

# ساز و کار جایگیری توده گرانیتویدی زاهدان در پرتوروش AMS

نوشته: محمود صادقیان\* و محمدولی ولی زاده\*\*

\*دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران \*\*پردیس علوم، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

## Emplacement Mechanism of Zahedan Granitoidic Pluton with the Aid of AMS Method

By: M. Sadeghian\* & M. V. Valizadeh\*\*

\*Faculty of Sciences, Shahroud University of Technology, Shahroud, Iran

\*\* Department of Geology, University College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

تاریخ دریافت: ۱۳۸۳/۰۹/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۶/۰۱/۲۱

### چکیده

توده گرانیتویدی زاهدان (با وسعت  $750 \text{ km}^2$ ) با روند کلی NW-SE در بخش میانی نوار گرانیتویدی زاهدان - سراوان واقع است. این توده، سنگهایی با ترکیب گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت را در بر دارد و همچنین توسط تعداد زیادی دایک با ترکیب آندزیتی - داسیتی قطع شده است. سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای با سن ائوسن میانی، توسط این توده قطع شده‌اند. در این تحقیق، ساز و کار جایگزینی بخش شمالی توده زاهدان در پرتوروش ناهمسانگردی خودپذیری مغناطیسی (AMS) مورد مطالعه قرار گرفته است. نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که گرانیت‌های توده زاهدان از نوع پارامغناطیسی (با خودپذیری مغناطیسی کمتر از  $500 \mu\text{SI}$ ) هستند در حالی که گرانودیوریتها و دیوریتها از نوع فرو مغناطیسی (با خودپذیری مغناطیسی بیش از  $500 \mu\text{SI}$ ) هستند. خطوار گیها و برگوار گیهای مغناطیسی این توده نفوذی، کم شیب کم و نزدیک به افقی است. سنگهای دیوریتی که محدوده کم وسعتی را به خود اختصاص می‌دهند، دارای خطوار گیها و برگوار گیهای مغناطیسی با شیب زیاد و نزدیک به قائم هستند، از این رو به عنوان زون تغذیه کننده یا محل صعود ماگمای تغذیه کننده این بخش از توده گرانیتویدی زاهدان در نظر گرفته شده‌اند. خطوار گیها و برگوار گیهای مغناطیسی بسیار کم شیب، گویای آن است که توده گرانیتویدی زاهدان به صورت یک سیل جایگزین شده است. عملکرد یک حرکت برشی کم شیب در به وجود آمدن فضای مناسب برای جایگزینی این توده گرانیتویدی نقش بسزایی داشته است.

**کلید واژه‌ها:** ساز و کار جایگیری، توده گرانیتویدی، زاهدان، ناهمسانگردی خودپذیری مغناطیسی، خطوار گیها و برگوار گیهای مغناطیسی، زون تغذیه کننده.

### Abstract

Zahedan granitoidic pluton ( $750 \text{ km}^2$ ) with general NW-SE elongation is located in the middle part of the Zahedan-Saravan granitoidic belt. It includes granites, granodiorites and diorites and it is also cut by numerous of andesitic to dacitic dikes. The regional metamorphic rocks of the area, with the age of Eocene, have been intruded by this pluton. In this research, emplacement mechanism of the northern part of Zahedan pluton has been studied with the aid of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) method. The results show that granitic rocks of the Zahedan pluton belong to paramagnetic granites ( $500 \mu\text{SI}$ ) while diorites and granodiorites belong to ferromagnetic granites ( $500 \mu\text{SI}$ ). The magnetic lineations and foliations of the pluton mainly have low dip or sub-horizontal. In contrast, dioritic rocks which cover a small area, have magnetic lineations and foliations with high dip (sub-vertical). Therefore, dioritic rocks are considered as the feeder zone or the ascent location of the magma for this part of the Zahedan granitoidic pluton. Very low dip magnetic lineations and foliations suggest that Zahedan granitoidic pluton has been emplaced as sill. The activity of a very low dip simple shear movement has an important role in preparing a suitable space for emplacement of this granitoidic pluton.

**Keywords:** Emplacement mechanism, Granitoidic pluton, Zahedan, Anisotropy of Magnetic Susceptibility, Magnetic lineations and foliations, Feeder zone.

تعدادی به طور گسترده مطالعه شده‌اند، ولی به دلیل مشکلات مذکور، تنها تعداد معدودی از آنها از لحاظ ساختار داخلی و ساختهای میکروسکوپی مطالعه شده‌اند (Bouchez, 1997). روش جدید یعنی روش ناهمسانگردی خودپرداز مغناطیسی (AMS) روش تعیین فابریکهای مغناطیسی است که مطالعات صورت گرفته در این مقاله بر مبنای آن استوار است. با بهره‌گیری از نتایج اندازه‌گیری خود پذیری مغناطیسی نمونه‌ها و محاسبه پارامترهایی که در بخشهای آتی به آنها اشاره خواهد شد، می‌توان به اطلاعات ارزشمندی در مورد ساز و کار جایگزینی توده‌های نفوذی دسترسی یافت.

## ۲- زمین‌شناسی توده گرانیتویدی زاهدان

توده گرانیتویدی زاهدان، با وسعت ۷۵۰ کیلومتر مربع و سن میانگین ۳۲ میلیون سال (Camp and Griffis, 1982) در جنوب و جنوب‌خاور شهر زاهدان مرکز استان سیستان و بلوچستان واقع شده است و بخشی از نوار گرانیتویدی زاهدان - سراوان است. این توده، تنوعی از سنگهای گرانیتی، گرانودیوریتی، دیوریتی - کوارتز دیوریتی و آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک را شامل می‌شود و همراه با سنگهای میزبان خود توسط تعداد زیادی دایکهای آندزیتی - داسیتی قطع شده است (شکل ۱). جوان‌ترین واحد سنگی موجود در منطقه تراورتهایی با سن پلیستوسن هستند. تراورتهای ستبرای کم و پراکندگی زیادی دارند و در برخی نقاط، مستقیماً بر روی گرانودیوریتها قرار می‌گیرند.

سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای میزبان توده گرانیتویدی زاهدان درجه دگرگونی پایین تا متوسط داشته و طیفی از اسلیت، فیلیت، میکاشیست، گارنت میکاشیست، آهکهای تبلور دوباره یافته، ماسه‌سنگ دگرگون شده، سنگهای آتشفشانی حدواسط تا اسیدی دگرگون شده را در بر می‌گیرند. در سنگهای دارای درجه دگرگونی ضعیف و بسیار ضعیف میکروفسیلهای نشانگر سن ائوسن میانی یافت می‌شوند (Berberian, 1983؛ صادقیان، ۱۳۸۳). سنگهای میزبان در اثر تزریق توده گرانیتویدی زاهدان، دگرگونی همبری گسترده‌ای را متحمل شده‌اند و کانههای شاخص دگرگونی همبری مانند آندالوزیت، سیلیمانیت، کاردیریت، گارنت از نوع گروسولار و ولاستونیت در آنها تشکیل شده است.

توده گرانیتویدی زاهدان دارای تاریخچه تشکیل پیچیده‌ای است و طیف وسیعی از شواهد ذوب بخشی سنگهای دگرگونی میزبان، میگماتیت زایی، آمیختگی ماگمایی و متاسوماتیسم پتاسیم را نشان می‌دهد.

به‌منظور شناخت ساز و کار جایگیری توده‌های گرانیتویدی از یک دسته روشهای قدیمی یا سنتی (Mollier & Bouchez, 1982; Mollier, 1984; Allard & Benn, 1988; Launeau et al., 1990; Lamouroux, 1991; Panozzo - Heilbronner, 1992) و جدید (Bouchez, 1997; Olivier et al., 1997; ...) استفاده می‌شود.

اندازه‌گیری ساختهای ماکروسکوپی و میکروسکوپی همچون برگوارگی و خطوارگی گرانیتها را می‌توان مستقیماً در صحرا و یا به کمک نمونه‌های جهت‌دار در آزمایشگاه انجام داد (Bouchez, 1997). نقشه‌های ساختاری توده‌های گرانیتویدی به درک چگونگی جایگزینی ماگماهای سازنده آنها و دگرشکلی تحمیل شده بر آنها، کمک شایان توجهی می‌کند.

اندازه‌گیری فابریک ماگمایی، ابتدا توسط روشهای سنتی صورت گرفت. اندازه‌گیری فابریکهای ماگمایی به روش سنتی معمولاً بر پایه مشاهدات و اندازه‌گیریهای صحرایی عناصر ساختاری از جمله برگوارگی و خطوارگی ماگمایی استوار است. در مواردی که رخنمون خوبی از سنگها وجود نداشته باشد و یا فابریکهای ماگمایی ضعیف باشند، اندازه‌گیری عناصر ساختاری کاری دشوار و وقت‌گیر است و در ضمن ارتباط دادن نتایج اندازه‌گیریها، در نقاط متعدد دشوار است. اندازه‌گیریهای ساختاری کلاسیک یا سنتی به وسیله بررسی یا تخمین چشمی (Visual estimation)، میانگین جهت یافتگی شاخصهای منفرد و منحصر به فرد، مانند بلورهای بیوتیت یا فلدسپارها، صورت می‌گیرد، این امر بر روی مقاطع مختلف سنگهای رخنمون‌یافته انجام می‌شود. از آنجا که این روش وقت‌گیر است و گاهی نیز داده‌های نادرستی عرضه می‌کند، بنابراین، روشهای مزبور برای مطالعات ساختاری دقیق، مناسب نیستند، بویژه اگر بافت سنگ همگن باشد و یا اینکه شاخصهای کشیدگی مانند بلورهای فلدسپار پتاسیم وجود نداشته باشند. به همین خاطر ترجیح داده می‌شود در روی زمین نمونه جهت‌دار برداشت شده و به کمک روشهای آماری (شمارشی) در چندین برش یا مقطع نازک، عناصر ساختاری مورد نظر اندازه‌گیری شوند. این گونه روشها، مستلزم حمل مقدار زیادی سنگ به آزمایشگاه و در ضمن کاری سخت و وقت‌گیر است.

همچنین به کمک مقاطع میکروسکوپی جهت‌دار و استفاده از میز میکروسکوپ Universal-Stage می‌توان فابریکهای مورد نظر را در مقیاس میکروسکوپی و نمونه‌های کوچک به طور مفصل مطالعه کرد (Pons, 1970; Bouchez et al., 1981). این روش اندازه‌گیری دانه به دانه بسیار وقت‌گیر است و نمی‌توان به راحتی و به طور منظم، آن را در مورد کل توده نفوذی تعمیم داد. در نتیجه، به رغم اینکه توده‌های نفوذی گرانیتی

تفسیرهای بعدی قرار می‌گیرد.

بحث چگونگی عملکرد این گونه دستگاهها بسیار مفصل است ولی به طور خلاصه، اصل بر این است که: جسم دارای خاصیت مغناطیسی در یک سیم بیچ به چرخش در می‌آید و در واقع یک میدان مغناطیسی القایی با شدت مغناطیسی معین (H) بر آن اعمال می‌شود و بردارهای مغناطیسی ذرات یا اجسام دارای خاصیت مغناطیسی بستگی به شدت مغناطیسی القا شده بر آنها در یک راستا قرار می‌گیرند و در واقع به درجات مختلف مغناطیس شدگی (M) پیدا می‌کنند. شدت مغناطیسی (H) و مغناطیس شدگی (M) با یکدیگر متناسب هستند و به کمک یک ضریب به صورت معادله زیر با یکدیگر ارتباط پیدا می‌کنند:

$$M=K.H$$

$$K=M/H$$

K که نسبت بین M و H را تعریف می‌کند به عنوان ضریب خودپذیری مغناطیسی شناخته می‌شود و بر حسب  $\mu SI$  بیان می‌شود. اساس اندازه‌گیری فابریکهای مغناطیسی بر اندازه‌گیری ضریب خودپذیری مغناطیسی استوار است و با حرف K نشان داده می‌شود. اگر بردارهای مغناطیسی را در یک فضای بیضوی تجسم کنیم، می‌توانیم سه بردار  $K_{min}$ ،  $K_{max}$  و  $K_{int}$  را تعریف کنیم (به شکل ۵ نگاه کنید). برخی از پارامترهای به دست آمده توسط نرم‌افزار MacroASM پردازش می‌شوند و بر روی استریونت نشان داده می‌شوند که می‌توان در تفسیر از آنها استفاده کرد.

$K_{max}$  به عنوان خطوارگی مغناطیسی (magnetic lineation) شناخته می‌شود.  $K_{min}$  که بردار کمترین مقدار خودپذیری مغناطیسی را تعریف می‌کند، به عنوان قطب برگوارگی مغناطیسی (magnetic foliation) شناخته می‌شود. علاوه بر موارد ذکر شده، پارامتر شکل (T) و ناهمسانگردی کل (P%) نیز بر مبنای داده‌های مغناطیسی تعریف و محاسبه می‌شوند و در تعبیر و تفسیرها مورد استفاده قرار می‌گیرند.

#### ۴- نمونه برداری اندازه‌گیری و پردازش پارامترهای مغناطیسی

به منظور مطالعه فابریکهای مغناطیسی در منطقه‌ای به وسعت ۲۰۰ کیلومتر مربع در شمال و شمال باختر توده گرانیتوییدی زاهدان در ۱۹۰ ایستگاه مغزه‌گیری صورت گرفت، در بعضی نقاط، به علت همجواری واحدهای سنگ‌شناسی مختلف با یکدیگر (گرانیتی تا دیوریتی)، هر واحد به گونه مجزا مغزه‌گیری شده است (به شکل‌های ۲ و ۳ نگاه کنید). از تعدادی آنکلاوهای میکروگرانولار مافییک دیوریتی و کوارتز دیوریتی نیز برای بررسی فابریکهای مغناطیسی، به روش مغزه‌گیری نمونه‌برداری شد. در مجموع،

سنگهای گرانیتوییدی و در برخی نقاط، بخشی از سنگهای میزبان آنها، دگرسانی پروپیلیتی، آرژیلی و سیلیسی گسترده‌ای را متحمل شده‌اند. همراه فرایندهای دگرسانی، شواهدی از کانه‌زایی عناصر As, Sb, Au, Ag, Cu, Fe, Mn به صورت استینیت، اورپیمنت، مالاکت، طلا، گوتیت، پیرولوژیت و ... دیده می‌شود. گرانیتها دارای ایلمنیت هستند. گرانودیوریتها، دیوریتها و آنکلاوهای میکروگرانولار مافییک به‌طور گسترده مگنتیت دارند. توده گرانیتوییدی زاهدان از نوع گرانیتوییدهای کمان‌قاره‌ای و از نوع پیش از برخورد تا همزمان با برخورد است و همچنین جزو گرانیتوییدهای کوهزایی به شمار می‌آید. این توده گرانیتوییدی در سامانه‌ای شبیه سامانه گوشته گرم - پوسته سرد (Wyllie, 1984) به وجود آمده است. براساس داده‌های حاصل از تجزیه میکروپروب، آفیلوها و استفاده از معادله پیشنهادی (Schmidt, 1992)، ژرفای جایگیری توده گرانیتوییدی زاهدان حدود ۹ کیلومتری سطح زمین است. توده گرانیتوییدی زاهدان از نوع نیمه قلبایی، کلسیمی - قلبایی، متآلومین تا اندکی پرآلومین است و به گرانیتوییدهای نوع I تعلق دارد. گرانیتها به سری ایلمنیت و گرانودیوریتها به سری مگنتیت تعلق دارند.

#### ۳- روش‌شناسی

روش ناهمسانگردی خودپذیری مغناطیسی بر پایه فابریکهای مغناطیسی استوار است. نمونه‌هایی که در این روش آزمایش می‌شوند، قطعاتی از مغزه‌هایی هستند که به وسیله یک ماشین مغزه‌گیری کوچک قابل حمل گرفته می‌شوند. در هر ایستگاه، از سنگهای گرانیتوییدی دست کم دو مغزه گرفته می‌شود. مغزه‌های تهیه‌شده به کارگاه سنگ‌بری منتقل و هر مغزه به قطعاتی با طول ۲۲ میلی‌متر برش داده می‌شود، معمولاً از هر مغزه بین ۲ تا ۴ قطعه به دست می‌آید که با شاخص ۱، ۲، ۳، ۴، و ... مشخص می‌شوند. پس از انجام این مراحل، کلیه قطعات باید با اسید کلریدریک یک دهم نرمال به مدت دو ساعت شستشو داده شوند. پس از تمیز کردن و خشک‌شدن، نمونه‌ها برای اندازه‌گیری خودپذیری مغناطیسی آماده هستند. خودپذیری مغناطیسی توسط روشهای متعدد و با استفاده از دستگاههای متعددی مانند KLY-2, KLY-3S, KLY-4S و .. اندازه‌گیری می‌شود.

خودپذیری مغناطیسی نمونه‌های مورد مطالعه در این تحقیق به کمک دستگاه کاپابریج KLY-3STM (شکل ۴) ساخت شرکت آجیکو (Agico) از جمهوری چک اندازه‌گیری شده است، این دستگاه قادر است خودپذیری مغناطیسی را تا حد  $10^{-8} SI$  اندازه‌گیری کند. مقادیر خودپذیری مغناطیسی و دیگر پارامترهای اندازه‌گیری شده توسط این دستگاه مبنای محاسبات و



در صورتی که مقادیر میانگین متعلق به هر ایستگاه بر روی نقشه توزیع ایستگاههای نمونه برداری منتقل شود، نقشه تغییرات مقادیر خودپذیری مغناطیسی به دست می آید. به منظور تسهیل در مطالعه، می توان منحنیهای هم میزان را در سه رده  $K < 400 \mu\text{SI}$ ،  $400 \mu\text{SI} \leq K \leq 4000 \mu\text{SI}$ ،  $K > 4000 \mu\text{SI}$  (شکل ۹). این امر نوعی منطبقه بندی در توده گرانیوتیویدی زاهدان را نشان می دهد، به گونه ای که از بیرون به درون توده نفوذی مقدار  $K$  افزایش می یابد. این امر به این نتیجه منجر شد که در همه بیوتیت گرانیتهای مقادیر  $K$  کمتر از  $400 \mu\text{SI}$  است (در واقع کمتر از  $250 \mu\text{SI}$ ؛ به شکل ۹ و جدول ۱ رجوع کنید). مقدار میانگین  $K$  برای بیوتیت گرانیتهای  $152 \mu\text{SI}$  است، مقدار  $K$  بیوتیت گرانیتهای بین  $84 \mu\text{SI}$  تا  $249 \mu\text{SI}$  متغیر است. از این رو همه بیوتیت گرانیتهای در رده گرانیتهای پارامغناطیسی یا گرانیتهای بدون مگنتیت جای می گیرند. افزون بر بیوتیت گرانیتهای، بخشی از گرانودیوریتها در شمال باختر و جنوب باختر ناحیه دارای مقدار  $K$  کمتر از  $400 \mu\text{SI}$  است. مقدار  $K$  میانگین برای این بخش  $244 \mu\text{SI}$  می باشد. بخشی از این گرانودیوریتها، اندکی دگرسان شده و بخشی دیگر در واقع فاقد مگنتیت هستند. همان طور که در نقشه  $K$  (شکل ۹) دیده می شود، رده  $400 \mu\text{SI} \leq K \leq 4000 \mu\text{SI}$  بخش عمده ناحیه مورد مطالعه را به خود اختصاص می دهد. بخش وسیعی از مرکز و شمال باختر ناحیه مورد نظر دارای  $K > 4000 \mu\text{SI}$  است. این دو رده بخش عمده گرانودیوریتها را شامل می شوند، این مقادیر با حضور مگنتیت در گرانودیوریتها در ارتباط است. این نتیجه گیریها توسط بررسیهای میکروسکوپی و تجزیه میکروپروب نیز تأیید شده است (صادقیان، ۱۳۸۳).

#### ۶-۲- ناهمسانگردی کل (P%)

پارامتر P% یا درصد ناهمسانگردی کل بر پایه مقادیر خودپذیری مغناطیسی محاسبه و به صورت زیر تعریف می شود:

$$(P\%) = (K_1 / K_3 - 1) * 100$$

$$K_1 = K_{\max}, K_2 = K_{\text{int}}, K_3 = K_{\min}$$

در واقع، این پارامتر نسبت بین بیشترین و کمترین مقدار خودپذیری مغناطیسی را بیان می کند و معرف شدت دگرشکلی است. مقادیر  $K_1$  و  $K_3$  با چگونگی توزیع کانیتهای پارامغناطیسی و فرو مغناطیسی و اندازه آنها در ارتباط است (Hargarves et al., 1991; Stephenson, 1994; Stephenson, 1994).

دگرشکلی ثانوی یا زمین ساختی می تواند آرایش یا چگونگی توزیع و اندازه دانه های مگنتیت را تحت تأثیر قرار دهد. در صورتی که کانیتهای به صورت

بیش از ۴۰۰ مغزه به طولهای ۵ تا ۱۰ سانتی متر گرفته شد که نقشه های توزیع آنها در شکل ۳ نشان داده شده است. این مغزه ها در کارگاه سنگبری دانشگاه پل ساباتیبه تولوز فرانسه به قطعاتی به طول ۲۲ میلی متر بریده شده و در مجموع بیش از ۱۱۵۰ قطعه مغزه تهیه شد. خودپذیری مغناطیسی و پارامترهای لازم برای تعیین فابریکهای مغناطیسی نمونه ها به وسیله دستگاه کاپابریج KLY-3S اندازه گیری شد. مقادیر میانگین و خلاصه شده نتایج این اندازه گیریها در جدول ۱ ارائه شده است. برای نمونه برخی از استریونتهای بر پایه این داده ها نیز در شکل ۶ ارائه شده است.

#### ۵- خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی

در صورتی که خطوارگیها و برگوارگیهای مغناطیسی مربوط به هر ایستگاه را با توجه به موقعیت جغرافیایی آن بر روی نقشه پیاده کنیم، نقشه های خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی به دست می آید که به ترتیب در شکل های ۷ و ۸ نشان داده شده اند. نگاهی اجمالی به نقشه خطوارگی مغناطیسی (شکل ۷) نشان می دهد که روند خطوارگیها در چندین منطقه به طور بارز با یکدیگر متفاوت هستند بویژه در بخش میانی نقشه و در یک راستای شمالی - جنوبی روند خطوارگیها کاملاً در خلاف جهت یکدیگر است. همچنین در قسمت جنوبی نقشه در جایی که دیوریتها و سنگهای همجواریشان رخمون دارند خطوارگیها از شیب بسیار بالایی برخوردار هستند. در قسمت بیوتیت گرانیتهای بخش عمده خطوارگیها دارای روند شمالی - جنوبی است. وضعیت مشابهی برای برگوارگیهای مغناطیسی در مناطق مشابه وجود دارد (به شکل ۸ نگاه کنید). با توجه به نقشه برگوارگی مغناطیسی بخش شمالی توده گرانیتهای زاهدان و استریونت نشان دهنده وضعیت کلی قطب برگوارگیهای مغناطیسی در قسمت پایین، سمت راست شکل ۸ در می یابیم که بیشتر قطب برگوارگیهای مغناطیسی دارای شیب بسیار کم و نزدیک به افقی هستند، به گونه ای که زون محوری آنها دارای مشخصات زیر است (۲۹۹°/۴۰). این امر ما را بر آن داشت تا محدوده مورد مطالعه را به پنج قلمرو تقسیم کنیم. از بین این پنج قلمرو، قلمرو ۴، خود به زیر قلمروهای ۴A و ۴B تقسیم شده است (شکل ۱۲). در این ارتباط با ویژگیهای این قلمروها و زیر قلمروها بعداً بیشتر بحث خواهد شد.

#### ۶- پارامترهای مغناطیسی

##### ۶-۱- خودپذیری مغناطیسی میانگین (K)

یکی از پارامترهای دیگری که در حین اندازه گیری پارامترهای فابریکهای مغناطیسی با آن برخورد می شود، مقدار خودپذیری مغناطیسی میانگین یا به طور کلی  $K$  است که از این رابطه  $K = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$  به دست می آید.

### ۷- فابریکها

فابریکها یکی از ویژگیهایی هستند که در کنار پارامترهای مغناطیسی می توانند در تحلیل نحوه جایگزینی ماگماها و یا رویدادهایی که بعداً بر آنها تحمیل شده، مورد استفاده قرار گیرند. انواع فابریکها عبارتند از:

۱- فابریک ماگمایی (magmatic fabric)،

۲- فابریک شبه ماگمایی (submagmatic fabric)،

۳- فابریک ساب سولیدوس حالت جامد دمای بالا (high-temperatur subsolidous fabric)،

۴- فابریک ساب سولیدوس حالت جامد دمای پایین (low-temperatur subsolidous fabric)،

برای دستیابی به توضیحات بیشتر در مورد این گونه فابریکها می توان به منابعی چون: (1987) Fernandez, (1986) Gapais & Barbarin,

(1989) Gapais, (1988) Blumenfeld & Bouchez, (1987) Hibbard,

(1989) Paterson et al., (1991) Lamouroux, (1989) Benn and Allard,

(1994) Miller and Paterson, (1992) Miller and Paterson,

(1996) Saint Blanquat & Tikoff, رجوع کرد. بر مبنای مطالعه مقاطع

نازک تهیه شده از نمونه های سنگی و بعضی از مغزه های گرفته شده، سنگهای

دیوریتی، گرانودیوریتی توده گرانیتوییدی زاهدان و دایکهای قطع کننده آن

به وضوح فابریک ماگمایی نشان می دهند و شواهد بارزی از دگرشکلی حالت

جامد آشکار در آنها مشاهده نمی شود (شکل ۱۲- الف، ب، ج و د). فابریکهای

شبه ماگمایی و ساب سولیدوس حالت جامد دمای بالا در مقاطع نازک سنگهای

گرانیتی توده گرانیتوییدی زاهدان به فراوانی مشاهده می شود. این سنگها در

حاشیه های توده گرانیتی زاهدان رخمون دارند (شکل ۱۲- ه و ز). فابریکهای

ساب سولیدوس حالت جامد دمای پایین در زونهای میلونیته توده گرانیتی

زاهدان مشاهده می شوند.

### ۸- پهنه بندی بخش شمالی توده گرانیتی زاهدان

با توجه به در نظر گرفتن امتداد و شیب خطوار گیها و بر گوار گیهای مغناطیسی و

همچنین ساختهای میکروسکوپی، بخش شمالی توده گرانیتوییدی زاهدان به ۵

قلمرو قابل تقسیم و مطالعه است (قلمرو ۴ خود به دو زیر قلمرو ۴A و ۴B تقسیم

شده است) (به شکل ۱۳ نگاه کنید).

### ۸-۱- قلمرو (۱)

این قلمرو با پوشش دادن ۲۴ ایستگاه، کل بیوتیت گرانیتهای حاشیه باختری

منطقه مورد مطالعه و بخشی از گرانودیوریتهای شمال باختر آن را در بر

می گیرد (شکل ۱۳). خطوار گیهای مغناطیسی در این قلمرو بیشتر دارای

روند شمال خاوری - جنوب باختری هستند و خطوارگی میانگین آنها دارای

منفرد مورد بررسی قرار گیرند، مقدار P% با مقدار و نحوه توزیع کاتیونهای

آهن موجود در شبکه آنها دارای ارتباط مستقیمی است. مقادیر P% برای

کلیه نمونه های بخش شمالی توده گرانیتی زاهدان محاسبه و در جدول ۱

ارائه شده است. بر پایه این مقادیر دامنه تغییرات ناهمسانگردی کل از ۰/۴۸ تا

۳۸/۳۷ درصد تغییر می کند. به منظور تهیه نقشه P% ، مقادیر ناهمسانگردی

مغناطیسی کل به سه رده  $(P\%) < 5$  ،  $5 \leq (P\%) \leq 15$  ،  $(P\%) > 15$  ،

رده بندی شده است:

نقشه منحنیهای میزان آنها نیز در شکل ۱۰ نشان داده شده است. بر اساس

این نقشه کمترین مقادیر P% بیشتر به بیوتیت گرانیتها و بخش شمال باختری

گرانودیوریتها معطوف می شود. این امر همچنین می تواند معرف آن باشد

که مقدار  $K_1$  یا  $K_3$  بیوتیت گرانیتها چندان زیاد و قابل توجه نیست. همچنین

نقشه P% نشان می دهد که بخش عمده توده مطالعه شده دارای بین ۵ تا ۱۵

درصد است و تنها بخش کمی از ناحیه دارای P بیش از ۱۵ درصد است.

بیشترین مقدار P ، ۳۸/۳۷ درصد است. در مناطق محدودی در بخش میانی،

P کمتر از ۵ درصد است.

### ۶-۳- پارامتر شکل (T)

پارامتر شکل (T) معرف شکل بیضوی مغناطیسی است و بر پایه بردارهای

خودپذیری مغناطیسی و با استفاده از رابطه زیر محاسبه می شود.

$$T = (2 \ln k_2 - \ln k_1 - \ln k_3) / (\ln k_1 - \ln k_3) \quad (\text{Jelinek, 1981})$$

این پارامتر بین ۱- تا ۱ تغییر می کند. وقتی پارامتر T کمتر از صفر یا به

عبارتی دارای مقادیر منفی باشد، بیضوی مغناطیس سیگاری یا دوکی شکل

است (prolate) و در صورتی که T بزرگ تر از صفر یا به عبارتی دارای

مقادیر مثبت باشد، بیضوی مغناطیس کلوچه ای یا صفحه ای شکل (oblate)

خواهد بود. با توجه به دامنه تغییرات T (جدول ۱)، این پارامتر به سه رده

$T < -0.2$  ،  $-0.2 \leq T \leq 0.2$  ،  $T > 0.2$  تقسیم بندی شده است.

با استفاده از روش رسم منحنیهای هم میزان، نقشه T برای بخش شمالی توده

زاهدان تهیه و در شکل ۱۱ ارائه شده است.

بر اساس این نقشه حاشیه باختری، حاشیه شمال خاوری و بخشهایی از قسمتهای

درونی توده دارای مقادیر  $T < -0.2$  هستند و بیضوی مغناطیس آنها سیگاری

شکل تر از نقاط دیگر است. لازم به ذکر است که حاشیه باختری توده بیشتر

بیوتیت گرانیتها را شامل می شود. قسمتهای درونی توده دارای مقادیر  $T > -0.2$

است و در نتیجه بیضوی مغناطیس بیشتر ایستگاهها دارای شکل صفحه ای - خطی

یا صفحه ای است. بررسی همزمان سه نقشه K ، (P%) و T نشان می دهد که

بیوتیت گرانیتها از هر لحاظ متفاوت از گرانودیوریتها هستند.



تشهایی شده است که به شکستگی و دگرشکلی بلورهای آن منجر شده است، سپس این مجموعه در حضور مذاب باقیمانده، در ترازهای بالاتر به سرعت سرد شده و مجموعه ریز دانه‌ای از آن متبلور شده است (صادقیان، ۱۳۸۳). بخش دیگری از قلمرو ۱، گرانودیوریت‌های شمال باختر توده گرانیوتیویدی مورد مطالعه را شامل می‌شود، این بخش همانند دیگر بخشهای گرانیوتیویدی ساخت ماگمایی نشان می‌دهد، منتهی تحت تأثیر تنشهای حاشیه همبری، دگرشکلی خفیفی را نشان می‌دهد.

همان‌طور که در شکل‌های ۹ و ۱۴ مشاهده می‌شود، اغلب نمونه‌های این قلمرو دارای خودپذیری مغناطیسی کمتر از  $500\mu\text{SI}$  هستند و صرفاً سه مورد از ایستگاه‌ها دارای خودپذیری مغناطیسی بیش از  $1000\mu\text{SI}$  هستند. خودپذیری مغناطیسی نمونه‌های کمتر از  $500\mu\text{SI}$  به طور میانگین  $146\mu\text{SI}$  است، برای سه مورد دیگر خودپذیری مغناطیسی میانگین  $3336\mu\text{SI}$  است. درصد ناهمسگردی نمونه‌های این قلمرو، اغلب کمتر از ۱۰ درصد است و حداکثر به حدود ۲۰ درصد می‌رسد.

مقدار T یا پارامتر شکل این گروه از  $0.73$  تا  $0.95$  متغیر است. از این گروه ۶۷ درصد به محدوده‌های خطی و صفحه‌ای - خطی تعلق دارند. ۲۳ درصد باقیمانده دارای بیضوی مغناطیسی صفحه‌ای یا کلوچه‌ای شکل هستند (به شکل ۱۴ نگاه کنید).

## قلمرو (۲)

این قلمرو ۳۲ ایستگاه حاشیه خاوری - شمال خاوری توده گرانیوتیویدی مورد مطالعه را پوشش می‌دهد. قلمرو ۲، تشابه زیادی با قلمرو ۱ دارد، بویژه آن که بخش خاوری آن را بیوتیت گرانیتهایی شامل می‌شود که با بیوتیت گرانیتهای حاشیه باختری توده گرانیوتیویدی مورد مطالعه بسیار شبیه هستند. این بیوتیت گرانیتهای تبلور دوباره گسترده‌ای را متحمل شده‌اند و بلورهای بیوتیت، ارتوکلاز و پلاژیو کلاز به بلورهای بسیار ریزتری تبدیل شده‌اند ولی بیوتیتهایی که در دیگر بلورها به صورت میانبار محبوس شده‌اند، سالم و از تبلور دوباره مصون مانده‌اند، لذا سالم‌تر و دانه درشت‌تر هستند.

در این قلمرو، ساختمانی مانند ساخت شطرنجی در کوارتز دیده می‌شود (شکل ۱۲- و). این ساختار نوعی خاموشی شطرنجی شکل است که معرف تحمیل تنش در دمای بالا بر بلورهای کوارتز است. همچنین در این قلمرو، حالت خوردگی خلیجی در حاشیه بلورهای کوارتز دیده می‌شود که نشانگر نوعی عدم تعادل در مذاب و تحلیل رفتن بلورهای کوارتز در مذاب می‌باشد. خطوارگیهای مغناطیسی در این قلمرو بیشتر روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری دارند و بهترین خطوارگی آنها دارای

مشخصات  $351^\circ/90$  است. این امر نشانگر آن است که شیب میانگین خطوارگیها بسیار کم و نزدیک به افقی است (شکل ۷). مختصات قطب صفحه‌ای که بهترین خط بر روی آن قرار می‌گیرد عبارت است از:  $(101^\circ/64^\circ)$  بر گوارگیهای این منطقه نیز بیشتر شمالی - جنوبی و دارای شیب کم (۱۶ درجه) به سمت خاور است (به شکل ۸ نگاه کنید). مختصات بهترین قطب بر گوارگیهای مغناطیسی این قلمرو و زون محوری آنها عبارتست از:

$(258^\circ/74^\circ)$ : بهترین قطب

$(163^\circ/2^\circ)$ : زون محوری

زون محوری بهترین خط یا محوری است که کانیهای دارای خاصیت پارامغناطیسی یا فرومغناطیسی حول آن چرخش انجام می‌دهند، به عبارت دیگر زون محوری، قطب صفحه‌ای است که بهترین قطب بر گوارگی بر روی آن قرار می‌گیرد.

ساختهای میکروسکوپی بیوتیت گرانیتهای قلمرو ۱ نشان می‌دهد که این دسته از گرانیتهای ساخت ماگمایی - کاتاکلاستی نشان می‌دهند. ویژگی این بافت آن است که درشت بلورهای پلاژیو کلاز، ارتوکلاز، بیوتیت و کوارتز در زمینه ریزدانه‌ای از همین کانیها قرار گرفته‌اند. بلورهای درشت خردشدگی نشان می‌دهند و اشکال زیگموبیدال، گرد شده، سینوسی و گاه بیضوی شکل به نمایش می‌گذارند، ولی فضای درون برخی از شکستگیها توسط رگه‌های کوارتز یا فلدسپار پر شده‌است.

این رگه‌های کوارتزی، گوه‌ای شکل هستند و در سمت حاشیه بلور به منطقه‌ای شبیه یک حوضچه کوارتزی متصل می‌شوند (شکل ۱۲- ۵). همچنین فضای بین بلورهای درشت را مجموعه ریزدانه‌ای از ارتوکلاز، پلاژیو کلاز، کوارتز و گهگاه بیوتیت پر کرده است. بافت میرمیکیتی در این مجموعه به وضوح و به فراوانی دیده می‌شود، که معرف تبلور آنها از یک مذاب باقیمانده در مراحل پایانی تبلور و در شرایطی نزدیک به کمینه سامانه گرانیتهای است (Bouchez et al., 1992).

به‌رغم آنکه گاه بیوتیتهای دیگر کانیهای بیوتیت گرانیتهای توده گرانیوتیویدی زاهدان تبلور دوباره گسترده‌ای را متحمل شده‌اند، ولی با این وجود همه بیوتیتهای موجود در این بیوتیت گرانیتهای دیگر بلورها کم و بیش به‌طور کامل سالم و دگرسان نشده‌اند، این امر نشان می‌دهد که آنها در دمای بالا، در محدوده پایداری بیوتیت (دمایی بیش از  $550$  درجه سانتی‌گراد) دگرشکل شده‌اند. در نتیجه این دگرشکلیها و ساختهای میکروسکوپی در دمای بالا و فشار پایین صورت گرفته است. همچنین این شواهد می‌تواند نشانگر آن باشد که ماگما در ژرفای زیاد متبلور شده، ناگهان و به سرعت به ترازهای بالاتر صعود کرده و در حین صعود در یک محیط برشی متحمل

قطب بهترین صفحه‌ای که بهترین خطوارگی مغناطیسی را دربر می‌گیرد، دارای مشخصات (۱۰۹۰/۸۹۰) است.

برگوارگیهای مغناطیسی قلمرو ۳ دارای شیب بسیار کم و نزدیک به افقی هستند (به طور میانگین ۶ درجه به سمت جنوب‌باختر). بهترین قطب برگوارگیهای مغناطیسی و زون محوری این قلمرو به ترتیب دارای مشخصات (۳۶۰/۸۴۰): بهترین قطب و (۱۷۱۰/۴۰): زون محوری هستند.

همان‌طور که در شکل ۱۴ نشان داده شده است خودپذیری مغناطیسی اغلب نمونه‌های این قلمرو بیش از 500 $\mu$ SI است و تنها تعداد معدودی از آنها خودپذیری مغناطیسی کمتر از 500 $\mu$ SI دارند، این گروه غالباً نمونه‌هایی را در بر می‌گیرد که دگرسانی آرژیلی - سیلیسی متوسطی را متحمل شده‌اند. نمونه‌های این قلمرو به گروه گرانیتوبیدیهای فرومغناطیسی تعلق دارند. نمودار P در برابر  $\log K$  و T (شکل ۱۴) نشان می‌دهد که مقدار ناهمسانگردی این قلمرو غالباً کمتر از ۲۰ درصد است. همچنین مقادیر P و T بین ۰/۲ تا ۰/۸۸ متغیر هستند و به محدوده‌های صفحه‌ای - خطی و صفحه‌ای تعلق دارند.

#### ۸-۴-۴- قلمرو (۴)

این قلمرو با ۸۲ ایستگاه عمده مناطق مرکزی و جنوب توده بخش شمالی گرانیتوبیدی مورد مطالعه را شامل می‌شود. همانند قلمرو ۳، سنگهای این قلمرو گرانودیوریتی هستند و ساخت میکروسکوپی آنها ساخت کاملاً ماگمایی می‌باشد، گاه اندکی متورق هستند (شکل ۱۲-الف).

سنگهای این قلمرو آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و لخته‌های مافیک زیادی را دربرمی‌گیرند. اندازه آنکلاوها از چند میلی‌متر تا بیش از ۲ کیلومتر متغیر است. در ایستگاههای Z-35، Z-45، Z-12 و Z-16، حضور آنکلاوها آشکارتر است.

در ایستگاه Z-35، سنگهای دیوریتی و میکرودیوریتی به صورت آنکلاو بزرگی ظاهر شده‌اند، که همانند تاجی بر سقف توده گرانیتوبیدی قرار گرفته است، قطعاتی از این آنکلاو بزرگ جدا شده‌اند و به درون توده گرانیتوبیدی راه یافته‌اند و در ضمن شواهدی از فلدسپارزایی و بیوتیت‌زایی نشان می‌دهند. از آنجا که روند خطوارگیهای مغناطیسی در امتداد یک خط فرضی شمالی - جنوبی که از پیرامون ایستگاههای Z-35 تا Z-95 عبور می‌کند، در دو جهت کاملاً متفاوت به سمت خاور یا باختر آرایش پیدا کرده‌اند، لذا قلمرو ۴ خود به زیر قلمرو ۴A و ۴B تقسیم می‌شود.

#### ۸-۴-۱- زیر قلمرو ۴A

۶۶ ایستگاه را پوشش می‌دهد، بهترین خطوارگی مغناطیسی این زیرقلمرو

مشخصات ۳۱۸۰/۱۴۰ است. این ارقام نشانگر آن است که شیب میانگین خطوارگیها بسیار کم و نزدیک به افقی است. مختصات قطب صفحه‌ای که بهترین خط بر روی آن قرار می‌گیرد عبارت است از: (۱۶۷۰/۷۴۰)

برگوارگیهای این منطقه نیز بیشتر جنوب‌خاوری - شمال‌باختری و دارای شیب کم (۱۸ درجه) به سمت شمال‌خاور است. مختصات بهترین قطب برگوارگیهای مغناطیسی این قلمرو و زون محوری آنها عبارت است از:

(۲۱۴۰/۷۲۰): بهترین قطب

(۱۰۴۰/۷۰): زون محوری

همان‌طور که در قلمرو ۲ شکل ۱۴ دیده می‌شود، نمونه‌های این قلمرو یک وضعیت دو قطبی نشان می‌دهند، قطب یا گروه اول دارای خودپذیری مغناطیسی کمتر از 500 $\mu$ SI است و بیشتر بیوتیت گرانیتها یا گرانودیوریتهاى اندکی دگرسان شده را شامل می‌شوند. بیوتیت گرانیتها که ۵ ایستگاه را شامل می‌شوند دارای خودپذیری مغناطیسی میانگین برابر 170 $\mu$ SI است. گروه دوم دارای خودپذیری مغناطیسی بیش از 1000 $\mu$ SI هستند و اغلب گرانودیوریتها را شامل می‌شوند.

میانگین خودپذیری مغناطیسی نمونه‌های گرانودیوریتی به طور میانگین 2625 $\mu$ SI است. همچنین نمونه‌های این قلمرو طیف وسیعی از مقادیر P و T را پوشش می‌دهند، اما غالباً مقدار P کمتر از ۲۰ درصد و مقدار T از ۰/۸۱ تا ۰/۹۵ متغیر است با این وجود، اغلب آنها (۹۰ درصد) به محدوده‌های خطی و صفحه‌ای - خطی تعلق دارند.

#### ۸-۳-۳- قلمرو (۳)

این قلمرو با ۱۳۵ ایستگاه بخش داخلی شمال و شمال‌باختر توده گرانیتوبیدی مورد مطالعه را شامل می‌شود. این قلمرو فقط سنگهای گرانودیوریتی را دربر می‌گیرد. گرانودیوریتهاى این قلمرو آنکلاوهای ریزدانه مافیک و لخته‌های مافیک (هورنبلند + بیوتیت) زیادی را در بر دارد و شواهدی از آمیختگی ماگمایی نشان می‌دهند. در پیرامون ایستگاههای Z-97 تا Z-99 این شواهد قابل مشاهده هستند. ساختهای میکروسکوپی این قلمرو از نوع ماگمایی است که در دماهای بالا اندکی متورق شده‌اند (شکل ۱۲ - ب). خودپذیری مغناطیسی این قلمرو طیف وسیعی را پوشش می‌دهد (7714-109 $\mu$ SI) و مقدار میانگین آن 2937 $\mu$ SI است. کمترین خودپذیری مغناطیسی مربوط به نمونه‌هایی است که دگرسانی آرژیلی یا سیلیسی به نسبت پیشرفته‌ای را متحمل شده‌اند (103 $\mu$ SI).

همان‌طور که در شکل ۷ نشان داده شده است بیشتر خطوارگیهای مغناطیسی این قلمرو روند شمال‌باختری دارند. بهترین خطوارگی مغناطیسی، دارای مشخصات (۳۱۲۰/۱۰) است.



مغناطیسی در آنها، بیش از ۱۸۰ درجه با یکدیگر اختلاف دارند. با توجه به حضور گسترده آنکلاوهای دیوریتی و میکرودیوریتی در محل تغییر روند خطوار گیها و برگوار گیهای مغناطیسی به نظر می‌رسد که محل تغییر روند خطوار گیها، در واقع محل تزریق ماگما یا محل صعود ماگمای تغذیه کننده در راستای یک زون کم عرض و با روند تقریباً شمالی - جنوبی بوده است. از محل این زون، ماگما به سمت بالا حرکت کرده و با شیب بسیار کم در دو سمت (خاور و باختر) گسترش یافته است. در قلمرو ۵ شواهد بیشتری از این زون تغذیه کننده مشاهده می‌شود.

در این زیر قلمرو، فقط گراندیوریتها رخنمون دارند، تعداد معدودی دایک آن‌دزیتی این زیر قلمرو را قطع می‌کنند. در اینجا، در بعضی نقاط گراندیوریتها در امتداد چندین گسل با روند شمالی - جنوبی، تحت تأثیر دگرسانی آرژیلی قرار گرفته‌اند. در این نواحی، رگه‌های کوارتز و گوئیت متعددی وجود دارد. گاهی، در مناطق مشابه کانه‌زایی سولفیدی (پیریت، استینیت) و غنی‌شدگی از طلا در این رگه‌ها، مشاهده شده است. خودپذیری مغناطیسی نمونه‌های این زیر قلمرو از  $1517\mu\text{SI}$  تا  $3824\mu\text{SI}$  (به طور میانگین  $2695\mu\text{SI}$ ) تغییر می‌کند. فقط در ایستگاه Z-54 که تحت تأثیر دگرسانی آرژیلی قرار گرفته‌اند، مقدار K کم و برابر  $161\mu\text{SI}$  است. درصد ناهمسانگردی کمتر از ۱۵ درصد است بجز ایستگاه Z-75 که مقدار آن P  $27/6$  درصد است. تقریباً همه مقادیر T این قلمرو به محدوده صفحه‌ای تعلق دارند (شکل ۱۴).

#### ۸-۵-۵- قلمرو (۵)

این قلمرو با ۱۶ ایستگاه، استوک دیوریتی - کوارتز دیوریتی (با ۷ ایستگاه) و سنگهای گراندیوریتی همجواریش را شامل می‌شود، هر دو نوع سنگ ساختهای میکروسکوپی ماگمایی آشکار نشان می‌دهند (شکل ۱۲- ج). بیوتیت‌زایی یا به عبارتی تبدیل تدریجی هورنبلند به بیوتیت، یکی از پدیده‌های آشکار دیوریت‌های این قلمرو است. بیوتیت‌زایی در امتداد سطوح رخ، حاشیه‌ها و سطوح بلوری بلورهای هورنبلند توسعه یافته‌است (شکل ۱۲- ج)، شیب بسیار زیاد خطوار گیها و برگوار گیهای مغناطیسی باعث شده است تا این قلمرو از جذابیت ویژه‌ای برخوردار باشد. مشخصات میانگین خطوارگی مغناطیسی ( $3450/670$ ) است.

مشخصات قطب بهترین صفحه‌ای که بهترین خطوارگی مغناطیسی را دربر می‌گیرد،  $1880/210$  است. میانگین قطب برگوار گیهای مغناطیسی و زون محوری این قلمرو عبارتند از:

بهترین قطب ( $1870/180$ )

زون محوری. ( $410/680$ )

مشخصات  $2750/160$  دارد. قطب بهترین صفحه‌ای که این خطوارگی مغناطیسی بر روی آن واقع می‌شود  $1030/740$  است.

همان‌طور که در شکل‌های ۷ و ۱۳ نمایان است، اغلب خطوار گیهای این زیر قلمرو دارای روند باختر-شمال باختر و شیب آنها نزدیک به افقی است. برگوار گیهای مغناطیسی این زیر قلمرو دارای شیب کم (به طور میانگین  $16$  درجه به سمت شمال خاور  $130/160$ ) است، مشخصات بهترین قطب برگوار گیهای مغناطیسی و زون محوری این زیر قلمرو عبارتند از:

بهترین قطب ( $1030/740$ )

زون محوری ( $3010/150$ )

زیر قلمرو ۴A، توسط تعداد زیادی دایک آن‌دزیتی - داسیتی با امتدادهای غالب شمالی - جنوبی و شمال باختری - جنوب خاوری قطع شده‌اند، این دایکها به سمت خاور یا باختر دارای شیب زیادی هستند. همه ایستگاههای این زیر قلمرو خودپذیری مغناطیسی بیش از  $500\mu\text{SI}$  دارند و بیشترین مقدار آن به  $8109\mu\text{SI}$  می‌رسد (به طور میانگین  $3228\mu\text{SI}$ ). کمترین مقادیر خودپذیری مغناطیسی متعلق به یک آپلیت گرانیته در ایستگاه Z-9 مربوط می‌شود ( $158\mu\text{SI}$ )، همچنین گراندیوریت‌هایی که دگرسانی آرژیلی - سیلیسی گسترده‌ای را متحمل شده‌اند (مانند ایستگاههای Z-28 و Z-29) خودپذیری مغناطیسی پایینی دارند. درصد ناهمسانگردی مغناطیسی کل بین ۲ تا ۳۲ درصد تغییر می‌کند. مقادیر T طیف وسیعی از خطی ( $T=-0.68$ ) تا صفحه‌ای ( $T=-0.74$ ) را پوشش می‌دهد، ۹۲ درصد مقادیر T این قلمرو، به محدوده صفحه‌ای تعلق دارند.

#### ۸-۴-۲- زیر قلمرو ۴B

۱۶ ایستگاه را پوشش می‌دهد. روند غالب خطوار گیهای مغناطیسی این زیر قلمرو به سمت خاور - شمال خاور تمایل نشان می‌دهد و در ضمن از شیب بسیار کمی برخوردار هستند (۸ درجه به سمت شمال خاور). بهترین خطوارگی مغناطیسی این زیر قلمرو دارای مشخصات  $760/80$  است و قطب صفحه‌ای که بهترین خطوارگی بر روی آن واقع می‌شود دارای مشخصات  $3450/50$  است.

برگوار گیهای مغناطیسی این زیر قلمرو دارای شیب بسیار کمی (۹ درجه) به سمت شمال خاور است. مشخصات بهترین قطب برگوار گیهای مغناطیسی و زون محوری این زیر قلمرو به ترتیب عبارتند از:

بهترین قطب ( $2670/810$ )

زون محوری. ( $350/60$ )

بررسی و مقایسه داده‌های این دو زیر قلمرو نشان می‌دهد که روند خطوار گیهای



صورت گرفته است، همگنی جهت یابی الگوی فابریکهای مغناطیسی بخش مطالعه شده توده گرانیتوییدی زاهدان (بخش شمالی، شمال - باختری) بسیار جالب و چشمگیر است.

تغییرات اندک و یکنواخت شیب و امتداد بر گوار گیها و روند و شیب خطوار گیها، نشانگر یک الگوی کرنش نهایی است که در فاصله مکانی زیاد، تغییرات اندکی داشته و ماگما نیز تحت همین شرایط دگر شکل شده است. توجه شود که کرنش نهایی مورد نظر یک دوره یا پنجره زمانی را شامل می شود که در آن دوره کرنش نهایی به وسیله کانیهای مستعد فابریکهای مغناطیسی شکل می گیرند و در ضمن نشانگر مراحل پایانی دگر شکلی ماگما است که در طی جایگزینی ماگما بر آن تحمیل می شود.

کم و بیش در بیشتر نقاط بر گوار گیها و خطوار گیها نزدیک به افقی هستند (دارای شیب بسیار کمی هستند)، این امر نشانگر آن است که حادثه برشی - کم شیب (مسطح) کل بخش شمالی توده گرانیتوییدی زاهدان را تحت تأثیر قرار داده است. بررسیهای مفصل تر نشان می دهد که حاشیه ها دارای شیب به سمت خاور - شمال خاور (قلمرو ۱) یا به سمت خاور (قلمرو ۲) است، در حالی که در بخشهای داخلی منطقه مورد مطالعه، بر گوار گی حول یک زون محوری دارای شیب اندکی به سمت شمال باختر (در بخش باختری، قلمرو ۴A) و به سمت شمال خاور (در بخش خاوری، قلمرو ۴B) در نوسان می باشند.

وضعیت بر گوار گیهای موجود نشانگر آن است که رخنمون فعلی بخش شمالی توده گرانیتوییدی زاهدان، سقف تقریباً مسطح یک گنبد ماگمایی است که ریشه آن در زیر توده نفوذی مزبور مخفی مانده است، یا به طور ساده، رخنمون فعلی، بخش درونی غوطه ور یک سیل است که سعی کرده در زیر سنگهای دربر گیرنده اش جای گیرد (شکل ۱۵). حضور خطوار گیهای دارای شیب زیاد در قلمرو ۵ که می توان آن را یک زون ریشه ای محلی نامید، گویای تفسیر فوق است. زونهای ریشه ای دیگری ممکن است در زیر این سیل وجود داشته باشند. ولی به علت عملکرد یک حادثه برشی - کم شیب (مسطح)، علائم و آثار فابریکی این مناطق ریشه ای از بین رفته است و یا در سطح رخنمون فعلی نمایان نیستند. هاله دگر گونی همبری وسیع موجود در اطراف توده نفوذی گرانیتوییدی زاهدان (با توجه به نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان (Behrouzi, 1993)، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زاهدان (Berberian, 1983) و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میرجاوه (Griffis, 1983) فرضیه سیل را تأیید می کند. با توجه به شیب میانگین بر گوار گیها در حاشیه های توده نفوذی مورد مطالعه، حاشیه باختری معرف بستر سیل است در حالی که حاشیه خاوری با اندکی شیب به سمت

از این رو بر گوار گیها دارای شیب و امتداد میانگین  $(97^{\circ}/72^{\circ})$  است. این داده ها نشان می دهد که این قلمرو یک زون تغذیه کننده ماگماست. خود پذیری مغناطیسی دیوریتها نسبت به گرانودیوریتها همجوار طیف محدودتری را پوشش می دهد:

$$842\mu\text{SI} \text{ به طور میانگین } (141-3257\mu\text{SI} = \text{گرانودیوریتها});$$

$$1220\mu\text{SI} \text{ به طور میانگین } (789-1614\mu\text{SI} = \text{دیوریتها}).$$

مقادیر P کمتر از ۱۵ درصد است (بجز ایستگاه Z-65 با  $31/3$  درصد)، در حالی که مقادیر T طیف وسیعی را پوشش می دهد ( $0/31$  - تا  $0/88$ )، با این وجود، اغلب آنها به محدوده های صفحه ای - خطی و صفحه ای تعلق دارند (به شکل ۱۴ نگاه کنید).

نکته جالب توجه آن است که دامنه تغییرات مقدار خود پذیری مغناطیسی (K) دیوریتها و آنکلاوها بسیار مشابه یکدیگر است (به جدول ۱ رجوع کنید)، این امر می تواند نشانگر آن باشد که آنها از ماگمایی یکسان منشأ گرفته اند.

## ۹- بحث

طیف وسیع خود پذیری مغناطیسی اندازه گیری و محاسبه شده  $(75-8109\mu\text{SI})$  نشان می دهد که مقادیر متغیری مگنتیت در بخش عمده ای از سنگهای مورد مطالعه وجود دارد. بیوتیت گرانیتها که بخشهایی از حاشیه های باختری و خاوری بخش شمالی توده گرانیتوییدی زاهدان را به خود اختصاص می دهند (قلمروهای ۱ و ۲) دارای کمترین مقدار میانگین خود پذیری مغناطیسی هستند ( $K=154\mu\text{SI}$  میانگین) که در واقع به دلیل نبود کانیهای فرومغناطیسی (بوژیو مگنتیت) در این سنگهاست.

مقادیر P کمتر از ۵ تا ۱۰ درصد، غالباً در قلمروهای ۱ و ۲ (که بیشتر بیوتیت گرانیتها را دربر می گیرند) مشاهده می شوند.

در قلمروها یا در مناطق دارای خود پذیری مغناطیسی بالا که ساخت میکروسکوپی آشکار آنها ساخت میکروسکوپی ماگمایی است، شدت درصد ناهمسانگردی مغناطیسی کل می تواند با مقدار کرنش متناسب باشد، لیکن این تناسب یا وابستگی، چندان شفاف و واضح نیست.

همانند آنچه در بسیاری از مطالعات فابریکی مشاهده شده است (Archanjo and Bouchez, 1997). درباره شکل بیضوی مغناطیسی (مقدار T)، بحث و جدلهایی وجود دارد تا بین اثر حضور مگنتیت و اثر رژیم کرنشی که بر ماگما تحمیل می شود، تفکیک و تمایزی قائل شوند. با این وجود، باید یادآوری کرد که قلمروهای ۱ و ۲ اغلب دارای فابریک خطی و دیگر قلمروها دارای فابریک صفحه ای یا خطی - صفحه ای می باشند (شکل ۱۴). همانند بیشتر مطالعاتی که در مورد فابریکهای مغناطیسی توده های نفوذی



دیوریتی در کنار مذاب گرانودیوریتی (با دمای پایین تر) به صورت استوک سریعاً سرد شده و ماهیت نفوذی بودن اولیه خود را حفظ کرده است (Fernandez and Gasquet, 1994)، خطوارگی دارای شیب زیاد دیوریت‌های موجود در قلمرو ۵ مؤید این امر است.

جهت توسعه یافتگی یا کشیدگی به موازات سیل (که به وسیله خطوارگیهای ماگمایی مشخص می‌شود) به عملکرد یک تنش برشی امتداد لغز دور از منطقه نسبت داده شده است، این عملکرد به حرکت بلوک لوت نسبت به بلوک افغان به سمت شمال‌باختر تا شمال نسبت داده شده است (Sadeghian et al. 2005).

تغییر توسعه یافتگی از شمالی - جنوبی (در بستر و کف) به خاوری - باختری (در قسمت درونی سیل) به مقدار بزرگی برشی که بر سنگ تحمل شده نسبت داده شده است، اگرچه ممکن است در طی جایگیری در الگوی تنش ناحیه‌ای، تغییراتی پدید آید.

توالی زمانی و روابط ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این ماگماها از یک محفظه ماگمایی چینه‌ای خارج شده (Sadeghian et al., 2005) و از طریق مجرا یا مجاری قبلی که ماگمای گرانیتی از آن به بالا صعود نموده، ماگماهای سازنده دیوریتها و گرانودیوریتها به ترازهای بالاتر پوسته صعود کرده‌اند. توده گرانیتوییدی زاهدان در آغاز، در ژرفای حدود ۹ کیلومتری جایگزین شده و سپس به ترازهای بالاتر رسیده است (صادقیان، ۱۳۸۳)، این عمل در طی فاصله زمانی بین تنشهای اصلی، بلافاصله پس از نفوذ و در اواخر نفوذ ماگما، صورت گرفته است. در نتیجه ماگمای پایانی به جای اینکه به صورت سیل جایگزین شود به شکل دایک جایگزین شده است.

از آنجا که دایکها کل طیف ترکیبی بین دیوریت و گرانودیوریت را پوشش می‌دهند، نتیجه می‌شود که از یک یا چند محفظه ماگمایی تغذیه شده‌اند که ماگمای موجود در آنها، به هم خوردگی یا آمیختگی بیشتری حاصل نموده است. از آنجا که امتداد بیشتر دایکها بر خطوارگی مغناطیسی گرانودیوریتها تقریباً عمود است، جهت خاوری - باختری تا شمال‌باختری - جنوب‌خاوری کشش حاکم بر منطقه، در مراحل جایگزینی گرانودیوریتها و دایکهای (پایانی) بدون تغییر باقی مانده است (شکل ۱۵).

باختر، سقف سیل را تشکیل می‌دهد.

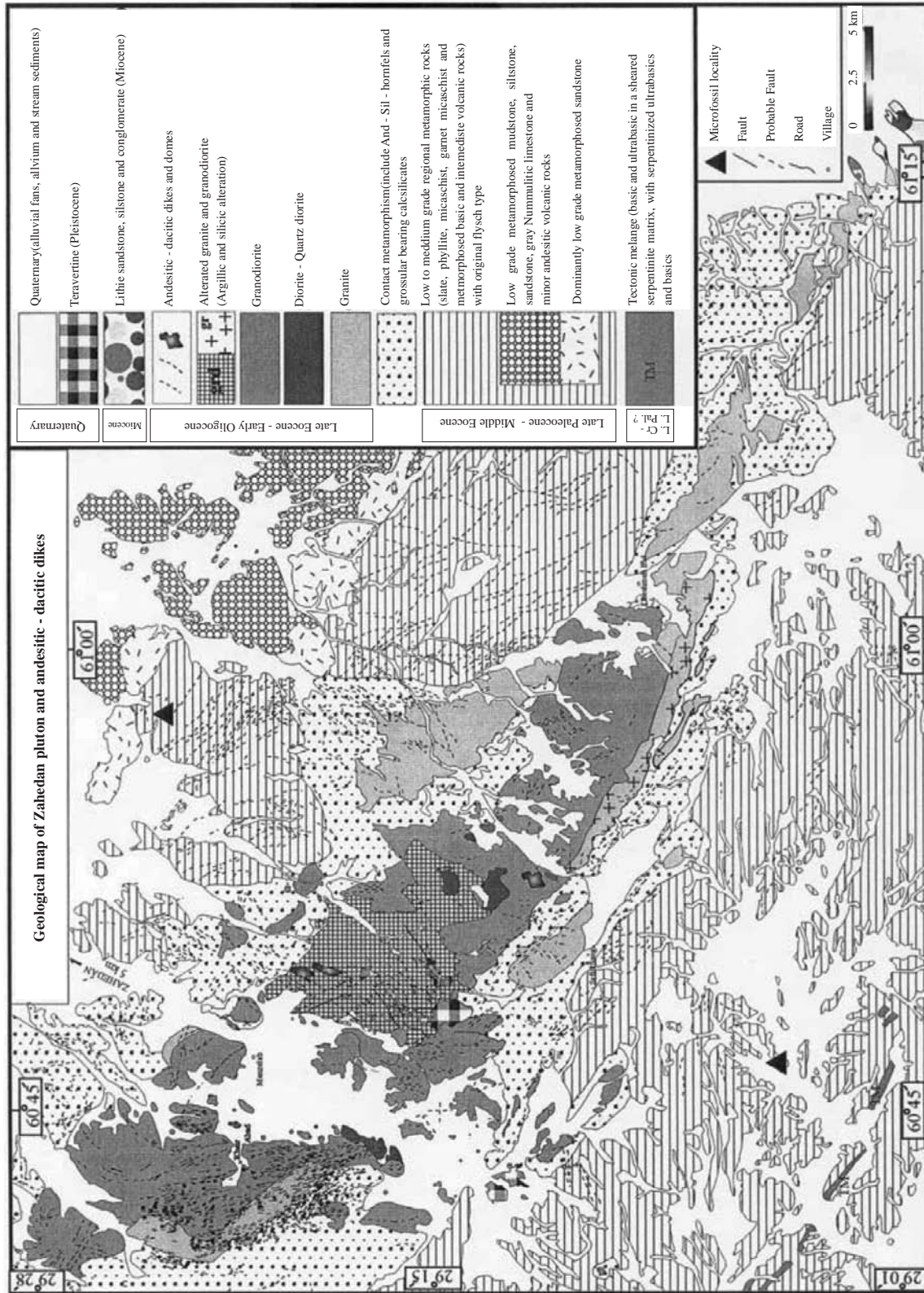
بجز قلمرو ۵، در محل تقاطع مرز قلمروها، روند خطوارگیها به مقدار زیاد تغییر می‌کند، برای مثال در قلمرو ۱ و ۲ خطوارگیها بیشتر شمال - شمال‌باختری هستند در حالی که در قلمروهای ۳ و ۴ خطوارگیها بیشتر شمالی باختری تا خاوری - باختری هستند.

در شمال‌خاور و جنوب‌باختر توده نفوذی مورد مطالعه، این تغییرات تدریجی است ولی در بخشهای میانی آن، این تغییرات شدیدتر است و خطوارگیها در دو سمت خاور و باختر (یعنی تقریباً با ۱۸۰ درجه اختلاف نسبت به یکدیگر) آرایش یافته‌اند. با یادآوری دوباره این که قلمروهای ۱ و ۲ دارای ساخت میکروسکوپی ماگمایی کاتاکلاستی هستند (شکل ۱۲، ه و) و همچنین از شواهد فوق، نتیجه می‌شود که بستر و سقف استنباط شده برای سیل به شدت در جهت N-NW دچار کشیدگی شده است، در حالی که بخش درونی سیل، به طور میانگین در جهت W-NW، به مقدار نه چندان زیاد دچار کشیدگی شده است. سطوح برشی این دگرشکلها به وضوح تقریباً افقی می‌باشند، به طور محلی قلمرو ۵ از این امر مستثنی است.

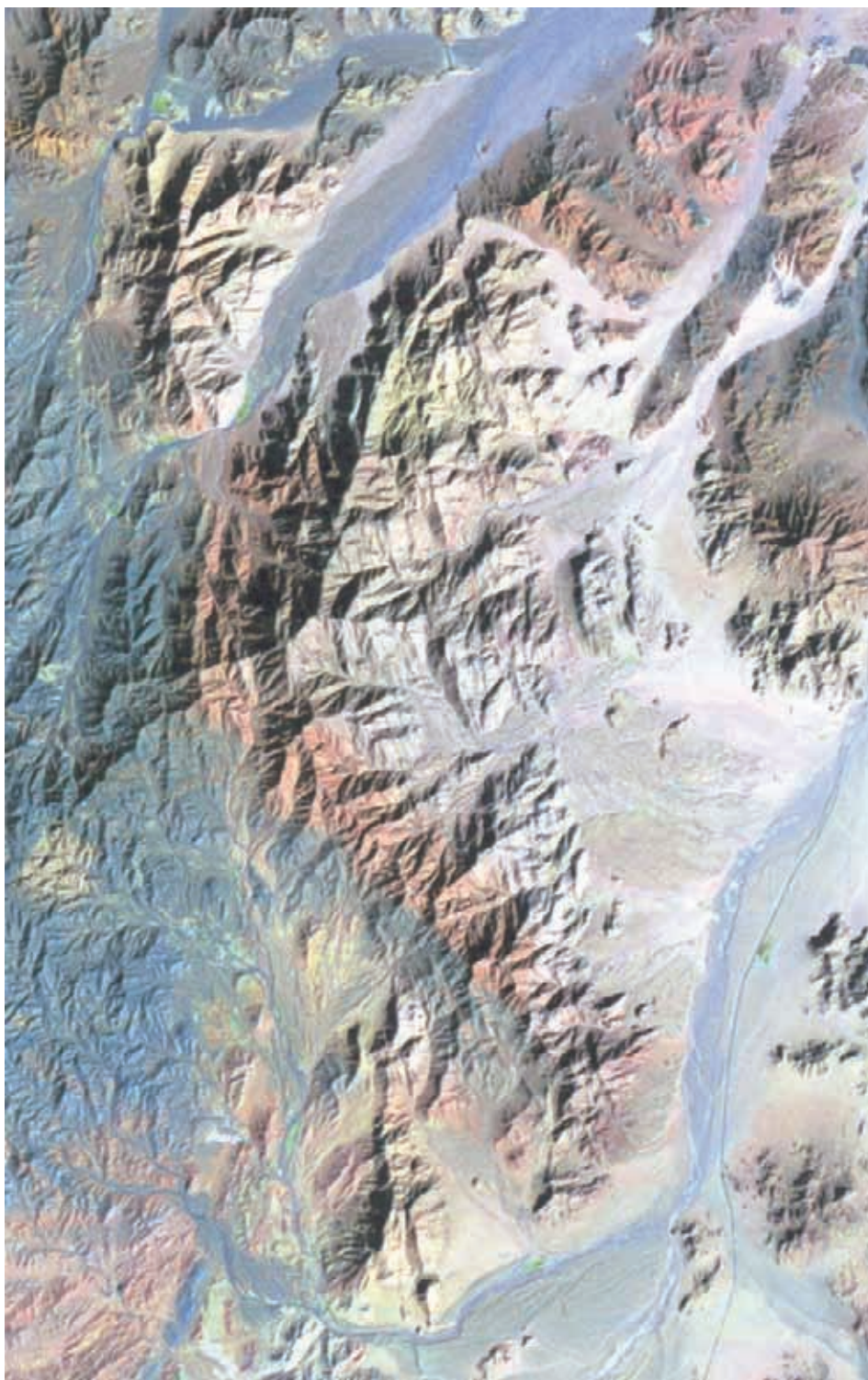
#### ۱۰- مدل جایگیری

به نظر می‌رسد بیوتیت گرانیت اولین ماگمایی است که به صورت سیل جایگزین شده است و اکنون قلمروهای ۱ (بستر سیل) و ۲ (سقف سیل) را تشکیل می‌دهد. ماگمای گرانودیوریتی در مرحله دوم به درون این سیل، تزریق شده است (شکل ۱۵). زمینه ریزدانه و غالباً میرمکتی گرانیت حاکی از آن است که گرانیت به سرعت سرد شده است (شکل ۱۲- ه و). با این وجود، در طی سرد شدن، این سیل بلافاصله یک رویداد برشی قوی را تحمل کرده است، این رویداد برشی تقریباً افقی بوده و زون جدایشی آنها امتداد تقریباً شمالی - جنوبی داشته است، شواهد این امر، ساخت ماگمایی - کاتاکلاستی و فابریکهای مربوطه مشاهده شده در گرانیتها هستند.

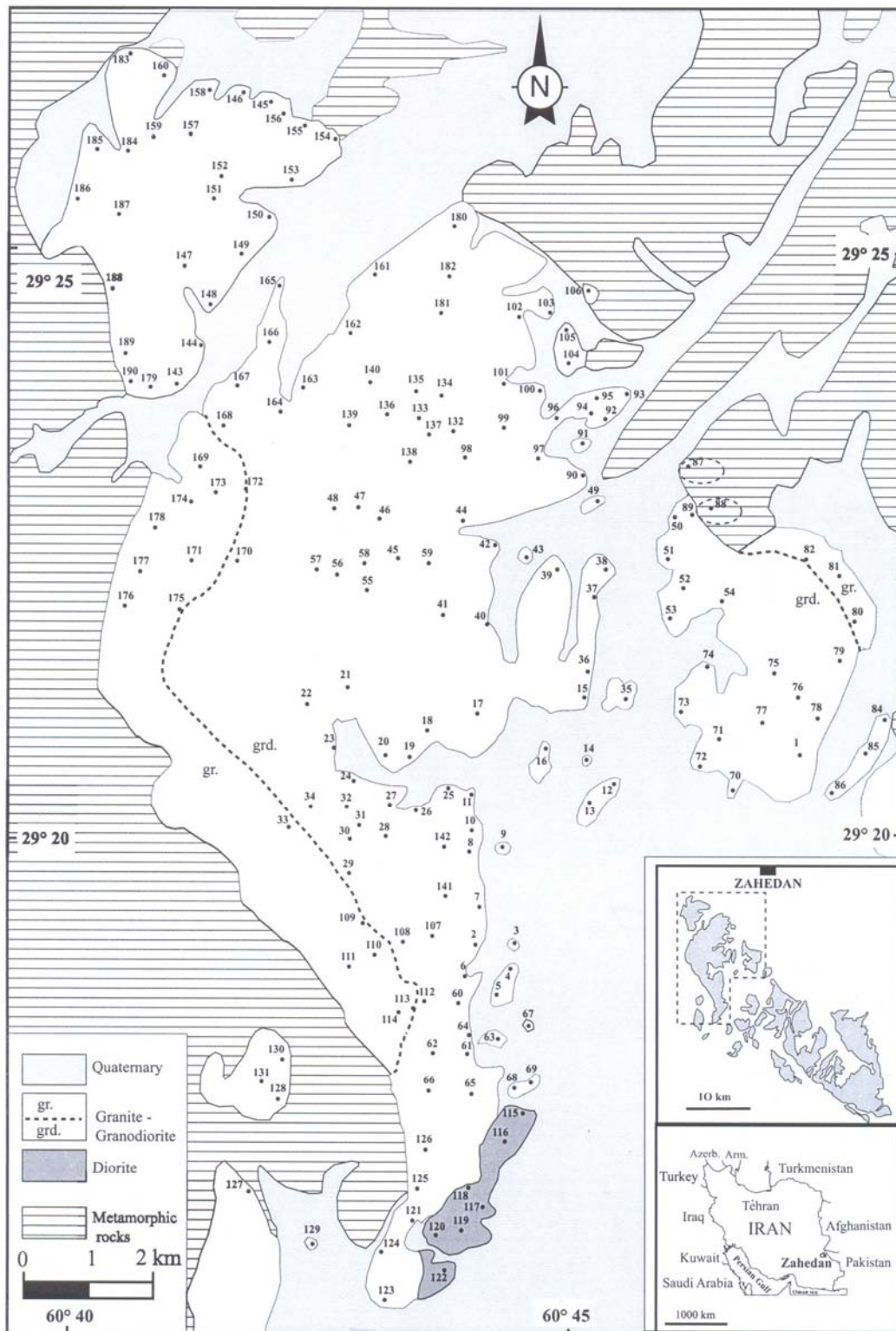
شرایط زمین‌ساختی، بویژه قائم بودن آخرین تنش اصلی، به ماگمای گرانودیوریتی اجازه داده است تا بیشتر به درون سیلی که ابتدا جایگزین شده است، تزریق شود. ماگمای گرانودیوریتی به اندازه کافی فرصت داشته است تا بافتهای دانه متوسط تا دانه درشت به وجود آورد و دگرشکلی آن نسبت به گرانیت‌هایی که قبلاً جایگزین شده‌اند، همگن تر باشد. گرانودیوریتها به موازات امتداد سیل و در راستای خاوری - باختری تا باختر - شمال باختر کشیده شده‌اند. آنکلاوهای ریزدانه مافیک و لخته‌های مافیک نشانگر آمیختگی ماگمایی (mingling) بین ماگمای دیوریتی و گرانودیوریتی هستند. با این وجود، به علت بالاتر بودن دمای ماگمای دیوریتی، مذاب



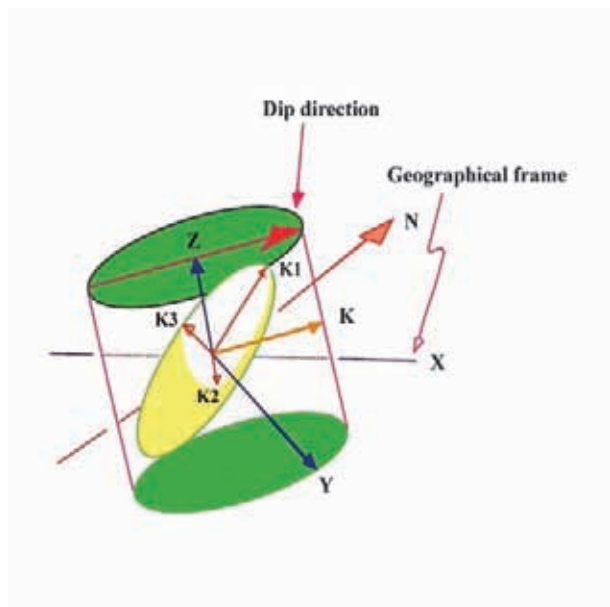
شکل ۱ - نقشه زمین شناسی توده گرانیتوییدی زاهدان، سنگهای میزبان و دایکهای آندزیتی داستی قطع کننده آن. این نقشه بر پایه مشاهدات صحرایی، مطالعات سنگ نگاری، تصاویر ماهواره‌ای، عکسهای هوایی ۱:۲۵۰۰۰ و ۱:۵۰۰۰۰ و نقشه‌های زمین شناسی زاهدان ۱:۲۵۰۰۰ (Behrouzi, 1993) و (Berberian, 1983) و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (Griffis, 1983) تهیه و رسم شده است. این نقشه با نوآوری و اصلاحات اساسی نسبت به نقشه‌های زمین شناسی قبل منتشر شده همراه است (صادقیان، ۱۳۸۳).



شکل ۲- تصویر ماهواره‌ای ناحیه انتخاب شده برای نمونه برداری و تعیین فابریکهای مغناطیسی. در این تصویر بیوتیت گرانیتها با رنگ صورتی روشن از گرانودیوریتها و دیوریتهای دارای رنگ کرمی متمایل به سفید، تفکیک می شوند. برای شناخت واحدهای سنگی به نقشه زمین شناسی ارائه شده در شکل ۳ نگاه کنید. این شکل از نظر مقیاس و مختصات تقریباً شبیه شکل ۳ است.

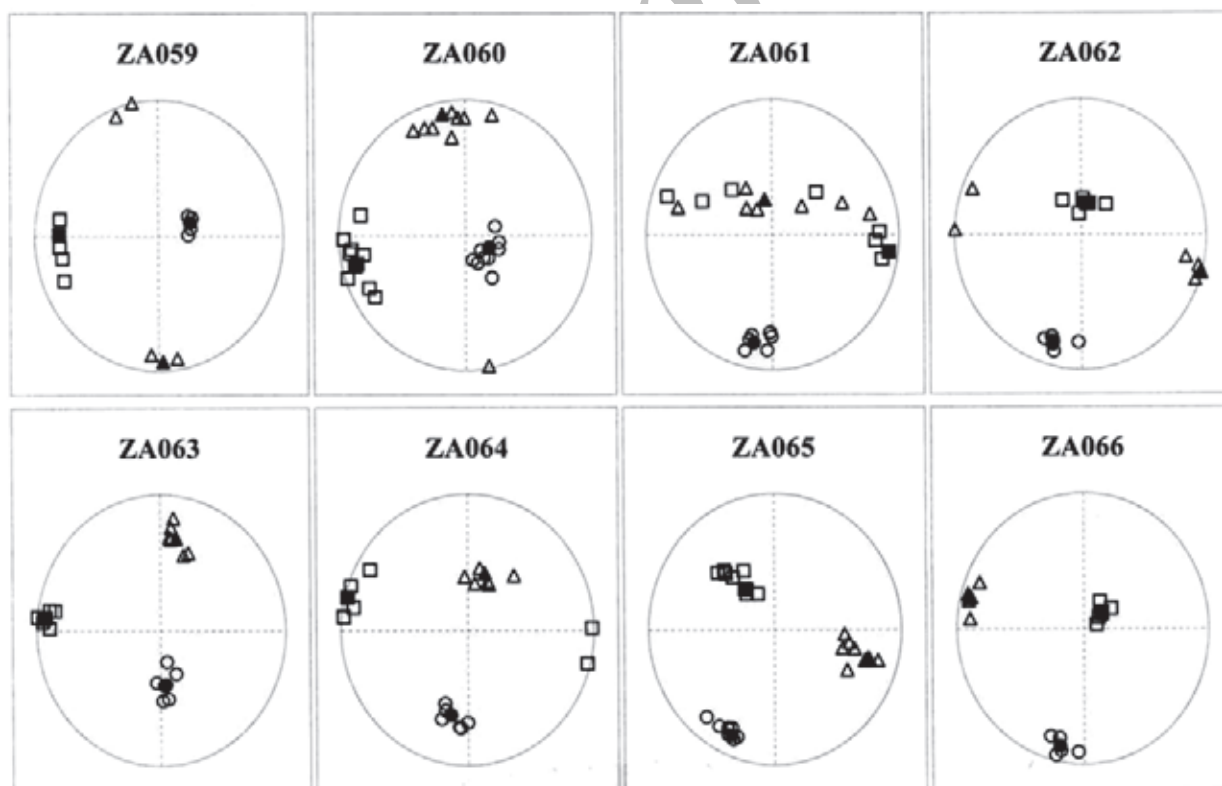


شکل ۳ - نقشه زمین‌شناسی بخشی از توده گرانیتوئیدی زاهدان و سنگهای میزبان آن (صادقیان، ۱۳۸۳). موقعیت ایستگاههای نمونه‌برداری برای مطالعه فابریکهای مغناطیسی نیز روی این نقشه نشان داده شده است.

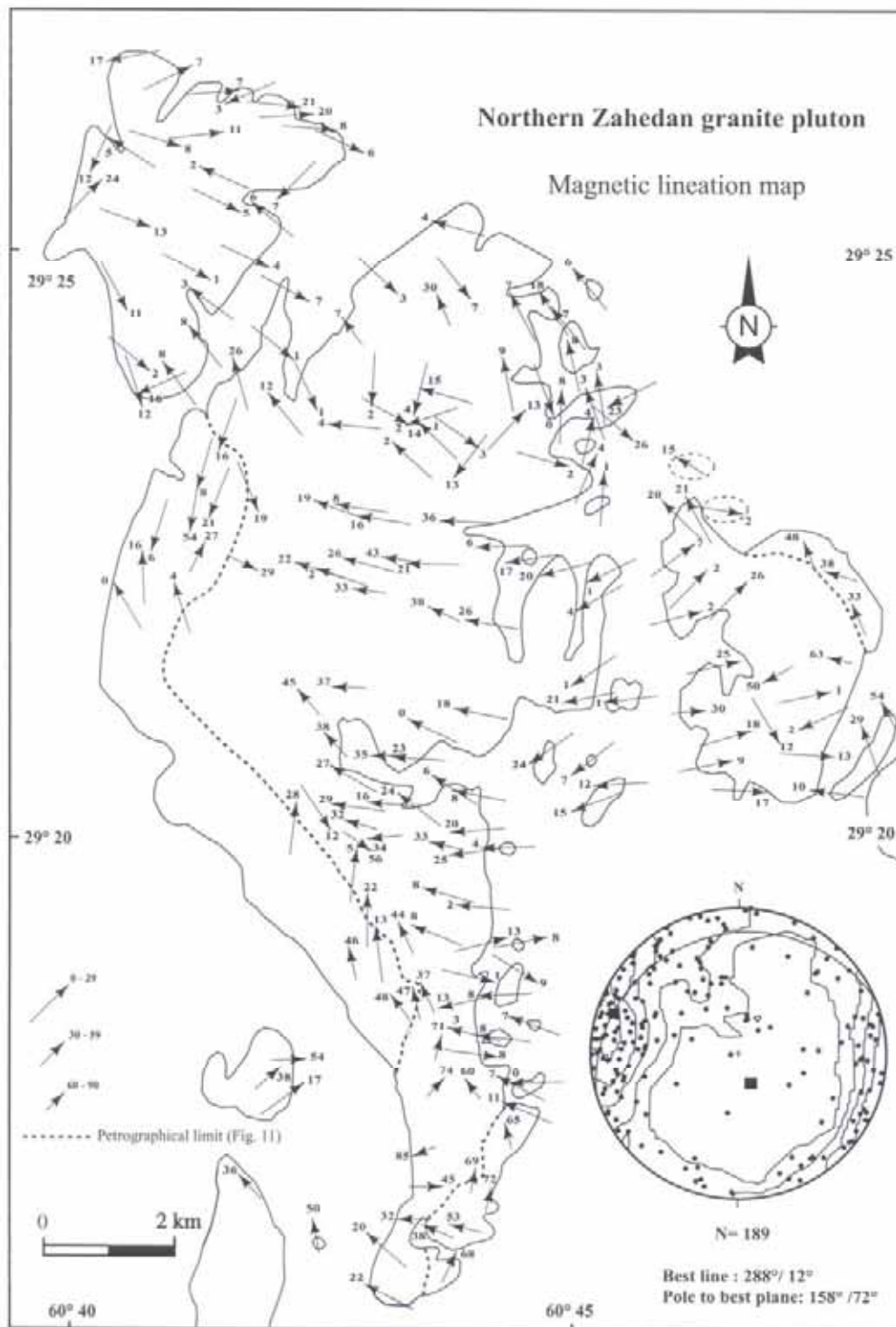


شکل ۴- نمایی از دستگاه KLY-3S و متعلقات آن.

شکل ۵- طرح شماتیک نشان‌دهنده وضعیت محورهای مغناطیسی در قطعه‌ای از یک مغزه (Bouchez, 1997).



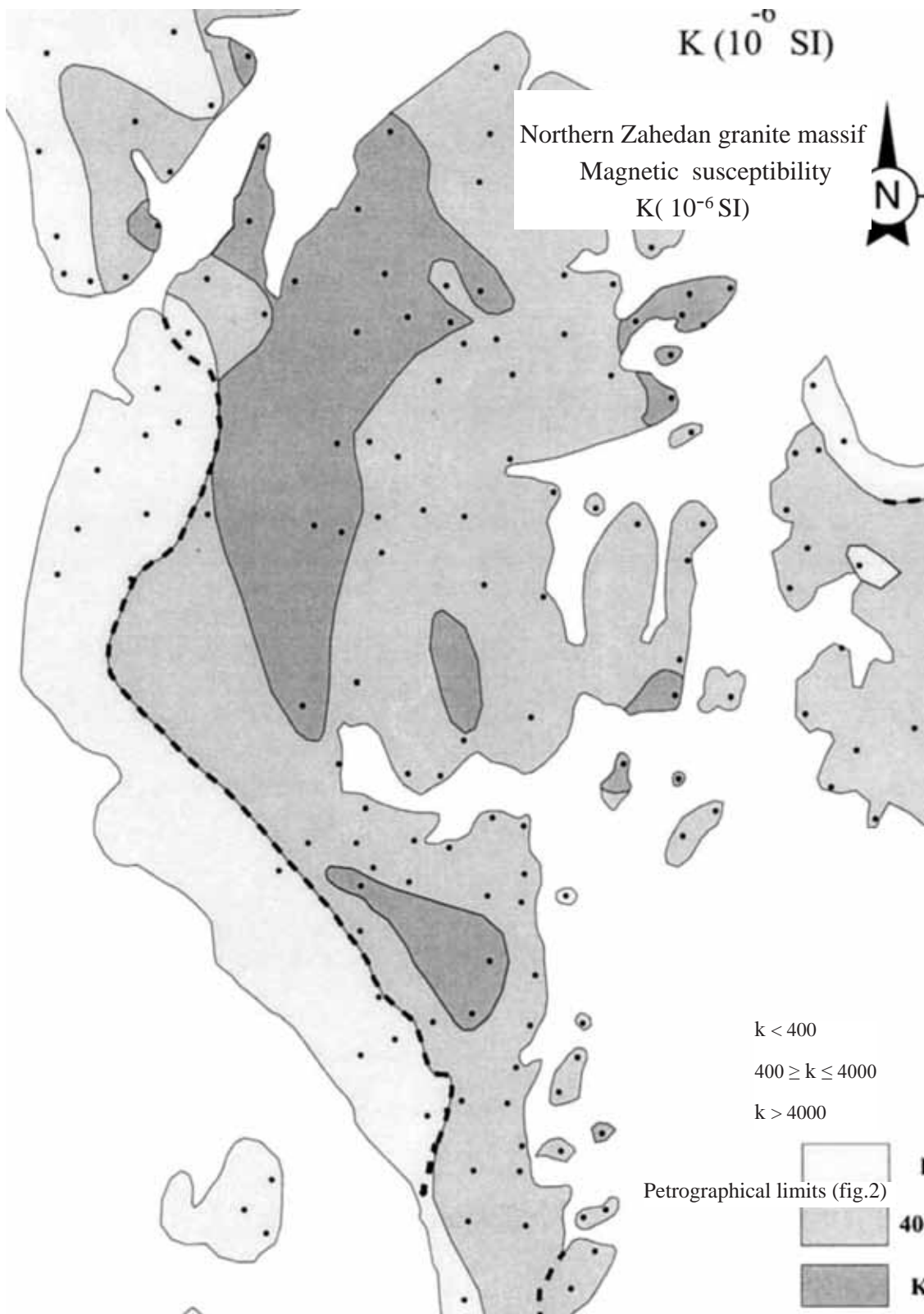
شکل ۶- هشت نمونه از استریونتهای رسم شده بر اساس نتایج اندازه‌گیری مقادیر خودپذیری مغناطیسی. داده‌های مورد نیاز برای رسم این استریونتها در جدول ۱ ارائه شده‌اند.



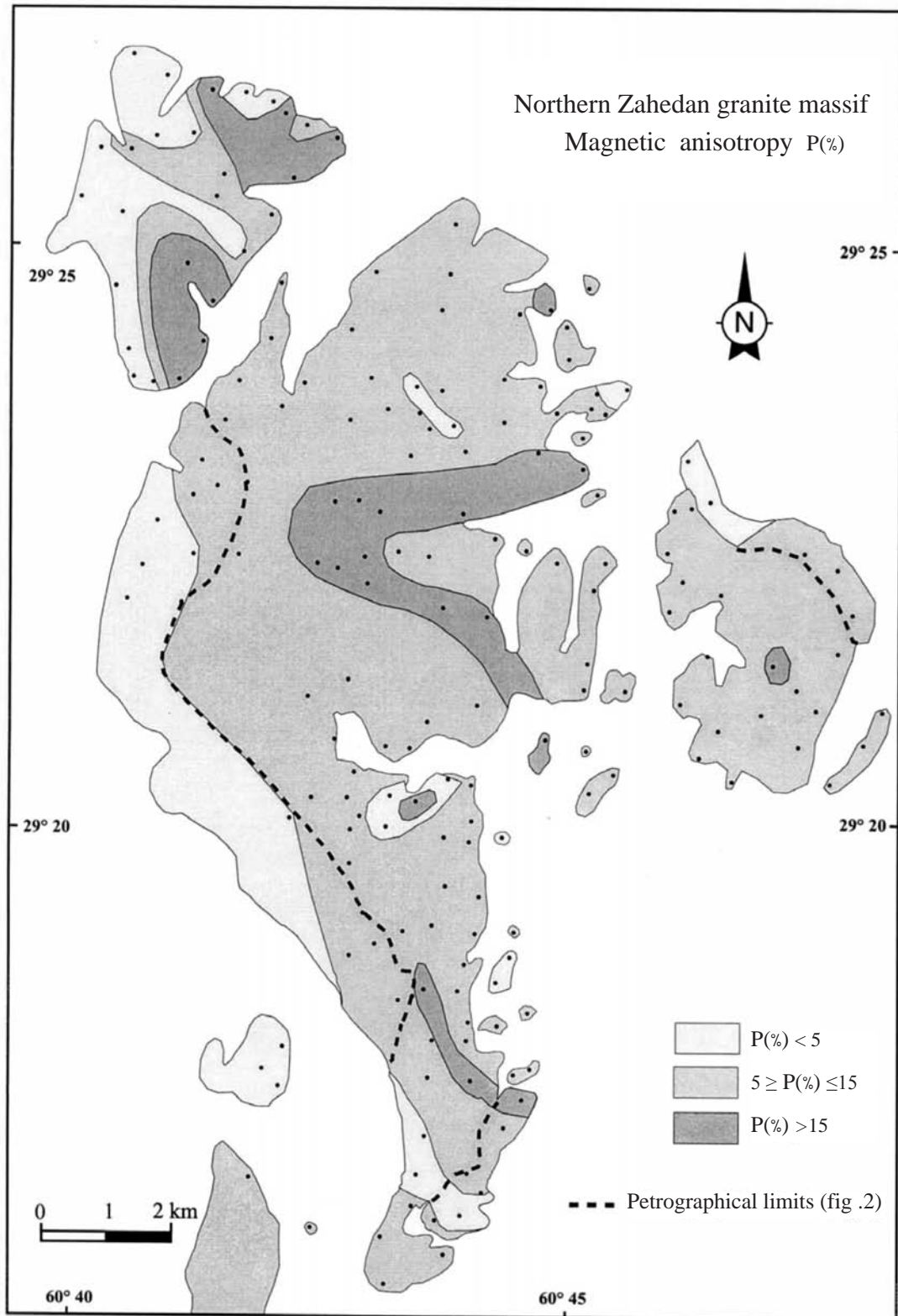
شکل ۷- نقشه خطوارگی مغناطیسی بخش شمالی توده گرانیتی زاهدان. وضعیت کلی خطوارگیهای مغناطیسی در قسمت پایین، سمت راست نشان داده شده است. همزمان بر روی این استریونت موقعیت بهترین خط یا در واقع بهترین میانگین روند خطوارگیها آورده شده است. همچنین بهترین صفحه‌ای که از این خط عبور می‌کند به صورت یک کمر بند یا نیم دایره بر روی این استریونت نمایان است. در ضمن قطب بهترین صفحه‌ای که بهترین خطوارگی را نیز در بر می‌گیرد بر روی این استریونت نمایش داده شده و مختصات آنها در زیر استریونت ارائه شده است.



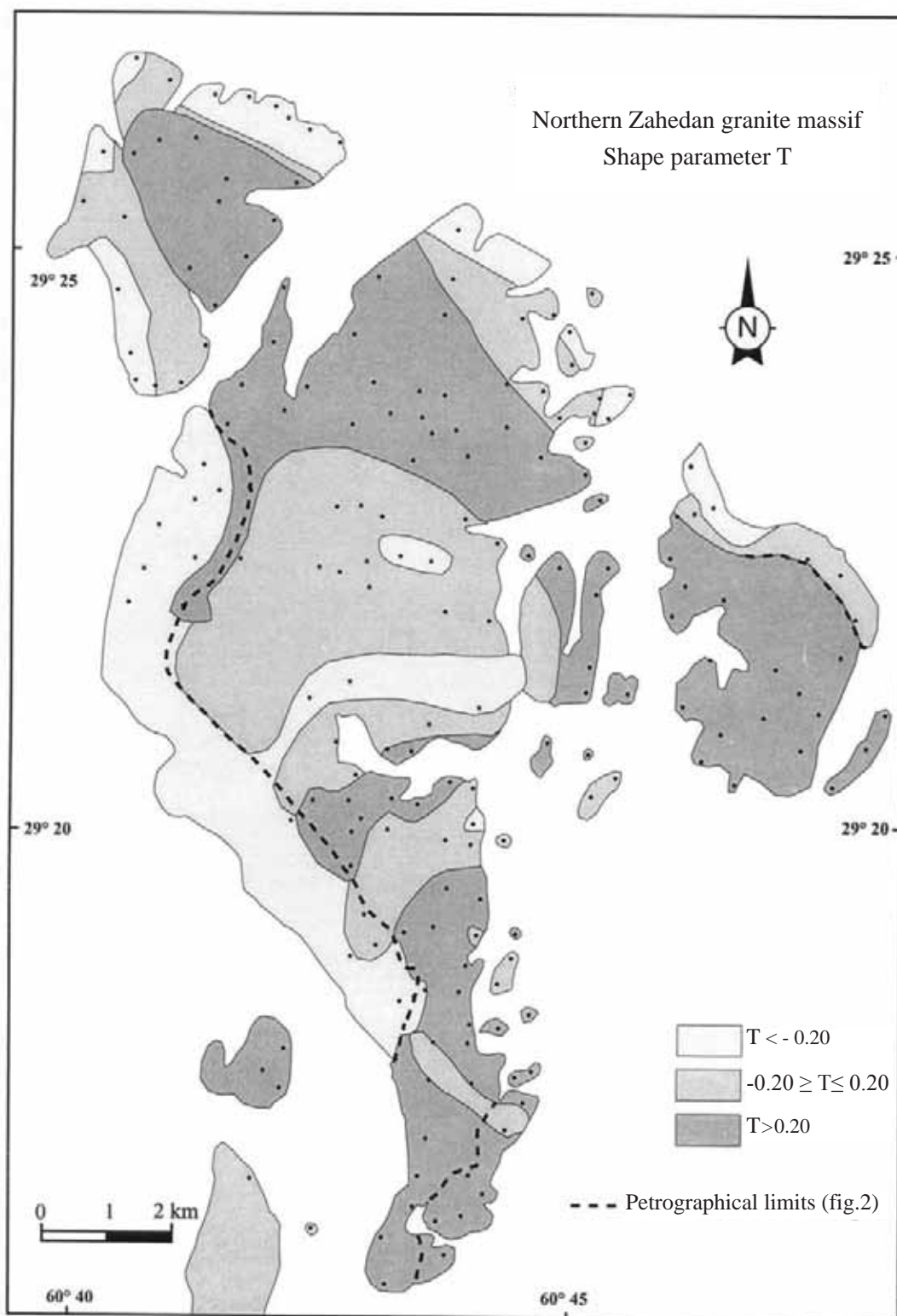




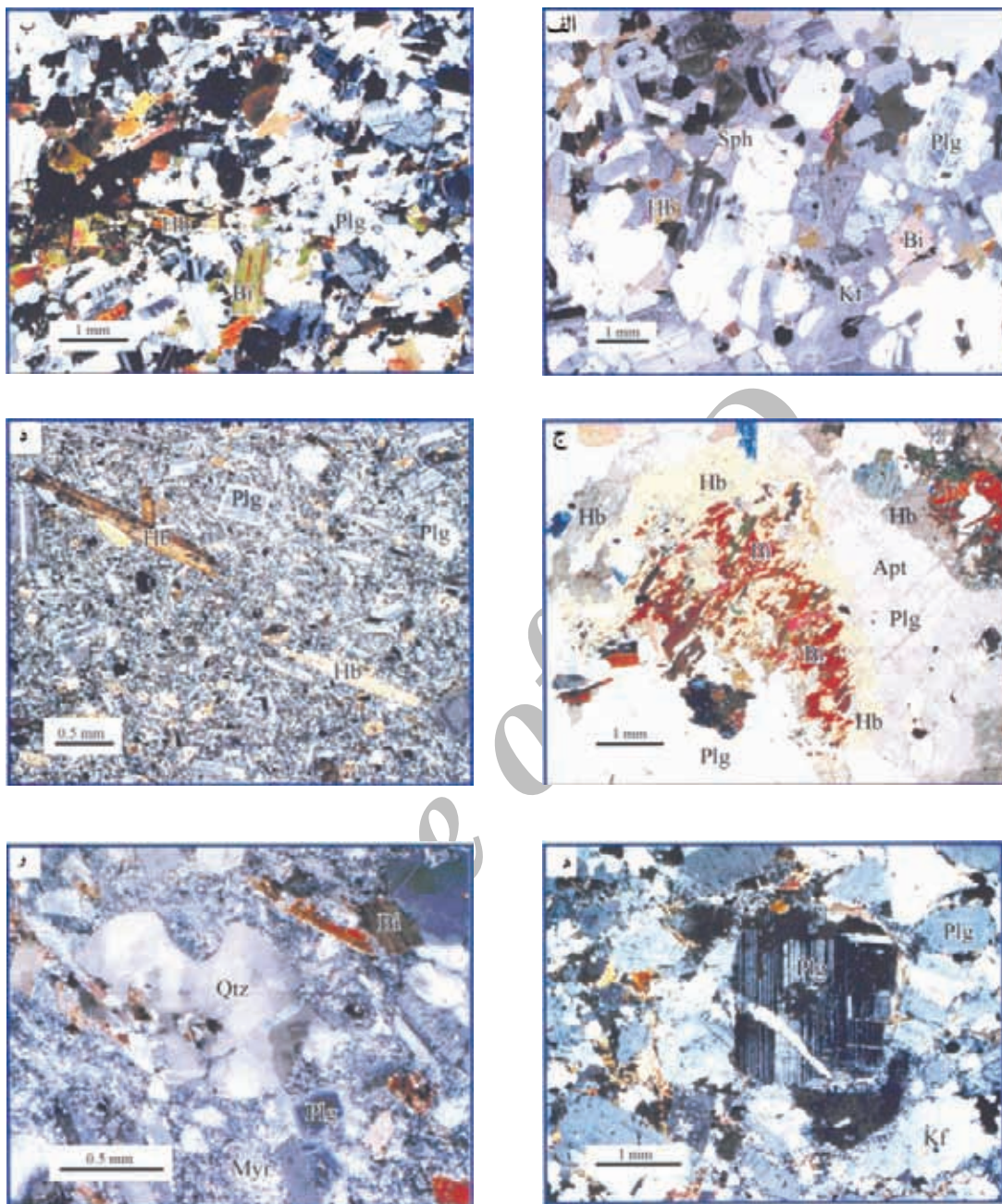
شکل ۹- نقشه منحنیهای هم میزان خودپذیری مغناطیسی (K) در بخش شمالی توده گرانیتی زاهدان. مقادیر K بر حسب  $\mu\text{SI}$  می باشد.



شکل ۱۰- نقشه منحنیهای هم مقدار ناهمسانگردی مغناطیسی کل (P%) در بخش شمالی توده گرانیتی زاهدان.

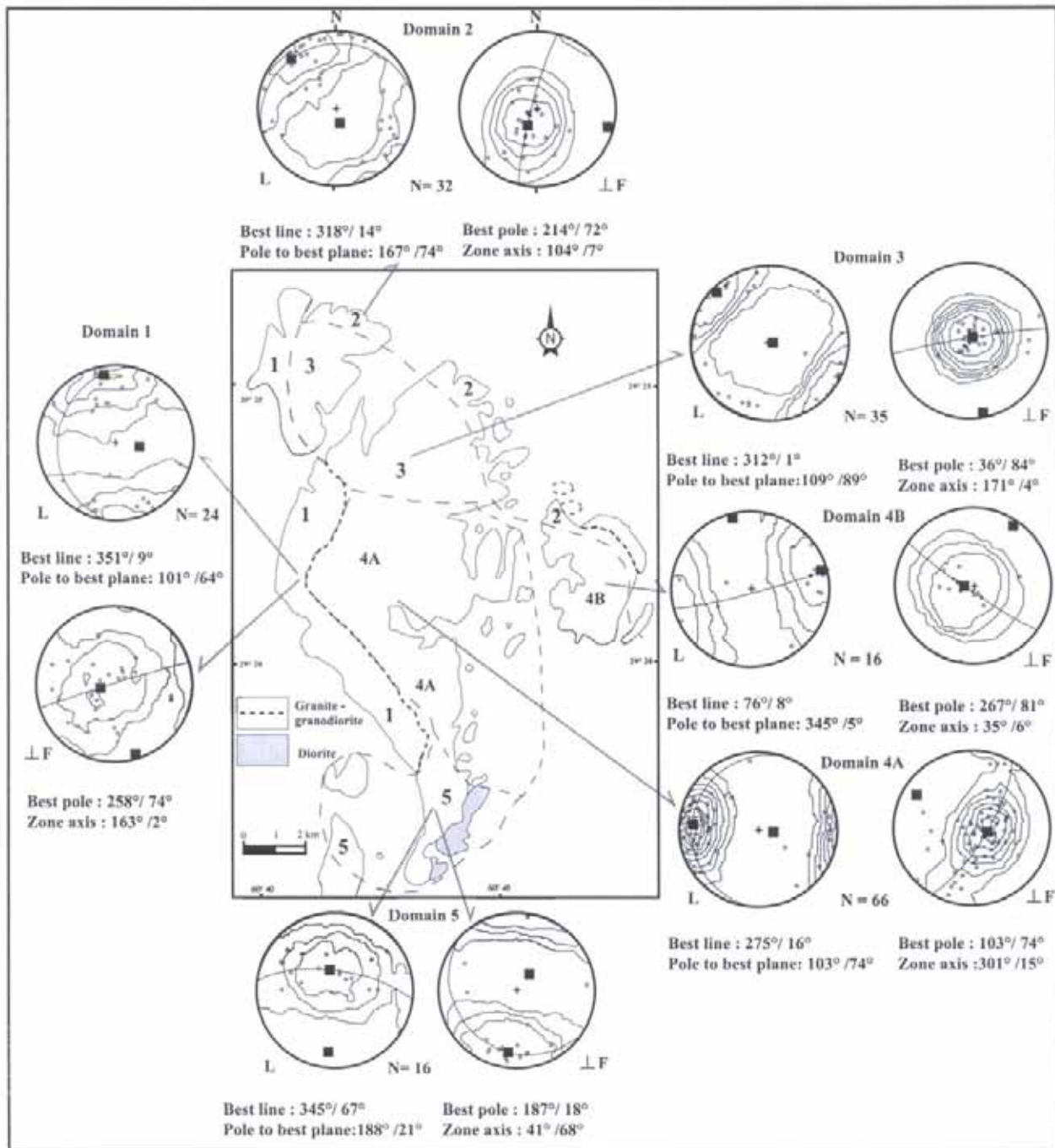


شکل ۱۱- نقشه منحنیهای هم مقدار پارامتر شکل (T) در بخش شمالی توده گرانیتی زاهدان. مقادیر پارامتر شکل (T) بدون واحد است.

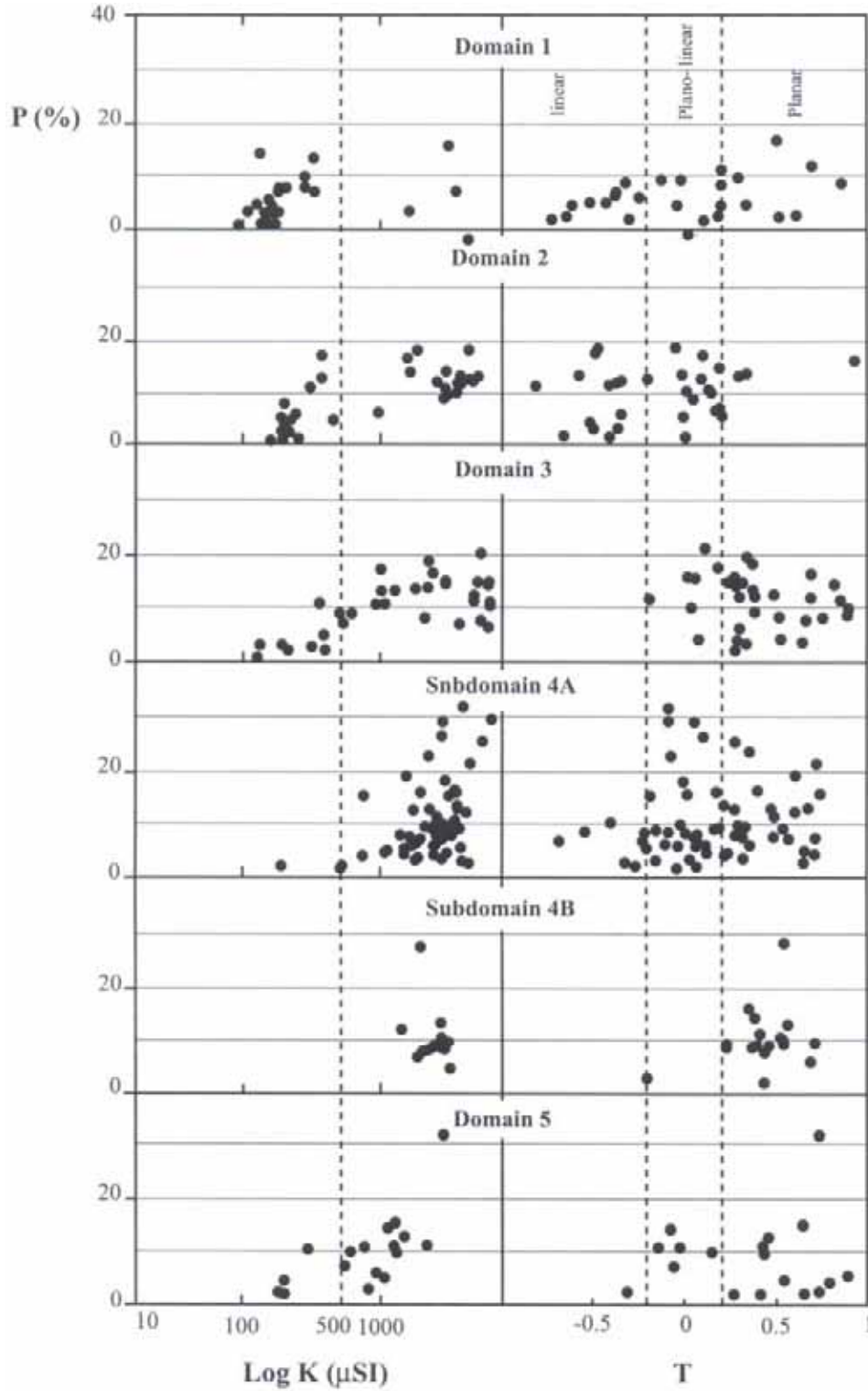


شکل ۱۲. فابریکهای نمونه در بخش شمالی توده گرانیتوئیدی زاهدان و یک دایک آندزیتی.

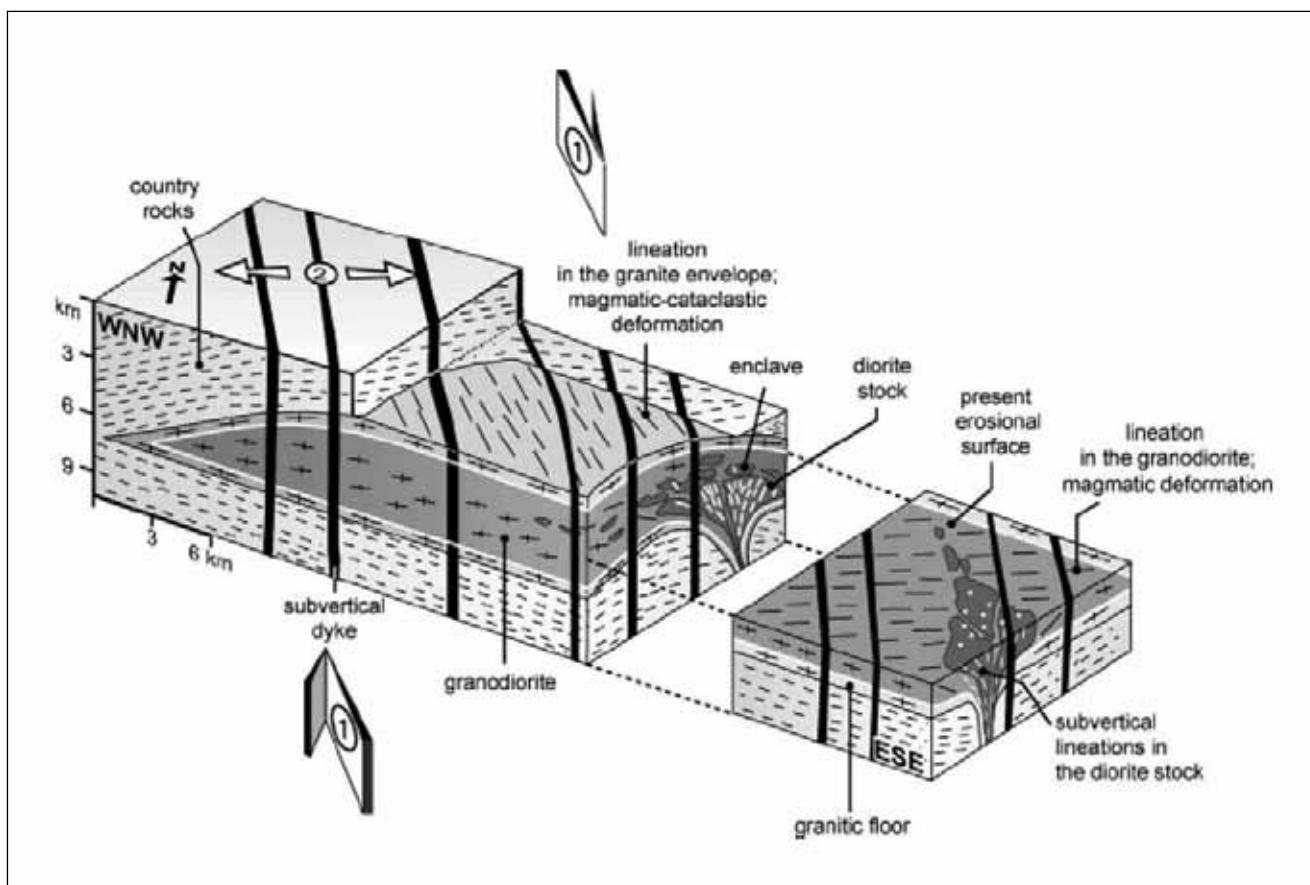
الف) ساخت ماگمایی محض در گرانودیوریتها (قلمرو ۴). بیشتر بلورها توسط فلدسپار پتاسیم در بر گرفته شده اند و بافت پویی کیلیتی زیبا نشان می دهند؛ ب) فابریک ماگمایی اندکی تورق یافته در گرانودیوریتها (قلمرو ۳)؛ ج) ساخت ماگمایی در دیوریتها، همراه با جانشینی بارز هورنبلند توسط بیوتیت (قلمرو ۵)؛ د) بافت پورفیری در دایک آندزیتی. ه) پلاژیوکلاز شکسته شده و پر شده توسط کوارتز، که در زمینه‌ای ریز دانه متشکل از کوارتز و فلدسپار به شکل میرمیکیت جای گرفته‌اند (قلمرو ۱). و) کوارتز تا اندازه‌ای هضم و خورده شده که پدیده ساب‌گرین شدن شطرنجی شکل بارزی را به نمایش می‌گذارد (قلمرو ۲).



شکل ۱۳- تقسیم‌بندی بخش شمالی توده گرانیتی زاهدان به پنج قلمرو، براساس وضعیت خطوارگیهای مغناطیسی، برگوارگیهای مغناطیسی و فابریکهای ماگمایی. قلمرو ۴ خود به دو قلمرو فرعی یا زیرقلمروهای ۴A و ۴B تقسیم شده است. برای هر قلمرو، دو استریون (نمودار با نواحی یکسان، نیم کره پایینی) ارائه شده که وضعیت خطوارگیها و قطب برگوارگیها را در هر قلمرو یا زیر قلمرو به خوبی نشان می‌دهند. N معرف تعداد اندازه گیریهاست.



شکل ۱۴ - نمودارهای P در برابر  $\log K (\mu SI)$  و P در برابر T برای قلمروهای پنجگانه بخش شمالی توده گرانیتی زاهدان (برای توضیحات بیشتر به متن رجوع کنید).



شکل ۱۵- مدل جایگیری توده گرانیتوییدی زاهدان (با تأکید بر بخش شمال - شمال باختری) که بر اساس داده‌های فابریک مغناطیسی استوار است و با شواهد صحرایی و سنگ‌شناختی سازگار است (Sadeghian et al., 2005).

Archive



جدول ۱- نتایج اندازه گیری مقادیر خودپذیر مغناطیسی و دیگر پارامترهایی که براساس آنها تعریف می شوند.

Table with columns: site number, N, D, long-lat, Km(μSI), Kmax, Kmin, P, T, and repeated columns for the second set of sites. The table contains 100 rows of data.



## کتابنگاری

صادقیان، م.، ۱۳۸۳- ماگماتیسزم، متالوژنی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، ۴۵۰ صفحه.

## References

- Allard, B., Benn, K., 1988 - Shape preferred orientation analysis using digitized images on a microcomputer, *Computer and Geosciences* 15, 441-448.
- Archanjo, C. J., Bouchez, J. L., 1997- Magnetic fabrics and microstructures of the post-collisional aegirine-augite syenite (Trifunho pluton, northeast Brazil). *J. Struct. Geol.*, 19/6: 849-860.
- Behrouzi, A., 1993- Geological map of Zahedan (1:250,000). *Geol. Surv. Iran, Teheran.*
- Benn, K., Allard, B., 1989- Preferred mineral orientations related to magmatic flow in ophiolite layered gabbros. *J. Petrol.* 30, 925-946.
- Berberian, M., 1983 - Geological map of Zahedan at 1: 100,000 scale (Sheet 8148). *Geol. Surv. Iran, Teheran.*
- Blumenfeld, P., Bouchez, J. L., 1988- Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *J. Struct. Geol.*, 10, 361-372.
- Bouchez, J. L., 1997- Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks, In J. L. Bouchez, D. H. W. Hutton and W. E. Stephens (eds), *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 95-112.
- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nedelec, A. & Cuney, M., 1992- Submagmatic microfractures (microstructures) in granites. *Geology* 20.35-38.
- Bouchez, J.L., Guillel, P. & Chevalier, F., 1981- Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guerande (Loire Atlantique, France). *Bull. Soc. geol. France* 7-XXIII (4). 387-399.
- Camp, V.E. & Griffis, R. J., 1982- Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 15/3, 221-239.
- Fernandez, A. & Gasquet, R. D., 1994 - relative rheological evolution of chemically contrasted coeval magmas: example of the Tichka plutonic complex (Morocco), *Contributions to Mineralogy Petrology*, Vol 116: 316-326.
- Fernandez, A., 1987- Preferred orientation developed by rigid markers in two-dimensional simple shear strain: a theoretical and experimental study, *Tectonophysics* 136. 151-158.
- Gapais, D., 1989- Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology* 17. 1144-1147.
- Gapais, D. & Barbarin, B., 1986- Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France). *Tectonophysics* 125. 357-370.
- Gregoire, V., de Saint-Blanquat, M., Nedelec, A. & Bouchez, J. L., 1995- Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains: experiments and application to AMS in granitic rocks. *Geophys. Res. Letters* 22. 2765-2768.
- Griffis, R. J., 1983- Geological map of Mirjaveh at 1: 100,000 scale. *Geol. Surv. Iran, Teheran.*
- Hargraves, R. B., Johnson, D. and Chan, C. W., 1991- Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks? *Geophys. Res. Letters* 18. 2193-2196.
- Hibbard, M. J., 1987- Deformation of incompletely crystallised magma systems. granitic gneisses and their tectonic implications. *J. Geol.* 95, 543-561.

- Jelinek, V., 1981 - Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics* 79, 63-67.
- Lamouroux, C., 1991- Les mylonites des Pyrenees; classification, mode de deformation, evolution. *Publ Societe Geologique du Nord, Lille*, no 19.
- Launeau, P., Bouchez, J. L. & Benn, K, 1990- Shape preferred orientation of object populations: automatic analysis of digitized Images. *Tectonophysics* 180, 201-211.
- Launeau, P., Cruden, A. and Bouchez, J. L., 1994 - Mineral recognition in digital images of rocks: a new approach using multichannel classification. *The Canadian Mineralogist* 32, 919-933.
- Miller, R. B. and Paterson, S. R., 1994 - The transition from magmatic to high-temperature solid-state deformation: implications from the Mount Stuart batholith. *Washington. J. Struct. Geol.* 16, 853-865.
- Mollier, B. & Bouchez, J. L., 1982 - Structuration magmatique du complexe granitique de Brame-St Sylvestre-St Goussaud (Limousin. Massif Central francais). *C. R. Acad. Sci. Paris* 294II, 1329-1334.
- Mollier, B., 1984 - Le granite de Brame-St Sylvestre-St Goussaud: ses structures magmatiques: une etude de la distribution de l'uranium a l'echelle du grain. Unpubl. Thesis Univ. Nantes. CREGU Mem.. Nancy, France 7, 172 p.
- Olivier, P., de Saint-Blanquat, M., Gleizes, G. & Leblanc, D., 1997- Homogeneity of granite fabrics at the metre and dekametre scales. in J. L. Bouchez. D. H. W. HULLON and W.E. Stephens (eds). *Granit: from stgregation of melt to emplacement fabrics*, Kluwer Academic Publishers. Dordrecht. pp. 113-128.
- Panozzo-Heilbronner, R., 1992- The autocorrelation function: an image processing tool for fabric analysis. *Tectonophysics* 212, 351-370.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. & Tobish, OT., 1989- A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struct. Geol.* H, 349-363.
- Pons, J., 1970- Relations entre la structure et la petrofabrique des roches eluptives de la bordure meridionale du massif granitique du Quengut (Anege. France). *C. R. Acad. Sci. Paris* 271., D. 1665-1668.
- Sadeghian, M., Bouchez, J. L., Ne'de'lec, A., Siqueira, R., 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.
- Saint Blanquat, M., (de) & Tikoff, B., 1996- Development of magmatic to solid-state fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek granite, Sierra Nevada bathohth. in J.L. Bouchez, D.H-W. Hutton and E. Stephens (eds.). *Grante: from segregation of melt to emplacement fabrics*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht. pp- 231-252.
- Schmidt, M. W., 1992- Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 304 – 310.
- Stephenson, A., 1994- Distribution anisotropy: two simple models for magnetic lineation and foliation, *Phys. Earth Planet. Inter.* 82, 49-53.
- Wyllie, J. P., 1984- *Physic of the earth and planetary interiors* No. 35. P. 12- 18.