

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

زمین‌شناسی - پترولوژی

پایان‌نامه کارشناسی ارشد

بررسی سازوکار جایگیری توده نفوذی کوه زر (جنوب شرق دامغان) با استفاده از روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)

نگارنده:

الهه شبستر

استاد راهنما:

دکتر مریم شیبی

بهمن ۱۳۹۶

ماحصل آموخته‌هایم را تقدیم می‌کنم به:

آنان که مهر آسمانی‌شان آرام بخش آلام زمینی‌ام است

فرشته‌ها هم می‌توانند مرد باشند،

پدرم را می‌گوییم.

برای پدرم، یاور همیشه‌ام

که آسایش او آرامش من است.

مادرم فرشته است

ولی هیچ وقت ندیدم پرواز کند

زیرا به پایش من را بسته بود...

برای مادرم، که مهرش در دلم گرامی و مقدس است و مدیون تمام مهربانی‌هایش هستم.

خواهران عزیزم ،

که همراهان همیشگی و پشتوانه‌های من در زندگیم هستند.

تقدیر و تشکر

بعد از مدت‌ها، پس از پیمودن راه‌های فراوان که با حضور شیرین استاد عزیزم، با راهنمایی‌ها و دغدغه‌های فراوانشان، نگاه‌های پدر و مادرم، با چشم‌های پر از برق شوق، و زیبایی حضور خواهرانم در کنارم، که خستگی‌های این راه را به امید و روشنی راه تبدیل کرده و امیدوارم بتوانم در آینده‌ی نزدیک جوابگوی این همه محبت آن‌ها باشم.

اکنون، با احترام فراوان برای این همه تلاش این عزیزان برای موفقیت من...

این پایان‌نامه را به پدر و مادرم، استاتید عزیز و خواهران مهربانم تقدیم می‌کنم

امیدوارم قادر به درک زیبایی‌های وجودشان باشم.

چکیده

توده گرانیوتوئیدی کوه زر در جنوب شرق شهرستان دامغان و در شمالی‌ترین بخش پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. این توده از نظر ژئوشیمیایی از نوع کالک آلکالن بوده و دارای ماهیت متآلومین متعلق به گرانیوتوئیدهای نوع I قوس آتشفشانی (VAG) می‌باشد. تزریق این توده به درون سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن و سیال-های گرمابی حاصل از آن‌ها باعث ایجاد فرآیندهای دگرسانی و کانه‌زایی شده است. این توده از نظر ترکیب سنگ شناسی به دو واحد میکرودیوریتی در حواشی شمال غرب و جنوب غرب و گرانودیوریتی در مرکز قابل تفکیک است. در مجموع چندین فاز دگرسانی شامل انواع فیلیک، آرژیلیک و آرژیلیک پیشرفته در این توده نفوذی شناسایی شده است. در این پژوهش سازوکار جایگیری توده نفوذی کوه زر، به روش ناهمسانگردی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)، مورد بررسی قرار گرفت. پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) اندازه‌گیری شده بر حسب μSI برای میکرودیوریت‌ها، ۱۲۳۹۷ و گرانودیوریت‌ها، ۹۶۱۶ می‌باشد. این توده به دلیل دارا بودن (Km) بیشتر از $500 \mu SI$ به گرانیتهای فرومغناطیس تعلق داشته است. قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (Km) اندازه‌گیری شده در نمونه‌های سالم و انواع دگرسان‌شده توده گرانیوتوئیدی کوه زر نشان می‌دهد قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (Km) در نمونه‌های سالم زیاد و به سمت سنگ‌های حاصل از دگرسانی فیلیک و آرژیلیک به شدت کاهش می‌یابد. بنابراین رابطه مستقیمی بین پذیرفتاری مغناطیسی، شدت دگرسانی و همچنین اندازه دانه وجود دارد. اکثر نمونه‌های موجود در توده نفوذی کوه زر دارای مقدار درصد ناهمسانگردی پایین (به طور متوسط ۵/۸ درصد) می‌باشند. همچنین با توجه به ماهیت بافت پورفیری، هیچ نوع ریزساختی در این توده نفوذی ثبت نشده است. بررسی مقادیر پارامتر شکل (T) نشان می‌دهد که اکثر نمونه‌ها دارای مقادیر مثبت بوده و بیضوی مغناطیسی آن‌ها کلوچه‌ای شکل می‌باشد. امتداد برگوارگی مغناطیسی در این توده تقریباً در جهات مختلف است ولی روند کلی آن‌ها شمال شرق به جنوب غرب به موازات کشیدگی توده است. اغلب خطوارگی‌های مغناطیسی به موازات حاشیه و کشیدگی توده است در حالی که ایستگاه‌هایی که در امتداد حواشی هستند حاشیه را قطع می‌کنند. روند خطوارگی‌ها نشان می‌دهد که جریان ماگما در امتداد حاشیه شمالی بالا آمده و به سمت جنوب با میل متوسط تا کم گسترش یافته است. با توجه به عملکرد گسل‌های چپ‌لغز باغو و ترود و تکتونیک حاکم بر منطقه در زمان استقرار این توده آذرین، می‌توان جایگزینی این توده نیمه‌عمیق را به یکی از بازشدگی کششی موجود در پهنه برشی-ترافشارشی راستالغز کمربند ماگمایی ترود-چاه‌شیرین نسبت داد.

کلید واژه‌ها: قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی، دگرسانی گرمابی، کوه زر، دامغان

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

✓ ارزیابی درجه و نوع دگرسانی در توده گرانیتوئیدی کوه زر (جنوب شرق دامغان) با استفاده از روش بزرگای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (Km). همایش ماگماتیسم سنوزوئیک فلات ایران، سازمان زمین‌شناسی، دی ۹۶.

✓ الگوهای فابریک در توده نفوذی کوه زر (جنوب دامغان). بیست و پنجمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه یزد، بهمن ۹۶.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات	۱
مقدمه	۲
۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی آن	۲
۲-۱- ریخت‌شناسی و آب و هوا	۴
۳-۱- تاریخچه مطالعات پیشین در منطقه	۵
۴-۱- مطالعات پیشین در زمینه AMS در ایران	۱۰
۵-۱- روش مطالعه	۱۴
۶-۱- اهداف مطالعه	۱۴
فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی منطقه	۱۶
مقدمه	۱۷
۱-۲- زمین‌شناسی پهنه ساختاری ایران مرکزی	۱۷
۱-۱-۲- چینه‌شناسی پهنه ایران مرکزی	۱۹
۲-۱-۲- جایگاه تکتونیکی پهنه ایران مرکزی	۱۹
۲-۲- نوار آتشفشانی ترود- چاه شیرین	۲۰
۱-۲-۲- چینه‌شناسی نوار ترود- چاه شیرین	۲۰
۲-۲-۲- جایگاه تکتونیکی ترود- چاه شیرین	۲۲
۱-۲-۲-۲- سیستم گسل‌ها و چین‌ها	۲۳
۳-۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه	۲۶
۴-۲- سنگ‌های آتشفشانی ائوسن	۲۷
۵-۲- توده نفوذی	۳۰
۶-۲- آثار شدادی	۳۵
۷-۲- دگرسانی	۳۶
۱-۷-۲- دگرسانی آرژلیک	۳۷
۲-۷-۲- دگرسانی فلیک	۳۸
۳-۷-۲- تورمالینی شدن	۳۹
فصل سوم: پتروگرافی	۴۱
مقدمه	۴۲

۴۳	۱-۳- سنگ‌های آتشفشانی ائوسن.....
۴۳	۱-۱-۳- آندزیت.....
۴۵	۲-۱-۳- بازالت.....
۴۶	۲-۳- توده نفوذی.....
۴۶	۱-۲-۳- واحد میکرودیوریت.....
۴۷	۱-۲-۳- بافت.....
۴۸	۲-۱-۲-۳- کانی‌های اصلی.....
۵۰	۳-۱-۲-۳- کانی‌های فرعی.....
۵۱	۴-۱-۲-۳- کانی‌های ثانویه.....
۵۳	۲-۲-۳- واحد گرانودیوریت.....
۵۴	۱-۲-۲-۳- بافت.....
۵۶	۲-۲-۲-۳- کانی‌های اصلی.....
۶۰	۳-۲-۲-۳- کانی‌های فرعی.....
۶۲	۴-۲-۲-۳- کانی‌های ثانویه.....
۶۵	۳-۳- دگرسانی‌های موجود در توده نفوذی مورد مطالعه.....
۶۵	۱-۳-۳- دگرسانی آرژیلیتی.....
۶۶	۲-۳-۳- دگرسانی فلیک.....
۶۶	۳-۳-۳- تورمالینی‌شدن.....
۶۸	فصل چهارم: فابریک مغناطیسی.....
۶۹	مقدمه.....
۷۱	۱-۴- تاریخچه مطالعات AMS.....
۷۲	۴-۲- منشأ مغناطیس مواد.....
۷۲	۴-۳- اشکال مختلف مغناطیس‌شدگی در مواد.....
۷۸	۴-۴- ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS).....
۸۰	۵-۴- بیضوی پذیرفتاری مغناطیسی.....
۸۲	۶-۴- اثر گرما، هوازدگی و دگرگونی بر روی پذیرفتاری مغناطیسی.....
۸۳	۷-۴- کانی‌شناسی مغناطیسی جریان‌های گدازه.....

۸۴	۸-۴- اهمیت نمونه‌برداری در مطالعات AMS
۸۵	۹-۴- نمونه‌برداری
۸۹	۱۰-۴- اندازه‌گیری داده‌های مغناطیسی
۹۲	۱۱-۴- خطاها
۹۳	۱۲-۴- استریوگرام‌های ایستگاه‌های مختلف توده نفوذی کوه زر
۹۷	۱۳-۴- بررسی پارامترهای مغناطیسی توده نفوذی کوه زر
۹۹	۱-۱۳-۴- پارامتر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km)
۱۰۲	۲-۱۳-۴- رابطه دگرسانی با پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km)
۱۰۶	۳-۱۳-۴- درصد ناهمسانگردی مغناطیسی (P%)
۱۱۰	۴-۱۳-۴- پارامتر شکل (T)
۱۱۴	۵-۱۳-۴- الگوی فابریک مغناطیسی
۱۱۴	۴-۱۳-۵-۱- خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی
۱۱۴	۴-۱۳-۵-۲- الگوی خطوارگی مغناطیسی
۱۱۷	۴-۱۳-۵-۳- الگوی برگوارگی مغناطیسی
۱۲۰	۴-۱۴- سرگذشت زمین‌ساختی منطقه تروند
۱۲۲	۴-۱۵- مدل جایگیری توده گرانیتوئیدی کوه زر
۱۲۷	فصل پنجم: خلاصه و نتیجه‌گیری
۱۳۲	منابع

- شکل ۱-۱- نقشه راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه که با ستاره مشخص شده است..... ۳
- شکل ۲-۲- ستون چینه‌شناسی منطقه ترود- چاه شیرین (شمعانیان و همکاران، ۲۰۰۴)..... ۲۲
- شکل ۳-۲- تصویر لندست نشان‌دهنده مدل ساختاری و مکانی سیستم رگه‌های اپی‌ترمال در نوار ماگمایی ترود- چاه شیرین. این مدل شامل روند برجسته گسل شمال شرقی چپگرد و گسل راستگرد غرب- جنوب غربی است که موجب ایجاد درزه‌ها و شکستگی‌های فراوان در سطح منطقه شده است (مهرابی و همکاران، ۲۰۱۵)..... ۲۵
- شکل ۴-۲- نقشه زمین‌شناسی ساده تهیه شده از توده نفوذی کوه زر همراه سنگ میزبان آن..... ۲۷
- شکل ۵-۲- ستون چینه‌شناسی منطقه باغو (درویش‌زاده، ۱۳۷۰ در محقق، ۱۳۸۲)..... ۲۸
- شکل ۶-۲- تصویر صحرایی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن که میزبان توده نفوذی کوه زر هستند (دید به شمال شرق)..... ۲۹
- شکل ۷-۲- تصویر صحرایی از محل تماس گرانودیوریت (E_0G_1) با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (EV_1) در حاشیه شرق توده نفوذی، دید به غرب..... ۳۲
- شکل ۸-۲- الف) نمایی از سطوح گسلی و درزه و شکستگی‌های موجود در منطقه؛ ب) تصویر صحرایی از درزه‌های مزدوج متعدد در سطح واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در منطقه مورد مطالعه؛ پ) نمایش موقعیت انواع شکستگی‌های مرتبط با برش گسل ترود (کی‌نژاد، ۱۳۸۹)..... ۳۴
- شکل ۱۰-۲- آثار معدنکاری قدیمی؛ الف) تونل حفاری شده در حاشیه جنوب غرب کوه زر؛ ب) تونل حفاری شده در حاشیه جنوب شرق منطقه می‌باشد..... ۳۶
- شکل ۱۱-۲- تصاویر صحرایی از حضور و گسترش دگرسانی آرژلیک..... ۳۷
- شکل ۱۲-۲- تصویر صحرایی از دگرسانی فیلیک..... ۳۸
- شکل ۱۳-۲- تصویری از نمونه‌های دارای دگرسانی تورمالینی به همراه فیروزه..... ۳۹
- شکل ۱-۳- تصاویر میکروسکوپی از بافت و کانی‌های موجود در واحد آندزیتی؛ الف) تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری و پلاژیوکلاز حاوی منطقه‌بندی؛ ب) تصویر میکروسکوپی از ماکل‌های پلی‌سنتتیک و کارلسباد در بلور پلاژیوکلاز؛ پ) تصویر میکروسکوپی از کانی هورنبلند اپسیت‌شده؛ ت) تصویر میکروسکوپی از کانی بیوتیت دگرسان شده به کلریت..... ۴۴
- شکل ۲-۳- تصاویر میکروسکوپی از بافت و کانی‌های موجود در بازالت‌های میزبان توده گرانیتوئیدی کوه زر؛ الف) تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری؛ ب) تصویر میکروسکوپی از بافت گلومروپورفیری؛ پ) تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلازهای دگرسان‌شده؛ ت) تصویر میکروسکوپی از بلور پیروکسن؛ ث) تصویر میکروسکوپی از بلور پیروکسن در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز؛ ج) تصویر میکروسکوپی از نمونه‌های دگرسان‌شده به کلریت..... ۴۶

- شکل ۳-۳- بافت‌های موجود در واحد میکرودیوریتی؛ الف) تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری شامل بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریز متشکل از کانی‌های دانه ریز (نور xpl؛ ب) تصویر الف در نور ppl؛ پ) تصویر میکروسکوپی دیگری از بافت پورفیری در نور xpl؛ ت) تصویر پ در نور ppl؛ ث) تصویر میکروسکوپی از بافت گلوپورفیری در نور xpl؛ ج) تصویر ث در نور ppl..... ۴۸
- شکل ۳-۴- تصویر میکروسکوپی از کانی پلاژیوکلاز موجود در میکرودیوریتها؛ الف) تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلازهای شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار با ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسباد در نور xpl؛ ب) تصویر الف در نور ppl؛ پ) تصویری از وجود ادخال در کانی پلاژیوکلاز در نور xpl؛ ت) تصویر پ در نور ppl؛ ث) تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلازهای دگرسان در نور xpl؛ ج) تصویر د در نور ppl..... ۴۹
- شکل ۳-۵- الف) تصویر میکروسکوپی از کانی اکسی‌هورنبلند در نور xpl در واحد میکرودیوریتی؛ ب) تصویر الف در نور ppl..... ۵۰
- شکل ۳-۶- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های فرعی موجود در میکرودیوریتها؛ الف) تصویر میکروسکوپی از کانی تورمالین خورشیدی در نور xpl؛ ب) تصویر الف در نور ppl؛ پ) تصویر میکروسکوپی از کانی اپک در نور xpl؛ ت) تصویر پ در نور ppl..... ۵۱
- شکل ۳-۷- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های ثانویه موجود در واحد میکرودیوریتی؛ الف) تصویر میکروسکوپی از کانی اسفن در نور xpl؛ ب) تصویر الف در نور ppl؛ پ) تصویری از کلریت شعاعی در نور xpl؛ ت) تصویر پ در نور ppl؛ ث) تصویری از کانی کلسیت موجود در واحد میکرودیوریتی در نور xpl؛ ج) تصویر ج در نور ppl؛ چ) تصویری از اکسید آهن در نور xpl؛ ح) تصویر ح در نور ppl؛ خ) تصویر میکروسکوپی از کانی پیروفلیت و کلریت شعاعی در نور xpl؛ د) تصویر د در نور ppl..... ۵۳
- شکل ۳-۸- تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری موجود در واحد گرانودیوریت؛ الف) تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری در نور xpl؛ ب) تصویر الف در نور ppl..... ۵۴
- شکل ۳-۹- تصویر میکروسکوپی از بافت دانه‌ای موجود در واحد گرانودیوریت؛ الف) در نور xpl؛ ب) نور ppl..... ۵۵
- شکل ۳-۱۰- تصویری از بافت پوئی‌کلریتیک در واحد گرانودیوریت؛ الف) ادخال‌هایی از آپاتیت و زیرکن در پلاژیوکلاز و بیوتیت در نور xpl؛ ب) تصویر الف در نور ppl..... ۵۶
- شکل ۳-۱۱- تصاویر میکروسکوپی از بلورهای پلاژیوکلاز موجود در واحد گرانودیوریت؛ الف) بافت منطقه‌ای؛ ب) ماکل پل‌سنتتیک؛ پ) تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری و پلاژیوکلازهای سالم در نور xpl در گرانودیوریتها؛ ت) تصویر پ در نور ppl؛ ث) تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلازهای کائولینیتی شده در نور xpl؛ ج) تصویر د در نور ppl..... ۵۷
- شکل ۳-۱۲- الف) تصویر میکروسکوپی از کوارتز دارای خلیج خوردگی در واحد گرانودیوریت در نور xpl؛ ب) تصویر الف در نور ppl..... ۵۸
- شکل ۳-۱۳- الف) تصویر میکروسکوپی از کانی آلکالی فلدسپار در نور xpl؛ ب) تصویر الف در نور ppl..... ۵۸

شکل ۳-۱۴- تصاویر میکروسکوپی از کانی بیوتیت؛ الف) کانی بیوتیت سالم در توده گرانیتوئیدی کوه زر در نور xpl؛
 ب) تصویر الف در نور ppl؛ پ) کانی بیوتیت دگرسان شده به کلریت در نور xpl؛ ت) تصویر ج در نور ppl؛ ث) تصویر
 میکروسکوپی از کانی بیوتیت ساژنیتی شده در نور xpl؛ ج) تصویر د در نور ppl ۵۹

شکل ۳-۱۵- الف) تصویر میکروسکوپی از بلور پیروکسن در نور xpl در واحد گرانودیوریت؛ ب) تصویر الف در نور ppl ۶۰

شکل ۳-۱۶- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های فرعی موجود در واحد گرانودیوریت، الف) تصویر میکروسکوپی از کانی
 زیرکن در نور xpl که به صورت ادخال درون کانی پلاژیوکلاز قرار دارد، ب) تصویر الف در نور ppl، پ) تصویر
 میکروسکوپی از کانیهای اپیک شکل‌دار در نور xpl، ت) تصویر پ در نور ppl، ث) تصویر میکروسکوپی از کانی‌های اپیک
 بی‌شکل در نور xpl، ج) تصویر ج در نور ppl، چ) تصویر میکروسکوپی از کانی تورمالین در نور xpl، ح) تصویر د در نور
 ppl، خ) تصویر میکروسکوپی از حضور کانی آپاتیت در داخل کانی بیوتیت در نور xpl، د) تصویر د در نور ppl ۶۲

شکل ۳-۱۷- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های ثانویه موجود در واحد گرانودیوریت، الف) تصویر میکروسکوپی از کانی
 اسفن در نور xpl، ب) تصویر الف در نور ppl، پ) تصویر میکروسکوپی از کانی‌های اکسید آهن و کلریت در نور xpl، ت)
 تصویر پ در نور ppl، ث) تصویر میکروسکوپی از کانی کلسیت در نور xpl، ج) تصویر ث در نور ppl، چ) تصویر
 میکروسکوپی از سریسیتی شدن کانی پلاژیوکلاز در نور xpl، ح) تصویر چ در نور ppl ۶۴

شکل ۳-۱۸- الف) تصویر میکروسکوپی از عملکرد دگرسانی آرژیلیک در نور xpl، ب) تصویر الف در نور ppl ۶۵

شکل ۳-۱۹- الف) تصویر میکروسکوپی از عملکرد دگرسانی فلیک در توده نفوذی کوه زر در نور xpl، ب) تصویر الف
 در نور ppl ۶۶

شکل ۳-۲۰- الف) تصویر میکروسکوپی از دگرسانی تورمالینی در منطقه کوه زر در نور xpl، ب) تصویر الف در نور ppl ۶۷

شکل ۴-۱- تغییرات مغناطیس‌پذیری مواد دیامغناطیس به عنوان تابعی از شدت میدان اعمال شده خارجی
 (لوری، ۱۹۹۷) ۷۴

شکل ۴-۲- تغییرات مغناطیس‌پذیری مواد پارامغناطیس به عنوان تابعی از شدت میدان اعمال شده خارجی
 (لوری، ۱۹۹۷) ۷۵

شکل ۴-۳- تغییرات مغناطیس‌پذیری مواد فرومغناطیس و آنتی‌فرومغناطیس به عنوان تابعی از شدت میدان اعمال
 شده خارجی (لوری، ۱۹۹۷) ۷۶

شکل ۴-۵- مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی کانی‌های فرومغناطیس، پارامغناطیس و دیامغناطیس (ایواخنکو، ۲۰۰۶) ۷۷

شکل ۴-۷- بیضوی مغناطیسی. الف) بیضوی مغناطیسی دوکی یا سیگاری. ب) بیضوی مغناطیسی کلوچه‌ای ۸۱

شکل ۴-۸- شکل محورهای K_{min} و K_{int} و K_{max} در بیضوی مغناطیسی ۸۲

شکل ۴-۹- تصاویری از نحوه نمونه‌برداری فابریک مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی کوه زر. الف) خط راهنما، ب) محل
 حفاری، پ) دستگاه مغزه‌گیر، ت) برداشت شیب، ث) نحوه برداشت جهت شیب، ج) خارج کردن مغزه توسط پنس، چ)

- استفاده از نیم‌لوله پلاستیکی به منظور هاشور زدن مغزه، ح) شماره‌گذاری مغزه، خ) برداشت مختصات جغرافیایی با استفاده از GPS. ۸۷
- شکل ۴-۱۰- نقشه پراکندگی ایستگاه‌های مغزه‌گیری در توده نیمه‌عمیق کوه زر. ۸۸
- شکل ۴-۱۲- تصویری از دستگاه مغناطیس‌سنج مدل MFk1-FA ساخت شرکت (Agico) جمهوری چک موجود در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود. الف) بخش ریزپردازشگر Microprocess. ب) بخش اندازه‌گیری کننده Kappabridge. ۹۰
- شکل ۴-۱۳- تصاویری از نرم‌افزار Safyr4W و نرم‌افزار Anisoft 4.2. ۹۱
- شکل ۴-۱۴- استریوگرام‌های ترسیم شده بر اساس پارامترهای مغناطیسی اندازه‌گیری شده با استفاده از نرم‌افزار Anisoft 4.2؛ شکل الف استریوگرام کلی مربوط به سنگ‌های آتشفشانی ائوسن که میزبان توده نفوذی کوه زر می‌باشد. شکل ب استریوگرام کلی مربوط به توده نفوذی کوه زر. ۹۷
- شکل ۴-۱۵- نقشه هم‌میزان بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی (Km) در توده نفوذی کوه زر. ۱۰۰
- شکل ۴-۱۶- هیستوگرام درصد فراوانی در برابر بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی برای واحد سنگی گرانودیوریت را نشان می‌دهد. ۱۰۱
- شکل ۴-۱۷- نمودار جعبه‌ای پذیرفتاری مغناطیسی (Km) انواع نمونه‌های سالم و دگرسان شده توده نفوذی کوه زر. ۱۰۲
- شکل ۴-۱۸- تصاویر میکروسکوپی از یک نمونه سالم در توده نیمه عمیق کوه زر. ۱۰۴
- شکل ۴-۱۹- تصویر میکروسکوپی برای نمونه‌های حاصل از دگرسانی فیلیک در توده نیمه عمیق کوه زر. این تصاویر معرف سربستی شدن شدید فلدسپارها می‌باشد. ۱۰۵
- شکل ۴-۲۰- تصویر میکروسکوپی برای نمونه‌های حاصل از دگرسانی آرژیلیک در توده نیمه عمیق کوه زر. ۱۰۶
- شکل ۴-۲۱- نقشه هم‌میزان درصد ناهمسانگردی مغناطیسی (P%) در توده نفوذی کوه زر. ۱۰۷
- شکل ۴-۲۲- هیستوگرام فراوانی تغییرات درصد ناهمسانگردی مغناطیسی (P%) اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های مختلف توده نفوذی کوه زر. ۱۰۸
- شکل ۴-۲۳- نمودار تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) در برابر درصد ناهمسانگردی مغناطیسی (P%). ۱۰۹
- شکل ۴-۲۴- نمودار جعبه‌ای تغییرات درصد ناهمسانگردی (P%) انواع نمونه‌های سالم و دگرسان شده توده نفوذی کوه زر. ۱۱۰
- شکل ۴-۲۵- نقشه هم‌میزان پارامتر شکل (T) در توده نفوذی کوه زر. ۱۱۱
- شکل ۴-۲۶- هیستوگرام فراوانی تغییرات پارامتر شکل (T) اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های مختلف توده نفوذی کوه زر. ۱۱۲

- شکل ۴-۲۷- نمودار تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) در برابر پارامتر شکل (T)..... ۱۱۳
- شکل ۴-۲۸- نمودار جعبه‌ای تغییرات پارامتر شکل (T) انواع نمونه‌های سالم و دگرسان‌شده کوه زر..... ۱۱۳
- شکل ۴-۲۹- نقشه خطوارگی مغناطیسی توده گرانیتوئیدی کوه زر..... ۱۱۶
- شکل ۴-۳۰- استریوگرام معرف خطواره‌های مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی کوه زر..... ۱۱۷
- شکل ۴-۳۱- نقشه برگوارگی مغناطیسی توده گرانیتوئیدی کوه زر..... ۱۱۹
- شکل ۴-۳۲- استریوگرام معرف برگواره‌های مغناطیسی برای توده گرانیتوئیدی کوه زر..... ۱۱۹
- شکل ۴-۳۳- مدل تکتونیکی منطقه باغو (برگرفته از گزارش سازمان زمین‌شناسی، ۱۳۵۱)..... ۱۲۴

جدول ۳-۱- علائم اختصاری کانی‌های به کار برده شده در این فصل برگرفته از (کرتز، ۱۹۹۴)..... ۴۳

جدول ۴-۱- داده‌های حاصل از انجام آنالیزهای فابریک مغناطیسی در ایستگاه‌های مختلف توده گرانیتوئیدی کوه زر و سنگ‌های میزبان آن‌ها. ۹۷

فصل اول

کلیات

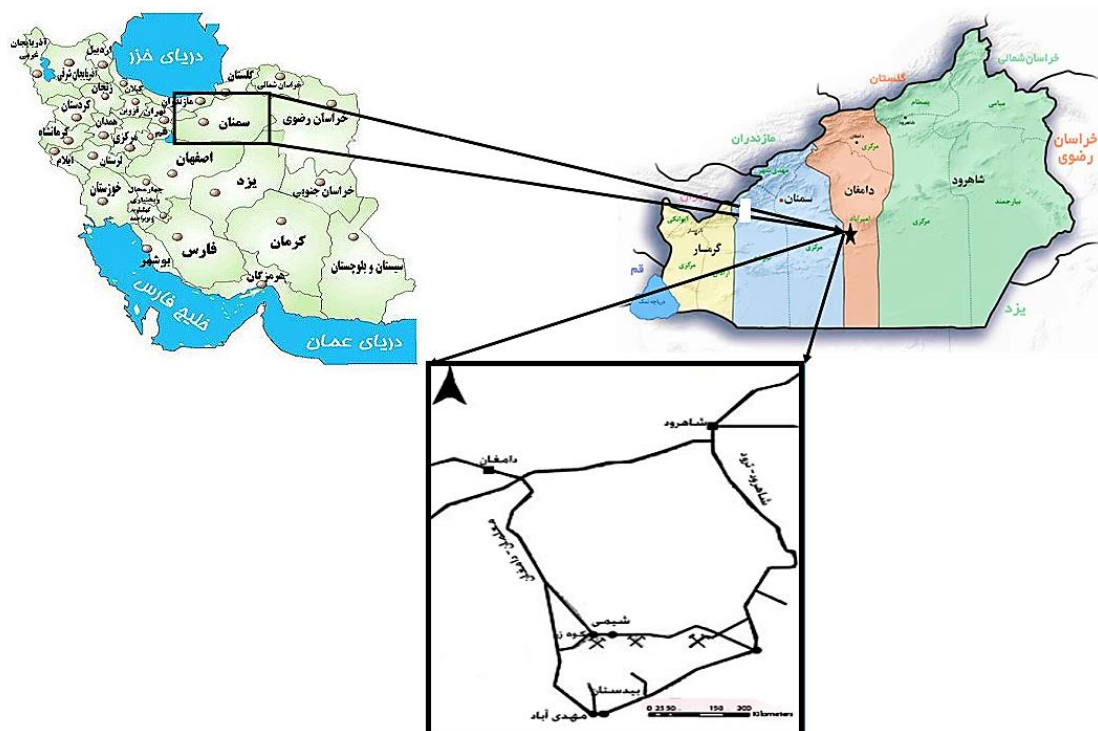
مقدمه

سرزمین ایران به دلیل قرار گرفتن در کمربند چین خورده آلپ- هیمالیا و ناحیه فشارشی ناشی از همگرایی دو ورقه عربی و اوراسیایی، همواره شاهد تحولات گوناگونی بوده که هر یک به نوعی در سرنوشت زمین‌شناسی آن تأثیرگذار بوده‌اند. همگرایی این دو ورقه سبب دگرریختی ناحیه‌ای پوسته قاره‌ای شده است و این ناحیه را به یکی از بزرگترین نواحی دگرشکل‌یافته ناشی از همگرایی در زمین مبدل ساخته است (آلن، ۲۰۰۴). رشته کوه ترود- چاه شیرین به صورت یک برآمدگی میان دو گسل ترود و انجیلو، در بخش شمالی زون ساختاری ایران قرار گرفته است. این نوار آتشفشانی در جنوب با گسل ترود از حوضه فرو رفته نئوژن کویر مرکزی و در شمال با گسل باغو از حوضه فرو رفته دشت کوه زر متمایز می‌گردد. گسل‌های ترود و باغو دارای روند شمال شرق- جنوب غرب بوده و موازی با گسل انجیلو در شمال می‌باشند (تاج‌الدین و همکاران، ۱۳۷۵). نخستین مطالعات زمین‌شناسی در این ناحیه توسط هوبر و اشتوکلین (۱۹۵۹) انجام شده است که شروع تکاپوهای ماگمایی ترشیری را به لوتسین (ائوسن میانی) نسبت می‌دهند. این کمان به طور چیره از سنگ‌های آذرین مزوزوئیک پسین تا ترشیری ساخته شده است که بر پایه مطالعات هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، اوج فعالیت ماگمایی در این مجموعه طی ائوسن میانی تا پسین رخ داده است. این فصل به معرفی اجمالی منطقه و موضوع مورد مطالعه می‌پردازد که در برگیرنده موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه، آب و هوا، ریخت‌شناسی مورد مطالعه، تاریخچه مطالعات قبلی، اهداف و روش‌های مطالعه است.

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی آن

محدوده مورد بررسی در ۴۰۰ کیلومتری شرق تهران و ۹۵ کیلومتری جنوب- جنوب شرقی دامغان قرار دارد. این منطقه از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری در زون ایران مرکزی جای دارد و بخشی از کویر بزرگ ایران به شمار می‌رود. راه‌های اصلی دسترسی به منطقه، جاده آسفالت‌ه دامغان- ترود- معلمان و

شاهرود- ترود- معلمان می‌باشد. مسیر ترود- معلمان جاده‌ای فرعی از ترود به سمت معلمان است که شرق منطقه را به غرب منطقه متصل می‌کند (شکل ۱-۱). این منطقه بخشی از کمربند تکتونو- ماگمایی رشته کوه ترود- چاه شیرین را در غرب ترود تشکیل می‌دهد. راه اصلی ارتباطی منطقه جاده آسفalte معلمان- دامغان است که راه کوه زر در فاصله ۶۰ کیلومتری از دامغان از آن جدا می‌شود و به صورت یک راه شنی به طول حدود ۳۰ کیلومتر تا کوه زر ادامه دارد. یک راه میان‌بر از ابتدای جاده کوه زر توسط شرکت طلای ایران احداث شده که مستقیماً به آبادی کوه زر می‌رسد.



شکل ۱-۱- نقشه راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه که با ستاره مشخص شده است.

۱-۲- ریخت شناسی و آب و هوا

محدوده مورد مطالعه در دامنه شمالی رشته کوه ترود- چاه شیرین قرار گرفته است. رشته کوه ترود- چاه شیرین فرازمین بلند و طولی با روند شمال شرقی- جنوب غربی تشکیل می دهد که حوضه فرورفته کویر بزرگ را از کویر چاه جم جدا می نماید. آب و هوای منطقه گرم و خشک بیابانی است که به خاطر قرارگیری در دامنه شمالی رشته کوه ترود- چاه شیرین از هوای نیمه بیابانی- نیمه کوهستانی نیز برخوردار است. میزان بارش سالیانه آن بسیار کم و از ۱۵۰ میلیمتر در سال تجاوز نمی کند. پوشش گیاهی منطقه بسیار کم و اغلب گیاهان بوته ای از نوع خار، تاق و گز و قیچ در مناطق پست دشت کوه زر، و بوته های زیره کوهی، باریجه، بالنگ و حاج کوهی در بخش های مرتفع کوهستانی است. تغییرات درجه حرارت در منطقه از ۵- درجه سانتی گراد در سردترین و ۴۵+ سانتی گراد در گرم ترین فصول سال متغیر است. بلندترین نقطه منطقه با ارتفاع ۲۳۱۹ متر از سطح دریا در ارتفاعات جنوب کوه زر و پست ترین نقطه آن با ارتفاع ۱۱۷۰ متر از سطح دریا در دشت کوه زر قرار دارد. آبادی کوچک کوه زر که در بخش کوهپایه ای و دامنه شمالی ارتفاعات قرار گرفته از دو خانواده تشکیل شده است که در ساختمان های مسکونی معدن متروکه فیروزه زندگی می کنند. با توجه به موقعیت کویری منطقه و بارش کم، آب مصرفی آبادی ها بسیار کم و از طریق حفر قنات تامین می گردد، که در فصل گرم سال بسیار کم می شود و از آن جمله می توان به مظهرهای آب قنات در آبادی کوه زر و مزرعه چناران اشاره نمود که تنها آب مصرفی در منطقه مورد مطالعه است. به خاطر موقعیت آب و هوایی، کشاورزی رواج چندانی نداشته و به میزان محدودی کشت گندم، جو، شلغم، هویج و صیفی جات در اطراف آبادی ها و باغات کوچک با درختان گردو، بادام، توت، زردآلو، گلابی، سنجد و انگور در مظاهر چشمه ها و قنات های کوچک منحصر است. دامداری به صورت پرورش بز و شتر شغل های رایج در منطقه است.

از نظر ریخت شناسی منطقه مورد مطالعه از دو بخش کوهستانی و کوهپایه ای قرار می گیرد. بخش کوهپایه ای که بخش شمالی منطقه را در بر می گیرد عمدتاً از رسوبات آبرفتی قدیمی و جوان رودخانه ای

تشکیل شده، که پادگانه‌های آبرفتی قدیمی تپه‌های کوچک و به هم چسبیده‌ای با سیستم آبراهه‌ای رشته‌ای تشکیل می‌دهند، در حالی که آبرفت‌های جوان، مناطق صاف و پست دشت را تشکیل می‌دهند. بخش‌های کوهستانی که عمدتاً از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و توده‌های نفوذی میکرودیوریت-گرانودیوریت قطع‌کننده آن‌ها (الیگوسن) تشکیل شده، مناطق مرتفع را به نمایش می‌گذارند که توسط سیستم‌های آبراهه عمیق با روند عمدتاً شمالی-جنوبی بریده شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دارای فرسایش خشن و کم و بیش صخره‌ساز بوده در حالی که توده‌های نفوذی گرانودیوریتی-میکرودیوریتی دارای سطوح صاف می‌باشند.

اهمیت منطقه کوه زر به لحاظ وجود کانسار طلای معدن باغو و دارستان است و تاکنون در طی چندین مرحله توسط شرکت طلای ایران مورد اکتشاف و پی‌جویی قرار گرفته است. طلا در این معادن به صورت رگه‌ای در توده گرانیتوئیدی کوه زر و در سنگ‌های آتشفشانی دارستان که در حدود ۳ کیلومتری جنوب باختر این توده واقع شده و همچنین به صورت پلاسری در آبرفت‌های رودخانه‌ای پایین‌دست ارتفاعات توده گرانیتی کوه زر وجود دارد (قربانی، ۱۳۸۴). در غرب باغو تراست‌های آبرفتی کواترنری برونزد دارند. بر روی تعدادی از آن‌ها کارهای قدیمی طلا به صورت تونل‌های کوچک و بزرگ دیده می‌شود. در دامنه شمالی گسل باغو، بخش اعظم نهشته‌ها، از آبرفت‌ها و رسوبات پوشش دشت‌ها می‌باشند. گستره وسیعی از معدن‌کاری طلا در این رسوبات نیز دیده می‌شود. این کارها از شرق علی‌خان تا آبادی نوا در غرب باغو گسترش دارند.

۱-۳- تاریخچه مطالعات پیشین در منطقه

به دلیل حضور اندیس کانه‌زایی متعدد مثل مس، طلا، آهن، فیروزه و توده‌های نفوذی عمیق و نیمه‌عمیق جایگزین شده در بین سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن، همچنین وجود گسل‌های فعال توجه

بسیاری از زمین‌شناسان را به خود جلب کرده است. از این رو مطالعات فراوانی در منطقه صورت گرفته از جمله:

- هلمهاکر^۱ (۱۸۹۸)، هنمک^۲ (۱۸۹۹) و دیچل^۳ (۱۹۴۴) به دلیل پتانسیل اقتصادی بالا، از جمله کسانی بودند که منطقه را با هدف پی‌جویی طلا مورد بررسی قرار دادند. دیچل علاوه بر مطالعات انجام داده درباره ذخایر طلا، عیار و خاستگاه آن را مورد بررسی قرار داد و به این نتیجه رسید که پیدایش طلا با رگه‌های سیلیسی موجود در منطقه و توده‌های گرانیتی شرق کوه زر مرتبط است.

- هوبر^۴ و اشتوکلین^۵ (۱۹۵۶) و هوبر (۱۹۵۷) از شرکت ملی نفت ایران، نقشه زمین‌شناسی منطقه ترود-معلمان را تهیه کردند که توسط علوی در سال (۱۹۷۰) مورد تجدید نظر کلی قرار گرفت.

- موحد اول (۱۳۴۷) درباره معدن فیروزه کوه زر تحقیقاتی انجام داد و با بررسی خاستگاه زمین‌شناسی منطقه وجود مس پورفیری را در منطقه محتمل دانست.

- هو شمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) ضمن تهیه نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه ترود، به مطالعه سنگ‌های آذرین ترشیری ترود-چاه‌شیرین پرداخت و برای اولین بار واحدهای آتشفشانی منطقه را به چهار بخش گدازه قاعدی، برش‌های آتشفشانی زیرین، برش‌های آتشفشانی میانی و برش‌های آتشفشانی بالایی را معرفی نمود.

- ولی‌زاده و جعفریان (۱۳۶۸) سنگ‌های آذرین محور ترود-کوه زر را مورد بررسی قرار دادند. ایشان سنگ‌های آتشفشانی منطقه را به صورت تناوبی از سنگ‌های آذرآواری (شامل لاپیلی توف، برش توف و خاکستر توف) با گدازه‌های آندزیتی معرفی نموده‌اند و معتقدند که حجم اصلی سنگ‌های آتشفشانی منطقه را آندزیت‌ها پدید آورده‌اند. این محققان ترکیب توده‌های نفوذی کوه زر را گرانودیوریتی-

1- Helmhacker

2- Henmacke

3- Dichal

4- Huber

5- Stocklin

مونزودیوریتی تعیین نموده و بر پایه ویژگی‌های کانی‌شناسی - ژئوشیمیایی آن‌ها را از گرانیتهای نوع I معرفی نموده‌اند. در این تحقیق ماهیت ماگمایی سنگ‌های آذرین منطقه کالکوالکالن و جایگاه تکتونیکی تشکیل آن‌ها به کمان آتشفشانی قاره‌ای نسبت داده شده است.

- رشیدنژاد عمران (۱۳۷۱) ذخیره طلای کوه زر را بررسی کرد و تحولات سنگ‌شناسی و ماگمایی منطقه را با کانه‌زایی طلا مرتبط دانست. این محقق سنگ‌های آذرین منطقه را شامل گدازه‌ها و سنگ‌های آذرآواری ائوسن میانی، توده‌های نیمه‌عمیق ائوسن پایانی - الیگوسن، دایک‌های بازیک و توده‌های کوچک داسیتی دانسته است. ایشان گرانیتهای کوه زر از نوع I معرفی نموده است و معتقد است سنگ‌های آذرین تروود - چاه‌شیرین بخشی از یک کمان حاشیه فعال قاره‌ای هستند و در اثر فرورانش پدید آمده‌اند.

- آقاجانی (۱۳۷۵) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود به مطالعات اکتشافی محدوده طلای کوه زر دامغان پرداخت و برای اولین بار واحدهای آتشفشانی منطقه را به ۴ بخش گدازه‌های قاعده‌ای، برش‌های آتشفشانی میانی و برش‌های آتشفشانی بالایی را معرفی نمود. به نظر ایشان ترکیب بیشتر (۸۵ درصد) سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه تروود - چاه‌شیرین دارای ترکیب حدواسط آندزیتی است.

- کهنسال (۱۳۷۷) توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان را مورد بررسی قرار داده و سنگ‌های نفوذی این منطقه را به سه گروه سنگ‌های اسیدی، سنگ‌های حدواسط و بازیک تقسیم نمود و براساس بررسی‌های ژئوشیمیایی محیط تکتونیکی منطقه را از نوع پس از برخورد دانسته است.

- ذوالفقاری (۱۳۷۷) به بررسی پترولوژیکی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در محدوده معلمان دامغان پرداخته و بر پایه تحقیقات ایشان، سنگ‌های آتشفشانی این منطقه از نوع آلکالن و کالک‌آلکالن بیشتر با گرایش پتاسیک است.

- تاج‌الدین (۱۳۷۷)، در پایان‌نامه خویش، زمین‌شناسی و کانی‌زایی منطقه معدنی دارستان واقع در جنوب دامغان را مورد بررسی قرار داده و بخش اعظم رخنمون‌های محدوده مورد بررسی را سنگ‌های گدازه‌ای- آذرآواری ائوسن میانی با ترکیب داسیت- تراکیت- تراکی آندزیت و آندزیت معرفی کرد که قدیمی‌ترین واحدهای رخنمون یافته این ناحیه می‌باشد. روند عمومی ساختمانی این محدوده شمالی- جنوبی و منطبق با راستای گسل عادی دارستان می‌باشد.

- فوادزی (۱۳۷۸) سنگ‌های ماگمایی شمال شرق ترود را بررسی کرد.

- شمعیان (۱۳۸۱) ضمن مطالعه ژنز کانسارهای طلای گندی و بوالحسنی سنگ‌های نیمه‌عمیق را به کمان ماگمایی درون قاره نسبت داده و معتقد است که این کمان هم‌زمان با فروانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی پدید آمده است.

- امام جمعه (۱۳۸۵) کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس چاه‌موسی را مورد مطالعه قرار داده است.

- قربانی (۱۳۸۵) به بررسی کانی‌شناختی سنگ‌های ولکانیکی منطقه ترود پرداخته و ضمن بررسی شرایط ترمودینامیکی تبلور و تعادل آن‌ها، آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه ترود را از نوع پارگازیت، فروپارگازیت هورنبلنددار، هورنبلند فروپارگازیت معرفی کرده است. ژئوبارومتري سنگ‌های آتشفشانی نیز با استفاده از آلومینیم آمفیبول، بیانگر دو قلمرو با فشار بین ۳/۴۸ تا ۸/۶۴ تا ۹/۷ کیلوبار که با متوسط عمق ۱۴ و ۳۲ کیلومتری پوسته است و ترمومتري سنگ‌های بخش شمال و جنوب بیانگر دمای تعادل کانی‌ها بین ۷۰۹ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد است.

- خادمی (۱۳۸۶) ویژگی‌های ساختاری و وضعیت زمین ساختی منطقه ترود را مورد تجزیه و تحلیل قرار داده و گسل امتداد لغز چپ‌گرد ترود با مؤلفه فشاری که با روند شمال شرقی- جنوب غربی در جنوب منطقه قرار دارد را عامل اساسی تعیین ویژگی‌های ساختاری این محدوده عنوان کرده است.

- کی‌نژاد (۱۳۸۷) با تحلیل دینامیکی شکستگی‌های شمال منطقه ترود-معلمان، شکستگی‌های منطقه را کنترل‌کننده رگه‌های کانه‌زایی شده منطقه معرفی کرده است. ایشان نوع دگرریختی منطقه را از نوع تراشارشی^۶ چپ‌گرد به دست آورد. این نتیجه حاکی از وجود میدان تنش با سوی رو به شمال و در نتیجه حرکت رو به شمال پوسته در این پهنه از کشور می‌باشد که با نتایج به دست آمده از بررسی شکستگی‌ها و گسل‌های منطقه و تعیین سازوکار هر یک از آن‌ها در این پهنه برشی به طور کامل هم‌خوانی دارد.

- خواجه‌زاده (۱۳۸۸) پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی شمال معلمان را مطالعه کرده و آن را در محدوده گرانیات کمان آتشفشان (VAG) معرفی کرده است. تحول ماگمایی تشکیل‌دهنده توده‌های گرانیوتئیدی منطقه معلمان را به تبلور بخشی و تفریق ماگمایی نسبت داده و معتقد است تحولاتی نظیر آرایش پوسته‌ای با مشارکت بخش پوسته‌ای بر روی روند تفریق تأثیر گذاشته است.

- بحیرایی (۱۳۸۹) پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شمال تا شمال باختری ترود را مورد مطالعه قرار داده است و به بررسی توده‌های ساب‌ولکانیک منطقه ترود پرداخته است. طبق نظر نامبرده گدازه‌های آتشفشانی دارای ترکیب آندزیت بازالتی تا تراکی آندزیت بازالتی می‌باشند و توده‌های آذرین نیمه‌عمیق دارای ترکیب تراکی آندزیتی هستند.

- جنتی (۱۳۹۰) پتروژنز کانسار سرب و روی چشمه‌حافظ (جنوب شرق دامغان) را مورد بررسی قرار داده و بر این باور است که مجموعه آتشفشانی، منشأ اصلی عناصر مس و روی است و توده‌های نفوذی عمیق که سازنده دایک‌های منطقه است به عنوان منشأ احتمالی سرب در نظر گرفته شده است.

- خلیج (۱۳۹۱) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی و ارتباط کانه‌زایی‌های مس مناطق چاه-موسی، درخسانیه و قله‌سوخته پرداخته است. در این پژوهش از پارامترهای ژئوشیمیایی، دگرسانی و

سیالات درگیر استفاده نموده و نتایج حاصله حاکی از آن است که کانه‌زایی‌های منطقه تابعی از خطواره-هایی با روند N80E و S75E می‌باشند که در منطقه چاه‌موسی در داخل سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی گسترش دارند. کربنات‌های مس، کانه‌ی عمده‌ی منطقه بوده و به میزان کمتر کانه‌های کالکوپیریت، اسفالریت، گالن، بورنیت، کوولیت نیز در کنار آن به چشم می‌خورد.

۱-۴- مطالعات پیشین در زمینه AMS در ایران

به دلیل جدید بودن روش AMS و مطالعات انجام شده در این زمینه در ایران محدود بوده اما در چند سال اخیر با مجهز شدن آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود و سازمان زمین‌شناسی کشور به دستگاه اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی از رشد زیادی برخوردار می‌باشد. لذا مهم‌ترین مطالعات انجام گرفته عبارتند از:

۱- نواب مطلق (۱۳۷۲) در رساله دکتری خود مکانیسم جایگیری توده گرانیتوئیدی مشهد را به روش AMS را بررسی کرده است.

۲- قلمقاش (۱۳۷۷) توده نفوذی اشنویه را به روش AMS در رساله دکتری خود بررسی کرده که جزء اولین مطالعات فابریک مغناطیس می‌باشد.

۳- وکیلی (۱۳۸۲) روش AMS را در پایان‌نامه 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 روش AMS بررسی کرده است.

۵- اسماعیلی (۱۳۸۶) مدل ژئودینامیکی جایگیری توده گرانیتوئیدی شاه‌کوه را با استفاده از AMS بررسی کرده است.

۶- رسولی (۱۳۸۷) آنیزوتروپی قابلیت مغناطیس‌شدگی توده گرانیتوئیدی بروجرد را در پایان‌نامه ارشد خود مطالعه کرده است. مدل ژئودینامیکی توده مزبور را بر پایه مدل جاسازی، با ایجاد فضاهای کششی به‌وجود آمده در تکتونیک کششی عنوان کرده است.

۷- شیبی (۱۳۸۸) در رساله دکتری خود مکانیسم جایگیری توده گرانیتوئیدی شیرکوه را بررسی کرده است. نتایج این تحقیق در مقاله شیبی و همکاران (۲۰۱۰) به چاپ رسیده است.

۸- احدنژاد (۱۳۸۹) در قالب رساله دکتری سازوکار جایگزینی توده ملایر را با استفاده از روش آنیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی مورد بررسی قرار داده است.

۹- گوانجی (۱۳۸۹) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی ظفرقند جنوب شرق اردستان را بررسی کرده است.

۱۰- میرزایی (۱۳۸۹) در قالب پایان‌نامه ارشد سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی شمال گلپایگان را به روش (AMS) مورد مطالعه قرار داده است.

۱۱- مردانی (۱۳۸۹) بررسی مقدماتی تغییرات ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی ازنا را در قالب مقاله ارائه کرد. توده گرانیتوئیدی گل زرد شمال شرق الیگودرز را با استفاده از روش (AMS) در قالب پایان‌نامه ارشد خود مورد مطالعه قرار داد. ایشان نحوه تشکیل توده نفوذی را در ارتباط با زون‌های تغذیه‌کننده مرتبط با یک فضای کششی و در ارتباط با عملکرد یک زون برشی امتدادلغز راست‌بر عنوان کرد.

۱۲- شکاری (۱۳۹۰) توده گرانیتوئیدی دره‌باغ در شمال غرب الیگودرز را در پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خود بررسی کرده است.

۱۳- محمودی (۱۳۹۱) در پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خود به پارامترهای مغناطیسی بازالت‌های قلی و سلطان‌میدان در البرز واقع در شمال شاهرود پرداخته است.

۱۴- مهدی‌پور (۱۳۹۰) در پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خود آب و هوای دیرینه منطقه نکا در شمال ایران را براساس پارامترهای مغناطیسی منطقه مورد بررسی قرار داده است.

۱۵- اصلانی (۱۳۹۱) مکانیسم جایگزینی توده گرانیتی باتولیت الوند را به کمک روش AMS مورد مطالعه قرار داده است.

۱۶- چکنی‌مقدم (۱۳۹۱) در پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خود به بررسی سازوکار توزیع مذاب در دایک‌های مافیک قطع‌کننده مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر به وسیله روش AMS پرداخته و موقعیت دیرینه مغناطیس آن‌ها را بررسی کرده است.

۱۷- پورعلیزاده (۱۳۹۲) توده گرانیتوئیدی پنج‌کوه را مورد بررسی قرار داده است.

۱۸- ساکی (۱۳۹۲) مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی بوبین- میاندشت در غرب اصفهان را به وسیله AMS در قالب پایان‌نامه ارشد، مورد مطالعه قرار داده است.

۱۹- مجیدی (۱۳۹۲) به بررسی سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو (جنوب‌شرق دامغان) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) پرداخته است. براساس بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و فابریک مغناطیسی مشخص شد که توده نفوذی چالو از به هم پیوستن دو پالس ماگمایی جداگانه بوجود آمده است. واحد مونزومیکرودیوریتی با بافت غالب پورفیروئیدی و الگوهای خطوارگی و برگوارگی شمالی- جنوبی موازی با حاشیه توده در امتداد بازشدگی کششی یک زون برشی

راستالغز و واحد کوارتز میکرو دیوریتی همزمان یا اندکی بعد از واحد مونزومیکرو دیوریتی به صورت دایک جایگیری نموده است.

۲۰- حمیدی (۱۳۹۳) در قالب پایان نامه ارشد، به تعیین سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی حسن- رباط با استفاده از روش AMS پرداخته است.

۲۱- سیفی‌وند (۱۳۹۵) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد، سازوکار جایگیری گنبد آندزیتی چاه موسی (شمال غرب ترود- جنوب شاهرود) را با استفاده از روش AMS مورد مطالعه قرار داده است. براساس شواهد بدست آمده از مطالعه فابریک مغناطیسی مشخص شد که توده نیمه عمیق مزبور به روش بالونی شدن جایگیری نموده است. همچنین با توجه به عملکرد گسل‌های چپ‌لغز انجیلو و ترود و تکتونیک حاکم بر منطقه در زمان استقرار این گنبد آذرین، جایگزینی این توده نیمه عمیق به بازشدگی کششی موجود در پهنه برشی راستالغز کمربند ماگمایی ترود- چاه شیرین نسبت داده است.

۲۲- عابدینی (۱۳۹۶) سازوکار جایگیری گنبد آذرین نیمه عمیق منطقه کوه چفت با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) در قالب پایان نامه ارشد، مورد مطالعه قرار داده است.

۲۳- رحیمی (۱۳۹۶) در قالب پایان نامه ارشد، با استفاده از روش (AMS) به شناسایی مسیرهای دگرسانی گرمابی در توده نفوذی همرا با کانسار آهن اسپید (غرب قم) پرداخته است.

۲۴- اسکندری (۱۳۹۶) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد، الگوی توزیع مذاب در دایک‌های مافیک موجود در توده نیمه عمیق آندزیتی چاه موسی (جنوب غرب شاهرود) را با استفاده از روش (AMS) در دست مطالعه دارد.

۱-۵- روش مطالعه

گام نخست در انجام این تحقیق، گردآوری اطلاعات مطالعه منابع بوده که به شرح زیر می‌باشد:

۱- گردآوری اطلاعات و مطالعه منابع و انجام مطالعات کتابخانه‌ای.

۲- تهیه و مطالعه نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی، تصاویر ماهواره‌ای و نیز جمع‌آوری و مطالعه کلیه گزارش‌ها و مقاله‌هایی که به نحوی با منطقه مورد مطالعه و نواحی اطراف در ارتباط هستند.

۳- مطالعات صحرایی و شناسایی و تفکیک دقیق واحدهای سنگی و چگونگی ارتباط آن‌ها با یکدیگر.

۴- مغزه‌گیری از ۳۹ ایستگاه در توده نفوذی و سنگ‌های میزبان آن به کمک دستگاه حفاری قابل حمل به منظور انجام مطالعات فابریک مغناطیسی.

۵- تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی از نمونه‌ها و مغزه‌های برداشت شده برای مطالعات پتروگرافی و ریزساختی و دگرسانی.

۶- پردازش، تجزیه و تحلیل داده‌های AMS و بررسی الگوی سازوکار جایگیری توده نفوذی بر اساس تلفیق مطالعات صحرایی، پتروگرافی و فابریک مغناطیسی.

۱-۶- اهداف مطالعه

بیشتر مطالعات انجام گرفته پیشین در این منطقه جهت بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی و پترولوژیکی صورت گرفته است. بدین علت بررسی سازوکار جایگیری و فابریک مغناطیسی در توده نفوذی کوه زر پژوهشی جدید در زمینه تعیین الگوی داخلی توده و تکتونیک حاکم بر منطقه به شمار می‌رود. همچنین از آن‌جا که AMS در سنگ‌های دگرشکل نشده، آنیزوتروپی شکل دانه منیتیت را

تعیین می‌نماید اما بسته به نوع سنگ، دگرشکلی و سیالات کانه‌زا تغییر می‌یابد، لذا به نظر می‌رسد انجام این تحقیق در پتروژنز کانسار طلای موجود نیز مفید باشد.

برخی از مهم‌ترین اهداف این طرح پژوهشی به شرح زیر می‌باشد:

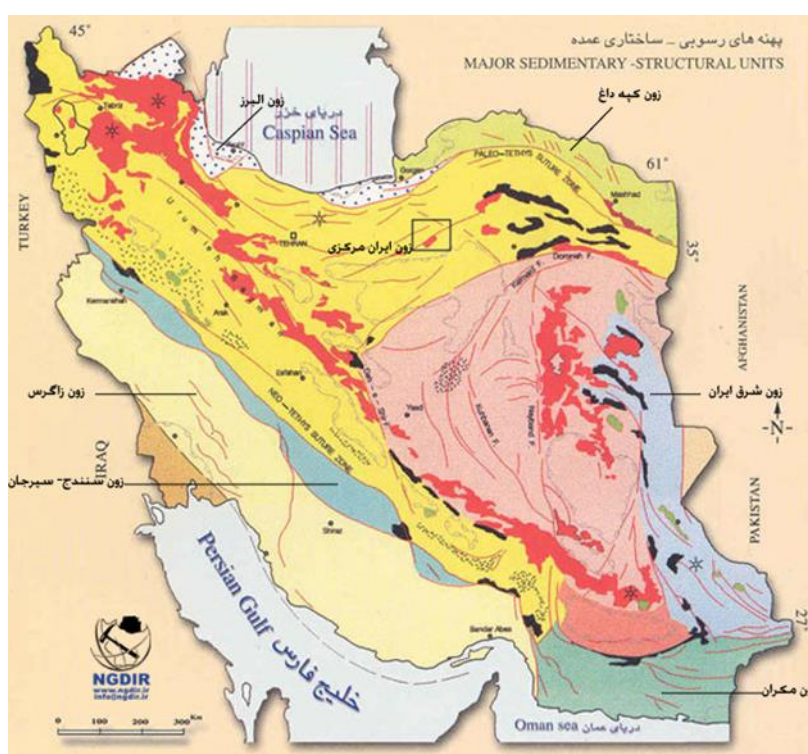
- ۱- اندازه‌گیری قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (Km) نمونه سنگی در کل توده گرانیتوئیدی کوه زر.
- ۲- بررسی رابطه پذیرفتاری مغناطیسی (Km) در نمونه‌های سالم و انواع دگرسان.
- ۳- تعیین نحوه صعود و استقرار ماگمای سازنده این توده گرانیتوئیدی.
- ۴- شناخت مناطق تغذیه‌کننده ماگما.
- ۵- یافتن رابطه بین نحوه‌ی جایگزینی ماگما و تکنونیک منطقه با تلفیق داده‌های بدست آمده از بررسی‌های مغناطیسی، برداشت‌های ساختاری و مطالعه ساختار میکروسکوپی.
- ۶- آشکارسازی فابریک درونی توده نفوذی، تعیین سازوکار جایگیری آن و ارائه یک مدل کلی برای سرگذشت تکتونیکی این بخش از سرزمین ایران.

فصل دوم

زمین‌شناسی عمومی منطقه

مقدمه

منطقه کوه زر در ۴۰۰ کیلومتری شرق تهران و ۹۵ کیلومتری جنوب- جنوب شرقی دامغان به مختصات $54^{\circ} 38' 45''$ طول شرقی و $35^{\circ} 26' 30''$ عرض شمالی قرار دارد. این منطقه در کمربند آتشفشانی ترود- چاه شیرین در حاشیه شمالی زون ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه پهنه‌ی زمین‌شناسی- ساختاری ایران (آقاباتی، ۱۳۸۳) با کادر مشخص شده است.

۱-۲- زمین‌شناسی پهنه ساختاری ایران مرکزی

این واحد زمین‌ساختی پیکره اصلی و میانی فلات ایران را پدید آورده و علاوه بر این که خود به عنوان یک واحد ساختاری عمده به شمار می‌آید از نظر تکتونیکی و متالوژنی، دربردارنده تعدادی زیر مجموعه ساختاری است. پهنه ایران مرکزی چون مثلی است که بر اساس نظر اشتوکلین (۱۹۶۸) از شمال به

رشته کوه‌های البرز و از غرب توسط زون سنندج- سیرجان از جنوب به مکران و حد شرقی آن چندان مشخص نیست، زیرا برخی زمین‌شناسان بلوک لوت را جزو ایران مرکزی محسوب می‌کنند و برخی دیگر آن را مجزا می‌دانند. نبوی (۱۹۷۶) عقیده دارد که ایران مرکزی از شرق به بلوک لوت منتهی می‌شود. آقاناتی (۱۳۸۳) نیز بر این عقیده است که پهنه ایران مرکزی و زون سنندج- سیرجان بخشی از حوزه مرکزی ایران هستند. از این رو با توجه به تنوع واحدهای تکتونیکی، سنگ‌شناسی و سرگذشتی که از پرکامبرین تا عهد حاضر به طور مستمر گذرانده است می‌توان شاهد فرآیندهای مختلف متالورژی و در نتیجه کانی‌سازی گوناگون در مقیاس مختلف باشیم. در گذشته، خرده قاره ایران مرکزی را بخشی از توده میانی ایران مرکزی می‌دانستند ولی، به باور اشتوکلین (۱۹۶۸)، پس از سخت شدن پی‌سنگ پرکامبرین، بخش یادشده در زمان پالئوزوئیک ویژگی‌های سکویی داشته و در زمان‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک به منطقه‌ای پرتحرک و پویا تبدیل شده است. با این وجود الگوی ساختاری حاکم بر این خرده قاره از نوع بلوک‌های جدا شده با گسل‌های عمده است که هر یک ویژگی جداگانه دارند و پویایی خرده قاره در همه جا یکسان نیست. شواهد نشان می‌دهند که کوهزایی کاتانگایی در این ناحیه در پرکامبرین پسین و پیشین، از یک رژیم سکویی حاکم شده است. به جز بلوک لوت و لبه جنوب‌غربی که سنگ‌های ماگمایی ترشیری کم‌ترین رخمون را دارا می‌باشند. در ردیف‌های پالئوزوئیک این ناحیه، نبوده‌های چینه‌نگاری مهمی وجود دارد که مهم‌ترین آن‌ها نبوده‌های چینه‌ای آغاز دونین میانی و کربونیفر پسین است. بسیاری از مؤلفین بر این عقیده‌اند که بزرگترین فعالیت ماگمایی در ایران مرکزی در زمان ائوسن رخ داده است (اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ فرهودی، ۱۹۷۸ و شهاب‌پور، ۲۰۰۵). علاوه بر این در ایران مرکزی تفاوت آشکاری بین ویژگی‌های سنگی و زیستی ائوسن وجود دارد که شاهد خوبی بر شرایط جغرافیای دیرینه متفاوت در گستره ایران مرکزی است (آقاناتی، ۱۳۸۳). 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 آوردند. جدا از روانه‌ها و خاکسترهای آتشفشانی، جایگیری توده‌های نفوذی نیز از پیامدهای ماگمایی این فاز کوهزایی است.

۲-۱-۱- چینه شناسی پهنه ایران مرکزی

در تمام مدت دوران پالئوزوئیک این منطقه وضعی مشابه با سایر قسمت‌های ایران داشته است، به طوری که یک حالت پلاتفرمی در آن حکمفرما بوده و کویر بزرگ و فرورفتگی ایران مرکزی، احتمالاً حوضه وسیع و کم‌عمقی را تشکیل می‌داده است. پس از رسوب‌گذاری پرمین میانی یک دوره فرسایش طولانی بر ایران چیره گشته که حاصل آن نهشت رسوبات آواری و قرمز رنگ در زمان تریاس زیرین (سازند سرخ شیل) بوده و در دوران مزوزوئیک و همچنین در سنوزوئیک، ایران مرکزی از نظر زمین-ساختی منطقه پرتحرکی بوده است، چنان‌که علاوه بر چندین دگرشیبی کاملاً مشخص، فعالیت ماگمایی به صورت سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های گرانیتی نفوذی نیز در آن دیده می‌شود (قربانی، ۱۳۸۴).

۲-۱-۲- جایگاه تکتونیکی پهنه ایران مرکزی

به نظر اشتوکلین (۱۹۵۶)، چین‌خوردگی اصلی ایران مرکزی با فاز کوهزایی آلپی در ارتباط است. به طوری که پنج فاز اصلی چین‌خوردگی آلپ، در تریاس-لیاس، اوایل کرتاسه، اواسط و اواخر دوران سنوزوئیک در این منطقه مشاهده شده است. روند عمومی چین‌خوردگی‌ها یکنواخت نیست، بلکه در شمال روند شرقی-غربی دارند. در شرق به موازات بلوک لوت (شمالی-جنوبی) و در جنوب غربی به موازات منطقه سهندج-سیرجان (شمال غرب-جنوب شرق) است. بخش میانی ایران مرکزی را شکستگی‌های متعدد با جهات مختلف به صورت مشبک درآورده و قطعات شکسته نسبت به هم حرکاتی داشته‌اند و در نتیجه بالآآمدگی‌ها و فرورفتگی‌ها، حوضه متفاوتی بوجود آمده است.

۲-۲- نوار آتشفشانی ترود- چاه شیرین

کمر بند آتشفشانی نفوذی ترود- چاه شیرین، واقع در کرانه شمالی کویر مرکزی ایران، حاصل ماگماتیسم ترشیر در پهنه ایران مرکزی می‌باشد. این مجموعه، که از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب غالب آندزیتی و توده‌های گرانودیوریتی با ترکیب غالب دیوریتی تشکیل شده، میزبان کانسارهای رگه‌ای متعدد فلزات پایه و طلا می‌باشد (فرد و همکاران، ۱۳۸۰).

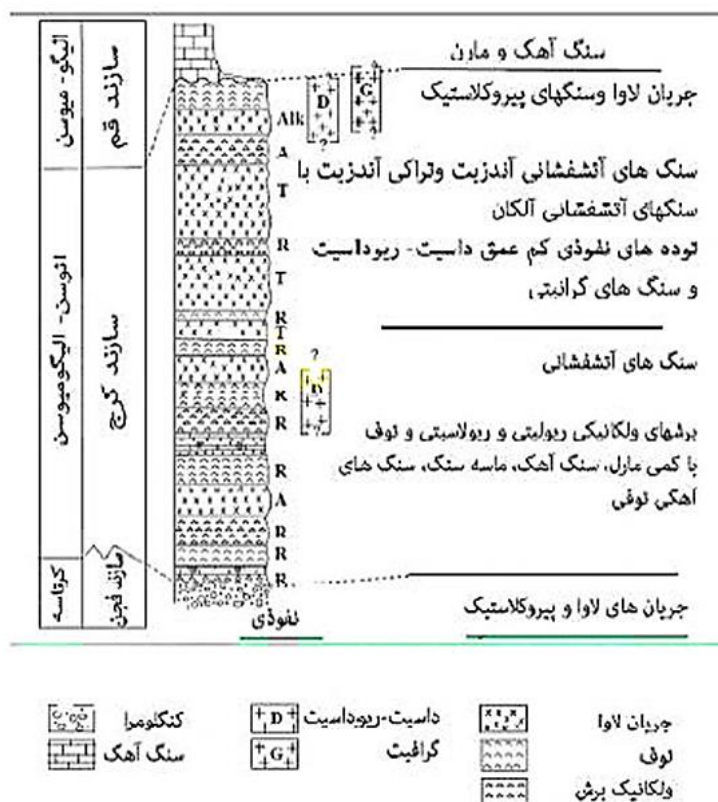
۲-۲-۱- چینه‌شناسی نوار ترود- چاه شیرین

این پهنه شامل نوار باریک و طولی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و توده‌های گرانیتوئیدی قطع‌کننده آن است که با روند تقریباً شرقی- غربی در حاشیه شمالی حوضه فرورفته کویر مرکزی به صورت یک فرازمین بین دو پهنه گسل ترود و انجیلو واقع شده است. در بخش‌هایی از آن، سنگ‌های دگرگونه پرکامبرین- پالئوزوئیک به صورت پنجره‌هایی در آن رخنمون داشته و در شمال شرقی شهرستان ترود گسترش زیادی نشان می‌دهند. در این ناحیه واحدهای سنگ چینه‌ای زیر با سن پرکامبرین تا عهد حاضر، گسترش یافته‌اند. سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین در برگیرنده گنیس، شیست و ... که به گونه‌ای بسیار محدود در شترکوه رخنمون دارند (شکاری، ۱۳۹۶). سنگ‌های وابسته به کامبرین میانی شامل دولومیت‌های دربردارنده لایه‌ها و گرهک‌های سیلیسی می‌باشد. سازندهای نیور، پادها و سیبزار که دربرگیرنده ماسه‌سنگ، کنلگومرا، شیل، دولومیت و سنگ‌های آتشفشانی هستند و سازند بهرام که به طور عمده آهکی است و دارای تناوبی از ماسه‌سنگ، شیل، گچ در جنوب گسل انجیلو دارند. در جنوب گسل انجیلو، این واحدها تا اندازه‌های دگرگون شده‌اند، آن‌چنان‌که مرز میان سازندهای نیور- پادها و سیبزار- بهرام به درستی قابل تفکیک نیست. سنگ‌های پرمین با رخساره‌های آواری شبیه سازند درود البرز، در شمال گسل انجیلو رخنمون دارند. بر روی این سنگ‌ها، تناوبی از سنگ‌های آهکی فوزولین‌دار، همسان با سازند جمال، جای گرفته‌اند. سنگ‌های وابسته به تریاس زیرین و میانی ساخته شده از ماسه سنگ کوارتزیتی، شیل و دولومیت، قابل مقایسه با سازندهای سرخ شیل و شتری است و در شمال گسل

انجیلو گسترشی محدود دارند. سازند شمشک در این ناحیه به مجموعه نهشته‌های تریاس بالایی و لیاس گفته می‌شود و دربرگیرنده شیل‌های ذغال‌دار، ماسه‌سنگ، آهک و ... است و در شمال گسل انجیلو، دارای گسترش چشمگیری است (ناهیدی‌فر، ۱۳۹۳).

سنگ‌های وابسته به دو گروه، که دربرگیرنده آهک‌های ماسه‌ای و کنگلومرایی، مشابه سازند بادامو و شیل‌های آهکی- ماسه‌ای معادل سازند بغمشاه است و در جنوب گسل انجیلو برونزد دارند. سنگ‌های کرتاسه زیرین دربرگیرنده نهشته‌های آواری قرمز رنگ، تناوبی از آهک و شیل و دوباره نهشته‌های آواری قرمز است. سنگ‌های وابسته به ترسیر، در برگیرنده ترادف‌های ضخیم آتشفشانی و رسوبی ائوسن، نهشته‌های دریایی نومولیت‌دار ائوسن- الیگوسن، نهشته‌های آواری قرمز زیرین، آهک و شیل‌های سازند قم وابسته به اواخر الیگوسن، سازند قرمز بالایی و نهشته‌های وابسته به پلیو پلیستوسن تا کواترنر است (شمعانیان و همکاران، ۲۰۰۴).

وجود توده‌های گرانیتوئیدی ترشیر و فعالیت‌های آخر ماگمایی این توده‌ها، چرخه‌های هیدروترمالی جالبی را برای تشکیل کانی‌سازی طلای رگه‌ای همراه با مس، سرب و روی در این پهنه نموده که بارزترین آن کانسار طلای کوه زر در دامنه شمالی و کانسار طلای گندی در جنوب آن بوده و نشان‌دهنده پتانسیل بالای طلا در این نوار آتشفشانی- نفوذی ترسیر با پی‌سنگ دگرگونه پرکامبرین- پالئوزوئیک است (قربانی، ۱۳۸۳).



شکل ۲-۲- ستون چینه‌شناسی منطقه ترود- چاه شیرین (شمعانیان و همکاران، ۲۰۰۴).

۲-۲-۲- جایگاه تکتونیکی ترود- چاه شیرین

رشته‌کوه ترود- چاه شیرین در تقسیمات زون‌های ساختاری ایران جزئی از پهنه ایران مرکزی (آق‌آبانی، ۱۳۸۳)، ماگماتیسم مرکزی (نوگل‌سادات، ۱۹۹۳)، کمان ماگمایی البرز (شمعانیان و همکاران، ۱۳۷۹) ایران محسوب می‌شود. این کمان از شمال به گسل انجیلو و در جنوب به گسل ترود با روند N70E محدود می‌شود (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷). رشته‌کوه ترود- چاه شیرین، با وجود گستره به نسبت کم خود، در مطالعات تکتونیکی بیشتر پدیده‌ها و پیامدهای ناشی از حرکات تاریخی نظیر متامورفیسم، وجود سنگ‌های نفوذی و ولکانیکی و همچنین چین‌خوردگی‌ها، ناپیوستگی‌ها و سایر پدیده‌ها را در خود دارد. کهن‌ترین واحدهای سنگی در ورقه کلاته رشم را مجموعه‌های از انواع شیست، سنگ‌های اولترابازیک، دیوریت دگرگونه، سنگ‌های سیلیس متامورف تشکیل می‌دهد که برخی از اجزاء آن مربوط

به پوسته اقیانوسی است. رسوبات دگرگونه پیش از ژوراسیک میانی مربوط به یک محیط کم عمق و اغلب قاره‌ای است. درجه دگرگونی در واحدهای سنگی اردوئین تا ژوراسیک زیرین یکسان است لذا این دگرگونی پیامد حرکات ژوراسیک پسین بوده که دگرگونی از نوع دیناموترمال است و به طور عمده در حد رخساره شیبست‌سبز می‌باشد. این واحدهای سنگی از شدت دگرشکلی بالایی برخوردارند. رسوبات مربوط به کرتاسه زیرین به طور پراکنده در باختر ورقه و نواحی چاه‌شیرین رخنمون دارد که به طور دگرشیب سنگ‌های دگرگونی ناحیه را می‌پوشاند. ردیف ولکانیکی رسوبی ترشیر با دگرشیبی مشخص بر روی واحدهای سنگی قدیمی‌تر می‌نشیند که بیانگر حرکات لارامید است. در اواخر ائوسن خروج گدازه‌های ولکانیکی به تقریب پایان پذیرفته و در الیگوسن نیز این فعالیت از سر گرفته می‌شود. بخشی از فعالیت‌های ولکانیکی به صورت دایک و توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق کوچکی نمایان می‌شوند. در پایان الیگوسن حوضه دریائی کم‌عمق جندق شکل گرفته است و ضخامت زیادی از رسوبات شبه مولاس مارنی، ماسه‌سنگی، گچی و نمکی در میوسن به جا گذاشته شده است.

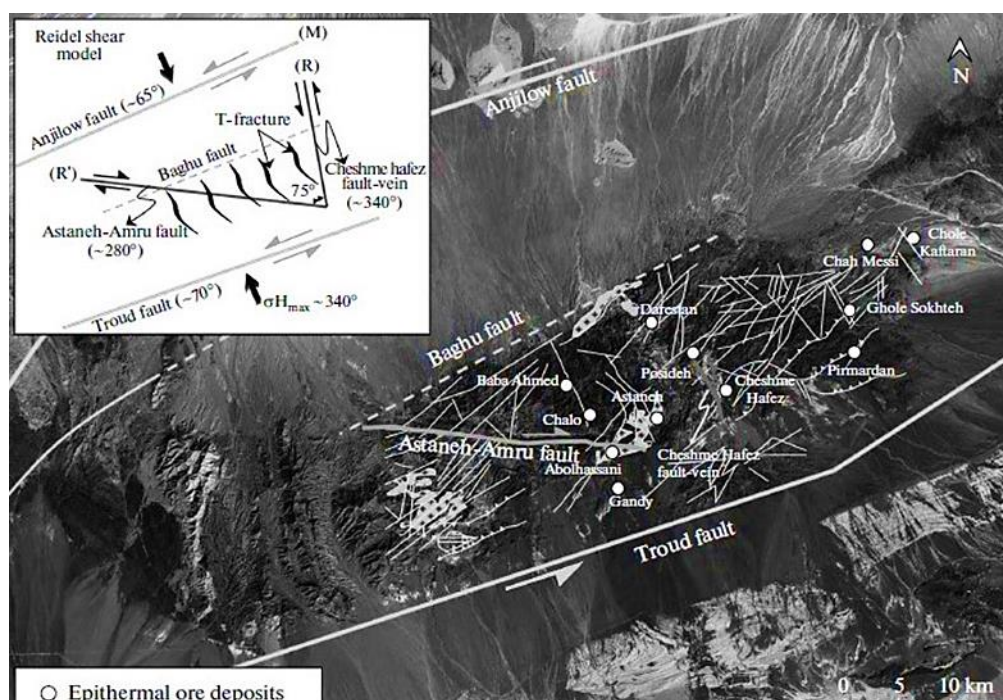
۲-۲-۱- سیستم گسل‌ها و چین‌ها

یک دسته گسل اصلی از کامبرین به بعد بر ناحیه تأثیر گذاشته‌اند که روند آن‌ها $N-60^{\circ}-70^{\circ}-E$ است و شیبی نزدیک به قائم دارند (قربانی، ۱۳۸۴). از آن جایی که این گسل‌ها در زمان‌های طولانی و به کرات فعال بوده‌اند. تعیین دقیق نوع حرکت آن‌ها ممکن نیست و تنها با شواهد زمین‌شناسی و چین‌خوردگی‌های مربوط به آن می‌توان در مورد آن‌ها قضاوت کرد.

تنها در مورد آخرین حرکات گسل‌های جنوب رشته‌کوه‌های تروند-چاه‌شیرین می‌توان با توجه به خش-لغزه‌هایی که روی صفحات این گسل‌ها بر جای مانده است قضاوت نمود. به‌طور کلی حرکت این گسل‌ها به دو صورت افقی و چپ‌گرد که قسمت جنوبی گسل را به سمت شرق می‌راند و دیگری عمودی که این قسمت را به طرف پایین می‌راند. گسل‌های دامنه جنوبی کوه‌های چاه‌شیرین که تشکیلات کرتاسه

و ائوسن را جابه‌جا کرده‌اند در زمان‌های مختلف حرکات متفاوتی داشته‌اند. گاه ناحیه را در حال کشش و گاه در حال فشارش نشان می‌دهند. گسل‌های یاد شده دارای روند خاوری شمال شرقی و غربی- جنوب غربی بوده‌اند. گسل ترود، به سمت شرق و گسل انجیلو به سمت غرب ادامه می‌یابد آن چنان که دوگسل پلکانی پدیدار شده است. این دو گسل از نوع قدیمی‌اند. با توجه به بررسی‌های انجام شده چنین برمی‌آید که عامل اصلی ایجاد کننده تغییر شکل‌های ناحیه در ارتباط با عملکرد دو گسل امتداد لغز پله‌ای یاد شده باشد. با توجه به امتداد محور چین‌خوردگی‌ها و روند گسل‌های قدیمی از نوع راندگی، حد فاصل این دو گسل دیده می‌شود که روند این گونه ساخت‌ها به تقریب عمود بر گسل‌های امتداد لغز ترود و انجیلو است. چنان‌که مشاهده می‌شود این بخش از سنگ‌های منطقه در حدفاصل این دو گسل بزرگ قرار گرفته‌اند و عملکرد این گسل‌ها موجب پیدایش یک منطقه انتقالی^۷ در آن شده است که در نتیجه آن ساخت‌های چین‌خورده و گسل‌های رانده با روندی به تقریب عمود نسبت به این گسل‌ها پدید آمده است. مهرابی و همکاران، (۲۰۱۵) با استفاده از برداشت عوارض ساختاری مدلی برای جایگزینی نهشته‌های معدنی موجود در کمربند ترود- چاه‌شیرین ارائه نموده است که در آن رگه‌های موجود در این کمربند در طی کشش ایجاد شده‌اند. این محققین مدل ساختاری برای این کمربند پیشنهاد نموده‌اند که در آن گسل‌های چپ‌لغز ناحیه‌ای (F1) با امتداد شمال شرقی چرخش در خلاف جهت عقربه‌های ساعت در این بلوک، توسعه گسل‌های چپ‌لغز با امتداد شمال- شمال غرب (F2) و شکستگی‌های راست‌الغز ناشی از کشش از گسل‌های با روند WNW (F3) را موجب شده است (شکل ۲-۳). در این مدل ساختاری، گسل‌های راست‌گرد با امتداد غرب- شمال غرب و گسل‌های چپ‌گرد با امتداد شمال- شمال غرب به عنوان زوج برشی با یک صفحه با زاویه تقریبی ۷۰ درجه عمل نموده است. برخی از زمین‌شناسان تغییر روند یاد شده را در اثر چرخش بلوک بین دو گسل ترود و انجیلو می‌دانند و به حرکت چپ‌گرد آن‌ها طی چند مرحله نسبت می‌دهند (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷). پیدایش و آغاز فعالیت این دو گسل به درستی مشخص نیست به احتمال به کامبرین مربوط می‌شود.

ولی فعالیت آن‌ها در مهم‌ترین مرحله حرکت آن‌ها که موجب این چرخش شده است را می‌توان به زمانی پس از لیا س و پیش از کرتاسه در نظر گرفت (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷). برخی از زمین-شناسان فعالیت آن‌ها را به هنگام حرکات سیمیرین پیشین مرتبط می‌دانند. روند این دو گسل همان روند حرکات پالئوزوئیک زیرین است و شاید که از همان زمان شروع به فعالیت کرده باشد (نبوی، ۱۳۵۷).



شکل ۲-۳- تصویر لندست نشان‌دهنده مدل ساختاری و مکانی سیستم رگه‌های اپی‌ترمال در نوار ماگمایی تروود-چاه‌شیرین. این مدل شامل روند برجسته گسل شمال شرقی چپ‌گرد و گسل راست‌گرد غرب-جنوب غربی است که موجب ایجاد درزه‌ها و شکستگی‌های فراوان در سطح منطقه شده است (مهرابی و همکاران، ۲۰۱۵).

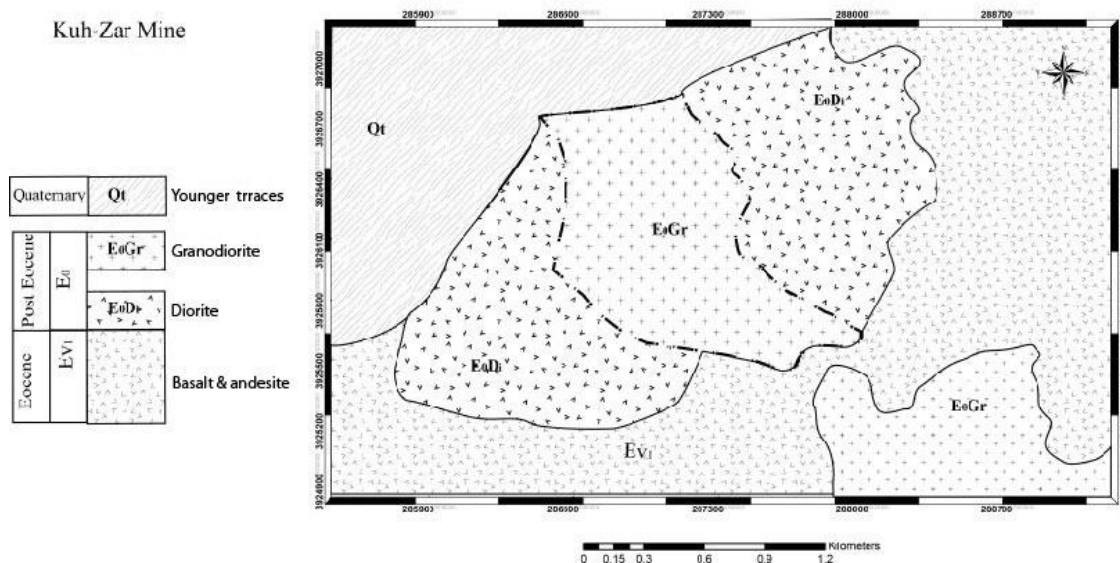
مجموعه سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی ترشیری در بخش‌های وسیعی از ناحیه گسترش دارند. در این دوران فعالیت‌های ماگمایی، شدت و دامنه گسترده‌ای دارد که محصولات آن (توف، گدازه و توده‌های نفوذی) سراسر ناحیه می‌پوشاند.

در رشته کوه ترود- چاه شیرین واحدهای آتشفشانی- آذرآواری با سن ائوسن، حجم عمده‌ای از رخنمون- های سنگی را تشکیل می‌دهند که ترکیب حدواسط (آندزیتی) را دارا می‌باشد. در این رشته کوه، خصوصاً در منطقه کوه زر، رشم و اطراف چاه موسی، تعدادی توده‌های کوچک نفوذی- نیمه نفوذی (اغلب با ترکیب میکرودیوریتی و گرانیتی و گرانودیوریتی) مشاهده می‌شود. پورحسینی (۱۳۶۲) ارتباط احتمالی توده‌های نفوذی ناحیه ترود را به فاز ماگمایی ائوسن پسین- الیگوسن یادآوری نموده است. کانی‌زایی مس، سرب و روی، فیروزه و طلا در ارتباط با محلول‌های آخرین توده‌های فوق‌الذکر، در داخل سنگ‌های آتشفشانی مذکور تشکیل شده است. کانی‌سازی مس با میزان کمی روی و منگنز به صورت رگه‌ای در میان سنگ‌های آتشفشانی ترشیری به صورت کالکوزین و مالاکیت، کوپریت، کالکوپریت، گالن و اسفالریت دیده می‌شود که به صورت معادن متروکه مس سرچشمه، پوسیده، چاه موسی، بیدمحمدحسن، کلوت، چشمه شیر و معدن متروکه سرب رشم و گنداب بر روی آن‌ها کار شده است.

نهبشته‌های کواترنر بیشترین گسترش را در محدوده نقشه ترود دارا هستند که قسمت‌های پست و هموار دشت و پای دامنه ارتفاعات را می‌پوشانند. آثار معدن کاری باستانی طلا در نواحی کوه زر و دارستان نیز در همین نهبشته‌ها به چشم می‌خورد. کانی‌سازی طلا و فیروزه در منطقه کوه زر در یال شمالی این نهبشته، در گذشته استخراج و بهره‌برداری شده است.

۳-۲- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

نقشه زمین‌شناسی ساده معرف رخنمون‌های واحدهای سنگی محدوده مورد مطالعه در شکل ۲-۴ ارائه شده است. واحدهای آتشفشانی ائوسن قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته در محدوده مورد مطالعه است که در بخش شرقی و جنوب توده نفوذی کوه زر رخنمون دارد. توده نفوذی در منطقه مورد مطالعه به صورت تپه ماهورهایی است که در شمال شرق و جنوب غرب از جنس میکرودیوریت و در بخش مرکز از گرانودیوریت تشکیل شده است. در این بخش ویژگی‌های صحرایی هر کدام از این واحدها آورده شده است.



شکل ۲-۴- نقشه زمین‌شناسی ساده تهیه شده از توده نفوذی کوه زر همراه سنگ میزبان آن.

۲-۴- سنگ‌های آتشفشانی ائوسن

ناحیه مورد مطالعه، از قدیمی‌ترین زمان‌های زمین‌شناسی، شاهد فعالیت‌های ماگمایی بوده است. این فعالیت‌ها در دوران‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک به فراخور حوادث تکتونیکی اندک اندک آغاز می‌شود و در دوران سنوزوئیک به اوج خود می‌رسد و از خود حجم قابل ملاحظه‌ای از سنگ‌های آذرین در میان ترادف‌های این دوران به جای می‌گذارد. بنابر گزارش شمعیان (۱۳۸۱) در کوه‌های ترود- چاه‌شیرین، غالب سنگ‌های آذرین به سن پالئوژن هستند. بیشتر فعالیت‌های ماگمایی در دوره ائوسن میانی تا بالایی رخ داده است و به طور کلی فعالیت ماگمایی در منطقه ترود- چاه‌شیرین از قدیم به جدید شامل سه مرحله است:

- ۱- فعالیت‌های آتشفشانی شامل برونیزی‌های گدازه‌های ریوداسیتی، آندزیتی تا آندزی بازالتی همراه با رسوب‌گذاری با مارن‌ها، ماسه‌سنگ‌ها و ماسه‌سنگ‌های توفیتی.
- ۲- خروج گدازه‌ها و سنگ‌های آذرآواری که شامل توف، کریستال توف، توف برشی و آگلومرای هستند و اغلب ترکیب آندزیتی، تراکی آندزیتی تا بازالتی دارند.

۳- تزریق توده‌های آذرین نیمه‌عمیق و کم‌عمق که البته گسترش چندانی ندارند و ترکیب آن‌ها از گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت تا گابرو تغییر می‌کند.

بخش عمده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه را سنگ‌های آتشفشانی تشکیل داده‌اند. آن‌ها طیف وسیعی از داسیت‌ها، آندزیت‌ها و بازالت‌ها را به خود اختصاص می‌دهند و متعلق به ائوسن میانی- بالایی هستند. مجموعه سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری این محدوده بر روی افق کنگلومرایی منسوب به فجن قرار می‌گیرند. این افق شامل تناوبی از کنگلومرا، ماسه‌سنگ آهکی، آهک ماسه‌ای فسیل‌دار است که سن آن بر اساس فسیل‌های یافت شده به ائوسن زیرین مربوط می‌باشد. بر روی مجموعه سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری، تناوبی از مارن‌های گچ‌دار، ماسه‌سنگ و کنگلومرا قرار می‌گیرد که بر اساس فسیل‌های موجود، سنی معادل با ائوسن بالایی دارد و به نام مارن دوظهیر معروف است. با توجه به مشاهدات صحرایی و اطلاعات فوق‌الذکر، سن مجموعه آتشفشانی- آذرآواری محدوده کوه زر، ائوسن میانی و هم‌ارز سازند کرج است (شکل ۲-۵) (محقق، ۱۳۸۲).

دایکهای داسیت پورفیری: قاطع توده میکرودیوریتی و گرانودیوریتی به رنگ زرد روشن تا صورتی با ساختار پورفیری با طول حدود ۷۰۰ متر و ۵ تا ۱۰ متر ضخامت. و شیب ۴۵ تا ۶۰ درجه به طرف جنوب شرقی. دایکهای آندزیتی به رنگ سبز و خاکستری-روند شمال شرقی-جنوب غربی با ضخامت ۵-۱۵ و طول ۱/۱۰ متر تا بیش از ۸۰ متر.	میو-پایوسن
توده نفوذی گرانودیوریتی قاطع توده میکرودیوریتی به رنگ خاکستری روشن تا صورتی. سنگ میزان رگه سیلیسی طلا دار و دارای انکلاوهای در توده میکرودیوریتی به ندرت گرانیتی (قاطع مجموعه پروکلاسیک ائوسن)	ائوسن پسین الیگوسن
توده ها، دایکها و استوکهای میکرودیوریتی با روند شمال شرق-جنوب غرب با شیب ۴۵ تا ۴۰ به طرف جنوب شرق-	
سنگهای آتشفشانی پروکلاسیک (گدازه های داسیتی تا آندزیتی + پروندهای موضعی از لاوا-برش واحد مارن دو ظهیر : مارن گچدار ، ماسه سنگ و کنگلومرا (علوی نائیتی ۱۹۷۲)	ائوسن
افق کنگلومرایی فجن دارای نومولیت و دیسکوسیکلیتانه	لوتسین بالایی تا شروع ائوسن بالایی
	ائوسن زیرین

شکل ۲-۵- ستون چین‌شناسی منطقه باغو (درویش‌زاده، ۱۳۷۰ در محقق، ۱۳۸۲).

در غرب توده نفوذی کوه زر، واحد برش‌های آتشفشانی زیرین به گونه هم شیب بر روی آندزیت قاعده‌ای یا آندزیت ستوه قرار می‌گیرد. در این منطقه برش‌های آتشفشانی زیرین ۸۰۰ متر ضخامت داشته و از پایین به بالا ماسه‌سنگ توفی، توف برشی داسیتی، توف ماسه‌سنگی، کریستال توف داسیتی، گدازه آندزیتی، برش توف‌های داسیت- آندزیتی است (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷). در شرق توده نفوذی

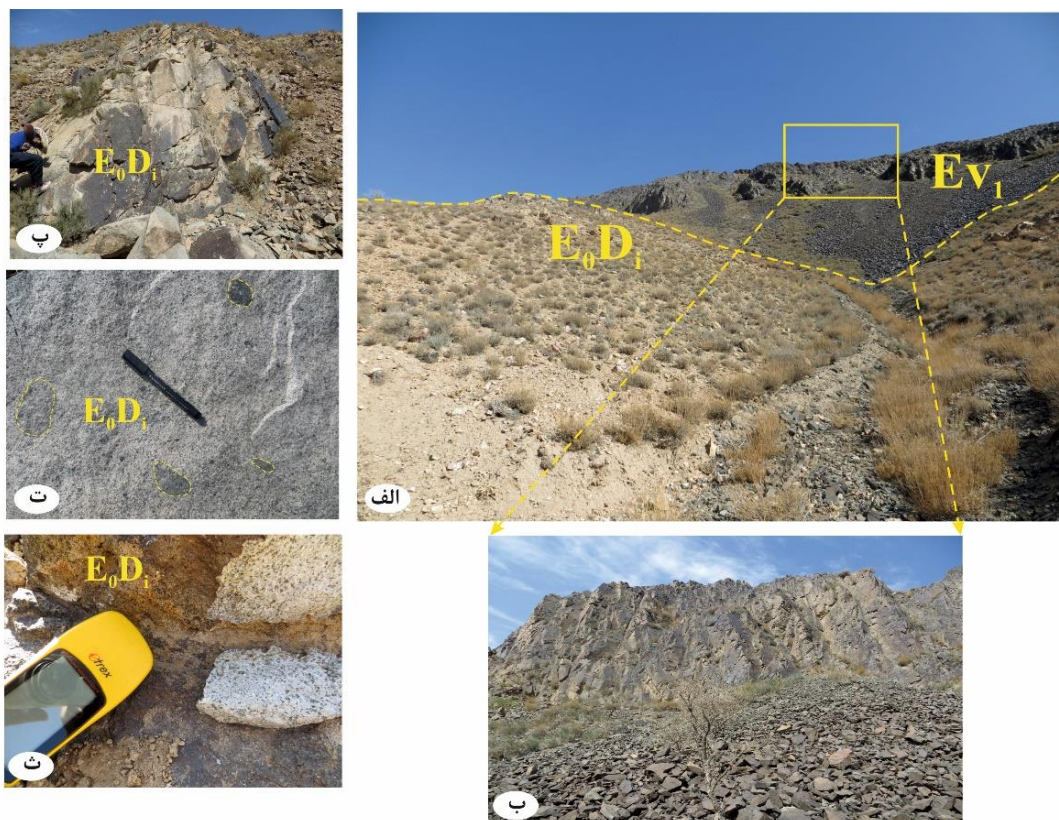
کوه زر و در محل تماس با آن‌ها ابتدا گدازه‌های آندزیتی با لایه‌بندی متوسط تا نازک و به رنگ خاکستری تیره وجود دارد. گدازه آندزیتی با بافت پورفیری با درشت‌بلورهای پراکنده و خیلی اندک پلاژیوکلاز همراه با پیروکسن و آمفیبول کلریتی شده در زمینه کاملاً میکروکریستالین به رنگ خاکستری که در آن کانی‌های خیلی ریز اپک نیز فراوان هستند. زمینه عمدتاً از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز تشکیل شده و قهوه‌ای رنگ و در برخی قسمت‌ها سبز کمرنگ است. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به شکل منشوری کوتاه و کلفت تا تیغه‌ای نازک به طول ۱ تا ۴ میلیمتر است. این نمونه‌ها در اثر تکتونیزه شدن شکستگی‌های فراوان و خردشدگی زیادی نشان می‌دهند و به صورت واریزه در پای دامنه‌ها جمع شده‌اند. بازالت‌ها در نمونه‌دستی به رنگ کاملاً تیره دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده بازالت‌ها، پیروکسن و پلاژیوکلاز می‌باشد. دیگر کانی‌های مشاهده شده در این سنگ شامل الیوین، کانی‌های اپک و کانی‌های ثانویه (کلسیت، سرسیت و کلریت) هستند.



شکل ۲-۶- تصویر صحرایی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن که میزبان توده نفوذی کوه زر هستند (دید به شمال شرق).

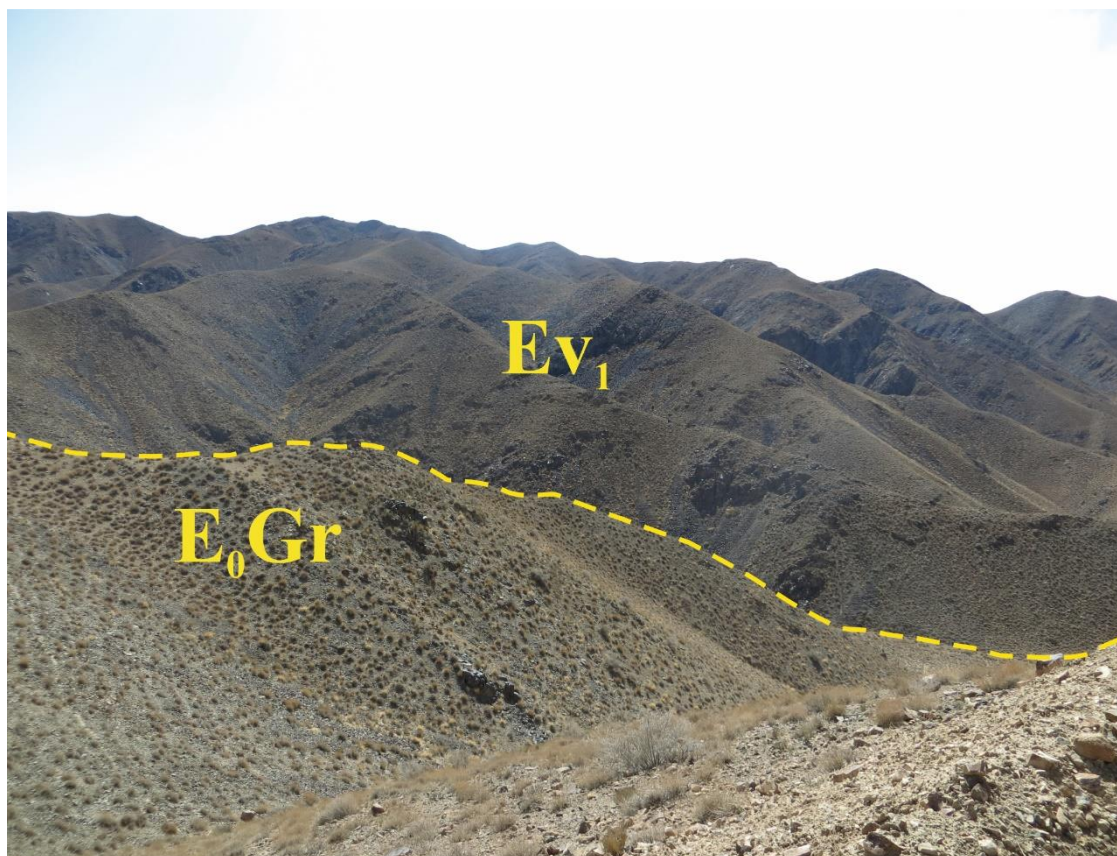
۲-۵- توده نفوذی

این توده در بخش شمالی رشته کوه‌های ترود- چاه شیرین، در شرق روستای کوه زر و جنوب دهکده باغو (معدن طلای باغو) واقع است و روند رخنمون آن در سطح شمال شرقی- جنوب غربی است و با روندهای غالب ساختاری این نوار مطابقت دارد. در مطالعات صحرایی توده نیمه عمیق کوه زر با رنگ و ریخت‌شناسی متفاوت از سنگ‌های آتشفشانی میزبان خود متمایز می‌شود. ماهیت شیمیایی این سنگ‌ها متآلومین تا پرآلومین و از منشأ پوسته‌ای هستند (قربانی، ۱۳۸۴). علیرغم گسترش دگرسانی‌های شدید در این توده نفوذی، به نظر می‌رسد به دو بخش با ترکیب متفاوت (میکرودیوریتی و گرانودیوریتی) قابل تفکیک است. در صحرا نمونه‌های میکرودیوریتی سالم‌تر و کمتر دگرسان شده بیشتر به حواشی شمال شرق و جنوب غرب توده محدود شده‌اند. سنگ‌های این واحد در نمونه دستی دانه ریز و مزوکرات و رنگ آن‌ها در سطح تازه خاکستری روشن است. نمونه‌های حاصل از دگرسانی فیلیک که بخش اعظم توده با این ترکیب سنگ‌شناسی را شامل می‌شود دارای رنگ کرم نخودی می‌باشند. در شکل ۲-۶ الف دورنمایی از محل تماس بین سنگ‌های آتشفشانی با واحد میکرودیوریتی مشخص به نمایش در آمده است. شکل‌های ۲-۶ ب و پ به ترتیب، نمایی از رخنمون‌های سالم‌تر این توده در امتداد حواشی شمال شرق و جنوب غرب توده نفوذی کوه زر را نشان می‌دهند. این سنگ‌ها حاوی آنکلاوهای متعددی هستند که از نظر اندازه و ترکیب با هم متفاوتند. بیشتر این آنکلاوها از نوع زینولیت بوده و به اشکال بیضوی بویژه در حواشی توده نفوذی مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۶ ت). در صحرا شواهد مبرهنی از حضور دگرسانی آرژیلیک نیز در این بخش‌ها به چشم می‌خورد. شکل ۲-۶ ث نمایی نزدیک از تغییرات بافتی و ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها را در حین دگرسانی آرژیلیک را نشان می‌دهد که در آن فلدسپارها با کانی‌های رسی و کانی‌های مافیک با کلریت جایگزین شده‌اند.



شکل ۲-۶- الف) تصویر صحرایی از محل تماس بین سنگ‌های آتشفشانی با واحد میکرودیوریتی (حاشیه شمال شرق، دید به شرق)؛ ب) نمایی نزدیک از رخنمون‌های سالم واحد میکرودیوریتی (حاشیه شمال شرق، دید به شمال شرق)؛ پ) تصویر صحرایی از رخنمون واحد میکرودیوریتی (حاشیه جنوب غرب، دید به شرق)؛ ت) آنکلاوهای موجود در میکرودیوریت؛ ث) شواهدی از دگرسانی آرژیلیک در میکرودیوریت.

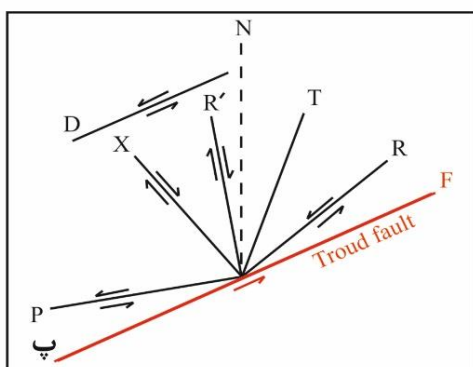
توده نفوذی میکرودیوریتی و سنگ‌های آتشفشانی سبز- خاکستری ائوسن را یک واحد گرانودیوریتی به رنگ خاکستری روشن تا صورتی قطع نموده است. این سنگ‌ها نیز همانند واحد میکرودیوریتی، میزبان عمده کانه‌زایی و رگه‌ها و رگچه‌های فیروزه می‌باشد. واحد گرانودیوریتی در بخش‌های میانی، محدوده نقشه زمین‌شناسی کوه زر، گسترش داشته و تحت تأثیر رگه‌های کوارتز- تورمالین‌دار شدیداً دگرسان شده است. گرانودیوریت‌ها، در مقایسه با میکرودیوریت‌ها دارای مقادیر بیشتری کوارتز و پلاژیوکلاز هستند. به دلیل عملکرد دگرسانی‌های مختلف و شدید در منطقه، مشخص نمودن مرز بین دو واحد گرانودیوریتی و میکرودیوریتی در صحرا به مطالعات بیشتری نیاز دارد. این مرز در نقشه زمین‌شناسی (شکل ۲-۴) براساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی به صورت تقریبی ترسیم شده است. این توده نفوذی در شمال- شمال شرق به رسوبات آبرفتی و مخروط افکنه‌های طلادار شمال معدن باغو ختم می‌شود.



شکل ۲-۷- تصویر صحرایی از محل تماس گرانودیوریت (E_0G_1) با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (Ev_1) در حاشیه شرق توده نفوذی، دید به غرب.

دایک‌های پورفیری با ترکیب داسیتی تا داسیت- آندزیت در جنوب باغو گسترش دارند (قربانی، ۱۳۸۴). روند عمومی این دایک‌ها شمال شرق- جنوب غرب (مطابق با شکستگی نوع R) می‌باشد و با شیب ۴۵ تا ۶۰ درجه به طرف جنوب شرق واحدهای ولکانو- پیروکلاستیک ائوسن و نیز بخش‌هایی از مجموعه نفوذی را قطع می‌نماید (الیگوسن- میوسن؟). گاهی این دایک‌ها از روند شرقی- غربی و مطابق شکستگی نوع P پیروی می‌کنند. این دایک‌ها به صورت قطعه قطعه در طول بیش از ۷۰۰ متر قابل تعقیب می‌باشند و ضخامت آن‌ها نیز بیش از ۵ تا ۱۰ متر متغیر است. این دایک‌ها توسط یک سری گسل عرضی با روند شمال غرب- جنوب شرق به میزان چند متر جابه‌جا شده‌اند. از طرف دیگر این دایک‌ها در جنوب شرق توده باغو شاخه‌ای شده و در دو روند شرقی- غربی و شمال شرق- جنوب غرب قابل تعقیب است. در

این محدوده مهم‌ترین روند گسل‌ها، راستای شمال شرق - جنوب غرب (N25-75E) می‌باشد. این گسل - ها و شکستگی‌ها در الگوی تحلیل شکستگی‌های برشی بیشتر از نوع D بوده و با راستای امتداد لغز چپ‌گرد باغو مطابقت دارد (کی‌نژاد و همکاران، ۱۳۸۷). تحت تأثیر رژیم تکتونیکی حاکم بر منطقه، درزه و شکستگی‌های فراوانی در توده نیمه‌عمیق کوه زر ایجاد شده است که به صورت درزه‌های مزدوج رخنمون دارد (شکل ۲-۸ الف و ب). با توجه به (شکل ۲-۷ پ) گسل‌های تروود و باغو به عنوان اصلی‌ترین و مهم‌ترین گسل‌های منطقه مورد مطالعه، به گونه‌ای نسبت به یکدیگر جهت‌گیری کرده‌اند که موجب ایجاد یک پهنه برشی چپ‌گرد در منطقه شده‌اند (کی‌نژاد، ۱۳۸۹). برداشت مشخصات هندسی و مکانیزم گسل‌ها و شکستگی‌های ثانویه در این پهنه برشی (براساس مطالعات درزه‌نگاری)، تطابق کامل آن‌ها با گسل‌ها و شکستگی‌های R، R'، P، T و X موجود در پهنه‌های برشی به اثبات می‌رساند (لیاقت و همکاران، ۱۳۸۷). همین مطالعات بر روی درزه‌های دارای کانه‌زایی، نشانگر تطابق کامل بین درزه‌های دارای کانه‌زایی و شکستگی‌های (دارای مؤلفه فشارشی) است. روند عمومی ساختمانی منطقه در این ناحیه شمال شرق - جنوب غرب و هم‌روند با گسل باغو می‌باشد. بدلیل تأثیرپذیری شدید از تحولات تکتونیکی و ماگمایی بعدی، وجود نظم در طبقه‌بندی سنگ‌ها مخدوش شده است. اما عمدتاً لایه‌بندی دارای روند شمال شرق - جنوب غرب و شیب ۲۵-۱۰ درجه به سمت شمال غرب را داراست.



شکل ۲-۸- الف) نمایی از سطوح گسلی و درزه و شکستگی‌های موجود در منطقه؛ ب) تصویر صحرایی از درزه‌های مزدوج متعدد در سطح واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه؛ پ) نمایش موقعیت انواع شکستگی‌های مرتبط با برش گسل ترود (کی‌نژاد، ۱۳۸۹).

در محدوده باغو این نوع از گسل‌ها روند جایگیری دایک‌های داسیتی و رگه سیلیسی مس- طلا دار حاوی تورمالین باغو را کنترل می‌کنند و رگه سیلیسی طلا دار باغو در امتداد یک گسل با راستای شمال شرق- جنوب غرب (N60E) تشکیل شده است که از شکستگی‌های نوع P پیروی می‌کند. این رگه در داخل توده نفوذی نیمه عمیق گرانیتی- گرانودیوریتی باغو قرار گرفته است. علاوه بر این رگه اصلی، رگه و رگچه‌های متعدد کوارتز- تورمالین دار دیگری نیز به موازات رگه اصلی و در ضخامت‌های چند میلی‌متر تا چند ده سانتی‌متری در توده نفوذی دگرسان شده و در مجاورت رگه سیلیسی باغو گسترش دارند (شکل ۲-۹).



شکل ۲-۹- تصویر صحرایی از رگه کوارتز- تورمالین در داخل توده میکرودیوریتی کوه زر.

۲-۶- آثار معدن کاری قدیمی

بسیاری از این فعالیت‌ها جدید هستند و فعالیت‌های معدنی مرتبط با کانی‌سازی طلا در منطقه کوه زر، به صورت حفاری‌های کوچک مقیاس و در امتداد رگه‌ها و به صورت راهروها و تونل‌های باریک و عمیق در نقاط مختلف این توده نفوذی مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۰). تونل‌های اکتشافی زیادی تاکنون برای طلا و فیروزه در این سنگ‌ها حفر شده است.



شکل ۲-۱۰- آثار معدن کاری قدیمی؛ الف) تونل حفاری شده در حاشیه جنوب غرب کوه زر؛ ب) تونل حفاری شده در حاشیه جنوب شرق منطقه می باشد.

۲-۷- دگرسانی

از میان کانی های مختلف سنگ های آذرین، فلدسپارها، میکاها، آمفیبول ها و پیروکسن ها مقاومت کمتری در مقابل عوامل دگرسانی دارند. در منطقه کوه زر، توده های نفوذی نیمه عمیق با ترکیب اسیدی تا حد واسط به داخل توده های آتشفشانی آندزیتی نفوذ کرده و سبب بروز دگرسانی گرمابی همراه با کانه زایی نوع رگه ای در برخی از قسمت های این نوار ماگمایی شده است (مهرابی و قاسمی، ۱۳۸۹). آثار دگرسانی در کمر بند ترود- چاه شیرین، بیشتر در سنگ های آتشفشانی و آذرآواری میزبان توده های نفوذی نیمه عمیق مشاهده می شود. دگرسانی ها شامل آرژیلیکی (کائولینیت، مونتموریونیت، کوارتز) و فیلیکی (کائولینیت، کوارتز، ایلیت) و تورمالینی شدن می باشند.

۲-۷-۱- دگرسانی آرژیلیک

در این نوع دگرسانی فلدسپارها عمدتاً به کانی‌های رسی دگرسان می‌شوند. دگرسانی آرژیلیتی با توسعه کانی‌های رسی بر اثر دگرسانی پلاژیوکلازها و فلدسپارهای پتاسیک همراه است. کانی‌های ایجاد شده در پهنه آرژیلیتی به شدت هیدرولیز، دمای محلول و ترکیب کانی‌شناسی سنگ اولیه بستگی دارد (کریم‌پور، ۱۳۸۱). دگرسانی آرژیلیتی گسترش وسیعی در منطقه مورد مطالعه دارد و در ارتباط با سیستم کانه‌زایی موجود از اهمیت بالایی برخوردار است (شکل ۲-۱۱).



شکل ۲-۱۱- تصاویر صحرایی از حضور و گسترش دگرسانی آرژیلیک.

۲-۷-۲- دگرسانی فیلیک

این دگرسانی با نام کوارتز- سرسیت- پیریت نیز خوانده می‌شود. دگرسانی مذکور به واسطه شستشوی سدیم، کلسیم و منیزیم از سنگ‌های دارای سیلیکات آلومینیوم به‌وجود می‌آید. پتاسیم مورد نیاز این دگرسانی جهت تشکیل سرسیت (میکای سفید دانه‌ریز) معمولاً از هیدرولیز فلدسپات‌های موجود در سنگ تأمین می‌شود. دگرسانی سرسیتی را یک متاسوماتیسم H^+ در دمای متوسط (۳۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد) دانسته‌اند. کانی‌های مهم این دگرسانی شامل سرسیت، کوارتز، پیریت، پیروفیلیت، دیکیت و کائولینیت است. در صورت افزایش فلدسپار پتاسیم و بیوتیت ثانویه، گرسانی سرسیتی به دگرسانی پتاسیک و در صورت افزایش کانی‌های رسی به دگرسانی آرژیلیک تبدیل می‌شود. این دگرسانی زمانی که محصول دگرسانی گرمابی باشد، در پی‌جویی و تعیین موقعیت مواد معدنی می‌تواند نقش داشته باشد (نجف‌زاده و همکاران، ۱۳۹۰).



شکل ۲-۱۲- تصویر صحرایی از دگرسانی فیلیک.

۲-۷-۳- تورمالینی شدن

تورمالین مهم‌ترین کانی بور (B) در سنگ‌های گرانیتی، پگماتیتی و انواع دیگر سنگ‌ها است. رگه‌های تورمالین‌دار اغلب با انواع مختلف نهشته‌های ماگمایی- گرمابی، شامل انواع رگه‌های مرتبط با سنگ‌های گرانیتوئیدی، گرایزن، جانشینی، اسکارن و نهشته‌های پورفیری که منشأ اقتصادی برای عناصر W، Mo، Cu، Au و دیگر فلزات است، همراه هستند (شکل ۲-۱۳). زیرا رگه‌های تورمالین از این نوع، توسط تقابل سیالات گرمابی غنی از بور با سنگ‌های میزبان مختلف، در مناطق گرانیتی تشکیل می‌شوند (ریس و همکاران، ۲۰۰۴). تورمالین ممکن است به عنوان یک کانی اولیه ماگمایی متبلور شود و یا به عنوان یک کانی در شرایط انتقال از مرحله سولیدوس تأخیری (ماگمایی) تا ساب سولیدوس آغازی (گرمابی) تشکیل شود (بورانیک و نواک^۸، ۲۰۰۶).

سنگ‌های گرانیتوئیدی کوه زر واقع در جنوب شرق دامغان، حاوی رگه‌های فراوان کوارتز- تورمالین به رنگ سیاه هستند. توده گرانیتوئیدی کوه زر با سن پس از ائوسن و به گمان ائوسن پسین- اولیگوسن، یکی از توده‌های گرانیتوئیدی متعددی است که در نوار ماگمایی این منطقه واقع شده است. رگه‌های کوارتز- تورمالین در این توده با کانی‌زایی طلا همراه هستند.



شکل ۲-۱۳- تصویری از نمونه‌های دارای دگرسانی تورمالینی به همراه فیروزه.

تشکیل فیروزه در منطقه کوه زر به صورت رگه‌ای، رگچه‌ای و گاهی پوششی در همیافتی با آلونیت‌های سبز گزارش شده است. در گستره معدنی باغو- کوه زر، دگرسانی‌های گرمابی گسترش زیادی دارند. دگرسانی‌های فوق میزبان کانسار مس- طلا و فیروزه کوه زر هستند. همیافتی تورمالین و فیروزه در رگچه‌ها در گستره دگرسانی معدن از موارد کمیاب کانیایی است.

فصل سوم

پتروگرافی

مقدمه

مطالعات پترولوژی به منظور شناخت شرایط تشکیل، منشأ و موقعیت ساختمانی سنگ‌ها در حال حاضر، در درجه اول وابسته به مطالعات پتروگرافی و بررسی‌های صحرایی است. به طوری که بررسی‌های دقیق و جامع ژئوشیمیایی بدون در نظر گرفتن مطالعات پتروگرافی نمی‌تواند جواب‌گوی پتروژنز دقیق سنگ‌ها باشد و بررسی میکروسکوپی سنگ‌ها و ژئوشیمی آن‌ها مکمل یکدیگرند. امروزه پترولوژی بیشتر از پتروگرافی نیازمند بررسی میکروسکوپی سنگ‌ها است (شلی، ۱۹۹۳) زیرا تغییرات ژئوشیمیایی سنگ‌ها بایستی با زمین‌شناسی صحرایی و ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها تعبیر و تفسیر شود (قربانی، ۱۳۸۵). در این فصل خصوصیات پتروگرافی، در توده گرانیتوئیدی کوه زر مورد بررسی قرار گرفته است. به منظور مطالعات پتروگرافی تعداد ۳۹ مقطع نازک از بخش‌های مختلف تشکیل‌دهنده توده نیمه‌عمیق کوه زر تهیه شد و مورد مطالعه قرار گرفت. در ادامه خصوصیات کانی‌شناسی و پتروگرافی هر کدام از واحدهای سنگی تشریح می‌شود. به طور کلی توده گرانیتوئیدی کوه زر، دارای ترکیب میکرودیوریت-گرانودیوریت است که با نفوذ به داخل توالی آتشفشانی-رسوبی منطقه موجب متاسوماتیسم و دگرسانی گسترده‌ای در منطقه شده است. دگرسانی باعث تغییرات بافتی و کانی‌شناسی در سنگ‌های اولیه و ماگمایی شده است. در این بخش 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، ۱۹۹۴).

علائم اختصاری	نوع کانی	علائم اختصاری	نوع کانی
Plg	پلاژیوکلاز	Chl	کلریت
Qtz	کوارتز	Hb	هورنبلند
Kfs	آلکالی فلدسپار	Px	پيروكسن
Mt	منیتیت	Opq	اپک
Ht	هماتیت	Ap	آپاتیت
Sph	اسفن	Epd	اپیدوت
Bio	بیوتیت		

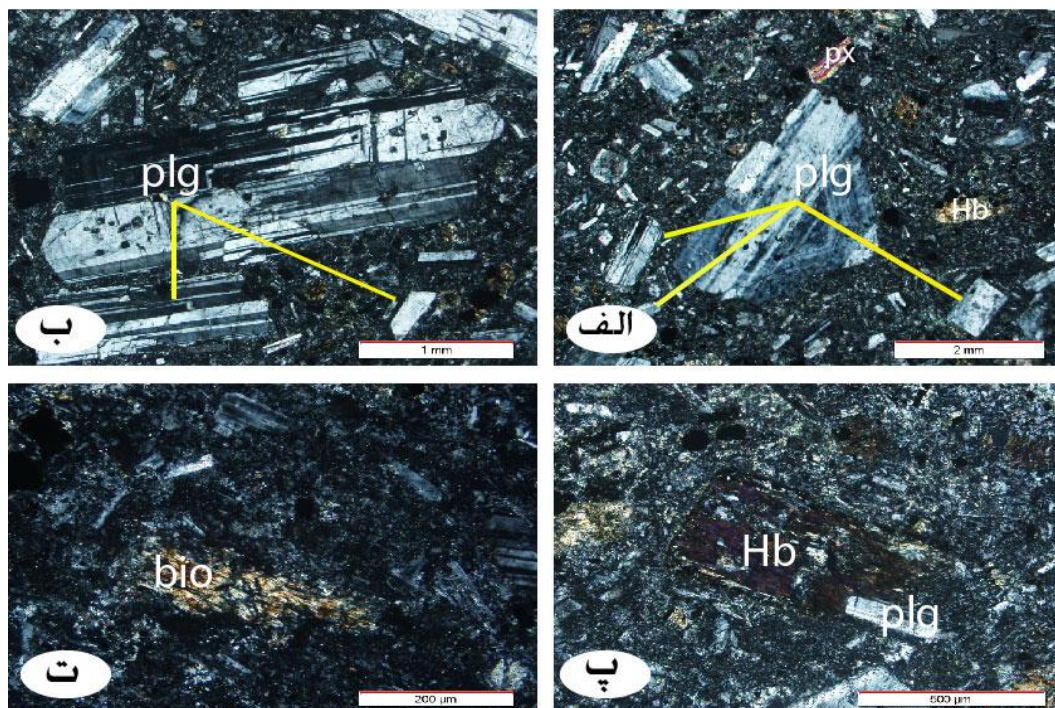
۳-۱- سنگ‌های آتشفشانی آئوسن

۳-۱-۱- آندزیت

آندزیت‌ها سنگ‌های ولکانیک غالب در منطقه را شامل می‌شوند و رنگ عمومی آن‌ها در نمونه دستی خاکستری تیره تا خاکستری مایل به سبز است. در بررسی مقاطع نازک، با توجه به اندازه بلورها، نشان‌دهنده بافت غالب از نوع پورفیری با حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت هستند (شکل ۳-۱ الف). بافت پورفیری به طور معمول نشان‌دهنده توقف و تبلور ماگما در آشیانه ماگمایی در حین صعود ماگما از گوشته به سطح زمین بوده (گیل، ۲۰۱۰) و درشت بلورها در هنگام توقف ماگما در آشیانه ماگمایی شکل می‌گیرند. گدازه آندزیتی دارای بلورهای درشت و فراوان پلاژیوکلاز شکل‌دار تا بی‌شکل بوده که تا حدودی سریسیتی و به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. این کانی ماکل پلی‌سینتتیک و ساخت منطقه‌ای دارد (شکل ۳-۱ الف و ب). پلاژیوکلازها در تشکیل انواع سنگ‌ها شرکت دارند و نسبت به فلدسپات‌های پتاسیم توزیع گسترده‌تری دارند.

مهم‌ترین کانی‌های فرومنیزین در سنگ‌های آندزیتی، هورنبلند سبز و اکسی هورنبلند هستند. در برخی مقاطع بلورهای هورنبلند دارای حاشیه سیاه‌رنگی در اطراف خود می‌باشند (شکل ۳-۱ پ). این پدیده را معمولاً اوپاسیتی شدن می‌گویند. به علت برداشته شدن فشار در هنگام صعود مذاب، اکسی هورنبلند

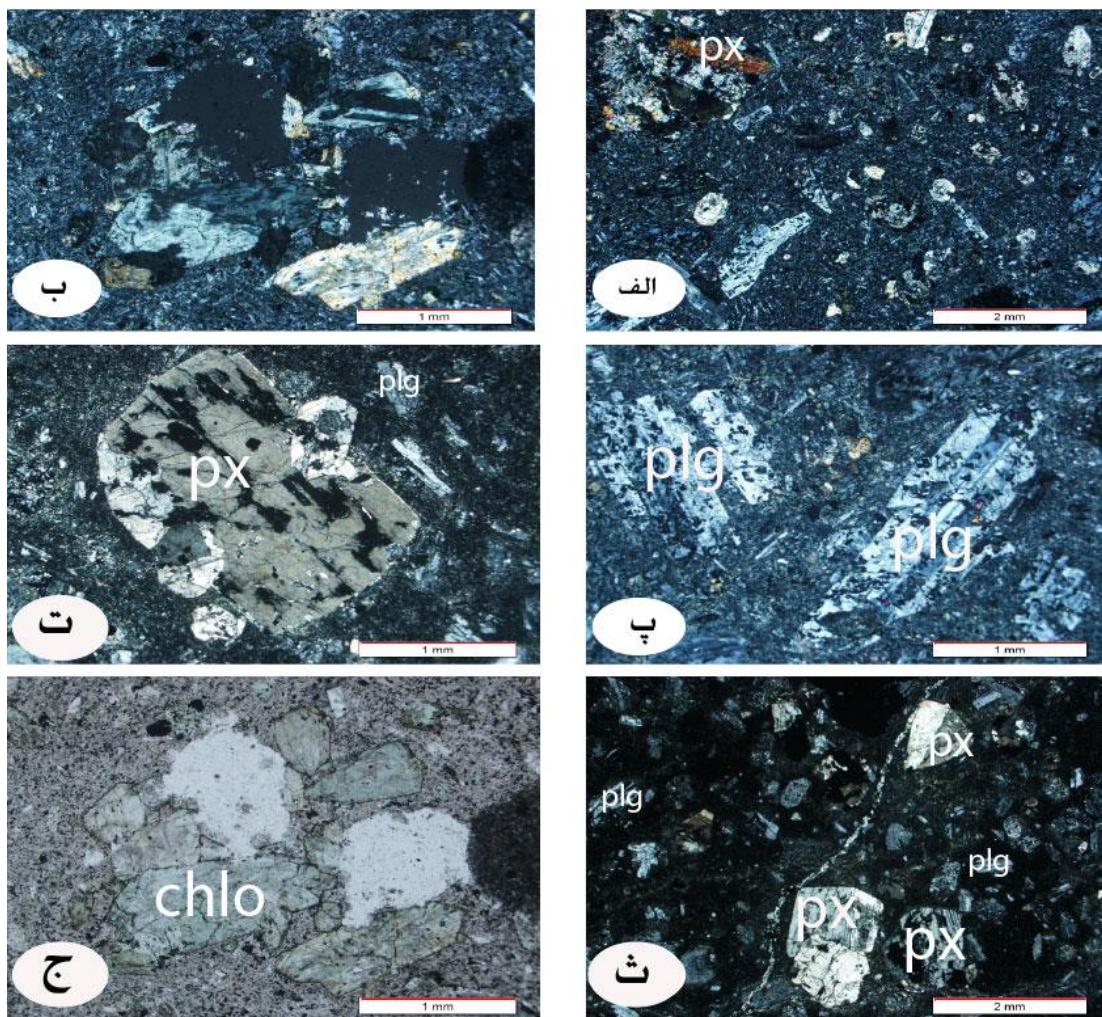
تشکیل شده در درون زمین با ماگما در حالت تعادل قرار نمی‌گیرد. این امر باعث نوعی تخریب شبکه با تشکیل جدید یک آمیخته متراکم، بیشتر از منیتیت، هماتیت، کلینوپیروکسن‌های حاوی آهن و سایر کانی‌های مشابه می‌گردد که آن را اوپاسیتیزه شدن می‌نامند که بیشتر از اطراف به پیش می‌رود (حاشیه تیره) و ممکن است تمام بلور را در برگیرد (مهرابی، ۱۳۷۴). هورنبلند معمولاً به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، در مقاطع طولی کشیده، سوزنی و میله‌ای شکل مشاهده می‌شوند. بلورهای بیوتیت نیز دگرساں شده و کلریتی شده است (شکل ۱-۳ ت).



شکل ۱-۳- تصاویر میکروسکوپی از بافت و کانی‌های موجود در واحد آندزیتی؛ الف) تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری و پلاژیوکلاز حاوی منطقه‌بندی؛ ب) تصویر میکروسکوپی از ماکل‌های پلی‌سنتتیک و کارلسباد در بلور پلاژیوکلاز؛ پ) تصویر میکروسکوپی از کانی هورنبلند اپسیت‌ه شده؛ ت) تصویر میکروسکوپی از کانی بیوتیت دگرساں شده به کلریت.

۳-۱-۲- بازالت

بازالت‌ها در نمونه دستی به رنگ کاملاً تیره دیده می‌شوند. بافت غالب بازالت‌ها پورفیری، گلوپورپورفیری است (شکل ۳-۲ الف و ب). محققین مختلف حضور درشت بلور در داخل یک زمینه دانه‌ریز و تشکیل بافت پورفیری به عنوان یک فرآیند چندزادی تفسیر نموده‌اند. احتمالاً سازوکار ایجاد این بافت حداقل شامل سه مرحله اصلی، سرد شدن مذاب در اعماق زیاد (تشکیل درشت بلورها)، متوسط (تشکیل میکروولیت‌ها) و در سطح زمین تشکیل شیشه است. ابتدا در آشیانه ماگمایی موجود در اعماق زمین، تعداد کمی هسته در دمای زیر لیکیدوس مذاب تشکیل می‌شود. سپس رشد این هسته‌ها فنوکریست‌های نسبتاً بزرگی را تولید می‌کند. صعود ماگما به داخل آشیانه ماگمایی کم‌عمق و توقف کوتاه مدت مذاب به داخل این آشیانه‌ها باعث رشد لایه‌های جدید بر روی درشت بلورهای قبلی و بزرگ‌تر شدن آن‌ها و همچنین هسته‌بندی و رشد میکروولیت‌ها می‌گردد. در نهایت، خروج ماگما در سطح زمین و کاهش سریع دمای آن، منجر به انجماد گدازه و تشکیل زمینه‌ای شیشه‌ای یا بسیار دانه ریز در اطراف فنوکریست‌ها و میکروولیت‌ها و ایجاد بافت هیالومیکروولیتی پورفیری می‌شود (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده بازالت‌ها، پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌باشند. پلاژیوکلاز، به عنوان فراوان‌ترین کانی به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، میکروولیت و فنوکریست دیده می‌شود. به دلیل دگرسانی در بعضی از مقاطع، پلاژیوکلازها در حال تجزیه به سریسیت و با ماکل کارلسباد و پلی‌سنتتیک هستند (شکل ۳-۲ پ). پیروکسن، مهم‌ترین کانی مافیک سنگ‌های بازالتی به شمار می‌آید. پیروکسن از نوع اوژیت است که به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در بین بلورهای پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲ ت و ث). از دیگر کانی‌های مشاهده شده در بازالت‌ها می‌توان به کانی‌های اپک و کانی‌های ثانویه (کلسیت، سرسیت و کلریت) اشاره نمود (شکل ۳-۲ ج).



شکل ۳-۲- تصاویر میکروسکوپی از بافت و کانی‌های موجود در بازالت‌های میزبان توده گرانیتوئیدی کوه زر؛ الف) تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری؛ ب) تصویر میکروسکوپی از بافت گلوپورفیری؛ پ) تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلازهای دگرسان‌شده؛ ت) تصویر میکروسکوپی از بلور پیروکسن؛ ث) تصویر میکروسکوپی از بلور پیروکسن در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز؛ ج) تصویر میکروسکوپی از نمونه‌های دگرسان‌شده به کلریت.

۳-۲- توده نفوذی

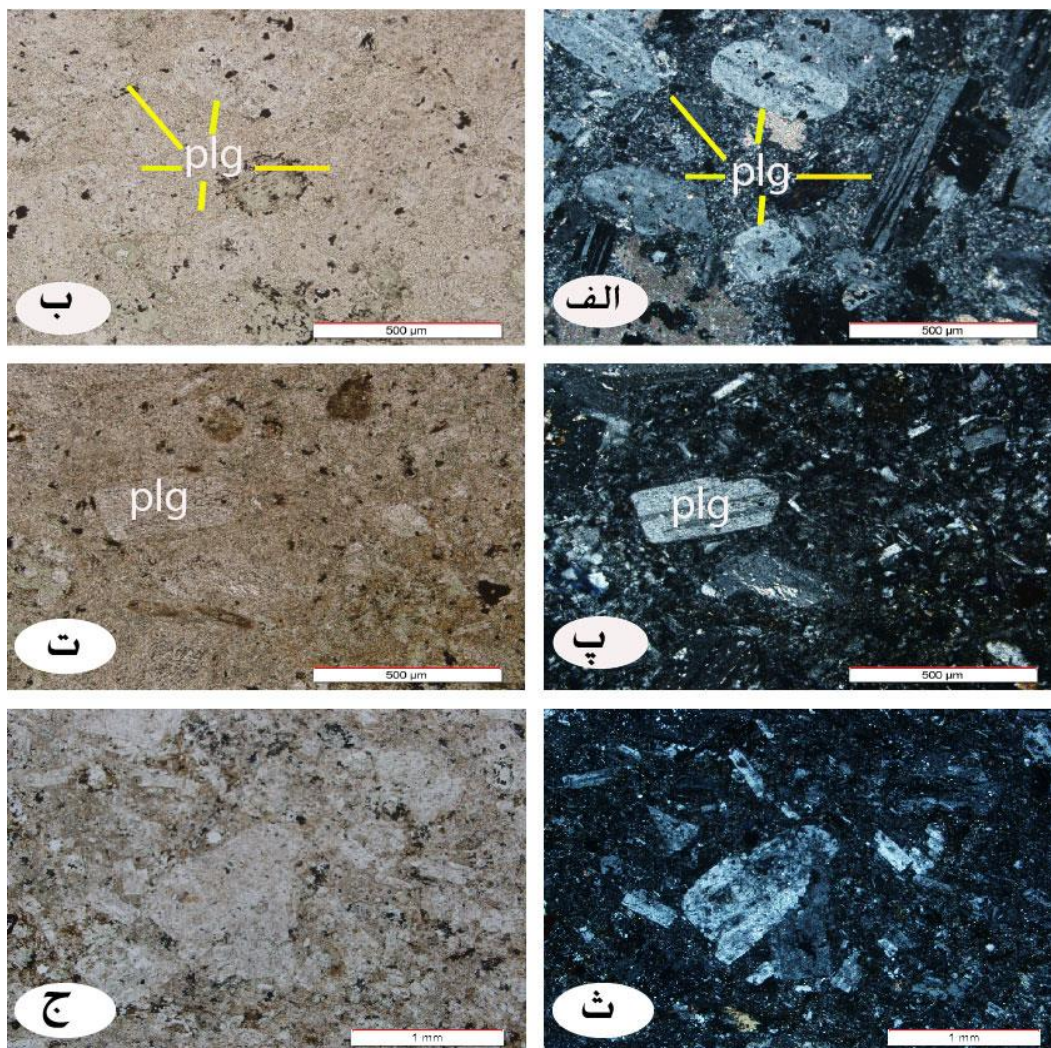
۳-۲-۱- واحد میکرودیوریت

در مقاطع میکروسکوپی، بافت غالب میکرودیوریت‌ها پورفیری می‌باشد و حاوی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت است. در واحد میکرودیوریتی کوه زر نمونه‌های سالم و عاری از دگرسانی

بسیار اندک هستند و دگرسانی‌های آرژیلیک، سریسیتی شدن و تورمالینی شدن با شدت‌های مختلف مشاهده می‌شود. نمونه‌های حاصل از دگرسانی آرژیلیک دارای زمینه‌ی خاکی رنگ می‌باشند که در اصطلاح کائولینیتی شدن می‌نامند. وجود کانی‌های ثانویه مانند کلریت، پیروفیلیت نشانگر وجود این دگرسانی در این سنگ‌هاست. کانی‌های اپک، اسفن و تورمالین از جمله کانی‌های فرعی موجود در این واحد سنگی می‌باشد.

۳-۲-۱-۱- بافت

بررسی مقاطع میکروسکوپی نشان می‌دهد که بافت پورفیری بافت غالب در این واحد است که ماهیت نیمه‌عمیق این توده را توجیه می‌کند. بافت پورفیری در واحد میکرودیوریتی نشان از آن دارد که این سنگ‌ها طی دو مرحله سرد شده‌اند به صورتی که فنوکریست‌ها در طی صعود ماگما متبلور شده‌اند و پس از رسیدن ماگما به سطوح بالاتر پوسته دمای محیط به سرعت کاهش یافته و زمینه دانه ریز را در سنگ ایجاد کرده است. از دیگر بافت‌های موجود در این واحد می‌توان بافت گلومروپورفیری را نام برد (شکل ۳-۳). به علت عملکرد دگرسانی در این سنگ‌ها، بسیاری از شواهد بافتی از بین رفته و کانی‌های اولیه با کانی‌های ثانویه مثل تورمالین، کلریت و کلسیت جایگزین شده‌اند.

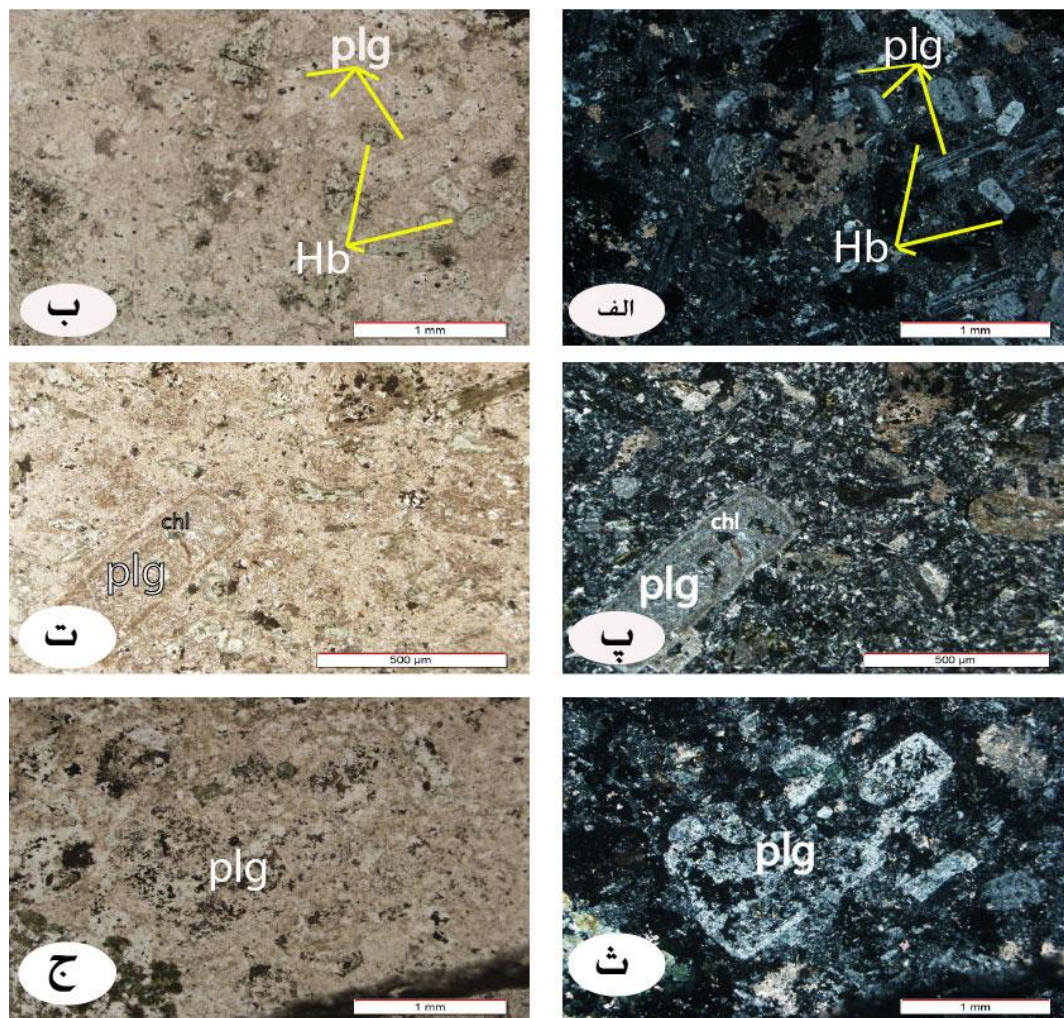


شکل ۳-۳- بافت‌های موجود در واحد میکرودیوریتی؛ الف) تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری شامل بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریز متشکل از کانی‌های دانه ریز (نور xpl؛ ب) تصویر الف در نور ppl؛ پ) تصویر میکروسکوپی دیگری از بافت پورفیری در نور xpl؛ ت) تصویر پ در نور ppl؛ ث) تصویر میکروسکوپی از بافت گلوپورفیری در نور xpl؛ ج) تصویر ث در نور ppl.

۳-۲-۱-۲- کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز: در واحد میکرودیوریتی پلاژیوکلازها عموماً به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، هم به صورت فنوکریست و هم به صورت ریز بلور در سنگ وجود دارد. این کانی دارای ماکل‌های کارلسباد و پلی‌سنتیک می‌باشد (شکل ۳-۴ الف و ب). حضور ادخال‌هایی از نوع کلریت در درون پلاژیوکلاز در این

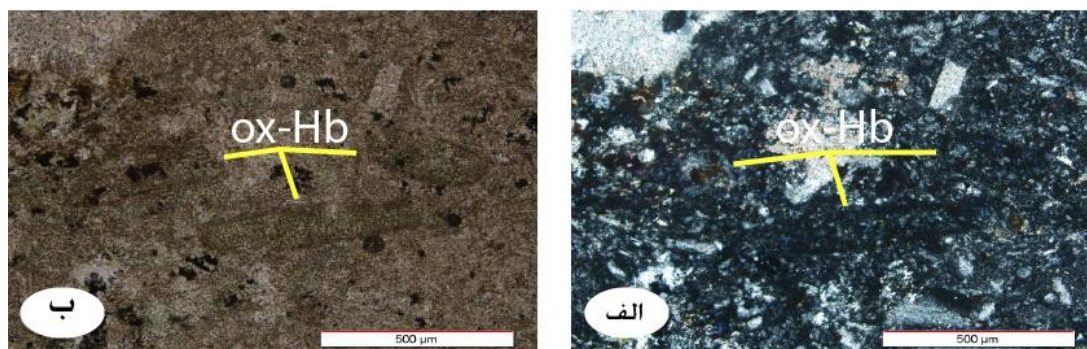
واحد سنگی قابل مشاهده است (شکل ۳-۴ پ و ت). در اغلب مقاطع پلاژیوکلازها دگرسان و سرسیتی شده‌اند و پلاژیوکلازهای سالم کمتر دیده می‌شود (شکل ۳-۴ ث و ج).



شکل ۳-۴- تصویر میکروسکوپی از کانی پلاژیوکلاز موجود در میکرودیوریت‌ها؛ الف) تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلاز-های شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار با ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسباد در نور xpl؛ ب) تصویر الف در نور ppl؛ پ) تصویری از وجود ادخال در کانی پلاژیوکلاز در نور xpl؛ ت) تصویر پ در نور ppl؛ ث) تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلازهای دگرسان در نور xpl؛ ج) تصویر د در نور ppl.

اکسی هورنبلند: اکسی هورنبلند فراوان‌ترین کانی مافیک سنگ‌های تشکیل‌دهنده این توده نیمه-

عمیق است. این کانی به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در این واحد سنگی دیده می‌شود که غالب فنوکریست‌های آن دارای حاشیه سوخته می‌باشند (شکل ۳-۵). این پدیده را می‌توان به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب در ضمن تشکیل کانی و از دست رفتن آب در خلال بالا آمدن ماگما نسبت داد (بست، ۲۰۰۳). همچنین این پدیده نیز ممکن است مربوط به صعود سریع ماگما و کاهش فشار باشد.

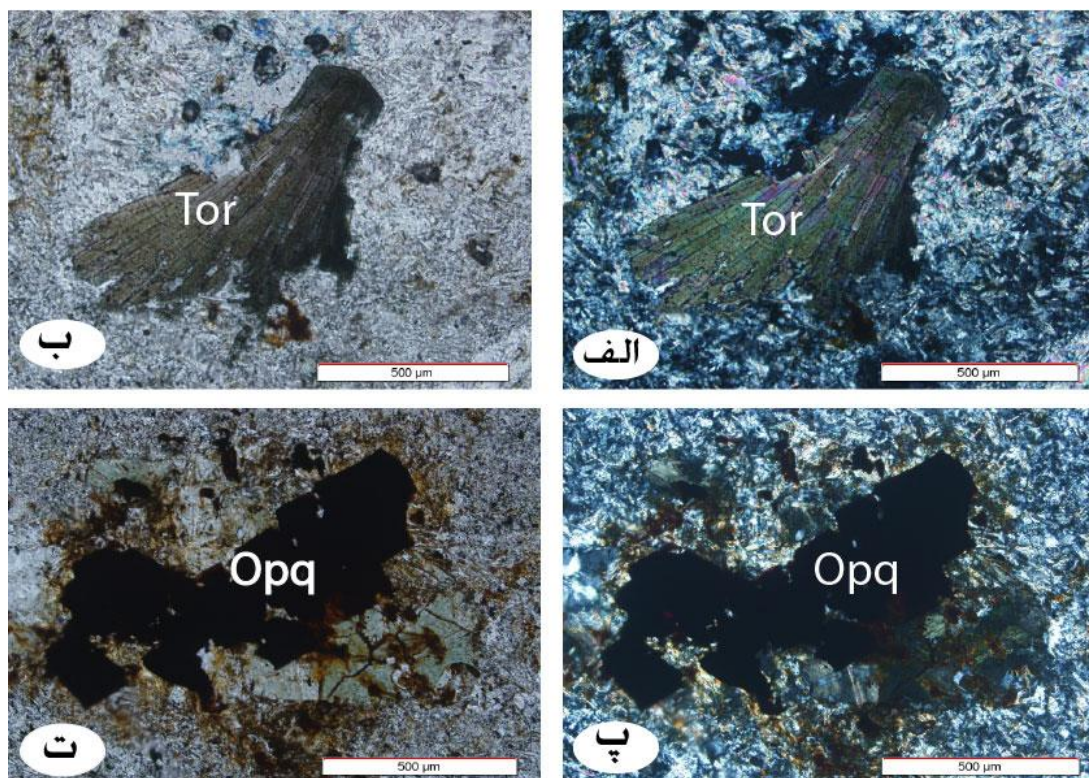


شکل ۳-۵- الف) تصویر میکروسکوپی از کانی اکسی‌هورنبلند در نور xpl در واحد میکرودیوریتی؛ ب) تصویر الف در نور ppl.

۳-۲-۱-۳- کانی‌های فرعی

از نوع زیرکن، کوارتز، تورمالین و اپک هستند. زیرکن یکی از کانی‌های فرعی موجود در واحد میکرودیوریت می‌باشد که به صورت خودشکل می‌باشد. کوارتز به صورت بلورهای ریز در زمینه این سنگ‌ها دیده می‌شود که در زمینه سنگ به سختی قابل تشخیص هستند. تورمالین یکی از فراوان‌ترین کانی‌های فرعی موجود در واحد میکرودیوریتی می‌باشد که به اشکال گوناگون از جمله دسته جارویی دیده می‌شود (شکل ۳-۶ الف و ب). کانی‌های اپک به صورت فرعی در اکثر نمونه‌های این واحد سنگی

دیده می‌شود. این کانی به صورت پراکنده در زمینه سنگ حضور دارد و عموماً به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند (شکل ۳-۶ پ و ت).

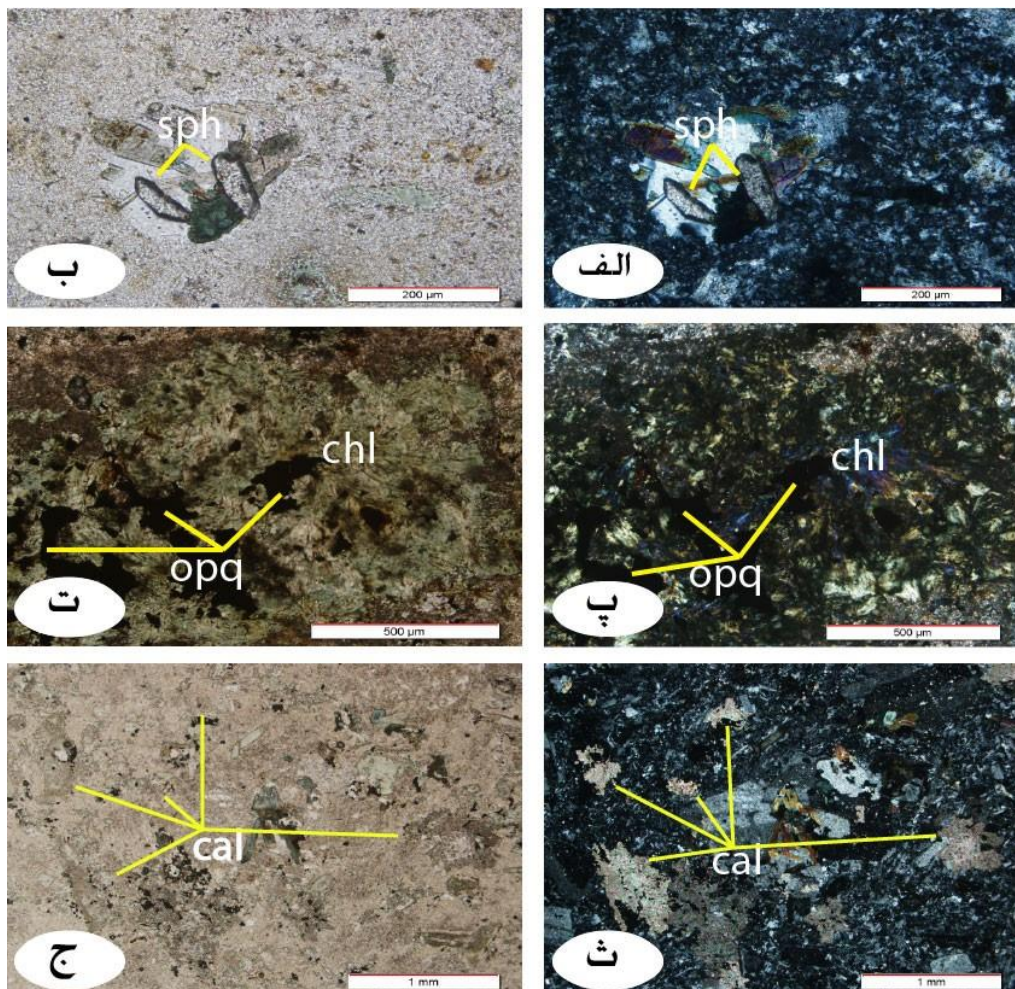


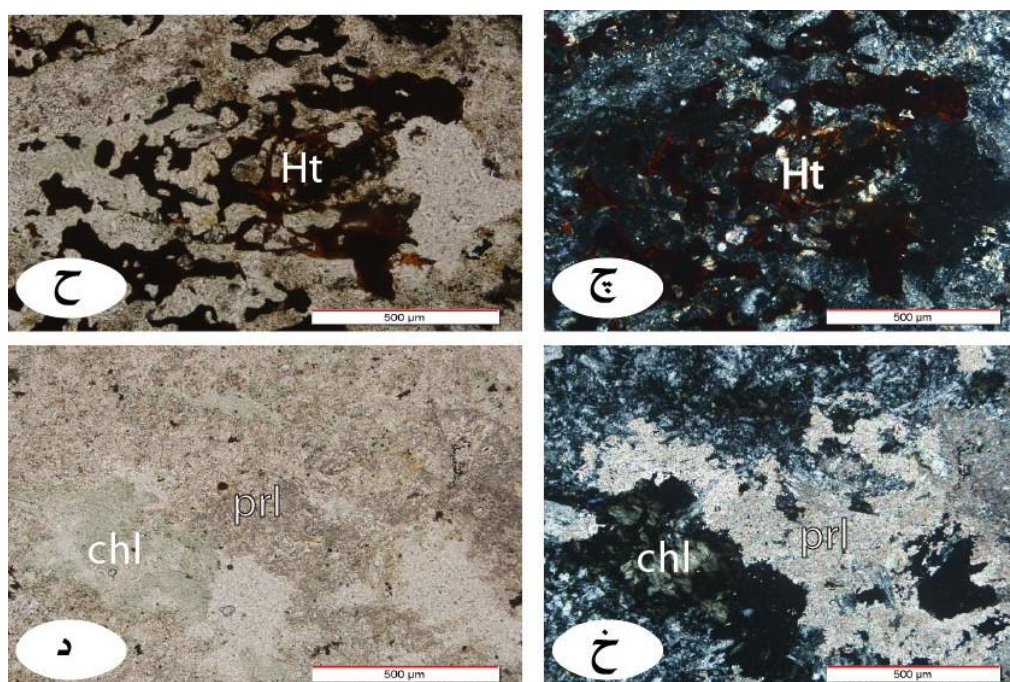
شکل ۳-۶- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های فرعی موجود در میکرودیوریت‌ها؛ الف) تصویر میکروسکوپی از کانی تورمالین خورشیدی در نور xpl؛ ب) تصویر الف در نور ppl؛ پ) تصویر میکروسکوپی از کانی اپک در نور xpl؛ ت) تصویر پ در نور ppl.

۳-۲-۱-۴- کانی‌های ثانویه

شامل اسفن، کلریت، کلسیت، اکسید آهن و پیروفیلیت می‌باشد. اسفن از جمله کانی‌هایی است که به صورت ثانویه در میکرودیوریت‌ها دیده می‌شود که مقدار آن در این واحد سنگی کم و به صورت نیمه-شکل‌دار مشاهده می‌شود (شکل ۳-۷ الف و ب). کلریت‌های موجود در میکرودیوریت‌ها به صورت شعاعی در متن سنگ پراکنده‌اند (شکل ۳-۷ پ و ت). کلریتی شدن شایع‌ترین دگرسانی رخ داده در واحد سنگی

مذبور می‌باشد. حضور این کانی را باید حاصل عملکرد فرآیندهای ثانویه بر روی این سنگ‌ها دانست. کلریت در دمای پایین تا متوسط در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز، بیوتیت و اکسی‌هورنبلند تشکیل می‌شود. کلسیت هم به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل در متن سنگ پراکنده شده است (شکل ۷-۳ ث و ج). اکسیدهای آهن غالباً به صورت بی‌شکل در این واحد سنگی مشاهده می‌شود (شکل ۷-۳ چ و ح). پیروفیلیت از جمله کانی‌های رسی است که به صورت صفحه‌ای در زیر میکروسکوپ مشاهده می‌شود (شکل ۷-۳ خ و د).





شکل ۳-۷- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های ثانویه موجود در واحد میکرودیوریتی؛ الف) تصویر میکروسکوپی از کانی اسفن در نور xpl؛ ب) تصویر الف در نور ppl؛ پ) تصویری از کلریت شعاعی در نور xpl؛ ت) تصویر پ در نور ppl؛ ث) تصویری از کانی کلسیت موجود در واحد میکرودیوریتی در نور xpl؛ ج) تصویر ج در نور ppl؛ چ) تصویری از اکسید آهن در نور xpl؛ ح) تصویر ح در نور ppl؛ خ) تصویر میکروسکوپی از کانی پیروفیلیت و کلریت شعاعی در نور xpl؛ د) تصویر د در نور ppl.

۳-۲-۲- واحد گرانودیوریت

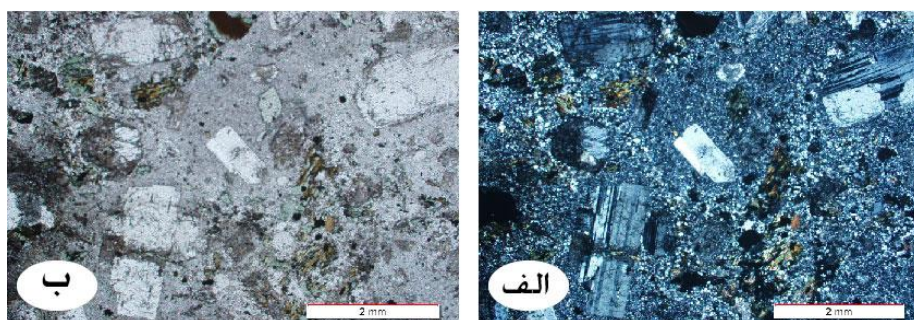
در مقاطع میکروسکوپی بافت غالب گرانودیوریت‌ها دانه‌ای و پورفیروئیدی است. فراوان‌ترین کانی موجود در گرانودیوریت‌ها، پلاژیوکلاز است که به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل و از اندازه‌های ریز تا درشت همراه ماکل کارلسباد در سنگ یافت می‌شود و عمدتاً به سریسیت و کلسیت دگرسان شده‌اند. گرانودیوریت‌ها دارای مقدار بیشتری پلاژیوکلاز و مقدار کمتری ارتوکلاز هستند. سریسیت در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز ایجاد می‌شود. فلدسپار پتاسیک (ارتوکلاز) شکل خاصی ندارد و در متن سنگ به صورت دربرگیرنده سایر کانی‌ها یافت می‌شود و در برخی دارای اذخال‌هایی از سریسیت و کلسیت می‌باشد. بیوتیت اصلی‌ترین کانی مافیک سنگ‌های گرانودیوریتی است که خودشکل تا بی‌شکل می‌باشد.

برخی بلورهای بیوتیت به کلریت تجزیه شده‌اند. کوارتزها به صورت دانه‌های ریز تا درشت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دارای خلیج‌خوردگی در متن سنگ‌های گرانودیوریتی نمایان هستند. کانی‌های اپک (مگنتیت) و تورمالین از جمله کانی‌های فرعی می‌باشند که در این سنگ وجود دارند. همچنین کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی شامل کلریت، کلسیت، سیریسیت و پیروفیلیت هستند.

۳-۲-۱- بافت

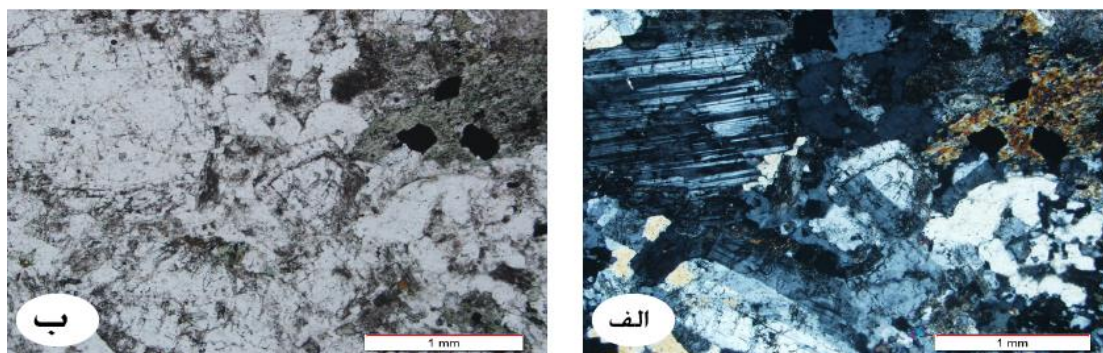
شواهد پتروگرافی نشان می‌دهد که بافت پورفیروئیدی از بافت‌های غالب است که به نظر می‌رسد به علت ماهیت نیمه‌عمیق بودن توده مورد مطالعه باشد. بافت‌های گرانولار و پوئی‌کلیتیک از دیگر بافت‌های مشاهده شده در این واحد است.

بافت پورفیری: اگر بلورهای درشت اولیه در زمینه‌ای از دانه‌های ریز یا شیشه غوطه‌ور باشند بافت مزبور را پورفیری می‌نامند. زمینه این بافت در این‌گونه سنگ‌ها (سنگ‌های آذرین بیرونی) خمیره^۹ می‌گویند و بلورهای درشت موجود را فنوکریست می‌نامند. در این واحد کانی‌های بیوتیت، پیروکسن، آمفیبول، بلورهای تخته‌ای درشت پلاژیوکلاز و ارتوز در زمینه‌ای دانه ریز متشکل از بلورهای فلدسپار و کوارتز قرار دارد (شکل ۳-۸).



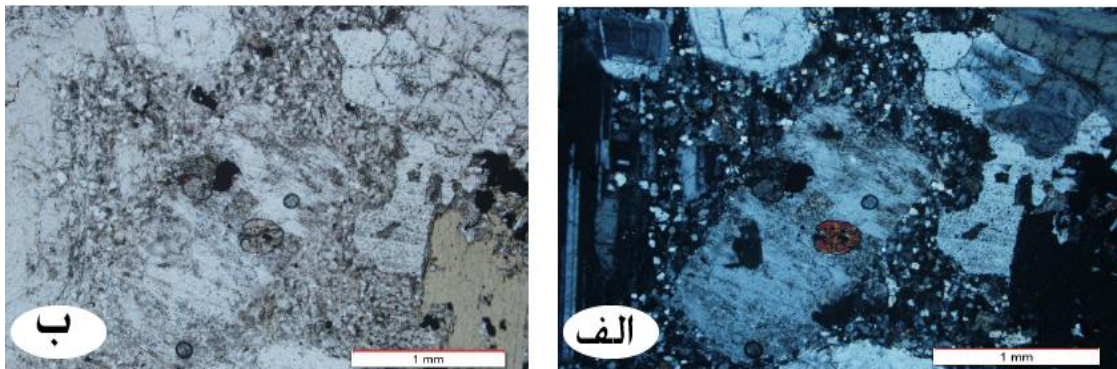
شکل ۳-۸- تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری موجود در واحد گرانودیوریت؛ الف) تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری در نور xpl؛ ب) تصویر الف در نور ppl.

بافت دانه‌ای (Granular Texture): وقتی که کانی‌های یک سنگ کم و بیش در یک اندازه متبلور می‌شوند بافت را دانه‌ای یا گرانولار می‌گویند. بسیاری از سنگ‌های پلوتونیک حاوی گرانولار درشت تا متوسط هستند. بلورهای درشت این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز، ارتوز و کوارتز و کانی‌های مافیک (بیوتیت و آمفیبول) تشکیل شده است (شکل ۳-۹).



شکل ۳-۹- تصویر میکروسکوپی از بافت دانه‌ای موجود در واحد گرانودیوریت؛ الف) در نور xpl؛ ب) نور ppl.

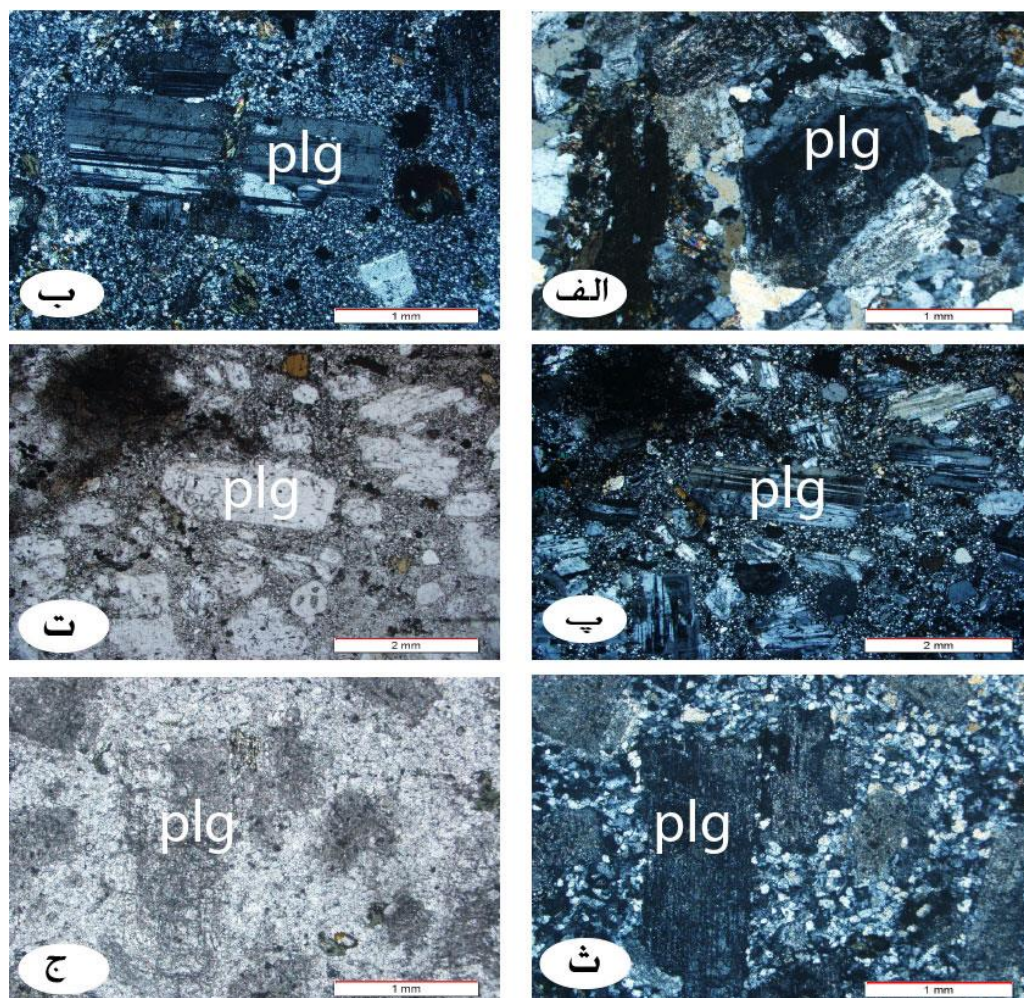
بافت پوئی‌کلیتیکی: به این بافت، بافت غربالی نیز گفته می‌شود به صورتی که بلورهای کانی‌های ریز در داخل بلورهای درشت کانی دیگر وارد شده باشد. این بافت می‌تواند از تبلور یک ماده مذاب فلسیک‌تر یا مذاب آب‌دار، پس از تبلور بلورهای بسیار کوچک و سریعاً تشکیل شده پلاژیوکلاز، بیوتیت و پیروکسن در سیستم‌های ماگمایی مافیک و در طی پیشرفت و سیستم تحول دو رگه‌ای بوجود آید (باکستر و فرلی، ۲۰۰۲). در این حالت سیستم دو رگه‌ای حاوی بلورهای بسیار ریزی است که با محیط خارج به آرامی سرد می‌شوند و نزدیک به لیکیدوس ماده مذاب بر جای مانده، نتیجه این عمل رشد تعدادی از بلورهای درشت آلکالی فلدسپار می‌باشد که به صورت بافت پوئی‌کلیتیکی بلورهای قدیمی‌تر را در بر می‌گیرند. کانی‌های اذخال، به علت رشد سریع، غالباً به صورت نامنظم مشاهده می‌شوند. با استفاده از این بافت می‌توان روند و ترتیب تبلور کانی‌ها را تعیین نمود (مجیدی، ۱۳۹۲). در این واحد بلورهای آپاتیت و زیرکن به صورت اذخال درون کانی‌های پلاژیوکلاز و بیوتیت قرار دارند (شکل ۳-۱۰).



شکل ۳-۱۰- بافت پوئی کلیتیک در واحد گرانودیوریت؛ الف) ادخال‌هایی از آپاتیت و زیرکن در پلاژیوکلاز و بیوتیت در نور xpl؛ ب) تصویر الف در نور ppl.

۳-۲-۲-۲- کانی‌های اصلی

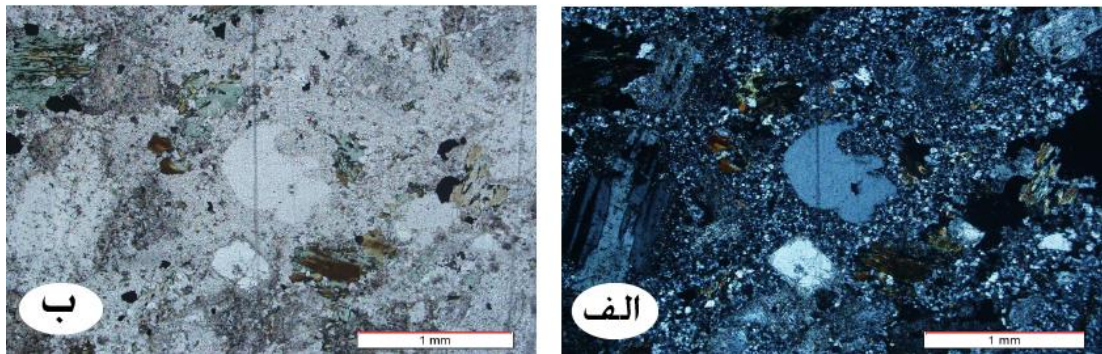
پلاژیوکلاز: بلورهای پلاژیوکلاز دارای اشکال خودشکل تا بی‌شکل، با ماکل پلی‌سنتتیک و یا ساختمان منطقه‌ای است (شکل ۳-۱۱ الف و ب). این کانی دارای آثار خوردگی و تجزیه به کانی‌های ثانویه هستند و ۳۰ تا ۵۰ درصد حجمی سنگ را در نمونه‌های گرانولار و میکروگرانولار تشکیل می‌دهد. در برخی نمونه‌ها از بخش مرکزی، برخی از حاشیه‌ها و در برخی به‌طور نوسانی به سیریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. برخی پلاژیوکلازها ساخت منطقه‌ای از خود نشان می‌دهند که این پدیده بیانگر افت سریع فشار و تغییرات ترمودینامیکی محیط تبلور آن‌هاست (شلی، ۱۹۹۳). در بررسی مقاطع نازک این سنگ‌ها دو نسل پلاژیوکلاز، یک نسل به صورت خودشکل و تقریباً سالم (شکل ۳-۱۱ پ و ت) و نسل دیگر بی‌شکل با حاشیه غربالی دیده می‌شوند (شکل ۳-۱۱ ث و ج). این مسئله حاکی از تحولات با احتمال خیلی زیاد از نوع اختلاط ماگمایی در ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها می‌باشد. ادخال‌های بیوتیت، آپاتیت و زیرکن در آن‌ها وجود دارد. در سنگ‌های گرانودیوریتی کوه زر، پلاژیوکلاز دارای طیف ترکیبی اولیگوکلاز تا آندزین می‌باشد (قربانی، ۱۳۸۴).



شکل ۳-۱۱- تصاویر میکروسکوپی از بلورهای پلاژیوکلاز موجود در واحد گرانودیوریت؛ الف) بافت منطقه‌ای؛ ب) ماکل پلی‌سنتتیک؛ پ) تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری و پلاژیوکلازهای سالم در نور xpl در گرانودیوریت‌ها؛ ت) تصویر پ در نور ppl؛ ث) تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلازهای کائولینیتی شده در نور xpl؛ ج) تصویر د در نور ppl.

کوارتز: بلورهای کوارتز به صورت اشکال بی‌شکل در فضای بین بلورها و در زمینه و در نمونه‌های دارای بافت پورفیریتیک به صورت درشت‌بلورهای گرد شده و خلیجی شکل مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۲). به نظر بورمینگ و همکاران (۲۰۰۱) وجود کوارتزها و آلکالی فلدسپارهای گرد شده در میکروگرانیت‌ها و برخی از گرانیت‌ها نشان‌دهنده آن است که تبلور اولیه این سنگ‌ها در یک مخزن ماگمایی عمیق رخ داده است و حل شدن بخشی این کانی‌ها در اثر برداشت فشار ایزوترمال در یک

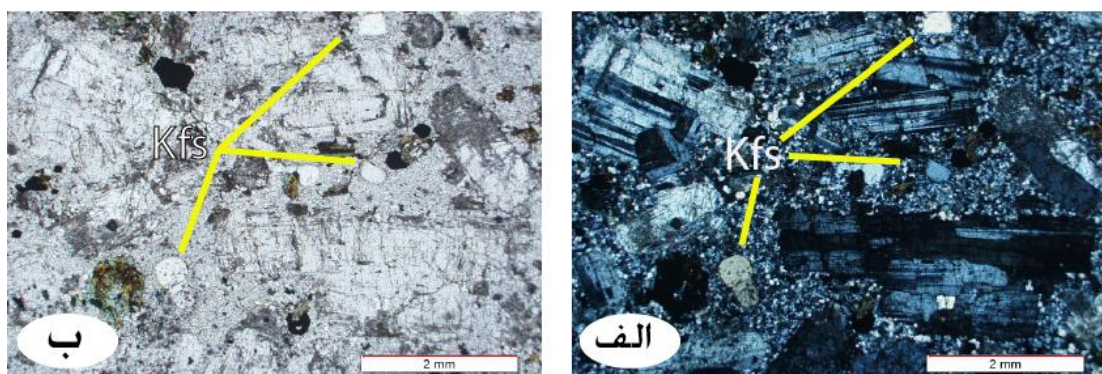
شرایط غیراشباع از آب در طی جایگیری این توده‌های گرانیتی در اعماق کم باعث گردشگری آنها شده است. این کانی ۱۵ تا ۳۰ درصد این سنگ‌ها را شامل می‌شود.



شکل ۳-۱۲- الف) تصویر میکروسکوپی از کوارتز دارای خلیج خوردگی در واحد گرانودیوریت در نور xpl؛ ب) تصویر الف در نور ppl.

آلکالی فلدسپار: نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و ۱۰ تا ۳۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد

(شکل ۳-۱۳). طیف ترکیبی آلکالی فلدسپارها، در سنگ‌های گرانودیوریتی کوه زر بین $Ab_{12.3} Or_{87.7}$ تا $Ab_{11.5} Or_{88.5}$ می‌باشد (قربانی، ۱۳۸۴).

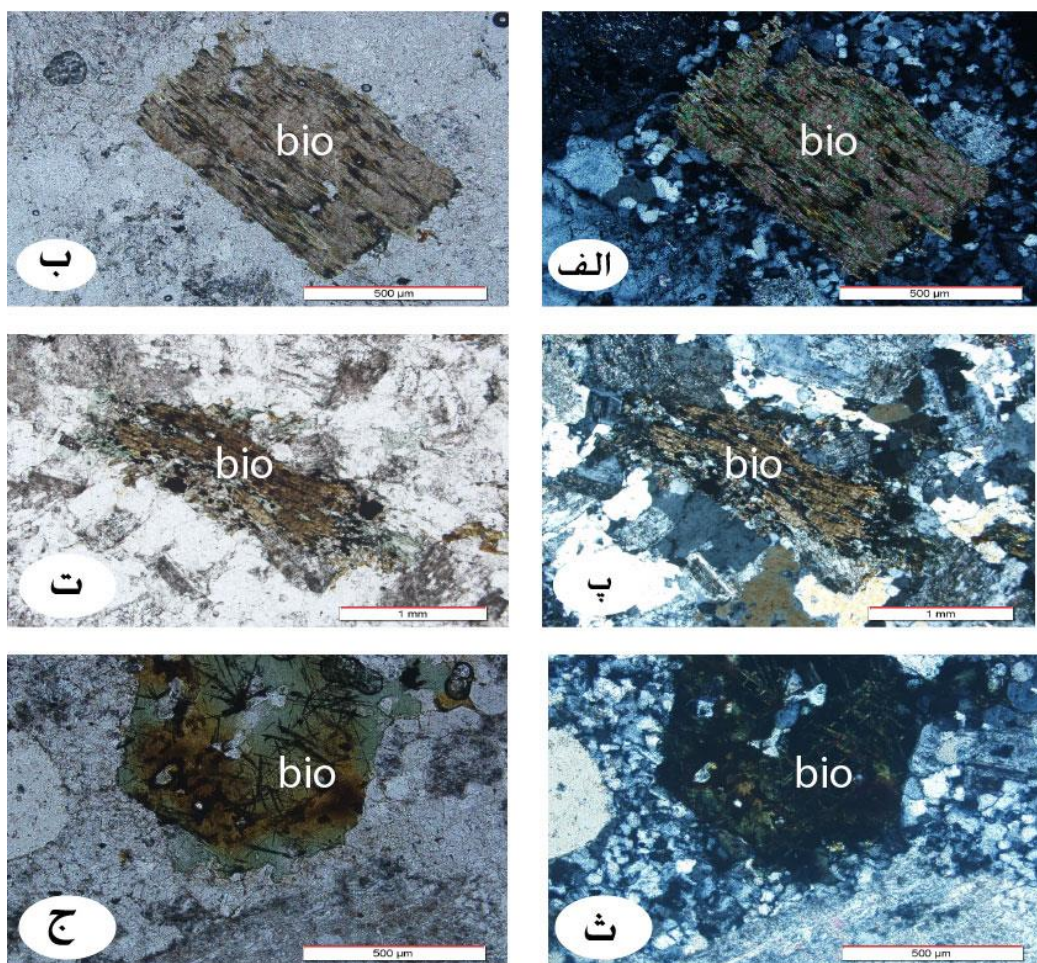


شکل ۳-۱۳- الف) تصویر میکروسکوپی از کانی آلکالی فلدسپار در نور xpl؛ ب) تصویر الف در نور ppl.

بیوتیت: شکل‌دار تا بی‌شکل، غالباً دارای چندرنگی قهوه‌ای تیره و تعداد کمی به رنگ سبز می‌باشند

(شکل ۳-۱۴ الف تا ت). در برخی بلورها این کانی به کلریت، اکسید آهن و اسفن تبدیل شده است. در

مواردی نیز به صورت پوئی کیلیتیکی در داخل پلاژیوکلاز وجود دارد. درصد حجمی بیوتیت در برخی مقاطع بیشتر از آمفیبول است و به نظر می‌رسد که کانی مافیک اصلی آن‌ها در درجه اول بیوتیت و سپس آمفیبول است. پدیده قابل ملاحظه دیگر در کانی بیوتیت، سازئیتی شدن هست که این پدیده در اثر کلسیم آزاد شده از کانی پلاژیوکلاز و ورود آن به کانی بیوتیت و تشکیل روتیل می‌باشد (شکل ۳-۱۴ ث و ج). بیوتیت ۲ تا ۱۰ درصد حجمی گرانودیوریت را به خود اختصاص داده است.

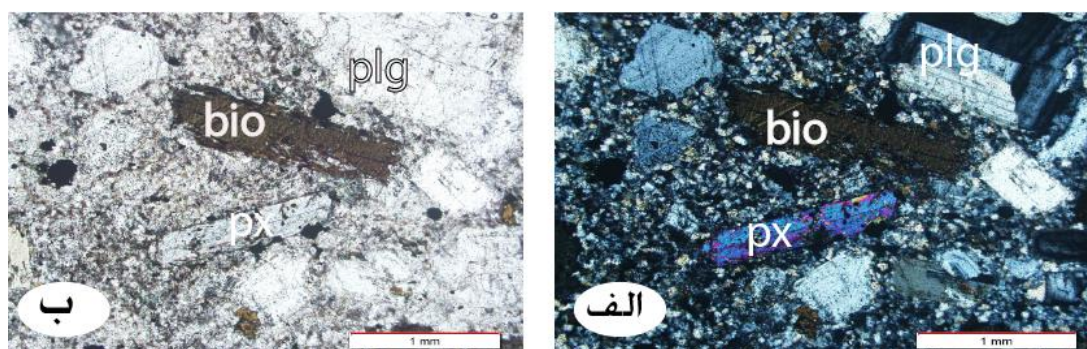


شکل ۳-۱۴- تصاویر میکروسکوپی از کانی بیوتیت؛ الف) کانی بیوتیت سالم در توده گرانیتوئیدی کوه زر در نور xpl؛ ب) تصویر الف در نور ppl؛ پ) کانی بیوتیت دگرسان شده به کلریت در نور xpl؛ ت) تصویر ج در نور ppl؛ ث) تصویر میکروسکوپی از کانی بیوتیت سازئیتی شده در نور xpl؛ ج) تصویر د در نور ppl.

کلینوپیروکسن: به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل به مقدار کم تنها در دو نمونه مشاهده شده و ۱ تا ۶

درصد حجمی را تشکیل می‌دهد (شکل ۳-۱۵). پیروکسن‌ها بر پایه تقسیم‌بندی موریموتو (۱۹۸۸) از

نوع اوژیت و دیوپسید و در گروه کلسیک واقع می‌شوند (قربانی، ۱۳۸۴).

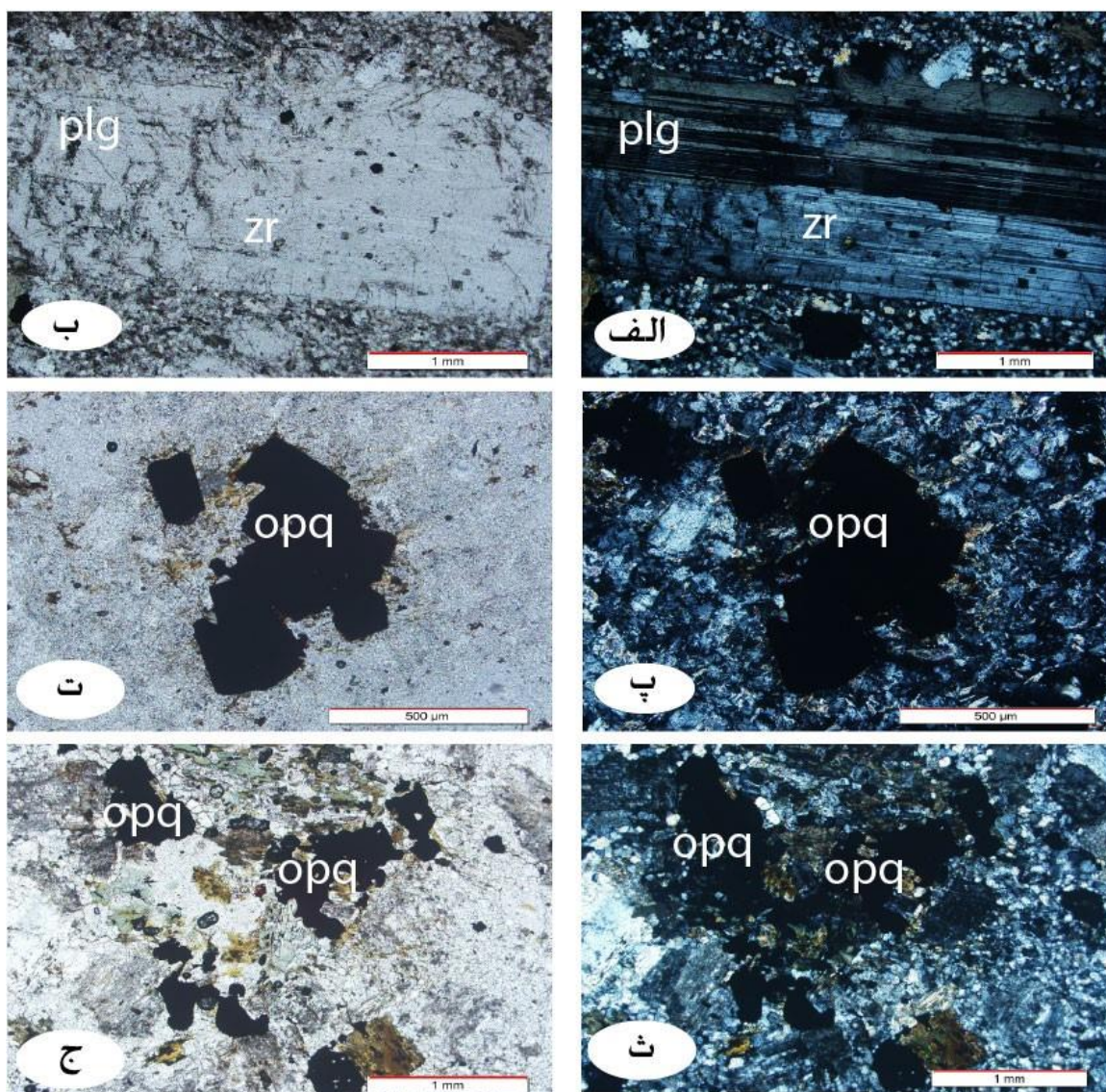


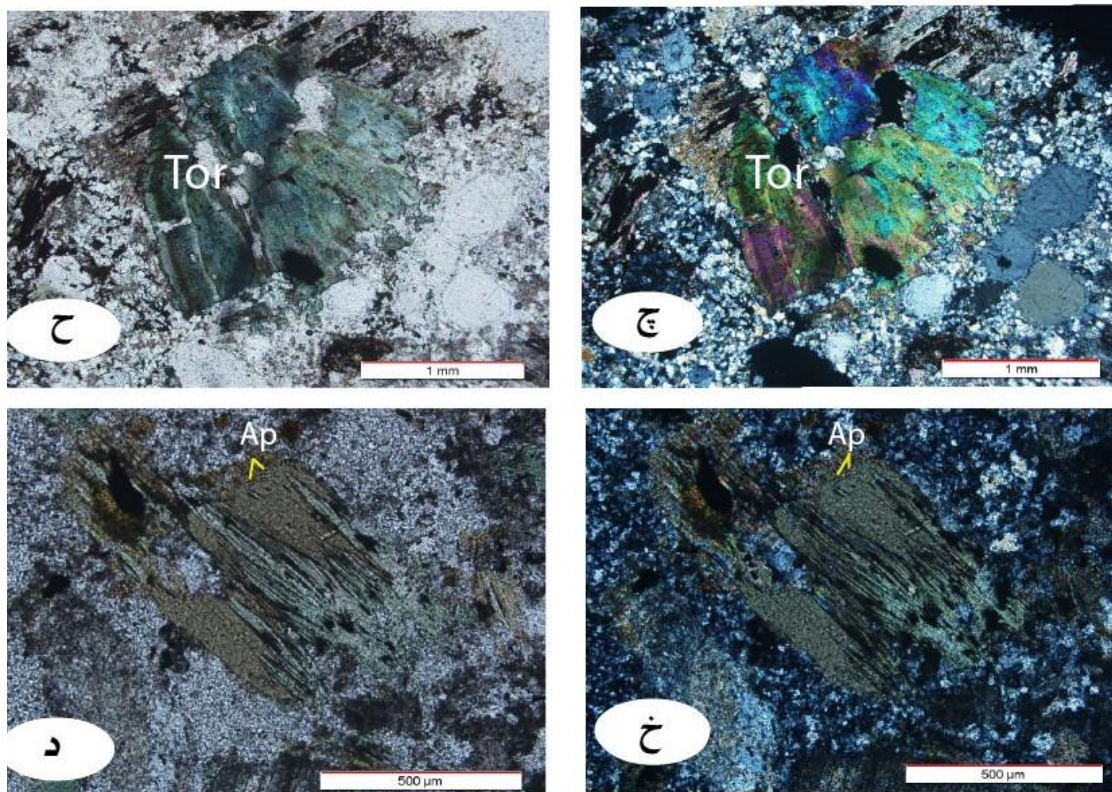
شکل ۳-۱۵- الف) تصویر میکروسکوپی از بلور پیروکسن در نور xpl در واحد گراندیوریت؛ ب) تصویر الف در نور ppl.

۳-۲-۲-۳- کانی‌های فرعی

از نوع زیرکن، تورمالین و اپک و آپاتیت هستند. زیرکن به صورت ادخال در بیوتیت، آمفیبول و پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۶ الف و ب). کانی‌های اپک به صورت فرعی در زمینه سنگ به صورت پراکنده عموماً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در متن سنگ و یا به صورت پرکننده‌ی قالب کانی اکسی هورنبلند مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۶ پ تا ج). کانی‌های اپک احتمالاً در اثر دگرسانی کانی‌های مافیک ایجاد شده‌اند. تورمالین از دیگر کانی‌های موجود در این سنگ‌هاست که بیشتر به صورت خورشیدی و با چند رنگی قهوه‌ای مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱۶ چ و ح). تورمالین در سنگ‌های گرانیتی در دمای کمتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شود و لازمه آن وجود محلول‌های بوردار می‌باشد. این محلول‌ها در ارتباط با محلول‌های باقیمانده حاصل از مراحل انتهایی تفریق ماگماهای گرانیتی است که در نتیجه ذوب پوسته بوجود آمده‌اند. وجود تورمالین و شواهد دیگر مانند کوارتزهای خلیجی، بافت فلسیک (وجود کانی‌های ریزدانه کوارتز و فلدسپار) احتمالاً نشان‌دهنده ذوب بخشی پوسته برای تشکیل گرانیت‌ها در

اعماق کم می‌باشد (قربانی، ۱۳۸۴). آپاتیت یکی از کانی‌های تشکیل‌دهنده در واحد گرانودیوریت می‌باشد. این کانی به صورت منشوری و کشیده به صورت ادخال در کانی بیوتیت قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۳-۱۶ خ و د).



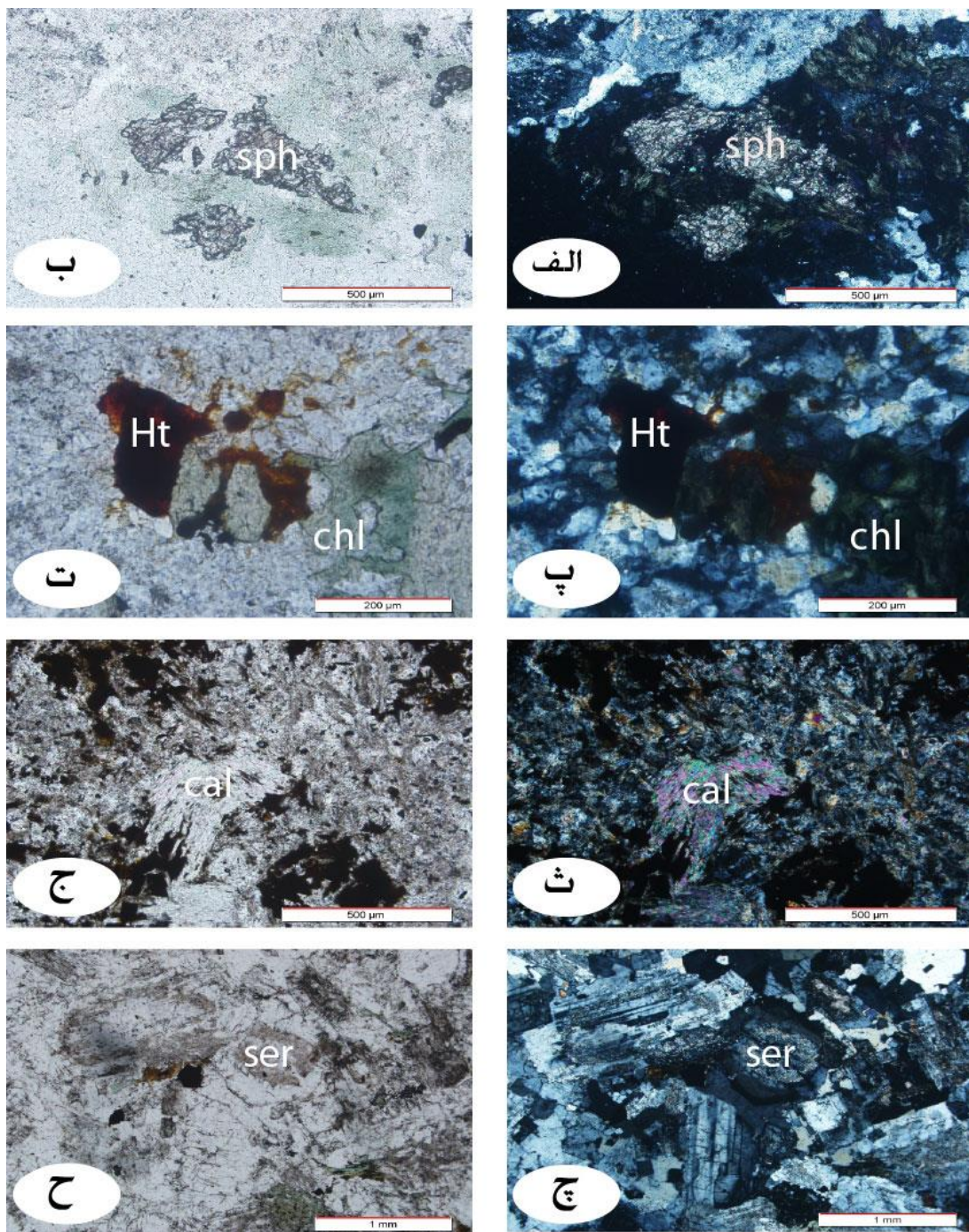


شکل ۳-۱۶- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های فرعی موجود در واحد گرانودیوریت، الف) تصویر میکروسکوپی از کانی زیرکن در نور xpl که به صورت ادخال درون کانی پلاژیوکلاز قرار دارد، ب) تصویر الف در نور ppl، پ) تصویر میکروسکوپی از کانی‌های اپک شکل‌دار در نور xpl، ت) تصویر پ در نور ppl، ث) تصویر میکروسکوپی از کانی‌های اپک بی‌شکل در نور xpl، ج) تصویر ج در نور ppl، چ) تصویر میکروسکوپی از کانی تورمالین در نور xpl، ح) تصویر د در نور ppl، خ) تصویر میکروسکوپی از حضور کانی آپاتیت در داخل کانی بیوتیت در نور xpl، د) تصویر د در نور ppl.

۳-۲-۲-۴- کانی‌های ثانویه

شامل اسفن، اکسیدهای آهن، کلریت، کلسیت، سریسیت و پیروفیلیت هستند. اسفن از جمله کانی‌هایی ثانویه در واحد گرانودیوریت می‌باشد که غالباً در حاشیه توده و به صورت بی‌شکل وجود دارد (شکل ۳-۱۷ الف و ب). اکسید آهن از دیگر کانی‌های ثانویه موجود در واحد گرانودیوریت می‌باشد (شکل ۳-۱۷ پ و ت). کلریت یک کانی ورقه‌ای آبدار است که هیچ‌گاه به طور مستقیم از ماگما متبلور نشده و حاصل دگرسانی گرمایی و یا درجات ضعیف دگرگونی است (گیل، ۲۰۱۰). کلریت فراوان‌ترین کانی ثانویه موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی می‌باشد (شکل ۳-۱۷ پ و ت). کلسیت که در اثر آزاد شدن عناصر مورد نیاز در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز یا کانی‌های فرومنیزین کلسیم‌دار ایجاد می‌شود، در مقاطع مورد

مطالعه اکثراً به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در متن سنگ دیده می‌شود (شکل ۳-۱۷ ث و ج).
سرسیت از دیگر کانی‌های ثانویه موجود در واحد گرانودیوریتی می‌باشد. بیشتر پلاژیوکلازهای موجود
در این واحد سنگی بر اثر دگرسانی به سرسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۱۷ ج و ح). پیروفیلیت یک کانی
رسی حاصل از دگرسانی فیلیک است که در سنگ‌های آذرین اسیدی و حدواسط تشکیل می‌شود. این
کانی به صورت صفحه‌ای بوده و در بیشتر ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده قابل مشاهده است.



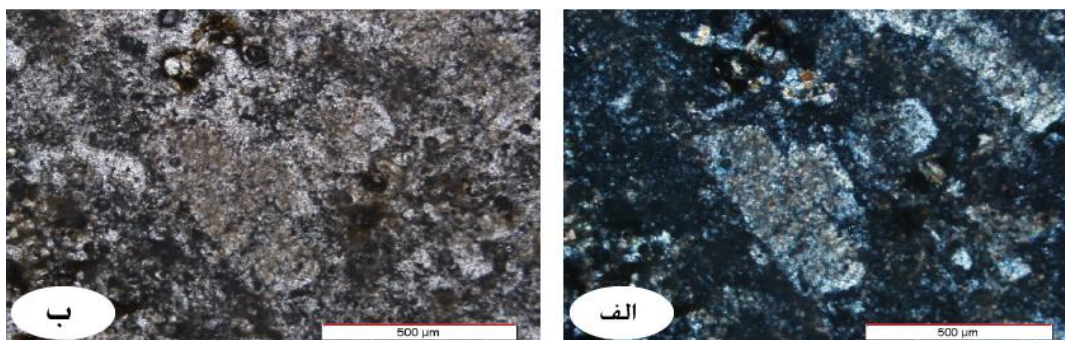
شکل ۳-۱۷- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های ثانویه موجود در واحد گرانودیوریت، الف) تصویر میکروسکوپی از کانی اسفن در نور xpl، ب) تصویر الف در نور ppl، پ) تصویر میکروسکوپی از کانی‌های اکسید آهن و کلریت در نور xpl، ت) تصویر پ در نور ppl، ث) تصویر میکروسکوپی از کانی کلسیت در نور xpl، ج) تصویر ث در نور ppl، چ) تصویر میکروسکوپی از سریسیتی شدن کانی پلاژیوکلاز در نور xpl، ح) تصویر چ در نور ppl.

۳-۳- دگرسانی‌های موجود در توده نفوذی مورد مطالعه

از دگرسانی‌های موجود در توده نفوذی کوه زر می‌توان به دگرسانی آرژیلیک، سربستی (فیلیک) و تورمالینی شدن اشاره کرد.

۳-۳-۱- دگرسانی آرژیلیتی

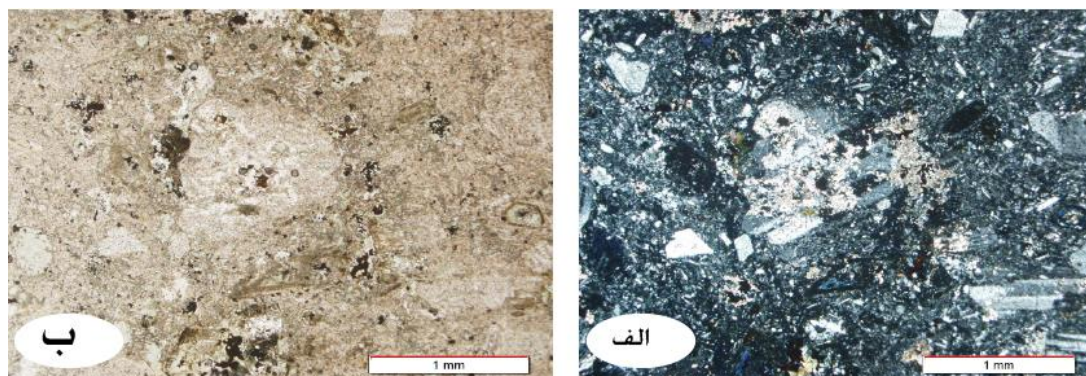
در این نوع از دگرسانی فلدسپات‌ها عمدتاً به کانی‌های رسی دگرسان می‌شوند. دگرسانی آرژیلیتی با توسعه کانی‌های رسی بر اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و فلدسپارهای پتاسیک همراه است. کانی‌های ایجاد شده در زون آرژیلیتی به شدت هیدرولیز، دمای محلول و ترکیب کانی‌شناسی سنگ اولیه بستگی دارد (کریم‌پور، ۱۳۸۱). بیوتیت به رنگ سبز تا قهوه‌ای یافت می‌شود. پلاژیوکلازها به طور کامل اما پتاسیم فلدسپات به مقدار جزئی دگرسان می‌شود. دگرسانی آرژیلیتی که با گسترش وسیعی در منطقه دارد در ارتباط با سیستم کانه‌زایی از اهمیت بالایی برخوردار است. دگرسانی آرژیلیک با توسعه کانی‌های رسی بر اثر دگرسانی پلاژیوکلازها و فلدسپات‌های پتاسیک همراه است. دگرسانی موجود در منطقه کوه زر از نوع آرژیلیک پیشرفته می‌باشد. زیرا کانی‌های سربستی، کوارتز، تورمالین و آلونیت با کانی‌های رسی (به طور معمول) همراه‌اند. به طور کلی این دگرسانی تحت تأثیر فرایندهای گرمایی متاسوماتیک و تأثیر آب‌های جوی به وجود می‌آید (شکل ۳-۱۸).



شکل ۳-۱۸- الف) تصویر میکروسکوپی از عملکرد دگرسانی آرژیلیک در نور xpl، ب) تصویر الف در نور ppl.

۳-۳-۲- دگرسانی فیلیک

سنگ‌های آذرین به ویژه نوع غنی از آلومینیوم، در صورتی که تحت تأثیر محلول‌های اسیدی قرار گیرند، کاتیون‌های K^+ ، Ca^+ ، Na^+ ، SiO^+ ، Fe^+ ، Mg^+ آن‌ها توسط محلول حمل می‌گردد و کانی‌هایی مانند سرسیت، کوارتز و پیریت از کانی‌های هورنبلند، بیوتیت و پلاژیوکلاز حاصل می‌شوند (کریم‌پور، ۱۳۸۸). وجود K و آب عامل ایجاد سرسیتی شدن است که در آن K با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش می‌شود و کانی‌های سرسیتی به وجود می‌آیند. اگر فرآیند دگرسانی گرمایی به اندازه کافی نفوذ کند سنگ می‌تواند به طور کامل به سرسیتی تبدیل شود (اوساندن^{۱۰}، ۲۰۰۱) (شکل ۳-۱۹).



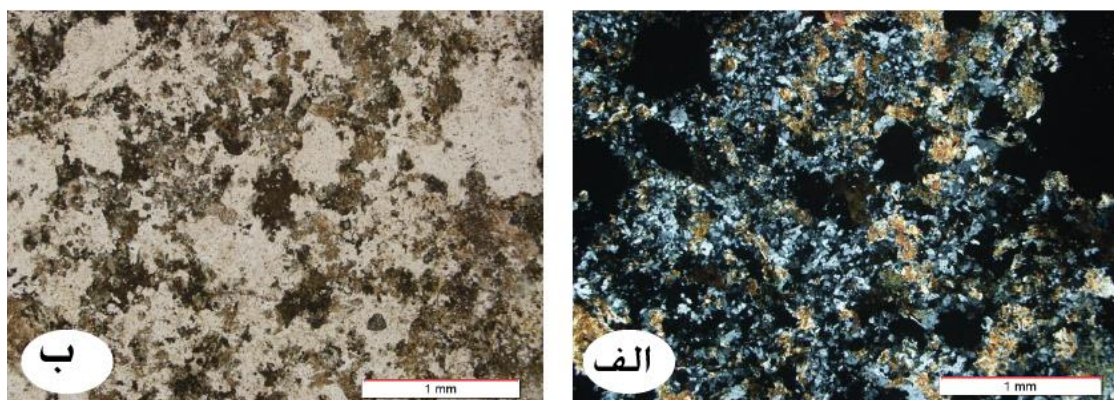
شکل ۳-۱۹- الف) تصویر میکروسکوپی از عملکرد دگرسانی فیلیک در توده نفوذی کوه زر در نور xpl، ب) تصویر الف در نور ppl.

۳-۳-۳- تورمالینی شدن

کانی تورمالین از بارزترین کانی‌های سیلیکاته در محیط‌های ماگمایی، رسوبی، دگرگونی و به ویژه در سنگ‌های گرانیتی است (اسلک و همکاران^{۱۱}، ۱۹۸۴). این کانی به علت داشتن دامنه پایداری وسیع در شرایط P-T در انواع سنگ‌های آذرین اسیدی به عنوان کانی فرعی می‌تواند در شناخت محیط و شرایط تشکیل سنگ میزبان خود به طور مؤثر استفاده شود و نیز بیانگر تاریخچه سنگ در برگیرنده

10- Ossandon
11-Slack et al

باشد (نیکلسون^{۱۲}، ۱۹۸۰). دگرسانی تورمالینی در اثر ورود بور در طول شکستگی‌ها یا فضاهای خالی سنگ‌ها و واکنش آن‌ها با دیواره سنگ حاصل شود. در بررسی‌های پتروگرافی، کانی تورمالین به رنگ سبز زیتونی تا سبز قهوه‌ای به صورت شعاعی و سوزنی دیده می‌شوند. طبق مطالعات صورت گرفته در مورد تورمالین‌های موجود در منطقه کوه زر (قاسمی، ۱۳۸۶) تورمالین‌های مورد مطالعه به عضو انتهای شورلیت- دراویت- فوئیتیت با تمایل بیشتر به سمت شورلیت تعلق دارند که این مسئله نشان‌دهنده وجود سیال‌های آبدار غنی از بور از منشأ ماگمایی (ماگمای مولد توده‌های گرانیتوئیدی) و سپس گرمابی است.



شکل ۳-۲۰- الف) تصویر میکروسکوپی از دگرسانی تورمالینی در منطقه کوه زر در نور xpl، ب) تصویر الف در نور ppl.

فصل چهارم

فابریک مغناطیسی

مقدمه

روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) یکی از روش‌های مطالعاتی است که بر اساس اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی تحلیل فابریک‌های مغناطیسی نمونه‌های سنگی استوار است (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). امروزه مطالعات ساختاری در سنگ‌های گرانیتوئیدی به کمک روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی^{۱۳} (AMS) انجام می‌گیرد (ناسیمنتو^{۱۴} و همکاران، ۲۰۰۴، برادیل و هنری، ۱۹۹۷). روش AMS، بسیار دقیق بوده و با صرف زمان کوتاه، الگوهای فابریک را در توده نشان می‌دهد. 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). AMS در واقع یک خاصیت و استعداد فیزیکی در سنگ می‌باشد که در علم پتروفابریک و مطالعات ساختاری استفاده می‌شود. در سنگ‌هایی که فابریک تکتونیکی در آن‌ها به خوبی توسعه یافته است، جهت اصلی پذیرفتاری مغناطیسی سنگ وابسته به جهت‌یابی خصوصیات ساختاری آن می‌باشد (هرودا و جاناک^{۱۵}، ۱۹۷۶؛ برادیل، ۱۹۸۸؛ آوربوچ^{۱۶} و همکاران، ۱۹۹۲؛ روبین^{۱۷} و همکاران، ۲۰۰۷؛ برادیل و جکسون^{۱۸}، ۲۰۱۰). ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی سنگ‌ها به وسیله وجود و نحوه توزیع کانی‌های جهت‌دار کنترل می‌شوند، بنابراین روش AMS اطلاعاتی در مورد پذیرفتاری مغناطیسی دانه‌های حامل رفتار مغناطیسی و نحوه توزیع و آرایش آن‌ها ارائه می‌دهد (جزک و هرودا، ۲۰۰۲). مطالعات فابریک مغناطیسی و به‌ویژه 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 به عنوان یک ابزار

13- Anisotropy of Magnetic Susceptibility

14- Nascimento

15- Hrouda and Janak

16- Averbuch

17- Robion

18- Borradaile and Jackson

قدرتمند به شمار می‌روند (مونیکا و همکاران، ۲۰۱۰). در واقع فابریک مغناطیسی منعکس‌کننده ردیف-شدگی اولیه بلورها در طول خواص فرومغناطیسی به علت هیدرودینامیک موجود در جریان ماگماست (کراسا^{۱۹}، ۲۰۰۵). زمانی که میدان مغناطیسی خارجی بر روی یک نمونه سنگ اعمال می‌شود، شدت مغناطیس‌شدگی همیشه در تمامی جهات یکنواخت نیست و با جهت‌گیری کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ تغییر می‌کند؛ بنابراین از این خاصیت می‌توان برای مطالعه فابریک سنگ‌ها استفاده نمود. وابسته بودن مغناطیس‌شدگی القایی یک سنگ به جهت‌یابی کانی‌های تشکیل‌دهنده آن در حضور یک میدان مغناطیسی خارجی، به عنوان ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) شناخته می‌شود (هرودا، ۱۹۸۲؛ تارلینگ و هرودا^{۲۰}، ۱۹۹۳). بدین ترتیب ناهمگنی مغناطیسی ارتباط مستقیمی با فابریک سنگ داشته و از این جهت یک روش توصیفی سریع، ساده و مؤثر را بوجود می‌آورد (ساندرین و همکاران، ۲۰۰۶). برخی از فرآیندهای زمین‌شناسی از جمله دگرسانی گرمایی با ایجاد ناهمگنی مغناطیسی و تغییر در الگوهای فابریک، باعث تغییر در تفسیر فابریک‌های مغناطیسی می‌شود. در طی این فرآیند کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ به کانی جدیدی تبدیل شده و در نتیجه خواص مغناطیسی اصلی توده را تغییر می‌دهد؛ بنابراین با مطالعه اثراتی که دگرسانی‌های مختلف بر روی پذیرفتاری مغناطیسی سنگ‌ها می‌گذارند می‌توان برای شناسایی مسیرهای عبور سیالات گرمایی و تشخیص زون‌های دگرسانی در منطقه استفاده نمود (شیبی، ۲۰۱۴). از آنجا که مطالعات بسیار کمی در زمینه تأثیرات ناشی از دگرسانی گرمایی بر روی فابریک‌های مغناطیسی صورت گرفته است، لذا در این فصل تلاش بر این است علاوه بر ارائه مدلی برای سازوکار جایگیری توده نفوذی کوه زر، رابطه بین الگوهای فابریک مغناطیسی در نمونه‌های سالم و نمونه‌های حاصل از دگرسانی بررسی شود. نتایج به دست آمده به فهم بهتر فرآیند کنترل-کننده فابریک مغناطیسی و کانه‌زایی که منعکس‌کننده تنش‌های تکتونیکی در پوسته و تاریخچه پس از جایگیری است کمک خواهد کرد.

19- Krasa

20- Tarling and Hrouda

۴-۱- تاریخچه مطالعات AMS

اولین مطالعات سیستماتیک در این زمینه توسط وویت و کینوشیتا^{۲۱} (۱۹۰۷) صورت پذیرفت. سپس آیزینگ^{۲۲} (۱۹۴۲) و گراهام^{۲۳} (۱۹۵۴) از این روش به عنوان یک ابزار پتروفابریکی دقیق و حساس استفاده کردند. گراهام (۱۹۵۴) حدود نیم قرن پیش اظهار داشت کانی‌های فرومغناطیس در هنگام تغییر شکل سنگ، به صورت هم‌تراز قرار می‌گیرند. او معتقد بود ناهمسانگردی مغناطیسی می‌تواند روشی مفید در حل مشکلات مربوط به پتروفابریک باشد. این محققین برای اولین بار متوجه شدند که از روش‌های مغناطیسی می‌توان برای توصیف جهت‌یابی ترجیحی کانی‌ها در نمونه‌های سنگی استفاده کرد. پس از آن بالسل و بودینگتون^{۲۴} (۱۹۶۰)، بیان کردند که AMS در شدت میدان پایین قادر به تشخیص فابریک، در گرانیته‌ها و ارتوگنیس‌ها در مقیاس میکروسکوپی می‌شود که از نظر ماکروسکوپی قابل مشاهده نیستند. در همان زمان فولر^{۲۵} (۱۹۶۰)، فابریک مغناطیسی را مورد بررسی قرار داد و عنوان کرد که جهت حداکثر محور بیضوی مغناطیسی یا جهت بزرگترین محور میکا همخوانی دارد. او در سال (۱۹۶۳)، با توجه به درجه ناهمسانگردی بالای پیرویت، آن را به عنوان عامل اصلی فابریک مغناطیسی معرفی کرد. مطالعات به تدریج در دهه‌های بعدی گسترش پیدا کرد و برای اولین بار یک بررسی جامع بر روی ناهمگنی مغناطیسی و کاربرد آن در زمین‌شناسی و ژئوفیزیک توسط هرودا (۱۹۸۲) منتشر شد. در سال ۱۹۸۶، با توجه به نقش هرودا در مطالعه خواص مغناطیسی سنگ‌ها، ناهمسانگردی مغناطیسی را در انواع سنگ‌های گرانیته، گابرو، میکاشیست، کوارتزیت، افسیدین و حتی توف و نهشته‌های کواترنری اندازه‌گیری کرد. پس از آن کونتنی (۲۰۰۰)، بیان کرد هوازدگی و دگرسانی می‌تواند بر روی فابریک مغناطیسی سنگ تأثیر بگذارد و در نتیجه باعث تغییر در تفسیر فابریک مغناطیسی شود. در طول ۲۰-۳۰ سال گذشته، پژوهش در زمینه ناهمگنی مغناطیسی به طور گسترده برای بررسی فابریک در انواع

21- Voight and Kinoshita

22- Ising

23- Graham

24- Balsley and Buddington

25- Fuller

سنگ‌های رسوبی، آذرین و دگرگونی مورد استفاده قرار گرفت (لانزا و ملونی^{۲۶}، ۲۰۰۶؛ هرودا، ۲۰۰۷). امروزه روش AMS به طور رایج برای تشخیص فابریک، در طیف گسترده‌ای از واحدهای سنگی به کار برده می‌شود. مطالعات اولیه در این روش به بررسی ارتباط بین ویژگی‌های ساختاری سنگ‌ها و پارامتر-های ناهمگنی مغناطیسی در رسوبات (ریس^{۲۷}، ۱۹۶۱)، سنگ‌های رسوبی (گراهام، ۱۹۶۶)، سنگ‌های آذرین (استیجی^{۲۸}، ۱۹۶۰) و سنگ‌های دگرشکل‌شده (هارگریوز و فیشر^{۲۹}، ۱۹۵۹ و فولر، ۱۹۶۰) معطوف شده است و همچنین کارآمدترین روش جهت تجزیه و تحلیل فابریک در سنگ‌های آذرین است و درک بهتری از منشأ و اهمیت اندازه‌گیری فابریک‌های مغناطیسی ارائه می‌دهد.

۴-۲- منشأ مغناطیس مواد

کانی‌های مختلف در میدان مغناطیسی، رفتار مغناطیسی متفاوتی از خود نشان می‌دهند. این کانی‌ها از لحاظ مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی به گروه‌های دیامغناطیس، پارامغناطیس و فرومغناطیس تقسیم می‌شوند (کلوس، ۱۹۳۱). در ادامه به تفصیل به شرح ویژگی‌های انواع مواد مغناطیسی می‌پردازیم.

۴-۳- اشکال مختلف مغناطیس‌شدگی در مواد

از روش AMS می‌توان برای سنگ‌هایی که حتی فاقد کانی‌های مغناطیسی هستند نیز استفاده نمود زیرا خواص مغناطیسی از حرکت ذرات باردار الکتریکی به وجود می‌آید. هنگامی که لایه‌های الکترونی (اعداد اتمی) یک ماده کامل هستند، استفاده از یک میدان مغناطیسی خارجی سبب می‌شود که الکترون‌ها شروع به چرخش کنند و در نتیجه خاصیت مغناطیس‌شدگی ایجاد می‌شود. میزان پذیرفتاری

26- Lanza and Meloni

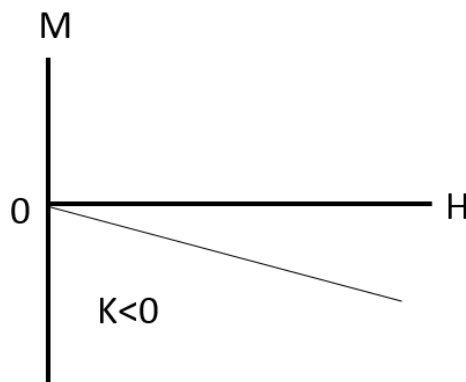
27- Rees

28- Stagey

29- Hargraves and Fischer

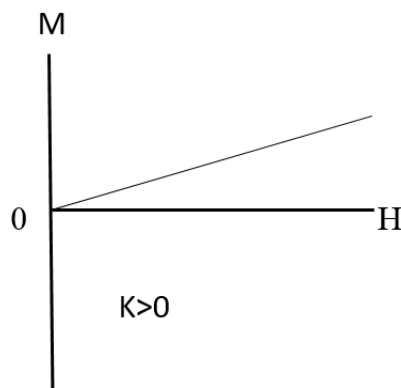
مغناطیسی در کانی‌های مختلف که در یک شدت میدان برابر قرار گرفته‌اند متفاوت است. کانی‌های مختلف در میدان مغناطیسی، رفتار مغناطیسی متفاوتی نشان می‌دهند در نتیجه اشکال مختلفی از مغناطیس‌شدگی در مواد به وجود می‌آید. در این بخش به توصیف کامل اشکال مختلف مغناطیس‌شدگی می‌پردازیم.

مواد دیامغناطیس: این مواد که دارای پذیرفتاری مغناطیسی صفر و یا منفی هستند به هیچ عنوان خاصیت مغناطیسی در آن‌ها بوجود نمی‌آید. در مواد دیامغناطیسی الکترون‌ها در دو دسته و به تعداد مساوی در خلاف جهت یکدیگر به دور هسته می‌چرخند. کانی‌های دیامغناطیس که بخش عمده سنگ‌ها را در سطح زمین تشکیل می‌دهند وقتی در معرض یک میدان مغناطیسی با شدت معین قرار می‌گیرند یک مغناطیس‌شدگی منفی (10^{-5} SI) در خلاف جهت میدان مغناطیسی اعمال شده دریافت می‌کنند (شکل ۴-۱). در واقع همه مواد در میدان مغناطیسی از خود خاصیت دیامغناطیسی نشان می‌دهند ولی این خاصیت در مواد فرومغناطیس و پارامغناطیس نامحسوس است (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶). بخش عمده کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ از نوع دیامغناطیس و پارامغناطیس است که به علت زیاد بودن آن‌ها در اغلب سنگ‌ها به آن‌ها کانی‌های زمینه گفته می‌شود. کانی‌های کوارتز، آلکالی فلدسپار، فلوریت، هالیت، انیدریت، کلسیت و دولومیت، مواد آلی و همچنین برخی از فلزات از جمله کانی‌های دارای خاصیت دیامغناطیس می‌باشند.



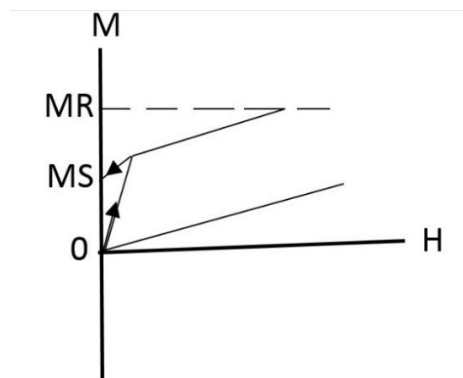
شکل ۴-۱- تغییرات مغناطیس پذیری مواد دیامغناطیس به عنوان تابعی از شدت میدان اعمال شده خارجی (لوری، ۱۹۹۷).

مواد پارامغناطیس: در مواد پارامغناطیس الکترون‌ها به صورت دو گروه نامساوی و در خلاف جهت یکدیگر به دور هسته می‌چرخند و خاصیت مغناطیسی ضعیفی ایجاد می‌کنند. در مواقع عادی چون اتمها و مولکول‌ها به صورت نامنظم در ماده پراکنده‌اند، فاقد پذیرفتاری مغناطیسی می‌باشند ولی در حضور میدان مغناطیسی خارجی به صورت ضعیف در جهت میدان مغناطیسی اعمال شده، مغناطیسی شده و بعد از حذف میدان مغناطیسی خارجی، جهت‌یابی الکترون‌ها به صورت اتفاقی می‌باشد. کانی‌های پارامغناطیس مانند الیوین، بیوتیت و آمفیبول که در ساختارشان آهن و منیزیم به کار رفته، خیلی خاصیت مغناطیسی ندارند. زمانی که این‌ها را در یک میدان مغناطیسی قرار می‌دهیم با بیشتر شدن میدان مغناطیسی یک مغناطیسی‌شدگی مثبت و نسبتاً کوچکی دریافت می‌کنند. قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی مواد پارامغناطیس ۱۰۰ تا ۵۰۰ μSI متغیر است (شکل ۴-۲).



شکل ۴-۲- تغییرات مغناطیس پذیری مواد پارامغناطیس به عنوان تابعی از شدت میدان اعمال شده خارجی (لوری، ۱۹۹۷).

مواد فرومغناطیس: این مواد دارای خاصیت مغناطیسی مثبت هستند که قادرند مغناطیس شدگی که بعد از حذف میدان مغناطیسی خارجی در جسم باقی می ماند را در خود حفظ کنند (شکل ۴-۳). این مواد دارای سه ویژگی مهم هستند، اولاً یک میدان مغناطیسی کوچک باعث می شود یک مغناطیس-شدگی مثبت و بزرگی در داخل آن ها ایجاد شود، ثانیاً از یک حدی به بعد هر چه میدان مغناطیسی را زیاد کنیم مغناطیس شدگی اشباع شده و از آن حد به بعد افزایش نمی یابد. ثالثاً با توجه به ویژگی کانی های دیامغناطیس و پارامغناطیس که با بازگشت میدان مغناطیسی، مغناطیس شدگی به صفر می رسد در کانی های فرومغناطیسی مغناطیس شدگی به صفر نمی رسد بلکه یک مقداری را در خود نگه می دارد که به آن مغناطیسی شدگی پسماند یا بازمانده می گویند. کانی های فرومغناطیس به عنوان کانی های فرعی در سنگ حضور دارند. از جمله کانی های فرومغناطیس می توان به مگنتیت و هماتیت اشاره کرد. مواد فرومغناطیس به سه دسته ۱- فرومغناطیس واقعی؛ ۲- آنتی فرومغناطیس و ۳- فری مغناطیس دسته بندی می شوند (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳).



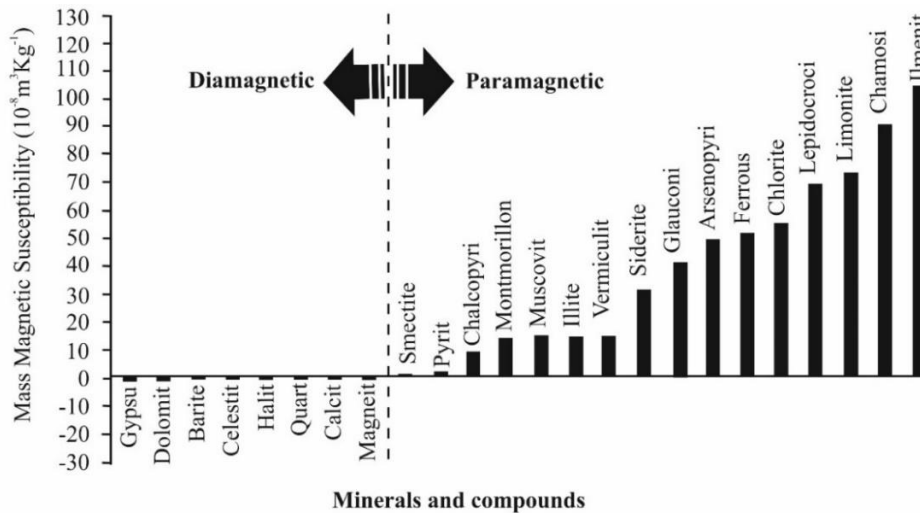
شکل ۳-۴- تغییرات مغناطیس پذیری مواد فرومغناطیس و آنتی فرومغناطیس به عنوان تابعی از شدت میدان اعمال شده خارجی (لوری، ۱۹۹۷).

مواد فرومغناطیس واقعی: در این مواد همه حوزه‌های مغناطیسی در یک جهت امتداد یافته‌اند و مغناطیس‌شدگی خیلی بزرگی را ایجاد می‌کنند که در غیاب میدان مغناطیسی خارجی نیز باقی می‌مانند. آهن، کبالت و نیکل در این دسته قرار می‌گیرند. در شکل (۴-۵ و ۴-۶) پذیرفتاری مغناطیسی برخی از کانی‌های فرومغناطیسی آورده شده است. همان‌طور که در این شکل‌ها دیده می‌شود کانی مگنتیت دارای بیشترین پذیرفتاری مغناطیسی در بین کانی‌های فرومغناطیس می‌باشد.

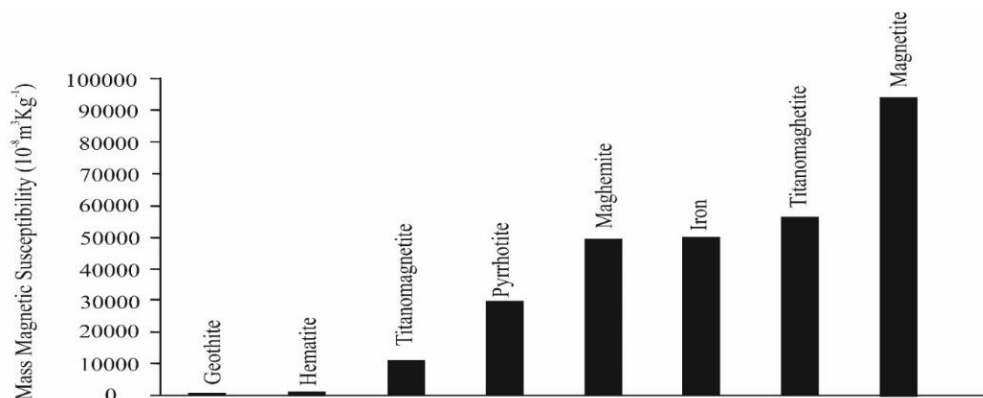
مواد آنتی فرومغناطیس: در این مواد، حوزه‌های مغناطیسی به صورت مساوی و در دو جهت مخالف یکدیگر قرار می‌گیرند (شکل ۴-۳). هماتیت و گوتیت از جمله این مواد به شمار می‌رود که در حوزه‌های مغناطیسی شبیه مواد خنثی عمل کرده و دارای پذیرفتاری مغناطیسی قابل توجهی نیستند.

مواد فری مغناطیس: در این مواد حوزه‌های مغناطیسی به صورت نابرابر و در دو جهت مخالف هم مغناطیسی می‌شوند. مگنتیت و پیروتیت در این دسته از مواد قرار می‌گیرند. کانی‌های فری مغناطیس

در پوسته زمین منبع آنومالی‌های مغناطیسی در بررسی‌های ژئوفیزیکی می‌باشند (رابینسون و کورو،^{۳۰} ۱۹۸۸).



شکل ۴-۵- مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی کانی‌های فرومغناطیس، پارامغناطیس و دیامغناطیس (ایواخنکو^{۳۱}، ۲۰۰۶).



شکل ۴-۶- مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی کانی‌های فرومغناطیس، پارامغناطیس و دیامغناطیس (ایواخنکو، ۲۰۰۶).

۴-۴- ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)

نقشه‌های ساختاری توده‌های گرانیتوئیدی به درک چگونگی ماگمای سازنده آن‌ها و تعیین رژیم زمین-ساختی ناحیه‌ای هم‌زمان با جایگیری و دگرشکلی تحمیل شده بر آن‌ها کمک شایان توجهی می‌کند (صادقیان و ولی‌زاده، ۱۳۸۶). یکی از ویژگی‌های مهم این روش کنترل‌پذیری آن توسط همه فرآیندها از جمله دگرسانی و تنش‌های موجود در سنگ است به طوری که 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). 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). در تعیین محورهای اصلی AMS همانند بیضوی کرنش نهایی در زمین‌شناسی ساختاری، یک بیضوی ترسیم می‌گردد که محورهای اصلی آن‌ها (سه محور $K_1 > K_2 > K_3$) تشکیل می‌دهد (برادیل و جکسون، ۲۰۰۴ و لبلانس^{۳۲} و همکاران، ۱۹۹۶). برای بدست آوردن این بیضوی، سنگ‌ها و تبعیت از آن‌ها همه کانی‌های درون سنگ، در پاسخ به یک 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^{۳۳}، ۱۹۶۰، روش^{۳۴} و همکاران، ۱۹۹۲) و توزیع کانی‌ها می‌باشند (هارگریوز^{۳۵} و همکاران، ۱۹۹۱). سنگ‌ها عمدتاً دارای کانی‌های تشکیل‌دهنده گوناگون با خاصیت‌های مغناطیسی مختلف از جمله خاصیت فرومغناطیس، پارامغناطیس و دیامغناطیس می‌باشند. زمانی که کانی‌های فرومغناطیس یک سنگ از ۰/۱ درصد حجمی کل سنگ تجاوز کند، خاصیت مغناطیسی کل سنگ را کنترل می‌کند. در

32- Leblanc

33- Stacey

34- Rochette

35- Hargarves

سنگ‌هایی که فاقد کانی‌های فرومغناطیس می‌باشند در صورتی که کانی‌های پارامغناطیس بیش از ۱ درصد کل سنگ را تشکیل دهند، خاصیت مغناطیسی سنگ به طور کلی توسط کانی‌های پارامغناطیس کنترل می‌شود و این کانی‌ها خاصیت مغناطیسی کانی‌های دیامغناطیس را احاطه می‌کنند. قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌های مورد مطالعه در توده نفوذی کوه زر با استفاده از دستگاه مغناطیس‌سنج MFK1-FA اندازه‌گیری شد. این دستگاه دارای یک بخش اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی که از سیم‌پیچی که دارای جریان الکتریکی است ساخته شده است. این جریان منجر به ایجاد میدان مغناطیسی می‌شود که ضمن قرار گرفتن نمونه‌ها در درون این میدان باعث مغناطیس‌شدگی القایی در نمونه‌ها می‌شود. بزرگی ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی سنگ‌ها از طریق اندازه‌گیری این خاصیت در یک میدان مغناطیسی ضعیف به دست می‌آید که به طور کلی به دو عامل وابسته است: ۱- ناهمسانگردی دانه‌های تشکیل دهنده سنگ. ۲- درجه نظم بلوری سنگ. به طور کلی ذرات تشکیل دهنده سنگ‌ها دو نوع ناهمسانگردی از جمله آنیزوتروپی شکل و آنیزوتروپی بلوری را از خود نشان می‌دهند. ناهمسانگردی بلورین به فعالیت نیروهای شبکه‌ای وابسته است. در نتیجه مغناطیس‌شدگی در طول جهت خاصی (محور یا صفحات کریستالی) ایجاد می‌شود. در ناهمسانگردی، شکل مغناطیس اعمال شده به طور عمده در طول محور بزرگ دانه‌ها جهت‌دار می‌شوند. در کانی‌های مختلف نسبت آنیزوتروپی شکل یا بلورین متفاوت است. در شرایط خاص، زمانی که محور آسان بلورها و محور بلند دانه‌ها هم‌راستا باشند، میزان آنیزوتروپی مغناطیسی سنگ در حد بیشینه است. هنگام قرار گرفتن مغزه، درون محفظه نگه‌دارنده و شروع کار با دستگاه، یک میدان مغناطیسی القایی (M) با شدت مغناطیسی (H) توسط سیم‌پیچ‌های حاوی جریان بر نمونه اعمال می‌شود. ضریب پذیرفتاری مغناطیسی از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$1) \quad H \propto M$$

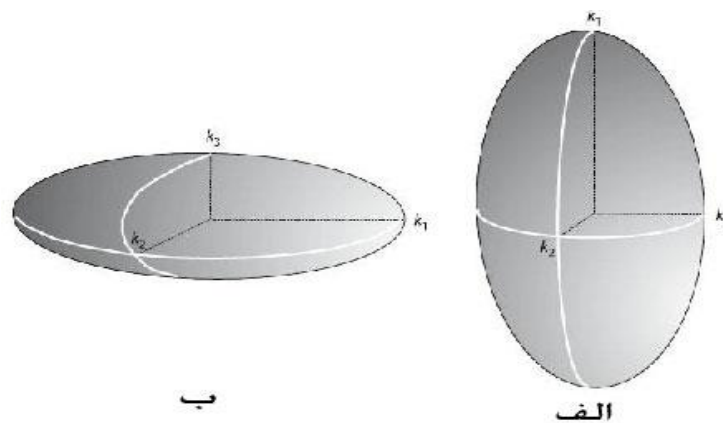
$$2) \quad M = KH$$

$$3) \quad K = M/H$$

ضریب K ، پذیرفتاری مغناطیسی نامیده می‌شود. با توجه به اینکه M و H هر دو، یک واحد (Ampere/Meter) دارند، K فاقد واحد می‌باشد و در دستگاه استاندارد بین‌المللی بر حسب SI و یا μSI تعریف می‌شود (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). اختلاف در شدت مغناطیس شدگی کانی‌های تشکیل‌دهنده می‌تواند در واژه شکل شبکه دانه‌ها و درجه نظم بلوری آن‌ها خلاصه شود. ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) در میدان‌های مغناطیسی ضعیف، عمدتاً به عنوان یک ابزار پتروفابریک استفاده می‌شود که برای حل تعداد زیادی از مشکلات زمین‌شناسی مورد استفاده قرار می‌گیرد. جهت‌گیری محورهای اصلی بیضوی پذیرفتاری مغناطیسی، نشان‌دهنده توزیع فابریک کانی‌های مغناطیسی در سنگ است؛ با این حال، ترکیب و درجه دگرگونی سنگ، ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی و خودپذیری را تحت تأثیر قرار می‌دهد (برادیل و هنری، ۱۹۹۷، ناکامورا و برادیل، ۲۰۰۴). پذیرفتاری مغناطیسی کل (Km)، ناهمسانگردی خودپذیری مغناطیسی و دیگر اشکال ناهمسانگردی مغناطیسی معمولاً نقش بزرگی را برای تعیین وضعیت واتنش و پتروفابریک سنگ بازی می‌کنند و همچنین به عنوان شاخص کرنش نیز مورد استفاده قرار می‌گیرند.

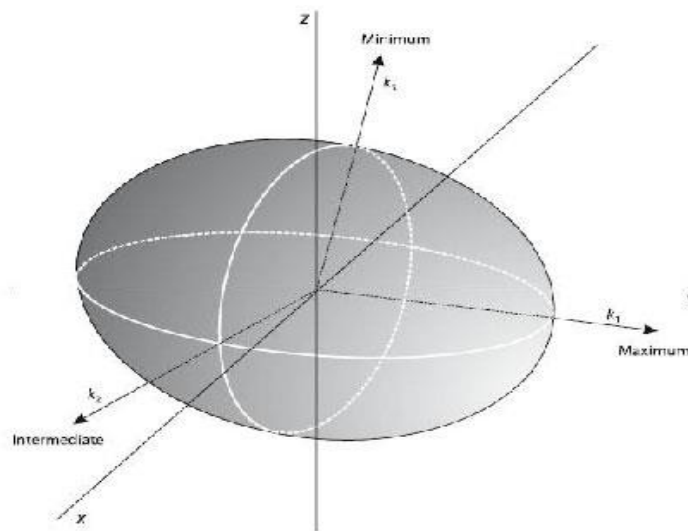
۴-۵- بیضوی پذیرفتاری مغناطیسی

زمانی که شدت مغناطیس‌شدگی به جهت‌یابی نمونه‌ها در یک میدان خارجی وابسته است و قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی نیز در جهات مختلف متفاوت می‌باشد. در این صورت سنگ از نظر مغناطیسی آنیزوتروپ به شمار می‌رود. در سنگ‌های آنیزوتروپ، قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی به عنوان یک تنسور متناسب درجه دوم نشان داده می‌شود که از نظر هندسی به وسیله بیضوی مغناطیسی که توسط سه محور مغناطیسی اصلی $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ مشخص می‌شوند نشان داده می‌شود (شکل ۴-۷).



شکل ۴-۷- بیضوی مغناطیسی. الف) بیضوی مغناطیسی دوکی یا سیگاری. ب) بیضوی مغناطیسی کلوچه‌ای.

این سه محور تقریباً با محورهای کرنش مرتبط هستند ($\gamma_3 \leq \gamma_2 \leq \gamma_1$) (شکل ۴-۸). در این بیضوی بزرگ‌ترین و کوچک‌ترین محور به ترتیب $K_{\max}$ و $K_{\min}$ و محور متوسط آن K_{int} است. خطوارگی مغناطیسی منطبق بر $K_{\max}$ و قطب برگوارگی مغناطیسی با محور $K_{\min}$ مطابقت می‌کند و مقدار K_{int} در محدوده‌ای بین $K_{\min}$ و $K_{\max}$ تغییر می‌کند (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶). دو فاکتور، برگوارگی مغناطیسی F (صفحه دربردارنده K_1 و K_2) و خطوارگی مغناطیسی $(K_1)L$ (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳) و پارامترهای ناهمسانگردی آن‌ها توسط درصد ناهمسانگردی مغناطیسی ($P\%$) و پارامتر شکل (T) توصیف می‌شوند.



شکل ۴-۸- شکل محورهای $K_{\max}$ و K_{int} و $K_{\min}$ در بیضوی مغناطیسی.

۴-۶- اثر گرما، هوازدگی و دگرگونی بر روی پذیرفتاری مغناطیسی

گرما، هوازدگی و دگرگونی میزان پذیرفتاری مغناطیسی را کاهش می‌دهند. به طور کلی افزایش دما در تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی سنگ‌ها بسیار مؤثر بوده و باعث کاهش میزان پذیرفتاری مغناطیسی می‌شود به طوری که با افزایش دما و رسیدن به درجه کوری (دمایی که در آن جسم خاصیت مغناطیسی خود را از دست می‌دهد) خاصیت مغناطیسی از بین می‌رود. هوازدگی نیز به دلیل این که باعث حذف و اکسیداسیون کانی‌های دارای خاصیت مغناطیسی از جمله مگنتیت می‌شود معمولاً باعث کاهش پذیرفتاری مغناطیسی سنگ‌ها می‌شود. هوازدگی نشانه‌ی اوج سازگاری مجدد با محیط در سطح زمین است. هوازدگی در درجه اول یک فرآیند شیمیایی اکسیداسیون و هیدراتاسیون است، اما با آزاد شدن فشار می‌تواند باعث فروپاشی فیزیکی یک سنگ شود. بیشترین تغییرات کانی‌شناسی، ناشی از افزایش دما و افزایش درجه دگرگونی از جمله درجه دگرگونی رخساره شسیت سبز می‌باشد که در این دگرگونی دما حدود ۲۵۰-۳۰۰ درجه می‌رسد. همچنین مهاجرت سیالات داغ و سرد باعث نوسانات عمده‌ای در شرایط محلی PH-EH می‌شود که با ایجاد تغییرات کانی‌شناسی همراه است. این تغییرات عمدتاً تغییرات

قابل توجهی در میانگین پذیرفتاری سنگ‌ها ایجاد می‌کنند که منعکس‌کننده تشکیل و یا تخریب کانی - های فرومغناطیسی در سنگ می‌باشد که فابریک سنگ را به شدت تغییر می‌دهند. این اثرات ترموشیمیایی بیشتر در مورد رسوباتی که در آن‌ها کانی‌شناسی ترکیبات مغناطیسی مستعد به تغییر عمده است بیان می‌شود. هنگامی که دما در یک سنگ به شدت افزایش می‌یابد ممکن است فابریک مغناطیسی سنگ معکوس شود، به طوری که عمدتاً مگنتیت تک‌دامنه یا دانه مگهمیت تولید می‌شوند. علاوه بر این، خشک‌شدن رسوبات نه تنها باعث ایجاد تغییرات شیمیایی به علت اکسیداسیون می‌شود بلکه آرایش فیزیکی کانی‌های حاوی آب به دلیل گذر آب از نمونه تغییر می‌کند (نوئل، ۱۹۸۰).

۴-۷- کانی‌شناسی مغناطیسی جریان‌های گدازه

بزرگی پذیرفتاری مغناطیسی کل (Km) دارای تفاوت‌های زیادی در جریان گدازه‌های مختلف یا در داخل جریان گدازه‌های منفرد است. این خاصیت به عوامل مختلفی از جمله منشأ جریان گدازه و سهم کانی‌های مغناطیسی مختلف بستگی دارد. مراحل مختلف جریان گدازه نیز نقش حیاتی در ناهمسانگردی مغناطیسی سنگ‌ها بازی می‌کند. شناخت دقیق کانی‌شناسی مغناطیسی و سهم هر کدام از کانی‌ها در خاصیت ناهمسانگردی سنگ دشوار است و نیاز به آنالیزهای جزئی دارد هر چند (برادیل، ۱۹۸۸) و (هرودا و کاهان، ۱۹۹۱) بر این عقیده‌اند که مقدار کمی از کانی‌های فرومغناطیس (تقریباً ۱ درصد حجمی) برای تسلط بر خواص مغناطیسی یک سنگ از جمله ویژگی (Km) آن کافی است. همچنین تارلینگ و هرودا (۱۹۹۳) پیشنهاد می‌کنند که اگر در یک سنگ $SI < KM \times 10^{-3}$ باشد در نتیجه سهم کانی‌های پارامغناطیس و دیامغناطیس است. همچنین اگر $SI > KM \times 10^{-4}$ باشد سهم کانی - های فرومغناطیس می‌تواند قابل اغماض باشد و تفسیر ناهمسانگردی مغناطیسی تنها به کسر کانی‌های پارامغناطیس و دیامغناطیس مربوط می‌باشد. برای سنگ‌هایی با پذیرفتاری مغناطیسی کل بین این دو مقدار، انجام آزمایش دقیق‌تر از محتوای کانی‌های قبل از اندازه‌گیری AMS و تفسیر پتروفابریک معتبر

مورد نیاز است (کانن - تاپیا، ۲۰۰۴). تمام کانی‌های تشکیل‌دهنده یک سنگ پذیرفتاری مغناطیسی کل را ایجاد می‌کنند اما تأثیر انفرادی هر کانی وابسته به خودپذیری ذاتی و تمرکز آن‌ها در سنگ‌ها است (هرودا و کاهان، ۱۹۹۱).

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

۴-۸- اهمیت نمونه‌برداری در مطالعات AMS

نحوه نمونه‌برداری در مطالعات AMS مشابه با نمونه‌برداری در مطالعات پالئومغناطیس است (کاکس و دوئل، ۱۹۶۰، کولینسون، ۱۹۸۳؛ تارلینگ، ۱۹۸۳؛ تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). در هر دو روش نیاز به حفاری مغزه‌های جهت‌دار می‌باشد. در روش AMS می‌توان نمونه‌های سنگ را با دو روش حفاری در صحرا و یا جمع‌آوری نمونه‌ها به صورت بلوک جهت‌دار برای بررسی رفتار آن‌ها در آزمایشگاه جمع‌آوری کرد. برای انجام مطالعات AMS نیاز به حفاری مغزه‌های استوانه‌ای با اندازه استاندارد است. چراکه بسیاری از دستگاه‌های مغناطیس‌سنج دارای محفظه نگه‌دارنده نمونه استاندارد هستند که برای هر دو

روش AMS و مطالعه پالئومغناطیس، این نمونه‌های استاندارد مشابه می‌باشند. با این حال، مطالعات ناهمسانگردی مغناطیسی در مقایسه با روش پالئومغناطیس به شکل نمونه‌ها حساس‌تر است. در وضعیت ایده‌آل نمونه‌ها برای مطالعات AMS باید به صورت کروی شکل باشند؛ اما به دلیل این که برش نمونه‌ها به صورت کروی از نمونه‌های سنگی امکان‌پذیر نیست بنابراین دو شکل استاندارد معمول برای این مطالعات، مغزه‌های استوانه‌ای شکل با قطر ۲/۵ و ارتفاع ۲/۱ سانتی‌متر و شکل مکعبی (رسوبات) با ضلع‌های ۲ سانتی‌متر است (تارلینگ و هرود، ۱۹۹۳). نسبت قطر بهینه به ارتفاع برای نمونه‌های استوانه‌ای بین ۰/۸ تا ۰/۹ است (پوراس و همکاران، ۱۹۶۶؛ نولتی میر، ۱۹۷۱؛ اسکربیا و هلر، ۱۹۷۸؛ کولینسون، ۱۹۸۳؛ تارلینگ و هرود، ۱۹۹۳).

۴-۹- نمونه‌برداری

در این بخش نحوه مغزه‌گیری از توده نفوذی کوه زر مورد بررسی قرار می‌گیرد. در ابتدا به منظور انجام مطالعات فابریک مغناطیسی شبکه منظمی جهت نمونه‌برداری سیستماتیک از توده نفوذی کوه زر طراحی شد که در آن ایستگاه‌های مختلف با فواصل تقریبی ۵۰۰ متر از یکدیگر قرار گرفته‌اند. شکل‌های ۴-۱۰ و ۴-۱۱ نقشه پراکندگی ایستگاه‌های حفاری شده را نشان می‌دهد. این دستگاه می‌تواند نمونه‌های به طول ۱۰۰ تا ۱۵۰ میلی‌متر و قطر ۲۲ میلی‌متر را حفاری کند. برای برداشت نمونه‌ها باید بهترین محل انتخاب و از برجا بودن نمونه، حداقل هوازدگی و وجود رخنمون کافی توجه کرد. با استفاده از این دستگاه از توده گرانیتوئیدی کوه زر مغزه‌های جهت‌دار برداشت شد. محل مغزه‌گیری از هر ایستگاه به گونه‌ای طراحی شده که در آن امکان حفاری وجود داشته باشد و رخنمون فاقد درز و شکاف باشد. در روش فابریک مغناطیس نمونه‌ها به وسیله موتور حفاری قابل حمل، برداشت می‌شوند. در مرحله بعد به کمک ماژیک ضد آب بر روی سنگ علامتی گذاشته تا در حین کار اگر به هر دلیلی مغزه شکست یا جا به جا و یا چرخش شد موقعیت صحیح قرارگیری اولیه آن را پیدا کرد (شکل ۴-۹ الف). در هنگام

کار با موتور، برای خنک کردن سر مته از آب استفاده می‌شود. بعد از انجام این مراحل موتور را روشن و با گذاشتن سر مته حفاری بر روی خط شاخص حفاری را شروع می‌کنیم (شکل ۹-۴ ب و پ). چنانچه مغزه در حین حفاری شکسته شد مغزه را خارج کرده و بعد از خشک کردن آن با چسب بهم می‌چسبانیم. برای تعیین شیب و جهت شیب مغزه با استفاده از خط راهنما مغزه را به وضعیت اولیه خود بر می‌گردانیم. سپس توسط تراز یاب، شیب و جهت شیب مغزه را اندازه‌گیری می‌کنیم. به این ترتیب که تراز یاب را درون محل حفاری قرار داده و با استفاده از حبابی که بر روی دستگاه تراز یاب است مطمئن می‌شویم که در حالت تراز قرار گرفته و با دور کردن وسایل دارای خاصیت مغناطیسی با کمک کمپاس، شیب (بین ۰ تا ۹۰) و جهت شیب (بین ۰ تا ۳۶۰) مغزه را اندازه‌گیری می‌کنیم (شکل ۹-۴ ت و ث). در این اندازه‌گیری‌ها 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. بعد از اتمام حفاری، مغزه را توسط پنس خارج می‌کنیم (شکل ۹-۴ ج). پس از اندازه‌گیری شیب و جهت شیب، به کمک ماژیک، 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 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، به 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 (شکل ۹-۴ چ). پس از این کار شماره ایستگاه نمونه‌برداری بر روی مغزه نوشته می‌شود. به دلیل برداشت بیش از یک مغزه در هر ایستگاه، مغزه‌ها را با پسوند A، B و C نام‌گذاری می‌شوند تا از بروز خطا جلوگیری شود (شکل ۹-۴ ح). به این ترتیب به طور سیستماتیک و یکنواخت همه واحدهای سنگی موجود در منطقه مغزه‌گیری شده است. در انتها مختصات جغرافیایی هر ایستگاه با استفاده از GPS برداشت شده

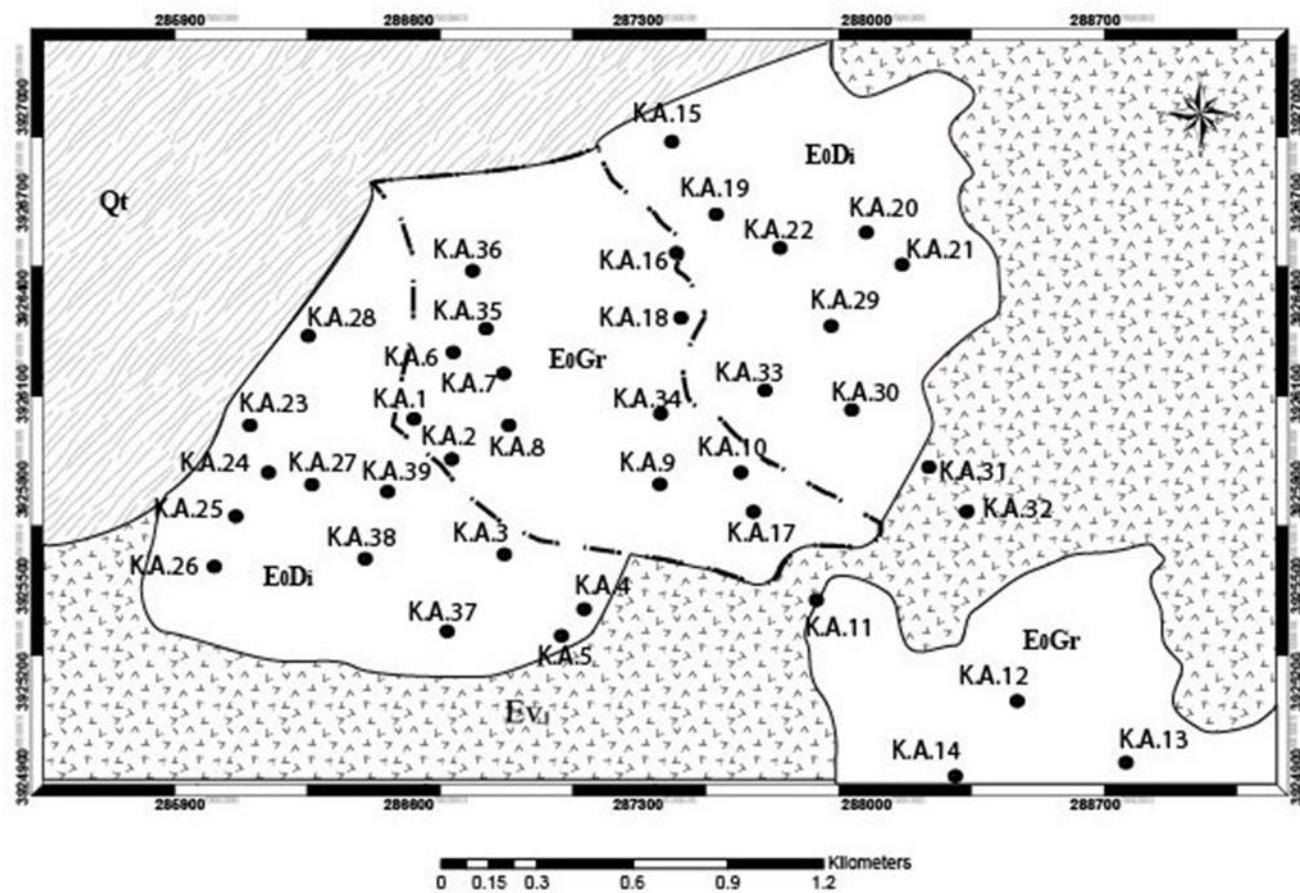
(شکل ۴-۹ خ) و نقشه نمونه برداری ترسیم گردیده است. در هر ایستگاه ۲ مغزه استوانه‌ای به فاصله چند متر به منظور بالا بردن تعداد نمونه‌ها از نظر آماری و حصول نتایج دقیق‌تر تهیه شده است.



شکل ۴-۹- نحوه نمونه برداری فابریک مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی کوه زر. الف) خط راهنما، ب) محل حفاری، پ) دستگاه مغزه گیر، ت) برداشت شیب، ث) نحوه برداشت جهت شیب، ج) خارج کردن مغزه توسط پنس، چ) استفاده از نیم لوله پلاستیکی به منظور هاشور زدن مغزه، ح) شماره گذاری مغزه، خ) برداشت مختصات جغرافیایی با استفاده از GPS.

Kuh-Zar Pluton

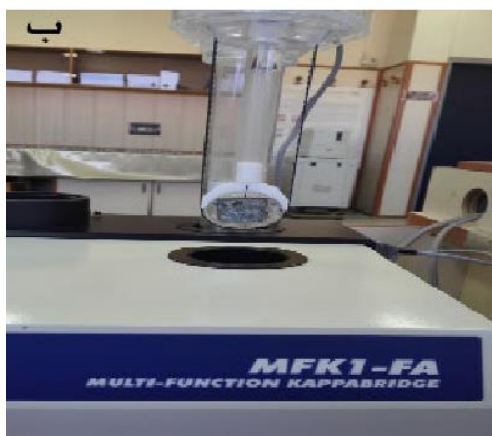
Quaternary	Qt	Younger terraces
Post Eocene	E ₀	E ₀ Gr
		E ₀ Di
Eocene	EV ₁	Basalt & andesite



شکل ۴-۱۰- نقشه پراکندگی ایستگاه‌های مغزه‌گیری در توده نیمه‌عمیق کوه زر.

۴-۱۰- اندازه‌گیری داده‌های مغناطیسی

نمونه برداری در این تحقیق در طی هفت روز در مهر و آبان ۹۵ انجام گرفت. پس از انجام نمونه‌برداری صحرائی، کل مغزه‌های حفاری‌شده به کارگاه تهیه مقطع دانشگاه صنعتی شاهرود انتقال یافت. سپس هر مغزه به قطعات با طول ۲۲ میلی‌متر برش داده شد. از مجموع ۷۸ مغزه حفاری شده از ۳۹ ایستگاه، تعداد ۳۹۰ قطعه تهیه گردید. پس از برش مغزه‌ها، بر روی هر قطعه نمونه، شماره نمونه نوشته می‌شود و فلش معرف جهت شیب مغزه ترسیم می‌گردد. در مرحله بعد نمونه‌ها توسط اسیدکلریدریک ۰/۱ نرمال 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 اسیدشویی باید مراقب پاک‌شدن نوشته‌ها روی نمونه‌ها بود. مدت زمان نگهداری نمونه‌ها در این محلول ۲ ساعت می‌باشد (بوته، ۱۹۹۷). پس از اسیدشویی، نمونه‌ها با آب خالص شستشو داده می‌شوند. نمونه‌ها پس از خشک‌شدن، برای اندازه‌گیری با دستگاه مغناطیس‌سنج 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 مغناطیس پایین (۲۰۰ Hz) و پذیرفتاری مغناطیسی با دقت 10^{-8} SI اندازه‌گیری می‌شود و داده‌های حاصل از آن مورد تحلیل قرار می‌گیرند. دستگاه مغناطیس‌سنج کاپابریج، حساس‌ترین ابزار آزمایشگاهی در دسترس برای اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی و ناهمسانگردی مغناطیسی (AMS) می‌باشد که در شکل ۴-۱۲ نشان داده شده است.



شکل ۴-۱۲- تصویری از دستگاه مغناطیس‌سنج مدل MFK1-FA ساخت شرکت (Agico) جمهوری چک موجود در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود. الف) بخش ریزپردازشگر Microprocess. ب) بخش اندازه‌گیری کننده Kappabridge.

زمانی که یک نمونه سنگ در درون سیم‌پیچ قرار می‌گیرد، تغییرات ظرفیت القای مغناطیسی در سیم‌پیچ با بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی نمونه اندازه‌گیری می‌شود. در این دستگاه هر قطعه در چهار حالت مختلف قرار می‌گیرد 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 بر طبق پیش‌فرض‌های نرم‌افزاری خاصی که برای آن طراحی شده است، شیب و جهت‌شیب 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، ۲۰۰۵). پس از اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی نمونه‌ها، آنالیز داده‌های عددی و تحلیل ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی هر نمونه با استفاده از نرم‌افزارهای Anisoft و Safyr4w انجام شدند (شکل ۴-۱۳).

Safyr 4W

File View Settings About

Specimen

Name:

Orientation

Azimuth	Plunge	P1	P2	P3	P4	Volume
		12	90	12	0	9.5

Foliation(s)

Code	Dip dir.	Dip
#1		
#2		

Lincation(s)

Code	Trend	Plunge
#1		
#2		

Measurements

Three-axis measurements

Axis	Range	Cosine	Sine	Amplitude	Error	Error [%]
Axis 1						
Axis 2						
Axis 3						

Total susceptibility

Range	TSus Re	TSus Im	Phase

Results

Mean susceptibility

Susceptibility	Std. error [%]	F

Normalized principal susceptibilities

kmax	kint	kmin	Axis 1

Anisotropy factors

L	F	P	PJ	T	U	Q	E

Anisotropy settings

Orientation parameters

P1	P2	P3	P4
12	90	12	0

Demagnetizing factor

☒ Use demagnetizing factor

OK CANCEL

Principal directions

Kmax		Kint		Kmin	
Dec	Inc	Dec	Inc	Dec	Inc

Police #1:

Text #1:

Police #2:

Text #2:

NEW SPECIMEN

AXIS 1

AXIS 2

AXIS 3

TOTAL SUSC.

SAVE

CANCEL

INSTRUMENT IS READY

F1 H=200 A/m

UD ENABLED

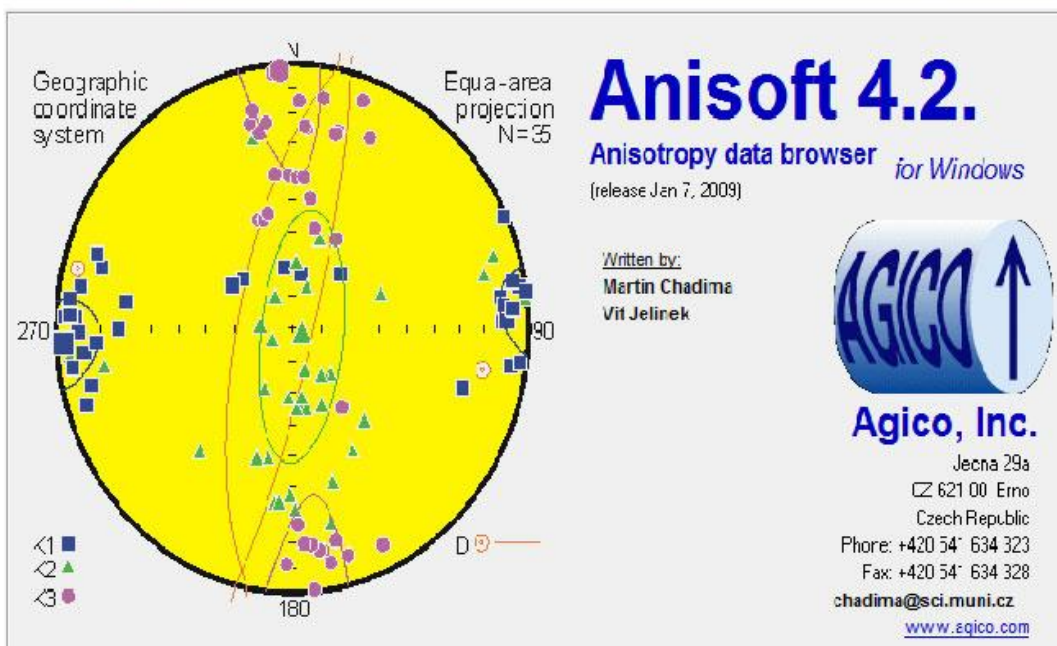
ROT ENABLED

CALIB

H CORR

start Safyr 4W

3:14 PM



شکل ۴-۱۳- تصاویری از نرم افزار Safyr4W و نرم افزار Anisoft 4.2.

۴-۱۱- خطاها

در طی نمونه برداری و تهیه نمونه‌ها معمولاً خطاهایی صورت می‌گیرد که بهتر است تا حد امکان از بروز آن‌ها جلوگیری شود. برخی از این خطاها عبارتند از:

- ۱- چرخش یا خارج شدن مغزه از حالت اولیه خود.
- ۲- ثبت فلش معرف شیب و جهت آن در جهت نادرست (یا مخالف).
- ۳- ثبت نادرست هاشورهایی که بر بدنه مغزه ترسیم می‌شوند.
- ۴- عدم ثبت هاشورها بر بدنه مغزه.
- ۵- ثبت نادرست شماره ایستگاه بر روی بدنه مغزه.
- ۶- ثبت نادرست اطلاعات هر ایستگاه در دفترچه یادداشت.
- ۷- ثبت نادرست موقعیت جغرافیایی هر ایستگاه به کمک GPS.
- ۸- ثبت نادرست حروف A1, B1 ... بر روی بدنه مغزه‌های متعلق به یک ایستگاه.
- ۹- بهتر است فلش مربوط به شیب و جهت آن از مرکز مغزه عبور نماید، به گونه‌ای که فلش سطح فوقانی مغزه را به دو قسمت مساوی تقسیم نماید.
- ۱۰- تا حد امکان از حفاری افقی یا نزدیک به افق پرهیز نمائیم.
- ۱۱- تا حد امکان سعی نمایم در هنگام حفاری، محور مغزه کج نگردد تا پس از حفاری مغزه دارای شکل خمیده نباشد.
- ۱۲- تا حد امکان سعی نمائیم قطر مغزه از ۲۲ میلی‌متر بیشتر یا کمتر نشود.

۱۳- پس از انجام حفاری باید مغزه‌ها تمیز شده و در جای تمیز نگهداری گردند و تا حد امکان از وسایل دارای خاصیت مغناطیسی دور نگه داشته شوند.

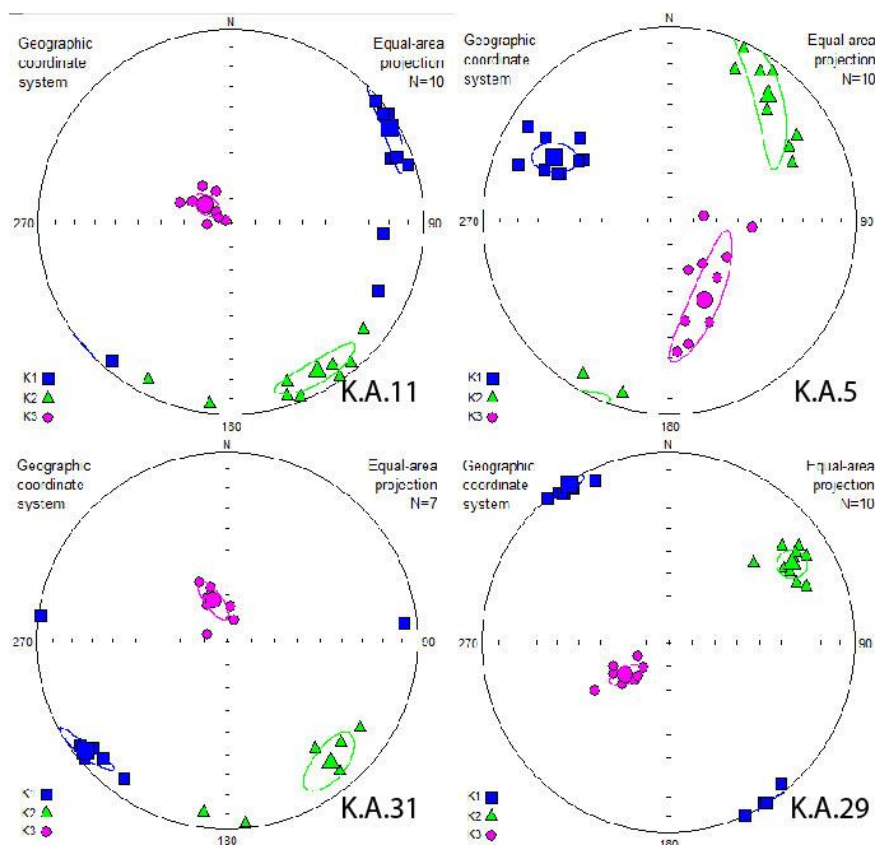
۱۴- در صورتی که ترتیب قرارگیری نمونه‌ها اشتباه شود، مثلاً قطعه سوم به جای قطعه دوم در نظر گرفته شود، در واقع باعث گردیده‌ایم که نمونه یک چرخش ۱۸۰ درجه‌ای انجام دهد، این عمل به بروز خطاها و سردرگمی‌هایی منجر می‌گردد که پی بردن به آن‌ها چندان ساده نیست.

۱۵- خطای دیگر، جابه‌جایی نمونه‌های یک ایستگاه با ایستگاه دیگر است.

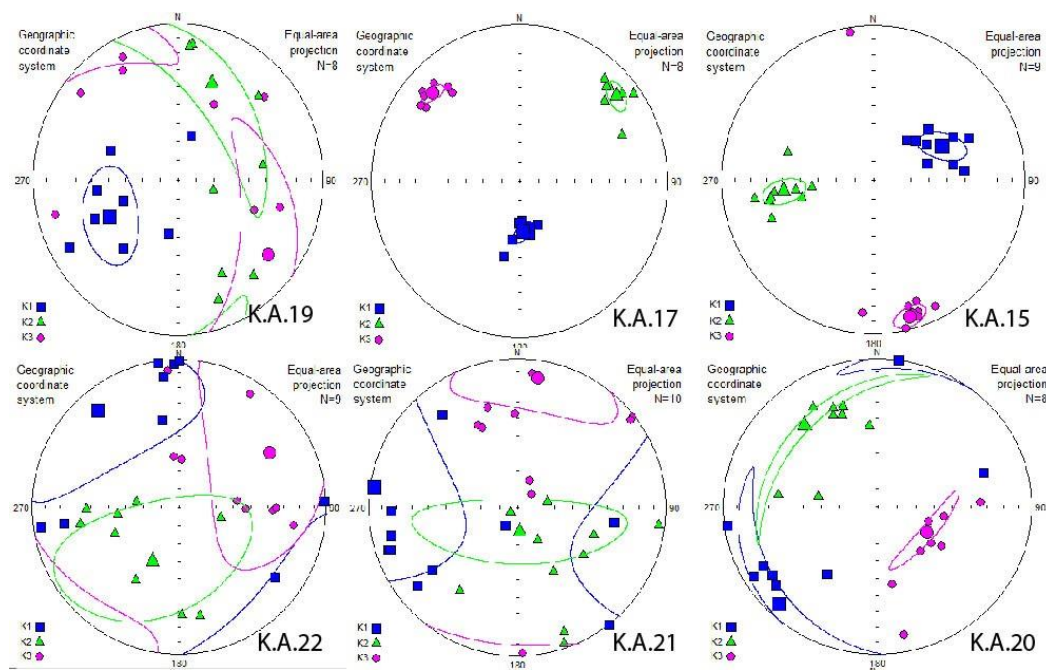
۱۶- گاهی اوقات شماره نوشته شده بر روی مغزه‌ها ناخوانا است. این امر باعث می‌گردد تا داده‌های یک ایستگاه برای ایستگاه دیگری در نظر گرفته شود.

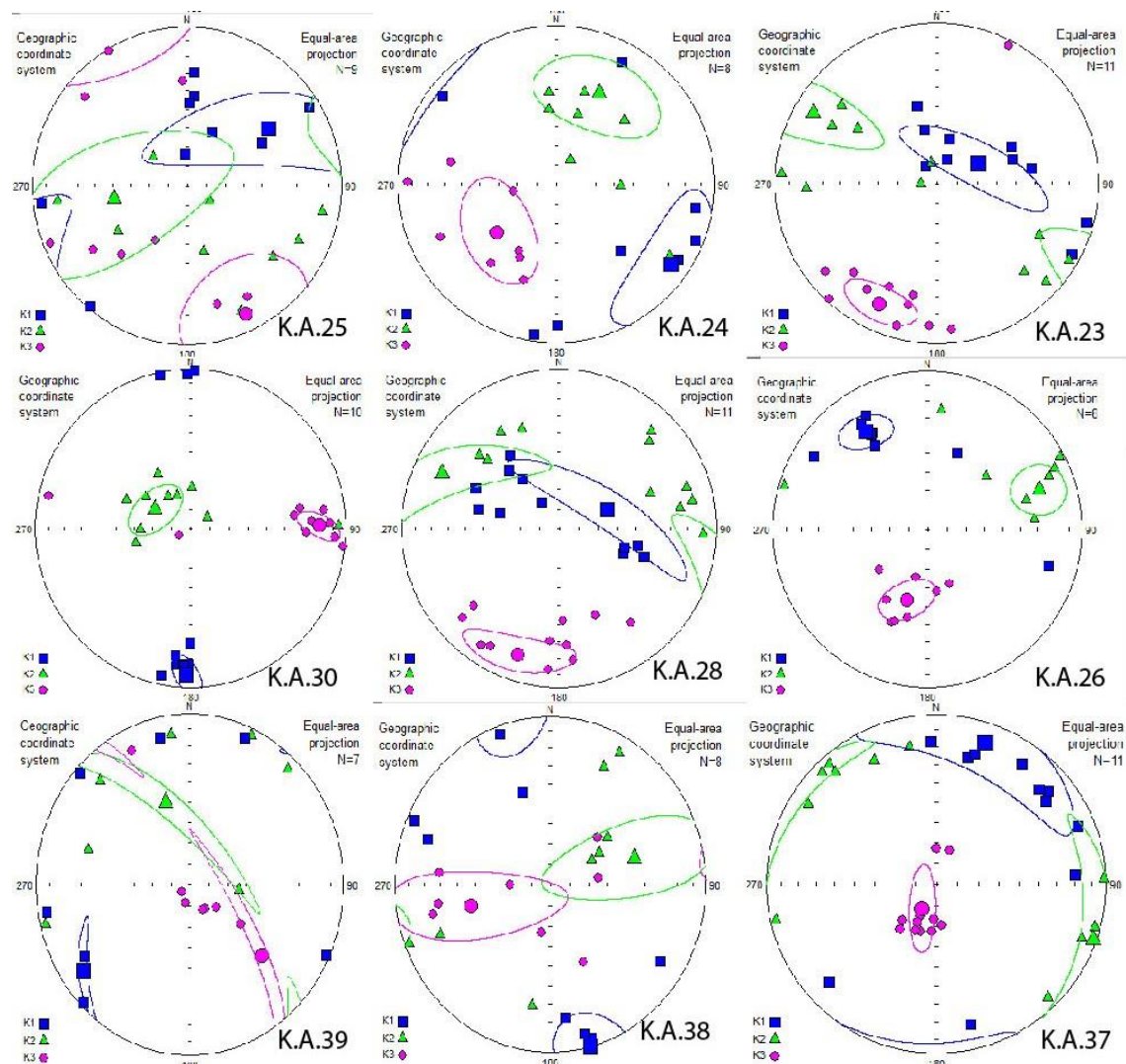
۴-۱۲- استریوگرام‌های ایستگاه‌های مختلف توده نفوذی کوه زر

پس از اندازه‌گیری ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی هر کدام از نمونه‌های مغزه‌گیری شده از توده نفوذی کوه زر، نتایج حاصل به کمک نرم‌افزار Anisoft 4.2 مورد پردازش قرار گرفتند. این نرم‌افزار خروجی‌های حاصل از اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی هر کدام از نمونه‌ها را به صورت استریوگرام نشان می‌دهد که در آن K_1 ، K_2 و K_3 به ترتیب به صورت مربع، مثلث و دایره نمایش داده می‌شود (شکل ۴-۱۴). با استفاده از این استریوگرام‌ها می‌توان به آسانی میزان ناهمگنی و جهت بردارهای مغناطیسی نمونه‌های برداشت‌شده از هر ایستگاه را در ذهن تجسم کرده و صحت و دقت داده‌ها را مورد بررسی قرار داد.

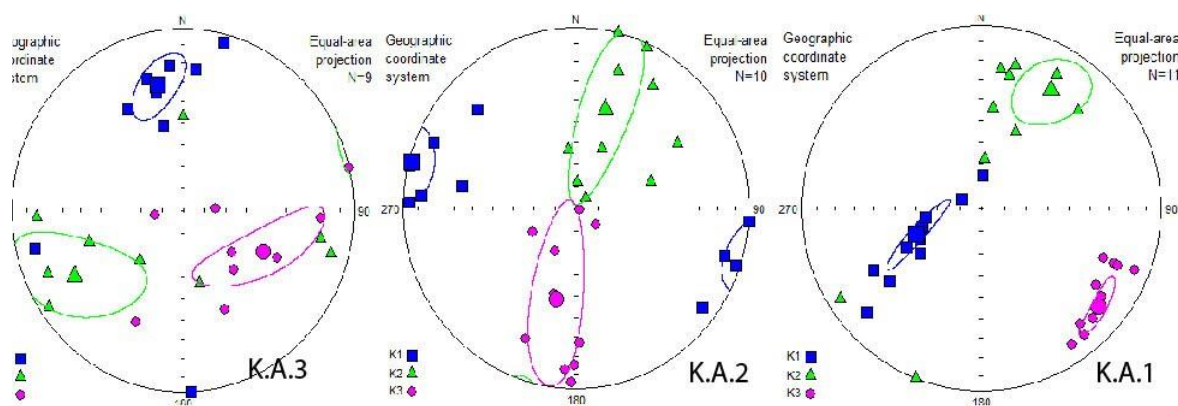


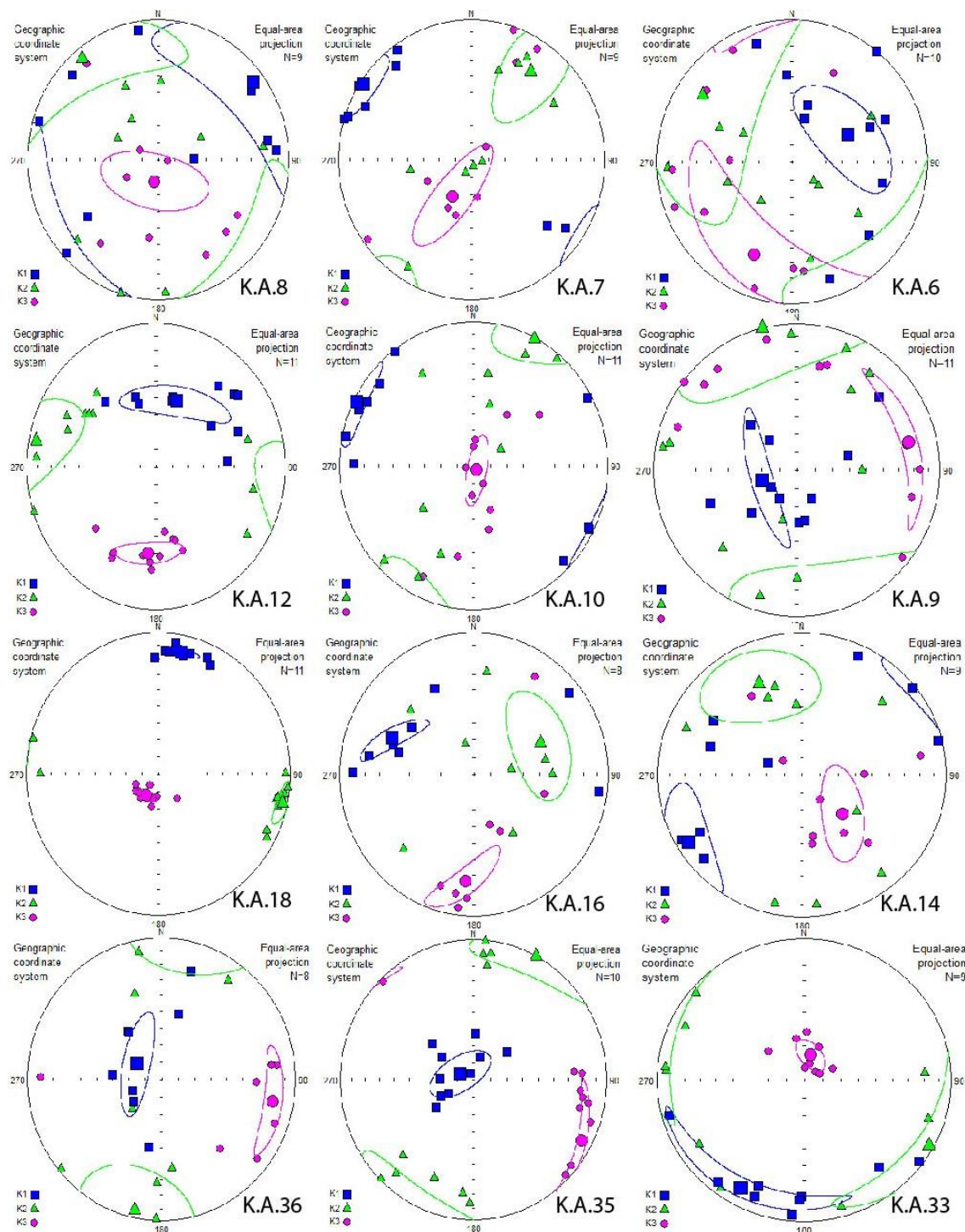
شکل ۴-۱۴ الف) استریوگرام‌های مربوط به سنگ‌های آتشفشانی ائوسن که میزبان توده نفوذی کوه زر می‌باشد.



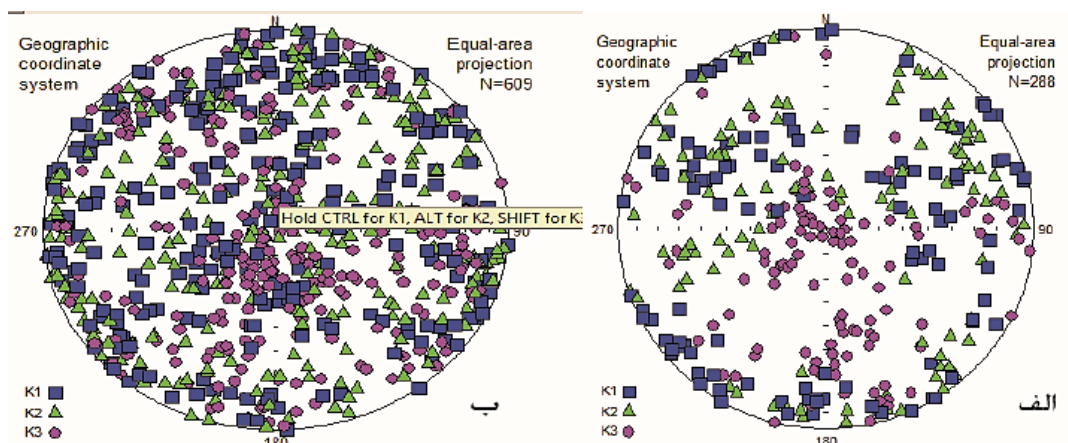


شکل ۴-۱۴- ب) استریوگرام‌های مربوط به واحد میکرودیوریتی.





شکل ۴-۱۴- پ) استریوگرام‌های مربوط به واحد گراندیوریتی.



شکل ۴-۱۴- استریوگرام‌های ترسیم شده بر اساس پارامترهای مغناطیسی اندازه‌گیری شده با استفاده از نرم‌افزار Anisoft 4.2؛ شکل الف استریوگرام کلی مربوط به سنگ‌های آتشفشانی ائوسن که میزبان توده نفوذی کوه زر می‌باشد.. شکل ب استریوگرام کلی مربوط توده نفوذی کوه زر..

۴-۱۳- بررسی پارامترهای مغناطیسی توده نفوذی کوه زر

پس از اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی مغزه‌های برداشت‌شده از توده نفوذی کوه زر، از پارامترهای مغناطیسی مختلفی که توسط دستگاه مغناطیس‌سنج حاصل شد در تهیه و ترسیم انواع نقشه‌های مغناطیسی (نقشه‌های برگوارگی، خطوارگی و ...) استفاده گردید. با استفاده از این پارامترها و همچنین نقشه‌های حاصل از آن‌ها، می‌توان نحوه صعود و سازوکار جایگیری توده نفوذی کوه زر و همچنین مسیرهای دگرسانی گرمایی را مورد بررسی قرار داد. این پارامترها برای هر ایستگاه محاسبه شده و در جدول ۴-۱ آورده شده است.

جدول ۴-۱- داده‌های حاصل از انجام آنالیزهای فابریک مغناطیسی در ایستگاه‌های مختلف توده گرانیتوئیدی کوه زر و سنگ‌های میزبان آن‌ها.

گرانودیوریت

site	Long	Lat	Km	P%	T	Az/Pl:Line	Az/Pl:Fol
K.A.1	54.6482	35.4543	30100	5.1	0.446	249/58	220/73
K.A.2	54.6495	35.4532	8760	3.9	0.042	285/2	283/43
K.A.3	54.6514	35.4506	162	0.5	-0.004	348/30	206/43
K.A.6	54.6495	35.4562	126	3.2	-0.044	65/53	293/60
K.A.7	54.6512	35.4556	22100	5.3	-0.36	304/2	299/25
K.A.8	54.6514	35.4542	3920	2	-0.108	52/10	282/13
K.A.9	54.6566	35.4526	111	2.5	0.233	255/69	166/69

K.A.10	54.6597	35.4519	19500	2.7	-0.234	297/3	235/3
K.A.12	54.6687	35.443	73.7	0.9	0.3	19/50	276/51
K.A.13	54.6725	35.445	48.3	1.6	-0.192	153/23	120/38
K.A.14	54.6667	35.4446	135	0.4	-0.213	239/9	224/32
K.A.16	54.6569	35.4592	1060	2.8	0.242	294/34	275/65
K.A.18	54.6571	35.4573	15800	5.8	0.12	11.2/13.2	301/14
K.A.33	54.6593	35.453	9970	2.1	0.508	210/14	103/15
K.A.35	54.6506	35.4569	6920	4.1	-0.051	294/81	208/81
K.A.36	54.6501	35.4585	23100	3.2	0.062	302/72	191/73

میکرو دیوریت

site	Long	Lat	Km	P%	T	Az/Pl:Line	Az/Pl:Fol
K.A.15	54.6567	35.4623	50900	6.2	0.584	64/48	255/81
K.A.17	54.66	35.45	245	2.8	0.13	176/64	44/70
K.A.19	54.6582	35.4603	29700	3.9	-0.296	244/46	218/67
K.A.20	54.6633	35.4599	304	7.7	0.119	224/9	208/30
K.A.21	54.6645	35.459	106	3.6	0.077	278/3	99/77
K.A.22	54.6604	35.4594	7560	5.9	-0.029	320/15	149/61
K.A.23	54.6427	35.454	10700	4.1	0.046	64/67	295/72
K.A.24	54.6433	35.4527	5140	3.3	0.084	125/13	321/40
K.A.25	54.6423	35.4514	4470	2.3	0.05	55/37	245/78
K.A.26	54.6416	35.45	2270	1.2	0.426	327/27	287/38
K.A.27	54.6448	35.4524	390	3.8	0.097	111/17	103/67
K.A.28	54.6446	35.4566	34300	4.7	0.087	68/63	288/72
K.A.30	54.6629	35.4548	31000	3.7	0.063	182/9	179/71
K.A.37	54.6495	35.4483	170	4.8	0.356	19/13	301/14
K.A.38	54.6467	35.4503	8970	3.3	0.099	165/1	346/43
K.A.39	54.6474	35.4522	122	22	0.08	234/15	222/52

ولکانیک

site	Long	Lat	Km	P%	T	Az/Pl:Line	Az/Pl:Fol
K.A.5	54.6533	35.4483	43300	3.4	-0.62	298/31	246/37
K.A.11	54.6619	35.4495	47000	3.9	0.278	59/5	35/13
K.A.29	54.6621	35.4572	42200	4	-0.25	327/1	324/23
K.A.31	54.6656	35.4533	56700	4.4	0.446	232/6	71/18

Km: میانگین پذیرفتاری مغناطیسی؛ P%: درصد ناهمسانگردی مغناطیسی؛ T: پارامتر شکل

Lin: خطوارگی مغناطیسی؛ Fol: برگوارگی مغناطیسی.

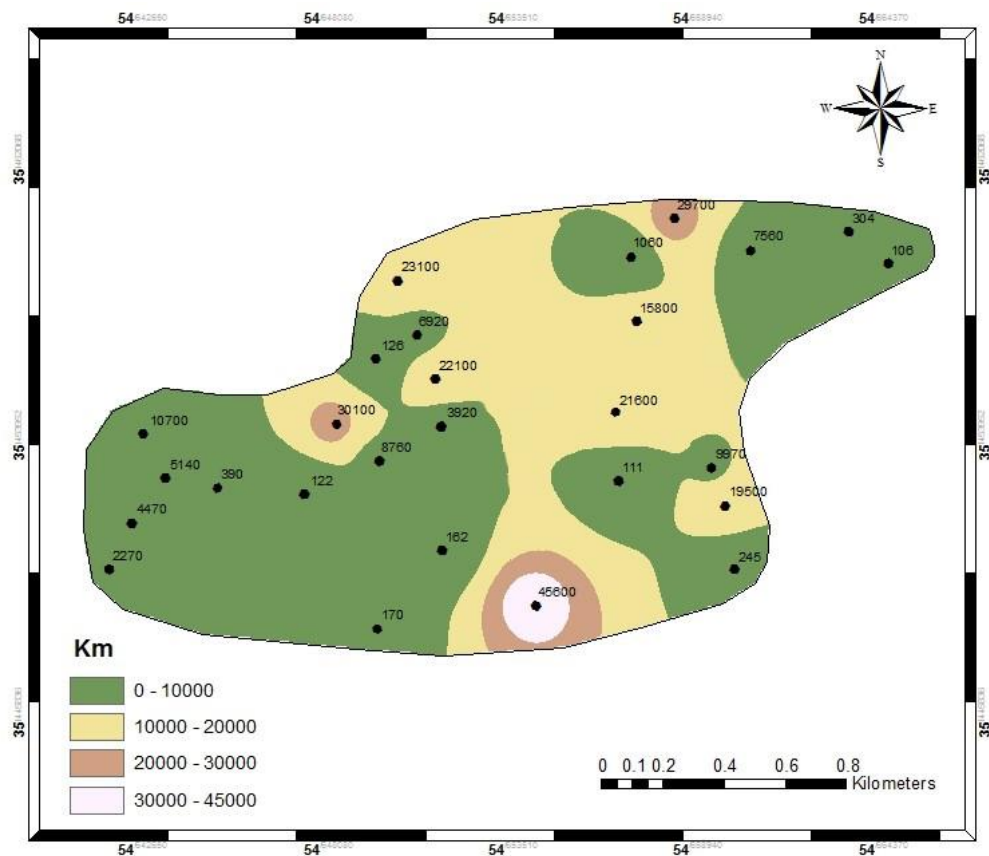
۴-۱۳-۱- پارامتر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km)

مهم‌ترین پارامتر در روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی ضریب K است که فاقد بعد می‌باشد اما در اندازه‌گیری‌ها برای سنجش بزرگی آن، یک مقدار مبنا در نظر گرفته می‌شود که به صورت SI یا μSI می‌باشد. پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) یا همان خودپذیری مغناطیسی از جمله پارامترهای مهم در مطالعات فابریک مغناطیسی می‌باشد که در تعبیر و تفسیر ویژگی‌های مختلف از جمله تغییرات فراوانی کانی‌های مغناطیسی و شناخت احتمالی انواع آن‌ها استفاده می‌شود. این پارامتر از میانگین‌گیری بین مقادیر K_1 ، K_2 و K_3 به دست می‌آید و با میزان حضور و همچنین درصد فراوانی کانی‌های دارای خواص مغناطیسی رابطه مستقیم دارد. پذیرفتاری مغناطیسی به عوامل متفاوتی از جمله تمرکز و غلظت کانی‌های مغناطیسی، اندازه کانی‌ها، ترکیب شیمیایی و تنش‌های داخلی و نقض در شبکه بلوری بستگی دارد. پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) برای یک نمونه برابر با مقدار میانگین پذیرفتاری مغناطیسی در تمام جهات می‌باشد که به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$4) \quad K_m = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$$

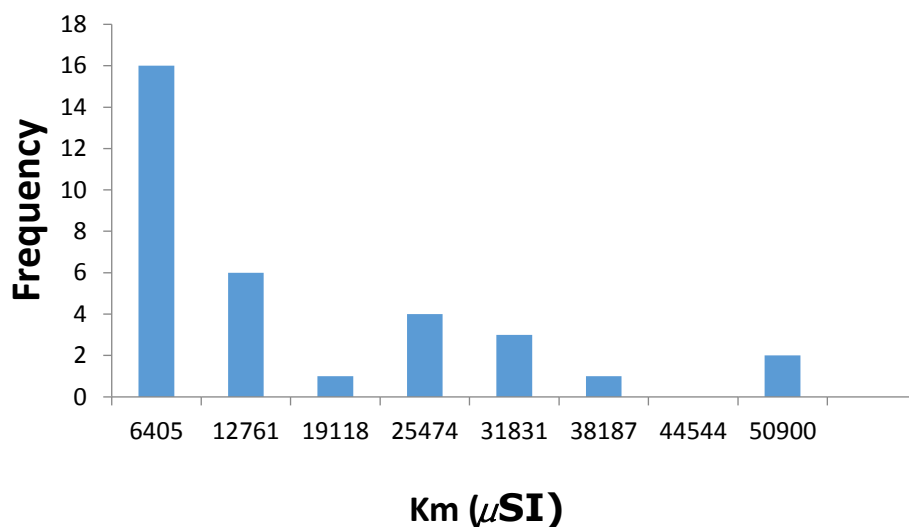
با توجه به مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین در هر ایستگاه نقشه پهنه‌بندی پذیرفتاری مغناطیسی توده حاصل شد (شکل ۴-۱۵). این مقادیر در چهار گروه $0 < K < 10000$ ، $10000 < K < 20000$ ، $20000 < K < 30000$ و $30000 < K < 45000$ به صورت منحنی‌های هم-میزان ترسیم گردید تا فهم تغییرات K_m در آن به مراتب آسان‌تر باشد. در این نقشه، میکرودیوریت‌ها که به حواشی شمال شرق و جنوب غرب توده محدود می‌شوند K_m پایینتری نسبت به مرکز و واحد گرانودیوریتی دارند و علت این امر حضور گسترده دگرسانی آرژیلیک می‌باشد. با توجه به نتایج میانگین K_m در توده نفوذی مزبور ($K_m = 11475 \mu SI$) جزء گرانیتوئیدهای فرومغناطیس ($K_m \geq 500 \mu SI$) به شمار می‌آید (بوشه، ۱۹۹۷؛ ایشیهارا، ۱۹۹۷). با استفاده از این نقشه می‌توان تا

حدودی نوع کانی‌های حامل مغناطیسی و درصد فراوانی آن‌ها را تشخیص داد و در نهایت پذیرفتاری توده مورد مطالعه را به یکی از گروه‌های دیامغناطیس، پارامغناطیس و یا فرومغناطیس نسبت داد. به طور کلی بخش عمده کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌ها از دو نوع پارامغناطیس و دیامغناطیس می‌باشد که به علت حضور زیاد آن‌ها در اغلب سنگ‌ها به آن‌ها کانی‌های ماتریکس یا زمینه گفته می‌شود (روشت، ۱۹۸۷). همچنین باید به این نکته توجه نمود که پذیرفتاری ذاتی کانی‌های دیامغناطیس و پارامغناطیس در برابر کانی‌های فرومغناطیس منیتیت که حامل اصلی خاصیت مغناطیسی در گرانیتوئیدهای فرومغناطیس به شمار می‌رود بسیار ناچیز است (هرودا، ۲۰۱۰).

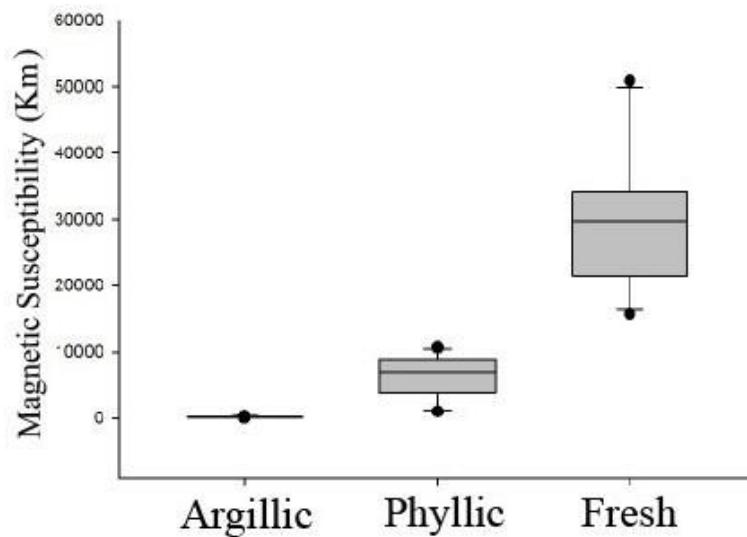


شکل ۴-۱۵- نقشه هم‌میزان بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی (Km) در توده نفوذی کوه زر.

در شکل ۴-۱۶ نمودار هیستوگرام واحد سنگی سازنده توده گرانیتوئیدی کوه زر مربوط به نمونه‌های سالم، تا حدودی دگرسان شده و کاملاً دگرسان شده را در مقابل پذیرفتاری مغناطیسی میانگین نشان می‌دهد. همانطور که مشاهده می‌شود تعداد نمونه‌های دگرسان شده در توده گرانیتوئیدی کوه زر بیشتر و مقدار پذیرفتاری مغناطیسی آن‌ها به طور چشمگیری کمتر از نمونه‌های سالم است. در شکل ۴-۱۷ نمودار جعبه‌ای تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی انواع نمونه‌های سالم، دارای دگرسانی آرژیلیتی و فیلیتی در توده نفوذی کوه زر نشان داده شده است. در این نمودار مقادیر Km نمونه‌های سالم نسبت به نمونه‌های دگرسان شده بالاتر بوده و نمونه‌های دارای دگرسانی فیلیک دارای Km بالاتری نسبت به دگرسانی آرژیلیک است.



شکل ۴-۱۶- هیستوگرام درصد فراوانی در برابر بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی برای واحد سنگی گرانودیوریت را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۱۷- نمودار جعبه‌ای پذیرفتاری مغناطیسی (Km) انواع نمونه‌های سالم و دگرسان شده توده نفوذی کوه زر.

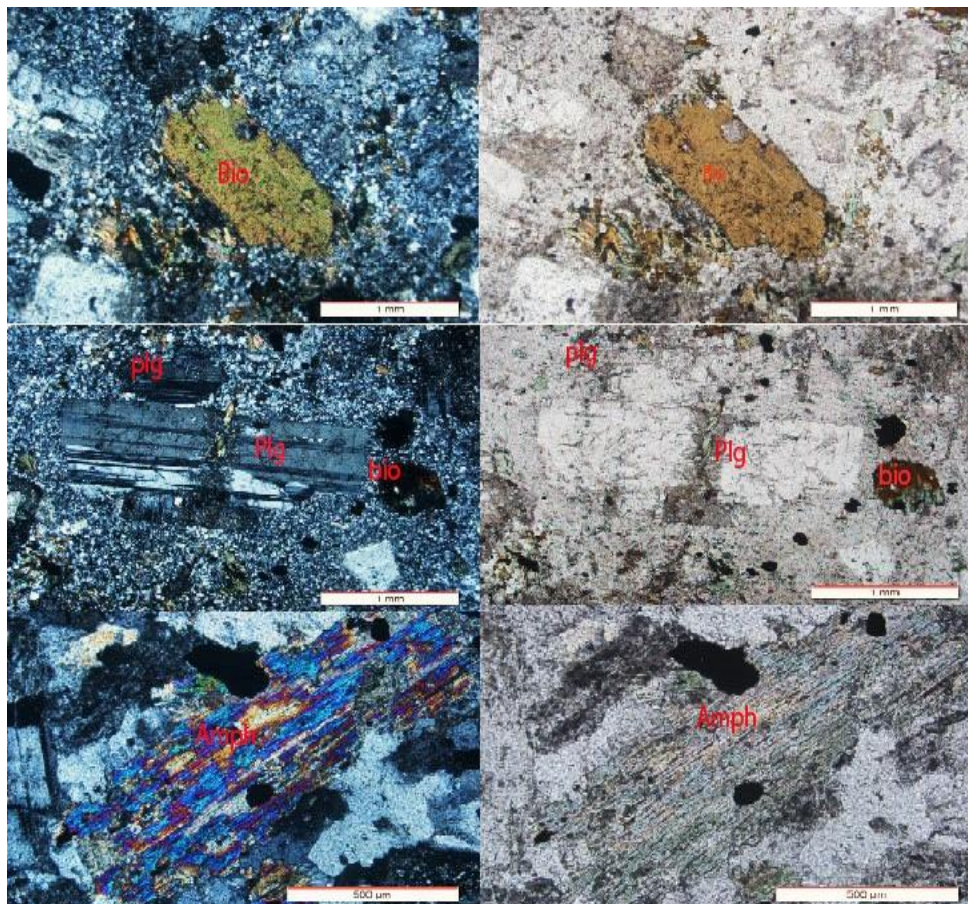
۲-۱۳-۴- رابطه دگرسانی با پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km)

بر اثر فرآیندهای دگرسانی گرمایی رخ داده در توده نفوذی کوه زر، میزان پذیرفتاری مغناطیسی ایستگاه‌های مختلف بر حسب نوع و شدت دگرسانی متغیر است. با مقایسه نقشه پهنه‌بندی دگرسانی توده نفوذی کوه زر و نقشه تغییرات Km درمی‌یابیم که فرآیند دگرسانی بر روی بزرگای Km نمونه‌های مختلف تأثیرگذار بوده و مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی کانی‌های مغناطیسی را کنترل نموده است. به طوری که در ایستگاه‌هایی که مقادیر Km بالایی از خود نشان می‌دهند سنگ دچار دگرسانی نشده یا این که شدت دگرسانی بسیار پایین است در حالی که ایستگاه‌هایی که مقادیر Km پایین دارند شدت دگرسانی بسیار بالا است. در واقع بین مقادیر Km و شدت دگرسانی، رابطه معنادار و معکوسی دیده می‌شود به طوری که هر چه شدت دگرسانی در یک سنگ افزایش یابد پذیرفتاری مغناطیسی نیز کاهش می‌یابد. طی فرآیندهای دگرسانی در توده نفوذی کوه زر، سنگ‌های تشکیل‌دهنده توده توسط محلول‌های گرمایی دچار تغییرات شیمیایی و کانیایی شده و باعث از بین رفتن برخی کانی‌ها و تشکیل

کانی‌های جدید می‌شوند. در نتیجه خواص مغناطیسی اصلی توده دچار تغییر می‌شود. اگرچه الگوی دگرسانی در توده کوه زر به صورت ناهمگن است اما می‌توان گفت مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده الگوی فابریک مغناطیسی می‌باشد به گونه‌ای که در مناطقی با دگرسانی آرژیلیتی، تخریب و کاهش اندازه بلورهای مگنتیت در شرایط اسیدی رخ داده و حتی در برخی از مقاطع به طور کامل از بین رفته یا اکسید شده است. بررسی‌ها حاکی از این است که نوع دگرسانی تأثیر متفاوتی بر روی میزان پذیرفتاری مغناطیسی دارد. به طوری که دگرسانی آرژیلیتی با کاهش بیشتری در مقدار Km همراه است در حالی که دگرسانی فیلیک تأثیر کمتری بر روی میزان بزرگای Km دارد؛ بنابراین بر اساس شدت دگرسانی، نوع دگرسانی، پذیرفتاری مغناطیسی توده کوه زر به سه دسته قابل تقسیم است، که به ترتیب شامل نمونه-های سالم، نمونه‌های تحت تأثیر دگرسانی فیلیک و نمونه‌های تحت تأثیر دگرسانی آرژیلیک می‌باشند.

الف) پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان

از دیدگاه فابریک مغناطیسی سنگ‌هایی که از دسترس سیالات دگرسانی به دور مانده و یا علی‌رغم حضور دگرسانی در توده نفوذی، هیچ تغییری در خواص مغناطیسی آن‌ها ایجاد نشده باشد را نمونه‌های سالم می‌گویند (تراینیا، ۱۹۹۱). در این نمونه‌ها هیچ شاهی از اکسیداسیون منیتیت مشاهده نشده و این کانی معمولاً همراه با بیوتیت یافت می‌شوند. محتوای منیتیت اولیه به وسیله فاکتورهای متفاوتی از جمله مقدار آهن، تیتانیم، منیزیم و مقدار فوگاسیته اکسیژن در طی سردشدن ماگما کنترل می‌شود (گران، ۱۹۸۶؛ فروست، ۱۹۹۱). شکل ۴-۱۸ تصاویر میکروسکوپی از چند نمونه سالم و فاقد هر گونه دگرسانی را نشان می‌دهد. این سنگ‌ها به دلیل ماهیت نیمه عمیق خود دارای بافت پورفیری هستند و از کانیهای پلاژیوکلاز، کوارتز، و مقادیر فرعی بیوتیت و هورنبلند تشکیل شده است. بزرگای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی این نمونه‌ها از $21000 \mu SI$ تا $45000 \mu SI$ تغییر می‌نماید. مقادیر بالای Km معرف حضور منیتیت فراوان در این نمونه‌ها می‌باشد.

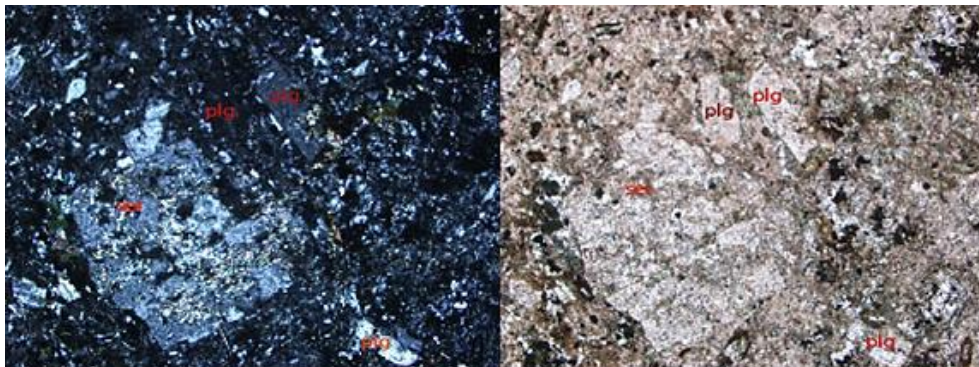


شکل ۴-۱۸- تصاویر میکروسکوپی از یک نمونه سالم در توده نیمه عمیق کوه زر.

ب) پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های تحت تأثیر دگرسانی فیلیک

این دگرسانی به واسطه هیدرولیز (متاسوماتیسم H^+) در حاشیه‌های سریع سرد شده و در امتداد ساختارهای متقاطع به وجود می‌آید. در این دگرسانی بیشتر سیلیکات‌های تشکیل دهنده سنگ همانند پلاژیوکلاز و آمفیبول با سرسیت و کوارتز و مقادیر قابل توجهی پیریت جایگزین شده‌اند. در طی این دگرسانی پلاژیوکلاز به سرسیت و بیوتیت و آمفیبول به کلریت و یا مجموعه‌ای از سرسیت، اکتینولیت و کلسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۴-۱۹). منیتیت تخریب شده و هماتیت + پیریت به وجود آمده است. این سنگ‌ها Km کمتری از نمونه‌های سالم نشان می‌دهند و علت آن تخریب یا کاهش اندازه دانه‌های

منیتیت در حین این دگرسانی است. بزرگای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی این نمونه‌ها از $1060 \mu SI$ تا 19500 تغییر می‌نماید.

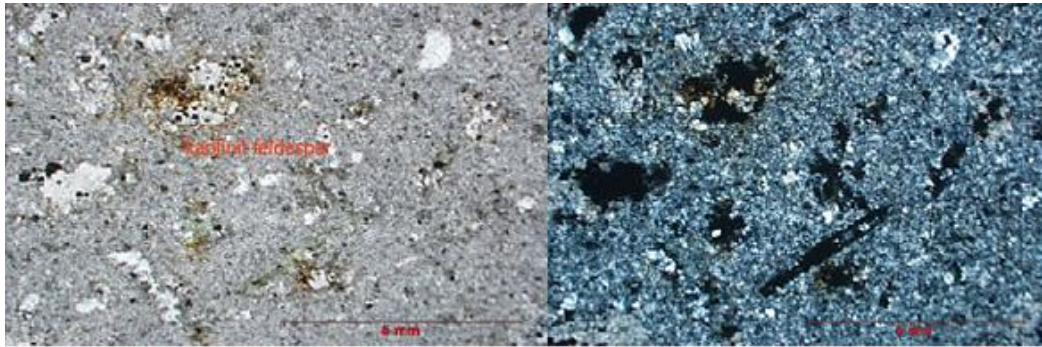


شکل ۴-۱۹- تصویر میکروسکوپی برای نمونه‌های حاصل از دگرسانی فیلیک در توده نیه عمیق کوه زر. این تصاویر معرف سرسیتی شدن شدید فلدسپارها می‌باشد.

پ) پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های تحت تاثیر دگرسانی آرژیلیتی

علاوه بر دگرسانی فیلیک، دگرسانی آرژیلیک نیز در توده کوه زر قابل مشاهده است که گسترش بیشتری نسبت به دگرسانی فیلیک دارد. از ۳۹ ایستگاه نمونه‌برداری شده از توده کوه زر، ۹ ایستگاه دچار دگرسانی آرژیلیک پیشرفته شده‌اند. این دگرسانی با حذف یا اکسید کردن دانه‌های مگنتیت باعث شده که این نمونه‌ها خاصیت پارامغناطیس از خود بروز دهند. در این نوع دگرسانی اکثر فلدسپارها به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند (شکل ۴-۲۰). از نظر شیمیایی، این نوع دگرسانی در شرایط اسیدینه نسبتاً بالا و وجود حجم زیادی از آب در محیط تشکیل می‌شود (تیلتی و بین، ۱۹۸۱). نکته قابل توجه در نمونه‌های مزبور، پر شدن درصد زیادی از قالب‌های آمفیبول موجود با کانی‌های اپک است. این نمونه‌ها با کاهش شدید در اندازه و مقدار منیتیت و هماتیتی شدن آن‌ها تشخیص داده می‌شوند. این نوع دگرسانی در بعضی مقاطع بسیار شدید و با حذف منیتیت همراه بوده است به صورتی که مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی آن‌ها

در حد کانی‌های پارامغناطیسی است. بزرگای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی این نمونه‌ها از ۷۴ μSI تا ۳۹۰ تغییر می‌نماید.



شکل ۴-۲۰- تصویر میکروسکوپی برای نمونه‌های حاصل از دگرسانی آرژلیک در توده نیمه عمیق کوه زر.

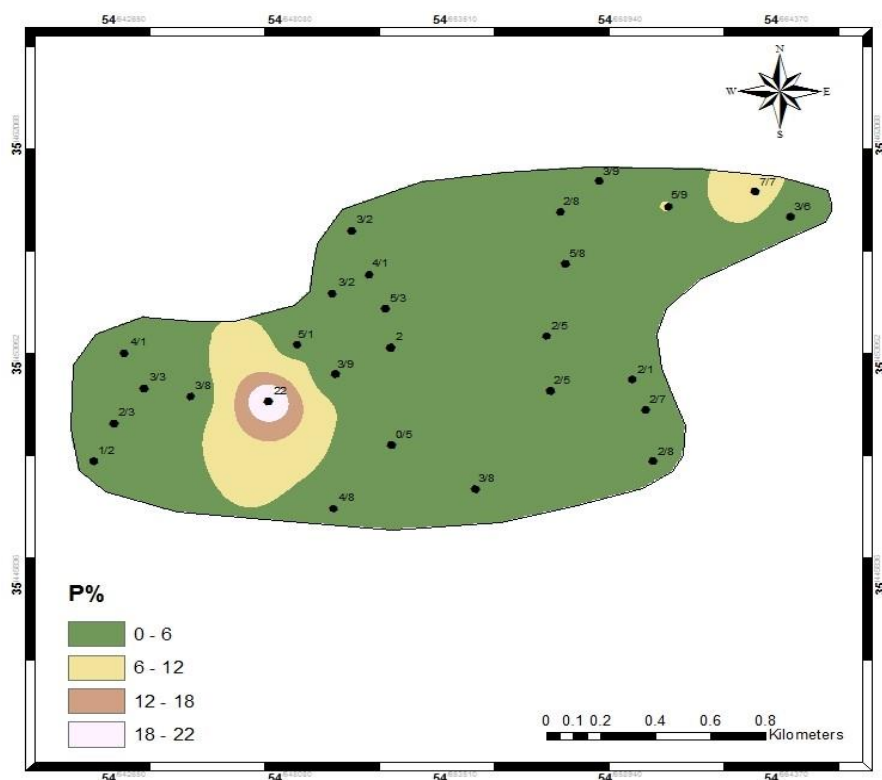
۳-۱۳-۴ درصد ناهمسانگردی مغناطیسی (P%)

درصد ناهمسانگردی مغناطیسی یا همان پارامتر P (جلینگ، ۱۹۸۱)، که رابطه بین حداقل و حداکثر مقدار پذیرفتاری مغناطیسی را بیان می‌دارد و به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$6) \quad P\% = [(K_1/K_3) - 1] \times 100$$

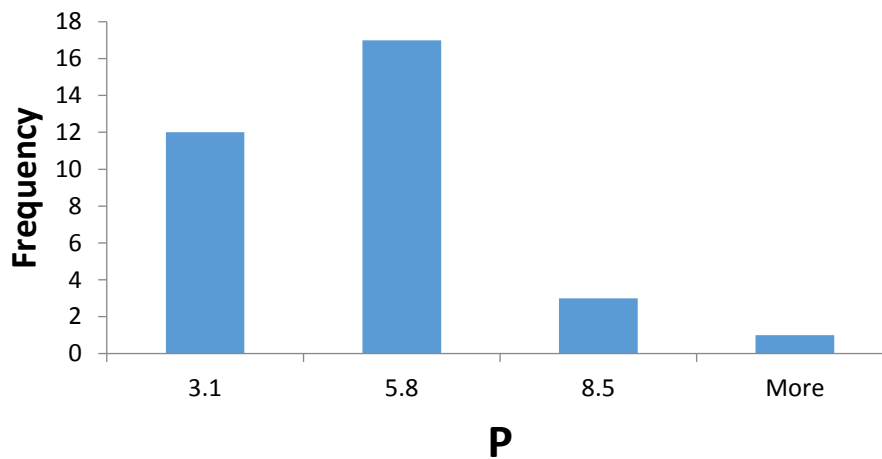
از این پارامتر به منظور تشخیص جریان ماگمایی و تغییر شکل حالت جامد استفاده می‌شود (ساینت بلنکوئت و همکاران، ۲۰۰۱). این پارامتر برای هر کدام از کانی‌ها، به وسیله ناهمگنی مغناطیسی شکل آن کانی و برای مجموعه کانی‌های موجود در سنگ‌ها، از طریق درصد کانی‌های مغناطیسی تعیین می‌شود. دگرشکلی ثانویه یا تکتونیکی می‌تواند آرایش یا چگونگی توزیع و اندازه دانه‌های مگنتیت را تحت تأثیر قرار دهد (شون‌شان، ۲۰۰۳). مقادیر درصد ناهمسانگردی مغناطیسی توده کوه زر در جدول ۴-۲ ارائه شده است. با ترسیم نقشه منحنی‌های هم‌میزان این پارامتر، نقشه

طیف تغییرات درصد ناهمسانگردی حاصل شد و با توجه به دامنه تغییرات این پارامتر، به چهار دسته ۰-۶ و ۶-۱۲ و ۱۲-۱۸ و ۱۸-۲۲ درصد گروه‌بندی شده است تا تغییرات آن به راحتی تفسیر شود (شکل ۴-۲۱). در مطالعات میکروسکوپی، ریزساخت قابل ملاحظه‌ای در توده نفوذی کوه زر شناسایی نشده است. مقادیر $P\%$ پایین معمولاً به دو دلیل است: (۱) یا توده هیچ نوع تنش را بعد از استقرار متحمل نشده است یا (۲) مقادیر $P\%$ پایین می‌تواند به دلیل ماهیت پورفیری این سنگ‌ها باشد. ایستگاه شماره ۳۹ که بالاترین درجه ناهمسانگردی را نشان می‌دهد به احتمال زیاد در محل تماس دو واحد میکرودیوریتی و گرانودیوریتی واقع شده است.

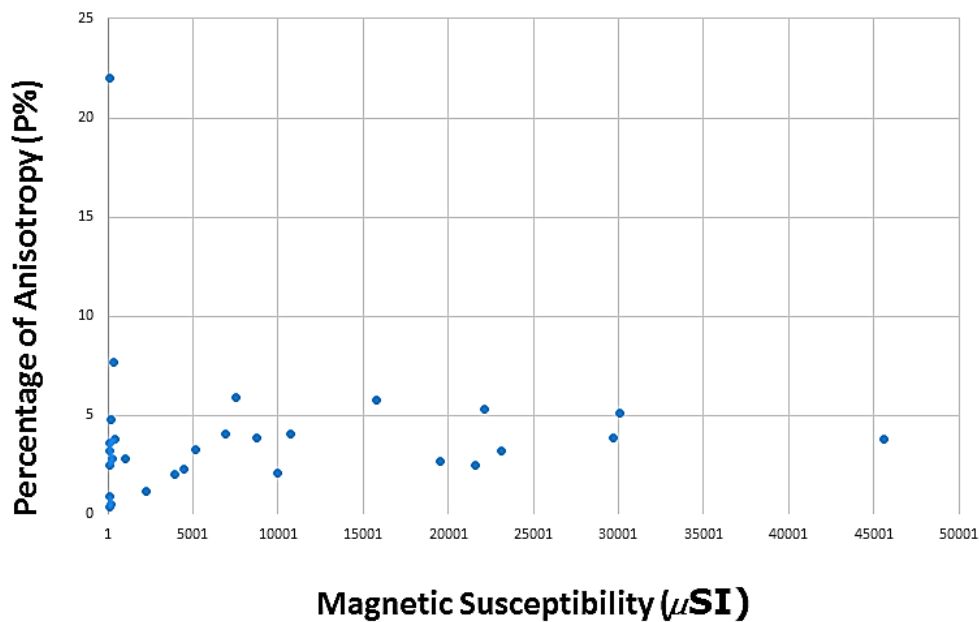


شکل ۴-۲۱- نقشه هم‌میزان درصد ناهمسانگردی مغناطیسی ($P\%$) در توده نفوذی کوه زر.

شکل ۴-۲۲ هیستوگرام تغییرات ناهمسانگردی مغناطیسی را نشان می‌دهد. با توجه به این نمودار اکثر ایستگاه‌های موجود در توده نفوذی کوه زر دارای مقدار درصد ناهمسانگردی ۵/۸ درصد می‌باشند. با توجه به نمودار پذیرفتاری مغناطیسی در برابر درصد ناهمسانگردی که برای کل توده نفوذی کوه زر ترسیم گردید (شکل ۴-۲۳) می‌توان دریافت که در نمونه‌های آرژلیک با ($Km < 500 \mu SI$) درصد ناهمسانگردی بسیار پایین است (کمتر از ۵ درصد).



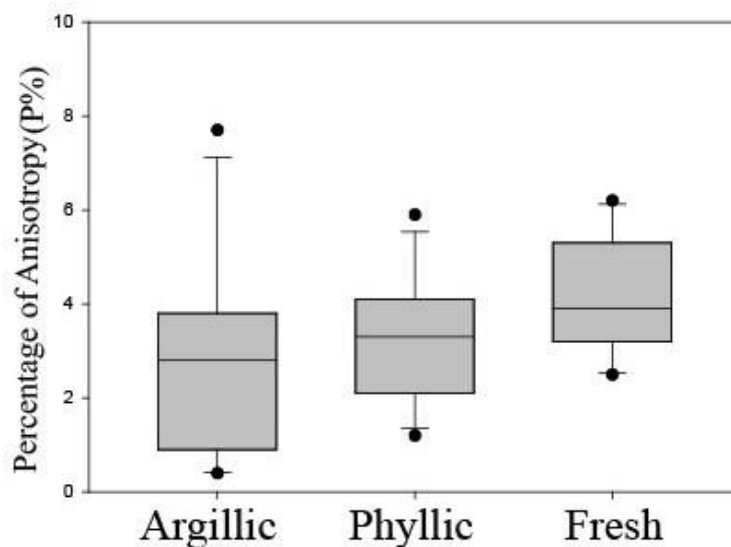
شکل ۴-۲۲- هیستوگرام فراوانی تغییرات درصد ناهمسانگردی مغناطیسی ($P\%$) اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های مختلف توده نفوذی کوه زر.



شکل ۴-۲۳- نمودار تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) در برابر درصد ناهمسانگردی مغناطیسی (P%).

به نظر می‌رسد همه نمونه‌ها اعم از سالم و دگرسان P% پایینی دارند.

در شکل (۴-۲۴) نمودار جعبه‌ای تغییرات درصد ناهمسانگردی نمونه‌های سالم، دگرسانی آرژلیک و فیلپک در توده نفوذی کوه زر نشان داده شده است. مقادیر P% در نمونه‌های دگرسان نسبت به نمونه‌های سالم از پراکندگی بیشتری برخوردار است. همانند پارامتر T، میانگین درصد ناهمسانگردی برای هر دو گروه سنگی تغییر محسوسی نداشته و تقریباً ثابت است. این امر بیانگر آن است که دگرسانی بر روی پارامتر P تأثیر چندانی ندارد. بنابراین از دو پارامتر P و T با اطمینان می‌توان جهت بررسی سازوکار جایگیری استفاده نمود.



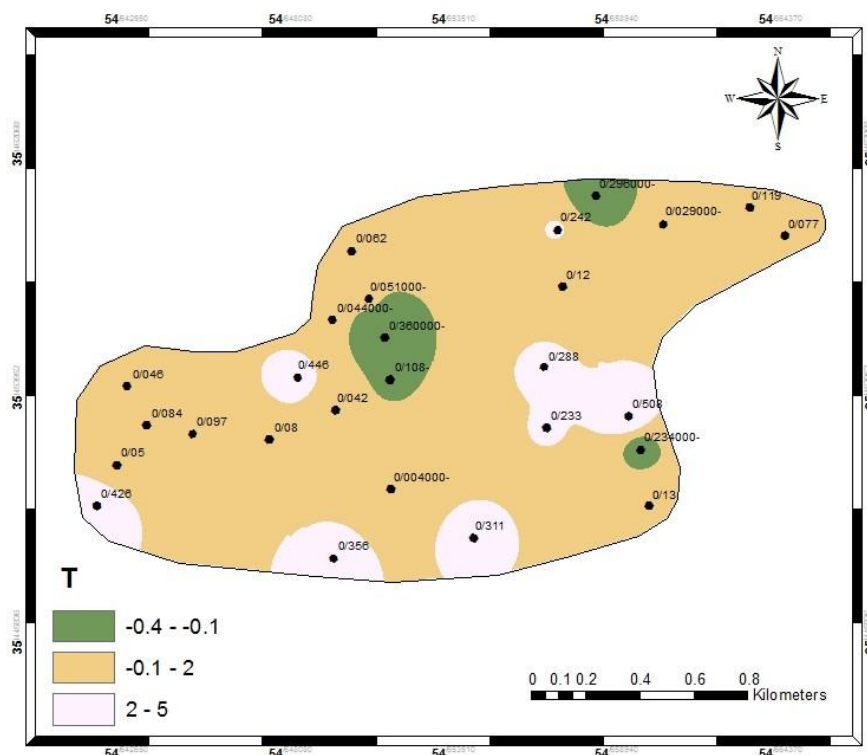
شکل ۴-۲۴- نمودار جعبه‌ای تغییرات درصد ناهمسانگردی (P%) انواع نمونه‌های سالم و دگرسان شده توده نفوذی کوه زر.

۴-۱۳-۴ پارامتر شکل (T)

پارامتر شکل (T) چگونگی شکل بیضوی مغناطیسی را توصیف می‌کند که مقدار این پارامتر در محدوده بین +۱ تا -۱ قرار دارد. این پارامتر، نظم بلورهای مغناطیسی را در حین جایگیری یک توده ماگمایی، رشد بلوری یا آرایش مجدد آن‌ها در یک میدان تنش نشان می‌دهد (الوود، ۱۹۷۸). شکل بیضوی مغناطیسی از دوکی شکل تا کلوچه‌ای شکل تغییر می‌کند. اگر T بین ۰ تا -۱ باشد، بیضوی مغناطیسی دارای شکل دوکی شکل (Prolate) می‌باشد، در این حالت $K_1 > K_2 \geq K_3$ می‌باشد. اگر T در محدوده بین ۰ تا +۱ قرار گیرد شکل بیضوی مغناطیسی حاصل کلوچه‌ای شکل (Oblate) است و $K_1 \geq K_2 > K_3$ خواهند بود (جلینگ، ۱۹۸۱، هرودا، ۱۹۸۲). در واقع پارامتر شکل (T)، پارامترهای برگوارگی و خطوارگی مغناطیسی را با هم ترکیب می‌کند و یک اندازه واحد را برای هر دو متغیر ایجاد می‌کند این پارامتر از فرمول زیر محاسبه می‌شود.

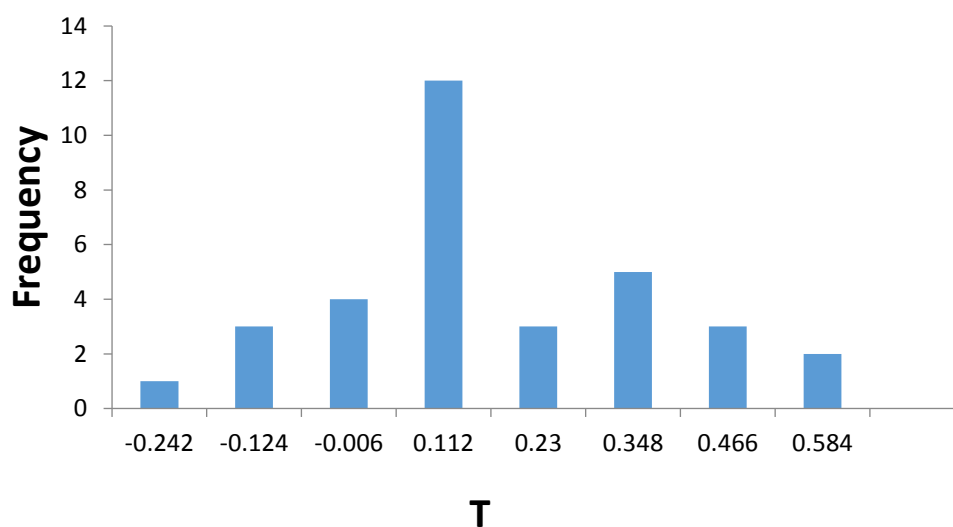
$$T = [\ln(K_2/K_3) - \ln(K_1/K_3)] / [\ln(K_2/K_3) + \ln(K_1/K_2)] \quad (5)$$

نقشه تغییرات پارامتر شکل (T) به صورت منحنی‌های هم‌میزان در شکل ۴-۲۵ نشان داده شده است. به طور کلی مقادیر پارامتر شکل توده نفوذی کوه زر بین -0.4 تا 0.5 متغیر است و میانگین پارامتر شکل برای این توده 0.1 می‌باشد که به طور کلی نشان‌دهنده کلوچه‌ای بودن پارامتر شکل برای توده نفوذی کوه زر است. همان‌طور که در شکل نیز دیده می‌شود از ۳۹ ایستگاه مغزه‌گیری شده، تعداد ۲۲ ایستگاه دارای پارامتر شکل مثبت و کلوچه‌ای شکل می‌باشند که عمدتاً بخش شرقی و جنوبی توده را تشکیل می‌دهند و ۵ ایستگاه باقی‌مانده دارای پارامتر شکل منفی و دوکی شکل می‌باشند که عمدتاً بخش شمالی و مرکزی توده را شامل می‌شوند که در واقع نشان‌دهنده زون‌های تغذیه‌کننده ماگمایی می‌باشند. همان‌طور که گفته شد نیمه جنوبی توده دارای پارامتر شکل مثبت‌تری نسبت به نیمه شمالی و مرکزی توده است.



شکل ۴-۲۵- نقشه هم‌میزان پارامتر شکل (T) در توده نفوذی کوه زر.

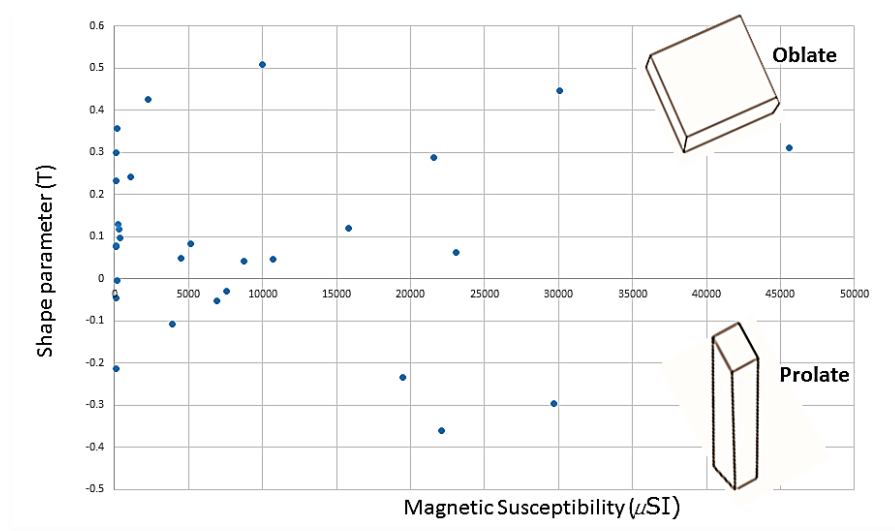
در شکل ۴-۲۶ هیستوگرام تغییرات پارامتر شکل در مقابل درصد فراوانی نشان داده شده است. همان طور که در این دیاگرام دیده می شود بیشتر ایستگاه ها دارای مقادیر مثبت T و بیضوی مغناطیسی کلوچه ای شکل هستند. فراوانی ایستگاه های دارای پارامتر شکل مثبت یا کلوچه ای بیشتر از ایستگاه های دارای پارامتر شکل منفی یا دوکی شکل می باشد.



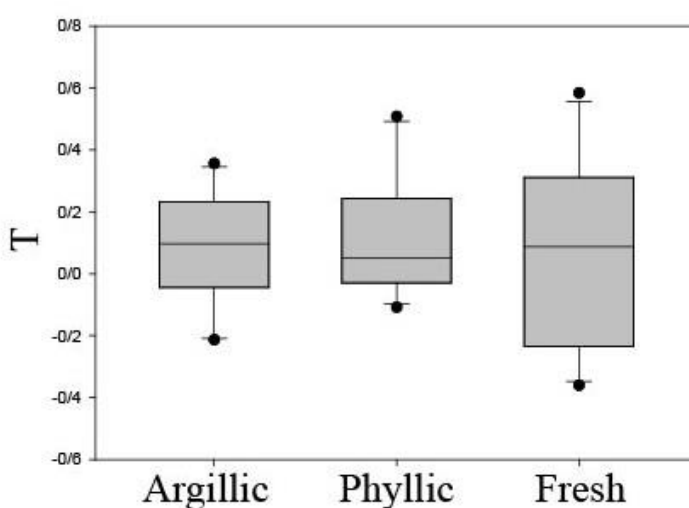
شکل ۴-۲۶- هیستوگرام فراوانی تغییرات پارامتر شکل (T) اندازه گیری شده در ایستگاه های مختلف توده نفوذی کوه زر.

شکل ۴-۲۷ نمودار تغییرات K_m در برابر پارامتر شکل (T) را نشان می دهد. بر اساس این نمودار ایستگاه های با پذیرفتاری بالا از مقادیر T مثبت تری برخوردارند. همان طور که در نمودار دیده می شود اکثر نمونه ها دارای پارامتر شکل مثبت و کلوچه ای شکل هستند. شکل (۴-۲۸) نمودار جعبه ای تغییرات پارامتر شکل انواع نمونه های سالم، دارای دگرسانی آرژیلیک و فیلیک در توده نفوذی کوه زر نشان می دهد. در این نمودار میانگین پارامتر شکل T برای نمونه های سالم و انواع دگرسان شده تغییرات

محسوسی را نشان نمی‌دهد. این بدان معناست که دگرسانی تأثیر چندانی بر روی این پارامتر نداشته است. مقدار میانگین پارامتر شکل (T) بین ۰/۱ تا ۰/۲ می‌باشد.



شکل ۴-۲۷- نمودار تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) در برابر پارامتر شکل (T).



شکل ۴-۲۸- نمودار جعبه‌ای تغییرات پارامتر شکل (T) انواع نمونه‌های سالم و دگرسان شده کوه زر.

۵-۱۳-۴- الگوی فابریک مغناطیسی

فابریک مغناطیسی ممکن است در نتیجه ترکیبی از عوامل مختلف ایجاد شود. به عنوان مثال جایگاه قرارگیری، تغییر شکل هم‌زمان با استقرار توده نفوذی یا تغییر شکل بعد از جایگیری که این‌ها نشان-دهنده فشار مشخص ناشی از جریان‌های ماگمایی است. این عوامل پیچیده همراه با دیگر عوامل، تفسیر فابریک آذرین را مشکل می‌سازد. در نتیجه فابریک در طی نفوذ و استقرار جریان‌های ماگمایی تغییر شکل‌های اولیه را ضبط می‌کند که خود ناشی از جریان‌های ماگمایی در طول قرارگیری و نبود یک تغییر شکل تکتونیکی عمده هم‌زمان یا بعدی است.

۴-۱۳-۵-۱- خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی

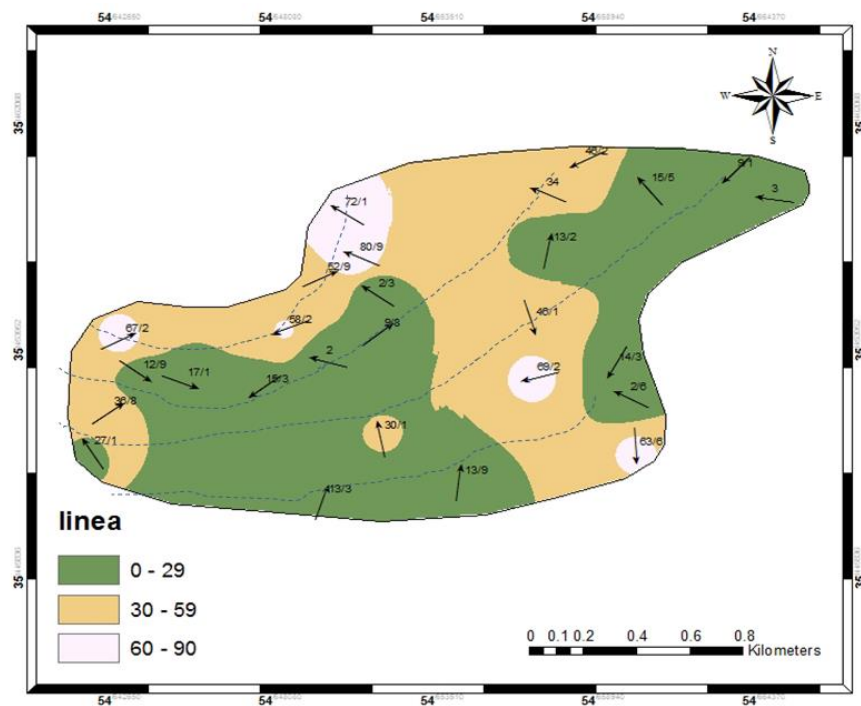
در صورتی که خطوارگی‌ها و برگوارگی‌های مغناطیسی مربوط به هر ایستگاه را با توجه به موقعیت جغرافیایی آن بر روی نقشه پیاده کنیم، نقشه‌های خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی به دست می‌آید. به طور کلی برگوارگی‌های تقریباً قائم مبین موقعیت اولیه نمونه‌ها در دیواره توده نفوذی و خطوارگی‌های مغناطیسی قائم، بیانگر صعود ماگما و یا نقاط تغذیه کننده توده است (اسماعیلی و بوشه، ۱۳۸۵).

۴-۱۳-۵-۲- الگوی خطوارگی مغناطیسی

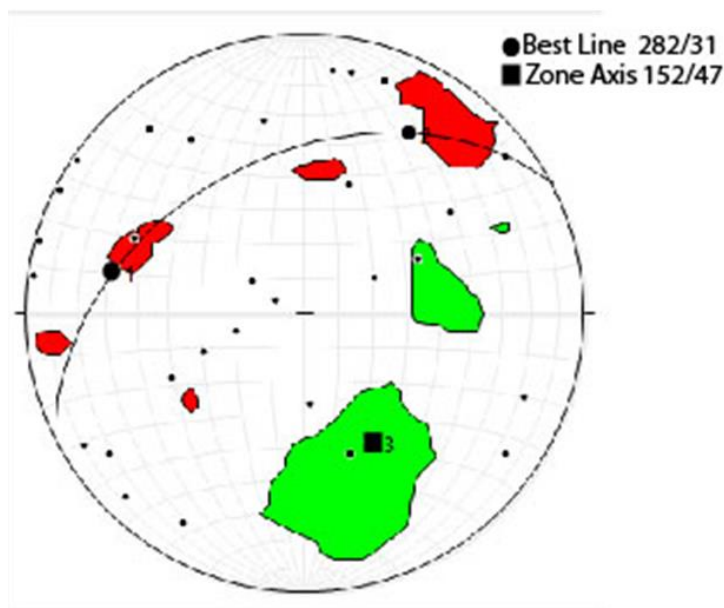
فابریک سنگ می‌تواند وضعیت کرنش سنگ را معکوس کند و به عنوان یک منبع غنی از اطلاعات تکامل تکتونیکی به شمار می‌رود. خطوارگی یک فاکتور رایج در سنگ‌ها است که تاریخچه دگرشکلی سنگ را نشان می‌دهد. خطوارگی معمولاً به عنوان ویژگی‌های خطی که در یک سنگ دیده می‌شود تعریف می‌شود و شامل فرم‌های خطی (میل‌های) و کشیدگی کانی‌ها می‌باشد. در واقع خطوارگی، ناهمسانگردی در خواص فیزیکی سنگ را نشان می‌دهد و بنابراین با استفاده از روش AMS می‌توان آن

را تعیین نمود. بارزترین روش تشخیص منشأ خطواره‌های مغناطیسی در سنگ‌های دگرشکل، از طریق مطالعات AMS در سنگ‌های دگرشکل‌شده در محیط‌های مختلف تکتونیکی صورت می‌گیرد که بدین ترتیب می‌توان ناهمسانگردی مغناطیسی سنگ و توزیع محورهای مغناطیسی سنگ را با عناصر ساختاری آن مقایسه کرد (پارس و همکاران، ۲۰۰۲). در مطالعات AMS بزرگ‌ترین محور بیضوی مغناطیسی یعنی K_1 به عنوان خطوارگی مغناطیسی شناخته می‌شود. به همین علت نقشه خطوارگی مغناطیسی نیز بر اساس پارامتر K_1 به دست می‌آید. در این نقشه، روند و میزان شیب خطوارگی مغناطیسی با فلش‌هایی با اندازه‌های مختلف نشان داده می‌شود و مقدار شیب هر کدام از ایستگاه‌ها در کنار نماد مربوطه ترسیم می‌گردد (شکل ۴-۲۹). همان‌طور که در نقشه منحنی‌های هم‌میزان شیب خطوارگی‌های مغناطیسی در توده نفوذی کوه زر مشاهده می‌شود، از ۳۹ ایستگاه مغزه‌گیری شده، ۱۵ ایستگاه دارای مقدار شیب ۰ تا ۲۹ درجه، ۶ ایستگاه دارای مقدار شیب ۲۹ تا ۵۹ درجه و ۶ ایستگاه دارای مقدار شیب بالا و نزدیک به قائم (۶۰-۹۰) می‌باشد. مناطقی که خطواره‌های با شیب بالای ۶۰ درجه دارند معمولاً معرف مناطق تغذیه‌کننده ماگما می‌باشند (آمیک و بوشه، ۱۹۸۹؛ نابا و همکاران، ۲۰۰۴) زیرا هنگامی که ماگما به صورت قائم صعود می‌کند شیب خطواره‌ها نیز افزایش می‌یابد (بوشه، ۱۹۹۷). روند بیشتر خطوارگی‌های مغناطیسی موازی با کشیدگی توده نفوذی کوه زر است، همچنین اکثر ایستگاه‌ها یک الگوی خطوارگی مغناطیسی متحدالمرکز را نشان دهند. به طور کلی خطوارگی‌های مغناطیسی، با یک میل زیاد تا کم از نیمه‌شمالی به سمت نیمه‌جنوبی گسترش پیدا کردند و در برخی از ایستگاه‌هایی که در امتداد حواشی هستند روند خطوارگی حاشیه‌ها را قطع می‌کنند. این الگو نشان می‌دهد که جریان ماگما در امتداد حاشیه‌های شمالی بالا آمده (مناطق تغذیه‌کننده) و به سمت جنوب با میل متوسط تا کم گسترش یافته‌اند. با توجه به این که روند خطوارگی مغناطیسی در حاشیه جنوبی توده را قطع کرده، به نظر می‌رسد بخش عمده‌ای از توده در زیر سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میزبان میانگین جهت شیب و شیب خطوارگی مغناطیسی $282^{\circ}/31^{\circ}$ می‌باشد (شکل ۴-۳۰).

میزان شیب خطوارگی‌ها از شیب زیاد نزدیک به قائم تا شیب کم (نیمه افقی) تغییر می‌کند. اکثر ایستگاه‌ها شیب متوسط تا پایین نشان می‌دهد.



شکل ۴-۲۹- نقشه خطوارگی مغناطیسی توده گرانیتوئیدی کوه زر.

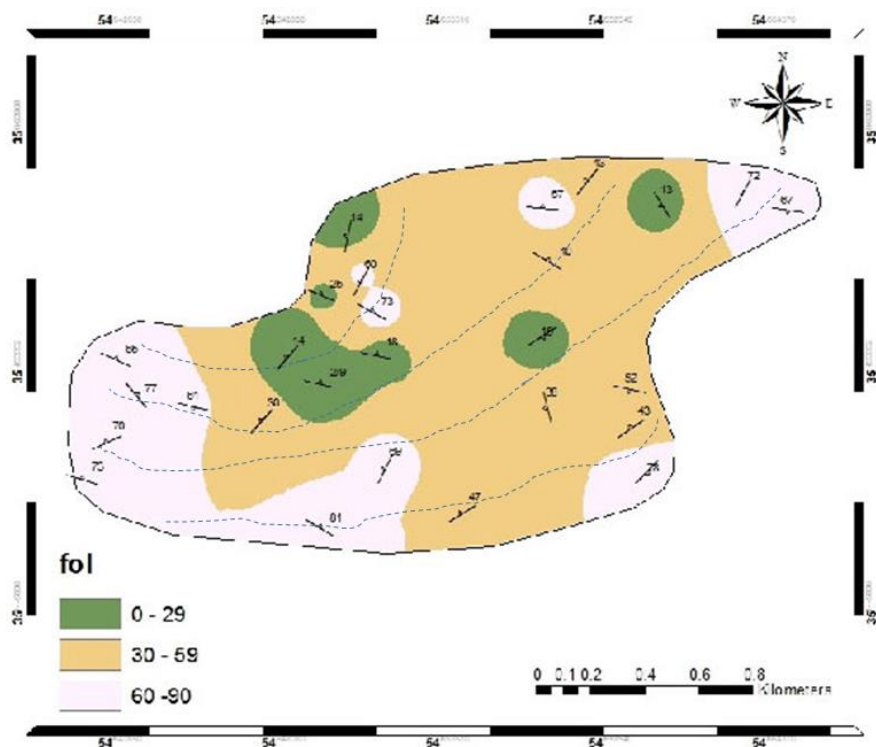


شکل ۴-۳- استریوگرام معرف خطواره‌های مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی کوه زر.

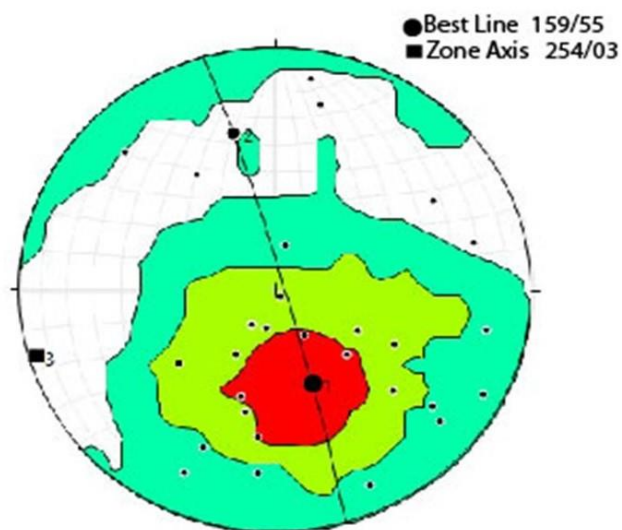
۴-۱۳-۵- الگوی برگوارگی مغناطیسی

اندازه‌گیری ناهمسانگردی مغناطیسی انواع مختلف سنگ‌های دارای برگوارگی با استفاده از روش AMS نشان می‌دهد که صف‌بندی محور بلند دانه‌های مغناطیسی به طور معمول از الگوی برگوارگی سنگ‌ها در مشاهدات صحرایی تبعیت می‌کند (پراثش و همکاران، ۲۰۱۳). همچنین جهت‌یابی برگوارگی مغناطیسی سنگ‌ها نیز می‌تواند به عنوان فاکتوری برای تشخیص ساختارهای مختلف زمین‌شناسی از جمله، سیل و دایک مورد استفاده قرار می‌گیرد، در حالی که گاهی اوقات تشخیص این ساختارها با مشاهدات صحرایی غیرممکن است (هالورسن، ۱۹۷۴). الگوی برگوارگی در گرانیتوئیدها به وسیله جریان ماگمایی، ساب‌ماگمایی، دگرشکلی جامد دمای بالا تا پایین ایجاد می‌شوند (پاترسیون، ۱۹۸۹). نقشه برگوارگی مغناطیسی بر اساس امتداد و شیب K_3 (کوچک‌ترین محور بیضوی مغناطیسی) که معرف قطب برگوارگی می‌باشد ترسیم می‌شود. در این شکل نماد برگوارگی از دو قسمت تشکیل شده که خط بزرگ معرف امتداد و خط کوچک نشان‌دهنده جهت‌شیب می‌باشد. به علاوه مقدار زاویه شیب هر ایستگاه

بر حسب مقدار آن به صورت عدد در کنار نماد برگوارگی درج شده است. با نگاهی کلی به نقشه منحنی‌های هم‌میزان شیب برگواره‌های مغناطیسی می‌توان دریافت که در اکثر ایستگاه‌ها مقدار شیب برگوارگی پایین و بین ۰ تا ۳۰ درجه می‌باشد. از کل ایستگاه‌های مغزه‌گیری شده، ۷ ایستگاه دارای شیب ۳۰ تا ۶۰ درجه بوده و ۱۳ ایستگاه دارای شیب بالا و نزدیک به قائم می‌باشند (بیشتر از ۶۰ درجه). امتداد برگوارگی مغناطیسی غالب در این توده نفوذی در جهات مختلف است و از شیب بالا تا پایین تغییر می‌کند (شکل ۴-۳۱). امتداد عمومی آن‌ها شمال شرق به جنوب غرب به موازات گشیدگی توده و شیب آن‌ها از شمال توده به سمت نیمه جنوبی به طور منظم افزایش می‌یابد. در ایستگاه‌هایی از توده نفوذی که در محل تماس با سنگ‌های آتشفشانی هستند، امتداد برگوارگی با شیب زیاد حاشیه توده را قطع می‌کنند. این می‌تواند نشان دهد که بخش مهمی از این سنگ‌ها در زیر سنگ‌های آتشفشانی با روند شمال شرق - جنوب غرب (NE-SW) قرار دارد. میانگین قطب برگوارگی مغناطیسی $256^{\circ}/65^{\circ}$ است (شکل ۴-۳۲).



شکل ۴-۳۱- نقشه برگوارگی مغناطیسی توده گرانیتوئیدی کوه زر.



شکل ۴-۳۲- استریوگرام معرف برگواره‌های مغناطیسی برای توده گرانیتوئیدی کوه زر.

۴-۱۴- سرگذشت زمین‌ساختی منطقه ترود

بر اساس مطالعات خادمی (۱۳۸۶) ژئودینامیک ترود بیشتر با دگرشکلی امتدادلغز درون ورقه‌ای و ماگماتیسم ناشی از آن سازگاری دارد. جنبش‌های امتدادلغز منطقه حاصل همگرایی دو ورقه عربستان و اوراسیا و واتنش شکستگی‌ها و پهنه‌های ضعف قدیمی موجود در درون ورقه‌ها می‌باشند. گسل ترود به عنوان یک شکستگی قدیمی، برجسته‌ترین و مهمترین سیمای ساختاری منطقه است که اساسی‌ترین نقش را در تکوین ساختاری منطقه داشته است و به‌طور مستقیم یا غیر مستقیم در همه تحولات ژئودینامیک منطقه از قدیمی‌ترین زمان‌ها تا عهد حاضر آثار آن را می‌توان مشاهده کرد. به نحوی که رخداد زمین لرزه سال ۱۳۳۱ ترود در اثر جنبش این گسل روی داده است (آبدالیان^{۳۶}، ۱۹۵۳، آمبرسی و ملویل^{۳۷}، ۱۹۸۲). راستای گسل ترود تقریباً موازی راستای گسل‌های عمده البرز از جمله راندگی البرز است. همچنین با گسل درونه نیز هم‌راستا می‌باشد. یعنی در کل تقریباً شمال شرقی- جنوب غربی است.

بدیهی است که این گسل و شاخه‌های متعدد آن در طول زمان همگرایی دو ورقه عربستان- اوراسیا مکان مناسبی برای ظهور ساختمان‌های مختلف بوده است. رژیم امتدادلغز درون قاره‌ای فوق، در زمان‌های مختلف گاه با مؤلفه فشردگی همراه بوده و سبب دگرشکلی لغزشی- فشارشی و گاه دارای مؤلفه کشیدگی بوده و دگرشکلی لغزشی- کششی را بوجود آورده است. به فراخور ایجاب ویژگی‌های سنگ شناسی و آرایش هندسی سیمای ساختاری، در برخی موارد هر کدام از این شیوه‌های دگرشکلی بخش‌شدگی حاصل کرده و واتنش‌های امتدادلغز و شیب‌لغز مستقل از به وجود آورده‌اند. منطقه ترود به طور کلی از اطراف خود تحت یک رژیم فشارشی برخوردی عمومی است که حاصل همگرایی بین نواحی ساختاری و ورقه‌های لیتوسفری متعدد از جمله بلوک افغانستان، بلوک خزر جنوبی، ورقه عربستان

36- Abdalian

37- Ambraseys & Melville

و ورقه اوراسیا است. جهت بردار این همگرایی‌ها تقریباً متوجه ایران مرکزی و مناطق حاشیه‌ای آن از جمله تروود است. علاوه بر رژیم‌هایی همگرایی فوق، چند رژیم امتدادلغز نیز بر منطقه تروود اثر می‌گذارند. برآیند دو رژیم زمین‌ساختی فشارشی و امتدادلغز در منطقه تروود به صورت دو سیستم لغزشی- فشارشی است که به وجه بسیار بارزی در گسل تروود، مهم‌ترین عنصر ساختاری منطقه، و گسل‌های هم‌روند با آن نمود یافته است.

سیستم لغزشی- فشارشی راست‌گرد از ائوسن پسین به بعد در منطقه حاکمیت یافته و تا عهد حاضر نیز ادامه دارد. این سیستم موجب خروج منطقه به شرق با سازوکار خروج گوه گسلی (fault wedge extrusion) شده است. این سیستم نیز سبب راندگی‌ها و چین‌خوردگی‌هایی شده است، ولی از دگرگونی سیستم قبلی در آن خبری نیست و راندگی‌ها نیز حالت فلسی ندارند و چین‌ها تقریباً متقارن و ایستاده هستند.

سیستم لغزشی- فشارشی مورد بحث به احتمال زیاد ناشی از همگرایی در پس کمان نئوتتیس است که به گفته بولین^{۳۸}، ۱۹۹۱ در حوضه‌های درون قاره‌ای از جمله تروود اثر گذاشته و گسل‌های راندگی و امتدادلغز آن‌ها را به فعالیت مجدد واداشته است. قطعاً تغییر در جهت چرخش بلوک لوت از پادساعتگرد به ساعتگرد در کرتاسه تا اواخر ائوسن، در تغییر جهت لغزش امتدادی از چپ‌گرد به راست‌گرد نقش اساسی داشته است. در اوایل سنوزوئیک، برخلاف رژیم‌های لغزشی- فشارشی فوق، یک رژیم لغزشی- کششی راست‌گرد در منطقه تروود برقرار شده است که ماگماتیسم تروود محصول آن است. این رخداد کششی را می‌توان به دو عامل نسبت داد: الف) کشش و لغزش جاذبه‌ای ناشی از ضخیم‌شدگی پیوسته در سیستم لغزشی- فشارشی چپ‌گرد. ب) کشیدگی درون قاره‌ای ناشی از رخدادهای کشش پس از کمان نئوتتیس که به گفته بولین (۱۹۹۱) در پالئوسن- ائوسن به وقوع پیوسته است. احتمال دوم به واقعیت نزدیک‌تر است. زیرا پذیرفتن احتمال نخست بایست حاکمیت سیستم لغزشی- فشارشی چپ‌گرد

را تا ائوسن بسط دهیم و آنگاه ماگماتیسم تروود ناشی از یک رژیم فشردگی و نه کشیدگی خواهد بود و این امر با نشانه‌های متعدد کشیدگی از جمله گسل‌های عادی، انبوه دایک‌ها و رسوبات قرمز ماسه‌ای قاعده سنگ‌های آذرین ائوسن مغایرت خواهد داشت.

ماگماتیسم تروود را برخی از پژوهشگران مرتبط با فرورانش ورقه عربستان به زیر ورقه اوراسیا در نظر گرفته و آن را یک قوس ماگمایی می‌دانند. مثلاً شمعانیان (۱۳۸۱) با بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه، بنا بر بالا بودن محتوی LILE و پایین بودن Hf و Zr و Nb و Ta و Ti بر قوس ماگمایی بودن تأکید کرد. پورحسینی، ۱۹۸۳ اشاره به ماگماتیسم از گونه پس از برخورد در منطقه دارد. کهنسال (۱۳۷۷) نیز چنین نظری را تأیید می‌کند.

منطقه تروود به علت فعالیت و لرزه زایی گسل تروود و نشانه‌های فیزیوگرافیک و آنومالی‌های مغناطیسی و دگرشکلی واحدهای چینه نگاری جوان پلیو-کواترنر و زمین ساخت نمک و دلایل متعدد دیگر، منطقه زمین ساخت جنبایی محسوب می‌شود. حسامی و همکاران (۲۰۰۳) در نقشه گسل‌های فعال ایران، با استفاده از داده‌های لرزه‌ای و روش سازوکار کانونی آخرین حرکت گسل تروود را راست گرد معرفی کرده‌اند.

۴-۱۵- مدل جایگیری توده گرانیتوئیدی کوه زر

بحث در مورد نحوه پیدایش، صعود، جایگیری و تغییر شکل در توده‌های نفوذی به‌ویژه در گرانیتوئیدها از آغاز مطالعه زمین‌شناسان در زمینه توده‌های نفوذی شروع شده است (پترسون، ۱۹۸۸؛ هاتون، ۱۹۹۵؛ پترسون و ورنون و توبیش^{۳۹}، ۱۹۹۲). چگونگی ایجاد فضا برای جایگیری ماگما منجر به ارائه مکانیسم‌های متعددی شده است (پترسون و توبیش، ۱۹۹۰). تاکنون فرآیندهای مختلفی برای نفوذ و جایگیری

توده‌های گرانیتوئیدی پیشنهاد گردیده است که از جمله آن‌ها می‌توان به بالونی شدگی (رمزی، ۱۹۸۹)، دایک شدگی (کلیمنس و ماور^{۴۰}، ۱۹۹۲)، دیاپیریسم (کرودن^{۴۱}، ۱۹۷۶؛ استیفنسون و جانسون^{۴۲}، ۱۹۸۸) و عملکرد پهنه‌های برشی هوتن (۱۹۸۸)، کاسترو (۱۹۸۶) و روزنبرگ (۲۰۰۴) اشاره کرد.

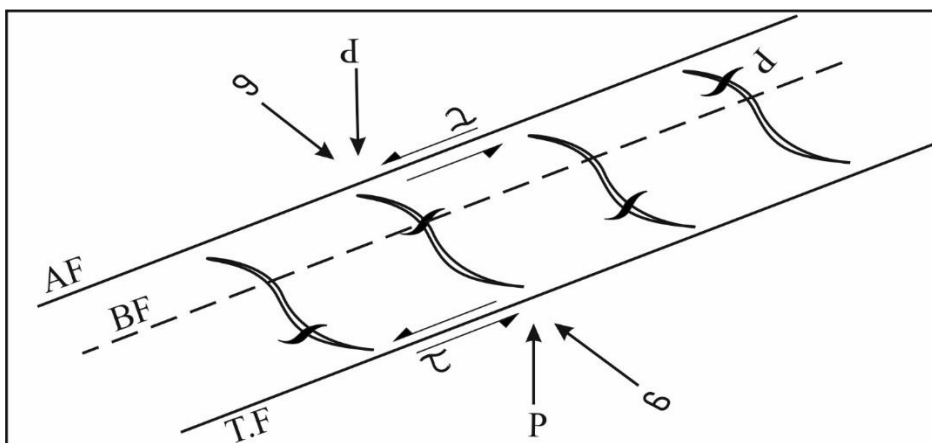
قلمرو آذرین تروود-چاه شیرین یک قلمرو تکتونوماگمایی است و مانند هر منطقه تکتونوماگمایی دیگر دو عامل تکتونیک و ماگماتیسم نقش متقابلی در تکوین این قلمرو ایفا کرده‌اند. این قلمرو آذرین از طرف شمال و جنوب به ترتیب بین دو پهنه گسلی رباعی- کوه زر و تروود محصور شده است و این دو گسل بویژه گسل تروود گسل‌های قدیمی هستند.

گسل‌های اصلی کنترل کننده روندهای ساختمانی منطقه عبارتند از: گسل‌های تروود در جنوب، انجیلو در شمال و باغو در مرکز منطقه (شکل ۲-۵). تمام این گسل‌ها در امتداد شمال شرقی- جنوب غربی قرار دارند و روند عمومی ساختمانی در منطقه را کنترل می‌کنند. طبق مطالعات، ایجاد یک سری شکستگی‌ها در منطقه کوه زر، اکثراً تحت حرکت چپ‌گرد گسل‌های انجیلو و تروود (به صورت تکتونیکی) و بعضاً در اثر انجماد سریع گدازه‌ها و یا فرآیندهای گوناگون مانند آلتراسیون و نفوذ محلول‌ها به وجود آمده‌اند. نفوذ توده‌های میکرودیوریتی تا گرانومیکرودیوریتی در منطقه از عوارض ساختمانی مهم شکستگی در سنگ‌های مجاور منطقه است. این توده‌های نفوذی با روند شمال شرق- جنوب غرب ظاهر شده‌اند که حاکی از تبعیت آن‌ها از روند اصلی تکتونیکی منطقه و اثر بخشی از حرکات گسل‌های اصلی است (شکل ۴-۳۱) (محقق، ۱۳۸۲).

40- Clemens & Mawer

41- Cruden

42- Stephanson & Jahnson



شکل ۴-۳۳- مدل تکتونیکی منطقه باغو (برگرفته از گزارش سازمان زمین‌شناسی، ۱۳۵۱).

گسل رباعی- کوه زر تعدادی قطعات گسلی دارای روندی تقریباً شرقی- غربی هستند و در مجموع گسل واحدی را تشکیل می‌دهند (خادمی، ۱۳۸۶). این گسل‌ها از آبادی کوه زر عبور می‌کند و تا منتهی‌الیه شرق منطقه ادامه دارد. نوع گسل معکوس با مؤلفه امتدادی راست‌گرد و موقعیت میانگین آن 70NW و N80E می‌باشد.

حداقل از اواخر کرتاسه تا اواخر ائوسن، یک رژیم واتنشی لغزشی- کششی راست‌گرد، سبب پیدایش گسل‌های عادی در سنگ‌های کرتاسه و جوانتر با روند تقریبی شمال غربی- جنوب شرقی و تشکیل حوضه‌های کششی- جدایشی و توسعه گسل ترود به سمت شرق شده است. با افزایش کشیدگی، ماگماتیسیم گسترده‌ای در قلمرو آذرین روی داده است که مانند آن در قلمروهای دیگر یا نیست و یا گستردگی چندانی ندارد (خادمی، ۱۳۸۵).

خاستگاه ساختاری این توده‌های گرانیتوئیدی، فضا‌های کششی (Extensional shear fractures)، محصول رژیم تکتونیکی ترافشارشی (transpression) در فرآیند همگرایی ارزیابی می‌گردد. بر طبق این مدل، اعمال نیروی برشی راست‌بر در منطقه باعث ایجاد فضای Z شکل در بین صفحه برشی شده و در نتیجه مکان مناسب برای جایگیری توده گرانیتوئیدی تشکیل شده است. پهنه‌های ترافشارش پهنه‌های دگر ریختی راست‌الغز پرشیبی هستند که در آن‌ها مؤلفه برش ساده با یک مؤلفه کوتاه شدگی در عرض

پهنه همراه شده است؛ بنابراین دگر ریختی در پهنه‌های ترافشارش ناشی از تأثیر همزمان مؤلفه‌های برشی ساده (تنش ناهم‌محور) موازی با صفحه برش قائم و مؤلفه کوتاه شدگی (تنش هم‌محور) عمود بر صفحه برش قائم است (فوسن و تیک‌آف^{۴۳}، ۱۹۹۸).

توده نفوذی کوه زر شکل سیگموئیدی دارد. به دلیل ماهیت پورفیری و نسبت بالای مذاب به بلور در زمان استقرار و جایگیری این توده نفوذی هیچ گونه ریز ساختی ثبت نشده است بنابراین در کل توده نفوذی درجه ناهمسانگردی (P/.) بسیار پایین است. نیمه جنوبی این توده دارای پارامتر شکل مثبت‌تر (بیضوی مغناطیسی کلوجه‌ای شکل) نسبت به نیمه شمالی و مرکزی توده است. روند بیشتر خطوارگی‌های مغناطیسی موازی با کشیدگی توده نفوذی کوه زر است. همچنین مناطق دارای خطواره‌های مغناطیسی با شیب بالای ۶۰ درجه که اکثراً در نیمه شمالی و مرکز توده گسترش دارند معرف مناطق تغذیه کننده ماگما می‌باشند. اکثر ایستگاه‌ها یک الگوی خطوارگی مغناطیسی متحدالمرکز را نشان دهند. همه این ویژگی‌ها همراه با شکل سیگموئیدی توده نفوذی کوه زر نشان از جایگیری آن به صورت همزمانی نفوذ قدرتی و تنش برشی گسل‌های امتدادلغز اطراف آن است. از روی این شکل حتی می‌توان سوی راست‌گرد گسل‌ها را نیز تخمین زد. سنگ‌های آتشفشانی میزبان توده‌های نفوذی که ترد و شکننده هستند محصول حاکمیت رژیم لغزشی - کششی در ائوسن می‌باشند. لذا اکثر پلوتون‌های درون آن‌ها به صورت انفعالی جای گرفته‌اند. در این رژیم تکتونیکی تعداد گسل‌های بزرگ عادی با روند شمال غربی - جنوب شرقی از گسل اصلی منطقه یعنی گسل ترود انشعاب یافته و به سمت شرق توسعه می‌یابد. گسل‌های مزبور سبب کشیدگی پوسته شده و جریان‌های حرارتی به سمت بالا هدایت می‌یابد و متعاقب آن با ذوب پوسته طی عمل انتقال ماده (mass transfer) مواد آذرین به سطح زمین می‌رسند.

بر اساس مطالعات ساختاری خادمی (۱۳۸۴) به نظر می‌رسد حداقل از اوایل ائوسن به بعد یک رژیم لغزشی - کششی همراه با ماگماتیسم، در منطقه ترو، الگوهای ساختاری جدیدی را بر ساختارهای قبلی بویژه در شرق قلمرو دگرگونی افزوده است. در این زمان سازوکار گسل‌های امتدادلغز ترو و رشم و رباعی - کوه زر به یک رژیم لغزشی - کششی راست‌گرد تحول می‌یابد و گسل‌های عادی با زوایای تند نسبت به دیواره گسل‌های مزبور تشکیل می‌شوند (نوع دومینو). همزمان گسل‌های امتدادلغز جدیدتری نیز از این پهنه‌های برشی منشعب شده و شبکه گسل‌های امتدادلغز و عادی توسعه می‌یابد.

پس از این مرحله که طی ماگماتیسم ناشی از دگرشکلی‌های ناحیه‌ای است (انفعالی) تکوین قلمرو آذرین تحت تأثیر اندر کشش زمین ساخت و ماگماتیسم ادامه می‌یابد که طی آن ماگماتیسم گاه فعال و گاه انفعالی و گاه ترکیبی از این دو روی می‌دهد. چند توده نفوذی بزرگ در حد استوک به طریقه بالونینگ (ballooning) (فعال) با همبری همساز و چند توده نفوذی دیگر به طریقه استوپینگ (stopping) (انفعالی) با همبری ناهم‌ساز در سنگ‌های میزبان نفوذ می‌کنند و حاوی آنکلاوهای زیادی از سنگ‌های میزبان هستند. از جمله توده‌های نیمه عمیق کوه چفت (عابدینی، ۱۳۹۶) و چاه مسی (سیفی‌وند، ۱۳۹۵) و توده نفوذی کوه زر به طور هم‌زمان با زمین‌ساخت ناحیه نفوذ می‌کنند.

فصل پنجم

خلاصه و نتیجه گیری

توده گرانیتوئیدی کوه زر در پهنه ایران مرکزی و جنوب شرق شهرستان دامغان واقع شده است. بر اساس کلیه شواهد صحرایی، پتروگرافی و داده‌های مغناطیسی دو واحد اصلی در این توده گرانیتوئیدی تشخیص داده شده است که شامل گرانودیوریت و میکرودیوریت می‌باشد.

واحد گرانودیوریتی یکی از واحدهای تشکیل‌دهنده توده گرانیتوئیدی کوه زر می‌باشد. از ویژگی‌های بارز این واحد در صحرا رنگ خاکستری روشن تا صورتی رنگ می‌باشد. توده نفوذی گرانودیوریتی در بخش-های میانی توده نفوذی کوه زر، گسترش داشته و تحت تأثیر رگه‌های کوارتز-تورمالین دار شدیداً دگرسان شده است. گرانودیوریت‌ها، دارای مقدار کمتری ارتوکلاز و مقدار بیشتری پلاژیوکلاز هستند. در مقاطع میکروسکوپی بافت غالب گرانودیوریت‌ها پورفیروئیدی است. بیوتیت اصلی‌ترین کانی مافیک سنگ‌های گرانودیوریتی است که خودشکل تا بی‌شکل می‌باشد. برخی بلورهای بیوتیت به کلریت تجزیه شده‌اند. فراوان‌ترین کانی روشن گرانودیوریت‌ها، پلاژیوکلاز می‌باشد که به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل و از اندازه‌های ریز تا درشت همراه با ماکل کارلسباد در سنگ یافت می‌شود و عمدتاً به سرسیت و کلسیت دگرسان شده‌اند. سرسیت در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها و فلدسپات آلکان ایحاد می‌شود. بلورهای ریز سرسیت در سطح پلاژیوکلاز دیده می‌شود. فلدسپات پتاسیک (ارتوکلاز) شکل خاصی ندارد و در متن سنگ به صورت در برگیرنده سایر کانی‌ها یافت می‌شود. و در برخی دارای ادخال‌هایی از سرسیت و کلسیت می‌باشد. کوارتزها به صورت دانه‌های ریز تا درشت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در متن سنگ‌های گرانودیوریتی نمایان هستند. کانی‌های اپک (مگنتیت) از جمله کانی‌های فرعی می‌باشند که در این سنگ وجود دارند. همچنین کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی شامل کلریت، کلسیت و سرسیت هستند.

بافت پورفیری از معمول‌ترین بافت‌های مشاهده شده در این واحد میکرودیوریتی است. بافت پورفیری متشکل از بلورهای درشت و کشیده پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریز پیروکسن است. هورنبلند و پیروکسن از کانی‌های مافیک مهم سازنده سنگ‌های میکرودیوریتی می‌باشد. پلاژیوکلازها به صورت فنوکریست و

یا بلورهای ریز در سنگ‌های میکرودیوریتی یافت می‌شوند، و فراوانترین کانی موجود در این سنگ می‌باشد. پلاژیوکلاز به صورت خودشکل و با منطقه‌بندی شیمیایی در این سنگ‌ها حضور دارد. برخی از پلاژیوکلازها به کلسیت، کلریت، سرسیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند و ماکل دوتایی از بارزترین ماکل‌های مشاهده شده در پلاژیوکلازها می‌باشد. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در تماس با توده، میکرودیوریتی، اپیدوتی و کلریتی شده‌اند.

به طور کلی در توده گرانیتوئیدی کوه زر، سه فاز دگرسانی منطبق بر دو فاز سنگی سازنده این توده قابل شناسایی‌اند. دگرسانی آرژیلیکی در توده نفوذی کوه زر، معمولاً به رنگ زرد تا سفید خودنمایی می‌کند. در نتیجه این دگرسانی پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپارها به کانی‌های رسی تبدیل می‌شوند به طوری که فقط آثاری از بافت اولیه کانی‌ها قابل مشاهده است. این نوع دگرسانی با کاهش شدید در اندازه و مقدار منیتیت و هماتیتی شدن شدید در نمونه‌های برداشت‌شده در نزدیکی آن‌ها تشخیص داده می‌شوند. اکسیداسیون منیتیت به هماتیت در زیر میکروسکوپ به صورت جانشینی با هسته‌هایی از منیتیت باقی‌مانده، قابل مشاهده است. به نظر می‌رسد این نوع دگرسانی پس از جایگیری توده و ناشی از عملکرد گسل‌های بزرگ در منطقه و فعالیت سیالات گرمابی در امتداد آن‌ها می‌باشد.

دگرسانی فیلیتی در مقایسه با دگرسانی آرژیلیتی از گسترش کمتری در منطقه برخوردار است.

تورمالینی شدن رگه‌های تورمالین‌دار سنگ‌های گرانیتوئیدی کوه زر واقع در جنوب شرق دامغان، حاوی رگه‌های فراوان کوارتز-تورمالین به رنگ سیاه هستند. توده گرانیتوئیدی کوه زر با سن پس از ائوسن و به گمان ائوسن پسین-اولیگوسن، یکی از توده‌های گرانیتوئیدی متعددی است که در نوار ماگمایی این منطقه واقع شده است. رگه‌های کوارتز-تورمالین در این توده با کانی‌زایی طلا همراه هستند.

با توجه به نتایج به دست آمده از پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) محاسبه شده در نمونه‌های مورد مطالعه توده گرانیتوئیدی کوه زر، توده مزبور جزء گرانیتوئیدهای فرومغناطیس ($Km \geq 500 \mu SI$) به شمار می‌آید. اکثر این سنگ‌ها در معرض دگرسانی‌های متفاوت قرار گرفته و دچار تغییر شده‌اند.

برخی از آن‌ها به دلیل تشکیل کانی‌های فرومغناطیس ثانویه حاصل از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین با افزایش در مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی همراه بوده‌اند. این رخداد بیشتر با نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان شده و کمی کمتر در دگرسانی فیلک مطابقت می‌کند. نمونه‌های حاصل از دگرسانی آرژیلیتی باعث کاهش در مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی شده است. این کاهش با تبدیل کانی‌های منیتیت به هماتیت صورت گرفته است و یا به دلیل دگرسانی شدیدتر با حذف کامل منیتیت همراه بوده است. به طور کلی مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان شده (۲۱۰۰۰ تا ۴۵۰۰۰) که با مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی بالا به گرانیتوئیدهای سری منیتیت‌دار ایشیهارا (۱۹۷۷) تعلق دارند و به عنوان گرانیتوئیدهای تیپ I چاپل و وایت هم‌خوانی دارد.

بررسی مقادیر پارامتر شکل (T) نشان می‌دهد که اکثر نمونه‌ها دارای مقادیر مثبت بوده و بیضوی مغناطیسی غالب آن‌ها کلوچه‌ای شکل می‌باشد. از ۳۹ ایستگاه مغزه‌گیری شده تعداد ۲۲ ایستگاه دارای پارامتر شکل مثبت و کلوچه‌ای شکل می‌باشند که عمدتاً بخش شرقی و جنوبی توده را تشکیل می‌دهند. ۵ ایستگاه دارای پارامتر شکل منفی و دوکی شکل هستند که عمدتاً بخش شمالی و مرکزی توده را شامل می‌شوند که در واقع نشان‌دهنده مناطق تغذیه‌کننده ماگمایی می‌باشند. همان‌طور که گفته شد نیمه‌جنوبی توده پارامتر شکل مثبت‌تری نسبت به نیمه شمالی و مرکزی توده دارد. به طور کلی مقادیر پارامتر شکل (T) منفی در چند ایستگاه و به ویژه در بخش‌های شمالی و مرکزی توده دیده شده و به سمت مرکز بویژه حواشی جنوبی، شکل بیضوی‌ها به کلوچه‌ای تغییر پیدا می‌کند. این می‌تواند نشانه‌ای از گسترش ماگما از حاشیه شمالی به سمت مرکز و جنوب باشد.

توزیع کلی پارامتر (P%) در کلیه ایستگاه‌ها نشان می‌دهد که در نمونه‌های آرژیلیک با افزایش مقدار پذیرفتاری مغناطیسی، درصد ناهمسانگردی تغییر چندانی نمی‌کند و یک روند ثابت را نشان می‌دهد.

در مطالعات پتروگرافی هیچ نوع ریزساخت قابل ملاحظه‌ای شناسایی نشده است.

امتداد برگواری مغناطیسی غالب در این توده نفوذی در جهات مختلف است و از شیب بالا تا پایین تغییر می‌کند. امتداد عمومی آن‌ها شمال شرق به جنوب غرب به موازات کشیدگی توده و شیب آن‌ها از شمال توده به سمت نیمه جنوبی به طور منظم کاهش می‌یابد. در ایستگاه‌هایی از توده نفوذی که در محل تماس با سنگ‌های آتشفشانی هستند، امتداد برگواری با شیب زیاد حاشیه توده را قطع می‌کنند. این می‌تواند نشان دهد که بخش مهمی از این سنگ‌ها در زیر سنگ‌های آتشفشانی با روند شمال شرق- جنوب غرب (NE-SW) قرار دارد. روند بیشتر خطواری‌های مغناطیسی با کشیدگی و حاشیه توده نفوذی کوه زر مطابقت می‌کند، به استثنای چند ایستگاه در حاشیه شمالی که موازی با کشیدگی توده است، بقیه ایستگاه‌ها یک الگوی خطواری‌های مغناطیسی متحدالمرکز را نشان دهند. خطواری‌های مغناطیسی، به طور کلی به صورت متحدالمرکز با یک میل زیاد تا کم از نیمه شمالی به سمت نیمه جنوبی گسترش پیدا کردند و روند اغلب خطواری‌های مغناطیسی به موازات حاشیه و کشیدگی توده است، در حالی که ایستگاه‌هایی که در امتداد حواشی هستند حاشیه‌ها را قطع می‌کنند. روند خطواری‌ها نشان می‌دهد که جریان ماگما در امتداد حاشیه‌های شمالی بالا آمده (مناطق تغذیه کننده) و به سمت جنوب با میل متوسط تا کم گسترش یافته‌اند.

منابع

منابع فارسی

اسکندری م، (۱۳۹۶)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "الگوی توزیع ماگما در دایک موجود در گنبد آذرین نیمه‌عمیق منطقه چاه‌موسی (شمال غرب ترود- جنوب شاهرود) با استفاده از روش فابریک مغناطیسی"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه صنعتی شاهرود.

اشتوکلین و همکاران، (۱۹۵۶)، "بررسی مقدمات زمین‌شناسی در لوت مرکزی"، شرق ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

آقابات‌س. ع. (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران. ۵۸۶ ص.

آقاجانی ح، (۱۳۷۵)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "مطالعات اکتشافات ژئوشیمیایی کانسار طلای کوه زر دامغان"، ۲۱۱ ص.

احدنژاد و، (۱۳۸۹)، رساله دکتری، "مکانیسم جایگیری توده گرانیتوئیدی ملایر"، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران.

امام جمعه ا، (۱۳۸۵)، "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس چاه‌موسی، شمال غرب ترود، استان سمنان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس.

اسماعیلی د، (۱۳۸۶)، "مدل ژئودینامیکی جایگیری توده گرانیتوئیدی شاه‌کوه (شرق ایران) دبا استفاده از تکنیک آنیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS)"، دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.

اصلانی ع، (۱۳۹۱)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "مکانیسم جایگیری بخشی از باتولیت الوند در جنوب غرب همدان"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، تهران.

بحیرایی ز، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شمال تا شمال باختری ترود"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدن کشور.

پورحسینی ف، (۱۳۶۲)، "پژوهشی در منشأ توده‌های آذرین با بررسی توده‌های نفوذی نطنز و بزمان"، گزارش ۵۳ سازمان زمین‌شناسی کشور.

پورعلی‌زاده مقدم م، (۱۳۹۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "سازوکار جایگیری توده نفوذی پنج‌کوه (جنوب‌شرق دامغان) با استفاده از روش ناهمگنی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.

تاج‌الدین ح، راستاد ا، و رشیدنژاد عمران ن، (۱۳۷۵)، "زمین‌شناسی، پاراژنز، آلتراسیون و چگونگی گسترش کانه‌زایی در رگه‌های سیلیسی سولفید-طلادار سنگ‌ای ولکانو کلاستیک ائوسن میانی (جنوب دامغان)"، خلاصه مقالات اولین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران، صفحات ۶۵-۶۸.

تاج‌الدین ح، (۱۳۷۷)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز اثر معدنی طلای دارستان (جنوب دامغان)"، دانشگاه تربیت مدرس تهران.

جنتی ن، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پتروژنز کانسار سرب و روی چشمه حافظ (ترود-ایران مرکزی)، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

چکنی مقدم م، (۱۳۹۱)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "سازوکار توزیع مذبذب در دایک‌های مافیک قطع‌کننده مجموعه دگرگونی-آذرین دلبر (شرق بیارجمند) را با تلفیقی از روش AMS و پالئومغناطیس"، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.

حمیدی م، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "تعیین سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی حسن‌رابط با استفاده از روش ناهمگنی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشگاه صنعتی شاهرود.

خادمی م، (۱۳۸۶)، رساله دکتری: "ویژگی‌های ساختاری و وضعیت زمین‌ساختی منطقه تروند"، دانشگاه شهید بهشتی، صفحه ۲۳۰.

خلج م، (۱۳۹۱)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی و ارتباط کانه‌زایی مس مناطق چاه‌موسی، درخشانیه و قله سوخته با ساختارهای خطی با توجه به پارامترهای ژئوشیمیایی، دگرسانی و سیالات درگیر در جنوب دامغان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

خواجehزاده ح، (۱۳۸۸)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین نفوذی شمال معلمان"، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.

درویش‌زاده ع، (۱۳۷۰)، زمین‌شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر، تهران.

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

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

رشیدنژاد عمران ن، (۱۳۷۱)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی محتویات سنگ‌شناسی و ماگمایی و ارتباط آن با کانه‌سازی طلا در منطقه کوه زر (جنوب شرق دامغان)"، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم.

رحیمی ن، (۱۳۹۶)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "شناسایی مسیرهای دگرسانی گرمابی در توده نفوذی همراه با کانسار آهن اسپید (غرب قم) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشگاه تهران.

ساکی س، (۱۳۹۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی بوبین - میاندشت با استفاده از روش بررسی ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشگاه صنعتی شاهرود.

سیفی‌وند ع، (۱۳۹۵)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "سازوکار جایگیری گنبد آندزیتی چاه‌موسی (شمال غرب ترود- جنوب شاهرود) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشگاه صنعتی شاهرود.

شکاری س، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی دره باغ (شمال غرب الیگودرز) با استفاده از روش آنیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.

شکاری س، (۱۳۹۶)، "شیمی کانی و پتروژنز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب خاور شاهرود) شاهدی بر تکوین حوضه‌های کششی درون قاره‌ای نئوپروتروزوئیک پایانی"، فصل‌نامه علوم زمین، پائیز ۹۶.

شمعانیان اصفهانی غ، (۱۳۷۹)، "گزارش و نقشه زمین‌شناسی ۱/۵۰۰۰ محدوده اکتشافی پوسیده شمال معلمان"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

شمعانیان اصفهانی غ، (۱۳۸۱)، رساله دکتری: "مطالعه دگرسانی گرمابی فلزات پایه و گرانبها در منطقه معلمان دامغان"، دانشگاه شهید بهشتی، تهران.

شیمی 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 زمین‌شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران.

صادقیان م، ولی‌زاده م، (۱۳۸۳)، "مکانیسم جایگزینی بخش شمالی توده گرانیتوئیدی زاهدان"، مجموعه مقالات هشتمین انجمن زمین‌شناسی ایران.

عابدینی ا، (۱۳۹۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "سازوکار جایگیری گنبد آذرین نیمه عمیق منطقه کوه چفت با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه صنعتی شاهرود.

علوی نائینی م، هوشمندزاده ع، (۱۳۵۵)، تهیه نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ ترود.

کریم پور م.ح، (۱۳۸۱)، "زمین شناسی اقتصادی کاربردی"، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۵۳۵.

کی نژاد آ، پور کرمانی م، (۱۳۸۷)، رساله دکتری: "تحلیل دینامیکی شکستگی های شمال منطقه ترود- معلمان"، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران.

کی نژاد آ، (۱۳۸۹)، "بررسی شکستگی های شمال منطقه ترود- معلمان (ایران مرکزی- جنوب خاور دامغان) و ارتباط آن با کانی زایی منطقه"، فصل نامه زمین، سال پنجم، شماره ۲.

کهنسال ر، (۱۳۷۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی توده های نفوذی نیمه ژرف در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰ معلمان دامغان"، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شمال.

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

فرد م، راستاد ا، رشیدنژاد عمران ن، و قادری م، (۱۳۸۰)، "نگرشی بر کانه زایی و پتانسیل طلا در مجموعه آتشفشانی- نفوذی ترود- چاه شیرین (جنوب دامغان)"، پنجمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تهران.

فرد م، راستاد ا، مهرپرتو م، و قادری م، (۱۳۸۰)، "کانسار اپی ترمال طلا (فلزات پایه) گندی جنوب شرق دامغان"، پنجمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تهران.

فوادزی م، (۱۳۷۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوژیکی سنگ های ماگمایی منطقه معبد (شمال باختر ترود- ایران مرکزی)، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.

قاسمی م، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "زمین شناسی، کانی شناسی و ژنز کانسار پلی متال چشمه حافظ"،
دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران.

قاسمی ح، الهیاری س، طاهری ع، صادقیان م، (۱۳۹۲)، "موقعیت چینه شناختی و تحلیل بافتی سنگ های
آتشفشانی نوار آتشفشانی- رسوبی عباس آباد، شمال شرق شاهرود"، پژوهش های چینه نگاری و رسوب-
شناسی، سال بیست نهم، شماره اول، ۲۵-۴۴ ص.

قربانی ق، وثوقی عابدینی م، قاسمی ح، امامی م، پورمعافی م. (۱۳۸۳)، "شیمی کانی در توده های نفوذی جنوب
دامغان به منظور تعیین شرایط ترمودینامیکی تبلور و تعادل آن ها"، چاپ در مجموعه مقالات هشتمین
همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود.

قربانی ق، وثوقی عابدینی م، پورمعافی م، امامی م، قاسمی ح. (۱۳۸۳)، "مطالعه کانی شناسی توده های
گرانیتوئیدی جنوب دامغان با استفاده از دستگاه الکترون ماکروپروپ"، مجموعه مقالات بیست و سومین
گردهمایی علوم زمین.

قربانی ق، (۱۳۸۴)، رساله دکتری: "پترولوژی سنگ های ماگمایی جنوب دامغان"، دانشگاه شهید بهشتی، صفحه
۳۵۵.

قربانی ق، (۱۳۸۵)، "بررسی کانی شناختی سنگ های ولکانیکی منطقه تروود جهت تعیین شرایط ترمودینامیکی
تبلور و تعادل آن ها"، دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس صفحه ۸۸۳.

- قلمقاش ج، (۱۳۷۷)، رساله دکتری: "مطالعه توده های نفوذی منطقه اشنویه و بررسی سازوکار جایگزینی
آن ها"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

لیاقت س، شیخی و، و نجاران م، (۱۳۸۷)، "مطالعه پترولوژی- ژئوشیمیایی و ژنز فیروزه باغو- دامغان"، مجله
علوم دانشگاه تهران، ۳۴(۲): ۱۳۳-۱۴۲.

محمودی م، (۱۳۹۱)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "چینه‌نگاری مغناطیسی سازند قلی و سلطان‌میدان به سن اردوویسین بالایی و تعیین موقعیت دیرین جغرافیایی آن‌ها در شمال شرق شاهرود"، پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات کشور، تهران.

مهرابی م. و قاسمی سیانی م، (۱۳۸۹)، "کانی‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی کانسار پلی متال چشمه حافظ، استان سمنان"، ایران، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۱، جلد ۲، صفحه ۲۰-۱.

مهرابی ف، (۱۳۷۴)، "کانی‌های سنگ‌ساز در مقطع نازک"، انتشارات دانشگاه شیراز، جلد ۴۶۳، ۱ ص.

مجیدی پ، (۱۳۹۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو (جنوب شرق دامغان) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشگاه صنعتی شاهرود.

مهدی‌پور ف، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی آب و هوای دیرینه منطقه نکا با کاربرد روش‌های پالئومغناطیس"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف کشور، تهران.

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

نوشته ژان لوک بوشه، ۱۹۹۷، با عنوان: Granitic rock is never isotropic: an introduction to AMS studies, گزارش داخلی سازمان زمین‌شناسی کشور.

مردانی م، صادقیان م، (۱۳۸۹)، "بررسی تغییرات آنیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی ازنا"، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، صفحه ۱۶۴.

موحداول م، (۱۳۴۷)، "گزارش مقدماتی معدن فیروزه کوه زر منطقه کوه زر"، سازمان زمین‌شناسی کشور.

ناهیدی‌فر ل، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی: "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس دیان (جنوب دامغان)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- نبوی م. ح، (۱۳۵۵)، "دیباجه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ ص.
- نبوی م. ح، (۱۳۵۷)، "دیباجه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نوگل سادات، م ع الف، (۱۹۹۳)، "نقشه سائزموکتونیک ایران ۱/۱۰۰۰۰۰۰"، چارت آموزشی، طرح تدوین کتاب، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- نجف‌زاده ع، خلیلی مبرهن ش، و احمدیان ج، (۱۳۹۰)، زمین‌شناسی اقتصادی، انتشارات پیام نور.
- وکیلی ف، (۱۳۸۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی آنیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی در توده گرانیته شاه‌کوه"، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران.
- ولی‌زاده م، جعفریان ع، (۱۳۶۸)، "قرابت‌های پتروژنتیک ولکانو پلوتونیک کوه زر- ترود و ارتباط آن با متالوژنی در ناحیه"، مجله علوم دانشگاه تهران، صفحه ۲۱-۳۳.
- هلمهاکر (۱۸۹۸) و هنمک (۱۸۹۹)، پی جویی طلا در زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، در قربانی ق، (۱۳۸۴)، رساله دکتری: "پترولوژی سنگ‌های ماگمایی جنوب دامغان"، دانشگاه شهید بهشتی.
- هوشمندزاده ع، علوی م، حق‌پور ع، (۱۳۵۷)، "تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ترود"، سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش شماره H5، ۱۳۸ ص.

Refrence:

- Abdalian, S., (1953). "Le tremblement de terre de Torude en Iran. La Natere", 81(3222), 314-319, Paris.
- Allen M., et al (2002) "Onset of subduction as the cause of rapid Pliocene- Quaternary subsidence in the South Caspian basin". *Geology*, V30, N9, 775-778.
- Amice M. and Bouchez J.L. (1989) "Susceptibility magnetique et zonation du batholithe granitique de Cabeza de Araya (Extremadura, Espagne)" *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris.*, 308., pp1171-1178.
- Balsley J.R. and Buddington A.F. (1960) "Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses", *Am. J. Sci.* 258, 6-20.

- Baxter S., Feely (2002) "Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples the Galway granite, Connemara, Ireland. *Mineralogy and petrology*, 76,63- 74.
- Best G. (2003) "Igneous and metamorphic petrology", Blackwell Sci., 729p.
- 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 GJ, Jackson M (2010) "Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM)". *J Struct Geol* 32:1519–1551.
- Borradaile G.J. and Henry B. (1997) "Tectonic application of magnetic susceptibility and its anisotropy" *Earth Sciences Review.*, 42, 49-93.
- 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 Emplacement Fabrics*, (eds) Bouchez J.L. Hutton D. and Stephas W.E" pp. 95-112.
- Burianek, D., Novak, M., 2006-Compositional evolution and substitution in disseminated and nodular tourmaline from leucocratic granites: Examples from the Bohemian Massif, Czech Republic. *Lithos*, in press.
- Canon- Tapia E. Chavez- Alvarez M. (2004) "Theoretical aspects flowing magma: implication for the anisotropy of magnetic susceptibility" In. Hernandez, Luneburge C.M. Aubourg, C, *Magnetic fabric: method and applications*, The Geological Society London. P 558.
- Castro A. (1986), Structural pattern ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian belt, Spain. *J. Struc. Geo.* 8: 633-645.
- Chappell B.W. White A. J. R. (2001) "Two contrasting granite types" 25 year later. *Australian Journal of Earth Sciences.* 48, 489-499.

- Clemens, J. D. & Mawer, C. K., (1992), Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics* 204: 339–360.
- Cox, A., and Doell, R.R. 1960, Review of palaeomagnetism. *Bull. Geo. Soc. Am.* 71, pp. 645- 768.
- Collinson, D.W., 1983, *Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism*, Chapman & Hall, London, 503 p.
- Dichal E. (1944) “Beitrag Zur kenntnic der Erzfundestellen Irans, Schweiz miner petrgr”, *mitt. V.* 24, Zurich.
- Dunlop D.J. Ozdemir O. (1997) “Rock magnetism: fundamentals and frontiers”, Cambridge Univercity Press, New York.
- 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.
- Esmaeily, D., Bouchez, J.L.& Siqueira, R., (2007) “Magnetic fabrics and microstructures of Jurassic Shah- Kuh granite pluton (Lut Block, Estern Iran) and geodynamic inference” *Tectonophysics*, 439, pp149-170.
- Farhoudi G. (1978) “A comparison of Zagros geology to island arcs” *J of Geology.*, 86, pp 323-334.
- Ferr’e E.C. Mart’ in-Hern’andez F. Teyssier C. and Jackson M. (2004) “Paramagnetic and ferromagnetic anisotropy of magnrtic susceptibility in migmatites: measurements in high and low fields and kinematic implications” *Geophys. J. Int.*, 157,1119-1129.
- Frost, B.R., 1991, Stability of oxide minerals in metamorphic rocks, in D.H. Lindsley (ed.), *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*, *Reviews in Mineralogy*, 25, 469-487.
- Fuller M. (1963) “Magnetic anisotropy and paleomagnetism”, *J. Geophys. Res.* 68,293-309.
- Fuller M.D. (1960) “ Anisotropy of susceptibility and the natural remanent magnetization of some welsh slates”, *Nature.* 186 , 791-792.

- Gill R. (2010) "Igneous rocks and processes a practical guide", Department of earth Sciences Royal Holloway University of London, pp 475.
- Grant, J.A., 1986, The isocon diagram- a simple solution to Gresens equation for metasomatic alteration: *Economic Geology*, v. 81, p. 1976-1982.
- Graham J.W. (1954) "Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element", *Bulletin of the Geological Society of America*. 65, 1257-1258.
- Graham J.W. (1966) "Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks", In: J.S. Steinhardt and T.J. Smith (Editors), *The Earth Beneath the Continent*. Pp. 627-648.
- Halvorsen, E., 1974, The magnetic fabric of some dolerite intrusions, NE Spitsbergen: implications for their mode of emplacement, *Earth Planet. Sci. Lett.*, pp. 127-133.
- Hargraves R.B. Johnson D. and Chan C.W. (1991) "Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks" *Geophys. Res. Letters.*, 18, 2193-2196.
- Hargraves R.B. Fischer A.G. 1959, Remanent magnetism in Jurassic red limestones and radiolarites from the Alps, *Geophys. J.R.Astr. Soc.*, 2: 34-41.
- Helmhacker, R. (1898). *Die nutzbaren Lagerstätten Park. Geol. V. G*, P: 40.
- Hernandez F.M., 2002, Phd. Thesis, Determination of fundamental magnetic anisotropy parameters in rock forming minerals and their contributions to the magnetic fabric of rocks, Lic. Physics, Universidad Complutense de Madrid, Spain.
- Hessami, H., Jarnali, F. and Tabassi, H., 2003- Major active faults of Iran (map). IIEES.
- Hrouda F, Janak F (1976), The changes in shape of the magnetic susceptibility ellipsoid during progressive metamorphism and deformation. *Tectonophysics* 34:135- 148.
- Hrouda F. Kahans S. (1991) "The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappes in the high Tatras mountains, Slovakia " *J of struct. Geol.*, 13, pp. 431-442.
- Hrouda F. (1982) "Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics" *Geophysical.*, 5, 37-82.

- Hrouda F., 2007, Magnetic Susceptibility, Anisotropy. In Gubbins, D., and Herrero- Bervera, E. (eds.), Encyclopedia of Geomagnetic and Palaeomagnetism, Nww York; Springer, pp. 1054, pp. 546-560.
- Hrouda F. (2010) “Modelling Relationship Between Bulk Susceptibility and AMS in Rocks Consisting of Two Magnetic Fractions Represented by ferromagnrtic and Paramagnetic Mineral – Implications for Understanding Magnetic Fabric in Deformed Rocks” J Geological Society Of India., 75, pp. 254-266.
- Huber H. (1957) “Geology of the east Semnan Area”, N. A. O. C. Gealogy report. Unpublished. 40 p.
- Huber H. Stocklin J. (1956) “Geological Report of the Troud-Moallemman Area”, N. I. O. C. unpublished report Unpublished. 40 p.
- Huber, H. & Stöcklin, J., 1959- “Geological report on the Troud-Moaleman area”. N.I.O.C.
- Hunt C.P. Moskowitz B.M. and Banerjee S.K. (1995) “Magnetic properties of rocks and minerals, Rock Physics and Relations, A Handbook of Physical Constants” AGU Reference Shelf 3.
- Hutton D.H.W. (1988), Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inference from deformation studies. Earth Sci. 79: 245-255.
- Ishihara S. (1977) “The magnetic series and ilmenitss series granitic rocks”, Mining Geologist., 27,p. 293-305.
- Ishihara S. (1978) “Metallogenesis in the Japan island arc system” Jornal of the Geological Society. 135, 389-406.
- Ising G, 1942, On the magnetic properties of varved clay. Arkiv for Matematik, Astronomi och Fysik 29A:1-37.
- Ivakhnenko, O.P., Potter, D.K., 2006, “The use of magnetic hysteresis and remanence measurements in rapidly and nondestructively characterizing reservoir rocks and fluids”. Society of Core Analysts held in Trondheim, Norway 12-16.
- Jelink V. 1981, “Characterisation of the magnetic fabrics of rocks”, Tectonophysics 79, pp.7-63.

- Kontny A. de. Wall H. Sharp T. G. Po'sfai M. (2000) "Mineralogy and magnetic behavior of pyrrhotite from a 260_ C section at the KTB drilling site", Germany. *Am Mineral.* 85,1416-1427.
- Krasa D. and Herrero-Bervera E. (2005) "Altration nduced changes of magnetic fabric as exemplified by dykes of the koolau volcanic range" *Earth planet. Sci. Lett.*, 240, 445-453.
- Kretz R. (1984) "metamorphic Crystallization", John Wiley and Sons Latd, pp 507. Baxters.
- Lanza R. and Meloni A. (2006) "The earth magnetism: An Introduction for geologists" Springer., p.278.
- Lanza R. Meloni A. (2006) "The earth magnetism: An Introduction for geologists", Springer.
- Robinson E. Coruh C. (1988) "Basic exploration geophysics", John Wiley and Sons, pp. 562.
- Lebas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. Zanettin, B., 1986, "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali- silica diagram". *Journal of Petrology* 27, 745- 750.
- Lowrie W. 1997, *Fundamentals of Geophysics*, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Mehrabi M.Ghasemi S M.(2015) "Structural Control on Epithermal Mineralization in the Troude- Chah Shirin Belt Using Point Pattern and Fry Analyses, North of Iran" *Geotectonics.*, 49, PP320-331.
- Monica G. Lopez de L. Rapalini A.E. and Tomezzoli R.N. (2010) "Magnetic fabric and microstructures of Late Paleozoic granitoids from the North Patagonian Massif: Evidence.
- Naba S. Lompo M. Debat P. Bouchez J.L. and Beziat D. (2004) "Structure and emplacement model for late-orogenic Paleoproterozoic granitoids, the Tenkodogo-Yamba elongate pluton (Eastern Burkina Faso) " *J of African Earth Sciences.*, pp38, 41-57.
- Nakamura, Borradaile, G.J., 2004, Metamorphic control of magnetic susceptibility and magnetic fabric: a 3-D projection, *Journal of Geological Society of London*, 238, pp. 61-68.

- Nascimento H.S. Bouchez J.L. Nedelec A. Sabate P. (2004) "Evidence of an early NS magmatic event in the Paleoproterozoic Teofilândia granitoids (São Francisco Craton Brazil): a combined microstructural and magnetic fabric study" *Precambrian Research.*, 134., pp41-59.
- Nicholson P. M., 1980 "The geology and economic significance of the Golden Dyke dome, Northern Territory. In Ferguson, J. and Goleby, A. B. (Eds.) *Uranium in the Pine Creek geosynclines: Vienna, International Atomic Energy*" (1980) 319- 334.
- Noltimier, H.C., 1971a, "Magnetic rock cylinders with negligible shape anisotropy J". *Geophys. Res.*, 75, pp. 4035-7.
- Ossandon G., Freraut R., Guastafson L.B., Lindsay D.D., Zentilli M., "Geology of tchyquicamata mine: a Progress report" *Economic Geology* 96: (2001) 249-270.
- Pares JM, van der Pluijm BA, 2002 "Evaluating magnetic lineation (AMS) in deformed rock". *Tectonophysics* 350:283-298.
- Paterson S.R. Vernon R.H. Tobisch O.T. (1989) "A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic in granitoids" *J of Structural Geology.*, 11, 349-363.
- 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.
- Porath, H., Stacey, F.D., and Cheam, A.S., 1966, The choice of specimen shape for magnetic anisotropy measurement on rocks on rocks. *Earth Planet. Sci. Letters*, 1, pp. 92-3.
- Pratheesh P., Prasannakumar V., Praveen, K.R. Praveen., 2013, Magnetic Fabrics in Characterization of magma emplacement and tectonic evolution of the Moyar Shear Zone, South. *Geoscience Frontiers* 4, pp, 113-112.
- Raith, J., et al., 2004- Boron metasomatism and behavior of rare earth elements during formation of tourmaline rocks in the eastern Arunta Inlier, central Australia. *Contrib . Mineral. Petrol.*, 147, 91-109.
- Ramsay J.G. (1989) "Emplacement kinematics of the granite diapir: The chindamora batholith, Zimbabwe. *J. Struct". Geol.* 11: 191-209.

- Rees A.I. 1961, "The effect of water currents on the magnetic remanence and anisotropy of susceptibility of some sediment". *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 5, 235-251.
- Robinson E. and Coruh C. (1988) "Basic exploration geophysics" John Wiley and Sons., pp. 562.
- Rochette P., (1987) "Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies" *Journal of Structural Geology*., 9, pp1015-1020. Royal Holloway University of London., pp.472.
- Rosenberg, C. L., (2004) "Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps". *Tectonics*: 23, TC3002.
- Rochette P. Jackson M. and Aubourg C. (1992) "Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility" *Rev. Geophys.*, 30, 209-226.
- Sadeghian M. Bouchez J.L. Nedelec A. Siqueir R. Valizadeh M.V. 2005, The granite pluton of Zahedan (SE Iran).
- 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; GSA Data Repository item 2001078, 18 p.
- Sandrin A. and Elming S.K. (2006) "Geophysical and petrophysical study of an iron oxide copper gold deposit in northern Sweden" *Ore Geology Reviews*., pp 29, 1-18.
- Shahabpour J. (2005) "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz" *J of Asian Earth Science*., 24, pp. 405-417.
- Shahabpour J. (2007) "Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt" *Int.J. Asian Earth Sci.*, 30, 652-665.
- Shamanian G.H., Hedenquist J.W., Hassanzadeh J. (2004) "The Gandy and Abolhassani epithermal prospects in the Alborz magmatic arc, Semnan province, Northern Iran" *Economic Geology*, 99(4), pp.691-712.

- Sheibi, M., (2014) "Mineral chemistry and mass changes of elements during alteration of panj-Kuh intrusive body (Damghan. Iran)". *Geopersia* 4 (1). 87-102.
- Shelly. D., (1993), *Igneous and metamorphic Rocks under a microscope classification features, Microstructures and mineral preferred orientation*. Chapman & Hall, London. pp.405.
- Shunshan X.U. Ganguo W.U.(2003) "Hydrothermal alteration of magnetic fabrics of rocks in the Xiaoban gneiss-bearing shear belt, Fujian province, China", *Geofisica international*. 42, 83-94.
- Slack J. F., Herriman N., Barnes R. G., Plimer I. R., "Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance". *Geology* 12(1985) 713-716.
- Stacey F.D. (1960) "Magnetic anisotropy in igneous rocks" *J.Geophys. Res.*, 65, 2429-2442.
- Stacey F.D. 1960, Magnetic anisotropy of igneous rock, *Journal of Geophysical Research*, 65, 2429-2442.
- Stephanson, O. & Johnson, K., (1976), Granite diapirism in the Rum Jungle area, Northern Australia, *Precambrian Research*, 3: 159-163
- Stocklin 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 York., pp. 873-887.
- Stocklin J. (1968) "Structural history and tectonics of Iran" *Petroleum Geologists Bull.*, 52, 1229-1258.
- Takahashi M. Aramaki S. and Iahihara S. (1980) "Magnetite series/Ilmenite series vs. I type/S type granitoids" *Mining geology special issue.*, 8, pp.13-28.
- Tarling D.H. Hrouda F. (1993) "The Magnetic Anisotropy of Rocks: Chapman and Hall", London. Pp 217.
- Tarling D.H. (1983) "Palaeomagnetism. Chapman and Hall", London, pp 379.
- Titley S. R. Beane R. E. (1981) "Porphyry copper deposits: *Econ Geol*", 75 Th Ann., pp214-269.

- Tobish O.T., Paterson S.R. (1990), The Yarra granite: an intradeformational pluton associated with ductile thrusting, Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geo. Soc. Amer. Bull.* 102: 693-703.
- Traineau H. Genter A. (1991) "Petrography of the granite massif from drill cutting analysis and well log interpretation in the geothermal HRD borehole GPK1(Soultz, Alsace, France)". *Geothermal Sci Technol.* 3,1-29.
- Voight W. Kinoshita S, 1907, Bestimmung absoluter Werte von Magnetisierungsahlen, insbesondere für Kristalle. *Annale der Physik* 24:492-514.

Abstract

Kuh- Zar granitoid pluton cropped out in the south east of Damghan city and located in the northern part of Central Iran structural zone. From geochemical point of view, this pluton has calc-alkaline and metaluminous nature and belongs to volcanic arc type I granitoid (VAG). Intrusion of this mass into Eocene volcanic and volcanosedimentary rocks and their hydrothermal fluids caused to alteration and mineralization processes. Kuh- Zar granitoid is separable from the point of view of the lithological composition into two microdiortic units in the northwest and southwest and granodiorite at the center. In total, several alteration phases, including the types of phyllic, argillic, and advanced argillic suffered on this intrusive body. In this research, the emplacement mechanism of the Kuh Zar intrusive investigated by using the magnetic susceptibility anisotropy (AMS) method. The mean magnetic acceptability (K_m) measured in μSi for microdiorite and granodiorites are as follows respectively: 12397 and 9616. This mass belonged to ferromagnetic granites due to having (K_m) more than 500 μSi . The magnetic susceptibility (K_m) measured in fresh specimens and altered species of granitoid masses of Kuh- Zar indicate that magnetic susceptibility (K_m) is strongly decreased from fresh samples towards altered rocks. Therefore, there is a direct relationship between magnetic susceptibility, alteration intensity and grain size. Most of the samples in the mountain range have a low anisotropy percentage (average of 5.8%). Investigating the values of the parameter (T) shows that most samples have positive values, and their magnetic ellipsoid is prolate. Magnetic folding in this mass is roughly in different directions, but their general trend is from the northeast to the southwest along with the mass elongation. Most magnetic lineations are parallel to the margins and its elongations, while the stations that extend along the edges cut off the margin. The trend shows that the magma flow has ascend along the northern margin and has expanded to the south with a moderate dip. Regarding the operation of the left-slip faults of Baqhu and Torud and the tectonic governing the region at the time of the establishment of this igneous mass, this hypabyssal dome can be attributed to one of the tensile openings in the shear-transversal shear zone of the Torud– chuh shirin magmatic belt.

Keywords: Magnetic susceptibility, Hydrothermal alteration, Kuh- Zar, Damghan.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

MSC Thesis in petrology

**Emplacement mechanism of Kuh-zar pluton (SE Damghan)
using by Anisotropy of Magnetic Susceptibility(AMS) method**

By:

Elahe Shabestar

Supervisor:

Dr. Maryam Sheibi

February 2018