

بررسی تغییرات ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی ظفرقند (جنوب شرق اردستان)

محمود صادقیان*، نگار گوانجی و سکینه شکاری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

چکیده

توده گرانیتوئیدی ظفرقند با وسعت تقریبی ۸۰ کیلومتر مربع با سن اوایل تا اواسط میوسن و طیف ترکیبی گابرو تا تونالیت، در ۳۵ کیلومتری جنوب شرق اردستان رخنمون دارد. این توده نفوذی درون سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن پهنه ساختاری ارومیه-دختر نفوذ کرده است. برای نخستین بار، تغییرات ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) در توده گرانیتوئیدی ظفرقند با روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی بررسی شده است. بر مبنای بررسی‌های انجام شده، مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) (بر حسب μSI) گروه‌های سنگی مختلف توده ظفرقند بدین قرار است: گابروها ۳۲۵۳۶، دیوریت‌ها ۲۳۷۶۸، گرانودیوریت‌ها ۱۸۴۳۶، گرانیت‌ها ۸۰۶۷ و تونالیت‌ها ۶۸. بنابراین، مقادیر Km از گابروها و دیوریت‌ها به سمت گرانودیوریت‌ها، گرانیت‌ها و تونالیت‌ها کاهش می‌یابد. گابروها دارای بیشترین و تونالیت‌ها دارای کمترین مقادیر Km هستند. مقادیر Km اندازه‌گیری شده بیانگر آن است که این توده گرانیتوئیدی در گروه گرانیتوئیدهای فرومغناطیس (معادل سری مگنتیت و گرانیتوئیدهای نوع I) جای می‌گیرد.

واژه‌های کلیدی: ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی، گرانیتوئیدهای فرومغناطیسی، ظفرقند، اردستان

مقدمه

جایگیری توده‌های گرانیتوئیدی از ویژگی‌های قابل مشاهده در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی نظیر: برگوارگی و خط‌وارگی حاصل از آرایش‌یافتگی کانی‌های سازنده آنها یا همان پتروفابریک استفاده می‌شد. این روش هنوز نیز متداول است ولی در مورد توده‌هایی که از لحاظ ساختی و بافتی تا حد زیادی همگن باشند از کارایی کمتری برخوردار است. روش بررسی

پتروگرافی، ژئوشیمی، پترولوژی و پتروژنز توده‌های گرانیتوئیدی به طور متعارف کانون توجه بسیاری از پژوهشگران زمین‌شناس به ویژه پترولوژیست‌هاست. اما بررسی سازوکار جایگیری و تغییر شکل توده‌های نفوذی به ویژه گرانیتوئیدها از جمله مسایل مهمی است که کمتر به آن توجه شده است. در گذشته برای مشخص کردن نحوه

Esmacily و همکاران (۲۰۰۷)؛ Ghalamghash و همکاران (۲۰۰۹)؛ Sheibi (۲۰۰۹). بررسی تغییرات AMS توده‌های گرانیتوئیدی می‌تواند نتایج با ارزشی در شناخت زمین‌شناسی ایران همراه داشته باشد. شایان ذکر است توده گرانیتوئیدی ظفرقند همگام و همزمان با بررسی فابریک‌های مغناطیسی آن، از دیدگاه ژئوشیمی و پتروولوژی نیز بررسی شده است (Ghaffari, 2010). نتایج به دست آمده طی این دو تحقیق به تحکیم و تأیید نتیجه‌گیری‌های انجام شده کمک شایان توجهی نموده است.

زمین‌شناسی منطقه

توده گرانیتوئیدی ظفرقند با وسعت تقریبی ۸۰ کیلومتر مربع، در ۳۵ کیلومتری جنوب‌شرق اردستان و در پهنه ساختاری ارومیه-دختر (Aghanabati, 2004) واقع شده است (شکل ۱-۱). این توده نفوذی با روند کلی شمال‌غرب-جنوب‌شرق در بین سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن (Emami, 2000) نفوذ کرده است. توده گرانیتوئیدی ظفرقند دارای طیف ترکیبی گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت است (شکل ۱). وجود آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و دایک‌های گسیخته شده شناور (با ترکیبات حدواسط تا اسیدی) از ویژگی‌های بارز این توده هستند (Ghaffari, 2010).

در محدوده مورد بررسی تعداد زیادی دایک آندزیتی-بازالتی رخنمون دارند که با توجه به روابط صحرائی و تقدم و تأخر زمانی آنها نسبت به توده گرانیتوئیدی ظفرقند به دو گروه تقسیم می‌شوند که عبارتند از:

۱- دایک‌هایی که سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی تخریبی-رسوبی میزبان توده نفوذی ظفرقند را قطع می‌کنند و بیشتر دارای روند

ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (Anisotropy of Magnetic Susceptibility) که به اختصار به روش AMS یا فابریک‌های مغناطیسی معروف است، یکی از روش‌های بررسی جدید است که بر اساس اندازه‌گیری شاخص‌های مغناطیسی یا تحلیل فابریک‌های مغناطیسی نمونه‌های سنگی استوار است (Hrouda, 1982؛ Tarling and Hrouda, 1993). این روش، در تعیین سازوکار و مدل جایگیری توده‌های نفوذی از جایگاه ویژه‌ای برخوردار است. اکنون بیش از پنجاه سال از معرفی روش AMS می‌گذرد و کاربرد آن در شاخه‌های مختلف علوم زمین از جمله: چینه‌شناسی مغناطیسی، دیرینه مغناطیس، زمین‌ساخت، زمین‌شناسی زیست‌محیطی، زمین‌شناسی اقتصادی، کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی (پتروولوژی) و به ویژه در تعیین سازوکار جایگیری توده‌های گرانیتوئیدی، توسعه پیدا کرده است. شایان ذکر است، در این پژوهش، فقط به تفسیر کمی مقادیر میانگین پذیرفتاری مغناطیسی و ارتباط آن با سنگ‌شناسی واحدهای سنگی مختلف سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند پرداخته شده است که از بررسی ۲۹۴ مغزه گرفته شده، به دست آمده است.

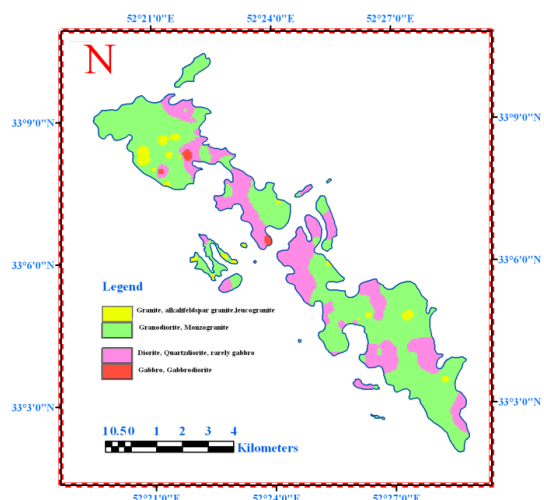
از سال ۱۳۸۶ با فراهم شدن امکانات اندازه‌گیری ویژگی‌های مغناطیسی سنگ‌ها در آزمایشگاه محیط و دیرینه مغناطیس در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، امکان انجام بررسی فابریک‌های مغناطیسی و دیرینه مغناطیس در ایران فراهم شده است. بررسی‌های اندکی که قبلاً در این زمینه در ایران و با امکانات دانشگاه‌های خارج از کشور یا با کمک آنها انجام شده عبارتند از: Ghalamghash (۲۰۰۲)؛ Sadeghian (۲۰۰۴)؛ و همکاران (۲۰۰۵)؛

موضعی (تبدیل هورنبلند سبز به بیوتیت و تحلیل رفتن پلاژیوکلازها و جایگزین شدن آنها توسط ارتوز (فلدسپارزایی)، ایجاد میرمکیت در حاشیه پلاژیوکلازها، کلریت زایی و اپیدوت زایی) این دایکها در گروه دایکهای سین پلوتونیک یا همزمان با تشکیل توده نفوذی محسوب می شوند و در واقع در مراحل پایانی جایگزینی این توده به وجود آمده اند و اختلاف زمانی آنها نسبت به پیکره اصلی توده نفوذی چندان زیاد نیست. این گروه از دایکها به عنوان دایکهای متأخر یا نسل دوم در نظر گرفته شده اند (Ghaffari, 2010; Sadeghian and Ghaffary, 2011).

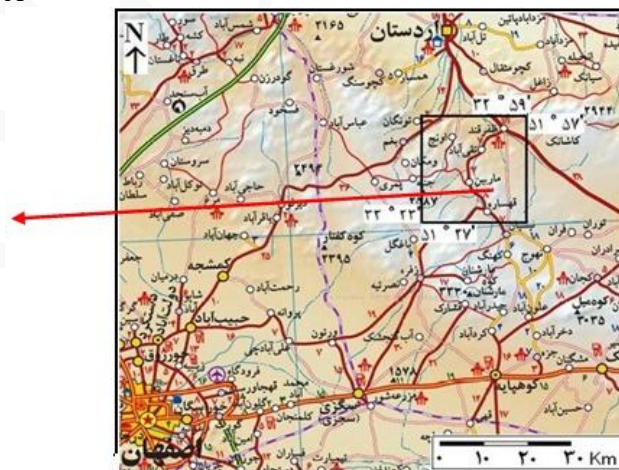
شمال غرب-جنوب شرق هستند و توسط توده گرانیتوئیدی ظفرقند قطع شده اند و قطعاتی از آنها به صورت آنکلاو توسط این توده نفوذی در برگرفته شده اند. این دسته به عنوان دایکهای متقدم یا پیش رس (نسل اول) معرفی شده اند، در واقع این دایکها قدیمی تر از توده گرانیتوئیدی ظفرقند هستند.

۲- دایکهایی که توده گرانیتوئیدی ظفرقند را قطع کرده اند و نسبت به آن جوانترند. با توجه به شواهد صحرایی و ویژگی های منحصر به فرد (حاشیه های سینوسی شکل، زبانه های مثلثی شکل، تغییر مسیر (راستا) و ضخامت دایکها، جا به جایی های موضعی آنها، متاسوماتیسم پتاسیک

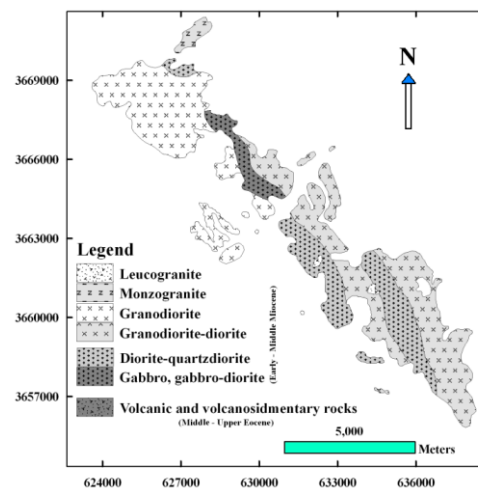
B



A



C



شکل ۱- A) موقعیت جغرافیایی و راه های ارتباطی منطقه مورد مطالعه (اقتباس از نقشه راه های کشور، پایگاه اینترنتی اطلس جامع راه های ایران)، B) نقشه تغییرات ترکیب سنگ شناسی در توده گرانیتوئیدی ظفرقند بر حسب تغییرات مشاهده شده در هر ایستگاه (Sadeghian, 2010)، C) نقشه زمین شناسی اصلاح شده مبتنی بر تلفیق نقشه های زمین شناسی منتشر شده قبلی، تصاویر ماهواره ای، بررسی های سنگ شناسی، مطالعه فابریک های مغناطیس و در نظر گرفتن کلیه ملاحظات زمین شناسی (Gavanji, 2010) (مختصات نقشه بر حسب UTM است).

ایستگاه مغزه‌گیری) طراحی شد. سپس، در ۱۲۳ ایستگاه، توسط دستگاه مغزه‌گیر قابل حمل از توده گرانیتوئیدی ظفرقند با روش‌های متعارف (Bouchez, 1997; Sadeghian, 2004; Gavanji, 2010; Gavanji, 2011; Shekari, 2011) مغزه‌های جهت‌دار برداشت شده است.

در ضمن، مختصات جغرافیایی هر ایستگاه ثبت و در نهایت، به تهیه نقشه توزیع ایستگاه‌های مغزه‌گیری منجر شد. ویژگی‌های سنگ‌شناسی در هر ایستگاه به دقت بررسی و با توجه به بررسی‌های پتروگرافی و نتایج تحلیل‌های شیمیایی برخی نمونه‌های سنگی انتخاب شده، نقشه تنوع ترکیبات سنگ‌شناسی در هر ایستگاه نیز تهیه و ترسیم شد (شکل ۲).

در مواردی که ترکیبات سنگی متفاوت در پیرامون ایستگاه نمونه‌برداری رخنمون داشتند، تعداد مغزه به تناسب تنوع واحدهای سنگی افزایش یافت (حداقل دو مغزه به ازای هر نوع ترکیب سنگ‌شناسی). تعداد کل مغزه‌های تهیه شده ۲۹۴ عدد است. سپس، مغزه‌های به دست آمده به قطعاتی با ارتفاع ۲۲ میلی‌متری برش داده شدند و از هر مغزه ۲ تا ۴ قطعه نمونه به دست آمد (در مجموع ۱۰۰۸ قطعه).

شاخص‌های مغناطیسی نمونه‌های آماده‌سازی شده توسط دستگاه کاپابریج مدل MFK1-FA (شکل ۳) در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری شد. این دستگاه قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی را با دقت 10⁻⁸ SI اندازه‌گیری می‌کند چگونگی عملکرد این دستگاه، به طور خلاصه به شرح زیر است (Ghahamghash, 2002; Sadeghian, 2004; Badallo, 2011; Gavanji, 2010; Sheibi, 2009; Shekari, 2011): نمونه آماده اندازه‌گیری در داخل محفظه نگهدارنده نمونه قرار می‌گیرد و به کمک

با توجه به شواهد سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی، ماگمای سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند، یک تفریق دو مرحله‌ای عمده را پشت سر گذاشته است:

در ابتدا سنگ‌های گابرویی تا دیوریتی-کوارتزدیوریتی حاصل شده‌اند؛ سپس، سنگ‌های گرانودیوریتی تا آلکالی‌فلدسپارگرانیت‌ها که فازهای تفریق یافته بعدی همان ماگمای تشکیل‌دهنده گابروها و دیوریت‌ها هستند، جایگزین شده‌اند (Ghaffari, 2010).

شایان ذکر است بر روی سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی میزبان این توده و توده‌های گرانیتوئیدی همجوار، بررسی‌های متعددی انجام شده است که در آنها بیشتر به بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی پرداخته شده است (Mansouri, 1992; Emami et al., 1992; Nasr Latifi, 2000; Mohammadi, 1995; Esfahani and Vahabi Moghadam, 2010).

روش کار

با فراهم شدن امکانات آزمایشگاهی بررسی AMS در دانشگاه صنعتی شاهرود، اندازه‌گیری شاخص‌های مغناطیسی مورد نیاز برای اجرای روش AMS امکان‌پذیر شد. تعیین فابریک مغناطیسی و اجرای روش AMS مستلزم طی مراحل مختلف و متنوعی است که در ادامه به شرح آنها پرداخته می‌شود:

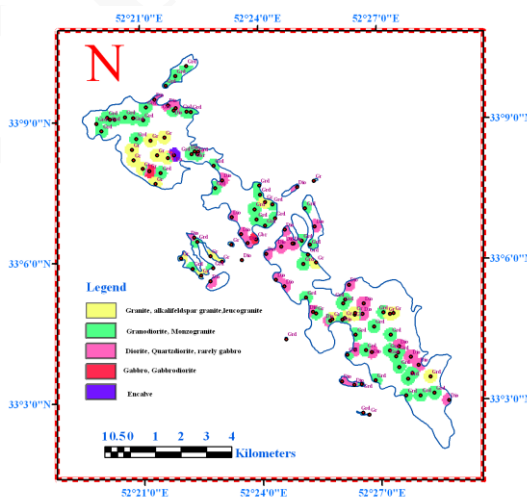
ابتدا بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی نظیر: نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشان (Zahedi and Amidi, 1975) و ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان (Radfar, 1998)، تصاویر ماهواره‌ای، مشاهدات صحرایی و تنوع سنگ‌شناسی توده گرانیتوئیدی ظفرقند، یک الگوی نمونه برداری اولیه (تقریباً به ازای هر یک تا دو کیلومتر مربع یک

Bouchez and Martín-Hernández *et al.*, 2004؛ Nedelec, 2011) که شرح آن خارج از مجال بحث این تحقیق است.

شایان ذکر است که برای اطمینان از صحت اندازه‌گیری‌های انجام شده باید قبل از شروع اندازه‌گیری و در طی کار در چند نوبت، دستگاه کاپابریج توسط نمونه استاندارد، کالیبره شود. حاصل نسبت بین میزان مغناطیس‌شدگی ایجاد شده در نمونه و شدت میدان مغناطیسی القا شده بر آن (M/H) به صورت شاخص K یا ضریب قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی تعریف می‌شود. شاخص K فاقد بُعد است اما در اندازه‌گیری‌ها بر اساس μSI بیان می‌شود ($SI=Standard International$). شاخص K مهم‌ترین شاخص در سنجش فابریک‌های مغناطیسی به حساب می‌آید.

یک نوار نقاله پلاستیکی و فاقد هر گونه خاصیت مغناطیسی، به درون یک فضای استوانه‌ای شکل فرو می‌رود و در این فضا به چرخش در می‌آید. به وسیله دو سیم‌پیچ که در دو طرف این فضای استوانه‌ای شکل تعبیه شده‌اند، میدان مغناطیسی القایی با شدت معین (H) (۲۰۰ میلی‌تسلا) بر آن اعمال می‌شود. پس از اعمال میدان، با توجه به ترکیب کانی‌شناسی و چگونگی حضور کانی‌های سازنده، هر نمونه، گشتاورهای مغناطیسی مربوط به کانی‌های دارای خواص مغناطیسی، در پاسخ به میدان مغناطیسی القا شده دستخوش تغییر و تحولاتی می‌شوند که به طور خلاصه مغناطیس‌شدگی گفته و با نماد M نشان داده می‌شود. باید توجه داشت که میزان مغناطیس‌شدگی به عوامل زیادی بستگی دارد (Butler, 2004؛ Tarling and Hrouda, 1993)

شکل ۲- نقشه پراکندگی ایستگاه‌های نمونه‌برداری و نوع ترکیب سنگ‌شناسی در هر ایستگاه. ترکیبات سنگ‌شناسی مشخص شده بر اساس مشاهدات صحرایی، بررسی مقاطع نازک (پتروگرافی) و نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل تحلیل‌های شیمیایی نمونه‌های سنگی منتخب تحلیل شده، استوار است.



شکل ۳- تصویری از دستگاه MFk1-FA و متعلقات آن که از چپ به راست شامل قسمت‌های زیر است:
 ۱- بخش اندازه‌گیری کننده (kappabridge)
 ۲- ریزپردازشگر (microprocessor)
 ۳- واحد پردازش داده یا همان کامپیوتر که نرم‌افزار SAFYR4W بر روی آن نصب شده و به ریزپردازشگر متصل است.



ابتدا به ریزپردازشگر (microprosseour) منتقل و سپس به واحد پردازش داده یا همان کامپیوتری که نرم‌افزار Safyr4W بر روی آن نصب است، منتقل می‌شود. نرم‌افزار Safyr4W ضمن کنترل عملکرد دستگاه کاپابریج به کاربر اجازه می‌دهد تا مطابق خواست خود از قابلیت‌های مختلف این دستگاه استفاده نماید. شایان ذکر است داده‌ها با فرمت RAN و ASCII ذخیره می‌شوند. فایل‌های دارای فرمت RAN ابتدا توسط نرم‌افزار Anisoft 4.2 خواننده، تغییرات لازم بر روی آن انجام می‌شود تا برای مراحل بعدی قابل استفاده باشد. نرم‌افزار 4.2 Anisoft می‌تواند بخشی از اطلاعات به دست آمده را به صورت استریونت یا استریوگرام نمایش دهد. شاخص‌های توصیف شده برخی از ابزارها مورد نیاز بررسی فابریک‌های مغناطیسی سنگ‌ها است. بررسی فابریک‌های مغناطیسی به اختصار روش AMS نامیده می‌شود.

روش AMS برای تعیین و ارزیابی فابریک‌های سنگ‌هایی که ساخت‌های مزوسکوپی آنها به خوبی توسعه نیافته و یا به عبارتی، در مقیاس صحرایی به خوبی قابل مشاهده و تفکیک نیست، بسیار مفید است (Hrouda and Lanza, 1989) و حتی می‌تواند برگ‌وارگی و خط‌وارگی مغناطیسی سنگ‌هایی را مشخص نماید که در نمونه‌های دستی و صحرایی فاقد برگ‌وارگی و خط‌وارگی قابل مشاهده هستند. بنابراین، می‌توان با روش AMS، فابریک‌های سنگ‌های به ظاهر همگن (ایزوتروپ) را بررسی کرد و نقشه ساختاری توده‌های آذرین دارای ترکیبات سنگ‌شناسی متنوع را تهیه نمود (Bouchez, 1997). در هنگام شناخت فابریک‌های گرانیته‌ها در مقیاس صحرایی و تطابق جایگیری و دگرشکلی آنها، پیچیدگی‌ها و مشکلات زیادی وجود دارد که بررسی فابریک‌های مغناطیسی می‌تواند به حل آنها کمک نماید (López de Luchi

شاخص K دارای دو مفهوم عددی و برداری است. مفهوم عددی آن فاقد جهت است و با میزان توانایی مغناطیس‌شدگی اجزای سازنده سنگ‌ها، در ارتباط مستقیم و در واقع کوچک و بزرگی آن، انعکاسی از ترکیب شیمیایی، فراوانی و نحوه حضور کانی‌های سازنده سنگ است. مقادیر برداری K که به صورت K_1 ، K_2 و K_3 معرفی می‌شوند دارای جهت (آزیموت) و میل (پلانچ) و می‌توان آنها را در یک فضای سه بعدی به صورت یک بیضوی مغناطیسی نشان داد. این بیضوی در واقع معرف تجسم تغییرات مقادیر ضریب قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی در فضای سه بعدی نمونه سنگی مورد بررسی است. برخی از شاخص‌های مغناطیسی، براساس نسبت‌های بین مقدار عددی مطلق یا جهت و مقدار شیب محورهای بیضوی مغناطیسی تعریف و توصیف شده‌اند و می‌توانند اطلاعات ارزشمندی در مورد فابریک‌های مغناطیسی سنگ‌ها ارائه نمایند.

مقادیر مطلق یا عددی K در راستای محورهای K_1 ، K_2 و K_3 نیز قابل اندازه‌گیری هستند (به ترتیب: K_{max} ، K_{int} و K_{min}) و مبنای محاسبه برخی از شاخص‌های مغناطیسی نظیر: K_m (میانگین قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی)، P (ناهمگنی مغناطیسی) و T (شاخص شکل) قرار می‌گیرند. در این پژوهش، تنها شاخص K_m بررسی شده است. مقادیر K_m طبق رابطه زیر و برای هر ایستگاه به طور مجزا محاسبه می‌شود:

$$K_m = \frac{K_1 + K_2 + K_3}{3}$$

مقادیر میانگین K_m محاسبه شده برای نمونه‌های سنگی مورد بررسی در جدول ۱ ارائه شده است. داده‌های خروجی حاصل از دستگاه کاپابریج

بدین ترتیب، گابروها دارای بیشترین و تونالیت‌ها دارای کمترین قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی هستند. تونالیت‌ها تقریباً فاقد کانی‌های سیلیکاته مافیک و اکسیدهای آهن (از جمله مگنتیت) اند. شایان ذکر است که، گرانودیوریت‌ها اصلی‌ترین سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند هستند. دیوریت‌ها و گرانیت‌ها در مرتبه بعدی اهمیت قرار می‌گیرند. سایر گروه‌های سنگی از فراوانی بسیار اندک برخوردار هستند (شکل ۴-ب). مقادیر بالای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی با حضور مگنتیت به عنوان حامل اصلی رفتار مغناطیسی، حضور مقادیر اندکی هماتیت و وجود کانی‌های سیلیکاته پارامغناطیس آهن‌دار نظیر: الیون، پیروکسن (اوژیت)، هورنبلند سبز و بیوتیت توجیه‌پذیر است. مقادیر بالای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی ($> 500 \mu SI$) در بیشتر نمونه‌های سنگی مورد بررسی بیانگر آن است که این توده گرانیتوئیدی در گروه گرانیتوئیدهای فرومغناطیس (Bouchez, 1997) قرار می‌گیرد و معادل گرانیتوئیدهای نوع I (Chappell and White, 1974)؛ (Chappell and White, 2001) و سری مگنتیت (Takahashi et al., 1980) است.

(AMS et al., 2004)، متأثر از وجود انواع کانی‌های دارای رفتار مغناطیسی متفاوت (مانند دیامغناطیس، پارامغناطیس و فرومغناطیس)، سهم جمعی یا فراوانی و ویژگی‌های آنها است (Graham et al., 2004) در سنگ‌های گرانیتی دگرشکل شده فاقد مگنتیت، سیلیکات‌های پارامغناطیس آهن‌دار مانند بیوتیت و هورنبلند سبز که برگوارگی سنگ را تشکیل می‌دهند، مسؤؤل ناهمگنی مغناطیسی این دسته از سنگ‌ها هستند (Rochette, 1987)؛ (Archanjo et al., 1994).

پس از معرفی روش کار و کلیاتی درباره آن، به تحلیل و بررسی داده‌های به دست آمده می‌پردازیم. متوسط مقادیر میانگین قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (برحسب μSI) در گروه‌های سنگی مختلف سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند بدین قرار است: گابروها (32536)، دیوریت‌ها (23768)، گرانودیوریت‌ها (18436)، گرانیت‌ها (8067) و تونالیت‌ها (68) (شکل ۴-الف). در ضمن آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک که دارای ترکیب چیره دیوریتی و کوارتزدیوریتی هستند، Km آنها بین 6412 تا 19500 متغیر است و به طور میانگین Km آنها برابر با $11080 \mu SI$ است.

جدول ۱- مختصات جغرافیایی ایستگاه‌های مغزه‌گیری، مقادیر میانگین قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (Km) و ترکیب سنگ‌شناسی در هر ایستگاه مغزه‌گیری (نمونه‌برداری). Litho (Lithology) = ترکیب سنگ‌شناسی؛ X و Y = مختصات جغرافیایی بر حسب UTM؛ μSI (Km) = قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی میانگین بر حسب μSI ؛ Gb = گابرو، Dio = دیوریت، Grd = گرانودیوریت، Gr = گرانیت، Ton = تونالیت، Enc = آنکلاو میکروگرانولار مافیک، Dk=Ap = دایک آندزیت پورفیری

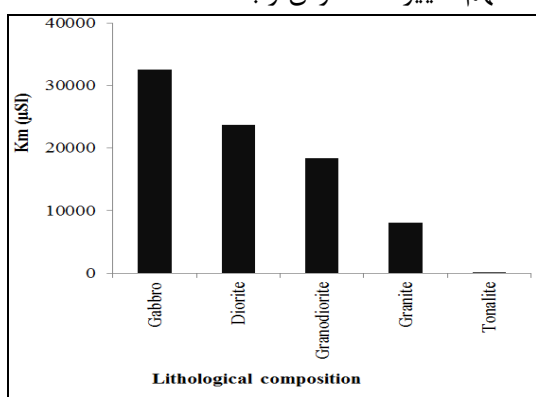
Site No.	X	Y	Litho	Km (μSI)
NZ-1	626103	3669311	Grd	7411
NZ-2	625608	3668883	Grd	8894
NZ-3	624869	3668820	Grd	5005
NZ-4	624162	3668647	Grd	20606
NZ-5	624364	3668357	Grd	1736
NZ-6	625280	3668919	Grd	1365
Z-7	625720	366804	Grd	4245
Z-8	62568	367221	Gr	7318
NZ-9	62 982	3666884	Gr	8636
NZ-10	626483	3666289	Gr	11519
NZ-11	626694	3666712	Grd	13612

Site No.	X	Y	Litho	Km (μSI)
NZ-12	626240	3666800	Gr	7361
NZ-13	625563	3667634	Gr	6323
NZ-14	626002	3668800	Grd	4120
NZ-15	627913	3667472	Grd	20028
NZ-16	628028	3667578	Gb	24530
NZ-16c,d	628028	3667578	Grd	11782
NZ-17	627225	3667424	En	7305
NZ-18	626973	3667319	Gr	8267
NZ-19	626545	3667415	Gr	8720
NZ-20	626292	3667999	Gr	9215
NZ-21	626835	3668116	Gr	2962

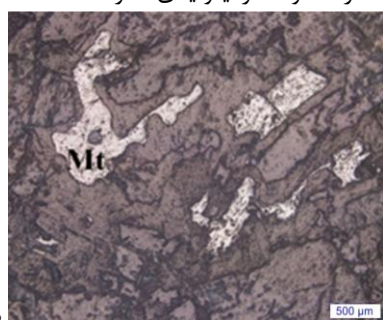
Site No.	X	Y	Litho	Km (μSI)	Site No.	X	Y	Litho	Km (μSI)
NZ-22	627691	3670933	Grd	13096	NZ-74	628014	3664165	Dio	6374
NZ-23	627267	3670548	Grd	12129	NZ-75	628144	3664012	Grd	4590
NZ-24	626886	3670161	Grd	7588	NZ-76	628652	3663437	Gr	6122
NZ-25	627201	3669193	Grd	26322	NZ-77	629105	366323	Gr	7125
NZ-26	627278	3669280	Dio	12037	NZ-78	628762	3662969	Grd	6137
NZ-27	627709	3669147	Grd	6185	NZ-79	628659	3662450	Dio	15376
NZ-28	627883	3669134	Grd	41292	NZ-80	627952	3662945	Grd	6343
NZ-29	626973	3669391	Dio	32164	NZ-81	627499	3663348	Gr	4293
NZ-30	626449	3669616	Dio	5200	NZ-82	628289	36 2682	Gr	3234
NZ-31	632727	3666412	Gr	14495	NZ-83	629864	3664313	Dio	1 471
NZ-32	632064	3666166	Dio	24065	NZ-84	629487	3664975	Dio	14232
NZ-33	634686	3661586	Dio	19850	NZ-85	628836	3666126	Grd	15790
NZ-34	635752	3660341	Grd	13533	NZ-86	628773	3667007	Grd	28067
NZ-35	636862	3659163	Dio	15887	NZ-87	628170	3667549	Dio	28521
NZ-36	636934	3657959	Grd	26897	NZ-88	628137	3667462	Grd	17430
NZ-37	637487	3658053	Grd	27115	NZ-89	629112	3666434	Dio	16795
NZ-38	63806	3657775	Dio	7411	NZ-90	629478	3663891	Gr	10507
NZ-39	637326	3658698	Grd	32705	NZ-91	630123	3663965	Dio	46286
NZ-40	636558	3659482	Dio	33372	NZ-92	629894	3663282	Dio	37515
NZ-41	636090	3659892	Dio	24102	NZ-93	631199	3664932	Grd	15165
NZ-42	635475	3661229	Grd	631	NZ-94	631576	3664487	Dio	21699
NZ-43	635645	3661164	Dio	12029	NZ-95	631440	3663824	Dio	21366
NZ-44	634336	3661145	Ton	87	NZ-96	632417	3661806	Grd	50301
NZ-45	634350	3661196	Af-gr	139	NZ-97	631566	3662254	Dio	28572
NZ-46	634108	3662319	Dio	40681	NZ-98	630807	3664640	Grd	13348
NZ-47	633113	3663202	Dk-Ap	42851	NZ-99	630473	3664885	Grd	8560
NZ-48	632819	3663197	Gr	17171	NZ-100	630459	3664110	Grd	21119
NZ-49	632579	3663892	Grd	11636	NZ-100a	630459	3664110	Gb	51711
NZ-50	632379	3665336	Grd	12730	NZ-101	630571	3666231	Grd	12915
NZ-51	632756	3664620	Dio	10667	NZ-102	630610	3665872	Gr	10539
NZ-52	631641	3660169	Grd	45817	NZ-103	630807	3665582	Grd	16833
NZ-53	633385	3659968	Dk-Ap	73955	NZ-104	630385	3665292	Grd	62516
NZ-54	634354	3659759	Dio	21701	NZ-105	631093	3665491	Grd	35101
NZ-55	635013	3659662	Dio	16983	NZ-106	632318	3663136	Grd	28932
NZ-56	634777	3659733	Grd	20226	NZ-107	632503	3663504	Grd	16881
NZ-57	634374	3660351	Grd	27009	NZ-108	633964	3661730	Grd	16204
NZ-58	634048	3659561	Grd	18246	NZ-109	633881	3661577	Grd	31862
NZ-59	636370	3657947	Grd	22368	NZ-110	635102	3660673	Grd	39230
NZ-60	634914	3657190	Gr	7486	NZ-111	635720	3659725	Grd	35684
NZ-61	634675	3657261	Grd	16451	NZ-112	635969	3659487	Grd	11648
NZ-62	633845	3658509	Dio	16629	NZ-113	636097	3659073	Grd	18987
NZ-63	634616	3658389	Grd	25157	NZ-114	636049	659650	Grd	14553
NZ-64	635162	3658552	Grd	21974	NZ-115	636612	3658831	Grd	23306
NZ-65	634324	3658368	Dio	15355	NZ-116	636448	3658616	Dio	15376
NZ-66	631238	3662516	Dio	18091	NZ-117	63572	3661173	Gr	965
NZ-67	630857	3663533	Dio	13743	NZ-118	635865	3661202	Gr	17638
NZ-68	632700	3661250	Dio	24166	NZ-119	624688	3668826	Grd	28842
NZ-69	632822	3661191	Ton	49	NZ-120	624582	3668901	Grd	37451
NZ-70	633377	3660897	Dio	43454	NZ-121	632257	3664053	Grd	16599
NZ-71	633458	3660962	Gr	163	NZ-122	631929	3663942	Dio	20180
NZ-72	633857	3660940	Dio	6458	NZ-123	631888	3663946	Dio	17701
NZ-73	633938	3660999	Gr	19028					

ادامه جدول ۱

از اکسیدهای آنها را در مقابل Km مورد بررسی قرار می‌دهند. بر همین اساس، تغییرات میانگین مجموع $TiO_2+MnO+FeO_1$ در مقابل میانگین Km برای گروه‌های سنگی اصلی سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند در قالب دو نمودار با ساختار نقطه‌ای (شکل ۶-الف) و هیستوگرام یا ستونی (شکل ۶-ب) نشان داده شده است تا فهم تغییرات ملموس تر باشد.



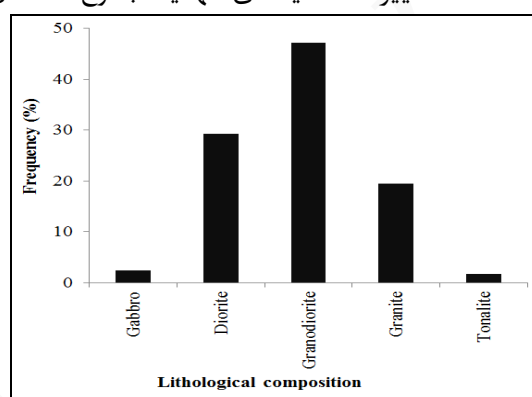
ب) نمودار نشان‌دهنده تغییرات مقادیر Km در گروه‌های سنگی چیره سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند



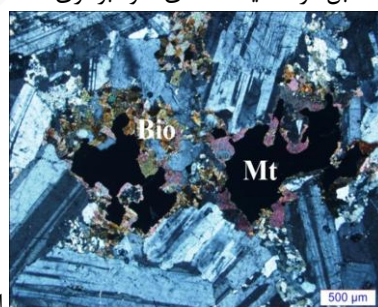
ب

مقاطع صیقلی تهیه شده از برخی نمونه‌های سنگی مورد بررسی نیز، وجود مگنتیت در گابروها، دیوریت‌ها و گرانودیوریت‌ها، را تأیید می‌کند (شکل ۵-الف و ب).

با توجه به این که عناصری نظیر: Fe, Mn, Ti و ... باعث بروز ویژگی‌های مغناطیسی اجسام تشکیل شده از آنها هستند، تغییرات اکسیدهای آنها یا مجموع تعدادی

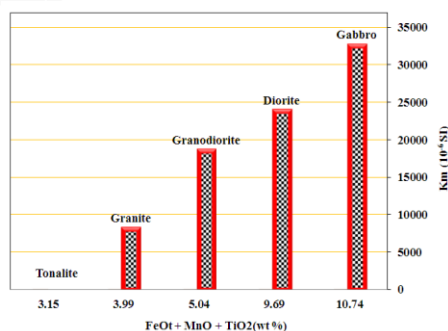


شکل ۴-الف) نمودار ستونی فراوانی یا تنوع ترکیبات سنگ‌شناسی مختلف در مقابل درصد ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده

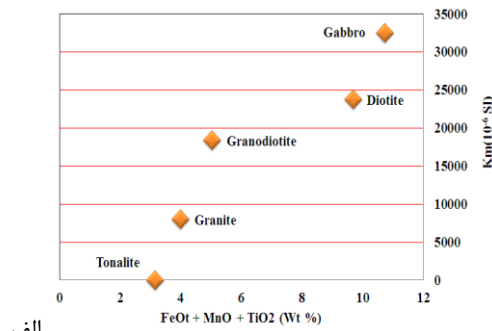


الف

شکل ۵-الف) تصویر میکروسکوپی معرف لخته‌هایی از کانی‌های اپاک (مگنتیت) در دیوریت‌های کوارتزار که توسط بیوتیت و اوژیت در بر گرفته شده‌اند (XPL) (PI=پلاژیوکلاز، Bio=بیوتیت، Aug=اوژیت). ب) تصویر میکروسکوپی معرف وجود مگنتیت در سنگ‌های مورد بررسی به ویژه گابروها (در نور منعکسه-پلاریزه عادی)



ب



الف

شکل ۶- نمودارهای نشان‌دهنده تغییرات میانگین مجموع $TiO_2+MnO+FeO_1$ در مقابل میانگین Km برای گروه‌های سنگی اصلی سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند

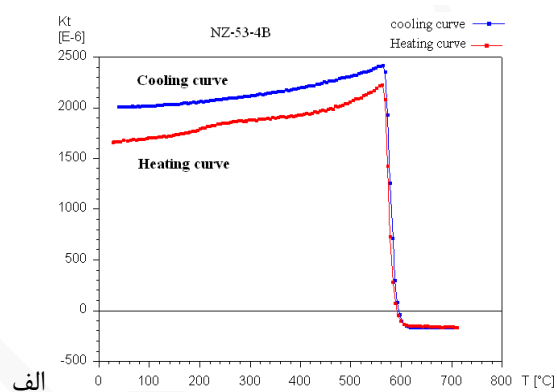
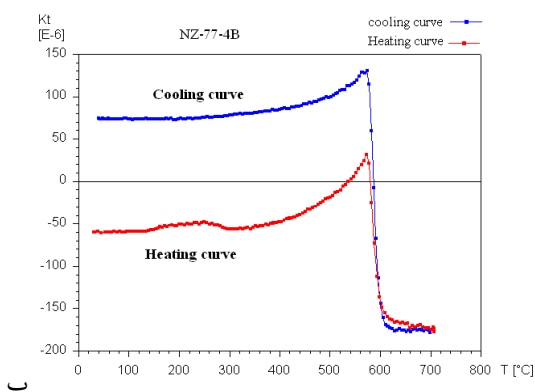
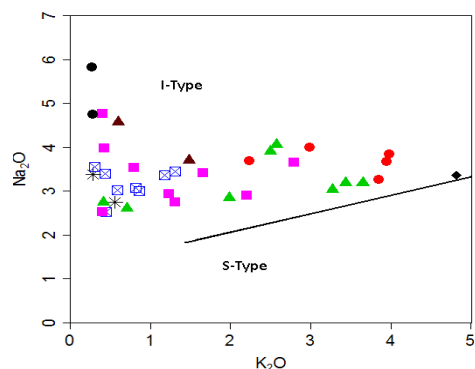
اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی است، از دمای آزمایشگاه (۲۰ درجه سانتیگراد) تا دمای ۷۰۰ تا ۷۲۰ درجه سانتیگراد حرارت داده شدند. دستگاه اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی با توجه به نرم‌افزارهایی که بر روی آن پیش‌بینی شده است، می‌تواند همزمان تغییرات مغناطیسی در مقابل دما را اندازه‌گیری و به صورت نمودار ارائه نماید که به آنها نمودارهای ترمومگنتیک گفته می‌شود.

با توجه به مبانی تفسیر نمودارهای ترمومگنتیک، و افت شدید مقدار پذیرفتاری مغناطیسی در حدود نقطه کوری مگنتیت (۵۸۰ درجه سانتیگراد) و هماتیت (۷۰۰ درجه سانتیگراد) مگنتیت عامل و حامل اصلی رفتار مغناطیسی در نمونه‌های سنگی توده گرانیتوئیدی ظرفرند است (شکل ۸). در برخی نمونه‌ها اندکی هماتیت وجود دارد که غالباً حاصل دگرسانی مگنتیت است. پتروگرافی مقاطع صیقلی تهیه شده از سنگ‌های گابرویی و گرانودیوریتی این توده نفوذی، این نتایج را تأیید می‌کند. بر اساس مشاهدات صحرایی، بررسی مقطع نازک و تغییرات مقادیر Km در محدوده توده گرانیتوئیدی ظرفرند، نقشه زمین‌شناسی این توده نفوذی اصلاح و نقشه‌ای جدید و دقیق‌تر برای آن ترسیم شد (شکل ۱-ج). این نقشه، در طی نمایش و تحلیل فابریک‌های مغناطیسی به عنوان نقشه مبنا استفاده شده است. برای درک بهتر تغییرات Km، مقادیر این شاخص در سطح رخنمون توده گرانیتوئیدی ظرفرند به صورت یک طیف رنگی از آبی (کمترین مقدار) تا قرمز (بیشترین مقدار) بر روی نقشه معرف گسترش سطحی این توده نفوذی (شکل ۹) نشان داده شده است.

این نمودارها به وضوح نشان می‌دهند که با افزایش مجموع $TiO_2+MnO+FeO_1$ مقدار Km نیز افزایش می‌یابد و یک رابطه یا تطابق مثبت و صعودی بین آنها وجود دارد. در شکل ۶-ب به دلیل بسیار اندک بودن مقدار Km در تونالیت‌ها، قابل نمایش نبوده است و یادآوری می‌شود این امر از نبود داده یا اشتباه در ترسیم نمودار ناشی نشده است. رابطه فوق با حضور گسترده کانی‌های دارای Fe، Mn و Ti (به ویژه Fe) نظیر مگنتیت، الیون، اوژیت، هورنبلند سبز در سنگ‌های مورد نظر تأیید می‌شود. کانی‌های دیگر نظیر کلریت، اسفن و اپیدوت نیز در این ارتباط سهیم هستند. از آنجا که این کانی‌ها بیشتر ثانویه هستند اظهار نظر در مورد آنها به تأمل و دقت بیشتر نیاز دارد. نتایج تحلیل شیمیایی بر اساس تجزیه شیمیایی ۲۳ نمونه سنگی متعلق به گروه‌های مختلف اصلی سازنده توده گرانیتوئیدی ظرفرند استوار است. برای ترسیم این نمودارها، از مقادیر میانگین آنها استفاده شده است. نتایج تحلیل شیمی از Ghaffari (۲۰۱۰) اقتباس شده است. قرارگیری موقعیت ترکیبی نمونه‌های سنگی توده گرانیتوئیدی ظرفرند در قلمرو گرانیتوئیدهای نوع I در نمودار Na_2O در مقابل K_2O (Chappell and White, 2001) نیز نتایج فوق را تأیید می‌کند (شکل ۷).

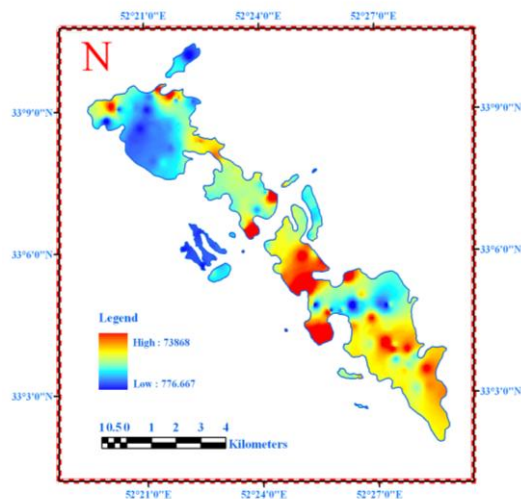
برای تعیین حامل‌های اصلی رفتار مغناطیسی سنگ‌های مورد بررسی، ۶ نمونه با ترکیب سنگ‌شناسی مختلف از ایستگاه‌های ۵۷A (گرانیت)، ۷۷B (گرانیت)، ۹۴A (دیوریت)، ۱۶C (گابرو)، ۵۳B (گرانودیوریت) و ۱۰۰C (گابرو) انتخاب و پودر شدند. سپس، این نمونه‌ها در آزمایشگاه محیط دیرینه و مغناطیس‌سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور با دستگاه CS3 که خود بخشی از متعلقات دستگاه

شکل ۷- نمودار Na_2O در مقابل K_2O (Chappell and White, 2001) که نمونه های سنگی توده گرانیتوئیدی ظفرقند بر روی آن نشان داده شده است. علائم نشان داده شده معرف گروه های سنگی زیر هستند: \blacksquare دیوریت، \bullet آلکالی فلدسپار گرانیت، \blacklozenge کوارتز مونزونیت، \blacktriangle گرانودیوریت، \boxtimes گابرو دیوریت، \blacktriangle مونزوگابرو، \ast گابرو



شکل ۸- نمودارهای تغییرات مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی در مقابل افزایش (heating curve) یا کاهش دما (cooling curve). افت بسیار شدید حساسیت مغناطیسی در دمای حدود ۵۸۰ درجه سانتیگراد (دمای کوری مگنتیت) معرف حضور مگنتیت در نمونه های سنگی است. الف) حضور پیک (نقطه اوج) اندکی متفاوت در طی مسیر کاهش دما به ویژه در دماهای بیش از ۶۰۰ درجه سانتیگراد، ب) حضور مقداری هماتیت در نمونه های سنگی بررسی شده.

شکل ۹- نقشه تغییرات میانگین مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی (Km) در توده گرانیتوئیدی ظفرقند (که به صورت یک طیف رنگی از آبی (کمترین) تا قرمز (بیشترین) نشان داده شده است).



و گابروها منطبق است. شواهد میکروسکوپی از جمله: حضور گسترده مگنتیت و کانی های سیلیکاته فرومیزین نظیر: الیون، اوژیت، هورنبلند سبز و به مقدار کمتر بیوتیت، نیز این موضوع را تأیید

مناطق دارای مقادیر کم به محدوده رخنمون گرانیت ها و گرانودیوریت ها معطوف می شود، در حالی که، مناطق دارای مقادیر زیاد و بسیار زیاد Km با محدوده رخنمون دیوریت ها، گابرو دیوریت ها

کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی سنگ‌های بررسی شده ارتباط بسیار جالب و تنگاتنگی نشان می‌دهند؛ منتهی تفسیر آنها باید در پرتو بررسی‌های پتروگرافی صحیح و دقیق صورت گیرد. تغییرات میانگین مجموع $TiO_2+MnO+FeO_1$ در مقابل میانگین Km برای گروه‌های سنگی اصلی سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند نشان می‌دهد که با افزایش مجموع $TiO_2+MnO+FeO_1$ ، مقدار Km نیز افزایش می‌یابد و یک رابطه یا تطابق مثبت و صعودی بین آنها وجود دارد. رابطه فوق با حضور گسترده کانی‌های دارای Fe، Mn و Ti (به ویژه Fe) نظیر: مگنتیت، الیوین، اوژیت، هورنبلند سبز و به مقدار کمتر بیوتیت در سنگ‌های بررسی شده تأیید می‌شود. کانی‌های دیگر نظیر: کلریت، اسفن و اپیدوت نیز در این ارتباط سهیم هستند اما از آن جایی که این کانی‌ها اغلب ثانویه هستند، اظهار نظر در مورد آنها به تأمل و دقت بیشتر نیاز دارد.

سپاسگزاری

نگارندگان از ریاست محترم دانشگاه صنعتی شاهرود دکتر علی مرادزاده و معاونت محترم اداری و مالی سابق دانشگاه دکتر حبیب‌اله قاسمی که طی تجهیز و راه‌اندازی آزمایشگاه ژئومغناطیس نهایت همکاری و مساعدت را مبذول نمودند صمیمانه تشکر و قدردانی می‌نمایند. همچنین، از مدیریت محترم امور زمین‌شناسی منطقه‌ای سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور دکتر جلیل قلمقاش و مسؤول محترم آزمایشگاه محیط و دیرینه‌مغناطیس دکتر حبیب علیمحمدیان تشکر می‌شود.

می‌کند. در سمت غرب-شمال غرب توده گرانیتوئیدی ظفرقند، گرانودیوریت‌ها از گسترش بیشتری برخوردار هستند و معمولاً دارای مقادیر در خور توجهی آنکلاو میکروگرانولار مافیک با ترکیب چیره دیوریت-کوارتز دیوریت هستند. حضور گسترده آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در اطراف روستای مخروبه بر گهر و سد خاکی تازه تأسیس اونج معرف انجام اختلاط ماگمایی گسترده بین اعضای مافیک و فلسیک در توده گرانیتوئیدی ظفرقند است (Sadeghian and Ghaffari, 2010; Ghaffary, 2011).

نتیجه‌گیری

اندازه‌گیری Km سنگ‌های سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند نشان می‌دهد که مقادیر میانگین Km (بر حسب μSI) برای گروه‌های سنگی بارز این توده نفوذی بدین قرار است: گابروها (۳۲۵۳۶)، دیوریت‌ها (۲۳۷۶۸)، گرانودیوریت‌ها (۱۸۴۳۶)، گرانیت‌ها (۸۰۶۷)، تونالیت‌ها (۶۸). بدین ترتیب، گابروها دارای بیشترین و تونالیت‌ها دارای کمترین Km هستند.

مقادیر بالای Km (به طور میانگین بیش از $500 \mu SI$) بیانگر آن است که این توده گرانیتوئیدی، در گروه گرانیتوئیدهای فرومغناطیس (معادل گرانیتوئیدهای نوع I و سری مگنتیت) قرار می‌گیرد. بررسی مقاطع صیقلی و بررسی‌های نمودارهای ترمومگنتیک حضور مگنتیت در اکثر ترکیبات سنگی بررسی شده را تأیید می‌کند و در ضمن معرف آن است که مگنتیت مهم‌ترین حامل رفتار مغناطیسی در سنگ‌های مورد نظر است. شایان ذکر است که مقادیر Km با ترکیب

منابع

- Aghanabati, S. A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Archanjo, C. J., Bouchez, J. L., Corsini, M. and Vauchez, A. (1994) The Pombal granite pluton: magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brasiliano strike-slip setting of NE Brazil (Paraiba State). *Journal of Structure Geology* 16: 323-335.
- Badallo, S. (2011) Investigation on the emplacement mechanism of the Gole Zarde granitoidic pluton (north of Aligoudarz) by AMS method. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Bouchez, J. L. (1997) Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks. In: *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics* (Eds. Bouchez, J. L., Hutton, D. H. W. and Stephens, W. E.) 95-112. Kluwer, Dordrecht.
- Bouchez, J. L. and Nedelec, A. (2011) *Petrology of granites: Structure, ecological framework*, Geological Society of France, Paris (in France).
- Butler, R. F. (2004) *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*. Electronic edition, Department of Chemistry and Physics University of Portland, Portland.
- Chappell, B. W. and White A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (2001) Two contrasting granite types, 25 years later, *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 489-499.
- Emami, M. H. (2000) *Magmatism of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Emami, M. H., Khalatbari Jafari, M. and Vossoughi Abdini, M. (1992) The Tertiary plutonism of Ardestan region, Central Iran. *Journal of Geoscience* 1(4): 1-13 (in Persian).
- Esmaily, D., Bouchez, J. L. and Siqueira, R. (2007) Magnetic fabrics and microstructures of the Jurassic Shah-Kuh granite pluton (Lut Block, Eastern Iran) and geodynamic inference. *Tectonophysics* 439: 149-170.
- Gavanji, N. (2010) Investigation on the emplacement mechanism of the south of Zafarghand (Ardestan) granitoidic pluton by AMS method. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Ghaffari, M. (2010) *Petrology and geochemistry of Zafarghand granitoidic pluton (SE Ardestan)*. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Ghalamghash, J. (2002) *Petrology and emplacement of Urumieh-Oshnavieh plutons*. PhD thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).
- Ghalamghash, J., Bouchez, J. L., Vosoughi-Abdini, M. and Nédélec, A. (2009) The Urumieh plutonic complex (NW Iran): record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times- Part II: magnetic fabrics and plate tectonic reconstruction. *Journal of Asian Earth Sciences* 36: 303-317.
- Graham, J., Borradaile, G. J. and Jackson, M. (2004) Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), magnetic petrofabrics of deformed rocks. In: *Magnetic fabrics* (Eds. Martín-Hernandez, F., Lünenburg, C. M., Aubourg, C. and Jackson, M.) 238: 299-360. Geological Society, London.
- Hrouda F. and Lanza, R. (1989) Magnetic fabric in the Biella and Traversella stocks (Periadriatic Line): implications for the emplacement mode. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 56: 337-48.
- Hrouda, F. (1982) Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys* 5: 37-82.

- Latifi, R. (2000) Study of geology, petrology, petrography and geochemistry of intrusions in southern and northern west Zafarghandi. MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- López de Luchi, M. G., Rapalini, A. E., Siegesmund, S. and Steenken, A. (2004) Application of magnetic fabrics to the emplacement and tectonic history of Devonian granitoids in Central Argentina. In: Magnetic fabric: methods and applications (Eds. Martín-Hernández, F., Lüneburg, C. M., Aubourg, C. and Jackson, M.) Special Publications, 553: 447-474. Geological Society, London.
- Mansouri, M. (1992) Geology and petrology Gojed pluton. MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Martín-Hernández, F. C., Lüneburg, C., Aubourg, M. and Jackson, M. (2004) Magnetic fabric: methods and applications. Geological Society of London, London.
- Mohammadi, S. (1995) Volcanism of Tertiary in Ardestan area (Central Iran). MSc thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).
- Nasr Esfahani, A. and Vahabi Moghadam, B. (2010) Magmatice and tectonic setting of Oligocen in south of Ardestan. *Petrology* 1(2): 95-108.
- Radfar, J. (1998) Geological map of Ardestan 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Rochette, P. (1987) Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology* 9: 1015-1020.
- Sadeghian, M. (2004) Magmatism, metallogeny and emplacement mechanism of Zahedan granitoid pluton. PhD thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Sadeghian, M. and Ghaffary, M. (2011) The petrogenesis of Zafarghand granitoid pluton (SE of Ardestan). *Petrology* 2(6): 47-70 (in Persian).
- Sadeghian, M., Bouchez, J. L., Nédélec, A., Siqueira, R. and Valizadeh, M. V. (2005) The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting. *Journal of Asian Earth Sciences* 25: 301-327.
- Sheibi, M. (2009) Petrology, geochemistry and emplacement mechanism of granitoid batholith of Shir-Kuh (SW-Yazd). PhD thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Shekari, S. (2012) Investigation of the emplacement mechanism of Darreh Bagh granitoidic pluton (NW Aligudarz) by using anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) method. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Ishihara, S. (1980) Magnetite series/ Ilmenite series vs. I type/ S type granitoids. *Mining Geology special issue* 8: 13-28.
- Tarling, D. H. and Hrouda, F. (1993) The magnetic anisotropy of rocks. Chapman & Hall, London.
- Zahedi, M. and Amidi, S. M. (1975) 1:250000 geological map of Kashan. Geological Surevy and Minning Exploration of Iran, Iran.