

محیط زمین‌ساختی و پتروژنز سنگ‌های آذرین منطقه تشویر، کوه‌های طارم، شمال باختر ایران

رضا جمال‌امیدی^۱، سعید حکیمی آسیابر^۱، شهروز حق‌نظر^۱، منصور وثوقی‌عابدینی^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، واحد لاهیجان، دانشگاه آزاد اسلامی، لاهیجان، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

چکیده

کوه‌های طارم در منتهی‌الیه جنوب باختر رشته کوه البرز با جهت تقریبی شمال‌باختری-جنوب‌خاوری قرار دارند. منطقه تشویر قسمتی از حاشیه شمالی کوه‌های طارم و در ۹۰ کیلومتری شمال خاور زنجان می‌باشد. بیشتر سنگ‌های آذرین این محدوده شامل بازالت، بازالت آندزیتی و میان‌لایه‌هایی از توف است. غنی‌شدگی عناصر LIL همراه با بی‌هنجاری مثبت P، Ce و Sm و تهی‌شدگی عناصر Nb، Ta، Zr، Hf، Th و همچنین نسبت‌های K_2O/Na_2O و Ba/Rb در نمونه‌های سنگی گستره تشویر، گویای آلودگی ماگما با پوسته زیرین است. وجود شواهد آلودگی پوسته‌ای و نسبت مقادیر Nb/Y و Zr/Y در نمونه‌ها، حکایت از آن دارد که منشأ اولیه بازالت‌های منطقه تشویر، به منابع پلوم تعلق دارد. ماهیت قلیایی، شوشنیتی، پرآلمینی و محتوای کم تیتانیم سنگ‌های محدوده تشویر به همراه غنی بودن آنها از عناصر کمیاب REE (همانند Ba، Rb، Sr)، منشأ و ژرفای ماگما، نشان‌دهنده تعلق آنها به محیط ریفتی است. در این پژوهش افزون بر تعیین ویژگی‌های سنگ‌های آذرین گستره تشویر، نتایج پژوهش‌های پیشین متعدد انجام شده در موقعیت‌های مکانی کوه‌های طارم بر روی نقشه مشخص و جایگاه زمین‌ساختی گستره طارم به دو زیر محدوده موازی دارای فوران‌های تیپ کمان ماگمایی و مناطق ریفتی تقسیم شده است که گسترش این محدوده ریفتی پیش از تبدیل به یک حوضه پشت کمانی متوقف شده است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۷/۰۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۱۱

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۰۴/۰۱

کلیدواژه‌ها:

محیط زمین‌ساختی

کمان ماگمایی

ریفت

کوه‌های طارم

البرز

۱- پیش‌نوشتار

کوه‌های طارم در شمال‌خاور زنجان و در مجاورت کوه‌های طالش، انتهای جنوب‌باختری رشته کوه البرز را تشکیل داده و یک رشته کوهستانی به پهنای تقریبی ۶۰ کیلومتر، با جهت تقریبی شمال‌باختری - جنوب‌خاوری را شکل می‌دهد (شکل ۱). برخی از پژوهشگران (Berberian and King, 1981) طارم را بخشی از البرز باختری می‌دانند، ولی قربانی (Ghorbani, 2013) منطقه طارم را به عنوان زیرپهنه طارم - هشتجین تعریف نموده که فاقد پی‌سنگ پالتوزوییک و مزوزوییک می‌باشد و بیشترین حجم سنگ‌های آن را سنگ‌های آذرین و آذرآواری و توده‌های نفوذی سنوزوییک تشکیل می‌دهند. بنا بر پژوهش‌های پیشین در کوه‌های طارم، بیشتر سنگ‌های آتشفشانی منطقه در ائوسن فوران نموده و به سازند کرج تعلق دارند (Asiabanha and Foden, 2012). به طور کلی سرزمین ایران به‌جز زاگرس و کپه داغ، در سنوزوییک صحنه فعالیت‌های شدید آتشفشانی و آذرین درونی بوده و زمان اوج فوران‌های آذرین آن در ائوسن بوده است (معین وزیری، ۱۳۷۷). همچنین پلوتونیسم شدید در ایران در زمان الیگوسن و میوسن رخ داده است (Emami, 2000). در نقشه زمین‌ساختی ساده شده ایران - ترکیه (Asiabanha and Foden, 2012) موقعیت پهنه ماگمایی طارم در پهنه‌های ساختاری شمال ایران، به همراه موقعیت منطقه مورد مطالعه مشخص شده است.

در خصوص منشأ و محیط زمین‌ساختی فوران‌های آذرین سنوزوییک در طارم و به طور کلی در ایران اتفاق نظر وجود ندارد. به باور بربریان و کینگ

(Berberian and King, 1981) و معین وزیری (MoineVaziri, 1985) فوران‌های آذرین سنوزوییک در ایران ناشی از فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و برخورد خرده قاره‌های ایران و عربستان می‌باشد. علوی (Alavi, 1996) نوار ماگمایی البرز باختری - آذربایجان را به عنوان کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای در نظر گرفته است که ناشی از فرورانش نئوتتیس به زیر خرده قاره البرز است.

تعدادی از پژوهشگران (مؤید، ۱۳۷۰؛ خلعت‌بری جعفری و همکاران، ۱۳۹۵) تشکیل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در البرز و منطقه طارم را در ارتباط با پدیده فرورانش می‌دانند. در مقابل، پژوهشگران دیگر علت ماگماتیسم سنوزوییک در ایران را به سبب وجود تیغه‌های حرارتی در زیر بلوک ایران مشابه خاور آفریقا دانسته، به نحوی که طی سنوزوییک مجموعه ریفت درون قاره‌ای در حال تشکیل، به علت فازهای فشاری پیرن و واتنش (استرین) پیش از تشکیل اقیانوس بسته شده‌اند (Sabzehei, 1974؛ امامی و اشجع اردلان، ۱۳۸۴). برخی پژوهشگران یک محیط کششی پشت کمان را برای پهنه البرز در ائوسن مطرح می‌نمایند (حکیمی و همکاران، ۱۳۹۰؛ Hakimi and Bagheriyan, 2018). مطالعات دیدون و ژمن (Didon and Gemain, 1976) در منطقه آذربایجان و طارم، اشاره به وجود یک ریفت درون قاره‌ای در منطقه دارد. به باور لسکویر (Lescuyer and Riou, 1976) طبیعت ماگماهای ایران در سنوزوییک به ریفت قاره‌ای و به مناطق فرورانش شباهت ندارد و ویژگی‌های هیبرید را نشان می‌دهد. به باور حق‌نظر و ملکوتیان (۱۳۹۲) و

۲- جایگاه زمین‌ساختی کوه‌های طارم

منطقه مورد مطالعه بخشی از دامنه شمالی پهنه طارم را شامل می‌شود. در برخی از نوشته‌ها اسم پهنه ماگمایی البرز (Alavi 1996) را برای پهنه طارم به کار برده‌اند (شکل ۱). کوه‌های طارم بیشتر دربردارنده مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین هستند که در حوضه دریایی کم ژرفا ته‌نشین شده‌اند. بیشتر سنگ‌های آتشفشانی منطقه طارم در ائوسن فوران نموده و به سازند کرج تعلق دارند و توسط راین و همکاران (Ryan et al., 1996) به دو عضو گردکند و آمند تقسیم شده‌اند. عضو آمند که بخش بالایی سازند کرج را تشکیل می‌دهد، با رسوبات ماسه‌سنگ و گل‌سنگ شروع و با تناوبی از سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌ای پایان می‌یابد. در گستره مورد مطالعه، عضو آمند مورد مطالعه قرار گرفته است و دارای پروتزد گسترده‌ای می‌باشد که توسط توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز مونزونیتی الیگوسن قطع شده‌اند (شکل ۲).

رسوبات تخریبی نتوژن طارم در طول رودخانه قزل‌اوزن در هسته یک ناودیس با روند شمال باختر- جنوب خاور بزرگ مقیاس که یال‌های آن با گسل‌ها قطع شده‌اند (حکیمی و همکاران، ۱۳۹۰)، رخنمون دارند. واحدهای نتوژن (شکل ۲) منطقه شامل ماسه‌سنگ، گل‌سنگ، سیلت‌سنگ و کنگلومرا و انواع مارن‌های رنگین می‌باشد که عمدتاً به رنگ قرمز بوده و معادل طبقات سرخ میوسن ایران مرکزی هستند.

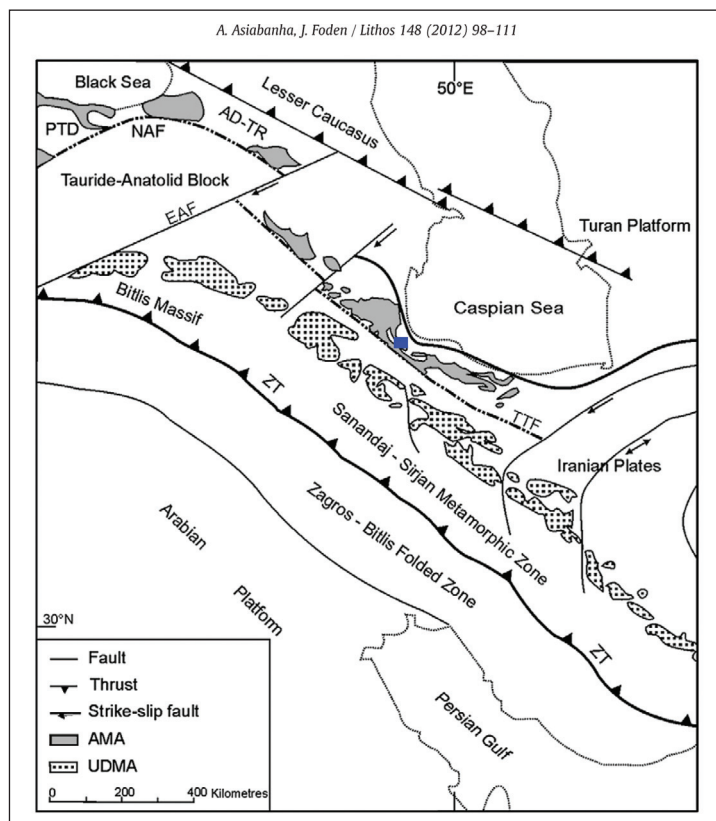
حق‌نظر و شافعی (۱۳۹۲) منشأ سنگ‌های آتشفشانی سنوزویک در البرز، گوشته منبع مورب با رخساره اسپینل بوده که با سنگ‌های پوسته قاره‌ای آلوده شده و ویژگی‌های مناطق فرورانش را به صورت کاذب نشان می‌دهد.

در این مطالعه جوان‌ترین واحدهای سازند کرج که در ناحیه منطقه فرونشسته طارم و در فوقانی‌ترین قسمت واحدهای سنگی ائوسن (و در مرز حداصل رسوبات ائوسن-نتوژن) قرار دارند، مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. با بررسی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های بازیک منطقه طارم، در خصوص ویژگی‌های ناحیه منشأ گوشته‌ای تحولات ماگمایی و ارتباط آنها با محیط ژئودینامیکی حاکم در زمان تشکیل این سنگ‌ها جزئیات بیشتری آشکار می‌شود. بررسی الگوی عناصر کمیاب چند سؤال را به شرح زیر در ذهن مطرح می‌سازد.

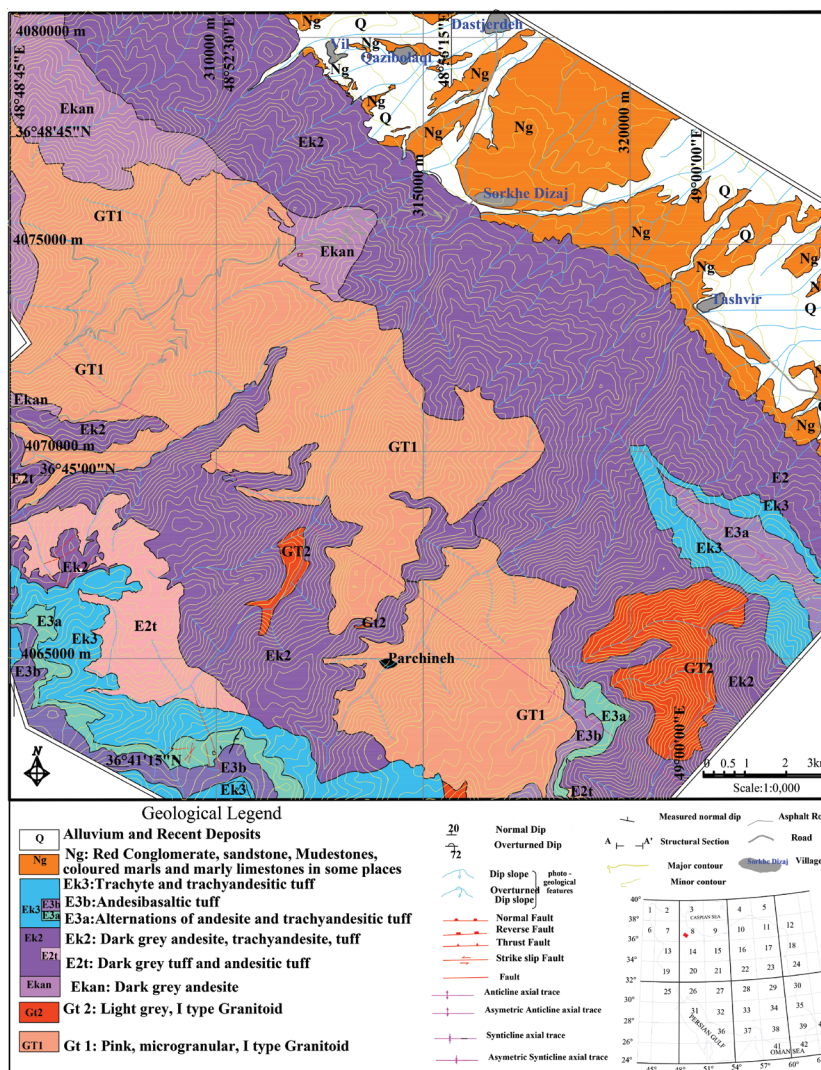
الف) آیا الیون بازالت‌های طارم در ارتباط با محیط‌های فرورانشی هستند؟

ب) آیا جایگاه اولیه طارم یک کمان آتشفشانی بوده که در طول زمان یک حوضه پشت کمانی ناقص و یا کامل در آن ایجاد شده است؟

از الگوهای عناصر کمیاب و همچنین از نسبت‌های این عناصر می‌توان به عنوان ویژگی‌های صریح در خصوص آلوده شدن یا نشدن ماگماها با پوسته قاره‌ای و همچنین مخازن ماگمایی و تغییر منابع گوشته‌ای از پوسته‌ای استفاده نمود (Yoder and Tilley, 1962; Hoffman, 1997).



شکل ۱- نقشه زمین‌ساختی ساده شده ایران-ترکیه (Asiabanha and Foden, 2012) و موقعیت پهنه ماگمایی طارم در پهنه‌های ساختاری شمال ایران منطقه مورد مطالعه با مستطیل آبی رنگ مشخص شده است (ADTR = Adjaro-Trialet; AMA = Alborz Magmatic Assemblage; EAF = East Anatolian Fault; NAF = North Anatolian Fault; PTD = Pontides; TTF = Tabriz-Takestan Fault; UDMA = Urumieh Dokhtar Magmatic Assemblage; ZT = Zagros Thrust).



شکل ۲- نقشه ۱:۱۰/۰۰۰ محدوده مورد مطالعه. محدوده این نقشه در شکل شماره ۱ به صورت مستطیل آبی رنگ نشان داده شده است. نمونه‌ها تماماً از واحدهای سنگی Ek2, Ek3 برداشته شده‌اند.

۲- روش مطالعه

به منظور انجام این پژوهش با توجه به تنوع واحدهای سنگی، تعداد ۵۰ نمونه از واحدهای آذرین Ek2, Ek3, E3a که جزو جوان‌ترین واحدهای آتشفشانی و آذرآواری اتوسن بوده و بدون مرز گسلی در زیر واحدهای سنگی نوژن قرار گرفته‌اند، برداشت و از آنها مقطع نازک تهیه و با کمک میکروسکوپ پولاریزان مورد مطالعه سنگ‌نگاری قرار گرفتند. از میان نمونه‌های یاد شده تعداد ۸ نمونه از سنگ‌های بازالتی منطقه انتخاب و برای تجزیه عناصر اصلی به روش ICP-AES و تعدادی از عناصر فرعی و REE به روش ICP-MS در آزمایشگاه ACME کشور کانادا ارسال شدند. به منظور تجزیه و تحلیل داده‌ها از نرم‌افزارهای Icpet 2007 و GCDkit استفاده شده است. نتایج حاصل از تجزیه عناصر اصلی و فرعی در جدول ۱ نشان داده شده است. بر اساس نتایج حاصل از نمونه‌های آنالیز شده فاقد دگرسانی، نمودارهای مربوط به ژئوشیمی و سنگ‌شناسی مهیا شده و در نهایت جهت تشخیص جایگاه زمین‌ساختی و تفسیر آن مورد استفاده قرار گرفتند.

نتایج حاصل از تجزیه عناصر اصلی و فرعی در جدول ۱ نشان داده شده است. در مباحث بعدی ژئوشیمی این سنگ‌ها و مقادیر عناصر کمیاب مورد بحث و بررسی قرار گرفته و سپس جایگاه زمین‌ساختی کوه‌های طارم تعیین شده است.

۳- سنگ‌نگاری

سنگ‌های بازیک گستره مورد مطالعه، دارای ترکیب عمده الیون بازالتی تا الیون بازالت آندزیتی بوده که دارای میان لایه‌های توفی با ترکیب بازالتی هستند. بافت چیره سنگ‌ها پورفیریک با خمیره میکرولیتی تا پورفیریک با خمیره دانه متوسط می‌باشد (شکل ۳). بافت خمیره دانه متوسط در این بازالت‌ها به خاطر سبزی زیاد گدازه‌ها بوده که سرد شدن آرام‌تر در بخش‌های تحتانی گدازه‌ها سبب ایجاد خمیره دانه متوسط در آنها شده است. فنوکریست‌های چیره سنگ‌ها، از نظر فراوانی به ترتیب شامل کلینوپروکسن و الیون می‌باشند. کلینوپروکسن‌ها کاملاً سالم، خودشکل و دارای منطقه‌بندی هستند.

۴- روابط کانی‌شناسی

در برخی از مقاطع نازک کانی‌های آپاتیت و الیون به صورت پویی کلیتیکی در داخل کلینوپروکسن‌ها دیده می‌شوند که نشانه تقدم تبلور این دو کانی نسبت به کلینوپروکسن‌ها هستند و بعضی از الیون‌ها به صورت پویی کلیتیکی بلورهای خود شکل آپاتیت را در برگرفته‌اند که این موضوع نشانه تقدم احتمالی تبلور آپاتیت نسبت به الیون و پروکسن است (شکل ۴-ا). درشت‌بلورهای الیون کاملاً به کلریت، ایدنگزیت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند. خمیره این سنگ‌ها از

سیلیس می‌شود. مطالعات تجربی نشان می‌دهد که جذب کربنات در ماگما با فرایند سیلیس‌زدایی همراه می‌شود. این فرایند ضمن از هم پاشیدگی CaCO_3 ، از طریق مصرف FeO ، MgO ، SiO_2 و Al_2O_3 ، منجر به تشکیل یک محلول جامد متشکل از دیوپسید، هیدنرژیت و پدیده موسوم به Ca-Tschermark می‌شود (Mollo et al., 2010). چنین فرایندی توسط از هم پاشیدگی CaCO_3 در مذاب و مصرف SiO_2 و MgO برای تشکیل دیوپسید توصیف می‌گردد. این واکنش به صورت ذیل می‌باشد:

$$\text{CaCO}_3^{\text{solid}} + \text{SiO}_2^{\text{Melt}} + \text{MgO}^{\text{Melt}} \rightarrow \text{Diopside}^{\text{Solid}} + \text{CO}_2^{\text{Fluid}}$$

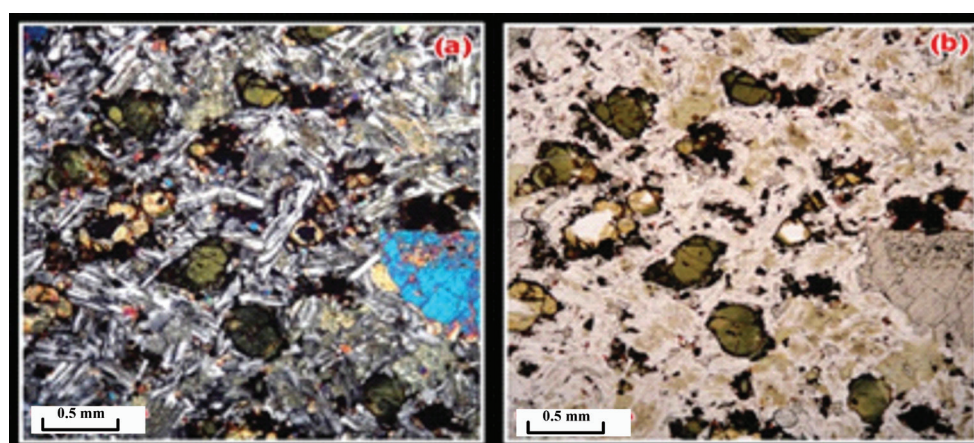
میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، دانه‌های کلینوپروکسن و بلورهای زیر کانی‌های اوپک تشکیل شده‌اند. یکی از ویژگی‌های آشکار الیون بازالت‌های منطقه مورد مطالعه وجود قطعات سنگی کربناته در داخل این بازالت‌ها است. به طوری که در برخی از موارد با ماگما واکنش داده و تماماً به سوزن‌های ریز کلینوپروکسن تبدیل شده‌اند (شکل ۴-ب). در برخی از مواقع نیز در آنها بلورهای میکا مشاهده می‌شود. به باور مولو (Mollo et al., 2010) برهم کنش ماگما با کانی‌های کربناته در تفریق ماگما، سبب شکل‌گیری یک مذاب غنی از عناصر آلکالن و تحت اشباع از

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی به روش ICP-AES بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی به روش ICP-MS بر حسب PPM.

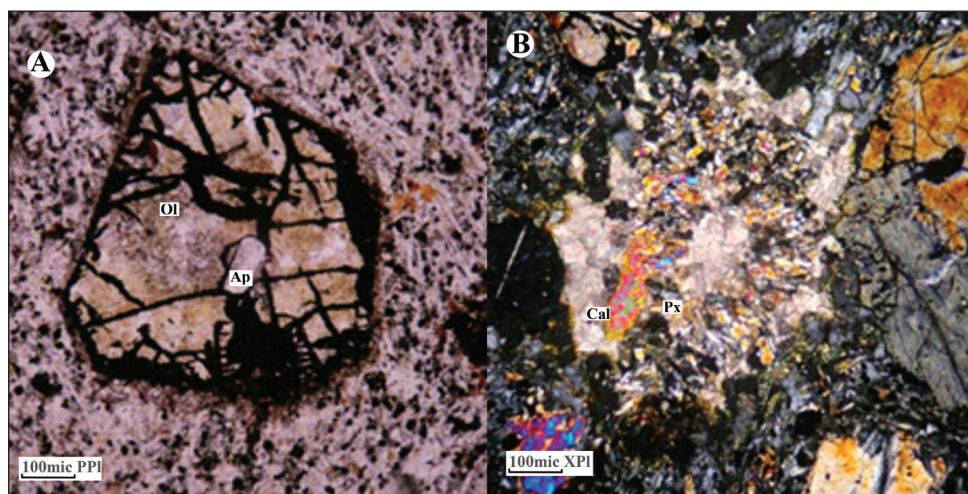
Sample	M197	M198	M199	M200	M201	M202	M203	M204
SiO_2	۴۶/۹۴	۴۷/۱۰	۴۵/۷۶	۴۷/۷۴	۴۷/۵۵	۴۵/۵۴	۴۸/۲۱	۴۷/۷۳
Al_2O_3	۱۶/۴۴	۱۶/۲۵	۱۶/۵۸	۱۵/۸۸	۱۶/۳۷	۱۴/۸۲	۱۶/۱۰	۱۵/۴۳
Fe_2O_3	۱۱/۳۳	۱۱/۶۱	۱۱/۷۴	۱۱/۰۴	۱۱/۳۰	۱۱/۰۴	۱۱/۴۶	۱۰/۹۵
MgO	۵/۲۲	۵/۷۳	۵/۱۴	۶/۱۱	۵/۵۹	۵/۷۸	۶/۷۳	۶/۸۴
CaO	۱۰/۰۴	۹/۳۵	۹/۵۲	۹/۲۵	۹/۲۴	۱۱/۲۱	۹/۶۳	۱۰/۰۵
Na_2O	۲/۳۲	۲/۳۳	۲/۳۰	۲/۳۹	۲/۴۴	۲/۰۶	۲/۴۸	۲/۲۹
K_2O	۲/۳۳	۲/۵۱	۲/۹۵	۲/۵۷	۲/۶۰	۲/۴۰	۲/۷۱	۲/۴۰
TiO_2	۱/۰۴	۱/۰۴	۱/۰۳	۰/۹۷	۱/۰۲	۰/۹۴	۰/۹۷	۰/۹۵
P_2O_5	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۳۹	۰/۴۱	۰/۳۹	۰/۴۰	۰/۴۴	۰/۳۹
MnO	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۲۱	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۱۹
Cr_2O_3	۰/۰۱۱	۰/۰۱۴	۰/۰۱۳	۰/۰۲۵	۰/۰۱۸	۰/۰۲۶	۰/۰۲۵	۰/۰۳۲
#Mg	۴۸/۰۵	۴۹/۴۳	۴۶/۴۵	۵۲/۳۱	۴۹/۵۰	۵۰/۹۲	۵۳/۷۷	۵۵/۳۲
LOI	۳/۵	۳/۲	۴/۱	۳/۰	۳/۰	۴/۹	۰/۷	۲/۴
Total	۹۹/۷۳	۹۹/۷۰	۹۹/۷۲	۹۹/۶۴	۹۹/۷۰	۹۹/۳۶	۹۹/۷۰	۹۹/۶۸
Ni	۲۰	۳۵	۲۸	۳۰	۲۲	۳۹	۳۸	۴۵
Sc	۳۲	۳۱	۳۱	۳۰	۳۰	۳۲	۳۰	۳۳
Ba	۵۱۴	۵۴۹	۵۵۷	۵۵۷	۵۵۶	۵۳۵	۶۱۵	۵۷۳
Be	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۲
Co	۳۵/۲	۳۶/۲	۳۱/۵	۳۵/۱	۳۴/۵	۳۸/۶	۳۷/۸	۳۶/۲
Cs	۰/۸	۱/۱	۱/۰	۰/۷	۰/۵	۱/۰	۲/۰	۳/۲
Ga	۱۵/۵	۱۵/۷	۱۵/۴	۱۵/۸	۱۶/۰	۱۵/۲	۱۵/۹	۱۵/۸
Hf	۱/۹	۲/۳	۲/۰	۲/۷	۲/۲	۲/۲	۲/۸	۲/۶
Nb	۷/۷	۶/۵	۶/۲	۵/۸	۶/۱	۵/۲	۵/۸	۵/۵
Rb	۴۳/۵	۴۷/۰	۵۷/۲	۵۲/۱	۵۱/۳	۴۵/۶	۵۰/۸	۴۸/۹
Sn	۳	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Sr	۶۸۷/۷	۷۳۰/۱	۶۷۸/۵	۷۵۷/۸	۶۹۸/۰	۹۸۰/۰	۸۲۷/۱	۷۹۲/۲
Ta	۰/۴	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۲	۰/۳	۰/۲
Th	۱/۹	۲/۰	۲/۰	۲/۲	۱/۹	۱/۹	۲/۳	۱/۹
U	۰/۶	۰/۶	۰/۵	۰/۹	۰/۷	۰/۷	۰/۹	۰/۶
V	۳۰۱	۲۹۹	۲۹۸	۲۸۸	۲۹۲	۲۷۸	۲۸۹	۲۹۴
W	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۱/۰	۰/۶	۰/۵	۰/۵

ادامه جدول ۱

Sample	M197	M198	M199	M200	M201	M202	M203	M204
Zr	۷۸/۸	۸۰/۹	۸۲/۳	۸۳/۹	۸۳/۳	۷۸/۶	۸۷/۶	۸۴/۶
Y	۲۰/۹	۲۱/۷	۲۱/۶	۲۱/۸	۲۱/۲	۱۹/۴	۲۱/۲	۲۰/۹
La	۱۷/۰	۱۷/۷	۱۷/۹	۱۸/۷	۱۸/۴	۱۸/۰	۱۹/۸	۱۸/۹
Ce	۳۵/۱	۳۵/۲	۳۶/۲	۳۸/۷	۳۸/۰	۳۶/۸	۴۱/۴	۳۹/۶
Pr	۴/۴۴	۴/۵۵	۴/۷۰	۴/۸۵	۴/۸۹	۴/۸۵	۵/۱۴	۴/۹۲
Nd	۲۰/۴	۱۹/۲	۱۹/۰	۲۰/۸	۲۰/۶	۱۹/۸	۲۱/۸	۲۰/۹
Sm	۴/۶۲	۴/۸۷	۴/۵۳	۴/۶۱	۴/۲۵	۴/۴۷	۴/۵۰	۴/۶۵
Eu	۱/۳۹	۱/۳۴	۱/۴۵	۱/۳۰	۱/۳۸	۱/۳۷	۱/۴۴	۱/۳۶
Gd	۴/۸۸	۴/۹۵	۴/۵۹	۴/۶۶	۴/۳۸	۴/۳۳	۴/۶۷	۴/۶۶
Tb	۰/۶۸	۰/۶۸	۰/۶۶	۰/۶۴	۰/۶۵	۰/۶۴	۰/۶۵	۰/۶۴
Dy	۴/۳۹	۳/۶۶	۳/۶۰	۳/۹۷	۳/۹۳	۳/۶۱	۳/۹۳	۳/۷۲
Ho	۰/۷۲	۰/۸۳	۰/۷۸	۰/۷۰	۰/۷۳	۰/۶۹	۰/۷۱	۰/۷۲
Er	۲/۱۶	۲/۲۳	۲/۲۱	۲/۰۱	۲/۲۸	۱/۸۸	۲/۱۲	۲/۱۱
Tm	۰/۳۵	۰/۳۰	۰/۳۲	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۲۸	۰/۳۰	۰/۲۸
Yb	۱/۹۰	۲/۰۸	۲/۰۴	۲/۲۸	۱/۸۲	۱/۸۷	۱/۸۲	۲/۰۴
Lu	۰/۲۹	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۲۶	۰/۳۰	۰/۲۹
Mo	۰/۷	۰/۷	۱/۰	۰/۹	۰/۷	۰/۷	۰/۹	۰/۶
Cu	۵۲/۱	۱۲۰/۶	۴۰/۶	۲۳۹/۸	۱۹۱/۵	۹۶/۵	۷۲/۷	۱۵۰/۷
Pb	۱۶۹/۷	۲۲۲/۲	۱۲۴/۵	۶۹۱/۳	۱۰۱/۰	۳۶۴/۱	۳۹/۶	۳۷۱/۵
Zn	۸۴	۶۳	۷۱	۶۸	۵۴	۵۶	۷۲	۶۵
As	۲/۰	۲/۲	۲/۵	۲/۰	۰/۹	۵/۷	۱/۶	۴/۴
Cd	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
Sb	۰/۲	۰/۴	۰/۹	۰/۲	۰/۴	۱/۴	۰/۳	۰/۵
Bi	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۳	۰/۱	۰/۱
Ag	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۴	۰/۲	۰/۶	۰/۱	۰/۲
Au	۳/۷	۴/۴	۴/۷	۲/۲	۳/۵	۲/۲	۵/۱	۳/۳
Hg	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۱۹	۰/۰۴	۰/۱۳	۰/۰۲	۰/۰۵
Tl	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱



شکل ۳- بافت پورفیری با خمیره دانه متوسط در سنگ الیون دولریت. (a) در نور XPL، (b) در نور PPL.

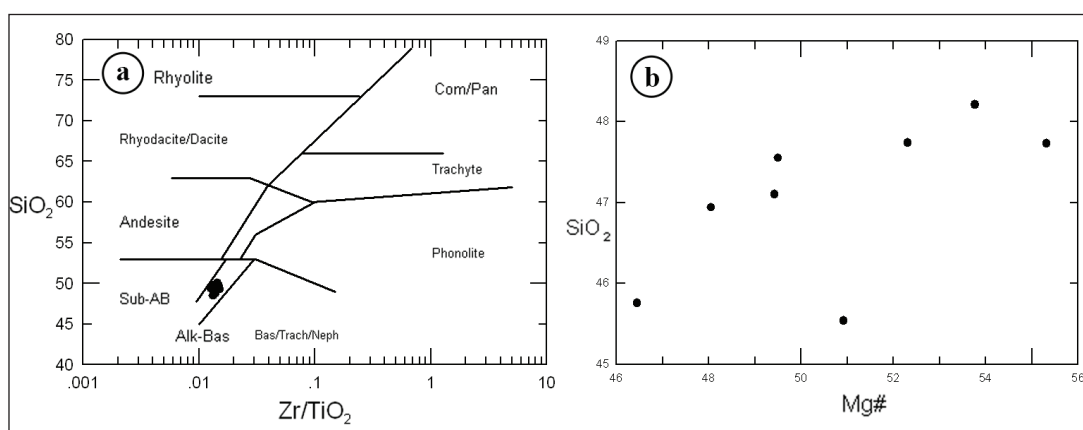


شکل ۴- (A) درشت‌بلور الیون که بلور آپاتیت را در بر گرفته است (در نور PPL). (B) هضم کانی‌های کربناته توسط ماگمای الیون بازالت که قسمت‌هایی از آن به سوزن‌های پیروکسن تبدیل شده است (در نور XPL).

۵- ژئوشیمی

این موضوع گویای آن است که به دنبال هضم سنگ‌های کربناته توسط ماگما، سیلیسیم و منیزیم برای ساختن کلینوپیروکسن در ماگما مصرف شده‌اند، پس با تحول‌یافتگی بیشتر، مقدار این دو عنصر در ماگمای باقیمانده کاهش یافته است. مقایسه الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب الیون بازالت‌های عضو آمند طارم با مقادیر ارایه شده ترکیب مورب توسط پیرس (Pearce, 1983) و ترکیب گوشته اولیه ارایه شده توسط هولم (Hollm, 1985)، بیانگر غنی‌شدگی مشخص عناصر LIL همراه با بی‌هنجاری مثبت P و Sm و بی‌هنجاری‌های منفی Nb, Ta, Zr, Hf و Th می‌باشد.

در نمودار SiO_2 در برابر Zr/Ti (Winchester and Floyd, 1977)، تمامی نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های آلتالین واقع شده‌اند (شکل ۵-ا). در محاسبه نرم وزنی، مقدار نفیلین کمتر از ۵٪ می‌باشد و الیون به همراه نفیلین محاسبه شده است. بر طبق رده‌بندی یودر و تیلی (Yoder and Tilley, 1962) سنگ‌های گستره مورد مطالعه، جزو الیون بازالت‌های آلتالین به‌شمار می‌روند. مقدار عدد منیزیم $\text{Mg\#}$ در نمونه‌ها بین ۵۵/۵ تا ۴۶/۵ متغیر بوده که نشانه تحول یافتگی الیون بازالت‌های آلتالین منطقه است. در نمودار تغییرات SiO_2 در برابر $\text{Mg\#}$ یک کاهش مقدار SiO_2 همگام با کاهش عدد منیزیم و افزایش تفریق به چشم می‌خورد (شکل ۵-ب).



شکل ۵- (a) تقسیم‌بندی سنگ‌های منطقه در نمودار SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) و (b) موقعیت نمونه‌ها در نمودار تغییرات SiO_2 در برابر $\text{Mg\#}$ (Winchester and Floyd, 1977).

درون صفحه‌ای که با پوسته قاره‌ای آلوده شده‌اند، نیز مشاهده می‌شود، پس به باور وی بایستی در تعبیر و تفسیر این الگوها دقت و احتیاط نمود. چنین الگوهایی دارای ویژگی نمودارهای عنکبوتی خاص مناطق فرورانش بوده (Wilson, 1989; Pearce, 1982) و در بازالت‌های داخل صفحه قاره‌ای (بازالت‌های ریفتی قاره‌ای و بازالت‌های طیفانی قاره‌ای) نیز گزارش شده‌اند (Cox and Hawkesworth, 1985; Wilson, 1989). با توجه به نسبت‌های عناصر

به باور ویلسون (Wilson, 1989) الگوی بازالت‌های مرتبط با مناطق فرورانش به صورت کاملاً نوک تیز و میله‌ای بوده و برآمدگی‌های ناشی از منحنی آنها به دلیل اجزای افزوده شده از منشأ گوشته‌ای بازالت‌ها به وسیله سیالات فرورانشی می‌باشند. از بارزترین ویژگی نمودارهای عنکبوتی بازالت‌های فرورانش، گودی مشخص در قسمت Nb-Ta است، اما به باور ویلسون (Wilson, 1989) این نوع گودی در نمودارهای عنکبوتی بازالت‌های

۴- ماگماهای نشأت گرفته از گوشته دارای نسبت Th/Ce حدود $۰/۰۵-۰/۰۲$ هستند (Sun and McDonough, 1989). نسبت Th/Ce در پوسته قاره‌ای فوقانی $۰/۱۵$ (Taylor and McLennan, 1985) و در پوسته تحتانی $۰/۰۶$ است (Rudnick and Fountain, 1995) و نسبت بالای Th/Ce در سنگ‌های پوسته فوقانی یکی از شواهد آلودگی پوسته با ماگما می‌باشد (Su et al., 2012)، بنابراین نسبت $۰/۰۶$ در بازالت‌های گستره مورد مطالعه، نشانه آلودگی ماگماها با پوسته تحتانی هستند.

۵- الگوی میانگین عناصر کمیاب آلکالی الیون بازالت‌های عضو آمند طارم در منطقه تشویر، در مقایسه با مقادیر بهنجار شده پوسته تحتانی (شکل ۶- a و b)، گوشته اولیه و MORB، به خوبی هماهنگی روند عنصری بازالت‌های منطقه با پوسته تحتانی را نشان می‌دهد.

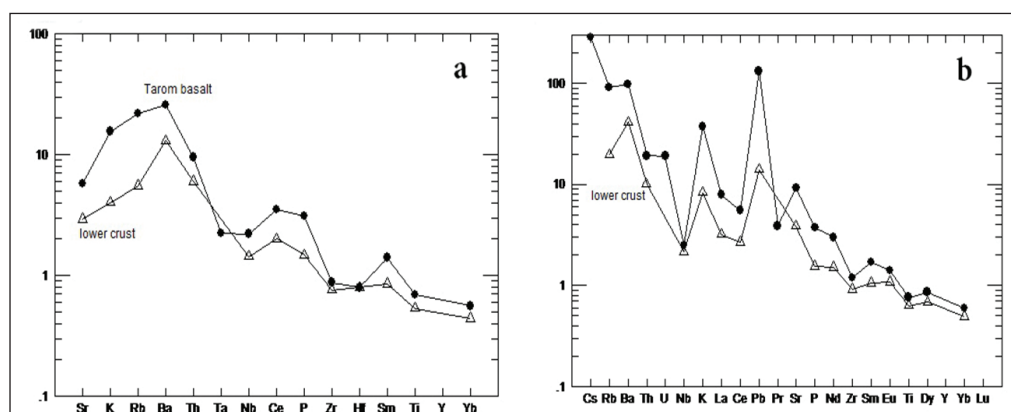
۶- در آلکالی الیون بازالت‌های منطقه مورد مطالعه، بی‌هنجاری منفی Th مشاهده می‌شود. آرایش ماگماها با رخساره گرانولیتی پوسته زیرین باعث تهی‌شدگی از عناصر $U-Th$ و $Nb-Ta$ می‌شود، زیرا در پوسته زیرین این عناصر نسبت به LREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند (Borisova et al., 2001). معمولاً دخالت اجزا و سیال‌های فرورانشی و همچنین آلودگی پوسته زیرین با پوسته قاره‌ای فوقانی سبب افزایش و غنی‌شدگی در Th می‌شود (Pearce, 1983).

در آنالیزهای انجام شده می‌توان مقایسه‌های زیر را ارائه نمود.

۱- نسبت K_2O/P_2O_5 در آلکالی الیون بازالت‌های گستره مورد مطالعه که در دامنه شمالی کوه‌های طارم قرار دارد، به طور میانگین $۶/۵$ می‌باشد که با مقادیر بازالت‌های نشأت گرفته از گوشته (Carlson, 1991) مطابقت دارد. هضم پوسته و یا تفریق آپاتیت سبب بالا رفتن نسبت فوق شده و این موضوع در بازالت‌های رودخانه کلمبیا (در باختر آمریکا) نیز مشاهده شده است.

۲- نسبت Nb/U در بازالت‌های منبع MORB و OIB ۴۷ ± ۱۰ (Hofmann et al., 1986)، در گوشته اولیه $Nb/U=۳۰$ ، در پوسته قاره‌ای تقریباً برابر ۱۰ (Hofmann, 1997)، ولی در آلکالی الیون بازالت‌های منطقه دارای میانگین $۸/۸$ می‌باشد. اگر پوسته قاره‌ای مسئول آرایش ماگماها باشد، در این صورت نسبت Nb/U کاهش می‌یابد (Hofmann, 1997).

۳- میانگین نسبت La/Nb در آلکالی الیون بازالت‌های محدوده تشویر طارم در حدود ۳، در بازالت‌های آلکالی قاره‌ای با منشأ OIB کمتر از ۱، و در برخی از ایالت‌های بازالت‌های قاره‌ای که درجات متغیرهای از آلودگی پوسته‌ای را نشان می‌دهند، مقدار La/Nb بین $۰/۵$ تا ۷ می‌باشد (Thompson et al., 1984). با توجه به این که در پوسته نسبت $La/Nb < ۱$ بوده، از این رو، آلودگی پوسته‌ای بازالت‌ها منجر به بالا رفتن این نسبت می‌شود (Taylor and McLennan, 1985).



شکل ۶- الگوی میانگین عناصر کمیاب آلکالی الیون بازالت‌های گستره طارم در مقایسه با مقادیر پوسته تحتانی بهنجار شده با (a) مقادیر MORB (Sun and McDonough, 1989)؛ (b) و مقادیر میانگین (Pearce, 1983) گوشته اولیه.

محیط‌های قاره‌ای بیانگر استعداد بالای برهم کنش لیتوسفر و ماگمای در حال صعود به سطح زمین هستند. این موضوع از طریق مقایسه محدوده متنوع ترکیبات شیمیایی و ایزوتوپی بازالت‌های داخل صفحه قاره‌ای نسبت به بازالت‌های اقیانوسی قابل اثبات است (Carlson, 1991). به همین دلیل درک منشأ ماگماها و محیط زمین‌ساختی مرتبط با آنها در محیط‌های قاره‌ای عموماً مشکل و نیازمند فهم تاریخ تحولات ماگمایی طی عبور از گوشته لیتوسفری و پوسته قاره‌ای است. چون پوسته قاره‌ای می‌تواند علائم مشابه مناطق فرورانش را داشته باشد (Verma, 2009)، می‌تواند علائم گوشته‌ای را پنهان نماید.

۶-۱. منشأ گوشته‌ای و محیط زمین‌ساختی

نسبت Ba/Rb در بازالت‌های گستره مورد مطالعه در حدود میانگین $۱۱/۵$ می‌باشد. عموماً محلول‌ها و رسوبات رها شده از صفحه فرو رانده دارای نسبت پایین Ba/Rb هستند و این موضوع به دلیل برتری Rb نسبت به Ba در محلول‌های فرورانشی می‌باشد (Tatsumi et al., 1986; Peccerillo, 1999). این نسبت در بازالت‌های

به باور مایسن (Mysen, 1982) آب‌زدایی ورقه فرورانده سبب متاسوماتیسم گوه گوشته فوقانی به وسیله سیال‌های آبی شده و در نتیجه باعث ایجاد بی‌هنجاری مثبت K و Rb و بی‌هنجاری منفی Ba در ماگما می‌شود. در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه نیز که شامل فوقانی‌ترین بخش سازند کرج می‌باشد، بی‌هنجاری مثبت Ba و بی‌هنجاری منفی Rb مشاهده می‌شود. در نتیجه نقش سیالات فرورانشی و همچنین پوسته فوقانی در تشکیل ماگما به زیر سؤال می‌رود. نشیب و فرازهای یکسان و هماهنگی روند عنصری بازالت‌های منطقه با پوسته قاره‌ای زیرین گویای آلودگی این سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای تحتانی است. مطالعات دیگر (Turner and Hawkesworth, 1995) نیز نشان می‌دهد که برخی از بازالت‌های قاره‌ای می‌توانند متأثر از فرایند آرایش ماگما با پوسته تحتانی باشند.

۶-۲. بحث

بازالت‌های قاره‌ای، دارای تنوع گسترده‌ای هستند و منشأ آنها یکی از مباحث سنگ‌شناسی در چندین دهه اخیر بوده است. تغییرات ترکیبی انواع بازالت‌های

توسط فیتون و همکاران (Fitton et al., 1997) معرفی گردیده است که بر طبق رابطه ۱ به دست می‌آید.

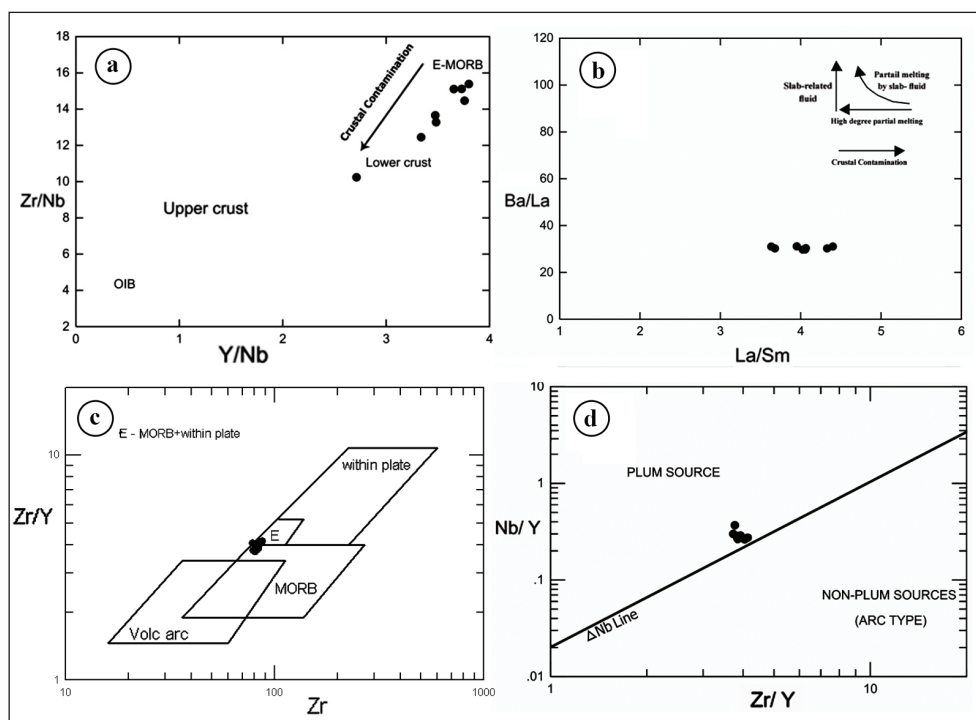
$$\Delta Nb = \left[1.74 + \log\left(\frac{Nb}{Y}\right) - 1.92 \log\left(\frac{Zr}{Y}\right) \right] \quad \text{رابطه (۱)}$$

نمودار لگاریتمی (شکل ۷-د) (Condie, 2005) به طور کلی تقریباً به تأثیر فرایند دگرسانی، تفریق بلورین و درجات متغیر ذوب بخشی غیر حساس است. از این نمودار برای تعیین شاخص‌های ناحیه منشأ ماگما استفاده می‌شود و شاخص جدا کننده منابع بازالتی پلوم و غیر پلوم است. در این نمودار بازالت‌های مربوط به فروران، N-MORB و پوسته قاره‌ای در قسمت پایین خط ΔNb قرار دارند، یعنی دارای مقادیر $\Delta Nb < 0$ هستند (Condie, 2005). در نمودار لگاریتمی Nb/Y در برابر Zr/Y، نمونه‌های گستره مورد مطالعه دارای $\Delta Nb > 0$ بوده و در محدوده منبع و منشأ پلوم واقع شده و با مناطق قوسی در ارتباط نیستند (شکل ۷-د). آلودگی پوسته‌ای یک بازالت منشأ گرفته از یک منبع تهی شده و یا پهنه فرورانشی و یا N-MORB نمی‌تواند باعث ایجاد ΔNb مثبت شود، ولی اگر بازالت‌های منبع OIB و یا منشأ پلوم با پوسته قاره‌ای آغشته شوند، سبب ایجاد ΔNb منفی در نمونه‌ها می‌شوند (Condie, 2005) وجود شواهد آلودگی پوسته‌ای در بازالت‌های گستره مورد مطالعه، و از طرفی مقادیر $\Delta Nb > 0$ در نمونه‌ها، گویای آن است که منشأ اولیه بازالت‌های منطقه تشویر واقع در دامنه شمالی کوه‌های طارم، به منابع پلوم تعلق داشته و با منابع N-MORB و کمان فعال قاره ارتباطی ندارند.

غیر کوهزایی حدود ۱۱ می باشد (Sun and McDonough, 1989). از طرفی نسبت K_2O/Na_2O در الیون بازالت‌های منطقه به طور میانگین تقریباً برابر ۱ می‌باشد. معمولاً ماگماهای مرتبط با مناطق کوهزایی دارای نسبت $K_2O/Na_2O > 1.5$ هستند (Wilson and Downes, 2006)، بنابراین نسبت‌های K_2O/Na_2O و Ba/Rb در الیون بازالت‌های گستره مورد مطالعه، نشانه مرتبط بودن این سنگ‌ها به مناطق غیر کوهزایی است.

موقعیت نمونه‌ها در نمودار Zr/Nb در برابر Y/Nb (Wilson, 1989) آشکارا دارای روندی هستند که آمیزه‌ای از یک منبع مورب غنی شده (E-MORB) و پوسته قاره‌ای تحتانی بوده و از بردار آلایش پوسته‌ای پیروی می‌کنند (شکل ۷-ا). موقعیت نمونه‌ها در نمودار Ba/La در برابر La/Sm (Ryan et al., 1996) گویای آن است که این نمونه‌ها دارای نسبت ثابتی از Ba/La بوده و از بردار آلایش پوسته‌ای پیروی می‌کنند (شکل ۷-ب). این موضوع عدم دخالت یک فاز سیال ناشی از فرورانش را در پتروژنز سنگ‌های منطقه نشان می‌دهد. ویلسون (Wilson, 1989) بر این باور است که مشاهده این روند گویای منبع گوشته‌ای استونسفری منبع مورب، در پتروژنز آلکالی الیون بازالت‌ها می‌باشد.

در نمودار Zr/Y در برابر Zr (شکل ۷-ج) (Pearce, 1983) نمونه‌ها در محدوده مشترک MORB و داخل صفحه قرار گرفته‌اند. احتمالاً آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌ها سبب کاهش Zr و بی‌هنجاری منفی آن شده و احتمالاً نمونه‌های اولیه فاقد آلودگی، دارای محتوی Zr بالاتری بوده‌اند. برای تعیین روند ماگما پارامتر ΔNb نخستین بار



شکل ۷-ا) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Zr/Nb در برابر Y/Nb (Wilson, 1989). (ب) موقعیت نمونه‌های منطقه در نمودار Ba/La در برابر La/Sm (Ryan et al., 1996). (ج) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Zr/Y در برابر Zr (Ryan et al., 1996). (د) موقعیت نمونه‌ها در نمودار لگاریتمی Nb/Y در برابر Zr/Y (Condie, 2005).

سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی محدوده مورد مطالعه کالکوالکالان با پتاسیم بالا و شوشونیتی (سیدقراغینی و همکاران، ۱۳۹۸) بوده و از عناصر کمیابی مانند Rb، Ba، Sr، Th و K غنی شده‌اند. ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی آنها نشانگر حضور فاز بخاری غنی از آب در ماگمای مولد آنها بوده است.

در نمودار Th/Zr در برابر Nb/Zr (Shuqing et al., 2003)، تمامی نمونه‌های محدوده تشویر در محدوده IV2 یعنی بازالت‌های درون صفحه قاره‌ای و پهنه‌های کششی قاره‌ای واقع شده‌اند (شکل ۸-ا). در نمودار Nb/Ta در برابر Zr/Sm (شکل ۸-ب) (Foley et al., 2003) نیز نمونه‌ها روندی از گوشته منبع مورب به سمت پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهند.

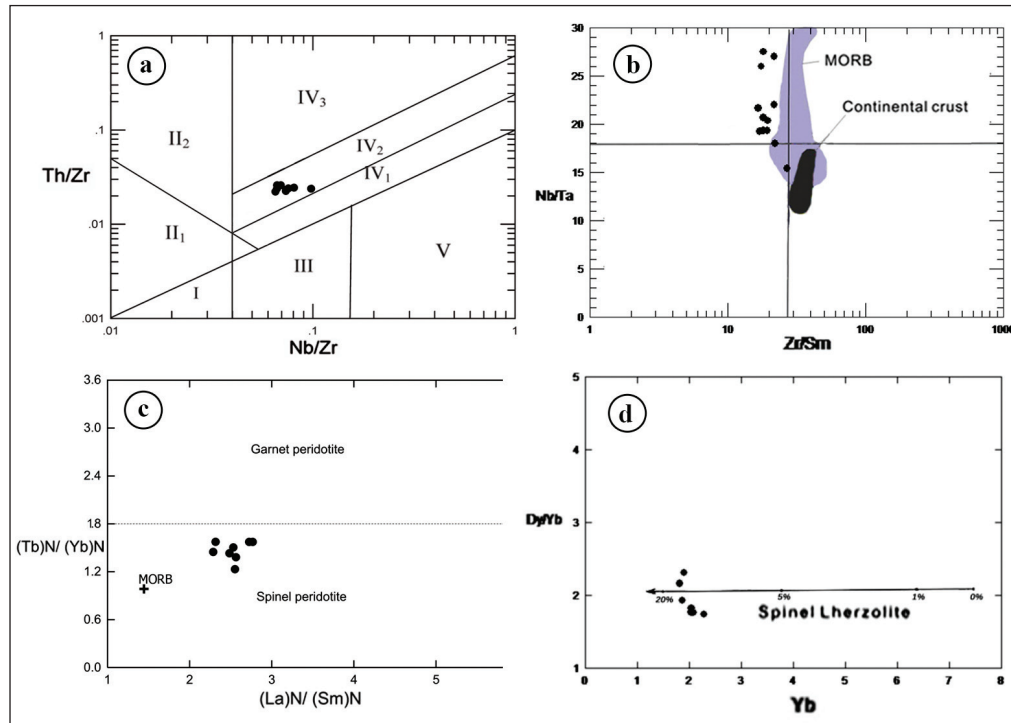
ناحیه منشأ است (Hasse et al., 2004)، اما میانگین حدود ۱/۲ در سنگ‌های محدوده تشویر، بیانگر این واقعیت است که گارنت، نقشی در ناحیه منشأ ندارد (Lucassen et al., 2008).

در نمودار $(\text{Tb/Yb})_N$ در برابر $(\text{La/Sm})_N$ تمامی نمونه‌های گستره مورد مطالعه دارای نسبت $(\text{Tb/Yb})_N < 1.8$ بوده و در محدوده گوشته منبع اسپنل پریدوتیت واقع شده‌اند (شکل ۸-۱). مقادیر $(\text{Tb/Yb})_N < 1.8$ از ویژگی‌های گوشته با رخساره اسپنل است (Wang et al., 2002). در نمودار Dy/Yb در برابر Yb درصدی ذوب بخشی یک منبع اسپنل لرزولیتی (Yan et al., 2018) نشان داده شده است (شکل ۸-۲). داده‌های گستره مورد مطالعه، بیانگر ذوب بخشی تقریبی ۱۵٪ یک منبع اسپنل لرزولیتی می‌باشد.

با توجه به این که زون تدریجی اسپنل - گارنت در ژرفای تقریبی ۶۵ کیلومتری و فشارهای ۳-۲/۵ Gpas است (McKenzie and Bickle, 1988)، از این رو، رخساره اسپنل لرزولیتی در ژرفاهای کمتر از ۶۵ km و فشارهای کمتر از ۲۰ کیلوباری وجود دارد. با توجه به اینکه رخساره اسپنل لرزولیتی در نواحی اقیانوسی حداکثر تا ژرفای ۷۵ کیلومتری و در نواحی قاره‌ای حداکثر تا ژرفای ۵۰ کیلومتری وجود دارند (Brown and Mussett, 1981)، از این رو، محدوده ژرفی منشأگیری بازالت‌های منطقه باید احتمالاً کمتر از ۵۰ کیلومتر باشد. مطالعات تجربی (Jaques and Green, 1980) نشان داده که از ذوب یک اسپنل پریدوتیت تحت فشار ۱۵ کیلوبار (در ژرفای تقریبی ۵۰ km) و نرخ ذوب بخشی ۱۵٪، آلکالی الیون بازالت امکان شکل‌گیری دارد. مطالعات کوشیرو (Kushiro, 1972) نیز به نتایج مشابهی از ذوب اسپنل پریدوتیت بدون فلوگوپیت (یعنی بدون آب) تحت فشار ۱۵ کیلوبار رسیده است.

در مباحث پیشین در بررسی‌های ژئوشیمیایی دخالت دو منبع، گوشته استونسفری منبع مورب و پوسته قاره‌ای تحتانی در پتروژنز آلکالی الیون بازالت‌های منطقه در موقعیت داخل صفحه قاره‌ای مطرح گردید. برای ژنر آلکالی الیون بازالت‌های قاره‌ای ترکیب گوشته از اهمیت بیشتری برخوردار است. در این بین رویدادهای ژئوتکتونیک و ژرفای شکل‌گیری ماگمای مذاب در گوشته استونسفری یا لیتوسفری، به یکدیگر وابسته بوده و نقش مهمی دارند. در محیط‌های درون قاره‌ای عمدتاً مذاب‌ها از استونسفر همرفتی (پلوم‌های ژرف) و یا از گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای نشأت می‌گیرند (McKenzie and Onions, 1995). به باور زیندلر و هارت (Zindler And Hart, 1986) منابع گوشته‌ای در بازالت‌های داخل صفحه از اختلاط دو یا چند مخزن اعضای انتهایی گوشته DMM، مورب تهی شده، HIMU، و گوشته غنی شده EM1، EM2 تفسیر شده‌اند. به باور ویلسون (Wilson, 1989) در مناطق ریفتی درون قاره‌ای، گوشته استونسفری منبع OIB و منبع MORB در پتروژنز بازالت‌ها نقش دارند.

به باور مکینزی و آونیونز (McKenzie and Onions, 1995)، آلکالی بازالت‌های داخل صفحه از منابع لیتوسفری غنی شده که پیش‌تر تهی بوده‌اند، شکل گرفته و این غنی‌شدگی در ارتباط با جدایش مواد مذاب کم‌حجم منشأ گرفته از گوشته منبع مورب می‌باشد. عنصر Yb یک عنصر سازگار با گارنت و ناسازگار با اسپنل است. در نتیجه، غنی‌شدگی این عنصر فقط زمانی که گارنت به عنوان فاز باقیمانده در ناحیه منشأ باشد، روی می‌دهد (Peters et al., 2008)، اما میانگین نسبت $(\text{Dy/Yb})_N$ در بازالت‌های محدوده تشویر حدود ۱/۲ می‌باشد. معمولاً تفریق بالای عناصر کمیاب خاکی سنگین با نسبت $(\text{Dy/Yb})_N > 1.6$ نشانه حضور گارنت در



شکل ۸- موقعیت نمونه‌ها (a) در نمودار Th/Zr در برابر Nb/Zr (b) نمودار Nb/Ta در برابر Zr/Sm (Foley et al., 2003)، نمودار ونگ و همکاران (Wang et al., 2002) و (d) درصد ذوب بخشی آلکالی الیون بازالت‌های طارم در نمودار Dy/Yb در برابر Yb (Yan et al., 2018). میدان‌ها عبارتند از: I: N-MORB؛ حاشیه صفحه اقیانوسی و اگر؛ II: حاشیه صفحه همگرا؛ II₁: بازالت کمان-جزیره‌ای اقیانوسی؛ II₂: بازالت کمان-جزیره حاشیه قاره‌ای و کمان آتشفشانی حاشیه قاره‌ای؛ III: بازالت‌های درون صفحه‌ای اقیانوسی (بازالت T-MORB و E-MORB در جزایر اقیانوسی و کوه‌های دریایی)؛ IV: منطقه بازالت درون صفحه‌ای قاره‌ای، IV₁: تولیت در ریفت درون قاره‌ای و ریفت حاشیه قاره‌ای، IV₂: بازالت واقع در پهنه کششی قاره‌ای (یا ریفت اولیه)، IV₃: بازالت واقع در پهنه تصادم دو صفحه قاره‌ای؛ V: بازالت منشأ گرفته از گوشته.

در یال شمالی کوه‌های طارم، یزدی و همکاران (۱۳۸۴) در محدوده چاه‌قلعه- بادامستان، امامی و اشجع اردلان (۱۳۸۴) در محدوده کوهیان، گویای آن است که فوران‌های اتفاق افتاده در گستره مورد مطالعه به صورت ریف‌ت نافض بوده و در ائوسن پایانی- الیگوسن (ندری و همکاران، ۱۳۹۲؛ Castro et al., 2013؛ سید قراعی و همکاران، ۱۳۹۸)، به علت حرکات برخوردی در ایران مرکزی و البرزگسترش آن متوقف شده و به صورت نافض باقی مانده است و توده‌های نفوذی همزمان و پس از حرکات زمین‌ساختی در آن نفوذ کرده‌اند. این محدوده در شکل ۹ به نام Area A نامگذاری شده است.

ب- پژوهش‌های انجام شده در دامنه جنوبی کوه‌های طارم: کمالی و همکاران (۱۳۹۰) در جنوب قافلان‌کوه، ابراهیمی و همکاران (۱۳۹۵) در محدوده آق‌کند، خادامیان و همکاران (۱۳۹۷) در محدوده آمند، خلعت‌بری جعفری و همکاران، (۱۳۹۵)، اسماعیلی و همکاران (۱۳۹۷) در محدوده خلیفه‌لو شمال ابهر، ندری و همکاران (۱۳۹۲) در محدوده ذاکر- سرخ دیزج و صدی اسفنجانی و همکاران (۱۳۹۴) به اثبات رسانده‌اند که مجموعه‌های آذرین مناطق دامنه جنوبی و جنوب باختر طارم در یک کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای تکوین یافته متأثر از مناطق فرورانش فوران کرده و دارای ویژگی کالکوآلکالین تا شوشونیتی متآلومینوس هستند. به باور سید قراعی و همکاران (۱۳۹۸)، مجموعه اطلاعات حاصل از مطالعات صحرایی، سنگ‌شناختی، زمین‌شیمی و نمودارهای تمایز محیط‌های زمین‌ساختی بیانگر این واقعیت هستند که توده‌های نفوذی منطقه زاجکان در ارتباط با یک گوشه‌لیتوسفری غنی شده مرتبط با فرورانش بوده و احتمالاً در یک محیط پس از برخورد تشکیل شده‌اند.

پژوهش‌های خلعت‌بری جعفری و همکاران (۱۳۹۵) بر روی سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه آق‌داغ در شمال خاور ابهر و دامنه جنوبی کوه‌های طارم - که شامل فوران‌های واحد کردند می‌باشد - گویای آن است که فوران‌های آتشفشانی محدوده آق‌داغ، طی ۵ مرحله و در محیط آب دریا-خشکی رخ داده است. حاصل این فوران‌ها، نهشته‌های آتشفشانی بازیک-حدواسط و اسیدی با ترکیب بازالتیک آندزیت، آندزیت، تراکی آندزیت، تراکیت-تراکی-داسیت، داسیت و ریولیت بوده است. در منطقه آق‌داغ، واحدهای آتشفشانی حدواسط و اسیدی دارای گسترشی بیش از واحدهای بازیک هستند. براساس بررسی دیرینه‌شناسی، در سنگ آهک‌های میکرایتی در درون سری‌های آتشفشانی-رسوبی، ریزفیل‌هایی با سن میانی-ائوسن پسین شناسایی شده‌اند که نشان‌دهنده فعالیت‌های آتشفشانی در منطقه آق‌داغ، طی ائوسن میانی-بالایی می‌باشند. فعالیت‌های آتشفشانی در این منطقه با فوران گدازه‌های ریولینی-داسیتی آغاز شده که به‌صورتی متناوب و به‌سمت بالا با گدازه‌های بازیک حدواسط تکرار شده است. در منطقه آق‌داغ شواهدی از برش‌های هیبریدی و آمیختگی ماگمایی را نیز می‌توان در افق‌هایی همراه با گدازه‌های حدواسط و اسیدی یافت. براساس بررسی‌های مقاطع نازک، این سنگ‌ها شواهد اختلاط و آمیختگی ماگمایی شامل وجود قطعه‌های بازیک-حدواسط درون خمیره اسیدی، پلاژیوکلاز با بافت غربالی، ساختار لانه‌زنبوری، منطقه‌بندی نوسانی و حاشیه انحلال‌یافته را از خود نشان می‌دهند. این گدازه‌ها مقادیر زیادی از K_2O بوده و روند‌های ماگمایی کالک‌آلکالین، کالک‌آلکالین پتاسیم زیاد و شوشونیتی دارند.

توده‌های نفوذی منطقه آق‌داغ (خلعت‌بری جعفری و همکاران، ۱۳۹۵؛ خادامیان و همکاران، ۱۳۹۷) جزو انواع I حواشی فعال قاره‌ای و متعلق به تیپ هیبریدی کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای هستند. مطالعات سنگ‌شناسی بر روی توده‌های نفوذی (Castro et al., 2013؛ سید قراعی و همکاران، ۱۳۹۸؛ ندری و همکاران، ۱۳۹۲) متعلق به ائوسن پایانی- الیگوسن، در دو دامنه شمالی و جنوبی کوه‌های طارم دارای نتایج تقریباً یکسانی بوده است و مجموعه مقالات یاد شده گویای آن است که این توده‌ها مربوط به حاشیه فعال قاره و از نوع کمان قاره‌ای فعال بوده و برخی از

به باور ویلسون (Wilson, 1989) گوشه‌ استوسفری منبع مورب در پتروژنز ریف‌ت‌های درون قاره‌ای که فعال‌ترین کشش را نشان می‌دهند، نقش مهمی را ایفا نموده است. این ریف‌ت همانند آنچه که در سنگ‌های آتشفشانی ریف‌ت آق‌دار در اتیوپی مشاهده می‌شود، می‌تواند در طول ائوسن میانی- بالایی به علت حضور یک گنبد حرارتی در زیر البرز باختری-آذربایجان ایجاد شده و پیش از تولید ماگمای تولیتی و پوسته اقیانوسی، گسترش آن متوقف شده باشد (Lescuyer and Riou, 1976). در خصوص ماهیت آلکالین سنگ‌های منطقه نقش هضم سنگ‌های کربناته را نباید از نظر دور داشت. بدین معنی که احتمالاً سنگ‌های پیشین، آلودگی با آلکالینیت پائین تری نسبت به سنگ‌های کنونی داشته‌اند، ولی آلاش پسته‌ای ماگمای نشأت گرفته از گوشه‌ منبع مورب با پوسته قاره‌ای تحتانی سبب شده است که علائم منشأ گوشه‌ای در واحدهای سنگی این محدوده تا حدودی پنهان بمانند.

۶-۲. تعیین جایگاه زمین‌ساختی کوه‌های طارم در پالتون

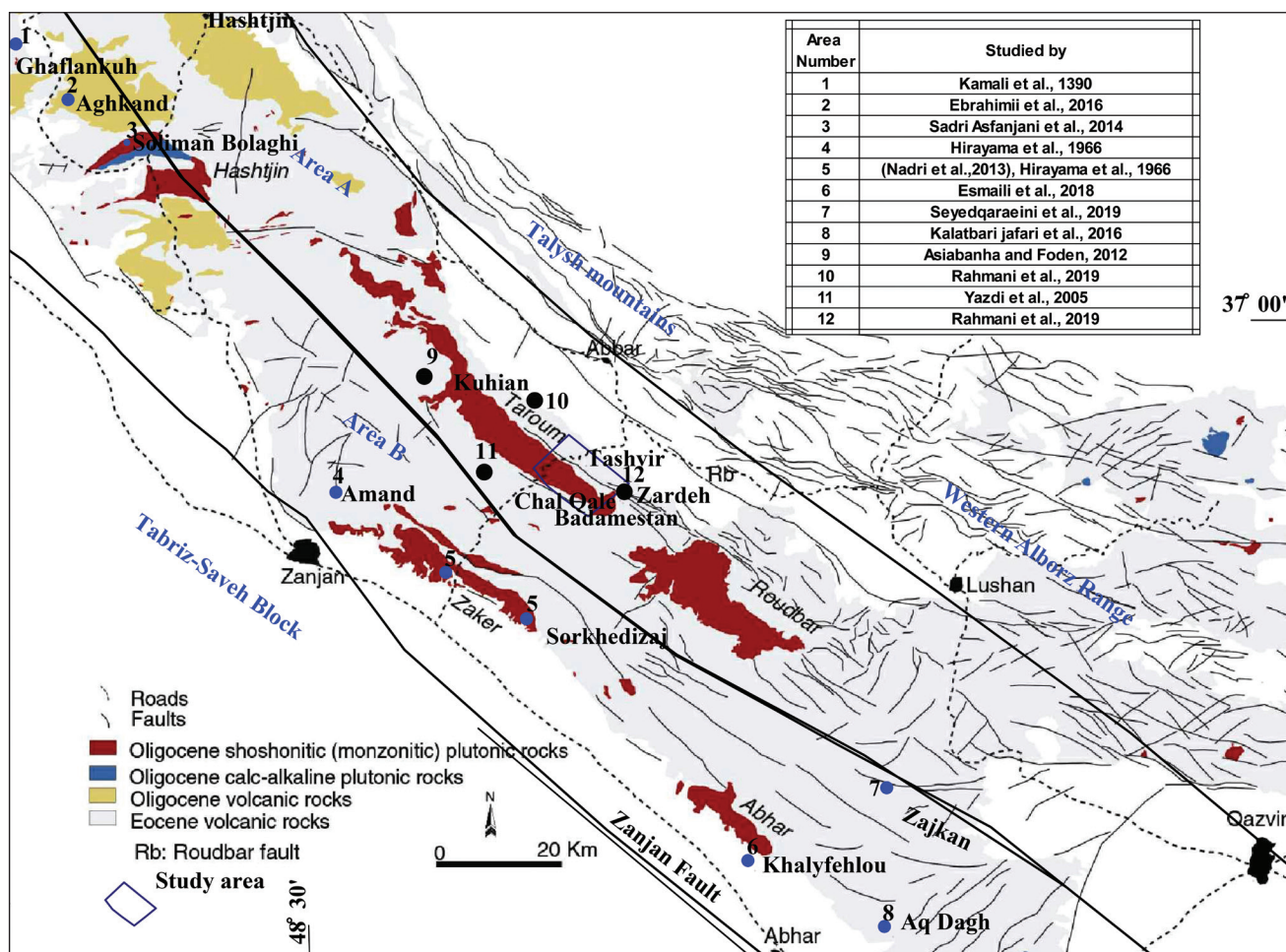
منطقه کوهستانی طارم که به طور کلی از واحدهای سنگی سنوزویک تشکیل شده است، به صورت یک تاقدیس گون بزرگ مقیاس می‌باشد که اولاً دارای چین‌های کوچک مقیاس نیز می‌باشد و ثانیاً توده‌های نفوذی متعدد از زمان ائوسن پایانی به بعد در آن نفوذ کرده‌اند. در حد واسط کوه‌های طارم و تالش یک منطقه فرونشسته قرار دارد که از خاور شهر منجیل شروع شده و تا درام و فیروزکوه به موازات کوه‌های طارم قرار دارد. این منطقه فرونشسته دارای رسوبات نئوژن می‌باشد که در یک محیط کم ژرفا بر جای گذاشته شده‌اند. مجموعه واحدهای سنگی چین‌خورده سنوزویک، توسط گسل‌های بزرگ مقیاس معکوس مهم که در حاشیه حوضه رسوبات سنوزویک دیده می‌شود، قطع شده‌اند. جایگاه زمین‌ساختی کوه‌های طارم در دوره‌های مختلف را می‌توان بر اساس ویژگی‌های واحدهای سنگی و ساختارهای گستره طارم ارایه نمود.

در دهه اخیر سنگ‌های آذرین منطقه طارم توسط پژوهشگران بسیاری (امامی و اشجع اردلان، ۱۳۸۴؛ مافی و همکاران، ۱۳۹۰؛ ندری و همکاران، ۱۳۹۲؛ رحمانی و همکاران، ۱۳۹۸؛ سید قراعی و همکاران، ۱۳۹۸، Castro et al., 2013) مورد مطالعه قرار گرفته است و ظاهراً نتایج مطالعات تا حدی با یکدیگر تناقض دارند. با توجه به دقت بالای آنالیزها و پژوهشگران حرفه‌ای و ارائه کردن نمودارها و ارایه روش‌های جدید، می‌توان شواهد یاد شده و نتایج مطالعات را معتبر دانست. آنچه که در این راستا مهم است، شامل توانایی تفسیر داده‌های یاد شده می‌باشد. برای تفسیر این داده‌ها باید به موقعیت مکانی نمونه‌برداری‌ها و نتایج مطالعات دقت نمود. موقعیت مکانی مطالعات انجام شده بر روی کوه‌های طارم به همراه نام پژوهشگران و اسم محدوده مورد مطالعه در شکل ۹ ارایه شده است. با در نظر گرفتن موقعیت مکانی پژوهش‌های انجام شده و نتایج ارایه شده توسط پژوهشگران مختلف، به طور کلی می‌توان گفت که نتایج مطالعات انجام شده در دامنه شمالی کوه‌های طارم نسبت به دامنه جنوبی متفاوت است.

الف- مطالعات انجام شده در دامنه شمالی کوه‌های طارم: یزدی و همکاران (۱۳۸۴)، که در دامنه شمالی کوه‌های طارم مطالعاتی را در محدوده بادامستان انجام داده‌اند، بر این باورند که دامنه تغییرات سنگ‌های آتشفشانی و پلوتونیک طارم از ساب آلکالین شروع و تا آلکالین سرشار از پتاسیم و حتی شوشونیت ادامه پیدا می‌کند. غنی بودن عناصر کمیابی چون Ba، Rb و Sr در سنگ‌های منطقه می‌تواند دلیلی بر خاصیت قلیایی و شوشونیتی آنها باشد. ویژگی‌هایی همچون آلکالین و شوشونیتی بودن سنگ‌های منطقه، پرآلومین بودن آنها، درصد تیتان کم، غنی بودن از عناصر کمیابی مانند Ba، Rb و Sr، منشأ و ژرفای ماگمای سنگ‌های منطقه و وابستگی سنگ‌ها نسبت به هم، سبب شده که منطقه فرونشست طارم با مناطق کششی پشت کمان آتشفشانی حاشیه قاره‌ها قابل مقایسه باشد. مطالعات حق نظر و ملکوتیان (۱۳۹۲)، مافی و همکاران (۱۳۹۰) در محدوده دهنه، کاسترو و همکاران (Castro et al., 2013)

شده و به علت حرکات فشارشی بین ایران مرکزی و پلیت توران، گسترش آن تداوم چندانی نیافته است و این حرکات فشارشی با نفوذ توده‌های گرانیتویدی کمان‌های قاره‌ای یا موزونیتی همراه شده است. به سبب حجم زیاد فوران‌های انجام شده در ائوسن پایانی نیز حجم زیادی از ماگما از زیر زمین خارج شده و به تدریج همگام با سرد شدن زمین‌ها، فرو نشست زمین‌ها در محدوده منجیل - گیلان - درام انجام شده و رسوبات نئوژن در این منطقه فرونشسته نهشته شده‌اند.

پژوهشگران نیز ویژگی هیرید را به این توده‌ها نسبت داده‌اند. بنابراین کوه‌های طارم به ۲ زیرپهنه موازی جنوبی و شمالی قابل تقسیم بندی هستند که زیرپهنه جنوبی (Area B در شکل ۹) از نظر زمین‌ساختی در دوره ائوسن جایگاه کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای را داشته است و زیرپهنه شمالی آن دارای حرکات کششی بوده در قسمت پستی این کمان قرار داشته و به سوی تشکیل یک حوضه پشت کمانی سوق پیدا کرده است، ولی حرکات کششی حوضه پشت کمانی تا حد ریف‌ت ناقص انجام



شکل ۹- موقعیت مطالعات سنگ‌شناسی انجام شده در کوه‌های طارم. با توجه به این مطالعات گستره طارم در ائوسن به دو قسمت حوضه رiftingی ناقص شمالی (Area A) و محدوده کمان ماگمای (Area B) تقسیم‌بندی می‌شود.

۵-نتیجہ گیری

- در برخی از مقاطع نازک کانی‌های آپاتیت و الوین به صورت ادخال در داخل کلینوپروکسن‌ها مشاهده گردیدند که نشانهٔ تقدم تبلور این دو کانی نسبت به کلینوپروکسن‌ها می‌باشد. بعضی از الوین‌ها به صورت پویی کلیتیکی بلورهای خود شکل آپاتیت را در بر گرفته‌اند، که این موضوع نیز نشانه تقدم تبلور آپاتیت نسبت به الوین و پروکسن است.

- تمامی نمونه‌ها در نمودارهای SiO_2 در برابر Zr/Ti (Winchester and Floyd, 1977; و Yoder and Tilley, 1962) در محدوده بازالت‌های آلوکالن واقع شده‌اند. مقدار عدد منیزیم $\text{Mg}^\#$ در نمونه‌ها بین ۵۵/۵-۴۶/۵ متغیر بوده که نشانه تحول یافتگی البوین

بازالت‌های آلوکالن منطقه است. در نمودار تغییرات SiO_2 در برابر $\text{Mg \#}$ یک کاهش مقدار SiO_2 همگام با کاهش عدد منیزیم و افزایش تفریق به چشم می‌خورد. این موضوع گویای آن است که به دنبال هضم سنگ‌های کربناته توسط ماگما، سیلیسیم و منیزیم برای ساختن کلینوپیروکسن در ماگما مصرف شده است.

- سری ماگمای سنگ‌های آتشفشانی و پلوتونیک محدوده مورد مطالعه، کالکوآلکان با پتاسیم بالا و شوشنیتی بوده و از عناصر کمیابی مانند Th, Sr, Ba و Rb غنی شده‌اند. نشیب و فرازهای یکسان و هماهنگی روند عنصری بازالت‌های منطقه با پوسته قاره‌ای زیرین گویای آلودگی، ماگمای مولد این سنگ‌ها با پوسته

تداوم چندانی نیافته است و آثار این حرکات فشارشی با نفوذ توده‌های گرانیتویدی کمان‌های قاره‌ای یا موزونیتی الیگومیوسن همراه بوده است. به علت حجم زیاد فوران‌های انجام شده در ائوسن پایانی حجم زیادی از ماگما از زیر زمین خارج شده و به تدریج فرونشست زمین‌ها در محدوده منجیل-گیلوان-درام روی داده و رسوبات نئوژن در این منطقه فرونشسته نهشته شده‌اند. تفسیر دقیق توالی این فرایندها پس از تعیین سن دقیق سنگ‌های آذرین ائوسن، توده‌های نفوذی ائوسن پایانی-الیگوسن و رسوبات نئوژن امکان پذیر خواهد بود.

قاره‌ای تحتانی است. نسبت‌های K_2O/Na_2O و Ba/Rb در الیون بازالت‌های گستره مورد مطالعه، نیز نشانه مرتبط بودن این سنگ‌ها به یک سیستم ریفتی می‌باشد. - کوه‌های طارم را می‌توان به دو زیرپهنه جنوبی و شمالی تقسیم بندی کرد که در دوره ائوسن زیرپهنه جنوبی آن از نظر زمین‌ساختی جایگاه کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای را داشته و زیرپهنه شمالی آن در قسمت پشتی این کمان قرار داشته است و حرکات کششی حوضه پشت کمانی تا حد ریفت ناقص در آن ادامه داشته و به علت حرکات فشارشی بین ایران مرکزی و پلیت توران، گسترش ریفت یاد شده

کتابنگاری

- ابراهیمی، م.، کوهستانی، ح.، مختاری، م.ع.ا.، فیضی، م.، ۱۳۹۵، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و پرلیت‌های آق‌کند، شمال زنجان. فصلنامه علوم زمین، سال بیست و ششم، شماره ۱۰۱، صفحه ۹۹-۱۱۰.
- اسماعیلی، م.، لطفی، م.، نظامی، ن.، ۱۳۹۷، کانی‌شناسی و ژئز کانسار مس خلیفه‌لو با تکیه بر داده‌های ژئوشیمیایی سنگ میزبان و ویژگی‌های S و O ایزوتوپی. فصلنامه علوم زمین، سال بیست و هشتم، شماره ۱۱۰، صفحه ۳۳-۴۶.
- امامی، م.ه. و اشجع اردلان، ا.، ۱۳۸۴، پترولوژی پلوتونیزم طارم علیا (ناحیه کوهیان). نشریه علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی. دوره ۱۵، شماره ۵۷، ص ۲۷۰-۲۵۰.
- حق‌نظر، ش. و شافعی، ز.، ۱۳۹۲، نقش گوشته منبع مورب و پوسته قاره‌ای در سنگ‌های آتشفشانی ترسیری منطقه ناش در شرق رودبار، شمال ایران، فصلنامه پترولوژی دانشگاه اصفهان، سال چهارم، شماره ۱۵، ص ۳۹-۵۴.
- حق‌نظر، ش. و ملکوتیان، س.، ۱۳۹۲، منشأ و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی ترسیر داماش گیلان (شمال ایران)، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال هفتم، شماره ۲۷، ص ۸۹-۱۱۰.
- حکیمی آسایر، س.، پورکرمانی، م.، شهریاری، س.، قاسمی، م.ر.، قربانی، م.، ۱۳۹۰، تقسیمات تکنیکی-رسوبی البرز باختری، مجله علمی- پژوهشی علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات.
- خادمیان، ف.، منصف، ا.، رهگشای، م.، ۱۳۹۷، سنگ‌زایی و زمین‌شیمی توالی آتشفشانی ائوسن شمال‌خاوری زنجان: با نگرشی بر ماگماتیزم مرز فعال قاره‌ای در پهنه البرز-آذربایجان. مجله پترولوژی، دانشگاه اصفهان، دوره ۹، شماره ۱.
- خلعت‌بری جعفری، م.، اکبری، م.، قلمقاش، ج.، ۱۳۹۵، زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و تحولات ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه آق‌داغ، شمال خاوری اهر، مجله علوم زمین خوارزمی، جلد دوم، شماره ۱، ص ۳۳-۶۰.
- رحمانی، ش.، حسن‌زمانیان، ح.، زارعی‌سهمیه، ر.، ۱۳۹۸، ویژگی ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مرتبط با کانسار طلای اپی‌ترمال لوبین-زرده، شمال‌باختر ایران، سال بیست و نهم، شماره ۱۱۴، صفحه ۲۸۹-۳۰۲.
- سید قرائینی، ا.، مختاری، م.ع.ا.، کوهستانی، ح.، ۱۳۹۸، سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و محیط تکنونوماگمایی توده گرانیتویدی زاجکان (زیرپهنه طارم-هشتجین، باختر قزوین). پترولوژی دانشگاه اصفهان دوره ۱۰ شماره ۳.
- صدری اسفنجانی، ص.، عامل، ن.، مختاری، م.ع.ا.، ۱۳۹۴، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی اسیدی شمال سلیمان‌بلاغی (جنوب باختر هشتجین، شمال زنجان)، با نگرشی بر پرلیت‌زایی. پترولوژی، سال ششم، شماره بیست و یکم، ۱۳۹-۱۵۶.
- کمالی، ا.، مؤید، م.، جهانگیری، ا.، نصیر عامل، ن.، پیروج، ه.، عامری، ع.، ۱۳۹۰، پترولوژی، سال دوم، شماره ششم، صفحه ۹۷-۱۱۵.
- مافی، ح.، قربانی، م.، و رضایی کهخانی، م.، ۱۳۹۰، پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی طارم علیا محدوده کانسار دهنه، سی‌امین گردهمایی علوم زمین، تهران.
- معین وزیری، ح.، ۱۳۷۷، دیباچه‌ای بر ماگماتیزم ایران، دانشگاه تربیت معلم.
- مویده، م.، ۱۳۷۰، بررسی پتروگرافی، پتروشیمی سنگ‌های نوار ولکانو پلوتونیک منطقه طارم در ارتباط با ژنز مس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.
- ندری، م.، رشیدنژادعمران، ن.، آقازاده، م.، ۱۳۹۲، ژئوشیمی، منشأ و محیط ژئودینامیکی توده نفوذی ذاکر-سرخه دیزج، دامنه جنوبی زیرپهنه طارم، خاور زنجان. نشریه علوم دانشگاه خوارزمی، جلد ۳۱، شماره ۴.
- یزدی، ع.، امامی، م.ه.، وثوقی عابدینی، م.، ۱۳۸۴، بررسی پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه چال قلعه بادمستان (طارم علیا استان زنجان)، نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

References

- Asiabanha, A., and Foden, J., 2012. Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental area in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos*, 148: 98-111, DOI: 10.1016/j.lithos.2012.05.014.
- Alavi, M., 1996. Tectono stratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran. *Geodynamics* 21: 1-33, [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00009-7](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00009-7).
- Berberian, M., and King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth sciences*, 18(2), 210-265, <https://doi.org/10.1139/e81-019>.
- Borisova, A.YU., Belyatsky, B.V., Portnyagin, and Sushchevskaya, N.M., 2001. Petrogenesis of Olivine-phyric Basalts from the Aphanasey Nikitin Rise: Evidence for Contamination by Cratonic Lower Continental Crust. *Journal of Petrology*, 42, Issue 2, 277-319p., <https://doi.org/10.1093/petrology/42.2.277>.
- Brown, G.C., and Mussett, A.E., 1981. *The Inaccessible Earth*, Allen and Unwin, London, 235p., <https://doi.org/10.1002/esp.3290070415>.
- Carlson, R. W., 1991- Physical and chemical evidence on the cause and source characteristics of flood basalt volcanism. *Aust. Journal of Earth sciences*, 38:525-544, <https://doi.org/10.1080/08120099108727989>.
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z., and Chichorro, M., 2013. Late Eocene–Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos*, 109-127, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.003>.
- Cox, K.G., and Hawkesworth, C.J., 1985. Geochemical stratigraphy of Decan Traps, at Mahabaleshwar, western Ghats, India, with implication for open system magmatic processes. *Journal of Petrology*, 26: 355-377, <https://doi.org/10.1093/petrology/26.2.355>.
- Condie, K. C., 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: A window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, 79: 491-504, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>.
- Didon, J., and Gemain, Y. M., 1976. Le Sabalan, Volcan Plio-quaternaire de l'Azerbaïdjan oriental (Iran); etude geologique et petrographique de l'edifice et de son environnement regional. These de 3eme Cycle, Univ. Grenoble, 304P.
- Emami, M. H., 2000. Magmatism in Iran. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran, 608p .
- Fitton, J. G., Saunders, A. D., Norry, M. J., Hardarson, B. S., and Taylor, R. N., 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland Plume. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 153: 197-208, [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00170-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00170-2).
- Foley, S., Buhre, S., and Jacob, D., E., 2003. Evolution of the Archaean crust by delamination and shallow subduction. *Nature*, 417, 837-840, doi: 10.1038/nature01319.
- Ghorbani, M., 2013. *The Economic Geology of Iran*. Springer, 581 pp, <https://doi.org/10.1007/978-94-007-5625-0>.
- Haase, K. M., Goldschmidt, B., and Garbe – Schonberg, C. D., 2004. Petrogenesis of Tertiary continental intraplate lavas from the Westerwald region, Germany. *Journal of Petrology*, 45(5): 883-905, DOI: 10.1093/petrology/egg115.
- Hakimi Asiabar, S., and Bagheriyan, S., 2018. Exhumation of the Deylaman fault trend and its effects on the deformation style of the western Alborz belt in Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 107(2), 539-551, DOI: 10.1007/s00531-017-1507-4.
- Hoffman, A. M., 1997. Mantle geochemistry: The messages from oceanic volcanism. *Nature*, 385: 219-229, <https://doi.org/10.1038/385219a0>.
- Hofmann, W. A., Jochum, K.P., Seufert, M., and White, W. M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 79:33-45, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90038-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90038-5).
- Holm, P. E., 1985. The Geochemical Fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chemical Geology*, 51: 303-323.
- Jaques, A. L., and Green, D. H., 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kbar pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73: 287-310, Doi:10.1007/BF00381447.
- Kushiro, I., 1972. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. *Journal of Petrology*, 13:311-334, <https://doi.org/10.1093/petrology/13.2.311>.
- Lescuyer, J. L., and Riou, R., 1976. Geologic de la region de Mianeh (Azerbaijan) Contribution a l'etude du volcanisme tertiaire de l'Iran. These de 3eme Cycle Grenoble, 233 p.

- Lucassen, F., Franz, G., Romer, R. L., Pudlo, D., and Dulski, P., 2008. Nd, Pb and Sr isotope composition of late Mesozoic to Quaternary intraplate magmatism in NE- Africa (Sudan, Egypt): high - μ signatures from the mantle lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156: 756-784, <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0314-0>.
- McKenzie, D., and Onions, R. K., 1995. The source regions of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 36: 133-159, DOI:10.1093/PETROLOGY/36.1.133.
- McKenzie, D., and Bickle, M. J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29, 625-679, <https://doi.org/10.1093/petrology/29.3.625>.
- MoineVaziri, H., 1985. Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran. These d Etat. University of Paris, France, 260 p.
- Mollo, S., Gaeta, M., Freda, C., Di Rocco, T., Misiti, V., and Scarlato, P., 2010. Carbonate assimilation in magmas: A reappraisal based on experimental petrology. *Lithos*, 117:503-514.
- Mysen, B.O., 1982. The role of mantle anatexis In: Andesites (Ed. Thorpe, R.S). Wiley, Chichester, New York, USA, 489-522.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, In: Thorpe R.S. (ed) Andesites. Wiley, Chichester, 525-548 pp., <http://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8625>.
- Pearce, J.A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, 230-249, <http://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8626/>.
- Peccerillo, A., 1999. Multiple mantle metasomatism in central-southern Italy: geochemical effects, timing and geodynamic implications. *Geology*27:315-318.
- Peters, T. J., Menzies, M., Thitlwall, M., and Kyle, P. K., 2008. Zuni- Bandera volcanism, Rio Grande, USA, Melt formation in garnet-and spinel-facies mantle straddling the asthenosphere –lithosphere boundary. *Lithos*, 102: 295-315, DOI:10.1016/j.lithos.2007.08.006.
- Rudnick, R.L., and Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33: 267-30, <https://doi.org/10.1029/95RG01302>.
- Ryan, J., Morris, J., Bebout, G. and Leeman, B., 1996. Describing Chemical Fluxes in Subduction Zones: Insights from “Depth-Profiling” Studies of Arc and Forearc Rocks. In: Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H. and Platt, J.P., Eds., Subduction Top to Bottom. American Geophysical Union, Washington DC, 263-268, DOI:10.1029/GM096p0263.
- Sabzehei, M., 1974. Les melanges ophiolitiques de la region d Esfandagheh (Iran meridional). Etude petrographique et structurale. These Doct. Etat, Univ. Grenoble, 306 P.
- Shuqing, S., Yunliang W, and Chengjiang Z., 2003. Discrimination of the tectonic setting of basalts by Th, Nb, and Zr, *Journal of Geology Research* 49, 40-47.
- Sun, S. S., and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantel composition and processes In: Saunders, A. D. and Norry, M. J., (eds) Magmatism in ocean basins. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313-345, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Su, B. X., Qin, K.-Z., Sun, H., Tang, D.-M., Sakyi, P.A., Chu, Z.-Y., Liu, P.-P., and Xiao, Q.-H., 2012. Subduction-induced mantle heterogeneity beneath Eastern Tianshan and Beishan: insights from Nd–Sr–Hf–O isotopic mapping of Late Paleozoic mafic–ultramafic complexes. *Lithos*, 134–135, 41–51, Doi: 10.1016/j.lithos.2011.12.011.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L., and Nesbitt, R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29:293–309, [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(86\)90049-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(86)90049-1).
- Taylor, S. R., and McLennan, S. M., 1985. The continental crust: It's composition and evolution. Blackwell, Oxford, England, <https://doi.org/10.1002/gj.3350210116>.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L., and Parry, S.J., 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philos.Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 310: 549-590. <https://doi.org/10.1098/rsta.1984.0008>.
- Turner, S., and Hawkesworth, C.J., 1995. The nature of the sub-continental mantle: Constraints from the major element composition of continental flood basalts. *Chemical Geology*, 120, 295-314, [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00143-V](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00143-V).

- Verma, S.P., 2009. Continental rift setting for the central part of the Mexican volcanic belt: A statistical approach. *The Open Geology Journal*, 3:8-29, DOI: 10.2174/1874262900903010008.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D., and Smith, E.I., 2002. A Mantle Melting Profile across the Basin & Range, SW USA. *Journal of Geophysical Research*, 107, ECV 5-1-ECV 5-21, <https://doi.org/10.1029/2001JB000209>.
- Wilson, M., and Downes, H., 2006. Tertiary- Quaternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. *Geological Society of London*, 32: 147-166, DOI:10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.09.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 445p., DOI: <https://doi.org/10.1017/S0016756800006658>.
- Winchester, J.A., and Floyd, P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Product Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343, [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).
- Yan, Q., Shi, X., Metcalfe, I., Liu, S., Xu, T., Kornkanitnan, N., Sirichaiseth, T., Yuan, L., Zhang, Y., Zhang, H., 2018. Hainan mantle plume produced late Cenozoic basaltic rocks in Thailand, Southeast Asia. *Scientific Reports* 8, 2640, <https://doi.org/10.1038/s415918-018-20712-7>.
- Yoder, H. S., and Tilley, C. E., 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, 3: 342-532, <https://doi.org/10.1093/petrology/3.3.342>.
- Zindler, A., and Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. *Annu. Rev. Earth and Planetary Science Letters*, 14 493-571, <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>.

Original Research Paper

Tectonic environment and petrogenesis of igneous rocks of Tashvir area, Tarom mountains, northwest of Iran

Reza Jamal Omid¹, Saeid Hakimi Asiabar^{1*}, Shahrooz Haghazari¹, Mansour Vosoghi Abedini²

¹ Department of Geology, Lahijan Islamic Azad University, Lahijan, Iran

² Department of Geology, North Tehran Islamic Azad University, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 September 27

Accepted: 2022 January 01

Available online: 2022 June 22

Keywords:

Tectonic setting

Magmatic arc

Rift

Tarom mountains

Alborz

ABSTRACT

Tarom mountains are located at the southwestern end of the Alborz mountain range with an approximate northwest-southeast direction. Tashvir region is a part of the northern margin of the Tarom mountains. Most igneous rocks in this area include basalt, andesitic basalt, and interlayers of tuff. Enrichment of LIL elements with positive anomalies of Ce, P, Sm, and depletion of Nb, Ta, Zr, Hf, and Th, elements and also K_2O/Na_2O and Ba/Rb ratios in the rock samples of Tashvir area, indicate magma contamination with the lower crust. The evidence of crustal contamination and the ratio of Nb/Y and Zr/Y in the samples indicate that the basalts of the Tashvir region belong to the source of the plume. Alkaline, shoshonitic, and peraluminous nature, REE enrichment (i. e. Ba, Rb, and Sr), low titanium content, origin, and depth of magma indicate they're belonging to the rift environment. In this study, in addition to determining the characteristics of igneous rocks in the Tashvir area, the results of several previous studies are plotted on the map of the Tarom mountains. Accordingly, the tectonic setting of the Tarom range is divided into two parallel sub-regions with magmatic arc and rift-type eruptions, which expansion of this rift zone has stopped before it evolve as a back-arc basin.

* Corresponding author: Saeid Hakimi Asiabar; E-mail: saeid.h.asiabar@gmail.com

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2022.305126.1936

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.2.9.1

