

بررسی منحنی‌های ترمومغناطیسی سنگ‌های گرانیتوئیدی جهت تشخیص کانی‌ها

مریم شبیبی^{۱*}

^۱ دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

چکیده

ناهمسانگردی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی سنگ‌ها توسط همه کانی‌های موجود در آن (دیامغناطیس، پارامغناطیس و فرومغناطیس) کنترل می‌شود. از آنجا که کانی‌های مختلف مغناطیسی در یک سنگ در دماهای متفاوت تشکیل گردیده و به روش‌های متفاوتی به دگرشکلی پاسخ می‌دهند، بنابراین محاسبه مشارکت نسبی آن‌ها در تجزیه و تحلیل فابریک مغناطیسی سنگ‌ها مفید می‌باشد. تشخیص کانی‌های مغناطیسی دربردارنده قابلیت پذیرفتاری سنگ‌ها و برآورد متشکله‌های پارامغناطیس و فرومغناطیس با استفاده از بررسی تغییرات قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی با دما (منحنی‌های ترمومغناطیسی) امکان‌پذیر می‌باشد. در این مقاله ترکیب کانی‌شناسی و تغییرات قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی با دما برای تعدادی از نمونه‌های گرانیتی شیرکوه یزد بررسی و درصد مشارکت کانی‌های پارامغناطیس و فرومغناطیس با استفاده از روش حداقل مربعات خطا محاسبه گردیده است. نتایج این تحقیق حضور مگنتیت در گرانیت‌های نوع S را که از دیدگاه مغناطیسی به گرانیت‌های پارامغناطیس تعلق دارند اثبات می‌نماید. این امر می‌تواند احتمالاً به دلیل تشکیل مگنتیت‌های جدید ناشی از گرم کردن نمونه یا به واسطه حضور کانی ایلمنیت در این سنگ‌ها باشد که در دمای بالا فرومغناطیس بوده و در دمای اتاق خاصیت پارامغناطیس از خود بروز می‌دهد. لازم به ذکر است که چنانچه مرحله گرم کردن نمونه در حضور گاز خنثی کننده آرگون صورت پذیرد جلوی هرگونه اکسیداسیون گرفته شده و مانع به وجود آمدن کانی جدیدی خواهد شد. با این وجود، از آنجا که مشارکت کانی‌های پارامغناطیس در نمونه‌های مورد مطالعه بالاتر از ۵۰ درصد می‌باشد تفسیر داده‌های فابریک مغناطیسی این سنگ‌ها باید بر اساس مطالعات رایج روی گرانیت‌های پارامغناطیس که در آن بیوتیت عامل اصلی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی است صورت پذیرد.

کلید واژه‌ها: ناهمسانگردی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی، منحنی‌های ترمومغناطیسی، ایلمنیت، مگنتیت

*نویسنده مسئول: مریم شبیبی

e-mail: Sheibi@Shahroodut.ac.ir

۱- مقدمه

کانی‌های مختلف در میدان مغناطیسی رفتار مغناطیسی مختلفی نشان می‌دهند و بر اساس میزان قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی به سه گروه عمده دیامغناطیس، پارامغناطیس و فرومغناطیس طبقه‌بندی می‌شوند. بخش عمده کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ از دو نوع دیامغناطیس و پارامغناطیس می‌باشد که به علت حضور زیاد آن‌ها در اغلب سنگ‌ها به آن‌ها کانی‌های ماتریکس نیز گفته می‌شود (Rochette, 1987). بر اساس رفتار کانی‌ها در یک میدان مغناطیسی پایین (10^{-4} تسلا) دو خاصیت مغناطیسی اصلی پارامغناطیس (قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی نسبتاً ضعیف ناشی از کانی‌هایی همچون بیوتیت، کلریت و آمفیبول) و فرومغناطیس (قابلیت پذیرفتاری مثبت و قوی در میدان مغناطیسی پایین به دلیل حضور کانی‌هایی همچون مگنتیت و گاهی مگهمیت) تشخیص داده شده است. در گرانیت‌ها، فازهای کانیایی در بردارنده مغناطیس القایی در بین سایر سیلیکات‌های آهن‌دار، غالباً بیوتیت و مگنتیت می‌باشند و در فقدان مگنتیت، گرانیت‌ها رفتار پارامغناطیس دارند (K عموماً کمتر از $400 \mu\text{SI}$). این موضوع موجب طبقه‌بندی گرانیت‌ها به دو گروه ایلمنیت و مگنتیت (Ishihara, 1977) گردیده که به ترتیب با گرانیت‌های پارامغناطیس و فرومغناطیس قابل مقایسه هستند (Bouchez, 1997).

به طور کلی ناهمسانگردی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) توسط همه کانی‌های موجود در سنگ کنترل می‌شود. در سنگ‌های دارای مگنتیت فراوان که قابلیت پذیرفتاری کلی بالاتری از $500 \mu\text{SI}$ دارند تأثیر کانی‌های دیامغناطیس و پارامغناطیس ناچیز است و AMS به طور مؤثری تنها توسط کسر فرومغناطیس کنترل می‌شود (Hrouda, 2010). در سنگ‌های با مگنتیت اندک و قابلیت

پذیرفتاری پایین‌تر از $500 \mu\text{SI}$ محتوای کانی‌های فرومغناطیس بسیار اندک بوده و AMS اساساً توسط کسر پارامغناطیس کنترل می‌شود (Hrouda, 2010). برای نمونه‌های دارای قابلیت پذیرفتاری کمتر از $50 \mu\text{SI}$ حتی از تأثیر کسر دیامغناطیس نیز نمی‌توان چشم‌پوشی کرد. AMS سنگ‌های دارای قابلیت پذیرفتاری کل بین 500 تا $5000 \mu\text{SI}$ ، توسط کانی‌های فرو و پارامغناطیس کنترل می‌شود (Hrouda, 2010).

از آنجا که کانی‌ها در محیط‌های زمین‌شناسی مختلف رفتارهای متفاوتی نشان می‌دهند، دانستن درصد مشارکت کانی‌های دیامغناطیس و پارامغناطیس با استفاده از قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی سنگ‌ها در بررسی‌های ناهمسانگردی مغناطیسی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است (برای مثال: Hrouda, 1982). بررسی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی سنگ‌ها نسبت به تغییرات دما که منحنی ترمومغناطیسی خوانده می‌شود یکی از روش‌های تعیین درصد مشارکت متشکله‌های پارا و فرومغناطیس سنگ‌ها می‌باشد. در این پژوهش تلاش می‌گردد تعدادی از نمونه‌های گرانیتی نوع S متنوع موجود در باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه یزد (گرانودیوریت، مونزوگرانیت و لوکوگرانیت) از نظر ترکیب دقیق کانی‌های کدر و تغییرات قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی با دما بررسی و درصد مشارکت کانی‌های فرو و پارامغناطیس در آن‌ها محاسبه شود.

۲- روش مطالعه

علاوه بر مطالعات دقیق پتروگرافی، تعدادی از کانی‌های کدر نمونه‌های گرانیتی شیرکوه یزد با استفاده از دستگاه میکروپروب مدل Cameca SX50 در آزمایشگاه میکروسوند دانشگاه پل ساباتیه تولوز در کشور فرانسه مورد تجزیه نقطه‌ای قرار

منگنز سنگ در کانی‌های پارامغناطیس در بر گرفته شده و به این ترتیب حداکثر قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (MTPS) را به صورت نظری اندازه‌گیری کردند. اگر MTPS با قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده در سنگ برابر باشد بدان معناست که قابلیت پذیرفتاری سنگ تنها توسط کانی‌های پارامغناطیس اعمال شده است. در مقابل اگر قابلیت پذیرفتاری اندازه‌گیری شده بسیار بالاتر از MTPS باشد یعنی همه آهن در کانی‌های پارامغناطیس مشارکت نداشته و حداقل بخشی از آن در کانی‌های فرومغناطیس با قابلیت پذیرفتاری بالاتر به کار رفته است. رابطه بین قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی کلی و محتوای آهن و منیزیم می‌تواند مطابق زیر نوشته شود (برای مثال: Rochette 1992; Aydin, 2007).

$$K_{MTPS} = -14.6 + d [25.2 c (Fe^{2+}) + 33.4 c (Fe^{3+}) + 33.8 c (Mn^{2+})] 10^{-6}$$

در اینجا $14/6 -$ قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی کانی‌های پارامغناطیس سنگ با بزرگای 10^{-6} ، d چگالی سنگ (برحسب کیلوگرم بر متر مکعب) و $c(Fe^{2+})$ ، $c(Fe^{3+})$ و $c(Mn^{2+})$ به ترتیب برابر درصد وزنی آهن با ظرفیت‌های ۲ و ۳ و منیزیم می‌باشد. سنگ‌های شیرکوه به دلیل داشتن قابلیت مغناطیسی پایین اساساً از کانی‌های ماتریکس ساخته شده و از دیدگاه رشت (۱۹۸۷) قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی محاسبه شده آن‌ها (Kc) باید از قانون کوری-ویس برای گرانت‌های پارامغناطیس محاسبه گردد.

$$Kc = d((25.2t + 33.4t' + 33.8t'') / (T - \theta))$$

در اینجا t ، t' و t'' به ترتیب درصد وزنی Fe^{2+} ، Fe^{3+} و Mn^{2+} می‌باشد، d همان چگالی سنگ می‌باشد که برابر $2/7$ فرض می‌گردد، T نیز دمای اتاق (293 درجه کلوین) و θ دمای کوری پارامغناطیسی می‌باشد. این پارامتر برای هر کانی پارامغناطیس مقدار مشخصی است و بین 10 تا 20 تغییر می‌کند (Rochette, 1992)، در این پژوهش $\theta = 15$ در نظر گرفته شده است.

از نتایج آنالیز شیمی که از 24 نمونه از ایستگاه‌های مغزه‌گیری شده بدست آمده است مقدار K_C محاسبه شده و با قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده (K_m) مقایسه گردیده است (جدول ۲). نمودار بدست آمده (شکل ۱) رابطه خطی مستقیمی بین این دو پارامتر را نشان می‌دهد و شیب خط از مقدار واحد زیاد دور نیست. در این نمودار پایین‌ترین مقادیر K_m و K_C متعلق به لوکوگرانت‌ها و بالاترین مقادیر به سنگ‌های غنی از بیوتیت یعنی گرانودیوریت‌ها و مونزوگرانت‌ها تعلق دارد. برون یابی برازش خطی نسبت به مرجع، اندکی مقدار منفی K_m نشان می‌دهد که همان سهم مشارکت کانی‌های دیامغناطیس است که توسط هرودا (۱۹۸۶) معادل $14 \mu SI$ برآورد شده است. این مقدار مربوط به قابلیت پذیرفتاری کانی‌های دیامغناطیسی مانند کوارتز و فلدسپارها می‌باشد.

۳-۳- برآورد متشکله‌های پارا و فرومغناطیس قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی

روش‌های متعددی برای محاسبه درصد مشارکت کانی‌های فرو و پارامغناطیس وجود دارد که از این میان می‌توان به اندازه‌گیری تغییرات AMS در میدان‌های مغناطیسی با شدت متفاوت یا اندازه‌گیری این تغییرات با دما اشاره نمود. از آنجا که نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به گرانت‌های پارامغناطیس می‌باشند و با توجه به این موضوع که قابلیت پذیرفتاری کانی‌های پارامغناطیس تابعی از تغییرات دماست و توسط قانون کوری-ویس کنترل می‌گردد در اینجا از روش دوم استفاده شده است. اندازه‌گیری تغییرات قابلیت پذیرفتاری یک نمونه با دما شامل دو مرحله

گرفته است. در طول انجام این آزمایش‌ها، ولتاژ شتابدهنده دستگاه $15 Kv$ و شدت جریان $30 namp$ بوده است. محدوده آشکار سازی این دستگاه کمتر از 0.2% می‌باشد. قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌های مورد مطالعه نیز با استفاده از دستگاه Kappabridge-KLY3 در آزمایشگاه پتروفیزیک (LMTG) دانشگاه مذکور اندازه‌گیری شده است. توانایی بالای دستگاه Kappabridge برای اندازه‌گیری مقادیر بسیار کوچک خودپذیری مغناطیسی تا حد $10 \times 8 - SI$ و به طور ویژه‌ای برای مطالعه قابلیت پذیرفتاری سنگ‌هایی با پذیرفتاری مغناطیسی پایین نظیر گرانت‌های پارامغناطیس مناسب می‌باشد (بوشه، ۱۹۹۷). چگونگی انجام این روش و نتایج حاصل از آن در غالب مکانیسم جایگیری باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه در شیبه و همکاران (۲۰۱۱) ارائه شده است. همچنین جهت تشخیص کانی‌های دارای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی و بررسی تغییرات قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی کانی‌ها با دما، تعدادی از نمونه‌های مورد مطالعه با هاون سنگی پودر شده و در کوره $CS-2$ که به دستگاه کاپابریج متصل می‌باشد بین 20 تا 700 درجه سانتیگراد گرم و سپس سرد گردیده است. نرخ گرم شدن در این آزمایش $10^\circ C$ بر دقیقه بوده و تعداد 11 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. در ادامه خواهیم دید که از این نتایج چگونه می‌توان در تشخیص کانی‌ها استفاده نمود.

۳- داده‌ها

۳-۱- ترکیب شیمیایی کانی‌های کدر

ترکیب شیمیایی برخی از کانی‌های کدر موجود در نمونه‌های مورد مطالعه در جدول شماره ۱ ارائه گردیده است. ایلمنیت با فرمول ساختاری $FeTiO_3$ بیش از 70% و پیروفانت با فرمول ساختاری $MnTiO_3$ بین 10 تا 20% اصلی‌ترین کانی‌های کدر در این باتولیت را تشکیل می‌دهند (جدول ۱). از آنجا که ایلمنیت در گرانت‌های نوع S کاملاً سالم بوده و تنها به روتیل (و نه به هماتیت) آلتزه می‌گردد، می‌توان کمتر از 10% هماتیستی که در برخی از کانی‌های کدر مشاهده شده‌اند را به شرایط احیایی اعمال شده از یک منشأ رسوبی دارای گرافیت نسبت داد (Whalen and Chappell, 1988).

۳-۲- قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی

بزرگای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی میانگین که به صورت $K_m = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$ محاسبه می‌شود در نمونه‌های مورد مطالعه بین 20 تا $332 \mu SI$ و به طور متوسط $180 \mu SI$ تغییر می‌نماید (Sheibi et al., 2011). چنین سنگ‌هایی با قابلیت پذیرفتاری مغناطیس شدگی پایین که فاقد مگنتیت بوده و به گرانت‌های نوع ایلمنیت (Ishihara, 1977) تعلق دارند به عنوان گرانت‌های پارامغناطیس (Bouchez, 1997) در نظر گرفته می‌شوند. در این گرانت‌ها سهم کانی‌های فرومغناطیس بسیار ناچیز بوده و بیوتیت مهمترین کانی آهن‌دار این مجموعه و در بردارنده اصلی خود پذیری مغناطیسی می‌باشد.

علاوه بر اندازه‌گیری مستقیم، محاسبه قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی سنگ‌ها با استفاده از ترکیب شیمیایی نیز امکانپذیر است. این روش اولین بار توسط آیدین و همکاران (۲۰۰۷) ارائه گردید. این محققین چنین فرض کردند که همه آهن و

دمای کوری مگنتیت مطابقت می‌نماید امری بدیهی است. این موضوع احتمالاً به دلیل تشکیل مگنتیت‌های جدید ناشی از گرم کردن نمونه می‌باشد که با قابلیت پذیرفتاری بالاتر منحنی سردشدگی نیز اثبات می‌گردد. این منحنی همچنین یک پدیده رایج در کانی‌های فرومغناطیس را نشان می‌دهد که در دماهای بین دمای اتاق و 400°C مقدار قابلیت پذیرفتاری ثابت می‌ماند و یک خط مستقیم با شیب کم را دنبال می‌نماید. از این ویژگی می‌توان در برآورد قابلیت پذیرفتاری به متشکله‌های فرو و پاراستفاده نمود. بنابراین، همانطور که در این شکل مشاهده می‌گردد بخشی از قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی این سنگ‌ها توسط کانی‌های پارامغناطیس (بیوتیت) و بخش دیگر توسط کانی‌های فرومغناطیس (مگنتیت) کنترل شده است که به ترتیب با مسیر هذلولی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی در مقابل دما و کاهش ناگهانی در قابلیت پذیرفتاری در نزدیکی دمای 600°C مشخص گردیده است. نتیجه اصلی این مطالعه مشارکت کانی‌های فرومغناطیس در ایجاد خاصیت پارامغناطیس و حضور مگنتیت در گرانتیت‌های نوع S را منعکس می‌نماید.

نحوه محاسبه مشارکت کانی‌های پارامغناطیس نسبت به قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی کل در ابتدای این مبحث توضیح داده شده و در شکل ۲ به نمایش در آمده است. با برازش داده‌های ترمومغناطیسی بر روی معادله‌های ۱ و ۲ و استفاده از روش حداقل مربعات خطا، میزان مشارکت برای ۶ نمونه از گرانودیوریت‌های با قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی بالای شیرکوه محاسبه گردیده است. این محاسبات که از روش هرودا (۱۹۹۴) اقتباس گردیده شامل برازش هذلولی کوری-ویس به درون بخش دمای پایین (۲۵ تا 150°C درجه سانتی‌گراد) منحنی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی در مقابل دما می‌باشد. روش مذکور که معادل برازش یک خط مستقیم در یک نمودار K در مقابل $1/T$ (شکل ۲ب) می‌باشد به ما در جدا کردن سهم فرومغناطیس از پارامغناطیس در یک سیگنال قابلیت پذیرفتاری کمک می‌نماید. نتایج حاصل از نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۳ ارائه گردیده است.

۴- نتیجه گیری

قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده با استفاده از دستگاه کاپابریج و قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی محاسبه شده از ترکیب شیمیایی نمونه‌های سنگی شیرکوه با یکدیگر مطابقت داشته و نشان می‌دهد که قابلیت پذیرفتاری سنگ‌های مورد مطالعه تنها توسط کانی‌های پارامغناطیس اعمال شده است. اگر چه نمونه‌های باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه از گرانتیت‌های نوع S و پارامغناطیس محسوب می‌شوند اما منحنی‌های ترمومغناطیسی که از ترسیم نمودار تغییرات قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی سنگ‌ها در مقابل دما به دست آمده است مشارکت کانی‌های فرومغناطیس همانند مگنتیت را در قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی این نمونه‌ها اثبات می‌نماید.

می‌باشد: ۱) گرم کردن نمونه تا دمای بیش از 800°C و ۲) سرد کردن آن تا دمای اتاق. مرحله گرم کردن معمولاً مخرب بوده و ممکن است تغییراتی همچون اکسیداسیون، آزدایی یا سایر تحولات کانی شناسی غیرقابل بازگشت را موجب گردد. مرحله سرد کردن که غالباً به کمک گازهای خنک کننده‌ای همانند نیتروژن یا هلیوم صورت می‌پذیرد موجب تغییر خاصی در نمونه نمی‌گردد.

بررسی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی سنگ‌ها در مقابل تغییرات دما که اصطلاحاً منحنی‌های ترمومغناطیسی خوانده می‌شوند در تشخیص اینکه آیا نمونه مربوطه تماماً فرومغناطیس، پارامغناطیس، دیامغناطیس یا ترکیبی از این‌ها است به ما کمک می‌نماید. به طور کلی، تغییرات قابلیت پذیرفتاری کانی‌های پارامغناطیس با دما به صورت یک هذلولی است درحالی که این تغییرات در کانی‌های فرومغناطیس یک منحنی پیچیده بوده و در دمای کوری به شدت کاهش می‌یابد. کانی‌های پارامغناطیس به دنبال قانون کوری یک مسیر هذلولی نشان می‌دهند $K=C/T$ که در آن C ثابت کوری و T دمای مطلق است. برای مطالعه بیشتر به مارتین-هرناندز و فره (۲۰۰۷) و هرودا (۱۹۹۴) و (۲۰۱۰) مراجعه شود. چنانچه سنگی حاوی کانی‌های پارامغناطیس و یک کانی فرومغناطیس باشد، منحنی تغییرات قابلیت پذیرفتاری در مقابل دمای آن در یک دامنه دمایی خاص به دو صورت تعیین می‌گردد. مدل اول قابلیت پذیرفتاری فرومغناطیس را ثابت:

$$K = P_p C/T + P_f K_f \quad (1)$$

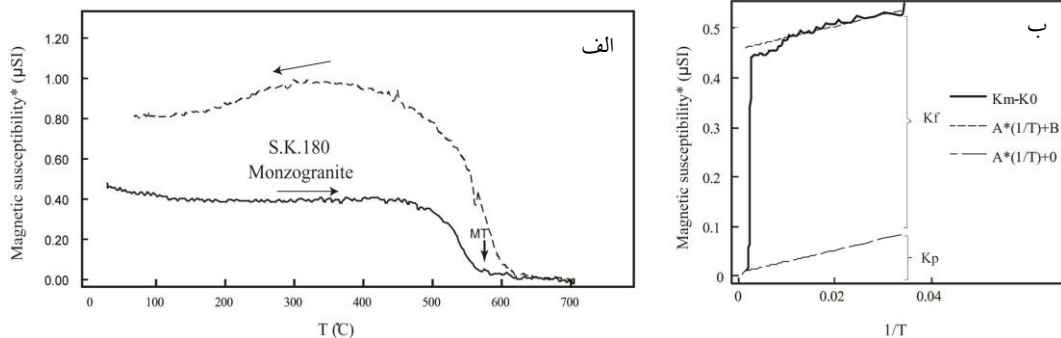
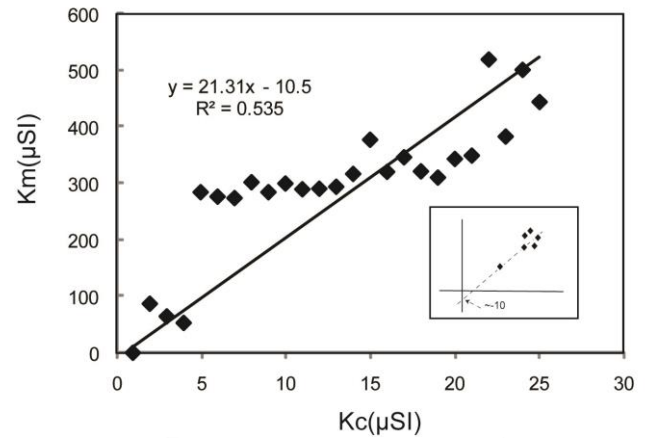
و مدل دوم قابلیت پذیرفتاری فرومغناطیس را به صورت یک خط راست نسبتاً شیبدار در نظر می‌گیرد.

$$K = P_p C/T + P_f (bT+a) \quad (2)$$

در واقع معادله دوم ترکیبی از یک هذلولی و خط راست می‌باشد. با برازش این فرمول‌ها بر روی داده‌های بدست آمده از تغییرات قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی با دمای نمونه (داده‌های منحنی‌های ترمومغناطیسی) و با استفاده از روش حداقل مربعات خطا، می‌توان ضرایب درصد مشارکت فرومغناطیس را در این فرمول محاسبه و با کسر آن از قابلیت پذیرفتاری کل میزان مشارکت پارامغناطیس را بدست آورد. پیش شرط آنکه میزان مشارکت فرو و پارامغناطیس به خوبی صورت پذیرد آن است که تفکیک این دو در یک طیف دمایی که در آن هیچ تغییر کانیایی صورت نمی‌پذیرد انجام گردد. به همین دلیل دماهای نسبتاً پایین انتخاب شده است. به علاوه، چنانچه منحنی سردشدگی به طور محسوسی شبیه به منحنی گرم‌شدگی باشد یعنی تغییر فاز کانیایی خاصی صورت نپذیرفته و تفکیک به درستی انجام شده است.

یکی از منحنی‌های ترمومغناطیسی که از ترسیم نمودار قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی در مقابل دما بدست آمده در شکل ۲ الف ارائه گردیده است. منحنی تغییرات به طور مشخصی تا دمای تقریباً 200°C به صورت هذلولی و در دماهای بالاتر میزان قابلیت پذیرفتاری نسبتاً ثابت می‌ماند. حضور مگنتیت به دلیل دارا بودن بیشترین مقدار K در دمای کمتر از 30°C (دمای اتاق) و افت ناگهانی K در 590°C که با

شکل ۱- قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده (Km) در مقابل قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی محاسبه شده از آنالیز ژئوشیمیایی تعداد ۲۴ نمونه (Kc) از سنگ‌های باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه یزد.



شکل ۲- الف- منحنی ترمومغناطیسی که تغییرات مقادیر K را به صورت تابعی از دما برای یکی از نمونه‌های دارای مقدار قابلیت پذیرفتاری بالا در باتولیت شیرکوه نشان می‌دهد. منحنی گرم شدگی (خط پر) و سرد شدگی (نقطه چین) نیز آورده شده‌اند. ب- قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی کل (Km) در مقابل 1/T برای همین نمونه. نحوه محاسبه مشارکت کانی‌های فرومغناطیس و پارامغناطیس نشان داده شده است.

جدول ۱- نتایج آنالیز میکروپروب ایلمنیت از واحدهای مختلف باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه.

	Granodiorite										Monzogranite	
	S.K.11		S.K.23								S.K.56	
Ilmenite	Ilm1	Ilm2	Ilm1	Ilm2	Ilm3	Ilm4	Ilm5	Ilm6	Ilm7	Ilm8	Ilm1	Ilm2
wt%												
SiO ₂	0.01	0.05	0	0	0.06	0	0.01	0.01	0	0	0.05	0.02
TiO ₂	53.7	53	45	44.9	44.8	45.6	43.8	46.3	44.2	43.5	45.4	44.7
Cr ₂ O ₃	0.06	0.04	0.01	0	0.03	0	0.03	0.01	0	0.13	0	0.1
Fe ₂ O ₃ (c)	0	0	9.04	8.6	7.3	7.27	8.75	6.76	8.1	9.28	6.13	7.07
FeO(c)	42.5	37	32.8	33.6	32.1	32.9	32.1	34.1	32.3	31.6	36.2	35.1
MnO	4.79	9.71	7.43	6.69	7.74	7.79	7.13	7.49	7.18	7.23	4.38	4.8
MgO	0.04	0	0	0	0	0.06	0	0	0	0.05	0.09	0.08
CaO	0	0.1	0	0.06	0	0.03	0	0.02	0.04	0	0	0
ZnO	0.11	0.12	0.14	0	0.38	0	0	0	0.09	0.14	0	0
Total	101	100	94.4	93.9	92.5	93.7	91.9	94.7	92	91.9	92.4	92
Ilmenite	89.6	79	73.9	75.9	74.3	74.5	74.2	76.2	74.8	73.1	83.1	81.1
Geikielite	0.15	0	0	0.01	0	0.24	0	0	0	0.21	0.35	0.35
Pyrophanite	10.2	21	17	15.3	18.1	17.8	16.7	17	16.8	17	10.2	11.2
Hematite	0	0	9.17	8.75	7.6	7.4	9.1	6.8	8.42	9.68	6.33	7.34

جدول ۲- محتوای Fe^{2+} , Fe^{3+} و Mn^{+2} تعدادی از نمونه‌های شیرکوه و مقادیر قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده (Km , μSI) و محاسبه شده (Kc) بر اساس نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی (Sheibi et al., 2010).

Sample	Fe^{+2}	Fe^{+3}	Mn^{+2}	Kc	Km
4	3.08	0.92	0.07	284	186
8	3.26	0.98	0.07	302	197
11	5.47	1.64	0.15	519	231
19	1.04	0.31	0.03	87	45
23	4.71	1.41	0.12	444	332
25	5.28	1.58	0.15	501	307
39	2.98	0.89	0.06	274	211
50	3.74	1.12	0.09	349	210
60	0.79	0.24	0.04	64	32
66	3.45	1.04	0.08	321	171
74	3.34	1.00	0.08	310	195
100	3.08	0.92	0.07	284	186
101	3.41	1.02	0.08	317	188
105	2.99	0.90	0.07	276	198
111	3.68	1.11	0.08	343	207
116	3.24	0.97	0.07	300	262
122	3.18	0.95	0.07	294	172
123	3.71	1.11	0.09	346	197
128	3.13	0.94	0.07	290	168
137	3.13	0.94	0.08	290	184
142	4.02	1.21	0.10	377	170
155	4.09	1.23	0.09	383	244
178	0.70	0.21	0.01	53	20
180	3.45	1.04	0.07	320	243

جدول ۳- نتایج محاسبه مشارکت کانی‌های فرو و پارامغناطیس نسبت به قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی کل

Rock type	Sample #	Kf%	Kp%
Granodiorite	SK25	76.44	23.56
	SK81	77.07	22.93
Monzogranite	SK116	78.90	21.10
	SK180	84.01	15.99
Leucogranite	SK60	75.87	24.13
	Sk178	93.83	6.17

References

- Aydin, A., Ferré, E.C., Aslan, Z. (2007). The magnetic susceptibility of granitic rocks as a proxy for geochemical differentiation: Example from the Saruhan granitoids, NE Turkey. *Tectonophysics*, Vol. 441, pp. 85-95.
- 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.
- Hrouda F. (2010). Modelling relationship between bulk susceptibility and AMS in rocks consisting of two magnetic fractions represented by ferromagnetic and paramagnetic minerals – Implications for understanding magnetic fabrics in deformed rocks. *Journal of Geological Society of India*, Vol. 75, pp. 254-266
- Hrouda, F. (1982). Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surv.*, Vol. 5, pp. 37-82.
- Hrouda, F. (1986). The effect of quartz on the magnetic anisotropy of quartzite. *Studia. Geophys. Surv.*, Vol. 5, pp. 37-82.

- Hrouda, F. (1994). A technique for the measurement of thermal changes of magnetic susceptibility of weakly magnetic rocks by the CS-2 apparatus and KLY-2 Kappabridge. *Geophys. Jour. Int.*, Vol. 118, pp. 604-612.
- Ishihara, S. (1977). The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, Vol. 27, pp. 293-305.
- Martín-Hernández, F., and Ferré E.C., (2007). Separation of paramagnetic and ferromagnetic anisotropies: A review, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 112, 1-16.
- Rochette, P. (1987). Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies, *Journal of Structural Geology*, Vol. 9, pp. 1015-1020.
- Rochette, P., Jackson M., Aubourg C. (1992). Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews in Geophysics*, Vol. 30, pp. 209-226.
- Sheibi, M., Bouchez J. L., Esmaily D., Siqueira R. (2011). The Shir - Kuh pluton (Central Iran): Magnetic fabric evidences for the coalescence of magma batches during emplacement. *Asian Earth Sciences*, Vol. 46, 39-51
- Sheibi, M., Esmaily, D., Nedelec, A., Bouchez, J. L., Kananian, A. (2010). Geochemistry and petrology of garnet-bearing S-type Shir-Kuh Granite, southwest Yazd, Central Iran. *Island Arc*, Vol. 19, pp. 292-312.
- Whalen, J. B. and Chappell, B. W. (1988). Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan fold belt. Southeast Australia, *American Mineralogist*, Vol. 73, 281-296.