

نتایج اولیه مطالعه ناهمسانگردی مغناطیس پذیری در توده گرانیتویدی شاهکوه (جنوب بیرجند)

نوشته: دکتر داریوش اسماعیلی*، فاطمه وکیلی* و دکتر جلیل قلمقاش**

The Preliminary Study of Magnetic Susceptibility (MS) in the Pluton of Shah-Kuh Granitoid; South of Birjand

By: Dr. D. Esmaily*, F. Vakili* & Dr. J. Ghalamghash**

چکیده

اندازه‌گیری ناهمسانگردی مغناطیس پذیری (Anisotropy of Magnetic Susceptibility) فنی مناسب برای کمی کردن فابریک مغناطیسی یک توده نفوذی با استفاده از مغزه‌هایی استوانه‌ای به قطر ۲۵ میلی‌متر و طول ۵۰ تا ۱۰۰ میلی‌متر است. منشأ فابریکهای مغناطیسی در گرانیتها، سوگیری بلورهای دارای خواص مغناطیسی در ماگما پیش از تبلور کامل آن است. در این مقاله، سعی شده است ضمن تشریح اصول ناهمسانگردی مغناطیس پذیری (AMS)، نتایج اولیه مطالعه گرانیت شاهکوه با بهره‌گیری از این روش ارائه گردد. بزرگای حساسیت مغناطیسی به دست آمده برای واحدهای مختلف این توده نفوذی بین $79 \mu\text{SI}$ و $2896 \mu\text{SI}$ است. مشاهدات سنگ‌نگاری و کانی‌نگاری گویای آن است که عامل اصلی این ناهمسانگردی، مگنتیت و سپس هورنبلند و بیوتیت هستند. بر این اساس، توده گرانیتویدی شاهکوه به گرانیت‌های فرومغناطیس تعلق دارد و در زمره گرانیت‌های سری مگنتیت (Ishihara, 1977) قرار می‌گیرد. این نتایج با بررسیهای سنگ شناختی پیشین که توده نفوذی شاهکوه را از نوع I رده بندی کرده، کاملاً سازگار است. حضور کانی تورمالین در گرانیت‌های گرایزنی و میکروگرانیت‌های لوکوکرات، می‌تواند به ایجاد فابریکهای مغناطیسی معکوس منجر شود. مطالعه چنین سنگهایی به دلیل دارا بودن فابریک مغناطیسی معکوس، به بررسیهای دقیق‌تری نیاز دارد. در حالت کلی بر گوارگیهای تقریباً قائم به دست آمده، تعیین کننده موقعیت اولیه نمونه‌ها در دیواره توده نفوذی و خطوارگیهای مغناطیسی قائم، بیانگر صعود ماگماست. بر این اساس، نمونه‌های با خطوارگی تقریباً قائم که از گرانودیوریت‌های حوالی روستای ده مرغ برداشت شده، احتمالاً نشان‌دهنده مجرای تغذیه‌کننده ماگمای سازنده توده گرانیتی شاهکوه می‌باشد.

کلید واژه‌ها: ناهمسانگردی مغناطیس پذیری (AMS)، فابریک مغناطیسی، توده گرانیتی شاهکوه، جنوب بیرجند.

Abstract

The measurement of anisotropy of magnetic susceptibility is a suitable technique for quantifying the magnetic fabric of a pluton using cores with 25 mm diameter and 50 to 100 mm length. The origin of magnetic fabrics in granites is mainly described in terms of orientation of crystals, which occurred during deformation of cooling magma before its complete crystallisation.

In this paper, principles of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and its applications in determination of magnetic fabrics of Shah-Kuh is presented. The magnitude of magnetic susceptibility in different units of this pluton ranges between 79 to 2896 μSI . These values, as well as Fe-content in different specimens, indicate that minerals responsible for anisotropy of magnetic susceptibility are mainly magnetite, hornblende and biotite, in lesser significance. Accordingly, Shah-Kuh granite, except its greisenic granite and leucocratic microgranite, could be classified as ferromagnetic granite. This conclusion confirms the earlier petrological studies, which classified Shah-Kuh granite as an I-type granites. The presence of tourmaline in the greisenic granite and leucocratic microgranite results in an inverse magnetic fabric. Such rocks, due to their inverse magnetic fabric, need more detail AMS study. Nearly vertical magnetic foliation, observed in the some specimens, probably represents their primary location in the wall of pluton. Specimens with vertical magnetic lineations, from granodiorites adjacent to of Deh- Margh village, may be evidence of magma feeder zone.

Key words: Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), magnetic fabric, Shah- Kuh granite, South of Birjand.

مقدمه

تکامل ماگما را می‌توان در چهار مرحله جدایش، صعود، جایگیری و سردشدگی خلاصه کرد. به محض اینکه ماگما شروع به تبلور کند، بافت‌های ماگمایی شکل می‌گیرند و به طور پیوسته تکمیل شده و بازتاب‌کننده حالت دگرشکلی در هر مرحله می‌باشند. اطلاعات هندسی درباره جریان یافتن و سردشدن ماگما، به ویژه در رابطه با جایگیری و دگرشکلی بعدی، توسط ساخت کانیها ثبت می‌شود. اصولاً فابریک توسط شکل، سوگیری و توزیع مکانی کانیها و شرایط مکانیکی زمان تشکیل کانیها تعریف می‌شود. اهمیت فابریک برای سنگهای ماگمایی، مشابه دیگر سنگها بوده و گویای نوعی دگرشکلی است که سوگیری و شکل بیضوی دگرشکلی (پهن شدگی یا فشردگی) را شرح می‌دهد. نقش برداری ساختاری، سوگیری و چگونگی توزیع فابریکها یک ابزار کارآمد برای تشخیص روابط مکانی- زمانی- دمایی و دگرشکلی توده‌های نفوذی می‌باشد (Saint – Blanquat & Tikoff, 1996).

از فابریکهای ماگمایی، به ویژه انواع گرانیتی، می‌توان برای بازسازی هندسه جایگیری آنها و تعیین رژیم زمین ساختی ناحیه ای همزمان با جایگیری استفاده کرد. مطالعه ساختاری سنگها به روش سنتی بسیار وقت گیر و دشوار و نیازمند وجود ساختها و بافت‌های آشکار است. در عوض، ناهمسانگردی مغناطیس پذیری که در میدان مغناطیسی با شدت پایین اندازه گیری می‌شود، قوی‌ترین ابزار برای شناسایی فابریکهای مغناطیسی سنگهای گرانیتی به شمار می‌آید. در این روش، که بر پایه مطالعه سوگیری کانیهای آهن دار (مانند بیوتیت، آمفیبول، مگنتیت، پیرویت، ایلمنیت و ...) استوار است، بیضوی مغناطیس پذیری اندازه گیری شده و از نتایج حاصل برای تعیین الگوی جایگیری توده مورد مطالعه استفاده می‌شود. به کمک داده‌های مغناطیس پذیری می‌توان سنگهای گرانیتی را به انواع پارامغناطیس و فرومغناطیس رده بندی کرد که به ترتیب با سریهای ایلمنیت و مگنتیت (Ishihara (1977 قابل مقایسه هستند (Djouadi et al., 1997). فن AMS به دلایل زیر، کاربران زیادی را در محدوده علوم زمین جذب کرده است (Rochette et al., 1992):

- ۱- توان کاربرد برای بسیاری از سنگها و رسوبات نرم؛
- ۲- حساسیت بالا، به گونه‌ای که در این روش فابریکهای موجود در سنگهای به ظاهر همسانگرد قابل مطالعه و اندازه گیری هستند (برای مثال فابریکهای ایجاد شده در سنگها توسط جریان ماگما و دگرشکلی ضعیف)؛
- ۳- عملکرد به موقع و سریع که بررسیهای آماری و نقشه برداری از ساختها را ممکن می‌کند؛

۴- کاربرد کمی و نیمه کمی برحسب ساخت و شدت دگرشکلی و تقارن؛
 ۵- به کارگیری آن به عنوان ابزاری جدید برای محدود کردن تفسیرهای دیرینه مغناطیس برحسب سن مغناطیس شدگی پسماند طبیعی (Natural Remanent Magnetization= NRM)، تعریف بهتر تصحیحات ساختاری، انحراف احتمالی NRM برای زمین مغناطیس و غیره؛
 به رغم همه این موارد، مطالعه فابریکهای مغناطیسی نیز مانند دیگر روشهای سنگ شناسی و زمین شناسی، استثنایی دارد. برای مثال می‌توان به اثرات مغناطیسی سنگ، فابریکهای مغناطیسی معکوس یا حدواسط (روابط نامعمول بین محورهای ساختاری و مغناطیسی) اشاره کرد. حضور کانیهای مناسب برای ایجاد فابریکهای مغناطیسی معکوس مانند مگنتیت تک حوزه‌ای (Single domain)، تورمالین، آلانیت و ... می‌تواند عامل این بی‌هنجارها باشد. به هر حال، گاهی این استثناء آنقدر قوی عمل می‌کنند که رسیدن به نتایج قابل استفاده برای تعیین الگوی جایگیری توده گرانیتی مورد مطالعه را با مشکل رو به رو می‌کنند. هدف از این مطالعه، مروری بر اصول ناهمسانگردی مغناطیس پذیری (AMS) و ارائه نتایج اولیه مطالعه مغناطیس پذیری در توده گرانیتی شاکوه است.

۱- مروری بر زمین شناسی و سنگ نگاری توده گرانیتی شاکوه

باتولیت شاکوه در ۱۸۰ کیلومتری جنوب بیرجند با مختصات جغرافیایی ۳۱°۳۰' - ۳۱°۴۷' عرض شمالی و ۵۹°۱۲' - ۵۹° طول خاوری در محدوده نقشه‌های زمین شناسی ده‌سلم با مقیاس ۱:۲۵۰/۰۰۰ (سهندی، ۱۳۷۱) و بصیران با مقیاس ۱:۱۰۰/۰۰۰ (افتخارنژاد، ۱۳۷۱) واقع است.

توده گرانیتی شاکوه یکی از توده‌های گرانیتی بزرگ خاور ایران در بلوک لوت است که طول رخنمون آن به ۴۵ کیلومتر می‌رسد. در حاشیه شمالی، توده مزبور با همبری آشکار شیل‌های ژوراسیک زیرین را بریده و آن را به طور ضعیف دگرگون و سیلیس‌دار کرده است و در بخش جنوبی نیز سنگهای دگرگونی ده‌سلم را بریده و آنها را دگرگون کرده است (Stocklin, 1968؛ اسماعیلی و دیگران، ۱۳۸۲). این توده گرانیتی بزرگی از دو واحد اصلی با ترکیب مونوزوگرانیت - گرانودیوریت و سینوگرانیت تشکیل شده که بخش اصلی رخنمون، آن به واحد مونوزوگرانیت - گرانودیوریت تعلق دارد. کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم از سازه‌های اصلی و بیوتیت، آمفیبول، آلانیت، مونازیت، آپاتیت و اسفن و کانیهای کدر (مگنتیت و ایلمنیت) از اجزای فرعی این سنگها به شمار می‌آیند. واحد سینوگرانیتی عمدتاً از کوارتز، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز و بیوتیت تشکیل شده است، بیوتیت به طور میانگین ۶ درصد

ماگما تشکیل شده‌اند، توسط بلورهای بی شکل و گاه ریزدانه فلدسپار پتاسیم و کوارتز در بر گرفته می‌شوند (شکل 1a). حالت نیمه ماگمایی (submagmatic) معرف شرایطی است که مقدار مذاب کمتر از حد بحرانی برای جریان یافتن ماگما باشد

(Paterson et al., 1989; Hibbard, 1987)، در این حالت، شکستگی‌هایی در حد میلی‌متر در دانه‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شود که توسط مذاب باقیمانده و به صورت انباشته‌ای از کوارتز \pm فلدسپار قلیایی \pm پلاژیوکلاز سدیمی پر می‌شود. شکستگی‌های ریز نیمه ماگمایی در آن دسته از بلورهایی که به طور کامل از یکدیگر جدا نشده‌اند، به صورت گوه‌ای شکل (شکل 1 b) و در آنهایی که از هم جدا شده‌اند به صورت دیواره‌های موازی با یکدیگر است. همچنین گاه، کانیهای مانند اسفن و بیوتیت که در ابتدا متبلور شده‌اند، توسط جریان مذاب باقیمانده در شکستگی‌ها رانده می‌شوند (شکل 1c). دگرشکلی اوایل حالت جامد، توسط نوارهای شکنجی در بلورهای بیوتیت قابل تشخیص است (شکل 1d). با توجه به توضیحات بالا، گرانت شاهکوه شواهدی از دگرشکلی از حالت ماگمایی تا دگرشکلی حالت جامد دما بالا را در خود ثبت کرده است. در گرانتی‌هایی که شواهد ریز ساختاری ماگمایی و نیمه‌ماگمایی وجود دارد، برگراری و خطوارگی به ترتیب منطبق بر صفحه پهن شدگی و جهت کشیدگی اواخر تبلور است.

۳- مغناطیس پذیری

۳-۱- مبانی روش تعیین ناهمسانگردی مغناطیس پذیری

ناهمسانگردی مغناطیس پذیری (AMS) در میدان مغناطیسی با شدت پایین اندازه‌گیری می‌شود و می‌توان از آن برای مطالعه ساختارهای مغناطیسی استفاده کرد (Xu, 2002). مطالعات AMS به کمک حفاری و گرفتن مغزه‌هایی به قطر ۲۵ میلی‌متر و طول ۵۰ تا ۱۰۰ میلی‌متر صورت می‌گیرد. نمونه‌ها معمولاً در یک شبکه منظم و تقریباً به ازای هر دو کیلومتر مربع یک ایستگاه (با دو مغزه)، برداشت می‌شوند. برای نمونه‌گیری از دستگاه حفاری قابل حمل (Portable) استفاده می‌شود. در هر ایستگاه به منظور کاهش خطای اندازه‌گیری دو یا سه مغزه با فاصله چند متر از یکدیگر برداشت می‌شود. در آزمایشگاه، هر مغزه به دو یا سه قطعه با طول ۲۲ میلی‌متر بریده می‌شود تا برای سنجش مغناطیس پذیری توسط دستگاه Kappabridge KLY3 قابل استفاده باشد. حساسیت این دستگاه 5×10^{-8} SI است که به طور ویژه برای مطالعه ناهمسانگردی سنگهایی با حساسیت پایین، مانند گرانتی‌های پارامغناطیس مناسب است (Bouchez, 1997). گفتنی است که به تازگی برای اندازه‌گیری مغناطیس پذیری از دستگاه Kappabridge KLY4 نیز استفاده می‌شود

از حجم سنگ را به خود اختصاص داده است. افزون بر دو واحد اصلی یادشده، حضور میکروگرانتیها، شامل میکروگرانتیهای لوکوکرات و بیوتیت- میکروگرانتیها و گرانتیهای گرازینی شده نیز حائز اهمیت است. در میکروگرانتیهای لوکوکرات، کانیهای کوارتز، فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز (الیگوکلاز) به عنوان کانیهای اصلی و بیوتیت، آپاتیت، تورمالین، روتیل و زیرکن به عنوان کانیهای فرعی حضور دارند. در بیوتیت میکروگرانتیها، کانیهای کوارتز، فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز از کانیهای اصلی و بیوتیت، آلانیت، آمفیبول، زیرکن، آپاتیت و مونازیت از کانیهای فرعی به‌شمار می‌آیند.

گرانتیهای گرازینی که از دگرسانی گرمایی (hydrothermal) گرانتیها حاصل شده‌اند، دارای کانیهای اصلی کوارتز و فلدسپار و کانیهای فرعی بیوتیت، مسکویت، تورمالین، مونازیت، آپاتیت، توپاز و فلوریت هستند. بیوتیت که ۳ درصد از حجم سنگ را تشکیل می‌دهد، به شدت از آهن و آلومینیم غنی بوده و بر اساس رده بندی (Speer et al., 1984) از نوع سیدروفیلیت است. تورمالین نیز که پس از بیوتیت فراوان‌ترین کانی فرعی موجود در این سنگهاست، سرشار از آهن بوده و بر اساس رده بندی (Slak, 1997) از نوع شورل (Schorle) به‌شمار می‌آید. همچنین دایکهای داسیتی، آندزیتی، آپلیتی و رگه‌های کوارتز تورمالین کم و بیش قلع دار توده گرانتیویدی شاهکوه را بریده‌اند. اسماعیلی (۱۳۸۰) و اسماعیلی و دیگران (۱۳۸۰) از مقایسه ترکیب بیوتیتهای توده گرانتی شاهکوه با باتولیت گرانتی - کالیفرنیا نتیجه گرفته‌اند که این توده در رده گرانتیهای نوع I کاهیده به شدت آلوده (Strongly Contaminated & Reduced I- type granite (I-SCR)) قرار گرفته و از ذوب بخشی قاعده پوسته قاره‌ای که سپس سنگهای پوسته‌ای را هضم کرده‌اند، منشأ گرفته است. اسماعیلی (۱۳۸۰) میانگین سن گرانت شاهکوه را به روشهای K - Ar و Ar - Ar ، ۱۶۳ میلیون سال (ژوراسیک میانی) تعیین کرد.

۲- ریزساختها (microstructures)

(Bouchez et al., 1992) و (Paterson et al., 1989) با مطالعه گرانتیها، شواهد ریز ساختها را در مراحل مختلف تبلور ماگما معرفی کرده‌اند. تا هنگامی که کسر جامد یک ماگمای در حال تبلور از ۶۰ درصد فراتر نرفته باشد، به اندازه کافی ماده مذاب وجود دارد تا بلورها بتوانند کم و بیش مستقل از بلورهای مجاور، حرکت و چرخش کنند. در این شرایط، در حین تغییر شکل ماگما، چرخش بلورها بدون تاثیر متقابل عمده بر یکدیگر صورت می‌گیرد و دانه‌ها شواهد بارزی از دگرشکلی (به جز خاموشی موجی در کوارتز) نشان نمی‌دهند. همچنین دانه‌های خوش وجه (euhedral) مانند پلاژیوکلازها با زون بندی متناوب که در اوایل تبلور

۳-۲- بررسی مغناطیسی پذیری در توده گرانیتویدی شاهکوه

۳-۲-۱- اندازه گیری مغناطیسی پذیری نمونه‌ها

به منظور مطالعات مقدماتی AMS واحدهای مختلف توده گرانیتویدی شاهکوه، ۹ ایستگاه به شرح زیر انتخاب و از هر ایستگاه دو تا سه نمونه با فاصله چندمتر برداشت شد. از میان این نمونه‌ها، ایستگاههای SB001، SB006، SB008، SB012 و SB016 در گرانودیوریت - مونزوگرنایت، ایستگاههای SB009 و SB011 از سینوگرنایت، ایستگاه SB007 در گرنایت گرایزنی شده و ایستگاه SB002 در میکروگرنایت‌های لوکوکرات قلیایی انتخاب شد. هر کدام از مغزه‌ها بسته به طول آنها، به دو یا سه بخش با طول ۲۲ میلی‌متر بریده شدند. بنابراین، از هر ایستگاه ۴ تا ۶ نمونه تهیه شد. واحدهای مختلف سنگ شناختی و محل برداشت نمونه‌ها در شکل ۴ آمده است. مغناطیسی پذیری نمونه‌های آماده شده در آزمایشگاه سنگ فیزیک دانشگاه پل ساباتیه شهر تولوز فرانسه زیر نظر پرفسور ژان لوک بوشه اندازه‌گیری شد که نتایج مربوط به کل نمونه‌ها و میانگین مغناطیسی پذیری برای هر ایستگاه به ترتیب در جدولهای ۱ و ۲ ارائه شده‌اند.

مقدار مغناطیسی پذیری توده نفوذی شاهکوه از 79 μ SI تا 2896 μ SI متغیر است. بیشترین مقدار پذیرایی مربوط به نمونه مونزوگرنایتی SB001 است که نشانگر وجود کانیهای فرومغناطیسی در سنگ است، به ویژه اینکه در نمونه‌های مونزوگرنایتی توده نفوذی شاهکوه کانی مگنتیت نیز گزارش شده است (اسماعیلی، ۱۳۸۰). کمترین میزان مغناطیسی پذیری در نمونه SB002 از میکروگرنایت‌های لوکوکرات است که این نتیجه دور از انتظار نیست. زیرا از یک طرف حضور اندک کانیهای فرومنیزین در این سنگ، باعث مغناطیسی پذیری بسیار پایین در آنها و از سوی دیگر حضور کانی تورمالین موجب فابریک مغناطیسی معکوس گردیده است، که خود باعث کاهش مغناطیسی پذیری کل می‌شود. مغناطیسی پذیری در نمونه SB007، 45 μ SI، و به نسبت پایین است. به طور کلی، سنگهایی با مغناطیسی پذیری کمتر از 50 μ SI را جزو سنگهای پارامغناطیسی و بیش از این مقدار را جزو سنگهای فرومغناطیسی در نظر می‌گیرند (Djouadi et al., 1997). نمونه SB007 از گرانیت‌های گرایزنی تهیه شده که دارای کانیهای کوارتز و فلدسپار به عنوان کانیهای اصلی و بیوتیت (سیدروفیلیت)، مسکوویت، تورمالین، موناژیت، آپاتیت، توپاز و فلوریت به عنوان اجزای فرعی است. بنابراین مغناطیسی پذیری پایین این سنگها می‌تواند به دگرسانی گرمایی و کانی‌سازی تورمالین نسبت داده شود.

۳-۲-۲- تغییر درون جایگاهی (within site variability)

مقادیر مغناطیسی پذیری

به طور محلی توزیع ذرات مغناطیسی در مقیاس نمونه دستی در گرانیت‌های درشت دانه چنان ناهمگن (heterogene) است که برخی

که حساسیت بسیار بالایی در حدود $SI \times 10^{-8}$ دارد. مراحل نمونه‌گیری در شکل ۲ نمایش داده شده است.

مغناطیسی پذیری (K) برابر است با نسبت مغناطیسی شدگی القایی ماده به شدت میدان مغناطیسی.

به بیانی، مغناطیسی پذیری ($K = M/H$ ، شکل ۳) توانایی یک توده برای پذیرش مغناطیسی شدگی (M) در هنگام قرار گرفتن در معرض میدان مغناطیسی القایی (H) است.

خروجی اندازه‌گیری AMS، یک بیضوی مغناطیسی پذیری است که توسط مقدار و جهت یافتگی سه محور اصلی تعریف می‌شود، به گونه‌ای که $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ باشد. در بیشتر موارد، K برحسب واحد SI و

گاه، واحد cgs (که $\frac{1}{4\pi}$ یک واحد SI می‌باشد) بیان می‌شود (Borradaile, 1988). محور بزرگ بیضوی AMS (K_1) معرف

خطوارگی مغناطیسی و محور کوچک بیضوی مغناطیسی (K_3) عمود بر برگرورگی مغناطیسی است (Bouchez, 1997). مغناطیسی پذیری

میانگین (K_m) به صورت $[K_m = \frac{1}{3}(K_1 + K_2 + K_3)]$ تعریف می‌شود؛

درصد ناهمسانگردی (%P) برابر است با: $P(\%) = 100 \times [(K_1/K_3) - 1]$ و ناهمسانگردی خطی و صفحه‌ای به ترتیب عبارتند از:

$L\% = 100 \times [(K_1/K_2) - 1]$ و $F(\%) = 100 \times [(K_2/K_3) - 1]$ شکل

بیضوی مغناطیسی توسط پارامترهای T و P_{flinn} مشخص می‌شود که به

صورت $P_{flinn} = (L-1)/(F-1)$ و $T = 2 \times (\ln K_2 - \ln K_3) / (\ln K_1 - \ln K_3) - 1$

تعریف شده‌اند (Bouchez, 1997).

کانیهای مؤثر در ایجاد مغناطیسی پذیری به سه گروه دیامغناطیسی، پارامغناطیسی و فرومغناطیسی رده بندی می‌شوند. بخش عمده کانیهای تشکیل دهنده سنگ از نوع دیامغناطیسی و پارامغناطیسی است که به علت حضور زیاد آنها در اغلب سنگها، به آنها کانیهای زمینه نیز گفته می‌شود (Rochette, 1987; Borradaile, 1987; Borradaile et al., 1985; Owens & Bamford, 1978).

محورهای بیضوی مغناطیسی پذیری در کانیهای دیامغناطیسی مانند کوارتز و فلدسپارها، و کانیهای پارامغناطیسی مانند بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن هم ارز محورهای بلورشناسی آنهاست، لذا بیضوی مغناطیسی را می‌توان هم ارز بیضوی دگرشکلی در این کانیها در نظر گرفت که به آن فابریک مغناطیسی عادی گفته می‌شود.

در عوض، برخی کانیها مانند تورمالین، کاردیریت، آلانیت و کربناتهای آهن فابریک مغناطیسی معکوس نشان می‌دهند، بدین معنی که محور کوتاه مغناطیسی این کانیها با محور بلند بلوری آنها موازی است. مثالهایی از کانیهای زمینه با فابریکهای مغناطیسی عادی و معکوس توسط Hrouda (1982) ارائه شده‌اند.

دانه‌های مگنتیت (در امتداد هم یا پهلو به پهلو) باعث افزایش یا کاهش بزرگای مغناطیس پذیری می‌شود. بنابراین در مورد گرانیتهای فرومغناطیس، لزوماً بین مقدار آهن و مغناطیس پذیری رابطه مشخصی وجود ندارد. برای مثال در نمونه SB001 با ۳/۶۹ درصد وزنی آهن، مغناطیس پذیری 2896 μ SI است، در حالی که نمونه SB016 با ۵/۶۱ درصد وزنی آهن مغناطیس پذیری 2770 μ SI نشان می‌دهد.

۴- تفسیر داده‌های بیضوی مغناطیس پذیری

در حالت عادی که مغناطیس پذیری توسط کانیهای بیوتیت، آمفیبول و مسکوویت ایجاد می‌شود، محور بیشینه مغناطیس پذیری (K_1) برابر با خطوارگی و محور کمینه آن (K_3) هم ارز قطب برگوارگی در نظر گرفته می‌شود. با استفاده از شبکه استریونت (شکل ۶) می‌توان به آسانی داده‌های بیضوی مغناطیس پذیری را تفسیر کرد. در بالای هر استریونت، شماره نمونه یا ایستگاه نمونه برداری آورده شده، محورهای K_1 ، K_2 و K_3 هر نمونه به ترتیب با علامتهای مربع، مثلث و دایره توخالی نمایش داده شده و محورهای K_1 ، K_2 و K_3 میانگین مربوط به هر جایگاه با علامتهای مربع، مثلث و دایره توپر به نمایش درآمده است. داده‌های بیضوی مغناطیس پذیری در نمونه‌های SB002 و SB007 که به ترتیب مربوط به میکروگرانیتهای لوکوکرات و گرانیتهای گرایزنی است پراکندگی زیادی دارند که به علت حضور همزمان کانی تورمالین با ساخت مغناطیسی معکوس و بیوتیت با ساخت مغناطیسی عادی است. با توجه به شبکه‌های استریونت، تمام دایره‌های توپر که معرف محور K_3 یا قطب برگوارگی می‌باشد، نزدیک به محیط دایره قرار گرفته‌اند؛ بنابراین صفحه برگوارگی (صفحه ای که از محورهای K_1 و K_2 عبور می‌کند) تقریباً قائم است. قائم بودن صفحه برگوارگی، دلالت بر این دارد که نمونه‌ها احتمالاً از دیواره‌های توده گرانیتویدی شاهکوه برداشت شده‌اند. مربعهای توپر که همان میانگین محور K_1 یا خطوارگی هستند، در نمونه‌های SB012 و SB016 تقریباً در مرکز استریونت واقع شده‌اند و نشانگر خطوارگی نزدیک به قائم می‌باشند. با توجه به ماگمایی بودن ساختهای مغناطیسی در این توده گرانیتهی (به بخش ۲ نگاه کنید) خطوارگیهای نزدیک به قائم، احتمالاً نشانگر جهت و محل صعود ماگما هستند (Bouchez, 1997). به این ترتیب می‌توان تصور کرد که محل صعود ماگما و تغذیه توده گرانیتویدی شاهکوه، احتمالاً در محل گرانودیوریت‌های سمت روستای ده مرغ (نمونه‌های SB012 و SB016) بوده است. بدیهی است برای رسیدن به درستی این مطلب، نیاز به یک مطالعه کامل و فراگیر است که در برنامه مطالعات بعدی قرار دارد.

نمونه‌ها ممکن است به طور کلی فاقد اثر مغناطیسی باشند. بنابراین، در یک ایستگاه نمونه برداری که دو یا سه نمونه با فاصله چندمتر از یکدیگر برداشت می‌شوند، ممکن است برخی نمونه‌ها دارای دانه‌های مغناطیسی و برخی فاقد آن باشند و در نتیجه، مقادیر مغناطیس پذیری متغیری رخ دهد. برای محاسبه تغییر درون جایگاهی مقادیر مغناطیس پذیری (V_k)، از فرمول زیر استفاده شده است (Leblance, 1993):

$$V_k = 100 \left(\frac{|K_a - K| + |K_b - K| + |K_c - K| + |K_d - K|}{4K} \right)$$

که K_a ، K_b ، K_c و K_d بیانگر مغناطیس پذیری چهار نمونه در هر جایگاه و K میانگین آنهاست $[K = (K_a + K_b + K_c + K_d) / 4]$. در شکل ۱-۴ نمودار درصد V_k در برابر درصد جایگاهها برای اندک نمونه‌های توده گرانیتویدی شاهکوه رسم شده است. ۷۰ درصد نمونه‌ها، دارای جایگاه $V_k < 10\%$ هستند که بیانگر توزیع همگن ذرات مغناطیسی در نمونه‌هاست و در ۳۰ درصد باقیمانده، $V_k > 10\%$ است. بررسی مقاطع میکروسکوپی این نمونه‌ها نشان می‌دهد که علت این امر، توزیع ناهمگن دانه‌های مغناطیسی در نمونه‌هاست، به گونه‌ای که در نمونه SB002 به علت کم بودن کانیهای فرومنیزین و در نتیجه توزیع ناهمگن کانی بیوتیت و تورمالین مقادیر V_k بسیار بالایی در این سنگها (حدود ۹۳ درصد) به دست آمده است که دور از انتظار نیست.

۳-۲-۳- ارتباط مقدار آهن و مغناطیس پذیری

آهن در سنگهای گرانیتهی بیشتر در سیلیکانهایی مانند بیوتیت، مسکوویت آهن دار، آمفیبول و پیروکسن تمرکز می‌یابد. در گرانیتهای پارامغناطیس یا گرانیتهای نوع ایلمنیت (Ishihara, 1977) یک همبستگی خطی بین بزرگی K و مقدار آهن موجود در سنگ وجود دارد (Rochette et al., 1992; Rochette, 1987). در شکل ۵، نمودار درصد وزنی آهن (جدول ۳) در برابر داده‌های مغناطیس پذیری هر یک از نمونه‌های گرانیتهی شاهکوه آورده شده است که برای بیشتر نمونه‌ها به گونه طبیعی مغناطیس پذیری (K) تابعی از درصد وزنی آهن است. در گرانیتهای پارامغناطیس، مغناطیس پذیری به طور عمده توسط کانی بیوتیت و در درجه دوم توسط آمفیبول ایجاد می‌شود که دارای ناهمسانگردی عادی بلوری بوده و توزیع دانه‌های بیوتیت و آمفیبول نقشی در افزایش یا کاهش مغناطیس پذیری آنها ندارند. در گرانیتهای فرومغناطیس، مغناطیس پذیری توسط دانه‌های مگنتیت کنترل می‌شود. از آنجا که مگنتیت تنها کانی مهمی است که شکل دانه‌های آن، مغناطیس پذیری را تحت تأثیر قرار می‌دهد (Uyeda et al., 1963)، بنابراین ناهمسانگردی مغناطیس پذیری این کانی در عمل به شکل دقیق دانه‌های آن بستگی خواهد داشت. بدین معنی که چگونگی قرار گرفتن

۵- نتیجه گیری

واحدهای مختلف توده گرانیتویدی شاهکوه، بجز میکروگرانیت‌های لوکوکرات و گرانیت‌های گرازینی، از نظر مغناطیس پذیری تقریباً همگن هستند. مقادیر مغناطیس پذیری حاصل از نمونه‌ها در محدوده $79 \mu\text{SI}$ و $2896 \mu\text{SI}$ قرار دارد. مغناطیس پذیری همه نمونه‌ها بجز میکروگرانیت‌های لوکوکرات و گرانیت‌های گرازینی شده که به ترتیب $79 \mu\text{SI}$ و $453 \mu\text{SI}$ است، بالاتر از $50 \mu\text{SI}$ بوده و براساس رده‌بندی (Djouadi et al. (1997) در رده گرانیت‌های فرومغناطیس و به نظر (Takahashi et al. (1980)، با گرانیت‌های تیپ I (Chappell & White (1974) همخوانی دارد که با نتایج به دست آمده توسط اسماعیلی (۱۳۸۰) کاملاً همخوان است. کانی فرومغناطیس موجود در این گرانیت‌ها، مگنتیت و کانیهای پارامغناطیس، بیوتیت (و به مقدار کمتری آمفیبول) و تورمالین است که کانیهای بیوتیت و تورمالین به ترتیب منجر به ایجاد ساختارهای مغناطیسی عادی و معکوس در این توده گرانیتی شده‌اند. در ساخت مغناطیسی عادی، K_1 موازی با خطوارگی مغناطیسی و K_3 موازی با قطب برگوارگی ساختاری است و در ساخت مغناطیسی معکوس، عکس این حالت مشاهده می‌شود. وجود کانیهایی با ساخت مغناطیسی معکوس، باعث بروز بی‌هنجاری در توزیع محورهای مغناطیس پذیری می‌شود که این امر، آشکارا در نمونه‌های

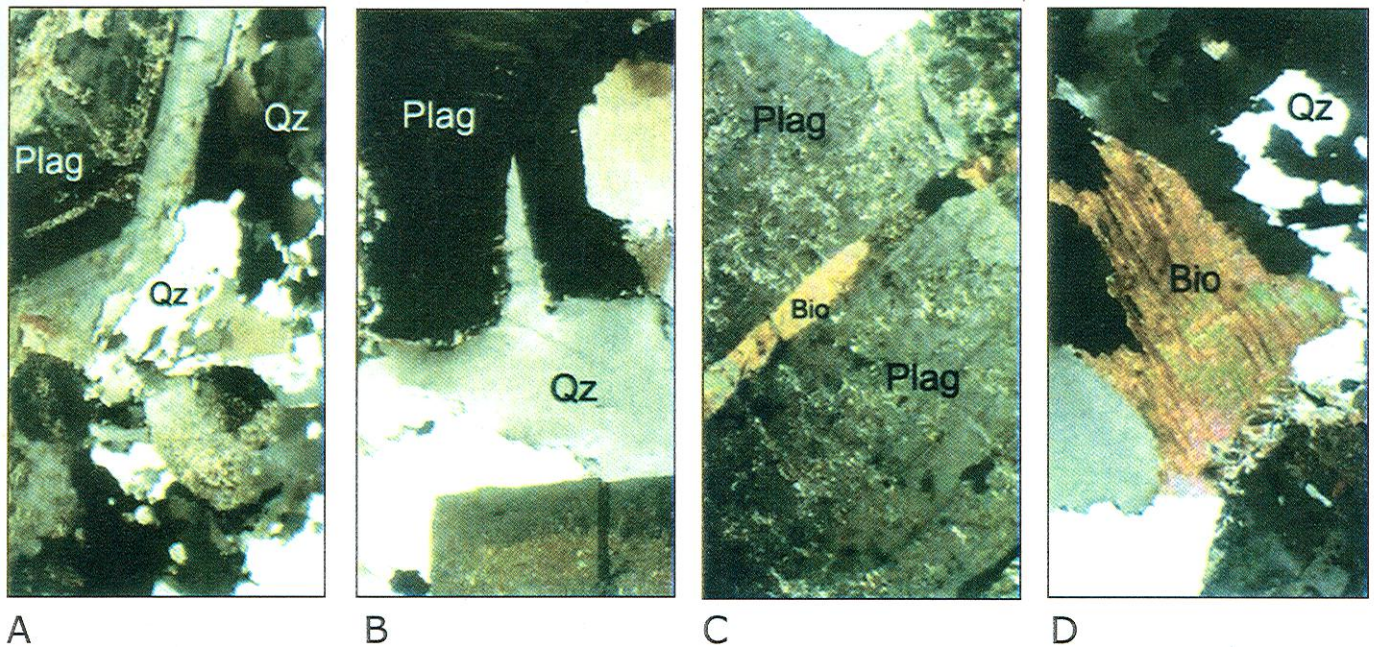
SB007 و SB002 گرانیت شاهکوه نمایان است. صفحه برگوارگی (صفحه ای که از محورهای K_1 و K_2 می‌گذرد) برای تمام نمونه‌ها قائم بوده و بیانگر برداشت نمونه‌ها از دیواره‌های توده نفوذی است. خطوارگیهای مغناطیسی در نمونه‌های گرانودیوریتی حوالی روستای ده‌مرغ، نزدیک به قائم و احتمالاً نشان دهنده محل تزریق توده نفوذی شاهکوه (دایکهای تغذیه کننده) است و بر پایه آنها تصور می‌شود که یکی از محل‌های صعود ماگما و سرچشمه تغذیه کننده توده گرانیتی شاهکوه در این مکان بوده است.

سپاسگزاری

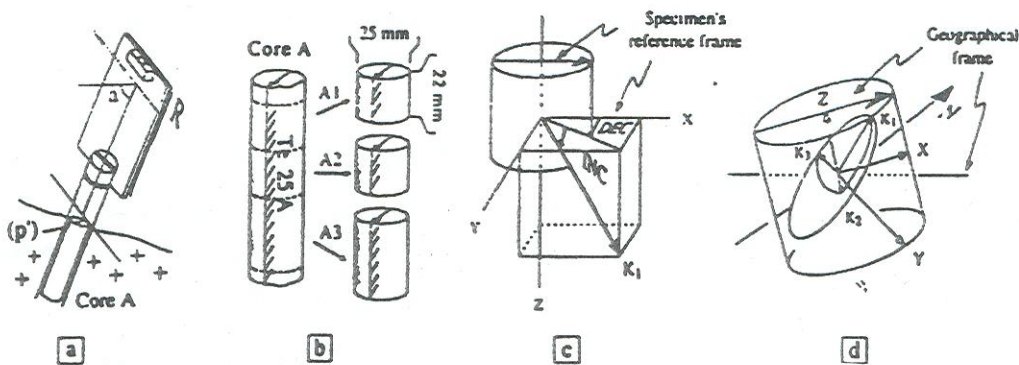
این پژوهش، استخراج شده از طرح تحقیقاتی بررسی مغناطیس پذیری در واحدهای سنگی توده گرانیتی شاهکوه (خاور ایران) به شماره ۵۱۲/۳/۶۱۲ است که با حمایت مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران انجام شده و بدین وسیله از آن معاونت محترم تشکر و قدردانی می‌گردد. همچنین از پرفسور ژان لوک بوشه استاد دانشگاه پل ساباتییه فرانسه که امکان اندازه‌گیری مغناطیس پذیری نمونه‌ها را در آزمایشگاه سنگ فیزیک آن دانشگاه فراهم کردند و از آقای دکتر محمود صادقیان به خاطر ارائه دیدگاه‌های مفید قدردانی می‌شود.

جدول ۱- داده‌های AMS به دست آمده از بررسی نمونه‌های توده گرانیتویدی شاهکوه

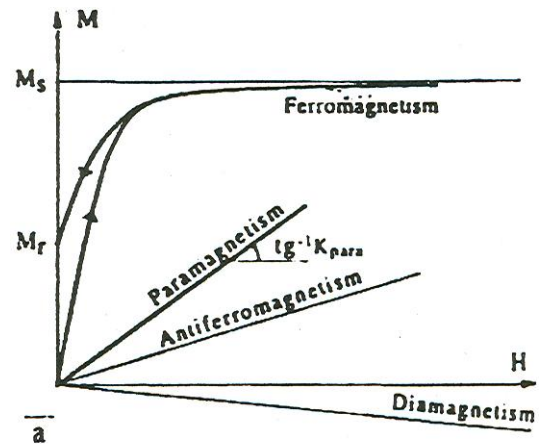
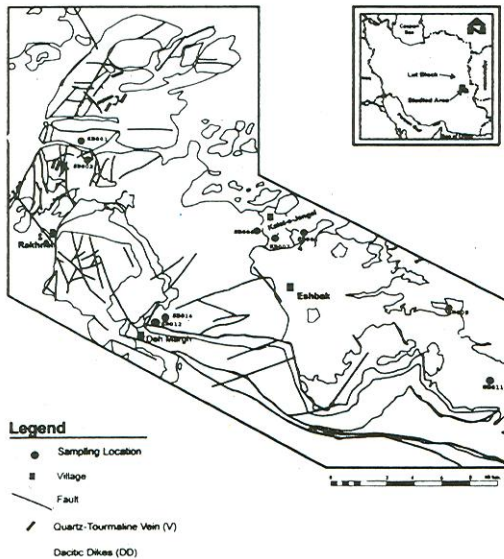
| ID | Km | K1 | K2 | P% | Pfil. | T | K1D | K1i | K2D | K3D | K3i |
|---------|-------|------|------|-----|-------|------|-----|-----|-----|-----|-----|
| SB001A1 | 292.1 | 294 | 292 | 1.4 | 1.14 | -0.1 | 359 | 1 | 96 | 269 | 10 |
| SB001A2 | 309.5 | 312 | 310 | 1.7 | 0.46 | 0.37 | 268 | 52 | 7 | 102 | 37 |
| SB001A3 | 296.5 | 299 | 297 | 1.7 | 0.44 | 0.38 | 187 | 34 | 17 | 280 | 5 |
| SB001B1 | 260.1 | 261 | 260 | 0.6 | 2.58 | -0.4 | 178 | 50 | 339 | 76 | 10 |
| SB002A1 | 3.4 | 3.6 | 3.5 | 3.7 | 0.36 | 0.5 | 315 | 77 | 216 | 126 | 13 |
| SB002A2 | 21.4 | 21.5 | 21.4 | 1 | 0.3 | 0.54 | 261 | 78 | 19 | 110 | 11 |
| SB002A3 | 17.9 | 18.2 | 17.8 | 1.6 | 1.93 | -0.3 | 214 | 56 | 360 | 99 | 16 |
| SB002B1 | 0.4 | 0.5 | 0.4 | 2.2 | 0.81 | 0.3 | 112 | 16 | 262 | 20 | 9 |
| SB002B2 | 4 | 4.2 | 4 | 2.8 | 1.13 | -0 | 58 | 4 | 157 | 326 | 24 |
| SB002B3 | 10.3 | 10.5 | 10.4 | 1.3 | 0.69 | 0.18 | 82 | 7 | 352 | 243 | 82 |
| SB002C1 | 3.1 | 3.4 | 3.1 | 4.1 | 0.93 | 0.08 | 45 | 12 | 312 | 174 | 71 |
| SB002C2 | 2.7 | 2.9 | 2.7 | 3.3 | 0.33 | 0.54 | 139 | 45 | 297 | 38 | 11 |
| SB006A1 | 232.8 | 238 | 232 | 4.4 | 1.26 | -0.1 | 317 | 12 | 176 | 49 | 9 |
| SB006A2 | 209.9 | 215 | 210 | 5.1 | 0.97 | 0.01 | 311 | 11 | 200 | 47 | 27 |
| SB006A3 | 241.7 | 249 | 242 | 5.9 | 0.92 | 0.04 | 316 | 14 | 193 | 51 | 20 |
| SB006B1 | 199.3 | 204 | 199 | 4 | 1.19 | -0.1 | 322 | 9 | 208 | 56 | 20 |
| SB006B2 | 247.8 | 254 | 248 | 4.8 | 1.04 | -0 | 312 | 10 | 197 | 46 | 19 |
| SB006B3 | 233.3 | 241 | 233 | 6 | 0.96 | 0.02 | 314 | 16 | 182 | 49 | 17 |
| SB007A1 | 44.9 | 46.8 | 44.6 | 5.8 | 1.83 | -0.3 | 183 | 8 | 74 | 276 | 22 |
| SB007A2 | 42.1 | 43.8 | 41.7 | 5.7 | 2.13 | -0.4 | 190 | 61 | 6 | 97 | 2 |
| SB007A3 | 46.8 | 48.1 | 46.5 | 3.9 | 2.21 | -0.4 | 326 | 50 | 96 | 202 | 26 |
| SB007B1 | 47.6 | 48.8 | 47.7 | 4.2 | 0.8 | 0.11 | 301 | 20 | 69 | 203 | 22 |
| SB007B2 | 40.4 | 41.4 | 40.4 | 3.8 | 0.8 | 0.1 | 326 | 47 | 124 | 224 | 11 |
| SB007C1 | 56.4 | 58.4 | 56.2 | 5.7 | 1.24 | -0.1 | 317 | 34 | 175 | 61 | 20 |
| SB007C2 | 39.2 | 40 | 39.8 | 4.1 | 0.09 | 0.83 | 297 | 31 | 43 | 163 | 49 |
| SB008A1 | 104.6 | 107 | 106 | 5.2 | 0.29 | 0.55 | 159 | 14 | 23 | 252 | 13 |
| SB008B1 | 143.3 | 148 | 144 | 6.6 | 0.56 | 0.28 | 161 | 32 | 1 | 255 | 19 |
| SB008B2 | 135.3 | 139 | 136 | 6 | 0.58 | 0.27 | 151 | 23 | 9 | 248 | 16 |
| SB009A1 | 209.7 | 213 | 212 | 3.5 | 0.14 | 0.75 | 166 | 2 | 265 | 75 | 12 |
| SB009A2 | 213.6 | 217 | 216 | 3.5 | 0.15 | 0.73 | 1 | 2 | 266 | 92 | 17 |
| SB009A3 | 221.1 | 225 | 223 | 4 | 0.37 | 0.45 | 343 | 25 | 184 | 77 | 8 |
| SB009B1 | 185.5 | 188 | 187 | 3.7 | 0.22 | 0.64 | 339 | 40 | 185 | 81 | 14 |
| SB009B2 | 197.5 | 201 | 199 | 4.5 | 0.41 | 0.42 | 345 | 13 | 208 | 77 | 12 |
| SB009B3 | 214.3 | 218 | 215 | 4 | 0.57 | 0.27 | 168 | 8 | 295 | 76 | 11 |
| SB011A1 | 138.2 | 141 | 141 | 5 | 0.03 | 0.94 | 358 | 57 | 147 | 246 | 14 |
| SB011A2 | 96.7 | 97.9 | 97.2 | 2.6 | 0.32 | 0.51 | 338 | 3 | 231 | 68 | 9 |
| SB011A3 | 92.2 | 93.4 | 92 | 2.1 | 1.64 | -0.2 | 347 | 52 | 198 | 97 | 15 |
| SB011B1 | 155.4 | 157 | 157 | 2.9 | 0.13 | 0.77 | 357 | 7 | 168 | 267 | 1 |
| SB011B2 | 137.7 | 141 | 138 | 4.1 | 0.95 | 0.03 | 358 | 6 | 109 | 267 | 16 |
| SB012A1 | 305.8 | 312 | 308 | 4.7 | 0.44 | 0.38 | 67 | 60 | 322 | 227 | 28 |
| SB012A2 | 202 | 206 | 203 | 3.6 | 0.59 | 0.26 | 14 | 61 | 133 | 230 | 24 |
| SB012B1 | 237.5 | 242 | 238 | 3.4 | 0.9 | 0.05 | 284 | 71 | 193 | 103 | 19 |
| SB012B2 | 305.4 | 311 | 307 | 4.2 | 0.57 | 0.27 | 315 | 74 | 195 | 103 | 14 |
| SB016A1 | 283.2 | 288 | 286 | 4.4 | 0.21 | 0.64 | 266 | 78 | 137 | 45 | 9 |
| SB016A2 | 266.9 | 271 | 269 | 3.9 | 0.31 | 0.52 | 193 | 79 | 314 | 45 | 9 |
| SB016A3 | 257 | 260 | 259 | 3.4 | 0.1 | 0.75 | 129 | 72 | 314 | 223 | 1 |
| SB016B1 | 276.8 | 280 | 278 | 2.4 | 0.52 | 0.31 | 155 | 72 | 326 | 57 | 3 |
| SB016B2 | 256.4 | 262 | 258 | 4.7 | 0.51 | 0.32 | 336 | 69 | 158 | 68 | 1 |
| SB016B3 | 322.1 | 327 | 323 | 3.4 | 0.65 | 0.21 | 143 | 70 | 328 | 237 | 1 |
| max | 322.1 | 327 | 323 | 6.6 | 2.58 | 0.94 | | | | | |
| min | 0.4 | 0.5 | 0.4 | 0.6 | 0.03 | -0.4 | | | | | |
| moyenne | 157.2 | 160 | 158 | 3.7 | 5.86 | 0.24 | | | | | |
| nb ech | 50 | | | | | | | | | | |



شکل ۱- انواع ریزساختها در نمونه‌های توده گرانیتی شاهکوه؛ a: حالت ماگمایی، در این حالت بلورهای شکل دار مانند پلاژیو کلازها با زون بندی متناوب توسط دانه‌های کوآرتز بی شکل سیمانی شده‌اند؛ b: حالت نیمه ماگمایی، در این حالت شکستگیهای گوه‌ای شکل درون فلدسپار قلیایی با کوآرتز پر می‌شود. c: حالت نیمه ماگمایی در بلورهای پلاژیو کلاز که به طور کامل از یکدیگر جدا شده‌اند. کانی بیوتیت نسبت به بلور پلاژیو کلاز بیگانه بوده و توسط مذاب تأخیری به درون شکستگی کشیده شده است؛ d: دگرشکلی اوایل حالت جامد که به صورت نوار شکنجی در بیوتیت دیده می‌شود.



شکل ۲- روش نمونه گیری برای اندازه گیری AMS (a.) پس از نمونه گیری توسط دستگاه مغزه گیری، جهت شیب و مقدار شیب مغزه با استفاده از کمپاس و شیب سنج اندازه گیری می‌شود. P، امتداد صفحه عمود بر محور مغزه است؛ $P' (=P \pm 90^\circ)$ و α روند و میل (Plunge) محور مغزه است؛ خطی که در طول مغزه رسم شده است، بیانگر صفحه قائمی است که از محور مغزه عبور می‌کند، و پیکان بالای مغزه نشان دهنده جهت شیب و به موازات P' می‌باشد. b. نمونه‌های A_1 و A_2 از مغزه A تهیه می‌شوند و به طور مشابه B_1 و B_2 از مغزه B و در نتیجه از هر ایستگاه چهار نمونه تهیه می‌شود (حجم نمونه‌ها حدود $10 \times 10 \times 4 \text{ cm}^3$ است)، باقیمانده‌های A_3 و B_3 برای مطالعات تکمیلی مانند تهیه مقاطع نازک و بررسی پدیده‌های ریزساختاری نگهداری می‌شود. c. نتایج AMS با توجه به زاویه انحراف و میل محور AMS نسبت به محورهای نمونه تهیه می‌شود. d. با استفاده از P' و α بیضوی AMS از نظر جغرافیایی توجیه می‌شود (Bouchez, 1997).



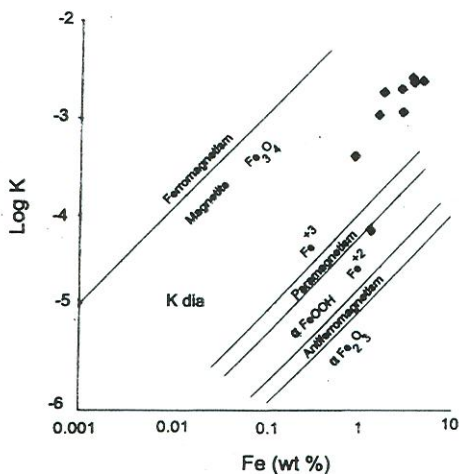
شکل ۳- رفتارهای مغناطیس پذیری؛ مغناطیس شدگی (M) به صورت تابعی از افت میدان مغناطیسی (H)؛ اشباع شدگی مغناطیسی؛ Mr: مغناطیس شدگی پسماند (Rochette, 1987).

شکل ۴- موقعیت نمونه‌های گرفته شده از توده گرانیتی شاهکوه به منظور مطالعه AMS

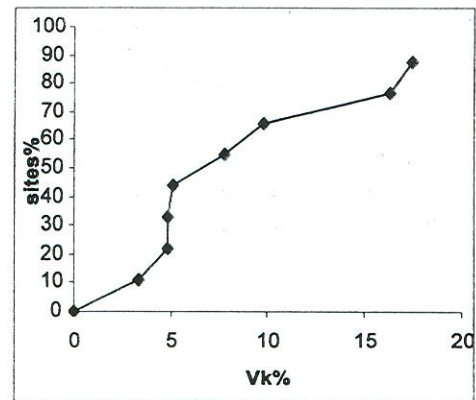
جدول ۲- میانگین داده‌های AMS به دست آمده به ازای هر ایستگاه در توده گرانیتی شاهکوه

| site | Km | K1m | K3m | P% | T | lineation | K3D/K3I | foliation | nb | a(K1) | a(K3) |
|---------|-------|-------|-------|-----|-------|-----------|----------|-----------|----|-------|-------|
| SB001 | 289.6 | 291.5 | 287.4 | 1.4 | 0.18 | 191 / 38 | 91 / 7 | 1 W | 83 | 4 | 24 22 |
| SB002 | 7.9 | 8.1 | 7.6 | 2.2 | 0.18 | 81 / 27 | 118 / 18 | 28 W | 72 | 8 | 46 36 |
| SB006 | 277.4 | 233.5 | 221.6 | 5 | -0.02 | 315 / 12 | 49 / 18 | 139 W | 72 | 6 | 4 5 |
| SB007 | 45.3 | 46.8 | 44 | 4.8 | -0.05 | 315 / 37 | 229 / 17 | 139 E | 73 | 7 | 13 10 |
| SB008 | 130 | 133.7 | 125.4 | 6 | 0.37 | 157 / 24 | 253 / 14 | 163 E | 76 | 4 | 9 4 |
| SB009 | 207 | 210.4 | 202.1 | 3.9 | 0.53 | 347 / 11 | 79 / 12 | 169 W | 78 | 6 | 17 5 |
| SB011 | 124 | 126 | 121.3 | 3.4 | 0.5 | 352 / 24 | 261 / 1 | 171 E | 89 | 5 | 20 7 |
| SB012 | 262.7 | 267.8 | 256.8 | 4 | 0.26 | 2 / 75 | 257 / 5 | 167 E | 85 | 4 | 7 5 |
| SB016 | 277.1 | 281.5 | 271.1 | 3.7 | 0.46 | 164 / 83 | 52 / 3 | 142 W | 87 | 6 | 13 4 |
| max | 289.6 | 291.5 | 287.4 | 6 | 0.53 | | | | 8 | 46 | 36 |
| min | 7.9 | 8.1 | 7.6 | 1 | -0.05 | | | | 4 | 4 | 4 |
| moyenn | 174.5 | 177.7 | 170.8 | 4 | 0.268 | | | | 6 | 17 | 11 |
| e | | | | | | | | | | | |
| nb sit: | | | | | 5.7 | | | | | | |

- K m: میانگین حساسیت مغناطیسی؛
- K1m: حداکثر حساسیت مغناطیسی برای هر جایگاه؛
- K2m: مقدار متوسط حساسیت مغناطیسی برای هر جایگاه؛
- K3m: حداقل حساسیت مغناطیسی برای هر جایگاه؛
- P%: درصد انیزوتروپی؛
- L%: درصد انیزوتروپی خطی؛
- P_{Flinn}: پارامتر فلین
- T: پارامتر شکل جلیتیک؛
- Lineation: عدد اول بیانگر آزیموت K1 و عدد دوم بیانگر شیب محور K1:
- K2D: آزیموت K2
- K2I: شیب محور K2 و به همین ترتیب برای K3 تعریف می‌شود؛
- Foliation: عدد اول معرف آزیموت صفحه برگوارگی، سپس جهت شیب صفحه و عدد بعدی معرف شیب صفحه؛



شکل ۵- نمودار نیم لگاریتمی درصد وزنی آهن در برابر لگاریتم مغناطیس پذیری (K). در این شکل، بین درصد وزنی Fe و K یک همبستگی خطی و مثبت دیده می شود. از نظر مقدار Fe، نمونه های شاهکوه بیشتر در محدوده بین فرومغناطیس و پارامغناطیس قرار دارند.

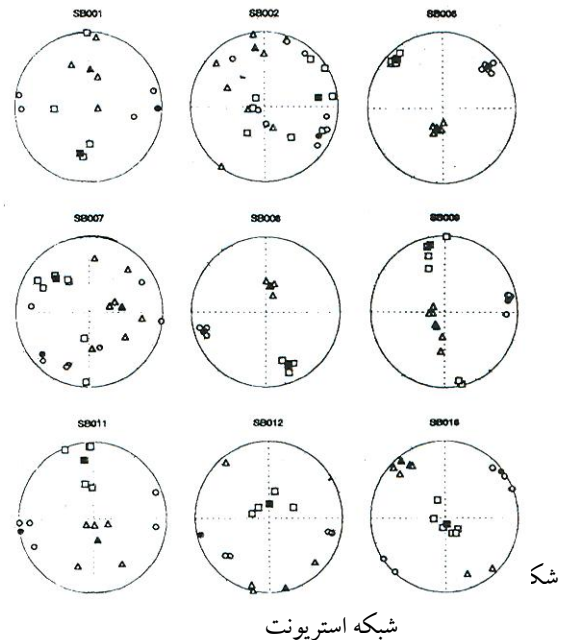


شکل ۴-۱- نمودار تغییرپذیری درون جایگاهی بزرگی مغناطیس پذیری در توده نفوذی شاهکوه. ۷۰ درصد از جایگاهها $V_k < 10\%$ و ۳۰ درصد از جایگاهها $V_k > 10\%$ دارند.

جدول ۳- مقدار آهن موجود در نمونه های مطالعه شده

گراتیوید شاهکوه

| Number | Fe(wt %) |
|--------|----------|
| SB001 | ۳/۶۹ |
| SB002 | ۱/۵ |
| SB006 | ۲/۷۹ |
| SB007 | ۰/۸۹ |
| SB008 | ۳/۱ |
| SB009 | ۲ |
| SB011 | ۱/۳۷ |
| SB012 | ۴/۲۱ |
| SB016 | ۵/۶۱ |



کتابنگاری

اسماعیلی، د.، ۱۳۸۰- پترولوژی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتی شاهکوه (جنوب بیرجند) با نگرشی ویژه به کانه زایی قلع، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.

اسماعیلی، د.، ولی زاده، م.و.، حسن زاده، ج.، اروه بلون، ۱۳۸۰- تنوع سنگ شناختی در توده گرانیتی شاهکوه و تعیین سن آنها به روش K-Ar، فصلنامه علوم زمین، شماره ۴۱-۴۲، صفحات ۲ تا ۱۹.

افتخارنژاد، ج.، ۱۳۷۱- نقشه زمین شناسی بصیران، برگه شماره ۷۸۵۳، سازمان زمین شناسی کشور.
سهندي، م.ر.، ۱۳۷۱- نقشه زمین شناسی ورقه ده سلم، برگه شماره ک-۹، سازمان زمین شناسی کشور.

References

- Ballet, O., 1979- Fe²⁺ dans les silicates lamellaires: Étude magnétique et Mössbauer, Thesis, 120pp., Univ. of Grenoble, Grenoble, France.
- Borradaile, G.J., Keeler, W., Alford, C. & Sarvas, P., 1987- Anisotropy of magnetic susceptibility of some metamorphic minerals, *Phys. Earth Planet. Inter.* 48, 161-166.
- Borradaile, G. L., 1987- Anisotropy of magnetic susceptibility: Rock composition versus strain, *Tectonophysics*, 138, 327-329.
- Borradaile, J. H., 1988- Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain, *tectonophysics* 156, 1-20.
- Borradaile, G.J., Keeler, W., Alford, C. & Sarvas, P., 1987- Anisotropy of magnetic susceptibility of some metamorphic minerals, *Phys. Earth Planet. Inter.* 48, 161-166.
- Borradaile, G.J., Mothersill, J., Tarling, D. & Alford, C., 1985- Source of magnetic susceptibility in a slate, *Earth Planetary Science Letters* 76, 336-340.
- Bouchez J. L., Delas, C., Gleizes, G. & Nedelec, A., 1992- Submagmatic microfracture in granites, *Geology* 20, 35-38.
- Bouchez, J.L., 1997- Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks, in J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton and W. E. Stephens (eds), *Granite from segregation of melt to emplacement fabrics*, Kluwer Academic.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types, *Pac. Geol.* 8, 173-174.
- Dekkers, M.J., 1988- Some rock magnetic parameters for natural goethite, pyrrhotite and fine-grained hematite, Thesis, 231pp, Univ. of Utrecht, Netherland.
- Djouadi, M.T., Gleize, G., Ferre, E. & Bouchez, J.L., 1997- Oblique magmatic structures of two epizonal granite plutons, Hoggar, Algeria: late-orogenic emplacement in a transcurrent orogen, *Tectonophysics* 297, pp: 351-374.
- Esmaily, D., Nedelec, A., Valizadeh, M.V., Moore, F. & Cotton, J., in press, *Petrology of the Jurassic Shah-Kuh granite (Eastern Iran) with reference to tin mineralization*, *Lithos*.
- Hedley, I. G., 1971- The weak ferromagnetism of goethite (α FeOOH), *Geophys.* 37, 409-420.
- Hibbard, M.J., 1987- Deformation of incompletely crystallized magma systems: Granitic gneisses and their tectonic implications, *Journal of Geology* 95, 543-561.
- Hrouda, F., 1982- Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics, *geophysical survey* 5, 37-82.
- Leblance, D., Gleizes, G., Lespinasse, P., Olivier, P. & Bouchez, J.L., 1993- The Maladeta granite polydiapir, Spanish Pyrenees: a detailed magneto-structural study, *Journal of Structural Geology* 16, 223-235.
- Owens, W. H. & Bumford, D., 1976- Magnetic, Seismic and other anisotropic properties of rock fabrics, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A.*, 283, 55-68.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. & Tobisch, O. T., 1989- A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids, *Journal of Structural Geology* 11, 349-363.
- Publishers, Dordrecht, pp: 95-112.
- Rochette, P., Jackson, M. & Aubourg, C., 1992- Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility, *Rev., Geophysics* 36, pp: 209-226.
- Rochette, P., 1987- Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies, *Journal of Structural Geology* 9, 1015-1020.
- Rochette, P., 1988a- Inverse magnetic fabric carbonate bearing rocks, *Earth Planetary science Letters* 90, 229-237.
- Rochette, P. & Fillion, G., 1989- Field and temperature behavior of remanence in synthetic goethite: Paleomagnetic implications, *Geophys. Res. Lett.* 16, 851-854
- Saint Blanquat, M (de) & Tikoff, B., 1996- Development of magmatic to solid-state fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek Granite, Sierra Nevada batholith, in J. L. Bouchez, D. H. W. Hutton and E. Stephenson (eds), *Granite from segregation of melt to emplacement fabrics*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp: 231-252.
- Slak, J.F., 1997- Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits in: Grew, E. S. and Anovitz, L. M. (Editors), 1997, *Boron Mineralogy, petrology and geochemistry*, *Reviews in mineralogy* 33.
- Speer, J. A., 1984- Mica in igneous rocks. In: Micas, Bailey, S. W. (Editore), *Mineralogical society of America, Review in Mineralogy* 13, 299-356.
- Takahashi, M., Aramaki, S. & Ishihara, S., 1980- Magnetite-series / ilmenite series vs. I-type / S-type granitoids, In: *granitic magmatism and related mineralisation*, Ishihara, S. and Takenouch, S. (Editors), *Mining Geol. Japan Spec. Iss.* 8, 13-28.
- Stoklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran, A review, *Am. Assoc. Ret. Geol.* 52, 1229-1258.
- Uyeda, S., Fuller, M.D., Bleshe, J.C. & Girdler, R.W., 1963- Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals, *Journal of Geophysic Reserch* 68, 279-291.
- Zapletal, K., 1990- Low field Susceptibility anisotropy of some biotite crystals, *Phys. Earth. Plan. Inter.* 63, 85-97.

* University of Tehran, Faculty of Science, Geology Department;

*دانشگاه تهران، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی

**Geological Survey of Iran.

**سازمان زمین شناسی کشور