

سورة الاحقاف



دانشکده: علوم زمین

گروه: پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی

بررسی سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو (جنوب شرق دامغان) با استفاده
از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)

نگارش:

پروین مجیدی

استاد راهنما:

دکتر مریم شیبی

استاد مشاور:

دکتر مهدی رضایی کهخایی

پایان نامه ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

بهمن ۱۳۹۲

تقدیم بہ:

خدائی کہ آفرید جهان را، انسان را، عقل را، علم را، معرفت را، عشق را...

کسانی کہ عشقان را، در وجود دمید

و آنان کہ وجود جزئیہ وجودشان نیست،

پروماہ عزیزم

او کہ آموخت مرا تا موزم،

استاد کرامی سرکار خانم دکتر مریم شبلی

و

تقدیم بہ خود خودم.

تقدیر و شکر

پاس خدای را که سخنوان، در ستودن او بماند و شازندگان، شمردن نعمت های او ندانند و کوشندگان، حق او را کزاردن نتوانند، آفریدگاری که خویشتن را به ما شناساند و درهای علم را بر ما گشود و عمری را عطا فرمود تا بدان، بنده ضعیف خویش را در طریق علم و معرفت بیازماید.

این پیام نامه بعد از توکل بر خدا، کمک استاید و حمایت خانواده ام، نتیجه تلاش صادقانه و شبانروزی خودم بوده است. که در مدت تالیف و تصحیح آن زندگی را بر خود حرام کردم و از آغاز بدفتم این بود که صداقت، دقت، صحت و صمیمیت را در آن بگنجانم.

در اینجا بر خود لازم می دانم از استاد فریخته و فرزانه سرکار خانم دکتر مریم شبی، که در کمال سه صدر، با حسن خلق و فروتنی، از پنبج لگی در این عرصه بر من دینغ نمودند و زحمت راهنمایی این رساله را بر عهده گرفتند تقدیر و شکر نمایم. ایشان که با نکته های دلایز و گفته های بلند، صحیفه های سخن را علم پرور نمود، همواره راهنما و راه کشای ایجاب در اتمام و تکمال پیام نامه بوده است؛

از استاد صبور و با تقوا، جناب آقای دکتر مهدی رضایی، که زحمت مشاوره این رساله را متقبل شدند کمال شکر و قدردانی دارم؛

از زحمات آقایان دکتر محمود صادقان، دکتر قاسم قربانی، دکتر فریدون موسیوند، دکتر علیمحیمن و سرکار خانم دکتر آناهیتا کی نژاد که با صبر و حوصله، ایجاب ریاری نمودند کمال شکر و امتنان را دارم؛

از پدر و مادر عزیزم این دو معلم بزرگوارم که همواره بر کوتاهی و درستی من، قلم عنقو کشیده و گریانه از کنار غفلت هایم گذشته اند و در تمام عرصه های زندگی یار و یاور بی چشم داشت برای من بوده اند، باشد که این خردترین، نحشی از زحمات آنان را پاس گوید؛

در نهایت مراتب پاس خود را از زحمات خواهران عزیزم نسرن، سیه و دنیا و برادرانم امیدا، وحید و نوید و دوستانم سرکار خانم ملیکا عسکری، فاطمه ملکی، و همچنین آقای محسن حمیدی اعلام می دارم.

به امید روزی که نتیجه پشتکارم را ببینم...

چکیده

توده گرانیتوئیدی چالو، در جنوب شرق شهرستان دامغان و در شمالی‌ترین بخش پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. این توده از نظر ژئوشیمیایی، از نوع کالک‌آلکان بوده و دارای ماهیت متاآلومین متعلق به گرانیتوئیدهای نوع I قوس‌های آتشفشانی (VAG) می‌باشد. تزریق توده نفوذی در درون سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی، و محلول‌های گرمایی حاصل از آن‌ها، ضمن دگرسان کردن سنگ‌های میزبان باعث کانی‌سازی در این محدوده شده است. بر اساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی، توده گرانیتوئیدی چالو، دارای ترکیب سنگ‌شناسی متشکل از مونزودیوریت و کوارتزیدیوریت است. این توده دارای بافت‌های پورفیروئیدی و تراکیتوئیدی بوده و از کانی‌های پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن تشکیل شده است. در مجموع دو فاز دگرسانی متفاوت در این توده قابل شناسایی است. اولین فاز دگرسانی از نوع پروپیلیتی با مجموعه کانی‌های اپیدوت و کلریت مشخص می‌شود. این نوع دگرسانی به صورت فراگیر و با شدت بیشتری در واحد مونزودیوریتی روی داده است. فاز دوم دگرسانی از نوع آرژیلیتی و به صورت محلی و بیشتر در نزدیک شکستگی‌های بزرگ منطقه قابل مشاهده است. در این سنگ‌ها، به ویژه در حاشیه سنگ‌های مونزودیوریتی انکلاوهای ریزدانه فراوانی مشاهده می‌شود. همچنین، قطعاتی از سنگ‌های میزبان و توف‌های کربناته به صورت زینولیت‌های زاویه‌دار در داخل آن قابل مشاهده است.

در این پژوهش سازوکار جایگیری توده نفوذی چالو، به روش ناهمسانگردی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)، مورد بررسی قرار گرفت. از بررسی پارامترهای مغناطیسی نمونه‌های به دست آمده نتایج زیر حاصل گردید.

- پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) اندازه‌گیری شده بر حسب μSI برای مونزودیوریت‌ها، ۲۸۸۷۲ و کوارتزیدیوریت‌ها ۲۱۴۸۷ می‌باشد. در مجموع این توده به دلیل دارا بودن (Km) بیشتر از $500 \mu\text{SI}$ به گرانیت‌های فرومغناطیس تعلق داشته و منیتیت مهمترین عامل اصلی ایجاد رفتار مغناطیسی در آن‌ها می‌باشد.
- گردش سیالات گرمایی از میان توده نفوذی باعث ایجاد تغییرات مهم کانی‌شناسی شده و خواص مغناطیسی اصلی توده را تغییر داده است. بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده در توده نفوذی بر حسب نوع دگرسانی تغییرات متفاوتی را نشان می‌دهد، به گونه‌ای که پذیرفتاری مغناطیسی از نمونه سنگ‌های سالم به سمت سنگ‌های حاصل از دگرسانی‌های پروپیلیتی و آرژیلیکی به طور مشخصی کاهش می‌یابد. این یافته نشان می‌دهد که چگونه میزان بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی، ضمن فرآیند دگرسانی به علت حذف یا کاهش در اندازه منیتیت و تبدیل آن به کانی هماتیت کاهش می‌یابد.
- تمامی ریزساخت‌های موجود در توده گرانیتوئیدی چالو، از نوع ماگمایی می‌باشند.
- بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و فابریک‌های مغناطیسی (روند خطواره‌ها و امتداد برگواره‌های مغناطیسی و پارامترهای مغناطیسی $K_1, K_2, K_3, K_m, P\%$ و T) نشان می‌دهد که پلوتون مزبور در دو مرحله و با دو سازوکار متفاوت جایگیری نموده است. واحد مونزودیوریتی با بافت غالب پورفیروئیدی و الگوهای خطوارگی و برگوارگی شمالی-جنوبی موازی با حاشیه توده در امتداد بازشدگی‌های کششی یک زون برشی راستالغز جایگیری و واحد کوارتزیدیوریتی همزمان یا اندکی بعد از آن به صورت دایک و در امتداد شکستگی‌های نوع p جایگیری نموده است. الگوی فابریک مغناطیسی و همچنین کلوجه‌ای بودن شکل بیضوی مغناطیسی، همراه با بافت غالب تراکیتوئیدی در دیواره‌ها، در این واحد با الگوی فابریک غیر عادی در دایک‌ها مطابقت نموده و جهت‌گیری کانی پلاژیوکلاز جهت جریان ماگما را نشان می‌دهد.

کلمات کلیدی: چالو، روش ناهمسانگردی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی، دگرسانی، زون برشی راستالغز.

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

- ✓ تعیین زون های دگرسانی با استفاده از فابریک مغناطیسی در توده نفوذی مرتبط با اسکارن چالو، (جنوب شرق دامغان). پنجمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، شهریور ۹۲.
- ✓ شواهد دگرسانی در توده نفوذی همراه با اسکارن آهن چالو (جنوب شرق دامغان). سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین، دانشگاه فردوسی مشهد، بهمن ۹۲.
- ✓ Sheibi M. Majidi P. Rezaei Khkhayy. (2013) Effect of hydrothermal alteration on magnetic susceptibility of Challu Pluton, SE Damghan- Iran, Goldschmidt Conference Abstracts, P 2191.
- ✓ سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو با استفاده از روش فابریک مغناطیسی. فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پذیرش چاپ، بهمن ۹۲.
- ✓ کاربرد روش ناهمسانگردی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) در ژئوشیمی. مجله زمین شناسی کاربردی ایران، پذیرش چاپ، بهمن ۹۲.

فهرست مطالب

عنوان

چ	چکیده
خ	فهرست مطالب
ر	فهرست شکل‌ها
س	فهرست جداول

فصل اول: کلیات

۲	مقدمه
۲-۱	موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه
۲-۱	ریخت‌شناسی منطقه
۳-۱	تاریخچه مطالعات پیشین در منطقه
۴-۱	تاریخچه مطالعات پیشین در زمینه AMS
۵-۱	اهداف مطالعه
۶-۱	روش انجام تحقیق و مطالعه

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی منطقه

۱۶	مقدمه
۱-۲	پهنه ساختاری ایران مرکزی
۲-۲	زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه
۳-۲	واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه
۱-۳-۲	پالئوزوئیک
۲-۳-۲	مزوزوئیک
۳-۳-۲	سنوزوئیک
۴-۳-۲	کواترنر (آبرفت‌ها و واریزه‌ها)
۴-۲	انکلاوهای مشاهده شده در توده نفوذی مورد مطالعه
۵-۲	کانی‌زایی در منطقه مورد مطالعه
۶-۲	زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک
۱-۶-۲	گسل‌ها و شکستگی‌های مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه
۷-۲	دایک‌ها
۴۲	نتیجه‌گیری

فصل سوم: پتروگرافی

مقدمه.....	۴۴
۱-۳- پتروگرافی واحدهای مختلف توده گرانیتوئیدی چالو.....	۴۴
۱-۱-۳- واحد مونزودیوریت.....	۴۶
۱-۱-۳- بافت‌ها.....	۴۶
۱-۱-۳-۲- کانی‌ها.....	۵۰
۱-۳-۲- واحد کوآرتزیدیوریت.....	۶۳
۱-۳-۲- بافت‌ها.....	۶۳
۱-۳-۲-۲- کانی‌ها.....	۶۶
۲-۳- دگرسانی‌های مشاهده شده در توده نفوذی مورد مطالعه.....	۷۳
۱-۲-۳- فاز اول: دگرسانی پروپلیتی.....	۷۴
۲-۲-۳- فاز دوم: دگرسانی آرژیلیتی.....	۷۶
۳-۳- پتروگرافی اسکارن چالو.....	۷۹

فصل چهارم: سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو

مقدمه.....	۸۵
۱-۴- مروری اجمالی بر تاریخچه روش AMS.....	۸۶
۲-۴- ناهمسانگردی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS).....	۸۷
۳-۴- عوامل تأثیرگذار بر پذیرفتاری مغناطیسی کانی‌ها.....	۹۶
۴-۴- نمونه‌برداری و اندازه‌گیری داده‌های مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی چالو.....	۹۷
۱-۴-۴- روش نمونه‌برداری صحرائی.....	۱۰۰
۲-۴-۴- روش آماده‌سازی مغزه‌ها در کارگاه.....	۱۰۱
۳-۴-۴- روش اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌ها در آزمایشگاه.....	۱۰۲
۴-۴-۴- خطاها.....	۱۰۳
۵-۴- بررسی نقشه‌های مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی چالو.....	۱۱۱
۱-۵-۴- پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km).....	۱۱۱
۱-۱-۵-۴- مطالعات ترمومغناطیسی.....	۱۲۰
۲-۱-۵-۴- تأثیر اپیدوت بر روی پذیرفتاری مغناطیسی.....	۱۲۳
۲-۵-۴- درصد ناهمسانگردی (P/.).....	۱۲۳
۳-۵-۴- پارامتر شکل T.....	۱۲۷
۴-۵-۴- الگوی فابریک مغناطیسی.....	۱۳۱
۶-۴- ریزساخت.....	۱۳۴
۱-۶-۴- ریزساخت ماگمایی.....	۱۳۴
۲-۶-۴- ریزساخت‌های غیرماگمایی.....	۱۳۵
۱-۲-۶-۴- ریزساخت‌های ساب ماگمایی.....	۱۳۵
۲-۲-۶-۴- ریزساخت‌های ساب سولیدوس.....	۱۳۶
۱-۲-۲-۶-۴- ریزساخت‌های ساب سولیدوس حالت جامد دما بالا.....	۱۳۶

- ۴-۲-۲-۲- ریزساخت‌های ساب سالی‌دوس حالت جامد دمای پایین..... ۱۳۶
- ۴-۷- پهنه‌بندی توده گرانیتوئیدی چالو..... ۱۳۷
- ۴-۸- مدل جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو..... ۱۴۱

فصل پنجم : خلاصه و نتیجه‌گیری

- ۵-۱- نتیجه‌گیری..... ۱۴۹
- ۵-۲- دگرسانی موجود در توده گرانیتوئیدی چالو..... ۱۵۰
- ۵-۳- سازوکار جایگیری ۱۵۱
- پیشنهادات..... ۱۵۶
- پیوست..... ۱۵۷
- منابع فارسی..... ۱۶۴
- Refrence..... ۱۶۶

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه ۳
- شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای و تصاویری از کمر بند آتشفشانی و روستاهای نزدیک منطقه ۵
- شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه تقسیم‌بندی ایران آقناباتی ۱۵
- شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی محدوده چالو ۲۰
- شکل ۳-۲- تصاویری از واحدهای سنگی سازنده توده گرانیتوئیدی چالو ۲۵
- شکل ۴-۲- تصاویری از انکلاوهای منطقه مورد مطالعه ۲۷
- شکل ۵-۲- تصاویری از کانه‌زایی در منطقه چالو ۲۹
- شکل ۶-۲- تصاویری از شواهد صحرایی مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه ۳۱
- شکل ۷-۲- تصاویری از توف کربناته و بلور فلدسپار ماهی شکل ۳۲
- شکل ۸-۲- نقشه شکستگی‌های شمال منطقه ترود- معلمان ۳۶
- شکل ۹-۲- تصاویری از دایک‌ها و گسل‌های موجود در منطقه چالو ۳۸
- شکل ۱۰-۲- نمودار گل سرخی داده‌های برداشت شده از گسل‌ها و دایک‌ها ۳۹
- شکل ۱-۳- تصاویر میکروسکوپی از انواع بافت‌ها در واحد سنگی مونزودیوریتی ۴۸
- شکل ۲-۳- تصاویر میکروسکوپی از انواع پلاژیوکلازها در واحد سنگی مونزودیوریتی ۵۳
- شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکوپی از حضور آلکالی فلدسپار در مونزودیوریت‌ها ۵۴
- شکل ۴-۳- تصاویری از کانی آمفیبول در نمونه‌های سالم و دگرسان شده ۵۶
- شکل ۵-۳- تصاویر میکروسکوپی از کانی یوتیت در مونزودیوریت‌ها ۵۷
- شکل ۶-۳- تصاویری میکروسکوپی از حالت‌های مختلف کانی پبروکسن در مونزودیوریت‌ها ۶۰
- شکل ۷-۳- تصاویری از کانی کوارتز در مونزودیوریت‌ها ۶۱
- شکل ۸-۳- تصاویری از اشکال مختلف کانی منیتیت در مونزودیوریت‌ها ۶۲
- شکل ۹-۳- تصاویر میکروسکوپی از کانی فرعی آپاتیت و اسفن در مونزودیوریت‌ها ۶۴
- شکل ۱۰-۳- تصاویر میکروسکوپی از انواع بافت‌های مشاهده شده در کوارتزیدیوریت‌ها ۶۵
- شکل ۱۱-۳- تصاویر میکروسکوپی از حضور کانی پلاژیوکلاز در کوارتزیدیوریت‌ها ۶۷
- شکل ۱۲-۳- تصاویری از کانی‌های فرومنیزین در کوارتزیدیوریت‌ها ۶۹
- شکل ۱۳-۳- تصاویری از حضور کانی کوارتز در واحد سنگی کوارتزیدیوریتی ۷۰
- شکل ۱۴-۳- تصاویر میکروسکوپی از تشکیل ماکل شطرنجی در آلکالی فلدسپار ۷۱
- شکل ۱۵-۳- تصاویری از کانی‌های منیتیت، هماتیت و آپاتیت در کوارتزیدیوریت‌ها ۷۲
- شکل ۱۶-۳- رابطه بین انواع دگرسانی، دما و میزان فعالیت H^+ و K^+ ۷۴
- شکل ۱۷-۳- تصاویری از تشکیل اپیدوت و منیتیت ثانویه در اثر دگرسانی پروپلیتی ۷۶
- شکل ۱۸-۳- تصاویری از تشکیل کانی رسی و هماتیت در دگرسانی آرژیلیتی ۷۸
- شکل ۱۹-۳- نقشه پتروگرافی تهیه شده از اندازه، نوع و فراوانی کانی‌های مغناطیسی ۷۸
- شکل ۲۰-۳- تصاویری از نمونه‌های اسکارن چالو ۸۰
- شکل ۱-۴- تصاویری از اعمال میدان مغناطیسی بر روی یک مغزه آماده شده، رفتار پذیرفتاری مغناطیسی کانی‌های فرومغناطیس، پارامغناطیس و دیامغناطیس و نمودار پذیرفتاری مغناطیسی در مقابل کانی‌های مغناطیسی ۸۸
- شکل ۲-۴- طبقه‌بندی مواد بر اساس پذیرفتاری مغناطیسی مواد و تغییرات مغناطیس پذیری ۹۳
- شکل ۳-۴- مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی در برخی از مهم‌ترین انواع سنگ‌های آذرین و رسوبی ۹۴

- شکل ۴-۴- نمایشی از بیضوی مغناطیسی در یک مغزه حفاری شده و وضعیت قرار گیری محورهای مغناطیسی بر روی آن ۹۶
- شکل ۴-۵- موقعیت ایستگاههای برداشت شده بر روی محدوده مورد مطالعه..... ۹۸
- شکل ۴-۶- تصاویری از نحوه نمونه برداری صحرایی و اندازه گیری آزمایشگاهی ۱۰۴
- شکل ۴-۷- تصاویری از دستگاه اندازه گیری پذیرفتاری مغناطیسی MFK1-FA ۱۰۵
- شکل ۴-۸- استریوگرامهای ترسیم شده بر اساس پارامترهای مغناطیسی اندازه گیری شده..... ۱۰۷
- شکل ۴-۹- تصویری شماتیک از عکس العمل کانی منیتیت با اندازه های مختلف ۱۱۱
- شکل ۴-۱۰- نقشه های مقادیر عددی و هم میزان پذیرفتاری مغناطیسی ۱۱۲
- شکل ۴-۱۱- تصاویر میکروسکوپی از انواع منیتیت شناسایی شده..... ۱۱۶
- شکل ۴-۱۲- هیستوگرام درصد فراوانی در برابر بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی..... ۱۱۸
- شکل ۴-۱۳- نمودار پذیرفتاری مغناطیسی در مقابل دما..... ۱۲۱
- شکل ۴-۱۴- نقشه های مقادیر عددی و هم میزان ناهمسانگردی مغناطیسی..... ۱۲۳
- شکل ۴-۱۵- نمودارهای پذیرفتاری مغناطیسی در برابر درجه ناهمسانگردی مغناطیسی..... ۱۲۵
- شکل ۴-۱۶- نقشه های مقادیر عددی و هم میزان پارامتر شکل..... ۱۲۸
- شکل ۴-۱۷- نمودار درصد ناهمسانگردی در برابر پارامتر شکل ۱۲۹
- شکل ۴-۱۸- نقشه های خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی..... ۱۳۱
- شکل ۴-۱۹- تصاویر میکروسکوپی از ریزساخت های مشاهده شده در توده چالو..... ۱۳۵
- شکل ۴-۲۰- نقشه قلمروهای مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی چالو..... ۱۳۹
- شکل ۴-۲۱- طرح شماتیک از شکاف های کششی در زون برشی..... ۱۴۱
- شکل ۴-۲۲- آرایش انواع درزه ها نسبت به جهت محور تنش اصلی بیشینه و شکستگی های اصلی پدیدآورنده آنها..... ۱۴۲
- شکل ۴-۲۳- نمایش شماتیک از گسترش گسل ها در یک زون راستالغز..... ۱۴۳
- شکل ۴-۲۴- مقطع عرضی واحد سنگی کوارتزدیوریت..... ۱۴۶
- شکل ۴-۲۵- مدل پیشنهادی برای جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو..... ۱۴۷
- شکل ۵-۱- نقشه خطوارگی مغناطیسی به همراه نحوه توزیع پارامترهای مغناطیسی بر سطح استریوگرامها..... ۱۵۵

فهرست جداول

- جدول ۱-۲- ویژگی‌های گسل‌های چالو و گندی در کنار دو گسل اصلی ترود و انجیلو ۳۹
- جدول ۲-۲- طبقه‌بندی شکستگی‌های دربرگیرنده رگه‌های کانه‌دار، دایک‌ها در مناطق مختلف معدنی..... ۴۰
- جدول ۳-۲- مشخصات شیب و امتداد مربوط به شکستگی‌ها و دایک‌های منطقه چالو..... ۴۱
- جدول ۱-۳- علائم اختصاری به کار رفته برای کانی‌های توده گرانیتوئیدی چالو..... ۴۶
- جدول ۱-۴- مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی در برخی از کانی‌ها ۹۴
- جدول ۲-۴- داده‌های حاصل از انجام آنالیزهای فابریک مغناطیسی در توده نفوذی چالو ۱۰۶
- جدول ۳-۴- تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی در گروه‌های مختلف سنگی و انواع نمونه‌های سالم و دگرسان شده ... ۱۱۷
- جدول ۴-۴- نمونه‌های ارسال شده به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور جهت تعیین حامل اصلی مغناطیسی. ۱۱۹
- پیوست- جدول ۱- داده‌های خروجی حاصل از اندازه‌گیری پارامترهای اندازه‌گیری شده توسط دستگاه ۱۵۸MFK1-FA

فصل اول

کلیات

مقدمه

در این فصل موضوع و اهداف تعریف شده در این پژوهش معرفی و به طور اجمالی به موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی محدوده مورد مطالعه پرداخته می‌شود. علاوه بر این آب و هوا، ریخت شناسی و تاریخچه مطالعات قبلی منطقه نیز ارائه می‌گردد.

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه

گستره مورد مطالعه در ۱۳۰ کیلومتری جنوب شرق شهر دامغان و در شمال کویر جندق (سه کویر) قرار دارد (شکل ۱-۱). بر اساس تقسیم بندی اشتوکلین (۱۹۶۸) این محدوده در شمالی‌ترین بخش پهنه زمین‌ساختی ایران مرکزی واقع شده است. توده گرانیتوئیدی چالو با روند کلی شمالی- جنوبی و با وسعت حدود ۱۰ کیلومتر مربع در چهارگوش نقشه های ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود و ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان قرار گرفته است. این منطقه دارای مختصات جغرافیایی $۳۲^{\circ} ۵۴'$ تا $۴۰^{\circ} ۵۴'$ طول جغرافیایی شرقی و $۲۰^{\circ} ۳۵'$ تا $۲۵^{\circ} ۳۵'$ عرض جغرافیایی شمالی می‌باشد و تعیین سازوکار جایگیری آن با استفاده از روش ناهمسانگردی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) محور اصلی این پژوهش است.

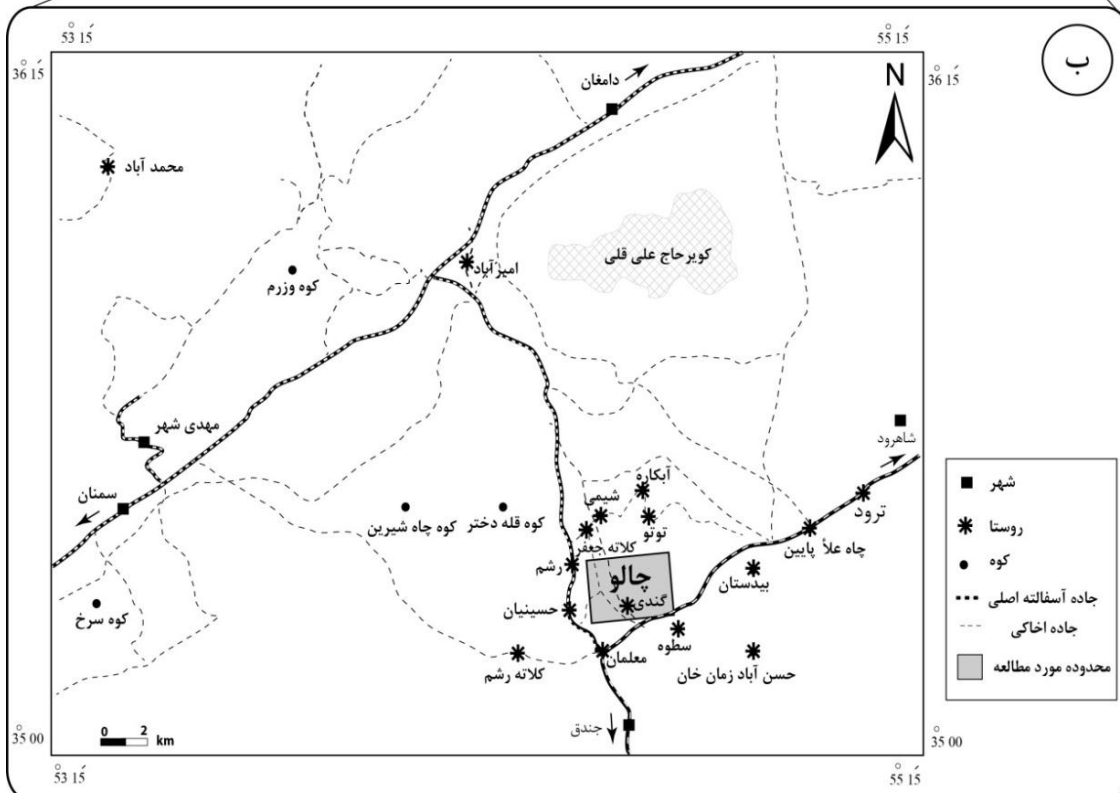
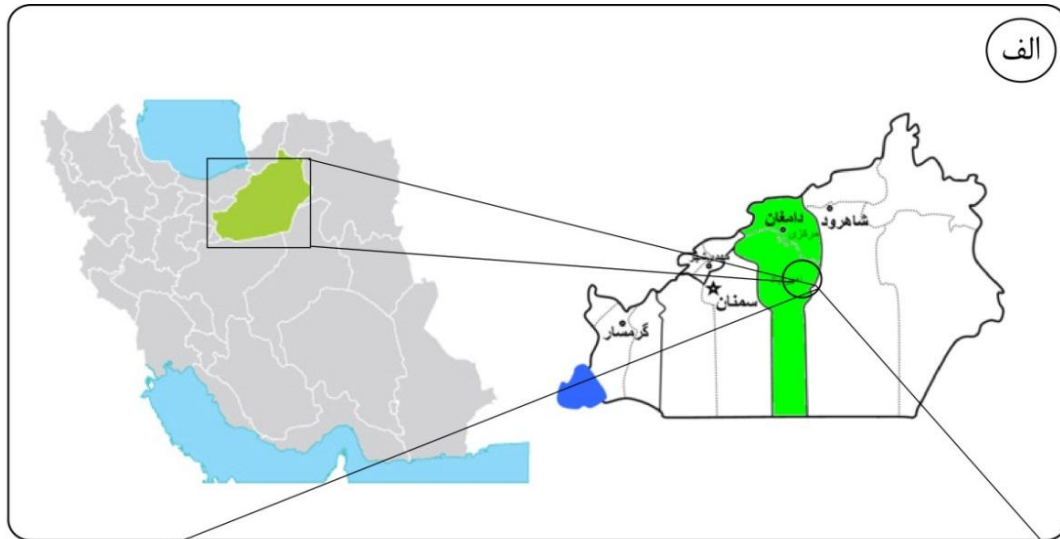
روستاهای بیدستان، مهدی آباد، سطوه و گندی از جمله روستاهای واقع در نزدیکی منطقه مورد مطالعه است و محدوده چالو، در ۱۶ کیلومتری شمال شرق روستای حسینان و در شمال غرب منطقه گندی قرار گرفته است (شکل ۱-۱ب). از مهمترین روستاهای مسکونی با تمرکز جمعیتی بالا، روستای رشم و ترود است که در بخش جنوب غرب منطقه واقع شده است. مسیر اصلی دسترسی به این منطقه جاده آسفalte شاهرود- ترود- معلمان است و نزدیکترین راه دسترسی به ناحیه، جاده دامغان - جندق می باشد. راههای دسترسی به توده چالو در شکل ۱-۱ آورده شده است. مسیرهای دسترسی به این ناحیه به شرح زیر است:

- جاده آسفalte درجه ۲ حسینان- دو راهی گندی (۹ کیلومتر)

- جاده خاکی معدن گندی (۷ کیلومتر)

- جاده خاکی کلاته گندی (۴ کیلومتر)

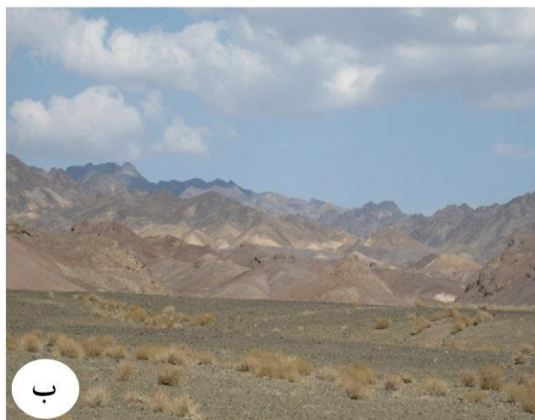
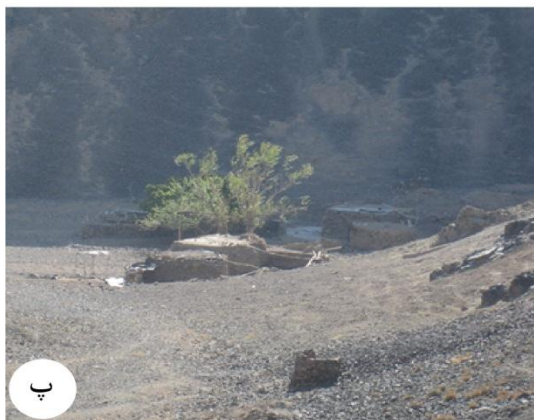
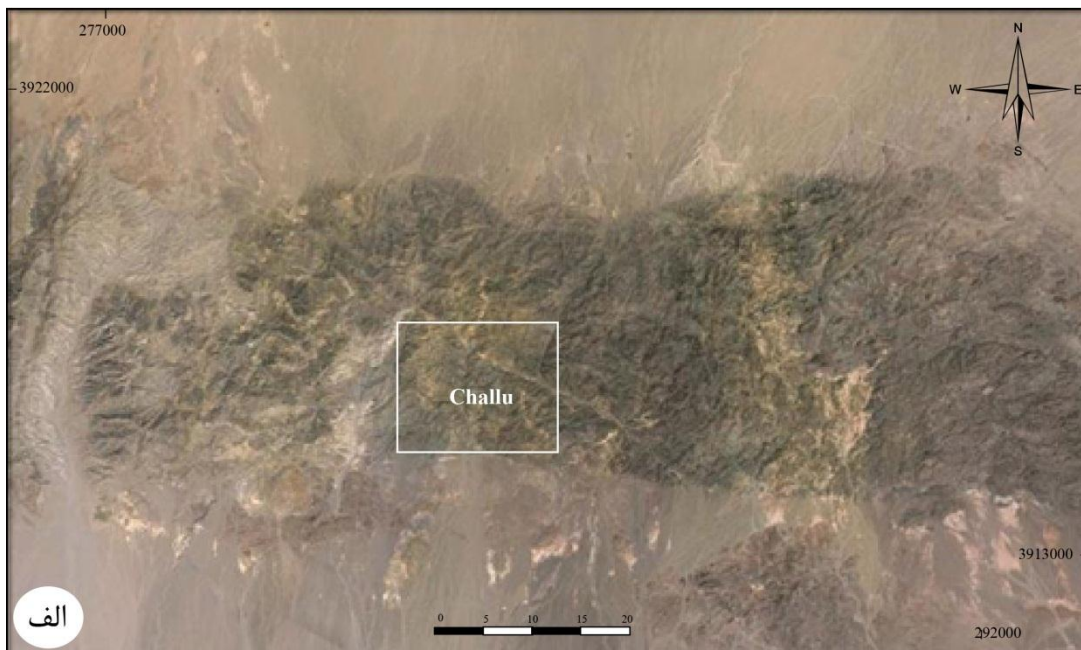
- جاده خاکی کلاته چالو (۵ کیلومتر)



شکل ۱-۱-الف) نقشه‌های نشان‌دهنده موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه که با کادر مشخص شده است (اقتباس از سایت www.Iranview.com) ب) نقشه تفصیلی راههای ارتباطی، شهر و روستاهای موجود در محدوده مورد مطالعه که به کمک نرم افزار Arc GIS 9 ترسیم شده است.

۱-۲- ریخت شناسی منطقه

محدوده چالو، جزئی از کمربند آتشفشانی- نفوذی، ترود- چاه شیرین است (۱-۲الف). این منطقه، کوهستانی و مرتفع بوده و به طرف غرب بر ارتفاع آن افزوده می‌شود. بیش‌تر ارتفاعات منطقه از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن تشکیل شده است (شکل ۱-۲ب). آبراهه‌های منطقه معمولاً طویل و مستقیم بوده و همگی به سوی آبراهه چالو که دارای روند تقریباً شمالی- جنوبی است، زهکشی می‌شوند. ارتفاع در آبراهه چالو ۱۷۰۰ متر است و بلندترین نقطه این منطقه ۲۰۸۵ متر از سطح دریا ارتفاع دارد. به طور کلی این محدوده، از نظر آب و هوایی تحت تأثیر جریان‌های گرم و خشک دشت کویر قرار دارد و عواملی چون دوری از دریا، جهت و امتداد کوه‌ها، ارتفاع مکان و وزش بادهای نیز در آب و هوای آن مؤثر است. در این منطقه بارندگی کم و غالباً به صورت ریزش باران است و تعداد روزهای یخبندان بسیار اندک می‌باشد. میزان رطوبت از غرب به شرق و همچنین از جنوب به شمال منطقه افزایش می‌یابد به طوری که میزان رطوبت نسبی در این منطقه ۵۵ درصد است. با توجه به توپوگرافی و شیب دشت دامغان، مقدار بارش سالانه از ارتفاعات به سمت دشت کویر کاهش می‌یابد به طوری که مقدار متوسط بارش سالانه در حاشیه دشت کویر به ۱۰۰ میلی‌متر می‌رسد. به دلیل پایین بودن میزان بارندگی، پوشش گیاهی این محدوده چندان مطلوب نیست و گونه‌های طاق، قیچ و درمنه در حاشیه ارتفاعات با تراکم اندک و پراکندگی نامنظم رویده‌اند (شکل ۱-۲ب). در برخی از نقاط که سطح ایستابی آب زیرزمینی بالا بوده پوشش گیاهی نسبتاً خوب است و اشکال گونه‌های نبکا نیز مشاهده می‌گردد. از لحاظ کشاورزی محصولات این محدوده بیشتر گندم، خرما و سیر می‌باشد و اکثر ساکنین این منطقه به شغل دامپروری مشغول هستند. در کلاته چالو (شکل ۱-۲پ)، تنها یک خانوار و آن‌هم در تابستان به‌عنوان بیلاق از آن استفاده نموده و در زمستان این خانواده به نقاط جنوبی رفته و در کلاته گندی (شکل ۱-۲ج) و یا روستای سطوه (شکل ۱-۲د) سکنی می‌گزینند.



شکل ۱-۲- الف) تصویر ماهواره‌ای Google Earth از کمر بند آتشفشانی- نفوذی، ترود- چاه شیرین (محدوده مورد مطالعه با کادر مشخص شده است)؛ ب) دور نمایی کلی از کمر بند آتشفشانی- نفوذی، ترود- چاه شیرین (دید به سمت شمال) به همراه پوشش گیاهی پراکنده از درمنه و قیچ در حاشیه ارتفاعات محدوده مورد مطالعه؛ پ) دور نمایی از کلاته چالو؛ ج) دور نمایی از منطقه مورد مطالعه در شمال شرق روستای گندی؛ د) دور نمایی از روستای سطوه واقع در ابتدای ورود به منطقه مورد مطالعه (دید به سمت جنوب غرب).

۱-۳- تاریخچه مطالعات پیشین در منطقه

این محدوده در برگیرنده اندیسهها، کانسارها و معادن متعددی است که باعث شده از سالها قبل تا کنون مورد توجه زمین‌شناسان اقتصادی و مهندسان معدن باشد و گزارشات متعددی از گوشه و کنار این ناحیه به چشم می‌خورد. مهم‌ترین مطالعاتی که در محدوده مورد نظر انجام گرفته است به شرح زیر می‌باشد:

- هلمهاکر^۱ (۱۸۹۸)، هنمک^۲ (۱۸۹۹) و دیچل^۳ (۱۹۴۴) به دلیل پتانسیل اقتصادی بالا، از جمله کسانی بودند که منطقه را با هدف پی‌جویی طلا مورد بررسی قرار دادند. دیچل علاوه بر مطالعات انجام داده درباره ذخایر طلا، عیار و خاستگاه آن را مورد بررسی قرار داد و به این نتیجه رسید که پیدایش طلا با رگه‌های سیلیسی موجود در منطقه و توده‌های گرانیتی شرق کوه‌زر مرتبط است.
- هوبر^۴ و اشتوکلین^۵ (۱۹۵۶) با بررسی بخش‌های جنوبی رشته‌کوه‌های ترود-چاه شیرین نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه را تهیه کردند.
- تقی‌زاده (۱۹۶۸) ضمن بررسی شمال رشته کوه‌های ترود-معلمان به منظور پی‌جویی مس و فیروزه، نقشه معدن فیروزه باغو را تهیه کرد.
- وثوق‌زاده و همکاران (۱۹۷۰) به بررسی ژئوشیمیایی منطقه ترود-سطوه پرداخت.
- موحد اول (۱۳۴۷) درباره معدن فیروزه باغو تحقیقاتی انجام داد و با بررسی خاستگاه زمین‌شناسی منطقه وجود مس پورفیری را در منطقه محتمل دانست.

1- Helmhacker
2- Henmacke
3- Dichal
4- Huber
5- Stocklin

- هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) ضمن تهیه نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه ترود، به مطالعه سنگ‌های آذرین ترشیری ترود- چاه شیرین پرداخت و برای اولین بار واحدهای آتشفشانی منطقه را به ۴ بخش گدازه قاعده‌ای، برش آتشفشانی زیرین، برش‌های آتشفشانی میانی و برش‌های آتشفشانی بالایی را معرفی نمود. به نظر ایشان ترکیب بیشتر (۸۵ درصد) سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه ترود- چاه شیرین دارای ترکیب حدواسط آندزیتی است.
- جعفریان (۱۳۶۸) حجم اصلی سنگ‌های آتشفشانی منطقه را عمدتاً آندزیتی معرفی کرده و توده های نفوذی منطقه را جزء گرانیتوئیدهای نوع I دسته بندی کرده‌اند و خاستگاه فعالیت‌های منطقه مذکور را کمان آتشفشانی قاره‌ای می‌دانند.
- رشیدنژاد عمران (۱۳۷۱) ذخیره طلای باغو را بررسی کرد و تحولات سنگ‌شناسی و ماگمایی منطقه را با کانه‌زایی طلا مرتبط دانست.
- کهنسال (۱۳۷۷) توده‌های نفوذی نیمه عمیق در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ معلمان را مورد بررسی قرار داده و سنگ‌های نفوذی این منطقه را به سه گروه سنگ‌های اسیدی، سنگ‌های حدواسط و بازیک تقسیم نمود و بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی محیط تکتونیکی منطقه را از نوع پس از برخورد دانسته است.
- ذوالفقاری (۱۳۷۷) پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن محدوده معلمان- دامغان را مورد بررسی قرار داد و سنگ‌های آتشفشانی منطقه را به صورت تناوبی از گدازه‌هایی با ترکیب بازالت، آندزیت، داسیت و تراکی آندزیت همراه با سنگ‌های آذرآواری شامل انواع توف با ترکیب آندزیت و تراکی آندزیت معرفی نموده و به طور کلی سنگ‌های آتشفشانی این منطقه را از نوع آلكالن و کالک آلكالن و بیشتر با گرایش پتاسیک عنوان کرده است.
- فوادزی (۱۳۷۸) سنگ‌های ماگمایی شمال شرق ترود را بررسی کرد.
- شمعیان (۱۳۸۱) ژنز کانسارهای گندی و ابولحسینی را مطالعه نمود و سنگ‌های نیمه عمیق منطقه را به کمان ماگمایی درون قاره‌ای نسبت داد و معتقد است که این کمان همزمان با

فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی پدید آمده است و بالا بودن نسبت LILE/HFSE در سنگ‌های آذرین منطقه را به عنوان یک ویژگی بارز سنگ‌های وابسته به محیط فرورانش معرفی نموده است.

- ایراجیان (۱۳۸۳) فرآیندهای بنتونیت‌زایی و زئولیت‌زایی سنگ‌های ائوسن میانی منطقه رشم-گندی واقع در جنوب دامغان را بررسی کرد.

- قربانی (۱۳۸۴) ماگماتیسیم منطقه ترود را مورد بررسی قرار داد و توده‌های جنوب ترود را بازیک‌تر و توده‌های شمال آن را اسیدی‌تر می‌داند. او معتقد است که ماهیت کالکوالکالن سنگ‌های شمال غسل ترود، حاصل اختلاط ماگمای آلکالن مشتق شده از گوشته با ماگمای کالکوالکالن ناشی از ذوب سنگ‌های پوسته است.

- قربانی (۱۳۸۵) به بررسی کانی‌شناختی سنگ‌های ولکانیکی منطقه ترود پرداخته و ضمن بررسی شرایط ترمودینامیکی تبلور و تعادل آن‌ها، آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه ترود را از نوع پارگازیت، فروپارگازیت، فروپارگازیت هورنبلنددار و هورنبلند فروپارگازیت عنوان کرده و ژئوبارومتری سنگ‌های آتشفشانی را با استفاده از آلومینیم آمفیبول، بیانگر دو قلمرو با فشار بین ۳/۴۸ تا ۴/۴۷ و ۸/۶۴ تا ۹/۷ کیلوبار که با متوسط عمق ۱۴ و ۳۲ کیلومتری پوسته است و ژئومتری سنگ‌های بخش شمال و جنوب بیانگر دمای تعادل کانی‌ها بین ۷۰۹ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

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

- کی‌نژاد (۱۳۸۷) با تحلیل دینامیکی شکستگی‌های شمال منطقه ترود - معلمان، شکستگی‌های منطقه را کنترل کننده رگه‌های کانه‌زایی شده منطقه معرفی کرده است. ایشان نوع دگرریختی

منطقه را از نوع ترفشارشی^۶ چپ‌گرد به دست آورد. این نتیجه حاکی از وجود میدان تنش با سوی رو به شمال و در نتیجه حرکت رو به شمال پوسته در این پهنه از کشور می‌باشد که با نتایج به دست آمده از بررسی شکستگی‌ها و گسل‌های منطقه و تعیین سازوکار هر یک از آن‌ها در این پهنه برشی به طور کامل همخوانی دارد.

- خواجه زاده (۱۳۸۸) پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین نفوذی شمال معلمان را مطالعه کرد و آن را در محدوده گرانیتهای کمان آتشفشانی (VAG) معرفی کرد. تحول ماگمای تشکیل دهنده توده‌های گرانیتهای منطقه معلمان را به تبلور بخشی و تفریق ماگمایی نسبت داده و معتقد است تحولاتی نظیر آرایش پوسته‌ای با مشارکت بخش پوسته‌ای بر روی روند تفریق تأثیر گذاشته است.

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

- تقی‌پور (۱۳۹۰) زمین‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین مرتبط با کانسار اسکارن آهن چالو را مورد مطالعه قرار داد و به این نتیجه رسیده است که اغلب اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی توده‌های نفوذی کانسار چالو با ترکیب میانگین توده‌های نفوذی مرتبط با کانه‌زایی اسکارن آهن و مس جهانی همخوانی دارد.

۴-۱- تاریخچه مطالعات پیشین در زمینه AMS در ایران

در چند سال اخیر، کاربردهای قابل توجهی از روش AMS در بررسی فابریک داخلی سنگ‌های نفوذی انجام گرفته است. در همین راستا سازوکار جایگیری چندین توده در ایران تا به حال مورد بررسی قرار گرفته است که در زیر آورده شده است:

- قلمقاش (۱۳۸۱)، در قالب رساله دکتری توده نفوذی اشنویه را به روش AMS مورد بررسی قرار داد. نتایج به دست آمده از این تحقیق در قالب مقاله (قلمقاش و همکاران، ۲۰۰۹) منتشر شد.
- وکیلی (۱۳۸۲)، پایان نامه خود را در راستای روش AMS به صورت کتاب نگاری ارائه کرد.
- صادقیان (۱۳۸۳)، در رساله دکتری خود توده نفوذی زاهدان را به روش AMS مطالعه کرد و نتایج حاصل از آن در قالب مقاله (صادقیان و همکاران، ۲۰۰۵) منتشر شده است.
- اسماعیلی و همکاران (۲۰۰۸)، مدل ژئودینامیکی جایگیری توده گرانیتوئیدی شاه‌کوه را با استفاده از تکنیک AMS مطالعه کرده که نتایج حاصل از آن در مجله تکتونوفیزیک به چاپ رسید.
- رسولی (۱۳۸۷)، توده گرانیتوئیدی بروجرد را در قالب رساله کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داد. مدل ژئودینامیکی توده مزبور را بر پایه مدل جاسازی، با ایجاد فضای کششی به وجود آمده در تکتونیک کششی عنوان کرده است.
- شیبی (۱۳۸۸)، مکانیزم جایگزینی توده گرانیتوئیدی شیرکوه یزد را در قالب بخشی از رساله دکتری خود بررسی نموده است. نتایج این پژوهش در مقاله شیبی و همکاران (۲۰۱۰) به چاپ رسیده است.
- احدنژاد (۱۳۸۸)، سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی ملایر را در قالب رساله دکتری خود مورد مطالعه قرار داده است.
- نواب مطلق (۱۹۷۲)، سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی مشهد را در قالب رساله دکتری خود مورد بررسی قرار داد.

- گوانجی (۱۳۸۹)، سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی ظفرقند (اردستان) را به روش AMS در قالب پایان نامه ارشد مورد مطالعه قرار داده است.
- میرزایی (۱۳۸۹)، سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی شمال گلپایگان را به وسیله روش AMS در قالب پایان نامه ارشد مورد مطالعه قرار داد.
- مردانی (۱۳۸۹)، بررسی مقدماتی تغییرات ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی ازنا را در قالب مقاله ارائه کرد.
- اصلانی (۱۳۹۰)، سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی الوند را مورد مطالعه قرار داد.
- بدلو (۱۳۹۰)، توده گرانیتوئیدی گل زرد در شمال شرق الیگودرز را با روش AMS در قالب پایان نامه ارشد خود مورد مطالعه قرار داد. ایشان نحوه تشکیل این توده نفوذی را در ارتباط با زون‌های تغذیه کننده مرتبط با یک فضای کششی و در ارتباط با عملکرد یک زون برشی امتدادلغز راستبر عنوان کرد.
- شکاری (۱۳۹۰)، توده گرانیتوئیدی درّه باغ در شمال غرب الیگودرز را با استفاده از روش AMS در قالب پایان نامه ارشد خود مورد بررسی قرار داد. نامبرده، مکانیزم جایگیری توده گرانیتوئیدی درّه باغ را به شکل یک سیل نسبتاً بزرگ و در پهنه برشی راستبر مرتبط با یک رژیم ترفشارشی بیان نمود.
- چکنی مقدم (۱۳۹۱)، سازوکار توزیع مذاب در دایک‌های مافیک قطع کننده مجموعه دگرگونی-آذرین دلبر (شرق بیارجمند) را با تلفیقی از روش AMS و پالئومغناطیس، به منظور تعیین دیرینه مغناطیس آن‌ها، در قالب پایان نامه ارشد مورد بررسی قرار داد.
- حمیدی (۱۳۹۲)، سازوکار جایگیری توده نفوذی حسن رباط را مورد مطالعه قرار داده است.
- پورعلیزاده (۱۳۹۲)، توده گرانیتوئیدی پنج کوه را مورد بررسی و مطالعه قرار داده است.
- ساکی (۱۳۹۲)، توده نفوذی بوئین میان دشت را مورد پژوهش قرار داده است.

۱-۵- اهداف مطالعه

بر روی توده گرانیتوئیدی چالو، مطالعات سنگ شناسی، ژئوشیمیایی و پترولوژیکی متعددی صورت گرفته است ولی تا کنون هیچگونه مطالعه‌ای در خصوص سازوکار جایگیری این توده گرانیتوئیدی صورت نگرفته است. انجام تحقیق حاضر بر روی توده نفوذی مذکور به منظور شناخت نحوه جایگزینی آن بوده و برای اولین بار بنابر اهداف زیر صورت گرفته است:

- ۱- تعیین میزان قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی نمونه سنگی در کل توده گرانیتوئیدی چالو؛
- ۲- تعیین نحوه حرکت و گسترش جانبی ماگمای سازنده این توده گرانیتوئیدی؛
- ۳- شناخت مناطق تغذیه کننده ماگما؛
- ۴- بررسی سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی؛
- ۵- یافتن رابطه بین نحوه جایگزینی ماگما و تکتونیک منطقه با تلفیق داده‌های بدست آمده از بررسی‌های مغناطیسی، برداشت‌های ساختاری و مطالعه ریزساختارهای میکروسکوپی؛
- ۶- ارائه مدل جایگزینی مناسب برای توده نفوذی مذکور با در نظر گرفتن مجموع داده‌ها و تلفیق نتایج بدست آمده (با رعایت اصول مطرح شده در زمینه مطالعه فابریک مغناطیسی و نتایج بدست آمده از مطالعات مشابه صورت گرفته در سایر مناطق دنیا).

۱-۶- روش انجام تحقیق و مطالعه

مطالعه به روش ناهمگنی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)، مستلزم یک برنامه‌ریزی دقیق و سنجیده است. به همین منظور، بازدیدهای صحرایی و سه مرحله نمونه‌برداری در پاییز ۹۱ به صورت متوالی انجام شده است. کارهای لازم در این تحقیق طبق موارد زیر انجام شده است:

- بررسی تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (معلمان) و ۱:۲۵۰۰۰۰ (ترود)، نقشه‌های توپوگرافی و نقشه راههای ایران.

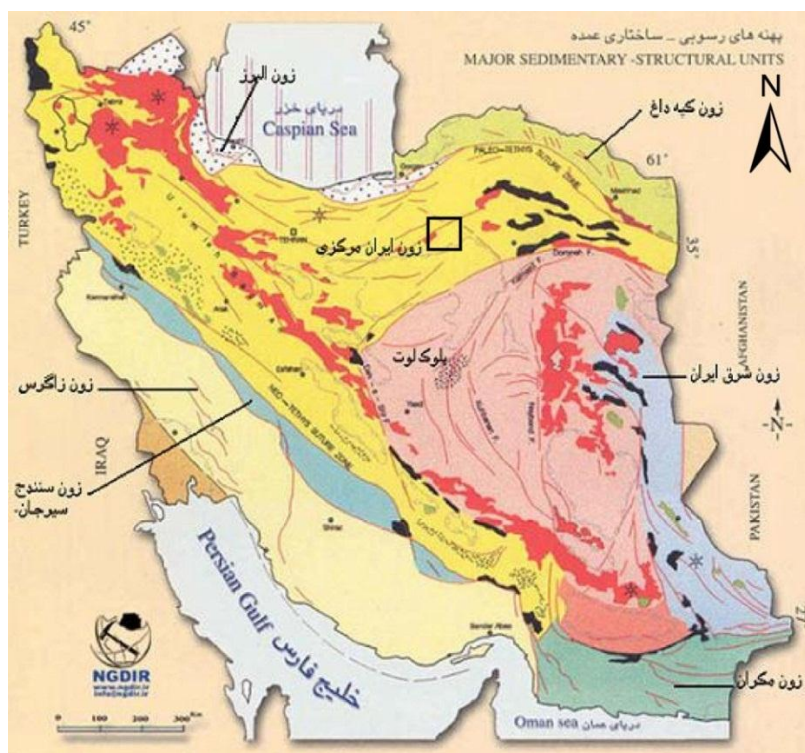
- انجام مطالعات کتابخانه‌ای، گردآوری گزارشات و تحقیقات پیشین در رابطه با منطقه مورد مطالعه.
- طراحی یک شبکه سیستماتیک و نمونه‌برداری از کل توده گرانیتوئیدی چالو به صورت مغزه‌های جهت‌دار.
- اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی هر یک از مغزه‌ها در آزمایشگاه (درسه جهت خاص) و محاسبه پارامترهای فابریک مغناطیسی در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود.
- تهیه مقاطع نازک از انتهای یکی از مغزه‌های هر ایستگاه به منظور مطالعات دقیق پتروگرافی و ریزساختی.
- آنالیز تعدادی از نمونه‌ها جهت تشخیص کانی‌های دارای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی در آزمایشگاه دیرینه مغناطیس سازمان زمین شناسی کشور.
- استفاده از نرم افزارهای Arc GIS، Illustrator، Google Earth، Sterio plot، جهت ترسیم نقشه و پارامترهای مورد استفاده در روش AMS.
- جمع بندی نتایج بدست آمده از مطالعات صحرایی، آزمایشگاهی و پتروگرافی به منظور بررسی سازوکار جایگیری توده نفوذی مورد مطالعه.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی

مقدمه

توده گرانیتوئیدی چالو بر اساس تقسیم‌بندی آقناباتی (۱۳۸۳)، در شمالی‌ترین بخش زون ایران مرکزی واقع شده است و از لحاظ موقعیت جغرافیایی در جنوب شرق شهرستان دامغان می‌باشد (شکل ۱-۲). از آنجاییکه منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنه زمین ساختاری ایران مرکزی می‌باشد، لذا از اختصاصات و مشخصات عمومی این زون تبعیت می‌کند. در این فصل ضمن مروری بر مهمترین خصوصیات زمین‌شناسی و ویژگی‌های ساختاری پهنه ایران مرکزی، زمین‌شناسی عمومی منطقه که شامل معرفی واحدهای سنگی رخنمون یافته و نیز زمین‌شناسی اقتصادی و ساختمانی محدوده مورد مطالعه می‌باشد مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد.



شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه تقسیم‌بندی ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳) با کادر مشخص شده است.

۱-۲- ویژگی کلی پهنه ساختاری ایران مرکزی

این واحد زمین ساختی پیکره اصلی و میانی فلات ایران را پدید آورده و فزون بر اینکه خود به عنوان یک واحد ساختاری عمده بشمار می‌آید از نظر تکتونیکی و متالوژنی، در بردارنده تعدادی زیر مجموعه

ساختاری است. از این رو با توجه به تنوع واحدهای تکتونیکی، سنگ شناسی و سرگذشتی که از پرکامبرین تا عهد حاضر بطور تقریباً مستمر گذرانده است می توان شاهد فرآیندهای مختلف متالورژی و در نتیجه کانی سازی های گوناگون در مقیاس های مختلف باشیم. ردیف بسیار ضخیمی از سنگ های دگرگونی، رسوبی، آتشفشانی و رخساره های گوناگون سنگ های آذرین درونی از پرکامبرین تا عهد حاضر در این فلات پهناور نمایان شده است. در گذشته، خرده قاره ایران مرکزی را بخشی از توده میانی ایران مرکزی می دانستند ولی، به باور اشتوکلین (۱۹۶۸)، پس از سخت شدن پی سنگ پرکامبرین، بخش یاد شده در زمان پالئوزوییک ویژگی های سکویی داشته و در زمان های مزوزوییک و سنوزوییک به منطقه ای پر تحرک و پویا تبدیل شده است. با این وجود، باید گفت که الگوی ساختاری حاکم بر این خرد قاره از نوع بلوک های جدا شده با گسل های عمده است که هر یک ویژگی جداگانه دارند و پویایی خرد قاره در همه جا یکسان نیست. شواهد موجود نشان می دهند که کوهزایی کاتانگایی در این ناحیه در پرکامبرین پسین و پیشین، از یک رژیم سکویی حاکم شده است. به جز بلوک لوت و لبه جنوب غربی که سنگ های ماگمایی ترشیری برونزد دارند، در سایر نواحی سنگ های ترشیری کمترین رخنمون را دارا می باشند. در ردیف های پالئوزوئیک این ناحیه، نبوده های چینه نگاری مهمی وجود دارد که مهم ترین آنها نبوده های چینه ای آغاز دونین میانی و کربونیفرپسین است (آقناباتی، ۱۳۸۳).

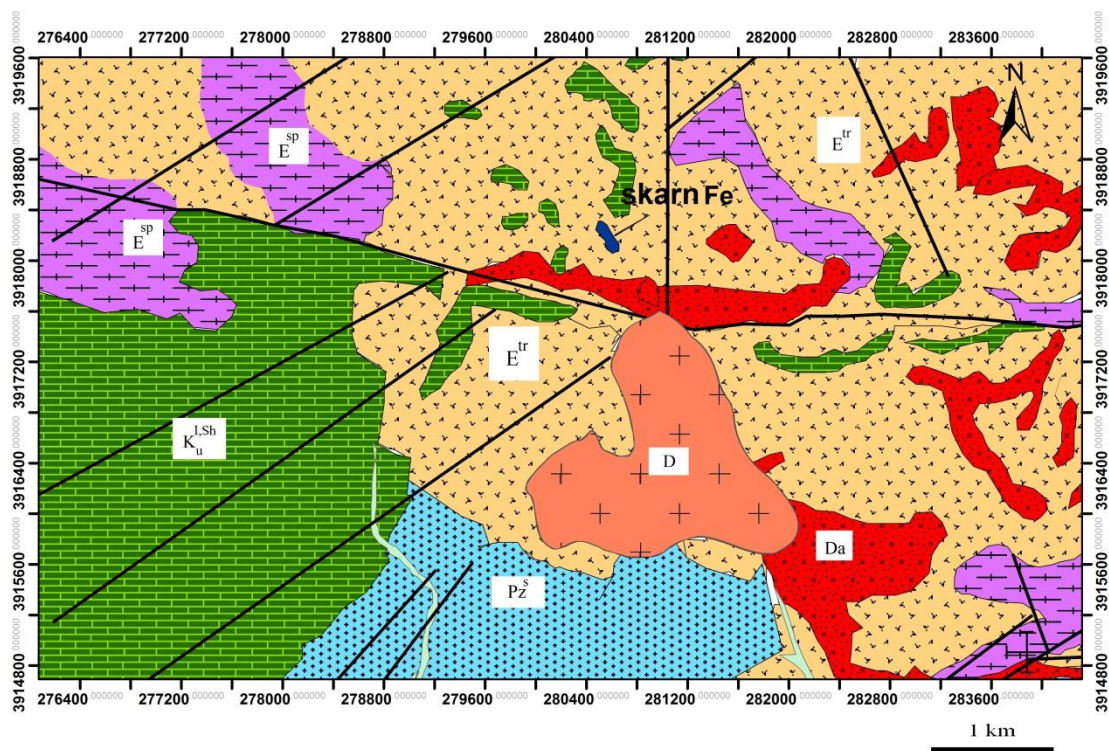
۲-۲- زمین شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

توده گرانیتوئیدی چالو، جزئی از نوار آتشفشانی- نفوذی، ترو-د-چاه شیرین است که با زیرساختی دگرگونی به صورت نواری شاخص در این منطقه رخنمون یافته است. این توده بخشی از توده های نفوذی شمال معلمان است و در گروه گرانیتوئیدهای نوع I متعلق به گرانیت کمان آتشفشانی (VAG) قرار می گیرد (خواجه زاده و همکاران، ۱۳۸۸). این موقعیت تکتونیکی می تواند در ارتباط با بسته شدن حوضه های دور خرده قاره ایران مرکزی باشد (تقی پور، ۱۳۹۰). توده مزبور در محدوده ای با وسعت ۱۰ کیلومتر مربع به درون سنگ های کربناته کرتاسه و آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده است. کهن ترین برونزدهای منطقه را سنگ های دگرگونی شیستی متعلق به پالئوزوئیک تشکیل می دهند که با همبری

گسلی بر روی دیگر واحدهای سنگی منطقه رانده شده‌اند. در غرب منطقه، رخنمون‌هایی از آهک و ماسه‌سنگ آهکی با اندکی ماسه‌سنگ و عدسی‌هایی از کنگلومرا به سن کرتاسه دیده می‌شوند (سهیلی و بدخشان، ۱۳۸۱). گسترده‌ترین برونزدهای سنگی منطقه، به زمان ائوسن نسبت داده شده است و بیشتر از نوع آندزیت، تراکی آندزیت و آندزیت - داسیت می‌باشد. توده‌های کوچکی از سنگ‌های نفوذی نیمه عمیق با ترکیب غالب دیوریتی، که توده نفوذی مورد مطالعه در این پژوهش (توده گرانیتوئیدی چالو) نیز بخشی از آن‌ها می‌باشد این مجموعه آتشفشانی را قطع می‌کند. این سنگ‌ها در کنار سنگ‌های رسوبی مربوط به پالئوزوئیک و مزوزوئیک نواحی غربی این زون، دربرگیرنده شکستگی‌های زیادی هستند که در ارتباط با پهنه برشی دو گسل مهم انجیلو در شمال و ترود در جنوب ایجاد شده‌اند. در اثر تزریق محلول‌های گرمابی در درزه‌ها و شکستگی‌ها و گسل‌های این پهنه، رگه‌های عقیم و کانه‌دار سرب- روی- مس- طلا- نقره و پاراژنهای دیگر این کانه‌ها و همچنین دایک‌ها تشکیل و در بسیاری نواحی سنگهای منطقه را دگرسان نموده‌اند (سهیلی و همکاران، ۱۳۷۹). زمین‌شناسی عمومی منطقه، توسط قربانی (۱۳۸۴) و اشراقی (۱۳۸۵) جهت تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود و ۱:۱۰۰۰۰۰۰ معلمان مورد بررسی قرار گرفته است، همچنین نائینی (۱۳۵۱)، کهنسال (۱۳۷۷)، خادمی (۱۳۸۶)، (کی‌نژاد، ۱۳۸۷) و خواجه زاده (۱۳۸۸) از جمله کسانی هستند که واحدهای سنگی منطقه را مورد مطالعه قرار داده‌اند.

۲-۳- واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه

واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد بررسی در نقشه زمین‌شناسی در شکل ۲-۲ آورده شده است. به طور کلی مهمترین واحدهای سنگی مشاهده شده در این محدوده بر اساس ترتیب سنی به قرار زیر می‌باشند:



Legend

- Alluvium
- D Intrusive body
- Da Altered dacite
- Trachyandesite basalt
- Spilitic basalt
- Green shale, Limestone
- Pz^s Grey to dark grey schist
- skarn
- fault

شکل ۲-۲- نقشه ساده زمین‌شناسی تهیه شده از محدوده چالو (مجیدی، ۱۳۹۲).

۲-۳-۱- پالئوزوئیک (Pz^s)

پرمین

سنگ‌های پالئوزوئیک در اثر تحمل پدیده دگرگونی ناحیه‌ای یا دیناموترمال، در حد شیست‌های سبز دگرگون شده‌اند. این شیست‌ها با رنگ خاکستری مایل به سبز همراه با سنگ‌های آهکی، دولومیتی، ماسه سنگ‌ها و سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده در جنوب غرب منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. به احتمال زیاد این پدیده در اواسط یا اواخر ژوراسیک پایانی و هم‌زمان با عملکرد فاز زمین

ساختی سیمین دگرگون شده‌اند چون نهشته‌های غیر دگرگونه کرتاسه با رخساره پیش‌رونده بر روی آن‌ها نشسته است.

کوارتزیت‌ها، به صورت رگه و رگچه در لابلای شیست‌ها یافت می‌شوند که می‌توانند به عنوان منبع اقتصادی جهت تهیه سیلیس مورد استفاده قرار گیرند و سن آن‌ها را به پرمین نسبت داده‌اند (خواجه‌زاده، ۱۳۸۸). کانی‌های اصلی و غالب در کوارتز شیست‌ها را کوارتز، آلبیت، مسکویت، اپیدوت و کلریت و در کالک شیست‌ها، کوارتز، آلبیت، کلسیت، کلریت، اپیدوت و مسکویت تشکیل می‌دهد. کوارتزیت‌ها و ماسه‌سنگ‌های دگرگونه کوارتزیتی، اغلب از کوارتز و به طور فرعی سربیسیت و کلریت؛ مرمرها را اغلب کلسیت که به طور فرعی حاوی دولومیت، کوارتز، مسکویت و کلریت تشکیل می‌دهند (کی‌نژاد، ۱۳۸۷).

۲-۳-۲- مزوزوئیک

کرتاسه زیرین - بالایی

واحد شیل - آهک مارنی (K^{sh})

سنگ‌های کرتاسه در غرب و جنوب غرب منطقه رخنمون دارند و به طور موضعی در بخش شمال منطقه با تزریق توده نفوذی به درون این سنگ‌ها، اسکارن آهن چالو تشکیل شده است. این واحد از آهک‌های مارنی زرد رنگ تا نخودی و شیل‌های خاکستری رنگ، با لایه‌بندی نازک تا متوسط تشکیل شده که رنگ نمونه تازه آن خاکستری تیره می‌باشد. واحد آهکی اوربیتولین دار با یک تداوم کامل به آهک‌های مارنی زرد رنگ و شیل‌های خاکستری می‌پیوندد که حاوی میان لایه‌هایی از آهک‌های ضخیم خاکستری است. سنگ‌های کرتاسه توسط تعداد زیادی از دایک‌های آندزیتی قطع شده و متحمل دگرگونی مجاورتی شده‌اند. بر روی شیل‌های سیلتی آهک مدادی خاکستری رنگ متمایل به آبی روشن کرتاسه بالایی ردیفی از آهک‌های نسبتاً ضخیم لایه مطبق فسیل‌دار که در سطوح هوازده معمولاً به رنگ خاکستری تیره می‌باشد، قرار می‌گیرد (کی‌نژاد، ۱۳۸۷). ضخامت این آهک‌ها نسبتاً زیاد است. بر روی واحد آهکی اخیر ردیفی از ماسه سنگ‌های آهک با میان لایه‌هایی از کنگلومرا قرار

می‌گیرد که به سمت بالا به حجم طبقات کنگلومرایمی افزوده می‌گردد. شواهد موجود بیان‌گر شرایط پسروی دریای کرتاسه تا اواخر این عهد می‌باشد.

۲-۳-۳- سنوزوئیک

۲-۳-۱- ائوسن

الف: واحد ولکانیکی (E^{tr})

این واحد معادل سازند کرج است. این واحد با گسترش وسیع، مرتفع تر و پرشیب‌تر از سایر واحدهای ائوسن است و درّه‌های عمیقی در آن حفر شده است. در دامنه جنوبی منطقه مورد مطالعه، سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی به شدت چین خورده‌اند. از نظر سنگ‌شناسی واحد یاد شده از سنگ‌های آتشفشانی متوسط یعنی آندزیت، آندزیت- بازالت و برش‌های آتشفشانی تشکیل شده که در بین آن‌ها گاهی لایه‌های نازک توف‌های سبز رنگ دیده می‌شود. سنگ‌های آتشفشانی این واحد بیش‌تر دارای بافت پورفیریتیک با خمیره میکروولیتی است و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی، سریسیت، آلبیت و کربنات تجزیه شده اند (کی‌نژاد، ۱۳۸۷).

ب: واحد اسپیلیتی (E^{sp})

این واحد، در واقع واحد کوچک‌تری از واحد (E^{v1}_k) می‌باشد. واحد یاد شده از سنگ‌های آندزیت و داسیت آندزیت تجزیه شده، دایک‌های تغذیه کننده و هیالوکلاستیک‌ها تشکیل شده است و به طور کلی سنگ‌هایی از تیپ گرانوفیر و اسپیلیت‌ها می‌باشند. رنگ ظاهری آن‌ها سبز تا خاکستری متمایل به سبز و گاهی به‌طور محلی گرایش به قرمز رنگ دارند. اکثر مناطق مینرالیزه و معادن شدادی در این واحد واقع شده اند.

ج: واحد داسیتی (Da)

این واحد در شرق درّه اصلی چالو برونزد دارد. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن بالای پس از مدتی به صورت گنبد‌های درون زاد و گنبد‌های مخفی در منطقه جایگزین می‌شوند (هوشمندزاده و همکاران ۱۳۵۷، کهنسال ۱۳۷۶). این فاز ماگمایی به‌صورت استوک‌های کم عمق و به شدت دگرسان شده

رخنمون یافته‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی آن‌ها داسیت تا آندزیت داسیتی و بافت آن‌ها پورفیری تا آواری است. در شرق منطقه، این سنگ‌ها بافت پورفیری با زمینه متبلور دارند و درشت بلورها شامل فلدسپار و کوارتز است. بخش زمینه این سنگ‌ها اکثراً شیشه‌ای است و به کانی‌های کوارتز-فلدسپار و (کانی‌های رسی-میکا) و اوپال تجزیه شده‌اند. در این سنگ‌ها فرآیندهای سریسیتی شدن، سیلیسی شدن و آلبیتی شدن مشاهده می‌شود. به طور کلی این سنگ‌ها چهره‌ی یک ساب ولکانیک و گاهی آتشفشانی را نشان می‌دهند که به شدت تجزیه شده و در آن‌ها کربنات کلسیم آزاد شده است.

سنگ‌های نفوذی (D)

۲-۳-۳-۲- ائوسن - الیگوسن

با توجه به این نکته که سنگ میزبان سنگ‌های نفوذی منطقه اکثراً نهشته‌های ائوسن و کهن‌تر می‌باشد، لذا می‌توان اظهار داشت که اکثراً این سنگ‌ها پی‌آمد فاز زمین ساختی حادث در اواخر ائوسن اوایل اولیگوسن (هم ارز فاز زمین ساختی پیرنه) می‌باشند. نفوذ این توده‌ها به درون سنگ‌های میزبان با دگرگونی مجاورتی و دگرسانی‌های گرمابی به ویژه پروپلیتی و آرژیلیتی همراه بوده است. سنگ‌های نفوذی این محدوده به دلیل حضور زون‌های گسلی فراوان اکثراً شکسته شده و دارای درزه‌ها و شکستگی‌های مزدوج زیادی هستند. به طور کلی بر اساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی توده نفوذی دال شکل چالو، از دو واحد سنگی با ترکیب مونزودیوریت (نیمه سمت راست) و کوارتزیدیوریت (نیمه سمت چپ) ساخته شده است (شکل ۲-۳ الف). با توجه به اینکه محل تماس این دو واحد سنگی از نظر توپوگرافی پست‌ترین نقاط رخنمون یافته در منطقه را تشکیل می‌دهد، متأسفانه با رسوبات آبرفتی پوشیده شده و امکان بررسی صحرایی را غیرممکن ساخته است.

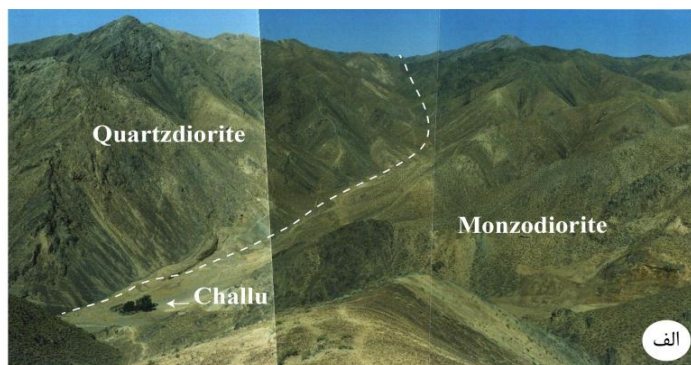
الف: واحد مونزودیوریتی تا مونزونیتی

در دره چالو در حاشیه سنگ‌های آهکی و کانی‌سازی آهن، رخنمونی از سنگ‌های نفوذی رخنمون یافته که دارای ترکیب سنگ‌شناسی مونزودیوریت تا مونزونیت می‌باشد (شکل ۲-۳ ب). این سنگ‌ها، تحت تأثیر دگرسانی پروپلیتی با شدت‌های متفاوت بوده است. این فرآیند در صحرا با رنگ سبز تیره نمایان شده است (شکل ۲-۳ پ). بافت این واحد سنگی غالباً پورفیروئیدی است. کانی‌های تشکیل دهنده شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیک، کوارتز، کانی‌های مافیک، آمفیبول، پیروکسن و بیوتیت است. کانی‌های ثانویه سریسیت، اپیدوت، کلریت، اکسیدهای آهن نیز در آن‌ها وجود آمده است. دایک‌های بازیگ به رنگ سبز تیره تا سیاه توده‌های نفوذی را قطع کرده و در آن‌ها تغییراتی ایجاد کرده است. این سنگ‌ها در بخش‌هایی از منطقه، در سطح رخنمون خود دچار فرسایش پوست پیازی شده‌اند (شکل ۲-۶ ذ). فرسایش پوست پیازی، ناشی از هوازگی همه جانبه سنگ می‌باشد که تخریب مکانیکی نامیده می‌شود. شدت هوازگی سنگ‌ها، ارتباط مستقیمی با شرایط جوی حاکم بر منطقه و مقاومت سنگ‌ها در مقابل عوامل تخریبی و جوی دارد. اکسیداسیون، هیدرولیز، تغییر درجه حرارت و کاهش فشار، از مهم‌ترین عوامل تشکیل این نوع از فرسایش می‌باشند. این فرسایش در اثر نوسانات شدید درجه حرارت صورت می‌گیرد. در مرحله اول درز و شکاف‌های ریزی (شکستگی‌های دیاکلازی) که در اثر برداشته شدن فشار، در امتداد سطوح افق، در سنگ ایجاد شده‌اند، بزرگ شده و بعد از آن مرحله گسیختگی آغاز می‌شود. در این مرحله، سنگ از بالا به صورت لایه‌لایه متحمل فرسایش می‌شود. در حقیقت اولین قدم در ایجاد این نوع از فرسایش، در اثر نیروهای تکتونیک، اختلاف درجه حرارت و کاهش فشار تأمین می‌شود. به این ترتیب که عوامل ذکر شده با ایجاد یکسری شکستگی‌ها در سنگ، زمینه مساعدی را برای فرسایش‌های بعدی فراهم می‌کنند. در این واحد سنگی، یک بلور فلدسپارماهی شکل مشاهده شده است (شکل ۲-۷ ب). این فابریک، به دلیل اختلاف در رئولوژی بین کانی‌های سازنده سنگ در مقابل اعمال نیروهای دگرشکل‌کننده است. به طوری که کانی‌های نسبتاً سخت مانند پلاژیوکلازها، به دگرشکلی پلاستیک بلورین حتی در درجات بالای دگرگونی نیز مقاوم

هستند. این کانی، حین دگرریختی در پهنه‌های برشی تشکیل پورفیروکلاست را می‌دهند (بل و روبناچ، ۱۹۸۳). این ساختارها مشخص کننده سوی برش است و با آن می‌توان جهت برش را تشخیص داد. برای تشخیص صحیح جهت برش، باید نمونه‌برداری از سطوح عمود بر برگوارگی و موازی با خطوارگی صورت می‌گیرد. از این فابریک، در مبحث مربوط به مدل جایگیری در فصل ۴ استفاده شده است.

ب: واحد کوارتز دیوریتی

این واحد سنگی در تصاویر ماهواره ای با رنگ روشن‌تری از دیگر واحدها قابل تشخیص است (شکل ۱- ۲ الف). این سنگ‌ها در صحرا به رنگ خاکستری روشن تا سفید، با شکستگی‌های فراوان و تمام بلورین با زمینه دانه متوسط تا درشت قابل مشاهده است (شکل ۲- ۳ ج). این سنگ‌ها در نمونه دستی با رنگ روشن‌تری از مونزودیوریت‌ها قابل تشخیص است (شکل ۲- ۳ ر). درشت بلورها شامل فلدسپار، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول می‌باشند. آپاتیت و منیتیت کانی‌های فرعی تشکیل دهنده سنگ هستند و کانی‌های دگرسانی نیز عمدتاً، کانی‌های رسی و اکسیدهای آهن است. کانی‌های پلاژیوکلازها در صحرا به ویژه در نواحی حاشیه‌ای، بافت جریان‌دارند و جهت یافتگی خاصی را نشان می‌دهند که می‌تواند بیانگر مذااب بودن بخش قابل توجهی از توده در هنگام جایگزینی باشد (شکل ۲- ۳ د). در مبحث مربوط به فابریک‌های مغناطیسی مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد (۴- ۸). دگرسانی موجود در این واحد بیشتر از نوع آرژیلیتی بوده (شکل ۲- ۳ ذ) و به نظر می‌رسد این واحد سنگی تحت دگرسانی شدیدتری نسبت به واحد مونزودیوریتی بوده است. به طوری که نمونه‌های سالم فقط در بخش کوچکی از جنوب منطقه یافت می‌شود.



شکل ۲-۳- تصاویری از واحدهای سنگی سازنده توده گرانیتوئیدی چالو؛ الف) همبری واحدهای سنگی اصلی تشکیل دهنده توده (مونزودیوریت و کوارتزدیوریت)؛ ب) نمایی از توده مونزودیوریتی به صورت توده‌ای و به رنگ صورتی کمرنگ؛ پ) تصویری از دگرسانی پروپلیتیک در واحد سنگی مونزودیوریتی که با رنگ سبز خودنمایی می‌کند؛ ج) نمایی کلی از واحد سنگی کوارتزدیوریت؛ د) تصویر صحرایی از ساخت جریان‌ی و جهت‌یافتگی کانی‌های پلاژیوکلاز، در سنگ‌های کوارتزدیوریتی (منعکس کننده فابریک‌های ماگمایی)؛ ذ) تصویری از دگرسانی آرژیلیتی در حاشیه واحد کوارتزدیوریت، ر) تصویری از مغزه‌های برداشت شده از واحدهای سنگی مونزودیوریت و کوارتزدیوریت.

۲-۵-۴- کوآترنر (آبرفت‌ها و واریزه‌ها)

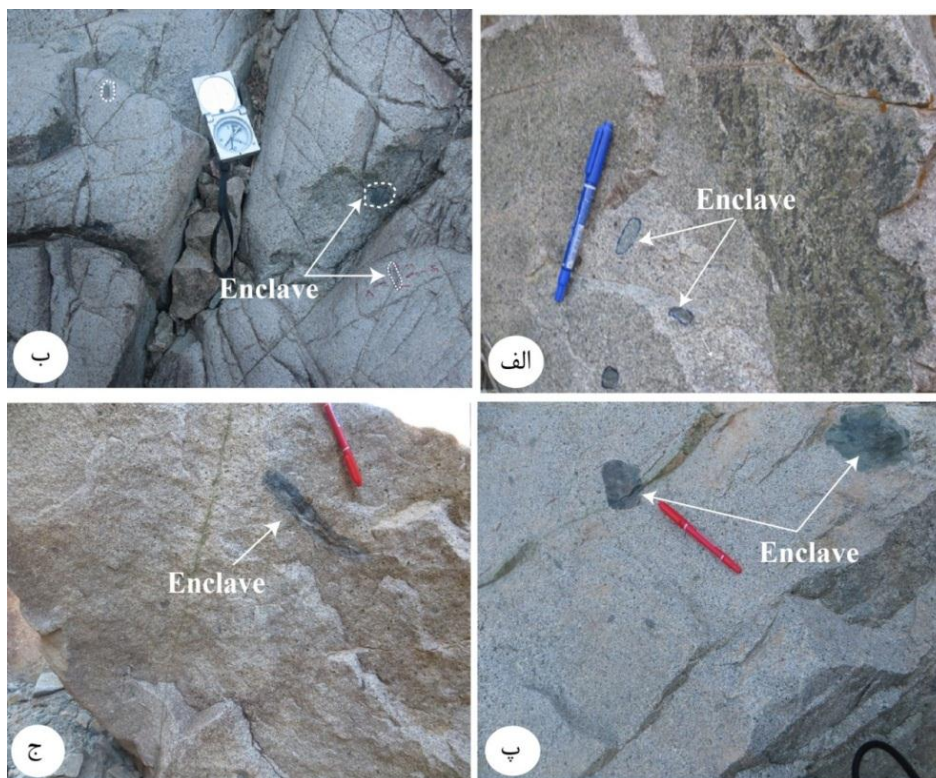
نهشته‌های عهد حاضر تنها به رسوبات موجود در کف آبراهه‌ها محدود می‌گردد که از ارتفاعات منطقه مورد مطالعه نشأت گرفته‌اند. رسوبات تشکیل شده و یا در حال تشکیل شامل مجموعه‌ای از قلوه سنگ‌های ریز و درشت، ماسه، سیلت و رس می‌باشند که با فرسایش سازندها و حمل آن‌ها بوسیله سیلاب یا آب‌های حاصل از بارندگی موقت نهشته می‌گردند. این رسوبات به صورت دگرشیب واحدهای سنگی قدیمی‌تر را می‌پوشانند.

۲-۴- انکلاوهای مشاهده شده در توده نفوذی مورد مطالعه

انکلاوها در واقع، قطعات سنگی دربرگرفته شده توسط یک سنگ آذرین دیگر می‌باشند و دارای اشکال، بافت و انواع مختلف هستند. به طور کلی در توده نفوذی چالو، ۲ نوع انکلاو مشاهده می‌شود که دارای ترکیب متنوع می‌باشند. گروه اول انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و گروه دوم، زینولیت‌هایی از سنگ میزبان آتشفشانی می‌باشد. همبری انکلاوها با گرانیتوئیدهای میزبان، بر حسب نوع می‌تواند مشخص و یا تدریجی باشند. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، فراوان‌ترین نوع انکلاوهای موجود در توده گرانیتوئیدی چالو می‌باشند و همواره نسبت به گرانیتوئیدهای در برگیرنده خود تیره‌تر و دانه‌ریزتر هستند. اندازه این انکلاوها (در حد ۳ تا ۵ سانتی‌متر) به عنوان شاهدهی از سرد شدن سریع ماگمای انکلاو با سیلیس کمتر در مقابل ماگمای گرانیتی میزبان سردتر می‌باشد (ورنون، ۱۹۸۴ و ۱۹۸۳). رنگ و اندازه آن‌ها از یک انکلاو میکروگرانولار مافیک به انکلاو میکروگرانولار مافیک دیگر و حتی به طور محلی در مورد انکلاوهای مشابه به مقدار قابل توجهی متغیر است. انکلاوها با اندازه بزرگ غالباً در بخش خارجی و حاشیه توده به ویژه در واحد مونزودیوریتی بیشتر مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۴الف)، ولی در اندازه‌های کوچکتر تقریباً در تمام بخش‌های توده وجود دارند (شکل ۲-۴ب). حواشی این انکلاوها بیشتر گرد شده و تخم مرغی شکل و کمتر زاویه دار می‌باشند. اشکال بیضوی آن‌ها احتمالاً نشان‌دهنده تغییر شکل ناشی از جریان ماگما و حرکت انکلاوها در ماگمای میزبان در طی جایگزینی و یا احتمالاً اعمال نیروهای برشی در هنگام جایگیری می‌باشد (دیدیه، ۱۹۸۷).

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک نسبت به گرانیتوئیدهای میزبانشان دارای کانی‌های مشابهی هستند، ولی اغلب از نظر مقدار کانی‌ها با یکدیگر اختلاف دارند. انکلاوهای چالو، به طور عمده از پلاژیوکلاز (حدود ۵۰ درصد) و کانی‌های مافیک (۴۰ تا ۵۰ درصد) تشکیل شده‌اند (قربانی، ۱۳۸۴)، در حالی که گرانیتوئیدهای میزبانشان واجد مقادیر کمتری از این کانی‌ها هستند و به جای آن دارای کوارتز و آلکالی فلدسپار بیشتری می‌باشند.

در این منطقه علاوه بر انکلاو، زینولیت‌هایی در اندازه ۱۵ تا ۲۰ سانتی‌متر و بیشتر در واحد سنگی مونزودیوریت مشاهده می‌شود. در توده نفوذی چالو، زینولیت‌ها شامل قطعاتی زاویه‌دار از سنگ‌های درونگیر از نوع توف‌های کربناته و سنگ‌های آتشفشانی آندزیت و آندزیت بازالتی می‌باشند (شکل ۲-۴ پ و ج).



شکل ۲-۴- تصاویری از حضور بارز انکلاوهای متنوع در اندازه‌های متفاوت در توده گرانیتوئیدی چالو؛ الف، ب) تصاویری از حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک؛ پ، ج) تصاویری از حضور زینولیت‌های کشیده و زاویه‌دار- آثار لایه‌بندی اولیه توف‌ها در آن نمایان است.

۲-۵- کانی زایی در منطقه مورد مطالعه

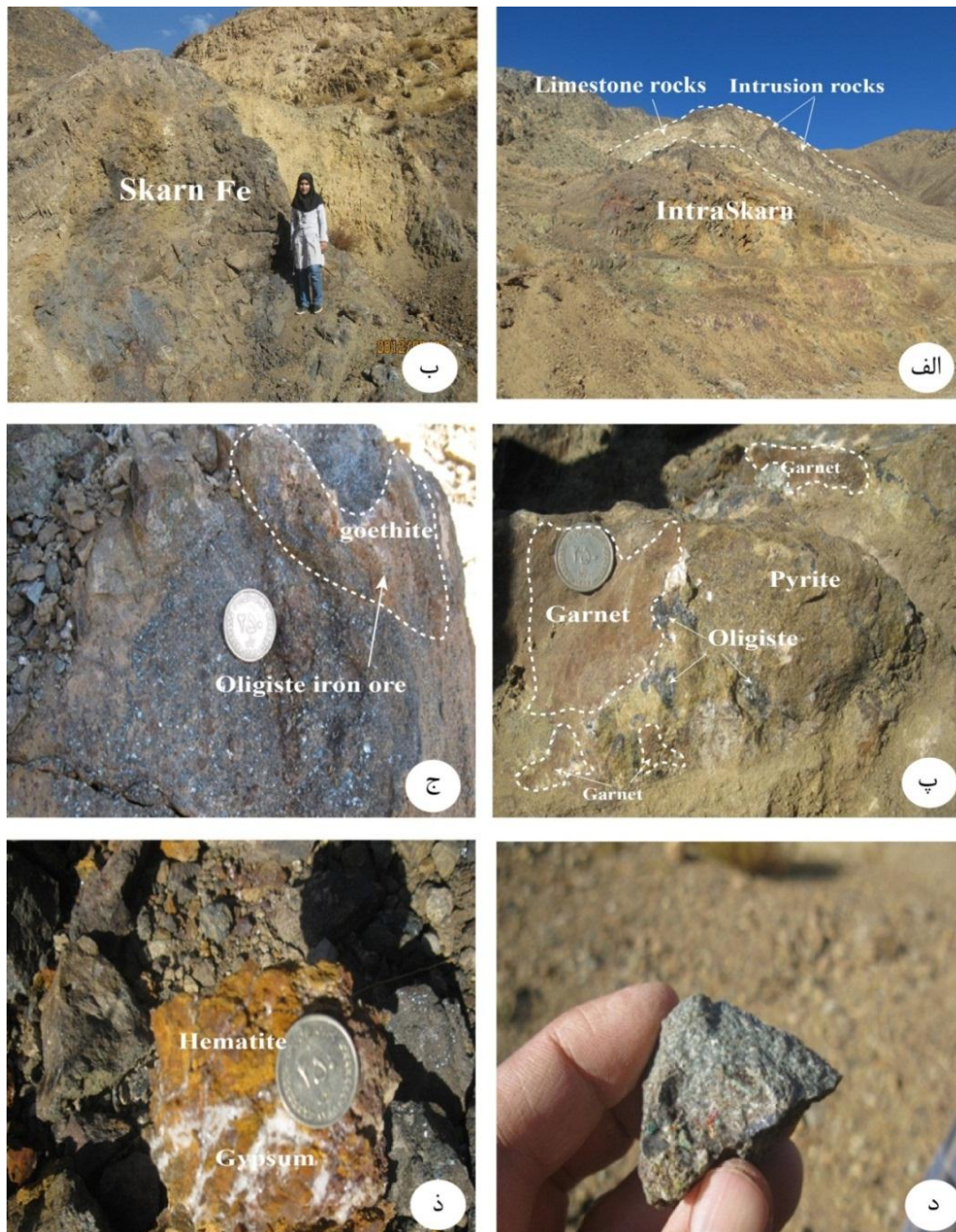
به طور کلی ماگماتیسم، دگرسانی و کانه‌زایی سه پدیده پی در پی زمین‌شناسی در منطقه تروند می‌باشد. نفوذ توده‌های آذرین و ساب ولکانیکی در درون سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی، باعث چرخش محلول‌های گرمابی کانه‌دار حاصل از این توده‌ها در درون سنگ میزبان شده است. این فرآیند با ایجاد دگرسانی در آن‌ها باعث تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی محلول‌ها گشته که نهایتاً باعث انباشته شدن کانی‌های فلزی شده است (شکل ۲-۵ الف). پدیده‌های تکتونیکی اعم از شکستگی‌ها و گسل‌ها در گسترش مناطق دگرسانی گرمابی بسیار مهم بوده و کانه‌زایی به شدت تحت کنترل این ساختارها می‌باشد. در منطقه چالو، کانی‌سازی به دو صورت رگه‌ای گرمابی و اسکارن دیده می‌شود. در این منطقه، رگه‌های سیلیسی گرمابی طلا‌دار همراه با کانی‌سازی مس دیده می‌شود که از روند شکستگی‌های منطقه یعنی شرقی- غربی تبعیت نموده و نهشته شده است. همچنین در بخش کوچکی از منطقه کانی‌سازی آهن به صورت اسکارن تشکیل شده است (شکل ۲-۵ ب). کانی‌سازی عمده منطقه مس بوده که به صورت رگه‌ای گرمابی مشاهده می‌شود و در امتداد گسل شرقی- غربی چالو که نهشته‌های دگرگونه پالئوزوئیک را از واحدهای سنگی ائوسن جدا می‌کند نهشته شده است. کانی‌سازی آهن اسکارن در همبری توده‌های نفوذی منطقه به صورت عدسی‌های جداگانه ای از هماتیت و اولیژیست به همراه مقادیر اندکی مس در امتداد یک گسل شمال غربی - جنوب شرقی پدیدار شده است (شکل ۲-۵ ج). کانسارهای گرمابی به شکل عدسی و رگه‌ای، از طریق فرآیندهای دگرسانی گرمابی و یا پر کردن فضاهای خالی تشکیل می‌شوند. آهن می‌تواند به وسیله گرمابی‌ها از کانی‌های حاوی آهن شسته شده و سپس در محیط‌های مناسب نهشته شود. این دسته از کانسارها مستقیماً می‌توانند به یک توده نفوذی وابسته باشند و یا از یک منبع ماگمایی در پوسته زیرین به درون رخنمون‌های سطحی تغذیه شوند (گیلبرت، ۱۹۹۷). در نهشته‌های گرمابی، توده‌های آذرین به عنوان منبع گرمابی و منشاء بسیاری از ترکیبات شیمیایی سیال گرمابی عمل می‌کند (بارتون، ۲۰۰۰). همان‌گونه که ذکر شد زایش طلا در منطقه منحصر به رگه‌های سیلیسی و گرمابی بوده و دیگر

کانی‌سازی‌های فلزی منطقه که بیش‌تر از مس و آهن تشکیل شده، از نظر کانی‌سازی طلا فقیراند. در بخش‌های غربی منطقه رگه‌های سیلیسی با ساخت‌شانه‌ای یا دندان‌سگی دیده می‌شوند که یکی دیگر از شواهد کانه‌زایی اپی‌ترمال در این منطقه است (شکل ۲-۶ الف). در این رگه‌ها (ساخت‌شانه‌ای) اندازه بلورهای کوارتز در حاشیه رگه کوچکتر است. این فرآیند به دلیل هسته‌بندی جدید بلورهای کوارتز در دیواره سنگ است (ورنون، ۲۰۰۴). در این رگه‌ها، کانی‌های کوارتز به سمت مرکز درشت و به صورت منطقه‌بندی‌های نامنظم، رشد متحدالمرکز نشان می‌دهند. وجود منطقه‌بندی در آن‌ها ممکن است در ارتباط با تغییر غلظت اجزاء موجود در سیال کانه‌دار باشد (ورنون، ۲۰۰۴). با دور شدن از محل اسکارن، مقدار سیلیس افزایش یافته و قطعاتی از سنگ میزبان در اندازه‌های ریز و درشت را در بر گرفته است (شکل ۲-۶ ب). در بخش‌های غربی منطقه، توف‌های کربناته با رنگ سبز-خاکستری توسط رگه‌هایی از سیلیس قطع شده است. این رگه‌ها ممکن است حاوی ذرات خیلی ریز آهن باشند (شکل ۲-۶ پ). در برخی نقاط، انتشار سیلیس در امتداد لایه‌بندی و شکستگی‌ها یک حالت موج‌مانند ایجاد کرده است (شکل ۲-۶ ج).

معمولاً عنصر طلا رابطه مستقیمی با عنصر مس دارد. در این منطقه، کانی‌سازی طلا-مس به صورت گرمابی و رگه‌ای و در امتداد گسل‌های شرقی-غربی منطقه نهشته شده‌اند. از جمله کانی‌های مس می‌توان به کالکوپیریت، کوولین، کالکوسیت، مالاکیت و آزوریت به همراه اکسیدهای ثانویه و آبدار آهن که درون کنگ سنگ سیلیسی نهشته شده‌اند، نام برد. معمولاً کانی کالکوپیریت و اولیژیست تحت تأثیر فرآیندهای سطحی قرار گرفته و به کانی‌های مالاکیت و گوتیت دگرسان شده‌اند (شکل ۲-۵ ج).

در اسکارن چالو، میزان حضور کانی گارنت متغیر است. در بخش‌هایی از منطقه، کانی گارنت به صورت توده‌های گارنتیتی و یا همراه با مقادیر اندکی از اولیژیست و پیریت مشاهده می‌شود (شکل ۲-۵ پ). برخی از نمونه‌ها فاقد گارنت می‌باشند. رگه‌هایی از کلسیت که به نظر می‌رسد در یک فاز تأخیری در منطقه ایجاد شده معمولاً رگه‌های سیلیسی را همراهی می‌کنند. این رگه‌ها، بر خلاف

رگه‌های سیلیسی فاقد کانی‌سازی طلا بوده و ممکن است در اثر مجاورت با رگه‌های سیلیسی کانه‌دار، آغستگی‌هایی از مس را داشته باشد. در شکل ۲-۵ نمونه‌هایی از کانی‌زایی در منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است.



شکل ۲-۵- تصاویری از کانه‌زایی و کانسار چند فلزی در منطقه چالو؛ الف) نمایی از بخش درون اسکارن و تحولات صورت گرفته در مجاورت سنگ آهک با توده نفوذی و نیز ایجاد زون‌های دگرسانی داخل توده به رنگ‌های سفید، نارنجی و خاکستری مایل به سبز؛ ب) تصویری از کانه‌زایی آهن و مس، به صورت اجتماعی از کانی‌های کالکوپیریت، مالاکیت و ...؛ پ) نمایی از حضور بارز گارنت به همراه کانی‌های اولیژیست و پیریت؛ ج) تصویری از تبدیل اولیژیست به گوتیت؛ د) نمونه اسکارنی حاوی اکسید مس (کوپریت). ذ) تصویری از تجمع هماتیت همراه با رگه‌هایی از ژیپس.



شکل ۲-۶- تصاویری از شواهد صحرایی مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه؛ الف) نمایی از گرانیت با رگه کوارتزی با ساخت شانه‌ای؛ ب) تصویری از در بر گرفته شدن سنگ میزبان توسط سیلیس؛ پ) تصویری از آثار لایه بندی در توفهای سیلیسی؛ ج) تصویری از انتشار سیلیس در امتداد لایه بندی و شکستگی‌ها (د) تناوبی از لایه‌های شیل و ماسه‌سنگ‌های توفی چین خورده به سن الیگوسن در شرق روستای گندی؛ ذ) تصویری از فرسایش پوست پیازی در توده گرانیتوئیدی چالو.



شکل ۲-۷- الف) نمایی از توف‌های کربناته که به صورت یک مگا انکلاو در داخل توده مشاهده می‌شوند؛ ب) بلور فلدسپار ماهی شکل، که نوع حرکت برشی راستگرد را در بخش شمالی واحد مونزودیوریتی نشان می‌دهد.

۲-۶- زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه

دگرشکلی در حوضه فرونشستی جنوب رشته کوه تروود، تابعی از دینامیک غالب منطقه بوده است که حداقل از اوایل ائوسن آغاز شده است. ابتدای این تکوین ژئودینامیک، کشیدگی یا کشش لغزشی (transtension) است که در بر گیرنده کل منطقه کویر بزرگ بوده است. فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن و متعاقب آن رسوبگذاری ائوسن تا الیگوسن پیامد این رخدادها بوده است. رخساره رسوبات نشانگر یک حوضه رسوبی کم عمق با نهشته های آواری و یا تبخیری است. البته این حوضه خود قسمتی از حوضه بسیار بزرگ کویر بزرگ محسوب می‌شود. در الیگوسن- میوسن با حاکمیت فشردگی یا فشارش لغزشی (transpression) در کل ناحیه البرز و ایران مرکزی و پیشرفت جبهه راندگی ها به سمت جنوب، حوضه مزبور شروع به کم عمق تر شدن و بسته شدن می نماید به نحوی که در شرق و شمال شرق قسمت اعظم رسوبات قدیمی تر یعنی سازند قم و سازند قرمز زیرین تشکیل نشده‌اند. این فشارش لغزشی ناحیه‌ای را به راندگی رو به شمال و رو به غرب پامیر در اثر برخورد هند و آسیا می دانند. فشرده شدن و چرخش ایران مرکزی در اثر همگرایی ورقه عربستان در جنوب و ورقه توران در

شمال، نیز می تواند چنین رژیم‌ی را به وجود آورد و این سازوکار به واقعیت نزدیک‌تر است زیرا رخدادی است که با ناحیه همخوانی دارد.

خادمی (۱۳۸۶) نیز با مطالعه ویژگی‌های ساختاری و بررسی وضعیت زمین ساختی منطقه ترود ضمن ارائه مدل ساختاری و تکتونوماگمایی منطقه ترود، سرگذشت ساختاری آن را اینگونه بیان می‌کند که در طی یک رژیم کششی، گسل‌های پی‌سنگ عمیق فعال شده و سبب ایجاد یک حوضه رسوبی کم عمق در اواسط ائوسن شده است سپس با توسعه این حوضه کششی و همچنین فضای کافی ایجاد شده توسط گسل‌های عمیق، ماگمای حدواسط تا بازیک نشأت گرفته از گوشته فوقانی به درون حوضه رسوبی فوران کرده است. فوران این ماگماها در طی چند مرحله صورت گرفته و سپس در ائوسن بالایی خروج گدازه‌ها به تدریج متوقف شده و حوضه آتشفشانی- رسوبی نیز به تدریج دچار بالآمدگی شده و عمق حوضه کاهش یافته و رسوبات ماسه سنگی مربوط به محیط‌های کم‌عمق در آن نهشته شده است. در اواخر ائوسن با خارج شدن این حوضه‌ها از آب، ماگماهایی با ترکیب بازیک تا حدواسط و به مقدار کمتر اسیدی با ماهیت کالکوالکالن به درون مجموعه آتشفشانی- رسوبی ائوسن تزریق شده‌اند و پیامدهای متعددی از جمله دگرگونی، دگرسانی و کانه‌زایی را به همراه داشته‌اند. در میوسن دوباره در اثر عملکرد رژیم‌های کششی، با تشکیل حوضه‌های رسوبی کم‌عمق و حوضه‌های گرابنی در منطقه، سبب تشکیل سنگهای مارنی و ماسه‌سنگی میوسن در جنوب منطقه مورد مطالعه شده است. سپس در طی پلیوسن- پلیستوسن رسوبات آواری تخریبی حاصل از فرسایش سنگ‌های قدیمی‌تر به صورت مخروطه‌افکنه‌های بزرگ و نهشته‌های کنگلومرایی پلیوسن- پلیستوسن رخنمون پیدا کرده‌اند. ایشان جایگیری توده‌های کوچکی از سنگ‌های نفوذی با ماهیت عمیق و نیمه عمیق در منطقه را، مرتبط با زون‌های کششی مرتبط با عملکرد گسل‌های بزرگ در منطقه می‌داند.

۲-۶-۱- گسل‌ها و شکستگی‌های مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه

در حقیقت، در چهار گوش ترود کلیه تحولات زمین‌شناسی منطقه وابسته به گسل‌هایی با جهت شمال شرقی - جنوب غربی بوده و امتدادی موازی با گسل درونه دارد. مهمترین این گسل‌ها، گسل انجیلو و ترود

می‌باشند که ناحیه را با نوارهایی در همین امتداد تقسیم می‌کند (شکل ۲-۸ الف). بر پایه مطالعات مقدماتی تا تفصیلی زمین شناسی، ساختاری و زمین ساختی متعدد صورت گرفته در منطقه شمال معلمان- ترود، عناصر زمین ساختی شامل گسل‌ها، شکستگی‌ها و چین‌خوردگی‌های این گستره شناسایی و سازوکار هر یک و ارتباط آن با پهنه برشی چپ گرد دو گسل مذکور در بالا، مورد بررسی قرار گرفته است. در واقع ساختمان ناحیه از یک سری گسل‌ها و شکستگی‌هایی تأثیر پذیرفته است که در ارتباط با پهنه برشی چپگرد در این محدوده ایجاد شده‌اند. اکثر گسل‌های منطقه از نوع گسل‌های نرمال می‌باشد. این امر می‌تواند مشخص کننده نیروهای کششی در منطقه باشد (شکل ۲-۹ د). روند اصلی شکستگی‌های منطقه، شرقی- غربی است. این سیستم شکستگی‌ها می‌تواند عاملی برای تسهیل (نقاط ضعف) در جایگیری توده‌های ساب ولکانیک این مناطق باشد. اصلی‌ترین گسل منطقه چالو، یک گسل تقریباً شمال غربی- جنوب شرقی است که نهشته‌های دگرگونه پالئوزوئیک را از واحدهای سنگی انوسن جدا می‌کند و به نام گسل چالو شناخته می‌شود (شکل ۲-۸ الف). این گسل با درازای ۵۰۰ متر در جنوب کلاته چالو جای دارد و مهم‌ترین گسل موجود در منطقه می‌باشد. در بخش‌های سطحی لیمونیتی شدن شدید و برشی شدن در گسل دیده می‌شود (شکل ۲-۹ د). بر روی این گسل و رگه معدنی همراه آن، کارهای شدادی و قدیمی صورت گرفته است که مهم‌ترین آن‌ها در ۱۵۰ متری غربی کلاته چالو جای دارد.

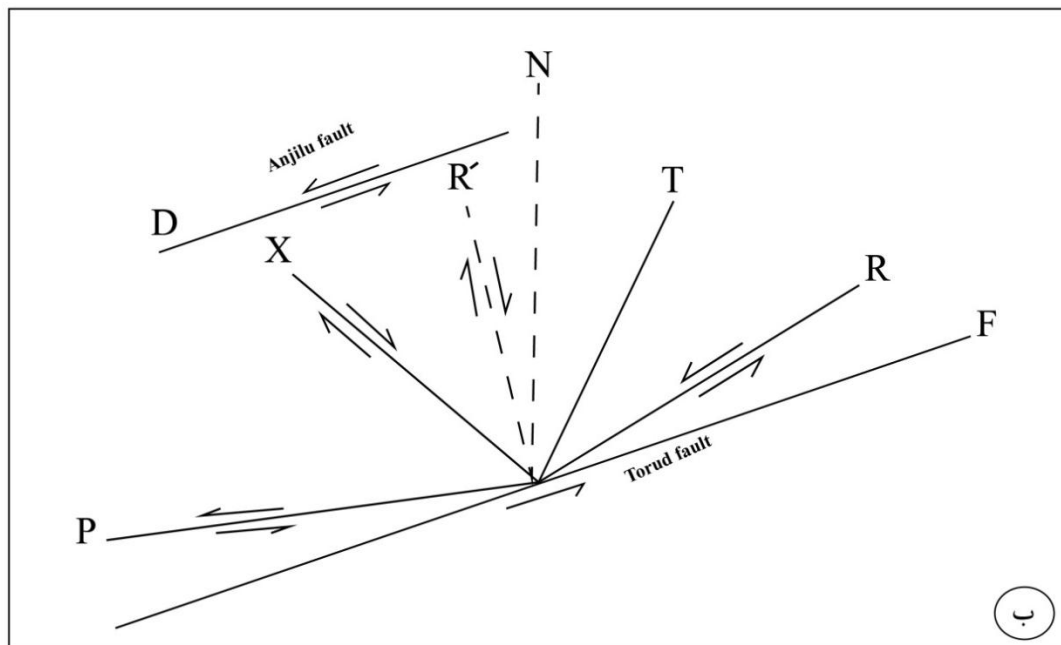
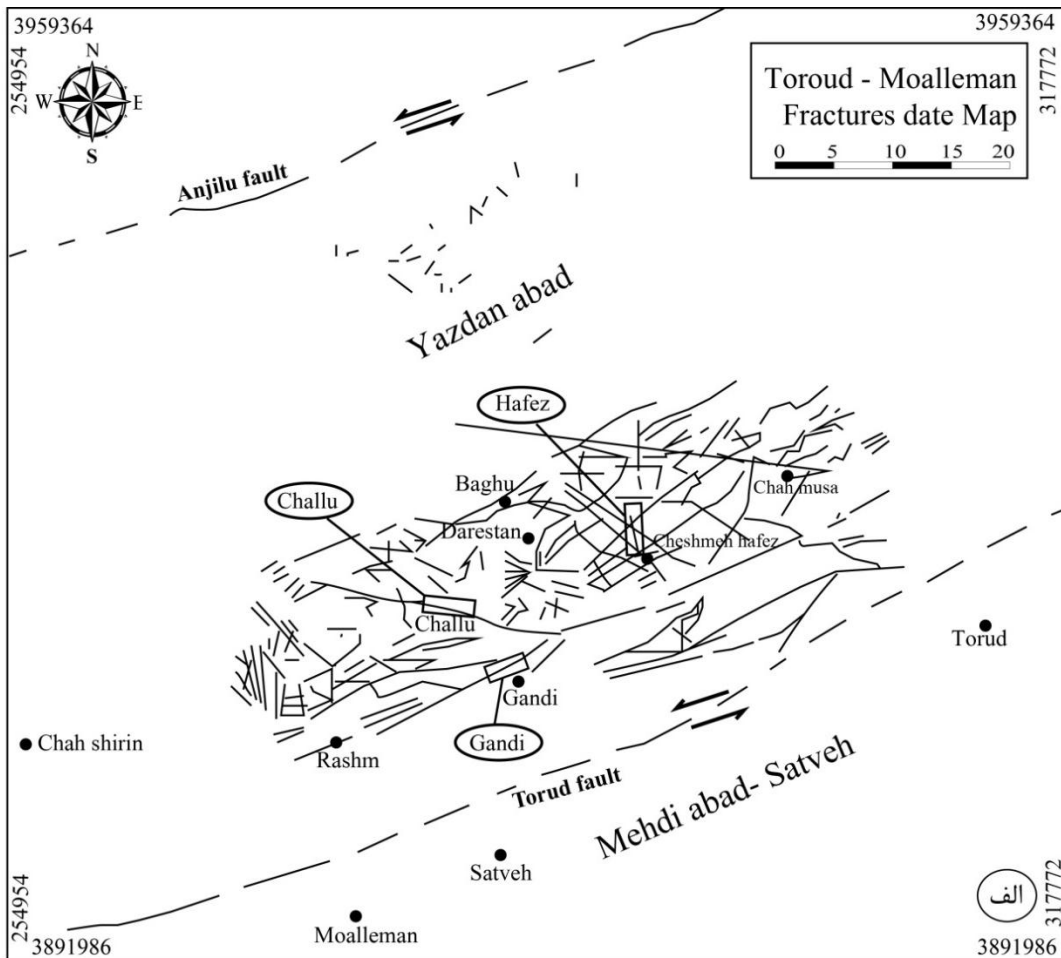
کی‌نژاد (۱۳۸۷)، با اندازه‌گیری و به نقشه در آوردن گسل‌ها و شکستگی‌های کوچک و بزرگ در منطقه ترود، به بررسی سامانه جنبش در گسل‌های چالو و گندی (جدول ۲-۱) و تحلیل شکستگی‌ها و ارتباط آن با کانه‌زایی منطقه پرداخته و موقعیت انواع شکستگی‌های مرتبط با برش گسل ترود را به نمایش درآورد (شکل ۲-۸ ب) نامبرده شکستگی‌های دارای رگه‌های کانه دار در منطقه ترود را در گروه R-R'-T-X-P و D طبقه بندی نمود. این طبقه‌بندی را برای اولین بار پور کرمانی (۱۳۷۷) انجام داده است (جدول ۲-۲).

در شکل (۲-۱۰) نمودار گل سرخی شکستگی‌های دربرگیرنده رگه‌های کانه‌دار در منطقه چالو، نشان داده شده است. با توجه به دیاگرام گل سرخی مربوط به گسل‌ها و شکستگی‌های دارای رگه‌های کانه‌دار در

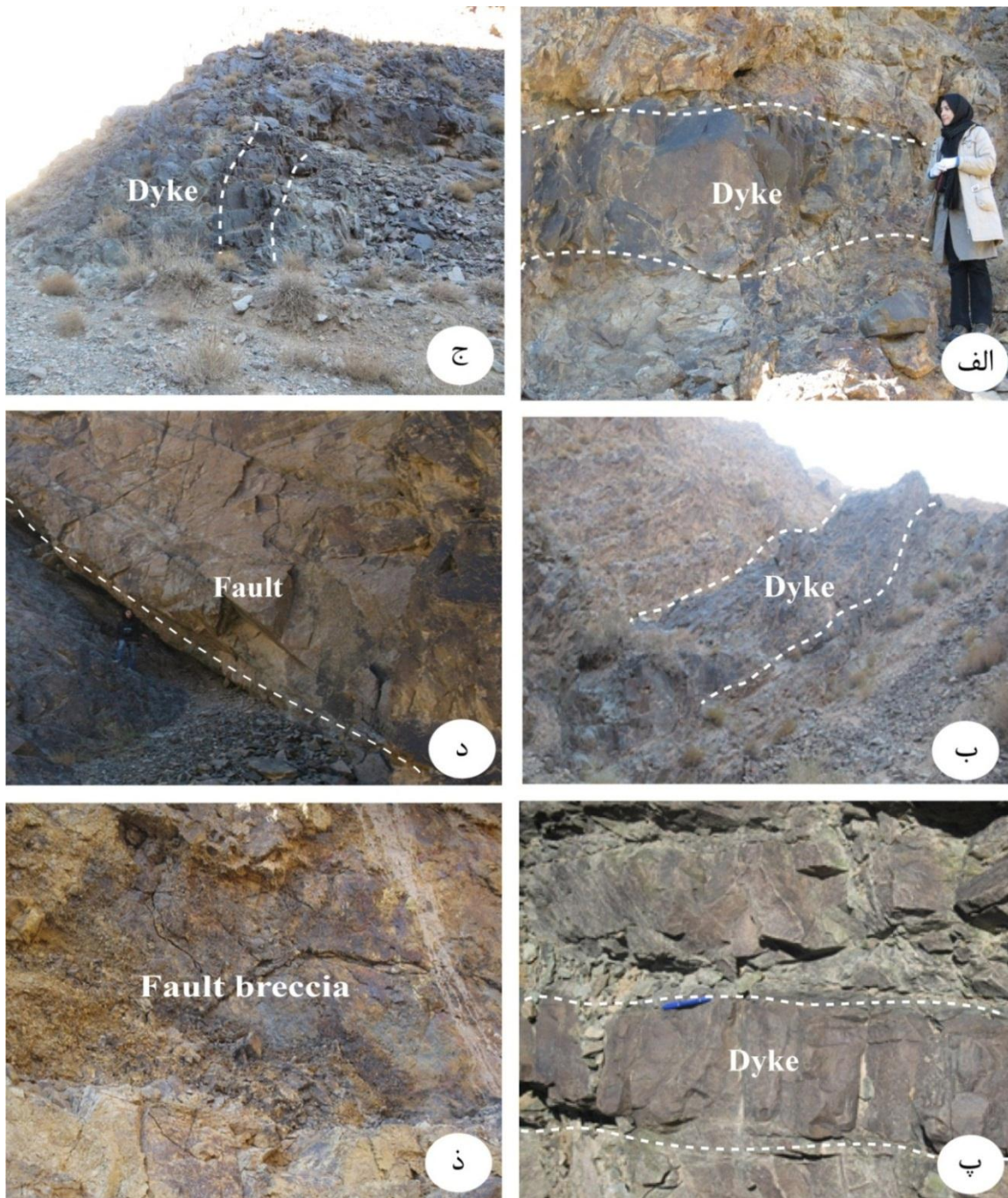
منطقه چالو، می توان چنین استنباط کرد که رگه های کانه دار از روند اصلی شکستگی های منطقه (شرقی - غربی) تبعیت نموده است. کانی سازی عمده مس در رگه های سلیسی ناپیوسته بیشتر درون گسله ها و شکستگی های منطقه نهشته شده اند و همه رگه های سلیسی در امتداد شکستگی های نوع P جایگیر شده اند. مشخصات مربوط به گسل ها و شکستگی های دارای رگه های کانه دار در جدول ۲-۳ ارائه شده است.

۲-۷- دایک ها

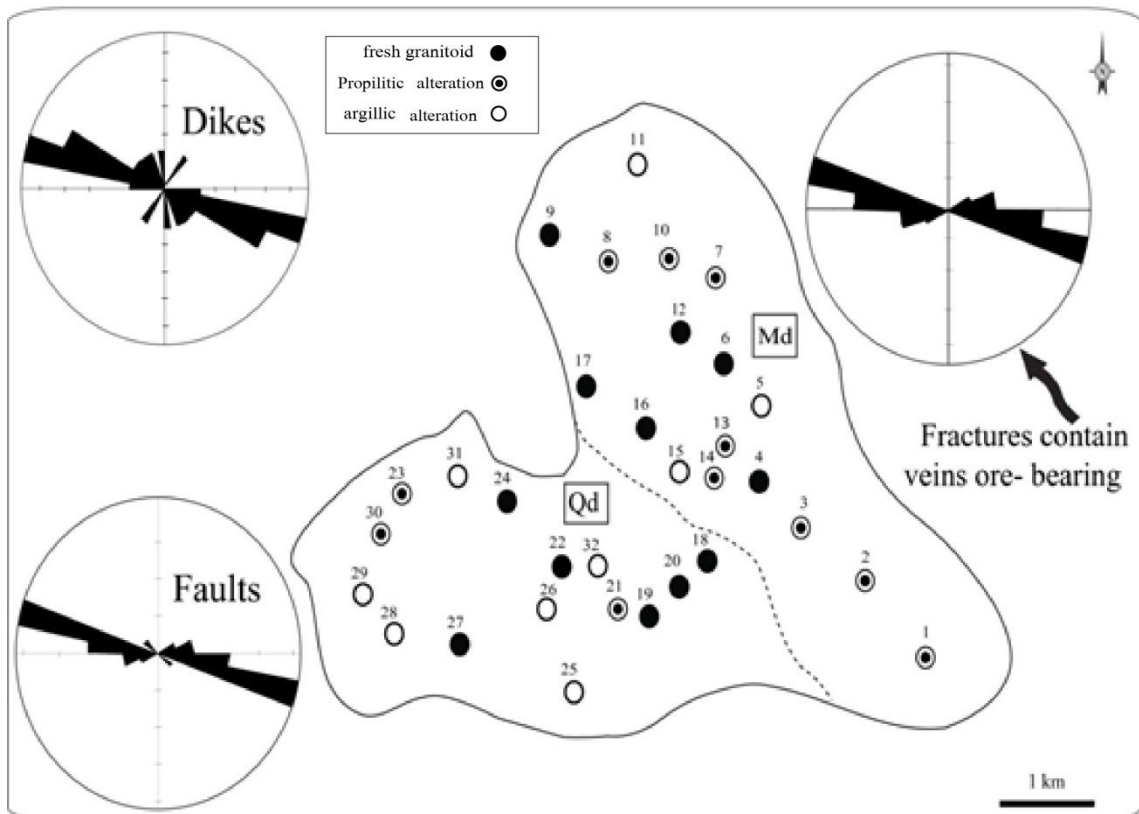
در شکستگی های سنگ های محدوده مورد مطالعه، یکسری دایک پورفیری با ماهیت غالب آندزیت تزریق شده اند (شکل ۲-۹). این دایک ها، واحد ساب ولکانیک را قطع نموده اند. بنابراین جزء آخرین تظاهرات ماگمایی این منطقه می باشد. وجود دایک های متعدد با ماهیت های متفاوت، بیانگر تأثیر نیروهای کششی بر منطقه است که حداقل از الیگوسن به بعد بر منطقه وارد شده اند. این دایک ها به رنگ سبز تیره و با ضخامت ۳۰ سانتی متر تا ۱ متر قابل مشاهده اند. روند دایک ها با شکستگی های ایجاد شده در این منطقه همخوانی دارد و اکثر دایک ها در امتداد شکستگی های کششی مشاهده می گردد (کی نژاد، ۱۳۸۷). در شکل ۲-۱۰ نمودار گل سرخی آن ها ارائه شده است.



شکل ۲-۸- الف) نقشه شکستگی‌های شمال منطقه ترود- معلمان و جانمایی گسل‌های چالو، گندی و حافظ ؛ ب) نمایش موقعیت انواع شکستگی‌های مرتبط با زون‌های برشی در اطراف گسل ترود (برگرفته از کی‌نژاد، ۱۳۸۷).



شکل ۲-۹- تصاویری از دایک‌ها و گسل‌های موجود در منطقه چالو؛ الف) تصویری از یک دایک با ضخامت یک متر در واحد سنگی مونزودیوریت که ضخامت آن به سمت بالا کاهش یافته و به ۳۰ سانتی‌متر می‌رسد؛ ب و پ) تصاویری از دایک‌ها با روند کلی به سمت جنوب و به موازات شکستگی‌ها؛ ج) تصویری از یک دایک آندزیتی که توده نفوذی را قطع نموده است؛ د) تصویری از یک گسل نرمال؛ ذ) نمایی از لیمونیتی شدن و برشی شدن در سطح گسل چالو.



شکل ۱-۲- نمودارهای گل سرخی داده‌های برداشت شده از گسل‌ها، دایک‌ها و شکستگی‌های دارای رگه‌های کانهدار در توده گرانیتوئیدی چالو؛ (نقاط بر روی توده بیانگر ایستگاههای برداشت شده به منظور مطالعات فابریک مغناطیسی است).

جدول ۱-۲- ویژگی‌های گسل‌های چالو و گندی (کی‌نژاد، ۱۳۸۷).

نام گسل	روند	شیب	سازوکار	جنس و سن سنگ های بریده شده
چالو	شرقی - غربی	۷۰ درجه جنوب - جنوب غرب	راستالغز چپ گرد	سنگ‌های آهک کرتاسه و تراکی آندزیت اتوسن
گندی	شمال شرق = جنوب	۵۰ تا ۷۰ درجه به شمال	راستالغز چپ گرد+	سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری

جدول ۲-۲- طبقه‌بندی شکستگی‌های دربرگیرنده رگه‌های کانه‌دار، دایک‌ها و رگه‌های باریت در مناطق مختلف معدنی منطقه تروند(کی‌نژاد، ۱۳۸۷).

منطقه	کانه	نوع شکستگی‌های دربرگیرنده کانه	دایک	باریت
خانجار	سرب-روی-نقره- کادمیوم	D, R, X	R, T	
گندی	سرب - طلا	R-D		P
دارستان	مس- طلا	R-R'	R'	
باغو	طلا - فیروزه	D	R	
چالو	مس- طلا	P		
چشمه حافظ	سرب-روی- طلا	R-T	تمام روندها	
چشمه حافظ	مس	D-T	تمام روندها	
چاه موسی	مس	D- R	D	
قله کفتران	مس	D- R		
شمال گندی	طلا - مس	D- R		D- R-X
چشمه شیرین	مس	T- R'		
پشک	زئولیت	-	-	-

D: شکستگی‌های برشی همسو و هم‌جهت با عامل برش؛ R: شکستگی‌های برشی همسو با حرکت گسل که به طور میانگین با زاویه

۴۵ درجه نسبت به دیواره گسل ایجاد توسعه می‌یابد؛ R': شکستگی‌های برشی غیر همسو با حرکت گسل که به طور میانگین با زاویه ۱۵ درجه نسبت به دیواره گسل ایجاد توسعه می‌یابد؛ P: شکستگی‌های برشی همسو با حرکت گسل که به طور میانگین با زاویه ۴۵ درجه نسبت به دیواره گسل ایجاد توسعه می‌یابد و پس از تشکیل شکستگی‌های نوع R و با زاویه میامگین ۳۰ درجه نسبت به آن ایجاد می‌گردند؛ X: شکستگی‌های برشی کمیاب و غیر همسو با گسل که در صورت توسعه قرینه شکستگی‌های نوع R' می‌شود؛ T: شکستگی‌های کششی که با زاویه تقریباً ۴۵ درجه نسبت به عامل برش ایجاد می‌شوند.

جدول ۲-۳- الف) مشخصات مربوط به شکستگی های دارای رگه های کانه دار (کی نژاد، ۱۳۷۸)؛ ب) مشخصات مربوط به دایکها (مجیدی، ۱۳۹۲)؛ پ) مشخصات مربوط به گسل های منطقه چالو (کی نژاد، ۱۳۷۸).

ب

No.	Azimuth.	Dip.
۱	۳۰.۵	۳۰
۲	۴۵	۸۵
۳	۸۹	۳۹
۴	۳۸	۷۹
۵	۶۴	۶۸
۶	۵۸	۶۷
۷	۲۴	۷۰
۸	۲۰	۵۶
۹	۲۶	۶۸
۱۰	۲۴	۵۷
۱۱	۱۹	۶۰
۱۲	۱۷	۷۸
۱۳	۱۰	۸۸
۱۴	۱۳	۵۴

الف

No.	Azimuth	Length(m.)
۱	۷۸	۶۲
۲	۹۴	۵۴
۳	۹۲	۴۲
۴	۹۰	۲۷۴
۵	۱۱۰	۵۷
۶	۱۰۳	۱۲۳
۷	۱۰۷	۳۸۲
۸	۱۰۵	۵۲
۹	۱۰۳	۵۰.۴
۱۰	۹۳	۳۶
۱۱	۷۹	۴۴
۱۲	۱۰۷	۱۸۶
۱۳	۶۹	۱۴۲
۱۴	۹۵	۳۹
۱۵	۸۳	۲۷

پ

No.	Azimuth	Length(m.)	No.	Azimuth	Length(m.)
۱	۱۰.۹	۴۲۳	۱۱	۱۰.۷	۳۸۲
۲	۱۰.۳	۲۴۸۹	۱۲	۱۰.۵	۵۲
۳	۱۲۲	۷۲۱	۱۳	۱۰.۳	۵۰.۴
۴	۱۳۶	۵۲۴	۱۴	۹۳	۳۶
۵	۷۸	۶۲	۱۵	۷۹	۴۴
۶	۹۴	۵۴	۱۶	۱۰.۷	۱۸۶
۷	۹۲	۴۲	۱۷	۶۹	۱۴۲
۸	۹۰	۲۷۴	۱۸	۹۵	۳۹
۹	۱۱۰	۵۷	۱۹	۸۳	۲۷
۱۰	۱۰.۳	۱۲۳			

نتیجه‌گیری

توده گرانیتوئیدی چالو در پهنه ساختاری ایران مرکزی به درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تزریق شده است و کانه‌زایی آهن به صورت اسکارن ایجاد نموده است. این توده نفوذی با سنگ‌های دربرگیرنده دارای مرز مشخصی است و از دو واحد سنگی مونزودیوریت و کوارتزیدیوریت تشکیل شده است. در صحرا، رنگ آن‌ها از خاکستری روشن تا خاکستری تیره مایل به سبز متغییر است. در این توده، حداقل دو مرحله دگرسانی روی داده است که آثار آن در صحرا به راحتی قابل مشاهده است. بر سطح این سنگ‌ها به ویژه در حاشیه سنگ‌های مونزودیوریتی، انکلاوهای ریزدانه فراوانی مشاهده می‌شود. علاوه بر انکلاوها، قطعاتی از سنگ‌های میزبان به صورت زینولیت در اندازه بزرگتر در داخل آن‌ها قابل مشاهده است. وجود جهت‌یافتگی کانی‌های پلاژیوکلاز در صحرا از مشاهدات بارز در سنگ‌های کوارتزیدیوریتی می‌باشد. همچنین وجود گسل‌های عادی در این منطقه بیانگر حاکم بودن رژیم کششی در آن‌ها بوده است.

فصل سوم

پتروگرافی

بر اساس اهداف تعیین شده در این پژوهش و در راستای مطالعات فابریک‌های مغناطیسی در توده نفوذی چالو، بررسی‌های پتروگرافی به منظور تعیین و شناسایی انواع کانی‌ها، ترتیب تبلور آن‌ها، انواع دگرسانی‌های موجود، نامگذاری و همچنین مطالعات ریزساختی واحدهای مختلف سنگی صورت گرفته است. بر همین اساس، از هر کدام از ایستگاه‌های مغزه‌گیری شده توده گرانیتوئیدی چالو، تعدادی مقاطع نازک تهیه شد. همچنین تعدادی از نمونه‌های اسکارنی موجود نیز برداشت شده و از نظر ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی مورد مطالعه قرار گرفته است. در این مبحث تلاش می‌گردد خصوصیات پتروگرافی توده نفوذی مورد مطالعه و اسکارن مرتبط با آن ارائه شود.

۳-۱- پتروگرافی واحدهای مختلف توده گرانیتوئیدی چالو

به طور کلی در توده گرانیتوئیدی چالو، دو گروه سنگی با ترکیب مونزودیوریت و کوارتزیدیوریت رخنمون دارند. از بین سنگ‌های نامبرده مونزودیوریت‌ها دارای فراوانی بیشتری هستند. بر اساس تلفیق مطالعات صحرایی و بررسی‌های دقیق پتروگرافی، دو نوع دگرسانی نیز در توده مورد بررسی تشخیص داده شد. در زیر بافت‌ها و انواع کانی‌های اساسی، شاخص، فرعی و همچنین کانی‌های پساماگمایی حاصل از دگرسانی هر کدام از این دو واحد سنگی به تفکیک آورده شده است. در جدول (۳-۱)، علائم اختصاری به کار رفته برای کانی‌های مورد بررسی ارائه شده است. این علائم از کرتز (۱۹۹۴)، اقتباس شده‌اند.

لازم به توضیح است که کانی‌های موجود در این دو توده بر حسب گیل^۱ (۲۰۱۰) رده‌بندی شده‌اند. ایشان ۴ گروه کانی در سنگ‌های آذرین توصیف نموده و معتقدند این روش علاوه بر نام‌گذاری دقیق، اطلاعات بیشتری از سنگ آذرین در اختیار ما قرار می‌دهد.

1- Gill

به منظور ارائه نام‌های ساده و حاوی اطلاعات مفید به سنگ، بهتر است که کانی‌های موجود در سنگ را در قالب چهار گروه زیر در نظر گرفت (گیل، ۲۰۱۰):

۱. کانی‌های اساسی: کانی‌هایی که حضور آن‌ها بر نام ریشه‌ای سنگ تاثیر می‌گذارند. برای مثال فراوانی غالب پلاژیوکلاز کلسیک و اوژیت در یک سنگ درشت دانه به ارائه نام ریشه‌ای 'گابرو' منجر می‌شود. نبود هر کدام از این کانی‌های اساسی این نام را نامعتبر می‌سازند: مثلاً اگر به جای اوژیت، در سنگ الیوین حضور داشته باشد، نام آن تروکتولیت خواهد شد.

۲. کانیهای شاخص: کانی‌هایی که حضورشان بر نام ریشه‌ای سنگ اثر نمی‌گذارند، اما با استفاده از کلمات فرعی تقسیم‌بندی آن سنگ را به زیر گروه‌هایی ممکن می‌سازد. برای مثال، یک الیوین گابرو، علاوه بر پلاژیوکلاز کلسیک و اوژیت دارای الیوین نیز می‌باشد. کانی‌هایی که به عنوان کانی‌های شاخص انتخاب شده‌اند غالباً اطلاعاتی در خصوص ترکیب سنگ ارائه می‌دهند: برای مثال حضور الیوین نشان می‌دهد که گابرو تا حدودی کمبود SiO_2 دارد و حضور اژرین در یک سینیت نشانه پرآلکالن بودن آن است.

۳. کانی‌های فرعی یا عارضه‌ای: کانی‌های موجود در یک سنگ (اغلب در مقادیر جزئی) که اطلاعات اندکی درباره ویژگیهای شیمیایی کلیدی آن ارائه می‌دهند و بنابراین در نامگذاری سنگ مشارکت مهمی ندارند. کرومیت، منیتیت، آپاتیت و ایلمینیت مثالهایی از این کانی‌ها هستند.

۴. کانی‌های پساماگمایی: کانی‌هایی که بعد از تبلور کامل ماگما تشکیل می‌شوند و شامل:

- کانی‌های گرمابی پرکننده رگه‌ها و سایر حفرات (مثل زئولیت)؛

- کانی‌های ثانویه مثل اپیدوت که جایگزین کانی‌های اولیه می‌شوند.

از آنجا که کانی‌های پساماگمایی در مرحله گرمابی تاخیری تشکیل می‌شوند تا فرآیندهای آذرین، پس در رده‌بندی سنگ‌های آذرین نقشی ندارند اما چون تشکیل آن‌ها سبب بروز تغییرات شیمیایی مهمی می‌گردد، همیشه باید به حضور آن‌ها در سنگ اشاره نمود.

جدول ۳-۱- علائم اختصاری کانی‌ها در توده گرانیتوئیدی چالو (کرتز^۲، ۱۹۹۴).

نوع کانی	علامت اختصاری	نوع کانی	علامت اختصاری
کلریت	Chl	هورنبلند	Hb
بیوتیت	Bio	آپاتیت	Ap
اپیدوت	Epd	منیتیت	Mt
کوارتز	Qtz	هماتیت	Ht
اپک	Opq	اسفن	Sph
پلاژیوکلاز	Plg	آلکالی‌فلدسپار	Kfs
پیروکسن	Px	گارنت	Grt

۳-۱-۱- واحد مونزودیوریت

۳-۱-۱-۱- بافت

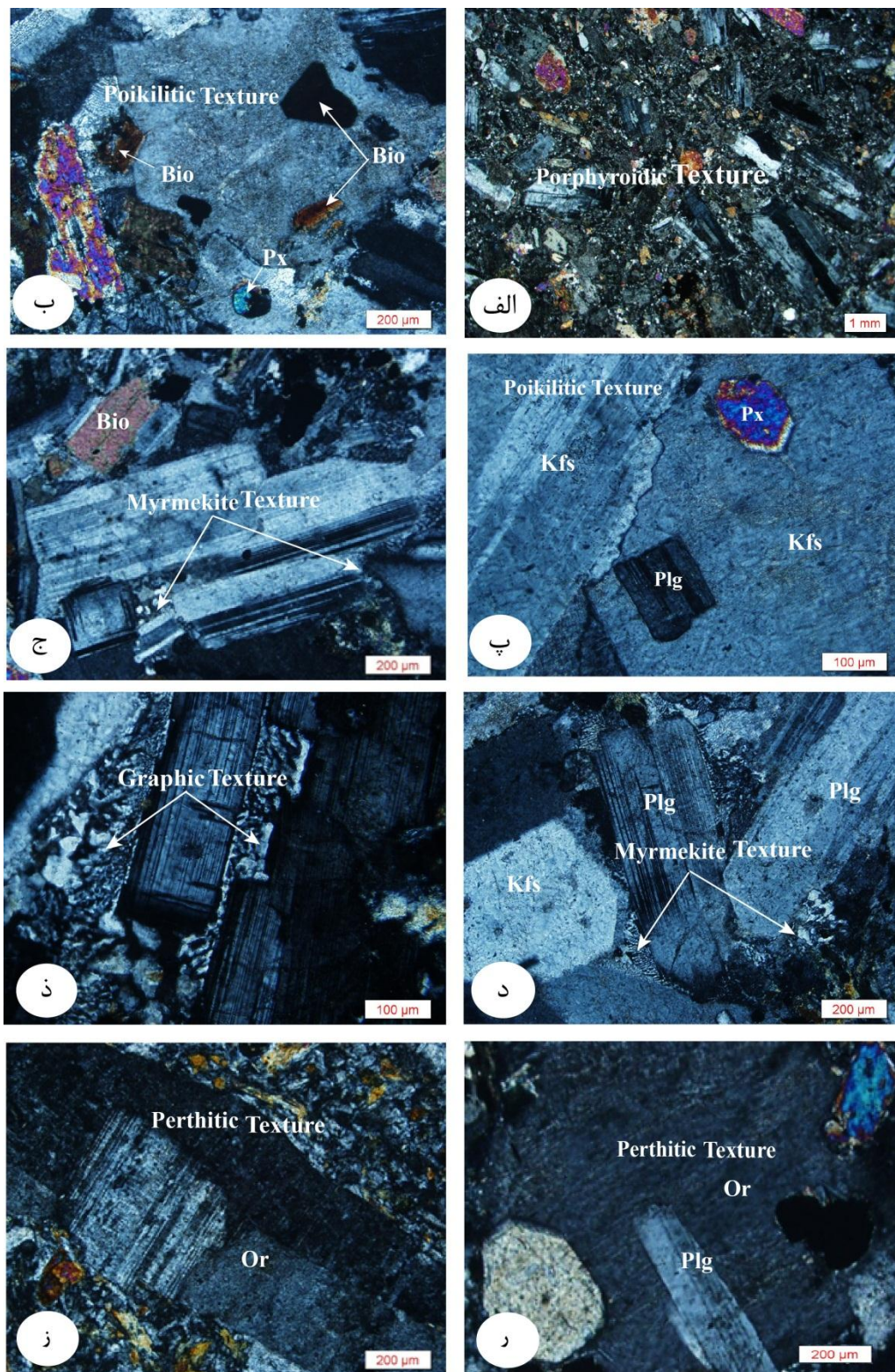
بررسی‌های کانی‌شناسی و پتروگرافی نشان می‌دهد که بافت پورفیروئیدی از بافت‌های غالب در این واحد سنگی است که به نظر می‌رسد به علت ساب و لکانیک بودن توده مورد مطالعه باشد (شکل ۳-۱الف). این بافت، ناشی از حضور بلورهای تخته‌ای درشت پلاژیوکلاز است که در زمینه‌ای از کانی‌های دانه‌ریز دیگر قرار گرفته است. بافت‌های پوئی‌کلیتیک، میرمکیتی، گرافیکی و پرتیتی از دیگر بافت‌های مشاهده شده در این واحد می‌باشد.

بافت پوئی‌کلیتیک: در این واحد کانی‌های بیوتیت و پیروکسن به صورت ادخال در داخل بلور فلدسپار قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۱ب). این امر حاکی از تبلور زودتر و یا همزمان آن‌ها با بلور فلدسپار است. در برخی مقاطع، آلکالی‌فلدسپار بلورهای کوچک پلاژیوکلاز را به صورت ادخال دربر گرفته است که نشان از تشکیل این کانی به صورت یک فاز تأخیری است (۳-۱پ). این بافت می‌تواند از تبلور یک ماده مذاب فلسیک‌تر یا مذاب آب‌دار، پس از تبلور بلورهای بسیار کوچک و سریعاً تشکیل

شده پلاژیوکلاز، بیوتیت و پیروکسن در سیستم ماگمایی مافیک و در طی پیشرفت و سیستم تحول دو رگه‌ای به وجود آید (باکستر و فرلی^۳، ۲۰۰۲). در این حالت سیستم دورگه‌ای حاوی بلورهای بسیار ریزی است که با محیط خارج به آرامی سرد می‌شوند و نزدیک به لیکیدوس ماده مذاب برجای مانده، تعداد کمی از هسته‌های آلکالی فلدسپار تشکیل می‌شوند، نتیجه این عمل رشد تعدادی از بلورهای درشت آلکالی فلدسپار می‌باشد که به صورت بافت پوئی‌کلیتیکی بلورهای قدیمی‌تر را در بر می‌گیرند. کانی‌های اذخال، به علت رشد سریع، غالباً به صورت نامنظم مشاهده می‌شوند. با استفاده از این بافت می‌توان روند و ترتیب تبلور کانی‌ها را تعیین نمود.

بافت میرمکیتی: در حاشیه پلاژیوکلاز و در مجاورت با آلکالی فلدسپارها، هاله‌ای از بلورهای کرمی شکل کوارتز به شکل نامتقارن و به صورت بافت میرمکیتی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱ج، د). میرمکیت‌ها، معمولاً در اثر هم‌رشدی کرمی شکل کوارتز و پلاژیوکلاز (هم‌رشدی از مرز کانی‌ها به سمت داخل صورت می‌گیرد) و با جایگزینی فلدسپات پتاسیم با سیالات کلسیم و سدیم‌دار تشکیل می‌شود. این بافت، عمدتاً در حاشیه کانی‌های اولیه یافت می‌شوند (کولینز، ۱۹۹۷). نظریه‌های مختلفی در مورد نحوه تشکیل میرمکیت ارائه شده است:

- رشد همزمان کوارتز و فلدسپات یا تبلور مستقیم آن‌ها، از یک مذاب؛
- تبلور مجدد کوارتز به صورت میرمکیت؛
- جانشینی آلکالی فلدسپار توسط پلاژیوکلاز سدیک، این فرآیند سبب آزادسازی SiO_2 و ته نشینی آن به صورت کوارتز ورمیکوله (کرمی شکل) می‌شود. بر اساس این نظریه محلول‌های سدیم و کلسیم‌دار به صورت زیر با آلکالی فلدسپار واکنش می‌دهند (بک، ۱۹۰۸):



شکل ۳-۱- تصاویر میکروسکوپی از انواع بافت‌ها در واحد سنگی مونزودیوریت؛ الف) بافت پورفیروئیدی ب، پ) بافت پوئیکلیتیک؛ ج، د) بافت میرمکیت در حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز؛ ذ) بافت گرافیکی؛ ر) تصویر میکروسکوپی از بافت پرتیت در نمونه‌های غیر دگرسان شده مونزودیوریت؛ ز) نمایی از پرتیت‌های درشت، در نمونه‌های دگرسان شده مونزودیوریت (همه تصاویر در نور پلاریزه گرفته شده است).

می‌شود. نام گرافیک از روی شباهت شاخه‌های به هم چسپیده کوارتز به خط میخی اقتباس شده است.

بافت پرتیتی: این بافت نیز بسیار اندک و در تعداد کمی از مقاطع نازک مشاهده شده است. پرتیت‌های درشت‌تر، در نمونه‌های دگرسان شده مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱ ز). پارسنز و براون (۱۹۸۴)، پرتیت‌های درشت را به فعالیت‌های گرمایی در دمای کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد نسبت می‌دهند. تیغه‌های پرتیت در نمونه‌های غیردگرسان، کوچک و به سختی قابل تشخیص است (شکل ۳-۱ ر). سرد شدن آرام و آهسته باعث می‌شود دو فازی که با هم رشد کرده‌اند از یکدیگر جدا شوند. اختلاط ناپذیری فازهای سرشار از سدیم و پتاسیم در فلدسپات آلکالن نسبتاً ساده است. از این رو پدیده هم‌رشدی پرتیتی بسیار معمول است. اصولاً تفکیک پتاسیم و سدیم نسبت به تحرک آلومینیوم و سیلیس در فرآیند هم‌رشدی‌ها بیش‌تر قابل مشاهده است. بر اثر این عمل، عناصر سدیم و پتاسیم مجدداً متحرک و از هم جدا می‌شوند اما عناصر آلومینیوم و سیلیس که پیوند قوی‌تری برقرار می‌کنند این‌گونه نیستند (اسمیت و براون، ۱۹۸۸). بنابراین فازهای درهم‌رشد کرده و یکنواخت، می‌توانند به راحتی از هم جدا شوند. به اعتقاد چاپل و وایت (۲۰۰۱)، حضور بافت پرتیتی دلیل بر کم بودن میزان فشار بخار آب است.

۳-۱-۱-۲- کانی‌ها

بر اساس مطالعات پتروگرافی صورت گرفته و رده‌بندی گیل (۲۰۱۰)، در سنگ‌های سالم (غیردگرسان شده) مونزودیوریت‌ها، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، هورنبلند و بیوتیت کانی‌های اساسی، پیروکسن و کوارتز کانی‌های شاخص، آپاتیت، منیتیت و اسفن کانی‌های فرعی و کلریت، سربیسیت و کانی‌های گروه اپیدوت و اکتینولیت کانی‌های پسامگمایی تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌باشند. در زیر ویژگی‌های کانی‌شناسی هر یک از آن‌ها به تفصیل آورده شده است.

کانی‌های اساسی

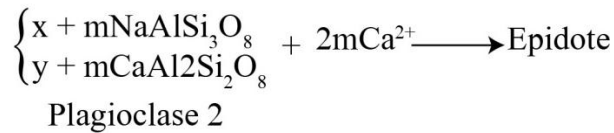
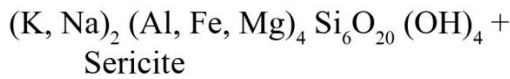
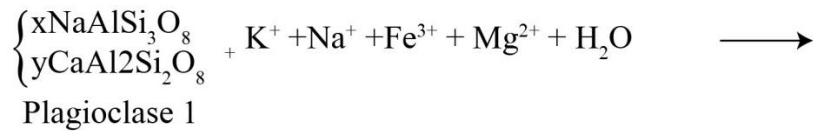
پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز فراوانترین کانی موجود در سنگهای واحد مونوزودیوریتی است که به صورت درشت بلورهای عمدتاً شکل‌دار و تخته‌ای شکل حضور دارد و دگرسانی عموماً به صورت نوسانی در بخش‌های مختلف بلور مشاهده می‌شود. همچنین ماکل‌های تکراری (پلی سنتتیک)، پریکلین (شکل ۲-۳ د) و دوتایی-تکراری نیز در آن‌ها قابل مشاهده است. در حاشیه این بلورها و در مجاورت با آلکالی فلدسپارها هاله‌ای از بلورهای کرمی شکل کوارتز به صورت بافت میرمکیتی مشاهده می‌شود (شکل ۱-۳ ج، د). بر اساس زاویه خاموشی حداکثر و همچنین نتایج تجزیه نقطه‌ای انجام گرفته توسط قربانی (۱۳۸۴)، پلاژیوکلازها دارای ترکیب درحد اولیگوکلاز تا آندزین می‌باشند. در برخی از پلاژیوکلازها آثار خوردگی در حاشیه آن‌ها مشاهده می‌شود؛ که می‌تواند نشان دهنده برهم خوردن تعادل شیمیایی ماگما باشد (شکل ۲-۳ د). پدیده منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها بسیار اندک و انگشت شمار است و در پلاژیوکلازهای شمال غرب توده مشاهده می‌شود (شکل ۲-۳ الف). منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها، به دلیل کاهش سریع و لحظه‌ای ماگما، کاهش فشار بخار آب، اختلاط ماگمای جدید و تغییرات غلظت ماگما می‌باشد (کریم‌پور، ۱۳۷۷). این پدیده مستلزم تعادل بلور با ماگما و جایگزینی Na به جای Ca و همچنین Si به جای Al برای حفظ توازن بین کاتیون‌هاست. به عبارت دیگر منطقه بندی، نشانگر آهسته‌تر بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت تبلور است (شلی، ۱۹۹۳).

در برخی از مقاطع درشت بلورهای پلاژیوکلاز دگرسانی انتخابی نشان می‌دهند به این صورت که برخی از بلورهای پلاژیوکلاز دچار دگرسانی گرمایی شدید شده‌اند و همراه با پلاژیوکلازهای سالم یافت می‌شوند. این امر بیانگر حضور دو نسل پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها می‌باشد. دگرسانی انتخابی، در اثر تزریق پالس‌های متعدد ماگما، آمیختگی ماگمایی و یا هنگامی که یک ماگمای مافیک با مذاب فلسیک ترکیب شده و ماگمای دورگه (هیبرید) را به وجود می‌آورد، تشکیل می‌شود (شلی، ۱۹۹۳). بیشتر پلاژیوکلازهای موجود در مقاطع به علت فرآیند دگرسانی به سریسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند.

فرآیند سربسیتی شدن در پلاژیوکلازهای منطقه مورد مطالعه بر خلاف حالت معمول که اکثرأ در مرکز مشاهده می‌شود، به حاشیه محدود شده و مرکز آن (هسته) سالم مانده است (شکل ۲-۳ ر). ساده‌ترین تفسیر برای این حالت را می‌توان به دسترسی و پیشروی سیال به درون خلل و فرج پلاژیوکلازها از طریق ریزشکستگی‌ها در پلاژیوکلاز نسبت داد (کوی و آلن، ۱۹۹۶). ریزشکستگی‌ها ممکن است در اثر انقباض در حین سرد شدن توده گرانیتوئیدی و یا احتمالاً شکستگی‌های هیدرولیکی که به وسیله خود سیالات صورت گرفته به وجود آمده باشد؛ به طوری که هر جا سیال نفوذ کرده و دسترسی سیال به آن ناحیه بیشتر بوده دگرسانی رخ داده است. سربسیت به صورت نامنظم و گاهی دانه‌های جهت‌یابی شده علاوه بر جانیشینی با پلاژیوکلاز، در بعضی مقاطع به صورت پراکنده در زمینه سنگ نیز دیده می‌شود. از مهم‌ترین واکنش‌های تشکیل سربسیت، می‌توان به زیر اشاره کرد:



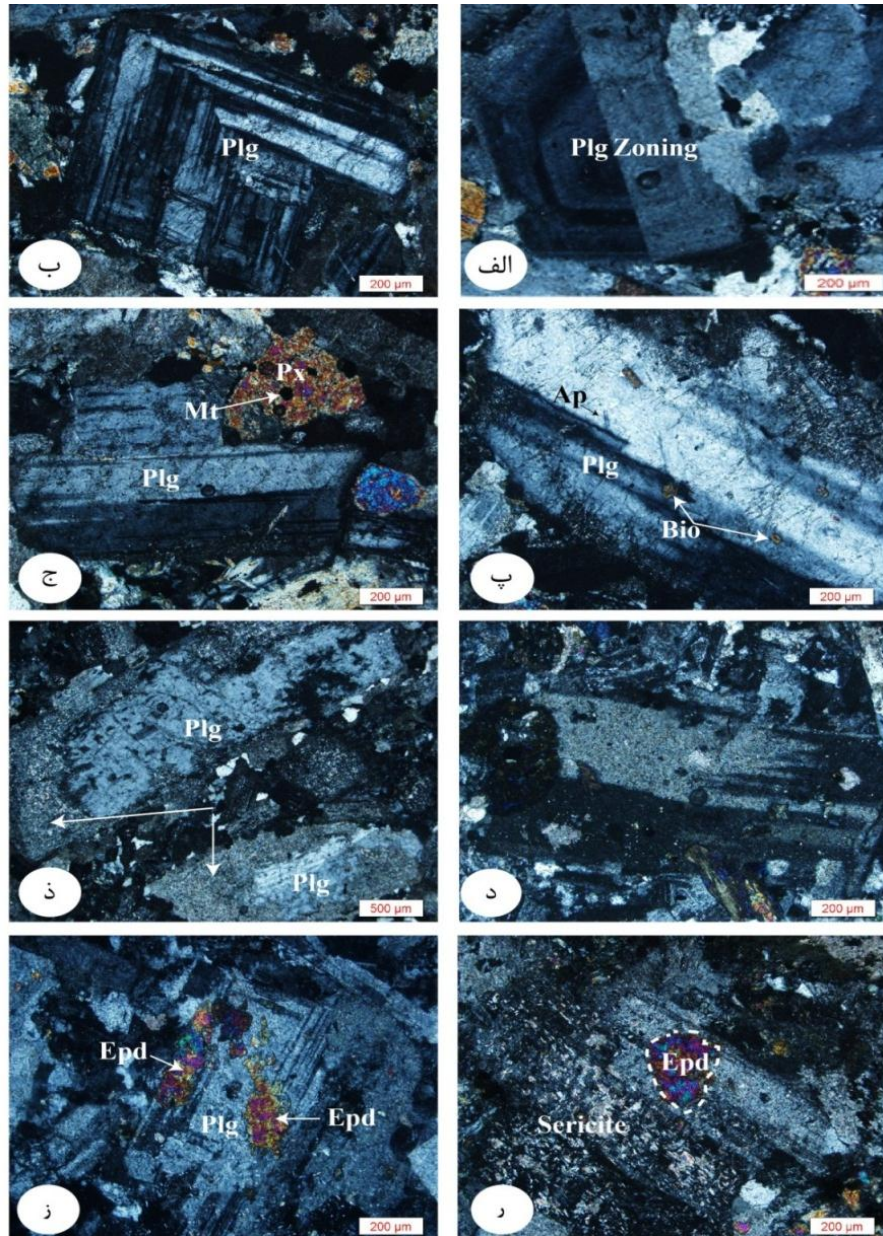
علاوه بر سربسیت، اپیدوت نیز به صورت لکه لکه بر روی درشت بلور پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود (شکل ۲-۳، ز). فرآیند سربسیتی شدن پلاژیوکلازها به وسیله واکنش سیالات گرمایی با دیواره منافذ یا خلل و فرج موجود در پلاژیوکلازها باعث رشد سربسیت و تشکیل پلاژیوکلاز سدیک‌تری می‌شود (رشد سربسیت نیازمند افزایش آب و K^+ است). این فرآیند باعث آزاد شدن و انتشار Ca می‌گردد که با دیگر اجزاء آزاد شده در طول کلریتی شدن بیوتیت باعث تشکیل اپیدوت می‌شود. بر اساس نظر کوی و آلن (۱۹۹۶)، این فرآیندها بر اساس واکنش زیر صورت می‌گیرد:



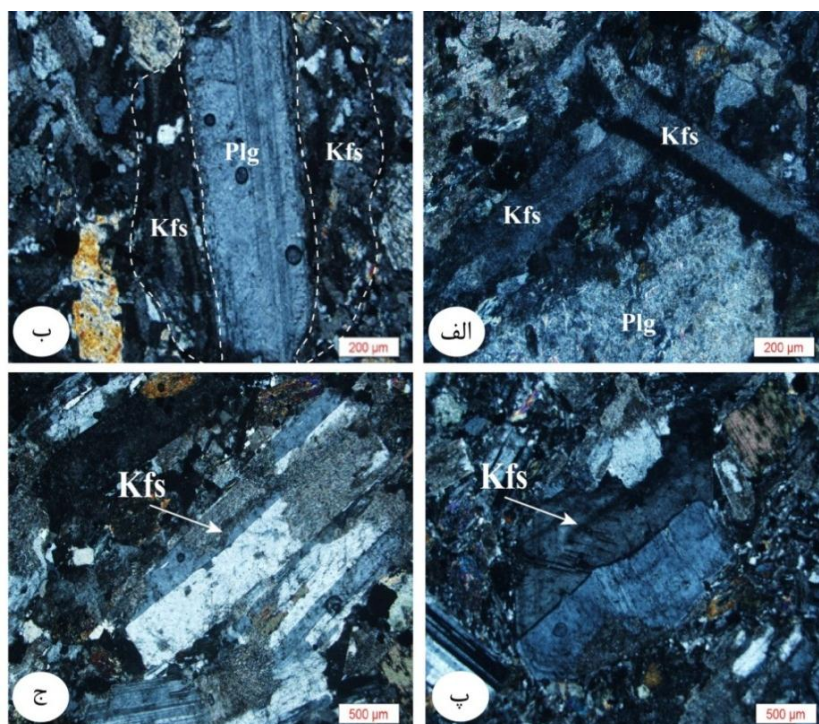
ارتوکلاز: آلکالی فلدسپارهای موجود در سنگ‌های مونوزودیوریتی، به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی‌شکل فضای خالی بین کانی‌ها را پر کرده و در برخی نمونه‌ها به صورت بلورهای درشت در کنار کانی پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳ الف). انواع درشت بلور، بافت بسیار زیبای پرتیت را به نمایش می‌گذارند (شکل ۱-۳ ر، ز). علاوه بر بافت پرتیت، تبلور همزمان بلورهای کوارتز با ارتوکلاز موجب تشکیل بافت گرافیکی شده است (شکل ۱-۳ د). در برخی مقاطع نیز، آلکالی فلدسپارها در اثر دگرسانی تا حدودی به سربسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. این کانی، گاهی به صورت هاله‌ای بلورهای پلاژیوکلاز را احاطه کرده است (شکل ۳-۳ ب). برخی از این بلورها دارای ماکل کارلسباد بوده و یا حاشیه آن‌ها دچار خوردگی شیمیایی شده است (شکل ۳-۳ پ، ج).

آمفیبول: آمفیبول فراوان‌ترین کانی مافیک در سنگ‌های منطقه است که به فراوانی در مقاطع مورد مطالعه مشاهده می‌شود. حضور این کانی نشان می‌دهد که ماگمای مولد در زمان تبلور این سنگ‌ها آبدار بوده است. این کانی به صورت خودشکل و ترکیب آن‌ها از نوع اکتینولیت و هورنبلند است که با برجستگی متوسط و چندرنگی سبز تا قهوه‌ای و حضور دو دسته رخ با زوایای ۵۶ و ۱۲۴ درجه مشخص می‌شوند (شکل ۴-۳ الف، ب). این کانی، در اثر فرآیند دگرسانی اکثراً به کلریت و اپیدوت تبدیل شده است (شکل ۴-۳ د، ذ). در بعضی از قسمت‌ها دارای ادخال‌هایی از کانی‌های پلاژیوکلاز و کدر هستند (شکل ۴-۳ پ، ج). این پدیده به دلیل صعود ماگما به اعماق کم است که باعث انحلال

قسمتهایی از آمفیبول می‌شود. در محیط جدید (فشار کم) حفرات ایجاد شده در آمفیبول توسط ماگمای جدید با ترکیب پلاژیوکلاز پر می‌شود (شلی، ۱۹۹۳).



شکل ۳-۲- تصاویر میکروسکوپی از انواع پلاژیوکلازها در واحد مونزودیوریتی؛ الف) پدیده منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها؛ ب) نمایی از بلور پلاژیوکلاز و ماکل جعبه‌ای؛ پ) تصویری از پلاژیوکلاز حاوی ادخال‌هایی از بیوتیت و آپاتیت؛ ج) تصویری از حضور پلاژیوکلاز به همراه کانی پیروکسن و منیتیت؛ د) نمایی از ماکل پریکلین در پلاژیوکلاز؛ ذ) تصویری از خوردگی حاشیه پلاژیوکلازها؛ ر) تصویری از اپیدوتی شدن و سریسیتی شدن پلاژیوکلاز؛ ژ) دورنمایی از اپیدوتی شدن پلاژیوکلاز در اثر فرآیند دگرسانی.



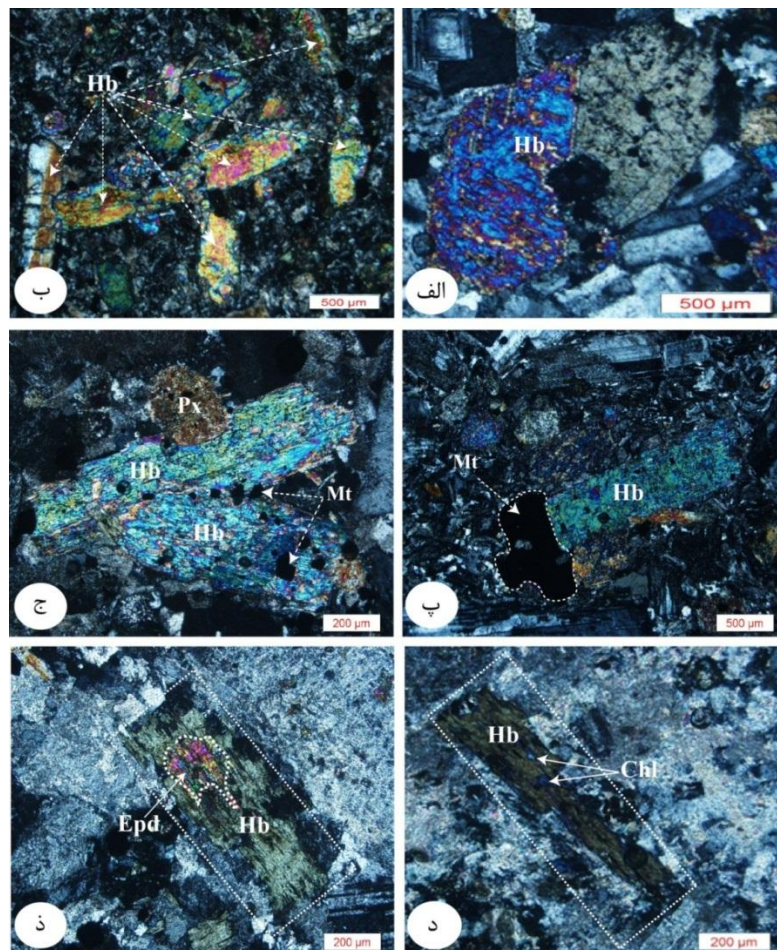
شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکوپی از حضور آلکالی فلدسپار در مونزودیوریت‌ها؛ الف) بلورهای درشت و خودشکل آلکالی فلدسپار؛ ب) احاطه شدن پلاژیوکلاز توسط آلکالی فلدسپار در مونزودیوریت‌ها؛ پ) ماکل کارلسباد در آلکالی فلدسپار؛ ج) خوردگی حاشیه‌های آلکالی فلدسپار.

بیوتیت: بیوتیت به صورت ورقه‌ای تا بی‌شکل و با چند رنگی قهوه‌ای تا زرد کم‌رنگ وجود دارد (شکل ۳-۵ الف، پ، ج، د). بیشتر بیوتیت‌ها به کلریت (سبزرنگ) تجزیه شده‌اند (شکل ۳-۵ ذ). بیوتیت‌های کلریتی شده با رنگ آبی فقط در بخش شمالی توده مشاهده شده است (شکل ۳-۵ ز). در طی کلریتی شدن بیوتیت چند مول $Mg (Mg+Fe)$ در بیوتیت و کلریت مبادله می‌شود. در طی این فرآیند مقدار Mg کلریت با افزایش درصد جایگزینی بیوتیت کاهش می‌یابد. در واقع تشکیل کلریت در پاسخ به تغییرات ترکیب در محلول (سیال) صورت می‌گیرد که با فروپاشی پی در پی مقدار بیوتیت همراه است. با مقایسه ترکیبات مجموع کانی‌ها به نظر می‌رسد این تغییرات (جان‌شینی) با حفظ حجم و در دمای ۲۰۰ درجه سانتیگراد انجام می‌شود (پری و دونی^۵، ۱۹۸۲). در برخی از مقاطع بیوتیت‌ها اپیدوتی شده و بخشی قابل توجهی از آن توسط اپیدوت دربر گرفته شده است (شکل ۳-۵ ر، ذ). همچنین کانی بیوتیت به صورت ادخال‌هایی در داخل بلور پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود که حاکی از

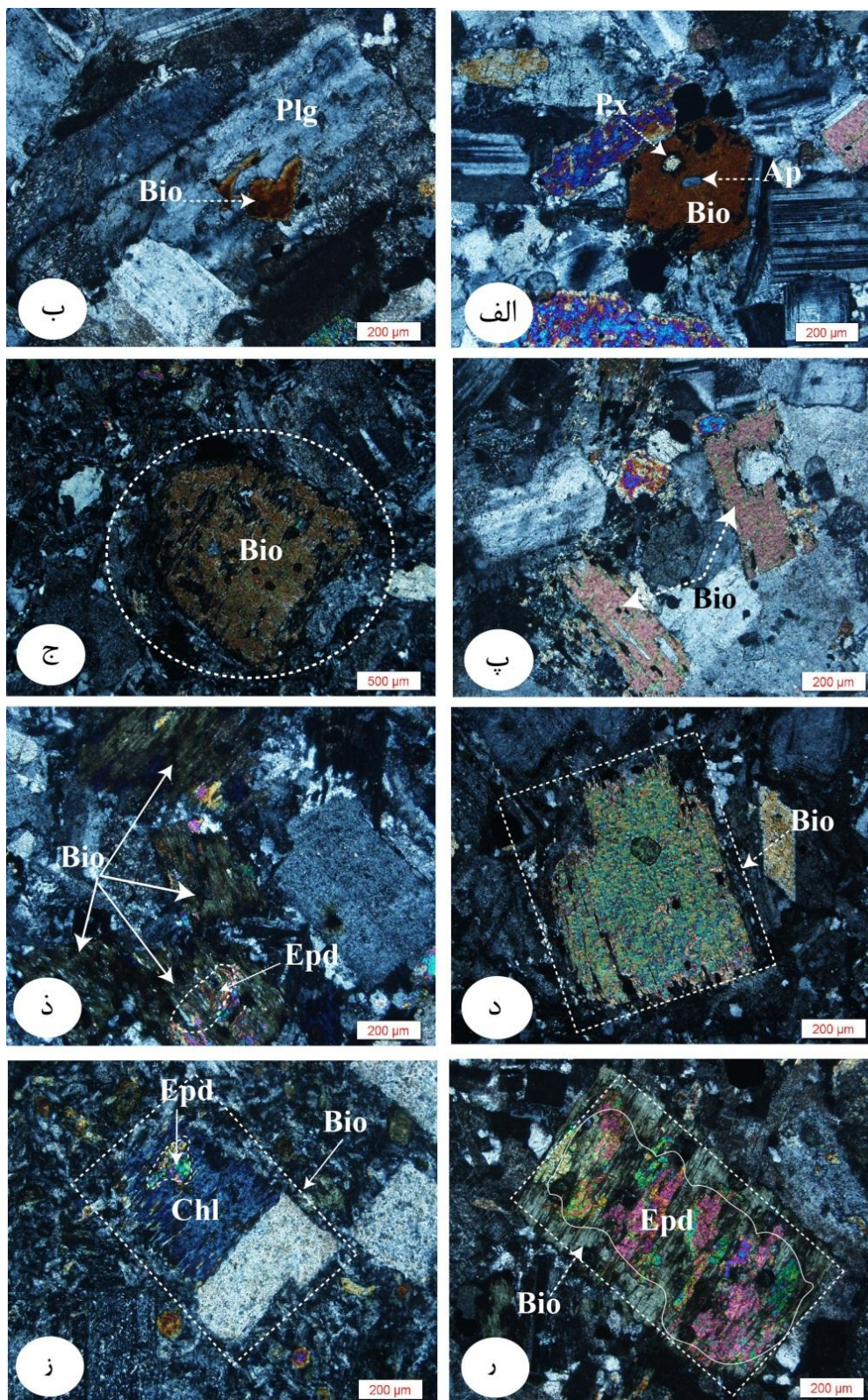
تبلور زودتر و یا همزمان آن با پلاژیوکلاز است (شکل ۳-۱ب، شکل ۳-۲-پ، ۳-۵ب). ایگل و بنفلید (۱۹۸۵)، واکنش زیر را برای دگرسانی بیوتیت در گرانیتوئیدها در دمای ۳۴۰ درجه سانتیگراد پیشنهاد کرده‌اند:



طبق این واکنش یون K^+ آزاد شده از کلریتی شدن بیوتیت باعث سرسیتی شدن پلاژیوکلاز می‌شود و Ca^{2+} خارج شده از سرسیتی شدن Plg در تولید اپیدوت و تیتانیت (اسفن ثانویه) مصرف می‌شود.



شکل ۳-۴- تصاویر میکروسکوپی از کانی آمفیبول در نمونه‌های سالم و دگرسان شده سنگ‌های مونزودیوریتی؛ (الف) نمایی از حضور آمفیبول به صورت خودشکل در نمونه‌های سالم؛ (ب) تصویری از تجمع چندین بلور هورنبلند، با رنگ سبز تا قهوه‌ای؛ (پ) تصویری از کانی هورنبلند همراه با منیتیت؛ (ج) تصویری از کانی منیتیت به صورت ادخال در هورنبلند؛ (د) تصویری از کلریتی شدن کانی هورنبلند در اثر فرآیند دگرسانی؛ (ذ) تصویری از تشکیل اپیدوت بر سطح کانی هورنبلند، در اثر فرآیند دگرسانی.



شکل ۳-۵- تصاویر میکروسکوپی از کانی بیوتیت در مونزودیوریت‌ها، الف) نمایی از بیوتیت ورقه‌ای حاوی ادخال‌هایی از آپاتیت و پیروکسن؛ ب) کانی بیوتیت به صورت ادخال در داخل پلاژیوکلاز؛ پ، ج، د) حضور بیوتیت‌های خودشکل به رنگ زرد تا قهوه‌ای؛ ذ، ر، ز) تصاویری از بیوتیت‌های دگرسان شده به کلریت و اپیدوت.

کانی‌های شاخص

پیروکسن: کانی کلینوپيروكسن، از نوع اوژیت است که با مقاطع عرضی هشت گوش و به صورت خودشکل با ماکل اوژیت (دوتایی) در مقاطع نازک قابل مشاهده است (شکل ۳-۶ الف، ب). این کانی در برخی از مقاطع به صورت ادخال در فلدسپارها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱ ب، پ) و یا در اثر فرآیند دگرسانی به اکتینولیت (آمفیبول رشته‌ایی) تبدیل شده است و پدیده اورالیتی شدن را به نمایش می‌گذارد (شکل ۳-۶ د، ذ). طبق نظر وینشل (۱۹۹۹) اورالیت نوعی هورنبلند ثانوی است که از یک نوع بلور یا اجتماعی از بلورهای منشوری کوچک تشکیل شده و جانشین بلورهای پیروکسن می‌گردد. این تجزیه معمولاً از اطراف یا امتداد کلیواژهای کانی اولیه شروع شده و در داخل آن پیشروی می‌کند. بعضی از مؤلفین معتقدند که اورالیت نوعی آمفیبول ترمولیت - اکتینولیت است که به واسطه دگرسانی گرمایی که ممکن است در طی مراحل نهایی تبلور ماگما ایجاد شده و یا مرتبط با محلول‌هایی باشد که بعد از انجماد کامل سنگ، وارد سنگ می‌شوند. هم‌چنین فرآیند اورالیتی شدن پیروکسن می‌تواند در ارتباط با دگرگونی‌های حرارتی و ناحیه‌ای و یا فرآیندهای متاسوماتیسمی نیز رخ دهد (دیر و همکاران، ۱۹۹۱).

اکثراً اوژیت‌ها حاوی ادخال‌های فراوانی از منیتیت و به مقدار کمتر آپاتیت هستند. در بعضی از مقاطع، منیتیت‌های ثانویه کل بلور پیروکسن را فرا گرفته است (شکل ۳-۶ ج). بنابراین به نظر می‌رسد پس از تبلور کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن به ویژه پس از تبلور پلاژیوکلازها، ماگما از عناصر آهن و تیتانیم موجود در سیال باقی مانده غنی شده است. سیال غنی از آهن و تیتانیم، در شرایط فشار بخشی بالای اکسیژن به صورت قطرات غیرقابل آمیزش از ماگما جدا شده که پس از تبلور آن کانی‌های منیتیت و تیتانومنییتیت به صورت بی‌شکل فضای خالی بین کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز (بین کومولایی) را پر می‌کند. کانی پیروکسن، در نمونه‌های برداشت شده از حاشیه توده به دلیل دگرسانی گسترده در آن‌ها به طور کامل به وسیله کلریت جایگزین شده است به طوری که از روی آرایش هشت گوش آن و بخش‌هایی از پیروکسن که به صورت ادخال در داخل آن باقی مانده قابل

تشخیص است (شکل ۳-۶ پ). همچنین اطراف آن توسط کلسیت در بر گرفته شده است این پدیده بیانگر هجوم سیالات غنی از بی کربنات پس از فرآیند کلریتی شدن است. کلریت زایی بیشتر مربوط به کانی های فرومنیزین می باشد. طبق نظر اوانز^۶ (۱۹۹۲) تشکیل کلریت ثانویه به صورت زیر است:

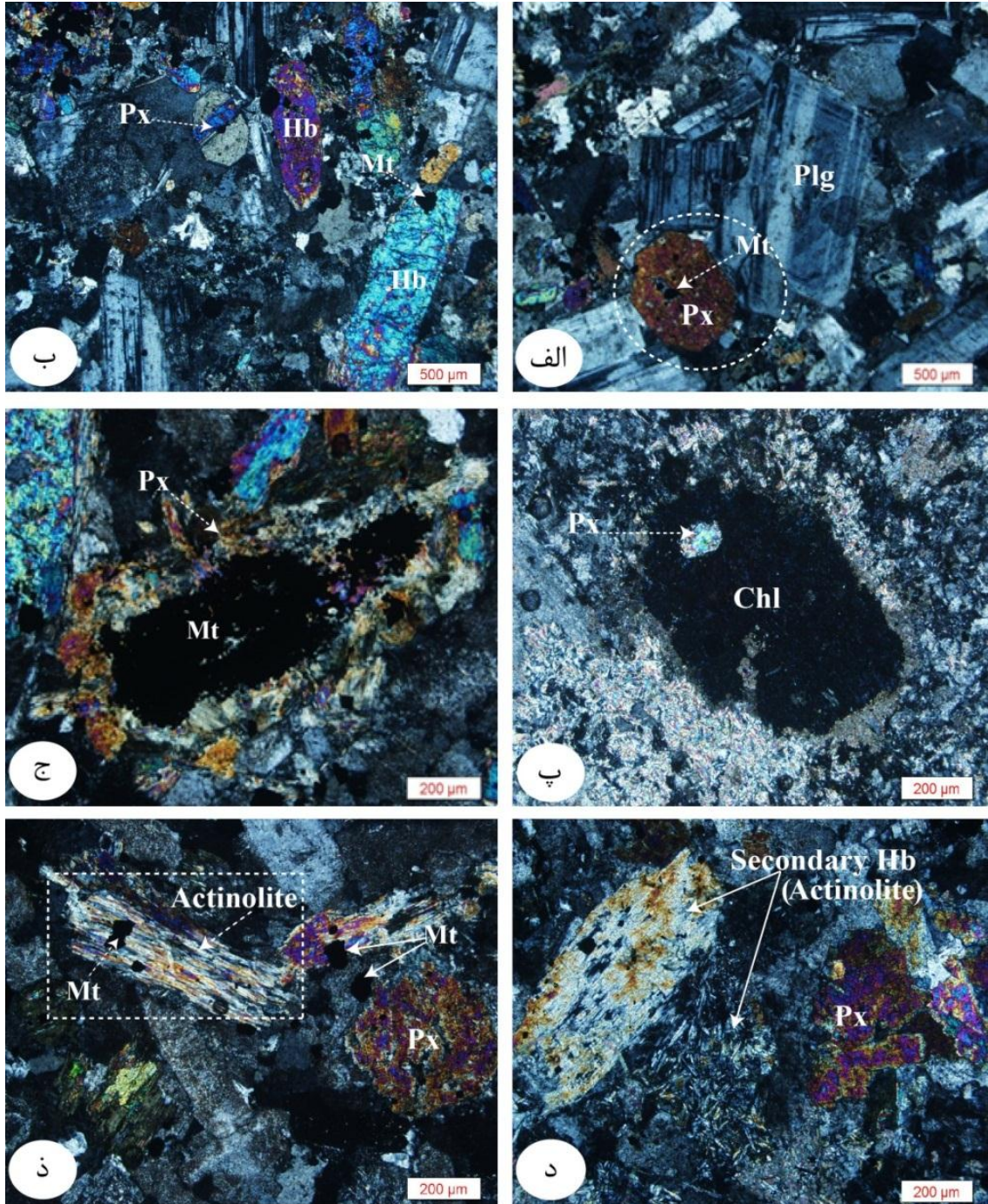
- دگرسانی کانی های مافیک موجود در سنگ؛
- ورود آهن و منیزیم از طریق محلول های گرمابی به سنگ؛
- ترکیبی از موارد بالا؛

کوارتز: کوارتزها غالباً به صورت بی شکل و بیشتر فضای خالی بین کانی ها را پر می کند. میزان کوارتز در مونزودیوریتها بسیار کم است و کوارتزهای درشت تر بیشتر در کنار تجمعات اپیدوت مشاهده می شود (شکل ۳-۷ الف، ب). این کانی، گاهی با فلدسپار آلکالن، بافت گرافیکی و با پلاژیوکلاز، بافت میرمکیتی می سازد.

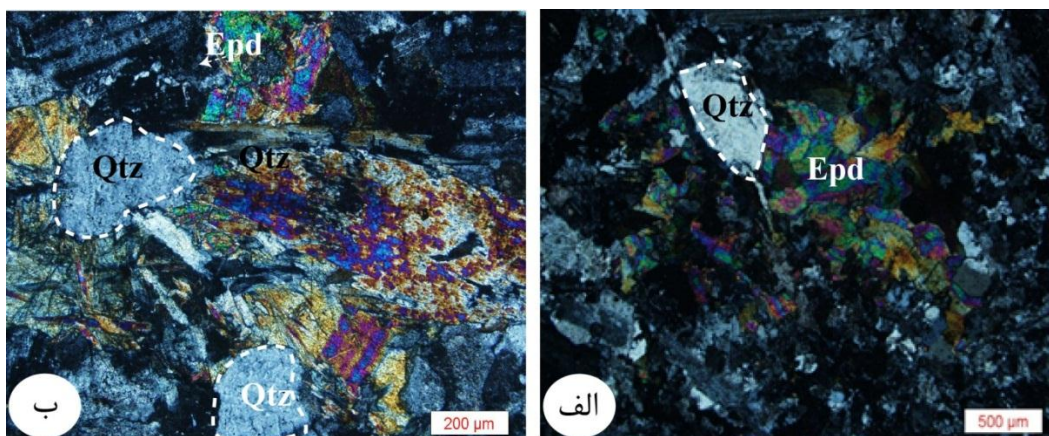
کانی های فرعی

منیتیت: مونزودیوریتها، از نظر کانی های کدر غنی هستند و در مجموع به صورت اکسید و سولفید آهن حدوداً ۵ تا ۷ درصد سنگ را تشکیل می دهند. منیتیت به صورت شکل دار و بعضاً بدون شکل و در اندازه های مختلف، در زمینه سنگ پراکنده است (شکل ۳-۸ الف، ب، پ، ج). در برخی از مقاطع، این کانی، به صورت تجمعات خوشه ای مشاهده می شود (شکل ۳-۸ د، ذ). در این سنگها علاوه بر منیتیت های ماگمایی (اولیه)، تعدادی منیتیت های ثانویه حاصل از دگرسانی کانی های فرومنیزیمی، از قبیل پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت نیز دیده می شود. این منیتیتها بیشتر به صورت تجمعاتی از ذرات ریز در سطح کانی های هورنبلند و پیروکسن تشکیل شده است و به دلیل دگرسانی، در مقابل منیتیت های خود شکل اولیه اندازه آنها کاهش یافته است. (شکل ۳-۸ ر، ز). در تعداد اندکی از

نمونه‌ها، هماتیت به صورت خیلی ریز در امتداد رخ‌های بیوتیت دیده می‌شود. به دلیل اهمیت این کانی در



شکل ۳-۶- تصاویر میکروسکوپی از حالت‌های مختلف کانی پیروکسن در مونزودیوریت‌ها؛ الف) مقطع کانی پیروکسن به صورت خودشکل با آرایش هشت گوش و حاوی ادخال منیتیت؛ ب) کانی پیروکسن همراه با هورنبلند؛ پ) تصویری از جایگزینی پیروکسن به وسیله کلریت در اثر فرآیند دگرسانی؛ ج) جایگزینی منیتیت ثانویه در قالب بلور پیروکسن در اثر فرآیند دگرسانی؛ د، ذ) تشکیل اکتینولیت (آمفیبول رشته‌ای) به علت فرآیند دگرسانی.

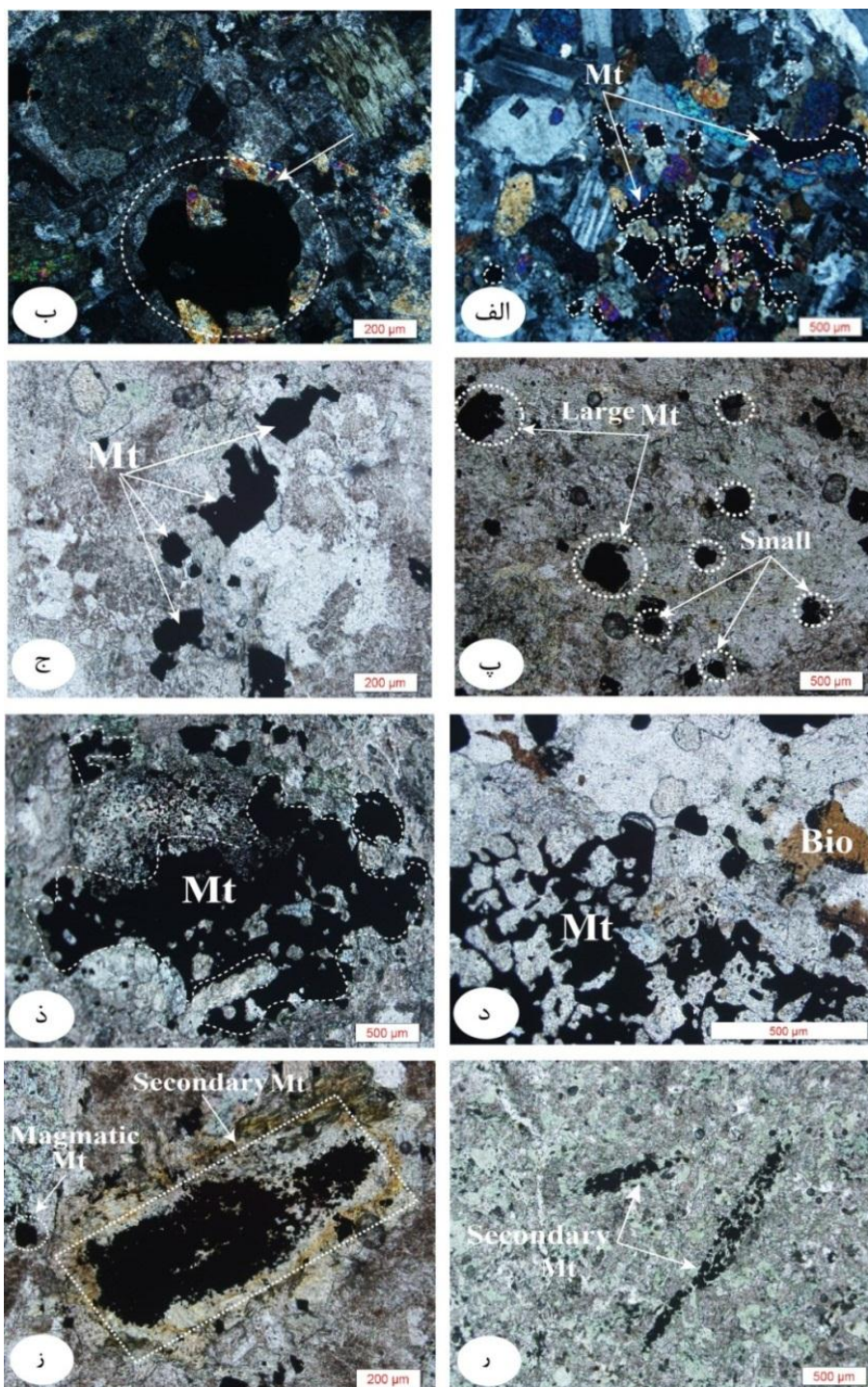


شکل ۳-۷- الف، ب) تصاویری از بلورهای درشت کوارتز (کوارتز ثانویه) در کنار اپیدوت.

بررسی‌های مغناطیسی و تأثیر آن بر روی مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی، در مبحث ۴-۵-۱ انواع کانی‌های کدر اولیه و ثانویه حاصل از دگرسانی به تفصیل توضیح داده خواهد شد.

آپاتیت: اشکال منشوری و سوزنی آپاتیت، با رنگ خاکستری تا سفید عموماً به صورت ادخال در بیوتیت و پلاژیوکلاز دیده می‌شود (شکل ۳-۹ الف، ب، پ، ج) و (شکل ۳-۵ الف).

اسفن: اسفن به صورت معمول به عنوان کانی فرعی در بسیاری از نمونه‌ها دیده می‌شود. در مونزودیوریت‌ها، اسفن به دو صورت اولیه و ثانویه حضور دارد. اسفن‌های اولیه به صورت بلورهای خودشکل گوه‌ای در بیشتر نمونه‌ها مشخص است (شکل ۳-۵۹). این کانی در برخی از نمونه‌ها، به صورت ادخال در کانی‌های دیگر دیده می‌شوند. حضور اسفن، معرف بالا بودن میزان Ti در ماگمای سازنده این سنگ‌هاست. در این سنگ‌ها، اسفن ثانویه به صورت ریز و بی شکل و بیشتر در امتداد رخ‌های بیوتیت دگرسان شده، تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۵۹). Ti خارج شده از دگرسانی این کانی‌ها، همراه با Ca و Si موجود در محیط، منجر به تشکیل اسفن ریز ثانویه در اطراف کانی‌های کدر می‌شود (دیر و همکاران، ۱۹۹۱).



شکل ۳-۸- تصاویر میکروسکوپی از اشکال مختلف منیتیت ماگمایی شناسایی شده در واحد موزودیوریتی؛ الف) نمایی از حضور بارز منیتیت ماگمایی در نمونه‌های سالم که بر سطح کانی‌ها یا در بین کانی‌های دیگر پراکنده شده است؛ ب) تصویری از کانی منیتیت خودشکل در زمینه سنگ؛ پ، ج) تصاویری از کانی منیتیت ماگمایی به صورت کانی خودشکل و منفرد با فراوانی نسبتاً زیاد در اندازه‌های مختلف به صورت پراکنده در زمینه سنگ؛ د، ذ) تصاویری از کانی منیتیت ماگمایی به صورت تجمعات خوشه‌ای در زمینه سنگ؛ ر) تصویری از تشکیل منیتیت ثانویه در قالب کانی آمفیبول؛ ز) تصویری از تشکیل منیتیت ثانویه در قالب بلور کانی پیروکسن همراه با کانی منیتیت ماگمایی.

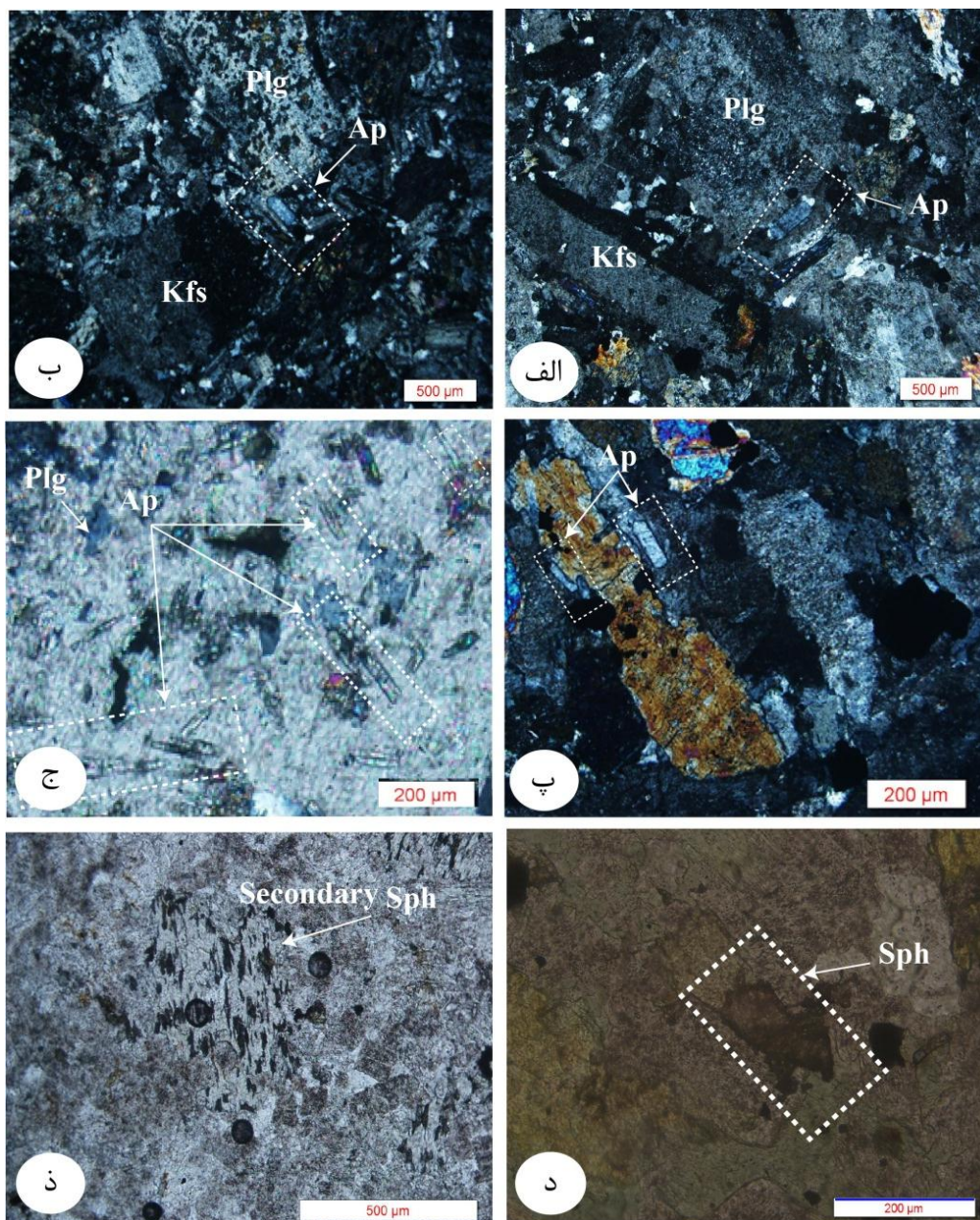
۳-۱-۲- واحد کوارتز دیوریت

۳-۱-۲-۱- بافت

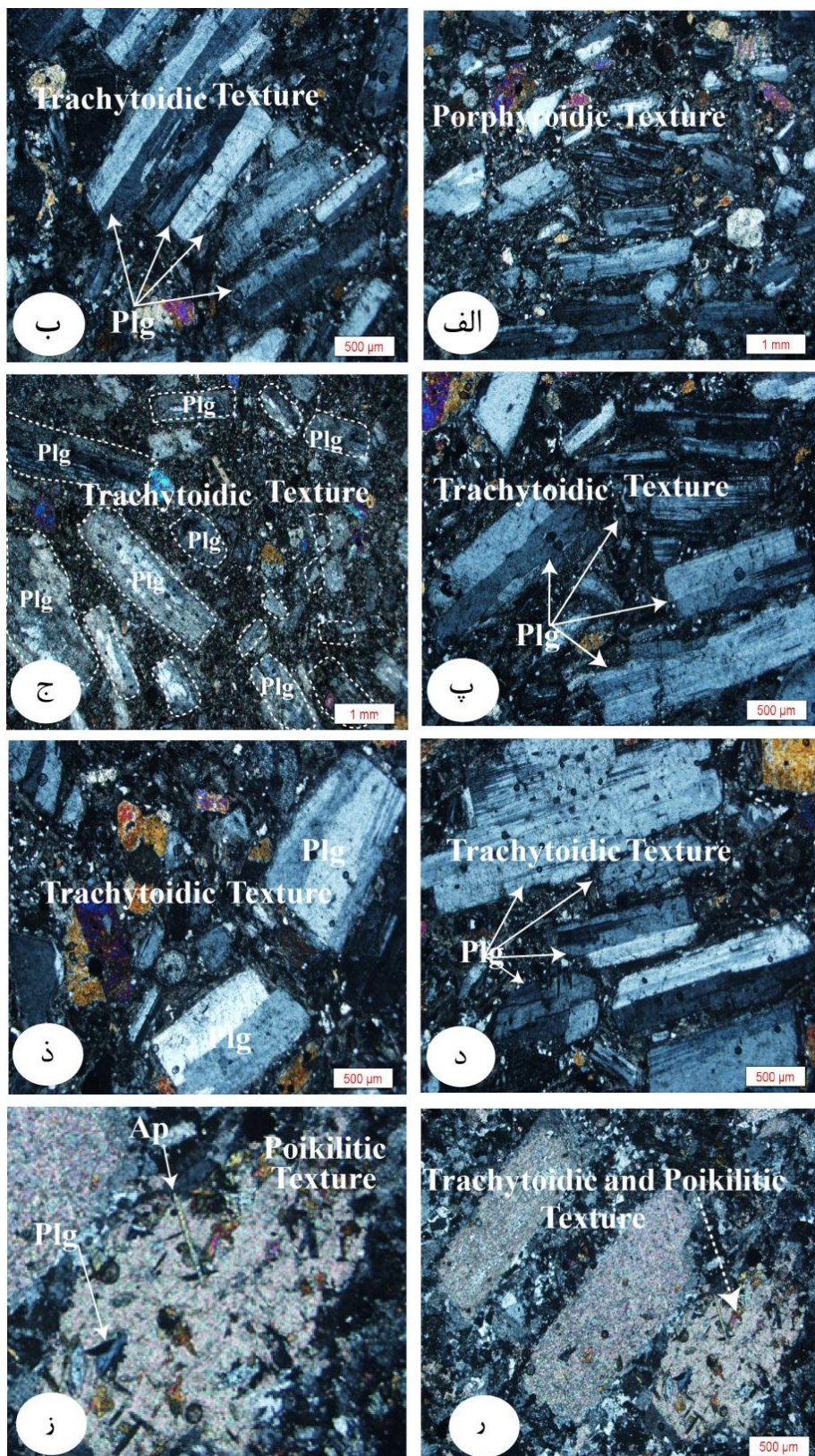
بررسی‌های پتروگرافی نشان می‌دهد سنگ‌های این بخش از توده غالباً دارای بافت‌های تراکیتوئیدی و پورفیروئیدی (شکل ۳-۱۰) هستند. بافت پورفیروئیدی در این سنگ‌ها همانند مونزودیوریت‌ها، ناشی از بلورهای تخته‌ای پلاژیوکلاز است که در زمینه‌ای از کانی‌های دیگر وجود دارد (شکل ۳-۱۰ الف). در این سنگ‌ها، گاهاً بافت پوئی‌کلیتیک نیز به چشم می‌خورد.

بافت تراکیتوئیدی: در اکثر نمونه سنگ‌های کوارتز دیوریت به ویژه نمونه‌های برداشت شده از حاشیه توده، بافت تراکیتوئیدی مشاهده می‌شود. این بافت ناشی از جهت‌یافتگی کانی‌های پلاژیوکلاز است که در آن بلورهای پلاژیوکلاز جهت‌یافتگی ترجیحی (بخاطر حرکت آزادانه در ماگمای با درصد مذاب بالا) دارند و فضاهای ما بین پلاژیوکلازها بوسیله بلورهای خیلی ریز پر شده است (شکل ۳-۱۰ ب، پ، ج، د، ر). این ساخت در صحرا نیز به خوبی قابل مشاهده است.

بافت پوئی‌کلیتیک: در این واحد سنگی، بافت پوئی‌کلیتیک به صورت مجموعه‌ایی از کانی‌های آپاتیت، بیوتیت‌های ریز اپیدوتی شده و آثار باقی‌مانده از کانی پلاژیوکلاز به صورت ادخال در داخل درشت بلور فلدسپات مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۰ ر، ز).



شکل ۳-۹- تصاویر میکروسکوپی از کانی فرعی آپاتیت و اسفن در مونزودیوریت‌ها؛ الف، ب) نمایی از حضور آپاتیت‌های منشوری شکل، به صورت ادخال بر سطح پلاژیوکلازها؛ پ) تصویری از آپاتیت‌های منشوری شکل در اندازه‌های مختلف در حاشیه کانی هورنبلند؛ ج) تصویری از آپاتیت‌های سوزنی شکل به صورت پراکنده در زمینه سنگ؛ د) نمایی از حضور اسفن اولیه در مونزودیوریت‌ها؛ ز) حضور اسفن ثانویه در امتداد رخ‌های بیوتیت.



شکل ۳-۱۰- تصاویر میکروسکوپی از انواع بافت‌های مشاهده شده در کوارتز دیوریت‌ها؛ الف) بافت پورفیروئیدی؛ ب، پ، ج، د، ر) تصاویری از جهت‌یابی ترجیحی پلاژیوکلازها به صورت بافت تراکیتوئیدی در کوارتز دیوریت‌ها؛ ز) نمایی از کانی‌های آپاتیت و پلاژیوکلاز به صورت ادخال در داخل بلور فلدسپات و تشکیل بافت پوئیتی‌کلیتی.

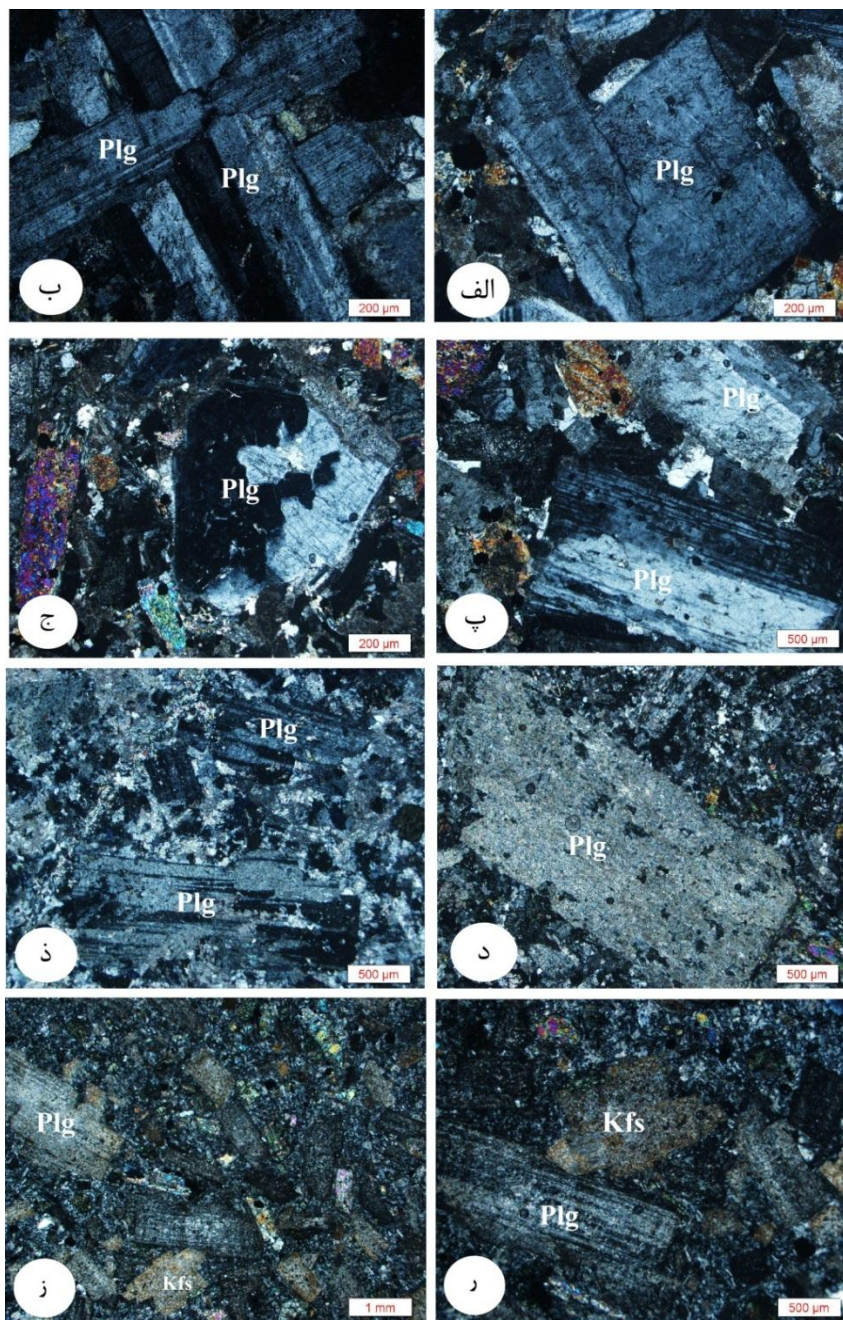
۳-۱-۲-۲- کانی‌ها

بر اساس رده‌بندی گیل (۲۰۱۰)، کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول کانی‌های اساسی، پیروکسن، ارتوکلاز و کوارتز کانی‌های شاخص و منیتیت، آپاتیت و اسفن کانی‌های فرعی تشکیل دهنده کوارتز دیوریت‌ها می‌باشند. کانی‌های پساماگمایی در این واحد سنگی بیشتر کانی‌های رسی، کائولینیت و هماتیت است.

کانی‌های اساسی

پلاژیوکلاز: این کانی در کوارتز دیوریت‌ها، از لحاظ شکل بلور متنوع است (شکل ۳-۱۱ الف، ب) اما بیشتر به صورت درشت بلورهایی مشاهده می‌شود که دارای جهت‌یابی ترجیحی هستند (شکل ۳-۱۱ پ). در برخی از این کانی‌ها، بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی است (شکل ۳-۱۱ ج). همچنین ماکل‌های مشاهده در آن از نوع ماکل‌های تکراری (پلی سنتتیک) است؛ که در نمونه‌های کاملاً دگرسان شده به سختی قابل تشخیص است. در این سنگ‌ها، بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز، سریسیتی شده و یا آثار خوردگی در حاشیه آن‌ها دیده می‌شود. در سنگ‌های این منطقه، کربناته شدن پلاژیوکلازها با شدت‌های مختلفی روی داده است؛ به گونه‌ای که کلسیت به صورت لکه لکه بر روی سطح پلاژیوکلازها و یا در حاشیه آن‌ها مشاهده می‌شود. با افزایش شدت دگرسانی، بعضاً کل بلورهای پلاژیوکلاز به کلسیت تبدیل شده است (شکل ۳-۱۱ د، ذ).

علت تفاوت در شدت کلسیتی شدن پلاژیوکلازها را می‌توان اینگونه توضیح داد که در ابتدا ماگمایی که در اعماق زیاد شروع به سرد شدن می‌نماید زمان لازم برای تبلور ماگما را دارد لذا بلورهای پلاژیوکلاز رشد کرده و درشت‌تر می‌گردند. بلورهای پلاژیوکلازی که در مراحل اولیه تبلور تشکیل می‌گردند دارای ترکیب کلسیک‌تری می‌باشد در مراحل بعدی با حرکت ماگما به طرف سطح زمین سرعت تبلور افزایش یافته و در نتیجه بلورهای پلاژیوکلاز موجود در مایع باقیمانده با ترکیب سدیک‌تر



شکل ۳-۱۱- تصاویر میکروسکوپی از حضور کانی پلاژیوکلاز در واحد کوارتز دیوریتی؛ الف، تصویری از بلور پلاژیوکلاز به شکل ماکل دوتایی نامتقارن؛ ب) نمایی از قطع شدگی دو بلور پلاژیوکلاز به صورت صلیبی؛ پ) تصویری از کانی خودشکل پلاژیوکلاز با جهت یابی ترجیحی، ج) تصویری از منطقه بندی پلاژیوکلاز با حاشیه های مژس؛ د) تصویری از بلور پلاژیوکلاز کاملاً کائولینیتی شده؛ ذ) نمایی از در برگرفته شدن بلورهای سالم پلاژیوکلاز توسط کلسیت؛ ر، ز) تصاویری از تبدیل شدن فلدسپارها به کانی رسی.

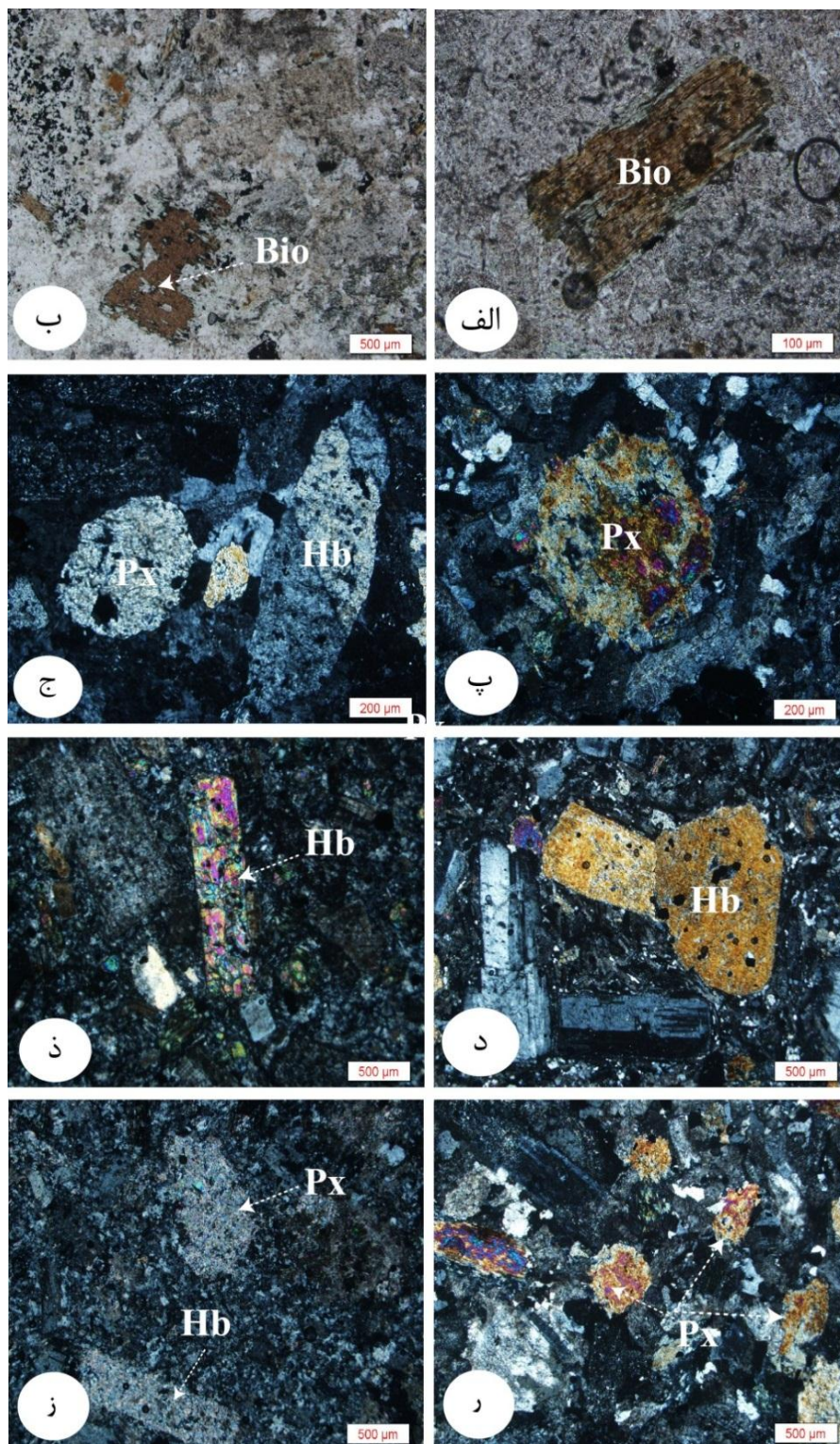
به صورت بی نظم روی هم قرار می‌گیرند. در ادامه صعود ماگما در اعماق کمتر و نزدیک به سطح زمین ماگما خیلی سریع سرد می‌شود و میکرولیتهای پلاژیوکلاز تشکیل می‌شوند با ورود محلول‌های غنی از بی کربنات در برخی از پلاژیوکلازها که ترکیب کلسیک‌تری دارند شدت کربناته شدن افزایش می‌یابد در حالیکه تأثیر سیالات غنی از بی کربنات بر پلاژیوکلاز سدیک کمتر است در واقع این مطلب تأییدکننده ورود یک سیال غنی از بی کربنات و تأثیر متفاوت آن بر روی پلاژیوکلازها با ترکیب متفاوت است (کریم پور، ۱۳۸۱).

بیوتیت و آمفیبول: کانی‌های مافیک واحد کوارتز دیوریتی مشابه واحد مونزودیوریتی است. این واحد در مقایسه با مونزودیوریت‌ها از بیوتیت و آمفیبول کمتری برخوردارند (شکل ۳-۱۲).

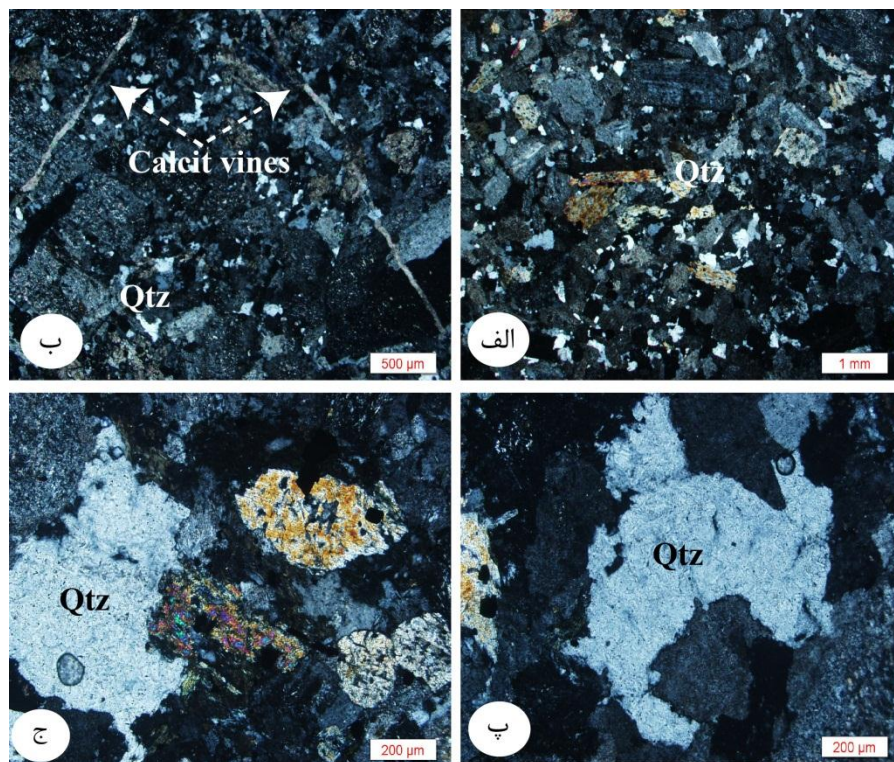
کانی‌های شاخص

پیروکسن: کانی پیروکسن نیز از جمله کانی‌های مافیک واحد کوارتز دیوریتی می‌باشد. این کانی در سنگ‌های کوارتز دیوریتی، با فراوانی بیشتری نسبت به سنگ‌های مونزودیوریتی یافت می‌شود (شکل ۳-۱۲).

کوارتز: کوارتز غالباً به صورت بی‌شکل و یا با اندازه‌های درشت و به وفور فضای بین کانی‌ها را پر کرده است (شکل ۳-۱۳ الف، ب، پ و ج).

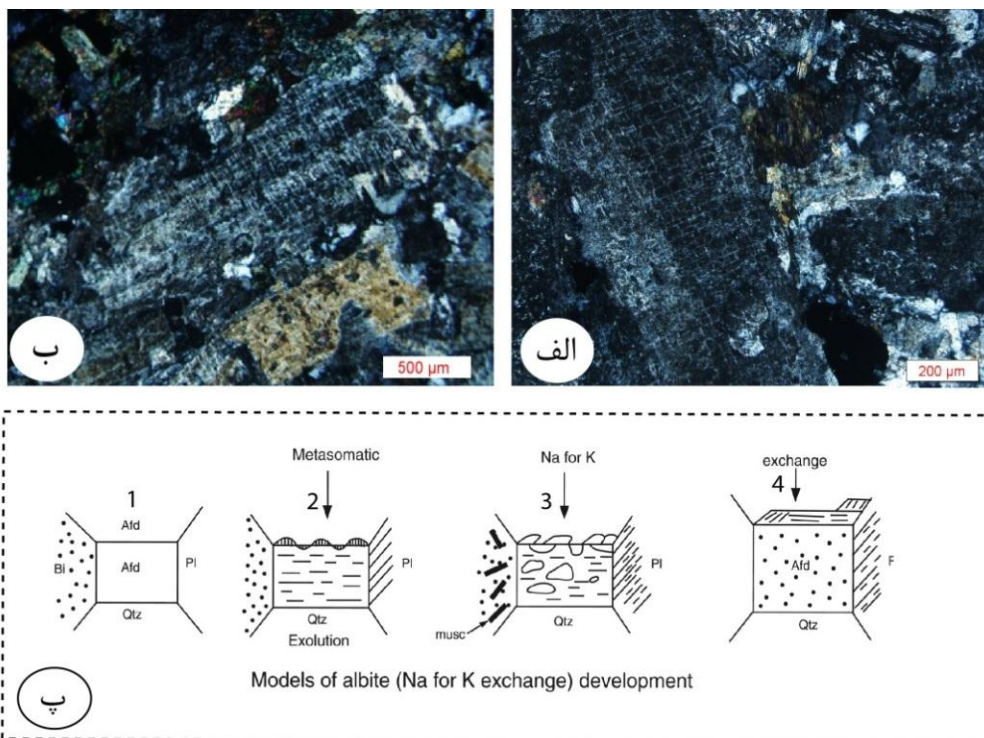


شکل ۳-۱۲- تصاویری از کانی‌های فرومنیزین در واحد سنگی کوارتزدیوریت؛ الف، ب) تصاویری از کانی ورقه‌ای بیوتیت با چندرنگی قهوه‌ای؛ پ، ج، د) تصاویری از حضور کانی‌های پیروکسن و هورنبلند به ترتیب با آرایش هشت گوش و شش گوش کشیده در کوارتزدیوریت؛ ذ) نمایی از حضور کانی هورنبلند در زمینه‌ای از کانی‌های رسی؛ ر) تصویری از حضور فراوان کانی پیروکسن در کوارتزدیوریت‌ها؛ ز) تصویری از کربناته شدن کانی‌های پیروکسن و هورنبلند در اثر دگرسانی در واحد کوارتزدیوریت.



شکل ۳-۱۳- تصاویری از حضور کانی کوارتز در واحد سنگی کوارتز دیوریتی؛ الف و ب) نمایی از وفور بلورهای ریز کوارتز در زمینه سنگ؛ پ، ج) تصاویری از بلورهای درشت کوارتز که فضای خالی بین کانی‌ها را پر می‌کند.

ارتوکلاز: در کوارتز دیوریت‌ها، آلکالی‌فلدسپار بسیار اندک و جزئی هستند و به صورت پراکنده در فضای خالی بین کانی‌ها مشاهده می‌شود. این کانی به علت دگرسانی آرژیلیک در برخی از مقاطع به کانی رسی تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۱۱، ز). در مقطع نازک تهیه شده از ایستگاهی واقع در بخش حاشیه غربی واحد سنگی کوارتز دیوریت، K فلدسپار آلبیتی با ماکل صفحه شطرنجی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۴). ماکل شطرنجی از شواهد دگرسانی آلکالی در سنگ‌های این بخش از توده می‌باشد. این دگرسانی، از نوع قلیایی بوده که در آن آلبیت (Ab) جانشین آلکالی فلدسپار (Kfs) می‌شود. این دگرسانی در اثر افزایش سدیم سنگ‌ها از طریق محلول‌های گرمایی ایجاد می‌شود (خواجه علی، ۱۳۷۶).

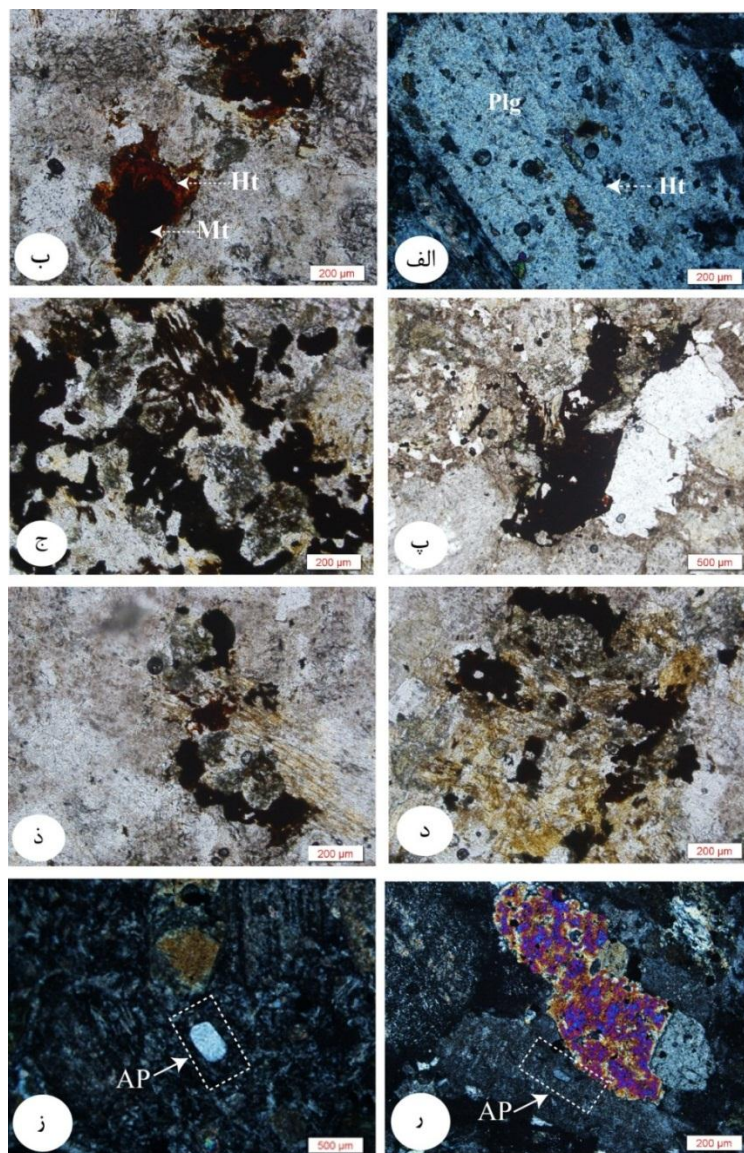


شکل ۳-۱۴- الف، ب) تصاویر میکروسکوپی از تشکیل ماکل صفحه شطرنجی در آلکالی فلدسپار در توده کوارتز دیوریتی؛ پ) مدل شماتیک از نحوه تشکیل ماکل صفحه شطرنجی و مبادله سدیم با پتاسیم برای گسترش دامنه آلبیتی شدن (هاپالا^۷، ۱۹۸۶).

کانی های فرعی

منیتیت، آپاتیت، اسفن: این دسته از سنگ‌ها دارای منیتیت کمتری نسبت به دیگر واحد سنگی است. در بخش‌هایی از توده که دچار دگرسانی شدید شده‌اند، اندازه منیتیت‌های ماگمایی کاهش یافته است و کانی‌های کدر به رنگ قرمز قهوه‌ای به صورت لکه‌ای درشت در زمینه (شکل ۳-۱۵ پ، ج، د، ذ)؛ یا به صورت بلورهای ریز بی شکل به وفور بر سطح پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۵ الف). این فرآیند به دلیل اکسیداسیون منیتیت به هماتیت است که در برخی از مقاطع در زیر میکروسکوپ به صورت جانشینی منطقه‌ای با هسته‌هایی از منیتیت باقی‌مانده قابل مشاهده است (شکل ۳-۱۵ ب). در نمونه‌هایی که در آن هماتیت کاملاً جایگزین منیتیت شده است ساختار داخلی منیتیت با رخ‌های اکتائدری حفظ شده است. آپاتیت‌های موجود در سنگ‌های کوارتز دیوریتی، با

اشکال منشوری و سوزنی به صورت ادخال در داخل فلدسپات‌های کائولینیتی شده (کانی رسی) مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۵، ز). اسفن‌های موجود در واحد کوارتز دیوریتی همانند سنگ‌های مونوزودیوریتی به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار، و به دو صورت اولیه و ثانویه (ناشی از تجزیه بیوتیت) حضور دارند.



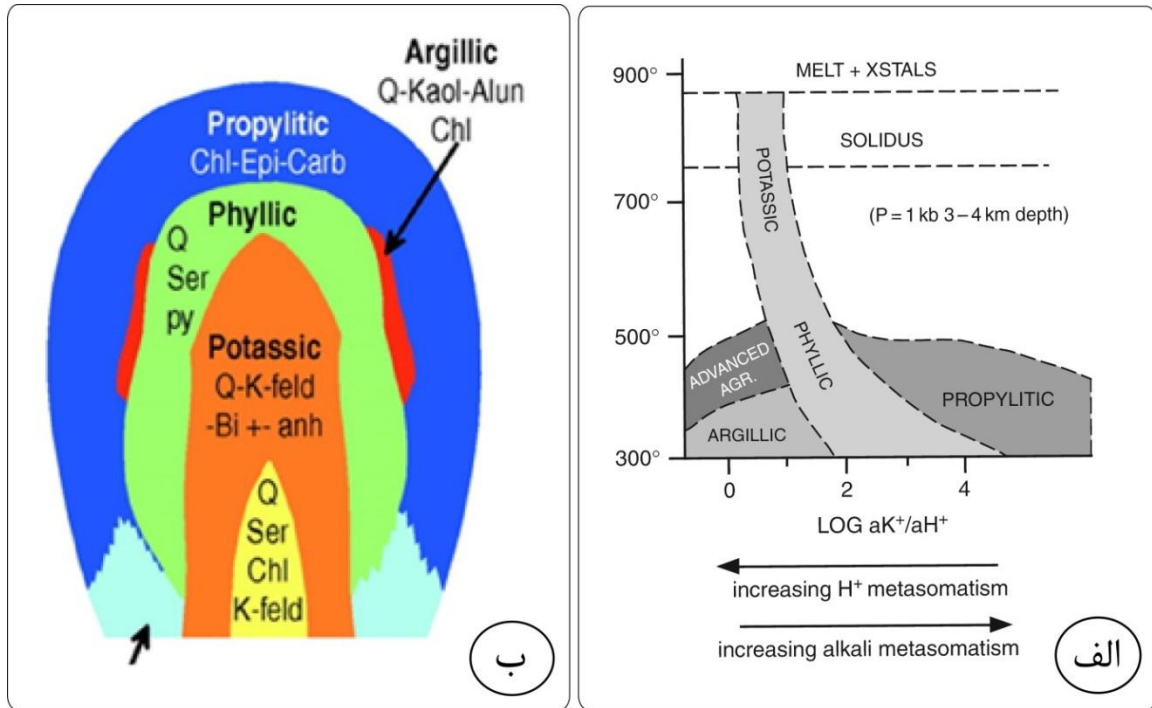
شکل ۳-۱۵- تصاویری از حضور کانی منیتیت، هماتیت و آپاتیت در کوارتز دیوریت‌ها؛ الف) هماتیت قرمز قهوه‌ای به صورت بلورهای ریز بی‌شکل بر سطح پلاژیوکلازها؛ ب) تصویری از اکسیداسیون منیتیت به هماتیت به صورت جانشینی منطقه‌ای. هسته‌هایی از منیتیت باقی‌مانده همچنان حضور دارد؛ پ، ج، د، ذ) تصاویری از اکسیداسیون منیتیت به هماتیت قرمز- قهوه‌ای؛ ر) نمایی از کانی فرعی آپاتیت به صورت ادخال در پلاژیوکلاز؛ ز) تصویری از بلور منشوری آپاتیت در زمینه‌ای از کانی‌های رسی.

۳-۲- دگرسانی‌های مشاهده شده در توده نفوذی مورد مطالعه

دگرسانی سنگ‌ها همواره با تغییر در ماهیت کانی‌شناسی آن‌ها همراه بوده و در طی این فرآیند به دلیل شرایط جدید، کانی‌های اولیه با کانی‌های ثانویه جایگزین می‌شوند. ترکیب سیال، دما، فشار و مدت زمان یا طول دگرسانی گرمایی، از جمله عواملی هستند که بر توزیع و نوع مجموعه کانی‌های تشکیل شده در سیستم گرمایی اثر می‌گذارند. این فاکتورها تا حد زیادی مستقل از یکدیگر هستند اما تأثیر یک یا چند فاز دگرسانی می‌تواند تأثیر ویژه‌ای در نوع و همچنین وسعت دگرسانی گرمایی داشته باشد (لانگات، ۲۰۰۹). مطالعات نشان می‌دهند محصولات دگرسانی در سیستم‌های اپی‌ترمال به ترکیب سنگ دیواره بستگی ندارند و بیشتر بر میزان نفوذپذیری، دما و ترکیب سیال وابسته هستند. از آنجا که تعامل بین H_2O و سنگ دیواره با شدت دگرسانی رابطه مستقیم دارد، بنابراین نسبت آب به سنگ پارامتر مهمی به شمار می‌آید و بر میزان تبادل با سنگ دیواره تأثیر می‌گذارد. تغییرات شیمی محلول، نتیجه میزان فعالیت مقادیر مختلف K^+/H^+ در سیستم است. این نسبت با تکامل سیستم به سمت دما و فشار پایین‌تر کاهش می‌یابد (شکل ۳-۱۶ الف). به عبارت دیگر با افزایش H^+ ، فرآیند دگرسانی از قلیایی به آرژیلیک تغییر کرده و به صورت مداوم سیستم در حال تحول می‌باشد (پیرانجو، ۲۰۰۹). در شکل (۳-۱۶ ب) انواع دگرسانی‌های اطراف توده‌های نفوذی به همراه مجموعه کانی‌های شاخص حاصل از آن‌ها آورده شده است.

در منطقه چالو، هجوم محلول‌های گرمایی باعث تشکیل کانی‌های ثانویه‌ای نظیر اپیدوت، کلسیت، کلریت، زونیزیت، اکتینولیت و کانی‌های رسی و اپک شده‌اند. شواهد پتروگرافی و صحرایی در توده گرانیتوئیدی چالو، نشان می‌دهند که محلول‌های گرمایی از طریق درز و شکاف‌های فراوانی که به واسطه تکتونیک شدید در منطقه حادث گردیده باعث دگرسانی آن‌ها شده است. وسعت این پدیده در منطقه نشان‌دهنده تأثیر سیالات گرمایی است. مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که در این سنگ‌ها، کانی‌های ثانویه با شرایط تشکیل و ترکیب کانی‌شناسی متفاوت حضور دارند. از دیدگاه کریم پور (۱۳۸۱) این پدیده

می‌تواند بیانگر فعالیت گرمابی تأخیری در زمان‌های مختلف و وجود تغییرات PH و EH در زمان تشکیل آنها باشد.



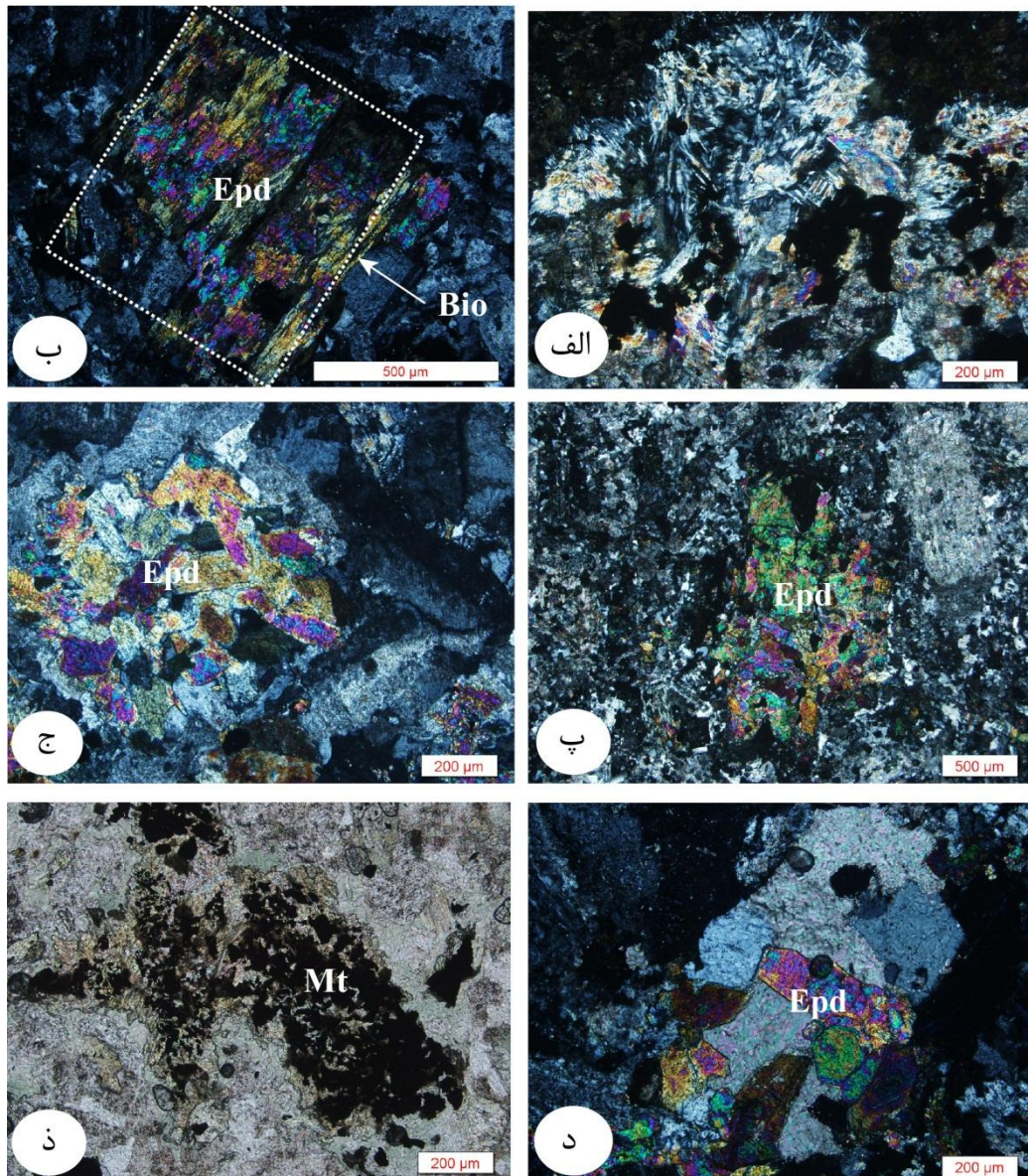
شکل ۳-۱۶- الف) رابطه بین انواع دگرسانی، دما، میزان فعالیت K^+ و H^+ ؛ ب) انواع زون‌های دگرسانی به همراه کانی‌های شاخص تشکیل دهنده آنها در اطراف توده‌های نفوذی (پیرانجو، ۲۰۰۹).

به طور کلی در توده گرانیتوئیدی چالو، دو نوع دگرسانی گرمابی با تأثیرات متمایز روی داده است که با مجموعه کانی‌شناسی خاص خود قابل تشخیص است.

۳-۲-۱- فاز اول دگرسانی پروپلیتی (منیتیت، اپیدوت، اکتینولیت، کلریت):

این دگرسانی، به صورت فراگیر و در هنگام سرد شدن و مراحل نهایی انجماد ماگما، در کل توده نفوذی چالو با شدت‌های متفاوت صورت گرفته است. این نوع دگرسانی ویژگی سنگ‌هایی با دمای پایین است که با افزایش H_2O ، CO_2 و S بدون دگرنهادی قابل توجه H^+ حاصل می‌شود. آبگون‌های گرمابی غنی از منیزیم، آهن، کلسیم و سدیم و یا بی‌کربنات در سنگ‌های آذرین سبب ایجاد این نوع دگرسانی می‌شوند. عواملی از قبیل ترکیب کانی‌شناسی سنگ مادر، دما، فشار، ترکیب شیمیایی

سیال یا آبگون، نوع کانی‌ها را در پهنهٔ پروپلیتی کنترل می‌کنند. این دگرسانی نخست از کانی‌های فرومنیزین شروع شده و سپس به پلاژیوکلاز و به ندرت پتاسیم فلدسپار ختم می‌شوند (زالوسکی، ۱۹۹۴). به طور کلی نسبت سولفور در این دگرسانی پایین و نسبت سنگ به آب بالا می‌باشد. شرط انجام واکنش‌ها برای تشکیل کانی‌های ثانویه در پهنه پروپلیتی، کاهش نسبت‌های آب به سنگ، K^+ و Na^+ در آبگون‌های گرمابی است. در این نوع دگرسانی معمولاً، هورنبلند در اثر جذب آب به اکتینولیت (شکل ۳-۱۷ الف) و کانی‌های پلاژیوکلاز و بیوتیت به اپیدوت تبدیل شده‌اند به گونه‌ای که در بعضی مقاطع اپیدوت به صورت تجمعات بزرگ در زمینه سنگ پراکنده شده است (شکل ۳-۱۷ ب، پ، ج، د). همچنین علاوه بر کاهش در اندازه منیتیت ماگمایی، باعث تشکیل منیتت‌های ثانویه در اثر جانشینی بخشی یا کامل کانی‌های فرومنیزین از قبل موجود (بیوتیت و آمفیبول) نیز شده است. این منیتت‌ها به صورت بافت اسکلتی و دانه ریز در زمینه سنگ دیده می‌شود (شکل ۳-۱۷ د). نهشت آهن فرآیندی گزینشی بوده و نشان می‌دهد که به وسیله فرآیندهای شیمیایی کنترل شده است. آهن می‌تواند توسط سیالات گرمابی از کانی‌های آهن‌دار شسته شده و سپس در محیط‌های مناسب نهشته گردد زیرا که در نتیجه تأثیر محلول‌های گرمابی، Fe^{+2} موجود در کانی‌ها به Fe^{+3} تبدیل می‌شود (گیلبرت و پارک، ۱۹۹۷). در برخی از مقاطع، منیتت به صورت کانی فرعی در سنگ باقی مانده و تحت تأثیر دگرسانی پروپلیتی، در موارد معدودی (بسیار کم) هماتیت کوچک دانه در امتداد رخ‌های کانی بیوتیت و یا بر روی پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. اکسیداسیون منیتت در این مرحله از دگرسانی به علت میزان بالای فوگاسیته اکسیژن است که به وسیله نسبت بالای $Fe/(Fe+Mg)$ حاصل می‌شود (جاست، ۲۰۱۲). به نظر می‌رسد ریز شکاف‌های ایجاد شده حاصل از تغییر شکل شکننده در هنگام سرد شدن توده نفوذی، عامل اصلی کنترل کننده اکسیداسیون منیتت در دگرسانی نوع پروپلیتی است.



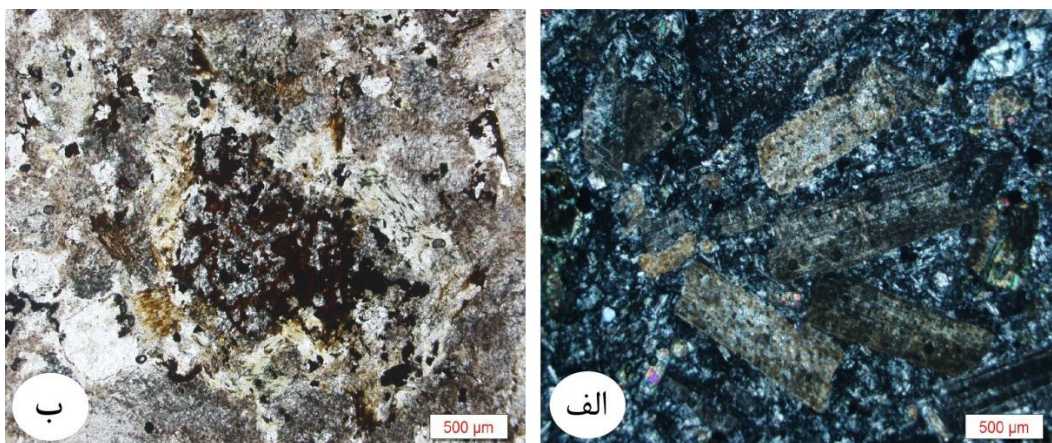
شکل ۳-۱۷- تصاویری از تشکیل کانی اپیدوت و منیتیت ثانویه در اثر دگرسانی پروپلیتی در توده گرانیتوئیدی چالو؛ الف) تشکیل اکتینولیت در اثر دگرسانی کانی پیروکسن؛ ب) بیوتیت اپیدوتی شده؛ پ، ج، د) تجمعات اپیدوت در زمینه سنگ؛ ذ) تشکیل منیتیت ثانویه در اثر دگرسانی کانی‌های فرومنیزین.

۳-۲-۲- فاز دوم دگرسانی آرژیلیکی (هماتیت، کائولینیت و کانی‌های رسی):

این دگرسانی، به صورت محلی و در حضور پهنه‌های گسلی به صورت دگرسانی نوع آرژیلیکی مشاهده می‌شود. مشخصه بارز این دگرسانی آن است که اکثر فلدسپارها به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. از نظر شیمیایی، این نوع دگرسانی، در شرایط اسیدیته نسبتاً بالا و حضور حجم زیادی از آب در محیط

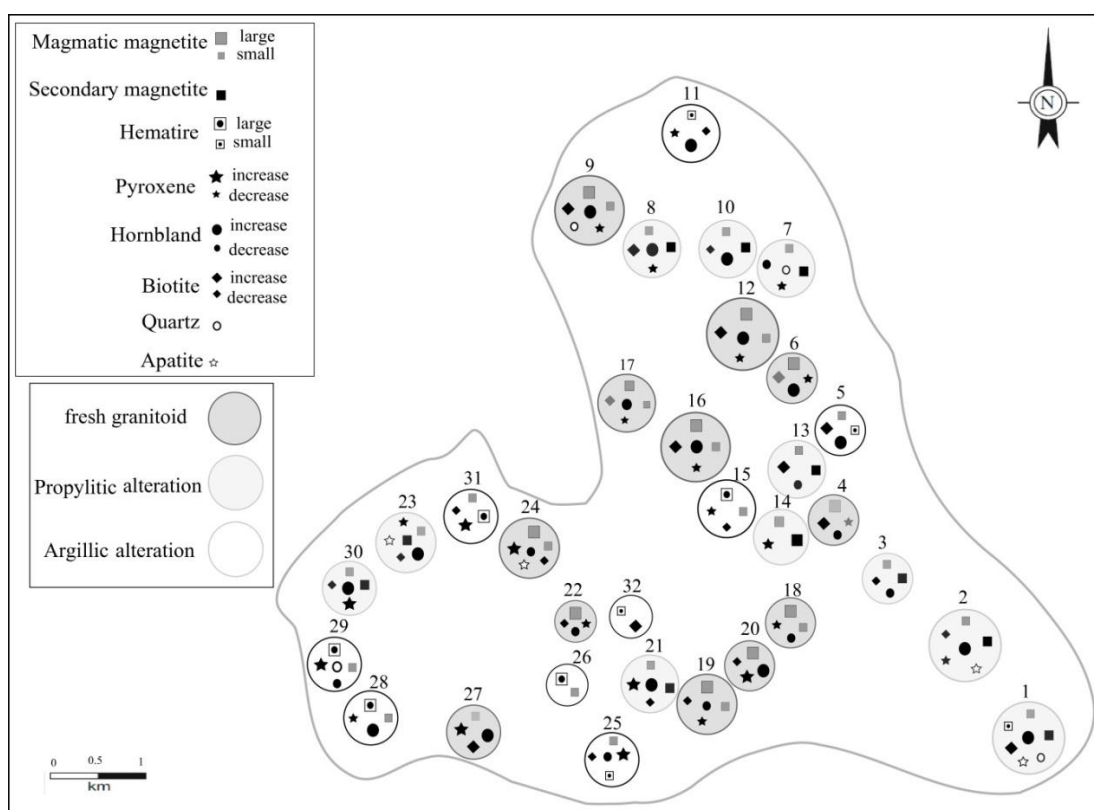
تشکیل می‌شود (تابتلی، ۱۹۸۱). این دگرسانی هنگامی گسترش می‌یابد که شرایط محیط به ویژه PH برای تحرک Al چندان مناسب نیست. در حین صعود بخارهای حاصل از سرد شدن توده‌های نفوذی در مراحل سرد شدن سریع، اسیدیته آن‌ها به طور فزاینده‌ای افزایش یافته و برخورد این بخارها (HF , HCl , SO_2) با آب‌های جوی سرد باعث شسته شدن سنگ‌های اطراف و تشکیل پهنه دگرسانی آرژیلیتی می‌شود. برای تشکیل این پهنه در سنگ‌های آذرین سری منیتیتی، شرایط اکسیدی و وجود CO_2 , HCl , HF در آبگون‌های صعودکننده مهم است اما در سیستم‌هایی با شرایط احیایی و سنگ آذرین سری ایلمنیت وجود H_2S دارای اهمیت بیشتری است (جیگین باچ^۱، ۱۹۷۷). در نتیجه این دگرسانی پلاژیوکلازها و آلکالی فلدسپارها به کانی‌های رسی (به ویژه کائولینیت) تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۱۸ الف). هیدرولیز شدید سیلیکات‌های آلومینیوم‌دار (محیط اسیدی) موجب تشکیل کانی‌های رسی از جمله کائولینیت می‌شود (موتویا و هملی، ۱۹۷۵).

این دگرسانی که پس از جایگیری توده حادث شده است. با کاهش شدید در اندازه و مقدار منیتیت و هماتیتی شدن شدید در نمونه‌های برداشت شده در نزدیکی آن‌ها تشخیص داده می‌شوند (شکل ۳-۱۸ ب). آرژیلیتی شدن شدید در بعضی از مقاطع، با حذف کامل کانی منیتیت همراه بوده و به نظر می‌رسد در پهنه‌های برشی ناشی از عملکرد گسل‌های بزرگ در منطقه و فعالیت سیالات گرمابی در امتداد آن‌ها رخ داده است. شکستگی‌ها موجب چرخش و نفوذ بیشتر سیالات گرمابی می‌شود و انحلال Fe^{+3} در حضور سیالات اسیدی با $\text{PH} < 3$ صورت گرفته است. در نتیجه باعث تشدید دگرسانی و ایجاد هاله دگرسانی در نزدیک سنگ دیواره می‌شود (گرننت و تراینیا، ۱۹۹۶). مشاهدات میکروسکوپی و مغناطیس سنگ، هر دو وجود دگرسانی بیشتر و گسترش آن در حاشیه توده را اثبات می‌نمایند.



شکل ۳-۱۸- الف، ب) به ترتیب تصاویری از تشکیل کانی‌های رسی و هماتیت در اثر دگرسانی آرژیلیتی در تودهٔ گرانیتوئیدی چالو.

در شکل زیر نقشهٔ پتروگرافی کانی‌های مغناطیسی به همراه سایر کانی‌های فرومنیزین کل ایستگاههای نمونه‌برداری شده آورده شده است.



شکل ۳-۱۹- نقشه پتروگرافی تهیه شده از اندازه، نوع و فراوانی کانی‌های مغناطیسی به همراه سایر کانی‌ها فرومنیزین. ایستگاههای غیردگرسان با دایر پررنگ نشان داده شده است.

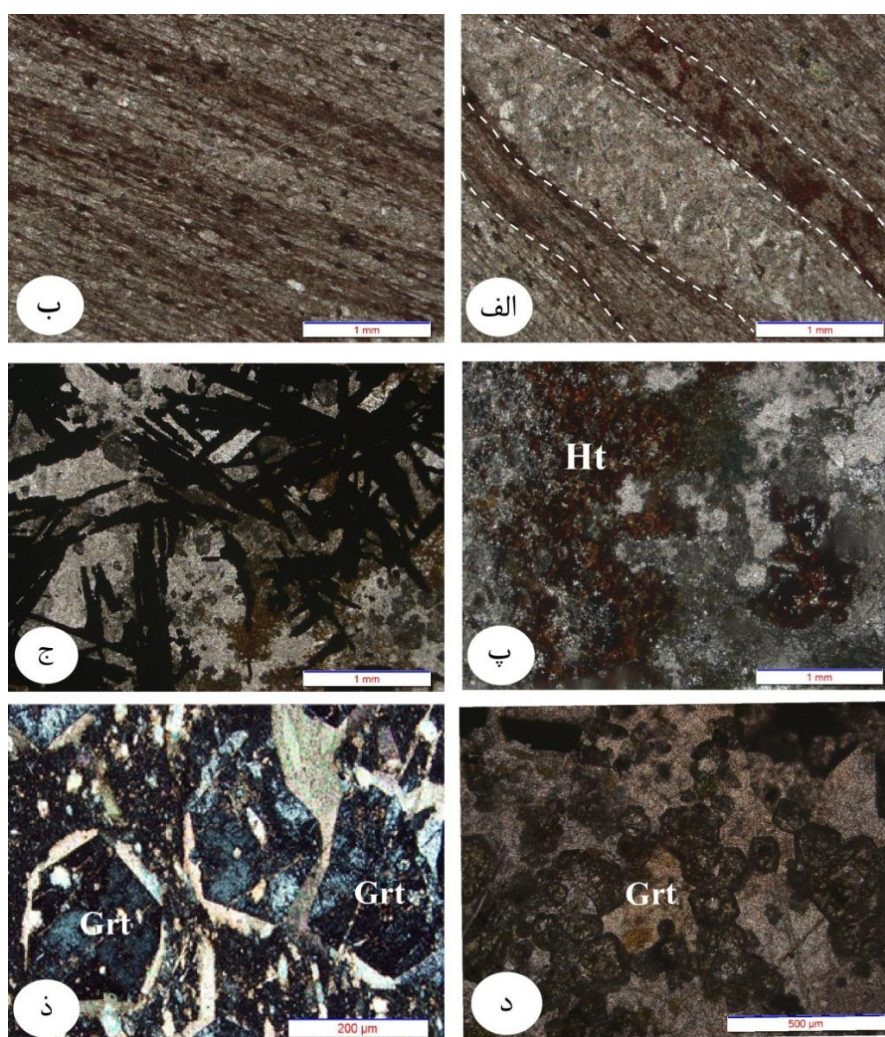
۳-۳- پتروگرافی اسکارن آهن چالو

در منطقه مورد مطالعه، در محل تماس توده گرانیتوئیدی چالو با سنگ‌های آتشفشانی و سنگ‌آهک‌ها، کانی‌زایی آهن به صورت اسکارن تشکیل شده است. چنین کانسارهایی، معمولاً محصول برهم‌کنش سیال‌های گرمابی از منابع متفاوت با سنگ‌های میزبان کربناته می‌باشند. سیال گرمابی، غالباً از منشأ ماگمایی است اما ممکن است سیال‌های جوی یا دگرگونی نیز دخیل باشند. بخشی از مواد تشکیل دهنده مجموعه‌های کانی اسکارنی، از سنگ‌های میزبان تأمین می‌شوند و بخشی از منابع خارجی وارد می‌گردند. چهار عامل اصلی، تغییر دما (سرد شدن سیال کانه‌ساز)، تغییر فشار، تغییرات شیمیایی ناشی از واکنش سیال کانه‌ساز با سنگ میزبان و تغییرات شیمیایی ناشی از پدیده آمیختگی و جوشش در شکل‌گیری ذخایر معدنی و نهشت کانه‌ها از اهمیت بالایی برخوردار است (بارنز^۹، ۱۹۹۷). تغییرات شیمیایی ناشی از واکنش سیال کانه‌ساز با سنگ میزبان در سیستم‌های اسکارنی، در نتیجه عدم تعادل دمایی میان سیالات ماگمایی دما بالا با آهنک سردشدگی پایین و سنگ‌های در برگیرنده ایجاد می‌شود که این پدیده موجب اختلاف در ترکیب شیمیایی سیال‌ها و نهشته شدن آهن و فلزهای همراه و تشکیل یون H^+ می‌شود.

شروع کانی‌زایی در اسکارن چالو در مرز تماس توده با سنگ آهک، به صورت نوارهایی از ذرات خیلی ریز آهن در امتداد لایه‌بندی توف‌های سیلتستونی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۰ الف، ب). کانی‌زایی آهن، غالباً به صورت هماتیت ورقه‌ای (اسپیکولاریت) همراه با بلورهای کوارتز می‌باشد که هم در نمونه دستی و هم در مقاطع نازک و صیقلی به خوبی قابل مشاهده است (شکل ۳-۲۰ پ، ج). مهم‌ترین بافت‌های این کانسنگ، شامل توده‌ای، شکافه پرکن و موزاییکی است. با توجه به شواهد میکروسکوپی، بافتی و پارائز کانی‌ها، می‌توان دست کم دو نسل کوارتز شامل کوارتزهای نسل اول در گرانیتوئیدها، و کوارتزهای نسل دوم تأخیری، که توسط سیال‌های گرمابی ثانویه در شکستگی‌های اسکارن نفوذ کرده و موجب تشکیل رگه‌های کوارتز- کانه‌دار و عقیم شده‌اند اشاره کرد. تصویری از رگه‌های

9- Barnes

تأخیری کانه‌دار در فصل ۲ (شکل ۲-۶ الف) آورده شده است. انواع مختلفی از کانی‌های سیلیکات کلسیم بدون آب از جمله گارنت (شکل ۳-۲۰ د، ذ) و پیروکسن، سیلیکات کلسیم آب‌دار از جمله اپیدوت، هورنبلند و ترمولیت-اکتینولیت، کانی‌های سولفیدی پیریت و کالکوپیریت و کانی‌های کربناتی از جمله کلسیت و دولومیت و محصولات دگرسانی هر یک از کانی‌های نامبرده مانند کلریت، سریسیت، کائولینیت، لیمونیت و گوتیت حجم گسترده‌ای از کانی‌های منطقه را به خود اختصاص داده است.



شکل ۳-۲۰ الف، ب) تصاویری از تشکیل ذرات ریز آهن در امتداد لایه‌بندی توف‌های سیلتستونی، در مرز تماس کانی‌زایی آهن با سنگ‌آهک؛ پ، ج) تصاویری از تشکیل هماتیت‌های ورقه‌ای (اسپیکولاریت) با بافت شعاعی در سنگ آهک؛ د، ذ) به ترتیب حضور تجمعات گارنت با ابعاد ریز در زمینه سنگ و پورفیروبل‌های گارنت کلسیم‌دار با منطقه‌بندی در اسکارن چالو.

نتیجه‌گیری

به طور کلی بر اساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی توده نفوذی دال شکل چالو، از دو واحد سنگی با ترکیب مونزودیوریت (نیمه سمت راست) و کوارتزیدیوریت (نیمه سمت چپ) ساخته شده است. **مونزودیوریت‌ها** نیمه شرقی توده گرانیتوئیدی چالو را تشکیل می‌دهد. بافت غالب این واحد پورفیروئیدی است. بافت‌های گرانولار، میرمکیتی، گرافیکی و پوئی‌کلیتیک از دیگر بافت‌های مشاهده شده در این واحد می‌باشد. بر اساس بررسی‌های پتروگرافی و رده‌بندی گیل (۲۰۱۰)، به طور کلی در تمام نمونه‌های سالم و دگرسان شده پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، هورنبلند و بیوتیت کانی‌های اساسی، پیروکسن و کوارتز کانی‌های شاخص و آپاتیت، منیتیت و اسفن کانی‌های فرعی تشکیل دهنده این سنگ‌ها هستند. در سنگ‌های حاصل از دگرسانی پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت با مجموعه کانی‌های اپیدوت، کلریت و به مقدار کمتر سرسیت و کربنات مشاهده می‌شود. منیتیت در نمونه‌های سالم این واحد به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و در داخل کانی‌های مافیک و یا زمینه اصلی سنگ پراکنده است؛ در حالیکه در نمونه‌های دگرسان شده به طور کامل یا بخشی جانشین کانی‌های فرومنیزی می‌از قبل موجود نظیر پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت شده است.

کوارتزیدیوریت‌ها نیمه غربی توده گرانیتوئیدی چالو را تشکیل می‌دهد. از نظر اندازه بلوری نیز ریز تا متوسط دانه هستند. بررسی‌های پتروگرافی نشان می‌دهد سنگ‌های این بخش از توده از نظر بافتی بیشتر تراکیتوئیدی و پورفیروئیدی هستند و گاهاً بافت پوئی‌کلیتیک نیز به چشم می‌خورد. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند کانی‌های اساسی، کوارتز، ارتوکلاز، و پیروکسن مهمترین کانی‌های شاخص و آپاتیت و منیتیت کانی‌های فرعی تشکیل دهنده آن‌ها می‌باشند.

در توده نفوذی، دو نوع دگرسانی روی داده است. دگرسانی پروپلیتی، به صورت فراگیر و در مراحل نهایی سرد شدن ماگما صورت گرفته است. این نوع دگرسانی، بیشتر در مرکز توده و با شدت بیشتری در واحد سنگی مونزودیوریت روی داده است. نوع دوم دگرسانی به صورت محلی و بیشتر در حاشیه

توده صورت گرفته است. این دگرسانی از نوع آرژیلیتی و بیشتر در واحد کوارتزادیوریت رخ داده است. در سنگ‌های متأثر از این نوع دگرسانی اکسیداسیون شدید در منیتیت رخ داده و کانی‌های ثانویه هماتیت و کربنات‌ها حضور دارند.

فصل چهارم

سازوکار جایگیری توده

گرانیتوئیدی

روش اندازه‌گیری ناهمسانگردی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) یکی از کارآمدترین روش‌ها جهت تعیین فابریک در سنگ‌های آذرین است. این روش ابزاری حساس جهت دستیابی و شناسایی تغییرات ترکیبی در واحدهای سنگ‌شناسی می‌باشد، و در زمانی کوتاه داده‌های کمی مناسبی را در اختیار می‌گذارد که به کمک آن می‌توان نقشه ساختار داخلی گرانیته‌ها و الگوهای کرنش ماگمایی را در مقیاس منطقه‌ای در سنگ‌هایی که توصیف فابریک در آن‌ها دشوار است فراهم نمود. تاکنون مطالعات زیادی برای فهمیدن این حقیقت که چگونه فابریک مغناطیسی جریان ماگما را منعکس می‌نماید و یا رابطه بین ترکیبات مختلف و پارامترهای مغناطیسی سنگ چگونه خواهد بود صورت گرفته است. در واقع، فابریک مغناطیس منعکس کننده ردیف شدگی اولیه بلورها در طول خواص فرومغناطیسی به علت هیدرودینامیک موجود در جریان ماگماست (کراسا، ۲۰۰۵)، و بخش عمده‌ای از فابریک‌های مغناطیسی به وسیله ناهمسانگردی شکل که ناشی از جهت‌گیری ترجیحی هر یک از ذرات مغناطیسی می‌باشد کنترل می‌شود. در همه سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی، آرایش هندسی کانی‌ها، الگوی فابریک سنگ را تشکیل می‌دهد. پیدایش فابریک‌های مختلف، جهت‌گیری و شدت آن‌ها را می‌توان مستقیماً به برخی فرآیندهای زمین‌شناسی و در مقیاس بزرگتر به پدیده‌های تکتونیکی مرتبط دانست (مامتانی و همکاران، ۲۰۱۲). جهت‌گیری داخلی فابریک توده‌های نفوذی توسط عوامل مختلفی از قبیل هندسه سنگ دیواره (همانند دیواره دایکها)، حضور یا عدم حضور محل تغذیه ماگما، جریان ماگما در داخل توده در حال تحول، تغییر شکل حالت جامد ماگمای با گرانش زیاد به واسطه تزریق پالس‌های ماگماهای متوالی و برهمکنش ساختاری بین آن‌ها در مراحل مختلف اعمال فشارهای تکتونیکی کنترل می‌شود (میشلسن، ۲۰۰۳). استفاده روز افزون از این روش با استفاده از شکل جهت‌گیری کانی‌ها، باعث درک ساختار درونی و هندسه آن‌ها شده و بسیاری از مشکلات پترولوژیکی و تکتونیکی را حل نموده است. این روش در بسیاری از توده‌های نفوذی با

محیط‌های تکتونیکی متفاوت، به کار می‌رود و غالباً برای ارزیابی شکل و جهت‌گیری بیضوی‌های مغناطیسی ناشی از تنش‌های تکتونیکی و فرآیندهای جایگیری مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این میان، برخی از فرآیندهای زمین‌شناسی مانند دگرسانی گرمایی با ایجاد ناهمگنی مغناطیسی و تغییر در الگوی‌های فابریک باعث تغییر در تفسیر فابریک‌های مغناطیسی می‌شوند. در طی این فرآیند، کانی‌های تشکیل دهنده سنگ به کانی‌های جدیدی تبدیل شده و در نتیجه خواص مغناطیسی اصلی توده را تغییر می‌دهد.

از آنجا که بررسی‌های بسیار کمی در زمینه تاثیرات ناشی از دگرسانی گرمایی بر روی فابریک‌های مغناطیسی صورت گرفته است، لذا در این فصل تلاش می‌شود ضمن ارائه مدلی مناسب برای سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو (جنوب شرق دامغان)، رابطه بین الگوهای فابریک مغناطیسی در نمونه‌های سالم و نمونه‌های حاصل از دگرسانی بررسی شود. نتایج به دست آمده در فهم بهتر فرآیندهای کنترل کننده فابریک‌های مغناطیسی و کانه‌زایی که منعکس کننده تنش‌های تکتونیکی در پوسته شکننده و تاریخچه پس از جایگیری است کمک خواهد کرد.

۴-۱- مروری اجمالی بر تاریخچه روش AMS

گراهام (۱۹۵۴) حدود نیم قرن پیش اظهار داشت کانی‌های فرومغناطیس در هنگام تغییر شکل سنگ، به صورت هم تراز قرار می‌گیرند. او معتقد بود ناهمسانگردی مغناطیسی می‌تواند روشی مفید در حل مشکلات مربوط به پتروفابریک باشد. پس از آن بالسل و بودینگتون (۱۹۶۰)، بیان کردند که AMS در شدت میدان پایین قادر به تشخیص فابریک، در گرانیت‌ها و ارتوگنیس‌ها در مقیاس میکروسکوپی می‌شود که از نظر ماکروسکوپی قابل مشاهده نیستند. در همان زمان فولر (۱۹۶۰)، فابریک مغناطیسی را مورد بررسی قرار داد و عنوان کرد که جهت حداکثر محور بیضوی مغناطیسی با جهت بزرگترین محور میکا همخوانی دارد. او در سال (۱۹۶۳)، با توجه به درجه ناهمسانگردی بالای پیرویت، آن را به عنوان حامل اصلی فابریک مغناطیسی معرفی کرد. در سال ۱۹۶۶، اظهارات گراهام

به رسمیت شناخته شد و در سال‌های ۱۹۷۰-۱۹۸۰ روش AMS را در سنگ‌های رسوبی مورد بررسی قرار دادند. در سال ۱۹۸۶، با توجه به نقش پیشگام هرودا در مطالعه خواص مغناطیسی سنگ‌ها، ناهمسانگردی مغناطیسی را در انواع سنگ‌های گرانیت، گابرو، میکاشیست، کوارتزیت، افسیدین و حتی توف و نهشته‌های کواترنری اندازه‌گیری کرد. این موضوع با انتشار مقاله‌ای مبنی بر تداخل ساب‌فابریک‌های دیامغناطیس، پارامغناطیس و فرومغناطیس در سنگ‌های پلی کریستالین (چندبلوری) شروع شد که در آن به بررسی اجمالی در روش‌های موجود برای جداسازی فابریک‌های مغناطیسی پرداخت و نمونه‌هایی را برای کاربردهای زمین‌شناسی ارائه داد. پس از آن کونتنی (۲۰۰۰)، بیان کرد هوازدگی و دگرسانی می‌تواند بر روی فابریک مغناطیسی سنگ تأثیر بگذارد و در نتیجه باعث تغییر در تفسیر فابریک مغناطیسی شود. آن‌ها با ارائه داده‌های کانی‌شناسی و ترمومغناطیسی از گرانیتوئیدهایی که دچار دگرسانی گرمایی شدند ارتباط مناسبی را بین تغییرات کانی‌شناسی کانی‌های آهن‌دار در طی سرد شدن، بالا آمدن و فعالیت سیالات گرمایی برقرار کردند. هراندز (۲۰۰۷)، مقاله‌ای را در ارتباط با ناهمسانگردی مغناطیسی بلورهای هماتیت منتشر کرد که در آن رفتار هماتیت را تحت تأثیر میدان‌های مغناطیسی متفاوت بررسی کرده و نشان داد که شکل و درجه ناهمسانگردی مغناطیسی متناسب با اندازه میدان تغییر می‌کند. همزمان با او مطالعات دیگری توسط اشمیت در سال ۲۰۰۷ صورت گرفت. او به این نتیجه رسید که پذیرفتاری مغناطیسی به عنوان تابعی از درجه حرارت تغییر می‌کند. این مطالعات و مطالعات اخیر ثابت کرده است که روش AMS، کارآمدترین روش جهت تجزیه و تحلیل فابریک در سنگ‌های آذرین است و درک بهتری از طبیعت، منشاء و اهمیت اندازه‌گیری فابریک‌های مغناطیسی ارائه می‌دهد.

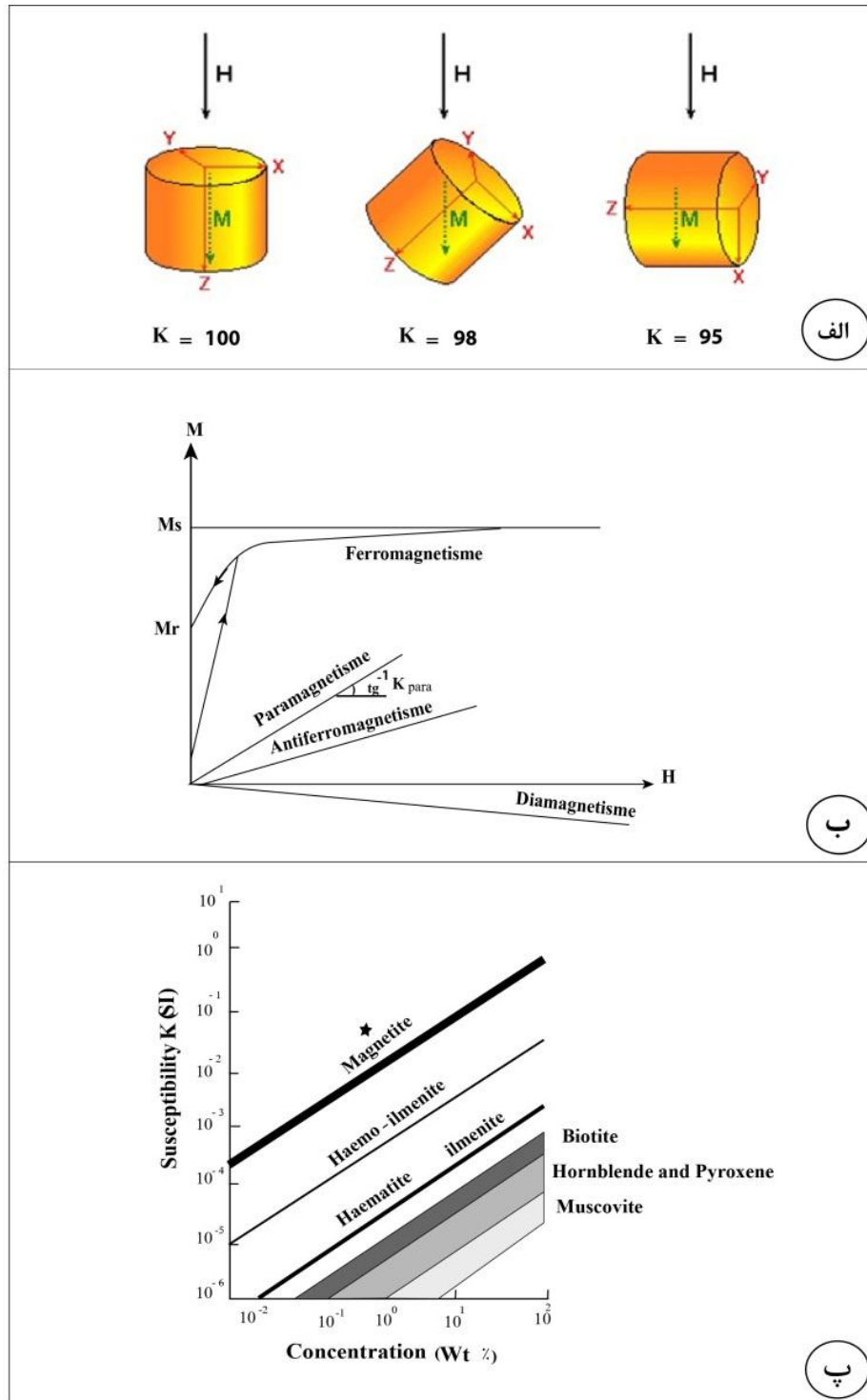
۴-۲- ناهمسانگردی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)

ساختار منظم ذرات در یک بلور موجب می‌شود که خواص مغناطیسی کانی‌ها در جهت میدان مغناطیسی، ناشی از جهت‌یابی ترجیحی کانی‌ها می‌باشد و توسط شکل بلور کنترل می‌شود. این فرآیند باعث ایجاد AMS در اکثر کانی‌ها می‌گردد. ناهمسانگردی مغناطیسی سنگ به ناهمسانگردی

هر یک از کانی‌ها و آرایش فضایی آن‌ها بستگی دارد به همین دلیل انواع ناهمسانگردی نیز متفاوت است. اطلاع از خاصیت مغناطیسی کانی‌های تشکیل دهنده سنگ امکان تعیین آرایش فضایی کانی‌ها که در اثر نیروهای مختلفی در زمان تشکیل سنگ روی داده است را فراهم می‌آورد. قابلیت پذیرفتاری نمونه‌های مورد مطالعه در توده گرانیتوئیدی چالو با استفاده از دستگاه مغناطیس سنج MFK1-FA در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری شده است. این دستگاه دارای یک بخش اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی است که از سیم پیچی که دارای جریان الکتریکی است ساخته شده است. این جریان منجر به ایجاد میدان مغناطیسی می‌شود که ضمن قرار گرفتن نمونه‌ها در درون این میدان باعث مغناطیس شدگی القایی در نمونه‌ها می‌شود. بروز خصلت مغناطیسی در عناصر و ترکیبات مختلف و کانی‌ها ارتباط تنگاتنگی با آرایش الکترونی عنصر و یا عناصر موجود در ساختار آن ترکیب دارد. هنگامی که یک ماده در معرض میدان مغناطیسی (H) قرار گیرد، یک مغناطیس القایی (M) دریافت می‌کند این دو کمیت توسط ضریب پذیرفتاری مغناطیسی (K) به هم مربوط می‌شوند (شکل ۱-۴ الف). پذیرفتاری مغناطیسی (K)، خاصیت ذاتی در مواد است که اندازه‌گیری آن متضمن اطلاعات زیادی از ساختار الکترونی و وجود حالت‌های مغناطیسی منظم در ماده است. اگر M مغناطش (مغناطیس شدگی) و H میدان مغناطیسی اعمال شده به ماده باشد، ضریب پذیرفتاری مغناطیسی از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$K = M/H$$

مثبت یا منفی بودن مقادیر K، به ترتیب نشان دهنده خاصیت‌های پارامغناطیسی و دیامغناطیسی است، چون به طور کلی M رابطه مستقیم با H دارد (شکل ۱-۴ ب).



شکل ۴-۱-الف) نمایی شماتیک از یک مغزۀ آماده شده که در جهات مختلف در معرض میدان مغناطیسی القایی (H) قرار گرفته است و برحسب پذیرفتاری مغناطیسی (K) مغناطیس شدگی (M) را تولید نموده است. ب) رفتارهای پذیرفتاری مغناطیسی؛ مغناطیس شدگی M به صورت تابعی از شدت میدان مغناطیسی (H)؛ M_s : اشباع شدگی مغناطیسی؛ M_r : مغناطیس شدگی پسماند (به نقل از روش، ۱۹۸۷)، پ) نمودار پذیرفتاری مغناطیسی بر حسب SI در مقابل میزان کانی‌های فرومغناطیس و پارامغناطیس (بر حسب درصد وزنی). دقت کنید که حضور منیتیت که با علامت ستاره مشخص شده باعث افزایش پذیرفتاری مغناطیسی شده است (هرودا و کاهان، ۱۹۹۱).

به طور کلی عوامل ایجاد خاصیت مغناطیسی در سنگ‌ها و کانی‌ها عبارتند از:

- خصوصیات مغناطیسی سنگ‌ها هنگام سرد شدن و انجماد ماگما، که در طی آن اکثر کانیها حاصل از انجماد ماگما در درجه حرارتی پایین‌تر از نقطه کوری ۵۸۰ درجه سانتیگراد در امتداد حوزه مغناطیسی زمین قرار می‌گیرند. مهمترین کانی‌هایی که دارای این خاصیت می‌باشند عبارتند از منیتیت، هماتیت و ایلمنیت.
 - خصوصیات مغناطیسی طبیعی و اولیه، که در هنگام تشکیل سنگ‌های مختلف بوجود می‌آید و بیشتر از کانی‌های مغناطیسی اکسیدی و سولفیدی تشکیل شده است.
 - مغناطیس باقیمانده در سنگ‌های رسوبی، که در آن کانی‌های مغناطیسی در جهت حوزه مغناطیسی دیگری غیر از حوزه مغناطیسی اولیه قرار می‌گیرند. این نوع خاصیت صد بار ضعیف‌تر از خاصیت‌های مواد قبلی می‌باشد.
 - خصوصیات مغناطیسی در محیط‌های دگرگونی، در اثر دگرسانی گرمابی در درجه حرارتی پایین‌تر از نقطه کوری بوجود می‌آید.
- کانی‌های مختلف در میدان مغناطیسی، رفتار مغناطیسی متفاوتی از خود نشان می‌دهند. این کانی‌ها از لحاظ مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی، به سه گروه عمده مواد فرومغناطیس، پارامغناطیس و دیا مغناطیس طبقه‌بندی می‌شوند. با اینکه بیشتر کانی‌ها از مواد پارامغناطیس هستند، ولی در واقع خاستگاه همه اثرهای مغناطیسی آشکار شده در سنگ‌ها، مرهون وجود تعداد بسیار اندکی از کانی‌ها با مشخصه‌های فرومغناطیسی است. در شکل ۲-۴ انواع مواد مغناطیسی و تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی به عنوان تابعی از شدت میدان اعمال شده بر آن‌ها، آورده شده است. همچنین مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی برخی از سنگ‌ها و کانی‌ها در شکل ۳-۴ و جدول ۱-۴ ارائه شده است. در ادامه به تفصیل ویژگی مغناطیسی انواع مواد مغناطیسی پرداخته می‌شود:

دیامغناطیس: این مواد که دارای پذیرفتاری مغناطیسی صفر و یا منفی هستند به هیچ وجه خاصیت مغناطیسی در آن‌ها بوجود نمی‌آید. این مواد در مجاورت میدان مغناطیسی خارجی دو قطبی مغناطیسی القاء می‌شود که مخالف میدان خارجی است لذا این مواد باعث تضعیف میدان مغناطیسی می‌شوند. رانده شدن این کانی‌ها را در میدان مغناطیسی خارجی می‌توان چنین توصیف کرد که وجود اوربیتال‌های پر سبب می‌شود که گشتاور مغناطیسی در کانی تقریباً صفر گردد، اگر این اوربیتال‌های پر به یک میدان مغناطیسی خارجی نزدیک شوند، قانون لنز در مورد آنها صدق خواهد نمود. قانون لنز می‌گوید اگر یک حلقه هادی به یک میدان مغناطیسی نزدیک شود، در داخل حلقه جریانی پدید می‌آورد که میدان مغناطیسی حاصل از آن با میدان خارجی مخالفت خواهد نمود. هنگام نزدیک شدن اوربیتال‌های پر به یک میدان مغناطیسی خارجی سرعت یکی از اوربیتال‌ها کم و بر دیگری افزوده خواهد شد به طوری که مجموع گشتاور مغناطیسی آنها صفر نشده و در خلاف جهت میدان خارجی، عمل کرده که سبب رانش کانی در این میدان می‌شود. در واقع همه مواد در میدان مغناطیسی از خود خاصیت دیامغناطیسی نشان می‌دهند ولی این خاصیت در مواد فرومغناطیس و پارامغناطیس نامحسوس است (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶). اختلاف رفتار در حالت‌های الکتریکی و مغناطیسی از این واقعیت ناشی می‌شود که دو قطبی‌های الکتریکی القایی و میدان الکتریکی خارجی هم جهت هستند اما دو قطبی‌های مغناطیسی القایی در خلاف جهت میدان مغناطیسی خارجی قرار می‌گیرند. خاصیت این مواد نمودی از قانون القای فاراده روی الکترون‌های اتم است. کانی‌های کوارتز، فلدسپار، فلوریت، هالیت و انیدریت از جمله کانی‌هایی هستند که دارای خاصیت دیامغناطیسی می‌باشند (جدول ۴-۱).

پارامغناطیس: در مواد پارامغناطیس الکترون‌ها به صورت دو گروه نامساوی و در خلاف جهت یکدیگر به دور هسته می‌چرخند و خاصیت مغناطیسی ضعیفی ایجاد می‌کنند. در مواقع عادی چون اتمها و ملکولها به صورت نامنظم در ماده پراکنده‌اند، ماده فاقد پذیرفتاری مغناطیسی است ولی در حضور میدان مغناطیسی خارجی، الکترون‌ها به طور تقریبی در جهت میدان خارجی قرار گرفته و پذیرفتاری مغناطیسی ضعیف و مثبتی پیدا می‌کنند. این مواد تحت تأثیر میدان‌های مغناطیسی دارای خاصیت

مغناطیسی شده و با از بین رفتن میدان مغناطیسی، پذیرفتاری مغناطیسی نیز در آن‌ها از بین می‌رود. در واقع پارامغناطیس، شکل ضعیفی از خاصیت مغناطیسی است. اتم‌های مواد پارامغناطیس گشتاور دو قطبی مغناطیسی دائمی دارند که در میدان مغناطیسی خارجی، دو قطبی‌ها را با یکدیگر همسو کرده و میدان را تا اندازه‌ای تقویت می‌کنند. ماده پارامغناطیس در میدان مغناطیسی غیر یکنواخت، به طرف ناحیه قوی‌تر کشیده می‌شود و موجب تقویت جزئی میدان مغناطیسی می‌شود هر چند این تقویت به اندازه مواد فرومغناطیس نخواهد بود. با افزایش دما، حساسیت مغناطیسی در این گروه کاهش می‌یابد (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶). بیوتیت، پیروکسن‌ها، میکاها، آمفیبول و البوین از جمله کانیهای پارامغناطیسی هستند که در سنگ‌های آذرین یافت می‌شوند (جدول ۴-۱).

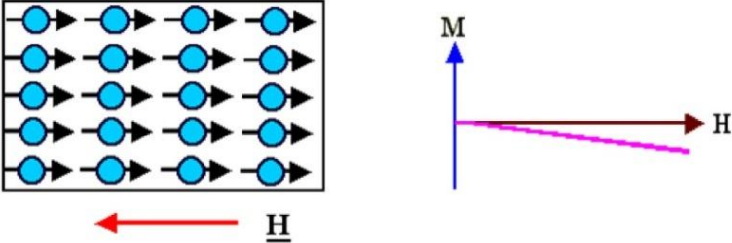
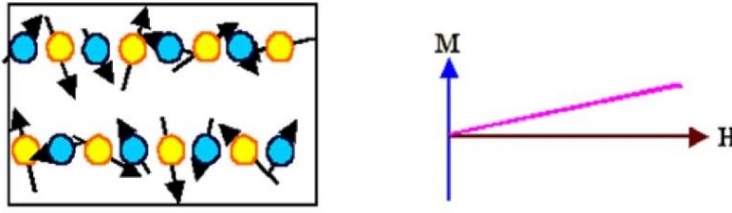
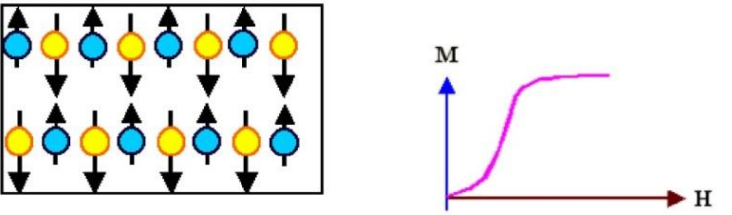

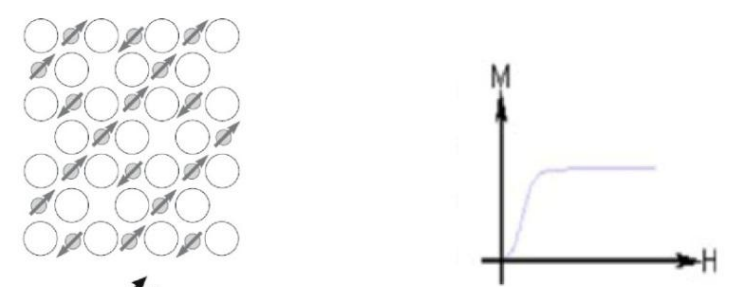
فرومغناطیس: در مواد فرومغناطیس تعدادی از اتمها که وضعیت مشترک دارند به هم پیوسته و گروه کوچکی را تشکیل می‌دهند. همه اتمهای موجود در یک گروه، دو قطبی‌های کوچک هستند و به گونه ای ردیف می‌شوند که یک دو قطبی یا حوزه مغناطیس کوچک را تشکیل دهند. در حالتی که میدان مغناطیسی خارجی وجود نداشته باشد هر حوزه نسبت به حوزه دیگر، به طور نامنظم و در جهت‌های انتخابی قرار می‌گیرد. ولی هنگامی که ماده در یک میدان مغناطیسی قرار گیرد، اتمهای موجود در حوزه‌ها به گونه‌ای چرخیده که راستای مغناطیسی آنها در راستای میدان مغناطیسی خارجی قرار می‌گیرد. این قرارگیری به گونه‌ای است که حوزه‌هایی که نسبت به میدان در وضعیت مناسبی قرار دارند، رشد کرده و حجمشان افزایش می‌یابد. در مقابل حوزه‌هایی که جهت‌گیری مناسبی با میدان ندارند، حجمشان کوچک‌تر می‌شود، بنابراین مرز بین حوزه‌ها جابه‌جا می‌شود. با افزایش دما پذیرفتاری مغناطیسی در این گروه کاهش می‌یابد (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶). کانیهای فرومغناطیس اغلب به مقدار کم و به عنوان کانیهای فرعی (کمتر از ۵٪ درصد) در سنگ حضور دارند. با این حال، در صورتی که مقدار منیتیت بیشتر از ۱٪ درصد حجم سنگ را تشکیل دهد، اثر مغناطیسی کانیهای دیگر را نیز تحت تأثیر قرار می‌دهد و جسم مورد نظر پذیرفتاری مغناطیسی شدیداً بالایی را نشان می‌دهد (جدول ۴-۱).

انواع مواد فرومغناطیس، شامل فرومغناطیس واقعی، آنتی فرومغناطیس و فری مغناطیس می‌باشد. این تقسیم بندی بر اساس قرارگیری امتداد ممان‌های مغناطیسی داخل حوزه‌ها در هنگامی که ماده در یک میدان مغناطیسی قرار می‌گیرد تعریف شده است.

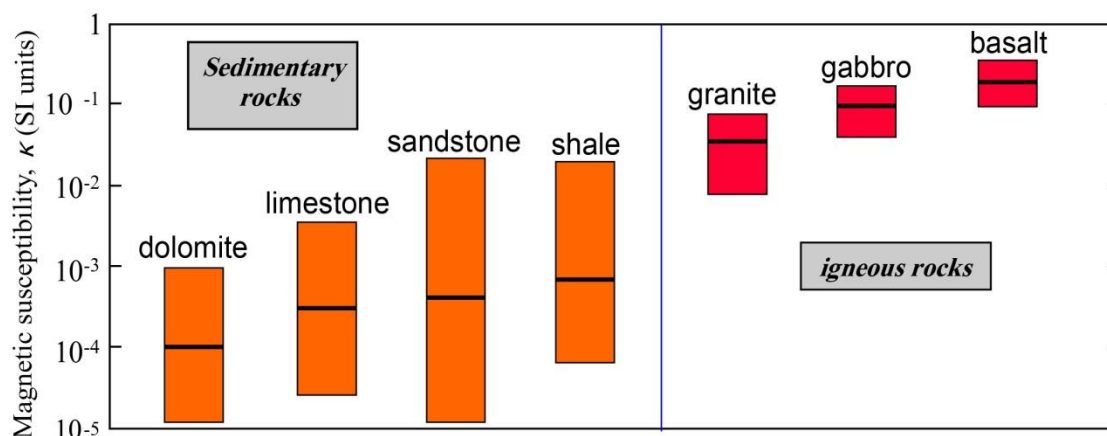
فرومغناطیس واقعی: در این گروه از مواد، حوزه‌ها همه در یک جهت امتداد یافته‌اند. مواد فرومغناطیس واقعی مانند آهن، کبالت و نیکل دارای ممان‌های مغناطیسی موازی هستند و در نتیجه به مغناطیس شدگی قوی منجر می‌شود که در غیاب میدان مغناطیسی خارجی هم باقی می‌مانند. این مواد به ندرت در طبیعت به طور خالص یافت می‌شوند (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳).

آنتی فرومغناطیس: در این مواد، حوزه‌ها به طور مساوی در دو جهت مخالف یکدیگر قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۲). کانی‌های آنتی فرومغناطیس مانند هماتیت (Fe_2O_3) و گوتیت ($FeOOH$) در حوزه مغناطیسی شبیه مواد خنثی رفتار می‌کند و در پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده، زیاد تأثیرگذار نمی‌باشد و یا به عبارتی دارای پذیرفتاری مغناطیسی قابل توجهی نیستند (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳).

فری مغناطیس: در مواد فری مغناطیس میدان مغناطیسی خارجی، دیواره‌های این حوزه‌ها را به گونه‌ای جا به جا می‌کند که در حوزه‌های مجاور، ممان‌ها در دو جهت مخالف هم و غیر مساوی قرار گیرند؛ در این نوع قرارگیری، حوزه دارای ممان مغناطیسی جهت‌دار می‌شود مثل منیتیت و پیروتیت (شکل ۴-۲). کانی‌های فری مغناطیس در پوسته زمین منبع آنومالی‌های مغناطیسی در بررسی‌های ژئوفیزیکی می‌باشند (رابینسون و کوروه، ۱۹۸۸).

Atomic/Magnetic Behavior	Type of magnetism
	Diamagnetic
	Paramagnetic
	Ferromagnetic
	Antiferromagnetic
	Ferrimagnetic

شکل ۴-۲- طبقه‌بندی مواد براساس پذیرفتاری مغناطیسی و تغییرات مغناطیس پذیری به عنوان تابعی از شدت میدان اعمال شده (ریلی، ۱۹۸۴).



شکل ۳-۴- مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی در برخی از مهمترین انواع سنگ‌های رسوبی و آذرین (لوری، ۱۹۹۷).

جدول ۱-۴- مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی در برخی از کانی‌های دیامغناطیس، پارامغناطیس و فرومغناطیس، توجه نماید کانی‌های فرومغناطیس بیشترین مقدار پذیرفتاری مغناطیسی را دارا می‌باشند (لوری، ۱۹۹۷).

Mineral	Magnetic behaviour	Intrinsic K (μSI)
Dolomite	diamagnetic	-40
Calcite	diamagnetic	-15
Quartz	diamagnetic	-15
K-feldspars	diamagnetic	-15
Gypsum	diamagnetic	-15
Clynopyroxenes	paramagnetic	20-600
Orthopyroxenes	paramagnetic	1000-3000
Amphiboles	paramagnetic	100-1000
Biotite	paramagnetic	800-3000
Muscovite	paramagnetic	40-700
Chlorite	paramagnetic	70-1550
Olivine	paramagnetic	-13-5000
Garnets	paramagnetic	500-6000
Ilmenite	paramagnetic	300-3500
Goethite	ferromagnetic	2000
Hematite	ferromagnetic	$1000-5 \times 10^4$
Pyrrhotite	ferromagnetic	$5 \times 10^4 - 3 \times 10^5$
Magnetite	ferromagnetic	10^6-10^7

۴-۳- عوامل تأثیرگذار بر پذیرفتاری مغناطیسی کانی‌ها

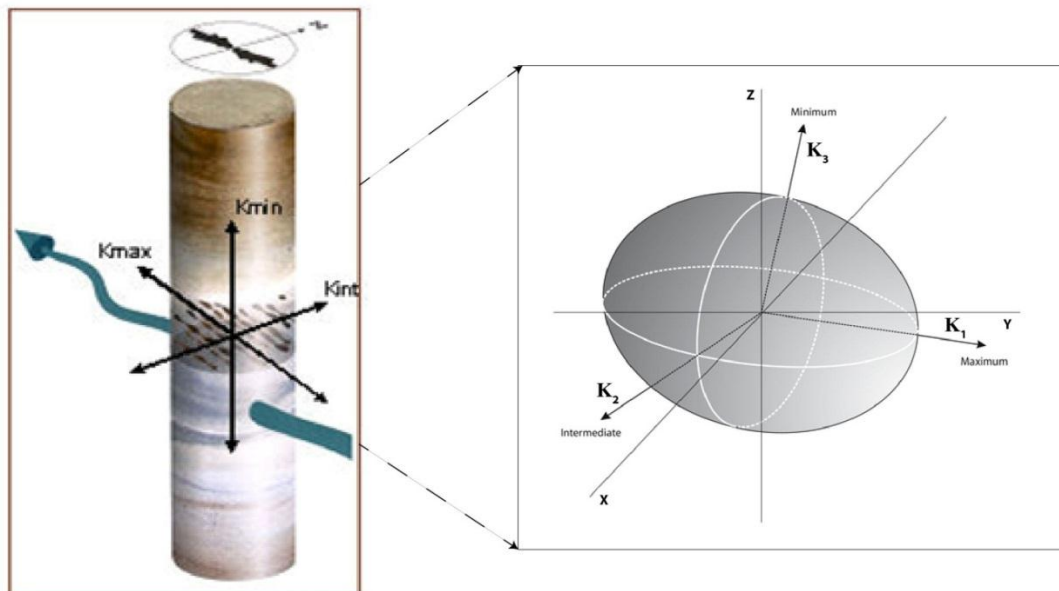
(۱) گرما

(۲) فرآیندهای هوازدگی

(۳) دگرگونی

گرما، فرآیندهای هوازدگی و دگرگونی میزان پذیرفتاری مغناطیسی را کاهش می‌دهند. افزایش دما باعث کاهش میزان پذیرفتاری مغناطیسی می‌شود به طوری که با افزایش دما و رسیدن به درجه کوری، خاصیت مغناطیسی از بین می‌رود. دمای کوری دمایی است که در آن جسم خاصیت مغناطیسی خود را از دست می‌دهد. به عنوان مثال، دمای کوری منیتیت 580° درجه سانتی‌گراد است این قانون توسط پیرکوری در سال ۱۸۹۵ کشف شد بر طبق این قانون مقدار مغناطیس شدگی در دمای صفر مطلق 273°C - به بیشترین میزان خود رسیده و در دمای کوری به صفر می‌رسد. قبل از جایگزینی ماگما اثر میدان مغناطیسی غالباً خنثی است زیرا در این هنگام، دمای ماگما بالاتر از دمای کوری کانی‌ها می‌باشد. انرژی حرارتی باعث ارتعاش اتمها شده و ممان‌های مغناطیسی را به طور منظم قرار می‌دهد به گونه‌ای که برآیند جهات حوزه‌ها یکدیگر را خنثی نموده و ماده را غیرمغناطیس سازد. از این رو درجه یکنواختی حوزه‌ها به دو عامل شدت میدان مغناطیسی و دما وابسته است اما دمای کمتر از نقطه کوری، انرژی اتصال شیمیایی ذرات به انرژی حرارتی بروندی برتری دارد (نایفه و براسل، ۱۹۸۵). در زمان جایگیری ماگما، دما کم‌کم پایین آمده و در نهایت با دمای طبیعی (نرمال) سنگ میزبان هم دما می‌شود. دمای زیاد ماگما، در ابتدا تمام حوزه‌های مغناطیسی موجود در اتمها را از بین می‌برد. در حین سرد شدن و بعد از گذر از نقطه کوری، حوزه‌های مغناطیسی در داخل کانی‌ها به وجود می‌آیند (گریفیتس و کینگ، ۱۹۸۸). یکی از دلایلی که هوازدگی باعث کم شدن پذیرفتاری مغناطیسی می‌شود این است که در اثر اکسیداسیون (ناشی از هوازدگی) منیتیت به هماتیت تبدیل گردد. بنابراین درجه اکسیداسیون نقش اساسی در میزان پذیرفتاری مغناطیسی دارد. بنابراین واضح

است که ترکیب شیمیایی و ساختمان بلور نقش مهمی در تعیین ویژگی‌های مواد فرومغناطیس دارد. در مطالعات AMS، تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی به طور قرار دادی به صورت یک بیضوی سه محوری در یک فضای سه بعدی تجسم می‌شود که تحت عنوان بیضوی مغناطیسی معرفی می‌شود (شکل ۴-۴). در این بیضوی بزرگترین و کوچکترین محور به ترتیب K_{max} و K_{min} و محور متوسط آن K_{int} است. خطوارگی مغناطیسی منطبق بر K_{max} و قطب برگوارگی مغناطیسی با محور K_{min} مطابقت می‌کند و مقدار K_{int} در محدوده ای بین K_{max} و K_{min} تغییر می‌کند (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶).



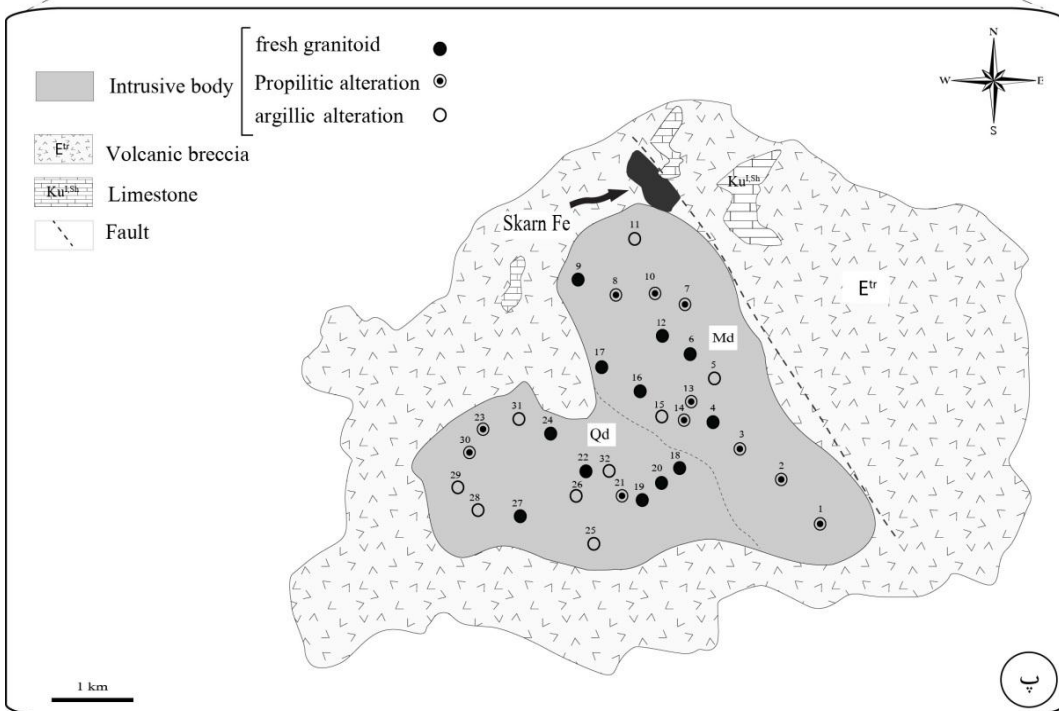
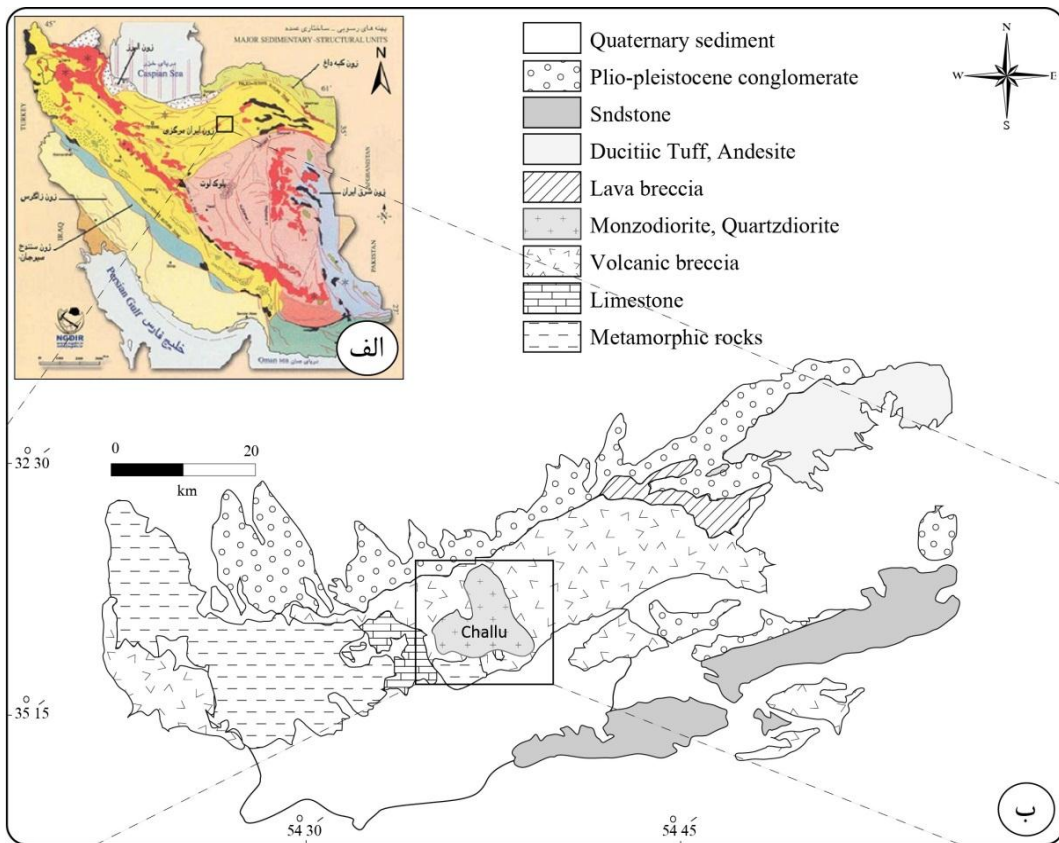
شکل ۴-۴- نمایشی از بیضوی مغناطیسی در یک مغزه حفاری شده که بر روی آن وضعیت قرارگیری محورهای مغناطیسی مبتنی بر مقادیر K_1 ، K_2 ، K_3 که به ترتیب برابر با K_{max} ، K_{int} و K_{min} می‌باشد نشان داده شده است.

۴-۴- نمونه برداری و اندازه‌گیری داده‌های مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی چالو

در این پژوهش توده گرانیتوئیدی چالو با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی، مورد مطالعه قرار گرفته است. به علت وسعت کم محدوده مورد مطالعه و پوشش حداکثری آن تعداد ایستگاهها در فواصل نزدیک بهم برداشت شد. این امر موجب می‌شود نتایج بدست آمده، کامل تر و

تفسیرهای مرتبط با آن دقیق‌تر باشد. بنابراین سعی شد تمام توده مورد پیمایش قرار گیرد و تقریباً از همه رخنمون‌های سالم و دگرسان شده آن نمونه‌برداری شود. لازم به توضیح است که به علت دگرسانی بسیار شدید (خرد بودن نمونه‌ها)، عدم دسترسی و یا عدم رخنمون مناسب عملاً امکان مغزه‌گیری از همه بخش‌ها وجود نداشت. در این منطقه مطالعات فابریک مغناطیسی برای اولین بار صورت گرفته است. به همین منظور طی سه مرحله بازدید صحرایی در آبان ماه ۹۱، موقعیت جغرافیایی ۳۲ ایستگاه مغزه برداری از دو واحد سنگی سازنده این توده (مونزودیوریت و کوآرتزیدیوریت)، با استفاده از GPS برداشت شده و نقشه موقعیت ایستگاههای نمونه برداری تهیه شد. به طور متوسط به ازای هر ایستگاه ۳ مغزه برداشت شده است. البته در بعضی از ایستگاهها بر حسب تنوع سنگ شناسی و تفاوت بارز با دیگر ایستگاهها، تعداد مغزه بیشتری برداشت شد. علاوه بر مغزه گیری از هر ایستگاه، شواهد صحرایی مربوط به هر ایستگاه (اعم از مطالعات ساختی، کانی شناسی، سنگ‌شناسی و ریزساختاری، اندازه‌گیری روند گسل‌ها، دایک‌ها، درزه‌ها و رگه‌ها، دگرسانی در صحرا) در دفترچه صحرایی ثبت گردیده است تا در صورت نیاز با هم تلفیق، و در تعبیر و تفسیر داده‌ها مورد استفاده قرار گیرد.

پس از مطالعات دقیق صحرایی، نقشه‌های زمین شناسی و تصاویر ماهواره‌ای، نقشه زمین شناسی توده چالو به طور دقیق‌تر ترسیم شده و پراکندگی ایستگاههای نمونه‌برداری شده بر روی آن به نمایش گذاشته شده است. این نقشه، به عنوان نقشه مبنا در مطالعات فابریک مغناطیسی و ترسیم انواع نقشه‌های مورد استفاده در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفت (شکل ۴-۵).



شکل ۴-۵- الف) موقعیت محدوده مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی- ساختاری ایران (شمال‌ترین بخش پهنه ایران مرکزی آق‌آبانی، (۱۳۸۳)) ب) موقعیت توده چالو در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ (ترود- معلمان ج) نقشه زمین‌شناسی ساده تهیه شده از توده گرانیتوئیدی چالو و موقعیت ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده (در مجموع ۳۲ ایستگاه) جهت مطالعات فابریک مغناطیسی و ریزساختی.

از آنجا که چگونگی مراحل مختلف نمونه برداری صحرائی و نحوه اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی نمونه‌ها در روش AMS, در پژوهش‌های پیشین به تفصیل آورده شده است لذا در این پژوهش به کلیات آن بسنده شده است. جهت مطالعه بیشتر از جزئیات مراحل کار، به بوشه (۱۹۹۷) و شیبی (۱۳۸۸) مراجعه شود.

۴-۴-۱- روش نمونه‌برداری صحرائی

- ۱) تهیه الگوی پیشنهادی اولیه نمونه برداری و تعیین تعداد ایستگاهها، بر اساس فواصل و وسعت رخنمون بر طبق تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین شناسی، قبل از برداشت در صحرا.
- ۲) انتخاب محل مناسب جهت حفاری (رخنمون تازه، فاقد درز و شکستگی) و ثبت مختصات جغرافیایی هر ایستگاه با GPS جهت تعیین موقعیت و پراکندگی ایستگاههای نمونه برداری شده به منظور تهیه نقشه ایستگاههای مغزه‌گیری (شکل ۴-۶ الف).
- ۳) ترسیم خط راهنما به عنوان شاخص بر سطح رخنمونی که مغزه‌گیری انجام خواهد شد (اینکار با استفاده از ماژیک ضدآب انجام شده و به منظور جلوگیری از جابه جا شدن مغزه هنگام حفاری و قبل از برداشت موقعیت آن می‌باشد (شکل ۴-۶ ب)).
- ۴) برداشت مغزه‌های سالم و جهت‌دار با استفاده از دستگاه مغزه گیر قابل حمل (چنانچه مغزه‌ها بشکنند به وسیله چسپ به هم متصل می‌گردند).
- ۵) اندازه‌گیری شیب و جهت شیب هر مغزه با استفاده از تراز یاب افقی و کمپاس (شکل ۴-۶ پ).
- ۶) علامتگذاری به کمک ماژیک ضدآب بر روی رخنمون سنگی که مغزه در آن حفاری شده در کنار لوله مسی تراز یاب و در راستای جهت شیب، انتقال این علامت به صورت فلش بر روی بخش بالایی مغزه به منزله آزمون شیب مغزه.
- ۷) خارج کردن مغزه به وسیله پنس از محل حفاری و تمیز کردن آن (شکل ۴-۶ ج).

۸) ترسیم خطوط هاشوردار (طوری که زاویه حاده هاشورها مبین سمت پایین مغزه باشد) بر روی بدنه مغزه در امتداد آزیموت شیب با استفاده از نیم لوله پلاستیکی.

۹) نوشتن شماره ایستگاه مغزه بر روی هر مغزه حفاری شده (مثلاً Chp20-A) (شکل ۴-۶ د، ذ).

تمامی مراحل که در بالا ذکر شد در هر ایستگاه نمونه برداری تکرار خواهد شد. در ضمن، علاوه بر نمونه برداری، ویژگیهای سنگ شناسی در پیرامون هر ایستگاه باید به دقت مورد مطالعه قرار گیرد و مشاهدات صحرائی (اندازه‌گیری روند گسلها، درزه‌ها، انواع رگه‌ها، دایک‌ها، کنتاکت و سایر ساختارهای تکتونیکی) تغییر و تحولات ناشی از دگرسانی و تنوع سنگ شناسی باید به دقت ثبت گردد تا در هنگام بررسی مراحل تعبیر و تفسیر پارامترهای مغناطیسی از آنها کمک گرفته شود.

۴-۴-۲- روش آماده سازی مغزه‌ها در کارگاه

پس از مغزه‌گیری، مغزه‌های برداشت شده به کارگاه تهیه مقاطع نازک انتقال داده شده و نمونه‌ها جهت اندازه‌گیری آزمایشگاهی آماده می‌شوند. مراحل انجام این کار به صورت زیر است:

۱) تهیه مقاطع نازک و بریدن آنها به قطعاتی ۲۲ میلی‌متری (شکل ۴-۶ ر).

۲) هر یک از قطعات برش داده شده به ترتیب کنار هم چیده شده و با شماره‌های ۱، ۲، ۳... (Chp-20A-1) مشخص می‌شود. (دقت شود که برش هر مغزه از قسمت فوقانی آن که جهت فلش در صحرا بر روی آن مشخص شده با‌عاز می‌شود) (شکل ۴-۶ ز).

۳) کشیدن فلش نشان دهنده جهت شیب مغزه، بر روی هر یک از قطعات برش داده شده (تعیین بالا و پایین هر مغزه، الزامی است تا در هنگام اندازه‌گیری در آزمایشگاه دچار مشکل نشویم).

۴) شستشوی تمام قطعات برش داده شده با آب و اسید کلریدریک ۰/۱ نرمال (به ازای هر لیتر آب ۴cc اسید در ظرف حاوی نمونه‌ها ریخته و به مدت دو ساعت در آن قرار دهیم) به منظور جدا کردن ناخالصی و ذرات آهن احتمالی بر روی بدنه مغزه‌ها برای جلوگیری از خطا در هنگام اندازه‌گیری در آزمایشگاه (شکل ۴-۶ ن).

- ۵) خارج کردن نمونه‌ها از ظرف آبی که حاوی اسید است و شستشوی آن با آب و مسواک.
- ۶) خشک کردن نمونه‌ها و پرننگ کردن علامت‌ها و نوشته‌های ثبت شده بر روی آن‌ها در صورت پاک شدن احتمالی آن در طی اسیدشویی.

بعد از طی این مراحل نمونه‌ها جهت اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی با دستگاه مغناطیس سنج آماده است. در این پژوهش تعداد ۳۸۴ نمونه آماده‌سازی شده و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

۴-۴-۳- روش اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌ها در آزمایشگاه

بعد از عملیات صحرائی، برداشت مغزه‌ها، برش، شستشو و همچنین خشک کردن آن‌ها طبق مراحل که در بالا ذکر شد نوبت به اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌ها در آزمایشگاه می‌رسد. در این پژوهش بزرگای ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی هرکدام از آنها در سه جهت خاص با استفاده از دستگاه پذیرفتاری مغناطیسی مدل MFK1-FA ساخت شرکت آجیکو (AGICO) از جمهوری چک در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری شده است (شکل ۴-۵، ه، ی). این دستگاه دارای قابلیت اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی با شدت ۲۰۰ میلی تسلا (T) می‌باشد که تا شدت جریان ثابتی در حین اندازه‌گیری تنظیم شده است. این دستگاه پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌ها را تا 10^{-8} SI و با دقت بالا اندازه‌گیری می‌کند. این دستگاه در ابتدای شروع کار در آزمایشگاه ژئومغناطیسی شاهرود، از سه بخش با برنامه DOS راه اندازی شد اما بعداً به دلیل سهولت در امر اندازه‌گیری و صرفه جویی در وقت، با جایگزینی نرم افزار PC به جای DOS و حذف بخش پردازش (بخش ابزاری) داده‌ها به دو بخش تقلیل یافت. اندازه‌گیری نمونه‌ها در این پژوهش توسط این دو بخش صورت گرفت که شامل یک بخش اندازه‌گیری کننده Kappabridge و یک بخش ریزپردازشگر Microprocessor می‌باشد (شکل ۴-۷). از ویژگیهای چشمگیر این دستگاه می‌توان به پذیرفتاری بالا و اندازه‌گیری سریع ناهمسانگردی مغناطیسی اشاره کرد. از دیگر مزیت‌های آن می‌توان به کارکرد آسان، کنترل کامل آن توسط کامپیوتر و چرخش آرام نمونه‌ها، در حین اندازه‌گیری اشاره کرد. نتایج

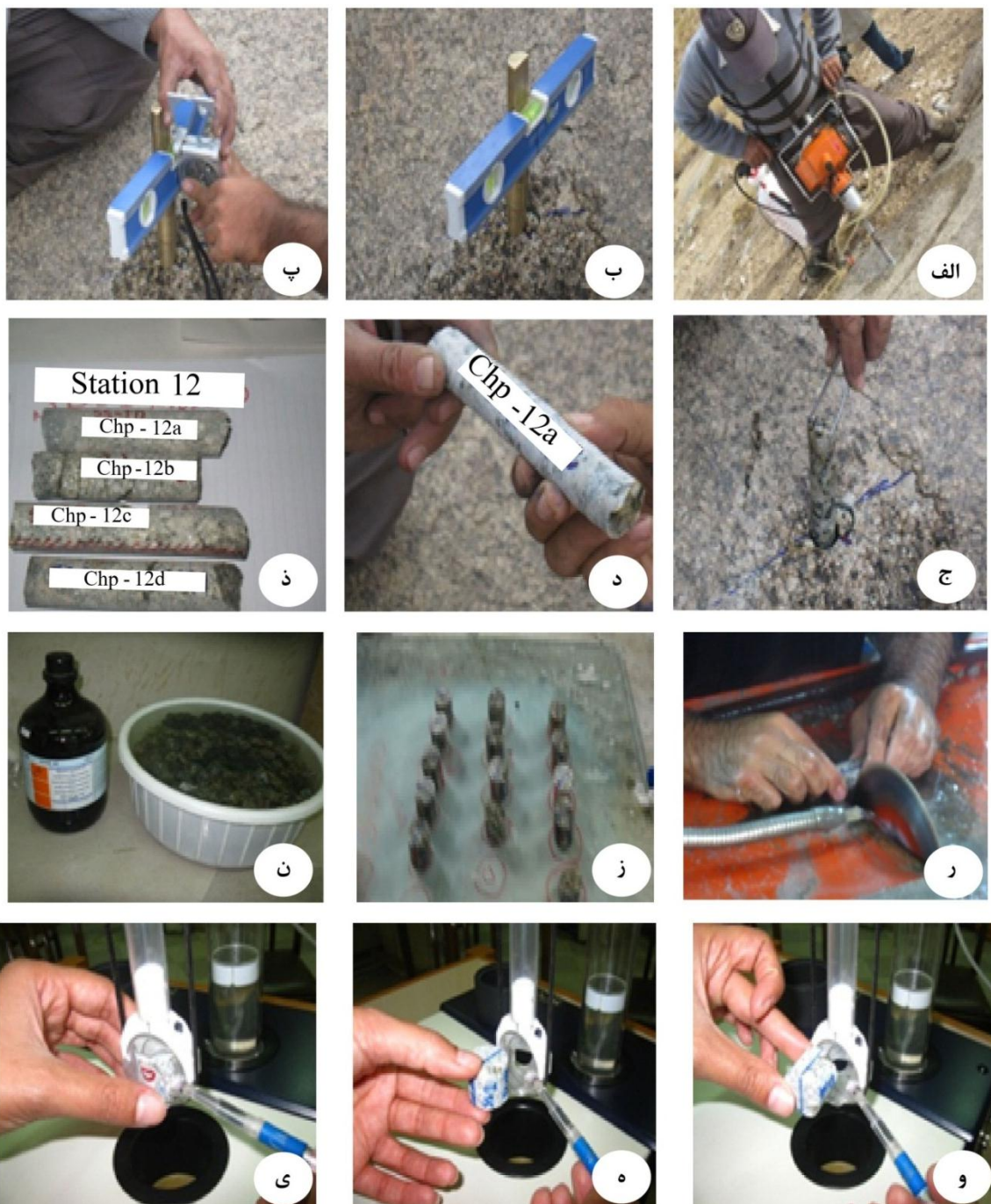
اندازه‌گیری به صورت فایل دارای قابلیت Ran در سیستم کامپیوتر ذخیره و به کمک نرم افزار Anisoft 4.2 پردازش می‌شود. این نرم افزار فایل Ran را به صورت استریوگرام نمایش داده که در آن K_1 ، K_2 ، K_3 به ترتیب به صورت مربع، مثلث و دایره نمایش داده می‌شود. استریونت‌ها در چگونگی تفسیر داده های حاصل از اندازه‌گیری و فهم بهتر آن‌ها کمک می‌کند. در شکل ۴-۸ تصاویر استریوگرام‌های متعلق به ایستگاههای توده گرانیتوئیدی چالو و همچنین استریوگرام کلی توده ارائه شده است. همچنین در جدول ۴-۲ نتایج حاصل از اندازه‌گیری‌های دستگاه مغناطیس سنج ارائه شده است. در این جدول مقادیر پارامترهای مغناطیسی K_1 ، K_2 ، K_3 ، P و T به همراه ترکیب سنگ-شناسی و نوع نمونه‌ها برحسب سالم و دگرسان شده آورده شده است. هر کدام از این پارامترها تعبیر و تفسیری خاصی دارند و تجزیه و تحلیل آن‌ها اساس کار فابریک مغناطیسی را تشکیل می‌دهند. این پارامترها در بخش ۴-۵ به طور مفصل مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. پس از طی این مراحل، از انتهای باقی‌مانده مغزه های هر کدام از ایستگاهها، تعدادی مقاطع نازک جهت مطالعات پتروگرافی و ریزساختی تهیه شده است.

۴-۴-۴ - خطاها

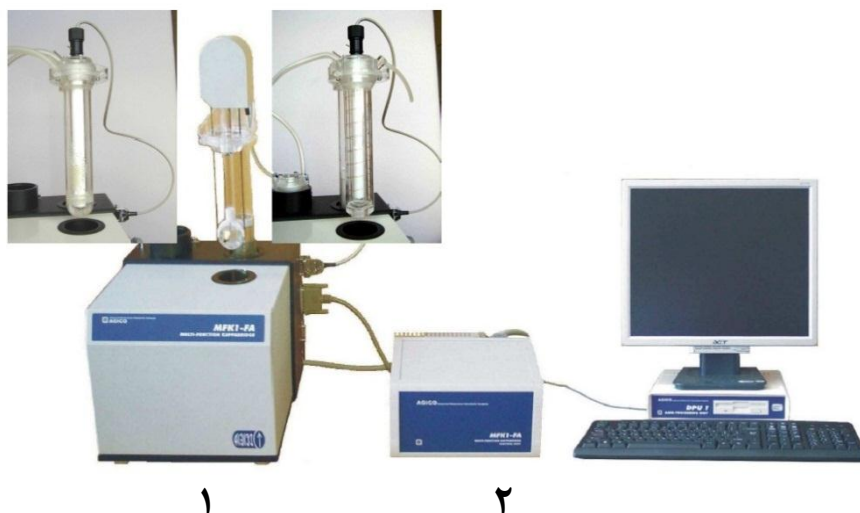
به طور کلی خطاهای اندازه‌گیری از سه منبع دستگاهی، طبیعی و انسانی ناشی می‌شود. در روش AMS نیز در طی مراحل عملیات صحرائی، آزمایشگاهی و نرم افزاری ممکن است خطاهایی صورت گیرد که با ارائه داده‌های نادرست، منجر به تفسیرهای اشتباهی شود که از واقعیت دور است؛ به همین منظور، با اطلاع داشتن از آنها، می‌توان خطاها را به حداقل ممکن رساند. برخی از این خطاها عبارتند از:

- اندازه‌گیری یا ثبت نادرست شیب و جهت شیب مغزه‌ها، به دلیل دقت نکردن در قرائت کمپاس در اثر خطای دید خود فرد یا تأثیر بر روی درجه کمپاس به دلیل وسایل حاوی خاصیت مغناطیسی در نزدیک محل اندازه‌گیری.

- ثبت نادرست شیب و جهت شیب مغزه‌ها، موقعیت جغرافیایی ایستگاهها و یا شماره نمونه‌ها در دفترچه یادداشت صحرائی.
- ترسیم نادرست و یا ناخوانا بودن فلش نشان دهنده جهت شیب بر روی مغزه در صحرا.
- جا به جا شدن مغزه‌های یک ایستگاه و قرار دادن آن در کیسه غیر از کیسه مربوطه در صحرا.
- درج نادرست اطلاعات یک مغزه بر روی مغزه دیگر.
- پاک شدن اطلاعات مغزه‌ها هنگام اسیدشویی و ناخوانا بودن آن هنگام اندازه‌گیری و در نتیجه درج اطلاعات نادرست برای آن ایستگاه.
- خطا در ترتیب قرار دادن مغزه‌ها هنگام برش در کارگاه.
- اشتباه در هنگام اندازه‌گیری توسط دستگاه، مانند وارد نمودن شماره اشتباه مغزه به دستگاه و ثبت اطلاعات آن.
- خطا در هنگام قرار دادن نمونه در دستگاه اندازه‌گیری بدون توجه به ترتیب جهات فلش.



شکل ۴-۶- الف) حفاری مغزه با دستگاه قابل حمل؛ ب) ترازباب به منظور اندازه‌گیری موقعیت مغزه؛ پ) اندازه‌گیری شیب و جهت شیب مغزه؛ ج) نحوه خارج ساختن مغزه از زمین بعد از اندازه‌گیری و مشخص کردن شیب و جهت شیب؛ د، ذ) شمایگذاری مغزه؛ ر) برش مغزه در گارگاه برش؛ ز) قرار دادن هر یک از قطعات برش داده شده به ترتیب شماره؛ ن) اسیدشویی مغزه‌های برش داده شده به منظور آماده‌سازی برای اندازه‌گیری در آزمایشگاه؛ و، ه، ی) به ترتیب نحوه قرارگیری نمونه، حول محورهای (Y و X, Z).

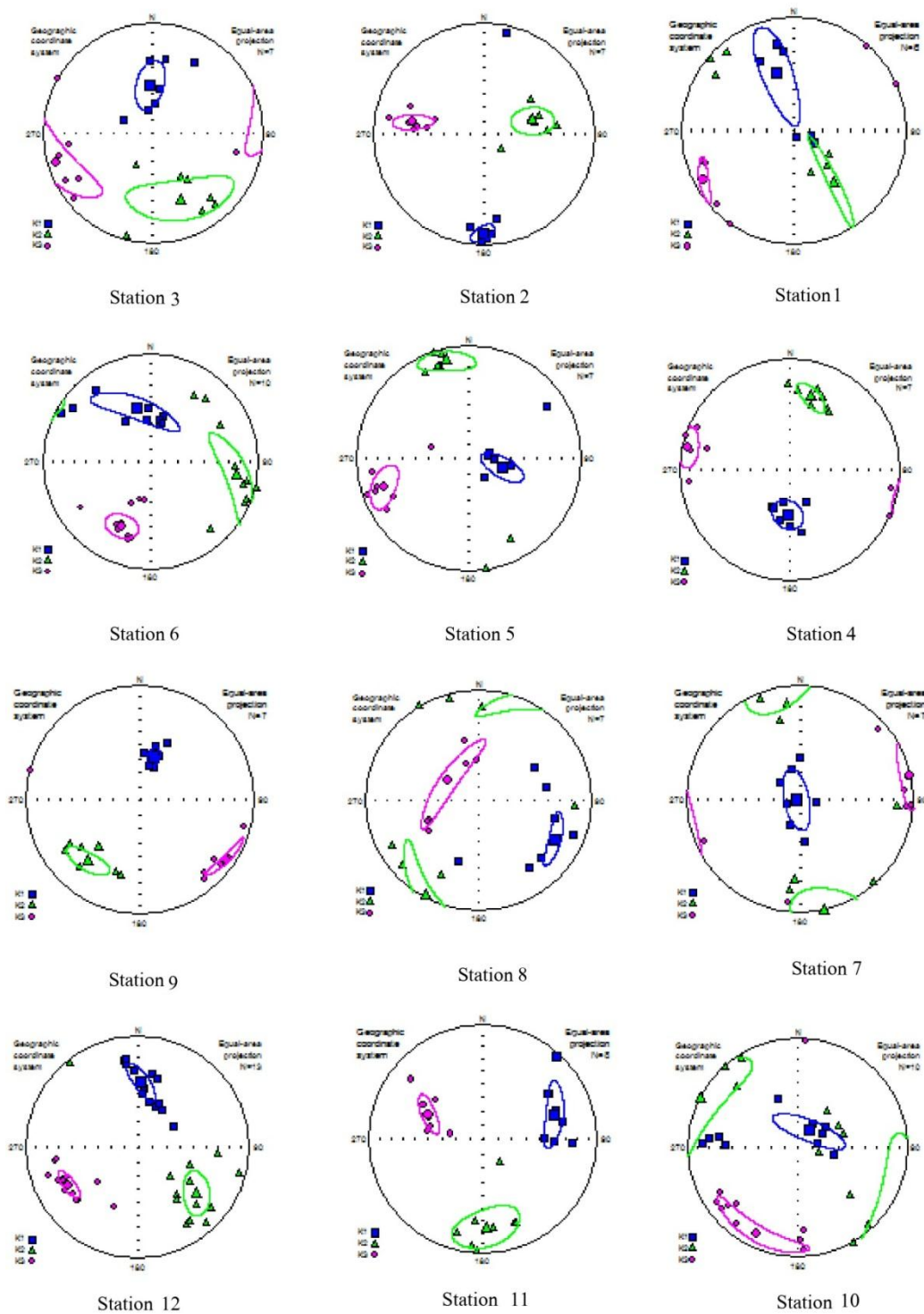


شکل ۴-۷- تصویری از دستگاه MFk1-FA و سایر اجزای آن در آزمایشگاه ژئومغناطیس شاهرود. دستگاه شامل دو قسمت (۱): بخش اندازه‌گیری کننده Kappabridge. (۲) ریز پردازشگر (Microprocessor) می‌باشد. محاسبات و نمایش داده‌ها توسط کامپیوتر انجام می‌شود.

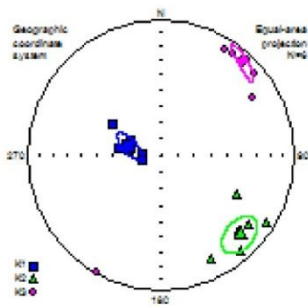
جدول ۴-۲- داده‌های حاصل از انجام آنالیزهای فابریک مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی چالو؛ شماره ایستگاهها بر حسب نوع واحد سنگی و همچنین میزان دگرسانی مرتب شده است.

Site	Sample*	Long.	Lat.	Km	Kmax: Az/Pl	Kmin: Az/Pl	P%	T
Monzodiorites								
Chp17	F	280790	3916304	58970	324/34	233/1	4	-0.05
Chp9	F	280708	3917008	45919	16/57	124/12	5	-0.09
Chp6	F	281069	3916535	42030	344/47	205/35	5	0.40
Chp16	F	280899	3916230	36668	334/42	236/9	4	0.32
Chp4	F	281140	3916115	35610	184/57	282/6	2	0.05
Chp12	F	280939	3916598	33272	002/40	242/30	4	0.04
Chp10	PA	280999	3916858	31864	31/75	206/15	3	0.22
Chp1	PA	281753	3915473	29639	342/45	242/9	5	-0.06
Chp7	PA	281092	3916716	28129	276/87	78/3	2	-0.29
Chp2	PA	281517	3915760	28129	181/12	280/34	3	-0.24
Chp13	PA	281081	3916152	27292	003/42	271/2	4	0.22
Chp3	PA	281279	3916003	26900	356/53	254/9	3	-0.07
Chp14	PA	281029	3916129	24643	289/80	43/10	3	-0.67
Chp8	PA	280816	3916903	23108	117/26	304/63	2	0.58
Chp5	A	281149	3916309	11255	104/65	252/21	5	0.35
Chp15	A	280923	3916156	7082	286/69	42/9	7	-0.07
Chp11	A	280992	3917249	325	70/35	294/46	2	0.20
Quartz diorites								
Chp19	F	280862	3915670	45437	343/53	221/21	4	0.15
Chp18	F	281042	3915777	41055	299/7	29/7	4	0.18
Chp22	F	280527	3915729	38866	182/75	274/1	4	0.32
Chp24	F	280333	3915963	36802	276/74	148/10	4	0.31
Chp20	F	280909	3915689	35797	13/67	252/12	4	0.37
Chp27	F	280416	3915527	18200	337/50	191/34	9	0.19
Chp21	PA	280667	3915664	24037	342/52	229/17	5	-0.23
Chp30	PA	280098	3915759	23677	49/37	230/23	2	0.66
Chp23	PA	280160	3915905	20603	20/86	127/1	2	0.32
Chp25	A	280679	3915563	13012	005/21	100/11	3	0.40
Chp31	A	280251	3915999	11394	289/35	41/28	4	0.37
Chp29	A	280129	3915643	4797	38/81	204/8	1	0.43
Chp28	A	280162	3915536	4292	253/70	344/0	2	-0.07
Chp26	A	280516	3915669	4018	290/68	75/18	3	0.01
Chp32	A	280644	3915677	318	96/18	206/46	2	0.58

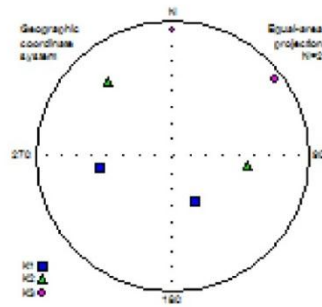
(Long. و Lat.): طول و عرض جغرافیایی ایستگاهها؛ (Km): پذیرفتاری مغناطیسی میانگین بر حسب μSI ؛ (Kmax): امتداد و شیب K_1 معرف خطوارگی؛ (Kmin): روند و شیب K_3 معرف بر گوارگی؛ (P%): درصد ناهمسانگردی؛ (T): پارامتر شکل؛ * (A و PA، F): به ترتیب معرف نمونه‌های سالم (Fresh)، سنگ‌های حاصل از دگرسانی پروپلیتی (Propylitic Altration)، و آرژیلیتی (Argillitic Altration) می‌باشد.



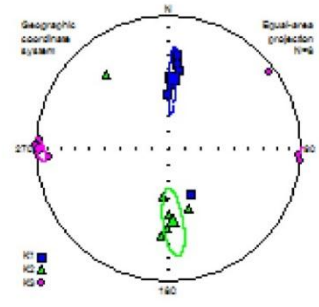
شکل ۴-۸- استریوگرام‌های ترسیم شده بر اساس پارامترهای مغناطیسی اندازه‌گیری شده با استفاده از نرم افزار 4.2 Anisof. استریوگرام‌های ایستگاه‌های ۱ تا ۱۷ مربوط به واحد سنگی مونزودیوریت است و استریوگرام‌های ایستگاه‌های ۱۸ تا ۳۲ مربوط به واحد سنگی کوارتزیدیوریت می‌باشند.



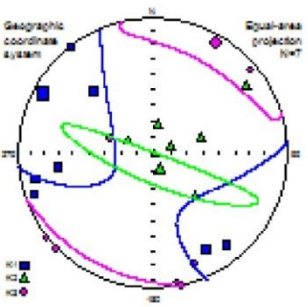
Station 15



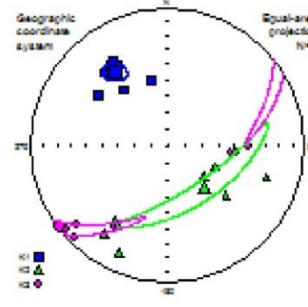
Station 14



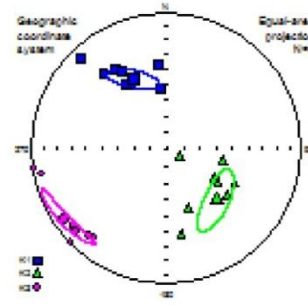
Station 13



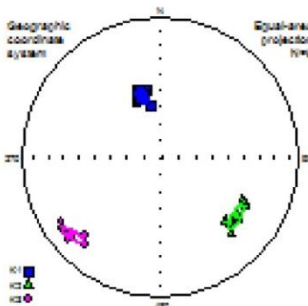
Station 18



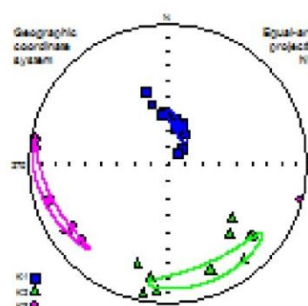
Station 17



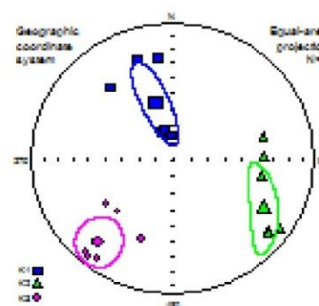
Station 16



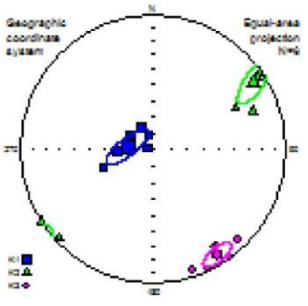
Station 21



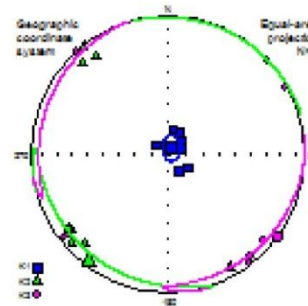
Station 20



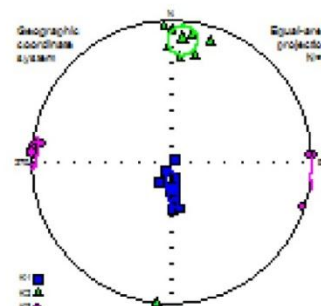
Station 19



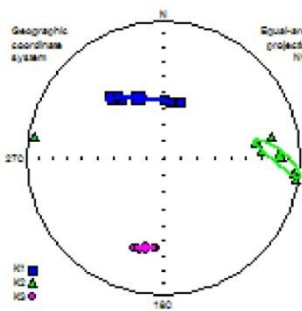
Station 24



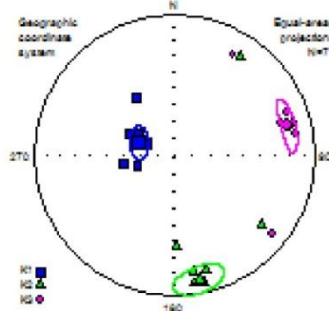
Station 23



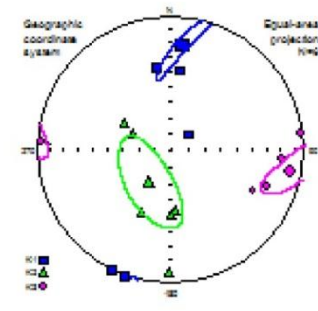
Station 22



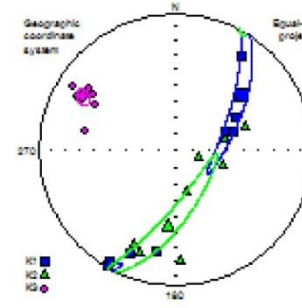
Station 27



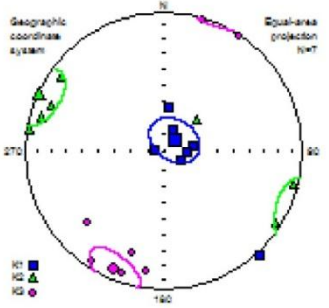
Station 26



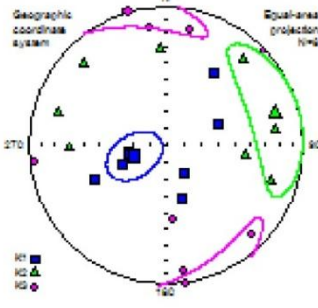
Station 25



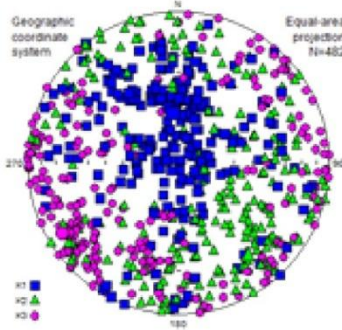
Station 30



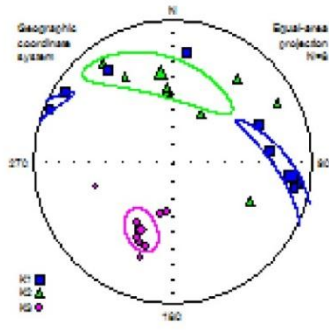
Station 29



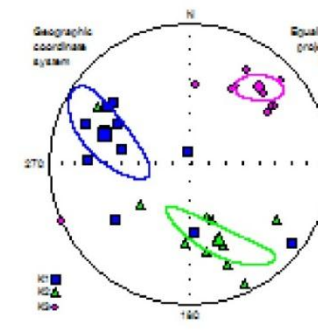
Station 28



Total Station



Station 32



Station 31

۴-۵- بررسی نقشه‌های مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی چالو

پس از اندازه‌گیری پذیرفتاری تمام نمونه‌ها، از پارامترهای مغناطیسی که توسط دستگاه به دست آمده است در تهیه و ترسیم انواع نقشه‌های مغناطیسی (نقشه‌های خطوارگی، برگوارگی و...) استفاده می‌شود. این نقشه‌ها در مورد نحوه صعود و جایگیری ماگما، اطلاعات با ارزشی ارائه می‌دهد. در جدول ۴-۲ موقعیت جغرافیایی کلیه ایستگاههای نمونه‌برداری شده توده گرانیتوئیدی چالو به همراه پارامترهای مغناطیسی آنها ارائه شده است. در این جدول، داده‌های حاصل از مطالعات فابریک مغناطیسی نمونه‌های سالم و دگرسان شده تفکیک شده است و در ادامه رفتار مغناطیسی آنها با هم مقایسه می‌شود. در زیر داده‌های به دست آمده و نتایج حاصل از پردازش آنها ارائه می‌گردد.

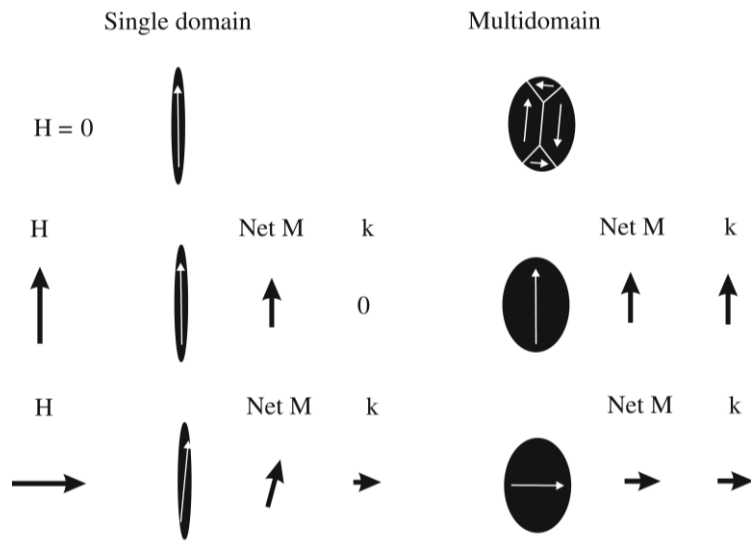
۴-۵-۱- پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (K_m)

این پارامتر از کاربردی‌ترین و مهمترین پارامترهای مغناطیسی است و مبین حضور درصد فراوانی کانیهای دارای خواص مغناطیسی می‌باشد. واحد اندازه‌گیری آن SI یا μSI است و در حین اندازه‌گیری پارامترهای فابریک مغناطیسی بدست می‌آید ($K_m = K_1 + K_2 + K_3/3$).

چگونگی پاسخ مغناطیسی یا پذیرفتاری مغناطیسی، به عوامل متفاوتی از جمله تمرکز و غلظت کانی‌های مغناطیسی، اندازه کانی‌ها، ترکیب شیمیایی و نیز ساختارهای ویژه‌ای مانند تنش‌های داخلی و نقص در شبکه بلوری بستگی دارد (دونلوپ و ازدمیر، ۱۹۷۷). بررسی‌ها نشان می‌دهد بافت و اندازه هر یک از ذرات مغناطیسی در مقادیر پذیرفتاری موثر است. به طوری که ذرات مغناطیسی به صورت تجمعات بزرگ و خوشه مانند (چند حوزه) در صورت جهت‌یابی مطلوب و یکنواخت هر یک از ذرات مغناطیسی در حوزه‌های مغناطیسی، پذیرفتاری مغناطیسی بالاتری از ذرات منفرد (تک حوزه، قطر کمتر از 10^{-5} یا 10^{-6} cm) دارند (کیتل^۱، ۱۹۸۳)؛ زیرا خاصیت مغناطیسی آنها توسط مجموعه‌ای از دامنه‌های مغناطیسی کنترل می‌شود (شکل ۴-۹). این تغییرات منعکس کننده شرایط فیزیکی

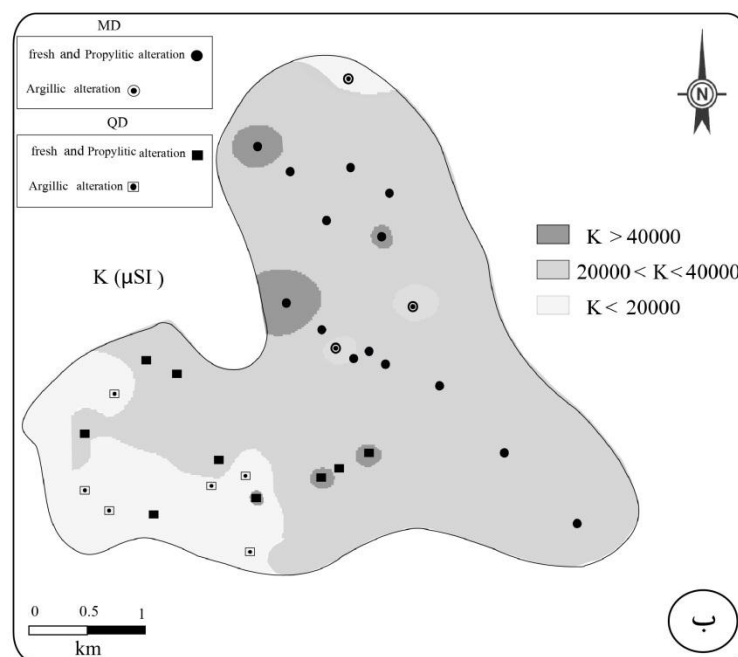
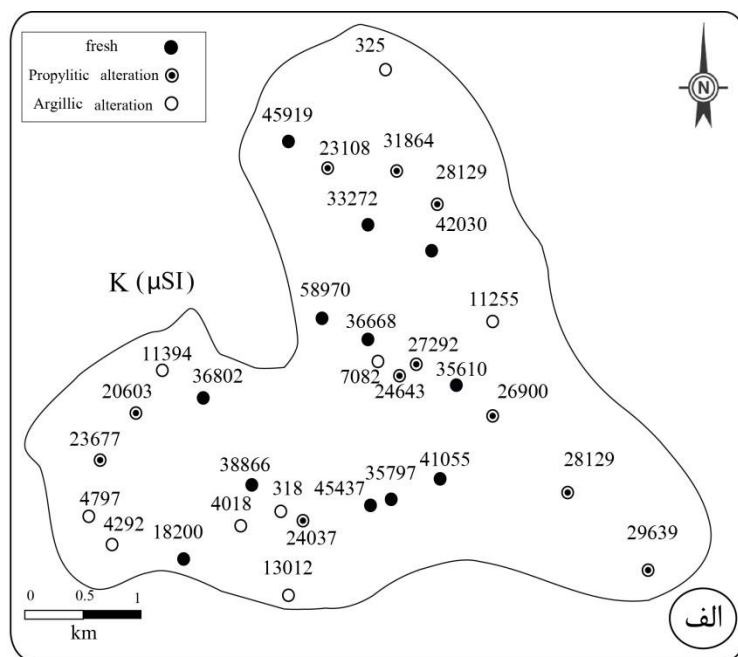
1- Kittel

تحویل شده بر رشد منیتیت در اواخر سرد شدن ماگما می‌باشد (آلمکوویست، ۲۰۱۲). اما هنگامی که جهت‌گیری هر یک از ذرات مغناطیسی در داخل حوزه‌ها، متفاوت باشد پذیرفتاری مغناطیسی با تقسیم حوزه‌ها که در جهت‌های مخالف مغناطیسی شده‌اند تقسیم شده و مقدار آن کاهش خواهد یافت (کیتل، ۱۹۸۳).



شکل ۴-۹- تصویری شماتیک از عکس‌العمل کانی منیتیت با اندازه‌های مختلف در میدان مغناطیسی؛ کانی‌ها با ابعاد کوچک به علت عملکرد میدان مغناطیسی به صورت تک حوزه (Single domain) دارای پذیرفتاری مغناطیسی پایینی هستند. اما خاصیت مغناطیسی کانی‌های درشت منیتیت در مواد چندحوزه (Multidomain) به وسیله مجموعه‌ای از چندین قلمرو مغناطیسی تعیین می‌شود و به جهت میدان اعمال شده بستگی دارد. هنگامی که جهت میدان مغناطیسی در تمام این حوزه‌ها هم‌سو باشد پذیرفتاری مغناطیسی افزایش می‌یابد در غیر این صورت با کاهش همراه است. در نبود میدان مغناطیسی حوزه‌ها نیز حذف می‌گردند. (اقتباس از آلمکوویست^۲، ۲۰۱۲).

با توجه به مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین در هر ایستگاه (جدول ۴-۲) نقشه پذیرفتاری مغناطیسی میانگین به صورت مقادیر عددی حاصل می‌شود (شکل ۴-۱۰ الف). این مقادیر در سه گروه $K < 20000$, $20000 < K < 40000$, $K > 40000$ به صورت نقشه‌های هم‌میزان ترسیم گردید تا فهم تغییرات Km در آن به مراتب آسان‌تر باشد (شکل ۴-۱۰ ب).



شکل ۴-۱۰- الف و ب) به ترتیب نقشه‌های مقادیر عددی و هم‌میزان بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی (K_m) در توده گرانیتوئیدی چالو.

با استفاده از این نقشه می‌توان نوع کانی‌های حامل مغناطیسی و درصد فراوانی آن‌ها را تشخیص داد و در نهایت پذیرفتاری توده مورد مطالعه را به یکی از گروه‌های دیامغناطیس، پارامغناطیس و یا فرومغناطیس نسبت داد. به طور کلی بخش عمده کانی‌های تشکیل دهنده سنگ از دو نوع

پارامغناطیس و دیامغناطیس می‌باشند که به علت حضور زیاد آن‌ها در اغلب سنگ‌ها به آنها کانی‌های ماتریکس یا زمینه هم گفته می‌شود (روشت، ۱۹۸۷). ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) توسط همه کانی‌های موجود در سنگ کنترل می‌شود. در سنگ‌های دارای منیتیت فراوان که قابلیت پذیرفتاری کلی بالاتری از $500 \mu\text{SI}$ دارند تاثیر کانی‌های دیامغناطیس و پارامغناطیس ناچیز است و AMS به طور موثری تنها توسط فراوانی فرومغناطیس کنترل می‌شود (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). کانی‌های فرومغناطیسی که در مطالعات AMS از اهمیت بیشتری برخوردار هستند، اکسیدهای آهن و تیتانیم می‌باشند. اکسیدهای آهن و تیتانیم عمده‌ای که فازهای اولیه تبلور در سنگ‌های آذرین را تشکیل داده و معمولاً یک تا پنج درصد حجم کل سنگ را به خود اختصاص می‌دهند، تیتانومنیتیت‌ها و تیتانوهماتیت‌ها هستند. از گروه تیتانومنیتیت‌ها می‌توان به منیتیت و آلواپنل اشاره کرد و از گروه تیتانوهماتیت‌ها می‌توان، هماتیت را نام برد. در سنگ‌های آذرین شدیداً سیلیسی یا اکسیدی شده، هماتیت کانی فرومغناطیس غالب است (باتلر، ۱۹۹۲). مطالعات متعدد نشان داده است که فابریک‌های مغناطیس بسیاری از توده‌های گرانیتی، به شکل کانی منیتیت ماگمایی بستگی داشته و AMS در این توده‌ها، به جهت گیری ترجیحی بلورهای تیتانومنیتیت در هنگام تبلور نسبت داده می‌شود. بر اساس نتایج بدست آمده، مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی توده گرانیتوئیدی چالو بین $318 \mu\text{SI}$ تا $58970 \mu\text{SI}$ تغییر می‌کند. در این توده، نمونه‌های سالم واقعی آنهایی هستند که هیچ شاهدهی از اکسیداسیون منیتیت در آن‌ها مشاهده نمی‌شود. بر همین اساس، میانگین پذیرفتاری مغناطیسی در موزودیوریت‌ها $42078 \mu\text{SI}$ و در نمونه‌های کوارتزیدیوریتی نیز $36026 \mu\text{SI}$ می‌باشد (جدول ۴-۳). با توجه به مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی بدست آمده، توده مزبور از انواع گرانیتوئیدهای فرومغناطیس ($Km \geq 500 \mu\text{SI}$) به شمار می‌آید (بوشه، ۱۹۹۷). همچنین حضور گسترده کانی منیتیت به ویژه در موزودیوریت‌ها، با نوع I بودن این گرانیت‌ها سازگاری دارد. به طور کلی، میانگین بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی همگام با کاهش فراوانی کانی منیتیت از موزودیوریت‌ها به سمت کوارتزیدیوریت‌ها کاهش یافته است.

مقایسه نقشه‌های پتروگرافی (شکل ۳-۱۹) و تغییرات مقادیر Km (جدول ۴-۲) نشان می‌دهد که دگرسانی بر روی مقادیر پذیرفتاری تأثیر داشته و مقدار پذیرفتاری مغناطیسی کانی‌های مغناطیسی را کنترل نموده است. در طی این فرآیند کانی‌های تشکیل دهنده سنگ توسط هر محلول یا هر تغییر شیمیایی به صورت کانی‌های جدید متبلور می‌شوند؛ در نتیجه خواص مغناطیسی اصلی توده تغییر می‌یابد. اگر چه که دگرسانی در کل توده به صورت ناهمگن توزیع شده است اما مهمترین عامل کنترل کننده الگوی فابریک مغناطیسی می‌باشد؛ به گونه‌ای که در مناطق به شدت دگرسان شده، تخریب و کاهش در اندازه بلورهای منیتیت در شرایط اسیدی حادث شده و این فرض با عدم امکان مشاهده بلورهای منیتیت و یا کاهش در اندازه آن و یا تبدیل آن به کانی هماتیت به خوبی قابل توجیه است (این مبحث در فصل ۳ به تفصیل آورده شده است). بررسی‌ها نشان می‌دهد نوع دگرسانی تأثیر متفاوتی بر روی میزان پذیرفتاری مغناطیسی داشته و دگرسانی آرژیلیتی به علت تشکیل هماتیت با کاهش بیشتری در مقدار پذیرفتاری همراه بوده است. بنابراین بر اساس میزان دگرسانی، نوع دگرسانی و به ویژه تغییرات کانی منیتیت (حامل مغناطیسی)، پذیرفتاری مغناطیسی توده چالو را در سه گروه دسته بندی می‌کنیم: که به ترتیب شامل نمونه‌های سالم، نمونه‌های تحت تأثیر دگرسانی پروپلیتی و نمونه‌های تحت تأثیر دگرسانی آرژیلیکی می‌باشند.

الف) پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های سالم:

از دیدگاه فابریک مغناطیسی سنگ‌هایی که از دسترس سیالات دگرسانی به دور مانده و یا علی‌رغم حضور دگرسانی در توده نفوذی، هیچ تغییری در خواص مغناطیسی آنها ایجاد نشده باشد را نمونه‌های سالم می‌خوانند (تراینیا، ۱۹۹۱). در این نمونه‌ها هیچ شاهدهی از اکسیداسیون منیتیت مشاهده نشده و این کانی معمولاً همراه با بیوتیت یافت می‌شوند (شکل ۴-۱۱ الف تا ۴). محتوای منیتیت اولیه به وسیله فاکتورهای متفاوتی از جمله، مقدار آهن، تیتانیم، منیزیم و مقدار فوگاسیته اکسیژن در طی سردشدن ماگما کنترل می‌شود (گران، ۱۹۸۵، فروست، ۱۹۹۱). کانی منیتیت در نمونه‌های سالم، به

صورت همگن، خودشکل یا نیمه شکل‌دار حضور داشته و در اندازه‌های ۱۰ تا ۸۰ میکرومتر و یکسری ذرات کوچک با اندازه ۵ میکرومتر مشاهده می‌شوند. در برخی از مقاطع حضور منیتیت به صورت تجمعات خوشه‌ای (چند حوزه) (شکل ۴-۱۱ الف) باعث افزایش در مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی شده است (ایستگاه ۱۷ و ۹). میانگین پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌های سالم در کل توده (حاوی منیتیت اولیه ماگمایی) $39052 \mu SI$ می‌باشد (جدول ۴-۳).

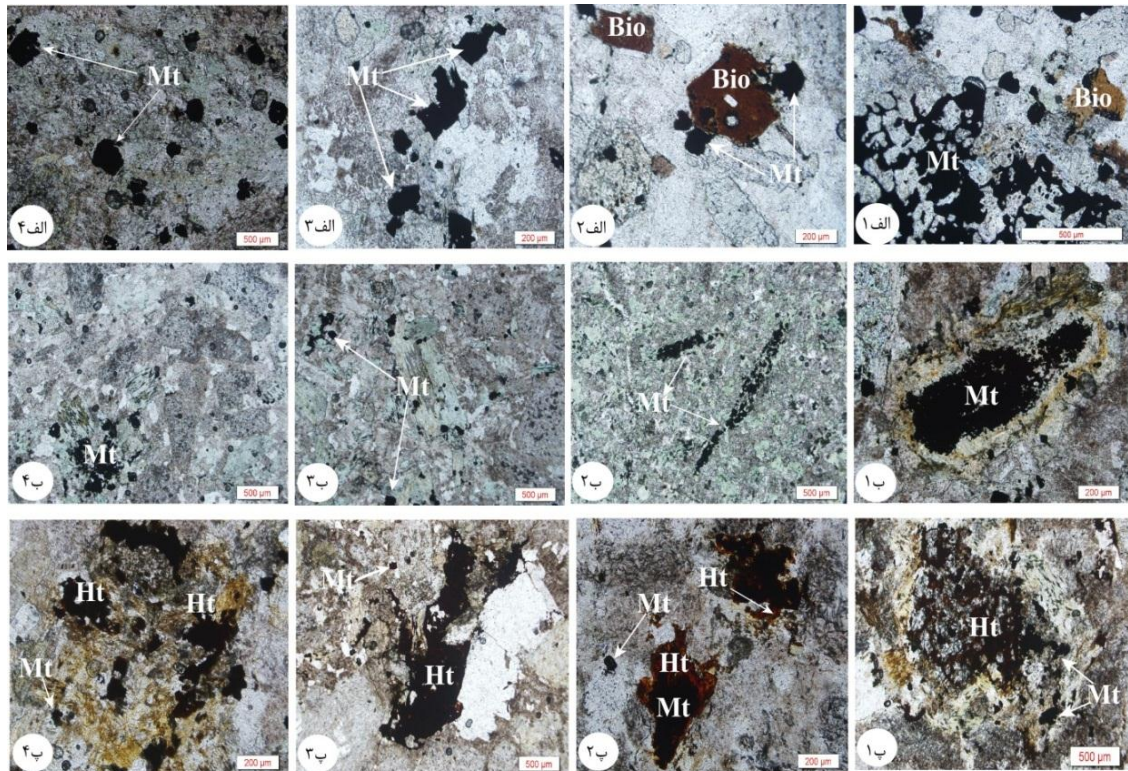
ب) پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های دارای دگرسانی پروپلیتی

این دگرسانی علاوه بر کاهش در اندازه منیتیت ماگمایی، باعث تشکیل منیتت‌های ثانویه در اثر جانشینی بخشی یا کامل کانی‌های فرومنین از قبل موجود (پیروکسن و آمفیبول) شده است (شکل ۴-۱۱ ب تا ۴). این منیتت‌ها به صورت بافت اسکلتی و دانه ریز در زمینه سنگ دیده می‌شود. علاوه بر آن در تعداد اندکی از ایستگاهها در اثر اکسیداسیون منیتیت، هماتیت به صورت بلورهای ریز در امتداد رخ‌های بیوتیت تشکیل شده است. همانطور که قبلاً ذکر شد اکسیداسیون منیتیت در این مرحله از دگرسانی می‌تواند در ارتباط با ریزشکستگی‌های ایجاد شده در هنگام سرد شدن توده نفوذی باشد. میانگین پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های دارای دگرسانی پروپلیتی در دو واحد سنگی سازنده این توده $25117 \mu SI$ می‌باشد (جدول ۴-۳).

پ) پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های تحت تأثیر دگرسانی آرژیلیتی:

این نمونه‌ها با کاهش شدید در اندازه و مقدار منیتیت و هماتیتی شدن آنها تشخیص داده می‌شوند. این نوع دگرسانی در بعضی مقاطع بسیار شدید و با حذف منیتیت همراه بوده است به صورتی که مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی آنها در حد کانیهای پارامغناطیسی است (ایستگاههای ۱۱ و ۳۲). اکسیداسیون منیتیت به هماتیت در زیر میکروسکوپ به صورت جانشینی منطقه‌ای با هسته‌هایی از منیتیت باقی مانده قابل مشاهده است. در نمونه‌هایی که در آن هماتیت کاملاً جایگزین منیتیت شده است ساختار داخلی منیتیت با رخ‌های اکتائوری حفظ شده است. در مقاطع میکروسکوپی، کانی

هماتیت به صورت غیرهمگن و با هاله قرمز به صورت لکه‌ای درشت در زمینه یا به صورت بلورهای ریز بی‌شکل بر سطح پلاژیوکلازها مشاهده می‌شوند. میانگین پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های دارای دگرسانی آرژیلیتی در توده چالو، $6262 \mu SI$ می‌باشد که کمترین میزان پذیرفتاری مغناطیسی را دارا می‌باشند (جدول ۳-۴) و (شکل ۴-۱۱ پ ۱ تا ۴).



شکل ۴-۱۱ - تصاویر میکروسکوپی از انواع منیتیت شناسایی شده در توده گرانیتوئیدی چالو که مهمترین عامل کنترل کننده پذیرفتاری مغناطیسی می‌باشد. الف ۱ تا ۴) اشکال مختلف از کانی منیتیت ماگمایی، که به ترتیب به صورت تجمعات خوشه‌ای (الف ۱) و یا به صورت کانی خودشکل و منفرد با فراوانی نسبتاً زیادی در بیوتیت (الف ۲)، زمینه سنگ (الف ۳) یا در پیروکسن (الف ۴) پراکنده‌اند. (ب) حضور منیتیت‌های ثانویه که به صورت اشکال دروغین جانشین کانیهای فرومنیزین از جمله پیروکسن (ب ۱)، هورنبلند (ب ۲) و بیوتیت (ب ۳ و ۴) شده است. منیتیت‌های این گروه بیشتر در سنگ‌های حاصل از دگرسانی نوع پروپلیتی مشاهده می‌شود. (پ) تصاویری از بقایای اکسید آهن و تبدیل آن به هماتیت (پ ۱، ۲، ۳ و ۴)، که بیشتر به صورت جاننشینی منطقه‌ای با هسته‌هایی از منیتیت باقی‌مانده (پ ۲) قابل مشاهده است. تشکیل هماتیت بیشتر در ارتباط با دگرسانی نوع آرژیلیتی است.

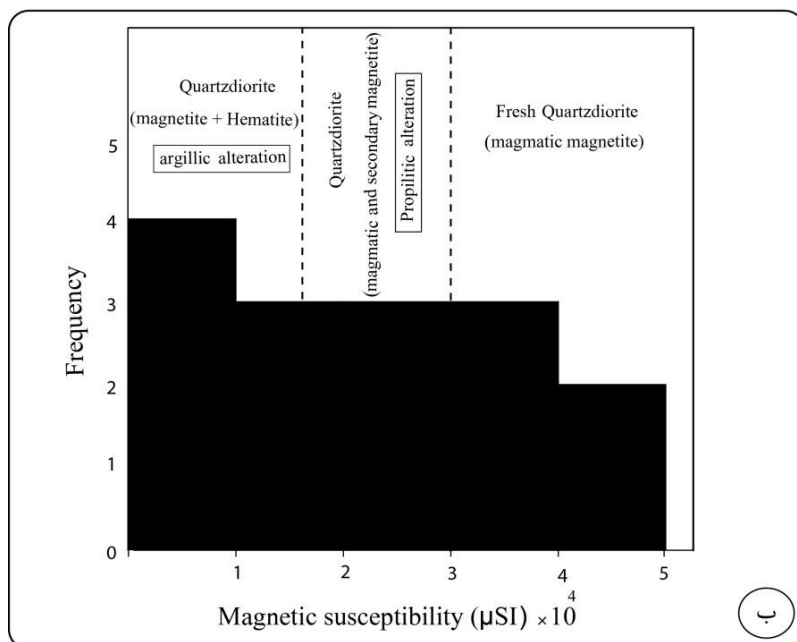
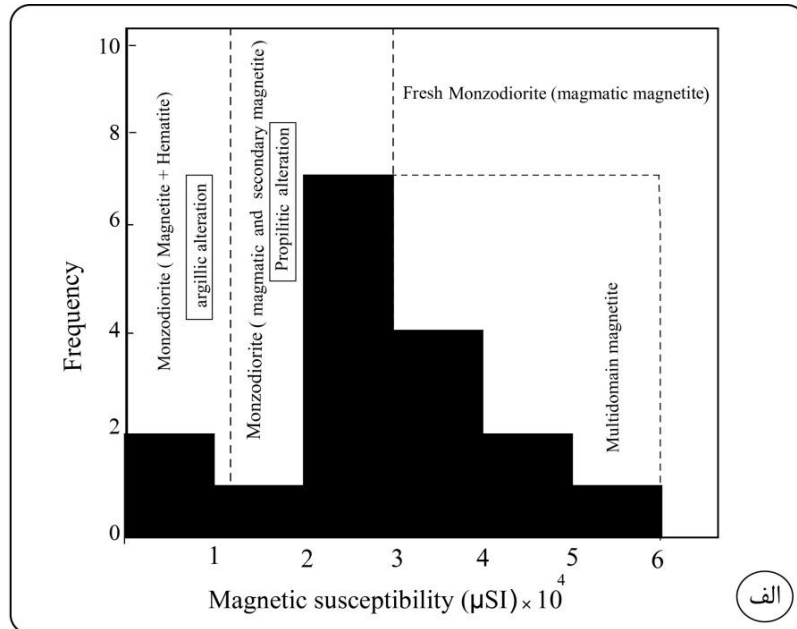
جدول ۳-۴- تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی در گروه‌های مختلف سنگی و انواع نمونه‌های سالم و دگرسان شده توده گرانیتوئیدی چالو.

Magnetic susceptibility (K_m , μSI)			
Lithology	Min	Max	Average
Monzodiorite	325	58970	28872
Quartzdiorite	318	45437	21487
Monzodiorite + Quartzdiorite	318	58970	25435
Fresh granitoid	Min	Max	Average
Monzodiorite	33272	58970	42078
Quartzdiorite	18200	45437	36026
Monzodiorite + Quartzdiorite	18200	58970	39052
Propylitic alteration	Min	Max	Average
Monzodiorite	23108	31864	27463
Quartzdiorite	20603	24037	22772
Monzodiorite + Quartzdiorite	20603	31864	25117
Argillitic alteration	Min	Max	Average
Monzodiorite	325	11255	6220
Quartzdiorite	318	13012	6305
Monzodiorite + Quartzdiorite	318	13012	6262

Fresh
decrease (Km)
Altered

در شکل (۴-۱۲) نمودار انواع ترکیبات سنگی سازنده توده گرانیتوئیدی چالو به همراه نمونه‌های سالم، تا حدودی دگرسان شده و کاملاً دگرسان شده را در مقابل مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی

میانگین آن‌ها به صورت نمودار ستونی (هیستوگرام) نشان می‌دهد. همانطور که مشاهده می‌شود در نمونه‌های دگرسان شده مقادیر Km بسیار کمتر از نمونه‌های سالم است.



شکل ۴-۱۲-الف) هیستوگرام درصد فراوانی در برابر بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی برای واحد سنگی مونزودیوریت را نشان می‌دهد. درصد فراوانی دگرسانی پروپلیتی در این واحد بیشتر و پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های سالم آن بیشتر است. ب) هیستوگرام درصد فراوانی در برابر بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی برای واحد سنگی کوارتزیدیوریت را نشان می‌دهد توجه نمایید نمونه‌های تحت تأثیر دگرسانی آرژیلیتی در واحد سنگی کوارتزیدیوریت دارای کمترین مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی می‌باشند.

۴-۵-۱-۱- مطالعات (ترمومغناطیسی)

اگرچه کانی‌های فرومغناطیس همانند منیتیت، اغلب به صورت کانی‌های فرعی در سنگ حضور دارند اما نقش بسزایی در درک فرآیندهای زمین‌شناسی و شرایط تشکیل آن‌ها ایفا می‌نمایند. تشخیص کانی‌های فرومغناطیسی و دمای اولیه تشکیل آن‌ها، از دیگر فازهای مغناطیسی که در طی دگرسانی تشکیل می‌شوند، اهمیت زیادی دارد. امروزه این امر با استفاده از تکنیک‌های جدیدی چون تلفیقی از فابریک مغناطیسی و منحنیهای ترمومغناطیسی به آسانی محقق می‌گردد؛ به این ترتیب که تغییر و تحولات کانی‌شناسی (همانند تبدیل منیتیت به هماتیت) را می‌توان در حین تغییر خاصیت مغناطیسی در چرخه گرم/سرد کردن، از روی دماهای کوری متفاوت (TC) تشخیص داد. معمولاً منحنی‌های ترمومغناطیسی برای تشخیص کانی مغناطیسی و یا تعیین ترکیبات شیمیایی تیتانومنیستیت‌ها با استفاده از دمای کوری آن‌ها به کار می‌روند. به همین منظور، آزمایش ترمومغناطیسی بر روی چند نمونه سنگی از توده گرانیتوئیدی چالو انجام شده است. نمونه‌ها بر اساس تغییرات مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی، تغییرات در اندازه، شکل و رنگ کانی‌های مغناطیسی انتخاب شده‌اند (جدول ۴-۴).

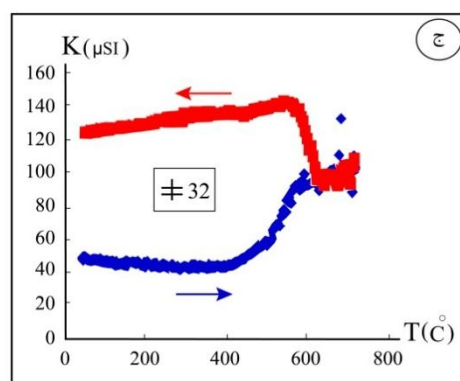
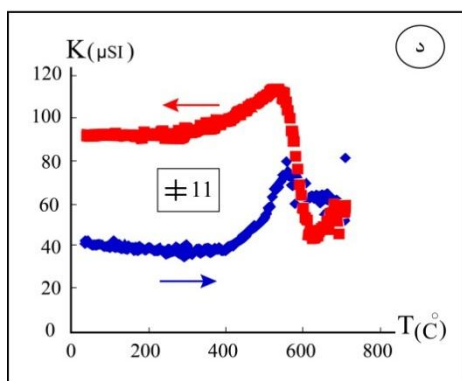
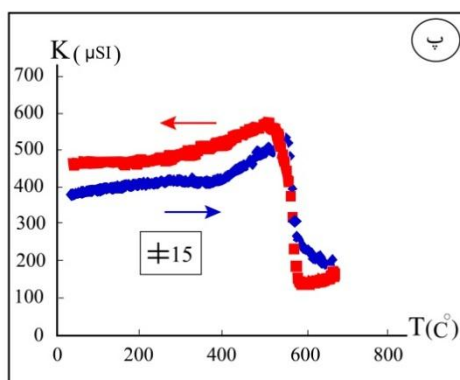
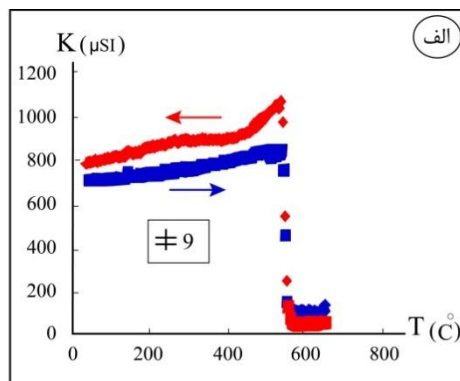
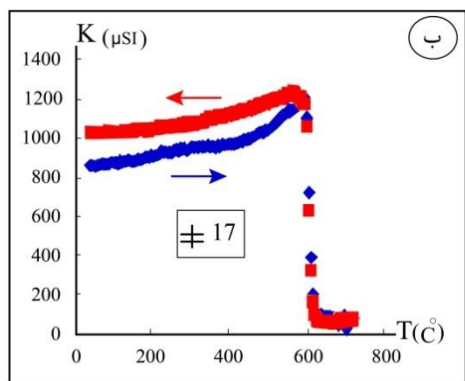
جدول ۴-۴- نمونه‌های ارسال شده به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور، جهت تعیین حامل اصلی رفتار پذیرفتاری مغناطیسی توسط دستگاه CS-2.

نمونه	ایستگاه
مونزودیوریت	17A, 15 B, 11A, 9B
کوارتزودیوریت	32 A

نمونه‌های مورد مطالعه با هاون سنگی پودر شده و در کوره CS-2 که به دستگاه کاپابریج متصل می‌باشد بین ۲۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد گرم و سپس سرد گردیده است. نرخ گرم شدن در این آزمایش 10°C بر دقیقه بوده و تعداد ۵ نمونه به این روش آنالیز شده‌اند. به دلیل ثبت تعداد بالای

مقادیر K اندازه‌گیری شده در دماهای متفاوت، داده‌های حاصل به صورت نمودارهای ترمومغناطیسی ترسیم شده و از ارائه جدول خودداری گردیده است. نمودار ترمومغناطیسی از ترسیم تغییرات قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی در مقابل دما بدست می‌آید. این نمودارها برای نمونه‌های مورد مطالعه در شکل ۴-۱۳ نشان داده شده‌اند. در این نمودارها دو منحنی وجود دارد که مبین مرحله گرم شدن و سرد شدن نمونه‌ها می‌باشد. این دو مسیر به وسیله فلش برروی هر کدام از آن‌ها به نمایش درآمده است. نتایج حاصل از مطالعات ترمومغناطیسی نشان می‌دهد که در نمونه‌های سالم، (شکل ۴-۱۳ الف و ب) مقدار قابلیت پذیرفتاری به طور مشخصی تا دمای تقریباً 400°C نسبتاً ثابت می‌ماند. حضور منیتیت به دلیل دارا بودن بیشترین مقدار K در دمای کمتر از 30°C (دمای اتاق) و افت ناگهانی K در 590°C که با دمای کوری منیتیت (578°C) مطابقت می‌نماید امری بدیهی است. بنابراین منحنی ترمومغناطیسی این نمونه‌ها به وضوح بیانگر کانی منیتیت به عنوان فاز فرومغناطیس می‌باشد. علاوه بر عملکرد دگرسانی در نمونه شماره ۱۵ که با کاهش در اندازه دانه‌های منیتیت همراه بوده اما باز هم حضور این کانی به دلیل افت ناگهانی Km در دمای ۵۷۸، مشخص می‌شود (شکل ۴-۱۳ پ). در مقابل، منحنی‌های ترمومغناطیسی در نمونه‌های مربوط به ایستگاههای ۱۱ و ۳۲ که دارای پایین‌ترین مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی در کل توده هستند (جدول ۴-۲)، با افت ناگهانی K در دمای 680°C مشخص می‌شود که با دمای کوری هماتیت مطابقت دارد (شکل ۴-۱۳ ج، د). افت اولیه غیرقابل برگشت است و باعث کاهش قابل توجهی در مقدار Km، پس از حرارت دادن می‌شود. اندازه‌گیری‌های مکرر ترمومغناطیسی نشان داد که افت در این درجه حرارت نمی‌تواند معرف انتقال از فاز فرومغناطیس به پارامغناطیس باشد (یعنی یک دمای کوری). علت آن را می‌توان به دلیل دگرسانی کانی‌های مغناطیسی در این محدوده عنوان کرد که معرف تشکیل کانی هماتیت است. قبلاً حضور هماتیت به عنوان مهمترین حامل مغناطیسی در این نمونه‌ها، از بررسی‌های پتروگرافی به اثبات رسیده بود. این افت به مقدار خیلی کم در نمونه‌های سالم نیز مشاهده می‌شود، با این حال مقدار آن کم و در تمام طول منحنی به چشم نمی‌خورد. هنری (۲۰۰۵) این افزایش اولیه در مقدار پذیرفتاری

مغناطیسی در نمونه‌ها را مربوط به تنش آزاد شده به وسیله ذرات تیتانومنیستیت فقیر از تیتان عنوان کرده است. با توجه به نمودارهای ارائه شده، اثبات می‌شود کانی منیتیت حامل اصلی پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه های توده گرانیتوئیدی چالو می‌باشد که با مقادیر بالای پذیرفتاری مغناطیسی آنها مطابقت دارد.



شکل ۴-۱۳- الف و ب) نمودار پذیرفتاری مغناطیسی در مقابل دما برای دو نمونه سالم مونزودیوریت؛ پ) نمودار پذیرفتاری مغناطیسی در مقابل دما برای یک نمونه مونزودیوریت دگرسان شده؛ ج و د) نمودار پذیرفتاری مغناطیسی در مقابل دما برای دو نمونه کاملاً دگرسان شده (ایستگاههای ۱۱ و ۳۲) که به ترتیب به واحدهای سنگی مونزودیوریت و کوارتزیدیوریت تعلق دارند.

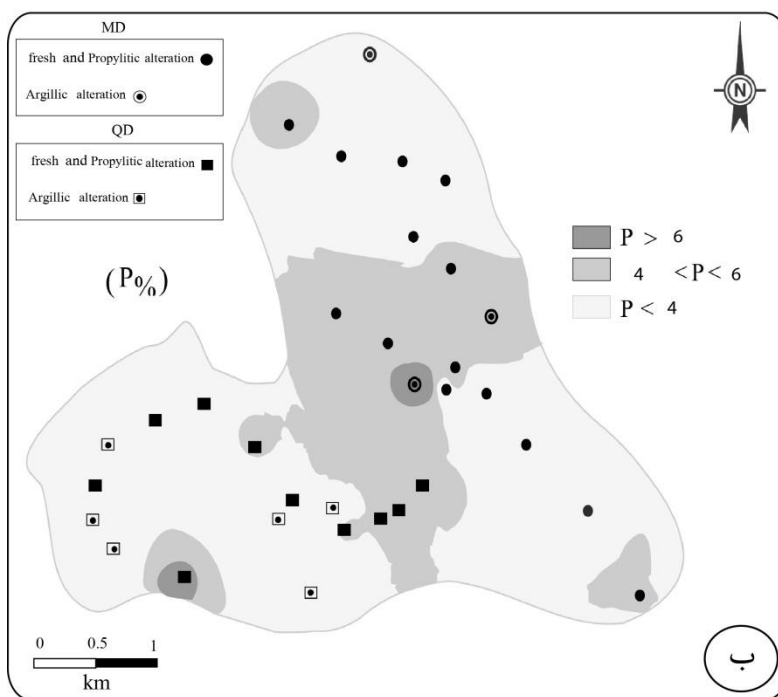
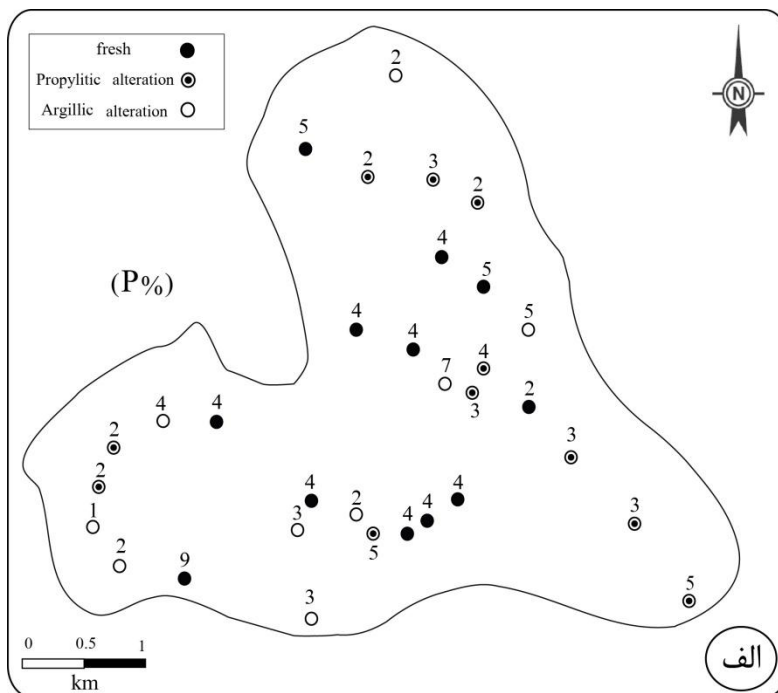
۴-۵-۱-۲- تأثیر اپیدوت بر روی پذیرفتاری مغناطیسی

با توجه به گسترش دگرسانی پروپلیتی و حضور کانی اپیدوت، به منظور تأثیر این کانی و بر روی خواص مغناطیسی سنگ‌ها و تعیین میزان پذیرفتاری مغناطیسی آن، سه نمونه سنگ اپیدوت تقریباً خالص با وزن مشخص (۷۰، ۶۰، ۱۵، برحسب گرم) انتخاب و قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی آن‌ها با استفاده از دستگاه حساسیت سنج مغناطیسی (MFK1-FA) دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری شد. طبق نتایج بدست آمده میانگین پذیرفتاری مغناطیسی اپیدوت تنها $36 \mu\text{SI}$ است که می‌توان گفت تأثیر چندانی بر روی پذیرفتاری مغناطیسی کل این سنگ‌ها نداشته است.

۴-۵-۲- درصد ناهمسانگردی (P%)

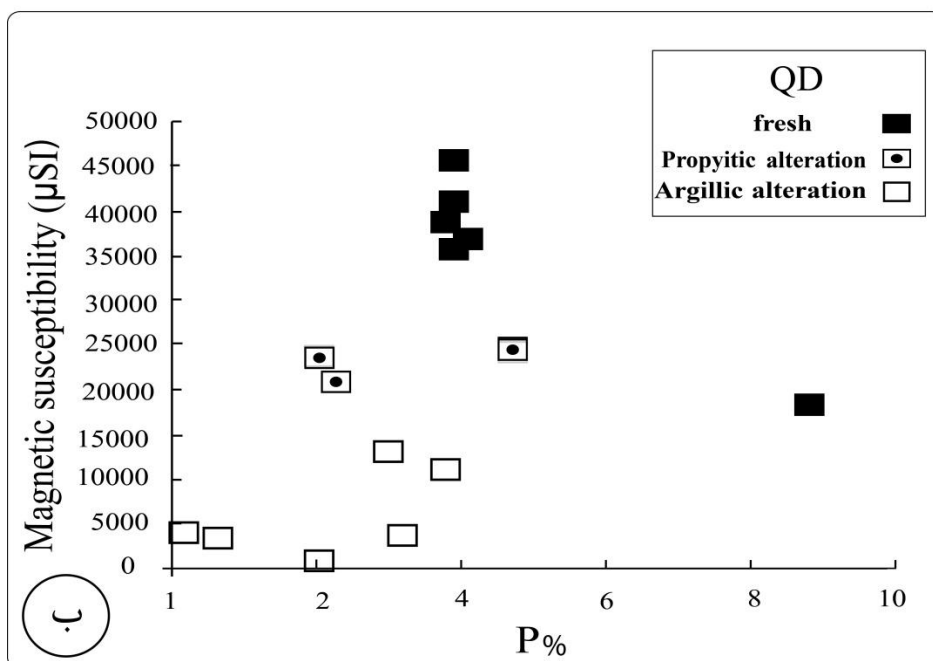
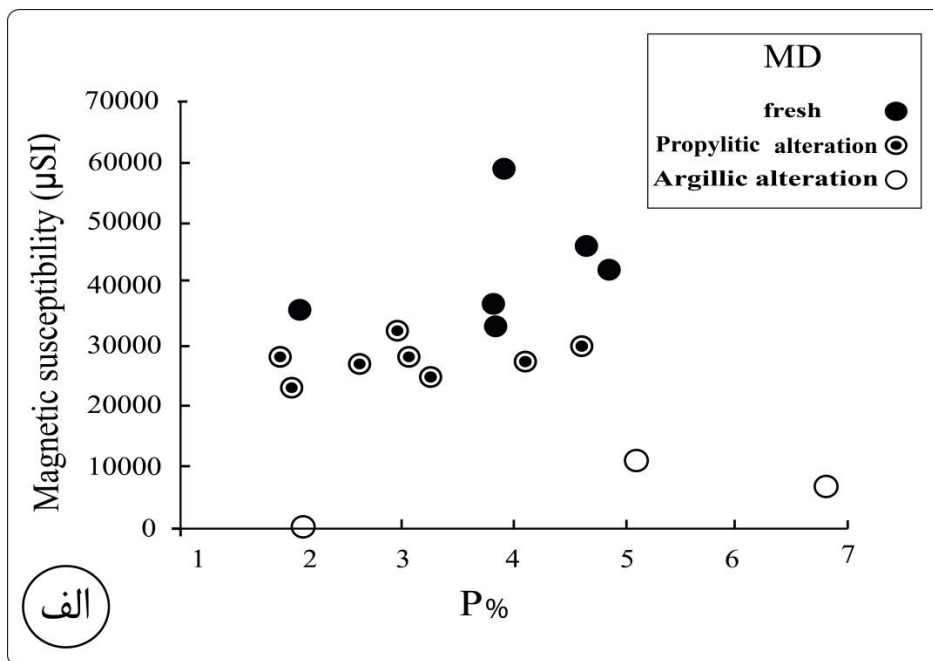
پارامتر P یا درصد ناهمسانگردی، که به صورت $P\% = [(K_1/K_3) - 1] \times 100$ تعریف می‌گردد در واقع استرینی که ماگما متحمل شده را نشان می‌دهد و رابطه بین حداکثر مقدار پذیرفتاری مغناطیسی (K_1) و حداقل مقدار پذیرفتاری مغناطیسی (K_3) است. این پارامتر برای هر کدام از کانیه‌ها، به وسیله ناهمگنی مغناطیسی شکل آن کانی و برای مجموعه کانی‌های موجود در سنگها، از طریق درصد کانی‌های مغناطیسی تعیین می‌شود. دگرشکلی ثانویه یا تکتونیکی می‌تواند آرایش یا چگونگی توزیع و اندازه دانه‌های منیپتیت را تحت تأثیر قرار دهد (شون شان، ۲۰۰۳).

مقادیر P% بدست آمده برای توده گرانیتوئیدی چالو در جدول ۲-۴ ارائه شده است. با انتقال این مقادیر به هر ایستگاه، نقشه تغییرات این پارامتر به صورت عددی حاصل گردید (شکل ۴-۱۴ الف). با ترسیم نقشه منحنی‌های هم‌میزان از این پارامتر، نقشه طیف درصد ناهمسانگردی حاصل می‌گردد و با توجه به دامنه تغییرات آن در سه گروه دسته‌بندی شده است تا تغییرات آن به راحتی قابل مشاهده باشد (شکل ۴-۱۴ ب).

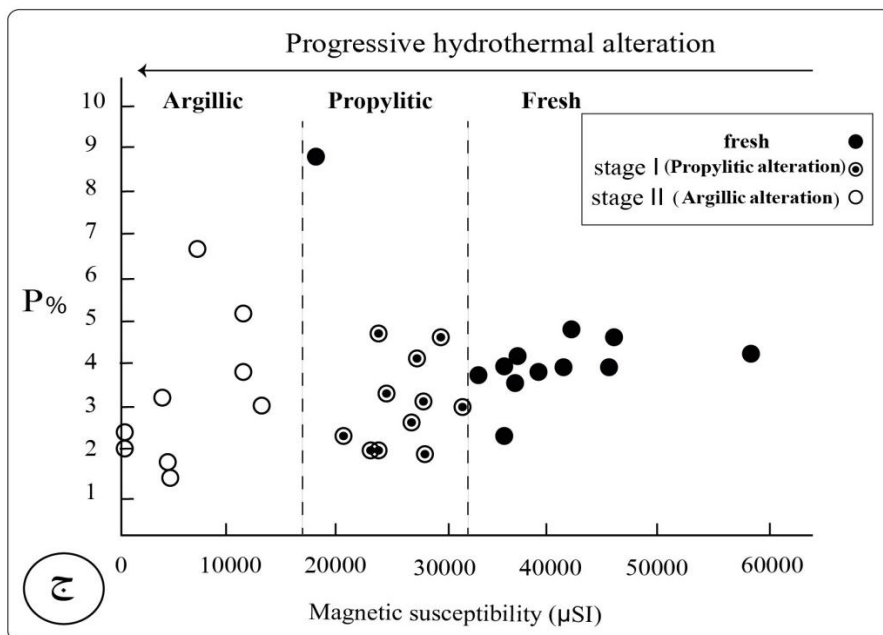
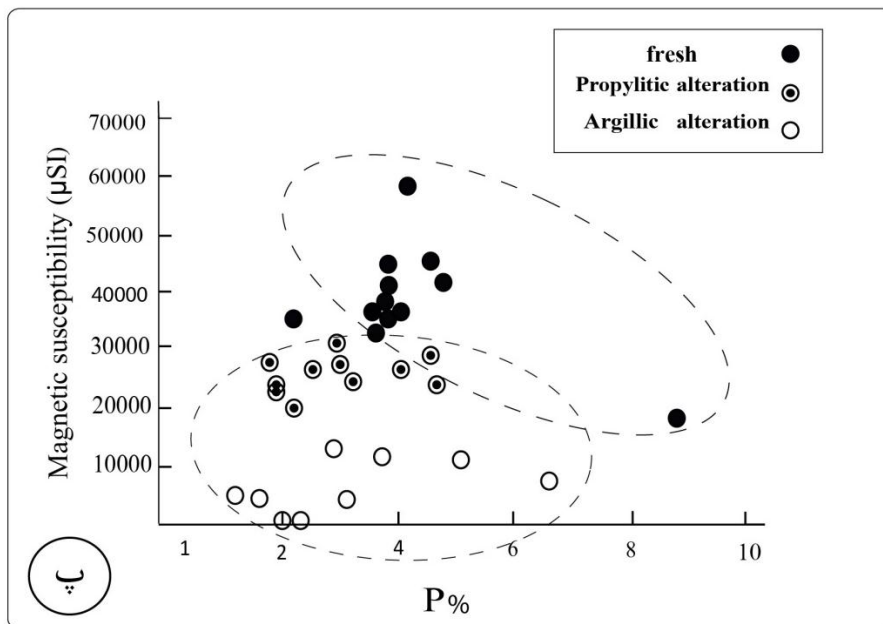


شکل ۴-۱۴ الف و ب) به ترتیب نقشه‌های مقادیر عددی و هم‌میزان درصد ناهمسانگردی (P%) در توده گرانیتوئیدی چالو.

دامنه تغییرات درصد ناهمسانگردی در توده گرانیتوئیدی بین ۱ تا ۹ درصد متغیر است. در نقشه منحنی‌های هم‌میزان این پارامتر بیشترین درصد ناهمسانگردی مغناطیسی مربوط به یکی از نمونه های سالم در واحد کوارتز دیوریتی (ایستگاه ۲۷، $P\% = 9$) و کمترین مقدار آن در واحد کوارتز دیوریت (ایستگاه ۲۹، $P\% = 1$) مشاهده می‌شود. در این ایستگاه، نمونه‌های سنگی به طور کامل دگرسان شده و هماتیت جای منیتیت حامل پذیرفتاری مغناطیسی شده است. نمودار پذیرفتاری مغناطیسی در برابر درجه ناهمسانگردی برای هر یک از واحدهای سنگی مونزودیوریت و کوارتز دیوریت در شکل ۴-۱۵ نشان داده شده است. در واحد کوارتز دیوریت این پارامتر معنی‌دار بوده و مقادیر P در نمونه‌های دگرسان شده آن کم‌تر از ۴ درصد می‌باشد (شکل ۴-۱۵). این مطلب بیانگر کاهش در ناهمسانگردی همراه با کاهش در مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی است. این پارامتر در نمونه های سالم با مقادیر بیشتری همراه بوده است. ناهمسانگردی مغناطیسی در نمونه‌های مونزودیوریتی طیف پراکنده‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۵ الف). اما با کمی دقت متوجه میشویم که اکثر نمونه‌های سالم دارای مقادیر ۴٪ و یا بیشتر از آن می‌باشد. این پارامتر در نمونه های دگرسان شده دارای طیف محدودی بوده و تعداد زیادی از آنها بین ۲ تا ۳ درصد متغیر است. در شکل (۴-۱۵ پ، ج) نمودار پذیرفتاری مغناطیسی در برابر درجه ناهمسانگردی برای کل توده گرانیتوئیدی چالو نشان داده شده است. این نمودار بیانگر آن است که همه نمونه‌های توده گرانیتوئیدی چالو به غیر از ایستگاه ۱۱ و ۳۲ که به طور کامل دگرسان شده‌اند؛ دارای پذیرفتاری مغناطیسی $\mu SI > 500$ می‌باشند. این مقدار با گرانیتوئیدهای سری منیتیت‌دار ایشیهارا^۳ مطابقت دارد. بنابراین توده نفوذی منطقه، در زمره گرانیتوئیدهای فرومغناطیس قرار می‌گیرد. در شکل (۴-۱۵ ج) نمودار P در مقابل Km برای نمونه‌های سالم، و دگرسان شده آورده شده است. همانطور که مشاهده می‌کنید مقدار P در نمونه‌های سالم محدود و در طیف کوچکی تغییر می‌کند. اما در نمونه‌های حاصل از دگرسانی پروپلیتی و به ویژه آرژیلیتی، طیف وسیع‌تری را شامل می‌شود.



شکل ۴-۱۵- نمودارهای پذیرفتاری مغناطیسی در برابر درجه ناهمسانگردی در واحدهای سنگی سازنده توده نفوذی چالو. الف) نمودار پذیرفتاری مغناطیسی (Km) در برابر درصد ناهمسانگردی (P%) در مونزودیوریت، توجه نمایید مقادیر پذیرفتاری در نمونه‌های سالم بیشتر از دگرسان شده است و درصد ناهمسانگردی (P%) در طیف پراکنده‌ای تغییر می‌کند. ب) نمودار پذیرفتاری مغناطیسی (Km) در برابر درصد ناهمسانگردی (P%) در کوارتزیدیوریت، این نمودار بیانگر پراکندگی درصد ناهمسانگردی و کاهش در مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های دگرسان شده است؛ پ) نمودار نشان دهنده پذیرفتاری مغناطیسی در برابر درصد ناهمسانگردی و بیانگر رابطه تقریباً مستقیم پذیرفتاری مغناطیسی با درجه ناهمسانگردی می‌باشد. ج) نمایش کاهش پذیرفتاری مغناطیسی همگام با پیشرفت دگرسانی، همچنین طیف تغییرات P از نمونه‌های سالم به سمت سنگ‌های حاصل از دگرسانی پروپلیتی و به ویژه آرژیلیکی بیشتر می‌شود.

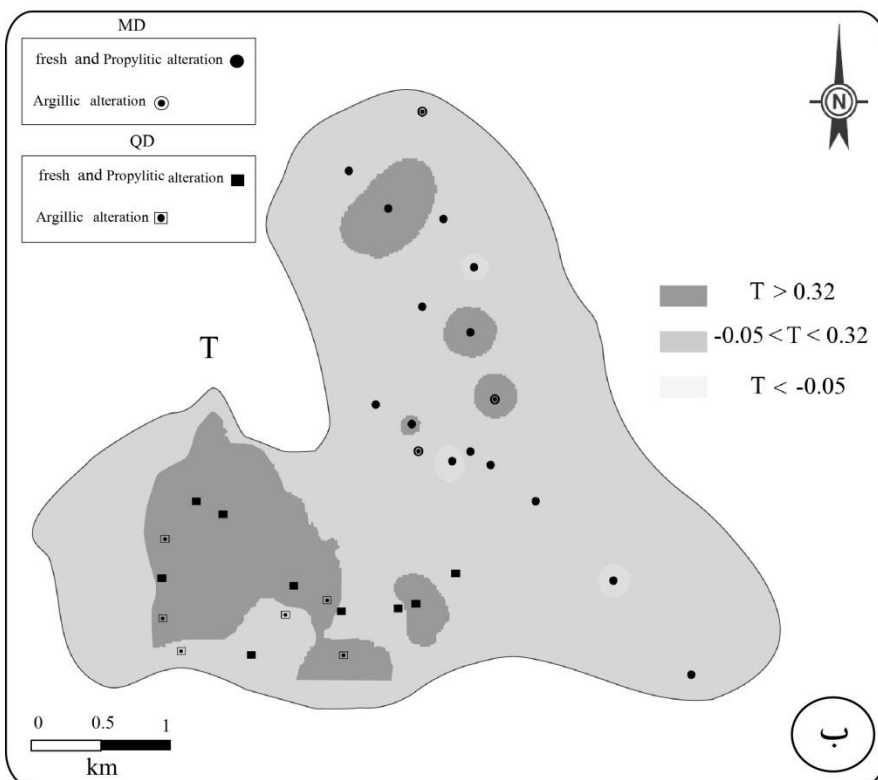
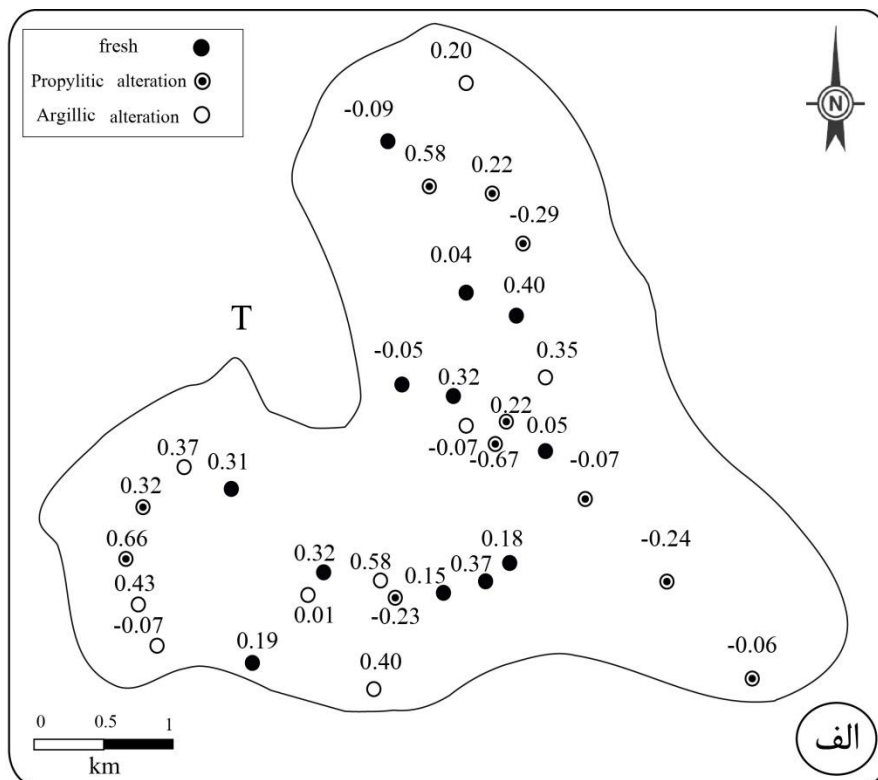


۴-۵-۳- پارامتر شکل T

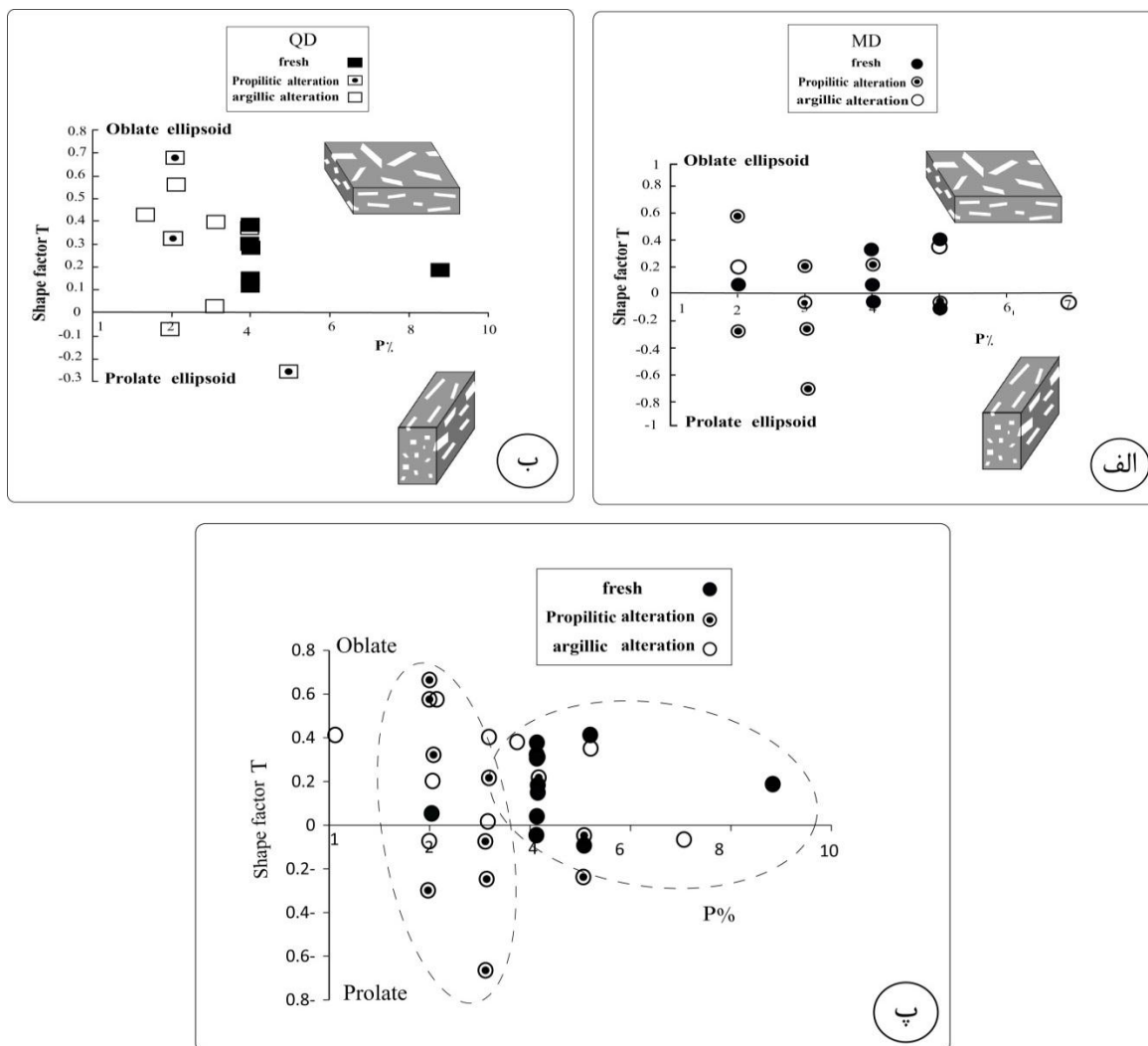
پارامتر شکل T یکی دیگر از پارامترهای لازم برای تفسیر فابریک‌های مغناطیسی است. این پارامتر، شکل بیضوی مغناطیسی و در واقع جهت و نظم بلورهای منیتیت را حین جایگیری نشان می‌دهد و بر

اساس معادله $T = \frac{[\ln(\frac{k_2}{k_3}) - \ln(\frac{k_1}{k_3})]}{[\ln(\frac{k_2}{k_3}) + \ln(\frac{k_1}{k_2})]}$ بیان می‌شود. مقدار این پارامتر همواره بین +۱ تا -۱ تغییر

می‌کند. اگر مقدار T کمتر از صفر و یا منفی باشد، بیضوی مغناطیسی دوکی شکل و یا خطی (prolate) خواهد شد و در صورتی که بزرگتر از صفر و مثبت باشد، شکل بیضوی مغناطیسی کلوچه‌ای یا صفحه‌ای (Oblate) است. نقشه تغییرات T به صورت مقادیر عددی در (شکل ۴-۱۶ الف) و منحنی‌های هم‌میزان در (شکل ۴-۱۶ ب) نشان داده شده است. مقادیر پارامتر T در توده نفوذی چالو بین ۰/۰۶۶- (ایستگاه شماره ۱۴) تا ۰/۶۶ (ایستگاه شماره ۳۰) تغییر می‌کند. از ۳۲ ایستگاه مغزه‌برداری شده، تعداد ۱۰ ایستگاه دارای مقادیر منفی می‌باشند که اکثراً مربوط به بخش‌های مرکزی و نیمه جنوبی واحد مونزودیوریتی است و بیانگر بیضوی‌های دوکی شکل یا کشیده و زون‌های تغذیه کننده ماگمایی می‌باشد. بقیه ایستگاه‌ها مقادیر T مثبت و کلوچه‌ای شکل داشته و اکثراً در واحد کوارتز دیوریتی مشاهده می‌شوند. در شکل ۴-۱۷ نمودار تغییرات P-T برای دو واحد سنگی و کل توده چالو به نمایش در آمده است. همانطور که از این نمودارها مشخص است، در هر دو واحد سنگی نمونه‌های سالم (به استثنای ایستگاه‌های ۱۷ و ۹ ذرات مغناطیسی به صورت تجمعات بزرگ و خوشه مانند چند حوزه حضور دارند)، معمولاً دارای بیضوی‌های Oblate (صفحه‌ای) بوده و نمونه‌های دگرسان شده تلفیقی از بیضوی‌های صفحه‌ای و دوکی شکل را نشان می‌دهند. واحد مونزودیوریتی طیف پراکنده‌ای از پارامترهای P و T نشان می‌دهند و هیچ روند مشخصی بین نمونه‌های سالم و دگرسان شده مشاهده نمی‌شود (شکل ۴-۱۷ الف). در حالیکه تغییرات این دو پارامتر در نمونه‌های سالم و دگرسان شده واحد کوارتز دیوریتی معنی‌دار بوده و علاوه بر اینکه اکثر مقادیر T مثبت دارند، پارامتر P نیز در طیف محدودی تغییر می‌کند (شکل ۴-۱۷ ب). بیشترین مقدار P متعلق به ایستگاه ۲۷ در حاشیه این واحد می‌باشد که سالم بوده و پلاژیوکلازهای جهتدار، بافت تراکیتوئیدی را در آن به نمایش می‌گذارند.



شکل ۴-۱۶- الف و ب) به ترتیب نقشه‌های مقادیر عددی و هم‌میزان پارامتر شکل (T) در توده گرانیتوئیدی چالو.

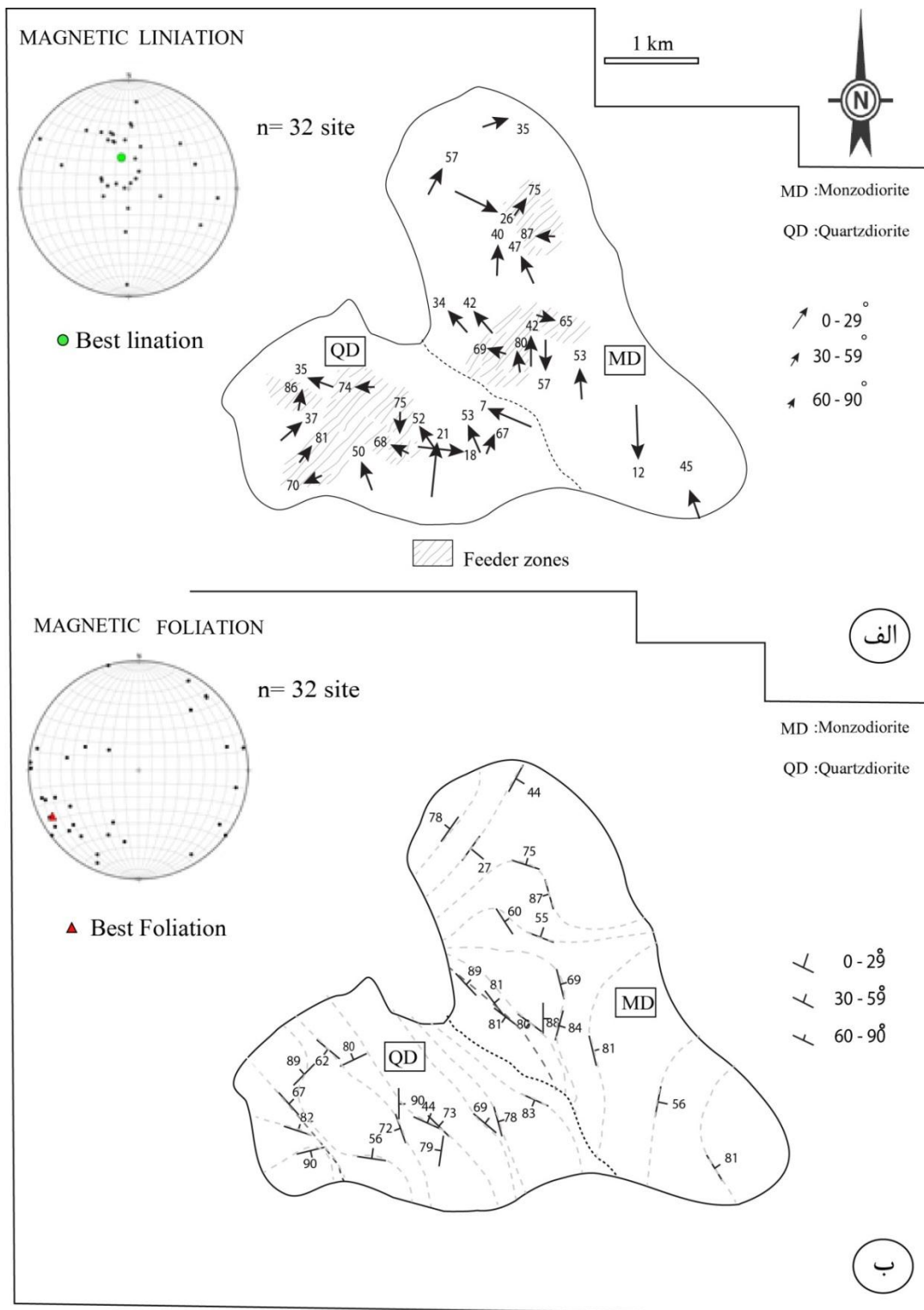


شکل ۴-۱۷- نمودار درصد ناهمسانگردی (P%) در برابر پارامتر شکل (T) در واحدهای مختلف سازنده توده نفوذی چالو. الف) نمودار درصد ناهمسانگردی در برابر پارامتر شکل در واحد مونزودیوریت، در این نمودار همه نمونه‌های سالم به جزء دو نمونه که دارای منیتیت‌های خوشه مانند هستند (چندحوزه) دارای بیضی‌های صفحه‌ای می‌باشند. ب) نمودار درصد ناهمسانگردی در برابر پارامتر شکل در کوارتزیدیوریت، که در آن همه نمونه‌های سالم و بیشتر نمونه‌های دگرسان شده در محدوده بیضی‌های صفحه‌ای قرار گرفته‌اند. پ) نمودار درجه ناهمسانگردی در برابر پارامتر شکل در کل توده چالو را نشان می‌دهد که در آن بیشتر نمونه‌ها دارای بیضی‌های صفحه‌ای هستند.

۴-۵-۴- الگوی فابریک مغناطیسی

نقشه خطوارگی مغناطیسی بر اساس مشخصات شیب و امتداد K_1 (بزرگترین محور بیضوی مغناطیسی) ترسیم می‌گردد. در این نقشه بر حسب مقدار شیب، فلش‌هایی با اندازه متفاوت به نمایش در آمده و مقدار شیب هر کدام از ایستگاهها در کنار نماد مربوطه ترسیم می‌گردد. شکل ۴-۱۸ الف نقشه خطوارگی مغناطیسی توده گرانیتوئیدی چالو را نشان می‌دهد. با نگاهی اجمالی به مقادیر شیب خطواره‌های توده گرانیتوئیدی چالو در می‌یابیم که از ۳۲ ایستگاه مغزه‌برداری شده تقریباً حدود نیمی (۱۵ ایستگاه) از آنها دارای شیب ۳۰-۵۹ درجه، ۱۲ ایستگاه دارای مقادیر شیب ۶۰-۹۰ و تنها ۵ ایستگاه دارای شیب کم در حدود ۰-۲۹ درجه می‌باشند. الگوی غالب خطوارگی در واحد مونوزودیوریتی دارای روند شمالی- جنوبی بوده و به موازات محور طویل این واحد می‌باشد. مقادیر شیب آنها نیز به استثنای چند ایستگاه اکثراً بالاتر از ۵۰ درجه می‌باشد. به طور کلی بیشتر ایستگاه‌های با شیب زیاد در قسمتهای مرکز این واحد متمرکز شده‌اند. در واحد کوارتزیدیوریتی الگوی خطوارگی نسبتاً پراکنده‌ترند. در مجموع بیشتر ایستگاهها تقریباً دارای روند شمالی- جنوبی بوده و شیب زیادی دارند. به طور کلی در اکثر نقاط توده نفوذی چالو، خطواره‌ها به سمت شمال بوده و شیب زیادی برخوردارند و تنها در بخش کوچکی از جنوب منطقه خطواره‌های مغناطیسی با شیب کم مشاهده می‌شوند.

نقشه برگوارگی مغناطیسی بر اساس امتداد و شیب K_3 (کوچکترین محور بیضوی مغناطیسی) که معرف قطب برگوارگی می‌باشد ترسیم می‌شود (شکل ۴-۱۸ ب) در این شکل نماد برگوارگی از دو قسمت تشکیل شده که خط بزرگ معرف امتداد و خط کوچک نشان دهنده جهت شیب می‌باشد. به علاوه مقدار زاویه شیب هر ایستگاه ($K_{3i}-90$) بر حسب مقدار آن به صورت عدد در کنار نماد برگوارگی درج گردیده است. نگاهی کلی به نقشه برگوارگی مغناطیسی توده گرانیتوئیدی چالو نشان می‌دهد که در اکثر ایستگاهها، مقدار شیب آنها همانند مقادیر شیب خطوارگی مغناطیسی، زیاد و نزدیک به قائم



شکل ۴-۱۸- الف و ب) نقشه‌های خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی توده نفوذی چالو. این نقشه‌ها به ترتیب بر پایه سمت شیب/شیب خطوارگی (K_1) و سمت شیب/مقدار شیب قطب برگوارگی ترسیم گردیده و بر حسب شیب به سه گروه طبقه‌بندی شده‌اند. در شکل الف مناطق احتمالی تغذیه کننده توده مورد مطالعه با هاشور نشان داده شده است.

است (اکثراً بیشتر از ۶۰ درجه). از کل ایستگاههای مغزه‌گیری شده، ۲۶ ایستگاه دارای شیب بین ۶۰- ۹۰ درجه بوده و تنها یک ایستگاه در شمال واحد موزودیوریتی دارای برگوارگی مغناطیسی با شیب کم‌تر از ۳۰ درجه می‌باشد. وضعیت برگواره‌های مغناطیسی در واحد موزودیوریتی تقریباً از روند خطوارگی‌ها پیروی نموده و با شیب بیشتر از ۶۰ درجه دارای امتداد شمالی-جنوبی می‌باشد. الگوی برگوارگی در واحد کوارتزدیوریتی اندکی متفاوت بوده و امتداد آن‌ها در بخش‌های مرکزی این واحد شمالی-جنوبی و در بخش غربی به موازات حاشیه است.

۴-۶- ریزساخت

شواهد ریزساختی به منظور تمایز بین ویژگی‌های ماگمایی و حالت جامد در گرانیتوئیدها مورد استفاده قرار می‌گیرند. با استفاده از این شواهد می‌توان حوادث همزمان و یا پس از تبلور را تفسیر نمود (ورنون، ۲۰۱۱). ریزساخت‌ها در گرانیتوئیدها می‌توانند در نتیجه جریان ماگمایی، ساب ماگمایی، حالت جامد دما بالا و دما پایین تشکیل و یا تغییر شکل یابند. با این حال معیارهایی وجود دارد تا ریزساخت‌های ماگمایی را از غیرماگمایی (تکتونیک) تشخیص داد. این تمایز جهت درک نحوه جایگیری توده نفوذی بسیار مهم است (پاترسون، ۱۹۸۸). در سال‌های اخیر برای بازسازی انواع ریز ساخت‌های موجود در گرانیت‌ها مطالعات زیادی صورت گرفته است. مطالعات تجربی نشان می‌دهد که نوعی از ریزساخت‌ها که به تدریج در طول تغییر شکل گسترش می‌یابد به شدت توسط هر دو متغییر های درونی و بیرونی مانند دما، کانی‌شناسی و نرخ کرنش کنترل می‌شوند (برایر، ۱۹۹۸). علاوه بر این، ریزساخت‌ها تمایل دارند تحت محدوده خاصی از دما و فشار تشکیل شوند به همین دلیل ریز ساخت‌های موجود در گرانیتوئیدها، به طور طبیعی به عنوان شاخص‌های تغییر شرایط محسوب می‌شوند (برایر، ۱۹۹۸).

از آنجا که تمامی ریزساخت‌های مشاهده شده در توده نفوذی چالو به غیر از یک ایستگاه، ماگمایی می‌باشد لذا ضمن توضیح شواهد آن به تعریف اجمالی سایر ریزساخت‌ها بسنده می‌شود.

۴-۶-۱- ریزساخت‌های ماگمایی

ریزساخت‌های ماگمایی در بالاتر از دمای سولیدوس در حالی که هنوز بیش از ۳۰٪ مذاب وجود دارد تشکیل می‌شوند (برایر، ۱۹۹۸). معیار یا ملاک اصلی جریان ماگمایی، جهت‌یابی اولیه کانی‌های آذرین است که هیچ‌گونه نشانه‌ای از تغییرشکل پلاستیک و یا تبلور مجدد نشان نمی‌دهند. برای وقوع این رخداد باید در طول تغییر شکل بلورها، به اندازه کافی مواد مذاب وجود داشته باشد تا بلورها بدون برهم‌کنش قابل توجهی با بلورهای اطراف، رشد کنند (پاترسون، ۱۹۸۸). در مقاطع نازک مطالعه شده توده گرانیتوئیدی چالو، کانی‌ها هیچ دگرشکلی نشان نداده و متحمل تنش خاصی نشده‌اند. فقط در ایستگاه ۹ وجود میرمکیت که به صورت نامتقارن در حاشیه فلدسپارها مشاهده می‌شود حاکی از مرز تحول از ماگمایی به دگرشکلی جامد دمای بالا می‌باشد. لازم به توضیح است که ریزساخت مذکور، در مجاورت محلی که بلور فلدسپار ماهی شکل برداشت شده مشاهده شده است (شکل ۲-۷ ب). بنابراین به طور کلی، کانی‌ها ساختار و شکل اولیه خود را حفظ کرده‌اند. وجود ماکل‌های کارلسباد متعدد ساده با پهنای یکنواخت که به طور یکسان از کل بلور عبور کرده و منطقه‌بندی جزئی در پیروکسن نشان دهنده ریزساخت‌های ماگمایی هستند. در بیشتر مقاطع مطالعه شده در منطقه چالو، کانی‌های کدر معمولاً به صورت ادخال درون پیروکسن‌ها و یا به صورت تجمعی و دربرگیرنده سیلیکات‌ها هستند. کانی‌های مذکور در برخی از مقاطع به صورت یک شبکه به هم پیوسته که تا چند میلی‌متر امتداد دارند مشاهده می‌شوند. حضور سوسوریت در پلاژیوکلازهای کلسیک و وجود اورالیت در پیروکسن‌ها نشان می‌دهند که تغییر شکل یا تکتونیک منطقه‌ای قادر به پاک کردن و از بین بردن بافت‌های اولیه سنگ نبوده است (آرچانجو، ۲۰۱۲). وجود ریزساخت‌های ماگمایی در توده چالو، تداعی کننده این مطلب است که سهم مذاب در هنگام جایگیری توده بالا بوده و یا جایگیری آن پس از تنش‌های تکتونیک صورت گرفته است (شکل ۴-۱۹ الف، ب).

۴-۶-۲- ریزساخت‌های غیرماگمایی

ریزساخت‌های غیرماگمایی، در دو دسته طبقه بندی می‌شوند: ساب ماگمایی و ساب سالیدوس. ریزساخت‌های ساب سالیدوس خود به ریزساخت‌های حالت جامد دمابالا و دما پایین تقسیم می‌شوند که در زیر تفسیر می‌شوند.

۴-۶-۲-۱- ریزساخت‌های ساب ماگمایی

هنگامی که با کاهش دما، درصد حجمی بخش تبلور یافته افزایش یابد (یعنی فراتر از ۶۰٪ برسد) بلورها می‌توانند با یکدیگر درگیر شوند و زمینه بین آن‌ها را مذاب باقی‌مانده فرا گیرد. حالت ساب‌ماگمایی یک حالت انتقالی است و چون بلورها با یکدیگر درگیر می‌شوند در این حالت گرانروی ماگما به شدت افزایش می‌یابد. فابریک‌های ساب ماگمایی در بالای سولیدوس ماگما تشکیل می‌شوند ولی در شرایطی که ماگما حاوی مقدار زیادی بلور باشد، می‌تواند شبیه یک جسم سخت رفتار کند. در این شرایط علی‌رغم اینکه بلورها در حضور ماده مذاب قرار دارند، می‌توانند رفتار شکننده یا پلاستیک از خود بروز دهند (بوشه و همکاران، ۱۹۹۲).

۴-۶-۲-۲- ریزساخت‌های ساب سولیدوس

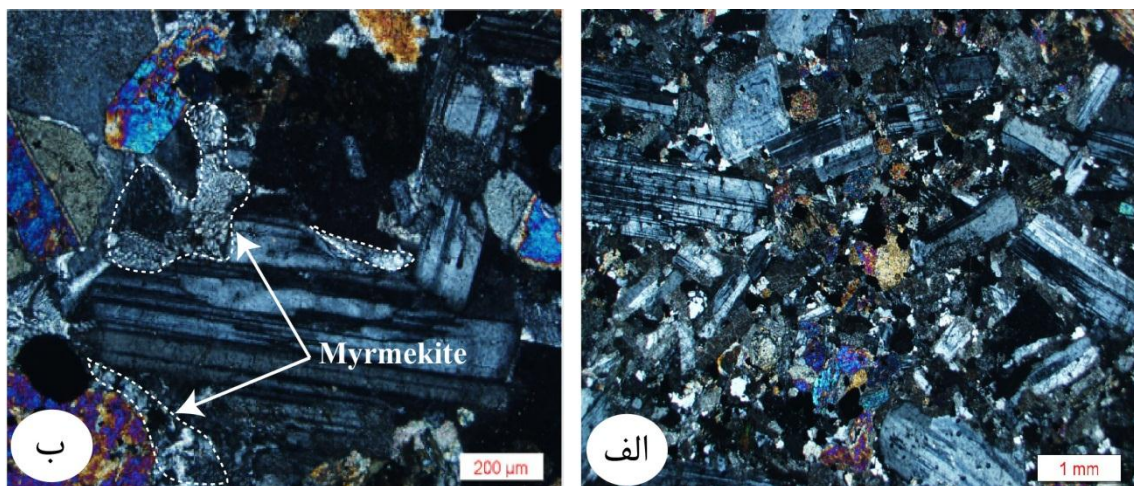
این ساخت در دمای پایین‌تر از دمای سولیدوس ماگما تشکیل شده و تحت این شرایط کانی‌ها رفتار شکننده از خود نشان می‌دهند. حالت‌های جامد از لحاظ دمایی، در دو رده طبق زیر طبقه بندی می‌شوند (سن بلانکا و تیکوف، ۱۹۹۷).

۴-۶-۲-۲-۱- ریزساخت‌های ساب سولیدوس حالت جامد دما بالا

وجود شواهدی از جمله، بافت شطرنجی در ساب‌گرینه‌های کوارتز معرف دگرشکلی تحت شرایط ساب سولیدوس و در دمای بالا می‌باشد. پلاژیوکلاز خمیده، بیوتیت خمیده و پیچ و تاب خورده از دیگر شواهد فابریک‌های ساب سالیدوس دما بالا می‌باشد.

۴-۶-۲-۲-۲- ریزساخت‌های ساب‌سولیدوس حالت جامد دمای پایین

این نوع فابریکها در نوارهای میلونیتی یافت می‌شوند. ساختهای میکروسکوپی دمای پایین می‌توانند بر ساختهای میکروسکوپی دمای بالا (ماگمایی یا حالت جامد دمای بالا) تحمیل شوند و یا آنها را مخدوش نماید، این ساختها با خاموشی موجی و تیغه‌های ساب - بیسال (Sub - basal) در کوارتز مشخص می‌شوند. با افزایش واتنش (استرین)، ساختهای میکروسکوپی دمای پایین به ساختهای پرفیروکلاستی تبدیل می‌شوند که در آنها بیوتیت غالباً کلریتی شده است، در این نوع ساختهای میکروسکوپی، کوارتز دگرشکلی پلاستیک گسترده و فراگیری نشان می‌دهد و ساب گرینهای کوارتز دارای زاویه زیادی نسبت به همدیگر می‌باشند و در واقع تبلور مجدد دینامیک (پویا) نشان می‌دهند.



شکل ۴-۱۹- تصاویر میکروسکوپی نشان دهنده ریزساخت‌های مشاهده شده در توده گرانیتوئیدی چالو؛ الف) بلورهای تخته‌ای و اولیه و فاقد دگرشکلی پلاژیوکلاز که معرف فابریک ماگمایی می‌باشد؛ ب) وجود میرمکیت در حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز بیانگر شروع دگرشکلی حالت جامد دما بالا می‌باشد.

۴-۷- پهنه‌بندی توده گرانیتوئیدی چالو

با توجه به روند خطواره‌ها و امتداد برگواره‌های مغناطیسی و در نظر گرفتن سایر پارامترها از جمله بررسی‌های صحرائی، مشاهدات پتروگرافی و ریزساختی و ترکیب سنگ‌شناسی، توده گرانیتوئیدی چالو را می‌توان به دو قلمرو اصلی A و B تفکیک کرد که به ترتیب با واحد مونزودیوریت و

کوارتز دیوریتی سازنده توده مطابقت دارد (شکل ۴-۲۰ الف). در قلمرو A بیشتر خطواره‌های مغناطیسی دارای روند شمالی - جنوبی بوده و جهت شیب اکثر آنها به سمت شمال می‌باشند، در حالی که در قلمرو B بیشتر خطواره‌ها دارای روند کلی شمال - شمالغرب و جنوب - جنوب شرقی بوده و شیب آنها به سمت شمال می‌باشند. موقعیت کلی خطواره‌ها و برگواره‌ها در کل توده نفوذی چالو به صورت استریوگرام، در شکل ۴-۲۰ ب نشان داده شده است.

قلمرو A

به طور کلی نیمه شرقی توده گرانیتوئیدی چالو بر اساس روند خطواره‌ها، امتداد برگواره‌ها و سایر پارامترهای مغناطیسی قلمرو A را تشکیل می‌دهند (شکل ۴-۲۰ الف). تعداد ۱۷ ایستگاه نمونه برداری در این قلمرو واقع می‌شود. سنگ‌های مشاهده در این قلمرو دارای ترکیب مونوزودیوریتی می‌باشند. بافت این قلمرو اکثراً پورفیروئیدی بوده و برخی از آنها تحت تأثیر دگرسانی پروپلیتی قرار گرفته‌اند. بر اساس اندازه‌گیری‌های انجام شده میانگین پذیرفتاری مغناطیسی در این قلمرو $28872 \mu SI$ می‌باشد. حداقل پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده در قلمرو A مربوط به ایستگاه شماره ۱۱ و برابر با $325 \mu SI$ است که مربوط به نمونه دگرسان برداشت شده در نزدیکی گسل چالو می‌باشد و حداکثر پذیرفتاری مغناطیسی متعلق به نمونه سالم و غیردگرسان شده ایستگاه شماره ۱۷ با مقدار پذیرفتاری مغناطیسی $58970 \mu SI$ است. روند بیشتر خطواره‌ها شمالی - جنوبی بوده و با شیب زیاد، سوی آن به سمت شمال است و به طور میانگین دارای مشخصات $63^\circ / 355^\circ$ است. در این قلمرو فقط ۲ ایستگاه با شیب کمتر از 30° درجه مشاهده می‌شود؛ ۱۰ ایستگاه دارای شیب بین 34° تا 57° متغیر است و ۵ ایستگاه نیز با شیب بیشتر از 60° درجه وجود دارد. استریونت نشان‌دهنده وضعیت خطواره‌های مغناطیسی در این قلمرو از توده گرانیتوئیدی چالو در شکل ۴-۲۰ الف آورده شده است. همچنین بهترین قطب برگواره‌ها در این قلمرو به طور میانگین برابر $248^\circ / 14^\circ$ می‌باشند (شکل ۴-۲۰ الف سمت راست). شیب کم قطب برگواره‌ها مبین شیب زیاد و نزدیک به قائم الگوی برگوارگی می‌باشد. بر این اساس نمونه‌هایی با خطوارگی تقریباً قائم واقع در مرکز قلمرو مذکور که

دارای مقادیر T منفی نیز می‌باشند نشان دهنده مجرای تغذیه کننده اصلی ماگمای سازنده توده گرانیتوئیدی چالو می‌باشند.

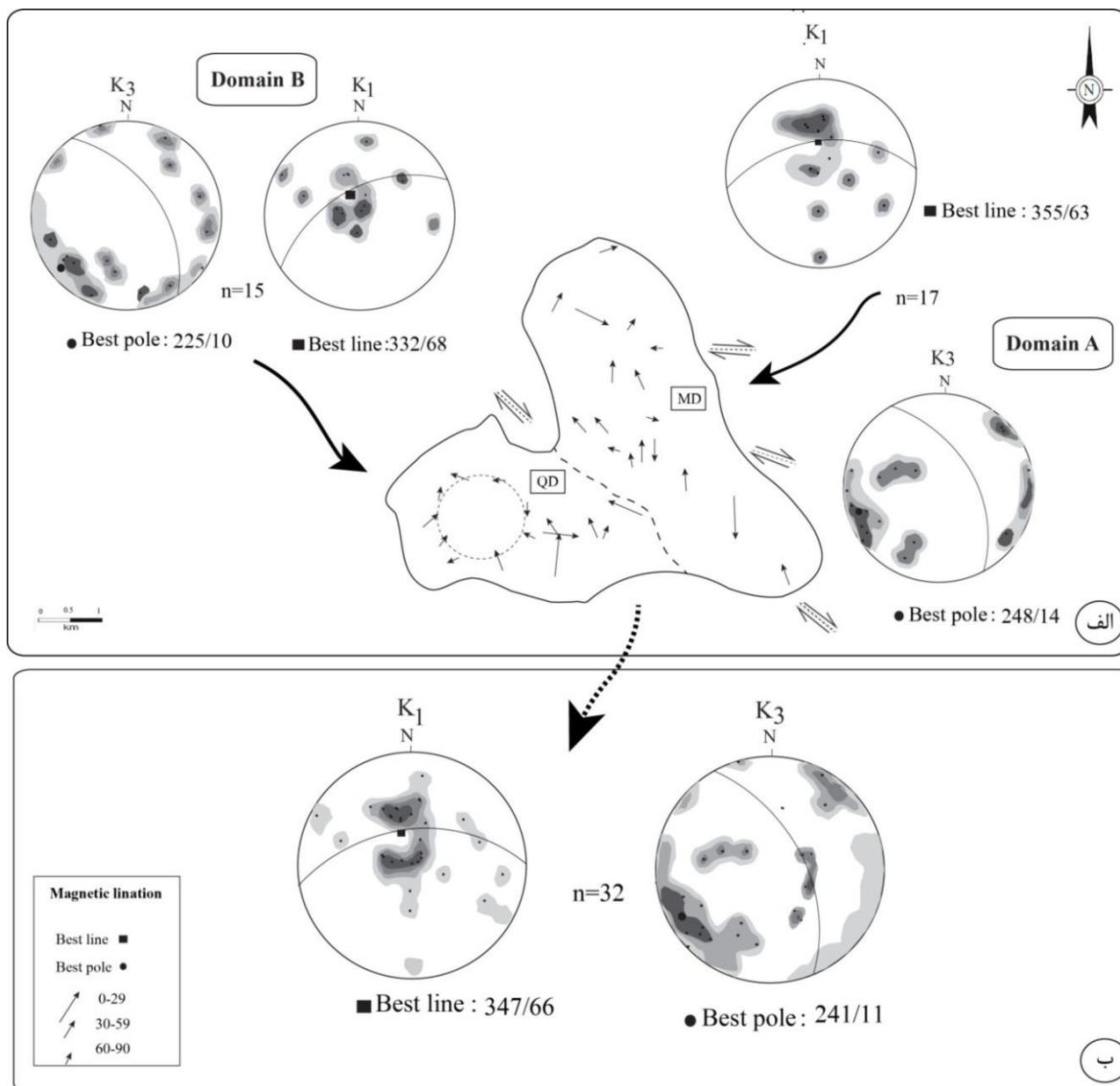
در گرانیت‌هایی که شواهد ریزساختاری ماگمایی و نیمه ماگمایی وجود دارد، برگوارگی و خطوارگی به ترتیب منطبق بر صفحه پهن‌شدگی و جهت کشیدگی اواخر تبلور است. ریزساخت‌های مشاهده شده در این قلمرو غالباً از نوع ماگمایی است و تنها در ایستگاه شماره ۹ وجود اندکی میرمکیت، حاکی از دگرشکلی دمای بالا می‌باشد. پاترسون و همکاران (۱۹۹۸) این ریزساخت را مرز تحول از ماگمایی به دگرشکلی جامد دمای بالا می‌دانند. به علاوه با توجه به ماگمایی بودن ریزساخت‌ها در این قلمرو، خطوارگی‌های نزدیک به قائم نشانگر جهت و محل صعود ماگماست (بوشه، ۱۹۹۷).

حداقل درصد ناهمسانگردی (P%) در ایستگاه‌های ۲ و ۷ برابر با ۲ و حداکثر مقدار P در ایستگاه شماره ۱۵ و برابر با ۷ که با نمونه دگرسان مطابقت دارد. از کل ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده قلمرو A (۱۷ ایستگاه) ۸ ایستگاه دارای مقادیر منفی (T) و ۹ ایستگاه با مقادیر مثبت حضور دارند که به ترتیب بیانگر کلوچه‌ای (صفحه‌ای) و دوکی (خطی) بودن شکل بیضوی مغناطیسی است. حداقل پارامتر T محاسبه شده در قلمرو A برابر با ۰/۶۷- بوده که متعلق به ایستگاه شماره ۱۴ و حداکثر مقدار آن در ایستگاه شماره ۸ و برابر با ۰/۵۸ است.

قلمرو B

این قلمرو نیمه غربی و جنوب غرب توده چالو را شامل شده و تعداد ۱۵ ایستگاه را در بر می‌گیرد که اکثراً ترکیب کوارتز دیوریتی دارند. فابریک‌های مشاهده شده در این قلمرو از نوع ماگمایی بوده و هیچ شاهدی از ریزساخت‌های غیرماگمایی مشاهده نشده است. میانگین پذیرفتاری مغناطیسی در این قلمرو $21487 \mu SI$ می‌باشد. حداکثر پذیرفتاری مغناطیسی در این قلمرو مربوط به ایستگاه ۱۹ و برابر با $45437 \mu SI$ می‌باشد. حداقل پذیرفتاری مغناطیسی نیز در ایستگاه ۳۲ برابر $318 \mu SI$ محاسبه شده که با نمونه دگرسان شده مطابقت دارد و بر اساس بررسی‌های پتروگرافی حامل مغناطیسی در آن

هماتیت است. حداکثر و حداقل درصد ناهمسانگردی مغناطیسی (P%) در این قلمرو به ترتیب ۹ (ایستگاه ۲۷) و ۱ (ایستگاه ۲۹) می باشد. حداقل پارامتر شکل (T) با مقدار ۰/۰۷- مربوط به ایستگاه شماره ۲۸ و حداکثر آن در ایستگاه شماره ۳۰ با مقدار ۰/۶۶ بدست آمده است. میانگین خطواره مغناطیسی در این قلمرو دارای مشخصات $332^{\circ}/68^{\circ}$ می باشد (شکل ۴- ۲۰ الف سمت چپ). اکثر خطواره‌ها در این قلمرو دارای شیب بیش از ۵۰ درجه هستند و از روند شرقی- غربی به سمت غرب- شمال غرب آرایش پیدا کرده و در بخش غربی با شیب زیاد حاشیه را قطع کرده است. به طور میانگین بهترین قطب برگواره‌ها در این قلمرو برابر $225^{\circ}/10^{\circ}$ می باشد. موقعیت قطب برگواره‌ها و خطواره‌ها در قلمرو B بر روی استریونت نشان داده شده است (شکل ۴- ۲۰ الف سمت چپ).



شکل ۴-۲۰ الف) نقشه قلمروهای مغناطیسی توده گرانیتوئیدی چالو که بر اساس تفسیر پارامترهای مغناطیسی اندازه گیری شده و همچنین با در نظر گرفتن ویژگی‌های ماکروسکوپی و میکروسکوپی سنگ‌های سازنده توده نفوذی مورد مطالعه ترسیم شده است. در استریوگرامهای معرف خطواره‌های مغناطیسی (K_1)، موقعیت بهترین میانگین آن‌ها با علامت مربع نشان داده شده است. در استریوگرامهای قطب برگواره‌های مغناطیسی (K_3) موقعیت بهترین میانگین قطب برگواره‌ها با علامت دایره نشان داده شده است. تعداد ایستگاههای نمونه برداری شده در هر قلمرو با نماد n نشان داده شده است. ب) موقعیت کلی خطواره‌ها و برگواره‌های مغناطیسی در توده نفوذی چالو.

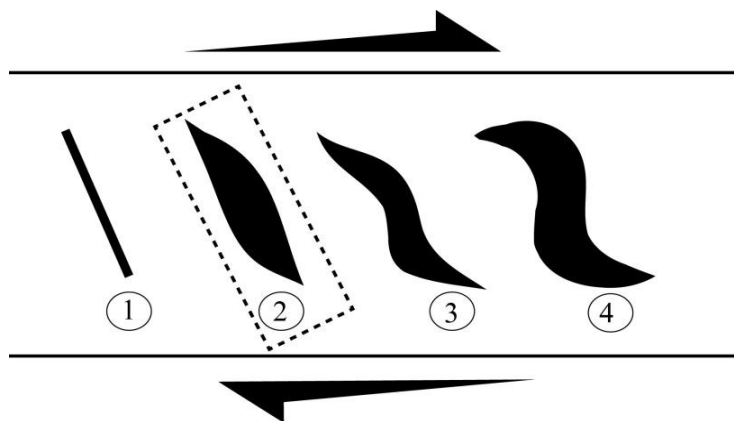
۴-۸- مدل جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو

تاکنون فرآیندهای گوناگونی برای نفوذ و جایگیری توده‌های نفوذی پیشنهاد شده است که از مهمترین آنها می‌توان به بالن شدگی (رمزی، ۱۹۸۹)، دیاپیریسم (استفانسون و جانسون، ۱۹۷۶)، دایک شدگی (کلمنز و ماور، ۱۹۹۲) و عملکرد پهنه‌های برشی هوتن (۱۹۸۸)، کاسترو (۱۹۸۶) و روزنبرگ (۲۰۰۴) اشاره نمود. با توجه به اینکه توده گرانیتوئیدی چالو در نقشه زمین شناسی رخنمون دایره‌ای- بیضی شکل نداشته، منطقه‌بندی ترکیبی و الگوی فابریک مغناطیسی آن متحدالمرکز نیست و سنگهای میزبان را نیز به صورت عمودی جابه‌جا نکرده است کاملاً بدیهی است که نمی‌توانسته از طریق صعود دیاپیری و یا بالونینگ جایگیری نموده باشد. مدل پیشنهادی برای جایگیری این توده می‌بایستی پاسخگوی ویژگی‌هایی چون شکل کلی توده، موقعیت پهنه‌های برشی راستالغز موجود مشاهده شده در حاشیه شمالی واحد موزودیوریتی، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک کشیده در محل همبری واحدهای اصلی تشکیل دهنده توده نفوذی و از همه مهمتر الگوهای فابریک مغناطیسی و ریزساختی آن باشد.

با توجه به مطالعات صحرایی، پتروگرافی و فابریک مغناطیسی به نظر می‌رسد توده نفوذی چالو از به هم پیوستن دو پالس ماگمایی جداگانه بوجود آمده است. اگر چه ارزیابی مراحل تکاملی توده‌های نفوذی که به صورت همزمان تزریق شده‌اند وظیفه دشواری است اما در این راستا تقدم و تاخر و زمان نسبی بین جایگیری بسته‌های ماگمایی متفاوت و تکتونیک حاکم بر منطقه سوالات مهمی هستند که باید به آنها پاسخ داده شود. علاوه بر خصوصیات پتروگرافی و همچنین بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی و حتی درصد ناهمسانگردی مشابهی که در این دو واحد وجود دارد، چنانچه بخواهیم تکامل گرانیات مزبور را بر مبنای بسته‌های ماگمایی متفاوت توجیه نماییم در ابتدا زمان نسبی و سازوکار جایگیری هر یک از آنها باید به دقت بررسی گردد. در این راستا از سایر اختلافات مشاهده شده در مقادیر Km، P% الگوهای خطوارگی و برگوارگی و همچنین مطالعات ریزساختی استفاده شده است. یادآوری می‌گردد که واحد کوارتزدیوریتی اندکی تفریق یافته‌تر از موزودیوریت است و بدون شک از نظر

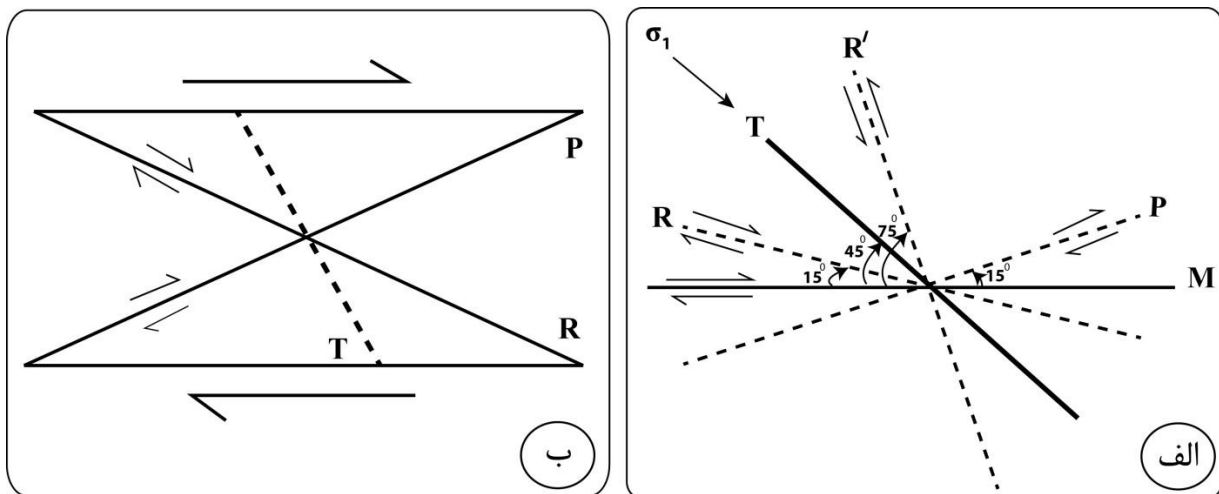
ژنتیکی به آن وابسته است (خواجه‌زاده، ۱۳۸۸).

با توجه به توازی مشاهده شده بین جهت روند خطوارگی و امتداد برگوارگی با حاشیه توده در واحد مونزودیوریتی (قلمرو A) و همچنین ترکیب اندکی مافیک‌تر آن در مقایسه با واحد کوارتزدیوریتی به نظر می‌رسد که این واحد در امتداد بازشدگی کششی راستالغز یک زون برشی جایگیری نموده باشد (شکل ۴-۲۴). جهت این برش از روی الگوی خطوارگی و برگوارگی و همچنین بلورهای فلدسپار ماهی شکل که در شمال این واحد مشاهده شده است تعیین شده است (شکل‌های ۴-۲۰ و ۲-۷). همانطور که قبلاً نیز اشاره شد زون‌های تغذیه کننده که در مرکز این واحد قرار دارند در واقع بازشدگی‌های کششی بوده‌اند که در قاعده پوسته شکننده تشکیل شده و به عنوان کانالی برای عبور ماگما عمل کرده‌اند. ماگما، از طریق زون برشی و سیستم گسل پوسته میانی و عوارض کششی در قسمت بالایی پوسته جایگیری می‌کند. نتیجه اینکه زون برشی، با ایجاد یک باز شدگی سیگموئیدال باعث کنترل، مهاجرت، صعود و جایگیری ماگمای گرانیتوئید می‌شود (شکل ۴-۲۱). مهاجرت ماگما از طریق مناطق برش با جابه جایی مداوم (مناطق کشش به تدریج به مناطق فشارش تغییر می‌یابد) با نیروی افزوده رانش به طور کلی به سمت بالای پوسته حرکت می‌کند.



شکل ۴-۲۱- طرح شماتیک و پلکانی از شکاف‌های کششی در زون‌های برشی، مراحل ۱ تا ۴ حاکی از پیشرفت شکاف‌های کششی در زون‌های برشی می‌باشد (محجل و فرگوسن، ۲۰۰۰).

در واقع در در یک پهنه برشی، امتداد کشیده توده با مرز پهنه برشی زاویه ۴۵ درجه می‌سازد و در جهت عمود بر پهنه برشی، بازشدگی‌های کششی^۴ ایجاد می‌شود، که محور تنش اصلی بیشینه با آن‌ها موازی، و محور تنش کمینه بر آن‌ها عمود است. این بازشدگی‌ها، می‌تواند محل مناسبی برای ورود ماگما و در نهایت جایگیری واحد مونزودیوریت باشد. (شکل ۴-۲۲). در فصل ۲ جدول ۲-۲ ویژگی هر یک از شکستگی‌های سیستماتیک T, P, R, R' مربوط به پهنه برشی آورده شده است.

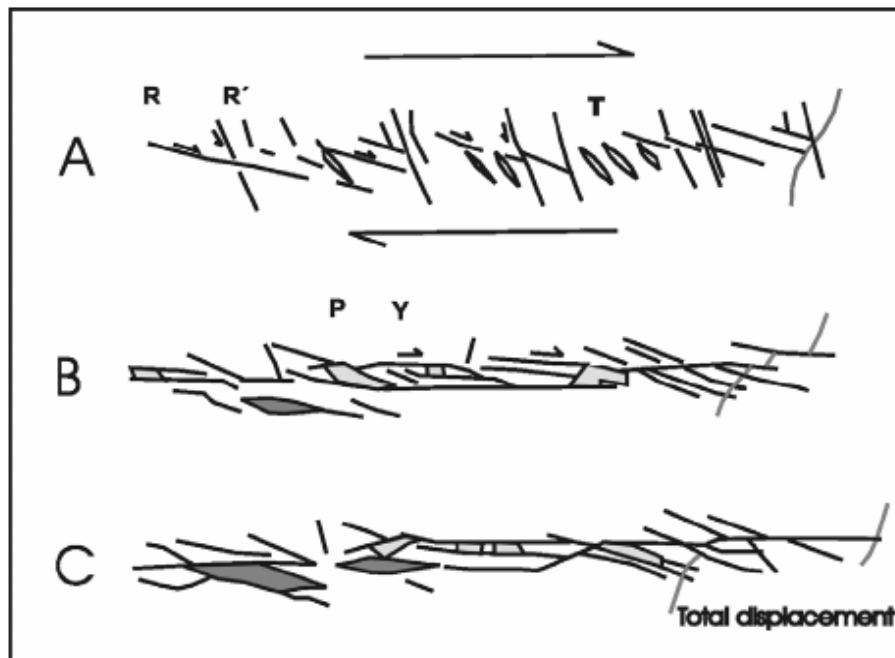


شکل ۴-۲۲- الف) آرایش انواع درزه‌ها نسبت به جهت محور تنش اصلی بیشینه و شکستگی اصلی پدیدآورنده آن‌ها (M). خط چین‌ها نشان دهنده شکستگی‌های ریدل (R) هستند که در آن مقدار جابه جایی برشی، همساز با سوی برش شکستگی اصلی (M) است (قاسمی، ۱۳۸۷؛ ب) نمایش ایجاد بازشدگی کششی (T) در جهت عمود بر برش همساز با سوی برش شکستگی اصلی (R) و ایجاد شکستگی‌های (P) که پس از شکستگی‌های نوع (R) تشکیل می‌شود. (لوگان^۵ و همکاران، ۱۹۷۹).

از طرفی با در نظر گرفتن الگوهای فابریک مغناطیسی در نیمه غربی این پلوتون به نظر می‌رسد واحد کوارتزیدیوریتی (قلمرو B) به صورت یک پلوتون مجزا تزریق شده و به دور از زون تغذیه کننده اصلی در امتداد شکستگی‌های برشی هم‌سو با حرکت گسل (P)، که با زاویه ۱۵ درجه نسبت به دیواره گسل توسعه یافته‌اند از شرق به غرب جریان یافته و به صورت دال مانند جایگیری نموده است. در واقع این شکستگی‌ها پس از تشکیل شکستگی‌های نوع R (شکستگی‌های برشی هم‌سو با سوی برش شکستگی

4 -Tensional gash
5- Logan et al.

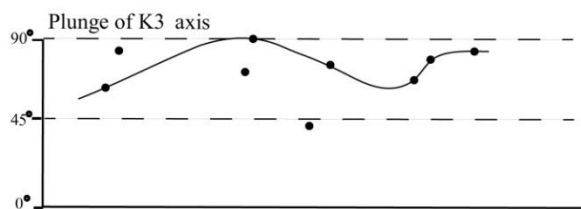
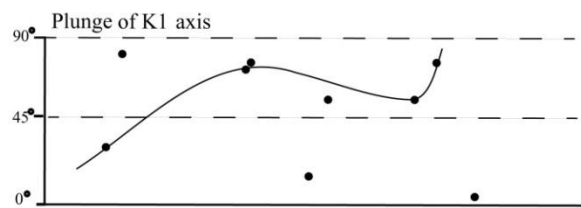
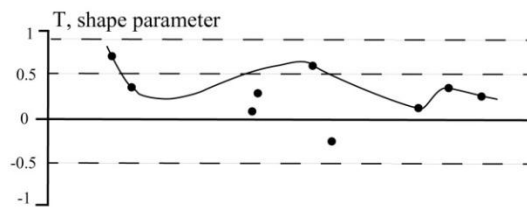
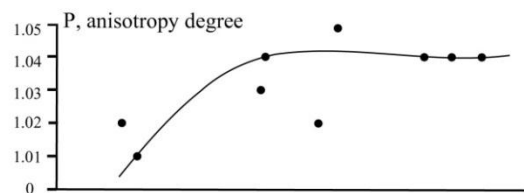
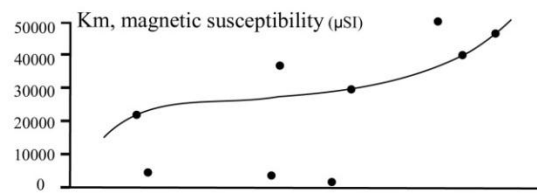
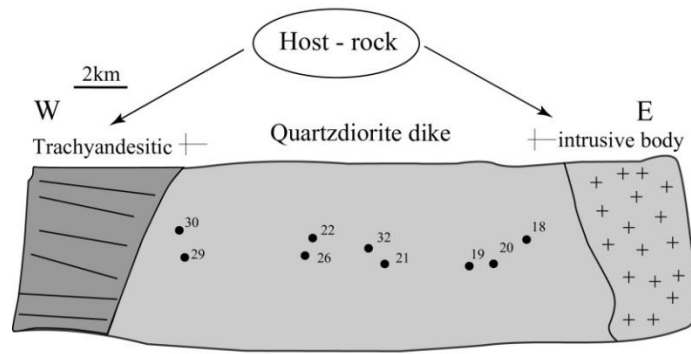
اصلی) و در ادامه عملکرد زون برشی و با زاویه میانگین ۳۰ درجه نسبت به آن ایجاد می‌شوند. حضور انکلاوهای میکروگرانولار کشیده در مونزودیوریت‌ها در محل همبری با کوارتزیدیوریت نشان می‌دهد که احتمالاً این حادثه همزمان یا اندکی بعد از تزریق پلوتون مجاور اتفاق افتاده است. الگوی برگوارگی و خطوارگی مشاهده شده در این واحد با الگوی جایگیری دایک مطابقت می‌نماید. در شکل زیر نحوه تشکیل و تکامل شکستگی‌های مرتبط با زون برشی که فضا را برای تزریق و در نهایت جایگیری توده نفوذی چالو، ایجاد کرده است به نمایش در آمده است.



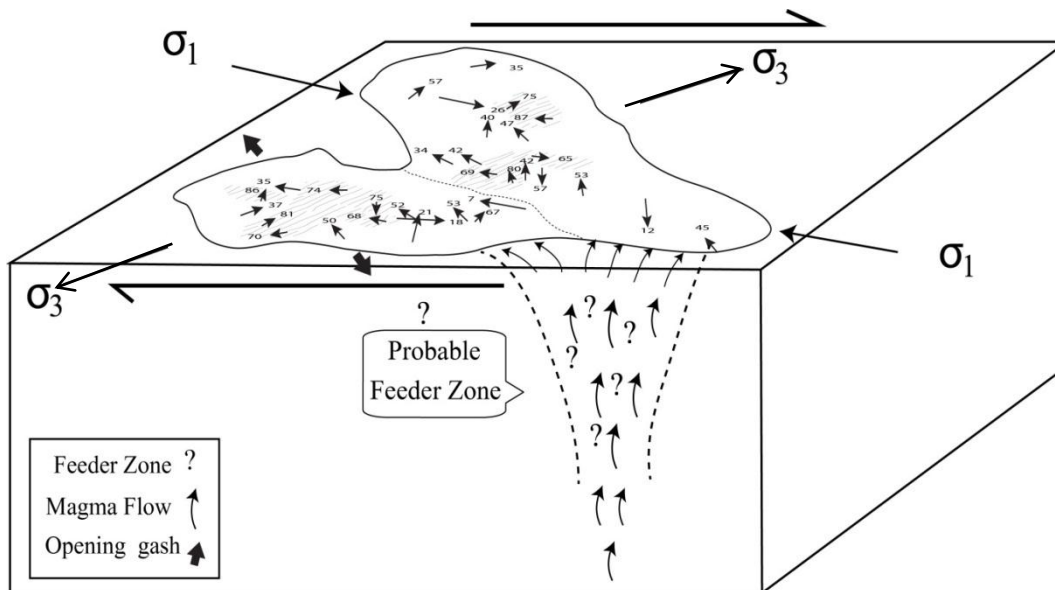
شکل ۴-۲۳- نمایش شماتیک از گسترش گسل‌ها در یک زون راستالغز تشکیل شده به وسیله مکانیزم برش ریدل؛ (A) در مرحله اول در یک زون برشی، انواع شکستگی‌های هم‌سو با حرکت گسل (R) و (R') و باز شدگی کششی T ایجاد می‌شود. این باز شدگی می‌تواند مسیری برای عبور ماگما و جایگیری واحد مونزودیوریتی باشد؛ (B) در مرحله بعد، با ادامه روند زون برشی شکستگی‌های نوع P شروع به باز شدن و نسبت به زون برشی حالت دال مانند پیدا می‌کند این نوع شکستگی‌ها محلی برای جایگیری واحد کوارتزیدیوریتی می‌باشد؛ (C) مرحله گسترش و بلوغ زون برشی از بهم پیوستن شکستگی‌های کوچک (سینگور، ۱۹۹۵).

تاکنون مطالعات AMS بسیاری در مورد توده‌های نفوذی که از طریق دایک تزریق می‌شوند صورت گرفته و فابریک‌های داخلی آن‌ها ارزیابی شده است. زون‌های برشی می‌توانند مسئول بالا آمدن ماگما و جایگیری توده‌های نفوذی با حجم متوسط مانند توده‌های نفوذی دایکی شکل - دایک‌ها و توده‌های کوچک باشند (بوشه، ۱۹۹۷). بر اساس مطالعات کنون تاپیا و آلوار (۲۰۰۴) دو نوع الگوی فابریک عادی و معکوس در دایک‌ها شناسایی شده است. تقریباً ۸۸ درصد دایک‌ها دارای فابریک عادی هستند که در آن‌ها محور K_1 به موازات جهت جریان ماگمایی و K_3 عمود بر دیواره دایک می‌باشد. در فابریک‌های غیر عادی جای این محورها عوض می‌شود. تعداد کمی از دایک‌ها دارای جهت‌یابی الگوهای فابریکی متفاوتی می‌باشند که مکانیسم‌های متعددی برای توجیه روند آن‌ها ارائه شده است. از این میان می‌توان به توسعه فابریک ثانوی بر روی فابریک اولیه که در طی جایگیری بوجود آمده است؛ همرفت ماگما؛ فعالیت مجدد جریان ماگما؛ صعود حباب‌ها و یا نشست ثقلی کانی‌ها، استرس‌های تکتونیکی، برش و یا رشد کانی‌های ماگمایی عمود بر دیواره دایک بعد از جایگیری کامل ماگما اشاره نمود (برای مثال پارک و همکاران، ۱۹۸۸؛ هرودا و همکاران، ۲۰۰۲). همچنین هر تغییری در ساختار منیتیت نیز می‌تواند موجب تغییر در موقعیت محورهای K_1 و K_3 مغناطیسی نسبت به صفحه تزریق شود. در اینجا می‌توان به تاثیر دگرسانی گرمایی بر روی بلورهای منیتیت و متعاقباً تغییر در فابریک مغناطیسی برخی از ایستگاه‌ها در توده نفوذی چالو اشاره نمود. در این موارد هر سه محور اصلی پذیرفتاری مغناطیسی جهت خودشان را با توجه به جهت جریان، همگام با افزایش دگرشکلی تغییر می‌دهند. این موضوع می‌تواند منشأ پیچیدگی الگوهای فابریک که فرض می‌شود جهت محورهای AMS درون یک دایک یا جریان گدازه ثابت است توضیح دهد (کنون تاپیا و آلوارز، ۲۰۰۴). نکته مهم در بررسی فابریک حاصل از جایگیری دایک‌ها، بررسی و مقایسه الگوهای حاصل از فابریک مغناطیسی و جهت جریان ماگمایی با استفاده از کانی‌های تخته‌ای (همانند پلاژیوکلازها) می‌باشد. ساخت‌هایی مانند خطوارگی‌های ماکروسکوپی در صحرا و مقاطع نازک در حاشیه دایک‌ها، همانند یک شاخص یا مقیاس هستند (پولند و همکاران، ۲۰۰۴). در مناطق حاشیه‌ای واحد کوارتز دیوریت، جهت

یافتگی ضعیف ولی قابل ملاحظه‌ای در کانی‌های فلدسپار مشاهده می‌شود که در صحرا و مقاطع نازک به خوبی دیده می‌شود (شکل‌های ۲-۳ د و شکل ۳-۹). از آنجا که فابریک‌های ثبت شده در این توده اکثراً ماگمایی بوده و دگرشکلی ناحیه‌ای را ثبت نکرده است، می‌توان ادعا نمود که جهت‌یابی بلورهای پلاژیوکلاز در واحد کوارتز دیوریتی که بافت تراکیتوئیدی را به نمایش می‌گذارند معرف جهت جریان ماگمایی در این دایک می‌باشند. به نظر می‌رسد این جهت یافتگی در هنگام جایگزینی زمانی که هنوز قسمت قابل توجهی از توده نفوذی به حالت مذاب بوده تشکیل شده است. لازم به توضیح است که این بافت در تمامی ایستگاه‌های حاشیه جنوبی که می‌تواند دیواره اصلی دایک در نظر گرفته شود گسترش یافته است. شکل ۴-۲۴ مقطع عرضی این واحد دایکی را نشان می‌دهد که در امتداد آن تغییرات پارامترهای مختلف ترسیم شده است. کاهش مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی از شرق به غرب این نیمرخ صرفنظر از نمونه‌های دگرسان شده، دور بودن نمونه‌های سنگی از محل تغذیه (و احتمالاً اندکی تبلور تفریقی بیشتر) را نشان می‌دهد. کاهش درجه ناهمسانگردی از شرق به غرب می‌تواند به دلیل الگوی دایره‌ای شکل خطوارگی در حاشیه غربی باشد که معرف چرخش محور تقارن بلورهای منیتیت بیضوی شکل شناور در ماگمای در حال حرکت است. مقادیر T مثبت در تمام مقطع موجود در شکل نشان می‌دهد که محور کشیده بیضوی مغناطیسی و در نتیجه بلورهای منیتیت عمود بر جهت جریان ماگما بوده و محور طویل آن به موازات دیواره دایک است که از فابریک‌های مغناطیسی غیر عادی دایک‌ها تبعیت نموده است. مقادیر K_1 و K_3 در مرکز دایک با شیب بیشتری همراه بوده است. شکل ۴-۲۵ نحوه تشکیل این توده نفوذی و به هم پیوستن سیستم‌های مختلف ماگمایی را با توجه به جهات محورهای σ_1 و σ_3 و شکستگی‌های نوع P در یک زون برشی راستگرد نشان می‌دهد.



شکل ۴-۲۴- مقطع عرضی واحد سنگی کوارتز دیوریتی، که تغییرات پارامترهای مختلف مغناطیسی در امتداد آن نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود مقادیر پارامترهای P و Km از شرق به غرب منطقه کاهش یافته است. مقادیر K_1 و K_3 در مرکز شیب بیشتری دارد.



شکل ۴-۲۵- مدل پیشنهادی برای جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو. در مرحله اول واحد مونوزودیوریتی به واسطه بازشدگی کششی در یک زون برشی راستالغز جایگیری نموده است. همزمان یا اندکی پس از آن واحد کوارتزدیوریتی در یک ساختار دایکی که به نظر می‌رسد در امتداد شکستگی‌های نوع p حاصل از زون برشی بوجود آمده باشد تزریق شده است.

فصل پنجم

خلاصه و نتیجه گیری

۵-۱- نتیجه گیری

توده گرانیتوئیدی چالو با وسعت تقریبی ۱۰ کیلومتر مربع، در پهنه ساختاری ایران مرکزی و جنوب شرق شهرستان دامغان واقع شده است. در محل تماس این توده با سنگ‌های آتشفشانی و آهک‌ها، کانی‌زایی آهن به صورت هماتیت صورت گرفته است. بر اساس کلیه شواهد صحرایی، پتروگرافی و داده‌های مغناطیسی دو واحد اصلی در این توده گرانیتوئیدی تشخیص داده شده است که شامل مونزودیوریت و کوارتزیدیوریت می باشد.

واحد مونزودیوریتی بزرگترین واحد تشکیل دهنده توده گرانیتوئیدی چالو می‌باشد. از ویژگی‌های بارز این واحد در صحرا، می‌توان به رنگ خاکستری تیره مایل به سبز، دگرسانی پروپلیتی و وجود انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در این سنگ‌ها اشاره کرد. علاوه بر آن زینولیت‌هایی از سنگ میزبان نیز در آن‌ها قابل مشاهده است. در شکستگی‌های این سنگ‌ها، یکسری دایک پورفیریتی با ماهیت غالب آندزیت تزریق شده است. روند دایک‌ها با شکستگی‌های ایجاد شده در این منطقه همخوانی دارد و اکثر دایک‌ها در امتداد شکستگی‌های کششی مشاهده می‌شوند. این فرآیند به همراه وجود گسل‌های عادی موجود در منطقه، بیانگر حاکم بودن رژیم کششی در آن‌ها می‌باشد. مطالعات پتروگرافی صورت گرفته در مونزودیوریت‌ها نشان می‌دهد که بافت پورفیروئیدی از بافت‌های غالب در این واحدسنگی است. بافت‌های میرمکیتی، گرافیکی و پوئی‌کلیتیک و پرتیتی از دیگر بافت‌های مشاهده شده در این واحد می‌باشد. بر اساس مطالعات پتروگرافی و رده‌بندی گیل (۲۰۱۰)، به طور کلی در تمام نمونه‌های سالم و دگرسان شده، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، هورنبلند، بیوتیت کانی‌های اساسی، پیروکسن و کوارتز کانی‌های شاخص و آپاتیت، منیتیت و اسفن کانی‌های فرعی تشکیل دهنده این سنگ‌ها هستند. کانی منیتیت به صورت شکل‌دار و بعضاً بدون شکل و در زمینه پراکنده‌اند به نظر می‌رسد تعدادی از آن‌ها اولیه (شکل‌دار) و تعدادی حاصل دگرسانی کانی‌های فرومنیزیمی از قبل موجود از قبیل پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت باشد که گاهاً جانشین کانی‌های فرومنیزین شده است.

واحد کوارتز دیوریتی در مقایسه با مونزودیوریت‌ها دارای رنگ روشن‌تری بوده و از لحاظ بلوری دانه درشت‌ترند. این سنگ‌ها به رنگ خاکستری روشن تا سفید دیده می‌شود و رنگ روشن‌تر آن‌ها به دلیل حضور فراوان کانی‌های فلسیک از جمله کوارتز و پلاژیوکلاز و کاهش در مقدار کانی‌های مافیک است. این سنگ‌ها در صحرا، دارای ساخت جریانی است به طوری که جهت‌یافتگی بلورهای پلاژیوکلاز بر سطح این سنگ‌ها، به راحتی قابل مشاهده است. بر اساس مطالعات پتروگرافی انجام شده، بافت تراکیتوئیدی به ویژه در بخش‌های حاشیه‌ای توده از بافت‌های شاخص در این سنگ‌ها می‌باشد. علاوه بر آن بافت پوئی کلیتیک نیز به صورت ادخال‌هایی از کانی آپاتیت در داخل بلورهای فلدسپار دیده می‌شود. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند کانی‌های اساسی، کوارتز، ارتوکلاز، و پیروکسن مهمترین کانی‌های شاخص و آپاتیت و منیتیت و اسفن از کانی‌های فرعی تشکیل دهنده آن‌ها می‌باشند.

۵-۲- دگرسانی‌های موجود در توده گرانیتوئیدی چالو

پهنه‌های دگرسانی معمولاً بر اساس یک یا چند کانی مهم تفکیک می‌شوند. به طور کلی در توده گرانیتوئیدی چالو، دو فاز دگرسانی منطبق با دو واحد سنگی سازنده این توده قابل شناسایی‌اند.

دگرسانی پروپلیتیک در توده نفوذی چالو، معمولاً با رنگ سبز خودنمایی می‌کند زیرا کانی‌های جدیدی که در طی این دگرسانی تشکیل می‌شوند معمولاً اغلب شامل کلریت، اکتینولیت و اپیدوت می‌باشند. این مجموعه کانیایی اغلب از تجزیه ترکیبات آهن‌دار مانند بیوتیت، آمفیبول یا پیروکسن حاصل می‌شوند. در توده گرانیتوئیدی چالو، این دگرسانی به صورت فراگیر در کل توده و با شدت بیشتری در واحد مونزودیوریتی روی داده است که به نظر می‌رسد ناشی از ریز شکاف‌های ایجاد شده به علت تغییر شکل شکننده در هنگام سرد شدن توده نفوذی بوده است. پلاژیوکلازهای موجود در مقاطع به علت فرآیند دگرسانی به سرسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند. همچنین در این نوع دگرسانی، بیشتر بیوتیت‌ها به کلریت (سبزنگ) تجزیه شده‌اند. این دگرسانی علاوه بر کاهش در اندازه منیتیت

ماگمایی، باعث تشکیل منیتت های ثانویه در اثر جانشینی بخشی یا کامل کانی های فرومنیزین از قبل موجود (بیوتیت و آمفیبول) شده است.

دگرسانی آرژیلیک به صورت محلی مشاهده می شود. بر اساس بررسی های پتروگرافی شدت دگرسانی آرژیلیتی در بخش های جنوب غرب منطقه بیشتر است. در نتیجه این دگرسانی پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپارها به کانی های رسی تبدیل می شوند به طوری که فقط آثاری از بافت اولیه کانی ها قابل مشاهده است. این نوع دگرسانی با کاهش شدید در اندازه و مقدار منیتیت و هماتیتی شدن شدید در نمونه های برداشت شده در نزدیکی آنها تشخیص داده می شوند. اکسیداسیون منیتیت به هماتیت در زیر میکروسکوپ به صورت جانشینی با هسته هایی از منیتیت باقی مانده، قابل مشاهده است به نظر می رسد این نوع دگرسانی پس از جایگیری توده و ناشی از عملکرد گسل های بزرگ در منطقه و فعالیت سیالات گرمایی در امتداد آنها می باشد.

۵-۳- سازوکار جایگیری

- پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) محاسبه شده در نمونه های مورد مطالعه توده گرانیتوئیدی چالو، بین ($318 \mu SI$ تا $58970 \mu SI$) تغییر می کند (جدول ۴-۲). بررسی های فابریک مغناطیسی، پتروگرافی و ترمومغناطیسی در ۳۲ نمونه مورد مطالعه از توده چالو نشان می دهد که این توده در ابتدا از نظر کانی مغناطیسی همگن بوده اند. حامل مغناطیس اولیه در آنها منیتیت بوده است که به صورت خودشکل در اندازه های ۱۰ تا ۸۰ میکرومتر مشاهده می شود. مطالعات نشان می دهد تنها ۳۸٪ از نمونه ها، ترکیب اولیه کانی شناسی مغناطیسی را بدون تغییر در محتوی منیتیت ماگمایی حفظ کرده اند ($39052 \mu SI$). نمونه های باقی مانده، با همان ترکیب اولیه در معرض دگرسانی های متفاوت قرار گرفته اند و دچار تغییر شده اند. برخی از آنها به دلیل تشکیل منیتیت ثانویه حاصل از دگرسانی کانی های فرومنیزین، با افزایش در مقادیر پذیرفتار مغناطیسی همراه بوده اند. این رخداد بیشتر با دگرسانی نوع پروپیلیتی مطابقت می کند. نمونه های باقی مانده به

دلیل دگرسانی آرژیلیتی باعث کاهش در مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی شده است. این کاهش با تبدیل کانی‌های منیتیت (حامل اصلی پذیرفتاری در توده چالو می باشد) به هماتیت صورت گرفته است و در ۲ ایستگاه به دلیل دگرسانی شدیدتر با حذف کامل منیتیت، همراه بوده است. به طور کلی متوسط مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین اندازه گیری شده (Km، برحسب μSI) در موزودیوریت‌ها و کوارتزیدیوریت‌های سالم، به ترتیب ۴۲۰۷۸۶ و ۳۶۰۲ بوده که با کاهش در مقدار کانی‌های مافیک در کوارتزیدیوریت‌ها مطابقت دارد. چنین سنگ‌هایی با مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی بالا به گرانیتوئیدهای سری منیتیت‌دار ایشیهارا (۱۹۷۷) تعلق دارند و به عنوان گرانیتوئیدهای فرومغناطیس در نظر گرفته می‌شوند که با گرانیتوئیدهای تیپ I (حضور کانی‌های منیتیت، هورنبلند و بیوتیت) چاپل و وایت همخوانی دارد.

- توزیع کلی پارامتر (P%) در کلیه ایستگاهها نشان می‌دهد که کمترین درصد ناهمسانگردی متعلق به ایستگاه ۲۹ با مقدار ۱ درصد می‌باشد. این ایستگاه در اثر دگرسانی آرژیلیتی با کاهش در پذیرفتاری مغناطیسی نیز همراه بوده است. بالاترین درصد ناهمسانگردی (P%) در بخش حاشیه واحد کوارتزیدیوریتی با مقدار ۹ درصد مشاهده می‌گردد که از نوع نمونه‌های سالم این واحد محسوب می‌شود.

- بررسی مقادیر پارامتر شکل (T) نشان می‌دهد که اکثر نمونه‌ها، دارای مقادیر T مثبت بوده و بیضوی مغناطیسی آن‌ها کلوجه‌ای شکل می‌باشد. از ۳۲ ایستگاه مغزه‌برداری شده، تعداد ۱۰ ایستگاه دارای مقادیر منفی می‌باشند که اکثراً مربوط به بخش‌های مرکزی و نیمه جنوبی واحد موزودیوریتی است و بیانگر بیضوی‌های دوکی شکل یا کشیده و زون‌های تغذیه کننده ماگمایی می‌باشد. لازم به ذکر است اکثر نمونه‌های سالم دارای مقادیر T مثبت (صفحه‌ای) هستند و نمونه‌های دگرسان شده تلفیقی از بیضوی‌های صفحه‌ای و دوکی شکل را نشان می‌دهند.

- جالب توجه اینکه، در نمونه‌های دگرسان شده مقادیر K_1 ، K_2 و K_3 در استریوگرام‌ها، پراکنده‌ترند و در نمونه‌های سالم با میزان پراکندگی پایینی مشاهده می‌شود (شکل ۴-۸ و ۵-۱).

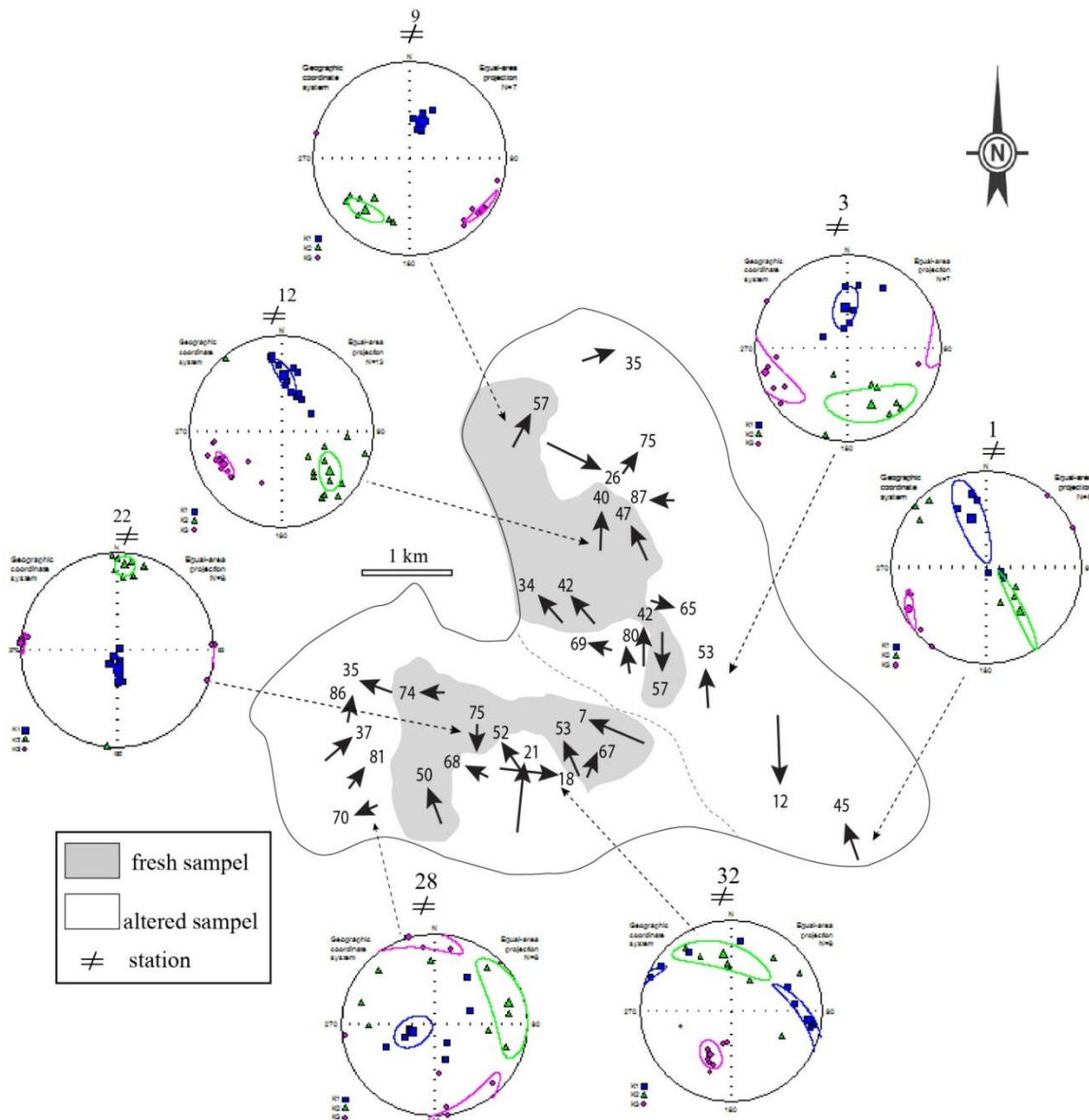
- با بررسی ریزساخت‌ها و فابریک‌های ماگمایی موجود در مقاطع نازک توده گرانیتوئیدی چالو، تنها در یک ایستگاه وجود میرمکیت به صورت نامتقارن در حاشیه فلدسپارها حاکی از مرز تحول از ماگمایی به دگرشکلی جامد دمای بالا می‌باشد. به غیر از ایستگاه مذکور، شواهدی از ریزساخت غیر ماگمایی مشاهده نشده است و تمامی ریزساخت‌های موجود در توده گرانیتوئیدی چالو به نوع ماگمایی تعلق دارند. وجود ریزساخت‌های ماگمایی در توده چالو، تداعی کننده این مطلب است که سهم مذاب در هنگام جایگیری توده بالا بوده و یا جایگیری آن پس از تنش‌های تکتونیکی صورت گرفته است.

- با توجه به روند خطواره‌ها و امتداد برگوارگی مغناطیسی و در نظر گرفتن سایر پارامترها از جمله مشاهدات صحرایی، پتروگرافی، ریزساختاری و ترکیب سنگ‌شناسی، توده گرانیتوئیدی چالو را می‌توان به دو قلمرو اصلی A و B تفکیک نمود که به ترتیب با نیمه شرقی و غربی توده نفوذی مطابقت می‌نماید (شکل ۴-۲۰).

- شیب خطواره‌ها و برگواره‌های مغناطیسی در قلمروهای توده گرانیتوئیدی چالو نشان می‌دهد که برگواره‌های مغناطیسی دارای شیب زیادی هستند. این خصوصیت در مرکز قلمرو A بارزتر است و با مناطق تغذیه کننده ماگمایی مطابقت می‌نماید. این قلمرو دارای ترکیب مونزودیوریتی و مافیک‌تری نسبت به سایر بخش‌های این توده نفوذی هستند و از نظر ترکیبی به مناطق منشاء نزدیک‌تر است. این قلمرو را میتوان اولین مناطقی در نظر گرفت که در آن ماگما نفوذ کرده است.

- با توجه به بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی، فابریک‌های مغناطیسی و وضعیت ساختاری تکتونیکی حاکم بر توده گرانیتوئیدی چالو، مدل پیشنهادی برای جایگیری این توده می‌بایستی پاسخگوی ویژگی‌هایی چون شکل کلی توده، موقعیت پهنه‌های برشی راستالغز موجود مشاهده شده در حاشیه شمالی واحد مونزودیوریتی، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک کشیده در محل همبری واحدهای اصلی تشکیل دهنده توده نفوذی و از همه مهمتر الگوهای فابریک مغناطیسی و

ریزساختی آن باشد. مدل تکتونیکی که برای جایگیری این توده پیشنهاد شده است، نشان می‌دهد توده نفوذی چالو از به هم پیوستن دو پالس ماگمایی جداگانه بوجود آمده است و پلوتون مزبور در دو مرحله و با دو سازوکار متفاوت جایگیری نموده است. واحد مونزودیوریتی با بافت غالب پورفیروئیدی و الگوهای خطوارگی و برگوارگی شمال- جنوبی موازی با حاشیه توده در امتداد بازشدگی‌های کششی یک زون برشی راستالغز جایگیری و واحد کوارتزدیوریتی همزمان یا اندکی بعد از واحد مونزودیوریتی به صورت دایک جایگیری نموده است. الگوی فابریک مغناطیسی و همچنین کلوجه‌ای بودن شکل بیضوی مغناطیسی همراه با بافت غالب تراکیتوئیدی در این واحد با الگوی فابریک غیر عادی در دایک‌ها مطابقت نموده و جهت‌گیری کانی پلاژیوکلاز جهت جریان ماگما را نشان می‌دهد.



۵-۱- نقشه خطوارگی مغناطیسی ترسیم شده به همراه نحوه توزیع پارامترهای مغناطیسی بر سطح استریوگرام‌ها. همانطور که مشاهده می‌شود پارامترهای مغناطیسی پراکندگی بیشتری در نمونه‌های دگرسان شده دارند.

پیشنهادات

پژوهش حاضر می‌تواند نمایانگر بخش کوچکی از نحوه سازوکار جایگیری توده‌های نفوذی نیمه عمیق ائوسن در کمربند ماگمایی ترود- چاه شیرین باشد که در امتداد بازشدگی‌های کششی و شکستگی‌های حاصل از عملکرد پهنه برشی در این منطقه باشد. یقیناً این تحقیق نمی‌تواند به طور کامل نمایانگر کلیه وقایع روی داده و سازوکار جایگیری سایر توده‌های نفوذی نیمه عمیق رخنمون یافته در این نوار ماگمایی باشد. اما به جرأت می‌توان گفت گوشه‌ای از حوادث روی داده در این پهنه برشی رمزگشایی شد و در اختیار علاقه‌مندان به این روش (AMS) قرار گرفت تا سرآغازی برای مطالعات دقیق‌تر و جامع‌تر برای دانشجویان و محققین علاقه‌مند به این رشته باشد. امید است که در آینده گام‌های استوارتری در این زمینه برداشته شود. از این رو پیشنهاد می‌شود:

- بررسی سازوکار جایگیری سایر توده‌های نفوذی نیمه عمیق مشابه در مجموعه ماگمایی ترود- چاه شیرین با استفاده از روش AMS، به منظور شناخت و درک بهتر حوادث روی داده در این مقطع زمانی از پهنه ایران مرکزی.
- ارائه یک چهارچوب اساسی در آینده، جهت تشخیص پهنه‌های دگرسان به کمک مطالعات مغناطیسی در برنامه‌های اکتشاف و استخراج معادن.
- انجام تجزیه‌های ایزوتوپی به منظور تعیین سن و منشأ دقیق‌تر سنگ‌های مورد مطالعه، به علاوه ایجاد ارتباط زمانی بهتر بین زمان جایگیری توده‌ها در داخل سنگ میزبان خود و یا زمان رویداد فعالیت‌های آتشفشانی در منطقه.
- مطالعه دقیق‌تر سنگ‌های منطقه به منظور شناخت بهتر محیط‌های تکتونیکی این دوره از ایران مرکزی.
- بررسی دقیق‌تر مطالعات صحرایی، پتروگرافی سنگ‌ها و شیمی کانی‌ها به منظور تشخیص دخالت فرآیند اختلاط ماگمایی در منشاء سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.
- بررسی اصولی و دقیق‌تر کانی‌زایی اسکارن آهن چالو و توده نفوذی مرتبط با آن، با استفاده از آنالیز ژئوشیمیایی.

پوست

جدول ۱- داده‌های موقعیت جغرافیایی و شیب و امتداد مغزه‌های برداشت در هر ایستگاه.

Name	Km	Pj	T	K1d	K1i	K2d	K2i	K3d	K3i
CHP1A1	21604.26	1.057	-0.589	333.8	31.5	159	58.4	65.2	2.3
CHP1A2	19949.83	1.065	-0.078	351.1	29.8	137.1	55.4	251.6	16
CHP1A3	17574.85	1.058	0.256	347.9	22.8	125.6	60.4	250.1	17.8
CHP1B1	44416.03	1.029	0.044	120.3	73.8	305.3	16.1	214.9	1.3
CHP1B2	43355.86	1.037	-0.036	169.3	86.3	310.1	2.9	40.2	2.3
CHP1B3	30933.63833	1.03	0.088	102.4	78.2	318.5	9.6	227.3	6.9
CHP2A1	26168.14	1.028	0.373	12	7.7	129.2	73.6	280	14.4
CHP2A2	27629.52	1.028	-0.346	178.5	8.3	77.5	52.4	274.6	36.4
CHP2A3	30932.98	1.032	-0.468	189.4	18.1	72.4	54.2	290.1	29.7
CHP2B1	26464.43	1.028	-0.688	176.1	13.4	71.3	47.2	277.5	39.8
CHP2B2	30329.71	1.029	0.02	181.5	11	83.6	35.3	286.2	52.5
CHP2B3	29710.02	1.04	-0.224	171.9	24.8	52.2	47	279	32.5
CHP2B4	25672.03	1.033	-0.337	181.9	5.1	87.2	42.5	277.4	47.1
CHP3A1	28529.84	1.032	0.352	8.6	56	138.4	23.4	239.1	23.2
CHP3A2	25589.64	1.029	-0.052	2.6	67.3	147.7	18.9	241.9	12
CHP3A3	24690.81	1.034	0.194	345.8	71.6	138.5	16.4	230.9	8
CHP3A4	24361	1.032	0.371	295.2	65	195	4.7	102.8	24.5
CHP3B1	25754.85	1.011	-0.568	29.8	26.9	209.1	63.1	299.6	0.3
CHP3B2	29816.01	1.025	-0.65	356.8	34.2	147.7	52.1	256.8	14.3
CHP3B3	29560.66	1.017	-0.159	9.1	32.8	143.5	47.3	262.4	24
CHP4A1	36198.13	1.021	-0.096	206.8	60.3	23.8	29.7	114.5	1.3
CHP4A2	37056.32	1.024	-0.027	205.7	59.3	5.2	29.1	100.2	9
CHP4A3	35443.23	1.019	0.021	193	52.2	30.8	36.4	294.3	8.7
CHP4A4	35046.57	1.022	0.159	194.1	65.6	18.7	24.3	288	1.7
CHP4B1	35899.23	1.027	0.271	153.1	63.5	358.2	24.3	263.6	10
CHP4B3	33183.88	1.023	0.013	180.3	48.6	18.4	40	280.7	9.1
CHP4B2	36442.84	1.025	0.028	170.2	42.9	34.4	37.6	284.5	23.9
CHP5A1	5224.525	1.037	0.279	72.3	75.2	171.7	2.5	262.4	14.6
CHP5A2	3544.562	1.049	0.492	55.3	18.6	152.7	20.9	287.2	61.4
CHP5A3	2255.989	1.038	0.088	141.5	73.3	342	15.7	250.5	5.6
CHP5A4	1900.616	1.063	0.282	98.2	59.6	340.8	15.2	243.3	25.7
CHP5B1	26049	1.052	0.254	105.5	66.7	332.9	16.2	238	16.2
CHP5B2	17513.42	1.057	0.472	90.1	72.5	344.7	4.8	253.3	16.8
CHP5B3	22298.64	1.061	0.589	78.2	76.4	341.2	1.7	250.8	13.5
CHP6A1	48275.43	1.053	0.593	353.1	58.3	101.5	11	197.8	29.3
CHP6A2	48999.11	1.058	0.473	326.7	52.9	93.7	24.5	196.6	26
CHP6A3	46724.42	1.056	0.589	13.3	61.1	104.3	0.5	194.6	28.9
CHP6B1	40420.35	1.046	0.24	322.1	17.6	62.5	29.6	205.6	54.6
CHP6B2	43352.02	1.028	0.49	298.9	6.4	32.4	28.6	197.5	60.6
CHP6B3	38919.27	1.034	0.037	304.3	13.5	40.9	25.7	189.3	60.5
CHP6C1	40606.79	1.047	0.286	356.7	49.1	103.9	14.3	205.1	37.4
CHP6C2	37400.03	1.049	0.306	14.3	54.1	113.8	6.8	208.6	35
CHP6C3	39538.88	1.054	0.552	11.2	57.5	111.4	6.4	205.4	31.7

CHP6C4	36070.69	1.056	0.463	14.9	59.1	138.7	18.4	237.1	23.9
CHP7A1	31683.25	1.015	-0.386	205.1	70.9	351.6	16.1	84.5	10
CHP7A2	29028.86	1.027	-0.181	174.9	60.2	345.4	29.4	77.7	4.1
CHP7A3	27719.45	1.024	-0.413	97.8	78.8	337.9	5.7	247	9.7
CHP7B1	21431.31	1.014	-0.469	309.1	70.1	93.8	16.5	187.1	10.9
CHP7B2	27974.26	1.015	0.137	357.4	59.3	185	30.5	93	3.4
CHP7B3	28797.34	1.022	-0.431	344	66.8	187.2	21.5	94	8.3
CHP7B4	30268.63	1.017	-0.296	253	79.7	138.6	4.3	47.9	9.3
CHP8A1	22830.73	1.023	0.367	103.4	33.3	1.8	17	249.2	51.5
CHP8A2	24001.92	1.021	0.631	58.5	42.5	328.4	0	238.4	47.5
CHP8A3	25451.34	1.02	0.399	78.5	39.6	344.2	5.1	248.1	50
CHP8B1	22713	1.017	0.516	198.7	41.9	92.9	16.9	346.3	43.2
CHP8B2	22002.08	1.021	0.594	133.2	26	229	11.8	341.2	61.1
CHP8B3	21985.17	1.02	0.7	144.4	26.6	241.9	14.6	357.7	59.1
CHP8B4	22772.53	1.021	0.879	110.5	12.8	206.8	25.8	356.6	60.7
CHP9A1	45946.8	1.042	-0.313	15.4	49.3	232.2	34.6	128.6	18.8
CHP9A2	43693.7	1.045	-0.154	15.8	56.4	194.7	33.6	285	0.5
CHP9A3	42761.06	1.042	-0.037	2.7	55.1	199.4	33.7	104.1	7.8
CHP9A4	49417.77	1.04	0.169	23.2	43.8	222.5	44.6	122.7	9.8
CHP9B1	46021.28	1.043	-0.06	20.5	55.5	238.5	28.5	138.5	17.9
CHP9B2	49066.98	1.057	-0.078	21.5	64.4	236.2	21.5	140.9	13.2
CHP9B3	44526.18	1.05	-0.148	11.6	64.5	222.9	22.1	128	12
CHP10A1	27558.81	1.025	0.455	276.3	20.5	39.1	55.4	175.5	26.6
CHP10A2	23942.29	1.025	0.38	272.6	33.8	73.8	54.7	176.6	8.9
CHP10A3	31968.47	1.026	-0.073	278.5	28.4	61.1	55.7	178.7	17.5
CHP10A4	40743.39	1.035	-0.194	273.2	14.9	104.6	74.8	4	2.8
CHP10B1	30063.92	1.028	-0.052	76.5	75.7	327.6	4.7	236.4	13.5
CHP10B2	35489.5	1.029	-0.258	57.3	69.4	150.2	1.1	240.7	20.6
CHP10B3	36461.07	1.028	0.042	51.2	64.4	318.2	1.4	227.6	25.6
CHP10C1	28793.18	1.033	0.401	30.5	69.4	137.8	6.4	230.1	19.5
CHP10C2	32192.92	1.039	0.619	101.6	63.5	314.6	22.7	219.1	12.9
CHP10C3	31429.45	1.035	0.879	337.6	50.5	132.2	36.7	231.8	12.6
CHP11A1	304.1105	1.019	0.355	55.3	30.8	160.3	23.5	281	49.5
CHP11A2	313.1696	1.018	0.092	53.8	32.3	159.2	22.7	277.7	48.8
CHP11A3	324.6927	1.051	0.144	88	46	195.5	16.2	299.4	39.5
CHP11A4	299.7172	1.016	0.231	67.4	33.1	173.8	23.4	292	47.5
CHP11B1	303.2563	1.013	0.044	90.9	38.8	186.4	6.8	284.6	50.4
CHP11B2	318.4222	1.014	0.033	76.5	30.8	185.9	29.1	309.8	45.1
CHP11B3	420.3845	1.018	0.207	41.1	4.3	143.3	70.4	309.7	19.1
CHP11B4	318.8261	1.02	0.513	92.5	24.2	183.7	2.8	279.8	65.6
CHP12A1	24361.82	1.034	-0.306	10.5	32.7	141	45.3	261.7	26.8
CHP12A2	27612.28	1.033	-0.202	14	35.6	143.9	41.9	261.9	27.7
CHP12A3	29954.6	1.035	-0.533	5.4	45.7	104.4	8.7	202.6	43
CHP12B1	37155.73	1.036	-0.294	350.7	22.4	94.6	30.2	230.3	50.9
CHP12B2	34661.42	1.03	-0.143	351.6	25.2	132	58.5	253.1	17.5
CHP12B3	37480.34	1.038	-0.452	357.2	30.7	123.4	44.9	247.6	29.4

CHP12B4	38279.19	1.032	-0.311	351.7	21.2	109.4	50.2	247.8	31.9
CHP12C1	30123.31	1.026	0.633	22.8	57.5	148.4	20.4	248	24.2
CHP12C2	32875.95	1.035	0.434	30.4	57.3	138.1	11	234.7	30.3
CHP12D1	34726.88	1.05	0.789	58.3	60.5	321.5	3.8	229.3	29.2
CHP12D2	33469.13	1.043	0.495	13	55.2	130.1	17.6	230.2	29
CHP12D3	34267.05	1.045	0.204	4.2	49.6	134.9	29.1	240.2	25.4
CHP12D4	37576.41	1.046	0.227	23.3	53.7	145.2	21.2	247.1	28
CHP13A1	30194.86	1.049	0.21	5.5	37.4	162	50.2	266.4	11.7
CHP13A2	27881.09	1.04	0.263	358.9	56.6	184.2	33.3	92.6	2.5
CHP13A3	26773.67	1.041	0.647	359.6	45.5	176.2	44.5	267.8	1.7
CHP13B1	22313.5	1.037	0.212	6.9	41.1	179.7	48.7	273.8	3.6
CHP13B2	27534.46	1.055	0.123	5.2	30.6	186.6	59.4	95.5	0.6
CHP13B3	28113.86	1.04	0.42	0.3	46.2	176.9	43.7	268.5	1.7
CHP13B4	28237.49	1.038	0.435	2.2	50.5	180.9	39.5	271.4	0.7
CHP14A1	28464.75	1.03	-0.574	154.4	59.5	319.2	29.7	53	6.6
CHP14A2	20822.85	1.036	-0.757	261.5	45.1	98.2	43.7	0	8.4
CHP15A1	6607.599	1.086	0.149	296.9	68.8	134	20.4	41.9	5.7
CHP15A2	6686.885	1.066	-0.136	280.3	69.7	128.8	18	35.8	9.1
CHP15A3	7514.683	1.052	-0.149	302.6	53.8	117.8	36.1	209.5	2.3
CHP15A4	7642.529	1.061	-0.028	275.2	78.2	140.2	8.4	49	8.2
CHP15B1	5719.5	1.06	-0.237	254.5	77.8	122.5	8.2	31.2	8.9
CHP15B2	8326.111	1.067	-0.008	278.8	63.7	154	15.8	58	20.5
CHP16A1	34228.7	1.026	0.64	319.7	28.2	101.4	55.6	219.7	18
CHP16A2	34759.48	1.03	0.358	316.6	8.4	120.5	81.2	226.2	2.4
CHP16A3	33741.96	1.031	0.52	327.1	30.5	121.5	56.8	230	11.7
CHP16B1	36421.74	1.041	0.538	353.7	53.3	170.7	36.7	261.7	1.5
CHP16B2	35840.63	1.04	0.469	354.4	37.6	160.7	51.6	259.2	6.7
CHP16C1	38908.73	1.038	-0.106	329.1	44.4	127.8	43.6	228.3	10.8
CP16C2	39839.98	1.042	-0.061	327.4	42.4	117	43.4	222.5	15.7
CHP16C3	39609.27	1.038	0.174	329.9	34.2	123.8	52.8	231.1	12.7
CHP17A1	58311.98	1.043	-0.313	319	29.8	216.1	21.3	96.1	52
CHP17A2	58844.62	1.041	0.184	306.4	37	204.4	15.4	96	48.8
CHP17A3	57989.91	1.035	-0.206	327.5	31.4	214.4	32.6	90.1	41.4
CHP17B1	57241.9	1.049	-0.066	324.1	28.2	131.3	61.2	231.2	5.4
CHP17B2	55770.86	1.04	-0.015	326.6	26.9	115.3	59.3	229.5	13.7
CHP17B3	66626.56	1.05	0.137	345.4	48.7	108.1	25.4	214.1	30.1
CHP17B4	58009.04	1.038	-0.037	321.9	46.6	131.2	42.9	226.2	5.3
CHP18A1	43338.67	1.039	0.458	322.2	0.3	86.4	89.4	232.1	0.5
CHP18A2	42327.3	1.042	0.464	141.2	15.8	297.1	72.8	49.3	6.7
CHP18A3	47796.52	1.044	-0.461	151	21.5	54.1	16.8	289.3	62.2
CHP18B1	43400.84	1.042	0.54	316.4	35.8	134.9	54.1	225.9	0.7
CHP18C1	35760.57	1.037	0.118	251.9	8.2	8.7	72.3	159.7	15.5
CHP18C2	36247.46	1.034	-0.098	258.5	11.4	65.7	78.3	168	2.5
CHP18C3	38516.96	1.033	0.23	262.6	29.5	71	60	169.8	5.1
CHP19A1	46068.64	1.025	0.301	340.7	22.7	88.6	36.2	225.9	45.1
CHP19A2	44131.94	1.04	0.148	351	25.6	102.1	36.8	235.1	42.3

CHP19B1	48435.48	1.036	0.307	320	31.5	76	35.6	200.8	38.5
CHP19C1	45728.55	1.049	0.135	338.4	71.9	128	15.7	220.5	8.7
CHP19C2	44349.45	1.041	-0.045	344.1	71.7	129.4	15.2	222.2	9.9
CHP19C3	43912.86	1.044	0.073	354.5	75.1	124.4	9.7	216.3	11.2
CHP-20-A1	34905.55	1.033	0.111	356.3	59.6	130.1	22.1	228.5	19.8
CHP-20-A2	35659.46	1.038	0.328	353	60.7	131.5	22.8	229.1	17.4
CHP-20-A3	36380.98	1.034	0.595	344.4	53.4	138.5	33.7	237	12.5
CHP-20-A4	36236.14	1.042	0.573	343.3	45.5	130.1	39.5	234.9	17.2
CHP-20-A5	39509.05	1.049	0.503	18.6	64.8	141.3	14.2	236.7	20.3
CHP-20-B1	33709.55	1.033	0.415	9.1	63	196.9	26.8	105.3	3.2
CHP-20-B2	30901.61	1.039	0.299	43.3	77.7	185.3	9.8	276.6	7.4
CHP-20-B3	40467.96	1.044	0.237	27.4	70.2	188.8	18.9	280.8	5.9
CHP-20-B4	34410.97	1.041	0.295	40.1	81.6	191.2	7.3	281.7	4
CHP-21-A1	22814.36	1.04	-0.166	337.1	52	119.1	31.6	221.3	18.8
CHP-21-A2	23776.66	1.043	0.052	336	53.5	130.5	33.7	228.8	12.3
CHP-21-A3	27900.39	1.046	-0.327	341.8	54.2	128.4	31	228.3	16
CHP-21-A4	29017.49	1.046	-0.344	339.4	47.5	118	34.5	223.7	21.6
CHP-21-B1	21300.52	1.053	-0.271	347	49.2	134.8	36.2	237.2	16.4
CHP-21-B2	22503.69	1.051	-0.257	348.8	59.2	137.3	26.9	234.5	13.8
CHP-21-B3	22178.8	1.05	-0.316	344.4	53.9	133.8	32.1	233.3	14.7
CHP-21-B4	22805.87	1.044	-0.185	342.9	47.5	117.8	32.9	224.3	23.7
CHP-22-A1	39075.97	1.035	0.152	216.1	76.9	17.5	12.5	108.4	4
CHP-22-A2	37572.82	1.034	0.398	37.8	88	186.6	1.7	276.7	1
CHP-22-A3	40222.38	1.045	0.274	177.3	79.2	8.8	10.6	278.4	2.1
CHP-22-A4	40574.82	1.045	0.172	181.2	63.2	3.9	26.8	273.3	1.1
CHP-22-B1	38314.24	1.04	0.402	177.1	69.9	356.9	20.1	86.9	0.1
CHP-22-B2	40334.55	1.038	0.39	221.4	84.3	356.4	4.1	86.7	4
CHP-22-B3	40099.32	1.037	0.259	172.8	63.9	11.4	24.9	278	7.3
CHP-22-B4	34740.91	1.03	0.537	169.5	81.6	359.3	8.3	269.1	1.4
CHP-23-A1	25171.57	1.02	0.171	308.9	81	151.1	8.3	60.6	3.3
CHP-23-A2	21133.57	1.025	-0.027	147.7	79.1	316.4	10.7	46.8	2.1
CHP-23-A3	17776.46	1.017	0.346	124	76.7	322.9	12.6	232	4.2
CHP-23-A4	17241.18	1.023	0.251	61.3	81.8	321.5	1.4	231.3	8.1
CHP-23-B1	23390.84	1.025	0.414	23.7	76	232.4	12.3	141	6.5
CHP-23-B2	24766.4	1.026	0.615	10.5	75.1	223.5	12.5	131.8	7.9
CHP-23-B3	21081.87	1.023	0.431	48.8	83.1	228.2	6.9	318.2	0.1
CHP-23-B4	14267.1	1.022	0.38	40.3	79.1	233.7	10.7	143.2	2.5
CHP-24-A1	34909.78	1.035	0.091	290.2	86	54.2	2.2	144.4	3.3
CHP-24-A2	35474.9	1.049	0.174	251.8	57	63.1	32.7	155.7	4
CHP-24-A3	34518.14	1.039	0.126	269.2	67.3	68.8	21.4	161.6	7.2
CHP-24-B1	39465.83	1.039	0.484	340.5	80.3	227.3	3.9	136.7	8.9
CHP-24-B2	36627.6	1.038	0.432	302	72.6	55.1	7	147.1	15.9
CHP-24-B3	39817.9	1.048	0.532	330	73.8	237.9	0.6	147.7	16.2
CHP-25-A1	13569.01	1.027	-0.142	349.7	37.2	176.6	52.6	82.3	3.3
CHP-25-A2	15743.67	1.034	0.673	6	39.7	180.6	50.2	273.8	2.7
CHP-25-A3	14821.39	1.029	0.845	44.4	76	181.1	10.3	272.8	9.4

CHP-25-B1	8235.291	1.03	0.072	206.8	1.5	299	56.6	115.8	33.3
CHP-25-B2	13403	1.031	0.289	201	0.3	291.6	64.6	110.9	25.4
CHP-25-B3	12303.65	1.028	0.677	349.2	36.9	206.4	46.7	94.5	19.4
CHP-26-A1	853.2332	1.025	-0.206	262.9	59.7	128.3	22.3	30	19.4
CHP-26-A2	9800.889	1.04	-0.099	296.3	60.3	170.5	18.5	72.6	22.4
CHP-26-A3	6369.532	1.041	-0.288	301.7	65	164.6	18.8	69.1	15.8
CHP-26-A4	742.689	1.02	0.238	325.8	48.6	179.7	36.2	76.5	17.3
CHP-26-B1	1665.079	1.02	0.069	254.8	67.4	33.8	17.5	128.3	13.9
CHP-26-B2	4551.154	1.036	0.06	297.3	72.5	171.7	10.4	79.1	13.9
CHP-26-B3	4146.173	1.043	0.295	292.6	72.5	167.1	10.4	74.5	14
CHP-27-A1	15886.87	1.088	0.275	16.3	54.4	278.6	5.5	184.8	35.1
CHP-27-A2	23086.04	1.104	0.299	6.1	55.5	99.3	2.2	190.8	34.4
CHP-27-A3	9613.955	1.08	0.021	0.1	54.9	97.3	5	190.8	34.6
CHP-27-B1	21400	1.086	0.307	324.4	46.6	79.3	21.7	185.8	35.4
CHP-27-B2	25586.94	1.092	0.193	318.3	42	81.7	31.5	194.1	31.9
CHP-27-B3	17066.92	1.087	0.107	324.3	43	87	30	198.3	32.2
CHP-27-B4	14759.51	1.082	0.102	318.5	39.2	80.7	33.2	196.2	33.3
CHP-28-A1	362.305	1.012	0.375	146.3	71.4	314.6	18.2	45.8	3.5
CHP-28-A2	4019.789	1.024	-0.621	247.1	62	108.1	21.9	11.2	16.6
CHP-28-A3	20049.94	1.022	-0.722	262.5	67.4	81.8	22.6	171.9	0.2
CHP-28-A4	7172.169	1.022	0.179	245.7	42.7	97.2	42.8	351.4	16.3
CHP-28-B1	254.3234	1.012	-0.435	164.5	57.8	356.6	31.6	263.2	5.4
CHP-28-B2	1623.054	1.027	0.089	259.2	67.4	42.2	18.4	136.5	12.7
CHP-28-B3	499.5714	1.01	0.458	66	57.2	268.7	30.8	172.4	10.3
CHP-28-B4	355.766	1.012	0.083	33.2	37.6	287.3	19.6	175.7	45.9
CHP-29-A1	4308.229	1.011	0.777	76.8	73.4	291.7	13.8	199.4	9.1
CHP-29-A2	5502.322	1.01	0.129	4.1	64	105.2	5.3	197.7	25.4
CHP-29-A3	4609.718	1.011	0.439	16	75.9	279.1	1.7	188.6	14
CHP-29-A4	5074.836	1.021	0.629	117.1	80.3	285.4	9.5	15.7	1.9
CHP-29-B1	3677.494	1.014	0.004	281.5	83.4	123.1	6.1	32.8	2.4
CHP-29-B2	5851.888	1.01	0.844	137.8	0.3	47.2	64	227.9	25.9
CHP-29-B3	4555.532	1.011	0.207	88.1	77.7	305	9.9	213.8	7.2
CHP-30-A1	24603.29	1.013	0.162	61.3	49.1	177.6	21	282.1	33.2
CHP-30-A2	23483.44	1.016	0.534	204.5	19.7	75.8	60.3	302.6	21.3
CHP-30-A3	25148.18	1.016	0.71	35	17.4	165	64	298.9	18.7
CHP-30-A4	24457.45	1.019	0.853	210.9	3.7	106.1	75.8	301.8	13.7
CHP-30-A5	23594.69	1.017	0.546	71.8	54	203.6	25.8	305.6	23.2
CHP-30-B1	22661.44	1.019	0.681	191.6	26.4	70.7	46	299.8	32.3
CHP-30-B2	22382.79	1.01	0.974	210.5	6.8	108.4	60.4	304.2	28.6
CHP-30-B3	23087.26	1.05	0.85	69.4	58.7	199.6	21.4	298.6	21.7
CHP-31-A1	10425.46	1.04	0.564	282.4	48.9	159.8	25.2	54	30.1
CHP-31-A2	10723.08	1.025	0.243	298.7	40.2	169.3	37	55.5	28.1
CHP-31-A3	9744.982	1.023	0.545	304.4	28.8	184.3	42.3	56.3	34.1
CHP-31-A4	6532.4	1.046	0.035	291.6	20.9	164	57.9	31	23.1
CHP-31-B1	18604.52	1.036	0.173	178.1	50.9	301.7	24.2	45.9	28.6
CHP-31-B2	10910.45	1.048	0.768	272.5	28.1	158.5	37.3	29	39.9

CHP-31-B3	4415.606	1.016	0.663	234.1	33.8	123.3	28	3.2	43.3
CHP-31-B4	7657.462	1.055	0.585	127.9	10.2	231.3	52	30.4	36.1
CHP-31-B5	7337.736	1.032	-0.225	345.9	82	156	7.9	246.2	1.4
CHP-31-C1	23531.68	1.061	0.174	292	34.9	160.8	43.4	42.5	26.6
CHP-31-C2	15456.77	1.041	0.545	65.6	34.7	323.3	17.1	211.6	50.2
CHP-32-A1	374.6929	1.017	0.401	65.6	34.7	323.3	17.1	211.6	50.2
CHP-32-A2	314.1563	1.023	0.458	6.7	23.9	117.4	38.6	253.2	41.9
CHP-32-A3	318.198	1.02	0.721	302.5	10	37.9	28	194.7	59.9
CHP-32-A4	328.9518	1.021	0.707	324	21.4	61.2	17.7	187.4	61.6
CHP-32-B1	301.5718	1.024	0.142	99.5	11.8	355.2	49.9	198.8	37.6
CHP-32-B2	306.886	1.025	0.91	292.6	4.8	30.5	58.3	199.7	31.2
CHP-32-B3	299.4961	1.03	0.504	101.1	14.2	355.2	47.1	203.1	39.4
CHP-32-B4	305.5167	1.029	0.758	83.3	31.7	329.9	32.7	205.9	41.1

منابع فارسی

- آقائاتی س.ع. (۱۳۸۳) "زمین‌شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران. ۵۸۶ ص.
- احدنژاد و، (۱۳۸۸)، رساله دکتری، "مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی ملایر"، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران.
- اسماعیلی د، (۱۳۸۶)، "مدل ژئودینامیکی جایگیری توده گرانیتوئیدی شاه‌کوه (شرق ایران) با استفاده از تکنیک AMS"، دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.
- اشراقی س، خلیلی الف، (۱۳۸۵)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه معلمان"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- بدلو س، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی مکانیسم جایگیری توده گرانیتوئیدی گل زرد (شمال الیگودرز) به روش AMS"، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- پور حسینی ف، (۱۳۶۲)، "پژوهشی در منشاء توده‌های آذرین ایران، بررسی ژرف توده‌های نفوذی نطنز و بزمان"، گزارش شماره ۵۳، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- تقی‌پور ن، قربانی ق، (۱۳۹۰)، "زمین‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین مرتبط با کانسار اسکارن آهن چالو (جنوب شرق دامغان)"، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، زمستان ۹۰، شماره ۲ جلد ۱.
- جعفریان ع، (۱۳۶۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوژی قوس ولکانوپلوتونیک رشته‌کوه کوه زر- ترود و مجموعه‌های کانه‌زایی وابسته"، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران.
- چگنی مقدم م، (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "سازوکار توزیع مذاب در دایک‌های مافیک قطع کننده مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر (شرق بیارجمند) را با تلفیقی از روش AMS و پالئومغناطیس"، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- خادمی م، (۱۳۸۶)، رساله دکتری: "ویژگی‌های ساختاری و وضعیت زمین‌شناسی منطقه ترود"، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۰ صفحه.
- خواجه زاده ح، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین نفوذی شمال معلمان" دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- ذوالفقاری ص، (۱۳۷۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در محدوده معلمان دامغان"، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران.
- رسولی ج، (۱۳۸۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "ناهمگنی خودپذیری مغناطیسی توده گرانیتوئیدی بروجرد"، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران.
- رشیدنژاد عمران ن، (۱۳۷۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی تحولات سنگ‌شناسی و ماگمایی و ارتباط آن با کانی سازی طلا در منطقه باغو (جنوب شرق دامغان)"، دانشگاه تربیت معلم.
- سهیلی م، بدخشان ممتاز ق، (۱۳۸۱)، "گزارش نتایج بررسی‌های اکتشافی مرحله نیمه تفصیلی در کنسارهای پلی‌متال طلای چشمه حافظ و چالو، سازمان صنایع و معادن استان سمنان.
- شکاری س، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی دره باغ (شمال غرب الیگودرز) با استفاده از روش انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- شمعانیان اصفهانی غ، (۱۳۸۱)، رساله دکتری: "مطالعه دگرسانی‌گرماپی فلزات پایه و گرانپها در منطقه معلمان دامغان"، دانشگاه شهید بهشتی.
- شیپی 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.
- علوم نائینی م، (۱۳۵۱)، "بررسی زمین‌شناسی ناحیه جام، گزارش شماره ۲۳، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- قربانی ق، (۱۳۸۴)، رساله دکتری: "پترولوژی سنگ‌های ماگمایی جنوب دامغان"، دانشگاه شهید بهشتی، ۳۵۰ صفحه.
- قربانی ق، (۱۳۸۵)، "بررسی کانی‌شناختی سنگ‌های ولکانیکی منطقه تروود جهت تعیین شرایط ترمودینامیکی تبلور و تعادل آن‌ها"، دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس صفحه ۸۸۳.
- قلمقاش ج، (۱۳۸۱)، رساله دکتری: "مطالعه توده‌های نفوذی اشنویه و بررسی سازوکار جایگزینی آن‌ها"، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران.
- کریم پور م. ح، سعادت س، (۱۳۸۱) "زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی". نشر مشهد، ص ۵۳۵.

- کهنسال ر، (۱۳۷۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی توده‌های نفوذی نیمه ژرف در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان دامغان"، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شمال.
- کی‌نژاد آ، پورکرمانی م، (۱۳۸۷)، رساله دکتری: "تحلیل دینامیکی شکستگی‌های 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.
- مردانی م، صادقیان م، (۱۳۸۹)، "بررسی تغییرات انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی ازنا"، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، صفحه ۱۶۴.
- موحد اول م، (۱۳۴۷)، "گزارش مقدماتی معدن فیروزه باغو منطقه کوه زر"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- میرزایی س، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی شمال گلپایگان به وسیله روش AMS"، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران.
- نقشه ۱:۲۵۰۰۰ منطقه تروود، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- وکیلی ف، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی در توده گرانیتی شاهکوه"، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران.
- هوشمندزاده ع، علوی نائینی م، حقی پور ع، (۱۳۵۷)، "تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه تروود"، سازمان زمین‌شناسی کشور.

Refrence

- Ade-Hall J.M. Palmer H.C. Hubbard T.P. (1971) "Magnetic and opaque petrological response of basalts to regional hydrothermal alteration", *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 24 , 137– 174.
- Almqvist B. S. G. (2012) "Internal flow structures in columnar jointed basalt from Hrepphólar, Iceland: II. Magnetic anisotropy and rock magnetic properties", *Bull Volcanol*, 74, 1667–1681.
- Archanjo C. J. Campanha G.A.C. (2012) "Using AMS combined with mineral shape preferred orientation analysis to understand the emplacement fabrics of the Apia

- gabbro-norite (Ribeira Belt, SE Brazil)”, *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*. 101,731-745.
- Balsley J. R. and Buddington A. F. (1960) “Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses”, *Am. J. Sci.* 258, 6-20.
- Barnes H.L. (1997) “Geochemistry of hydrothermal ore deposits”, John Wiley and sons. p 780.
- Barton M. D. Johnson D. A. (2000) “Alternative brine sources for Fe oxide (-Cu-Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals, in porter, T.M., ed., hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits, A global perspective” Adelaide, Australian Mineral Foundation. 2, 43-60.
- Becke F. (1908) “Ueber Mymekite” *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. 27,377-390.
- Bell T. H. Rubenach M. J. (1983) “Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive metamorphism”, *Tectonophysics*. 92,171-194.
- 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.
- Bouchez J. I. Delas C. Gleizes G. Nedelec A. Cuney M. (1992) “Submagmatic microfracture in granite” , *geology* 20, 35-38.
- Brauer N. A. (1998) “Fluid inclusions as a monitor of progressive grain- scale deformation during cooling of the papoose flat pluton, eastern California”, Thesis submitted to the faculty of the Virginia polytechnic institute and state university in partial fulfillment of the requirements for the degree of master of science in geological sciences. pp.1-40.

- Butler R. (1992) "Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes", Blackwell Scientific publications, Cambridge. pp. 319.
- Canon-Tapia E. Chavez-Alvarez M. (2004) "Theoretical aspects flowing magma: implication for the anisotropy of magnetic susceptibility" In. Hernandez, Luneburge C. M. Aubourg, C, Magnetic fabric: method and applications, The Geological Society London. P 558.
- Castro A. (1986) "Structural pattern ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian belt, Spain" Journal of Structural Geology. 8, 633-645.
- Chappell B. W. White A. J. R. (2001) "Two contrasting granite types" 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences. 48, 489-499.
- Clemens J.D. Mawer C.K. (1992) "Granitic magma transport by fracture propagation", Tectonophysics. 204,339–360.
- Collins L. G. (1996) "Metasomatic origin of the Cooma Complex in southeastern Australia: Theophrastus", Contributions to Advanced Studies in Geology, V. I, p. 105-112.
- Collins L.G. (1997) "Contrasting characteristics of magmatic and metasomatic Granites and Myth that Granite Plutons Can be only magmatic", Journal of Geology. 74, 891- 891.
- Deer W. A. Howie R. A. Zussman J. (1991) "An introduction to rock forming minerals" Longman. pp 528.
- Dichal E. (1944) "Beitrag Zur kenntnic der Erzfundestellen Irans, Schweiz miner petrgr", mitt. V. 24, Zurich.
- Didier J. (1987) "Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granite magmas", Geol. Rundsch. 76, 41-50 .
- Didier J. Barbarin B. (1991) "Enclaves and granite petrology", Elsevier , New York. pp.625

- Dunlop D. J. Ozdemir O. (1997) "Rock magnetism: fundamentals and frontiers", Cambridge University Press, New York.
- Evans O. C. Hanson G. N. (1992) "Accessory-mineral fractionation of rare-earth element (REE) abundances in granitic rocks", *Chemical Geology*. 110, 69–93.
- Freely M. (2002) "Magma mixing and mingling textures in granitoid: examples from the Galway granite", *Connemara Ireland mineral petrol.* 76,63-74.
- Frost B.R. (1991) "Stability of oxide minerals in metamorphic rocks, in D.H. Lindsley (ed.), *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*", *Reviews in Mineralogy* 25, 469–487.
- Fuller M. (1963) "Magnetic anisotropy and paleomagnetism", *J. Geophys. Res.* 68, 293–309.
- Fuller M.D. (1960) "Anisotropy of susceptibility and the natural remanent magnetization of some Welsh slates", *Nature*. 186, 791-792.
- Genter A. Traineau H. (1996) "Analysis of macroscopic fractures in granite in the HDR geothermal well" EPS-1, Soultz-sous-Forêts, France. *J Volcanol Geotherm Res.* 72,121–141.
- Giggenbach W.F. (1977) "The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal ore deposits", 3rd ed. John Wiley, New York. pp. 737- 796.
- 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, 1257-1258.
- Graham J.W. (1966) "Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks", In: J.S. Steinhart and T.J. Smith (Editors), *The Earth Beneath the Continents*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, Washington. pp. 627–648.
- Grant F.S. (1985) "Aeromagnetism, geology and ore environments, I. Magnetite in igneous, sedimentary and metamorphic rocks: An overview", *Geoexploration*. 23, 303–333.

- Guilbert J.M. Park Jr.C.F. (1997) "The geology of ore deposits", Freeman and company, New Yourk. p 985.
- Haapala I. (1986) "Origin of albites in mineralised granites" Proceedings of joint meeting of working group Gp2-4. IGCP Proj 220. BMR Rec. 10,22–23.
- Henry B. Jordanova D. JordanovaN. Geoff M Le. (2005) "Transformations of magnetic mineralogy in rocks revealed by difference of hysteresis loops measured after stepwise heating: theory and case studies", Geophys. J. Int. 162, 64– 78.
- Hrouda F. (1986) "The effect of quartz on the magnetic anisotropy of quartzite", Stud. Geophys. Geod. 30(1), 39-45.
- Hrouda F. Chilupacova M. Novak J. K. (2002) "Variations in magnetic anisotropy and opaque mineralogy along a kilometer deep profile within a vertical dyke of the syenogranite porphyry at Cinovec (Czech Republic)" Journal of Volcanology and Geothermal Research.113, 37-47.
- Hrouda F. Kahan S. (1991) "The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappes in the high Tatra Mountains", Slovakia, J. of Struct, Geol, 13, pp. 431-42.
- Huber H. (1957) "Geology of the east Semman Area". N. A. O. C. Geology report. Unpublished.40 p.
- Huber H. Stocklin J. (1956) "Geological Report of the Troud-Moalleman Area", N. I. O. C. unpublished report Unpublished.40 p.
- Hutton D.H.W. (1988) "Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies" Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 79, 245-255.
- Ishihara S. (1978) "Metallogenesis in the Japan island arc system" Journal of the Geological Society. 135, 389-406.
- Just J. Kontny A. (2012) "Thermally induced alterations of minerals during measurements of the temperature dependence of magnetic susceptibility: a case

study from the hydrothermally altered Soultz-sous-Forêts granite”, France. *Int J Earth Sci Geol Rundsch.* pp. 819–839.

Kittel C. (1983) “Introduction to Solid State Physics”, Wiley Eastern Limited, P 719.

Kontny A. de. Wall H. Sharp T. G. Po’sfai M. (2000) “Mineralogy and magnetic behavior of pyrrhotite from a 260_C section at the KTB drilling site”, Germany. *Am Mineral.* 85,1416–1427.

Krasa D. (2005) “Alteration induced changes of magnetic fabric as exemplified by dykes of the Koolau volcanic range”, *Earth and Planetary, Science Letters.* 240, 445-453.

Krasa D. (2005) “Alteration induced changes of magnetic fabric as exemplified by dykes of the Koolau volcanic range. *Earth and Planetary” Science Letters.* 240, 445-453.

Kretz R. (1994) “metamorphic Crystallization”, John Wiley and Sons Latd, pp 507. Baxter S.

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.

Lagat, J. K., 2009. Hydrothermal alteration mineralogy in geothermal fields with case examples from olkaria domes geothermal fields, Kenya, Presented at Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources November 1 – 22.

Lowrie W. (1997) “Fundamentals of Geophysics”, Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Mamtani M. A. Chadima M. (2012) “Rocks, fabrics and magnetic anisotropy”, (*Geol Int J Earth Sci Rundsch.*) 101,605–607.

Michelsen K. J. (2003) “Heterogeneous internal fabric of the Mount Barcroft pluton, White Mountains, of eastern California: an anisotropy of magnetic susceptibility study” *Geological Sciences*, PP. 1-115.

- Mohajjel M. Fergusson C. L. (2000) "Dextral transpression in Late Cretaceous Continental Collision, Sanandaj- Sirjan Zone Western Iran", *Journal of Structural geology*. 22, 1125- 1139.
- Montoy J. W. Hemley J. J. (1975) "Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions", *Econ Geol.* 70, 577-594.
- O'Reilly W. (1984) "Rock and mineral magnetism", Blackie. Glasgow, UK, P 220.
- O'Reilly W. (1984) "Rock and mineral magnetism" Blackie, Glasgow, UK, pp 220.
- Park J. K. Tanczyk E. I. Desbarats A. (1988) "Magnetic fabric and its significance in the 1400 Ma Mealy diabase dykes of Labrador Canada", *Journal of Geophysical Research*. 93, 13689-137.
- Parry W. T. Downey L. M. (1982) "Geochemistry of hydrothermal chlorite replacing igneous biotite", *Clays and Clay Minerals*, Vol. 30, 81-90.
- Parsonst I. Brown W.L. (1984) "Feldspars and the thermal history of igneous rocks", *NATO Advanced study instate series C*. 137, 317-371.
- Paterson S. R . Vernon R.H. (1988) "A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids", *Earth Science*, Macquarie University, Sydney, NSW 2109, Australia.
- Pirajno F. (2009) "Hydrothermal Processes and Mineral Systems", Springer Science. Business Media.
- Poland M. P. Fink J. H. Tauxe L. (2004) "Patterns of magma flow in segmented silicic dikes at Summer Coon volcano, Colorado: AMS and thin section analysis" *Earth and Planetary Science Letters*. 219, 155-169.
- Que M. Allen A. R. (1996) "Sericitization of plagioclase in the Rosses Granite Complex Co. Donegal, Ireland ", *Mineralogical Magazine*, Vol. 60, pp. 927-936.
- Ramsay J.G. (1989) "Emplacement kinematics of a granite diapir: the Chindamora batholite. Zimbabwe", *Journal of Structural Geology*. 11, 11-209.

- Rosenberg C.L. (2004) "Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps" *Tectonics*, 23.
- 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.
- Schmidt V. Hirt A.M. Hametner K. Günther D. (2007) "Magnetic anisotropy of carbonate minerals at room temperature and 77 K", *Am Miner* 92(10),1673–1684.
- Sengor A. M. C. (1995) "Sedimentation and tectonics of fossil rifts. In: Busby Cy, Ingersoll RV (eds), *Tectonics of Sedimentary basins*" Blackwell, Oxford, pp. 53-117.
- Shelly D. (1993) "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman and Hall. London, p 445.
- Shunshan X.U. Ganguo W. U. (2003) "Hydrothermal alteration of magnetic fabrics of rocks in the Xiaoban gold-bearing shear belt, Fujian province, china", *Geofisica internacunal*. 42, 83-94.
- Smith J.V. Brown W.L. (1988) "Feldspar minerals", 2nd edn Springer-Berlin, Berlin (Vol. 1) 828.
- Stacey F.D. Banerjee S.K. (1974) "The physical principles of rock magnetism. Elsevier" Amsterdam, pp 195.
- Stephanson O. Johnson K. (1976) "Granite diapirism in the Rum Jungle area", *Northern Australia, Precambrian Research*. 3, 159-163.
- Stocklin J. (1968) "Structural history and tectonics of Iran, A review: Amer, Assoc", *Petrol Geologists* 52, 1229-1258.
- Tarling D .H. Hrouda F. (1993) "The magnetic Anisotropy of rocks: chapman and hall", London. pp. 217.

- Tarling D .H. Hrouda F. (1993) “The magnetic Anisotropy of rocks: chapman and hall”, London. pp 217.
- Tarling D.H. (1983) “Palaeomagnetism. Chapman and Hall”, London, pp 379.
- Traineau H. Genter A. (1991) “Petrography of the granite massif from drill cutting analysis and well log interpretation in the geothermal HRD borehole GPK1 (Soultz, Alsace, france)”. *Geothermal Sci Technol.* 3,1-29.
- Titley S. R. Beane R. E. (1981)“ Porphyry cooper deposits: *Econ Geol*”, 75 Th Ann., pp 214-269.
- Vernon R. H. (1983) “Restite , xenoliths and microgranitoid enclaves in granites” *J. Proc. R. Soc. N. S. W.*, 116 , 77 – 103 .
- Vernon R. H. (1984) “Microgranitoid enclaves in granite-globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment”, *Nature*, 309, 438-439.
- Vernon R.H. (2004) “A practical guid to rock microstructure.cambridge university press”. pp 594.
- Vernon R.H. (2011) “Granites Really Are Magmatic: Using Microstructural Evidence to Refute Some Obstinate Hypotheses, Department of Earth and Planetary Sciences and ARC National Key Centre for GEMOC”, Macquarie University, Sydney, NSW 2109, Australia.
- Zachar J.(2001) “Myrmekite-bearing gneiss from the Szeghalom Dome (Pannoian Basin, SE Hungary): Part II, Origin and spatial relationships”, *Acta Mineralogia-Petrograpica Szeged.* vol. 41, p. 39-43.
- Zaluski G, Nesbitt B,Muehlenbachs K. (1994) “Hydrothermal alteration and stable isotope systematics of the Babine Porphyry Cu deposits”, British Columbia: Implication for fluid evolution of porphyry systems: *Econ. Geol.* 89, 1518-1541.

Abstract

Challu granitoid pluton is located at South East of Damghan and the Northern part of Central Iran structural zone. The pluton geochemically is I –type, calc-alkaline and metaluminous in nature and belongs to the volcanic arc (VAG) granitoids. In this area, there are voluminous Eocene volcanic rocks with composition of andesite – trachy andesite and andesitic basalt which are the host rocks of iron mineralization and metasomatism. Intrusion of the pluton into volcanic and volcanic - sedimentary rocks and the resultant hydrothermal fluids has been caused alteration and mineralization. Based on field and petrography investigations, the Challu intrusive body compositionally includes of monzodiorite and quartz diorite. The pluton has porphyroidic and trachytoidic textures and include of plagioclase, orthoclase, biotite, amphibole and pyroxene. Overall, two different alteration phases is identified. The first phase is propylitic alteration and is characterized by epidote and chlorite mineral assemblages. This type of alteration is more widespread and is observed in monzodiorite unit. The second phase is argillic alteration and occurred locally near to the major fracture zone. There are fine grain enclaves in the rim of monzodioritic unit. Angular xenoliths from carbonated tuffaceous and host rocks also are observed.

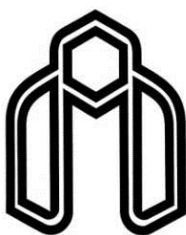
Present study investigates the emplacement mechanism of the Challu intrusive body using by the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). Following results are extracted from the magnetic parameters studies.

- The average measured magnetic susceptibility (K_m) is obtained 28872 μSI for monzodiorite and 21487 μSI for quartzdiorite. The pluton belongs to the ferromagnetic granites due to having $k_m > 500 \mu SI$, then the magnetite is the most carrier of magnetic susceptibility.

- Circulation of hydrothermal fluids throughout the intrusive body has been caused the main mineral compositions variation and changed the magnetic properties of minerals original. Magnitude of measured magnetic susceptibility in the intrusion shows different variations depending on the type of alteration, so it obviously decreases from fresh rock to the rock that subjected into propylitic and argillic alterations, respectively. This result shows how magnitude of magnetic susceptibility decreases during alteration due to removal or reducing in the size of magnetite or converting that to hematite.
- Magmatic microstructure is predominant in Challu granitoid body.

- The field observations, petrographic and fabrics magnetic studies (the lineation and foliation pattern, magnetic parameters such as T , K_1 , K_2 , K_3 , K_m and $P\%$) indicate that the mention pluton have been emplaced in the two phases with two different mechanisms. The monzodioritic unit with dominant porphyroidic texture and NE lineation and foliation patterns parallel to the margin has emplaced in one tensional gash at one dexteral shera zone. Simultaneously or shortly after that, quartzdiorite unit has been emplaced as dykes along the fracture p -type. The magnetic fabric patterns and also oblate ellipsoid magnetic shape and trachytoidic texture in the wall confirm with revers fabric at dikes. The oriantation of plagioclase laths indicate magma flow direction.

Keywords: Challu, Anisotropy of Magnetic Susceptibility, Alteration, Shear zone.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

Department of Petrology

MSc thesis

Investigation of the emplacement mechanism of Challu pluton

(SE- Damghan) using by Anisotropy of Magnetic

Susceptibility (AMS) method

By

Parvin Majidi

Supervisor:

Dr. M. Sheibi

Advisors:

Dr. M. Rezaei kahkhayy

January 2014