معرفی روش جدایش متشکله‌های ناهمسان‌گردی فرومگنتیك و پارامگنتیك با استفاده از آنالیز در میدان با شدت زیاد (HFA): مطالعهٔ موردی سنگ‌های آذرین ملایر

وحید احدنژاد؛ دانشگاه پیام نور، ایران

چکیده

خودپذیری مغناطیسی سنگ‌ها که حاصل مشارکت کانی‌های دیا، پارا و فرومگنتیک است، باعث می‌شود از تاریخچهٔ دگرشکلی سنگ‌ها فهم بهتری داشته باشیم. در این پژوهش با استفاده از مغناطیس‌سنج گشتاور در میدان قوی مغناطیسی و با اشباع فازهای فرومگنتیک، جدایش ناهمسان‌گردی خودپذیری مغناطیسی پارامگنتیک و فرومگنتیک برای ۳۷ نمونه مغزهٔ سنگ طبیعی انجام شد. مواد بررسی شده سنگ‌های آذرین منطقهٔ ملایر هستند که از نظر کانی‌شناسی حاوی کانی‌های پارامگنتیک (بیوتیت و آمفیبول) و به‌مقدار بسیار کمی کانی‌های فرومگنتیک (تیتانومگنتیت) هستند و در زمینه‌ای از کانی‌های دیامگنتیک (کوارتز-فلدسپاتی) قرار دارند. محاسبات ناهمسان‌گردی خودپذیری مغناطیسی در میدان با شدت اندک (ضعیف) نشان می‌دهد سنگ‌های بررسی شده، خودپذیری مغناطیسی اندکی دارند که نشان‌گر چیره بودن فازهای پارامگنتیک در آن‌هاست. نتایج به‌دست آمده از میدان‌های مغناطیسی قوی این مسئله را تأیید می‌کند. به‌غیر از سه نمونه که از سنگ‌های مافیک کوارتز دیوریتی هستند، در بقیه موارد فازهای پارامگنتیک خواص مغناطیسی سنگ‌های بررسی شده را تحت کنترل دارند. حضور همزمان این سنگ‌های مافیک نقش هر چند اندک ماگمای گوشته‌ای یا پوستهٔ زیرین در تشکیل سری سنگ‌های یاد شده را تأیید می‌کند.

مقدمه

گرانیت سنگی آذرین درون فلسیك است که به‌طور وسیعی در پوستهٔ قاره‌ای تشکیل می‌شود. این سنگ معمولاً بافت متوسط تا درشت‌دانه دارند و عمدتاً از کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز تشکیل می‌شود. بیش‌تر توده‌های گرانیتی دراعماقی بین ۱/۵ تا ۵۰ کیلومتری پوسته جای‌گزین می‌شوند. منشأ گرانیت مورد اختلاف است، از این رو باعث شده که طبقه‌بندی‌های متفاوتی برای این سنگ به‌وجود آید. از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به گرانیت نوع I [۱] با منشأ آذرین یا پوستهٔ زیرین، گرانیت نوع S [۱] با منشأ رسوبی یا پوستهٔ بالایی، گرانیت نوع M [۲] با منشأ گوشته‌ای، گرانیت نوع H [۳] با منشأ هیبرید یا دوگانه، و گرانیت نوع A [۴] که در محیط‌های تکتونیکی غیرکوه‌زایی به‌وجود می‌آید.

واژه‌های کلیدی: ناهمسان‌گردی خودپذیری مغناطیسی، پارامگنتیک، فرومگنتیک، گشتاور، میدان قوی، گرانیت
دریافت ۹۱/۱۱/۰۷ پذیرش ۹۲/۱۲/۱۲
*نویسنده مسئول v.ahadnejad@gmail.com

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

طبقه‌بندی دیگری که به‌طور وسیعی استفاده می‌شود، طبقه‌بندی گرانیت‌ها بر اساس مقدار کانی‌های مگنتیت و ایلمنیت است که ایشی‌هارا[۱] [۵] پیشنهاد کرد. اساس این طبقه‌بندی مقدار کانی‌شناسی کیفی مگنتیت است که اگر بیش از ۰/۱ باشد سری مگنتیتی و اگر کمتر از آن باشد سری ایلمنیتی نامیده می‌شود. از سوی دیگر سری‌های ایلمنیتی و مگنتیتی [۵] به‌ترتیب معادل گرانیت نوع S و I [۶] در نظر گرفته می‌شوند. این سری گرانیت‌ها نشان‌دهندهٔ وضعیت اکسیداسیون و احیای ماگمای والد آن‌هاست بدین‌معنی که اگر محیط ماگما اکسیدان و فشار اکسیژن زیاد باشد کانی مگنتیت Fe_3O_4 و اگر احیایی باشد کانی ایلمنیت ($FeTiO_3$) تشکیل می‌شود.

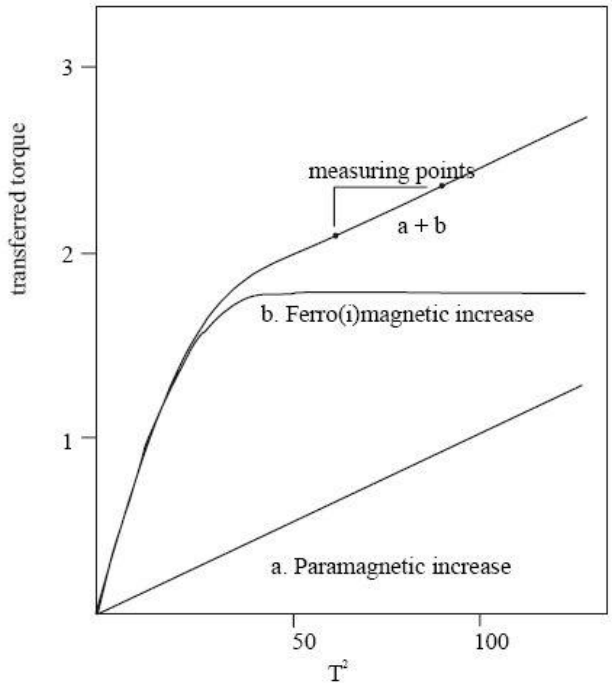
بر اساس اندازه‌گیری‌های مقادیر ناهمسانگردی خودپذیری مغناطیسی[۲] گرانیت‌ها به سری مگنتیتی (بیش از 10^{-3} SI×) و ایلمنیتی (کمتر از 10^{-3} SI×) تقسیم می‌شوند [۵]، [۷]. اساس روش اندازه‌گیری‌های خودپذیری مغناطیسی استفاده از تغییرات ویژگی‌های مغناطیسی نمونه در میدانی مغناطیسی القایی (H) است. بزرگ‌ترین ایراد اندازه‌گیری‌های خودپذیری مغناطیسی این است که بر اساس نتایج به‌دست آمده نمی‌توان به‌طور مستقیم و کمّی مقادیر کانی‌های پارامگنتیك و فرومگنتیك را به‌دست آورد و فقط از روی شدت خودپذیری مغناطیسی و بر اساس مقدار ذکر شده می‌توان استنباط کرد که آیا سنگ متعلق به سری ایلمنیتی (نوع S) یا سری مگنتیتی (نوع I) است.

به‌طورکلی کاوش خودپذیری مغناطیسی در میدان‌های ضعیف القایی (۱۰-۵۰۰ μT) انجام شده است و تمام کانی‌ها در میدان‌های با شدت اندک محاسبه می‌شوند. به‌منظور جدایش متشکله‌های فرومگنتیک دخیل در خودپذیری مغناطیسی، آنالیز خودپذیری باید در میدان با شدت زیاد و در ورای اشباع‌شدگی مغناطیسی مؤلفه فرومگنتیک انجام شود (شکل ۱) [۸]. هنری[۳] و دالی[۴] [۹] یک روش ساده‌سازی ریاضی پیشنهاد کردند که طبق آن فرض می‌شود فابریک‌های فرومگنتیک و پارامگنتیک در تنش‌های مشابه از هم متمایز هستند. مک‌کیب[۵] و همکاران [۱۰] با استفاده از مقایسهٔ AMS با خودپذیری پس‌ماند مؤلفهٔ فرومگنتیک دو فابریک مغناطیسی را از هم جدا کردند. روشتی[۶] و همکاران [۱۱] مغناطیس‌سنجی سرمایشی[۷] را برای تعیین ناهمسان‌گردی خودپذیری هر دو متشکلهٔ فرومگنتیک و پارامگنتیک از طریق استخراج ارتباطات میدان و حرارت دو متشکله به‌کار بردند. بر اساس منحنی پسماند، بورادیل[۸] و همکاران [۱۲] مغناطیس‌سنجی تناوبی را برای مجزا کردن خودپذیری‌های فرومگنتیک و پارامگنتیک در کانی‌های فیلوسیلیکاته جهت یافته به خدمت گرفتند. ریشتر[۹] و همکاران محاسباتی را در دمای اتاق و دمای کم انجام دادند تا کشند (تانسور) خودپذیری را تجزیه کنند [۱۳].

---

۱. Ishihara ۲. Anisotropy Magnetic Susceptibility ۳. Henry ۴. Daly ۵. McCabe
۶. Rochette ۷. Cryogenic Magnetometer ۸. Borradaile ۹. Richter

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل ۱. اندازه‌گیری میدان با شدت زیاد. منحنی a) افزایش خطی گشتاور انتقالی کانی‌های پارارمگنتیك منحنی b) افزایش سریع گشتاور انتقالی تا اشباع‌شدگی مغناطیسی برای کانی‌های فرومگنتیك. پس از نقطهٔ اشباع‌شدگی افزایش شدت میدان تأثیری در گشتاور انتقالی نمی‌گذارد. منحنی a+b) این منحنی مخلوطی از دو منحنی یاد شده قبلی است و به‌دلیل توازی منحنی‌های a و a+b در میدان‌های مغناطیسی قوی جدایش خواص پارامگنتیك و فرومگنتیك امکان‌پذیر می‌شود (شکل از Lowrie, 1989).

روش دیگر برای جدایش متشکله‌های فرومگنتیک از پارامگنتیک استفاده از یک مغناطیس‌سنج گشتاور با میدان مغناطیسی قوی است. عده‌ای از محققان روش ریاضی را برای این جدایش با استفاده از دو قلمروی بالای مغناطیس‌شدگی مؤلفه فرومگنتیک ارائه کردند [۸]، [۱۴]، [۱۵]، [۱۶]، [۱۷]، [۱۸]، [۱۹].

با توجه به‌این‌که روش‌های سنتی طبقه‌بندی سنگ‌های گرانیتی به‌ویژه در زون سنندج-سیرجان بیش‌تر توصیفی است و نتایج آن بعضاً قابل استفاده نیست، از این‌رو، در این پژوهش، اندازه‌گیری کمّی متشکله‌های پارا و فرومگنتیك سنگ‌های گرانیتوییدی ملایر با استفاده از روش مغناطیس‌سنج گشتاوری[۱] در میدان قوی[۲] (HFA) صورت گرفته است است تا با ارائهٔ مقداری کمّی و با تطبیق نتایج ان با سایر روش‌های مرسوم، ابهامات موجود در زمینهٔ طبقه‌بندی توصیفی گرانیت‌های بررسی شده را برطرف کرده و روشی قابل اطمینان به‌این منظور معرفی کند.

تئوری گشتاور مغناطیسی

گشتاور مغناطیسی (T) که در حین اعمال میدان مغناطیسی بر روی نمونه کار می‌کند عبارتست از [۲۰]:

$$T = -dE/d\theta \qquad (۱)$$

۱. Torque Magnetometer ۲. High Field Analysis:

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

که در آن E عبارت از انرژی مغناطیس‌شدگی و θ زاویهٔ بین جهت مغناطیس‌شدگی و میدان مغناطیسی به‌کار رفته (B) است. گشتاور وابسته به خواص مغناطیسی کانی‌های موجود در نمونه است. وقتی نمونهٔ پارامگنتیک در صفحه x_1-x_2 می‌چرخد، گشتاور مغناطیسی در جهت x_3 و عمود بر این صفحه قرار می‌گیرد:

$$T_3 = \frac{1}{2}\mu_0 (VB^2)[(k_{22} - k_{11})\sin 2\theta + 2k_{12}\cos 2\theta] \qquad (2)$$

که V حجم نمونه و μ_0 نفوذپذیری مغناطیسی در خلأ است. گشتاور در واحد حجم را می‌توان بدین‌صورت نوشت:

$$t_3 = \frac{T_3}{v} = \frac{1}{2}\mu_0 (b_3^{para}\sin 2\theta + a_3^{para}\cos 2\theta) \qquad (3)$$

که در آن:

$$b_3^{para} = B^2(k_{22} - k_{11}), \qquad a_3^{para} = 2B^2 k_{12} \qquad (4)$$

وقتی که ممان‌های مغناطیسی کانی‌های فرومگنتیک در میدان به‌کار رفته اشباع شود، دارای خودپذیری مغناطیسی شده و اختلاف انرژی مغناطیس‌زدایی گشتاور بدین‌صورت محاسبه می‌شود:

$$T_3 = \frac{1}{2}\mu_0 (V_E M_S^2)[(N_{22} - N_{11})\sin 2\theta + 2N_{12}\cos 2\theta] \qquad (5)$$

که در آن M_S اشباع‌شدگی مغناطیسی کانی فرومگنتیک، V_E حجم کلی دانه‌های فرومگنتیک اشباع شده و N_{11} متشکله‌های کشند مغناطیس‌زدایی است. اگر خودپذیری فقط توسط بخش فرومگنتیک کنترل شود، گشتاور در واحد حجم را می‌توان دوباره بدین‌صورت نوشت:

$$t_3 = \frac{T_3}{V_E} = \frac{1}{2}\mu_0 (b_3^{ferro}\sin 2\theta + a_3^{ferro}\cos 2\theta) \qquad (6)$$

که در آن:

$$b_3^{ferro} = M^2(N_{22} - N_{11}), \qquad a_3^{ferro} = 2M^2 N_{12} \qquad (7)$$

جدایش متشکله‌های فرومگنتیک و پارامگنتیک

برای سنگ‌های طبیعی، گشتاور ترکیبی از تأثیرات دیامگنتیک، پارامگنتیک و یا فرومگنتیک است. در نمونه‌ای با زمینهٔ پارامگنتیکی که در آن ادخال‌های فرومگنتیک وجود دارد، گشتاور عبارتست از مجموع هر دو عضو:

$$t_i^{total} = t_i^{ferro} + t_i^{para} = \frac{1}{2}\mu_0 b_i^{total}\sin 2\theta + \frac{1}{2}\mu_0 a_i^{total}\cos 2\theta \qquad (8)$$

a و b ضرایب بخش‌های پارامگنتیک و فرومگنتیک هستند. بخش فرومگنتیک در بالای نقطهٔ اشباع مستقل از میدان مغناطیسی اعمال شده رفتار می‌کند در حالی که بخش پارامگنتیک به B^2 وابسته است. برای مثال ضریب a_i^{total} متشکل است از:

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

$$a_i^{total} = a_i^{ferro} + a_i^{para}(B^2) = m_i^{ferro} + n_i^{ferro} \times B^2 \qquad (۹)$$

ضرایب گشتاور کل (معادله ۸) به‌صورت خطی با B^2 در ارتباط هستند. برای تعیین شیب (n) محل تقاطع (m) خط مستقیم استفاده شده در معادلهٔ (۹) کوچک‌ترین مربعات استاندارد مناسب استفاده شد [۲۱]. شیب (n) ضریب پارامگنتیک و محل تقاطع (m) ضریب فرومگنتیک است.

وقتی گشتاور در سه صفحه که دوبه دو عمود بر هم هستند در سیستمی مختصاتی قائم راست‌گرد محاسبه شود، امکان اندازه‌گیری کشند خودپذیری پارامگنتیک از ضرایب پارامگنتیک و کشند مغناطیس‌زدایی از ضرایب فرومگنتیک می‌شود. ضرایب پارامگنتیک از محاسبهٔ گشتاور در سه صفحه بدین‌صورت است:

$$a_2^{para} = 2k_{23} \quad ; \quad b_i^{para} = (k_{22} - k_{33}) \qquad (۱۰)$$

$$a_2^{para} = 2k_{13} \quad ; \quad b_2^{para} = (k_{33} - k_{11})$$

$$a_3^{para} = 2k_{12} \quad ; \quad b_3^{para} = (k_{11} - k_{22})$$

عبارت‌های غیرمتقاطع کشند پارامگنتیک از طریق این معادله به‌دست می‌آید:

$$k_{jk} = \frac{1}{2} a^{para};\ i, j, k \in [1, 2, 3], j, k \neq i \qquad (۱۱)$$

رابطهٔ بین عبارت‌های متقاطع کشند خودپذیری و ضرایب پارامگنتیک سیگنال گشتاور از طریق این جمله بیان می‌شود:

$$\left[b_2^{para}\right] = \begin{bmatrix} 0 & -1 & 1 \\ 1 & 0 & -1 \\ -1 & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} k_{11} \\ k_{22} \\ k_{33} \end{bmatrix} \qquad (۱۲)$$

این سیستم از معادلات در $b_1^{para} + b_2^{para} + b_3^{para} = 0$ یک راه حل دارد. کشند نهایی خودپذیری قابل ارزیابی نیست و فقط بخش انحراف آن محاسبه شده است. متشکله‌های متقاطع کشند انحرافی را می‌توان بر اساس ضرایب پارامگنتیک بدین‌صورت بیان کرد:

$$k_{11}^{dve} = \frac{1}{3}(b_2^{para} - b_3^{para})$$

$$k_{22}^{dve} = \frac{1}{3}(b_3^{para} - b_1^{para}) \qquad (۱۳)$$

$$k_{11}^{22} = \frac{1}{3}(b_1^{para} - b_2^{para})$$

ضرایب فرومگنتیک از محاسبات گشتاور عبارتست از:

$$a_1^{ferro} = 2M_S^2 N_{23} \quad ; \quad b_1^{ferro} = M_S^2 (N_{22} - N_{33})$$

$$a_2^{ferro} = 2M_S^2 N_{13} \quad ; \quad b_2^{ferro} = M_S^2 (N_{33} - N_{11}) \qquad (۱۴)$$

$$a_3^{ferro} = 2M_S^2 N_{12} \quad ; \quad b_3^{ferro} = M_S^2 (N_{11} - N_{22})$$

عبارت‌های غیرمتقاطع و متقاطع در کشند مغناطیس‌زدایی فرومگنتیک به‌روش مذکور قابل محاسبه است:

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

$$
\begin{aligned}
M_S^2 N_{12} &= \tfrac{1}{2} a_3^{ferro} & M_S^2 N_{11}^{dev} &= \tfrac{1}{3}(a_2^{ferro} - a_3^{ferro}) \\
M_S^2 N_{13} &= \tfrac{1}{2} a_2^{ferro} & M_S^2 N_{22}^{dev} &= \tfrac{1}{3}(a_3^{ferro} - a_1^{ferro}) \\
M_S^2 N_{23} &= \tfrac{1}{2} a_1^{ferro} & M_S^2 N_{33}^{dev} &= \tfrac{1}{3}(a_1^{ferro} - a_2^{ferro})
\end{aligned}
\qquad (15)
$$

به‌منظور محاسبهٔ مؤلفهٔ فرومگنتیک، فرض بر این است که هنگامی که مغناطیس‌شدگی فرومگنتیک اشباع شد، با افزایش شدت میدان، گشتاور افزایش پیدا نخواهد کرد. اگر این شرایط حاصل نشد، جدایش امکانپذیر نخواهد بود؛ چون رفتار ضریب 2θ با B^2 خطی نیست. در این حالت مؤلفه پارامگنتیک بیش از اندازهٔ واقعی برآورد خواهد شد.

بحث و نتایج

الف) زمین‌شناسی

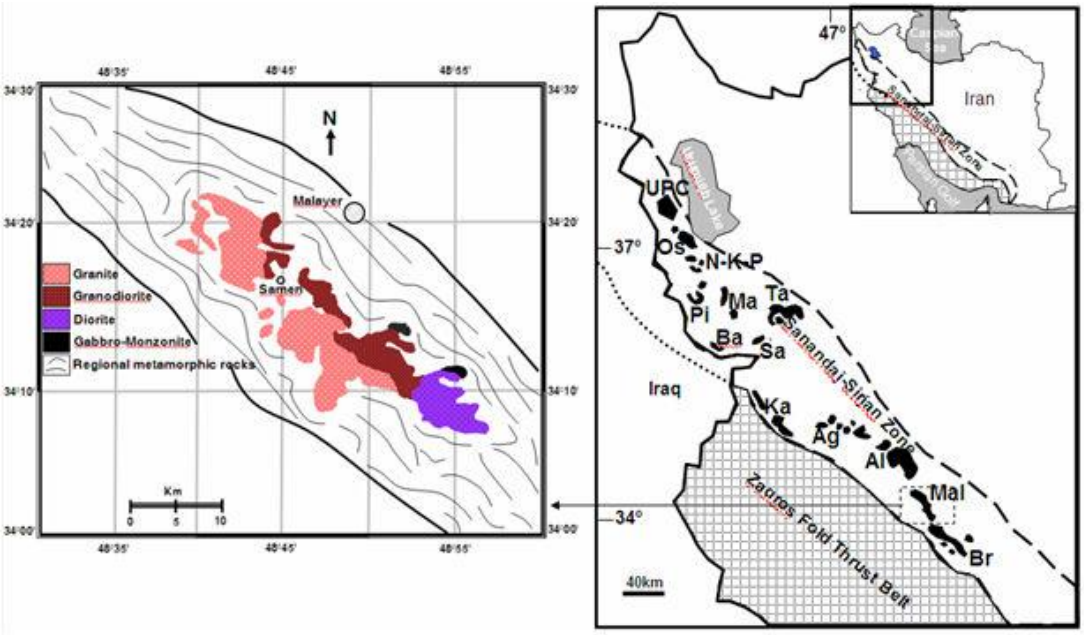
نمونه‌های طبیعی بررسی شده از سنگ‌های آذرین واقع در زون زمین‌شناسی سنندج-سیرجان در غرب و شمال‌غرب ایران و در جنوب و جنوب‌شرق شهرستان ملایر برداشت شده است. این زون از نظر تکتونیکی یکی از فعال‌ترین مناطق ایران است و متشکل از سنگ‌های دگرگونی و دگرشکل یافته به‌همراه توده‌های آذرین درونی سالم و یا دگرشکل شده و به‌مقدار فراوانی سنگ‌های آتشفشانی مزوزوییك است [۲۲].

به‌طورکلی توده‌های آذرین درونی زون سنندج-سیرجان غالباً کالك-آلکالن، وابسته به موقعیت تکتونیکی قوس مربوط به فرورانش نئوتتیس به زیر خرده قارهٔ ایران و دارای سن مزوزوییك و به‌عبارت دقیق‌تر ژوراسیك میانی هستند [۲۳]، [۲٤]، [۲۵] و [۲٦]. در این میان گرانیتوییدها جدا از مسئلهٔ زمان تبلور، عمدتاً براساس شیمی سنگ کل به انواع متفاوتی طبقه‌بندی شده‌اند. به‌عنوان مثال گرانیتوییدهای قوشچی به انواع I ، S و A [۲۷]، پیرانشهر به نوع A [۲۸]، گرانیتوییدهای همدان به نوع S [۲۹] و نوع A [۲۴]، گرانیتوییدهای ملایر به انواع I و S [۳۰]، [۳۱] و [۳۲] گرانیتوییدهای بروجرد به انواع I و S [۲۳]، گرانیتوییدهای ازنا به نوع S [۳۳] و نوع A [۳۴]، و توده الیگودرز به نوع S [۳۵] و نوع I [۲۶] نسبت داده شده‌اند (شکل ۲). محققان مختلف، توده‌های کوچك دیگری را بررسی کرده‌اند که برای جلوگیری از اطالهٔ کلام از ذکر آن‌ها خودداری می‌شود. بنا بر این با نگاه اجمالی به این طبقه‌بندی‌ها و تفاوت نتایج به دست آمده می‌توان گفت که گرچه استفاده از شیمی سنگ کل برای طبقه‌بندی گرانیتوییدها لازم است ولی کافی نیست.

از بین توده‌های گرانیتوییدی یاد شده توده‌های قوشچی [۲۷]، بروجرد [۳٦] و ملایر (احدنژاد و همکاران داده‌های منتشر نشده) مقادیر خودپذیری مغناطیسی اندازه‌گیری شدند. در مورد توده‌های قوشچی و بروجرد اندازه‌گیری‌ها تنها بر اساس میدان با شدت کم انجام شده و به‌همین دلیل متشکله‌های پارامگنتیك و فرومگنتیك از هم جدا نشده‌اند. به‌همین سبب، تودهٔ گرانیتی ملایر که در این مقاله بررسی می‌شود، اولین موردی است که

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

علاوه بر پژوهش‌های پالئومگنتیك و خودپذیری مغناطیسی در میدان با شدت اندک (AMS)، در میدان با شدت زیاد نیز آنالیز شده‌اند. این سنگ‌ها از نظر کانی‌شناسی عمدتاً متشکل از کوارتز، فلدسپار آلکالن، پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و کانی‌های فرعی مانند تورمالین، ایلمنیت، زیرکن، آپاتیت و مقداری کانی‌های اوپک است. از نظر تقسیم‌بندی ژئوشیمیایی و بر اساس رده‌بندی [۳۷] گرانیت‌های بررسی شده عمدتاً جزو گرانیت‌های نوع S و برخی جزو گرانیت‌های I قرار می‌گیرند [۳۲]. داده‌های ایزوتوپی استرانیسم و نئودیمیم، وجود انکلاوهای مافیک میکروگرانولار و بررسی‌های پتروگرافی [۳۲] نشان‌دهندهٔ دخالت ماگمای گوشته‌ای در تشکیل سری سنگ‌های بررسی شده است .



شکل ۲. نمایش شماتیک مجموعه سنگ‌های آذرین ملایر. سمت راست: موقعیت زون سنندج-سیرجان در ایران و توده‌های آذرین درونی موجود در آن را نشان می‌دهد، سمت چپ: نقشهٔ زمین‌شناسی مجموعه آذرین ملایر

UPC: Urumieh plutonic complex; OS: Oshnaviyeh; N.K.P: Naqadeh–Khalifan–Pasveh; MA: Mahabad; Pi: Pichagchi; Ta: Takab; Ba: Baneh; Sa: Saqqez; KA: Kamyaran; Ag, Almogholgh; Al: Alvand; Mal: Malayer; Br: Boroujerd.

نگارند، کاوش میدان با شدت زیاد را در آزمایشگاه پالئومغناطیس دانشگاه پلی‌تکنیك فدرال سوییس (ETH) اندازه‌گیری کرده است. داده‌های پالئومگنتیك و خودپذیری مغناطیسی در میدان با شدت اندک موضوع مقالهٔ دیگری است که به‌زودی منتشر خواهد شد و در این مقاله به جدایش کمی متشکله‌های پارامگنتیك و فرومگنتیك با استفاده از خودپذیری مغناطیسی در میدان زیاد می‌پردازیم.

ب) روش تجربی

برای انجام پژوهش‌های خودپذیری مغناطیسی بر روی گرانیت‌ها در مرحلهٔ نخست با استفاده از متهٔ حفاری قابل حمل مغزه‌های (core) جهت‌دار به قطر ۲۵ میلی‌متر و طول ۵۰ تا ۱۰۰ میلی‌متر گرفته شد. در

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

هر ایستگاه دو نمونه و به فاصلهٔ چند متر از هم برداشت می‌شود و با نام‌های A و B نام‌گذاری می‌شود. نمونه‌های A_1, A_2, A_3 ...از مغزهٔ A تهیه و به‌همین ترتیب برای مغزهٔ B هم تکرار می‌شود. بنا بر این برای هر ایستگاه حداقل چهار قطعه خواهیم داشت. قطعات A_3 و B_3 یا قطعات اضافی حاصل از برش مغزه‌ها را برای تهیهٔ مقطع نازك و تعیین ساخت‌های میکروسکپی می‌توان استفاده کرد و هر چه تعداد برش‌ها بیش‌تر باشد از نظر آماری نتایج بهتری به‌دست می‌آید. سپس در کارگاه سنگ‌بری هر مغزه به قطعاتی به طول ۲۲ میلی‌متر برش داده شدند. معمولاً از هر مغزه بین ۲ تا ٤ قطعه به‌دست می‌آید. این قطعات از بالا به پایین مغزه با اندیس ۱، ۲، ۳، ٤ و ... مشخص شدند تا قسمت‌های بالا و پایین مغزه در قطعات مختلف یك مغزهٔ مشخص باشد. از مجموعهٔ آذرین ملایر و در ۹۰ ایستگاه بیش از ۱۸۰ مغزه تهیه شد.

پس از انجام این مراحل، همهٔ قطعات با اسید کلریدریك ۰/۱ نرمال به‌مدت دو ساعت شستشو داده شدند. بدین‌منظور ابتدا قطعات سنگی تهیه شده در یك ظرف پلاستیکی ریخته می‌شود و با توجه به حجم و تعداد آن‌ها اسید کلریدریك ۰/۱ نرمال به آن‌ها به مقدار کافی افزوده می‌شود تا تمامی نمونه‌ها پوشش داده شوند. پس از ۲ ساعت نمونه‌ها از ظرف خارج شده و با یك برس پلاستیکی به‌دقت تمیز می‌شوند. این کار باعث می‌شود تا همهٔ ذرات آهن‌دار احتمالی که در حین حفاری یا برش به نمونه اضافه شده‌اند، در اسید حل شده و در طی شستشوی نمونه‌ها از بین بروند. در این مرحله باید دقت شود که شماره‌های نمونه‌ها، در اثر واکنش با اسید مخدوش نگردند. پس از تمیز کردن و خشك شدن، ۳۷ نمونه برای اندازه‌گیری خواص مغناطیسی در میدان با شدت زیاد انتخاب شدند که مشخصات آن‌ها در جدول ۱ آمده است.

با توجه به نتایج کاوش خودپذیری مغناطیسی به‌دست آمده برای گرانیتوییدهای ملایر در میدان با شدت اندک، این نمونه‌ها گسترهٔ ناهمسانگردی بین ۳۷×۱۰^{-٦} SI تا ٦۰٦×۱۰^{-٦} SI دارند که نشان‌دهندهٔ خودپذیری مغناطیسی بسیار کم این سنگ‌ها است و آن‌ها را جزء بیوتیت-گرانیت‌های پارامگنتیک قرار می‌دهد (جدول ۱). گرانیت‌های فرّومگنتیک حاوی مگنتیت، معمولاً دارای خودپذیری بیش از سه برابر پاراگرانیت‌ها هستند [۳۸].

متوسط خودپذیری مغناطیسی در سنگ‌های بررسی شده برابر با ۲۷۰×۱۰^{-٦} SI است و شکل بیضوی‌ها غالباً به‌صورت پخ‌شده[۱] است اما تعدادی از نمونه‌ها به‌شکل کشیده[۲] هستند. بیضوی‌های کشیده درجهٔ بالای ناهمسانگردی دارند (شکل ۳).

نمونه‌های مختلف سنگ‌های بررسی شده بر اساس برهم کنش خواص پارامگنتیك و فرومگنتیك، رفتارهای مختلفی از خود نشان می‌دهند. با توجه به مقدار اندک خودپذیری مغناطیسی به‌طور غیرمستقیم می‌توان گفت که خواص مغناطیسی اغلب نمونه‌ها با کانی‌های پارامگنتیك و به‌مقدار کم‌تری کانی‌های فرومگنتیك کنترل می‌شود.

۱. oblate ۲. prolate

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

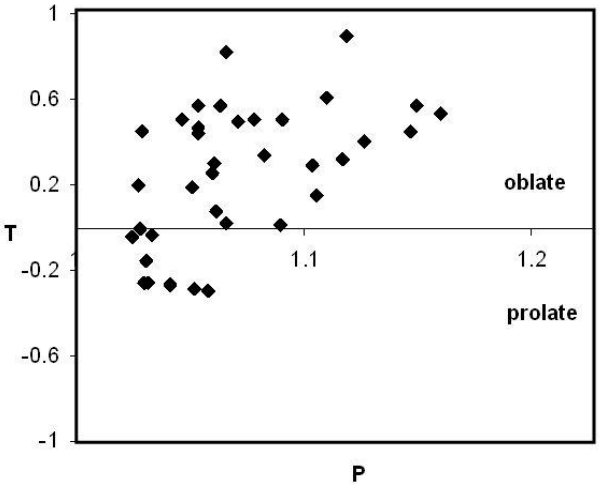
در طی اندازه‌گیری به‌روش میدان قوی، هر نمونه در حین چرخش کامل به دور هریک از محورهای متقاطع با افزایش زاویهٔ ۲۰ درجه محاسبه شد. شش میدان محاسباتی بین ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ میلی‌تسلا که به اندازهٔ کافی برای اشباع مغناطیسی مگنتیت، ماگمیت و پیروتیت قوی بودند، استفاده شد. نگه‌دارندهٔ نمونه از جنس شیشه کوارتزی است که دارای ناهمسان‌گردی ضعیف دیامگنتیک است. نگه‌دارنده سه بار اندازه‌گیری شد و میانگین پیام الکترونیکی (سیگنال) به‌دست آمده از هر محاسبه کسر شد. گشتاور بر اساس تابعی از زاویه با توجه به سیستم مختصاتی با معادله (۳) ارائه شد. داده‌ها با یک سری مثلثاتی مطابقت داده شد:

$$t_i(\theta) = \sum^{۶} n = ۰ a_i^n \cos n\theta + \sum^{۶} n = ۰ a_i^n \sin n\theta \qquad (۱۶)$$

جدول ۱. مشخصات نمونه‌های بررسی شده به‌ترتیب شماره، مقدار سهم پارامگنتیک، مقدار سهم فرومگنتیک، خودپذیری مغناطیسی، درجهٔ خودپذیری، پارامترهای شکل T و U

No.	Para (%)	Ferro (%)	Km (μSI)	P	T	U
۲b۲	۹۵	۵	۱۷۴/۶	۱/۰۲۹	۰/۴۵۲	۰/۴۴۶
۳b۲	۹۶	۴	۴۳۲/۸۳	۱/۱۶	۰/۵۳۷	۰/۵۱۱
۸a۲	۸۸	۱۲	۳۷/۲	۱/۰۵۲	-۰/۲۸۸	-۰/۲۹۹
۱۰b۳	۷۴	۲۶	۲۱۳/۶	۱/۰۵۱	۰/۱۹	۰/۱۷۸
۱۳a۲	۷۸	۲۲	۲۴۷/۲	۱/۱۲۷	۰/۴۰۹	۰/۳۸۵
۱۴b۲	۹۳	۷	۲۴۵/۸	۱/۰۹	۰/۰۱۶	-۰/۰۰۶
۱۸a۱	۹۲	۸	۱۲۲/۲	۱/۰۷۱	۰/۴۹۵	۰/۴۸۳
۲۰a۲	۹۲	۸	۱۷۸/۵	۱/۱۱	۰/۶۰۶	۰/۵۹
۲۱b۲	۷۷	۲۳	۲۶۷/۲	۱/۰۶۱	۰/۳۰۶	۰/۲۹۲
۲۳b۲	۹۳	۷	۲۲۵/۱	۱/۱۱۷	۰/۳۱۸	۰/۲۹۴
۲۵a۲	۸۰	۲۰	۱۴۰/۳	۱/۰۹۱	۰/۵۰۷	۰/۴۹۱
۲۶a۱	۹۱	۹	۱۳۲	۱/۲۸۳	/۷۰۴	۰/۶۷۴
۲۷b۱	۹۴	۶	۲۳۹/۹	۱/۱۴۷	۰/۴۵۳	۰/۴۲۷
۲۸a۳	۲۸	۷۲	۲۳۹/۶	۱/۱۰۶	۰/۱۵	۰/۱۲۶
۳۳a۲	۸۶	۱۴	۳۱۴/۴	۱/۰۶۳	۰/۵۷۱	۰/۵۶۱
۳۴a۲	۲۸	۷۲	۲۷۴/۹	۱/۰۶۲	۰/۰۷۶	۰/۰۶۱
۳۵a۲	۹۱	۹	۵۹/۸	۱/۰۲۵	-۰/۰۴۶	-۰/۰۵۲
۳۷b۳	۸۹	۱۱	۲۰۷/۵	۱/۱۰۴	۰/۲۹۳	۰/۲۷۱
۳۹a۱	۹۲	۸	۱۱۰/۸	۱/۰۴۷	۰/۵۰۶	۰/۴۹۸
۴۴a۲	۸۵	۱۵	۲۶۰/۳	۱/۰۵۴	۰/۵۷۳	۰/۵۶۵
۴۶b۱	۴۴	۵۶	۴۶	۱/۰۲۷	۰/۲	۰/۱۹۴
۵۰b۱	۸۲	۱۸	۳۸۱/۱	۱/۰۲۸	-۰/۰۰۴	-۰/۰۱۱
۵۲a۳	۹۲	۸	۳۸۲/۱	۱/۰۴۱	-۰/۲۶۶	-۲۷۵
۵۶a۲	۹۱	۹	۴۱۸/۴	۱/۰۷۸	۰/۵۱	۰/۴۹۷
۶۱a۲	۹۴	۶	۲۳۸/۴	۱/۰۵۴	۰/۴۷۳	۰/۴۶۳
۶۲a۲	۷۷	۲۳	۴۹۰/۳	۱/۰۳۱	-۰/۱۵۱	-۰/۱۵۸
۶۳b۱	۹۰	۱۰	۳۸۳/۵	۱/۱۵	۰/۵۷۳	۰/۵۵
۶۵a۲	۹۰	۱۰	۲۵۴/۵	۱/۰۶۶	۰/۰۱۹	۰/۰۰۳
۶۸b۲	۹۵	۵	۴۱۸/۵	۱/۰۳۳	-۰/۰۳	-۰/۰۳۸
۷۰b۲	۸۵	۱۵	۳۱۹/۱	۱/۱۱۹	۰/۹۰۲	۰/۸۹۸
۷۲a۲	۷۵	۲۵	۴۱۳/۴	۱/۰۵۴	۰/۴۴۳	۰/۴۳۲
۷۵a۲	۹۱	۹	۳۵۲/۷	۱/۰۵۸	-۰/۲۹۶	-۰/۳۰۹
۷۸a۲	۹۳	۷	۳۸۵/۹	۱/۰۸۳	۰/۳۴	۰/۳۲۳
۸۰b۳	۹۱	۹	۵۲۴/۵	۱/۰۳۲	-۰/۲۵۴	-۰/۲۶۱
۸۴a۱	۸۷	۱۳	۲۰۹/۴	۱/۰۶۶	۰/۸۲۳	۰/۸۱۹
۸۸b۳	۷۸	۲۲	۳۷/۲	۱/۰۶	۰/۲۵۶	۰/۲۴۳
۹۰a۱	۸۸	۱۲	۶۰۶	۱/۰۳	-۰/۲۶	-۰/۲۶۷

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]



شکل ۳. پارامتر شکل *(T)* برحسب درجهٔ ناهمسانگردی *(P)* برای سنگ‌های گرانیتی بررسی شده

برای محاسبهٔ ضریب‌های این سری به‌جای محاسبهٔ کامل فوریه، یک تبدیل سریع فوریه یا FFT[۱] تا مرتبهٔ ششم انجام شد. عبارت ۲θ برای ارزیابی ضریب‌های کشندهای پارامگنتیك و فرومگنتیك استفاده شد. همچنین تعیین سهم ناهمسان‌گردی حاصل از بخش‌های پارامگنتیك و فرومگنتیك نیز امکان‌پذیر است. همانند انحراف معیار استاندارد چگالی انرژی [۳۹]، [۴۰]، سهم ناهمسان‌گردی فرومگنتیك (FSD) و پارامگنتیك (PSD) با استفاده از معادله‌های (۱۱)، (۱۳) و (۱۵) قابل محاسبه است و نتیجهٔ نهایی به‌صورت درصد بیان می‌شود.

$$\mathrm{FSD} = \sqrt{[\sum_{i=۱}^{۳} f_{ii}^{۲} + \sum_{i=۱}^{۳}\sum_{j>i}^{۳} ۲ f_{ij}^{۲}]/۳} \qquad (۱۷)$$

$$\mathrm{PSD} = \sqrt{[\sum_{i=۱}^{۳} p_{ii}^{۲} + \sum_{i=۱}^{۳}\sum_{j>i}^{۳} ۲ p_{ij}^{۲}]/۳}$$

که در آن مجموع ناهمسان‌گردی‌های FSD + PSD برابر با ناهمسان‌گردی کل (Total) خواهد بود و خواهیم داشت:

سهم ناهمسان‌گردی فرومگنتیك = (FSD ×۱۰۰) / Total

و

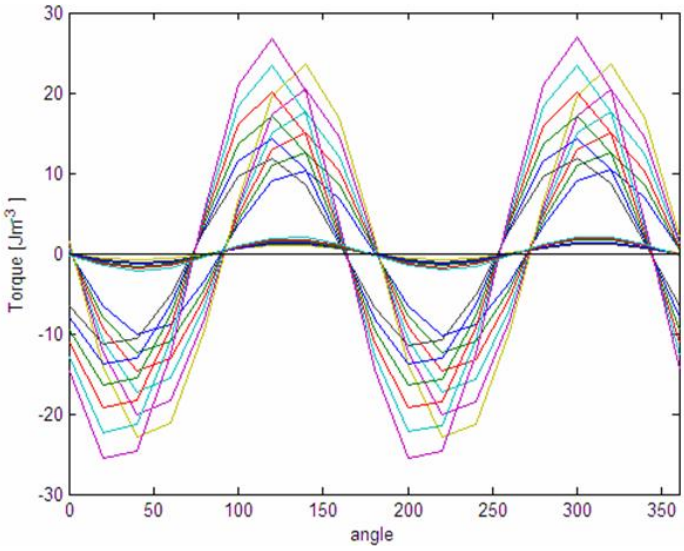
سهم ناهمسان‌گردی پارامگنتیك = (PSD ×۱۰۰) / Total

شکل ۴ گشتاور در واحد حجم نخستین موقعیت اندازه‌گیری را بر حسب زاویهٔ معین برای نمونه ۷۰b۲ نشان می‌دهد. پیام الکترونیکی (سیگنال) ۲θ در گشتاور غالب است و مقدار بیشینهٔ آن با میدان به‌کار رفته افزایش می‌یابد. این رفتار نشان می‌دهد که کانی‌های پارامگنتیك ناهمسان‌گردی خودپذیری مغناطیسی نمونه را در کنترل دارند. میانگین سهم ناهمسان‌گردی متشکله‌های پارامگنتیك و فرومگنتیك به‌ترتیب ۱۲± ۸۳ درصد و ۸ ± ۱۷ درصد است (جدول ۱). جهت‌یابی بیضوی‌های حاصل از محاسبات AMS بستگی به این دارد که نمونه‌ها سرشار از کدام دسته از کانی‌ها (پارا یا فرومگنتیک) است. اگر کانی‌های غالب پارامگنتیک باشند محورهای AMS با بیضوی پارامگنتیک سازگاری، و اگر کانی‌ها فرومگنتیک باشند نیز محورهای

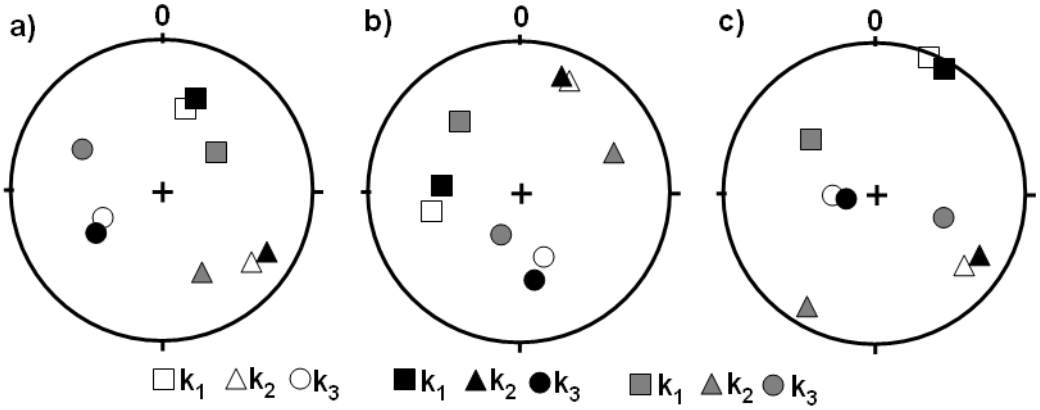
۱. fast Fourier transform

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

AMS با بیضوی مطابقت دارد. جهت‌های بیضوی‌های خودپذیری مغناطیسی محاسبه شده از داده‌های HFA سازگاری بسیار خوبی با جهت‌های AMS دارد که نشان می‌دهد خودپذیری مغناطیسی، حاصل کانی‌های پارامگنتیك است (شکل ۵). این جدایش چنان‌که در شکل ۳ نشان داده شده است بیان‌گر این است که مگنتیت مسئول مقادیر زیاد ناهمسان‌گردی در برخی نمونه‌ها است و باقی نمونه‌ها که ناهمسان‌گردی ضعیفی دارند از نظر کانی‌شناسی عمدتاً حاوی کانی‌های پارامگنتیت و دیامگنتیت هستند.



شکل ۴. گشتاور در واحد حجم برحسب زاویه در چهار میدان متفاوت



شکل ۵. جهت‌یابی محورهای AMS (سفید)، و HFA به جدایش پارامگنتیک (سیاه) و فرومگنتیک (خاکستری) با ترسیم همزمان این محورها می‌توان دریافت که محورهای پارامگنتیت نسبت به محورهای فرومگنتیت سازگاری بیش‌تری با محورهای AMS دارند. a، b و c به‌ترتیب نمونه‌های ۳b۲، ۲۷b۱ و ۶۸b۲ هستند. به‌نظر می‌رسد محورهای فرومگنتیک نسبت به AMS چرخیده است.

نتیجه‌گیری

گرانیت‌ها سنگ‌های پوسته فوقانی هستند که بررسی آن‌ها اطلاعات زیادی از فرآیندهای پوسته‌ای در اختیار ما قرار می‌دهد. فهم بهتر این فرآیندها مستلزم جدایش متشکله‌های فابریک سنگ است. کانی‌های

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

مختلف می‌توانند در مقابل دگرشکلی واکنش‌های متفاوتی داشته باشند از این‌رو جدایش سهم هر کدام از کانی‌ها در خودپذیری کل مغناطیسی سنگ مفید است در این زمینه روش‌های مختلفی به‌کار برده می‌شود که محاسبهٔ خواص مغناطیسی در بالای مغناطیس‌شدگی اشباعی کانی‌های فرومگنتیکی در میدان با شدت زیاد (قوی) که به‌طور مؤثری سهم خودپذیری‌های مغناطیسی فرومگنتیک و پارامگنتیک را از هم جدایش می‌کند، از مهم‌ترین آن‌هاست. اندازه‌گیری‌های گشتاور در میدان با شدت قوی (HFA) داده‌های بیش‌تری را از خواص حامل‌های مغناطیسی سنگ ارائه می‌کند.. در این مقاله با استفاده از روش میدان با شدت قوی دو متشکله پارا و فرومگنتیک خودپذیری مغناطیسی سنگ‌های گرانیتی منطقهٔ ملایر از هم جدایش شدند. در نمونه‌های بررسی شده، کانی‌های پارامگنتیک سهم اصلی را در خودپذیری مغناطیسی سنگ‌ها به‌عهده دارند. پایین بودن خودپذیری در تودهٔ آذرین ملایر نشان می‌دهد که جریان ماگمایی نسبت به دگرشکلی حالت جامد غالب است که بیان‌گر نقش اصلی فرآیندهای ماگمایی در توسعهٔ فابریک مغناطیسی در حین جای‌گیری و سرد شدن سنگ‌های بررسی شده است.

تشکر و قدردانی

از پروفسور ان‌ماری هیرت که در آنالیز نمونه‌ها در آزمایشگاه مغناطیس طبیعی دانشگاه ETH سوییس کمک کرده‌اند، سپاسگزاری می‌شود.

منابع

1. B. W. Chappell, A. J. R. White, "Two contrasting granite types", Pacific Geology, 8 (1974) 173-174.
2. A. J. R. White, "Sources of granite magmas", Geological Society of America Abstracts, 7(1979) 539.
3. A. Castro, I. Moreno-Ventas, J. D. Dela Rosa, "H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite type classification and nomenclature", Earth-Science Reviews, 31 (1991) 237-253.
4. M. C. Loiselle, D. R. Wones, "Characteristics and origin of anorogenic granites", Geological Society of America Abstracts, no. 7 (1979).
5. S. Ishihara, "The magnetite-series & ilmenite-series granitic rocks", Mining Geology, 27 (1977) 293-305.
6. B. W. Chappell, A. J. R. White, "Two contrasting granite types: 25 years later", Australian Journal of Earth Sciences, 48 (2001) 489-499.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

7. T. Takagi, "Origin of magnetite and ilmenite-series granitic rocks in the Japan Arc", American Journal of Science, 304 (2004) 169-202.

8. W. A, "Magnetic analysis of rock fabric", Encyclopedia of solid earth geophysics, New York (1989).

9. B. Henry, L. Daly, "From qualitative to quantitative magnetic anisotropy analysis: The prospect of finite strain calibration", Tectonophysics, 98 (1983).

10. C. McCabe, M. J. Jackson, B. B. Ellwood, "Magnetic anisotropy in the Trenton limestone: results of a new technique", anisotropy of anhysteretic susceptibility. Geophysical Research Letters, 12 (1985) 333-336.

11. P. Rochette, G. Fillion, "Identification of multicomponent anisotropies in rocks using various field & temperature values in a cryogenic magnetometer", Physics of the Earth and Planetary Interiors, 51 (1988) 379-386.

12. G. J. Borradaile, T. Werner, "Magnetic anisotropy of some phyllosilicates", Tectonophysics, 235 (1994) 223-248.

13. C. Richter, B. A. van der Pluijm, "Separation of paramagnetic & ferrimagnetic susceptibilities using low temperature magnetic susceptibilities & comparison with high field methods", Physics of the Earth and Planetary Interiors, 82 (1994) 111-121.

14. S. K. Banerjee, F. Stacey, "The high field torque meter method of measuring magnetic anisotropy of rocks in", Methods in Palaeomagnetism (ed.) D. W. Collinson et al. (Amsterdam: Elsevier) (1967).

15. W. H. Owens, D. Bamford, "Magnetic, seismic, and other anisotropic properties of rock fabric", Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, Vol. 283, (1976) 55-68.

16. B. B. Ellwood, "Measurement of anisotropy of magnetic susceptibility, A comparison of the precision of torque and spinner magnetometer systems for basaltic specimens", Journal of Physics E: Science Instruments, 11(1978) 71-74.

17. J. Parma, "An automated torque meter for rapid measurement of high field magnetic anisotropy of rocks", Physics of the Earth and Planetary Interiors, 51 (1988) 387-389.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

18. F. Bergmüller, C. Bärlocher, M. Grieder, F. Heller, P. Zweifel, "A torque magnetometer for measurement of the high field anisotropy of rocks and crystals", Measurement Science and Technology, 5 (1994) 1466-1470.
19. F. Hrouda, V. Jelinek, "Resolution of ferrimagnetic and paramagnetic anisotropies in rocks using combined low-field and high-field measurements", Geophysical Journal International, 103 (1990) 75-84.
20. F. Martín-Hernández, A. M. Hirt, "Separation of ferrimagnetic & paramagnetic anisotropies using a high-field torsion magnetometer", Tectonophysics, 337 (2001) 209-221.
21. G. L. Squires, "Practical physics", Cambridge University Press, (1991).
22. M. Mohajjel, C. L. Fergusson, M. R. Sahandi, "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 21 (2003) 397-412.
23. A. Ahmadi Khalaji, D. Esmaeily, M. V. Valizadeh, H. Rahimpour-Bonab, "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj–Sirjan Zone, Western Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 29 (2007) 859-877.
24. H. Shahbazi, W. Siebel, M. Pourmoafee, M. Ghorbani, A. A. Sepahi, C. K. Shang, M. Vousoughi Abedini, "Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism", Journal of Asian Earth Sciences 39 (2010) 668-683.
25. V. Ahadnejad, M. V. Valizadeh, R. M. Deevsalar, Rezaei-Kahkhaei, "Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: Implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan Zone, W Iran", Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen, 261 (2011) 61-75.
26. A. Esna-Ashari, M. Tiepolo, M. V. Valizadeh, J. Hassanzadeh, A. A. Sepahi, "Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 43 (2011) 11-22.
27. J. Ghalamghash, A. Nédélec, H. Bellon, M. Vousoughi Abedini, J. L. Bouchez, "The Urumieh plutonic complex (NW Iran): a record of the geodynamic evolution of the

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times-Part I: petrogenesis and K/Ar dating", Journal of Asian Earth Sciences, 35 (2009) 401-415.

28. S. A. Mazhari, F. Bea, S. Amini, J. F. Molina, P. Montero, J. H. Scarrow, I. S. Williams, "The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogen", Journal of the Geological Society London, 166 (2009) 53-69.

۲۹. علی‌اصغر سپاهی، پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوییدها، رساۀه دکتری دانشگاه تربیت معلم (۱۳۷۸).

30. V. Ahadnejad, M. V. Valizadeh, D. Esmaeily, "The role of shear zone on the emplacement of Malayer Granitoid Complex, NW Iran", Journal of Applied Sciences, 8 (2008a), 4238-4250.

31. V. Ahadnejad, M. V. Valizadeh, D. Esmaeily, S. J. Bokani, "Setting In-House XRF Reference Material for Minerals; A Case Study: Biotite Minerals of Malayer Granitoid Rocks (Western Iran)", Journal of Applied Sciences, 8 (2008b), 4369-4375.

32. V. Ahadnejad, A. M. Hirt, M. V. Valizadeh, S. J. Bokani, "The ammonium content in the Malayer igneous & metamorphic rocks, Sanandaj-Sirjan Zone, West Iran", Geologica Carpathica, 62 (2011b) 171-180.

33. M. Moazzen, M. Moayyed, M. Modjarrad, E. Darvishi, "Azna granitoid as an example of syn-collision S-type granitisation in Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran", Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte, 11 (2004) 489-507.

34. N. Shabanian, M. Khalili, A. R. Davoudian, M. Mohajjel, "Petrography and geochemistry of mylonitic granite from Ghaleh-Dezh, NW Azna, Sanandaj-Sirjan zone, Iran", Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen, 185 (2009) 233-248.

35. E. Darvishi, "Petrogenesis of NW Aligudarz granitoid in Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran. Proceeeding of Ontogeny of minerals applied to scientific and industrial uses", Saint Petersburg, Russia, 6-8 October (2009).

36. J. Rasouli, V. Ahadnejad, D. Esmaeily, "A preliminary study of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) of Boroujerd granitoids, Sanandaj-Sirjan Zone, West Iran", Natural Science, 4 (2012) 91-105.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

37. S. Shand, "Eruptive Rocks, Eruptive Rocks, Their genesis, composition, classification, and their relations to ore deposits", John Wiley and Sons, New York (1943).

38. J. L. Bouchez, Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. In: J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton and W.E. Stephens (eds.), Kluwer Academic Publishers, (1997) 95-112.

39. V. Jelinek, The physical principles of measuring magnetic anisotropy with the torque magnetometer. Travaux Géophysique, 608 (1985) 177-198.

40. V. Jelinek, Potential energy density tensor and magnetic anisotropy problems. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 51 (1988) 361-364.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]