمار می‌رود که گسل‌های موجود در آن، اصلی‌ترین ساختارهای تکتونیکی را تشکیل می‌دهند.



شکل ۲-۶- نقشه ساختاری ۱:۲۵۰۰۰۰ معبد. در این نقشه منطقه مورد مطالعه با ستاره سیاه رنگ مشخص شده است (برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ معبد).

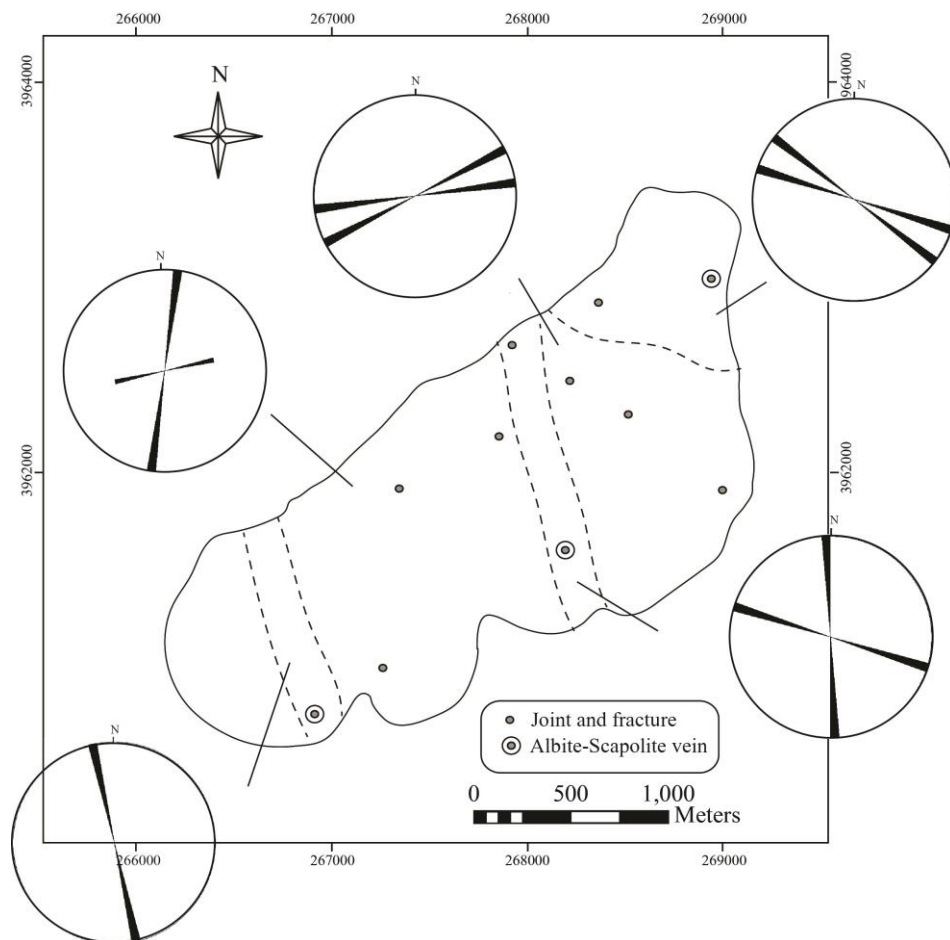
منطقه پنج کوه در بین دو گسل عطاری (در ۲۵ کیلومتری شرق سمنان) و انجیلو (در فاصله ۱۰ تا ۱۵ کیلومتری از گسل سمنان) قرار گرفته است. دو گسل مذکور به موازات هم بوده و دارای روند شمال شرق-جنوب غرب می باشند که به ترتیب شمال و جنوب منطقه را تحت تاثیر قرار داده اند (شکل ۲-۶). از آنجا که این گسلها در زمانهای طولانی و بارها فعال بوده اند، تعیین دقیق نوع حرکت آنها

ممکن نیست. هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، بر این باورند که این گسلها، دست کم از کامبرین به بعد بر ناحیه اثرگذار بوده و در ائوسن از روندی چپ‌گرد برخوردار بوده‌اند. این گسلها مهمترین شکستگیهای موجود در ناحیه را تشکیل می‌دهند و گسلهای فرعی موجود در منطقه (شکل ۲-۶) با دو روند شمال غرب-جنوب شرق و شمال شرق-جنوب غرب در اثر فعالیت آنها بوجود آمده است (خادمی، ۱۳۸۶).

۲-۲-۵- درزه و شکستگی‌ها

تحت تاثیر رژیم تکتونیکی حاکم بر منطقه، درزه و شکستگی‌های فراوانی در توده نفوذی پنج‌کوه ایجاد شده است. راه یافتن سیالات به درون این درزه‌ها و شکستگیها و فعل و انفعالات ناشی از آنها، رگه‌های آلبیت-اسکاپولیت را بوجود آورده‌اند و به عقیده شبیبی (۱۳۸۳) باعث توسعه زون کانه‌زایی آهن و دیگر فلزات در منطقه شده‌اند. به این ترتیب زونهای شکستگی راهنمای مفیدی برای کانه‌زایی در شمال غرب (کانسار آهن، به صورت توده‌ای و رگه‌ای) و غرب توده (کانه‌زایی مس) در واحدهای آتشفشانی میزبان و همچنین مسیرهای عبور سیال می‌باشند.

روند تعدادی از این درزه، شکستگی و رگه‌های آلبیت اسکاپولیت در قسمتهای مختلف توده نفوذی در صحرا برداشت شده و به صورت رزدیگرام‌هایی در شکل ۲-۷ ترسیم شده است. همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود این درزه‌ها، شکستگیها و رگه‌های آلبیت-اسکاپولیت از دو روند شمال شرق-جنوب غرب و شمال غرب-جنوب شرق برخوردار می‌باشند. این شواهد می‌تواند حاکی از سیستم برشی موجود در منطقه می‌باشد که در ایجاد آنها سهیم بوده است. از این نتایج در بحث ارائه مدل جایگیری توده استفاده خواهد شد.



شکل ۲-۷- رزدیاگرام‌های درزه، شکستگی و رگه‌های آل‌بیت-اسکاپولیت در بخش‌های مختلف توده نفوذی پنج‌کوه.

نتیجه‌گیری

توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه به عنوان بخشی از پهنه ایران مرکزی در ائوسن فوقانی-الیگوسن به درون سنگهای آتشفشانی-رسوبی و آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده است و باعث بوجود آمدن:

- ۱- کانسار آهن و اندیسهای کانه‌زایی مس و طلا؛ ۲- دگرسانیهای وسیع در توده و سنگهای آتشفشانی اطراف از نوع سدیک-کلسیک (با توسعه بیشتر در توده) و پتاسیک (با توسعه بیشتر در سنگهای آتشفشانی) و ۳- رگه‌های آل‌بیت-اسکاپولیت (بیشتر این رگه‌ها در شمال و شرق توده قرار گرفته‌اند)، شده است.

فصل سوم

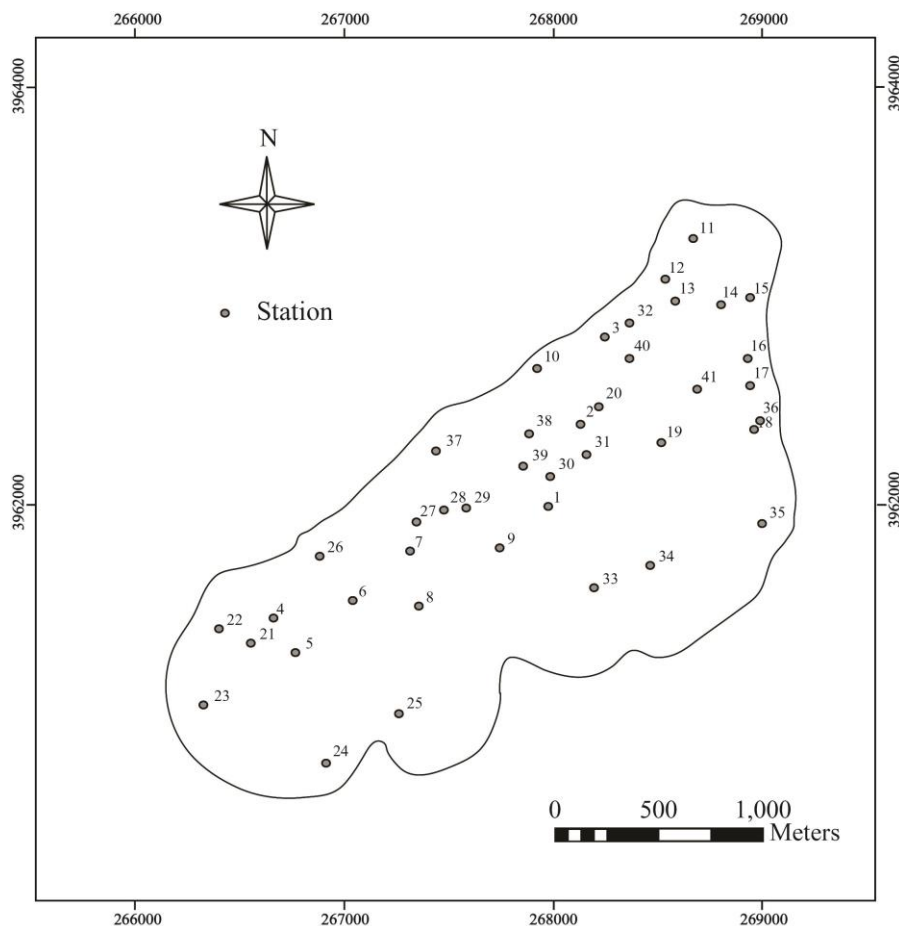
سنگ شناسی

مقدمه

در این فصل سعی شده است از طریق تلفیق نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، ترکیب کانی‌شناسی و پتروگرافی، ارتباط ژنتیکی بخشهای مختلف توده و دگرسانیهایی ناشی از متاسوماتیسم در مجاورت در آن پرداخته شود. لذا بر این اساس و در راستای مطالعه فابریک مغناطیسی، توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه به صورت سیستماتیک نمونه‌برداری شده است. در طی مطالعات صحرایی، ۴۱ ایستگاه با استفاده از GPS موقعیت‌یابی شده و در هر ایستگاه علاوه بر مغزه‌گیری، حداقل یک نمونه دستی نیز برداشت شده است (شکل ۳-۱). سپس در آزمایشگاه تهیه مقاطع نازک دانشگاه تربیت مدرس تهران تعداد ۴۱ مقطع نازک از نمونه‌های بدست آمده از هر ایستگاه تهیه و مورد مطالعه قرار گرفتند. همچنین جهت بررسی ترکیب دقیق کانی‌شناسی و ارزیابی فرایندهای حاصل از دگرسانی بر روی آنها (مقایسه نمونه‌های سنگی سالم با انواع دگرسان شده) سه مقطع نازک-صیقلی از واحدهای مختلف توده نفوذی تهیه و برخی از کانیهای آنها مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفتند. آنالیزهای موجود با دستگاه الکترون میکروپروپ مدل Cameca-SX50 در آزمایشگاه علوم و منابع زمین موسسه CNR شهر پادوا کشور ایتالیا انجام گردیده است. در طول انجام این آزمایشات، ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵ Kv و شدت جریان ۲۰ nA بوده است. محدوده آشکار سازی این دستگاه کمتر از ۰/۲٪ می‌باشد. سه مقطع نازک صیقلی آنالیز شده دارای عناوین PSH1، PSH2 و PSH3 می‌باشند که به ترتیب ترکیب کانیایی سنگهای سالم، با دگرسانی متوسط و دگرسان‌شده را نشان می‌دهند. لازم به توضیح است که در این پژوهش در به کارگیری نام کانیها از علائم اختصاری موجود در جدول ۳-۱ استفاده شده است.

جدول ۳-۱- علائم اختصاری کانیهای به کار برده شده در این فصل (برگرفته از کرتز، ۱۹۸۴).

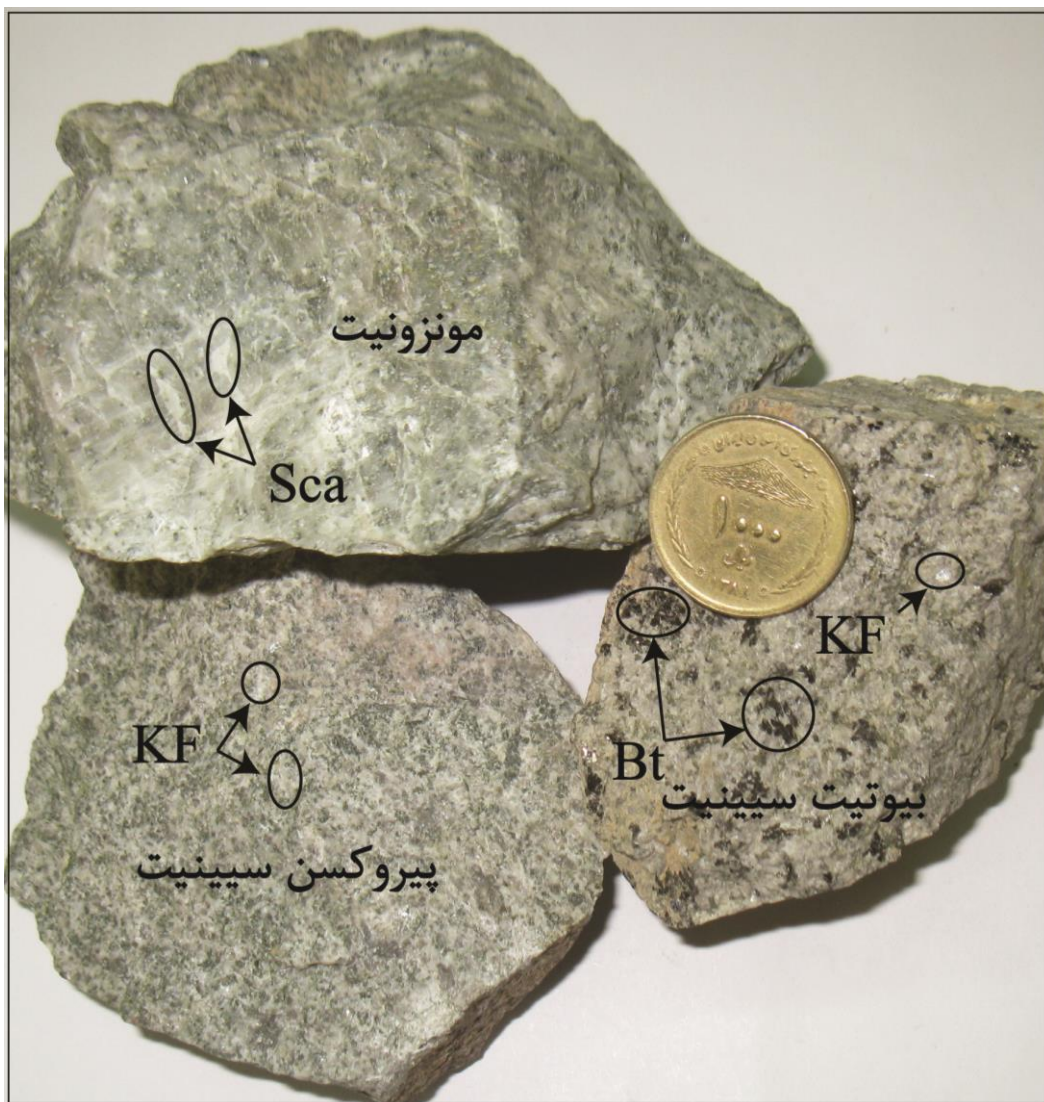
علائم اختصاری نوع کانی	نوع کانی	علائم اختصاری
آپاتیت	ارتوز	Or
آلبیت	اسکاپولیت	Sca
آلکالی فلدسپار	بیوتیت	Bt
آمفیبول	پلاژیوکلاز	Plg
اکتینولیت	پیروکسن	Px
اسفن	منیتیت	Mt



شکل ۳-۱- نقشه نمونه برداری سیستماتیک از ایستگاه‌های مختلف در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه.

۳-۱- پتروگرافی

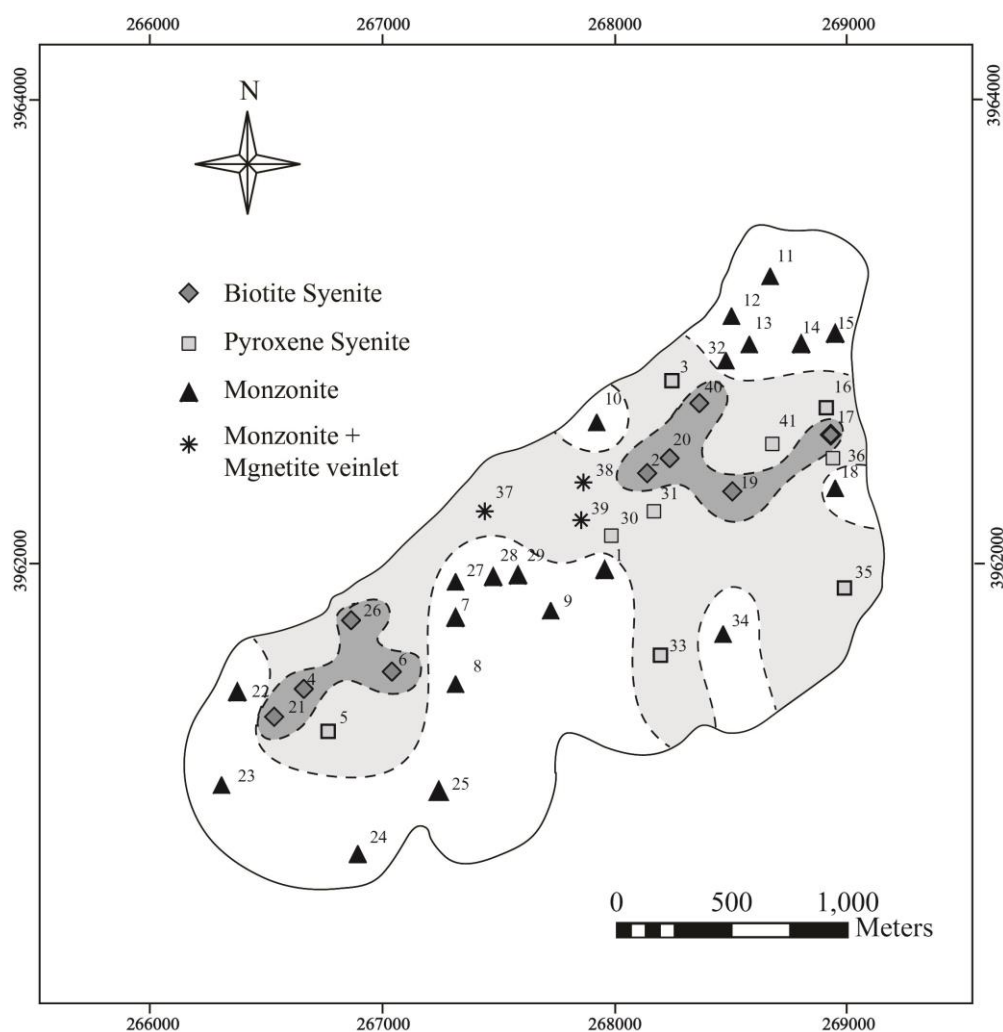
توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه با نفوذ خود به درون توالیهای آتشفشانی-رسوبی منطقه با ایجاد متاسوماتیسم تحت تاثیر دگرسانی گسترده‌ای قرار گرفته است. دگرسانیهای موجود در توده تغییرات کانی‌شناسی و بافتی خاصی را در سنگهای اولیه و ماگمایی آن به وجود آورده است. در صحرا با چشم غیر مسلح اختلاف قابل ملاحظه‌ای بین سنگهای سالم و دگرسان شده توده نفوذی مشاهده می‌شود و با دقیق شدن در بافت و ترکیب کانی‌شناسی آنها می‌توان این سنگها را به خوبی از یکدیگر تفکیک کرد.



شکل ۲-۳- تصاویر ماکروسکوپی از سه نمونه دستی در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. در این تصاویر سه گروه سنگی بیوتیت سیینیت، پیروکسن سیینیت و مونزونیت از روی بافت و ترکیب کانی‌شناسی خاص خود به خوبی قابل تفکیک می‌باشند.

به طوریکه سنگهای تفریق‌یافته‌تر بیوتیت سیینیتی دارای رنگ خاکستری و بافت درشت دانه بوده و ورقه‌های درشت بیوتیت و ارتوز ماگمایی به خوبی در آنها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۳). اما پیروکسن سیینیتها فاقد بیوتیت هستند و به دلیل فراوانی پیروکسن دارای رنگ خاکستری متمایل به سبز می‌باشند (شکل ۲-۳). سنگهای دگرسان نیز که دارای ترکیبی مشابه با مونزونیت می‌باشند، فاقد کانیهای مافیک بوده و در برخی از نواحی به علت شدت دگرسانی حتی فاقد دانه‌بندی هستند (شکل ۲-۳). این سنگها با رنگ سفید مایل به خاکستری تا سبز در توده مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۳). این

توده گرانیتوئیدی که نقش مهمی در تشکیل کانسار آهن منطقه نیز داشته است در نزدیکی کانسار و بخشهایی از شرق تا جنوب توده دگرسان شده (با ترکیبی مشابه با مونزونیت) است. در نقشه پتروگرافی (شکل ۳-۳) سنگهای سالم و بدون دگرسانی بیشتر در نواحی مرکزی مشاهده شده و ترکیب بیوتیت سینیتی دارند. پیروکسن سینیتها از مرکز به سمت حاشیه و به ویژه در نیمه غربی توده مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۳). شیپی (۱۳۸۳) نیز ترکیب اولیه این توده را سینیتی می‌داند که ابتدا به واسطه فرایند تفریق ماگمایی از پیروکسن سینیت در حاشیه به بیوتیت سینیت در بخشهای مرکزی توده تغییر یافته و سپس در مراحل نهایی سرد شدن دستخوش دگرسانیهای وسیع سدیک-کلسیک شده و ترکیبی معادل با مونزونیت را بوجود آورده است.



شکل ۳-۳- نقشه ترکیب سنگ شناسی ایستگاه‌های مختلف مطالعه شده در توده نفوذی پنج‌کوه.

به طور کلی بافت غالب این توده گرانولار و اینترگرانولار می‌باشد و کانیهای موجود در آن شامل کانیهای اصلی پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیک، کانیهای فرعی بیوتیت، پیروکسن و مقادیر جزئی کوارتز، آپاتیت، اسفن، و کانیهای اپک (منیتیت) هستند و در آنها آمفیبول حضور ندارد. این سنگها از نظر ماکروسکوپی، تمام بلورین و دانه متوسط و رنگ آنها از سفید تا خاکستری متمایل به سبز تغییر می‌کند و کانیهای قابل تشخیص در آنها شامل فلدسپارها و کانیهای فرومنیزین می‌باشند (شکل ۳-۲). در ادامه خصوصیات کانی‌شناسی و پتروگرافی هر کدام از واحدهای سنگی تشریح می‌گردد. لازم به ذکر است که درصد کانیهای موجود در متن از نتایج تجزیه مودال شیپی (۱۳۸۳) اقتباس شده‌اند.

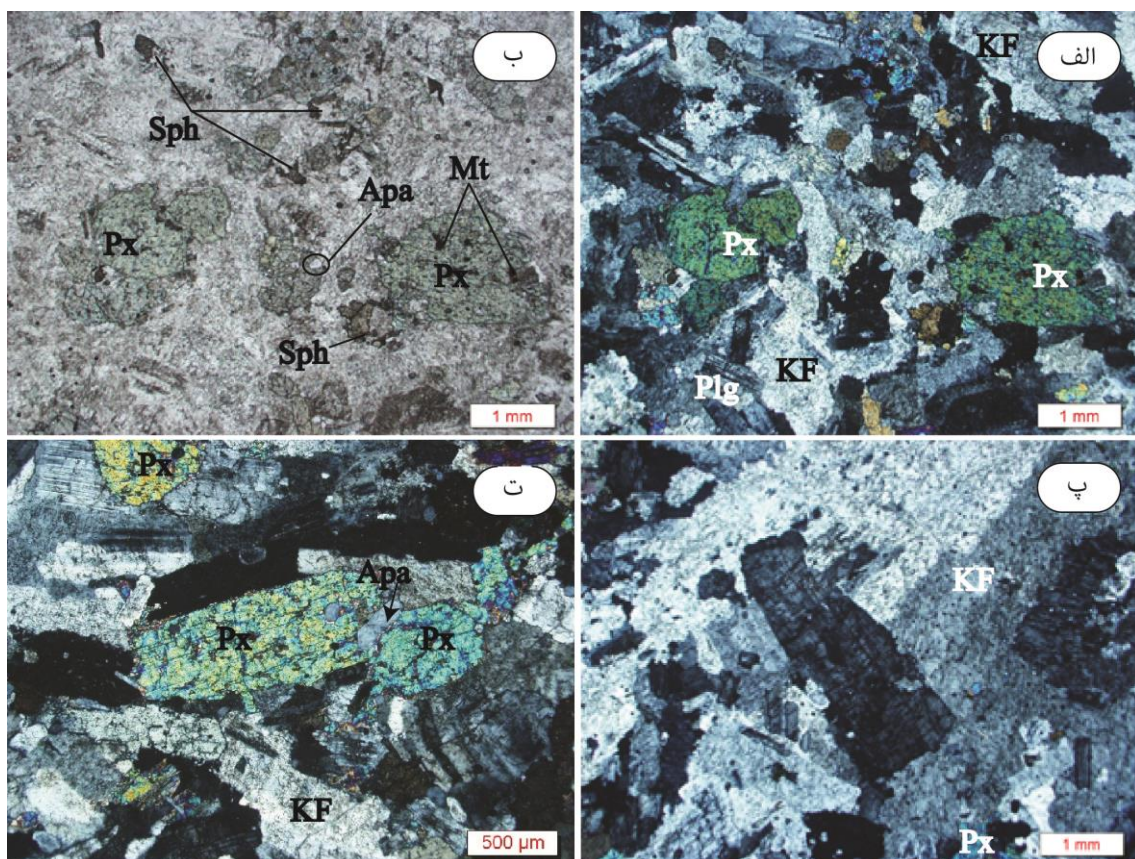
۳-۱-۱- پیروکسن سیینیت

این سنگها به طور کلی تمام بلورین بوده و دارای بافت متوسط تا درشت دانه می‌باشند. پیروکسن سیینیتها غالباً بخشهای حاشیه توده نفوذی را به خود اختصاص داده و به دلیل حضور فراوان پیروکسنها دارای رنگ خاکستری تا متمایل به سبز هستند. بافت غالب این سنگها، گرانولار و اینترگرانولار می‌باشد و در بعضی از آنها بافت پوئی‌کلیتیک نیز توسط بلورهای فلدسپار پتاسیک که کانیهای دیگر را دربرگرفته ایجاد شده است. به طور کلی کانی‌های اصلی در پیروکسن سیینیتها فلدسپار پتاسیک، پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند و همچنین کانیهای فرعی شامل آپاتیت، اسفن و منیتیت خودشکل به صورت ادخال در کانیهای اصلی قرار گرفته‌اند.

۳-۱-۱-۱- کانی‌های اصلی

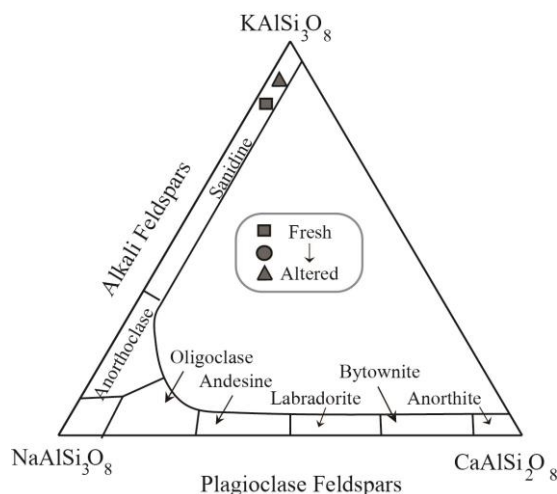
فلدسپار پتاسیک: این کانی به صورت بلورهای درشت (۱ تا ۵ میلی‌متر) نیمه‌شکل‌دار می‌باشد. در برخی مقاطع، بلورهای دیگر (نظیر پلاژیوکلاز و پیروکسن) توسط بلورهای درشت فلدسپار پتاسیک به صورت بافت پوئی‌کلیتیک دربر گرفته شده است (شکل ۳-۴- الف و ب). این بافت در واقع نشانه تشکیل زودتر کانیهای پلاژیوکلاز و پیروکسن نسبت به فلدسپار پتاسیک می‌باشد.

به طور کلی فلدسپارهای پتاسیک حدود ۷۰ درصد کانیهای پیروکسن سیینیتها را به خود اختصاص می‌دهد. در بیشتر واحدهای سنگی، این کانی سالم بوده و تنها در بعضی نقاط در امتداد رخ و شکستگی، کائولینیتی شده‌اند. در بیشتر مقاطع مطالعه شده فنوکریستهای درشت ارتوز بافت پورفیروئیدی را به نمایش می‌گذارند (شکل ۳-۴-پ) که تفریق ماگمایی را نشان می‌دهند (گیل^۴، ۲۰۱۰). شیمی کانی فلدسپارهای پتاسیم توده، ترکیبی نزدیک به ارتوز را نشان می‌دهند (شکل ۳-۵ و جدول ۳-۲-الف).



شکل ۳-۴- تصاویر میکروسکوپی از پیروکسن سیینیت‌های توده نفوذی پنج‌کوه. الف و ب) به ترتیب بلورهای نیمه‌شکل‌دار فلدسپار پتاسیک و پلاژیوکلاز و پیروکسن خودشکل و بلورهای گوه‌ای شکل اسفن و همچنین بلورهای ریزی از منیتیت و آپاتیت در نور پلاریزه و طبیعی مشاهده می‌شود. پ) فلدسپارهای پتاسیک درشت بلور به خوبی قابل مشاهده می‌باشند. ت) بلورهای درشت و خودشکل پیروکسن حاوی ادخالهای آپاتیت.

⁴ Gill

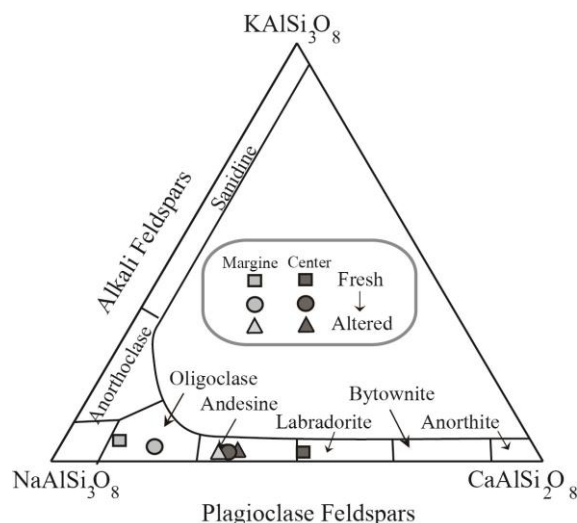


شکل ۳-۵- ترکیب فلدسپارهای پتاسیک از نمونه‌های مختلف منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار آلبیت-آرتوز-آنورتیت.

جدول ۳-۲- نتایج تجزیه نقطه‌ای از فلدسپارهای توده گرانیتوئیدی پنج کوه.

	Biotite Syenite				Pyroxene Syenite				Monzonite					
	PSH1(Fresh)				PSH2(Moderate)				PSH3(Altered)					
	Core	Rim			Core	Rim			Core	Rim				
S	Plg1	Ab1	KF1	KF2	Plg1	Plg2	KF1	KF2	Plg1	Plg2	KF1	KF2	KF3	KF4
SiO ₂	54.73	65.61	64.72	64.9	58.78	62.90	64.5	63.5	58.0	58.83	65.7	65.0	64.8	65.3
Al ₂ O ₃	28.32	21.24	19.43	18.2	25.76	22.72	20.0	19.6	25.5	25.28	18	18	18.3	18.1
Fe ₂ O ₃	0.41	0.17	0.39	0.15	0.42	0.17	0.12	0.03	0.26	0.32	0.05	0.11	0.02	0.04
CaO	10.70	2.14	1.09	0.07	7.55	4.17	1.41	0.92	7.98	7.76	0.00	0.05	0.00	0.00
Na ₂ O	5.57	10.01	6.94	1.70	7.05	8.98	3.73	3.29	6.90	7.63	1.17	0.74	0.36	0.43
K ₂ O	0.23	0.82	5.71	14.02	0.42	0.65	9.94	10.85	0.30	0.26	14.49	15.05	15.79	15.50
Sum	99.96	100.07	98.28	99.09	100.02	99.59	99.78	98.27	99.04	100.12	99.49	98.96	99.28	99.31
Structural formula based on 32 Oxygen														
Si	2.47	2.89	2.94	3.00	2.63	2.8	2.93	2.94	2.62	2.63	3.03	3.02	3.01	3.02
Al	1.51	1.10	1.04	0.99	1.36	1.19	1.07	1.07	1.36	1.33	0.97	0.98	1.00	0.98
Fe	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.52	0.1	0.05	0.00	0.36	0.2	0.07	0.05	0.37	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.49	0.85	0.61	0.15	0.61	0.77	0.33	0.29	0.6	0.66	0.10	0.07	0.03	0.04
K	0.01	0.05	0.33	0.81	0.02	0.04	0.58	0.64	0.02	0.01	0.85	0.89	0.93	0.91
Ab %	47.87	85.29	61.40	15.54	61.31	76.69	33.73	30.09	59.97	63.12	10.97	6.91	3.39	4.04
An %	50.82	10.09	5.32	0.35	36.28	19.67	7.06	4.66	38.31	35.47	0.00	0.26	0.00	0.00
Or %	1.32	4.62	33.28	84.11	2.42	3.64	59.22	65.25	1.72	1.41	89.03	92.83	96.61	95.96

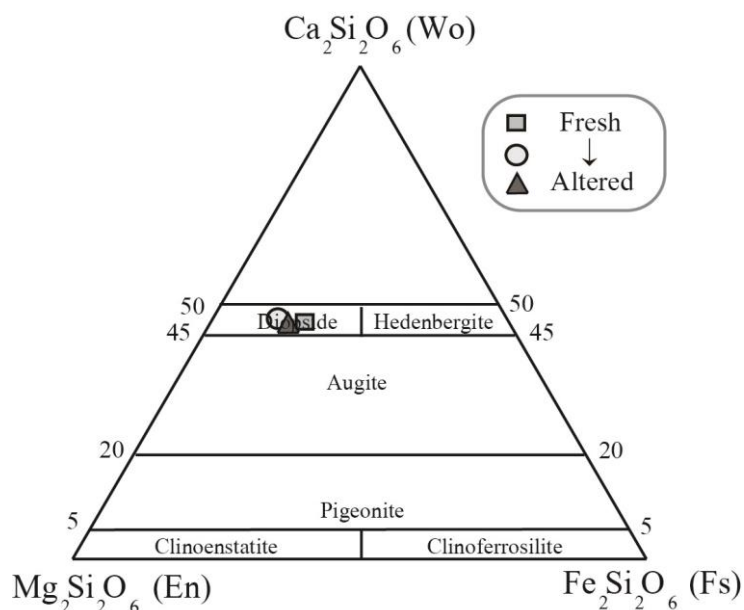
پلاژیوکلاز: این کانی دارای بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ابعاد تخته‌ای کوچک تا درشت (۱ تا ۲ میلی‌متر) بوده و ۲۰ درصد حجمی پیروکسن سیینیتها را به خود اختصاص می‌دهند (شکل ۳-۴-الف و ب). پلاژیوکلاز غالباً با ماکل تکراری و بلورهای سالم در مقاطع میکروسکوپی این واحدهای سنگی مشاهده می‌شود.



شکل ۳-۶- ترکیب پلاژیوکلازها در نمودار آلبيت-ارتوز-آنورتیت.

این کانی فاقد هرگونه دگرسانی و در برخی موارد تنها سرسیتی و کائولینیتی شده است. نتایج تجزیه نقطه‌ای یک مورد از این بلورها هسته‌های با ترکیب $An_{51}Ab_{48}Or_2$ (لابرادوریت) را نشان می‌دهد که به سمت حاشیه محتوای آلبيت $An_{10}Ab_{85}Or_5$ آنها افزایش می‌یابد و حاکی از منطقه‌بندی عادی می‌باشد (شکل ۳-۶ و جدول ۳-۲). این اختلاف ترکیب از مرکز به حاشیه بلورها به علت تفریق ماگمایی ایجاد شده است. همانطور که در این نمودار مشاهده می‌شود نمونه‌های سالم از مقدار آنورتیت بالاتری نسبت به نمونه‌های واحدهای سنگی دیگر (بیوتیت سیینیت و مونزونیت) در توده برخوردار می‌باشند. این امر حاکی از روند تفریقی ماگمای توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه است که ابتدا پیروکسن سیینیت از آن حاصل شده است.

پیروکسن: این کانی مهمترین کانی آهن-منیزیم‌دار پیروکسن سیینیتها محسوب می‌گردد. غالباً این کانی در مقاطع طولی به صورت بلورهای تخته‌ای کوتاه کاملاً خودشکل، با ابعاد درشت ۱ میلی‌متر و در مقاطع عرضی به صورت هشت گوش مشاهده می‌شود (شکل ۳-۴-الف، ب و ت). بیشتر آنها از نوع کلینوپيروکسن (دیوپسید) با زاویه خاموشی ۳۵ درجه بوده و دارای رنگهای تداخلی سری دوم و سوم می‌باشند. پیروکسنها بعد از فلدسپار پتاسیک و پلاژیوکلازها فراوانترین کانی سنگ محسوب می‌شوند.



شکل ۳-۷ - ترکیب پیروکسنهای منطقه در نمودار ولاستونیت-انستاتیت-فروسیلیت (موریاموتو، ۱۹۸۸).

جدول ۳-۳ - نتایج تجزیه نقطه‌ای از پیروکسنهای توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه.

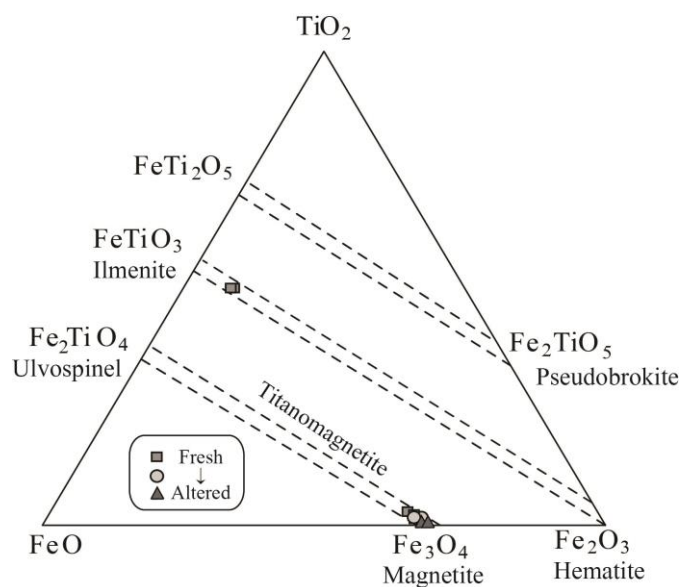
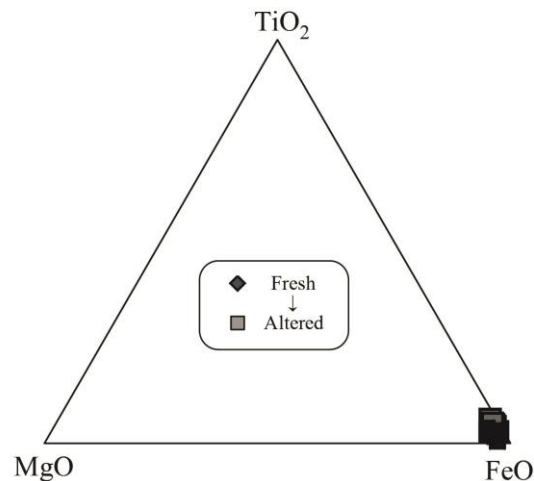
S	Biotite Syenite					Pyroxene Syenite					Monzonite				
	PSH1(Fresh)					PSH2(Moderate)					PSH3(Altered)				
	Px1	Px2	Px3	Px4	Px5	Px1	Px2	Px3	Px4	Px5	Px1	Px2	Px3	Px4	Px5
SiO ₂	52.53	52.28	53.17	52.17	52.62	53.03	52.83	53.51	53.40	52.36	52.90	53.49	52.92	52.87	53.79
TiO ₂	0.11	0.05	0.11	0.21	0.03	0.10	0.06	0.05	0.04	0.00	0.02	0.05	0.02	0.05	0.05
Al ₂ O ₃	0.56	0.36	0.73	0.98	0.28	0.58	0.29	0.14	0.75	0.28	0.33	0.14	0.36	0.34	0.45
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.04	0.02	0.00	0.01	0.03	0.00	0.02	0.05	0.02	0.00	0.02	0.00	0.06
FeO	8.60	9.96	8.70	9.84	10.29	8.17	8.01	9.10	7.17	7.82	7.95	8.28	7.97	8.30	7.54
MnO	0.56	0.46	0.68	0.76	0.35	0.24	0.17	0.22	0.18	0.18	0.20	0.17	0.18	0.18	0.24
MgO	13.37	12.66	13.37	13.35	12.72	13.74	14.23	13.30	14.33	14.71	14.11	13.84	14.47	14.04	14.42
CaO	23.58	23.77	23.21	23.17	24.04	23.76	24.15	24.58	23.70	24.46	24.07	24.40	24.40	23.82	23.82
Na ₂ O	0.37	0.36	0.48	0.43	0.39	0.28	0.36	0.19	0.23	0.31	0.30	0.25	0.30	0.26	0.31
K ₂ O	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.04	0.03	0.01	0.00	0.03	0.00
Sum	99.70	99.94	100.5	100.9	100.7	99.91	100.1	101.1	99.84	100.2	99.93	100.6	100.6	99.90	100.7
Structural formula based on 6 oxygen. Fe ³⁺ calculated based on charge balance															
Si	1.96	1.96	1.97	1.93	1.96	1.98	1.96	1.98	1.98	1.93	1.97	1.98	1.95	1.97	1.98
Al	0.02	0.02	0.03	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02
Fe ³⁺	0.06	0.08	0.05	0.11	0.09	0.04	0.09	0.04	0.01	0.14	0.07	0.05	0.10	0.06	0.03
Fe ²⁺	0.21	0.23	0.22	0.19	0.23	0.22	0.16	0.24	0.21	0.10	0.17	0.21	0.14	0.19	0.20
Mn	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.74	0.71	0.74	0.74	0.71	0.76	0.79	0.73	0.79	0.81	0.78	0.76	0.79	0.78	0.79
Ca	0.94	0.95	0.92	0.92	0.96	0.95	0.96	0.97	0.94	0.97	0.96	0.97	0.96	0.95	0.94
Na	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Wo	47.58	47.71	46.92	46.15	47.63	47.75	47.48	48.65	47.73	47.41	47.70	48.26	47.57	47.35	47.34
En	37.53	35.36	37.61	37.00	35.07	38.41	38.94	36.62	40.15	39.66	38.91	38.08	39.25	38.84	39.87
Fs	13.55	15.60	13.72	15.30	15.92	12.82	12.30	14.05	11.27	11.83	12.30	12.78	12.13	12.88	11.70

در برخی مقاطع بلورهای پیروکسن با فلدسپارهای اطراف هم‌اندازه هستند و ابعاد آنها حتی به ۲ تا ۳ میلی متر نیز می‌رسد. به طور کلی پیروکسها معمولاً دارای چند رنگی سبز تا صورتی ضعیف بوده و معمولاً حاوی ادخالهایی از منیتیت، آپاتیت یا اسفن می‌باشند. بلورهای این کانی کاملاً سالم هستند و همگی آنها در نمودار سه تایی ولاستونیت-انستاتیت-فروسیلیت ترکیب دیوپسید را نشان می‌دهند (شکل ۳-۷). همانطور که در جدول ۳-۳ مشاهده می‌شود میانگین ترکیب اعضای انتهایی پیروکسها از این توده به صورت $Wo_{47}En_{38}Fs_{13}$ می‌باشد.

۳-۱-۱-۲- کانی‌های فرعی

آپاتیت: این کانی در مقاطع طولی به صورت منشوری و کشیده و در مقاطع عرضی به صورت شش گوش و ایزوتروپ می‌باشد (شکل ۳-۴- الف، ب و ت). آپاتیت در پیروکسن سینیته‌ها خودشکل بوده و با ابعاد ۰/۲ تا ۰/۳ میلی متر به صورت ادخال در پیروکسها حضور یافته است. تجزیه نقطه‌ای از این کانی ترکیبی ثابت با محتوای کلر پایین‌تر نسبت به سایر واحدهای سنگی را نشان می‌دهد. ترکیب این کانی به دلیل مقایسه با ترکیب آپاتیت موجود در بخش ۳-۲-۱-۲-۳ سنگهای دگرسان در شکل ۳-۱۵ و جدول ۳-۶ ارائه خواهد شد.

منیتیت: این کانی به صورت بلورهای خود شکل و ماگمایی در واحدهای پیروکسن سینیته مشاهده می‌شود و در بیشتر مقاطع میکروسکوپی با ابعاد کوچک و ریز (۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر) در امتداد رخ پیروکسن و یا در همجواری با آنها قرار گرفته است (شکل ۳-۴- الف و ب). این کانی در پیروکسن سینیته‌ها نسبت به واحد بیوتیت سینیته از فراوانی کمتری برخوردار می‌باشد. نتایج تجزیه نقطه‌ای صورت گرفته از این کانی نشان می‌دهد که در نمودار سه تایی $FeO-MgO-TiO_2$ بالاترین درصد ترکیب (۹۱ درصد) به قطب FeO اختصاص می‌یابد (شکل ۳-۸- الف و جدول ۳-۴). با توجه به شکل ۳-۸-ب و جدول ۳-۴ نیز بین دو عضو انتهایی منیتیت-الواسپینل بیشترین فراوانی به منیتیت تعلق می‌گیرد.



شکل ۳-۸- ترکیب کانی منیتیت در نمودارهای $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$ و FeO-MgO-TiO_2 . الف) در نمودار سه تایی $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ منیتیت در قطب FeO غنی شده است. ب) ترکیب عضو انتهایی منیتیت و ایلمنیت در نمودار سه تایی $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$ همانطور که در این نمودار مشاهده می‌شود منیتیت در حوزه تیتانومنیته‌ها قرار گرفته و غنی از عضو انتهایی منیتیت می‌باشد. در این نمودار تجزیه نقطه‌ای از کانی ایلمنیت نیز غنی شدن در فاز ایلمنیت را به خوبی نشان می‌دهد که در بخشهای بعدی به شرح آن خواهیم پرداخت.

اسفن: این کانی به صورت خود شکل با مقاطع گوه‌ای و اغلب درشت بلور در این سنگها به عنوان فاز فرعی حضور دارد (شکل ۳-۴- الف و ب) که با منشا ماگمایی آن مطابقت می‌نماید.

کوارتز: این کانی تنها در یک مقطع پیروکسن سینیتی (ایستگاه ۱۰) به صورت بلورهای بی‌شکل در بین بلورهای فلدسپار و پیروکسن مشاهده شده است.

جدول ۳-۴- نتایج تجزیه نقطه ای از کانی منیتیت در توده گرانیتوئیدی پنج کوه. در این جدول به منظور تعیین درصد وزنی $FeO-Fe_2O_3$ از روش کامکائیل (۱۹۷۶) و در تعیین فازهای نهایی منیتیت و ایلمنیت از استومر (۱۹۸۳) استفاده شده است.

S	Biotite Syenite							Pyroxene Syenite			Monzonite	
	PSH1(Fresh)							PSH2(Moderate)			PSH3(Altered)	
	Ilm1	Ilm2	Mt1	Mt2	Mt3	Mt4	Mt5	Mt1	Mt2	Mt3	Mt1	Mt2
SiO ₂	0.16	0.16	0.25	0.31	0.16	0.22	0.23	0.55	1.71	0.33	0.38	0.24
TiO ₂	48.79	48.25	1.35	1.78	1.98	2.41	2.10	0.76	1.35	1.17	0.41	0.25
Al ₂ O ₃	0.02	0.02	0.30	0.52	0.37	0.35	0.47	0.22	0.57	0.26	0.28	
FeO	48.74	47.98	91.30	90.52	91.64	90.53	91.47	88.80	87.00	90.29	89.79	90.37
MnO	2.69	2.76	0.22	0.28	0.27	0.18	0.25	0.21	0.35	0.33	0.10	0.09
MgO	0.25	0.17	0.08	0.04	0.05	0.09	0.08	0.07	0.48	0.06	0.16	0.09
CaO	0.01	0.00	0.10	0.01	0.03	0.05	0.03	0.37	0.69	0.15	0.05	0.07
Cr ₂ O ₃	0.00	0.07	0.02	0.07	0.02	0.04	0.04	0.17	0.03	0.16	0.29	0.33
Sum	100.65	99.41	93.62	93.52	94.52	93.87	94.66	91.15	92.19	92.76	91.46	91.70
Si	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.07	0.01	0.01	0.01
Ti	0.91	0.92	0.04	0.05	0.06	0.07	0.06	0.02	0.04	0.03	0.01	0.01
Al	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
Fe ⁺²	0.85	0.85	1.03	1.05	1.05	1.06	1.05	1.02	1.04	1.03	1.01	1.01
Mn	0.06	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Total:	2.00	2.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Fe ₂ O ₃ wt.%	8.70	8.33	65.60	64.12	65.08	63.58	64.63	64.22	60.88	65.02	65.39	66.21
FeO wt. %	40.91	40.49	32.28	32.82	33.08	33.33	33.31	31.02	32.22	31.78	30.95	30.79
Total	101.52	100.24	100.20	99.95	101.04	100.24	101.14	97.58	98.29	99.28	98.01	98.33
Ilmenite	91.55	91.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ulvospinel	0.00	0.00	3.93	5.28	5.71	7.03	6.08	2.28	4.04	3.45	1.23	0.76
Magnetite	0.00	0.00	96.07	94.72	94.29	92.97	93.92	97.72	95.96	96.55	98.77	99.24

۳-۱-۲- بیوتیت سیینیت

بیوتیت سیینیتها در مقایسه با پیروکسن سیینیتها در قسمتهای مرکزی تر توده رخنمون یافته و در نمونه دستی دارای بیوتیتهای ورقه‌ای و ارتوکلازهای درشت فراوان می‌باشند که چهره پورفیروئیدی به این سنگها می‌بخشند. به نظر می‌رسد این واحدهای سنگی تفریق یافته‌تر از پیروکسن سیینیتها باشد. بیشتر کانیهای آن سالم بوده و دربردارنده کانیهای اصلی فلدسپار پتاسیک، پلاژیوکلاز، بیوتیت و کانیهای فرعی پیروکسن، منیتیت، اسفن و آپاتیت می‌باشند.

۳-۱-۲-۱- کانیهای اصلی

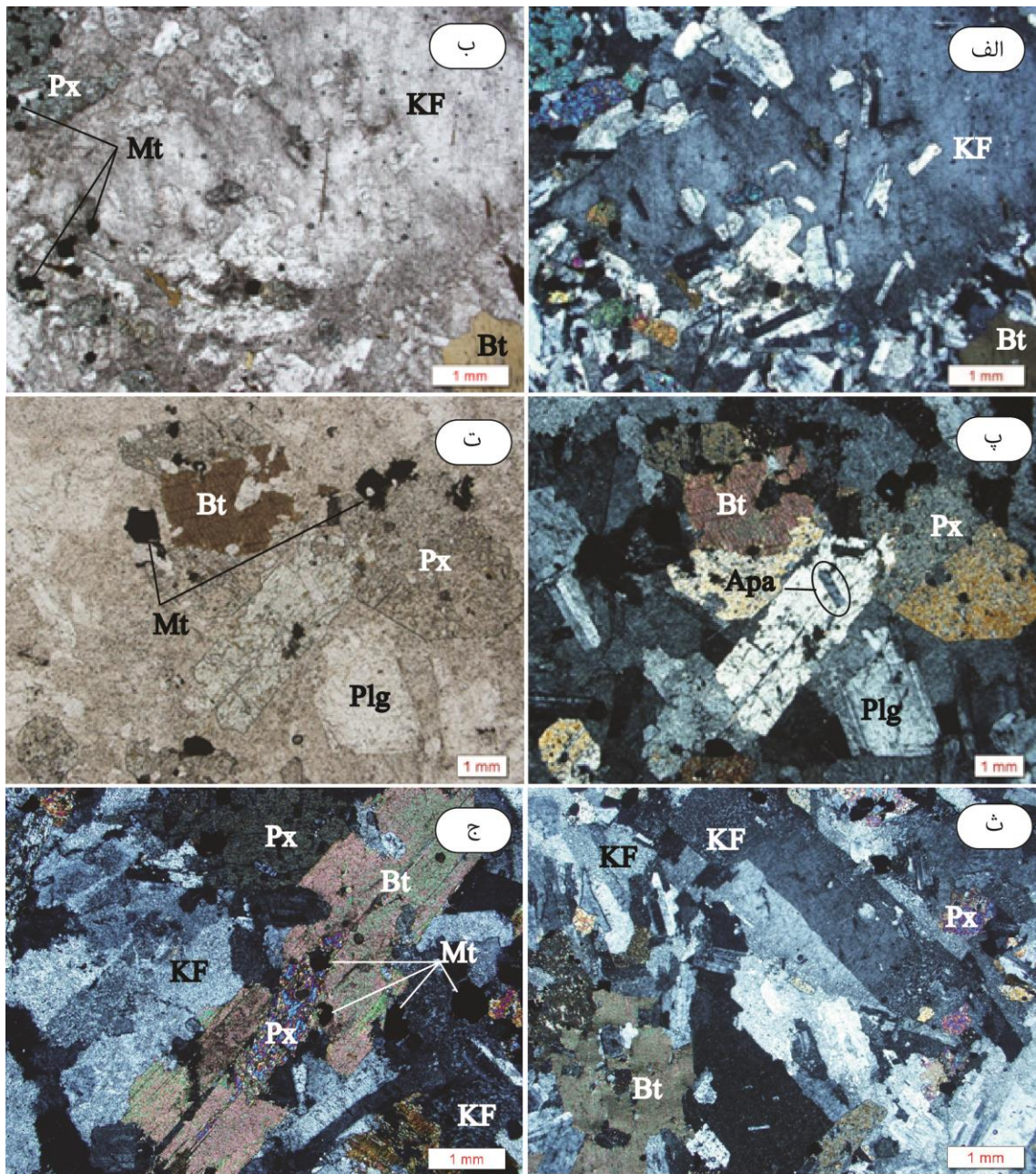
فلدسپار پتاسیک: این کانی به صورت بلورهای درشت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و با فراوانی ۸۰ درصد در این واحد سنگی حضور یافته است (شکل ۳-۹-الف تا ج). لازم به ذکر است که شکل بلورها بر اساس ویژگی کانی، ترکیب مذاب و درجه سرد شدگی تغییر می‌کند (بست^۵، ۲۰۰۳). فلدسپارهای پتاسیم در این سنگها غالباً از نوع ارتوز هستند (شکل ۳-۵ و جدول ۳-۲) و درشت‌تر (۲ تا ۶ میلی‌متر) از سایر واحدهای سنگی مشاهده می‌شود. در بیشتر نمونه‌ها ماکل کارلسباد و همچنین در بعضی از آنها بافت پرتیتی به طور واضح مشاهده می‌شود (شکل ۳-۹-ث و ج).

پلاژیوکلاز: این کانی به صورت نیمه‌شکل‌دار و دارای ماکل تکراری می‌باشد (شکل ۳-۹-الف تا ج) و در مواردی نیز منطقه‌بندی نشان می‌دهد. اندازه‌ی این بلورها متغیر و از بلورهای تخته‌ای کوچک تا بزرگ تغییر می‌کند (۱ تا ۲ میلی‌متر). در بیشتر مقاطع بلورهای پلاژیوکلاز توسط بلورهای درشت فلدسپار پتاسیک به صورت پوئی‌کلیتیک احاطه شده‌اند (شکل ۳-۹-الف و ب). این امر حاکی از اولیه‌تر بودن بلورهای پلاژیوکلاز نسبت به بلورهای درشت فلدسپار پتاسیک در تفریق ماگمایی است. در نمونه‌های بیوتیت‌سینیتی این کانی در بیشتر نواحی سالم بوده و تنها در برخی نمونه‌ها دگرسانی ناچیزی از نوع کائولینیتی شدن در امتداد رخ و شکستگیها ایجاد شده است.

ترکیب این کانی نیز از مرکز $(An_{36}Ab_{61}Or_3)$ به سمت حاشیه $(An_{20}Ab_{77}Or_3)$ آلبیتی‌تر شده و در مجموع نسبت به پیروکسن سینیتیها از محتوای آنورتیت کمتری برخوردار می‌باشند (شکل ۳-۵). اختلاف موجود بین مرکز و حاشیه بلور در اثر تبلور تفریقی آنها بوجود آمده است.

بیوتیت: این کانی به صورت ورقه‌ای با ابعاد درشت ۱ تا ۳ میلی‌متر بوده و تنها در بیوتیت‌سینیتیها مشاهده می‌شوند و جزء کانیهای اصلی آنها به شمار می‌روند (شکل ۳-۹-الف تا ج). در بیشتر موارد یک سری رخ واضح در آنها مشاهده می‌شود.

⁵ - Best



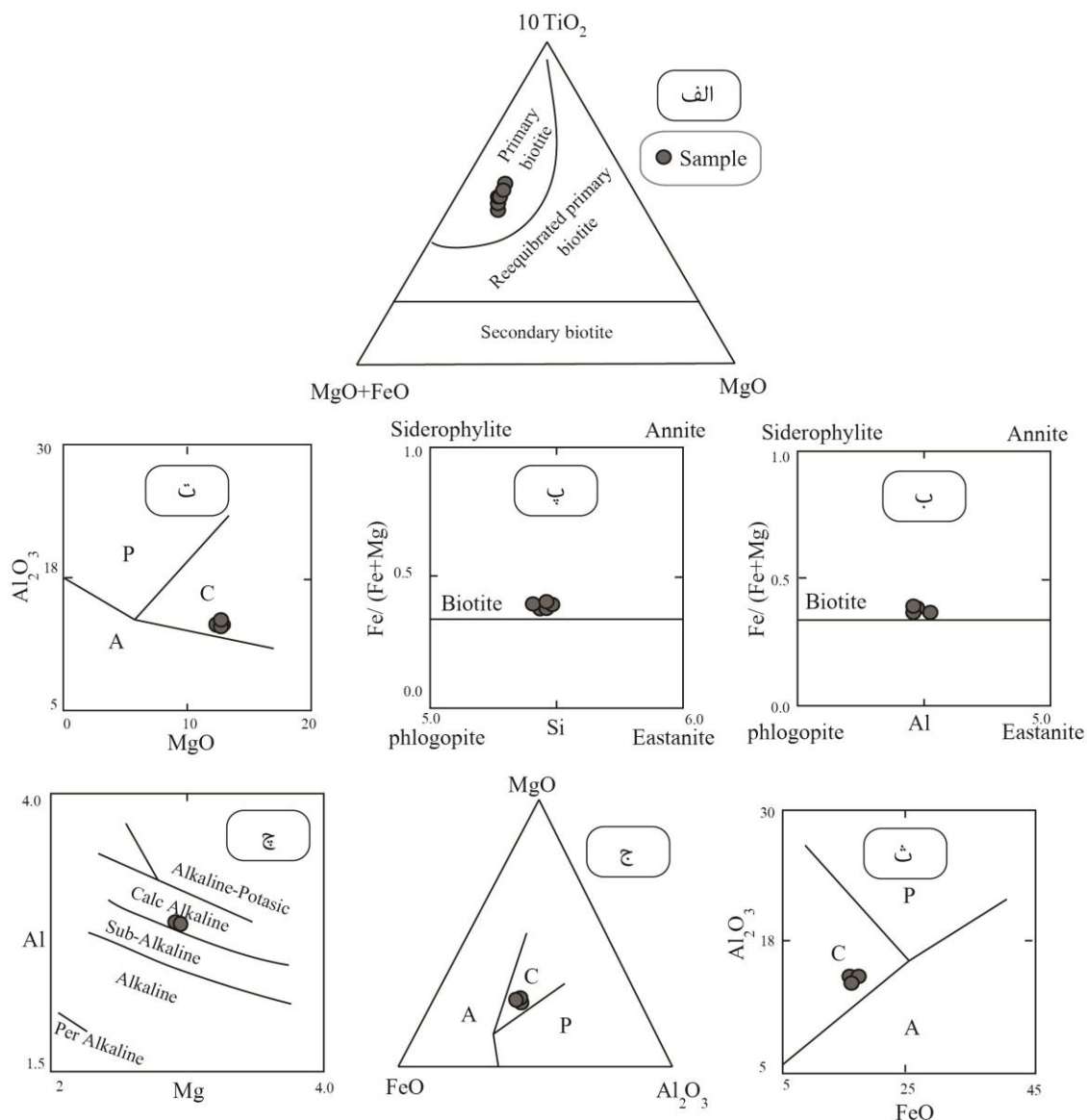
شکل ۳-۹- تصاویر میکروسکوپی برخی از کانیهای بیوتیت سیینیتی پنج کوه در نور پلاریزه (تصاویر سمت راست) و نور طبیعی (تصاویر سمت چپ). الف و ب) در این تصاویر بلور درشت ارتوز به صورت پوئی کلیتیک کانیهای دیگر نظیر پلاژیوکلاز را دربرگرفته است. آثار رخ فلدسپار پتاسیک نیز در شکل ب در اثر کائولینیتی شدن به خوبی نمایان می باشد. ب و ت) بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار فلدسپار پتاسیک و پلاژیوکلاز به خوبی قابل مشاهده می باشند. در این تصاویر بلورهای بیوتیت ورقه ای، پیروکسن خود شکل، منیتیت و آپاتیت در کنار هم قرار گرفته اند. ث و ج) در این تصاویر بافت پرتیتی به وضوح قابل مشاهده است. بیوتیت ورقه ای درشت نیز با هسته پیروکسنی و به همراه ادخالهای منیتیت در شکل ج به خوبی مشخص می باشد.

ترکیب شیمی برخی از بیوتیت‌های سالم در نمودار (FeO+MnO)-10*TiO₂-MgO (ناشیت^۶ و همکاران، ۲۰۰۵) ویژگی اولیه بودن آنها را تأیید می‌کند (شکل ۳-۱۰-الف و جدول ۳-۵). بنابر ناشیت و همکاران (۲۰۰۵)، مقدار Ti بیوتیتها به دما وابسته بوده و با $\#Fe=Fe/Fe+Mg$ سنگ میزبان تغییر می‌کند. مقدار $\#Fe$ گرانیتوئیدهای مورد بررسی به طور متوسط حدود ۰/۴۶ بوده و بیوتیت‌های سنگهای اخیر به طور مشخص تری با فازهای اکسیدی Fe-Ti همزیست هستند که احتمالاً این ویژگی توانسته تا حدودی مقدار Ti آنها را افزایش دهد. معمولاً مقدار Ti در بیوتیت‌های همزیست با فازهای اکسیدی اشباع از Ti، افزایش نشان می‌دهند (دیمک، ۱۹۸۳). نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای تعدادی از بیوتیت‌های موجود در گرانیتوئیدهای پنج کوه در جدول ۳-۵ آورده شده است. در نور پلاریزه رنگ این بیوتیتها از قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره (شکل‌ت) در تغییر است (شکل ۳-۹-ب، ت و شکل ۳-۱۰-ب و پ).

در نمودار Fe/(Fe+Mg) در برابر Al (شکل ۳-۱۰-ب)، محیط تکتونیکی بیوتیت‌های مورد مطالعه، بررسی شده است. طبقه‌بندی محیط تکتونیکی گرانیتوئید منطقه از روی ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها بر حسب فراوانی الف (MgO-Al₂O₃، ب) Al₂O₃-FeO و ج) MgO-Al₂O₃-FeO (عبدالرحمن، ۱۹۹۴) به صورت نمودار به ترتیب در شکل ۳-۱۰-ت، ث و ج مشاهده می‌شود. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های مورد مطالعه وابسته به سنگهای آذرین کالکوالکالن نوع I هستند که در طی فرایندهای کوهزایی ایجاد شده‌اند (عبدالرحمن، ۱۹۹۴، باکر، ۱۹۸۷ و استوسی و کانی^۷، ۱۹۹۶) و مرتبط با تشکیل آنها در یک محیط فرورانش (همانند کمان ماگمایی) می‌باشد (شکل ۳-۱۰-ت، ث و ج). از طرفی در مجموعه مورد مطالعه، بیوتیت با پیروکسن، پلاژیوکلاز و کانیه‌های کدر که مشخصه سنگهای کالکوالکالن مرتبط با فرورانش است، همراه می‌باشد و لذا کلیه این موارد نشان دهنده تشکیل این مجموعه آذرین در یک کمان ماگمایی است.

^۶ - Nachit

^۷ - Stussi and Cuney



شکل ۳-۱۰- بررسی ترکیب کانی بیوتیت موجود در توده گرانیتوئیدی پنج کوه در نمودارهای مختلف. الف) بیوتیتها در نمودار $(\text{FeO}+\text{MnO})-10*\text{TiO}_2-\text{MgO}$ (ناشیت و همکاران، ۲۰۰۵) اولیه و ماگمایی هستند. ب و پ) ترکیب بیوتیت در نمودارهای $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ در برابر Al و Si . ت، ث و ج) طبقه‌بندی محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای منطقه از روی ترکیب شیمیایی بیوتیتها بر حسب فراوانی $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (ت)، $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}$ (ث) و $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (ج)، (عبدالرحمن، ۱۹۹۴). A: غیرکوهزایی آکالن، P: سنگ‌های پر آلومین و C: سنگ‌های کالکو آکالن. چ) نمودار ناشیت و همکاران (۱۹۸۶) بر اساس تغییرات Al در برابر Mg ، برای تمایز سری‌های ماگمایی مختلف ترسیم شده است.

ترکیب بیوتیتها همچنین در نمودار ناشیت و همکاران (۱۹۸۶) بر اساس تغییرات Al در برابر Mg ، برای تمایز سری‌های ماگمایی مختلف (پرآکالن، آکالن، ساب آکالن، کالکوآکالن و آکالن-پتاسیک) ترسیم شده است (شکل ۳-۱۰-چ).

جدول ۳-۵- نتایج تجزیه نقطه‌ای از کانی بیوتیت در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه.

Biotite Syenite						
Sample PSH1(Fresh)						
S	Bt1	Bt2	Bt3	Bt4	Bt5	Bt6
Na ₂ O	0.25	0.21	0.15	0.16	0.35	0.23
MgO	12.73	12.81	12.55	12.46	12.33	12.71
Al ₂ O ₃	13.72	13.74	13.64	13.78	13.69	13.65
SiO ₂	35.98	36.14	36.57	36.41	35.98	36.65
K ₂ O	9.18	8.95	8.99	9.18	9.04	9.16
CaO	0.06	0.06	0.02	0.00	0.03	0.02
TiO ₂	4.65	4.70	4.39	4.89	6.07	5.04
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.00	0.00	0.03	0.01
MnO	0.22	0.17	0.14	0.10	0.16	0.17
FeO	19.29	18.74	19.18	19.80	19.38	18.82
Sum	96.13	95.58	95.63	96.78	97.06	96.46
Structural formula based on 22 oxygen						
Si	5.47	5.5	5.56	5.49	5.41	5.52
Ti	0.5317	0.54	0.50	0.55	0.69	0.57
Al	2.46	2.46	2.45	2.45	2.43	2.42
Cr	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe	2.45	2.38	2.44	2.5	2.44	2.37
Mn	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Mg	2.88	2.91	2.84	2.80	2.76	2.86
Ca	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.07	0.06	0.04	0.05	0.10	0.07
K	1.78	1.74	1.74	1.77	1.73	1.76
#Mg	0.54	0.55	0.54	0.53	0.53	0.55
#Fe	0.46	0.45	0.46	0.47	0.47	0.45

همانطور که در شکل ۳-۱۰-۳ مشاهده می‌شود، بیوتیتها در این نمودار سری کالکوالکالن را نشان می‌دهند.

۳-۱-۲-۲- کانیه‌های فرعی

پیروکسن: پیروکسن‌ها در بیوتیت‌سینیتها به صورت خودشکل با ابعاد ۰/۵ تا ۱ میلی متر حضور دارند. این کانی با فراوانی کمتری در بیوتیت سینیتها حضور دارد. ترکیب این کانی نیز همانند پیروکسنهای واحد پیروکسن سینیتی یکسان بوده و در قلمرو دیوپسید قرار می‌گیرد (شکل ۳-۷ و جدول ۳-۳).

منیتیت: یکی از کانیهای فرومغناطیسی قوی و تاثیرگذار بر روی فابریک مغناطیسی منطقه می‌باشد. مقدار این کانی در بیوتیت سینیته‌ها نسبت به پیروکسن سینیته‌ها بیشتر است. این کانیها در بیوتیت سینیته‌ها غالباً به صورت بلورهای درشت منیتیت همراه با بیوتیت و هسته‌های پیروکسن مشاهده می‌شود (شکل ۳-۹-پ، ت و ج). دانه‌های منیتیت اغلب خودشکل تا نیمه شکلدار بوده و اندازه آنها به طور متوسط حدود ۰/۲ میلیمتر می‌باشد. این کانی در نمونه‌های سالم (بیوتیت سینیته‌ی و پیروکسن سینیته‌ی)، به دلیل داشتن حاشیه‌های مستقیم تا کمی خمیده و همراهی نزدیک با پیروکسن، بیوتیت و اسفن تبلور اولیه در تعادل با سایر فازهای مافیک را نشان می‌دهد (شکل ۳-۹-پ، ت و ج). نتایج تجزیه نقطه‌ای از کانی منیتیت در نمودار سه تایی $FeO-MgO-TiO_2$ نشان می‌دهد که FeO سازنده اصلی منیتیت است (شکل ۳-۸-الف و جدول ۳-۴). همانطور که در نمودار موجود در شکل ۳-۸-ب مشاهده می‌شود منیتیت در قلمرو تیتانومنیته‌ها قرار گرفته و غنی از عضو انتهایی منیتیت می‌باشد. علاوه بر این جدایشهایی از تیغه‌های ایلمنیت در بلورهای منیتیت واحد بیوتیت سینیته‌ی در برخی از مقاطع مشاهده می‌شود. تجزیه انجام گرفته بین سه عضو انتهایی هماتیت-پیروفانیت-ایلمنیت با میانگین ۹۱/۶۵ درصد به ایلمنیت اختصاص می‌یابد (شکل ۳-۸-ب و جدول ۳-۴). این امر (حضور الواسپینل) حاکی از تمرکز تیتانیم در مکانهایی است که تیغه‌های ایلمنیت حضور دارند (بودینگتون، ۱۹۶۴).

اسفن: این کانی غالباً در بیوتیت سینیته‌ها خود شکل بوده و حالت گوه‌ای دارد. این کانی با فراوانی کمتری نسبت فراوانی اسفن موجود در مونزونیت‌های توده مشاهده می‌شود.

آپاتیت نیز به عنوان یک کانی فرعی در این واحدهای سنگی به صورت ادخال در سایر کانیها نظیر پیروکسن مشاهده می‌شود.

۳-۲- دگرسانی‌ها

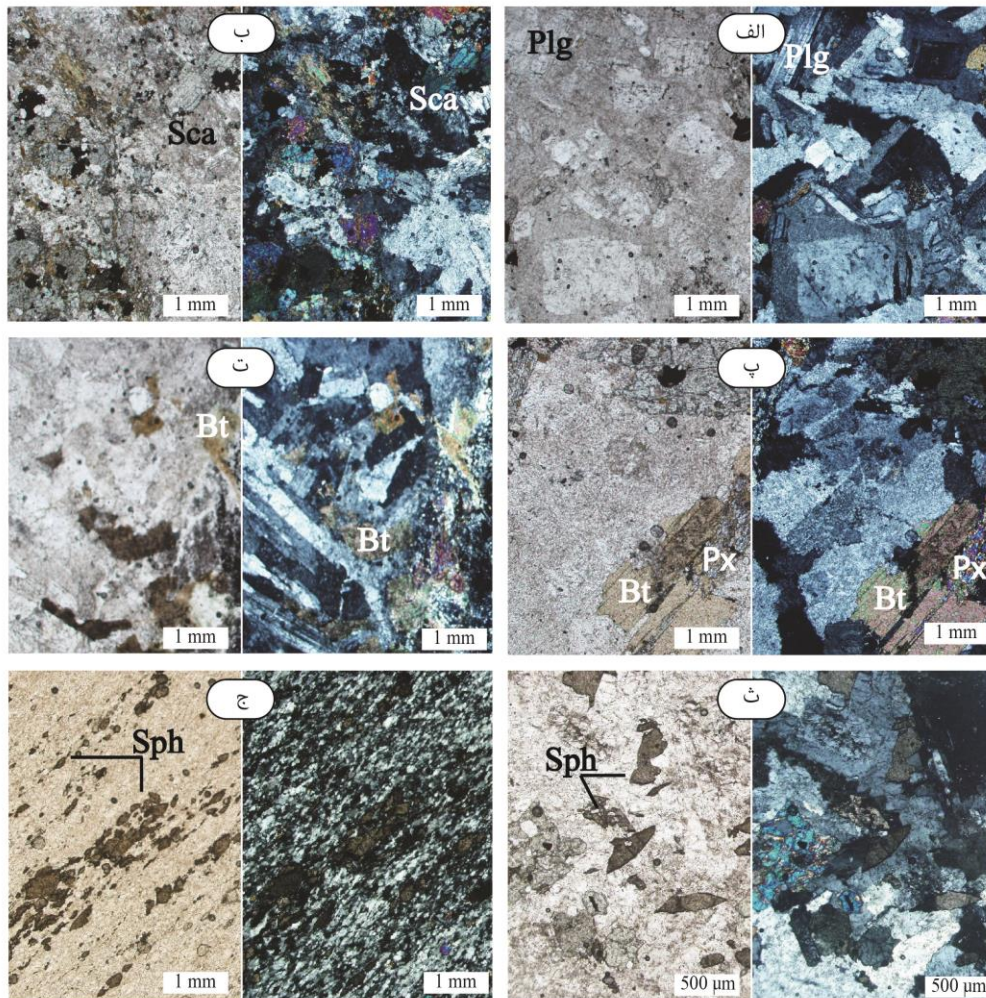
توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه با ترکیب غالب سیینیت به درون واحدهای آتشفشانی-رسوبی و آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده و دگرسانی فراگیری را در آن ایجاد کرده است. از آنجا که بیشتر سنگهای دگرسان شده در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌ها مشاهده شده‌اند به نظر می‌رسد رژیم تکتونیکی حاکم بر منطقه نقش مهمی را در ایجاد مسیرهای دگرسانی در خلال جایگزینی توده نفوذی مزبور ایفا نموده است. به عبارت دیگر دگرسانی‌های موجود در توده نفوذی پنج‌کوه به فاکتورهای ساختاری موجود در منطقه مرتبط می‌باشند. باید توجه داشت که سیالات می‌توانند در میان شکستگی‌ها حرکت نموده و با جریان در پهنه‌های شکستگی در آنها تمرکز یابند (ویلبرت و کلیپانلا^۸، ۱۹۹۹). واکنش سیالات فوق بحرانی با سنگهای اولیه در این پهنه‌ها باعث ایجاد دگرسانی‌های موجود از نوع سدیک-کلسیک و پتاسیک در توده شده است. ریزش‌شکستگی‌ها و درزه‌ها نفوذ سیالات را تسهیل کرده و رگه‌ها و رگچه‌های آلبیت-اسکاپولیت در آنها بوجود آمده‌اند. به طور کلی سرد شدن و تنش ناحیه‌ای شرایط را برای ایجاد شکستگیها در مجموعه‌های گرانیتوئیدی فراهم می‌کنند (پلامپر و پوتنیس^۹، ۱۹۸۴، ورنیک و نیور^{۱۰}، ۱۹۹۲). حاشیه شرقی این توده بیشتر از حاشیه غربی آن تحت تاثیر فرایندهای مزبور قرار گرفته است. بر اساس مطالعات شیبی (۱۳۸۳) مشخص شده است که پتروژنز کانسار آهن موجود در منطقه کاملاً با دگرسانی‌های سدیک-کلسیک و پتاسیک در توده مزبور مرتبط بوده و کلیه شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی این دگرسانیها در بخشهای مختلف توده این موضوع را تأیید می‌نماید. علارغم اینکه اکثر قسمت‌های مرکزی و جنوب غرب توده نفوذی در ظاهر سالم بوده و حاوی سنگهای بدون دگرسانی است، اما نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای بدست آمده از کانیه‌های تشکیل دهنده و سنگهای مختلف توده نفوذی، نشان می‌دهد که حتی این نمونه‌ها نیز در برخی نواحی از دسترس دگرسانی دور نمانده‌اند. لذا در این بخش تلاش می‌گردد مهمترین تغییرات پتروگرافی و کانیایی حاصل از فرایندهای دگرسانی در

^۸- Vilbert and Kehelpannala

^۹- Plumper and Putnis

^{۱۰}- Vernik and Nur

نمونه های سالم و دگرسان بررسی شود (برخی از شواهد پتروگرافی بارز دگرسانی در شکل ۳-۱۱-الف تا ج ارائه شده است). به طور کلی این تغییرات شامل تبدیل پلاژیوکلاز به آلبیت و اسکاپولیت نوع ماریالیت (شکل ۳-۱۱-الف و ب)، آلبیتی شدن حاشیه فلدسپارها، تبدیل فلدسپار پتاسیک به آلبیت و حذف کامل یا بخشی منیتیت، بیوتیت و پیدایش اسفنه‌های ثانویه و ریزدانه (شکل ۳-۱۱-ث و ج)



شکل ۳-۱۱- تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های سالم و دگرسان در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. تصویر نورپلاریزه در سمت راست و نور طبیعی در سمت چپ هر شکل نشان داده شده است. الف و ب) به ترتیب تصویری از بلور پلاژیوکلاز در یک نمونه سالم و اسکاپولیتی شدن آن در یک نمونه دگرسان شده می‌باشد. لازم به ذکر است که اسکاپولیت در اثر دگرسانی سدیک-کلسیک جایگزین پلاژیوکلاز شده است. پ و ت) به ترتیب در این تصاویر بیوتیت ورقه‌ای و ماگمایی در یک نمونه سالم بیوتیت سینینیتی و بیوتیت ثانوی تکه‌تکه با چند رنگی سبز در یک نمونه سینینیتی دگرسان شده (حاصل دگرسانی پتاسیک) مشاهده می‌شود، ث و ج) به ترتیب اسفن گوه‌ای شکل ماگمایی در نمونه‌های سالم پیروکسن سینینیتی و تجمعات اسفن ثانوی در یک رگه آلبیت-اسکاپولیت حاصل از دگرسانی سدیک-کلسیک.

و ظهور مجدد فلدسپار پتاسیک (بویره در حاشیه پلاژیوکلاز)، ایجاد بیوتیت متاسوماتیک تکه تکه و نهشت دوباره منیتیت در ریزدرزه‌ها (ناشی از دگرسانی پتاسیک در شکل ۱۱-پ و ت) می‌باشد. هر یک از این تحولات به طور مفصل در بخش بعدی شرح داده خواهد شد.

۳-۲-۱- دگرسانی سدیک-کلسیک

دگرسانی سدیک-کلسیک در اثر سیالات غنی از سدیم و کلسیم ایجاد می‌شوند (اینودی، ۱۹۷۰). در اثر این دگرسانی سدیم و کلسیم از سیال با کانیهای از قبل موجود مبادله شده و صرف ساخته شدن کانیهای سدیم و کلسیم‌دار جدید (نظیر آلبیت و اسکاپولیت در توده نفوی پنج‌کوه) می‌شود (پروفیت^{۱۱}، ۱۹۷۰). این فرایند غالباً در دماهای ۴۰۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد. نمونه‌های سنگی حاصل از این نوع دگرسانی در نمونه دستی رنگ متمایل به سفید دارند که به دلیل حضور کانیهای ثانوی آلبیت و اسکاپولیت می‌باشد. با افزایش این دگرسانی در حاشیه کانسار با رنگ سفیدتری مشاهده می‌شوند. سیالات این دگرسانیها از شوری بالایی برخوردار هستند که شیبی (۱۳۸۳) این شوری را در اثر سیالات NaCl دار حاصل از توالی رسوبی-تبخیری موجود در منطقه دانسته است. لازم به ذکر است که این دگرسانی بیشتر در درزه‌ها و شکستگیها مشاهده شده است.

به طور کلی دگرسانی سدیک-کلسیک در منطقه از گستردگی بیشتری نسبت به دگرسانی پتاسیک برخوردار است. این دگرسانی معمولاً پیرامون زونهای غنی از اکسید آهن و کانه‌زایی مس (طلا) در منطقه توسعه یافته است. در مراحل نهایی تبلور توده نفودی پنج‌کوه سیالات حاصل از دگرسانی که غنی از Na و Ca بوده‌اند، زمینه را برای تبلور کانیهای ثانوی (نظیر آلبیت و اسکاپولیت) در سنگهای دگرسان شده و همچنین آبشویی برخی از کانیها (نظیر منیتیت و بیوتیت) در توده فراهم کرده و باعث حرکت فلزات پایه و فلزهای آهن‌دار (شیبی، ۱۳۸۳) در توده شده است. ظهور و حذف کانیهای مذکور باعث کاهش جزئی در حجم و ایجاد درزه‌ها و ریزشکستگیها در سنگ میزبان شده و سهمی

¹¹ - Proffett

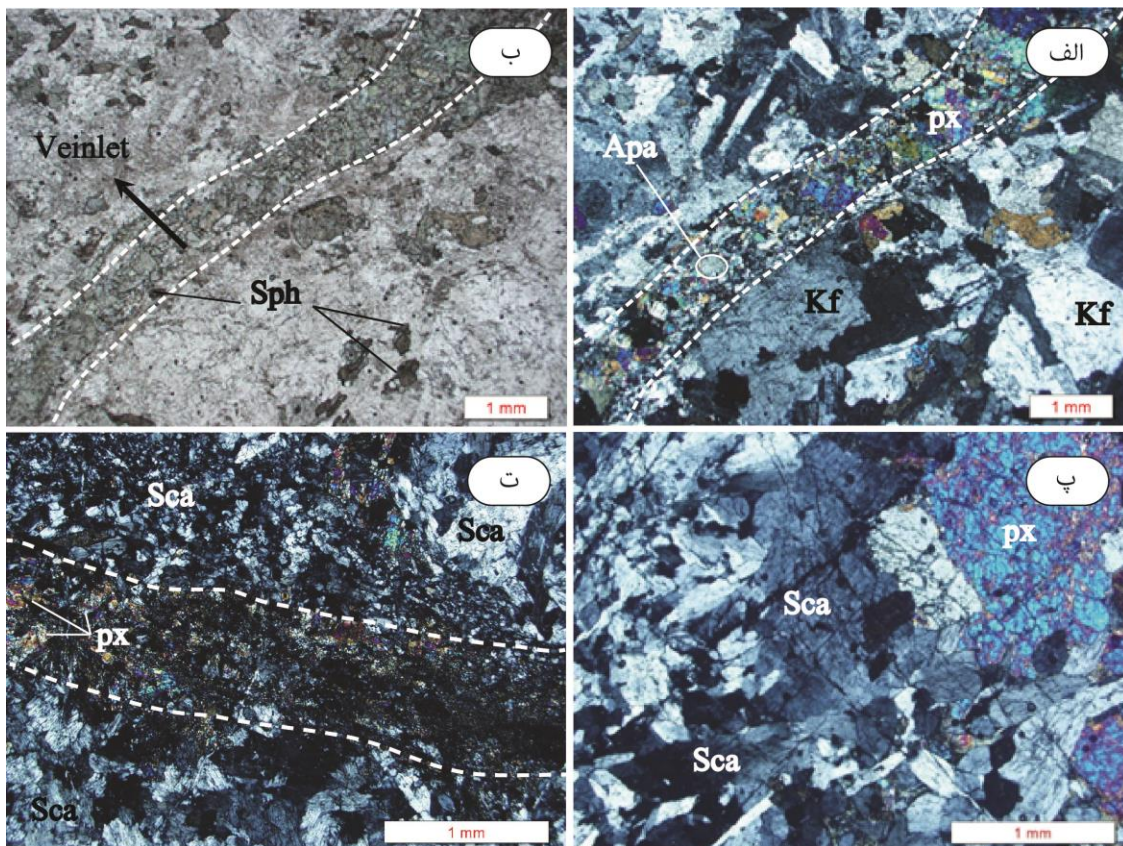
در زمینه سازی ایجاد دگرسانی پتاسیک نیز (به ویژه در سنگهای آتشفشانی مجاور) داشته است. همزمان با ایجاد شکستگیها و فعالیت شدید سیالات غنی از Na و Ca و جریان یافتن آنها به درون شکستگیها، رگه‌های آلبیت-اسکاپولیت به ویژه در همبری توده با سنگهای آتشفشانی نیمه شمالی، حاشیه شرقی و بخش کوچکی از نیمه مرکزی غرب توده ایجاد شده است. این مرحله احتمالاً پس از جایگیری و انجماد بخش عمده‌ای از توده نفوذی و تکامل سیالات و نفوذ آنها به داخل سنگهای درونگیر آغاز شده و باعث تشکیل کانی درشت اسکاپولیت (نوع ماریالیت) در این رگه‌ها شده است. مطالعات پتروگرافی و صحرایی نشان می‌دهد که این دگرسانیها به وسیله گسلهای موجود در یک زون برشی با ایجاد شکستگی و انحلال منیتیت مرتبط بوده و در مراحل انتهایی جایگیری رخ داده است. لذا بر این اساس ابتدا به حضور رگه‌های آلبیت-اسکاپولیت، به عنوان مسیر عبور سیال در درزه و شکستگیها اشاره نموده و سپس به شواهد حاصل از این دگرسانی در داخل توده که دورتر از رگه‌های مذکور ایجاد شده می‌پردازیم.

۳-۲-۱-۱- رگه‌های آلبیت-اسکاپولیت

مطالعه سیستماتیک از داخل توده نفوذی به سمت سنگهای آتشفشانی میزبان کانسار آهن نشان می‌دهد که توده نفوذی در مجاورت بلافصل سنگهای آتشفشانی ائوسن که کانه‌زایی در آنها انجام شده، تحت بیشترین دگرسانی سدیک-کلسیک بعد از فرایندهای ماگمایی قرار گرفته است و به صورت مجموعه‌ای از کانیهای اسکاپولیت-آلبیت، دیوپسید-اوپتیت، آنالسیم، اسفن و آپاتیت مشاهده می‌شود. این مجموعه کانیایی در زیر میکروسکوپ دارای بافت گرانوبلاستی بوده و بیش از ۷۰ درصد سنگ از اسکاپولیت، حدود ۱۵ درصد پیروکسن و بقیه آن از اسفن، آپاتیت و آنالسیم تشکیل شده است (شکل ۳-۱۲-الف تا ت).

این مجموعه کانیایی که از لحاظ پتروژنتیکی حائز اهمیت بسیار می‌باشد، در داخل رگه‌هایی با ضخامت متغیر از چند میلی متر در زیر میکروسکوپ، در داخل توده نفوذی تا نواری به ضخامت بیش

از چند ده متر در حاشیه توده و در مجاورت بلافاصل آن با محدوده کانسار (مجموعه آتشفشانی ائوسن) مشاهده می‌گردد. آبشویی توده نفوذی و سنگهای مجاور در نتیجه چرخش سیالات باعث انحلال فلزات و انتقال محلی آنها و مهاجرت آنها به درون سنگهای میزبان آتشفشانی-رسوبی شده است.



شکل ۳-۱۲- تصاویری از شواهد دگرسانی سدیک-کلسیک در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. الف و ب) به ترتیب رگچه‌های آلبیت-اسکاپولیت موجود در سنگهای مونزونیتی در نور پلاریزه و نور طبیعی که مسیری برای آبشویی کانیهای مختلف شده‌اند. پ) تصویری از یک رگه آلبیت-اسکاپولیت که بلورهای ریز تا درشت اسکاپولیت (نوع ماریالیت) به وفور در آن مشاهده می‌شود. این مجموعه کانی شناسی در اثر دگرسانی سدیک-کلسیک و نفوذ سیالات غنی از Na و Ca به درون شکستگیها ایجاد شده است. ت) مسیر عبور سیال سدیم و کلردار. اسکاپولیت‌های ریزدانه در داخل مسیر عبور سیال و اسکاپولیت‌های درشت در بیرون آن جایگزین پلاژیوکلاز شده‌اند.

به طور کلی آبشویی گرانیتوئید به وسیله سیالات سدیم‌دار باعث تحرک کاتیونها به ویژه کلسیم و پتاسیم از فلدسپارها شده و رگه‌های آلبیت-اسکاپولیت به وسیله مرحله انتهایی سرد شدن ماگما تشکیل شده است (مکل‌لاند^{۱۲} و همکاران، ۲۰۰۲ در a و b). این سنگها در برخی نواحی در اثر رژیم تکتونیکی حاکم بر منطقه دارای ظاهری میلونیتی هستند که در مبحث ریزساختها (بخش ۴-۴) به شرح ویژگی آنها در رابطه با این رژیم تکتونیکی خواهیم پرداخت. به طور کلی بیشتر این رگه‌ها در بخشهای شمالی، شرق تا جنوب توده به طور فراوان در همجواری با ایستگاه‌های ۱۱، ۱۲، ۲۲ و ۲۳ مشاهده شده‌اند و در ایستگاه‌های ۱، ۷ و ۸ نیز از این رگه‌ها نمونه‌برداری شده است (روند برخی از این رگه‌ها که در صحرا برداشت شده به صورت رزیدیاگرام در شکل ۲-۷ ارائه شده است).

۳-۲-۱-۲- سنگهای دگرسان

در اثر دگرسانی سدیک-کلسیک در بخشهای شمالی، شرقی و جنوبی توده، سنگهای اولیه و سالم ماگمایی بیوتیت سیینیتی و پیروکسن سیینیتی دچار دگرسانی شده و ترکیبی مشابه با مونزونیت پیدا کرده‌اند. در این فرایند تغییرات مدال کانیها از سیینیت به مونزونیت به خوبی قابل مشاهده است. لذا در این بخش به طور مفصل تغییرات بافتی و ترکیب کانیایی حاصل از این دگرسانی را به صورت زیر بررسی خواهیم کرد:

فلدسپار پتاسیک: این کانی به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با ابعاد میانگین ۱ تا ۲ میلی‌متر در این سنگها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۳-الف و ب). فلدسپار پتاسیک ۴۵-۵۹ درصد از کانیهای سنگهای دگرسان را تشکیل می‌دهد که درصد آن نسبت به سیینیتها کمتر شده است. علاوه بر این آلبیت با ماکل صفحه شطرنجی به خوبی در سنگهای دگرسان شده قابل مشاهده است. این ماکل تحت تاثیر متاسوماتیسم سدیم حاصل شده (کرودر و روس^{۱۳}، ۱۹۷۳، مور و لیو^{۱۴}، ۱۹۷۹) که

¹²- McLelland

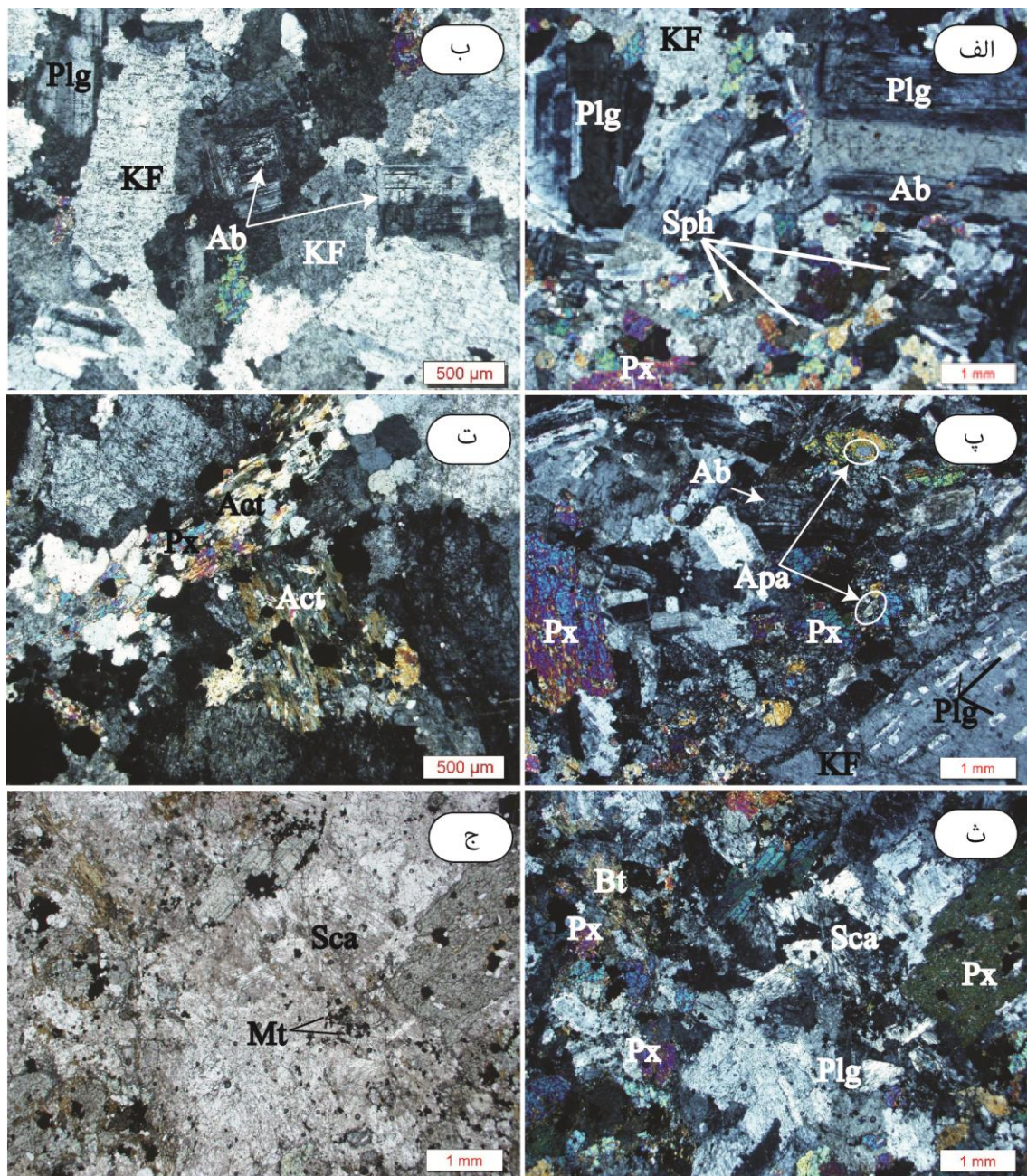
¹³- Crowder and Ross

¹⁴-More and Liou

نشانه جایگزین شدن فلدسپار پتاسیک با پلاژیوکلاز آلبیتی می‌باشد (شکل ۳-۱۳-ب و پ). در واقع ماکل صفحه شطرنجی حاکی از تاثیر متاسوماتیسم Na بر فلدسپار پتاسیک در سنگهای آذرین است (کارتن، ۱۹۸۶).

پلاژیوکلاز: این کانی به صورت نیمه‌شکل‌دار و دارای ماکل تکراری بوده (شکل ۳-۱۳-الف تا ت) و با اندازه‌های بلوری کوچک (۰/۵ تا ۱ میلی‌متر)، حدود ۱۲ درصد این واحدهای سنگی را تشکیل می‌دهند. در مسیرهای عبور سیال سدیم-کلسیم‌دار این کانی تحت تاثیر قرار گرفته و با حاشیه‌ای از آلبیت احاطه شده است. حتی با افزایش شدت دگرسانی به اسکاپولیت تبدیل شده است. در اثر دگرسانی سدیک-کلسیک ترکیب پلاژیوکلازها سدیم بیشتری از پلاژیوکلازهای سالم دارند (شکل ۳-۶). همانطور که در نتایج تجزیه نقطه‌ای از بلورهای فلدسپار در شکل ۳-۶ مشاهده می‌شود، از نمونه‌های سالم به سمت سنگهای دگرسان شده درصد آنورتیت پلاژیوکلاز کاهش یافته و به حاشیه‌های با محتوای آلبیت بالا (شکل ۳-۱۳-الف و ب) ختم می‌شود که این موضوع با دگرسانی سدیک-کلسیک موجود سازگار می‌باشد. همچنین در پلاژیوکلازهای ثانوی ترکیب به آلبیت خالص می‌رسد (شکل ۳-۶ و جدول ۳-۲).

علاوه بر این، کانی اسکاپولیت که ناشی از دگرسانی سدیک-کلسیک ایجاد شده در سنگهای سالم وجود نداشته و تنها در مسیرهای دگرسانی سدیک-کلسیک مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۱-الف و ب). این فعل و انفعالات به روابط سدیم و کلسیم نسبت داده شده است که بسته به دمای سیال ایجاد می‌شوند (دیارت و ساباتی، ۱۹۶۲، هملی، ۱۹۶۷، ویدال، ۱۹۷۵).

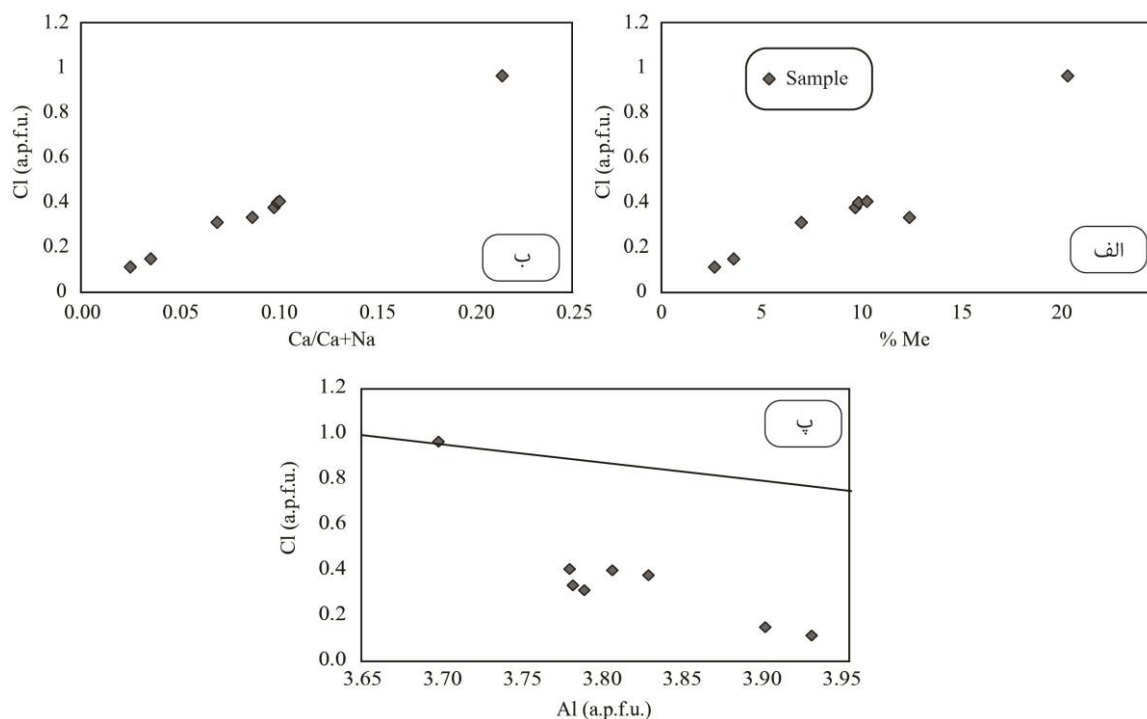


شکل ۳-۱۳- تصاویر میکروسکوپی برخی از کانیهای موجود در واحد مونزونیتی توده گرانیتوئیدی پنج کوه. الف) بلورهای پلاژیوکلاز با حاشیه آلبیتی، پیروکسن و اسفنه‌های گوه‌ای شکل در یک نمونه مونزونیتی با دگرسانی کمتر مشاهده می‌شود. ب) بلورهای فلدسپار پتاسیک، پلاژیوکلاز و ماگل صفحه شطرنجی آلبیت به طور واضح قابل شناسایی هستند. پ) چهره آبسویی شده‌ی این سنگها و عدم حضور منیتیت. در این تصاویر بلور درشتی از فلدسپار پتاسیک مشاهده می‌شود که پلاژیوکلازها به صورت ردیفی درون آنها قرار گرفته‌اند. همچنین ماگل صفحه شطرنجی آلبیت در این شکل قابل مشاهده است. ت) بلورهای اکتینولیت که جایگزین بیوتیت شده‌اند. ث) بلورهای کوچک تا درشت اسکاپولیت که در اثر فرایندهای متاسوماتیکی جانشین پلاژیوکلاز شده است. همچنین بلورهای خود شکل منیتیت به بلورهای ریز و پراکنده تبدیل شده‌اند و با افزایش شدت دگرسانی به طور کامل حذف شده است. ج) تصویر قبلی در نور طبیعی.

آلبیت: این کانی که یکی از محصولات دگرسانی‌های موجود در منطقه است حواشی برخی از پلاژیوکلازها را به صورت یک نوار نازک دربر می‌گیرد (شکل ۳-۱۳-الف و ب). ایجاد آلبیت در واقع غنی شدن سیالات دگرسانی از سدیم را نسبت به پتاسیم ماگما نشان می‌دهند (سیلوا و همکاران، ۲۰۰۰). این کانی گاهی اوقات به صورت بلورهای مستقل (شکل ۳-۱۳-ب) با ماکل صفحه شطرنجی که حاصل متاسوماتیسم است در مقاطع میکروسکوپی به ویژه در دگرسانی سدیک-کلسیک مشاهده می‌شود.

اسکاپولیت: این کانی شبیه فلدسپارها دارای بیرفرنژانس ضعیف و خاکستری بوده و از نوع سدیم دار است. از مهمترین تفاوت‌های این کانی با فلدسپارها، برجستگی کمی بیشتر و بی‌شکل بودن آن می‌باشد (شکل‌های ۳-۱۲-پ و ۳-۱۳-ث و ج). به علاوه، برخلاف فلدسپارها که تا حدودی به کانیهای رسی تجزیه شده‌اند، کاملاً شفاف به نظر می‌رسند (شکل‌های ۳-۱۲-پ و ۳-۱۳-ث و ج). علاوه بر این، کانی اسکاپولیت که در اثر حضور و افزایش Cl و F در سیالات غنی از Na و Ca ناشی از دگرسانی سدیک-کلسیک ایجاد می‌شود در سنگهای سالم (بیوتیت سیینیت و پیروکسن سیینیت) وجود نداشته و تنها در مسیرهای دگرسانی سدیک-کلسیک (مقایسه دو شکل ۳-۱۱-الف و ب) با ترکیب ماریالیت (شکل ۳-۱۴-الف تا پ و جدول ۳-۶) مشاهده می‌شود. در واقع در توده گرانیوتئیدی پنج‌کوه تاثیر سیالات غنی از کلر و وجود Na_2O و CaO عامل موثر در تبلور این کانی بوده‌اند. این کانی دارای فرمول عمومی $M_4T_{12}O_{24}A$ و دو عضو انتهایی ماریالیت ($Ma: Na_4Al_3Si_9O_{24}Cl$) و میونیت ($Me:$ $Ca_4Al_6Si_6O_{24}CO_3$) می‌باشند (تیرسترا و شریف^{۱۵}، ۱۹۹۷، ارانز و همکاران، ۲۰۰۲). در این فرمول عمومی $M: Na$ و Ca ، $T: Si$ و Al و $A: Cl$ و CO_3 می‌باشد. این کانی به طور گسترده‌ای جایگزین پلاژیوکلازهای توده نفوذی پنج‌کوه شده است؛ زیرا تنها جانشینی پلاژیوکلاز توسط اسکاپولیت نوع ماریالیت امکان‌پذیر می‌باشد (کارتن، ۱۹۸۶).

¹⁵- Teerstera and Sherriff



شکل ۳-۱۴- ترکیب اسکاپولیت. الف) نمودار مقادیر کلر در مقابل درصد میونیت (عضو کلسیم‌دار). ب) نمودار Cl در مقابل Ca/Ca+Na که حاکی از افزایش کلر در سیالات حاصل از دگرسانی سدیک-کلسیک می‌باشد. پ) نمونه‌ها در نمودار Cl در مقابل Al زیر خط ایوانز و همکاران (۱۹۶۹) قرار گرفته است که به خوبی گویای ترکیب ماربالیتهی این اسکاپولیتها می‌باشد.

اسکاپولیت ماربالیتهی در اثر تبلور از سیالات با شوری بالا ایجاد می‌شود (کولروت و الامبرت^{۱۶}، ۱۹۹۹) که در نمودار Cl در مقابل Ca/Ca+Na نیز افزایش کلر تأیید کننده این مطلب است. زیرا محتوای کلر اسکاپولیت نشانگر خوبی برای شوری سیالات همزیست با آن می‌باشد (الیس، ۱۹۷۸). بر اساس ونکو و بیشاپ (۱۹۸۲) این نوع اسکاپولیت از سیالات غنی از Ca، Na و Cl در دمای ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد بوجود خواهد آمد. این کانی در رابطه با تاثیرات متاسوماتیکی به وسیله نفوذ توده نفوذی (کریس^{۱۷} و همکاران، ۱۹۸۴) و حوادث تغییر شکل‌دهنده (گورگن^{۱۸} و همکاران، ۱۹۹۹، کولروت و الامبرت، ۱۹۹۹) ایجاد می‌شود.

¹⁶-Kullerud and Erambert

¹⁷- Criss

¹⁸- Goergen

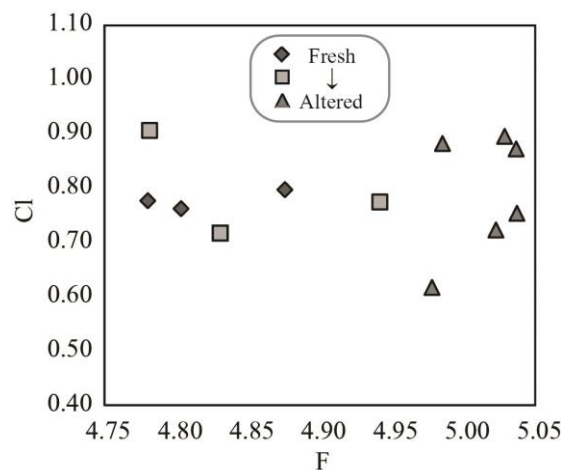
جدول ۳-۶- نتایج تجزیه نقطه‌ای از اسکاپولیت‌های موجود در واحد مونزونیتی توده گرانیتوئیدی پنج کوه.

Monzonite								
PSH3(Altered)								
S	Sc1	Sc2	Sc3	Sc4	Sc5	Sc6	Sc7	Sc8
SiO ₂	57.02	57.27	57.36	57.32	57.34	57.22	57.25	57.88
Al ₂ O ₃	22.33	22.37	23.72	22.80	23.45	22.56	21.64	22.59
CaO	1.67	1.93	0.59	2.37	0.82	2.39	5.27	2.29
Na ₂ O	12.37	11.19	12.62	12.05	12.30	11.91	10.70	11.30
K ₂ O	0.49	0.49	0.14	0.53	0.24	0.64	1.22	0.54
Cl	1.28	1.37	0.48	1.57	0.62	1.65	3.93	1.69
O=F,Cl	-0.29	-0.32	-0.11	-0.36	-0.14	-0.39	-0.90	-0.38
CO ₂	3.41	3.30	4.40	3.09	4.21	3.00	0.16	2.98
Sum	98.47	98.58	99.29	99.50	99.05	99.14	99.49	99.10
Structural formula based on 12 (Si +Al)								
Si	8.21	8.22	8.07	8.17	8.1	8.19	8.30	8.22
Al	3.79	3.78	3.93	3.83	3.90	3.81	3.7	3.78
Ca	0.26	0.3	0.09	0.36	0.12	0.37	0.82	0.35
Na	3.45	3.11	3.44	3.33	3.37	3.31	3.01	3.11
K	0.09	0.09	0.02	0.1	0.04	0.12	0.22	0.1
Cl	0.31	0.33	0.11	0.38	0.15	0.40	0.97	0.41
C=1-(Cl+S)	0.69	0.66	0.883	0.617	0.846	0.60	0.03	0.59
Total	16.14	16.00	15.68	16.19	15.71	16.22	17.06	15.99
Me %*	7.02	12.43	2.68	9.72	3.64	9.89	20.35	10.30
Ma %	82.98	77.57	87.32	80.28	86.36	80.11	69.65	79.70

* Meionite % = (100Ca/Ca+Na)

پیروکسن: این کانی در مونزونیت‌های توده به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار دیده می‌شوند (شکل ۳-۹- الف و ب). پیروکسنها در اثر دگرسانی‌های موجود چهره اصلی خود را در برخی مقاطع این واحدهای سنگی از دست داده‌اند (شکل ۳-۱۳- پ و ت). در نور طبیعی برخی از آنها دارای رنگ سبز تا صورتی هستند. نتایج تجزیه نقطه‌ای که از کانی پیروکسن انجام شده است، نشان می‌دهد که ترکیب این کانی (شکل ۳-۷ و جدول ۳-۳) در نمونه‌های مونزونیتی که تحت دگرسانی قرار گرفته‌اند، یکنواخت بوده و هیچ تغییری با سایر پیروکسنهای واحدهای سینینیتی نشان نمی‌دهد (با ترکیب میانگین $Wo_{47}En_{38}Fs_{13}$ دیوپسید ثابت باقی مانده‌اند).

آپاتیت: بلورهای شکل‌دار این کانی نیز در رگه‌های آل‌بیت-اسکاپولیت مشاهده می‌شود که در اثر سیالات متاسوماتیسم کننده غنی از سدیم و کلسیم ایجاد شده است (گیری^{۱۹}، ۱۹۸۹، هارلو^{۲۰} و همکاران، ۲۰۰۵). نتایج تجزیه نقطه‌ای از آپاتیت در مقاطع مختلف نشان می‌دهد که ترکیب این کانی از نمونه‌های سالم سینیتی به دگرسان مونزونیتی ثابت بوده و تنها مقدار فلوتور و به طور کمتر کلر این کانی به سمت نمونه‌های مونزونیتی افزایش یافته است (شکل ۳-۱۵ و جدول ۳-۷).



شکل ۳-۱۵- نمودار فلوتور در مقابل کلر حاصل از تجزیه نقطه‌ای کانی آپاتیت در توده گرانیوتوئیدی پنج‌کوه. همانطور که مشاهده می‌شود در سنگهای دگرسان شده فلوتور و به مقدار کمتر کلر در این کانی افزایش یافته است.

جدول ۳-۷- تجزیه نقطه‌ای از کانی آپاتیت در توده نفوذی پنج‌کوه.

	Biotite Syenite			Pyroxene Syenite			Monzonite					
	PSH1(Fresh)			PSH2(Moderate)			PSH3(Altered)					
	Ap1	Ap2	Ap3	Ap1	Ap2	Ap3	Ap1	Ap2	Ap3	Ap4	Ap5	Ap6
S												
SiO₂	0.34	0.40	0.41	0.23	0.35	0.30	0.36	0.31	0.34	0.19	0.19	0.24
CaO	53.92	54.16	54.02	54.73	53.99	54.36	54.52	54.28	54.63	54.73	54.80	54.85
F	4.78	4.88	4.80	4.94	4.78	4.83	5.03	4.98	5.04	5.04	5.02	4.99
Cl	0.78	0.80	0.76	0.77	0.90	0.72	0.89	0.62	0.87	0.75	0.72	0.88
P₂O₅	42.18	43.36	42.69	42.83	42.12	42.91	42.80	42.63	42.98	43.96	43.40	43.09
O=F,Cl	-2.19	-2.23	-2.19	-2.26	-2.22	-2.20	-2.32	-2.23	-2.32	-2.29	-2.28	-2.30
Sum	100.3	101.7	100.6	101.5	100.2	101.3	101.4	100.8	101.7	102.6	101.9	101.8
Si	0.05	0.06	0.06	0.04	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.03	0.03	0.04
Ca	9.22	9.10	9.19	9.25	9.25	9.2	9.21	9.22	9.19	9.11	9.2	9.23
F	2.41	2.42	2.41	2.46	2.42	2.41	2.51	2.5	2.50	2.48	2.49	2.48
Cl	0.21	0.21	0.20	0.21	0.24	0.19	0.24	0.17	0.23	0.2	0.19	0.23
P	5.70	5.76	5.74	5.72	5.70	5.74	5.71	5.72	5.72	5.78	5.76	5.73

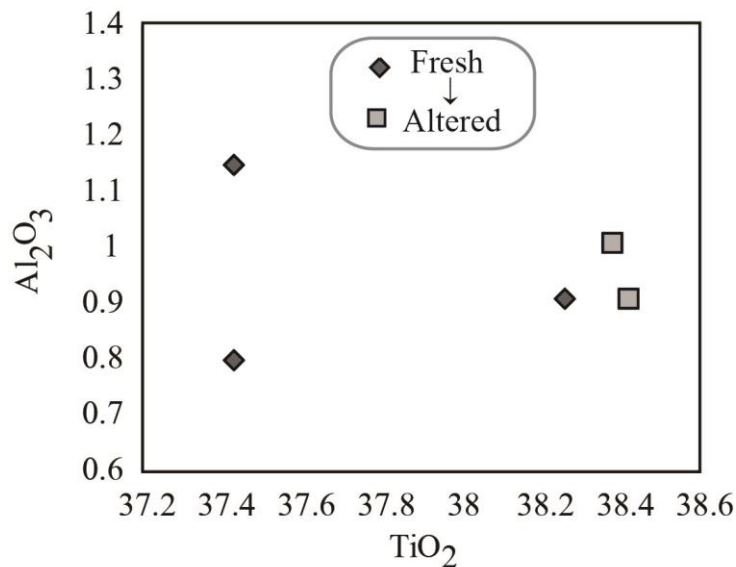
¹⁹ - Giere

²⁰ - Harlov

این امر حاکی از غنی بودن سیالات دگرسانی از فلوئور-کلر می‌باشد.

علاوه بر آپاتیت، کانی آنالسیم نیز به صورت یک کانی فرعی در برخی نواحی و به ویژه در رگه‌های آلبیت-اسکاپولیت توده نفوذی مشاهده شده‌اند (شیبی، ۱۳۸۳).

اسفن: این کانی یکی از کانی‌های فرعی است که هم در سنگهای سالم و هم در سنگهای دگرسان شده حضور دارد (شکل ۳-۱۳-الف و ب). اسفنه‌های ثانوی در مقایسه با اسفنه‌های ماگمایی اندازه بسیار کوچکتري داشته و به صورت بی‌شکل اطراف کانیهای حاصل از دگرسانی سدیک-کلسیک تجمع یافته است (شکل ۳-۱۱-ج). به همین دلیل اسفن در سنگهای دگرسان شده (مونزونیت) از فراوانی بیشتری نسبت به سنگهای سالم (پیروکسن سیینیت و بیوتیت سیینیت) برخوردار است. مقدار Al_2O_3 و TiO_2 این کانی در نمونه‌های کمتر دگرسان شده به سمت نمونه‌های با دگرسانی بیشتر افزایش می‌یابد (شکل ۳-۱۶ و جدول ۳-۸).



شکل ۳-۱۶- نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 برای کانی اسفن در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه.

جدول ۳-۸- تجزیه نقطه‌ای از کانی اسفن در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه.

S	Pyroxene Syenite					Monzonite		
	PSH2(Moderate)					PSH3(Altered)		
	Tit1	Tit2	Tit3	Tit4	Tit5	Tit1	Tit2	Tit3
Al ₂ O ₃	0.91	1.15	0.80	0.85	0.81	1.69	1.01	0.91
SiO ₂	30.49	30.03	29.36	29.86	29.64	30.84	29.64	29.95
CaO	28.45	28.08	27.79	28.19	28.36	27.21	28.00	28.10
TiO ₂	38.26	37.43	37.43	38.64	38.78	37.54	38.38	38.42
FeO	1.03	1.73	1.15	1.11	0.97	0.93	1.13	0.98
Sum	99.22	98.47	96.59	98.69	98.69	98.22	98.21	98.53
Al	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.09	0.06	0.05
Si	2.84	2.84	2.82	2.80	2.78	2.89	2.80	2.81
Ca	2.84	2.84	2.85	2.83	2.85	2.74	2.83	2.83
Ti	2.68	2.66	2.70	2.73	2.74	2.65	2.72	2.71

منیتیت: این کانی نیز در اثر دگرسانی نامبرده شده دچار آبشویی شده و تنها به صورت بلورهای خیلی کوچک (۱/۰ میلی‌متر) و پراکنده در برخی از مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۳-ث و ج). نتایج تجزیه نقطه‌ای از کانی منیتیت در نمودار سه تایی FeO-MgO-TiO₂ نشان می‌دهد که در سنگهای دگرسان مقدار TiO₂ نسبت به سنگهای سالم (پيروکسن سیینیتی و بیوتیت سیینیتی) به مقدار اندکی افزایش یافته است (شکل ۳-۸-الف و جدول ۳-۴).

اکتینولیت: این کانی ثانوی به صورت رشته‌هایی توصیف می‌شود که دارای چند رنگی سبز بوده و در اثر جایگزینی پیروکسن در دگرسانی سدیک-کلسیک (شیبی، ۱۳۸۳) و به وسیله فرایندهای متاسوماتیکی ایجاد می‌شود (شکل ۳-۱۳-ت).

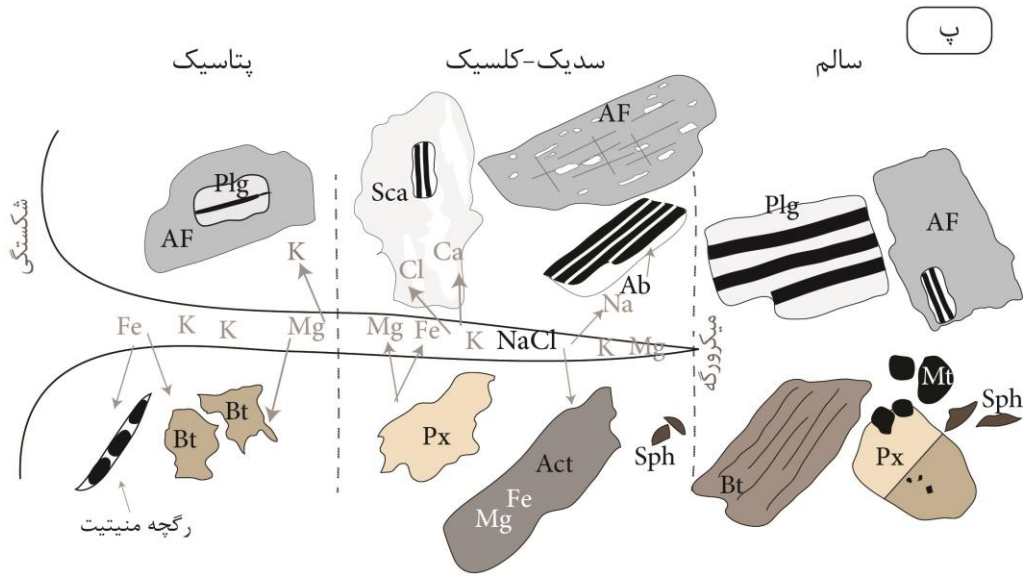
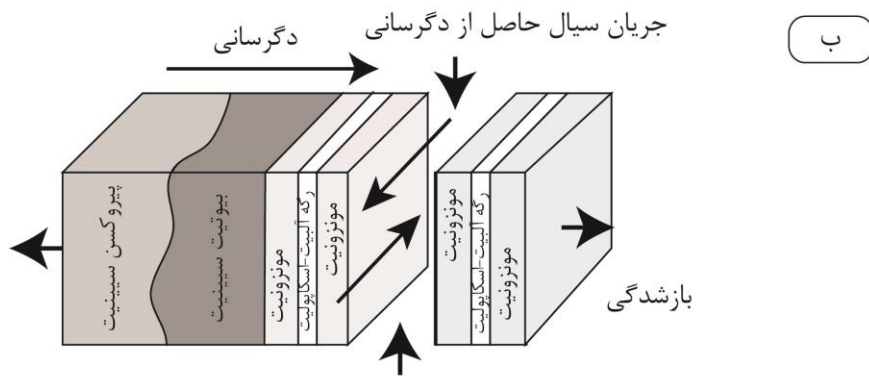
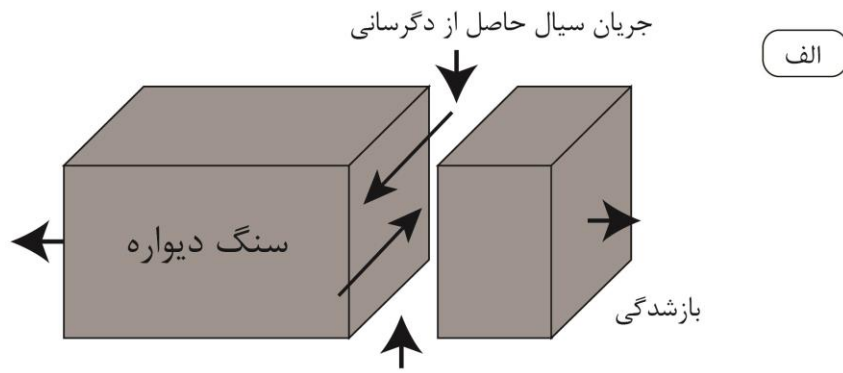
۳-۲-۲- دگرسانی پتاسیک

دگرسانی پتاسیک حاصل فرایند غنی شدن پتاسیم در سیالات است (دیلز و اینودی، ۱۹۹۲). این دگرسانی به دنبال دگرسانی سدیک-کلسیک و با جایگزینی آنها به علت تخلیه سیالات از سدیم و کلسیم (و تبلور کانیهای آلبیت و اسکاپولیت) و غنی شدن آنها از پتاسیم (به موجب تجزیه فلدسپارهای پتاسیم و بیوتیت) ایجاد شده است. یادآوری می‌گردد که دگرسانی پتاسیک با شدت

کمتر و به طور ضعیفی عمل نموده و در بخش کوچکی از توده مشاهده می‌شود. در اثر این دگرسانی شاهد حضور مجدد فلدسپار پتاسیک و بیوتیت ثانوی هستیم. بیوتیت‌های ثانوی به صورت بی‌شکل در برخی مقاطع مشاهده شده است (مقایسه دو شکل ۳-۱۱-پ و ت). بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی پتاسیک دارای اندازه‌های کوچکتری نسبت به بیوتیت‌های ورقه‌ای می‌باشند و در نور طبیعی چند رنگی سبز نشان می‌دهند (رافائل، ۲۰۰۰، سیلوا و همکاران، ۲۰۰۰). این بیوتیت‌های تکه‌تکه بیشتر در امتداد رخ‌ها و همچنین در حاشیه پیروکسن مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱۱-ت). در نمودار سه‌تایی آل‌بیت-ارتوز-آنورتیت (شکل ۳-۵) نتایج تجزیه نقطه‌ای فلدسپارهای پتاسیم از نمونه سالم به سمت نمونه‌های دگرسان‌شده به ترکیب ارتوز نزدیک می‌باشد و گویای این واقعیت است که در دگرسانی پتاسیک مقدار K (پتاسیم) در سیال افزایش یافته و زمینه را برای تبلور مجدد فلدسپار پتاسیک با ترکیب نزدیک به ارتوز خالص فراهم کرده است. زمانیکه دگرسانی پتاسیک در حال وقوع است زمینه برای تشکیل کانیه‌های اکسیدی و سولفیدی نیز فراهم می‌شود. این فرایند در غرب توده شدت یافته است به طوری‌که باعث ایجاد کانه‌زایی مس در درزه‌ها و میکرورگه‌های سنگهای آتشفشانی شده است. کانیه‌های سولفیدی شامل پیریت و کالکوپیریت که در رگه و رگچه‌های مس پراکنده شده‌اند، در اثر این نوع دگرسانی بوجود آمده‌اند (شیبی، ۱۳۸۳). کاکس و همکاران (۲۰۰۷)، بارتون و جانسون (۲۰۰۴) و دیلز و اینودی (۱۹۹۲) بر این باورند که دگرسانی‌های پتاسیک در دماهای پایین‌تری نسبت به دگرسانی سدیک-کلسیک انجام می‌گیرد. به طور کلی دگرسانی پتاسیک در مراحل انتهایی دگرسانی سدیک-کلسیک و حتی پس از آن در اثر کاهش دما بوجود آمده است.

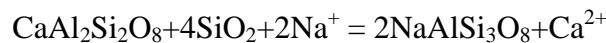
۳-۲-۳- روابط متقابل بین دگرسانی‌های سدیک-کلسیک و پتاسیک

دگرسانی‌های Na-Ca و K در سنگهای گرانیتوئیدی در طول فعالیت سیالات فوق بحرانی و در مراحل انتهایی یا بعد از جایگیری و همزمان با سرد شدن توده نفوذی رخ می‌دهند (پلامپر و پوتنیس، ۲۰۰۹). نتایج صحرایی، پتروگرافی و شیمی کانیها نیز نشان می‌دهند که دگرسانی در مراحل انتهایی تبلور ماگمایی با دگرسانی سدیک-کلسیک شروع شده و با دگرسانی پتاسیک پایان یافته است. این دگرسانیها تغییرات شیمیایی متنوعی را در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه موجب شده است (شکل ۳-۱۷-الف تا پ). این دگرسانی‌ها با انحلال منیتیت، تبلور ثانوی آلبیت و اسکاپولیت و همچنین شواهدی از نهشت دوباره منیتیت در ریزشکستگیها (کانه‌زایی آهن)، تبلور فلدسپار پتاسیک در اطراف پلاژیوکلاز و بیوتیت تکه‌تکه و کانه‌زایی مس در اثر دگرسانی K همراه بوده و همچنین تغییرات شیمیایی متنوعی را در شیمی سنگ کل بوجود آورده است. این تغییرات شیمیایی با گرفتن عناصری نظیر K از فلدسپار پتاسیک، Ca از پلاژیوکلاز، Mg و Fe از منیتیت، بیوتیت و پیروکسن و اضافه‌شدن آنها نظیر Na به منظور ایجاد آلبیت، Ca و Cl برای اسکاپولیت و همچنین Fe و Mg برای اکتینولیت در سیالات حاصل از دگرسانی سدیک-کلسیک همراه بوده است (شکل ۳-۱۷-پ). به دنبال این فعل و انفعالات و غنی شدن K در سیال زمینه برای ایجاد فلدسپار پتاسیک ثانوی فراهم گردیده و برخی از عناصر نظیر Fe و Mg صرف ساخته شدن بیوتیت متاسوماتیک شده است (شکل ۳-۱۸-پ). به طور کلی کلیه این شواهد باعث ایجاد رگه‌های آلبیت-اسکاپولیت در توده و تغییر ماهیت سینیت‌های ماگمایی به مونزونیت‌های ثانوی گشته است. این تغییرات به صورت شماتیک در شکل‌های ۳-۱۷-الف، ب و پ ارائه شده است.

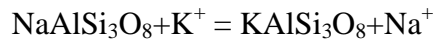


شکل ۳-۱۷- تصاویری شماتیک از فرایندهای دگرسانی در توده نفوذی پنج‌کوه. الف و ب) تصاویری از سنگ اولیه سالم که تحت رژیم برشی دچار اتساع و شکستگی شده است. نفوذ همزمان سیالات حاصل از دگرسانی به بخشهای گسلی و شکستگیها باعث آبخویی عناصر شیمیایی در ترکیب اولیه و دگرسان شدن سنگها و کانیهای اولیه آنها شده است؛ به گونه‌ای که حرکت این سیالات به درون مناطق در حال اتساع تسهیل شده و ته‌نشست کانیهای ثانوی در امتداد رگه و رگچه‌ای را موجب شده است. به طور کلی این فرایند شرایط را برای ایجاد رگه‌های آلبیت-اسکاپولیت در توده فراهم آورده و ماهیت سینیتی ماگمایی آنها به مونزونیت تغییر یافته است. پ) تغییرات شیمیایی و تحرک عناصر با آبخویی و دگرسانی کانیهای اولیه در مطالعات میکروسکوپی به صورت شماتیک ارائه شده است.

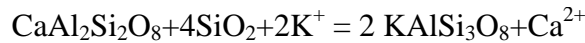
واکنش‌های زیر در مورد این دگرسانی‌ها برقرار است (کارتن، ۱۹۸۶):



An Ab

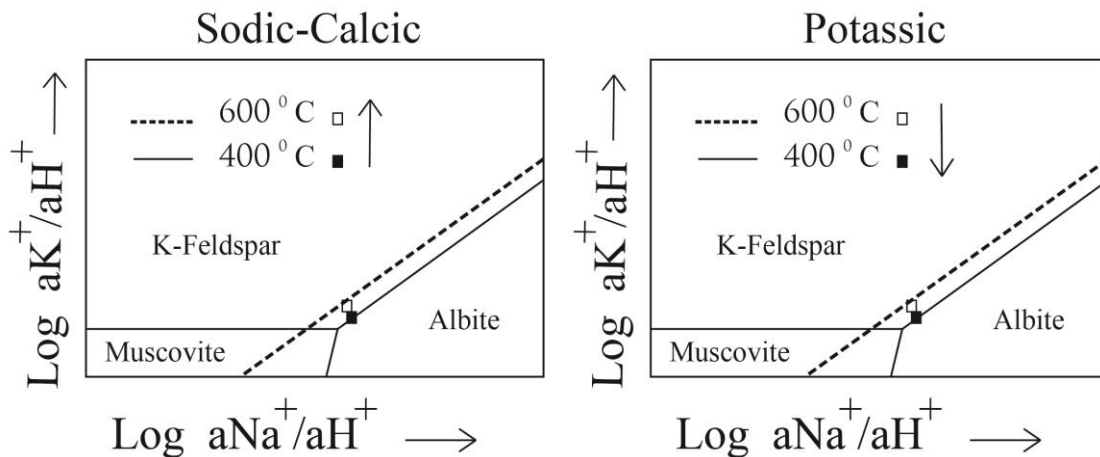


Ab KF



An Or

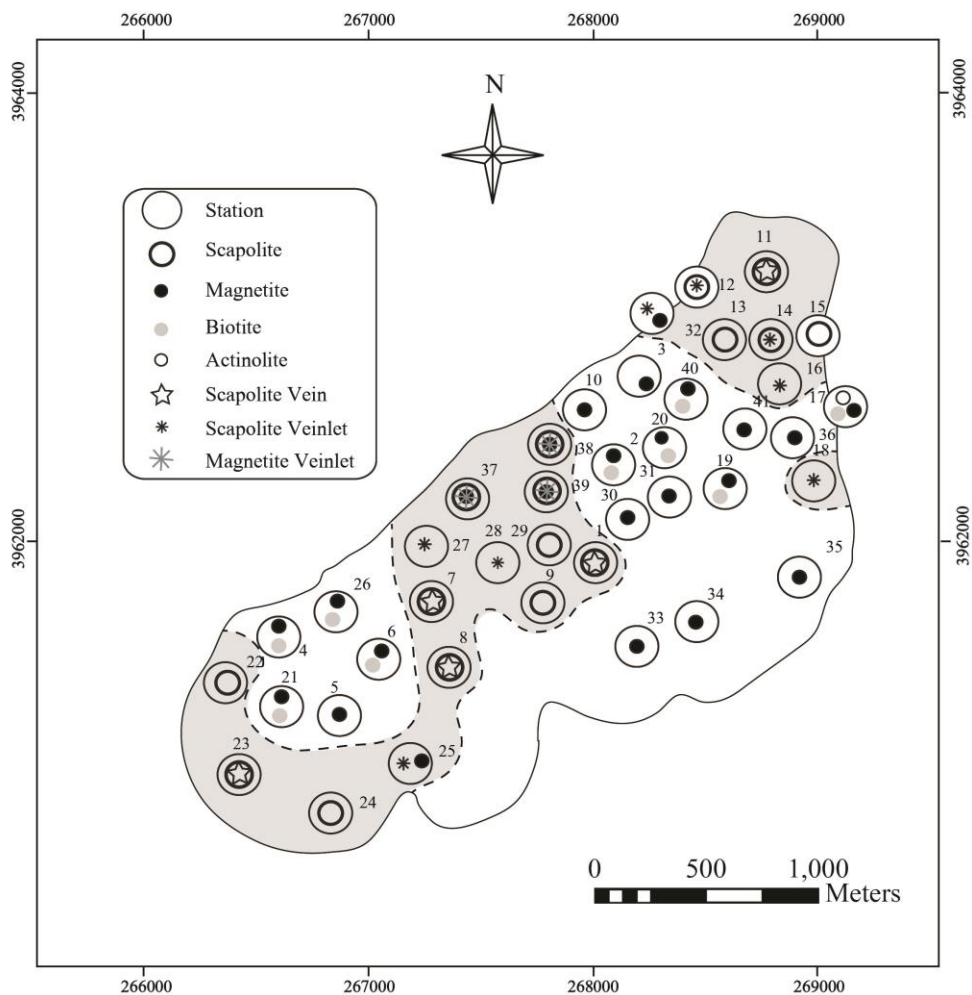
بیشتر این دگرسانی‌ها در طول سرد شدن اولیه فازها و در دماهای ۴۰۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد (شکل ۱۸-۳) رخ می‌دهند (کارتن، ۱۹۸۶، ارنست و همکاران، ۲۰۰۳). در این فرایندها با کاهش دما کلسیم از آنورتیت نسبت به سدیم از آلبیت راحت‌تر جدا شده و به سیال آزاد می‌شود (کارتن، ۱۹۸۶). برای تعادل بدست آمده ترکیب فلدسپار به سمت آلبیت می‌رود و با افزایش کلسیم در سیال شرایط برای ایجاد اسکاپولیت نیز فراهم می‌شود. به دنبال کاهش دما، سیالات، غنی از پتاسیم شده و شرایط برای دگرسانی پتاسیک و تبلور مجدد فلدسپار پتاسیک فراهم می‌گردد.



شکل ۱۸-۳- روند دگرسانی‌های سدیک-کلسیک و پتاسیک همگام با سرد شدن فازهای اولیه و در دماهای ۴۰۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد (کارتن، ۱۹۸۶). این نمودارها نشان می‌دهند که در دماهای بالا (۴۰۰-۶۰۰°C) دگرسانی سدیک-کلسیک و پتاسیک به هم مرتبط هستند. به طوریکه در دمای پایین پایداری فلدسپار پتاسیک با حذف آلبیت توسعه می‌یابد که بازتاب دگرسانی پتاسیک است و واکنش عکس آنها در مصرف شدن فلدسپار پتاسیک در دگرسانی سدیک-کلسیک رخ می‌دهد.

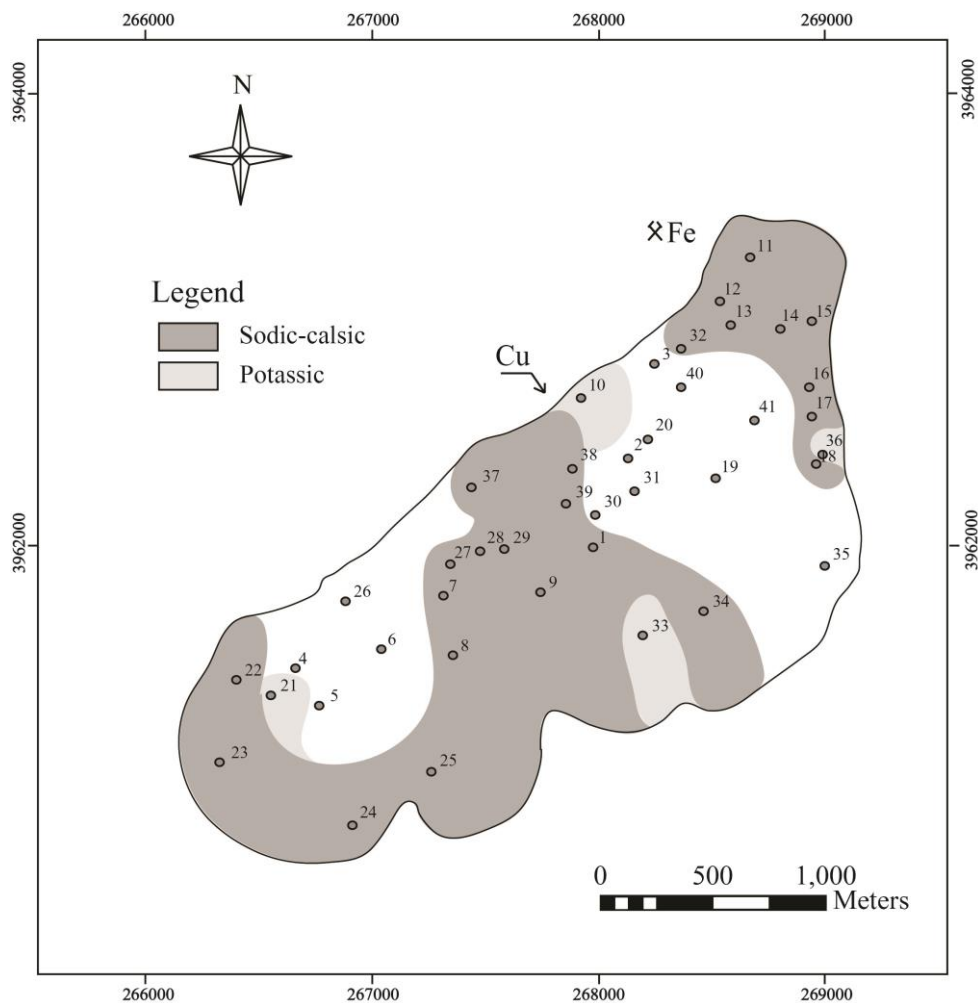
۳-۳- پراکندگی کانیهای سالم و دگرسان شده و ردیابی مسیرهای دگرسانی

بر اساس مطالعات دقیق پتروگرافی در ایستگاه های مختلف این توده نفوذی، مشخص شد که سه کانی مهم منیتیت، بیوتیت و اسکاپولیت الگوی پراکندگی خاصی را به نمایش می گذارند. از آنجا که حضور یا عدم حضور آنها مرتبط با فرایندهای تفریق ماگمایی و دگرسانی سدیک-کلسیک و پتاسیک می باشد نقشه پراکندگی کانیها در توده گرانیتوئیدی پنج کوه ترسیم گردید (شکل ۳-۱۹). این نقشه کمک زیادی به تعیین مناطق دگرسانی در توده و تعابیر بعدی در مبحث فابریک مغناطیسی خواهد کرد.



شکل ۳-۱۹- نقشه کلی از پراکندگی برخی از کانیهای مهم در توده نفوذی پنج کوه (نواحی که حضور اسکاپولیت را نشان می دهند با رنگ خاکستری از بخشهای دیگر جدا شده است).

تفاوت‌های موجود در خصوصیات پتروگرافی و شیمی کانیایی باعث شد تا مسیرهای دگرسانی به خوبی در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه ردیابی شود. این مسیرها به طور شماتیک در شکل ۳-۲۰ نشان داده شده است. همه رگه‌ها و رگچه‌های آلبیت-اسکاپولیتی مشاهده شده در مسیرهای دگرسانی سدیک-کلسیک قرار گرفته‌اند. در بخشهایی که درزه‌ها و شکستگیها تمرکز بیشتری دارند سیالات حاصل از دگرسانی نیز مشارکت فعال‌تری داشته و بیشترین دگرسانی را ایجاد کرده‌اند.



شکل ۳-۲۰- نقشه مسیر دگرسانی سدیک-کلسیک و پتاسیک در توده نفوذی پنج‌کوه. ویژگی این دگرسانیها در متن شرح داده شده است. در این نقشه نواحی سفید رنگ، سنگهای نسبتاً سالم توده را تشکیل می‌دهند.

مطالعات دقیق الگوی دگرسانیهای موجود در منطقه علاوه بر حضور میلوئیتها (بخش ۴-۴) در توده نشان می‌دهند که توده نفوذی پنج‌کوه همزمان با فعالیت یک زون برشی به درون توالی آتشفشانی-رسوبی و آتشفشانی نفوذ کرده و با راه یافتن سیالات به این زونها فرایندهای دگرسانی در آنها به وقوع پیوسته است. بر اساس نمونه برداری سیستماتیک و مطالعات دقیق پتروگرافی و تغییرات ترکیب کانی‌شناسی، مسیرهای عبور سیالات مختلف در توده نفوذی مورد مطالعه به صورت شکل ۳-۲۰ شناسایی شده‌اند. در ترسیم این مسیرها از پراکندگی هریک از کانیهای سالم و ثانوی در شکل ۳-۱۹ و همچنین موقعیت رگه‌های آلبیت-اسکاپولیت در مطالعات صحرایی نیز استفاده شده است.

نتیجه‌گیری

منطقه پنج‌کوه شامل واحدهای سنگی آندزیتی و بازالتی ائوسن است که توده گرانیتوئیدی با ترکیب اولیه سینیت به درون این واحدهای سنگی نفوذ کرده است. این توده متعلق به سری کالکوالکالن بوده و تحت شرایط کوهزایی مرتبط با فرورانش ایجاد شده است. گرمای حاصل از نفوذ این توده باعث ایجاد سیال فوق بحرانی شده و دگرسانی‌های فراگیری را در مراحل انتهایی سرد شدن ایجاد کرده است. این دگرسانیها باعث تغییر و تحولاتی در ترکیب کانی و ژئوشیمی سنگ شده است که در اثر آن کانیهای مختلفی ایجاد و برخی از توده حذف شده‌اند. در بررسیهای مختلف مشخص شد که سینیتها (پیروکسن سینیتها و بیوتیت سینیتها) سنگهای سالم توده و بخشهای حاشیه توده نفوذی را به خود اختصاص می‌دهند. این سنگهای بدون دگرسانی، دارای بافت گرانولار و اینترگرانولار بوده و شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، پیروکسن، بیوتیت (این کانی تنها در واحد بیوتیت سینیتی مشاهده می‌شود) و کانیهای فرعی منیتیت، آپاتیت و اسفن می‌باشد. مونزونیتها نیز سنگهای حاصل از عملکرد دگرسانی سدیک-کلسیک می‌باشند و غالباً در بخشهای شمالی، مرکزی و حاشیه غربی توده تشکیل شده‌اند. این سنگها در اثر دگرسانیهای موجود ظاهری آبشویی شده داشته و کانیهای ثانوی نظیر اسکاپولیت و آلبیت به فراوانی در آنها مشاهده می‌شوند.

نتایج حاصل از شیمی کانی نیز نشان می‌دهد که ترکیب کانیها از سنگهای سالم به دگرسان‌شده متناسب با دگرسانیها تغییر کرده است. به طوریکه ترکیب کانیها از سنگهای سالم به سمت سنگهای دگرسان در پلاژیوکلازها، از مرکز به حاشیه سدیک‌تر شده و حتی به وسیله آلبیت و اسکاپولیت ماریالیتی جایگزین شده است. در اثر این دگرسانیها اسفن با محتوای تیتان بیشتر، آپاتیت با کلر بیشتر و منیتیت با تیتان بیشتر در سنگهای دگرسان مشاهده می‌شوند. در این تحولات، کانیهای نظیر پیروکسن و بیوتیت تحت دگرسانی قرار گرفته و شرایط برای ایجاد کانیهای آبداری نظیر اکتینولیت فراهم شده است. اما ترکیب پیروکسن در اثر دگرسانی بدون تغییر بوده و با ترکیب ثابت باقی مانده است.

به طور کلی دگرسانیهای موجود در توده به دو نوع سدیک-کلسیک با گسترش بیشتر و پتاسیک با گستردگی کمتر تقسیم می‌شوند. دگرسانی نوع سدیک-کلسیک در مراحل اولیه و در دمای بالاتری نسبت به دگرسانی پتاسیک ایجاد شده است. بدین علت بیشترین تغییر ترکیب شیمیایی توده در اثر سیالات غنی از Ca و Na حاصل از دگرسانی سدیک-کلسیک بوجود آمده است. از این شواهد می‌توان به تغییر ترکیب پلاژیوکلاز از آنورتیت به آلبیت، تبلور آلبیت و اسکاپولیت و همچنین آبشویی منیتیت و بیوتیت در سنگهای دگرسان شده توده نفوذی اشاره نمود. دگرسانی پتاسیک نیز در مراحل انتهایی فعالیت سدیک-کلسیک و در دمای پایین‌تری، باعث غنی شدن سیالات از K (پتاسیم) شده است. شواهد این دگرسانی با تبلور مجدد فلدسپار پتاسیک و بیوتیت تکه‌تکه در توده و با شدت بیشتری با کانه‌زایی مس در سنگهای آتشفشانی مجاور همراه بوده است. لازم به توضیح است که شواهد دگرسانی پتاسیک در توده بسیار محدود بوده و با شدت بیشتری در سنگهای آتشفشانی حاشیه غربی توده مشاهده می‌شود. به طور کلی تکامل این سیالات و نفوذ آنها به درون شکستگیهای حاصل از خود توده و همچنین رژیم حاکم بر محیط، رگه‌های آلبیت-اسکاپولیت را با فراوانی بیشتر در شمال، شرق و بخش کوچکی از نیمه مرکزی حاشیه غربی توده ایجاد کرده است. این شکستگیها در طول مراحل کامل زون برشی و کاهش دما و فشار در توده مسیر عبور سیالات حاصل از دگرسانی شده‌اند. به طور

کلی این فرایندها باعث انتقال فلزات و مقادیر زیاد آهن به مناطق گسلی میزبان کانسار آهن شده و کانه‌زایی منیتیت را در غالب معدن پنج‌کوه و اندیس معدنی مس را در غرب توده در داخل سنگهای آتشفشانی بوجود آورده است. لذا بر اساس این فعل و انفعالات، الگوی کاملی از مسیر دگرسانی و عبور سیال ارائه شده است (شکل ۳-۱۹) که در جهت مطالعه فابریک مغناطیسی نیز بسیار مفید واقع خواهند شد.

فصل چہارم
فابریک مغناطیسی

امروزه مطالعات ساختاری در سنگهای گرانیتوئیدی به کمک روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی^{۲۱} (AMS) انجام می‌گیرد (ناسیمنتو^{۲۲} و همکاران، ۲۰۰۴، برادیل و هنری، ۱۹۹۷). این روش، بسیار دقیق بوده و با صرف زمان کوتاهی الگوهای فابریک را در توده‌ها نشان می‌دهد. روش AMS از لحاظ هزینه نیز مقرون به صرفه بوده و به طور سیستماتیک بر روی کل رخنمون توده‌های نفوذی امکان پذیر است (صادقیان، ۱۳۸۳). این روش داده‌هایی را برای ما فراهم می‌آورد که دانش ما را در درک بهتر ترکیب سنگ‌شناسی و تعیین مقدار کرنش ماگمایی و یا حالت جامد افزایش می‌دهد (لبلانس^{۲۳} و همکاران، ۱۹۹۶). در واقع روش اندازه‌گیری ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی در میدان مغناطیسی با شدت پایین که با میدان ژئومغناطیسی زمین قابل مقایسه می‌باشد، یکی از روشهای بی‌نظیر در بررسی پتروفابریک سنگهای آذرین درونی و بیرونی محسوب می‌گردد (هرودا، ۱۹۸۲، برادیل، ۱۹۸۸، برادیل و هنری، ۱۹۹۷، بوشه، ۱۹۹۷). علاوه بر این یکی از ویژگیهای مهم این روش، کنترل پذیری آن توسط همه فرایندها از جمله دگرسانی و تنش‌های موجود در سنگ است؛ به طوریکه در مطالعات مغناطیسی واحدهای سنگی مختلف نشان داده شده است که چگونه فابریک مغناطیسی با ناهمگنی امتداد شکل دانه و جهت‌گیری بلورشناسی کانیهای موجود در سنگ مرتبط بوده و متناسب با جهات جریان، مسیرهای عبور ماگما و تاریخچه کرنش در سنگ، تغییر خواهند کرد (برادیل و هنری، ۱۹۹۷). بدین ترتیب می‌توان دریافت که فابریک نتیجه عملکرد نیروهای گوناگون (نیروی ثقل، نیروی هیدرودینامیک و تنشهای تکتونیکی) در طی تشکیل سنگ و پیشینه زمین‌شناسی احتمالی آنهاست. در حقیقت مشخصات هندسی و رفتار ماگمایی یک توده نفوذی از روی فابریک آن به خوبی قابل تشخیص می‌باشد (بوشه، ۱۹۹۷). بدین ترتیب ناهمگنی مغناطیسی ارتباط مستقیمی با فابریک سنگ داشته و از این جهت یک روش توصیفی سریع، ساده و موثر را بوجود می‌آورد (ساندرین و همکاران،

²¹- Anisotropy of Magnetic Susceptibility

²²- Nascimento

²³- Leblanc

۲۰۰۶). بنابراین مطالعات فابریک مغناطیسی و به ویژه ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) برای تجزیه و تحلیل الگوهای کرنش در مقیاس ناحیه‌ای و در سنگ‌هایی که فابریک در آنها به سختی قابل تشخیص است (همانند گرانیتوئیدها) به عنوان یک ابزار قدرتمند به شمار می‌روند (مونیکا و همکاران، ۲۰۱۰). بدین علت مطالعات زیادی بر روی سازوکار جایگیری توده‌های نفوذی با استفاده از این روش صورت گرفته است. با استفاده از این مطالعات مشخص شده است که سنگ‌های آذرین به روش‌های مختلفی جایگزین می‌شوند و سازوکارهای متعددی در جایگیری آنها درون پوسته قاره‌ای نقش دارند. این سازوکارها توسط وزن مخصوص، گرانی و تنش‌های همزمان با جایگزینی کنترل می‌شوند و به فرایندهای تکتونیکی اعمال شده در ناحیه نظیر دیپایریسم، قرارگیری به صورت دایک و ... بستگی دارند. لذا این بررسی‌های ساختاری به همراه روش‌های تکمیل کننده میکروسکوپی، نتایج تجزیه و تحلیل میکروپروب و ژئوشیمی به ما در زمین‌شناسی ساختاری به منظور تعیین تاریخچه تکتونیکی کمک شایان توجهی خواهند داشت (راتور و هینز^{۲۴}، ۱۹۸۰). با این هدف، توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه که با نفوذ خود به درون سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن تحت تاثیر دگرسانی نیز قرار گرفته و باعث کانسازسی آهن شده برای انجام این روش انتخاب گردید. به کارگیری روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی برای این توده نفوذی داده‌های برداری و عددی ارزشمندی را به منظور بررسی تکامل ساختاری آن بدست می‌دهد. لذا با بهره‌گیری از داده‌های حاصل از این روش و ارزیابی آنها می‌توان به فابریک‌های مغناطیسی توده و مدل جایگیری آن در شمالی‌ترین بخش از واحد ساختمانی ایران مرکزی به عنوان یک نمونه موردی دست یافت.

۴-۱- ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی

ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی به طور موفقیت آمیزی برای تحقیق و بررسی خصوصیت فضایی و هندسی محتویات سنگ و به منظور ارزیابی چگونگی توسعه فابریک در محیط‌های مختلف

²⁴- Rathore and Heinz

زمین‌شناسی استفاده می‌شود (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳، برادیل و هنری، ۱۹۹۷، پارس و همکاران، ۱۹۹۹). در واقع AMS یک ابزار پتروفابریکی است که میانگین و نمونه‌برداری توزیع جهات همه کانیها و ساب‌فابریکها را در یک نمونه فراهم می‌کند. بنابراین AMS برای زمین‌شناسی ساختمانی یک ابزار بی‌نظیر به شمار می‌رود. زیرا زمین‌شناسی ساختاری مستلزم تعیین محورهای کرنش نهایی یا جریان حالت جامد از جهت‌گیری بلورها یا جهت‌گیری شکل دانه‌ها می‌باشد که با این روش قابل دستیابی است. در واقع فابریک ماگمایی توده‌های گرانیتوئیدی در روش مذکور، به راحتی، فابریکهایی را در سنگ فراهم می‌آورند که اندازه‌گیری آنها در زمین‌شناسی ساختاری به سختی قابل انجام است (قوشه^{۲۵} و همکاران، ۱۹۹۴). بدین ترتیب فابریک AMS نشانگر خوبی برای ساختار درونی گرانیتوئیدها (بوشه و همکاران، ۱۹۹۰، قوشه، ۱۹۹۵) و محورهای اصلی کرنش پایانی در سنگ محسوب می‌شوند (فری و همکاران، ۲۰۰۴). بنابراین جهات محورهای AMS دارای اهمیت ساختاری هستند و بزرگی آنها را می‌توان با تأثیرات حاصل از فراوانی کانیهای موجود در سنگ تعیین کرد (برادیل و جکسون، ۲۰۰۴). در تعیین محورهای اصلی AMS همانند بیضوی کرنش نهایی در زمین‌شناسی ساختاری، یک بیضوی ترسیم می‌گردد که محورهای اصلی آن را پذیرفتاری مغناطیسی آنها (سه محور اصلی $K_1 > K_2 > K_3$ در شکل ۴-۱) تشکیل می‌دهند (برادیل و جکسون، ۲۰۰۴ و لبلانس و همکاران، ۱۹۹۶). برای بدست آوردن این بیضوی، سنگها و به تبعیت از آنها همه کانیهای درون سنگ، در پاسخ به یک میدان القا شده، مغناطیسی می‌شوند (برادیل و جکسون، ۲۰۰۴) و میزان پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری می‌گردند (هانت و همکاران، ۱۹۹۵). لازم به ذکر است که ناهمگنی پذیرفتاری در سنگها وابسته به ناهمگنی ذاتی، جهت‌یابی ترجیحی (استیسی^{۲۶}، ۱۹۶۰، روش^{۲۷} و همکاران، ۱۹۹۲) و توزیع کانیها می‌باشند (هارگریوز^{۲۸} و همکاران، ۱۹۹۱). به طور کلی شدت مغناطیس‌شدگی یا مغناطیس (M) به شدت میدان مغناطیس‌کننده اعمال شده بر جسم (H)

25- Archanjo

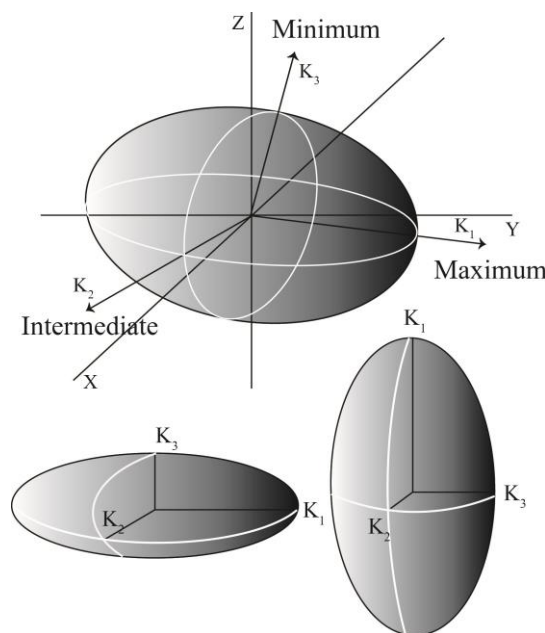
26- Stacey

27- Rochette

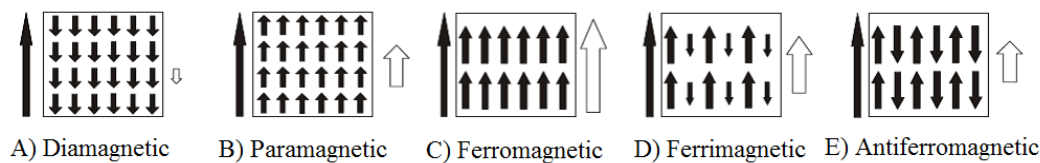
28- Hargarves

بستگی داشته و رابطه خطی $M=KH$ یا $K=M/H$ در بین آنها برقرار می‌باشد (هرودا، ۱۹۸۲). با توجه به اینکه M و H هر دو، یک واحد (Ampere/Meter) دارند، K فاقد واحد می‌باشد و در دستگاه استاندارد بین المللی برحسب SI و یا μSI تعریف می‌شود (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). لازم به ذکر است که الکترونها به صورت زوج‌های الکترونی به دور هسته هر اتم می‌چرخند و رفتار مختلف مواد را در این میدان مغناطیسی بوجود می‌آورند. مواد بر این اساس به سه گروه مهم دیامغناطیس، پارامغناطیس و فرومغناطیس به شرح زیر تقسیم می‌شوند (کلوس، ۱۹۳۱):

۱- دیامغناطیسها: این مواد در حضور میدان مغناطیسی خارجی، مغناطیس شدگی کوچکی بر خلاف میدان اعمال شده (H) ایجاد می‌کنند. به همین علت فاقد خاصیت مغناطیسی هستند (شکل ۴-۲). بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی آنها منفی، مستقل از دما و در مقابل پارامغناطیسها و فرومغناطیسها پایین بوده و می‌توان از آن چشم‌پوشی کرد (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). از جمله کانیهای دیامغناطیس می‌توان به کوارتز، فلدسپار، کلسیت، دولومیت اشاره کرد (رابینسون و کوروه، ۱۹۸۸).



شکل ۴-۱- جهات محورهای اصلی پذیرفتاری در یک بیضوی مغناطیسی در دو وضعیت صفحه‌ای (سمت راست) و خطی (سمت چپ) نشان داده شده است.



شکل ۴-۲- رفتار مغناطیسی نمونه‌های مختلف در میدانهای خارجی که با فلش سیاه بیرون از کادرها نشان داده شده است. فلش سفید در کنار هر کادر نشان‌دهنده جهت و شدت در نتیجه میدان اعمال شده بر نمونه‌ها می‌باشد (برگرفته از تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳).

۲- پارامغناطیسها: این مواد در حالت عادی فاقد پذیرفتاری مغناطیسی هستند اما در حضور میدان مغناطیسی خارجی به موازات میدان اعمال شده (H) به طور ضعیفی مغناطیسی می‌شوند (شکل ۴-۲). این پذیرفتاری مغناطیسی مثبت بوده و با افزایش دما کاهش می‌یابد. از جمله کانیهای پارامغناطیس می‌توان پیروکسن، بیوتیت، آمفیبول، ایلمنیت و الیوین را نام برد (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶).

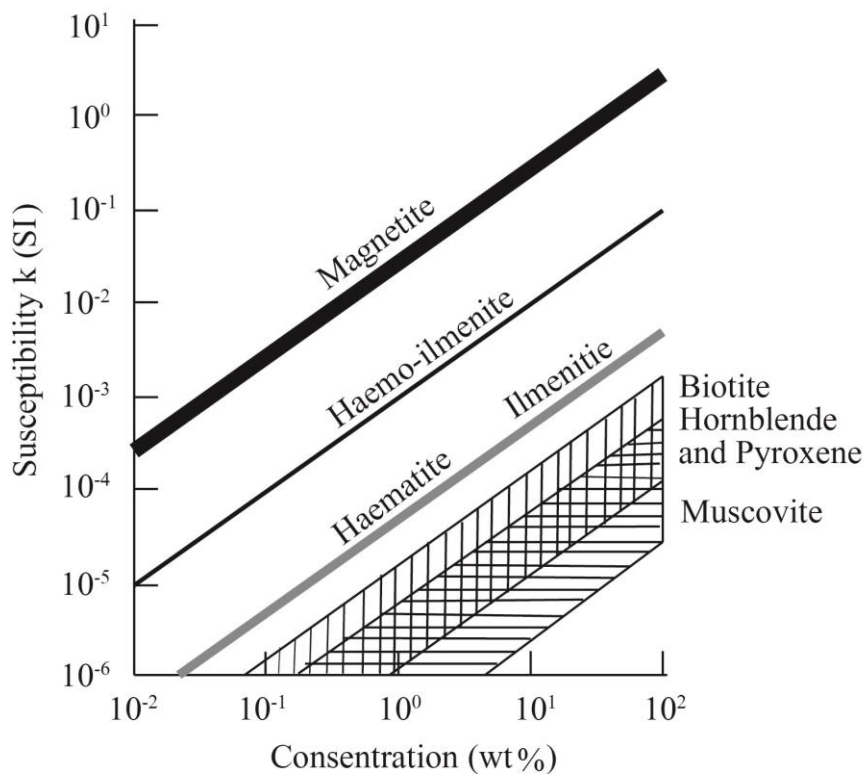
۳- فرومغناطیسها: این مواد دارای پذیرفتاری مغناطیسی مثبت بوده و در حضور میدان مغناطیسی خارجی، مغناطیس شدگی بزرگی در جهت میدان پیدا می‌کنند. پذیرفتاری فرومغناطیسها با حذف میدان اعمال شده کاهش نمی‌یابد و به خوبی توسط آنها ثبت می‌شود. کانیهای منیتیت و هماتیت در این گروه از مواد قرار می‌گیرند.

مواد فرومغناطیس نیز خود به سه دسته ۱- فرومغناطیس واقعی؛ ۲- آنتی فرومغناطیس و ۳- فری مغناطیس دسته‌بندی می‌شود (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳، شکل ۴-۲). این تقسیم بندی براساس قرارگیری حوزه‌های مغناطیسی در یک میدان مغناطیسی تعریف می‌شود. در مواد فرومغناطیس واقعی همه حوزه‌های مغناطیسی در میدان مغناطیسی در یک امتداد، جهت می‌گیرند و مغناطیس شدگی خیلی بزرگی را ایجاد می‌کنند (شکل ۴-۲) که در غیاب میدان مغناطیسی خارجی نیز باقی می‌مانند. آهن، کبالت و نیکل در این دسته قرار می‌گیرند. در مواد آنتی فرومغناطیس، حوزه‌های مغناطیسی آنها به صورت مساوی و در دو جهت مخالف هم مغناطیسی می‌شوند (شکل ۴-۲).

۲). بنابراین دارای پذیرفتاری مغناطیسی قابل توجهی نیستند. هماتیت از جمله این مواد به شمار می‌رود. در فری مغناطیسها، حوزه‌های مغناطیسی به صورت نابرابر و در دو جهت مخالف هم مغناطیسی می‌شوند (شکل ۴-۲). منیتیت و پیروتیت در این دسته از مواد قرار می‌گیرند.

در بیشتر سنگ‌ها، AMS اساساً تحت تاثیر فازهای فرومغناطیسی بوده و در این موارد می‌توان توزیع جهت‌گیری کانی‌های مغناطیسی را به خوبی تشخیص داد (هرناندز و همکاران، ۲۰۰۴). در این رابطه منیتیت که یکی از کانیهای فرومغناطیسی است، همیشه از توجه ویژه‌ای در تفاسیر پتروفابریکی مغناطیسی برخوردار می‌باشد. منیتیت دارای پذیرفتاری بسیار بالایی بوده (شکل ۴-۳) و تمرکز میانگین آن در داخل پوسته قاره‌ای و اقیانوسی حداقل به دو درصد می‌رسد (برادیل و جکسون، ۲۰۰۴). یکی از ویژگیهای گرانیتهای نوع I نیز حضور منیتیت است که باعث بالا رفتن میزان پذیرفتاری مغناطیسی در آنها می‌شود (تاکاهاشی و همکاران، ۱۹۸۰، چاپل و وایت ۲۰۰۱). این گرانیتهای به عنوان گرانیتهای فرومغناطیس شناخته شده‌اند (ایشیهارا، ۱۹۷۷). ذرات فرومغناطیس از جمله منیتیت با بزرگترین بعد در اینگونه سنگها، موازی با جریان ماگما جهت گرفته و خطوارگی مغناطیسی موازی با جهت جریان پیدا می‌کنند (بوشه، ۱۹۹۷).

علاوه بر این، منیتیت از لحاظ بزرگی، قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی ویژه‌ای در حدود سه برابر کانیهای پارامغناطیس نظیر بیوتیت را داراست. به همین علت مواد فرومغناطیس دارای پذیرفتاری مغناطیسی قوی و مثبت در حدود 10^4 تا $10^7 \mu SI$ هستند. بنابراین بسته به مقدار آهن کل مربوطه، قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی کل یک گرانیتهای حاوی منیتیت می‌تواند خیلی بزرگتر از یک گرانیتهای پارامغناطیس باشد (بوشه، ۲۰۰۰). البته کانیهای فرومغناطیس اغلب به مقدار کم و به عنوان کانیهای فرعی (کمتر از ۵ درصد) در این سنگها حضور دارند.



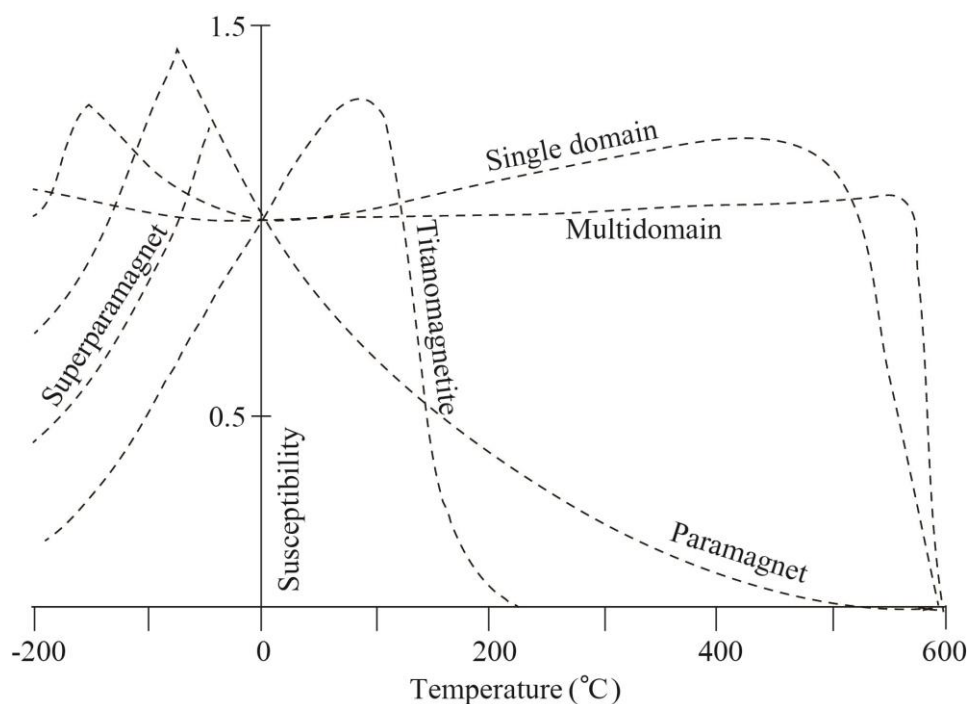
شکل ۴-۳- نمودار پذیرفتاری مغناطیسی در برابر کانیهای فرومغناطیس و پارامغناطیس. همانطور که مشاهده می‌شود کانی فرومغناطیسی منیتیت از بالاترین مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی برخوردار می‌باشد (برگرفته از هرودا و کاهان، ۱۹۹۱).

با این حال، در صورتی که مقدار منیتیت بیشتر از ۰/۱ درصد حجم سنگ را تشکیل دهد، اثر مغناطیسی کانیهای دیگر را نیز تحت تأثیر قرار داده و جسم مورد نظر پذیرفتاری مغناطیسی خیلی زیادی را نشان خواهد داد.

با توجه به این نکته که پذیرفتاری مغناطیسی (K) فقط به نوع ماده بستگی خواهد داشت (رابینسون و کورو^{۲۹}، ۱۹۸۸) بنابراین خصوصیات مغناطیسی سنگها را می‌توان بر اساس فراوانی، ترکیب و ریزساختها از جمله اندازه دانه، شکل، درجه تبلور، روابط بافتی و به طور ویژه وضعیت حوزه مغناطیسی، کانیهای مغناطیسی تعیین کرد (کلارک، ۱۹۹۷).

²⁹- Rabinson and Coruh

لازم به ذکر است که مهمترین عامل کنترل کننده ساختار حوزه مغناطیسی در دانه، اندازه آن است. به گونه‌ای که دانه‌های کوچک (کوچکتر از $0.3 \mu\text{m}$ میکرومتر) به طور یکنواختی مغناطیسی می‌شوند و غالباً دارای ساختار تک حوزه‌ای^{۳۰} (SD) هستند. این دانه‌ها تحت تاثیر دما بوده و در اثر وجود دگرسانی تحت تخریب بیشتری نسبت به سایر دانه‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۴-۴). مغناطیسی شدن چنین دانه‌هایی در جهت میدان مغناطیسی اعمال شده صورت نمی‌گیرد و در نتیجه باعث بوجود آمدن پذیرفتاریهای بالا در سنگ می‌گردد. علاوه بر این با افزایش اندازه دانه تعدادی حوزه مغناطیسی در دانه بوجود می‌آید. به طوریکه دانه‌های چند حوزه‌ای^{۳۱} (MD) در کانیهای مغناطیسی قوی نظیر منیتیت از پذیرفتاریهای قابل مقایسه‌ای نسبت به دانه‌های تک حوزه‌ای با ترکیب مشابه خود برخوردار می‌باشند.



شکل ۴-۴- رفتار پذیرفتاری مغناطیسی در برابر تغییرات دما در کانیهای مغناطیسی مختلف (تامسون و الدفیلد، ۱۹۸۶، کلارک، ۱۹۹۷).

³⁰ - Single Domain

³¹ - Multiple Domain

با توجه به اهمیت ویژه منیتیت، وضعیت حوزه در اندازه‌های مختلف به صورت زیر تفسیر می‌شود (کلارک، ۱۹۹۷): ۱- دانه‌های منیتیت بزرگتر از ۲۰ میکرومتر همگی چند حوزه‌ای (MD) می‌باشند، ۲- دانه‌های کوچکتر از ۲۰ میکرومتر خصوصیات حدواسط بین دانه‌های تک حوزه‌ای و چند حوزه‌ای را نشان می‌دهند و تک حوزه‌ای دروغین^{۳۲} (PSD) نامیده می‌شوند. ۳- دانه‌های کوچکتر از ۰/۰۳ میکرومتر تک حوزه‌ای (SD) هستند. بر این اساس پذیرفتاری مغناطیسی (K) در واقع نمادی از تقویت یا تضعیف میدان مغناطیسی است. به نحوی که در حضور مواد فرومغناطیس، میدان مغناطیسی تقویت و در حضور مواد دیامغناطیس این میدان تضعیف می‌شود. به طور کلی در مورد منیتیت، AMS به وسیله کرنش و به وسیله توزیع ویژه‌ی دانه‌های مغناطیسی درون زمینه سیلیکاتی دیا-پارامغناطیسی کنترل می‌شود (ساندرین و المینگ^{۳۳}، ۲۰۰۶). بدین ترتیب روش AMS یک ابزار توانا برای مطالعه تغییر شکل ماگما در طول جایگیری آن می‌باشد. به طوریکه اگر یک توده نفوذی تحت تاثیر تغییر شکل بعدی در حالت جامد قرار گیرد، شدت تغییر شکل، توسط جهات بیضوی AMS و به همراه بررسیهای ریزساختاری تعیین می‌شوند (لبانس و همکاران، ۱۹۹۶). لذا در این پژوهش تلاش می‌گردد سازوکار جایگیری توده نفوذی پنج‌کوه با استفاده از فابریکهای مغناطیسی حاصل از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی و مطالعات ریزساختاری بررسی شود. به علاوه از آنجا که سنگهای این توده نفوذی دستخوش فرایندهای دگرسانی گرمایی قرار گرفته و الگوهای فابریک آنها همگام با تحولات کانی‌شناسی و بافتی تغییر کرده است، پس از بررسی ساختها و الگوهای برگوارگی و خطوارگی حاصل از جریان ماگمایی، جزئیات حاصل از تاثیر دگرسانی در توسعه الگوی فابریک بررسی می‌گردد. در این راستا کلیه برداشتهای صحرائی، مطالعات دقیق پتروگرافی و ریزساختی و سایر پارامترهای بدست آمده از روش AMS تلفیق شده تا بر اساس هندسه و ساختههای موجود مدلی برای نحوه جایگیری توده نفوذی مورد مطالعه بدست آید.

³²- Pseudosingle Domain

³³- Sandrin and Elming

۴-۲- نمونه برداری و اندازه گیری داده های مغناطیسی

در این بخش نحوه نمونه برداری از توده گرانیوتئیدی پنج کوه و اندازه گیری نمونه ها با دستگاه حساسیت سنج مغناطیسی مورد بررسی قرار می گیرد. به منظور مطالعات فابریک مغناطیسی در این توده شبکه منظمی جهت نمونه برداری سیستماتیک طراحی شده است. در این شبکه ایستگاه های مختلف با فواصل ۴۰۰-۵۰۰ متر از یکدیگر قرار گرفته اند. در ابتدا، محل مغزه گیری از هر ایستگاه با توجه به شبکه طراحی شده به گونه ای انتخاب می شود که در آن امکان حفاری وجود داشته و رخنمون فاقد درز و شکاف باشد. علاوه بر این باید از استحکام خوبی برخوردار بوده و از برجا بودن و هوازده نبودن سنگ اطمینان حاصل شود. نمونه ها، در هر ایستگاه به صورت مغزه و توسط موتور مغزه گیر قابل حمل، برداشت شده است. این موتور مغزه گیر، سنگ را به شکل مغزه های به طول ۱۰۰ تا ۱۵۰ میلی متر و قطر ۲۲ میلیمتر و در زمان ۲-۵ دقیقه برش می دهد. پس از انتخاب محل، با ماژیک ضد آب روی سنگ خط مستقیمی ترسیم شده تا حفاری بر روی آن انجام گیرد (شکل ۴-۵-الف و ب). این خط به عنوان راهنما، به ما کمک خواهد کرد تا در صورت جابه جا شدن، چرخش یا شکستن مغزه، آن را به حالت اولیه برگردانیم (زیرا در صورت چرخش مغزه از محل خود، اندازه گیری ها فاقد اعتبار می باشند). لازم به ذکر است که مغزه ممکن است به علت خاموش شدن موتور در حین حفاری (به دلیل اتمام بنزین و آب) یا به علت وجود دگرسانی و درز و شکاف های نامحسوس بشکند. در این صورت حفاری را متوقف کرده و به آرامی مغزه ها را از مته موتور خارج می کنیم و دوباره در همان مکان حفاری را تا عمق دلخواه ادامه می دهیم. پس از چسباندن قطعات شکسته (با چسب مخصوص) آنها را به کمک خط راهنما به حالت اولیه برگردانده تا شیب و جهت شیب آنها اندازه گیری شود. به منظور برداشت مغزه جهت دار نیز، قبل از بیرون آوردن مغزه از محل، میزان شیب (بین ۰ تا ۹۰ درجه) و جهت شیب (بین ۰ تا ۳۶۰ درجه) مغزه به ترتیب توسط کمپاس و ترازیاب مغزه تعیین می شوند (شکل ۴-۵-پ و ت).



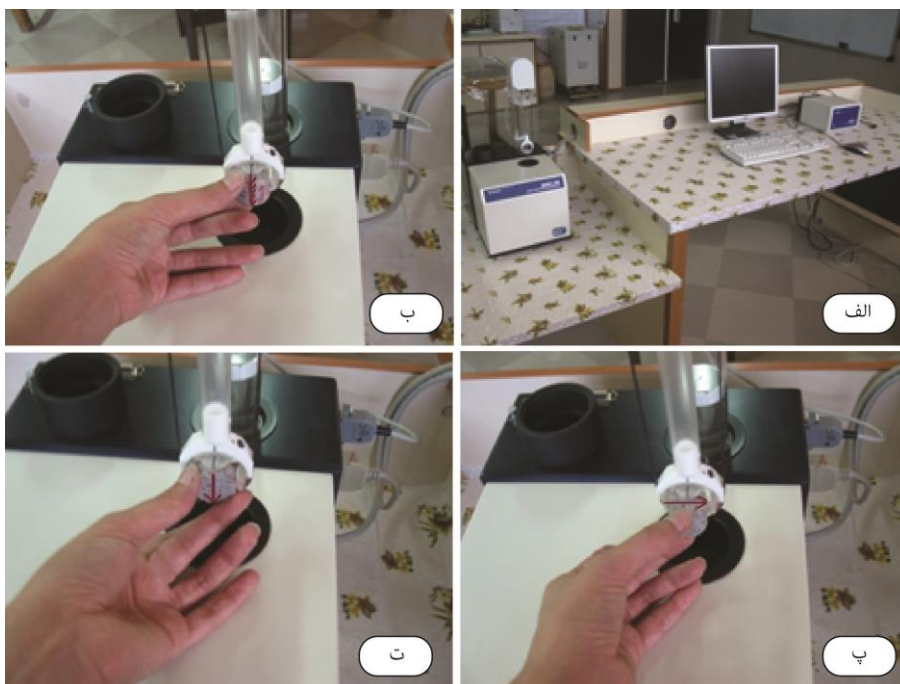
شکل ۴-۵- تصاویری از نحوه نمونه برداری فابریک مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی پنج کوه. الف) در این تصویر خط راستی که ترسیم شده است به عنوان خط راهنما محسوب می گردد. ب) مرحله حفاری توسط موتور مغزه گیر مشاهده می شود. پ) قبل از خارج کردن مغزه از محل حفاری شده ابتدا تراز یاب به منظور تعیین شیب و جهت شیب در محل قرار می گیرد. ت) نحوه برداشت شیب و جهت شیب توسط کمپاس. ث) نحوه استفاده از نیم لوله پلاستیکی به منظور هاشور زدن و شماره گذاری مغزه ها. ج) مغزه های تهیه شده از ایستگاه های مختلف به قطعات با ارتفاع ۲/۱ سانتی متر برش داده می شوند. چ) بعد از برش جهت شیب هر مغزه بر روی کلیه قطعات تهیه شده ترسیم می گردد.

لازم به ذکر است که چنانچه مغزه از محل خود جابه جا شده باشد، شیب و جهت شیب اندازه گیری شده فاقد اعتبار می باشد. پس از اتمام حفاری، موتور و سایر وسایل آهنی نظیر چکش زمین شناسی و ابزار آلات فلزی به فاصله دورتر از محل حفر شده قرار می گیرند تا تاثیری بر جهت عقربه کمپاس نداشته باشند. سپس تراز یاب را در محل مغزه گذاشته و آنقدر می چرخانیم تا حباب افقی روی آن در وسط قرار گیرد. در این صورت تراز یاب کاملاً تراز می شود و حالت افقی را به درستی نشان خواهد داد (شکل ۴-۵-پ). شیب و جهت شیب مغزه را میتوان با قرار دادن کمپاس در کنار تخته تراز تعیین کرد (شکل ۴-۵-ت). در این اندازه گیریها اگر شیب مغزه دقیقاً ۹۰ یا بسیار نزدیک به آن باشد دیگر

نیازی به خواندن جهت شیب نیست و فقط جهت شمال بر روی مغزه مشخص می‌گردد. پس از اندازه‌گیری شیب و جهت شیب مغزه، با مازیک ضد آب، جهت شیب مغزه را در کنار لوله مسی تراز یاب علامت زده و سپس این علامت را به طور دقیق و موازی بر روی قاعده بالایی مغزه ترسیم می‌کنیم. این علامت به صورت فلش به گونه‌ای ترسیم می‌شود که نوک فلش جهت شیب^{۳۴} را نشان داده و انتهای خطدار فلش قاعده بالایی مغزه را به دو قسمت مساوی تقسیم کند. سپس مغزه را از محل خارج کرده و بعد از خشک شدن و تمیز کردن آن، با کمک یک نیم لوله پلاستیکی از قسمت نوک فلش در راستای این نیم لوله، خط راستی بر روی دیواره مغزه ترسیم می‌کنیم. این خط راست را به صورتی هاشور می‌زنیم که جهت هاشورها به سمت بالای مغزه باشند. پس از اینکار شماره ایستگاه نمونه برداری بر روی مغزه نوشته می‌شود (شکل ۴-۵-ث). به دلیل برداشت بیش از یک مغزه در هر ایستگاه، مغزه‌ها با پسوند A، B و C نامگذاری می‌شوند تا از بروز خطا جلوگیری شود. به این ترتیب به طور سیستماتیک و یکنواخت در دو مرحله (مرحله اول در مهرماه و مرحله دوم در آبان‌ماه ۱۳۹۱) از همه واحدهای سنگی موجود در منطقه مغزه‌گیری شده است. در انتها مختصات جغرافیایی هر ایستگاه با استفاده از GPS برداشت شده و نقشه نمونه‌برداری ترسیم گردیده است (شکل ۳-۱). در هر ایستگاه حداقل ۲ و حداکثر ۴ مغزه استوانه‌ای به فاصله چند متر به منظور بالا بردن تعداد نمونه‌ها از نظر آماری و حصول نتایج دقیق‌تر تهیه شده است. پس از نمونه برداری صحرائی کل مغزه‌های بدست آمده، به کارگاه تهیه مقطع دانشگاه صنعتی شاهرود انتقال یافته و هر مغزه به قطعات با طول ۲۱ میلی‌متر برش داده شده است (شکل ۴-۶-ج). بدین ترتیب از مجموع کل مغزه‌های حفاری شده از ۴۱ ایستگاه تعداد ۲۶۲ قطعه تهیه گردیده است. علاوه بر این، تعداد ۴۱ مقطع نازک از بخش انتهایی یکی از مغزه‌های هر ایستگاه نیز تهیه و از نظر پتروگرافی و ریزساختی مورد مطالعه قرار گرفته است. پس از برش، بر روی هر نمونه، شماره نمونه با مازیک ضد آب، نوشته می‌شود و فلش معرف جهت شیب مغزه ترسیم شده است (شکل ۴-۶-چ). در مرحله بعد نمونه‌ها توسط اسید کلریدریک ۰/۱ نرمال تهیه شده

³⁴- Dip Direction

در آزمایشگاه شیمی دانشکده شیمی صنعتی شاهرود شستشو داده میشوند تا ذرات آهن‌دار و ناخالصی‌های موجود در مغزه در اثر حفاری و برش در اندازه‌گیری با دستگاه حساسیت‌سنج از بین بروند. لازم به ذکر است که در طی اسید شویی باید مراقب پاک شدن نوشته روی نمونه‌ها بود. مدت زمان نگه‌داری نمونه‌ها در این محلول ۲ ساعت می‌باشد (بوشه، ۱۹۹۷). پس از آن نمونه‌ها با آب خالص و به کمک یک مسواک تمیز شستشو داده می‌شوند. نمونه‌ها پس از خشک شدن، برای اندازه‌گیری با دستگاه مغناطیس‌سنج (شکل ۴-۶-الف تا ت) آماده می‌شوند. بدین ترتیب ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی، توسط دستگاه Kappaberidg (MFK1-FA) ساخت شرکت آجیکو (AGICO) در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود در یک میدان با شدت مغناطیسی پایین (۲۰۰ Hz) و پذیرفتاری مغناطیسی با دقت 10^{-8} SI اندازه‌گیری می‌شود و داده‌های حاصل از آن مورد تحلیل قرار می‌گیرند. در این دستگاه هر قطعه در ۴ حالت مختلف قرار می‌گیرد (نحوه قرارگیری نمونه‌ها در شکل ۴-۶ ارائه شده است). زیرا محور چرخش دستگاه ثابت است و بایستی نمونه‌ها را ابتدا در سه جهت مختلف قرار داد تا در هر بار که نمونه داخل محفظه اندازه‌گیری قرار می‌گیرد حول یکی از محورهای x، y و z به منظور اندازه‌گیری پذیرفتاری در این محورها چرخش کند. لازم به توضیح است که نمونه در حالت چهارم حول محور Z ثابت نگه داشته شده تا پذیرفتاری مغناطیسی کل نمونه اندازه‌گیری شود. بدین ترتیب دستگاه برطبق پیش فرضهای نرم افزاری خاصی که برای آن طراحی شده است، شیب و جهت شیب اندازه‌گیری شده را مبنا قرار داده و در نهایت میزان پذیرفتاری مغناطیسی نمونه را متناسب با وضعیت قرارگیری واقعی نمونه در زمین به کاربر ارائه می‌دهد (بوشه، ۱۹۹۷، صادقیان، ۱۳۸۳). در ابتدای اندازه‌گیری و بعد از هر چند اندازه‌گیری بهتر است دستگاه کالیبره شود. روش انجام این کار (کالیبره کردن دستگاه) به طور تفصیلی در گوانچی (۱۳۸۹) ارائه شده است. پس از اندازه‌گیری، داده‌های عددی و آنالیزهای ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی با استفاده از نرم‌افزار Anisoft و Surfer بدست می‌آیند.



شکل ۴-۶- تصاویری از دستگاه کاپابریج و نحوه قرار گیری نمونه‌ها در آن. الف) تصویری از دستگاه مغناطیس سنج موجود در آزمایشگاه فابریک مغناطیسی دانشگاه صنعتی شاهرود که فابریک مغناطیسی نمونه‌های مورد مطالعه به وسیله آن اندازه‌گیری شده‌اند. این دستگاه از سه بخش اندازه‌گیری کننده، واحد پردازش داده و ریز پردازشگر تشکیل شده است. ب، پ و ت) به ترتیب نحوه قرارگیری نمونه جهت‌دار در دستگاه مغناطیس سنج نشان داده شده است. در حالت اول (شکل ب) نمونه به صورتی در دستگاه قرار داده می‌شود که جهت فلش روی مغزه به سمت جلو و رو به ناظر باشد. پس از اندازه‌گیری حالت اول در حالت دوم (شکل پ) نمونه طوری قرار می‌گیرد که جهت فلش روی مغزه نود درجه نسبت به حالت اول به سمت راست چرخانده شده باشد. پس از اندازه‌گیری حالت دوم نمونه را به صورتی قرار می‌دهیم که جهت فلش به سمت پایین قرار گیرد. حالت چهارم در همان وضعیت حالت سوم در دستگاه قرار می‌گیرد.

۴-۳- بررسی پارامترهای مغناطیسی

داده‌های AMS به طور قرار دادی به صورت یک بیضوی سه محوری بیان می‌گردند که محورهای بزرگ (K_1)، میانه (K_2) و کوچک (K_3) آن به ترتیب با جهت و بزرگای پذیرفتاری بیشینه (K_{max})، حدواسط (K_{int}) و کمینه (K_{min}) مطابقت می‌نمایند (شکل ۴-۱). در بیشتر موارد (نظیر بلورهای بیوتیت) جهت شیب K_{min} با شیب قطب برگوارگی مغناطیسی (سطح دربردارنده محورهای K_{int} و K_{max}) منطبق می‌باشد. به طور کلی محور K_{max} با بعد کشیده بلورها و محور K_{min} با بعد کوتاه بلورها مطابقت می‌کند. از اینرو برای تجمعی از ذرات فرومغناطیس، K_{max} و K_{min} به ترتیب خطوارگی و

برگوارگی مغناطیسی را تعریف می‌کنند. لذا بر اساس سه محور مذکور و جهت و بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی آنها، پارامترهای فابریک مغناطیسی به صورت زیر محاسبه می‌گردند (برادیل و جکسون، ۲۰۰۴):

$$Km = \frac{(k_1+k_2+k_3)}{3} \quad \text{بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی}$$

$$P\% = \left[\left(\frac{k_1}{k_3} \right) - 1 \right] \times 100 \quad \text{پارامتر P یا درصد ناهمگنی کل}$$

پارامتر T که به آن فاکتور شکل و همچنین پارامتر جلینک نیز گفته می‌شود برابر است با:

$$T = \frac{[\ln(\frac{k_2}{k_3}) - \ln(\frac{k_1}{k_3})]}{[\ln(\frac{k_2}{k_3}) + \ln(\frac{k_1}{k_2})]}$$

علاوه بر این پارامترها، دو پارامتر ناهمگنی خطی و ناهمگنی صفحه‌ای نیز به ترتیب به وسیله پارامتر $L = K_1/K_2$ (خطوارگی L، در باملسلی و بودینگتون^{۳۵}، ۱۹۶۰) و $F = K_2/K_3$ (برگوارگی F، در استیسی و همکاران، ۱۹۶۰) بدست می‌آیند.

این پارامترها برای هر ایستگاه محاسبه شده و در جدول ۴-۱ آورده شده است. نتایج اولیه و داده‌های خام حاصل از اندازه‌گیری‌های دستگاه مغناطیس‌سنج برای هر نمونه جهت دار نیز در پیوست ۱-۲ ارائه شده است.

وضعیت جهت‌یابی پارامترهای $K_1 = K_{max}$ ، $K_2 = K_{int}$ و $K_3 = K_{min}$ که محورهای بیضوی پذیرفتاری مغناطیسی را تشکیل می‌دهند در هر ایستگاه بر روی استریونت در پیوست ۲-۱ نشان داده شده است. با استفاده از این استریونت‌ها می‌توان به آسانی میزان ناهمگنی و جهت بردارهای مغناطیسی را در ذهن تجسم کرده و صحت و دقت داده‌ها را مورد بررسی قرار داد. مقادیر این محورها نیز در جدول داده‌ها (جدول ۴-۱) به صورت آزیموت و مقدار شیب هر محور ارائه شده است.

³⁵ - Bamlisly and Buddington

جدول ۴-۱- داده‌های حاصل از انجام آنالیزهای فابریک مغناطیسی در ایستگاه‌های مختلف توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. شماره ایستگاه‌ها بر حسب نوع واحد سنگی مرتب شده‌اند.

Station	UTM		Km	Lin. Az/Pl.	Fol. Az/Pol to Fol	P%	T
	Long. X	Lat. Y					
Biotite Syenite							
PM-2	268129	3962385	73770	073/06	206/82	9	0.74
PM-3	268249	3962805	37934	123/46	349/29	6	0.59
PM-4	266662	3961457	63649	169/10	263/27	9	-0.11
PM-5	266762	3961296	29961	160/57	074/29	7	0.8
PM-6	267041	3961542	71497	087/65	195/07	6	0.37
PM-17	268945	3962570	41890	105/21	229/53	4	0.23
PM-19	268518	3962302	46224	309/15	195/59	9	0.46
PM-20	268221	3962468	39445	220/03	195/85	7	0.75
PM-21	266553	3961338	38615	206/66	095/08	9	0.49
PM-26	266880	3961754	74122	319/58	219/10	3	-0.23
PM-40	268363	3962699	56943	309/15	156/72	8	0.57
Pyroxene Syenite							
PM-16	268930	3962700	19941	280/31	185/02	6	0.65
PM-30	267984	3962137	28719	161/29	264/35	5	0.38
PM-31	268161	3962245	16990	251/31	003/23	5	-0.25
PM-33	268196	3961604	35004	167/16	039/73	6	0.31
PM-35**	268999	3961912	169952	243/17	140/62	8	0.38
PM-41	268692	3962554	31245	222/08	129/28	5	0.07
Monzonite							
PM-1	267977	3961995	811	057/50	203/34	9	0.77
PM-7	267316	3961776	3671	192/10	099/17	6	-0.49
PM-8	267358	3961513	1201	263/64	159/23	6	0.1
PM-9	267744	3961795	535	358/30	096/14	1	0.33
PM-10	267926	3962651	7381	354/05	269/14	2	-0.37
PM-11	268669	3963276	1433	139/0.1	044/77	4	-0.07
PM-12	268544	3963081	938	170/07	260/05	2	-0.35
PM-13	268589	3962978	1104	333/49	079/13	2	0.01
PM-14	268804	3962958	987	323/0.2	239/71	4	0.42
PM-15	268940	3962992	2420	354/87	105/01	17	0.67
PM-18	268967	3962365	585	331/71	116/15	2	-0.17
PM-22	266397	3961407	1012	303/74	079/11	16	0.88
PM-23	266323	3961042	11537	342/62	072/0.5	17	0.19
PM-24	266913	3960762	1240	162/02	071/17	13	0.38
PM-25	267257	3961003	1026	045/23	302/58	1	0.23
PM-27	267340	3961918	817	121/41	022/10	1	-0.2
PM-28	267475	3961973	2417	043/49	174/29	2	0.15
PM-29	267583	3961985	1607	342/52	082/07	4	0.23
PM-32	268361	3962870	2916	134/14	028/45	19	-0.07
PM-34	268464	3961711	1325	247/86	102/08	2	0.44
PM-36	268992	3962405	664	341/32	225/42	2	-0.33
PM-37*	267441	3962257	73609	167/72	095/11	4	0.23
PM-38*	267880	3962341	25295	200/15	301/36	50	0.93
PM-39*	267855	3962189	107975	234/9	137/68	8	0.48

(Long. و Lat. بر حسب UTM): طول و عرض جغرافیایی ایستگاهها؛ (Lin.): روند و شیب K_1 معرف خطوارگی مغناطیسی؛ (Fol.): امتداد و شیب K_3 معرف برگوارگی مغناطیسی؛ (K_m): پذیرفتاری مغناطیسی کل بر حسب μSI ؛ (P%): درصد ناهمسانگردی و (T): پارامتر شکل.

*سه ایستگاه ۳۷، ۳۸ و ۳۹ دارای ترکیب مونزونیتی بوده اما حضور منیتیت همراه با اسکاپولیت موجب بالارفتن پذیرفتاری مغناطیسی شده است.

**ایستگاه ۳۵ نیز به دلیل حضور منیتیت‌های دانه‌درشت با بافت انتشاری از سایر ایستگاه‌ها جدا شده است.

۴-۳-۱- قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (K_m)

پارامتر K_m که بر اساس رابطه ۴-۱ تعریف می‌گردد، قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی میانگین بوده و نتایج مهم و ارزشمندی درباره ماهیت مغناطیسی (پارامغناطیس یا فرومغناطیس) گرانیوتئیدها در اختیار ما قرار می‌دهد.

$$K_m = \frac{(K_1 + K_2 + K_3)}{3} \quad [۱-۴]$$

به طور کلی، بزرگای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (K_m) در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۵۰۰ تا $80000 \mu SI$ تغییر می‌کند. این توده به دلیل دارا بودن پذیرفتاری مغناطیسی میانگین نسبتاً بالا ($K_m > 400 \mu SI$) و حضور منیتیت در رده گرانیوتئیدهای فرومغناطیس بوشه (۱۹۹۷) و سری منیتیت ایشیهارا (۱۹۹۷) قرار می‌گیرد. کانی فرومغناطیس منیتیت به همراه کانیهای پارامغناطیس بیوتیت و پیروکسن، عامل ایجاد AMS در سنگهای گرانیوتئیدی پنج‌کوه می‌باشند. اما باید دانست که پذیرفتاری ذاتی کانیهای دیامغناطیسی و پارامغناطیسی در برابر کانی فرومغناطیس منیتیت که حامل اصلی در گرانیوتئیدهای فرومغناطیس به شمار می‌رود بسیار ناچیز هستند (هرودا، ۲۰۱۰، جدول ۴-۲).

جدول ۴-۲- ماهیت مغناطیسی و مقدار پذیرفتاریهای مغناطیسی ذاتی برخی از مهمترین کانیهای موجود در توده گرانیوتئیدی پنج‌کوه (فری و همکاران، ۱۹۹۹).

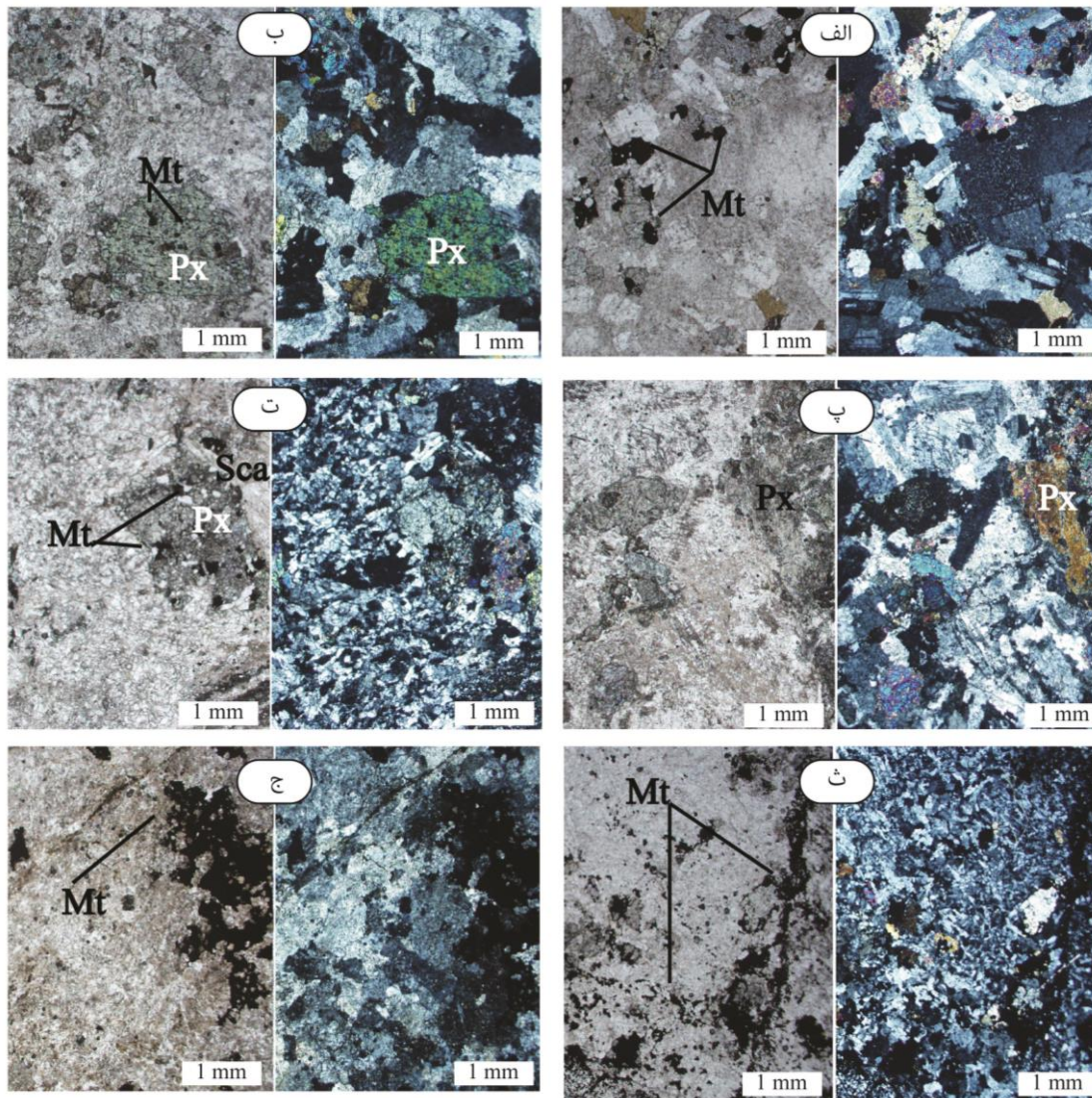
کانی	ماهیت مغناطیسی	پذیرفتاری ذاتی (بر حسب μSI)
کوارتز+فلدسپار	دیامغناطیس	≈ -14
بیوتیت	پارامغناطیس	≈ 2500
پیروکسن	پارامغناطیس	$\approx 1500-1800$
ایلمنیت	پارامغناطیس	$\approx 1/5 * 10^5$
منیتیت	فرومغناطیس	$\approx 2/8 * 10^6$

ایلمنیت نیز به عنوان یک کانی پارامغناطیسی می‌تواند همانند منیتیت باعث افزایش پذیرفتاری مغناطیسی گردد (برادیل و هنری، ۱۹۹۷، دیوت^{۳۶} و همکاران، ۲۰۰۳)، اما پذیرفتاری ذاتی آن در مقابل منیتیت نامحسوس است (هرودا، ۲۰۱۰، جدول ۴-۲). طی بررسیهای میکروسکوپی که از توده صورت گرفته است چند نوع منیتیت مشاهده شد. به طوریکه بیشتر آنها ماگمایی بوده (نظیر ایستگاه بیوتیت سینییتی ۴۰) و در مجاورت با بیوتیت (در بیوتیت سینییتها) یا به صورت ادخال در پیروکسن (در سنگهای پیروکسن سینییتی) قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۷-الف و ب)؛ سنگهای با این ویژگی در مقایسه با مونزونیت‌های توده که منیتیت خود را از دست داده‌اند (شکل ۴-۷-پ)، ماگمایی و سالم می‌باشند. مرزهای دانه‌های منیتیت مستقیم و انحنادار بوده که تبلور اولیه در تعادل با فاز مافیک گرانیتوئید را نشان می‌دهد (شکل ۴-۷-الف). برخی دیگر از منیتیت‌ها به صورت رگچه‌های میلی‌متری در سنگهای دگرسان مونزونیتی نظیر ایستگاه‌های ۳۷، ۳۸ و ۳۹ به همراه با کانی ثانوی اسکاپولیت (این کانی همانطور که در فصل ۳ به آن اشاره شد حاصل دگرسانی پتاسیک می‌باشد) مشاهده شده‌اند (شکل ۴-۷-ت و ث). نوع دیگری از منیتیت نیز در ایستگاه پیروکسن سینییتی ۳۵ مشاهده شده است که به صورت درشت با ابعاد ۱-۳ میلی‌متر و بافتی پراکنده در سنگ مشاهده می‌شوند (شکل ۴-۷-ج). ایستگاه ۱۰ نیز ویژگیهای ایستگاه ۳۵ را البته با منیتیت‌های خیلی کمتر و کوچکتر نشان می‌دهد. با توجه به ویژگی متفاوت منیتیت در ایستگاه‌های مذکور، کانی‌شناسی مغناطیسی از آنها ضرورت می‌یابد. باید توجه داشت که ماهیت و رفتار مغناطیسی کانیها به ویژه کانیهای مغناطیسی، با تغییر دما بسته به ترکیب و در بعضی موارد بسته به وضعیت حوزه مغناطیسی و ریزساخت (نظیر اندازه دانه، شکل دانه و ...) تغییر می‌کند. این تغییر را می‌توان به منظور بررسی کانیهای مغناطیسی و تفاسیر ترمومغناطیسی به خوبی استفاده نمود (اشمیت^{۳۷}، ۱۹۹۳)؛ زیرا تغییر سریع پذیرفتاری مغناطیسی با دمای کوری کانیها (دمایی که کانی در بالای آن خاصیت مغناطیسی شدن خود را از

³⁶ - Diot

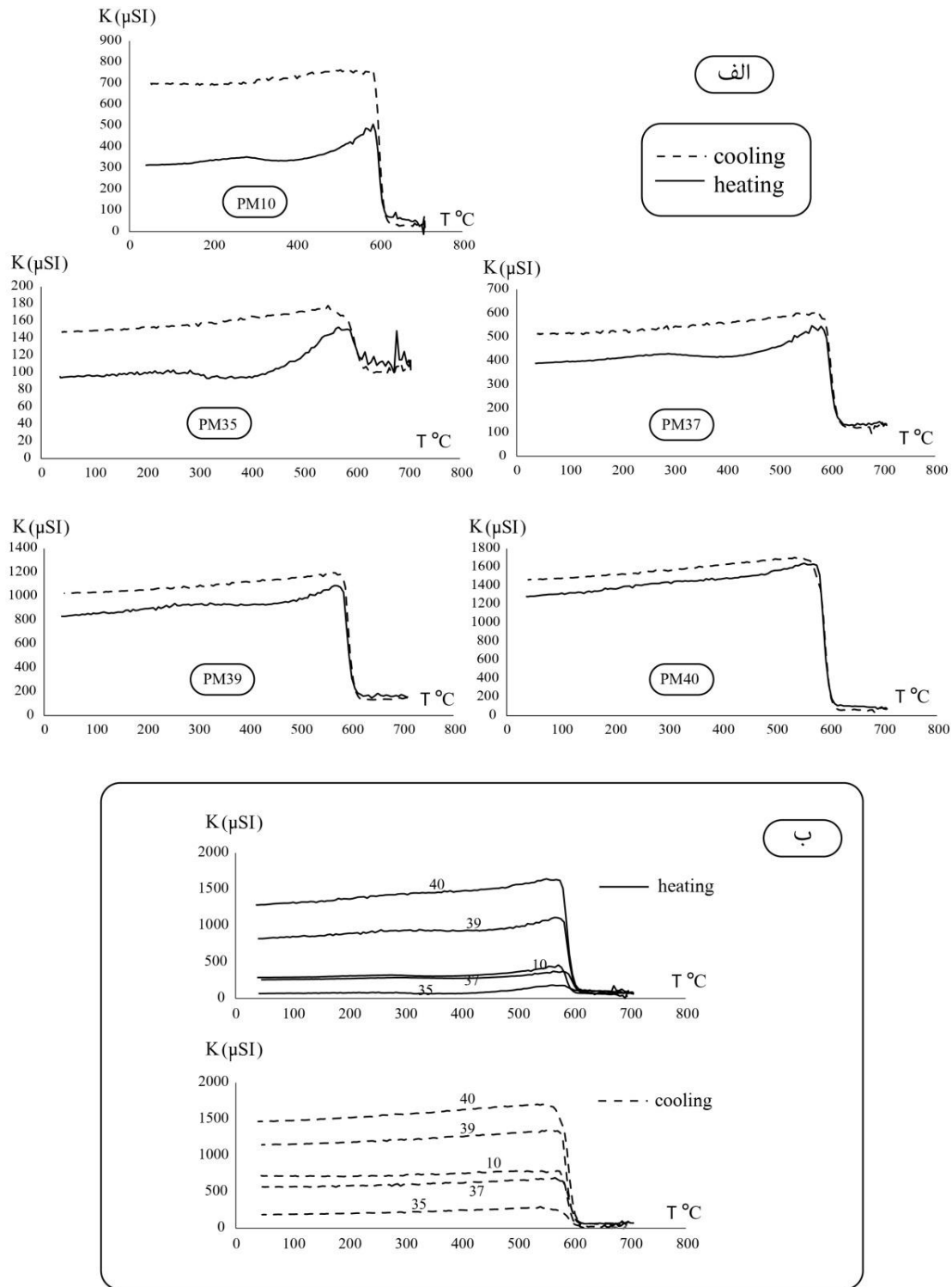
³⁷ - Schmidt

دست می‌دهد) به علت حساسیت به حالت حوزه مغناطیسی و ریزساخت به خوبی قابل تشخیص هستند.



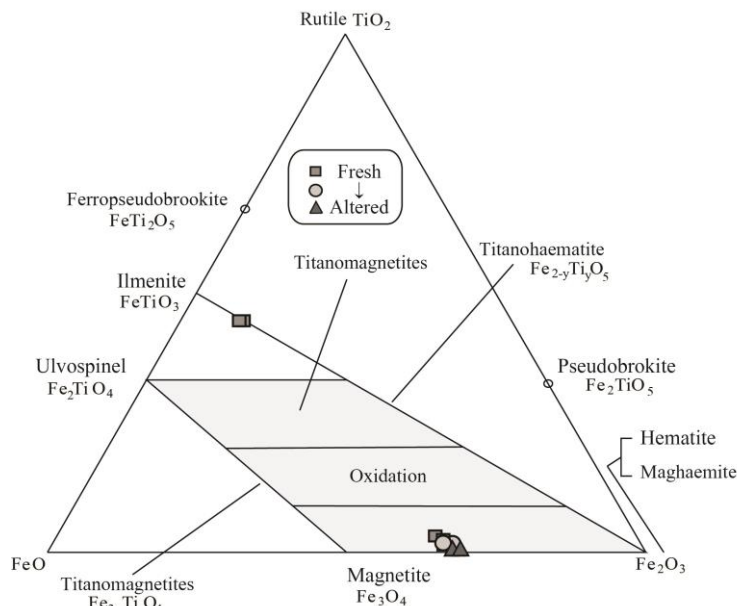
شکل ۴-۷- تصاویر میکروسکوپی انواع منیتیت در نمونه‌های سالم و دگرسان شده در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. تصویر نورپلاریزه در سمت راست و نور طبیعی در سمت چپ هر شکل نشان داده شده است. الف) دانه‌های خود شکل و با مرز مستقیم ماگمایی منیتیت همراه با بیوتیت و اسفن که به وسیله پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار درون بیوتیت سینیت‌های سالم احاطه شده است؛ ب) دانه‌های منیتیت به صورت ادخال در داخل رخ پیروکسنها در پیروکسن‌سینیت‌های سالم مشاهده می‌شود، پ) مونزونیت‌های توده که هیچ اثری از منیتیت در آنها مشاهده نمی‌شود، ت) دانه‌های کوچک منیتیت در این تصویر در داخل پیروکسنها با وجود دگرسانی هنوز باقی مانده‌اند. کانی اسکاپولیت حضور دگرسانی سدیک-کلسیکرا تأیید می‌نماید، ث) ریز درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در مونزونیت که در اثر نهشت دوباره منیتیت پر شده‌اند و ج) تعدادی از دانه‌های درشت منیتیت با بافت پراکنده که در ایستگاه پیروکسن سینیتی ۳۵ مشاهده می‌شود.

لذا بر این اساس می‌توان کانیهای مغناطیسی موجود در سنگ و خصوصیات مغناطیسی آنها را به راحتی شناسایی کرد. به منظور شناسایی کانیهای حامل پذیرفتاری مغناطیسی از کانی‌شناسی مغناطیسی استفاده شده است. لذا جهت تشخیص کانیهای دارای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی و بررسی تغییرات قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی کانیها با دما، تعدادی از نمونه‌های مورد مطالعه با هاون سنگی پودر شده و در آزمایشگاه دیرینه مغناطیس سازمان زمین‌شناسی کشور در کوره CS_3 که به دستگاه کاپابریج متصل می‌باشد بین 20 تا 700 درجه سانتیگراد گرم و سپس سرد گردیده است. نرخ گرم شدن در این آزمایش $10^{\circ}C$ بر دقیقه بوده و تعداد 5 نمونه به این روش آنالیز شده‌اند. به دلیل ثبت تعداد بالای مقادیر K اندازه‌گیری شده در دماهای متفاوت، داده‌های حاصل به صورت نمودارهای ترمومغناطیسی ترسیم شده و از ارائه جدول خودداری گردیده است. بر این اساس منحنیهای ترمومغناطیسی که از ترسیم نمودار پذیرفتاری مغناطیسی در مقابل دما برای 5 نمونه از ایستگاه‌های مختلف بدست آمده‌اند در شکل ۴-۸-الف و ب آورده شده است. در اکثر نمونه‌ها بزرگای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی همگام با تغییرات دما به طور مشخصی نسبتاً ثابت می‌ماند. حضور منیتیت به دلیل دارا بودن بیشترین مقدار K در دمای کمتر از $30^{\circ}C$ (دمای اتاق) و افت ناگهانی K در $580^{\circ}C$ که با دمای کوری منیتیت مطابقت می‌نماید امری بدیهی است. چنین به نظر می‌رسد که فاز فرومغناطیسی در همه نمونه‌ها منیتیت بوده است. همانطور که در این نمودارها مشاهده می‌شود منحنی‌های سرد و گرم شدگی در برخی از این ایستگاه‌ها (ایستگاه ۱۰، ۳۵ و ۳۷) منطبق نبوده و در دمای بین $300-400$ درجه سانتی‌گراد دچار تغییر جهت شده است که این امر حاکی از دگرسانی در ایستگاه‌های مزبور می‌باشد. زیرا به نظر می‌رسد در آنها تغییر فاز کانیایی، در اثر حضور احتمالی پیریت یا سایر کانیهای سولفیدی بوجود آمده است. به طوریکه این اختلاف فاصله بین منحنیهای سرد و گرم شدن در ایستگاه پیروکسن‌سینیتی 35 که دارای منیتیت درشت و پراکنده حاصل از دگرسانی، به طور شدیدتری مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۸- نمودارهای ترمومغناطیسی در توده گرانیتوئیدی پنج کوه. نمودارهای ترمومغناطیسی ۵ ایستگاه مختلف موجود در این توده به طور جداگانه (الف) و در حالت کلی (ب) ارائه شده است. در این نمودارها منحنی‌های مرحله گرم شدن (heating) و سرد شدن (cooling) نمونه‌ها در برابر پذیرفتاری مغناطیسی ترسیم شده است. در همه نمودارها افت ناگهانی در دمای ۵۸۰ درجه سانتی‌گراد مشاهده می‌شود که طبیعت فرومغناطیسی منیتیت خالص را در این سنگها نشان می‌دهند.

علاوه بر این کاهش تدریجی پذیرفتاری مشاهده شده در دمای ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه در این ایستگاه‌ها، تشکیل مقادیر جزئی سایر فازهای کانیایی (نظیر پیریت یا کانیهای سولفیدی دیگر) را در این دماها نشان می‌دهد. تشکیل مجدد دانه‌های منیتیت از طریق بالا رفتن پذیرفتاری در ادامه مرحله گرم کردن و همچنین افزایش ناگهانی در مقادیر پذیرفتاری بعد از سرد شدن، در زیر دمای ۵۸۰ درجه سانتی‌گراد در این منحنیها در واقع نشانگر دمای کوری منیتیت می‌باشد. نتایج مشابهی که برای تشکیل مجدد منیتیت در طول حرارت دادن نمونه‌ها در دمای ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد در ایستگاه ۳۵ (و به طور اندک در ایستگاه ۳۷) مشاهده می‌شود نیز در اثر بی‌ثباتی مگهمیت^{۳۸} حاوی Ti حاصل شده است (کنتنی و دیتل، ۲۰۰۲). تجزیه نقطه‌ای از کانی منیتیت نیز در این توده گرانیتوئیدی تأیید کننده نتایج بالا بوده و نشان می‌دهد (شکل ۴-۹ و جدول ۳-۴) که ترکیب منیتیتها در فاز منیتیت و تیغه‌های ایلمنیت (این تیغه‌ها همانطور که در فصل پیش به آن اشاره شد به صورت اکسولوشن تنها در منیتیت‌های سنگهای سالم بیوتیت سیینیتی مشاهده می‌شوند) در فاز ایلمنیت غنی شده‌اند.

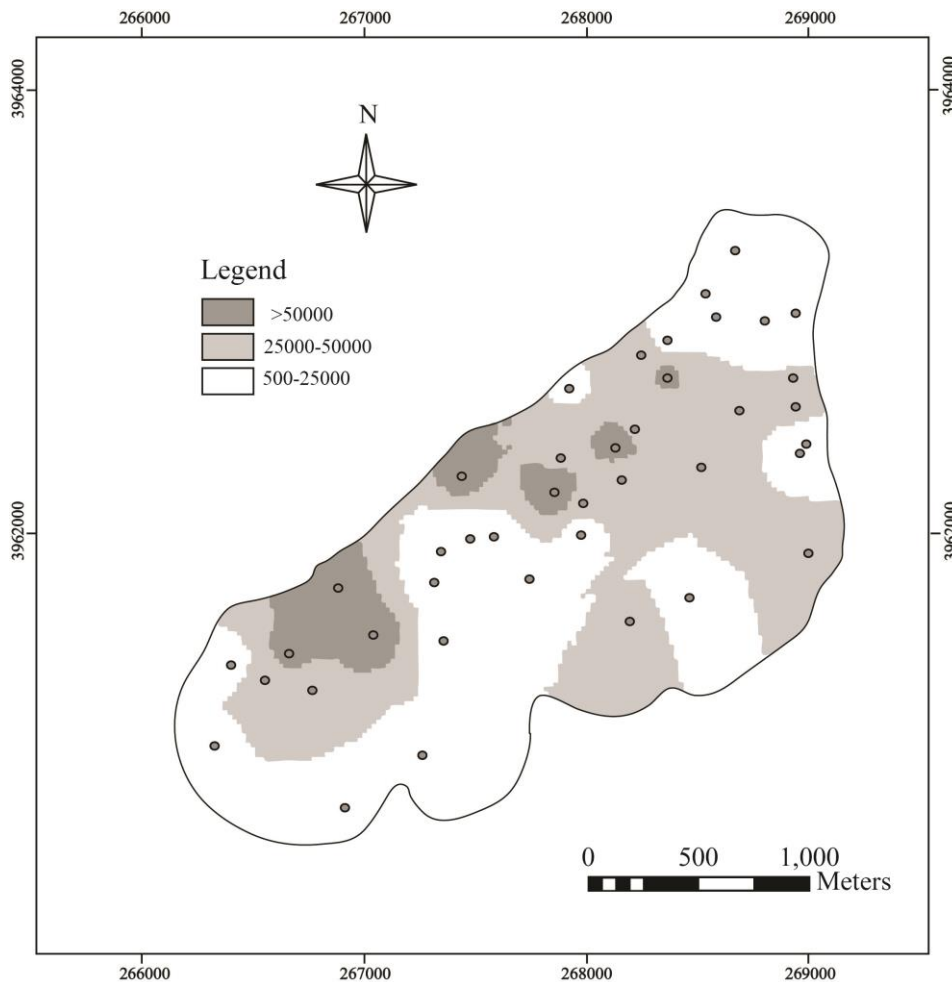


شکل ۴-۹- ترکیب کانیهای دربردارنده اکسیدهای Fe-Ti (منیتیت و ایلمنیت) در توده گرانیتوئیدی پنج کوه که نقش اصلی را در مغناطیس سنگ بازی می‌کنند. در این نمودار منظور از سنگهای سالم، بیوتیت سیینیتها و سنگهای دگرسان، مونزونیتها و رگه‌های آلبیت-اسکاپولیت می‌باشد.

³⁸- maghemite

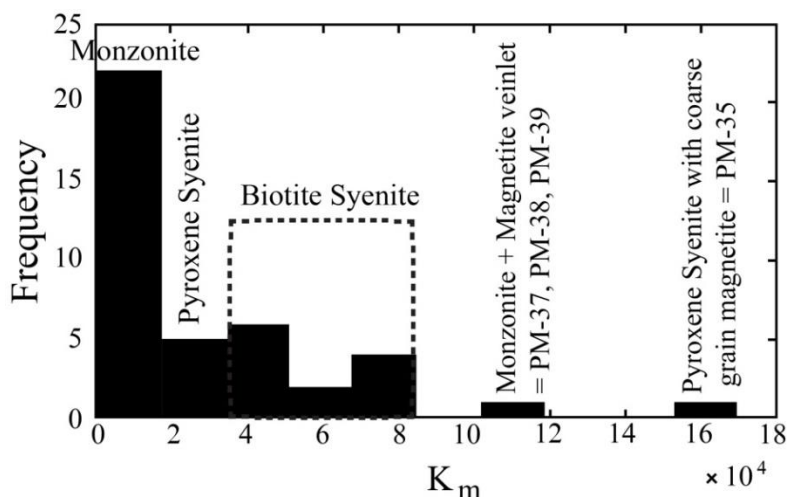
علاوه بر این با مقایسه منحنیهای ترمومغناطیسی ترسیم شده در شکل ۴-۸-الف و ب و همچنین منحنی پذیرفتاری در برابر دما در شکل ۴-۴ می‌توان دریافت که بیشتر منحنیهای موجود در ایستگاه‌های ۳۷، ۳۹ و ۴۰ از نوع چند حوزه‌ای بوده و ایستگاه ۳۵ با دمای کوری کمتر از ۵۸۰ درجه و تغییر ناگهانی در دمای ۷۰۰ درجه به ترتیب نشان‌دهنده حضور منیتیت و مگنیت می‌باشند. ایستگاه ۱۰ نیز ویژگیهایی همانند ایستگاه ۳۵ نشان می‌دهد.

علاوه بر این در گرانیتوئیدهای پارامغناطیس، سیلیکاتهای آهن‌دار همانند بیوتیت اصلی‌ترین کانیهای حاوی آهن و عامل ایجاد پذیرفتاری مغناطیسی در سنگ هستند و انطباق خوبی بین پذیرفتاری مغناطیسی و نوع سنگ در آنها وجود دارد (برای مثال شیبی و همکاران، ۲۰۱۱).



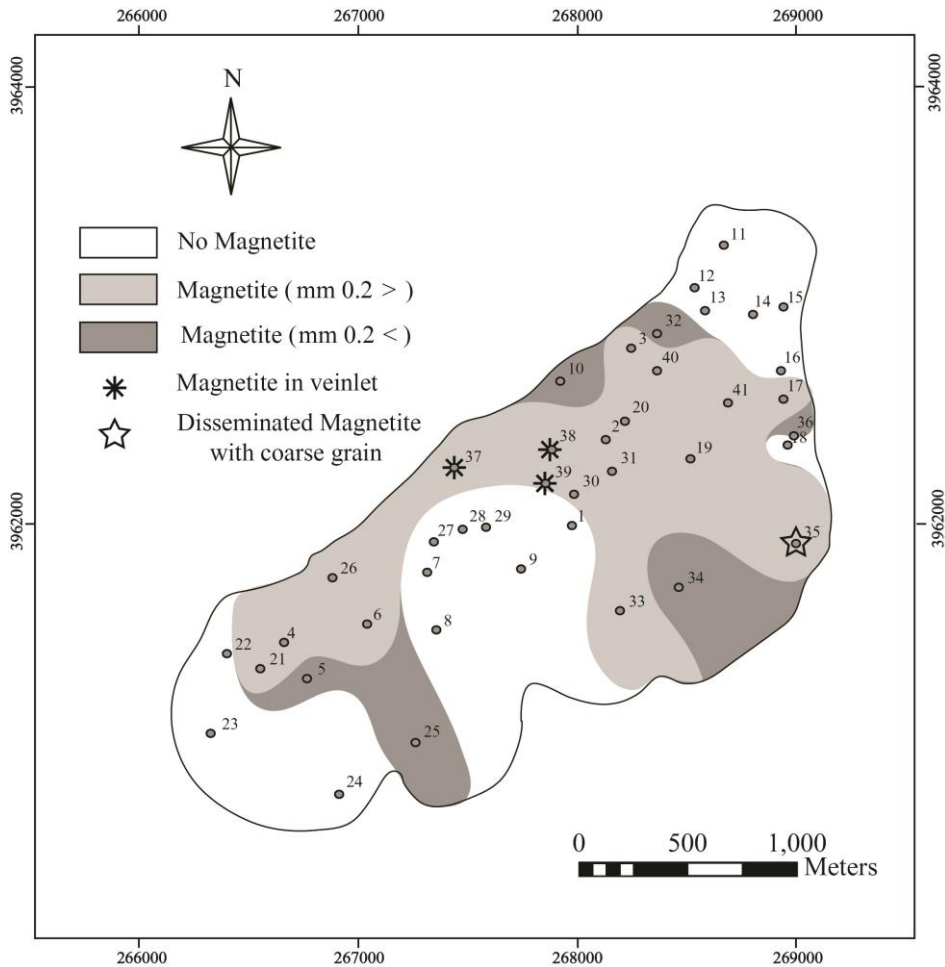
شکل ۴-۱۰- نقشه هم‌میزان پذیرفتاری مغناطیسی (K_m) در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه.

در گرانیتوئید پنج‌کوه نیز با وجود فرومغناطیس بودن، این رابطه به خوبی با مقایسه نقشه‌های پتروگرافی، ترکیب سنگ شناسی و بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی (شکل‌های ۳-۳، ۳-۱۹ و ۴-۱۰) مشهود است. در واقع در انواع سنگهای سینییتی موجود، کانی فرومغناطیس منیتیت به همراه کانیهای پارامغناطیس پیروکسن و بیوتیت، مهمترین عامل ایجاد رفتار مغناطیسی می‌باشند. اندازه‌گیریهای انجام گرفته در پذیرفتاری مغناطیسی ایستگاهها نشان می‌دهد که مقادیر پارامتر K_m بین سه گروه سنگی موجود در توده تقسیم شده است. به طوریکه مقدار میانگین این پارامتر برای پیروکسن سینییت‌ها، بیوتیت سینییتها و مونزونیت‌ها به ترتیب ۲۸۵۴۲، ۵۶۲۳۹ و $2173 \mu SI$ می‌باشد (شکل ۴-۱۱). بر این اساس بالاترین مقادیر در سنگهای ماگمایی و سالم بیوتیت سینییتی و کمترین مقادیر در مونزونیتها مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۱). اگرچه مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمی انجام شده در این توده روند تفریق از پیروکسن سینییت به سمت بیوتیت سینییت را اثبات نموده است، اما از آنجا که بیوتیت پذیرفتاری مغناطیسی ذاتی بیشتری از پیروکسن دارد، پیروکسن سینییتها به طور میانگین پذیرفتاریهای مغناطیسی کمتری نسبت به بیوتیت سینییت دارند (شکل ۴-۱۱). باید توجه داشت که در این مقایسه نمونه‌های استثنا که باعث شدید پذیرفتاری مغناطیسی در بیوتیت سینییتها شده است در نظر گرفته نمی‌شوند. علاوه بر این، پذیرفتاریهای پایین اندازه‌گیری شده با مونزونیتها و دگرسانیهای موجود در توده مطابقت می‌نماید. لذا بر اساس پذیرفتاریهای مغناطیسی اندازه‌گیری شده که به طور سیستماتیک نمونه‌های سالم تا دگرسان را دربرمی‌گیرد می‌توان به الگوی مغناطیسی مناسبی دست یافت. در این بررسی سنگهای سالم (بیوتیت سینییت و پیروکسن سینییت) آنهایی هستند که هیچ شاهدهی از دگرسانی پلاژیوکلاز به آلبیت و اسکاپولیت و حذف بخشی یا کامل منیتیت در آنها مشاهده نمی‌شود. مونزونیتها در بردارنده کانیهای دگرسانی و رگه و رگچه‌های آلبیت و اسکاپولیت به عنوان نمونه‌های حاصل از دگرسانی سدیک-کلسیک در نظر گرفته شده‌اند. میزان پذیرفتاری مغناطیسی در سنگهای سالم در واقع تمرکز منیتیت را در آنها نشان می‌دهد.



شکل ۴-۱۱- هیستوگرام فراوانی پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های مختلف توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه.

این مقادیر در سنگهای تحت تاثیر دگرسانی سدیک-کلسیک (مونزونیتها) به طور اساسی کاهش یافته است. دقت شود که انطباق خوبی بین پذیرفتاری مغناطیسی و کانی‌شناسی وجود دارد. به طوریکه پذیرفتاری مغناطیسی معمولاً در نواحی دارای مجموعه‌های بیوتیت‌دارتر، بیشتر است (شکل‌های ۳-۳، ۳-۳ و ۱۹-۳ و ۱۰-۴ و جدول ۴-۱). در اینجا نقشه پذیرفتاری مغناطیسی به طور ویژه‌ای تصویری از نوع و محتوای منیتیت گرانیتوئید است (شکل‌های ۳-۱۹ و ۴-۱۲). همچنین رابطه خوبی بین مقادیر پارامتر K_m حاصله و مطالعات شواهد پتروگرافی دگرسانی ارائه شده وجود دارد؛ بنابراین مقایسه نقشه پراکندگی منیتیت و پذیرفتاری مغناطیسی این توده (شکل‌های ۱۰-۴ و ۱۲-۴) نشان می‌دهد که بالاترین مقادیر K_m در سنگهای بیوتیت سینینیت ماگمایی سالم و کمترین مقادیر در مونزونیتها مشاهده می‌شود. تلفیق مطالعات فابریک مغناطیسی و میکروسکوپی نشان می‌دهند که آبشویی و حذف منیتیت در طول دگرسانی سدیک-کلسیک مسئول اصلی کاهش پذیرفتاری بوده است (با توجه به شکل‌های ۴-۷-الف تا ج، ۱۰-۴ و ۱۲-۴). در این نمونه‌ها بر حسب شدت دگرسانی سدیک-کلسیک و حذف منیتیت بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی کاهش یافته است. باید توجه داشت که پذیرفتاریهای مغناطیسی اولیه وابسته به دما هستند (هانت و همکاران، ۱۹۹۵) و دگرسانی می‌تواند بخش عمده‌ای



شکل ۴-۱۲- نقشه پراکندگی کانی منیتیت در توده گرانیتوئیدی پنج کوه.

از پذیرفتاری و درجه ناهمگنی را تغییر دهد، اما تاثیری بر روی محورهای اصلی بیضوی AMS ندارد (کرسا و هرو-برورا، ۲۰۰۵). در این رابطه حالت اکسایش-کاهش آهن در سنگها نشانه خوبی از دگرسانی است (استودمیستر^{۳۹}، ۱۹۸۳، کلارک، ۱۹۹۷). به طوریکه مقادیر زیادی از سیالات با واکنشهای صورت گرفته توسط هیدروژن و اکسیژن در سنگ باعث انتقال Fe^{3+}/Fe^{2+} می شود. زمانیکه این واکنشها در نسبتهای بزرگی از سنگ/آب رخ می دهند، تغییرات بزرگی در خصوصیات مغناطیسی سنگها ایجاد می کنند که باعث بوجود آمدن یا تخریب کانیهای فرومغناطیسی می شود. دگرسانی در ایستگاههای ۳۷، ۳۸ و ۳۹، نیز باعث نهشت منیتیت به صورت میکروورگه در واحدهای مونزونیتی توده

³⁹- Studemiester

شده که مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی در این نمونه‌ها را بالا برده است (با توجه به شکل‌های ۳-۳، ۴-۳ و ۱۰-۴). بر اساس بارتون و جانسون (۲۰۰۴) به نظر می‌رسد دلیل این امر موقعیت خاص آنها و قرار گرفتن در مجاورت سنگ‌های آتشفشانی حاشیه غربی توده موجود در منطقه می‌باشد که شرایط را برای نهشت دوباره منیتیت فراهم آورده است. علاوه بر این ایستگاه‌ها، ایستگاه پیروکسن سینیتی ۳۵ نیز به علت حضور منیتیت‌های درشت (حدود ۳ میلی‌متر) با بافتی پراکنده دارای بالاترین مقدار پذیرفتاری مغناطیسی در توده می‌باشد (شکل‌های ۲-۳، ۴-۴ و ۱۲-۴). لازم به توضیح است که نوع منیتیت مشاهده شده در ایستگاه‌های مذکور در مقایسه با سایر ایستگاه‌هایی که متحمل دگرسانی سدیک-کلسیک شده‌اند مستثنی بوده و متفاوت می‌باشند. به طور کلی در نمونه‌های مورد بررسی توده نفوذی پنج‌کوه، تاثیر کاهش منیتیت در طول دگرسانی همراه با افزایش کانیهای دیامغناطیسی نظیر آلبیت و اسکاپولیت، باعث کاهش پذیرفتاری مغناطیسی و رفتار مغناطیسی سنگ شده است. باید توجه داشت که پذیرفتاری مغناطیسی، علاوه بر دگرسانی، تابعی از اندازه دانه و تمرکز دانه‌های حاوی ویژگیهای مغناطیسی است. بنابراین رابطه مستقیمی بین پذیرفتاری مغناطیسی، شدت دگرسانی و همچنین اندازه دانه وجود دارد؛ به طوریکه مجموعه کانیهای فرومغناطیسی اولیه (نظیر منیتیت) در یک زمینه دانه درشت از کانیهای دیامغناطیسی نظیر فلدسپار و بیوتیت پارامغناطیسی و کانیهای فرومغناطیسی پیروکسن و اسفن قرار گرفته است. دانه‌های منیتیت به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با اندازه‌های ۴۰۰ تا ۵۰۰ میکرومتر (در بیوتیت سینیتها) هستند که اغلب در کنار کانیهای مافیک دیگر (بیوتیت و پیروکسن) کشیده شده‌اند. دانه‌های کوچک منیتیت (در پیروکسن سینیتها) نیز ممکن است به صورت ادخال درون صفحات رخ پیروکسن حضور داشته باشند (شکل ۴-۷-ب). بر اساس نتایج بالا واضح است که دانه‌های بزرگ چند حوزه‌ای منیتیت با محتوای تیتان پایین مسئول بالاترین بزرگای پذیرفتاری در سنگها می‌باشند. در نتیجه کاهش قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های بررسی شده را می‌توان به علت کاهش محتوای آهن و تغییرات اندازه کانیهای مغناطیسی نسبت داد.

۴-۳-۱-۱- شیمی سنگ کل و فابریک

پذیرفتاری مغناطیسی سنگها به وسیله کانیهای فرومغناطیسی (اکسیدهای دربردارنده Fe-Ti نظیر پیرویت، ایلمنیت، منیتیت و تیتانومینیتیت) در سنگهای مختلف کنترل می‌شوند (بالسلی و بودینگتون، ۱۹۶۰، آیدین و همکاران، ۲۰۰۷، سیرل^{۴۰}، ۲۰۰۸). بنابراین پذیرفتاری مغناطیسی سنگها را می‌توان به وسیله شیمی سنگ کل و کانی‌شناسی مغناطیسی تعیین کرد (آیدین و همکاران، ۲۰۰۷). در واقع پذیرفتاری مغناطیسی سنگها مجموع ماهیت مغناطیسی همه کانیهای دربردارنده آهن (تامسون و اولدفیلد، ۱۹۸۶، وراسب و رابرت^{۴۱}، ۱۹۹۵، آیدین و همکاران، ۲۰۰۷) و تغییرات همراه با تمرکز و ترکیب کانیهای تشکیل دهنده سنگ می‌باشد که ممکن است شامل انواع دیامغناطیس، پارامغناطیس و یا فرومغناطیس باشد. به طور کلی بزرگای اولیه پذیرفتاری مغناطیسی، فراوانی، ماهیت (منیتیت در مقابل سیلیکاتها) و ترکیب شیمیایی (نسبت آهن به منیزیم) کانیهای تشکیل دهنده را مشخص می‌سازد (آیدین و همکاران، ۲۰۰۷). علاوه بر این تنوع تنش (نیشیکوا^{۴۲} و همکاران، ۲۰۰۷) و پتروفابریکهای سنگ (برادیل و همکاران، ۱۹۸۵، ۱۹۸۶، گرگوری و همکاران، ۱۹۹۸) نیز نقش مهمی را در ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) ایفا می‌کنند.

بر این اساس پذیرفتاری مغناطیسی از ترکیب شیمیایی ۱۲ ایستگاه در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه با استفاده از فرمول زیر (قوشه، ۱۹۹۲، آیدین، ۲۰۰۰):

$$K_{MTPS} = -14.6 + d [25.2c(Fe^{2+}) + 33.4c(Fe^{3+}) + 33.8 c(Mn^{2+})]10^{-6} \quad [۲-۴]$$

محاسبه و با K_m اندازه‌گیری شده، مقایسه شده است. در اینجا $۱۴/۶$ - قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی کانیهای پارامغناطیس سنگ با بزرگای $۱۰^{-۶}$ ، d چگالی سنگ (برحسب کیلوگرم بر متر مکعب) و $c(Fe^{2+})$ ، $c(Fe^{3+})$ و $c(Mn^{2+})$ به ترتیب برابر درصد وزنی آهن با ظرفیتهای ۲، ۳ و منگنز می‌باشد.

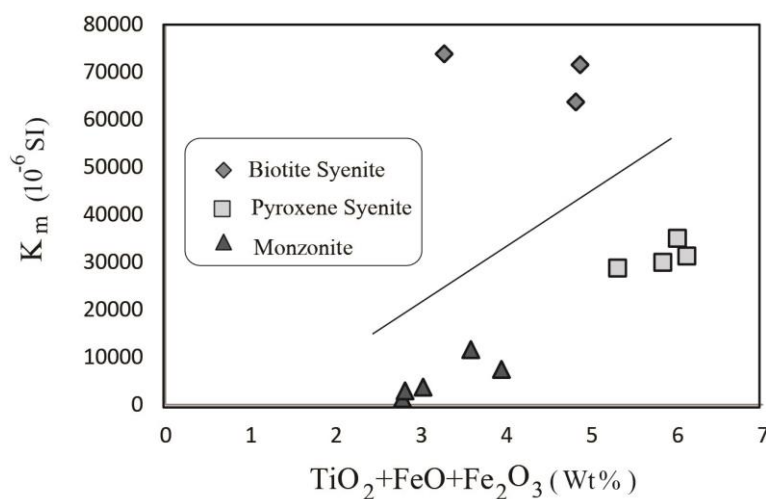
⁴⁰- Searle

⁴¹- Verosub and Roberts

⁴²- Nishioka

محاسبات انجام گرفته نشان می‌دهند که پذیرفتاریهای اندازه‌گیری شده حاصل از دستگاه خیلی بزرگتر از مقادیر حداکثر پذیرفتاری پارامغناطیسی تئوری^{۴۳} (K_{MTPS}) می‌باشند. بیشتر بودن مقادیر اندازه‌گیری شده نسبت به مقادیر محاسبه شده گویای فرومغناطیسی بودن این گرانیتوئیدها است (آیدین و همکاران، ۲۰۰۷).

منیتیت به دلیل پذیرفتاری بالا در هر تفسیر پتروفابریکی همیشه از توجه ویژه‌ای برخوردار بوده و یکی از کانیهای فرومغناطیسی مهم به شمار می‌رود (برادیل و جکسون، ۲۰۰۴). بدین علت مطالعات گسترده‌ای بر روی اکسیدهای آهن-تیتانیم از جمله منیتیت، به منظور بررسی خصوصیات شیمیایی و مغناطیسی سنگها انجام گرفته است (لیندسلی، ۱۹۹۱). در این راستا پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌های توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه در مقابل درصد وزنی $TiO_2+FeO+Fe_2O_3$ سنگها ترسیم گردید. این نمودار رابطه بین شیمی کانی سنگ و پذیرفتاری را به خوبی نشان می‌دهد و از روندی خطی برخوردار می‌باشد. همانطور که در این نمودار (شکل ۴-۱۳ و جدولهای ۴-۳ و ۴-۴) مشخص است، رابطه مستقیمی بین شیمی سنگ و پذیرفتاری مغناطیسی در سنگهای مختلف موجود می‌باشد.



شکل ۴-۱۳- نمودار پذیرفتاری مغناطیسی (K_m) در مقابل درصد وزنی $TiO_2+FeO+Fe_2O_3$ واحدهای سنگی مختلف در توده نفوذی پنج‌کوه.

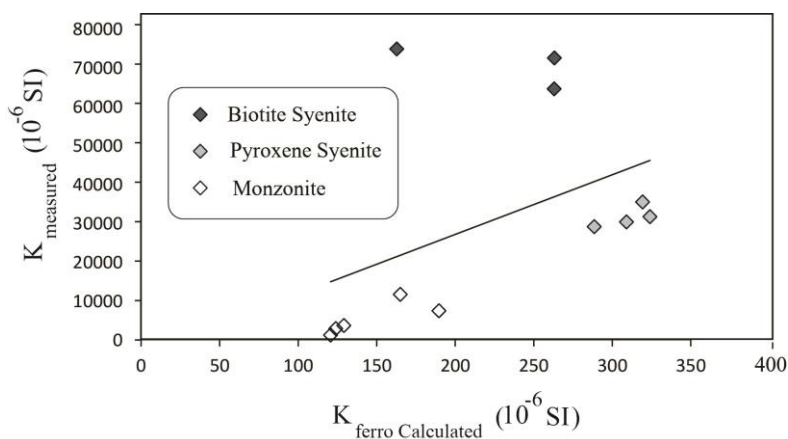
⁴³- Maximum theoretical paramagnetic susceptibility

جدول ۳-۴- نتایج تجزیه ژئوشیمیایی عناصر اصلی (wt%) تعدادی از نمونه‌های توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه (شیبی، ۱۳۸۳).

Sample	Lithology	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total*
PM-2	Bt-Sy	56.91	0.45	16.52	1.37	1.45	0.03	1.17	2.56	5.28	4.9	0.21	90.86
PM-4	Bt-Sy	56.06	0.48	18.16	2.27	2.06	0.09	1.35	2.63	5.12	6.52	0.24	94.99
PM-5	Px-Sy	54.92	0.7	17.6	2.54	2.59	0.06	2.55	4.69	4.35	6.28	0.36	96.63
PM-6	Bt-Sy	56.98	0.5	18.2	2.34	2.02	0.06	1.28	2.38	5.31	6.71	0.21	96.01
PM-7	Mz	55.9	0.78	19	0.95	1.29	0.08	2.85	9.06	7.3	0.64	0.45	98.2
PM-10	Mz	56.04	0.67	18.26	1.35	1.92	0.05	2.75	8.67	6.93	0.59	0.4	97.64
PM-23	Mz	55	0.75	18.6	1.17	1.66	0.08	2.63	8.58	6.92	0.7	0.4	96.5
PM-24	Mz	56.36	0.7	18.99	0.87	1.21	0.1	2.65	8.29	6.75	0.99	0.38	97.28
PM-30	Px-Sy	54.66	0.5	18.46	2.59	2.21	0.03	0.82	2.79	4.45	7.85	0.24	94.58
PM-32	Mz	55.1	0.67	18.2	0.93	1.21	0.09	2.68	7.99	7.68	0.65	0.38	95.6
PM-33	Px-Sy	54.39	0.7	18.54	2.59	2.71	0.06	2.42	5.5	4.68	5.76	0.38	97.73
PM-41	Px-Sy	53.83	0.75	17.79	2.58	2.78	0.08	2.82	5.19	4.48	5.71	0.43	96.45

به طوریکه از سنگهای دگرسان مونزونیتی به سمت سنگهای سالم با افزایش مقدار پذیرفتاری، مقادیر $TiO_2+FeO+Fe_2O_3$ آنها نیز افزایش یافته است. این افزایش به علت حضور فراوان کانیهای خودشکل منیتیت و بیوتیت در سنگهای با پذیرفتاری بالاست. در این نمودار بیوتیت سینیتها با وجود پذیرفتاری بالاتر نسبت به سایر واحدهای سنگی از مقادیر $TiO_2+FeO+Fe_2O_3$ کمتری نسبت به پیروکسن سینیتها برخوردارند. این امر به علت تفریق ماگما و اولیه بودن پیروکسن سینیتها و غنی بودن آنها از اکسیدهای FeO ، Fe_2O_3 و TiO_2 تفسیر می‌شود. همچنین طی محاسبات تجربی، درصد مشارکت Mn^{2+} به عنوان یک اکسید پارامغناطیس $6\pm 2 \mu SI$ از پذیرفتاری مغناطیسی کل را شامل می‌شود (قوشه و همکاران، ۱۹۹۲، آیدین، ۲۰۰۰). بنابراین یونهای Fe^{2+} و Fe^{3+} مهمترین متشکله‌های K_m بوده و همگام با تفریق ماگما و کاهش FeO و Fe_2O_3 ، پذیرفتاری مغناطیسی نیز کاهش می‌یابد. باید توجه داشت که برخی از سنگها نظیر فروگابروها و فرودیوریتها از این روند تبعیت نمی‌کنند. بدین علت فراوانی بیشتر کانیهای مافیک در سنگهای با SiO_2 کمتر، پذیرفتاری را در آنها افزایش می‌دهد. اما پذیرفتاری بالاتر بیوتیت سینیتها از پیروکسن سینیتها، به غنی تر بودن Fe^{2+} در سیلیکاتهای پارامغناطیسی بیوتیت و ایلمنیت (در بیوتیت سینیتها) نسبت به سیلیکاتهای پارامغناطیسی

پيروكسن (در پيروكسن سينيتهها) نسبت داده مي‌شود. بنابر اين خصوصيات مغناطيسي اين سنگها ناشي از تفكيك آهن بين فازهاي مغناطيسي قوي (نظير بيوتيت و ايلمنيت در بيوتيت سينيتهها) و فازهاي مغناطيسي ضعيف‌تر (نظير پيروكسن در پيروكسن سينيتهها) مي‌باشد (گونا و همكاران، ۲۰۰۸). وجود پذيرفتاريهاي مغناطيسي پايين در واحدهاي مونزونيتي نيز به کاهش محتوای آهن و تغييرات اندازه کانيه‌های مغناطيسي در اثر آبشويي و حذف ناشي از دگرسائيهاي موجود نسبت داده مي‌شود. به طوريکه در اثر اين دگرسائيها کانيه‌های فرومغناطيسي (منيتيت) و پارامغناطيسي (بيوتيت) با پذيرفتاري بالا از واحدهاي مونزونيتي حذف شده است (شکل ۴-۷).



شکل ۴-۱۴- قابلیت پذیرفتاری مغناطيسي اندازه‌گيري شده (K_m) در مقابل بيشتريين قابليت پذيرفتاري مغناطيسي تئوري (K_c) که از داده‌های شيمي تعدادی از سنگهای توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه محاسبه شده است.

جدول ۴-۴- محتوای Fe^{2+} , Fe^{3+} و Mn^{2+} تعدادی از نمونه‌های توده نفوذی و مقادير قابليت پذيرفتاري مغناطيسي اندازه‌گيري شده (K_m , μSI) و محاسبه شده (K_c) بر اساس نتايج تجزيه ژئوشيمي سنگ کل [شيبی، ۱۳۸۳].

Sample	Lithology	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mn	K_c	K_m
PM-2	Bt-Sy	0.96	1.13	0.02	163	73770
PM-4	Bt-Sy	1.59	1.6	0.07	263	63649
PM-5	Px-Sy	1.77	2.01	0.05	309	29961
PM-6	Bt-Sy	1.64	1.57	0.05	263	71497
PM-7	Mz	0.66	1	0.06	129	3671
PM-10	Mz	0.94	1.49	0.04	190	7381
PM-23	Mz	0.82	1.29	0.06	165	11537
PM-24	Mz	0.61	0.94	0.08	1201	1240
PM-30	Px-Sy	1.81	1.72	0.02	289	28719
PM-32	Mz	0.65	0.94	0.07	124	2916
PM-33	Px-Sy	1.81	2.1	0.04	319	35004
PM-41	Px-Sy	1.8	2.16	0.06	324	31245

علاوه بر این، نموداری که از مقادیر K_m در برابر K_c ترسیم شده است (شکل ۴-۱۴ و جدول ۴-۴) رابطه مستقیمی را بین این دو پارامتر نشان می‌دهد.

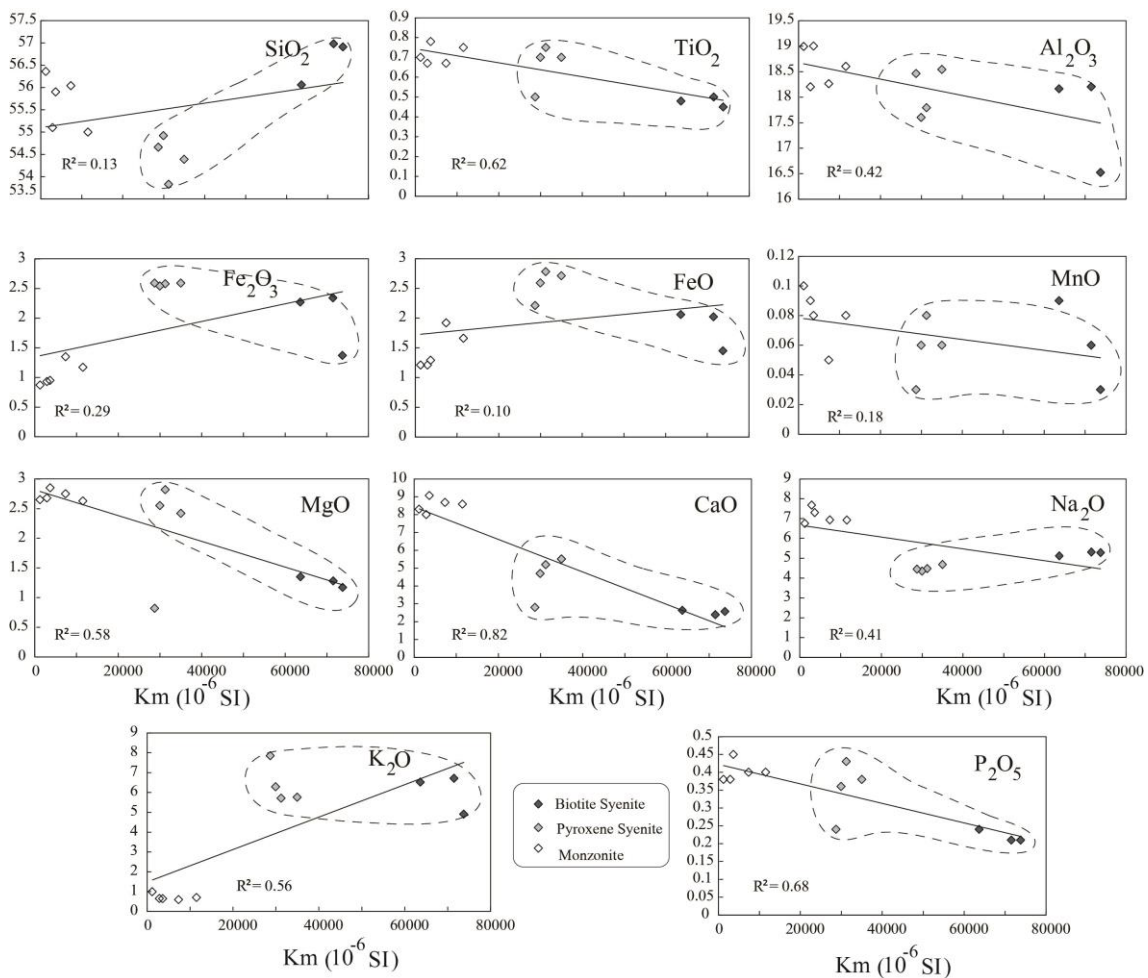
در این نمودار بالاترین مقادیر K_m و K_c مربوط به واحدهای بیوتیت سینیتی است که با نتیجه‌گیری‌های مذکور منطبق بوده و تایید کننده یکدیگر می‌باشند. در واقع خصوصیات مغناطیسی بازتاب کننده تغییرات آهن در بین فازهای مغناطیسی بوده و وابسته به ترکیب، میزبان تخریب کانیهای آهن‌دار در اثر دگرسانی و شرایط پتروژنزی می‌باشند.

۴-۳-۱-۲- ژئوشیمی سنگ و پذیرفتاری مغناطیسی

در این پژوهش تلاش شده است که رابطه بین قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی و محتوای شیمی توده نفوذی پنج‌کوه که از گرانیت‌های نوع I می‌باشد بررسی شود. در این راستا ماهیت مغناطیسی این سنگها که بر اساس مطالعات پتروگرافی و فابریک مغناطیسی مشخص شده است با داده‌های عناصر اصلی مطابقت داده شده و رابطه بین شیمی سنگ کل آنها با تغییرات پتروگرافی و پذیرفتاری مغناطیسی بررسی گردیده است.

در فرایند تبلور ترکیب شیمی ماگما با کانیهای اولیه تشکیل شده در آن مطابقت داشته و با تشکیل کانیهای مختلف تغییر می‌یابد. تفریق متوالی ماگمای باقی‌مانده همراه با فرایندهای تبلور عادی به طور ویژه‌ای بر اساس افزایش SiO_2 توصیف می‌شود. به طوریکه با افزایش SiO_2 ، اکسیدهای MgO و CaO در درجات بالای تفریق کاهش می‌یابند. بنابراین با سرد شدن توده مذاب و تبلور تفریقی، ماگما به سمت غنی‌شدگی از SiO_2 ، Na_2O و K_2O و تهی شدن از FeO ، MgO و CaO پیش می‌رود. اما در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه به دلیل مشارکت دو نوع دگرسانی (سدیک-کلسیک و پتاسیک) تغییرات حاصل از آنها از روند عادی تفریق تبعیت نموده است (جدول ۴-۴). تاکنون مطالعات زیادی بر روی ارتباط مستقیم قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی گرانیتوئیدهای پارامغناطیس و تغییرات پتروگرافی

صورت گرفته است (برای مثال بوشه، ۱۹۹۷، شبیی و همکاران، ۲۰۱۰) اما توجه زیادی به مقدار پذیرفتاری مغناطیسی و تغییرات ژئوشیمیایی به خصوص در گرانیتوئیدهای نوع I نشده است. لذا در این قسمت رابطه مقدار پذیرفتاری مغناطیسی و تغییرات ژئوشیمیایی در گرانیتوئید نوع I پنج کوه بررسی می‌شود. در اینجا پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده برخی از ایستگاه‌ها با مقادیر ترکیب عناصر اصلی آنها مقایسه می‌شوند (شکل ۴-۱۵). ترکیب شیمیایی عناصر اصلی و مقدار پذیرفتاری مغناطیسی سنگهای نفوذی در جدول ۴-۳ ارائه شده است. در شکل ۴-۱۵ نمودارهای MgO ، Al_2O_3 ، SiO_2 ، CaO ، MnO ، Na_2O ، P_2O_5 و K_2O در مقابل K_m روند منفی و نمودارهای FeO ، Fe_2O_3 و K_2O و SiO_2 تطابق مثبتی را با پذیرفتاری مغناطیسی نشان می‌دهند.



شکل ۴-۱۵- نمودارهای عناصر اصلی در مقابل مقادیر قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده (K_m) و ضرایب همبستگی آنها.

بر اساس این نمودارها و توجه به این امر که توده گرانیتوئیدی پنج کوه از پیروکسن سینیتهها به سمت بیوتیت سینیتهها تفریق یافته و همچنین مونزونیتها نیز در اثر دگرسانی آنها ایجاد شده‌اند می‌توان به خوبی روند نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی با پذیرفتاری مغناطیسی را به راحتی تفسیر نمود. در این نمودارها (شکل ۴-۱۵)، مسیرهای دایره‌ای نشان داده شده با روند تفریق ژئوشیمیایی از پیروکسن سینیته به سمت بیوتیت سینیته همخوانی دارد. چنانچه مونزونیتها در این نمودارها در نظر گرفته شوند نظم موجود را بر هم می‌زنند. علاوه بر این بین K_m و تفریق هم رابطه عکس مشاهده می‌شود؛ چون بیوتیت پذیرفتاری مغناطیسی بیشتری از پیروکسن دارد.

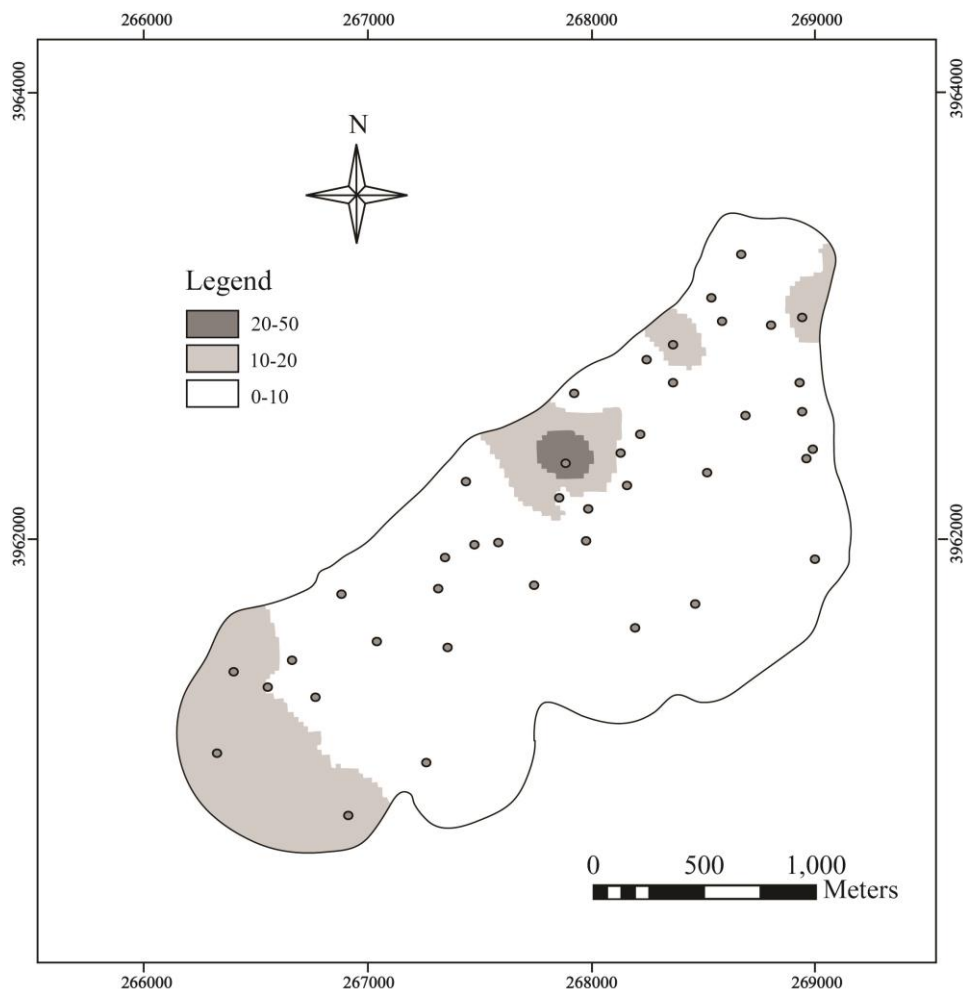
۴-۳-۲ درصد ناهمگنی (P%)

پارامتر P یا درجه ناهمسانگردی کل که رابطه بین حداکثر و حداقل مقدار پذیرفتاری مغناطیسی را بیان می‌دارد به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$P\% = \left[\left(\frac{K1}{K3} \right) - 1 \right] \times 100 \quad [3-4]$$

از این فاکتور به منظور تشخیص جریان ماگمایی و تغییر شکل حالت جامد استفاده می‌شود (ساینت بلنکوئت و تیکاف^{۴۴}، ۱۹۹۷، ساینت بلنکوئت و همکاران، ۲۰۰۱). به طور کلی، مقدار P به دست آمده در توده گرانیتوئیدی پنج کوه بین ۱ تا ۵۰ درصد تغییر می‌کند (جدول ۴-۱). همانطور که در نقشه هم‌میزان این پارامتر نیز نشان داده شده است (شکل ۴-۱۶) بالاترین مقادیر P% در نیمه جنوبی، برخی از ایستگاه‌های موجود در حاشیه غربی و شمال شرق توده به چشم می‌خورد. از آنجا که ناهمسانگردی مغناطیسی، درجه شدت فابریک و کرنش منطقه را نشان می‌دهد (بوشه، ۱۹۹۷) به نظر می‌رسد که این نواحی در اثر تحمل دگرشکلی بالا، در معرض دگرسانی شدید (به دلیل درزه و

⁴⁴- Saint Blanquat and Tikoff

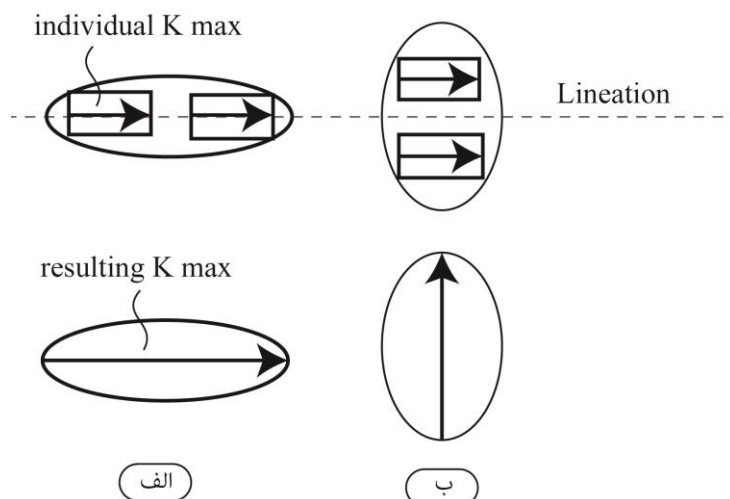


شکل ۴-۱۶- نقشه هم‌میزان درصد ناهمسانگردی (P%) در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه.

شکستگی‌های فراوان و عبور سیالات از آنها) قرار گرفته و بخش مهمی از کانیهای منیتیت خود را از دست داده‌اند. در واقع بیشتر این ایستگاه‌ها به نمونه‌های دگرسان شده و انواع مونزونیتی تعلق دارند.

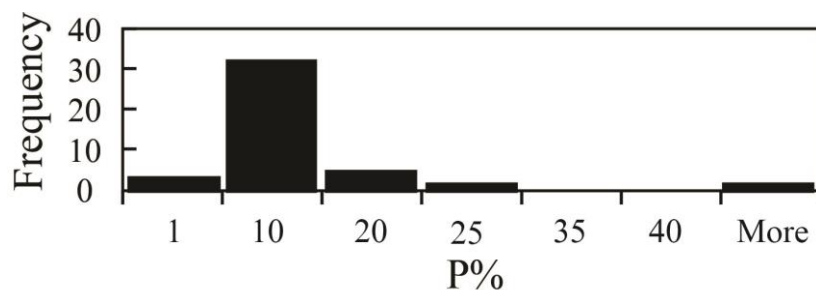
اصول روش AMS سنگهای گرانیتی بر این مبنا بنا نهاده شده است که فابریکهای مغناطیسی حاصل از این روش موازی با جهت‌یابی ترجیحی شکل دانه‌های منیتیت می‌باشد (قوشه و همکاران، ۱۹۹۵، بوشه، ۱۹۹۷، گرگوری و همکاران، ۱۹۹۸) که خود این کانی نیز در جریان ماگمایی هم راستا با کانیهای بیوتیت و پیروکسن قرار دارد (قوشه و همکاران، ۱۹۹۵، بن و همکاران، ۱۹۹۳). از این رو، رابطه مستقیمی بین فابریک مغناطیسی و فابریک شکل دانه منیتیت وجود دارد (گرگوری و همکاران،

۱۹۹۸). از طرف دیگر بر اساس روشهای کانی‌شناسی مغناطیسی همانند مغناطیس‌زدایی حرارتی و مغناطیس پسماند مشخص شده است که در توده‌های گرانیتوئیدی اندازه منیتیت از چند ده میکرون تا ۱ یا ۲ میلی‌متر تغییر می‌نماید. اندازه درشت منیتیت موجب می‌شود که این کانی در گرانیتها رفتار چند حوزه‌ای از خود بروز داده و چنانچه فاصله بین دانه‌ها از دو برابر فاصله مراکز آنها کمتر باشد با یکدیگر برهمکنش نمایند (بوشه و همکاران، ۱۹۹۲، شکل ۴-۱۷). لذا ریز شدن منیتیت‌ها به هم‌ریختگی شکل آنها و طرز قرارگیری آنها در کنار هم در اثر دگرسانی باعث تغییر نسبت شکل در دانه‌ها و فعل و انفعالات مابین آنها خواهد شد. بر این اساس در غرب توده احتمال می‌رود، ردیفی قرار گرفتن منیتیتها در اثر دگرسانی باعث افزایش ناهمگنی مغناطیسی شده باشد (گرگوری و همکاران، ۱۹۹۸). در مواردی که درجه ناهمسانگردی همگام با K_m افزایش می‌یابد (نظیر ایستگاه ۳۸ در شکل ۴-۱۹) نمی‌توان افزایش مقدار P را با بزرگای فابریک شکل منیتیت توضیح داد. به نظر می‌رسد که ادخالهای منیتیت درون سیلیکاتهایی نظیر کلینوپیرکسن در سیینیتها ممکن است به طور ردیفی کنار یکدیگر چیده شده باشد و از اینرو موجب افزایش بزرگی پذیرفتاری مغناطیسی به موازات خطوارگی شده است.



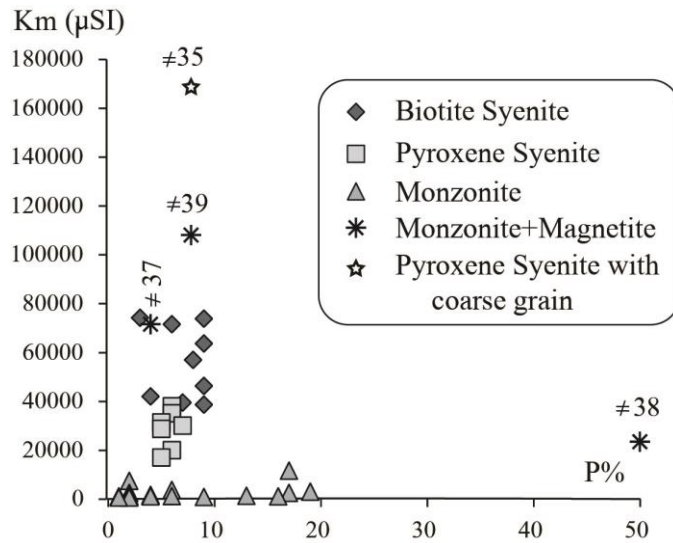
شکل ۴-۱۷- تصویری از برهم کنش مغناطیسی موجود در بین دانه‌های منیتیت (گرگوری و همکاران، ۱۹۹۵). الف) در حالت ردیف شده بیضی به موازات خطوارگی مغناطیسی کشیده می‌شود. ب) در وضعیت پهلو به پهلو بیضی عمود بر خطوارگی مغناطیسی قرار گرفته و باعث کاهش ناهمگنی مغناطیسی کل خواهد شد.

به طور کلی با توجه به هیستوگرام تغییرات ناهمگنی مغناطیسی در شکل ۴-۱۸ می‌توان دریافت که اکثر ایستگاه‌های موجود در توده دارای مقادیر ۱۰ درصد می‌باشند. علت کم بودن این مقدار نسبت به گرانیتهای فرومغناطیسی دیگر که غالباً دارای ناهمگنی بزرگتر از $P > 50\%$ می‌باشند (بوشه، ۲۰۰۰)، به فعل و انفعالات بین دانه‌های منیتیت و کاهش یا افزایش ناهمگنی مغناطیسی در این سنگها (هارگریوز و همکاران، ۱۹۹۱، دانلوپ و ازمیر^{۴۵}، ۱۹۹۷) نسبت داده می‌شود. زیرا فابریک دانه‌های منیتیت فابریک کانیه‌های دیگر را تقلید می‌کند (قوشه و همکاران، ۱۹۹۴). این فرایند به علت رشد ترجیحی یا اکسلوشن کانی منیتیت در میان مرزهای دانه‌ای میزبان یا کلیواژ آنها رخ می‌دهد. به همین دلیل درجه ناهمگنی از $P = 1\%$ برای فابریک شکل تصادفی منیتیت تا $P > 50\%$ در فابریک ردیفی تغییر می‌کند. بنابراین بیشتر بودن ایستگاه‌های دارای ناهمگنی ۱۰ درصد به علت تصادفی قرار گرفتن منیتیتها در سنگ می‌باشد. در نمودار K_m در مقابل $P\%$ (شکل ۴-۱۹) بیشترین طیف تغییرات در مقادیر درجه ناهمسانگردی در نمونه‌های مونوزونیتی مشاهده می‌شود و در مابقی نمونه‌ها که ظاهراً سالم‌تر هستند مقدار $P\%$ با افزایش بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی ثابت می‌ماند. این نمودار همچنین نشان می‌دهد که تطابق مثبتی بین این دو پارامتر در کانیه‌های فرومغناطیسی و پارامغناطیسی (روشت و همکاران، ۱۹۹۲) وجود دارد.



شکل ۴-۱۸- هیستوگرام تغییرات ناهمگنی در توده گرانیتهای پهن کوه.

⁴⁵- Dunlop and Ozdemir



شکل ۴-۱۹- نمودار تغییرات ناهمگنی (P%) در برابر پذیرفتاری مغناطیسی (Km).

شکل ۴-۱۹ کاهش درصد ناهمگنی را با کاهش میانگین پذیرفتاری برای گرانیت‌های سالم و دگرسان نشان می‌دهد.

۴-۳-۳- پارامتر شکل (T)

پارامتر T که به آن فاکتور شکل و همچنین پارامتر جلینک نیز گفته می‌شود برابر است با:

$$T = \frac{[\ln(\frac{k_2}{k_3}) - \ln(\frac{k_1}{k_3})]}{[\ln(\frac{k_2}{k_3}) + \ln(\frac{k_1}{k_2})]} \quad [4-4]$$

این پارامتر شکل بیضوی مغناطیسی را توصیف نموده و نظم بلورهای فرومغناطیس را در حین جایگیری یک توده ماگمایی، رشد بلوری یا آرایش مجدد آنها در یک میدان تنش نشان می‌دهد (الوود^{۴۶}، ۱۹۷۸). چنانچه مقدار این پارامتر مثبت و بزرگتر از صفر باشد اولاً بیضوی مغناطیسی

کلوچه‌ای (Oblate) است و ثانیاً روابط زیر وجود دارد:

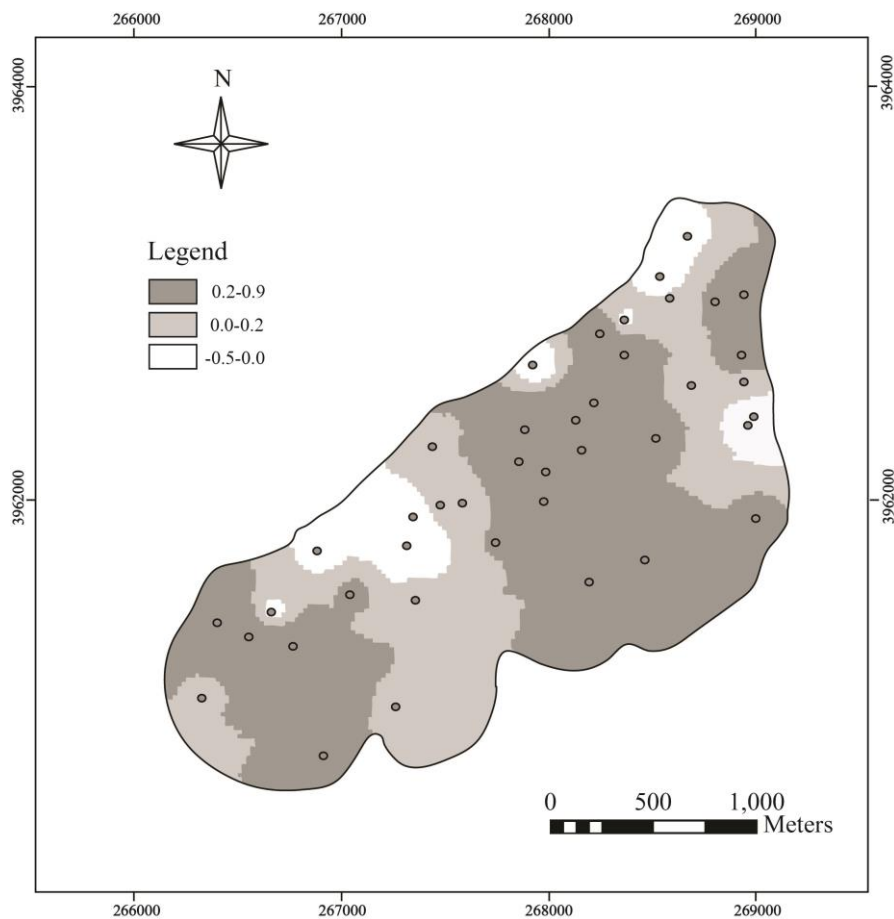
⁴⁶- Ellwood

$$-1 \leq T < 0 \text{ و } K_1 = K_3 > K_2$$

مقادیر منفی نیز نشان‌دهنده بیضوی مغناطیسی دوکی شکل (Prolate) می‌باشند و در این وضعیت:

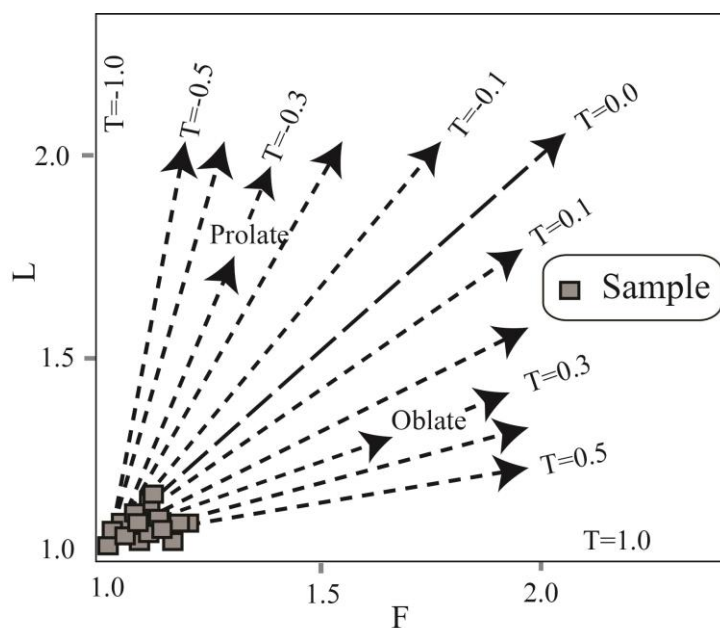
$$0 < T \leq 1 \text{ و } K_1 = K_2 > K_3$$

(لانزا و ملونی، ۲۰۰۶). مقادیر پارامتر T محاسبه شده برای توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه از $-۰/۴۸$ تا $+۰/۹۳$ تغییر می‌کند (شکل ۴-۲۰ و جدول ۴-۱). با توجه به نقشه منحنی‌های هم میزان مقادیر T ، شکل بیضوی مغناطیسی در اکثر بخشهای توده به استثنای حاشیه جنوب غرب مثبت و کلوچه‌ای شکل می‌باشد. ایستگاه‌های با مقادیر T منفی نیز معرف مناطق تغذیه کننده ماگما می‌باشد که در نقشه خطوارگی شکل ۴-۲۵ با خطواره‌های با شیب زیاد این توده نیز منطبق است.

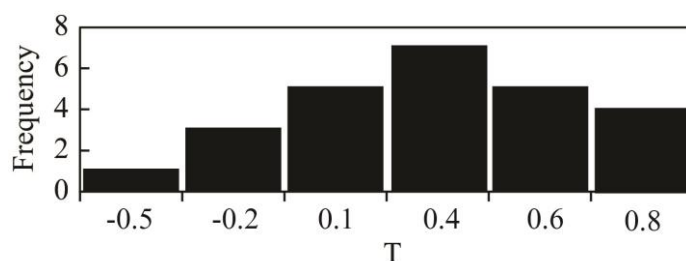


شکل ۴-۲۰- نقشه هم میزان پارامتر شکل (T) در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه.

رابطه بین خطوارگی ($L=K_1/K_2$)، برگوارگی ($F=K_2/K_3$) و پارامتر شکل به صورت نموداری در شکل ۲۱-۴ ترسیم شده است. با توجه به این نمودار بیشتر نمونه‌های اندازه‌گیری شده ایستگاه‌های مختلف توده گرانیوتییدی پنج‌کوه از نوع کلوچه‌ای می‌باشند. همچنین هیستوگرام تغییرات پارامتر شکل نیز نشان می‌دهد که بیضوی مغناطیسی بیشتر این ایستگاه‌ها کلوچه‌ای شکل بوده و از مقادیر ۰/۱ تا ۰/۸ برخوردار می‌باشند (شکل ۲۲-۴).

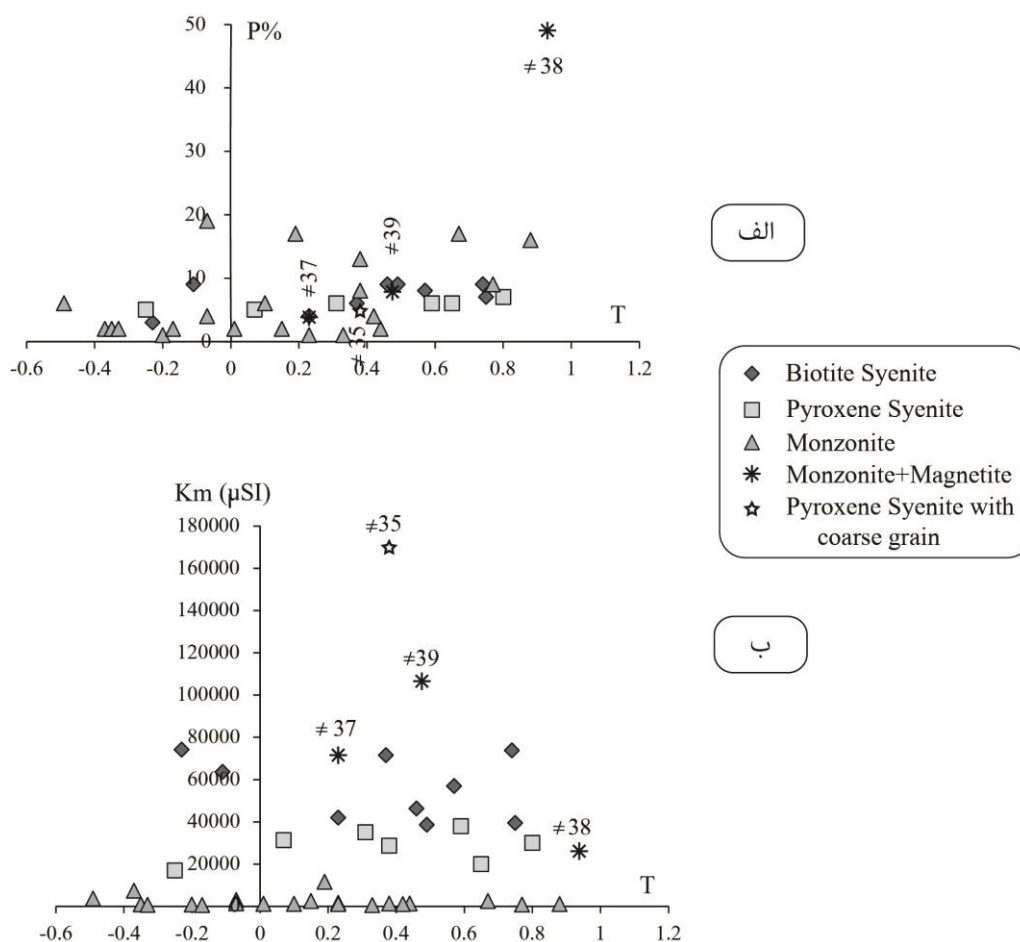


شکل ۲۱-۴- نمودار L در برابر F ایستگاه‌های مختلف توده گرانیوتییدی پنج‌کوه که رابطه آنها را با پارامتر شکل نشان می‌دهد (برگرفته از تارلینگ و هرودا، ۲۰۰۶، لانزا و ملونی، ۱۹۹۳). همانطور که مشاهده می‌شود بیشتر ایستگاه‌ها از بیضوی کلوچه‌ای شکل برخوردار می‌باشند.



شکل ۲۲-۴- هیستوگرام فراوانی تغییرات پارامتر شکل در توده گرانیوتییدی پنج‌کوه.

شکل ۴-۲۳-الف درصد ناهمسانگردی در مقابل پارامتر شکل را نشان می‌دهد که در آن ایستگاه‌های مونزونیتی دارای طیف وسیعتری از P% و T می‌باشند که به نظر می‌رسد این امر به دلیل ریز شدن منیتیت‌ها و به هم ریختگی شکل آنها و یا نحوه قرارگیری آنها در اثر فرایند دگرسانی سدیک-کلسیک می‌باشد. لازم به ذکر است که بیشترین مقدار ناهمگنی در اثر دگرسانی موجود در منطقه همانگونه که در بخش‌های قبلی توضیح داده شد مربوط به ایستگاه ۳۸ می‌باشد که از پارامتر شکل صفحه‌ای و مقدار T بیشتری نسبت به ایستگاه‌های دیگر برخوردار است. نمودار K_m در برابر T (شکل ۴-۲۳-ب) نشان می‌دهد که ایستگاه‌های با پذیرفتاری مغناطیسی بالا از مقادیر T بیشتری نیز در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه برخوردارند.

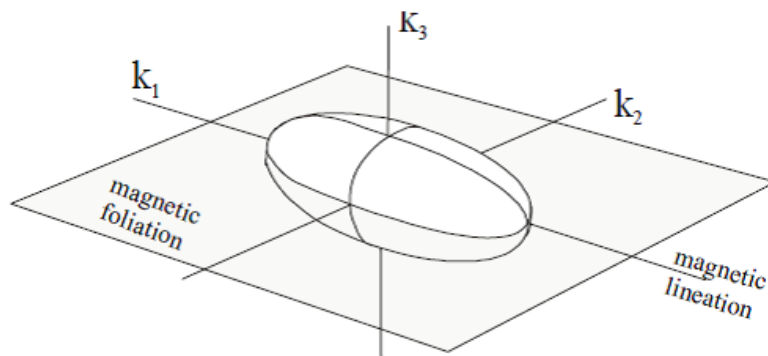


شکل ۴-۲۳-الف) نمودار تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی (K_m) در برابر پارامتر شکل (T)، ب) نمودار تغییرات ناهمگنی (P%) در برابر پارامتر شکل (T، جلینک، ۱۹۷۷).

همانطور که مشاهده می‌شود سنگ‌های سالم، بیضویهای شدیداً خطی با ناهمگنیهای نسبتاً پایین را نشان می‌دهند ($P > 5\%$). این فابریکهای مغناطیسی مرتبط با منیتهای خود شکل سالم و ماگمایی هستند. دگرسانی منیتیت و پایین آمدن مقدار آن در سنگ دگرسان موجب کاهش در ناهمگنی و به هم خوردن شکل در آنها شده است.

۴-۳-۴ خطوارگی مغناطیسی

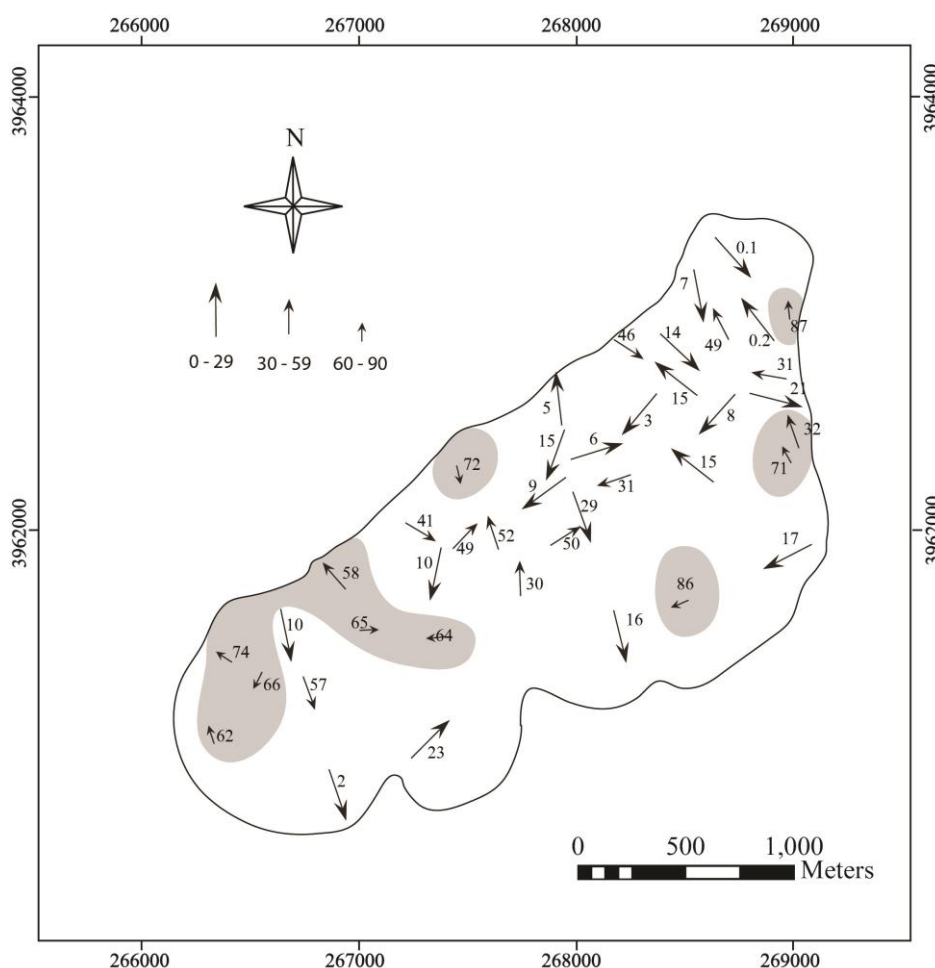
$K_1 = K_{max}$ به عنوان خطوارگی مغناطیسی شناخته می‌شود. بدین جهت نقشه خطوارگی مغناطیسی نیز بر اساس پارامتر K_1 بدست می‌آید (شکل ۴-۲۴). در این نقشه، روند و میزان شیب خطوارگی با فلشهای مختلفی نمایش داده می‌شود. فلش بزرگتر بیانگر شیبهای بین ۰ تا ۲۹ درجه می‌باشد، فلش با اندازه متوسط شیبهای بین ۳۰ تا ۵۹ درجه و فلش کوتاه، شیبهای بین ۶۰ تا ۹۰ درجه را نشان می‌دهد. همانطور که در نقشه خطوارگی مشاهده می‌شود، در گوشه شمال شرق توده، خطوارگیها روند متفاوتی دارند اما تقریباً همگی آنها داری شیب کمی به سمت شرق یا غرب می‌باشند (شکل ۴-۲۵).



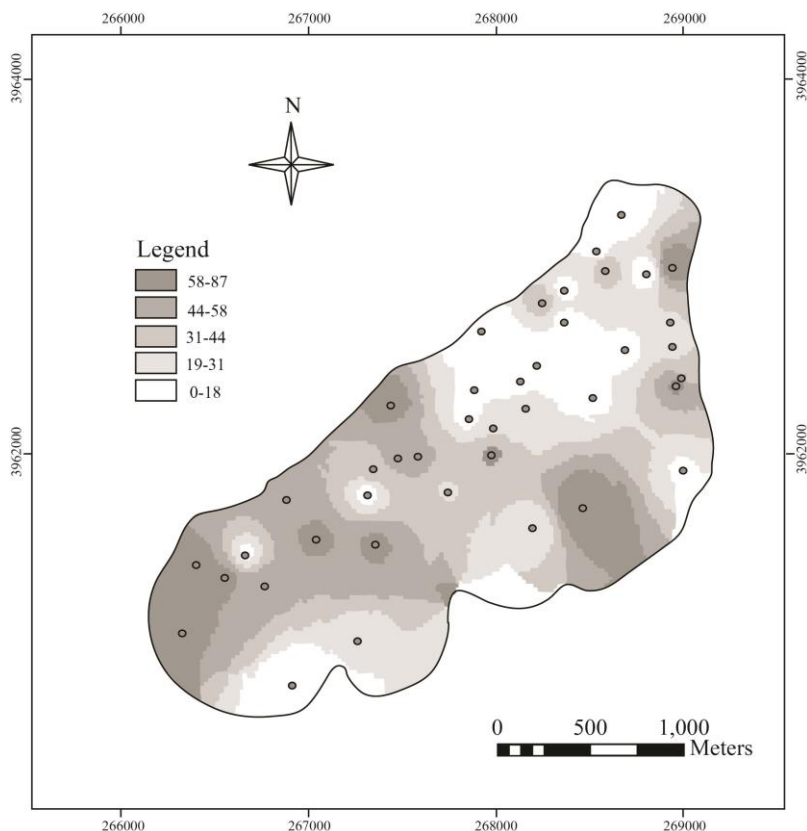
شکل ۴-۲۴ در این شکل جهت خطوارگی مغناطیسی که هم جهت با محور K_1 می‌باشد در یک بیضوی مغناطیسی نشان داده شده است (برگرفته از سایمود^{۴۷} و همکاران، ۱۹۹۵). در گرانیتهای فرومغناطیسی (دربدارنده منیتیت)، K_3 قطب صفحه پهن‌شدگی میانگین و K_1 جهت کشیدگی دانه‌های منیتیت می‌باشد (گرگوری و همکاران، ۱۹۹۸، نابا و همکاران، ۲۰۰۴).

⁴⁷- Siegesmund

در بیشتر ایستگاه‌های موجود در بخش‌های مرکزی توده نیز بیشتر خطواره‌گیها روند غالب شمال شرق- جنوب غرب داشته و شیب اندکی دارند. به طور کلی شیب خطواره‌ها از حاشیه جنوب-جنوب غرب توده به سمت شمال توده کاهش می‌یابد (شکل ۴-۲۶) که این روند با ارتفاع توده انطباق دارد (همانطور که در شکل ۲-۳ از جنوب توده به سمت شمال آن ارتفاع نیز افزایش یافته است). به طور کلی الگوی خطواره‌گی در اغلب حاشیه‌های جنوب-جنوب غرب توده شیب نسبتاً بالایی دارند. در واقع این ایستگاه‌ها مناطق تغذیه‌کننده ماگما را نشان می‌دهند؛ چرا که مناطقی که خطواره‌های با شیب بالای ۶۰ درجه دارند معمولاً معرف مناطق تغذیه می‌باشند (آمیک و بوشه، ۱۹۸۹، نابا و همکاران، ۲۰۰۴).



شکل ۴-۲۵- نقشه خطواره‌گی در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. در این نقشه مناطق تغذیه با رنگ خاکستری مشخص شده است. میزان شیب هر ایستگاه نیز در کنار فلش آن درج شده است.



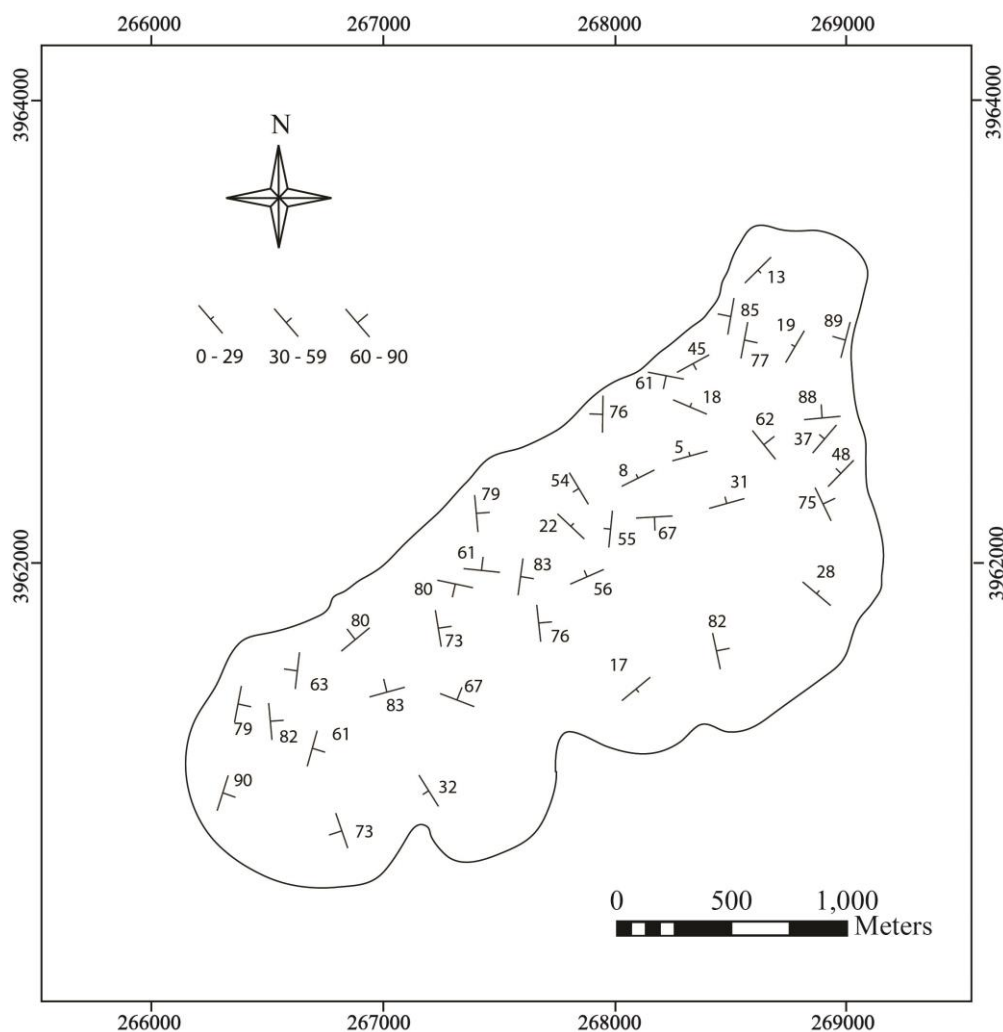
شکل ۴-۲۶- نقشه منحنیهای هم میزان شیب خطواره‌های مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه.

زیرا هنگامی که ماگما به صورت قائم صعود می‌کند شیب خطواره‌ها نیز افزایش می‌یابد (بوشه، ۱۹۹۷). در نقشه خطوارگی مناطق تغذیه کننده با شیبهای زیادی هستند که با رنگ خاکستری نشان داده شده است. نگاهی دقیق به این نقشه سه راهرو را نشان می‌دهد که با روند شمال غرب-جنوب شرق الگوی‌های خطوارگی کلی توده نفوذی را قطع می‌نماید. شیب خطواره‌ها در کل توده بین ۰ تا ۸۷ درجه تغییر می‌کند و سه راهرو مذکور در توده به طور غالب از شیب کمی با میانگین ۲۲ درجه برخوردارند.

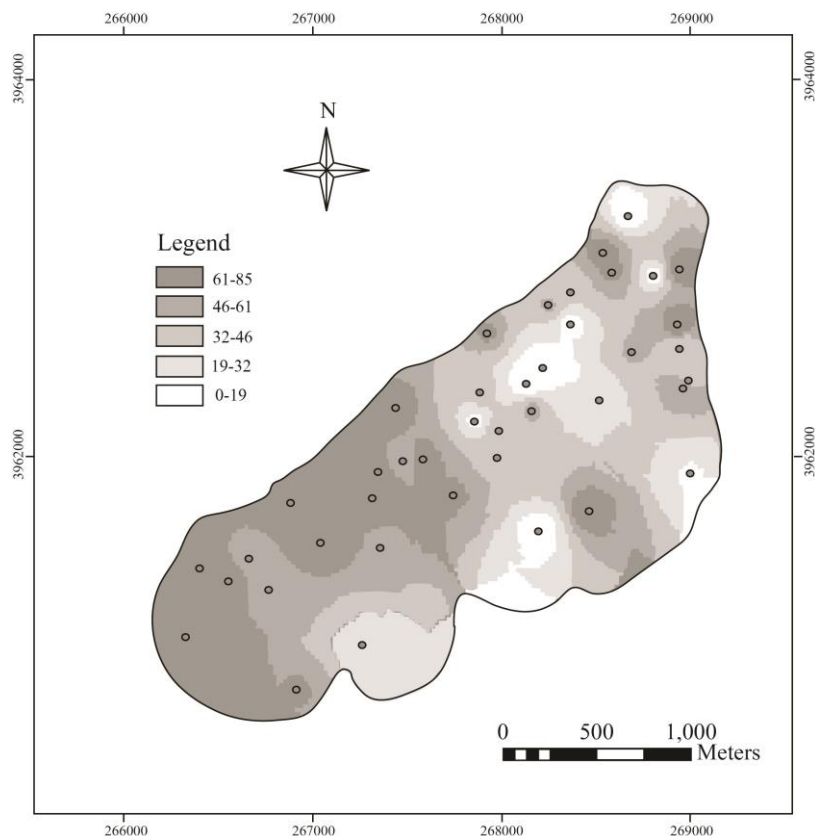
۴-۳-۵- برگوارگی مغناطیسی

الگوی برگوارگی در گرانیتوئیدها به وسیله جریان ماگمایی، ساب‌ماگمایی، دگرشکلی جامد دمای بالا تا پایین ایجاد می‌شوند (پاترسون، ۱۹۸۹). برگوارگی مغناطیسی در توده نفوذی پنج‌کوه بر اساس

موقعیت محور K_3 بیضوی مغناطیسی (شکل ۴-۲۴) بدست آمده و به صورت یک نقشه ترسیم شده است (شکل ۴-۲۷). امتداد کلی برگوارگیهای مغناطیسی موجود در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه شمال‌شرق-جنوب‌غرب بوده و با خطواره‌های مغناطیسی آن انطباق دارد. به استثنای حاشیه‌های جنوب-جنوب غرب برگواره‌های مغناطیسی بدست آمده اغلب به موازات حاشیه‌ها هستند و به سمت شمال غرب یا جنوب شرق شیب زیادی دارند (شکل ۴-۲۸). در حاشیه جنوب-جنوب غرب برگوارگی شیب زیادی دارد با مناطق تغذیه‌کننده ماگما مطابقت دارد. این موضوع قبلا با مقادیر منفی T منفی و شیب زیاد خطوارگی‌ها نیز اثبات شده است.



شکل ۴-۲۷- نقشه برگوارگی در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه. در این نقشه برگواره‌ها با سه علامت مختلف ارائه شده‌اند و شیب هر ایستگاه نیز در کنار آن درج شده است.



شکل ۴-۲۸- نقشه منحنیهای هم میزان شیب بر گواره‌های مغناطیسی در توده نفوذی پنج کوه.

در بخشهای مرکزی توده سطوح بر گوارگی تقریباً از روند خطوارگی تبعیت نموده ولی شیب متغیری دارند. با نگاهی دقیق به سه راهرویی که در مبحث خطوارگی ذکر شد می‌توان دریافت که این سه راهرو با امتداد شمال غرب-جنوب شرق الگوی‌های کلی بر گوارگی توده را نیز قطع می‌نماید. به طور کلی شیب بر گوارگی مغناطیسی از جنوب غرب به سمت شمال و شمال شرق توده کاهش می‌یابد.

۴-۴- انواع فابریک (ریزساختها) در توده گرانیتوئیدی پنج کوه

همزمان یا اندکی پس از تبلور ماگما، بر حسب تنش حاکم بر منطقه، ممکن است یک تا سه نوع فابریک ماگمایی، ساب‌ماگمایی و ساب‌سالیدوس (دمای بالا، متوسط و پایین) در توده‌های نفوذی تشکیل شوند. بر اساس مطالعات دقیق ریزساختی در توده گرانیتوئیدی پنج کوه هر سه نوع فابریک

ماگمایی، ساب‌ماگمایی و ساب‌سالییدوس نوع دما بالا مشاهده شده است که در زیر به شرح هریک از آنها خواهیم پرداخت.

۴-۴-۱- فابریکهای ماگمایی^{۴۸}

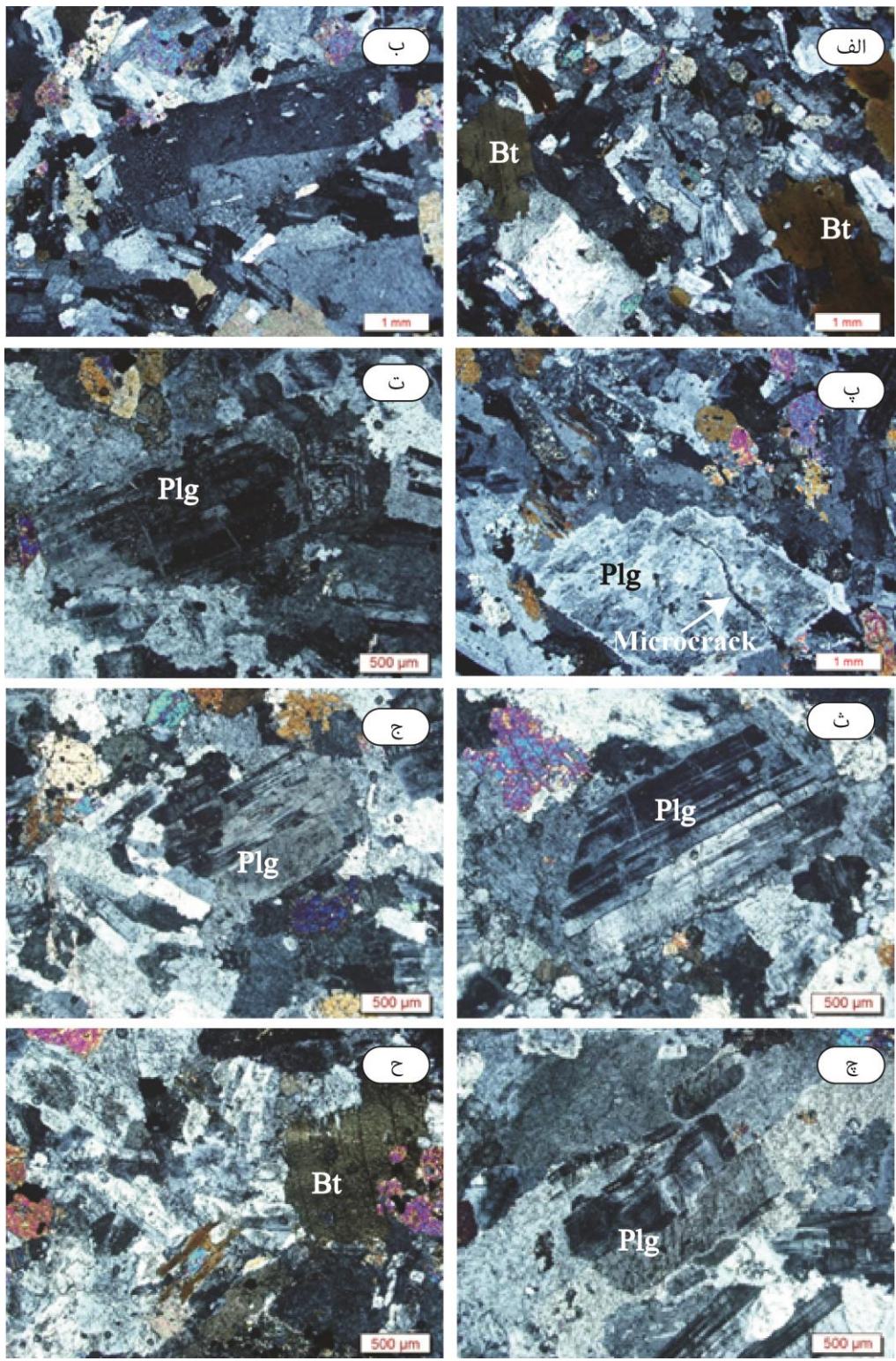
هنگامیکه به طور تقریبی ۶۰ درصد از حجم ماگما تبلور یابد، هنوز به مقدار کافی مذاب وجود دارد تا بلورها بتوانند، بدون تحت تأثیر قرار دادن یکدیگر، حرکت نموده و جابجا شوند (فرناندز، ۱۹۷۸، بن و آلارد، ۱۹۸۹). فابریکهای ماگمایی در بالای سالییدوس ماگما تشکیل می‌شوند و بعد از تبلور کامل و سرد شدن، هیچگونه دگرشکلی حالت جامدی را نشان نمی‌دهند (پاترسون و همکاران، ۱۹۸۹). بنابراین در حالت کلی، کانیها ساختار و شکل اولیه خود را حفظ خواهند کرد. غالباً ریزساختارهای ماگمایی چنین سنگهایی وابسته به فابریک کانیها و به طور زیادی قبل از تبلور کامل آنها شکل می‌گیرد (بوشه، ۱۹۹۷). در مقاطع میکروسکوپی مطالعه شده فقط چند ایستگاه دارای ریزساختارهای ماگمایی بوده و بافت کاملاً ماگمایی بوده که با بلورهای اولیه خودشکل قابل شناسایی است (شکل ۴-۲۹-الف). ریز ساختارهای ماگمایی در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه معمولاً با بلورهای پلاژیوکلاز خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار، ارتوز پرتیتی و بیوتیت‌های ورقه‌ای بدون تغییرشکل شناسایی می‌شود (شکل ۴-۲۹-الف). فابریک‌های ماگمایی در توده‌های نفوذی بازتاب کرنش در طول جایگیری توده و تکتونیک ناحیه‌ای می‌باشد (بوشه، ۱۹۹۷، پاترسون، ۱۹۹۸).

۴-۴-۲- فابریک ساب‌ماگمایی^{۴۹}

در شکل‌گیری این نوع فابریک، درصد مذاب موجود در زمینه نسبت به فابریک ماگمایی کمتر می‌باشد (هیبارد، ۱۹۸۷، پاترسون، ۱۹۸۹) (در واقع بیش از ۶۰ درصد حجمی مواد متبلور شده است).

⁴⁸ - Magmatic

⁴⁹ - Submagmatic



شکل ۴-۲۹- تصاویر میکروسکوپی انواع ریزساخته‌های مشاهده شده در توده نفوذی پنج‌کوه. الف و ب) فابریک ماگمایی که با بلورهای تخته‌ای پلاژیوکلاز، کانیهای خود شکل و اولیه پیروکسن، بیوتیت و منیتیت مشخص می‌شود؛ پ) فابریک ساب ماگمایی که در آن پلاژیوکلاز شکسته شده و با کوارتز \pm آلکالی فلدسپار پر شده است؛ ت، ج و چ) جابه‌جایی شکل پذیر ماکل پلاژیوکلاز که معرف دگرشکلی ساب سولیدوس دمای بالا می‌باشد و ح) در این تصویر آثاری از خمیدگی در کانی بیوتیت به خوبی مشاهده می‌شود.

به همین علت حالت ساب‌ماگمایی یک حالت انتقالی بین فابریک ماگمایی و سایر فابریک‌ها به شمار می‌رود (موریس، ۱۹۸۴). فابریک‌های ساب ماگمایی در بالای سولیدوس ماگما تشکیل می‌شوند. در شرایطی که ماگما حاوی مقدار زیادی بلور باشد، می‌تواند شبیه یک جسم سخت رفتار کند. در این شرایط علی‌رغم اینکه بلورها در حضور ماده مذاب قرار دارند، می‌توانند رفتار شکننده یا پلاستیک از خود بروز دهند (بوشه و همکاران، ۱۹۹۲). در این حالت ممکن است برخی از بلورها نظیر بلورهای فلدسپار دچار شکستگی شوند که علت این امر وجود صفحات کلیواژ و ماکل در دانه های فلدسپار می باشد (ورنون و فلود، ۱۹۸۷). این نوع شکستگیها در اثر دگرشکلی شکننده در مقیاس دانه‌ای و در حضور مذاب باقی‌مانده بوجود خواهند آمد (بوشه و همکاران، ۱۹۹۲). این وضعیت در برخی از ایستگاه‌های توده نفوذی پنج‌کوه همراه با پرشدگی شکستگی‌ها از کوارتز و فلدسپار پتاسیک مشاهده می‌شود (شکل ۴-۲۹-ب).

به طور کلی فابریک‌های ساب سولیدوس به دو گروه زیر تقسیم بندی می‌شوند (ساینت بلانکوئت و تیکاف، ۱۹۹۷): ۱- حالت جامد دمای بالا، ۲- حالت جامد دمای متوسط تا پایین.

۴-۳-۴- فابریک‌های حالت جامد^{۵۰}

فابریک‌های حالت جامد در دمای پایین‌تر از سولیدوس ماگمای سازنده شکل می‌گیرند و در این وضعیت کانپها رفتار پلاستیک و یا شکننده از خود نشان می‌دهند. به نظر می‌رسد تغییر شکل در حالت جامد همراه با سرد شدن توده نفوذی رخ می‌دهد. ریزساختارهای حالت جامد و دگرسانی پلاژیوکلاز همراه با کاهش دما در طول سرد شدن توده بعد از جایگیری و در شرایط ساب سولیدوس تا تبلور کامل صورت می‌گیرد.

۴-۳-۴-۱- فابریک حالت جامد دمای بالا^{۵۱}

⁵⁰ - Solid State

⁵¹ - Sub Solidus- High temperature

پراکندگی ریزساخته‌های حالت جامد دمای بالا در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه، عمدتاً در غرب و شمال غرب تا جنوب غرب آن پراکنده شده‌اند (شکل ۴-۳۴). بررسی مقاطع میکروسکوپی این بخشها نشان می‌دهد، بلورهای بیوتیت در بیشتر سنگ‌های تغییر شکل یافته این نواحی، تاب برداشته و خمیده شده و کینگ باند نیز در آنها مشاهده می‌شود. در واقع بیوتیت‌های کینگ‌شده و پلاژیوکلازهای پیچ و تاب خورده به پایداری این کانیها در طول تغییر شکل دمای بالا اشاره می‌کند (شکل ۴-۲۹-ت تا ح). باید توجه داشت که پیدایش کینک باند در دگرشکلی‌ها به علت لغزش کوچک ورقه‌های بیوتیت در امتداد سطوح کلیواژ آنها می‌باشد (بوشه و همکاران ۱۹۹۲). حضور مقدار کمی مذاب در بین ورقه‌های بیوتیت، سبب سهولت لغزش ورقه‌ها بر روی یکدیگر می‌گردد (ورنون و فلود، ۱۹۸۷، جانسون و همکاران، ۲۰۰۶). در مقاطع نازک این ایستگاه‌ها، پلاژیوکلازها دارای حاشیه‌های گسیخته بوده و ماکل‌های پلی‌سنتتیک آنها دچار خمیدگی و تاب خوردگی شده‌اند. علاوه بر این، تبدیل شدن پلاژیوکلاز به آلبیت و اسکاپولیت، تجزیه بیوتیت و همچنین تبدیل پیروکسن به اکتینولیت بیانگر این مطلب هستند که دگرشکلی ساب‌سالیدوس در دمای بالا و در حضور سیالات داغ حاصل از دگرسانی صورت گرفته است. بیوتیت‌های کینک شده و پلاژیوکلازهای پیچ و تاب خورده به پایداری این کانیها در طول تغییر شکل دمای بالا اشاره می‌کند (ناسیمنتو و همکاران، ۲۰۰۴). وجود تمامی شواهد فوق، حاکی از عملکرد تنش‌های تکتونیکی در حالت شکل‌پذیر بر واحدهای سنگی این نواحی می‌باشد.

۴-۳-۲- فابریک حالت جامد دمای پایین^{۵۲}

ساخت‌های میکروسکوپی دمای پایین می‌توانند بر ساخته‌های میکروسکوپی دمای بالا تحمیل شوند و یا به تنهایی در واحدهای سنگی ایجاد شوند. این نوع از دگرشکلی‌ها پس از جایگیری توده، یعنی زمانی که ماگما به طور کامل متبلور و سرد شده، شکل می‌گیرند (بن و همکاران، ۱۹۸۹، بوشه و همکاران، ۱۹۹۲).

⁵²- Sub Solidus- Low temperature

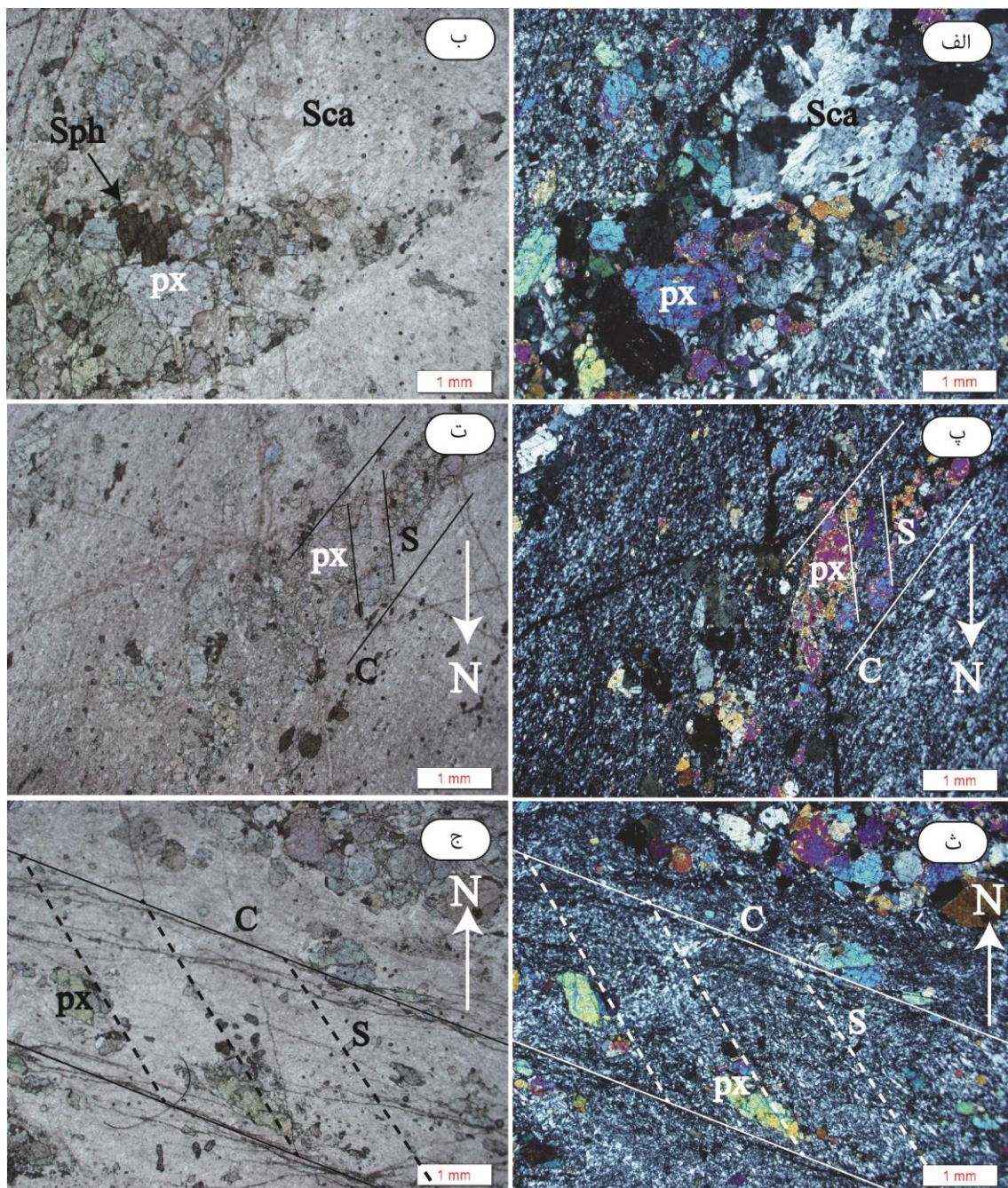
ریزساختهای مذکور در سه ایستگاه موجود در حوالی مرکز توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه (ایستگاه‌های ۱، ۷ و ۸) که تحت دگرشکلی بیشتری قرار گرفته و به شدت میلونیتی شده مشاهده می‌شوند. لذا بر این اساس بررسی میلونیتها در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه ضرورت می‌یابد. میلونیت‌ها سنگهایی هستند که غالباً به وسیله تغییر شکل خمیری زیاد در پهنه‌های با جریان غیر هم‌محور شدید رخ می‌دهند (بل و اتریچ، ۱۹۷۳، هوباس و همکاران، ۱۹۷۶، پاشیه و ترو^{۵۳}، ۱۹۹۶) و دارای دو ویژگی مهم هستند: ۱- تمرکز یک پهنه تغییرشکل غیر هم‌محور را نشان می‌دهند، ۲- در طول جریان تغییرشکل، کانیهای زمینه یک میلونیت به طور بلور-پلاستیک تغییر می‌یابند. باید توجه داشت که تغییر شکل زمین تحت تاثیر گسل‌ها و این زونهای برشی صورت می‌گیرد (وایت و همکاران، ۱۹۸۰، رمزی^{۵۴}، ۱۹۸۰، پاشیه و ترو، ۱۹۹۶). بنابراین مجموعه این فابریکها، حاکم بودن شرایط تکتونیکی و حضور یک پهنه برشی شکل‌پذیر را در منطقه آشکار می‌سازد. به همین علت بررسی این زونهای برشی و ساختهای ایجاد شده در آنها ما را در دست یابی هرچه بهتر جایگیری توده نفوذی که هدف اصلی این پژوهش است، رهنمون خواهند کرد. بسیاری از میلونیتها دارای پورفیروکلاستهای هستند که اندازه بزرگتری از کانیهای زمینه داشته و برخی از آنها به صورت ماهی شکل نمود می‌یابند (مانکتلو و همکاران^{۵۵}، ۲۰۰۲). این قبیل کانیها الگوهای جهت‌گیری مختلفی را بسته به شدت کرنش تحمیل شده نشان می‌دهند (پنانکوئینی و همکاران، ۲۰۰۱، تن گروتونویس و همکاران، ۲۰۰۲). این جهت یابی ترجیحی معمولاً در امتداد بزرگترین بعد دانه می‌باشد و با زاویه کمی نسبت به برگوارگی میلونیتی اصلی قرار می‌گیرند (لیستر و اسنوکی^{۵۶}، ۱۹۸۴، تن گروتونویس و همکاران، ۲۰۰۲، مانکتلو و همکاران، ۲۰۰۲). میلونیت‌های دارای کانی‌های ماهی‌شکل در واقع در اثر دو نوع برگوارگی به صورت ساختارهای میلونیتی S-C توسعه یافته‌اند.

⁵³- Passchier and Trouw

⁵⁴- Ramsay

⁵⁵- Mancktelow

⁵⁶- Lister and Snoke

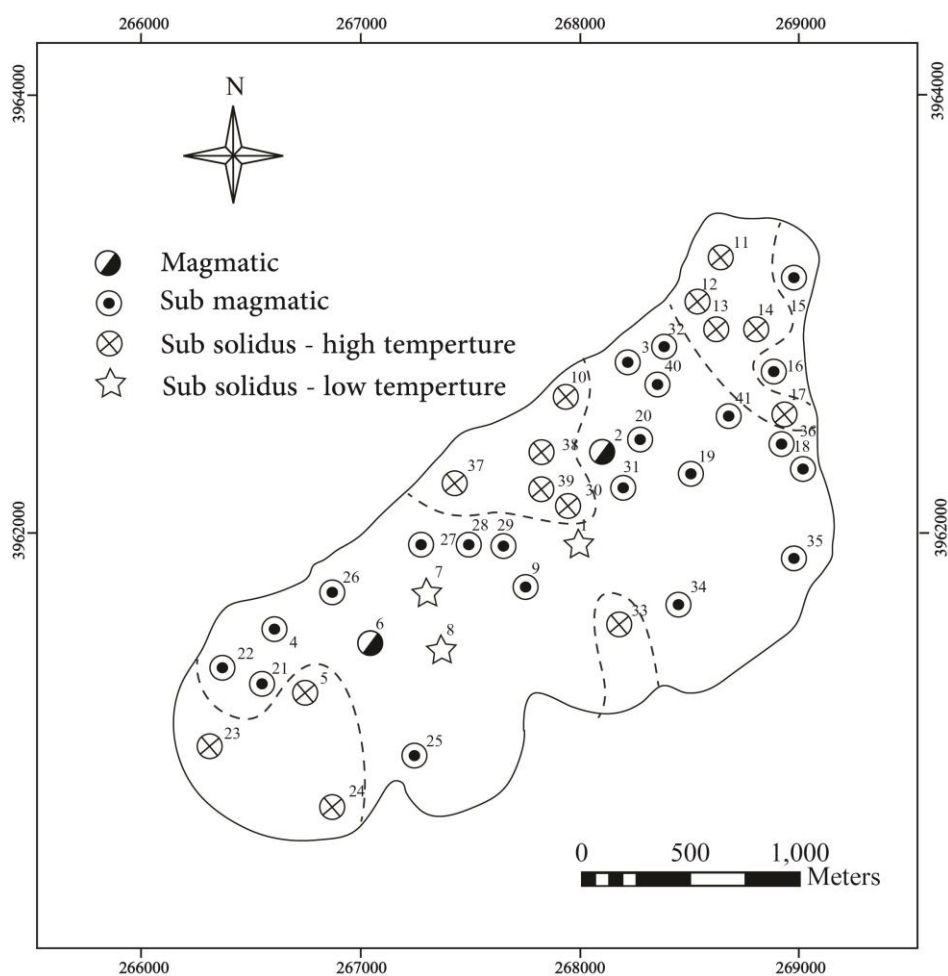


شکل ۴-۳۰- تصاویری از ریزساختهای میلونیتی موجود در توده گرانیتوئیدی پنج کوه. الف) اسکاپولیت‌های درشت که از اطراف خرد شده و زمینه دانه‌ریز سنگها را بوجود آورده است. ب) همان تصویر در نور طبیعی. پ تا ج) فابریک دگرشکلی حالت جامد دمای پایین یا میلونیتی موجود در امتداد رگه و رگچه‌های آل‌بیت-اسکاپولیت که در آنها پیروکسنهای ماهی‌شکل، فابریکهای S و C مشخص شده است. چپ‌گرد بودن فابریکهای S-C در این تصویر از روی جهت شیب مغزه‌های حفاری شده بدست آمده است. فابریک‌های S-C زاویه‌ای کمتر از ۴۵ درجه با فولیاسیون اصلی ایجاد کرده‌اند.

سطوح C، مرتبط با تداوم ناپیوستگی جایگزینی‌ها همراه با مناطق با کرنش بالا و سطوح S مرتبط با تجمع کرنش نهایی ایجاد می‌شود (برتی⁵⁷ و همکاران، ۱۹۷۹). لازم به ذکر است که برگوارگی اصلی در جهت مسیرهای سطوح C می‌باشد. سطوح S نیز با برگوارگی مورب در زمینه میلونیتها و اساسا به وسیله جهت‌یابی ترجیحی شکل بلور توصیف می‌شوند. این سطوح در آغاز با زاویه ۴۵ درجه نسبت به سطوح C تشکیل می‌شوند و با پیشرفت برش به سمت موازی شدن با سطوح C می‌چرخند. بنابراین موقعیت نسبی سطوح C و S امکان تعیین حالت و جهت برش را در پهنه‌های برشی فراهم می‌آورد (توییس و مورس، ۲۰۰۷). در سنگهای میلونیتی شده توده نفوذی پنج‌کوه نیز، برخی از کانیها به ویژه کلینوپیروکسنها به صورت فنوکریستهای ماهی شکل در آمده‌اند که در زمینه‌ای از کانی‌های فلدسپار، آلبیت و اسکاپولیت با دانه‌بندی ریز دربرگرفته شده‌اند (شکل ۴-۳۰-الف تا ت). در واقع این میلونیتها همان رگه و رگچه‌های آلبیت-اسکاپولیت حاصل از دگرسانی فراگیر سدیک-کلسیک می‌باشند که کانیهای پیروکسن در آنها به خوبی حفظ شده و جهت گرفته است. برگوارگی حاصل از این کانیها (پیروکسنها) مورب بوده و با زاویه تقریبی ۳۵-۴۵ درجه، برگوارگی ماگمایی را قطع می‌کنند (شکل ۴-۳۰-الف تا ت). بر این اساس موقعیت جغرافیایی سمت شیب مغزه‌های برداشت شده جهت برشهای موجود در منطقه شناسایی شده است. همانطور که در شکل ۴-۳۰-الف تا ج مشاهده می‌شود پیروکسنها هم‌جهت با محور S در راستای شمال غرب-جنوب شرق می‌باشند. با توجه به این نکته که رگه‌های آلبیت-اسکاپولیت بعد از جایگیری توده ایجاد شده و جهت‌گیری پیروکسنها موجود در آنها در رگه‌های میلونیتی شده هم راستا با راهروهای موجود در الگوهای خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی توده می‌باشد می‌توان به تحت کرنش قرار گرفتن راهروها در اثر برش غیر هم محور بعد از تبلور کامل توده پی برد. علاوه بر این جهت‌گیری این کانیها چپ‌گرد بودن آنها را به خوبی نشان می‌دهند (شکل ۴-۳۰-الف تا ج).

⁵⁷- Berthe

بدین ترتیب مجموع شواهد، بیان کننده این واقعیت است که ایستگاه‌های حالت ماگمایی و جامد دمای بالا، همزمان با جایگیری توده و ایستگاه‌های حالت جامد دمای پایین (میلونیتی) حاصل فعالیت‌های پس از جایگیری و تبلور کامل توده می‌باشند (یعنی زمانیکه توده کاملاً سرد و متبلور بوده و سنگها حالت شکننده داشته‌اند). لذا نقشه پراکندگی انواع ریزساختهای مطالعه شده در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه در شکل ۴-۳۱ ترسیم شده است. در این توده هر سه نوع فابریک ماگمایی، ساب‌ماگمایی و ساب‌سالیدوس (نوع دما بالا تا دمای پایین) مشاهده می‌شود. با یک نگاه کلی در این نقشه می‌توان دریافت که بیشتر فابریکهای موجود در این توده از نوع ساب‌سالیدوس دمای بالا می‌باشند. این نقشه در تعیین مدل تکتونیک بسیار مفید واقع خواهد شد.

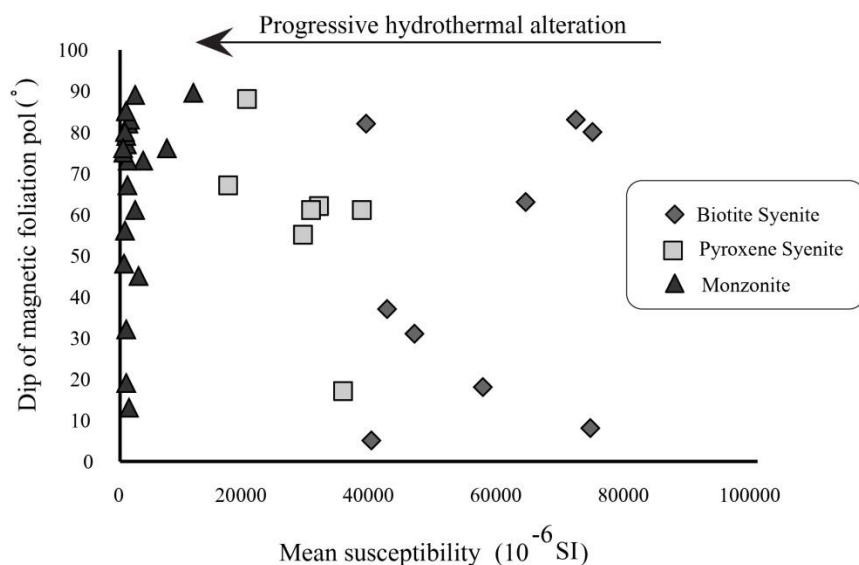


شکل ۴-۳۱- نقشه ریز ساختی و پراکندگی انواع ریز ساختها از ماگمایی تا ساب‌سالیدوس دمای پایین (میلونیتی).

۴-۵- بررسی تغییرات فابریک مغناطیسی حاصل از دگرسانی در توده

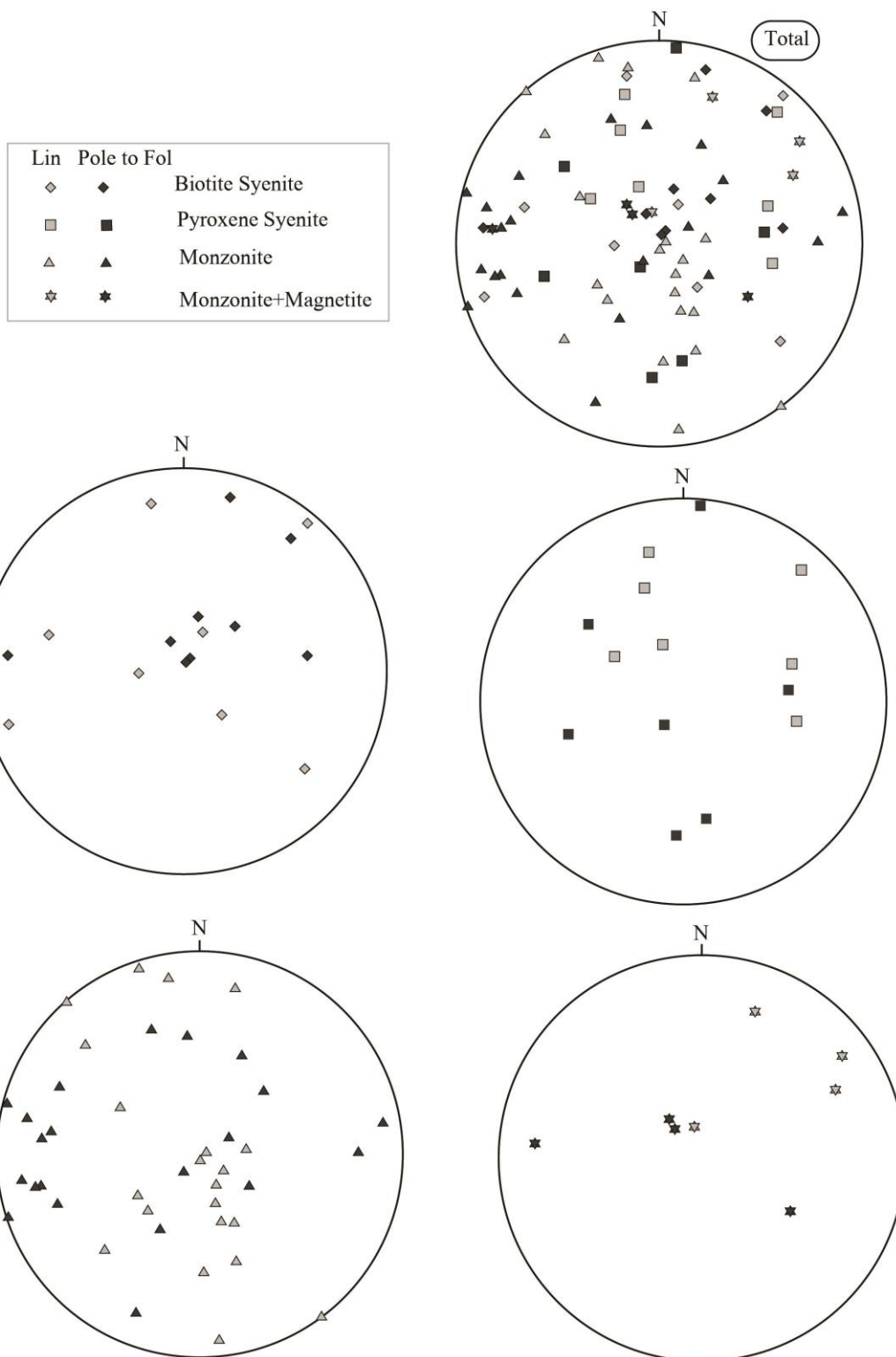
گرانیتوئیدی پنج کوه

از آنجا که توصیف جهت‌گیری ترجیحی همه کانیهای فرومغناطیسی و پارامغناطیسی به راحتی با استفاده از روش فابریک مغناطیسی قابل انجام می‌باشد. تفسیر نتایج حاصله در گرانیتوئیدهایی که در طول مراحل دگرسانی دچار تغییر شده‌اند با احتیاط بیشتری صورت می‌گیرد. بر این اساس قبل از هر گونه اظهار نظر در مورد سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی پنج کوه، تغییرات فابریک مغناطیسی حاصل از دگرسانی مد نظر قرار می‌گیرد. این ارزیابیها نشان می‌دهد که پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده و خصوصیات مغناطیسی سنگها در توده نفوذی پنج کوه در یک تغییر پیشرونده از ماهیت فرومغناطیس بخشهای سالم (بیوتیت سینیتی و پیروکسن سینیتی که منیتیت در آنها حضور دارد) به ماهیت پارامغناطیسی در بخشهای شدیداً دگرسان شده (عدم حضور منیتیت فرومغناطیسی در آنها) تغییر کرده است. این تغییرات همچنین به طور اندکی در هندسه و جهت‌گیری فابریکهای مغناطیسی مشاهده می‌شود (شکل ۴-۳۲). در این توده ارتباط منفی بین مقدار منیتیت، درصد ناهمگنی و پذیرفتاری مغناطیسی مشاهده می‌شود. بر این اساس با افزایش دگرسانی، پذیرفتاری مغناطیسی همانند ناهمگنی ($P < 10\%$) در بیشتر نواحی کاهش می‌یابد. علاوه بر این در سنگهای سالم به ویژه بیوتیت سینیتها بیضویهای AMS بیشتر از نوع خطی هستند که احتمالاً به علت تشکیل منیتیت همراه با بیوتیت در این سنگها می‌باشد (مارتین هراندز و هیرت، ۲۰۰۳). برگوارگی‌های مغناطیسی سنگهای سالم و دگرسان شده را می‌توان از نظر تغییر میزان شیب در سنگهای سالم تا دگرسان شده مقایسه کرد (شکل ۴-۳۲). به عبارت دیگر با افزایش شیب برگوارگیها، پذیرفتاری مغناطیسی نیز افزایش یافته است. در شکل ۴-۳۳ جهت‌گیری فابریک مغناطیسی در میدان مغناطیسی با شدت پایین در استریوگرامهای مختلف برای سنگهای سالم و دگرسان ترسیم شده است.



شکل ۴-۳۲- نمودار پذیرفتاری مغناطیسی در برابر شیب برگوارگی واحدهای سنگی مختلف و روند دگرسانی در آنها. خط صاف درون نمودار روند تغییرات را از برگوارگی کم شیب به عمیق در طول دگرسانی نشان می‌دهد.

نکته حائز اهمیت در این شکل آنست که الگوی فابریک مغناطیسی سنگهای دگرسان شده یعنی مونزونیتها پراکندگی بیشتری نشان می‌دهند. اما در سنگهای سالم که فابریک مغناطیسی به وسیله منیتیت مهیا می‌شود، صفحه برگوارگی مغناطیسی معمولاً همسو با خطوارگی مغناطیسی، شیب داشته و پراکندگی کمتری دارد. در واقع می‌توان چنین اظهار داشت که پارامترهای پذیرفتاری مغناطیسی و ناهمگنی شدیداً تحت تاثیر دگرسانی بوده‌اند. بر این اساس پارامترهای برداری نیز تحت تاثیر قرار گرفته و سنگهای دگرسان (مونزونیتها) نسبت به سنگهای سالم (بیوتیت سیینیتی و پیروکسن سیینیتی) پراکندگی نشان می‌دهند و جهت اصلی آنها ناشی از کرنش نهایی دچار تغییر شده است. به طوریکه این تغییر در جهت در راهروهای خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی تحت دگرسانی همزمان با رژیم تکتونیکی توده به خوبی از جهت اصلی خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی قابل تشخیص هستند (شکلهای ۴-۲۵ و ۴-۲۷).



شکل ۴-۳۳- تصاویری از استریوگرامهای برگوارگی و خطوارگی سنگهای سالم (بیوتیت سینیت و پیروکسن سینیت) و دگرسان شده (مونزونیت) مشاهده می شود. در این استریوگرامها الگوی فابریک مغناطیسی در سنگهای مونزونیتی (تحت دگرسانی بیشتر) از پراکندگی بیشتری برخوردار می باشند.

۴-۶- پهنه‌بندی توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه

با توجه به روند خطوارگی‌ها امتداد برگوارگی‌های مغناطیسی و میزان شیب آنها و همچنین در نظر گرفتن سایر مطالعات از جمله مشاهدات صحرایی، پتروگرافی و ریزساختی، می‌توان توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه را به دو قلمرو اصلی A و B تقسیم نمود. در حالت کلی در قلمرو A بیشتر خطوارگی‌های مغناطیسی دارای روند شمال شرق-جنوب غرب همسو با محور طولی توده می‌باشند، در صورتیکه در قلمرو B خطوارگی‌ها غالباً دارای روند شمال غرب-جنوب شرق هستند و توده را به صورت عرضی قطع می‌نمایند. علاوه بر این، بر اساس ویژگی‌های خاص هر یک از قلمروهای A و B، این دو قلمرو نیز به ترتیب به سه زیر قلمرو A_1, A_2, A_3 ، B_1 و B_2, B_3 تقسیم می‌شوند.

۴-۶-۱- قلمرو A

قلمرو A با در بر گرفتن ۲۵ ایستگاه بدنه اصلی توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه را تشکیل داده و به سه زیر قلمرو A_1, A_2 و A_3 تقسیم شده است. به طور کلی، روند خطوارگی و امتداد برگوارگی‌های مغناطیسی در غرب این قلمرو به موازات حاشیه بوده و در شرق آن را قطع می‌کند (شکل ۴-۲۵ و ۴-۲۷). روند خطواره‌ها در این قلمرو، شمال شرق-جنوب غرب می‌باشد که شیب آنها از شمال شرق به جنوب غرب توده نفوذی افزایش می‌یابد. مشخصات بهترین قطب برگوارگی نیز در قلمرو A، $104/22^\circ$ می‌باشد (شکل ۴-۳۴-الف). خطواره‌ها و برگواره‌های مغناطیسی با شیب زیاد به ویژه در جنوب غرب آن قلمرو حاکی از زون تغذیه‌کننده در این نواحی است (شکل‌های ۴-۲۵، ۴-۲۷ و ۴-۳۴). واحد سنگی غالب در این قلمرو ترکیبی از سیینیت‌های سالم تا انواع مونزیت‌های حاصل از دگرسانی سدیک-کلسیک می‌باشد. میانگین پذیرفتاری مغناطیسی این ایستگاه‌ها $26889 \mu SI$ می‌باشد. بیشتر ریزساخت‌های موجود از نوع ماگمایی و ساب ماگمایی هستند و میانگین ناهمگنی مغناطیسی در آنها ۵ درصد است. پارامتر شکل نیز در این قلمرو از $-0/49$ (خطی) تا $+0/93$ (صفحه‌ای) تغییر می‌کند.

A₁: این زیر قلمرو با ترکیب غالب سینییتی، ۹ ایستگاه را در بر می‌گیرد و با الگوی فابریک کاملاً متفاوت در میان دو زیرقلمرو B₁ و B₂ قرار گرفته است. خطواره‌های این زیر قلمرو به سمت شمال‌شرق-جنوب غرب بوده و دارای جهت و شیب با مشخصات ۲۴۵/۱۶° است (شکل ۴-۳۴-ب). بهترین قطب برگوارگی نیز در این زیرقلمرو دارای مشخصات ۱۶۲/۶۴° می‌باشد. بیشتر ایستگاه‌های واقع در این زیرقلمرو از ریزساخته‌های ساب ماگمایی تشکیل شده است. میانگین پذیرفتاری مغناطیسی آنها نیز بالا می‌باشد (۲۸۴۹۷ μSI). میانگین ناهمگنی مغناطیسی ۵ درصد بوده و پارامتر شکل ایستگاه‌ها نیز غالباً صفحه‌ای، با میانگین ۰/۲۳ می‌باشند.

A₂ (زون تغذیه): این زیر قلمرو شامل ۱۴ ایستگاه با ترکیب غالب مونزونیتی دارای ریزساخته‌های ماگمایی تا اندکی حالت جامد دمای بالا می‌باشد. روند خطوارگی مغناطیسی شمال‌شرق-جنوب غرب می‌باشد و شیب آنها از غرب به شرق نیز کاهش می‌یابد. بهترین قطب برگوارگی در این زیر قلمرو نیز دارای مشخصات ۲۱۷/۱۳° می‌باشد (شکل ۴-۳۴-ب). حضور خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی با شیب زیاد، به ویژه در جنوب و جنوب‌غرب این زیرقلمرو معرف زون تغذیه‌کننده اصلی در این توده نفوذی می‌باشد. میانگین پذیرفتاری مغناطیسی در ایستگاه‌های موجود ۲۸۰۴۵ μSI می‌باشد که در میان سایر قلمروها بیشترین مقدار را به خود اختصاص داده است. به طور کلی میانگین ناهمگنی مغناطیسی در این قلمرو در حدود ۳ درصد می‌باشد و مقدار آن همگام با افزایش دگرشکلی از شرق به غرب این زیرقلمرو افزایش یافته است. پارامتر شکل نیز بین ۰/۴۹- تا ۰/۹۳+ تغییر می‌کند.

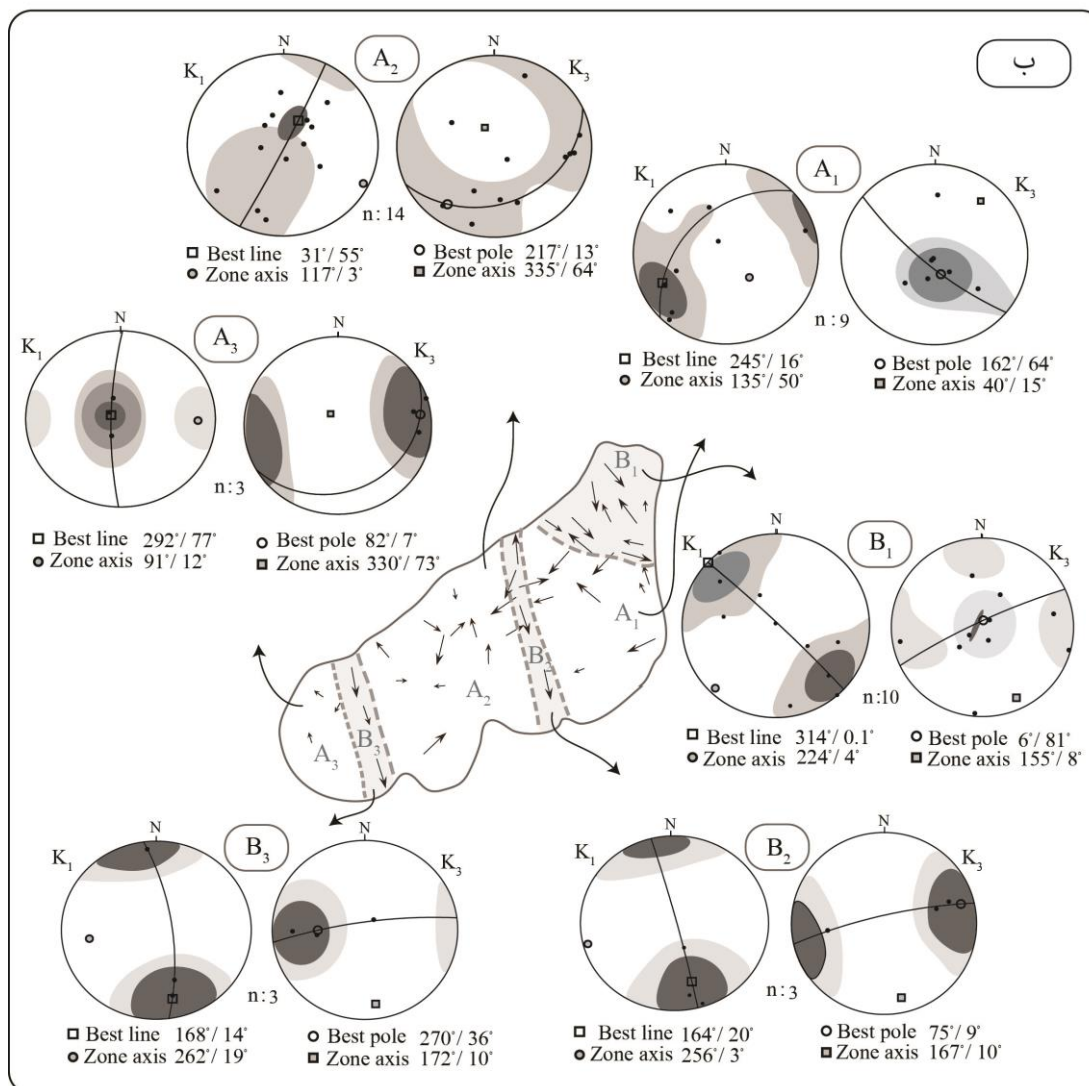
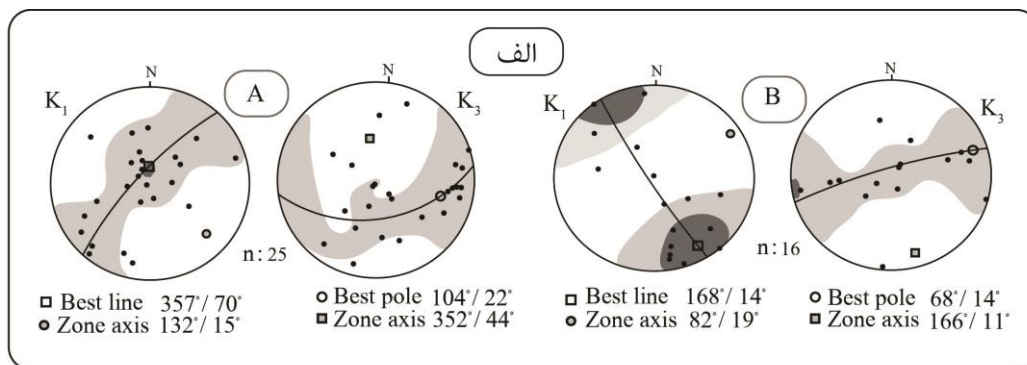
A₃: این زیرقلمرو شامل ۳ ایستگاه با ترکیب غالب مونزونیتی است که روند خطواره‌های آن به سمت شمال غرب-جنوب شرق می‌باشد و قطب برگواره‌ها دارای مشخصات ۸۲/۷° بوده و به طور قائم حاشیه جنوبی توده را قطع نموده است (شکل ۴-۳۴-ب). بیشتر ریزساخته‌ها در این زیرقلمرو ساب‌ماگمایی و میانگین پذیرفتاری مغناطیسی ایستگاه‌های موجود در آنها ۱۷۰۵۴ μSI است. این زیرقلمرو دارای

بیشترین میانگین ناهمگنی (۱۴ درصد) نسبت به سایر قلمروهای دیگر است. پارامتر شکل نیز در هر سه ایستگاه صفحه‌ای و دارای میانگین ۰/۵۲ می‌باشد.

۴-۶-۲- قلمرو B

در صحرا مرز مشخصی بین دو قلمرو A و B مشاهده نشده است اما بر اساس بررسیهای دقیق مطالعات پتروگرافی و همچنین نتایج بدست آمده از فابریک مغناطیسی مشخص گردید که سه زیرقلمرو B_1 ، B_2 و B_3 دارای شیب و روند و امتداد خطوارگی و برگوارگی مشابهی بوده و در میان زیر قلمروهای A_1 ، A_2 و A_3 پراکنده شده‌اند. این سه زیرقلمرو توده اصلی را به طور عرضی قطع نموده‌اند (شکل ۴-۳۴). به طور کلی قلمرو B، ۱۶ ایستگاه را دربر می‌گیرد و پهنه‌های برشی فرعی توده گرانتوئیدی پنج‌کوه را تشکیل می‌دهد. روند اصلی خطواره‌ها در این قلمرو شمال غرب-جنوب شرق می‌باشد و شیب آنها به طور غالب کم و تقریباً افقی است. قطب برگوارگیهای مغناطیسی نیز دارای مشخصات $68^\circ/14^\circ$ هستند. در مجموع این قلمرو دارای ترکیب مونزونیتی بوده و نسبت به قلمرو A از میانگین پذیرفتاری مغناطیسی کمتری برخوردار است ($20778 \mu SI$). بیشتر ایستگاه‌های موجود در آن ریزساخته‌های حالت جامد دمای بالا را متحمل شده‌اند. این قلمرو دارای ناهمگنی مغناطیسی بالا نسبت به قلمرو A و با میانگین ۷ درصد می‌باشد. پارامتر شکل نیز با میانگین ۰/۲۵ از مقدار ۰/۲۷- تا ۰/۶۷+ در این قلمرو تغییر می‌کند.

B_1 : این زیرقلمرو با در برداشتن ۱۰ ایستگاه با ترکیب غالب مونزونیتی بیشترین ارتفاعات را در شمال شرق توده تشکیل می‌دهند. بیشتر خطواره‌های آن افقی بوده و روند آنها به سمت شمال غرب-جنوب شرق می‌باشد. قطب برگواره‌ها نیز دارای مشخصات $6^\circ/81^\circ$ می‌باشد (شکل ۴-۳۴ ب). این زیرقلمرو از کمترین مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی با میانگین $16651 \mu SI$ برخوردار است.



شکل ۴-۳۴- قلمروهای ساختاری اصلی و زیر قلمروهای موجود در توده نفوذی پنج کوه که بر اساس تلفیقی از داده‌های حاصل از فابریک مغناطیسی بدست آمده است. الف) دو قلمرو اصلی A و B و ب) زیر قلمرو A₁, A₂ و A₃ (محدوده هر یک از این زیر قلمروها با رنگ سفید در نقشه خطوارگی مغناطیسی نشان داده شده است) و B₁, B₂ و B₃ (محدوده هر یک از این زیر قلمروها با رنگ خاکستری در نقشه خطوارگی مغناطیسی نشان داده شده است) را نشان می‌دهند. استریوگرامهای الگوهای خطوارگی (K₁) و قطب برگوارگی (K₃) قلمروهای مختلف را نشان می‌دهند. N تعداد اندازه‌گیری‌ها یا همان تعداد ایستگاه‌ها می‌باشد. Zone axis در این شکل، محوری است که بزرگترین سطوح بلوری در آن قرار می‌گیرد.

برخلاف زیرقلمرو مجاور (A_1) بیشتر ریزساخته‌های آن نیز دگرشکلی حالت جامد دمای بالای را متحمل شده‌اند.

B_2 : این زیر قلمرو به صورت یک راهروی باریک متشکل از ۳ ایستگاه با ترکیب سیینیتی است. خطواره‌های افقی این زیرقلمرو با روند شمال غرب-جنوب شرق، توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه را به طور عرضی قطع نموده است. قطب برگواره‌ها در این زیرقلمرو دارای مشخصات $75/9^\circ$ می‌باشند (شکل ۴-۳۴-ب). ریزساخته‌های موجود همگی از نوع حالت جامد دمای بالا بوده و ایستگاه‌های آنها دارای میانگین ناهمگنی ۴ درصد است. میانگین پذیرفتاری مغناطیسی نیز در این زیرقلمرو $237.01 \mu SI$ است و پارامتر شکل بین $-0/37$ در شمال آن تا $+0/38$ در جنوب آن تغییر می‌کند.

B_3 : این زیرقلمرو نیز با ۳ ایستگاه با ترکیب مونزونیتی دارای خطواره‌های افقی با روندی مشابه خطواره‌های زیرقلمرو B_2 (شمال غرب-جنوب شرق) می‌باشد و قطب برگواره‌های آن دارای مشخصات $27.0/36^\circ$ است (شکل ۴-۳۴-ب). ریزساخته‌های موجود همگی از نوع حالت جامد دمای بالا می‌باشند. میانگین بالای ناهمگنی مغناطیسی در این زیرقلمرو ۱۰ درصد می‌باشد و پارامتر شکل نیز از میانگین $0/37$ برخوردار است. میانگین ناهمگنی در این زیرقلمرو ۷ درصد می‌باشد. پارامتر شکل نیز بیشتر از نوع صفحه‌ای بوده و از میانگین $0/27$ برخوردار است.

۴-۷- الگوی تکتونوماگمایی جایگیری توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه

تاکنون سازوکارهای متعددی برای جایگیری توده‌های نفوذی ارائه گردیده است. برخی از آنها شامل تزریق به صورت دیاپیری^{۵۸} (کرودن^{۵۹}، ۱۹۸۸) بادکنکی^{۶۰} (رمزی، ۱۹۸۹) یا دایک گونه (کلمز و موور^{۶۱}، ۱۹۹۲) و یا با دگرشکلی همراه می‌باشد (هاتن^{۶۲}، ۱۹۸۲؛ کاسترو، ۱۹۸۵؛ هاتن و همکاران،

58- Diapir

59- Cruden

60- Ballooning

61- Cruden

62- Hutton

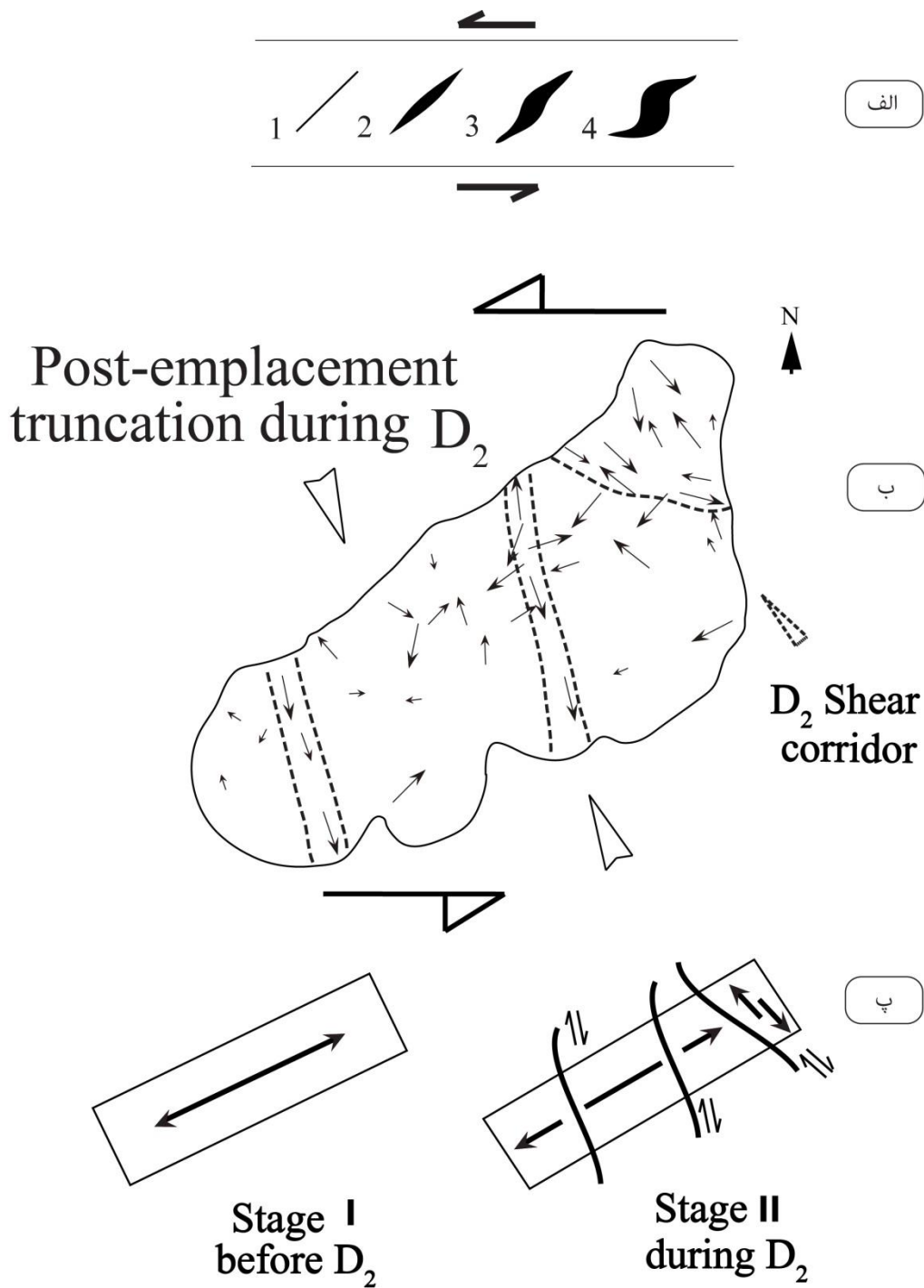
۱۹۹۰). با توجه به شواهدی که تا اینجا ارائه گردید کاملاً بدیهی است که شکل ظاهری و کشیده توده نفوذی مورد مطالعه و همچنین الگوهای برگوارگی و خطوارگی حاصل از فابریک مغناطیسی امکان جایگیری آن را از طریق یکی از مکانیسمهای صعود دیاپیری یا بالونینگ غیرممکن می‌سازد. معمولاً در توده‌های نفوذی که به یکی از دو روش مذکور جایگیری می‌نمایند: ۱- شکل توده دایره‌ای یا بیضی، ۲- جابه‌جایی عمودی سنگهای میزبان، ۳- انکلاوهای پهن شده در حاشیه توده و ۴- الگوی برگوارگی به موازات حاشیه توده می‌باشد که هیچ کدام از این موارد در توده مورد مطالعه مشاهده نشده است.

مدل پیشنهادی برای جایگیری گرانیت پنج‌کوه باید پاسخگوی ویژگی‌هایی چون موقعیت پهنه‌های با سوی برشی چپ‌گرد موجود در مرزهای توده، شکل کشیده آن و زاویه موجود بین محور طولی توده با راستای پهنه‌های برشی باشد. نتایج حاصل از مطالعات ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی انجام شده بر روی توده پنج‌کوه مشخص می‌کند که این توده نفوذی دارای دو الگوی فابریک مغناطیسی متفاوت می‌باشد. یکی از این الگوها که روند غالب برگوارگی و خطوارگی را به خود اختصاص داده و به موازات حاشیه‌های توده نفوذی می‌باشد الگوی حاصل از جایگیری اولیه ماگما و الگوی فرعی دوم که در امتداد سه راهرو (زیرقلمروهای B_1 ، B_2 و B_3) به طور عرضی توده را قطع نموده و تقریباً دارای روند خطوارگی و امتداد برگوارگی شمال غرب-جنوب شرق می‌باشند حاصل از عملکرد پهنه‌های برش فرعی و بعد از جایگیری توده مزبور می‌باشد (شکل ۴-۳۴). این موضوع با مقایسه شواهد پتروگرافی، ریزساختی و همچنین تغییرات مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی و همچنین درجه ناهمگنی به خوبی تایید می‌گردد. بر اساس خطوارگی‌های با شیب زیاد در جنوب و جنوب غرب گرانیتوئید پنج‌کوه می‌توان دریافت که ماگمای سازنده این توده نفوذی از این نواحی به سمت بالا صعود کرده است. پس از صعود، ماگما به طور جانبی در راستای شمال شرق-جنوب غرب و همسو با سنگهای آتشفشانی و توالی آتشفشانی-رسوبی اطراف، گسترش یافته است. در مراحل نهایی تفریق ژئوشیمیایی و تبلور ماگمایی، پهنه برشی موجود همچنان فعال بوده و موجب شکستگی و بوجود آمدن انواع ریزساختهای

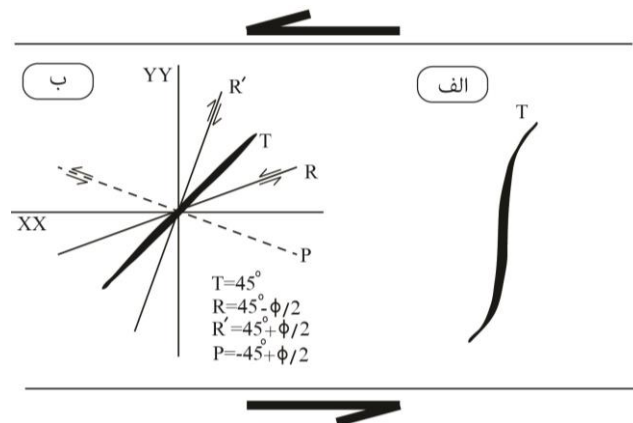
میلونیتی در امتداد سه راهروی اصلی شده است. این شکستگیها شرایط را جهت دگرسانی سدیک-کلسیک فراگیر در توده نفوذی مهیا نموده و کانسار آهن پنج کوه را در حین دگرسانی پتاسیک وسیع در سنگهای آتشفشانی مجاور بوجود آورده است.

کاسترو (۱۹۸۶) پرشدن یک باز شدگی محلی را به عنوان مدل مناسبی برای جایگیری توده‌های نفوذی در نظر گرفته است. پهنه‌های تغذیه کننده در واقع بازشدگیهای کششی بوده‌اند که در قاعده پوسته شکننده تشکیل شده و به عنوان کانالی برای عبور ماگما عمل کرده‌اند. به نظر می‌رسد کشش و بازشدگی موجود در این توده مشابه با مدل بازشدگی هاتن (۱۹۸۲) برای توده نفوذی دونگال می‌باشد و عامل اصلی در ایجاد این فرایند را می‌توان به یک سیستم برشی ساده نسبت داد که باعث کشیدگی محور اصلی توده در امتداد شمال شرق-جنوب غرب شده است (شکل ۴-۳۵-الف تا پ). غالباً این بازشدگیها بر اساس حضور یک نقطه مسدود کننده در امتداد یک گسل حادث گردیده و به طور پیشرونده همگام با تزریق ماگما گسترش می‌یابد. تکتونیک منطقه بیش از فرایند جایگیری ماگما در این نوع باز شدگی‌ها تاثیر دارد. در این مدل‌ها، ایجاد و توسعه شکستگی‌های کششی و بازشدگی‌های برشی با زاویه ۴۵ درجه نسبت به راستای پهنه‌های برشی، تسهیل کننده صعود و جایگیری ماگما در ترازهای سطحی در نظر گرفته شده (شکل ۴-۳۵-ب و پ) و زاویه خط اتصال دو انتهای توده با راستای برش حداقل ۴۵° درجه است (کاسترو، ۱۹۸۶).

باید توجه داشت که پهنه‌های برشی نقش اساسی و مهمی را در انتقال سیالات در پوسته زمین ایفا می‌کنند و مهاجرت سیالات را در میان این ساختارها نسبت به سنگهای بدون برش تسهیل می‌کنند (کلینلا، ۱۹۹۷).



شکل ۴-۳۵- رابطه بین فابریک‌های مغناطیسی و نحوه جایگیری توده نفوذی پنج‌کوه. الف) مراحل مختلف بازشدگی و پرشدن شکستگی‌های حاصل از فعالیت پهنه‌های برشی را نشان می‌دهد. ب) الگوهای فابریک مغناطیسی ماگمایی ناشی از عملکرد پهنه برشی شکل‌پذیر چپ‌گرد (مرحله اول) و دگرشکل‌یهای بعد از جایگیری و تبلور (مرحله دوم) که بر اساس مطالعات ریزساختی و الگوهای فابریک مغناطیسی بدست آمده است. پ) تحولات ساختاری و سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه و چگونگی پیدایش دگرشکل‌ی‌های مراحل نهایی تبلور و بعد از جایگیری در امتداد زونهای برشی فرعی موجود.



۴-۳۶- تصویر شماتیکی از شکستگیهای کششی و برشی در یک فرایند جنبشی (کولهو و همکاران، ۲۰۰۶). الف) هندسه یک بریدگی در برش خوردگی با سوی چپ‌گرد. ب) توزیع پراکندگی شکستگی‌های کششی (T) و برشی (R, R') و P) در یک فرایند جنبشی.

در شکل ۴-۳۵-الف (شکستگیهای نوع ۱، ۲، ۳ و ۴) و شکل ۴-۳۶-الف و ب تحولات ساختاری مرتبط با ایجاد فضای مناسب و جایگزینی توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی مانند پنج‌کوه به طور شماتیک به نمایش درآمده است. در واقع مدل جایگیری ارائه شده برای توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه در نتیجه شکستگی همراه با باز شدگی توسط شکستگیهای کششی نظیر T موجود در شکل ۴-۳۶-الف انجام گرفته و بعد از آن برش خوردگیهایی در عرض توده موازی با R موجود در شکل ۴-۳۶-ب ایجاد شده است.

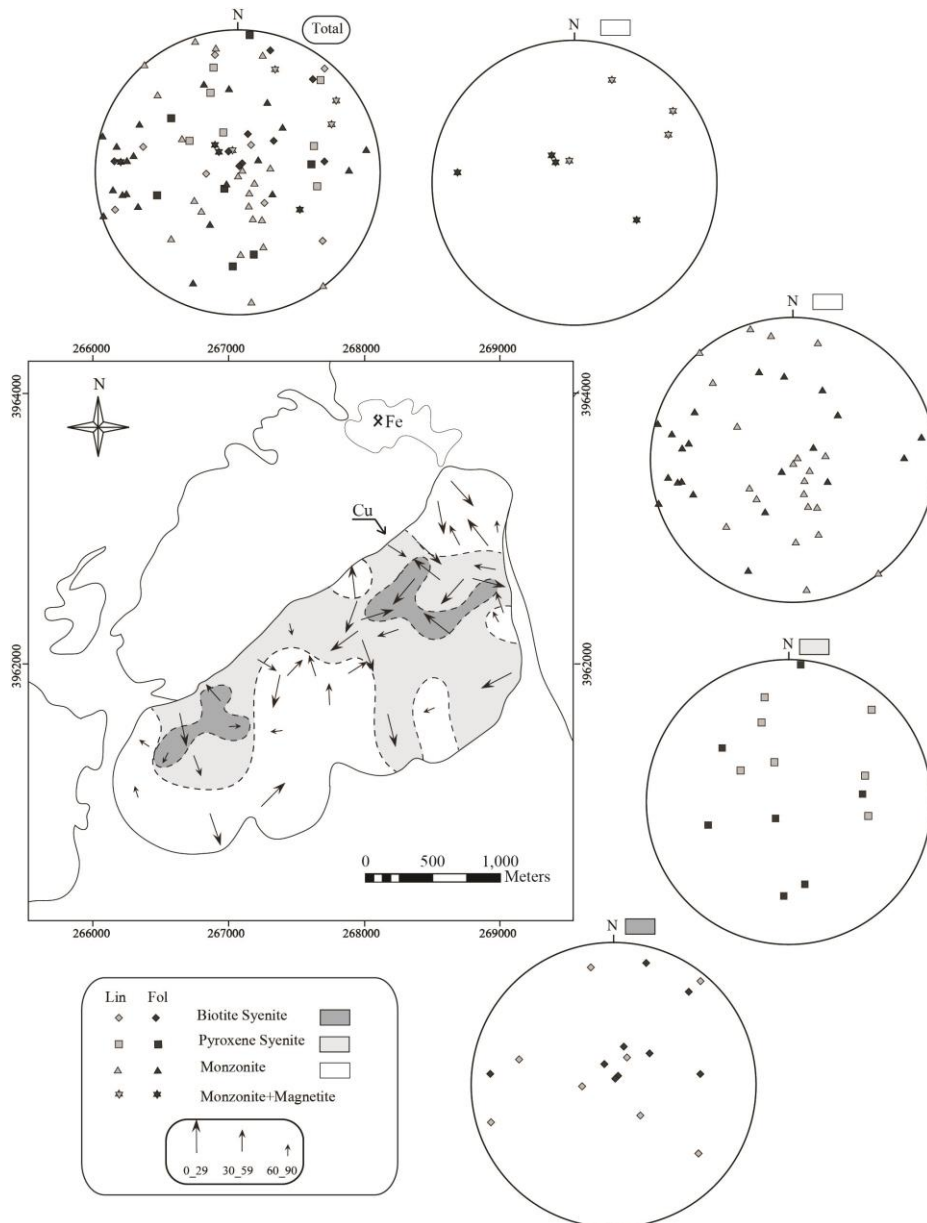
۴-۸- فابریک مغناطیسی و اهمیت اقتصادی آن در منطقه پنج‌کوه

ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی ابزاری مفید برای تعیین شرایط جایگیری گرانیتوئیدهاست که توسط تفسیر ساختار درونی (استیسی، ۱۹۶۰، هرودا و لانزا، ۱۹۸۹، بوشه و همکاران، ۱۹۹۰، استیکن و همکاران، ۲۰۰۰) و رابطه بین فابریکهای سنگ و فابریکهای مغناطیسی (نظیر هرودا، ۱۹۸۲، بوشه، ۱۹۹۷) فراهم می‌شود. ارتباط مشخصی بین کانه‌زایی مرتبط با گرانیت و کانیهای مغناطیسی (نظیر منیتیت و هماتیت) وجود دارد که به انطباق بین پذیرفتاری مغناطیسی گرانیتوئیدها و رابطه کانه‌زایی مرتبط می‌باشد (ایشیهارا، ۱۹۸۱، بلوین و چپل، ۱۹۹۲). بیشتر توده‌های نفوذی دارای درصد کوچکی

از کانیهای مغناطیسی هستند و منیتیت ماگمایی و اولیه، کانی مغناطیسی اصلی در آنها به شمار می‌رود. توده نفوذی پنج‌کوه نیز به دلیل دربرداشتن کانی منیتیت و حضور کانسار آهن و اندیس مس در مجاورت آن در این رابطه از اهمیت زیادی برخوردار می‌باشد. باید توجه داشت که خیلی از ذخایر آهن و مس مرتبط با زونهای تغییر شکل اصلی ایجاد می‌شوند. به همین دلیل رابطه عمیقی بین فابریک مغناطیسی که گویای تغییر شکلی منطقه هستند و تکتونیک و ذخیره آهن برقرار می‌باشد. البته باید توجه داشت که در اثر نفوذ توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه، کانسار آهن در سنگهای آتشفشانی منطقه ایجاد شده که این فرایندها حاصل دگرسانیهای گسترده‌ای بوده است. لذا با توجه به تحت تاثیر قرار گرفتن مقدار آهن توده و به ویژه منیتیت بررسی دگرسانیهای موجود در شناسایی مسیرهای عبور سیال و کانه‌زایی ضروری است که این کار در پرتو روش قدرتمند فابریک مغناطیسی امکان‌پذیر می‌باشد. در نتیجه روش فابریک برای شناسایی خاستگاه معدنی و شرح خصوصیات و ویژگیهای مرتبط با آنها از ارزش بسیاری برخوردار است.

بر اساس مطالعات صورت گرفته انطباق خوبی بین دگرسانی موجود و فابریک مغناطیسی و کانه‌زایی آهن مشاهده می‌شود؛ به طوریکه حضور آهن و مس مرتبط با زونهای برشی توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه در واقع فرایند تشکیل ذخایر و حادثه تکتونیکی را به هم ارتباط می‌دهند. بر این اساس کاهش و حذف منیتیت از سنگهای دارای دگرسانی (به ویژه دگرسانی سدیک-کلسیک) در بخش شمالی و شرق توده و افزایش منیتیت در سنگهای آتشفشانی نزدیک به این نواحی و حضور زونهای دگرسانی پتاسیک در حاشیه غربی توده (درون سنگهای آتشفشانی) و در همجواری با کانسار آهن موجود روابط توده و کانسار را به خوبی بازگو می‌نماید. می‌توان چنین پنداشت که شکستگیهای حاصل از رژیم تکتونیکی حاکم در توده و عبور سیالات از آنها (که با تغییرات پارامترهای مغناطیسی همراه هستند) مسیری را برای تحرک مقدار زیادی آهن به سمت کانسار و نهشت منیتیت به صورت رگه و رگچه در آن فراهم نموده است. این روند به خوبی در پارامترهای مغناطیسی مشاهده می‌شوند. به طوریکه در پهنه‌بندی‌های حاصل از الگوی خطوارگی و برگوارگی توده نیز نمود می‌یابند (شکل ۴-۳۷). همانطور

که در شکل ۴-۳۷ مشاهده می‌شود خطوارگی‌های با روند شمال غرب-جنوب شرق از سنگهای دگرسان (سنگهای مونزونیتی) و با شیب برگوارگی کمتر تشکیل شده‌اند. لازم به توضیح است که روند شمال غرب-جنوب شرق در اثر رژیم حاکم تکتونیکی همزمان با دگرسانی در توده ایجاد شده و با تولید شکستگیهای فراوان در این نواحی مسیر عبور سیالات را به سمت کانسار تسهیل کرده‌اند.



شکل ۴-۳۷- نقشه الگوی خطوارگی و برگوارگی در ارتباط با اندیسهای کانه زایی موجود در منطقه.

در واقع این مسیرها همان سه راهروی شناسایی شده در پهنه‌بندی توده هستند که استریوگرامهای برگوارگی و خطوارگی آنها نیز در اثر دگرسانی از پراکندگی بیشتری برخوردار می‌باشند. بر این اساس همانطور که در فصلهای پیشین به آن اشاره شد، آهن طی آبشویی از توده در اثر دگرسانی در این مسیرها به سمت کانسار مهاجرت نموده و در کانسار با ته‌نشست این عناصر در رگه رگچه‌های منیتیت، کانه‌زایی آهن را فراهم نموده است.

فصل پنجم

نتیجه گیری

۵-۱- خلاصه و نتیجه‌گیری

توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه با وسعت ۱۵ کیلومتر مربع در جنوب شرق دامغان و در شمالی‌ترین بخش از واحد ساختمانی ایران مرکزی واقع شده است. این توده از سه گروه سنگی بیوتیت‌سینیت، پیروکسن‌سینیت و مونزونیت تشکیل شده است. واحدهای سنگی مذکور از نظر ماکروسکوپی، تمام بلورین و دانه متوسط بوده و رنگ آنها از سفید تا خاکستری تغییر می‌کند. در اثر نفوذ این توده به درون توالیهای آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن دگرسانی گسترده‌ای از دو نوع سدیک-کلسیک و پتاسیک بوجود آمده است. این دگرسانیها باعث تغییر و تحولاتی در ترکیب کانی و ژئوشیمی سنگ شده است که در اثر آن کانیهای مختلفی ایجاد و یا حذف شده‌اند. بدین منظور در مطالعات پتروگرافی تاثیر دگرسانی بر سنگهای سالم و دگرسان موجود در واحدهای سنگی این توده، مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس این مطالعات مشخص شد که پیروکسن سینیتها که غالباً بخشهای حاشیه توده نفوذی را به خود اختصاص داده‌اند، از کانیهای پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و بلورهای پیروکسن کاملاً خود شکل تشکیل شده‌اند. کانی‌های اخیر حاوی ادخالهای فراوانی از آپاتیت، منیتیت و اسفن ماگمایی می‌باشند. به طور کلی این واحدهای سنگی نسبتاً سالم بوده و دگرسانیهای ناچیزی در آنها مشاهده می‌شود. یکی از کانیهای مهم در مطالعات فابریک مغناطیسی، منیتیت است که این کانی در واحدهای مذکور به صورت خود شکل اما با ابعاد کوچک (۱۰۰-۲۰۰ میکرومتر) در امتداد رخ پیروکسنها و به صورت ادخال در این کانیها قرار گرفته است. در برخی از مقاطع نیز با وجود دگرسانی سدیک-کلسیک که باعث آبشویی منیتیت در توده گردیده است منیتیت از نظر اندازه کوچکتر شده و در مجاورت کانیهای ثانوی نظیر اسکاپولیت مشاهده می‌شود. بیوتیت سینیتها نیز که در مقایسه با پیروکسن سینیتها در قسمتهای مرکزی‌تر توده رخنمون یافته‌اند، در نمونه دستی دارای بیوتیتهای ورقه‌ای فراوان و ارتوکلازهای درشت می‌باشند که چهره پورفیروئیدی را در این سنگها بوجود می‌آورند. در اکثر مقاطع میکروسکوپی، بیوتیت‌های ورقه‌ای و درشت ماگمایی با چندرنگی قهوه‌ای در

اطراف هسته‌هایی از پیروکسن رشد کرده و دارای ادخالهای فراوانی از آپاتیت و منیتیت می‌باشند. این نوع از بیوتیتها بیشتر در اطراف پیروکسن مشاهده می‌شوند. در این سنگها منیتیت‌های خود شکل از ابعاد ۳۰۰ تا ۵۰۰ میکرومتر در مجاورت با بیوتیت‌های ورقه‌ای و پیروکسنهای ماگمایی قرار گرفته است. لازم به ذکر است که در این منیتیتها تیغه‌های نازکی از ایلمنیت مشاهده شده است که حاکی از غنی بودن تیتانیوم در این بخشها می‌باشند. به طور کلی درصد پیروکسن و پلاژیوکلاز در این سنگها به شدت کاهش یافته و بر مقدار ارتوکلاز و بیوتیتها اضافه شده است. این سنگها که تفریق یافته ترین سنگهای توده را تشکیل می‌دهند کاملاً ماگمایی و سالم می‌باشند. در مجموع به نظر می‌رسد کانیهای پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیک، بیوتیت، پیروکسن، آپاتیت و منیتیت خودشکل و اسفن گوه‌ای موجود در نمونه‌های سیینیتی سالم و فاقد هر گونه دگرسانی، کاملاً ماگمایی می‌باشند.

در اثر اعمال نیروهای زمین‌ساختی، این توده متحمل درز و شکستگیهای فراوانی شده است که مسیر مناسبی را برای عبور سیالات گرمابی مهیا نموده و تغییرات کانی‌شناسی و بافتی خاصی را در داخل توده ایجاد کرده است. مهمترین تغییرات حاصل از دگرسانی سدیک-کلسیک در این توده با حضور رگه و رگچه‌های آلبیت-اسکاپولیت از مقیاس میلیمتری در مقاطع نازک میکروسکوپی تا غلاف سفید رنگ با ضخامت چند صد متر در اطراف کانسار آهن موجود مشخص می‌شود. در مطالعات صحرایی، این رگه و رگچه‌ها دارای رنگ سفید تا مایل به سبز تیره بوده و با عرض متفاوت در سراسر توده نفوذی پراکنده شده‌اند. در اثر این دگرسانی کانی‌های پلاژیوکلاز برخی از سیینیتها به اسکاپولیت و آلبیت تبدیل شده و منیتیت در آنها به طور بخشی یا کامل حذف شده است. این امر موجب تبدیل سنگهای ماگمایی اولیه با ترکیب کلی سیینیت به مونزونیت گردیده است. به طوریکه **مونزونیتها** در اثر این دگرسانیها ظاهری آبشویی شده داشته و کانیهای ثانوی نظیر اسکاپولیت و آلبیت به فراوانی در آنها مشاهده می‌شوند. منیتیت که یکی از کانیهای فرعی رایج در سنگهای نفوذی سالم می‌باشند در اثر این دگرسانی به طور کامل حذف شده‌اند. البته لازم به ذکر است که اسفن دوباره توسط سیالات

حاصل از دگرسانی سدیک-کلسیک شدید به صورت ثانوی نهشت یافته است. در این حالت دیگر شکل گوه‌ای نداشته و به صورت تجمعاتی از بلورهای ریز و کوچک در میان کانیه‌های حاصل از دگرسانی نظیر اسکاپولیت قرار گرفته‌اند.

به طور کلی در منطقه دو نوع دگرسانی با ویژگی‌های سدیک-کلسیک و پتاسیک رخ داده است. نوع اول دگرسانی (سدیک-کلسیک) که در دماهای بالایی (۴۰۰-۶۰۰ درجه، برگرفته از شیبی، ۱۳۸۳) صورت گرفته، به طور گسترده در مونزونیتها مشاهده می‌شود. اما نوع دوم (پتاسیک) درحین سرد شدن سیالات حاصل از دگرسانی و فعل و انفعالات ناشی از آنها در دماهای پایین تری پدیدار گشته و بخش کوچکی از توده را درگیر نموده که به طور نامحسوس در برخی نواحی قابل مشاهده است. به طور کلی دگرسانی سدیک-کلسیک باعث کاهش عناصر آهن و منیزیم و افزایش سدیم و کلسیم در ترکیب کانیه‌ها و تبدیل پلاژیوکلاز به آلبیت و اسکاپولیت، بیوتیت به اکتینولیت و حذف بیوتیت و منیتیت و همچنین فراوانی آپاتیت و اسفن به ویژه در واحد مونزونیتی توده گردیده است. دگرسانی پتاسیک نیز باعث جایگزینی فلدسپار پتاسیک در پلاژیوکلاز و تبلور مجدد آن و تولید بیوتیت تکه‌تکه در توده گردیده است. طی مطالعاتی که به منظور فابریک مغناطیسی انجام گرفته است، تمام شواهد موجود بر روی پارامترهای فابریک مغناطیسی به خصوص پذیرفتاری مغناطیسی و ناهمگنی مغناطیسی به دقت مورد ارزیابی قرار گرفته است.

به طور کلی در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌های اندازه‌گیری شده بین ۵۰۰ تا $80000 \mu\text{SI}$ و ناهمگنی آنها بین ۱۰ تا ۵۰ درصد تغییر می‌کند. سنگهای سالم بیوتیت سینیتیتی و پیروکسن سینیتیتی از بیشترین مقادیر پذیرفتاری و مقادیر ناهمگنی کمتری برخوردارند. مشاهدات میکروسکوپی و اندازه‌گیریهای ترمومغناطیسی گویای حضور منیتیت چندحوزه‌ای به عنوان حامل اصلی AMS در سنگهای سالم با پذیرفتاری بالا می‌باشد. لازم به ذکر است که پارامترهای AMS در گرانیت‌های فرومغناطیسی به سختی تفسیر می‌شوند زیرا انطباق خوبی بین پذیرفتاری مغناطیسی،

کانی‌شناسی و درصد ناهمگنی مشاهده نمی‌شود. در توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه نیز طی بررسی‌های مختلف هرچند که شواهد گمراه‌کننده و ضد و نقیضی وجود دارند، اما به خوبی رابطه بین پارامترهای مغناطیسی مختلف به دقت بررسی شده‌اند. از آنجا که فرایند دگرسانی موجب تغییراتی بر روی فابریک مغناطیسی این توده نفوذی شده است، لذا بررسی‌هایی بر روی تغییرات حاصل از این فرایند صورت گرفته است. که نشان می‌دهند دگرسانی باعث تغییر پذیرفتاری و درصد ناهمگنی شده و حتی در مواردی الگوهای برگوارگی و خطوارگی را تغییر داده است. در مجموع می‌توان گفت فرایندهای دگرسانی باعث کاهش پذیرفتاری مغناطیسی شده است. این عامل تغییراتی در درصد ناهمگنی نیز بوجود آورده است. وابستگی پذیرفتاری مغناطیسی و ناهمگنی در سنگهای دگرسان شده با یکدیگر و تقریباً با تغییرات خیلی ناچیز در جهت‌گیری محورهای اصلی به خوبی با مدل ناهمگنی هارگریوز و همکاران (۱۹۹۱) در فابریک مغناطیسی مطابقت می‌نماید. الگوهای فابریک به ویژه خطوارگیهای مغناطیسی در این توده گرانیتوئیدی با وجود تغییرات پارامترهای مغناطیسی عددی (پذیرفتاری مغناطیسی و ناهمگنی مغناطیسی)، از روند اصلی شمال شرق-جنوب شرق برخوردار بوده و توسط سه راهرو با روند شمال غرب-جنوب شرق قطع شده‌اند. این الگو با توجه به فابریک‌های S-C موجود در ایستگاه‌های میلونیتی به زونهای برشی تحت تاثیر رژیم حاکم نسبت داده می‌شود. مطالعات ریزساختی نیز نشان می‌دهند که توده سه نوع وضعیت ماگمایی، حالت جامد دمای بالا همزمان با دگرسانی‌های موجود و حالت جامد دمای پایین را همزمان با میلونیتی شدن و برش خورگی متحمل شده است. بدین ترتیب همه شواهد فابریک مغناطیسی توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه از جایگیری همزمان با دگرسانی و تکتونیک آن به خوبی استنباط می‌شود.

بدین ترتیب با تلفیق نتایج بالا پهنه‌بندی توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه صورت گرفت که بر این اساس توده مذکور به دو قلمرو اصلی A و B تقسیم نمود. در حالت کلی در قلمرو A بیشتر خطوارگی‌های مغناطیسی دارای روند شمال شرق-جنوب غرب همسو با محور طولی توده می‌باشند، در صورتیکه در قلمرو B خطوارگی‌ها غالباً دارای روند شمال غرب-جنوب شرق هستند و توده را به صورت عرضی

قطع می‌نمایند. علاوه بر این، بر اساس ویژگیهای خاص هر یک از قلمروهای A و B، این دو قلمرو نیز به ترتیب به سه زیر قلمرو A_1, A_2, A_3 ، B_1 و B_2, B_3 تقسیم می‌شوند.

تکامل ماگما به طور زمانی در چهار مرحله خلاصه می‌شود: ۱- جدایش، ۲- صعود، ۳- جایگیری و ۴- سرد شدن. به محض اینکه در ماگما بلورها شروع به تبلور می‌کنند، فابریک (خطوارگی و برگوارگی) شکل می‌گیرد. ویژگیهای جنبشی در مورد جریان و سرد شدن ماگما به طور ویژه‌ای در ارتباط با جایگیری و دگرشکلیهای بعدی بوده و می‌توان آنها را به وسیله فابریک کانیه‌ها توصیف کرد. توصیف فابریک نیز تنها توسط شکل، جهت‌گیری و توزیع فضایی کانیه‌ها و همچنین به وسیله شرایط مکانیکی تشکیل آنها فراهم می‌شود. با توجه به اختلافات مشاهده شده در مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی، درجه ناهمگنی، وضعیت خطوارگی و برگوارگی و همچنین مطالعات ریزساختی در بخشهای مختلف توده نفوذی پنج‌کوه دو الگوی فابریک متفاوت مشخص گردید. به نظر می‌رسد گرانیته مزبور در حین عملکرد پهنه برشی شکل‌پذیر با سوی برش چپ‌گرد جایگیری کرده و انواع ریزساختها از حالت ماگمایی، ساب ماگمایی تا دگرشکلیهای حالت جامد را در خود ثبت کرده است. این موضع همراه با روندهای متفاوت الگوی خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی در داخل توده نشان می‌دهد که رژیم دگرشکلی در مراحل نهایی تبلور ادامه داشته و انواع درزه‌ها و شکستگیها را در بخشهای مختلف توده ایجاد نموده است. این شکستگیها که مسیر عبور سیالات را تسهیل نموده است تشکیل رگه‌های آلبیت-اسکاپولیت را موجب گردیده و انواع دگرسانیهای سدیک-کلسیک را در سنگهای ماگمایی اولیه با ترکیب سینیتی بوجود آورده است. این تغییر و تحولات همگام با مهاجرت آهن از مسیرهای عبور سیالات و درزه و شکستگیهای فراوان (به ویژه راهروهای موجود در توده) توده و ته‌نشست آن در کانسار آهن به صورت رگه و رگچه‌های منیتیت ثانوی رخ داده است.

۵-۲- پیشنهاداتی برای مطالعات آینده

به منظور افزایش بهره‌مندی از مطالعات پیشرو در منطقه پنج‌کوه موارد زیر پیشنهاد می‌شود:

- شیمی سنگهای آتشفشانی میزبان کانسار آهن و شناسایی انواع دگرسانیها
- مطالعه و بررسی ایزوتوپی رادیوژن و پایدار در تعیین منشا دقیق ماگما و ماهیت سیالات؛
- انجام آزمایش سیالات درگیر به منظور پی بردن به دما و شوری سیالات کانه‌زا؛
- تعیین نسبت‌های ایزوتوپیهای رادیوژنیک به منظور استفاده‌های پتروژنتیکی و سنی سنگهای آتشفشانی و توده نفوذی.

منابع

منابع فارسی

آقاباتی س. ع. (۱۳۸۳) "زمین شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران. ص ۵۸۶.

احدئزاد و، (۱۳۸۹)، رساله دکتری: " بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی ملایر با استفاده از روش AMS"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

احمدیان پور غ، (۱۳۸۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "تحلیل ساختاری گسل ترود جنوب دامغان"، دانشکده علوم، دانشگاه دامغان.

احمدی خلجی ا، (۱۳۷۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوژی و پتروفابریک توده های نفوذی و دگرگونی مجاورتی منطقه بروجرد"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

اسماعیلی د، (۱۳۸۶)، مدل ژئودینامیکی جایگیری توده گرانیتوئیدی شاهکوه (شرق ایران) با استفاده از تکنیک اینیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS)، دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.

اصلانی ع، (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مکانیسم جایگیری بخشی از باتولیت الوند در جنوب غرب همدان"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات کشور، تهران.

اطلس راه های ایران، ۱۳۸۰، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی.

اقلیمی ب، (۱۳۷۹)، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ معبد، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

پیروزفر پ، (۱۳۸۵)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "ژئوشیمی و خاستگاه کانسار آهن پنج کوه، جنوب شرق دامغان"، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس.

جعفریان ع، (۱۳۸۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی قوس ولکانوپلوتونیک رشته کوه زر-ترود و انجمنهای کانه زایی وابسته"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

حسینی و، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی منشا و نحوه تکامل شورابه و رسوبگذاری کانیه های تبخیری در پلایای چاه جم (کویر حاج علی قلی) دامغان"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

خادمی م، (۱۳۸۶)، رساله دکتری: "ویژگیهای ساختاری و وضعیت زمین شناسی منطقه ترود"، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی.

ذوالفقاری ص، (۱۳۷۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوژی سنگهای آتشفشانی ائوسن در محدوده معلمان دامغان"، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شمال.

رسولی ج، (۱۳۸۷) پایان نامه کارشناسی ارشد: "ناهمگنی خودپذیری مغناطیسی توده گرانیتوئیدی بروجرد"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

رشید نژاد عمران ن، (۱۳۷۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی محتویات سنگ‌شناسی و ماگمایی و ارتباط آن با کانه سازی طلا در منطقه باغو (جنوب شرق دامغان)، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم.

شیبی م، (۱۳۸۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی و اسکارن آهن پنج کوه (جنوب شرقی دامغان)"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

شیبی م، (۱۳۸۸)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و سازوکار جایگیری باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه (جنوب غرب یزد)"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

صادقیان م، (۱۳۸۳)، رساله دکتری: "ماگماتیسم، متالوژی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تهران.

صادقیان، م.، ولی‌زاده، م.، (۱۳۸۶)، سازوکار جایگیری توده‌ی گرانیتوئیدی زاهدان در پرتو روش AMS، فصلنامه علوم زمین سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی شماره ۶۶، ص، ۱۵۹-۱۳۴.

صدیقی س، (۱۳۷۳)، پایان نامه ارشد: "مطالعه زمین شناسی و پترولوژی توده نفوذی شمال الیگودرز"، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان.

عرب عامری ف، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "شناسایی کانی سازی احتمالی طلا در منطقه پنج کوه دامغان"، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی.

قاسمی م، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژنز کانسار پلی‌متال چشمه‌حافظ"، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران.

قلمقاش ج، (۱۳۸۱)، رساله دکتری: "مطالعه توده‌های نفوذی منطقه اشنویه و بررسی سازوکار جایگزینی آنها"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

کهنسال ر، (۱۳۷۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوژی سنگهای پلوتونیک ائوسن پسین-الیگوسن منطقه معلمان دامغان"، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شمال.

گوانجی ن، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند (اردستان) به وسیله روش AMS"، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.

محمودی م، (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "چینه نگاری مغناطیسی سازند قلی و سلطان میدان به سن اردووسین بالایی و تعیین موقعیت دیرین جغرافیایی آنها در شمال شرق شاهرود"، پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین شناسی و اکتشافات کشور، تهران.

مهدی پور ف، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی آب و هوای دیرینه منطقه نکا با کاربرد روشهای پالئومغناطیس"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات کشور، تهران.

میرزایی س، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی شمال گلپایگان به وسیله روش AMS"، علوم تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی.

وکیلی ف، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی انیزوتروپی خودپذیری مغنطیسی در توده گرانیتی شاهکوه"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

هوشمندزاده ع، علوی م، حقی پور ع، (۱۳۵۷)، تحول پدیده‌های زمین شناسی تروود، سازمان زمین شناسی کشور، گزارش شماره H5.

References

- Abdel-Rahman A.F.M. (1994) "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas" *J of Petrology.*, 35, p 525-541.
- Allard B. and Benn K. (1989) "Shape preferred orientation analysis using digitized images on a microcomputer" *Computer and Geosciences* 15, 441-448.
- Amice M. and Bouchez J.L (1989) "Susceptibilité magnétique et zonation du batholithe granitique de Cabeza de Araya (Extremadura, Espagne)" *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris.*, 308, 1171-1178.
- Archanjo C. J. Bouchez J. L. Corsini M. and Vauchez A. (1994) "The Pombal granite pluton: magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brasiliano strike-slip setting of NE Brazil (Paraíba State)" *J of Structural Geology.*, 16, 323±335.
- Archanjo C. J. Launeau P. and Bouchez J.L. (1995) "Magnetic fabric versus magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil)" *Physical Earth Planet International.*, 89, p. 63-75.
- Arranz E. Lago M. Bastida J and Gale C. (2002) "Hydrothermal scapolite related to the contact metamorphism of Maladeta plutonic complex, Pyrenees: chemistry and genetic mechanisms" *Schweiz.mineral.petrogr.*, 82, 101-119.
- Aydın A. Fere E.C and Aslan Z. (2007) "The magnetic susceptibility of granitic rocks as a proxy for geochemical composition: Example from the Saruhan granitoids, NE Turkey" *Tectonophys.*, 441, 85–95.
- Baker D. S. (1987) "Tertiary alkaline magmatism in Trans-Oecos, In: Alkaline Igneous Rocks. Fitton, J.G. and Upton, B. G. J.(Eds.)" *Geological Society Special Publications.*
- Bamslly J.R. and Buddington A.F. (1960) "Magnetic susceptibility, anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses" *J of Sci.*, 254, 6-20.
- Barton M. D. and Johnson. D.A. (2004) "Footprints of Fe-oxide(-Cu-Au) systems. SEG 2004: Predictive Mineral Discovery Under Cover. Centre for Global Metallogeny, Spec" Pub. 33, *The University of Western Australia*, 112-116.
- Bell T. H. and Etheridge M. A. (1973) "Microstructures of mylonites and their descriptive terminology" *Lithos.*, 6, 337-348.
- Benn, K. and Allard B. (1989) "Preferred mineral orientations related to magmatic flow in ophiolite layered gabbros" *J of Petrology.*, 30, 925-946.
- Benn K. Rochette J.L. Bouchez J.L. and Hattori K. (1993) "Magnetic susceptibility magnetic mineralogy and magnetic fabrics in a late Archean granitoid-gneiss belt" *Precambrian Research.*, 63, 59-81.

- Berthe' D. Choukroune P. Jegouzo P. (1979) "Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites the example of the South Armorican shear zone" *J of Structural Geology.*, 1, 31– 42.
- Best G. (2003) "*Igneous and metamorphic petrology*", vol. 2, University Press, pp.729.
- Blevin P.L. and Chappel B.W. (1992) "The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of Australia, Transactions of Royal Society of Edinburgh" *earth Siences*, 83, 305-316.
- Borradaile G.J. (1988) "Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain" *Tectonophysics.*, 156, 1-20.
- Borradaile G.J. and Jackson M. (2004) "Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks" *The Geological Society.*, 299-350.
- Borradaile G. J. and Henry B. (1997) "Tectonic applications of mag- netic susceptibility and its anisotropy" *Earth Sciences Review.*, 42, 49-93.
- Borradaile G. Mothersill J. Tarling D. and Alford C. (1986) "Sources of magnetic susceptibility in a slate" *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 336–340.
- Borradaile G.J. and Henry B. (1997) "Tectonic application of magnetic susceptibility and its anisotropy" *Earth Science Reviews.*, 42, 49-93.
- Buddington A.F. and Lindsley D.H. (1964) "Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents" *J of Petrology*, 5, 310-357.
- 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. (1997) "Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks, In Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics, (eds) Bouchez J.L. Hutton D. and Stephens W.E" pp. 95-112.
- Bouchez J.L. Delas C. Gleizes G. Nedelec A. and Cuney M. (1992) "Submagmatic microfractures in granite" *Geology.*, 20, 35-38.
- Bouchez J.L. (2000) "Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites" *Earth and Planet.*, 330, 1–14.
- Carten R.B. (1986) "Sodium-calcium metasomatism; chemical, temporal, and spatial relationships at the Yerington, Nevada, porphyry copper deposit" *Economic Geology*, 81, 1495-1519.
- Castro A. (1985) "The Central Extremadura batholith: geotectonic implications (European Hercynian belt). An outline" *Tectonophysics.*, 120, 57-68.
- Castro A. (1986) "Structural pattern and ascent model in the central Extremadura batholith, Hercynian belt, Spain" *J of Structural Geology.*, 8, 633-645.

- Chappel B.W. and White A.J.R. (2001) "Two contrasting granite types" *J of Earth Science.*, 48, 489-499.
- Chappel B.W. and White A.J.R. (1974) "Two contrasting granite types" *Pacific Geology.*, 8, 173-180.
- Clark D.A (1997) "Magnetic properties of rocks and minerals" *J ournal of Astralian Geology and Geophysics.*, 17, 20-37.
- Clark D.A. (1999) "Magnetic petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation" *Geophys.*, 30, 5–26.
- Clemens J. D. and Mawer C. K. (1992) "Granitic magma transport by fracture propagation" *Tectonophysics.*, 204, 339-360.
- Coelho S. Passchier C. Marques F. (2006) "Riedel-shear control on the development of pennant veins: Field example and analogue modelling" *J of Structural Geology.*, 28, 1658-1669.
- Cox D.P. and Singer D.A. (2007) "Descriptive and Grade-Tonnage Models and Database for Iron Oxide Cu-Au Deposits" *U.S. Geological Survey Open-File Report.*, 2007-1155.
- Criss R.E. Fleck R.J. and Barnes I. (1984) "Gigantic metamorphic-hydrothermal system around the northern Idaho batholith and its relationship to regional metamorphic zonation" *GSA Abstracts with programs.*, 16, 479.
- Crowder D.F. and Ross D.C. (1993) "Petrology of some granite bodies in the northern White mountains, California-Nevada" *U.S. Geol. Survey Prof.*, 28, 775.
- Cruden A.R. (1988) "Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere" *Tectonics.*, 7, 1091-1101.
- Dietl C. and Stein E. (2001) "The diapiric emplacement and related magmatic fabrics of the porphyritic Ludwigshohe granite, Central Odenwald (Germany)" *Mineralogy and Petrology.*, 72, 145-164.
- Dilles J.H and Einaudi M.T (1992) "Wall-Rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Meason porphyry copper deposit, Nevada. A 6 Km vertical reconstruction" *Economic Geology.*, 87, 1963-2001.
- Diot H. Bolle O. Lambert J.M. Launeau P. and Duchesne J.C. (2003) "The Telnes ilmenite deposit (Rogaland, South Norway), magnetic and petrofabric evidence for a Ti-enriched noritic crystal mush in a fracture zone" *J of Structural Geology.*, 25, 481-501.
- Dunlop D. and Ozdemir O. (1997) "Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers" *Cambridge Uneversity Press.*, 100, 2161-2174.
- Dymek R.F. (1983) "Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from highgrade gneisses, west Greenland" *American Mineralogist.*, 68, 880-899.
- Einaudi M.T. (1970) "Geology of the east-central portion of Yerington pit, in second progress report: weed heights Nevada" *AnnaConda co. unpub. rept.*, p. 46-55.

- Ellis D.E. (1978) "Stability and phase equilibria of chloride and carbonate bearing scapolites at 750°C and 4000 bar" *Geochim.Cosmochim.Acta.*, 42, 1271-1281.
- Ellwood B.B. (1978) "Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements" *Earth and Planetary Science Letters.*, 41, 254-264.
- Ernst W.G. Coleman D. S. and Van de Ven C. (2003) "Petrochemistry of granitic rocks in the Mount Barcroft area, Implications for arc evolution, Central White Mountains, easternmost California" *Geological Society of America Bulletin.*, 115, 499-512.
- Evans B.W. Shaw D.M. and Haughton D.R. (1969) "Scapolite stoichiometry" *Conlr. Miner. Petrol.*, 24, 293-305.
- Farhodi G. (1978) "A comparison of Zagros geology to island arcs" *J of Geology.*, 86, 323-334.
- Fernandez A. (1987) "Preferred orientation developed by rigid markers in two dimensional shear strain: A theoretical and experimental study" *tectonophysics.*, 136, 151-158.
- Ferr'e 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.
- Forster H. (1978) "Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran", *J of the geological society.*, 135, 443-445.
- Genter A. and Traineau H. (1996) "Analysis of macroscopic fractures in granite in the HDR geothermal well EPS-1, Soultz-sous-Forets, France" *J of Volcanology and Geothermal Research.*, 72, 121-141.
- Geuna S.E. McEnroe S.A. Robinson P. and Escosteguy L.D. (2008) "Magnetic petrology of the Devonian Achala Batholith, Argentina: Titanohaematite as an indicator of highly oxidized magma during crystallization and cooling" *Geophys. J. Int.*, 175, 925-941.
- Ghalamghash J. Nédélec A. Bellon H. Vousoughi Abedini M. and Bouchez J.L. (2009a) "The Urumieh plutonic complex (NW Iran): a record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times- part I: petrogenesis and K/Ar dating" *J of Asian Earth Sciences*, 35, 401-415.
- Ghalamghash J. Bouchez J.L. Vosoughi-Abedini M. and Nédélec A. (2009b) "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" *J of Asian Earth Sciences*, 36, 303-317.
- Giere R. (1989) "Hydrothermal mobility of Ti, Zr and REE: examples from the Bergell and Adamello contact aureoles (Italy)" *Terra Nova.*, 2, 60-67.

- Gill R. (2010) “*Igneous rocks and processes a practical guide*” Department of earth sciences Royal Holloway University of London., pp.472.
- Goergen E.T. Fruchey B.L. and Johnson E.L. (1999) “High Cl amphibole and scapolite from retrograde shear zones in the Dana Hill metagabbro body: evidence of metasomatism within the Carthage-Colton mylonite zone” *GSA Abstracts with programs.*, 168, 7-31.
- Gregoire V. Saint Blanquat M. Neadea lec A. and Bouchez J. L. (1995) “Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains: experiments and application to AMS in granitic rocks” *Geophysical Research Letters.*, 22, 2765-2768.
- Gregoire V. Darrozes J. Gaillot P. Nedelec A. and Launeau P. (1998) “Magnetite grain shape fabric and distribution anisotropy vs rocks magnetic fabric : a three-dimensional case study” *J of Structural Geology.*, 20, 937-944.
- Hall J.M. and Fisher B.E. (1987) “The characteristics and significance of secondary magnetite in a profile through the dike component of the troodos, Cyprus, Ophiolite Canadian” *J of earth sciences.*, 24, 2141-2159.
- Hargaves R. B. Johnson D. and Chan C. W. (1991) “Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks” *Geophys. Res. Letters.*, 18, 2193-2196.
- Harlov D.E. Wirth R. and Förster H.J. (2005) “An experimental study of dissolution-precipitation in fluorapatite: fluid infiltration and the formation of monazite” *Contrib to Miner. And Petro.*, 150, 268-286.
- Hemley J.L (1967) “Aqueous Na/K ratios in the system $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ ” *Geol . Soc. America Ann. Mtg. New Orleans. Louisiana.*, 20-22, 94-95.
- Hibbard M. J. (1987) “Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implication” *J. Geol.*, 95, 543-561.
- Hrouda F. (2010) “Modelling Relationship Between Bulk Susceptibility and AMS in Rocks Consisting of Two Magnetic Fractions Represented by Ferromagnetic and Paramagnetic Minerals – Implications for Understanding Magnetic Fabrics in Deformed Rocks” *J Geological Society OF India.*, 75, pp. 254-266.
- Hrouda F. Kahans S. (1991) “The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappes in the high tatra mountains, Slovakia” *J of struct. Geol.*, 13, pp. 431-442.
- Hrouda F. (1994) “A technique for the measurement of thermal changes of magnetic susceptibility of weakly magnetic rocks by the CS-2 apparatus and KLY-2 Kappabridge” *Geophysical Journal International.*, 118, 604–612.
- Hrouda F. (1982) “Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics” *Geophysical Surveys.*, 5, 37–82.

- Hunt C.P. Moskowitz B.M. and Banerjee S.K. (1995) "Magnetic properties of rocks and minerals, Rock Physics and Phase Relations, A Handbook of Physical Constants" *AGU Reference Shelf 3*.
- Hutton D.H.W. (1982) "A tectonic model for the emplacement of the main Donegal granite, NW Ireland" *J of the Geological Society.*, 139, 615-631.
- Hutton D.H.W. Dempster T. J. Brown P. E. and Decker S. D. (1990) "A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones" *Nature.*, 343, 452-455.
- Ishihara S. (1981) "The granitoid series and mineralization" *Economic Geology.*, 27, 458-484.
- Ishihara S. (1977) "The magnetite series and ilmenite series granitic rocks", *Mining Geologist.*, 27, p. 293-305.
- Jelinek V. (1977) "Statistical processing of magnetic susceptibility measured in groups of specimens" *Studia Geophysica et Geodaetica.*, 22, 50-62.
- Kehelpanala K.V.W. (1997) "Deformation of a high-grade Gondwana fragment, Sri Lanka" *Gondwana Res.*, 1, 47-68.
- 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. (1984) "Symbols for rock-forming minerals" *American Mineralogist.*, 68, 277-279.
- Kullerud K. and Erambert M. (1999) "Cl-Scapolite, Cl-amphibole, and plagioclase quilibriain ductile shear zones at Nusfjord, Lofoten, Norway: implications for fluid compositional volution during fluid-mineral interaction in the deep crust" *Geochim cosmochim. Acta.*, 63, p. 3829-3844.
- Lister G.S. and Snoke A.W. (1984) "S-C mylonites" *Journal of Structural Geology.*, 6, 616-638.
- Lanza R. and Meloni A. (2006) "The earth magnetism: An Introduction for geologists" *Springer.*, p. 278.
- Leblanc D. Gleizes G. Roux L. and Bouchez J.L. (1996) "Variscan dextral transpression in the French Pyrenees: new data from the Pic des Trois-Seigneurs granodiorite and its country rocks" *Tectonophysics.*, 261, 331-345.
- Lindsley D.H. (1991) "Reviews in mineralogy" *J of Structural Geology.*, 25, pp. 509.
- Mancktelow N.S. Arbaret L. and Pennacchioni G. (2002) "Experimental observations on the effect of interface slip on rotation and stabilisation of rigid particles in simple shear and a comparison with natural mylonites" *J of Structural Geology.*, 24, 567-585.
- Martí'n-Herna'ndez F. Hirt A.M. (2003) "The anisotropy of magnetic susceptibility in biotite, muscovite and chlorite single crystals" *Tectonophysics.*, 367, 13-28.

- Martín-Hernández F. Loneburg C.M. Aubourg C. and Jackson M. (2004) “Magnetic fabric: methods and applications- an introduction” *Geological Society, London, Special Publications.*, 238, p. 1-7.
- Maruéjols P. Cuney M. Turpin L. (1990) “Magmatic and hydrothermal REE fractionation in the Xihuashan granites (SE China)” *Contributions to Mineralogy and Petrology.*, 104, 668–680.
- McLelland J. Goldstein A. Cunningham B. Olson C. and Orrell S. (2002a) “Structural evolution of a quartz-sillimanite vein and nodule complex in a late- to post-tectonic leucogranite, western Adirondack Highlands, New York” *J of Structural Geology.*, 24, p. 1157–1170.
- McLelland J. Morrison J. Selleck B. Cunningham B. Olson C. and Schmidt K. (2002b) “Hydrothermal alteration of late- to post-tectonic Lyon Mt. Granitic Gneiss, Adirondack Highlands, New York: Origin of quartz-sillimanite segregations, quartz-albite lithologies, and associated Kirunatype low-Ti Fe-oxide deposits” *J of Metamorphic Geology.*, 20, p. 175–190.
- More D.E. and Liou J.G. (1979) “Chessboard-twinned albite from Franciscan metaconglomerates of the Diablo Range, California” *Mineralogist.*, 64, P. 329-336.
- Morimoto N. (1988) “The nomenclature of pyroxenes” *Mineralogical Magazine.*, 52, 535–550.
- Mónica G. López de L. Rapalini A.E. and Tomezzoli R.N. (2010) “Magnetic fabric and microstructures of Late Paleozoic granitoids from the North Patagonian Massif: Evidence of a collision between Patagonia and Gondwana” *Tectonophysics.*, 494, 118–137.
- Naba S. Lompo M. Debat P. Bouchez J.L. and Béziat D. (2004) “Structure and emplacement model for late-orogenic Paleoproterozoic granitoids, the Tenkodogo-Yamba elongate pluton (Eastern Burkina Faso)” *J of African Earth Sciences.*, 38, 41-57.
- Nabavi M.H. (1976) “An introduction to the Iranian geology” *Geological Survey of Iran.*, p. 110.
- Nachit H. (1986) “Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoides, applications typologiques, these, universite de Bretagne occidentale, Brest” *Geosciences.*, 101, 1220-1233.
- Nachit H. Abderrahmane I. El Hassan A. and Mohcine B.O. (2005) “Discrimination between primary magmatic biotites, re-equilibrated biotites and neoformed biotites, C. R” *Geosciences.*, 337, 1415-1420.
- Nascimento H.S. Bouchez J.L. Nédélec A. Sabaté P. (2004) “Evidence of an early Neoproterozoic magmatic event in the Paleoproterozoic Teofilândia granitoids (São Francisco Craton, Brazil): a combined microstructural and magnetic fabric study” *Precambrian Research.*, 134, 41–59.
- Nelson S.A. (2012) “Magmatic Differentiation. Petrology., Page 1 of 16.

- Nishioka, I., Funaki, M and Sekine, T., (2007) “Shock-induced anisotropy of magnetic susceptibility: Impact experiment on basaltic andesite” *Earth Planets Space.*, 59, 45–48.
- Pare’s J.M.B. van der P. and Dinares-Turell J. (1999) “Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain)” *Tectonophysics.*, 307, 1 – 14.
- Passchier C.W. and Trouw R.A.J. (1996) “Microtectonics” *Springer, Berlin.*, pp. 298.
- Paterson S.R. Fowler Jr.T.K. Schmidt K.L. Yoshinobu A.S. Yuan E.S. and Miller R.B. (1998) “Interpreting magmatic fabric patterns in plutons” *Lithos.*, 44, 53–82.
- Paterson S.R. Vernon R.H. and Tobisch O.T. (1989) “A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids” *J of Structural Geology.*, 11, 349-363.
- Paterson S.R. Vernon R.H. Tobisch O.T. (1989) “A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids” *J of Structural Geology.*, 11, 349-363.
- Pennacchioni G. Di Toro G. Mancktelow N.S. (2001) “Straininsensitive preferred orientation of porphyroblasts in Mont Mary mylonites” *J of Structural Geology.*, 23, 1281-1298.
- Perring C.S. Pollard P.J. Dong G. and Blake K.L. (2000) “The Lightning Creek Sill Complex, Cloncurry District, North west Queensland: A source of fluids for Fe Oxide Cu-Au mineralization and sodic- calcic Altration” *Econ. Geol.*, 96, 1067-1089.
- Petersson J. and Eliasson T. (1997) “Mineral evolution and element mobility during episyenitization (dequartzfication) and albitization in the postkinematic Bohus granite, southwest Sweden” *Lithos*, 42(1-2), 123-146.
- Plumper O. and Putnis A. (2009) “The complex hydrothermal history of granitic rocks: multiple feldspar replacement reactions under subsolidus conditions” *J of petrology.*, 50, 967-987.
- Plumper R. Engelder T. Yale D. (1984) “Near-surface in situ stress correlation with microcrack fabric within New Hampshire granites” *J of Geophysical Research.*, 89, 9350-9364.
- Proffett J.M. (1970) “Summery of observations on albitization, in second progress report: weed heights Nevada” *AnnaConda co. unpub. rept.*, p. 34-45.
- Ramsay J.G. (1989) “Emplacement kinematics of granite diaper: the chindamora batholite. Zimbabwe” *J of Structural Geology.*, 11, 191-209.
- Rathore J.S. and Heinz H. (1980) “The Application of Magnetic Susceptibility Anisotropy Analyses to the Study of Tectonic Events on the Periadriatic Line” *Mitt. osterr. geol. Ges.*, 10, 275-290.
- Razanatseho M.O.M. Nédélec A. Rakotondrazafy M. Ralison B. and Meert J. (2010) “Four stage building of the Cambrian Carion pluton (Madagascar) revealed by rock magnetic properties” *Earth Environmental Science (Transactions Royal Society Edinburgh).*, 100, 133–145.

- Richards J.P. Wilkinson D. Ullrich T. (2006) "Geology of the Sari Gunay Epithermal Gold Deposit, Northwest Iran" *Economic Geology*, 2006 101, 1455-1496.
- Robinson E. and Coruh C. (1988) "Basic exploration geophysics" *John Wiley and Sons.*, pp. 562.
- Rochette P. Jackson M. and Aubourg C. (1992) "Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility" *Rev. Geophys.*, 30, 209-226.
- Saint Blanquat M. and Tikoff B. (1997) "Development of magmatic to solid-state fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek granite, Sierra Nevada Batholith, in Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics, eds J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton and W.E. Stephens" *Kluwer Academic Publishers.*, pp. 231-252.
- Saint Blanquat M. Law R.D. Bouchez J.L. and Morgan S.S. (2001) "Internal structure and emplacement of the Papoose Flat pluton: an integrated structural, petrographic and magnetic susceptibility study" *Geological Society of America Bulletin.*, 113, 976-995.
- Sandrin A. and Elming S.K. (2006) "Geophysical and petrophysical study of an iron oxide copper gold deposit in northern Sweden" *Ore Geology Reviews.*, 29, 1-18.
- Schmidt C. (1993) "Palaeomagnetic cleaning strategies" *Physics of the Earth and Planetary Interiors.*, 76, 169-178.
- Searle R.C. (2008) "Magnetic susceptibility as a tool for investigating igneous rocks-experience from IODP Expedition 304; Scientific Drilling" *Geology.*, 6, 52-54.
- Shahabpour J. (2005) "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz" *J of Asian Earth Science.*, 24, p. 405-417.
- Sheibi M. Esmaeily D. Nédélec A. Bouchez J.L. and Kananian A. (2010) "Geochemistry and petrology of garnet-bearing S-type Shir-Kuh Granite, southwest Yazd, Central Iran" *Island Arc.*, 19, 292-312.
- Sheibi M. Bouchez J.L. Esmaeily D. Siqueira R. (2012) "The Shir-Kuh pluton (Central Iran): Magnetic fabric evidences for the coalescence of magma batches during emplacement" *J of Asian Earth Sciences.*, 46, 39-51.
- Siegesmund S. Ullemeyer K. and Dahms M. (1995) "Control of magnetic rock fabrics by mica preferred orientation: A quantitative approach" *J. Structure. Geology.*, 17, 1601-1613.
- Silva P.F. Bernard H. Fernando O. Marques E.F. Mateus A. Vegas R. Miranda J.M. Palomino R. and Palencia-Ortas A. (2000) "Magma flow, exsolution processes and rock metasomatism in the GreatMessejana-Plasencia dyke (Iberian Peninsula)" *J Volcanology, geothermics, fluids and rocks.*, 175, 806-824.
- Stacey F.D. and Banerjee S.k. (1974) "The physical principles of rock magnetism" *Elsevier, Amsterdam.*
- Stacey F.D. (1960) "Magnetic anisotropy in igneous rocks" *J. Geophys. Res.*, 65, 2429-2442.

- Stochlin J. (1974) "Possible ancient continental margins in Iran in the geology of continental margins, Edited by C.A. burk and C.L. Drake" *Springer, New Yirk.*, pp. 873-887.
- Stocklin J. (1968) "Structural history and tectonic of Iran" *Petroleum Geologists Bull.*, 52, 1229-1258.
- Studemeister P.A. (1983) "The redox state of iran: a powerful indicator of hydrothermal alteration" *Geoscience Canada.*, 10, 189-194.
- Stussi J. M. and Cuney M. (1996) "Nature of biotites from alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Rahman: a comment" *J of Petrology.*, 37, 1025-1029.
- Takahashi M. Aramaki S. and Ishihara S. (1980) "Magnetite series/Ilmenite series vs.I type/S type granitoids" *Mining geology special issue.*, 8, pp.13-28.
- Tarling D.H. and Hrouda F. (1993) "The magnetic anisotropy of rocks" *Chapman and Hall, London.*, p. 217.
- Tarling D.H. Hrouda F. (1993) "The Magnetic Anisotropy of Rocks" Chapman and Hall.
- Teerster D.K. and Sherriff B.L. (1997) "Substitutional mechanisms, compositional trends and the end-member formulae of scapolite" *chem. Geol.*, 136, 233-260.
- Ten Grotenhuis S.M. Passchier C.W. Bons P.D. (2002) "The influence of strain localisation on the rotational behaviour of rigid objects in experimental shear zones" *J of Structural Geology.*, 24, 485-499.
- Thomson R. and Oldfield F. (1986) "Environmental Magnetism" *Allen and Unwin, London.*, p. 220.
- Tischendorf G. Gottesmann B. Forster H. Trumbull R B. (1993) "On Li-bearing icas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation" *Mineral Mag.*, 61, 809-834.
- Vanko D.A. and Bishop F.C. (1982) "Occurrence and origin of marialitic scapolite in the Humboldt lopolite. N.W. Nevada" *Contrib. mineral. petrol.*, 81, 277-289.
- Vernik L. and Nur A. (1992) "Petrophysical analysis of the Cajon Pass scientific well: implications for fluid flow and seismic studies of the continental crust" *J of Geophysical Research.*, 97, 5121-5134.
- Vernon R.H. (1987) "Oriented growth of sillimanite in andalusite, Placitas-Juan Tabo area" *New Mexico, U.S.A. CanJ. Earth Sci.*, 24, 580-590.
- Verosub K.L. and Roberts A.P. (1995) "Environmental magnetism: Past, present and future" *J. Geophys. Res.*, 100, 2175-2192.
- Vidale R. (1975) "Equilibria in the system plagioclase-muscovite-phlogopite-sanidine-quartz-aqueous chloride solution" *Carnegie Inst. Washington Year Book.*, 74, p. 428-432.

- Weisenberger T. and Bucher K. (2010) "Mass transfer and porosity evolution during low temperature water-rock interaction in gneisses of the Simano nappe, Arvigo, Val Calanca, Swiss Alps" *Contrib Mineral Petrol.*, 10, 410-433.
- Williams P.K. (1994). "Relationship magnetic anomalism and epigenetic gold mineralisation in the Victory-Defence area, Western Australia, In: Dentith, M.C et al. (editors), "Geophysical signatures of Western Australia mineral deposit. Geology and geophysics department (key center) and UWA Extension, the University of Western Australia" *Australian society of exploration geophysicists, special publication.*, 7, 283-296.
- Williams P.J. Barton M.D. Johnson D.A. Fontboté L. de Hasa H.A. Mark G. Oliver N.H.S Marschik R. (2005) "Iron oxide copper-gold deposits; geology, space-time distribution, and possible modes of origin" *Economic Geology.*, 100, 371-406.

پیوست ۱

جدول پیوست ۱-۱- داده‌های موقعیت جغرافیایی و شیب و جهت شیب مغزه‌های برداشت شده در هر ایستگاه.

Sample	X	Y	A	B	C
PM-1	267977	3961995	316/79		
PM-2	268129	3962385	235/79	166/84	
PM-3	268249	3962805	194/45	008/60	
PM-4	266662	3961457	262/66	227/55	
PM-5	266762	3961296	270/57	278/60	
PM-6	267041	3961542	0/90	0/90	
PM-7	267316	3961776	17/80	319/78	
PM-8	267358	3961513	113/69	35/70	
PM-9	267744	3961795	90/80	313/87	
PM-10	267926	3962651	0/90	195/82	
PM-11	268669	3963276	74/49	83/50	
PM-12	268544	3963081	25/82	265/85	
PM-13	268589	3962978	0/90	342/79	
PM-14	268804	3962958	302/56	302/60	
PM-15	268940	3962992	0/90	0/90	
PM-16	268930	3962700	258/61	257/61	
PM-17	268945	3962570	275/77	0/90	
PM-18	268967	3962365	97/74	93/67	
PM-19	268518	3962302	110/67	110/64	
PM-20	268221	3962468	177/84	62/75	
PM-21	266553	3961338	187/78	194/80	
PM-22	266397	3961407	174/45	166/60	
PM-23	266323	3961042	359/84	274/84	
PM-24	266913	3960762	44/76	0/90	
PM-25	267257	3961003	336/74	334/72	
PM-26	266880	3961754	163/60	155/68	
PM-27	267340	3961918	123/55	13/60	
PM-28	267475	3961973	51/68	62/76	
PM-29	267583	3961985	0/90	48/85	
PM-30	267984	3962137	82/80	0/90	
PM-31	268161	3962245	52/82	18/84	0/90
PM-32	268361	3962870	21/57	15/54	
PM-33	268196	3961604	78/80	69/70	
PM-34	268464	3961711	79/74	101/85	
PM-35	268999	3961912	290/70	285/65	
PM-36	268992	3962405	95/77	59/80	
PM-37	267441	3962257	130/54	133/68	138/70
PM-38	267880	3962341	150/85	178/81	
PM-39	267855	3962189	65/80	32/82	57/80
PM-40	268363	3962699	127/40	114/54	
PM-41	268692	3962554	85/79	86/85	

جدول پیوست ۱-۲- داده‌های خروجی هر نمونه که با دستگاه MFK1-FA اندازه‌گیری شده است.

Name	Km	Pj	T	L	F	K1d	K1i	K2d	K2i	K3d	K3i
PM1A2	836	1.12	0.79	1.01	1.09	51	56.3	300.8	13	202.9	30.5
PM1A1	793	1.08	0.71	1.01	1.06	49.6	49.3	303.4	13.5	202.7	37.5
PM1A3	836	1.11	0.73	1.01	1.08	76.7	47.1	311.7	28.1	204.2	29.4
PM1A4	794	1.08	0.76	1.01	1.07	58.9	46	307.8	19.2	202.2	37.8
PM1A5	796	1.08	0.76	1.01	1.06	48.8	49	303.3	13.1	202.9	38
PM2A1	84013	1.09	0.77	1.01	1.07	77.5	8	346.9	4.4	228.4	80.9
PM2A2	83371	1.08	0.95	1	1.07	45.3	3.8	135.3	0.5	232.2	86.2
PM2A3	91059	1.09	0.96	1	1.08	13.3	11.1	103.4	0.3	195	78.9
PM2B1	64392	1.12	0.59	1.02	1.08	67.9	3.9	337.5	5.8	191.8	83
PM2B2	56402	1.12	0.65	1.02	1.09	80.8	6.7	350.2	5.3	221.9	81.4
PM2B1	63380	1.12	0.59	1.02	1.08	66.9	4.4	336.3	7.7	186.4	81.1
PM3A2	35378	1.09	0.18	1.03	1.05	290.8	42	42.4	22.3	152.4	39.7
PM3A3	33536	1.1	-0.17	1.06	1.04	291.6	41.6	48.5	27	160.6	36.4
PM3B1	33468	1.13	0.31	1.04	1.08	125.3	45.8	235.2	18.3	340.5	38.5
PM3B2	36344	1.13	0.4	1.03	1.08	119.4	42.4	229	20.2	337.5	40.7
PM3B3	47382	1.15	0.4	1.04	1.1	122.8	43.6	235	21.6	343.5	38.5
PM3B4	41496	1.12	0.28	1.04	1.07	124.6	51.8	235.8	15.9	336.7	33.7
PM4A1	57562	1.14	0.45	1.03	1.09	326.9	1.5	236.2	22.7	60.5	67.2
PM4A3	62314	1.12	0.57	1.02	1.09	174	0.3	83.4	65.9	264.1	24.1
PM4A4	60428	1.13	0.77	1.01	1.11	177.1	3.1	79.7	67.5	268.4	22.3
PM4B1	69795	1.16	0.58	1.03	1.11	282	30.5	181.5	17.1	66.4	54.1
PM4B1	69695	1.15	0.52	1.03	1.11	168.1	13.9	59.6	52.1	267.9	34.5
PM4B2	63792	1.14	0.41	1.04	1.09	163.4	15.7	53.7	50.2	264.9	35.4
PM4B3	68224	1.14	0.35	1.04	1.09	164.5	15.8	50.8	54.8	264.1	30.5
PM4A2	57377	1.12	0.58	1.02	1.08	356.5	9.9	111.2	67.4	262.9	20.1
PM5A1	45330	1.12	0.91	1	1.09	338.4	43.4	123.4	40.8	230.1	18.4
PM5A2	43794	1.11	0.92	1	1.09	335	27.7	109.3	53.1	232.5	22.4
PM5A3	52735	1.11	0.84	1.01	1.09	97.4	65.6	326	16.7	230.6	17.3
PM5B1	4840	1.07	0.05	1.03	1.03	145.1	17.9	16.6	62.6	241.9	20.1
PM5B2	3102	1.04	0.67	1	1.03	185.5	32.9	312.7	43.1	74.3	29.3
PM6A1	75035	1.07	0.6	1.01	1.05	71.7	72.7	305.5	10.4	213	13.7
PM6A2	72839	1.07	0.49	1.02	1.04	100.9	58.9	299.4	29.8	204.7	8.2
PM6B1	73627	1.07	0.49	1.02	1.05	95.3	62.4	277.8	27.6	187.3	1
PM6B2	68722	1.07	0.42	1.02	1.05	82.5	66.7	274.8	22.8	182.9	4.5
PM6B3	72686	1.07	0.34	1.02	1.04	90.8	61.2	269.3	28.8	359.7	0.6
PM6B4	66441	1.06	0.36	1.02	1.04	79.2	61.3	283.6	26.4	188.5	10.2
PM6A1	71129	1.07	0.5	1.02	1.05	75.8	70.8	303.3	13.2	210.1	13.6
PM7A1	2278	1.07	-0.47	1.05	1.02	194.1	6.6	84.8	70.8	286.3	18
PM7A2	5909	1.11	0.31	1.04	1.07	200.1	7.2	300	53.7	104.9	35.4
PM7A3	6270	1.11	0.1	1.05	1.06	181.4	10.2	71.7	61.9	276.5	25.9
PM7A4	5090	1.07	-0.49	1.05	1.01	193.4	4.6	289.7	54	100.1	35.6
PM7A5	2078	1.05	-0.17	1.03	1.02	200.7	11.1	301	42.2	99.1	45.6
PM7B2	1494	1.06	0.14	1.03	1.03	190.9	6.4	292.2	60.1	97.3	29.1
PM7B3	2089	1.05	0.02	1.02	1.03	194.2	10.4	292.6	38.2	91.6	49.9
PM7B4	3418	1.11	0.78	1.01	1.09	179.9	22.8	10.1	66.8	271.4	3.7
PM7B5	4407	1.11	0.26	1.04	1.06	240.4	6.9	148.2	17.8	350.8	70.9
PM8A1	1529	1.04	0.34	1.01	1.02	245.1	70.6	81.9	18.6	350.2	5.2
PM8A2	276	1.03	0.09	1.01	1.02	359.4	70.7	251.7	6.1	159.7	18.2
PM8A3	973	1.13	-0.11	1.07	1.06	315.1	47.9	61.4	14.2	163.1	38.6
PM8B2	1324	1.06	0.06	1.03	1.03	278.3	43.6	39.1	28.3	149.7	33.2
PM8B3	2371	1.122	0.3	1.04	1.07	275.1	61.1	61.9	24.8	158.5	13.9
PM8B1	735	1.02	-0.13	1.01	1.01	263	58.9	46.7	26	144.7	16
PM9A1	453	1.01	0.89	1	1.01	204.3	20.6	336.9	60.9	106.6	19.5
PM9A2	531	1.01	0.6	1	1.01	3.3	33.8	234.4	43.2	114.3	28.1
PM9B1	559	1.01	-0.03	1	1	354.4	11.1	233.8	68.9	87.9	17.7

PM9B2	559	1.01	0.27	1	1.01	2.2	45.7	163.8	42.8	262.5	9.3
PM9B3	575	1.01	0.67	1	1	349.3	26.7	172.2	63.2	79.9	1.2
PM10A1	4893	1.03	0.48	1.01	1.02	348.9	10.4	83.4	23.1	236.2	64.4
PM10A2	14838	1.03	0.19	1.01	1.02	178.4	51.5	310.7	28.2	54.5	23.9
PM10B1	1123	1.02	-0.15	1.01	1.01	354.2	6.2	86.4	19.6	247.3	69.4
PM10B2	1143	1.03	0.24	1.01	1.02	178.5	0.5	86.6	75.8	268.6	14.2
PM10A3	14906	1.03	0.25	1.01	1.02	175.7	50.1	308.5	29.6	53.2	24.2
PM11A1	2606	1.02	0.45	1.01	1.02	78.3	6.5	346	19.5	185.9	69.4
PM11A2	1326	1.03	0.23	1.01	1.02	127.9	3.6	37.6	3.6	262.4	84.9
PM11A3	1069	1.05	0.14	1.02	1.03	312.1	0.3	222.1	7.9	44.5	82.1
PM11B1	1486	1.07	-0.39	1.05	1.02	323.5	4.3	54	7	202.3	81.8
PM11B2	1371	1.06	-0.64	1.05	1.01	151.6	1.6	242.3	24.5	58.1	65.4
PM11B3	740	1.03	-0.34	1.02	1.01	170.6	8.2	260.8	1.6	1.7	81.6
PM12A1	1034	1.01	-0.37	1.01	1	186.4	38.1	52.2	41.7	297.8	24.9
PM12A2	909	1.01	0.61	1	1.01	119.2	70.1	209.8	0.2	299.9	19.9
PM12A3	911	1.03	-0.44	1.02	1.01	166.3	4.9	313.8	84.2	76	3.1
PM12B1	714	1.03	-0.18	1.02	1.01	358.3	11	93.7	25.7	247.2	61.7
PM12B2	754	1.03	-0.39	1.02	1.01	0.1	7.7	268.3	13	120	74.9
PM12B3	1002	1.06	-0.03	1.03	1.03	161.9	13	334.1	76.9	71.5	1.7
PM12B4	1240	1.04	0.28	1.01	1.02	167.6	25.3	341.9	64.6	76.6	2.2
PM13A1	1037	1.08	0.1	1.03	1.04	132.7	32.6	39	5.8	300.1	56.7
PM13A3	1056	1.03	0.25	1.01	1.02	329.9	48.3	179.5	37.7	77.5	15.1
PM13A4	1280	1.03	-0.35	1.02	1.01	336.8	48.9	178.9	38.9	79.8	11.1
PM13B2	1213	1.03	0.36	1.01	1.02	29	44.8	246.2	38.8	139.6	19.5
PM13A2	1200	1.12	0.04	1.05	1.06	127.9	30.6	220.2	3.9	316.6	59.1
PM13B1	836	1.02	-0.45	1.01	1	201	19.2	293.9	8.5	46.7	68.9
PM14A1	877	1.03	0.53	1.01	1.02	143.3	0.5	53	26.8	234.3	63.2
PM14A2	1331	1.07	0.52	1.01	1.05	325.2	1	55.8	29.1	233.4	60.9
PM14A3	1254	1.07	0.47	1.02	1.05	325.9	2	56.6	18.3	230	71.6
PM14A4	1105	1.08	0.41	1.02	1.05	142.6	0.4	52.5	16.7	233.9	73.3
PM14B2	640	1.02	-0.07	1.01	1.01	186.4	15.4	89.6	23.2	307	61.6
PM14A5	1131	1.07	0.32	1.02	1.05	137.4	1.2	47.2	8.1	235.4	81.8
PM14B1	572	1.01	0.1	1.01	1.01	173.7	25.1	16.9	63	268.1	9.3
PM15A1	1272	1.04	0	1.02	1.02	168.5	73.8	12.6	14.8	280.9	6.3
PM15A2	2225	1.03	0.49	1.01	1.02	14.4	67.4	179.9	22	271.9	5.1
PM15A4	5960	2.04	0.77	1.07	1.78	154.5	89	18.3	0.7	288.2	0.7
PM15B1	1467	1.03	0.51	1.01	1.02	155.3	78.4	347.2	11.3	256.7	2.3
PM15B4	1199	1.02	-0.48	1.02	1.01	167.6	76.2	5.5	13.1	274.5	4.1
PM15A3	3516	1.51	0.74	1.05	1.39	354.9	70.2	195.2	18.7	103	6.4
PM15B2	1299	1.03	0.31	1.01	1.02	36.9	80.1	195.9	9.3	286.5	3.5
PM16A2	17054	1.06	0.25	1.02	1.04	95.1	55.9	257.4	32.8	352.8	8.2
PM16A3	21005	1.08	0.56	1.02	1.06	277.3	39	72.4	48.3	176.9	12.6
PM16B2	6945	1.03	0.09	1.01	1.02	279	8.3	168.2	67.6	12.1	20.6
PM16B3	17619	1.08	0.58	1.01	1.06	287.9	45.9	104.2	44.1	196	1.9
PM16B4	37398	1.09	0.5	1.02	1.07	280.8	23	111	66.6	12.4	3.7
PM16A1	42806	1.13	0.72	1.01	1.12	282.8	37.5	80.8	50.4	184.2	10.9
PM16A4	8905	1.08	0.3	1.03	1.05	273.1	29.6	80.8	59.8	180	5.4
PM16B1	7800	1.03	-0.09	1.02	1.01	101.9	22.7	217.7	46	354.7	35.2
PM17A1	19449	1.03	0.63	1.01	1.02	131.4	25.5	29.5	23.3	262.7	54.2
PM17A2	20884	1.05	0.72	1.01	1.04	54.9	50.5	150.8	4.8	244.7	39
PM17B1	27472	1.05	0.26	1.02	1.03	107.4	15.6	10.3	23.9	227.6	60.9
PM17B2	78006	1.06	-0.26	1.04	1.02	92.6	20.7	351.1	27.7	214.3	54.2
PM17A1	63636	1.04	0.02	1.02	1.02	93.3	20.3	343.6	42.2	202	40.9
PM18A2	600	1.02	-0.13	1.01	1.01	321.4	73.1	206.3	7.3	114.3	15.1
PM18B2	646	1.02	-0.18	1.01	1.01	325.5	69.5	199.7	12.3	106.1	16.1
PM18B3	504	1.02	-0.36	1.01	1	353.1	69.8	222.5	13.5	128.9	14.8
PM18B4	547	1.02	0.16	1.01	1.01	321.2	67.9	216.5	5.9	124.2	21.2
PM18B5	608	1.02	-0.34	1.01	1	345.9	74.9	225.3	7.8	133.6	12.8
PM18B1	602	1.01	0.32	1	1.01	324.3	70.1	190.6	14.1	97.1	13.8

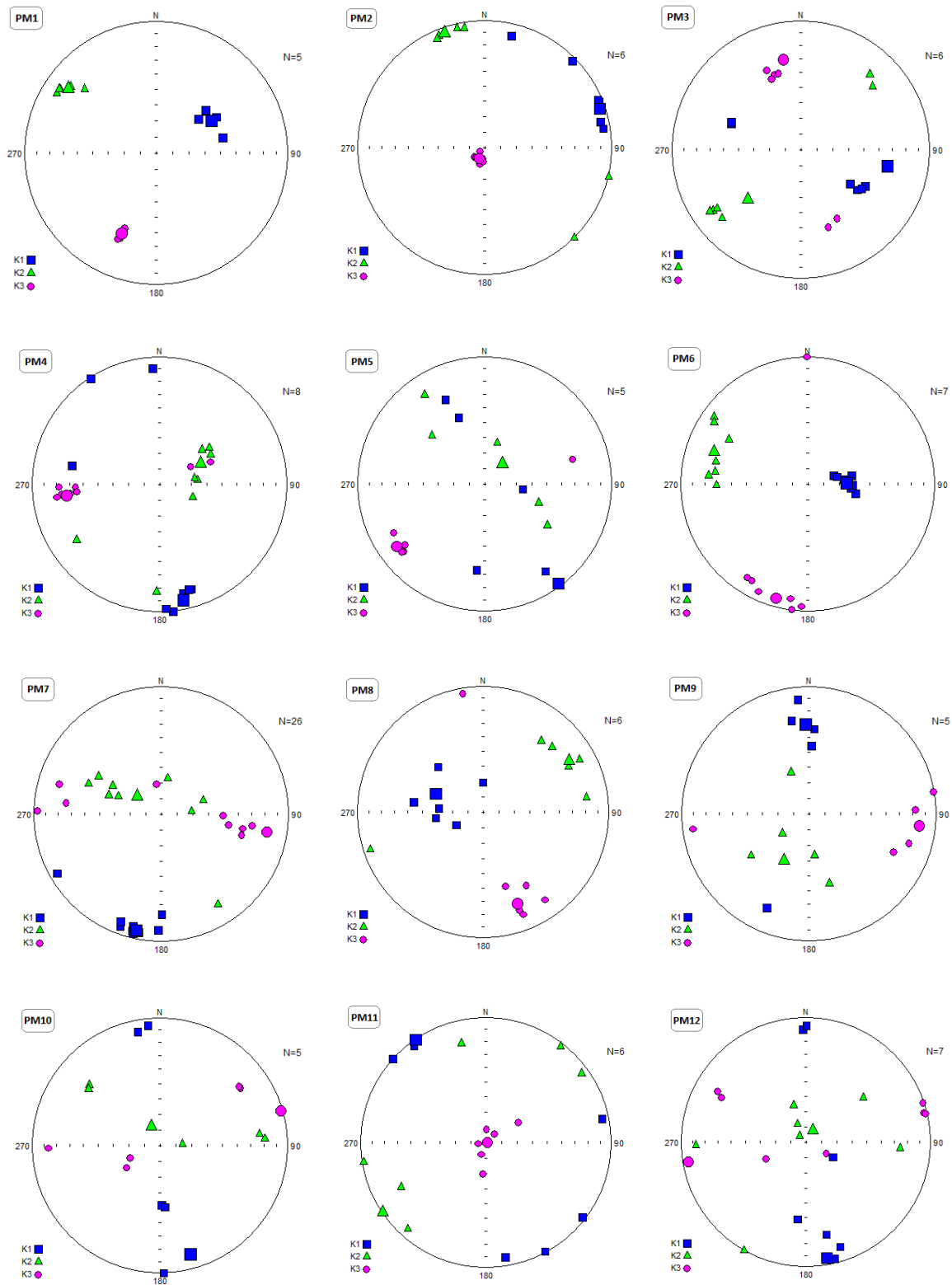
PM19A1	40674	1.1	0.37	1.03	1.06	308	12.3	43.1	22.2	191.2	64.3
PM19A2	50754	1.1	0.58	1.02	1.07	308.3	11.3	44.6	28.7	199	58.8
PM19A2	59710	1.11	0.5	1.02	1.08	105.2	9.7	8.9	32.6	209.8	55.7
PM19B3	36292	1.08	0.36	1.02	1.05	321.2	18.6	61.2	27.3	201.1	56.1
PM19B1	54428	1.11	0.25	1.04	1.07	302.6	16.9	39.7	22.1	178.4	61.6
PM19B2	35487	1.09	0.46	1.02	1.06	305.8	15.6	43.7	26.2	188.3	58.9
PM20A2	39708	1.08	0.69	1.01	1.06	9.6	13.9	101.6	7.9	220.2	73.9
PM20A4	38598	1.06	0.81	1	1.05	84.4	4.9	174.8	4.4	306.3	83.4
PM20B1	43696	1.11	0.89	1	1.08	305.5	2.4	35.9	9.3	201.2	80.4
PM20B2	35744	1.09	0.56	1.02	1.06	314.7	4.5	44.9	3.4	172.1	84.3
PM20A3	52871	1.11	0.13	1.05	1.06	106.7	3.3	196.8	1.6	311.7	86.3
PM20B3	26051	1.06	0.74	1.01	1.05	251	18.5	343.3	6.9	92.8	70.2
PM21A1	38009	1.07	0.43	1.02	1.05	166.9	61.8	347.6	28.2	257.4	0.3
PM21A2	32128	1.12	0.64	1.02	1.09	221.1	75.2	12.3	13	103.9	6.9
PM21A3	22159	1.23	0.75	1.02	1.18	227.9	70	7.9	15.6	101.3	12.2
PM21A4	28085	1.08	0.69	1.01	1.06	269.4	69.7	9	3.5	100.3	20
PM21B1	46279	1.08	-0.03	1.04	1.04	189.3	42.2	0.3	47.4	95.2	4.5
PM21B2	55273	1.08	0.09	1.04	1.04	193.3	59	352.1	29.2	87.4	9.4
PM21B3	48373	1.08	0.15	1.03	1.04	184	61.5	348.4	27.6	81.8	6.5
PM22A1	1317	1.48	0.87	1.02	1.39	299.1	69.5	174.4	12	80.8	16.4
PM22A1	1317	1.48	0.89	1.02	1.39	303.8	68.1	174.6	14.2	80.4	16.2
PM22A3	1097	1.36	0.84	1.02	1.29	212.4	79.6	356.1	8.4	87	6.1
PM22A4	811	1.02	-0.22	1.01	1.01	342.4	27.7	171.8	62	74.4	3.9
PM22B1	652	1.014	0.23	1	1.01	95.8	53.7	347	13.3	248.1	33
PM22B2	648	1.01	0.01	1	1	73.7	18.4	276.5	70.2	166.1	7.2
PM22B3	745	1.02	0.13	1.01	1.01	313.3	85.5	193	2.3	102.8	3.9
PM22A2	1508	1.35	0.94	1.01	1.29	170.3	50.9	334.8	38	70.8	7.6
PM23A1	17234	1.41	0.51	1.08	1.28	322.3	57.8	183.6	25.4	84.4	18.5
PM23A3	5017	1.36	0.54	1.07	1.25	341.7	55.7	173	33.8	79.5	5.3
PM23B3	7628	1.12	0.02	1.05	1.06	14.3	73	154.5	13.2	247	10.5
PM23B4	7513	1.1	0.72	1.01	1.07	335.1	23.8	141.2	65.6	242.8	5.2
PM23A2	10253	1.22	0.24	1.08	1.13	342.9	53.1	149.9	36.2	244.5	6.3
PM23B1	18178	1.06	0.13	1.03	1.04	73	72.6	291.4	13.8	198.8	10.4
PM23B2	14936	1.18	-0.3	1.11	1.06	32.3	67.5	133	4.4	224.8	22
PM24A2	2011	1.47	0.71	1.05	1.35	166.3	9.4	271.4	57.5	70.7	30.8
PM24B1	1191	1.14	0.86	1.01	1.11	164.9	35	358.6	54.3	259.5	6.5
PM24B2	926	1.09	-0.13	1.05	1.03	334.4	0.7	243.6	47.5	65.1	42.5
PM24B3	927	1.04	-0.28	1.02	1.01	330.2	13.7	97.7	68.1	236	16.7
PM24A1	1142	1.09	0.79	1.01	1.07	343.2	26.8	139.9	61.1	248.2	9.8
PM25A1	495	1.01	0.33	1	1	20.5	44.7	240	38	132.7	20.8
PM25B1	1154	1.04	0.21	1.01	1.02	271.7	70.6	101.3	19.2	10.3	3
PM25A2	522	1.01	-0.21	1	1	53	13.6	150.1	27.1	299.1	59.2
PM25B2	2436	1.03	-0.1	1.02	1.01	259.8	45.5	83.2	44.4	351.6	1.7
PM25A3	521	1.01	-0.2	1	1	52.7	11.9	150.1	31.4	304.6	55.9
PM26A2	77581	1.04	0.65	1	1.03	330.9	62.4	118.4	23.8	214.3	13.1
PM26A3	80055	1.03	-0.41	1.02	1.01	50.2	78	268.4	9.5	177.2	7.3
PM26A4	87351	1.03	-0.06	1.01	1.01	302.9	70.8	121.6	19.2	211.8	0.4
PM26B1	55985	1.05	-0.6	1.04	1.01	2.2	61.2	154.5	25.9	250.2	11.6
PM26A1	73959	1.02	-0.55	1.02	1	308.9	37	141.5	52.3	43.5	6.1
PM26B2	69799	1.03	-0.08	1.02	1.01	333.4	59.6	154	30.4	63.9	0.3
PM27A1	1071	1.03	-0.13	1.01	1.01	124	41.5	249.4	33.3	2.4	30.7
PM27A2	767	1.01	-0.55	1.01	1	108.8	36.5	266.4	51.3	10.6	11
PM27A4	1022	1.02	0.1	1.01	1.01	130.2	47.3	271.3	35.7	16.7	20.2
PM27B1	694	1.02	-0.05	1.01	1.01	132.4	36.4	269.2	44.7	24.1	23
PM27B2	712	1.02	-0.09	1.01	1.01	2.8	41.7	177.7	48.1	270.5	2.5
PM27A3	782	1.02	-0.06	1.01	1.01	107.1	45.4	293.8	44.4	200.5	3.3
PM27B3	811	1.02	-0.15	1.01	1.01	120.8	45.8	297.9	44.2	29.3	1.5
PM27B5	672	1.02	-0.32	1.01	1	121.1	31.4	254.8	48.6	15.3	24.1
PM28A3	1608	1.03	-0.02	1.01	1.01	55.3	48.7	289.4	27.3	183.2	28.4

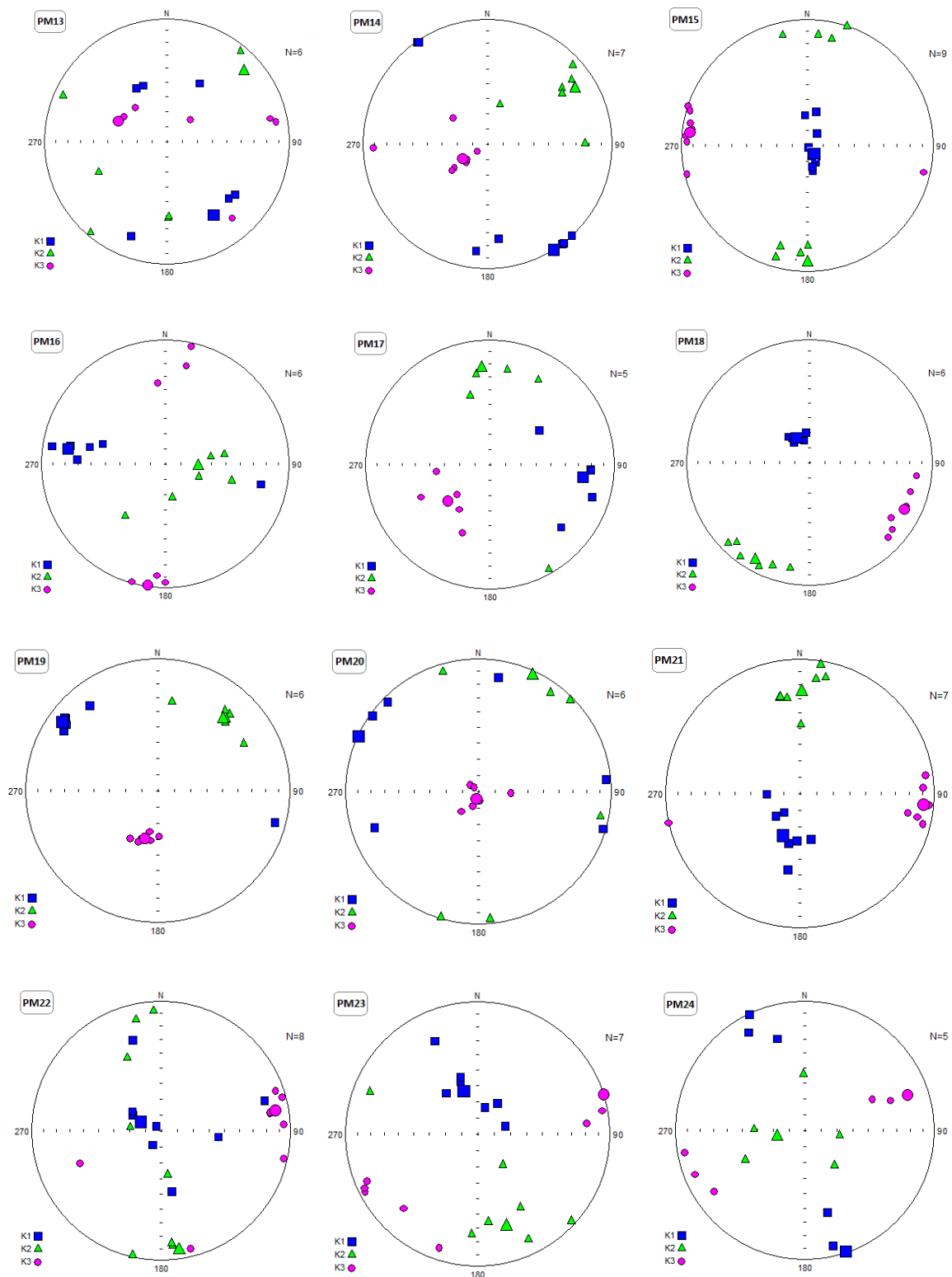
PM28A1	2595	1.03	0.11	1.01	1.01	52.3	50.4	288	25	183.3	28.5
PM28A2	1768	1.03	0.15	1.01	1.02	41.1	44.1	291.7	19	185	39.9
PM28B1	2931	1.02	0.68	1	1.01	33.6	44.2	269.8	29.7	159.7	31.2
PM28B2	2960	1.02	0.04	1.01	1.01	358.8	68.4	248.9	7.7	156.1	20.1
PM28B3	2638	1.01	0.05	1.01	1.01	35.1	55.7	267.3	22.7	166.4	24.2
PM29A1	1936	1.14	0.47	1.03	1.09	343.2	51.5	186.9	36.1	88.2	11.7
PM29A2	1707	1.13	0.17	1.05	1.07	339.9	51.8	188.6	34.6	88.6	14.2
PM29A3	2540	1.06	0.32	1.02	1.03	18.3	49.7	265.2	18.4	162	34.4
PM29B1	990	1.03	0.195	1.01	1.02	205	58.2	83.6	17.9	344.8	25.3
PM29B2	1047	1.03	-0.04	1.02	1.01	134	52	252.9	20.6	355.6	30.3
PM29B3	1420	1.05	0.02	1.02	1.03	139	26.3	346.7	60.8	234.9	11.7
PM30A3	35239	1.05	0.65	1.01	1.04	191.7	5.6	97.6	35.7	289.3	53.8
PM30B1	43846	1.07	0.54	1.01	1.05	110.4	42.2	4.2	17.1	257.6	42.9
PM30A2	13960	1.05	0.39	1.01	1.04	173	23.3	56	46.6	280	34.2
PM30B2	18385	1.06	0.57	1.01	1.05	163.2	27.1	36.3	49.6	268.7	27.5
PM30A1	32163	1.1	0.4	1.03	1.07	174	18.8	81.5	7.4	331	69.7
PM31A2	34605	1.24	0.74	1.02	1.18	245.9	36.8	125.2	34.3	7.1	34.6
PM31B2	13180	1.06	-0.2	1.04	1.02	255.2	31.4	123.9	47.3	2.3	25.8
PM31C1	13288	1.04	-0.82	1.03	1	315.5	38.4	183.3	40.3	68.5	26.3
PM31A1	19038	1.06	0.6	1.01	1.04	252.4	25.6	79.2	64.2	343.7	2.6
PM31B1	8516	1.05	0.41	1.01	1.04	22.6	25.6	277.7	28.2	147.7	50.2
PM31C1	13309	1.04	0.77	1	1.03	311.8	55.8	221.2	0.4	131	34.2
PM32A2	2733	1.23	-0.07	1.12	1.1	130.2	7.3	228.6	48.9	34	40.1
PM32A3	3891	1.2	-0.23	1.12	1.07	131.8	20.3	240.5	40.9	22.3	42.2
PM32A4	2101	1.15	-0.27	1.09	1.05	134.4	13.2	235.5	39.3	29.4	47.7
PM32B1	4147	1.58	0.29	1.17	1.34	134.2	20.3	240.8	37.7	22.3	45.3
PM32B2	1204	1.06	0.28	1.02	1.04	324.5	7.9	226.4	45.7	62	43.3
PM32B3	5909	1.21	-0.42	1.14	1.05	130	11.3	231	43.8	28.9	44
PM32B4	3442	1.19	-0.41	1.13	1.05	128.3	15.4	227.6	30.4	15	55.1
PM32A5	1100	1.06	0.12	1.02	1.03	150.5	15.9	259.1	48.2	47.9	37.4
PM32A1	1717	1.22	0.05	1.1	1.11	134.4	9.5	232.6	40.5	33.7	47.9
PM33A1	650	1.01	-0.01	1	1	140.3	23	23.7	46.6	247.2	34.4
PM33A2	834	1.02	0.14	1.01	1.01	172.9	21.1	19.1	66.7	266.6	9.4
PM33B1	49180	1.09	0.43	1.02	1.06	167.5	10.6	260.2	13.7	41	72.6
PM33B2	44491	1.1	0.53	1.02	1.07	170.4	9.1	262	10.5	40.4	76.1
PM33B3	54958	1.1	0.16	1.04	1.05	179.3	13	271.8	10.7	40.1	73
PM33B4	59908	1.09	0.49	1.02	1.06	200.8	16.9	293	7.1	44.8	71.6
PM34A1	580	1.03	0.55	1	1.02	14.2	34	190.6	55.9	283.1	1.6
PM34A2	842	1.03	-0.2	1.02	1.01	351	70.3	209.8	15.6	116.5	11.7
PM34A3	1131	1.04	-0.2	1.02	1.01	168	87	17.6	2.6	287.6	1.5
PM34B1	2457	1.1	0.05	1.05	1.05	29.2	8.1	297.3	13.1	150.4	74.5
PM34B2	1358	1.04	-0.19	1.02	1.01	301.5	85.4	162.2	3.5	72	3
PM34B3	1580	1.05	0.58	1.01	1.04	241.2	81.3	346.7	2.3	77	8.4
PM35A1	212902	1.11	0.78	1.01	1.09	74.7	58.3	305.3	21.4	206.1	22.2
PM35A3	318343	1.21	0.43	1.05	1.14	234.3	11.1	327.9	18.1	114.4	68.6
PM35B1	1158	1.05	0.46	1.01	1.03	267.6	26.8	36.8	51.4	163.6	25.5
PM35B2	966	1.03	0.64	1	1.02	275.6	31.4	40.9	43.3	164.6	30.5
PM35A4	316391	1.21	0.41	1.05	1.14	232.4	10.9	326	18	112.7	68.8
PM36A1	748	1.02	-0.09	1.01	1.01	343.7	31.9	85.9	18.8	201.4	51.8
PM36A2	818	1.02	-0.33	1.01	1.01	333.9	33	78.6	21.3	195.4	49.2
PM36A3	544	1.02	-0.25	1.01	1.01	332.4	32.6	85.8	31.9	208.6	41.1
PM36B1	725	1.02	0.02	1.01	1.01	7.4	24.9	115.8	34.2	249.3	45.4
PM36B2	485	1.02	-0.02	1.01	1.01	355.7	28.7	139.9	56	256.3	16.6
PM37A1	92653	1.05	0.24	1.02	1.03	147.3	75.4	12.6	10.4	280.7	10.2
PM37B1	17714	1.03	-0.49	1.02	1.01	179.3	66.8	30.4	20.1	296.3	11
PM37B2	19727	1.07	-0.11	1.04	1.03	215.5	47.2	6.5	39	108.9	14.8
PM37C1	110753	1.05	0.81	1	1.04	192	49.2	355.3	39.6	92.2	8.4
PM37C2	127199	1.07	0.36	1.02	1.04	182.5	16	289.9	46.2	78.8	39.5
PM38A1	18858	1.62	0.76	1.05	1.48	192.9	14.8	86	47.7	295	38.5

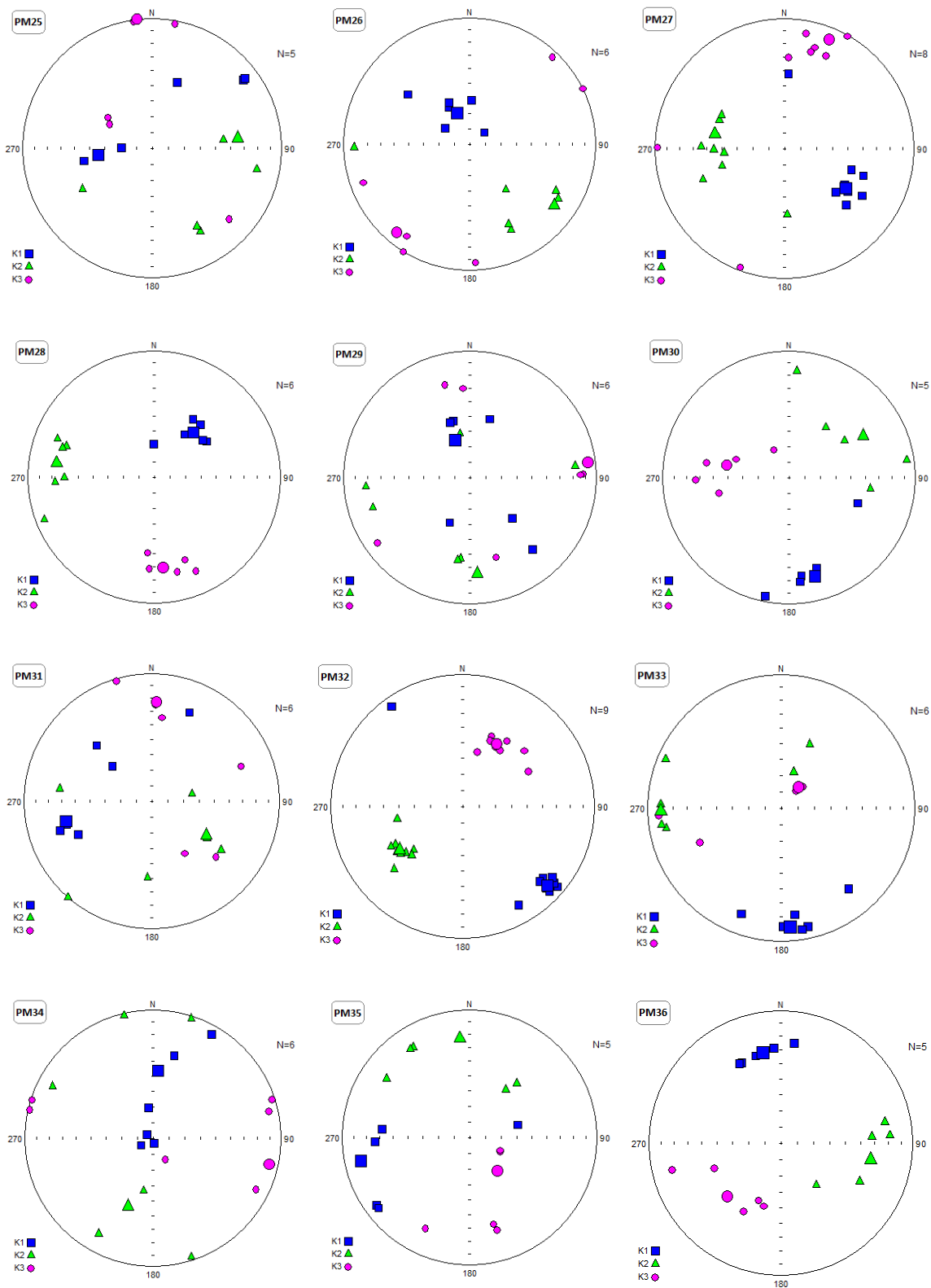
PM38A2	15510	1.48	0.65	1.07	1.35	216.8	8.4	115.9	52.1	313.1	36.6
PM38A3	21975	1.43	0.76	1.04	1.34	186.9	21.1	76.9	41.6	296.4	40.9
PM38A4	38573	1.78	0.92	1.02	1.63	64.6	50.8	192.6	26.7	297.1	26.4
PM38B1	16374	2.39	0.78	1.09	2.02	78.2	40	190.3	24.1	302.7	40.4
PM38B2	40482	1.28	0.79	1.02	1.22	203.9	16.5	91.9	51.7	305.2	33.4
PM39A1	161702	1.11	0.17	1.04	1.06	239	13.9	146.6	9.7	22.8	72.9
PM39A2	148120	1.04	-0.12	1.02	1.01	40.3	7.8	308.8	11	164.9	76.5
PM39B1	79676	1.11	0.49	1.02	1.07	240.5	10.9	335.5	24.6	128.5	62.8
PM39B2	42416	1.17	0.13	1.07	1.09	252.8	13.7	348.2	21.2	132.2	64.4
PM39B3	202716	1.18	0.55	1.03	1.13	286.9	4.4	196.8	1.8	84.5	85.2
PM39B4	128389	1.09	-0.1	1.05	1.04	326.1	16.6	113.8	70.5	233.2	9.8
PM39C1	55658	1.05	0.07	1.02	1.03	217.6	23.4	116.7	23.6	347	55.7
PM39C2	45124	1.18	0.5	1.04	1.12	54.5	2.7	145.3	15.8	315	73.9
PM40A1	62363	1.1	0.7	1.01	1.07	312.8	20	45.7	7.9	156.3	68.4
PM40A2	57529	1.12	0.73	1.01	1.09	311.1	18.4	42.4	3.7	143.3	71.2
PM40A3	54370	1.08	0.39	1.02	1.05	319.1	14.8	226.7	9	106.4	72.5
PM40A4	64781	1.09	0.41	1.02	1.06	312.1	15.5	44.5	8.5	162.4	72.2
PM40B1	64460	1.09	0.72	1.01	1.07	311.9	15.1	43.4	5.5	153	73.9
PM40B2	43653	1.08	0.52	1.02	1.06	314.7	22.6	49	10.2	161.6	65
PM40B2	43689	1.08	0.51	1.02	1.05	299.1	8.7	31.2	13.4	177.2	73.9
PM40B3	61837	1.09	0.55	1.02	1.07	300.8	12.9	33.2	10.6	161.4	73.2
PM40B4	59808	1.08	0.59	1.01	1.06	302.1	8.4	34	13.1	180.4	74.3
PM41A1	54842	1.08	-0.01	1.04	1.04	236.8	13.1	344.6	52.7	137.7	34.2
PM41A2	47968	1.09	0.15	1.04	1.05	225.9	7.3	331.2	64.2	132.5	24.6
PM41A3	58023	1.08	-0.08	1.04	1.04	234.8	19.1	340.8	38.4	124.3	45.4
PM41A4	70823	1.07	-0.48	1.05	1.02	213.7	15.4	324.1	51.7	113	34.1
PM41B1	2242	1.02	0.63	1	1.01	37.9	69.6	239.1	19.1	146.7	6.8
PM41B2	4518	1.02	-0.34	1.01	1.01	13.5	71.4	231.2	14.9	138.2	10.9
PM41B3	4134	1.03	-0.28	1.02	1.01	24.8	12.1	251	72.8	117.4	12.1
PM41B4	7410	1.03	0.08	1.01	1.02	217.9	0.5	308.6	59.2	127.6	30.8

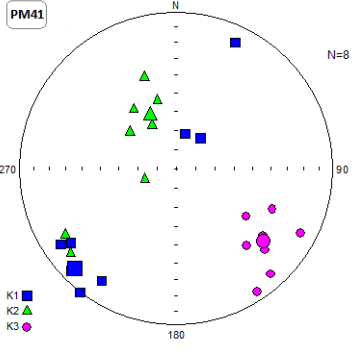
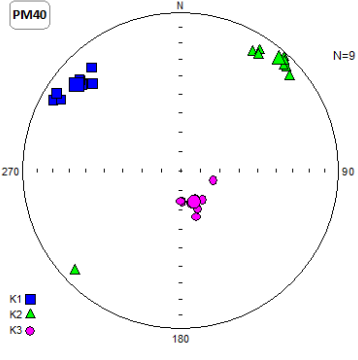
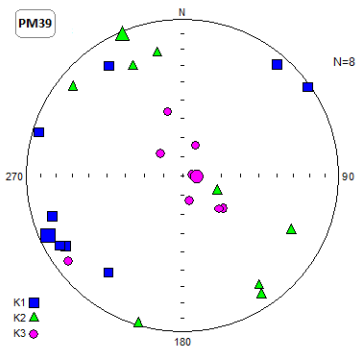
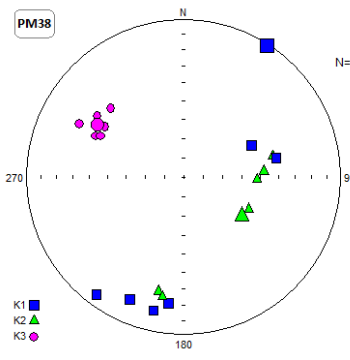
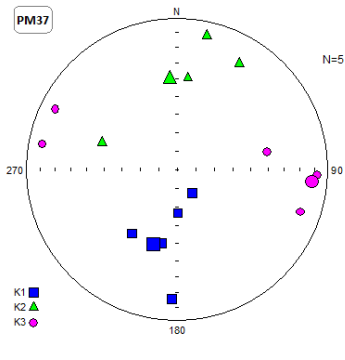
پیوست ۲

شکل پیوست ۱-۲- تصاویری از استریوگرامهای ایستگاههای مختلف در توده نفوذی. در این استریوگرامها به طور قرار دادی، موقعیت K_1 با مربع، K_2 با مثلث و K_3 به صورت دایره نشان داده شدهاند.









Abstract

Panj-Kuh granitoidic body with an area of 15 Km² is located in the northern part of Central Iranian structural Zone (south east Damghan). Intrusion of the pluton into the Eocene volcano-sedimentary sequence and volcanic rocks resulted in iron mineralization at andesitic host rocks. According to the exact field and petrography investigations, the initial composition of intrusive body was differentiated from the pyroxene syenite in margins to biotite syenite in the central part of the pluton, and then have been subjected to sodic-calcic (more extensive and higher temperature) and potassic (less abundance and lower temperature) metasomatism in the final stages. The first alteration has converted the rocks to equal combination monzonite. The sodic-calcic metasomatism evidences characterized by extensive albite-scapolite veins throughout the pluton that change from mm to several hundred meters in wide. On the basis of petrography and microprob results, the most important mineral changes from fresh to altered rocks include in: 1) plagioclase composition either changes from andesine in the core to albite in the rim or commonly was replaced by marialitic scapolite, 2) Sphene and magnetite have more titanium and apatite has more chlorine contents, and 3) the composition of pyroxene was remained constant. Potassic alteration which created following sodic-calcic alteration is characterized by converting pyroxene to biotite and hydrothermal K-feldspar and magnetite.

The anisotropy of magnetic susceptibility technique (AMS) was used for the emplacement mechanism of the Panj-Kuh pluton. The results of this study show that the average magnetic susceptibility (K_m) of the pyroxene syenite, biotite syenite and monzonite vary is from 28542, 56239 to 2173 μSI, respectively. The high susceptibility magnitudes (K_m ≥ 400 μSI) call for the dominance of magnetite as magnetic carriers, considered as typical of the so-called ferromagnetic granites and there is a good correlation between magnetic susceptibility and rock-type. Magnetic anisotropy percentages change from 10 to 50% through out the pluton. The highest values of P% have observed in regions with high deformation. The shape parameter values for the Panj-Kuh granitoidic body changes from -0.48 to +0.93. The main magma feeder zones have been identified by high plunge magnetic lineation and foliation stations with negative T values. Present study indicates that how magnitude of magnetic susceptibility of pluton shifts progressively from ferromagnetic behavior in the fresh biotite syenite and pyroxene syenite (presence of magnetite) to the paramagnetic behavior in the high Na-Ca metasomatized rocks (due to removal of magnetite). It has also changed the geometry and orientation of the magnetic fabric patterns. The various magnetic data (magnetic lineation and foliation maps, K, P and T parameters), complemented by field and microstructural observations, allow us to propose that the Panj-Kuh pluton has two different types of magnetic fabric patterns. The first patterns belong to the magmatic lineation and foliation alignment that are extended parallel to the long axis of the pluton with NE-SW trend. The second fabric, which is resulted by metasomatism as three parallel corridors, cross cut the magmatic pattern. This matter confirms with magmatic to low temperature solid state microstructures as well. The shape and magnetic fabric patterns of the pluton imply the pluton emplaced in on tension gash that formed in a sinistral shear zone.

Keywords: anisotropy of magnetic susceptibility technique (AMS), Panj-Kuh granitoid intrusive body, Na-Ca and K metasomatism.