



گرانیتوئید نوع A تویه دروار، جنوب‌باختر دامغان: نشانه‌ای از ماگماتیسم حوضه‌ی کششی پالئوتتیس در پالئوزوئیک زیرین البرز

حبیب ا. قاسمی، علیرضا خانعلی زاده

دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود

(دریافت مقاله: ۸۹/۵/۳۱، نسخه نهایی: ۸۹/۱۱/۱۱)

چکیده: توده‌ی گرانیتوئیدی تویه دروار، واقع در جنوب‌باختر دامغان، در دامنه‌ی جنوبی زون البرز خاوری قرار دارد. این توده، علی‌رغم ظاهر یکنواخت در صحرا، دارای طیف ترکیبی دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت، کوارتمونزونیت و گرانودیوریت با برتری بخش مونزونیتی- کوارتمونزونیتی است. برخلاف گزارش‌های قبلی مبنی بر نفوذ این توده در سازند جیرود و سن دونین بالایی برای آن، یافته‌های این پژوهش نشان می‌دهند که توده‌ی نامبرده در داخل سازندهای بایندر، سلطانیه، باروت، زاگون و لالون وابسته به پرکامبرین پسین- کامبرین، نفوذ کرده است. نبود دگرگونی همبری چشمگیر، حاکی از کمبود شارها و طبیعت نسبتاً خشک ماگما، حجم کم توده و صعود دیاپیری آن در حالت نسبتاً جامد و سرد، در اعماق خیلی کم پوسته است. وجود رگه‌های معدنی از اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن و منگنز، فلوریت، باریت، سرب و روی در سنگ‌های میزبان، غالب بودن بافت‌های دانه‌ای ریزبلور واکنشی هیپرسالووس تا ساب‌سالووس (پرتیتی، میرمکیتی، گرافیک و گرانوفیری)، طبیعت ماگمای قلیایی، غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک و ناسازگار (LILE)، مقادیر نسبتاً بالای عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) در مقایسه با دیگر گرانیتوئیدها، داشتن CaO و MgO پائین، مقدار بالای نسبت FeO_T/MgO (غالب بودن کانی‌شناسی مافیک غنی از آهن)، بالا بودن نسبت Ga/Al و قرارگیری در موقعیت گرانیتوئیدهای نوع A در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، حاکی از آن است که این توده از نوع گرانیتوئیدهای ناکوهزایی زیرگروه A_1 (وابسته به ماگماتیسم کافتی درون ورقه‌ای) است. شواهد مختلف حاکی از وابستگی نزدیک توده‌ی گرانیتوئیدی تویه دروار به ماگماتیسم محیط کافتی پالئوزوئیک زیرین (اردووسین- سیلورین) در سرزمین یکپارچه گندوانایی ایران در آن زمان، در ارتباط با آغاز تشکیل حوضه‌ی اقیانوسی پالئوتتیس است که در مناطق مختلفی از ایران، به‌خصوص البرز و ایران مرکزی و نیز در کشورهای مجاور گزارش شده است.

واژه‌های کلیدی: گرانیتوئید؛ نوع A؛ پالئوتتیس؛ پالئوزوئیک؛ دامغان؛ البرز.

مقدمه

بندی کرده‌اند [۹-۱]. ولی، پیچیدگی فرایندهای تشکیل، گوناگونی منابع، اختلاط منابع در محیط‌های زمین‌شناسی مختلف، تغییر رژیم‌های زمین‌ساختی در طول زمان و همپوشانی اثرهای برخی از فرایندهای تشکیل، نظیر وقوع

گرانیتوئیدها را براساس معیارهای مختلف صحرایی، سنگ-نگاری، شیمیایی، خاستگاه و محیط زمین‌ساختی تشکیل، در یک رده‌بندی الفبایی به انواع مختلف I, S, M, A, H تقسیم-

* نویسنده مسئول، تلفن-نمبر: ۳۳۹۶۰۰۷ (۰۲۷۳)، پست الکترونیکی: h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

ماگماتیسم دوگانه (گوشته‌ای و پوسته‌ای) در بسیاری از محیط‌های پوسته‌ی قاره‌ای و انجام فرایندهای اختلاط، هضم و آلايش ماگمایی در این محیط‌ها، سبب می‌شوند که در بسیاری از موارد، یک توده‌ی گرانیتوئیدی، محصول مشترک ترکیبی از این فرایندهای مختلف بوده و در نتیجه، دارای آثار و نشانه‌هایی مشترک از انواع مختلف گرانیتوئیدها باشد [۷، ۱۰-۱۷]. یکی از نکات اساسی در رده‌بندی‌های گرانیتوئیدها، توجه به معیارهای اصلی مبنای این رده‌بندی‌هاست. گرانیتوئیدهای نوع S و M به ترتیب بر محل خاستگاه‌های کاملاً مشخص و متمایز پوسته‌ای و گوشته‌ای اشاره دارند، اما گرانیتوئیدهای نوع I به عنوان نوع با خاستگاه آذرین، ممکن است از جدایش ماگماهای با منابع گوشته‌ای (نوع M) و یا از ذوب سنگ‌های آذرین پوسته زیرین یا پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده شده، حاصل شوند. به همین دلیل، بهتر است از واژگان M برای گرانیتوئیدهای گوشته‌ای، C برای گرانیتوئیدهای با خاستگاه پوسته‌ای، C_s برای انواع حاصل از ذوب پوسته‌ی فوقانی که در حقیقت همان گرانیتوئیدهای نوع S هستند و C_I برای انواع حاصل از ذوب پوسته‌ی زیرین یا ذوب پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده شده، که در واقع برخی از گرانیتوئیدهای نوع I هستند، استفاده شود [۹-۱۳]. گرانیتوئیدهای نوع H، خاستگاه دورگه دارند و ممکن است، نسبت‌های مختلفی از هر رگه یا ریشه خود را به ارث برده باشند. در نتیجه، این گروه نیز بسته به میزان مشارکت منابع (رگه‌ها یا ریشه‌های) مختلف پوسته‌ای و گوشته‌ای خود، به انواع گوناگون Hm, Hs, Hms, Hss و غیره، تقسیم‌بندی می‌شوند [۱۲، ۱۳، ۷].

گرانیتوئیدهای نوع A، اصولاً براساس محیط زمین‌ساختی تفکیک شده‌اند. آن‌ها، دارای ماهیت قلیایی، نسبتاً بی‌آب و ناکوهزایی بوده و معمولاً در محیط‌های کششی کافتی تشکیل می‌شوند [۱۸، ۱]. طبق بازنگری‌های انجام شده توسط [۵]، این گروه شامل گرانیت‌ها و سنگ‌های نفوذی وابسته‌ی ناکوهزایی هستند که در محیط‌های زمین‌ساختی ناوابسته به فرورانش یا فرآیندهای همگرایی ورقه‌ها، حضور دارند. ولی به اعتقاد [۱]، این سنگ‌ها در جایگاه‌های زمین‌ساختی مختلف نظیر پس از برخورد، سپرها، کافت‌ها، حاشیه‌های غیرفعال، مناطق کششی حاشیه‌های فعال، حاشیه‌های واگرای اقیانوسی (پشته‌ها)، جزایر اقیانوسی و بالاخره در دیگر شاره‌های زمین مانند از قبیل ماه،

مریخ و زهره نیز حضور دارند. بنابراین، با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی و جایگاه تشکیل، گرانیتوئیدهای نوع A می‌توانند از منابع مختلف نظیر پوسته‌ی آذرین تحتانی (C_I)، گوشته‌ی (M)، پوسته رسوبی فوقانی (C_s) و یا از خاستگاه اختلاطی (H) حاصل شوند [۶، ۷، ۹، ۱۸-۲۴]. مقدار آب موجود در این گرانیتوئیدها نیز همواره مورد بحث بوده است. [۴] آن‌ها را تقریباً بی‌آب در نظر گرفت، ولی بررسی‌ها و داده‌های تجربی [۲۴] نشان داد که دمای آن‌ها بالای ۹۰۰ درجه‌ی سانتیگراد و مقدار آب آن‌ها نیز به ۲/۶ درصد وزنی می‌رسد. [۸] نیز، دماهای ۹۰۰ تا ۱۰۱۰ درجه سانتیگراد و مقدار آب ۱ تا ۲ درصد وزنی را برای آن‌ها اعلام کرد.

در سال‌های اخیر، بعضی از متخصصین گرانیت‌ها [۲۵، ۲۱، ۱] به برخی ضعف‌های رده‌بندی الفبایی (S, I, M, H, A) اشاره کرده و پیشنهاد کرده‌اند که این رده‌بندی کنار گذاشته شود. برخی از این ضعف‌ها عبارتند از: (۱) تشخیص انواع S, I, C, M, H بر اساس استنباط مواد محل خاستگاه استوار است، در حالی که تشخیص نوع A به این امر ارتباطی ندارد و براساس شناخت محیط زمین‌ساختی تشکیل آن است. (۲) فرآیندهای آذرین مختلف، نظیر تبلور جدایشی، اختلاط، هضم و آلايش، می‌توانند سنگ‌های وابسته‌ای ایجاد کنند که در بیش از یک نوع گرانیتوئید، رده‌بندی شوند و (۳) به دلیل ماهیت ناهمگن پوسته، پتانسیل یک گرانیت معین برای این‌که به تنهایی از یک والد آذرین یا رسوبی مشتق شود، اندک است. به همین دلیل، توصیف، تشخیص و در نهایت، رده‌بندی هر توده‌ی گرانیتوئیدی خاص باید با تکیه بر همه‌ی جهت‌ها و توجه به ویژگی‌ها و جایگاه زمین‌ساختی حضور همان توده و بیشتر به صورت توصیفی باشد.

گرانیتوئیدهای نوع A توسط پژوهشگران مختلف در نقاطی از ایران و با سن‌های گوناگون، گزارش شده‌اند [۲۶، ۲۲-۳۴]. گرانیتوئید نوع A تویه‌دروار، طیفی از سنگ‌های آذرین حدواسط-اسیدی را در داخل سازندهای پالئوزوئیک زیرین دامنه جنوبی زون البرز شرقی، در جنوب باختر دامغان تشکیل داده است. [۲۷] برای اولین بار به بررسی سنگ‌شناسی این توده پرداخت و سن پالئوزوئیک زیرین (احتمالاً اردوویسین-سیلورین) و ماهیت گرانیتوئیدی نوع A آن را گزارش کرد. نظر به محدودیت امکانات و روش‌ها در این بررسی و نیاز به بررسی

ادامه جدول ۱

Sample	Da-Tu2	Da-Tu10	Da-Tu6	Tu-Da13	Tu-Da29	Tu-Da1	Tu-Da22	Da-Tu8	Tu-Da12
Ba	۸۹۳	۹۶۵	۱۱۰۰	۸۵۱	۷۹۵	۷۸۸	۸۰۷	۷۰۱	۷۹۹
Be	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳
Co	۱۰	۱۱	۷	۱۲	۱۲	۱۲	۱۲	۱۳	۱۰
Cs	۱٫۴	۲٫۳	۱	۲٫۷	۱٫۲	۱٫۸	۳	۲٫۵	۲٫۱
Ga	۲۵	۲۴	۲۴	۲۴	۲۵	۲۴	۲۴	۲۴	۲۳
Hf	۹	۱۱٫۱	۹	۸٫۹	۹٫۲	۸٫۷	۹٫۸	۸٫۶	۹٫۷
Nb	۳۷٫۷	۴۵٫۵	۴۲٫۴	۴۷٫۵	۴۲٫۷	۴۰٫۲	۴۵٫۵	۴۳٫۱	۴۰٫۳
Rb	۹۶	۱۱۸	۸۸	۱۰۳	۷۸	۸۶	۱۱۳	۱۰۴	۹۳
Sn	۳	۵	۳	۴	۸	۳	۵	۵	۳
Sr	۲۷۰	۲۲۴	۱۹۷	۱۲۱	۲۳۸	۱۶۱	۱۸۰	۱۵۳	۱۴۸
Ta	۲٫۶۲	۳٫۰۳	۲٫۶۲	۲٫۷۷	۲٫۶۸	۲٫۵۹	۲٫۸۳	۲٫۶۸	۲٫۷۶
Th	۱۰٫۲	۱۳٫۶	۱۰٫۲	۱۱	۱۱٫۲	۱۰٫۹	۱۰٫۹	۱۰٫۶	۱۲
U	۳٫۴۹	۵٫۵۱	۳٫۴۹	۳٫۴۱	۳٫۷۹	۴٫۶۶	۳٫۹۶	۳٫۵	۳٫۵۶
V	۸۴	۶۱	۶۲	۷۳	۷۴	۶۱	۶۵	۶۶	۵۹
W	۱٫۳	۲٫۶	۱٫۳	۲٫۵	۴٫۳	۰٫۷	۲٫۱	۲٫۳	۲٫۴
Zr	۳۳۸	۴۰۲	۳۵۲	۳۳۰	۳۶۷	۳۲۰	۳۹۶	۳۳۸	۳۵۳
Y	۴۷٫۵	۵۶٫۲	۴۳٫۳	۵۶٫۴	۵۳٫۲	۴۹٫۵	۵۵٫۵	۵۰	۴۹٫۴
La	۵۲٫۱	۶۰٫۹	۵۲٫۱	۴۶٫۶	۴۸٫۷	۵۲٫۲	۵۸٫۹	۵۱٫۶	۶۷٫۲
Ce	۱۰۴٫۵	۱۲۴٫۴	۱۰۴٫۵	۹۷٫۹۹	۱۰۴٫۵	۱۰۶٫۹	۱۲۱٫۸	۱۰۰٫۶	۱۳۱٫۱
Pr	۱۱٫۸	۱۴	۱۱٫۸	۱۱٫۲	۱۲٫۴	۱۱٫۹	۱۳٫۸	۱۱٫۱	۱۴٫۴
Nd	۴۷٫۷	۵۷٫۴	۴۷٫۷	۴۸٫۴	۵۲٫۵	۴۹	۵۵٫۸	۴۶٫۳	۵۸٫۹
Sm	۹٫۴۲	۱۱٫۸	۹٫۴۲	۱۰٫۸	۱۱	۱۰٫۵	۱۱٫۵	۹٫۸۲	۱۱٫۵
Eu	۲٫۶۳	۲٫۸۸	۲٫۶۳	۲٫۷	۲٫۶۶	۲٫۵۴	۲٫۹	۲٫۳۹	۲٫۷۹
Gd	۹٫۴۹	۱۱٫۳	۹٫۴۹	۱۱	۱۱٫۳	۱۰٫۳	۱۱٫۲	۹٫۷	۱۰٫۸
Tb	۱٫۵	۱٫۸۶	۱٫۵	۱٫۸۶	۱٫۷۶	۱٫۶۹	۱٫۷۵	۱٫۵۹	۱٫۶۸
Dy	۷٫۸۴	۹٫۷۳	۷٫۸۴	۹٫۹۱	۹٫۴۸	۸٫۹۳	۹٫۳۲	۸٫۲۵	۸٫۹۴
Ho	۱٫۴۸	۱٫۸۳	۱٫۴۸	۱٫۸۴	۱٫۷۲	۱٫۶۹	۱٫۷۴	۱٫۵۷	۱٫۶۳
Er	۴٫۱۵	۵٫۱۴	۴٫۱۵	۵٫۱۷	۴٫۹۲	۴٫۹	۴٫۹۶	۴٫۴۳	۴٫۷۳
Tm	۰٫۵۹	۰٫۷۲	۰٫۵۹	۰٫۷۱	۰٫۷	۰٫۶۸	۰٫۷	۰٫۶۲	۰٫۶۹
Yb	۳٫۶	۴٫۴	۳٫۶	۴٫۱۹	۴٫۲۵	۴٫۲۱	۴٫۲۵	۳٫۶۳	۴٫۲۵
Lu	۰٫۷۵	۰٫۶۷	۰٫۵۷	۰٫۶۵	۰٫۶۲	۰٫۶۱	۰٫۶۴	۰٫۵۳	۰٫۶۴
Pb	۱۸	۱۸	۱۸	۱۸	۱۷	۱۱	۱۸	۱۸	۱۱
Cu	۲۹	۱۰	۳۳	۴۶	۳۷	۳۴	۱۵	۲۰	۲۶
Zn	۱۳۸	۲۷۵	۴۱۶	۱۵۷	۱۳۸	۷۷	۱۵۴	۲۹۲	۱۳۳
Sb	۰٫۹	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۶	۰٫۹	۰٫۴	۰٫۸	۰٫۸	۱٫۳
Bi	۵٫۱	۶٫۳	۵٫۱	۳٫۳	۲٫۵	۰٫۳	۳٫۲	۵	۱٫۸
Tl	۰٫۴۶	۰٫۵۹	۰٫۴۶	۰٫۵۱	۰٫۳۳	۰٫۴۷	۰٫۴۶	۰٫۵۲	۰٫۵۱
Sc	۱۹	۲۱	۲۰	۱۹	۲۳	۲۱	۲۳	۲۰	۲۱

جامع‌تر این توده، در این پژوهش بررسی‌های تکمیلی دقیق‌تر روی آن صورت گرفت. بر همین اساس، پس از انجام بررسی‌های دقیق صحرایی و سنگ‌شناسی، تعداد ۲۱ نمونه با ترکیب مختلف و دارای حداقل هوازدگی، انتخاب و در آزمایشگاه‌های معتبر Actlab و ALS کانادا برای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به روش ICP-MS مورد بررسی قرار گرفتند (جدول ۱).

جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی (به درصد

وزنی) نمونه‌های توده‌ی نفوذی تویه دروار.

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	FeOtotal	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	LOI
Da-Tu2	۶۰٫۰۵	۱۶٫۷۰	۷٫۳۴	۱٫۶۷	۹٫۰۱	۲٫۴۰	۲٫۴۰	۲٫۵۲	۳٫۰۷	۲٫۲۴	۰٫۵۰	۰٫۰۹	۲٫۸۵
Da-Tu10	۶۰٫۱۰	۱۵٫۶۸	۸٫۳۶	۱٫۸۹	۱۰٫۲۵	۲٫۴۱	۱٫۸۲	۲٫۹۰	۴٫۷۵	۲٫۳۴	۰٫۵۹	۰٫۱۷	۲٫۳۳
Da-Tu6	۵۸٫۸۲	۱۶٫۹۳	۷٫۸۹	۱٫۷۹	۹٫۶۸	۲٫۴۴	۳٫۴۹	۳٫۲۲	۴٫۲۳	۲٫۲۹	۰٫۵۴	۰٫۱۷	۳٫۹۴
Tu-Da13	۵۸٫۹۰	۱۶٫۹۷	۸٫۴۷	۱٫۹۲	۱۰٫۳۹	۲٫۴۳	۲٫۲۳	۲٫۵۸	۴٫۴۸	۲٫۲۶	۰٫۵۵	۰٫۱۰	۳٫۳۲
Tu-Da29	۵۹٫۸۹	۱۶٫۰۸	۷٫۶۵	۱٫۴۲	۹٫۰۷	۲٫۴۴	۲٫۶۱	۳٫۹۷	۳٫۸۷	۲٫۳۳	۰٫۶۳	۰٫۱۲	۳٫۱
Tu-Da1	۵۹٫۸۳	۱۶٫۹۲	۷٫۳۶	۱٫۶۷	۹٫۰۳	۲٫۵۱	۴٫۱۱	۲٫۸۱	۳٫۸۶	۲٫۲۵	۰٫۵۶	۰٫۱۲	۳٫۰۳
Tu-Da22	۵۸٫۵۰	۱۷٫۰۳	۸٫۸۰	۱٫۹۸	۱۰٫۷۸	۲٫۰۲	۲٫۷۸	۳٫۰۱	۳٫۸۰	۲٫۳۵	۰٫۵۹	۰٫۱۳	۳٫۴۲
Da-Tu8	۵۹٫۲۴	۱۶٫۰۲	۸٫۹۷	۲٫۰۱	۱۰٫۹۸	۲٫۱۸	۲٫۸۴	۲٫۴۸	۴٫۱۳	۲٫۳۶	۰٫۵۹	۰٫۱۸	۳٫۱۸
Tu-Da12	۵۷٫۶۷	۱۸٫۲۴	۷٫۹۳	۱٫۸۰	۹٫۷۳	۲٫۷۲	۴٫۰۷	۲٫۳۶	۴٫۲۳	۲٫۲۹	۰٫۵۴	۰٫۱۶	۳٫۳۹
Tu-Da17a	۵۷٫۸۸	۱۷٫۹۹	۸٫۶۲	۱٫۹۴	۱۰٫۵۶	۲٫۴۳	۲٫۳۹	۲٫۵۲	۴٫۲۶	۲٫۳۳	۰٫۵۴	۰٫۱۰	۳٫۴۹
Da-Tu7	۵۸٫۵۵	۱۷٫۶۵	۷٫۰۷	۱٫۶۴	۸٫۷۱	۲٫۴۴	۴٫۲۲	۳٫۹۱	۳٫۳۴	۲٫۳۲	۰٫۵۵	۰٫۱۱	۴٫۸
Tu-Da24	۵۵٫۹۴	۱۷٫۴۰	۱۰٫۶۱	۲٫۳۴	۱۲٫۹۵	۲٫۷۲	۱٫۹۲	۲٫۲۸	۴٫۵۶	۲٫۴۰	۰٫۶۶	۰٫۱۸	۳٫۳۴
Tu-Da17b	۵۷٫۸۹	۱۷٫۹۷	۸٫۶۵	۱٫۹۴	۱۰٫۵۹	۲٫۴۳	۲٫۳۷	۲٫۵۵	۴٫۲۵	۲٫۳۰	۰٫۵۴	۰٫۱۱	۳٫۴۹
D1	۵۹	۱۵٫۷۸	۱٫۹۴	۳٫۸۹	۵٫۸۳	۲٫۸۹	۳٫۴۵	۴٫۰۳	۴٫۷۱	۲٫۲۳	۰٫۵۲	۰٫۰۴	۴٫۳۲
D2	۶۰٫۵	۱۴٫۸۳	۵٫۳۰	۳٫۵۵	۸٫۸۵	۲٫۸۰	۲٫۳۶	۳٫۸۹	۳٫۲۱	۲٫۱۲	۰٫۴۴	۰٫۰۹	۳٫۴۸
D5	۵۸٫۴	۱۵٫۱۶	۵٫۶۶	۳٫۸۹	۹٫۵۵	۲٫۴۹	۲٫۸۴	۳٫۱۲	۴٫۶۶	۲٫۲۳	۰٫۵۱	۰٫۱۷	۳٫۳۸
D7	۵۷٫۸	۱۵٫۲۴	۵٫۳۴	۵٫۳۴	۱۰٫۶۸	۲٫۹۹	۲٫۶۶	۲٫۶۲	۴٫۴۳	۲٫۲۸	۰٫۴۵	۰٫۱۳	۳٫۷۸
D9	۵۸٫۵	۱۲٫۲۹	۶٫۲۳	۳٫۵۱	۹٫۷۴	۲٫۶۱	۳٫۷۴	۲٫۹۱	۳٫۷۴	۲٫۲۵	۰٫۴۸	۰٫۱۹	۳٫۵۷
D10	۵۸٫۲	۱۵٫۳۸	۵٫۵۷	۳٫۵۷	۹٫۱۴	۲٫۲۷	۴٫۵۳	۳٫۰۲	۴٫۰۱	۲٫۲۶	۰٫۵۰	۰٫۲۰	۳٫۲۹
D11	۵۹	۱۵٫۱۷	۵٫۲۳	۴٫۲۸	۹٫۵۱	۲٫۶۰	۳٫۸۵	۳٫۰۱	۳٫۸۷	۲٫۲۴	۰٫۴۷	۰٫۱۷	۳٫۰۶
D13	۶۰٫۳	۱۴٫۴۵	۴٫۵۶	۴٫۲۱	۸٫۷۷	۲٫۰۶	۳٫۹۲	۳٫۱۰	۳٫۶۹	۲٫۱۷	۰٫۴۳	۰٫۰۶	۲٫۷۸

ادامه جدول ۱

Sample	D10	D11	D13
Ba	۷۸۲	۷۴۹	۵۸۳
Be			
Co	۱۲٫۶	۱۲٫۸	۱۰٫۷
Cs	۱٫۲۲	۱٫۶۴	۲٫۸۶
Ga	۲۴٫۲	۲۵٫۲	۲۲٫۸
Hf	۷٫۹	۸٫۴	۳٫۹
Nb	۳۷٫۲	۳۸٫۲	۳۳
Rb	۹۶٫۷	۱۰۳٫۵	۹۳٫۲
Sn	۳	۴	۲
Sr	۱۸۶	۲۰۴	۱۹۲
Ta	۲٫۳	۲٫۴	۱
Th	۱۰٫۶	۱۱٫۵۵	۲٫۳۴
U	۲٫۷	۲٫۷۸	
V	۷۱	۶۸	۵۹
W	۲	۲	۰٫۵
Zr	۳۳۱	۳۴۲	۳۱۱
Y	۳۸٫۵	۳۹٫۶	۳۵٫۸
La	۴۷٫۲	۵۴	۱۱۷
Ce	۹۶	۱۰۹٫۵	۱۴٫۴
Pr	۱۲٫۳۵	۱۴	۵۲٫۹
Nd	۴۸٫۸	۵۴٫۸	۱۰٫۱۵
Sm	۱۰٫۰۵	۱۱٫۱	۲٫۳۸
Eu	۲٫۵۳	۲٫۶۸	۹٫۶۲
Gd	۹٫۲۱	۱۰٫۰۵	۱۰٫۴۶
Tb	۱٫۴۸	۱٫۵۶	۰٫۵۶
Dy	۷٫۷۱	۷٫۹۱	۱٫۴
Ho	۱٫۴۸	۱٫۵۷	۳٫۹۶
Er	۴٫۱۹	۴٫۴۳	۰٫۵۳
Tm	۰٫۵۹	۰٫۶۲	۰٫۳۵
Yb	۳٫۵۷	۳٫۷	۰٫۴۹
Lu	۵٫۷	۵٫۷	۷٫۸
Pb	۱۰	۱۱	
Cu	۵	۱۰	۵
Zn	۱۳۹	۱۳۴	۱۳۷
Sb			
Bi			
Tl	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵
Sc			

ادامه جدول ۱

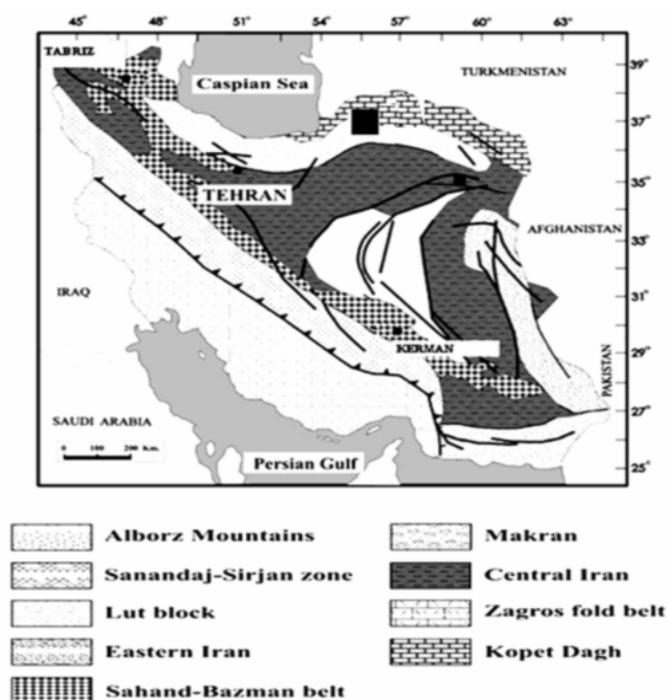
Sample	Tu-Dal7a	Da-Tu7	Tu-Da24	Tu-Dal7b	D1	D2	D5	D7	D9
Ba	۸۰۲	۸۸۰	۱۰۴۰	۷۸۴	۶۴۰	۸۳۴	۸۷۸	۵۶۳	۷۶۹
Be	۳	۳	۳	۳					
Co	۱۱	۷	۱۴	۱۱	۷٫۸	۸٫۱	۱۲٫۱	۱۴٫۵	۱۳٫۴
Cs	۲٫۴	۱٫۸	۳٫۶	۲٫۴	۱٫۰۸	۱٫۹	۱٫۱۱	۳٫۲۲	۱٫۲۲
Ga	۲۴	۲۵	۲۵	۲۴	۲۴٫۸	۲۴٫۷	۲۵٫۲	۲۴٫۱	۲۳٫۶
Hf	۹	۹٫۵	۹٫۸	۹٫۲	۱۰	۷٫۹	۸٫۲	۸٫۷	۸٫۳
Nb	۴۲٫۹	۴۱٫۷	۴۴٫۱	۴۳٫۱	۴۰	۳۷٫۴	۴۱٫۳	۳۵	۳۵٫۵
Rb	۹۵	۸۰	۱۵۷	۹۳	۷۵٫۹	۵۸٫۶	۱۲۶	۱۳۹	۹۴
Sn	۵	۶	۵	۵	۲	۲	۶	۳	۳
Sr	۱۱۴	۱۲۷	۱۴۳	۱۱۲	۱۰۳٫۵	۱۵۷	۲۳۴	۱۰۱	۱۶۲
Ta	۲٫۷۸	۲٫۷۳	۲٫۸۳	۲٫۸۶	۲٫۵	۲٫۳	۲٫۶	۲٫۳	۲٫۳
Th	۱۰٫۱	۱۰	۱۰٫۹	۱۰٫۳	۱۱٫۸	۱۱٫۸	۱۱	۹٫۸۶	۱۰٫۶
U	۳٫۲۸	۲٫۷۵	۳٫۹۶	۳٫۳۱	۲٫۶۹	۲٫۴	۲٫۶۲	۲٫۶۹	۳٫۱۶
V	۷۱	۸۶	۶۸	۷۰	۵۶	۵۲	۵۶	۶۸	۶۹
W	۲٫۴	۰٫۹	۲٫۱	۲٫۵	۱	۱	۲	۲	۳
Zr	۳۴۱	۳۶۲	۳۵۸	۳۴۰	۴۰۴	۳۱۸	۳۲۴	۳۳۹	۳۳۷
Y	۵۰٫۷	۵۲٫۱	۴۸٫۱	۵۲٫۷	۳۷٫۴	۳۶٫۸	۴۲٫۹	۳۷٫۲	۳۶٫۸
La	۳۳٫۸	۳۳٫۴	۵۸٫۹	۳۴٫۳	۴۹٫۱	۷۳٫۴	۴۸٫۸	۵۱	۳۹٫۶
Ce	۷۳٫۴۲	۷۴٫۰۹	۱۲۱٫۸	۷۳٫۵۴	۱۰۲٫۵	۱۵۴٫۵	۱۰۳	۱۰۵٫۵	۸۰٫۲
Pr	۸٫۷۷	۹٫۴۷	۱۳٫۸	۸٫۹۵	۱۳٫۱	۱۹٫۱۵	۱۳٫۶۵	۱۳٫۲۵	۱۰٫۲۵
Nd	۳۸٫۱	۴۱٫۹	۵۵٫۸	۳۹٫۲	۵۱٫۵	۷۲	۵۴٫۱	۵۰٫۶	۴۰٫۸
Sm	۹٫۰۲	۱۰	۱۱٫۵	۹٫۳۱	۱۰٫۵	۱۳٫۲	۱۱٫۶۵	۱۰٫۱۵	۸٫۹
Eu	۲٫۳۶	۲٫۴۵	۲٫۹	۲٫۴۶	۲٫۴۸	۲٫۸۳	۲٫۶۲	۲٫۵۲	۲٫۶
Gd	۱۰	۱۰٫۴	۱۱٫۲	۱۰٫۱	۹٫۷	۱۰٫۹۵	۱۰٫۴	۹٫۲۷	۸٫۲۶
Tb	۱٫۷۲	۱٫۷	۱٫۷۵	۱٫۷۱	۱٫۵۳	۱٫۶۴	۱٫۷	۱٫۵۴	۱٫۴۳
Dy	۹٫۳۶	۹٫۱۲	۹٫۳۲	۹٫۲۷	۷٫۶۸	۷٫۵۱	۸٫۴۳	۷٫۵۱	۷٫۴۱
Ho	۱٫۷۳	۱٫۷۱	۱٫۷۴	۱٫۷۵	۱٫۵۱	۱٫۴۷	۱٫۶۶	۱٫۴۹	۱٫۵۱
Er	۴٫۹۴	۴٫۷۳	۴٫۹۶	۵٫۰۱	۴٫۲۷	۴٫۲۷	۴٫۶۵	۴٫۱۵	۴٫۳۱
Tm	۰٫۷۲	۰٫۶۷	۰٫۷	۰٫۷۲	۰٫۶۱	۰٫۵۷	۰٫۶۳	۰٫۵۸	۰٫۶۱
Yb	۴٫۲۶	۳٫۹۷	۴٫۲۵	۴٫۲۸	۳٫۶۶	۳٫۵۲	۳٫۸۸	۳٫۴۱	۳٫۶۶
Lu	۰٫۶۳	۰٫۵۹	۰٫۶۴	۰٫۶۵	۰٫۵۸	۰٫۵۶	۰٫۶۲	۰٫۵۵	۰٫۵۷
Pb	۷	۱۸	۱۸	۱۶	۱۵	۱۰	۱۴۳	۴۱	۱۷
Cu	۳۶	۳۴	۲۹	۳۵	۱۳	۱۴	۲۷	۱۹	۵
Zn	۱۵۱	۶۲	۱۲۹	۱۴۷	۴۳	۱۵۳	۷۱۳	۳۰۶	۱۴۲
Sb	۰٫۵	۰٫۷	۱٫۱	۰٫۵					
Bi	۳	۱٫۲	۳٫۲	۳٫۲					
Tl	۰٫۴۹	۰٫۴۴	۰٫۴۶	۰٫۴۸	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵
Sc	۲۰	۲۱	۲۲	۱۹					

زمین‌شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی در محدوده‌ی طول‌های جغرافیایی "۱۰' ۱۸° ۵۳ تا "۳۰' ۵۷° ۵۳ خاوری و عرض‌های جغرافیایی "۱۰' ۳۶° ۳۶ تا "۳۰' ۱۲° ۳۶ شمالی (شکل ۱-ب)، در ۴۵ کیلومتری جنوب‌باختر دامغان در شمال روستای تویه‌دروار در استان سمنان قرار گرفته است. در تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی ایران [۳۵]، این منطقه در دامنه‌ی جنوبی زون البرز خاوری قرار دارد (شکل ۱-الف).

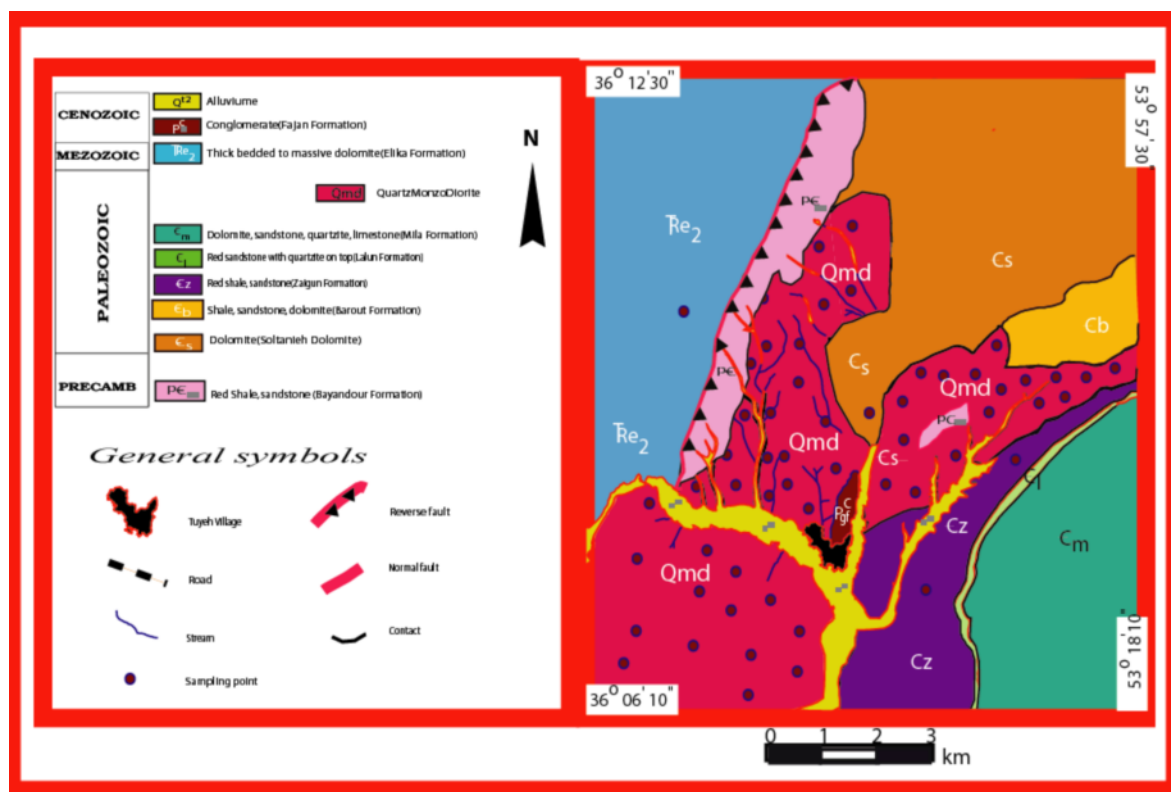
براساس نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر [۳۶]، واحدهای رسوبی منطقه شامل سازندهای مختلف پرکامبرین پسین - پالئوزوئیک (بایندر، سلطانیه، باروت، زاگون، لالون، میلا و جیرود)، مزوزوئیک (الیکا و شمشک) و سنوزوئیک (کنگلومرای معادل فجن، بخش‌های رسوبی و رسوبی-آتشفشانی ائوسن میانی- فوقانی وابسته به سازند معادل کرج) هستند. واحدهای آذرین شامل توده‌ی نفوذی گرانیتوئیدی تویه دروار [۲۷-۲۹]، سنگ‌های بازی موجود در قاعده سازند شمشک [۳۷-۴۰] و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن هستند. در نقشه‌ی زمین‌شناسی چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر، سنگ میزبان توده‌ی نفوذی تویه دروار، سازند جیرود معرفی شده و بنابراین، سن این توده، جوان‌تر از سن سازند جیرود و حداقل به دونین بالایی نسبت داده شده است. اما بررسی‌های دقیق صحرایی [۲۷-۲۹]، نشان داد که سنگ میزبان این توده، سازند جیرود نیست، بلکه سازندهای بایندر، سلطانیه، باروت، زاگون و لالون‌اند (شکل ۱-ب). سنگ‌شناسی واحدهای مختلف سازند جیرود در منطقه، به‌طور کلی از پائین به بالا شامل کنگلومرا، شیل، ماسه‌سنگ، دولومیت و آهک بوده، ضخامت واحد دولومیتی آن تنها حدود ۳۰ متر است [۴۱]. این سازند دارای سه دنباله‌ی رسوبی است که دنباله‌ی نخست آن از چرخه‌های کوچک ۴ تا ۲۰ متری، متشکل از تناوب لایه‌های شیل، ماسه-سنگ، آهک و دولومیت نازک لایه، وابسته به پهنه‌ی جزر و مدی، تشکیل شده است. دنباله‌ی دوم، از تناوب شیل و آهک نازک لایه، وابسته به پهنه‌ی جزر و مدی، آغاز و به گرینستون بیوکلاستی و سپس به لایه‌های آهک و دولومیت ختم می‌شود. دنباله‌ی سوم نیز با رخساره‌ی پیشرونده گرینستون بیوکلاستی شروع و با رخساره‌های تخریبی-کربناتی پهنه‌های جزر و مدی خاتمه می‌یابد [۴۲]. اما سازندهای سلطانیه و باروت که در منطقه از گسترش زیادی برخوردارند (شکل‌های ۱-ب، ۲-ب، ت) با ضخامت بسیار زیاد و تماماً از لایه‌های تیره رنگ دولومیت‌های چرتی و استروماتولیتی و آهک ضخیم لایه تشکیل شده‌اند که در صحرا، از روی ویژگی‌های سنگ‌شناسی و موقعیت آن‌ها در ستون سنگ‌چینه‌ای، به خوبی از سازندهای میلا و جیرود قابل تشخیص‌اند. بررسی‌های دقیق صحرایی نشان می‌دهند که در این محل، این توده نه در داخل سازند جیرود، بلکه بیشتر در داخل ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ سازند بایندر و دولومیت‌های تیره رنگ چرتی استروماتولیت‌دار

سازندهای سلطانیه و باروت (شکل ۲-الف، ب، ت) نفوذ کرده است. مرز شمالی سنگ‌میزبان آن (سازند بایندر)، با سازند الیکا از نوع گسلی بوده و در واقع سازند الیکا به سمت جنوب روی این توده و واحدهای پالئوزوئیک زیرین میزبان آن، رانده شده است (شکل‌های ۱-ب، ۲-الف). بعلاوه، آپوفیزهایی از توده به شکل دایک و سیل در داخل سازندهای زاگون و لالون نیز دیده می‌شوند (شکل ۲-ث). در محل تماس توده با سنگ میزبان (سازندهای سلطانیه و باروت)، آثار معدنی به صورت کانه‌زایی آهن و منگنز (شکل ۲-و)، فلوریت و باریت، سرب و روی، دیده می‌شوند [۲۷، ۲۸]. در ۳۰ کیلومتری جنوب این منطقه، در بزکوه و کوه وطن دامغان، در زون ایران مرکزی، سنگ‌های آذرین مشابهی با همین موقعیت چینه‌شناسی دیده می‌شوند [۴۳-۴۴]. در منطقه‌ی ده ملا در جنوب غرب شاهرود نیز در داخل سازندهای سلطانیه و باروت، دایک‌های دیابازی دیده می‌شوند. با توجه به عدم حضور این سنگ‌های ماگمایی در افق‌های چینه‌شناسی بالاتر، به نظر می‌رسد که آن‌ها به ماگماتیسم گسترده زون کششی-کافتی کامبرین و اردوویسین-سیلورین ایران مرکزی [۳۰، ۳۱، ۴۵-۴۸] و البرز [۴۹، ۵۰] وابسته باشند. [۵۰] با بررسی دقیق شیست‌های گرگان، سن تشکیل سنگ‌مادر آن‌ها را به اردوویسین پایانی نسبت داده و بازالت‌های فراوان موجود در آن را از نوع بازالت-های طغیانی وابسته به رخداد‌های آتشفشانی وابسته به کافت اردوویسین پایانی دانسته که حاشیه‌ی شمال گندوانا را در خلال فرایند بازشدن پالئوتتیس متأثر ساخته است. بررسی صحرایی بخش مافیک شیست‌های گرگان توسط مؤلف اول مقاله، حاکی از وجود یک مجموعه گابرویی-دیوریتی-مونزونیتی و دیابازی در داخل دنباله‌ی ضخیم بازالتی این شیست‌هاست. [۵۱] وقوع ماگماتیسم آلکالین پتاس قلیایی نفوذی و خروجی در محدوده‌ی زمانی کامبرین-اردوویسین در مرکز عمان را گزارش کرده و خاستگاه آن را به صعود گوشته‌ی غنی شده زیر لیتوسفر قاره‌ای در یک محیط کششی نسبت داده است. با توجه به یکپارچگی و اتصال ورقه‌ی ایرانی-عربی به گندوانا تا زمان پالئوزوئیک پایانی [۵۰-۵۳]، این گزارش‌ها، همگی دلالت بر حاکم بودن یک رژیم کششی کافتی بر منطقه و رخداد ماگماتیسم گسترده وابسته به آن، از کامبرین تا سیلورین در ارتباط با پیدایش و گسترش پالئوتتیس بوده است.



منطقه مورد مطالعه

شکل ۱ الف موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه‌ی تویه دروآر در تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی ایران زمین [۳۵].



شکل ۱- ب- نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی تویه دروآر که با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای لندست و پی‌جویی‌های صحرایی تهیه شده است.



الف- تزریق توده نفوذی در ماسه‌سنگ‌های سازند بایندر و راندگی سازند الیکا روی آن‌ها.



ب- تزریق توده در سازند باروت و ایجاد کانه‌زایی آهن و منگنز در آن.



پ- نمایی نزدیک از کانه‌زایی آهن و منگنز در محل تماس توده با سازند باروت.



ت- نفوذ توده در دولومیت‌های سازند سلطانیه.



ث- نفوذ توده در ماسه‌سنگ‌های لالون.



ج- نمایی نزدیک از نفوذ توده در ماسه‌سنگ‌های لالون.

شکل ۲ روابط صحرایی توده نفوذی با سنگ‌های میزبان.

در آن حضور دارند. سطح تماس جدا شده‌ی مزبور از توده‌ی اصلی، کاملاً تدریجی و حاکی از جدایش درجای توده است. اگرچه، زینولیت‌های پخته‌شده و تجدید تبلور یافته ماسه‌سنگی (وابسته به سازند بایندر)، آهکی و دولومیتی (وابسته به سازند-

به‌طور کلی، ساخت و ترکیب توده‌ی گرانیتوئیدی تویه دروار در صحرا، تقریباً یکنواخت و کوارتز مونزونیتی به نظر می‌رسد، ولی به‌طور موضعی، بسته‌ها و رگه‌های کوچک تفریق یافته روشن‌تر گرانودیوریتی و یا تیره‌تر دیوریتی (شکل ۲-ج)، نیز

های باروت و سلطانیه)، در حاشیه‌های توده دیده می‌شوند، ولی در سنگ‌های میزبان، هیچگونه دگرگونی همبری روشنی مشاهده نمی‌شود. این امر، احتمالاً می‌تواند ناشی از کمبود شاره‌ها و طبیعت نسبتاً خشک ماگما، حجم کم توده و صعود دیابیری آن در حالت نسبتاً جامد و سرد، در اعماق خیلی کم باشد. بعلاوه، باید یادآور شد که هیچ برونوم، زینولیت یا زینوکریست آذرینی در این توده دیده نمی‌شود. در گرانیتوئید-های کوهزایی، زینولیت‌ها و زینوکریست‌های فراوانی دیده می‌شوند و حاکی از نقش مهم آلیش و هضم سنگ میزبان به-صورت واکنش‌های ذوب، انحلال، تبادل یونی، اکسایش-احیاء و غیره است. اما فقدان نسبی زینولیت‌ها و زینوکریست‌ها در گرانیتوئیدهای نوع A ممکن است به دما و ترکیب ماگما وابسته باشد. دمای بالا (بیش از ۹۰۰ درجه سانتیگراد)، ماهیت قلیایی تا ابر قلیایی و میزان فلور بالای ماگما، همگی باعث ناپلیمیزه شدن ماگما و کاهش گرانیروی آن به حدی می‌شوند که زینولیت‌ها در آن سقوط کرده و توان بالا آمدن نیابند. بررسی‌های ماگماهای گرانیتوئیدی نوع A در گستره‌ی ترکیبی گرانیت-سینیت و حاوی ۲ درصد آب محلول، در دمای نزدیک به ۹۰۰ درجه‌ی سانتیگراد، نشان داده که آن‌ها دارای گرانیروی-هایی در گستره‌ی 10^5 تا 10^9 پاسکال ثانیه هستند. در ماگماهای قلیایی تر ریولیتی که مقدار آب محلول آن‌ها به $4/3$ درصدوزنی و دمای آن‌ها به ۱۰۰۰ درجه‌ی سانتیگراد نیز می‌رسد، مقدار گرانیروی از این هم بسیار کمتر است [۵۴، ۱۷]. ماهیت دیوریتی-مونزونیتی، وابستگی به ماگماتیسیم بازی دمای بالای پالئوزوئیک زیرین ایران مرکزی - البرز، طبیعت قلیایی و فلور بالای ماگما (وجود کانسار فلورین در سنگ‌های میزبان توده)، همگی می‌توانند وجود ویژگی‌های مزبور را در توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار توجیه کنند.

سنگ‌نگاری

اگرچه، توده‌ی گرانیتوئیدی تویه‌دروار در صحرا و نمونه‌های دستی ظاهراً یکنواخت و دیوریتی-مونزونیتی به نظر می‌رسد، ولی در بررسی‌های میکروسکوپی، دارای طیف ترکیبی دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت و گرانودیوریت، با برتری غالب مونزونیت-کوارتز مونزونیت و دارای بافت‌های مختلف دانه‌ای (گرانولار) ریز تا متوسط دانه، پرتیتی،

میرمکیتی، گرافیک و گرانوفیری با برتری بافت دانه‌ای است. بافت دانه‌ای، شاخصه‌ی عمومی توده‌های گرانیتوئیدی است، ولی بافت‌های گرافیک و گرانوفیری، غالباً معرف تبلور همزمان و سریع کوارتز و فلدسپار قلیایی از یک مایع فروتافته در اعماق کم تبلور توده در نظر گرفته می‌شوند [۲۵]. بافت پرتیتی که اساساً در درشت بلورهای فلدسپار قلیایی (ارتوکلازها) دیده می‌شود، اصولاً یک بافت جدایشی است که در شرایط جامد و با کاهش دما به زیر منحنی انجماد این کانی، تشکیل می‌شود. به اعتقاد برخی از پژوهشگران نظیر [۲۱]، این بافت، ویژگی غالب بسیاری از گرانیتوئیدهای ناکوهزایی است و شامل حضور فقط یک فلدسپات قلیایی روی لیکیدوس است. در خلال سرد شدن بعدی سنگ، این تنها فلدسپات موجود در آن، به صورت هم‌رشدی تیغه‌ای شکل (پرتیت)، متشکل از تیغه‌های مجزای سرشار از پتاسیم و سرشار از سدیم، تفکیک می‌شود. این فرآیند که تبلور هیپر سالووس نامیده می‌شود، شاخصه پتروژنتیکی مهمی، مبنی بر فشار کل یا فشار آب نسبتاً پایین (یعنی عمق کم نفوذ)، حین تبلور این ماگماهاست. با توجه به شواهد موجود، به نظر می‌رسد که فشار کل و فشار آب نسبتاً پایین، هردو، در ایجاد این بافت در توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار مشارکت داشته‌اند. در خصوص تشکیل بافت میرمکیتی، نظرهای مختلفی وجود دارد. این بافت، درحقیقت، یک بافت واکنشی زیر خط انجماد نوع سیمپلکتیک است که نشان-دهنده‌ی درهم‌رشدی کوارتز کرمی شکل و پلاژیوکلاز سدیک می‌باشد. به عقیده‌ی [۵۵] بافت میرمکیتی شامل درهم‌رشدی قطرات کرمی شکل خیلی ریزدانه کوارتز و پلاژیوکلاز سدی است و به نظر می‌رسد که اساساً در اثر واکنش‌های حالت جامد همراه با دگرشکلی، ایجاد می‌شود. به دلیل فراگیر بودن بافت میرمکیتی در سنگ‌های گرانیتی و گنیسی، خاستگاه آن یکی از معماهای مهم در سنگ‌شناسی است. بافت میرمکیتی، به‌طور کلی به دو شکل میرمکیت حاشیه‌ای و بین دانه‌ای دیده می‌شود. نوع حاشیه‌ای شامل درهم‌رشدی کوارتز کرمی شکل و پلاژیوکلاز سدیم‌دار است و بین فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز رخ می‌دهد. اما میرمکیت بین دانه‌ای، به صورت نفوذی‌های ریزی بین دانه‌های فلدسپار پتاسیم مجاور هم دیده می‌شوند. نظریات موجود درباره تشکیل این بافت را می‌توان به هفت گروه به شرح زیر رده‌بندی کرد [۵۶]: (۱) تبلور مستقیم یا

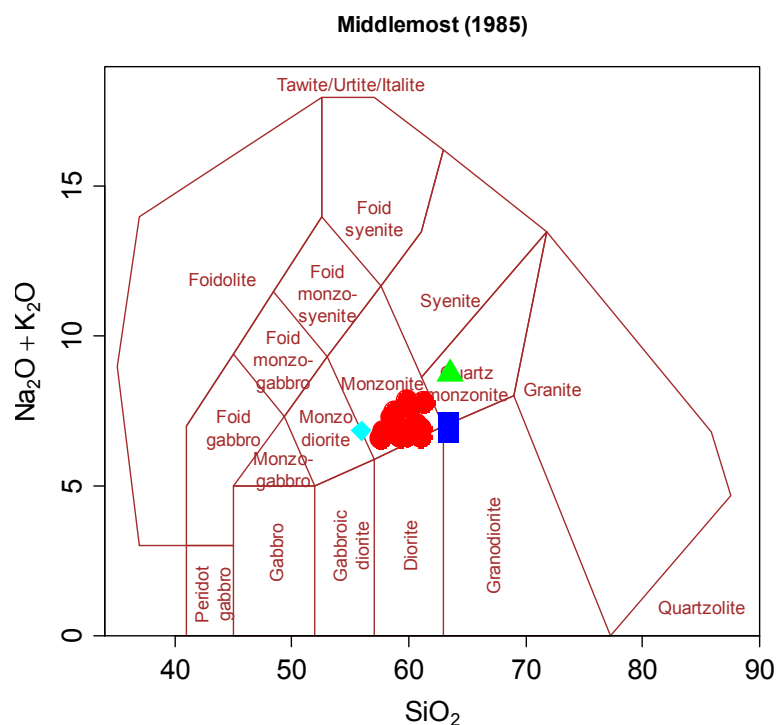
کلسیت و کانی‌های رسی هستند. اسفن‌های ثانویه، از واکنش TiO_2 آزاد شده از کانی‌های آهن و منیزیم‌دار (آمفیبول و بیوتیت) و تیره (اکسیدهای آهن-تیتان) با CaO و SiO_2 حاصل از تخریب پلاژیوکلازها ایجاد شده‌اند.

ژئوشیمی

طیف تغییرات SiO_2 نمونه‌ها از ۵۵٫۹۴ تا ۶۳٫۵۳ درصد وزنی متغیر است و در نمودار رده‌بندی شیمیایی [۶۰] در مرزهای مشترک گستره‌های دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۳) که با بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری، همخوانی کاملی نشان می‌دهند. این نمونه‌ها در نمودار تعیین سری ماگمایی [۶۱] در گستره‌ی سری‌های پتاسیم آهنی-قلیایی بالا و بیشتر در قلمرو سری شوشونیتی (شکل ۴)، در نمودار رده‌بندی [۶۲] در قلمرو گرانیتوئیدهای آهن‌دار (شکل ۵) و در نمودار تعیین درجه‌ی اشباعی از آلومین [۶۳] در گستره‌های مت‌آلومین تا پرآلومین (شکل ۶) قرار می‌گیرند. علی‌رغم همگنی نسبی توده، در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب نسبت به سیلیس، روندهای خطی افزایش نسبی مقادیر Na_2O ، K_2O ، Rb و کاهش نسبی مقادیر P_2O_5 ، MgO ، Fe_2O_3 ، CaO ، Al_2O_3 ، TiO_2 و V کاملاً مشهود است (شکل ۷). وجود روندهای پراکندگی که در Na_2O ، K_2O ، CaO ، Rb را می‌توان به تجزیه فلدسپارها و بیوتیت و جانشینی کلریت، کلسیت و کانی‌های رسی به جای آن‌ها دانست. کاهش محسوس در مقدار TiO_2 ، با حضور قابل‌ملاحظه اسفن‌های اولیه و ثانویه در مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های دیوریتی-مونزودیوریتی و عدم حضور و یا حضور بسیار کم‌رنگ آن‌ها در نمونه‌های روشن‌تر مونزونیتی و گرانودیوریتی، تأیید می‌شود. نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای جفت عناصر ناسازگار Ba-Nb ، Ba-Rb ، $\text{K}_2\text{O-Rb}$ ، $\text{Ba-K}_2\text{O}$ ، Cs-Rb ، روندهای خطی با شیب مثبت نشان می‌دهند که صرف نظر از پراکندگی جزئی برخی نقاط، از مبدأ نیز عبور می‌کنند. در نمودار عناصر سازگار-ناسازگار $\text{K}_2\text{O-V}$ نیز روند از نوع خطی با شیب منفی و پراکنده است (شکل ۸). این روندهای شیمیایی خطی و پراکنده، نشانگر نقش و اهمیت فرایند تبلور جدایشی، بخصوص جدایش فلدسپار و هضم و آلاش در شکل‌گیری ماگمایی این توده است.

همزمان کوارتز و پلاژیوکلاز: (۲) جایگزینی فلدسپار پتاسیم با پلاژیوکلاز: (۳) جایگزینی متاسوماتیکی پلاژیوکلاز با فلدسپار پتاسیم: (۴) جدایش در حالت جامد: (۵) مشارکت کوارتز در حال تبلور مجدد، در آلبیت در حال رشد جدا شده از فلدسپار پتاسیم: (۶) دگرشکلی: (۷) ترکیبی از دو یا چند فرایند یاد شده (مثلاً مشارکت جانشینی دگرنهادی و جدایش به‌طور همزمان و یا مشارکت دگرشکلی و جایگزینی دگرنهادی باهم). از نظر کانی‌شناسی، این توده اساساً متشکل از نسبت‌های مختلفی از پلاژیوکلازهای نیمه خودشکل و ارتوکلازهای غالباً پرتیتی، همراه با مقادیر متغیر و فرعی از آمفیبول، بیوتیت و کوارتز است. پلاژیوکلاز به‌عنوان فراوان‌ترین کانی موجود در این توده، دارای ترکیب حدواسط بوده و به صورت دانه‌های تیغه‌ای و تخته‌ای نیمه‌خودشکل با درجات مختلفی از سوسوریتی شدن دیده می‌شود. معمولاً دارای منطقه‌بندی است که تأیید کننده-ی تبلور سریع (عمق کم نفوذ توده) می‌باشد. گاهی اوقات دارای پوششی از ارتوکلاز است و بافت آنتی‌راپاکیوی نشان می‌دهد. ارتوکلاز، دومین کانی غالب در توده است که به صورت ناخودشکل و با بافت پرتیتی دیده می‌شود. معمولاً پلاژیوکلازها و کانی‌های آهن و منیزیم‌دار آمفیبول و بیوتیت را دربرمی‌گیرد و درجات مختلفی از سربستگی شدن و کائولینیتی شدن را نشان می‌دهد. آمفیبول و بیوتیت، غالباً به کانی‌های ثانویه دگرسان شده‌اند. کوارتز، معمولاً در مقادیر کم، دانه‌های ناخودشکلی را در بین ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و دیگر دانه‌های کانی‌ها تشکیل می‌دهد. البته، این کانی به شکل میکروگرافیک، گرانوفیری و درهم‌رشدی میرمکیتی کرمی‌شکل نیز در توده دیده می‌شود.

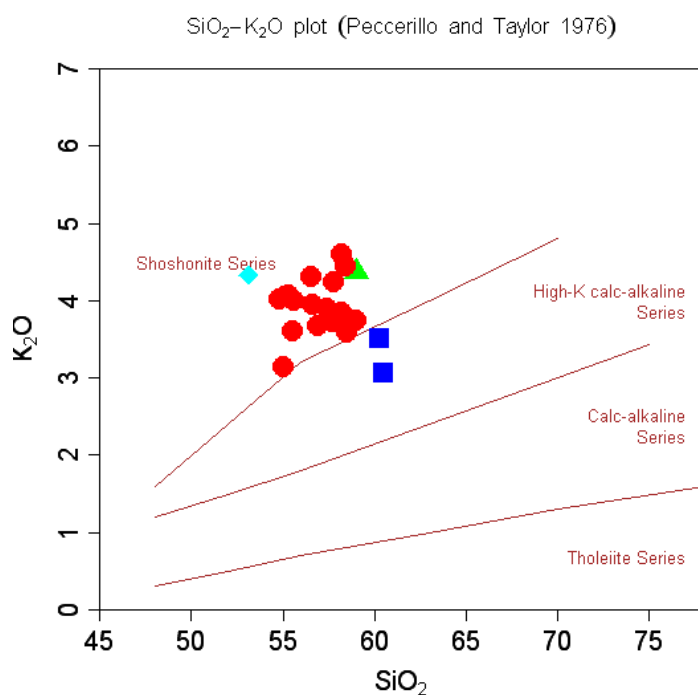
کانی‌های عارضه‌ای موجود در توده شامل دانه‌های ریز آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های تیره (مگنتیت، هماتیت و پیریت) هستند که به صورت نفوذی در کانی‌های اصلی و یا به شکل دانه‌های آزاد بین دیگر کانی‌ها، دیده می‌شوند. برخی از آپاتیت‌ها به صورت سوزن‌های کشیده‌ای دیده می‌شوند که از تبلور و سردشدن سریع و موضعی ماگماهای مافیک داغ آمیخته شده با ماگمای فلسیک نسبتاً سردتر، تشکیل شده‌اند [۵۷]. این پدیده نیز به عنوان نشانه‌ای از اختلاط ماگمایی معرفی شده است [۵۸، ۵۹]. کانی‌های ثانویه نیز شامل کلریت، اپیدوت، اسفن، کانی‌های تیره (مگنتیت و هماتیت)، سربستگی،



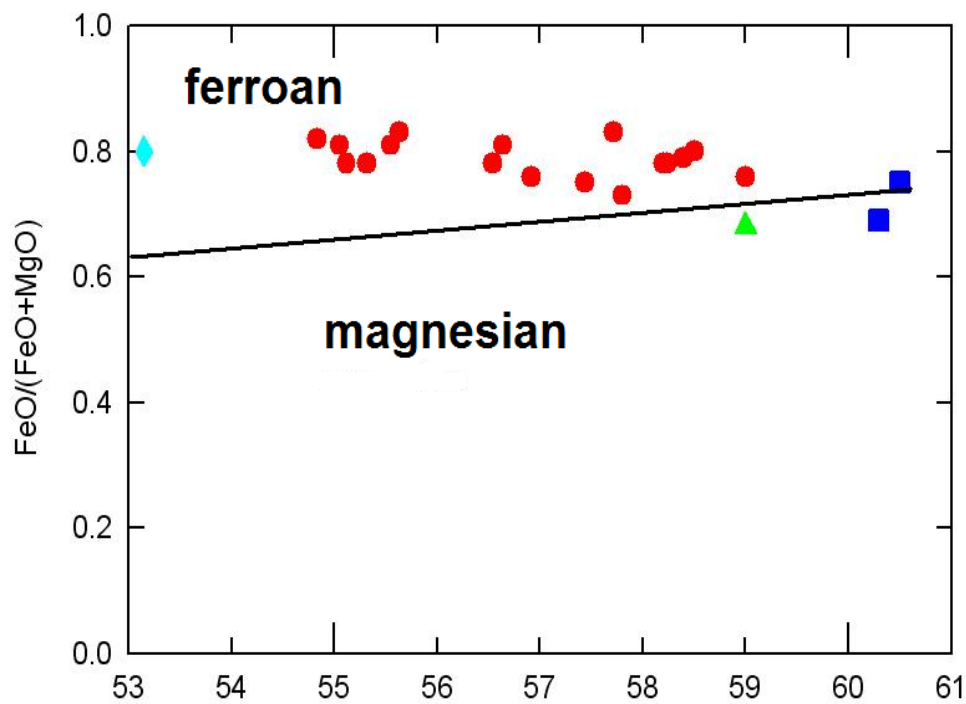
● مونزونیت‌ها
 ■ گرانودیوریت‌ها
 ▲ کوارتز مونزونیت‌ها
 ◆ مونزودیوریت‌ها

لازم به یادآوری است که علائم یا نشانه‌های استفاده شده برای معرفی گروه‌های سنگی مورد بررسی در تمامی نمودارها یکسان و همانند این شکل می‌باشند

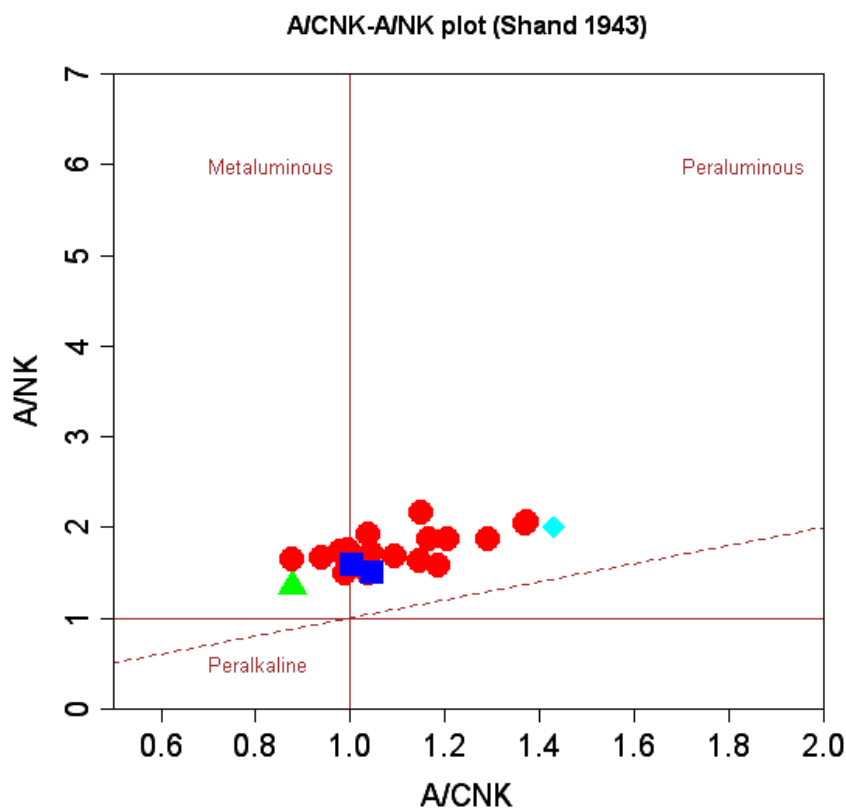
شکل ۳ نامگذاری سنگ‌های توده‌ای گرانیتیویدی توپه دروار با استفاده از نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ نسبت به SiO_2 [۶۰].



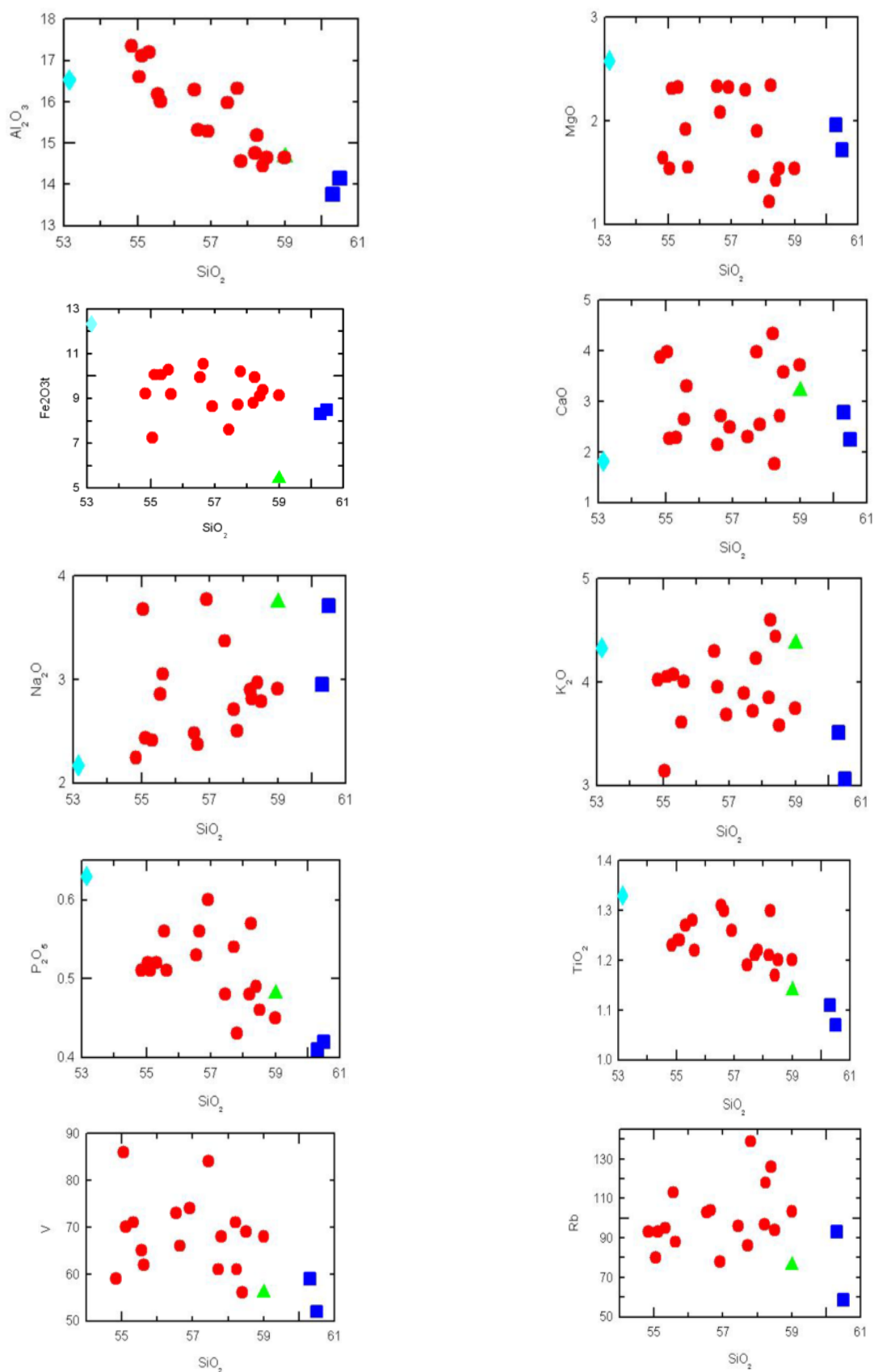
شکل ۴ موقعیت سنگ‌های گرانیتوئیدی تویه‌دروار در قلمرو پتاسیم آهکی-قلیایی بالا و شوشونیتی در نمودار تعیین سری ماگمایی K_2O نسبت به SiO_2 از [۶۱].



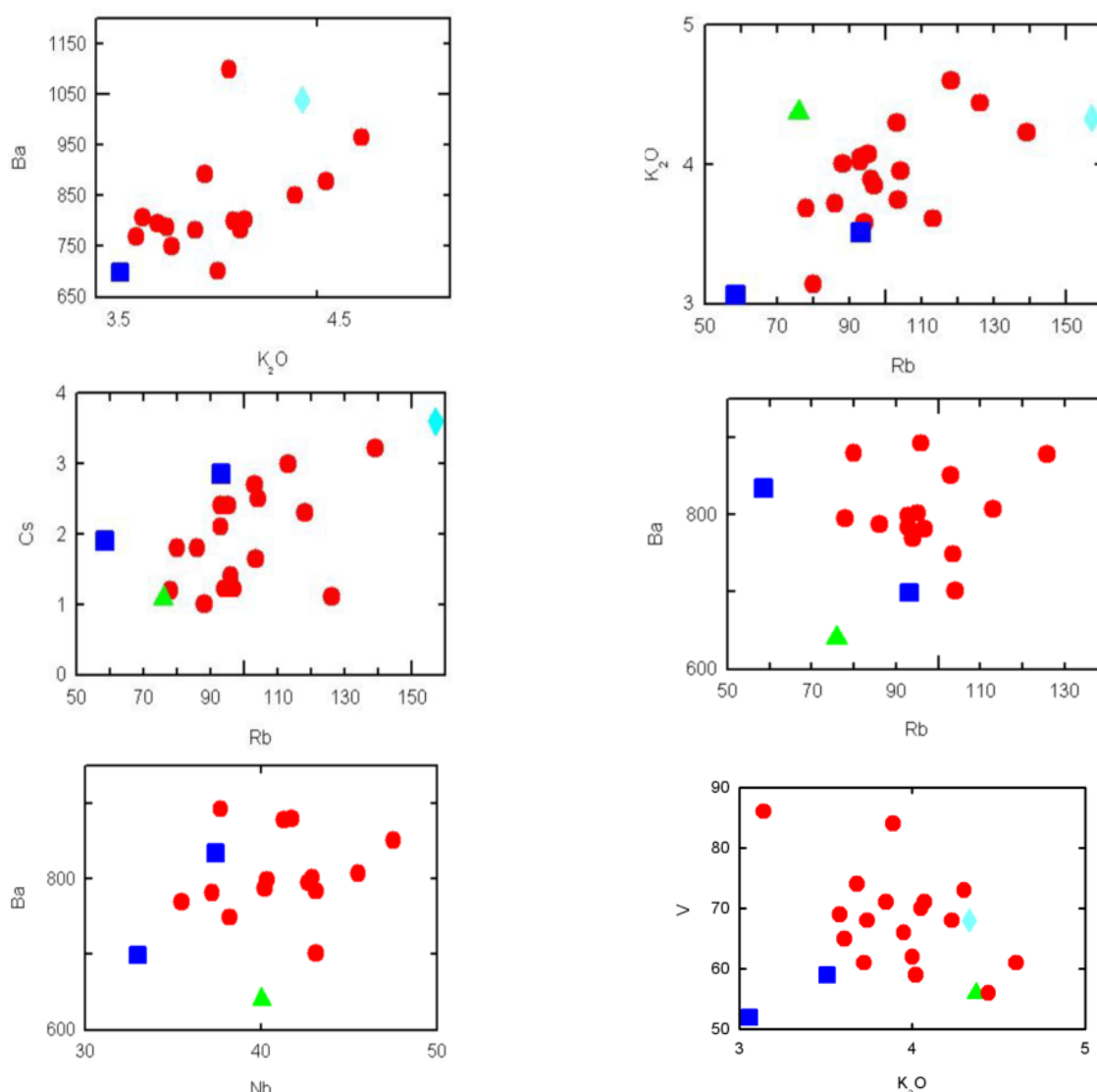
شکل ۵. موقعیت نمونه‌های توده‌ی گرانیتوئیدی تویه دروار در قلمرو گرانیتوئیدهای آهن‌دار (نوع A) در نمودار رده‌بندی [۶۲].



شکل ۶. نمودار [۶۳] برای تعیین درجه‌ی اشباع از آلومین سنگ‌های توده‌ی گرانیتوئیدی تویه دروار.



شکل ۷ نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی (به درصد وزنی)، فرعی و کمیاب (به پی پی ام) نسبت به سیلیس (هارکر) برای نمونه‌های توده ی گرانیتوئیدی تویه دروار. توضیحات در متن ارائه شده‌اند.



شکل ۸. نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و سازگار- ناسازگار نسبت به یکدیگر برای سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه‌ی تویه دروار. مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی به درصد وزنی و مقادیر عناصر نادر به پی‌پی‌ام هستند.

ماگما و انباشت آن‌ها در سنگ‌های مختلف، تفسیر طرح‌های عناصر نادر سنگ‌های حاصل، پیچیده می‌شود [۶۷].

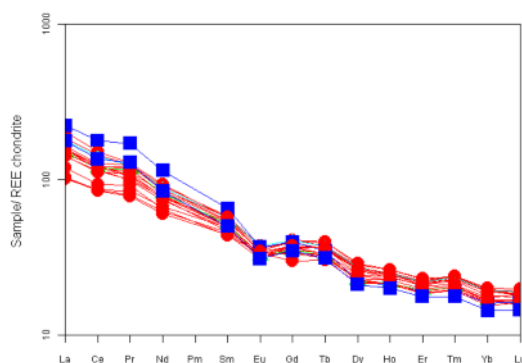
بحث و بررسی

اگرچه، پی‌جویی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب، ارتباط جدایشی بین نمونه‌های توده گرانیتوئیدی تویه دروار را نشان می‌دهند، اما این امر در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و سازگار- سازگار و نیز طرح‌های بهنجار شده به کندریت عناصر نادر خاکی نمونه‌ها که برای اثبات وجود روابط ذوب بخشی یا تبلور جدایشی بین نمونه‌های یک سری سنگی به کار می‌روند [۶۸-۷۰] نیز به خوبی آشکار است (شکل‌های ۸ و ۹). روندهای

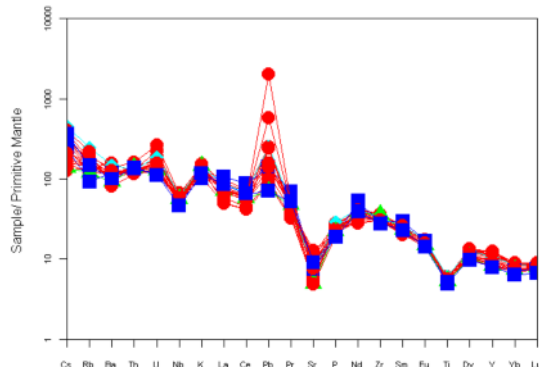
در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت [۶۴] و گوشته‌ی اولیه [۶۵]، همه نمونه‌ها در مجموع از عناصر نادر خاکی سبک و ناسازگار، غنی‌شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین و سازگار، غنی‌شدگی بسیار کمتر، نشان می‌دهند. نابهنجاری‌های منفی خیلی کوچکی از Nb, Ti, Eu و Sr و مثبت بارزی از Pb دیده می‌شود (شکل ۹). تمرکزهای REE و HFSE اساساً با کانی‌های عارضه‌ای مختلف نظیر اسفن (تیتانیت)، ایلمنیت، آپاتیت، آلانیت، مونازیت، زیرکن و زینوئیم کنترل می‌شود، زیرا این کانی‌ها از ضریب توزیع بالایی برای این عناصر برخوردارند [۶۶]. بنابراین، با خروج این کانی‌های عارضه‌ای در خلال فرایندهای ذوب بخشی یا تبلور جدایشی از

به همراه هضم و آلیش ماگمایی قرار می گیرند (شکل ۱۰). بنابراین، فرایند اصلی ارتباط بین سنگ های این توده ی، با تبلور جدایشی است. روندهای خطی منفی در نمودارهای K/Ba نسبت به Ba ، Rb/Ba نسبت به Ba ، Rb/Sr نسبت به $K/Rb \cdot Sr$ نسبت به Rb ، $Ba-Sr$ و $Ba-Eu/Eu^*$ (شکل ۱۱) به همراه نابهنجاری منفی از Eu و Sr حاکی از نقش اساسی جدایش فلدسپار [۳۴، ۲۲] در شکل گیری ماگمایی این توده است.

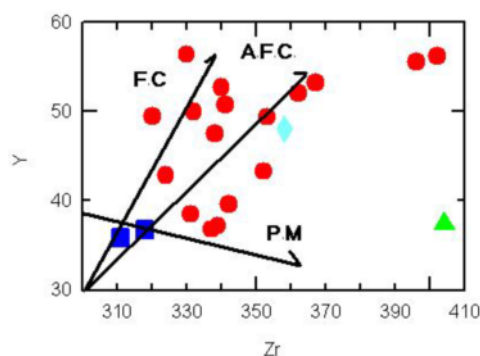
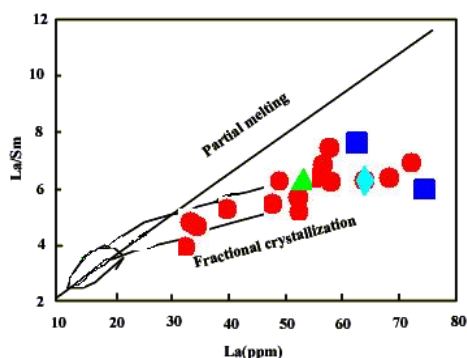
خطی و مثبت در نمودارهای تغییرات دو عنصر ناسازگار در مقابل همدیگر، که از مبدأ مختصات نیز می گذرند و نیز روند خطی و منفی در نمودارهای عناصر سازگار نسبت به ناسازگار، به همراه روندهای تقریباً موازی در طرح های بهنجار شده به کندریت عناصر نادر خاکی نمونه ها، حاکی از نقش فرایند تبلور بخشی در شکل گیری ماگمایی این توده است. همچنین، در نمودارهای La/Sm نسبت به La [۷۱] و Y نسبت به Zr نیز نمونه های مورد بررسی در راستای روند وابسته به جدایش بلوری



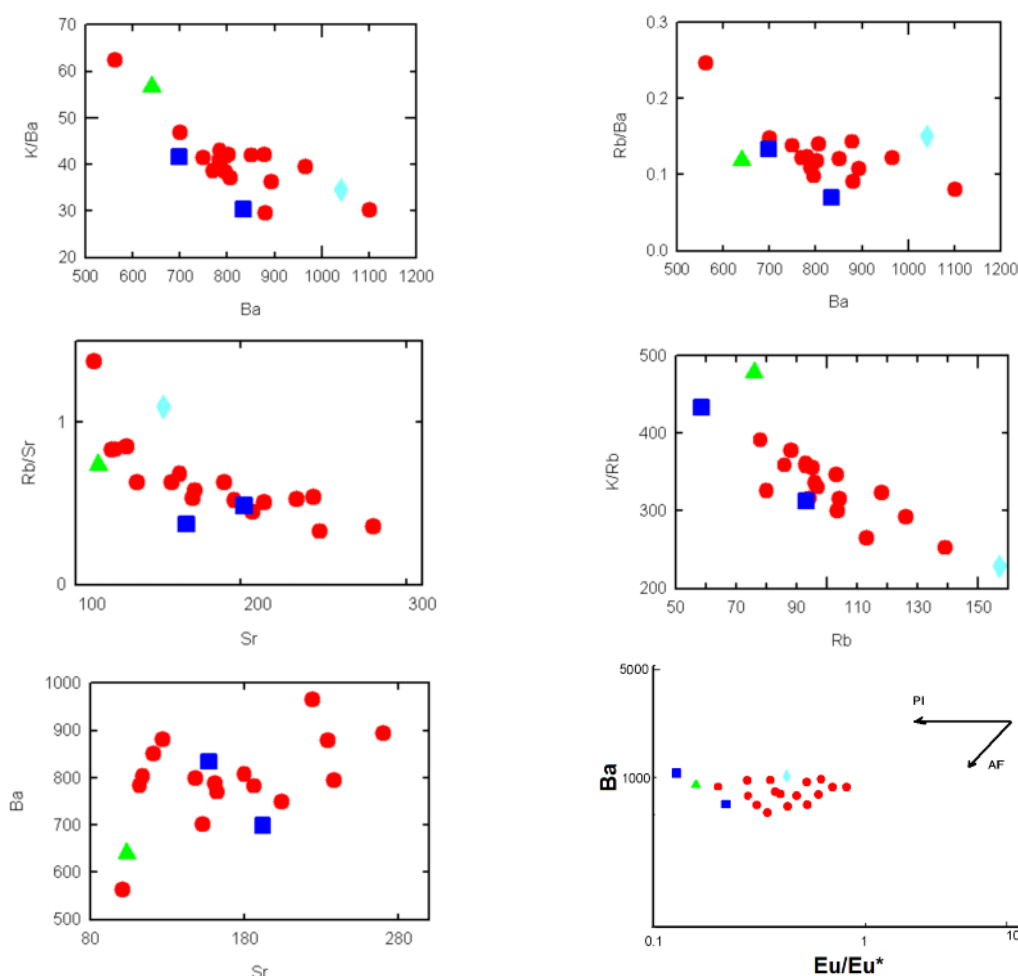
الف - نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت [۶۴] نمونه های توده گرانیتوئیدی تویه دروار.



ب - نمودار چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه [۶۵] برای نمونه های توده ی گرانیتوئیدی تویه دروار. شکل ۹ نمودارهای عناصر نادر خاکی و چند عنصری بهنجار شده به کندریت و گوشته ی اولیه برای نمونه های توده ی گرانیتوئیدی تویه دروار.



شکل ۱۰ نمودارهای اثبات کننده نقش تبلور جدایشی در شکل گیری ماگمایی نمونه های توده ی نفوذی تویه دروار [۷۱].



شکل ۱۱ نمودارهای مختلف برای اثبات نقش تبلور بخشی فلدسپار در شکل‌گیری ماگمایی توده‌ی نفوذی تویه دروار [۲۲، ۳۴].

متالومین تا اندکی پرقلیا هستند، ندرتاً می‌توانند پرآلومین نیز باشند [۲۱]. البته، دلایل دیگری نظیر جدایش هورنبلند [۷۲] یا ناهمگونی مقدار آب در سنگ مادر نیز برای توجیه طبیعت پرآلومینی این نوع گرانیتوئیدها ارائه شده است [۲۲]. در نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی [۷۳]، نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو گرانیتوئیدهای درون ورقه‌ای (WPG) قرار می‌گیرند (شکل ۱۲). در نمودارهای [۱۹] که انواع گرانیتوئیدها را از هم جدا می‌کنند، نمونه‌ها در گستره‌ی گرانیتوئیدهای نوع A واقع می‌شوند (شکل ۱۳). همچنین براساس تقسیم‌بندی [۶] از گرانیتوئیدها به دو گروه A_1 و A_2 ، نمونه‌های تویه دروار در گستره‌ی گرانیتوئیدهای نوع A_1 واقع می‌شوند (شکل ۱۴). در این تقسیم‌بندی، گرانیتوئیدهای نوع A_1 ، به عنوان گدازه‌های جدا شده حاصل از ماگماهای گوشته‌ای مشابه با ماگماهای حاصل از منابع بازالت‌های جزایر اقیانوسی معرفی شده‌اند که در جایگاه‌های ناکوهزایی نظیر کافت‌های قاره‌ای یا در خلال ماگماتیسم درون ورقه‌ای تشکیل می‌شوند. همچنین،

غنی‌شدگی بالای نمونه‌ها از LILE همچون Ba, K, Rb و تمرکزهای پایین عناصر انتقالی (نظیر وانادیم و اسکاندیم) می‌تواند حاکی از وجود یک خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده زیر لیتوسفر قاره‌ای (گوشته‌ی دگرنهاد) به عنوان محل خاستگاه ماگمای نمونه‌ها باشد. همچنین نابهنجاری‌های منفی خیلی کوچک از Nb, Ti, Eu و Sr و نابهنجاری مثبت بارز از Pb که از ویژگی‌های چشمگیر گرانیتوئیدهای نوع A است [۲۲] و موقعیت نمونه‌ها در راستای روند هضم و تبلور بخشی در نمودار Y نسبت به Zr را می‌توان نشانه‌ی آلیش پوسته‌ای ماگمای مادر نمونه‌ها دانست.

گرچه، قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو پرآلومین در نمودار درجه اشباعی آلومین (شکل ۶) را باید ناشی از تجزیه پلاژیوکلازها و از دست رفتن مقداری از CaO, Na₂O, K₂O و افزایش نسبی Al₂O₃ دانست که سبب افزایش نسبت A/CNK نمونه‌ها و قرارگرفتن آن‌ها در موقعیت غیرواقعی می‌شود، ولی گرانیتوئیدهای نوع A که به‌طور مشخص

خاتمه می‌یابد، همگی یک چرخه کوهزایی (چرخه ویلسون) را تشکیل می‌دهند. لذا، گرانیتوئیدهای نوع A نیز جزئی از یک چرخه کوهزایی هستند و نباید آن‌ها را واقعاً ناکوهزا نامید، بلکه بهتر است آن‌ها را به محیط‌های کششی یا تراکشی درون ورقه قاره‌ای [۱۷] وابسته بدانیم.

مدل‌های سنگ‌زادی مختلفی برای تشکیل این گرانیتوئیدها ارائه شده‌اند که شامل:

الف- این سنگ‌ها، فراورده‌های تبلور جدایشی ماگماهای مادر بازالتی مشتق از گوشته، همراه با یا بدون برهم‌کنش با سنگ‌های پوسته‌ای و هضم مقادیری از آن‌ها هستند [۲۲، ۸].

ب- این سنگ‌ها از طریق ذوب بخشی با درجه‌ی پایین یک خاستگاه آذرین دگرگون شده گرانولیتی پسمانده خشک سرشار از فلور یا کلو، پس از خروج ماگماهای گرانیتوئیدی نوع I از آن، ایجاد شده‌اند [۷۸، ۷۷، ۲۴، ۱۸]. به عبارت دیگر، آن‌ها از ذوب دوباره موادی که پسمانده‌ی رخدادهای ذوب قبلی‌ترند، ناشی می‌شوند [۱۶، ۲۱، ۹]. این خاستگاه، ویژگی خشک‌تر، سرشاری از فلور و غنی‌تر بودن از HFSE را در این گروه نسبت به دیگر گروه‌های گرانیتوئیدی توجیه می‌کند. به اعتقاد [۱۸]، پس از اولین رخداد ذوب و خروج ماگمای گرانیتوئیدی، بیوتیت و آمفیبول باقیمانده در پسمانده گرانولیتی، سرشار از فلور و دارای آب بسیار کمی هستند و در نتیجه، ذوب این پسمانده در دمای بالای ۹۰۰ درجه‌ی سانتیگراد باعث ایجاد یک ماگمای گرانیتوئیدی با ویژگی نوع A خواهد شد. دمای بالا، طبیعت قلیایی و غنی‌بودن ماگما از فلور، باعث غنی‌شدگی آن از HFSE می‌شود. زیرا، این شرایط باعث بالارفتن قابلیت انحلال کانی‌های عارضه‌ای نظیر زیرکن و آپاتیت در ماگما می‌شوند [۸].

پ- آن‌ها ناشی از ذوب سنگ‌های تونالیتی و گرانودیوریتی تهی‌نشده نوع I پوسته‌ی زیرین [۲۲] یا همان مدل ذوب بخشی با فشار پایین گرانیتوئیدهای متآلومین آهکی- قلیایی [۱۶، ۲۱] هستند.

ت- این سنگ‌ها می‌توانند از ذوب بازالت‌های تولیتی نیز ایجاد شوند [۲۱].

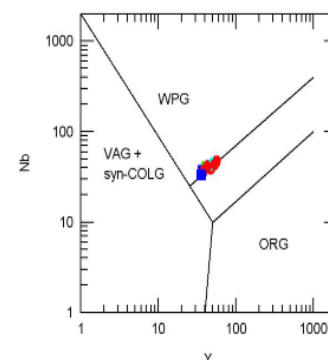
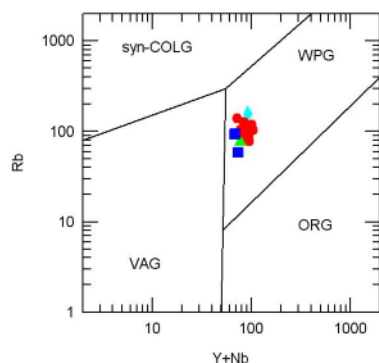
ج- ذوب مجدد گوشته‌ی لیتوسفری دورگه‌ای شده نیز از دیگر فرایندهای تشکیل این سنگ‌هاست [۶۷].

چ- اختلاط بین ماگماهای حاصل از ذوب‌بخشی پوسته با ماگماهای مافیک مشتق از گوشته نیز از فرایندهای اساسی تشکیل این سنگ‌هاست. این پدیده در زمان بالآمدن ستون‌های سنگی گوشته‌ای در مناطق کششی کافتی، که با ذوب بخشی آن‌ها و تشکیل ماگماهای بازالتی همراه است، رخ می‌-

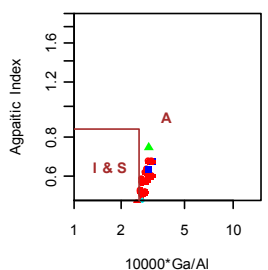
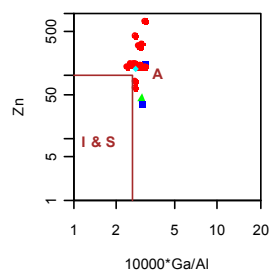
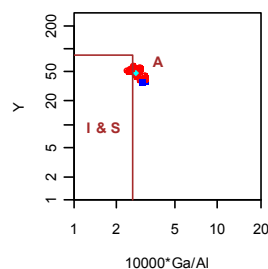
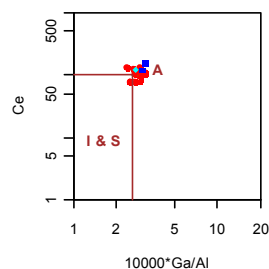
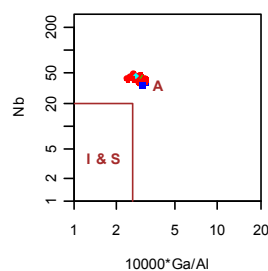
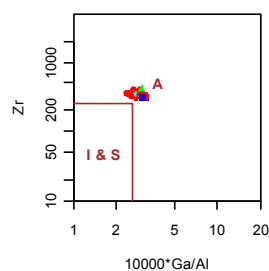
گرانیتوئیدهای نوع A₂، شامل گرانیت‌های پس از برخورد و گرانیت‌های جایگزین شده در انتهای دوره طولانی جریان گرمایی ظاهراً بالا و ماگماتیسیم گرانیتی ناشی از آن، معرفی شده‌اند. [۷۴] با بررسی ماگماتیسیم گسترده بازالتی سلطان میدان به سن سیلورین در منطقه‌ی شاهرود، خاستگاه آن را به ذوب بخشی یک ستون گوشته‌ای مشابه با منابع بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) نسبت می‌دهد که در محیط کافتی حاکم بر این بخش از ایران در آن زمان در حال بالآمدن و ذوب بوده است. [۷۵] نیز با بررسی دقیق سازند پادها به سن دونین زیرین در همین منطقه، که با یک لایه‌ی کنگلومرای متشکل از قطعات بازالت‌های سلطان میدان، مستقیماً بر روی این بازالت‌ها قرار می‌گیرد، محیط تشکیل این سازند را یک کافت درون قاره‌ای معرفی کرده است. به علاوه، گرانیتوئیدهای نوع A، در مقایسه با دیگر گرانیتوئیدهای کوهزایی، از لحاظ ژئوشیمیایی با داشتن نسبت بالای FeO_T/MgO (حاکمی از خاستگاه جدایشی آن‌ها) و محتوای بالای Na₂O+K₂O (طبیعت پراآلکان)، نسبت‌های بالای (Na+K)/Al و K/Na، مقادیر بالای REE و Zr، Ga، F، Zn، Y، Nb (به استثنای Eu)، نسبت پایین LILE/HFSE و مقادیر پایین CaO، MgO، Cr، Ni و Al₂O₃، از انواع I و S متمایز می‌شوند [۸۰، ۱۷-۲۲]. بنابراین، براساس شواهد ژئوشیمیایی از قبیل طبیعت قلیا، مقادیر بالای عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و داشتن CaO و MgO پائین، مقدار بالای نسبت FeO_T/MgO، و بالا بودن نسبت Ga/Al [۱۹] و دیگر شواهد زمین‌شناسی و زمین-ساختی منطقه، می‌توان توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار را در گروه گرانیتوئیدهای ناکوهزایی نوع A₁ به حساب آورد که در محیط کافتی حاکم بر این بخش از البرز در زمان اردوویسین-سیلورین و از ذوب بخشی یک ستون گوشته‌ای غنی شده بالاآمده تشکیل شده است. گرانیتوئیدهای نوع A از نظر حجمی کوچکند و در نوارهای کوهزایی به صورت پراکنده دیده می‌شوند. زیرا این توده‌ها در پایان فرایندهای کوهزایی بزرگ و در نتیجه بالازدگی و فرسایش در رژیم‌های زمین‌ساختی تراکشی - کششی، جایگزین می‌شوند. در نتیجه، این گرانیتوئیدها یا واقعاً ناکوهزایی هستند و یا در محیط‌های نافشارشی و در انتهای چرخه کوهزایی، به صورت گرانیتوئیدهای بساکوهزایی یا بسابرخوردی، جایگزین می‌شوند [۲۲]. اما از دیدگاه انگاره‌ی زمین‌ساخت ورقه‌ای [۷۶] باید این نگرش را مورد بازنگری قرار داد، زیرا تمامی مراحل تولد و مرگ یک حوضه‌ی اقیانوسی که از بالازدگی و کافت‌زایی درون قاره‌ای شروع و در نهایت با برخورد ورقه‌ها و ایجاد محیط‌های کششی پس از برخورد،

پردمای بازالتی در زیر پوسته، باعث ذوب سنگ‌میزبان گرانولیتی و به‌طور همزمان، تبلور تفریقی در ماگمای بازالتی می‌شود. اختلاط بخش تفریق‌یافته این ماگمای بازالتی با مذاب فلسیک حاصل از ذوب بخشی پوسته گرانولیتی زیرین، می‌تواند ماگمایی دورگه (H) با ترکیب گرانیتوئید نوع A ایجاد کند که بر مانع فیلتری پوسته‌ای غلبه کرده و صعود نماید [۷۷، ۲۳، ۱۶، ۸].

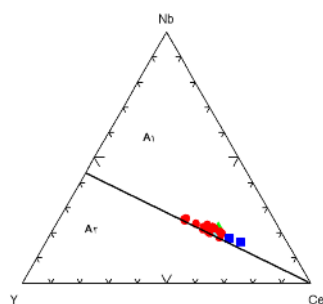
دهد. ماگمای بازالتی حاصل به درون پوسته‌ی گرانولیتی زیرین نفوذ می‌کند و به دلیل گرانیروی کمتر نسبت به سنگ‌های پوسته و نقش فیلتری سنگ‌های پوسته زیرین، امکان صعود پیدا نمی‌کند و در زیر آن جمع می‌شود. البته، بسته‌هایی از این ماگمای بازی، از طریق گسل‌های عادی موجود در این محیط-های کششی به صورت دایک بالا می‌آیند و به همراه گرانیتوئیدهای نوع A ظاهر می‌شوند. توقف این ماگمای



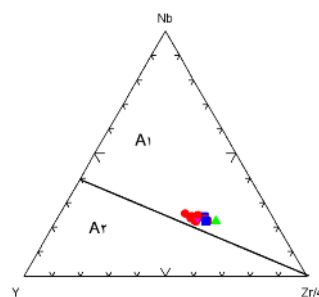
شکل ۱۲ موقعیت نمونه‌های توده‌ی گرانیتوئیدی تویه دروار در نمودارهای محیط زمین‌ساختی [۷۳] در موقعیت درون ورقه‌ای.



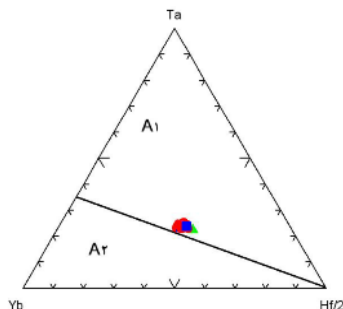
شکل ۱۳ نمودارهای [۱۹] برای تمایز انواع گرانیتوئیدها و قرار گرفتن نمونه‌های گرانیتوئیدی تویه دروار در گستره‌ی نوع A.



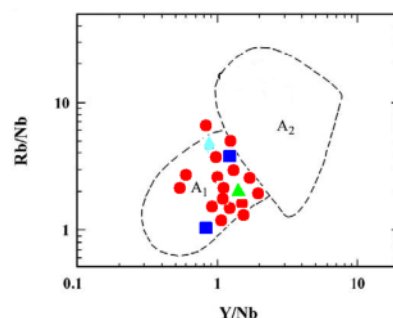
ب- نمودار سه تایی Y-Nb-CE از [۶]



الف- نمودار سه تایی Y-Nb-Zr/4 از [۶]



ت- نمودار سه تایی Yb-Ta-Hf/2 از [۶]



پ- نمودار Y/Nb نسبت به Rb/Nb از [۶]

شکل ۱۴ نمودارهای مختلف تعیین خاستگاه و زیر رده بندی گرانیتوئیدهای نوع A از [۶] و قرارگیری نمونه های توده ی گرانیتوئیدی تویه- دروار در قلمرو گرانیتوئیدهای نوع گوشته ای.

قابل توجهی از سنگ های آذرین به شکل خروجی و نفوذی تشکیل شده است. این سنگ ها در درون گنبد های نمکی پرکامبرین پسین- کامبرین زاگرس، در نهشته های پرکامبرین پسین- کامبرین ایران مرکزی در داخل سری های ریزو و دزو [۳۱، ۳۰، ۴۳-۴۵] و اردوویسین- سیلورین ایران مرکزی در داخل سازندهای سلطانی، باروت، زاگون، لالون، کالشان، درنجال و شیرگشت به صورت دایک، سیل و توده های نفوذی کوچک و در سازند نیور به شکل خروجی [۴۷-۴۸] و اردوویسین- سیلورین البرز در سازندهای قلی و سلطان میدان [۲۷-۲۹، ۴۹، ۵۰] به دفعات گزارش شده اند. [۵۳] براساس داده های دیرین مغناطیس، دریافتند که ایران تا زمان کربونیفر آغازین به گندوانا متصل بوده و در خلال پرمین پایانی- تریاس آغازین، هم در حاشیه گندوانایی در نیمکره جنوبی و هم در حاشیه سواحل لورازایی در نیمکره شمالی قرار داشته است. در نتیجه، بلوک ایران قبل از پرمین پایانی (۲۸۰ میلیون سال قبل) در نیمکره ی جنوبی و در آغاز تریاس پایانی (۲۴۵ میلیون سال قبل) در نیمکره ی شمالی بوده است. بنابراین، پهنه ی ۲۵۰۰ تا ۳۰۰۰ کیلومتری پالتوتیس را در خلال یک دوره زمانی ۳۵ میلیون ساله با سرعت ۷ تا ۸ سانتیمتر در سال پیموده و این اقیانوس را بسته است. زمان پایانی این برخورد در تریاس پایانی بوده، به طوری که نهشته های گروه شمشک به سن تریاس فوقانی- ژوراسیک میانی به صورت ناهم شیب،

به هرحال، ایجاد گرانیتوئیدهای نوع A ممکن است در جایگاه های زمین ساختی مختلف، در اثر فرایندهای چندگانه و در نسبت های مختلف پوسته/گوشته رخ دهد. این امر از چندگانگی و پیچیدگی فرایندها و مدل های تشکیل آنها حکایت می کند. این گرانیتوئیدها، شاخص زون های کافی و بخش های داخلی ورقه های قاره ای هستند [۲۱] و غالباً در انتهای چرخه ی ماگمایی یا کوهزایی در هر ایالت پوسته ای خاص و پس از ایجاد دیگر گرانیتوئیدها تشکیل می شوند [۸]. مجموع نتایج حاصل از بررسی های صحرایی، سنگ نگاری و ژئوشیمیایی، ماهیت گرانیتوئیدی نوع A توده ی نفوذی تویه- دروار و ارتباط آن به ماگماتیسم کافی پالتوزوئیک زیرین (اردوویسین- سیلورین) ایران مرکزی و البرز را نشان می دهد. پژوهشگران مختلف به یکپارچگی گندوانایی زون های ایران مرکزی و البرز و سرگذشت زمین شناسی، به خصوص تکتونوماگمایی مشترک آنها، در طول پروتروزوئیک- پالتوزوئیک اشاره داشته اند [۴۲، ۴۶، ۵۰، ۵۳، ۸۰-۸۳]. براساس نظر [۴۲] واحدهای سنگی پرکامبرین پسین- کامبرین ایران (زاگرس، ایران مرکزی، البرز) به عنوان اولین چرخه های رسوبی، روی حاشیه ی واگرایی کافی پروتوپالتوتیس که سرزمین گندوانایی یکپارچه ایران را دربر می گرفته است، رسوب گذاری کرده اند. با پیشرفت واگرایی این کافت، کاهش فشار بر گوشته، وقوع ذوب بخشی و صعود دیابیری آن، حجم

صنعتی شاهرود است و بدین لحاظ از حوزه‌ی پژوهشی دانشگاه به خاطر تأمین هزینه‌های مالی انجام کار تشکر می‌کنیم.

مراجع

- [1] Bonin B., "A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects", *Lithos* 97 (2007) 1–29.
- [2] Chappell B.W., White A.J.R., "Two contrasting granite types", *Pacific Geology* 8 (1974) 173–174.
- [3] White A.J.R., "Sources of granite magmas", *Geological Society of America Abstract with Programs* 11 (1979) 539.
- [4] Loiselle M.C., Wones D.R., "Characteristics and origin of anorogenic granites", *Geological Society of America, Abstract with Programs* 11 (1979) 468.
- [5] Eby G.N., "The A-type granitoids, a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis", *Lithos* 26 (1990) 115–134.
- [6] Eby G.N., "Chemical subdivision of the A-type granitoids, petrogenetic and tectonic implications", *Geology* 20 (1992) 641–644.
- [7] Castrop A., Moreno-Ventas I., de la Rosa J. D., "H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature", *Earth Science Reviews* 31 (1991) 237–253.
- [8] Creaser R.A., Price R.C., Wormald R.J., "A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model", *Geology* vol. 19 (1991) 163–166.
- [9] Landenberger B., Collins W.J., "Derivation of A-type Granites from a Dehydrated Charnokitic Lower Crust: Evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Australia", *Journal of Petrology* Vol. 87 (1996) 145–170.
- [10] Didier J., Duthou J.L., Lameyre J., "Mantle and crustal granites: Genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14 (1982) 125–132.
- [11] Lyakhovich V.V., "Mantle Granitoids", *International Geology Review*, (1988) 1257–1271.
- [۱۲] قاسمی ح.، "بررسی پترولوژی و زمین‌شناسی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه‌ی بوئین - میاندشت، جنوب شرقی الیگودرز"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تهران، (۱۳۷۱)، ۲۳۹ صفحه.
- [۱۳] ولی‌زاده م. و.، قاسمی ح.، "پتروژنز توده گرانیتوئیدی بوئین - میاندشت، جنوب شرقی الیگودرز"، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۷ (۱۳۷۲) ص ۸۳–۷۴.
- [۱۴] قاسمی ح.، رمضانی ا.، خانعلی زاده ع.، "سنگ شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین ساختی- ماگمایی توده آذرین نفوذی

نهشته‌های قبلی را پوشانده است. به علاوه، دگرگونی و ماگماتیسم وابسته به این رخداد در مشهد به صورت گسترده گزارش شده است [۸۴] و به نظر می‌رسد که دگرگونی شیست‌های گرگان نیز به همین رخداد وابسته باشد. بنابراین، با توجه به رژیم ماگما زمین ساخت حاکم بر ایران در زمان پالئوزوئیک زیرین، توده‌ی گرانیتوئیدی تویه دروار نیز همانند دیگر توده‌های مشابه در ایران مرکزی، به عنوان محصول ذوب بخشی یک ستون گوشته‌ی آستنسفری بالاآمده در زیر پوسته‌ی قاره‌ای و آرایش آن با گدازه‌ی پوسته‌ای، در یک محیط کششی کافتی مرتبط با آغاز باز شدن پالئوتتیس و ماگماتیسم وابسته به آن، در فاصله زمانی اردوویسین- سیلورین، به صورت گرانیتوئید خشک نوع A تشکیل شده و به درون واحدهای سنگی پرکامبرین پسین- کامبرین منطقه، در عمق کم نفوذ کرده است.

برداشت

بر اساس بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، توده‌ی گرانیتوئیدی تویه دروار با طیف ترکیبی دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت، کوارتمونزونیت و گرانودیوریت و ویژگی‌های شاخص گرانیتوئیدهای ناکوهزایی، در دنباله‌های رسوبی سازنده‌های بایندر، سلطانیه، باروت، زاگون و لالون (پرکامبرین پسین- کامبرین) منطقه نفوذ کرده و سنگ میزبان آن، سازند جبرود نیست. بنابراین، برخلاف آنچه در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه آمده است، سن آن قدیمی‌تر از دونین فوقانی و احتمالاً در گستره‌ی زمانی اردوویسین- سیلورین است.

در تقسیم‌بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی، این توده براساس موقعیت ژئودینامیکی و جایگاه زمین‌ساختی دیرین، روابط صحرایی با سنگ‌های میزبان، ویژگی‌های سنگ‌نگاری و ماهیت ژئوشیمیایی خود، در زمره گرانیتوئیدهای ناکوهزایی نوع A و به‌طور دقیق‌تر نوع A_۱ قرار می‌گیرد. با توجه به ماگماتیسم نسبتاً گسترده در طول پالئوزوئیک زیرین و به‌خصوص زمان اردوویسین- سیلورین در زون‌های البرز و ایران مرکزی، در ارتباط با باز شدن حوضه‌ی اقیانوسی پالئوتتیس، به نظر می‌رسد که این توده نیز به مراحل آغازین همین ماگماتیسم وابسته بوده، در اثر ذوب بخشی گوشته‌ی آستنسفری بالا آمده زیر لیٹوسفر قاره‌ای و آرایش ماگمای جدایشی حاصل از آن با گدازه‌ی پوسته‌ای، در همین زمان تشکیل شده باشد.

قدردانی

این مقاله، حاصل طرح پژوهشی به شماره ۲۱۰۲۲ در دانشگاه

[۲۷] خانعلی زاده ع.، "پترولوژی و ژئوشیمی توده کوارتزمونزونیتی تویه دروار، جنوب غرب دامغان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، (۱۳۸۴)، ۱۴۳ صفحه.

[۲۸] خانعلی زاده ع.، قاسمی ح.، "پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی توده کوارتزمونزونیتی تویه دروار، جنوب غرب دامغان"، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۴)، ص ۵۶۳-۵۵۳.

[29] Khanalizadeh A., Ghasemi H., Sadeghian A., Abedi A., "Geochemical investigation on quartz-monzonite pluton of Tuye-darvar in eastern Alborz structural zone, Damghan, north-east of Iran", *Geochemica et Cosmochemica Acta*, Vol. 70, Issue, 18 (2006) A316.

[۳۰] بلاغی ز.، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ های آذرین جنوب بهاباد یزد"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، (۱۳۸۷)، ۲۵۰ صفحه.

[۳۱] بلاغی ز.، صادقیان م.، قاسمی ح.، خانعلی زاده ع.، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ های آذرین جنوب بهاباد (بافق-یزد)"، شانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه گیلان، (۱۳۸۷)، ص ۳۶۷ تا ۳۷۲.

[۳۲] امینی ص.، روانخواه ع.، مؤید م.، "سنگ شناسی و سنگ-زایی توده های آذرین دیوان داغی-قره گوز شمال مرند (آذربایجان شرقی)"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال شانزدهم، شماره دوم (۱۳۸۷)، ص ۲۶۴-۲۴۹.

[33] Sepahi A.A., Athari S.F., "Petrology of major granitic plutons of the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Zagros Orogen, Iran: with emphasis on A-type granitoids from the SE Saqqez area", *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 183 (2006) 93-106.

[34] Mansouri Esfahani M., Khalili M., Kochhar N., Gupta L.N., "A-type granite of the Hasan Robat area (NW of Isfahan, Iran) and its tectonic significance", *Lithos* 102 (2010) 415-434.

[۳۵] نبوی م. ح.، "دیباجه ای بر زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی (۱۳۵۵) ۱۰۹ صفحه.

[۳۶] سعیدی ع.، اکبرپور م. ر.، "نقشه زمین شناسی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ کیاسر"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران (۱۳۷۱).

[۳۷] مقدسی ص.، قاسمی ح.، "زمین شناسی و ژئوشیمی سنگ های آذرین قاعده سازند شمشک در البرز شرقی"، چکیده مقالات بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، تهران (۱۳۸۲)، ص ۲۷۲-۲۷۱.

سیلیچرد، شمال باختر ساوه"، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، شماره ۶۷ (۱۳۸۷) ص ۸۵-۶۸.

[۱۵] قاسمی ح.، صادقیان م.، کرد م.، خانعلی زاده ع.، "سازوکار شکل گیری باتولیت گرانیتوئیدی زاهدان، جنوب شرق ایران"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال هفدهم، شماره چهارم (۱۳۸۸) ص ۵۷۸-۵۵۱.

[16] Yang J.H., Wu F.Y., Chung S.L., Wilde S.A., Chu M.F., "A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence", *Lithos* 89 (2006) 89-106.

[17] Martin R.F., "A-type granites of crustal origin ultimately results from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment", *Lithos* 91 (2006) 125-136.

[18] Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W., "Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80 (1982) 189-200.

[19] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., "A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95 (1987) 407-419.

[20] Barbarin B., "A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments", *Lithos* 46 (1999) 605-626.

[21] Blatt H., Tracy R.J., Owens B.E., "Petrology: Igneous, Sedimentary and Metamorphic", Freeman and Company (2006) 530p.

[22] Dargahi S., Arvin M., Pan Y., Babaei A., "Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian-Eurasian continental collision", *Lithos* 115 (2010) 190-204.

[23] Huppert H., Sparks R.S., "The Generation of Granitic Magma by Intrusion of Basalt into Continental Crust", *Journal of Petrology* Vol. 29 part3 (1988) 599-624.

[24] Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R., "Origin of A-type granites, experimental constraints", *American Mineralogist* 71 (1986) 317-324.

[25] Clarke D.B., "granitoid rocks", Chapman & Hall publisher, London (1992) 283p.

[۲۶] موسوی ماکویی س. ع.، وثوقی عابدینی م.، "معرفی توده گرانیتی نارینگان به عنوان گرانیت نوع I تفریق یافته با ویژگی-هایی از گرانیت نوع A"، مجموعه مقالات چهارمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تبریز (۱۳۷۹) ص ۶۲۳-۶۲۱.

ایران مرکزی"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال شانزدهم، شماره دوم (۱۳۸۷) ص ۲۰۷ تا ۲۲۴.

[49] Jenny J., "Géologie et stratigraphie de Elburz oriental entre Aliabad et Shahrud, Iran", Thèse Université de Genève (1977) 238pp (Unpublished).

[50] Ghavidel-Syooki M., "Palynostratigraphy and Palaeogeography of the Upper Ordovician Gorgan Schists (Southeastern Caspian Sea), Eastern Alborz Mountain Ranges, Northern Iran", Comunicações Geológicas t. 95 (2008) 123-155

[51] Worthing M.A., Nasir S., "Cambro-Ordovician potassic (alkaline) magmatism in Central Oman: Petrological and geochemical constraints on petrogenesis", Lithos 106 (2008) 25-38.

[52] Torsvik T.H., Cocks L.R.M., "The Lower Palaeozoic palaeogeographical evolution of the northeastern and eastern peri-Gondwanan margin from Turkey to New Zealand", In: Bassett, M. G. (ed.). Early Palaeozoic Peri-Gondwana Terranes: New Insights from Tectonics and Biogeography. Geological Society, London, Special Publications (2009) 325.

[53] Muttoni G., Mattei M., Balini M., Zanchi A., Gaetani M., Berra F., "The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic", Geological Society, London, Special Publications (2009) 7-29.

[54] White J.C., Ren M., Parker D.F., "Variation in mineralogy, temperature, and oxygen fugacity in a suite of strongly peralkaline lavas and tuffs, Pantelleria, Italy", Canadian Mineralogy 43, (2005) 1331-1347.

[55] Vernon R.H., "A Practical Guide to Rock Microstructure", Cambridge: Cambridge University Press (2004) 594pp.

[56] Yuguchi T., Nishiyama T., "The mechanism of myrmekite formation deduced from steady-diffusion modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body", Kyushu, Japan" Lithos 106 (2008) 237-260.

[57] Brown M., "Orogeny, migmatites and leucogranites: a review", Proceedings of Indian Academy of Sciences, Earth Planetary Sciences 110 (2001) 313-336.

[58] Didier J., Barbarin B., "Enclaves and granite petrology", Developments in Petrology vol. 13. Elsevier, Amsterdam (1991) 625 p

[59] Reid J.B., Evans O.C., Fates D.G., "Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California", Earth and Planetary Science Letters 66 (1983) 243-261.

[60] Middlemost E.A.K., "Magma and magmatic rocks: An Introduction to igneous petrology", Longman Group U.K. (1985) PP 73 - 86.

[61] Peccerillo R., Tylor S.R. "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the

[۳۸] مقدسی ص.، "پترولوژی، پتروژنز و جایگاه چینه نگاری ولکانیکهای ژوراسیک در زون البرز شرقی"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۸۲)، ۱۱۴ صفحه.

[۳۹] جمشیدی خ.، قاسمی ح.، "ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی تشکیل توده بازیک تالو، شمال دامغان"، بیست و هفتمین گردهمایی علوم زمین و سیزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، تهران (۱۳۸۸).

[۴۰] جمشیدی خ.، "مطالعه ماگماتیسیم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۸۹)، ۱۵۱ صفحه.

[۴۱] قوچی اصل ا.، "نهشته‌های طوفانی آواری و کربناته سازند جیروود در ناحیه تویه دروار، جنوب باختر دامغان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، (۱۳۸۳).

[۴۲] لاسمی ی.، "رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران"، ناشر سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران (۱۳۷۹)، ۱۸۰ صفحه.

[۴۳] ناجی آ.، "موقعیت چینه‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه قوشه، جنوب غرب دامغان، ناحیه جام"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، (۱۳۸۳)، ۱۰۱ صفحه.

[۴۴] قاسمی ح.، ناجی آ.، "پتروژنز سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین- میانی بخش‌هایی از ایران مرکزی"، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، (۱۳۸۳) ص ۳۸۸-۳۹۷.

[45] Haghipour A., "Etude geologique de la region de Biabanak-Bafq (Iran Central), Petrologie et tectonique du socle precambrien et de sa couverture. These, Universite scientifique et medicale de Grenoble", France, (1974) 403p.

[46] Berberian M., King G.C.P., "Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210-265.

[۴۷] درخشی م.، "پترولوژی، ژئوشیمی و موقعیت چینه‌شناسی سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت، شمال غرب طبس"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۸۵) ۱۵۶ صفحه.

[۴۸] قاسمی ح.، درخشی م.، "کانی شناسی، ژئوشیمی و نقش فرایند جدایش مکانیکی بلورهای الیوین در تشکیل سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت؛ شمال غرب طبس،

- [75] Aharipour R., Moussavi M.R., Mosaddegh H., Mistiaen B., "Facies features and paleoenvironmental reconstruction of the Early to Middle Devonian syn-rift volcano-sedimentary succession (Padeha Formation) in the Eastern-Alborz Mountains, NE Iran", *Facies* 56 (2010) 279–294, DOI 10.1007/s10347-009-0200-x.
- [76] Kearey P., Klepeis K.A., Vine F.J., "Global tectonics", John Wiley & Sons Ltd. (2009) 495pp.
- [77] King P.L., Chappell B.W., Allen C.M., White A.J.R., "Are A-type granites the hightemperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite", *Australian Journal of Earth Sciences* 48 (2001) 501–514.
- [78] Zhao X., Zhou M.F., Li J.W., Wu F.Y., "Association of Neoproterozoic A- and I-type granites in South China: implications for generation of A-type granites in a subduction-related environment", *Chemical Geology* 257 (2008) 1–15.
- [79] Kleeman G.J., Twist D., "The compositionally-zoned sheet-like granite pluton of the Bushveld Complex: evidence bearing on the nature of A-type magmatism", *Journal of Petrology* 30 (1989) 1383–1414.
- [80] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran; a review", *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52, (1968) 1229–1258.
- [81] Glonka J., "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic", *Tectonophysics* 381 (2004) 235–273.
- [82] Wendt J., Kaufmann B., Belka Z., Farsan N., Bavandpur A.K., "Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran Part II. Northern and central Iran", *Acta Geologica Polonica*, v. 55, no. 1 (2005) 31–97.
- [83] Ghavidel-syooki M., Owens B., "Palynostratigraphy and palaeogeography of the Padeha, Khoshyeilagh, and Mobarak formations in the eastern Alborz Range (Kopet-Dagh region), northeastern Iran", *Revue de micropaléontologie* 50 (2007) 129–144.
- [84] Majidi B., "Etude petrostructurale de la region Mashhad (Iran)", *Diss Univ. Grenoble*, (1978) 277p.
- Kastamonu area, north Turkey", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58 (1976) 63–81.
- [62] Frost P., "A geochemical classification for granitic rocks", *Journal of petrology*. Vol 42 (2001) 19 – 41.
- [63] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids", *Geological Society of America Bulletin* 101(1989) 635–643.
- [64] Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in Carbonaceous and ordinary chondrites", *Geochim, Cosmochim, Acta* 38 (1974) 757–775.
- [65] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes.", In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication 42 (1989) 313–345.
- [66] Rollinson H., "Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation", Addison-Wesley/Longman, Harlow, England (1993) 352 p.
- [67] Whalen J.B., Jenner G.A., Longstaffe F.J., Robert F., Gariepy C., "Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails Igneous Suite, Newfoundland Appalachians", *Journal of Petrology* 37 (1996) 1463–1489.
- [68] Rogers J.J.W., Rayland P.C., "Trace elements in continental margin magmatism", Part I. *Geol. Soc. Am. Bull*, 91 (1980) 196–198.
- [69] Rogers J.J.W., Suayah I.B., Edwards J.M., "Trace elements in continental margin magmatism", Part IV. *Geol. Soc. Am. Bull*, 95 (1984) 1437–1445.
- [70] Rogers J.J.W., Greenberg J.K., "Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites, distinction by major-element and trace element chemistry and possible origins", *Journal of Geology* 98 (1990) 291–309.
- [71] Cheng H. et. al., "Petrology and geochemistry of neogenecontinental basaltic and related rocks in Northern Taiwan", *Western Pacific earth sciences*. Vol.1, No1((2001)) 19–46.
- [72] Zen E.An., "Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization, some mineralogical and petrographic constraints", *Journal of Petrology* 27 (1986) 1095–1118.
- [73] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology* 25 (1984) 956–983.
- [۷۴] جعفریان م. ر.، "پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسم مافیک پالتوزوئیک زیرین در البرز شرقی، ناحیه شاهرود- خوش بیلاق"، پایان نامه دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات (۱۳۸۸) ۲۹۵ صفحه.