

نگرشی نو بر جایگیری ماگما و فرگشت ساختاری شمال پهنه سیستان

زینب اعتمادخواه^۱، محمدمهدی خطیب^۲ و محمدحسین زرین کوب^۲

^۱دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

^۲استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۱/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۶/۳۱

چکیده

توده‌های گرانیتوئیدی اواخر پالئوسن - اوایل اتوسن در شمال پهنه جوش خورده سیستان، به عنوان ابزارهایی بالقوه جهت ثبت رویدادهای زمین‌ساختی در نظر گرفته می‌شوند. بررسی‌های ساختاری بر روی توده گرانیتوئیدی زهری بر پایه فن‌ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)، داده‌های تازه‌ای جهت دست‌یابی به ساختارهای درونی و بازسازی کینماتیکی فراهم می‌کند. این توده با روند کلی شمال باختر - جنوب خاور دربردارنده گرانیت تا لوکوگرانیت است. بر پایه نتایج برآمده از واکاوی بیش از ۳۶۰ نمونه تهیه شده از ۳۶ ایستگاه، این توده پذیرفتاری مغناطیسی پایینی نشان می‌دهد و مشاهدات سنگ‌نگاری روشنگر نقش آشکار کانی‌های پارامغناطیس همچون بیوتیت و آمفیبول به عنوان مهم‌ترین کانی آهن‌دار و عامل اصلی ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی است. بر گوارگی‌های مغناطیسی با میانگین شیبی متوسط به موازات کشیدگی کلی توده و خطوارگی‌های مغناطیسی نیز با راستای غالب NE-SW تا N-S به سمت جنوب باختر (با سوگیری میانگین 32° ، $N197^\circ$)، طی جایگیری و تبلور ماگما گسترش یافته‌اند. توده زهری در یک خاستگاه کشتی تحت کنترل راستای بازشدگی NNE-SSW در فضاها برآمده از فعالیت پهنه‌های برشی چپ‌گرد واقع در پایانه‌های سامانه گسلی نهندان در اوایل اتوسن جایگیری نموده است.

کلیدواژه‌ها: گرانیتوئید، ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی، جایگیری، شمال پهنه سیستان.

***نویسنده مسئول:** زینب اعتمادخواه

E-mail: z.etemadkhhah@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

توده‌های گرانیتوئیدی از جمله نشانگرهای کرنش در نظر گرفته می‌شوند و به نوعی ارتباط زمانی بین جایگیری و نقش غالب ساختارهای محلی یا ناحیه‌ای را بازگو می‌کنند (Paterson et al., 1998; Benn et al., 2001). این توده‌ها، با ثبت فابریک‌های مرتبط با جایگیری ماگما در هنگام تبلور و در حالت جامد دما بالا و دما پایین در تفسیر روابط زمانی بین رویدادهای زمین‌ساختی و ماگماتیسیم در محیط‌های ژئودینامیکی گوناگون به ویژه راستالغز مورد استفاده قرار می‌گیرند (Be Mezeme et al., 2007). سامانه‌های گسلی راستالغز، جایگاه‌های مناسبی جهت تسهیل در فرایند صعود ماگما از پوسته میانی به پوسته بالایی هستند (Hutton, 1988; Paterson and Fowler, 1993) و فضاهایی برای جایگیری ماگما در راستای شکستگی‌های تراکشی (Martins et al., 2011; Montalbano et al., 2016)، فضاهای کشتی مرتبط با برش‌های نوع P (Tikoff and Teyssier., 1992; Talbot et al., 2005) و ساختارهای کشتی و خمشی رهایی (Gébelin et al., 2005) فراهم می‌کنند. در پی فقدان شواهد مزوسکوپی از قبیل سوگیری مشهود خطی و صفحه‌ای و به‌رغم ناچیز بودن نشانگرهای دگرریختی در توده‌های نفوذی، فن‌ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) یکی از کارآمدترین روش‌ها جهت دست‌یابی به ساختارهای درونی است و به عنوان ابزاری قدرتمند در حل و فصل تفسیر تاریخ دگرریختی به حساب می‌آید (Saint-Blanquat and Tikoff, 1997; Benn et al., 1998). ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی زمینه مناسبی را جهت بررسی اصولی فابریک‌ها، ارائه داده‌های جهت‌یابی شده (برگوارگی و خطوارگی‌ها) و پارامترهای کمی مرتبط با ترکیب سنگ و حالات دگرشکلی فراهم می‌کند (Raposo et al., 2007; Lyra et al., 2017; Mondal, 2018). تاکنون استفاده از این روش، اطلاعاتی را جهت روشن شدن ارتباط بین جایگیری توده‌های نفوذی و دگرریختی همراه با رویدادهای زمین‌ساختی در گوشه و کنار تاریخ زمین‌ساختی ایران از جمله پهنه سندج - سیرجان (صادقیان و همکاران، ۱۳۹۳؛ اصلانی و همکاران، ۱۳۹۳؛ اصلانی و شکاری، ۱۳۹۴؛ ساکی و همکاران، ۱۳۹۴؛ Ghalamghash et al., 2009)؛ ایران مرکزی و بلوک لوت (شیبی و مجیدی، ۱۳۹۴؛ Esmacily et al., 2007) و نوار گرانیتوئیدی زاهدان - سراوان (Sadeghian et al., 2005) فراهم کرده است. در گستره شمال پهنه جوش خورده

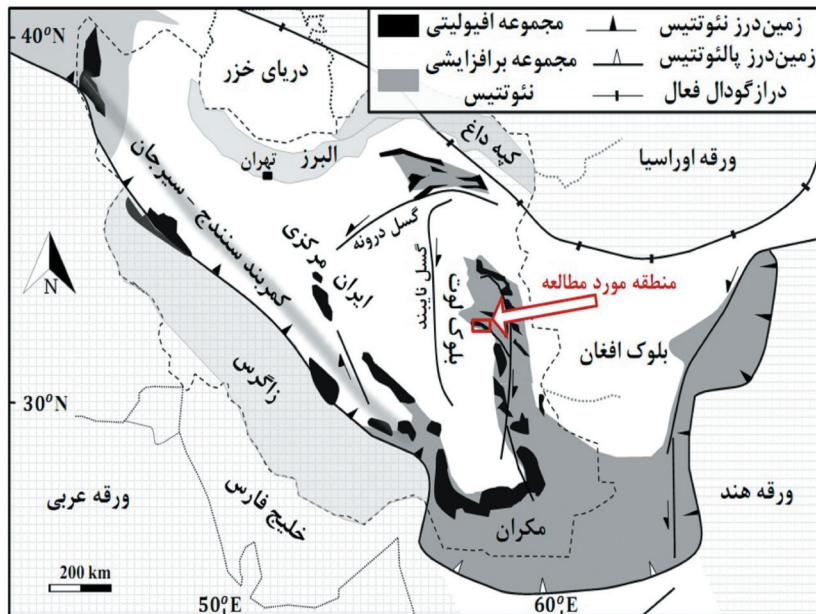
سیستان، توده‌های گرانیتوئیدی، از این نقطه نظر ناشناخته باقی مانده‌اند. توده زهری واقع در یکی از پهنه‌های برشی مرتبط با پایانه‌های سامانه گسلی نهندان نمونه‌ای از توده‌های مزبور است. این توده با نمای کلی کشیده به درون مجموعه افیولیتی خاور ایران نفوذ کرده است. وجود یک توده گرانیتوئیدی درون افیولیت یاد شده و احاطه شدن آن با پهنه‌های برشی چپ‌گرد واقع در پایانه‌های سامانه گسلی نهندان، پدیده با تأملی به نظر می‌رسد. آیا میان جایگیری توده گرانیتوئیدی و ساختارهای غالب دربردارنده آن ارتباطی وجود دارد؟ در پژوهش حاضر به منظور بررسی سؤالاتی از این دست و دست‌یابی به داده‌های ساختاری بر روی گرانیتوئید زهری و همچنین روشن شدن ارتباط مکانی و زمانی توده مزبور با پهنه‌های برشی، از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) به همراه مشاهدات صحرائی استفاده شده است. به منظور دست‌یابی به اطلاعات تکمیلی، از بررسی‌های ریزساختاری در توده زهری جهت تشخیص مراحل شکل‌گیری فابریک‌های دگرریختی (حالت ماگمایی، نیمه‌ماگمایی و دگرریختی حالت جامد) بهره برده شده است.

۲- زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری توده

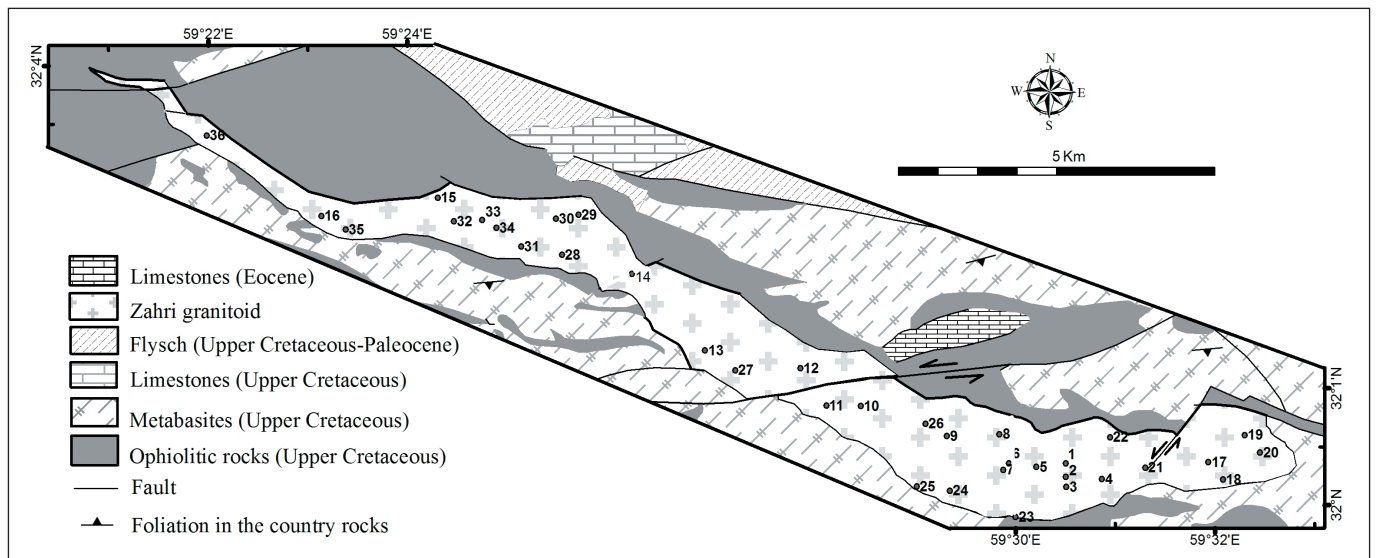
توده زهری در ۸۵ کیلومتری شمال باختر شهرستان نهندان با مختصات جغرافیایی $33^\circ 59'$ و $20^\circ 59'$ طول‌خاوری و $32^\circ 00'$ و $32^\circ 05'$ عرض‌شمالی در گستره نقشه‌های زمین‌شناسی بیرجند با مقیاس ۱:۲۵۰ ۰۰۰ (افتخارنژاد و اشتوکلین، ۱۳۶۹) و مختاران و سهل آباد با مقیاس ۱:۱۰۰ ۰۰۰ (Navai, 1974; Movahhed-Avval and Emami, 1978) در بخش شمالی پهنه سیستان واقع شده است (شکل ۱). سامانه برشی نهندان و پایانه‌های آن به عنوان شاخص‌های اصلی زمین‌ساختی در گستره پهنه سیستان به شمار می‌آیند. این سامانه برشی در بخش مرکزی با راستای غالب شمالی - جنوبی (و مؤلفه برشی راست‌گرد) فعالیت دارد که به تدریج به گرایش خاوری - باختری در افشانه‌های پایانی (و مؤلفه برشی چپ‌گرد) گرایش پیدا کرده است (Vernant et al., 2004; Walker and Jackson, 2002 and 2004). توده گرانیتوئیدی زهری، با راستای شمال باختر - جنوب خاور در اولین پایانه منشعب شده از سامانه گسلی نهندان واقع شده است. مجموعه سنگی زمین‌ساختی بخش شمالی پهنه سیستان شامل توالی سنگی مربوط به سنگ‌کره اقیانوسی،

نهنشته‌های رخساره فلیش و مولاس است که تحت تأثیر تنوعی از سنگ‌های آذرین درونی، بیرونی و آذرآواری در محدوده کرتاسه پسین تا کواترن قرار گرفته است (Camp and Griffis, 1982). با توجه به سن رادیومتری زیرکن اورانیم-سرب در سنگ‌های افیولیتی پهنه سیستان، باریکه اقیانوسی در کرتاسه پیشین حیات داشته (Zarrinkoub et al., 2012) که با جایگیری مجموعه افیولیت-فلیشی خاور ایران در اواخر کرتاسه-پالئوسن بسته شده است (Tirrul et al., 1983; Berberian and King, 1981). پژوهش‌های اخیر، گویای بسته شدن اقیانوس یادشده قبل از ۸۶ میلیون سال پیش (اوایل کرتاسه فوقانی) است (Theunissen et al., 2010).

پیکربندی فلیش همراه آن در پایه‌های سامانه گسلی نهندان با مجموعه‌ای از توده‌های نفوذی قطع شده‌اند. توده زهری، با سن رادیومتری ۵۴ Ma~ نمونه‌ای از این توده‌هاست (Zarrinkoub et al., 2012). واحدهای سنگی دربرگیرنده این توده، متابازیت‌ها و سنگ‌های افیولیتی منسوب به کرتاسه پسین هستند (شکل ۲) که آثار حرارتی توده بر روی این سنگ‌ها آشکار است. طیف ترکیبی این توده از گرانتیت تا لوکوگرانتیت است. کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول کانی‌های اصلی و آپاتیت و زیرکن کانی‌های فرعی این واحد سنگی را می‌سازند.



شکل ۱- نقشه ساده شده پهنه‌های ساختاری ایران، منطقه مورد بررسی به صورت مربع مشخص شده است (با تغییرات از Tirrul et al., 1983 و Berberian and King, 1981).

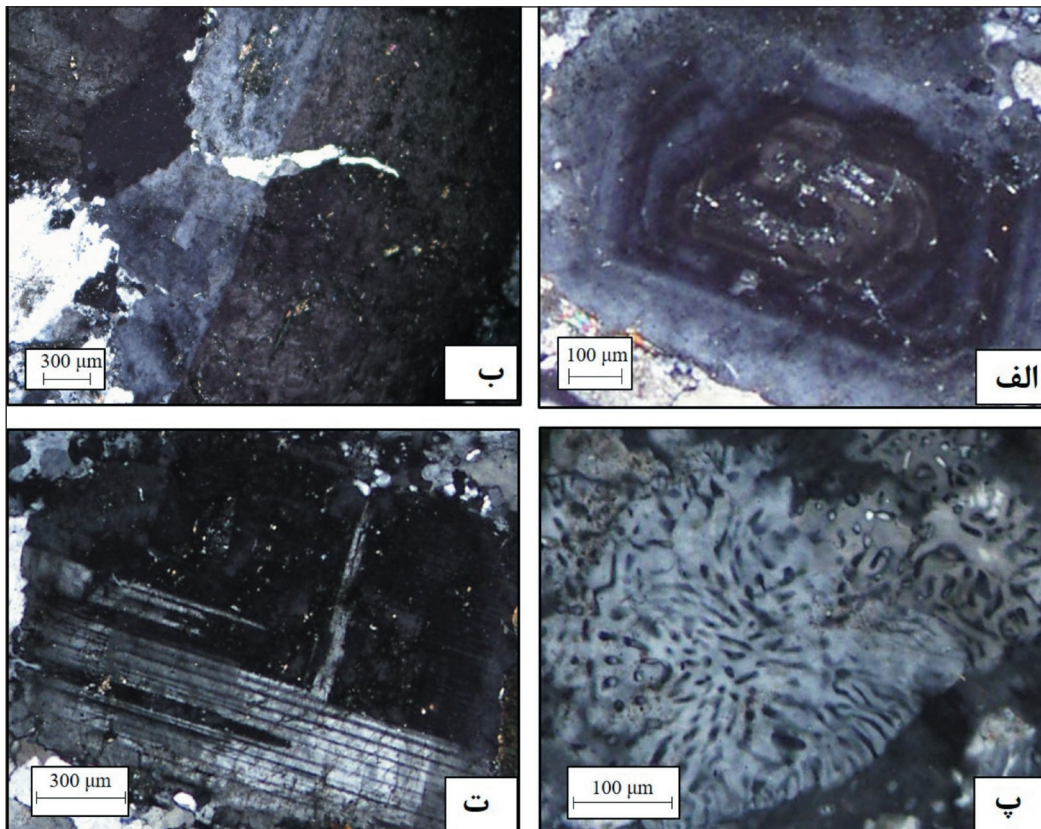


شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی گستره مورد بررسی به همراه موقعیت ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده.

۳- ریزساخت‌ها

حادث می‌شود (Bouchez et al., 1992). ریزشکستگی‌های گوه‌ای شکل در بلورهای پلاژیوکلاز که توسط مذاب باقیمانده مانند کوارتز پر شده‌اند نمونه‌هایی از این قبیل هستند (Paterson et al., 1989; Bouchez et al., 1992) که از ساخت‌های متداول در گرانیتوئید زهری است (شکل ۳-ب). فابریک‌های حالت جامد، مشخصه شرایط ساب‌سولیدوس است. دگرشکلی حالت جامد دما بالا (یا دگرشکلی پلاستیک ساب‌سولیدوس؛ Paterson et al., 1989) توسط طرح صفحه شطرنجی و مهاجرت مرز دانه در کوارتز قابل تشخیص است (Paterson et al., 1998). میرمیکیتی‌ها و دگرریختی دوقلویی در فلدسپار (شکل‌های ۳-پ و ت) از دیگر بافت‌هایی است که دلالت بر فابریک حالت جامد دمای بالا تا متوسط دارد (Vernon et al., 2004; Mamtani and Greiling, 2010; Passchier and Trouw, 2005). در مواردی نیز، ادامه دگرریختی با نوارشدگی در دانه‌های کوارتز تبلور مجدد یافته مشخص می‌شود. با توجه به توضیحات شرح داده شده، ساخت‌های دگرریختی در گرانیتوئید زهری در حالت ماگمایی تا حالت جامد دما پایین گسترش یافته‌اند.

مشاهدات ریزساختاری جهت تشخیص مراحل گوناگون تبلور ماگما و تاریخچه سردشدگی در زمان ثبت فابریک‌ها با بررسی مقاطع نازک حاصل از نمونه‌های مورد استفاده در AMS مورد بررسی قرار گرفت. در اثنای فرایند تبلور ماگما، چنانچه درصد حجمی بخش متبلور شده از ۶۰ درصد فراتر نرود، به اندازه کافی مذاب وجود دارد تا بلورها به‌طور آزادانه و مستقل در آن جابه‌جا شوند. در چنین وضعیتی فابریک‌های حالت ماگمایی در هنگام تبلور ماگما در شرایط بالای سولیدوس حاصل می‌شوند. در این حالت بلورها بدون شواهد آشکاری از دگرریختی شکل می‌گیرند و تنها دانه‌های کوارتز خاموشی موجی اندکی نشان می‌دهند (Paterson et al., 1989). همچنین دانه‌های کوارتز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بدون حواشی خردشده و دانه‌های خوش‌وجه پلاژیوکلاز با زون‌بندی متناوب دیده می‌شوند (شکل ۳-الف). با کاهش دما، تا هنگامی که کسر مذاب در هنگام تبلور، کمتر از ۳۰ درصد و مقدار آن کمتر از حد بحرانی برای جریان یافتن باشد، ریزساخت‌های شکل گرفته معرف شرایط نیمه‌ماگمایی هستند. در این حالت، دگرشکلی شکنا در حضور مذاب باقیمانده



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی ریزساخت‌های مشاهده شده در توده زهری: الف) زون‌بندی متناوب در پلاژیوکلاز؛ ب) ریزشکستگی‌های گوه‌ای شکل در دانه‌های پلاژیوکلاز؛ پ) توسعه ساختارهای میرمیکیتی؛ ت) پدیده دوقلویی در دانه‌های پلاژیوکلاز.

۴- پذیرفتاری مغناطیسی

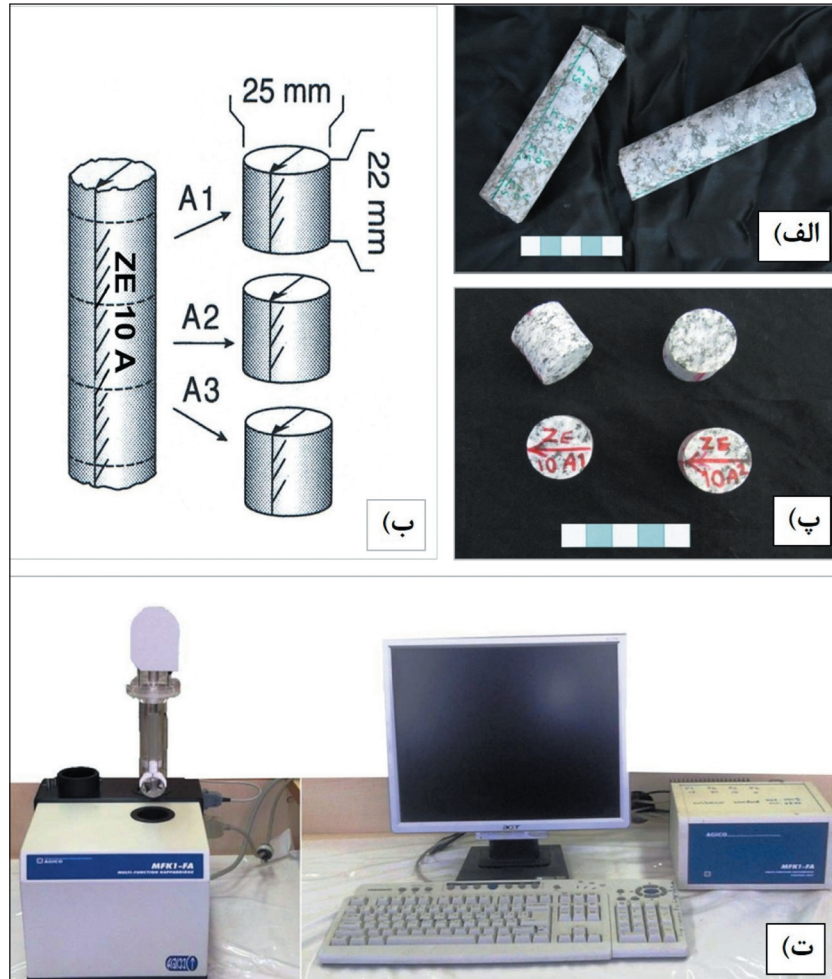
۴-۱. مبانی روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی

به منظور بررسی فابریک مغناطیسی، نمونه‌هایی از ۱۳۶ ایستگاه گوناگون در توده زهری جمع‌آوری و در صحرا جهت‌یابی شده‌اند (شکل ۲). در هر ایستگاه دست کم دو مغزه با قطر ۲۵ میلی‌متر به وسیله دستگاه حفاری قابل حمل برداشت (شکل ۴-الف) و هر مغزه به سه یا چهار بخش با درازای ۲۲ میلی‌متر بریده شده است (در مجموع بیش از

۳۶۰ قطعه جهت‌یابی شده؛ شکل‌های ۴-ب و پ). جهت‌یابی و بزرگای محورهای اصلی بیضوی ناهمسانگردی مغناطیسی ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$) توسط دستگاه مغناطیس‌سنج مدل MFk1-FA اندازه‌گیری شده است (شکل ۴-ت). حساسیت این دستگاه 2×10^{-8} SI بوده و برای بررسی رفتار کانی‌ها در میدان مغناطیسی ضعیف مناسب است. پذیرفتاری مغناطیسی میانگین $(K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3)$ ، درجه ناهمسانگردی

مغناطیسی (K_3) در جدول ۱ ارائه شده است. برنامه Anisoft (نسخه 4.2 برای انجام این محاسبات استفاده شده است. Hroud et al., 1990) (AGICO) جهت یابی (میل و گرا) خطوارگی مغناطیسی (K_1) و قطب برگوارگی

مغناطیسی ($P' = \exp\{2[(\ln K_1 - \ln K_m)^2 + (\ln K_2 - \ln K_m)^2 + (\ln K_3 - \ln K_m)^2]\}^{1/2}$)، شکل بیضوی مغناطیسی (Jelinek, 1978) $T = 2 \ln(K_2/K_3) / \ln(K_1/K_3) - 1$ به همراه



شکل ۴- الف) نمونه‌هایی از مغزه جهت یابی شده؛ ب) بریدن مغزه‌ها به بخش‌هایی با درازای ۲۲ میلی‌متر (طرح اولیه شکل بر اساس <http://www.geosciences.ulg.ac.be/uploads/Documents/mapping/Bolle.pdf>)؛ پ) قطعات آماده شده برای سنجش؛ ت) نمایی از دستگاه اندازه‌گیری کننده و متعلقات آن.

جدول ۱- داده‌های پذیرفتاری مغناطیسی در توده زهری.

T	P'	⊥ Fol. az/pl.	Lin. az/pl.	K_m μ SI	Lat. (۳۲°N) +	Long. (۵۹°E)+	N	Site
۰/۷۰۰	۱/۰۸۲	۰۰۵/۲۳	۱۱۱/۳۱	۱۲۶/۳	۰۰' ۲۴"	۳۰' ۳۱"	۹	۱
۰/۶۸۲	۱/۱۰۱	۰۰۹/۴۰	۲۰۷/۴۸	۱۱۵	۰۰' ۱۷"	۳۰' ۳۱"	۹	۲
۰/۵۱۷	۱/۰۸۵	۰۰۸/۴۶	۲۰۹/۴۱	۱۲۱/۷	۰۰' ۱۲"	۳۰' ۳۱"	۱۲	۳
۰/۵۷۹	۱/۰۹۴	۳۵۸/۵۱	۲۱۴/۳۳	۱۲۱/۵	۰۰' ۱۶"	۳۰' ۵۲"	۱۳	۴
۰/۸۴۱	۱/۱۰۱	۳۳۸/۵۶	۱۶۸/۳۲	۱۰۷/۳	۰۰' ۲۳"	۳۰' ۱۳"	۱۱	۵
۰/۶۰۰	۱/۰۹۴	۳۵۴/۴۳	۲۲۶/۳۲	۱۱۸	۰۰' ۲۵"	۲۹' ۵۶"	۱۰	۶
۰/۹۲۳	۱/۰۹۴	۰۱۴/۴۴	۲۰۸/۴۴	۱۱۴/۸	۰۰' ۲۲"	۲۹' ۵۳"	۱۴	۷
۰/۸۴۲	۱/۰۹۸	۰۰۳/۵۹	۱۴۹/۲۵	۱۵۵/۳	۰۰' ۴۰"	۲۹' ۵۱"	۱۰	۸
۰/۶۹۴	۱/۱۰۷	۰۱۲/۵۴	۱۶۸/۳۳	۱۱۵/۶	۰۰' ۴۰"	۲۹' ۱۹"	۹	۹
۰/۵۶۴	۱/۱۳۸	۰۴۰/۵۸	۱۶۱/۱۷	۱۳۲/۴	۰۰' ۵۶"	۲۸' ۲۸"	۱۴	۱۰

T	P'	±Fol. az/pl.	Lin. az/pl.	K _m μSI	Lat. (۳۲°N) +	Long. (۵۹°E)+	N	Site
۰/۸۰۸	۱/۱۴۴	۰۲۹/۵۳	۲۵۴/۲۷	۱۰۵/۱	۰۰' ۵۷"	۲۸' ۰۷"	۱۱	۱۱
۰/۷۲۴	۱/۰۹۰	۱۱۲/۷۶	۳۲۴/۱۲	۱۳۰/۱	۰۱' ۱۶"	۲۷' ۵۲"	۱۸	۱۲
۰/۸۶۱	۱/۱۱۶	۰۱۳/۶۷	۱۶۸/۲۰	۱۱۷/۵	۰۱' ۲۶"	۲۶' ۵۵"	۱۲	۱۳
۰/۷۷۱	۱/۰۹۶	۰۳۷/۲۷	۲۴۴/۵۹	۱۲۸/۷	۰۲' ۰۶"	۲۶' ۱۲"	۱۳	۱۴
۰/۶۲۹	۱/۰۶۴	۰۱۰/۷۸	۱۶۰/۱۰	۹۷	۰۲' ۴۸"	۲۴' ۱۶"	۸	۱۵
۰/۹۲۱	۱/۱۱۲	۰۱۴/۶۱	۲۵۹/۱۲	۱۲۰/۶	۰۲' ۴۰"	۲۳' ۰۶"	۶	۱۶
۰/۴۸۰	۱/۰۹۹	۳۴۷/۷۲	۲۱۶/۱۱	۷۲/۳	۰۰' ۲۳"	۳۱' ۵۷"	۱۰	۱۷
۰/۶۹۳	۱/۱۳۵	۰۱۳/۷۴	۲۰۴/۱۵	۹۱/۶	۰۰' ۱۴"	۳۲' ۰۵"	۸	۱۸
۰/۵۹۵	۱/۰۷۳	۳۵۹/۵۸	۱۹۶/۳۰	۱۱۶/۴	۰۰' ۳۷"	۳۲' ۱۹"	۱۱	۱۹
۰/۶۸۳	۱/۱۱۸	۳۳۵/۴۷	۲۱۸/۲۱	۱۰۴/۳	۰۰' ۲۷"	۳۲' ۲۸"	۱۰	۲۰
۰/۷۰۸	۱/۰۹۸	۳۳۵/۳۷	۱۹۸/۴۳	۱۱۳/۳	۰۰' ۲۱"	۳۱' ۱۸"	۷	۲۱
۰/۱۳۹	۱/۰۳۵	۳۵۸/۵۸	۱۸۱/۳۱	۴۰/۴	۰۰' ۳۷"	۳۰' ۵۸"	۱۰	۲۲
۰/۶۸۵	۱/۱۰۳	۵۴/۳۳۸	۱۵۹/۳۵	۹۸/۶	۳۱° ۵۹' ۵۷"	۲۹' ۰۰"	۹	۲۳
۰/۵۱۶	۱/۱۰۵	۰۳۶/۵۰	۲۱۰/۳۹	۱۰۰/۹	۰۰' ۱۲"	۲۹' ۲۰"	۸	۲۴
۰/۷۲۳	۱/۱۱۱	۳۵۶/۲۸	۲۵۴/۲۰	۱۵۸/۵	۰۰' ۱۴"	۲۹' ۰۱"	۱۰	۲۵
۰/۶۶۲	۱/۰۸۶	۰۰۵/۵۶	۱۹۶/۳۲	۱۲۷/۴	۰۰' ۴۶"	۲۹' ۰۷"	۱۰	۲۶
۰/۸۹۲	۱/۱۲۸	۳۱۸/۵۹	۱۱۷/۲۹	۱۰۴/۳	۰۱' ۱۶"	۲۷' ۱۳"	۱۰	۲۷
۰/۷۲۲	۱/۰۹۵	۳۵۴/۵۵	۱۸۴/۳۳	۱۰۰/۷	۰۲' ۱۷"	۲۵' ۳۰"	۸	۲۸
۰/۷۶۳	۱/۰۹۵	۰۱۰/۵۲	۱۵۷/۳۳	۱۲۵/۱	۰۲' ۳۷"	۲۵' ۴۰"	۹	۲۹
۰/۷۱۸	۱/۰۹۳	۳۵۳/۶۱	۱۷۱/۲۸	۱۱۶/۲	۰۲' ۳۶"	۲۵' ۲۷"	۹	۳۰
۰/۸۲۳	۱/۱۱۴	۳۴۸/۵۲	۱۶۵/۲۷	۹۱/۷	۰۲' ۲۲"	۲۵' ۰۶"	۹	۳۱
۰/۹۴۹	۱/۱۰۶	۳۱۷/۶۶	۱۲۱/۲۲	۱۰۹/۵	۰۲' ۳۶"	۲۴' ۲۵"	۸	۳۲
۰/۹۲۲	۱/۰۹۳	۰۱۲/۲۸	۱۲۵/۲۵	۱۲۶/۱	۰۲' ۳۶"	۲۴' ۴۲"	۶	۳۳
۰/۸۰۴	۱/۰۹۷	۳۴۰/۵۰	۱۴۰/۳۷	۱۱۲/۲	۰۲' ۳۲"	۲۴' ۵۱"	۸	۳۴
۰/۸۱۴	۱/۱۲۸	۳۳۲/۵۶	۰۷۶/۰۹	۱۰۸/۹	۰۲' ۳۲"	۲۳' ۲۰"	۸	۳۵
۰/۶۲۴	۱/۰۹۵	۰۹۰/۵۴	۲۵۹/۳۵	۹۶	۰۳' ۲۲"	۲۱' ۵۷"	۱۰	۳۶

۴-۲. پذیرفتاری مغناطیسی و اندازه‌گیری پارامترها

پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (K_m) بیان‌کننده نوع و پراکنش هر نوع کانی مغناطیسی موجود در سنگ (دیا-پارا و فرومغناطیس) است (Trubac et al., 2009; Hrouda and Lanza, 1988). دامنه تغییرات بزرگای K_m در توده گرانیتوبیدی از 404 μSI تا 158.5 μSI متغیر (شکل ۵-الف) و میانگین این مقدار 112.2 μSI است (شکل ۶). مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی پایین‌تر از 500 μSI عموماً متعلق به کانی‌های پارامغناطیس از قبیل سیلیکات‌های در بردارنده آهن (آمفیبول، بیوتیت، مسکوویت، کلریت) و بیش از این مقدار مرتبط با توزیع اکسیدهای آهن‌دار فرومغناطیس (هماتیت و مگنتیت) است (Bouchez, 1997; Rochette, 1987). بزرگای K_m در توده زهری مقادیر پایین‌تر از 500 μSI را نشان می‌دهد، از این رو حامل اصلی خواص مغناطیسی در این توده، کانی‌های پارامغناطیس از قبیل بیوتیت و آمفیبول هستند که توسط بررسی‌های میکروسکوپی نیز تأیید شده است.

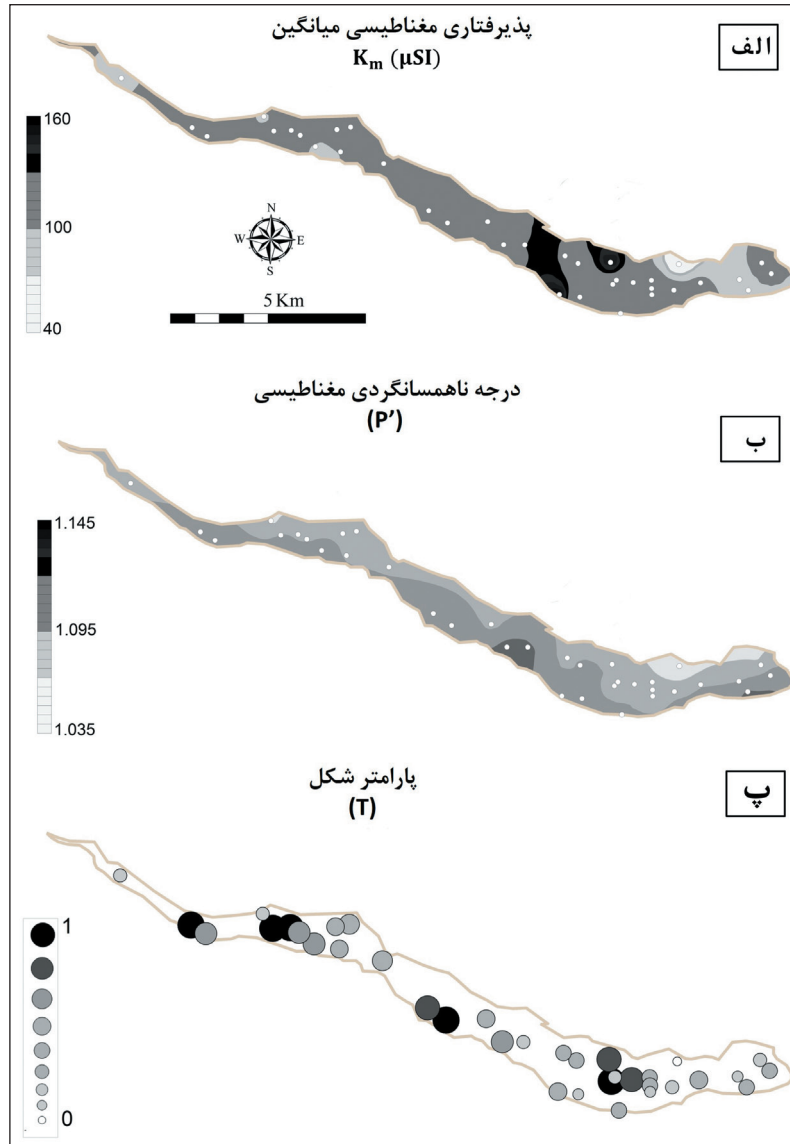
درجه‌ناهمسانگردی مغناطیسی (P') نمایانگر شاخص کمی کرنش و معرف شدت جهت‌یابی ترجیحی کانی‌های مغناطیسی در سنگ است. مقادیر بالاتر این پارامتر، جهت‌یابی ترجیحی و تحمل دگرریختی بیشتری را نشان می‌دهد (Archanjo et al., 2008). محدوده مقادیر P' در نمونه‌ها از 1.035 تا 1.144 است (شکل ۵-ب). در ۴۵٪ نمونه‌ها، این پارامتر مقادیر بالای 1.10 دارد و

روشنگر درجه بالای ناهمسانگردی و تأثیر دگرریختی بالا در توده مزبور است (Tarlring and Hrouda, 1993). روی هم رفته، پارامتر P' در بخش خاوری و بخش مرکزی توده مقادیر بیشتری را نشان داده است (شکل ۵-ب و جدول ۱) و این مناطق منطبق بر توسعه بر گوارگی‌های مزوسکوپی است. بررسی مقاطع نازک نیز جهت‌یابی ترجیحی کانی‌ها را در محل‌های با درجه ناهمسانگردی بیشتر تأیید می‌کند. افزون بر این، ارتباط غیرخطی P' در مقابل K_m (شکل ۷-الف)، دلالت بر عدم تأثیرگذاری توزیع ناهمگن کانی‌های مغناطیسی بر تنوع P' در بخش‌های مختلف توده زهری دارد.

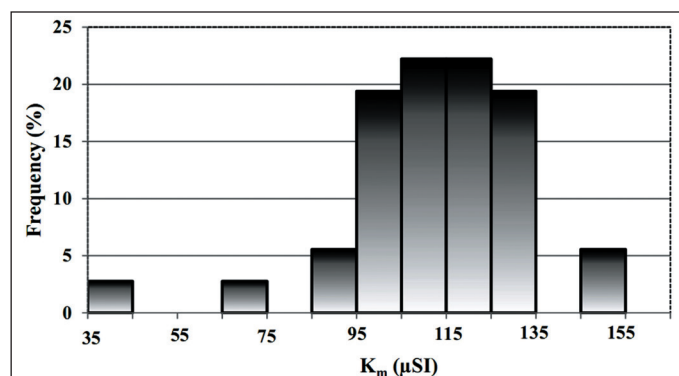
پارامتر T بیان‌کننده شکل بیضوی مغناطیسی بوده که بر اساس وضعیت بردارهای پذیرفتاری مغناطیسی استوار است. مقدار این پارامتر بین ۱- و ۱ تغییر می‌کند. در مقادیر $0 \leq T \leq 1$ شکل بیضوی مغناطیسی دوکی ($K_1 > K_2 = K_3$) و Prolate) و برای مقادیر $1 \leq T \leq 0$ شکل بیضوی مغناطیسی صفحه‌ای شکل ($K_1 = K_2 > K_3$) و Oblate) است (Bouchez, 1997; Jelinek, 1981). در توده زهری محدوده تغییرات این پارامتر از 0.139 تا 0.949 است (شکل ۵-ب). ترسیم نمودار (Jelinek (1981) (شکل ۷-ب) از نمونه‌های توده گرانیتوبیدی، بیضوی AMS از نوع صفحه‌ای شکل را نشان داده است. به طوری که بر گوارگی‌های مغناطیسی نسبت به خطوارگی‌ها گسترش بیشتری دارند ($S \gg L$; شکل ۷-ب). همچنین، بخش‌های باختری و مرکزی نسبت به بخش

داشته‌اند (ایستگاه‌های ۱۷ و ۲۲؛ شکل‌های ۲ و ۷-ت و جدول ۱) که می‌تواند دلالت بر کنترل سیلیکات‌های مافیک بر ناهمسانگردی مغناطیسی باشد؛ در این ایستگاه‌ها، کمترین میزان K_m با فراوانی کمتر کانی‌های بیوتیت ارتباط مستقیم داشته است.

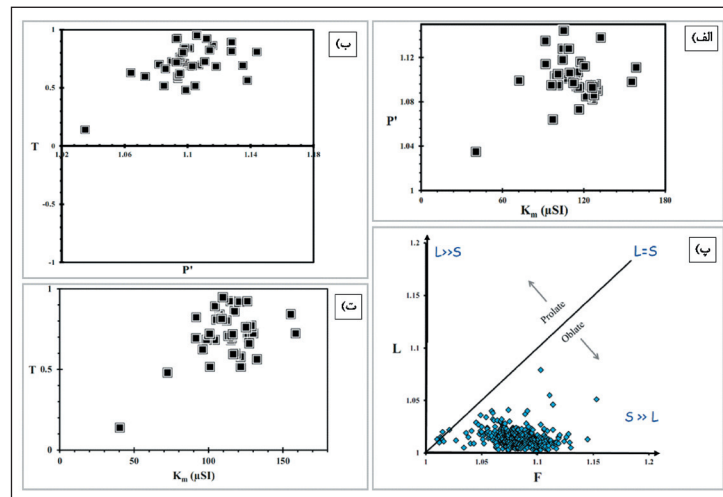
خاوری درجه صفحه‌ای شدن بیشتری را نشان داده است (شکل ۵-پ و جدول ۱). در کل، ارتباط معناداری میان شکل بیضوی مغناطیسی و پارامتر K_m مشاهده نشده است و تعداد کمی از ایستگاه‌ها، کمترین میزان صفحه‌ای شدن را همراه با کمترین میزان K_m



شکل ۵- منحنی‌های هم‌میزان: الف) پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (K_m) بر حسب μSI ؛ ب) درجه ناهمسانگردی مغناطیسی (P') (نقاط سفید رنگ، موقعیت ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده را نشان می‌دهد، شماره ایستگاه‌ها در شکل ۲ آمده است)؛ پ) پارامتر شکل (T) در توده گرانیتوئیدی زهری.



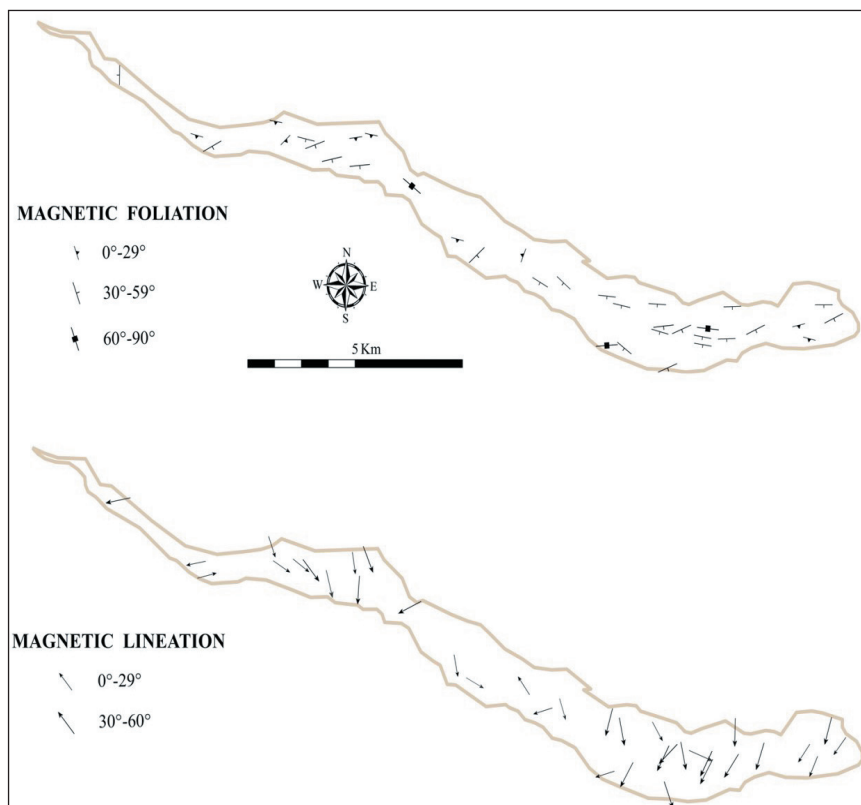
شکل ۶- تغییرات مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (K_m) در توده زهری.



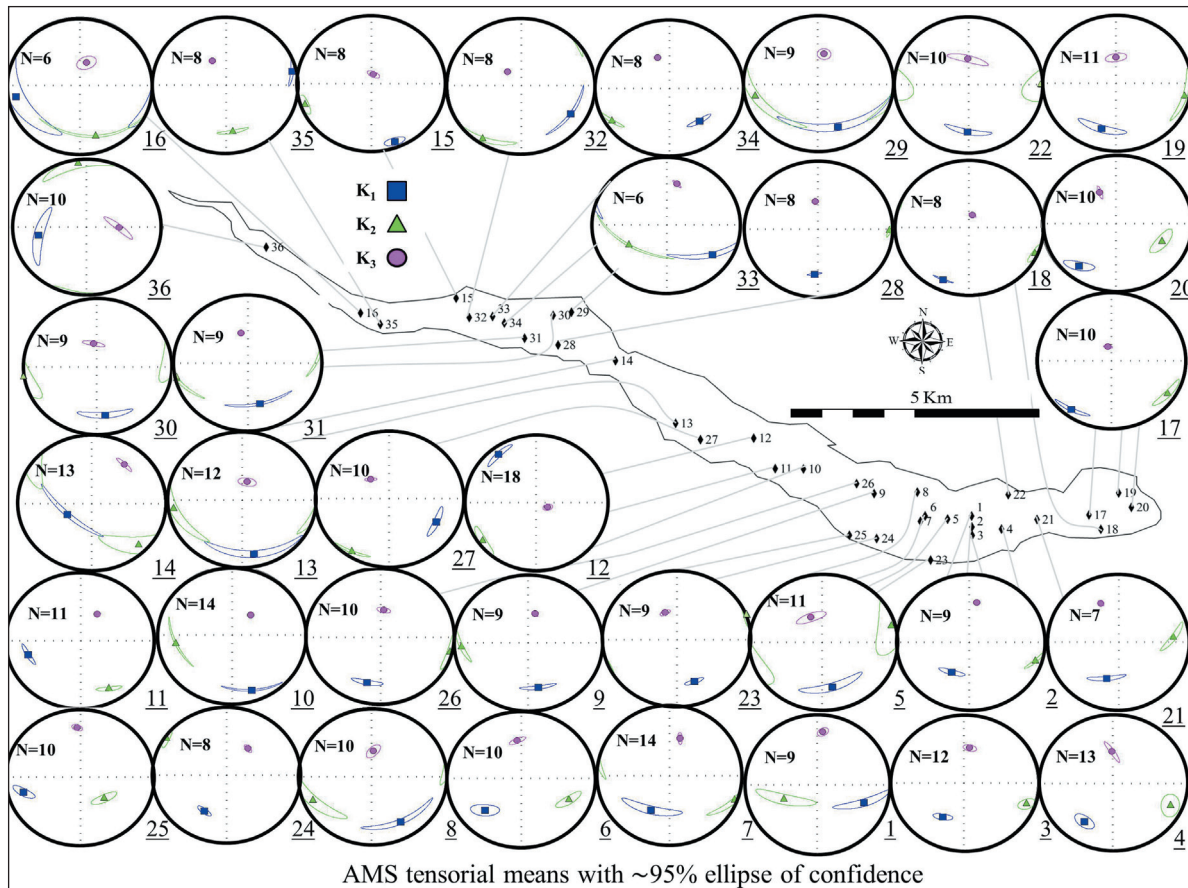
شکل ۷- الف) نمودار درجه ناهمسانگردی مغناطیسی (P') در مقابل پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (K_m)؛ ب) تغییرات پارامتر شکل (T) نسبت به P' ؛ پ) درجه صفحه‌ای (F) نسبت به خطی بودن (L) ناهمسانگردی؛ ت) تغییرات پارامتر K_m نسبت به پارامتر T در توده گرانیتوئیدی زهری.

بیوتیت‌های پهن شده) در صحرا وجود داشت که نتایج آن، بسیار نزدیک به جهت‌یابی برگوارگی‌های مغناطیسی حاصل از داده‌های AMS بوده است. برگوارگی‌های مغناطیسی در این توده، اغلب دارای امتداد W-E تا NW-SE، شیب متوسط به طرف جنوب و عموماً به موازات محور بزرگ توده است. خطوارگی‌های مغناطیسی نیز با راستای غالب NE-SW تا N-S و زاویه میل متوسط به طرف جنوب باختر توسعه یافته‌اند (شکل‌های ۸ و ۹).

محور بزرگ بیضوی AMS، K_1 نمایانگر خطوارگی مغناطیسی و منطبق بر خطوارگی کانیاپی و محور کوچک آن (K_3) معرف قطب برگوارگی مغناطیسی (و برگوارگی کانیاپی) است (صفحه $K_1 - K_3$). پژوهش‌های زیادی به ارتباط برگوارگی و خطوارگی کانیاپی با برگوارگی و خطوارگی مغناطیسی در گرانیت‌ها پرداخته است (مانند (Martin-Hernandez et al., 2004; Parés and Van der Pluijm, 2002)). در برخی ایستگاه‌های این توده امکان اندازه‌گیری برگوارگی کانیاپی (اغلب



شکل ۸- الف) نقشه برگوارگی مغناطیسی به همراه استریونت قطب برگوارگی‌ها؛ ب) نقشه خطوارگی مغناطیسی به همراه استریونت نشان دهنده وضعیت خطوارگی‌ها در توده زهری.



شکل ۹- جهت یابی محورهای اصلی AMS (K_3 ، K_2 ، K_1) به ترتیب با نمادهای مربع، مثلث و دایره) در نیمکره پایینی شبکه هم‌مساحت (Lower hemisphere equal area projections) به همراه موقعیت ایستگاه‌های نمونه برداری شده در توده زهری.

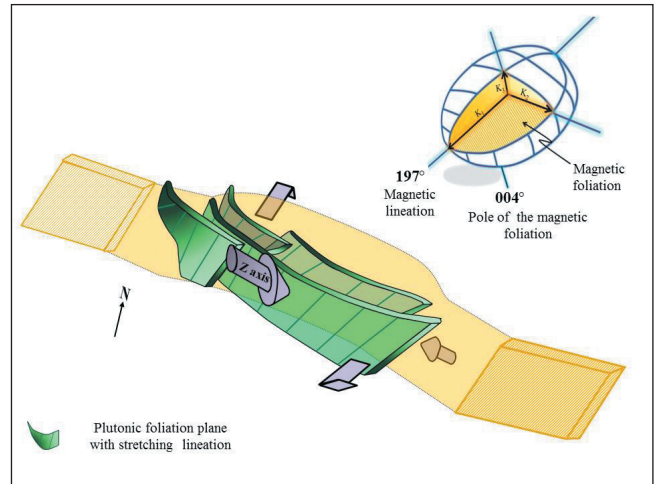
۵- تفسیر داده‌های پذیرفتاری مغناطیسی

فابریک‌های مغناطیسی در توده گرانیتیویدی زهری عمدتاً توسط کانی‌های پارامغناطیس ثبت شده‌اند و بررسی‌های سنگ‌نگاری نیز گویای نقش آشکار فازهای سیلیکاته از قبیل بیوتیت و آمفیبول در جهت یابی داده‌های AMS در میدان مغناطیسی با حساسیت پایین بوده است. اغلب فابریک‌های مغناطیسی در این توده، در هنگام تبلور (ریزساخت‌های حالت ماگمایی) و اندکی پس از تبلور (ریزساخت‌های حالت جامد دما بالا) توسعه یافته‌اند. عموماً این فابریک‌ها در مراحل گوناگون تبلور ماگما جهت یابی یکسانی نشان می‌دهند.

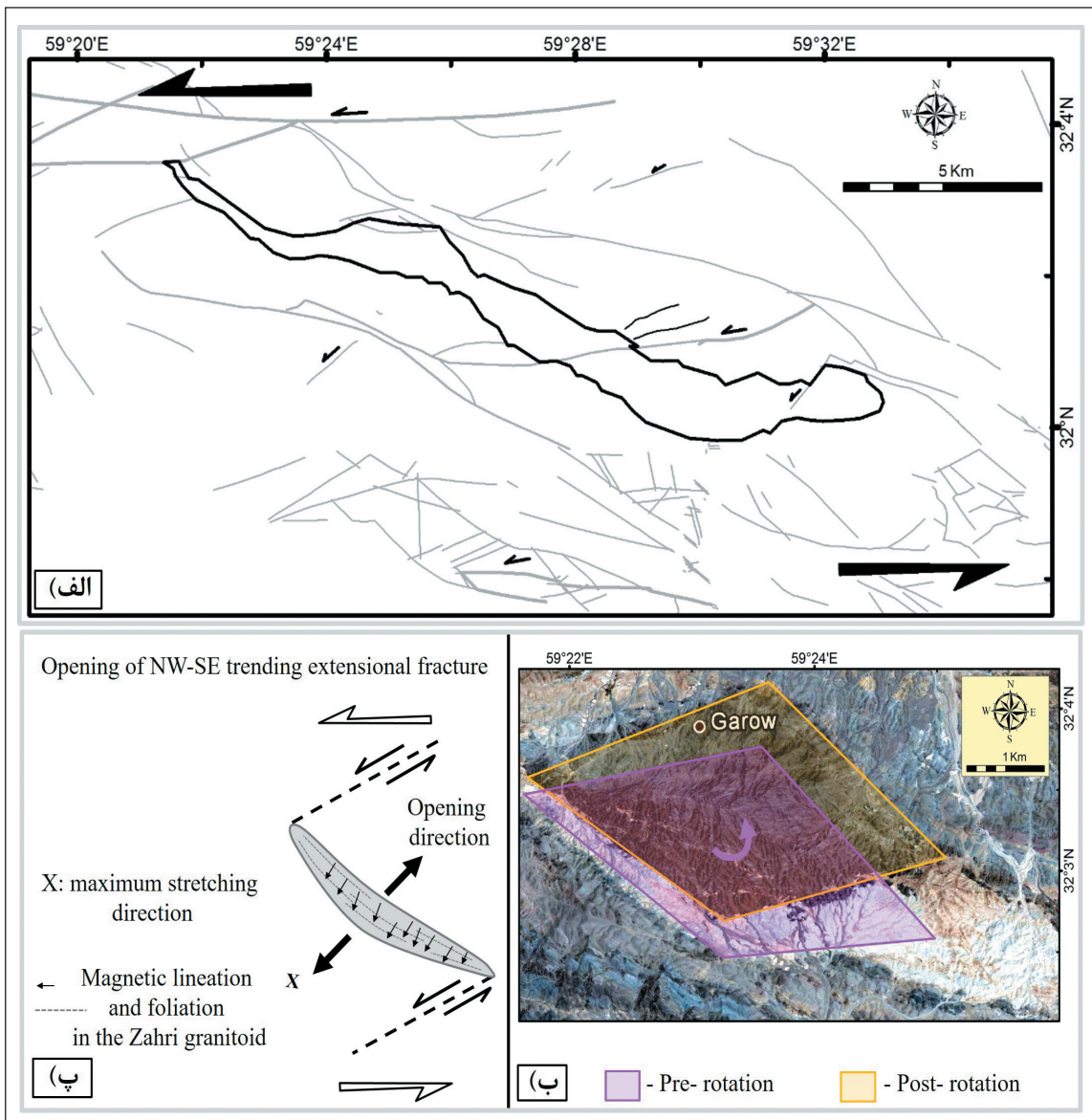
بیضوی‌های کرنش و AMS انطباق مشابهی در شکل و جهت یابی فضایی محورهای اصلی (Y_{IIK_1} ، Y_{IIK_2} ، Y_{IIK_3}) دارند (Tarling and Hrouda, 1993). آنالیز داده‌های AMS در ایستگاه‌های توده زهری، شکل صفحه‌ای را در بیضوی مغناطیسی آشکار ساخته است؛ به طوری که بر گوارگی‌های ماگمایی گسترش بیشتری داشته‌اند ($S \gg L$). حال آنکه خطوارگی ماگمایی در مقیاس میکروسکوپی قابل تمییز نیست. در توده زهری به احتمال زیاد، بیضوی‌های نوع صفحه‌ای تحت شرایط کرنش کوتاه‌شدگی تقارن محوری (axially symmetric shortening) شکل گرفته‌اند (برای اطلاعات بیشتر رجوع شود به Hobbs et al., 1976). این حالت تأثیر آشکار دگرریختی برش محض را نسبت به برش ساده در توسعه فابریک‌های مغناطیسی نشان می‌دهد (Borradaile and Alford., 1988) که در طی فرایندهای پهن‌شدگی (flattening processes) تحت کرنش هم‌محور (coaxial strain) توسعه یافته‌اند. کمبود نشانگرهای سوی برش (Shear sense) نامتقارن در ریزساخت‌های توده

گرانیتیویدی، شاید تا حدی تأیید کننده تأثیر کرنش هم‌محور باشد. به طور کلی در گرانیتیوید زهری، محور بزرگ بیضوی AMS (خطوارگی مغناطیسی یا محور K_1) با راستای غالب N-S تا NE-SW با زاویه میل متوسط به سمت جنوب باختر و بر گوارگی مغناطیسی (صفحه K_2 - K_1) و امتداد W-E تا NW-SE، شیب متوسط به سمت جنوب توسعه یافته است (شکل ۱۰). الگوی ساختاری کشش در خطوارگی‌ها (محور X) حاصل از داده‌های ساختاری و AMS ارائه شده در توده زهری، راستای کشیدگی NE-SW تا N-S با پلانژ میانگین 32° به سمت $N197^\circ$ را در حین جایگیری و قبل از تبلور کامل ماگما نشان داده است (شکل ۱۰). بیضوی کرنش نوع صفحه‌ای به همراه بر گوارگی‌هایی با میانگین شیبی متوسط گویای آن است که محور کوتاه‌شدگی بیشینه (محور Z) با زاویه میل متوسط اعمال شده است (با سوگیری میانگین 57° ، $N004^\circ$ ؛ شکل ۱۰). در اغلب ایستگاه‌ها، کم و بیش بر گوارگی‌ها به موازات محور بزرگ توده و با شیبی به سمت جنوب توسعه یافته‌اند که منطبق با سوگیری ساختارهای صفحه‌ای واحد متابازیت در مجاورت توده است (شکل‌های ۲ و ۱۰). جهت یافتگی یکسان بر گوارگی‌ها در حالت ماگمایی و حالت جامد و نیز همسویی با ساختارهای صفحه‌ای سنگ میزبان می‌تواند دلیل بر جایگیری همزمان با زمین ساخت باشد که این مورد نیز می‌تواند نشان‌دهنده توسعه فابریک‌های گرانیتیویدی تحت تأثیر دگرریختی حاکم بر منطقه باشد (Paterson et al., 1998; Bouchez, 1997). وجود این شواهد در توده زهری، نمایانگر فعال بودن پایانه‌های سامانه گسلی نه‌بندان در زمان جایگیری و تبلور ماگماست.

در گستره پهنه جوش خورده سیستان، سترشدگی پوسته حاصل همگرایی مایل میان بلوک لوت و افغان منجر به لایه لایه شدن (Delamination) سنگ کره و اوج گیری سست کره داغ شده است که جایگیری گرانیتوئیدها را در محدوده سنی اواخر پالئوسن - اوایل ائوسن به همراه داشته است (Zarrinkoub et al., 2010; Pang et al., 2013; زرین کوب و همکاران، ۱۳۸۸). با صعود ماگمای سازنده توده زهری، هدایت یابی ماگما در امتداد شکستگی های کششی مرتبط با پهنه های برشی با جنبش چپ گرد و راستای بازشدگی NNE-SSW انجام شده است که منجر به جایگیری توده گرانیتوئیدی در این شکستگی ها همراه با توسعه برگوارگی های پهن شده (Flattening foliations) با شیب ساختاری نه چندان زیاد (با میانگین شیبی 35°) در این توده شده است. همزمان با جایگیری در شکستگی های کششی، گردش خلاف جهت عقربه های ساعت در بلوک های گسلی حاصل از فعالیت پهنه برشی به ویژه در بخش باختری گرانیتوئید زهری، جایگیری ماگما را در فضاهای کششی حاصل از چرخش به دنبال داشته است (شکل ۱۱).



شکل ۱۰- طرح مدل توسعه برگوارگی و خطوارگی ها به همراه بیضوی AMS در توده زهری (برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه شود).



شکل ۱۱- نقشه ساده شده ساختاری در محدوده گرانیتوئید زهری؛ (ب) بخش باختری توده زهری، گردش خلاف جهت عقربه های ساعت در بلوک های گسلی حاصل از فعالیت پهنه های برشی در سنگ میزبان و ایجاد فضاهای کششی؛ (پ) طرح پیشنهادی جایگیری توده زهری. فعالیت برش ها منجر به شکل گیری شکستگی ها در سنگ میزبان شده است. این فضاها همزمان با فضاهای کششی حاصل از چرخش بلوک های گسلی در سنگ میزبان به جایگیری توده نفوذی انجامیده اند (برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه شود).

۶- نتیجه گیری

جایگیری توده زهری واقع در پهنه‌های برشی چپ‌گرد پایانه‌های سامانه گسلی نهندان بیانگر وجود ارتباطی نزدیک میان هدایت یابی و جایگیری ماگما در فضاهای کششی تحت کنترل راستای بازشدگی N-S تا NE-SW و به نوعی گویای نقش غالب ساختارهای محلی برآمده از تکاپوی پایانه‌های سامانه گسلی نهندان در جایگیری ماگما، در این بخش از پهنه سیستان است.

الگوی دگرریختی در راستای پهنه برشی نهندان و پایانه‌های آن، به صورت جنبش ترفشارش راستالغز چیره در بخش مرکزی این سامانه برشی و تأثیر بیشتر جنبش ترفشارش برش محض چیره به سمت پایانه‌های آن است که توسعه فابریک‌های صفحه‌ای شکل در گرانیتوئید زهری تأیید کننده این مسئله است.

تغییر رژیم زمین‌ساختی از همگرایی مایل میان بلوک لوت و افغان (و سترشدگی پوسته) به رژیم پس‌برخوردی (نازک‌شدگی پوسته و صعود سست کره داغ) در پهنه جوش خورده سیستان به جایگیری گرانیتوئیدها در محدوده سنی اواخر پالئوسن- اوایل ائوسن منجر شده است. توده گرانیتوئید زهری با سن اوایل ائوسن با ثبت فابریک‌های مرتبط با ساختار در پایانه‌های پهنه برشی نهندان گویای پویایی این پهنه‌های برشی در این محدوده زمانی و در این بخش از گستره سیستان است.

سپاسگزاری

از همکاری آزمایشگاه مغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود برای فراهم کردن امکان اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌ها قدردانی می‌شود.

دست‌یابی به ساختارهای درونی توده‌های نفوذی همچون گرانیتوئیدها به عنوان شاخص مستقیم تنش دیرینه (با توجه به اینکه این شاخص، عناصر ساختاری باز متأثر شده را در خود ثبت نکرده است) و بررسی ساختارهای سنگ میزبان آن، راهکار مناسبی جهت بازسازی دگرریختی در پهنه جوش خورده سیستان به شمار می‌رود. بررسی‌های صحرائی، AMS و ریزساخت‌ها زمینه شناسایی ساختارهای درونی را در توده گرانیتوئیدی زهری واقع در اولین پایانه منشعب شده از سامانه گسلی نهندان فراهم کرده است.

فن ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی روشنگر نقش آشکار کانی‌های پارامغناطیس (با میانگین $K_m = 112.2 \mu\text{SI}$)، سوگیری ترجیحی نسبتاً قوی این کانی‌ها (با میانگین $P' = 1.10$) و بیضوی مغناطیس صفحه‌ای شکل (با میانگین $T = 0.71$) است. پذیرفتاری مغناطیسی در این توده، به میزان محتوای کانی‌های سیلیکاته از قبیل بیوتیت بستگی دارد.

امتداد برگوارگی‌های مغناطیسی به موازات کشیدگی کلی توده و سازگار با ساختارهای صفحه‌ای در سنگ میزبان است و خطوارگی‌ها نیز راستای غالب شمالی- جنوبی تا شمال خاور- جنوب باختر با زاویه میل متوسط به سمت جنوب باختر نشان داده‌اند.

با وجود شواهد ریزساخت‌های ماگمایی- ساب‌ماگمایی و دگرریختی حالت جامد دما بالا، نقش توده گرانیتوئیدی به عنوان نشانگر زمانی مطرح شده که گویای فعال بودن پهنه‌های برشی در منطقه در هنگام جایگیری ماگما بوده است.

کتابنگاری

- اصلانی، ع. و شکاری، س.، ۱۳۹۴- تحلیلی نو در چگونگی جایگیری توده گرانیتوئیدی الوند با استفاده از مطالعه روابط میان شیب خطوارگی، برگوارگی مغناطیسی و بزرگای عددی آنها. فصلنامه علوم زمین، سال بیست و پنجم، شماره ۹۸، صص. ۱۲۷ تا ۱۳۶.
- اصلانی، ع.، علیمحمدیان، ح.، قلمقاش، ج. و نظری، ح.، ۱۳۹۳- مطالعه ریزساختاری و الگوی جایگیری نیمه جنوبی باتولیت الوند با استفاده از ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS). فصلنامه علوم زمین، سال بیست و چهارم، شماره ۹۴، صص. ۱۳۷ تا ۱۴۶.
- افتخارنژاد، ج. و اشتوکلین، ی.، ۱۳۶۹- نقشه زمین‌شناسی بیرجند، مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- زرین کوب، م. ح.، محمدی، س. س.، چانگ، س. ل. و خطیب، م. م.، ۱۳۸۸- سن‌سنجی، پتروگرافی و ژئوشیمی گرانیتوئید تخت باز (شمال باختری بیرجند)، هفدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران.
- ساک، س.، صادقیان، م. و قاسمی، ح.، ۱۳۹۴- تفسیر فابریک‌های مغناطیسی مبتنی بر تغییرات ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی بوین- میاندشت، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و پنجم، شماره ۹۸، صص. ۳۸۵ تا ۳۹۴.
- شیبی، م. و مجیدی، پ.، ۱۳۹۴- سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو با استفاده از روش فابریک مغناطیسی. فصلنامه علوم زمین، سال بیست و چهارم، شماره ۹۵، صص. ۸۷ تا ۹۸.
- صادقیان، م.، شیبی، م. و بدلوی، س.، ۱۳۹۳- سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی گل زرد با استفاده از روش بررسی فابریک‌های مغناطیسی (AMS). فصلنامه علوم زمین، سال بیست و سوم، شماره ۹۲، صص. ۱۲۹ تا ۱۴۲.

References

- Archanjo, C., Hollanda, M. H., Rodrigues, S., Neves, B. and Armstrong, R., 2008- Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 30: 310- 326. [https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.11.011].
- Be Mezeme, E., Faure, M., Chen, Y., Cocherie, A. and Talbot, J. Y., 2007- Structural, AMS and geochronological study of a laccolith emplaced during Late Variscan orogenic extension: the Rocles pluton (SE French Massif Central). *International Journal of Earth Sciences*, 96: 215-228. [https://doi.org/10.1007/s00531-006-0098-2].
- Benn, K., Ham, N. M. and Pignotta, G. S., 1998- Emplacement and deformation of granites during transpression: magnetic fabrics of the Archean Sparrow pluton, Slave Province, Canada. *Journal of Structural Geology*, 20: 1247- 1259. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00065-0].
- Benn, K., Paterson, S. R., Lund, S. P., Pignotta, G. S. and Kruse, S., 2001- Magmatic fabrics in batholiths as markers of regional strains and plate kinematics: example of the Cretaceous Mt. Stuart batholith. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26: 343- 354. [https://doi.org/10.1016/S1464-1895(01)00064-3].

- Berberian, M. and King, G. C., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265. [<https://doi.org/10.1139/e81-019>].
- Borradaile, G. I. and Alford, C., 1988- Experimental shear zones and magnetic fabrics. *Journal of Structural Geology*, 10: 895- 904. [[https://doi.org/10.1016/0191-8141\(88\)90102-2](https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90102-2)].
- Bouchez, J. L., 1997- Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks, In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W. and Stephens, W. E., (Eds), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 95- 112. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5_6].
- Bouchez, J. L., Delas, C., Gleizes, G., Nedelec, A. and Cuney, M., 1992- Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, 20: 35- 38. [[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020%3C0035:SMIG%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020%3C0035:SMIG%3E2.3.CO;2)].
- Brocker, M., Fotoohi Rad, G. R., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N. and Salimi, Z., 2013- New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos*, 170- 171: 17- 34. [<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.012>].
- Camp, V. E. and Griffis, R. J., 1982- Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 15: 221- 239. [[https://doi.org/10.1016/0024-4937\(82\)90014-7](https://doi.org/10.1016/0024-4937(82)90014-7)].
- Esmaily, D., Bouchez, J. L. and Siqueira, R., 2007- Magnetic fabrics and microstructures of the Shah Kuh Jurassic granite pluton (Lut block, Eastern Iran) and geodynamic inference. *Tectonophysics*, 439: 149- 170. [<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.04.002>].
- Gébelin, A., Brunel, M., Monié, P., Faure, M. and Arnaud, N., 2007- Transpressional tectonics and Carboniferous magmatism in the Limousin, Massif Central, France: Structural and ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar investigations. *Tectonics*, 26: TC2008. [<https://doi.org/10.1029/2005TC001822>].
- Ghalamghash, J., Nedelec, A., Bellon, H., Vosoughi Abedini, M. and Bouchez, J. L., 2009- The Urumieh plutonic complex (NW Iran): A record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times—Part I: Petrogenesis and K/Ar dating. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35: 401- 415. [<https://doi.org/10.1016/j.jseas.2009.02.002>].
- Guinebertedu, B., Bouchez, J. L. and Vignerresse, J. L., 1987- The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull apart along a shear zone: Structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geological Society of America Bulletin*, 99: 866- 879. [[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99%3C763:TMGPFE%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99%3C763:TMGPFE%3E2.0.CO;2)].
- Hobbs, B. E., Means, W. D. and Williams, P. F., 1976- *An Outline of Structural Geology*. John Wiley and Sons, pp. 278–280.
- Hrouda, F. and Lanza, R., 1988- Magnetic fabric in the Biella and Traversella stocks (Periadriatic Line): implications for the mode of emplacement. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 56: 337- 348. [[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(89\)90168-4](https://doi.org/10.1016/0031-9201(89)90168-4)].
- Hrouda, F., Jelínek, V. and Hrusková, L., 1990- A package of programs for statistical evaluation of magnetic data using IBM-PC computers, *EOS Trans Am Geophys Union*, 71: 1289.
- <http://www.geosciences.ulg.ac.be/uploads/Documents/mapping/Bolle.pdf>
- Hutton, D. H. W., 1988- Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 79: 245- 255. [<https://doi.org/10.1017/S0263593300014255>].
- Jelinek, V., 1978- Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophys. Geod*, 22: 50- 62. [<https://doi.org/10.1007/BF01613632>].
- Jelinek, V., 1981- Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79: 563- 567. [[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4)].
- Lyra, D. S., Savian, J. F., Bitencourt, M. D., Trindade, R. L. F. and Tomé, C. R., 2017- AMS fabrics and emplacement model of Butiá Granite, an Ediacaran syntectonic peraluminous granite from southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, In Press. [<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.12.006>].
- Mamtani, M. A. and Greiling, R. O., 2010- Serrated quartz grain boundaries, temperature and strain rate: testing fractal techniques in a syntectonic granite. In: Spalla, I., Marotta, A.M., Gosso, G. (Eds.), *Advances in Interpretation of Geological Processes: Refinement of Multi-Scale Data and Integration in Numerical Modelling*. Geological Society of London, Special Publications, 332: 35- 48.
- Martin-Hernandez, F., Luneburg, C. M., Aubourg, C. and Jackson, M. (Eds), 2004- *Magnetic Fabric: Methods and Applications*. Geological Society, London, Special publications, 238. [<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.01>].
- Martins, H. C. B., Sant’Ovaia, H., Abreu, J., Oliveira, M. and Noronha, F., 2011- Emplacement of the Lavadores granite (NW Portugal): U/Pb and AMS results. *Comptes Rendus Geoscience*, 343: 387- 396. [<https://doi.org/10.1016/j.crte.2011.05.002>].
- Mondal, T. K., 2018- Evolution of fabric in Chitradurga granite (south India)- A study based on microstructure, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and vorticity analysis. *Tectonophysics*, 723: 149- 161. [<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.12.013>].
- Montalbano, S., Diot, H. and Bolle, O., 2016- Asymmetrical magnetic fabrics in the Egersund doleritic dike swarm (SW Norway) reveal sinistral oblique rifting before the opening of the Iapetus. *Journal of Structural Geology*, 85: 18- 39. [<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.01.006>].
- Movahhed-Avval, H. and Emami, M. H., 1978- Geological map of MOKHTARAN 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Navai, I., 1974- Geological map of SAHLABAD 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., Chu, C. H., Lee, H. Y. and Lo, C. H., 2013- Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180-181: 234- 251. [<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.009>].

- Parés, J. M. and Van der Pluijm, B., 2002- Evaluating magnetic lineation (AMS) in deformed rocks. *Tectonophysics*, 350: 283- 298. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00119-1].
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J., 2005- *Microtectonics*. Springer, Berlin. 315p.
- Paterson, S. R. and Fowler, T. K., 1993- Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology*, 15: 191- 206. [https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90095-R].
- Paterson, S. R., Fowler, T. K., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S. and Miller, R. B., 1998- Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44:53- 82. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00022-X].
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. and Tobish, O. T., 1989- A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11: 349- 363. [https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90074-6].
- Raposo, M. I. B., D'Agrella-Filho, M. S. and Pinese, J. P. P., 2007- Magnetic fabrics and rock magnetism of Archaean and Proterozoic dike swarms in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Tectonophysics*, 443: 53- 71. [https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.08.001].
- Rochette, P., 1987- Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 9:1015- 1020. [https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90009-5].
- Sadeghian, M., Bouchez, J. L., Nedelec, A., Siqueira, R. and Valizadeh, M. V., 2005- The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25: 301- 327. [https://doi.org/10.1016/j.jseae.2004.03.001].
- Saint-Blanquat (de), M. and Tikoff, B., 1997- Development of magmatic to solid-state fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek granite, Sierra Nevada batholith. In: Bouchez, J. L., Hutton, D. H. W. and Stephens, W.E., (Eds), *Granites: From segregation of melt to emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 231- 252. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5_15].
- Talbot, J. Y., Faure, M., Chen, Y. and Martelet, G., 2005- Pull-Apart emplacement of the Margeride granitic complex (French Massif Central). Implications for the late evolution of the Variscan orogeny. *Journal of Structural Geology*, 27:1610- 1629. [https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.05.008].
- Tarling, D. H. and Hrouda, F., 1993- *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, Bury St Edmunds, p. 217.
- Theunissen, S., Brocker, M. and Fotoohi Rad, G. H., 2010- HP metamorphism in the Sistan suture zone, eastern Iran: New insights from Rb-Sr data. 88th Annual meeting of the German Mineralogical Society, Münster, Germany.
- Tikoff, B. and Teyssier, C., 1992- Crustal-scale, en echelon 'P-shear' tensional bridges: A possible solution to the batholithic room problem. *Geology*, 20: 927- 930. [https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020%3C0927:CSEEPS%3E2.3.CO;2].
- Tirru, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E., 1983- The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 134- 150. [https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94%3C134:TSSZOE%3E2.0.CO;2].
- Trubac, J., Zak, J., Chlupacova, M. and Janousek, V., 2009- Magnetic fabric of the Říčaný granite, Bohemian Massif: a record of helical magma flow? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181: 25- 34. [https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.12.005].
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakolim, F. and Chéry, J., 2004- Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157: 381- 398. [https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x].
- Vernon, R. H., Johnson, S. E. and Melis, E. A., 2004- Emplacement related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San Jose tonalite, Baja California, Mexico. *Journal of Structural Geology*, 26: 1867- 1884. [https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.02.007].
- Walker, R. and Jackson, J., 2002- Offset and evolution of the Gowk fault, SE Iran: a major intra-continental strike-slip system. *Journal of Structural Geology*, 24: 1677- 1698. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00170-5].
- Walker, R. and Jackson, J., 2004- Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics*, 23: TC5010. [https://doi.org/10.1029/2003TC001529].
- Zarrinkoub, M. H., Chung, S. L., Chiu, H. Y., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Lin, I. J., 2010- Zircon U-Pb age and geochemical constraints from the northern Sistan suture zone on the Neotethyan magmatic and tectonic evolution in eastern Iran. Abstract to GSA Conference on "Tectonic Crossroads: Evolving Orogens in Eurasia-Africa-Arabia", Turkey, 520p.
- Zarrinkoub, M. H., Pang, K. N., Chung, S. L., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y. and Lee, H. Y., 2012- Zircon U-Pb ages and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, eastern Iran. *Lithos*, 154: 392-405. [https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.007].

New insight to magma emplacement and structural evolution of the northern Sistan zone

Z. Etemadkhah^{1*}, M. M. Khatib² and M. H. Zarrinkoub²

¹Ph.D., Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

²Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

Received: 2018 February 06

Accepted: 2018 September 22

Abstract

The late Paleocene – early Eocene granitoid intrusions in the northern Sistan suture zone are regarded as potential tools to record tectonic events. A structural study of the Zahri granitoid body, based on the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) technique provides new data to characterize the internal structure and the kinematic reconstruction. The NW–SE trending body consists basically granite to leucogranite. Based on the results of the analysis of over 360 samples collected from 36 sites, the granitoid body is characterized by a low susceptibility and petrographic observations indicate that paramagnetic minerals such as biotite and amphibole are the most important iron-bearing mineral and can be considered as the main carrier of magnetic susceptibility. Magnetic foliations dominated by moderate dip and foliation strike mostly parallel to the elongated shape of the body, the magnetic lineation mainly trends NE-SW to N-S with plunges to the SW (mean orientation N 197°/32°) and formed during the emplacement and crystallisation of the magma. The Zahri body emplaced in an extensional setting controlled by a NNE-SSW opening direction associated with spaces of the sinistral shear zone in the terminations of Nehbandan fault system during the early Eocene.

Keywords: Granitoid, Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), Emplacement, Northern Sistan zone.

For Persian Version see pages 73 to 84

*Corresponding author: Z. Etemadkhah; E-mail: z.etemadkhah@gmail.com