

سازوکار جای‌گیری توده آذرین قله سوخته، رهیافتی بر ژئودینامیک الیگوسن در منطقه جنوب دامغان

ادریس بخت‌آور، مریم شیبی*

دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکده علوم زمین

پذیرش ۱۴۰۰/۰۵/۲۴

دریافت ۱۳۹۹/۰۵/۲۱

چکیده

توده نیمه‌عمیق قله سوخته به‌عنوان بخشی از نوار ماگمایی تروود-چاه شیرین در بخش شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. سنگ‌های میزبان این توده آذرین یک مجموعه آتشفشانی-آذرآواری انوسن است که بخش عمده آن را توف قرمز-ارغوانی، برش آتشفشانی و آگلومرا تشکیل می‌دهند. برای بررسی سازوکار جای‌گیری این توده نیمه‌عمیق از روش ناهم‌سانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) استفاده شده است. این توده نیمه‌عمیق ترکیب دیوریت پورفیری داشته و از دیدگاه مغناطیسی در رده سنگ‌های فرومغناطیس قرار می‌گیرد. هم‌چنین حضور منیتی در بررسی‌های میکروسکوپی و شیمی کانی اثبات شده است. بیش‌ترین درجه ناهم‌سانگردی مغناطیسی (P%) که معرف میزان تنش است در بخش‌های خاوری و شمال باختری این توده مشاهده شده است. بخش‌های مرتفع این توده نیمه‌عمیق دارای بیضوی مغناطیسی کلوچه‌ای شکل هستند. تعدادی از ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده در بخش جنوب باختری این توده نیمه‌عمیق، بیضوی مغناطیسی دوکی و خطوارگی‌های با شیب زیاد دارند که به‌عنوان محل تغذیه ماگما در نظر گرفته شده‌اند. علاوه بر این شواهد، شکل دایره‌ای تا بیضوی این توده آذرین، الگوی تقریباً متحدالمرکز فابریک ماگمایی، خرد شدگی و دگرشکلی شدید سنگ‌های میزبان به‌ویژه در حواشی باختری، همگی از مهم‌ترین شواهد موجود برای جای‌گیری این توده نیمه‌عمیق به‌روش بالونی‌شدن است.

واژه‌های کلیدی: توده نیمه عمیق، قله سوخته، بالونی شدن، روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS).

The Emplacement Mechanism of Gholeh-Sukhteh Intrusion, Geodynamic Implication of the Oligocene in South Damghan Area

Edris Bakhtavar, Maryam Sheibi*

Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Abstract

Gholeh- Sukhteh sub-volcanic intrusion as part of the Toroud – Chah-Shirin magmatic belt, is located in the northern part of Central Iranian structural zone. A volcano-pyroclastic sequence of Eocene including of red-purple tuffs, volcanic breccia, and agglomerate is the host rocks. In order to investigate the emplacement mechanism of this sub-volcanic intrusion, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is used. The pluton is dioritic porphyry and belongs to ferromagnetic and magnetite series granites. Presence of magnetite is confirmed by microscopic observations and mineral chemistry. The highest degree of anisotropy (P%) that is sign of strain, is observed at the northern east to west - southwest of the intrusion. Highest areas and around the roof of Gholeh-Sukhteh intrusion, shaped parameter (T) is oblate. Some stations at the south-western part of intrusion have high-plunge magnetic lineations and prolate shape parameters. This part can be considered as feeder zone. Furthermore, the circular to ellipsoid shape of the pluton, roughly concentric magnetic

pattern through the sub-volcanic intrusion, intense crushing and deformation at the country rocks especially at western margins are the main evidences that the pluton emplaced as a balloon.

Keywords: Sub-volcanic intrusion, Gholeh-Sukhteh, ballooning, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS)

مقدمه

جای‌گزینی ماگما در پوسته زمین و نحوه استقرار توده‌های گرانیتوئیدی یکی از مهم‌ترین مسائل مطرح شده در زمین‌شناسی است؛ زیرا معمولاً در پوسته فضای باز زیادی برای قرارگیری و سخت شدن ماگما وجود ندارند (Molyneux & Hutton, 2000). تاکنون مدل‌های مختلفی برای سازوکار جای‌گیری توده‌های نفوذی در پوسته زمین ارائه شده است اما مشابتهای صحرایی و ساختاری موجب می‌شود تشخیص بسیاری از این مکانیزم‌ها از یک‌دیگر بسیار دشوار باشد. برای مثال توده‌های نفوذی با رخنمون دایره‌ای تا بیضوی شکل می‌توانند به هر کدام از مدل‌های بالونی شدن، دی‌پایریسم، گنبدی شدن و یا استوپینگ مستقر شده باشند (Paterson & Vernon, 1995)، اما تنها مشاهدات دقیق صحرایی و الگوهای ساختار داخلی آنها می‌تواند مدل صحیح جای‌گیری را آشکار سازد. از آن‌جا که نتایج حاصل از روش فابریک مغناطیسی می‌تواند مراحل تحول پیش‌رونده از فابریک کاملاً ماگمایی تا فابریک حاصل از تکتونیک و حتی تغییرات ترکیب کانی‌شناسی حاصل از عملکرد دگرسانی گرمایی را نشان دهد (Sheibi et al., 2012). در این پژوهش ابتدا شواهد صحرایی، پتروگرافی، ساختاری و داده‌های حاصل از روش فابریک مغناطیسی^۱ در توده آذرین قله سوخته ارائه می‌شود. سپس شواهد ساختاری و الگوهای داخلی حاصل از مکانیزم‌های استقرار توده‌های نفوذی مشابه با یک‌دیگر مقایسه شده و در ادامه بهترین الگو و سازوکار جای‌گیری توده نیمه‌عمیق بررسی شده‌بررسی می‌شود.

روش پژوهش

نمونه‌هایی که در روش تعیین فابریک‌های مغناطیسی استفاده می‌شوند مغزه‌های کوچکی هستند که به‌وسیله یک ماشین حفاری کوچک و قابل حمل در صحرا تهیه می‌شوند. به‌منظور بررسی‌های زمین‌شناسی و فابریک مغناطیسی، طی هفت روز بازدید صحرایی، توده آذرین قله سوخته مغزه‌گیری و حفاری شده است. پس از بررسی‌های لازم و طراحی یک شبکه منظم، حفاری از بخش‌های مختلف توده آذرین قله سوخته در ۱۷ ایستگاه انجام شده است. در هر ایستگاه دو تا سه مغزه با طول بیش از ۱۰ سانتی متر حفاری و در مجموع تعداد ۱۳۲ قطعه مغزه به ارتفاع ۲۲ میلی‌متر تهیه شده است. برای آشنایی با مراحل مختلف مغزه‌های جهت‌دار به (بختاور، ۱۳۹۷) مراجعه شود. در شکل ۱ پ نقشه پراکندگی ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده به نمایش در آمده است. بعد از شستشو و آماده‌سازی مغزه‌های برداشت شده، بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی هرکدام از قطعات در سه جهت خاص با استفاده از دستگاه حساسیت‌سنج مغناطیسی مدل MFK1-FA ساخت شرکت آجیکو (AGICO) از جمهوری چک در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری شده است. این دستگاه که ساخت کارخانه Agico (جمهوری چک، برنو) است برای اندازه‌گیری خودپذیری محوری با جریان متناوب (۹۲۰ Hz، 4×10^{-4} T) مناسب است. موقعیت ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده و پارامترهای مغناطیسی به‌دست آمده از توده قله‌سوخته در جدول ۱ ارائه شده است. همچنین تعداد ۳۰ عدد مقاطع نازک میکروسکوپی و ۵ عدد مقطع نازک-صیقلی از نمونه‌ها و مغزه‌های برداشت شده تهیه و از نظر پتروگرافی،

1. Magnetic fabric

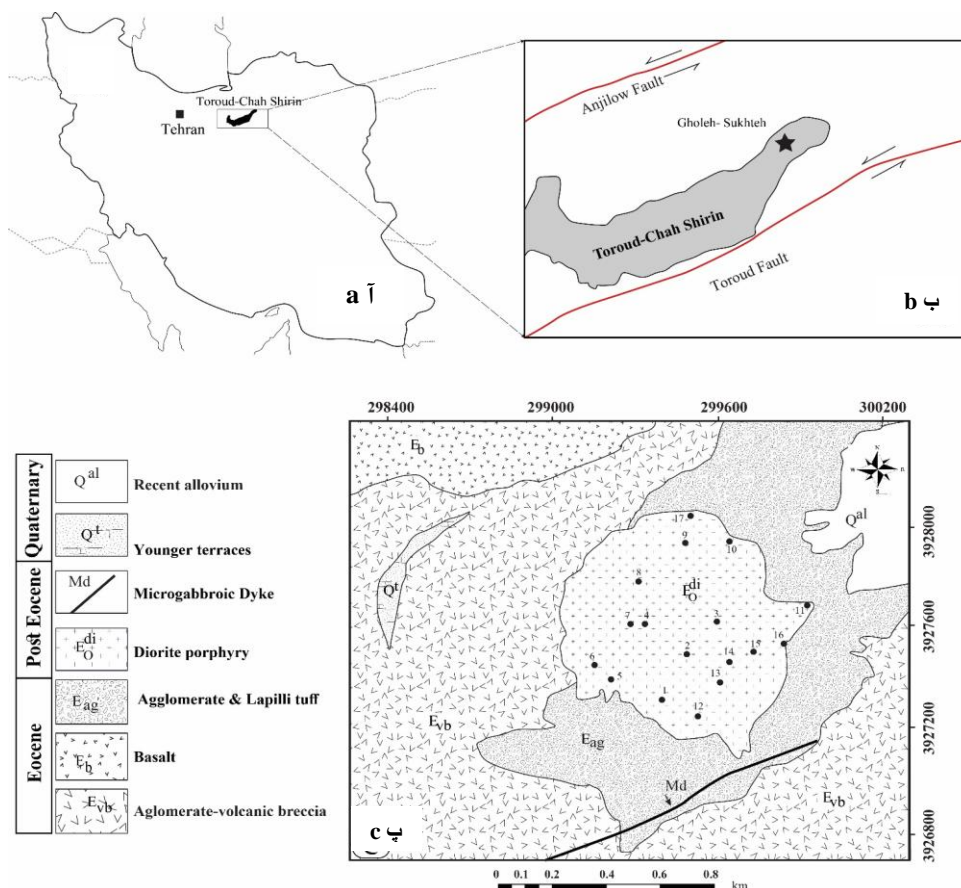
مینرالوگرافی و ریزساختی بررسی شده‌اند. در این پژوهش برای شناسایی ترکیب دقیق کانی‌های تشکیل‌دهنده توده نیمه‌عمیق قله سوخته، تجزیه ریزکاوش الکترونی روی کانی‌های اپک بر ۲ مقطع نازک-صیقلی و در مجموع ۸ نقطه انجام شده است. نمونه‌ها در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران با استفاده از دستگاه EMPA تجزیه شده‌اند. با توجه به اهمیت شناسایی کانی‌های اپک در پژوهش‌های فابریک مغناطیسی، در این پژوهش تنها نتایج حاصل از تجزیه ریزپردازش الکترونی کانی تیتانومینیتیت ارائه شده است (جدول ۲).

زمین‌شناسی عمومی و سنگ‌شناسی توده نیمه‌عمیق قله سوخته

نوار ماگمایی تروود-چاه شیرین در بخش شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۱ آ و ب) و از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن، توده‌های نیمه‌عمیق ائوسن-پسین-الیگوسن پیشین تشکیل شده است (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۷۵). این منطقه با روند شمال خاوری-جنوب باختری میان دو گسل اصلی تروود و انجیلو قرار گرفته و بخش کوچکی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (معلمان (اشراقی، ۱۳۸۵) را تشکیل می‌دهد (شکل ۱ ب). منطقه قله سوخته، با طول جغرافیایی "۵۷° ۴۶' ۵۴" تا "۴۸° ۴۷' ۵۴" و عرض جغرافیایی "۳۷° ۲۸' ۳۵" تا "۳۸° ۲۸' ۳۵" شمالی در انتهای خاوری این نوار ماگمایی واقع شده است. نقشه زمین‌شناسی معرف واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده بررسی شده در شکل ۱ پ آورده شده است. توالی ضخیمی از توف داسیتی، گدازه‌های پیروکسن آندزیت، توف آندزیتی-داسیتی که هوشمندزاده و همکاران (۱۳۷۵) به‌عنوان واحد برش آتشفشانی زیرین (E_{vb}) نام‌گذاری کرده‌اند در اطراف منطقه قله سوخته گسترش وسیعی دارند (شکل‌های ۱ پ و ۲ آ). هم‌چنین یک واحد آتشفشانی-آذرآواری متشکل از توف قرمز-ارغوانی، برش آتشفشانی و آگلومرا (E_{ag}) بیش‌ترین حجم سنگ‌های خروجی را در این محدوده تشکیل می‌دهند (شکل ۲ آ و ت). در تصاویر ماهواره‌ای و نقشه، توده نیمه‌عمیق قله سوخته رخنمون دایره‌ای شکل داشته و توالی‌های آتشفشانی-آذرآواری فوق را قطع کرده است (شکل ۲ آ و ت). در جنوب باختر توده نیمه‌عمیق قله سوخته، دایک مافیکی با امتداد NE-SW به‌طول بیش از ۲ کیلومتر سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را قطع نموده است. این دایک سبزرنگ، دارای ترکیب میکروگابروبی است (شکل ۱ پ). تحت تأثیر رژیم تکتونیکی حاکم بر منطقه، درزه و شکستگی‌های فراوانی در توده نیمه‌عمیق قله سوخته و سنگ‌های میزبان ایجاد شده است. نیم‌ساز زاویه متعم درزه‌های مزدوج معرف δ_1 و نیم‌ساز زاویه مکمل آنها معرف δ_3 در منطقه است (قاسمی، ۱۳۸۷). شکل ۲ و مراحل آماده سازی تعدادی از مغزه‌های سنگی حفاری شده برای پژوهش‌های فابریک مغناطیسی را نشان می‌دهد.

در بررسی‌های صحرائی، سنگ‌های آذرین سازنده توده قله سوخته دارای ساخت غالب پورفیری هستند، به‌دلیل حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، سوزن‌های هورنبلند و بیوتیت ورقه‌ای، نام دیوریت پورفیری در نظر گرفته شده است. در مقاطع میکروسکوپی، بافت‌های غالب پورفیری، گلومروپورفیری و پوئی‌کلیتیک مشاهده می‌شوند (شکل ۳). پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی موجود در سنگ‌های آذرین بررسی شده است.

بررسی سیستماتیک مقاطع نازک میکروسکوپی نشان می‌دهد که حواشی خاوری توده نسبت به مناطق باختری و مرکزی، کلینوپیروکسن (دیوپسید) بیش‌تری دارد (شکل ۳). به استثنای پیروکسن، اکثر کانی‌های موجود در توده به‌دلیل عملکرد فرایند دگرسانی گرمایی با کانی‌های ثانویه‌ای نظیر اپیدوت، کلسیت و کانی‌های رسی جای‌گزین شده‌اند.



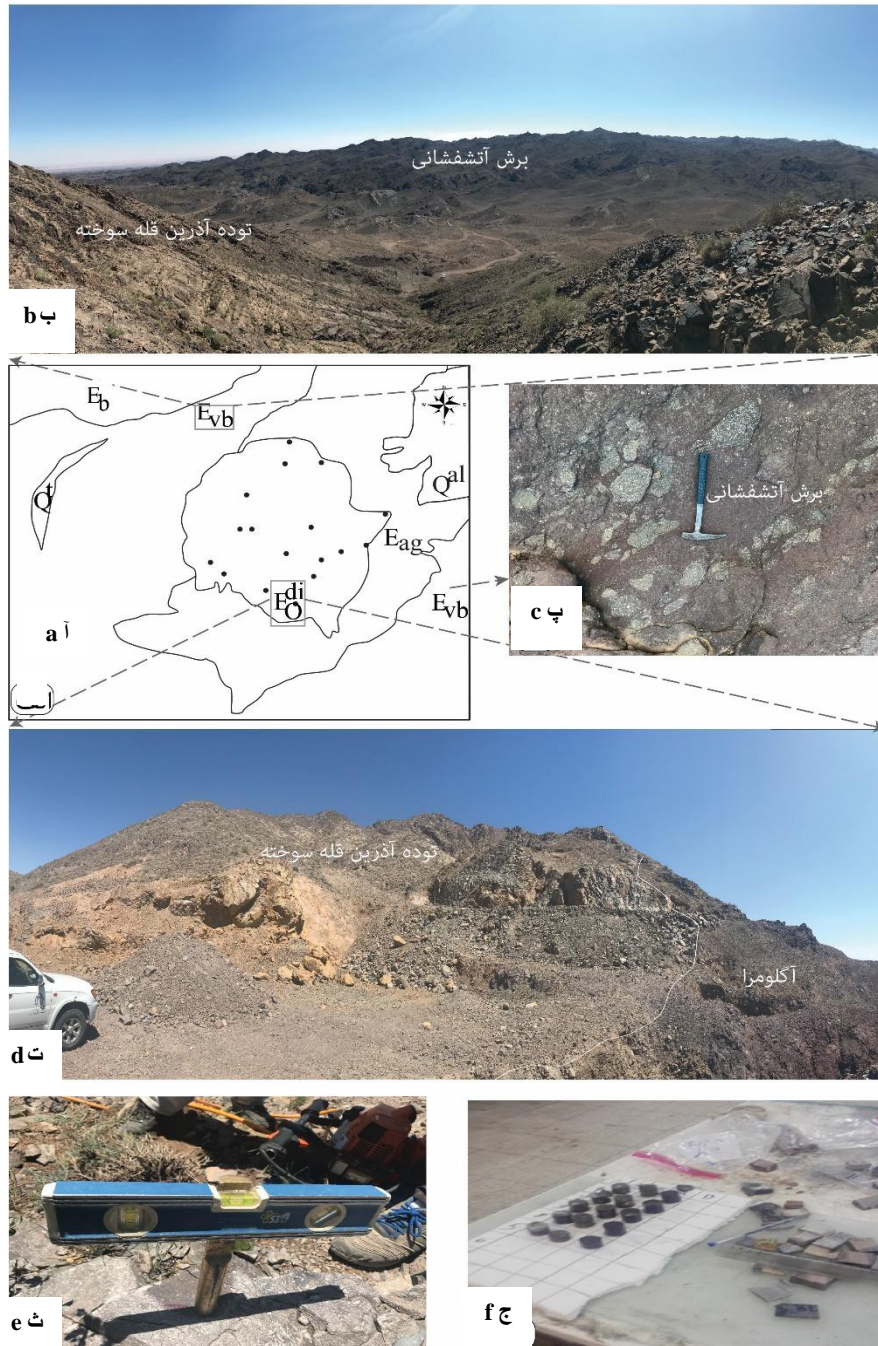
شکل ۱. ا) کمان ماگمایی ترود- چاه شیرین در ایران، ب) موقعیت محدوده بررسی شده در نوار ماگمایی ترود- چاه شیرین، پ) نقشه زمین شناسی منطقه قله سوخته. اعداد معرف ایستگاه‌های برداشت شده برای بررسی‌های فابریک مغناطیسی است.
Figure 1. a) Toroud-Chah Shirin magmatic arc in Iran, b) The position of the study area in the Toroud-Chah Shirin magmatic arc, c) Geological map of the Gholeh-Sukhteh area. The numbers represent the sampling stations for magnetic fabric studies.

نتایج و بحث

۱. متغیرهای استفاده شده در بررسی‌های فابریک مغناطیسی و پردازش آنها

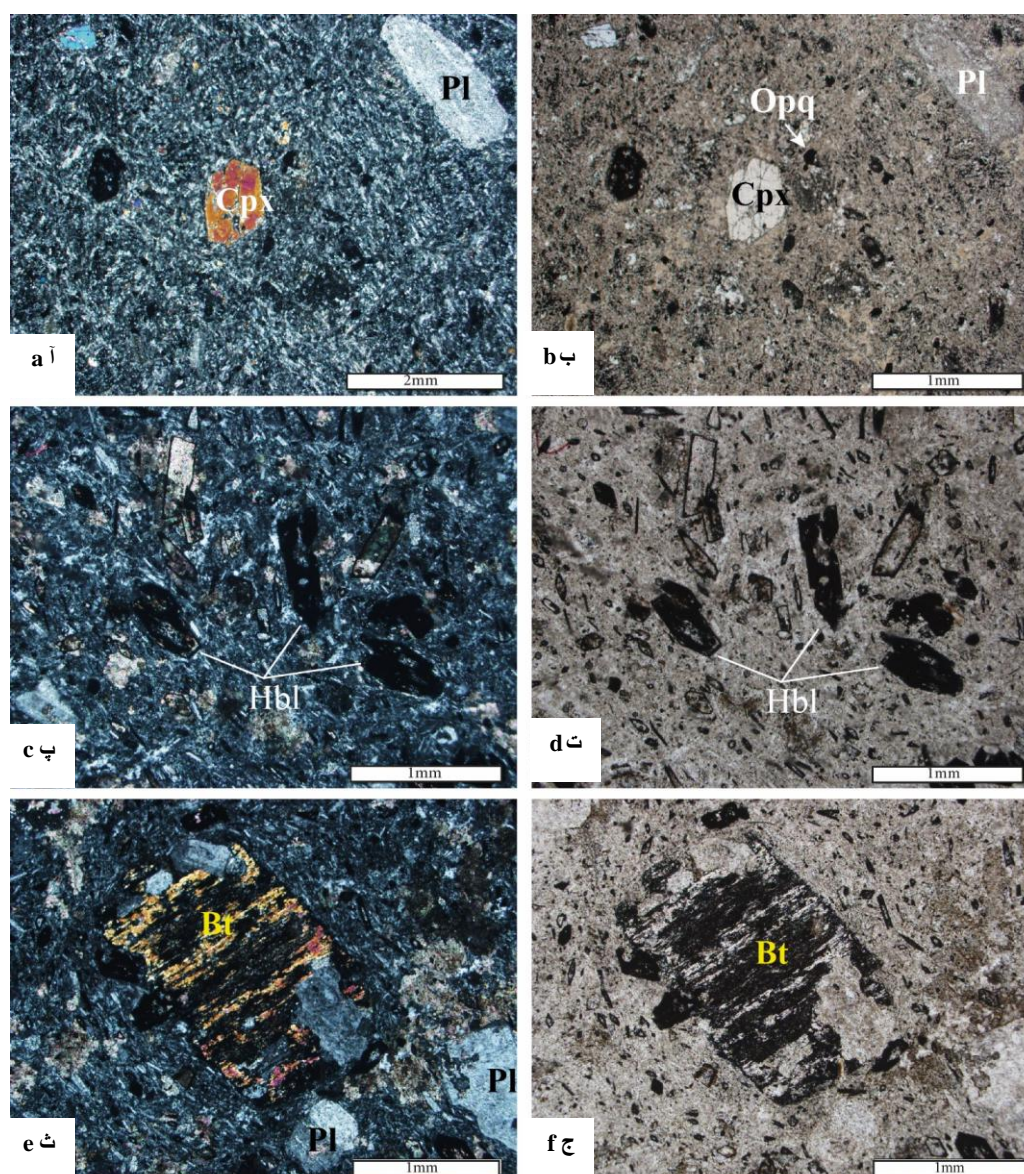
ناهم‌سان‌گردی پذیرفتاری مغناطیسی^۱ روش مهمی است که جهت‌یابی ترجیحی کانی‌های دارای خاصیت مغناطیسی را در سنگ‌ها و یارسوبات سست به تصویر می‌کشد (Tarlin & Hrouda, 1993; Hrouda, 1982). به همین دلیل از این خاصیت برای بررسی ساختار اولیه و فابریک سنگ‌ها استفاده می‌شود (Tarlin & Hrouda, 1993) ناهم‌سانگردی پذیرفتاری مغناطیسی، روشی غیرمخرب است و می‌توان از آن تقریباً برای بررسی فابریک همه انواع سنگ‌ها استفاده کرد، زیرا این روش به سنگ‌هایی که دارای نشانه‌های واکنشی ویژه از جمله فسیل‌های تغییر شکل یافته هستند نیازی ندارد (Dubey, 2014). چنان‌چه شدت مغناطیس‌شدگی یک نمونه سنگی به جهت‌یابی آن در میدانی خارجی وابسته باشد، قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی در جهات مختلف متفاوت است. در این صورت سنگ از نظر مغناطیسی آنیزوتروپ است (Dubey, 2014). در چنین سنگ‌هایی، قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی به‌عنوان یک تئور متناسب درجه دوم نشان داده می‌شود که از نظر هندسی به صورت یک بیضوی مغناطیسی دارای سه محور اصلی ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$) است.

1. Anisotropy of Magnetic Susceptibility



شکل ۲. آ) نقشه زمین‌شناسی شماتیک محدوده بررسی شده، ب) دورنمایی از واحدهای آتشفشانی-آذرآواری ائوسن در حاشیه شمال باختر توده قله سوخته (دید به سمت باختر)، پ) تصویر صحرایی از برش‌های آتشفشانی، ت) دورنمایی از توده نیمه-عمیق بررسی شده و سنگ‌های میزبان آن (دید به سمت شمال)، ث) برداشت مغزه‌های جهت‌دار به منظور بررسی‌های فابریک مغناطیسی، ج) آماده سازی تعدادی از مغزه‌های سنگی حفاری شده برای بررسی‌های فابریک مغناطیسی

Figure 2. a) Schematic geological map of the study area, b) Perspective of Eocene volcano-pyroclastic units in the northwestern margin of the Gholeh-Sukhteh intrusion (view to the west), c) Field view of volcanic breccias, d) Perspective of the subvolcanic intrusion and its host rocks (view to the north), e) Drilling of oriented cores for magnetic fabric studies, f) Preparation of a number of drilled cores for magnetic fabric studies.



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی برخی از مهم‌ترین بافت‌ها و کانی‌های تشکیل دهنده توده آذرین قله سوخته. آ و ب) بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه‌ای از میکرولیت‌ها-حاشیه خاوری توده؛ پ و ت) میکرودیوریت دگرسان شده دارای بلورهای هورنبلند اپاسیته و کربناتی شده؛ ث و ج) بیوتیت ورقه‌ای دگرسان شده در بخش‌های مرکزی توده قله سوخته. تصاویر سمت چپ در نور پلاریزه و سمت راست در نور طبیعی. علائم اختصاری کانیها از (Whitney & Bernard, 2010) اقتباس شده‌اند.

Figure 3. Microscopic photos of textures and minerals in Gholeh-Sukhteh subvolcanic intrusion. **a and b)** plagioclase and pyroxene crystals in microlithic groundmass-east margin of the intrusion; **c and d)** altered microdiorite with opacified and carbonated hornblende crystals; **e and f)** altered book biotite in the central parts of the Gholeh-Sukhteh subvolcanic intrusion. Images left are in XPL and the right ones in PPL. Mineral abbreviations are adapted from Whitney and Bernard (2010).

(Lanza & Meloni, 2006) (شکل ۴). در این بیضوی بزرگ‌ترین و کوچک‌ترین محور به ترتیب K_{max} یا K_1 و K_{min} یا K_3 و محور متوسط آن K_{int} یا K_2 است. خطوارگی مغناطیسی منطبق بر K_{max} و قطب برگوارگی مغناطیسی با محور K_{min} مطابقت می‌کند (Saint Blanquat, 2001). K_{int} محور متوسط بیضوی است و مقدار آن به‌عنوان میانگین عددی K_{min} و K_{max} نیست، بلکه در محدوده‌ی میان آنها تغییر می‌کند تا تجسم بیضوی مغناطیسی را

امکان پذیر می‌سازد (Lanza & Meloni, 2006). بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی (Km)، جهت‌یابی ترجیحی کلی کانی‌های پارامغناطیسی، دیامغناطیسی و فرو مغناطیسی و یا شبکه‌بندی بلوری را اندازه‌گیری می‌کند (Hrouda, 1982). چنانچه مغناطیس‌شدگی القایی در تمامی جهات دارای شدت یکسانی باشد، نمونه سنگ از نظر مغناطیسی ایزوتروپ یا هم‌سان‌گرد است. خودپذیری مغناطیسی میانگین (Km) برای یک نمونه برابر با مقدار میانگین خودپذیری مغناطیسی در تمام جهات است که به صورت $K_{mean} = \frac{K_1+K_2+K_3}{3}$ تعریف می‌شود. این پارامتر فاقد بعد بوده اما در اندازه‌گیری‌ها برای سنجش بزرگی آن، یک مقدار مبنا در نظر گرفته می‌شود که به صورت SI^1 یا μSI نشان داده می‌شود.

ناهم‌سانگردی مغناطیسی (P) کانی‌ها می‌تواند ناشی از ناهمسانگردی در ساختار بلور یا شکل دانه‌های فرومغناطیس غیرکروی باشد. مهم‌ترین عامل ناهم‌سانگردی مغناطیسی در سنگ پراکندگی یا جهت‌یابی ترجیحی کانی‌های تشکیل دهنده یا به عبارت دیگر فابریک سنگ است. درصد ناهم‌سانگردی مغناطیسی (P%) برابر با نسبت پذیرفتاری بیشینه (K_1) به پذیرفتاری مغناطیسی کمینه (K_3) است و از فرمول $P\% = [K_1/K_3 - 1] * 100$ محاسبه می‌شود (Saint Blanquat, 2001).

پارامتر شکل (T) به توصیف شکل بیضوی مغناطیسی می‌پردازد و برابر است با $T = \frac{[ln(\frac{K_2}{K_3}) - ln(\frac{K_1}{K_3})]}{[ln(\frac{K_2}{K_3}) + ln(\frac{K_1}{K_2})]}$ در واقع این پارامتر جهت و نظم بلورهای فرومغناطیس را در هنگام جای‌گیری یک توده ماگمایی، رشد بلوری یا آرایش دوباره آنها در یک میدان تنش را حین جای‌گیری نشان می‌دهد (Ellwood, 1978). T در محدوده‌ای بین +۱ (بیضوی پهن) تا -۱ (بیضوی کشیده) تغییر می‌کند (Jelinek, 1981).

جدول ۱. پارامترهای مغناطیسی ایستگاه‌های بررسی شده در توده نیمه‌عمیق قله‌سوخته

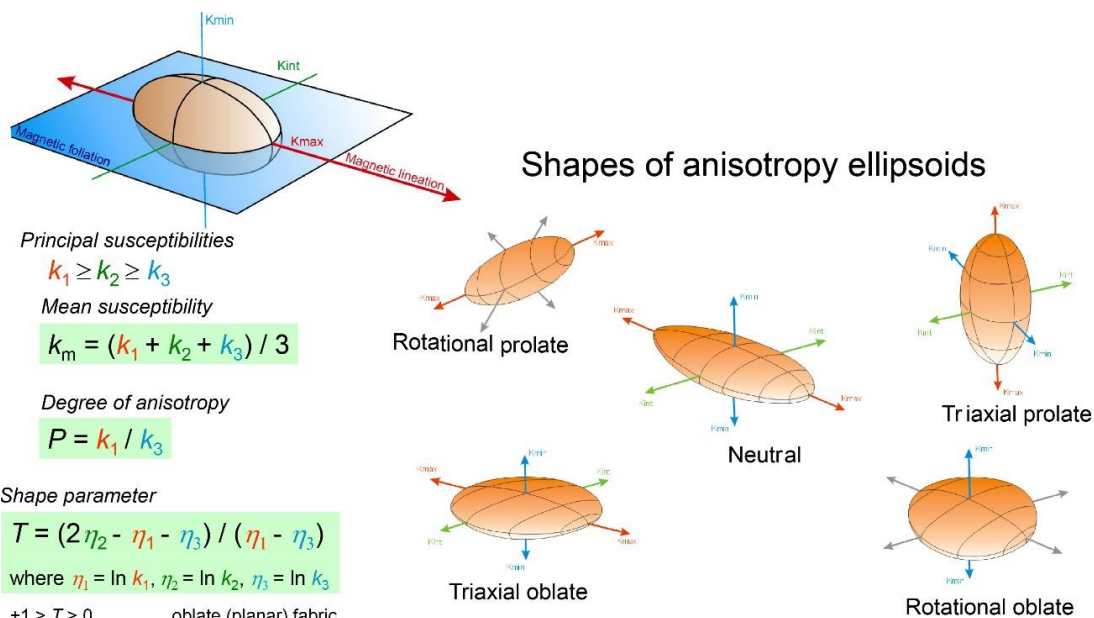
Table 1. Magnetic parameters of the studied stations in Gholeh-Sukhteh subvolcanic intrusion

| Station | Long. X | Lat. Y | Km | P% | T | Lin. Az/Pl. | Pol of Az/Pl | Fol |
|---------|----------|----------|------|-------|-------|-------------|--------------|------|
| ۱ | ۵۴,۷۸۸۸۵ | ۳۵,۴۶۸۹۵ | ۰,۱۴ | ۲,۱ | ۰,۱۶۱ | ۱۱۱,۹ ۵۶,۵ | ۳۰۲,۹ | ۸,۹ |
| ۲ | ۵۴,۷۸۹۶۵ | ۳۵,۴۷۰۵۵ | ۰,۱۵ | ۱,۷ | -۰,۰۵ | ۱۵۵,۲ ۲۳,۶ | ۱۵۵ | ۲۴,۴ |
| ۳ | ۵۴,۷۹۰۸۷ | ۳۵,۴۷۱۸۷ | ۰,۱۶ | ۱۰,۱۵ | ۰,۳۰۹ | ۱۶۹,۶ ۲۰,۲ | ۱۸۶ | ۵۲,۳ |
| ۴ | ۵۴,۷۸۸۱۸ | ۳۵,۴۷۱۸۳ | ۰,۲۳ | ۲,۷ | ۰,۱۸۶ | ۱۹۸ ۶۷,۵ | ۶۰,۵ | ۱۶,۶ |
| ۵ | ۵۴,۷۸۷۰۲ | ۳۵,۴۶۹۸۱ | ۰,۲۸ | ۳,۱ | -۰,۳۳ | ۳۴۷,۹ ۷۲,۶ | ۱۲۴,۱ | ۳۷,۷ |
| ۶ | ۵۴,۷۸۶۴۳ | ۳۵,۴۷۰۰۳ | ۰,۲۸ | ۱,۶ | ۰,۱۰۸ | ۱۱۵,۵ ۲۸,۹ | ۲۵۲,۳ | ۸,۷ |
| ۷ | ۵۴,۷۸۷۶۹ | ۳۵,۴۷۱۷۸ | ۰,۲۸ | ۳,۷ | -۰,۴۹ | ۱,۸ ۱۲,۹ | ۵۴ | ۳,۱ |
| ۸ | ۵۴,۷۸۷۹۹ | ۳۵,۴۷۳۴۱ | ۰,۳۲ | ۶ | -۰,۰۸ | ۶۹,۵ ۴۱,۴ | ۱۶۲,۵ | ۵۵,۲ |
| ۹ | ۵۴,۷۸۹۷۳ | ۳۵,۴۷۵ | ۰,۳۷ | ۱,۹ | ۰,۲۹۵ | ۱۸۵,۴ ۱۱,۴ | ۲۱۶,۸ | ۶۰,۶ |
| ۱۰ | ۵۴,۷۹۱۷۳ | ۳۵,۴۷۵۰۶ | ۰,۴۲ | ۳,۴ | -۰,۱۲ | ۷۴,۲ ۲۶,۴ | ۲۰۶ | ۴۵,۲ |
| ۱۱ | ۵۴,۷۹۴۳۸ | ۳۵,۴۷۲۶۷ | ۰,۵۴ | ۳,۳ | ۰,۳۱۳ | ۲۴۳,۳ ۷۱,۵ | ۲۴۱,۱ | ۲۴,۴ |
| ۱۲ | ۵۴,۷۹۰۱۴ | ۳۵,۴۶۸۳۶ | ۱,۱۴ | ۲ | -۰,۲۹ | ۹۳,۴ ۸۵,۷ | ۱۰۱,۵ | ۰,۶ |
| ۱۳ | ۵۴,۷۹۱۰۴ | ۳۵,۴۶۹۶ | ۱,۲۲ | ۵,۳ | ۰,۰۵۴ | ۵۲,۹ ۲۹,۱ | ۲۲۸ | ۷۳,۵ |
| ۱۴ | ۵۴,۷۹۱۴ | ۳۵,۴۷۰۳۸ | ۴,۴۵ | ۴,۶ | ۰,۰۳۸ | ۱۲۶,۴ ۱۵,۸ | ۲۲۳ | ۶۴,۷ |
| ۱۵ | ۵۴,۷۹۲۲۷ | ۳۵,۴۷۰۷۱ | ۹,۵۲ | ۴ | ۰,۰۶۵ | ۲۳۰,۸ ۶۷,۴ | ۲۶۲,۲ | ۶۹,۸ |
| ۱۶ | ۵۴,۷۹۳۳۸ | ۳۵,۴۷۰۸۶ | ۱۰,۶ | ۵,۷ | ۰,۲۹۲ | ۱۲۴,۹ ۴۴,۵ | ۱۹۱ | ۴۴ |
| ۱۷ | ۵۴,۷۸۹۷۹ | ۳۵,۴۷۶۰۵ | ۱۸,۴ | ۵,۳ | -۰,۲۱ | ۳۶,۶ ۵۲,۳ | ۳۲۰,۱ | ۱۹,۳ |

¹ Standard International

جدول ۲. نتایج تجزیه نقطه‌ای از کانی‌های اپک در توده نیمه عمیق قله سوخته
Table 2. Microprobe results of opaque minerals in Gholeh-Sukhteh subvolcanic intrusion

| Station | #12 | | | | #14 | | | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Point.No | ۴ | ۵ | ۹ | ۳۹ | ۲ | ۱۰ | ۹ | ۱ |
| SiO ₂ | ۰,۰۲ | ۰,۰۵ | ۰,۰۵ | ۰,۱ | ۰,۳۲ | ۰,۱ | ۰,۱۲ | ۰,۴۳ |
| TiO ₂ | ۱۷,۵۸ | ۱۴,۲۳ | ۱۲,۴۴ | ۱۵,۵۴ | ۱,۸۷ | ۱,۸ | ۰,۴ | ۰,۵۶ |
| Al ₂ O ₃ | ۰,۵۳ | ۰,۳ | ۰,۲۵ | ۰,۳۳ | ۰,۱۶ | ۰,۹۶ | ۰,۲۵ | ۰,۲۷ |
| Fe ₂ O ₃ | ۳۲,۸ | ۳۸,۵ | ۴۳,۴ | ۳۶,۲ | ۶۲,۸ | ۶۱,۵ | ۶۶ | ۶۵,۳ |
| FeO | ۴۲,۷ | ۴۰,۴ | ۳۹,۱ | ۴۲,۱ | ۳۱,۹ | ۳۰,۵ | ۳۰,۵ | ۳۰,۷ |
| MnO | ۰,۱۸ | ۰,۱۴ | ۰,۱ | ۰,۱۲ | ۰,۰۹ | ۰,۵۴ | ۰,۰۸ | ۰,۱۳ |
| MgO | ۲,۲۱ | ۱,۴۵ | ۱,۶۴ | ۱,۴ | ۰,۲۵ | ۰,۳۴ | ۰,۱ | ۰,۴۱ |
| CaO | ۰,۰۲ | ۰,۲۶ | ۰,۱ | ۰,۰۶ | ۰,۰۹ | ۰,۲۶ | ۰,۲ | ۰,۰۶ |
| Cr ₂ O ₃ | ۰,۱ | ۰,۳۳ | ۰,۰۵ | ۰,۱۷ | ۰,۰۵ | ۰,۲۸ | ۰,۱۸ | ۰,۱ |
| NiO | ۱,۲۲ | ۰,۴۳ | ۰,۶۷ | ۰,۹۱ | ۰,۱۲ | ۱,۱ | ۰ | ۰,۳۶ |
| Total | ۹۷,۳۶ | ۹۶,۰۹ | ۹۷,۷۲ | ۹۷,۰۳ | ۹۷,۷۵ | ۹۷,۳۲ | ۹۷,۷۸ | ۹۸,۳۴ |



شکل ۴. تصویری فرضی از بیضوی مغناطیسی (سه محور اصلی $K_1 \geq K_2 \geq K_3$) و عناصر فابریک مغناطیسی (بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی، ناهم‌سانگردی مغناطیسی، پارامتر شکل، خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی). این تصویر نشان می‌دهد چگونه با استفاده از ناهم‌سانگردی مغناطیسی، فابریک یک سنگ تعیین می‌شود. در سمت راست اشکال مختلف بیضوی‌های مغناطیسی بر اساس نسبت سه محور اصلی نشان داده شده است (Mamtani et al., 2012).

(Long و Lat) طول و عرض جغرافیایی ایستگاه‌ها؛ Km پذیرفتاری مغناطیسی کل بر حسب SI؛ P درصد ناهم‌سانگردی؛ T متغیر شکل؛ Lin روند و میل K1 معرف خطوارگی مغناطیسی؛ Fol روند و میل K3 معرف قطب برگوارگی مغناطیسی.

Figure 4. Proposed image of magnetic ellipsoid (three main axes $K_1 \geq K_2 \geq K_3$) and magnetic fabric parameters (magnetic susceptibility magnitude, magnetic anisotropy, shape parameter, magnetic lineation and foliation). This image shows how the fabric of a rock is determined using magnetic anisotropy. On the right, different shapes of magnetic ellipsoids are shown based on the ratio of the three main axes (Mamtani et al., 2012).

۱. پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km)

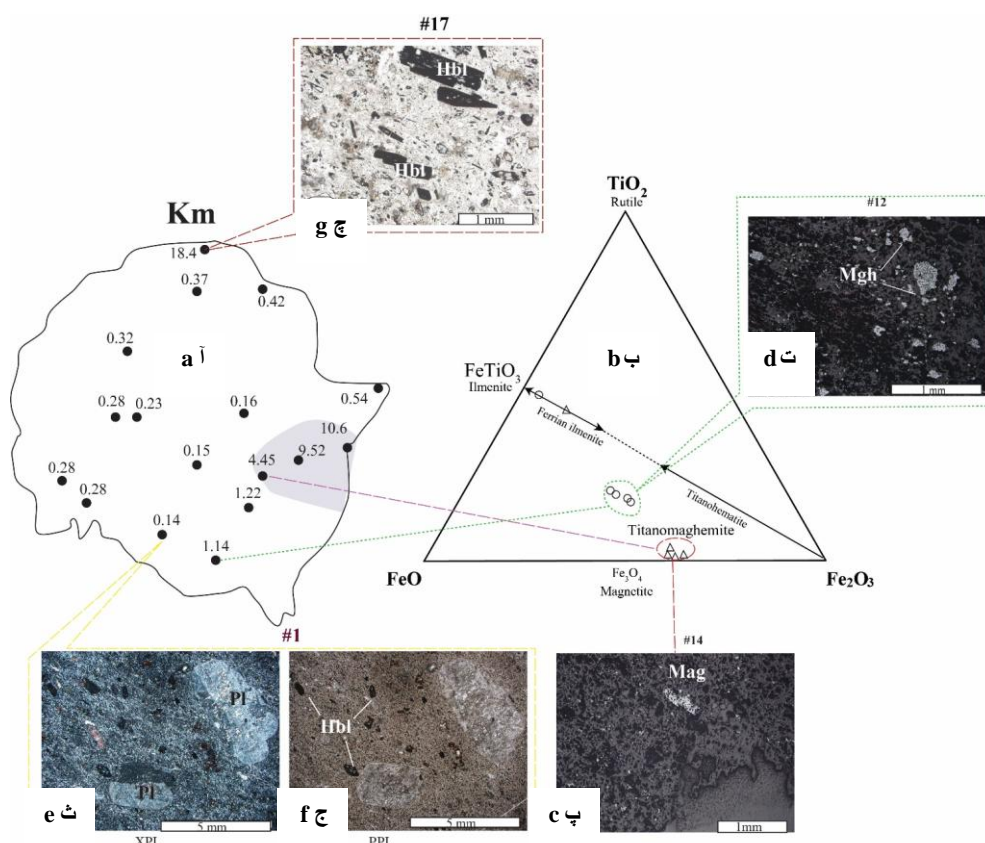
بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های بررسی شده بین ۰/۴ تا ۱۹ SI و به‌طور میانگین SI ۲/۸۵ تغییر می‌کند (جدول ۱). Km ایستگاه‌های با دگرسانی حداقل از SI ۰/۴. بالاتر است؛ از این‌رو این توده آذرین بر اساس رده‌بندی Grégoire و همکاران (Grégoire et al., 1998) در رده گرانیتهای فرو مغناطیس قرار می‌گیرد. تلفیق نتایج حاصل از پژوهش‌های مینرالوگرافی، شیمی کانی منیتیت و بزرگای Km موجب شد تا ایستگاه‌هایی برداشت شده به چهار گروه تقسیم شوند:

۱. ایستگاه‌هایی که $Km > 10$ دارند. نقشه پذیرفتاری مغناطیسی نشان می‌دهد که این ایستگاه‌ها به حواشی خاوری توده مورد بحث محدود می‌شوند (شکل ۵ آ). در این نمونه میزان FeO کل منیتیت‌ها بالا و از ۸۰ تا ۸۹ متغیر است (شکل ۵ ب). هم‌چنین این منیتیت‌ها دارای TiO₂ بالایی هستند که معرف ماگمایی بودن آنها است (Nadoll et al., 2014). بر اساس بررسی‌های دقیق پتروگرافی، این ایستگاه‌ها به دلیل حضور کلینوپیروکسن، ترکیب نسبتاً مافیک‌تری از سایر بخش‌ها داشته و بلورهای منیتیت غالباً به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ابعاد ۰/۲ تا ۰/۶ میلی‌متر دیده می‌شوند. حضور بلورهای منیتیت و تیتانومنییت در این نمونه‌ها در نتایج تجزیه نقطه‌ای (جدول ۲) و نور انعکاسی تأیید شده است (شکل ۵ ب و پ).
۲. ایستگاه‌هایی که در آن $1 < Km < 4$ است. در این ایستگاه‌ها بلورهای منیتیت کاملاً سالم نیست و به واسطه سیالات گرمایی به کانی‌هایی با مغناطیس‌پذیری کم‌تر دگرسان شده‌اند (شکل ۵ ت). نتایج تجزیه نقطه‌ای یکی از این نمونه‌ها ($Km = 1/14$, #۱۲) معرف تبدیل منیتیت ماگمایی به مگمیت است (شکل ۵ ب). به‌علاوه این نمونه در مقایسه با نمونه قبلی محتوای Ti کم‌تری دارد.
۳. ایستگاه‌هایی که $Km < 0/4$ است. این ایستگاه‌ها به دلیل دگرسانی آرژلیک و عملکرد سیالات اسیدی عملاً فاقد منیتیت هستند (به‌عنوان مثال #۱، شکل ۵ ث و پ).
۴. ایستگاه #۱۷ که به‌واسطه حضور بلورهای هورنبلند و بیوتیت به شدت اپاسیته شده و تشکیل منیتیت‌های دانه‌ریز بیش‌ترین بزرگای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی را دارد ($Km > 10$) (شکل ۵ آ و ج). این امر می‌تواند به دلیل صعود سریع ماگما و کاهش فشار و یا بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در مخزن ماگمایی باشد (Buckley, 2006).

۱-۲. ناهم‌سانگردی مغناطیسی (P%)، ریز ساخت و فاکتور شکل (T)

شکل ۷ آ درجه ناهم‌سانگردی در مقابل پارامتر شکل را نشان می‌دهد (Mamtani et al., 2012). مناطق دارای درصد ناهم‌سانگردی بیش‌تر از ۱۰ درصد حاکی از اعمال تنش بر ماگما در هنگام جای‌گیری آن است، در مقابل مقادیر P% کم‌تر از ۱۰ معرف عدم حضور دگرشکلی در زمان استقرار و یا بعد از جای‌گزینی ماگما است و ریزساخت‌های موجود الزاماً ماگمایی هستند (Bouchez, 1997). مقادیر P% به‌دست‌آمده در توده نیمه‌عمیق قله سوخته نسبتاً اندک است و بین ۱ تا ۶ درصد متغیر است (جدول ۱، شکل ۶ ب). بیش‌ترین درجه ناهم‌سانگردی متعلق به نیمه خاوری این توده نیمه عمیق است که بیان‌گر بیش‌ترین تنش و یا دگرشکلی ثبت شده است؛ به‌نظر می‌رسد به دلیل ماهیت پورفیری و نسبت بالای مذاب به بلور در زمان استقرار و جای‌گیری ماگما، هیچ‌گونه ریزساختی در این توده آذرین ثبت نشده است. عملکرد چنین تنش‌هایی در این نواحی با خردشدگی شدید برش‌های ولکانیکی میزبان در محل تماس با این توده و ساخت پوست پیازی در حاشیه داخلی (شکل ۶ ث) تأیید می‌شود. در مقابل ایستگاه‌های با درصد ناهم‌سانگردی پایین، به‌صورت توده‌ای است و فاقد هر نوع دگرشکلی هستند (شکل ۶ ت).

مقادیر T (عامل شکل) برای توده نیمه عمیق قله سوخته بین $-0/49$ تا $+0/31$ متغیر است (جدول ۱). در نقشه T (شکل ۶ پ) ایستگاه‌هایی در شمال و نیمه باختری توده دارای پارامتر شکل منفی و در نتیجه بیضوی مغناطیسی دوکی شکل هستند. در حالی که مناطق مرتفع متعلق به قسمت‌های خاوری و نواحی اطراف ایستگاه شماره ۹، دارای پارامتر شکل مثبت و در نتیجه بیضوی‌های مغناطیسی کلوچه‌ای هستند. این بخش از توده می‌تواند نواحی نزدیک به سقف در نظر گرفته شوند.

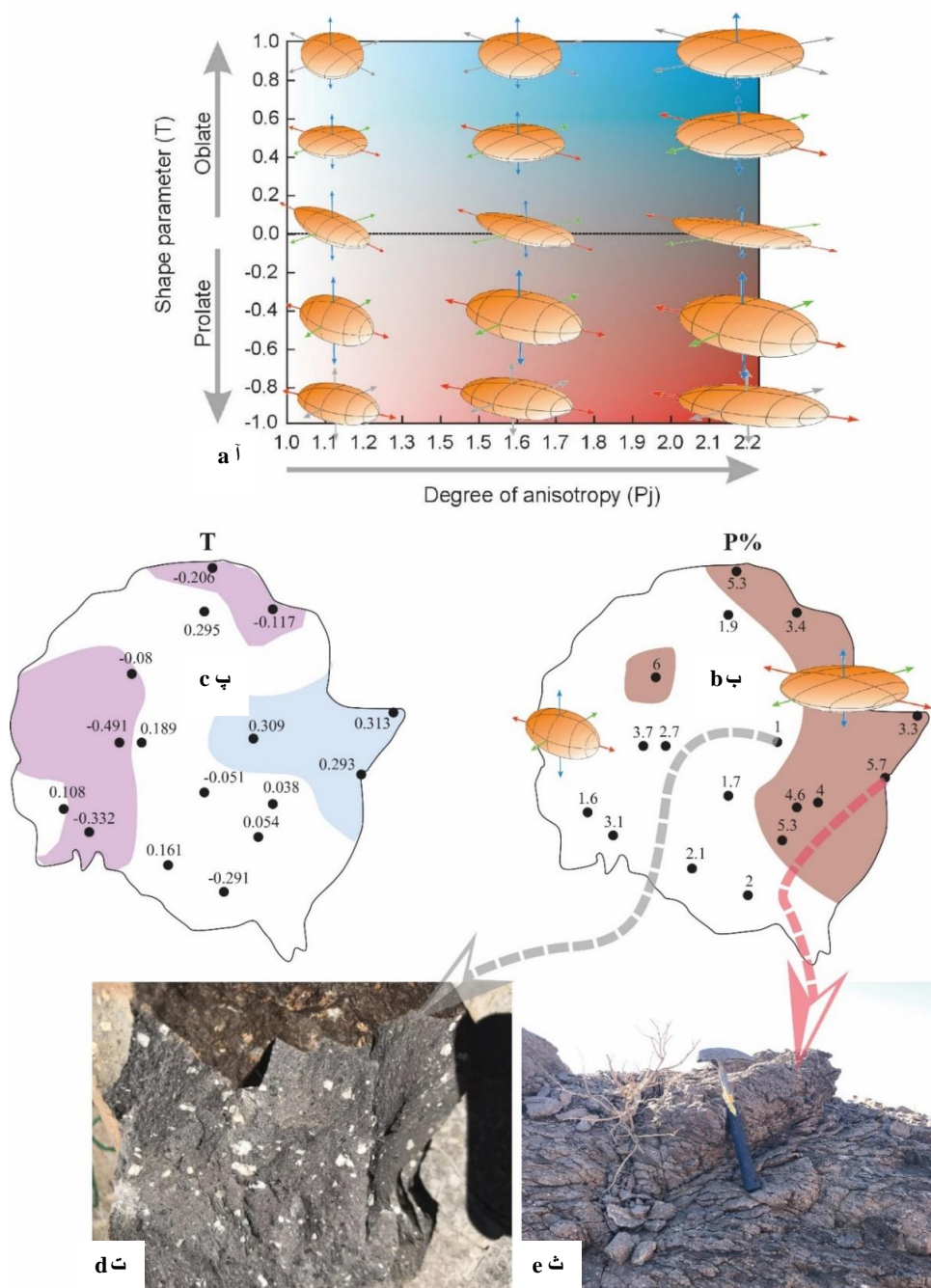


شکل ۵. آ) نقشه بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی در توده آذرین قله سوخته، ب) نمودار سه تایی $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ (Butler, 1992) به منظور تعیین ترکیب کانی‌های اپک، پ، ت، ث، ج و چ) تصاویر میکروسکوپی از ایستگاه‌های با محتوای کانی شناسی و در نتیجه Km متفاوت.

(Long و Lat) طول و عرض جغرافیایی ایستگاه‌ها؛ Km پذیرفتاری مغناطیسی کل بر حسب SI؛ P% درصد ناهم‌سانگردی؛ T متغیر شکل؛ Lin روند و میل K1 معرف خطوارگی مغناطیسی؛ Fol روند و میل K3 معرف قطب برگوارگی مغناطیسی.

Figure 5. a) Map of bulk magnetic susceptibility in Gholeh-Sukhteh subvolcanic intrusion, **b)** $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ ternary diagram (Butler, 1992) to determine the composition of opaque minerals; **c, d, f, e and g)** Microscopic images of stations with different mineralogy and Km.

Lat. and Long: latitude and longitude of stations; Km: Bulk magnetic susceptibility in SI; P% : percentage of anisotropy; T: shape parameter; Lin: K1 trend and plunge represent magnetic linearity; The trend and plunge of K3 represents the pole of magnetic foliation



شکل ۶. آ) نمودار درجه ناهمسانگردی در مقابل پارامتر شکل (Mamtani et al., 2012)، ب) نقشه درصد ناهمسانگردی ($P\%$) در توده قله سوخته. ایستگاه‌های با ناهمسانگردی بالا و پایین به ترتیب با رنگ‌های صورتی و خاکستری نشان داده شده است، پ) نقشه فاکتور شکل بیضوی مغناطیسی (T) که در آن ایستگاه‌های دارای بیضوهای مغناطیسی پهن و کشیده به ترتیب با رنگ‌های آبی و صورتی از یکدیگر متمایز شده‌اند، ت) تصویر نمونه دستی از دیوریت پورفیری توده‌ای در ایستگاهی با $P\%$ پایین، ث) فرسایش پوست پیازی در حاشیه درونی توده قله سوخته در ایستگاهی با $P\%$ بالا.

Figure 6. a) Diagram of anisotropy degree versus shape parameter (Mamtani et al., 2012), b) Map of the anisotropy percentage ($P\%$) in Gholeh-Sukhteh subvolcanic intrusion. Stations with high and low anisotropy are shown in pink and gray, respectively, c) Magnetic ellipsoid factor (T) map in which the stations with oblate and prolate magnetic ellipsoids are distinguished by blue and pink colors, respectively, d) Hand specimen of a porphyry diorite at a station with low $P\%$. e) Onion-Skin weathering in the inner margin of Gholeh-Sukhteh subvolcanic intrusion in a station with high $P\%$.

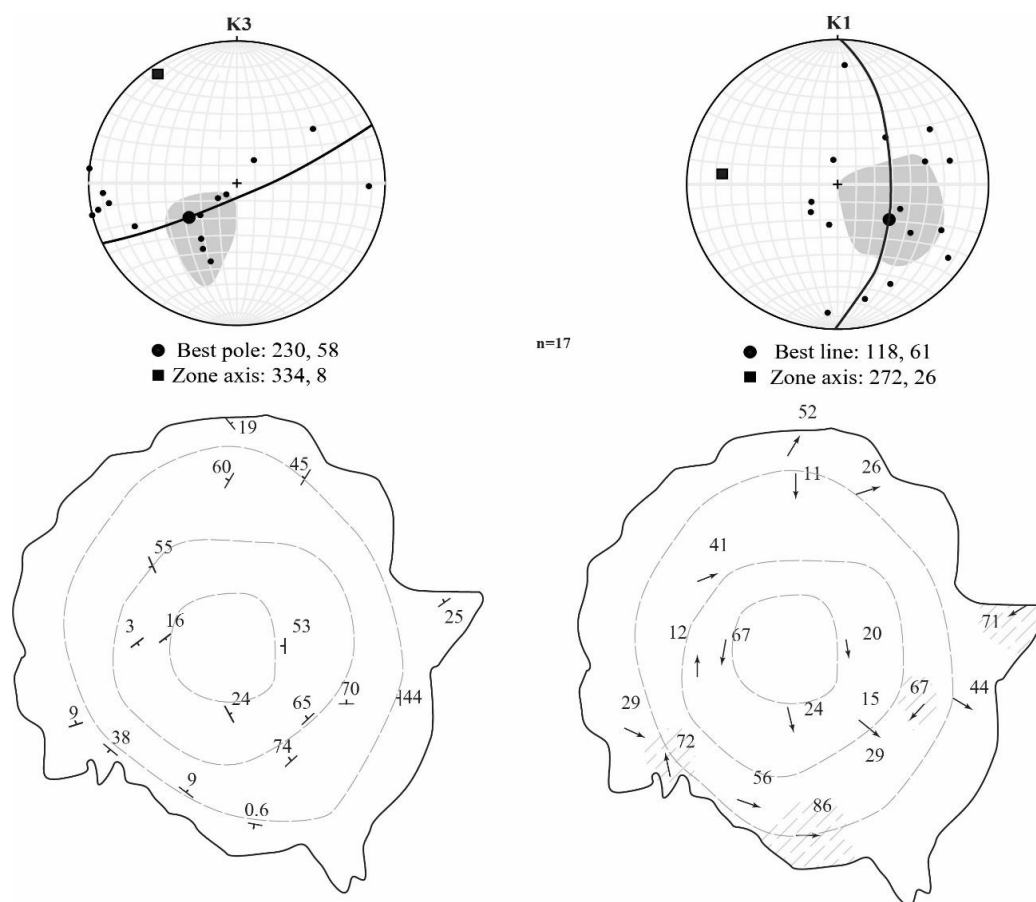
۲. الگوی فابریک مغناطیسی

خطوارگی معمولاً به عنوان ساخت‌های خطی سنگ تعریف می‌شود و شامل فرم‌های خطی (crenulation، میله‌ای) و کشیدگی کانی‌ها (دانه کشیده، تجمع خطی دانه‌های هم بعد، دانه‌های ساب هدرال با شکل کریستالی کشیده و غیره) است (Bouchez, 1997). در واقع خطوارگی، ناهم‌سانگردی در خواص فیزیکی سنگ را نشان می‌دهد و بنابراین با استفاده از روش AMS می‌توان آن را تعیین کرد (Bouchez, 1997). در بررسی‌های AMS، موقعیت فضایی بزرگ‌ترین محور بیضوی پذیرفتاری مغناطیسی یعنی K1 به عنوان خطوارگی مغناطیسی در نظر گرفته می‌شود (Mamtani et al., 2012) (شکل ۴). در نقشه‌های خطوارگی مغناطیسی توده قله سوخته (شکل ۷) با وجود این‌که اکثر ایستگاه‌ها روند خطوارگی مغناطیسی متفاوتی دارند اما در مجموع یک الگوی تقریباً متحدالمرکز را به نمایش می‌گذارند. بیش‌تر ایستگاه‌های مرکزی توده، دارای خطوارگی‌های با میل اندک هستند. میانگین روند و شیب خطوارگی مغناطیسی در این توده نیمه عمق $61^{\circ} / 118^{\circ}$ است. ایستگاه‌های با T منفی و میل خطوارگی بیش‌تر از 70° در گوشه جنوب باختر توده معرف مناطق تغذیه کننده این توده هستند (Bouchez, 1997).

الگوی برگوارگی در گرانیوتیوها در اثر جریان ماگما و دگرشکلی جامد دمای زیاد تا اندک ایجاد می‌شوند (Paterson & Vernon, 1995). امتداد و شیب برگوارگی مغناطیسی بر اساس روند و میل کوچک‌ترین محور بیضوی مغناطیسی (K3) که معرف قطب برگوارگی می‌باشد محاسبه و ترسیم شده است (شکل ۷). برگوارگی مغناطیسی در نیمه خاوری توده به‌ویژه گوشه جنوب خاوری شیب زیادتری دارند. این موضوع با نواحی دارای تنش بالا (P% بالا) به خوبی مطابقت می‌کند. در این نقشه امتداد برگواره‌های مغناطیسی ایستگاه‌های نمونه برداری شده الگوی تقریباً متحدالمرکزی را به نمایش می‌گذارند. در ایستگاه‌های موجود در حواشی نیز امتداد برگواره‌های مغناطیسی به موازات حاشیه‌های توده نفوذی است. میانگین قطب برگوارگی مغناطیسی $58^{\circ} / 230^{\circ}$ و بهترین صفحه برگوارگی دارای امتداد 32° و شیب 32° درجه است (شکل ۷).

۳. مدل جای‌گیری توده نیمه عمیق قله سوخته

تاکنون چندین مکانیسم استقرار برای جای‌گیری توده‌های آذرین دایره‌ای تا بیضی شکل ارائه شده است. مهم‌ترین این مدل‌ها شامل تزریق به صورت گنبدی شدن (Fink et al., 1990; Goto & Tsuchiya, 2004)، استوپینگ (Gill, 2014)، صعود دیاپیری (Ramsay, 1989) و رشد بادکنکی یا بالونی شدن (Molyneux & Hutton, 2000)؛ (Holder, 1981) است. در اغلب موارد تمایز بین این مکانیسم‌ها سخت است و برخی از آنها مانند بالونی شدن یا دیاپیریسم شباهت بسیار زیادی در ساختار داخلی و شواهد صحرایی دارند. در ادامه این مبحث همه شواهد ساختاری حاصل از هر کدام از این مکانیسم‌های جای‌گیری ماگما با یک‌دیگر آورده شده و پس از مقایسه با الگوهای داخلی توده نفوذی قله سوخته، سازوکار جای‌گیری آن با استفاده از فابریک‌های مغناطیسی حاصل و پژوهش‌های صحرایی بررسی می‌شود.



شکل ۷. نقشه‌های خطوارگی (K1) و برگوارگی مغناطیسی (K3) در توده نیمه عمیق قله سوخته. استریوگرام‌ها معرف خطوارگی برگوارگی مغناطیسی و قطب صفحه برگوارگی هستند. n تعداد ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد.
Figure 7. Magnetic lineation (K1) and foliation (K3) Maps in Gholeh-Sukhteh subvolcanic intrusion. Stereonets represent the magnetic lineations and the pole of magnetic foliations. n indicates the number of stations.

گنبدها خود به دو صورت گنبدگدازه‌ای و کریپتودم (گنبدهای مخفی) ایجاد می‌شوند. گنبدهای گدازه‌ای مختص ماگماهای پرسیلیس با ویسکوزیته بالا است که نمی‌توانند به راحتی از منفذ خود خارج شوند (Gill, 2014). یکی از شروط لازم برای رخداد یک گنبد آن است که نیروهای فشاری ماگما به اندازه کافی بزرگ باشد تا بر نیروهای حاصل از جرم طبقات بالایی و مقاومت برشی غلبه کند. طبق نظریه آندرسون (Anderson, 1951) در فرایند گنبدی شدن چون فشار ماگما در بالای توده در جهت قائم است، در شرایط شکننده گسل‌های نرمال و در شرایط شکل‌پذیر بودیناژ تشکیل می‌شود؛ اما در بخش‌های جانبی (در طرفین توده) در شرایط شکننده گسل‌های معکوس و یا راستالغز و در شرایط شکل‌پذیر چین خوردگی ایجاد می‌گردد. ضمناً در بخش فوقانی پوسته نیز به دلیل شرایط شکننده، گنبدی شدن غالباً به تشکیل شکستگی‌های شعاعی در سطح زمین منجر می‌شود (Miller & Paterson, 1994). با توجه به این‌که هیچ‌یک از این شواهد ساختاری در توده نیمه عمیق قله سوخته مشاهده نشده است، بعید به نظر می‌رسد که این توده از طریق گنبدی شدن جای‌گزین شده باشد.

در استوپینگ فضای لازم برای صعود ماگما به وسیله جدا شدن و فرورفتن بلوک‌های سقف محفظه احاطه‌کننده ماگما ایجاد می‌شود. مقیاس این بلوک‌ها از چند متر تا صدها متر تغییر می‌کند؛ بنابراین ماگما بالا می‌آید و بلوک‌ها به

داخل ماگمای زیرین تغییر مکان می‌دهند. لازمه استوپینگ انتشار ماگما به سمت بالا و داخل سنگ‌های سقف از طریق ترک‌ها و شکستگی‌ها بوده است و این عامل در جهت نفوذ ماگما صورت می‌پذیرد. گرچه استوپینگ نمای سقف بسیاری از نفوذی‌های فلسیک را تغییر می‌دهد ولی شواهدی وجود دارد که نشان می‌دهد استوپینگ تدریجی، یک روش برای صعود پلوتون‌های گرانیتی است (Gill, 2014). به نظر می‌رسد این روند فضای کافی برای استقرار ماگما را تأمین نمی‌کند و تنها یک توصیف انتقال مواد در اتاق ماگمایی است. به علاوه به دلیل عدم مشاهده بلوک‌های بزرگ فروافتاده در سقف توده قله سوخته، استوپینگ هم نمی‌تواند مکانیزیم مؤثری در استقرار این توده نفوذی باشد.

دیاپیرسیم یک پلوتون توصیف‌کننده صعود و استقرار یک توده نفوذی است. بر اساس تعریف، یک دیاپیر تقریباً به صورت یک قطره اشک است که قطر نهایی آن بعد از استقرار افزایش می‌یابد (Paterson & Vernon, 1995). این صعود معمولاً به عنوان یک سازوکار جای‌گزینی قدرتمند شناخته می‌شود؛ زیرا باید قشرهای پوشاننده شکسته شود تا راه برای صعود ماگما باز شود. در طول بالا آمدن ماگما در خود بدنه گرانیتوئید، حجم توده بالارونده مهم است و چگونگی صعود دیاپیری و استقرار توده را تعیین می‌کند (Miller & Paterson, 1994). علی‌رغم رخنمون دایره‌ای شکل و لایه‌بندی متحدالمرکز توده نیمه عمیق قله سوخته، گسترش بافت‌های پورفیری در سنگ‌های توده که نشانه عمق استقرار در اعماق کم پوسته است، هم‌چنین ضخامت کم هاله دگرگونی در سنگ‌های دربرگیرنده، نبود تغییر شکل‌های خمیری در سنگ میزبان و نبود زون‌های برشی در سنگ‌های اطراف، امکان جای‌گزینی این توده به روش دیاپیری را منتفی می‌کند.

فرایند بالونی شدن یا رشد بادکنکی را نمی‌توان جزء فرایند صعود ماگما قلمداد کرد؛ اما وضعیتی را شرح می‌دهد که در آن توده ماگمایی در حالت شناور بین یک ساختار ناهمگن ژئولوژیکی در پوسته به دام افتاده است. در این مدل ماگما از زیر محل تغذیه‌کننده توده نفوذی به داخل اتاق ماگمایی وارد شده و منجر به افزایش حجم مخزن می‌شود. تشکیل یک اتاق ماگمایی با صعود یک مذاب حاوی بلور آغاز می‌شود تا این که از نظر چگالی به یک سطح خنثی برسد و به حالت شناور درآید. شکل و حالت بالون مورد نظر به تدریج و با تزریق ماگما گسترش می‌یابد؛ بنابراین سنگ پوشاننده باید علائم فشار و مسطح شدگی موازی با حاشیه‌های خارجی توده در هر قسمت از توده را نشان دهد (Ramsay, 1989). این بدان معنی است که بیضوی‌های پهن شده در اثر فشار، در ناحیه استوایی بالون با ملایمت به سمت بیرون شیب می‌گیرند و به صورت بیضوی‌های پهن شده در منطقه بام بالون درمی‌آیند. تورم مخزن ماگمایی، سنگ دیواره نرم و شکل‌پذیر را به اطراف هل داده (کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۵) و با تزریق بیش‌تر ماگما به داخل مخزن، الگوی برگوارگی کم و بیش متحدالمرکز درون توده به موازات محل تماس ایجاد می‌شود (Paterson & Vernon, 1995). شهرت خاص این فرایند به این خاطر است که در اثر بالونی شدن معمولاً در داخل توده منطقه‌بندی ترکیبی و الگوی برگوارگی متحدالمرکز ایجاد می‌شود که شدت آن از سمت حاشیه بالون به سمت مرکز بالون کاهش می‌یابد (Godin, 1994).

رخنمون تقریباً دایره‌ای تا بیضوی شکل توده نیمه عمیق قله سوخته، مشاهده پهنه‌بندی پتروگرافی، توده‌ای بودن بخش‌های مرکزی توده نیمه عمیق قله سوخته و لایه‌لایه (پوست‌پیازی) بودن حواشی خاوری، همگی شواهدی از رشد و انبساط در جای توده نیمه عمیق بررسی شده در اثر تزریق به روش بالونی شدن است. به نظر می‌رسد ماهیت شکل‌پذیر سنگ‌های میزبان (توف‌های قرمز و برش‌های آتشفشانی) به‌ویژه در حواشی خاوری توده به تورم مخزن ماگمایی کمک نموده است. شواهد و یافته‌های حاصل از بررسی‌های فابریک مغناطیسی شامل درصد ناهم‌سانگردی (P') بالاتر در

امتداد نیمه خاوری توده، الگوی متحدالمرکز حاصل از امتداد بر گواره‌های مغناطیسی ایستگاه‌های نمونه برداری شده و شیب بالای آنها در مناطق با تنش بالا، استقرار ماگما از طریق مدل بالونی شدن را تقویت می‌کند.

خادمی (۱۳۸۶) ویژگی‌های ساختاری و وضعیت زمین‌ساختی منطقه تروود را مورد تجزیه و تحلیل قرار داده و غسل امتداد لغز چپ‌گرد تروود با مؤلفه فشاری که با روند شمال خاوری-جنوب باختری در جنوب منطقه قرار دارد را عامل اساسی تعیین ویژگی‌های ساختاری این محدوده عنوان کرده است. بررسی‌های ساختاری و چیدمان گسل‌های منطقه دوگان (شمال غرب قله سوخته) نشان‌گر انطباق خوب آنها با مدل ساختاری برشی امتدادلغز ساده راست‌گرد است (تدین و کتال، ۱۳۹۹). دیگر پژوهش‌های تحلیل انجام شده برای بررسی تنش در پهنه گسلی تروود نشان‌گر تنش بیشینه فشاری افقی با امتداد 195N است (کی نژاد و همکاران، ۱۳۸۹) و برای محدوده‌های معدنی بخش شمالی تروود -معلمان به‌صورت افقی و شمال غربی- جنوب شرقی است (Talefazel et al., 2019). با توجه به عملکرد گسل‌های چپ لغز آجیلو و تروود و تکتونیک حاکم بر منطقه در زمان استقرار این توده آذرین، می‌توان جای‌گزینی توده نیمه‌عمیق قله سوخته را به یکی از بازشدگی‌های کششی موجود در پهنه برشی راستالغز نوار ماگمایی تروود-چاه شیرین نسبت داد.

نتیجه‌گیری

توده نیمه‌عمیق قله سوخته به‌عنوان بخشی از نوار ماگمایی تروود-چاه شیرین در بخش شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. سنگ‌های میزبان این توده آذرین یک واحد آتشفشانی-آذرآواری متعلق به آئوسن است که بخش عمده آن از توف قرمز-ارغوانی، برش آتشفشانی و آگلومرا تشکیل شده است. بر اساس پژوهش‌های صحرایی، پتروگرافی و شیمی کانی توده نیمه نفوذی قله سوخته دارای ترکیب دیوریت پورفیری است. کانی پلاژیوکلاز تشکیل دهنده اصلی این سنگ است. اکسی‌هورنبلند، بیوتیت، پیروکسن (دیوپسید)، و به مقدار کم تر آپاتیت و منیتیت از متشکله‌های فرعی این سنگ‌ها است. مهم‌ترین حامل رفتار مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی نیمه‌عمیق قله سوخته کانی منیتیت است و متناسب با ماهیت کانی‌های موجود تغییر نموده است. با توجه به این‌که میانگین بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌های عاری از عملکرد دگرسانی گرمایی از SI ۰/۴ بیشتر است، در رده سنگ‌های فرومغناطیس قرار دارد. بیش‌ترین میزان درجه ناهم‌سانگردی (P/) در نیمه خاوری توده بررسی شده مشاهده شده است که مؤید بیش‌ترین تنش در زمان استقرار این توده نیمه‌عمیق است. با وجود تنش نسبتاً بالا، به‌دلیل ماهیت پورفیری و نسبت بالای مذاب به بلور در زمان استقرار و جای‌گیری گنبد نیمه‌عمیق قله سوخته هیچ‌گونه ریزساختی ثبت نشده است. مرتفع‌ترین نقاط و اطراف سقف توده قله سوخته، پارامتر شکل بیضوی مغناطیسی مثبت و کلوچه‌ای است. در بخش جنوب باختر این توده پورفیری، چند ایستگاه دارای شکل بیضوی مغناطیسی دوکی و شیب خطوارگی نزدیک به قائم هستند که می‌توانند به‌عنوان مناطق تغذیه‌کننده ماگما در نظر گرفته شوند. با توجه پژوهش‌های ساختاری انجام شده و تکتونیک حاکم بر منطقه، توده نیمه‌عمیق قله سوخته از طریق بالونی شدن در امتداد یکی از شکستگی‌های حاصل از کشش موجود در پهنه برشی راستالغز نوار ماگمایی تروود-چاه شیرین جای‌گزین شده است.

قدردانی

از شرکت گسترش و نوسازی معادن خاورمیانه و مسئولان مجموعه مس چاه موسی به‌ویژه آقای مهندس محمد حسین پولاد که با کمال محبت شرایط انجام نمونه‌برداری صحرایی را تسهیل کردند سپاسگزار می‌کنیم.

منابع

۱. اشراقی ص.ع. و جلالی ا، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران (۱۳۸۵).
۲. بختاور ا، "شیمی کانی و سازوکار جای‌گیری توده آذرین نیمه‌عمیق کوه سوخته (شمال باختر ترود- جنوب شاهرود) با استفاده از روش ناهم‌سانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، (۱۳۹۷).
۳. تدین م، کتال ر، "تحلیل ساختاری محدوده معدنی مس دوگان، شمال پهنه گسلی ترود (ایران مرکزی)"، فصلنامه زمین ساخت، سال چهارم، شماره ۱۳، ۸۷-۱۰۶ (۱۳۹۹).
۴. خادمی م، "ویژگی‌های ساختاری و وضعیت زمین‌شناسی منطقه ترود"، رساله دکتری دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۸۶).
۵. قاسمی م.ر، "پایه‌های زمین‌شناسی ساختمانی"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۷).
۶. کنعانیان ع، الیاسی، م، نظری وانانی، م، "بررسی نحوه جای‌گیری توده کوارتز دیوریت پورفیری سلفچگان بر اساس شواهد صحرایی و پتروگرافی"، مجله علوم دانشگاه تهران ۳۲، شماره ۲ (۱۳۸۵) ۸۱-۹۱.
۷. کی‌نژاد، آ، پورکرمانی م، آزرین م، سعیدی ع، لطفی م، "بررسی شکستگی‌های شمال منطقه ترود - معلمان (ایران مرکزی - جنوب خاور دامغان) و ارتباط آن با کانی‌زایی منطقه"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۲ (۱۳۸۹) ۸۱-۹۷.
۸. هوشمندزاده علوی نائینی م، حقی‌پور ع، "تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه ترود"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۵).
9. Anderson, E. M., "The dynamics of faulting and dike formation with applications to Britain", Oliver & Boyd, Edinburgh (1951).
10. Bouchez, J. L., "Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks", In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics. Kluwer, Dordrecht (1997).
11. Buckley, V. J. E., Sparks, R. S. J., and Wood B. J., "Hornblende dehydration reactions during magma ascent at Soufriere Hills volcano, Montserrat", Contributions to Mineralogy and Petrology, 151 (2006), (2) 121-140.
12. Butler R. F., "Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes", (1992).
13. Clemens, J. D., Petford, N., Mawer, C. K., "Ascent mechanisms of granitic magmas: causes and consequences", In: Holness M.B. [ed.]: Deformation-enhanced fluid transport in the earth's crust and mantle, Chapman & Hall, London (1997).
14. Dubey A. K., Understanding an Orogenic Belt, Springer Geology, (2014). DOI: 10.1007/978-3-319-05588-6_2
15. Ellwood, B. B., "Measurement of anisotropy of magnetic susceptibility: A comparison of the precision of torque versus spinner magnetometer systems", Journal of Physics, 11 (1978) 71-75.
16. Fink, J. H., Malin, M., Anderson, S. W., "Intrusive and extrusive growth of the Mount St. Helens lava dome", Nature, 348 (1990) 435-437.
17. Gill R., 2010- "Igneous rocks and processes a practical guide", Department of earth Sciences Royal Holloway University of London, pp 475.

18. Godin, P., "Deformation within the Cannibal Creek Pluton and its aureole, Queensland, Australia: a re-evaluation of ballooning as an emplacement mechanism", *Journal of Structural Geology*, 16 (1994), (5) 693-707.
19. Goto, Y. Tsuchiya, N., "Morphology and growth style of a Miocene submarine dacite lava dome at Atsumi, northeast Japan", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 134 (2004) 255-275.
20. Grégoire, V., Darrozes, J., Gaillot, P., Nédélec, A., Launeau, P., "Magnetite grain shape fabric and distribution anisotropy vs rock magnetic fabric: a three-dimensional case study", *Journal of Structural Geology*, 20 (1998), (7) 937-944.
21. Holder, M. T., "Mechanics of emplacement of granite plutons", Ph.D. thesis, University of Leeds (1981).
22. Hrouda, F., "Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics", *Geophysical Surveys*, 5 (1982) 37-82.
23. Jelinek, V., "Characterization of the magnetic fabrics of rocks", *Tectonophysics*, 79 (1981) 63-67.
24. Lanza, R., Meloni, A., "The earth magnetism: An Introduction for geologists", (2006), Springer.
25. Mamtani, M. A., Chadima, M., de Wall, H. "Rocks, fabrics and magnetic anisotropy: an introduction to the issue in honour of František Hrouda", *International Journal of Earth Sciences*, 101 (2012) 605-607.
26. Miller, R. B., Paterson, S. R., "The transition from magmatic to high temperature solid-state deformation: implications from the Mount Stuart batholith, Washington", *Journal of Structural Geology*, 16 (1994) (6) 853-865.
27. Molyneux, S.J., Hutton, D.H.W., "Evidence for significant granite space creation by the ballooning mechanism: The example of the Ardara pluton, Ireland", *Geological Society of America Bulletin*, 112 (2000) 1543-1558.
28. Molyneux, S.J. & Hutton, D.H.W., "Evidence for significant granite space creation by the ballooning mechanism: The example of the Ardara pluton, Ireland" *Geological Society of America Bulletin* 112 (10) (2000) 1543-58.
29. Nadoll P, Angerer T, Mauk J, French D, Walshe J., "The chemistry of hydrothermal magnetite: A review", *Ore Geology Reviews* 61 (2014) 1-32
30. Paterson, S. R. & Vernon, R. H. "Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple processes", *Geological Society of America Bulletin* 107 (11) (1995) 1356-1380.
31. Ramsay, J. G., "Emplacement kinematics of the granite diapir: The Chindamora batholith, Zimbabwe", *Journal Structural Geology*, 11 (1989) 191-209.

32. Saint Blanquat, M., Law, R. D., Bouchez, J. L., and Morgan, S. S., "Internal structure and emplacement of the Papoose Flat pluton: an integrated structural, petrographic and magnetic susceptibility study", *Geological Society of America Bulletin*, 113 (2001) 976-995.
33. Sheibi, M., Bouchez, J. L., Esmaily, D., Siqueira, R., "The Shir-Kuh pluton (Central Iran): Magnetic fabric evidences for the coalescence of magma batches during emplacement", *Journal of Asian Earth Sciences* 46 (2012) 39-51.
34. TaleFazel, E., Mehrabi, B., GhasemiSiani, M., "Epithermal systems of the Torud–Chah Shirin district, northern Iran: Ore-fluid evolution and geodynamic setting", *Ore Geology Reviews*, 109 (2019) 253-275.
35. Tarling, D. H. & Hrouda, F., "The magnetic anisotropy of rocks" Chapman & Hall, London (1993) 217.
36. Whitney D., Bernard W. E., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist*, 95 (2010) (1) 185-187.