

تحقیقات ناهمسانگردی خودپذیری مغناطیسی سری‌های رسوبی دزو و داهو در منطقه زرنند کرمان

محمد حامدپور دارابی^{۱*}، جان پایپر^۲، علی خردمند^۳، پیمان رضایی^۴ و محسن مرتضوی^۵

^۱ استادیار، گروه فیزیک، دانشگاه هرمزگان، ایران
^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه لیورپول، انگلستان
^۳ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه کرمان، ایران
^۴ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه هرمزگان، ایران
^۵ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه هرمزگان، ایران

(دریافت: ۸۷/۱۰/۱۴، پذیرش نهایی: ۸۸/۲/۲۲)

چکیده

تحقیقات ناهمسانگردی خودپذیری مغناطیسی (Anisotropy of Magnetic Susceptibility:AMS) در گستره شمالی گسل کوهبنان در نزدیکی روستای داهویه روی رسوبات سرخ دوره پرکامبرین پسین (سری دزو) تا کامبرین آغازین (سری داهو) نشان‌دهنده بافت تکتونیکی است. این گسل که مرز بین ایران مرکزی و کویر لوت است، علاوه بر سازوکار فشاری، دارای جنبش راست‌گرد نیز هست. ناهمسانگردی خودپذیری مغناطیسی موجود در نمونه‌های برداشت شده، شکل شلغمی (oblate) و کشیده (prolate) با بزرگای نسبتاً کوچک را نشان می‌دهند. جهت محور بیشینه ناهمسانگردی خودپذیری مغناطیسی تقریباً در امتداد محور چین قرار گرفته که نشان‌دهنده جهت نیروهای تکتونیکی در امتداد گسل کوهبنان است. توزیع تغییرات جهت ناهمسانگردی خودپذیری مغناطیسی از $N 20^{\circ} W$ تا $N 70^{\circ} W$ با میانگین $N 50^{\circ} W$ ، چرخش صفحه لوت در مجاورت سامانه فشاری ایران مرکزی را تأیید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: ناهمسانگردی خودپذیری مغناطیسی، گسل کوهبنان، رسوبات سرخ دوره پرکامبرین، صفحه لوت

AMS study of the Dezou and Dahou series in the Kerman-Zarand region

Hamedpour Darabi, M.¹, Piper, J.A.D.², Kheradmand, A.³, Rezaie, P.⁴ and Mortazavi, M.⁵

¹ Assistant Professor, Department of Physics, Hormozgan University, Iran

² Professor, Department of Geology, University of Liverpool, England

³ Assistant Professor, Department of Geology, Kerman University, Iran

⁴ Assistant Professor, Department of Geology, Hormozgan University, Iran

⁵ Assistant Professor, Department of Geology, Hormozgan University, Iran

(Received: 3 Jan 2009, Accepted: 20 Jan 2009)

Abstract

Intruduction: Red beds have been widely studied by palaeomagnetic methods for what they can tell us about the history of sedimentary basins and their subsequent deformation (Collinson, 1974, Turner, 1979a,b and 1981, McCabe and Elmore, 1989, Elmor, et al., 1993 and 2000). This study has investigated the palaeomagnetism of the Cambrian red sediments (Dezou and Dahou Formation) of the eastern margin of Central Iran. Davoudzadeh and Schmidt, (1984), have done some work on the region which includes these rocks and discuss the few rotations of the Central Iran micro plates. The aim of this study is to consider the AMS results to investigate the palaeo force field on the rock located at the northern side of the Persian Gulf.

Geological setting: The sampling sites of this study are situated in the Cambrian

sediments of the eastern margin of Central Iran. These are the largest structural sedimentary units and are composed of complex geological structures. In this region, igneous, metamorphic and sedimentary rocks of the Precambrian to Quaternary Periods are preserved with a predominant number of outcrops of Mesozoic rocks. Most structural elements in different scales such as faults and folds are related to the tectonic activities of the Mesozoic and later eras. The most important structural element of the region is the Koohbanan fault with a NW-SE trend. Similar to the most other important faults of Central Iran, the existence of this fault is related to the late Precambrian Era.

The Dezou Formation is limited to the Rezo series (Late Precambrian) by a fault at the bottom and it can be separated by an unconformity from the Dahou Formation at the top in its area of study (Gazooie village, 30.8° N and 56.7° E, sites 13-14 & 16-20). It has a thickness of 380 m involving three major parts.

The Dahou Formation in the area of study (Gazooie village, 30.8° N and 56.7° E, site 20, figure. 4) rests with a basal breccia conformably on dolomites and limestone of the Dezou Formation. Middle to the end of early Cambrian Period was inferred from the stratigraphic position. It is covered by the Koohbanan Formation unconformably.

Rock magnetic studies: In the present study rock magnetic experiments including IRM acquisition, backfield IRM, thermomagnetic, and hysteresis and AMS studies have been performed on samples of the Dezou and Dahou Group sediments. Some of these experiments yield results that are grain size dependent and others are mineral type dependent; some are dependent on both properties.

Jelinek (1981) and Hrouda (1982) have proposed parameters T and Pj for the shape and corrected anisotropy degree (Tarling and Hrouda, 1993). A plot of T against Pj when $Pj > 1$ and $-1 < T < 1$ provides information about the shape and the degree of anisotropy on the same plot. T- Pj plot is shown for all sampling sites in the Dahou and Dezou Formations and also site 20 only. Most samples have less than 10% anisotropy but some of the samples tend to be more anisotropic..

Curie temperatures are mostly between 675-700°C and attributed to specularite and pigments of hematite. In a few examples magnetite with a Curie temperature of about 570°C can be seen as well. The clearest indication of magnetite here is RM ratio (RM ratio is the value of Ms at 100°C on the cooling curve to the value on the heating curve). RM ratio < 1 showing that magnetite has been oxidized to hematite with low Ms Values.

Rock magnetic studies show an agreement that both specular hematite and magnetite can occur in these sediments although the effect of hematite is usually dominant.

Site 13 that is sampled in red sandstone shows paramagnetic mineral content and hematite pigment with a Curie temperature of 680°C and a saturation field of 2000 mT. Low coercivity of 50 mT shows a low amount of magnetite.

Site 14 that is sampled in red sandstone shows a high amount of paramagnetic mineral content and finer grain size of hematite pigments (compare to site 13) with a Curie temperature of 680°C and a saturation field of 3000 mT. Lower coercivity than site 13 shows low amount of magnetite too.

Site 15 that is sampled in dolomite breccias shows very scattered results of IRM, hysteresis and Curie curves. And overall look suggest a predominantly diamagnetic mineral.

Site 16 that is sampled in red sandstone at its contact with dyke shows an overprinted

magnetite mineral and it is obvious from the curie temperature of 580°C and very low saturation field in hysteresis and IRM curve.

Site 17 that is sampled in dolomite just above the dyke shows an overprinted magnetite. However, a predominant content of diamagnetic minerals is clear.

Site 18 and Site 19 that are sampled in red sandstone and red shale respectively show similar rock magnetic behaviour of paramagnetic mineral content and pigment and specular hematite with a high saturation field of 3000 mT and a back field of 500 mT.

Red sediments normally show a stable rock magnetic content. The presence of hematite in these samples that is evident from rock magnetic results also confirms the stability of magnetic properties and therefore we can rely on the AMS directional analysis.

Conclusion: Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) studies on Precambrian to early Cambrian red sediments, in the north side of the Kohbanan fault (Iran), show a predominant tectonic fabric with a low magnitude of oblate and prolate shape. The direction of the maximum axis of AMS lies parallel to the direction of the folded bed axis and therefore tectonic forces are probably matched up with the rotation of the Lut plate with respect to the Central Iran.

Key words: Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS), Koohbanan fault, Precambrian Red Sediments

۱ مقدمه

فرومغناطیسی در امتداد میدان ژئومغناطیسی می‌تواند به سنگ یک پسماند پس‌ته‌نشسته (post-depositional) بدهد.

چنانچه آبی که از میان منافذ سنگ، هنگام فشرده شدن آن عبور می‌کند غنی از آهن باشد هماتیت به دور دانه‌های سیلیکات می‌چسبد و اطراف سنگ نوعی رنگدانه تشکیل می‌شود (کالینسون، ۱۹۷۴). این فرایند سیمان‌شدگی، جزئی از فرایند سنگ‌شدگی است (ترنر، ۱۹۷۹a,b و ۱۹۸۰). دانه‌های جدید هماتیت ممکن است در فضاهای خالی هنگام دیاژنز (diagenesis) رشد کنند. این ذرات را اتوژنیک هماتیت (Autogenic Hematite) می‌نامند. هنگامی که این دانه‌ها به یک حجم بحرانی می‌رسند، در حضور میدان مغناطیسی موجود، یک پسماند مغناطیسی شیمیایی کسب می‌کنند. درحین مدفون‌شدن سنگ، زیر سنگ‌های جوان‌تر، به‌واسطه مایعات ناشی از

لایه‌های رسوبی سرخ، خواص مغناطیسی قابل توجه و معمولاً پایداری دارند. منشأ این خاصیت مغناطیسی پیچیده است و معمولاً اطلاعات زیادی درباره تاریخچه سنگ در اختیار می‌گذارد. دانه‌های ریز هماتیت (اسپکولاریت (Specularite)) که کانی با وزن مخصوص زیاد است، می‌تواند همراه با کوارتز و دانه‌های سیلیکاتی دیگر در حین تشکیل رسوب ته‌نشین شود. اگر میدان مغناطیسی مؤثر بر ذره‌ها نسبتاً قوی‌تر از نیروهای هیدرودینامیک یا گرانشی باشد، این ذره‌ها می‌توانند در میدان جهت‌دار شوند و به سنگ، پسماند مغناطیسی به‌نام پسماند ته‌نشسته (Depositional) بدهند. اگر سنگ در عمق زیادی به مدت‌های طولانی مدفون شود، در نتیجه گرمای موجود پسماند مغناطیسی حرارتی جزئی پیدا می‌کند که این پسماند حرارتی می‌تواند زمان دفن رسوبات را ضبط کند. با سخت شدن این رسوبات، صف‌بندی دانه‌های

رسوبات پایین یا بالا کانی‌های آهنی بیشتری ته‌نشین می‌شوند که در شرایط محیط احیایی (مک کب و المور، ۱۹۸۹) این کانی‌ها می‌توانند شامل مگنتیت نیز باشند.

از جمله عوامل دیگری که می‌تواند روی تاریخچه مغناطیسی بعدی سنگ تأثیر بگذارد کوهزایی است، این پدیده یک شیب توپوگرافی تولید می‌کند و با انباشته کردن صفحات رورانده، سیالات موجود تحت فشار تکتونیکی را در درون سنگ مجبور به حرکت می‌کند (المور و همکاران، ۲۰۰۰ و ۱۹۹۳). نیروهای تکتونیکی بعدی که موجب شکسته‌شدن یا چین‌خوردگی سنگ‌های رسوبی می‌شوند راه را برای جریان بیشتر این سیالات باز می‌کنند. تمام این فعالیت‌ها می‌تواند روی ناهمسانگردی خودپذیزی مغناطیسی تأثیر بگذارد و بنابر این، نشانگری برای تشخیص وقوع فعالیت‌های تکتونیکی بعدی روی سنگ در طول تاریخچه آن باشد. بنابراین با بررسی AMS موجود در سنگ و تحقیقات پالئومغناطیسی می‌توان اطلاعات زیادی در ارتباط با تاریخچه بسترهای رسوبی و تغییر شکل بعدی آنها به دست آورد.

داوودزاده و اسمیت (۱۹۸۴)، در منطقه‌ای که شامل سنگ‌های مشابهی هستند، تحقیقاتی در خصوص چرخش‌های ریزصفحات ایران مرکزی به انجام رساندند. آبورگ و رابین (۲۰۰۴ و ۲۰۰۷) ماسه‌سنگ‌های ضعیف فشرده شده واقع در غرب مکران (ایران) را مورد بررسی AMS قرار دادند و بافت‌های رسوبی و تکتونیکی را مشاهده کردند. بختیاری و دیگران (۱۹۹۸) AMS موجود در ماسه‌سنگ‌های ترشیاری قوس فارس (شرق زاگرس) را مورد بررسی قرار داده‌اند و نتایج به دست آمده را به فعالیت‌های تکتونیکی در این منطقه (شیب کم در امتداد ENE-WSW and NW-SE) مربوط ساخته‌اند. در هر دو تحقیق آخر AMS موجود در ماسه‌سنگ‌ها به (LPS, layer parallel shortening) نسبت داده شده است و به نظر می‌رسد که AMS مربوط به قبل از چین‌خوردگی

است و در حین چین‌خوردگی تغییر نکرده است. بختیاری در نتیجه عنوان می‌کند که جهت کوتاه شدگی (shortening) در امتداد NNW همراه با یک چرخش به سمت عقربه‌های ساعت از امتداد غربی قوس فارس بوده است. اسمیت و همکاران (۲۰۰۳) AMS رسوبات ترشیاری را مورد بررسی قرار داده‌اند و بزرگی ناهمسانگردی را ضعیف و نوع ناهمسانگردی را اولیه رسوبی و تکتونیکی که مربوط به قبل از چین‌خوردگی بوده است، گزارش کرده‌اند.

تحقیق حاضر رسوبات سرخ دوره کامبرین مربوط به حاشیه شرقی ایران مرکزی در گستره شمالی خلیج فارس را تحت بررسی پالئومغناطیسی قرار داده و نتایج اندازه گیری AMS را در توزیع نیروهای تکتونیکی بعد از زمان رسوب‌گذاری به کار می‌برد.

نمونه‌برداری از رسوبات سرخ دوره کامبرین (Cambrian Red Beds) در زرنند به روش توده‌ای (Block sampling)، از لایه‌های پایین به سمت لایه‌های بالا و جهت‌یابی و جمع‌آوری حداقل چهار نمونه در هر ایستگاه صورت گرفته است. سپس نمونه‌ها به دانشگاه لیورپول انگلستان منتقل و بعد از هسته‌گیری، اندازه‌گیری شده‌اند.

۲ زمین‌شناسی

محیط نمونه‌برداری در این تحقیق واقع در رسوبات کامبرین حاشیه شرقی ایران مرکزی است (شکل ۳). این رسوبات بزرگ‌ترین واحدهای ساختاری رسوبی‌اند که از ساختارهای پیچیده زمین‌شناسی ترکیب شده‌اند. در این محل، سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی عصرهای پرکامبرین تا کواترنری دیده می‌شوند. تعداد عمده‌ای از بیرون‌زدگی‌ها سنگ‌های مزوزوئیک هستند.

بیشتر عناصر ساختاری در مقیاس‌های متفاوت مانند گسل‌ها و چین‌ها، مرتبط با فعالیت‌های تکتونیکی

اردیبهشت ماه ۱۳۸۴ عمدتاً در انتهای شرقی این گسل واقع‌اند.

۵ سری دزو

سری دزو با گسلی در پایین، به سری رزو (پرکامبرین پسین) محدود می‌شود و در بالا با یک ناپوستگی، از سری داهو واقع در محل بررسی جدا می‌شود. در نزدیکی روستای گزویه (منطقه نمونه برداری ۷-۱، $30^{\circ}N$ ، $8^{\circ}E$ ، 567 ، شکل ۴) ضخامت آن 80 m است و شامل سه قسمت اصلی به ترتیب از پایین توالی ماسه‌سنگ و شیل/گل‌سنگ سرخ تا قهوه‌ای، قسمت میانی توالی کربنات‌ها و گچ با رنگ‌های زرد تا خاکستری و در بالا کربنات‌ها و برشیای فرو ریخته است. قسمت زیرین در محیط رودخانه پیچ و خم دار و خشک، رسوب گذاری شده است، در حالی که قسمت میانی، رخساره تبخیری کربنات را نشان می‌دهد. رسوب گذاری سری دزو از زمان پرکامبرین پسین تا آغاز اوایل کامبرین و تا میانه‌های اوایل کامبرین صورت گرفته و می‌تواند تحت تأثیر فعالیت‌های تکنونیک آسینتیک یا کادومین قرار گرفته باشد. (فاستر، ۱۹۷۴)

سری داهو

سری داهو در محل تحقیق (نزدیکی روستای گزویه، $30^{\circ}N$ ، $8^{\circ}E$ و 567 و منطقه نمونه برداری، سایت ۸، شکل ۴) با برشیای پایه‌ای به‌طور یکنواخت بر دولومیت‌ها و سنگ آهک‌های سری دزو قرار گرفته است. براساس چینه‌نگاشتی، سنی در حدود میانه کامبرین آغازین تا پایان این عصر برای این رسوبات برآورد شده است. این رسوبات به صورت غیر یکنواخت با سری کوهبنان پوشیده شده‌اند. دو رسوب متوالی از جنس سیلت‌سنگ - شیل/گل‌سنگ و ماسه‌سنگ - شیل/گل‌سنگ از این سه

مزوزوئیک و عصرهای بعدی است. مهم‌ترین عناصر ساختاری منظم، گسل کوهبنان است که روند شمال غربی - جنوب شرقی دارد. همانند مهم‌ترین گسل‌های مرکز ایران، این گسل نیز مرتبط به عصرهای پرکامبرین پسین است. نمونه برداری از دو سری دزو و داهو (شکل های ۴ و ۵) که جزئیات آنها در زیر آمده، صورت گرفته است. شیب و امتداد لایه در محل نمونه برداری عبارت است از: استرایک $65^{\circ}N$ و شیب $75^{\circ}S - 70^{\circ}$. این سایت در نزدیکی دو گسل مهم کوهبنان و داهویی قرار دارد.

۳ گسل کوهبنان

گسل لرزه‌زای کوهبنان گسلی است با راستای عمومی شمال غربی - جنوب شرقی با طول قطعه 80 کیلومتر که از شمال کرمان و خاور زرنند می‌گذرد. سازوکار این گسل، فشاری با شیب به سمت شمال شرقی است و در راستای آن سنگ‌های پرکامبرین پسین و پالئوزوئیک (از سمت شمال شرقی) روی بادزن‌های آبرفتی و رسوبات کواترن دشت (در جنوب غربی) رانده شده‌اند. گسل لرزه‌خیز کوهبنان علاوه بر سازوکار فشاری، دارای جنبش راستالغز راست گرد نیز هست. صفحه گسلی کوهبنان در حکم یکی از لرزه‌خیزترین روندهای ساختاری در استان کرمان مطرح است (جوان‌دولویی و زارع، ۱۳۸۳).

۴ گسل داهوئیه

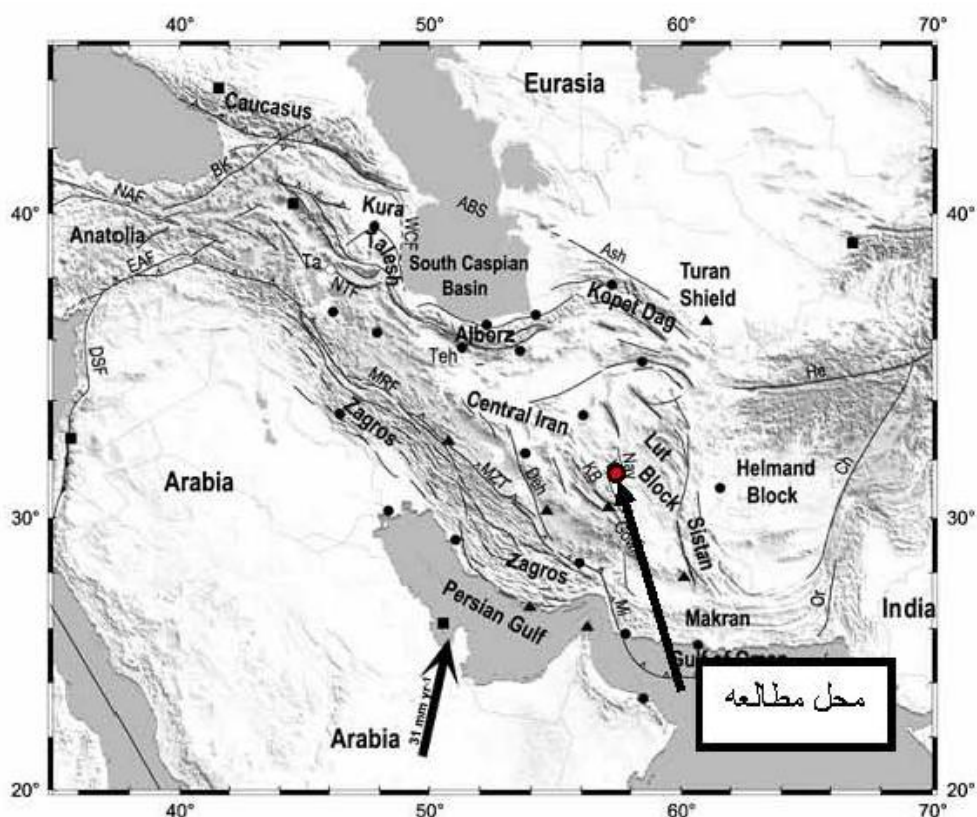
گسل داهوئیه با طول حدود 30 کیلومتر در محل روستای داهوئیه با پهنه گسل کوهبنان در شرق زرنند تلاقی کرده است. بازدیدهای صحرایی پس از زلزله $1384/12/4$ نشان‌دهنده ایجاد گسیختگی سطحی به طول حدود 15 کیلومتر در راستای این گسل در جاده اسلام‌آباد به حتکن بوده است. کانون زلزله‌های با بزرگای بیش از 5 ریشتر در

منحنی کوری (Curie curve)، نمودار پسماند (Hysteresis) و بررسی‌های AMS روی نمونه‌های گروه رسوبات دزو و داهو در دانشگاه لیورپول انگلستان، آزمایشگاه پالئومغناطیس گروه زمین صورت گرفته است. نتایج بعضی از این آزمایش‌ها نشانگر اندازه دانه، بعضی نشانگر نوع کانی و بعضی هم نشانگر هر دو خاصیت‌اند (رابرتز و همکاران، ۱۹۹۵ و دانلوپ، ۱۹۷۲). شکل ۶ نمونه‌ای از منحنی‌های کوری، پسماند مغناطیسی، IRM و میدان معکوس در سری‌های دزو و داهو را نشان می‌دهد و جدول ۱ بعضی از کمیت‌های مغناطیسی به دست آمده از اندازه‌گیری نمونه‌های رسوبات مورد بررسی را خلاصه کرده است.

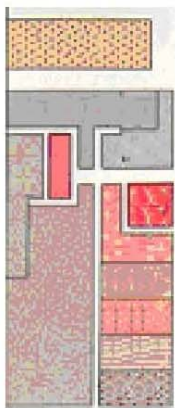
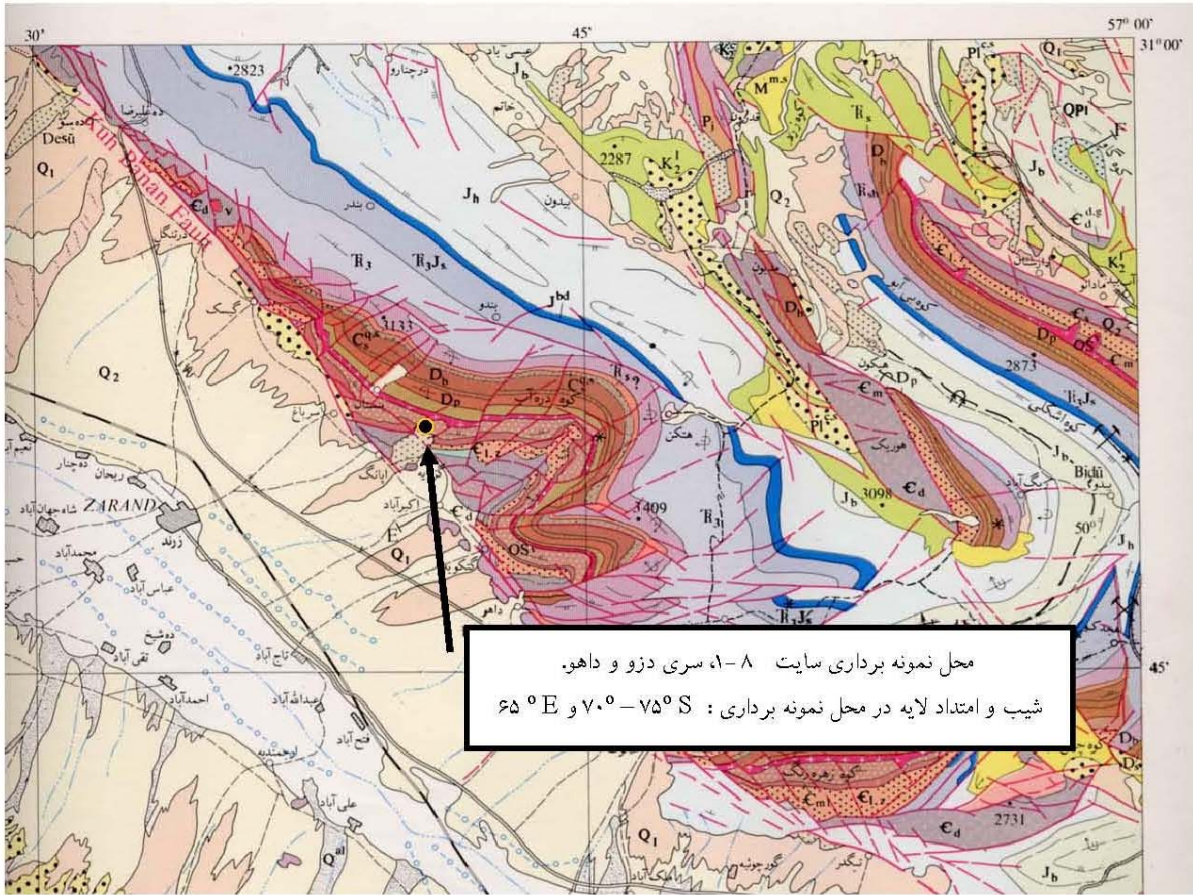
رخساره در این سری یافت می‌شوند. رخساره ماسه سنگی گویای رسوب‌گذاری درون رودخانه و رخساره‌های شیلی گویای حاشیه رودخانه هستند. رنگ ماسه‌سنگ در پایین از سرخ به قهوه‌ای و در بالا از قهوه‌ای به زرد تغییر رنگ می‌دهد. اندازه دانه‌ها از پایین به بالا کاهش پیدا می‌کند. لایه‌های پیچی (حلقوی)، قالب جوینار، بافت ورقه‌ای صفحه‌ای و ریپل مارک‌ها، مهم‌ترین ساختارهای رسوبی در این ماسه‌سنگ‌ها هستند (ستوده‌نیا، ۱۹۷۵).

۷ بررسی مغناطیس سنگ‌ها

در این تحقیق آزمایش‌های مغناطیس سنگ شامل جذب پسماند مغناطیسی هم‌دما (IRM, Isothermal Remanent Magnetism)، میدان معکوس (back field)،



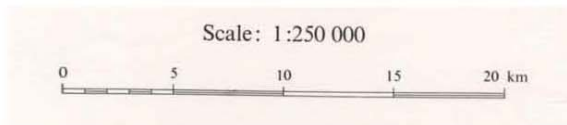
شکل ۳. موقعیت نمونه‌برداری نسبت به گسل‌های ایران، ایران مرکزی و کویر لوت.



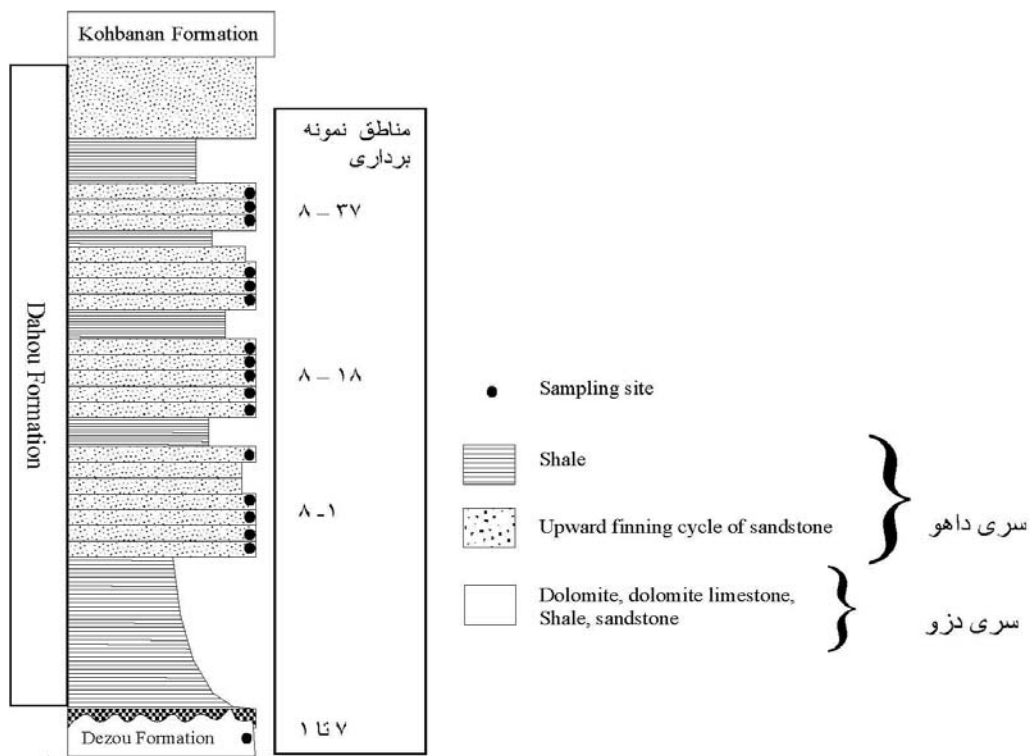
سری داهو

سری دزو

سری ریزو



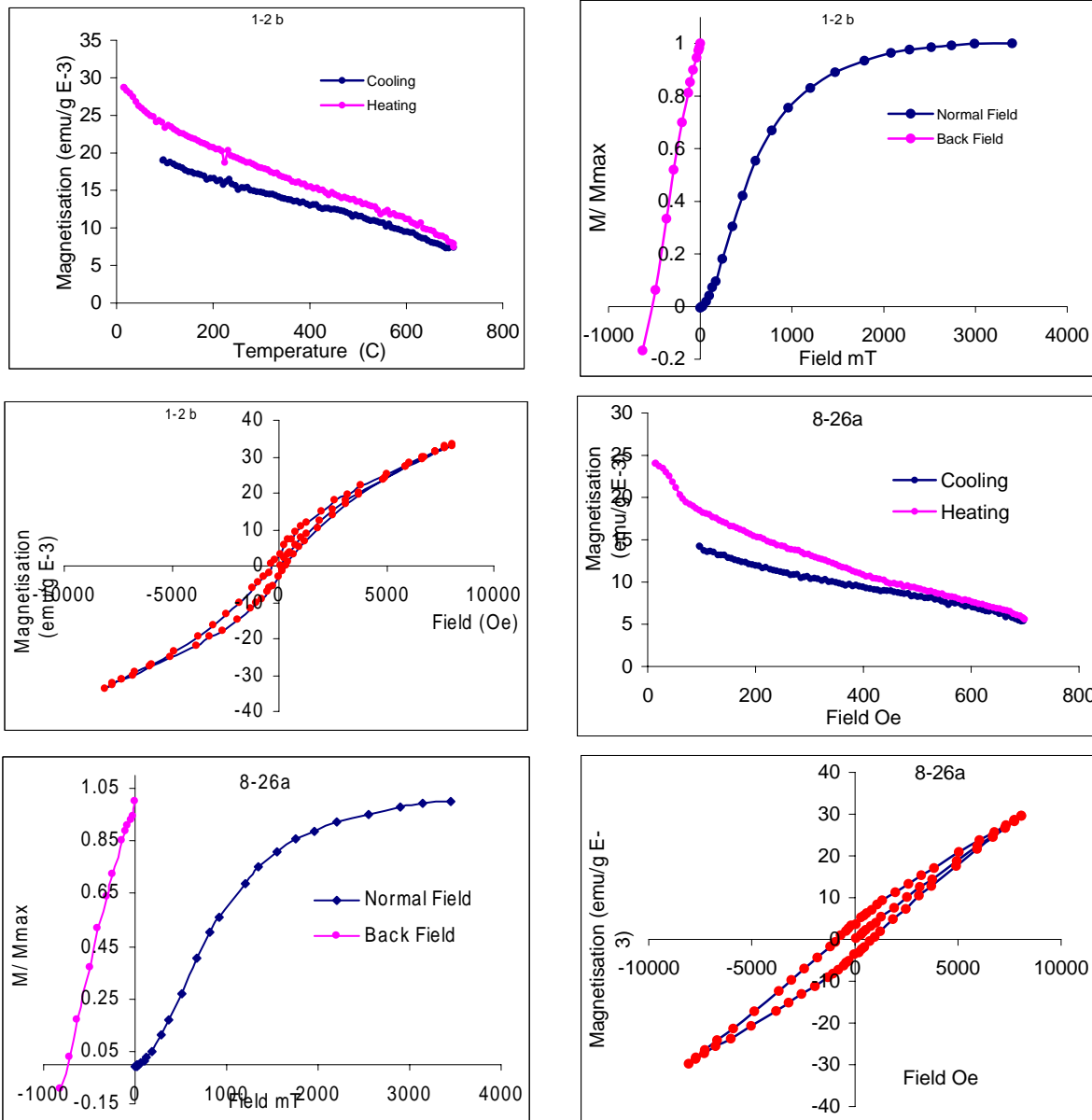
شکل ۴. روستای گزویه، محل نمونه برداری سایت ۸-۱ سری دزو و داهو. شکل از نقشه زمین‌شناسی متعلق به سازمان زمین‌شناسی کشور ایران تهیه شده است.



شکل ۵. موقعیت نمونه‌ها در ستون چینه‌شناسی سری‌های داهو و دزو به صورت طرح‌وار.

جدول ۱. خلاصه بعضی کمیت‌های ترمومغناطیسی و هیستریسیس رسوبات دزو و داهو.

Sample	Slope, K	Mrs (Am/kg)	Ms (Am/kg)	Bc (mT)	Mrs/Ms	Tc(°C)
1-2B	2.74E-02	3.04	11.30	41.68	0.27	709
1-5C	2.73E-02	4.22	9.98	89.2	0.42	679
2-1B	1.57E-02	0.71	1.78	77.21	0.4	575, 300
2-4C	1.98E-02	2.09	17.07	19.1	0.12	693
3-2.	-3.62E-03	0.16	0.46	34.36	0.34	
4-2b	9.70E-01	221.86	1375.77	20.32	0.16	624
4-4b	1.01E+00	177.00	1448.92	13.56	0.12	624
5-2b	-6.81E-04	2.99	23.82	15.99	0.13	550, 630
5-4c	-2.52E-03	0.51	1.92	46.09	0.27	693
5-6b	-4.84E-04	0.44	1.43	18.67	0.3	700
6-1a	3.14E-02	3.54	3.91	234.49	0.91	660
6-7c	2.51E-02	0.53	3.12	23.16	0.17	560
6-11c	3.01E-02	3.90	3.90	230.54	1	670
6-14c	2.00E-02	1.92	2.57	137.38	0.75	620
7-1a	2.96E-02	2.83	7.10	73.08	0.4	660
7-3a	3.42E-02	2.05	14.72	27.45	0.14	550, 650
7-5a	3.02E-02	0.70	1.30	73.27	0.56	580, 650
8-3c	1.78E-02	3.07	4.12	158.68	0.74	570
8-8c	2.73E-02	1.12	2.50	78.51	0.45	650
8-11a	2.48E-02	3.80	4.7	231.31	0.8	670
8-15c	2.19E-02	1.74	3.50	76.21	0.5	680
8-18c	1.65E-02	0.65	0.98	39.53	0.66	420, 650
8-23a	1.31E-02	0.31	1.21	27.02	0.26	450, 620
8-26a	3.44E-02	3.93	1.88	401.65	2.09	450, 680
8-30b	1.26E-02	0.80	0.93	92.39	0.86	450, 690
8-34b	3.06E-02	4.92	8.21	145.89	0.6	550, 690



شکل ۶. نمونه‌ای از منحنی‌های کوری، پسماند مغناطیسی، IRM و Back Field در سری‌های دزو و داهو.

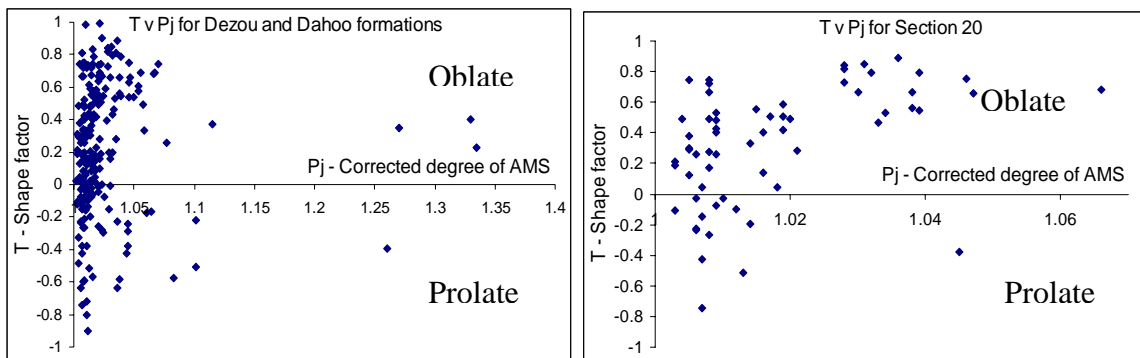
۸ بررسی‌های AMS، سری‌های دزو و داهو

محور عمود برهم X1، X2، X3 تشکیل شده است که به ترتیب مقادیر خودپذیری بیشینه، متوسط و کمینه را تعریف می‌کنند. اثرات به‌خط‌شدگی شکل و محورهای آسان‌بلور، تحت عنوان ناهمسانگردی‌های شکل (shape anisotropy) و مگنتو کریستالین (Magnetocrystalline Anisotropy) در AMS شرکت دارند. جلینک (۱۹۸۱) و

ناهمسانگردی زمانی وجود دارد که یک خاصیت فیزیکی در جهت‌های متفاوت تغییر کند و AMS زمانی نتیجه می‌شود که خودپذیری مغناطیسی در نتیجه فرایندهای زمین‌شناسی که منجر به خط‌شدگی دانه‌ها می‌شود، وابستگی جهتی داشته باشد. AMS را از دیدگاه هندسی می‌توان به‌صورت یک بیضی در نظر گرفت که از سه

بیضی AMS را برای مناطق نمونه‌برداری در سری‌های دزو و داهو نشان می‌دهد. بیشتر نمونه‌ها، کمتر از ۱۰ درصد ناهمسانگردی دارند اما بعضی از نمونه‌ها ناهمسانگردی بیشتری دارند. با این حال غالب بودن بافت‌های شلغمی شکل با درصد‌های کم ناهمسانگردی می‌تواند در توافق با AMS اولیه (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳) و یا تکتونیکی شلغمی باشد (بختیاری و همکاران، ۱۹۹۸).

هرودا (۱۹۸۲)، پارامترهای T و Pj را برای شکل و درجه ناهمسانگردی تصحیح شده پیشنهاد کرده‌اند. نمودار T برحسب Pj هنگامی که $Pj > 1$ و $-1 < T < 1$ باشد، اطلاعاتی را در باره شکل و درجه ناهمسانگردی با هم در یک نمودار نشان می‌دهد (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). در شکل ۷، T در برابر Pj برای همه مناطق نمونه‌برداری در سری‌های داهو و دزو و همچنین فقط برای منطقه ۸ رسم شده است. جدول ۲، میانگین پارامترهای شکل و بزرگی



شکل ۷. پارامتر شکل بر حسب درجه ناهمسانگردی برای سری‌های دزو، داهو و مقطع شماره ۸

جدول ۲. میانگین پارامترهای شکل و بزرگی بیضی AMS برای مناطق نمونه‌برداری در سری‌های دزو و داهو.

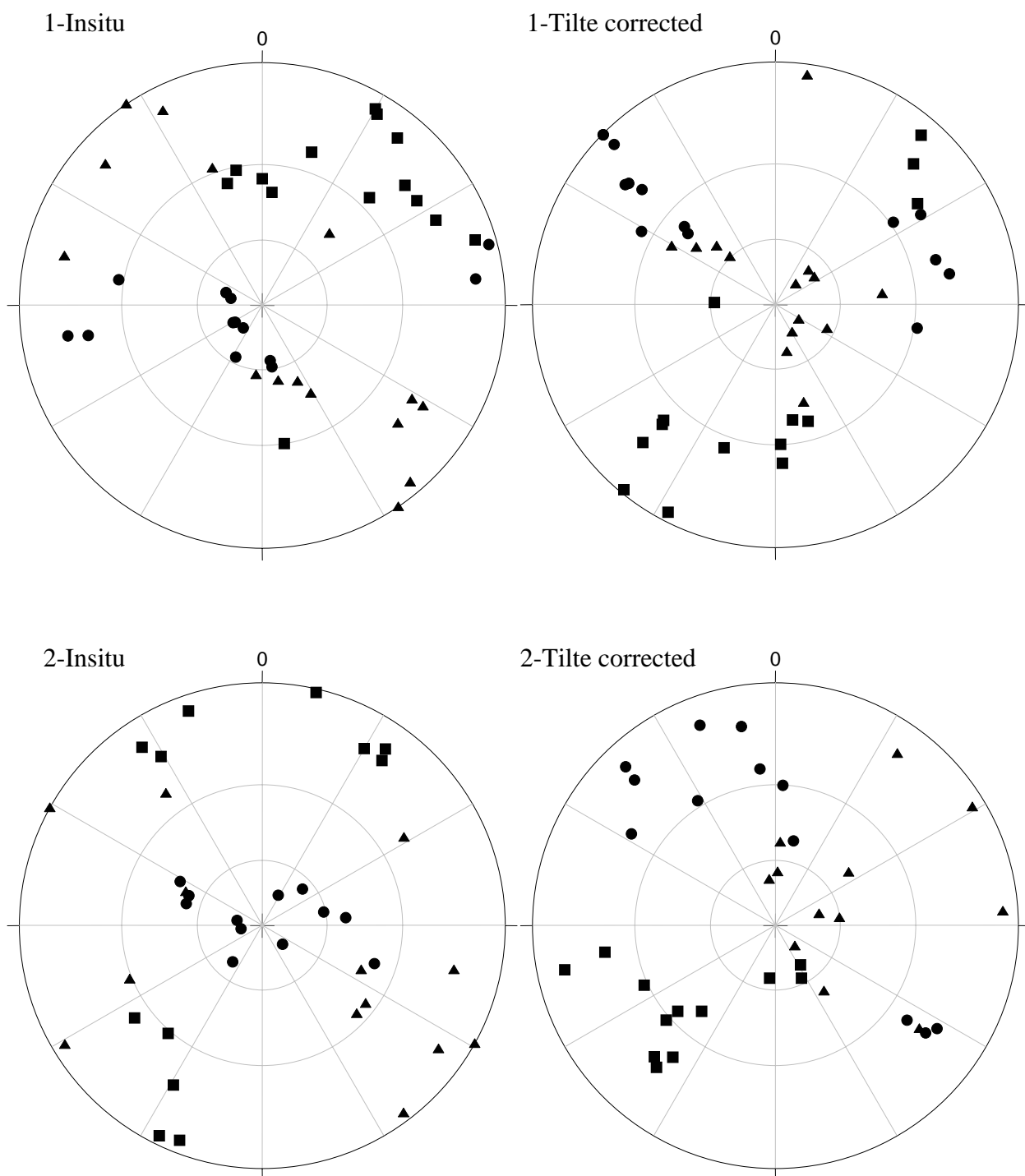
Site no.	Rock type/ Formation	L	F	P	'P	T
1	Red Sandstones/ Dezou	1.004	1.011	1.014	1.015	0.446
2-A	Red Sandstones/ Dezou	1.005	1.004	1.009	1.009	-0.167
2-B	Red Sandstones/ Dezou	1.006	1.009	1.015	1.015	0.248
3	Dolomite Breccias/ Dezou	1.076	1.103	1.189	1.193	-0.023
4-A	Sandstone, dyke contact/ Dezou	1.011	1.014	1.025	1.026	0.174
4-B	Sandstone, dyke contact/ Dezou	1.029	1.012	1.041	1.042	-0.432
5	Dolomite above contact/ Dezou	1.033	1.036	1.071	1.074	0.034
6	Red Sandstones/ Dezou	1.009	1.011	1.020	1.020	0.060
7	Red Shale/ Dezou	1.004	1.011	1.015	1.016	0.406
8-A	Red Sandstones/ Dahou	1.005	1.012	1.017	1.018	0.245
8-B	Red Sandstones/ Dahou	1.002	1.009	1.012	1.013	0.484
8-C	Red Sandstones/ Dahou	1.006	1.004	1.010	1.010	-0.171
8-D	Red Sandstones/ Dahou	1.004	1.013	1.017	1.018	0.437
8-E	Red Sandstones/ Dahou	1.005	1.003	1.008	1.008	-0.228
8-F	Red Sandstones/ Dahou	1.007	1.022	1.029	1.031	0.366

سایت ۱، دارای یک بافت تکتونیکی متوسط همراه با از بین رفتن بافت شلغمی رسوبی (LMF, Loss of Magnetic Foliation) و یک بافت تکتونیکی خطی (Tectonic Magnetic Lineation, TML) است. بافت TML که با جمع‌شدگی محورهای بیشینه ناهمسانگردی همراه است، جهت وارد شدن نیروهای تکتونیکی را توصیف می‌کند (در بعضی مقالات این جهت به‌منزله جهت کوتاه‌شدگی موازی لایه (LPS, Layer Parallel Shortening) معرفی می‌شود، (آبورگ و همکاران، ۲۰۰۴). با استفاده از این تفسیر، از سایت ۱ جهت نیروهای تکتونیکی را می‌توان N 50 W برآورد کرد. سایت ۴ دارای بافت شلغمی تکتونیکی (TMF, Tectonic Magnetic Foliation)، سایت ۶ بافت‌های LMF و TMF و سایت ۸ دارای بافت‌های TML و TMF هستند. در هر سه نوع بافت TMF، LMF و TML، محور بیشینه AMS با تقریب خوبی در امتداد محور چین‌خوردگی است. جدول ۳ میانگین جهت‌ها و نوع AMS را برای سایت‌ها در سری‌های دزو و داهو خلاصه می‌کند. اندازه‌گیری‌های AMS را دستگاه کپبریج (KLY3, Kappabridge) در گروه جغرافیای دانشگاه لیورپول به انجام رسانده است.

جهت‌های محورهای X1، X2، X3 جهت‌گیری بیضی AMS را تعریف می‌کنند. آمار مخصوصی برای تعریف میانگین یک دسته از جهت‌های محورهای خودپذیری مغناطیسی لازم است، زیرا استفاده از آمار غیرکروی برای یک سری بردارهای واحد تصویرشده بر سطح یک کره، همان‌گونه که در پالئومغناطیس معمول است، مناسب نیست. جلینک (۱۹۷۸) روشی را براساس میانگین اجزای تانسور خودپذیری نرمال شده برای N نمونه عرضه کرد. شکل ۸، استریوپلات‌های AMS تولید شده با نرم‌افزار استریونت را نشان می‌دهد. در این شکل جهت‌های AMS (درجا و چرخیده) برای سایت‌های ۸ - ۱، از پایین‌ترین لایه سری دزو تا بالاترین لایه سری داهو نشان داده شده است. به‌طور کلی سه نوع جهت‌گیری نسبی برای محورهای اصلی بیشینه، کمینه و متوسط در طول این سه سری مشاهده می‌شود. این جهت‌گیری‌ها منطبق بر تقسیم‌بندی‌های معرفی شده برای بافت‌های ناهمسانگردی تکتونیکی در منطقه زاگرس و مکران (اسمیت و همکاران، ۲۰۰۳؛ کیسل و همکاران، ۱۹۸۶؛ آبورگ و رایبیز، ۲۰۰۷ و بختیاری و همکاران، ۱۹۹۸) و دیگر مناطق مشابه (رایبیز و همکاران، ۲۰۰۷) هستند.

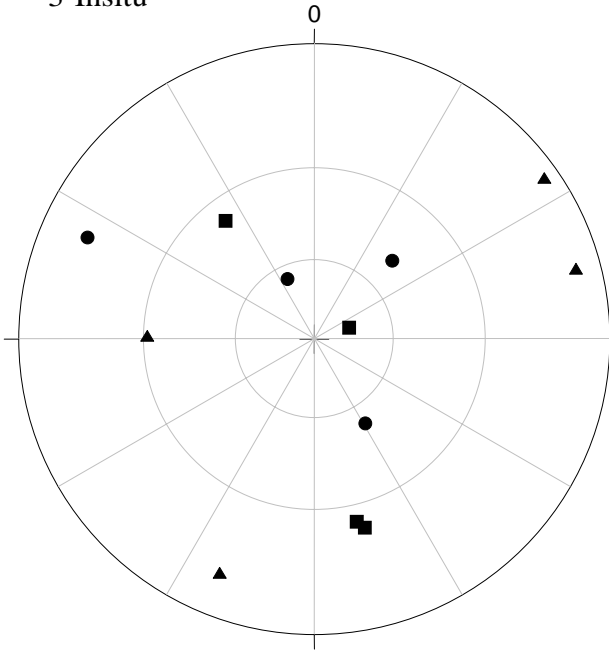
جدول ۳. خلاصه جهت‌های AMS برای مناطق نمونه‌برداری در سری‌های دزو و داهو.

Site number	Rock type / Formation	Type of AMS	Tectonic Force Direction
1, Lower layers	Red Sandstones/ Dezou	TML, LMF	N 50 W
2	Red Sandstones/ Dezou	LMF	N 30 W
3	Dolomite Breccias/ Dezou	-----	SCATTERED
4	Sandstone, dyke contact/Dezou	TMF	N 20 W
5	Dolomite above contact/ Dezou	-----	SCATTERED
6	Red Sandstones/ Dezou	TMF, LMF	N 75 W
7	Red Shale/ Dezou	LMF	N 30 W
8, upper layers	Red Sandstones/ Dahou	TML, TMF	N 40 W / N 70 W
LMF: Loss of Magnetic Foliation, TML: Tectonic Magnetic Lineation, TMF: Tectonic Magnetic Foliation			

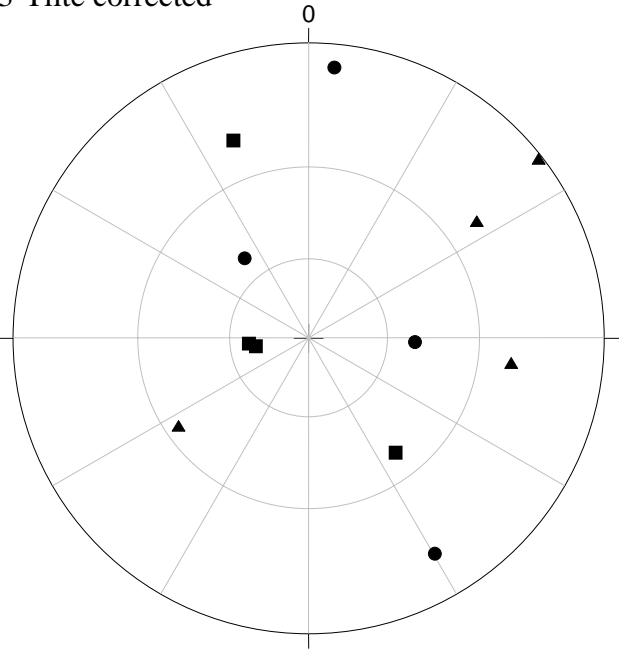


شکل ۸ جهت‌های AMS برای سری‌های دزو و داهو. در این شکل جهت‌های X1، X2، X3 در استریونوت رسم شده‌اند. استریونوت‌های سمت چپ اطلاعات به‌صورت درجا و استریونوت‌های سمت راست تصحیح‌شده شیب هستند.

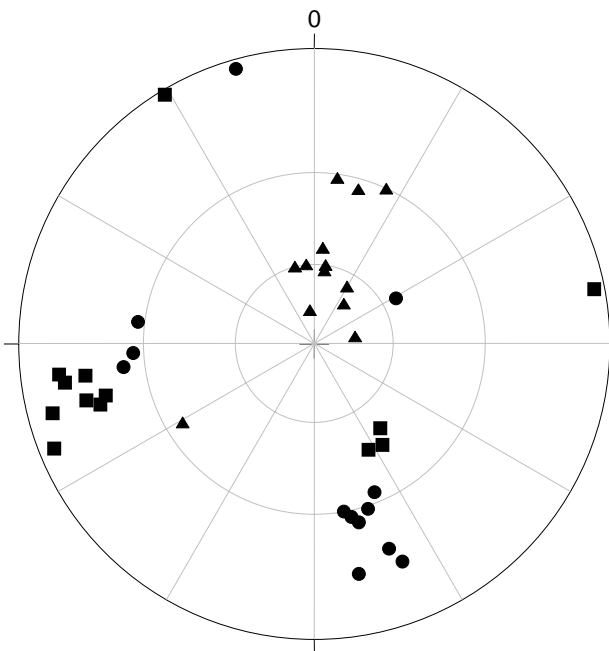
3-Insitu



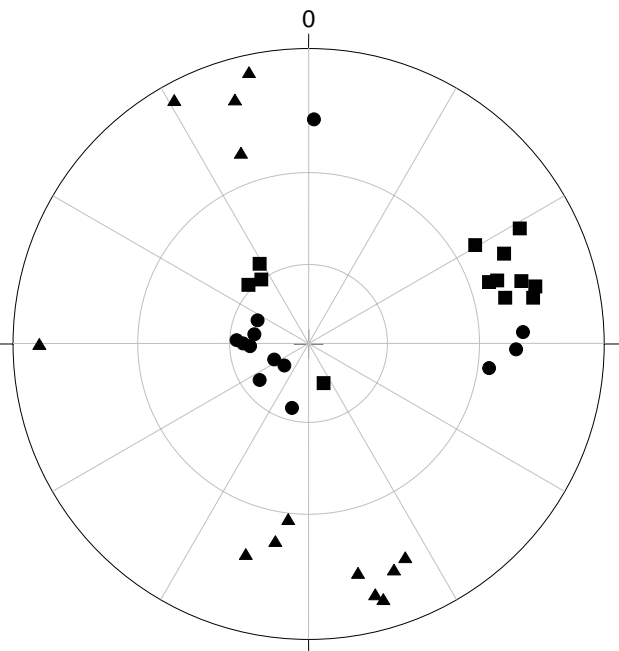
3-Tilte corrected



4-Insitu

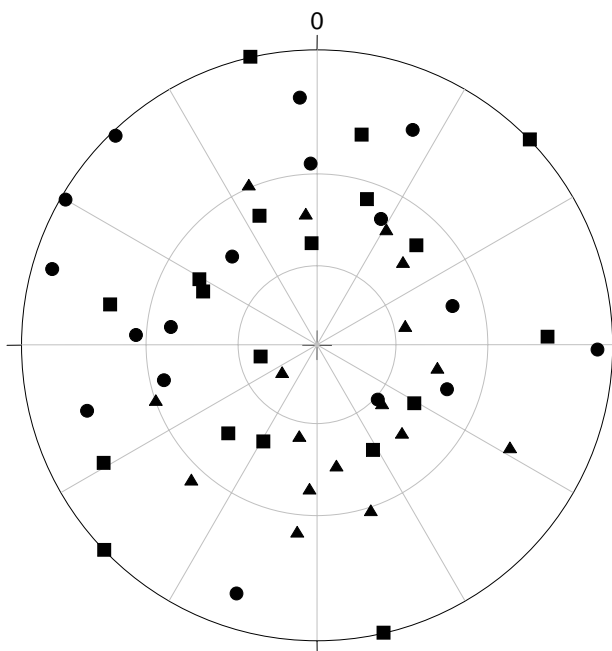


4-Tilte corrected

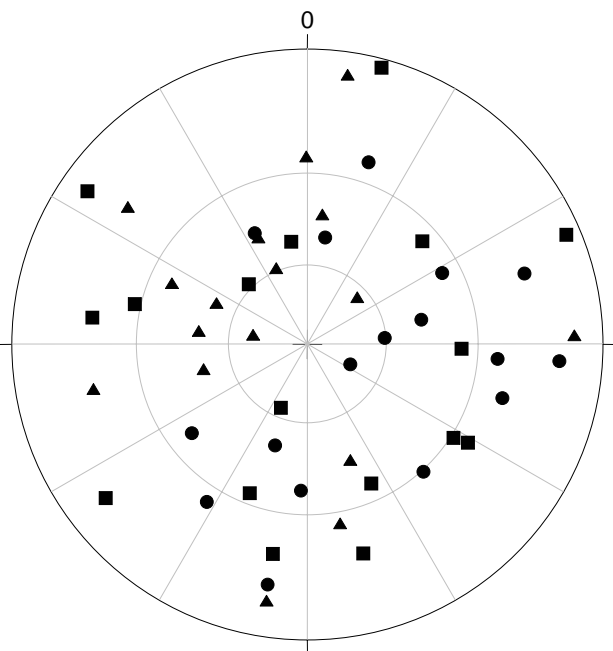


ادامه شکل ۸

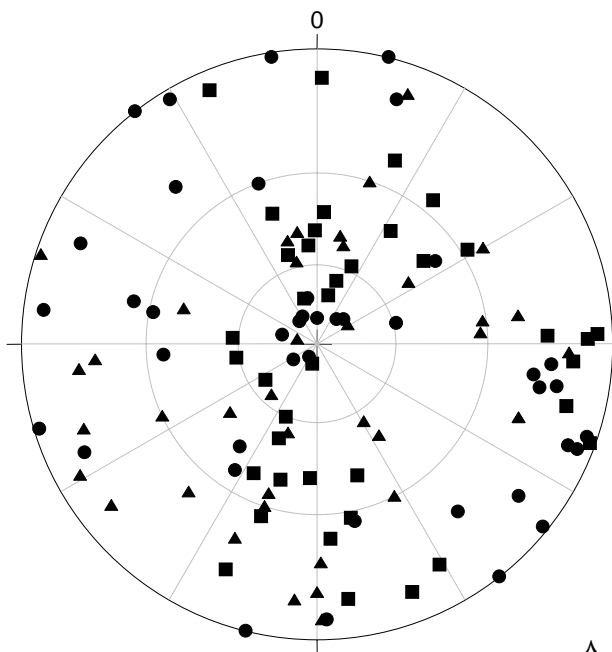
5-Insitu



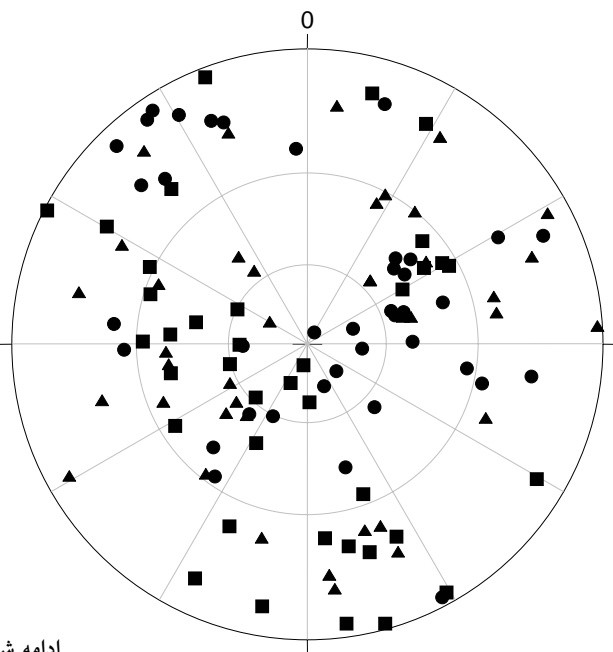
5-Tilte corrected



6-Insitu

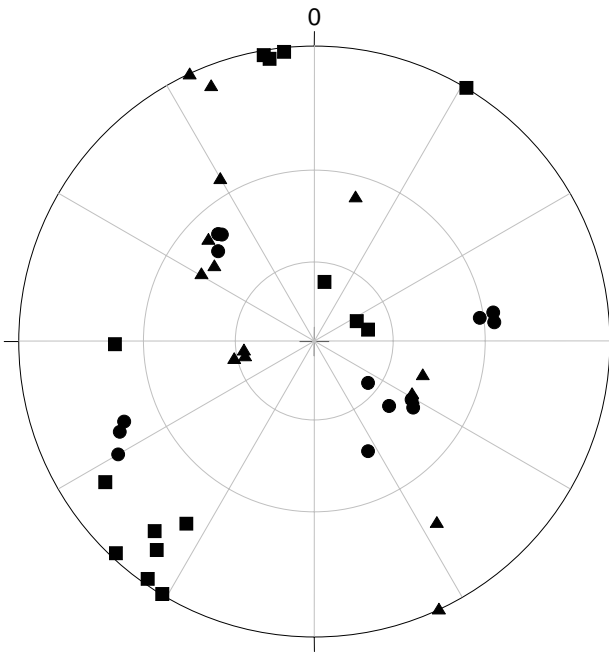


6-Tilte corrected

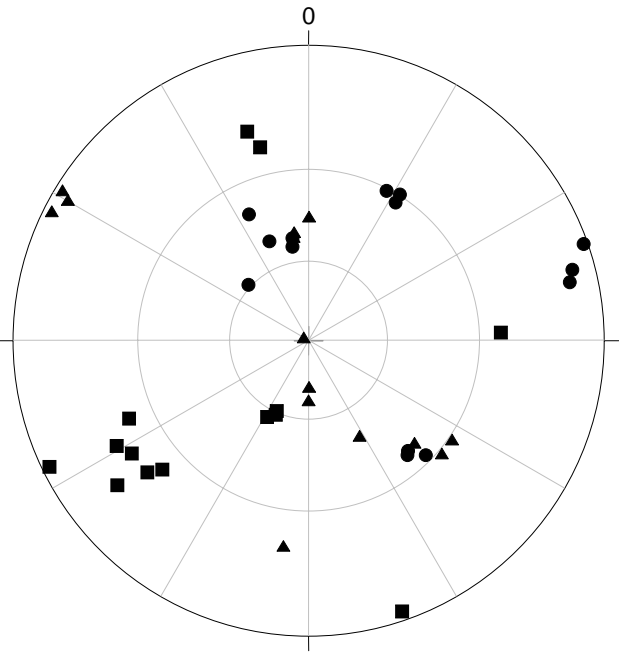


ادامه شکل ۸

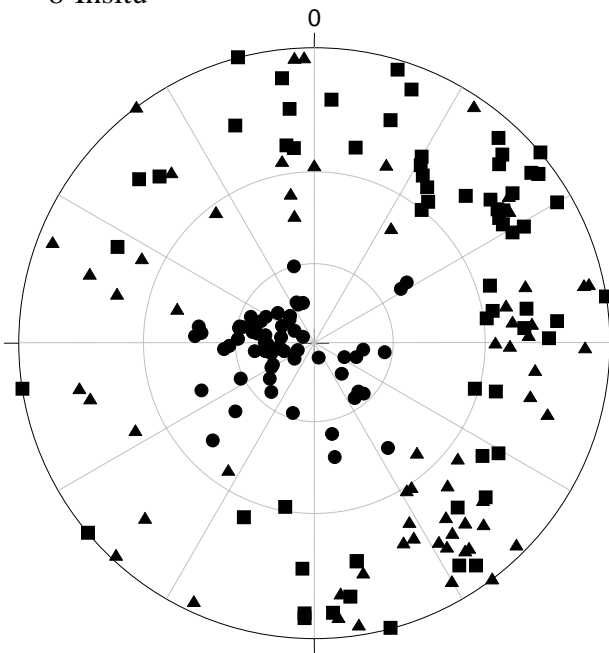
7-Insitu



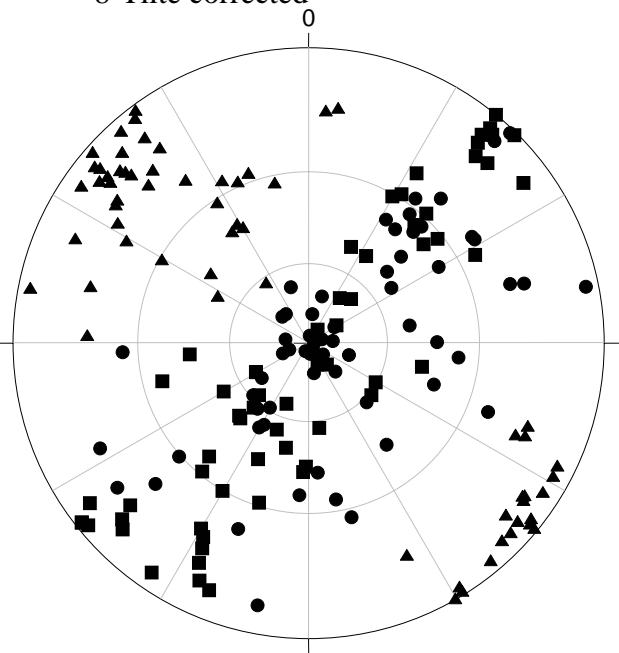
7-Tilte corrected



8-Insitu



8-Tilte corrected



ادامه شکل ۸

۹ بحث و نتیجه گیری

اگرچه نتایج تحقیقات مغناطیسی سنگ‌ها نشانگر حضور غالب هماتیت (اسپکولاریت) است اما این تحقیقات همان گونه که در زیر آمده است حضور مگنتیت را نیز در نمونه‌ها تأیید می‌کنند.

سایت نمونه برداری شماره ۱ که نمونه‌های آن از ماسه سنگ سرخ برداشته شده‌اند حاوی کانی‌های پارامغناطیسی و رنگ‌دانه‌های هماتیت با دمای کوری 680°C و میدان اشباعی 2000 mT هستند. کوهرسیویتی (coercivity) پایین 50 mT سائز کوچک ذرات را نشان می‌دهد.

سایت نمونه برداری شماره ۲ که نمونه‌های آن از ماسه سنگ سرخ برداشته شده‌اند، حاوی مقدار زیادی کانی پارامغناطیسی و رنگ‌دانه‌های هماتیت، با اندازه دانه ریزتر (در مقایسه با سایت شماره ۱) با دمای کوری 680°C و میدان اشباعی 3000 mT را نشان می‌دهد. مقدار کمتر کوهرسیویتی نسبت به سایت ۱، کوچک‌تر بودن ذرات را نشان می‌دهد.

سایت نمونه برداری شماره ۳ که نمونه‌های آن از برشهای دولومیت برداشت شده‌اند، نتایج بسیار پراکنده‌ای از IRM، هیستریسیس و منحنی‌های کوری را نشان می‌دهند. و نمای کلی، فراوانی یک کانی دیامگنتیک را پیشنهاد می‌کند.

منطقه نمونه برداری شماره ۴ شامل ماسه سنگ سرخ در محل تماس آن با دایک است که کانی مگنتیت را به صورت فرا نشست (overprint) نشان می‌دهد و این با توجه به دمای کوری 580°C به دست آمده، مشهود است. میدان اشباعی بسیار پایین در هیستریسیس و منحنی IRM این موضوع را تأیید می‌کنند.

سایت نمونه برداری شماره ۵ که نمونه‌های آن از لایه دولومیتی بالای دایک است، مگنتیت فرا نشست را همراه با محتوای گسترده تری از کانی‌های دیامگنتیکی نشان

می‌دهد.

سایت‌های نمونه برداری شماره‌های ۶ و ۷ که به ترتیب نمونه‌های آن از ماسه سنگ سرخ و شیل سرخ است، رفتار مغناطیسی مشابهی با رفتار محتوای کانی پارامغناطیسی و هماتیت رنگ‌دانه و اسپکولاریت با میدان اشباعی زیاد 3000 mT و میدان معکوس 500 mT را نشان می‌دهند.

تحقیقات مغناطیس سنگ‌ها در سایت ۸ وجود کانی‌های هماتیت و مگنتیت را در کنار هم به خوبی نشان می‌دهد. با توجه به جدول ۱ و شکل ۶ دمای‌های کوری به دست آمده، نشان دهنده هماتیت و مگنتیت هستند. منحنی‌های هیستریسیس و واسپ- ویستد (-Wasp wasted) وجود مگنتیت و هماهنگیت را با هم تأیید می‌کنند.

رسوبات سرخ معمولاً خواص مغناطیسی پایداری را نشان می‌دهند. وجود هماتیت در این نمونه‌ها که از نتایج مغناطیسی سنگ آشکار است نیز پایداری خواص مغناطیسی را تأیید می‌کند و بنابراین می‌توانیم به نتایج تحلیلی جهت‌های AMS اطمینان داشته باشیم.

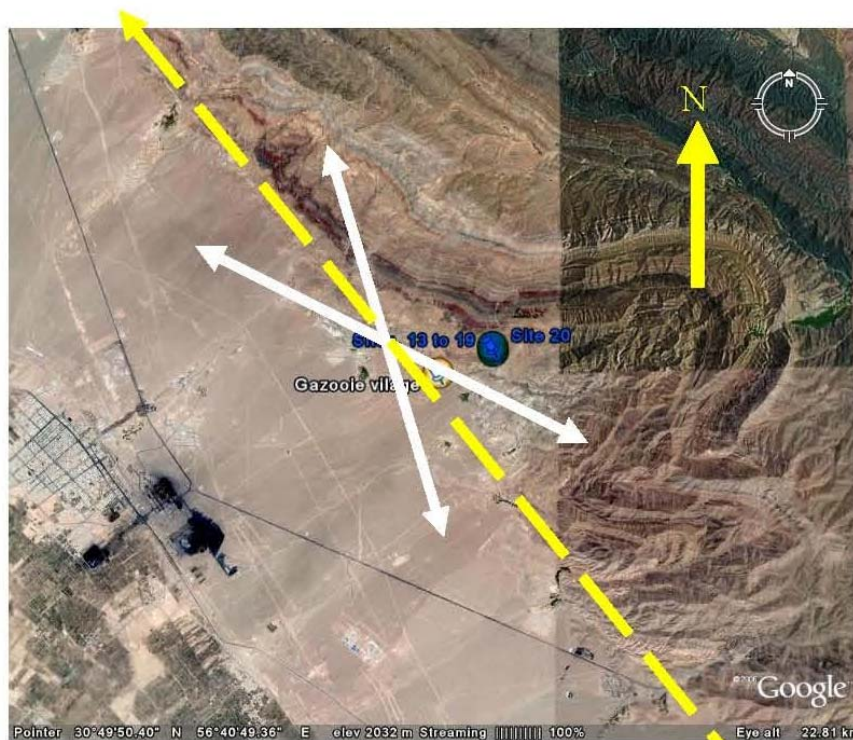
هنگامی که جهت محورهای اصلی خودپذیری در گروه رسوبات دزو و داهو به خاطر چین خوردگی لایه‌ها (استرایک لایه E ۶۵ N، شیب $75^{\circ} - 70^{\circ}$) تصحیح می‌شوند (شکل ۸)، توزیع جهت‌های محور X1 در امتداد محور چین باقی می‌ماند ولی جهت‌های محورهای X2، X3 روی صفحه‌ای قرار می‌گیرند که عمود بر محور چین است. بنابراین، بافت‌های AMS به دست آمده، مربوط به نیروهای تکتونیکی زمان تشکیل جین خوردگی هستند. چون این جهت‌ها در امتداد گسل کوهبنان است و محل نمونه برداری در ضلع شمالی گسل (در گستره گسل داهویی) قرار دارد، لذا با توجه به اینکه توزیع جهت نیروهای تکتونیکی، از لایه‌های پایینی (سری دزو) به

- Aubourg C. and Robins, P., 2007, Composite ferromagnetic fabrics (magnetite, greigite) measured by AMS and partial AARM in weakly strained sandstones from western Makran, Iran. *Geophys. J. Int.* **151**, 729 – 737.
- Aubourg, C., Smith, B., Bakhtari, H., Guya, N., Eshrag, A. I., Lallemand, S., Molinaro, M., Braud, X. and Delaunay, S., 2004, Post-Miocene shortening picture by magnetic fabric across the Zagros – Makran syntaxis (Iran). In: Susman, A.J., Weil, A.B. (Eds.), *Orogenic curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural analyses*. Geological Society of America Special Paper, **383**, 17 – 40. Boulder, Colorado.
- Bakhtari, H.R., Lamotte, D.F., Aubourg, C. and Hassanzadeh, J., 1998, Magnetic fabric of Tertiary sandstones from the Arc of Fars (Eastern Zagros). *Tectonophysics* **284**, 299 – 316.
- Collinson D.W., 1974, The role of pigment and specularite in the remanent magnetism of red sandstones. *Geophys J. R. Astron. Soc.*, **38**, 253-264.

بالاترین لایه‌ها (سری داهو) بین $N 20^{\circ} W$ تا $N 75^{\circ} W$ تغییر می‌کند، می‌توان نتیجه گرفت که با یک سازوکار نسبتاً پیچیده، احتمالاً دو سامانه فشاری، یکی مربوط به گسل کوهبنان و دیگری مربوط به گسل داهویه و گسل‌های موازی آن، با راستای برآیند تقریبی $N 50^{\circ} W$ که حدوداً عمود بر محور چین‌خوردگی ($N 65^{\circ} E$) است، در این منطقه فعال است. در یک نگاه کلی (شکل ۹)، جهت نیروی تکتونیکی به دست آمده، در امتداد موازی با گسل کوهبنان است که با راست گرد بودن این گسل نیز مطابقت دارد.

منابع

جوان‌دولویی، غ و زارع، م.، ۱۳۸۳ گزارش لرزه خیزی گسل کوهبنان و داهویه، پژوهشگاه زلزله شناسی، <http://www.iiees.ac.ir/>



۱ امتداد گسل کوهبنان

شکل ۹. جهت نیروی‌های تکتونیکی نسبت به امتداد گسل کوهبنان. عکس از صفحه Google Earth تهیه شده است.

- Robin, P., Grelaud, S. and Lamotte F., 2007, Pre-folding magnetic fabrics in fold-and-thrust belts: Why the apparent internal deformation of the sedimentary rocks from the Minervois basin (NE – Pyrenees, France) is so high compared to the Potwar basin (SW – Himalaya, Pakistan)?, *Sediment. Geol.* **196**, 181 – 200.
- Setudehnia, A., 1975. The Palaeozoic sequence of Zardkuh and Kuh-e-Dinar. The Iranian Petroleum Institute, Bulletin no. 60, 16–33.
- Smith, S., Aubourg, A., Guezou, G., Nazari, N., Braud, B., and Guya, G., 2003, Paleomagnetic investigation of a sigmaoidal fold in the Zagros-Makran syntaxis (Southern Iran) and kinematic implication.
- Tarling D.H. and Hrouda F., 1993, The magnetic anisotropy of rocks, Chapman & Hall, PP, 217. London.
- Tarling D.H., 1983, Palaeomagnetism; Principles and Applications in Geology, Geophysics and Archaeology, Chapman & Hall, 369. NewYork.
- Turner P., 1979a, Diagenetic origin of Cambrian marine red beds: Caerfai bay shales, Dyfed, Wales, *Sediment Geol.* **24**, 269-281.
- Turner P., 1979b, The palaeomagnetic evolution of continental red beds, *Geol. Mag.*, **116**(4), 289-301.
- Turner P., 1980, Continental red beds; Developments in sedimentology, Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 29, 562.
- Davoodzadeh M. and Schmidt K., 1984, A review of the Mesozoic paleogeography and paleotectonic evolution of Iran., *Neues Jhrb. Geol. Palaont. Abh.*, 168, 182 – 207.
- Dearing J.A., Dann R.J.L., Hay K., Lees J.A., Loveland P.J. and Maher O'Grady K. B.A., 1996, *Geophys. J. Int.*, **124**, 228-240.
- Dunlop D.J., 1972, Magnetic Mineralogy of Unheated and Heated Red Sediments by Coercivity Spectrum Analysis, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **27**, 37-55.
- Elmore R.D., London D., Bagley D. and Gao G., 1993, Remagnetisation by basinal fluids: testing the hypothesis in the Viola Limestone, southern Oklahoma, *J. Geophys. Res.*, **98**, 6237-6254.
- Elmore R.D., Parnell J., Engel M., Woods S., Abraham M. and Davidson M., 2000, Paleomagnetic dating of fluid-flow events in dolomitized Caledonian basement rocks, Central Scotland, *J. Geochem. Explor.*, **69**, 369-372.
- Forster, H. 1974, Magmentypen und erzlagestätten im Iran. *Geologische Rundschau*, 63(1), pp. 276-292.-- 1976. Continental drift in Iran in relation to the Afar structures. In Afar between continental and oceanic rifting (V.II). dited by A. Pilger and A. Rosier. E. Schweizer- batsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 182-190. Germany.
- Hrouda F., 1982, Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics, *Geophys. Surv.* **5**, 37-82.
- Jelinek V., 1978, Statistical processing of magnetic susceptibility measured in groups of specimens, *Stud. Geophys et Geodaet*, **22**, 50-62.
- Jelinek V., 1981, Characterisation of the magnetic fabric of rocks, *Tectonophysics*, **79**, 63-67.
- Kissel, C., Barrier, E., Laj, C. and Lee, T.Q., 1986, Magnetic fabric in 'undeformed' marin clays from compressional zone, *Tectonics* **5**, 769 – 781.
- McCabe C. and Elmore R.D., 1989, The occurrence and origin of Late Palaeozoic remagnetisation in the sedimentary rocks of North America, *Rev. Geophys.*, **27**(4), 471-494.
- Roberts A.P., Cui Y. and Verosub K.L., 1995, Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems, *J. Geophys. Res.*, **100**, 17909-17924.