

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین
پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی

موضوع:

سازوکار جایگیری گنبد آندزیتی چاه موسی (شمال غرب ترود - جنوب شاهرود)
با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)

نگارنده:

علی سیفی وند

استاد راهنما:

دکتر مریم شیبی

بهمن ۱۳۹۵

کاش با قیمت جان عمر تو میشد ممکن تا دهم جانی و از بهر تو عمری بخرم
بهار مرد، تابستان رفت، پائیز رفت، زمستان هم میرود،، از وقتی تو رفتی دیگر باور نمی کنم
هیچ چیز ماندنی باشد. اینجا به جز دوری تو چیزی به من نزدیک نیست...

با درود فراوان به روح پر فتوح پدر بزرگوارم و سپاس بیکران بر همراهی و همگامی
مادر دلسوز و مهربانم و خواهرانم که لحظه های مهربانی را به من آموختند.
تشکر کردن نشانه محبت است، محبت به کسی که برایت معرفت خرج کرد. سپاس گذار
تمام کسانی هستم که در تمامی طول زندگی ام مرا پشتیبان بوده اند و دلگرمی وجودشان،
استوار کننده زانوهایم در قدم برداشتن برای رسیدن به زندگی بهتر بوده است.

هر چند زبان قاصر و قلم ناتوان است اما اینجانب بر خود وظیفه می دانم در کسوت
شاگردی از زحمات و کمک های ارزشمند استاد با کمالات و شایسته سرکار خانم دکتر
مریم شیبی که در کمال سعه صدر، با حسن خلق و فروتنی، از هیچ کمکی در این عرصه بر
من دریغ ننمودند و زحمت راهنمایی این رساله را بر عهده گرفتند تقدیر و تشکر نمایم.

از استاد گرامیم جناب آقای دکتر محمود صادقیان بسیار سپاسگذارم چرا که بدون
راهنمایی های ایشان تامین این پایان نامه بسیار مشکل می نموده.

همچنین از برادرانم مجید کریمی، پیام شاه ولی، فرزاد اکبری، کاظم سعیدی، حسن کریمی، مهدی
کیانفر، پیمان احمدی، سید روح اله موسوی، حسین گوری، زهیر اسدی، رضا حسین بیگی، عقیل
سالاری، علیرضا آدینه وند و امیر عابدینی که در تمامی مراحل نمونه برداری، سختی کار و هوای
نامساعد کویری را در زمستان و تابستان تحمل کرده و یار و یاور بنده بوده اند کمال تشکر را دارم.

تعهد نامه

اینجانب علی سیفی وند دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه سازوکار جایگیری گنبد آندزیتی چاه موسی (شمال غرب ترود- جنوب شاهرود) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) تحت راهنمایی جناب آقای دکتر مریم شیخی متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.

- در استفاده از نتایج پژوهش های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است

- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .

- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید.

- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.

- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت های آن ها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .

- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

تاریخ:

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .
استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

گنبد آذرین چاه موسی به عنوان بخشی از نوار ماگمایی تروود - چاه شیرین و در بخش شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. قدیمی ترین سنگ‌ها در محدوده مورد مطالعه، توالی‌های آتشفشانی-آذرآواری ائوسن است که از برش آتشفشانی، آگلومرا و توف قرمز رنگ تشکیل شده است. گنبد بیضوی شکل و نیمه عمیق چاه موسی با ترکیب آندزیت پورفیری میزبان اصلی کانسار مس موجود بوده و توالی‌های آتشفشانی-آذرآواری فوق را قطع نموده‌اند. کانی پلاژیوکلاز متشکله اصلی، هورنبلند و به مقدار کمتر بیوتیت، منیتیت، آپاتیت و کوارتز مهم ترین متشکله های فرعی سازنده این گنبد آندزیتی هستند. گدازه داسیتی واقع بر روی توف‌های قرمز از درشت بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز و سوزن‌های آمفیبول در یک زمینه نسبتاً شیشه‌ای و ریز بلور تشکیل شده است. این سنگ‌ها به صورت غلافی در سراسر حاشیه شمالی شرق و شرق گنبد آندزیتی چاه موسی امتداد دارند.

جهت بررسی سازوکار جایگیری این توده نیمه عمیق از روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) استفاده شده است. بر این اساس، میانگین بزرگای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (Km) در گنبد آندزیتی برابر $4500 \mu\text{SI}$ و این مقادیر برای گدازه داسیتی $8500 \mu\text{SI}$ است. بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی بالا ($\text{Km} > 400 \mu\text{SI}$) به علت حضور منیتیت به عنوان حامل مغناطیسی است. بنابراین توده نیمه عمیق چاه موسی به گرانیتهای فرومغناطیس تعلق دارد و در زمره گرانیتهای سری منیتیت قرار می‌گیرد. ماهیت کانی‌های مغناطیسی با استفاده از داده‌های تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی با دما (منحنی‌های ترمومغناطیسی) مشخص شده است. این یافته‌ها نشان می‌دهند که چگونه میزان بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی، همگام با پیشرفت مراحل مختلف دگرسانی گرمایی به علت حذف یا کاهش در اندازه منیتیت و یا تبدیل آن به کانی‌های مغناطیسی دیگر (نظیر هماتیت و یا پیریت) کاهش می‌یابد. بالاترین میزان درجه ناهمسانگردی ($P\%$) در امتداد قطر کوچک گنبد بیضوی شکل چاه موسی به چشم می‌خورد. کمترین مقدار آن

نیز در امتداد قطر بزرگ گنبد بیضی شکل چاه موسی یعنی نیمه شمال شرق تا غرب - جنوب غربی توده نیمه عمیق دیده می‌شوند. با وجود تنش نسبتا بالا، به دلیل ماهیت پورفیری و نسبت بالای مذاب به بلور در زمان استقرار و جایگیری گنبد نیمه عمیق چاه موسی هیچ‌گونه ریز ساختمانی ثبت نشده است. بخش‌های مرتفع و حوالی قله اصلی گنبد چاه موسی که می‌تواند به عنوان سقف گنبد در نظر گرفته شود دارای شکل بیضوی مغناطیسی (T) کلوچه‌ای و مثبت هستند. همچنین بخش مرکزی گنبد آندزیتی دارای خطوارگی مغناطیسی با شیب زیاد و بخش حاشیه‌ای دارای خطوارگی با شیب متوسط و کم است. همچنین امتداد برگواره‌های ایستگاه‌های نمونه برداری شده الگوی متحدالمرکزی را به نمایش می‌گذارند و همگی از شیب بالاتر از ۳۰ درجه برخوردار هستند.

عدم مشاهده پهنه‌بندی پتروگرافی، الگوی متحدالمرکز درون توده نیمه عمیق مورد مطالعه از مرکز به سمت محل تماس توده با سنگ میزبان، مشاهده فابریک پهن‌شده در بخش‌های مرتفع و سقف گنبد، خردشدگی و دگرشکلی شدید سنگ‌های میزبان به ویژه در حواشی غربی، بالازدگی لایه‌های توفی قرمز رنگ و گدازه داسیتی میزبان گنبد در حواشی شمالی همگی از مهم‌ترین شواهد موجود برای جایگیری این گنبد به روش بالونی شدن می‌باشند. همچنین با توجه به عملکرد گسل‌های چپ لغز انجیلو و ترود و تکتونیک حاکم بر منطقه در زمان استقرار این گنبد آذرین، می‌توان جایگزینی این توده نیمه عمیق را به یکی از بازشدگی کششی موجود در پهنه برشی راستا لغز کمر بند ماگمایی ترود-چاه شیرین نسبت داد.

کلمات کلیدی: چاه موسی، ناهمسانگردی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی، بالونینگ، جایگیری

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

- ۱- سیفی وند ع، شیبی م (۱۳۹۵)، شواهد صحرائی و فابریک مغناطیسی از بالونینگ (رشد بادکنکی) در توده نیمه عمیق چاه موسی (شمال غرب ترود)، بیستمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- ۲- سیفی وند ع، شیبی م (۱۳۹۵)، تعیین ماهیت کانی های حاصل از فرایندهای دگرسانی گرمایی در محدوده معدنی چاه موسی (شمال غرب ترود) با استفاده از منحنی های ترمومغناطیسی، بیستمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.

فهرست

فصل ۱- کلیات	۱
۱-۱- مقدمه	۲
۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی آن	۲
۳-۱- وضعیت آب و هوایی منطقه	۴
۴-۱- تاریخچه مطالعات قبلی در منطقه	۴
۵-۱- اهداف این مطالعه	۸
۶-۱- مراحل و روش‌های انجام تحقیق	۹
فصل ۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه	۱۱
۱-۲- مقدمه	۱۲
۲-۲- زمین‌شناسی عمومی ایران مرکزی	۱۲
۳-۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه	۱۴
۱-۳-۲- واحدهای آتشفشانی ائوسن	۱۴
۲-۳-۲- گنبدآندزیتی چاه‌موسی	۲۴
۴-۲- آنکلاوها	۲۷
۵-۲- تکتونیک	۳۰
۶-۲- درزه و شکستگی‌ها	۳۱
فصل ۳- پتروگرافی	۳۳
۱-۳- مقدمه	۳۴

۳۵	۲-۳- توف قرمز
۳۵	۳-۳- روانه داسیتی
۳۶	۱-۳-۳- پلاژیوکلارز
۳۸	۲-۳-۳- اکسی هورنبلند
۳۸	۳-۳-۳- بیوتیت
۳۹	۴-۳-۳- کانی های کدر
۴۰	۵-۳-۳- کوارتز
۴۱	۶-۳-۳- آپاتیت
۴۱	۷-۳-۳- کانی های ثانویه
۴۲	۴-۳- آندزیت
۴۵	۱-۴-۳- پلاژیوکلارز
۵۳	۲-۴-۳- اکسی هورنبلند
۵۵	۳-۴-۳- بیوتیت
۵۶	۴-۴-۳- کانی های کدر
۵۸	۵-۴-۳- کوارتز
۵۸	۶-۴-۳- آپاتیت
۵۹	۷-۴-۳- کانی های ثانویه:
۶۲	۵-۳- دایکها
۶۲	۶-۳- آنکلاوهای منطقه
۶۳	۴- سازوکار جایگیری
۶۴	۱-۴- مقدمه

- ۶۹-۲-۴- نمونه برداری صحرائی.....
- ۷۵-۱-۲-۴- خطاها.....
- ۷۵-۳-۴- برش و آماده سازی نمونه ها.....
- ۷۷-۴-۴- اندازه گیری پذیرفتاری مغناطیسی.....
- ۸۲-۵-۴- داده های فابریک مغناطیسی.....
- ۸۳-۱-۵-۴- پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km).....
- ۸۸-۲-۵-۴- مطالعات ترمومگنتومتري.....
- ۹۳-۶-۴- ناهمسانگردی مغناطیسی (P).....
- ۹۷-۷-۴- پارامتر شکل.....
- ۱۰۲-۸-۴- الگوی فابریک مغناطیسی.....
- ۱۰۲-۱-۸-۴- خطواره های مغناطیسی.....
- ۱۰۸-۲-۸-۴- برگواره های مغناطیسی.....
- ۱۱۳-۹-۴- مدل جایگیری گنبد آندزیتی چاه موسی.....
- ۱۱۴-۱-۹-۴- فرونشست شبه کالدرایی (دیگی).....
- ۱۱۴-۲-۹-۴- گنبدی شدن.....
- ۱۱۵-۳-۹-۴- استوپینگ (فرو ریزش).....
- ۱۱۵-۴-۹-۴- صعود دیاپیری.....
- ۱۱۷-۵-۹-۴- بالونی شدن (بادکنکی).....
- ۱۲۵-۵- خلاصه نتیجه گیری.....
- ۱۲۶-۱-۵- خلاصه و نتیجه گیری.....
- ۱۲۸-۲-۵- پیشنهادها برای مطالعات آینده.....

۱. منابع ۱۳۰

۵-۱- پیوست ۱۴۵

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- نقشه تقسیمات کشوری و شهرستان‌های استان سمنان. منطقه مورد مطالعه با علامت ستاره مشخص شده است. ۳
- شکل ۱-۲- مسیر دسترسی اول به معدن مس چاه موسی. ۳
- شکل ۱-۳- مسیر دسترسی دوم به معدن مس چاه موسی. ۳
- شکل ۱-۲- نقشه واحدهای ساختاری ایران به همراه گسل‌های مهم. علامت ستاره‌دار معرف منطقه مورد مطالعه است (سهندي، ۲۰۱۳). ۱۵
- شکل ۲-۲- تصویر لندست نشان‌دهنده مدل ساختاری و مکانی سیستم رگه‌های اپی‌ترمال در کمربند تروود 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). ۱۶
- شکل ۲-۳- عکس هوایی گرفته شده از نرم افزار گوگل ارث از منطقه مورد مطالعه. ۱۷
- شکل ۲-۴- نقشه زمین‌شناسی ساده شده از گنبد آندزیتی چاه موسی و سنگ‌های میزبان. ۱۷
- شکل ۲-۵- دورنمایی از واحدهای آتشفشانی ائوسن در حاشیه شمال غرب گنبد آندزیتی چاه موسی. سوی دید به سمت غرب. ۱۸
- شکل ۲-۶- نمایی نزدیک از برش‌های آتشفشانی. ۱۸
- شکل ۲-۷- تصویر صحرایی از برش آتشفشانی (سمت چپ) و سنگ‌های گنبد آندزیتی چاه موسی در حاشیه شمالی غربی (گنبد سمت راست). ۱۸
- شکل ۲-۸- الف) نمایی نزدیک از واحد آگلومرایی و قطعات گرد شده متنوع در شمال گنبد آندزیتی چاه موسی. ب) تصویر دیگری از کنگلومرا با قطعات کربناته فراوان. ۱۹
- شکل ۲-۹- نمایی نزدیک از واحد توفی قرمز رنگ که بر روی واحد آگلومرایی قرار دارد. شمال غرب گنبد چاه موسی. ۲۰
- شکل ۲-۱۰- تصویر صحرایی از واحد توفی قرمز رنگ و داسیت ستبر لایه. ۲۰
- شکل ۲-۱۱- محل تماس گنبد آندزیتی چاه موسی با واحد توف قرمز و داسیت. حاشیه شمال غرب گنبد. دید به شمال. ۲۱

- شکل ۲-۱۲- محل تماس واضح واحد توفی قرمز رنگ و داسیت. ۲۱
- شکل ۲-۱۳- تصویری صحرایی از گنبد آندزیتی، واحد توفی سبز رنگ و داسیت‌های موجود در سقف گنبد چاه‌موسی. ۲۱
- شکل ۲-۱۴- تصویری صحرایی از تماس برش‌های آتشفشانی، گنبد آندزیتی، واحد توفی سبز رنگ و داسیت‌های موجود در سقف گنبد چاه‌موسی. ۲۲
- شکل ۲-۱۵- تصویری از محل تماس توفی قرمز با گنبد آذرین چاه‌موسی. در محدوده معدنی این مرز به دلیل پوشش با رسوبات عهد حاضر مشاهده نمی‌شود. ۲۲
- شکل ۲-۱۶- آنکلاو توفی سبزرنگ در حاشیه گنبد چاه‌موسی. ۲۳
- شکل ۲-۱۷- نمایی از لامیناسیون ظریف در واحد توفی و ماسه‌سنگ توفی. ۲۳
- شکل ۲-۱۸- نمایی از محل تماس حاشیه جنوبی گنبد آذرین چاه‌موسی با آندزیت‌های ائوسن. ۲۳
- شکل ۲-۱۹- ساخت پورفیری و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و کوارتز در یک زمینه دانه‌ریز و خاکستری تیره داسیت. ۲۴
- شکل ۲-۲۰- نمایی از ساخت و مجموعه کانی‌های موجود در گنبد آندزیتی چاه‌موسی. ۲۵
- شکل ۲-۲۱- تصویری صحرایی از فرسایش پوست پیازی در بخش‌های غربی گنبد آندزیتی چاه‌موسی. ۲۵
- شکل ۲-۲۲- دورنمایی از مورفولوژی و رنگ صحرایی گنبد آندزیتی چاه‌موسی. ۲۶
- شکل ۲-۲۳- تصویری صحرایی از کانه‌زایی موجود در آندزیت‌ها در امتداد گسل. ۲۷
- شکل ۲-۲۴- نمایی از چند آنکلاو با ظاهری متفاوت از منطقه مورد مطالعه. ۲۸
- شکل ۲-۲۵- نمونه‌هایی از حفرات بزرگ آنکلا که فرسایش یافته و به شکل غار مانند به خود گرفته اند. ۲۸
- شکل ۲-۲۶- نمای یکی از دایک‌های منطقه چاه‌موسی. (ب) نمایی نزدیک از همان دایک. ۲۹
- شکل ۲-۲۷- تصویری صحرایی یکی از دایک‌های گابرویی در گنبد آندزیتی چاه‌موسی. ۲۹
- شکل ۲-۲۸- تصویری صحرایی از درزه‌های مزدوج متعدد در سطح تمامی واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه. ۳۱

شکل ۳-۱- نمای میکروسکوپی از توف‌های موجود در منطقه مورد مطالعه. الف، در نور XPL، ب در نور PPL. ۳۵.....

شکل ۳-۲- بافت پورفیری روانه داسیتی منطقه مورد مطالعه با فنوکریست‌های غالب پلاژیوکلاز. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است. ۳۶.....

شکل ۳-۳- پلاژیوکلازهای موجود در روانه داسیتی اطراف گنبد آندزیتی چاه موسی. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است. ۳۷.....

شکل ۳-۴- شکستی بلور پلاژیوکلاز و توسعه رگچه‌های کوارتز. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است. ۳۷.....

شکل ۳-۵- حالت جریان‌ی و در یک راستا قرار گرفتن بلورهای کشیده اکسی هورنبلند. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است. ۳۸.....

شکل ۳-۶- بیوتیت‌هایی که بعضاً در امتداد رخ‌های آنها کانی‌های دیگر در حال تشکیل هستند. تصاویر الف - پ - ث در نور XPL و تصاویر ب - ت - ج در نور PPL است. ۳۹.....

شکل ۳-۷- کانی‌های کدر روانه داسیتی در زیر میکروسکوپ. الف در نور XPL، ب در نور PPL. ۳۹.....

شکل ۳-۸- رگچه‌های کوارتز در روانه داسیتی و پرشدگی مجدد رگچه با کلسیت. تصاویر الف - پ در نور XPL و تصاویر ب - ت در نور PPL. ۴۰.....

شکل ۳-۹- قرارگیری بلور کوارتز پلی‌گونال در کنار هم، تصاویر الف - پ در نور XPL و تصاویر ب - ت در نور PPL. ۴۰.....

شکل ۳-۱۰- حضور آپاتیت به صورت ادخال درون کانی‌های کدر. تصاویر الف، پ، ث در نور XPL، تصاویر ب، ت، ج در نور PPL. ۴۱.....

شکل ۳-۱۱- بلور کلسیت پرکننده فضای خالی در کنار بلور پلاژیوکلاز؛ الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL. ۴۲.....

شکل ۳-۱۲- تصاویر میکروسکوپی از حضور کلریت در قالب بیوتیت و اکسی هورنبلند، تصاویر الف - پ - ث در نور XPL و تصاویر ب - ت - ج در نور PPL. ۴۲.....

شکل ۳-۱۳- بافت گلومروپورفیری ناشی از تجمع بلورهای پلاژیوکلاز؛ تصاویر الف- پ در نور XPL و تصاویر ب- ت در نور PPL. ۴۵

شکل ۳-۱۴- فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به صورت منفرد. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL. ۴۶

شکل ۳-۱۵- حضور منیتیت در بین بلورهای پلاژیوکلاز، تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL. ۴۶

شکل ۳-۱۶- تصویری از ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد و رشد چند مرحله ای در مجموعه ای از پلاژیوکلازهایی که به صورت یک گلومرول تجمع پیدا کرده اند؛ تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL. ۴۸

شکل ۳-۱۷- شاخص‌ترین ماکل‌های موجود در بین پلاژیوکلازهای موجود در گنبد آندزیتی، تصاویر الف - پ - ث در نور XPL و تصاویر ب - ت - ج در نور PPL. ۴۹

شکل ۳-۱۸- منطقه‌بندی ترکیبی در بعضی از پلاژیوکلازها، تصاویر الف، پ در نور XPL و تصاویر ب، ت در نور PPL. ۵۱

شکل ۳-۱۹- پلاژیوکلازهایی که تمام سطح آنها به صورت یکنواخت حالت غربالی پیدا کرده است. تصاویر الف، پ، ث در نور XPL و تصاویر ب، ت، ج در نور PPL. ۵۱

شکل ۳-۲۰- رشد بلورهای کوچک بر روی بلورهای درشت تر غربالی شده، تصویر الف، پ در نور XPL، تصاویر ب، ت در نور PPL. ۵۲

شکل ۳-۲۱- پلاژیوکلازهایی با دو نوار حاشیه‌ای، تصاویر الف، پ در نور XPL و تصاویر ب، ت در نور PPL. ۵۳

شکل ۳-۲۲- پلاژیوکلازهای دگرسان شده به سرسیت، تصاویر الف، پ در نور XPL و تصاویر ب، ت در نور PPL. ۵۳

شکل ۳-۲۳- اکسی هورنبلندهای اپاسیته، تصاویر الف، پ در نور XPL و تصاویر ب، ت در نور PPL است. ۵۴

شکل ۳-۲۴- قالب‌هایی از کانی اکسی هورنبلند که با کانی‌های دیگر مانند کلسیت، کلریت و کانی‌های کدر پر شده است. تصاویر الف ، پ، ث در نور XPL و تصاویر ب، ت، ج در نور PPL است. ۵۵.....

شکل ۳-۲۵- اکسی بیوتیت در مقطع قاعده ای، تصاویر الف، پ در نور XPL و تصاویر ب، ت در نور PPL است. ۵۶.....

شکل ۳-۲۶- نمایی از بیوتیت‌های دگرسان شده در گنبد آندزیتی چاه موسی، تصویر الف در نور XPL، تصویر ب در نور PPL است. ۵۶.....

شکل ۳-۲۷- حضور کانی‌های کدر در اشکال بی‌شکل تا نیمه شکل دار و خود شکل، تصاویر الف، پ، ث در نور XPL و تصاویر ب، ت، ج در نور PPL است. منیتیت. ۵۷.....

شکل ۳-۲۸- الف تصویر منیتیت در نور انعکاسی، ب تصویر منیتیت در نور XPL. ۵۸.....

شکل ۳-۲۹- حضور بلورهای کوچک آپاتیت در سنگ‌های آندزیتی گنبد چاه موسی ، تصاویر الف، پ، ث در نور XPL و تصاویر ب، ت، ج در نور PPL است. ۵۹.....

شکل ۳-۳۰- حضور کلسیت در قالب اکسی هورنبلند در تصاویر الف، ب، و حضور کلسیت در قالب بلور پلاژیوکلاز در تصویر پ، ت . تصاویر الف - پ در نور XPL و تصاویر ب - ت در نور PPL است. ۶۰.....

شکل ۳-۳۱- حضور کلسیت به صورت رگچه‌ای، در تصاویر ث-ج رگچه کلسیتی از وسط بلور پلاژیوکلاز عبور کرده است، تصاویر الف - پ- ث در نور XPL و تصاویر ب - ت- ج در نور PPL است. ۶۰.....

شکل ۳-۳۲- کانی کلریت در قالب کانی دیگر، تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است. ۶۱.....

شکل ۳-۳۳- تصویر میکروسکوپی از دایک‌های میکرو گابرویی. الف در نور XPL، ب در نور PPL. ۶۲.....

شکل ۳-۳۴- وجود بافت میکرولیتی در آنکلاوهای موجود در منطقه مورد مطالعه. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است. ۶۳.....

شکل ۴-۱- تصویری فرضی از بیضوی مغناطیسی و عناصر فابریک مغناطیسی ۶۷.....

- شکل ۴-۲- نقشه پراکندگی ایستگاه‌های مغزه گیری در گنبد آندزیتی چاه موسی..... ۷۱
- شکل ۴-۳- الف، پمپ آب؛ ب، موتور مغزه گیر. ۷۱
- شکل ۴-۴- ترسیم خط یا ایجاد اشکال دایره‌ای برای باز گرداندن مغزه به حالت اولیه (در صورتی که مغزه شکسته یا جابه جا شود)..... ۷۲
- شکل ۴-۵- مراحل مغزه گیری و اندازه‌گیری شیب و امتداد آن به روایت تصویر. ۷۴
- شکل ۴-۶- نحوه علامت زدن روی مغزه‌های به دست آمده..... ۷۴
- شکل ۴-۷- نمونه‌های ۱ از مغزه 1A تهیه شده‌اند، همین حالت برای مغزه B هم تکرار می‌شود. ۷۶
- شکل ۴-۸- قطعه مغزه‌های به دست آمده در اسید کلریدریک ۱ / ۰ نرمال به مدت ۲ ساعت قرار می‌گیرند. ۷۷
- شکل ۴-۹- نمایی از دستگاه کاپا بریج. ۷۹
- شکل ۴-۱۰- نمایی شماتیک از یک مغزه آماده شده که در معرض میدان مغناطیسی القایی قرار گرفته و بر حسب خود پذیری مغناطیس شدگی القایی تولید نموده است. ۸۲
- شکل ۴-۱۱- هیستوگرام فراوانی پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) در روانه داسیتی ... ۸۴
- شکل ۴-۱۲- هیستوگرام فراوانی پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) در گنبد آندزیتی ... ۸۴
- شکل ۴-۱۳- نقشه نقاط هم مقدار پارامتر Km در روانه داسیتی چاه موسی..... ۸۶
- شکل ۴-۱۴- نقشه نقاط هم مقدار پارامتر Km در گنبد آندزیتی چاه موسی..... ۸۷
- شکل ۴-۱۵. تصویر میکروسکوپی و نمودار ترمومگنتومتري برای یکی از نمونه‌های سالم گنبد آندزیتی چاه موسی. ۸۹
- شکل ۴-۱۶ تصویر میکروسکوپی و نمودار ترمومگنتومتري برای یکی از نمونه‌های حاصل از دگرسانی فیلک در گنبد آندزیتی چاه موسی..... ۹۰
- شکل ۴-۱۷- تصویر میکروسکوپی از ایستگاه‌های با Km پایین. الف در نور XPL، ب در نور PPL. ۹۱
- شکل ۴-۱۸ تصویر میکروسکوپی و نمودار ترمومگنتومتري برای یکی از نمونه‌های حاصل از دگرسانی آرژیلیک در گنبد آندزیتی چاه موسی. ۹۱

- شکل ۴-۱۹- دانه‌های منیتیت خود شکل. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL. ۹۲
- شکل ۴-۲۰- بلورهای منیتیت در نور انعکاسی. ۹۲
- شکل ۴-۲۱- هیستوگرام درصد فراوانی در مقابل بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی برای نمونه‌های سالم و دگرسان. ۹۳
- شکل ۴-۲۲- الف و ب به ترتیب نمودارهای %P در برابر Km برای روانه داسیتی و گنبد آندزیتی. ۹۴
- شکل ۴-۲۳- نقشه منحنی‌های هم مقدار پارامتر %P در روانه داسیتی چاه موسی. ۹۵
- شکل ۴-۲۴- نقشه منحنی‌های هم مقدار پارامتر %P در گنبد آندزیتی چاه موسی. ۹۶
- شکل ۴-۲۵- هیستوگرام درصد ناهمگنی مغناطیسی در روانه داسیتی. ۹۷
- شکل ۴-۲۶- هیستوگرام درصد ناهمگنی مغناطیسی در گنبد آندزیتی چاه موسی. ۹۷
- شکل ۴-۲۷- هیستوگرام T روانه داسیتی. ۹۹
- شکل ۴-۲۸- هیستوگرام T گنبد آندزیتی. ۹۹
- شکل ۴-۲۹- نقشه مقادیر پارامتر T در روانه داسیتی چاه موسی. ۱۰۰
- شکل ۴-۳۰- نقشه مقادیر پارامتر T در گنبد آندزیتی چاه موسی. ۱۰۱
- شکل ۴-۳۱- نقشه خطواره‌های مغناطیسی در روانه داسیتی چاه موسی. ۱۰۴
- شکل ۴-۳۲- نقشه خطواره‌های مغناطیسی در گنبد آندزیتی چاه موسی. ۱۰۵
- شکل ۴-۳۳- نقشه منحنی‌های هم میزان خطواره‌های مغناطیسی در روانه داسیتی. ۱۰۶
- شکل ۴-۳۴- نقشه منحنی‌های هم میزان خطواره‌های مغناطیسی در گنبد آندزیتی چاه موسی. ۱۰۷
- شکل ۴-۳۵- استریوگرام‌های معرف خطواره‌های مغناطیسی، (الف) روانه داسیتی؛ (ب) گنبد آندزیتی چاه موسی. ۱۰۸
- شکل ۴-۳۶- نقشه برگواره‌های مغناطیسی ایستگاه‌های مغزه گیری شده در روانه داسیتی چاه موسی. ۱۰۹
- شکل ۴-۳۷- نقشه برگواره‌های مغناطیسی ایستگاه‌های مغزه گیری شده در گنبد آندزیتی چاه موسی. ۱۱۰

- شکل ۴-۳۸- نقشه منحنی‌های هم مقدار میل خطواره‌های مغناطیسی در روانه داسیتی چاه موسی..... ۱۱۱
- شکل ۴-۳۹- نقشه منحنی‌های هم مقدار میل خطواره‌های مغناطیسی در گنبد آندزیتی چاه موسی..... ۱۱۲
- شکل ۴-۴۰- استریوگرام‌های معرف بر گواره‌های مغناطیسی (الف) برای روانه داسیتی؛ (ب) برای گنبد آندزیتی چاه موسی..... ۱۱۳
- شکل ۴-۴۱- مقایسه عوارض ساختاری حاصل از دو مکانیسم بالونی شدن..... ۱۱۹
- شکل ۴-۴۲- آنکلاوهای تطویل شده در حاشیه‌های گنبد آندزیتی که همگی به موازات حاشیه جهت‌گیری پیدا کرده‌اند..... ۱۲۲
- شکل ۴-۴۳- آنکلاوهای کوچک گرد شده فاقد جهت‌گیری خاص در قسمت‌های مرکزی گنبد..... ۱۲۲
- شکل ۴-۴۴- فشار وارد کردن گنبد آندزیتی به محیط اطراف. به اشکال دوکی شکل و صفحه ای شکل و جهت قرار گیر آنها دقت شود. الف، ب، به ترتیب قبل و بعد از فرسایش رسوبات پوشش دهنده..... ۱۲۴

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

این فصل که به معرفی اجمالی منطقه و موضوع مورد مطالعه می‌پردازد دربرگیرنده‌ی موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه، آب‌وهوا، ریخت‌شناسی مورد مطالعه، تاریخچه مطالعات قبلی، اهداف و روش‌های مطالعه است.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی آن

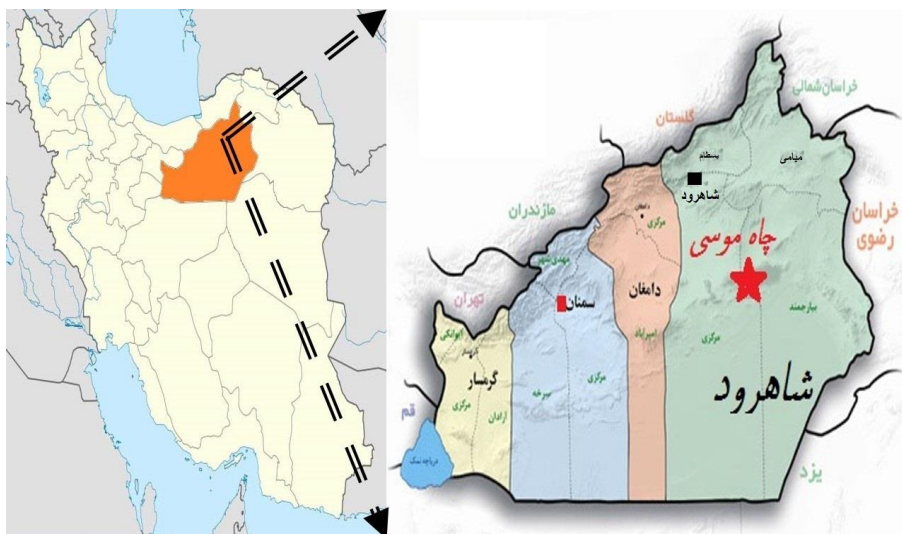
گنبد آندزیتی چاه‌موسی در استان سمنان و در جنوب غربی شهرستان شاهرود، قرار گرفته است (شکل ۱-۱). از نظر موقعیت، محدوده مورد مطالعه در موقعیت $35^{\circ} 28'$ تا $35^{\circ} 29'$ عرض شمالی و $51^{\circ} 51'$ تا $54^{\circ} 52'$ طول شرقی و در ارتفاعی بین ۱۲۰۰ تا بیش از ۱۴۰۰ متر از سطح دریا قرار گرفته است. گنبد آذرین چاه‌موسی محدوده‌ای دایره‌ای شکل به وسعت حدود $2/6$ کیلومترمربع است که در چهارگوش نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود و ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان قرار گرفته است. راه‌های دسترسی به این منطقه از دو طریق زیر مقدور است:

(۱) جاده شاهرود - ترود - معدن مس چاه‌موسی

پس از طی ۱۳۰ کیلومتر در جاده آسفالت‌شاهرود - ترود به روستای ترود می‌رسیم (شکل ۱-۲). در فاصله حدود یک کیلومتری غرب این روستا، جاده خاکی به سمت قله چاه‌موسی منشعب می‌گردد که پس از طی ۹ کیلومتر به معدن مس چاه‌موسی می‌رسیم.

(۲) جاده سمنان - دامغان - ترود - معدن مس چاه‌موسی

پس از طی ۱۲۰ کیلومتر جاده سمنان-دامغان، جاده آسفالت‌دیگری به طول ۱۶۶ کیلومتر از دامغان به سمت ترود منشعب می‌شود (شکل ۱-۳). در فاصله حدود یک کیلومتری غرب این روستا، جاده خاکی به سمت قله چاه‌موسی منشعب می‌گردد که پس از طی ۹ کیلومتر به معدن مس چاه‌موسی می‌رسیم.



شکل ۱-۱- نقشه تقسیمات کشوری و شهرستان‌های استان سمنان. منطقه مورد مطالعه با علامت ستاره مشخص شده است.



شکل ۱-۲- مسیر دسترسی اول به معدن مس چاه‌موسی.



شکل ۱-۳- مسیر دسترسی دوم به معدن مس چاه‌موسی.

۱-۳- وضعیت آب و هوایی منطقه

گنبد آندزیتی چاهموسی با توجه به قرارگیری در حاشیه کویر با داشتن تابستان‌های بسیار گرم و خشک و زمستان‌های سرد از لحاظ دسته‌بندی اقلیمی در گروه گرم و خشک و بیابانی تا نیمه بیابانی قرار می‌گیرد. آب‌وهوای منطقه کویری و بسیار گرم و خشک است به طوری که میزان بارندگی بسیار کم و منطقه از بوته‌های کوتاه‌قد که خاص مناطق کویری است پوشیده شده است. در این کویر میزان دمای هوا در گرم‌ترین زمان در روز (ماه تیر) به حدود ۶۰ درجه (در قسمت‌های کویری) و ۴۲ درجه (در محدوده چاهموسی) و در شب در حدود ۲۵ تا ۳۰ درجه است. این اختلاف فاحش دما باعث خرد شدن کامل سنگ‌ها می‌شود. در فصول سرما میزان دما در روز در حدود ۱۳ تا ۱۷ درجه و در شب در حدود ۰ تا ۷- است. میزان بارش سالانه به‌طور میانگین ۱۴۷/۷ میلی‌متر و میانگین رطوبت نسبی هوا در سال بین ۳۰-۵۴ درصد تغییر می‌کند (سالنامه هواشناسی ۱۳۸۱).

منطقه معدنی چاهموسی، به دلیل مجاورت با مناطق کوهستانی، نسبت به روستای ترود، در زمستان‌ها سردتر و در تابستان‌ها خنک‌تر است. با توجه به اینکه ترود در ابتدای کویر واقع شده، دارای آب‌وهوای گرم و خشک است، اطراف روستا از طرف شرق و غرب به فاصله ۲۰ کیلومتر کوهستانی و دارای آب‌وهوای معتدل و خشک است که در گذشته مردم روستا هنگام تابستان و گرمی هوا به مناطق ییلاق کوهستان‌های اطراف که دارای کلاته‌های زیادی است کوچ می‌کردند. امروزه با گسترش شهرنشینی دیگر از کلاته مذکور تنها برای تفریح و گردش کوتاه‌مدت استفاده می‌شود و بعضاً نیز متروکه گردیده است (برگرفته‌شده از سایت دهیاری ترود).

۱-۴- تاریخچه مطالعات قبلی در منطقه

ناحیه ترود-چاه شیرین به دلیل فعالیت‌های معدنی و زلزله‌خیزی از دیرباز مورد توجه محققین بوده است. بیشتر کارهای انجام‌شده در محدوده مورد مطالعه به شناسایی ماده معدنی و سنگ‌های میزبان، ترکیب

سنگ‌شناسی - شیمی توده‌های نفوذی و دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی معطوف شده است. در ادامه خلاصه‌ای از این پژوهش‌های پیشین بیان می‌شود.

- هلم‌هاک^۱ (۱۸۹۸)، هنک (۱۸۹۹) (در پروین مجیدی، ۱۳۹۲) و دیچال^۲ (۱۹۴۴) به دلیل پتانسیل اقتصادی بالا، از جمله کسانی بودند که منطقه را با هدف پی‌جویی طلا مورد بررسی قرار دادند. دیچال (۱۹۹۴) علاوه بر مطالعات انجام داده درباره ذخایر طلا، عیار و خاستگاه آن را مورد بررسی قرارداد و به این نتیجه رسید که پیدایش طلا با رگه‌های سیلیسی موجود در منطقه و توده‌های گرانیتی شرق کوه زر مرتبط است.

- هوبر^۳ و اشتوکلین^۴ (۱۹۵۶) زمین‌شناسی منطقه ترود - معلمان را در قالب برنامه‌های شرکت ملی نفت ایران بررسی نمودند.

- هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) ضمن تهیه نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه ترود، به مطالعه سنگ‌های آذرین ترشیری ترود - چاه شیرین پرداخت و برای اولین بار واحدهای آتش‌فشانی منطقه را به ۴ بخش گدازه قاعده‌ای، برش آتش‌فشانی زیرین، برش‌های آتش‌فشانی میانی و برش‌های آتش‌فشانی بالایی را معرفی نمود. به نظر ایشان ترکیب بیشتر (۸۵ درصد) سنگ‌های آتش‌فشانی ائوسن در منطقه ترود - چاه شیرین دارای ترکیب حد واسط آندزیتی است.

- عابدیان و دری (۱۳۷۵) در گزارش کنسارهای مس استان سمنان این کنسار را مورد ارزیابی قرار داده و از آن به‌عنوان اولویت اول جهت ادامه کارهای اکتشافی نام‌برده‌اند.

- جعفریان (۱۳۶۸) سنگ‌های آذرین محور ترود - باغو را در قالب پایان‌نامه خویش مورد بررسی قرار داده است.

۱ Helmhacke

۲ Dichal

۳ Huber

۴ Stocklin

- کهنسال (۱۳۷۷) و ذوالفقاری (۱۳۷۷) در بخشی از پایان نامه‌های کارشناسی ارشد خود، سنگ‌شناسی قله چاه موسی را مورد مطالعه قرار داده‌اند.

- ذوالفقاری (۱۳۷۷) پترولوژی سنگ‌های آتش‌فشانی ائوسن محدوده معلمان - دامغان را مورد بررسی قرارداد و سنگ‌های آتش‌فشانی منطقه را به صورت تناوبی از گدازه‌هایی با ترکیب بازالت، آندزیت، داسیت و تراکی آندزیت همراه با سنگ‌های آذرآواری شامل انواع توف با ترکیب آندزیت و تراکی آندزیت معرفی نموده و به طور کلی سنگ‌های آتش‌فشانی این منطقه را از نوع آکالان و کالک‌آکالان و بیشتر با گرایش پتاسیک عنوان کرده است.

- امام‌جمعه (۱۳۸۵) کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس چاه موسی را مطالعه نموده است. بر این اساس کانه‌زایی مس در چاه موسی از نوع رگه‌های هیدروترمال بوده که در برخی مناطق به صورت پورفیری نیز مشاهده می‌شود. این کانه‌زایی از لحاظ خاستگاه احتمالاً با سنگ‌های نفوذی کم عمق اسیدی تا حد واسط (گرانیت-گرانودیوریت) ارتباط تنگاتنگ دارند. بر اساس تحقیقات قبلی انجام شده دو تیپ عمده کانی سازی در این منطقه وجود دارد: تیپ هیدروترمال اولیه، تیپ کانه‌زایی هیپوژن

- قربانی (۱۳۸۴) ماگماتیسم منطقه ترود را مورد بررسی قرارداد و توده‌های جنوب ترود را بازیک‌تر و توده‌های شمال آن را اسیدی‌تر می‌داند. او معتقد است که ماهیت کالک‌آکالان سنگ‌های شمال گسل ترود، حاصل اختلاط ماگمای آکالان مشتق شده از گوشته با ماگمای کالک‌آکالان ناشی از ذوب سنگ‌های پوسته است.

- خادمی (۱۳۸۶) ویژگی‌های ساختاری و وضعیت زمین‌ساختی منطقه ترود را مورد تجزیه و تحلیل قرار داده و گسل امتدادلغز 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.

- کی نژاد (۱۳۸۷) با تحلیل دینامیکی شکستگی‌های شمال منطقه ترود - معلمان، شکستگی‌های منطقه را کنترل‌کننده رگه‌های کانه‌زایی شده‌ی منطقه معرفی کرده است. ایشان نوع دگر ریختی منطقه را از نوع ترفشارشی^۱ 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 است که با نتایج به‌دست‌آمده از بررسی شکستگی‌ها و گسل‌های منطقه و تعیین سازوکار هر یک از آنها در این پهنه برشی به‌طور کامل همخوانی دارد.

- خواجه‌زاده (۱۳۸۸) پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین نفوذی شمال معلمان را مطالعه کرد و آن را در محدوده گرانیتهای کمان آتش‌فشانی (VAG) معرفی کرد. تحول ماگمای تشکیل‌دهنده توده‌های گرانیته‌ی 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.

- کانسار مس چاه‌موسی از دیرباز مورد بهره‌برداری قرار گرفته است. وجود سنگ نگاشته‌ای استخراجی قدیمی و کشف بیش از ۵۰ سنگ ابزار و ۳ عدد هاون سنگی در منطقه نشان از قدمت دارد (امام جمعه، ۱۳۸۵). آنچه مسلم است بهره‌برداری از مس اکسیدی و کربناتی در سال ۱۳۴۰ از ترانسه‌های کلاته چاه‌موسی آغاز شده است. اطلاعات حاصله و ثبت‌شده از بهره‌برداری مس چاه‌موسی حکایت از بهره‌برداری در سال ۱۳۴۰ می‌کند، البته شواهد امر نشان‌دهنده قدمت بیشتر این کانسار است.

از جمله کارهای اکتشافی انجام‌شده در گذشته می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- مطالعات زمین‌شناسی - ژئوفیزیکی که توسط گروه مجارستانی در سال ۱۳۴۷ انجام شده است.

- مطالعات حفاری کم‌عمق با اطلاعات پراکنده و ناقص توسط شرکت باریت فلات ایران در سال ۱۳۵۴؛

- گزارش‌های محدود و تقریباً ناقص در مورد منابع مس معرفی‌شده مس در ایران توسط شرکت ملی مس و سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

^۱ Transpressional

در این پژوهش از روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) به منظور تعیین سازوکار جایگیری گنبد آندزیتی چاهموسی استفاده شده است. هرچند از این روش در دنیا از چند دهه گذشته استفاده می‌شود اما در ایران به دلایلی همچنان محدود مانده است؛ اما در چند سال اخیر با خرید دستگاه اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی و تجهیز آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود و سازمان زمین‌شناسی کشور پیشرفت فراوانی را شاهد بوده‌ایم. با توجه به موارد گفته‌شده مهم‌ترین مطالعات انجام‌شده تا به امروز در زیر آمده است:

وکیلی (۱۳۸۲)؛ صادقیان (۱۳۸۳)؛ اسماعیلی و همکاران (۲۰۰۷)؛ رسولی (۱۳۸۷)؛ شیبی (۱۳۸۸)؛ احد نژاد (۱۳۸۸)؛ گوانجی (۱۳۸۹)؛ میرزایی (۱۳۸۹)؛ مردانی (۱۳۸۹)؛ بدلو (۱۳۹۰)؛ شکاری (۱۳۹۰)؛ مهدی پور (۱۳۹۰)؛ اصلانی (۱۳۹۱)؛ چکنی مقدم (۱۳۹۱)؛ پور علی زاده (۱۳۹۲)؛ ساکی (۱۳۹۲)؛ مجیدی (۱۳۹۲)؛

۱-۵- اهداف این مطالعه

از آنجاکه تاکنون هیچ مطالعه‌ای در خصوص الگو و سازوکار جایگیری گنبد آندزیتی چاهموسی صورت نگرفته است؛ لذا انجام این تحقیق به منظور بررسی نحوه استقرار گنبد آندزیتی چاهموسی و احتمالاً پتروژنز کانسار مس موجود مفید و ضروری است. مطالعه آنیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی یا همان AMS، روشی است که از منظر زمان و هزینه مقرون به صرفه بوده و کاربرد آن نیز آسان است و در درک فابریک درونی سنگ‌های ایزوتروپ (با ظاهری یکنواخت و همگن دارند) مفید واقع شده است. به علاوه مطالعه خودپذیری مغناطیسی واحدهای گنبد آندزیتی چاهموسی و طبقه‌بندی آن از دیدگاه مغناطیسی و سپس مقایسه نتایج حاصله با نتایج حاصل از بررسی‌های سنگ‌شناسی قبلی، از اهداف دیگر این پژوهش است.

اگرچه مطالعات متعددی بر روی گنبد آندزیتی چاهموسی از نظر روندهای کانه‌زایی و شناسایی ماده معدنی و سنگ‌های میزبان، ترکیب سنگ‌شناسی- شیمی و دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی انجام شده

است ولی تاکنون هیچ‌گونه مطالعه‌ای در خصوص سازوکار جایگیری گنبد آندزیتی چاه‌موسی صورت نگرفته است. لذا انجام این پژوهش بر روی گنبد آندزیتی چاه‌موسی به منظور شناخت نحوه جایگیری آن برای اولین بار با اهداف زیر صورت گرفته است:

- تعیین میزان قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی و سایر پارامترهای مغناطیسی نمونه‌های سنگی با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)؛
- مطالعه کانی‌شناسی، ساخت و بافت با استفاده از مقاطع نازک؛
- مطالعه انواع دگرسانی‌ها در کانه‌زایی‌های مورد مطالعه؛
- انجام آزمایش ترمومگنتومتري به منظور شناخت دقیق کانی‌های مغناطیسی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها؛

- تعیین جهت‌یابی ترجیحی کانی‌های مغناطیسی و شناسایی مناطق تغذیه‌کننده ماگما؛
- آشکارسازی فابریک درونی و بررسی الگوی جایگیری فازهای مختلف آذرین نامبرده شده؛
- تعیین مناطق تغذیه‌کننده ماگما؛
- ارائه مدل جایگیری مناسب برای گنبد آندزیتی چاه‌موسی با در نظر گرفتن مجموع داده‌ها و تلفیق نتایج حاصل (با توجه به اصول مطالعات فابریک مغناطیسی و نتایج به دست آمده از مطالعات موارد مشابه از سایر نقاط دنیا).

- مقایسه الگوی جایگیری حاصله با سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو به منظور ارائه یک مدلی کلی از سرگذشت تکتونیکی این بخش از سرزمین ایران؛

۱-۶- مراحل و روش‌های انجام تحقیق

مطالعه به روش ناهمگنی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) مستلزم یک برنامه‌ریزی دقیق و سنجیده قبل از هر بازدید صحرایی است. مطالعه فابریک مغناطیسی در گنبد آندزیتی چاه‌موسی بر پایه یک نمونه‌برداری هدفمند از بخش‌های مختلف آن انجام شده است. در این روش با مطالعه نقشه‌های

زمین‌شناسی، توپوگرافی و تصاویر ماهواره‌ای حاصل از مطالعات پیشین، شبکه منظمی از ایستگاه‌های لازم جهت مغزه‌گیری به دست می‌آید؛ اما باید توجه داشت که این مطلب خود تابع راه‌های دسترسی و موقعیت نقاط موردنظر برای نمونه‌گیری، تغییرات و تنوع سنگ‌شناسی و کیفیت سنگ‌های هر رخنمون در صحرا هست. همچنین در این مرحله، اطلاعاتی همچون گزارش‌های زمین‌شناسی و مقالات و پایان‌نامه‌های مطالعه شده در موارد مشابه می‌تواند بسیار مفید واقع شود. در این تحقیق برای پیش برد بهتر اهداف از پیش تعیین‌شده، مراحل انجام کار به صورت موارد زیر تقسیم‌بندی شد که عبارت‌اند از: -انجام مطالعات کتابخانه‌ای که خود شامل: گردآوری گزارش‌ها و تحقیقات پیشین در رابطه با منطقه مورد مطالعه و همچنین مطالعه مقالات خارجی مرتبط با موضوع، برای بهره‌گیری از نکات ضروری و مفید برای انجام مراحل در پیش رو؛

-طراحی یک شبکه سامانمند و نمونه‌برداری از کل گنبد آندزیتی چاه موسی و روانه داسیتی احاطه کننده آن به صورت مغزه‌های جهت‌دار (که خود طی چند مرحله شامل: یک مرحله بازدید کلی در تیرماه ۹۴ و ۳ مرحله نمونه‌برداری در آبان ۹۴ و دی ۹۴ و اردیبهشت ۹۵ و یک بازدید کلی در اردیبهشت ۹۵ برای رفع موارد مبهم و روشن شدن بیشتر روابط صحرایی انجام شد)؛

-اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی هر یک از مغزه‌ها در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود (در سه جهت خاص) و محاسبه پارامترهای فابریک مغناطیسی؛

-تهیه مقاطع نازک از انتهای یکی از مغزه‌های هر ایستگاه به منظور مطالعات دقیق سنگ‌شناسی و ریز ساختی

-تهیه پودر سنگ از خرد کردن بعضی ایستگاه‌ها برای آنالیز ترمومگنتومتری؛

-استفاده از نرم‌افزارهای Sterio Plot, Google Earth, Illustrator, ArcGIS جهت ترسیم نقشه‌ها و نمودارها و پارامترهای مورد استفاده در روش AMS؛

-جمع‌بندی نتایج به دست آمده حاصل از مطالعات صحرایی، آزمایشگاهی و سنگ‌شناسی به منظور بررسی و تعیین چگونگی جایگیری گنبد آندزیتی چاه موسی؛

فصل دوم:

زمین‌شناسی عمومی منطقه

۱-۲- مقدمه

منطقه معدنی چاه موسی، با طول جغرافیایی $51^{\circ} 54'$ تا $52^{\circ} 54'$ و عرض جغرافیایی $28^{\circ} 35'$ تا $29^{\circ} 35'$ در 135 کیلومتری جنوب غرب شاهرود و 15 کیلومتری شمال غرب روستای ترود واقع شده است. محدوده مورد بررسی در کمر بند آذرین ترود - چاه شیرین، در حاشیه شمالی زون ایران مرکزی واقع شده است و به لحاظ تقسیمات نقشه‌های زمین‌شناسی در نقشه‌های زمین‌شناسی $1:250000$ ترود و $1:100000$ معلمان واقع شده است. برای به دست آوردن تصویری دقیق از چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه ابتدا مروری بر مطالعات زمین‌شناسی و ساختاری پهنه ایران مرکزی و بلوک‌های تشکیل دهنده آن و سپس نگرشی کوتاه بر زمین‌شناسی و چینه‌شناسی ایران مرکزی در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی خواهیم داشت. در ادامه ضمن معرفی مهم‌ترین بخش‌های رخنمون یافته در محدوده مورد مطالعه، واحدهای مختلف گنبد آندزیتی چاه موسی، انواع آنکلاوها و دایک‌های آن مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۲-۲- زمین‌شناسی عمومی ایران مرکزی

پهنه ایران مرکزی چون مثلثی است که بر اساس نظر اشتوکلین (۱۹۶۸) از شمال به رشته‌کوه‌های البرز و حد غربی آن توسط یک منطقه فرورفته به زون سنندج سیرجان، از جنوب به مکران و حد شرقی آن چندان مشخص نیست، زیرا برخی زمین‌شناسان بلوک لوت را جز ایران مرکزی محسوب می‌کند و برخی دیگر آن را قطعه‌ای مجزا می‌دانند. نبوی (۱۹۷۶) عقیده دارد که ایران مرکزی از شرق به بلوک لوت منتهی می‌شود. در گذشته خرده قاره ایران مرکزی را بخشی از توده ایران مرکزی می‌دانستند، آقناباتی (۱۳۸۳) نیز بر این عقیده است که پهنه ایران مرکزی و زون سنندج سیرجان بخشی از حوزه مرکزی ایران هستند. ولی به باور اشتوکلین (۱۹۶۸) پس از سخت شدن پی‌سنگ پرکامبرین، بخش یاد شده در زمان پالئوزوئیک ویزگی‌های سکویی داشته و در زمان مزوزوئیک و سنوزوئیک به منطقه‌ای پرتحرک و پویا تبدیل شده است. ردیف بسیار ضخیمی از سنگ‌های دگرگونی، رسوبی، آتشفشانی و

رخساره‌های گوناگون سنگ‌های آذرین درونی از پرکامبرین تا عهد حاضر در این فلات پهناور نمایان شده است. شواهد موجود نشان می‌دهند که:

- کوهزایی کاتانگایی در این ناحیه در پرکامبرین پسین و پیش از یک رژیم سکویی حاکم شده است.
- به جز بلوک لوت و لبه جنوب باختری که سنگ‌های ماگمایی ترشیری برون‌زد دارند، در سایر نواحی سنگ‌های ترشیری در کمترین مقدارند.

- در ردیف‌های پالئوزوئیک این ناحیه، نبوده‌های چینه نگاری مهمی وجود دارد که مهم‌ترین آنها نبوده‌های چینه‌ای آغاز دونین میانی (هیاتوس ایفلین) و کربونیفرپسین (هیاتوس استفانین) است.

بسیاری از مؤلفین براین عقیده‌اند که بزرگ‌ترین فعالیت ماگمایی در ایران مرکزی در زمان ائوسن رخ داده است (اشتوکلین ۱۹۷۴، فرهودی، ۱۹۷۸، فورستر، ۱۹۷۸ و شهاب پور، 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 (آقانباتی، ۱۳۸۳). به‌طور کلی گسترش و ژرفای دریای ائوسن و ناپیوستگی‌های موجود به‌ویژه ازدیاد فعالیت‌های آتش‌فشانی وابسته به رویداد آلپ میانی، نشانه نا آرامی‌های زمین ساختی چیره بر حوزه رسوبی ایران مرکزی است که از میان آنها، نا آرامی‌های ائوسن میانی از همه بارزتر است. می‌توان گفت که این رویداد در همه‌جا یکسان و هم‌زمان نبوده است. به این ترتیب به دنبال فاز کوهزایی اواخر کرتاسه، بخش مهمی از ایران مرکزی از آب خارج می‌شود و به این ترتیب در قاعده سنگ‌های ترشیری، دگرشیمی مهمی ایجاد می‌گردد. سبترترین واحدهای آتش‌فشان‌زاد ایران نیز به سن ائوسن هستند که خصوصاً در کوه‌های خاور ایران، بخش جنوبی البرز، کمان ماگمایی ارومیه بزمان، شمال باختری آذربایجان و جنوب بینالود رخنمون دارند (آقانباتی، ۱۳۸۳). در سنگ‌های آتش‌فشانی ائوسن ایران، تنوع سنگ‌شناسی و محیط تشکیل (قاره‌ای - دریایی) مورد توجه است. همچنین ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها نیز تغییرات زیادی از اسیدی تا بازی دارد. در حالت کلی ویژگی اصلی آتش‌فشانی اصلی ائوسن ایران دو ترکیبی بودن آن است. بدین جهت که ماگمای بازیگ با منشأ گوشته‌ای ضمن ذوب پوسته قاره‌ای

موجب تشکیل ماگمای اسیدی شده است. تکه‌پوهای آتشفشانی ائوسن ایران ممکن است از نوع سنگ‌های گدازه‌ای آذرآواری و یا توالی‌های آتشفشانی رسوبی باشند.

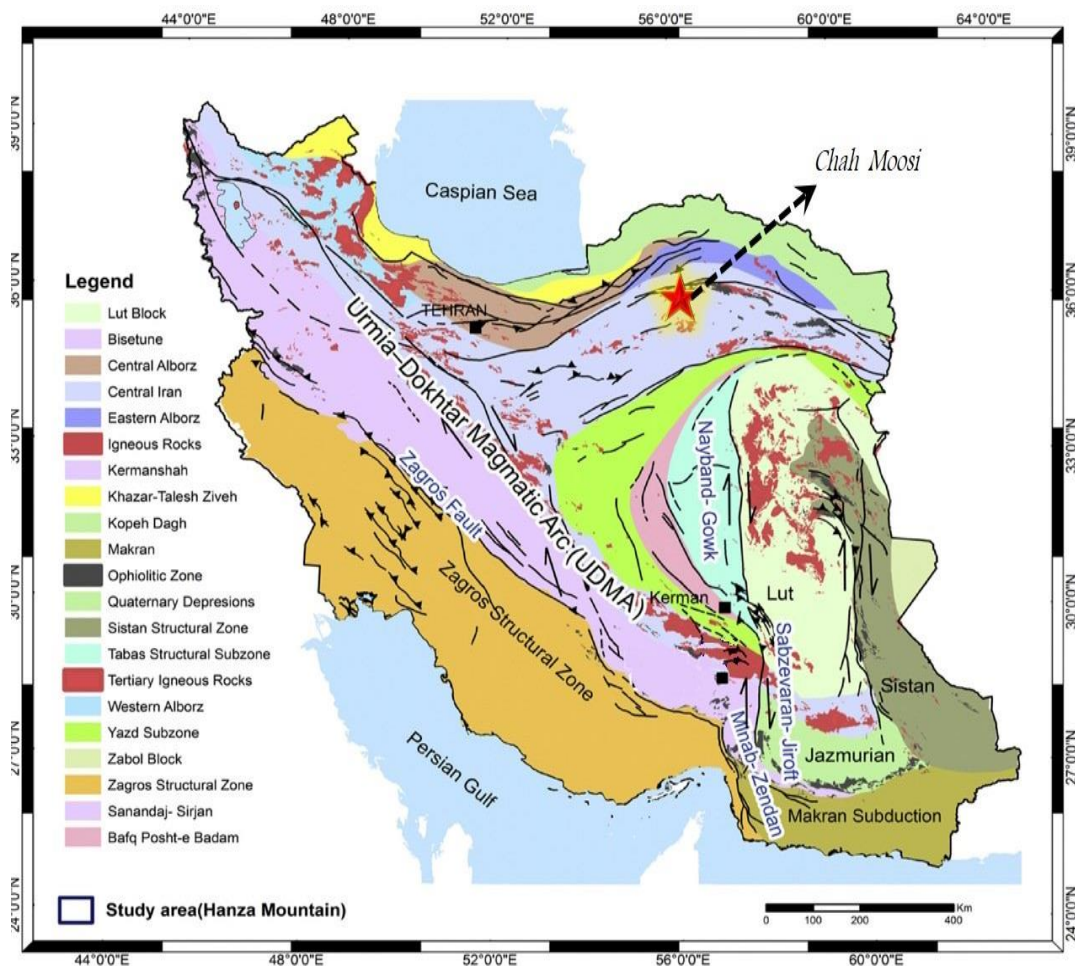
۲-۳- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

گنبد آذرین چاه‌موسی به‌عنوان بخشی از نوار ماگمایی ترود - چاه شیرین در بخش شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۲-۱). کمان آتشفشانی نفوذی ترود- چاه شیرین با روند شمال خاوری- جنوب باختری به‌صورت یک فرا زمین در حاشیه شمالی کویر مرکزی قرار دارد. این منطقه در یک نوار ماگمایی متشکل از سنگ‌های آذرین درونی بیرونی واقع شده است (نوار آذرین ترود- چاه شیرین) که حجم عمده آن را سنگ‌های آتشفشانی تشکیل داده است. این نوار در شمال زون ایران مرکزی واقع است و در تقسیم‌بندی نوگل سادات (۱۹۹۳) در زیر زون ماگمایی شمال ایران مرکزی واقع شده است. هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) این زون را بنام ترود-چاه شیرین نامیده‌اند که میان دو گسل اصلی ترود و انجیلو قرار گرفته است و در کناره شمالی فروافتادگی کویر بزرگ جای دارد. کمر بند ترود چاه شیرین در اثر یک حادثه فرعی ناشی از عملکرد دو گسل چپ‌گرد انجیلو و ترود در دو سوی این منطقه ایجاد شده است. حرکت این دو گسل موجب بازشدگی محدوده‌ای که در بین آنها قرار دارد شده است. در پی این بازشدگی هجوم ماگما بین فضا‌های خالی و نقاط سست شده در اثر شکاف خوردگی موجب بالا آمدگی در این منطقه و ایجاد کمر بند ترود چاه شیرین شده است (۲-۲). تصویر ماهواره ای منطقه مورد مطالعه در شکل ۲-۳ آمده است. در ادامه با تفصیل بیشتر در مورد یافته‌های زمین‌شناسی محدوده صحبت خواهد شد. همچنین نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه را در راستای این هدف در شکل ۲-۴ آورده‌ایم.

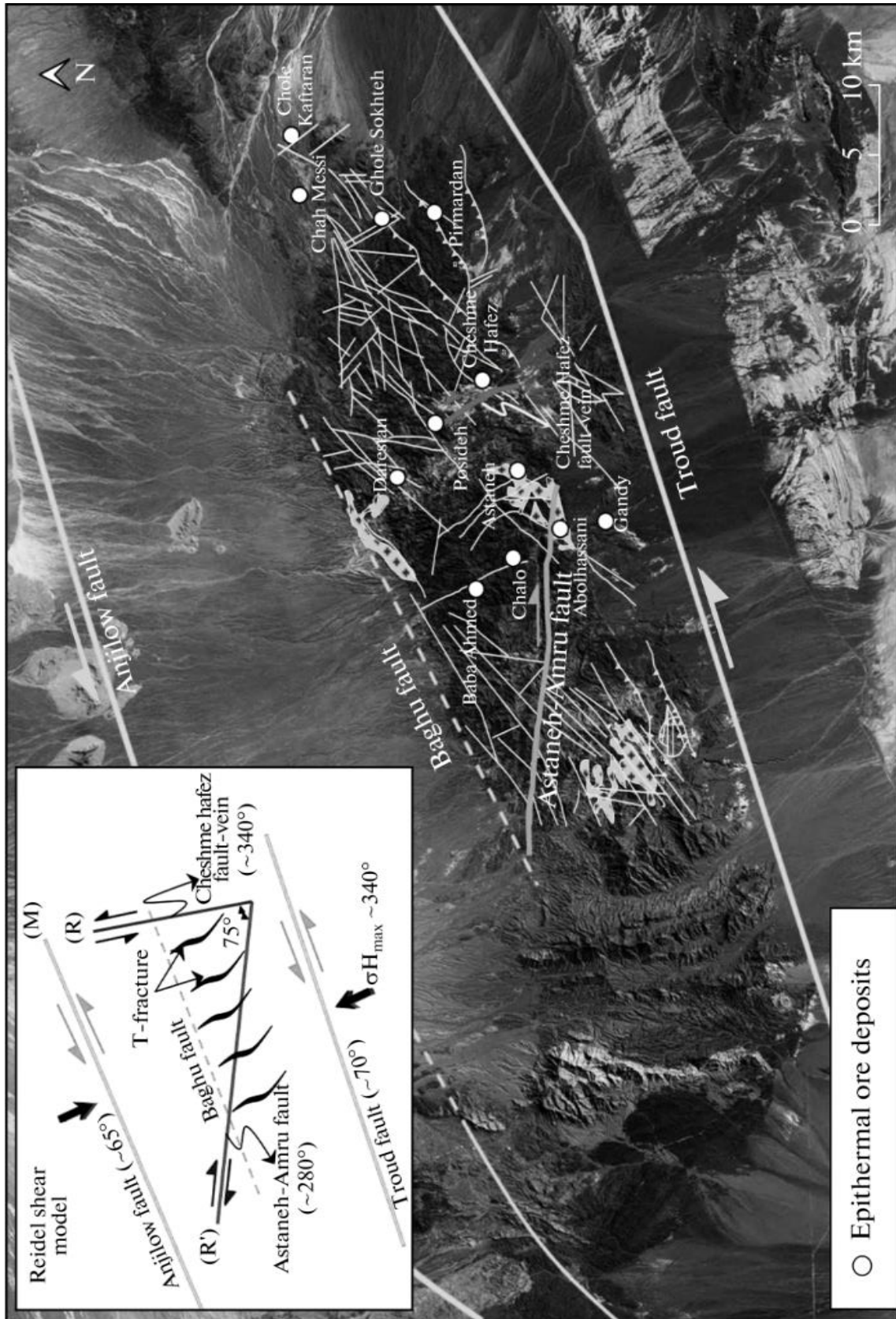
۲-۳-۱- واحدهای آتشفشانی ائوسن

این واحد قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته در محدوده مورد مطالعه است که در اطراف گنبد آندزیتی چاه‌موسی به‌ویژه در بخش‌های شمالی، غربی و جنوبی آن مشاهده می‌شود. این مجموعه

سنگی یک واحد آتشفشانی با ماهیت آذرآوری است که از برش آتشفشانی، آگلومرا و توف تشکیل شده است (شکل ۲-۵). در تمامی تصاویر موجود در این فصل E^{dac} معرف واحد داسیتی، E^{and} معرف سنگ‌های آندزیتی و VB معرف برش‌های آتشفشانی است. واحدهای برشی (شکل ۲-۶) و آگلومرایی بیشترین حجم از سنگ‌های خروجی را در این محدوده تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۲-۶ تا ۲-۸). رنگ صحرایی این واحد خاکستری تیره است. در بخش‌های قاعده‌ای این واحد یک افق کنگلومرایی دیده می‌شود که قطعات متنوع آذرین و رسوبی به‌ویژه قطعات کاملاً گرد شده کربناته در آن دیده می‌شود (شکل ۲-۸ ب).



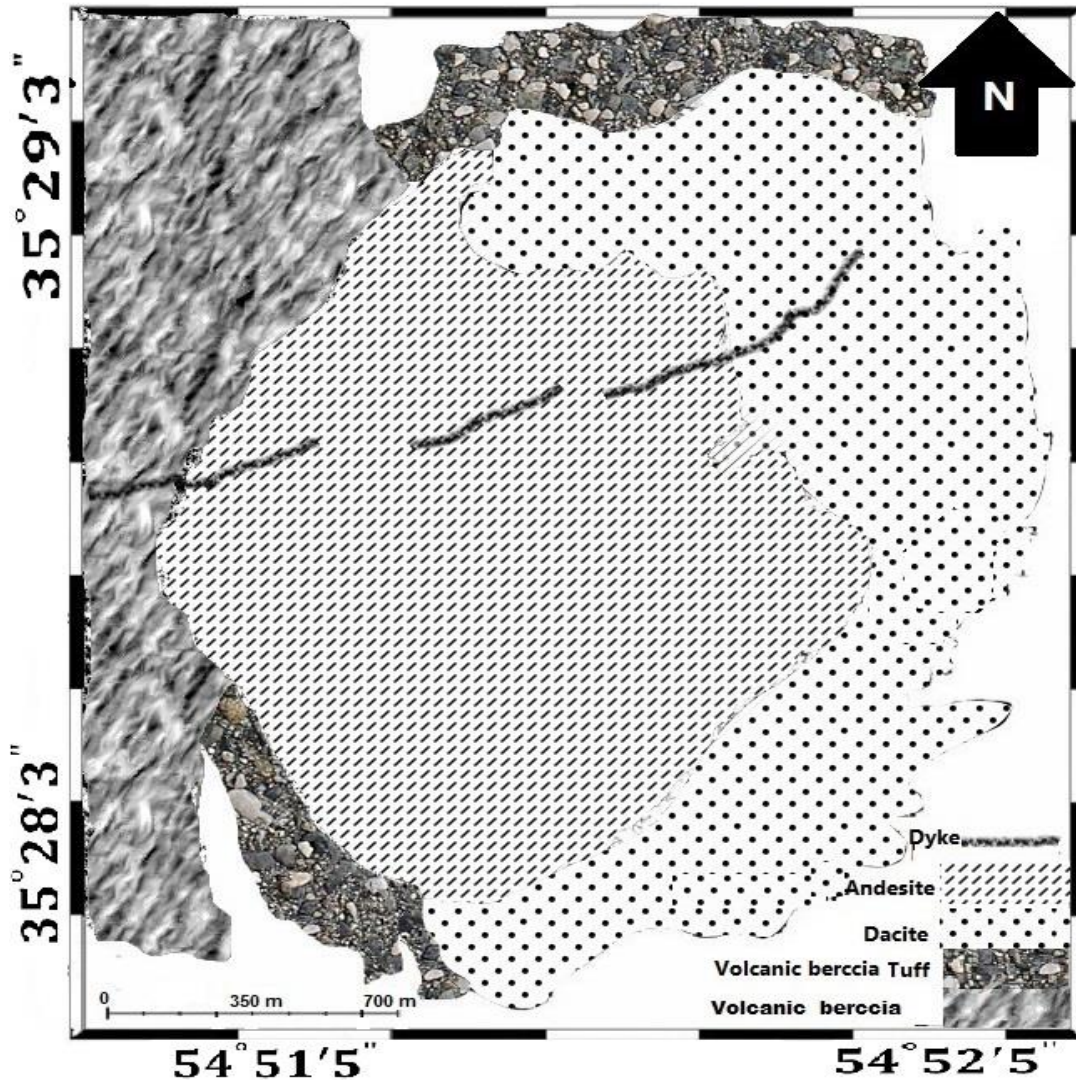
شکل ۲-۱- نقشه واحدهای ساختاری ایران به همراه گسل‌های مهم. علامت ستاره‌دار معرف منطقه مورد مطالعه است (سهندي، ۲۰۱۳).



شکل ۲-۲- تصویر لندست نشان دهنده مدل ساختاری و مکانی سیستم رگه‌های اپی‌ترمال در کمربند تروند 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 (مهراپی و همکاران، ۲۰۱۵).



شکل ۲-۳- عکس هوایی گرفته شده از نرم افزار گوگل ارث از منطقه مورد مطالعه.



شکل ۲-۴- نقشه زمین شناسی ساده شده از گنبد آندزیتی چاه موسی و سنگ های میزبان .



شکل ۲-۵- دورنمایی از واحدهای آتشفشانی ائوسن در حاشیه شمال غرب گنبد آندزیتی چاه موسی. سوی دید به سمت غرب.



شکل ۲-۶- نمایی نزدیک از برش‌های آتشفشانی.



شکل ۲-۷- تصویر صحرایی از برش آتشفشانی (سمت چپ) و سنگ‌های گنبد آندزیتی چاه موسی در حاشیه شمالی غربی (گنبد سمت راست).



شکل ۲-۸- الف) نمایی نزدیک از واحد آگلومرای و قطعات گرد شده متنوع در شمال گنبد آندزیتی چاه موسی. (ب) تصویر دیگری از کنگلومرا با قطعات کربناته فراوان.

مشاهدات دقیق صحرایی نشان می‌دهد که واحد آگلومرای و برش آتشفشانی با یک لایه توف قرمز رنگ با ضخامت متغیر از یک متر تا چند متر ادامه می‌یابد (شکل ۲-۸) و در بالاترین قسمت به یک روانه داسیتی ستبر لایه ختم می‌شود (شکل‌های ۲-۱۰ و ۲-۱۱). شکل ۲-۱۲ محل تماس واضح بین واحد توفی قرمز رنگ و روانه داسیتی خاکستری را نشان می‌دهد. بخش‌هایی از این توف و به‌ویژه داسیت‌های نامبرده شده در قسمت‌های سقف گنبد آندزیتی چاه موسی مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۳). لازم به توضیح است که این مجموعه اخیر تنها در حاشیه‌های شمالی و شرقی گنبد آندزیتی چاه موسی گسترش یافته‌اند و در حواشی دیگر گنبد مورد مطالعه مشاهده نمی‌شود. به نظر می‌رسد عملکرد فرسایش درازمدت سبب از بین رفتن واحدها آتشفشانی نامبرده شده در بالای گنبد آندزیتی چاه موسی شده است. شکل ۲-۱۴ و ۲-۱۵ آثاری از این واحد توفی در سقف گنبد آندزیتی چاه موسی را در امتداد حاشیه‌های شرقی گنبد مورد مطالعه نشان می‌دهد. این واحد عمدتاً از سنگ‌های توفی و توف ماسه‌ای (لیتیک توف، کریستال توف و لیتیک کریستال توف) تشکیل شده است. رنگ صحرایی این واحد در بیشتر رخنمون‌های سالم قرمز تا قهوه‌ای (۲-۱۲) و در مجاورت و یا درون واحد آندزیتی به رنگ سبز است (شکل ۲-۱۶). لامیناسیون ظریفی در بسیاری از بخش‌های این واحد قابل تشخیص است (شکل ۲-۱۷).

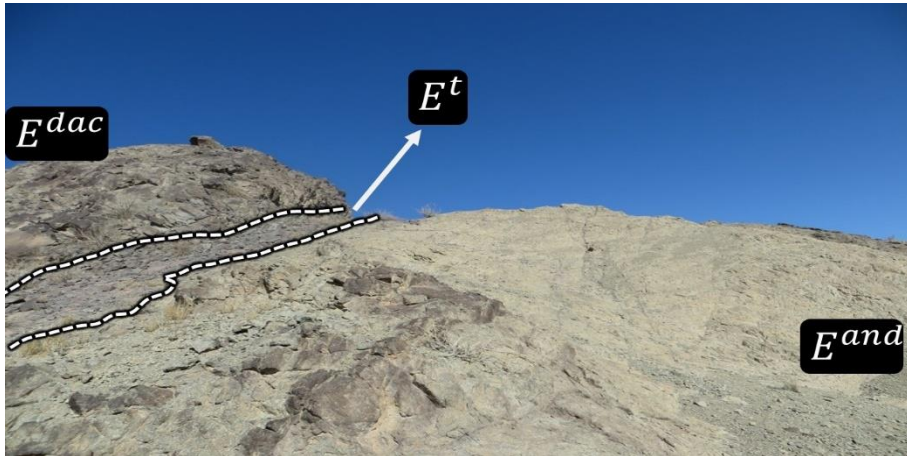
شکل ۲-۱۸ نمایی از محل تماس مستقیم سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با گنبد آندزیتی چاه‌موسی در حواشی غربی گنبد آندزیتی را نشان می‌دهد. این سنگ‌ها در محل تماس با گنبد دچار خرد شدگی و دگرشکلی شدیدی شده‌اند به گونه‌ای که امکان برداشت نمونه برای تهیه مقاطع نازک جهت مطالعه تاثیر حرارتی گنبد بر روی این سنگ‌ها امکان پذیر نمی‌باشد. در شکل ۲-۱۹ نیز تصویر صحرایی از ساخت روانه داسیتی واقع بر روی توف‌های قرمز به نمایش درآمده است. این سنگ‌ها به رنگ خاکستری تیره بوده و از درشت بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت و کوارتز در یک زمینه نسبتاً شیشه‌ای و ریز بلور تشکیل شده است. این سنگ‌ها به صورت غلافی در سراسر حاشیه شمالی شرق و شرق گنبد آذرین چاه‌موسی امتداد دارند (۲-۴).



شکل ۲-۹- نمایی نزدیک از واحد توفی قرمز رنگ که بر روی واحد آگلومرایبی قرار دارد. شمال غرب گنبد چاه‌موسی.



شکل ۲-۱۰- تصویر صحرایی از واحد توفی قرمز رنگ و داسیت ستر لایه.



شکل ۲-۱۱- محل تماس گنبد آندزیتی چاه موسی با واحد توف قرمز و داسیت. حاشیه شمال غرب گنبد. دید به شمال.



شکل ۲-۱۲- محل تماس واضح واحد توفی قرمز رنگ و داسیت.



شکل ۲-۱۳- تصویری صحرایی از گنبد آندزیتی، واحد توفی سبز رنگ و داسیت‌های موجود در سقف گنبد چاه موسی.



شکل ۲-۱۴- تصویری صحرائی از تماس برش های آتشفشانی، گنبد آندزیتی، واحد توفی سبز رنگ و داسیت‌های موجود در سقف گنبد چاه موسی.



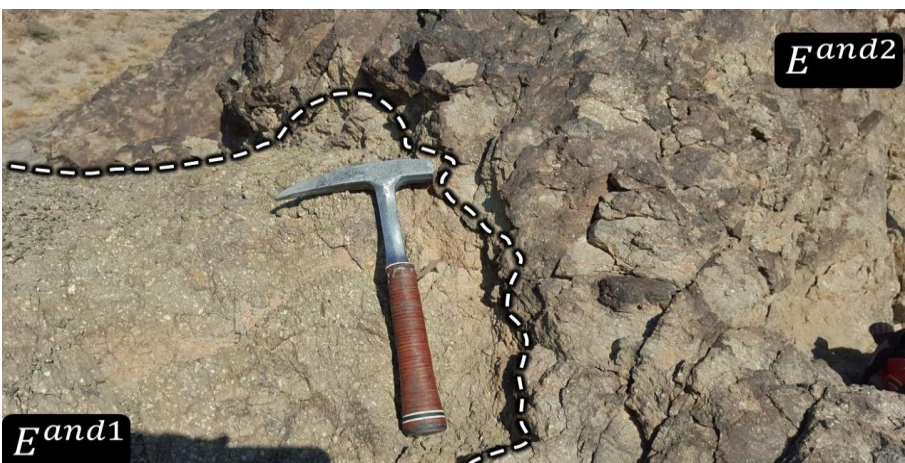
شکل ۲-۱۵- تصویری از محل تماس توف قرمز با گنبد آذرین چاه موسی. در محدوده معدنی این مرز به دلیل پوشش با رسوبات عهد حاضر مشاهده نمی‌شود.



شکل ۲-۱۶- آنکلاو توفی سبزرنگ در حاشیه گنبد چاهموسی.



شکل ۲-۱۷- نمایی از لامیناسیون ظریف در واحد توفی و ماسه‌سنگ توفی.



شکل ۲-۱۸- نمایی از محل تماس حاشیه جنوبی گنبد آذرین چاهموسی با آندزیت‌های ائوسن.



شکل ۲-۱۹- ساخت پورفیری و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و کوارتز در یک زمینه دانه‌ریز و خاکستری تیره داسیت.

۲-۳-۲- گنبد آندزیتی چاه موسی

گنبد آندزیتی چاه موسی بلندترین ارتفاعات ناحیه مورد مطالعه را تشکیل داده‌اند که با داشتن ظاهری متفاوت‌تر از واحدهای سنگی دیگر متمایز می‌شوند گنبد آندزیتی چاه موسی با ترکیب بیوتیت هورنبلند آندزیت پورفیری میزبان اصلی کانسار مس چاه موسی است و با ماهیت کالک‌آلکالن، توالی‌های آتشفشانی-آذرآواری فوق را قطع نموده‌اند (امام‌جمعه، ۱۳۸۵؛ جعفریان، ۱۳۶۸؛ رشید نژاد عمران، ۱۳۷۱؛ اشراقی، ۱۳۷۷ و کهنسال، ۱۳۷۶). این گنبد آندزیتی بزرگ بیضی شکل در مرکز محدوده مورد مطالعه گسترش دارد (شکل ۲-۴). این گنبد آندزیتی در صحرا ظاهری روشن به رنگ‌های خاکستری تا سبز مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۱). درشت بلورهای پلاژیوکلاز، سوزن‌های اکسی هورنبلند و مقادیر کمتر بیوتیت مهم‌ترین کانی‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها هستند. اندازه بلورهای پلاژیوکلاز تا ۲ سانتی‌متر هم می‌رسد (شکل ۲-۲۰). گنبد آندزیتی مورد بحث به لحاظ مورفولوژی در بخش غربی (گنبد آندزیتی چاه موسی) دارای دو مورفولوژی متفاوت، یکی مورفولوژی مرتفع و صخره ساز و دیگری مورفولوژی پست و تپه

ماهوری است. موردی که در بخش غربی گنبد چاه موسی خود نمایی میکند فرسایش پوسته پیازی است (۲-۲۱) که در فصل چهار به آن پرداخته خواهد شد.

گنبد آندزیتی مورد بحث یکی از مهم‌ترین میزبان‌های کانه‌زایی در منطقه است و بسیاری از رخنمون‌های کانه دار اصلی منطقه در آن واقع شده‌اند. کانه‌زایی در زون‌های شکستگی و گسل‌ها و به‌ویژه در دو روند اصلی N20-N30, N60-N75 تمرکز دارند (گزارش داخلی معدن). در محل‌هایی که تقاطع این روندها و سایر روندها را داریم، کانه‌زایی از شدت و گسترش بیشتری برخوردار است.



شکل ۲-۲۰- نمایی از ساخت و مجموعه کانی‌های موجود در گنبد آندزیتی چاه موسی.



شکل ۲-۲۱- تصویر صحرایی از فرسایش پوست پیازی در بخش‌های غربی گنبد آندزیتی چاه موسی.

بخش مرکزی گنبد چاه موسی دارای رنگ روشن‌تر و ترکیب آندزیت پورفیری اکسی هوربلند و بیوتیت دار است. توپوگرافی محدوده چاه موسی را از نظر ظاهری می‌توان به سه بخش کوه، تپه

و دشت‌های پوشیده از آبرفت تقسیم کرد (۲-۲۲). گنبد آندزیتی چاه‌موسی معمولاً مرتفع بوده و قله چاه‌موسی با ارتفاعی بیش از ۱۴۰۰ متر بلندترین ارتفاع این محدوده است. به جز این گنبد آندزیتی، دیگر رخساره‌های سنگی و واحدهای آذرآواری، تپه‌های کم ارتفاعی را در منطقه تشکیل می‌دهند. بخش وسیعی از شرق منطقه بین ارتفاعات چاه‌موسی و قله کفتران پوشیده شده از آبرفت است.

شکستگی‌های اصلی گسترده مورد بررسی شامل دو دسته گسل‌های نرمال شمال شرق-جنوب غرب و گسل‌های نرمال با مؤلفه‌های امتدادلغز شمال غرب-جنوب شرق است. در این منطقه گسل‌های متعددی متعلق به دوران زمانی مختلف (قبل و بعد از جایگیری گنبد آندزیتی) وجود دارند. برخی از آنها به صورت گسله‌های کوچک و فرعی با روندهای متفاوت سنگ‌های منطقه را قطع کرده‌اند. شکل ۲-۲۳ معرف کانه‌زایی در امتداد گسل‌های موجود در گنبد چاه‌موسی است.



شکل ۲-۲۲- دورنمایی از مورفولوژی و رنگ صحرایی گنبد آندزیتی چاه‌موسی.



شکل ۲-۲۳- تصویر صحرایی از کانه‌زایی موجود در آندزیت‌ها در امتداد گسل

۲-۴- آنکلاوها

منطقه مورد مطالعه حاوی آنکلاوهای متعددی است که از نظر رنگ، اندازه و ترکیب باهم متفاوت‌اند (شکل ۲-۲۴). ترکیب غالب آنها واحدهای توفی و یا آندزیت‌هایی از سنگ‌های میزبان گنبد آندزیتی چاه‌موسی هستند. بیشتر این زینولیت‌ها به صورت مدور یا گرد شده هستند. بیشترین تمرکز این پدیده در مرکز گنبد آندزیتی چاه‌موسی (جنوب و جنوب غرب معدن مس چاه‌موسی) قابل مشاهده است. نکته قابل توجه در مورد این آنکلاوها در این قسمت‌ها این است که در اثر فرایند هوازدگی سنگ‌های حامل اینگونه آنکلاوها ظاهری توخالی و غار مانند به خود گرفته‌اند و چهره‌ای حفره حفره به این قسمت از کوه داده‌اند (شکل ۳-۲۵). این موضوع ممکن است بی‌ارتباط با جنس متفاوت برخی از آنها نسبت به سنگ‌های دربرگیرنده نباشد زیرا که در شرایط یکسان شرایط محیطی و هوازدگی این آنکلاوها از بین رفته و فقط قالبی از آنها باقی مانده است.

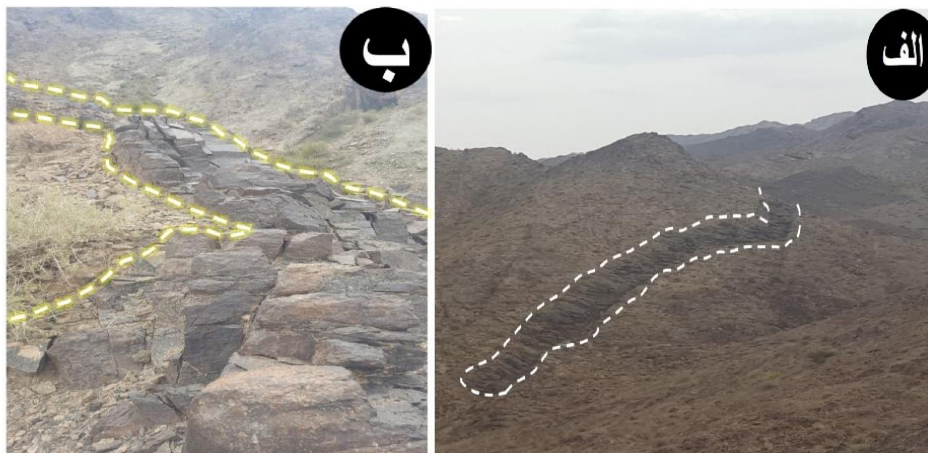


شکل ۲-۲۴- نمایی از چند آنکلاو با ظاهری متفاوت از منطقه مورد مطالعه.



شکل ۲-۲۵- نمونه‌هایی از حفرات بزرگ آنکلا که فرسایش یافته و به شکل غار مانند به خود گرفته اند.

تعدادی دایک مافیک با ضخامت متفاوت (تا ده متر) و طول بیش از چند ده متر با راستای غالب شمال شرق-جنوب غرب، واحدهای برش آذرین و گنبد چاه موسی را قطع می‌کنند. دایک‌های منطقه همه با روند N40-70 E و شیب SE 70، موازی با روند کلی ناحیه و گسل‌های تروند و انجیلو با روند N70E می‌باشند. دایک‌های مزبور در صحرا دارای رنگ سبز، بافت دانه‌ریز و ترکیب میکروگابرویی است (شکل ۲-۲۶ و ۲-۲۷)؛ بنابراین، می‌توانند جزء آخرین تظاهرات ماگمایی منطقه باشند. این دایک‌ها همچنین، در غرب چاه موسی و جنوب قله سوخته، برش آتش‌فشانی زیرین را قطع نموده‌اند و از لحاظ ترکیب، تفاوتی با دایک قطع‌کننده گنبد آندزیتی در منطقه چاه موسی، ندارند. واحدهای کواترنر بخش‌های قابل توجهی از محدوده را تشکیل می‌دهد که شامل آبرفت‌های دشت، رسوبات آبراهه‌ای و رسوبات کوهپایه‌ای (رسوبات بادبزنی) است.



شکل ۲-۲۶- نمای یکی از دایک‌های منطقه چاه موسی. (ب) نمایی نزدیک از همان دایک.



شکل ۲-۲۷- تصویر صحرایی یکی از دایک‌های گابرویی در گنبد آندزیتی چاه موسی.

۲-۵- تکتونیک

ناحیه ترود از نظر ساختمانی در زمره، مناطق فعال و پویا در ایران مرکزی به شمار می‌رود که گسل‌های موجود در آن اصلی‌ترین ساختارهای تکتونیکی را تشکیل می‌دهند. گسل ترود در کنار بالآمدگی^۱ ترود درست از کنار روستا می‌گذرد. از کامبرین به بعد یک دسته گسل اصلی با روند شیب^۰ E80°SE-60°70 بر ناحیه حکم‌فرما بوده است (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۷۵). به‌طور کلی سه دسته گسل برای این محدوده شناخته شده است که شامل: گسل‌های انجیلو، عطاری و سمنان است. گسل انجیلو در منطقه ترود در شرق سمنان و جنوب غربی دامغان با روند شمال شرقی - جنوب غربی کشیده شده است و باعث شده که وضعیت زمین‌شناسی در شمال و جنوب آن باهم تفاوت کند. گسل عطاری: در منطقه جام این گسل با روند شمال شرقی - جنوب غربی و به موازات گسل انجیلو قرار دارد. این گسل از شمال شهر سمنان عبور می‌کند و در فاصله ۱۰ تا ۱۵ کیلومتری گسل سمنان واقع شده است. در منطقه چاه‌موسی دو گسل مهم و تأثیرگذار عطاری (۲۵ کیلومتری شرق سمنان) و انجیلو (در فاصله ۱۰ تا ۱۵ کیلومتری از گسل سمنان) قرار دارد. دو گسل مذکور به موازات هم بوده و دارای روند شمال شرقی-جنوب غربی می‌باشند که به ترتیب شمال و جنوب منطقه تحت تأثیر قرار داده‌اند.

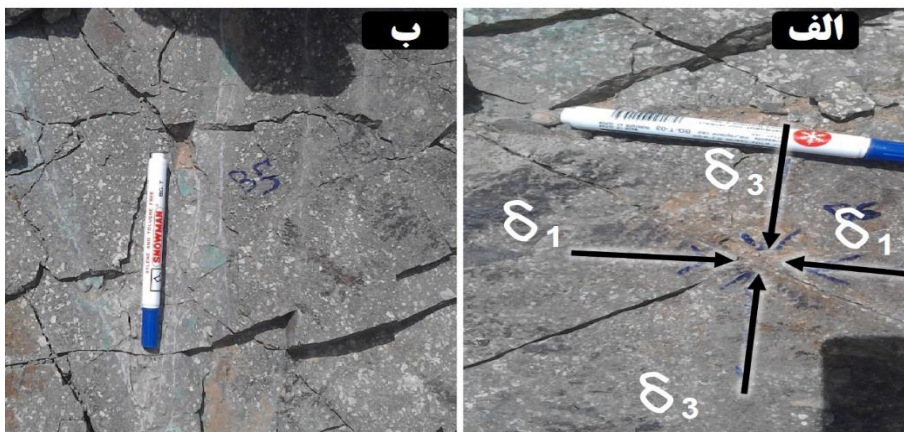
هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) با مطالعه خش لغزها، به این نکته پی برده‌اند که حرکات این گسل‌ها دارای دو مؤلفه است: ۱- مؤلفه افقی که در گسل ترود چپ‌گرد و در گسل انجیلو راست‌گرد است. ۲- مؤلفه عمودی که سبب تمایل ۳۰ تا ۵۰ درجه ای خش لغزها شده و این کمربند را به صورت یک فرازمین بالا آورده است. این ناحیه در طول فعالیت خود تحت تأثیر حرکات کششی (N20°-30°E) و فشارشی زیادی قرار گرفته ولی هیچ‌گاه از روند خارج نشده‌اند.

^۱ Uplift

از آنجا که این گسل‌ها در زمان‌های طولانی و بارها فعال بوده‌اند تعیین دقیق نوع حرکت آنها ممکن نیست. هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) بر این باوراند که این گسل‌ها دست‌کم از کامبرین به بعد در ناحیه اثرگذار بوده و در ائوسن از روندی چپ‌گرد برخوردار بوده‌اند. این گسل‌ها مهم‌ترین شکستگی‌های موجود در این ناحیه را تشکیل می‌دهند و گسل‌های فرعی موجود در منطقه با دو روند شمال غرب-جنوب شرق و شمال شرق جنوب غرب در اثر فعالیت آنها به وجود آمده است (خادمی، ۱۳۸۶).

۲-۶- درزه و شکستگی‌ها

تحت تأثیر رژیم تکتونیکی حاکم بر منطقه، درزه و شکستگی‌های فراوانی در گنبد آندزیتی چاه موسی ایجاد شده است (شکل ۲-۲۸). راه یافتن سیالات به درون این درزه‌ها و شکستگی‌ها و فعل‌وانفعالات ناشی از آنها، رگه‌هایی از مس و انواع آن را به وجود آورده‌اند و این مورد باعث زون کانه‌زایی مس و مشتقات آن در این محدوده شده‌اند. به این ترتیب زون‌های شکستگی راهنمای مفیدی برای کانه‌زایی در این محدوده به صورت رگه‌ای شده است.



شکل ۲-۲۸- تصویر صحرایی از درزه‌های مزدوج متعدد در سطح تمامی واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه.

فصل سوم

پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

پتروگرافی یک سنگ آذرین بیشتر در ارتباط با مشاهدات سیمای کانی‌شناسی، به عنوان تابعی از تاریخ سرد شدن ماگما می‌باشد. بررسی پتروگرافی سنگ‌های آذرین، شامل مطالعه‌ی بافت سنگ‌ها و نوع کانی‌ها می‌باشد. ساخت و بافت سنگ‌ها که به ترتیب در مقیاس میکروسکوپی و میکروسکوپی بررسی می‌شوند، اطلاعات مفیدی را در مورد تاریخچه سنگ از جمله نوع نفوذ و جریان ماگما، وضعیت مذاب در اتاق ماگمایی و در سطح زمین، شرایط تبلور کانی‌های متشکله سنگ، نوع سنگ و ... در اختیار قرار می‌دهند.

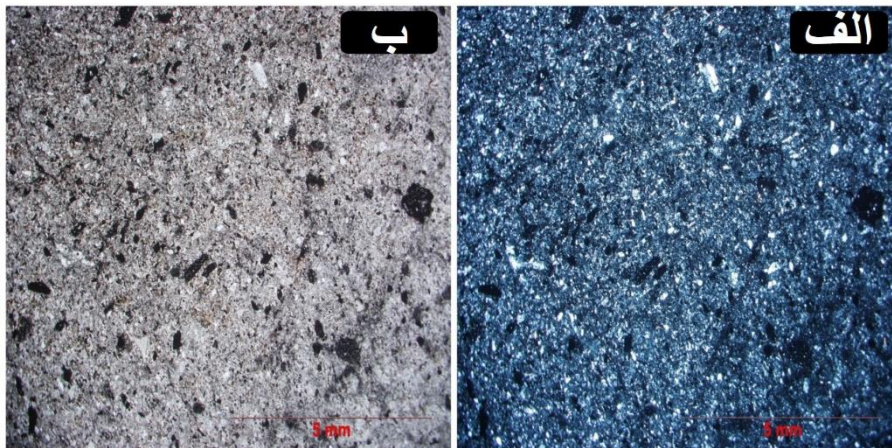
در این فصل خصوصیات پتروگرافی واحدهای مختلف سنگی موجود در محدوده مورد مطالعه به تفصیل بررسی خواهد شد. سنگ‌های منطقه به لحاظ پتروگرافی دارای ترکیب کلی انواع توف، آندزیت، داسیت و دایک‌های میکروگابرویی می‌باشند. به منظور انجام مطالعات پتروگرافی تعداد ۶۰ مقطع نازک از بخش‌های مختلف تشکیل دهنده منطقه مورد مطالعه، تهیه و مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. در ادامه خصوصیات کانی‌شناسی و پتروگرافی هر کدام از واحدهای سنگی تشریح می‌گردد. لازم به توضیح است در این پژوهش در به کارگیری نام کانی‌ها از علائم اختصاری موجود در جدول ۳-۱ استفاده شده است.

جدول ۳-۱- علائم اختصاری کانی‌های به کار برده شده در این فصل (ویتنی و ایوانس، ۲۰۱۰).

علائم اختصاری	نوع کانی	علائم اختصاری	نوع کانی
Opq	کانی اپک	Qz	کوارتز
Hbl	هورنبلند	O_xHbl	اکسی هورنبلند
Pl	پلاژیوکلاز	Cal	کلسیت
Mag	منیتیت	Chl	کلریت
Hem	هماتیت	Ap	آپاتیت
Bt	بیوتیت		

۳-۲- توف قرمز

توف‌های موجود در منطقه چاه‌موسی از نظر ظاهری رنگی قرمز تا قهوه‌ای قرمز داشته و در نمونه‌های دستی ریز بلور و تقریباً سست و شکننده هستند. بافت این توف‌ها در زیر میکروسکوپ میکروولیتی با بلورهای کوچک کوارتز است (شکل ۳-۱). آنچه که در این توف‌ها خود نمایی می‌کند وجود مقادیر زیادی از کانی‌های مافیک است.

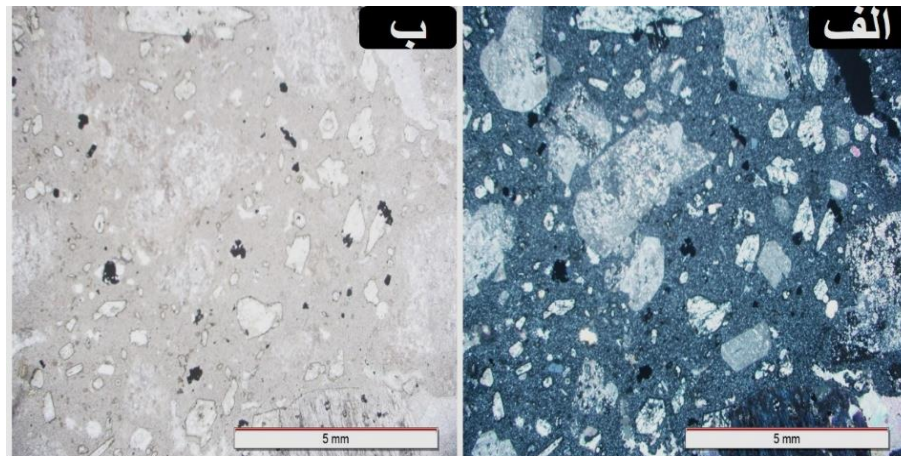


شکل ۳-۱- نمایی میکروسکوپی از توف‌های موجود در منطقه مورد مطالعه. الف، در نور XPL، ب در نور PPL.

۳-۳- روانه داسیتی

روانه‌های داسیتی چاه‌موسی در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن با ته رنگ صورتی کم‌رنگ و عموماً درشت‌بلور هستند. بررسی مقاطع نازک تهیه‌شده از این نمونه‌های سنگی با توجه به اندازه بلورها نشان‌دهنده بافت غالب از نوع پورفیری با زمینه دانه‌ریز تا میکروولیتی و بعضاً زمینه‌ای شیشه‌ای است (شکل ۳-۲). بافت آنکلاوهای موجود در این واحد سنگی غالباً میکروولیتی است. داسیت‌های موجود در حواشی شرقی گنبد آندزیتی چاه‌موسی در زیر میکروسکوپ دارای ترکیب تقریباً یکنواخت بوده و اگرچه متحمل درجات متوسط تا شدید دگرسانی شده‌اند، اما نمونه‌های سالمی نیز را در آنها می‌توان یافت. کانی‌های موجود در سنگ‌های داسیتی این منطقه شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، سانیدین و کانی‌های فرعی اکسی هوربلند، کوارتز، بیوتیت ورقه‌ای، آپاتیت، کانی‌های کدر همراه با کانی‌های ثانویه کلریت، کلسیت و اسفن است. بلورهای

درشت پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی داسیت‌های این روانه را تشکیل می‌دهند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و بلورهای اکسی هوربلند در یک زمینه خاکستری دانه‌ریز قرار دارند. زمینه بسیار دانه‌ریز و به‌طور تقریبی حتی تا ۴۰ درصد یا بیشتر از حجم سنگ را تشکیل داده که خود از فلدسپار ریز، بلورهای اکسی هورنبلند و اکسیدهای آهن و کوارتز تشکیل شده است.

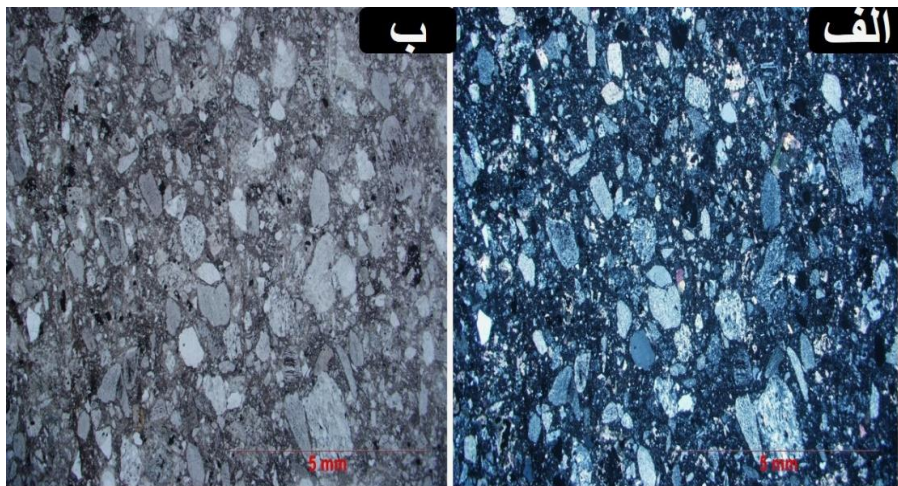


شکل ۳-۲- بافت پورفیری روانه داسیتی منطقه مورد مطالعه با فنوکریست های غالب پلاژیوکلاز. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است.

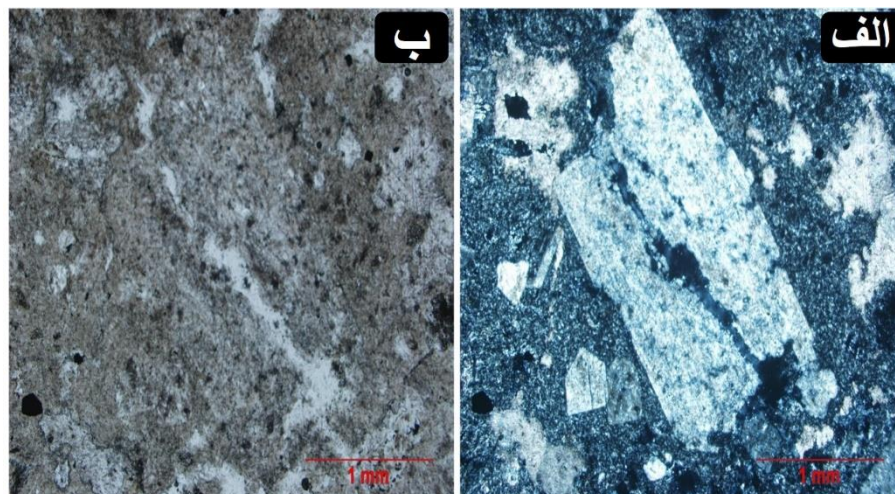
۳-۳-۱- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده این سنگ‌هاست که به‌صورت درشت‌بلورهای خود شکل تا نیمه شکل دار به دو صورت فنوکریست و میکروولیت در زمینه مشاهده می‌شود. پلاژیوکلاز های این واحد سنگی نسبت به آندزیت‌های موجود در گنبد چاه موسی نسبتاً کوچک‌تر بوده و حداکثر به ۴ تا ۵ میلی‌متر می‌رسند. اندازه آنها نسبت به هم، در هر مقطع تقریباً برابر بوده و هم‌اندازه هستند. بیشتر آنها حالت یکنواخت و مربعی شکل دارند (شکل ۳-۳). گاهی بدون ماکل و یا ماکل‌های ریز دارند. فنوکریست‌های پلاژیوکلازها با ماکل‌های دوتایی، دوتایی - تکراری را می‌توان مشاهده نمود. لازم به ذکر است سانیدین با ماکل کارلسباد در این محدوده نیز مشاهده شده است. در داسیت‌ها تعداد فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بسیار زیاد است. فراوانی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های داسیتی منطقه متغیر بوده و به‌طور میانگین بین ۳۵ تا

۴۰ درصد حجم مقاطع و در برخی موارد حتی تا ۴۵ درصد حجم سنگ را نیز تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازهای موجود در این واحد سنگی همچون پلاژیوکلازهای سنگ‌های آندزیتی دارای درجات متوسط تا شدید دگرسانی بوده و عموماً سرسیتی شده‌اند. آنچه در بعضی از مقاطع مشاهده می‌شود این است که پلاژیوکلازها دچار شکستگی شده و رگه‌های کوارتزی در امتداد آنها توسعه یافته‌اند (شکل ۳-۴).



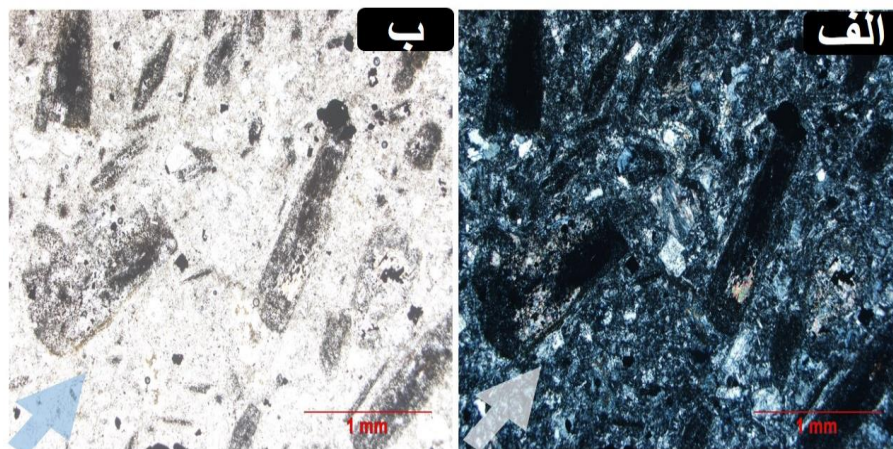
شکل ۳-۳- پلاژیوکلازهای موجود در روانه داسیتی اطراف گنبد آندزیتی چاه موسی. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است.



شکل ۳-۴- شکستگی بلور پلاژیوکلاز و توسعه رگچه‌های کوارتز. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است.

۳-۳-۲- اکسی هورنبلند

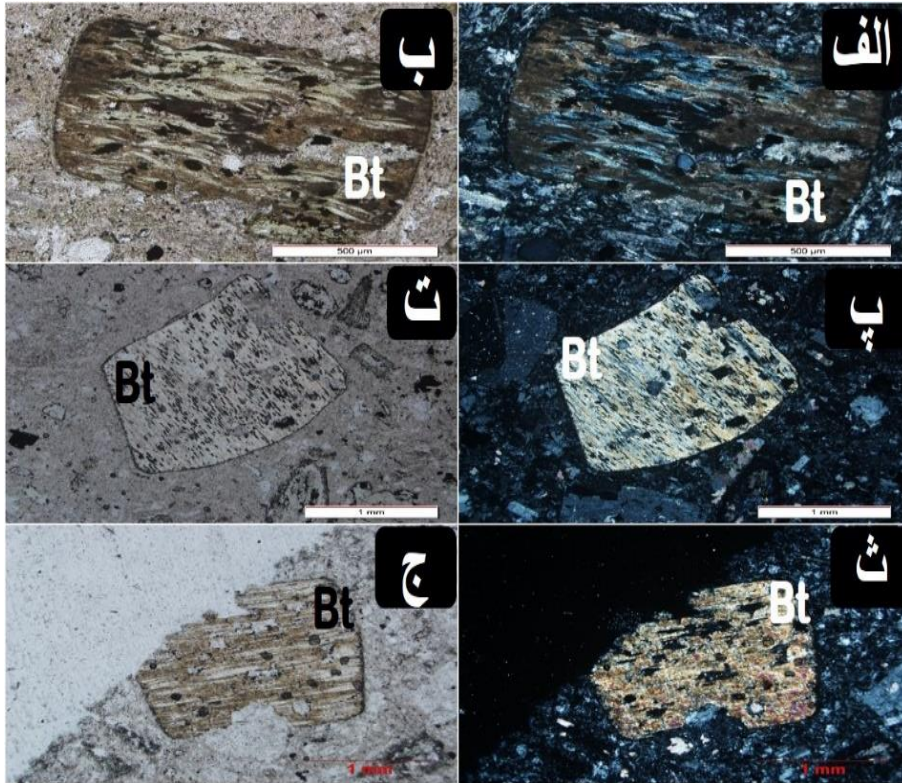
در داسیت‌ها، اکسی هورنبلند فراوان‌ترین کانی مافیک است. این کانی با ظاهری خود شکل اما کوچک‌تر نسبت به اکسی هوربلندهای بخش آندزیتی بوده و تقریباً هم اندازه بلورهای منیتیت در این واحد سنگی است. اکثراً این بلورها دارای حاشیه اپاسیته شده بوده ولی در مواردی قسمت‌های مرکزی برخی از بلورها سالم است. به‌طور کلی اکسی هوربلندهای این محدوده را می‌توان به دودسته دگرسان و سالم تقسیم‌بندی کرد. اکسی هوربلندها حدوداً بین ۵ تا ۷ درصد حجم این سنگ‌ها را شامل می‌شوند که از این مقدار حدوداً ۳ درصد را اکسی هوربلندهایی با حاشیه سوخته و دگرسان تشکیل داده‌اند. نکته حائز اهمیت در مورد اکسی هوربلندهای روانه داسیتی این است که در آنها می‌توان یک بافت جریانی نسبتاً ضعیف را تشخیص داد که اکسی هوربلندهای کوچک در یک راستا قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۵).



شکل ۳-۵- حالت جریانی و در یک راستا قرار گرفتن بلورهای کشیده اکسی هورنبلند. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است.

۳-۳-۳- بیوتیت

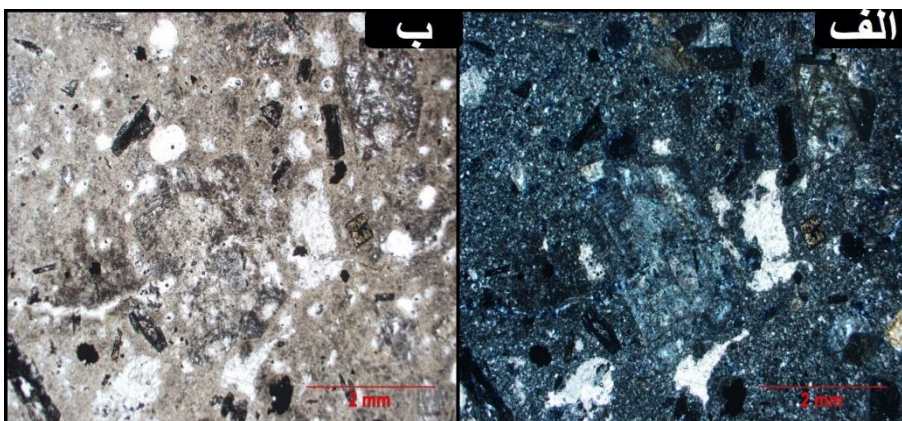
بیوتیت‌ها در این واحد سنگی نسبت به گنبد آندزیتی از فراوانی بیشتری برخوردارند. بیوتیت‌های موجود خود به دو بخش بیوتیت‌های اولیه و ثانویه تقسیم می‌شوند. بیوتیت‌های اولیه معمولاً چندرنگی قهوه‌ای دارند، در حالی که بیوتیت‌های ثانویه چندرنگی سبزدارند (شکل ۳-۶).



شکل ۳-۶- بیوتیت‌هایی که بعضاً در امتداد رخ‌های آنها کانی‌های دیگر در حال تشکیل هستند. تصاویر الف - پ- ث در نور XPL و تصاویر ب - ت- ج در نور PPL است.

۳-۳-۴- کانی‌های کدر

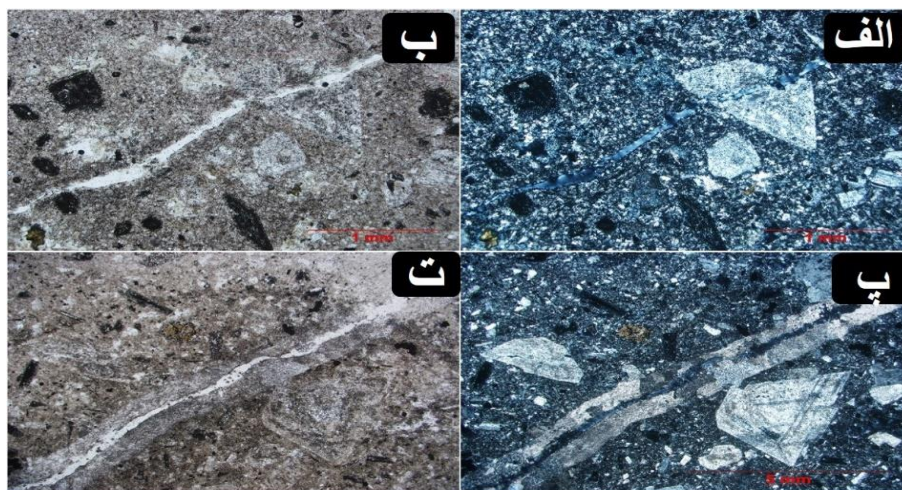
کانی‌های کدر موجود در روانه داسیتی اکثراً خود شکل بوده و برخلاف بخش آندزیتی در غالب کانی‌های مافیک نیستند. هرچند در مقاطع کانی‌های کدر تقریباً به صورت درشت بلور هم حضور دارند اما تعداد آنها اندک بوده و اکثر کانی‌های کدر موجود دانه‌ریز اما فراوان هستند (شکل ۳-۷). در این بخش‌ها هماتیستی شدن کمتر صورت گرفته است.



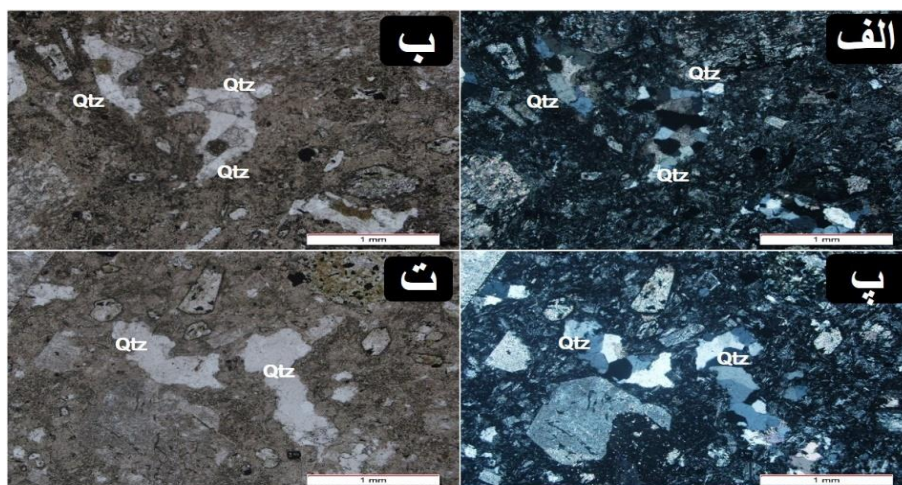
شکل ۳-۷- کانی‌های کدر روانه داسیتی در زیر میکروسکوپ. الف در نور XPL، ب در نور PPL.

۳-۳-۵- کوارتز

این کانی هم به صورت بلوری و هم به صورت رگچه‌ای در این سنگ‌ها مشاهده شده است. شاید یکی از تفاوت‌های سنگ شناسی در روانه داسیتی و گنبد آندزیتی چاه موسی وجود رگچه‌هایی بیشتری از کوارتز است که در روانه داسیتی موجود و گنبد آندزیتی کمتر مشاهده شده است (۳-۸). در برخی قسمت‌ها بلورهای درشت کوارتز که به صورت خود شکل زیبا در آمده‌اند در سطح رخنمون‌ها مشاهده شده است. همچنین در برخی از این ایستگاه‌ها (هرچند این ایستگاه‌ها کم هستند) بلورهای کوارتز پلی‌گونال در کنار هم دیده می‌شوند (شکل ۳-۹).



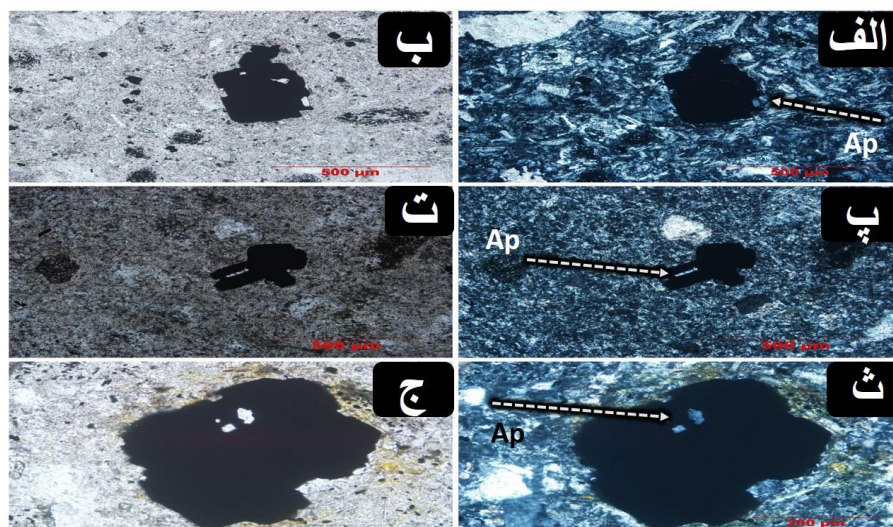
شکل ۳-۸- رگچه‌های کوارتز در روانه داسیتی و پرشدگی مجدد رگچه با کلسیت. تصاویر الف - پ در نور XPL و تصاویر ب - ت در نور PPL.



شکل ۳-۹- قرارگیری بلور کوارتز پلی‌گونال در کنار هم، تصاویر الف - پ در نور XPL و تصاویر ب - ت در نور PPL.

آپاتیت ۳-۳-۶ .

آپاتیت در این واحد بیشتر در داخل کانی‌های مافیک از جمله بیوتیت و اکسی هورنبلند مشاهده می‌شود. همچنین در برخی از کانی‌های کدر به صوت ادخال وجود دارد که این نشان‌دهنده تقدم زمان تشکیل این کانی نسبت به کانی کدر در بر گرفته است (شکل ۳-۱۰).



شکل ۳-۱۰- حضور آپاتیت به صورت ادخال درون کانی‌های کدر. تصاویر الف، پ، ت در نور XPL، تصاویر ب، ت، ج در نور PPL.

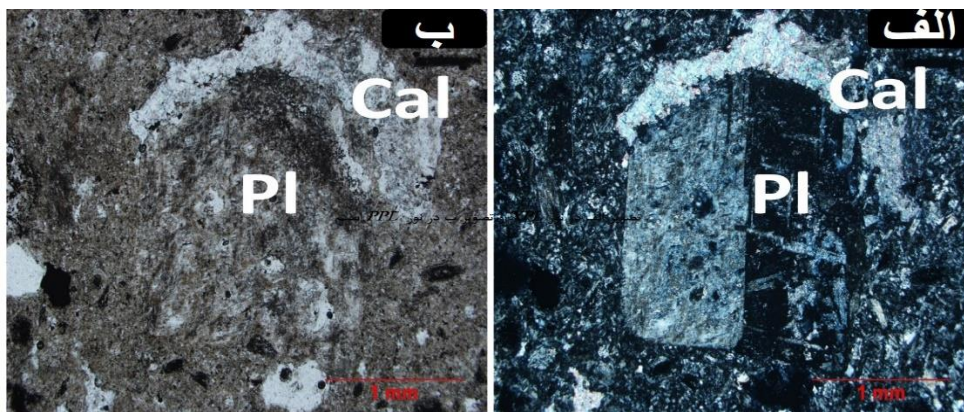
کانی‌های ثانویه ۳-۳-۷-

اسفن ۳-۳-۷-۱-

اسفن‌های ثانویه که در متداد رخ‌های بیوتیت‌هایی که در حال فروپاشی‌اند را می‌توان به وضوح دید (شکل ۳-۶).

کلسیت ۳-۳-۷-۲-

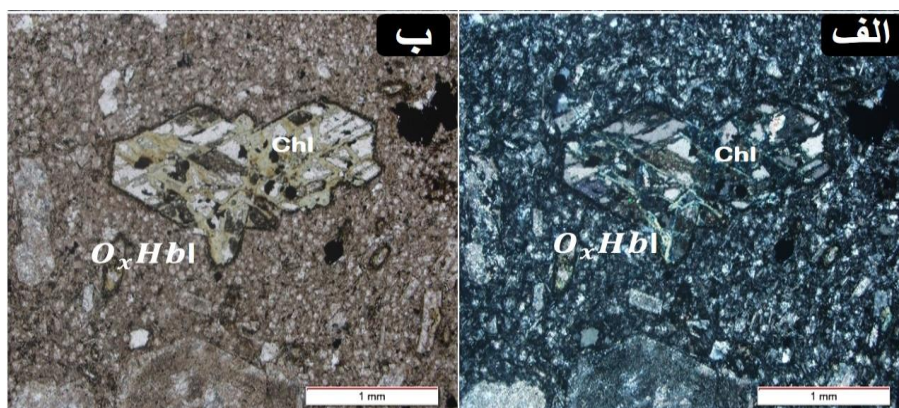
در مقاطع داسیتی مشاهده شده، کلسیت بیشتر در حاشیه و یا در درون بلورهای پلاژیوکلاز حضور دارد (شکل ۳-۱۱). این کانی همچنین به صورت پراکنده در متن سنگ مشاهده می‌شود. در مجموع بین ۵ تا ۷ درصد سنگ‌ها این محدوده را شامل می‌شود. نکته قابل توجه در مورد کلسیت‌های این محدوده حضور کلسیت به صورت رگچه‌های بسیار ریز و فراوان است.



شکل ۱۱-۳- بلور کلسیت پر کننده فضای خالی در کنار بلور پلاژیوکلاز؛ الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL.

۳-۷-۳- کلریت

کلریتی شدن در این بخش سنگی همانند دیگر بخش‌های این محدوده در روانه داسیتی نیز وجود داد. اما شدت آن در برخی ایستگاه‌ها بیشتر و در برخی ایستگاه‌ها کمتر خود را نشان داده است. غالباً در بخش‌های کلسیتی شده و در حواشی بلورهای کلسیت، بیوتیت و پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. کلریتی شدن در مجموع کمتر از ۳ درصد سنگ‌های روانه داسیتی را تشکیل می‌دهد (شکل ۱۲-۳).



شکل ۱۲-۳- تصاویر میکروسکوپی از حضور کلریت در قالب بیوتیت و اکسی هورنبلند، تصاویر الف - پ - ت در نور XPL و تصاویر ب - ت - ج در نور PPL.

۳-۴- آندزیت

آندزیت‌های چاه موسی در صحرا عموماً دارای ظاهری درشت‌بلور هستند. بررسی مقاطع نازک تهیه‌شده از این نمونه‌های سنگی با توجه به اندازه بلورها نشان‌دهنده بافت غالب از نوع پورفیری (با

حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و اکسی هورنبلند)، بعضاً گلومروپورفیری و میکرولیتی (در آنکلاوها) است. بافت پورفیری به‌طور معمول نشان‌دهنده توقف و تبلور ماگما در آشیانه‌ی ماگمایی در حین صعود ماگما از گوشته به سطح زمین است (گیل، ۲۰۱۰). به نظر کرکپاتریک (۱۹۷۷) تجمع بلورها و تشکیل گلومرول می‌تواند ناشی از هسته‌بندی ناهمگن کانی‌ها باشد. به هنگام صعود ماگما بلورهای که دارای شبکه بلوری موازی هم باشند و یا در اثر برخورد با یکدیگر در جهت ماکلی و یا روابط اپی‌تاکسیال مناسب هم قرار می‌گیرند، به یکدیگر چسبیده و گلومرول را ایجاد می‌کنند (شلی ۱۹۹۳، در جمشیدی، ۱۳۹۴). ژو و همکاران (۲۰۰۲) معتقدند بافت گلومروپورفیری شامل فنوکریست‌های تجمع یافته است که در سه مرحله تشکیل می‌شوند.

مرحله اول و در طی جایگزینی ماگمای اولیه و در اتاق ماگمایی، فنوکریست‌ها از مذاب متبلور می‌شوند. در مرحله دوم با تزریق تصادفی مذاب درون ماگمای در حال تبلور در اتاق ماگمایی مذاب‌های مختلط تولید می‌شوند. کاهش چگالی و گرانروی مذاب احاطه‌کننده این فنوکریست‌ها، باعث تجمع فنوکریست‌های چگال‌تر به‌صورت انباشتی در کف آشیانه ماگمایی می‌گردد. اتاق ماگمایی مذکور ممکن است از طریق سیستم دایک با آشیانه‌های ماگمایی عمیق‌تر در ارتباط باشد. لذا در مرحله سوم تزریق ماگمای چگال‌تر با حرکات سریع روبه بالا سبب آشفستگی مخزن، انتقال و در نتیجه، اختلاط مذاب می‌شود. تزریق و انتقال مذاب تنش برشی را بین فنوکریست‌ها و مذاب اعمال می‌کند. نیروی انبساطی و تنش برشی، باعث قطعه‌قطعه شدن، برشی شدن بلورهای انباشتی در ماگما و تولید تجمعاتی از لخته‌های گلومروپورفیری می‌شوند که با صعود مذاب به‌طرف بالا آورده می‌شوند. اتصال گلومروپورفیرها در مذاب درونی احتمالاً به کاهش دما و افزایش گرانروی ناشی از آن مرتبط است؛ در نهایت، صعود و انجماد سریع مذاب‌های باقی‌مانده باعث انجماد زمینه و در برگرفتن تجمعات فنوکریستی و گلومروپورفیری قدیمی می‌شود (بیکر ۱۹۸۸، در جمشیدی، ۱۳۹۴).

آندزیت‌های سازنده گنبد چاه‌موسی در زیر میکروسکوپ دارای ترکیب تقریباً یکنواخت بوده و اگرچه متحمل درجات متوسط تا شدید دگرسانی شده‌اند، اما نمونه‌های سالمی نیز را در آنها

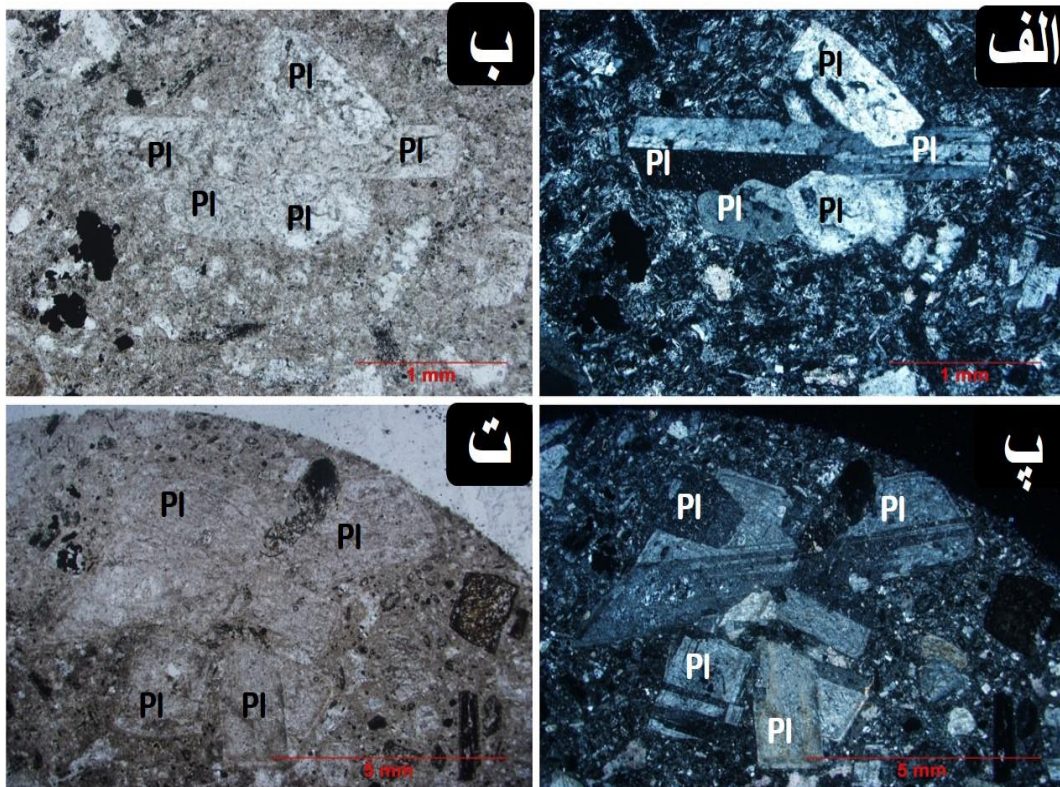
می توان یافت. اگرچه بافت غالب این گنبد آندزیتی، پورفیری است اما بافت‌های غیرتعادلی همانند غربالی، منطقه‌بندی و حاشیه‌های واکنشی نیز در این سنگ‌های آذرین به‌طور وسیع مشاهده می‌شوند.

کانی‌های موجود در سنگ‌های این منطقه شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی اکسی هورنبلند، بیوتیت، مقادیر جزئی کوارتز، آپاتیت، کانی‌های کدر (منیتیت و پیریت) همراه با کانی‌های ثانویه کلریت، اپیدوت، کلسیت، اسفن و اکسیدهای آهن است. بلورهای درشت پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی این گنبد آندزیتی را تشکیل می‌دهند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و سوزن‌های اکسی هورنبلند در یک زمینه خاکستری بسیار دانه‌ریز قرار دارند. در زیر میکروسکوپ، زمینه حدود ۴۰ درصد یا بیشتر از حجم سنگ را تشکیل داده که از فلدسپارهای ریز، سوزن‌های اکسی هورنبلند، و اکسیدهای آهن و در مواردی کوارتز تشکیل شده است. کلسیتی و کلریتی شدن شایع‌ترین نوع دگرسانی‌های رخ‌داده در کل این مجموعه سنگی است. پلاژیوکلازها دارای درجات متوسط تا شدید دگرسانی بوده و عموماً سرسیتی شده‌اند.

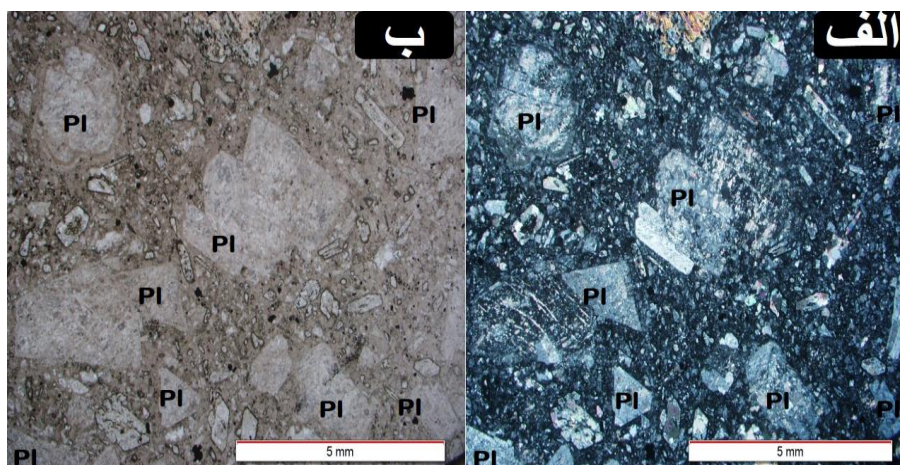
گنبد آندزیتی چاه‌موسی با نفوذ به درون توالی‌های آتشفشانی-رسوبی و با ایجاد متاسوماتیسم‌های بعدی، تحت تأثیر دگرسانی گسترده‌ای قرار گرفته است. دگرسانی‌های موجود در این گنبد آندزیتی، تغییرات کانی‌شناسی خاصی را در کانی‌های اولیه و ماگمایی آن به وجود آورده است. در صحرا و آن‌هم در بعضی از قسمت‌ها با چشم غیرمسلح اختلاف فراوانی بین سنگ‌های سالم و دگرسان شده گنبد آندزیتی را می‌توان به‌وضوح دید و با دقیق شدن در بافت و ترکیب کانی‌شناسی آنها می‌توان این سنگ‌ها را به‌خوبی از یکدیگر تفکیک کرد. این گنبد آندزیتی که نقش مهمی در تشکیل کانسار مس منطقه داشته است در بخش‌هایی دچار دگرسانی آرژیلیک و فیلیک شده است.

۳-۴-۱- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده این سنگ‌هاست که به‌صورت درشت‌بلورهای خودشکل تا نیمه شکل‌دار به دو صورت فنوکریست و میکروولیت در زمینه مشاهده می‌شود. فنوکریست‌های پلاژیوکلازها با ماکل‌های مرکب، تکراری و دوتایی - تکراری و گاهی همراه با منطقه‌بندی در سنگ‌های این منطقه مشاهده می‌شوند. در آندزیت‌ها تعداد فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بسیار زیاد است. فراوانی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های آندزیتی منطقه متغیر بوده و به‌طور میانگین بین ۳۵ تا ۵۰ درصد حجم مقاطع و در برخی موارد حتی تا ۵۵ درصد حجم سنگ را نیز تشکیل می‌دهند. اندازه این بلورها متغیر هستند و عموماً به‌صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و ابعاد آنها بین ۱ میلی‌متر در میکروولیت‌ها تا ۹ میلی‌متر در درشت‌بلورها متغیر است. پلاژیوکلازها گاه به‌صورت تجمعات گلومروپورفیری و گاه به‌صورت منفرد (شکل ۳-۱۳) و یا گلومروکریست (شکل ۳-۱۴) دیده می‌شوند.

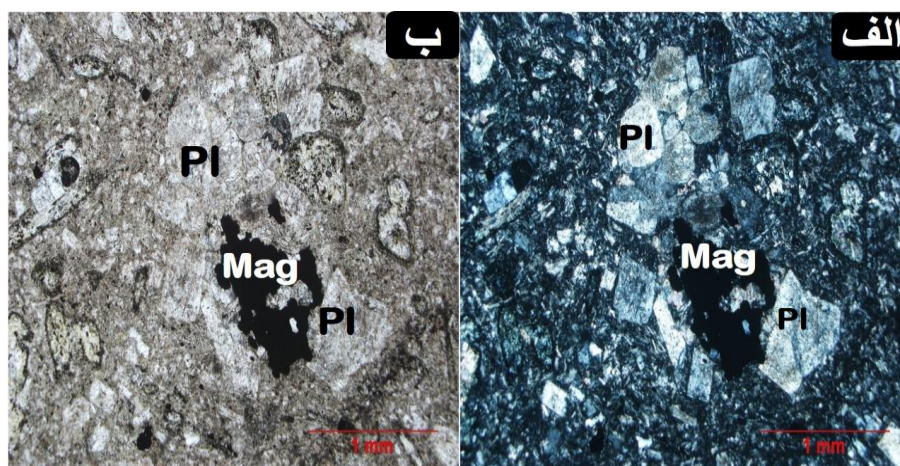


شکل ۳-۱۳- بافت گلومروپورفیری ناشی از تجمع بلورهای پلاژیوکلاز؛ تصاویر الف- پ در نور XPL و تصاویر ب- ت در نور PPL.



شکل ۳-۱۴- فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به صورت منفرد. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL.

تنها پلاژیوکلاز قابل تشخیص در یک آندزیت پلاژیوکلازی است که طبق نظر اورات (۱۹۸۲) ترکیب فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در آن از An_{15} تا An_{99} متغیر بوده و میانگین مقدار آنورتیت در حد آندزین-لابرادوریت باشد. قطعات کوچک پلاژیوکلاز موجود در خمیره بعضی از آندزیت‌ها سدیک‌تر از ترکیب کلی فنوکریست‌های آنها است. حضور ادخال‌هایی از نوع کلریت و یا کلسیت در درون بلورهای پلاژیوکلاز از ویژگی‌های این آندزیت هاست. کانی‌های کدر نیز که در موارد معدودی در فضای بین درشت‌بلورهای پلاژیوکلازها دیده می‌شوند، عموماً بی‌شکل هستند (شکل ۳-۱۵).



شکل ۳-۱۵- حضور منیتیت در بین بلورهای پلاژیوکلاز، تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL.

در مورد نحوه ایجاد توده‌های غنی از پلاژیوکلاز نظرات مختلفی ارائه شده است. علت فراوانی این کانی در برخی توده‌ها را ناشی از آلودگی پوسته‌ای ماگمایی سازنده می‌دانند. فرایندهای دیگری نظیر

شناوری در سقف آشیانه ماگمایی، تفریق جریانی، کاهش فشار بخار آب و کاهش فشار لیتواستاتیک نیز در روند تبلور پلاژیوکلاز و افزایش روند پایداری این کانی مؤثر می‌باشند. (گراندر، ۱۹۹۲).

رایتر^۱ و همکاران (۲۰۰۱) حضور آب را مانعی در جهت پایداری پلاژیوکلاز می‌دانند. به این ترتیب فراوانی قابل توجه پلاژیوکلازهای سرسیتی درزمینه‌ی سنگ که به صورت درشت‌بلورهایی که اکثراً دگرسان شده‌اند، در نمونه‌های منطقه را می‌توان به حضور یک‌فاز سیال مرتبط دانست. در طی فرآیند دگرسانی منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها از بین می‌رود. با ادامه فرآیند دگرسانی ماکل نیز در پلاژیوکلازها از بین خواهد رفت؛ زیرا به علت از دست دادن کلسیم در طی دگرسانی فضاهای خالی در شبکه بلورین ایجاد می‌شوند (آفتابی، ۱۳۸۴) که با ورود یون‌های $(CO_3)^{2-}$ و یون‌های دیگر، پلاژیوکلازها به کربنات و کانی‌های رسی تبدیل می‌شوند (کریم پور و سعادت، ۱۳۸۱). در منطقه مورد مطالعه با توجه به مطالعات میکروسکوپی، منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها در بعضی از بخش‌ها نسبتاً از بین رفته است؛ اما در بعضی از نمونه‌ها ماکل پلاژیوکلازها به‌طور کامل از بین نرفته است که این مسئله مؤید دگرسانی خفیف در آن مناطق است. این رسی شدن می‌تواند در اثر عملکرد اسید حاصل از فرایند هوازدگی سولفیدها، در طی مراحل مختلف غنی‌شدگی سوپرژن، بر روی پلاژیوکلازها به وجود آمده باشد و دگرسانی رسی شدن سوپرژن محسوب شود (امام‌جمعه، ۱۳۸۵).

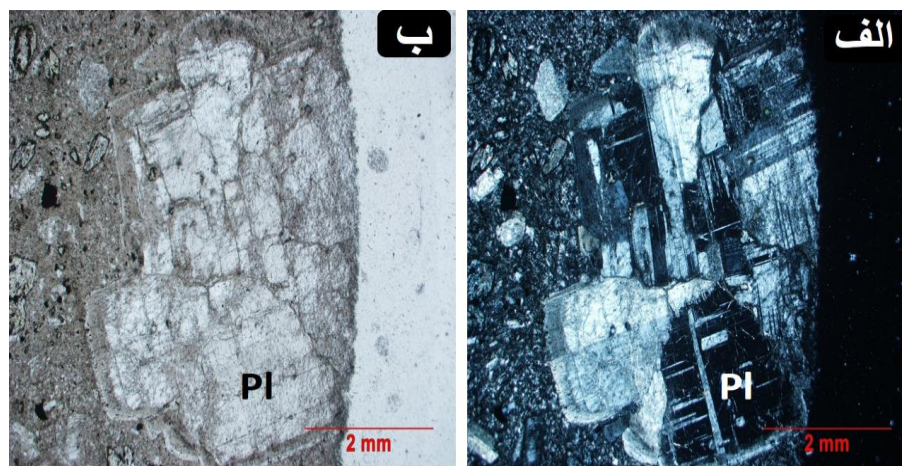
در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها می‌توان کانی‌های ثانویه سرسیت، کلسیت و کلریت را به فراوانی بر روی آنها مشاهده نمود.

ماگمایی که در اعماق زیاد شروع به سرد شدن می‌نماید زمان لازم برای تبلور ماگما را دارد؛ لذا بلورهای پلاژیوکلاز رشد نموده و درشت می‌گردند. بلورهای پلاژیوکلازی که در اولین مراحل تبلور تشکیل می‌گردند دارای ترکیب کلسیک‌تری می‌باشند. در مراحل بعدی با حرکت ماگما به طرف سطح زمین سرعت تبلور افزایش یافته و در نتیجه بلورهای پلاژیوکلاز موجود در مایع باقیمانده با ترکیب سدیک‌تر به صورت نامنظم روی هم قرار می‌گیرند. در ادامه صعود ماگما، در اعماق کمتر و

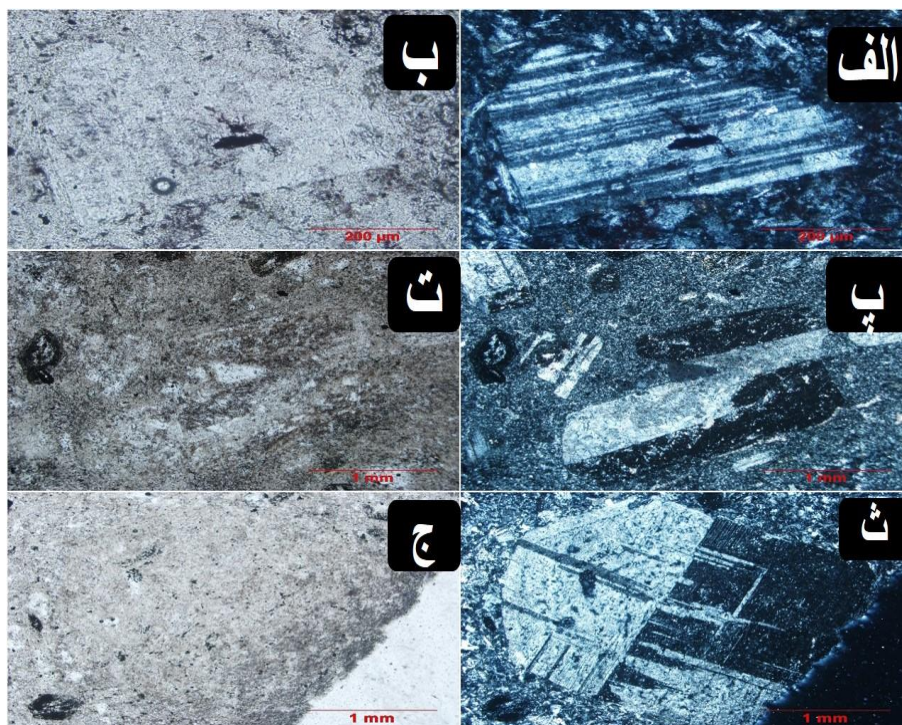
^۱ Righter

نزدیک به سطح زمین ماگما خیلی سریع سرد می‌شود و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز به وجود می‌آیند. با ورود محلول‌های غنی از بی‌کربنات در برخی از پلاژیوکلازها که ترکیب کلسیک‌تری دارند شدت کربناته شدن افزایش می‌یابد؛ درحالی‌که اثر سیال غنی از بی‌کربنات بر پلاژیوکلازهای سدیک کمتر است. در واقع این مطلب تأییدکننده ورود یک سیال غنی از بی‌کربنات و تأثیر متفاوت آن بر روی پلاژیوکلازها با ترکیب متفاوت است (داوند، ۲۰۱۱). سرسیت در اکثر پلاژیوکلازها دیده شده است و حاصل ورود آب و پتاسیم و خروج کلسیم است. کلسیم آزاد شده از پلاژیوکلازها می‌تواند در تشکیل کلسیت و اپیدوت مشارکت داشته باشد؛ که در این منطقه تشکیل کلسیت بسیار بارزتر از اپیدوت است.

ماکل یکی از ویژگی‌های غالب برای پلاژیوکلازها است که پترولوژیست‌ها بیشتر برای شناسایی کانی از آن بهره می‌برند. پدیده‌های منطقه‌بندی و جذب مجدد، برای آنچه به ما درباره تاریخچه تبلور می‌گویند مناسب‌ترند. در بسیاری از موارد ماکل مرکب، تکراری و دوتایی تکراری به راحتی در پلاژیوکلازهای گنبد آندزیتی قابل تشخیص است (تصاویر ۳-۱۶ و ۳-۱۷).



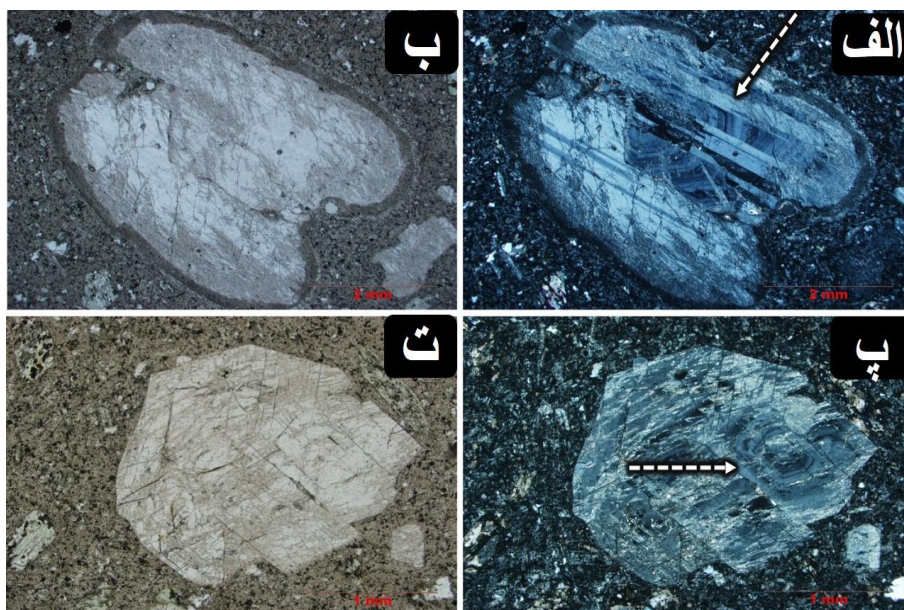
شکل ۳-۱۶- تصویری از ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد و رشد چند مرحله‌ای در مجموعه‌ای از پلاژیوکلازهایی که به صورت یک گلومرول تجمع پیدا کرده‌اند؛ تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL.



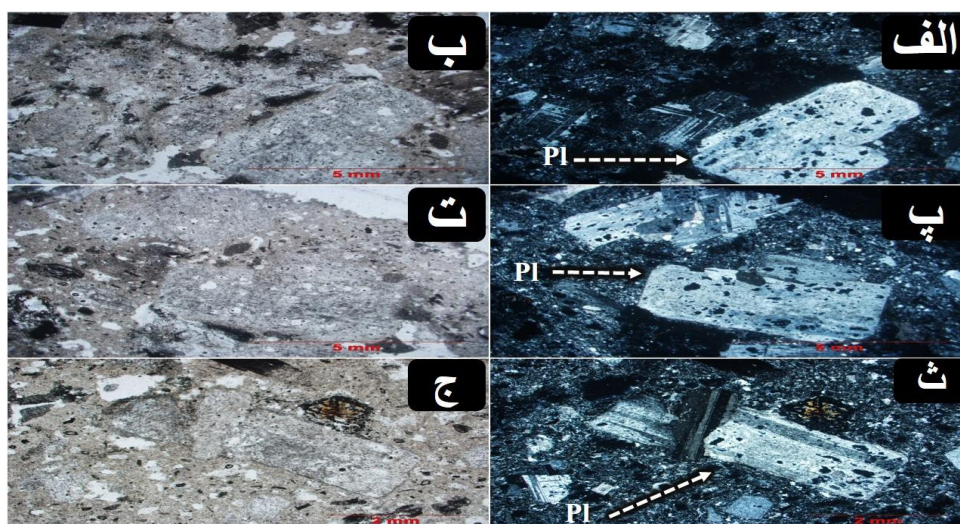
شکل ۳-۱۷- شاخص ترین ماکل‌های موجود در بین پلاژیوکلازهای موجود در گنبد آندزیتی، تصاویر الف - پ - ث در نور XPL و تصاویر ب - ت - ج در نور PPL.

ضحیم بودن صفحات ماکل در بیشتر پلاژیوکلازها بیانگر غنی بودن آنها از کلسیم است. این کانی دارای یک سری محلول جامد کامل بین اعضای نهایی غنی از سدیم آل‌بیت ($NaAlSi_3O_8$) و غنی از کلسیم (آنورتیت، $CaAl_2Si_2O_8$) است. این حالت ممکن است ناشی از تبلور کانی‌ها هم‌زمان با تغییرات شدید و بزرگ‌مقیاس در فاکتورهای فشار، دما و یا تغییر در فشار بخار آب حتی در دمای ثابت باشد (شلی، ۱۹۹۳). یودر (۱۹۵۷) نیز معتقد است منطقه‌بندی نوسانی را می‌توان به نوسانات فشار بخار آب نسبت داد. تغییر ترکیب شیمیایی ماگما (نبود تعادل کامل بین ماگما و این کانی در حین تبلور) که احتمالاً با ورود مذاب جدید به آشیانه ماگمایی همراه است می‌تواند عاملی دیگر برای ایجاد چنین رخدادی باشد (فولی و همکاران ۲۰۱۳). منطقه‌بندی نوسانی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز غالباً به وسیله سطوح انحلالی که به شکل بخش‌های گرد شده مشترک و موجی نمایان هستند مشخص می‌شود (شکل ۳-۱۸). این سطوح بیانگر تغییرات بزرگ‌مقیاس در پارامترهای دما، فشار، ترکیب مذاب و یا مقادیر H_2O مذاب هستند و عموماً با رخداد اختلاط و تغذیه مجدد مذاب در آشیانه ماگمایی در ارتباط هستند.

یکی دیگر از مهم‌ترین بافت‌های نامتعادل که در پلاژیوکلازهای سنگ‌های آتشفشانی منطقه ایجاد شده است بافت غربالی است (شکل ۳-۱۹). این بافت از تغییرات فیزیک شیمیایی موجود در آشیانه ماگمایی به وجود می‌آید. لذا بررسی دقیق این بافت می‌تواند اطلاعات زیادی را از تحولات خزانه ماگمایی در اختیار ما قرار دهد. در مورد منشأ بافت غربالی فرضیه‌های زیادی آمده است: یک از موارد معمول این است که ادخال‌های مذاب در طول واکنش بین پلاژیوکلاز و مذاب تازه هیبرید شده به وسیله اختلاط به دام افتاده باشند. تشکیل این بافت و ایجاد خوردگی در بلورها دارای تفسیر سنگ زادی متفاوت است از جمله: به دام افتادن ادخال‌های مذاب در بلور، تغییر در پارامترهایی چون تغییر ترکیب ماگمایی در حال تبلور و تغییر ترکیب شیمیایی مذابی که در تماس با بلور است بر اثر ورود ماگمای تازه به داخل آشیانه ماگمایی، تغییرات گرمایی در ماگمای در حال تبلور، کاهش فشار لیتواستاتیک بر اثر بالا آمدن ماگما و یا افزایش فشار بخار آب در هنگام صعود ماگما ایجاد شود. همچنین، در نتیجه رو رشدی سریعی که در مراحل بعدی بر روی این درشت‌بلورها رخ می‌دهد، ممکن است بسته‌هایی^۱ از فاز مذاب به صورت شیشه در درون حفرات ناشی از جذب دوباره گرفتار آیند (گیل، ۲۰۱۰). فرایندی دیگر که برای تولید بافت غربالی پیشنهاد شده است حرکات همرفتی در فرورفتن بلورهای پلاژیوکلاز سدیک‌تر لایه‌های سردتر بخش‌های بالایی مخزن و قرار گرفتن آنها در لایه‌های گرم‌تر و بخش‌های پائین‌تر و در نتیجه عدم تعادل ترکیبی آنها در شرایط جدید است. همچنین، حرکت سریع ماگما به سمت بالا و کاهش فشار وارد بر بلورها و تحلیل رفتگی و انحلال آنها در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها به‌عنوان یک عامل مؤثر در ایجاد بافت غربالی معرفی شده است (استورات و پیرس، ۲۰۰۴).



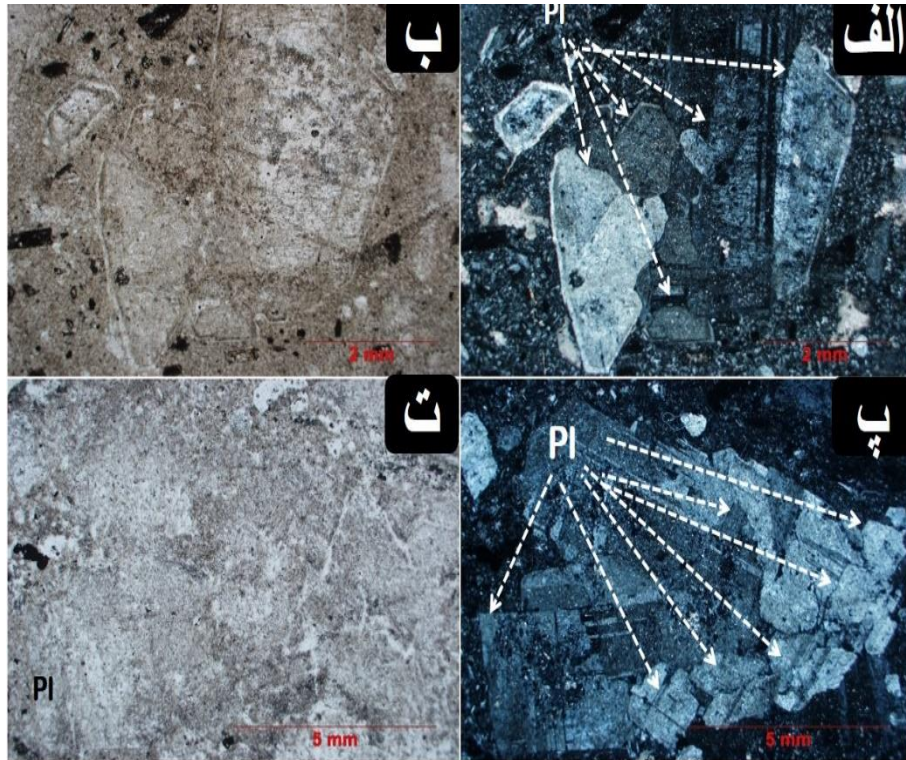
شکل ۳-۱۸- منطقه‌بندی ترکیبی در بعضی از پلاژیوکلازها، تصاویر الف، پ در نور XPL و تصاویر ب، ت در نور PPL.



شکل ۳-۱۹- پلاژیوکلازهایی که تمام سطح آنها به‌صورت یکنواخت حالت غربالی پیدا کرده است. تصاویر الف، پ، ت در نور XPL و تصاویر ب، ت، ج در نور PPL.

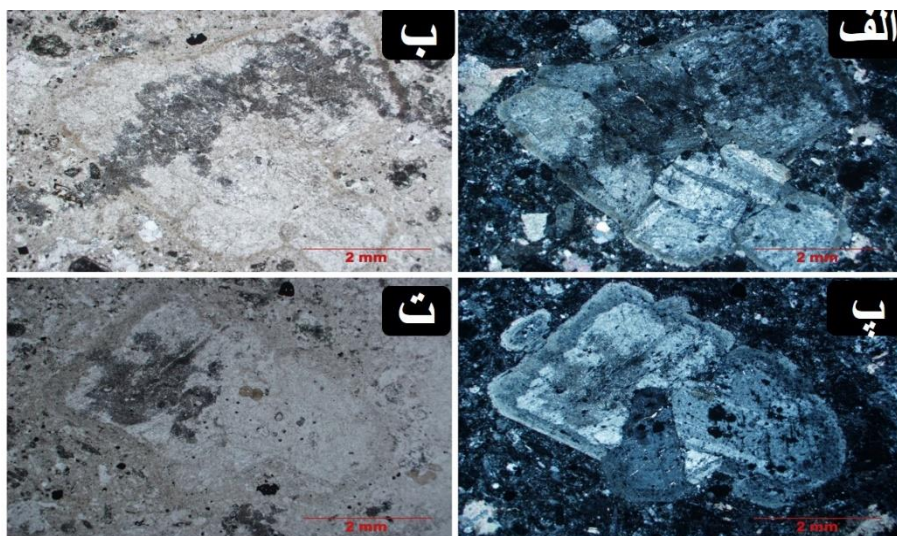
شواهد پتروگرافی در پلاژیوکلازهای منطقه‌ی مورد مطالعه (نظیر حضور بافت غربالی و ادخال) بیانگر نقش بیشتر اثر کاهش فشار در هنگام صعود ماگماست. همچنین قرارگیری بلورهای نسل دوم به حالت رو رشدی و بدون بافت غربالی بر روی درشت‌بلورهای اولیه با بافت غربالی (شکل ۲۰-۳) نیز تأیید کننده نقش پررنگ اثر کاهش فشار و احتمالاً نقش کم‌رنگ اختلاط ماگمایی است. زیرا اگر رو رشدی در آشیانه ماگمایی صرفاً در اثر اختلاط ماگمایی به وقوع پیوسته باشد صعود بعدی ماگما

باید هر دو نسل پلاژیوکلاز را تحت تأثیر کاهش فشار قرار داده و در حاشیه درشت بلور نیز بافتی غربالی ایجاد می نمود.

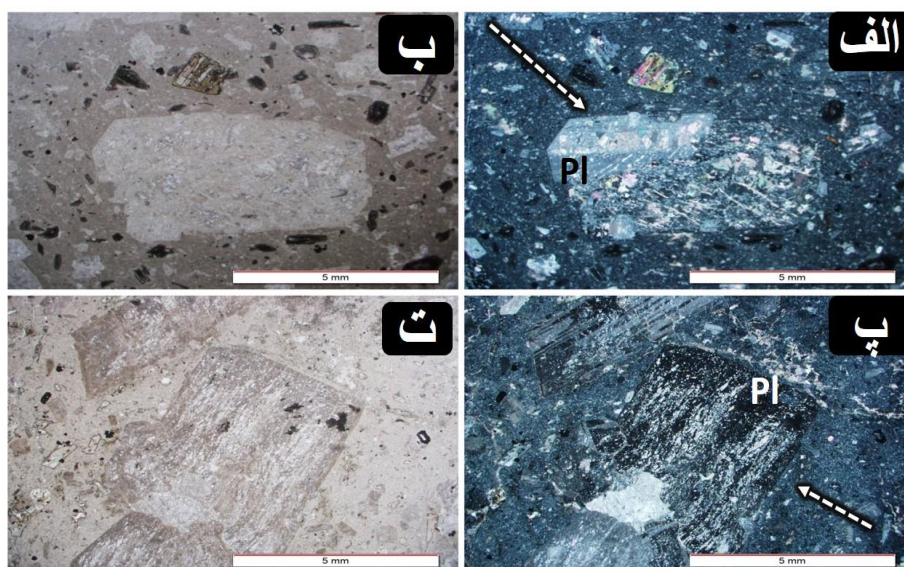


شکل ۳-۲۰- رشد بلورهای کوچک بر روی بلورهای درشت تر غربالی شده، تصویر الف، پ در نور XPL، تصاویر ب، ت در نور PPL.

در اکثر مقاطع نازک مطالعه شده از هر ایستگاه پلاژیوکلازها به کلسیت تبدیل شده اند. در مسیر عبور سیال سدیم- کلسیم دار این کانی تحت تأثیر قرار گرفته و با حاشیه ای از آل بیت احاطه شده است که در برخی ایستگاهها دارای دو نوار حاشیه ای (هاله واکنشی) دیده می شود (شکل ۳-۲۱). در اغلب مقاطع مطالعه شده پلاژیوکلازها دگرسان شده و سرسیتی شده اند و پلاژیوکلاز سالم کمتر دیده می شود. این شدت دگرسانی متفاوت بوده و در برخی از ایستگاهها پلاژیوکلازها به طور کامل سرسیتی شده اند ولی در برخی ایستگاههای دیگر این میزان کمتر است. کانی های حاصل این تجزیه شامل: کلریت، اپیدوت، کربنات، کانی های رسی است (شکل ۳-۲۲).



شکل ۳-۲۱- پلاژیوکلازهایی با دو نوار حاشیه‌ای، تصاویر الف، پ در نور XPL و تصاویر ب، ت در نور PPL.

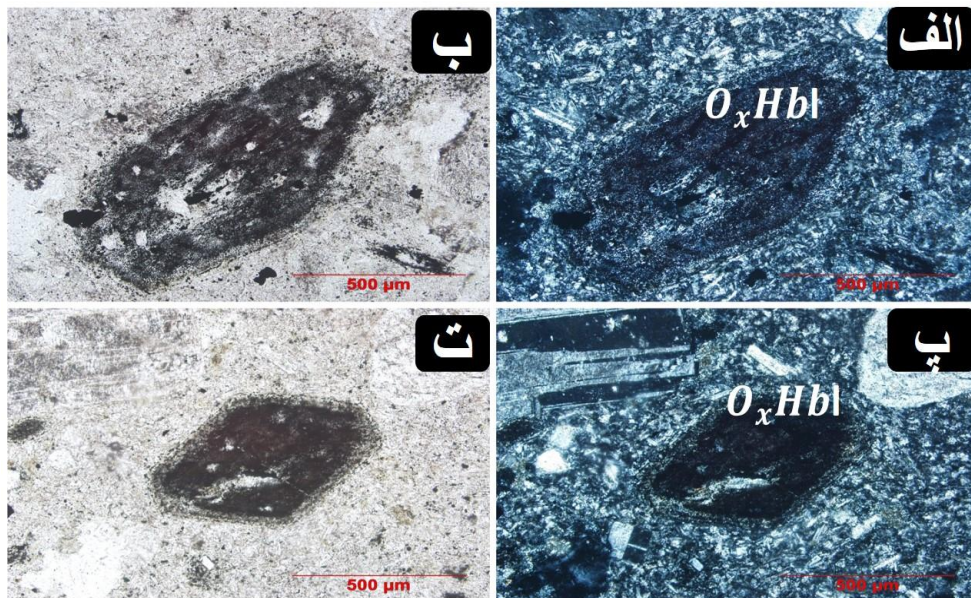


شکل ۳-۲۲- پلاژیوکلازهای دگرسان شده به سرسیت، تصاویر الف، پ در نور XPL و تصاویر ب، ت در نور PPL.

۳-۴-۲- اکسی هورنبلند

اکسی هورنبلندها فراوان‌ترین کانی مافیک سنگ‌های تشکیل‌دهنده گنبد آندزیتی چاه موسی است. بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار آن به صورت فنوکریست در زمینه ریز بلور قابل مشاهده است. این کانی پس از پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها است؛ بلورهای اکسی هورنبلند حدود ۵-۱۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. این کانی به شکل سوزن‌هایی به طول کمتر از یک میلی‌متر تا حداکثر سه میلی‌متر تشکیل داده‌اند و به شدت اپاسیته شده‌اند.

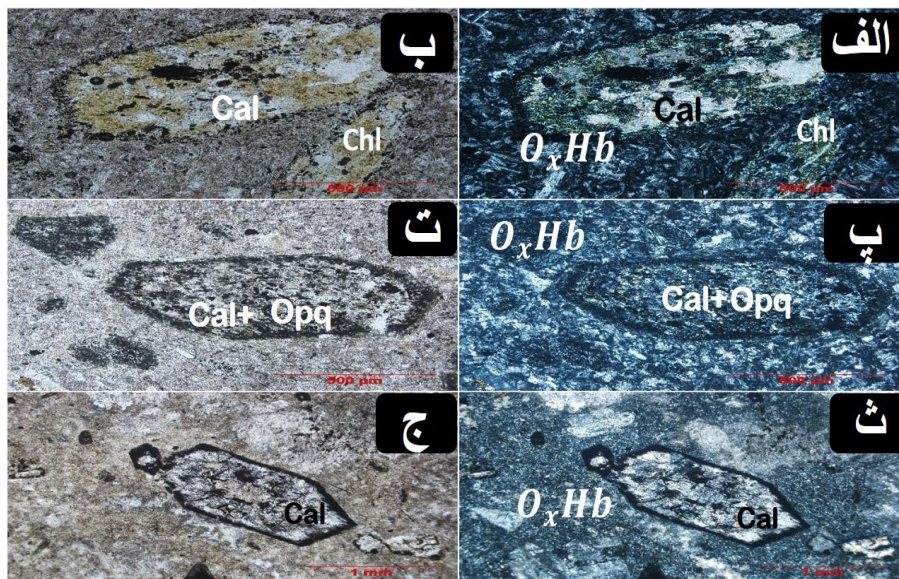
غالب فنوکریست‌های آن دارای حواشی سوخته هستند (شکل ۳-۲۳). این پدیده را می‌توان به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب در ضمن تشکیل کانی و از دست رفتن آب در خلال بالا آمدن ماگما نسبت داد (بست، ۲۰۰۳).



شکل ۳-۲۳- اکسی هورنبلندهای اپاسیته، تصاویر الف، پ در نور XPL و تصاویر ب، ت در نور PPL است.

این کانی در زیر میکروسکوپ با چندرنگی قهوه‌ای تا قهوه‌ای تیره داشته، شکل دار تا نیمه شکل دار با مقاطع طولی و عرضی فراوان مشاهده می‌شوند. غالباً به دو صورت، سالم (کمتر) و دگرسان (بیشتر) در این سنگ‌ها دیده می‌شود. در بسیاری از ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه بلورهای اتومورف، اشکال کاذب و شش‌گوش اکسی هورنبلند به چشم می‌خورد که توسط کانی‌های کدر، یا کانی‌های ثانویه جایگزین شده‌اند و تنها از شکل ظاهری می‌توان کانی اولیه را حدس زد (شکل ۳-۲۴).

برخی نیز به کانی‌های ثانویه اکسید آهن و کلریت تبدیل شده‌اند و در بعضی موارد تنها قالبی از اکسی هورنبلندها باقی مانده است. اغلب بلورهای اکسی هورنبلند حاشیه سوخته دارند که به اکسید آهن تبدیل شده است؛ دلیل این نیز ممکن است مربوط به صعود سریع ماگما و کاهش فشار باشد. (خضر لو و همکاران، ۱۳۸۷). همچنین از روی اکسی هورنبلندهای که دارای حاشیه سوخته‌اند می‌توان در مورد بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در مخزن ماگمایی نظر داد.



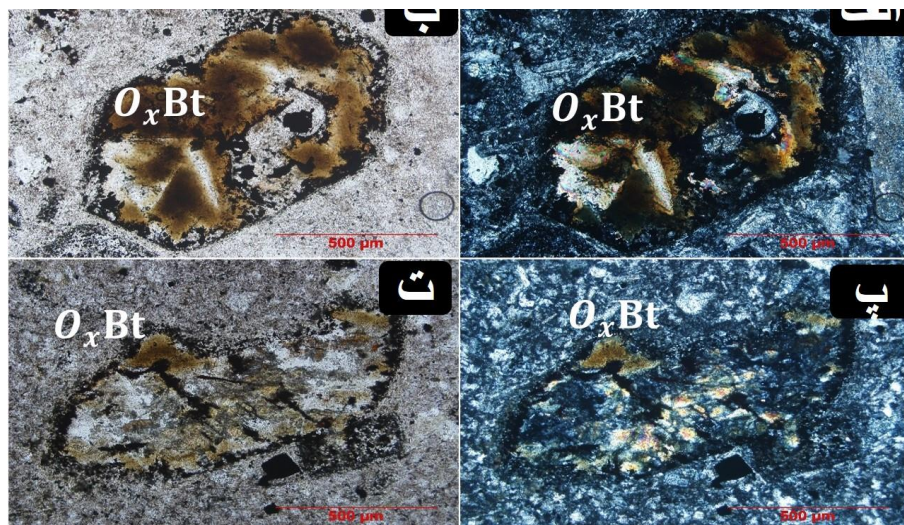
شکل ۳-۲۴- قالب‌هایی از کانی اکسی هورنبلند که با کانی‌های دیگر مانند کلسیت، کلریت و کانی‌های کدر پرشده است. تصاویر الف، پ، ث در نور XPL و تصاویر ب، ت، ج در نور PPL است.

۳-۴-۳- بیوتیت

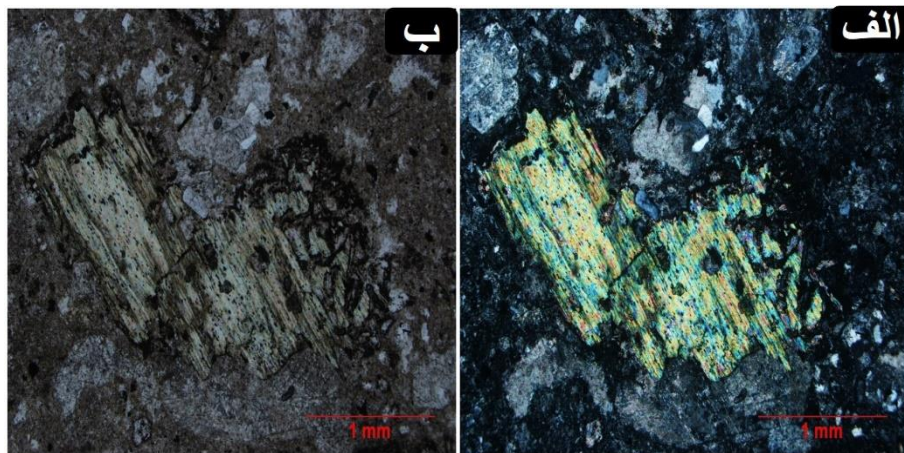
علاوه بر فنوکریست‌های اکسی هورنبلند و پلاژیوکلاز که به‌عنوان سازندگان اصلی سنگ هستند، گنبد آندزیتی حاوی بیوتیت‌های خود شکل تا نیمه خود شکل با چندرنگی قهوه‌ای روشن تا تیره و رخ یک‌جهتی می‌باشند. بیوتیت و هورنبلند جزء کانی‌های فرعی در این گروه سنگی هستند. کانی بیوتیت در حدود ۵ تا ۸ درصد مقاطع را تشکیل می‌دهد. این کانی به‌صورت ورقه‌ای با ابعاد کوچک تا متوسط ۱ تا ۲ میلی‌متر بوده است.

در این سنگ‌ها دو نسل بیوتیت وجود دارد: بیوتیت‌های اولیه و ماگمایی و بیوتیت‌های ثانویه. بیوتیت‌های ماگمایی و اولیه به‌صورت فنوکریست‌های درشت، با چندرنگی قهوه‌ای واضح که نشان از عملکرد فشارهای تکتونیکی یا فشار ناشی از بالا آمدن گنبد آندزیتی است در مقاطع مشاهده می‌شوند. بیوتیت‌های ثانویه که به‌صورت مستقل و توسط محلول‌های گرمابی ایجاد شده‌اند به‌صورت پراکنده یا در قالب کانی‌های دیگر در مقاطع مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۲۵). بیوتیت ثانویه از لحاظ خصوصیات نوری نسبت به بیوتیت اولیه، چندرنگی کمتری دارد و نشان می‌دهد که نسبت Fe/Mg در حین این تبدیل کاهش می‌یابد.

برخی از محققین معتقدند در صورتی که بیوتیت به دو صورت تقریباً سالم و حاشیه سوخته در مقاطع دیده شوند مبین بر بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در ماگما، افزایش ناگهانی دما در اثر کاهش فشار بر اثر عملکرد گسله‌ها به هنگام حرکت صعودی ماگما می‌تواند باشد (خضر لو و همکاران، ۱۳۸۷). این در حالی است که در بیشتر ایستگاه‌هایی که مورد مطالعه قرار دادیم وجود بیوتیت‌های سالم چندان مشهود نبوده است. پدیده کلسیتی و کلریتی شدن در بیوتیت‌ها بیشتر دیده می‌شود (شکل ۳-۲۶).



شکل ۳-۲۵- اکسی بیوتیت در مقطع قاعده ای، تصاویر الف، پ در نور XPL و تصاویر ب، ت در نور PPL است.

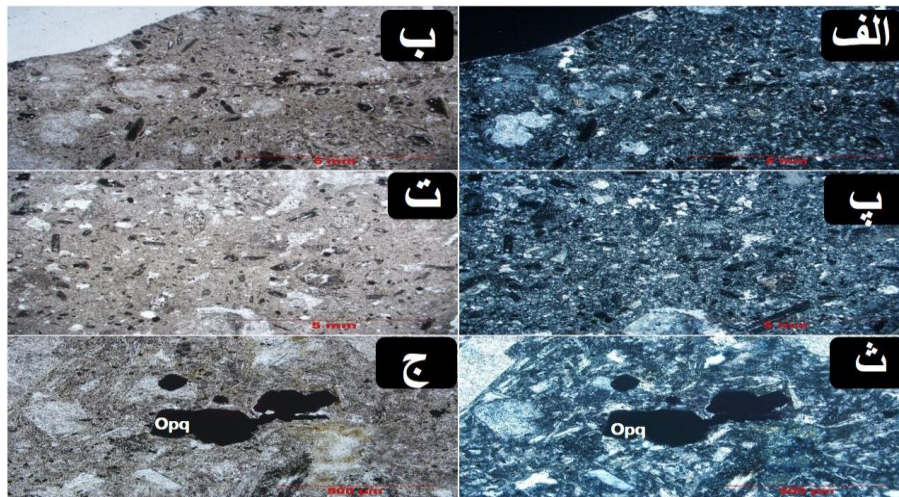


شکل ۳-۲۶- نمایی از بیوتیت‌های دگرسان شده در گنبد آندزیتی چاه موسی، تصویر الف در نور XPL، تصویر ب در نور PPL است.

۳-۴-۴- کانی‌های کدر

کانی‌های کدر به صورت فرعی در تمام نمونه‌های آندزیتی منطقه مورد مطالعه و درزمینه‌ی سنگ به صورت پراکنده عموماً نیمه شکل دار تا بی‌شکل، گاهی سوزنی و کشیده و برخی نیز به صورت

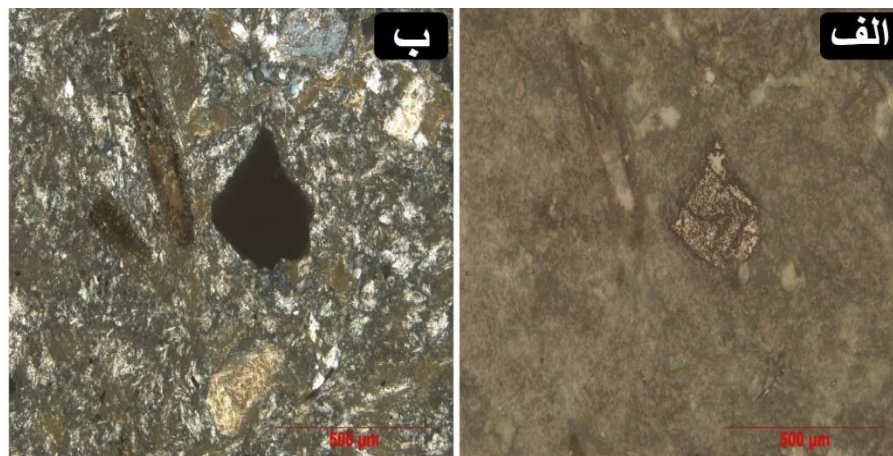
پرکننده قالب کانی اکسی هورنبلندها و یا در متن سنگ به صورت پراکنده مشاهده می شوند (۲۷-۳) به طور نسبی حدود ۵ تا ۷ درصد سنگ را شامل می شوند. کانی های کدر احتمالاً در اثر دگرسانی کانی های مافیک ایجاد شده اند .



شکل ۳-۲۷- حضور کانی های کدر در اشکال بی شکل تا نیمه شکل دار و خود شکل، تصاویر الف، پ، ت در نور XPL و تصاویر ب، ت، ج در نور PPL است. منیتیت.

۳-۴-۴-۱- منیتیت:

این کانی به صورت بلورهای خود شکل و نیمه خود شکل دیده می شود؛ و در بیشتر مقاطع میکروسکوپی با ابعاد کوچک و ریز (۰/۲ تا ۰/۸ میلی متر) است. یادآوری می شود که حضور منیتیت در این گنبد آندزیتی با استفاده از مقاطع صیقلی و مطالعه آنها در نور انعکاسی تأیید شده است. (شکل ۳-۲۸).



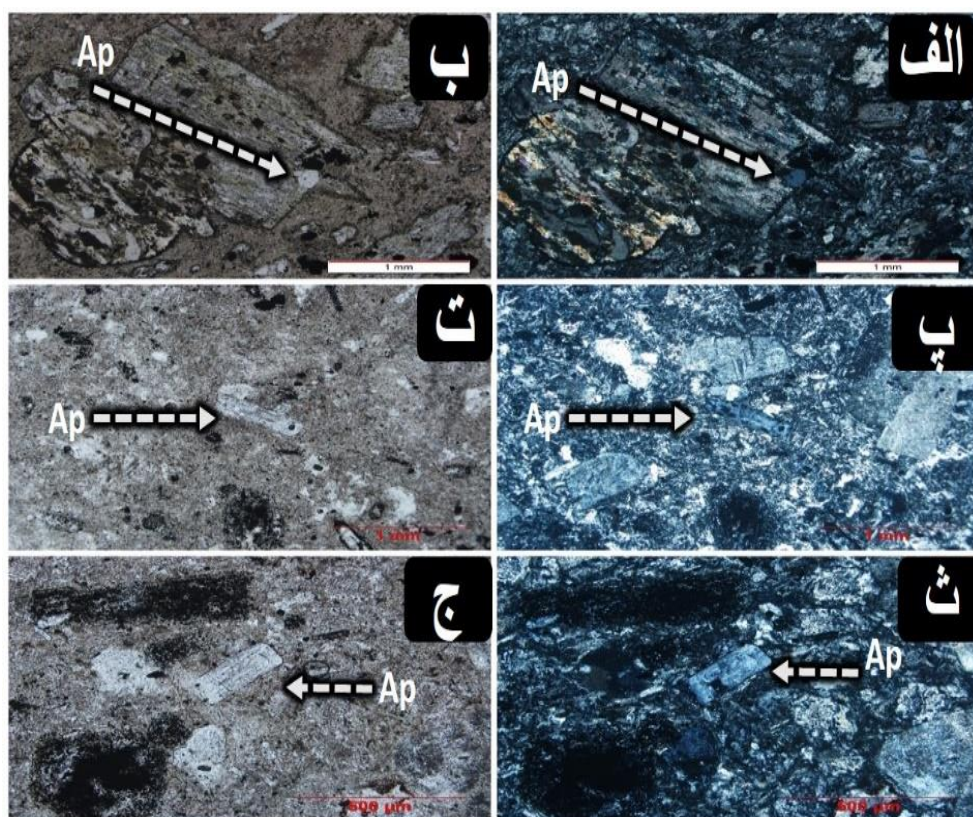
شکل ۳-۲۸- الف تصویر منیتیت در نور انعکاسی، ب تصویر منیتیت در نور XPL.

۳-۴-۵- کوارتز

به صورت بلورهای ریز و بی شکل هم در بین دیگر بلورها و هم در زمینه دیده شده است. حدود ۲ تا ۵ درصد کل سنگ را تشکیل داده و ابعاد اکثر آنها کمتر از یک میلی متر است. این امر می تواند نشانگر تبلور کوارتز در مراحل پایانی و بعد از دیگر کانی ها باشد.

۳-۴-۶- آپاتیت

آپاتیت یکی از کانی های فرعی تشکیل دهنده آندزیت های مورد مطالعه است. این کانی در مقاطع طولی به صورت منشوری و کشیده و در مقاطع عرضی به صورت شش گوش و ایزوتروپ است (شکل ۳-۲۹). گاهی نیز به صورت ادخال با اشکال کوچک سوزنی و کشیده شکل دار در فنوکریست های سایر کانی ها سازنده سنگ قابل مشاهده هستند. در مجموع این کانی کمتر از ۱٪ حجم سنگ را تشکیل داده اند.



شکل ۳-۲۹- حضور بلورهای کوچک آپاتیت در سنگ های آندزیتی گنبد چاه موسی ، تصاویر الف ، پ ، ث در نور XPL و تصاویر ب ، ت ، ج در نور PPL است.

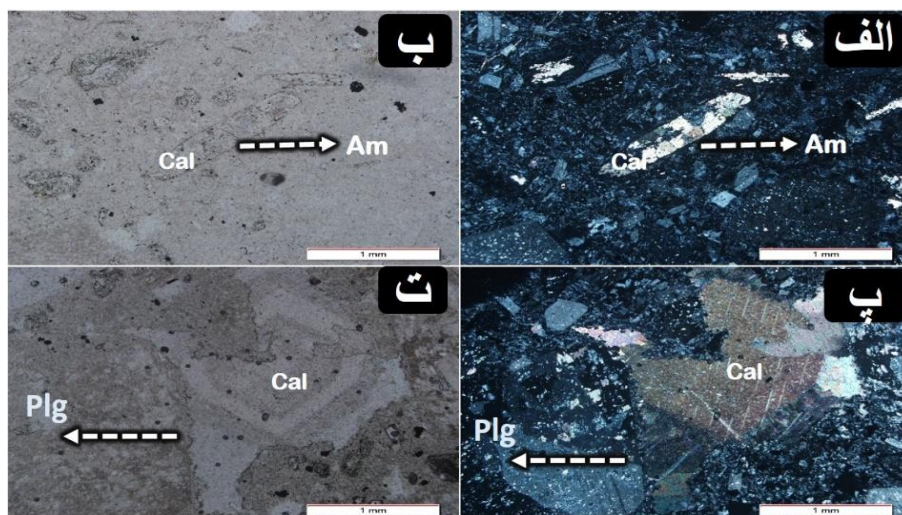
۳-۴-۷- کانی‌های ثانویه:

۳-۴-۷-۱- اسفن

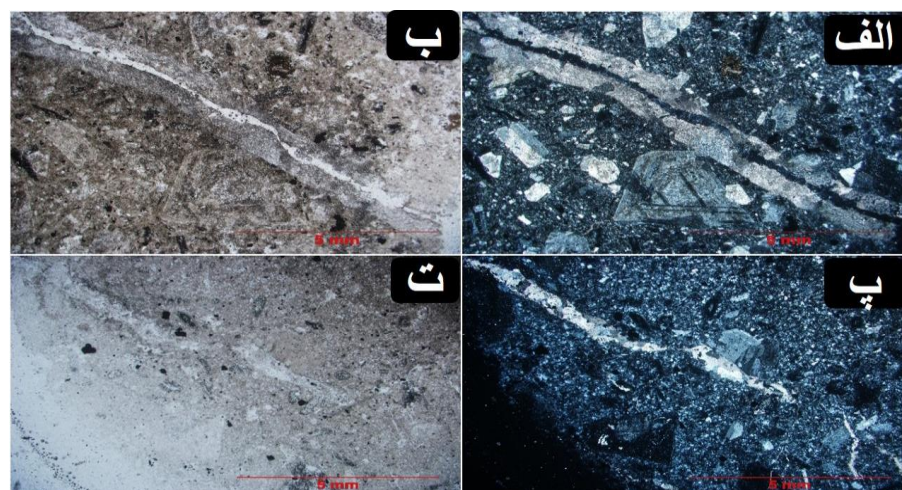
اسفن ثانویه از جمله کانی‌هایی است که در برخی از نمونه‌های منطقه دیده می‌شود و حضور آن را می‌توان معرف وجود مقادیر بالایی تیتانیوم در ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها دانست. همان‌طور که گفته شد اسفن موجود در این سنگ‌ها ثانویه بوده و دارای پراکندگی غیریکنواختی در این سنگ‌ها است. به‌طوری این کانی غالباً در حاشیه و یا در میان رخ‌های بیوتیت‌های دگرسان شده حضور دارند. این کانی به‌صورت بی‌شکل و اغلب به‌عنوان فاز فرعی وجود دارد. اسفن‌هایی که در رخ‌های بیوتیت‌ها دیده شده‌اند احتمالاً از اسفن‌های ثانویه بوده و به‌صورت دانه‌های بسیار ریز، تقریباً هم بعد و کوچک با تجمع خوشه‌ای مانند و به رنگ قرمز تا قهوه‌ای روشن دیده می‌شوند.

۳-۴-۷-۲- کلسیت

کلسیت و کلریت در اثر آزادسازی عناصر مورد نیاز در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز یا کانی‌های فرومنیزین کلسیم‌دار نظیر اکسی هورنبلند ایجاد شده‌اند. کلسیت در مقاطع مطالعه شده از گنبد آندزیتی چاه‌موسی به‌صورت پسودومورف و حضور در قالب کانی‌های دیگر (بیشتر در پلاژیوکلازها و سپس اکسی هورنبلندها)، شکل دار تا بی‌شکل و یا بلورهای پراکنده در متن سنگ مشاهده شده است (شکل ۳-۳۰). البته در برخی از مناطق کلسیت‌ها به‌صورت رگچه‌ای و حتی رگه‌ای درآمده است (شکل ۳-۳۱).



شکل ۳-۳۰- حضور کلسیت در قالب اکسی هورنبلند در تصاویر الف، ب، و حضور کلسیت در قالب بلور پلاژیوکلاز در تصویر پ، ت. تصاویر الف - پ در نور XPL و تصاویر ب - ت در نور PPL است.



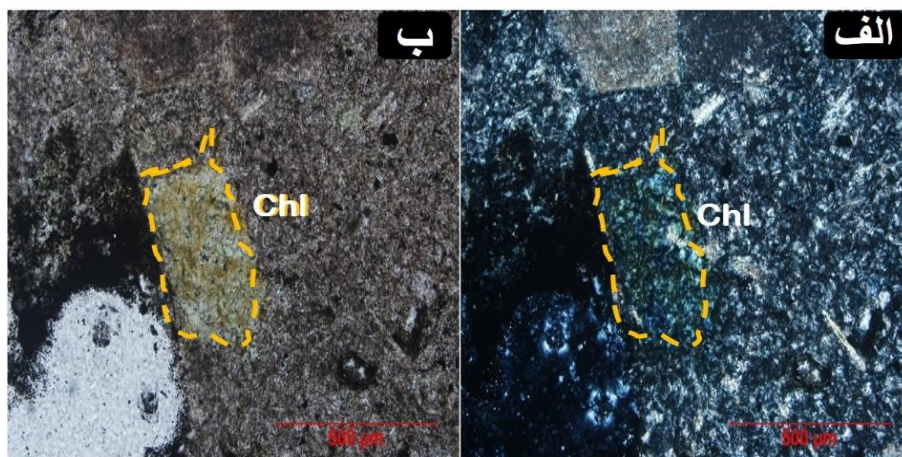
شکل ۳-۳۱- حضور کلسیت به صورت رگچه‌ای، در تصاویر ث-ج رگچه کلسیتی از وسط بلور پلاژیوکلاز عبور کرده است، تصاویر الف - پ- ث در نور XPL و تصاویر ب - ت- ج در نور PPL است.

۳-۴-۷-۳- کلریت

کلریت بعد از کلسیت فراوان‌ترین کانی ثانویه موجود در سنگ‌های آندزیتی منطقه بوده و کلریتی شدن^۱ بعد از کربناتی شدن شایع‌ترین دگرسانی رخ داده در آنها است. لازم به توضیح است کلریت یک کانی آبدار ورقه‌ای آبدار است که هیچ‌گاه به‌طور مستقیم از ماگما متبلور نشده و حاصل دگرسانی گرمابی و یا درجات ضعیف دگرگونی است (گیل، ۲۰۱۰). حضور تقریباً فراوان این کانی

۱ Chloritization

در آندزیت‌های منطقه را باید حاصل شدت عملکرد فرایندهای ثانویه و به‌خصوص دگرسانی گرمابی بر روی این سنگ‌ها دانست. کلریت در دمای پایین تا متوسط و در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز، بیوتیت و اکسی هورنبلند تشکیل می‌شود. کلریت‌های این سنگ‌ها اغلب بی‌شکل‌اند و با چندرنگی ضعیفی از سبز تا سبز پریده و برجستگی کم مشخص می‌شوند. شدت کلریتی شدن در برخی از نمونه‌های منطقه به حدی است که حضور فراوان این کانی را در صحرا و در نمونه‌های دستی به راحتی و از روی رنگ سبز بسیاری از آنها می‌توان تشخیص داد. کلریت‌های موجود در نمونه‌های منطقه به صورت محصول دگرسانی کانی‌های اولیه و اذخال‌های سیال موجود در درشت‌بلورها دیده می‌شوند (شکل ۳-۳۲).



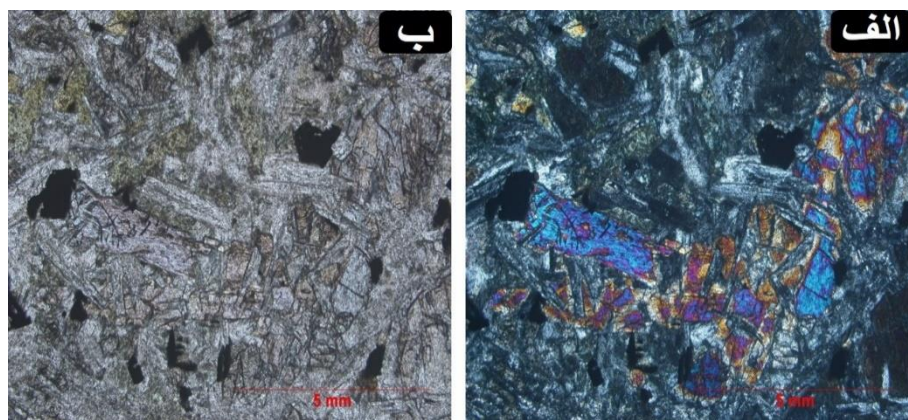
شکل ۳-۳۲- کانی کلریت در قالب کانی دیگر، تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است.

این کانی اکثراً در اثر دگرسانی کانی‌های فرومنیزین مانند هورنبلند، اکسی هورنبلند و بیوتیت‌های ثانویه ایجاد شده است؛ و نشان‌دهنده حضور فاز سیال در طی دگرسانی و خروج Na و Ca از هورنبلند است. در سنگ‌های این منطقه کلریت حدود ۳ تا ۵ درصد سنگ را در بر گرفته است و مقدار آن در تعداد محدودی از ایستگاه‌ها به حدود ۷ تا ۱۰ درصد نیز می‌رسد.

۳-۵- دایک‌ها

تعدادی دایک میکروگابرویی با ضخامت متفاوت (تا ده متر) و طول ده‌ها متر در گنبد آندزیتی چاه‌موسی رخنمون دارند (شک ۲-۲۳ و ۲-۲۴). دایک‌های مزبور در صحرا دارای رنگ سبز، بافت

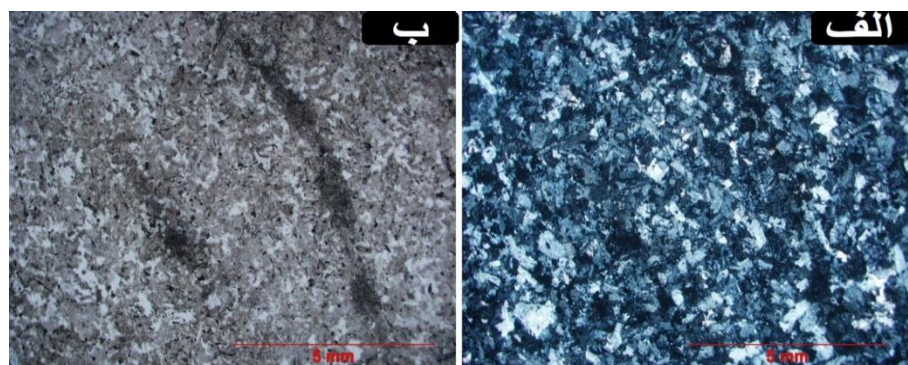
دانه ریز و ترکیب میکروگابرویی می باشد. در زیر میکروسکوپ بافت اینتر گرانولار داشته و اساسا از کانی های پلاژیوکلاز و پیروکسن به مقدار کمتر هورنبلند تشکیل شده است (شکل ۳-۳۳). درشت بلورهای پلاژیوکلاز حد واسط تا کلسیک، بیش از نیمی از این سنگ را تشکیل می دهند. پلاژیوکلازها به صورت ضعیف سریسیتی و کلسیتی شده اند. کانی های فرومنیزین حدود سی درصد سنگ را تشکیل می دهند و شامل پیروکسن و اوژیت تیتاندار با ماکل ساعت شنی و هورنبلند می باشند. کانی های اپک نیز حدود ۱۰ تا ۵۰ درصد اجزای سنگ را تشکیل می دهند.



شکل ۳-۳۳- تصویر میکروسکوپی از دایک های میکرو گابرویی. الف در نور XPL، ب در نور PPL.

۳-۶- آنکلاوهای منطقه

آنکلاوهای موجود در منطقه اکثرا در نمونه دستی سبز تا سبز تیره مایل به خاکستری هستند. بعضا بلورهای پلاژیوکلاز در درون آنها یافت می شود. در زیر میکروسکوپ بافت میکروولیتی متشکل از کانی های مافیک، پلاژیوکلاز و کوارتز هستند (شکل ۳-۳۴).



شکل ۳-۳۴- وجود بافت میکروولیتی در آنکلاوهای موجود در منطقه مورد مطالعه. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است.

فصل چهارم

سازوکار جایگیری

مطالعه ساختار داخلی گرانیتوئیدها از چند دهه قبل مورد توجه قرار داشته است امروزه مطالعات ساختاری در سنگ‌های گرانیتوئیدی معمولاً با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی^۱ انجام می‌گیرد (ناسیمینتوو همکاران ۲۰۰۴، بورادیل^۲ و هنری^۳، ۱۹۷۷).^۴ مطالعات فابریک مغناطیسی و به‌ویژه ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی^۵ برای تجزیه و تحلیل الگوهای کرنش در مقیاس ناحیه‌ای و در سنگ‌هایی که فابریک در آنها به‌سختی قابل تشخیص است (به‌ویژه گرانیتوئیدها) به‌عنوان یک ابزار قدرتمند به شمار می‌روند (مونیکا و همکاران، ۲۰۱۰). قاعده کلی این روش ساده است، ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی ناشی از جهت یافتگی ترجیحی کانی‌های مغناطیسی آنیزوتروپ، و به‌عبارت‌دیگر، فابریک مغناطیسی است. جهت یافتگی ترجیحی محورهای بلورشناسی که اغلب توسط شکل دانه کنترل می‌شود، باعث ایجاد در اکثر کانی‌ها می‌گردد.

تکامل ماگما را می‌توان در چهار مرحله جدایش، صعود، جایگیری و سردشدگی خلاصه کرد. به‌محض اینکه ماگما شروع به تبلور کند، بافت‌های ماگمایی شکل می‌گیرند و به‌طور پیوسته تکمیل شده و بازتاب‌کننده حالت دگرشکلی در هر مرحله می‌باشند. اطلاعات هندسی درباره جریان یافتن و سرد شدن ماگما، به‌ویژه در رابطه با جایگیری و دگرشکلی بعدی، توسط ساخت کانی‌ها ثبت می‌شود. اصولاً فابریک توسط شکل، سوگیری و توزیع مکانی کانی‌ها و شرایط مکانیکی زمان تشکیل کانی‌ها تعریف می‌شود. اهمیت فابریک برای سنگ‌های ماگمایی، مشابه دیگر سنگ‌ها بوده و گویای نوعی دگرشکلی است که جهت و شکل بیضوی دگرشکلی (پهن‌شدگی یا فشردگی) را شرح می‌دهد. نقشه ساختاری توده‌های گرانیتوئیدی در پی بردن به، نحوه جایگزینی ماگمای سازنده و دگرشکلی تحمیل شده بر آنها، جهت‌گیری

۱ Anisotropy of Magnetic Susceptibility

۲ Borradaile

۳ Henry

و چگونگی توزیع فابریک‌ها، می‌تواند بسیار مفید واقع شود و یک ابزار کارآمد برای تشخیص روابط مکانی - زمانی - دمایی و دگرشکلی توده‌های نفوذی باشد (قلمقاش، ۲۰۰۹، a,b).

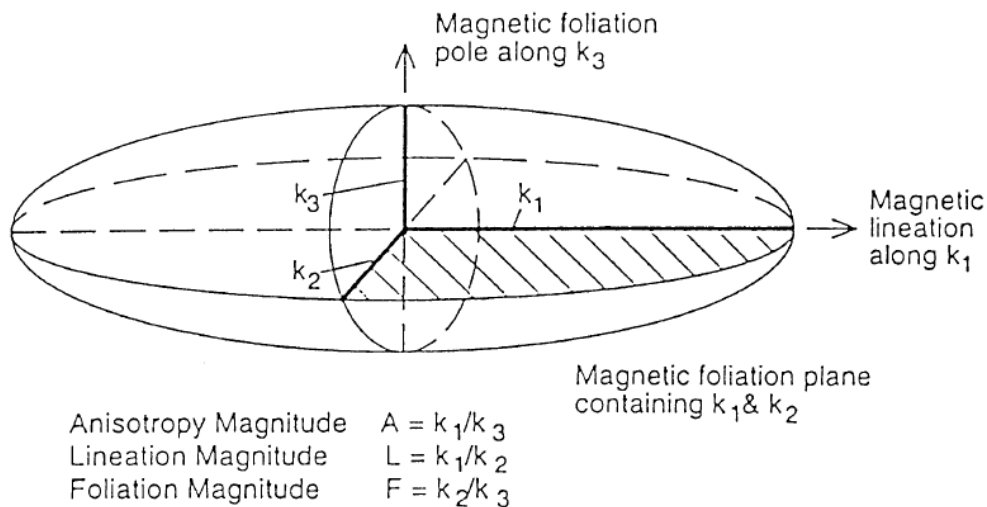
به‌کارگیری روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی برای گنبد آندزیتی چاه‌موسی داده‌های کمی و عددی ارزشمندی را به‌منظور بررسی تکامل ساختاری آن به دست می‌دهد. در این تحقیق سازوکار جایگیری گنبد آندزیتی چاه‌موسی با استفاده از فابریک مغناطیسی حاصل از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی و مطالعات ریزساختاری بررسی می‌شود. لازم به ذکر است در گنبد آندزیتی چاه‌موسی به دلیل بالا بودن نسبت مذاب به بلور هیچ ریزساختی ثبت نشده است. در این راستا همه برداشت‌های صحرایی، مطالعات دقیق سنگ‌نگاری و ریز ساختی و دیگر متغیرهای به‌دست‌آمده از روش تلفیق‌شده است تا بر پایه هندسه و ساخت‌های موجود مدلی برای چگونگی جایگیری گنبد آندزیتی مورد مطالعه به دست آید. مغناطیس‌شدگی القایی در یک سنگ که علاوه بر نوع کانی‌های تشکیل‌دهنده آن، به جهت میدان مغناطیسی به‌کاررفته وابسته است را به‌عنوان ناهمسانگردی قابلیت پذیرفتاری (AMS) نامیده‌اند. در واقع یک ابزار پترو فابریکی است که میانگین و نمونه‌برداری توزیع جهات همه کانی‌ها و ساب فابریک‌ها را در یک نمونه فراهم می‌کند؛ بنابراین برای زمین‌شناسی ساختمانی یک ابزار بی‌نظیر به شمار می‌رود؛ زیرا زمین‌شناسی ساختاری مستلزم تعیین محورهای کرنش نهایی یا جریان حالت جامد از جهت‌گیری بلورها یا جهت‌گیری شکل دانه‌ها است که با این روش قابل‌دستیابی است. تشخیص ساختارهای سنگی مانند تورق و خطواره‌های مغناطیسی با توجه به جهت جریان در طول جایگیری جریان گدازه دشوار بوده که برای غلبه بر این مشکل می‌توان از ناهمسانگردی مغناطیسی کمک گرفت. در یک رخنمون گرانیتی، آنیزوتروپی ساختمانی^۱ یا فابریک به جهت یافتگی دانه‌ها اطلاق می‌شود. فابریک ماگمایی ممکن است به‌صورت برگواره‌های مغناطیسی^۲ و خطواره‌های مغناطیسی^۳ تعریف شود. بررسی برگواره‌های مغناطیسی و خطواره‌های مغناطیسی علاوه بر درک چگونگی جایگیری گنبد آندزیتی

1 Structural Anisotropy

2 Foliation

3 Lineation

چاه موسی، اطلاعات ارزشمندی را در خصوص مسیر حرکت و سرچشمه ماگما در اختیار قرار می‌دهد. بدین ترتیب می‌توان دریافت که فابریک نتیجه عملکرد نیروهای گوناگون (نیروی ثقل، نیروی هیدرودینامیک و تنش‌های تکتونیکی) در طی تشکیل سنگ و پیشینه زمین‌شناسی احتمالی آنها است. در حقیقت مشخصات هندسی و رفتار ماگمایی یک توده نفوذی از روی فابریک آن به خوبی قابل تشخیص است (بوشه، ۱۹۹۷). بدین ترتیب ناهمگنی مغناطیسی ارتباط مستقیمی با فابریک سنگ داشته و از این جهت یک روش توصیفی سریع، ساده و موثر را به وجود می‌آورد (ساندرین و همکاران، ۲۰۰۶). در صورتی که قابلیت پذیرفتاری در جهات مختلف سنگی تغییر نماید، سنگ ناهمگن مغناطیسی نامیده می‌شود. اغلب مطالعات روی سنگ‌های دگرشکل شده‌ای متمرکز می‌شود که فابریک‌های سنگی آنان به طور فراوانی ناهمگن است (گراهام^۱، ۱۹۵۴). جهات محورهای دارای اهمیت ساختاری هستند و بزرگی آنها را می‌توان با تأثیرات حاصل از فراوانی کانی‌های موجود در سنگ تعیین کرد (بورادیل و جکسون، ۲۰۰۴). در سنگ‌هایی که به عنوان سنگ‌های ناهمگن مغناطیسی شناخته می‌شوند قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی می‌تواند به صورت یک تنسور متقارن درجه دوم نشان داده شود و از نظر هندسی به شکل یک بیضوی با سه محور اصلی توصیف می‌شود (شکل ۴-۱). برای به دست آوردن این بیضوی، سنگ‌ها و به تبعیت از آنها و همه کانی‌های درون سنگ در پاسخ به یک میدان القاشده مغناطیسی می‌شوند (بورادیل و جکسون، ۲۰۰۴) و میزان پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری می‌گردد (هانت و همکاران، ۱۹۹۵).



شکل ۴-۱- تصویری فرضی از بیضوی مغناطیسی و عناصر فابریک مغناطیسی

در این بیضوی بزرگ‌ترین و کوچک‌ترین محور به ترتیب K_{max} یا K_1 و K_{min} یا K_3 و محور متوسط آن K_{int} یا K_2 است ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$) (شکل ۴-۱). با استفاده از K_1 و K_3 نقشه‌ی خطوط مغناطیسی و برگواره‌های مغناطیسی تهیه می‌گردد. خطوط مغناطیسی منطبق بر K_1 و قطب برگواره‌های مغناطیسی با محور K_3 مطابقت می‌کند و مقدار K_2 در محدوده‌ای بین و تغییر می‌کند (لانزا^۱ و ملونی^۲، ۲۰۰۶). از روی این پارامترها و نتایج حاصل از آنها می‌توان به نوع حرکت ماگما و تکتونیک حاکم بر منطقه در زمان جایگیری گنبد آندزیتی چاه موسی و در نتیجه نحو جایگیری ماگما پی برد. در بخش‌های بعدی به صورت مفصل تر در مورد این پارامترها بحث خواهیم کرد.

مزیت‌های روش فابریک مغناطیسی نقشه‌های ساختاری توده‌های گرانیتوئیدی به درک چگونگی جایگزینی ماگماهای سازنده آنها و تعیین رژیم زمین ساختی ناحیه‌ای هم‌زمان با جایگیری و دگرشکلی تحمیل شده بر آنها، کمک شایان توجهی می‌کند (صادقیان و ولی زاده، ۱۳۸۶).

1 Lanza
2 Meloni

یکی از ویژگی‌های مهم این روش، کنترل‌پذیری آن توسط همه فرایندها 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 (بورادیل و هنری، ۱۹۹۷).

به کمک داده‌های حاصل از این روش می‌توان سنگ‌های گرانیتی را به انواع پارامغناطیس و فرومغناطیس تقسیم نموده و آنها را با سری‌های ایلمنیت و منیتیت ایشیپه‌ارا (۱۹۷۷) مقایسه نمود. براین اساس، آن دسته از گرانیت‌هایی که حاوی ایلمنیت باشند و $K < 5 \times 10^{-5} \text{SI}$ یا جزء گرانیت‌های پارامغناطیس^۱ و آنهایی که حاوی ایلمنیت بعلاوه منیتیت باشند یا $K < 5 \times 10^{-5} \text{SI}$ به عبارت دیگر جزء گرانیت‌های فرومغناطیس^۲ محسوب می‌شوند (جودی و همکاران، ۱۹۷۷).

به‌طور کلی فن AMS به دلایل زیر کاربران زیادی را در محدوده علوم زمین جذب کرده است:

- ۱- طیف گسترده کاربرد آن به گونه‌ای که از آن می‌توان در بسیاری از سنگ‌ها و حتی رسوبات نرم خاک‌ها نیز استفاده کرد.
- ۲- ابزاری قدرتمند برای مشخص کردن فابریک سنگ‌های گرانیتی خصوصاً زمانی که فابریک مزوسکوپی در صحرا مشاهده نشود (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳).
- ۳- حساسیت بالا به گونه‌ای که در این روش فابریک‌های موجود در سنگ‌های به‌ظاهر همسانگرد قابل مطالعه و اندازه‌گیری هستند. همچنین در سنگ‌های دگرسان شده نیز کاربرد دارد.
- ۴- تفسیر داده‌های حاصل از فابریک مغناطیسی در شناسایی پهنه‌های دگرسانی و مسیرهای عبور سیالات گرمایی که با کانه‌زایی همراه هستند کمک می‌نماید (شیبی، ۱۳۹۴).
- ۵- به دست آمدن داده‌های کمی مناسب در زمانی کوتاه‌تر در مقایسه با روش‌های دیگر که بررسی‌های آماری و نقشه‌برداری

1 Paramagnetism
2 Ferromagnetism

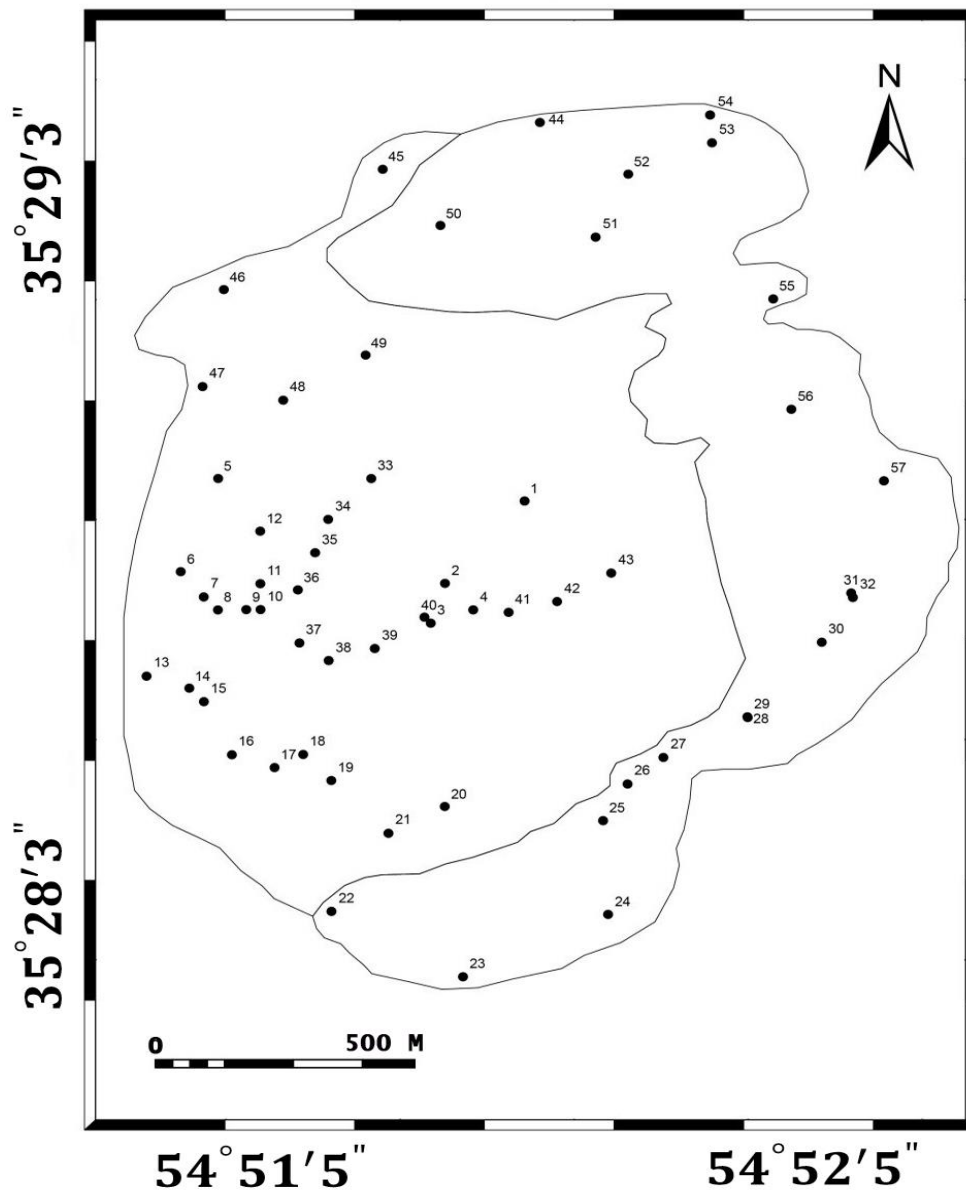
از ساخت‌ها را ممکن می‌کند. ۶- حضور کمتر محقق در صحرا و کاهش عملیات طولانی و طاقت‌فرسای صحرایی و نمونه‌برداری؛ ۷- اقتصادی بودن این فن به صورتی که در مقایسه با دیگر روش‌ها مقرون‌به‌صرفه و ارزان‌تر است. ۸- کاربرد کمی و نیمه کلی برحسب ساخت و شدت دگرشکلی؛

۴-۲- نمونه‌برداری صحرایی

در این بخش نحوه نمونه‌برداری از گنبد آندزیتی چاه‌موسی و اندازه‌گیری نمونه‌ها با دستگاه حساسیت‌سنج مغناطیسی موردبررسی قرار می‌گیرد. ابتدا بر پایه تصاویر ماهواره‌ای، عکس‌های هوایی منطقه، تنوع سنگ‌شناسی محدوده مورد مطالعه مشخص و با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS 10.3 و گوگل ارث الگوی نمونه‌برداری اولیه طراحی شد. لازم به ذکر است که موقعیت نمونه‌برداری تا حدودی با موقعیت پیش‌فرض متفاوت است و حتی ممکن است تعداد نمونه‌ها کمتر یا بیشتر از تعداد پیش‌فرض شود. سرانجام برای مطالعات مغناطیسی (AMS)، طی یک نمونه‌برداری صحرایی از پیش برنامه‌ریزی‌شده از گنبد آندزیتی چاه‌موسی نمونه‌برداری انجام گرفت.

به‌منظور مطالعه فابریک‌های مغناطیسی در منطقه‌ای به وسعت ۲/۶ کیلومتر مربع و در طی ۴ مرحله در آبان و بهمن ۹۳، اردیبهشت ۹۴ و خرداد ۹۴ انجام شد. نمونه‌برداری در ۵۷ ایستگاه صورت گرفت که نقشه‌های پراکندگی ایستگاه‌های حفاری شده در شکل ۴-۲. نشان داده شده است. در مجموع، بیش از ۱۱۴ مغزه به طول‌های ۸ تا ۱۵ سانتی‌متر و قطر ۲۵ میلی‌متر حفاری شد. این مغزه‌ها در کارگاه تهیه مقاطع نازک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود به قطعاتی به طول ۲۲ میلی‌متر بریده شدند. در مجموع بیش از ۴۵۶ قطعه جهت آزمایش آماده گردید. در بعضی نقاط، به علت نداشتن رخنمون مناسب و یا بر اثر دگرسانی شدید سنگ، از مغزه‌گیری در آن محدوده صرف‌نظر شده است. مطالعه فابریک‌های مغناطیسی به روش نیازمند

گذراندن مراحل خاصی است. در ابتدا محل مغزه گیری از هر ایستگاه با توجه به شبکه طراحی شده به گونه‌ای انتخاب می‌شود که در آن امکان حفاری وجود داشته و رخنمون فاقد درز و شکاف باشد. علاوه بر این باید از استحکام خوبی برخوردار بوده و از برجا بودن و هوازده نبودن سنگ اطمینان حاصل شود (پورعلیزاده مقدم، ۱۳۹۲). به ازای تقریباً هر صد تا دویست متر یک ایستگاه نمونه برداری در نظر گرفته شده است به‌طور معمول در هر یک از ایستگاه‌ها، دو مغزه (در هر ایستگاه به‌منظور کاهش خطای اندازه‌گیری دو یا سه مغزه بافاصله کمتر از یک متر از یکدیگر) برداشت می‌شوند. برداشت تعداد بیشتری مغزه باعث شود که از لحاظ آماری، نتایج مطمئن‌تری به دست آید. در صورت وجود رخنمون‌های سنگ‌شناسی متعدد در یک ایستگاه، لازم است که از هر رخنمون سنگی یک یا دو مغزه برداشت شود. همچنین از آنکلاوها و میگماتیت‌ها و دایک‌های مختلف نیز مغزه برداشت می‌شود. نمونه‌های جهت‌دار گنبد آندزیتی چاه‌موسی به وسیله یک دستگاه مغزه گیر قابل حمل^۱ با سوخت بنزینی استفاده شد (شکل ۳-۴ ب) جهت سرد کردن سرمته از آب موجود در مخزنی که با لوله‌ای پلاستیکی به موتور وصل می‌شود و با تلمبه زدن با فشار آب را به سرمته هدایت می‌کند، استفاده می‌شود (شکل ۳-۴ الف) به کمک این دستگاه، نمونه‌ها معمولاً از سنگ‌هایی با رخنمون تازه و بدون هوازده‌گی در یک شبکه منظم برداشت می‌شود. این موتور مغزه گیر، یک ماشین حفاری کوچک است که می‌توان با استفاده از آن نمونه‌های سنگی به شکل استوانه به طول ۱۰۰ تا ۱۵۰ میلی‌متر قطر ۲۵ میلی‌متر به دست آورد.



شکل ۴-۲- نقشه پراکندگی ایستگاه‌های مغزه‌گیری در گنبد آندزیتی چاه‌موسی.



شکل ۴-۳- الف، پمپ آب؛ ب، موتور مغزه‌گیر.

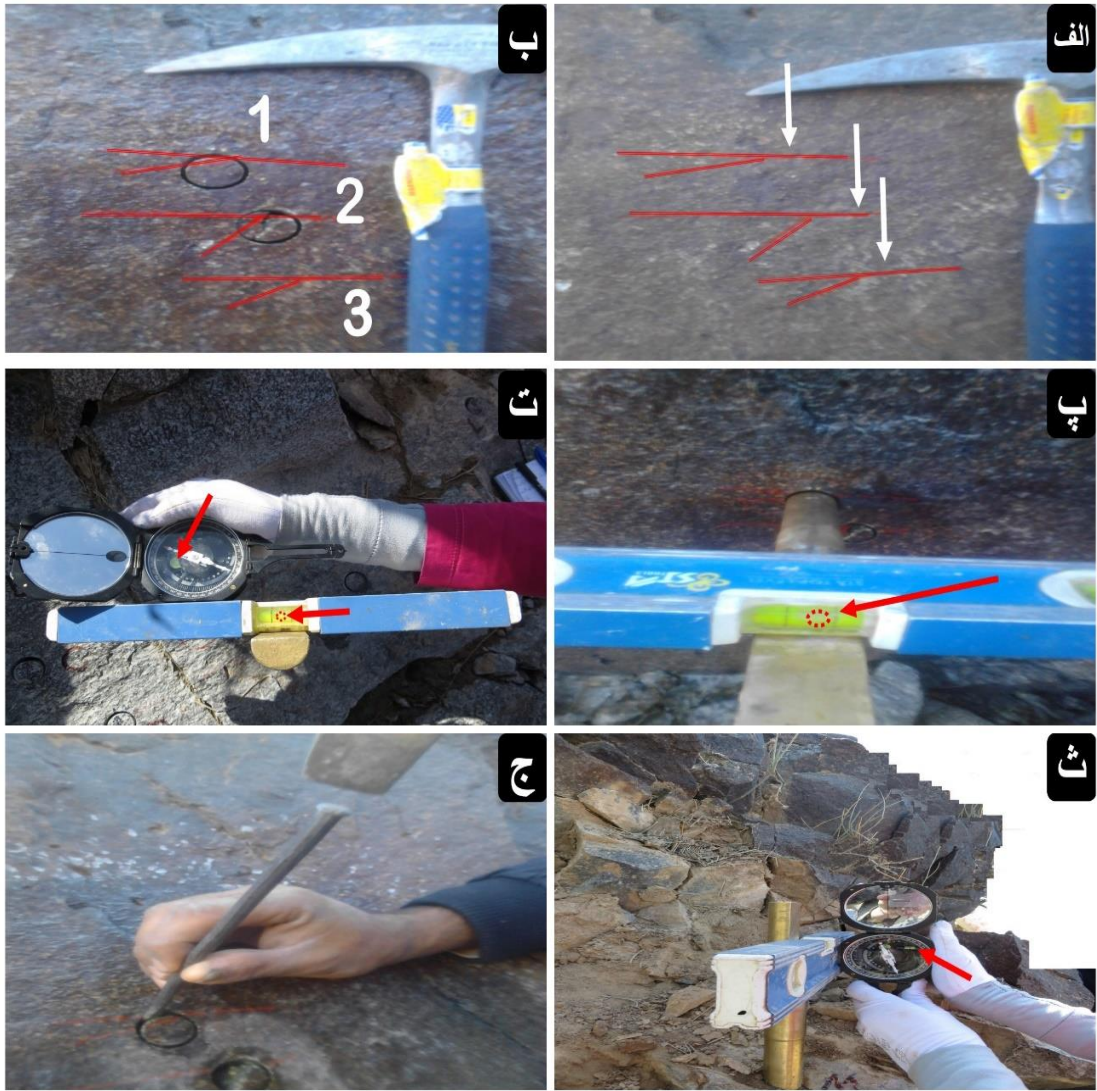
قبل از مغزه گیری باید از عدم وجود درزه و شکاف و هوازدگی محل نمونه برداری اطمینان کامل داشته باشیم زیرا در صورتی که هر کدام از مواد بالا در رخنمون انتخاب شده برای مغزه گیری وجود داشته باشد به علت سرعت زیاد چرخش سرمته، مغزه مورد نظر شکسته و گاهی به قطعات بسیار ریز غیر قابل استفاده تبدیل می گردد. برای اطمینان از این مورد علاوه بر ظاهر سنگ می توان از چکش زمین شناسی نیز کمک گرفت و با چند ضربه به محل مورد نظر از استحکام و مناسب بودن سنگ مورد نظر اطمینان حاصل کرد. پس از انتخاب مکان مناسب و قبل از شروع مغزه گیری بهتر است محل مورد نظر را با ماژیک ضد آب و یا با علامت زدن دونیم دایره کنار هم توسط خود مته مغزه گیر علامت گذاری می کنیم (شکل ۴-۴). این کار به ما کمک می کند در صورتی که، مغزه مورد نظر شکسته و احیاناً جابه جا شود، بتوانیم مکان و حالت اولیه قرارگیری آن را در سنگ مشخص کنیم و آن را به حالت اولیه برگردانیم.



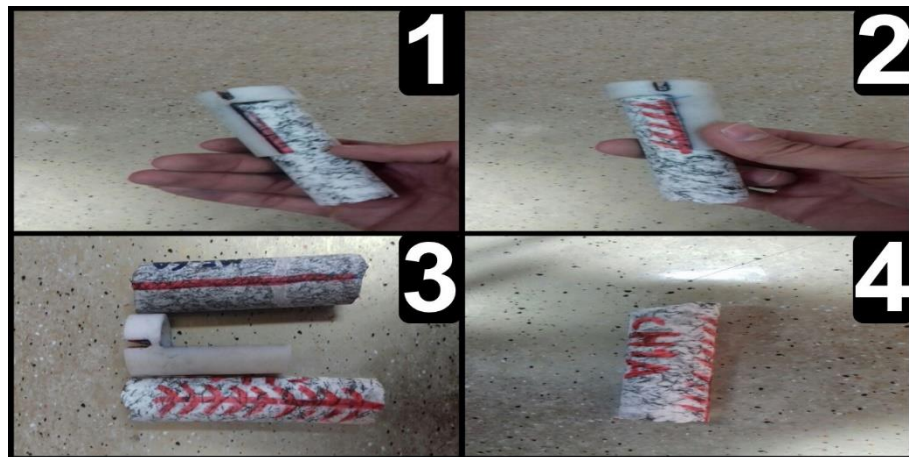
شکل ۴-۴- ترسیم خط یا ایجاد اشکال دایره ای برای باز گرداندن مغزه به حالت اولیه (در صورتی که مغزه شکسته یا جابه جا شود).

لازم به ذکر است که مغزه ممکن است به علت خاموش شدن موتور در حین حفاری (به دلیل اتمام بنزین و آب) یا به علت وجود دگرسانی و درز و شکاف های نامحسوس بشکند. در این صورت حفاری را متوقف کرده و به آرامی مغزه ها را از مته موتور خارج می کنیم و دوباره در همان مکان حفاری را تا عمق دلخواه ادامه می دهیم. در پایان مغزه گیری و بیرون آوردن تکه های خورد شده مغزه، این قطعات را در کنار هم قرار داده و با استفاده از چسب مخصوص آنها را به حالت قبل از شکستگی در می آوریم پس از چسباندن قطعات شکسته آنها را به کمک خط راهنما به حالت اولیه

برگردانده تا شیب و جهت شیب آنها اندازه‌گیری شود. بعد از مغزه‌گیری و قبل از جدا کردن مغزه از جایگاه اصلی خودش، موقعیت مغزه را باید برای انجام مراحل بعدی ثبت کنیم. پس از اتمام حفاری، موتور و سایر وسایل آهنی نظیر چکش زمین‌شناسی و ابزارآلات فلزی به فاصله دورتر از محل حفرشده قرار می‌گیرند تا تأثیری بر جهت عقربه کمپاس نداشته باشند. قبل از بیرون آوردن مغزه ترازباب را در محل مغزه گذاشته و آن قدر می‌چرخانیم تا حباب افقی روی آن در وسط قرار گیرد (شکل ۴-۵، پ) در این صورت ترازباب کاملاً تراز می‌شود و حالت افقی را به‌درستی نشان خواهد داد. مقدار و جهت شیب مغزه یا آزیموت و میل مغزه نیز با کمپاس و با قرار دادن آن در کنار تخته تراز تعیین کرد (شکل ۴-۵، ت، ث)؛ میزان شیب (بین ۰ تا ۹۰ درجه) و جهت شیب (بین ۰ تا ۳۶۰) مغزه به ترتیب توسط کمپاس و ترازباب مغزه تعیین می‌شوند. 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. مراحل بالا به‌صورت مختصری در شکل (۴-۵) آورده شده است. پس از اندازه‌گیری شیب و جهت شیب مغزه جهتی را که نسبت به آن جهت میل و میل مغزه اندازه‌گیری شده را با مائیک ضد آب در کنار لوله ترازباب علامت زده و سپس این علامت را به‌طور دقیق و موازی به روی قاعده بالای مغزه ترسیم می‌کنیم. بعدازآن مغزه را از سنگ جدا کرده و بعد از خشک شدن و تمیز کردن آن با کمک یک نیم لوله پلاستیکی از قسمت نوک فلش در راستای این نیم لوله خط راستی بر روی دیواره مغزه ترسیم می‌کنیم. این علامت به‌صورت فلش به‌گونه‌ای ترسیم می‌گردد که نوک فلش جهت شیب را نشان داده و انتهای خطدار فلش قاعده بالایی مغزه را به دو قسمت مساوی تقسیم کند (شکل ۴-۶). این خط راست را به صورتی هاشور می‌زنیم که جهت هاشورها به سمت بالای مغزه باشند. پس از این کار شماره ایستگاه نمونه‌برداری به روی مغزه نوشته می‌شود. به دلیل برداشت بیش از یک مغزه در هر ایستگاه مغزه‌ها با پسوند نام‌گذاری می‌شوند تا از بروز خطا جلوگیری شود.



شکل ۴-۵- مراحل مغزه گیری و اندازه گیری شیب و امتداد آن به روایت تصویر.



شکل ۴-۶- نحوه علامت زدن روی مغزه های به دست آمده.

در هر ایستگاه علاوه بر مغزه گیری ویژگی‌های سنگ‌شناسی پیرامون آن ایستگاه به‌دقت مورد مطالعه قرار می‌گیرد و مشاهدات صحرائی مرتبط با ترکیب سنگ‌شناسی، دگرسانی و دگرشکلی‌های صورت گرفته، به‌دقت ثبت می‌گردد تا در مرحله تفسیر داده‌ها و پارامترهای مغناطیسی از آنها کمک گرفته شود.

۴-۲-۱- خطاها

در طی مراحل نمونه‌برداری و یا آماده‌سازی نمونه‌ها ممکن است یک سری از خطاها به وجود آید که اطلاع داشتن از آنها از بروز چنین خطاهایی جلوگیری می‌کند.

۱- قرائت نادرست میل و جهت میل توسط کمپاس (که ممکن است در صورت اشتباه فرد یا تأثیر مواد مغناطیسی نزدیک کمپاس ایجاد شود).

۲- به هر میزان که حفاری با شیب کمتری انجام شود خصوصاً کمتر از ۴۵ درجه، خطای اندازه‌گیری خود کمپاس باعث ایجاد خطا می‌شود (این خطا به‌صورت لگاریتمی افزایش پیدا می‌کند).

۳- اشتباه در نوشتن مقادیر میل و جهت میل، شماره نمونه یا ایستگاه و موقعیت جغرافیایی در دفترچه صحرائی.

۴- رسم نادرست و یا مبهم فلش نشان‌دهنده آزیموت و سمت بالا و پایین بر روی مغزه.

۵- نوشتن اطلاعات یک مغزه برای مغزه دیگر.

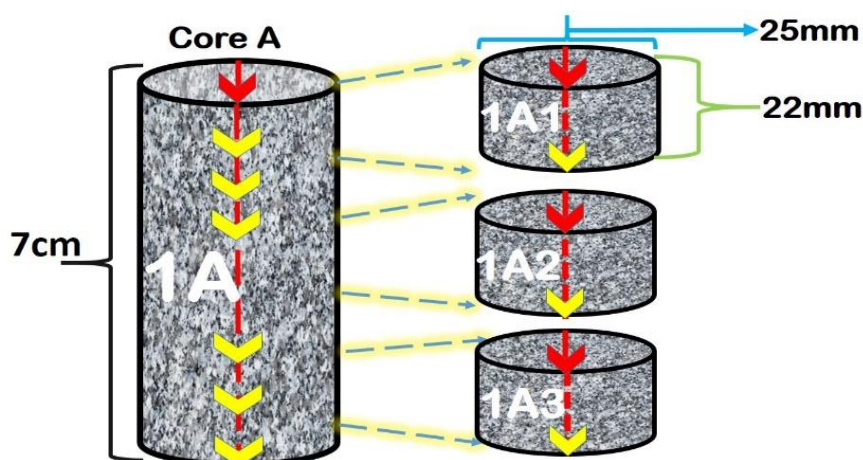
۶- جابجا شدن مغزه از جای اولیه خود در درون زمین قبل از برداشت میل و جهت میل.

۷- پاک شدن شماره نمونه‌ها توسط اسید و ...

۴-۳- برش و آماده‌سازی نمونه‌ها

پس از اتمام مغزه گیری، مغزه‌های جهت‌دار به کارگاه برش سنگ واقع در دانشکده علوم دانشگاه صنعتی شاهرود انتقال یافته به اندازه‌های ۲۲ میلی‌متر توسط دستگاه برش مخصوص سنگ، برش

داده شده تا قابل استفاده در دستگاه‌های اندازه‌گیری شوند. پس از برش به روی هر نمونه، شماره نمونه با ماژیک ضد آب، نوشته می‌شود و فلش معرف جهت شیب مغزه ترسیم شده است. معمولاً از هر مغزه بین ۳ تا ۶ قطعه ۲۲ میلی‌متری به دست می‌آید که هر مغزه از قسمت بالا به سمت پایین با شماره‌های ۱، ۲، ۳، ۴ و ... نام‌گذاری می‌شوند. برای مثال هر قطعه از ایستگاه شماره ۱ که خود از دو مغزه A و B تشکیل شده پس از برش مغزه به نام‌های 1A1، 1A2، 1A3 و همچنین پس از برش مغزه B نمونه‌ها به نام‌های 1B1، 1B2، 1B3 و ... نامیده می‌شوند (شکل ۴-۷).



شکل ۴-۷- نمونه‌های ۱ از مغزه 1A تهیه شده‌اند، همین حالت برای مغزه B هم تکرار می‌شود.

بنابراین برای هر ایستگاه حداقل ۳ قطعه خواهیم داشت. قطعات A4 و B4 قطعات انتهایی و اضافی حاصل از برش مغزه‌ها را می‌توان برای تهیه مقطع نازک و تعیین ساخت‌های میکروسکوپی مورد استفاده قرارداد (بوشه، ۱۹۹۷). به علت اینکه در زمان حفاری ذرات آهن‌دار و ناخالصی‌هایی که بر روی بدنه مته وجود دارد بر اثر اصطکاک مغزه با مته به بدنه مغزه می‌چسبد و یا به هنگام برش مغزه‌ها با دستگاه برش و اصطکاک زیاد آنها با صفحه برش و چسبیدن ذرات ریز فلزی صحنه برش که موجب بروز خطا در طی اندازه‌گیری می‌شود؛ برای از بین بردن اثرات نامطلوب این ذرات، کلیه قطعات باید توسط اسید کلریدریک ۰/۱ نرمال، در ظرف حاوی این محلول قرار گیرند و شستشو داده شوند (شکل ۴-۸). لازم به ذکر است در کلیه مراحل از مغزه‌گیری تا اسید شویی بهتر است از ماژیک‌های ضد آب استفاده شود تا از پاک شدن شماره نمونه‌ها خصوصاً در طی اسید شویی

جلوگیری شود. مدت زمان نگهداری نمونه‌ها در این محلول ۲ ساعت است (بوشه، ۱۹۹۷). پس از آن نمونه با آب خالص و به کمک یک مسواک تمیز شستشو داده می‌شوند. پس از تمیز کردن و خشک شدن، نمونه‌ها برای اندازه‌گیری خودپذیری مغناطیسی آماده هستند.



شکل ۴-۸- قطعه مغزه‌های به دست آمده در اسید کلریدریک ۱/۰ نرمال به مدت ۲ ساعت قرار می‌گیرند.

۴-۴- اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی

ناهمسانگردی مغناطیس پذیری (AMS) در میدان مغناطیسی با شدت پایین اندازه‌گیری می‌شود (ژو، ۲۰۰۲). ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی هرکدام از این قطعات با استفاده از دستگاه کاپابریج^۱ مدل ساخت شرکت آجیکو (AGICO) از کشور چک که در آزمایشگاه ژئومغناطیسی دانشگاه صنعتی شاهرود قرار دارد و در یک میدان مغناطیسی شدت پایین (۲۰۰ Hz) و پذیرفتاری مغناطیسی با دقت 10^{-8} SI کار می‌کند، اندازه‌گیری شد. این دستگاه دارای ویژگی‌هایی قابل توجهی چون حساسیت زیاد، دقت بالا، کنترل کامل به واسطه کامپیوتر، سهولت کار در محیط ویندوز، میانگین‌گیری خودکار، کارکرد آسان، اندازه‌گیری سریع ناهمسانگردی مغناطیسی، هشدار هوشمند دستگاه در صورت بروز مشکل و صفر کردن^۲ در طول اندازه‌گیری به‌طور خودکار و چرخش آرام نمونه است. این دستگاه جهت اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی

1 Kappaberidge
2 Zeroing

نمونه‌های سنگی و خاکی طراحی شده که با داشتن این ویژگی‌ها، از بهترین و کارآمدترین دستگاه‌هایی است که تاکنون به این منظور ساخته شده‌اند. دستگاه شامل دو قسمت است: ۱-

بخش اندازه‌گیری کننده^۱ و ۲- واحد کنترل^۲

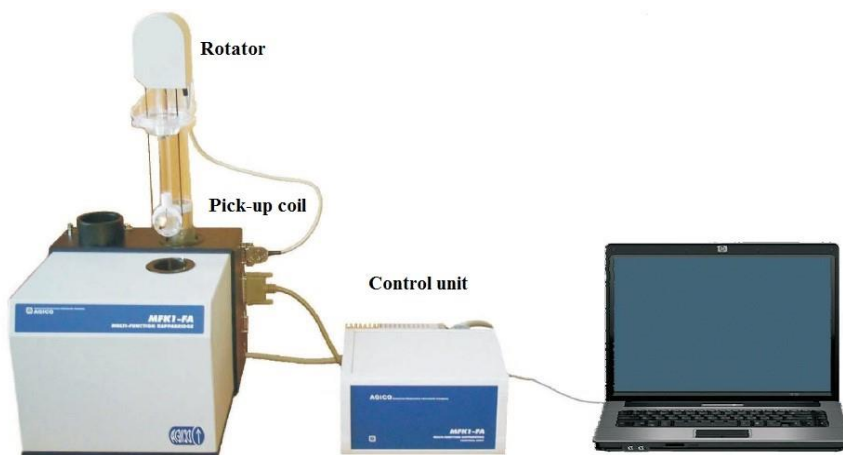
تمامی عملکردهای دستگاه، توسط واحد کنترل، کنترل می‌شود. واحد کنترل به دستگاه اندازه‌گیری کننده متصل است. سیگنال‌های خروجی از بخش اندازه‌گیری به کمک واحد کنترل تفسیر شده و به صورت Data بر روی صفحه کامپیوتر نمایش داده می‌شود و می‌تواند به صورت فایل Ran و Text ذخیره شود. روش کار در این دستگاه به این صورت است که نمونه در درون محفظه اندازه‌گیری قرار داده می‌شود و حول ۳ محور X, Y و Z اندازه‌گیری می‌شود.

این کار به سه روش انجام می‌پذیرد:

۱- روش دستی، ۲- بازوی چرخنده دوبعدی، ۳- بازوی چرخنده سه‌بعدی.

دستگاه MFK1-FA در هنگام اندازه‌گیری قابلیت حذف پس‌زمینه مغناطیسی^۳ محیط آزمایشگاه را دارد. دستگاه تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی را در سطوح عمود بر محور چرخش نمونه اندازه‌گیری می‌کند. نرم‌افزار سافیر^۴ که بر روی ویندوز نصب شده است، عملکرد دستگاه را کنترل می‌کند با استفاده از امکانات این نرم‌افزار می‌توان نحوه عملکرد دستگاه را کنترل کرد و دستورات هر مرحله را به دستگاه منتقل کرد. تصویری از این دستگاه در شکل ۴-۹ نشان داده شده است. اصول کار با دستگاه در شکاری (۱۳۹۲) به طور مفصل آمده است.

1 Pick-up coil
2 Control unit
3 Magnetic background
4 Safyre



شکل ۹-۴- نمایی از دستگاه کاپا بریج.

بعد از اتمام اندازه‌گیری، داده‌های حاصل از هر اندازه‌گیری به صورت پارامترهای خاصی که برای دستگاه سنجش پذیرفتاری تعریف شده است نمایش داده می‌شود با فرمت Ran یا Text ثبت و ذخیره می‌شوند. فایل Ran صرفاً با برنامه Anisoft قابل خواندن است. البته برای رسم نقشه‌های موردنیاز برای تحلیل بهتر داده‌ها، از نرم‌افزار Arc GIS 10.3 نیز استفاده شد مقادیر میانگین و خلاصه‌شده نتایج حاصل از مطالعات فابریک مغناطیسی محدوده مورد مطالعه در جداول ۴-۲ برای روانه داسیتی و ۴-۳ برای گنبد آندزیتی ارائه شده است.

نتایج حاصل از اندازه‌گیری فابریک مغناطیسی هر کدام از ایستگاه‌ها به صورت استریوگرام در پیوست شماره ۱ آمده است.

جدول ۴-۱- داده‌های حاصل از پذیرفتاری مغناطیسی روانه داسیتی منطقه مورد مطالعه.

Sait	long	Lat	Km	P %	T	Lin d/i	K3 d/i
Dacite							
22	54.865833	35.474167	1070	1.2	0.33	76/25	338/21
50	54.867972	35.488694	1360	1.4	0.20	67/40	103/36
51	54.871	35.488444	3320	1.5	-0.33	234/1	256/3
56	54.874833	35.484806	4440	1.0	0.50	16/30	57/5
32	54.876027	35.480812	6200	4.8	0.70	212/7	104/10
30	54.875424	35.479873	6870	3.5	-0.73	158/5	272/0
54	54.87325	35.491028	7820	1.6	0.18	307/51	167/29
29	54.873977	35.478297	7970	7.1	-0.10	66/18	66/17
52	54.871639	35.489778	8220	2.1	0.49	73/46	286/20
57	54.876639	35.483278	8560	1.6	0.59	170/64	312/58
28	54.873978	35.478279	8640	7.9	0.26	182/30	304/55
26	54.871623	35.476876	8700	6.5	-0.71	326/10	206/16
55	54.874472	35.487139	9190	2.6	-0.12	131/9	180/24
53	54.873278	35.490444	10200	2.8	0.14	13/57	326/46
25	54.871148	35.476092	11300	7.7	0.31	165/22	276/41
27	54.872336	35.477439	11800	7.3	0.46	206/15	207/31
23	54.868403	35.47279	12400	5.5	0.61	98/53	214/2
31	54.876003	35.480911	13200	4.4	0.12	26/27	12/72
44	54.869917	35.491222	13200	2.5	-0.48	309/40	258/39
24	54.871255	35.474111	15700	6.3	-0.69	230/40	298/17

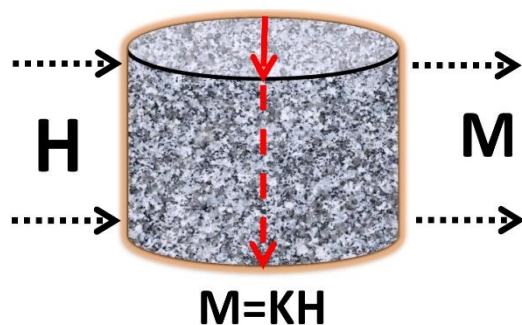
جدول ۴-۲- داده‌های حاصل از پذیرفتاری مغناطیسی گنبد آندزیتی چاه موسی

Site	Long	Lat	Km	P %	T	Lin d/i	K3 d/i
Andesite							
39	54.866677	35.479728	210	1.2	-0.15	58 / 11	318 / 41
9	54.864167	35.480556	415	1.3	0.08	105 / 14	10 / 21
16	54.863889	35.4775	462	1.1	-0.07	71 / 10	163 / 8
14	54.863056	35.478889	479	1.6	-0.25	139 / 16	264 / 63
37	54.865208	35.479864	820	2.1	0.00	136 / 48	13 / 26
15	54.863333	35.478611	925	2.8	-0.02	53 / 39	297 / 29
20	54.868056	35.476389	979	1.1	-0.49	128 / 40	279 / 47
22	54.865833	35.474167	1070	1.2	0.33	76 / 25	304 / 55
10	54.864444	35.480556	1150	1.4	-0.34	79 / 6	334 / 67
13	54.862222	35.479167	1400	1.7	-0.02	345 / 19	112 / 60
21	54.866944	35.475833	1760	1.8	-0.06	212 / 13	323 / 58
49	54.8665	35.485944	2830	3.3	0.01	116 / 28	354 / 44
48	54.864889	35.485	2990	6.1	0.18	9 / 43	111 / 13
8	54.863611	35.480556	3030	4.0	0.50	335 / 66	169 / 24
46	54.863722	35.487333	3130	2.4	0.66	192 / 79	350 / 10
43	54.871307	35.481333	3610	5.2	-0.79	345 / 18	242 / 36
2	54.868056	35.481111	3630	5.0	-0.55	28 / 65	249 / 20
5	54.863611	35.483333	3830	4.2	-0.23	137 / 16	9 / 65
17	54.864722	35.477222	3830	5.5	-0.30	90 / 63	191 / 5
41	54.869301	35.480504	3880	4.3	-0.09	313 / 50	73 / 23
45	54.866833	35.489889	4030	1.6	0.44	340 / 30	85 / 24
33	54.866604	35.483332	4120	4.6	-0.33	243 / 67	25 / 19
40	54.867651	35.480394	4400	9.1	-0.59	105 / 84	354 / 2
1	54.869611	35.482861	4640	2.7	-0.52	150 / 17	262 / 50
3	54.867778	35.480278	5180	6.6	-0.43	334 / 70	16 / 76
12	54.864444	35.482222	5460	5.1	0.13	60 / 63	170 / 10
7	54.863333	35.480833	5540	2.6	-0.08	12 / 40	210 / 49
36	54.865178	35.480981	5560	4.6	0.45	247 / 60	86 / 37
35	54.865521	35.481771	6400	3.6	0.20	73 / 2	166 / 55
34	54.865767	35.48247	8050	3.9	0.30	262 / 30	117 / 55
38	54.865791	35.479477	8790	5.6	-0.47	6 / 82	198 / 8
6	54.862889	35.481361	9510	2.9	-0.21	183 / 3	280 / 68
4	54.868611	35.480556	9940	3.3	-0.21	19 / 27	150 / 56
11	54.864444	35.481111	10100	2.4	0.11	11 / 1	106 / 80
19	54.865833	35.476944	10800	7.6	-0.31	202 / 41	45 / 49
42	54.870254	35.480728	11200	3.2	0.21	97 / 76	204 / 4
18	54.865278	35.4775	12800	5.5	0.37	64 / 45	197 / 34
44	54.869917	35.491222	13200	2.5	-0.48	309 / 40	206 / 16

۴-۵- داده‌های فابریک مغناطیسی

مهم‌ترین پارامتر در روش ناهمگنی مغناطیسی، قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (Km) است و نتایج مهم و ارزشمندی درباره ماهیت مغناطیسی گرانیتوئیدها در اختیار ما قرار می‌دهد (هرودا، ۱۹۸۲). ضریب قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی نامیده می‌شود. با توجه به اینکه M و H هر دو یک واحد (Ampere/Meter) دارند. در واقع یک میدان مغناطیسی القایی با شدت معین (H) بر آن اعمال می‌شود (آمپر بر متر واحد شدت میدان مغناطیسی است) و بردارهای مغناطیسی ذرات یا نمونه‌های دارای خاصیت مغناطیسی، بستگی به شدت مغناطیسی القاشده بر آنها در یک راستا آرایش می‌یابند و در واقع به درجات مختلف، مغناطیس شدگی M (آمپر بر متر) پیدا می‌کنند. شدت مغناطیسی (H) و مغناطیس شدگی (M) با یکدیگر متناسب هستند. به‌طور کلی شدت مغناطیس شدگی یا مغناطیس (M) به شدت میدان مغناطیس کننده اعمال شده بر جسم (H) بستگی داشته و رابطه خطی $M=KH$ یا $K=M/H$ در بین آنها برقرار است (شکل ۴-۱۰) (هرودا، ۱۹۸۲).

K فاقد واحد و در نتیجه بدون بعد است (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). هرچند K بدون بعد است ولی در اندازه‌گیری‌ها، برای سنجش بزرگی پذیرفتاری مغناطیسی یک مقدار مبنایی برای آن در نظر گرفته شده که به صورت SI یا μSI تعریف می‌شود. SI مخفف Standard International است (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). K به نوع ماده بستگی داشته، رابطه‌ای خطی دارد و شیب نمودار M بر حسب H را نشان می‌دهد (بورادیل، ۱۹۸۸).



شکل ۴-۱۰- نمایش شماتیک از یک مغزه آماده شده که در معرض میدان مغناطیسی القایی قرار گرفته و بر حسب خود پذیری مغناطیس شدگی القایی تولید نموده است.

K_1, K_2, K_3 در فضای سه بعدی به صورت یک بیضوی تجسم می‌شود که محورهای اصلی آن به صورت K_1, K_2, K_3 تعریف می‌شوند. اگر بردارهای مغناطیسی را در یک فضای مجازی تجسم کنیم، می‌توانیم ۳ بردار K_{min} و K_{int} و K_{max} را برای این بیضوی مغناطیسی را تعریف کنیم. در این حالت K_{max} یا همان K_1 بزرگ‌ترین محور بیضوی و به عنوان خطواره‌های مغناطیسی^۱ شناخته می‌شود. K_{int} محور متوسط بیضوی است. لازم به ذکر است مقدار K_{int} به عنوان میانگین عددی K_{max} و K_{min} نیست، بلکه مقدار آن در محدوده میان آنها تغییر می‌کند که تجسم بیضوی مغناطیسی را امکان پذیر می‌سازد (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶). K_{min} محور کوچک بیضوی بوده و معرف بردار کمترین مقدار پذیرفتاری مغناطیسی است که به عنوان قطب برگواره‌های مغناطیسی^۲ شناخته می‌شود (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). از این ۳ پارامتر می‌توان برای محاسبه پارامتر حساسیت مغناطیسی میانگین (K_m میانگین)، آنیزوتروپی مغناطیسی (P)، و ناهمسانگردی کل (P') و پارامتر شکل (T) استفاده کرد.

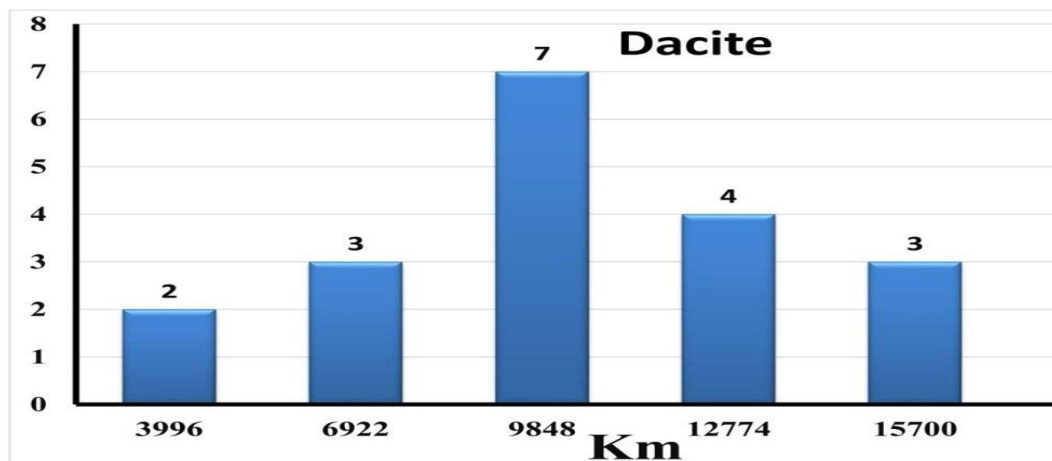
۴-۵-۱- پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (K_m)

پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (K_m)، از کاربردی‌ترین و مهم‌ترین پارامترهای مغناطیسی است و مبین وجود درصد فراوانی کانی‌های دارای خواص مغناطیسی است. بزرگای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی میانگین که به صورت فرمول ۵-۳ محاسبه می‌شود.

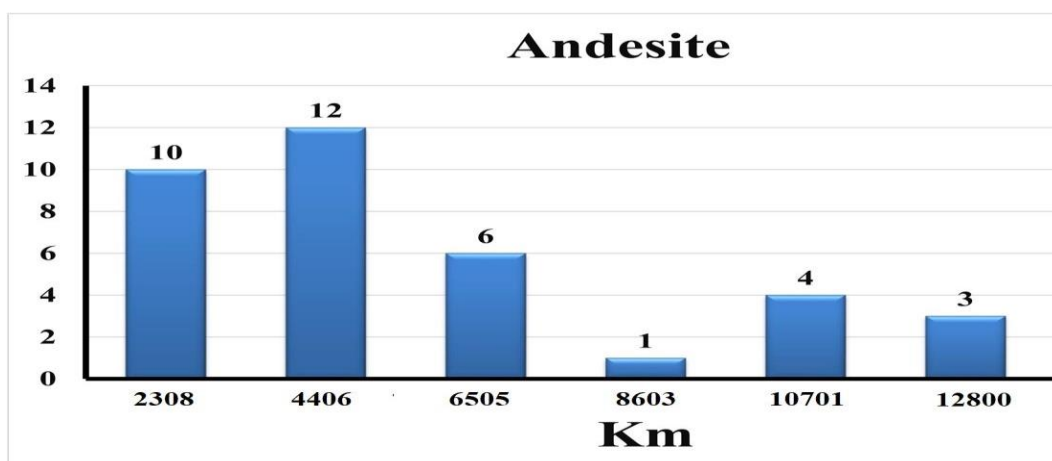
$$K_m = (K_1 + K_2 + K_3) / 3 \quad 1-4$$

K_m بزرگای حساسیت مغناطیسی به دست آمده برای واحدهای مختلف این گنبد آندزیتی بین ۳۰۰ تا ۱۸۰۰۰ μSI است. هیستوگرام میزان K_m در روانه داسیتی و گنبد آندزیتی در شکل‌های ۴-۱۱ و ۴-۱۲ آمده است.

1 Magnetic Lineation
2 Magnetic Foliation



شکل ۴-۱۱- هیستوگرام فراوانی پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) در روانه داسیتی .

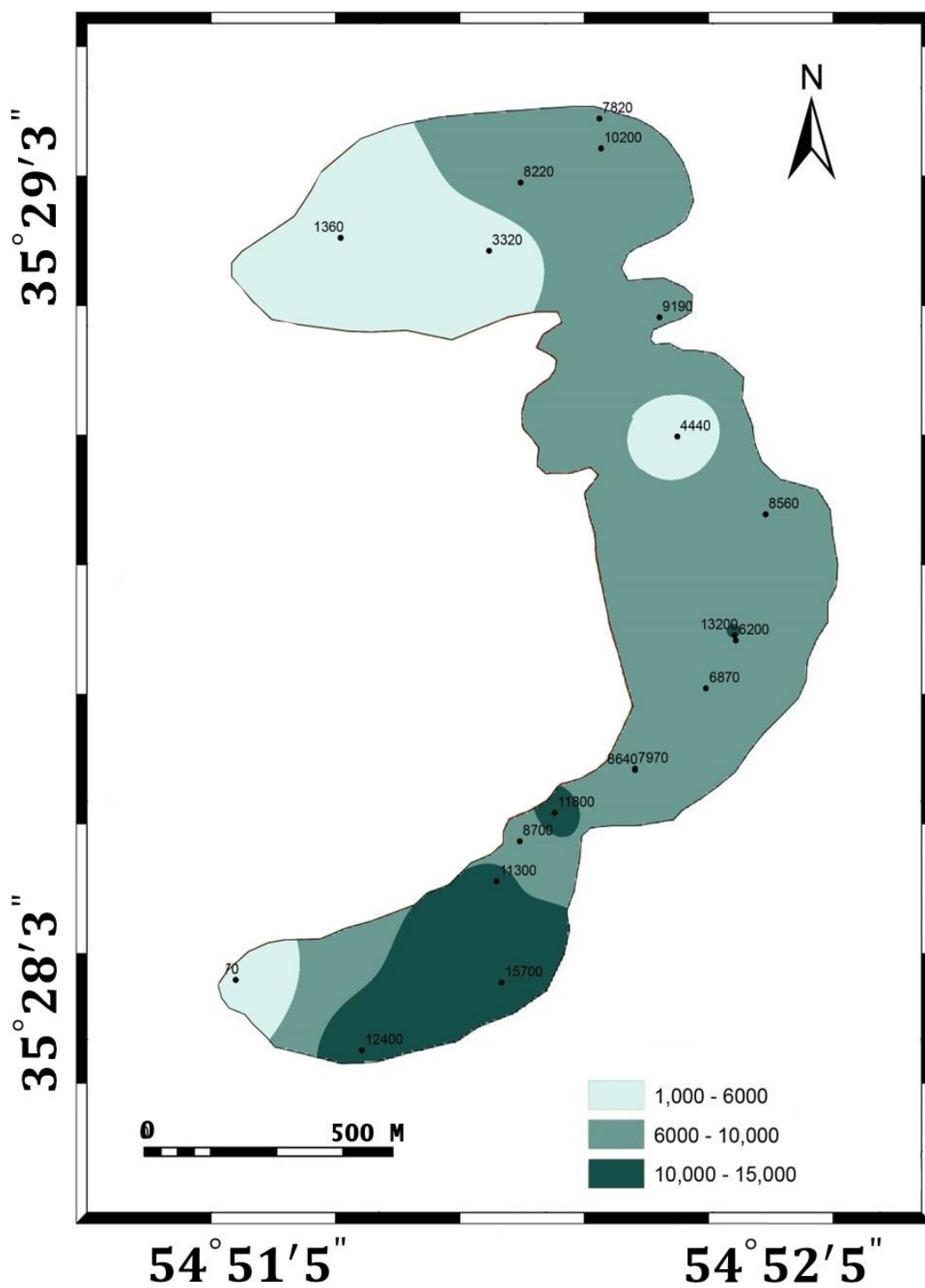


شکل ۴-۱۲- هیستوگرام فراوانی پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) در گنبد آندزیتی .

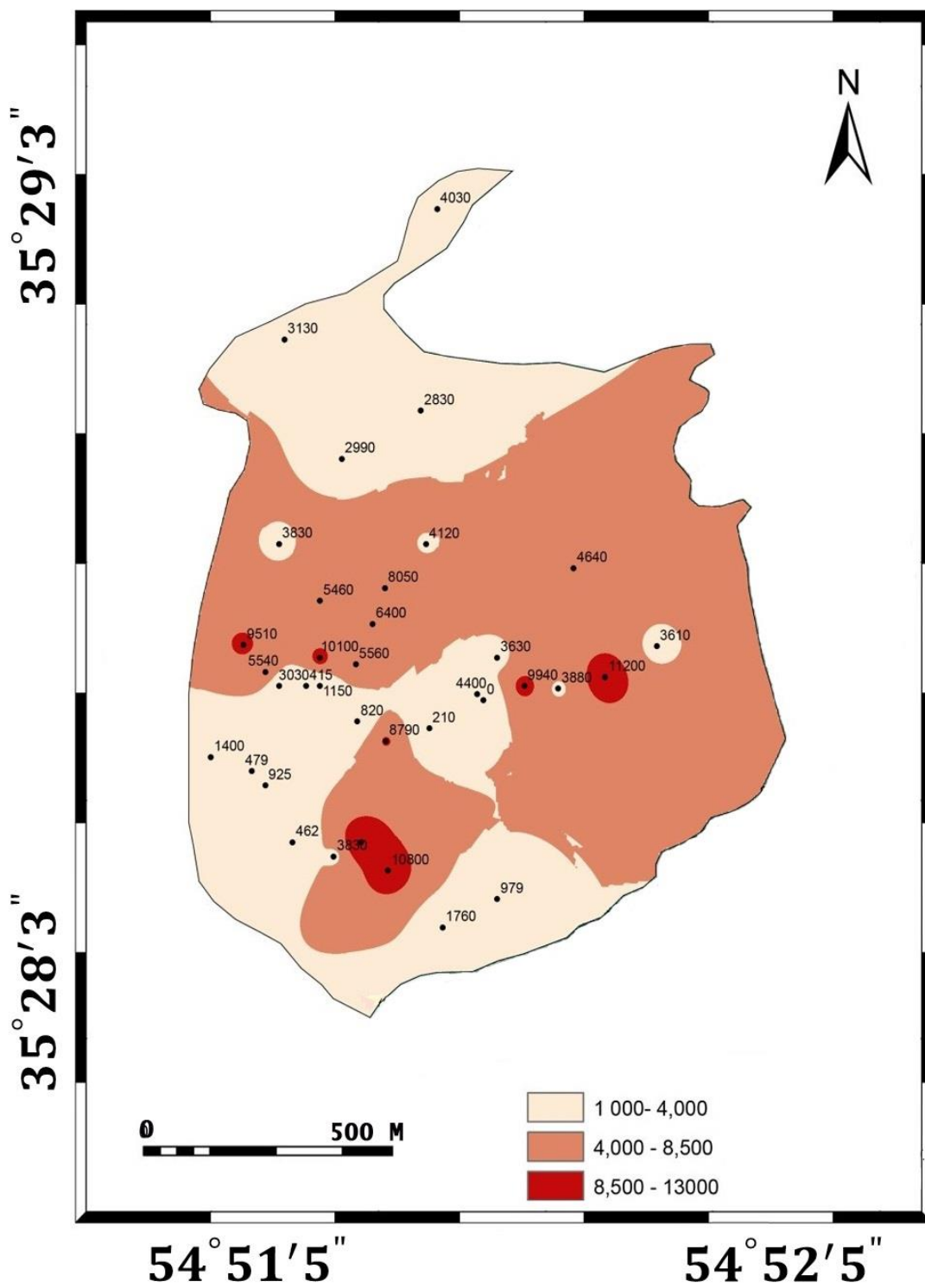
مشاهدات سنگ‌نگاری و کانی‌نگاری گویای آن است که عامل اصلی این ناهمسانگردی، منیتیت و سپس هورنبلند و بیوتیت هستند. براین اساس گنبد آندزیتی چاه‌موسی به گرانیت‌های فرومغناطیس تعلق دارد و در زمره گرانیت‌های سری منیتیت ایشیهارا (۱۹۷۷) قرار می‌گیرد. این نتایج با بررسی‌های سنگ‌شناختی پیشین که گنبد آندزیتی چاه‌موسی را از نوع I رده‌بندی کرده، کاملاً سازگار است. مغناطیس‌پذیری همه نمونه‌ها از $300 \mu\text{SI}$ بالاتر بوده و بر اساس رده‌بندی جودی و همکاران (۱۹۷۷) در رده گرانیت‌های فرومغناطیس و با گرانیت‌های تیپ چاپل و وایت (۱۹۷۴) همخوانی دارد. مقایسه مطالعات صحرائی و میکروسکوپی با نقشه پذیرفتاری مغناطیسی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که بالاترین مقادیر Km سنگ‌ها متعلق به بخش‌های شرقی

تا شمال شرقی آن بوده است که به خوبی با روانه داسیتی موجود در حاشیه گنبد آندزیتی چاه موسی مطابقت می‌نماید. میانگین Km در گنبد آندزیتی برابر $4500 \mu SI$ و این مقادیر برای روانه داسیتی $8500 \mu SI$ است. با این وجود مقادیر کمتر مربوط به خود گنبد آندزیتی چاه موسی است. دانه‌های منیتیت غالباً به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار با اندازه‌های $0/2$ تا $0/8$ میکرومتر در گنبد آندزیتی و روانه داسیتی مشاهده شده‌اند. این بلورها اغلب در کنار کانی‌های مافیک دیگر (بیوتیت و اکسی هورنبلند) حضور دارند. حتی دانه‌های کوچک منیتیت نیز ممکن است به صورت خیلی کوچک در زمینه سنگ وجود داشته باشند. واضح است که دانه‌های بزرگ چند حوزه‌ای منیتیت در روانه داسیتی مسئول بالاترین بزرگای پذیرفتاری در سنگ‌های این منطقه می‌باشند. در این منطقه بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی بیشتر تحت تأثیر وجود منیتیت است. پس از منیتیت کانی‌های دیگری چون اکسی هورنبلند و بیوتیت بر میزان Km موثر است؛ هرچند پذیرفتاری کانی‌های دیامغناطیسی و پارامغناطیسی در برابر فرومغناطیسی منیتیت که حامل اصلی در گرانیتوئیدی‌های فرومغناطیس به شمار می‌رود بسیار ناچیز هستند (هرودا، ۲۰۱۰).

در صورتی که مقادیر میانگین متعلق به هر ایستگاه بر روی نقشه توزیع ایستگاه‌های نمونه‌برداری منتقل شود، نقشه تغییرات مقادیر خودپذیری مغناطیسی به دست می‌آید (شکل ۴-۱۳ روانه داسیتی و ۴-۱۴ برای گنبد آندزیتی). همچنین کاهش قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های آندزیتی بررسی شده را می‌توان به علت کاهش کانی منیتیت، تغییرات اندازه کانی‌های مغناطیسی و دگرسانی نسبت داد.



شکل ۴-۱۳- نقشه نقاط هم مقدار پارامتر Km در روانه داسیتی چاهموسی.



شکل ۴-۱۴- نقشه نقاط هم مقدار پارامتر Km در گنبد آندزیتی چاهموسی.

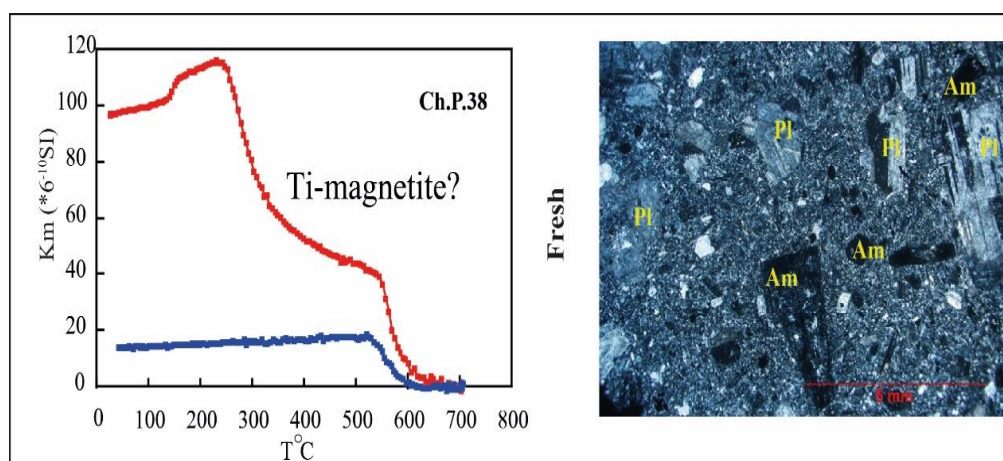
۴-۵-۲- مطالعات ترمومگنتومتري

با توجه به اهميت کانی‌های کدر در مطالعات فابريك مغناطیسی، تغییرات کانی منیتیت (حامل مغناطیسی) بر اساس شدت و نوع دگرسانی، در منطقه مورد مطالعه با جزئیات بیشتری بررسی می‌شود. این مطالعات شامل ویژگی‌های کانی‌شناسی و ماهیت پذیرفتاری مغناطیسی کانی‌های کدر در نمونه‌های سنگی سالم و همچنین نمونه‌های متأثر از دگرسانی‌های کلریتی و آرژیلیکی می‌باشند. در این راستا از نمودارهای ترمومگنتومتري استفاده شده است که تغییرات قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی با دما را نشان داده و ابزار مهمی برای تشخیص کانی‌های مغناطیسی است (لاتارد و همکاران، ۲۰۰۶).

جهت تشخیص کانی‌های دارای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی و بررسی تغییرات قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی کانی‌ها با دما، تعدادی از نمونه‌های مورد مطالعه با هاون سنگی پودر شده و در کوره CS₂ که به دستگاه کاپبریج متصل است بین ۲۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد در حضور گاز آرگون (برای جلوگیری از ترکیب شدن نمونه با اکسیژن) گرم و سپس سرد گردیده است. در بازه‌های حرارتی مشخص (در حدود ۱۰ درجه برای این مطالعه) اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی صورت می‌گیرد. پس از رسیدن به دمای ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد نمونه را شروع به سرد کردن می‌کنیم و در همان بازه‌های حرارتی اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی را انجام می‌دهیم. بعد از اتمام این آزمایش نمودارهایی مشابه آنچه در بخش‌های بعدی آمده است به دست می‌آید که به واسطه آنها می‌توانیم نوع کانی حامل خاصیت مغناطیسی نمونه را تعیین کنیم. تعداد ۵ نمونه در آزمایشگاه دیرینه‌مغناطیسی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به این روش آنالیز شده‌اند. نرخ گرم شدن در این آزمایش ۱۰ درجه سانتی‌گراد بر دقیقه بوده است. به دلیل ثبت تعداد بالای مقادیر K اندازه‌گیری شده در دماهای متفاوت، داده‌های حاصل به صورت نمودارهای ترمومگنتومتري ترسیم شده و از ارائه جدول خودداری گردیده است. در ادامه به بحث و بررسی و نتایج حاصل از پردازش آنها خواهیم پرداخت.

۴-۵-۲-۱- نمونه‌های سالم

شکل ۴-۱۵ نتایج حاصل از مطالعات ترمومگنتومتري یکی از نمونه‌های سالم را نشان می‌دهد. این نمودار از دو منحنی گرم‌شدگی^۱ و سردشدگی^۲ تشکیل می‌شود که به ترتیب با خطوط قرمز و آبی به نمایش درآمده است. حضور منیتیت به دلیل دارا بودن بیشترین مقدار در دمای کمتر از ۳۰۰° (دمای اتاق) و افت ناگهانی در ۵۹۰° که با دمای کوری منیتیت (۵۷۸°) مطابقت می‌نماید امری بدیهی است. در این نمودار انحراف ناگهانی از دمای ۲۸۰ تا ۵۵۰ با حضور منیتیت غنی از Ti مطابقت دارد.



شکل ۴-۱۵. تصویر میکروسکوپی و نمودار ترمومگنتومتري برای یکی از نمونه‌های سالم گنبد آندزیتی چاهموسی.

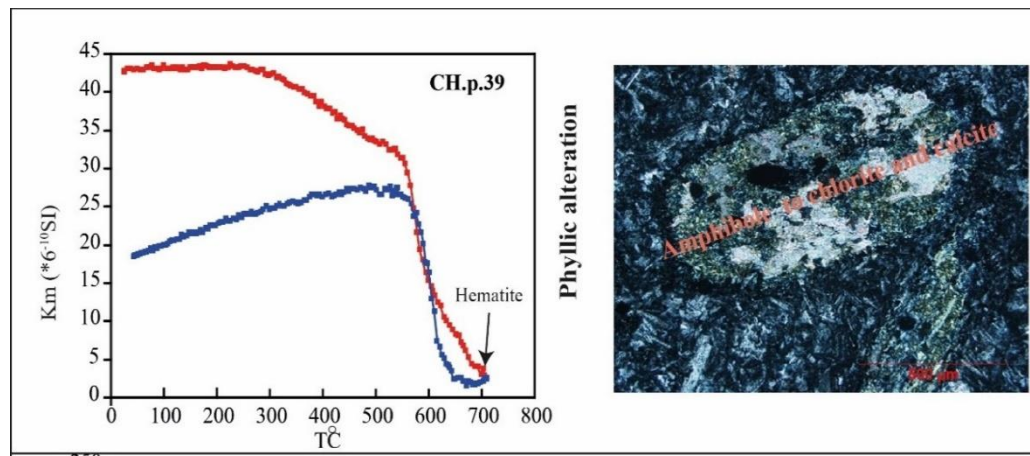
۴-۵-۲-۲- سنگ‌های تحت تأثیر دگرسانی فیلیک

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 تشکیل‌دهنده سنگ همانند پلاژیوکلاز و اکسی هورنبلند با سرسیت و کوارتز و مقادیر قابل توجهی پیریت جایگزین شده‌اند. در طی این دگرسانی پلاژیوکلاز به سرسیت و بیوتیت و اکسی هورنبلند به کلریت و یا مجموعه‌ای از اکتینولیت و کلسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۴-۱۶). منیتیت تخریب‌شده و

۱ heating

۲ cooling

هماتیت + پیریت به وجود آمده است. این سنگ‌ها Km کمتری از نمونه‌های سالم نشان می‌دهند (Km=3200 μ SI) و علت آن به تخریب یا کاهش اندازه دانه‌های منیتیت در حین این دگرسانی است. در نمودار ترمومگنتومتري مربوطه، افت ناگهانی Km در دمای 680°C^o مشاهده می‌شود که با دمای کوری هماتیت مطابقت دارد.

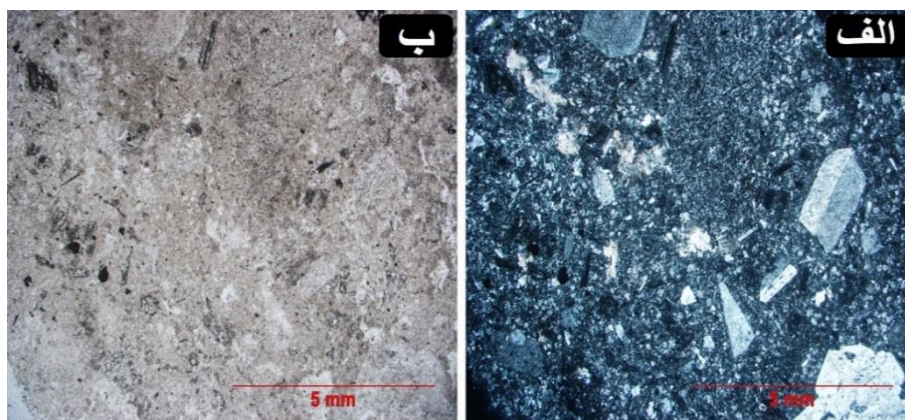


شکل ۴-۱۶ تصویر میکروسکوپی و نمودار ترمومگنتومتري برای یکی از نمونه‌های حاصل از دگرسانی فیلیک در گنبد آندزیتی چاه موسی.

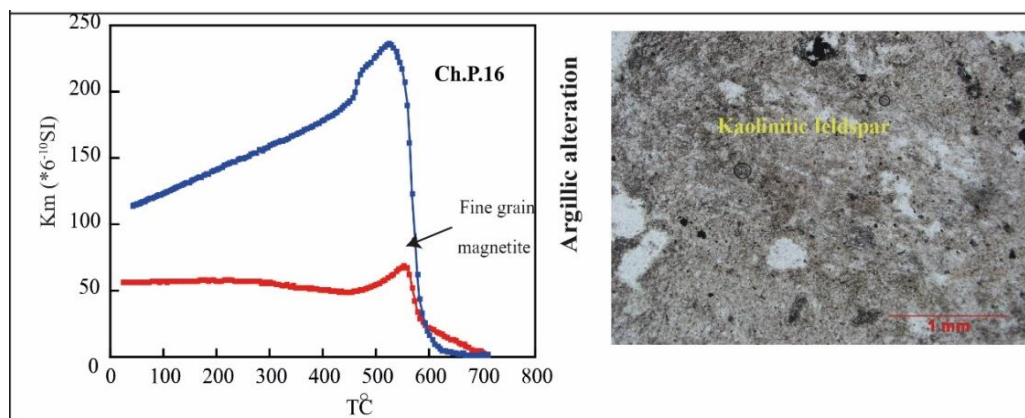
۴-۵-۲-۳- سنگ‌های تحت تأثیر دگرسانی آرژیلیتی

در این نوع دگرسانی اکثر فلدسپارها به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. از نظر شیمیایی، این نوع دگرسانی در شرایط اسیدیته 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 اکسی هورنبلند موجود با کانی‌های اپک است. در بعضی مقاطع بسیار شدید و با حذف منیتیت همراه بوده است (شکل ۴-۱۷). مقادیر بسیار پایین این نمونه‌ها ($Km < 400 \mu SI$) نشانه تخریب کامل منیتیت و مشارکت کانی‌های پارامگناطیس در بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی به دست آمده است. منحنی ترمومگنتومتري یکی از نمونه‌های مربوطه که دارای پایین‌ترین مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی در کل گنبد آندزیتی چاه موسی است شواهد مبرهنی از دگرسانی آرژیلیک نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۸). در نمودار K-T افزایش ناگهانی Km دقیقاً قبل از دمای 580°C^o در منحنی گرم شدگی حضور منیتیت دانه‌ریز درون این سنگ را نشان می‌دهد (دانلوپ و

ادمیر، ۱۹۹۷). همچنین منحنی سردشدگی این نمونه یک معکوس شدگی مثبت نشان می‌دهند که نشانه تشکیل مجدد منیتیت در طی گرم کردن نمونه است.



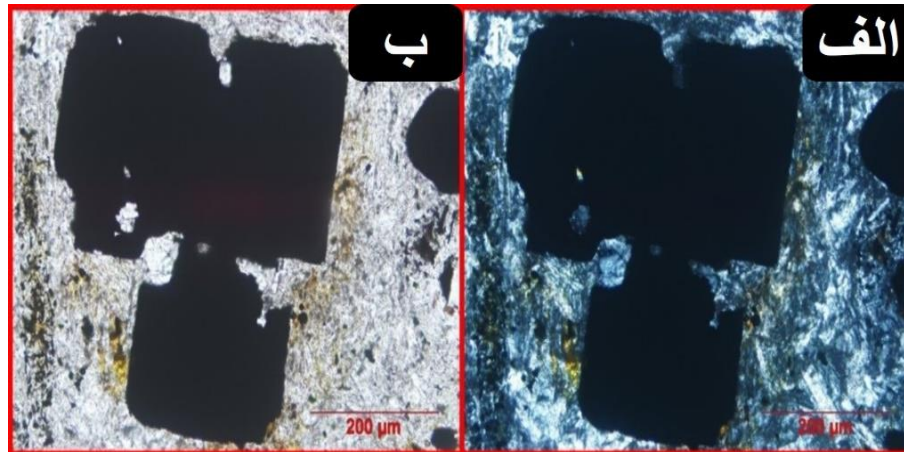
شکل ۴-۱۷- تصویر میکروسکوپی از ایستگاه‌های با Km پایین. الف در نور XPL، ب در نور PPL.



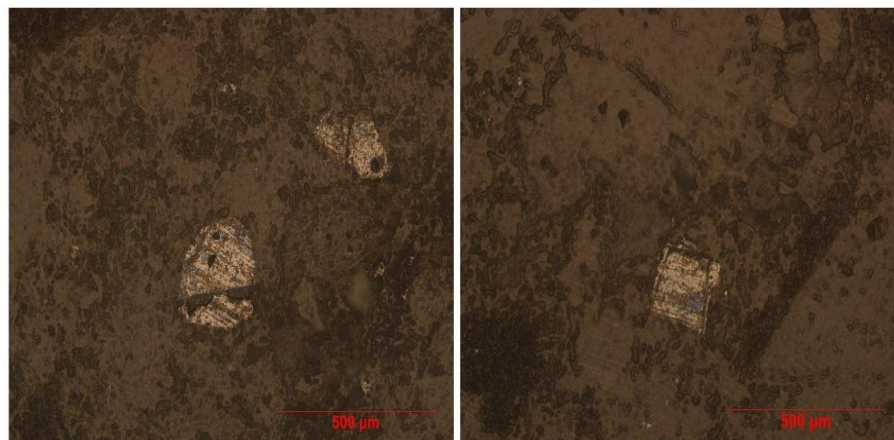
شکل ۴-۱۸- تصویر میکروسکوپی و نمودار ترمومگنتومتري برای یکی از نمونه‌های حاصل از دگرسانی آرژیلیک در گنبد آندزیتی چاه موسی.

همان‌طور که در شکل ۴-۱۸ دیده می‌شود پذیرفتاری مغناطیسی تمامی نمونه‌های انتخاب‌شده، در دمای تقریبی ۵۸۰ درجه که معرف دمای کوری منیتیت است، افت شدیدی نشان می‌دهد؛ بنابراین نتیجه می‌گیریم که حامل اصلی مغناطیس شدگی در گنبد آندزیتی چاه موسی منیتیت است. علاوه بر این در مقاطع صیقلی و نازک تهیه‌شده از برخی ایستگاه‌ها حضور بلورهای منیتیت اثبات شده است (شکل ۴-۱۹ و ۴-۲۰). بزرگای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی و همچنین منحنی‌های ترمومگنتومتري به‌دست‌آمده از نمونه‌های سالم و دگرسان شده با فرایندهای دگرسانی موجود در گنبد آندزیتی چاه موسی به خوبی مطابقت می‌نماید. بزرگای Km متناسب

با شدت و نوع دگرسانی تغییر می‌یابد زیرا سنگ‌های حاوی کانی‌های گروه اپیدوت، کلریت، هیدروکسیدهای آهن، رس‌ها و کربنات هر کدام ماهیت مغناطیسی مشخصی دارند. در واقع مطالعه ماهیت مغناطیسی نمونه‌های سنگی مختلف که شاخص مهمی از ماهیت شیمی و ترکیب کانی‌شناسی آنها است با استفاده از تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی با دما قابل تشخیص است.

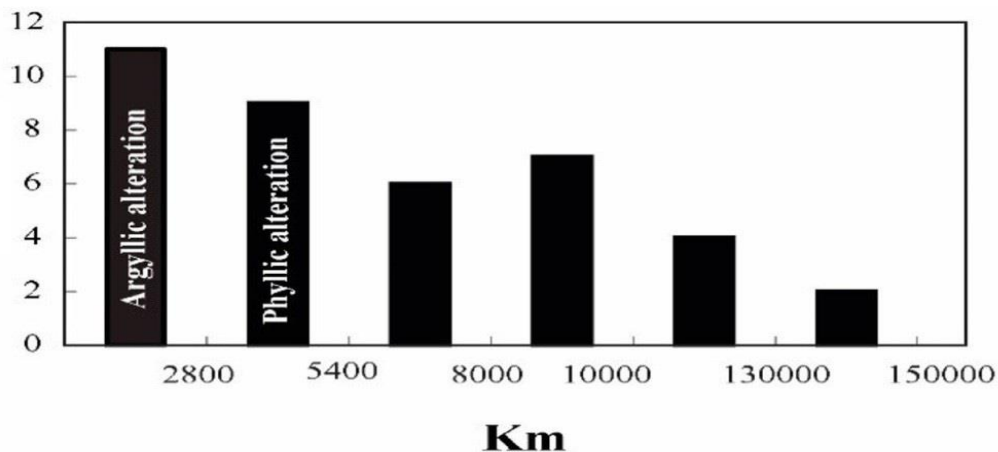


شکل ۴-۱۹- دانه‌های منیتیت خود شکل. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL.



شکل ۴-۲۰- بلورهای منیتیت در نور انعکاسی.

در شکل ۴-۲۱ نمودار انواع ترکیبات سنگی سازنده منطقه مورد مطالعه به همراه نمونه‌های سالم، تا حدودی دگرسان شده و کاملاً دگرسان شده را در مقابل مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین آنها به صورت نمودار ستونی (هیستوگرام) نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود مقادیر Km بر حسب نوع و شدت دگرسانی در مقایسه با نمونه‌های سالم به شدت تغییر می‌یابد.



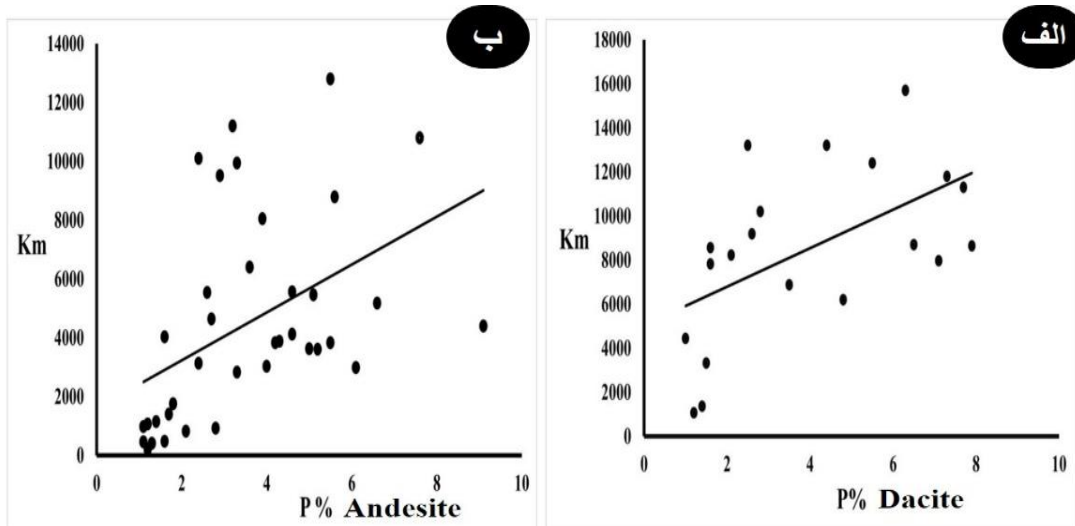
شکل ۴-۲۱- هیستوگرام درصد فراوانی در مقابل بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی برای نمونه‌های سالم و دگرسان.

۴-۶- ناهمسانگردی مغناطیسی (P)

درجه آنیزوتروپی (P) رابطه میان بیشینه و کمینه مقدار پذیرفتاری مغناطیسی است و معرف شدت دگرشکلی است. این پارامتر از طریق رابطه ۴-۲ محاسبه می‌شود.

$$P = \frac{K_1}{K_3} \quad ۴-۲$$

پارامتر آنیزوتروپی مغناطیسی P میزانی است که چگونگی ناهمسانگردی کل را نشان می‌دهد. پارامتر P یا ناهمسانگردی، در واقع کرنشی که ماگما متحمل شده را نشان می‌دهد. هنگامی که $K_1 = K_2 = K_3$ باشد، مقدار P برابر ۱ است و فضای سه بعدی بیضوی مغناطیسی به شکل کره خواهد بود، ولی هر چه اختلاف بین مقادیر عددی K_1 و K_3 بیشتر باشد میزان ناهمگنی و در نتیجه درجه‌ی ناهمسانگردی افزایش می‌یابد. این پارامتر برای هر کدام از کانی‌ها، به‌وسیله ناهمگنی مغناطیسی شکل آن کانی و برای مجموعه کانی‌های موجود در سنگ‌ها، از طریق درصد ناهمسانگردی کل کانی‌های مغناطیسی تعیین می‌شود. به‌طور کلی مقدار P به‌دست آمده در محدوده مورد مطالعه نسبتاً پایین و بین ۱ تا ۱/۱ درصد متغیر است (۴-۲ و ۴-۳). در شکل ۴-۲۲ نمودار P% در برابر Km گنبد آندزیتی و روانه داسیتی محدوده مورد مطالعه آمده است.

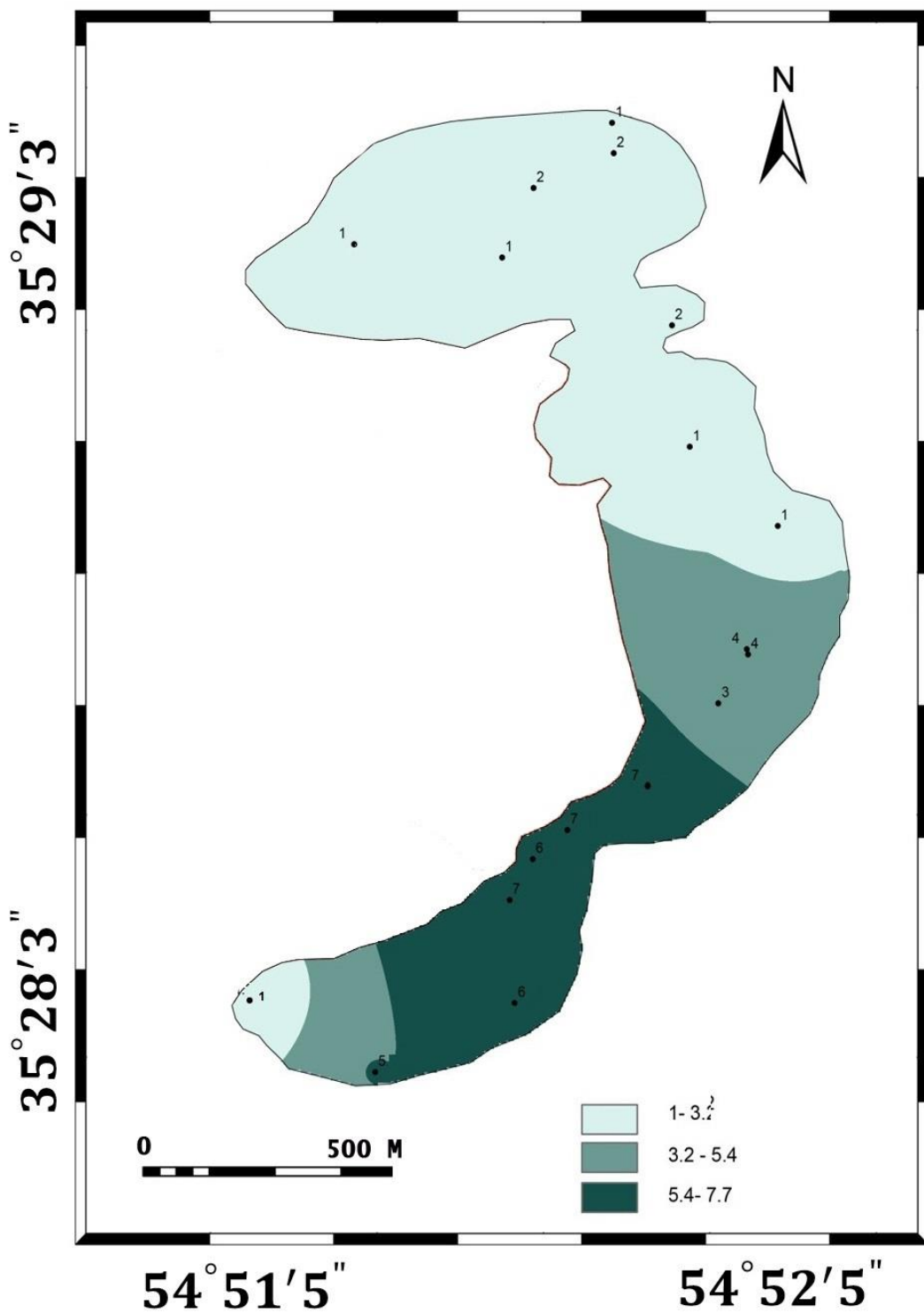


شکل ۴-۲۲- الف و ب به ترتیب نمودارهای P% در برابر Km برای روانه داسیتی و گنبد آندزیتی

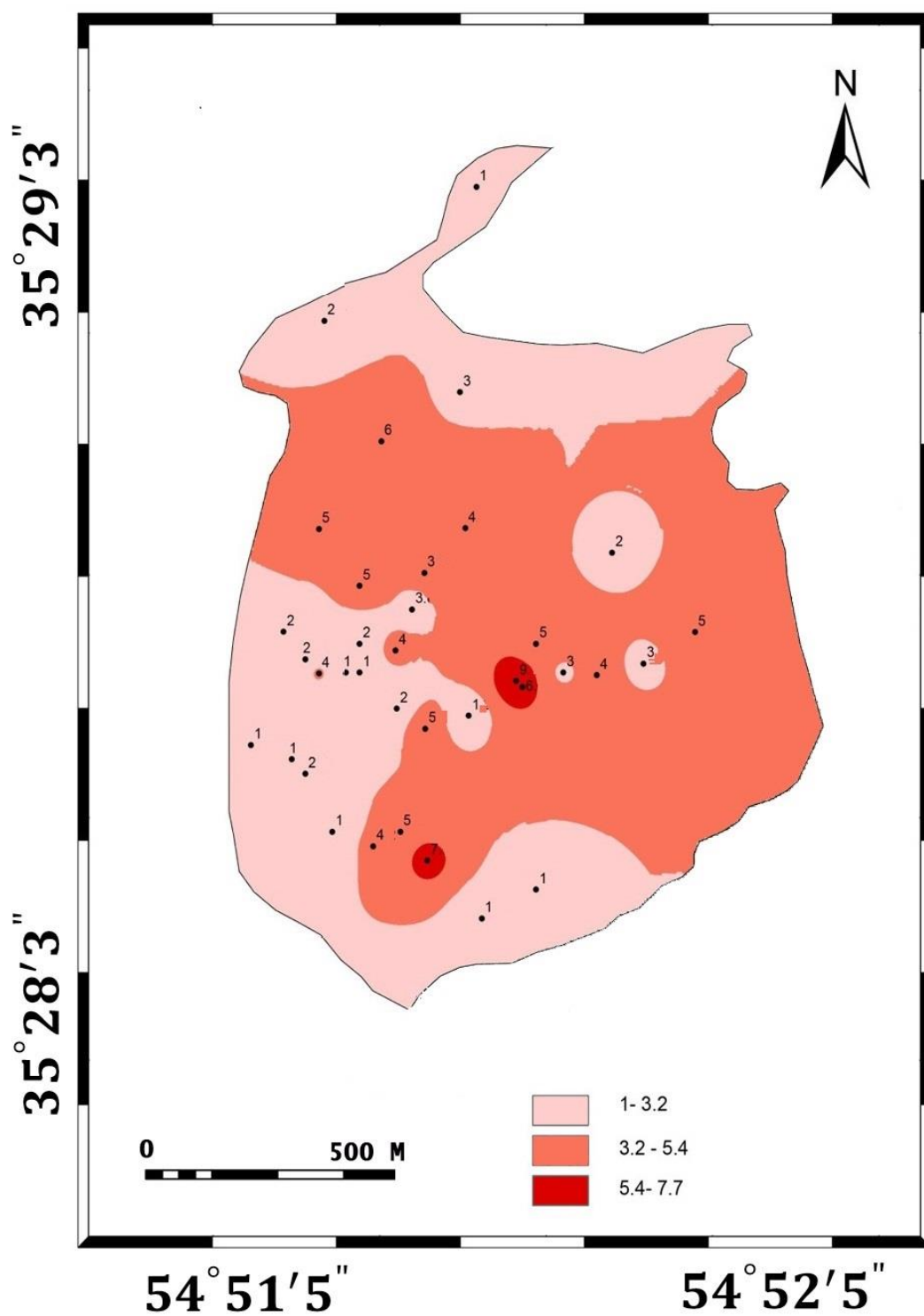
درصد ناهمسانگردی کل که بر اساس فرمول ۳-۴ به دست می‌آید. این پارامتر در داسیت‌های محدوده موردمطالعه بین ۰.۱ تا ۷/۹ درصد (شکل ۴-۲۳) و در گنبد آندزیتی بین ۱/۱ تا ۹/۱ درصد تغییر می‌کند (شکل ۴-۲۴).

$$P\% = \left[\left(\frac{K1}{K3} \right) - 1 * 100 \right] \quad ۳-۴$$

کمترین مقدار درجه ناهمسانگردی نیز در امتداد قطر بزرگ گنبد آندزیتی بیضی شکل چاه‌موسی یعنی از نیمه شمال شرق تا غرب و جنوب غربی منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود. از آنجا که ناهمسانگردی مغناطیسی، درجه شدت فابریک و کرنش منطقه را نشان می‌دهد (بوشه، ۱۹۹۷)، به نظر می‌رسد مناطق دارای ناهمسانگردی بالاتر از ۰.۷ درصد مختص مناطقی هستند که ماگما در هنگام جایگیری بیشترین تنش را متحمل شده است. همچنین بالا بودن این پارامتر در سنگ‌های داسیتی میزبان، حاکی از تحمیل تنش و دگرشکلی از طرف ماگمای سازنده گنبد آندزیتی در زمان استقرار آن بر سنگ‌های میزبان می‌باشد.



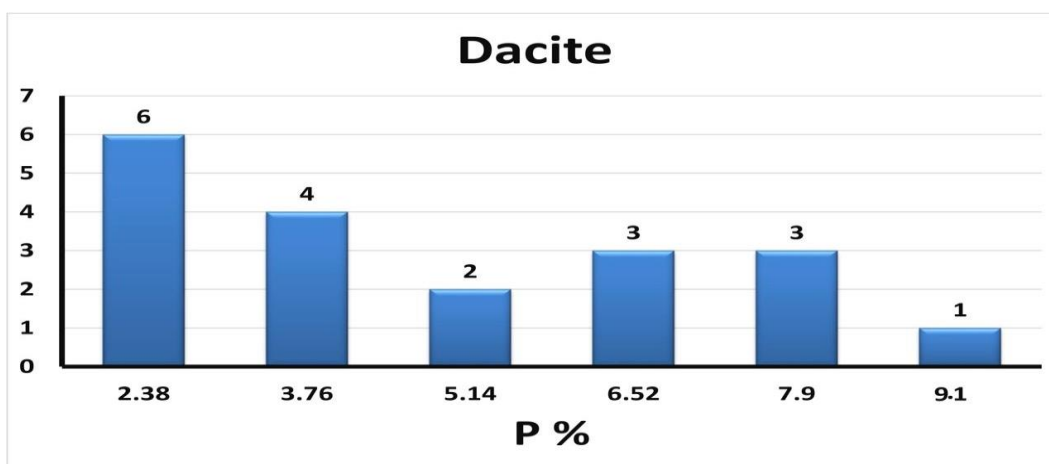
شکل ۴-۲۳- نقشه منحنی‌های هم مقدار پارامتر P% در روانه داسیتی چاه موسی.



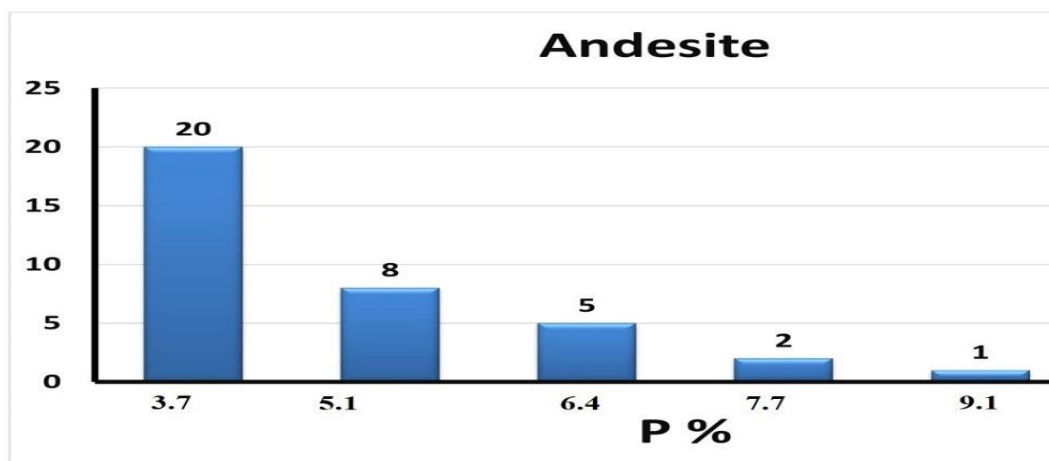
شکل ۴-۲۴- نقشه منحنی‌های هم مقدار پارامتر P% در گنبد آندزیتی چاه موسی.

به‌طور کلی با توجه به هیستوگرام تغییرات ناهمگنی مغناطیسی در شکل‌های ۴-۲۵ و ۴-۲۶ می‌توان دریافت که اکثر ایستگاه‌های موجود دارای مقادیر کم P% است. عموماً در مناطقی که

تحت تنش بیشتری قرار دارند و درجه ناهمسانگردی بالاتری نیز نشان می‌دهند انتظار می‌رود ریز ساخت‌های ماگمایی به‌ویژه از انواع ساب سالدوس دمای بالا تا پایین مشاهده شود. به دلیل ماهیت پورفیری و نسبت بالای مذاب به بلور در زمان استقرار و جایگیری گنبد آندزیتی چاه موسی هیچ گونه ریزساختی ثبت نشده است.



شکل ۴-۲۵- هیستوگرام درصد ناهمگنی مغناطیسی در روانه داسیتی.



شکل ۴-۲۶- هیستوگرام درصد ناهمگنی مغناطیسی در گنبد آندزیتی چاه موسی.

۴-۷- پارامتر شکل

پارامتر شکل یا T که به آن متغیر جیلینک نیز گفته می‌شود یکی دیگر از پارامترهای لازم برای تفسیر فابریک‌های مغناطیسی است. این پارامتر، شکل بیضوی مغناطیسی و در واقع جهت و نظم بلورهای

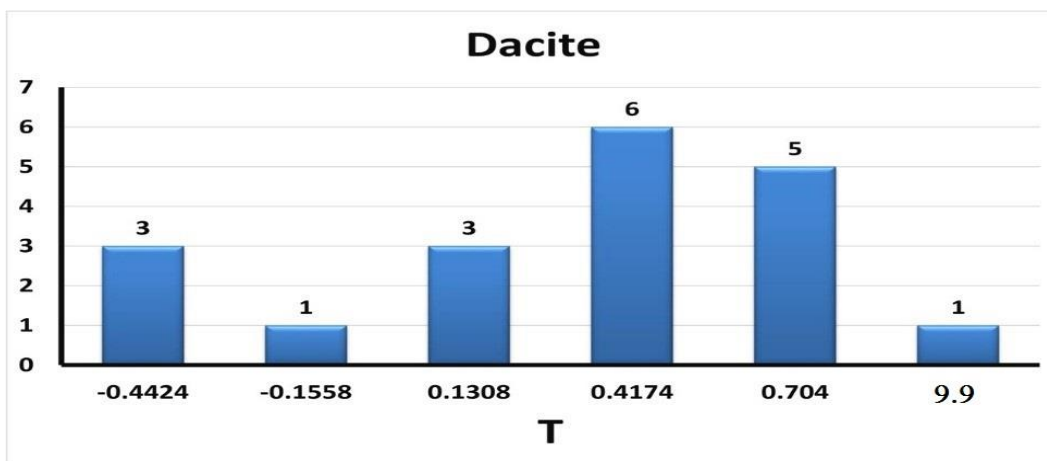
فرومغناطیس را در هنگام جایگیری یک توده ماگمایی، رشد بلوری یا آرایش دوباره آنها در یک میدان تنش را حین جایگیری نشان می‌دهد (الوود^۱، ۱۹۷۸). در مطالعات مغناطیسی واحدهای سنگی مختلف دیگر نیز اثبات شده است که چگونه فابریک مغناطیسی با ناهمگنی امتداد شکل دانه و جهت‌گیری بلورشناسی کانی‌های موجود در سنگ مرتبط است و متناسب با جهت جریان، مسیرهای عبور ماگما و تاریخچه کرنش در سنگ، تغییر خواهد کرد (بورادیل و هنری، ۱۹۹۷). پارامتر شکل بر پایه بردارهای خودپذیری مغناطیسی و بر اساس معادله ۴-۴ بیان می‌شود.

$$T = \frac{\left[\ln \left(\frac{k_2}{K_3} \right) - \ln \left(\frac{k_1}{K_3} \right) \right]}{\left[\ln \left(\frac{k_2}{K_3} \right) + \ln \left(\frac{k_1}{K_2} \right) \right]} \quad 4-4$$

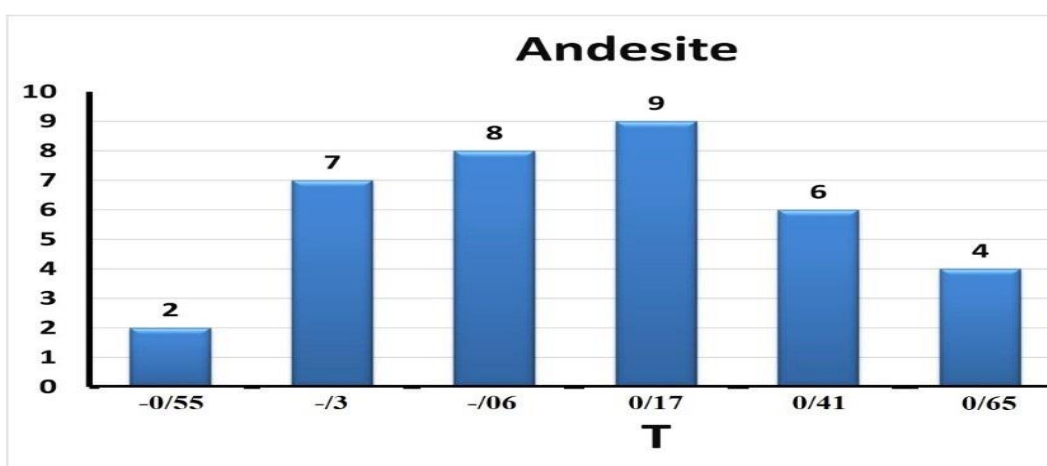
مقدار این پارامتر همواره بین +۱ تا -۱ تغییر می‌کند. اگر مقدار T کمتر از صفر و یا منفی باشد، بیضوی مغناطیسی دوکی شکل یا و یا خطی^۲ خواهد شد، در صورتی که T بزرگ‌تر از صفر تا +۱ باشد، شکل بیضوی مغناطیسی کلوچه‌ای یا صفحه‌ای، ورقه‌ای^۳ است.

میزان تغییرات T در روانه داسیتی بین -۰/۷۲۹ تا +۰/۷۰۴ متغیر است (جدول ۴-۲ و شکل ۴-۴).
 (۲۷) مقادیر T محاسبه شده برای گنبد آندزیتی چاه موسی بین -۰/۷۹ تا +۰/۶۶ تغییر می‌کند (جدول ۴-۳ و شکل ۴-۲۸).

۱ Ellwood
 ۲ prolate
 ۳ Oblate

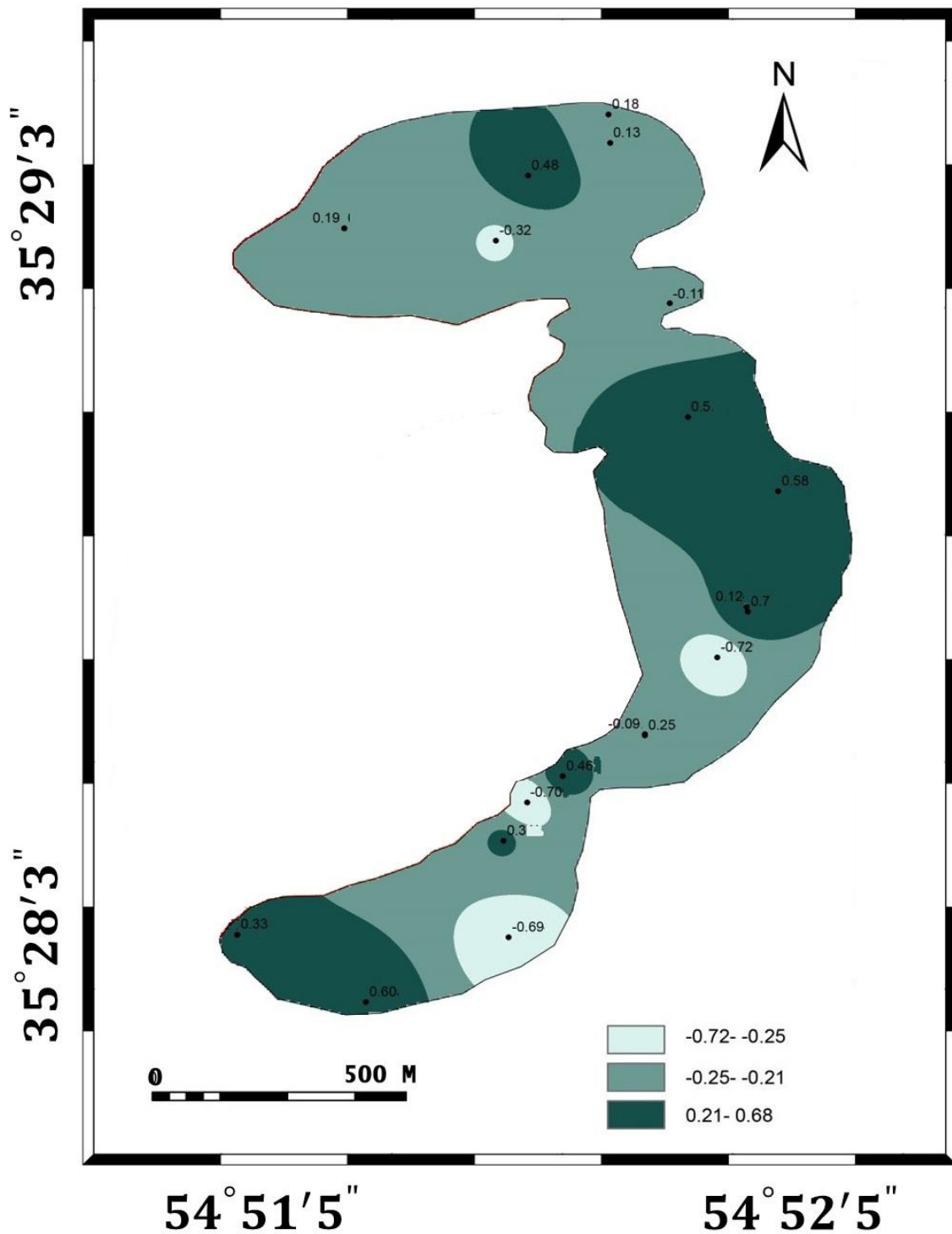


شکل ۴-۲۷- هیستوگرام T روانه داسیتی.

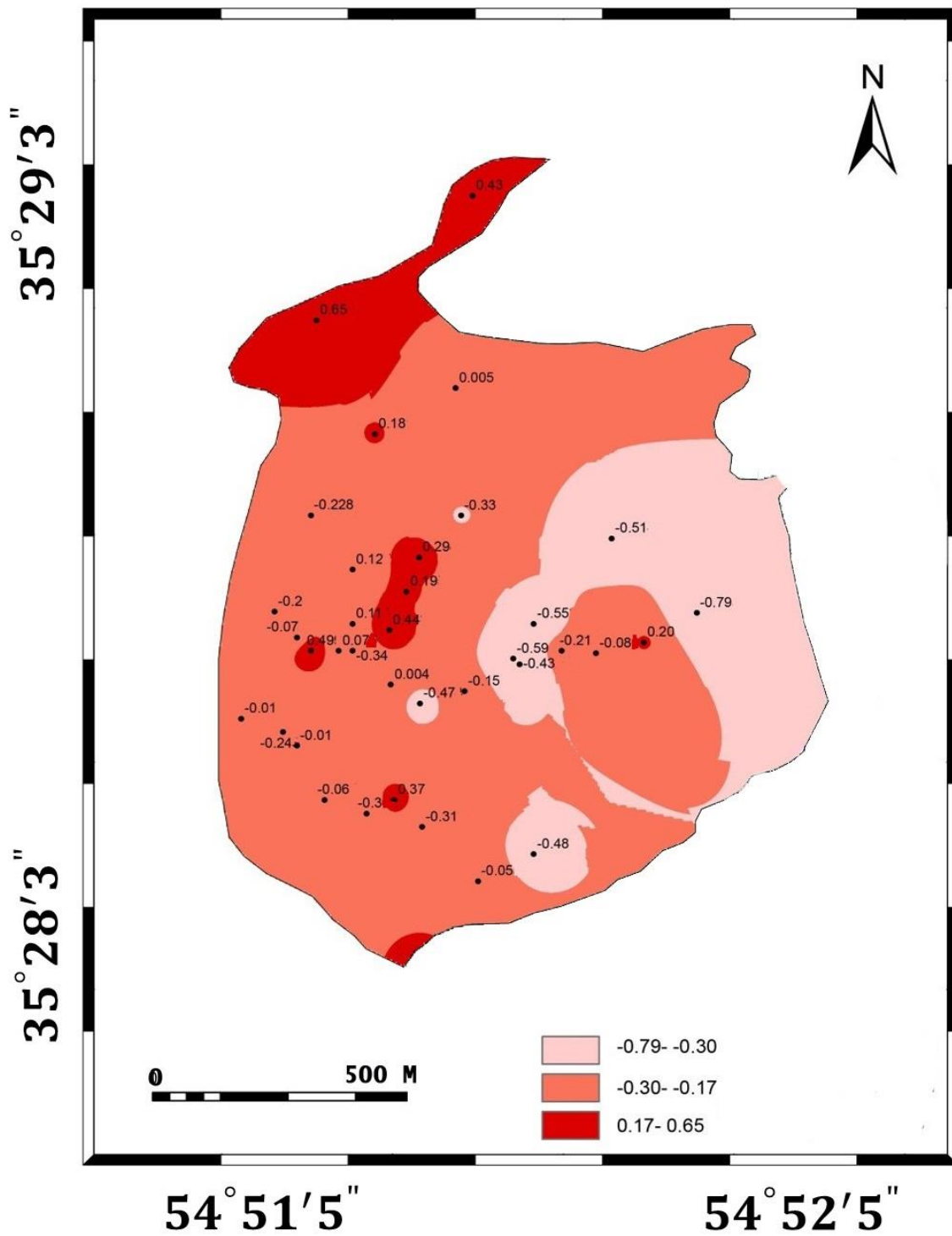


شکل ۴-۲۸- هیستوگرام T گنبد آندزیتی.

نیمی از گنبد آندزیتی چاه موسی یا به عبارتی ۳۰ ایستگاه از ۵۷ ایستگاه برداشت شده دارای پارامتر شکل منفی و مابقی دارای پارامتر شکل مثبت هستند. ایستگاه‌های با مقادیر T منفی به‌عنوان بیضوی‌های دوکی‌شکل یا کشیده می‌تواند معرف مناطق تغذیه‌کننده ماگما باشد. پراکندگی فضایی فابریک در این محدوده با استفاده از ترسیم منحنی‌های هم مقدار، نقشه پارامتر T برای روانه داسیتی چاه موسی در شکل ۴-۲۹ و گنبد آندزیتی چاه موسی در شکل ۴-۳۰ ارائه شده است. بر اساس این نقشه حاشیه شرقی گنبد آندزیتی دارای T منفی است. بخش‌های مرتفع که نزدیک به قله چاه موسی و منطبق بر سقف گنبد هستند T کلوچه‌ای و مثبت نشان می‌دهند. این موضوع با سازوکار جایگیری که در ادامه این فصل ارائه می‌گردد به خوبی سازگار است. در روانه داسیتی نیز نظم خاصی از T مشاهده نمی‌شود.



شکل ۴-۲۹- نقشه مقادیر پارامتر T در روانه داسیتی چاه موسی.



شکل ۴-۳۰- نقشه مقادیر پارامتر T در گنبد آندزیتی چاهموسی.

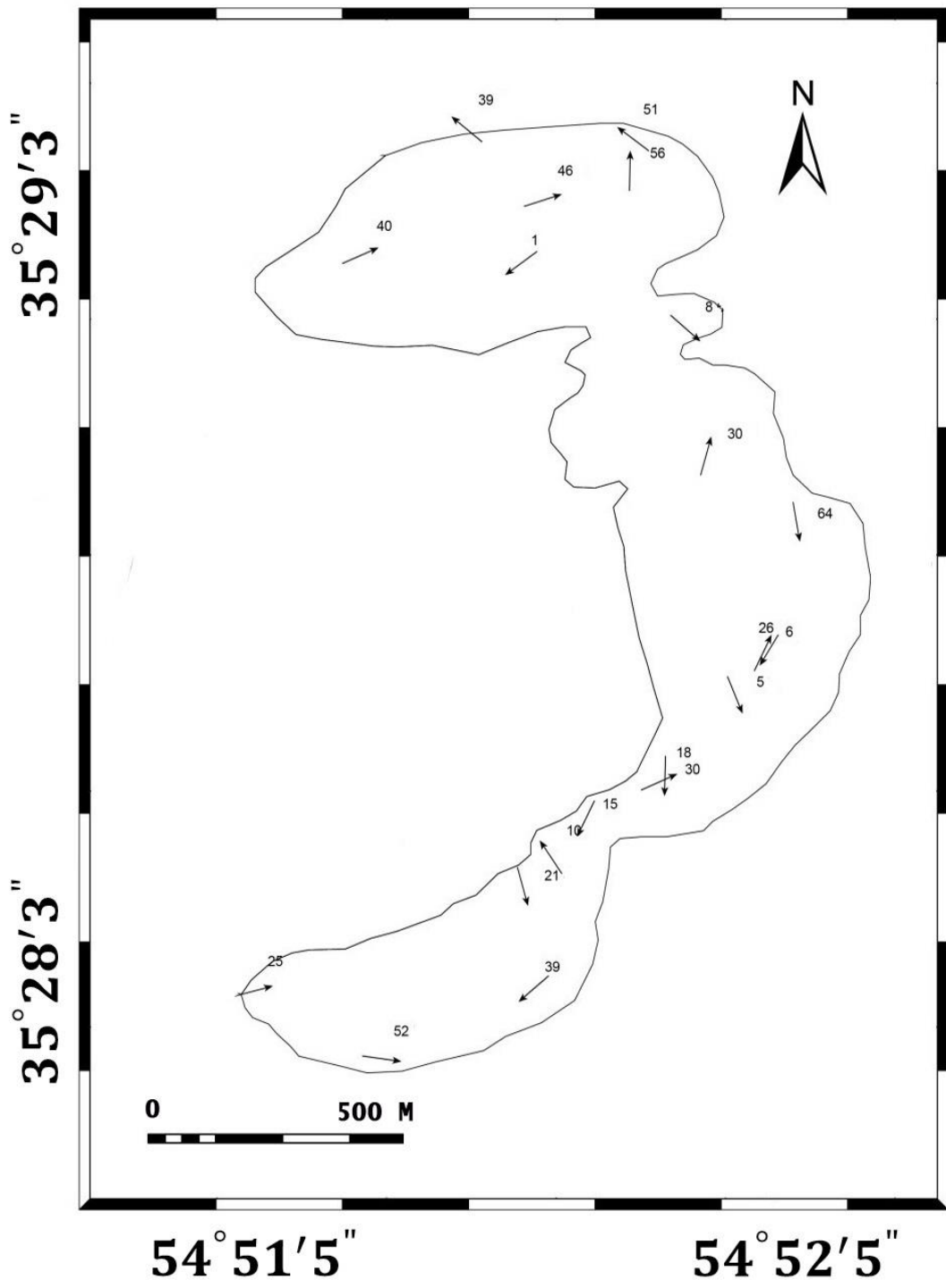
۴-۸- الگوی فابریک مغناطیسی

ایجاد یک رابطه مستقیم بین فابریک در سنگ‌های آذرین و جریان‌های ماگمایی به چند دلیل مشکل است چرا که فابریک ممکن است در نتیجه ترکیبی از عوامل مختلف ایجاد شود به‌عنوان مثال جایگاه قرارگیری، تغییر شکل هم‌زمان با استقرار توده نفوذی یا تغییر شکل بعد از جای‌گیری که این‌ها نشان‌دهنده 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 ثبت می‌کند که خود ناشی از جریان‌های ماگمایی در طول قرارگیری و نبود یک تغییر شکل تکتونیکی عمده هم‌زمان یا بعدی است.

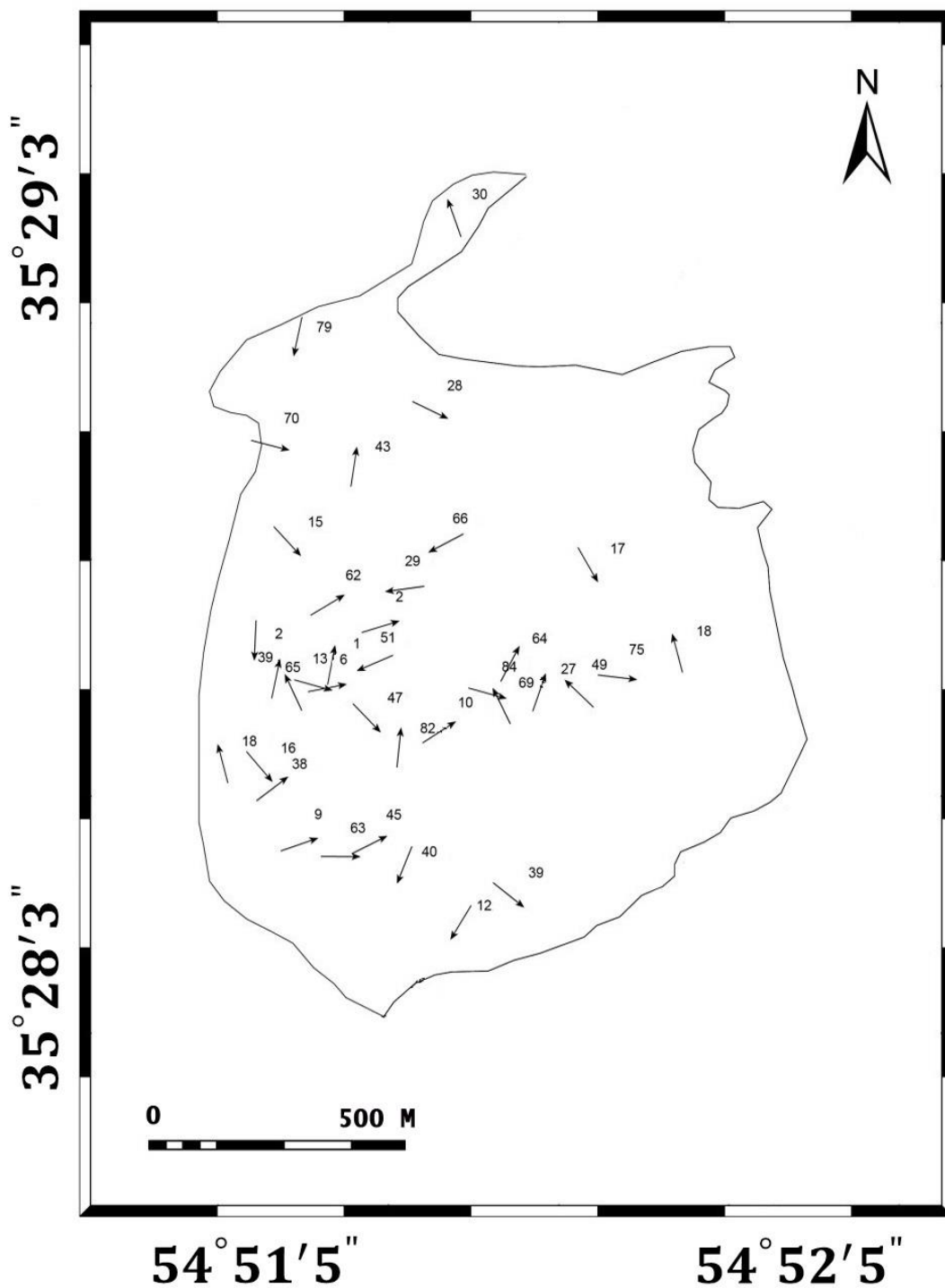
۴-۸-۱- خطواره‌های مغناطیسی

نقشه خطواره‌های مغناطیسی بر اساس پارامتر K_1 یا ویژگی‌های بزرگ‌ترین محور بیضوی مغناطیسی ترسیم می‌شود (شکل ۴-۳۱ در روانه داسیتی و ۴-۳۲ در گنبد آندزیتی چاه موسی). در این نقشه روند و میزان میل خطواره‌های مغناطیسی با فلش‌های مختلفی نشان داده می‌شود. با توجه به مقادیر میل، خطواره‌های مغناطیسی در سه رده طبقه‌بندی شدند (۰ تا ۲۹- تا ۳۰ تا ۵۹ و ۶۰ تا ۹۰) و سپس با توجه به مقادیر آزیموت میل بر روی نقشه خطواره‌های مغناطیسی نمایش داده شده‌اند. همان‌گونه که در نقشه منحنی‌های هم‌میزان خطواره‌های مغناطیسی در روانه داسیتی (شکل ۴-۳۳) و گنبد آندزیتی چاه موسی (شکل ۴-۳۴) مشاهده می‌شود، قسمت مرکزی گنبد آندزیتی دارای خطواره‌های مغناطیسی با میل زیاد و بخش حاشیه‌ای دارای خطواره‌های مغناطیسی با میل متوسط و کم است. با توجه به ماگمایی بودن ساخت‌های موجود در گنبد آندزیتی چاه موسی و بر اساس بوشه (۱۹۷۷) خطواره‌های مغناطیسی نزدیک به قائم، احتمالاً نشانگر جهت و محل صعود ماگما هستند.

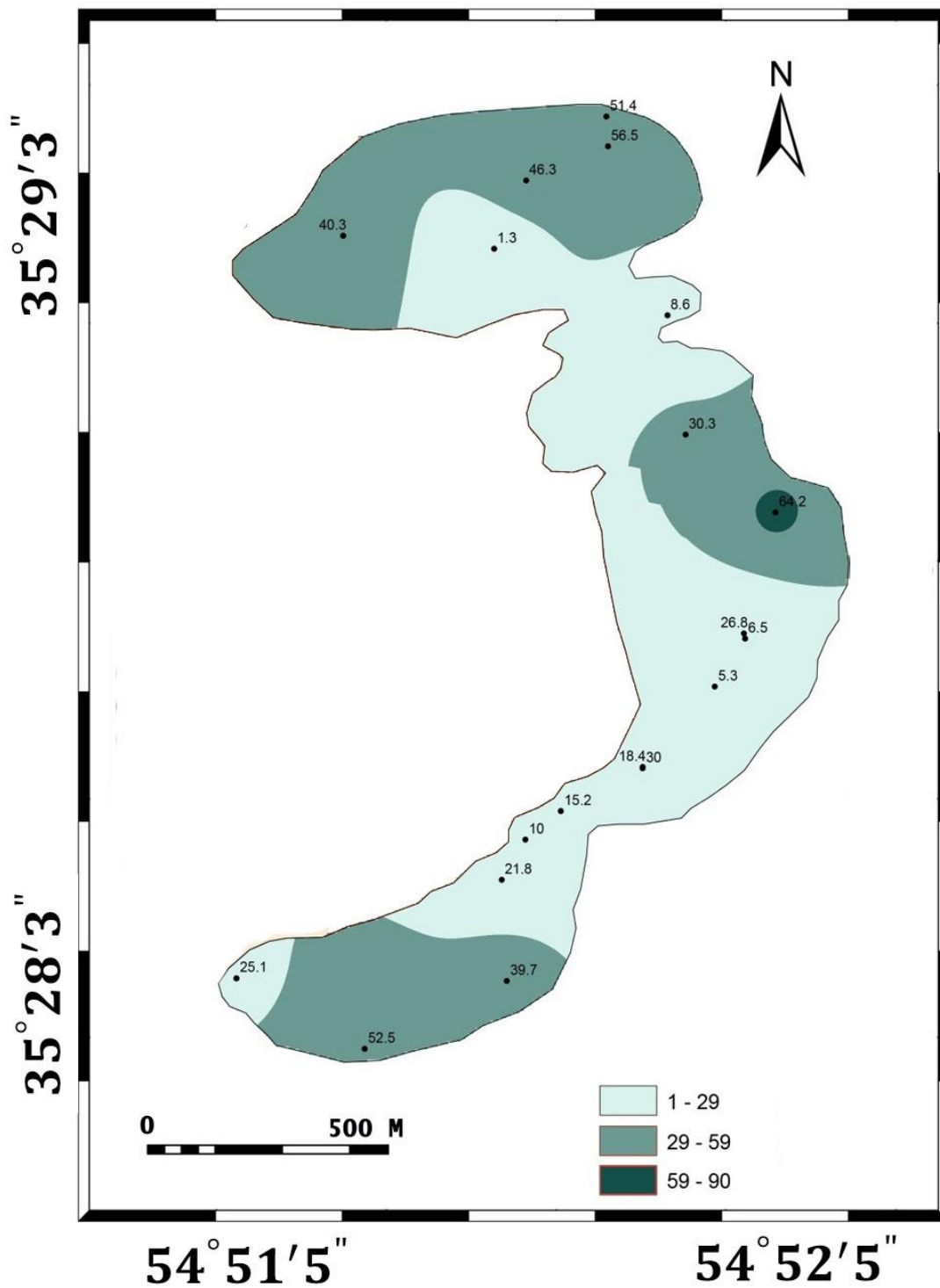
به‌طور کلی الگوی خطواره‌های مغناطیسی در قسمت‌های مرکزی و در بخش‌های شمال غربی گنبد آندزیتی چاه‌موسی میل نسبتاً بالایی دارند. در واقع این ایستگاه‌ها، بر مناطق تغذیه‌کننده ماگما را انطباق دارند زیرا مناطقی که خطواره‌های مغناطیسی با شیب بالای ۶۰ درجه دارند معمولاً معرف مناطق تغذیه می‌باشند (آمیک و بوشه، ۱۹۸۹، نابا و همکاران، ۲۰۰۴). حاشیه غربی گنبد آندزیتی نیز کمترین میزان میل خطواره‌های مغناطیسی را دارا هستند. بر اساس شکل ۴-۳۵ متوسط روند و میل خطوارگی مغناطیسی روانه داسیتی $270^{\circ} / 23^{\circ}$ و برای گنبد آندزیتی $50^{\circ} / 59^{\circ}$ است.



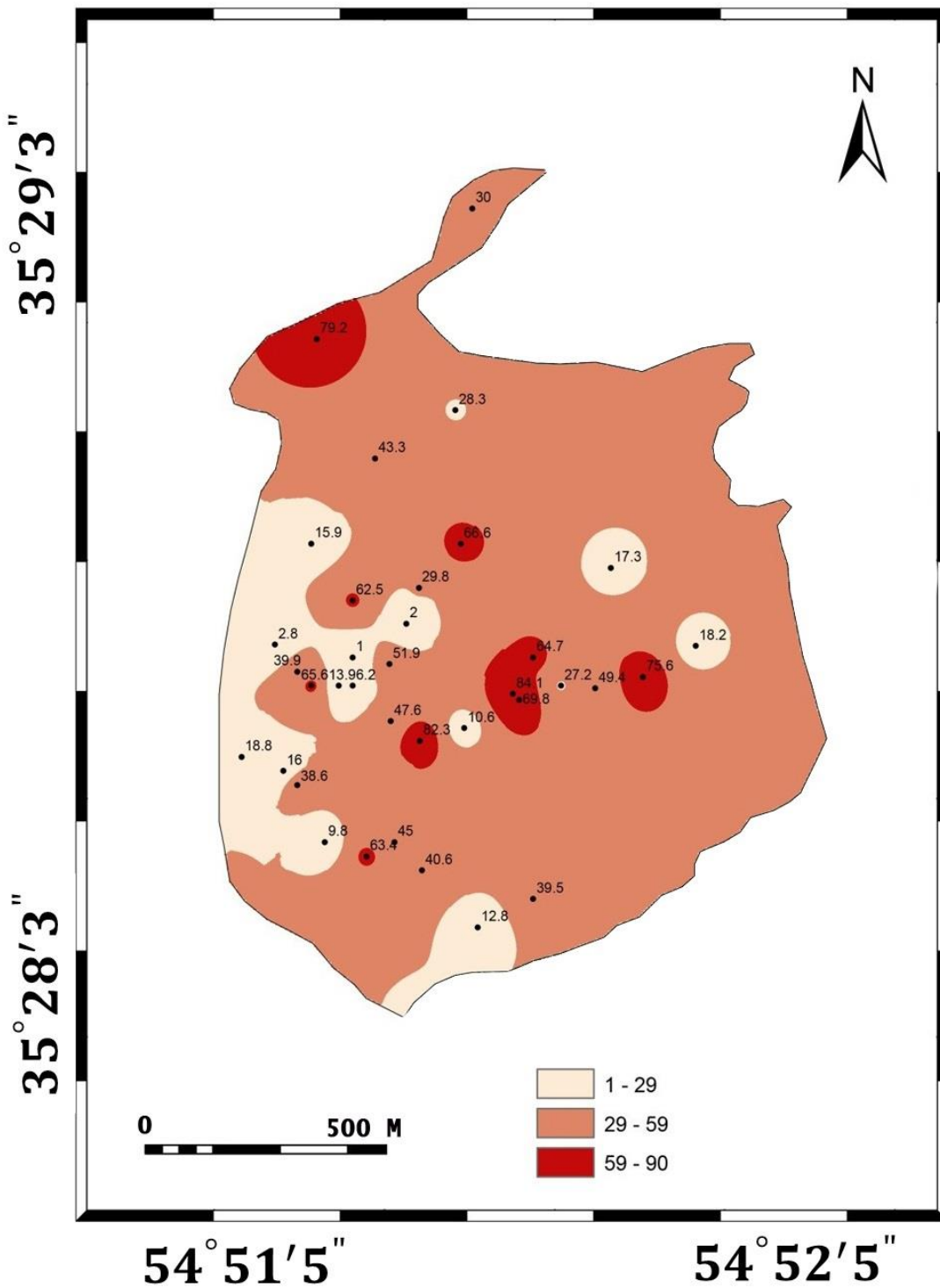
شکل ۴-۳۱- نقشه خطواره‌های مغناطیسی در روانه داسیتی چاه موسی.



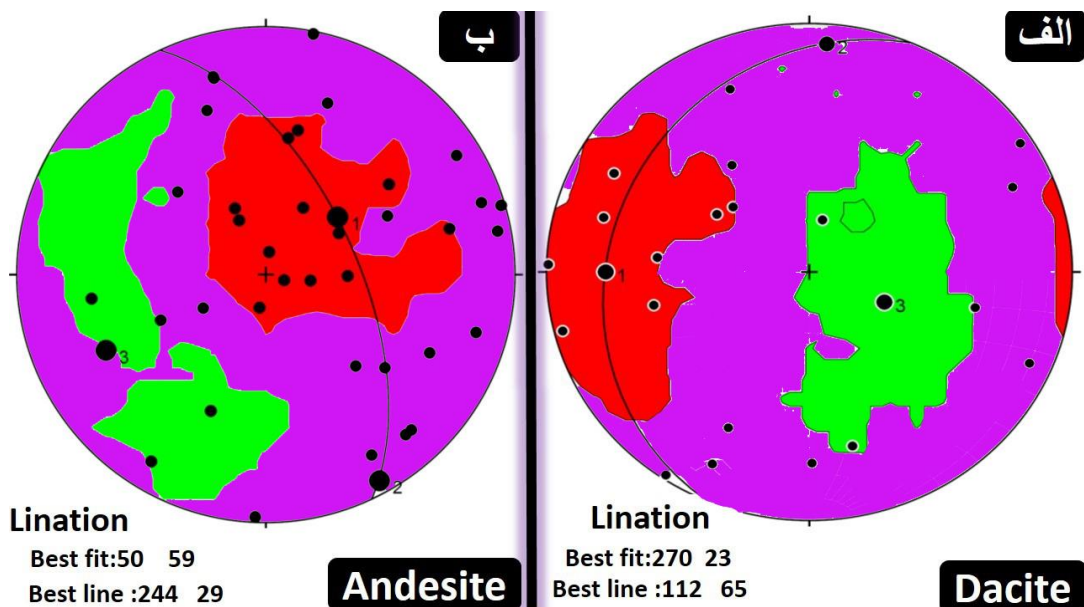
شکل ۴-۳۲- نقشه خطواره‌های مغناطیسی در گنبد آندزیتی چاه‌موسی.



شکل ۴-۳۳- نقشه منحنی های هم میزان خطواره های مغناطیسی در روانه داسیتی.



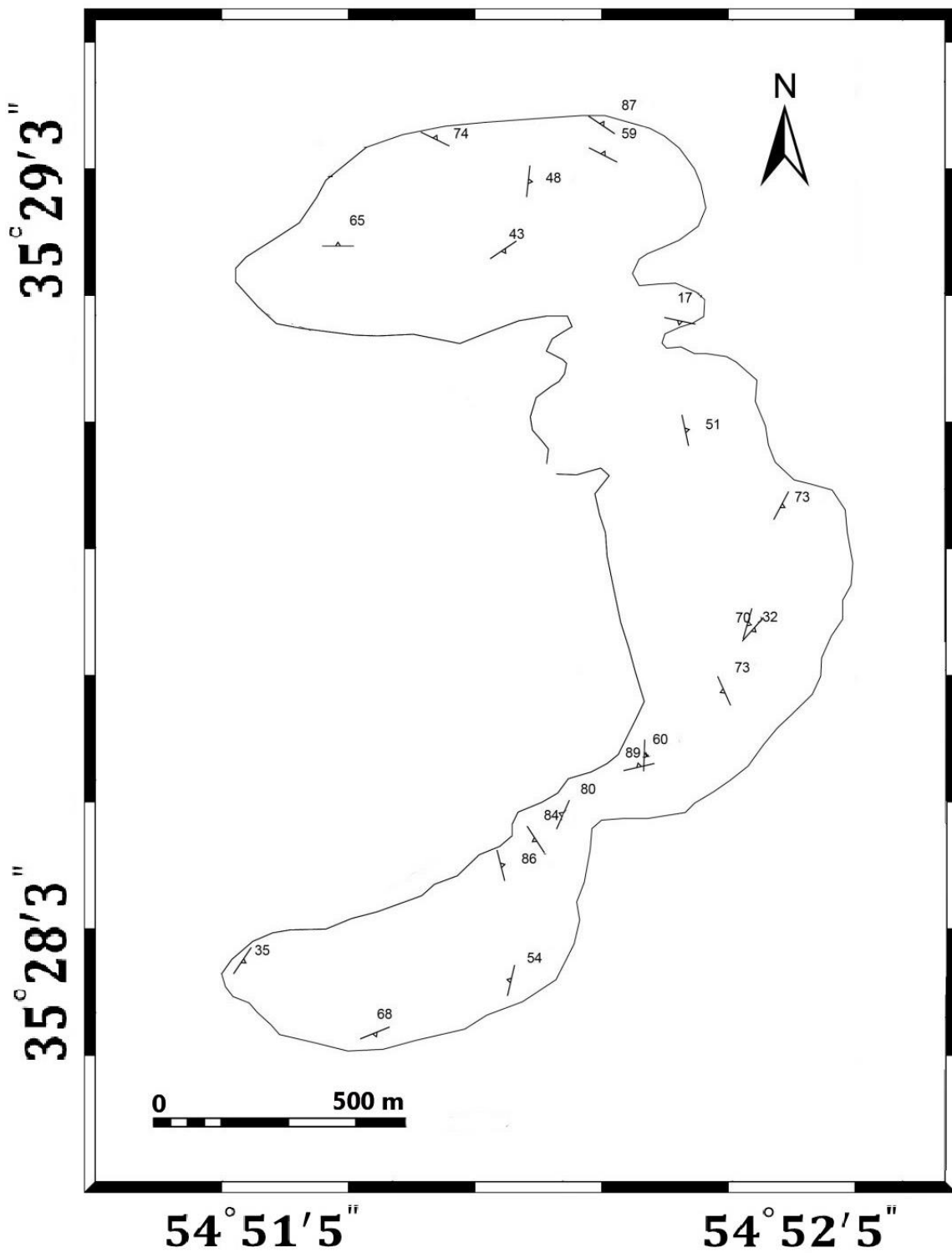
شکل ۴-۳۴- نقشه منحنی های هم میزان خطواره های مغناطیسی در گنبد آندزیتی چاه موسی.



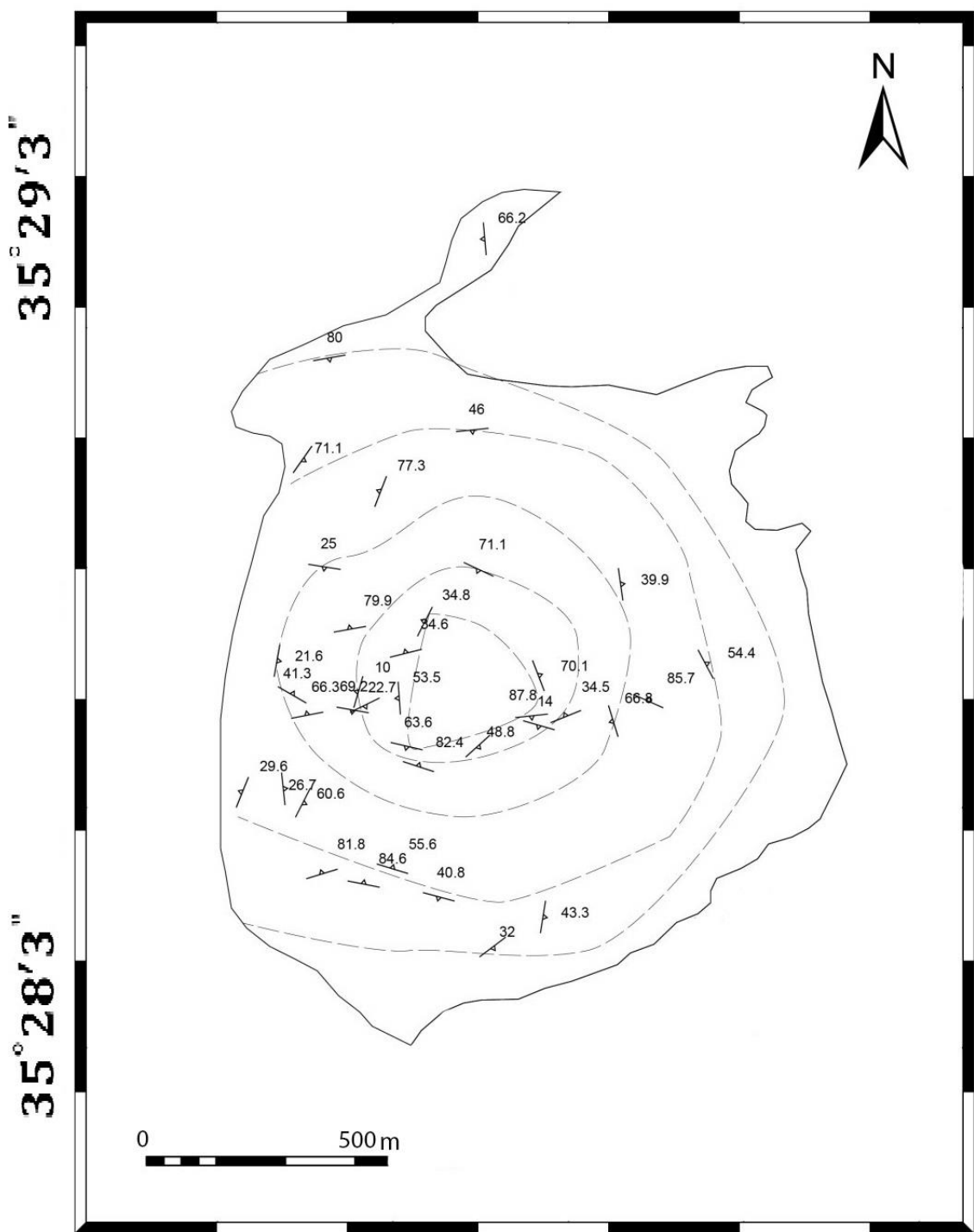
شکل ۴-۳۵- استریوگرام‌های معرف خطواره‌های مغناطیسی، (الف) روانه داسیتی؛ (ب) گنبد آندزیتی چاه موسی.

۴-۸-۲- برگواره‌های مغناطیسی

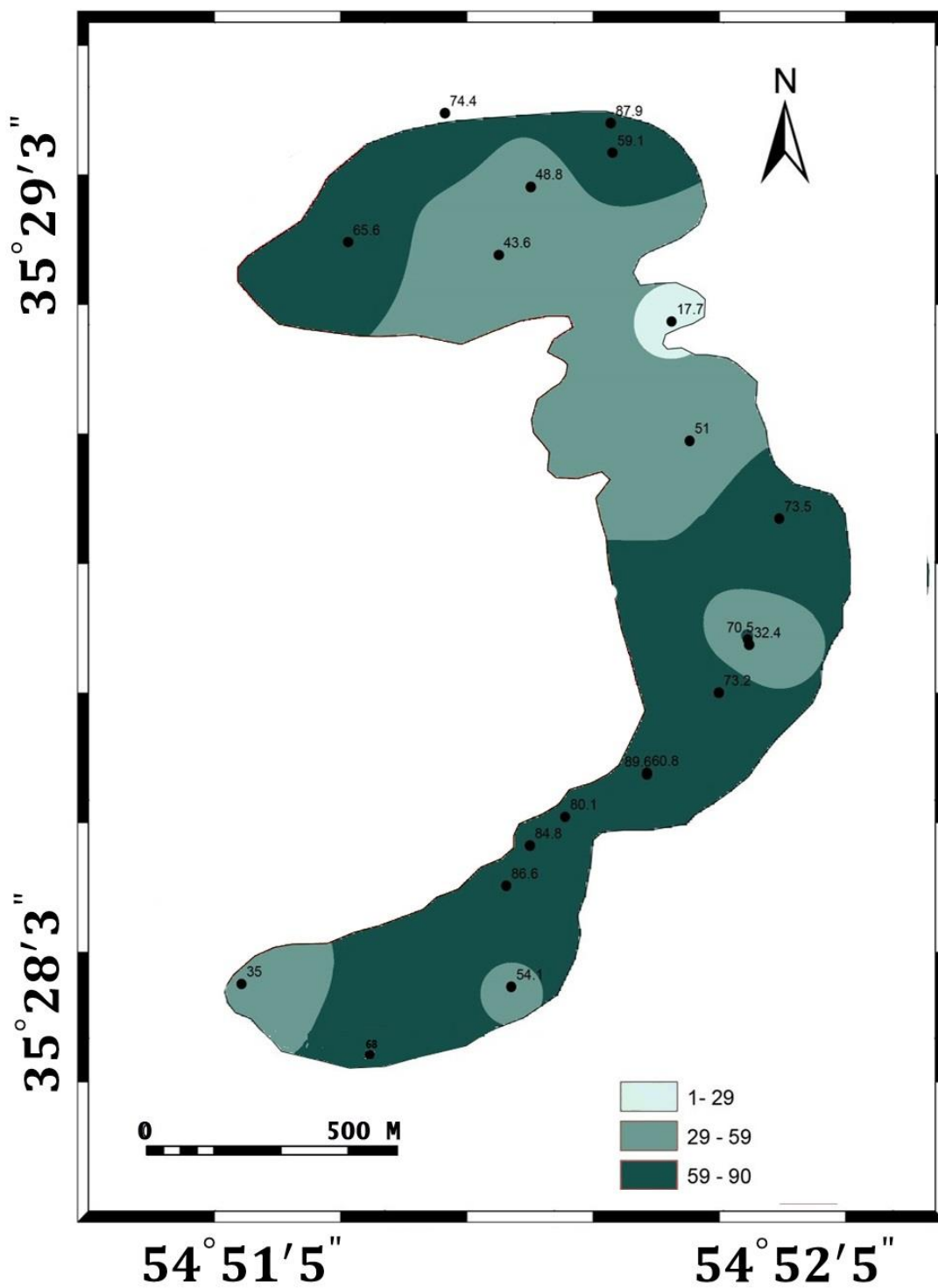
الگوی برگواره‌های مغناطیسی در گرانیتوئیدها به وسیله جریان های ماگمایی و ساب ماگمایی، دگرشکلی جامد دمای بالا تا پایین ایجاد می‌شود (پاترسون، ۱۹۸۹، در پور علی زاده مقدم، ۱۳۹۲). کوچک‌ترین محور بیضوی مغناطیسی (K_3)، نشان‌دهنده قطب برگواره‌های مغناطیسی است. بر اساس پارامتر ارائه‌شده در جدول ۴-۱ و ۴-۲ نقشه برگواره‌های مغناطیسی گنبد آندزیتی چاه موسی ترسیم شده است (شکل ۴-۳۶ در روانه داسیتی و ۴-۳۷ در گنبد آندزیتی چاه موسی). در این نقشه امتداد برگواره‌های مغناطیسی ایستگاه‌های نمونه برداری شده الگوی متحدالمرکزی را به نمایش می‌گذارند و به ویژه در بخش‌های حاشیه‌ای امتداد برگواره‌های مغناطیسی به موازات حاشیه‌های گنبد آندزیتی هستند. منحنی‌های هم مقدار شیب برگواره‌های مغناطیسی در شکل ۴-۳۸ در روانه داسیتی و شکل ۴-۳۹ در گنبد آندزیتی چاه موسی آمده است. در این نقشه قسمت مرکزی نقشه درجایی که سنگ‌های آندزیتی رخنمون دارند اکثر برگواره‌های مغناطیسی از شیب بالاتر از ۳۰ درجه برخوردار هستند. بر اساس ۴-۴۰، متوسط امتداد و شیب برگواره‌های مغناطیسی گنبد آندزیتی $۶۴^\circ / ۳۴۳^\circ$ و برای روانه داسیتی $۱۸^\circ / ۲۸^\circ$ می‌باشد.



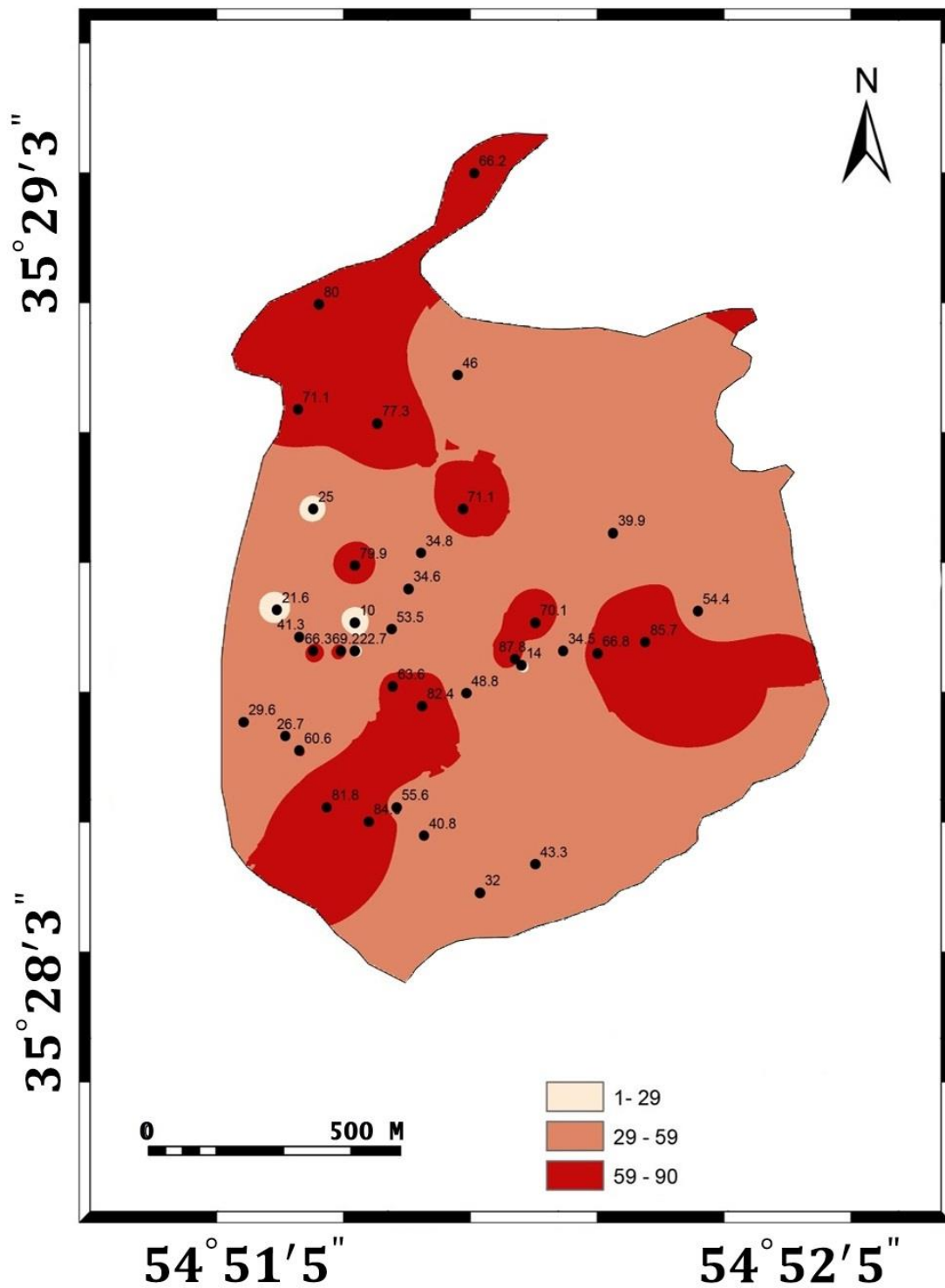
شکل ۴-۳۶- نقشه برگواره‌های مغناطیسی ایستگاه‌های مغزه‌گیری شده در روانه داسیتی چاه موسی.



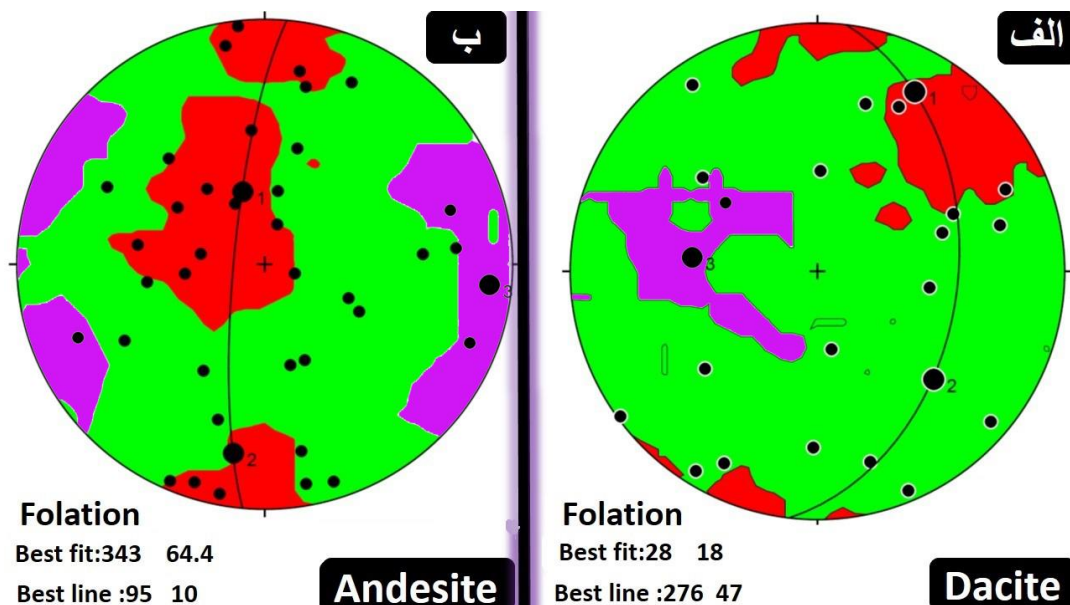
شکل ۴-۳۷- نقشه برگواره‌های مغناطیسی ایستگاه‌های مغزه‌گیری شده در گنبد آندزیتی چاه‌موسی.



شکل ۴-۳۸- نقشه منحنی‌های هم مقدار میل خطواره‌های مغناطیسی در روانه داسیتی چاه موسی.



شکل ۴-۳۹- نقشه منحنی‌های هم مقدار میل خطواره‌های مغناطیسی در گنبد آندزیتی چاه موسی.



شکل ۴-۴۰- استریوگرام‌های معرف برگواره‌های مغناطیسی (الف) برای روانه داسیتی؛ (ب) برای گنبد آندزیتی چاه موسی.

۴-۹- مدل جایگیری گنبد آندزیتی چاه موسی

سؤال مهم که در زمین‌شناسی ساده به نظر می‌رسد و درعین حال پاسخ آن بسیار سخت بوده، نحوه قرارگیری ماگما در پوسته زمین است زیرا در پوسته هیچ فضای بازی برای قرارگیری و سخت شدن ماگما وجود ندارد. محاسبه "فضایی" که معمولاً توسط یک توده نفوذی بزرگ اشغال می‌شود، یک عنصر کلیدی در درک سازوکار جایگیری است (گیل، ۲۰۱۰). به‌طور کلی چند سازوکار استقرار برای جایگیری و ایجاد فضای مناسب برای ماگما در پوسته ارائه شده است. با این حال اغلب تمایز بین روندهای ارائه شده سخت است و برخی از آنها مانند بالونی شدن یا دیاپیرسم شباهت بسیار زیادی باهم در ساختار داخلی و صحرایی دارند. با این حال، تجزیه و تحلیل ویژگی‌های ساختاری گرانیتوئیدها از جمله ریزساخت‌های میکروسکوپی و فابریک آنها می‌تواند راهگشا باشد.

۴-۹-۱- فرونشست شبه کالدرایی (دیگی)

نفوذی‌های قوسی و حلقوی که باعث فروریزش بلوک‌های پوسته‌ای خیلی بزرگ به وسیله غسل‌های حلقوی پرشیب ایجاد می‌شوند می‌توانند کانال‌های مهمی برای صعود ماگمای اسیدی در پوسته بالایی را فراهم آورند (گیل، ۲۰۱۰). در این حالت ماگما با صعود متناوب، شکستگی‌های حلقوی و بخش‌های خالی و مخفی سقف را در بالا پر کرده و یک توده نفوذی شبیه ظرف ناقوس را تشکیل می‌دهد. استوپینگ و فرونشست کالدرون در نفوذی‌های کم عمق عمل می‌کنند که در آنجا پوشش سنگ‌های نسبتاً سرد میزبان مستعد گسیختگی می‌باشند. این روند تحت عنوان آسان‌گیر^۱ توصیف شده، زیرا فرونشست به آسانی به سنگ‌های پوسته و ماگما اجازه می‌دهد تا جای خودشان را تغییر دهند (گیل، ۲۰۱۰).

۴-۹-۲- گنبدی شدن

گنبدها خود به دو صورت ایجاد می‌گردند: ۱- گدازه‌ای: این نوع گنبد در ماگماهای پر سیلیس با ویسکوزیته بالا نمی‌توانند به راحتی از منفذ خود خارج شوند (فینک و همکاران، ۱۹۹۰؛ کانکو و همکاران، ۲۰۰۲؛ گوتو و توشیا، ۲۰۰۴). ۲- کریپتودم: در زیرپوشش نازکی از سنگ‌های پوسته سرد شده و باعث گنبدی شدن رسوبات یا سنگ‌ها به سمت بالا می‌شوند (میناکامی و همکاران، ۱۹۵۱؛ مک فی و همکاران، ۱۹۹۳؛ استیوارد و مک فی، ۲۰۰۳). یکی از شروط لازم برای رخ دادن این مورد این است که نیروهای فشارشی ماگما به اندازه کافی بزرگ باشد تا بر نیروهای حاصل از جرم طبقات بالایی و مقاومت برشی غلبه کند. طبق نظریه آندرسون (۱۹۵۱) در فرایند گنبدی شدن چون فشار ماگما در بالای توده در جهت قائم است، در شرایط شکننده غسل‌های نرمال و در شرایط شکل‌پذیر بودیناژ تشکیل می‌شود؛ اما در شرایط افقی (در طرفین توده) در شرایط شکننده غسل‌های معکوس و یا راستا لغز و در شرایط شکل‌پذیر چین‌خوردگی ایجاد

^۱ Permissive

می‌گردد. ضمناً در بخش فوقانی پوسته نیز به دلیل شرایط شکننده، گنبدی شدن غالباً به تشکیل شکستگی‌های شعاعی در سطح زمین منجر می‌شود (کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۵). در گنبد آندزیتی چاه موسی، هیچ کدام از این تغییر شکل‌ها مشاهده نمی‌شود.

۴-۹-۳- استوپینگ (فروزش)

در استوپینگ فضای لازم برای صعود ماگما توسط جدا شدن و فرورفتن بلوک‌های سقف محفظه احاطه‌کننده ماگما ایجاد می‌گردد. مقیاس این بلوک‌ها از چند متر تا صدها متر تغییر می‌کند؛ بنابراین ماگما بالا می‌آید و بلوک‌ها به داخل ماگمای زیرین تغییر مکان می‌دهند. لازمه استوپینگ انتشار ماگما به سمت بالا و داخل سنگ‌های سقف از طریق ترک‌ها و شکستگی‌ها بوده و این عامل در جهت نفوذ ماگما صورت می‌پذیرد. گرچه استوپینگ نمای سقف بسیاری از نفوذی‌های فلسیک را تغییر می‌دهد ولی شواهدی وجود دارد که نشان می‌دهد استوپینگ تدریجی، یک روش برای صعود پلوتون‌های گرانیتی است (گلازور و بارتلی، ۲۰۰۶ در گیل، ۲۰۱۰). به نظر می‌رسد این روند فضای کافی برای استقرار ماگما را تأمین نمی‌کند و تنها یک توصیف انتقال مواد در اتاق ماگمایی است.

گنبد آندزیتی چاه موسی اگرچه در اعماق کم پوسته جایگزین شده است اما به جز در امتداد حاشیه‌های شرقی گنبد چاه موسی، در سایر قسمت‌های دیگر فاقد بلوک‌های افتاده از سقف است؛ بنابراین فرایند استوپینگ تا حدی در جایگزینی گنبد مذکور مؤثر بوده است.

۴-۹-۴- صعود دیاپیری

دیاپیریسم یک پلوتون توصیف‌کننده صعود و استقرار یک توده نفوذی است. بر اساس تعریف، یک دیاپیر تقریباً به صورت یک قطره اشک است که قطر نهایی آن بعد از استقرار افزایش می‌یابد (پاترسون و ورنون، ۱۹۹۵). این صعود معمولاً به عنوان یک سازوکار جایگزینی قدرتمند شناخته می‌شود؛ زیرا باید قشرهای پوشاننده شکسته شود تا راه برای صعود ماگما باز شود. در طول بالا

آمدن ماگما در خود بدنه گرانیتوئید، حجم توده بالارونده مهم بوده و چگونگی صعود دیاپیری و استقرار توده را تعیین می‌کند (میلر و پاترسون، ۱۹۹۹، در گیل، ۲۰۱۰). برخی از مهم‌ترین شواهد رخداد دیاپیرها به شرح زیر است:

(۱) در نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای معمولاً توده‌های نفوذی دایره‌ای یا بیضی‌شکل هستند که الگوهای پوسته پیازی از خود نشان می‌دهند (شولدر، ۱۹۷۹؛ پاترسون و ورنون، ۱۹۹۵).

(۲) حضور میلونیت‌ها، زون‌های برشی متعدد و برگواره‌های مغناطیسی موازی با محل تماس از دیگر شواهد دیاپیرهاست (گودین، ۱۹۹۴؛ اشمیلینگ و همکاران، ۱۹۹۸؛ کرودن، ۱۹۹۰).

(۳) این سازوکار صعود برخی از سازه‌های منحصربه‌فرد در خود گنبد و همچنین در سنگ‌های میزبان اطراف ایجاد می‌کند. همان‌طور که توسط کلمنز و همکاران (۱۹۷۷) فرض شد یا بتمن (۱۹۸۴) پیشنهاد داد در سقف منطقه خطواره‌های مغناطیسی شعاعی به سمت بیرون باید رخ دهد.

(۴) در سنگ پوشاننده، پهنه‌های برشی باریکی در حین نفوذ توده گسترش می‌یابند که شیب اندکی به دور از مرکز توده نفوذی دارند. در نواحی مرکزی توده گنبدی، سنگ پوشاننده دچار تغییر شکل شده و ساختارهای نقطه‌ای (گوشه‌دار - تیز شده) تولید می‌شوند که به حرکت رو به بالای ماگما اشاره دارد (خطواره‌های مغناطیسی شیب‌دار و بیضوی‌های کشیده در اثر فشار).

(۵) بیضوی‌های دوکی‌شکل و کشیده شده که بر اثر فشار در نزدیک سطح تماس با سنگ میزبان موثرتر و بیشتر از مرکز توده ایجاد می‌شوند؛ بنابراین گرادیان فشار به سمت مرکز گنبد توسعه یافته است (بتمن، ۱۹۸۴؛ کلمنز و همکاران، ۱۹۷۷).

(۶) در نزدیکی کف گنبد (دیاپیر) احتمالاً یک منطقه فشار بالا با شیب تند وجود دارد. سنگ‌های میزبان لایه‌لایه به صورت ناودیس لبه‌دار^۱، ساختارهای سنگ پوشاننده (محور چین‌ها و

^۱ Rim-Synclines

خطواره‌های مغناطیسی نیمه افقی کانی‌ها) با شیب کم چرخیده و جهت‌گیری کرده و به سمت نزدیکی سطح تماس با سنگ میزبان، جریان رو به پایین را نشان می‌دهد. علی‌رغم رخنمون دایره‌ای شکل و لایه‌بندی متحدالمرکز گنبد آندزیتی چاه موسی، گسترش بافت‌های پورفیری در سنگ‌های گنبد آندزیتی که نشانه عمق استقرار در اعماق پوسته است؛ ضخامت کم هاله دگرگونی در سنگ‌های دربرگیرنده، نبود تغییر شکل‌های خمیری در سنگ میزبان و عدم وجود زون‌های برشی در اطراف، امکان جایگزینی آن به روش دیاپیری را منتفی می‌کند.

علاوه بر مشکلات مرتبط با تشریح صعود گرانشی گنبد‌های گرانیتهی ابهامات و مشکلات دیگری نظیر از دست دادن حرارت و انتقال آن به دیواره سنگ، نیاز به انرژی استرس بالا برای غلبه بر شکستن و گذر کردن و انعطاف‌پذیری توسط برخی از محققین ارائه شد که بیشتر آنها حکایت از رد دیاپیریسم داشتند و اینکه دیاپیریسم را یک روند زنده و فعال در نظر بگیرند مورد شک قرار گرفت (مارش، ۱۹۸۲).

۴-۹-۵- بالونی شدن (بادکنکی)

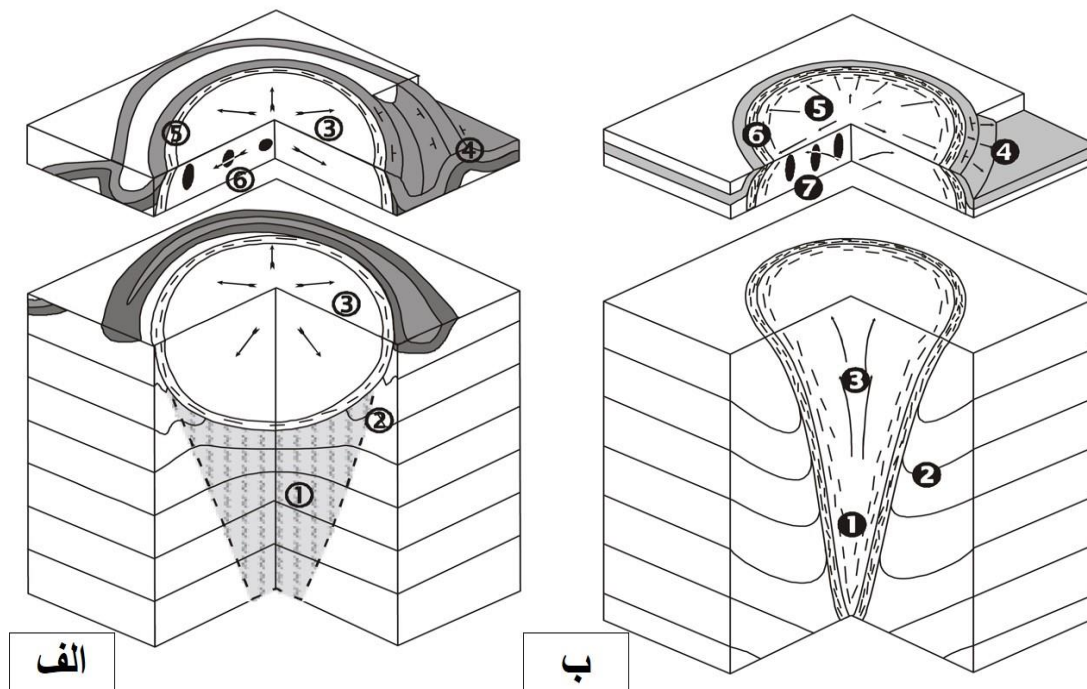
در مطالعات گرانشی الیور و همکاران (۱۹۹۹) برای جایگیری گرانیتهای درجه پایین پیرنئن پوسته بالایی این نوع هندسه جایگیری (بالونی) پیشنهاد شده است. یک پیوستگی بین تعریف بالونی شدن و صعود دیاپیری در ماگماهای گرانیتهوئیدی وجود دارد. اگر ماگمای صعودکننده نیمی از قطر بدنه خود را طی کند دیاپیر نیست (باید حداقل از اندازه قطر بدنه خود بیشتر باشد) و در این صورت بالونی نیز نیست زیرا باید در همه جهات گسترش یابد.

علاوه بر این در صورتی که سازوکار استقرار، یک بالون واقعی و یا یک دیاپیر واقعی باشد نشانه‌های ساختاری در بدنه گرانیتهوئیدی و همچنین در سنگ میزبان می‌تواند نشان‌دهنده انطباق زیاد بین چین‌خوردگی رسوبات انباشته، دواپر متحدالمرکز، برگواره‌های مغناطیسی موازی با حاشیه و غیره

باشد. این شرایط توصیف‌کننده مدت بالونی شدن یا دیاپیریسم است که از آن برای اشاره به بالون‌های واقعی یا دیاپیریسم استفاده می‌شود (بیکر و همکاران، ۲۰۰۰). فرایند بالونی شدن را نمی‌توان جزء صعود ماگما قلمداد کرد؛ اما حالتی را شرح می‌دهد که توده ماگمایی در حالت شناور بین یک ساختار ناهمگن رئولوژیکی در پوسته به دام افتاده است. تمایز بین ساختارهای گنبدی و بالونی بسیار دشوار است و گاهی غیرممکن به نظر می‌رسد. خصوصاً زمانی که دیاپیر بعد از توقف ماگما به شکل دیاپیرهای بالونی گسترش یافته باشد (براون و همکاران، ۱۹۹۰).

در این مدل ماگما از زیر محل تغذیه‌کننده توده نفوذی نشأت می‌گیرد و با فشار به داخل مخزن ماگمایی تزریق و منجر به افزایش حجم مخزن می‌گردد. تشکیل یک اتاق ماگمایی (اتاق بزرگ) با صعود یک مایع حاوی بلور بالا می‌آید تا به یک سطح خنثی برسد و به حالت شناوری درآید. شکل و حالت بالون موردنظر به تدریج و با تزریق ماگما گسترش می‌یابد؛ بنابراین سنگ پوشاننده باید علائم فشار و مسطح شدگی (پهن شدگی) را با بیضوی فشار محدود، موازی حاشیه‌های خارجی توده در هر قسمت از توده را نشان دهد (رمزی، ۱۹۸۹).

این بدان معنی است که بیضوی‌های پهن شده در اثر فشار در ناحیه استوایی بالون با ملایمت به سمت بیرون شیب می‌گیرند و به صورت بیضوی‌های پهن شده در منطقه بام بالون درمی‌آیند تورم مخزن ماگمایی، سنگ دیواره نرم و شکل‌پذیر را به اطراف هل داده (گودین، ۱۹۹۴؛ بست و کریستینسن، ۲۰۰۱) و با ورود بیشتر و پیشرفت ماگما به داخل مخزن برگواره‌های مغناطیسی کم‌وبیش متحدالمرکز درون توده به موازات محل تماس ایجاد می‌شوند (رمزی، ۱۹۷۵؛ سیلوستر و همکاران، ۱۹۷۸؛ بتمن، ۱۹۸۵؛ کوریوکس، ۱۹۸۷؛ پاترسون، ۱۹۸۹؛ پاترسون و همکاران، ۱۹۹۱). شکل ۴-۴۱ چگونگی استقرار توده‌های گرانیتهی و ساختارهای مربوط به آنها را نشان می‌دهد. در مرحله بعدی توده نفوذی از قسمت خارج به سمت داخل توده سرد می‌شود. ماگمایی که در پوسته صعود می‌کند سردتر و گرانش‌تر شده، بنابراین پیشروی و صعود آن ممکن است متوقف شود. انشعابات عمیق همان جریان ماگمایی که دماهای بالاتر خود را حفظ می‌کنند به صعود ادامه داده و به توده سرد بالایی هجوم می‌برند.



شکل ۴-۴۱- مقایسه عوارض ساختاری حاصل از دو مکانیسم بالونی شدن

(الف) جایگیری بالونی و (ب) صعود دیاپیری (بیکر، ۲۰۰۰). الف) توده بالونی شده. ۱) منطقه‌ای با ساختار ضعیف که در زیر بدنه اصلی توده نفوذی قرار گرفته است؛ ۲ و ۴) مستقیماً از طریق خوردگی در بین ساختارهای رسوبی مدور شکل گسترش پیدا کرده‌اند. ۳) گسترش بدنه ماگمایی به صورت بالن موجب کاهش تمایز ساختارهای ماگمایی شده است (حالت همگن). ۵) حاشیه بیرونی ممکن است نشان‌دهنده منطقه تغییر حالت جامد در اثر جایگزینی یک پالس از اتاق ماگمایی باشد. ۶) بیضوی تنش اندازه‌گیری شده نشان‌دهنده افزایش تدریجی پهن‌شدگی آنها به سمت قطبین است. ب) صعود دیاپیری (برگرفته شده از کلمنز و همکاران، ۱۹۷۷). ۱) دم دیاپیر از عمق به پوسته بالا می‌آید. ۲) سنگ‌های دربرگیرنده و رسوبات به سمت بالا جابه‌جا می‌شوند که این خود ناشی از حرکت مخرب و رو به بالای ماگما است. ۳) ممکن است شیب خطواره‌های مغناطیسی در مرکز توده زیاد شود. ۴) رسوبات در محل تماس با توده یک برگواره‌ی مغناطیسی موازی و خطواره‌ی مغناطیسی شعاعی را نشان می‌دهد، که این خود معرف کج شدن توالی‌های رسوبی است. ۵) خطواره‌های مغناطیسی به دور از مرکز توده ممکن است مرتبط با فابریک جریان ماگما باشد. ۶) حاشیه بیرونی توده نفوذی ممکن است یک منطقه به شدت تغییر شکل یافته هم در سنگ‌های دربرگیرنده و هم در داخل خود گرانیتوئید نشان دهد. ۷) بیضوی تنش اندازه‌گیری شده یک مسطح‌شدگی را در اثر بالا آمدن ماگما به وجود آورده است.

این فرایند به بالا آمدگی گنبد و انبساط شعاعی بدنه ماگمایی منجر می‌شود (گیل، ۲۰۱۰). در این وضعیت توده نیمه کروی است و سطح کروی و سیال داخلی توده ماگمایی را (از جهت بلوری) با پوسته در حال تبلور جدا می‌کند؛ که این قسمت خود تحت کشش و فشار ناشی از ورود ماگما به

داخل بالون است. شهرت خاص این فرایند به این خاطر است که در اثر بالونی شدن معمولاً در داخل توده منطقه‌بندی ترکیبی متحدالمرکز به وجود آمده و یک برگواره مغناطیسی متحدالمرکز ایجاد می‌شود که شدت و وضوح آن از سمت حاشیه بالون به سمت مرکز بالون کاهش می‌یابد (هولدر، ۱۹۸۱؛ کلمنز و همکاران، ۱۹۷۷). ممکن است در یک بالون خطواره‌های مغناطیسی شعاعی از نزدیک مرکز توده نفوذی به سمت منطقه تماس توده نفوذی با دیواره سنگ میزبان ایجاد گردد که خود نشان‌دهنده تورم و بالونی شدن است (کلمنز و همکاران، ۱۹۷۷).

همان‌گونه که توسط زینولیت‌های مسطح و دیگر مشخصه‌های تغییر شکل نشان داده شده است در مناطق خارجی پلوتون و در سنگ پوشش میزبان دربرگیرنده فشردگی به سمت خارج است که این فشردگی توسط هسته در حال انبساط ایجاد می‌گردد (گیل، ۲۰۱۰).

یکی از بهترین نمونه‌های شناخته شده از توده‌های بالونی، توده آردارا در شمال ایسلند است (برگر، ۱۹۷۲).

در ادامه برخی از مهم‌ترین نکات در شناخت توده‌های نفوذی که به روش بالونی شدن جایگزین شده‌اند، آورده شده است:

بدنه گرانیتوئیدهای بالونی شده متورم است و هیچ‌گونه نشانه‌ای از حرکت رو به بالا در آن دیده نمی‌شود (پاترسون، ۱۹۹۶). نکته جالب توجه در مورد توده‌های نفوذی این است که علاوه بر این که هیچ‌گونه پهنه‌بندی از نظر پتروگرافی و تغییر ماهیت کانی‌شناسی در آن رخ نداده و توده نفوذی از نظر ماهیت کانی‌شناسی یکدست و همگن است (توده‌ای بودن آن)، اما تورق متحدالمرکز درون توده نفوذی از مرکز به سمت محل تماس توده با دیواره سنگ میزبان دیده می‌شود. این تورق متحدالمرکز همراه با یک فابریک پهن شده در قطب‌های غالب می‌تواند نشانه بالونی شدن آن باشد که به صورت عمودی و پهن‌شدگی در عرض در قسمت‌های بالایی بخش توده نفوذی باشد. محل قرارگیری ماگما در یک میدان تنش ضعیف رخ داده است. فشار نیروهای توده نفوذی برای شکل دادن به ساختارهای داخلی آن صورت گرفته است. بین دو توده که یکی

تحت تأثیر تنش‌های تکتونیکی خارجی بوده و دیگری فاقد این فشارها بوده، تفاوت‌های ساختاری وجود دارد. صعود ماگما در شکستگی‌ها و در امتداد مرزهای رتولوزیکی یکی از شایع‌ترین فضا‌های استقرار توده ماگمایی در قسمت‌های بالایی پوسته است (بردل و همکاران، ۱۹۹۵؛ کوری، ۱۹۸۸، در گیل ۲۰۱۰). براین اساس درزه سنگ‌های میزبان موجود در محل تماس با فشار توده افزایش می‌یابد. از لحاظ ساختاری، این توده‌ها به دو بخش مرکزی با ساختمان توده‌ای و بخش خارجی با ساختمان لایه‌لایه قابل تقسیم است. در برخی از توده‌ها ممکن است لایه‌های متحدالمرکز به صورت لایه‌های متناوب تیره و روشن دیده شود که از حاشیه به سمت داخل توده متناوباً تکرار شوند (همانند توده نفوذی سلفچگان، کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۵). آرایش متحدالمرکز لایه‌ای توده نفوذی که شیب آنها به سمت داخل توده است و احتمالاً ناشی از صعود متناوب ماگما به داخل مخزن ماگمایی در حال انبساط بوده است؛ این ساختار متحدالمرکز در تصاویر برگواره‌های مغناطیسی منطقه مورد مطالعه مشخص است (شکل ۴-۳۷). در داخل هر توده احتمال وجود آنکلاوهایی از سنگ میزبان اولیه (یا از جنس خود توده) وجود دارد. سمت و سوی فشار از خارج توده به سمت داخل توده کاهش می‌یابد؛ و از شواهد آن می‌توان به کشیدگی آنکلاوها در حاشیه‌ها و بی‌شکلی آنکلاوها در قسمت‌های مرکزی اشاره کرد (شکل ۴-۴۲ و ۴-۴۳). این موضوع در فصل دوم با جزئیات کامل آورده شده است.

رخنمون تقریباً دایره‌ای تا بیضوی شکل گنبد آندزیتی چاه موسی، عدم مشاهده پهنه‌بندی پتروگرافی، حضور آنکلاوهای کشیده فراوان در حاشیه گنبد (شکل ۴-۴۲)، بالازدگی و افزایش شیب لایه‌های توفی میزبان ناشی از فشار ماگما در هنگام استقرار و در نتیجه افزایش استرین به حاشیه؛ توده‌ای بودن بخش‌های مرکزی گنبد آندزیتی چاه موسی و لایه‌لایه (پوست‌پیزی) بودن حواشی غربی (شکل ۲-۲۱)، خرد شدگی و دگرشکلی شدید سنگ‌های میزبان به ویژه در حواشی غربی، همگی شواهدی از رشد و انبساط گنبد آندزیتی چاه موسی در اثر تزریق به روش بالونی

شدن می باشند. به نظر می رسد ماهیت شکل پذیر سنگ‌های میزبان (برش‌های آتشفشانی) به‌ویژه در حواشی غربی گنبد به تورم مخزن ماگمایی کمک نموده است.



شکل ۴-۴۲- آنکلاوهای تطویل شده در حاشیه‌های گنبد آندزیتی که همگی به موازات حاشیه جهت گیری پیدا کرده‌اند.

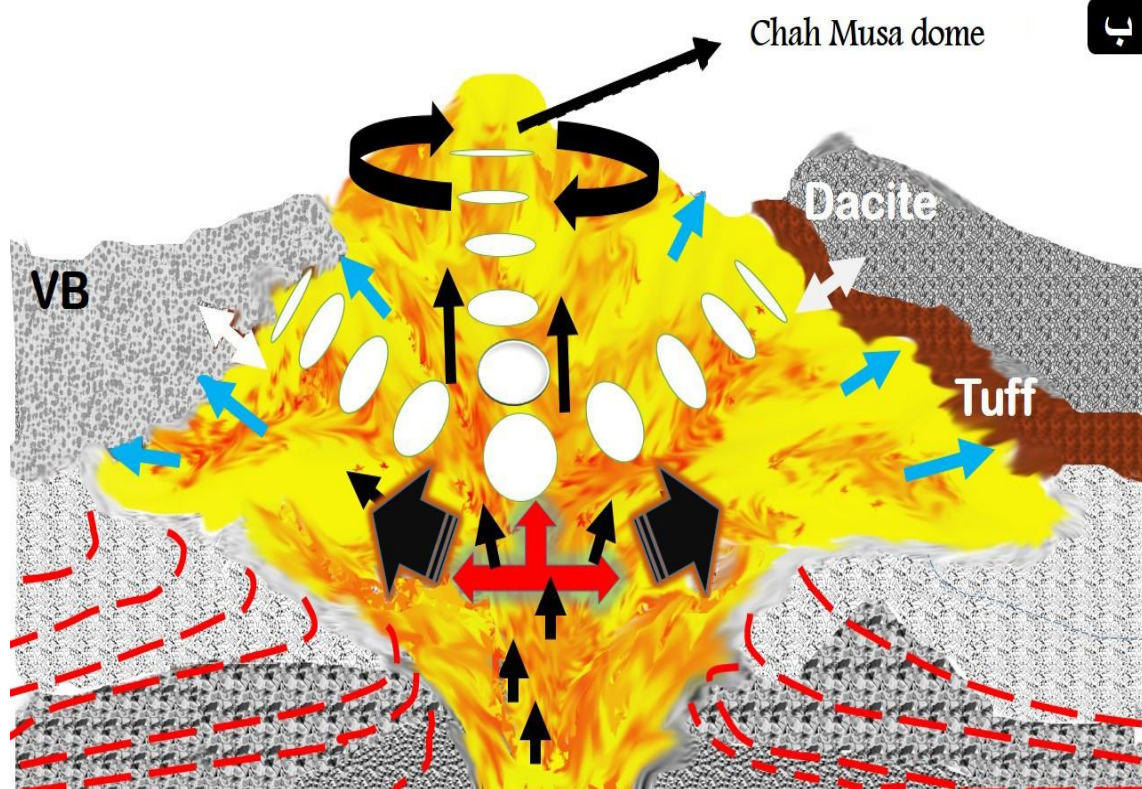
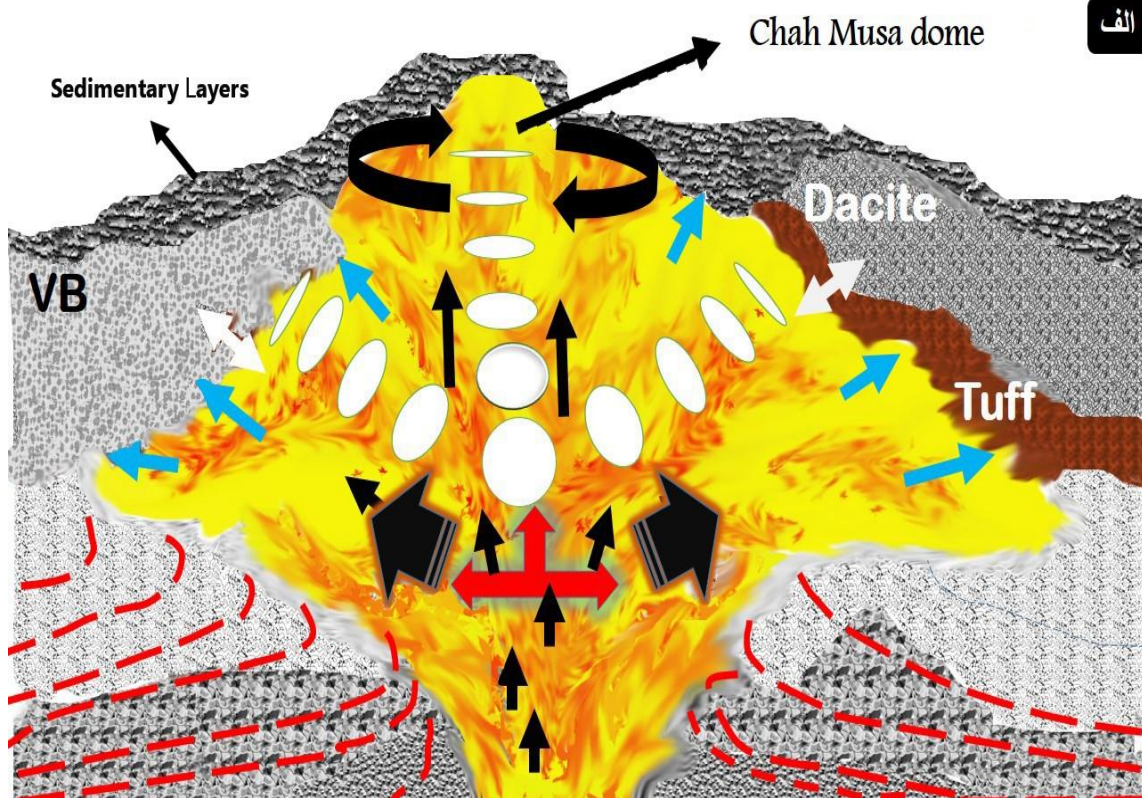


شکل ۴-۴۳- آنکلاوهای کوچک گرد شده فاقد جهت‌گیری خاص در قسمت‌های مرکزی گنبد.

با توجه به شواهدی که تا اینجا ارائه گردید کاملاً بدیهی است که گنبد آندزیتی چاه‌موسی از طریق بالونی شدن جایگیری نموده است. شواهد و یافته‌های حاصل از مطالعات فابریک مغناطیسی نیز این موضوع را تأیید می‌نماید. برخی از مهمترین این شواهد در زیر آورده شده است.

- بالاترین مقدار درجه ناهمسانگردی (P%) در امتداد قطر کوچک گنبد بیضوی شکل چاه‌موسی

- مشاهده فابریک پهن شده یا به عبارتی بیضوی مغناطیسی کلوچه‌ای ($T > 0$) در بخش‌های مرتفع و حوالی قله گنبد چاه‌موسی که می‌تواند به عنوان سقف گنبد در نظر گرفته شود.
 - خطواره‌های مغناطیسی با شیب زیاد در بخش مرکزی گنبد آندزیتی و خطواره‌های مغناطیسی با شیب متوسط و کم در حاشیه‌ها؛
 - الگوی متحدالمرکز حاصل از امتداد برگواره‌های مغناطیسی ایستگاه‌های نمونه برداری شده و شیب بالاتر از ۳۰ درجه آنها.
- در پایان با توجه به عملکرد گسل‌های چپ لغز انجیلو و ترود و تکتونیک حاکم بر منطقه در زمان استقرار این گنبد آذرین، می‌توان جایگزینی گنبد آندزیتی چاه‌موسی را به یکی از بازشدگی‌های کششی موجود در پهنه برشی راست‌الغز کمربند ماگمایی ترود-چاه شیرین نسبت داد (شکل ۲-۲).



شکل ۴-۴۴- فشار وارد کردن گنبد آندزیتی به محیط اطراف، به اشکال دوکی شکل و صفحه ای شکل و جهت قرار گیر آنها دقت شود. الف، ب، به ترتیب قبل و بعد از فرسایش رسوبات پوشش دهنده.

فصل پنجم

خلاصه نتیجه گیری

۵-۱- خلاصه و نتیجه گیری

گنبد آندزیتی چاه موسی در شمالی‌ترین بخش واحد ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. منطقه مورد مطالعه از چند گروه سنگی شامل توف، داسیت و آندزیت تشکیل شده است. واحد توفی در ظاهر ریز بلور و با ظاهری نه‌چندان مقاوم و یکدست به رنگ قرمز تا قهوه‌ای دیده می‌شود. گنبد آندزیتی و روانه داسیتی از نظر ماکروسکوپی، نیمه بلورین و دانه متوسط در برخی مناطق دانه درشت بوده و رنگ‌ها از خاکستری تا سبز مایل به سیاه تغییر می‌کند. در اثر نفوذ این گنبد آندزیتی به درون توالی‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن دگرسانی‌هایی به وجود آمده است. این دگرسانی‌ها باعث تغییر و تحولاتی در ترکیب کانی شناسی و ژئوشیمی سنگ شده است که در اثر آن کانی‌های مختلفی ایجاد یا حذف شده‌اند. به این منظور در مطالعات پتروگرافی تأثیر دگرسانی بر سنگ‌های سالم و دگرسان و کانی‌های آن به‌ویژه منیتیت موجود در واحدهای سنگی این گنبد آندزیتی، مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس این مطالعات مشخص شد داسیت‌ها که غالباً بخش‌های حاشیه‌ای منطقه مورد مطالعه را به خود اختصاص داده‌اند، از کانی‌های پلاژیوکلاز و اکسی هوربلند خودشکل تا نیمه خود شکل تشکیل شده‌اند. کانی‌های اخیر حاوی ادخال‌هایی از آپاتیت، منیتیت و اسفن است. به‌طور کلی این واحدهای سنگی نسبت به گنبد آندزیتی سالم‌تر بوده و دگرسانی‌های کمتری در آنها مشاهده می‌شود. یکی از کانی‌های مهم در مطالعات فابریک مغناطیسی منیتیت است که این کانی در واحدهای مذکور به صورت خود شکل تا نیمه خود شکل و با ابعاد کوچک ($0/2$ تا $0/8$ میکرومتر) وجود دارد. در برخی از مقاطع نیز با وجود دگرسانی آرژیلیک که باعث آب شویی منیتیت در این منطقه گردیده است. آندزیت‌ها که در مقایسه با داسیت‌ها در قسمت‌های مرکزی منطقه مورد مطالعه وجود دارند، در نمونه دستی دارای پلاژیوکلازهای دانه درشت فراوان، و اکسی هوربلندهای زیادی بوده که چهره پورفیروئیدی را در این سنگ‌ها به وجود می‌آورند.

در اثر اعمال نیروهای زمین ساختی این توده متحمل درز و شکستگی عبور سیالات گرمایی را مهیا نموده و تغییرات کانی‌شناسی و بافتی خاصی را در داخل توده ایجاد کرده است. مهم‌ترین تغییرات حاصل از دگرسانی با حضور رگه و رگچه‌های کلسیت، مس و مشتقات آن و بعضاً کوارتز از مقیاس میلی‌متری در مقاطع نازک میکروسکوپی تا چند ده سانتیمتری در اطراف کانسار مس موجود مشخص می‌شود. در مطالعات صحرایی، این رگه و رگچه‌ها دارای رنگ روشن (رگه‌های کلسیتی) سبز و سبز خاکستری بوده و با عرض متفاوت در برخی از قسمت‌های منطقه مورد مطالعه پراکنده شده‌اند. در اثر این دگرسانی منیتیت در آنها به طور بخشی یا کامل محو شده است. منیتیت که یکی از کانی‌های فرعی رایج در سنگ‌های نفوذی سالم هستند در اثر این دگرسانی بعضاً حذف شده است.

به‌طور کلی در منطقه دو نوع دگرسانی با ویژگی آرژیلیک و فیلیک رخ داده است. به‌طور کلی دگرسانی آرژیلیک باعث کاهش عناصر آهن و منیزیم و تبدیل پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی شده است. طی مطالعاتی که به منظور فابریک مغناطیسی انجام گرفته تمام شواهد موجود به روی پارامترهای فابریک مغناطیسی به خصوص پذیرفتاری مغناطیسی و ناهمگنی مغناطیسی به دقت مورد ارزیابی قرار گرفته است.

به‌طور کلی در منطقه مورد مطالعه پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌های اندازه‌گیری شده بین ۴۰۰ تا 18000μ و ناهمگنی آنها بین ۱ تا ۱۰٪ تغییر می‌کند. سنگ‌های تقریباً سالم و کمتر دگرسان شده از بیشترین مقادیر پذیرفتاری و ناهمگنی کمتری برخوردارند. میزان پذیرفتاری مغناطیسی در روانه داسیتی بیشتر از مقدار آن در گنبد آندزیتی است و با توجه به این موضوع می‌توان به گسترش دگرسانی در گنبد آندزیتی پی برد.

مشاهدات میکروسکوپی و اندازه‌گیری‌های ترمو مگنتومتري گویای حضور منیتیت به عنوان حامل مغناطیسی در سنگ‌های سالم و با پذیرفتاری بالا است. لازم به ذکر است که پارامترهای AMS در گرانیتهای فرومغناطیسی به سختی تفسیر می‌شوند زیرا انطباق خوبی بین پذیرفتاری

مغناطیسی، کانی‌شناسی و درصد ناهمگنی مشاهده نمی‌شود. در گنبد آندزیتی چاه‌موسی نیز طی بررسی‌های مختلف هرچند که شواهد گمراه‌کننده و ضدو نقیضی ممکن است وجود داشته باشد، اما به خوبی رابطه بین پارامترهای مغناطیسی مختلف به دقت بررسی شده است. از آنجاکه فرایند دگرسانی موجب تغییراتی بر روی فابریک مغناطیسی این گنبد آندزیتی شده است، لذا بررسی‌هایی به روی تغییرات حاصل از این فرایند صورت گرفته است، نشان می‌دهد دگرسانی باعث تغییر پذیرفتاری و درصد ناهمگنی شده و حتی در موارد الگوهای برگواره‌های مغناطیسی و خطواره‌های مغناطیسی را تغییر داده است. در مجموع می‌توان گفت که فرایندهای دگرسانی باعث کاهش پذیرفتاری مغناطیسی شده است. این عامل تغییراتی را در درصد ناهمگنی نیز به وجود آورده است. وابستگی پذیرفتاری مغناطیسی و ناهمگنی در سنگ‌های دگرسان شده با یکدیگر و تقریباً با تغییرات خیلی ناچیز در جهت‌گیری محورهای اصلی با مدل‌های از قبل ارائه شده مطابقت دارد.

در حواشی این گنبد آندزیتی و در محل تماس گنبد چاه‌موسی با سنگ‌های میزبان برگواره‌های مغناطیسی موازی با لایه‌های میزبان شیب و جهت گرفته‌اند. در فواصل دور از محل تماس توده روند عمودی شدن لایه‌های سنگ میزبان مشاهده نمی‌شود.

همانگونه که انتظار می‌رود روند برگواره‌های مغناطیسی در قسمت‌های مرکزی گنبد آندزیتی حالت آشفستگی را نشان می‌دهند که این با الگوهای جای‌گیری گنبد آندزیتی چاه‌موسی همخوانی دارد.

روند خطواره‌های مغناطیسی در قسمت‌های تغذیه‌کننده گنبد آندزیتی درای میل زیاد هستند که این مورد نیز با الگوی گنبدی همخوانی داد.

۵-۲- پیشنهادها برای مطالعات آینده

به منظور افزایش بهره‌مندی از مطالعات پیشرو در منطقه چاه‌موسی موارد زیر پیشنهاد می‌شود.

- شیمی سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانسار مس و شناسایی انواع دگرسانی‌ها
- مطالعه و بررسی ایزوتوپ‌های رادیوژنیک (ناپایدار) در تعیین منشأ دقیق ماگما و ماهیت سیالات،
- انجام آزمایش سیالات درگیر به منظور پی بردن به دما و شوری سیالات کانه زا،
- تعیین نسبت‌های ایزوتوپ‌های رادیوژنیک به منظور استفاده‌های پتروژنتیکی و سنی سنگ‌های آتشفشانی و گنبد آندزیتی.

منابع

- احدنژاد و، (۱۳۸۸)، رساله دکتری، " مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی ملایر"، دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران.
- اسماعیلی د، (۱۳۸۶)، "مدل ژئودینامیکی جایگیری توده گرانیتوئیدی شاهکوه (شرق ایران) با استفاده از تکنیک AMS"، دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.
- اسماعیلی د، وکیلی ف، قلمقاش ج، (۱۳۸۳)، " نتایج اولیه ناهمسانگردی مغناطیس پذیری در توده گرانیتوئیدی شاهکوه (جنوب بیرجند) " فصل نامه علوم زمین، شماره ۵۴.
- اشراقی، ص.ع، ۱۳۷۷، گزارش و نقشه زمین شناسی ۱:۲۰۰۰۰ منطقه معلمان دامغان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- اصلانی ع، (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مکانیسم جایگیری بخشی از باتولیت الوند در جنوب غرب همدان"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات کشور، تهران
- امام جمعه ا، (۱۳۸۵)، پایان نامه کارشناسی ارشد "زمین شناسی، کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس چه موسی (شمال غرب ترود، استان سمنان)" دانشکده علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس
- آقناباتی س. ع. (۱۳۸۳) "زمین شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران. ۵۸۶ ص.
- گیل، ر، ۱۳۸۸ "راهنمای کاربردی سنگ ها و فرایندهای آذرین" اله پور، ا، شبانی، ف، ا، انتشارات رزقی، خراسان جنوبی ۲۱۴-۳۱۴.
- بدلو س، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی مکانیسم جایگیری توده گرانیتوئیدی گل زرد (شمال الیگودرز) به روش AMS"، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- پور علی زاده مقدم م، (۱۳۹۲) "سازوکار جایگیری توده نفوذی ۵ کوه (جنوب شرق دامغان) با استفاده از روش ناهمگنی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم دانشگاه صنعتی شاهرود

جعفریان ع، (۱۳۶۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوژی قوس ولکانوپلوتونیک رشته کوه کوه زر- ترود و مجموعه‌های کانه‌زایی وابسته"، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران.

جمشیدی خ، صادقیان م، قاسمی ح، (۱۳۹۴) رساله دکتری، "پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبد‌های آداکیتی شمال باشتین، سبزواری"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
خادمی م، (۱۳۸۶)، رساله دکتری: "ویژگی‌های ساختاری و وضعیت زمین‌شناسی منطقه ترود"، دانشگاه شهید بهشتی، صفحه ۲۰۰.

خواجه زاده ح، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین نفوذی شمال مغلان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

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

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

رشیدنژاد عمران ن، (۱۳۷۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی تحولات سنگ‌شناسی و ماگمایی و ارتباط آن با کانی‌سازی طلا در منطقه باغو (جنوب شرق دامغان)"، دانشگاه تربیت معلم.

ساکي س، صادقیان م، (۱۳۹۲)، "ارتباط متقابل بین ژئوشیمی و ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) در توده گرانیتوئیدی بوئین- میاندشت" اولین همایش زمین‌شناسی کاربردی ایران، دانشگاه دامغان.

ساکي س، صادقیان م، قاسمی ح، (۱۳۹۴)، "تفسیر فابریک‌های مغناطیسی مبتنی بر تغییرات ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی بوئین- میاندشت" پژوهشکده علوم زمین، شماره ۹۸، ص ۳۹۸-۳۹۴.

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

شیبی م، (۱۳۹۴)، " تغییرات الگوهای فابریک مغناطیسی توده‌های نفوذی در طی انواع دگرسانی‌های گرمایی " بیست و سومین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دامغان.

شیبی م، پورعلیزاده مقدم، م، (۱۳۹۳)، " سازو کار جایگیری توده گرانیتوئیدی پنج کوه با استفاده از روش فابریک مغناطیسی " فصل نامه علوم زمین ، سال ۲۴، شماره ۹۶، ص، ۱۱۷-۱۲۸.

شیبی م، مجیدی پ، (۱۳۹۳)، " سازو کار جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو با استفاده از روش فابریک مغناطیسی " پژوهشکده علوم زمین ، شماره ۹۵، ص، ۸۷-۹۸.

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

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

صادقیان م، ولی ولی زاده م، (۱۳۸۶)، " سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی زاهدان در پرتو روش AMS " پژوهشکده علوم زمین، شماره ۶۶.

صادقیان، م، ولی زاده، م، (۱۳۸۶)، سازوکار جایگیری توده‌ی گرانیتوئیدی زاهدان در پرتو روش

AMS، فصلنامه علوم سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی شماره ۶۶، ص، ۱۵۹-۱۳۴.

عابدیان، ن، دری، م، ۱۳۷۵، بررسی معادن مس استان سمنان، سازمان صنایع و معادن استان سمنان

قربانی ق، (۱۳۸۴)، رساله دکتری: "پترولوژی سنگ‌های ماگمایی جنوب دامغان"، دانشگاه شهید

بهشتی، صفحه ۳۵۰.

کریم پور م، ح، سعادت، س، (۱۳۸۱) "زمین شناسی اقتصادی کاربردی". نشر مشهد، ص ۵۳۵

کنعانیان، علی؛ الیاسی، م؛ نظری وانانی، م، (۱۳۸۵) "بررسی نحوه جایگیری توده کوارتز دیوریتی

سلفچگان بر اساس شواهد صحرایی و پتروگرافی" مجله علوم دانشگاه تهران ۳۲، ۱ (۱۱۱)

کهنسال ر، (۱۳۷۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی توده‌های نفوذی نیمه ژرف در محدوده ورقه

۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان دامغان"، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شمال.

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

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

مجیدی پ، (۱۳۹۲)، "بررسی سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو (جنوب شرق دامغان) با استفاده
از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم دانشگاه صنعتی
شاهرود

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

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

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

وکیلی ف، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی در توده
گرانیتی شاهکوه"، دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران

هوشمندزاده ع، علوی نائینی م، حقی پور ع، (۱۳۵۷)، "تحول پدیده های زمین شناسی ناحیه ترود"،
سازمان زمین شناسی کشور.

- Amice M. and Bouchez J.L. (1989) "Susceptibilite magnetique et zonation du batholithe granitique de Cabeza de Araya (Extremadura, Espagne)" **Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris.**, **308.**, pp1171-1178.
- Anderson E.M. 1951: The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. Oliver & Boyd, Edinburgh.
- Bateman R. 1984: On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. **Tectonophys.**110: 311-321.
- Archanjo C. J. and Bouchez j. L. (1997). "Magnetic fabrics and microstructures of the post-collisional aegirine-augite Tronfo pluton, northeast Brazil" **J. Struct. Geol.**, **19**, pp849-860.
- Archanjo C. J. Bouchez J. L Corsini M.Vaucheza. (1994). "The Pombal granite pluton: magnetic fabric, emplacement and relationship with the Brasiliano strike-slip setting of NE Brazil (Parabia State) " **J. Struct. Geol.**, **163**, pp323-335.
- Archanjo C. J. Launeau P.Bouchez J. L.(1995). "Magnetic fabric versus magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras(Northeast Brazile), phys" **Earth Plan. Inter.**, **89**, pp63-75.
- Aydin A. Fere E.C . Aslan Z. (2007) "The magnetic susceptibility of granitic rocks as a proxy for geochemical composition: Example from the Saruhan granitoids, NE Turkey" **Tectonophys.**, **441**, pp85-95.
- Balsley J. R. and Buddington A. F. (1960) "Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses" **Am. J. Sci.**, **258**, pp6-20
- Bateman, R. (1984): "On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas" **Tectonophys.**, **110.**, pp 211-231.
- Bateman, R. (1985): "Aureole deformation by flattening around a diapir during in-situ ballooning: the Cannibal Creek granite". **J. Geol.** **93**, pp293-310.
- BeckerJ.K., Siegesmund. S., Jelsma. H.A.(2000) "The Chinamora batholith, Zimbabwe: structureand emplacement-relatedmagnetic rock fabric" **J. Struct.Geol.**, **22.**, pp1837-1853.
- Berger, A. R. (1972): "The Geology of Donegal: A study of granite emplacement and unroofing". **Regional Geology Series.** Wiley Interscience.

- Best M.G., Christiansen E.H. 2001: Igneous Petrology. **Black Well Science, Inc.**
- Borradaile G. J. and Henry B.(1997) “Tectonic application of magnetic susceptibility and its anisotropy” **Earth Sciences Review.**, **42**, pp49-93.
- Borradaile G. J. H. (1988). “Magnetic susceptibility” **Petrofabrics and strain tectonophysics.**, **156**, pp1-20.
- Borradaile G.J and Jackson M. (2004) “Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks” **The Geological Society.**, pp299-350.
- Borradaile G. J. (1987) “Anisotropy of magnetic susceptibility: Rock composition versus strain” **Tectonophysics.**, **138**, pp327-329.
- Borradaile G.J., Jackson M. (2004) “Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) magnetic petrofabrics of deformed rocks. In: Martin-Hernandez, F., Lünenburg, C.M., Aubourg, C., Jackson, M. (Eds.), *Magnetic Fabric: Methods and Applications*” vol. 238. **Geological Society London.**, pp. 299-360. Special Publication.
- Bouchez J . L. (1997) “Magnetic susceptibility anisotropy and fabrics in granites” **Earth and Planetary Science Letters.**, **330**, pp1-14.
- Bouchez J . L. Hutton D.H.W. Stephens W .E. (1997 , Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics” , **Kluwer**, pp 358.
- Bouchez J. L. (1997) “Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks” In: Bouchez, J. L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), *Granite: from Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. **Kluwer, Dordrecht**, pp. 95–112.
- Chappell B. W. White A . J . R. (1974) “Two contracting granite types” **Pacific Geology.**, **8**, pp173-180.
- Clark D .A (1997) “Magnetic properties of rocks and minerals” **Journal of Australian Geology and Geophysics.**, **17**, 20-37.
- Courrioux. G.(1978) “Oblique diapirism: the Criffel granodiorite/granite zoned pluton (southwest Scotland) ” **Journal of Structural Geology.**, pp313-330
- Cruden A.R. (1988) “Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere” **Tectonics.**, **7.**, pp 1091-1101.

- Cruden A.R. 1990: Flow and fabric development during the diapiric rise of magma. *J. Geol.* 98: 681-698.
- Dichal E. (1944) "Beitrag Zur kenntnic der Erzfundestellen Irans, Schweiz miner petrgr", *mitt.* V. 24, Zurich.
- Djouadi, M. T., Gleize, G., Ferre, E. and Bouchez, J. L.(1997) "Oblique magmatic
- Dunlop D. J., Ozdemir O., (1997) "Rock magnetism: fundamentals and frontiers", **Cambridge University Press, New York.**
- Ellwood B.B. (1978) "Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measuremets" **Earth and Planetary Science Letters., 41,** pp254-264.
- emplacement in a transcurrent orogen" **Tectonophysics, 297.,** pp 351- 374.
- 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.
- Fink J.H., Malin M., Anderson S.W. 1990: Intrusive and extrusive growth of the Mount St. Helens lava dome. *Nature* **348:** 435-437.
- Foley F., Norman J., Pearson N. J., Rushmer T., Turner S. and Adam J. (2013) "Magmatic evolution and magma mixing of Quaternary adakites at Solander and little Solander Islands, New Zealand" **J. Petrol., 54,** pp 1-42.
- Forster H. (1978) "Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran" **J of the geological society., 135,** pp443-445.
- From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics, eds J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton and W.E. Stephens" **Kluwer Academic Publishers.,** pp. 231-252.

- Clemens, J.D. Petford N. Mawer C.K (1977)“ Ascent mechanism of granitic magma:causes and consequences”**University Assistant Lecturer, Department of Earth Sciencec University of Cambridge,UKp 618.**
- Courrioux G. 1987: Oblique diapirism: the Criffel granodiorite-granite zoned pluton (southwest Scotland). *J. Struct. Geol.* 9: 313-330.
- Ghalamghash J. Bouchez J . L. Vosoughi-Abedini M. (2009) “ The Urumieh Plutonic Complex (NW Iran): Record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan Zone during Cretaceous times – part II:Magnetic fabrics and plate tectonic reconstruction”
- Ghalamghash J. Vosoughi-Abedini M. Bouchez J.L. (2009a) “The Urumieh Plutonic Complex (NW Iran): Record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan Zone during Cretaceoustimes – part I: petrogenesis and K/Ar dating” **J of Asian Earth Sciences.,35**, pp401-415.
- Ghalamghash, J., Bouchez, J. L., Vosoughi – Abedini, M. & Nedelec, A. (2009) “The Urumieh plutonic complex (NW Iran): Record of the geodynamic evolution of the Sanandaj – Sirjan zone during Cretaceous times – part II: magnetic fabrics and plate tectonic reconstruction” **Journal of Asian Earth sciences, 36**, pp 303-317.
- Gill R., (2010) “**Igneous rocks and proceses a practical guide**”, Department of earth Scienses Royal Holloway University of london, pp 475.
- Graham J.W. (1954) “Magnetic susceptibility anisotropy, an unEXPLoited petrofabric element” **Bulletin of the Geological Society of America., 65**, pp1257-1258.
- Godin P. 1994: Deformation within the Cannibal Creek Pluton and its aureole, Queensland, Australia: a re-evaluation of ballooning as emplacement mechanism. *J. Struct. Geol.* 5: 693-707.

- Goto Y., Tsuchiya N. 2004: Morphology and growth style of a Miocene submarine dacite lava dome at Atsumi, northeast Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **134**: 255-275.
- Holder, M. P. (1979): "An emplacement mechanism for post-tectonic granites and its implications for their geo chemical features". - In: M. P. ATHERTON & J. TARNEY (editors) Origin of Granite Batholiths. **Shiva Publ. Ltd. U. K.** pp. 116-128.
- Holder M.T. 1981: Some aspects of intrusion by ballooning: the Ardura pluton (abstract). In Coward, M. P. (ed) Diapirism and gravity tectonics: Report of a Tectonic Studies Group. *J. Struct. Geol.* **3**: 89-95.
- Hrouda F. (1982) "Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics" **Geophysical Surveys.**, **5**, 37-82.
- Huber H. Stocklin J. (1956) "Geological Report of the Troude-Moallemann Area", N. I. O. C. **unpublished report Unpublished.** 40 p
- Hunt C.P. Moskowitz B.M. and Banerjee S.K. (1995) "Magnetic properties of rocks and minerals, Rock Physics and Phase Relations, A Handbook of Physical Constants" AGU Reference Shelf 3.
- Hutton D.H.W. (1982) " A tectonic model for the emplacement of the main Donegal granite, NW Ireland" **J of the Geological Society.**, **139**, **139**, pp615-631.
- Hutton, D. H. W., Dempster, T. J., Brown, P. E. & Decker, S. D. (1990) "A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones" **Nature** 343., pp 452-455.
- Ishihara, S.(1997) "The magnetite-series and ilmenite-series granitic rock" **Mining Geology**, **27**, pp 293-305.
- Kaneko T., Wooster M.J., Nakada S. 2002: Exogenous and endogenous growth of the Unzen lava dome examined by satellite infrared image analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **116**: 151-160.

- 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.
- 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.
- magmatic and tectonic foliations in granitoids" **J of Structural Geology.**, **11.**, pp349-363.
- Majumder, S. & Mamtani, M. A. (2009) "Magnetic fabric in the Malanjkhanda Granite (Central India) Implications for regional tectonics and Proterozoic suturing of the Indian shield" **Physics of the Earth and Planetary interiors**, **172**, pp 310-323.
- Marsh, B. D. (1982): "On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting". **Am. J. Sci.** **282**, pp 808-855.
- Martin-Hernandez F. Loneburg C.M. Aubourg C. and Jackson M. (2004) "Magnetic fabric: methods and applications- an introduction" Geological Society, London, **Special Publications.**, **238**, pp1-7.
- Mcphe J., Doyle M., Allen R. 1993: Volcanic Textures: a Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, **University of Tasmania, Hobart.**
- Mehrabi M.Ghasemi S M.(2015) "Structural Control on Epithermal Mineralization in the Troudeh 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**
- Minakami T., Ishikawa T., Yagi K. 1951: The 1994 eruption of Volcano Usu in Hokkaido, Japan. *Bull. Volcanol.* **11**: 45-160.

- 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.
- Nabavi M.H. (1976) "An introduction to the Iranian geology" **Geological Survey of Iran.**, pp 110.
- Nascimento H.S. Bouchez J.L. Nedelec A. Sabate P. (2004) "Evidence of an early NS magmatic event in the Paleoproterozoic Teofilândia granitoids (Sao Francisco Craton, Brazil): a combined microstructural and magnetic fabric study" **Precambrian Research.**, **134.**, pp41-59.
- Nogole Sadat, M.A.A. Almasian, A.(1993) "Tectonic Map of Iran 1:1000000, treatise on the geology of Iran.
of a collision between Patagonia and Gondwana" **Tectonophysics.**, **494.**, pp118-137.
- Olivier, P., de Saint-Blanquat, M., Gleizes, G. & Leblanc, D., 1997- Homogeneity of granite fabrics at the metre and dekametre scales. in J. L. Bouchez, D. H. W. HULLON and W.E. Stephens (eds.) *Granitoids: from segregation of melt to emplacement fabrics*, Kluwer Academic Publishers. **Dordrecht**. Pp. 113-128.
- Pares J.M.B. van der P. and Dinares-Turell J. (1999) "Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain)" **Tectonophysics.**, **307**, pp1-14.
- Paterson S.R. T. Kenneth Fowler and Robert B. Miller. (1996) "Pluton emplacement in arcs: a crustal-scale exchange process" *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **87**, 115-123.
- Paterson S.R. Vernon R.H. Toshiba O.T. (1989) "A review for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids" **J. of Structural Geology II (3).**, pp 349-363.
- Paterson SR Vernon R:H. Tobisch O.T. (1989) "A review of criteria for the identification of

- Patterson S. R. and Vernon R. H. 1995“ Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes” **Geological Society of America Bulletin** 108, 1356–1380.
- Paterson S.R., Vernon R.H., Brudos T.C., Fowler K., Carlson C., Bishop K. 1991a: The Papoose Flat Pluton: forceful expansion or post-emplacement deformation? **Geol. 19:** 324-327.
- Paterson S.R., Vernon R.H., Fowler T.K. Jr. 1991b: Aureole Tectonics. In Kerrick D.M. (ed) Contact Metamorphism. **Min. Soc.Am. Rev. Mineral. 26:** 673-722.
- Pitcher, W. S. (1979): “The nature, ascent and emplacement of granitic magmas”. **J. Geol. Soc. London. 136,** pp627-662.
- Ramsay J.G. 1975: The structure of the Chindamora Batholith. 19th Ann. Res. Inst. Afr. **Geol. Univ. Leeds.**
- Ramsay J.G. (1989) “Emplacement kinematics of granite diapir: the chindamora batholite. Zimbabwe” **J of Structural Geology., 11,** pp 191-209.
- Ramsay, J. G. (1981): “Emplacement mechanics of the Chindamora batholith. Zimbabwe. In: M. P. COWARD (ed.) Diapirism and Gravity Tectonics” Report of a Tectonic studies Group Conference at Leeds University. 25-26.3.80. - **J. Struct. Geol. 3,** 93.
- Robinson E. and Corun C. (1988) “Basic eXPLoration geophysics” **John Wiley and Sons.,** pp. 562.
- Rochette P. Jackson M. and Aubourg C., (1992) “Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility”, **Rev., Geophysics., 36,** pp209-226.
- 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.

- S. Clement S., Compston W. and Newstead G. (1977) "Design of a large, High Resolution Ion Microprobe" In: Abstract volume of 1st International Conference on Secondary Ion Mass Spectrometry, **Münster**, (published in full as Appendix 1 of Ireland et al., 2008).
- Sahandi, R., 2013, Structural geology map of Iran (1:1000000 scale). **Geol. Surv. of Iran**.
- Saint- Blanquat (de) M. Tikoff B. (1997) "Development of magmatic to Solid- State fabrics during Syntectonic emplacement of the Mono Creek Granite Sierra Nevada batholiths", In Bouchez J. L. Hutton D. H. W. and Stefens W. E. (Eds), Granite from Segregation of melt to emplacement fabrics, Kluwer Academic Publisher, **Dordrecht**, pp.231-252.
- Saint Blanquat M. Law R.D. Bouchez J.L. and Morgan S.S. (2001) "Internal structure and emplacement of the Papoose Flat pluton: an integrated structural, petrographic and magnetic Susceptibility study" **Geological Society of America Bulletin.**, **113**, pp976-995.
- Salazar C. A., Archanjo C. J., Babinski M., Liu. D. (2008) "Magnetic fabric and zircon U–Pb geochronology of the Itaoca pluton: Implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira Belt (SE Brazil) " **Journal of South American Earth Sciences** **26.**, pp286–299.
- 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.
- Shelly D. (1993) "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", **Chapman and Hall. Landon**, p 445.
- Schmeling H., Cruden A.R., Marquart G. 1988: Finite deformation in and around a fluid sphere moving through a viscous medium: implication for diapiric ascent. **Tectonophys.** **149**: 17-34.

Shunshan X.U. Ganguo W. U. (2003) "Hydrothermal alteration of magnetic fabrics of rocks in the Xiaoban gold-bearing shear belt, Fujian province, China" **Geofisica internacunal.**, pp42, 83-94.

Stewart A.L., McPhie J. 2003: Internal structure and emplacement of an Upper Pliocene dacite cryptodome, Milos Island, Greece. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **124**: 129-148.

Stocklin J. (1968) "Structural history and tectonics of Iran, A review: Amer. Assoc", **Petrol Geologists.**, **52**, pp1229-1258.

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.

structures of two epizonal granite plutons, Hoggar, Algeria: late- orogenic

Sylvester A.G., Oertel G., Nelson C.A., Christie J.M. 1978: Papoose Flat pluton: A granitic blister in the Inyo Mountain, California. *Geol. Soc. Am Bull.* **89**: 1205-1219.

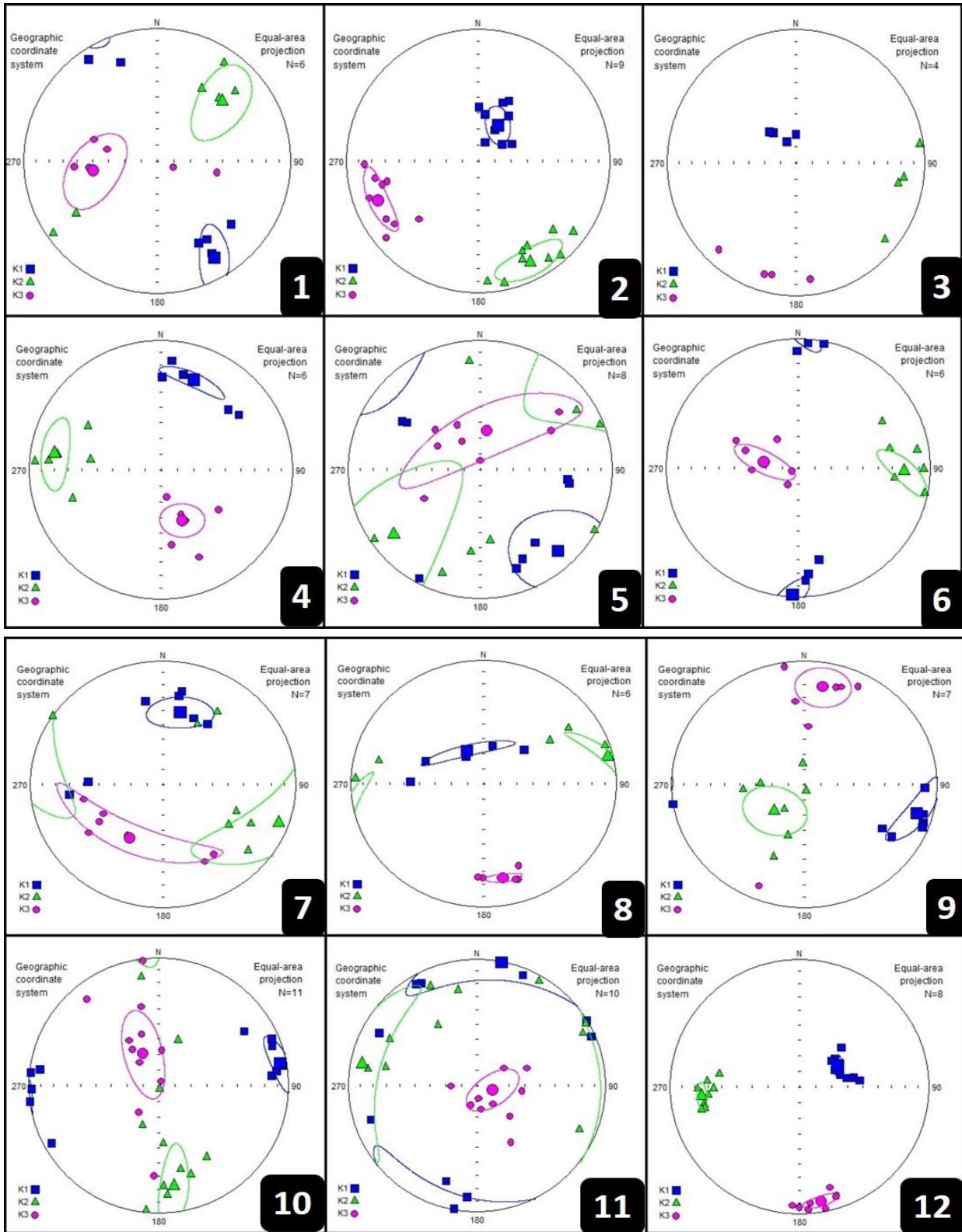
Tarling D .H. Hrouda F. (1993) "The magnetic Anisotropy of rocks: Chapman and Hall", London. pp. 217.

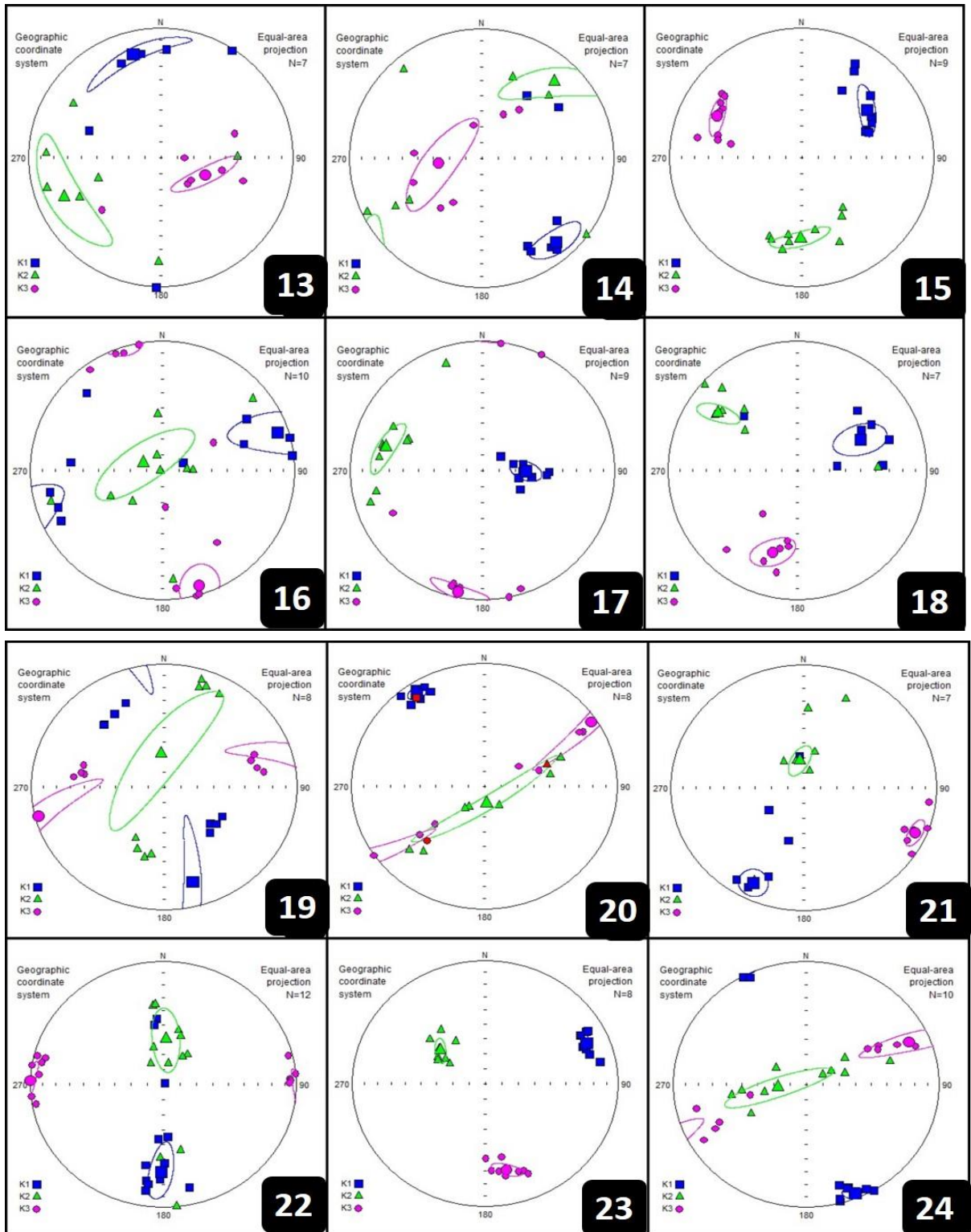
Tikoff, B. & Saint-Blanquat, M., (1997) "Transpressional shearing and strike-slip partitioning in the Late Cretaceous Sierra Nevada magmatic arc" **California Tectonics** **16.**, pp442-459.

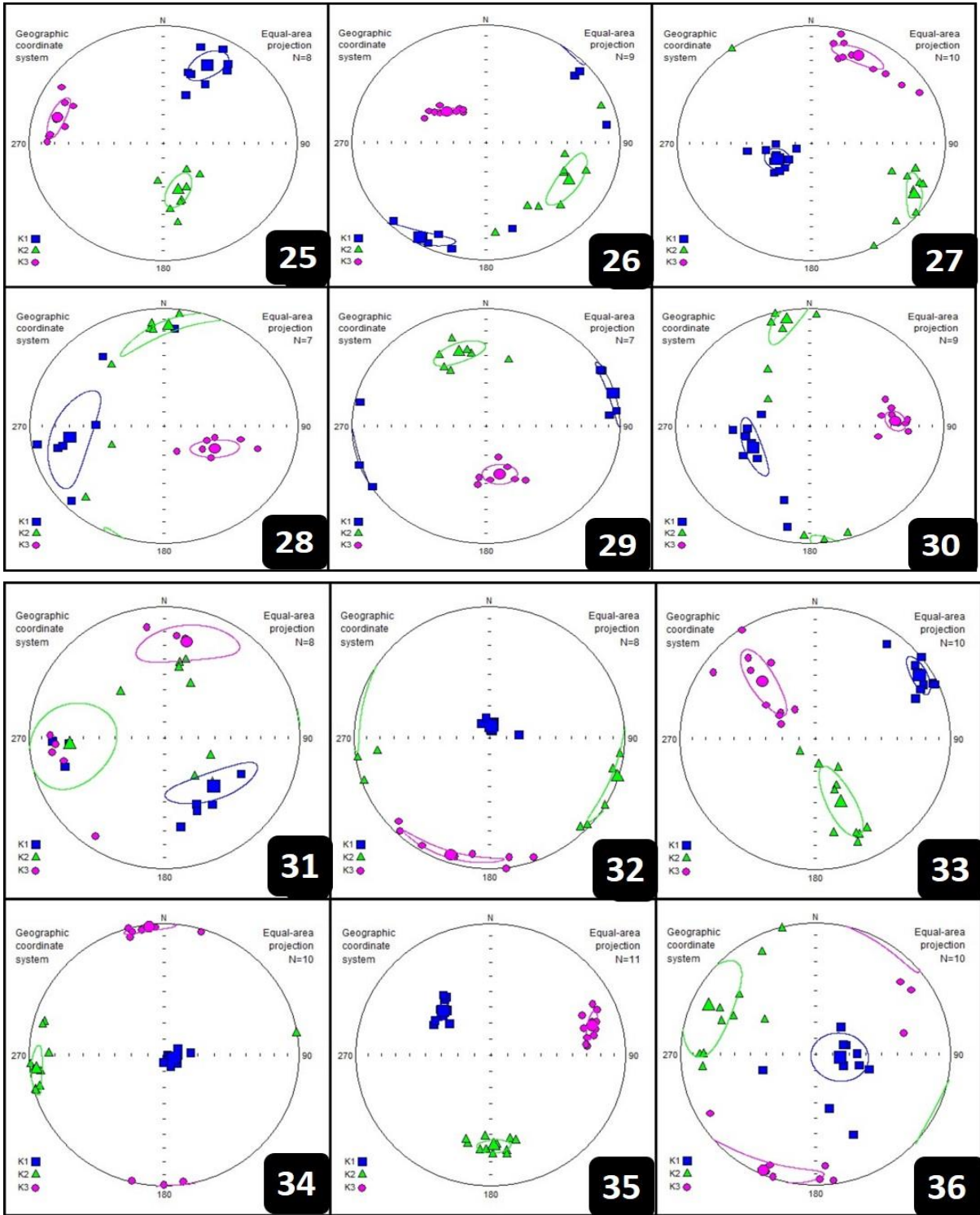
Whitney D L., Evans B W., (2010) " **Abbreviations for names of rock-forming minerals**" **95**, pp185-187.

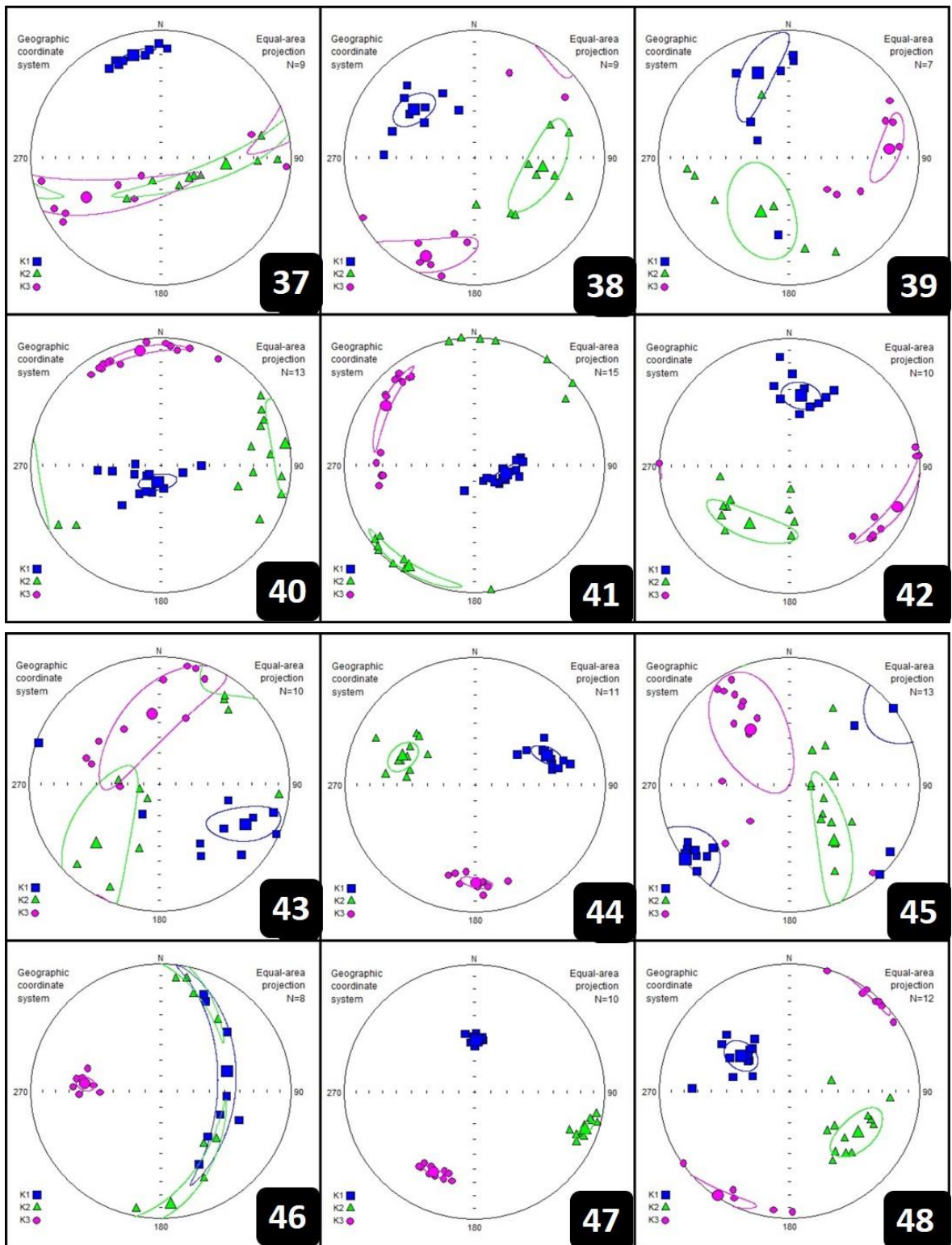
Whitney D. L., Evans B. W., (2010) "Abbreviations for names of rock-forming minerals" **American Mineralogist** **95.**, pp185–187

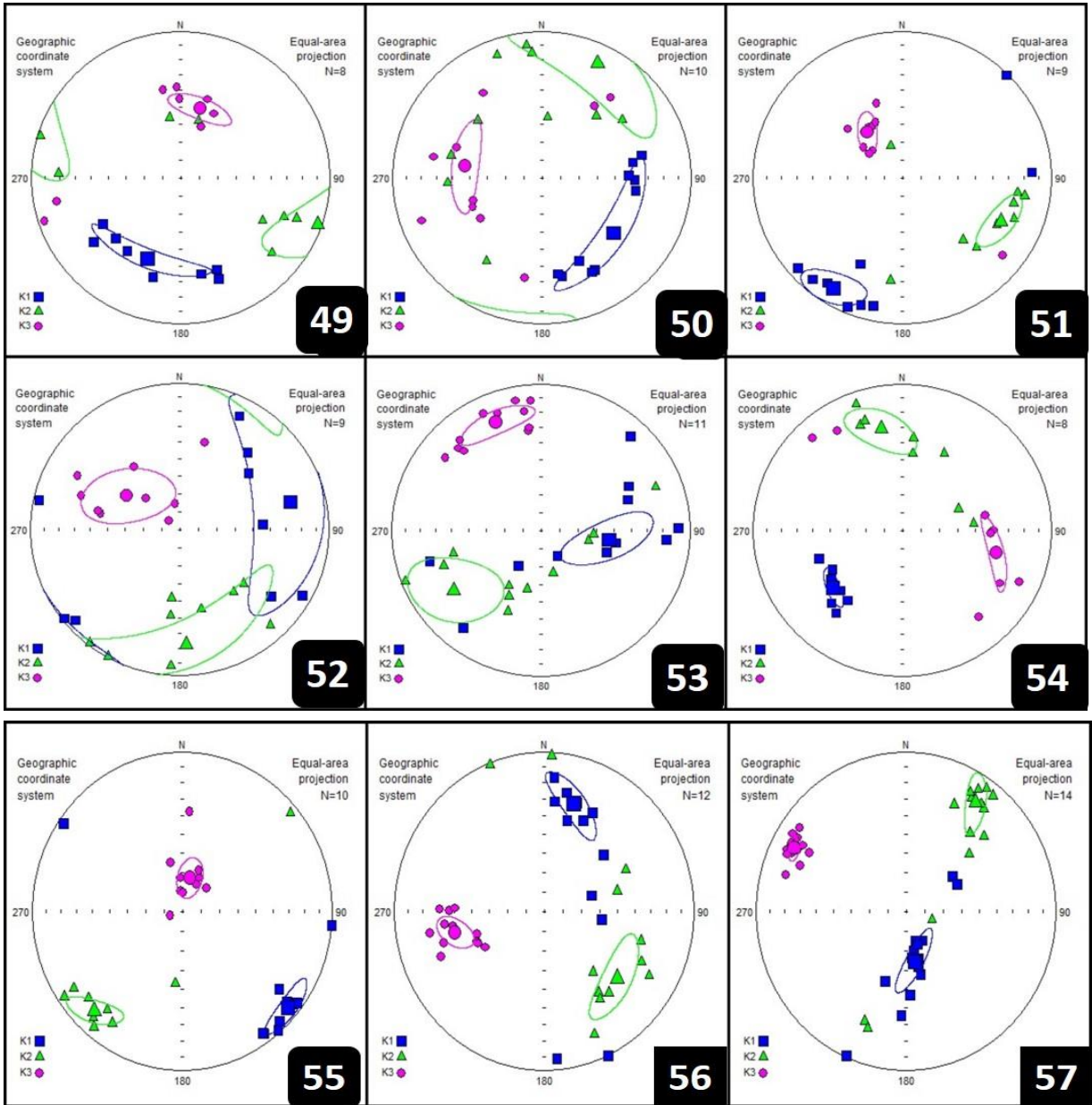
- Xu, S., Wu, G., Wu, J. and Chen, B., 2002. Hydrothermal alteration of magnetic fabrics of rocks in the Xiaoban gold-bearing shear belt, Fujian Province, China, **Geofisica. Internacional.**, **42**, pp83-94.
- Yoder, H.S., Stewart, D.B., Smith, J.R., (1957) "Feldspars" Carnegie Inst. **Wash. Year Book**, 56, p 206-214.











Abstract

Chah musa igneous dome is part of the Turoud – chahshirin magmati belt and located in the northern part of Central Iranian structural zone. Volcanic-pyroclastic sequences of Eocene including of volcanic breccia,,agglomerate and red tuff are the oldest rocks within the studied area. Elliptical - shaped and subvolcanic dome of Chah musa which is porphyritic andesitic in composition, is the host of copper deposit and cut volcanic-pyroclastic sequences. Plagioclase is the main constituent mineral, hornblende and small amount of biotite, magnetite, apatite and quartz are the most important accessory minerals at andesitic dome. Dacite lava located on the top of red Tuff contains coarse plagioclase, biotite, quartz and amphibole needles in a relatively glass and fine grained crystals. These rocks cover the northern margins and extended to the eastern borders of andesitic dome.

In order to investigation of the emplacement mechanism of this subvolcanic pluton, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is used. Accordingly, the average of the bulk magnetic susceptibility (K_m) in andesitic dome is $4500 \mu SI$. This value is $8500 \mu SI$ for dacitic lava. The high magnetic susceptibility ($K_m > 400 \mu SI$) is due to the presence of magnetite as a magnetic carrier. Consequently, subvolcanic dome of Chah musa belongs to ferromagnetic and magnetite series granites. The nature of magnetic minerals has been identified using by magnetic susceptibility changes with temperature data (thermomagnetic curves). These results show that how the magnitude of magnetic susceptibility decreases along with the progress of the various stages of hydrothermal alteration due to the elimination or reduction in size of magnetic minerals magnetite or convert it to another (such as hematite and pyrite). The highest degree of anisotropy (P%) observes along the small diameter of Chah musa elliptical dome. The lowest anisotropy occurs along the large diameter i.e., the northern east to west - southwest of the pluton. Despite the relatively high strain, no microstructure is recorded due to porphyry nature and high proportion of liquid/crystal at the time of emplacement. Highest areas and around the main summit dome Chah musa that can be considered as the roof of the dome, shaped parameter (T) is oblate and positive. The central part of andesitic dome also has a high-plunge magnetic lineation. Lineation is low to medium plunges at margins. Strike of foliation at the sampling stations display concentric pattern and the slopes are above 30 degrees.

The absence of petrographic zonation, concentric pattern through the subvolcanic pluton from core to contact with country rocks, oblate fabric at the floor of dome, intense crushing and deformation at the country rocks especially at western margins, inclined red tuff and dacitic lava are the main evidences that the pluton emplaced as a balloon. According to the left-slip faults of Anjilo and Toroud and govern tectonics of the region during the emplacement of the Chah musi dome, it can be concluded that a dextral shear zone providing tensional spaces required for magma ascend and emplacement at Torud-chahshirin magmatic belt.

Keywords: Chah Musa , Anisotropy of Magnetic Susceptibility, Ballooning, Emplacement.



Shahrood University of Technology

Faculty of earth sciences

M.Sc. Thesis in Petrology

**Investigation of the emplacement mechanism of Chah-musa
subvolcanic dome (NW Toroud , South Shahrood) using by
anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) method**

By: Ali Seifi vand

Supervisor:

Dr Maryam Sheibi

February 2017