

# بررسی ویژگی‌های فعالیت آتشفشانی ائوسن کوه‌های طارم در البرز باختری ایران و مقایسه آن با فعالیت آتشفشانی مشابه در ناحیه یونت‌داغ (Yuntdag) ترکیه

محمد پرچکانی<sup>۱\*</sup>، مصطفی شهرابی<sup>۲</sup> و کمال الدین بازرگانی کیلانی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی و معدن، شرکت مهندسی مشاور موندکو ایران، گروه مپنا (مدیریت پروژه‌های نیروگاهی ایران)، تهران، ایران.

<sup>۲</sup> کارشناسی ارشد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

<sup>۳</sup> استادیار، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۹/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۲/۱۲

## چکیده

ناحیه البرز باختری بخشی از رشته‌کوه‌های البرز است که با ستبرایی بیش از ۳۵ تا ۴۰ کیلومتر در امتداد باختری کمربند آلپ-همیالیا قرار دارد. این ناحیه طی حرکات کوهزایی آلپی به شکل کنونی در آمده و شکل‌گیری آن ناشی از برخورد بلوک‌های ایران و عربی است. یک ردیف آتشفشانی ستبر با ستبرایی تقریبی ۳۸۰۰ متر در البرز باختری با سن ائوسن رخنمون دارد و به نام سازند کرج معروف است که توسط توده‌های نفوذی جوان ترشیری قطع شده است. شباهت‌های بسیار زیادی از نظر زمین‌شناسی، سنگ‌شناختی، چینه‌شناسی، ریخت‌شناختی، ژئوشیمیایی و زمین‌ساختی میان ردیف چینه‌ای نواحی مشابه در سنگ‌های گدازه‌ای میوسن ترکیه با ناحیه مورد مطالعه (ائوسن) در ایران وجود دارد و تنها تفاوت در زمان فعالیت آتشفشانی است.

**کلیدواژه‌ها:** کمربند آلپ-همیالیا، البرز باختری، سازند کرج، فعالیت آتشفشانی ائوسن، ایران، ترکیه.

\*نویسنده مسئول: محمد پرچکانی

E-mail: parchekani.mohammad@monenco.com

## ۱- پیش‌گفتار

راستای شمال در امتداد شکستگی زاگرس است (Zanchi et al., 2006). در مورد البرز می‌توان گفت که هنوز هم یک ناحیه با تغییر شکل زیاد میان صفحه ایران و صفحه اوراسیا در شمال را نشان می‌دهد. کوتاه‌شدگی شمالی-جنوبی در امتداد البرز مرکزی به میزان  $5 \pm 2$  میلی‌متر در سال توسط اندازه‌گیری‌های GPS برآورد شده است (Vernant, 2004). هدف از این مطالعه، بررسی تحول در فعالیت آتشفشانی ناحیه البرز باختری و مقایسه این تحول با نواحی مشابه در ترکیه است، همچنین برای شناخت بهتر برای مقایسه‌ای دقیق‌تر به بررسی ساختارهای زمین‌ساختی ناشی از این فعالیت آتشفشانی مانند شکستگی‌ها و گسل‌ها و ژئوشیمی و سنگ‌نگاری سنگ‌های ناحیه مورد مطالعه پرداخته شده است. البته گفتنی است که دلیل انتخاب ناحیه باریک‌آب این بود که از دید مکانی، این ناحیه تقریباً در مرکز پهنه البرز باختری قرار دارد و از دید سنگ‌شناسی نیز به نسبت دارای دگرسانی کمتری نسبت به دیگر نواحی در این پهنه است.

یکی از مشکلات اصلی در بررسی فعالیت آتشفشانی در کوه‌های طارم، نبود نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس، داده‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌شناختی دقیق و داده‌های تحول شرایط زمین‌ساختی راجع به منطقه و نیز نبود تطابق با دیگر نواحی مشابه در دیگر نقاط کمربند آلپ-همیالیاست. ولی سعی شده است تا با استفاده از عکس هوایی و ماهواره‌ای، نقشه زمین‌شناسی تهیه‌شده و تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی، ویژگی‌های سنگ‌شناختی و زمین‌ساختی ناحیه مورد مطالعه با نواحی مشابه در ایران و کشورهای دیگری که روی کمربند آلپ-همیالیا قرار گرفته‌اند مانند ترکیه مقایسه شود تا بتواند راهگشایی برای پژوهش‌های آینده باشد.

## ۲- روش مطالعه

ویژگی‌های زمین‌شناسی کوه‌های طارم با استفاده از نقشه‌های زمین‌ساختی و زمین‌شناسی و نیز مشاهدات بررسی و ۳۵۰ نمونه از سنگ‌های مختلف و ۱۰۰ نمونه معدنی گردآوری شد. تجزیه‌های پرتو ایکس نمونه‌ها با استفاده از Cu Kα در سازمان زمین‌شناسی صورت گرفت. ویژگی‌های عناصر اصلی و کمیاب ۱۰ نمونه مناسب از سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری سازند کرج به روش‌های ICP-MS و ICP-ES

رشته‌کوه‌های البرز باختری از کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا هستند که با ستبرایی ۳۵ تا ۴۰ کیلومتر (Guest et al., 2007)، از شمال به فروافتادگی بلوک کاسپین (Zonenshain & Lepichon, 1986) و از جنوب به کمان ماگمایی تیریز-بزمان و بلوک ایران (Guest et al., 2007) محدود می‌شود. این کمربند از ترکیه تا تایلند ادامه دارد و از دید زمین‌ساختی بخش میانی آن یعنی رشته‌کوه‌های البرز قابل تقسیم به ۳ بخش است: البرز باختری، البرز مرکزی و البرز خاوری.

در امتداد کمربند آلپ-همیالیا، البرز باختری در سمت شمال باختر به حوضه مولاس الیگوسن تا کواترنری در حوضه کورا (Zanchi et al., 2006) و نیز به حوضه مولاس ترنس قفقاز در شمال خاور ترکیه و بخش خاوری حوضه مولاس قفقاز شمالی می‌رسد (Ershov et al., 2003) (شکل ۱). طرحی از محیط زمین‌ساختی البرز باختری و حوضه مولاس قفقاز شمالی در شکل ۱ نشان داده شده است. زنجیره رشته‌کوه‌های البرز به طول چندین کیلومتر میان دریای خزر و صفحه ایران گسترش یافته است و یکی از دلایل قابل قبول در مورد تشکیل آن کوهزایی تریاس بالایی-ژوراسیک است که در نتیجه برخورد بلوک ایران و عربی بوده است. البته کهن‌ترین رخداد فشارشی ثبت‌شده در ناحیه البرز، کوهزایی سیمیرین است که به‌طور چیره به‌وسیله برخورد چندین میکروپلیت جداشده از گندوانا ناشی شده است (Zanchi et al., 2006).

میکروپلیت ایران اولین بلوکی بوده است که با برخورد به اوراسیا در تریاس میانی-پسین شکل گرفته است (Sengör, 1984; Davoudzadeh & Schmidt, 1984). از ویژگی‌های چینه‌شناسی البرز مرکزی نسبت به البرز باختری این نکته گفتنی است که توالی کربناتی ژوراسیک بالایی-کرتاسه آب‌های کم‌ژرفا (۴۰۰ تا ۶۰۰ متر) به‌طور نامنظمی حفظ شده‌اند و به‌طور محلی چین‌خورده‌اند (Guest et al., 2007). این توالی به‌طور ناپیوسته توسط کنگلومرای قاعده‌ای فجن با ستبرایی بیش از ۳۰۰ متر پوشیده شده است. سازند کرج به‌عنوان بخش اصلی مورد بحث در این مقاله شامل توالی گدازه‌ای و آذرآواری با ستبرایی بیش از ۲۰۰۰ متر است و روی کنگلومرای فجن در رشته‌کوه‌های البرز قابل مشاهده است. سازند کرج بیانگر یک رژیم کششی در یک کمان گدازه‌ای درون قاره‌ای مرتبط با فرورانش در

شکستگی‌ها در این بخش از ردیف چینه‌ای از واحد Ea6 بیشتر و از Ea4 کمتر است. ترکیب سنگ‌شناسی این واحد بیشتر میانه است و به تدریج در واحد Ea4 که ستبرای تقریبی ۲۵۰ متر دارد، ترکیب اسیدی می‌شود.

به تدریج با حرکت از واحد Ea5 به Ea4، حالت میان‌لایه‌ای ناپدید و گدازه‌های آندزیتی بخش Ea4 نمایان می‌شوند. رنگ این سنگ‌ها صورتی روشن است و بلندی به نسبت بیشتری از طبقات پیشین خود دارند و قطعات در حد بلوک هستند. سنگ‌های مورد مطالعه در یال‌های جنوب باختری تاقدیسی با محور شمال باختر- جنوب خاور به طول حدود ۸ کیلومتر برونزد دارند. با حرکت به سمت مرکز تاقدیس (شکل ۲)، ردیف چینه‌ای شامل جریان‌های گدازه، رسوبات جریانی و بلوک رسوبات خاکستر ریزشی است. پس از آندزیت صورتی، ماسه‌سنگ توفی خاکستری تیره، گل‌سنگ توفی خاکستری، ایگنبریت، گدازه آندزیتی تیره، تراکی آندزیت، آندزیت، داسیت، ریوداسیت خاکستری، ریولیت صورتی، توف برشی سبز و توف کرم لایه‌ای ردیف چینه‌ای را تشکیل می‌دهند. آندزیت‌های بخش Ea4 قابل مقایسه با گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیت توده‌ای هستند که ستبرای این گدازه‌ها از ۲۰ سانتی‌متر تا یک متر در تغییر است. از دید چینه‌شناسی با حرکت به سمت بخش زیرین بخش Ea4، جریان‌های گدازه آندزیتی صورتی رنگ نمایان می‌شوند که با ماسه‌سنگ توفی و گل‌سنگ توفی حالت تناوبی دارند که در ادامه به گدازه آندزیتی تیره می‌رسیم و این بخش نیز با حالت شکستگی‌های منشوری با ستبرای چند سانتی‌متر روی جریان‌های تراکی آندزیت، داسیت و ریوداسیت خاکستری قرار می‌گیرند. سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری واحد Ea4 از عضو آمند توسط ۳ سری گسل قطع شده‌اند که هر کدام از دسته گسل‌ها به پیروی از گسل‌های اصلی ایران شکل گرفته‌اند؛ به این معنی که سری اول به پیروی از گسل تبریز-سلطانیه روند شمال باختر- جنوب خاور دارند، سری دوم به پیروی از گسل شمالی- جنوبی (امتداد لغز) آستارا روند شمال- جنوب دارند و در پایان دسته سوم، گسل‌هایی با روند شمال خاور- جنوب باختر و عمود بر امتداد برخورد بلوک ایران با عربی هستند که به احتمال قوی ناشی از تشکیل حوضه کششی در بخش پشت کمان‌های آتشفشانی حاصل از این برخورد هستند.

گفتنی است که در این ناحیه یک کانسار سرب و روی و مس در بخش Ea4 عضو آمند با نام کانسار باریک‌آب تشکیل شده است که سنگ میزبان این کانسار، توف ریولیتی، ریوداسیتی و داسیتی از این بخش (Ea4) با ویژگی ساب‌آلکان است. باید توجه کرد که کانسارهای سرب و روی بیشتر با بستر کربناتی بوده و به مقدار زیادی در جهان و ایران مورد مطالعه قرار گرفته‌اند و منابع زیادی در این رابطه وجود دارد که از بیان آنها خودداری می‌شود، ولی تنها پژوهش در مورد کانسار سرب و روی با بستر توف در ناحیه کوه‌های طارم توسط Bazargani-Guilani et al. (2008) صورت گرفته است و این موضوع جای بحث و بررسی فراوانی دارد که در صورت مشاهده این نوع کانسار در ترکیه و یا نقاط دیگری از کمربند آلپ - هیمالیا می‌تواند راهگشای مناسبی در شناخت و معرفی این نوع کانسار باشد.

#### ۵- ویژگی‌های سنگ‌نگاری سنگ‌های گدازه‌ای

با توجه به نتایج حاصل از رده‌بندی سنگ‌شناختی و داده‌های ژئوشیمیایی، می‌توان سنگ‌های ناحیه مورد مطالعه را به دو گروه سنگ‌های آذرین بیرونی و آذرآواری تقسیم کرد. سنگ‌های آذرین بیرونی در منطقه شامل آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت است و سنگ‌های آذرآواری شامل توف برشی و ایگنبریت است. از دیدگاه سنگ‌نگاری سنگ‌های آذرین بیرونی و آذرآواری ناحیه مورد مطالعه دارای ویژگی‌های زیر هستند:

کانی‌های اصلی شامل پلاژیو کلاز، فلدسپار پتاسیم و کوارتز است (شکل ۴):

در آزمایشگاه ACME کانادا صورت گرفت که در جدول ۱ و میزان دقت برای روش‌های بالا در جدول ۲ نشان داده شده است.

#### ۳- زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه

سازند کرج در باختر رشته‌کوه‌های البرز در ناحیه کوه‌های طارم که به نام پهنه البرز باختری نامیده شده (نبوی، ۱۳۵۵)، ستبرایی برابر با ۳۸۰۰ متر دارد (Hirayama et al., 1966). این سازند به ۲ عضو با ارزش محلی در ناحیه مورد مطالعه تقسیم شده است؛ عضو زیرین کردکند (۲۴۰۰ متر) و عضو بالایی آمند (۱۴۰۰ متر) نامیده می‌شود. البته ستبرای این سازند در بخش البرز مرکزی افزایش یافته است و ستبرای ۵۰۰۰ متر (Allen et al., 2003) و یا بیش از ۳۰۰۰ متر (Zanchi et al., 2006) برای آن بیان شده است، ولی در البرز خاوری به ستبرای ۲۰۰۰ متر هم کاهش می‌یابد (Bazargani-Guilani & Rabbani, 2004; Bazargani-Guilani et al., 2008). ناحیه مورد مطالعه در عضو آمند از سازند کرج قرار گرفته است که بر پایه مطالعات زمین‌شناسی (Alavi et al., 1969; Bazargani-Guilani et al., 2008) به ۶ بخش کوچک‌تر به نام‌های Ea1، Ea2، Ea3، Ea4، Ea5 و Ea6 تقسیم شده است که تنها ۳ بخش Ea4، Ea5 و Ea6 در ناحیه مورد مطالعه رخنمون دارند (شکل ۲). کهن‌ترین واحد قابل مشاهده در ناحیه باریک‌آب، بخش Ea4 است که با ستبرای ۲۵۰ متر ترکیبی از گدازه آندزیتی، ریولیتی، توف برشی، توف، ماسه‌سنگ و گل‌سنگ توفی دارد و میزبان کانسار سرب، روی و مس باریک‌آب است (شکل ۳). بخش Ea5 شامل گل‌سنگ توفی و توف با ستبرای تقریبی ۱۰۰ متر است که با واحد زیرین (Ea4) و واحد بالایی خود (Ea6) حالت میان‌لایه‌ای دارد. بخش Ea6 جدیدترین بخش بیرون زده است که شامل گل‌سنگ توفی سبز و سرخ و ماسه‌سنگ ریز تا درشت‌دانه است که به سمت بالا به گدازه آندزیتی دگرسان‌شده تبدیل می‌شود.

#### ۴- ویژگی‌های چینه‌شناسی سنگ‌های گدازه‌ای

با توجه به شکل ۲، در مرکز ناحیه یک تاقدیس با محور شمال باختر- جنوب خاور دیده می‌شود که سنگ‌های مورد مطالعه از یال جنوب باختری تاقدیس برداشت شده‌اند. با حرکت از سمت جنوب باختر به سمت شمال خاور روی مقاطع زمین‌شناسی، در ابتدا به بخش Ea6 با ستبرای ۳۰۰ متر می‌رسیم که جوان‌ترین بخش رخنمون یافته بوده و در همبری با رسوبات کواترنری در بخش جنوب باختر است. این بخش شامل تناوب‌هایی از گدازه آندزیتی و تراکی آندزیت دگرسان‌شده با رنگ سرخ تا خاکستری تیره در بخش‌های بالایی از Ea6 است. شیب این لایه‌ها 50°SW است و بلندترین کوه‌های ناحیه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. با ادامه حرکت به سمت شمال خاور روی واحد Ea6 به طبقات ماسه‌سنگ توفی سرخ درشت‌دانه تا ریزدانه، گل‌سنگ توفی سبز و سرخ می‌رسیم که به وسیله ریزش‌هایی در حد خاکستر شکل گرفته‌اند. به طور کلی، با حرکت روی بخش Ea6، اندازه دانه‌ها از حد بلوک در گدازه‌های آندزیت از بخش بالایی واحد تا اندازه خاکستر در گل‌سنگ‌های توفی در بخش زیرین واحد تغییر می‌کند.

در ادامه به واحد Ea5 می‌رسیم که ستبرایی در حدود ۱۰۰ متر برای آن برآورد شده است (Alavi et al., 1969) و با حالت میان‌لایه‌ای در میان واحدهای Ea4 و Ea6 قرار گرفته است. این واحد ترکیبی از گل‌سنگ توفی و توف جوش خورده دارد و از رسوبات جریانی خاکستر با رنگ خاکستری تیره و روشن است. این واحد نسبت به واحدهای Ea5 و Ea6 ارتفاع کمتری دارد که به دلیل سست و ضعیف بودن ذرات سنگ‌های تشکیل دهنده این بخش از ردیف چینه‌ای است. این واحد دچار دگرسانی شدیدی شده و در برخی از نواحی با توجه به ترکیب محلول گرمایی، برخی از کانی‌ها مانند پلاژیو کلاز به طور کامل دگرسان شده است. فراوانی گسل‌ها و

به‌خوبی مشخص است که نمونه‌ها تمایل کالک آلکان دارند و هیچ نمونه‌ای در محدوده تولیتی قرار نگرفته است، از سوی دیگر در شکل ۵-d می‌بینیم که نمونه‌ها در زیر خط مرزی یعنی در محدوده ساب‌آلکان قرار می‌گیرند. همان‌گونه که اشاره شد، با توجه به شکل ۵-c، می‌بینیم که نمونه‌ها به‌طور معنی‌داری در محدوده کالک آلکان قرار می‌گیرند؛ حال شاهدی دیگر بر درستی این نتیجه، نمودار (Peacock, 1930) است که در آن  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  است. در این نمودار نیز نمونه‌ها در محدوده کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۵-e). در نمودار  $\text{K}_2\text{O} + \text{SiO}_2$  برابر  $\text{SiO}_2$  (Cox et al., 1979) که برای نشان دادن بالا، متوسط یا پایین بودن مقدار پتاسیم در نمونه‌ها استفاده می‌شود، نمونه‌های گدازه‌ای و آذرآواری ناحیه افزون بر داسیتی و ریولیتی بودن، در محدوده با پتاسیم بالا قرار گرفته‌اند (شکل ۵-f). محتوای عناصر کمیاب به‌نجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت از سنگ‌های ناحیه مورد مطالعه در شکل ۶ آورده شده است. شکل ۶ نشان می‌دهد که در همه نمونه‌ها طرح و الگوی مشابهی دیده می‌شود و این بیانگر این موضوع است که سنگ‌های ناحیه از منشأ ماگمایی و سیر تکاملی مشابهی داشته‌اند. ترکیب عنصر کمیاب سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری ناحیه باریک‌آب تشابه بسیار نزدیکی با ماگماهای مرتبط با پهنه فرورانشی دارند؛ البته غنی‌شدگی از عناصر LILE در همه نمونه‌ها، می‌تواند بیانگر این نکته باشد که فعالیت آتشفشانی در شرایط پس‌برخوردی (Post-Collisional) شکل گرفته است.

#### ۷- زمین‌ساخت ناحیه کوه‌های طارم

ویژگی‌های زمین‌ساختی نقش مهمی در گسترش فعالیت ماگمایی و توده‌های نفوذی در البرز باختری داشته که بخشی از کوهزایی آلپی است و در پایان وارد ترکیه می‌شود. پهنه البرز باختری در امتداد خود به سمت ترکیه به حوضه مولاس ترنس قفقاز در بخش خاوری حوضه مولاس قفقاز شمالی ترکیه می‌رسد (Ershov et al., 2003) که البته تفسیر تحول زمین‌ساختی در پهنه البرز باختری و فعالیت ماگمایی ترشیری این ناحیه در دو مقیاس منطقه‌ای و محلی صورت گرفته است (Lescuyer & Riou, 1976; Berberian, 1981; Allen et al., 2003) که با توجه به پژوهش‌های پیشین ۳ مدل مهم برای معرفی تحولات زمین‌ساختی و ماگمایی ترشیری در البرز باختری ارائه شده است.

بر پایه مدل اول رژیم زمین‌ساختی در سوی شمال خاور- جنوب باختر، ناشی از برخورد ۲ بلوک ایران و عربی و آغاز آن در تریاس میانی- پسین بوده که کوهزایی ائوسیمین را به وجود آورده است و فعالیت ماگمایی ترشیری ناشی از یک رژیم زمین‌ساختی کششی پشت‌کمانی بوده است (Berberian, 1981; Allen et al., 2003). مدل دوم اشاره به وجود گنبد‌های حرراتی در زیر بلوک ایران در زمان ترشیری در البرز باختری دارد (Lescuyer & Riou, 1976).

مدل سوم بر خلاف مدل اول که فعالیت ماگمایی و زمین‌ساخت را ناشی از برخورد می‌دانند، بیانگر وجود کافت در البرز باختری در زمان ترشیری است (Amidi, 1975) ولی پیروان این مدل تاکنون شواهد چندانی محکم‌مندی برای آن ارائه نکرده‌اند. برای هر کدام از این مدل‌ها شواهدی در منابع یادشده ارائه شده است که در آنها جای بحث و تردید وجود دارد، ولی در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از نتایج به‌دست آمده از تجزیه نمونه‌ها و مقایسه با نواحی مشابه در کمرند آلپ- هیمالیا مانند کشور ترکیه به یک نتیجه دست یافت. بر پایه مدل اول، در طی کوهزایی پیرنه (الیگوسن زیرین) و پاسادنین (پلیو- پلیوستوسن) بخش‌هایی از البرز باختری از آب بیرون آمده و در نتیجه رژیم فشارشی حاصل از برخورد بلوک ایران و عربی در سوی شمال خاور- جنوب باختر، یک حوضه کششی پشت‌کمانی در امتداد شمال باختر - جنوب باختر ایجاد کرده و سبب شده است تا توده‌های نفوذی حاصل از برخورد به‌صورتی کشیده در امتداد یادشده تشکیل شوند (شکل ۲).

– **پلاژیوکلاز:** در بیشتر سنگ‌های ناحیه به‌صورت خودریخت (اتومورف) تا نیمه‌خودریخت (ساب اتومورف)، بیشترین بخش متبلور را می‌سازد و گاه منطقه‌بندی (Zoning) دارد، برخی از آنها در مرکز و در امتداد رخ‌های (کلیواژ) خود سوسوریتی شده‌اند و محصولات تجزیه آنها، اپیدوت، کلسیت و سرسیت است.

– **فلدسپار پتاسیم:** بیشتر در سنگ‌های اسیدی دیده می‌شود و در سنگ‌های آذرآواری به‌صورت سائیدین و درشت‌بلور است و در سنگ‌های آذرین بیرونی، در متن سنگ به‌صورت ریزدانه و یا به‌صورت نیمه‌خودریخت دیده می‌شود که در اثر دگرسانی، سرسیتی و کائولینیتی شده‌اند.

– **کوارتز:** به‌صورت خودریخت تا زومورف به‌طور چیره در سنگ‌های اسیدی و کمتر در سنگ‌های حد واسط دیده می‌شود. انواع نیمه‌خودریخت آن در نمونه‌های آذرآواری، شکل‌های خلیجی دارند و کوارتزهای زومورف خمیره آفانیتیک را تشکیل می‌دهند. برخی از بلورهای کوارتز دارای میانبراهای سیال هستند و گاه به‌صورت چندقلویی یافت می‌شوند.

کانی‌های فرعی شامل کلینوپروکسن، ارتوپروکسن، بیوتیت و آمفیبول است:

– **کلینوپروکسن و یا ارتوپروکسن:** در شکل‌های خودریخت تا نیمه‌خودریخت به‌صورت درشت‌بلور و ریزبلور در برخی از سنگ‌ها وجود دارند، بیشتر ناپایداری نشان می‌دهند و به اورالیت، بیوتیت و کلریت تبدیل شده‌اند.

– **بیوتیت:** به‌صورت نیمه‌خودریخت تا خودریخت بوده و در اثر دگرسانی به کلریت تجزیه شده و اکسیدهای آهن آزاد کرده است. در نمونه‌های میانه (آندزیتی) دو نوع بیوتیت دیده می‌شود: نوع اولیه حالت نبود تعادل را نشان می‌دهد و نوع ثانویه آن در رگه‌ها و یا در پیرامون کانی‌های مات تشکیل شده است.

– **آمفیبول:** در برخی از مقاطع نازک حاصل از تجزیه پروکسن‌ها، مشاهده می‌شوند. کانی‌های عارضه‌ای شامل آپاتیت و کانی‌های مات است.

کانی‌های ثانویه شامل کلریت، اپیدوت، کلسیت، سرسیت و اورالیت هستند که در نمونه‌های دربرگیرنده کانسار باریک‌آب از سیال‌های گرمایی تشکیل شده‌اند.

با بررسی میکروسکوپی مقاطع نازک سنگ‌های آذرین بیرونی و آذرآواری منطقه مورد مطالعه و پژوهش‌های صورت گرفته پیشین در ناحیه (احمدیان، ۱۳۷۰، مؤید، ۱۳۷۰، پیروان، ۱۳۷۱ و ۱۳۸۱، پیروان و امینی، ۱۳۸۴) این گونه برداشت می‌شود که ماگما پس از توقف و سپس تفریق بیرون ریخته باشد که گواه این مدعا وجود درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و پروکسن به همراه خمیره شیشه‌ای یا ریزبلور است.

#### ۶- ژئوشیمی سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری کوه‌های طارم

نتایج حاصل از تجزیه عناصر اصلی و کمیاب از ۵ نمونه توف و ۵ نمونه سنگ آتشفشانی از ناحیه باریک‌آب در جدول ۱ نشان داده شده است. در نمودار  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  (Le Bas et al., 1986) فازهای مختلف از سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری ائوسن باریک‌آب رسم شده‌اند (شکل ۵-a). در این نمودار نمونه‌های توف از ریولیت تا داسیت را دربر گرفته‌اند.

در نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{Zr}/\text{TiO}_2 * 0.0001$  (Winchester & Floyd, 1977)، فازهای مختلف توف‌های ائوسن ناحیه باریک‌آب رسم شده‌اند (شکل ۵-b). در این نمودار نمونه‌های توف در محدوده ریوداسیت، داسیت و ریولیت قرار گرفته‌اند. این نمودار تأییدی بر درستی نتایج حاصل از نمودار شکل پیش و نشان‌دهنده ترکیب اسیدی و میانه برای توف‌های این ناحیه است. برای نشان دادن تمایل شیمیایی سنگ‌های گدازه‌ای باریک‌آب، نمونه‌ها در نمودار مثلثی  $\text{FeO} * \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  و  $\text{MgO}$  و نمودار  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  (Irvine & Barger, 1971) که در شکل‌های ۵-c و ۵-d نشان داده شده‌اند و به‌خوبی می‌توان ویژگی آلکان بودن این سنگ‌ها را تعیین کرد. در شکل ۵-c

نیست. در ناحیه باریک آب به‌طور کلی، گروه اول به میزان فراوانی قابل مشاهده است ولی گروه دوم به میزان کمتری تشکیل گردیده و از نظر ترکیب، با توف‌های اسیدی و میانه جایگزین شده است. ناحیه کوه‌های طارم به‌طور کلی از این ۳ ترکیب سنگی تشکیل شده است ولی با توجه به مطالعات انجام شده در ناحیه Yuntdağ ترکیه در منابع یادشده (Boztuğ, 1998; Akay & Erdoğan, 2004)، توالی گدازه‌های زیرین از گدازه‌های این ناحیه شامل گدازه‌های آندزیتی سیاه و تیره همراه با رسوبات جریان خاکستر و بلوک است در حالی که در ناحیه کوه‌های طارم، بخش‌های زیرین توالی شامل جریان آندزیت سرخ تا صورتی به‌همراه ایگنمبریت، توف‌های برشی، توف جوش‌خورده خاکستری و کرم است که می‌تواند مشابه با بخش رسوبات جریان خاکستر و بلوک در ناحیه Yuntdağ باشد.

از دید سنگ‌نگاری و ژئوشیمی، گدازه‌های Yuntdağ شامل گنبد‌های ریولیتی فلسیک، آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت هستند و تمایل کالک آلکالین با پتاسیم بالا نشان می‌دهند. در حالی که گدازه‌های کوه‌های طارم از دید ترکیب شامل تراکی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت هستند و تمایلی مشابه با ناحیه Yuntdağ دارند، یعنی کالک آلکالین با پتاسیم بالا هستند. ترکیب عناصر اصلی و کمیاب گدازه‌های Yuntdağ اشاره به این موضوع دارد که رخساره‌های ساب‌گدازه و گدازه‌های این ناحیه از ترکیه، از یک منبع ماگمایی منفرد منشأ گرفته‌اند که این موضوع در بخش ژئوشیمی ناحیه باریک آب به‌طور گسترده مورد بررسی قرار گرفت و می‌توان این گونه برداشت کرد که ناحیه باریک آب در ایران مانند ناحیه Yuntdağ در ترکیه منبع ماگمایی یکسانی دارد.

با توجه به شکل ۱ بیشتر بخش‌های باختری از باختر آناتولی، در امتداد شمال خاور- جنوب باختر، گدازه‌های ریولیتی Foça، بیشتر در پهلوهای خاوری و باختری آتشفشان ناحیه Yuntdağ مشاهده می‌شوند (Ershov et al., 2003). از سوی دیگر گفتنی است که در رشته‌کوه‌های البرز، در جنوب خاوری‌ترین بخش کوه‌های طارم که همان ابتدای پهنه البرز باختری است تا شمال باختری‌ترین بخش از پهنه البرز باختری که وارد ترکیه می‌شود، گدازه‌های ریولیتی با روند جنوب خاور- شمال خاور رخمون دارند که در نیمرخ‌های تهیه شده از ناحیه مورد مطالعه در کوه‌های طارم این نکته به‌خوبی قابل مشاهده است و این موضوع، خود یکی دیگر از تشابهات میان این دو ناحیه در ترکیه و ایران است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی ناحیه باریک آب در ایران با سن ائوسن پیشین تا پسین و ناحیه Yuntdağ در ترکیه با سن میوسن پیشین تا پسین و ویژگی کالک آلکالین این دو ناحیه بسیار مشابه هم است و می‌توان گفت که از ماگمای مرتبط با فرورانش منشأ گرفته‌اند (Akay & Erdoğan, 2004; Bazargani-Guilani et al., 2008). از سوی دیگر، با توجه به دیگر پژوهش‌های صورت گرفته در ترکیه (Akay & Erdoğan, 2004)، پیشنهاد شده که فعالیت آتشفشانی در ناحیه Yuntdağ در شرایط Post-Collisional بوده است، موضوعی که تاکنون در ایران به‌طور دقیق و اصولی بررسی نشده و این مطالعه جزو اولین پژوهش‌هایی است که در زمینه خاص در کوه‌های طارم - ناحیه باریک آب- صورت می‌گیرد.

سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری این ناحیه در ترکیه، با هم حالت میان‌لایه‌ای دارند و به‌تدریج به‌وسیله گل‌سنگ‌های دریاچه‌ای پوشانده می‌شوند (Akay & Erdoğan, 2004). در نزدیکی شهر از میر، معادل‌های جانبی این رسوبات، به‌طور میان‌لایه‌ای فسیل‌های پستانداران دارند که سن میوسن میانی تا پایانی را به‌دست می‌دهند (Kaya, 1994) و به این موضوع اشاره می‌کند که فعالیت آتشفشانی در این ناحیه تا پایان میوسن ادامه داشته است. ولی در سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری کوه‌های طارم در ناحیه باریک آب هیچ نوع فسیلی مشاهده نشد و با توجه به تطابق‌های صورت گرفته میان سازند کرج در ناحیه کوه‌های طارم با دیگر نقاط ایران، می‌دانیم که بیشترین فعالیت آتشفشانی در ناحیه کوه‌های طارم در زمان ائوسن

در ناحیه مورد مطالعه، بیشتر کارهای پیشین بر پایه تجزیه‌های ژئوشیمیایی ناکامل یا برآوردی روی نمونه‌های گردآوری شده به‌طور تصادفی از طبقات چینه‌شناسی مختلف صورت گرفته است و تفسیر زمین‌ساختی در مقیاس محلی و جهانی با توجه به داده‌های صحرائی و ژئوشیمیایی به‌صورت روشن و دقیق وجود ندارد. هر چند در ناحیه کوه‌های طارم از پهنه البرز باختری و به‌ویژه ناحیه مورد مطالعه، توالی رسوبات گدازه‌ای و آذرآواری انوسن با نام سازند کرج با ستبرای بیش از ۳۸۰۰ متر و با ویژگی ساب‌آلکالین بروزند دارند ولی توسط توده‌های نفوذی حاصل از فعالیت ماگمایی آلکالین الیگوسن زیرین قطع شده‌اند که این توالی سنگ‌شناسی و زمین‌ساختی بسیار شبیه برخی نواحی در ترکیه مانند ناحیه Aliğa-Foça در باختر آناتولی ترکیه (Akay & Erdoğan, 2004) و نواحی Sulakyuat, Yozgat، Kesikköprü و Bayindir-Hamit در آناتولی مرکزی است (Boztuğ, 1998).

در ناحیه مورد مطالعه، یک ناحیه به‌نسبت بزرگ، نقشه‌برداری شده و مقاطع چینه‌شناسی از چندین محل تهیه گردیده است تا بتوان ارتباط زمانی و مکانی میان سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری ساب‌آلکالین انوسن را با توده‌های نفوذی گرانیتویدی آلکالین الیگوسن و رسوبات نئوژن به‌دست آورد. در کوه‌های طارم (شکل‌های ۲ و ۳) ترکیب سنگ‌شناختی تشکیلات انوسن به‌خوبی شناخته شده (Hirayama et al., 1966; Bazargani-Guilani et al., 2008; Alavi et al., 1969) ولی بحث در مورد ویژگی‌های ژئوشیمیایی و تکنولوژی فعالیت ماگمایی آلکالین در این ناحیه از رشته‌کوه‌های البرز و قرار دادن این پهنه در مقیاس زمین‌ساخت جهانی تا کنون گزارش نشده است که بخشی از این پژوهش این هدف را دارد و سعی شده است تا به چگونگی تحول گدازه‌ای در این ناحیه و کنترل‌گرهای ساختاری در تشکیل این تحولات در مقیاس منطقه‌ای پرداخته شود.

گفتنی است که نیازی به همزمانی فعالیت آتشفشانی ایران و ترکیه در زمان ائوسن نیست زیرا چگونگی و امتداد برخورد صفحه ایران به عربستان به‌گونه‌ای است که شروع و ادامه این برخورد در ایران و ترکیه همزمان نیست، یعنی زمان فعالیت آتشفشانی انوسن ایران با تأخیر در ترکیه آغاز می‌شود که یک دوره زمانی ۳۰ تا ۵۰ میلیون سال را دربر می‌گیرد (Bonin, 1990).

## ۸- بحث

از دید سنگ‌شناسی و ژئوشیمی، نواحی اشاره‌شده در ترکیه حتی با وجود تفاوت بسیار کم زمانی با ناحیه مورد مطالعه در ایران بسیار شبیه هستند، که آن هم با توجه به تفاوت در زمان و چگونگی برخورد صفحه عربی با اوراسیا، قابل حل است (Bonin, 1990)، در پایان ناحیه Yuntdağ volcanic از منطقه Aliğa-Foça برای مقایسه با ناحیه باریک آب انتخاب شد که با توجه به پژوهش‌های صورت گرفته در ترکیه روی این منطقه که به‌طور کامل به آنها اشاره شد، بسیار شبیه با ناحیه باریک آب است. در مقایسه این دو ناحیه، اختلاف زمان شکل‌گیری این دو ناحیه مهم‌ترین بحث و بیان دو نکته ضروری است؛ اول این که تعیین سن میوسن برای ردیف چینه‌ای Yuntdağ (یونت‌داغ) با توجه به مطالعات انجام شده در ترکیه روی این ناحیه، با استفاده از روش‌های رادیومتری انجام گرفته است، اما تعیین سن ائوسن برای گدازه‌های کوه‌های طارم، تنها بر پایه شواهد سنگ‌شناسی و چینه‌نگاری است، نکته دوم این است که آغاز و پایان فعالیت ماگمایی در ناحیه Yuntdağ ترکیه میوسن پیشین تا پسین است اما تعیین آغاز و پایان فعالیت گدازه‌ای در ناحیه باریک آب در کوه‌های طارم به‌دلیل نبود روش تعیین سن دقیق شدنی نیست.

در ناحیه Yuntdağ، ۳ نوع سنگ گدازه‌ای متفاوت - با حالت میان‌لایه‌ای با سنگ‌آهک‌های دریاچه‌ای - تشخیص داده شده‌اند که به ترتیب شامل سنگ‌های آندزیت خاکستری - سرخ، آندزیت آفانیتیک سیاه و دایک و استوک هستند. گروه سوم از این ۳ نوع سنگی به‌دلیل نبودن در ناحیه مورد مطالعه ما، مورد بحث

حالی است که گدازه‌های ناحیه Yuntdağ شامل جریان‌های گدازه آندزیتی تا داسیتی در حد رسوبات بلوک و خاکستر است.

- ویژگی‌های ژئوشیمیایی گدازه‌های Yuntdağ و باریک‌آب نشان می‌دهد که سنگ‌های ردیف چینه‌ای این دو ناحیه از منبع ماگمایی مشابهی منشأ گرفته‌اند و هر دو نیز در شرایط زمین‌ساختی Post-Collisional شکل گرفته‌اند.

- میان Izmir و Bergama، جهت‌یابی و روند گدازه‌های کالک‌آلکان موجود در ناحیه Yuntdağ با روند شمال خاور- جنوب باختر بیانگر این هستند که فعالیت گدازه میوسن به وسیله پهنه‌های ضعیفی کنترل شده‌اند که کاملاً مشابه با چگونگی قرارگیری گدازه‌ها و آذرآواری‌های ائوسن ناحیه باریک‌آب در البرز باختری است، به این صورت که همه سنگ‌های توالی موجود در ناحیه مورد مطالعه روند شمال باختر- جنوب خاور دارند.

- فعالیت گدازه‌های ائوسن در ناحیه مورد مطالعه در کنترل پهنه‌های ضعیف با روند مشابه شمال باختر- جنوب باختر کنترل شده‌اند. در حقیقت، این پهنه‌های ضعیف، حوضه‌های کششی هستند که عمود بر پهنه فشارشی با سوی شمال خاور- جنوب باختر در اثر برخورد بلوک‌های عربی و ایرانی شکل گرفته‌اند.

- باید به این نکته توجه کرد که برخورد دو صفحه می‌تواند چندین میلیون سال طول بکشد (۳۰ تا ۵۰ میلیون سال)، از سویی دیگر، جهت و چگونگی برخورد نیز مهم است. حال با توجه به توضیحات بالا و این که برخورد در ایران نسبت به ترکیه در زمانی زودتر آغاز شده است، مشکل اختلاف زمانی میان ناحیه باریک‌آب در کوه‌های طارم ایران و ناحیه Yuntdağ در ترکیه حل می‌شود و می‌توان نتیجه گرفت که این دو ناحیه احتمالاً طی عوامل زمین‌شناسی مشابهی شکل گرفته‌اند که این موضوع می‌تواند در اکتشاف پتانسیل‌های اقتصادی، منابع زمین‌شناسی و همکاری علمی میان دو کشور ایران و ترکیه سودمند باشد.

### سیاسگزاری

تکمیل این پژوهش حاصل گزارش طرح مطالعاتی بررسی وضعیت کنونی معادن ایران و تدوین چشم‌انداز آبی است که توسط شرکت مونکو ایران و گروه مپنا (مدیریت پروژه‌های نیروگاهی ایران) تهیه شده است که در آن وضعیت زمین‌شناسی و معدنی مناطق مختلف ایران از جمله البرز باختری بررسی شده است. بنابراین از شرکت مونکو ایران و گروه مپنا برای حمایت مالی در تکمیل این پژوهش سیاسگزاری می‌شود. همچنین از آقای دکتر محمدولی ولی‌زاده و آقای مهندس محمود مخدومی (معاونت محترم نفت و گاز شرکت مونکو ایران) برای راهنمایی‌های ارزنده‌شان سپاسگزاری می‌شود.

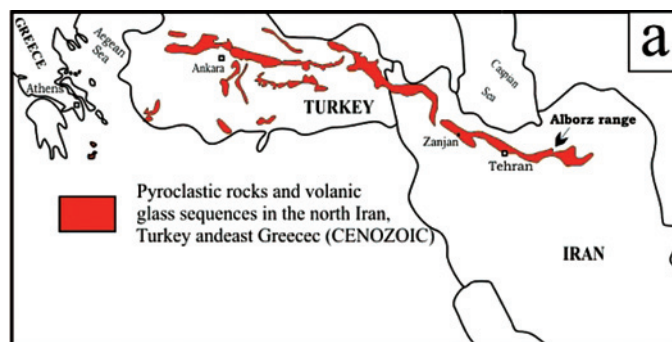
صورت گرفته است، ولی بر خلاف ناحیه Yuntdağ، در ناحیه کوه‌های طارم زمان دقیق شروع و پایان فعالیت گدازه‌ای مشخص نیست.

ویژگی‌های ژئوشیمیایی و چینه‌شناسی توالی گدازه‌ای ناحیه Aliğa - Foça، اشاره به این نکته دارد که فعالیت ماگمایی نوژن در این ناحیه به صورت صعودی بوده و در فاز اولیه، آندزیت و تراکی آندزیت با ویژگی کالک‌آلکان با پتاسیم بالا تشکیل شده است. در فاز پایانی، ریولیت بخش اصلی فوران را تشکیل می‌دهد (Akay & Erdoğan, 2004). در حالی که با بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و چینه‌شناسی ردیف چینه‌ای سازند کرج، می‌توان گفت که فعالیت ماگمایی ائوسن در ناحیه باریک‌آب دارای ترکیب سنگی از آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت با پتاسیم بالا و ویژگی کالک‌آلکان با امتداد شمال باختر- جنوب خاور است که بسیار شبیه ناحیه Yuntdağ - Foça - Aliğa ترکیه است. در این ناحیه از ترکیه گدازه‌های کالک‌آلکان نوژن به موازات پهنه‌های ضعیفی با امتداد شمال خاور- جنوب باختر کشیده شده‌اند (Akay & Erdoğan, 2004). این روند ساختمانی در باختر آناتولی در اثر برخورد بلوک Anatolide با Tauride به وجود آمده است (Yilmaz, 1989; Yilmaz, 1997). در ناحیه کوه‌های طارم در البرز باختری نیز می‌توان چنین حالتی را انگاشت؛ به این صورت که سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری کوه‌های طارم در امتداد پهنه‌های ضعیفی با امتداد شمال باختر- جنوب خاور برونزد دارند که این امتداد ساختمانی در پهنه البرز باختری نیز همانند ناحیه باختر آناتولی در اثر برخورد به وجود آمده است. یعنی کوه‌های طارم در اثر برخورد بلوک‌های عربی و ایران شکل گرفته‌اند (Berberian, 1981; Allen et al., 2003).

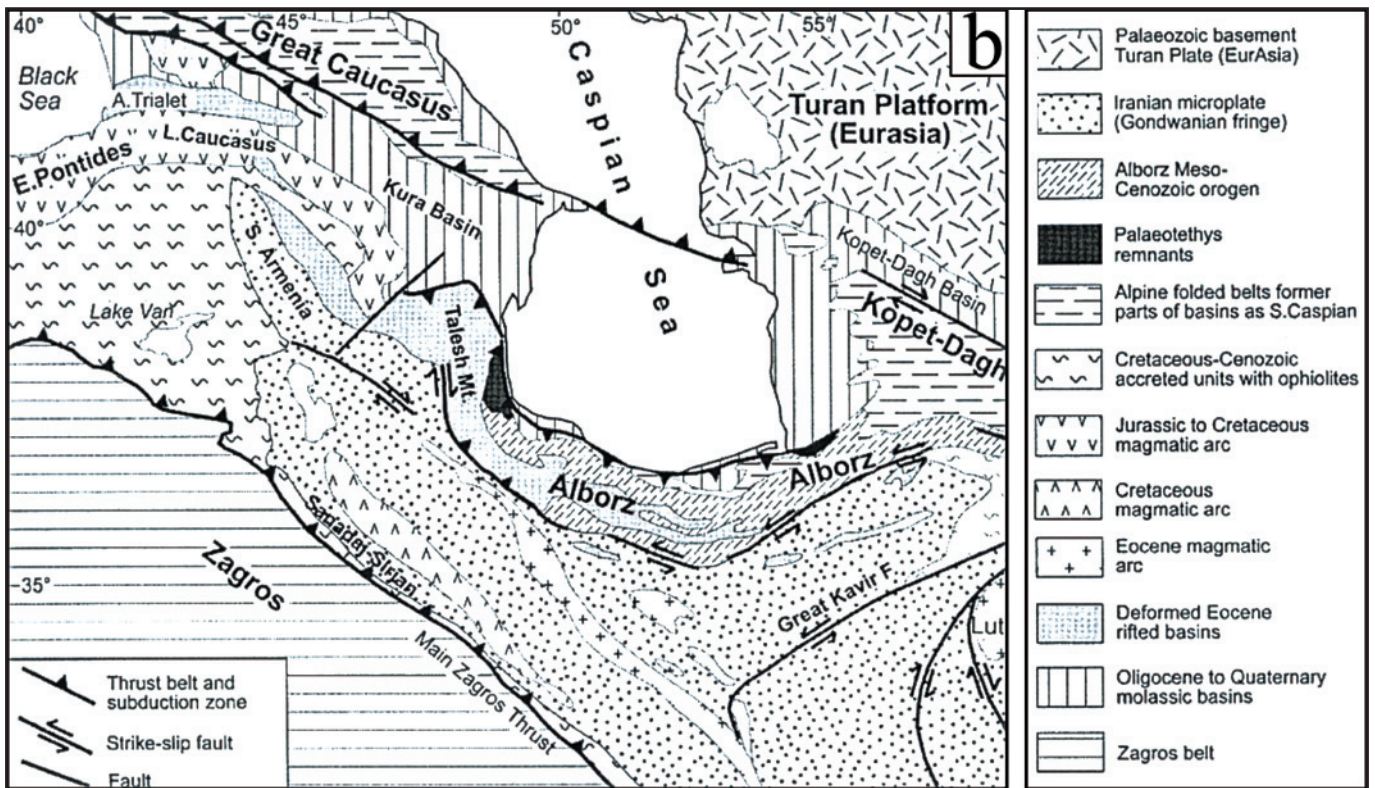
### ۹- نتیجه گیری

- فعالیت آتشفشانی نوژن در ناحیه مورد مطالعه در ایران با ناحیه Aliğa - Foça تشابهات زیادی دارد. البته در ناحیه مورد بحث در ترکیه طی فعالیت آتشفشانی نوژن و در اثر فعالیت‌های ماگمایی ناشی از برخورد دو بلوک Anatolia و Tauride، سنگ‌های گدازه‌ای Yuntdağ به وجود آمده‌اند. گفتنی است که آغاز و پایان این فعالیت ماگمایی در ترکیه از نوژن پیشین تا پسین است، در حالی که در ایران، آغاز و پایان آن کاملاً مشخص نیست، اما فعالیت گدازه‌ای اصلی با توجه به شواهد، در ائوسن است.

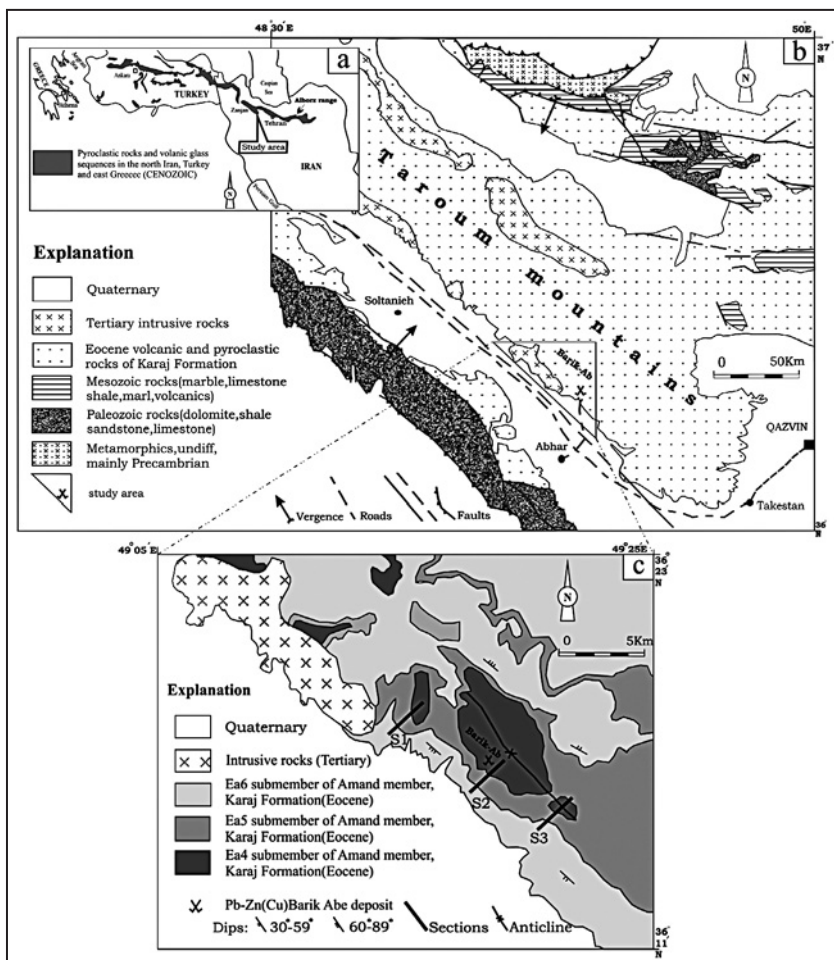
- توالی رسوبی- گدازه‌ای ائوسن در ناحیه کوه‌های طارم شامل آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت، ریوداسیت، ریولیت، توف جوش‌خورده، توف برشی، گل‌سنگ توفی، ایگنمبریت و توف با ترکیب اسیدی تا حد واسط می‌باشد، این در



شکل (a-1) موقعیت ایران و ترکیه روی کمربند آلپ- هیمالیا



شکل ۱- b) نقشه زمین‌ساختی ناحیه شمال ایران و جنوب دریای خزر (Brunet et al., 2003; Zanchi et al., 2006).

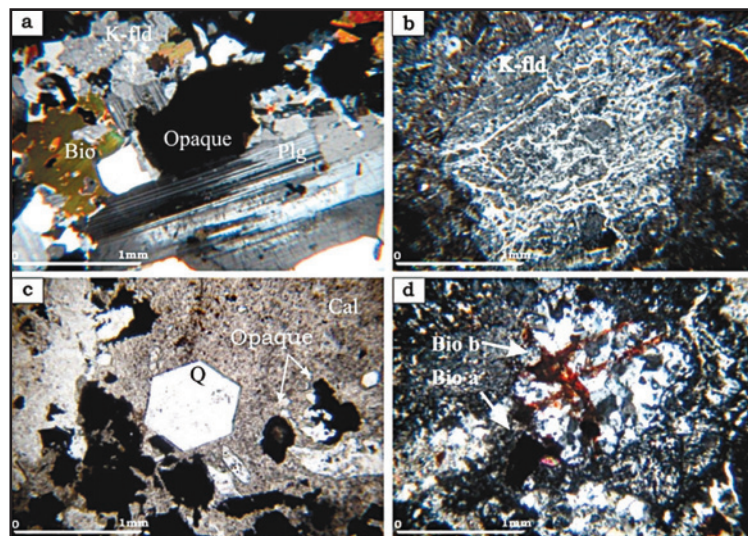


شکل ۲- a) موقعیت ایران و ترکیه روی کمربند آلپ- هیمالیا (Brunet et al., 2003)؛ b) نقشه زمین‌شناسی سنگ‌های آذرآواری و ردیف چینهای آذرین بیرونی در شمال ایران است و c) زمین‌شناسی ناحیه‌ای کوه‌های طارم که در آن موقعیت سازند کرج، سنگ‌های نفوذی و کانسار باریک‌آب به‌خوبی مشاهده می‌شود (با تغییر از G. S. I., 1975 و N. I. O. C., 1977).

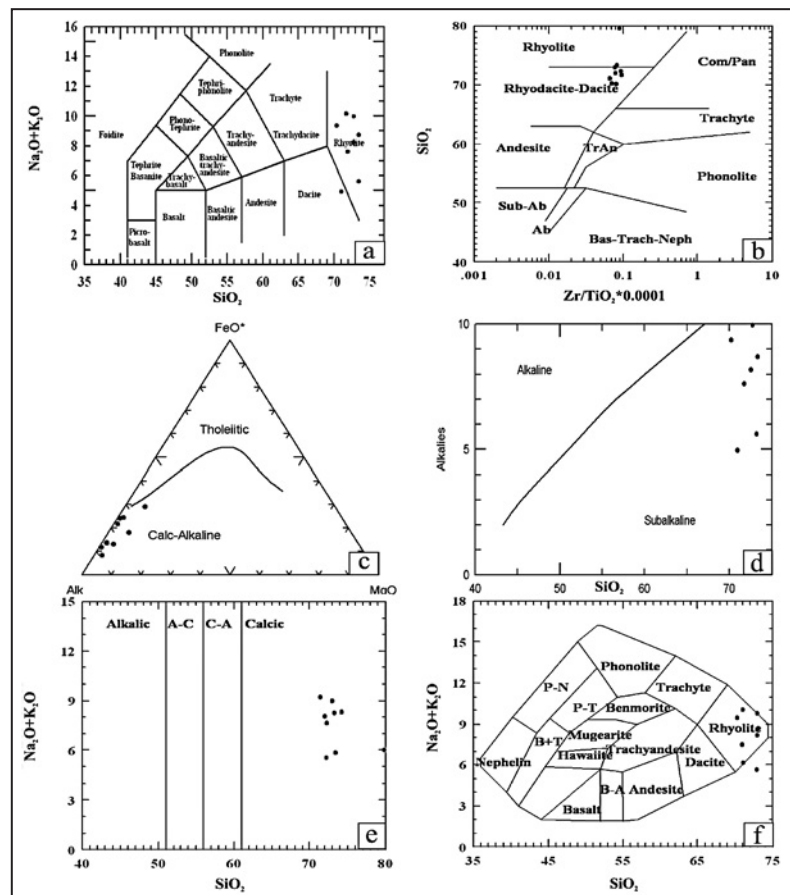
Syst.	Form.	Mem.	Hirayama et al., 1966		Stöcklin & Eftekhari-Nezhad, 1969		Lithology of the study area			
			Eai	Tuffaceous mudstone, sandstone, acidic tuff, andesite, rhyolitic lava on top (250m)	Ea6	Dacite, andesite, rhyolitic tuff (300m)	Red & grey tuffaceous, mudstone, sandstone, rhyolitic & andesitic lava, acidic tuff, ignimbrite	S1 Sub M.	S2 Sub M.	S3 Sub M.
Eocene	Karaj Formation	A m a n d	Eah Eag	Mudstone, tuff (60m)	Ea5	Lapilli tuff, tuff (100m)	Purple & red mudstone, tuff	Ea5	Ea5	Ea5
			Eaf	Complex of andesitic lava, rhyolite, breccia tuff, sandstone (300m)	Ea4	Trachyte, andesite, tuff, rhyolitic tuff, dacitic tuff, rhyodacite (250m)	Andesite & rhyodacitic lava, tuff breccia, tuff, tuffaceous sandstone, mudstone	Ea4	Ea4	Ea4

شکل ۳- برش چینه‌شناسی ناحیه باریک‌آب در شمال شهرستان ایهر، جنوب خاور زنجان. موقعیت مقاطع تهیه شده در شکل ۲ نشان داده شده است.

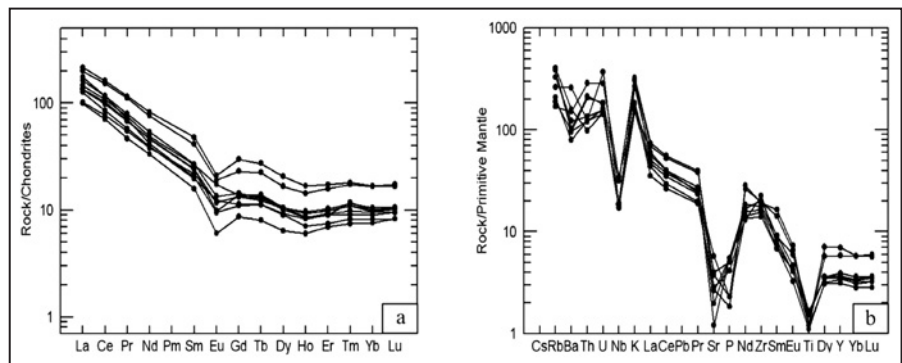
شکل ۴- (a) نشان‌دهنده کانی‌های پلاژیوکلاز (Plg)، فلدسپار پتاسیم (K-Fld)، بیوتیت (Bio) و کانی‌های مات (Opaque) است؛ (b) کانی فلدسپار پتاسیم در حال دگرسانی نشان داده شده است که بیشتر در سنگ‌های آذرین بیرونی اسیدی وجود دارد؛ (c) کانی‌های کوارتز (Q)، کلسیت (Cal) و کانی‌های مات را نشان می‌دهد. کانی کلسیت و کوارتزهای گزومورف در اثر دگرسانی دیگر کانی‌ها در اثر نفوذ سیال گرمابی شکل گرفته‌اند و (d) دو نوع بیوتیت دیده می‌شود: نوع اولیه حالت نبود تعامل نشان داده و نوع ثانویه آن در رگه‌ها یا در پیرامون کانی‌های مات تشکیل شده است.



شکل ۵- (a) نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  (Le Bas et al., 1986) است که نمونه‌ها در محدوده ریولیت تا داسیت واقع شده‌اند؛ (b) نمودار  $\text{Zr}/\text{TiO}_2 * 0.0001$  در برابر  $\text{SiO}_2$  (Winchester & Floyd, 1977) نشان می‌دهد که در این نمودار نمونه‌ها در محدوده ریوداسیت، داسیت و ریولیت قرار گرفته‌اند؛ (c) و (d) نمودار مثلثی  $\text{FeO}^*$ ،  $\text{MgO}$  و  $\text{Alkaline}$  و نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  (Irvine & Barger, 1971) که به ترتیب در نمودار اول ویژگی کالک‌آلکالین و در نمودار دوم سبب آلکالین بودن نمونه‌ها دیده می‌شود؛ (e) نمودار Peacock (1930) که در آن  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  است و در این نمودار نیز نمونه‌ها در محدوده کلسیک قرار می‌گیرند و (f) نمودار  $\text{K}_2\text{O}+\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{SiO}_2$  (Cox et al., 1979) است که نمونه‌ها در محدوده داسیت و ریولیت و محدوده با پتاسیم بالا قرار گرفته‌اند. گفتنی است که ۴ نمونه به دلیل ویژگی‌های شیمیایی نزدیک به هم در شکل‌های تقریباً به صورت ۲ نمونه نشان داده شده‌اند.



شکل ۶- در این شکل محتوای عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت از سنگ‌های ناحیه مورد مطالعه نشان داده شده است. این شکل نشان می‌دهد که در همه نمونه‌ها طرح و الگوی مشابهی دیده می‌شود و بیانگر این موضوع است که سنگ‌های ناحیه منشأ ماگمایی و سیر تکاملی مشابهی داشته‌اند (Sun & McDonough, 1989).



جدول ۱- داده‌های حاصل از تجزیه نمونه‌های ناحیه باریک‌آب، کوه‌های طارم. \*: آهن به صورت  $Fe_2O_3$  منظور شده است.

Samples	AbB13	AbB14	AbB15	AbB16-1	AbB22	AbB25	AbB31	AbB42	AbB43	AbB44
<b>Major Oxides, %</b>										
SiO <sub>2</sub>	80.55	71.78	85.91	73.34	70.21	73.23	72.58	70.97	71.67	72.74
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.33	0.09	0.24	0.36	0.35	0.36	0.26	0.27	0.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.69	12.08	6.64	13.05	12.59	12.75	13.75	11.23	13.35	13.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0.72	2.62	0.35	1.22	2.77	1.03	2.81	2.01	1.64	1.55
MnO	0.05	0.07	0.02	0.07	0.1	0.09	0.04	0.07	0.08	0.07
MgO	0.3	0.2	0.15	0.08	0.17	0.52	0.1	0.54	0.21	0.22
CaO	1.27	2.23	0.32	1.63	1.79	1.66	0.26	3.97	0.72	0.42
Na <sub>2</sub> O	0.18	2.06	0.1	3.77	0.17	0.23	0.15	0.33	0.32	0.52
K <sub>2</sub> O	5.49	5.55	4.59	4.93	9.2	5.37	8.02	4.63	9.83	9.44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.11	0.03	0.05	0.12	0.12	0.12	0.09	0.04	0.05
LOI	2.4	2.9	1.7	1.5	2.4	4.2	2.2	5.7	1.8	1.5
Total	99.85	99.93	99.90	99.88	99.88	99.55	100.39	99.80	99.93	99.92
<b>Trace Elements, ppm</b>										
Sc	2	3	2	2	4	3	3	3	4	4
V	14	35	10	17	37	30	33	28	10	10
Ni	5	14	5	9	5	7	5	6	5	8
Co	16.5	16.7	40.6	33.5	13	14.6	19.2	8.6	9.6	27.4
Cu	4.1	2.7	34.4	2	1	9.4	1.6	2.9	2.8	2.5
Zn	13	10	14	48	11	114	8	11	22	19
Ga	8.2	10	5	11.5	10.3	13.2	10.4	9.5	12.5	12.2
Rb	165.6	120.7	141.8	107.7	258.9	132.6	209.9	166.9	245.3	245.8
Sr	32.47	84.1	60.5	120.8	41.7	55.6	25.5	60.2	57.2	78.9
Y	17.3	15.9	10.7	15.5	16.8	17.8	16.2	14.3	31.9	26.5
Zr	122	185.4	74.3	174.4	226.8	253.4	199.2	156.3	214	220.4
Nb	13.3	13.2	11.5	24.6	12.9	13.4	13.5	12.2	22.5	22.5
Ba	381.2	685.4	1053.5	1057	1116.2	555.3	858.1	1814.2	722.1	668.6
La	31.8	32.3	23.6	41.6	34.7	24.2	38.6	30.1	51.1	47.4
Ce	59.9	62	43.1	71.2	66.2	47.1	71	52.2	98.6	93.4
Pr	6.43	6.49	4.41	6.71	7.07	5.22	7.53	5.48	10.99	10.56
Nd	21.7	21.5	15.5	19.6	22.9	17.8	25	18.3	38.3	35.4
Sm	3.74	3.68	2.42	3.1	4.03	3.3	4.09	3	7.33	6.31
Eu	0.57	0.68	0.35	0.55	1	0.68	0.78	0.71	1.22	1.1
Gd	2.83	2.76	1.78	2.27	2.84	2.74	2.95	2.33	6.12	4.74
Tb	0.52	0.48	0.3	0.42	0.5	0.46	0.49	0.42	1.02	0.84
Dy	2.65	2.67	1.62	2.35	2.65	2.64	2.57	2.27	5.23	4.23
Ho	0.53	0.49	0.34	0.47	0.52	0.55	0.48	0.4	0.95	0.81
Er	1.63	1.48	1.15	1.49	1.62	1.7	1.54	1.23	2.86	2.62
Tm	0.28	0.23	0.19	0.3	0.28	0.29	0.25	0.21	0.46	0.44
Yb	1.71	1.52	1.29	1.7	1.65	1.78	1.62	1.39	2.85	2.81
Lu	0.26	0.24	0.21	0.27	0.26	0.27	0.24	0.21	0.44	0.42
Hf	3.5	4.7	2.3	4.9	5.6	5.9	4.7	4	6.4	6.4
Ta	1	1	1.2	1.9	0.9	0.9	0.9	0.9	1.7	1.7
Pb	3	13.2	4.9	15.7	4.6	3851.7	5.7	7.2	9.3	12.4
Th	12.3	10.3	10.8	24.4	8.4	10.7	11.5	10.6	18.2	17.5
U	3	3.4	3.4	6	3.1	7.8	3.3	3	3.8	3.9



Group 4A Det. Lim.	Group 4B Det. Lim.	Upper Limit	Group 4A Det. Lim.	Group 4B Det. Lim.	Upper Limit
Th	0.2 ppm	10000 ppm	Au	0.5 ppb	100 ppm
Tl	0.1 ppm	1000 ppm	Ag	0.1 ppm	100 ppm
U	0.1 ppm	10000 ppm	As	1 ppm	10000 ppm
V	8 ppm	10000 ppm	Ba	5 ppm	50000 ppm
W	0.5 ppm	10000 ppm	Be	1 ppm	10000 ppm
Y	3 ppm	50000 ppm	Bi	0.1 ppm	2000 ppm
Zn	5 ppm*	10000 ppm	Cd	0.1 ppm	2000 ppm
Zr	5 ppm	50000 ppm	Co	20 ppm*	10000 ppm
La	0.1 ppm	50000 ppm	Cs	0.1 ppm	10000 ppm
Ce	30 ppm*	50000 ppm	Cu	5 ppm*	10000 ppm
Pr	0.02 ppm	10000 ppm	Ga	0.5 ppm	10000 ppm
Nd	0.3 ppm	10000 ppm	Hf	0.1 ppm	10000 ppm
Sm	0.05 ppm	10000 ppm	Hg	0.1 ppm	100 ppm
Eu	0.02 ppm	10000 ppm	Mo	0.1 ppm	2000 ppm
Gd	0.05 ppm	10000 ppm	Nb	5 ppm*	50000 ppm
Tb	0.01 ppm	10000 ppm	Ni	20 ppm	10000 ppm
Dy	0.05 ppm	10000 ppm	Pb	0.1 ppm	10000 ppm
Ho	0.02 ppm	10000 ppm	Rb	0.1 ppm	10000 ppm
Er	0.03 ppm	10000 ppm	Sb	0.1 ppm	2000 ppm
Tm	0.01 ppm	10000 ppm	Sc	1 ppm	10000 ppm
Yb	0.05 ppm	10000 ppm	Se	0.5 ppm	100 ppm
Lu	0.01 ppm	10000 ppm	Sn	1 ppm	10000 ppm
			Sr	2 ppm	50000 ppm
			Ta	20 ppm*	50000 ppm

Note: Highlighted elements by Aqua Regia/  
ICP-MS analysis in 4B package.

	Group 4A Det. Lim.	Upper Limit		Group 4A Det. Lim.	Upper Limit
MnO	0.01 %	100 %	SiO <sub>2</sub>	0.01 %	100 %
TiO <sub>2</sub>	0.01 %	100 %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01 %	100 %
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01 %	100 %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04 %	100 %
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.002 %	100 %	CaO	0.01 %	100 %
LOI	0.1 %	100 %	MgO	0.01 %	100 %
C	0.01 %	100 %	Na <sub>2</sub> O	0.01 %	100 %
S	0.01 %	100 %	K <sub>2</sub> O	0.01 %	100 %

## کتابکاری

- احمدیان، ج.، ۱۳۷۰- بررسی ژئوشیمیایی زون‌های آلتراسیون هیدروترمال با نگرشی بر کانی‌سازی‌های انجام‌شده در منطقه ذاکر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.
- پیروان، ح.، ۱۳۷۱- بررسی پتروگرافی و پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین درونی شمال ابهر و ارتباط پلوتونیزم منطقه با کانی‌سازی‌های انجام‌شده، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- پیروان، ح.، ۱۳۸۱- بررسی ژئوشیمیایی زون‌های آلتراسیون هیدروترمال سنگ‌های ماگمایی منطقه طارم و اثرات زیست محیطی آن، رساله دکتری زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات.
- پیروان، ح. و امینی، ص.، ۱۳۸۴- بررسی ژنز و ارایه مدل ژنتیکی زون‌های آلتراسیون هیدروترمال گستره طارم قزوین- زنجان، بیست و چهارمین همایش سازمان زمین‌شناسی. مؤید، م.، ۱۳۷۰- بررسی پتروگرافی و پترووشیمی سنگ‌های نوار ولکانوپلوتونیک منطقه طارم در ارتباط با ژنز مس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.
- نبوی، م. ه.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۱۰ ص.

## References

- Akay, E. & Erdoğan, B., 2004- "Evolution of Neogene calc-alkaline to alkaline volcanism in the Aliğa-Foça region (Western Anatolia, Turkey)", *Journal of Asian Earth Sciences* 24: 367-387.
- Alavi, M., Eftekhar-Nezhad, J., Haghypour, A., Hajian, J., Hirayama, K., Hushmand-Zadeh, A., Nabavi, M. H., Samimi, M., Stöcklin, J., Valeh, N. & Zahedi, M., 1969- "Explanatory text of the Zanjan Quadrangle Map, 1:250000", Geological Survey of Iran, Geological quadrangle D4: 1-61.

- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M. & Qorashi, M., 2003- "Accommodation of Late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran", *Journal of Structural Geology* 25: 659-675.
- Amidi, S. M., 1975- "Contribution a L'etude Stratigraphique, Petrographique et Petrochimique des Roches Magmatique de la Region Natanz-Nain-Surk (Iran Central)", These, Grenoble, France.
- Bazargani-Guilani, K., Parchekani, M. & Nekouvaght Tak, M. A., 2008- "Mineralization in the Taroum mountains, View to Barik-Ab Pb-Zn (Cu) deposit, Western Central Alborz, Iran", *WSEAS conferences in Cambridge* 1: 55-63.
- Bazargani-Guilani, K. & Rabbani, M. S., 2004- "Mineralogy, chemistry and genesis of bentonite of the Eocene sediments at Aftar region, west Semnan", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 12: 169-189.
- Berberian, M., 1981- "Active Faulting and tectonics of Iran. In: Delany, F. M., (Ed.), *Zagros, Hindu Kush and Himalaya Geodynamic Series*", American Geophysical Union, Washington, 33-69.
- Bonin, B., 1990- "From Orogenic to Anorogenic Setting: Evolution of Granitoid Suites after a Major Orogenesis", *Geological Journal* 25: 261-270.
- Boztuğ, D., 1998- "Post-Collisional Central Anatolian Plutonism, Turkey" *Journal of Turkish Earth Sciences* 7: 145-165.
- Brunet, M. F., Korotaev, M. V., Ershov, A. V. & Nikishin, A. M., 2003- "The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling", *Journal of Sedimentary Geology* 156 : 119-148.
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J., 1979- "The Interpretation Igneous rocks, London", George Allen & Unwin.
- Davoudzadeh, M. & Schmidt, K., 1984- "A review of the Mesozoic paleogeography and paleotectonic evolution of Iran", *Neues Jahrbuch Fuer Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 168: 182-207.
- Ershov, A. V., Brunet, M. F., Nikishin, A. M., Bolotov, A. N., Nazarevich, B. P. & Korotaev, M. V., 2003- "Northern Caucasus Basin: thermal history and synthesis of subsidence models", *Journal of Sedimentary Geology* 156: 95-118.
- G. S. I. (Geological Survey of Iran), 1975- *Tectonics map of Iran* 1:2500000.
- Guest, B., Guest, A. & Axen, G., 2007- "Late Tertiary tectonic evolution of northern Iran: A case for simple crustal folding", *Journal of Global and Planetary Change* 58: 435-453.
- Hirayama, K., Samimi, M., Zahedi, M. & Hushmand-Zadeh, A., 1966- "Geology of the Taroum District, Western Part (Zanjan area north-west Iran)", *Geological Survey of Iran, Report* 8, 31p.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- "A Guide to the chemical classification of the common Volcanic Rocks", *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523-548.
- Kaya, T., 199- "Ceratotherium Neumayri (Rhinocheritidae, Mammalia) in the Upper Miocene of Western Anatolia", *Aegean Earth Science* 1: 45-58.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986- "A chemical classification of Volcanic Rocks based on the total Alkali-Silica diagram", *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Lescuyer, J. L. & Riou, R., 1976- *Geologie de la re'gion de Mianeh (Azerbaijan), contribution al'etude du volcanisme tertiaire de l'Iran*.
- N. I. O. C. (National Iranian Oil Company), 1977- *Geological map of Iran*, 1:1000000.
- Peacock, M. A., 1930- "Classification of igneous rock series", *Journal of Geology* 39: 54-67.
- Sengör, A. M. C., 1984- "The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia", *Geological Society of America Special Paper* 195: 181-241.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J., Eds., *magmatism in ocean basins*", *Geological Society of London Special Publication* 42: 313-345.
- Vernant, P., 2004- "Contemporary crustal deformation and plate kinematic in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman", *Geophysical Journal international* 157: 381-398.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- "Geochemical discrimination of different series and their differentiation products using immobile elements", *Journal of Chemical Geology* 20: 325-343.
- Yilmaz, Y., 1989- "An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey. In: Şengör, A. M. C. (Ed.), *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*", Kluwer Academic Publisher, Dordrecht: 159-189.
- Yilmaz, Y., 1997- "Geology of Western Anatolia. Active tectonic of northwestern Anatolia", *The Marmara Poly-Project, a Multidisciplinary Approach by Space-Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology*: 31-35.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M. R. & Sabouri, J., 2006- "Inversion tectonics in Central Iran", *Journal of Structural Geology* 28: 2023-2037.
- Zonenshain, L. P. & Lepichon, X., 1986- "Deep basins of black sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basin", *Tectonophysics* 123: 181-211.