

# پتروژنز و سن‌سنجی (SHRIMP) U-Pb توده‌های نفوذی طارم

مهرج آقازاده<sup>۱</sup>، زهرا بدرزاده<sup>۱</sup> و آنتونیو کاسترو<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، ایران

<sup>۲</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه هولوا، هولوا، اسپانیا

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۱/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۵/۰۶

## چکیده

توده‌های مطالعه شده در پهنه البرز باختری و زیر پهنه طارم قرار دارند. بیشتر رخنمون‌های توده‌های مورد مطالعه ترکیب مونزونیت و کوآرتز مونزونیت دارند و درون نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند. این توده‌ها ماهیت شوشونیتی و متآلومین دارند. بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی، توده‌های مورد مطالعه از یک ماگمای غیر اولیه حاصل شده‌اند که در شرایط پوسته قاره‌ای دچار تفریق و تحول شده است. در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت، نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر LREEs و LILEs غنی‌شدگی و از عناصر HFSEs تهی‌شدگی نشان می‌دهند. ماگمای اولیه منشأ توده‌های مورد مطالعه، از ذوب بخشی ۱ تا ۵ درصدی منشأ گوشته سنگ کراهی متاسوماتیسم شده توسط عوامل فرورانش و با ترکیب اسپینل لرزولیتی دارای رگه‌های فلوگوپیت فراوان ایجاد شده است. بر پایه سن‌سنجی‌های انجام شده به روش (SHRIMP) U-Pb روی بلورهای زیرکن، توده‌های مورد مطالعه در محدوده زمانی ۲۷/۸ تا ۲۸/۹ میلیون سال پیش و اشکوب پریایونین ائوسن پایانی، در یک محیط پس از برخورد جایگزین شده‌اند.

**کلیدواژه‌ها:** توده‌های طارم، سن‌سنجی (SHRIMP) U-Pb، شوشونیت، پتروژنز، گوشته سنگ کراهی متاسوماتیسم شده، پس از برخورد

\*نویسنده مسئول: مهرج آقازاده

E-Mail: Mehrajaghazadeh@yahoo.com

## ۱- پیش‌نوشتار

در پهنه طارم رخنمون‌های سنوزویک با کنگلومرا و ماسه‌سنگ سرخ فجن شروع و با نهشته‌های آهکی و آتشفشانی دنبال می‌شود. نهشته‌های ائوسن قابل مقایسه و هم‌ارز با سازند کرج در بخش‌های مرکزی البرز هستند، با این تفاوت که در پهنه طارم سنگ‌های آتشفشانی با ماهیت گدازه‌ای نمود بیشتری دارند، در حالی که در سازند کرج برتری با نهشته‌های آذرآواری است. نهشته‌های ائوسن در منطقه طارم توسط Hirayama et al. (1966) به دو عضو قدیمی کردکند و جدیدتر آمند تقسیم شده است که معادل بخشی از نهشته‌های کرج هستند. به‌طور عمومی نهشته‌های آتشفشانی ائوسن در بخش باختری پهنه طارم با سنگ‌های بازی شروع می‌شود و با سنگ‌های بازی- متوسط ادامه و با سنگ‌های اسیدی- بازی پایان می‌یابد. نهشته‌های آذرآواری در بخش‌های میانی و بالایی مجموعه یاد شده فراوانی بیشتری دارند. در بخش خاوری و مرکزی پهنه، نهشته‌های ائوسن با نهشته‌های آذرآواری- رسوبی شروع می‌شوند که در یک محیط رسوبی کم‌ژرفا برجای گذاشته شده‌اند. این نهشته‌ها با لایه‌های گدازه‌ای بازی- اسیدی دنبال می‌شوند که در یک محیط قاره‌ای بر جای گذاشته شده‌اند. ماهیت گدازه‌ها کالک‌آکالین پتاسیم بالا و شوشونیتی بیان شده است (Asiabanha et al., 2009; Asiabanha & Foden, 2012). دامنه ترکیبی نهشته‌های آتشفشانی از بازالت، تراکی بازالت، آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت، آندزیت، داسیت و ریوداسیت در تغییر است. با این وجود برتری حجمی با سنگ‌های حد واسط آندزیتی است. سنگ‌های آندزیتی بیشتر ماهیت شوشونیتی و کلبونپروکسن‌های دیوپسیدی دارند.

نهشته‌های ائوسن توسط توده‌های نفوذی با ابعاد متغیر قطع شده‌اند. این توده‌ها، نفوذی‌های کم‌ژرفا هستند که به‌صورت دایک، سیل، پلاگ و استوک و گاه توده‌های بزرگ باتولیتی به‌ویژه در بخش باختری پهنه تریق شده‌اند. بر پایه چینه‌شناسی و با توجه به اینکه این توده‌ها به‌وسیله نهشته‌های الیگوسن میانی و پایانی پوشیده شده‌اند، سن آنها به الیگوسن زیرین- میانی نسبت داده شده است (Hirayama et al., 1966). در بخش‌های باختری پهنه طارم سنگ‌های الیگوسن به‌صورت نهشته‌های آتشفشانی رخنمون دارند و دامنه ترکیبی بازیک تا اسیدی دارند. این نهشته‌ها بیشتر شامل رخساره‌های گدازه‌ای هستند ولی ترم‌های اسیدی با رخساره

منطقه طارم بخشی از پهنه البرز است که در دوران سنوزویک رخدادهای زمین‌شناسی بسیاری را تجربه کرده است. در این منطقه ماگماتیسم گسترده‌ای در دوران سنوزویک به‌ویژه ائوسن و الیگوسن رخ داده است که بخش عمده‌ای از رخنمون‌های سنگی موجود در این منطقه را به خود اختصاص می‌دهند. ولکانیسم شدید ائوسن در این منطقه توسط پلوتونیسم گسترده‌ای دنبال می‌شود که رخداد آن به‌صورت توده‌های بزرگ و کوچک و سیل و دایک در این پهنه قابل مشاهده است. از جمله توده‌های نفوذی می‌توان به ابهر، رودبار، هشتجین و ... اشاره کرد. با توجه به اینکه توده‌های یادشده نهشته‌های منسوب به ائوسن را قطع می‌کنند، بنابراین سن جایگزینی آنها به پس از ائوسن نسبت داده شده‌اند (مانند Hirayama et al., 1966). برای ارزیابی پتروژنز و سن توده‌های زون طارم، توده‌های ابهر و رودبار واقع در یال جنوبی و شمالی این پهنه به عنوان الگو انتخاب شده و مورد مطالعه قرار گرفتند. بنابراین در این نوشتار پتروژنز توده‌های نفوذی ابهر و رودبار مورد بررسی قرار گرفته و تعیین سن رادیومتری توده نفوذی ابهر به روش (SHRIMP) U-Pb انجام شده است.

## ۲- زمین‌شناسی پهنه طارم

زون طارم با راستای شمال باختر- جنوب خاوری شامل بخش‌های باختری و مرکزی- باختری رشته ارتفاعات البرز است. این پهنه به پهنه طالش و گسل رودبار در شمال و گسل سلطانیه در جنوب محدود می‌شود. در بخش‌های شمال باختری، جنوب خاوری و خاوری ادامه این پهنه به ترتیب با پهنه‌های طالش- آذربایجان (ارسباران) و البرز مرکزی پایان می‌یابد. در بخش خاوری این پهنه، روند شمال باختری- جنوب خاوری البرز به واسطه گسل سفیدرود تغییر سو داده و روند خاوری- باختری به خود می‌گیرد؛ این گسل محدود کننده پهنه طارم در بخش خاوری به‌شمار می‌رود. در پهنه طارم نهشته‌های پالئوزویک و مزوزویک رخنمون ندارند و رخنمون‌ها بیشتر به سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی سنوزویک محدود هستند. با این وجود در شمال و جنوب (پهنه‌های طالش و سلطانیه) بیشتر رخنمون‌ها به پرکامبرین تا مزوزویک تعلق دارند.

مافیک بافت پورفیری و میکروگرانولار دارند و بیشتر مزوکرات هستند. کانی‌های مافیک این سنگ‌ها شامل پیروکسن و آمفیبول به همراه بیوتیت هستند. در نمونه دستی توده مونزونیتی بیشتر از کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و کانی‌های تیره بیوتیت، پیروکسن و آمفیبول تشکیل شده است. این توده در بخش‌های حاشیه‌ای و به سوی نقاط مرتفع، بافت پورفیری نشان می‌دهد و درشت‌بلورهای فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز در زمینه متوسط تا ریز بلورین قرار می‌گیرند. همچنین بافت میارولیتی در بخش‌هایی از توده مونزونیتی دیده می‌شود که همه این بافت‌ها نشانگر جایگزینی توده در ژرفای کم است. در توده مونزونیتی لکه‌هایی از کانی‌های تیره به صورت تجمعات بلورین دیده می‌شوند که این تجمعات بیشتر از کانی‌های بیوتیت و پیروکسن تشکیل شده‌اند. در بخش‌هایی در درون توده و سنگ‌های میزبان، ترم‌های اسیدی سینیتی و سینوگرانیته به صورت آپوفیز، دایک‌های آپلیتی و گاه پگماتیته رخمون دارند که در این سنگ‌های لوکوکرات، بیشتر بلورهای فلدسپار (پتاسیم فلدسپار) همراه با بیوتیت حضور دارند.

### ۳-۲. توده نفوذی رودبار

توده نفوذی رودبار در یال شمالی ارتفاعات طارم به صورت دو رخمون مجزا با روند شمال باختری- جنوب خاوری و در ارتفاعات مشرف به دره رودبار- طارم رخمون دارد (شکل ۱). این توده گسترش بیشتری نسبت به توده‌های نفوذی ذاکر و ابهر در یال جنوبی ارتفاعات طارم دارد. توده رودبار در مجموع مساحتی بیش از ۴۰۰ کیلومتر مربع را دربر می‌گیرد. رخمون شمال باختری توده رودبار از روستای مشگین تا روستای شیندستان به صورت یکپارچه است. البته ادامه این توده در بخش شمال باختری به توده‌های منطقه هشتجین می‌رسد. بخش جنوب خاوری توده رودبار از پیرامون روستای پرنگین (حدود ۱۰ کیلومتری جنوب خاور شیندستان) شروع می‌شود و تا پیرامون روستای نیارک ادامه دارد. این توده توپوگرافی خشنی را در یال شمالی ارتفاعات طارم ایجاد و به علت بالاآمدگی سریع، توپوگرافی شدیدی در منطقه ایجاد کرده است. حضور گسل‌های اصلی و فعال فراوان با راستای شمال باختر- جنوب خاوری و نیز گسل‌های فرعی منشعب از گسل‌های اصلی با راستای شمال خاوری- جنوب باختری و شمالی- جنوبی در بالاآمدگی کوه‌های طارم نقش بنیادین ایفا داشته‌اند. زمین‌ساخت فعال این منطقه سبب خردشدگی توده و جابه‌جایی رخمون‌ها شده است. چرخش سیال‌ها در شکستگی‌ها سبب گسترش محلی انواع دگرسانی‌ها شده است.

توده نفوذی رودبار نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن را قطع کرده است. این توده در بخش‌های شمال باختری بیشتر درون عضو کردکند (Hirayama et al., 1966) و در بخش‌های جنوب خاوری درون نهشته‌های عضو آمدن نفوذ کرده است. نفوذ توده درون این مجموعه سبب دگرگونی و دگرسانی این نهشته‌ها شده است. گسترش دگرگونی مجاورتی به صورت تبلور دوباره کانی‌ها و ظهور کانی‌های درجه پایین دگرگونی در حد رخساره آلپیت اپیدوت- هورنفلس است. چرخش سیال‌های ناشی از نفوذ توده، سبب دگرسانی در سنگ‌های ائوسن شده است که دگرسانی‌ها پیرامون روستای شیندستان گسترش چشمگیری دارند.

به‌طور کلی رخمون‌های موجود در این توده ترکیب مونزونیتی دارند ولی سنگ‌های بازی و اسیدی نیز دیده می‌شوند. دامنه ترکیبی این توده شامل مونزوگابرو- مونزودیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، سینیت- کوارتز سینیت و سینوگرانیته است. برتری حجمی رخمون‌ها با مونزونیت و کوارتز مونزونیت است. سنگ‌های بازی به صورت انکلاو و بخش‌های مافیک حاشیه‌ای و رخمون‌های مجزا دیده می‌شوند. رخمون سنگ‌های مافیک در این توده گسترده‌تر از توده ابهر است. سنگ‌های اسیدی بیشتر به صورت آپوفیز، دایک و گاه استوک دیده می‌شوند. روابط صحرائی نشان از این دارد که ماگمای مافیک و میانه به‌طور همزمان جایگزین شده‌اند. با توجه به اینکه دره‌های ژرفی توده یادشده را قطع می‌کنند، بنابراین از

آذرآواری نیز رخمون دارند. نهشته‌های الیگوسن دامنه ترکیبی تراکی‌بازالت، تراکی‌اندزیت، آندزیت، لایت، ایگنمبریت و ریولیت دارند. نهشته‌های نوژن و کواترنری شامل نهشته‌های سرخ مولاسی (بیشتر سازند سرخ بالایی) هستند که در حوضه‌های بین کوهستانی تشکیل شده‌اند. این نهشته‌ها یک رخداد بالاآمدگی سریع را در کمرند البرز به ثبت می‌رسانند. در بخش‌های شمال باختری پهنه طارم، نهشته‌های یادشده دارای لایه‌هایی از گدازه‌های با ترکیب تراکیته و داسیتی هستند. سنگ‌های آتشفشانی کواترنری به‌طور محلی در بخش‌های شمال باختری رخمون دارند و در بخش‌های جنوب خاوری پهنه طارم دیده نمی‌شوند. گدازه‌های کواترنری بیشتر از شکاف‌های ژرف خارج شده‌اند و ترکیب بازالتی دارند.

### ۳- زمین‌شناسی توده‌های نفوذی

همان‌گونه که گفته شد در پهنه طارم توده‌های نفوذی متعددی رخمون دارند که نهشته‌های ائوسن را قطع کرده‌اند (شکل ۱). این توده‌ها در بخش‌های خاوری و به سوی البرز مرکزی بیشتر به صورت دایک، سیل و پلاگ تزریق شده‌اند که از جمله آنها می‌توان به لوپولیت سد کرج اشاره کرد (ولی زاده و همکاران، ۱۳۸۷). در پهنه طارم رخمون توده‌های بالا بیشتر به شکل پلاگ، استوک و باتولیت است. از جمله این توده‌های بزرگ می‌توان به توده ابهر، رودبار، ذاکر- سرخه دیزج و هشتجین اشاره کرد. بیشتر توده‌های یادشده در ژرفای کم جایگزین شده‌اند و شواهد بافتی و ساختی نشان از این امر دارد. توده‌های نفوذی طارم از روند عمومی شمال باختری- جنوب خاوری پیروی می‌کنند که در واقع روند عمومی پهنه طارم و ساختارهای موجود در آن است.

### ۳-۱. توده نفوذی ابهر

توده نفوذی ابهر در یال جنوبی رشته‌کوه‌های البرز رخمون دارد و رخمون آن بیشتر در حوالی روستای خراسانو و روستای الوند و در ادامه به‌طور ناپیوسته تا روستای باریک آب ادامه دارد (شکل ۱). به‌طور متوسط توده ۴۰ کیلومتر طول و ۷ کیلومتر عرض دارد. در بخش شمال باختری و در دامنه جنوبی ارتفاعات طارم توده ذاکر- سرخه دیزج رخمون دارد که می‌تواند ادامه توده ابهر به‌شمار رود. توده ابهر بخش‌های ۴ و ۵ نهشته‌های ائوسن (عضو آمدن) را قطع می‌کند. نفوذ توده درون این نهشته‌ها سبب ایجاد دگرگونی مجاورتی ضعیفی شده است که این امر نشان از این دارد که تبادل حرارتی میان توده و سنگ‌های پیرامون گسترده نبوده است. دلیل این امر می‌تواند به جایگزینی توده در ژرفای کم نسبت داده شود. رخمون‌های توده رنگ خاکستری تا خاکستری روشن دارند و ترم‌های فلسیک روشن‌تر هستند.

ترم‌های مافیک به‌صورت انکلاوهای با ابعاد متغیر از چند سانتی‌متر تا گاه یک متر و بخش‌های مافیک با ابعاد متغیر بیشتر در حاشیه توده اصلی رخمون دارند. پراکندگی انکلاوهای مافیک در بخش‌های مرکزی توده کم است و به سوی حاشیه بر میزان انکلاوها افزوده می‌شود. این انکلاوها می‌توانند از نوع انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME) به‌شمار روند. روابط صحرائی میان ترم‌های مافیک و فلسیک نشانگر همزمانی جایگزینی آنهاست و این امر با توجه به حضور ساخت‌های Mingling و حاشیه سرد شده در برخی از انکلاوهای میکروگرانولار مافیک اثبات می‌شود. برخی از انکلاوها شواهدی از اضمحلال درون توده مونزونیتی و حواشی تدریجی با مونزونیت میزبان را نشان می‌دهند. انکلاوهای موجود در توده بافت میکروگرانولار تا پورفیری نشان می‌دهند که در انکلاوهای با بافت پورفیری درشت‌بلورها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول و گاه پیروکسن هستند. همراه با انکلاوهای مافیک قطعات زینولیتی از سنگ‌های میزبان و همچنین اتولیت‌هایی از توده به‌ویژه در حاشیه دیده می‌شود.

سنگ‌های مافیک در حواشی توده مونزونیت اصلی به‌ویژه در پیرامون روستای الوند به‌صورت آپوفیزهای مجزا رخمون دارند. رخمون‌های مربوط به سنگ‌های

کوارتز موزودیوریتی و ترم‌های اسیدی کوارتز سینیته و سینوگرانیته است. بر پایه مطالعات میکروسکوپی، این توده بافت و کانی‌شناسی مشابهی با توده رودبار دارد. در این توده بافت‌های گرانولار در بیشتر مقاطع چیره است و گاهی در بخش‌های حاشیه‌ای بافت پورفیری تا مگاپورفیری نیز دیده می‌شود. رخنمون سنگ‌های اسیدی و مافیک محدودتر هستند و برتری با سنگ‌های میانه با ترکیب موزونیتی و کوارتز موزونیتی است. بافت موزونیتی نیز در سنگ‌های حدواسط شایع است.

کانی مافیک عمده در بخش‌های حاشیه‌ای توده، کلینوپروکسن است که با بیوتیت‌های غنی از منیزیم همراهی می‌شوند (شکل ۲-ت). در بخش‌های میانی توده و بخش‌های با ترکیب حدواسط کانی مافیک اصلی آمفیبول سبز است (شکل ۲-ث). بلورهای آمفیبول سبز در بیشتر مقاطع به‌طور کامل بلورهای پروکسن را جایگزین کرده‌اند؛ ولی در بخش‌های میانی برخی بلورهای آمفیبول می‌توان بقایایی از بلورهای پروکسن را دید (شکل ۲-ج). با توجه به مطالعات کانی‌شناسی دو نوع آمفیبول در مقاطع شناسایی شده است که شامل هورنبلند و اکتینولیت هستند. به نظر می‌رسد که آمفیبول نوع هورنبلند در شرایط ماگمایی و در اثر جایگزینی بلورهای پروکسن اولیه ایجاد شده‌اند؛ در حالی که بلورهای اکتینولیت در مراحل بعدی و بر اثر جایگزینی باقیمانده بلورهای پروکسن درون بلورهای هورنبلند تشکیل شده‌اند (شکل ۲-چ). در ترم‌های مافیک کانی‌های مافیک فراوان‌تر هستند به‌طوری که گاه فراوانی پروکسن به ۲۰ درصد می‌رسد. بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی ترکیبی در این سنگ‌ها حضور دارند که گاهی بخش‌های کلسیک‌تر با کانی‌های ثانویه جایگزین شده‌اند (شکل ۲-ح). همراه با پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم نیز به فراوانی دیده می‌شود. بلورهای فلدسپار پتاسیم بیشتر بافت پرتیتی دارند و در بخش‌های فلسیک همراه با کوارتز، انواع درهم‌رشدی‌های گرافیک و گاهی گرانوفیری را نشان می‌دهند. کانی‌های فرعی از جمله کانی‌های کدر، آپاتیت، زیرکن، روتیل و مونازیت درون بلورهای کانی‌های مافیک به فراوانی دیده می‌شوند. اسفن نیز کانی فرعی شایع در این توده به‌ویژه ترم‌های میانه و فلسیک است.

## ۵- روش پژوهش

ویژگی‌های صحرایی و ساختنی توده‌های مورد مطالعه با استفاده از تراورس‌های مختلف مورد ارزیابی قرار گرفتند. در هنگام مطالعات صحرایی ۷۵ نمونه از ترم‌های مختلف برداشت و از آنها مقاطع نازک تهیه شد و مورد مطالعه قرار گرفت. برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی مورد مطالعه، ۱۴ نمونه از ترم‌های مختلف توده نفوذی ابهر و ۱۶ نمونه از ترم‌های مختلف توده نفوذی رودبار برای عناصر اصلی و کمیاب تجزیه شدند (جدول ۱). تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای عناصر اصلی در دانشگاه Oviedo اسپانیا و عناصر کمیاب و خاکی کمیاب در دانشگاه هولوآ اسپانیا به روش ICP-AES و ICP-MS انجام شده است. دقت تجزیه روش XRF بهتر از  $\pm 1/5$  درصد است. متوسط دقت و درستی تجزیه‌های عناصر کمیاب و خاکی کمیاب در محدوده میان ۵ تا ۱۰ درصد قرار می‌گیرند. دقت و درستی تجزیه‌ها همچنین به وسیله تجزیه نمونه‌های استاندارد جهانی SARM-1 (گرانیت) و SARM-4 (نوریت) کنترل شده است.

سنسنجی بلورهای زیرکن با استفاده از دستگاه SHRIMP IIe/mc در دانشگاه گرانادا اسپانیا انجام شده است. سه نمونه از بخش‌های مختلف توده ابهر برای تجزیه انتخاب شدند. بلورهای زیرکن بر پایه روش‌های متداول مغناطیسی و با استفاده از مایع بروموفرم جدایش شدند. برای بالا بردن دقت، نمونه‌های جدا شده در زیر میکروسکوپ دوچشمی (بیناکولار) دوباره به دقت بررسی شدند. نمونه‌های جدا شده به همراه نمونه‌های استاندارد در رزین اپوکسی جاسازی و پس از مرحله پولیش با میکروسکوپ‌های نوری و اسکنر الکترونی بررسی شدند. نمونه‌های مورد مطالعه به وسیله پوششی از طلا به قطر ۸۰ میکرون پوشانده شدند. هر نقطه پیش از تجزیه به

بخش‌های پست به سوی نقاط مرتفع ارتباط معنی‌داری در بافت‌های موجود در توده دیده می‌شود. به‌طوری که در بخش‌های ژرف دره‌ها بیشتر بافت گرانولار و به سوی ارتفاعات بافت پورفیری و گاه بافت‌های مبارولیتی و میکروگرانولار ظاهر می‌شود. شواهد بالا نشان از جایگزینی این توده در ژرفای کم دارد. به سوی بخش‌های مرتفع ترکیب کلی توده به سوی ترم‌های اسیدی سوق پیدا می‌کند. همچنین سنگ‌های اسیدی به‌صورت دایک‌های آپلینی و پلاگ، توده اصلی و سنگ‌های میزبان را قطع کرده‌اند.

## ۴- سنگ‌نگاری

### ۴-۱. توده رودبار

رخنمون‌های سنگی موجود در این توده قابل مقایسه با توده ابهر است. در توده رودبار برتری با سنگ‌های موزونیتی-کوارتز موزونیتی است. رخنمون‌های موزودیوریتی-کوارتز موزودیوریتی به‌صورت انکلاوهای مافیک، دایک و آپوفیز رخنمون دارند. دایک‌های سینیته-کوارتز سینیته و سینو تا موزوگرانیته نیز شناسایی شده‌اند. توده بافت‌های پورفیری، گرانولار و میکروگرانولار را نشان می‌دهد. کانی‌های اصلی در بخش‌های مافیک پلاژیوکلاز است که بر پایه مطالعات میکروسکوپی بیشتر دامنه ترکیبی در حد آندزین تا الیگوکلاز دارند. فلدسپار پتاسیم در میان دیگر کانی‌ها و در برخی مقاطع به همراه کوارتز دیده می‌شود که فراوانی این دو کانی در بخش‌های مافیک به ترتیب کمتر از ۲۰ و ۱۰ درصد است. کانی‌های مافیک بیشتر شامل بیوتیت و کلینوپروکسن هستند (شکل ۲-الف). کلینوپروکسن‌ها بیشتر شکل دار هستند و رنگ سبز تا سبز روشن دارند و حامل میانبراهایی از بلورهای آپاتیت هستند. بر پایه مطالعات میکروسکوپی بلورهای کلینوپروکسن ترکیب اوژیت تا دیوپسید دارند. میکاها بیشتر رنگ سبز قهوه‌ای دارند و تخته‌ای و شکل دار هستند. با توجه به اینکه بلورهای میکا رنگ سبز دارند بنابراین احتمالاً غنی از مؤلفه منیزیم هستند. برخی بلورهای پروکسن به‌طور بخشی با بلورهای آمفیبول سبز جایگزین شده‌اند. جایگزینی بلورهای پروکسن با میکای قهوه‌ای شایع‌تر است (شکل ۲-ب).

بخش اصلی توده رودبار را سنگ‌های متوسط با ترکیب موزونیت تا کوارتز موزونیت تشکیل می‌دهند. در زیر میکروسکوپ این سنگ‌ها بیشتر بافت گرانولار و موزونیتی دارند. گاهی در برخی مقاطع نازک بافت‌های پورفیری و گرانوفیری نیز مشاهده شده است. بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپارهای پتاسیم پرتیتی کانی‌های اصلی موزونیت‌ها را تشکیل می‌دهند. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز به‌ویژه در بخش‌های حاشیه‌ای توده موزونیتی و ترم‌های مافیک منطقه‌بندی ترکیبی دارند و مراکز آنها مؤلفه آنورتیت بالاتری در مقایسه با حاشیه دارند. کوارتز معمولاً فراوانی کمتر از ده درصد دارد ولی گاهی فراوانی تا ۲۰ درصد نیز نشان می‌دهد. همانند سنگ‌های بازیک، کانی‌های مافیک در سنگ‌های موزونیتی بیشتر کلینوپروکسن و بیوتیت است. در مقایسه با ترم‌های مافیک میزان جانیشینی بلورهای پروکسن با آمفیبول‌های سبز و بیوتیت‌های قهوه‌ای گسترده‌تر است. بخش‌های اسیدی توده دامنه ترکیب متنوع‌تری دارند و بر پایه میزان کوارتز دامنه ترکیبی از سینیته تا گرانیت نشان می‌دهند. این سنگ‌ها بیشتر بافت پورفیری تا گرانولار دارند و بافت‌های گرانوفیری و گرافیکی نیز در آنها شایع است (شکل ۲-پ). کانی‌شناسی آنها همانند سنگ‌های مافیک و فلسیک است ولی میزان فراوانی کوارتز و پتاسیم فلدسپار در این سنگ‌ها متغیر و بالاست. کانی مافیک اصلی در این سنگ‌ها بیوتیت است ولی آثاری از بلورهای پروکسن که با آمفیبول‌های سبز جایگزین شده‌اند نیز در آنها مشاهده شده است.

### ۴-۲. توده ابهر

رخنمون‌های سنگی موجود در توده نفوذی ابهر بیشتر شامل سنگ‌های موزونیتی-کوارتز موزونیتی به همراه ترم‌های مافیک با ترکیب موزودیوریتی و

در عنصر Eu دیده می‌شود (نسبت  $Eu/Eu^*$  در نمونه‌های مورد مطالعه از ۰/۴۴ تا ۰/۸۵ در تغییر است) (جدول ۱) که تأثیر پلاژیوکلاز در فرایندهای تحول ماگمای به وجود آورنده این توده‌ها را تأیید می‌کند.

#### ۷- سن‌سنجی بلورهای زیرکن به روش (SHRIMP) U-Pb

داده‌های ایزوتوپی زیرکن و سن‌های  $^{206}Pb/^{238}U$ ,  $^{207}Pb/^{235}U$  نمونه‌های تجزیه شده در جدول ۲ آورده شده است. تصاویر کاتدولو مینسانس دانه‌های زیرکن و تجزیه‌های SHRIMP آنها به همراه نمودارهای Wetherill در شکل ۶ ارائه شده است. نمونه AB-01 از توده مونزونیتی دانه‌درشت در پیرامون روستای خراسانلو و از معدن سنگ ساختمانی، نمونه AB-02 از توده مافییک با بافت میکروپورفیری در پیرامون روستای الوند و نمونه AB-03 از بخش‌های حاشیه‌ای مافییک توده مونزونیت اصلی در پیرامون روستای خراسانلو برداشت شده است. بلورهای زیرکن در نمونه AB-01 خودشکل (یوهدرال) و سوزنی هستند که منشورهای دراز با طول ۲۰۰ تا ۴۰۰  $\mu m$  دارند. بیشتر بلورهای زیرکن دارای منطقه‌بندی ساده هستند که گاه به وسیله حضور میانبارها، این منطقه‌بندی ساده به هم می‌خورد. نتایج تجزیه نمونه‌های زیرکن در این نمونه نشان داد که آنها مقدار U متوسط تا به نسبت بالا (۳۵۳ تا ۱۵۰۰ ppm) و نسبت‌های  $Th/U$  ۰/۲۵ تا ۱/۰۵ (متوسط ۰/۷۷) دارند. ۲۶ نقطه مختلف در بلورهای زیرکن این نمونه تجزیه شد. دامنه سن‌های  $^{206}Pb/^{238}U$  به دست آمده نزدیک به هم است و از  $36.5 \pm 1.9$  تا  $39.2 \pm 0.9$  تغییر می‌کند. میانگین مقادیر سن‌های  $^{206}Pb/^{238}U$  برابر با  $38.3 \pm 0.17$  Ma (MSWD = 0.58) است (شکل ۶).

بلورهای زیرکن مربوط به توده مافییک رخنمون یافته در حاشیه توده مونزونیتی پیرامون روستای الوند (نمونه AB-02) خودشکل و کوچک‌تر (۱۰۰ تا ۳۰۰  $\mu m$  طول) هستند و همچنین نسبت طول به عرض کوچک‌تری در مقایسه با زیرکن‌های مربوط به مونزونیت‌ها دارند. همانند نمونه AB-01، بلورهای زیرکن در این نمونه نیز منطقه‌بندی خوبی دارند. نتایج تجزیه نمونه‌های زیرکن در این نمونه نشان داد که آنها مقدار U متوسط (۱۲۵ تا ۹۳۰ ppm) و نسبت‌های  $Th/U$  ۰/۵۷ تا ۱/۲۸ (متوسط ۰/۸۶) دارند که کمی بالاتر از مقادیر این نسبت در نمونه AB-01 است. ۲۳ نقطه مختلف در بلورهای زیرکن این نمونه تجزیه شد. دامنه سن‌های  $^{206}Pb/^{238}U$  به دست آمده نزدیک به هم است و در حدود  $36.2 \pm 3.1$  تا  $40.1 \pm 1$  تغییر می‌کند. میانگین سن‌های  $^{206}Pb/^{238}U$  برابر با  $38.9 \pm 0.42$  Ma (MSWD = 2.9) است (شکل ۶).

نمونه گرفته شده از بخش‌های حاشیه‌ای توده مونزونیتی خراسانلو (AB-03) دارای زیرکن‌های خودشکل و به نسبت کوچک‌تر (۱۰۰ تا ۳۰۰  $\mu m$  طول) هستند. ویژگی‌های درونی این بلورها همانند بلورهای زیرکن در بخش‌های مرکزی توده مونزونیتی است. از این بلورها ۲۴ تجزیه انجام شده است که در جدول ۲ فهرست و همچنین در نمودار شکل ۶ ارائه شده است. این نتایج نشانگر میزان U متوسط تا بالا (۲۲۵-۱۷۱ ppm) و مقادیر نسبت  $Th/U$  متوسط تا بالا (۰/۴۲-۱/۲) و میانگین = ۰/۷۷) هستند. میانگین سن  $^{206}Pb/^{238}U$  برای نقاط تجزیه شده برابر با (MSWD = 1.16)  $37.8 \pm 0.28$  Ma است (شکل ۶). گفتنی است که دامنه سن‌های به دست آمده از  $36.8 \pm 0.8$  تا  $39.5 \pm 0.5$  تغییر می‌کند.

همچنان که گفته شد هسته کهن در زیرکن‌های مورد مطالعه شناسایی نشده است. نبود زیرکن‌های به ارث رسیده نشان از این دارد که در ماگمای به وجود آورنده توده‌های مورد مطالعه، مؤلفه کهن پوسته‌ای دخالت نکرده است یا اگر مؤلفه کهن دخالت داشته کاملاً محو شده است. نسبت‌های  $Th/U$  متوسط در زیرکن‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که این زیرکن‌ها از یک ماگمای با ترکیب متوسط تبلور یافته‌اند. دامنه سن‌های به دست آمده از زیرکن‌های مورد مطالعه، در محدوده ائوسن بالایی و اشکوب پریابونین قرار دارند. سن‌سنجی دقیق به دست آمده نشان می‌دهد

وسيله پرتوهای اولیه در طول ۱۲۰ ثانیه تصویربرداری و سپس به وسیله ۶ اسکن مجزا تجزیه شد. داده‌های حاصل با داده‌های نمونه‌های استاندارد مقایسه و سپس با نرم‌افزار SHRIMPTOOLS پردازش و سن‌های مربوطه بازیابی شدند.

#### ۶- ژئوشیمی

در نمونه‌های تجزیه شده، میزان  $SiO_2$  در توده ابهر از ۵۹ تا ۶۴ درصد و در توده رودبار از ۵۶ تا ۶۸ درصد وزنی در تغییر است (جدول ۱). در نمودار Le Maitre (2002) نمونه‌های توده رودبار دامنه ترکیبی از مونزودیوریت تا مونزونیت- کوارتز مونزونیت و گرانیت دارند؛ در حالی که نمونه‌های توده ابهر، دامنه ترکیبی از مونزونیت- کوارتز مونزونیت تا سینیت را نشان می‌دهند (شکل ۳). نمونه‌های مورد مطالعه میزان  $K_2O$  بالایی دارند؛ به طوری که در توده رودبار از ۳ تا ۵/۵ و در توده ابهر از حدود ۴/۵ تا ۷ درصد وزنی در تغییر است. میزان نسبت  $K_2O/Na_2O$  در توده رودبار از ۱ تا ۲/۱ و در نمونه‌های مربوط به توده ابهر از ۱/۳ تا ۲/۳ در تغییر است (جدول ۱). این امر در نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  به روشنی دیده می‌شود و همه نمونه‌ها در محدوده شوشونیتی قرار دارند (شکل ۳). میزان MgO در توده رودبار از ۰/۸۶ تا ۳/۶۸ درصد و در توده ابهر از ۰/۷ تا ۲/۳۷ درصد در تغییر است. بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه از روند آلکالی کلسیک پیروی می‌کنند؛ ولی برخی نمونه‌های فلسیک‌تر توده ابهر در محدوده آلکالی قرار دارند (شکل ۳). نسبت A/CNK نمونه‌های مورد مطالعه از ۰/۷۵ تا ۱/۰۵ در تغییر است که نشان‌دهنده ماهیت متآلومین سنگ‌های مورد مطالعه است. در نمودارهای هارکر، نمونه‌های توده‌های رودبار و ابهر روندهای متمایزی نشان می‌دهند این امر در نمودارهای تغییرات CaO و MgO به خوبی قابل مشاهده است. نمونه‌های مربوط به هر دو توده در نمودارهای تفریق روند کاهشی در  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ , MgO, CaO,  $Al_2O_3$  نشان می‌دهند که نشانگر تأثیر مهم پدیده تفریق در ایجاد این روندها است (شکل ۴). همچنین  $Na_2O$  و  $K_2O$  روند افزایشی با افزایش سیلیس نشان می‌دهند.

میزان عناصر سازگار در نمونه‌های تجزیه شده در هر دو توده پایین است؛ به طوری که میزان نیکل در نمونه‌های تجزیه شده پایین‌تر از ۲۶ ppm است (جدول ۱). نمونه‌های مورد مطالعه دامنه وسیعی از Sr دارند؛ به طوری که در ترم‌های مافییک میزان این عنصر به بیش از ۸۰۰ ppm می‌رسد و در ترم‌های فلسیک و گرانیتی کمتر از ۳۰۰ ppm است. کاهش Sr در نمونه‌های فلسیک نسبت به سنگ‌های مافییک نشان از تأثیر تفریق پلاژیوکلاز در تحول ماگما دارد. در نمودارهای عنکبوتی، نمونه‌های مورد مطالعه الگوی قابل مقایسه‌ای با رسوبات فرورانده شده در طی فرورانش (GIOS) و همچنین سنگ‌های آذرین مربوط به محیط‌های فرورانشی دارند (شکل ۵). در این نمودارها عناصر LILE غنی‌شدگی شاخصی نشان می‌دهند؛ در حالی که الگوی نمونه‌های مورد مطالعه برای عناصر Ta-Nb-Ti گودی شاخصی نشان می‌دهند. همچنین در این نمودارها، همانند الگوی فراوانی عناصر برای رسوبات فرورانده شده (GIOS) بی‌هنجاری منفی در فراوانی عناصر Sr و Ba و بی‌هنجاری مثبت برای Pb دیده می‌شود. در نمودارهای فراوانی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت، نمونه‌های مربوط به هر دو توده غنی‌شدگی از عناصر LREE (تا ۱۰۰ برابر) نشان می‌دهند. به طوری که نسبت  $(La/Yb)_N$  در نمونه‌های مربوط به توده‌های مورد مطالعه بیشتر دامنه میان ۶ تا ۱۰ نشان می‌دهد (جدول ۱). در نمودارهای عناصر خاکی کمیاب، عناصر خاکی کمیاب متوسط و سنگین (MREEs و HREEs) الگوی تقریباً صاف و تفریق نیافته را نشان می‌دهند؛ به طوری که در نمونه‌های توده‌های مورد مطالعه دامنه نسبت‌های  $(Gd/Yb)_N$  و  $(Dy/Yb)_N$  به ترتیب از ۱/۳ تا ۱/۹ و ۰/۹ تا ۱/۳ در تغییر است. این امر نشان از این دارد که نمونه‌های مورد مطالعه پدیده‌های مربوط به تفریق عناصر HREEs را در طی تحول خود تحمل نکرده‌اند. همچنین در نمونه‌های توده‌های مورد مطالعه بی‌هنجاری منفی



می‌شوند (Jiang et al., 2002). نظرات مختلفی در مورد منشأ این نوع گرانیت‌ها ارائه شده است. این نظرات شامل ذوب بخشی سنگ‌های پوسته قاره‌ای زیرین (Bitencourt & Nardi, 2004)، محصول فرایند AFC ماگمای منشأ گرفته از گوشته (Lopez-Moro & Lopez-Plaza, 2004) و ذوب بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای متاسوماتیسم شده توسط عوامل فرورانش و دارای رگه‌های کانی‌های آمفیبول و فلوگوپیت (Jiang et al., 2006) هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌های مورد مطالعه برخلاف منشأ گرفتن آنها توسط فرایندهای ۱ و ۲ است. چرا که مذاب‌های شوشونیتی که از ذوب بخشی یک منشأ بازالتی پتاسیک پوسته زیرین ایجاد می‌شوند، میزان  $\text{Na}_2\text{O}$  بیش از ۴ درصد وزنی دارند (Xiao & Clemens, 2007). در حالی که در توده‌های مورد مطالعه مقدار  $\text{Na}_2\text{O} < 4 \text{ wt}\%$  است (جدول ۱). این امر نشان از این دارد که این توده‌ها نمی‌توانند از ذوب بخشی یک منشأ پوسته زیرین پتاسیک ایجاد شوند. همچنین روند اکسیدهای مختلف در نمودارهای هارکر و نیز رفتار عناصر کمیاب در نمودارهای عنکبوتی و خاکی کمیاب از مدل دوم برای منشأ سنگ‌های مورد مطالعه حمایت نمی‌کنند. به‌طوری که تطابق مثبتی میان افزایش میزان  $\text{SiO}_2$  و میزان LREEs دیده نمی‌شود. با این وصف سنگ‌های شوشونیتی مورد مطالعه نمی‌توانند از آرایش گسترده ماگمای گوشته‌ای با سنگ‌های پوسته‌ای حاصل شوند. با این حال با توجه به ستبرای پوسته قاره‌ای البرز (در حدود کمتر از ۳۵ کیلومتر، Dehghani & Makris, 1984) می‌توان تصور کرد که مذاب‌ها هنگام بالا آمدگی از پوسته به‌صورت محدود فرایند آرایش پوسته‌ای را نیز تحمل کرده‌اند.

نسبت  $\text{La/Nb}$  می‌تواند برای تمایز ماگماهای مشتق شده از گوشته سنگ‌کره‌ای و سست‌کره‌ای مفید باشد. این نسبت در ماگماهای مشتق شده در گوشته سنگ‌کره‌ای بیش از یک است در حالی که نسبت بالا در ماگماهای مشتق شده از سست‌کره بیشتر در حدود ۰/۷ است (DePaolo & Daley, 2000). در نمونه‌های مورد مطالعه این نسبت میان ۱/۴ تا ۲/۹ در تغییر است که نشان‌دهنده این است که ماگمای اولیه از ذوب بخشی یک گوشته سنگ‌کره‌ای ایجاد شده است. بنابراین منشأ ماگمای مادر توده‌های مورد مطالعه را باید در گوشته سنگ‌کره‌ای جستجو کرد.

توده‌های مورد مطالعه از عناصر LILE (Ba, Rb, K)، Th و عناصر REEs غنی‌شدگی و همچنین از عناصر HFSE (Nb, Ta, Ti) تهنی‌شدگی نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها را می‌توان در ماگماهای وابسته به فرورانش و یا ماگماهای درون صفحه‌ای که به‌طور گسترده با مواد پوسته‌ای آلوده شدند یافت. همچنین این الگوها را می‌توان در ماگماهایی که از گوشته سنگ‌کره‌ای که پیش‌تر توسط فرایندهای فرورانش کهن غنی شده و تغییر کرده‌اند دید. نمودار  $\text{Th/Yb}$  در برابر  $\text{Nb/Yb}$  می‌تواند برای تعیین آرایش پوسته‌ای منشأ گوشته‌ای مفید باشد (Pearce, 2008). در این نمودار آرایه گوشته‌ای به وسیله میانگین داده‌های OIB، E-MORB، N-MORB مشخص می‌شود. ماگماهای با مؤلفه فرورانش به سوی مقادیر بالای نسبت  $\text{Th/Yb}$  و بیرون از آرایه گوشته‌ای قرار می‌گیرند. نمونه‌های مورد مطالعه نیز در نمودار یادشده در محدوده بیرون از آرایه گوشته‌ای و مقادیر بالای نسبت  $\text{Th/Yb}$  قرار دارند (شکل ۷-ب). این جابه‌جایی موازی با روند ژئوشیمیایی غنی‌شدگی پهنه فرورانش یا غنی‌شدگی توسط پوسته قاره‌ای است. با این حال نسبت بالاتر  $\text{Th/Yb}$  در توده‌های مورد مطالعه نسبت به میانگین پوسته قاره‌ای، بر این امر دلالت دارد که غنی‌شدگی توسط فرایندهای فرورانش نقش بسزایی در منشأ ماگمای اولیه داشته است. زیرا در صورتی که عامل غنی‌شدگی تنها پوسته قاره‌ای بود نمونه‌ها باید در جایگاه میان گوشته غنی شده و میانگین پوسته قاره‌ای قرار می‌گرفتند.

بر این اساس طی فرورانش پوسته اقیانوسی، عناصر نامتحرک (مانند Nb, Ta, Ti) در صفحه فرورونده باقی‌مانده؛ در صورتی که عناصر متحرک (مانند K, Sr, Ba, Rb) توسط فاز سیلیکاتی و یا سیال آبی از صفحه فرورونده برخاسته سبب غنی‌شدگی

که این توده‌ها بر خلاف باور عمومی در الیگوسن تزریق نشده‌اند بلکه در پایان ائوسن جایگزین شده‌اند. سن‌های به دست آمده از توده‌های مونزونیتی و سینیتی در آذربایجان (ارسباران) دامنه سنی از ۲۳ تا ۳۰ میلیون سال را نشان داده است (آقازاده، ۱۳۸۸؛ آقازاده و همکاران، ۱۳۸۹؛ ۲۰۱۱ & Aghazadeh et al., 2010). داده‌های سن‌سنجی توده‌های مورد مطالعه نشان داد که جایگزینی توده‌های مونزونیتی در محور طارم حدود ۱۰ تا ۱۵ میلیون سال پیش از توده‌های مونزونیتی و سینیتی در محور ارسباران رخ داده است.

## ۸- بحث و تروژنز

همان‌گونه که در مبحث ژئوشیمی گفته شد، توده‌های مورد مطالعه ویژگی شوشونیتی و متالومین را نشان می‌دهند. افزون بر قرار گرفتن نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های شوشونیتی (شکل ۳)، حضور کلینوپیروکسن همراه با بیوتیت، میزان بالای عناصر قلیایی ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 5 \text{ wt}\%$ )، میزان  $\text{TiO}_2$  پایین و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  بالا، و نسبت  $\text{Ce/Yb}$  عموماً بیش از ۲۰ در نمونه‌ها، همگی نشان از ویژگی شوشونیتی توده‌های مورد مطالعه دارند. دامنه  $\text{MgO}$  و عناصر سازگار نیکل و کروم (جدول ۱) مشاهده شده در نمونه‌های مربوط به توده‌های مورد مطالعه نشانگر این است که آنها از ماگمای اولیه منتج از گوشته متبلور نشده‌اند بلکه از یک ماگمای تحول یافته ایجاد شده‌اند. برای تمایز عوامل مؤثر در ایجاد روندهای مشاهده شده در نمودارهای هارکر، می‌توان از رفتار عناصر کمیاب استفاده کرد. برای این امر می‌توان فرایند ایتیم را با زیرکونیم مقایسه کرد. همانند روندهای ایجاد شده در طی فرایند تفریق بلورین، نمونه‌های مورد مطالعه نیز تطابق مثبتی میان  $\text{Y}$  و  $\text{Zr}$  نشان می‌دهند (شکل ۷-الف) که نشانگر مؤثر بودن فرایند تفریق بلورین در ایجاد روندهای مشاهده شده در نمودارهای هارکر است. این روندها شامل کاهش میزان اکسیدهای آهن، منیزیم، تیتانیم، کلسیم و آلومینیم با افزایش شاخص تفریق (سیلیس) است. کاهش اکسیدهای آهن، تیتانیم، کلسیم و منیزیم با تفریق کانی‌های الومین، کلینوپیروکسن، مگنتیت و تیتانومگنتیت و بیوتیت قابل توجه است. همچنین کاهش  $\text{P}_2\text{O}_5$  با تفریق آپاتیت و نیز کاهش اکسیدهای کلسیم و آلومینیم با تفریق پلاژیوکلاز قابل توجه است. تفریق پلاژیوکلاز نیز با روند کاهشی استرانسیم و بی‌هنجاری منفی  $\text{Eu}$  در نمودارهای عناصر خاکی کمیاب (شکل ۵) قابل تشخیص است. با توجه به کاهش اکسید پتاسیم در نمونه‌های مربوط به توده رودبار، تفریق فلدسپار پتاسیم در مراحل پایانی تفریق در این توده نیز قابل دریافت است. با توجه به اینکه کاهش استرانسیم و نیز بی‌هنجاری منفی  $\text{Eu}$  در نمونه‌های مافیک، میانه و فلسیک دیده می‌شود، به نظر می‌رسد تفریق پلاژیوکلاز در همه مراحل تفریق مؤثر بوده و نقش اصلی را بازی کرده است. پلاژیوکلاز معمولاً کانی اصلی تفریق در شرایط با فشار کم (ژرفای کم) پوسته بالایی است. با این وصف ماگمای به‌وجود آورنده توده‌های طارم فرایند تبلور تفریقی در شرایط فشار کم ( $< 1.5 \text{ Gpa}$ ; Meen, 1990) پوسته بالایی را تحمل کرده است.

سنگ‌های شوشونیتی در بسیاری از کمرندهای کوهزایی فانروزویک به‌طور گسترده حضور دارند و در بازسازی چهارچوب زمین‌ساختی این کمرندها نقش اساسی را بازی می‌کنند. ماگماهای با ویژگی غنی از پتاسیم شوشونیتی (کم سیلیس) و مونزونیتی (سیلیس بالا) به‌طور شاخص در محیط‌های پس از برخوردی و حواشی قاره‌ای فعال جایگزین می‌شوند. در محیط‌های حاشیه قاره‌ای فعال این ماگماها در مقایسه با ماگماهای کالک‌آلکان در موقعیت دورتری نسبت به گودال اقیانوسی جایگزین می‌شوند.

تعیین منشأ تشکیل ماگماهای شوشونیتی می‌تواند در فهم بهتر فرایندهای مربوط به دینامیک سنگ‌کره مؤثر باشد. توده‌های گرانیتویدی نوع شوشونیتی از دید سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی از انواع معمولی گرانیت‌های نوع S، I، M و A متمایز

به گوشته اولیه مانند بی‌هنجاری منفی در Nb-Ta، به عنوان نشانه‌ای از تأثیر عوامل فرورانش مد نظر قرار می‌گیرد (Thirwall et al., 1994).

میزان نسبت Nb/U در سنگ‌های مورد مطالعه بیشتر میان ۲/۴ تا ۵/۱ در تغییر است و تنها در یک نمونه نسبت بالایی در حدود ۱۲ دارد. مقادیر این نسبت در سنگ‌های مونزونیتی منطقه طارم کمتر از مقادیر برآورد شده برای پوسته قاره‌ای است (نسبت Nb/U پوسته قاره‌ای  $\approx 9$  است، Taylor & McLennan, 1985). همچنین در بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه میزان این نسبت از مقادیر گزارش شده در رسوبات فرورانده شده پایین‌تر است (Nb/U  $\approx 5$ ; Plank & Langmir, 1998) (شکل ۷-ت). بنابراین یک غنی‌شدگی غیر ماگمایی در ناحیه منشأ نیاز است؛ چرا که فرایندهای آذرین کمترین اثر را در تفریق نسبت Nb/U دارند (Hofmann et al., 1986). مطالعات پیشین نشان داد که سیال‌های آب‌دار پهنه فرورانش دارای نسبت‌های خیلی پایین Nb/U هستند (Ayres, 1998، ۰/۲۲). بنابراین می‌توان گفت که سیال‌های مشتق شده از قطعه فرورونده حامل مقادیر فراوانی از عناصر LILE ولی تقریباً بدون عناصر HFSEs هستند. عناصر HFSEs به احتمال قوی در فازهایی مانند روتیل و یا ایلمنیت ذخیره می‌شوند که این کانی‌ها در قطعه فرورونده پایدار هستند (Ryerson & Watson, 1987). بنابراین نسبت‌های خیلی پایین عناصر HFSEs در توده‌های مورد مطالعه -حتی پایین‌تر از میانگین این نسبت در پوسته بالایی- می‌تواند به دلیل اثر سیال‌های مشتق شده از قطعه فرورونده باشد که سبب غنی‌شدگی از عناصر LILEs و تهی‌شدگی از عناصر HFSEs شده‌اند. این چنین نتیجه‌گیری را می‌توان از نسبت‌های بالای Rb/Ba (۰/۱ تا ۰/۶) و Rb/Sr (۰/۲۶ تا ۰/۹۷) و نسبت پایین Ti/K (۰/۱ تا ۰/۱۴) در نمونه‌های مورد مطالعه نیز به دست آورد. معمولاً پتاسیم و روبیدیم تمایل به حمل توسط سیال‌های آبی دارند؛ در حالی که باریم و استرانسیم به وسیله مذاب‌های سیلیکاتی حمل می‌شوند (Miller et al., 1999; Tiepolo et al., 2002). بنابراین در شکل‌گیری منشأ گوشته سنگ‌کره‌ای سنگ‌های مورد مطالعه، سیال‌های آبی نقش مؤثرتری داشته‌اند. این چنین نتیجه‌گیری برای منشأ سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک جنوب باختر تبت نیز پیشنهاد شده است (Miller et al., 1999).

برای ارزیابی کانی‌شناسی و درجه ذوب بخشی منشأ گوشته‌ای از عنصر به شدت ناسازگار La و کمتر ناسازگار Sm استفاده شده است. La و Sm به وسیله کانی‌شناسی منشأ گوشته‌ای (اسپینل و یا گارنت) تحت تأثیر قرار نمی‌گیرند؛ بنابراین می‌تواند اطلاعاتی در مورد ترکیب شیمیایی کلی منشأ ارائه دهند. در حالی که Yb به بود و نبود گارنت در منشأ وابستگی شدیدی دارد؛ بنابراین نسبت‌های عناصر بالا می‌تواند اطلاعاتی در مورد ترکیب کانی‌شناسی منشأ و نیز نرخ ذوب بخشی ارائه دهد. با این وصف نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm برای ارزیابی کانی‌شناسی و درجه ذوب بخشی منشأ مورد ارزیابی قرار گرفته است (Aldanmaz et al., 2000). در این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در بخش لرزولیت غنی از اسپینل قرار دارند (شکل ۸-الف). بیشتر نمونه‌ها در محدوده ۱ تا ۵ درصد درجه ذوب بخشی منشأ اسپینل لرزولیت قرار گرفته‌اند. بنابراین ماگمای اولیه توده‌های مورد مطالعه از ذوب بخشی ۱ تا ۵٪ است. منشأ لرزولیت اسپینل دار در نمودار  $(La/Sm)_N$  در برابر  $(Tb/Yb)_N$  نیز تأیید می‌شود (شکل ۸-ب). بنابراین ماگمای اولیه به وجود آورنده سنگ‌های مورد مطالعه از گوشته اسپینل لرزولیتی سنگ‌کره‌ای می‌تواند از ژرفای کمتر از ۷۰ کیلومتر که محدوده پایداری اسپینل است منشأ گرفته باشد.

تکامل زمین‌ساختی کمرندهای کوهزایی شاخصاً به وسیله تغییر در ترکیب ماگماتیسیم همراه مشخص می‌شود. برخورد قاره‌های اوراسیا و گندوانا در طول زمان در امتداد کمر بند آلپ-هممالیا یک نمونه کلاسیک از تغییرات ژئوشیمیایی انواع ماگماتیسیم پیش، هنگام و پس از برخورد است. (Müller et al., 1992) نمودارهای متعددی را برای تمایز محیط زمین‌ساختی انواع سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک بر

گوشته سنگ‌کره‌ای از عناصر متحرک شده است. این ویژگی‌ها نشانگر این است که منشأ این سنگ‌ها از یک گوشته غیر معمول و متاسوماتیسیم شده توسط عوامل فرورانش در یک رویداد فرورانشی پیشین است.

میزان پتاسیم بالا در توده‌های مورد مطالعه (عموماً بیش از ۳ درصد حتی در سنگ‌های مافیک) نیازمند حضور فاز پتاسیم‌دار همانند آمفیبول پتاسیم‌دار و یا فلوگوپیت در منشأ آنهاست. مطالعات تجربی بسیاری روی منشأ گوشته‌ای هیبرید که شامل مؤلفه گوشته‌ای به علاوه مذاب‌های مشتق شده از قطعه فرورونده است صورت گرفته است (Skine & Wyllie 1982; Rapp et al., 1999 & 2002; Conceicao & Green 2004). مدلی که بر پایه این مطالعات در مورد منشأ مذاب‌های غنی از پتاسیم شوشونیتی و مونزونیتی پیشنهاد شده شامل ذوب بخشی پریدوتیت متاسوماتیسیم شده دارای کانی‌های آب‌دار مانند آمفیبول پارگازیتی و فلوگوپیت است؛ این کانی‌ها در اثر واکنش پریدوتیت با مذاب‌های سیلیسی و سیال‌های منشأ گرفته از قطعه فرورونده ایجاد شده‌اند. (Furman & Graham 1999) پیشنهاد کردند که مذابی که در تعادل با یک منشأ فلوگوپیت‌دار است، دارای  $Rb/Sr > 0.1$  و  $Ba/Rb < 15$  است و مذاب‌های در تعادل با منشأ آمفیبول‌دار  $Rb/Sr < 0.06$  و  $Ba/Rb > 15$  دارند. میزان نسبت Rb/Sr در سنگ‌های مافیک مورد مطالعه میان 0.09-0.38 در تغییر است و میزان نسبت Ba/Rb در ترم‌های مافیک پایین‌تر از ۱۰ است. بنابراین این امر نشان از این دارد که در منشأ ماگمای به وجود آورنده این توده‌ها فلوگوپیت نقش آشکارتری داشته است.

نمونه‌های مافیک توده‌های مورد مطالعه مقدار میانگین  $Ba = 693 \text{ ppm}$  و  $Sr = 622 \text{ ppm}$  دارند. این میزان Ba و Sr در نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر از مقادیر گزارش شده برای انواع گرانیت‌های نوع I (میانگین  $Ba = 538 \text{ ppm}$  و  $Sr = 247 \text{ ppm}$ )، نوع S (میانگین  $Ba = 120 \text{ ppm}$  و  $Sr = 468 \text{ ppm}$ )، نوع M (میانگین  $Ba = 263 \text{ ppm}$  و  $Sr = 282 \text{ ppm}$ ) و نوع A (میانگین  $Ba = 352 \text{ ppm}$  و  $Sr = 48 \text{ ppm}$ ) هستند (Whalen et al., 1987). این امر نشان از این دارد که منشأ ماگمای توده‌های مورد مطالعه از Ba و Sr غنی بوده است. گوشته متاسوماتیسیم شده توسط سیال‌ها و مذاب‌های فرورانش دارای میزان Ba و Sr بالایی هستند (Jiang et al., 2012). بنابراین مذاب‌های مشتق شده از این گوشته نیز Ba و Sr بالایی دارند. بنابراین ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌های مونزونیتی کمر بند طارم پیشنهاد می‌کند که آنها باید از ذوب بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای منشأ گرفته باشند که به وسیله عوامل فرورانش طی رویداد فرورانش پیشین متاسوماتیسیم شده است. همچنان که (Wyllie & Sekine 1982) نشان دادند متاسوماتیسیم گوشته توسط عوامل فرورانش، رگه‌ها و حجم‌های غنی از ارتوپروکسن، کلینوپروکسن، گارنت، فلوگوپیت و آمفیبول پتاسیک ایجاد می‌کند. ذوب بخشی این چنین گوشته متاسوماتیسیم شده در طول آشفته‌گی‌های دمایی بعدی موجب ایجاد ماگمای پتاسیک غنی از Ba و Sr می‌شود.

همه نمونه‌های توده‌های مورد مطالعه از توده‌های نفوذی کمر بند طارم از عناصر LILEs غنی هستند (شکل ۵). متاسوماتیسیم منشأ گوشته سنگ‌کره‌ای توسط عوامل فرورانش سبب تشکیل کانی‌های آب‌دار همانند فلوگوپیت و یا آمفیبول می‌شود که این امر می‌تواند به عنوان عامل اصلی ایجاد ویژگی غنی‌شدگی از عناصر LILEs در سنگ‌های مورد مطالعه در نظر گرفته شود. آمفیبول و فلوگوپیت به عنوان مخازن اصلی برای عناصر LILEs در گوشته سنگ‌کره‌ای در نظر گرفته شده است (Ionov et al., 1997). نمونه‌های مورد مطالعه دارای بی‌هنجاری‌های مثبت Pb و نسبت‌های Ce/Pb ( $1/7 - 7/7$ ) و Nb/U ( $2/4 - 1/2$ ) پایین در مقایسه با مورب و OIB هستند (که نسبت آخری در این دو منشأ اخیر به ترتیب ۲۷ و ۴۷ است) (Hofmann et al., 1986). مقادیر نسبت‌های بالا در توده‌های مورد مطالعه نشانگر این است که مؤلفه‌های پوسته قاره‌ای در منشأ آنها دخالت کرده است (شکل ۷-پ). تهی‌شدگی از عناصر HSFE نسبت به عناصر همسایه در الگوهای بهنجار شده نسبت

گرانولار در سنگ‌ها حاکم است در حالی که به سوی حاشیه توده‌ها و بخش‌های مرتفع از ابعاد اندازه دانه‌ها کم می‌شود و رخنمون‌ها بافت پورفیری دارند. شواهد صحرایی و بافتی نشان از این دارند که این توده‌ها در ژرفای کم جایگزین شده‌اند.

بر پایه مطالعات میکروسکوپی کانی‌های مافیک اصلی در توده رودبار کلینوپروکسن و بیوتیت هستند. کلینوپروکسن‌ها گاه به‌طور بخشی توسط بیوتیت‌های ثانویه و آمفیبول جایگزین شده‌اند. جایگزینی بلورهای کلینوپروکسن در سنگ‌های میانه و اسیدی گسترده‌تر است. در توده ابهر کانی‌های مافیک اصلی آمفیبول (هورنبلند) و بیوتیت هستند. در مرکز بلورهای آمفیبول گاه آثاری از بلورهای کلینوپروکسن دیده می‌شوند که نشانگر تبدیل آنها به بلورهای آمفیبول در مراحل پایانی تبلور است.

بر پایه نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی، توده‌های مورد مطالعه دامنه ترکیبی از مونوزودیوریت، کوارتز مونزونیت، سینیت و گرانیت دارند. این توده‌ها متآلومین و وابسته به سری شوشونیتی هستند که میزان نسبت  $K_2O/Na_2O$  در آنها از ۱ تا ۲/۳ در تغییر است. روندهای مشاهده شده در نمودارهای هارکر نشان از این دارد که تفریق کانی‌های الیون، کلینوپروکسن، بیوتیت، پلاژیوکلاز و آپاتیت در پوسته بالایی در ایجاد این روندها نقش اساسی داشته است.

در نمودارهای عنکبوتی و خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت، نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر LILEs و LREEs غنی‌شدگی نشان می‌دهند؛ به‌طوری که دامنه نسبت  $(La/Yb)_N$  در نمونه‌های مورد مطالعه میان ۶ تا ۱۰ در تغییر است. همچنین در نمودارهای عنکبوتی، نمونه‌ها تهی‌شدگی از عناصر HFSEs را نشان می‌دهند و گودی در عناصر Nb-Ta-Ti دیده می‌شود. افزون بر این بی‌هنجاری منفی در عناصر Sr و Ba و نیز بی‌هنجاری مثبت در Pb دیده می‌شود. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌های مورد مطالعه، ماگمای اولیه به‌وجود آورنده توده‌های مورد مطالعه از ذوب بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای اسپینل لرزولیتی متاسوماتیسم شده توسط عوامل فرورانش و با نرخ ذوب بخشی ۱ تا ۵ درصد ایجاد شده است. گوشته منشأ دارای میزان فلوگوپیت فراوان‌تری در مقایسه با آمفیبول پتاسیک (پارگازیت) بوده است.

سن‌سنجی به روش (SHRIMP) U-Pb روی بلورهای زیرکن از ترم‌های مافیک و میانه در توده ابهر نشان داد که این توده در یک دامنه زمانی محدود ۳۷/۸ تا ۳۸/۹ میلیون سال و اشکوب پریابونین در ائوسن پایانی جایگزین شده است. بر پایه سن‌سنجی‌های انجام شده و مطالعات کاتدولومینسانس، بلور زیرکن به ارث رسیده مشاهده نشده است. میزان نسبت Th/U در بلورهای زیرکن نشانگر این است که آنها از ماگمای با ترکیب متوسط تبلور یافته‌اند. توده‌های مورد مطالعه در یک محیط پس از برخوردی (Post-collision) جایگزین شده‌اند.

### سیاسگراری

از Fernando Bea و Pilar Montero برای انجام تجزیه‌های تعیین سن و از داوران محترم فصلنامه علوم زمین به دلیل ارائه نکات سازنده سیاسگراری می‌شود.

پایه ترکیب شیمیایی ارائه کردند. آنها پیشنهاد کردند که نمودار  $TiO_2$  در برابر  $Al_2O_3$  می‌تواند برای تمایز سنگ‌های پتاسیک محیط‌های درون صفحه‌ای و دیگر محیط‌ها مفید باشد. همچنین نمودار  $Zr/Al_2O_3$  در برابر  $TiO_2/Al_2O_3$  می‌تواند برای تمایز انواع محیط‌های مرتبط با کمان‌های اقیانوسی از انواع کمان‌های قاره‌ای مورد استفاده قرار گیرد. در این نمودارها نمونه‌های توده‌های مورد مطالعه در محیط کمان قاره‌ای قرار می‌گیرند. نمودار سه تایی  $Zr^*3-Nb^*50-Ce/Al_2O_3$  نیز توسط Müller et al. (1992) برای تمایز محیط‌های پس از برخوردی از محیط‌های کمان‌های قاره‌ای همزمان با فرورانش پیشنهاد شده است. در این نمودار نمونه‌های توده‌های مورد مطالعه بیشتر در محیط پس از برخورد قرار گرفتند (شکل ۹). این چنین نتیجه‌گیری نیز برای توده‌های مورد مطالعه از نمودار پیشنهاد شده برای سنگ‌های گرانیتویدی توسط Pearce (1996) دریافت می‌شود. در نمودار Rb در برابر Y+Nb نمونه‌های مربوط به توده‌های مورد مطالعه در محدوده پیشنهاد شده برای سنگ‌های محیط‌های بعد از برخورد قرار گرفتند (شکل ۹).

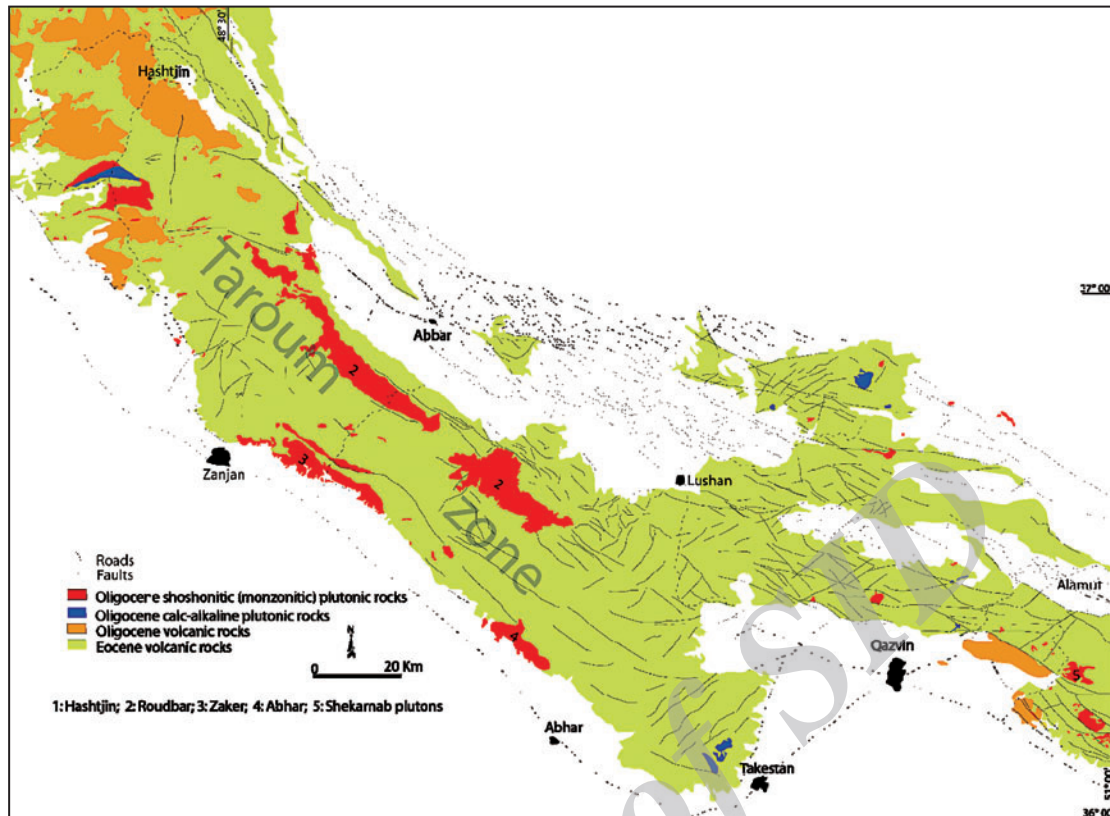
در منطقه طارم همانند دیگر مناطق البرز ردیف ستبری از سنگ‌های آتشفشانی و رسوبات آواری در ائوسن زیرین-میانی تشکیل شده است. این نهشته‌ها در یک محیط دریایی کم ژرفا تا به نسبت ژرف بر جای گذاشته شده‌اند. روی این نهشته‌ها، توالی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن بالایی قرار دارند که در یک محیط خشکی تشکیل شده‌اند. این گذر ناگهانی بیانگر یک بالاآمدگی ناحیه‌ای گسترده و ناگهانی در زمان ائوسن بالایی است که موجب بیرون آمدن البرز از آب شده است. با توجه به این امر به نظر می‌رسد که رژیم زمین‌ساختی کششی در ائوسن زیرین-میانی با حرکات همگرایی در پایان ائوسن میانی و ائوسن بالایی دنبال شده است. همگرایی یادشده می‌تواند به برخورد صفحات عربی و اوراسیا نسبت داده شود که سبب حذف دریای ائوسن میانی در ائوسن بالایی شده است. حرکات زمین‌ساختی یادشده می‌تواند با فرایندهای جدا شدن قطعه فرورونده (Slab break off) و یا پوسته پوسته شدن (Delamination) سنگ‌کره ستبر شده همراه باشد که این فرایندها سبب بالاآمدن سست‌کره و آشفته‌گی دمایی در گوشته سنگ‌کره‌ای متاسوماتیسم شده می‌شود. این چنین آشفته‌گی سبب ذوب بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای شده و ماگمای پتاسیک اولیه توده‌های مورد مطالعه را به‌وجود آورده است.

### ۹- نتیجه‌گیری

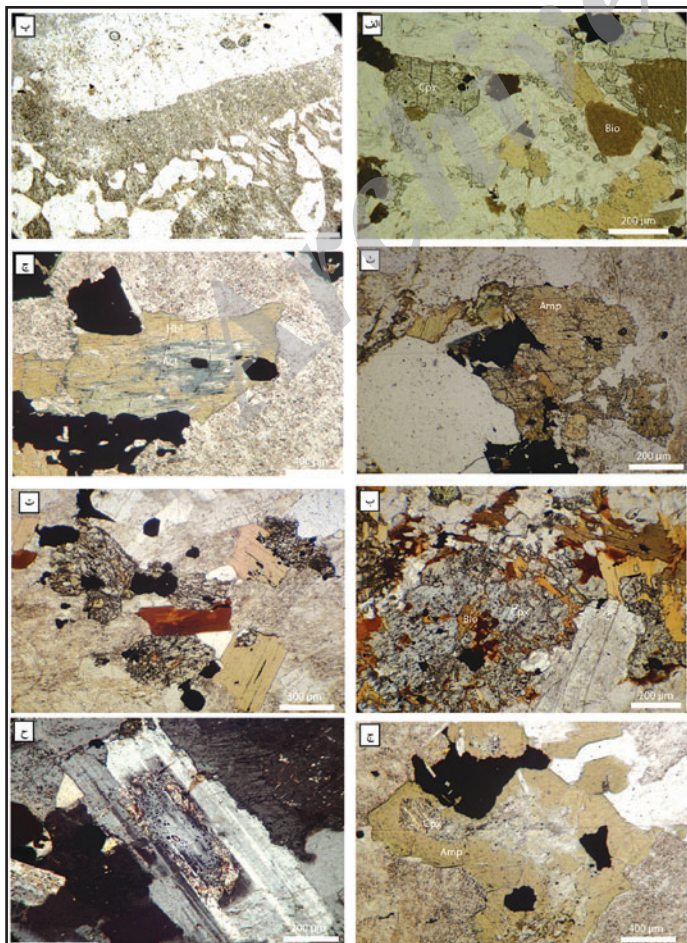
در این مطالعه توده‌های ابهر و رودبار به ترتیب در یال جنوبی و شمالی رشته ارتفاعات طارم مورد مطالعه قرار گرفتند. این توده‌ها درون نهشته‌های ائوسن زیرین و میانی نفوذ کرده‌اند و سبب دگرگونی ضعیف و نیز دگرسانی سنگ‌های میزبان شده‌اند. آنها همچنین به‌وسیله نهشته‌های الیگوسن میانی و پایانی پوشیده می‌شوند. توده‌های مورد مطالعه روند عمومی شمال باختری- جنوب خاوری دارند که از روند عمومی پهنه‌های طارم و البرز در این منطقه پیروی می‌کند.

هر چند که در این توده‌ها سنگ‌های مافیک و اسیدی به‌صورت انکلاو، آپوفیز، استوک و دایک حضور دارند ولی برتری حجمی با سنگ‌های میانه مونزونیتی و کوارتز مونزونیتی است. در توده‌های مورد مطالعه در بخش‌های کم ارتفاع بافت



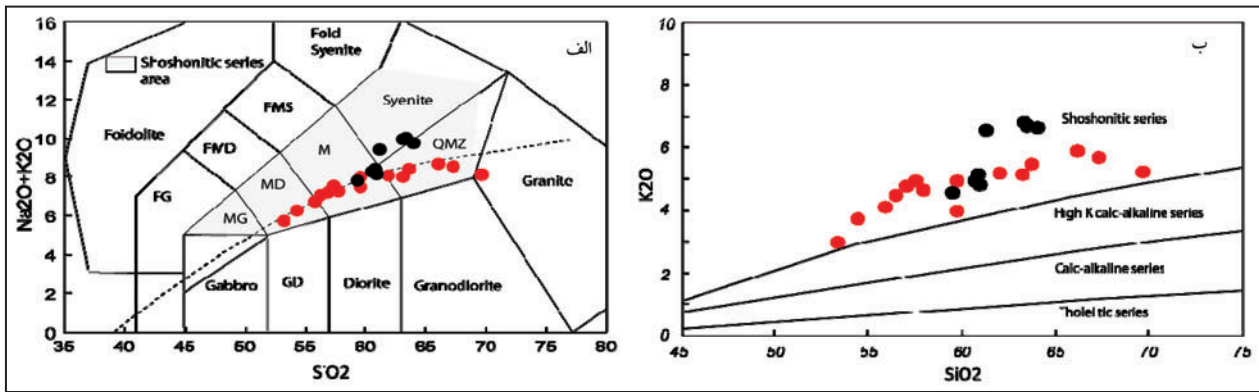


شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی پهنه طارم و موقعیت توده‌های نفوذی بعد از اتوسن در این پهنه به همراه توده‌های مورد مطالعه (برگرفته و تلفیق شده از نقشه‌های سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، با تغییرات کلی).

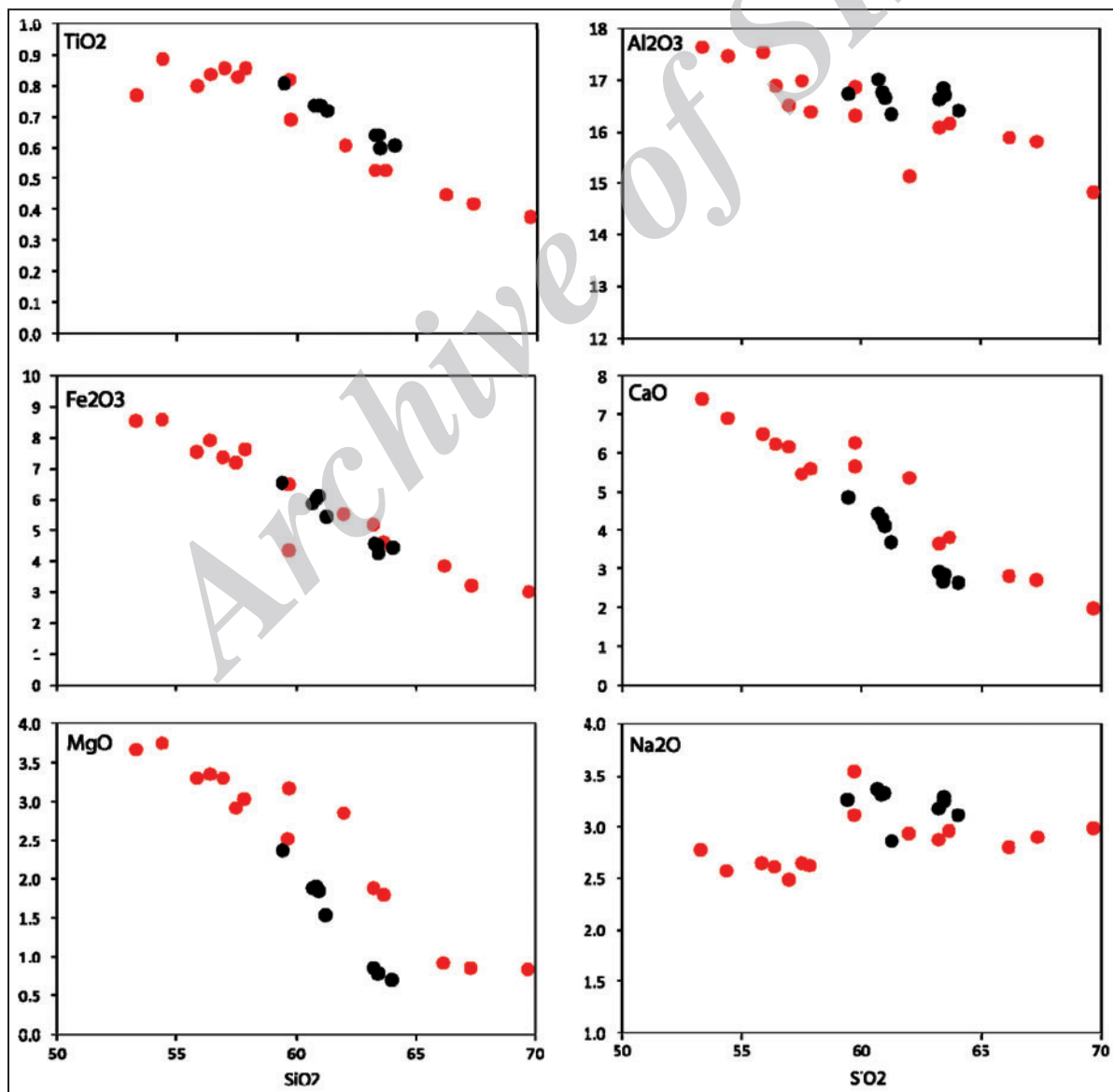


شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی از توده‌های مورد مطالعه، تصاویر الف، ب و پ از توده رودبار و تصاویر ت، ث، ج، ح از توده ابهر گرفته شده‌اند. الف) تصویر میکروسکوپی از توده مونزونیتی رودبار با کانی‌های مافیک پیروکسن و بیوتیت؛ ب) نمایی از جایگزینی بخشی کلینوپیروکسن با بیوتیت؛ پ) نمایی از بافت گرانوفیری در بخش‌های اسیدی توده رودبار؛ ت) تصویر میکروسکوپی از بخش‌های حاشیه‌ای توده ابهر با کانی‌های مافیک کلینوپیروکسن و بیوتیت؛ ث) تصویری از توده ابهر در زیر میکروسکوپ با کانی مافیک اصلی آمفیبول؛ ج) نمایی از جایگزینی کلینوپیروکسن به‌طور بخشی توسط آمفیبول؛ چ) تصویری از دو نوع آمفیبول هورنبلند و اکتینولیت که در شرایط مختلف جایگزین کلینوپیروکسن شده‌اند؛ ح) تصویری از جایگزینی بخش‌های کلسیک پلاژیوکلاز با سریسیت، تصاویر الف تا ج در نور PPL و تصویر ح در نور XPL گرفته شده است. نشانه‌ها: Cpx: کلینوپیروکسن، Bio: بیوتیت، Amp: آمفیبول، Hbl: هورنبلند، Act: اکتینولیت.

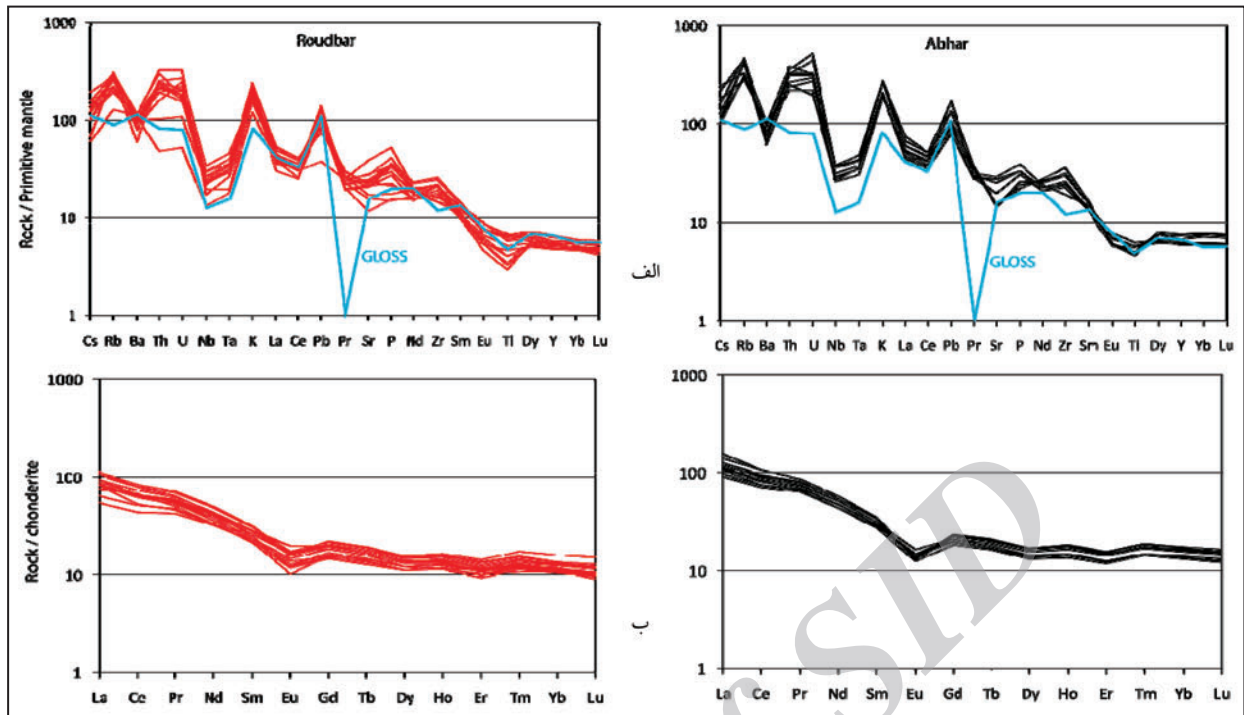




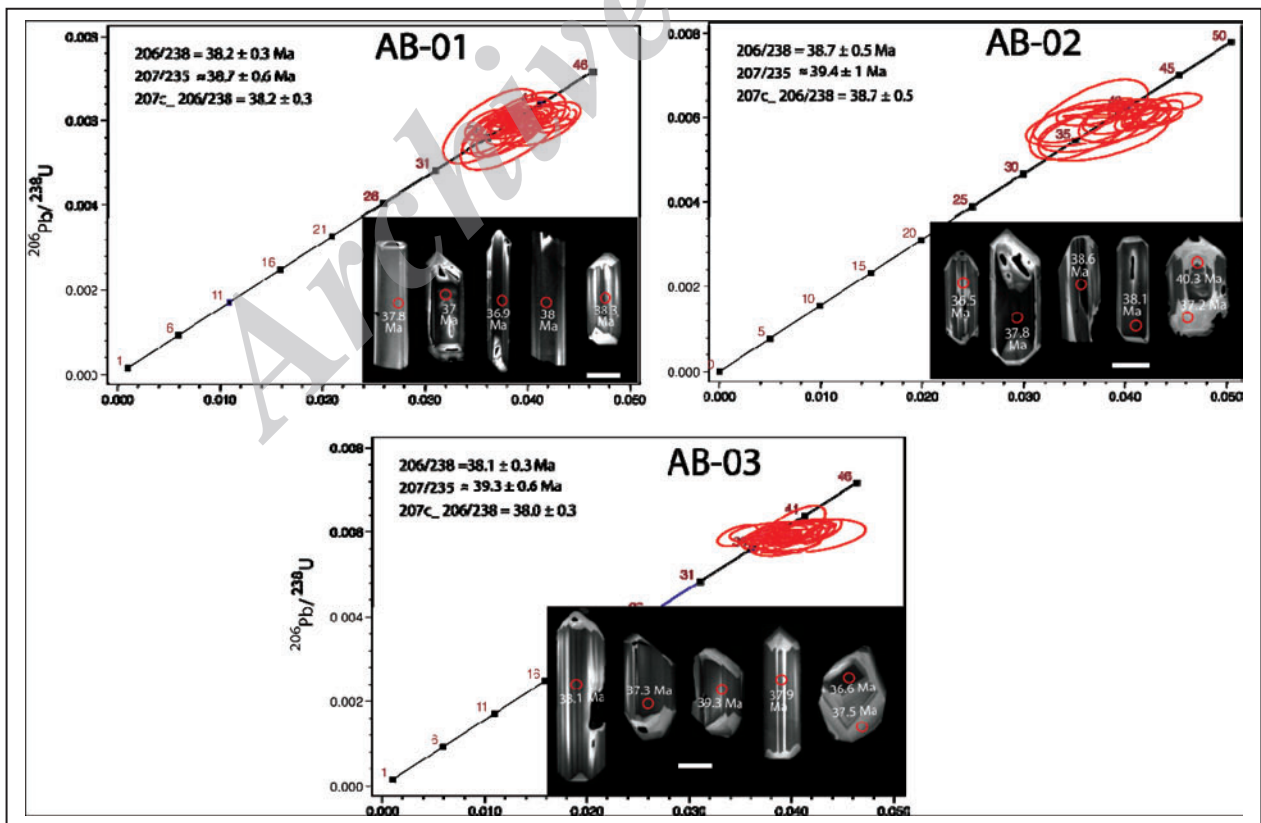
شکل ۳- الف) نمودار مجموع عناصر آلکالی در برابر سیلیس برای نام گذاری نمونه‌های تجزیه شده از توده‌های مورد مطالعه (نمودار از (Le Maitre (2002). در این نمودار نمونه‌های تجزیه شده از توده‌های مورد مطالعه دامنه گسترده‌ای از مونزودیوریت تا سینیت و گرانیت را نشان می‌دهند؛ ب) نمودار اکسید پتاسیم در برابر سیلیس (تقسیم‌بندی محدوده‌ها بر پایه (Peccerillo & Taylor (1976 است) در این نمودار توده‌های مورد مطالعه به سری شوشونیتی تعلق دارند. در شکل‌ها دایره‌های سرخ مربوط به توده رودبار و دایره‌های سیاه مربوط به توده ابهر هستند.



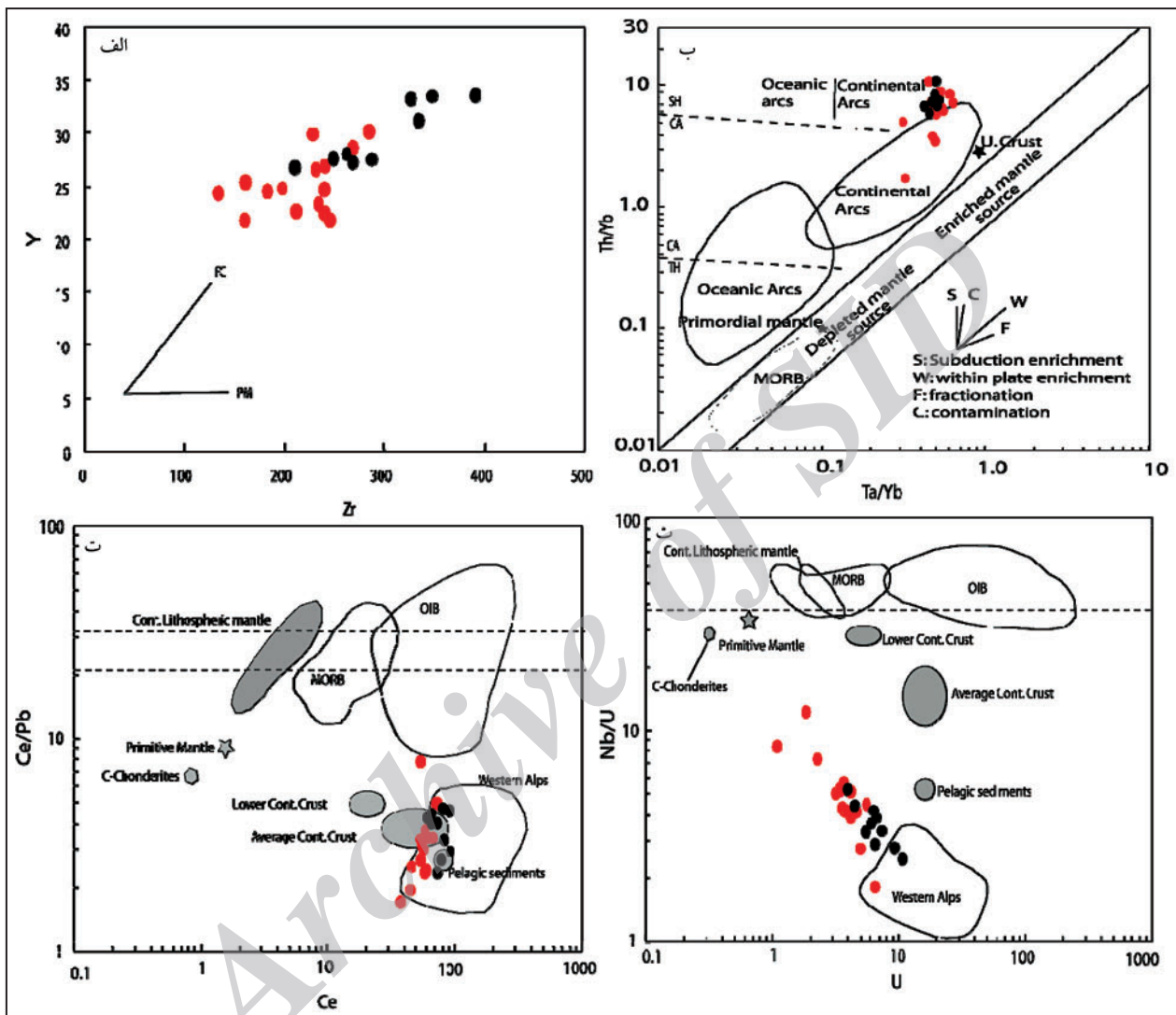
شکل ۴- نمودارهای هارکر برای نمونه‌های تجزیه شده از توده‌های مورد مطالعه (برای بحث به متن مراجعه شود).



شکل ۵- الف) نمودارهای عنکبوتی برای نمونه‌های تجزیه شده از توده‌های مورد مطالعه که نسبت به گوشته اولیه عادی سازی شده‌اند (داده‌های گوشته اولیه از (Sun & McDonough, 1989)؛ ب) الگوی عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های تجزیه شده از توده‌های مورد مطالعه که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند (داده‌های کندریت از (Nakamura, 1974)). متوسط داده‌های رسوبات فرورانده شده از (Plank & Langmuir, 1998) است.

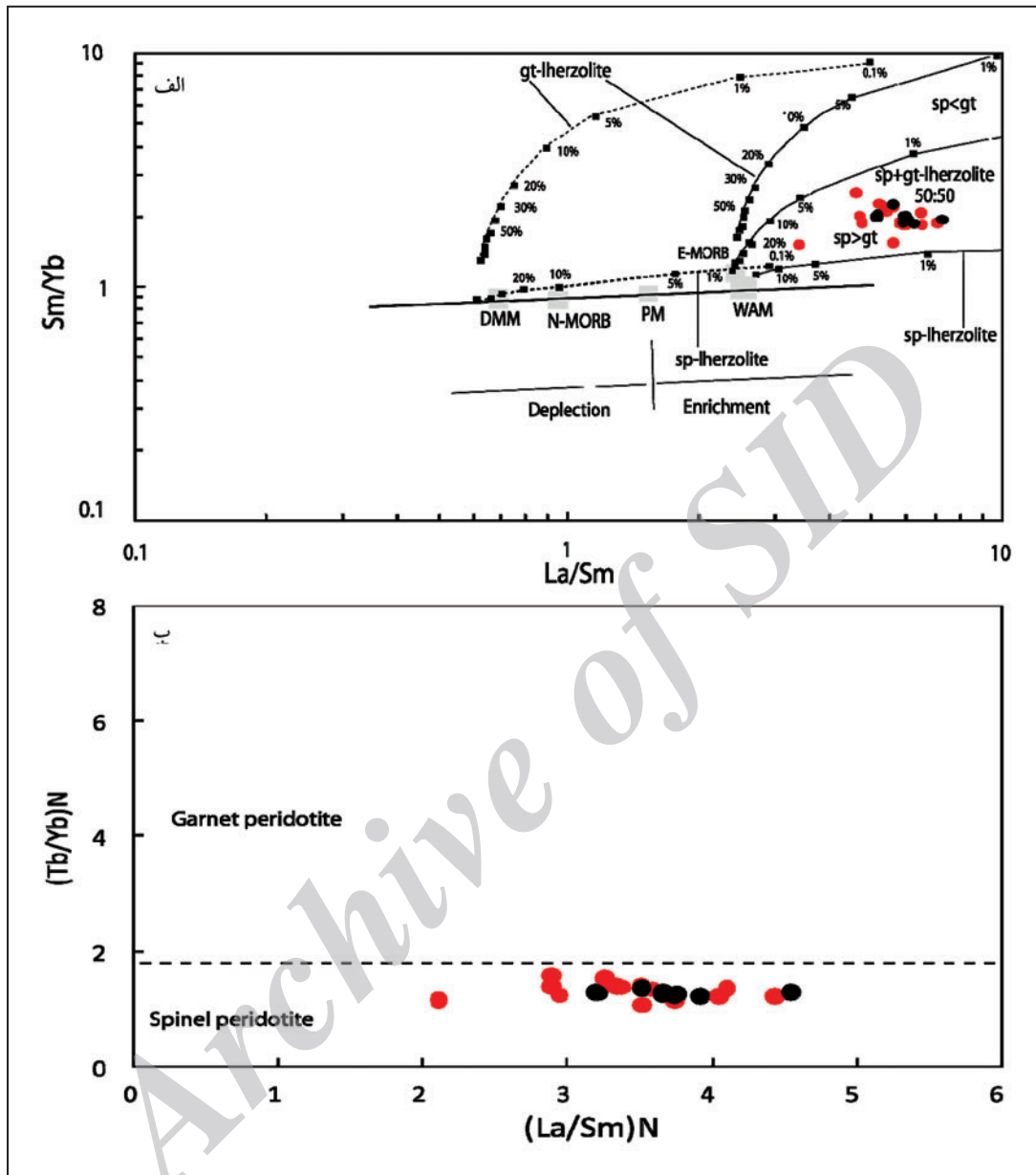


شکل ۶- نمودارهای U-Pb Concordia که نتایج و متوسط سن‌های به دست آمده از بلورهای زیرکن مختلف برای سه نمونه برداشت شده از توده ابهر را نشان می‌دهند. همچنین تصاویر کاتدولومینسانس (CL) گرفته شده از برخی بلورهای تجزیه شده به همراه نقاط و سن‌های به دست آمده از هر یک از آنها روی بلورهای زیرکن آورده شده است.

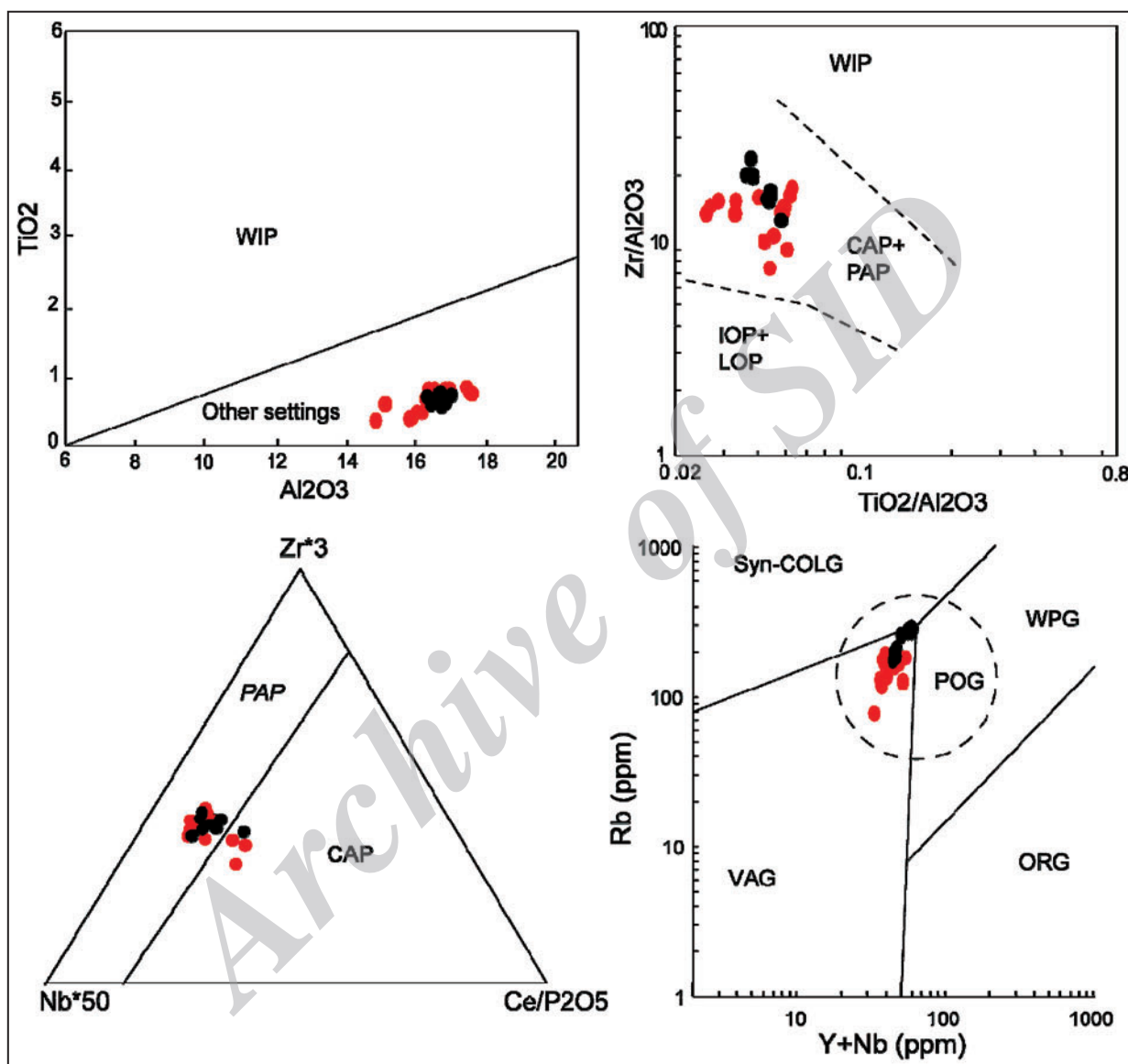


شکل ۷-الف) نمودار Y در برابر Zr که تأثیر فرایند تفریق بلورین را در تحول ماگمای به وجود آورنده توده‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد؛ ب) نمودار نسبت Th/Yb در برابر Ta/Yb که در آن نمونه‌های مورد مطالعه در بیرون از آرایه گوشته‌ای و در ناحیه غنی شده به وسیله فرایندهای فرورانشی جای گرفته‌اند. نمودار و موقعیت عضوهای گوشته‌ای و پوسته‌ای از Pearce & Peate (1995) و Pearce (2008) و متوسط پوسته بالایی از Sun & McDonough (1989) است؛ ج) نمودار Ce/Pb در برابر Ce که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده نمونه‌های متعلق به آلپ باختری و همچنین رسوبات فرورانده شده پلاژیک قرار دارند. متوسط داده‌های پوسته پایین و بالایی و متوسط پوسته از Rudnick & Fountain (1995)، داده‌های گوشته اولیه، مورب، OIB و گوشته لیتوسفر قاره‌ای از Hofmann (1988)، داده رسوبات فرورانده شده (GLOSS) از Plank & Langmuir (1998) و داده‌های آلپ باختری از Workman & Hart (2005) است؛ د) نمودار Nb/U در برابر U که در آن بیشتر نمونه‌ها مقادیر پایین‌تری از نسبت Nb/U را دارند.





شکل ۸- الف) نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm که نشان‌دهنده منحنی‌ها یا خطوط ناشی از ذوب دسته‌ای با استفاده از معادلات (1970) Show است. نمودار از Aldanmaz et al. (2000). در این نمودار نمونه‌ها در محدوده لرزولیت اسپینل دار قرار دارند و از ذوب بخشی ۱-۵٪ این منشأ به وجود آمده‌اند. داده‌های منحنی‌های ذوب برای اسپینل لرزولیت از Kinzler (1997) و برای گارنت لرزولیت از Sun & McDonough (1989) و داده‌های WAM (Western Anatolian Mantle) از Aldanmaz et al. (2000) است. ضریب توزیع برای کانی‌ها و مذاب و گوشته DMM از McKenzie & O'Nions (1991 & 1995) و ترکیب گوشته PM, N-MORB and E-MORB از Sun & McDonough (1989). خطوط سبتر نشانگر آرایه گوشته‌ای است که به وسیله ترکیب گوشته‌های DMM و PM رسم شده است. منحنی‌ها و خطوط نقطه‌چین نشانگر روندهای ذوب از گوشته DMM و منحنی‌ها و خطوط ممند نشانگر روندهای ذوب از گوشته WAM است. درصد‌های مشخص شده نشانگر درجه ذوب بخشی برای منشأهای مختلف است. برای بحث به متن رجوع شود؛ ب) نمودار  $(Tb/Yb)_N$  در برابر  $(La/Sm)_N$  برای تعیین منشأ گوشته اسپینل لرزولیتی و یا گارنت لرزولیتی (نمودار از Wang et al. (2002)).



شکل ۹- نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های پتاسیک از Müller & Groves (1995) برای نمونه‌های توده‌های مورد مطالعه. در این نمودار نمونه‌ها در محدوده پس از برخورد قرار دارند. نمودار Rb در برابر Y+Nb از Pearce (1996) که در این نمودار نیز نمونه‌ها در محیط پس از برخورد قرار دارند.

جدول ۱- نتایج تجزیه نمونه‌های مربوط به توده‌های ابهر و رودبار.

Pluton	Roudbar pluton															Abhar pluton										
	Rock type <sup>a</sup>	Mdi	Mdi	Mdi	Mz	Mz	Mz	Mz	Mz	Mz	Mz	Mz	Gr	Gr	Gr	Mdi	Mdi	Mz	Mz	Mz	Mz	Mz	Mz	Mz	Mz	Mz
SiO <sub>2</sub>	53.3	55.9	54.4	59.7	56.4	57.5	57	57.9	63.2	63.7	59.7	62	69.7	66.2	67.3	59.4	61	63.4	63.3	64	63.4	nd	60.8	60.7	61.3	
TiO <sub>2</sub>	0.77	0.8	0.89	0.82	0.84	0.83	0.86	0.86	0.53	0.53	0.69	0.61	0.38	0.45	0.42	0.81	0.74	0.6	0.64	0.61	0.64	nd	0.74	0.74	0.72	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.6	17.6	17.5	16.9	16.9	17	16.5	16.4	16.1	16.2	16.3	15.1	14.8	15.9	15.8	16.7	16.7	16.7	16.6	16.4	16.8	nd	16.8	17	16.3	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	8.55	7.53	8.58	4.35	7.9	7.19	7.35	7.6	5.2	4.6	6.49	5.5	3.02	3.84	3.21	6.52	6.11	4.26	4.56	4.42	4.53	nd	6.02	5.85	5.43	
FeO	7.7	6.78	7.72	3.92	7.11	6.47	6.62	6.84	4.68	4.14	5.84	4.95	2.72	3.46	2.89	5.87	5.5	3.83	4.1	3.98	4.08	nd	5.42	5.27	4.89	
MgO	3.68	3.31	3.75	2.52	3.36	2.93	3.31	3.04	1.88	1.8	3.17	2.85	0.83	0.92	0.86	2.37	1.86	0.78	0.85	0.7	0.78	nd	1.9	1.88	1.54	
MnO	0.14	0.15	0.17	0.16	0.15	0.14	0.11	0.11	0.12	0.13	0.17	0.14	0.11	0.08	0.07	0.13	0.15	0.1	0.08	0.13	0.12	nd	0.1	0.1	0.1	
CaO	7.43	6.5	6.92	6.29	6.23	5.47	6.18	5.62	3.65	3.83	5.68	5.36	1.98	2.83	2.72	4.88	4.14	2.85	2.91	2.65	2.68	nd	4.3	4.44	3.7	
Na <sub>2</sub> O	2.77	2.65	2.57	3.11	2.61	2.65	2.49	2.63	2.88	2.96	3.54	2.94	2.99	2.8	2.9	3.27	3.33	3.25	3.18	3.11	3.29	nd	3.32	3.37	2.87	
K <sub>2</sub> O	2.95	4.1	3.71	4.94	4.48	4.91	4.75	4.65	5.14	5.49	3.96	5.17	5.2	5.91	5.66	4.54	4.82	6.7	6.81	6.65	6.72	nd	5.12	4.93	6.58	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.5	0.33	0.39	0.07	0.34	0.31	0.34	0.32	0.21	0.2	0.28	0.26	0.15	0.17	0.14	0.37	0.31	0.22	0.25	0.2	0.22	nd	0.31	0.31	0.29	
LOI	1.34	0.37	0.42	0.46	0.34	0.53	0.52	0.49	0.59	0.11	0.98	0.75	0.47	0.48	0.44	0.27	0.35	0.49	0.28	0.55	0.36	nd	0.11	0.24	0.7	
Total	99.1	99.1	99.2	99.3	99.5	99.5	99.4	99.6	99.5	99.5	100	100	99.7	99.5	99.6	99.3	99.4	99.4	99.4	99.5	99.6	nd	99.5	99.6	99.5	
ppm																										
V	190	163	176	97.5	178	149	173	163	94.1	93.5	118	133	49.2	58	50.2	129	110	39.5	41.1	36.1	41	38.1	112	112	90.6	
Cr	27.3	62.3	62.5	44.1	67.7	49.2	66.5	56.4	36.8	35.7	nd	nd	14.1	21.5	16	31.8	19	10.2	19.7	9.43	10.9	10.1	14.5	21.7	15.3	
Co	20.2	19.8	21.3	11.1	20.9	16.3	15.6	19.6	8.47	8.25	15.6	9.3	5.48	5.78	5.66	14.7	11.8	9.7	7.06	6.54	5.3	5.23	12.5	12.1	10.1	
Ni	15.4	21.7	26.3	13.1	23.7	16.8	23.1	21	12	10.3	17	20	4.51	6.13	4.85	16.8	12	4.01	7.34	3.75	3.46	3.41	11.5	12.6	8.25	
Zn	64.1	85.7	63.6	69	63.8	79.2	36.7	54.8	53.2	57.8	96	45	56.8	44.6	50.9	80.5	144	48	37.1	114	65.2	71.6	51.9	70.6	48	
Ga	18.3	17.5	17.5	17.3	18	17.1	17.7	17.4	15.2	15.8	15	16	14.5	15.6	14.9	18.2	17.6	17.7	16.7	17.5	17.6	16.7	18	18	16.3	
Rb	79.6	138	121	126	161	179	168	187	135	168	130	183	169	186	192	174	207	270	270	292	288	280	194	184	256	
Sr	822	583	568	733	523	441	469	456	444	484	500	430	246	362	329	603	532	315	298	300	292	312	572	571	405	
Y	24.4	24.5	25.3	29.8	26.9	26.5	28.6	30.2	22.6	21.7	21.8	22.5	24.8	24.6	23.4	26.7	27.5	31.1	33.2	33.6	33.5	30.8	27.2	28	27.6	
Zr	133	182	160	228	241	231	268	285	212	245	160	240	197	240	233	210	287	334	326	390	347	nd	268	262	249	
Nb	9.1	16.3	12.1	22.7	18.9	21.1	20.7	24.2	15.9	17.4	14	16	15.4	19	16.2	18.3	20.6	25.4	26.5	26.9	26.3	25.2	18.8	19.6	22.4	
Cs	1.91	4.38	3.77	1.81	4.03	6.08	4.36	4.82	3.3	3.81	3.2	3.8	3.17	2.12	2.16	5.65	7.73	3.36	3.56	5.11	6.95	6.58	3.17	3.57	4.1	
Ba	762	681	743	1113	654	561	607	552	694	776	580	700	416	791	643	689	585	699	518	521	466	641	694	666	424	
La	27	28	29.4	17.6	26.8	30.8	34.2	36.5	20.8	31.1	27.9	26.8	24.7	36	29.3	36.5	35.9	50.7	40.8	45.4	41	39.3	30.1	31.9	34.6	
Ce	54.3	55.7	57.7	37.5	54.5	63.2	68.4	72.8	44.5	57.3	54	45.7	58.6	67.7	56.6	73.1	72.3	90.4	80.2	89.8	82.6	78.2	61.5	65.4	66.3	
Pr	6.74	6.59	6.86	4.91	6.57	7.3	8.06	8.4	5.43	6.58	6.09	5.27	5.73	7.46	6.37	8.57	8.2	10.1	9.22	10.1	9.53	8.98	7.39	7.83	7.57	
Nd	27.1	25.4	26.5	20.3	25.9	27.5	30.1	31.3	20.8	24.1	24	20.1	20.8	26.5	22.4	32	30.5	36.1	34	36.5	34.6	32.6	28	29.9	27.8	
Sm	5.74	5.27	5.56	5.17	5.7	5.67	6.23	6.42	4.36	4.68	4.8	4.4	4.32	5	4.45	6.38	5.96	6.86	6.84	7.13	6.89	6.45	5.76	6.13	5.66	
Eu	1.54	1.32	1.51	1.25	1.3	1.22	1.3	1.23	1.07	0.97	1.14	0.91	0.79	0.93	0.92	1.27	1.15	1	0.98	0.98	1.01	1.03	1.11	1.14	0.95	
Gd	5.43	5.02	5.36	5.37	5.54	5.39	5.89	6	4.16	4.34	5.04	4.02	4.21	4.61	4.18	5.7	5.48	6.29	6.04	6.42	6.43	5.81	5.39	5.7	5.08	
Tb	0.81	0.76	0.8	0.86	0.85	0.81	0.89	0.92	0.65	0.67	0.77	0.6	0.68	0.7	0.65	0.85	0.81	0.97	0.96	1	1	0.89	0.82	0.85	0.78	
Dy	4.58	4.36	4.62	5.31	4.97	4.69	5.13	5.27	3.84	3.77	4.1	3.76	4.1	4.12	3.84	4.78	4.74	5.49	5.52	5.79	5.79	5.23	4.64	4.95	4.54	
Ho	0.96	0.92	0.96	1.16	1.07	1.01	1.1	1.12	0.83	0.8	0.82	0.82	0.9	0.89	0.83	1.03	1.02	1.21	1.21	1.28	1.27	1.16	1.02	1.05	0.97	
Er	2.41	2.46	2.51	3.2	2.77	2.66	2.92	2.98	2.23	2.11	2.56	2.31	2.53	2.43	2.29	2.71	2.74	3.2	3.31	3.48	3.4	3.15	2.75	2.8	2.66	
Tm	0.38	0.38	0.39	0.54	0.44	0.43	0.46	0.47	0.36	0.35	0.38	0.33	0.43	0.4	0.37	0.44	0.45	0.53	0.54	0.58	0.57	0.52	0.45	0.46	0.44	
Yb	2.32	2.44	2.44	3.45	2.81	2.72	2.95	2.97	2.36	2.29	2.6	2.4	2.85	2.7	2.46	2.88	2.95	3.53	3.49	3.8	3.7	3.38	2.92	3.05	2.9	
Lu	0.34	0.35	0.36	0.51	0.41	0.39	0.43	0.43	0.35	0.33	0.34	0.31	0.41	0.4	0.36	0.42	0.43	0.52	0.51	0.55	0.53	0.5	0.42	0.45	0.42	
Ta	0.74	1.21	1.09	1.64	1.42	1.46	1.61	1.85	1.21	1.39	0.8	1.2	1.29	1.43	1.27	1.22	1.41	1.74	1.73	1.94	1.76	1.77	1.46	1.4	1.52	
Pb	6.98	17.8	15.6	21.9	15.8	18.6	13.9	14.8	22.5	23.3	nd	nd	25.1	20	18.7	18.4	30.9	19.7	17.3	30	24.7	29.1	14.6	14.5	16.8	
Th	4.1	8.54	27	13.4	16.5	17.8	18.8	21.5	16.2	19.8	13.4	17.5	20.1	24.7	20.5	19.7	21.2	26.7	30.1	25.9	27.8	25.7	32.2	18.2	22.5	
U	1.11	2.26	6.63	1.88	4.65	4.2	3.74	5.5	3.23	3.35	5.06	3.82	3.65	3.58	4.21	5.57	4.03	9.26	10.9	6.44	6.8	7.49	6.59	4.52	6.15	
Hf	1.35	0.43	0.53	1.01	1.11	0.56	1.4	0.89	0.38	0.57	4	6	1.47	0.75	0.52	0.91	0.87	1.35	1.22	1.02	0.86	0.9	0.38	0.41	0.58	
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.06	1.55	1.44	1.59	1.72	1.85	1.91	1.77	1.78	1.85	1.12	1.76	1.74	2.11	1.95	1.39	1.45	2.06	2.14	2.14	2.04	-	1.54	1.46	2.29	
Eu/Eu* <sup>b</sup>	0.85	0.79	0.85	0.73	0.71	0.68	0.66	0.61	0.77	0.66	0.71	0.67	0.57	0.6	0.66	0.65	0.62	0.47	0.47	0.45	0.47	0.52	0.61	0.59	0.54	
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	7.78	7.68	8.08	3.42	6.38	7.58	7.75	8.22	5.89	9.08	7.18	7.47	5.8	8.92	7.97	8.46	8.14	9.6	7.81	7.99	7.41	7.78	6.89	6.99	7.98	
Sum REE	140	139	145	107	140	154	168	177	112	139	135	118	131	160	135	177	173	217	194	213	198	187	152	161	161	

<sup>a</sup> Mdi: monzo-diorite; Mz: monzonite; Gr: granite; Mgd: monzo-gabbro-diorite; Vg: vaugnerite; nd: not determined

<sup>b</sup> Eu\* = √Eu/(Sm\*Gd).



جدول ۲- نتایج تجزیه U-Th-Pb (SHRIMP) و سن‌های محاسبه شده بلورهای زیرین برای سه نمونه از توده اهن.

Number	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>206</sup> Pb (ppm)	F206	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±err	Taroum (AB-01)				Taroum (AB-02)								
								<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±err	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±err	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±err	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±err	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±err			
1.1	1169	1069	6	0.27	0.94	0.04641	0.00168	0.00569	0.00031	0.03638	0.00236	19.1	89.6	36.5	1.9	36.3	2.3	-0.6	36.5	2
1.2	1135	1032	6	1.22	0.93	0.04519	0.00156	0.00592	0.00021	0.03686	0.00182	-45.5	53.4	38	1.3	36.8	1.8	-3.2	38	1.3
2.1	1448	1422	8	0.14	1.01	0.04671	0.00078	0.00604	0.0001	0.03887	0.00094	34.3	40.4	38.8	0.7	38.7	0.9	-0.2	38.8	0.7
3.1	447	165	2	0	0.38	0.04597	0.00114	0.00593	0.00013	0.03762	0.00126	-3.7	61	38.1	0.8	37.5	1.2	-1.6	38.1	0.9
4.1	467	329	2	0	0.72	0.04928	0.00095	0.00582	0.00024	0.03953	0.00181	161.1	45.8	37.4	1.5	39.4	1.8	5	37.3	1.6
5.1	353	262	2	1.43	0.76	0.04856	0.00241	0.00576	0.00057	0.03855	0.00429	126.7	121	37	3.7	38.4	4.2	3.6	37	3.8
7.1	432	318	2	1.19	0.75	0.04764	0.00243	0.00584	0.00019	0.03836	0.00233	81.3	126	37.5	1.2	38.2	2.3	1.8	37.5	1.3
9.1	750	264	4	2.56	0.36	0.04497	0.00218	0.00586	0.00055	0.03636	0.00385	-57.1	41.8	37.7	3.5	36.3	3.8	-3.8	37.8	3.7
10.1	634	467	3	1.71	0.76	0.04401	0.00076	0.006	0.00011	0.03638	0.00091	-98.9	0	38.5	0.6	36.3	0.9	-6	38.7	0.8
11.1	567	419	3	0.88	0.76	0.04419	0.00021	0.00593	0.00026	0.03669	0.00237	-61.1	37.8	38.1	1.7	36.6	2.3	-4	38.1	1.8
12.1	826	795	4	-0.41	0.99	0.04776	0.00183	0.00595	0.00035	0.03921	0.00275	87.7	93.6	38.3	2.3	39.1	2.7	2	38.3	2.4
13.1	1105	947	6	1.75	0.88	0.04796	0.00135	0.00596	0.00018	0.03939	0.00161	97.1	67.8	38.3	1.1	39.2	1.5	2.2	38.3	1.3
14.1	1500	960	8	1.72	0.66	0.04665	0.00106	0.0061	0.00009	0.03921	0.00107	31.5	55.4	39.2	0.6	39	1	-0.6	39.3	0.8
15.1	983	776	5	0	0.81	0.0464	0.00067	0.00593	0.00019	0.03796	0.00134	18.3	35.2	38.1	1.2	37.8	1.3	-0.8	38.1	1.2
17.1	1151	980	6	2.94	0.87	0.04765	0.00137	0.00574	0.00038	0.03772	0.00271	82.1	69.6	36.9	2.4	37.6	2.7	1.8	36.9	2.6
18.1	1229	1253	6	2.14	1.05	0.04868	0.0023	0.00595	0.00002	0.03992	0.0019	132.5	115	38.2	0.1	39.8	1.9	4	38.2	0.3
19.1	514	389	3	3.13	0.78	0.04879	0.00273	0.00606	0.00024	0.04076	0.00281	137.5	137.6	38.9	1.5	40.6	2.8	4.2	38.9	1.8
20.1	668	454	4	2.55	0.7	0.04583	0.00083	0.00606	0.00008	0.03829	0.00087	-11.1	44.2	38.9	0.5	38.2	0.9	-1.8	39	0.5
22.1	538	394	3	3.04	0.75	0.04909	0.00425	0.00595	0.0001	0.04029	0.00355	152.3	216.2	38.3	0.7	40.1	3.5	4.4	38.1	0.8
23.1	1057	985	6	0.82	0.96	0.04862	0.00177	0.00605	0.0002	0.04056	0.00198	129.5	87.6	38.9	1.3	40.4	2	3.8	38.9	1.4
24.1	1256	1100	7	0.32	0.9	0.04676	0.00238	0.0061	0.00015	0.03934	0.00222	36.9	126.6	39.2	0.9	39.2	2.2	0	39.3	1.2
25.1	872	545	4	1.3	0.64	0.04787	0.00153	0.00586	0.00042	0.03869	0.00306	93.1	77.8	37.7	2.7	38.5	3	2	37.7	2.9
26.1	574	140	3	0.82	0.25	0.0519	0.00106	0.006	0.00018	0.04291	0.00155	280.9	47.4	38.5	1.1	42.7	1.5	9.8	38.3	1.1
27.1	537	350	3	1.18	0.67	0.05087	0.00229	0.00592	0.00035	0.04152	0.00306	235.1	107.4	38	2.2	41.3	3	8	37.8	2.2
28.1	948	655	5	-0.86	0.71	0.04754	0.00151	0.00594	0.00006	0.03892	0.0013	76.5	77.2	38.2	0.4	38.8	1.3	1.6	38.2	0.6
Taroum (AB-02)																				
1.1	206	183	1	0	0.91	0.0488	0.00056	0.00563	0.00047	0.03788	0.00054	138.3	237.2	36.2	3.1	37.7	5.2	4	36.2	3.4
2.1	930	1121	5	0.38	1.24	0.0458	0.00131	0.00598	0.00013	0.03775	0.00137	-12.7	70.4	38.4	0.8	37.6	1.3	-2.2	38.5	1
2.1	913	1106	5	0.75	1.24	0.04303	0.00317	0.00584	0.00031	0.03467	0.00314	-98.9	0	37.6	2	34.6	3.1	-8.6	37.8	2.2
5.1	125	92	1	-4.2	0.75	0.04444	0.00368	0.00594	0.00062	0.03641	0.00487	-85.9	13	38.2	4	36.3	4.8	-5.2	38.4	4.3
6.1	248	215	1	0	0.89	0.04432	0.00288	0.00602	0.00003	0.03679	0.00024	-92.9	6	38.7	0.2	36.7	2.4	-5.4	38.9	0.5
7.1	260	203	1	1.1	0.8	0.04458	0.00485	0.00578	0.00036	0.03555	0.00445	-78.5	20.4	37.2	2.3	35.5	4.4	-4.8	37.4	2.7
9.1	307	300	2	0	1	0.04671	0.00453	0.00566	0.00036	0.03649	0.00423	34.5	133.4	36.4	2.3	36.4	4.2	0	36.5	2.5
11.1	144	93	1	3.41	0.66	0.04351	0.00296	0.00611	0.00023	0.03664	0.00284	-98.9	0	39.3	1.5	36.5	2.8	-7.6	39.5	1.7
12.1	147	104	1	0	0.72	0.05177	0.00186	0.00582	0.00006	0.04158	0.00156	275.3	84.4	37.4	0.3	41.4	1.6	9.6	37.2	0.5
12.2	207	191	1	0	0.95	0.04629	0.00032	0.00626	0.00006	0.03998	0.00279	13.1	112	40.2	0.3	39.8	2.7	-1	40.3	0.6

ادامه جدول ۲.

Number	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>206</sup> Pb (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	ε <sub>206</sub>	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±err	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±err	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±err	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±err	%discord	207-corr	±err	
14.1	454	360	2	0	0.81	0.04785	0.00113	0.00015	0.00139	0.04093	56.8	91.9	0.00139	40.7	1.3	2	39.9	1.2	
15.1	290	277	1	-0.01	0.98	0.05001	0.0014	0.00019	0.00175	0.04111	66.4	195.5	0.00175	40.9	1.7	6.4	38.1	1.2	
16.1	127	93	1	-3.53	0.75	0.04555	0.00083	0.00011	0.00103	0.03954	45	-26.1	0.00103	39.4	1	-2.8	40.5	0.7	
17.1	302	220	2	-1.14	0.75	0.04809	0.00222	0.00015	0.00201	0.04076	113.2	103.9	0.00201	40.6	2	2.8	39.5	0.8	
17.2	271	197	1	-1.47	0.74	0.05171	0.00143	0.00021	0.00191	0.04341	64.4	272.7	0.00191	43.2	1.9	9.4	38.8	1.4	
20.1	771	965	4	0	1.28	0.05055	0.0006	0.00015	0.00116	0.04207	27.6	217.9	0.00116	41.8	1.1	7.2	38.6	1	
21.1	139	92	1	0	0.68	0.05128	0.00204	0.00016	0.00211	0.04499	94.2	253.5	0.00211	44.7	2.1	8.6	40.7	1.2	
23.1	224	201	1	-3.49	0.92	0.05177	0.00242	0.00018	0.00237	0.04281	110.6	275.3	0.00237	42.6	2.3	9.6	38.3	1.2	
24.1	134	104	1	0	0.8	0.04675	0.00106	0.00007	0.00101	0.04002	55.2	36.5	0.00101	39.8	0.9	-0.2	40	0.6	
26.1	228	127	1	-1.77	0.57	0.04769	0.00303	0.00029	0.00316	0.0396	158.2	84.1	0.00316	39.4	3.1	1.8	38.7	2	
27.1	598	588	3	1.84	1.01	0.04829	0.00083	0.00008	0.00089	0.04032	41	113.5	0.00089	40.1	0.8	3	38.9	0.6	
29.1	155	101	1	-1.06	0.67	0.04886	0.00362	0.00036	0.00382	0.03995	184	141.1	0.00382	39.8	3.8	4.2	37.9	2.3	
30.1	476	303	3	0	0.65	0.05007	0.00131	0.00023	0.00191	0.04198	61.8	198.3	0.00191	41.8	1.9	6.4	38.9	1.5	
<b>Taroum (AB-03)</b>																			
2.1	350	191	2	0.93	0.56	0.05201	0.00071	0.00015	0.00121	0.04345	31.4	285.9	0.00121	43.2	1.2	10	38.7	0.9	
2.2	225	184	1	0	0.84	0.04759	0.00166	0.00031	0.00247	0.04033	84.8	79.1	0.00247	40.1	2.4	1.4	39.5	2.1	
5.1	488	207	2	0.68	0.43	0.04759	0.00166	0.00008	0.00146	0.03876	85	79.1	0.00146	38.6	1.4	1.6	38	0.7	
6.1	740	447	4	-0.57	0.62	0.04969	0.00219	0.00059	0.00227	0.04106	106.2	180.3	0.00227	40.9	2.3	5.8	38.3	1.3	
6.2	1711	1121	9	-0.21	0.67	0.04891	0.00112	0.00014	0.00133	0.04062	54.4	143.3	0.00133	40.4	1.3	4.2	38.5	0.8	
7.1	228	144	1	0	0.65	0.05063	0.00562	0.00031	0.00506	0.04114	279	223.9	0.00506	40.9	4.9	7.4	37.8	2.4	
9.1	452	460	2	1.86	1.04	0.0494	0.00211	0.00056	0.00182	0.04056	103	166.7	0.00182	40.4	1.8	5.2	38.1	0.6	
10.2	306	180	2	0	0.6	0.04882	0.00169	0.00007	0.00144	0.03911	83.2	139.1	0.00144	39	1.4	4.2	37.4	0.6	
11.1	603	245	3	0.48	0.42	0.04863	0.00138	0.00016	0.00155	0.03904	68	130.1	0.00155	38.9	1.5	3.8	37.4	1.2	
12.1	614	445	3	-1.49	0.74	0.04794	0.00156	0.00009	0.00142	0.03911	79.2	96.5	0.00142	39	1.4	2.6	38	0.7	
13.1	192	149	1	0	0.8	0.04897	0.00272	0.00014	0.00236	0.04145	135.8	146.5	0.00236	41.2	2.3	4.2	39.3	0.6	
14.1	300	250	2	-1.39	0.86	0.04882	0.0038	0.00007	0.00311	0.03937	194	139.5	0.00311	39.2	3	4	37.5	0.6	
14.2	537	338	3	0	0.65	0.05149	0.00052	0.00014	0.0011	0.04228	23.4	262.7	0.0011	42	1	8.8	38	0.9	
16.1	440	422	2	1.17	0.99	0.05009	0.00241	0.00019	0.00237	0.04134	116	199.3	0.00237	41.1	2.3	6.4	38.3	1.3	
17.1	419	342	2	0	0.84	0.0466	0.00427	0.00058	0.00374	0.0384	127.8	28.9	0.00374	38.3	3.7	-0.2	38.5	1.5	
18.1	265	234	1	0	0.9	0.0496	0.00309	0.00058	0.00308	0.03966	152	176.5	0.00308	39.5	3	5.6	37.1	1.8	
18.2	245	153	1	0	0.64	0.04799	0.00235	0.00058	0.00235	0.0388	119.8	98.7	0.00235	38.6	2.2	2.4	37.7	1.5	
19.1	454	442	2	-0.98	1	0.04548	0.00092	0.00011	0.00101	0.0373	49.8	-29.9	0.00101	37.2	1	-2.6	38.3	0.7	
20.1	225	194	1	1.11	0.88	0.04258	0.00158	0.00017	0.00164	0.03472	0	-98.9	0.00164	34.7	1.7	-9.6	38.3	1.2	
21.1	1279	1495	7	0.86	1.2	0.04541	0.00075	0.00015	0.00114	0.03704	40.6	-33.5	0.00114	36.9	1.1	-3	38	0.9	
22.1	423	423	2	-1.94	1.03	0.0484	0.00137	0.00058	0.00113	0.03873	67.8	118.7	0.00113	38.6	1.1	3.4	37.3	0.4	
24.1	399	222	2	-0.9	0.57	0.04628	0.00187	0.00016	0.00183	0.03725	100	12.1	0.00183	37.1	1.8	-1	37.5	1.1	
24.2	440	201	2	-1.43	0.47	0.05027	0.00304	0.00013	0.00257	0.03969	146.8	207.7	0.00257	39.5	2.5	6.8	36.6	0.9	
25.1	509	566	3	0.27	1.14	0.04887	0.00089	0.00011	0.00103	0.03938	43.4	141.7	0.00103	39.2	1	4	37.5	0.8	

## کتابنگاری

- آقازاده، م.، ۱۳۸۸- پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای انزان، خان کندی و شیور داغ، شمال و خاور اهر، آذربایجان خاوری، با نگرشی بر کانی زایی وابسته، رساله دکترا، دانشگاه تربیت مدرس، ۴۴۶ ص.
- آقازاده، م.، امامی، م. ه.، معین وزیری، ح.، رشیدنژاد عمران، ن. و کاسترو، آ.، ۱۳۸۹- پلوتونیسیم شوشونیتی، آداکتی (C-type) و لامپروفیری بعد از برخورد در توده خانکندی، ارسباران (شمال غرب ایران)، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور ۷۸، ۱۷۳-۱۷۸.
- ولی زاده، م. و، عبدالهی، ح. و صادقیان، م.، ۱۳۸۷- بررسی زمین شناختی توده های نفوذی عمده البرز مرکزی. فصلنامه علوم زمین ۶۷، ۱۸۲-۱۹۷.

## References

- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. & Vogt, K., 2011- Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran. *Geological Magazine* 148 (5-6), 980.1008-
- Aghazadeh, M., Castro, A., Rashidnejad Omran, N., Emami, M. H., Moinvaziri, H. & Badrzadeh, Z., 2010- The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 38, 199-219.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. & Mitchell, J. G., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.
- Asiabanha, A. & Foden, J., 2012- Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos* 148, 98-111.
- Asiabanha, A., Ghasemi, H. & Meshkin, M., 2009- Paleogene continental-arc type volcanism in North Qazvin, North Iran: facies analysis and geochemistry. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 186, 201-214.
- Ayers, J., 1998- Trace element modeling of aqueous fluid-peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zone. *Contrib Miner Petrol* 132:390-404
- Bitencourt, M. F. & Nardi, L. V. S., 2004- The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil. *Lithos* 73, 1-19.
- Conceição, R. V. & Green, D. H., 2004- Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite. *Lithos* 72, 209-229.
- Dehghani, G. A. & Makris, J., 1984- The gravity field and crustal structure of Iran, *Neues Jahrbuch Für Geologie Und paläontologie Abhandlungen*, 168, 215- 229.
- DePaolo, D. J. & Daley, E. E., 2000- Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chemical Geology*, 169, 157-185.
- Furman, T. & Graham, D., 1999- Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos* 48, 237-262.
- Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. & Hushmand-zadeh, A., 1966- Geology of Taroum district, western part (Zanjan area north-west Iran), Geological Survey of Iran.
- Hofmann, A. W., 1988- Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 297-314.
- Hofmann, A. W., Jochum, K., Seufert, M. & White, M., 1986- Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth Planet Sci Lett* 79:33-45.
- Ionov, D. A., O'Reilly, S. Y. & Griffin, W. L., 1997- Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle. *Chemical Geology* 141, 153-184.
- Jiang, Y. H., Jiang, S. Y., Ling, H. F. & Dai, B. Z., 2006- Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of Cenozoic Yulong monzograniteporphyry, east Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 241, 617-633.
- Jiang, Y. H., Jiang, S. Y., Ling, H. F., Zhou, X. R., Rui, X. J. & Yang, W. Z., 2002- Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, northwestern Xinjiang, China: implications for granitoid geneses. *Lithos* 63:165-187.
- Jiang, Y. H., Liu, Z., Jia, R. Y., Liao, S. Y., Zhou, Q. & Zhao, P., 2012- Miocene potassic granite-syenite association in western Tibetan Plateau: Implications for shoshonitic and high Ba-Sr granite genesis, *Lithos* 134-135, 146-162.
- Kinzler, R. J., 1997- Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: application to midocean ridge basalt petrogenesis. *J. Geophys. Res.* 102, 853-874.
- Le Maitre, R. W., 2002- Igneous rocks. A classification and glossary of terms. Cambridge University Press, Cambridge, p. 236.
- López-Moro, F. J. & López-Plaza, M., 2004- Monzonitic series from the Variscan Tormes Dome (Central Iberian Zone): petrogenetic evolution from monzogabbro to granite magmas. *Lithos* 72, 19-44.



- McKenzie, D. P. & O'Nions, R. K., 1991- Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32, 1021-1091.
- McKenzie, D. P. & O'Nions, R. K., 1995- The source regions of Ocean Island Basalts. *Journal of Petrology* 36, 133-159.
- Meen, J. K., 1990- Elevation of potassium content of basaltic magma by the fractional crystallization: the effect of pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 309-331.
- Miller, C., Schuster, R., Klotzli, U., Frank, W. & Purtscheller, F., 1999- Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *Journal of Petrology*, 40, 1399-1424.
- Müller, D. & Groves, D. I., 1995- Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization. Springer-Verlag, Berlin, pp 230.
- Müller, D., Rock, N. M. S. & Groves D. I., 1992- Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46, 259-289.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 757-775.
- Pearce, J. A. & Peate, D. W., 1995- Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Ann. Rev. Earth Planetary Science Letters* 23, 251-285.
- Pearce, J. A., 1996- Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19, 120-125.
- Pearce, J. A., 2008- Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14-48.
- Peccerillo, R. & Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area. Northern Turkey: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63-81.
- Plank, T. & Langmuir, C. H., 1998- The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145, 325-394.
- Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D. & Applegate, G. S., 1999- Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology* 160, 335-356.
- Rapp, R. P., Xiao, L. & Shimizu, N., 2002- Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakites in eastern China. *Acta Petrologica Sinica* 18, 293-302.
- Rudnick, R. L. & Fountain, D. M., 1995- Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33, 267-309.
- Ryerson, F. J. & Watson, E. B., 1987- Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth Planetary Science Letters* 86, 225-239.
- Sekine, T. & Wyllie, P. J., 1982- Phase relationships in the system  $KAlSi_3O_8$ - $Mg_2SiO_4$ - $SiO_2$ - $H_2O$  as a model for hybridization between hydrous siliceous melts and peridotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 79, 368-374.
- Shaw, D. M., 1970- Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 237-243.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London Special Publications 42, 313-345
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M., 1985- *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific, Oxford, pp. 57-72.
- Thirlwall, M. F., Smith, T. E., Graham, A. M., Theodorou, N., Hollings, P., Davidson, J. P. & Arculus, R. J., 1994- High field strength element anomalies in arc lavas: source or process? *Journal of Petrology* 35, 819-838.
- Tiepolo, M., Tribuzio, R. & Vannucci, R., 2002- The composition of mantle-derived melts developed during the Alpine continental collision. *Contributions to Mineralogy Petrology* 144, 1-15.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J. D. & Smith, E. I., 2002- A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. *Journal of Geophysical Research*, p.107.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. & Chappell, B. W., 1987- A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-419.
- Workman, R. K. & Hart, S. R., 2005- Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth Planetary Science Letters* 231, 53-72.
- Wyllie, P. J. & Sekine, T., 1982- The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 79, 375-380.
- Xiao, L. & Clemens, J. D., 2007- Origin of potassic (C-type) adakite magmas: experimental and field constraints. *Lithos* 95, 399-414.