

سازوکار جایگیری باتولیت گرانیتویدی شیرکوه با استفاده از روش فابریک مغناطیسی

مریم شیبی^۱، داریوش اسماعیلی^۲ و ژان لوک بوشه^۳

^۱ استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران
^۲ استاد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۳ استاد، دانشگاه پول ساباتییه تولوز، تولوز، فرانسه

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۱۲/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۵/۲۳

چکیده

باتولیت گرانیتویدی شیرکوه با سن کرتاسه زیرین به درون شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های سازندهای نابند- شمشک پهنه ایران مرکزی تزریق گردیده و از سه واحد اصلی گرانودیوریت، مونزوگرانیت و لوکوگرانیت تشکیل شده است. برای شناسایی سازوکار جایگیری و همچنین تقدم و تأخر ماگماهای سازنده باتولیت شیرکوه از روش انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS) استفاده شد. این سنگ‌ها به دلیل داشتن خودپذیری مغناطیسی میانگین پایین ($400 \mu\text{SI} < \text{Km}$) وابسته به گرانیت‌های پارامغناطیس هستند و از آنجا که بیوتیت مهم‌ترین کانی آهن‌دار و در بردارنده اصلی مغناطیس‌پذیری بوده است، انطباق خوبی میان انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی و ترکیب سنگ‌شناسی وجود دارد. تلفیق داده‌های مغناطیسی (نقشه‌های خط‌وارگی و برگ‌وارگی مغناطیسی، متغیرهای K، T و P)، مطالعات ریزساختاری همراه با داده‌های صحرایی و سنگ‌شناختی نشان می‌دهد دست‌کم دو پهنه تغذیه‌کننده در باتولیت شیرکوه به صورت بازشدگی‌های کششی در قاعده پوسته بالایی به عنوان کانالی برای تزریق ماگما رفتار کرده‌اند. با توجه به تفریق پیش‌رونده واحدهای مختلف و همچنین الگوی منطبق‌بندی مشاهده‌شده در آنها به نظر می‌رسد سازوکار جایگیری باتولیت گرانیتویدی شیرکوه از راه بازشدگی دوگانه و پرشدگی پیش‌رونده آنها توسط بسته‌های ماگمایی مختلف صورت گرفته است. این بازشدگی به صورت پله‌ای و کم و بیش به موازات پهنه برشی راست‌گرد ناحیه‌ای بوده و پرشدن پیش‌رونده این بازشدگی‌ها به ترتیب از واحد گرانودیوریتی شروع شده، با واحد مونزوگرانیتی ادامه یافته و با واحد لوکوگرانیتی به پایان رسیده و موجب به وجود آمدن باتولیت شیرکوه شده است.

کلیدواژه‌ها: انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی، ریزساخت، باتولیت، شیرکوه.

*نویسنده مسئول: مریم شیبی

E-mail: sheibi@shahroodut.ac.ir

۱- مقدمه

پیش از چند دهه است که در کنار مطالعه ژئوشیمیایی و تعیین چگونگی تشکیل و منشأ توده‌های گرانیتویدی، از نظر ساختاری و رویدادهای ثبت‌شده در هنگام جایگیری نیز مورد بررسی قرار می‌گیرند. به‌تازگی با معرفی روش اندازه‌گیری ناهمگنی خودپذیری مغناطیسی و استفاده از آن، موج جدیدی در مطالعات ساختاری گرانیتویدها و تعیین سازوکار جایگیری آنها صورت گرفته است. در پژوهش حاضر برای بازسازی سازوکار جایگیری باتولیت گرانیتویدی شیرکوه (جنوب باختر یزد)، از روش ناهمگنی خودپذیری مغناطیسی (AMS) استفاده شده است. این روش، بر مبنای بررسی الگوهای ساختاری و مطالعات ریزساختی استوار است که در آن می‌توان فابریک‌های به دست آمده در حالت ماگمایی را از انواع فابریک‌های دگرشکلی در حالت جامد جدا کرد.

قرار داده است. این موضوع با واحدهای کنگلومرای و ماسه‌سنگی کرتاسه زیرین تا بالایی که به طور دگرشیب سنگ‌های گرانیتویدی شیرکوه را می‌پوشاند به خوبی مطابقت می‌کند (Nabavi, 1972). از مهم‌ترین کارهای انجام‌شده در مورد باتولیت گرانیتویدی شیرکوه می‌توان به (Khalili (1997 اشاره کرد اما تاکنون هیچ داده‌ای از رساله ایشان منتشر نشده است. بر پایه مطالعات سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی که به تازگی روی باتولیت گرانیتی یادشده صورت گرفته است (Sheibi et al., 2010) مشخص شد که باتولیت شیرکوه از سه واحد گرانودیوریت، مونزوگرانیت و لوکوگرانیت تشکیل شده، ماهیت آهکی-قلیایی و پرآلومین دارد و از گرانیت‌های شاخص نوع S است. در نقشه زمین‌شناسی (شکل ۱) واحد گرانودیوریتی به حاشیه شمالی باتولیت محدود شده است و از دید کانی‌شناسی پلاژیوکلاز و بیوتیت فراوان دارد. این سنگ‌ها در صحرا همبری آشکاری با واحد مونزوگرانیتی دارند. واحد مونزوگرانیتی بدنه اصلی این باتولیت را تشکیل داده است و از سنگ‌های کوردیریت‌دار تا انواع فلیسک تفریق‌یافته‌تر دارای موسکوویت تغییر می‌کنند (شکل ۱). از دید سنگ‌نگاری، سنگ‌های کوردیریت‌دار که بخش‌های خاوری‌تر را به خود اختصاص داده‌اند، از کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و به مقدار کم کوردیریت تشکیل شده‌اند. بیوتیت‌های درشت بلور رنگ قهوه‌ای متمایل به سرخ و ادخال‌های آب‌تیت، زیرکن، مونازیت و ایلمنیت دارند. واحد لوکوگرانیتی نیز با رنگ سفید در صحرا در حاشیه باختری باتولیت رخمون دارد. به طور کلی، این سنگ‌ها ظاهری خرد شده دارند و با نبود کانی‌های کدر از دیگر واحدها جدا می‌شوند. لوکوگرانیت‌ها در اصل از کوارتز، فلدسپار پتاسیک، پلاژیوکلاز سدیک (محتوای آلپیت بیش از ۸۰ درصد) و به مقدار کمتر بیوتیت تشکیل شده‌اند.

گفتنی است که برپایه شواهد سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی (Sheibi et al., 2010) وجود تجمعات بیوتیت‌های کوچک با داشتن X_{mg} بالاتر در

۲- زمین‌شناسی عمومی و سنگ‌شناسی باتولیت گرانیتویدی شیرکوه

باتولیت گرانیتویدی شیرکوه در فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب باختر یزد و در موقعیت جغرافیایی ۲۵' ۳۱° تا ۴۵' ۳۱° عرض شمالی و ۵۲' ۵۳° تا ۲۰' ۵۴° طول خاوری رخمون دارد. بر پایه تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی-رسوبی ایران (Alavi, 1994)، گستره مورد مطالعه در محدوده ایران مرکزی قرار می‌گیرد. نهشته‌های تیره‌رنگ در جنوب باختری اسلامیه که با همبری گسلی در زیر سنگ آهک تفت جای گرفته‌اند، با نهشته‌های سازند شمشک قابل مقایسه هستند (شکل ۱). گرانودیوریت‌های بیوتیت‌دار گسترش یافته در شمال باتولیت، روی واحدهای رسوبی آواری سازندهای نایبند - شمشک تأثیر دگرگونی مجاورتی داشته و آنها را به هورنفلس‌های کوردیریت‌دار تبدیل کرده‌اند. افزون بر آن، در گوشه شمال باختری باتولیت شیرکوه نیز توده نفوذی بیشتر از لوکوگرانیت تشکیل شده و ماسه‌سنگ، کوارتزیت و میان‌لایه‌های سنگ آهکی (سازند نایبند، تریاس بالایی) و نیز ماسه‌سنگ و شیل سیاه (سازند شمشک، ژوراسیک زیرین) را تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی ضعیفی

انطباق خوبی میان انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی و نوع سنگ (برای نمونه Gleizes et al., 1993) به ویژه مقدار بیوتیت وجود دارد. درصد فراوانی خودپذیری مغناطیسی کل نمونه‌های شیرکوه به صورت نمودار ستونی (هیستوگرام) در شکل ۲ نشان داده شده است. در این نمودار بیشترین فراوانی مقدار خودپذیری مغناطیسی در محدوده میان ۱۷۵ تا ۲۱۰ μSI قرار دارد. روابط زیر میان خودپذیری مغناطیسی میانگین و مطالعات سنگ‌نگاری به دست آمده است:

←	$K_m (\mu\text{SI}) > 300$	تولیت‌ها
←	$200 < K_m (\mu\text{SI}) < 300$	گرانودیوریت‌ها
←	$100 < K_m (\mu\text{SI}) < 200$	مونوزوگرانیت‌ها
←	$K_m < 100 \mu\text{SI}$	لوکوگرانیت‌ها

۴-۲. متغیر P یا انیزوتروپی مغناطیسی

متغیر P یا درجه انیزوتروپی مغناطیسی کل که به صورت $P = K_1/K_3$ محاسبه می‌شود رابطه میان بیشترین و کمترین مقدار خودپذیری مغناطیسی را بیان می‌دارد. از آنجا که سنگ‌های مورد مطالعه خودپذیری مغناطیس شدگی کمی دارند (جدول ۱) در محاسبات درصد انیزوتروپی باید سهم کانی‌های دیامغناطیس که به طور متوسط $D \approx -14 \mu\text{SI}$ (Rochette, 1987) از مقادیر K_1 و K_3 کم شود. به این ترتیب فرمول انیزوتروپی کل برای گرانیت‌های پارامغناطیس همانند شیرکوه بدین صورت محاسبه شد:

$$P_{\text{para}} = 100 \times [(K_1 - D)/(K_3 - D) - 1]$$

در شکل ۳ نقشه هم‌میزان درصد انیزوتروپی پارامغناطیس برای نمونه‌های گرانیتی شیرکوه که میان ۰/۴ تا ۵/۷ درصد تغییر می‌کند (جدول ۱) نشان داده شده است. بیشترین مقادیر P در امتداد حاشیه‌های شمالی و جنوبی باتولیت مشاهده شده است.

۴-۳. متغیر T یا عامل (فاکتور) شکل

متغیر T که به آن عامل شکل و همچنین متغیر لینک نیز گفته می‌شود برابر است با: $T = [2 \times \ln K_2 / K_3] / [\ln K_2 / K_3]$ چنانچه این متغیر کوچک‌تر از صفر باشد، بیضوی مغناطیسی دارای شکل سیگاری یا دوکی و در مواردی که بزرگ‌تر از صفر باشد، بیضوی مغناطیسی دارای شکل کلوچه‌ای یا صفحه‌ای است. شکل بیضوی، نظم بلورهای فرومغناطیس را هنگام جایگیری یک توده ماگمایی، رشد بلوری و یا آرایش دوباره آنها را در یک میدان تنش بیان می‌دارد (Ellwood, 1978). تصور می‌شود که جریان ماگما، یک سیال تراکم‌ناپذیر نیوتنی است و توسط جریان خطی اداره می‌شود (Shaw & Swanson, 1974). شکل ۳ نقشه منحنی‌های هم‌میزان را برای باتولیت یادشده نشان می‌دهد. اگر چه این عامل پراکندگی پیچیده‌ای را در نقشه به نمایش می‌گذارد ولی به طور کلی انواع صفحه‌ای یا کلوچه‌ای چیره‌تر هستند.

۵- ریز ساخت‌ها

با بررسی ریزساخت‌های موجود در مقاطع میکروسکوپی مشخص شد که باتولیت گرانیتوییدی شیرکوه شواهدی از تغییر شکل از حالت ماگمایی تا دگرشکلی میلوئیتی را در خود ثبت کرده است. این ریزساخت‌ها بر پایه چگونگی عملکرد واتنش بر کانی‌های کوارتز، بیوتیت و پلاژیوکلاز بوده و به چهار نوع قابل تقسیم هستند:

– **ریزساخت‌های ماگمایی:** در گرانیت شیرکوه با بافت ماگمایی و بلورهای اولیه خودشکل که در آنها تنها دانه‌های کوارتز کمی خاموشی موجهی دارند، مشخص می‌شوند. در این حالت هیچ اثری از دگرشکلی پلاستیک مشاهده نمی‌شود.

– **ریزساخت‌های حالت جامد دمای بالا:** در صحرا ظاهری شبیه به انواع ماگمایی دارند. با شواهدی از پلاژیوکلازهای خمیده با ماکل مکانیکی (شکل ۴-ا)، الگوی صفحه شطرنجی کمی در دانه‌های کوارتز بزرگ (شکل ۴-ب)، بیوتیت تاب‌خورده

مقایسه با بیوتیت‌های ورقه‌ای میزبان، آنکلاوهای سورمیکاسه، مجموعه کانیایی بیوتیت \pm سیلیمانیت، کوردیریت با اداخل‌های کوارتز و بیوتیت خورده شده و مراکز یکنواخت و کلسیک پلاژیوکلاز از مهم‌ترین بقایای فرایند ذوب سنگ‌های منشأ هستند که در گرانودیوریت‌ها و مونوزوگرانیت‌های غنی‌تر از بیوتیت مشاهده شده‌اند. در واحد لوکوگرانیتی هیچ کدام از شواهد کانی‌های رستیتی وجود ندارد.

۳- نمونه برداری و اندازه‌گیری داده‌های مغناطیسی

نمونه‌هایی که در روش تعیین فابریک‌های مغناطیسی مورد استفاده قرار می‌گیرند، مغزه‌های کوچکی هستند که به وسیله یک ماشین حفاری کوچک و قابل حمل در صحرا تهیه می‌شوند. پس از بررسی‌های لازم و طراحی یک شبکه منظم، بیش از ۱۸۱ ایستگاه از واحدهای مختلف باتولیت گرانیتوییدی شیرکوه حفاری شد (شکل ۱). گفتنی است که نمونه‌ها به صورت جهت‌دار و از سنگ‌های تجزیه نشده و سالم برداشت شده‌اند. برای مطالعه بیشتر از اصول و مراحل خاص تهیه این مغزه‌ها در صحرا به (Bouchez, 1997) و صادقیان (۱۳۸۳) مراجعه شود.

خودپذیری مغناطیسی نمونه‌های مورد مطالعه در این پژوهش با استفاده از دستگاه Kappabridge-KLY3 (ساخت شرکت Agico جمهوری چک) در آزمایشگاه پتروفیزیک دانشگاه پول ساباتیو شهر تولوز فرانسه اندازه‌گیری شده است. توانایی بالای دستگاه Kappabridge برای اندازه‌گیری مقادیر بسیار کوچک خودپذیری مغناطیسی تا حد 5×10^{-8} SI و به طور ویژه‌ای برای مطالعه انیزوتروپی سنگ‌هایی با خودپذیری مغناطیسی پایین همچون گرانیت‌های پارامغناطیس مناسب است (Bouchez, 1997).

پس از قرار دادن قطعات سنگی آماده شده در محفظه نگهدارنده نمونه دستگاه کاپابریج، خودپذیری آن در چهار حالت اندازه‌گیری می‌شود و متغیرهایی مانند K_1 ، K_2 ، K_3 و K_m که به ترتیب بیانگر خودپذیری‌های بیشینه، متوسط، کمینه و میانگین هستند به دست می‌آیند. با استفاده از مقادیر K می‌توان نوع گرانیت را از دید پارامغناطیس یا فرومغناطیس بودن تعیین کرد و با استفاده از K_1 و K_3 نیز نقشه‌های خط‌وارگی و برگ‌وارگی تهیه می‌شود که می‌توان از روی آنها به نوع حرکت ماگما و زمین‌ساخت حاکم بر منطقه در زمان جایگیری توده و در نتیجه چگونگی جایگیری ماگما پی برد.

۴- متغیرهای مورد استفاده در مطالعات فابریک مغناطیسی و پردازش آنها

شکل ۱ موقعیت ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده از واحدهای مختلف باتولیت شیرکوه را نشان می‌دهد. موقعیت جغرافیایی و داده‌های خودپذیری مغناطیسی اندازه‌گیری شده برای نمونه‌های سنگی هر ایستگاه در جدول ۱ آورده شده است. K_1 خط‌وارگی مغناطیسی و K_3 قطب برگ‌وارگی مغناطیسی نامیده می‌شود. در این جدول امتداد خط‌وارگی و مقدار هر شیب (K_1) و راستا و میزان شیب قطب برگ‌وارگی (K_3) به همراه متغیرهایی از بیضوی مغناطیسی مانند T و K_m برای همه نمونه‌ها محاسبه و ارائه شده است که به ترتیب در زیر معرفی می‌شوند.

۴-۱. خودپذیری مغناطیسی میانگین (K_m)

بزرگای خودپذیری مغناطیسی میانگین که به صورت $K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$ محاسبه می‌شود در نمونه‌های مورد مطالعه میان ۲۰ تا $332 \mu\text{SI}$ و به طور متوسط $180 \mu\text{SI}$ تغییر می‌کند (جدول ۱). چنین سنگ‌هایی با خودپذیری مغناطیسی پایین که بدون مگنتیت و وابسته به گرانیت‌های نوع ایلمنیت (Ishihara, 1977) هستند به عنوان گرانیت‌های پارامغناطیس (Bouchez, 1997) در نظر گرفته می‌شوند. در این گرانیت‌ها سهم کانی‌های فرومغناطیس بسیار ناچیز بوده و بیوتیت مهم‌ترین کانی آهن‌دار این مجموعه و در بردارنده اصلی خود پذیر مغناطیسی است. در واقع در این گرانیت‌ها

برای سازو کار جایگیری آن ارائه شود. بر این پایه و پس از بررسی‌های دقیق، سرانجام سه قلمرو ساختاری اصلی و زیرقلمروهای آنها به شرح زیر تشخیص داده شده است (شکل ۸).

۷-۱. قلمرو ۱

این قلمرو روی هم رفته با ۲۱ ایستگاه به حاشیه شمالی باتولیت (واحد گرانودیوریتی) می‌رسد (شکل ۸). الگوی فابریک مغناطیسی در این واحد خطوارگی‌ها با روند E-W و شیب تقریباً افقی هستند. برگ‌وارگی‌های مغناطیسی نیز به موازات حاشیه هستند و به سمت NW یا SE شیب دارند (شکل ۷). متوسط سوی شیب و شیب خطوارگی‌ها در این قلمرو $40^{\circ}/50^{\circ}$ است (شکل‌های ۶ و ۸). بیشترین مقدار خودپذیری مغناطیسی و انیزوتروپی وابسته به این قلمرو است (شکل ۳). مشاهده ریزساخت‌های کم تا به نسبت دگرشکل شده (شکل ۵)، موازی بودن روند خطوارگی‌ها و برگ‌وارگی‌ها با حاشیه باتولیت و گسترش دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های رسوبی سازند شمشک، نشان می‌دهند که در هنگام تزریق، سازند موردنظر به عنوان یک سد رفتار کرده و واحد یادشده به موازات این سنگ‌ها جایگزین شده است.

۷-۲. قلمرو ۲

اگرچه این قلمرو با واحد مونزوگرنیتی شیرکوه برابری می‌کند و در صحرا هیچ مرز آشکاری در بخش‌های مختلف آن مشاهده نشده است، پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری و همچنین نتایج به دست آمده از فابریک مغناطیسی بر مبنای سمت شیب خطوارگی‌ها و برگ‌وارگی‌ها، این قلمرو به چهار زیرقلمرو A، B، C و D تقسیم شده است.

– **زیرقلمرو ۲A:** در بخش‌های خاوری باتولیت، خطوارگی در ۶۰ ایستگاه به موازات حاشیه است و سطوح برگ‌وارگی نیز در حالی که به سمت مرکز باتولیت شیب دارند، روندی منحنی به موازات حاشیه را دنبال می‌کنند (شکل ۸). متوسط سمت شیب و شیب خطوارگی این قلمرو $70^{\circ}/139^{\circ}$ است. در همه ایستگاه‌ها ریزساخت‌های ماگمایی چیره هستند (شکل ۵)، خودپذیری مغناطیسی متوسط برابر $193 \mu SI$ و درصد انیزوتروپی نیز غالباً کمتر از ۲/۲ درصد است (شکل ۳).

– **زیرقلمرو ۲B (پهنه تغذیه):** این قلمرو با در بر داشتن بیش از ۵۰ ایستگاه در سراسر حاشیه جنوبی باتولیت کشیده شده و با سنگ‌های مونزوگرنیتی تا گرانودیوریتی دارای ریزساخت‌های ماگمایی تا کمی دگرشکلی دمای بالا همراه است (شکل ۵). در کل ایستگاه‌های نمونه‌برداری در این قلمرو، برگ‌وارگی‌ها شیب بیش از ۷۰ درجه دارند و روند آنها حاشیه باتولیت را قطع می‌کند (شکل ۷). متوسط سمت شیب و شیب خطوارگی این قلمرو $74^{\circ}/245^{\circ}$ است که نشان‌دهنده یک پهنه تغذیه‌کننده ماگمایی است (شکل ۸). خودپذیری مغناطیسی این ایستگاه‌ها به طور میانگین از توده مونزوگرنیتی اطراف (زیر رخساره ۲A) کمی بیشتر بوده و به حدود $205 \mu SI$ می‌رسد (شکل ۳). مقدار متغیر P نیز غالباً بیش از ۲/۲ درصد (به طور متوسط ۲/۴ درصد) است.

– **زیرقلمرو ۲C (پهنه برشی):** مقدار Km در نمونه‌های سنگی این قلمرو به طور میانگین از توده مونزوگرنیتی اطراف (زیر قلمرو ۲A) اندکی کمتر است و به $205 \mu SI$ می‌رسد (شکل ۳). مقدار متغیر P نیز غالباً بیش از ۲/۲ درصد (به طور متوسط ۰/۴ درصد) است (شکل ۳). این زیرقلمرو از ۲۶ ایستگاه تشکیل شده است که به طور متوسط روند و شیب خطوارگی $230^{\circ}/266^{\circ}$ دارند. ریزساخت‌ها بیشتر از نوع دگرشکلی حالت جامد دمای پایین هستند (شکل ۵). درصد انیزوتروپی نیز به نسبت بالاست و میان ۲/۲ تا ۴ درصد تغییر می‌کند (شکل ۳).

– **زیرقلمرو ۲D:** این زیرقلمرو (با بیش از ۳۸ ایستگاه) میان قلمروهای ۱، ۲C و ۳ قرار گرفته است. در اینجا روند کلی خطوارگی و برگ‌وارگی در محل همبری با زیرقلمرو ۲C به طور ناگهانی تغییر کرده است (شکل‌های ۶ و ۷). از سوی دیگر نسبت به قلمرو ۳ (لوکوگرنیتی‌ها) تقعر دارد و در مجموع الگوی فابریک مغناطیسی

(شکل ۴-d) و گاهی تبلور دوباره به دانه‌های کوچک‌تر جدید، مشخص می‌شوند.

– **ریزساخت‌های حالت جامد دمای پایین:** با بیوتیت دارای شکستگی‌های مزدوج (شکل ۴-c) و افزایش تبلور دوباره در کوارتز (شکل ۴-e) مشخص شده‌اند. با افزایش دگرشکلی دمای پایین و گسترش آن در سنگ‌ها، تمام دانه‌های کوارتز به دانه‌های موزاییکی دوباره تبلور می‌یابد. در مواردی این ریزساخت‌ها با میرمیکیت در حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز (شکل ۴-d) همراه شده‌اند که شواهدی از دگرشکلی دمای بالا را اثبات می‌کند (Mainprice et al., 1986). این تغییرات با افزایش دگرسانی گرمایی همراه بوده و با تبدیل پلاژیوکلاز به سریست و گسترش پرهینیت و کلریت در امتداد رخ بیوتیت و منظره گناییسی در سنگ مشخص شده‌اند. در برخی از نمونه‌های مورد مطالعه اسفن نیز با از بین رفتن بیوتیت تشکیل شده است.

– **ریزساخت‌های میلوئیتی:** توسط درشت‌بلورهایی از کوارتز و فلدسپار در یک زمینه بسیار ریزدانه مشخص می‌شوند. در حالی که واکنش در بیشتر بخش‌های این باتولیت به مقدار ناچیز تا متوسط است ریزساخت میلوئیتی تنها در ایستگاه شماره ۸ مشاهده شده است. در این مقطع، بیوتیت‌های اولیه نیز به طور بخشی یا کامل تکه تکه و به ورقه‌های موازی و یا تجمعات دانه‌ریز تبدیل شده‌اند. وجود قطعات کوارتز در ابعاد متفاوت تمایز میان زمینه و کانی‌های اصلی را مشکل می‌سازد (شکل ۴-f). شکل ۵ نقشه ریزساختی و پراکنندگی انواع ریزساخت‌ها از ماگمایی تا میلوئیتی را در بخش‌های مختلف باتولیت شیرکوه نشان می‌دهد.

۶- الگوی فابریک

الگوهای فابریک مغناطیسی و ریزساختی سنگ‌های گرانیتی شواهد خوبی از تغییر شکل ناشی از تزریق همزمان دو توده را ارائه می‌کند. شواهدی از این وجوه تمایز در تعدادی مقاله (Bouchez et al., 1990; Peterson et al., 1998; Blumenfeld & Bouchez, 1988) ارائه شده است. شکل‌های ۶ و ۷ به ترتیب نقشه خطوارگی و برگ‌وارگی مغناطیسی را برای کل باتولیت شیرکوه نشان می‌دهند. همان گونه که دیده می‌شود روند خطوارگی و برگ‌وارگی در نقاط مختلف باتولیت یادشده از یکدیگر کاملاً متفاوت است و در برخی نقاط تفاوت بسیاری را به نمایش می‌گذارد. به طور کلی در حاشیه شمالی باتولیت، خطوارگی به نسبت افقی است و شیب کمی به سمت باختر یا خاور دارد. برگ‌وارگی مغناطیسی نیز بیشتر به موازات حاشیه است و به سمت شمال باختر یا جنوب خاور شیب زیادی دارند. از حاشیه خاوری تا نیمه مرکزی باتولیت (در امتداد روستاهای منشاد-ده‌بالا)، خطوارگی به موازات حاشیه و برگ‌وارگی با روند NW-SE در مجموع ظاهری منحنی شکل را به نمایش می‌گذارد. در بخش‌های جنوب-جنوب خاوری باتولیت، الگوی خطوارگی شیب بسیار بالایی دارد و برگ‌وارگی نیز این حاشیه را با شیب قائم قطع می‌کند. در نیمه جنوب باختری باتولیت شیرکوه و در حوالی روستای سنگ سفید نیز یک پهنه با روند خاوری-باختری امتداد یافته است. در اینجا سطوح برگ‌وارگی تقریباً عمودی و خطوارگی همراه با آن افقی است. در حاشیه باختری و در امتداد همبری میان لوکوگرنیتی‌ها و مونزوگرنیتی‌ها، خطوارگی در سوی حرکت عقربه‌های ساعت و در امتداد این مرز منحرف می‌شود. در ادامه با چند ایستگاه با خطوارگی عمودی ادامه یافته و با یک تغییر ناگهانی نسبت به خطوارگی مشاهده شده در بخش نیمه باختری پایان می‌یابد. این ناپوستگی برای راستای برگ‌وارگی نیز صادق است.

۷- منطقه‌بندی باتولیت بر مبنای وضعیت خطوارگی و برگ‌وارگی و

دیگر شواهد زمین‌شناسی

در این مبحث تلاش شده تا کلیه مشاهدات ریزساختی (شکل ۵)، نقشه‌های خطوارگی و برگ‌وارگی مغناطیسی، نقشه‌های K، T، P همراه با داده‌های سنگ‌نگاری تلفیق و پس از یافتن ارتباطی منطقی میان اجزای سازنده این باتولیت، در پایان مدلی مناسب

۲- الگوهای خطوارگی و برگ‌وارگی آن در محل تماس با واحدهای اطراف کاملاً متفاوت هستند؛ ۳- پهنه تغذیه‌کننده خاص خود را دارد و ۴- الگوی فابریک آن هم مرکز است و روی هم‌رفته یک ساختار لوپولیت را به نمایش می‌گذارد.

با توجه به شواهد ارائه شده در بالا و همچنین همبری آشکار صحرایی میان گرانودیوریت‌ها و زیرقلمرو ۲D از مونوزوگرانیت‌ها که به خوبی با مشاهدات سنگ‌نگاری و خودپذیری مغناطیسی نیز برابری می‌کند (از نظر مقدار K و سوی خطوارگی و برگ‌وارگی) می‌توان ادعا کرد که گرانودیوریت‌ها پیش از این زیرقلمرو و در واقع اولین بسته ماگمایی بوده‌اند که تزریق شده‌اند. از سوی دیگر همبری میان اعضای فلسیک تر مونوزوگرانیت‌ها یا قلمرو ۲D با لوکوگرانیت‌ها، تفاوت در داده‌های ساختاری و الگوهای خطوارگی و برگ‌وارگی و همچنین دگرشکلی حالت جامد ضعیفی در همبری درونی قلمرو ۲D شواهدی از تزریق لوکوگرانیت‌ها به درون مونوزوگرانیت‌ها است. بدین ترتیب مراحل متفاوت جایگیری این باتولیت و تزریق آنها یکی پس از دیگری و پیش از تبلور کامل واحد پیش اثبات می‌شود.

Castro (1986) پرشدن یک بازشدگی محلی را به عنوان مدل مناسبی برای جایگیری توده‌های نفوذی در نظر گرفته است. از آنجا که در رخنمون پیشین این باتولیت دست کم دو پهنه تغذیه‌کننده اثبات شده است، به جای یک بازشدگی مجزا و بسیار طویل که کل توده را تشکیل دهد، می‌توان دست کم وجود دو بازشدگی کوچک‌تر و جدای از هم را به صورت کشش پله‌ای پیشنهاد کرد (شکل ۹). هر کشش نیز مشابه با مدل بازشدگی (Hutton 1982) برای توده نفوذی دونگال تشکیل شده است. زمین‌ساخت منطقه بیش از فرایند جایگیری ماگما در این نوع بازشدگی‌ها تأثیر دارد. از نظر جایگاه زمین‌شناسی و زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه، تشکیل باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه به فرورانش پوسته اقیانوسی نوتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی نسبت داده می‌شود (Sheibi et al., 2010). با توجه به شکل کلی باتولیت، کشیدگی آن و برآورد سوی واتنش‌های واردشده بر منطقه، می‌توان چنین تصور کرد که دو بازشدگی به طور تقریباً متقارن نسبت به مرکز باتولیت در طی برش راست‌گرد رخ داده است. در واقع پهنه‌های تغذیه‌کننده، بازشدگی‌های کششی بوده‌اند که در قاعده پوسته شکننده تشکیل شده و به عنوان کانالی برای عبور ماگما رفتار کرده‌اند.

گرانودیوریت‌ها اولین سنگ‌هایی هستند که در حاشیه شمالی باتولیت و در شروع بازشدگی جایگزین شده‌اند. همزمان و یا کمی پس از آن، مونوزوگرانیت‌های موجود در پهنه تغذیه‌کننده حاشیه جنوبی از پایان بازشدگی دوم تزریق شده‌اند چرا که با وجود فاصله بسیار زیاد این دو واحد از یکدیگر، ویژگی‌های مشابهی از نظر سنگ‌نگاری و همچنین بزرگای خودپذیری مغناطیسی و حتی درصد انیزوتروپی نشان می‌دهند. در اینجا بار دیگر یادآوری می‌شود که واحد مونوزوگرانیتی کمی تفریق یافته‌تر از گرانودیوریت‌هاست اما بدون شک از نظر ژنتیکی وابسته به آن است (Sheibi et al., 2010).

در امتداد مقطع عرضی 'A-A' واحد مونوزوگرانیتی باتولیت شیرکوه، یک الگوی منطقه‌بندی عادی تشخیص داده شده است، یعنی سنگ‌های سیلیسی تر در مرکز توده قرار گرفته‌اند (شکل ۹). از طرفی، جایگیری ماگمای لوکوگرانیتی در حاشیه باختری و در مرکز مونوزوگرانیت‌ها، منطقه‌بندی عادی و تغذیه آن از یک ماگمای تفریق یافته‌تر را پیشنهاد می‌کند.

بر پایه مطالعات ژئوشیمی (Sheibi et al., 2010) اثبات شده که طیف محدود ترکیبی که از گرانودیوریت‌های غنی از بیوتیت تا گرانیت‌های روشن مشاهده شده است، می‌تواند مرتبط با درجات متفاوت ذوب سنگ منشأ و تبلور تفریقی در طی مهاجرت و جایگیری ماگما باشد. بنابراین تفریق به دلیل جدایش رستیت از مذاب، به عوامل مؤثر در الگوی منطقه‌بندی که در بالا اشاره شد افزوده می‌شود؛ چرا که بیشتر این تغییرات درون یک گروه مرتبط از نظر ژنتیکی مشاهده شده است. در مورد

آن ساختار یک لوپولیت را به نمایش می‌گذارد. خودپذیری مغناطیسی این زیرقلمرو متوسط تا به نسبت پایین است و به طور متوسط به $163 \mu\text{SI}$ می‌رسد (شکل ۳). برخی از ایستگاه‌ها خطوارگی با شیب بالا دارند که می‌تواند به عنوان پهنه‌های تغذیه‌کننده جداگانه‌ای در نظر گرفته شوند. اگر چه ریزساخت‌های ماگمایی در این قلمرو چیره هستند اما در محل همبری با لوکوگرانیت‌ها و زیرقلمرو ۲C، تعدادی از ایستگاه‌های دارای ریزساخت‌های حالت جامد دمای بالا پراکنده شده‌اند (شکل ۵).

۳-۷. قلمرو ۳ (لوکوگرانیت‌ها)

به دلیل نبود دسترسی کامل به این ناحیه، بالا بودن میزان دگرسانی و ترد و شکننده بودن سنگ‌ها، تعداد ایستگاه‌های برداشت شده از این قلمرو بسیار محدود است. به طور کلی، این قلمرو کمترین خودپذیری مغناطیسی و درصد انیزوتروپی را دارد و ریزساخت‌های آن بیشتر ماگمایی هستند. با این وجود و با توجه به الگوی فابریک مشاهده شده در زیرقلمرو کناری (۲D)، چنین به نظر می‌رسد که این واحد، سنگ‌های قلمرو ۲D را به سمت خاور جابه‌جا کرده باشد.

۸- الگوی زمین‌ساخت- ماگمایی جایگیری باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه

همان گونه که پیش‌تر گفته شد در صحرا هیچ همبری آشکاری میان بخش‌های مختلف سازنده واحد مونوزوگرانیتی (یعنی سه زیرقلمرو ۲A، B و C) وجود ندارد. اما الگوی خطوارگی در هر یک از زیرقلمروهای تشخیص داده شده متفاوت است و کم و بیش به نوع سنگ بستگی دارد. در قلمرو منشاد-ده‌بالا وضعیت موازی مشاهده شده میان سوی شیب خطوارگی و روند برگ‌وارگی با حاشیه باتولیت و همچنین آرایش متمرکز آنها به صورت شعاعی بیانگر آن است که این زیرقلمرو یک توده نفوذی مجزا بوده که عمود بر این خط‌ها و به صورت شعاعی تزریق شده است (شکل‌های ۶ و ۷). از سوی دیگر با در نظر گرفتن الگوهای فابریک مغناطیسی که در حاشیه‌های جنوبی واحد مونوزوگرانیتی (زیرقلمرو ۲B) مشاهده شده است، جایگیری به دور از پهنه تغذیه و از حاشیه‌های جنوبی به سمت مرکز و خاور باتولیت شیرکوه (زیرقلمرو ۲A) را نشان می‌دهد. این رویداد می‌تواند همزمان با تزریق توده‌های نفوذی مجاور و یا به دنبال یک توده نفوذی دیگر (یعنی گرانودیوریت‌ها) رخ داده باشد که پوشیده شدن این واحد توسط رسوبات کرتاسه درک چگونگی ارتباط میان این زیرقلمرو و گرانودیوریت‌ها را مشکل ساخته است. اگر چه در نقشه خودپذیری مغناطیسی (شکل ۳)، الگوی منطقه‌بندی ویژه میان قلمروهای موجود در واحد مونوزوگرانیتی آشکار نمی‌شود ولی به نظر می‌رسد این قلمرو یک توده نفوذی مرکب بوده است که از تداخل میان بسته‌های متوالی با ترکیب کمی متفاوت به وجود آمده است. سنگ‌هایی که دچار دگرشکلی حالت جامد شده‌اند، در راهروی با روند W-E و در امتداد تحلب همبری (کتناکت) با زیرقلمرو ۲D قرار گرفته‌اند (شکل ۵). این سنگ‌ها انیزوتروپی به نسبت بالا و فابریک صفحه‌ای دارند. به نظر می‌رسد این راهرو در ارتباط با جابه‌جایی نزدیک به خط انجماد (سولیدوس) میان توده‌ها است زیرا خطوارگی آنها به طرف خاور یا باختر شیب دارند و از گرانیت‌های اطراف که ریزساخت‌های ماگمایی دارند کاملاً متفاوت هستند. با در نظر گرفتن سوی شیب خطوارگی در این راهرو می‌توان آن را به یک پهنه برشی به عرض چند کیلومتر نسبت داد که گسترش آن پیش از تبلور کامل گرانیت آغاز شده است. سطوح برشی مشاهده شده در این پهنه تقریباً عمودی و خطوارگی همراه با برش افقی است. بافت میلونیتی با کوارتزهای شکسته شده در پایان این پهنه برشی شواهدی از شدت دگرشکلی است که همچنان پس از جایگیری این توده گرانیتی ادامه داشته است.

به نظر می‌رسد زیرقلمرو ۲D که از نظر سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی وابسته به اعضای تفریق یافته‌تر مونوزوگرانیت‌ها است، بسته ماگمایی جداگانه‌ای بوده باشد چرا که: ۱- همبری آشکاری با لوکوگرانیت‌ها و مونوزوگرانیت‌ها (زیرقلمرو ۲C) دارد؛

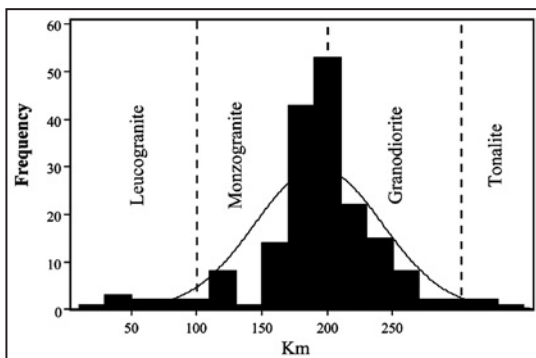
اولین واحد سنگی خارج و متبلور شده‌اند. در مرحله بعدی ماگما در اثر جدایش پیش‌رونده از سازنده رستیته تهی شده و بدنه اصلی باتولیت گرانیتویدی شیرکوه (مونزوگرانیت‌ها) را ساخته است. این گرانیت‌ها به طور گسترده از سنگ‌های غنی از بیوتیت و کوردیریت تا گرانیت‌های با شدت تفریق یافته یعنی گرانیت‌های دو میکایی را شامل می‌شوند. سنگ‌های لوکوگرانیتی به عنوان مذاب باقی‌مانده از تبلور کلی مونزوگرانیت‌ها هستند که از یک سو به دلیل جدایش رستیته از مذاب و از سوی دیگر قرار گرفتن تحت تبلور تفریقی، جوان‌ترین واحد را تشکیل می‌دهند.

با توجه به الگوی منطقه‌بندی آنها به نظر می‌رسد که بخشی از تفریق ماگمایی احتمالاً باید در ژرفا و در منشأ و یا دست کم پیش از جایگیری و بخشی نیز در مخزن پایانی صورت پذیرفته باشد. مطالعات ریزساختی نشان می‌دهد دست کم دو پهنه تغذیه‌کننده در باتولیت به صورت بازشدگی‌های کششی در قاعده پوسته بالایی به عنوان کانالی برای تزریق ماگما رفتار کرده‌اند. با توجه به تفریق پیش‌رونده واحدهای مختلف و همچنین الگوی منطقه‌بندی مشاهده شده در آنها به نظر می‌رسد سازوکار جایگیری باتولیت گرانیتویدی شیرکوه به روش بازشدگی دوگانه و پرشدگی پیش‌رونده آنها توسط بسته‌های ماگمایی مختلف صورت گرفته باشد. این بازشدگی به صورت پله‌ای و کم و بیش به موازات پهنه برشی راست‌گرد ناحیه‌ای بوده و پرشدگی پیش‌رونده این بازشدگی‌ها به ترتیب از واحد گرانودیوریتی شروع، با واحد مونزوگرانیتی ادامه و با واحد لوکوگرانیتی به پایان رسیده است. در نتیجه، مدل دینامیکی ارائه شده در باتولیت شیرکوه هر دو نوع تغذیه پیوسته (تحول سنگ‌نگاشتی پیش‌رونده، روندهای ساختاری پیوسته) و ناپیوسته (همبری‌های متقاطع، الگوی ساختاری ناهماهنگ) را تداعی می‌کند.

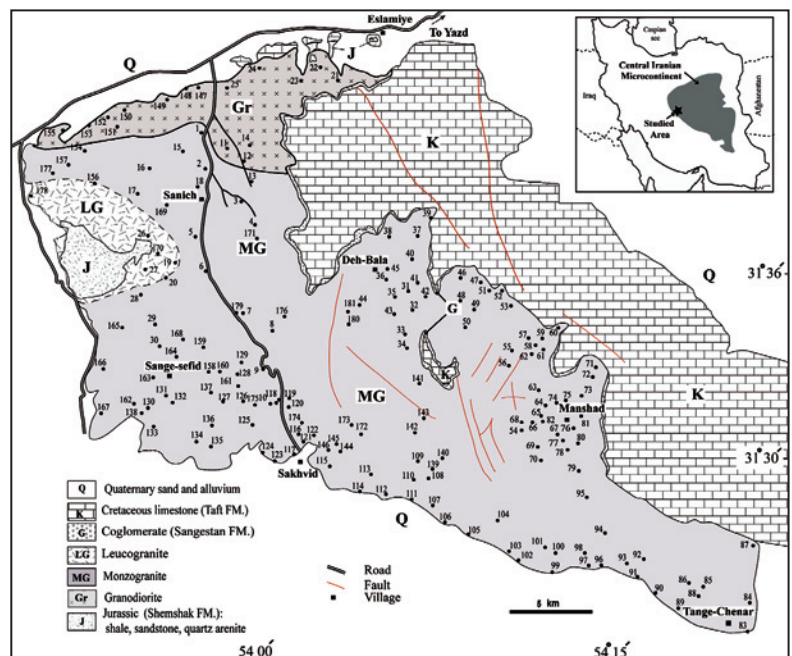
باتولیت شیرکوه نیز باید گفت که بخشی از تفریق ماگمایی احتمالاً باید در ژرفا و در محل منشأ و یا دست کم پیش از جایگیری و بخشی نیز در مخزن پایانی صورت پذیرفته باشد. در نتیجه، مدل دینامیکی ارائه شده در باتولیت شیرکوه هر دو نوع تغذیه پیوسته (تحول سنگ‌نگاشتی پیش‌رونده، روندهای ساختاری پیوسته) و ناپیوسته (همبری‌های متقاطع، الگوی ساختاری ناهماهنگ) را تداعی می‌کند. به طور کلی، اختلاف در الگوی ساختاری در محل تماس واحدها با کاهش مؤثر آهنگ بازشدگی زمین‌ساختی میان بسته‌های ماگمایی و توقف پرشدگی ماگمایی و با کاهش آهنگ تولید ماگما مرتبط است. در هر دو حالت اختلاف زمان جایگزینی میان توده‌ها بسیار کم بوده و ماگمای بعدی پیش از تبلور کامل ماگمای پیشین تزریق شده است. همان گونه که دما آهنگ تولید ماگما را کنترل می‌کند انتقال میان واحدها نیز از آهنگ بازشدگی زمین‌ساختی پیروی می‌کند. بنابراین فشار ماگما در ناحیه منشأ و یا در جایی میان منشأ و مخزن باید افزایش یافته باشد تا فشار کافی برای تزریق مخزن را سبب شده باشد. بنابراین این پرشدگی ناپیوسته بوده است.

۹- نتیجه‌گیری

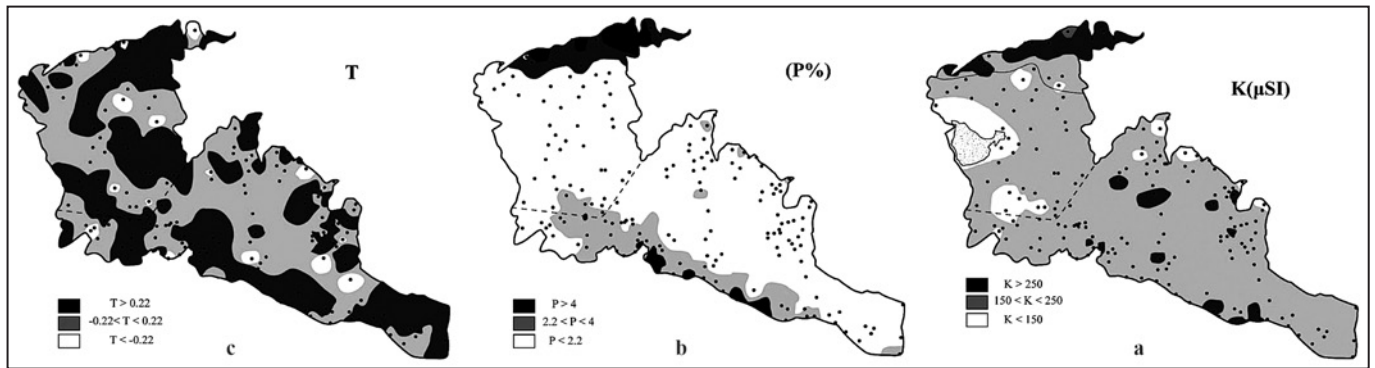
با توجه به اختلافات مشاهده شده در مقدار خودپذیری مغناطیسی، درجه انیزوتروپی، الگوهای خط‌وارگی و برگ‌وارگی و همچنین مطالعات ریزساختی، سه قلمرو ساختاری اصلی در باتولیت گرانیتویدی شیرکوه شناخته شده است. فابریک‌های ناهماهنگ که در زیر واحدهای متفاوت باتولیت شیرکوه مشاهده شده‌اند، نشان‌دهنده ضربان‌های ماگمایی متفاوت هستند که با گذشت زمان تفریق یافته‌تر شده و از پهنه‌های تغذیه‌کننده جداگانه تزریق شده‌اند. به طور کلی، گرانیتویدها به عنوان



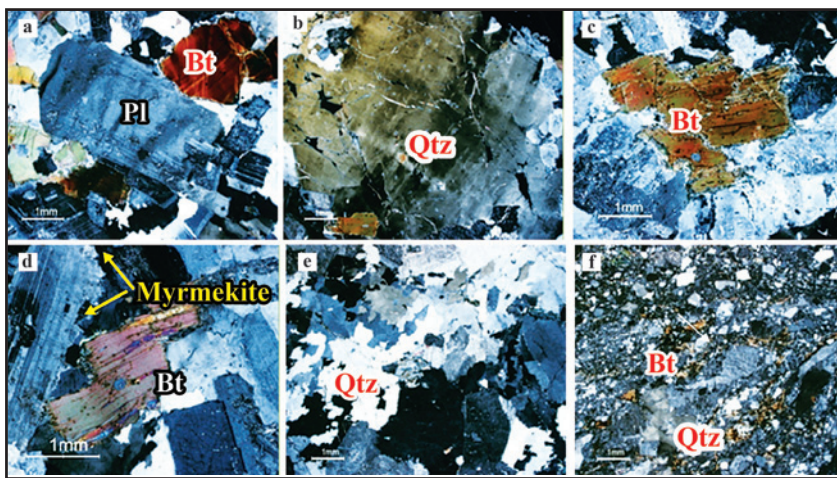
شکل ۲- نمودار فراوانی مقدار خودپذیری مغناطیسی در نمونه‌های سنگی سازنده باتولیت گرانیتویدی شیرکوه.



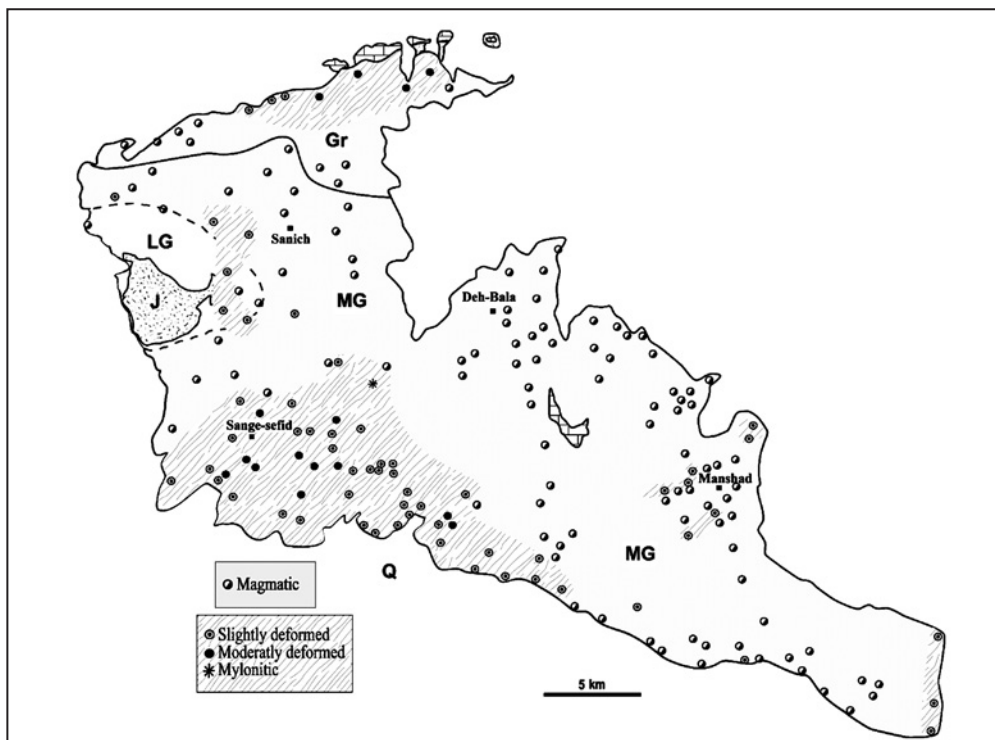
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده باتولیت گرانیتویدی شیرکوه و موقعیت ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده (در مجموع ۱۸۱ ایستگاه) برای مطالعه فابریک‌های مغناطیسی و ساخت‌های میکروسکوپی.



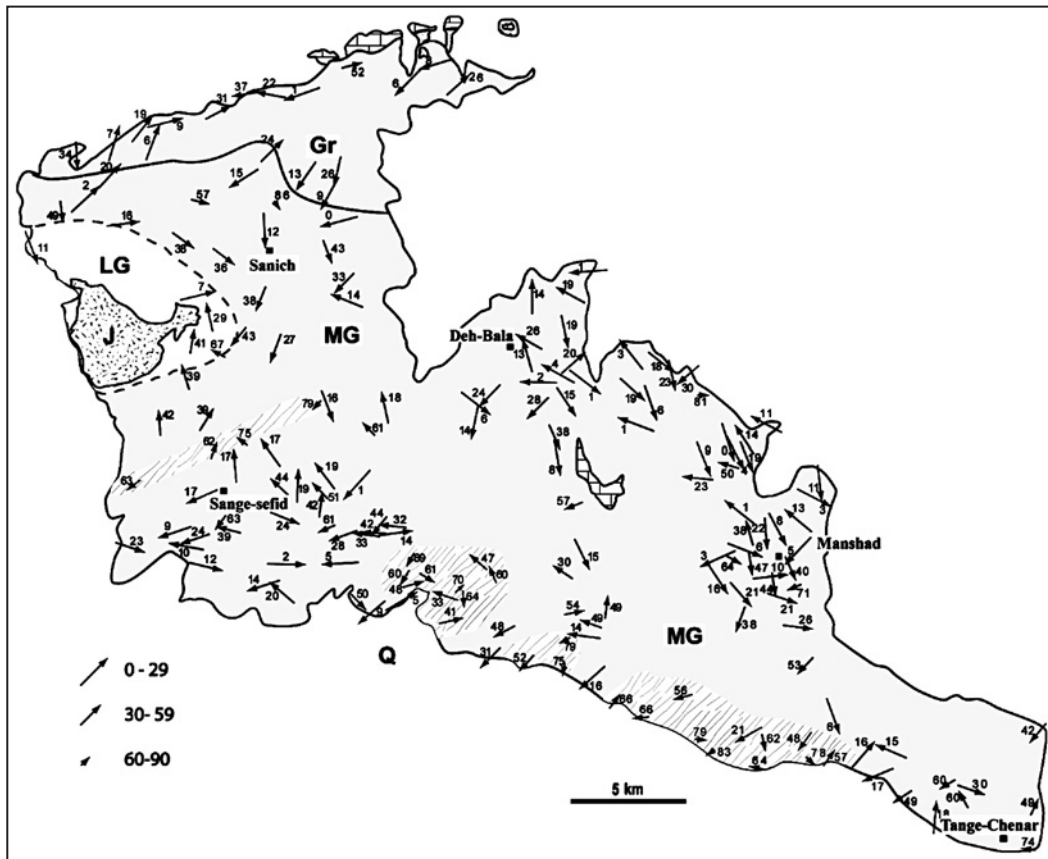
شکل ۳- نقشه‌های کنتربندی شده متغیرهای مغناطیسی محاسبه شده برای باتولیت شیرکوه. (a) خودپذیری مغناطیسی (K)؛ (b) درصد انیزوتروپی کل (P) و (c) متغیر شکل (T). همچنین محدوده قلمروهای ساختاری نیز روی این نقشه‌ها مشاهده می‌شود.



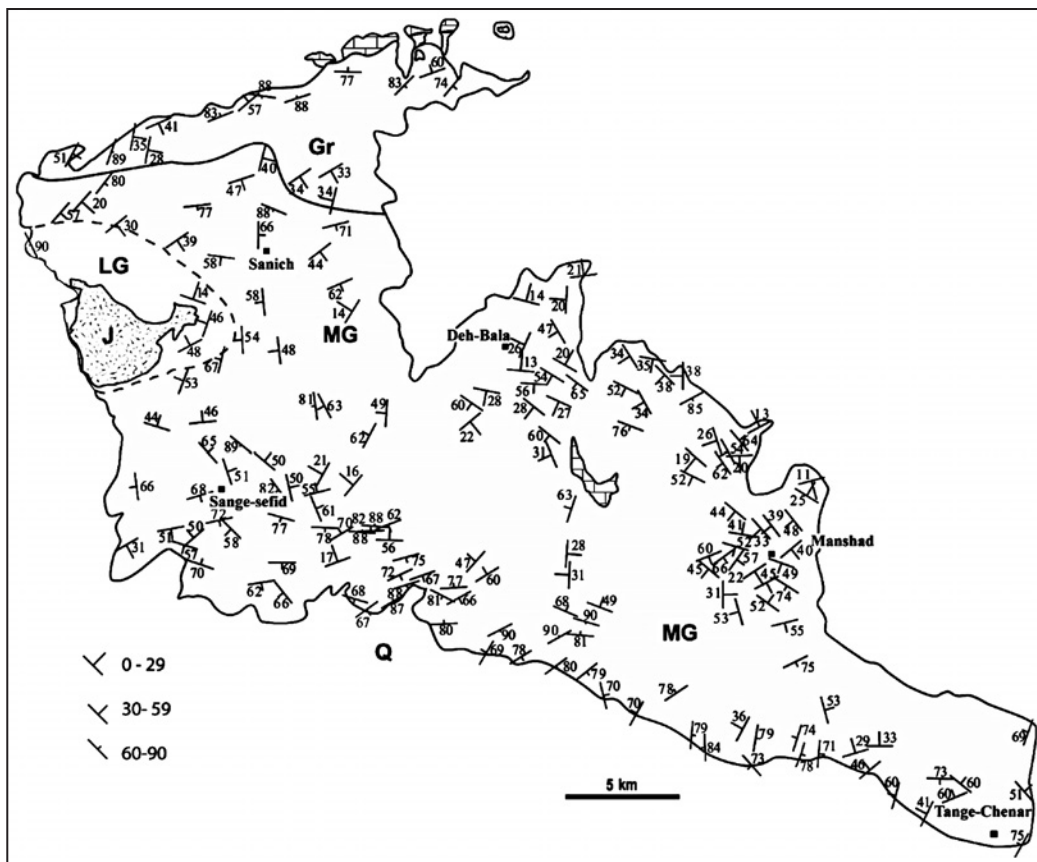
شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده ریزساخت‌های زیرخط انجماد (ساب سولیدوس) مشاهده شده در گرانیت شیرکوه: (a) ساخت میکروسکوپی جامد دمای بالا که با بلور تاب خورده پلاژیوکلاز با ماکل مکانیکی مشخص می‌شود. این ریزساخت نشانه دگرشکلی درون بلوری است؛ (b) بلورهای درشت کوارتز با الگوی صفحه شطرنجی که شواهدی از شروع دگرشکلی حالت جامد دمای بالا است. (c) کینک‌باند شدن بلورهای بیوتیت و شکستگی‌های مزدوج در پهنه برشی؛ (d) حاشیه‌های میرمکیتی در بلور پلاژیوکلاز همراه با بیوتیت خمیده شده و عدسی‌های تاب‌خورده پرهیت در امتداد رخ‌های آن که شواهدی از دگرشکلی دمای بالا هستند. (e) تجمعاتی از بلورهای کوارتز با بافت موزاییکی نشانه دگرشکلی جامد دمای پایین؛ (f) ریزساخت میلونیتی که توسط دانه‌های کوارتز زاویه‌دار درشت در زمینه‌ای از قطعات بسیار ریز مشخص می‌شود. بلورهای بیوتیت در سوی برش کشیده شده‌اند.



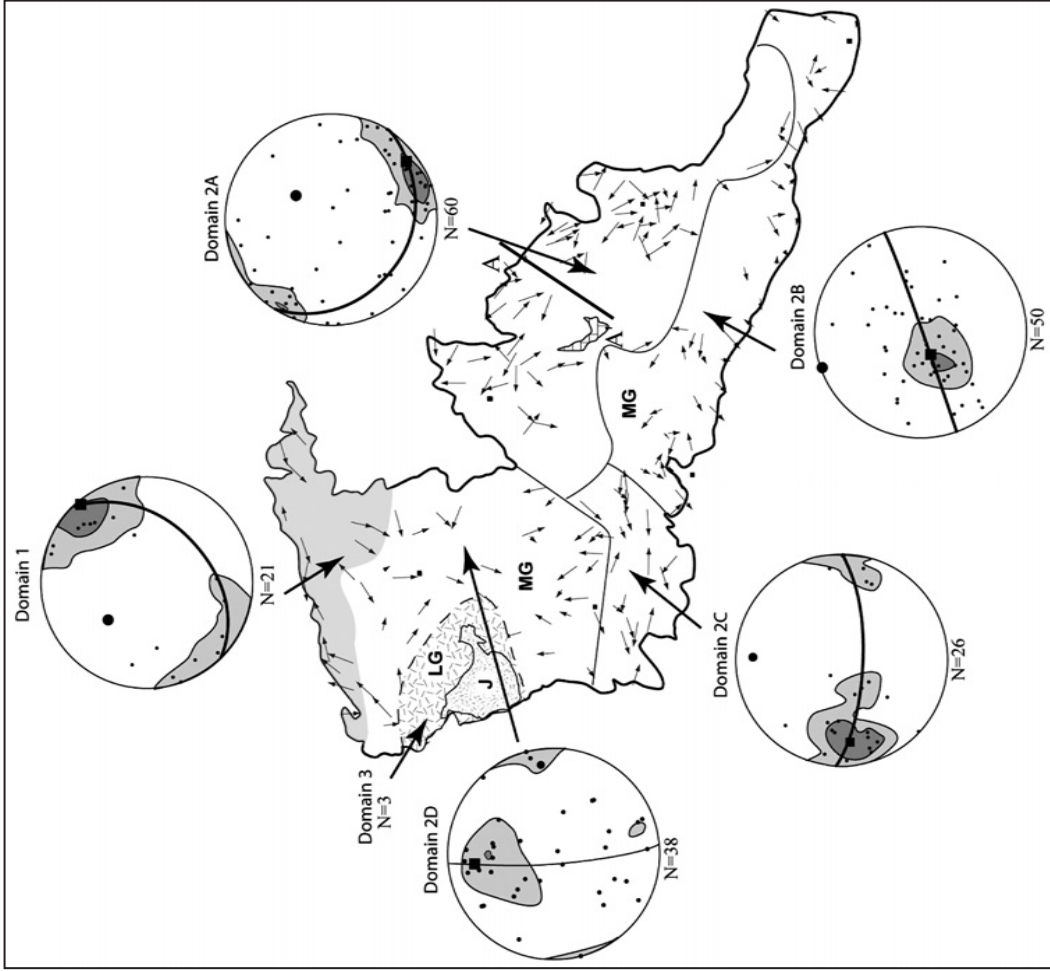
شکل ۵- نقشه نوع و پراکنندگی انواع ریزساخت‌ها در توده گرانیتوئیدی شیرکوه.



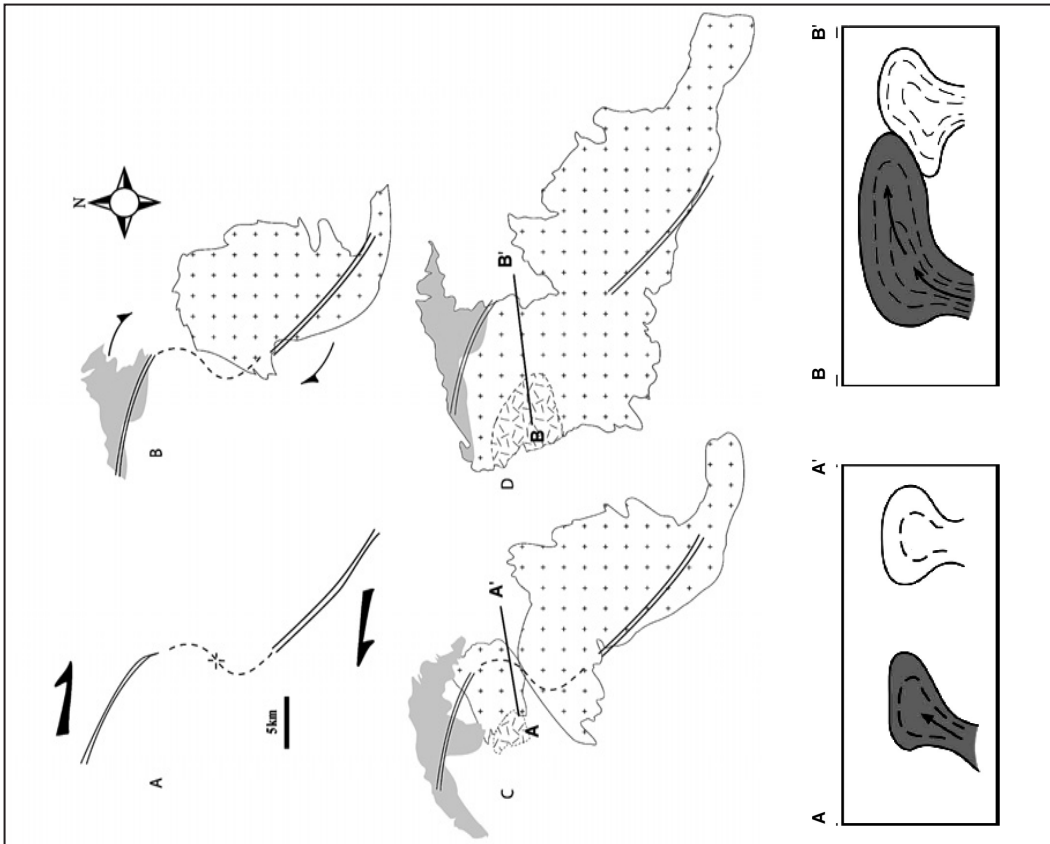
شکل ۶- نقشه خطوارگی مغناطیسی باتولیت گرانیتوئید شیرکوه. خطوارگی های مغناطیسی بر پایه مقدار شیب، به سه رده تقسیم شده‌اند.



شکل ۷- نقشه برگ‌وارگی مغناطیسی باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه. برگ‌وارگی‌ها بر پایه مقدار شیب به سه رده تقسیم شده‌اند.



شکل ۸- سه قلمرو ساختاری چپره و زیر قلمروهای آنها که بر پایه تلفیقی از داده‌های حاصل از فابریک مغناطیسی برای باتولیت گرانیتوییدی شیرکوه به دست آمده‌اند. هر نیمکره الگوی خط‌وارگی قلمروهای مختلف را همراه با قطب برگ‌وارگی (علامت دایره) نشان می‌دهد. N تعداد اندازه‌گیری‌ها یا همان تعداد ایستگاه‌ها است. مقطع عرضی A-A' در واحد مونوز گرانیتی، الگوی منطبقه‌بندی عادی را نشان می‌دهد.



شکل ۹- مدل بازشدگی دوگانه و پرشدگی پیش‌رونده آنها توسط بسته‌های ماگمایی مختلف تشکیل‌دهنده باتولیت گرانیتوییدی شیرکوه. (A) بازشدگی پلای کم و بیش به موازات پهنه برشی راست‌گرد محلی، B و C. (D) پرشدگی پیش‌رونده این بازشدگی‌ها به ترتیب از واحد گرانودیوریتی شروع و با واحد مونوز گرانیتی ادامه و با واحد لوکو گرانیتی به پایان رسیده است. شکل پایین توالی از پالس‌های ماگمایی را در امتداد مقطع A-A' نشان می‌دهد. میدان تنش ناشی از تزریق لوکو گرانیت‌ها به صورت توده‌ای مجزا و گسترش یافته و برخورد آن با بخش‌های تفریق یافته مونوز گرانیت‌ها (زیرقلمرو ۲D) سبب آشفتنگی در الگوی ساختاری واحد اخیر را شده است.

References

- Alavi, M., 1994 - Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation. *Tectonophysics*, v.10, 229, p. 211–238.
- Blumenfeld, P. & Bouchez, J. L., 1988- Shear criteria in granite and migmatite deformed in magmatic and solid states. *J. Struct. Geol.*, v.10, p.361–372.
- 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*. Kluver, Dordrecht, p. 95–112.
- Bouchez, J. L., Gleizes, G., Djouadi, T. & Rochette, P., 1990- Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics*, v.10, 184, p.157–171.
- Castro, A., 1986- Structural pattern and ascent model in the central Extremadura batholith, Hercynian belt, Spain. *Journal of Structural Geology*, v. 8, p.633–645.
- Ellwood, B. B., 1978- Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 41, p. 254–264
- Gleizes, G., Nédélec, A., Bouchez, J. L., Autran, A. & Rochette, P., 1993- Magnetic susceptibility of the Mont-Louis-Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): a new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned granite plutons. *J. Geophys. Res.*, v. 98, B3, p. 4317-4331
- Hutton, D. H. W., 1982- A tectonic model for the emplacement of the main Donegal granite, NW Ireland. *Journal of the Geological Society*, London, v. 139, p. 615–631.
- Ishihara, S., 1977- The magnetic series and ilmenite series granitic rocks, *mining geology*, v. 27, p. 293-305.
- Khalili, M., 1997- Petrography, mineral Chemistry and geochemistry of Shir – Kuh granite SW of Yazd, Central Iran, Ph.D dissertation, University of Humburg, P. 148.
- Mainprice, D., Bouchez, J. L., Blumenfeld, P. & Tubia, J. M., 1986- Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperatures. *Geology*, v. 14, p.819–822.
- Nabavi, M. H., 1972- An introduction of Iranian geology. Geological Survey of Iran. 110p.
- Peterson, S. R., Fowler, J. T. K., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S. & Miller, R. B., 1998- Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, v. 44, p.53–82.
- Rochette, P., 1987- Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies, *Journal of Structural Geology*, v. 9, p.1015-1020.
- Shaw, H. R. & Swanson, D. A., 1974- Eruption flow rates of flood basalts, *Proceedings of the Second Colombia River Basalt Symposium*, p. 271–299.
- Sheibi, M., Esmaeily, D., Bouchez, J. L., Nedelec, A. & Kananian, A., 2010- Geochemistry and petrology of the garnet-bearing S-type Shir-Kuh Granite, SW Yazd, Central Iran *Island Arc*, v. 19, p.292–312.
- Ishihara, S., 1977- The magnetic series and ilmenite series granitic rocks, *mining geology*, v. 27, p.293-305.