

پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی توده‌های نفوذی شمال غرب یزد

جواد قانعی اردکانی*، علی درویش زاده**

چکیده

منطقه مورد مطالعه در ۶۰ کیلومتری شمال غرب یزد واقع شده و از لحاظ تقسیم‌بندی تکتونیکی، بخشی از زون آتشفشانی ارومیه - دختر و ایران مرکزی است. سنگ‌های گرانیتی منطقه به سن الیگو - میوسن دارای ترکیبی از سینیوگرانیت تا گرانودیوریت‌اند که از نظر پتروگرافی، واجد بافت‌های گرانوفیری، میرمکتی، آنتی راپاکیوی، پرتیتی و برخی پرفیروئیدها و کاتاکلاستیک‌ها هستند. این گرانیت‌ها، از نظر خاستگاه تکتونوماگمایی، از نوع I کردیلرایی و در زون فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای پس از برخورد تشکیل شده‌اند. وجود شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی بیانگر تأثیر فرایند متاسوماتیسم آلکان بر روی سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه است.

به‌طور کلی، از نظر ژئوشیمیایی، سنگ‌های منطقه متا تا پرآلومین و متعلق به سری ماگمایی کالکوآلکان پتاسیم بالا هستند و با توجه به روند تغییرات عناصر کمیاب و اصلی در نمودارهای هارکر و عنکبوتی، سنگ‌های گرانیتی را می‌توان هم‌منشأ با سنگ‌های آتشفشانی در نظر گرفت و مدل ژئودینامیکی پیشنهادی منطقه را مشابه با مدل آند مرکزی دانست که در این مدل فرایند تولید ماگما بر اثر پدیده چندمنشائی و چندمرحله‌ای صورت می‌گیرد.

کلیدواژه

شمال غرب یزد، سینیوگرانیت، گرانودیوریت، کردیلرایی، حاشیه فعال قاره‌ای، متاسوماتیسم آلکان، کالکوآلکان، آند مرکزی.

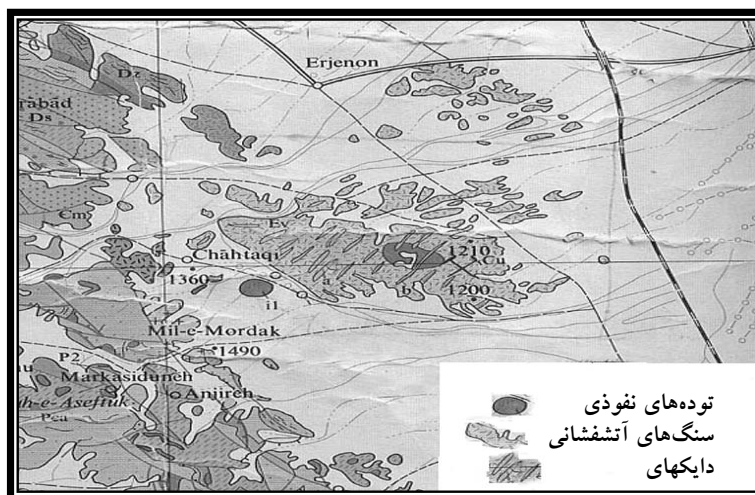
* عضو هیئت علمی دانشگاه پیام نور، مرکز تفت

** استاد دانشگاه آزاد لاهیجان

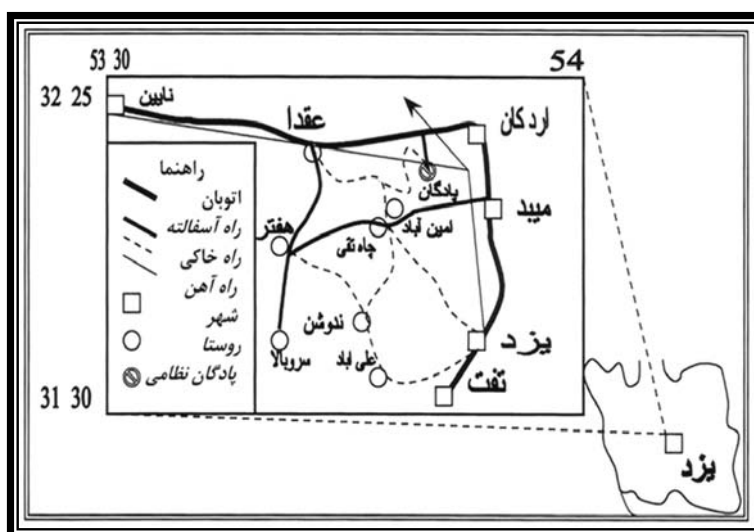
مقدمه

این منطقه دارای ویژگی‌های خاصی است که به تبعیت از ساختار زمین‌شناسی و واحدهای سنگی آن شکل گرفته است و به صورت استوک‌های گرانیتی و پراکنده در جنوب پادگان ولی عصر و آبادیهای امین‌آباد، چاه تقی، ندوشن و علی‌آباد رخنمون دارند (شکل ۲).

منطقه مورد مطالعه در ۶۰ کیلومتری شمال غرب یزد و در محدوده طول‌های جغرافیایی $53^{\circ}30'$ تا 54° شرقی و عرض‌های جغرافیایی $31^{\circ}30'$ تا 25° شمالی واقع شده است و در محدوده نقشه‌های زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰: ۱ نایین و ۱۰۰۰۰۰: ۱ خضرآباد قرار می‌گیرد (شکل ۱).



شکل ۱. بخشی از نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (نقشه ۲۵۰۰۰۰: ۱ نایین)



شکل ۲. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی توده‌های نفوذی شمال غرب یزد

گرانیتی الیگو - میوسن است که با توجه به سن توده‌ها و جایگیری آن در نوار ولکانیکی ایران مرکزی، تعیین منشأ و خاستگاه تکتونیکی آن می‌تواند در بررسی نحوه پلوتونیسم الیگو - میوسن در ایران مؤثر باشد.

مواد و روش‌ها

به منظور دستیابی به اهداف مذکور، از مراحل و روش‌های زیر استفاده شده است:

مرحله اول: شامل مطالعات کتابخانه‌ای و گردآوری اطلاعات از نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی، عکس‌های هوایی منطقه و مطالعات انجام‌گرفته قبلی است.

مرحله دوم: شامل مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری است که در مجموع از ۲۰۰ نمونه‌برداشتی، ۱۰۰ نمونه انتخاب و مقاطع نازک آنها تهیه شده است.

مرحله سوم: شامل بررسی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی است که پس از مطالعات پتروگرافی، تعداد ۱۳ نمونه از سنگ‌های منطقه به روش XRF توسط سازمان زمین‌شناسی کشور و ۳ نمونه به روش XRD در گروه زمین‌شناسی دانشگاه تهران مورد تجزیه کانی‌شناسی قرار گرفت و با استفاده از داده‌های به‌دست‌آمده و نرم‌افزارهای رایانه‌ای، دیاگرام‌های ژئوشیمیایی رسم و تجزیه و تحلیل قرار شد (جدول - ۱).

مرحله چهارم: با گردآوری نتایج پتروگرافی، ژئوشیمیایی، صحرایی و مطالعات مربوطه، مقاله حاضر که تلفیقی از داده‌های فوق است تهیه شد تا علی‌رغم بسیاری از نقایص و کاستی‌ها بتواند به روشن شدن برخی از مسائل زمین‌شناسی منطقه کمک نموده، مقدمه‌ای برای کارهای بهتر در آینده باشد.

این توده‌ها در داخل سنگ‌های ولکانو - سدیمت ائوسن و سنگ‌های قدیمی‌تر نفوذ کرده، بر اثر آن، سنگ‌های آتشفشانی به‌شدت دگرسان شده‌اند. همچنین در سنگ‌های قدیمی‌تر باعث تشکیل انواع دگرگونی مجاورتی هورنفلس و شیست لکه‌دار گردیده است.

از نظر پتانسیل اقتصادی، کانه‌زایی آهن، مس، سرب، روی، زئولیت، سیلیس و کائولن به‌صورت پراکنده در کتاکت این توده‌ها با سنگ‌های میزبان، به‌ویژه سنگ‌های آتشفشانی منطقه قابل مشاهده است.

در منطقه مورد مطالعه، سنگ‌های آذرین را می‌توان از نظر ترکیب و تقدم و تأخر زمانی به سه گروه اصلی تقسیم کرد:

۱. **سنگ‌های آتشفشانی ائوسن:** این سنگ‌ها بخش عمده رخنمون منطقه را تشکیل داده و عمدتاً ترکیب آندزیتی، تراکیتی، ریولیتی و داسیتی دارند.

۲. **توده‌های گرانیتی الیگو - میوسن:** این توده‌ها سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را قطع کرده، باعث دگرسانی و کانه‌زایی شده‌اند و در جنوب پادگان ولی عصر به‌صورت آپوفیز رخنمون دارند و به عقیده عمیدی (Amidi, 1977) دارای سن مطلق بین ۱۷ تا ۱۹ میلیون سال هستند.

۳. **دایک‌های اسیدی و بازیک:** دایک‌های اسیدی و بازیک به‌موازات یکدیگر، با روند شمال‌شرقی - جنوب‌غربی و عمود بر گسل اصلی منطقه‌اند. این دایک‌ها سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و توده‌های نفوذی الیگو - میوسن را قطع نموده‌اند، بنابراین از نظر زمانی جدیدتر از میوسن هستند (شکل ۱).

هدف از بررسی منطقه شمال‌غرب یزد، مطالعات کانی‌شناسی، پتروگرافی، ژئوشیمی و تعیین منشأ و خاستگاه تکتونیکی توده‌های

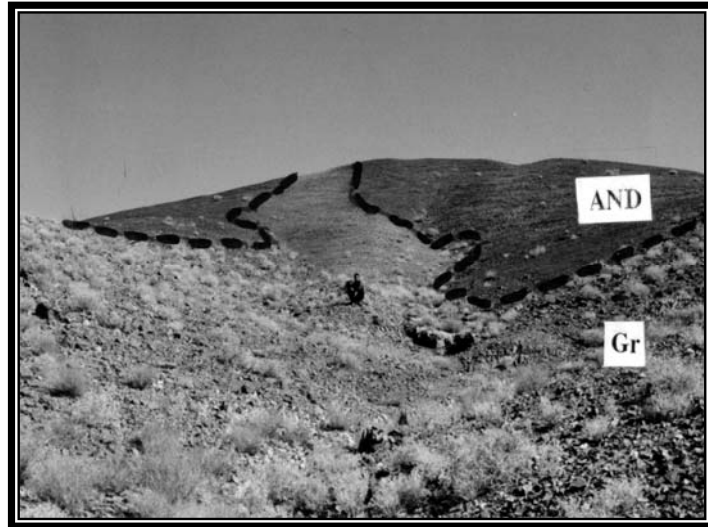
جدول ۱. آنالیز شیمیایی نمونه‌های شمال غرب یزد به روش XRF

نمونه اکسید	GH14	GH20	GH24	GH25	GH27	GH35	GH47	GH55	GH57	GH63	GH85	GH90	GH120
SiO ₂	۶۹/۶۵	۷۲/۰۲	۶۸/۵۹	۷۰/۰۹	۷۰/۵۸	۷۲/۵۶	۶۷/۷۴	۷۳/۰۲	۷۱/۴۳	۶۶/۲۱	۶۹/۱۲	۷۱/۲۹	۶۵/۸۷
TiO ₂	۰/۰۹	۰/۵۰	۰/۴۲	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۴۸	۰/۶۲	۰/۵۰	۰/۴۳	۰/۶۵	۰/۵۹	۰/۳۹	۰/۵۹
Al ₂ O ₃	۱۵/۲۴	۱۴/۱۸	۱۴/۹۶	۱۳/۹۰	۱۴/۰۳	۱۳/۹۶	۱۵/۵۱	۱۳/۰۵	۱۳/۹۸	۱۵/۱۸	۱۴/۱۳	۱۲/۶۹	۱۵/۲۵
Fe ₂ O ₃	۱/۳۰	۰/۸۹	۱/۰۸	۱/۰۴	۰/۹۹	۱/۱۳	۱/۳۴	۰/۶۵	۰/۷۸	۱/۹۷	۱/۲۳	۱/۱۲	۱/۷۷
FeO	۱/۷۵	۱/۷۸	۱/۴۶	۱/۶۶	۱/۷۷	۱/۷۳	۱/۸۱	۱/۴۲	۱/۶۵	۲/۶۷	۱/۳۶	۱/۵۲	۲/۳۹
MnO	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴
MgO	۰/۴۲	۱/۰۸	۱/۳۹	۱/۷۴	۱/۴۳	۱/۱۸	۰/۰۷	۱/۱۶	۰/۰۹	۲/۰۹	۱/۷۵	۱/۲۳	۲/۲۴
CaO	۱/۰۶	۱/۴۰	۲/۰۲	۱/۱۱	۱/۶۹	۱/۳۸	۲/۳۵	۱/۴۲	۲/۳۶	۳/۲۵	۲/۱۳	۱/۵۳	۳/۲۹
Na ₂ O	۲/۶۷	۳/۹۲	۳/۸۳	۳/۲۸	۳/۵۵	۴/۰۲	۱/۰۹	۱/۹۸	۱/۲۹	۲/۴۱	۱/۵۶	۴/۴۷	۲/۳۶
K ₂ O	۴/۲۲	۵/۵۵	۴/۶۴	۴/۰۹	۴/۳۶	۵/۶۸	۴/۹۶	۴/۴۹	۵/۶۳	۳/۵۷	۵/۴۴	۴/۷۳	۳/۲۴
P ₂ O ₅	۰/۲	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۸	۰/۰۹
Sr	۲۳۱	۲۰۰	۲۸۹	۲۳۴	۲۲۳	۱۹۸	۲۹۱	۲۳۹	۲۶۲	۳۵۸	۲۷۷	۱۸۲	۳۶۸
Y	۱۲	۱۹	۱۱	۱۷	۱۸	۲۱	۱۲	۱۹	۲۲	۱۲	۱۹	۱۷	۱۳
Zr	۱۳۸	۱۲۶	۱۶۵	۱۲۹	۱۲۷	۱۲۲	۱۵۲	۱۴۰	۱۵۵	۱۲۲	۱۴۲	۱۲۷	۱۳۶
Nb	۱۰/۴	۹/۸	۷/۹	۱۱	۱۰/۷	۹/۴	۴/۷	۹/۶	۶/۶	۳/۴	۵/۵	۱۳	۳/۲
Ba	۵۲۸	۸۷۸	۶۵۷	۶۱۲	۶۳۵	۸۸۶	۶۶۴	۹۲۰	۴۶۶	۳۰۵	۳۹۹	۴۶۰	۲۷۹
La	۱۹	۴۸	۱۳	۳۳	۳۸	۵۰	۱۹	۴۳	۲۸	۲۱	۲۶	۲۴	۲۲
Nd	۳۲	۴۶	۳۶	۳۹	۴۱	۴۹	۳۳	۲۴	۲۵	۳۵	۳۰	۳۰	۳۳
Sm	۲۱/۱	۱۲	۱۶/۵	۱۹	۱۷	۱۱	۱۱/۹	۹	۱۰	۹/۲	۹/۸	۹/۶	۱۵/۱۴
Tb	۰/۹۶	۰/۸۹	۰/۹۹	۰/۸۹	۰/۹۱	۰/۷۹	۱/۰۱	۰/۵	۰/۳۴	۰/۹۹	۰/۷۶	۰/۴۳	۰/۷۵
Yb	۳/۲	۴/۴	۲/۹	۳/۳	۳/۸	۴/۴	۳/۸	۴/۷	۴/۴	۲/۶	۳/۹۹	۴/۶	۱/۹
Hf	۳/۸	۵/۲	۲/۶	۳/۳	۳/۹	۵/۳	۳/۲	۵/۵	۳/۹	۲/۸	۳/۳	۳/۹	۴/۱
Ta	۰/۹۵	۱/۰۲	۰/۳۴	۱/۵	۰/۹۶	۱/۱	۰/۷۶	۰/۹۸	۰/۸۹	۰/۷۹	۰/۸۶	۰/۸۱	۰/۸۲
Th	۰/۷۶	۰/۶۳	۰/۹۹	۰/۷۰	۰/۶۷	۱/۰	۰/۶۷	۰/۵۹	۰/۶۱	۰/۸۷	۰/۷۵	۰/۵۲	۰/۲۴
Eu	۲/۷	۳/۲	۱/۷	۲/۳	۲/۸	۳/۹	۲/۱	۴/۱	۳/۱۳	۱/۹	۲/۹۸	۱/۸	۲/۸
Cu	۵/۵	۷/۶	۹/۲	۶/۶۹	۷/۰۱	۵/۹۹	۶/۸	۵/۳۹	۵/۷۷	۵/۹	۵/۷۷	۵/۹۹	۶/۲
Ce	۳۱	۵۶	۴۱	۴۲	۴۸	۵۹	۴۲	۶۱	۵۹	۱۶	۵۱	۵۲	۲۲
Rb	۱۵۵	۱۳۳	۱۱۴	۱۴۴	۱۴۹	۱۲۳	۲۰۷	۱۱۲	۱۵۶	۱۸۴	۱۷۶	۱۵۸	۱۸۲

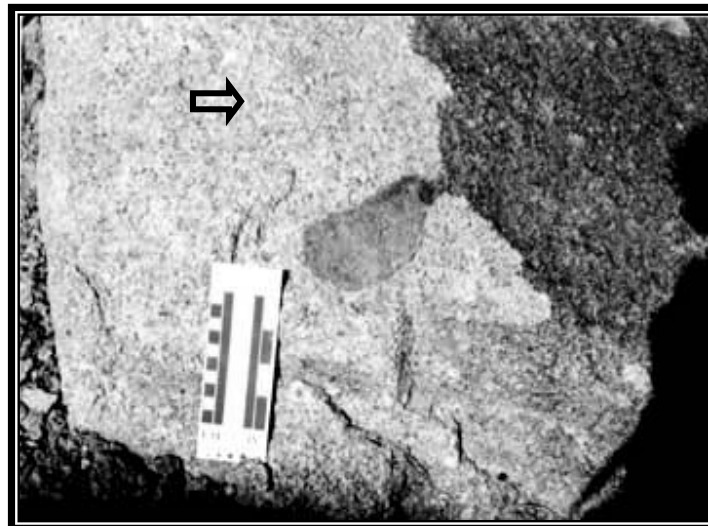
مشاهدات

الف) شواهد صحرایی: توده‌های نفوذی مورد بحث، به‌طور پراکنده و به‌صورت توده‌های منفرد بیشتر در آبرفت‌های منطقه بیرون‌زدگی دارند. ارتباط سنگ‌های گرانیتی با سنگ‌های آندزیتی به‌صورت کتناکت مشخص، آپوفیز در شمال منطقه و همچنین به‌صورت زبانه‌های نفوذی در آندزیت‌ها است که در مجاورت زبانه‌های نفوذی، آندزیت‌ها دگرسان شده (پروپیلیتی و اپیدوت‌زایی). تبلور مجدد حاصل کرده‌اند که بیانگر تقدم زمانی سنگ‌های آندزیتی نسبت به توده‌های گرانیتی است (شکل-۳).

از ویژگی‌های دیگر این گرانیت‌ها وجود آنکلاوها با ترکیب کوارتز مونوزودیوریت است. این آنکلاوها اندازه‌های متغیر داشته، برخی به بیش از ۳۰ سانتی‌متر می‌رسند و دارای حاشیه تقریباً گرد و تخم‌مرغی شکل هستند (شکل ۴).
ب) پتروگرافی: بر اساس مطالعات پتروگرافی و تعیین درصد حجمی، کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها توسط دستگاه شمارنده نقاط و با استفاده از دیگرام‌های مثلثی QAP اشتریک‌کایزن (Streckeisen, 1976) در محدوده سینوگرانیت تا گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۵).



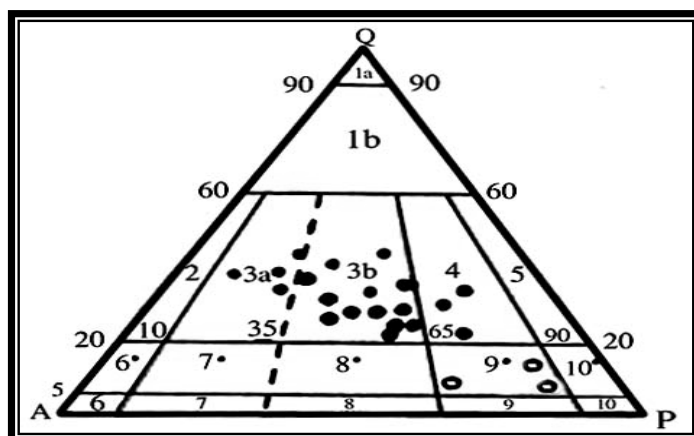
شکل ۳. نفوذ زبان‌های گرانیتی در داخل سنگ‌های آندزیتی (AND = آندزیت و Gr = گرانیت)



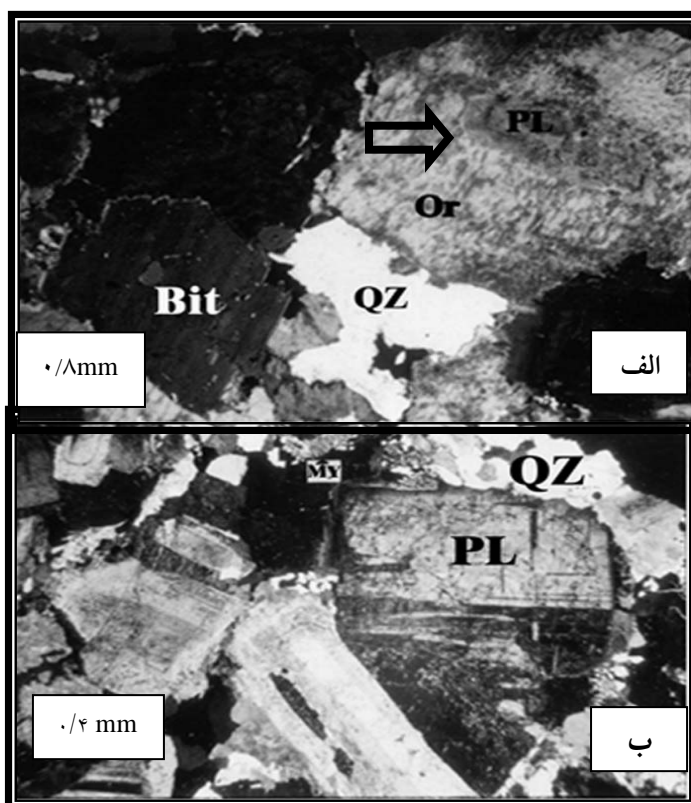
شکل ۴. آنکلاوها میکروکوآرتز مونزودیوریت با حاشیه تقریباً گرد و تخم‌مرغی شکل

کلریت نیز تشکیل شده است. بافت‌های غالب گرانیتوئیدهای این منطقه شامل گرانولار پرفیروئید، پرتیت، میرمیکیت، آنتی رپاکیوی است. همچنین، انواع بافت‌های کاتاکلاستیک در برخی از گرانیت‌ها قابل مشاهده است (شکل ۶ و ۷).

فراوان‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده گرانیتوئیدها شامل ارتوکلاز با ۱۵/۴ تا ۳۷/۵ درصد، پلاژیوکلاز با ۴ تا ۱۰/۵ تا ۵۷/۵ درصد، کوآرتز با ۱۹/۳ تا ۳۱/۵ درصد، هورنبلند با ۰/۷۵ تا ۵/۱ درصد و بیوتیت با ۰/۴ تا ۵/۵ درصد، کانی‌های فرعی آپاتیت، اسفن، زیرکن و مگنتیت هستند و در اثر دگرسانی، کانی‌های ثانویه سریسیت، اپیدوت و



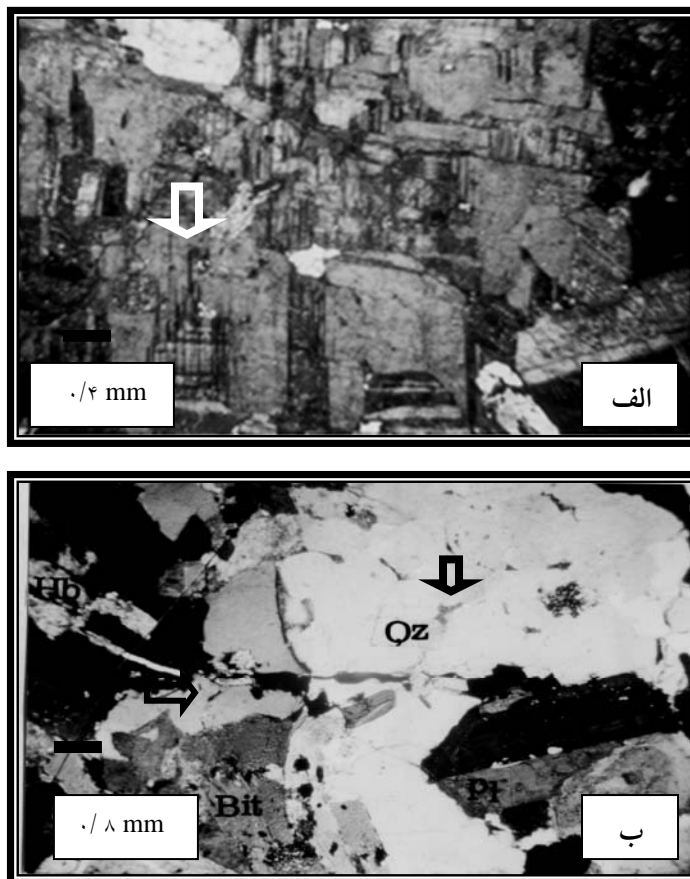
شکل ۵. نمودارمدال QAP را اشتراک‌یازن و سنگ‌های مورد مطالعه
 ۳a= سینیوگرانیت ۳b= مونزوگرانیت ۴= گرانودیوریت * ۹= کوارتز مونزودیوریت ترکیب آنکلاوها
 ● سنگهای گرانیت منطقه ○ آنکلاوهای موجود در گرانیتها



شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی گرانیت‌های شمال غرب یزد
 الف) بافت آنتی راپاکیوی ب) بافت میرمکیت حاشیه ای
 QZ= کوارتز Or= ارتوز Bit= بیوتیت Pl= پلاژیوکلاز My= میرمکیت

از شرایط اساسی و اولیه برای متاسوماتیسم، عملکرد تکتونیکی است که به صورت بافت کاتاکلاستیک در مقاطع میکروسکوپی ظاهر می شود که در گرانیتهای میلونیتی شده، به ویژه توده های دوکی شکل چاه تقی و ندوشن، قابل مشاهده است. علاوه بر این، وجود بافت میرمیکت حاشیه ای، پلاژیوکلاز با ماکل صفحه شطرنجی (شکل ۷-۷) و شواهد ژئوشیمیایی که در بخش ژئوشیمی درباره آن بحث شده است، بیانگر تأثیر فرایند متاسوماتیسم آکالن بر روی این گرانیتهاست (Collins, 1988).

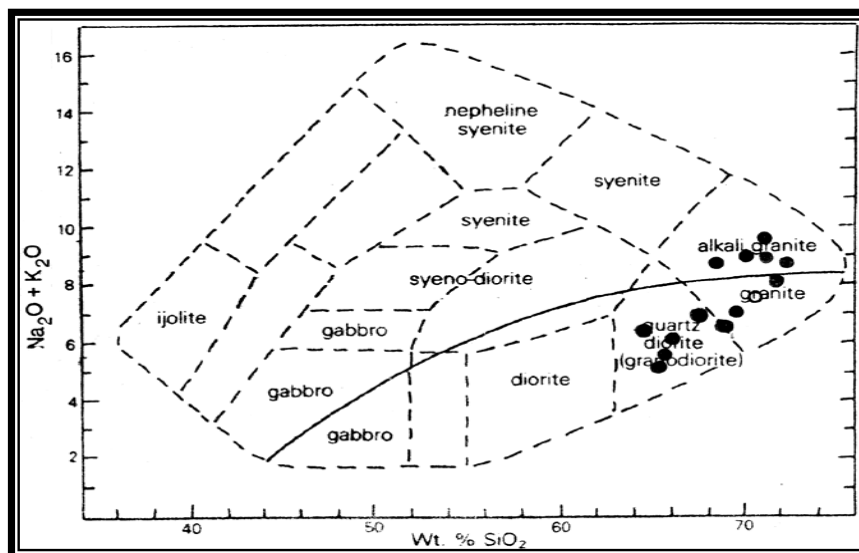
برخی از گرانیتهای مورد مطالعه که در زون برشی قرار گرفته اند شواهدی را دال بر میلونیتی شدن را نشان می دهند که می توان به کوارتزهای خرد شده با خاموشی موجی، پلاژیوکلازها با شکستگی های ظریفی که باعث جابه جایی تیغه های ماکل نواری و به صورت گوه ای شکل (تداخل بین انگشتی شده) و بیوتیت های تغییر شکل یافته و تاب دار (kinking) اشاره کرد (شکل ۷). شواهد بافتی کاتاکلاستیک و میلونیتی شدن گرانیتهای، بیانگر فعالیت تکتونیکی منطقه پس از جایگیری این گرانیتهاست.



شکل ۷: تصاویر میکروسکوپی گرانیتهای میلونیتی شده شمال غرب یزد
 (الف) بافت صفحه شطرنجی در پلاژیوکلازها (PPL) (ب) بافت کاتاکلاستیک (PPL)
 QZ = کوارتز Hb = هورنبلند Bit = بیوتیت Pl = پلاژیوکلاز

و همکاران (Cox et. al. 1979) و میدلموست (Middlemost, 1994) سنگ‌های منطقه عمدتاً در محدوده‌های مونزگرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۸).

ج) ژئوشیمی: بر اساس نمودارهای نام‌گذاری مُدال اشتراکیزن (Streckeisen, 1976)؛ نورماتیو لومتر و همکاران (Le Maitre et.al. 1989) و اُکانر (O'connor, 1965) و نمودارهای شیمیایی کاکس



شکل ۸. نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین کاکس (Cox, 1979)

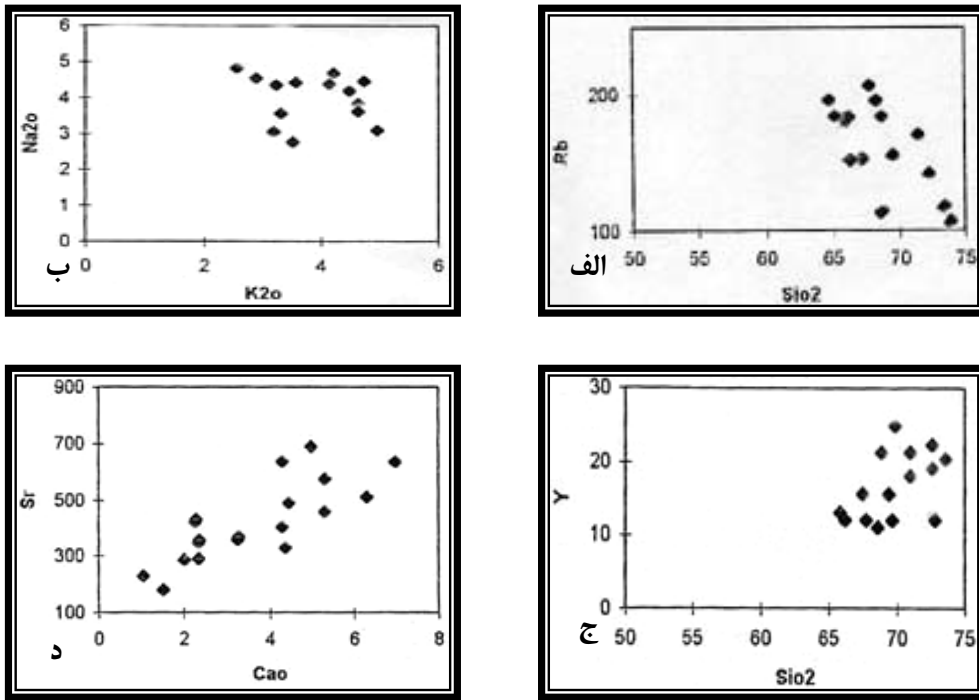
برخی از نمونه‌های گرانیتی در نمودار K_2O-Na_2O بیانگر تأثیر فرآیند متاسوماتیسم سدیک بر روی سنگ‌های منطقه است (شکل ۹- Wilson, 1989).
۳. در نمونه‌ها، افزایش مقدار K_2O نسبت به SiO_2 ، روند مثبت Y در مقابل SiO_2 و مقدار بالای Y بیانگر مشارکت آمفیبول در ذوب‌بخشی است (شکل ۹) (Cui & Russel, 1995).

۴. تغییرات Sr در مقابل CaO با روند خطی و شیب مثبت و همچنین غنی‌شدگی Ba، Sr در نمودارهای عنکبوتی بیانگر نقش داشتن پلاژیوکلاز در فرایند ذوب‌بخشی است (شکل ۹ و ۱۰) (Wilson, 1989).

از بررسی نمودارهای مختلف هارکر و عنکبوتی نتایج قابل توجهی در مورد منشأ احتمالی ماگمای گرانیتوئید شمال‌غرب یزد به‌دست آمده‌است که به‌طور خلاصه عبارت از:

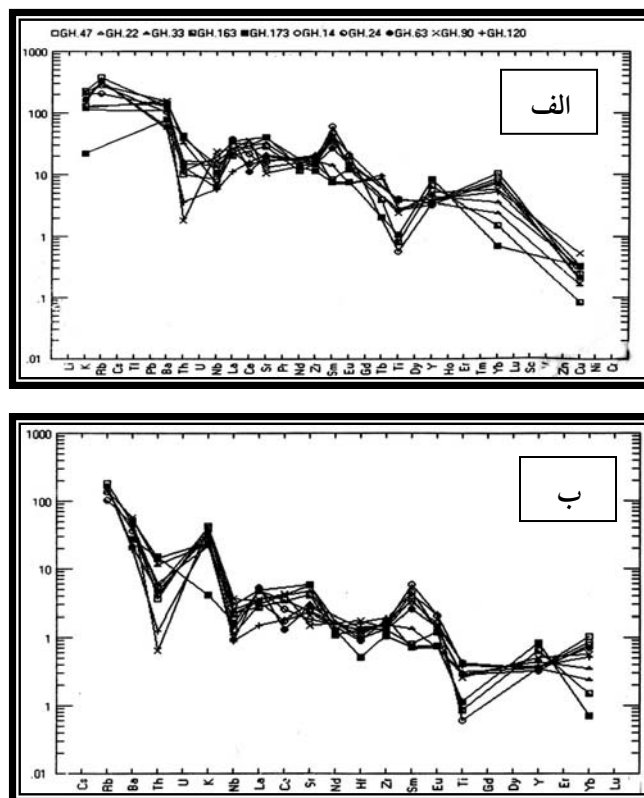
۱. روند تغییرات عناصر اصلی نسبت به SiO_2 در دیاگرام‌های هارکر K_2O ، Na_2O ، Al_2O_3 انطباق مثبت و CaO ، Fe_2O_3 ، MgO ، TiO_2 تطابق منفی نشان می‌دهند و در مقایسه با آندزیت‌های منطقه یک روند خطی و پیوسته بوده که از دلایل هم‌منشأ بودن این سنگ‌هاست

۲. روند غیرخطی برخی از نمونه‌های گرانیتی در نمودار $Rb-SiO_2$ و روند غیرخطی و شیب منفی



شکل ۹. نمودارهای هارکر

الف) نمودار Rb-SiO₂ ج) نمودار Y-SiO₂
 ب) نمودار K₂O - Na₂O د) نمودار Sr-CaO



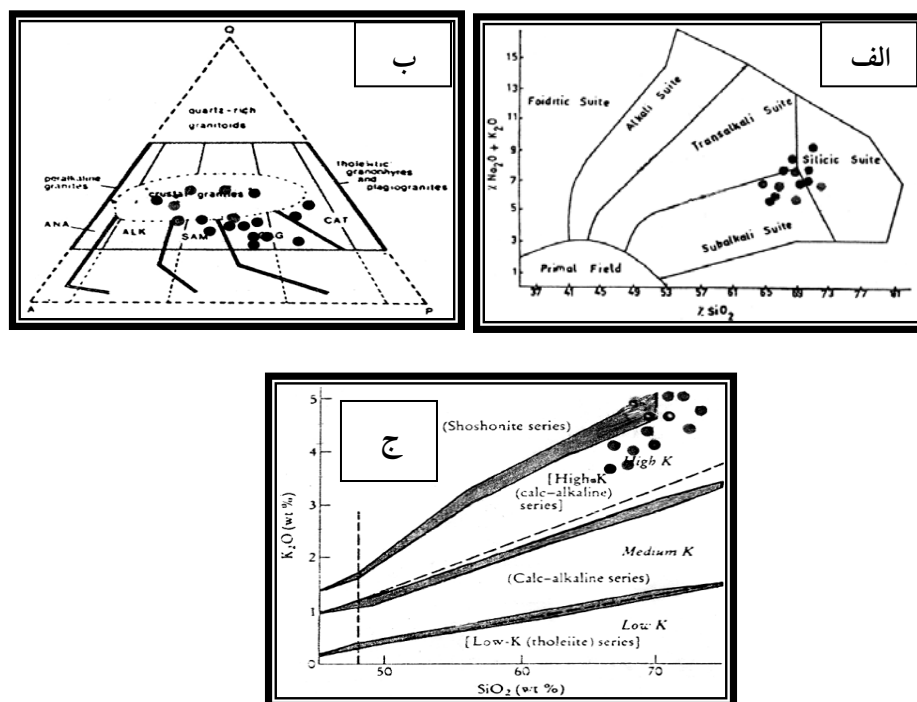
شکل ۱۰: روند تغییرات عناصر کمیاب در نمودارهای عنکبوتی
 الف) عادی شده به گوشته اولیه ب) عادی شده به بازالت‌های میان اقیانوسی

بازالت‌های اقیانوسی و غنی شدگی عناصر LREE نسبت به گوشته اولیه در سنگهای آندزیتی و گرانیتی، بر آلودگی پوسته‌ای و دخالت پوسته‌قاره‌ای در فرایند تشکیل ماگما در زون فرورانش دلالت دارد (شکل-۱۰).

د) پترولوژی: برای روشن شدن وضعیت سنگ‌های گرانیتی شمال غرب یزد از نظر سری ماگمایی، از نمودارهای مختلفی نظیر نمودار میدلموست (Middlenmost, 1991)، نمودار مثلثی (QAP) لامر و بودن (Lameyer & Bowden, 1982) و نمودار دوتایی لومتر و همکاران (Le Maitre et. al. 1989) استفاده شد. نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر به محدوده سری کالکوآکالن پتاسیم زیاد تعلق دارند (شکل ۱۱).

۵. آنومالی منفی Th، Nb، Ti بیانگر منشأ فرورانش ماگماها بوده، در نتیجه جذب این عناصر در کانی‌های آهن و منیزیم‌دار در پوسته اقیانوسی فرورانده است؛ به عبارت دیگر، بیانگر مشارکت پوسته اقیانوسی در تشکیل ماگماهای فرورانش است و غنی‌شدگی Rb، Ba، Th و عناصر دیگر نسبت به گوشته اولیه آنومالی مثبت داشته است که آن را به متاسوماتیسم گوشته‌ای نسبت می‌دهند (شکل ۱۰) (Ibid).

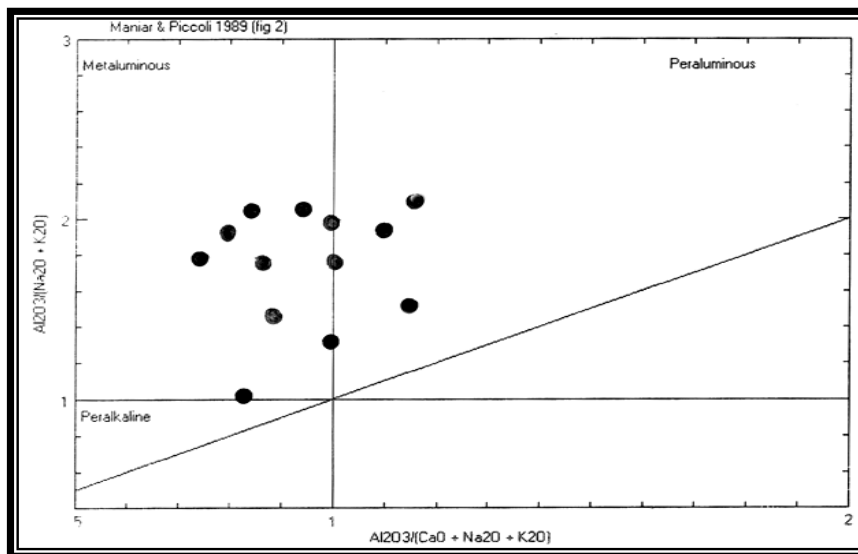
۶. مقدار بالای K/Rb، Ba دال بر منشأ گوشته‌ای ماگماست (Le Maitre et. al. 1989) آنومالی مثبت در سنگ‌های گرانیتی بیانگر ذوب‌بخشی پایین گوشته‌ای است (Pearce et. al. 1984) و بالاخره غنی‌شدگی عناصر گروه پتاسیم نسبت به



شکل ۱۱. نمودارهای مختلف جهت تعیین نوع سری ماگمایی (الف) نمودار میدلموست (ب) نمودار مثلثی QAP لامر و بودن (ج) نمودار دوتایی لومتر و همکاران

لیکن با توجه به عدم دسترسی به چنین تکنیکی و با توجه به ویژگی پتروگرافی سنگهای گرانیتی از جمله بافت پرفروئید و گرانوفیری، توده های نفوذی منطقه نیمه عمق بوده و باعث دگرگونی ضعیف سنگهای میزبان و کتاکت کاملاً مشخص تا تدریجی گردیده است.

این سنگها بر اساس شاخص اشباع آلومینیم (ASI) در نمودار مانیار و پیکولی (Maniar & Piccoli, 1989) بیشتر در محدوده متآلومین قرار می گیرند (شکل ۱۲). جهت تعیین عمق تشکیل ماگماهای گرانیتی امروزه از روشهای ایزوتوپی استفاده می شود



شکل ۱۲. نمودارهای ASI مانیار و پیکولی

خاستگاه ماگمایی محیط تکتونیکی توده های فوق مشخص شد، ولی برای بیان صریح مطلب به اطلاعات ایزوتوپی نیاز داریم.

منابع ماگمایی را در سنگهای گرانیتی را منابع گوشته، پوسته و مختلط در نظر می گیرند. این منابع با جایگاه تکتونیکی تطابق خوبی دارند و گرانیت های مربوط به موقعیت های بعد از برخورد معمولاً آثاری از منشأ گوشته لیتوسفری غنی شده هستند و با مقدار کمی از مذاب های پوسته ای همراه اند و تأخیر متقابل بین ماگماهای مشتق شده از گوشته با پوسته، تابعی از ضخامت، دما و ترکیب پوسته و همچنین زمان بالا آمدن و دمای ماگماست که با جایگاه تکتونیکی مرتبط است (Pearce, 1996).

با استفاده از نمودارهای تفکیکی بودن و همکاران (Bowden et. al. 1984)، کلمن و تویست (Kleman & Twist, 1989)، مانیار و پیکولی (Maniar & Piccoli, 1989)، پیرس و همکاران (Pearce et. al. 1984)، مولر و همکاران (Muller et. al. 1992) و هاریس و همکاران (Harris et. al. 1986)، گرانیت های شمال غرب یزد در خاستگاه ماگمایی از نوع I کردیلرایی و در یک رژیم تکتونیکی فرورانش قوس قاره ای پس از برخورد تشکیل شده اند (شکل ۱۳).

همچنین، بر اساس شواهد کانی شناسی از جمله عدم وجود مسکوویت در کنار بیوتیت، حضور هورنبلند، عدم وجود گارنت و وجود آنکلاوهای کوارتز مونزدیوریت، تأکیدی است بر خاستگاه ماگمایی نوع I. با توجه به موارد فوق،

شکل تقارنی منوکلینیک دارند و در یک محیط شکل پذیر قوی به وجود می‌آیند. در بررسی سنگ‌های گرانیتی که در زون برشی گسل‌های فرعی نمونه برداری شده دارای ویژگی میلونیت بوده، برگواره ظریفی را نشان می‌دهند، برای انجام مطالعات پترافابریکی سنگ‌های میلونیتی، به صورت جهت‌دار نمونه برداری شده و مقاطع نازک آنها در جهت عمود بر برگواره تهیه شده است.

کانی‌های اصلی میلونیت‌های منطقه از کانیهای کوارتز، میکروکلین و کانی‌های بیوتیت تشکیل شده است. کانی‌های کوارتز به صورت پرفیروکلاست با خاموشی موجی و تقریباً چشمی شکل و برخی از پرفیروکلاست‌ها تجمعی از کانی‌های کوارتز با فابریک مُضَرَس است و همچنین برخی از آنها دارای حالت پله‌ای شکل و ریزسنگ‌های غیرهمسو^۲ با زون برشی بوده که در بین سطوح ریزگسل‌ها بلورهای کوارتز تبلور یافته است و تجمعی از ریزدانه‌های کوارتز وجود دارد. برخی از پرفیروکلاست‌ها حالت سایه‌فشاری نامتقارن دارند که از تجمع ریزبلورهای کوارتز تشکیل شده است؛ بنابراین، این پرفیروکلاست‌ها از نظر زمانی قبل از تکنونیک بوده، در یک زون برشی ساده تغییر شکل یافته‌اند. از دیگر ویژگی‌های پرفیروکلاست‌های کوارتز وجود جهت‌یافتگی در آنهاست، به طوری که محور نوری آنها با جهت حرکت و خردشدگی سنگ تقریباً مساوی است؛ به عبارت دیگر، بلورهای درشت کوارتز دارای شکل تقارن منوکلینیک هستند. برای تشخیص جهت‌یافتگی محوری کانی‌های کوارتز از روش فتومتری پرایس استفاده شده است (Ibid).

با توجه به موارد فوق و تشابه میانگین عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های آندزیتی منطقه مورد مطالعه (قانعی و درویش‌زاده، ۱۳۸۰) با میانگین مقادیر عناصر آندزیت‌های زون آتشفشانی آند مرکزی و همچنین گسترش زیاد فوران‌های آندزیتی در این منطقه، و فور سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و ایجاد کانسارسازی مس، سرب و روی در منطقه شمال غرب یزد که در مناطق آند نیز عمومیت دارد، می‌توان مدل زون آتشفشانی آند مرکزی برای منطقه مورد مطالعه تا حدی قابل قبول دانست و تأیید یا رد این مدل پیشنهادی به داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب بیشتر و گسترده‌تر و داده‌های ایزوتوپی و ژئوفیزیکی احتیاج دارد. به عقیده ویلسون (Wilson, 1989) فرایند تولید ماگما در محیط فرورانش آند مرکزی، بر اثر پدیده چندمنشائی و چندمرحله‌ای صورت می‌گیرد که بر اساس شواهد ژئوشیمیایی و منطقه‌ای، این مدل ژئودینامیکی برای توده‌های نفوذی منطقه شمال غرب یزد پیشنهاد می‌شود.

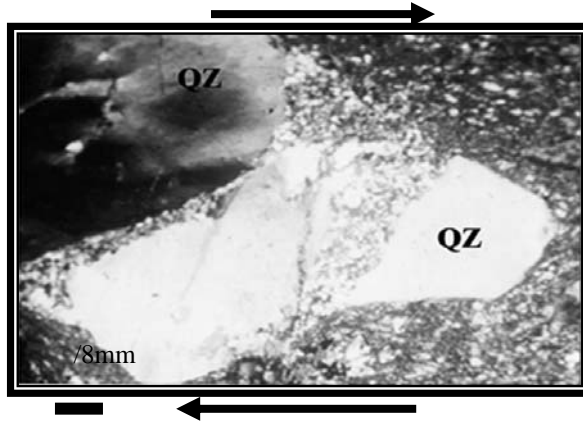
(و رویدادهای تکنونیک): منطقه مورد مطالعه بخشی از ایران مرکزی و زون ارومیه - دختر است که از پرکامبرین تاکنون فازهای کوه‌زایی متعددی را تحمل کرده که مؤثرترین آنها، فاز کوه‌زایی لارامید و پیرنه است که باعث شکل‌گیری ساختار ماگماتیسیم منطقه شده است. به‌طور کلی، گسل‌های منطقه شامل گسل‌های اصلی است که به موازات گسل دهشیر بافت با روند شمال‌غربی جنوب‌شرقی و گسل‌های فرعی با روند شمال‌شرقی - جنوب‌غربی‌اند.

به عقیده پاشیر و ترو (Passchier & Trouw, 1996) میلونیت سنگی است که دارای برگواره^۱ و اغلب خطواره بوده، عناصر فابریکی آن اغلب

1. foliation
2. micorfaults asythetic

می‌توان راست‌گرد بودن گسل‌های منطقه را اثبات کرد (شکل ۱۴).

با توجه به اینکه نمونه‌های میلونیتی به صورت جهت‌دار برداشت شده‌است، با لذا وجود حالت سایه‌فشاری نامتقارن و جهت حرکت ریزگسله‌ها،



شکل ۱۴. پرفیروکلاست کوارتز باریزگسله‌های غیرهمسو

آتشفشانی آند مرکزی، و همچنین گسترش زیاد فوران‌های آندزیتی در این منطقه، وفور سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و ایجاد کانسارسازی مس، سرب و روی در شمال غرب یزد که در مناطق آند نیز عمومیت دارد، و بر اساس شواهد ژئوشیمیایی و منطقه‌ای، این مدل ژئودینامیکی برای توده‌های نفوذی منطقه شمال غرب یزد پیشنهاد می‌شود، البته تأیید یا رد این مدل پیشنهادی به داده‌های ژئوشیمیایی بیشتر و گسترده‌تر و داده‌های ایزوتوپی و ژئوفیزیکی نیاز دارد.

۶. در مدل پیشنهادی ویلسون (wilson) فرایند تولید ماگما در محیط فرورانش آند مرکزی بر اثر پدیده چندمنشائی و چند مرحله‌ای صورت می‌گیرد که می‌توان آن را به این منطقه نیز تعمیم داد.

سپاسگزاری

بدین وسیله تشکر و قدردانی صمیمانه خود را از شورای پژوهشی دانشگاه تهران و پیام نور که به نحوی یاریگر این‌جانب در تقبل بخشی از هزینه‌های این مقاله بوده‌اند، تقدیم می‌دارم.

بحث و نتیجه‌گیری

۱. اکثر گرانیت‌های منطقه، در نمودارها و نام‌گذاری‌های مختلف، در دو محدوده مونزگرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند.

۲. با توجه به ویژگی پتروگرافی، از جمله بافت پرفروئید و گرانوفیری، توده‌های نفوذی منطقه نیمه‌عمق بوده، باعث دگرگونی ضعیف سنگ‌های میزبان و کنتاکت کاملاً مشخص تا تدریجی گردیده است.

۳. شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی حاکی از فرایند متاسوماتیسم آکالن بر روی سنگ‌های گرانیتی منطقه است.

۴. خاستگاه ماگمایی گرانیت‌های شمال غرب یزد از نوع I کردیلرایی است و از نظر محیط تکتونیکی نیز در یک محیط فرورانش قوس قاره‌ای فعال پس از برخورد تشکیل شده‌اند

۵. با توجه به شواهد ژئوشیمیایی و تشابه میانگین عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های آندزیتی منطقه با میانگین مقادیر عناصر آندزیت‌های زون

منابع

غرب اردکان»، ارائه شده در پنجمین همایش انجمن زمین شناسی ایران؛

Amidi, S. M. (1977), *Etude geologique de la region de Natanz-Surk (Central Iran)*, Ph.

D. These Grenoble. uni. Geo. Sur. Iran, Rep. No. 42;

Bowden, P. et.al. (1984), "Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks", *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 35: 1-11;

Collins, L. G. (1988), *Hydrothermal differentiation*, S. A. Athens, Theophrastus Publication, 382 pp;

Condie, K. C. (1989), *Plate Tectonic and Crustal Evolution*, Pergamon Prese, 476 pp;

Cox, K. G. et.al. (1979), *The Interpretation of Igneous Rocks*, London, Allen and Unwin, 450 ppl;

Cui, Y. and J.K. Russell (1995), "Magmatic origins of calc-Alkaline intrusions from the coast plutonic complex, southwestern British Colombia", *Can. J. Earth. Sci.* 33: 1643-1367;

Fowler, M.B. and P.J. Henney (1996), "Mixed caledonian appinite magmas, implications for lamprophyre fractionations and high Ba-Sr granite genesis", *Cont. Minera. Petrol.* 126: 199-215

Harris, N. B. W. et.al. (1986), "Geochemical characteristics of collision zone magmatism", *Geo. Soc. Pub.* 19: 67-81;

Kleman, G.J. and D. Twist (1989), "The compositionally-Zoned sheet like granite pluton

قانعی، ج. و. ع. درویش زاده (۱۳۸۰)، «پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژتر آندزیت های of the Bushrvelde complex", *Jou. Pet.* 30: 1383-1414;

LaMeyre, R.W. et. al. (1989), *A Classification of Igneous Rock an Glossary of Terms*, Black Well Scientific Publications, 195 pp;

Maniar, R. D. and P. M. Piccoli (1989), "Tectonic discrimination of granitoids", *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643;

Middlemost, E. M. K. (1994), "Naming materials in the magma igneous rock system", *Earth. Sci. Rev.* 37: 215-224;

----- (1991), "Towards a comprehensive classification of rocks and magmass", *Earth. Sci. Rev.* 31: 37-87;

Muller, D. et.al. (1992), "Geochemical discrimination between shoshonitic and patassic volcanic rocks in different tectonic settings", *Mineralogy & Petroliogy*, Vol. 94: 259 – 289;

O'Connor, J. T. (1965), "A classification for quartz-rich igneous rock bases of feldspar ratios", *Mineralogy & Petroliogy*, Vol. 94: 259-289;

O'connor, J. T. (1965), "A classification for quartz-rich igneous rock bases of feldspar ratios", *Us. Geal. Surv, prof.*, Pap 525-B, 79, 84;

Passchier, C. W. and R. A. J. Trouw (1996), *Microtectnics*, Springer, 290pp;

Pearce, J. A. et.al. (1984), "Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock", *J. Petrol.*, Vol. 25: 956-983;

Pearce, J. A. (1996), "Sources and setting of granitic rock", *Episodes*, Vol. 19;

Roberts, M. D. and J. D. Clemens (1993), "Origin or high potassium clak-alkalin I-type

granitoid", *Geo.* Vol. 21;

Streckeisen, A. I. (1976), "To each plutonic rock its proper name", *Earth. Sci. Rev.*, No. 12: 1-33;

Wilson, M. (1989), *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*, London, Unwin Hynman, 466 pp. ■