

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پایان نامه کارشناسی ارشد

موضوع:

شیمی کانی و سازوکار جایگیری توده آذرین نیمه عمیق کوه سوخته (شمال غرب ترود- جنوب شاهرود) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)

نگارنده:

ادریس بخت آور

استاد راهنما:

دکتر مریم شیبی

بهمن ۹۷

تقدیم به پدر و مادر و همسر عزیزم

خدای را بسی شاکریم که از روی کرم پدر و مادری فداکار نصیم ساخته تا در سایه  
درخت پر بار وجودشان بیسایم و از ریشه آنها شاخ و برگ کیرم و از سایه وجودشان  
را دره کسب علم و دانش تلاش نمایم.

والدینی که بودنشان تاج افتخاری است بر سرم و نشان دلیلی است بر بودنم چرا  
که این دو وجود پس از پروردگاریه هستی ام بوده اند و دستم را گرفتند و راه رفتن

را در این وادی زندگی پر از فراز و نشیب آموختند

آموزگاری که برایم زندگی با بودن و انسان بودن را معنا کردند

به پاس عاطفه سرشار و گرمای امید بخش وجودشان که در این سردترین روزگار ان بهترین پشتیبان است  
به پاس قلب های بزرگشان که درس است و سرگردانی و ترس در پناهشان به شجاعت می گراید

و به پاس محبت های بی دریغشان که هرگز فروکش نمی کند.

این مجموعه را به پدر و مادر عزیزم تقدیم می کنم

سپاس و قدردانی

سپاس و ستایش مخصوص خداوندی است که نعمت بزرگ تعقل و انسانیت را به آدمی ارزانی داشت و همواره انسان را از خوان

نعمتهای بیدریغش بهره‌مند ساخت. اینجانب در طول تحصیل از رهنمودهای ارزنده و بی دریغ افراد بزرگوار بر خوردار بودم که بر

خود لازم دانم از زحمات بی‌شائبه ایشان بازمانی قاصر قدردانی نمایم.

در ابتدا از استاد راهنمای بزرگوارم خانم دکتر مریم شیخی که با سه صدر و بزرگوارگی اینجانب را مشمول الطاف خود ساختند

و تمامی موانع موجود را بر ایم هموار نمودند تشکر و قدردانی نمایم

بعینین از جناب آقای دکتر قاسمی، دکتر صافیان، دکتر رضایی، پاسکزاری نموده و از خداوند متعال برای این بزرگواران توفیق و

عمری با عزت و سربلندی را مسألت می‌نمایم

ادریس بختاور. بهمن ماه ۹۷

## تهدنامه

اینجانب ادريس بخت آور دانشجوى دوره کارشناسى ارشد رشته پترولوژى دانشکده علوم زمين دانشگاه صنعتى شاهرود نویسنده پایان‌نامه شیمی کانی و سازوکار جایگیری توده آذرین نیمه عمیق کوه سوخته (شمال غرب ترود- جنوب شاهرود) با استفاده از روش ناهمسانگردى پذیرفتارى مغناطیسی (AMS) تحت راهنمائی خانم دکتر مریم شیبیى متعهد مى‌شوم.

- تحقیقات در این پایان‌نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان‌نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان‌نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه ، در مواردی که از موجود زنده ( یا بافتهای آنها ) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

۱۳۹۷/۱۱/۰۹

### مالکیت نتایج و حق نشر

کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است ) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .

استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

## چکیده

توده نیمه عمیق کوه سوخته به عنوان بخشی از کمان ماگمایی ترود - چاه شیرین در بخش شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. سنگ‌های میزبان این توده آذرین یک مجموعه آتشفشانی - آذرآواری است که بخش عمده آن از توف قرمز - ارغوانی، برش آتشفشانی و آگلومرا تشکیل شده است. کانی پلاژیوکلاز تشکیل دهنده اصلی این سنگ می‌باشد و هورنبلند، پیروکسن، بیوتیت، آپاتیت، منیتیت از تشکیل دهنده‌های فرعی این سنگ می‌باشند. همچنین دگرسانی‌های فیلیک، و به مقدار کمتر کلریتی شدن در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود. جهت بررسی سازوکار جایگیری این توده نیمه عمیق از روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) استفاده شده است. از دیدگاه مغناطیسی بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی همه نمونه‌ها از ۳٪ بالاتر است در نتیجه در رده گرانیتهای فرومغناطیس قرار دارد و با گرانیتهای تیپ منیتیت همخوانی دارد. بالاترین میزان درجه ناهمسانگردی مغناطیسی (P%) مقدار P در بخش‌های شرقی و شمال غربی این توده مشاهده شده است. کمترین مقدار آن نیز در بخش جنوب غربی می‌باشد. بخش‌های غربی این توده نیمه عمیق دارای T منفی و در نتیجه بیضوی مغناطیسی دوکی شکل می‌باشد. و در قسمت‌های شرقی، مثبت بوده و بیانگر آن است که بیضوی‌های مغناطیسی کلوجه‌ای شکل می‌باشند. شکل بیضوی، خرد شدگی و دگرشکلی شدید سنگهای میزبان به ویژه در حواشی جنوب غرب-شمال شرق، همگی از مهم‌ترین شواهد موجود برای جایگیری این توده نیمه عمیق 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 راستالغز کمر بند ماگمایی ترود-چاه شیرین نسبت داد.

**کلمات کلیدی:** توده نیمه عمیق، کوه سوخته، شیمی کانی و روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی

(AMS)

# فهرست مطالب

فصل اول.....	۱
۱-۱ مقدمه.....	۲
۱-۲ موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی آن.....	۲
۱-۳ وضعیت آب و هوایی منطقه.....	۳
۱-۴ ریخت‌شناسی منطقه.....	۴
۱-۵ تاریخچه مطالعات قبلی در منطقه.....	۴
۱-۶ اهداف این مطالعه.....	۷
۱-۷ روش مطالعه.....	۹
فصل دوم.....	۱۱
۲-۱ مقدمه.....	۱۲
۲-۲ زمین‌شناسی عمومی ایران مرکزی.....	۱۲
۲-۲-۱ چینه‌شناسی.....	۱۴
۲-۳ زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.....	۱۴
۲-۳-۱ نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه.....	۱۹
۲-۳-۲ واحدهای آتشفشانی ائوسن.....	۲۰
۲-۳-۳ توده نفوذی نیمه عمیق کوه سوخته.....	۲۲
۲-۴ دایک مافیک.....	۲۵

- ۲۶ ..... ۴-۵- توف قرمز
- ۲۷ ..... ۶-۲- تکتونیک
- ۲۸ ..... ۷-۲- درزه و شکستگی‌ها
- ۲۹ ..... فصل سوم
- ۳۰ ..... ۱-۳- مقدمه
- ۳۱ ..... ۲-۳- ترکیب توده از حاشیه به مرکز
- ۳۳ ..... ۴-۳- مشخصات پتروگرافی توده آذرین منطقه قله سوخته
- ۳۵ ..... ۵-۳- بافت‌های موجود در سنگ آندزیتی نیمه عمیق کوه سوخته
- ۳۵ ..... ۱-۵-۳- بافت پورفیری
- ۳۵ ..... ۲-۵-۳- گلومروپورفیری
- ۳۶ ..... ۳-۵-۳- بافت تراکیتی
- ۳۶ ..... ۶-۳- کانی‌های اصلی
- ۳۶ ..... ۱-۶-۳- پلاژیوکلاز
- ۳۸ ..... ۲-۶-۳- اکسی هورنبلند
- ۴۱ ..... ۷-۳- کانیهای فرعی
- ۴۱ ..... ۱-۷-۳- کلینوپیروکسن
- ۴۲ ..... ۲-۷-۳- بیوتیت
- ۴۳ ..... ۳-۷-۳- کانی های کدر
- ۴۵ ..... ۴-۷-۳- آپاتیت
- ۴۶ ..... ۸-۳- کانیهای ثانویه
- ۴۶ ..... ۱-۸-۳- اسفن
- ۴۷ ..... ۲-۸-۳- کلسیت
- ۴۹ ..... ۳-۸-۳- اپیدوت



۵۰	۳-۹- بحث و نتیجه گیری
۵۱	فصل چهارم:
۵۲	۴-۱- مقدمه
۵۳	۴-۲- شیمی پلاژیوکلاز
۵۷	۴-۳- شیمی پیروکسنها
۶۰	۴-۴- شیمی کانی های اپک
۶۵	۴-۵- نتیجه گیری
۶۷	فصل پنجم
۶۸	۵-۱- مقدمه
۷۱	۵-۲- رفتار کانی های در یک میدان مغناطیسی
۷۲	۵-۲-۱- دیامغناطیس:
۷۳	۵-۲-۲- پارامغناطیس:
۷۳	۵-۲-۳- فرومغناطیس:
۷۴	۵-۳- نمونه برداری و اندازه گیری داده های مغناطیسی در توده نیمه عمیق کوه سوخته
۸۱	۵-۵- خطاها
۸۲	۵-۴- اندازه گیری پذیرفتاری مغناطیسی
۸۵	۵-۷- پارامترهای مغناطیسی
۸۵	۵-۷-۱- پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km)
۸۷	۵-۷-۲- پارامتر انیزوتروپی مغناطیسی (P)
۸۹	۵-۷-۳- پارامتر شکل T
۹۱	۵-۸- الگوهای فابریک

- ۹۱ ..... خطوارگی مغناطیسی ۵-۸-۱
- ۹۳ ..... برگوارگی مغناطیسی ۵-۸-۲
- ۹۵ ..... مدل جایگیری توده نیمه عمیق کوه سوخته ۵-۹
- ۹۵ ..... گنبدی شدن ۵-۹-۱
- ۹۶ ..... استوپینگ ۵-۹-۲
- ۹۶ ..... صعود دیاپیری ۵-۹-۳
- ۹۷ ..... بالونی شدن ۵-۹-۴
- ۱۰۰ ..... الگوی جایگیری توده نیمه عمیق کوه سوخته ۵-۱۱
- ۱۰۳ ..... نتیجه گیری ۵-۱۲
- ۱۰۵ ..... منابع

## فهرست اشکال

- شکل ۱-۲- نقشه تقسیمات کشوری و استانی سمنان و شهرستان‌های آن و منطقه مورد مطالعه ..... ۲
- شکل (۱-۲): بهترین راه دسترسی به منطقه مورد مطالعه از طریق جاده شاهرود-جندق- روستای ترود..... ۳
- شکل ۱-۲- واحدهای ساختاری ایران به همراه گسل‌های مهم. علامت ستاره‌دار معرف منطقه مورد مطالعه در نقشه ایران (در بخش ماگمایی ترود چاه شیرین، TCMS) (شفاهی مقدم و استرن، ۲۰۱۴)..... ۱۵
- شکل ۲-۲- محدوده مورد بررسی و واحدهای همراه آن در قسمت شمالی نقشه زمین‌شناسی ایران (زانچی و همکاران، ۲۰۰۹) و موقعیت TCMS..... ۱۶
- شکل ۲-۳- تصویر لندست (تصحیح شده) نشان‌دهنده مدل ساختاری و مکانی سیستم رگه‌های اپی‌ترمال در کمربند ترود چاه شیرین..... ۱۷
- شکل ۲-۴- تصاویر ماهواره‌ای از نرم‌افزار گوگل ارث از منطقه مورد مطالعه..... ۱۸
- شکل ۲-۵- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده (تصحیح شده از نقشه طراحی شده معدن چاه موسی) از توده آندزیتی کوه سوخته و سنگ‌های میزبان..... ۱۹
- شکل ۲-۶- دورنمایی از واحدهای آتشفشانی ائوسن در حاشیه شمال غرب توده نیمه عمق کوه سوخته. سوی دید به سمت جنوب غرب..... ۲۰
- شکل ۲-۷- تصویر صحرایی از برس تکتونیک (سمت غرب) و سنگ‌های آندزیتی توده نیمه عمیق کوه سوخته در حاشیه جنوب غرب..... ۲۱
- شکل ۲-۸- نمایی نزدیک از واحد برش تکتونیک حاوی قطعات زاویه‌دار..... ۲۱
- شکل ۲-۹- نمایی نزدیک از برش‌های آتشفشانی..... ۲۲

- شکل ۲-۱۰- نمای نزدیک آندزیت..... ۲۳
- شکل ۲-۱۱- تصویر نمونه دستی از ساخت پورفیری و فنوکریست های پلاژیوکلاز سازنده توده نیمه عمیق مورد مطالعه. .... ۲۳
- شکل ۲-۱۲- دورنمایی از مورفولوژی و رنگ صحرایی توده آندزیتی کوه سوخته. .... ۲۴
- شکل ۲-۱۴- نمایی میکروسکوپی از توفهای موجود در منطقه مورد مطالعه. الف، در نور **XPL** ؛ ب در نور **PPL** . .... ۲۶
- شکل ۲-۱۵- تصویر صحرای از شواهد کانه زایی ملاکیت کوه سوخته. .... ۲۶
- شکل ۲-۱۶- الف و ب ) تصویر صحرایی از شواهد کانه زایی موجود در آندزیت توده نیمه عمیق کوه سوخته. ج) پیرالوسیت (اکسید منگنز). .... ۲۷
- شکل ۲-۱۷- تصویر صحرایی از درزههای مزدوج متعدد در سطح تمامی واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه. .... ۲۸
- شکل ۳-۱- مقاطع میکروسکوپی در نور **PPL** و **XPL** بیانگر بخشهای حاشیه توده میباشد. .... ۳۱
- شکل ۳-۲- مقاطع میکروسکوپی در نور **PPL** و **XPL** بیانگر بخشهای مرکزی توده می باشد. .... ۳۲
- شکل ۳-۳- تصویر میکروسکوپی فنوکریست پلاژیوکلاز در زمینه ای از میکرولیتها که بافت پورفیری را به نمایش می گذارند. .... ۳۳
- شکل ۳-۴- تصویر میکروسکوپی از منیتیتی که از حاشیه به هماتیت تبدیل شده است. .... ۳۴
- شکل ۳-۵- تصویر نمونه دستی سنگ آندزیت توده نیمه عمیق کوه سوخته. .... ۳۴

- شکل ۳-۵- درشت بلور پیروکسن در زمینه ای از میکروولیت‌ها قرار دارند و بافت پورفیری و جریانی (تراکیتی) را به نمایش می‌گذارد تصویر الف در نور **XPL** و تصویر ب در نور **PPL**..... ۳۶
- شکل ۳-۶- تصویر الف پلاژیوکلاز دگرسان شده به سرسیت و تصویر پ، فنوکریست های پلاژیوکلاز به صورت منفرد با حواشی گرد شده ، تصاویر الف، پ در نور **XPL** و تصاویر ب، ت در نور **PPL**..... ۳۷
- شکل ۳-۷- شاخصترین ماکلهای (تکراری، دوتای). موجود در بین پلاژیوکلازهای موجود در توده آندزیتی، تصاویر الف - پ - ث در نور **XPL** و تصاویر ب - ت - ج در نور **PPL**..... ۳۷
- شکل ۳-۹- بلورهای شکلدار تا نیمه شکلدار هورنبلند به صورت فنوکریست در زمینه‌ی ریزبلور بافت جریانی؛ تصویر الف، پ در نور **XPL** و تصویر ب، ت در نور **PPL**..... ۳۹
- شکل ۳-۱۰- اکسی هورنبلندهای اپاسیته، تصاویر الف، پ در نور **XPL** و تصاویر ب، ت در نور **PPL**..... ۳۹
- شکل ۳-۱۱- برش‌های طولی و عرضی هورنبلند، تصاویر الف ، پ در نور **XPL** و تصاویر ب، ت در نور **PPL**..... ۴۰
- شکل ۳-۱۲- قالب هایی از کانی اکسی هورنبلند که با کانی‌های دیگر مانند کلسیت، کلریت و کانی‌های کدر پر شده است. تصاویر الف ، پ و ث در نور **XPL** و تصاویر ب، ت و ج در نور **PPL**..... ۴۱
- شکل ۳-۱۳- تصاویر از بلورهای پیروکسن (اوژیت) در توده نیمه عمیق کوهسوخته. تصاویر الف ، پ در نور **XPL** و تصاویر ب، ت در نور **PPL**..... ۴۲
- شکل ۳-۱۴- تصویر میکروسکوپی از بیوتیت ها با رخ های تقریبا مشخص در توده آندزیت کوه سوخته، تصویر الف در نور **XPL** و تصویر ب، ت در نور **PPL**..... ۴۳

- شکل ۳-۱۵ - بیوتیت های ماگمایی و اولیه به صورت ورقه‌های درشت، دگرسان شده. این کانی در امتداد رخ به کلریت و اپک دگرسان شده است. تصاویر الف، پ در نور **XPL** و تصاویر ب، ت، در نور **PPL**..... ۴۳
- شکل ۳-۱۶ - 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**..... ۴۴
- شکل ۳-۱۷ - حضور منیتیت در پلاژیوکلاز و پیروکسن توده نیمه عمیق کوه سوخته، تصاویر الف در نور **XPL**، تصاویر ب، در نور **PPL** و تصاویر پ، ج. در نور انعکاسی..... ۴۵
- شکل ۳-۱۸ - کانی های اپک که احتمالاً در اثر دگرسانی کانی های مافیک ایجاد شده است، تصاویر الف، پ در نور **XPL** و تصاویر ب، ت، در نور **PPL** است..... ۴۵
- شکل ۳-۱۹ - کانی آپاتیت در مقاطع طولی به صورت منشوری و کشیده ..... ۴۶
- شکل ۳-۲۰ - کانی کلسیت بر اثر دگرسانی پلاژیو کلاز و تشکیل بر روی آن کانی، تصاویر الف در نور **XPL** و تصاویر ب، در نور **PPL** ..... ۴۷
- شکل ۳-۲۱ - حضور کلسیت در قالب اکسی هورنبلند، تصاویر الف، پ در نور **XPL** و تصاویر ب، ت، در نور **PPL** است..... ۴۸
- شکل ۳-۲۱ - حضور کلسیت به صورت رگچه ای از وسط بلور پلاژیوکلاز و اکسی هورنبلند عبور کرده است، تصاویر الف - پ در نور **XPL** و تصاویر ب - ت در نور **PPL** است..... ۴۸
- شکل ۳-۲۲ - فراوانی اپیدوت در سنگ آندزیتی منطقه مورد مطالعه، تصاویر الف در نور **XPL** و تصاویر ب، در نور **PPL** است..... ۴۹

- شکل ۳-۲۳- حضور اپیدوت شعاعی به همراه کلسیت می باشد، تصاویر الف - پ در نور **XPL** و تصاویر ب - ت در نور **PPL** است. .... ۴۹
- شکل ۴-۱- تصویر دستگاه **EMPA** مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران بخش کانی شناسی..... ۵۳
- شکل ۴۰-۲- تصاویر تعدادی از پلاژیوکلاز تشکیل دهنده توده نیمه عمیق کوهسوخته که مورد تجزیه آنالیز نقطه‌ای قرار گرفته است. الف) تصویر میکروسکوپی کانی‌های پلاژیوکلاز در نور **XPL**. ب،ج) تصاویر **BSE** ..... ۵۴
- شکل ۵-۳- ترکیب پلاژیوکلازهای نمونه‌های توده نیمه عمیق کوه سوخته (دیر و همکاران، ۱۹۹۲)..... ۵۵
- شکل ۴-۴- تصاویر **BSE** از کانی‌های پیروکسن‌ها تشکیل دهنده توده نیمه عمیق کوه سوخته مورد تجزیه آنالیز نقطه‌ای قرار گرفته..... ۵۷
- شکل ۴-۵- موقعیت پیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار مثلثی **WO-EN-FS** (موری‌موتو، ۱۹۸۸)..... ۵۸
- شکل ۴۰-۶- تصاویر میکروسکوپ الکترونی از منیتیت‌های توده نیمه عمیق کوه سوخته که مورد تجزیه شیمیایی نقطه‌ای قرار گرفته‌اند..... ۶۱
- شکل ۴-۷- نمودار طبقه‌بندی سه‌تای **TiO<sub>2</sub>-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>** (بوتلر) برای نمایش ترکیبات اکسیدهای آهن-تیتان در نمونه‌های مورد مطالعه..... ۶۲
- شکل ۴-۸- تصاویر میکروسکوپی از یک نمونه تقریباً سالم در منطقه مورد مطالعه. تصویر الف در نور **XPL** و تصویر ب، در نور **PPL**..... ۶۳
- شکل ۴-۹- تصاویر میکروسکوپی از یک نمونه بسیار دگرسان در منطقه مورد مطالعه. تصویر الف در نور **XPL** ، تصویر پ، در نور **BSE** و ب،ج در نور انعکاسی..... ۶۳

- شکل ۵-۱ تصویری فرضی از بیضوی مغناطیسی و عناصر فابریک مغناطیسی ..... ۷۰
- شکل ۵-۲ رفتار متفاوت کانپها با افزایش شدت میدان مغناطیسی ( لوری ۱۹۷۷)..... ۷۲
- شکل ۵-۳ رفتار مغناطیسی نمونه‌های مختلف در میدانهای خارجی که با فلش سیاه بیرون از کادرها نشان داده شده است. فلش سفید در کنار هر کادر نشان‌دهنده جهت و شدت در نتیجه میدان اعمال شده بر نمونه‌ها می‌باشد(برگرفته از تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳)..... ۷۲
- شکل ۵-۴ محل ایستگاه‌های نمونه‌برداری برای بررسی فابریک مغناطیسی الف) نقشه زمین‌شناسی ، ب) تصاویر ماهواره‌ای ..... ۷۵
- شکل ۵-۶ در این تصاویر نحوه برداشت شیب و جهت شیب، توسط کمپاس و ترازباب مغزه نشان داده شده است..... ۷۸
- شکل ۵-۷ الف ) نحوه خارج ساختن مغزه از زمین بعد از مشخص کردن شیب و جهت شیب ب- نحوه استفاده از نیم لوله پلاستیکی برای هاشور زدن مغزه..... ۷۹
- شکل ۵-۸ نحوه برش و آماده سازی نمونه‌ها. بعد از برش جهت شیب هر مغزه بر روی کلیه قطعات تهیه شده ترسیم می‌گردد..... ۸۰
- شکل ۵-۹ نمایی از دستگاه کاپابریج در آزمایشگاه فابریک مغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود..... ۸۳
- شکل ۵-۱۰ در این تصویر موقعیت‌های قرارگیری نمونه در محفظه نگهدارنده دستگاه را نمایش می‌دهند (گوانجی، ۱۳۸۹. سیفیوند، ۱۳۹۵)..... ۸۴
- شکل ۵-۱۱ نقشه منحنی‌های هم میزان **KM** در توده نیمهعمیق کوه سوخته..... ۸۷
- شکل ۵-۱۲ نقشه منحنی‌های هم میزان پارامتر **P%** در توده نیمه عمیق کوه سوخته..... ۸۸



- شکل ۵-۱۳- تصویر نقاط هم میزان پارامتر **T** در توده نیمه عمیق کوه سوخته..... ۹۰
- در نمودار **T** در مقابل (P/) رابطه مستقیمی بین این دو پارامتر مشاهده نمیشود. و در نمودار (P%) در مقابل **KM**، اکثر ایستگاه‌ها دارای **KM** پایین بوده و درجه ناهمسانگردی متغیر دارند. ایستگاه‌های دارای **KM** بالا بیشترین درجه ناهمسانگردی را هم نشان میدهند..... ۹۰
- شکل ۵-۱۴- الف) نمودار فراوانی **T** در برابر **P** . ب) نمودار فراوانی **P** در برابر **KM (SI)**..... ۹۱
- شکل ۵-۱۵- نقشه خطوارگی مغناطیسی در توده نیمه عمیق کوه سوخته..... ۹۲
- شکل ۵-۱۶- نقشه برگوارگی ایستگاه‌های مغزه گیری شده در توده نیمه عمیق کوه سوخته..... ۹۳
- شکل ۵-۱۷- استریوگرام معرف خطوارگی برگوارگی مغناطیسی برای توده نیمه عمیق کوه سوخته..... ۹۴
- شکل ۵-۱۸- مقایسه عوارض ساختاری حاص از دو مکانیسم بالونی شدن (بیکر، ۲۰۰۰)..... ۹۹
- شکل ۵-۱۹- الگوی انواع سازوکارهای جایگزینی..... ۱۰۱
- شکل ۵-۲۰- الگوی سازوکار جایگزینی توده نیمه عمیق کوه سوخته..... ۱۰۲
- شکل ۵-۲۱- چگونگی انبساط درجا و استقرار به روش بالونی شدن در منطقه کوه سوخته..... ۱۰۲
- شکل ۵-۲۲- طرح نمادین ایجاد حوضه متحدالمرکز برای جایگیری توده نیمه عمیق کوه سوخته الف، پارامتر **P** و ب، خطوارگی..... ۱۰۳

## فهرست جداول

- جدول (۱-۳). علائم اختصاری به کار رفته در تصاویر میکروسکوپی ارائه شده در این فصل به شرح زیر می-  
باشند. این علائم از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده‌اند. ..... ۳۰
- ش ..... ۳۷
- شکل ۳-۹- بلورهای شکل دار تا نیمه شکلدار هورنبلند به صورت فنوکریست درزمینه‌ی ریزبلور بافت  
جریانی؛ تصویر الف، پ در نور ..... ۳۹
- جدول ۵-۱- نتایج آنالیز ریز پردازشی و محاسبه فرمول ساختاری پلاژیوکلازهای توده نیمه عمیق کوه  
سوخته بر اساس ۸ اتم اکسیژن ..... ۵۶
- جدول ۴-۲- نتایج تجزیه نقطه‌ای از کانی پیروکسن در توده عمیق کوه سوخته. .... ۵۹
- جدول ۴-۳- نتایج تجزیه نقطه‌ای از کانی منیتیت در توده نیمه عمیق کوه سوخته. در این جدول به  
منظور تعیین درصد وزنی  $FeO-Fe_2O_3$  و تعیین فاز نهایی منیتیت از روش کامکائیل (۱۹۶۷)  
استفاده شده است ..... ۶۴
- جدول ۵-۱- میانگین پارامترهای مغناطیسی کلیه ایستگاه های مورد مطالعه در توده نیمه عمیق کوه  
سوخته، ..... ۸۱

فصل اول

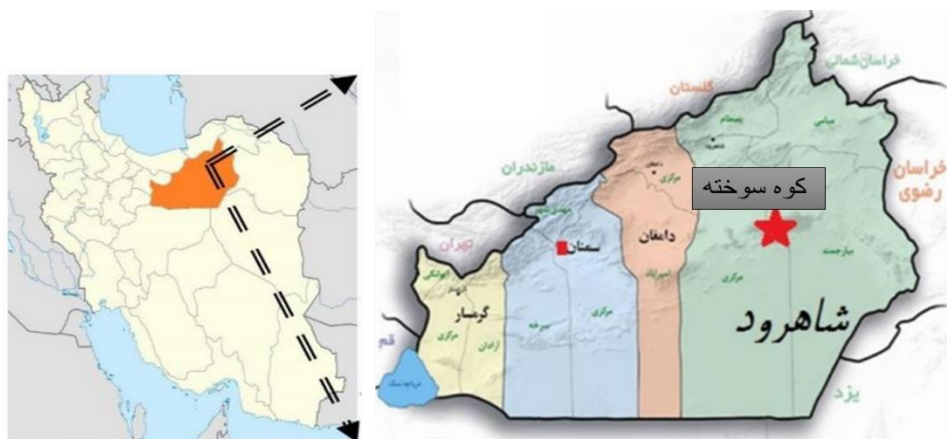
کلیات

## ۱-۱ مقدمه

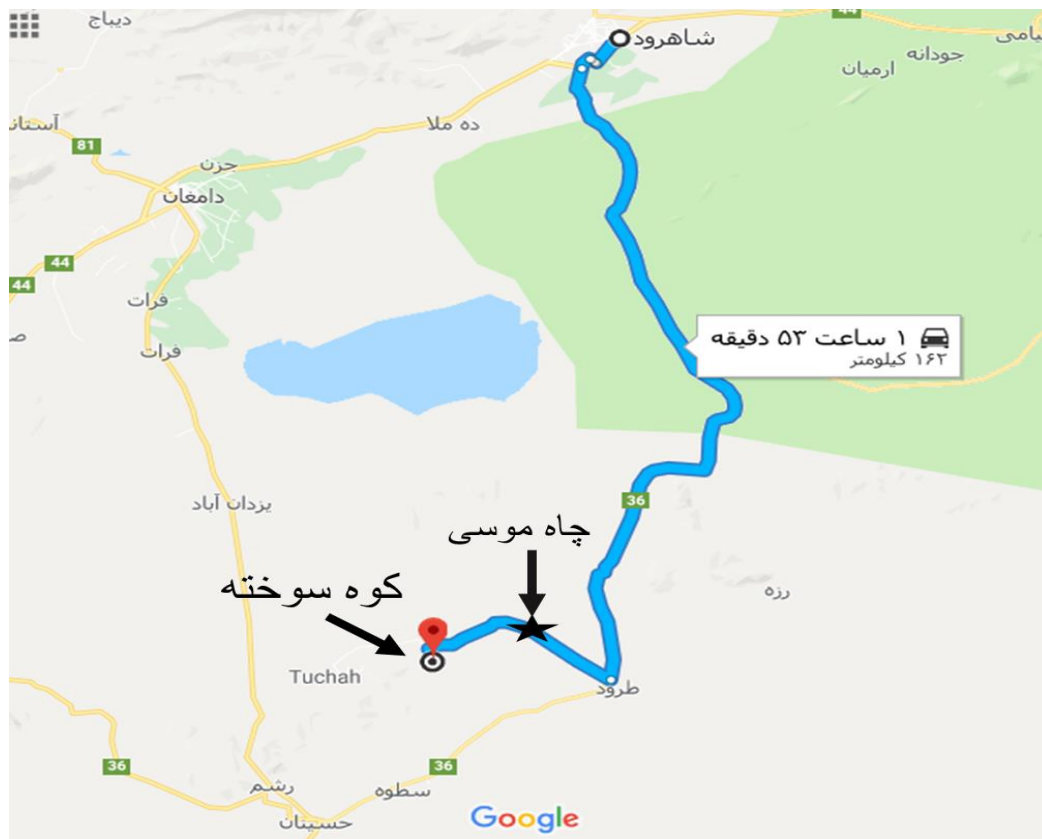
این فصل که به معرفی اجمالی منطقه و موضوع مورد مطالعه می‌پردازد دربرگیرنده‌ی موقعیت جغرافیایی راه‌های ارتباطی منطقه، آب و هوا، ریخت‌شناسی مورد مطالعه، تاریخچه مطالعات قبلی، اهداف و روش‌های مطالعه است.

## ۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی آن

توده نیمه عمیق کوه سوخته در استان سمنان و در جنوب غربی شهرستان شاهرود، ۲۳ کیلومتری غرب دهستان ترود و در کمربند ترود چاه‌شیرین قرار گرفته است (شکل ۱-۱). توده نیمه عمیق کوه سوخته محدوده‌ای دایره‌ای شکل به وسعت حدود  $1/5$  کیلومترمربع است که در چهارگوش نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود و ۱:۱۰۰۰۰۰ معلم قرار گرفته است. بهترین راه دسترسی به منطقه مورد مطالعه از طریق جاده شاهرود-جندق-روستای ترود مقدور می‌باشد. پس از طی ۱۳۵ کیلومتر ابتدایی جاده شاهرود - جندق به ابتدای روستای ترود رسیده و در آنجا جاده خاکی دیگری به طول ۱۷ کیلومتر به سمت معدن مس چاه موسی منشعب می‌شود. از انتهای این محدوده معدنی جاده‌ای خاکی دیگری به سمت منطقه کوه سوخته به طول حدود ۱۰ کیلومتر ادامه می‌یابد (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲- نقشه تقسیمات کشوری و استانی سمنان و شهرستان‌های آن و منطقه مورد مطالعه



شکل (۱-۲): بهترین راه دسترسی به منطقه مورد مطالعه از طریق جاده شاهرود-جندق- روستای ترود.

### ۳-۱- وضعیت آب و هوایی منطقه

توده نیمه عمیق کوه سوخته 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 می‌باشد. 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 کوه سوخته) و در شب در حدود ۲۵ تا ۳۰ درجه است. این اختلاف زیاد 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 -۱۷ 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 کوه سوخته، به دلیل مجاورت با مناطق کوهستانی، نسبت به روستای تروود، در زمستان‌ها سردتر و در تابستان‌ها خنک‌تر است با توجه به اینکه تروود در ابتدای کویر واقع و 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 تروود)

#### ۴-۱- ریخت‌شناسی منطقه

با توجه به برداشت‌های صحرایی انجام شده و نقشه‌های زمین‌شناسی موجود از لحاظ سنگ‌شناسی کلی منطقه شامل رسوبات آبرفتی گسترده و سنگهای آتشفشانی آندزیتی تا آندزیت پورفیری خاکستری به سن ائوسن است. توده نیمه عمیق کوه سوخته با حضور سنگهای آتشفشانی رخنمونی کاملاً برجسته دارد و سنگ‌های میزبان این توده نیز از برش تکتونیک، برش آتشفشانی و توف تشکیل شده است.

#### ۵-۱- تاریخچه مطالعات قبلی در منطقه

ناحیه تروود-چاه شیرین به دلیل فعالیت‌های معدنی و زلزله‌خیزی از دیرباز مورد توجه محققین بوده است. کارهای انجام شده 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.

- هلم هاگر (۱۸۹۸)، هنامک (۱۸۹۹) و دیچال (۱۹۴۴) به دلیل پتانسیل اقتصادی بالا، از جمله کسانی بودند که منطقه را باهدف پی‌جویی طلا مورد بررسی قرار دادند. دیچال 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 رگه-های سیلیسی موجود در منطقه و توده های گرانیتی شرق کوه زر مرتبط است.

- هوبر و اشتوکلین (۱۹۵۶) زمین‌شناسی منطقه ترود-معلمان را در قالب برنامه های 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 قاعدی برش آتشفشانی زیرین، برش های آتشفشانی میانی و برشهای آتشفشانی بالایی را معرفی نمود.

- هولز و همکاران (۱۹۷۰) زمین‌شناسی ترود، را مورد بررسی قرار داده‌اند.

- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی (۱۹۹۵) پروژه اکتشاف معدنی محور سمنان کاشمر، ژئوشیمی آبراهه های منطقه، در مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ مورد ارزیابی قرار داد.

-جعفریان (۱۳۸۶) سنگهای آذرین ترود- باغو را در قالب پایان نامه خویش مورد بررسی قرار داده است.

- امام جمعه (۱۳۸۵) کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس چاه موسی را مورد مطالعه نموده است.

- ذوالفقاری (۱۳۷۷) پترولوژی سنگهای آتشفشانی ائوسن محدوده معلمان- دامغان را مورد بررسی قرار داد و سنگهای آتشفشانی منطقه را به صورت تناوبی از گدازه هایی 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 آکالن و کالک آکالن و بیشتر با گرایش پتاسیک عنوان کرده است.

- قربانی (۱۳۸۴) ماگماتیسیم منطقه ترود را مورد بررسی قرار داد و توده های جنوب ترود را بازیک تر و توده های شمال آن را اسیدی تر می داند.

- خادمی (۱۳۸۶) ویژگی های ساختاری و وضعیت زمین ساختی منطقه ترود را مورد تجزیه و تحلیل قرار داده و گسل امتداد لغز چپ گرد ترود با مولفه 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 شکستگی های شمال منطقه ترود- معلمان، شکستگی های منطقه را کنترل کننده رگه های کانه زایی شده ی منطقه معرفی کرده است. ایشان نوع دگرریختی منطقه را از نوع ترافشارشی چپ گرد به دست آورد.

- خواجه زاده (۱۳۸۸) پترولوژی و ژئوشیمی توده های آذرین نفوذی شمال معلمان را مورد بررسی قرار داد و آن را در محدوده گرانیتهای کمان آتشفشانی (VAG) معرفی کرد. ایشان تحول ماگمای تشکیل دهنده توده های گرانیتوئیدی منطقه معلمان را به تبلور بخشی و تفریق ماگمایی نسبت داده و معتقد است تحولاتی نظیر آرایش پوسته ای با مشارکت بخش پوسته ای بر روی روند تفریق تأثیر گذاشته است.

- خلج (۱۳۹۱) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی و ارتباط کانه زایی های مس مناطق چاه- موسی، درخشانیه و کوه سوخته پرداخته است. در این پژوهش از پارامترهای ژئوشیمیایی، دگرسانی و سیالات درگیر استفاده نموده و نتایج حاصله حاکی از آن است که کانه زایی های منطقه تابعی از خط واره هایی با روند N80E و S75E می باشند که در منطقه چاه موسی در داخل سنگهای آتشفشانی آندزیتی گسترش دارند. کربنات های مس کانی های عمده منطقه بوده و به میزان کمتر کانه های کالکوپیریت، اسفالریت، گالن، بورنیت، کوولیت نیز در کنار آن به چشم می خورد.



علاوه بر مطالعات زمین شناسی یاد شده، با توجه به موضوع این پایان نامه، سازوکار جایگیری تعدادی از توده‌های نیمه عمیق موجود در کمربند تروود-چاه شیرین با استفاده از روش فابریک مغناطیسی مطالعه شده است. از جمله این موارد می توان به سازوکار جایگیری توده گرانودیوریتی نیمه عمیق چالو (مجیدی، ۱۳۹۲)؛ توده نیمه عمیق آندزیتی چاه موسی (سیفی‌وند، ۱۳۹۵)، توده آندزیتی نیمه عمیق کوه چفت (عابدینی، ۱۳۹۶)، توده گرانیتوئیدی کوه زر (شبستر، ۱۳۹۶) اشاره نمود. همچنین اسکندری (۱۳۹۶) سازوکار جایگیری دایکی مافیک با ضخامت متغییر ۵ تا ۱۰ و به طول بیش از دو کیلومتر را در منطقه چاه موسی با استفاده از این روش مورد مطالعه قرار داده است. سیفی وند (۱۳۹۵) توده ی نفوذی نیمه عمیق چاه موسی واقع در جنوب غربی شاهرود را در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داده است. بر اساس شواهد بدست آمده از مطالعه فابریک مغناطیسی مشخص شد که توده نیمه عمیق مزبور به روش بالونی شدن جایگیری نموده است. همچنین با توجه به عملکرد گسل های چپ لغز انجیلو و تروود و تکتونیک حاکم بر منطقه در زمان استقرار این گنبد آذرین، جایگزینی این توده نیمه عمیق به بازشدگی کششی موجود در پهنه برشی راستالغز کمربند ماگمایی تروود- چاه شیرین نسبت داده است.

## ۶-۱- اهداف این مطالعه

نحوه استقرار توده‌های گرانیتوئیدی یکی از مهمترین مسائل مطرح شده در زمین شناسی است. تاکنون مدل‌های مختلفی برای سازوکار جایگیری توده های نفوذی در پوسته زمین ارائه شده است. تشخیص بسیاری از این مکانیزمها از یکدیگر بسیار دشوار می‌باشد زیرا مشابهت‌های صحرایی و ساختاری زیادی با یکدیگر دارند. برای مثال توده‌های نفوذی با رخنمون دایره‌ای می‌توانند به هر کدام از مدل‌های بالونی شدن، دیاپیریسم، گنبدی شدن و استوپینگ مستقر شده باشند اما تنها مشاهدات دقیق صحرایی و الگوهای ساختار داخلی آنها می‌تواند مدل صحیح جایگیری را آشکار سازد. نتایج حاصل از فابریک مغناطیسی می‌تواند مراحل تحول پیشرونده از فابریک کاملاً ماگمایی تا فابریک حاصل از تکتونیک و حتی تغییرات

ترکیب کانی شناسی حاصل از عملکرد گرسانی گرمایی را نشان دهد. کانتنی و همکاران (۲۰۰۰)، ابراز می‌دارند فرایندهای هوازدگی و دگرسانی می‌تواند بر روی ماهیت مغناطیسی سنگ تأثیر بگذارد و در نتیجه باعث تغییر در الگوی فابریک مغناطیسی و حتی بزرگای Km شود. به هر حال، ترکیب سنگ و درجه دگرگونی و دگرسانی بر روی ناهمسانگردی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی و Km آن نمونه تأثیر می‌گذارد (ناکامورا و برادیل، ۲۰۰۴). از آنجا که تاکنون هیچ مطالعه‌ای در خصوص الگو و سازوکار جایگیری ا توده نیمه عمیق کوه سوخته صورت نگرفته است؛ لذا انجام این تحقیق به منظور بررسی نحوه استقرار توده‌های آذرین کوه سوخته و احتمالاً پتروژنز کانه‌زایی موجود مفید و ضروری است. برخی از مهم‌ترین اهداف این طرح پژوهشی به شرح زیر می باشد:

۱. تعیین خصوصیات زمین شناسی واحدهای سنگی،
  ۲. تعیین میزان قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی و سایر پارامترهای مغناطیسی نمونه‌های سنگی با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)؛
  ۳. انجام آزمایش آنالیز نقطه‌ای به منظور شناخت دقیق کانیها و شرایط تشکیل آنها؛
  ۴. تعیین جهت یابی ترجیعی کانیهای مغناطیسی و شناسایی مناطق تغذیه کننده ماگما؛
  ۵. آشکارسازی فابریک درونی و بررسی الگوی جایگیری توده آذرین نامبرده شده؛
- مقایسه الگوی جایگیری حاصله با سازوکار جایگیری توده‌های نیمه عمیق و نیمه عمیق موجود در کمربند ماگمایی ترود-چاه شیرین؛

## ۷-۱- روش مطالعه

جهت نیل به این اهداف، مراحل انجام این پژوهش به شرح زیر می باشد:

- مطالعات کتابخانه‌ای شامل گردآوری داده‌های زمین‌شناسی، پترولوژیکی و ژئوشیمیایی قبلی؛
- بررسی مستندات، نقشه‌های زمین‌شناسی و استخراج مقالات مرتبط با موضوع؛
- بازدید اولیه از منطقه به منظور بررسی‌های اولیه جغرافیای منطقه، موقعیت و وضعیت راه‌های دسترسی، جمع‌آوری نمونه‌های سنگی مورد نیاز و طراحی یک شبکه نمونه برداری سیستماتیک جهت مطالعات فابریک مغناطیسی؛
- بررسی روابط صحرایی واحدهای سنگی موجود در منطقه و مغزه‌گیری از حدود ۱۷ ایستگاه به کمک دستگاه حفاری قابل حمل به منظور مطالعات AMS؛
- آماده سازی و اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی برای مغزه‌های بدست آمده با استفاده از دستگاه کاپابریج در دانشگاه صنعتی شاهرود؛
- تهیه ۳۰ عدد مقاطع نازک میکروسکوپی و ۵ عدد مقطع نازک - صیقلی از نمونه‌ها و مغزه‌های برداشت شده؛
- مطالعه پتروگرافی، ریزساختی مقاطع نازک و نازک - صیقلی؛
- تلفیق داده‌های حاصل از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، شیمی‌کانی و فابریک مغناطیسی به منظور ارائه مدلی صحیح از چگونگی استقرار توده نیمه عمیق مورد مطالعه،



## فصل دوم

# زمین شناسی عمومی منطقه

## ۱-۲- مقدمه

منطقه کوه سوخته، با طول جغرافیایی "۵۷' ۴۶° ۵۴" تا "۴۸' ۴۷° ۵۴" شرقی و عرض جغرافیایی "۳۷" ۲۸' ۳۵° تا "۳' ۲۸' ۳۵° شمالی در بخش شمال ایران مرکزی و در انتهای مجموعه کمان ماگمایی تروند - چاه شیرین واقع شده است. و این کمان ماگمایی از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن، توده‌های نیمه عمیق ائوسن پسین - الیگوسن پیشین تشکیل شده است. توالی ضخیمی از توف داسیتی، گدازه‌های پیروکسن آندزیت، توف آندزیتی-داسیتی که هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) به‌عنوان واحد برش آتشفشانی زیرین نام‌گذاری نموده‌اند در اطراف منطقه کوه سوخته گسترش وسیعی دارند. به لحاظ تقسیمات نقشه‌های زمین‌شناسی در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تروند و ۱:۱۰۰۰۰۰۰ معلمان واقع شده است. ابتدا مروری بر مطالعات زمین‌شناسی و ساختاری پهنه ایران مرکزی و بلوک‌های تشکیل‌دهنده آن و سپس نگرشی کوتاه بر زمین‌شناسی و چینه‌شناسی ایران مرکزی در دوران مختلف زمین‌شناسی خواهیم داشت. در ادامه مهم‌ترین بخش رخنمون یافته در محدوده مورد مطالعه معرفی گردیده است.

## ۲-۲- زمین‌شناسی عمومی ایران مرکزی

پهنه ایران مرکزی چون مثلی 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، آقانباتی (۱۳۸۳) نیز بر این عقیده است که پهنه ایران مرکزی و زون سنندج سیرجان بخشی از حوضه مرکزی ایران هستند. ولی به باور اشتوکلین (۱۹۶۸) پس از سخت شدن پی‌سنگ پرکامبرین، بخش یادشده در

زمان پالئوزوئیک ویژگی‌های سکویی داشته و در زمان مزوزوئیک و سنوزوئیک به منطق‌های پرتحرک و پویا تبدیل شده است. ردیف بسیار ضخیمی از سنگ‌های دگرگونی، رسوبی، ولکانیکی و رخساره‌های گوناگون سنگ‌های آذرین درونی از پرکامبرین تا عهد حاضر در این فلات پهناور نمایان شده 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 براین 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 (آقا نباتی ۱۳۸۳). بطور کلی گسترش و ژرفای دریای ائوسن و ناپیوستگی‌های موجود به‌ویژه ازدیاد فعالیت‌های آتشفشانی وابسته به رویداد آلپ میانی، نشانه ناآرامی‌های زمین ساختی چیره بر حوضه رسوبی ایران مرکزی است که از میان آن‌ها، ناآرامی‌های 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. ستبرترین 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. (آقا نباتی، 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 بازیک با منشأ گوشته‌ای ضمن ذوب پوسته قاره‌ای موجب تشکیل ماگمای اسیدی شده است. تکاپوهای آتشفشانی ائوسن ایران ممکن است از نوع سنگ‌های گدازه‌ای آذرآواری و یا توالی‌های آتشفشانی رسوبی باشند.

### ۱-۲-۲- چینه‌شناسی

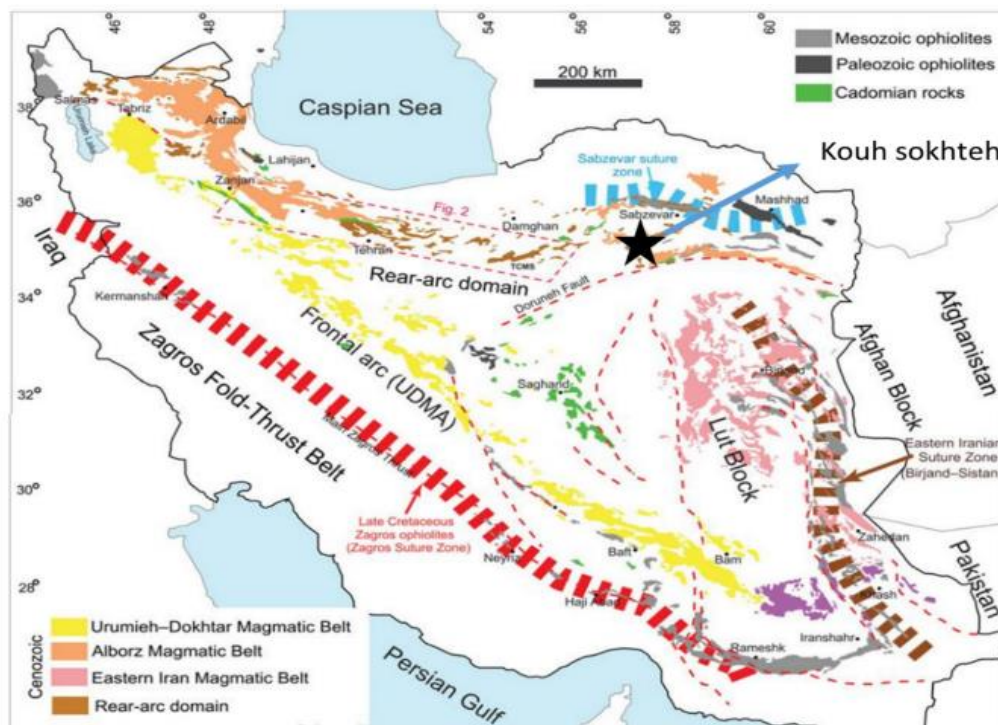
در تمام مدت دوران پالئوزوئیک این منطقه وضعی مشابه با سایر قسمت‌های ایران داشته است، به طوری که یک حالت پلاتفرمی در آن حکم‌فرما بوده و کویر بزرگ و فرورفتگی ایران مرکزی احتمالاً حوضه وسیع کم‌عمقی را تشکیل می‌داده است (اشتوکلین، ۱۹۷۴) پس از رسوب‌گذاری پرمین میانی یک دوره فرسایش طولانی بر ایران چیره گشته که حاصل آن نهشت رسوبات آواری و قرمز رنگ در زمان تریاس زیرین (سازند سرخ شیل) بوده و در دوران مزوزوئیک و همچنین در سنوزوئیک، ایران مرکزی از نظر زمین‌ساختی منطقه پرتحرکی بوده است، چنانکه علاوه بر چندین دگرشیبی کاملاً مشخص، فعالیت ماگمایی به صورت سنگ‌های آتش‌فشانی و توده‌های گرانیتی نفوذی نیز در آن دیده می‌شود. به نظر اشتوکلین چین‌خوردگی‌های اصلی ایران مرکزی با فاز کوهزایی آلپی در ارتباط است؛ به طوری که پنج فاز اصلی چین‌خوردگی آلپ در تریاس - لیا، اوایل کرتاسه، اواسط و اواخر دوران سنوزوئیک در این منطقه مشاهده شده است. روند عمومی چین‌خوردگی‌ها یکنواخت نیست، بلکه در شمال روند شرقی - غربی دارد. در شرق به موازات بلوک لوت (شمالی - جنوبی) و در جنوب غربی به موازات منطقه سنندج - سیرجان (شمال غرب - جنوب شرق) است. بخش میانی ایران مرکزی را شکستگی‌های متعدد با جهات مختلف به صورت مشبک درآورده و قطعات شکسته نسبت به هم حرکاتی داشته‌اند و در نتیجه بالآمدگی‌ها و فرورفتگی‌ها، حوضه متفاوتی به وجود آمده است.

### ۳-۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

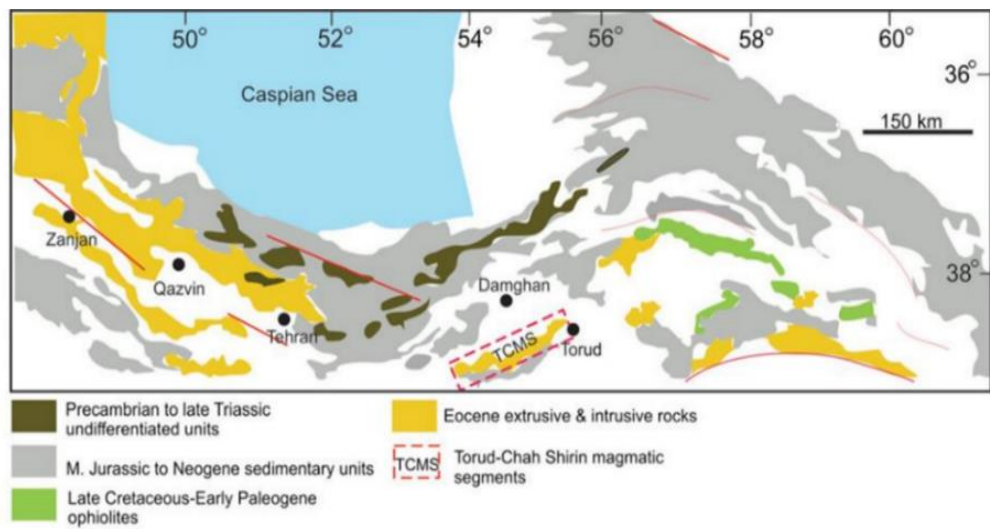
توده نیمه عمیق کوه سوخته به‌عنوان بخشی از نوار ماگمایی تروود چاه شیرین (TCMS) در بخش شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۲-۱) و از سنگ‌های آتش‌فشانی و آذرآواری ائوسن، توده‌های نیمه عمیق ائوسن تشکیل شده است (۲-۲). اگرچه منطقه معدنی کوه سوخته همانند چاه موسی از نظر کانه‌زایی فعال نیست اما کانه‌زایی افشان و رگچه‌ای در غالب آغستگی‌های مالاکیته‌ای و آزریتی در



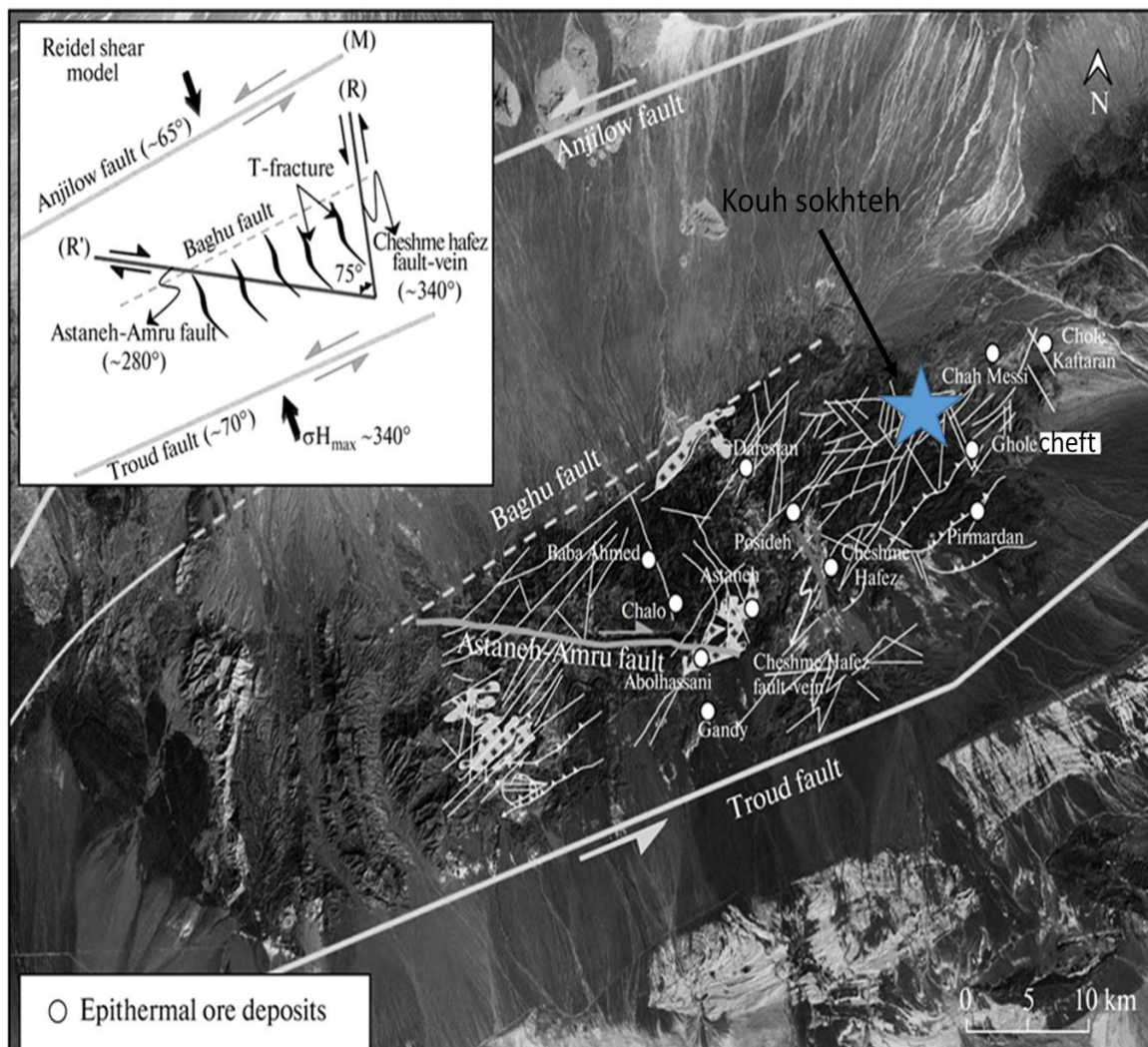
بخش‌هایی از این منطقه به چشم می‌خورد. کمان آتشفشانی نفوذی ترود- چاه شیرین با روند شمال خاوری- جنوب باختری به صورت یک فرا زمین در حاشیه شمالی کویر مرکزی قرار دارد. این منطقه در یک نوار ماگمایی متشکل از سنگ‌های ولکانیکی و پلوتونیک واقع شده است (نوار ولکانیکی پلوتونیک ترود- چاه شیرین) که حجم عمده آن را سنگ‌های آتشفشانی تشکیل داده است. هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) این زون را بنام باریک رشته ترود- چاه شیرین نامیده‌اند که میان دو گسل اصلی ترود و انجیلو قرار گرفته است و در کناره شمالی فروافتادگی کویر بزرگ جای دارد (۲-۳). و در ادامه تصویر ماهواره‌ای از موقعیت توده‌های نیمه عمیق چاه موسی، کوه چغت و کوه سوخته را در بخش شمال کمربنده ماگمایی ترود چاه شیرین در شکل (۲-۴) نشان می‌دهد.



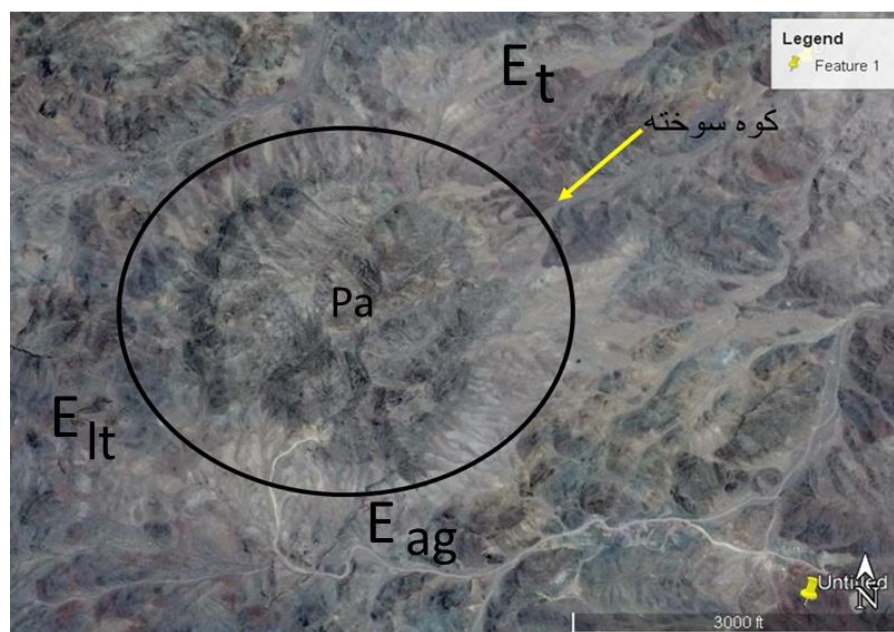
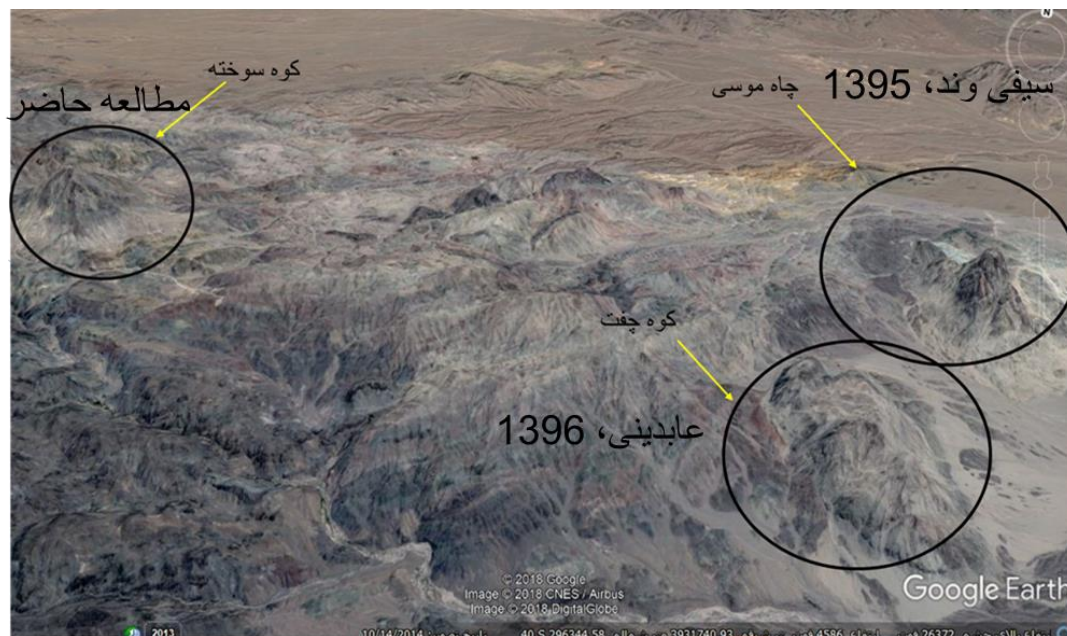
شکل ۲-۱. واحدهای ساختاری ایران به همراه گسل‌های مهم. علامت ستاره دار معرف منطقه مود مطالعه در نقشه ایران (در بخش ماگمایی ترود چاه شیرین، TCMS) (شفاهی مقدم و استرن، ۲۰۱۴).



شکل ۲-۲- محدوده مورد بررسی و واحدهای همراه آن در قسمت شمالی نقشه زمین‌شناسی ایران (زانچی و همکاران، ۲۰۰۹) و موقعیت TCMS



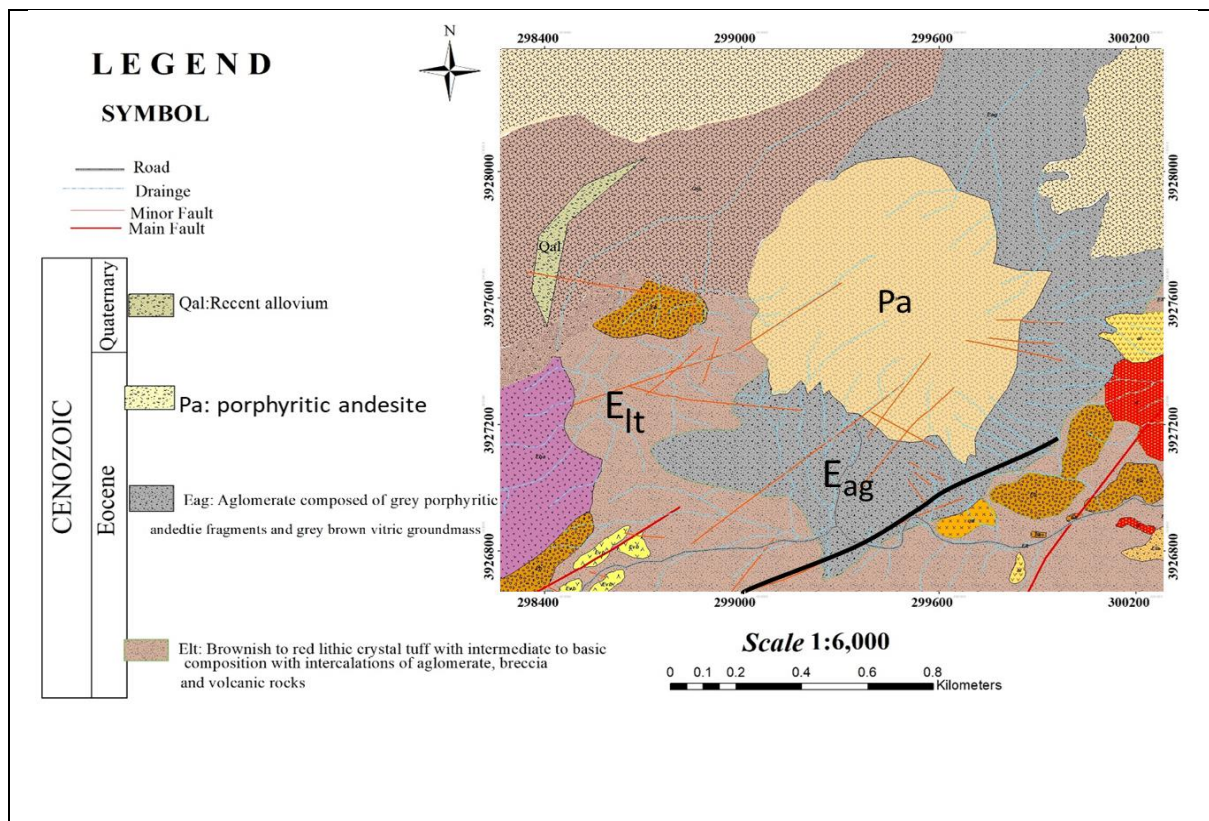
شکل ۲-۳- تصویر لندست (تصحیح شده) نشان‌دهنده مدل ساختاری و مکانی سیستم رگه‌های اپی‌ترمال در کمربند تروود چاه شیرین. این مدل شامل روند برجسته گسل شمال شرقی چپ‌گرد و گسل راست‌گرد غرب جنوب غربی است که موجب ایجاد درزه‌ها و شکستگی‌های فراوان در سطح منطقه شده است (مهرابی و همکاران، ۲۰۱۵).



شکل ۲-۴- تصاویر ماهواره‌ای از نرم‌افزار گوگل ارث از منطقه مورد مطالعه.

### ۱-۳-۲- نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه

نقشه زمین شناسی ساده تهیه شده معرف رخنمون واحدهای سنگی محدوده مورد مطالعه در شکل ۲-۵ ارائه شده است. واحدهای آتشفشانی ائوسین قدیمی ترین واحد رخنمون یافته در محدوده مورد مطالعه است. که در اطراف توده نیمه عمیق کوه سوخته به ویژه در بخش های شرقی دیده می شوند. این مجموعه سنگی یک واحد آتشفشانی- آذرآواری است که از توف قرمز-ارغوانی و برش آتشفشانی، آگلومرا تشکیل شده است. برش های آتشفشانی و آگلومرائی بیشترین حجم از سنگهای خروجی را در این محدوده تشکیل می دهند. رنگ صحرایی این واحد خاکستری تیره تا سیاه است.



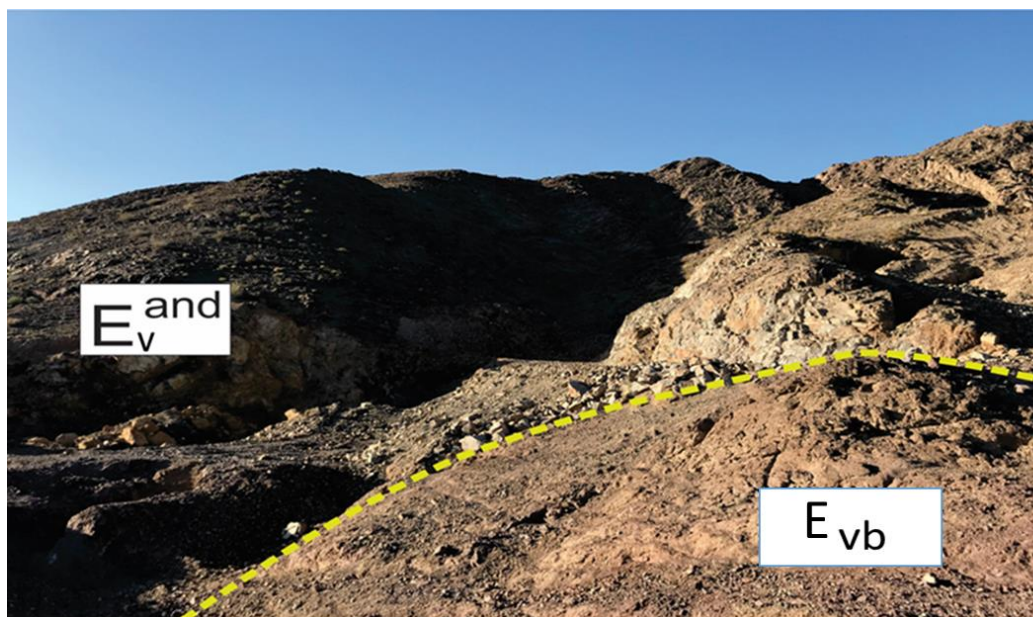
شکل ۲-۵- نقشه زمین شناسی ساده شده (تصحیح شده از نقشه طراحی شده معدن چاه موسی) از توده آندزیتی کوه سوخته و سنگ های میزبان .

## ۲-۳-۲- واحدهای آتشفشانی ائوسن

این واحد قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته در محدوده مورد مطالعه است که در اطراف توده نیمه عمیق کوه سوخته به‌ویژه در بخش‌های شمالی و غربی آن مشاهده می‌شود. این مجموعه سنگی یک واحد آتشفشانی با ماهیت آذرآواری است که از برش آتشفشانی، آگلومرا و توف تشکیل شده است. (شکل ۲-۶) واحدهای برشی و آگلومرایی بیشترین حجم از سنگ‌های خروجی را در این محدوده تشکیل می‌دهند (شکل ۲-۷) رنگ صحرایی این واحد خاکستری تیره است.



شکل ۲-۶- دورنمایی از واحدهای آتشفشانی ائوسن در حاشیه شمال غرب توده نیمه عمق کوه سوخته. سوی دید به سمت جنوب غرب.



شکل ۲-۷- تصویر صحرایی از برش تکتونیک (سمت غرب) و سنگ‌های آندزیتی توده نیمه عمیق کوه سوخته در حاشیه جنوب غرب.



شکل ۲-۸- نمایی نزدیک از واحد برش تکتونیک حاوی قطعات زاویه‌دار



شکل ۲-۹- نمای نزدیک از برش‌های آتش‌فشانی

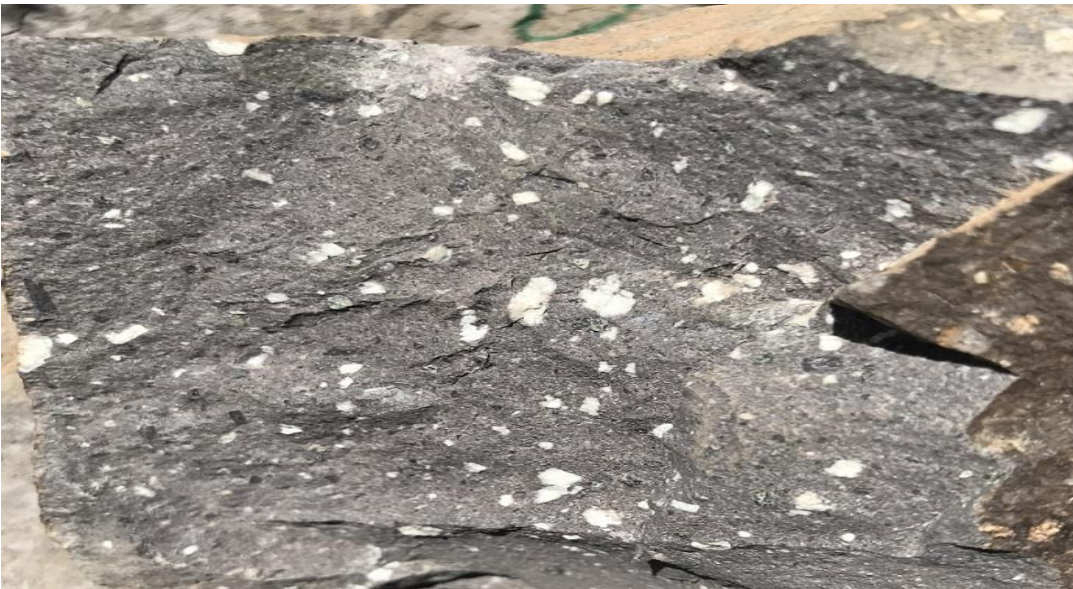
### ۳-۳-۲- توده نفوذی نیمه عمیق کوه سوخته

توده نفوذی نیمه عمیق کوه سوخته بلندترین ارتفاعات ناحیه مورد مطالعه را تشکیل داده‌اند که با داشتن ظاهری متفاوت‌تر از واحدهای سنگی دیگر متمایز می‌شوند. توده نفوذی نیمه عمیق کوه سوخته با ترکیب بیوتیت هورنبلند آندزیت پورفیری میزبان کانسار مس است و با ماهیت کالک‌آلکالن، توالی‌های آتش‌فشانی-آذرآواری را قطع نموده‌اند. این توده آندزیتی در صحرا ظاهری روشن به رنگ‌های خاکستری تا سبز مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۰). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، سوزن‌های اکسی هورنبلند و مقادیر کمتر بیوتیت مهم‌ترین کانی‌های مشاهده‌شده در این سنگ‌ها هستند (شکل ۲-۱۱). توده آندزیتی مورد بحث یکی از مهم‌ترین میزبان‌های کانه زایی در منطقه است و بسیاری از رخنمون‌های کانه دار اصلی منطقه در آن واقع شده‌اند. کانه زایی در زون‌های شکستگی و گسل‌ها تمرکز دارند.





شکل ۲-۱۰- نمای نزدیک اندزیت.



شکل ۲-۱۱- تصویر نمونه دستی از ساخت پورفیری و فنوکریست های پلاژیوکلاز سازنده توده نیمه عمیق مورد مطالعه.



شکل ۲-۱۲- دورنمایی از مورفولوژی و رنگ صحرایی توده آندزیتی کوه سوخته.

## ۴-۲-دایک مافیک

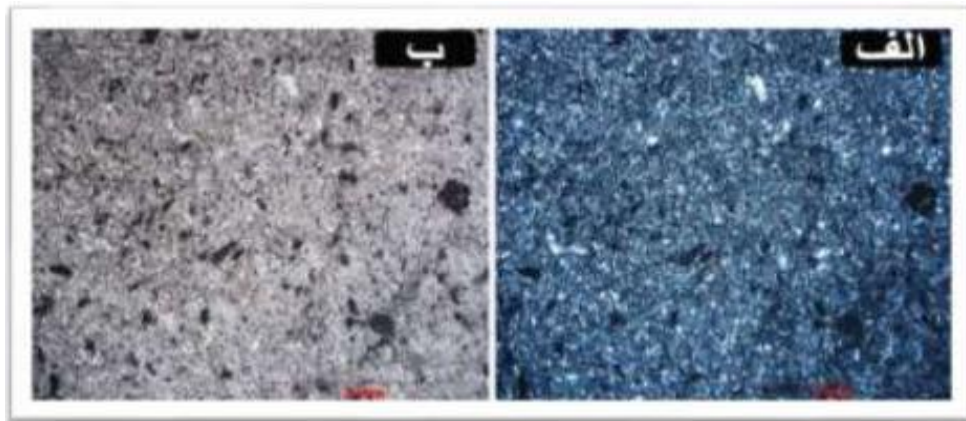
در گوشه جنوب غرب توده نیمه عمیق دایک مافیک به طول بیش از ۲ کیلومتر در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن رخنموندارد. این دایک صحرا دارای رنگ سبز، بافت دانه ریز و ترکیب میکروگابرویی است (شکل ۲-۱۳) این دایک از نظر رنگ امتداد و ترکیب شباهت زیادی با دایک موجود در توده نیمه عمیق چاه موسی و سنگ‌های میزبان آن دارد. در غرب چاه موسی و جنوب قله سوخته، برش آتشفشانی زیرین را قطع نموده‌اند.



شکل ۲-۱۳- الف) تصویر صحرایی از دایک گابرویی موجود در سنگ‌های آذر آواری ائوسن میزبان توده نیمه عمیق کوه- سوخته. ب) تصویر صحرایی از دایک مافیک از رخنمون موجود در جنوب غرب توده کوه سوخته.

#### ۴-۵- توف قرمز

توف‌های موجود در منطقه کوه سوخته از نظر ظاهری رنگی قرمز تا ارغوانی داشته و در نمونه‌های دستی ریز بلور و تقریباً سست و شکننده هستند. بافت این توف‌ها در زیر میکروسکوپ میکرولیتی با بلورهای کوچک کوارتز است (شکل ۲-۱۴).



شکل ۲-۱۴- نمایی میکروسکوپی از توف‌های موجود در منطقه مورد مطالعه. الف، در نور XPL؛ ب در نور ppl.



شکل ۲-۱۵- تصویر صحرای از شواهد کانه زایی مالاکیت کوه سوخته.



شکل ۲-۱۶- الف و ب) تصویر صحرایی از شواهد کانه‌زایی موجود در آندزیت توده نمیه عمیق کوه سوخته. ج) پیرالوسیت (اکسید منگنز)

## ۲-۶- 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 ترود درست از کنار روستا می‌گذرد. از کامبرین به بعد یک دسته گسل اصلی با روند شیب  $N80^{\circ}SE-60^{\circ}70$  بر ناحیه حکم فرما بوده است (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۷۵). به طور 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.

## ۷-۲- درزه و شکستگی‌ها

تحت تأثیر رژیم تکتونیکی حاکم بر منطقه، درزه و شکستگی‌های فراوانی در توده نیمه عمیق کوه‌سوخته ایجاد شده است (شکل ۲-۱۵) راه یافتن سیالات به درون برخی از این درزه‌ها و شکستگی‌ها و فعل انفعالات ناشی از آن‌ها، رگه‌هایی از مس و انواع آن را به وجود آورده اند و این مورد باعث زون کانه زایی مس و مشتقات آن در این محدوده شده است. به این ترتیب زون‌های شکستگی راهنمای مفیدی برای کانه زایی در این محدوده به صورت رگه ای شده است.



شکل ۲-۱۷- تصویر صحرایی از درزه‌های مزدوج متعدد در سطح تمامی واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه.

فصل سوم

پتروگرافی

## ۱-۳- مقدمه

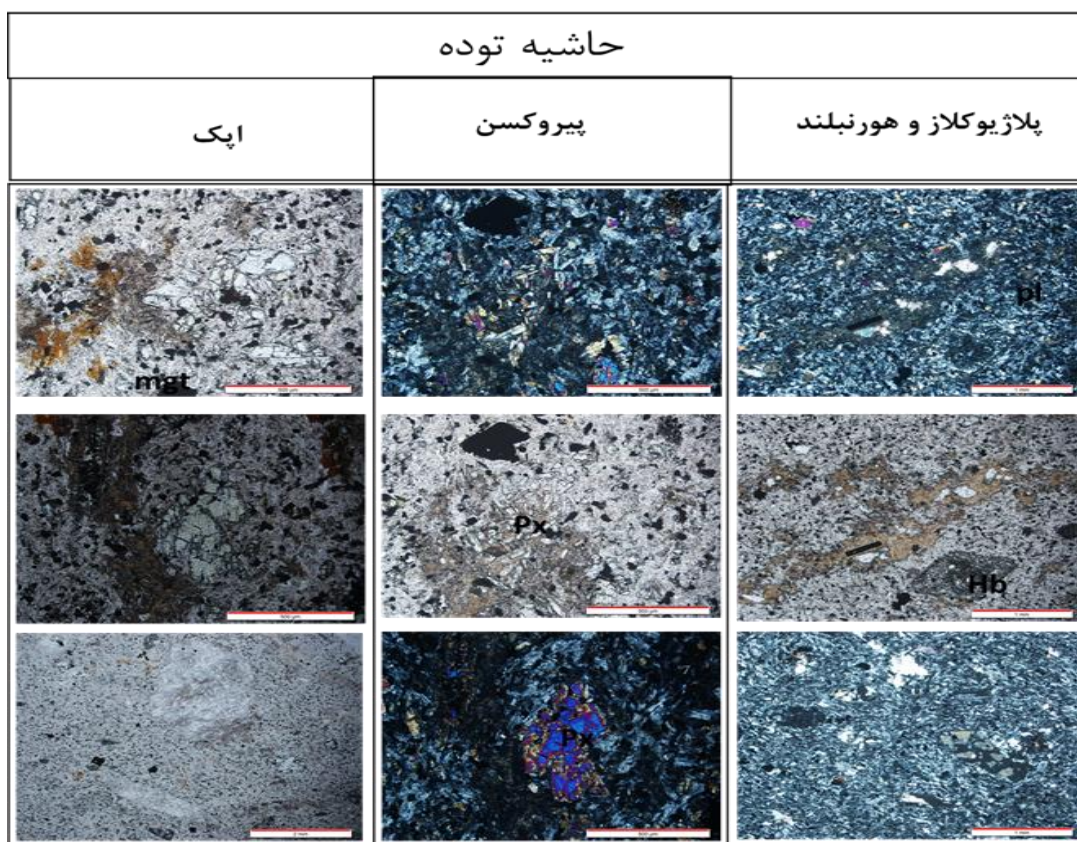
هدف از مطالعات پتروگرافی، بررسی نوع کانی‌ها، بافت‌های موجود، اندازه‌ی دانه‌ها، فابریک یا رابطه‌ی هندسی اجزای تشکیل دهنده‌ی سنگ، تحولات قابل مشاهده‌ی سنگ در مقیاس میکروسکوپی و در نهایت تعیین نامی مناسب برای سنگ مورد نظر است. ویژگی‌های بافتی هر سنگ وابسته به شرایطی است که در آن تشکیل شده است. اندازه‌ی دانه‌ها نیز در انواع سنگ‌های آذرین متفاوت است، گاهی در مقیاس سانتی متر و گاهی بسیار دانه‌ریزند. اندازه‌ی دانه‌های سنگ‌های آذرین به طور عمده به آهنگ سرد شدن آن‌ها در طول مراحل انجماد و همچنین به ترکیب شیمیایی ماگما و غلظت آن بستگی دارد. به منظور انجام مطالعات پتروگرافی بر روی سنگ آندزیت منطقه مورد مطالعه، ۳۰ مقطع نازک میکروسکوپی و ۵ مقطع-نازک صیقلی تهیه گردید. مطالعه این مقاطع نازک تهیه شده در تعیین و شناسایی کانی‌های اصلی، فرعی، ثانویه و ترتیب تبلور آنها، بافت، دگرسانی کانی‌ها، نام سنگ تشخیص داده شده است. براساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی، سنگ‌های این توده نفوذی نیمه‌عمیق به واحد آندزیت تقسیم می‌شود. علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی این فصل، در جدول (۱-۳) ارائه شده‌اند. جدول (۱-۳). علائم اختصاری به کار رفته در تصاویر میکروسکوپی ارائه شده در این فصل به شرح زیر می‌باشند. این علائم از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده‌اند.

نام کانی	علامت اختصاری	نام کانی	علامت اختصاری
پیروکسن	Px	مگنتیت	Mag
پلاژیوکلاز	Plg	اپیدوت	Epd
هورنبلند	Hbl	کلسیت	Cal
آپاتیت	Ap	بیوتیت	Bio

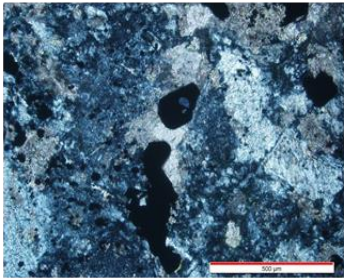
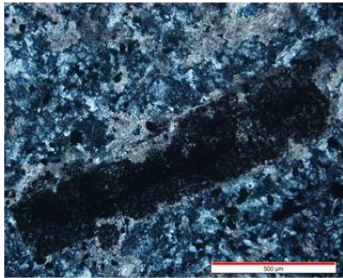
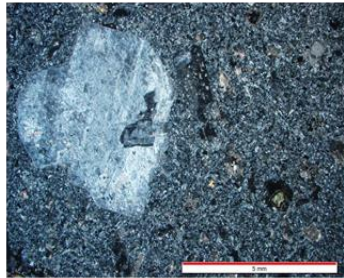
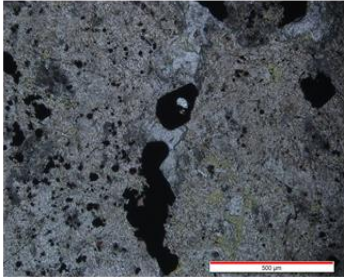
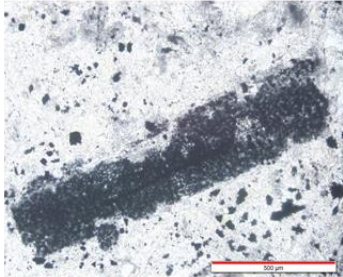
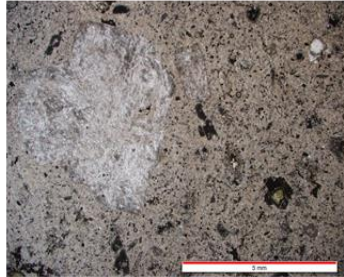
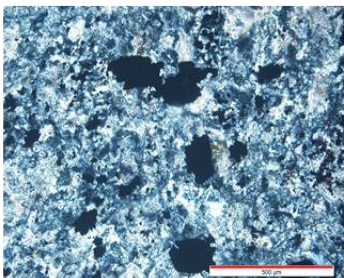
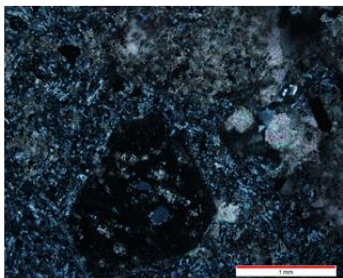
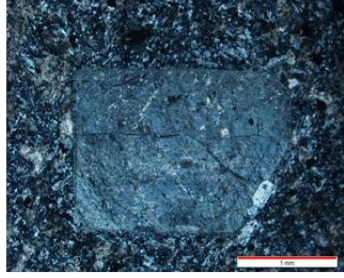


## ۲-۳- ترکیب توده از حاشیه به مرکز

شکل‌های ۱-۳ و ۲-۳ به ترتیب معرف کانی‌های پلاژیوکلاز ، هورنبلند و کانی‌های کدر موجود در بخش -های مرکزی و حاشیه‌ای توده نیمه‌عمیق مورد مطالعه می‌باشد. در مجموع کانی‌های موجود در بخش‌های حاشیه‌ای در مقایسه با بخش‌های مرکزی از نظر اندازه کوچک‌تر هستند. این اختلاف در اندازه بلورها می‌تواند تابع نرخ سرد شدن توده باشد. همچنین از حاشیه به مرکز از فراوانی پیروکسن کاسته شده و به فراوانی پلاژیوکلاز ، هورنبلند و بیوتیت افزوده می‌شود. فراوانی کانی‌های کدر در حاشیه نسبت به مرکز بیشتر بوده و از نظر اندازه دانه‌ریزتر از بخش مرکزی می‌باشند.



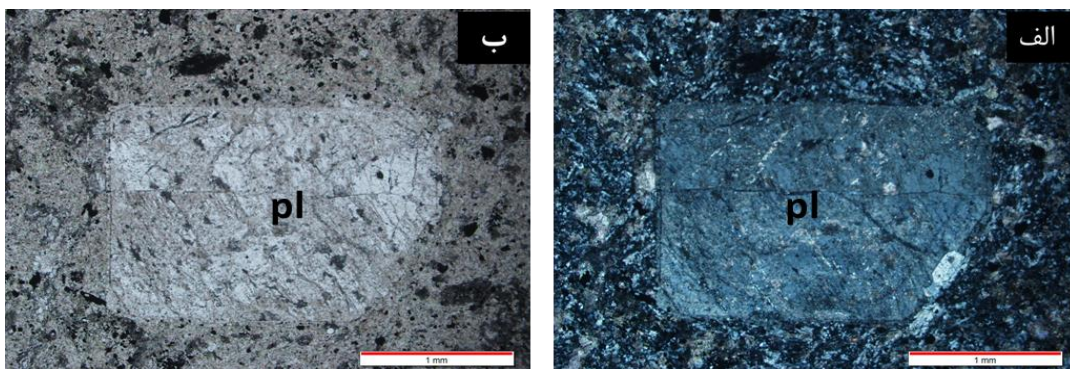
شکل ۱-۳- مقاطع میکروسکوپی در نور ppl و xpl بیانگر بخش‌های حاشیه توده می‌باشد

مرکز توده		
کانی های کدر (اپک)	هورنبلند	پلازیوکلاز
		
		
		

شکل ۳-۲- مقاطع میکروسکوپی در نور ppl و xpl بیانگر بخش های مرکزی توده می باشد.

### ۴-۳- مشخصات پتروگرافی توده آذرین منطقه قله سوخته

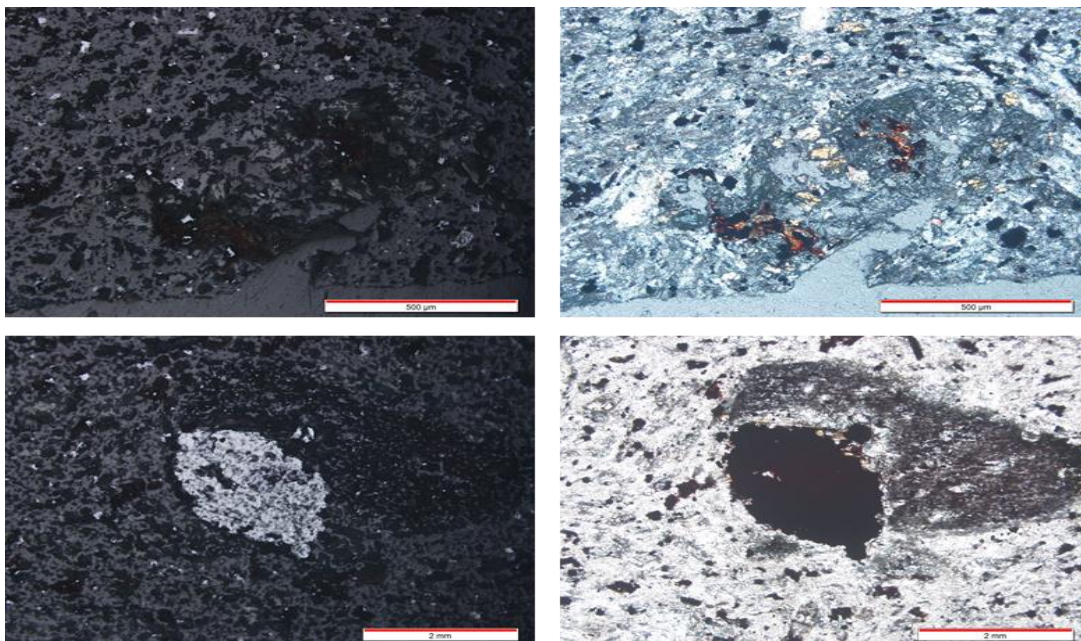
براساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی سنگ‌های آذرین موجود در توده نیمه عمیق کوه سوخته را می‌توان آندزیت نامید. سنگ‌های این منطقه تاحدودی متحمل دگرسانی شده‌اند. در مقاطع میکروسکوپی، بافت‌های غالب پورفیری، گلومروپورفیری و پوئی کلیتیک مشاهده می‌شود. کانی‌های اصلی و فرعی سنگ‌های آندزیت بازالت شامل: پلاژیوکلاز، هورنبلند، پیروکسن، بیوتیت، آپاتیت و اپک می‌باشند. علاوه بر این اپیدوت، کلسیت، کانی‌های رسی نیز از جمله کانی‌های ثانویه هستند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از کانی‌های ریزتر قرار دارند (شکل ۳-۳) و بافت پورفیری را به نمایش می‌گذارند. در بیشتر ایستگاه‌ها پلاژیوکلازها، قسمت عمده‌ی سنگ را تشکیل می‌دهند و در بسیاری از موارد سرسیتی شده‌اند. شکل این کانی به صورت خودشکل تا نیمه شکل می‌باشد. مهم‌ترین کانی اپک موجود در این سنگ‌ها، منیتیت است که از حاشیه به هماتیت تبدیل شده است (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۳- تصویر میکروسکوپی فنوکریست پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از میکروولیت‌ها که بافت پورفیری را به نمایش می‌گذارند.

سنگ‌های آندزیتی به صورت مزوکرات در منطقه کوه سوخته برونزد دارند (شکل ۳-۵). توده‌ی آندزیتی پورفیری کوه سوخته دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و هورنبلند می‌باشد. همچنین از کانی‌های فرعی آن می‌توان به هورنبلند، بیوتیت، کوارتز، آپاتیت و زیرکن را نام برد. این سنگ‌ها در مقاطع میکروسکوپی، بافت پورفیری، گلومروپورفیری و گاهی بافت پوئی کلیتیک و بافت تراکیتی نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز و

هورنبلند، کانی های اصلی سنگ های آندزیتی را می سازند و در بیشتر نمونه ها متحمل دگرسانی شده که ظاهر سبز متمایل به خاکستری به این سنگ ها داده اند. در بعضی نمونه ها، کانی های بیوتیت و پیروکسن حضور دارند .



شکل ۳-۴- تصویر میکروسکوپی از منیتیتی که از حاشیه به هماتیت تبدیل شده است.



شکل ۳-۵- تصویر نمونه دستی سنگ آندزیت توده نیمه عمیق کوه سوخته

## ۵-۳- بافت‌های موجود در سنگ آندزیتی نیمه عمیق کوه سوخته

### ۱-۵-۳- بافت پورفیری

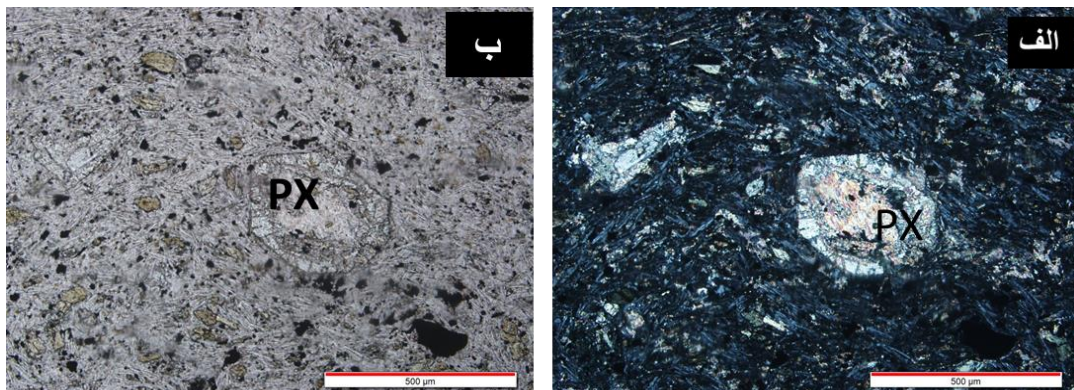
از بافت‌های اصلی موجود در مقاطع سنگ‌های آندزیت بازالت توده نیمه عمیق کوه سوخته می‌توان به بافت پورفیری اشاره کرد که در آن فنوکریست‌ها از پلاژیوکلاز و گاهی آمفیبول، پیروکسن در زمینه‌ای دانه ریز از جنس پلاژیوکلاز یا کانی‌های فرومنیزین قرار می‌گیرند. در نتیجه متن سنگ ریز دانه‌ای بوده و بلورهای خیلی درشت در آن مشاهده می‌شود بافت پورفیری را به نمایش گذاشته که ناشی از سرد شدن ماگما در دو مرحله می‌باشد. بافت پورفیری به طور معمول نشان دهنده توقف و تبلور ماگما در آشیانه ماگمایی در حین صعود ماگما از گوشته به سطح زمین بوده (گیل، ۲۰۱۰) و درشت بلورها در هنگام توقف ماگما در آشیانه ماگمایی شکل می‌گیرند. بسیاری از آندزیت‌ها، بافت سریه‌ایتی (ردیف شده) نشان می‌دهند که مطرح کننده تبلور در شرایط چند فشاری طی صعود ماگما است.

### ۲-۵-۳- گلومروپورفیری

از دیگر بافت‌های موجود در توده مورد بررسی می‌توان به بافت گلومروپورفیری اشاره کرد. تجمع درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپيروكسن، بافت گلومروپورفیری را در این سنگ تشکیل داده است. در این توده سنگی بلورهای درشت به صورت یک مجموعه خوشه‌ای دور هم جمع شده بافت را گلومروپورفیری بافت گلومروپورفیری را به نمایش می‌گذارند. به نظر کرکپاتریک (۱۹۷۷) تجمع بلورها و تشکیل گلومرول می‌تواند ناشی از هسته بندی ناهمگن این کانی‌ها باشد. به هنگام صعود ماگما بلورهایی که دارای شبکه بلوری موازی هم باشند و یا در اثر برخورد با یکدیگر در جهت ماکلی و یا روابط اپی تاکسیال مناسب هم قرار می‌گیرند، به یکدیگر چسبیده و گلومرول را ایجاد می‌کنند (شلی، ۱۹۹۳، جمشیدی، ۱۳۹۴) آندزیت‌های سازنده توده نیمه عمیق کوه سوخته در زیر میکروسکوپ دارای ترکیب تقریباً یکنواخت بوده و اگرچه متحمل درجات متوسط تا شدید دگرسانی شده‌اند.

### ۳-۵-۳- بافت تراکیتی

در مواردی که پلاژیوکلازهای تیغه ای با یکدیگر موازی بوده و جهت دار باشند، بافت را تراکیتی گویند. معمولاً فضاهای خالی بین پلاژیوکلازها به وسیله کانی‌های ریز بلور یا مخفی بلور پر می شود ایستگاههای شماره (۸، ۱۱).



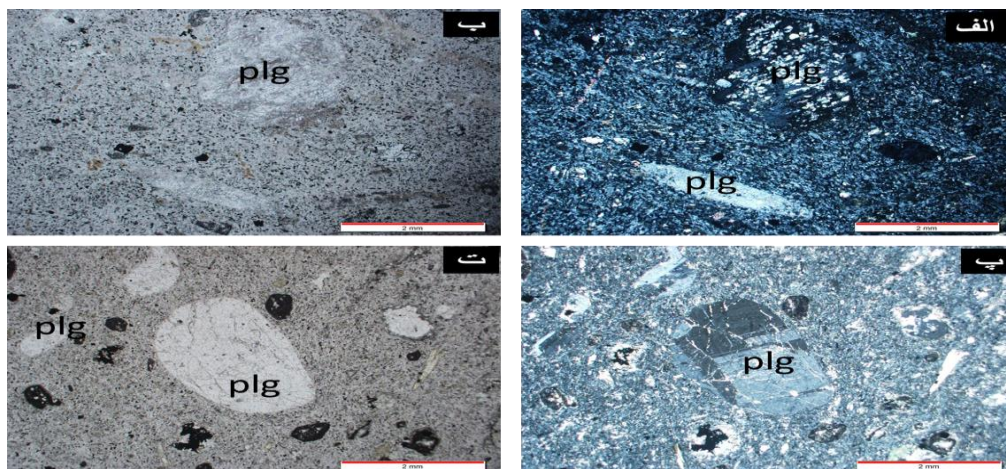
شکل ۳-۵- درشت بلور پیروکسن در زمینه ای از میکرولیت‌ها قرار دارند و بافت پورفیری و جریان‌ی (تراکیتی) را به نمایش می‌گذارد تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL.

### ۳-۶- کانی‌های اصلی

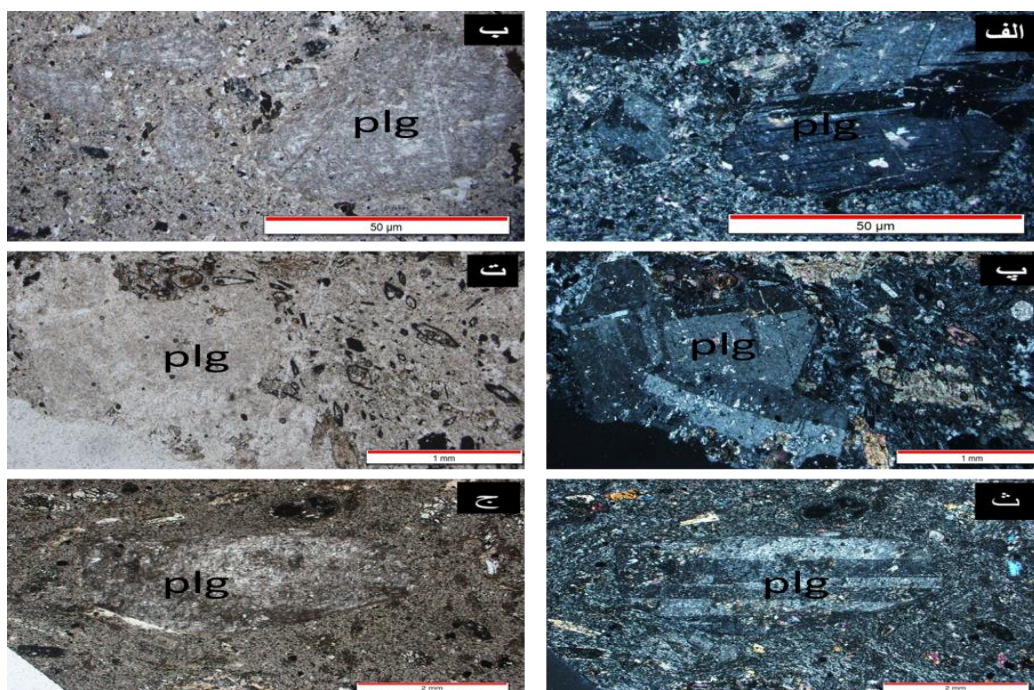
#### ۳-۶-۱- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار، به عنوان فراوان‌ترین کانی موجود در سنگ‌های آندزیت، ماکل و منطقه بندی بارزی نشان نمی‌دهد و غالباً تحت تأثیر سریسیتی شدن قرار گرفته است (شکل ۳-۶). فراوانی درشت بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های آندزیتی منطقه متغیر بوده و بطور میانگین بین ۱۰ 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 به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و ابعاد آنها بین ۱ میلی‌متر در میکرولیت‌ها تا ۸ میلی‌متر در درشت‌بلورها متغیر است. پلاژیوکلازها گاه به صورت منفرد و گاه به صورت تجمعات گلومروپورفیری دیده می‌شوند شاید بتوان گفت دو نسل پلاژیوکلاز در آندزیت‌های منطقه حضور

دارد و علت تشکیل این دو نسل در ارتباط با دوره‌های متفاوت سرد شدن ماگما است. بر این اساس احتمالاً درشت بلورهای پلاژیوکلاز در یک مرحله سرد شدن طولانی پس از ماندن ماگما در یک آشیانه ماگمایی تشکیل شده‌اند ولی به هنگام بالا آمدن پایانی و جایگیری و سرد شدن فوری ماگما، میکرولیت‌ها در آن تشکیل شده‌اند (سیفی‌وند، ۱۳۹۵).



شکل ۳-۶- تصویر الف پلاژیوکلاز دگرسان شده به سرسیت و تصویر پ، فنوکریست های پلاژیوکلاز به صورت منفرد با حواشی گرد شده ، تصاویر الف، پ در نور XPL و تصاویر ب،ت در نور PPL



شکل ۳-۷- شاخصترین ماکلهای (تکراری، دوتای). موجود در بین پلاژیوکلازهای موجود در توده آندزیتی، تصاویر الف - پ -ت در نور XPL و تصاویر ب -ت - ج در نور PPL.

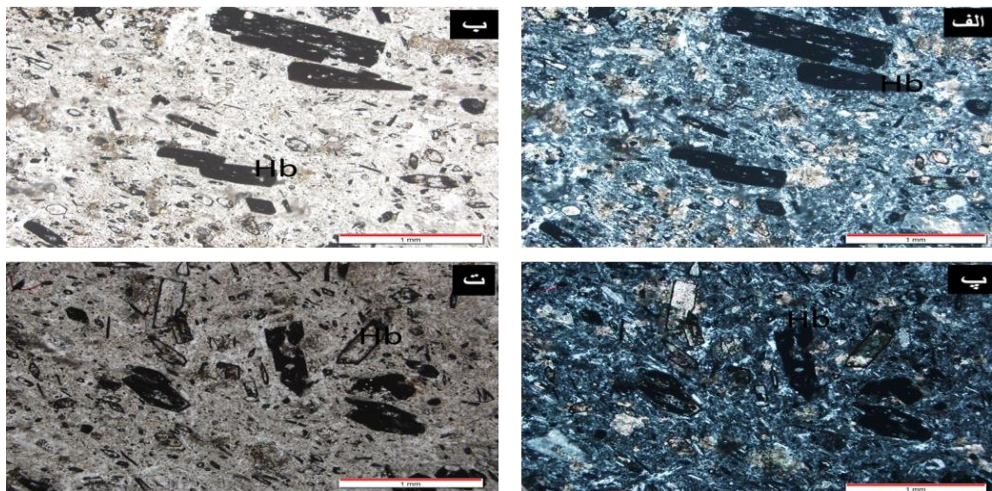
در طی فرآیند دگرسانی منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها از بین می‌رود. با ادامه فرآیند دگرسانی ماکل نیز در پلاژیوکلازها از بین خواهد رفت؛ زیرا به علت از دست دادن کلسیم در طی دگرسانی فضاهای خالی در شبکه بلورین ایجاد می‌شوند (آفتابی، ۱۳۸۴) که با ورود یونهای  $CO_3^{2-}$  و یونهای دیگر، پلاژیوکلازها به کربنات و کانی‌های رسی تبدیل می‌شوند (کریم پور و سعادت، ۱۳۸۱). در منطقه مورد مطالعه با توجه به مطالعات میکروسکوپی، منطقه بندی 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. پلاژیوکلازهای موجود در توده نیمه عمیق میزبان، رسی شده‌اند. این رسی شدن می‌تواند در اثر عملکرد اسید حاصل از فرآیند هوازدگی سولفیدها، در طی مراحل مختلف غنی‌شدگی سوپرژن، بر روی پلاژیوکلازها به وجود آمده باشد و دگرسانی رسی شدن سوپرژن محسوب شود (امام جمعه، ۱۳۸۵). به‌طور کلی پلاژیوکلاز منطقه عموماً متحمل درجات متوسط تا شدید دگرسانی شده‌اند و نمونه‌های سالم از این کانی را کمتر می‌توان در این سنگها دید. در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها می‌توان کانی‌های ثانویه سرسیت، کلسیت و اپیدوت را به فراوانی بر روی آنها مشاهده نمود.

## ۲-۶-۳- اکسی هورنبلند

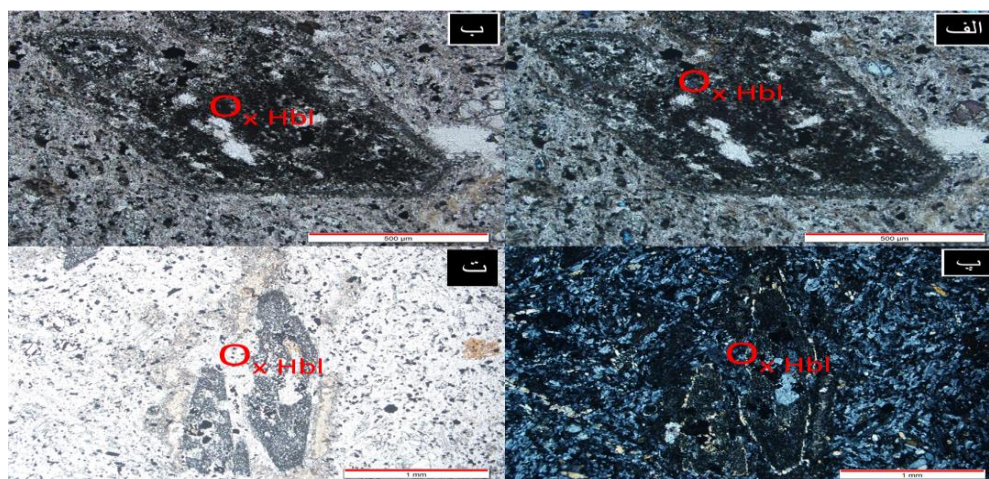
آمفیبول‌ها فراوانترین کانی مافیک سنگ‌های تشکیل دهنده این توده نیمه عمیق است. بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار آن به صورت فنوکریست درزمینه‌ی ریزبلور قابل مشاهده است (شکل ۳-۹). این کانی پس از پلاژیوکلاز فراوانترین کانی تشکیل دهنده این سنگها است؛ بلورهای آمفیبول حدود ۵-۱۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. این کانی به شکل سوزن‌هایی به طول کمتر از یک میلی‌متر تا حداکثر سه میلی‌متر تشکیل داده‌اند و به شدت اپاسیته شده‌اند و یا دارای حواشی سوخته هستند (شکل ۳-۱۰). این موضوعی است که در فنوکریستهای آمفیبول موجود در ترکیبات تراکی آندزیتی به چشم می‌خورد، 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).

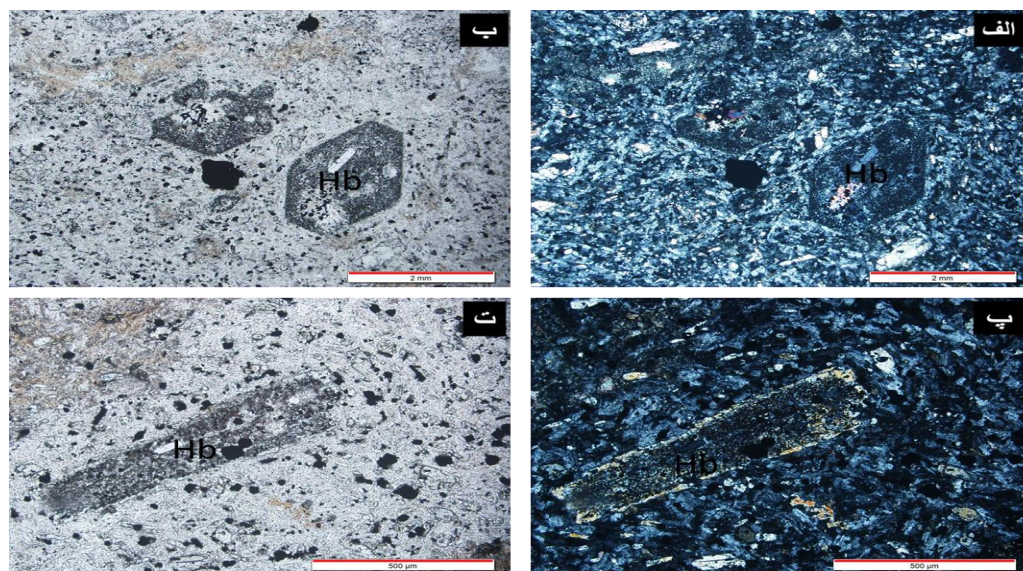


شکل ۳-۹- بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌دار هورنبلند به صورت فنوکریست در زمینه‌ی ریزبلور بافت جریان‌ی؛ تصویر الف، پ در نور XPL و تصویر ب، ت در نور PPL.

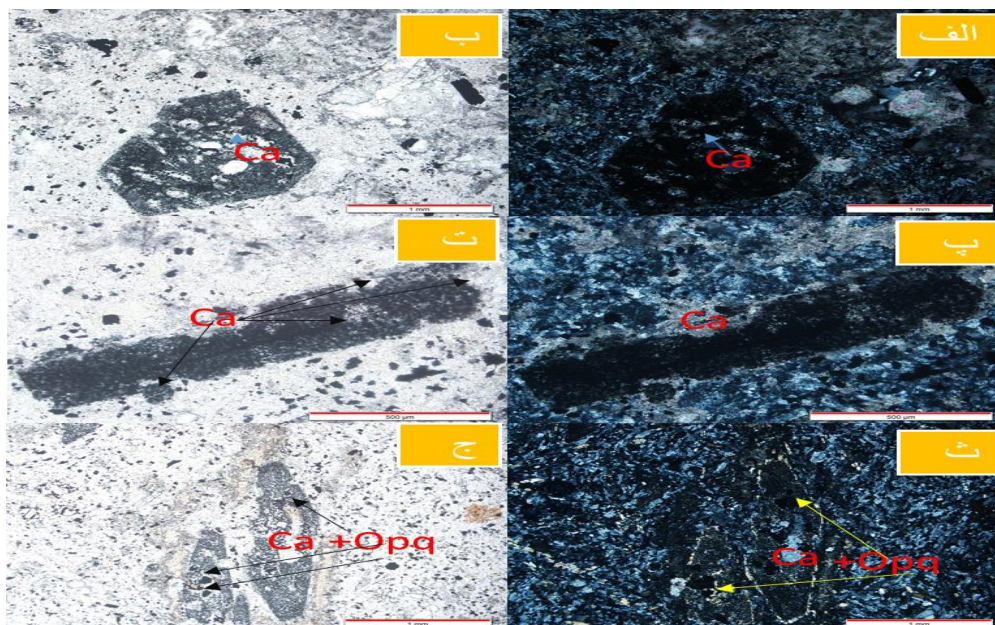


شکل ۳-۱۰- اکسی هورنبلندهای اپاسیته، تصاویر الف، پ در نور XPL و تصاویر ب، ت در نور PPL.

این کانی در زیر میکروسکوپ چندرنگی قهوه‌ای تا قهوه‌ای تیره داشته، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با مقاطع طولی و عرضی فراوان مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱۱). غالباً به دو صورت، سالم و اغلب دگرسان دیده می‌شود حداکثر اندازه نمونه‌های سالم به ۱۰ میلیمتر هم می‌رسد. در بسیاری از ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه بلورهای پسودومورف، اتومورف و شش‌گوش آمفیبول به چشم می‌خورد که توسط کانیهای اپک، یا کانیهای ثانویه جایگزین شده‌اند و تنها از شکل ظاهری می‌توان کانی اولیه را حدس زد (شکل ۳-۱۲). برخی نیز به کانی‌های ثانویه اپیدوت، اکسید آهن و کلریت تبدیل شده‌اند و در بعضی موارد تنها قالبی از آمفیبول‌ها باقیمانده است. اغلب بلورهای آمفیبول 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، ۱۳۸۷). همچنین از روی آمفیبول‌های که دارای حاشیه سوخته‌اند می‌توان در مورد بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در مخزن ماگمایی نظر داد.



شکل ۳-۱۱ - برش‌های طولی و عرضی هورنبلند، تصاویر الف، ب در نور XPL و تصاویر ب، ت در نور PPL.

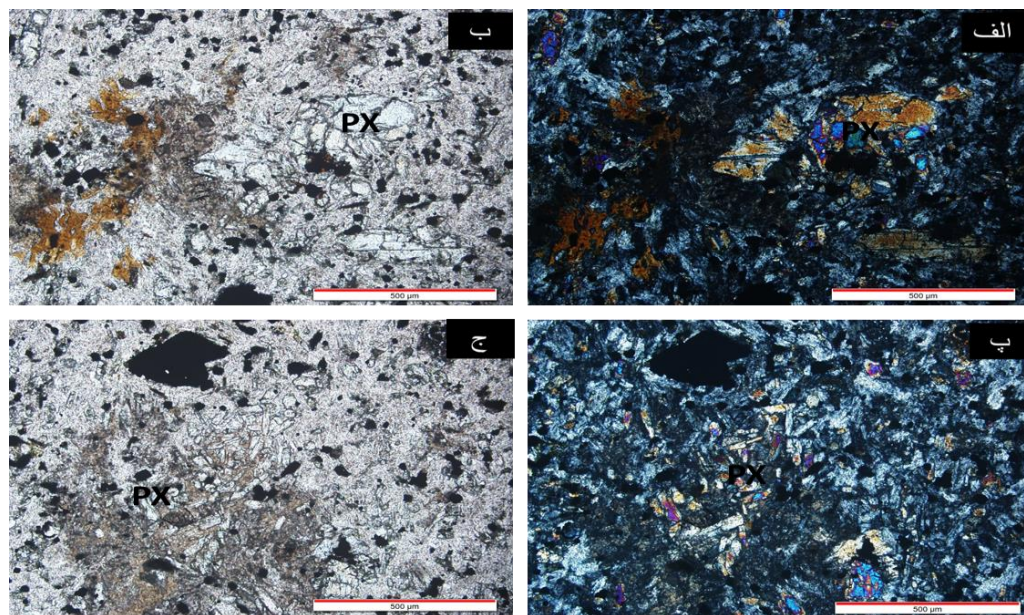


شکل ۳-۱۲- قالب هایی از کانی اکسی هورنبلند که با کانی های دیگر مانند کلسیت، کلریت و کانیهای کدر پر شده است. تصاویر الف، پ و ث در نور XPL و تصاویر ب، ت و ج در نور PPL.

## ۳-۷- کانی های فرعی

### ۳-۷-۱- کلینوپيروكسن

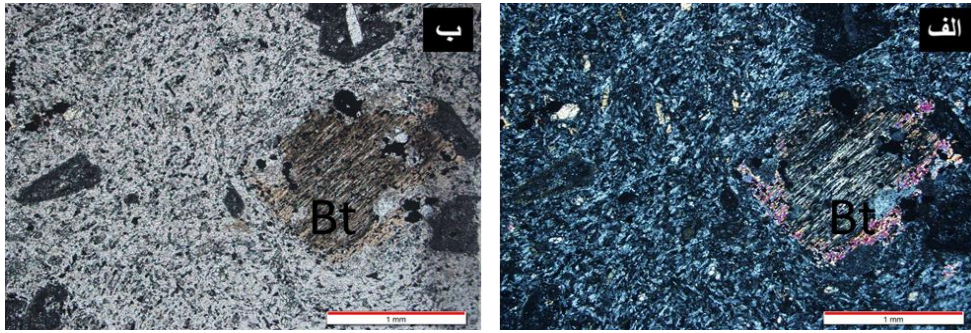
کلینوپيروكسن بعد از پلاژیوکلاز و هورنبلند، عمده ترین کانی موجود در آندزیت بازالتهاست که اغلب به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار و به صورت درشت بلور در زمینه این سنگها حضور دارد. این کانی نسبت به پلاژیوکلاز سالم بوده با توجه به شیمی کانی، از نوع دیوپسید تا اوژیت می باشد. از ویژگی های کلینوپيروكسنها داشتن ماکل اوژیتی و منطقه بندی است. با توجه به شواهد پتروگرافی بیشتر پيروكسن-های محدوده مورد بررسی در قسمت حاشیه ای تمرکز دارند.



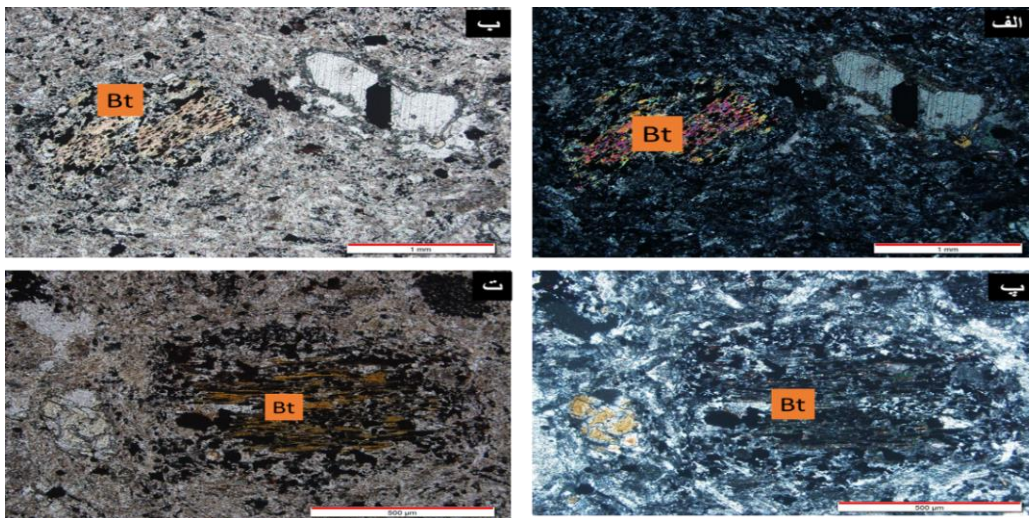
شکل ۳-۱۳- تصاویر از بلورهای پیروکسن (اوپتیک) در توده نیمه عمیق کوه سوخته. تصاویر الف ، پ در نور XPL و تصاویر ب، ت در نور PPL.

## ۲-۷-۳- بیوتیت

بیوتیت و هورنبلند جزء کانی های فرعی در این گروه سنگی هستند. کانی بیوتیت در حدود ۵ تا ۸ درصد مقاطع را تشکیل می دهد. این کانی به صورت ورقه ای با ابعاد کوچک تا متوسط ۱ تا ۲ میلی متر بوده و در بعضی موارد یک سری رخ در آنها وجود دارد. برخی از محققین عقیده دارند 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 گسله ها به هنگام حرکت صعودی ماگما می تواند باشد. (خضر لو و همکاران، ۱۳۸۷) این در حالی است که در بیشتر ایستگاه هایی که مورد مطالعه قرار دادیم وجود بیوتیت های سالم چندان مشهود نبوده است. پدیده کلسیتی و کلریتی شدن در بیوتیت ها بیشتر دیده می شود (شکل ۳-۱۵).



شکل ۳-۱۴- تصویر میکروسکوپی از بیوتیت ها با رخ های تقریباً مشخص در توده آندزیت کوه سوخته، تصویر الف در نور XPL و تصویر ب، در نور PPL.

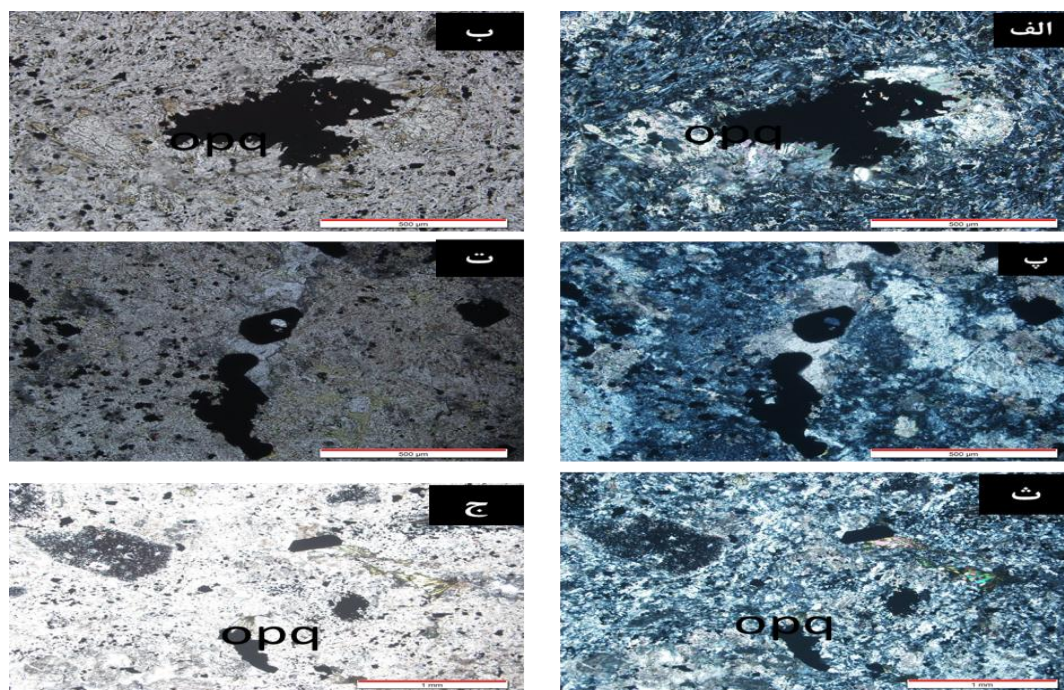


شکل ۳-۱۵- بیوتیت های ماگمایی و اولیه به صورت ورقه های درشت، دگرسان شده. این کانی در امتداد رخ به کلریت و اپک دگرسان شده است. تصاویر الف، پ در نور XPL و تصاویر ب، ت، در نور PPL.

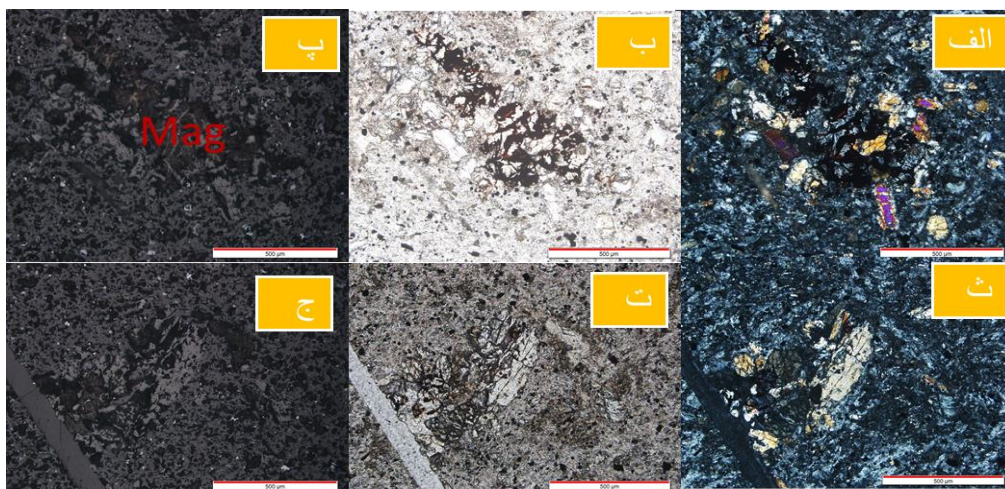
### ۳-۷-۳- کانی های کدر

کانی های کدر به صورت فرعی در تمام نمونه های آندزیتی منطقه و درزمینه سنگ بصورت پراکنده عموماً نیمه شکل دار تا بی شکل و برخی نیز به صورت پرکننده قالب کانی آمفیبول ها جای گرفته اند. به طور نسبی حدود ۶ درصد سنگ را شامل می شوند. کانیهای اپک احتمالاً در اثر دگرسانی کانیهای مافیک ایجاد شده اند. با توجه به اهمیت شناسایی نوع کانیهای کدر در مطالعات AMS نوع کانی کدر نیز حائز اهمیت است (شکل ۳-۱۷) یادآوری می شود که حضور منیتیت در این توده نیمه عمیق با استفاده از

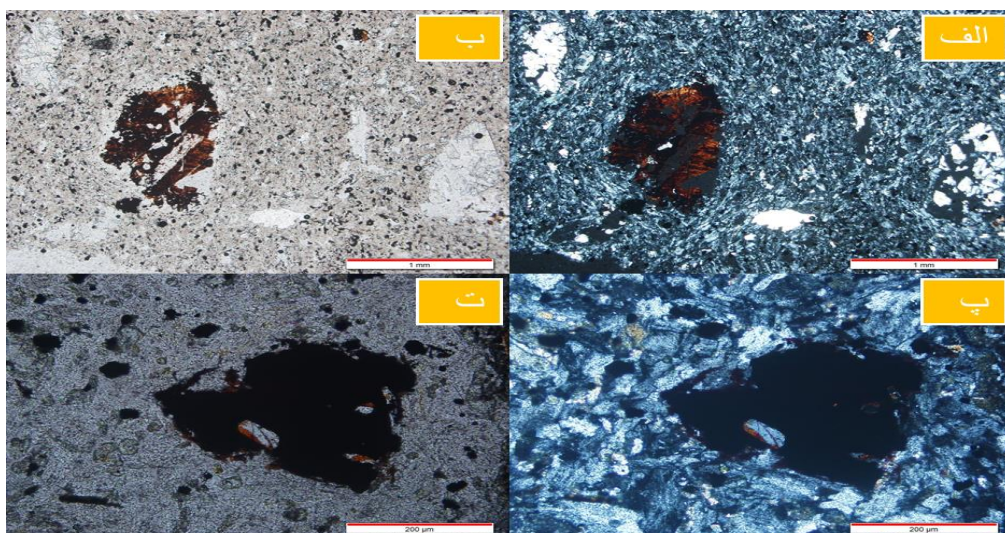
مقاطع صیقلی و مطالعه آن‌ها در نور انعکاسی تایید شده است (شکل ۳-۴). این کانی در مقاطع نازک نمونه‌های سالم به صورت مکعبی شکل و گاهی نیز زاویه‌دار قائم و در برخی قسمت‌ها به صورت نیمه شکل تابی شکل دیده شده است. این کانی یکی از کانی‌های فرو مغناطیسی تأثیرگذار و مهم بر روی فابریک مغناطیسی منطقه است.



شکل ۳-۱۶- 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



شکل ۳-۱۷- حضور منیتیت در پلاژیوکلاز و پیروکسن توده نیمه عمیق کوه سوخته، تصاویر الف در نور XPL، تصاویر ب، در نور ppl و تصاویر پ، ج. در نور انعکاسی.

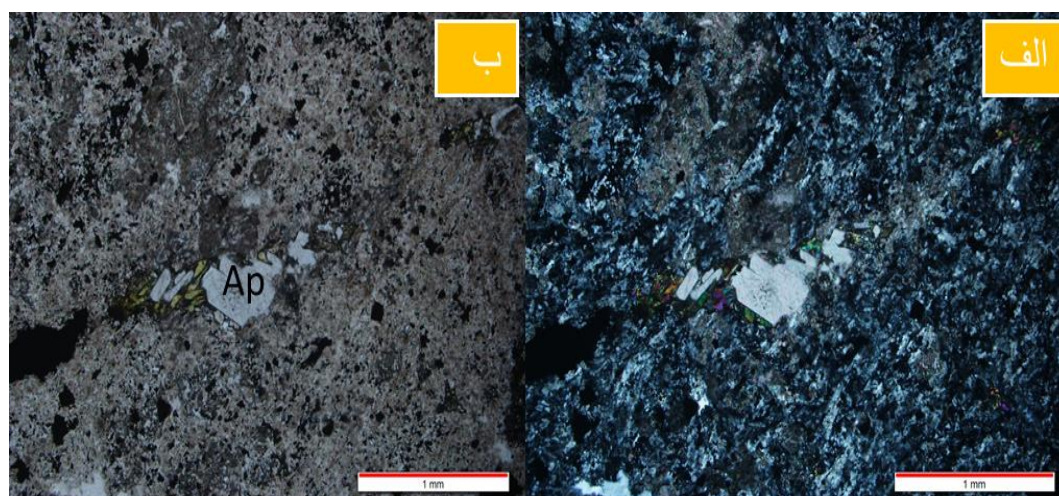


شکل ۳-۱۸- کانی های اپک که احتمالاً در اثر دگرسانی کانی های مافیک ایجاد شده است، تصاویر الف، پ در نور XPL و تصاویر ب، ت، در نور PPL است.

#### ۴-۷-۳- آپاتیت

آپاتیت یکی از کانی های مشخص 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 ۳-۱۹). حضور آپاتیت در سنگ های منطقه بسیار محدود بوده و به عنوان یک کانی فرعی در این واحدهای سنگی صرفاً در

برخی مقاطع میکروسکوپی به صورت بلورهایی در زمینه سنگ و گاهی به صورت ادخال با اشکال کوچک سوزنی و کشیده شکل دار در فنوکریست های سایر کانیها سازنده سنگ قابل مشاهده هستند. کمتر از ۱ درصد حجم از سنگ را تشکیل داده است. کلسیت در مقاطع مطالعه شده از توده نیمه عمیق قله سوخته به صورت حضور در قالب کانی های دیگر (بیشتر در پلاژیوکلازها و سپس آمفیبولها) شکل دار تا بیشکل و یا بلورهای پراکنده در متن سنگ مشاهده شده است. به طور کلی حدود ۳ درصد حجم سنگ را در برگرفته اند



شکل ۳-۱۹- کانی آپاتیت در مقاطع طولی به صورت منشوری و کشیده

## ۸-۳- کانی های ثانویه

### ۱-۸-۳- اسفن

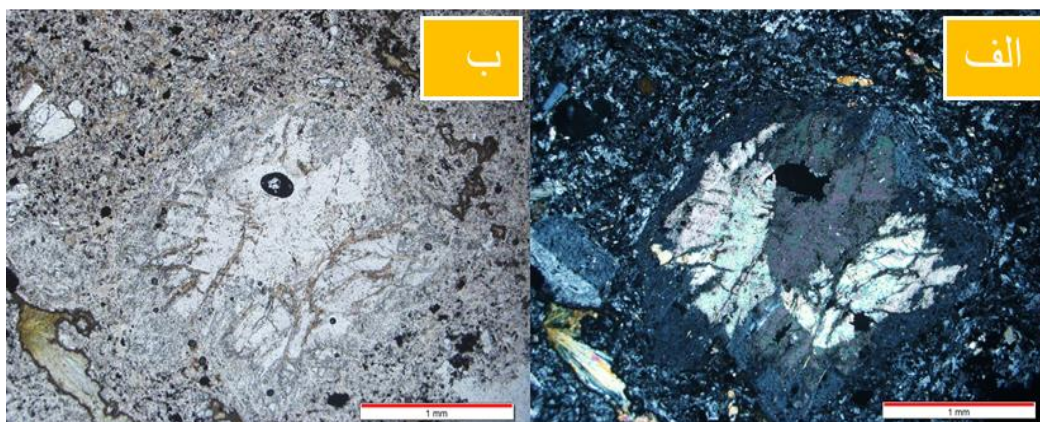
اسفن ثانویه از جمله کانی هایی است که در برخی از نمونه های منطقه دیده می شود و حضور آن را می توان معرف وجود مقادیر بالایی تیتانیوم در ماگمای تشکیل دهنده این سنگها دانست. همان طور که گفته



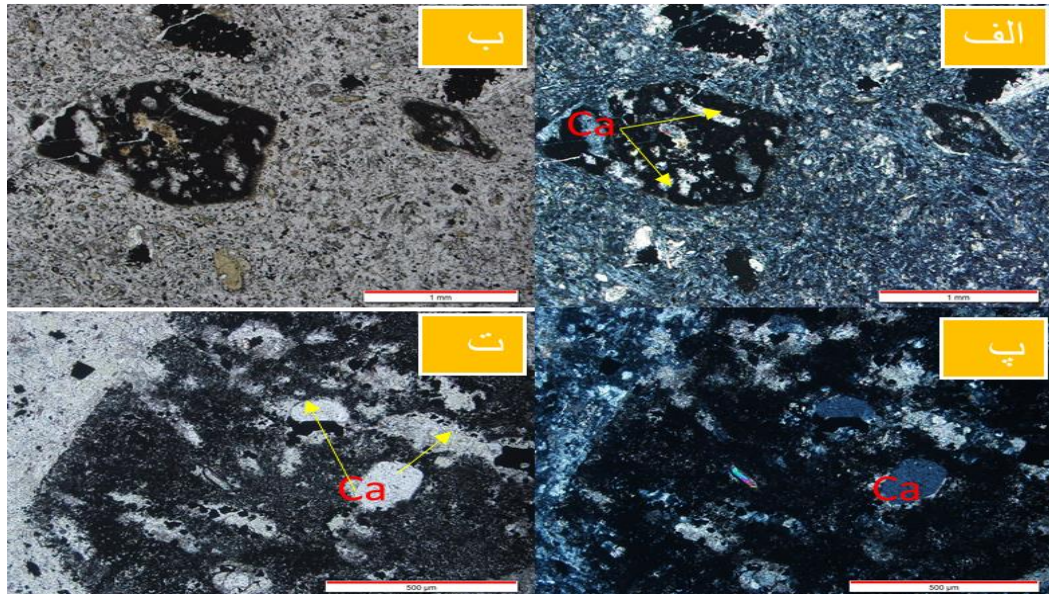
شد اسفن موجود در این سنگها ثانویه بوده و دارای پراکندگی غیریکنواختی در این سنگها است. به طوری این کانی غالباً در حاشیه و یا در میان رخیهای بیوتیت های دگرسان شده حضور دارند. این کانی به صورت بی شکل و اغلب به عنوان فاز فرعی وجود دارد. اسفن هایی که در رخ های بیوتیت ها دیده شده اند احتمالاً از اسفن های ثانویه بوده و به صورت دانه های بسیارریز، تقریباً هم بعد و کوچک با تجمع خوشه ای مانند و به رنگ قرمز تا قهوه ای روشن دیده می شوند.

### ۲-۸-۳- کلسیت

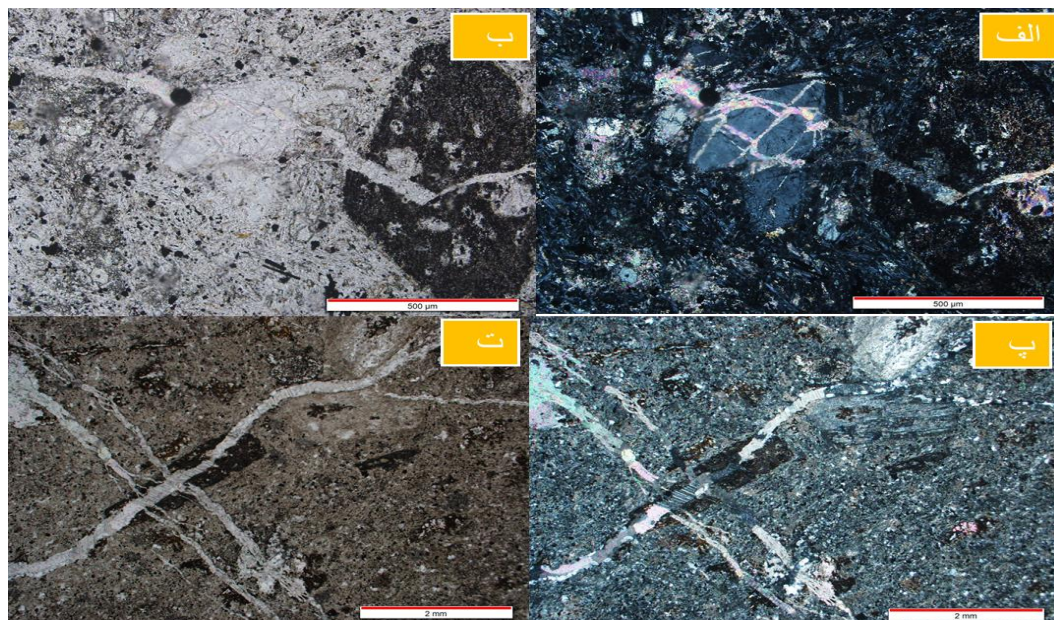
کلسیت و کلریت در اثر آزادسازی عناصر مورد نیاز در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز یا کانی های فرومنیزین کلسیم دار نظیر اکسی هورنبلند ایجاد شده اند. کلسیت در مقاطع مطالعه شده از توده آندزیتی کوه سوخته به صورت پسودومورف و حضور در قالب کانی های دیگر بیشتر در ( پلاژیوکلازها و سپس اکسی هورنبلندها)، شکل دار تا بی شکل و یا بلورهای پراکنده در متن سنگ مشاهده شده است. البته در برخی از مناطق کلسیت ها به صورت رگچه ای و حتی رگه ای درآمده است.



شکل ۳-۲۰- کانی کلسیت بر اثر دگرسانی پلاژیو کلاز و تشکیل بر روی ان کانی، تصاویر الف در نور XPL و تصاویر ب، در نور PPL .



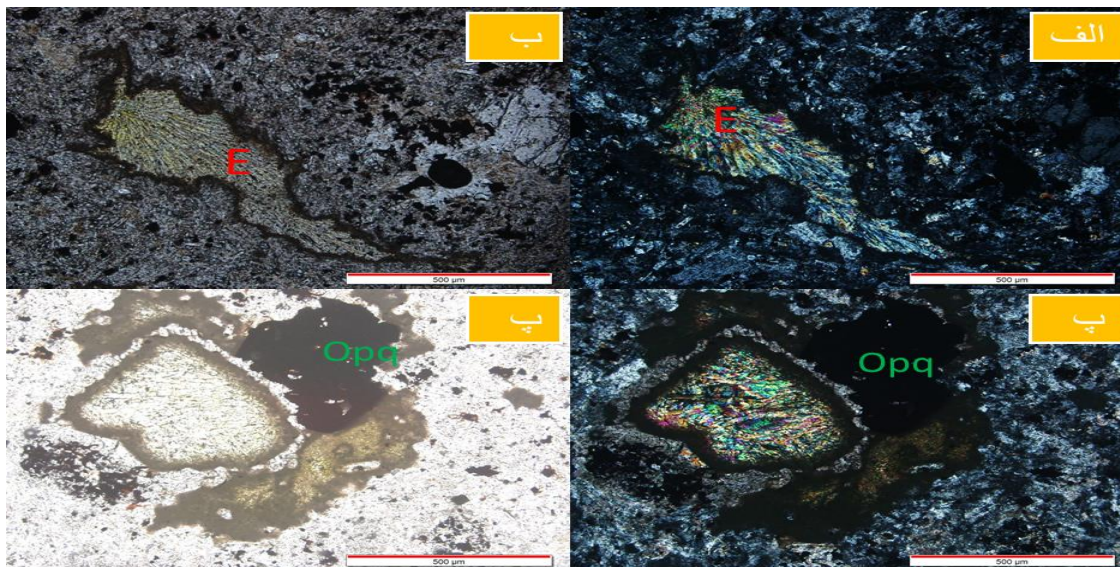
شکل ۳-۲۱- حضور کلسیت در قالب اکسی هورنبلند، تصاویر الف، پ در نور XPL و تصاویر ب، ت، در نور PPL است.



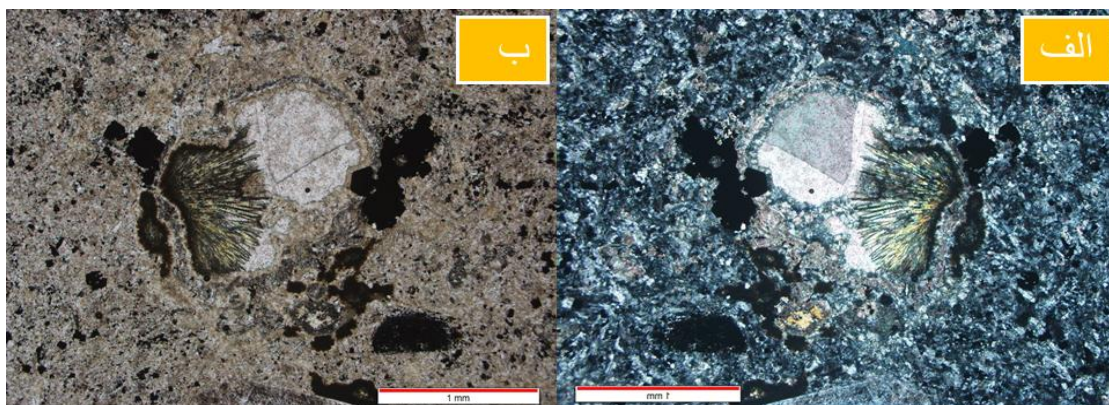
شکل ۳-۲۱- حضور کلسیت به صورت رگچه ای از وسط بلور پلاژیوکلاز و اکسی هورنبلند عبور کرده است، تصاویر الف - پ در نور XPL و تصاویر ب - ت در نور PPL است.

### ۳-۸-۳- اپیدوت

اپیدوت بعد از کلسیت فراوانترین کانی ثانویه موجود در سنگهای آندزیتی منطقه بوده است. اپیدوت زایی در آندزیت ها به طور گسترده مشاهده می شود (شکل ۳-۲۴). این کانی حاصل دگرسانی هورنبلند سبز، و پلاژیوکلاز است و حضور آن معرف وجود آب در طی دگرسانی می باشد. اپیدوت غالباً با کلریت، کلسیت و اسفن ثانویه همراه است (شکل ۳-۲۵).



شکل ۳-۲۲- فراوانی اپیدوت در سنگ آندزیتی منطقه مورد مطالعه، تصاویر الف در نور XPL و تصاویر ب، در نور ppl است.



شکل ۳-۲۳- حضور اپیدوت شعاعی به همراه کلسیت می باشد، تصاویر الف - پ در نور XPL و تصاویر ب - ت در نور PPL است.

### ۹-۳- بحث و نتیجه گیری

با مقایسه مقاطع مختلف میکروسکوپی مطالعه شده از بخش‌های مختلف توده قله سوخته نشان می‌دهد، تفاوت‌هایی از نظر اندازه بلور، درجه و دگرسانی و فراوانی کانی‌های اپک به چشم می‌خورد، تغییر در کانی‌شناسی و ماهیت بافتی از مرکز به حاشیه توده نیز وجود دارد. برخی از مهم‌ترین این تفاوت‌ها به شرح زیر است: از نظر دگرسانی، پلاژیوکلازها سرسیتی شده‌اند و درجه دگرسانی از مرکز به سمت حاشیه توده بیشتر است. اندازه بلورها، در مرکز درشت‌تر و روشن‌تر از بخش حاشیه‌ای که مافیک‌تر، دانه‌ریزتر از بخش حاشیه‌ای می‌باشند. فراوانی کانی‌های کدر و درصد دگرسانی در حاشیه و مرکز توده منطقه قله سوخته نشان می‌دهد که اندازه بلورها در مرکز بزرگتر از حاشیه توده است. فراوانی کانی‌های کدر منطقه قله سوخته، در حاشیه زیاد و به سمت مرکز کم می‌شود.

# فصل چہارم:

## شیمی کانیہا

## ۱-۴- مقدمه

ریزپردازشگر الکترونی روشی کمی و غیر مخرب برای تجزیه شیمیایی نمونه‌ها جامد است که در اثر بمباران الکترونی متمرکز بر سطح نمونه، پرتوهای ایکس ایجاد می‌شود. طیف پرتو ایکس حاصل، در برگرفته‌ی خطوط شاخص عناصر موجود در نمونه است و از این رو امکان تجزیه‌ی کیفی بنا به دست آوردن طول‌موج خطوط وجود دارد. با اندازه‌گیری و مقایسه شدت این طول‌موج‌ها یا انرژی فوتون‌ها نسبت به نمونه‌های استاندارد، می‌توان غلظت عناصر را به‌طور کمی نیز تعیین نمود. از مزایای این روش می‌توان غیر مخرب بودن، کمی بودن داده‌ها، امکان تجزیه عناصر با عدد اتمی بیشتر از ۳، حد آشکارسازی مناسب برای سنجش عناصر فرعی و کمیاب، زمان تجزیه کوتاه و بالاخره قدرت تفکیک بالا (حدود یک میکرون) را بیان نمود (میرنژاد و لنکرانی، ۱۳۹۲). مطالعه شیمی کانیهای موجود در این سنگ‌ها یکی از ابزارهای مورد استفاده برای بررسی منشاء آنها است. این بررسی از طریق آنالیزهای نقطه‌ای و محاسبات فرمول ساختمانی این کانی‌ها امکان‌پذیر می‌باشد. مطالعات مایکروپروب به منظور شناسایی، تعیین نوع و ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌ها و نیز بهره‌گیری از نتایج بدست آمده در مطالعات دما- فشارسنجی می‌باشد در این مطالعه جهت مطالعه دقیق کانی‌شناسی، توده نفوذی نیمه عمیق کوه سوخته، از روش ریزپردازشگر الکترونی استفاده گردید. بدین منظور آنالیز ریزکاوش الکترونی بر روی کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، منیتیت و بر روی ۳ مقطع نازک - صیقلی و در مجموع ۴۰ نقطه انجام پذیرفت. آنالیز مذکور در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به کمک دستگاه EMPA انجام پذیرفت (شکل ۴-۱). در ادامه به بررسی و تفسیر نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها خواهیم پرداخت .

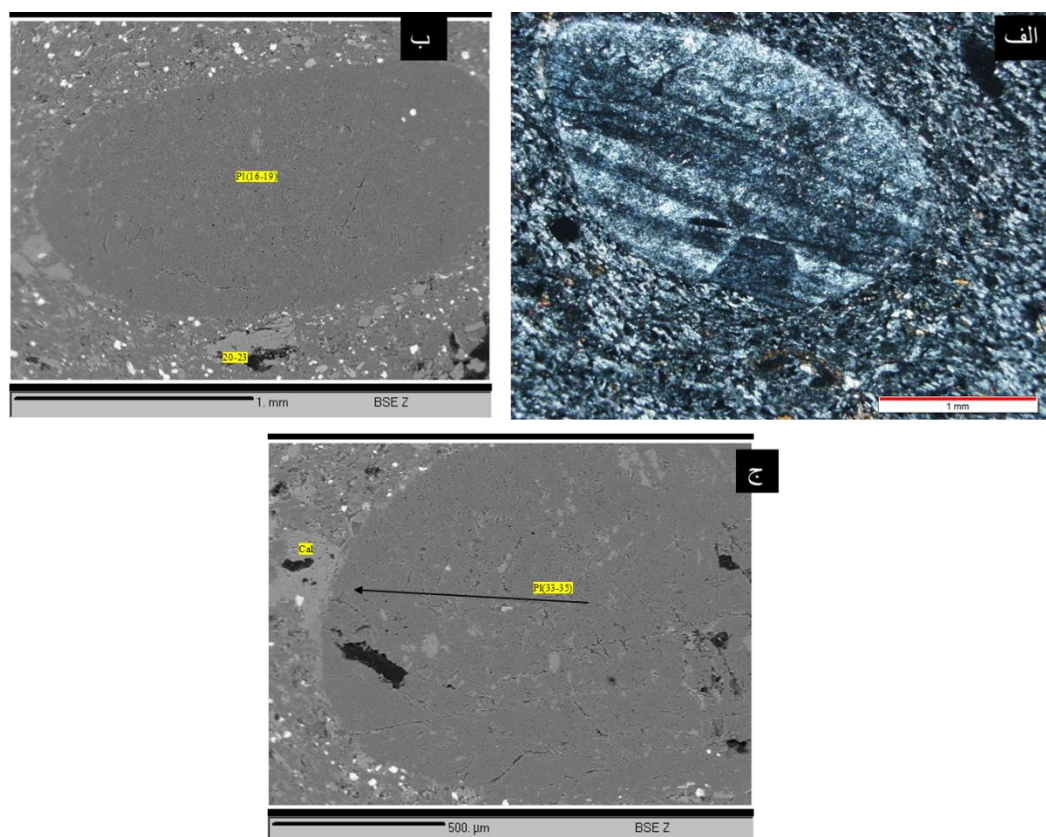


شکل ۴-۱- تصویر دستگاه EMPA مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران بخش کانی شناسی.

## ۴-۲- شیمی پلاژیوکلاز

کانی پلاژیوکلاز فراوان ترین کانی تشکیل دهنده توده نیمه عمیق کوه سوخته است. که به صورت درشت بلور و میکروولیت حضور دارد. این کانی معمولاً با ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد مشاهده می شود. شواهد پتروگرافی حاکی از عملکرد متوسط تا شدید دگرسانی بر روی پلاژیوکلازها می باشد و پدیده سریستی شدن را می توان به فراوانی در آنها مشاهده نمود کانی های ثانویه مانند: سریسیت، کلریت، اپیدوت و کلسیت در آنها مشاهده می شود. ترکیب پلاژیوکلازها نه تنها به ترکیب و دمای ماگما بستگی داشته بلکه به گازهای ماگمایی هم وابسته بوده و تغییر در پلاژیوکلازها تابعی از هر سه مورد می باشد (هاتوری وساتو، ۱۹۹۱) در شکل ۴-۲ تصاویر میکروسکوپی و BSE کانی های پلاژیوکلاز مورد آنالیز نشان داده شده است.

نتایج حاصل از آنالیز ریزپردازشگر الکترونی و همچنین فرمول ساختاری محاسبه شده برای کانی پلاژیوکلاز بر اساس ۸ اتم اکسیژن در جدول ۴-۱ ارائه شده است.



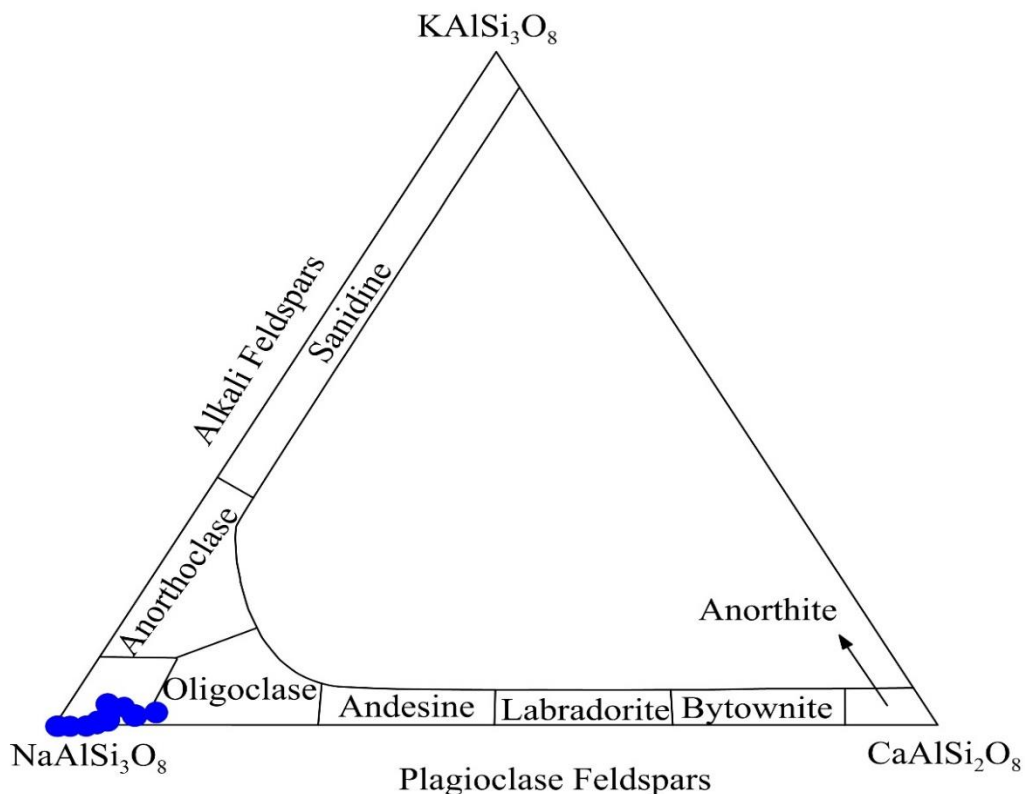
شکل ۴۰-۲- تصاویر تعدادی از پلاژیوکلاز تشکیل دهنده توده نیمه عمیق کوه سوخته که مورد تجزیه آنالیز نقطه‌ای قرار گرفته است. الف) تصویر میکروسکوپی کانی‌های پلاژیوکلاز در نور XPL. ب، ج) تصاویر BSE

ترکیب شیمی پلاژیوکلازهای تجزیه شده در نمودار مثلثی Ab-An-Or (دیر<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۲) رسم شده است. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود همه نقاط آنالیز شده در محدوده البیت واقع شده

<sup>۱</sup> Deer



(شکل ۳-۴). از آن‌جای که میزان آنورتیت به ترکیب شیمیایی سنگ و تغییرات دما وابسته می‌باشد (گلدشمیت، ۱۹۸۲) بطور کلی ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه مورد مطالعه در گستره بین  $An_{1-5}$ ،  $Or_{1.32}$ ،  $Ab_{96}$  قرار می‌گیرند. اگرچه با توجه به ترکیب سنگ‌های مورد مطالعه انتظار می‌رود که پلاژیوکلازها ترکیب آندزین داشته باشند اما همه آنها غنی از البیت هستند و محتوای آنورتیت آنها از Anorthoclase تا Anorthite تغییر می‌کند.



شکل ۳-۵- ترکیب پلاژیوکلازهای نمونه‌های توده نیمه عمیق کوه سوخته (دیر و همکاران، ۱۹۹۲)

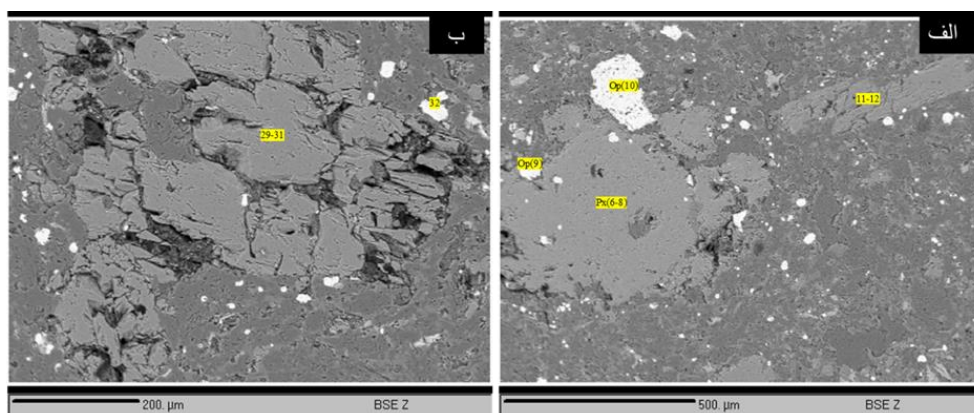
جدول ۴-۱- نتایج آنالیز ریز پردازشی و محاسبه فرمول ساختاری پلاژیوکلازهای توده نیمه عمیق کوه سوخته بر اساس ۸

اتم اکسیژن

Andesite											
KB12								KB10			
Point.No	18	17	33	19	35	34	16	13	15	16	14
Oxide Composition (%wt)											
SiO <sub>2</sub>	66.22	66.33	66.51	66.69	66.7	66.76	67.87	66.39	66.78	66.88	67.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.02	21.92	21.98	22.17	21.98	22.23	21.83	20.84	21.17	21.28	20.22
FeO	0.06	0.1	0.03	0.05	0.08	0.04	0.05	0.05	0	0.02	0.08
MgO	0	0.63	0	0	0.17	0	0.13	0	0	0	0
CaO	0.88	1.68	0.99	1.47	0.88	0.79	1.14	0.71	0.33	0.1	0.06
Na <sub>2</sub> O	11.55	7.69	8.93	8.67	9.64	9.3	8.91	10.84	10.6	10.77	12.71
K <sub>2</sub> O	0.08	0.27	0.12	0.21	0.12	0.52	0.4	0	0	0	0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0	0.04	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100.81	98.74	98.81	99.26	99.57	99.85	100.33	98.83	98.88	99.1	100.32
<i>Structural formula based on 8 Oxygen</i>											
Si	2.885	2.918	2.927	2.920	2.917	2.918	2.940	2.935	2.942	2.941	2.945
Al	1.131	1.137	1.140	1.144	1.133	1.145	1.115	1.086	1.099	1.103	1.044
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.002	0.004	0.001	0.002	0.003	0.001	0.002	0.002	0.000	0.001	0.003
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.041	0.000	0.000	0.011	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.041	0.079	0.047	0.069	0.041	0.037	0.053	0.034	0.016	0.005	0.003
Na	0.976	0.656	0.762	0.736	0.817	0.788	0.748	0.929	0.905	0.918	1.079
K	0.004	0.015	0.007	0.012	0.007	0.029	0.022	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	5.040	4.850	4.885	4.882	4.929	4.918	4.888	4.986	4.962	4.967	5.073
<i>Plagioclase components (mole fractions, %)</i>											
Or	0.435	2.019	0.826	1.436	0.774	3.394	2.684	0.000	0.000	0.000	0.000
Ab	95.542	87.426	93.449	90.120	94.461	92.274	90.890	96.507	98.309	99.490	99.740
An	4.023	10.555	5.725	8.444	4.765	4.332	6.426	3.493	1.691	0.510	0.260

### ۳-۴- شیمی پیروکسن‌ها

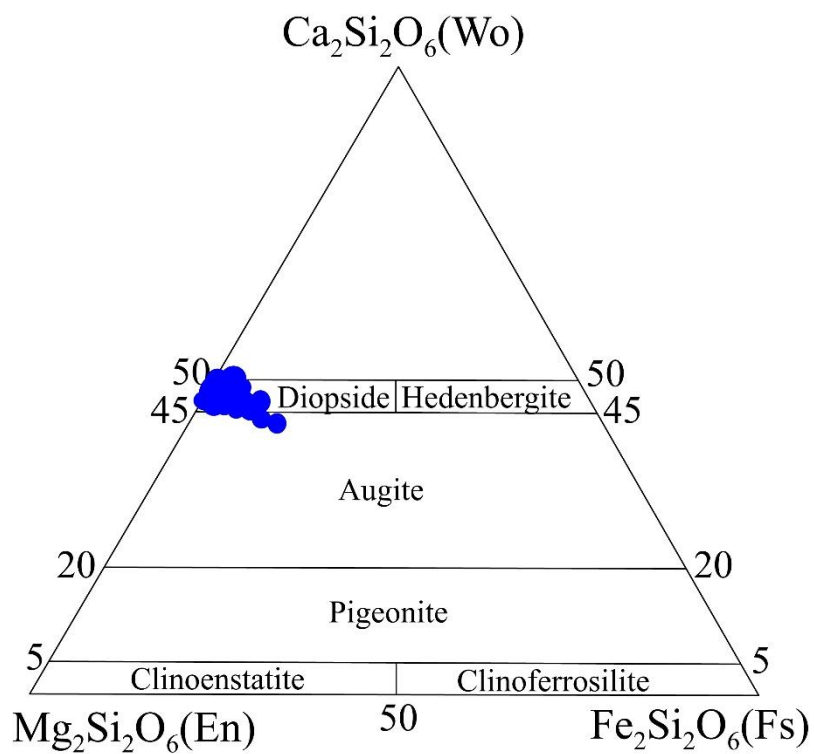
پیروکسن‌ها به مقدار زیادی بر اساس شیمی بلوری آنها طبقه بندی و نامگذاری می‌شوند و واحد فرمولی آنها بر پایه شش اکسیژن محاسبه می‌شود (ویتن هام، ۱۹۷). پیروکسن‌های موجود در این توده نیمه عمیق به صورت بلورهای ریز تا متوسط، نیمه شکل دار تا بی‌شکل مشاهده می‌شوند. در برخی قسمت‌ها در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند که می‌تواند نشانگر تبلور اولیه یا همزمان با پلاژیوکلازها باشد. در (شکل ۴-۴) تصاویر BSE کانی‌های پیروکسن مورد آنالیز نشان داده شده است.



شکل ۴-۴- تصاویر BSE از کانی‌های پیروکسن‌ها تشکیل دهنده توده نیمه عمیق کوه‌سوخته مورد تجزیه آنالیز نقطه‌ای قرار گرفته.

در این پژوهش به منظور بررسی ترکیب دقیق کلینوپیروکسن موجود در آندزیت کوه سوخته آنالیز نقطه‌ای روی آن‌ها صورت گرفت که کاتیون‌های آن‌ها پس از محاسبه بر اساس فرمول ساختاری ۶ اکسیژن در جدول (۲-۴) آمده است. ترکیب شیمی پیروکسن‌ها در نمودار مثلثی Wo-En-Fs (موری موتو، ۱۹۸۸) رسم شده است. نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی اوژیت تا دیوپسید قرار دارند (شکل ۴-۵). به طور

معمول کانی کلینوپيروکسن در سنگ‌های آندزیت توده نیمه عمیق کوه‌سوخته غنی از منیزیم و فقیر از آهن می‌باشند.



شکل ۴-۵- موقعیت پیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار مثلثی Wo-En-Fs (موری موتو، ۱۹۸۸).

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه نقطه‌ای پیروکسن در توده عمیق کوه سوخته.

Andesite												
KB-2												
Point.No	10	11	2	29	31	38	37	2	12	25	7	1
Oxide Composition (%wt)												
SiO <sub>2</sub>	48.39	48.66	49.9	50.18	50.42	50.44	50.45	50.48	50.73	50.74	51.08	51.19
TiO <sub>2</sub>	1.2	1.29	0.52	0.74	0.8	0.69	0.61	0.84	0.65	0.79	0.45	0.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.75	5.74	3.52	3.73	4.45	3.47	2.27	3.63	4.04	3.59	3	2.55
FeO	6.86	6.41	4.97	4.44	5.88	4.78	5.13	5.43	5.18	5.18	4.64	4.26
MnO	0.15	0.11	0.12	0.07	0.1	0.08	0.07	0.07	0.1	0.08	0.07	0.08
MgO	14.62	14.93	16.06	17.18	14.68	16.11	18.07	16.26	15.85	15.43	16.22	16.95
CaO	22.05	22.21	22.62	22.07	21.18	22.1	22.16	21.99	21.63	22.56	22.66	22.26
K <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na <sub>2</sub> O	0.64	0.66	0.68	0.67	0.73	0.58	0.43	0.57	0.6	0.62	0.59	0.56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11	0.23	0.67	0.68	0.11	0.94	0.2	0.48	0.32	0.51	0.48	0.46
Total	99.77	100.24	99.06	99.76	98.35	99.19	99.39	99.75	99.1	99.5	99.19	98.68
Structural formula based on 6 Oxygen												
Si	1.781	1.780	1.836	1.825	1.879	1.857	1.841	1.848	1.868	1.866	1.877	1.884
Ti	0.033	0.035	0.014	0.020	0.022	0.019	0.017	0.023	0.018	0.022	0.012	0.010
Al	0.249	0.247	0.153	0.160	0.195	0.151	0.098	0.157	0.175	0.156	0.130	0.111
Cr	0.003	0.007	0.019	0.020	0.003	0.027	0.006	0.014	0.009	0.015	0.014	0.013
Fe <sub>3+</sub>	0.165	0.162	0.176	0.178	0.052	0.112	0.211	0.128	0.086	0.097	0.120	0.127
Fe <sub>2+</sub>	0.046	0.034	0.000	0.000	0.131	0.035	0.000	0.038	0.074	0.062	0.022	0.004
Mn	0.005	0.003	0.004	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002
Mg	0.802	0.814	0.881	0.931	0.815	0.884	0.983	0.887	0.870	0.846	0.888	0.930
Ca	0.870	0.870	0.892	0.860	0.846	0.872	0.866	0.862	0.853	0.889	0.892	0.878
Na	0.046	0.047	0.049	0.047	0.053	0.041	0.030	0.040	0.043	0.044	0.042	0.040
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Tri. plots												
En	0.466	0.474	0.497	0.528	0.451	0.489	0.542	0.493	0.479	0.467	0.486	0.506
Fs	0.028	0.020	0.001	0.016	0.080	0.028	0.020	0.028	0.050	0.042	0.025	0.016
Wo	0.505	0.507	0.504	0.488	0.468	0.482	0.478	0.479	0.470	0.491	0.488	0.478

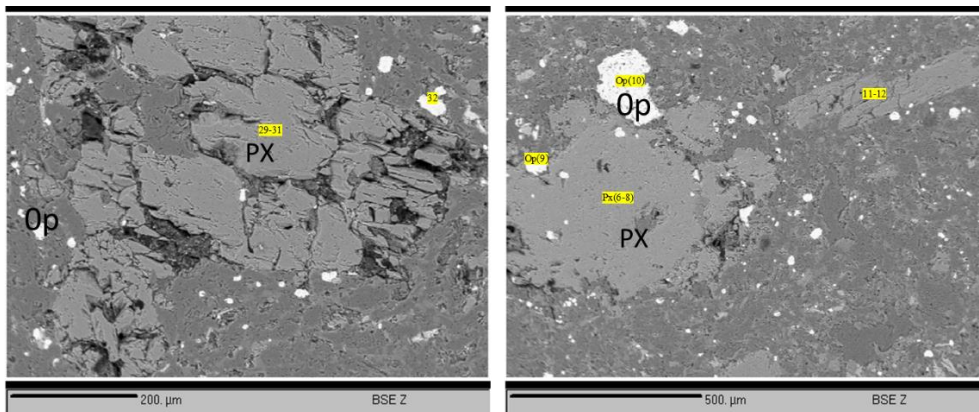
KB2			KB12									
	20	3	30	23	36	1	27	6	8	13	21	14
Oxide Composition (%wt)												
SiO <sub>2</sub>	51.22	51.36	51.45	51.55	51.67	51.7	51.73	51.74	52.1	52.39	52.39	52.46
TiO <sub>2</sub>	0.54	0.35	0.57	0.83	0.48	0.35	0.62	0.5	0.4	0.56	0.51	0.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.56	2.45	3.65	2.43	2.45	2.98	2.14	3.08	2.82	2.79	1.99	2.31
FeO	4.7	4.51	5.57	6.7	4.65	4.79	5.04	4.98	5	5.36	4.93	4.56
MnO	0.09	0.08	0.1	0.11	0.13	0.13	0.09	0.12	0.11	0.2	0.1	0.1
MgO	16.28	17.38	15.82	16.11	17.01	16.45	17.31	16.29	16.76	16.61	16.48	16.95
CaO	22.82	22.18	21.06	22.63	21.62	21.45	22.13	22.43	22.39	22.28	22.84	21.89
K <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na <sub>2</sub> O	0.65	0.5	0.66	0.46	0.6	0.59	0.42	0.51	0.66	0.54	0.51	0.56

Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.58	0.44	0.19	0.03	0.7	0.59	0.18	0.41	0.18	0.14	0.44	0.49
<b>Total</b>	99.44	99.25	99.07	100.85	99.31	99.03	99.66	100.06	100.42	100.87	100.19	99.64
<i>Structural formula based on 6 Oxygen</i>												
Si	1.878	1.879	1.897	1.876	1.893	1.902	1.890	1.888	1.888	1.896	1.910	1.916
Ti	0.015	0.010	0.016	0.023	0.013	0.010	0.017	0.014	0.011	0.015	0.014	0.009
Al	0.111	0.106	0.159	0.104	0.106	0.129	0.092	0.132	0.120	0.119	0.086	0.099
Cr	0.017	0.013	0.006	0.001	0.020	0.017	0.005	0.012	0.005	0.004	0.013	0.014
Fe <sub>3+</sub>	0.133	0.140	0.058	0.130	0.103	0.072	0.118	0.089	0.123	0.093	0.089	0.076
Fe <sub>2+</sub>	0.011	0.000	0.114	0.074	0.039	0.076	0.036	0.063	0.028	0.069	0.061	0.063
Mn	0.003	0.002	0.003	0.003	0.004	0.004	0.003	0.004	0.003	0.006	0.003	0.003
Mg	0.890	0.948	0.869	0.874	0.929	0.902	0.943	0.886	0.905	0.896	0.896	0.923
Ca	0.897	0.869	0.832	0.882	0.849	0.846	0.866	0.877	0.869	0.864	0.892	0.857
Na	0.046	0.035	0.047	0.032	0.043	0.042	0.030	0.036	0.046	0.038	0.036	0.040
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Total</b>	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
<b>Tri. plots</b>												
En	0.489	0.515	0.474	0.474	0.505	0.488	0.506	0.480	0.496	0.485	0.479	0.494
Fs	0.018	0.013	0.073	0.047	0.033	0.055	0.029	0.046	0.029	0.048	0.044	0.048
Wo	0.493	0.472	0.453	0.479	0.461	0.457	0.465	0.475	0.476	0.467	0.477	0.458

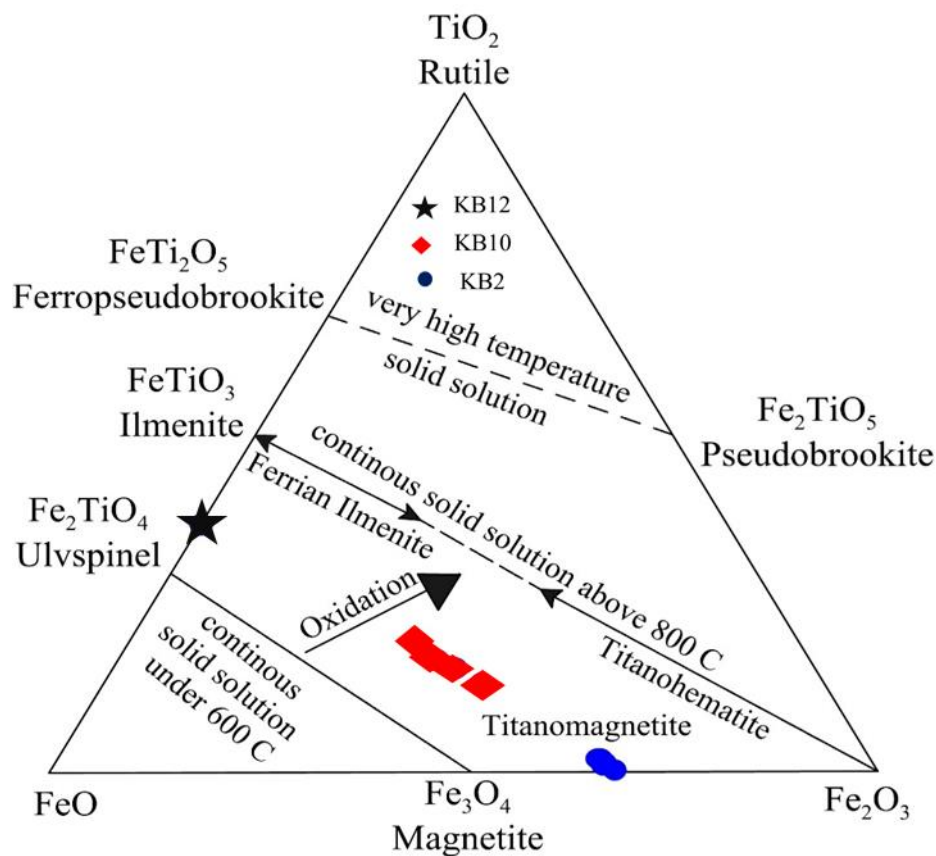
#### ۴-۴- شیمی کانی‌های اپک

کانی‌های کدر، گروه مهمی از کانی‌های فرعی موجود آندزیت منطقه را تشکیل می‌دهند. ترکیبات اکسیدهای مختلف آهن- تیتان در نمونه‌های منطقه روی نمودار طبقه‌بندی سه تایی FeO- Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- TiO<sub>2</sub> (Butler, 1992) در دو گروه مختلف قرار گرفته اند و از نوع منیتیت و تیتانومگنتیت هستند. بر اساس آنالیز نقطه‌ای که بر روی ۸ نقطه از کانی‌های اپک در نمونه‌های سالم و دگرسان برداشت شده از توده نفوذی نیمه عمیق کوه سوخته انجام شد، منیتیت بودن این کانی‌ها تأیید گردید. در شکل ۵-۶ تصاویر میکروسکوپ الکترونی کانی‌های منیتیت که مورد تجزیه آنالیز نقطه‌ای قرار گرفته‌اند مشاهده می‌شود. منیتیت‌ها به صورت دانه‌هایی با ابعاد مختلف در زمینه و به صورت ادخال در دیگر کانی‌ها از جمله پیروکسن، هورنبلند و پلاژیوکلاز پراکنده‌اند. نتایج حاصل از آنالیز ریزپردازش الکترونی بر روی کانی منیتیت در جدول ۵-۳ ارائه شده است. میزان FeO در این منیتیت‌ها بالا و از ۸۰ تا ۸۹ درصد در تغییر است. همچنین این منیتیت‌ها دارای مقادیری از TiO<sub>2</sub> هستند در واقع تجزیه نقطه‌ای از کانی منیتیت،

تأییدکننده این امر است که حامل پذیرفتاری مغناطیسی در این توده، کانی منیتیت می‌باشد. همان‌طور که در نمودار سه‌تایی FeO-MgO-TiO<sub>2</sub> مشاهده می‌شود با توجه به شکل (۵-۷) بین اکثر نمونه‌های مورد آنالیز ترکیبی نزدیک به منیتیت همان‌طور که در این نمودار نیز مشاهده می‌شود کانی منیتیت در نمونه‌های دگرسان شده از Ti کمتری برخوردار است در صورتی که منیتیت‌های موجود در سنگ‌های فاقد دگرسانی دارای مقادیر Ti بالاتری هستند که این روند در این نمودار به‌خوبی قابل مشاهده است.



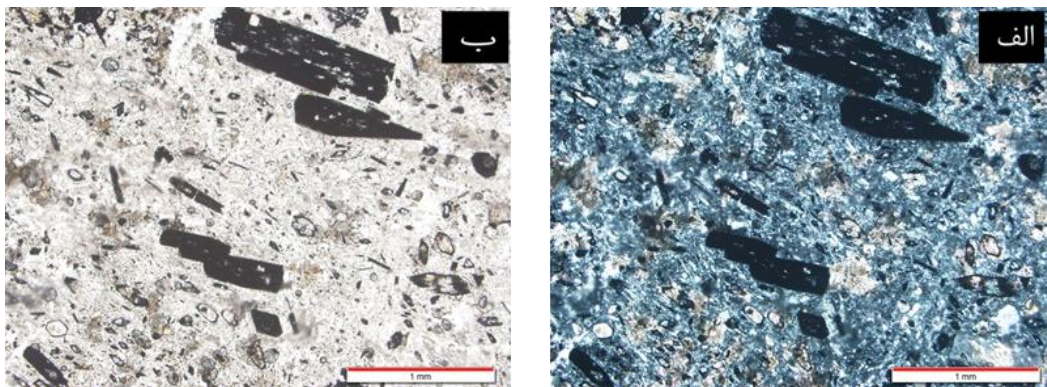
شکل ۴۰-۶ - تصاویر میکروسکوپ الکترونی از منیتیت‌های توده نیمه عمیق کوه سوخته که مورد تجزیه شیمیایی نقطه‌ای قرار گرفته‌اند.



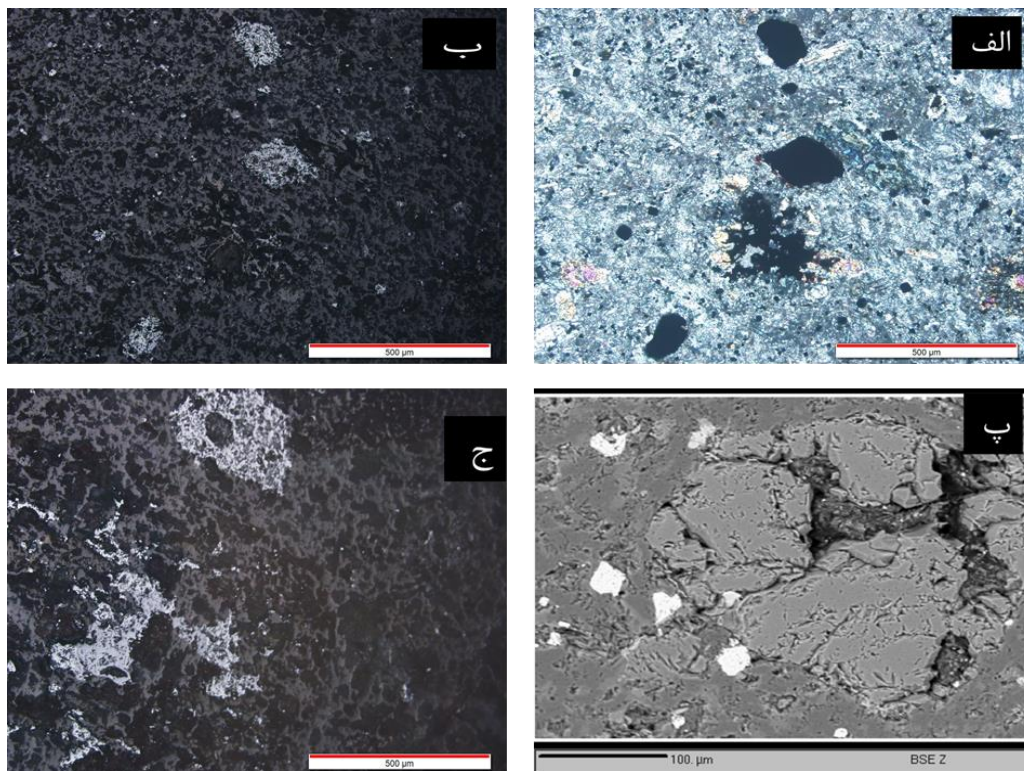
شکل ۴-۷ - نمودار طبقه‌بندی سه‌تای  $TiO_2$ -FeO- $Fe_2O_3$  (بوتلر) برای نمایش ترکیبات اکسیدهای آهن-تیتان در نمونه‌های مورد مطالعه.

ایستگاه شماره ۱۷ یک نمونه سالم و عاری از هرگونه دگرسانی دارای بیشترین قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی SI 18 می‌باشد. و ایستگاه شماره ۱۲ یک نمونه دگرسان بوده و دارای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی 1.44 SI می‌باشد. ایستگاه شماره ۲ یک نمونه بسیار دگرسان با قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی 0.44 SI می‌باشد.





شکل ۴-۸- تصاویر میکروسکوپی از یک نمونه تقریباً سالم در منطقه مورد مطالعه. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب، در نور PPL.



شکل ۴-۹- تصاویر میکروسکوپی از یک نمونه بسیار دگرسان در منطقه مورد مطالعه. تصویر الف در نور XPL ، تصویر پ، در نور BSE و ب، ج در نور انعکاسی

جدول ۳-۴- نتایج تجزیه نقطه‌ای از کانی منیتیت در توده نیمه عمیق کوه سوخته. در این جدول به منظور تعیین درصد وزنی FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و تعیین فاز نهایی منیتیت از روش کارمایکل<sup>۲</sup> (۱۹۶۷) استفاده شده است.

Point.No	KB2					KB10				KB12	
	4	5	9	39	28	2	10	9	1	40	32
SiO <sub>2</sub>	0.05	0.05	0.05	0.1	0.32	0.02	0.1	0.12	0.43	0.32	0.43
TiO <sub>2</sub>	32.88	14.23	12.44	1.8	1.87	17.58	15.54	0.4	0.56	0.97	0.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.21	0.3	0.25	0.96	0.16	0.53	0.33	0.25	0.27	1.27	0.45
FeO	56.37	75.04	78.08	85.78	88.44	72.19	74.69	89.8	89.47	87.7	88.1
MnO	0.12	0.14	0.1	0.54	0.09	0.18	0.12	0.08	0.13	0.09	0.15
MgO	0.92	1.45	1.64	0.34	0.25	2.21	1.4	0.1	0.41	0.3	0.07
CaO	0.13	0.26	0.1	0.26	0.09	0.02	0.06	0.2	0.06	0.28	0.21
Na <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0.06	0.03	0.08	0.04	0.01	0.05	0.05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.28	0.33	0.05	0.28	0.05	0.1	0.17	0.18	0.1	0.26	0.03
NiO	0.04	0.43	0.67	1.1	0.12	1.22	0.91	0	0.36	0	0.66
Total	91	92.29	93.38	91.16	91.45	94.08	93.4	91.17	91.87	91.31	91.22

Point.No	4	5	9	39	28	2	10	9	1	40	32
SiO <sub>2</sub>	0.05	0.05	0.05	0.1	0.32	0.02	0.1	0.12	0.43	0.97	0.43
TiO <sub>2</sub>	32.88	14.23	12.44	1.8	1.87	17.58	15.54	0.4	0.56	1.27	0.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.21	0.3	0.25	0.96	0.16	0.53	0.33	0.25	0.27	0.32	0.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0	38.5	43.4	61.5	62.8	32.8	36.2	66.0	65.3	63.1	63.4
FeO	57.2	40.4	39.1	30.5	31.9	42.7	42.1	30.4	30.7	30.9	31.1
MnO	0.12	0.14	0.1	0.54	0.09	0.18	0.12	0.08	0.13	0.09	0.15
MgO	0.92	1.45	1.64	0.34	0.25	2.21	1.4	0.1	0.41	0.3	0.07
CaO	0.13	0.26	0.1	0.26	0.09	0.02	0.06	0.2	0.06	0.28	0.21
Na <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0.06	0.03	0.08	0.04	0.01	0.05	0.05
K <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.28	0.33	0.05	0.28	0.05	0.1	0.17	0.18	0.1	0.26	0.03
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ZnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NiO	0.04	0.43	0.67	1.1	0.12	1.22	0.91	0	0.36	0	0.66
Total	91.84	96.09	97.72	97.32	97.75	97.36	97.03	97.78	98.34	97.56	97.50

<sup>2</sup> Carmichael

## ۵-۴ - نتیجه گیری

مهمترین نتایج بدست آمده از این به شرح زیر می باشند.

- به منظور بررسی ترکیب دقیق پلاژیوکلازهای منطقه، آنالیز نقطه‌ای روی آنها صورت گرفت. بطور کلی

ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه مورد مطالعه در گستره بین  $An_{1-5}$ ،  $Or_{1.32}$ ،  $Ab_{96}$  قرار می گیرند.

- انجام آنالیز نقطه‌ای بر روی پیروکسن‌های منطقه نشانگر قرارگیری آنها در گستره‌ی ترکیبی دیوپسید-

اوژیت است ( $Wo_{43-48}$   $En_{37-45}$   $Fs_{10-19}$ ).

- به منظور بررسی ترکیب دقیق کانیهای کدر منطقه مورد مطالعه، آنالیز نقطه‌ای روی آنها صورت گرفت.

ترکیبات اکسیدهای مختلف آهن- تیتان نمونه‌های منطقه از نوع مگنتیت و تیتانومگنتیت هستند



# فصل پنجم

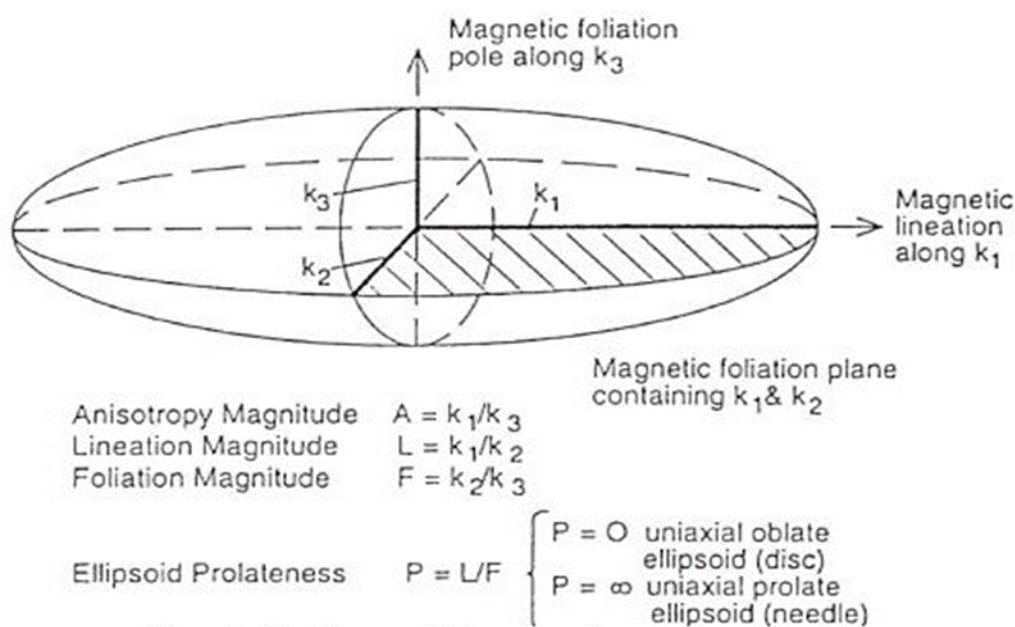
## سازوکار جایگیری

## ۱-۵- مقدمه

مطالعه ساختار داخلی گرانیتوئیدها از چند دهه قبل مورد توجه قرار گرفته است. امروزه مطالعات ساختاری در سنگهای گرانیتوئیدی معمولاً با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی انجام می‌گیرد (ناسیمینتو و همکاران، ۲۰۰۴، بورادیل و هنری، ۱۹۷۷). این روش، بسیار دقیق بوده و با صرف زمان کوتاهی الگوهای فابریک را در توده‌ها نشان می‌دهد. مطالعات فابریک مغناطیسی و به ویژه ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی برای تجزیه و تحلیل الگوهای کرنش در مقیاس ناحیه‌ای و در سنگ‌هایی که فابریک در آنها به سختی قابل تشخیص است به عنوان یک ابزار 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 به عبارت دیگر، فابریک مغناطیسی است. تکامل ماگما را می‌توان در چهار مرحله جدایش، صعود، جایگیری و سردشدگی خلاصه کرد. به محض اینکه ماگما شروع به تبلور کند، بافت‌های ماگمایی شکل می‌گیرند و به طور پیوسته تکمیل شده و بازتاب‌کننده حالت دگرشکلی در هر مرحله می‌باشند. اطلاعات هندسی درباره جریان یافتن و سرد شدن ماگما، به ویژه 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 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) به کارگیری روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی برای توده نفوذی نیمه عمیق کوه سوخته داده‌های کمی و عددی ارزشمندی را به منظور

بررسی تکامل ساختاری آن به دست می‌دهد. در این تحقیق سازوکار جایگیری با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی و مطالعات ریزساختاری بررسی می‌شود. در این راستا همه برداشت‌های صحرائی، مطالعات دقیق سنگ‌نگاری و ریز ساختی و دیگر متغیرهای به‌دست‌آمده از روش فابریک مغناطیسی تلفیق شده است تا بر پایه هندسه و ساخت‌های موجود مدلی برای چگونگی جایگیری این توده آندزیتی به دست آید. مغناطیس‌شدگی القایی در یک سنگ که علاوه بر نوع کانی‌های تشکیل‌دهنده آن، به جهت میدان مغناطیسی به‌کار رفته وابسته است را به‌عنوان ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) نامیده‌اند. در واقع یک ابزار پترو فابریکی است که میانگین و نمونه برداری توزیع جهات همه کانی‌ها و ساب فابریک‌ها را در یک نمونه فراهم می‌کند؛ بنابراین برای زمین‌شناسی ساختمانی یک ابزار بی نظیر به‌شمار می‌رود؛ زیرا زمین‌شناسی ساختاری مستلزم تعیین محورهای کرنش نهایی یا جریان حالت جامد از جهت‌گیری بلورها یا جهت‌گیری شکل دانه‌ها است که با این روش قابل دست‌یابی است. تشخیص ساختارهای سنگی مانند تورق و خطواره‌های مغناطیسی با توجه به جهت جریان در حین جایگیری جریان گدازه دشوار بوده که برای غلبه بر این مشکل می‌توان از ناهمسانگردی مغناطیسی کمک گرفت. در یک رخنمون گرانیته، آنیزوتروپی ساختمانی یا فابریک به جهت یافتگی دانه‌ها اطلاق می‌شود. فابریک ماگمایی ممکن است به صورت برگواره‌های مغناطیسی و خطواره‌های مغناطیسی تعریف شود. بررسی برگواره‌های مغناطیسی و خطواره‌های مغناطیسی علاوه بر درک چگونگی جایگیری توده توده نفوذی نیمه عمیق کوه سوخته، 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 آن-ها است. در حقیقت مشخصات هندسی و رفتار ماگمایی یک توده نفوذی از روی فابریک آن به‌خوبی 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 مؤثر 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 به‌طور فراوانی ناهمگن است (گراهام، ۱۹۵۴). جهات محورهای دارای اهمیت ساختاری هستند و بزرگی آنها را می‌توان با تأثیرات حاصل از فراوانی کانی‌های موجود در سنگ تعیین نمود (بورادیل و جکسون، ۲۰۰۴). در سنگ‌هایی که به‌عنوان سنگ‌های ناهمگن مغناطیسی شناخته می‌شوند قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی می‌تواند به‌صورت یک تانسور 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 القا شده مغناطیسی می‌شوند (بورادیل و جکسون، ۲۰۰۴) و میزان پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری می‌گردد (هانت و همکاران، ۱۹۹۵).



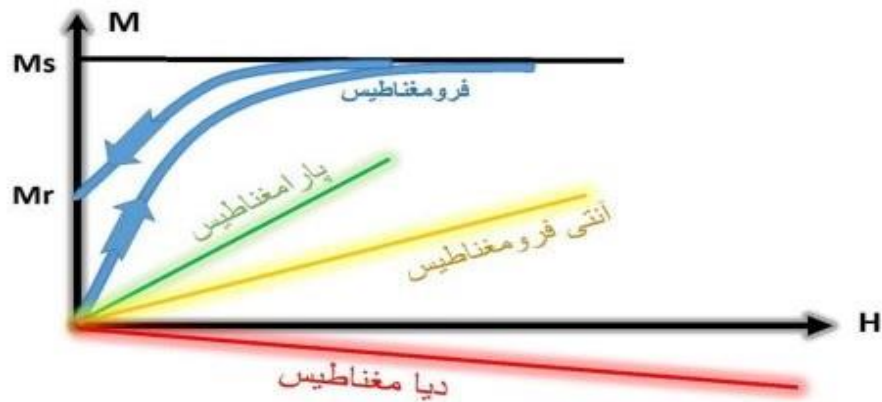
شکل ۵-۱ تصویری فرضی از بیضوی مغناطیسی و عناصر فابریک مغناطیسی



در این بیضوی بزرگترین و کوچکترین محور به ترتیب  $K_{max}$  یا  $K_1$  و  $K_{min}$  یا  $K_3$  و محور متوسط آن  $K_2$  یا  $K_{int}$  است ( $K_1 \geq K_2 \geq K_3 > 3$ ) (شکل ۵-۱). با استفاده از  $K_1$  و  $K_3$  نقشه‌های خطوارگی و برگوارگی تهیه می‌گردد. خطوارگی مغناطیسی منطبق بر  $K_{max}$  و قطب برگوارگی مغناطیسی با محور  $K_{min}$  مطابقت می‌کند و مقدار  $K_{int}$  در محدوده‌های بین  $K_{max}$  و  $K_{min}$  تغییر می‌کند (لنزا و ملونی، ۲۰۰۶) از روی این پارامترها و نتایج حاصل از آنها می‌توان به نوع حرکت ماگما و تکتونیک حاکم بر منطقه در زمان جایگیری توده و در نتیجه نحو جایگیری ماگما پی برد.

## ۲-۵- رفتار کانی‌های در یک میدان مغناطیسی

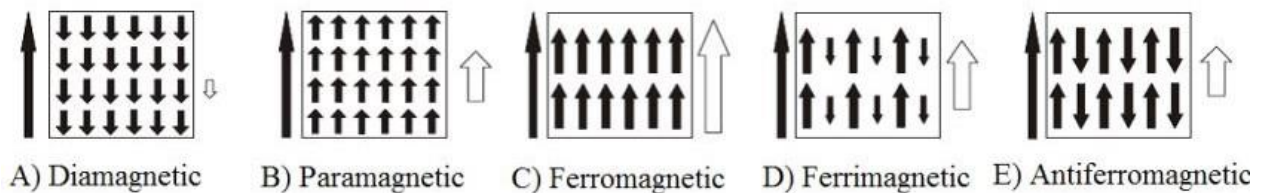
میزان پذیرفتاری مغناطیسی در کانی‌های مختلف که در یک شدت میدان برابر قرار گرفته‌اند متفاوت است. قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی ( $K$ ) میزان مغناطیسی شدن مواد (کانی‌ها) در میدان القایی ضعیفی مشابه با میدان مغناطیسی زمین است که به صورت نسبت مغناطیس شدگی القایی ( $M$ ) به میدان مغناطیسی به کار رفته ( $H$ ) تعریف می‌شود ( $K=H/M$ ). کانی‌های مختلف در میدان مغناطیسی رفتار مغناطیسی مختلفی نشان می‌دهند و بر اساس میزان پذیرفتاری مغناطیسی به سه گروه عمده دیامغناطیس (کوارتز، فلدسپار)، پارامغناطیس (نظیر بیوتیت و آمفیبول) و فرو مغناطیس (منیتیت و گاهی پیروتیت) طبقه‌بندی می‌شوند (شیبی، ۱۳۹۴). لازم به ذکر است که الکترونها به صورت زوجهای الکترونی به دور هسته هر اتم می‌چرخند و رفتار مختلف مواد را در این میدان مغناطیسی به وجود می‌آورند. هر کدام از این دسته کانی‌ها در حضور میدان مغناطیسی و افزایش میزان آن، رفتار متفاوتی از خود نشان می‌دهند (شکل ۵-۲). در ادامه به صورت مختصر هر کدام از آنها را به صورت مختصری شرح خواهیم داد.



شکل ۲-۵ رفتار متفاوت کانیها با افزایش شدت میدان مغناطیسی ( لوری ۱۹۷۷)

### ۱-۲-۵- دیامغناطیس:

این مواد در حضور میدان مغناطیسی خارجی، مغناطیس شدگی کوچکی بر خلاف میدان اعمال شده ( $H$ ) ایجاد می‌کنند. به همین علت فاقد خاصیت مغناطیسی هستند (شکل ۳-۵). بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی آنها منفی، مستقل از دما و در مقابل پارامغناطیسها و فرومغناطیسها پایین بوده و می‌توان از آن چشم‌پوشی کرد (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). از جمله کانی‌های دیامغناطیس می‌توان به کوارتز، فلدسپار، کلسیت، دولومیت اشاره کرد (رابینسون و کوروه، ۱۹۸۸).



شکل ۳-۵ رفتار مغناطیسی نمونه‌های مختلف در میدان‌های خارجی که با فلش سیاه بیرون از کادرها نشان داده شده است. فلش سفید در کنار هر کادر نشان‌دهنده جهت و شدت در نتیجه میدان اعمال شده بر نمونه‌ها می‌باشد (برگرفته از تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳).

## ۲-۲-۵- پارامغناطیس:

این مواد در حالت عادی فاقد پذیرفتاری مغناطیسی هستند اما در حضور میدان مغناطیسی خارجی به موازات میدان اعمال شده (H) به طور ضعیفی مغناطیسی می‌شوند (شکل ۵-۳). این پذیرفتاری مغناطیسی مثبت بوده و با افزایش دما کاهش می‌یابد. از جمله کانی‌های پارامغناطیس می‌توان پیروکسن، بیوتیت، آمفیبول، ایلمنیت و الیوین را نام برد (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶).

## ۲-۲-۵- فرومغناطیس:

این مواد دارای پذیرفتاری مغناطیسی مثبت بوده و در حضور میدان مغناطیسی خارجی، مغناطیس شدگی بزرگی در جهت میدان پیدا می‌کنند. پذیرفتاری فرومغناطیسها با حذف میدان اعمال شده کاهش نمی‌یابد و به خوبی توسط آنها ثبت می‌شود. کانی‌های منیتیت و هماتیت در این گروه از مواد قرار می‌گیرند. مواد فرومغناطیس نیز خود به سه دسته ۱- فرومغناطیس واقعی؛ ۲- آنتی فرومغناطیس و ۳- فری مغناطیس دسته‌بندی می‌شود (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). این تقسیم بندی براساس قرارگیری حوزه‌های مغناطیسی در یک میدان مغناطیسی تعریف می‌شود. در مواد **فرومغناطیس واقعی** همه حوزه‌های مغناطیسی در میدان مغناطیسی در یک امتداد، جهت می‌گیرند و مغناطیس‌شدگی خیلی بزرگی را ایجاد می‌کنند (شکل ۵-۳) که در غیاب میدان مغناطیسی خارجی نیز باقی می‌مانند. آهن، کبالت و نیکل در این دسته قرار می‌گیرند.

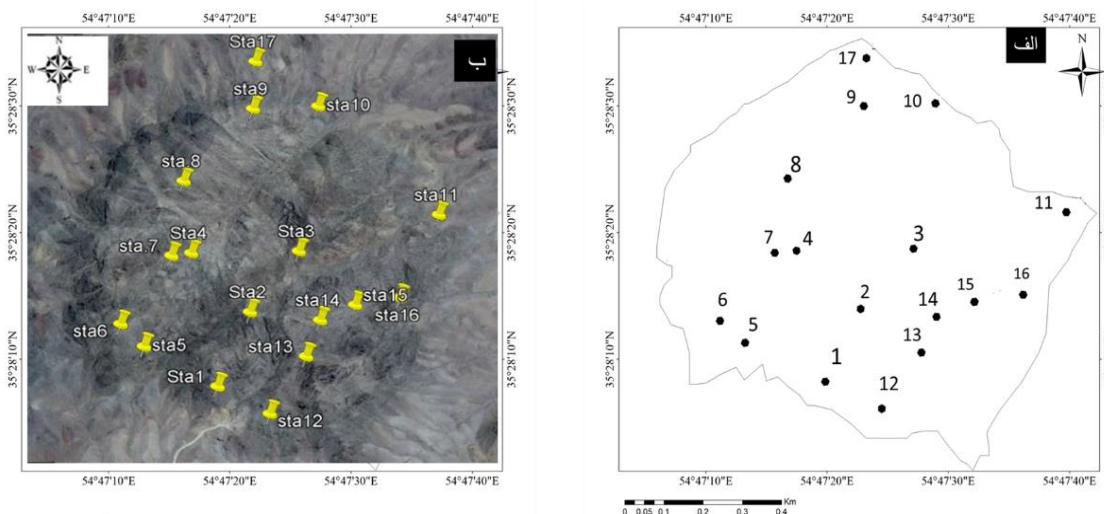
در مواد **آنتی فرومغناطیس**، حوزه‌های مغناطیسی آنها به صورت مساوی و در دو جهت مخالف هم مغناطیسی می‌شوند. (شکل ۵-۳). بنابراین دارای پذیرفتاری مغناطیسی قابل توجهی نیستند. هماتیت از جمله این مواد به شمار می‌رود. در **فری مغناطیسها**، حوزه‌های مغناطیسی به صورت نابرابر و در دو جهت مخالف هم مغناطیسی می‌شوند (شکل ۵-۳). منیتیت و پیروتیت در این دسته از مواد قرار می‌گیرند. در بیشتر سنگها، AMS اساساً تحت تاثیر فازهای فرومغناطیسی بوده و در این موارد می‌توان توزیع

جهت‌گیری کانی‌های مغناطیسی را به خوبی تشخیص داد (هرناندز و همکاران، ۲۰۰۴). در این رابطه منیتیت که یکی از کانی‌های فرومغناطیسی است، همیشه از توجه ویژه‌ای در تفاسیر پتروفابریکی مغناطیسی برخوردار می‌باشد. منیتیت دارای پذیرفتاری بسیار بالایی بوده و تمرکز میانگین آن در داخل پوسته قاره‌ای و اقیانوسی حداقل به دو درصد میرسد (برادیل و جکسون، ۲۰۰۴). یکی از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I نیز حضور منیتیت است که باعث بالا رفتن میزان پذیرفتاری مغناطیسی در آنها می‌شود (تاکاهاشی و همکاران، ۱۹۸۰، چاپل و وایت ۲۰۰۱). این گرانیتها به عنوان گرانیت‌های فرومغناطیس شناخته شده‌اند (ایشیهارا، ۱۹۷۷). ذرات فرومغناطیس از جمله منیتیت با بزرگترین بعد در اینگونه سنگها، موازی با جریان ماگما جهت گرفته و خطوارگی مغناطیسی موازی با جهت جریان پیدا می‌کنند (بوشه، ۱۹۹۷). علاوه بر این، منیتیت از لحاظ بزرگی، قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی ویژه‌ای در حدود سه برابر کانی‌های پارامغناطیس نظیر بیوتیت را داراست. به همین علت مواد فرومغناطیس دارای پذیرفتاری مغناطیسی قوی و مثبت در حدود ۴/ تا ۱۹ SI هستند. بنابراین بسته به مقدار آهن کل مربوطه، قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی کل یک گرانیت حاوی منیتیت می‌تواند خیلی بزرگتر از یک گرانیت پارامغناطیس باشد (بوشه، ۲۰۰۰). البته کانی‌های فرومغناطیس اغلب به مقدار کم و به عنوان کانی‌های فرعی (کمتر از ۵/ درصد) در این سنگها حضور دارند.

### ۳-۵- نمونه‌برداری و اندازه‌گیری داده‌های مغناطیسی در توده نیمه عمیق کوه سوخته

ابتدا بر پایه تصاویر ماهواره‌ای، عکس‌های هوایی منطقه، تنوع سنگ‌شناسی توده گرانیتوئیدی مشخص و با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS ۱۰/۳ و گوگل ارث الگوی نمونه‌برداری اولیه طراحی شد. برای انجام کارهای فابریک مغناطیسی و ترسیم پارامترهای مغناطیسی، نقشه‌ای که براساس تلفیق مشاهدات صحرائی،

تصاویر ماهواره‌ای و مطالعات صورت گرفته تهیه و ترسیم شده است به عنوان مبنا مورد استفاده قرار گرفت این نقشه به طور ساده شده در (شکل ۵-۴) نشان داده شده است. در طی نمونه‌برداری موقعیت جغرافیایی هر ایستگاه با GPS ثبت شد. با انتقال موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌ها به روی نقشه، نقشه موقعیت ایستگاه‌ها بدست آمد.



شکل ۵-۴- محل ایستگاه‌های نمونه‌برداری برای بررسی فابریک مغناطیسی الف) نقشه زمین‌شناسی ، ب) تصاویر ماهواره‌ای.

در این روش، نمونه‌ها یا مغزه‌ها در صحرا به وسیله موتور مغزه‌گیری قابل حمل، برداشت می‌شوند. با استفاده از این ماشین مغزه‌گیری می‌توان نمونه‌های سنگی به شکل مغزه و به طول ۱۰۰ تا ۱۵۰ میلی‌متر و قطر ۲۵ میلی‌متر به دست آورد. با استفاده از این دستگاه (شکل ۴-۴-الف). از توده نیمه‌عمیق کوه سوخته مغزه‌های جهت‌دار از ۱۷ ایستگاه برداشته گردید. در ابتدای هر ایستگاه ابتدا محل مناسب حفاری انتخاب شود. یعنی محل‌هایی از سنگ که از رخنمون خوبی برخوردار باشد و همچنین دارای کمترین درز و شکستگی باشد. در صورت وجود شکستگی و درزه در محل حفاری، مغزه خرد شده و مناسب کار مغناطیس نمی‌باشد. بعد از یافتن محل مناسب، چند ضربه توسط چکش زمین‌شناسی به سنگ مورد نظر

زده می‌شود تا از برجا بودن، سالم بودن و استحکام سنگ و همچنین عدم هوازدگی آن اطمینان حاصل شود. در مرحله بعد با مازیک ضد آب روی سنگ خط مستقیمی به عنوان راهنما ترسیم می‌شود (شکل ۵-۵-ب).



شکل ۵-۵-الف دستگاه مغزه‌گیر. ب خط راهنما. ج خط راهنما و محل حفاری مغزه

ترسیم این خط الزامی است، زیرا در صورت جابه‌جا شدن یا شکستن مغزه، می‌تواند به ما کمک کند تا مغزه را به حالت اولیه و حقیقی خود باز گردانیم. رسم این خط بسیار مهم است، چون با جابه‌جایی و چرخش، کلیه اندازه‌گیری‌ها، فاقد اعتبار علمی و تحلیلی می‌شود. برای خنک شدن سرمته در حین حفاری، از آب استفاده می‌شود. مخزن آب توسط یک شیلنگ به ورودی تعبیه شده بر روی گیربکس موتور حفاری متصل می‌شود و آب لازم در طی حفاری را تأمین می‌کند. به منظور صرفه‌جویی در میزان آبی که به دستگاه وارد می‌شود از یک شیر کنترل استفاده می‌شود. توسط این شیر، میزان آب خروجی از مخزن تنظیم می‌شود. تنظیم آب خروجی از اهمیت زیادی برخوردار است زیرا در برخی مناطق، تهیه آب به راحتی امکانپذیر نیست و فراهم کردن مجدد آب مستلزم طی مسافت زیادی است که اکثراً نیز باید به صورت پیاده طی شود. میزان بنزین موتور و آب موجود در مخزن آب نیز بهتر است در طی حفاری کنترل شود تا در حین حفاری به اتمام نرسد، زیرا ممکن است موتور در طی حفاری خاموش شود و یا مته در محل حفاری شده، گیر کند و مته یا مغزه بشکند. وقتی همه شرایط برای حفاری مهیا

شد، موتور را روشن کرده و شیر آب را باز می‌کنیم سپس سر مته حفاری را بر روی خط مستقیم ترسیم شده بر روی زمین قرار داده و حفاری آغاز می‌گردد. سرعت حفاری در کل به قدرت موتور، قدرت بدنی کاربر و جنس سنگ‌ها بستگی دارد. ولی به طور میانگین و در شرایط ایده‌آل حدود ۲ تا ۳ دقیقه زمان برای حفاری لازم است. پس از اینکه مته به میزان کافی به داخل سنگ فرورفت، حفاری را متوقف کرده و موتور خارج می‌گردد. اگر مغزه در حین حفاری شکسته شود باید قطعات شکسته را درآورده و با آب تمیز کنیم سپس با چسب قطره‌ای یا چسب ام دی اف بهم بچسبانیم. پس از خشک شدن چسب، دوباره باید مغزه را سر جای خود قرار داد. این بار خط راهنمایی که قبل از حفاری رسم شده بود، به ما کمک می‌کند تا مغزه را به موقعیت حقیقی خود برگردانیم. اینکار بسیار مهم است زیرا شیب و جهت شیب مغزه‌ها باید بدون هیچ‌گونه انحرافی برداشت گردد. هدف از این نوع نمونه برداری‌ها برداشت مغزه‌های جهت‌دار است و باید قبل از بیرون آوردن مغزه از زمین، شیب و جهت شیب مغزه توسط کمپاس و تراز یاب مغزه اندازه‌گیری گردد. یکی از مهمترین اصول در مطالعات فابریک مغناطیسی این است که مغزه از جای خود هیچ حرکتی نکند در غیر اینصورت شیب و جهت شیب قرائت شده تغییر نموده و فاقد ارزش خواهد شد. برای اندازه‌گیری شیب و جهت شیب مغزه از یک وسیله مخصوص به نام تراز یاب مغزه استفاده می‌کنیم. این دستگاه شامل یک لوله مسی یا برنجی و یک صفحه فاقد خاصیت مغناطیسی می‌باشد. انتخاب جنس مسی یا برنجی لوله و صفحه فاقد خاصیت مغناطیسی به علت عدم تاثیرگذاری بر روی کارکرد کمپاس می‌باشد. بعد از دور کردن تمام وسایل دارای خاصیت مغناطیسی، لوله مسی در درون حفره وارد می‌گردد و با استفاده از حباب تعبیه شده بر روی دستگاه تراز یاب مغزه، آن را چرخانده و در حالت کاملاً تراز قرار داده سپس با کمپاس، شیب و جهت شیب مغزه را اندازه‌گیری می‌کنیم (شکل ۴-۵). آزمون شیب مغزه در محدوده ۰ تا ۳۶۰ درجه و مقدار شیب در محدوده ۰ تا ۹۰

درجه قرار می‌گیرد. در صورتی که حفاری کاملاً یا بسیار نزدیک به قائم صورت گرفته باشد. جهت شمال را بر روی قسمت بالایی مغزه علامت‌گذاری می‌کنیم و شیب آن را به صورت 0,90 یادداشت می‌کنیم.



شکل ۵-۶- در این تصاویر نحوه برداشت شیب و جهت شیب، توسط کمپاس و تراز یاب مغزه نشان داده شده است.

بعد از مشخص شدن این دو پارامتر، با مائیک ضد آب، جهت شیب مغزه بر روی سنگ واقع در حاشیه محل مغزه حفاری شده و کنار لوله مسی علامت‌گذاری شده را علامت زده و تراز به آرامی بیرون کشیده می‌شود علامت کنار دیواره محل حفر شده را به نزدیکترین نقطه مغزه منتقل می‌کنیم. در محل این نقطه، یک فلش رسم می‌کنیم که بخش انتهایی آن به سمت حاشیه بیرونی مغزه باشد در واقع، به کمک علامت کنار مغزه و نقطه مرکزی مغزه، قطر مغزه را به صورت یک فلش رسم کرده، به گونه‌ای که نوک فلش جهت شیب مغزه یا Dip Direction را نشان دهد. سپس مغزه را به کمک پنس به آرامی از زمین خارج کرده، پس از خشک شدن و تمیز کردن گل و لای روی آن، با نیم لوله پلاستیکی اثر دو انتهای فلش به صورت دو خط راست بر روی بدنه مغزه رسم می‌شود. باید نیم لوله پلاستیکی، در راستای دو انتهای این خط قرار گیرد. خطی که از قسمت سر فلش منشعب می‌گردد با علامت هاشور مشخص می‌شود یعنی خطی که در سمت فلش واقع بر روی بخش بالای مغزه می‌باشد، به سمت پایین هاشور زده می‌شود. زاویه حاده بین خط راست و هاشورها در راستای سمت پایین مغزه، می‌باشد. یا به



عبارتی زاویه حاده، سمت پایین را نشان می‌دهد (شکل ۵-۷). در مرحله بعد، شماره ایستگاه نمونه برداری بر روی مغزه درج می‌گردد. از آنجایی که تعداد مغزه‌ها در هر ایستگاه بیش از یک مغزه می‌باشد، لذا مغزه‌ها با پسوند A,B,C نامگذاری می‌شوند تا از بروز هرگونه خطایی در درج ویژگی‌های شیب و جهت شیب آنها جلوگیری شود. مختصات جغرافیایی هر ایستگاه با استفاده از GPS برداشت می‌شود و در دفترچه صحرائی ثبت می‌گردد. باید سعی شود از همه واحدهای سنگی موجود در منطقه مغزه گرفته شود و در هنگام ثبت موقعیت جغرافیایی، داده‌های GPS باید از حداکثر صحت و دقت برخوردار باشند. ترجیحاً دقت GPS در حد ۵ متر یا حتی کمتر باشد. در ضمن توزیع نقاط یا ایستگاه‌های مغزه‌گیری در سطح رخنمون توده یا توده‌های نفوذی باید تا حد امکان همگن باشند. در نهایت مختصات جغرافیایی هر ایستگاه برای مشخص شدن توزیع محل‌های نمونه برداری در کل توده نفوذی بر روی نقشه زمین شناسی یا توپوگرافی دارای مقیاس مطلوب منتقل می‌شود.



شکل ۵-۷- الف) نحوه خارج ساختن مغزه از زمین بعد از مشخص کردن شیب و جهت شیب ب- نحوه استفاده از نیم لوله پلاستیکی برای هاشور زدن مغزه.

در این پایان‌نامه، با توجه به شرایط کاری نمونه‌برداری در مدت ۵ روز صورت گرفت. پس از اتمام نمونه برداری، مغزه‌های جهت‌دار بدست آمده، به کارگاه تهیه مقطع دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود منتقل شد. در این مرحله، مغزه‌ها به قطعات ۲۲ میلی‌متری برش داده شد. در حین برش مغزه‌ها،

ترتیب قرارگیری قطعات خیلی مهم است و لازم است بسیار دقت شود که قطعات برش یافته هر مغزه جابه‌جا نشود، به گونه‌ای که هر مغزه برش یافته از بالا به پایین با شماره‌های ۱ و ۲، ۳ مشخص می‌گردند (شکل ۵-۸). از هر مغزه ۳ تا ۵ قطعه نمونه بدست می‌آید. پس از برش، بر روی تک‌تک نمونه‌ها، با ماژیک ضدآب شماره نمونه‌ها، نوشته می‌شود و فلش معرف جهت شیب (Dip Direction) مغزه رسم می‌گردد. سپس نمونه‌ها توسط اسید کلریدریک ۱/۰ نرمال، شستشو داده می‌شود یعنی تقریباً به ازای هر لیتر آب حدود ۴CC (۴سی-سی) اسید کلریدریک ۱ به آب اضافه می‌شود. مدت زمان قرارگیری نمونه‌ها در آب حاوی اسید ۲ ساعت می‌باشد (بوشه، ۱۹۹۷). در ضمن باید توجه داشت که در طی اسیدشویی، شماره نمونه‌ها پاک نشود. با اسیدشویی، ذرات آهن‌دار و ناخالصی‌هایی که بر روی مغزه در حین حفاری و بعد از حفاری قرار گرفته‌اند، به صورت یونهای محلول در آب درآمده و پس از شستشو از محیط خارج می‌شوند. بعد از ۲ ساعت نمونه‌ها با آب خالص شسته شده و به کمک برس پلاستیکی یا مسواک تمیز می‌گردند نمونه‌ها پس از خشک‌شدن، برای اندازه‌گیری با دستگاه مغناطیس سنج آماده می‌باشد (شکل ۵-۸). پس از آماده سازی توسط دستگاه سنجش پذیرفتاری مغناطیسی مدل MFK1-FA در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشکده علوم زمین دانشگاه شاهرود پارامترهای مغناطیسی مورد نظر اندازه گیری می‌شد. پارامترهای مغناطیسی هر ایستگاه در جدول (۵-۱) ارائه شده است.



شکل ۵-۸- نحوه برش و آماده سازی نمونه‌ها. بعد از برش جهت شیب هر مغزه بر روی کلیه قطعات تهیه شده ترسیم می‌گردد.

جدول ۵-۱- میانگین پارامترهای مغناطیسی کلیه ایستگاه های مورد مطالعه در توده نیمه عمیق کوه سوخته،

station	X	y	km	P%	Taver	K1d	K1i	folS	Folp
sta1	54.78885	35.46895	0.14	2.1	0.161	111.9	56.5	303.9	8.9
sta2	54.78965	35.47055	0.15	1.7	-0.051	155.2	23.6	155	24.4
sta3	54.79087	35.47187	0.16	1.015	0.309	169.6	20.2	186	52.3
sta4	54.78818	35.47183	0.23	2.7	0.186	198	67.5	60.5	16.6
sta5	54.78702	35.46981	0.28	3.1	-0.332	347.9	72.6	124.1	37.7
sta6	54.78643	35.4703	0.28	1.6	0.108	115.5	28.9	252.3	8.7
sta7	54.78769	35.47178	0.28	3.7	-0.491	1.8	12.9	54	3.1
sta8	54.78799	35.47341	0.32	6	-0.08	69.5	41.4	162.5	55.2
sta9	54.78973	35.475	0.37	1.9	0.295	185.4	11.4	216.8	60.6
sta10	54.79137	35.47506	0.42	3.4	-0.117	74.2	26.4	206	45.2
sta11	54.79438	35.47267	0.54	3.3	0.313	243.3	71.5	241.1	24.4
sta12	54.79014	35.46836	1.14	2	-0.291	93.4	85.7	101.5	0.6
sta13	54.79104	35.4696	1.22	5.3	0.054	52.9	29.1	228	73.5
sta14	54.7914	35.47038	4.45	4.6	0.038	126.4	15.8	223	64.7
sta15	54.79227	35.47071	9.52	4	0.065	230.8	67.4	262.2	69.8
sta16	54.79338	35.47086	10.60	5.7	0.292	124.9	44.5	191	44
sta17	54.78979	35.47605	18.40	5.3	-0.206	36.6	52.3	320.1	19.3

## ۵-۵- خطاها

در طی نمونه برداری، ممکن است خطاهایی صورت گیرد که آگاهی داشتن نسبت به آنها، امکان بروز این خطاها را به حداقل و یا حتی به صفر میرساند. این خطاها که عمدتاً به صورت تجربی و در خلال کار به وجود آنها پی برده شده است، عبارتند از

(۱) نگارش اشتباه شیب و جهت شیب، شماره نمونه یا ایستگاه و موقعیت جغرافیایی در دفتر یادداشت صحرائی.

(۲) قرائت نادرست شیب و جهت شیب توسط کمپاس (اشتباه چشمی یا تأثیر مواد فلزی نزدیک کمپاس).

(۳) رسم نادرست و کم دقت فلش معرف جهت شیب بر روی مغزه.

۴) نگارش اطلاعات یک مغزه برای مغزه دیگر.

۵) ترسیم نامتعادل خطوط مربوط به جهت شیب بر روی بدنه مغزه

۶) چرخش و تکان خوردن مغزه از جایگاه اولیه خود در زمین قبل از ثبت شیب و جهت شیب.

۷) رسم نادرست سمت هاشورخوردۀ خط امتداد یافته از سر فلش معرف جهت شیب.

۸) ثبت نادرست اسم نمونه بر روی مغزه.

۹) ناخوانا بودن و پاک شدن نوشته‌های روی مغزه.

۱۰) جابه‌جا شدن ترتیب قرارگیری نمونه‌های حاصل از برش یک مغزه.

۱۱) پاک شدن شماره نمونه‌ها توسط اسید.

#### ۴-۵- اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی

در روش AMS ویژگی‌های مغناطیسی نمونه‌های سنگی مورد نظر توسط دستگاه اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی، اندازه‌گیری می‌شود. دستگاه مغناطیس سنج مورد استفاده از نوع MFK1-FA (Multi Functions Kappabridge -FA) می‌باشد. شدت میدان مغناطیسی این دستگاه برای تعیین پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌های سنگی مورد نظر برابر با ۲۰۰ میلی تسلا (T) در نظر گرفته شده است. و پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌ها را با دقت  $10^{-8}$  SI اندازه‌گیری می‌کند. این دستگاه دارای ویژگی‌های نظیر حساسیت زیاد ( $10^{-8}$  SI)، دقت بالا، کنترل کامل با کامپیوتر، کارکرد آسان، اندازه‌گیری سریع ناهمگنی مغناطیسی، چرخش آرام نمونه می‌باشد (۵-۹).



شکل ۵-۹- نمایی از دستگاه کاپابریج در آزمایشگاه فابریک مغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود.

این دستگاه شامل دو قسمت:

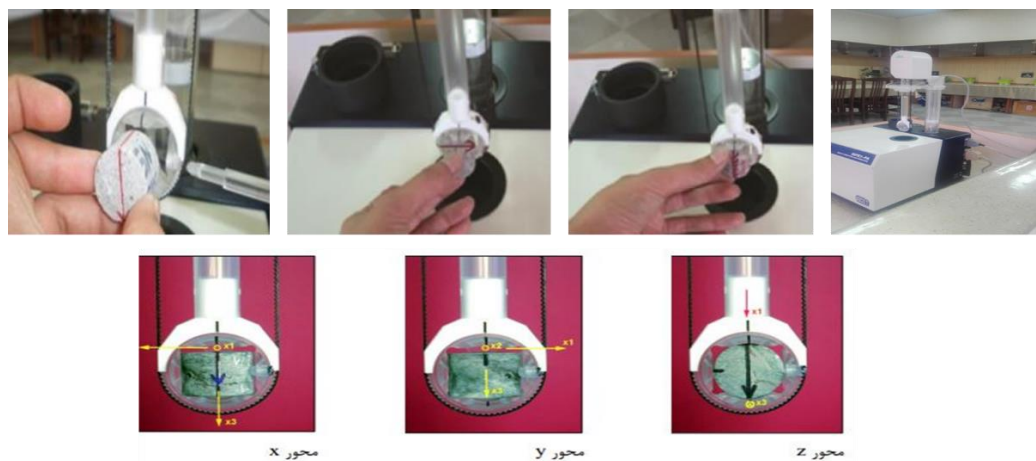
بخش اندازه‌گیری کننده Kappabridge

ریز پردازشگر (Microprocessor)

است. تمامی عملکردهای دستگاه توسط ریز پردازشگر کنترل می‌شود. ریز پردازشگر به دستگاه اندازه‌گیری کننده متصل می‌شود. سیگنال‌های خروجی از بخش اندازه‌گیری به کمک ریز پردازشگر تفسیر می‌شود و در نهایت داده‌ها به کامپیوتر انتقال داده می‌شوند. اندازه‌گیری به صورت چرخشی است و نمونه با سرعت کم در درون محفظه اندازه‌گیری حول ۳ محور (X, Y, Z) چرخش می‌کند؛ بنابراین دقت اندازه‌گیری بیش از پیش افزایش می‌یابد. از آنجایی که محور چرخش دستگاه ثابت است، از این رو با قرار دادن محورهای X, Y, Z در راستای محور چرخش دستگاه کاپابریج، این امر عملی می‌شود. در ضمن، پذیرفتاری مغناطیسی کل نمونه مورد نظر حول محور Z در حالت ثابت و بدون چرخش انجام می‌شود. به دلیل حساسیت بالای این دستگاه باید، تا حد امکان تمام وسیله‌های که بر روی مغناطیس این دستگاه اثر خواهند گذاشت را دور از آن نگه داریم. نوسانت برق ناشی از کار ریزپردازشگر نیز به روی نتیجه نهایی تأثیرگذار است، پس تا حد امکان باید بین ریزپردازشگر و بخش اندازه‌گیری کننده فاصله کافی را رعایت

کرد. همچنین دستگاه باید از منابع الکتریکی متغیر نظیر لامپ‌های برق، سیم‌های جریان برق و منابع گرمایی نظیر بخاری و شوفاژ و حرارت مستقیم و نور خورشید دور نگهداری شود.

پس از کنترل شرایط و اطمینان از اتصال کابل‌ها به محل‌های مربوطه، دستگاه را روشن می‌کنیم. این دستگاه با استفاده از نرم‌افزار safyr4w کنترل می‌شود و اندازه‌گیری‌ها به کمک آن انجام می‌شود. در نهایت فایل خروجی داده‌ها با پسوند Ran و TXT ذخیره می‌شوند که این داده در نرم‌افزار Anisoft قابل تفسیر هستند. همچنین داده‌ها می‌تواند از فرمت Ran به txt تبدیل شوند. تا با نرم افزارهایی نظیر excel و ArcGIS قابل استفاده باشند.



شکل ۵-۱۰- در این تصویر موقعیت‌های قرارگیری نمونه در محفظه نگهدارنده دستگاه را نمایش می‌دهند (گوانجی، ۱۳۸۹، سیفی‌وند، ۱۳۹۵).

## ۷-۵- پارامترهای مغناطیسی

برای استفاده از روش AMS، آشنایی با فابریک‌های مغناطیسی از جمله خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی، متغیر شکل (T)، پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km)، و درجه ناهمگنی مغناطیسی (P) لازم می‌باشد. از مهم‌ترین پارامترهایی که در فن AMS به کاررفته است به طور مختصر به شرح آن می‌پردازیم.

### ۱-۷-۵- پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km)

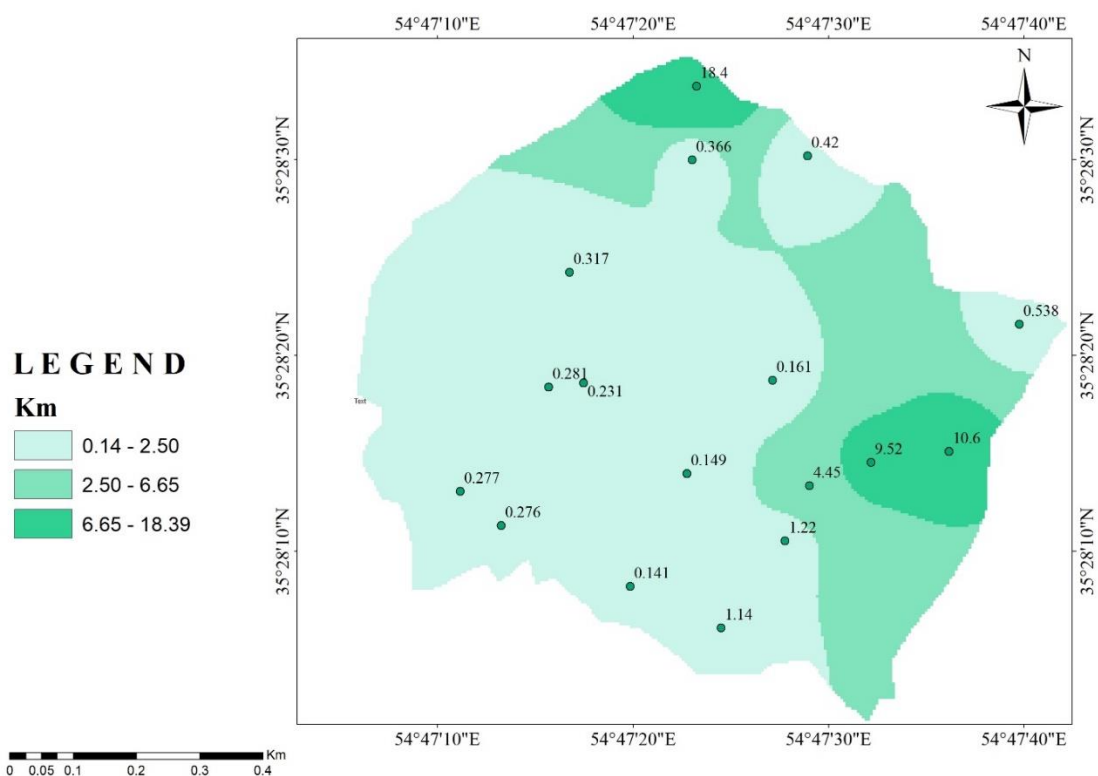
پذیرفتاری مغناطیسی (KM) مهم‌ترین پارامتر در روش ناهمگنی مغناطیسی است. و نتایج مهم و ارزشمندی درباره ماهیت مغناطیسی گرانیتوئیدها در اختیار ما قرار می‌دهد. K ضریب قابلیت مغناطیسی نامیده می‌شود. با توجه به اینکه M و H هر دو یک واحد (Ampere/Meter) دارند،

K فاقد واحد و در نتیجه بدون بعد است اما در اندازه‌گیری‌ها براساس SI یا  $\mu SI$  تعریف می‌شود SI مخفف Standard International است و قابلیت انطباق قدرت مغناطیس القایی M با میدان مغناطیسی القاء شده H را نشان می‌دهد (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). اگر از مقادیر  $K_{max}$  یا  $K_1$ ،  $K_{min}$  یا  $K_3$  و  $K_{int}$  یا  $K_2$  میانگین‌گیری شود میزان حساسیت مغناطیسی میانگین بدست می‌آید. لازم به ذکر است مقدار آماری  $K_m$  بهترین معرف میزان حضور و درصد فراوانی کانی‌هایی است که دارای حساسیت مغناطیسی می‌باشند یا به عبارتی به میدان مغناطیسی القاء شده بر آنها پاسخ می‌دهند.

$$Km (\text{مقدار حساسیت مغناطیسی میانگین}) = \frac{K_1 + K_2 + K_3}{3}$$

Km در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۰/۴ تا SI ۱۹ و به طور متوسط SI ۱۸ تغییر می‌کند (۵-  
(۱۱) بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی اکثر ایستگاه‌ها از SI ۰/۴ بالاتر می‌باشد و بر اساس رده-  
بندی جودی و همکاران (۱۹۷۷) در رده گرانیتهای فرو مغناطیس و با گرانیتهای تیپ  
I چاپل و وایت (۱۹۷۴). همخوانی دارد. در این توده نیمه عمیق بزرگای پذیرفتاری  
مغناطیسی بیشتر تحت تأثیر وجود منیتیت است و حضور کمترین مقدار از ذرات این  
کانی می‌تواند تأثیر زیادی بر مقدار Km در هر نمونه داشته باشد. پس از منیتیت کانی-  
های دیگری چون آمفیبول، پیروکسن و بیوتیت بر میزان Km موثر است؛ پذیرفتاری  
کانهای دیامغناطیسی و پارامغناطیسی در برابر فرو مغناطیسی منیتیت که حامل اصلی در  
گرانیتهای کانی‌های فرو مغناطیس به شمار می‌رود بسیار ناچیز هستند (هرودا، ۲۰۱۰). با  
توجه به نقشه بزرگای Km تغییرات مقادیر خودپذیری مغناطیسی به دست آمد (شکل ۵-  
(۱۱). مقایسه مطالعات صحرایی و میکروسکوپی با نقشه پذیرفتاری مغناطیسی این توده نشان می-  
دهد که بالاترین مقادیر Km سنگ‌ها متعلق به بخش‌های جنوب شرقی و شمال غربی محدوده  
مورد مطالعه می‌باشد. مقادیر کمتر Km مربوط به بخش‌های جنوب غرب تا نیمه شمال  
غربی می‌باشد. دانه‌های منیتیت غالباً به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار با اندازه‌های ۰/۲ تا  
۰/۶ دیده می‌شوند این بلورها اغلب در کنار کانی‌های مافیک حضور دارند (۳-۱۶).





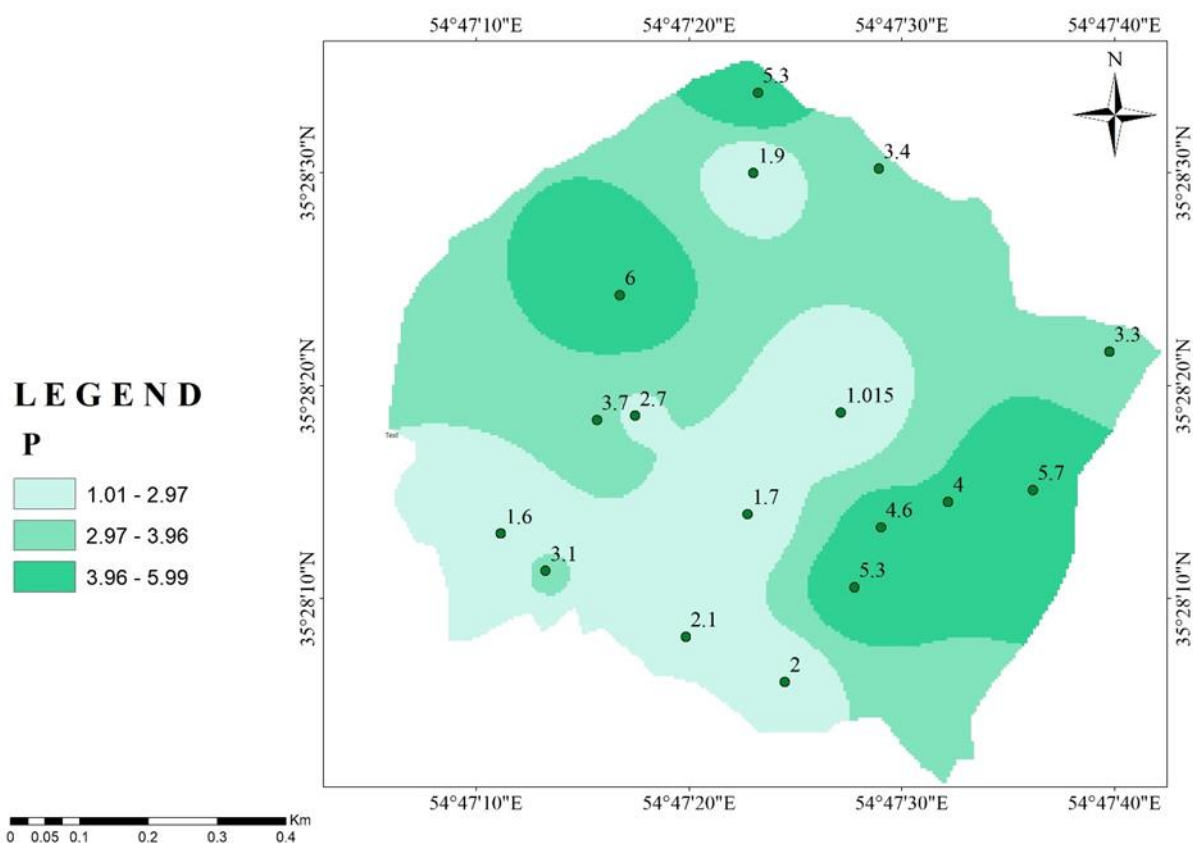
شکل ۵-۱۱- نقشه منحنی های هم میزان Km در توده نیمه عمیق کوه سوخته.

## ۲-۷-۵- پارامتر انیزوتروپی مغناطیسی (P)

درجه بزرگی انیزوتروپی، نشانگر رابطه بین  $K_1$  و  $K_3$  است. وقتی  $K_1=K_2=K_3$  باشد مقدار P برابر ۱ و فضای مغناطیسی سه بعدی به شکل کره درمی آید (در طبیعت چنین حالتی بندرت اتفاق می افتد). هرچه میزان حساسیت مغناطیسی بیشتر باشد، بین محورها تفاوت بیشتری ایجاد شده و درجات انیزوتروپی بیشتر می شود. در بیشتر کانی ها P دارای مقداری بین ۱ تا ۱/۷ متغیر است. اما در بعضی موارد می تواند بزرگتر از نیز باشد مثل هماتیت و پیروتیت (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶).

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

مقدار  $P\%$  به دست آمده در توده نیمه عمیق کوه سوخته نسبتاً پایین بوده و بین ۱ تا ۶ متغیر است. مناطق دارای ناهمسانگردی بالاتر از ۱ نشان دهنده حالتی می باشند که ماگما در هنگام جایگیری بیشترین تنش را متحمل شده است در (شکل ۵ - ۱۲) که نقشه منحنی های هم میزان  $P\%$  می باشد. مقدار  $P$  در بخش های شرقی و شمال غربی بیشتر می باشد که بیانگر بالاترین تنش و یا دگرشکلی بیشتر می باشد (شکل ۵-۱۲).



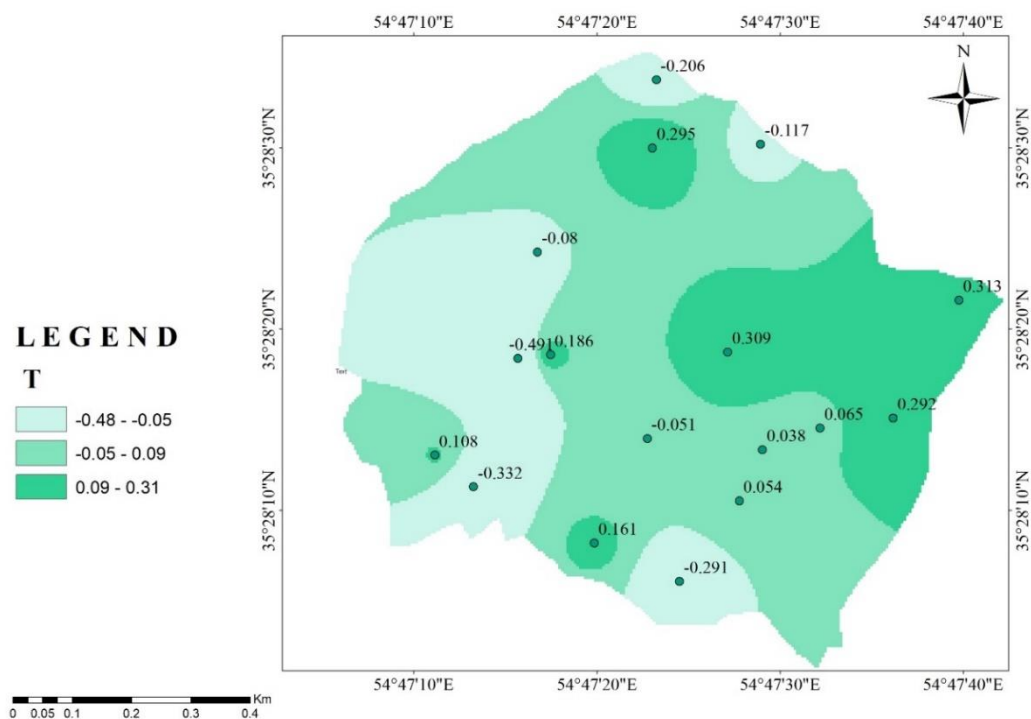
شکل ۵-۱۲- نقشه منحنی های هم میزان پارامتر  $P\%$  در توده نیمه عمیق کوه سوخته.

### ۳-۷-۵- پارامتر شکل T

این پارامتر به توصیف شکل بیضوی مغناطیسی می‌پردازد. شکل بیضوی مغناطیسی و در واقع جهت و نظم بلورهای فرو مغناطیس را در هنگام جایگیری یک توده ماگمایی، رشد بلوری یا آرایش دوباره آنها در یک میدان تنش را حین جایگیری نشان می‌دهد (الوود، ۱۹۷۸). شکل بیضوی از دوکی شکل (بیضوی کشیده) تا کلوچه‌ای شکل (بیضوی پهن) تغییر می‌کند. T در محدوده‌ای بین +۱ تا -۱ تغییر می‌کند و اگر T بین ۰ تا -۱ باشد بیضوی مغناطیسی حاصل به شکل دوکی، سیگاری و کشیده (Prolate) در می‌آید. در این حالت  $K_1 > K_2 \geq K_3$  است. اگر T بین ۰ تا +۱ قرار گیرد شکل حاصل کلوچه‌ای است. و  $K_1 \geq K_2 > K_3$  می‌باشد در حالی که  $K_1 = K_2 = K_3$  باشد شکل بیضوی به صورت کره در می‌آید (یلینک، ۱۹۸۱-هرودا، ۱۹۸۲).

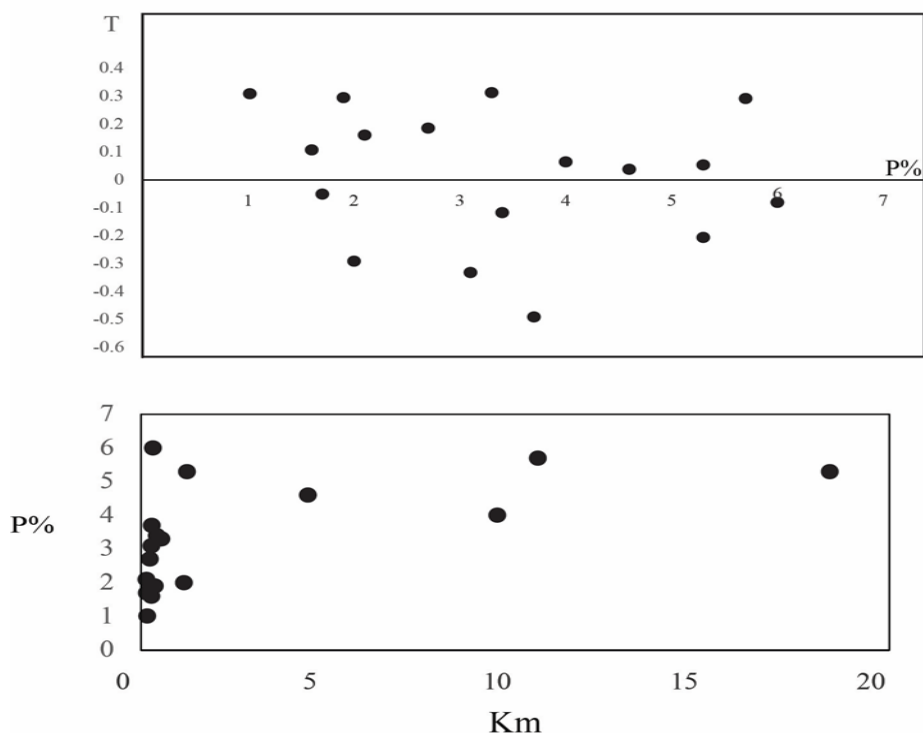
$$T (\text{پارامتر شکل}) = \left( \frac{2 \ln(K_2/K_3)}{\ln(K_1/K_3)} \right) - 1$$

مقادیر T محاسبه شده برای توده نیمه عمیق کوه‌سوخته بین -۰/۴۹ تا +۰/۳۱ تغییر می‌کند. نقشه پارامتر T برای توده نیمه عمیق کوه‌سوخته با استفاده از روش منحنی‌های هم میزان در شکل ۵-۱۳ ترسیم شده است. بر اساس این نقشه بخش‌های شمال شرقی و جنوب غربی این توده نیمه عمیق دارای T منفی است و بیضوی مغناطیس آنها سیگاری (بیضوی کشیده) می‌باشد. در قسمت‌های شرقی و ایستگاه شماره ۹ دارای بیشترین مقدار T مثبت بوده و بیانگر آن است که بیضوی‌های مغناطیسی کلوچه‌ای شکل می‌باشند.



شکل ۵-۱۳- تصویر نقاط هم میزان پارامتر T در توده نیمه عمیق کوه سوخته.

در نمودار T در مقابل (P%) رابطه مستقیمی بین این دو پارامتر مشاهده نمی‌شود. و در نمودار (P%) در مقابل Km، اکثر ایستگاه‌ها دارای Km پایین بوده و درجه ناهمسانگردی متغیر دارند. ایستگاه‌های دارای Km بالا بیشترین درجه ناهمسانگردی را هم نشان می‌دهند.



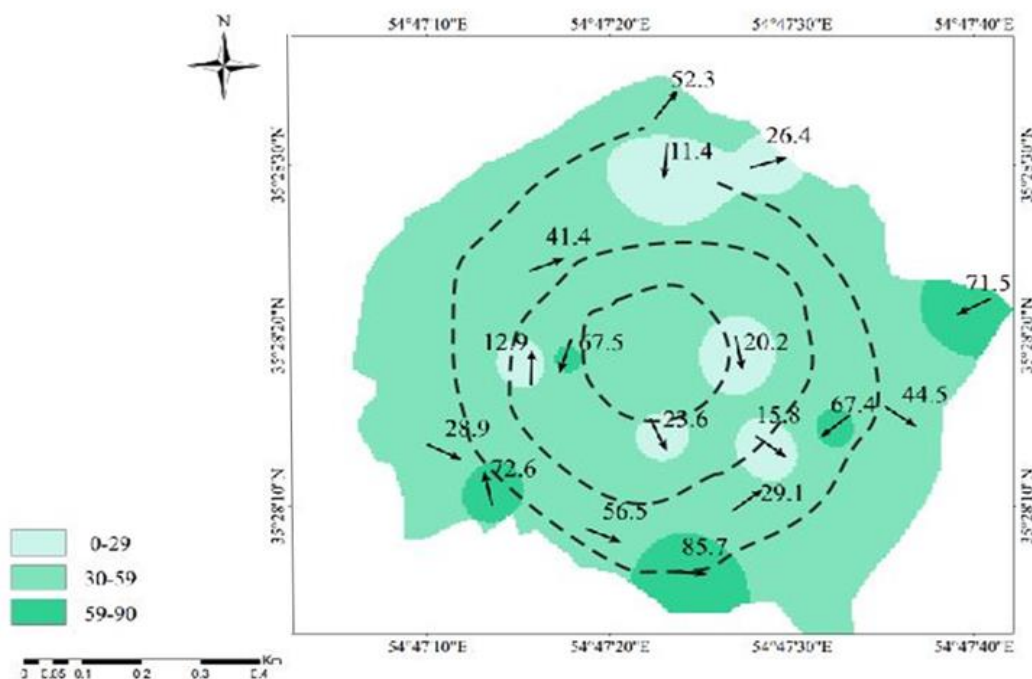
شکل ۵-۱۴- الف) نمودار فراوانی T در برابر P. ب) نمودار فراوانی P در برابر Km (SI)

## ۸-۵- الگوهای فابریک

### ۸-۵-۱- خطوارگی مغناطیسی

نقشه خطوارگی مغناطیسی بر اساس پارامتر  $K_1$  یا ویژگی‌های بزرگترین محور بیضوی مغناطیسی ترسیم می‌شود. با توجه به مقادیر شیب، خطواره‌های مغناطیسی در سه دسته‌بندی استاندارد ۰ تا ۲۹، ۳۰ تا ۵۹ و ۶۰ تا ۹۰ درجه طبقه‌بندی شدند و سپس با توجه به مقادیر جهت میل و مقدار میل این خطواره‌ها بر روی نقشه خطوارگی مغناطیسی نمایش داده شده‌اند (شکل ۵-۱۵). اگرچه در نقشه خطوارگی مغناطیسی اکثر ایستگاه‌ها روند متفاوتی دارند اما تقریباً همگی یک الگوی تقریباً متحدالمرکز را به نمایش می‌گذارند. در بیشتر ایستگاه‌های موجود در بخش‌های مرکزی توده نیز بیشتر خطوارگی‌ها شیب‌های اندکی دارند.

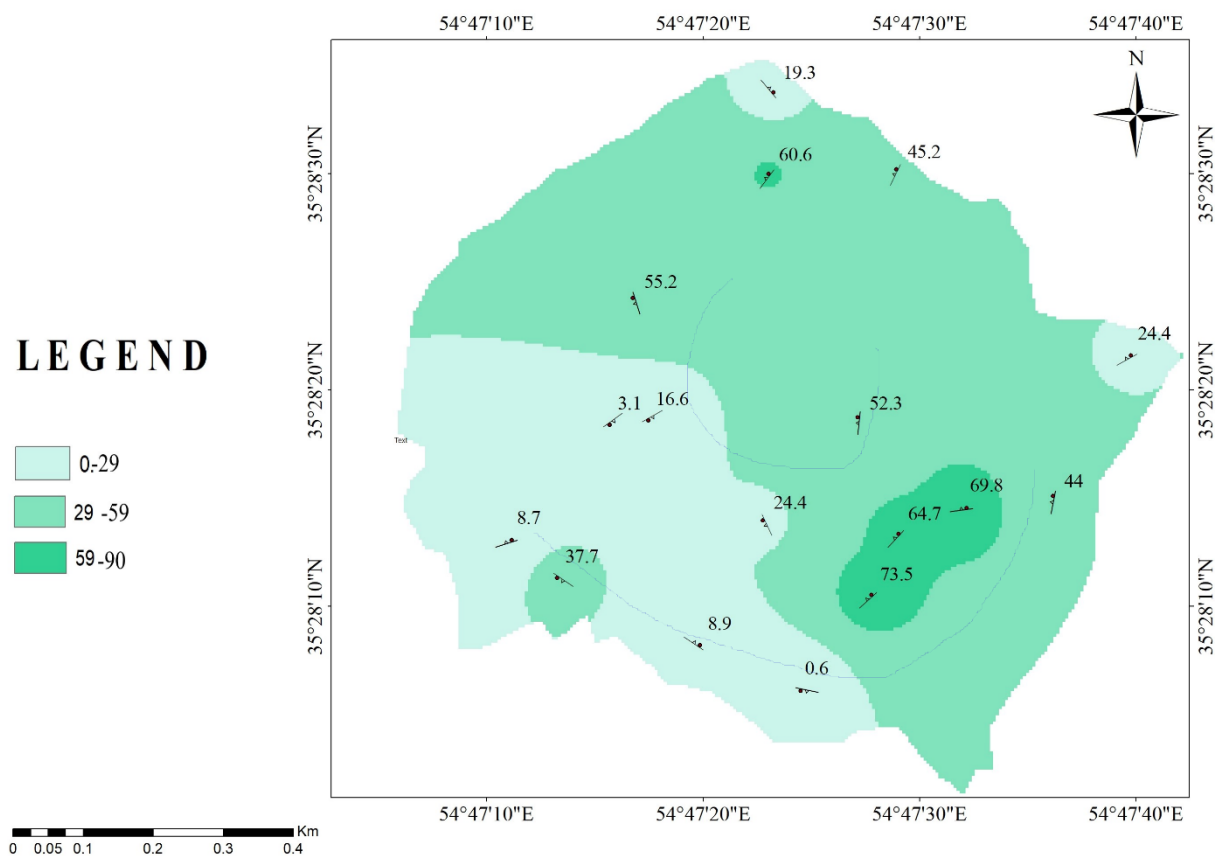
همچنین خطوارگی‌ها در اغلب ایستگاه‌های جنوب توده شیب نسبتاً بالایی دارند که می‌توانند معرف مناطق تغذیه‌کننده ماگما در نظر گرفته شوند؛ چرا که مناطقی که خطواره‌های با شیب بالای ۶۰ درجه دارند معمولاً معرف مناطق تغذیه می‌باشند (آمیک و بوشه، ۱۹۸۹، نابا و همکاران، ۲۰۰۴). اغلب ایستگاه‌های موجود در حاشیه روند خطوارگی به موازات دیواره توده نیمه عمیق می‌باشد. هنگامی که ماگما به صورت قائم صعود می‌کند شیب خطواره‌ها نیز افزایش می‌یابد (بوشه، ۱۹۹۷). در نقشه خطوارگی مناطق تغذیه‌کننده با شیب‌های زیادی هستند که با رنگ سبز پررنگ نشان داده شده است. شیب خطواره‌ها در کل توده بین ۰ تا ۸۶ درجه تغییر می‌کند.



شکل ۵-۱۵- نقشه خطوارگی مغناطیسی در توده نیمه عمیق کوه سوخته.

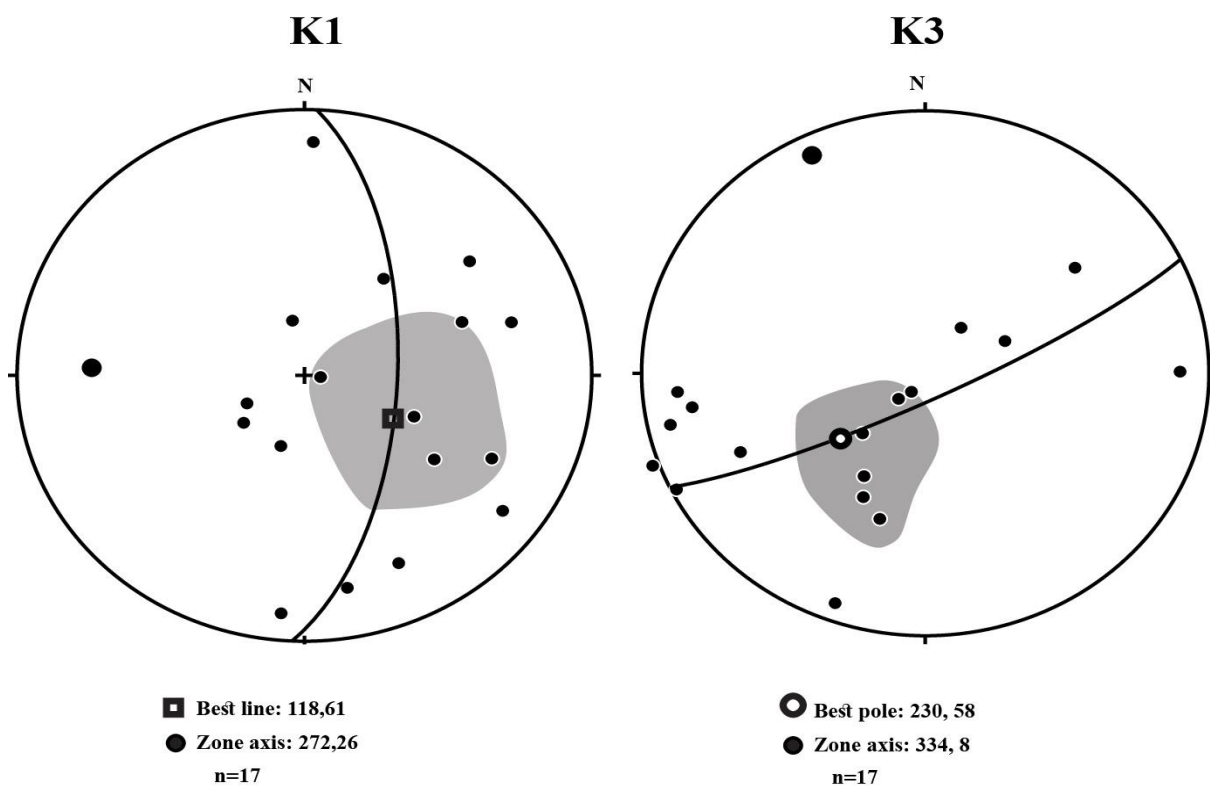
## ۲-۸-۵- بر گوارگی مغناطیسی

الگوی بر گوارگی در گرانیتوئیدها به وسیله جریان ماگمایی، ساب ماگمایی، دگرشکلی جامد دمای بالا تا پایین ایجاد می شوند (پاترسون، ۱۹۸۹ در پور علی زاده مقدم، ۱۳۹۴). نقشه بر گوارگی مغناطیسی در توده نیمه عمیق کوه سوخته بر اساس پارامتر K3 ترسیم شده است (شکل ۵-۱۶). بر گوارگی مغناطیسی در نیمه شرقی توده به ویژه گوشه جنوب شرقی شیب زیادتری دارند. در این نقشه امتداد بر گواره های مغناطیسی ایستگاه های نمونه برداری شده الگوی تقریباً متحدالمرکزی را به نمایش می گذارند. ایستگاه های موجود در حواشی نیز امتداد بر گواره های مغناطیسی به موازات حاشیه های توده دایره ای شکل است.



شکل ۵-۱۶- نقشه بر گوارگی ایستگاه های مغزه گیری شده در توده نیمه عمیق کوه سوخته.

شکل ۴-۱۷- میانگین روند و شیب خطوارگی مغناطیسی در این توده نیمه عمق  $61^{\circ} / 118^{\circ}$  می باشد  
 میانگین قطب برگوارگی مغناطیسی  $58^{\circ} / 230^{\circ}$  و بهترین صفحه برگوارگی دارای امتداد  $320^{\circ}$  و شیب  
 $32^{\circ}$  درجه می باشد.



شکل ۵-۱۷- استریوگرام معرف خطوارگی برگوارگی مغناطیسی برای توده نیمه عمیق کوه سوخته



## ۹-۵- مدل جایگیری توده نیمه عمیق کوه سوخته

به طور کلی چند مکانیسم استقرار برای جایگیری ماگما در پوسته و ایجاد فضای مناسب برای جایگیری آن ارائه شده است. برخی از آنها شامل تزریق به صورت دیاپیری (کرودن ، ۱۹۸۸)؛ رشد بادکنکی (رمزی، ۱۹۸۹) یا دایک گونه (کلمز و موور، ۱۹۹۲) و یا با دگرشکلی همراه است (هاتن ، ۱۹۸۲؛ کاسترو، ۱۹۵۸؛ هاتن و همکاران، ۱۹۹۰). با این حال اغلب تمایز بین مکانیسم‌های آن سخت است و برخی از آنها مانند بالونی شدن یا دیاپیریسیم شباهت بسیار زیادی باهم در ساختار داخلی و صحرایی دارند. با این حال، تجزیه و تحلیل ویژگی‌های ساختاری گرانیتوئیدها از جمله بافت‌های میکروسکوپی و فابریک آنها می‌تواند کمک گرفت. در این پژوهش تلاش می‌گردد تا سازوکار جایگیری توده نفوذیکوه سوخته با استفاده از فابریک‌های مغناطیسی حاصل از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی بررسی شود. در ادامه برخی از مهمترین نظریه های موجود در مورد جایگیری توده‌های آذرین ارائه می شود و از میان آنها بهترین مدل برای جایگزینی توده نیمه عمیق کوه سوخته ارائه می گردد.

### ۱-۹-۵- گنبدی شدن

گنبدها خود به دو صورت ایجاد می‌گردند: ۱- اندازه‌ای: 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- کریاتودم: در زیر پوشش 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 فشاری 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 گسل‌های نرمال و در شرایط شک پذیر بودیناژ تشکی می‌شود؛ اما در شرایط

افقی (در طرفین توده) در شرایط شکننده گسل‌های معکوس و یا راستا لغز و در شرایط شکل‌پذیر چین-خوردگی ایجاد 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، ۱۳۵۸؛ سیفیوند، ۱۳۹۵).

### ۲-۹-۵- استوپینگ

در استوپینگ فضای لازم برای صعود ماگما توسط جدا شدن و فرورفتن بلوک‌های سقف محفظه احاطه-کننده 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؛ گیل، ۲۰۱۰؛ سیفی‌وند، ۱۳۹۵). نظر می‌رسد این روند فضای کافی برای استقرار ماگما را تأمین نمی‌کند و تنها یک توصیف انتقال مواد در اتاق ماگمایی است.

### ۳-۹-۵- صعود دیاپیری

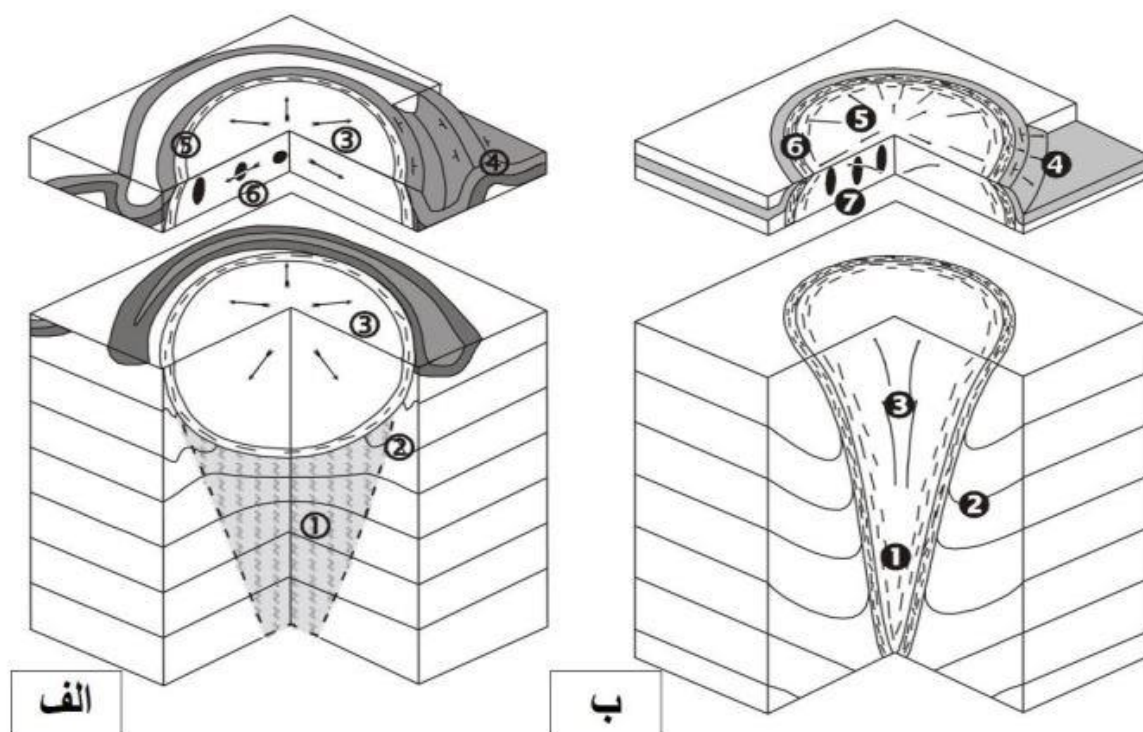
دیاپیریسم یک پلوتون توصیف‌کننده صعود و استقرار یک توده نفوذی است. بر اساس تعریف یک دیاپیر تقریباً به صورت یک قطره اشک است که قطر نهایی آن بعد از استقرار افزایش می‌یابد (پترسون و ورنون، ۱۹۹۵). این صعود معمولاً به عنوان یک سازوکار جایگزینی قدرتمند شناخته می‌شود؛ زیرا باید قشرهای پوشاننده شکسته شود تا راه 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 پترسون، ۱۹۹۹). علی‌رغم رخنمون دایره‌ای شکل و لایه‌بندی متحدالمرکز توده نیمه عمیق کوه سوخته، گسترش

بافت‌های پورفیری در سنگ‌های توده که نشانه عمق استقرار در اعماق کم 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.

#### ۴-۹-۵- بالونی شدن

در مطالعات گرانشی الیور و همکاران (۱۹۹۹) برای جایگیری گرانیت‌های درجه پایین پیرنن پوسته بالای این نو هندسه جایگیری (بالونی) پیشنهاد شده است. یک پیوستگی بین تعریف بالونی شدن و صعود دیاپیری در ماگماهای گرانیتوئیدی 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 گرانیتوئیدی و همچنین در سنگ میزبان می‌تواند نشان‌دهنده انطباق زیاد بین چین‌خوردگی رسوبات انباشته، دایر متحدالمرکز، برگواره‌های مغناطیسی موازی با حاشیه و غیره باشد. این شرایط توصیف‌کننده مدل 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 ژئولوژیکی 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 نشات می‌گیرد و با فشار به داخل مخزن ماگمایی تزریق و منجر به افزایش حجم مخزن می‌گردد. تشکی یک اتاق ماگمایی 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 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 پهن‌شده در اثر فشار در ناحیه استوایی بالون با ملایمت به سمت بیرون شیب می‌گیرند و به‌صورت بیضوی‌های پهن‌شده در منطقه بام بالون درمی‌آیند. تورم مخزن ماگمایی، سنگ دیواره نرم و شکل پذیر را به اطراف هل داده (گودین، ۱۹۹۴؛ بست و کریستینسن، ۲۰۰۱؛ سیفی‌وند، ۱۳۹۵). و با ورود بیشتر و پیشرفت ماگما به داخل مخزن یک برگوارها مغناطیسی کم و بیش متحدالمرکز درون توده به موازات محل تماس ایجاد می‌شود (رمزی، ۱۹۷۵؛ سیلوستر و همکاران، ۱۹۷۸؛ بتمن، ۱۹۸۵؛ کوریوکس، ۱۹۸۷؛ پترسون، ۱۹۸۹؛ پترسون و همکاران، ۱۹۹۱؛ سیفی‌وند، ۱۳۹۵). چگونگی استقرار توده‌های گرانیتی و ساختارهای مربوط به آن‌ها را در (شکل ۵-۱۸) نشان می‌دهد. در مرحله بعدی توده نفوذی از قسمت خارج به سمت داخل توده سرد می‌شود. ماگمایی که در پوسته صعود می‌کند سردتر و گرانوتر 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 ۵-۱۸- مقایسه عوارض ساختاری حاص از دو مکانیسم بالونی شدن (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 نشان‌دهنده‌ی 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) استقرار دیاپیری. ۱) دم دیاپیر از عمق به پوسته بالا می‌آید. ۲) 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 برگواهی 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 مسطح شدگی را در اثر بالا آمدن ماگما به وجود آورده است. (برگرفته‌شده از کلمنز و همکاران، ۱۹۷۷).

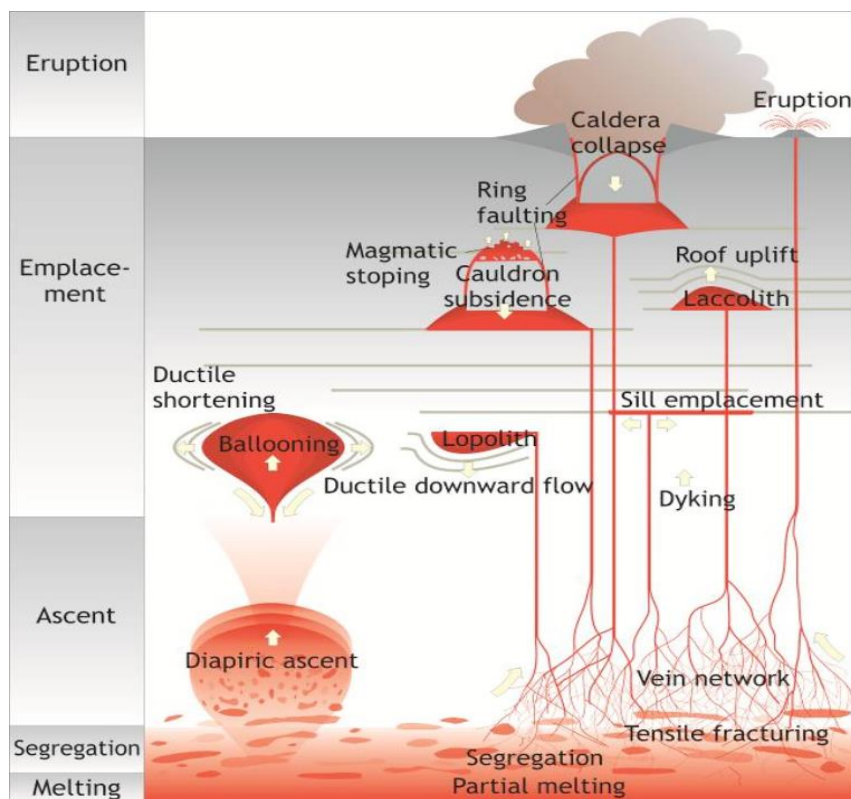
این فرایند منجر به بال‌آمدگی گنبد و انبساط شعاعی بدنه ماگمایی متوقف‌شده می‌شود (روبین گیل، ۲۰۱۰). در این وضعیت توده نیمه کروی است و سطح کروی و سیال داخلی توده ماگمایی را (از جهت

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 منطقه بندی ترکیبی متحدالمرکز به وجود آمده و یک برگوارگی 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 سنگ‌پوشش 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. (سیگسموند و بیکر، ۲۰۰۰؛ مولینکس و هاتن، ۱۹۹۹؛ هولدر و پیتچر، ۱۹۸۱؛ برگر، ۱۹۷۲)

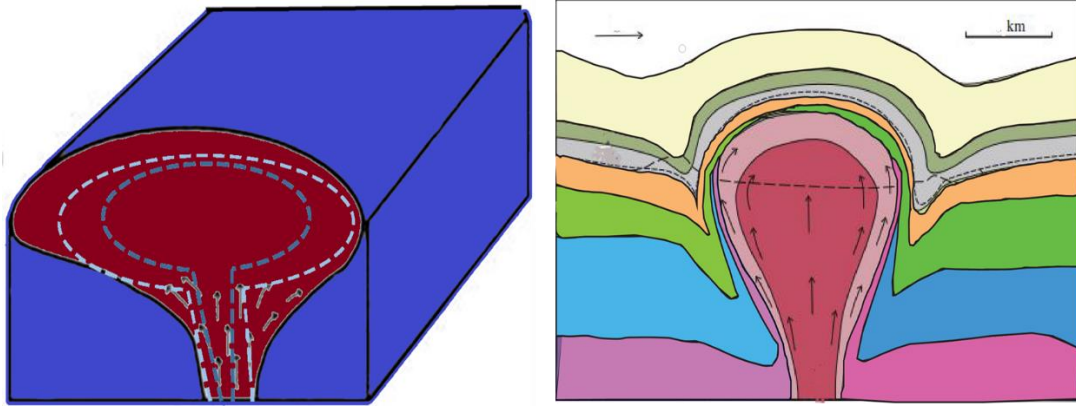
## ۱۱-۵- الگوی جایگیری توده نیمه عمیق کوه سوخته

تاکنون سازوکارهای متعددی برای جایگیری توده‌های نفوذی ارائه شده است. برخی از آنها شامل تزریق به صورت دیپایری (کرودن، ۱۹۸۸) بادکنکی (رمزی، ۱۹۸۹) یا دایک گونه (کلمز و موور، ۱۹۹۲) و یا با دگرشکلی همراه می‌باشد (هاتن، ۱۹۸۲؛ کاسترو، ۱۹۸۵؛ هاتن و همکاران، ۱۹۹۰). با توجه به شواهدی که تا اینجا ارائه شده کاملاً بدیهی است که شکل ظاهری توده نفوذی مورد مطالعه و همچنین الگوهای برگوارگی و خطوارگی حاصل از فابریک مغناطیسی امکان جایگیری آن را از طریق یکی از مکانیسم‌های صعود دیپایری یا بالونینگ ممکن می‌سازد (شکل-۵-۲۰). در توده‌های نفوذی که به روش مذکور جایگیری می‌نمایند: ۱- شکل توده دایره‌ای یا بیضی، ۲- جابه‌جایی عمودی سنگ‌های میزبان، ۳- الگوی برگوارگی به موازات حاشیه توده می‌باشد. این موارد در توده مورد مطالعه مشاهده شده است.

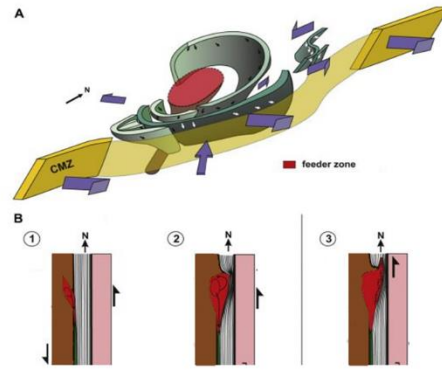
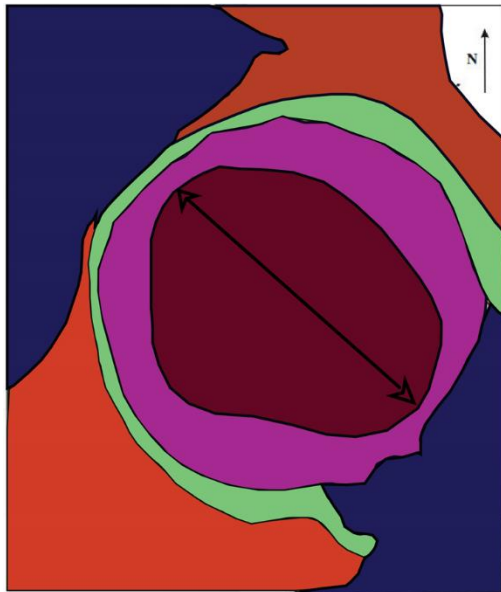
همان‌گونه که تاکنون شواهدی از امکان جایگیری توده نیمه عمیق به‌صورت بالونینگ، چاه‌موسی (سیفی) - وند) و کو چفت (عابدینی). در قالب پایان‌نامه ارائه شده است. ۱- وجود آنکلاوها در حاشیه توده و در محل تماس توده با سنگ‌های میزبان حالت پهن‌شده دارند. ۲ شکل توده دایره‌ای شکل است. ۳ الگوی برگوارگی به موازات حاشیه توده است؛ با توجه مطالعات انجام شده و نظریه‌های موجود در بالا (سیفی‌وند، ۱۳۹۵، ۱۳۹۶). و همچنین الگوهای برگوارگی به موازات حاشیه بوده است و رخنمون این توده به‌صورت دایره‌ای هستند امکان جایگیری این توده نیمه عمیق به‌صورت بالونینگ محتمل‌تر به نظر می‌رسد.



شکل ۵-۱۹- الگوی انواع سازوکارهای جایگزینی

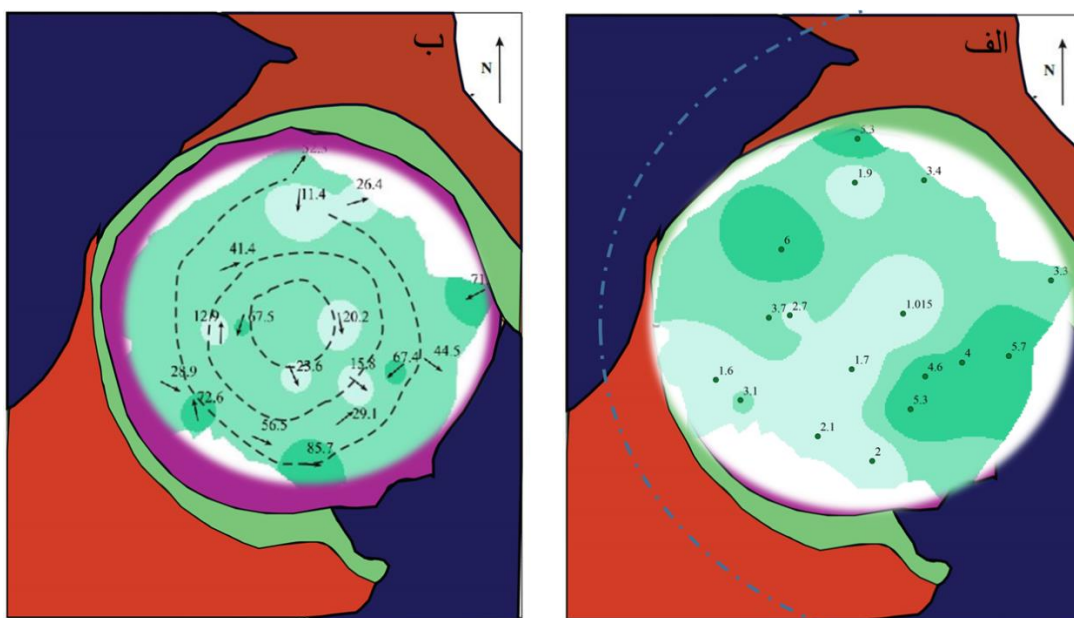


شکل ۵-۲۰- الگوی سازوکار جایگزینی توده نیمه عمیق کوه سوخته.



شکل ۵-۲۱- چگونگی انبساط درجا و استقرار به روش بالونی شدن در منطقه کوه سوخته.





شکل ۵-۲۲- طرح نمادین ایجاد حوضه متحدالمرکز برای جایگیری توده نیمه عمیق کوه سوخته الف، پارامتر P و ب، خطوارگی.

## ۱۲-۵- نتیجه گیری

طبق مطالعات صحرایی و پتروگرافی توده نیمه عمیق کوه سوخته ترکیب سنگی آندزیت پورفیری است. این توده نیمه عمیق دایره‌ای شکل به لحاظ ترکیب به دو بخش مرکزی و حاشیه‌ای قابل تقسیم می‌باشد. بخش مرکزی دارای رنگ روشن‌تر و ترکیب آندزیت پورفیری پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت دار با زمینه روشن‌تر بوده. بخش حاشیه‌ای دارای ترکیب اسیدی‌تر همراه با کانی مافیک‌تر پیروکسن می‌باشند. در اطراف توده ساب ولکانیک مذکور به‌ویژه در بخش‌های شمالی و غربی آن واحدهای آذرین بیرونی به صورت لیتیک کریستال توف با ترکیب حدواسط تا بازیک به رنگ قهوه‌ای روشن تا قرمز همراه با میان‌لایه‌های آگلومرائی، برش و سنگ‌های ولکانیک دیده می‌شود. و در بخش‌های جنوبی شرقی توده نیز آگلومرا مرکب از قطعات آندزیت پورفیری خاکستری با زمینه شیشه‌ای به رنگ خاکستری تا قهوه‌ای است.

مهمترین حامل رفتار مغناطیسی در توده نیمه عمیق کوه سوخته منیتیت است و تغییرات مقادیر Km با تغییرات فراوانی این کانی ارتباط مستقیمی دارد. تورق‌های مغناطیسی در این توده در بسیاری از موارد با روندهای حاشیه‌ای موازی‌اند و با مرکز توده متفاوت است. بزرگای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی و همچنین منحنی‌های ترمومغناطیسی به‌دست‌آمده از نمونه‌های سالم و دگرسان شده با فرایندهای دگرسانی موجود در توده نیمه‌عمیق کوه سوخته، به خوبی مطابقت می‌نماید. مقادیر P و T نشان می‌دهند که برگوارگی مغناطیسی آشکاری در این توده وجود دارد. افزون به براین، میان مقادیر P و شدت دگرشکلی نیز ارتباط مثبت و مستقیمی دیده می‌شود.

## پیشنهادهات

به منظور افزایش بهره‌مندی از مطالعات پیشرو در منطقه کوه سوخته موارد زیر پیشنهاد می‌شود

انجام مطالعات ژئوشیمیایی به منظور دستیابی به ژنز و تحولات مخزن،

بررسی پتانسیل کانه‌زایی توده‌ی مورد مطالعه؛

بررسی دگرسانی‌های منطقه و تبادلات جرمی صورت گرفته

# 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)، "تایج اولیه ناهمسانگردی مغناطیس پذیری در توده گرانیتوئیدی شاهکوه (جنوبشاهرود)" پژوهشکده 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، (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 چاه موسی (شمال غرب ترود، استان سمنان)" دانشکده علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس

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

گی، روبین، (۱۳۸۸). "راهنمای کاربردی سنگ‌ها و فرایندهای آذرین" اله پور، ا، شبانی، ف، ا، انتشارات رزقی، خراسان جنوبی ۲۱۴-۳۱۴.

بدلو س، (۱۳۹۰). پایان‌نامه 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، (۱۳۶۸)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوژی قو ولکانوپلوتونیک رشته‌کوه کوه زر- ترود و مجموعه‌های کانه‌زایی وابسته"، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران.

خادمی م، (۱۳۸۶)، رساله دکتری: "ویژگی‌های ساختاری و وضعیت زمین‌شناسی منطقه ترود"، دانشگاه شهید بهشتی، صفحه ۲۰۰.

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

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

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

ساکي ، صادقيان م، (۱۳۹۲)، " ارتباط متقابل بين ژئوشيمي و ناهمگني پذيرفتاري مغناطيسي (AMS) در توده گرانيتويدي بوئين- مياندشت "اولين همایش زمین شناسی کاربردی ایران، دانشگاه دامغان. ساکی ، صادقيان م، قاسمی ح، (۱۳۹۴)، " تفسير فابريك‌های مغناطيسي مبتنی بر تغييرات ناهمسانگري پذيرفتاري مغناطيسي در توده گرانيتويدي بوئين- مياندشت " پژوهشکده علوم زمین ، شماره ۹۸، ص، ۳۹۸-۳۹۴.

سيفيوند ع، (۱۳۹۵)، سازوکار جايگيري گنبد آذرین نیمه عمیق چاه موسی (شمال غرب تروود- جنوب شاهرود) را با استفاده از روش ناهمسانگري پذيرفتاري مغناطيسي (AMS) مطالعه نموده است.

شکاري س، (۱۳۹۰)، پايان نامه کارشناسی ارشد "برسی مکانيسم جايگزينی توده گرانيتويدي درّه باغ(شمال غرب اليگودرز) با استفاده از روش انيزوتروپی خودپذيري مغناطيسي (AMS)، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.

عابدینی ا، (۱۳۹۶)، ساز و کار جايگيري گنبد آذرین نیمه عمیق منطقه کوه چفت با استفاده از روش ناهمسانگري پذيرفتاري مغناطيسي (AMS)، پايان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی پترولوژی، دانشگاه صنعتی شاهرود.

اسکندري م، (۱۳۹۶)، نحوه توزيع مذاب در دايک موجود در توده نیمه عمیق چاه موسی (شمال غرب تروود- جنوب شاهرود) با استفاده از روش ناهمسانگري پذيرفتاري مغناطيسي (AMS)، پايان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی پترولوژی، دانشگاه صنعتی شاهرود.

شيبی م، (۱۳۹۴)، " تغييرات الگوهای فابريك مغناطيسي توده‌های نفوذی در طی انوا دگرساني‌های گرمایی " بيست و سومين همایش بلورشناسی و کانيشناسی ایران، دامغان.

شیبی م، پورعلیزاده مقدم، م، (۱۳۹۳)، " سازو کار جایگیری توده گرانیتوئیدی پنج کوه با استفاده از روش فابریک مغناطیسی " پژوهشکده علوم زمین ، سال ۲۴ شماره ۹۶، ص، ۱۷۲-۱۲۸.

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 توده ی گرانیتوئیدی زاهدان در پرتو روش AMS، فصلنامه علوم سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی شماره ۶۶، ص، ۱۵۹-۱۳۴.

کنعانیان، علی؛ الیاسی، م؛ نظری وانانی، م (۱۳۸۵)، " بررسی نحوه جایگیری توده کوارتز دیوریت پورفیری سلفچگان بر اسا شواهد صحرایی و پتروگرافی " مجله علوم دانشگاه تهران ۳۲، ۱(۱۱۱۱)

کی نژاد، آ.، پورکرمانی، م، (۱۳۸۷)، رساله دکتری " : تحلی دینامیکی شکستگی های شمال منطقه تروود- 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، (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)، ایان نامه کارشناسی ارشد، بررسی انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی در توده گرانیتی شاهکوه "، دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران

هوشمندزاده، علوی نائینی م، حقی پور ع، (۱۳۷۵)، " تحول پدیده های زمین شناسی ناحیه ترود "، سازمان زمین شناسی کشور.

۱. میرنژاد، ح، لنکرانی، م. (۱۳۹۲)، روش های تجزیه ی دستگای در علوم زمین، انتشارات دانشگاه تهران، ۳۰۴ صفحه.

۲. اسماعیلی، د.، طبخ شعبانی، ا.ع.، نجار، ح.، رضایی، م.، (۱۳۹۲)، استفاده از شیمی کانی آمفیبول در بررسی ویژگی‌های ماگمایی و سازنده و زمین دما - فشارسنجی توده‌های گرانیتوئیدی شمال غرب ساوه، ایران مرکزی، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۳، ص ۴۱۷-۴۳۰.



- 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 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. Vauchez A. (1994). "The Pombal granite pluton: magnetic fabric, emplacement and relationship with the Brasiliano strike-slip setting NE Brazil (Parabita 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 Brazil), phys" **Earth Plan. Inter., 89,** pp63-75.
- Aydin A. Fere E.C. Aslan Z. (2007) "The magnetic susceptibility of granitic rocks as 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.

- Becker J.K., Siegesmund S., Jelsma H.A. (2007) "The Chinamora batholith, Zimbabwe structure and emplacement-related magnetic rock fabric" **Journal of Structural Geology** **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 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 Astralian 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 measurements” **Earth andPlanetary Science Letters**, **41**, pp254-264.

emplacement in a transcurrent orogen” **Tectonophysics**, **297**, pp 351- 374.

Esmaily, D., Bouchez, J. L. & Siqueira, R.,(2007) “ Magnetic fabrics and microstructures of Jurassic Shah- Kuh granite pluton (Lut Block, Estern Iran) andgeodynamic 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 metallogensis 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 Canbridge,UK**p 618.
- Ghulamghash 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"
- Ghulamghash 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 Cretaceous times – part I: petrogenesis and K/Ar dating" **J of Asian Earth Sciences.**,**35**, pp401-415.
- Ghulamghash, 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 processes a practical guide**”, Department of earth Sciences 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 geochemical 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 Ardara 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 Troid-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.
- 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 grarnitoids" **J of Structural Geology.**, **11.**, pp349-363.
- Majumder, S. & Mamtani, M. A. (2009) "Magnetic fabric in the Malanjkhand Granite (Central India) Implications for regional tectonics and Proterozoic suturing of the Indian shield" **Physics of the Earth and Planetary interiors**, **172**, 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.
- Mcphie 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 Troud\_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 Neoproterozoic 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.

Olivier, P., de Saint-Blanquat, M., Gleizes, G. & Leblanc, D., 1997- Homogeneity of granite fabrics at the metre and dekametrescales. in J. L. Bouchez. D. H. W. HULLON and W.E. Stephens (eds.) *Granite: 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. 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. **petrgr**", mitt. V. 24, Zurich.

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 diaper: 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. and Tikoff B. (1997) “Development of magmatic to solid-state fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek granite, Sierra Nevada Batholith, in Granite:

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.

Schmelting 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, chine" **Geofisica internacunal.**, pp42, 83-94.

Stewart A.L., Mcphie J. 2003: Internal strcture 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 Yirk.**, 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 Montain, 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**

Kuhe- Sookhte sub-volcanic intrusion is part of the Toroud – Chah-Shirin magmatic belt and located in the northern part of Central Iranian structural zone. Volcanic-pyroclastic sequences of Eocene including of volcanic breccia, agglomerate and red-purple tuff are the host rocks. The studied elliptical - shaped and sub-volcanic intrusion is hornblende porphyritic andesite in composition and calc-alkaline, and cut volcanic-pyroclastic sequences. Plagioclase is the main constituent mineral, hornblende and small amount of biotite, magnetite, apatite are the most important accessory minerals. Different types of alterations including of phyllic and less chloritic are observed at some samples. In order to investigation of the emplacement mechanism of this sub-volcanic intrusion, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is used. Since the bulk magnetic susceptibility ( $K_m$ ) of all samples is higher than  $0/4$  SI, the intrusion belongs to ferromagnetic and magnetite series granites. The highest degree of anisotropy (P%) the northern east to west - southwest of the intrusion. Despite the relatively high strain. Highest areas and around the roof of Kuhe-Sookhte intrusion, shape parameter (T) is oblate and positive. Some stations at the southwestern part of andesite intrusion have high-plunge magnetic lineations and prolate shape parameters. This part can consider as feeder zone. The absence of petrographic zonation, concentric pattern through the sub-volcanic intrusion from core to contact with country rocks, oblate fabric at the floor of intrusion, intense crushing and deformation at the country rocks especially at western margins 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 studied intrusion, it can be concluded that a dextral shear zone providing tensional spaces required for magma ascend and emplacement at Torud-chahshirin magmatic belt.

**Keywords:** Sub-volcanic intrusion, Kuhe- Sookhte, Mineral chemistry and Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS)



**Shahrood University of Technology**

**Faculty of earth sciences**

**MSc Thesis in Petrology**

**Mineral chemistry and emplacement mechanism of Kuhe-Sookhte subvolcanic intrusion (NW Toroud - South Shahrood) using by anisotropy of magnetic susceptibility method (AMS)**

**By: Edris Bakhtavar**

**Supervisor:  
Dr Maryam Sheibi**

**September 2019**

