

# زمین‌شناسی و ژئوشیمی توالی خروجی افیولیتی در ناحیه فرومد، شمال خاوری ایران

رضا کهنسال<sup>۱</sup>، منصور قربانی<sup>۲</sup>، سید محمد پورمعافی<sup>۲</sup>، مرتضی خلعت‌بری جعفری<sup>۳</sup>، جعفر عمرانی<sup>۴</sup>، صدیقه ذوالفقاری<sup>۵</sup> و سارا سلیمانی<sup>۵</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۳</sup> استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

<sup>۴</sup> دکترا، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

<sup>۵</sup> کارشناسی ارشد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۱/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۶/۰۲

## چکیده

سنگ‌های افیولیتی ناحیه فرومد، در انتهای بخش باختری افیولیت سبزوار، جزیی از افیولیت‌های حاشیه خردقاره ایران مرکزی هستند. بررسی‌های صحرایی در این ناحیه نشان از وجود توالی خروجی با سن کرتاسه پسین دارد. این توالی در تورونین پسین - سانتونین شامل گدازه‌های بازالتی بالشی همراه با چرت‌های رادیولردار است ولی در کنیاسین - کامپاین پسین از گدازه‌های بازالتی بالشی در بخش‌های زیرین - میانی و انواع توف‌ها در بخش‌های بالایی تشکیل شده است. روانه‌های صفحه‌ای، برش‌های هیالوکلاستیک و سنگ‌آهک‌های پلاژیک به صورت بین‌لایه‌ای فضای میان گدازه‌ها و توف‌ها را پر کرده‌اند. گسترش گدازه‌های بالشی در مقایسه با روانه‌های صفحه‌ای بیشتر است و بیشتر آنها فیریک هستند. با اینکه غنی‌شدگی عناصر LILE و تهی‌شدگی برخی عناصر HFSE (Ta, Nb) ناشی از تمایل گدازه‌های بالشی ناحیه فرومد به محیط‌های فرورانش (کمان‌های جزیره‌ای) و غنی‌شدگی متفاوت در عناصر LREE نسبت به عناصر HREE نشان‌دهنده وجود گوشته‌ای ناهمگن در تشکیل بازالت‌های بالشی است، ولی سرشت دوگانه ماگمایی (توله‌ایتی و کالک‌آلکان) گدازه‌ها و جایگاه آنها در نمودارهای زمین‌ساخت - ماگمایی و همچنین تهی‌شدگی آشکار عنصر Th در گدازه‌های تورونین پسین - سانتونین همگی نشانگر شکل‌گیری توالی خروجی افیولیتی ناحیه فرومد در محیط فرافروانش و در حوضه پشت کمان است.

**کلیدواژه‌ها:** توالی خروجی، افیولیت، گدازه بالشی، روانه صفحه‌ای، فرافروانش، حوضه پشت کمان.

\*نویسنده مسئول: رضا کهنسال

E-mail: kohansal.reza@gmail.com

## ۱- پیش‌نوشتار

بررسی‌های زمین‌شناسی در ناحیه فرومد با تهیه چهارگوش زمین‌شناسی توسط Eftekhari-Nezhad & Aghanabati (1992) آغاز شد و سپس شیرزادی (۱۳۷۷) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود به مطالعه سنگ‌نگاری، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های افیولیتی و پست افیولیتی ناحیه فرومد پرداخت. پژوهشگران دیگری از جمله بحرودی و عمرانی (۱۳۷۸)، رادفر و کهنسال (۱۳۸۱)، قریب و فتوتی (۱۳۸۲) و کهنسال (۱۳۹۴ و ۱۳۹۳) با تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی به مطالعه بخش‌هایی از منطقه مورد بررسی پرداخته‌اند.

وطن‌پور (۱۳۸۶) در رساله دکترای خود تشکیل کانسار کرومیت در ناحیه فرومد و زندی و همکاران (۱۳۸۵) در مقاله‌ای منشأ ماگمای سازنده کرومیت فرومد را بررسی کرده‌اند و در مقاله Shafaii Moghadam et al. (2015) شکل‌گیری و زایش کرومیت‌های پادیرم سبزوار بررسی شده است.

این پژوهش سعی دارد که افزون بر ارائه داده‌های نوین زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی، در مورد توالی خروجی (Extrusive Sequence) ناحیه فرومد، به خاستگاه پوسته اقیانوسی و جایگاه زمین‌ساخت - ماگمایی آن در این ناحیه بپردازد. بدین ترتیب پس از برداشت‌های صحرایی ابتدا نقشه جدید زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰,۰۰۰ به همراه ستون‌های چینه‌شناسی معرفی شد (شکل‌های ۴ و ۶)؛ آنگاه پس از تهیه ۴۰ عدد برش نازک میکروسکوپی و بررسی‌های سنگ‌نگاری، به منظور تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی و جایگاه زمین‌ساخت - ماگمایی ۶ نمونه به روش ICP-Mass و ICP-AES در آزمایشگاه ALS Chemex کانادا و ۱۴ نمونه به روش ICP-Mass و ICP-Oes در مرکز پژوهش‌های کاربردی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (استان البرز) تجزیه شیمیایی شدند. داده‌های شیمیایی در نمودارهای مختلف رسم و تفسیر آنها در این نوشتار به بحث گذاشته شده است.

افیولیت‌های ایران، افیولیت‌های خاور اروپا (شامل یونان و ترکیه) را به افیولیت‌های باختر آسیا (مانند عمان، پاکستان و تبت) مرتبط می‌کنند. این افیولیت‌ها بخش‌هایی از کمربند نوتیس در خاورمیانه هستند که در دوره زمانی ژوراسیک - کرتاسه پسین تشکیل شده‌اند. تشکیل افیولیت‌های آلپی (شامل آلپین‌ها و دیناریدها - هلینیدها) به زمان ژوراسیک و شکل‌گیری افیولیت‌های توروس (ترکیه، زاگرس - عمان و هیمالیا به کرتاسه پسین نسبت داده شده‌اند (Lippard et al., 1986; Dilek & Flower, 2003; Dilek & Robinson, 2003).

سنگ‌های افیولیتی فرومد در بخش باختری افیولیت سبزوار برونزد دارند. رخنمون اصلی آنها در استان خراسان رضوی، در شمال سبزوار و انتهای دنباله باختری آنها در ناحیه فرومد قابل پی‌گیری است. بر پایه تقسیم‌بندی (Stoklin (1968) و نبوی (۱۳۵۵) ناحیه فرومد بخشی از ایران مرکزی است و در دسته‌بندی افتخارنژاد (۱۳۵۹) در نوار افیولیتی حلقوی دور ایران مرکزی جای دارد. ناحیه فرومد بر پایه نقشه زمین‌ساخت خاورمیانه (Alavi, 1991) در پهنه سبزوار و در نقشه پهنه‌های رسوبی - ساختاری ایران (آقائباتی، ۱۳۸۵) در لبه شمالی گندوانا قرار دارد (شکل ۱).

در رابطه با پیشینه مطالعات زمین‌شناسی در سبزوار می‌توان به رساله‌های دکترای (Sadredini (1974, Vaziri-Tabar (1976, Alavi-Tehrani (1976) و (Noghreyan (1982) اشاره کرد. در همین رابطه Shojaat et al. (2003) سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و زمین‌ساخت افیولیت سبزوار، (Rossetti et al. (2009) داده‌های سن‌سنجی ایزوتوپی گرانولیت‌های مافیک میگماتیتهی در مجموعه دگرگونی افیولیت سبزوار، (Khalatbari Jafari et al. (2013b) زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و تکامل زمین‌ساخت - ماگمایی سنگ‌های پوسته پلوتونیک مناطق پیرامون روستاهای قره‌قلی، باغ جبر و سلیمانیه و (Khalatbari Jafari et al. (2013a) شواهد ژئوشیمیایی مربوط به انتقال از شرایط حاشیه کمان به پشت کمان را در شکل‌گیری توالی خروجی افیولیت سبزوار در مناطق قره و افچنگ بررسی و مطالعه کرده‌اند.

## ۲- زمین‌شناسی عمومی

به‌طور کلی رخنمون سنگ‌های افیولیتی در ناحیه فرومد (شکل ۱) متشکل از بخش‌های گوشه‌ای و پوسته‌ای است. در بخش گوشه‌ای انواعی از سنگ‌های پریدوتیتی به‌ویژه هارزبورژیت و سرپانتینیت و در بخش پوسته‌ای رخنمون‌هایی از سنگ‌های گابرویی و سنگ‌های وابسته به توالی خروجی دیده می‌شود.

### ۲-۱. زمین‌شناسی توالی خروجی

بررسی‌های صحرایی (شکل ۱) نشانگر گسترش رخنمون‌های مربوط به توالی خروجی در ناحیه فرومد است. کهن‌ترین رخنمون‌ها از توالی خروجی مربوط به تورونین پسین (شکل ۱- واحد tm) در شمال خاور روستای فرومد و در پهنه‌ای برشی (شکل ۲- الف) دیده می‌شود. این گدازه‌های بالشی بیشتر دارای ترکیب بازالتی و از نوع فیریک هستند و آنها را چرت‌های رادیولردار سرخ (شکل‌های ۲- ب، پ و ت) همراهی می‌کند. شکل ریختاری در این گدازه‌های بالشی لوله‌ای و غده‌ای است و میان آنها را مقدار کمی برش هیالوکلاستیک پر کرده است که می‌توان آن را به کندی حرکت یا توقف بالش‌ها پس از انجماد پوسته شیشه‌ای آنها نسبت داد؛ به‌گونه‌ای که پوسته آنها سالم و دست‌نخورده و یا با کمی خرد شدگی بر جای مانده است. اگر سرعت حرکت گدازه‌های بالشی زیاد باشد پوسته بالش‌ها پس از تکه‌تکه شدن بر اثر تغییر شکل درونی و یا اصطکاک با بالش‌های دیگر کنده می‌شود و در میان بالش‌ها قرار می‌گیرد که حاصل آن حجم زیادی برش هیالوکلاستیک در میان بالش‌ها است (Juteau & Maury, 1999). سن شکل‌گیری گدازه‌های بالشی در این بخش از ناحیه فرومد به استناد ریزفسیل‌های به‌دست آمده از چرت‌های رادیولردار کرتاسه پسین (تورونین پسین - سانتونین) است (سلیمانی، ۱۳۹۴):

*Dicarinella asymetrica, Marginotruncana sigali, Marginotruncana renzi, Marginotruncana sp., Radiolarids.*

توالی خروجی در بخش‌های میانی ناحیه فرومد (شکل ۱- واحد v)، از شمال روستای فرومد تا جنوب خاور روستای دستوران بیشتر با شکل‌گیری رخساره‌هایی از گدازه و توف مشخص می‌شود؛ ولی از جنوب و جنوب باختر روستای کهنه تا جنوب خاور روستای منیدر (شکل ۳- الف) سنگ‌شناسی توالی خروجی بر پایه ستون چینه‌شناسی نمادین (شکل ۴) به ترتیب فراوانی شامل گدازه‌های بالشی (شکل ۳- ب)، انواع توف‌ها، سنگ‌آهک‌های پلاژیک، چرت و رخنمون‌های کوچکی از برش‌های هیالوکلاستیک (شکل ۳- پ) و روانه‌های صفحه‌ای است. ریزفسیل‌های شاخص *Dicarinella asymetrica, Dicarinella concavata, Marginotruncana coronata* که از سنگ‌آهک‌های پلاژیک به دست آمده سن توالی خروجی را در این بخش از ناحیه فرومد کرتاسه پسین (کنیاسین - سانتونین) نشان می‌دهد (سلیمانی، ۱۳۹۴).

در بخش خاوری ناحیه فرومد (شکل ۱- واحد vs) از جنوب خاور روستای کهنه تا جنوب خاور روستای دستوران رخنمون‌هایی از توالی خروجی وجود دارد (شکل ۵- الف) که امتداد شمال باختر- جنوب خاور دارند و نسبت به بخش‌های میانی کمی متفاوت هستند. بر پایه ستون چینه‌شناسی نمادین (شکل ۶) توالی خروجی در این بخش از ناحیه را می‌توان به دو بخش قدیم با سن کنیاسین- سانتونین (بر پایه ریزفسیل‌های *Dicarinella asymetrica, Dicarinella concavata, Marginotruncana coronata* موجود در سنگ‌آهک‌های پلاژیک) و جدید با سن کامپانین پسین (بر مبنای ریز فسیل شاخص *Radotruncana subspinoza, Radotruncana calcarata* که با ریزفسیل‌های *Radotruncana subspinoza, Globotruncanita elevata, Globotruncanita stuartiformis, Pseudotextularia elegans, Pseudoguembelina cf. costulata* همراه است و در سنگ‌آهک‌های پلاژیک شناسایی شده‌اند؛ سلیمانی، ۱۳۹۴) تقسیم کرد.

ترکیب سنگ‌شناسی در بخش قدیمی توالی خروجی بیشتر شامل گدازه‌های بالشی (شکل ۵- الف) در بخش‌های زیرین و میانی و انواع توف‌ها (شکل ۵- ب) در بخش‌های بالایی است. سنگ‌آهک‌های پلاژیک (شکل ۵- پ)، چرت، روانه‌های صفحه‌ای و برش‌های هیالوکلاستیک فراوانی کمتری دارند و بیشتر به‌صورت میان‌لایه‌ای در میان بخش‌های اصلی دیده می‌شوند. ترکیب سنگ‌شناسی در بخش جدید توالی خروجی از سنگ‌آهک پلاژیک در بخش زیرین و انواع توف همراه با میان‌لایه‌هایی از برش هیالوکلاستیک و گدازه بازالتی بالشی در بخش بالایی تشکیل شده است. شکل‌گیری برش‌های هیالوکلاستیک در کنار گدازه‌های بالشی ناشی از گسترش تنش‌های مهمی است که روانه‌های پورفیری غنی از درشت‌بلور در هنگام انجماد سریع با آب رو به رو هستند؛ زیرا روانه‌های یاد شده ویسکوزیته بیشتری نسبت به ویسکوزیته متوسط مورب‌ها دارند (Juteau & Maury, 1999). توالی خروجی در خاور ناحیه با مجموعه‌ای از برش‌های کلاستیک (شکل ۵- ت) همراه با ماسه‌سنگ و شیل پوشیده می‌شود که در بررسی‌های صحرایی افق‌های فسیل‌داری در آنها دیده نشد؛ ولی بر پایه سن دیرینه‌شناسی قطعات نابرجای سنگ‌آهک پلاژیک (شکل ۵- ث) موجود در برش‌های اپی‌کلاستیک می‌توان سن کامپانین پسین - ماستریشتین را برای آنها در نظر گرفت.

### ۳- سنگ‌نگاری

بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری میکروسکوپی توالی خروجی شامل گدازه بالشی، روانه صفحه‌ای، برش هیالوکلاستیک و توف است.

گدازه‌های بالشی ترکیب بازالتی و گاه آندزی بازالتی دارند؛ بافت آنها در حاشیه بالش‌ها پورفیریک با خمیره شیشه‌ای (شکل ۸- الف) و در بخش‌های داخلی پورفیریک با خمیره اینترگرانولار- اینترسترال است (شکل ۸- ب).

در گدازه‌های فیریک (شکل ۸- پ) و فیریک بادمکی (amygdaloidal) (شکل ۸- ت) درشت‌بلورهای الیون، کلینوپروکسن (دیوپسید- اوژیت) و پلاژیوکلاز (آنورتیت- آندزین) در خمیره‌ای از شیشه آتشفشانی بازیگ و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز جای گرفته‌اند. سطوح بلورین کامل در این درشت‌بلورها، نشان از تبلور کند آنها در اتاق ماگمایی دارد (Juteau & Maury, 1999). در مواردی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن تشکیل بافت گلوبروپورفیریک داده‌اند (شکل ۹- الف).

در گدازه‌های آفیریک (شکل ۹- ب) میکروولیت‌های پلاژیوکلاز همراه با بلورهای ریز کلینوپروکسن در خمیره‌ای از شیشه اکسید شده نمایان شده‌اند. این میکروولیت‌ها معرف تبلور سریع آنها در کف دریاست (Juteau & Maury, 1999). در نمونه‌های بادمکی، کانی‌های ثانویه مانند کلریت، اپیدوت، پره‌نیت، کوارتز، کلسیت، اسمکتیت و کانی‌های کدر درون بادمک‌ها را پر کرده‌اند.

در حاشیه بالش‌ها، افزون بر درشت‌بلورها، ریزدرشت‌بلورهایی از الیون، پلاژیوکلاز (شکل ۹- پ) و بلورهای کلینوپروکسن یافت شده‌اند. شکل‌گیری بلورهای کوچک، طویل و توخالی بیانگر نرخ سریع تبلور آنها هنگام بالا آمدگی و فوران در کف دریاست (Juteau & Maury, 1999).

روانه‌های صفحه‌ای با ترکیب تراکی آندزیتی، دارای بافت فیریک با خمیره میکروولیتی جریان‌ی هستند و تعدادی درشت‌بلور پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن و فلدسپار قلیایی (شکل ۹- ت) در آنها دیده می‌شود که در خمیره‌ای از میکروولیت‌های جریان‌ی پلاژیوکلاز و بلورهای فلدسپار قلیایی بی‌شکل جای گرفته‌اند.

برش‌های هیالوکلاستیک دارای ترکیب بازالتی و بافت کریستالوکلاستیک- لیتوکلاستیک هستند. این سنگ‌ها از دید کانی‌شناسی دربردارنده فنوکلاست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن، کانی‌های ثانویه اپیدوت، کلریت، کربنات و کوارتز و

برای HREE (عناصر خاکی کمیاب سنگین) غنی‌شدگی دارند. تمرکز عناصر خاکی کمیاب سبک و سنگین در این گدازه‌ها نسبت به یکدیگر مشابه است. روند تغییرات عناصر خاکی کمیاب سنگین نسبت به E-MORB و N-MORB هم‌روند و خطی و الگوی آنها بدون تغییرات است. با این حال دامنه تغییرات مقادیر عناصر خاکی کمیاب سبک در گدازه‌های بالشی تورونین پسین - سانتونین در میان دو حد N-MORB و E-MORB در تغییر است. این امر ناشی از همانندی الگوها و مقادیر تغییرات این عناصر است. با این وجود در یکی از نمونه‌ها مقادیر عناصر از Ce تا Gd نسبت به N-MORB تا مرتبه ۷ کندریت کاهش نشان می‌دهد. تهی‌شدگی ناچیز عنصر Ce در این الگوها می‌تواند مرتبط با دگرسانی در اثر نفوذ آب دریا باشد (Hole et al., 1984; Saunders & Tarney, 1984) با وجود کاهش کم عنصر Eu در یکی از نمونه‌ها که مربوط به تفریق پلاژیو کلاز است، دیگر نمونه‌ها بدون تهی‌شدگی مشخص از این عنصر هستند که بیانگر تفریق نیافتن پلاژیو کلاز یا اکسایش نسبی ماگماست (Tankut et al., 1998; Magganis, 2002; Kuzmichev et al., 2005).

الگوهای چندعنصری از عناصر کمیاب و خاکی کمیاب بهنجار شده با مقادیر گویسته اولیه برای گدازه‌های بالشی کنیاسین - کامپانین پسین نشان از دامنه ناچیز تغییرات مقادیر و روند خطی آنها دارد (شکل ۱۱-ب)؛ زیرا مقدار این تغییرات در LILE از مرتبه ۱ تا مرتبه ۱۰ و در HFSE از مرتبه ۳ تا مرتبه ۹ است. این الگوها برای بیشتر گدازه‌های بالشی کنیاسین - کامپانین پسین نشانگر غنی‌شدگی از LILE نسبت به HFSE هستند؛ زیرا مقدار این تغییرات از عنصر Ba با مرتبه ۵۰ تا عنصر Lu با مرتبه ۳ کاهش می‌یابد. با این حال مقدار برخی از HFSE مانند Zr تا مرتبه ۴۰ افزایش ولی مقدار Nb تا مرتبه ۱ کاهش می‌یابد. الگوی تغییرات در HFSE کم‌وبیش خطی است و از روند یکسانی پیروی می‌کند.

الگوهای تغییرات بهنجار شده عناصر خاکی کمیاب در گدازه‌های بالشی کنیاسین - کامپانین پسین با کندریت (شکل ۱۱-ت) نشانگر تمرکز همانند این عناصر است که از مرتبه ۹ تا مرتبه ۲۰ برابر کندریت را شامل می‌شود و از روند تغییرات N-MORB پیروی می‌کند. با این وجود یکی از گدازه‌های بالشی کنیاسین - کامپانین پسین تا حدودی از عناصر سنگین Lu، Yb و Tm نسبت به N-MORB تهی‌شدگی دارد. (Pearce 2008) کاهش HREE نسبت به LREE ناشی از تمرکز و تمایل این عناصر به حضور در کانی گارنت و کاهش نرخ ذوب بخشی می‌داند. الگوی تغییرات مقادیر در گدازه‌های بالشی کنیاسین - کامپانین پسین نشان از شیب تند و منفی این الگوها از LREE با مرتبه ۱۰۰ کندریت تا HREE با مرتبه ۹ کندریت دارد. شیب منفی LREE به سوی HREE را می‌توان به طبیعت ناسازگار LREE نسبت به HREE، ناهمگنی منبع و یا تأثیر متفاوت سیال‌ها نسبت داد (Tian et al., 2008). همگام با افزایش تفریق ماگما بر مقدار عناصر LREE که تمایل بیشتری به حضور در ماگما دارند، افزوده می‌شود و نسبت LREE/HREE افزایش می‌یابد. غنی‌شدگی عناصر LREE و تهی‌شدگی HREE توسط (Sacani & Photiades 2004) و Paulick et al. (2006) به غنی‌شدگی گوشته‌ای نسبت داده شده است. این در حالی است که ترکیب E-MORB برای La در مرتبه ۳۰ کندریت قرار دارد که حدود ۷۰ مرتبه تهی‌تر از مقدار این عنصر در نمونه‌های مورد بررسی است. مقدار تغییرات در HREE نسبت به N-MORB و E-MORB ناچیز است و این عناصر روند خطی با شیب کمی دارند. با این حال درجات متفاوت ذوب بخشی و تأثیر ترکیبات برگرفته از صفحه فرورونده سبب ایجاد ماگماهایی با درجات متفاوتی از غنی‌شدگی از LREE خواهد شد (Caulfield et al., 2008; Pearce et al., 2005). در مجموع مقادیر متفاوت غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی در LREE نسبت به مورب‌ها به‌ویژه در گدازه‌های بالشی کنیاسین - کامپانین پسین، و روند خطی حاکم بر الگوهای تغییرات HREE مربوط به همه گدازه‌ها را می‌توان ناشی از بهره‌گیری آنها از منبع گوشته‌ای اسپینل‌دار دانست که درجات متفاوتی از ذوب بخشی و غنی‌شدگی را تحمل کرده است

همچنین کانی‌های کدر (اکسید آهن) به عنوان کانی‌های فرعی هستند. از دگرسانی شیشه موجود در خمیره آنها کانی‌های کلریت، اسمکتیت، آلپیت و گاه اپیدوت شکل گرفته است.

توف‌ها دارای بافت میکروسکوپی لیتوکلستیک و کریستالوکلستیک هستند. فنوکلست‌ها از بلورهای پلاژیو کلاز، فلدسپار قلیایی، کوارتز و کلینوپیروکسن تشکیل شده که در خمیره‌ای از کوارتزهای ریزبلور و مقداری کانی رسی جای گرفته‌اند. بر اثر دگرسانی، شیشه موجود در خمیره به کانی‌های فلسیک (کوارتز - فلدسپار) تبلور دوباره یافته است. قطعه‌های سنگی از انواع آتشفشانی (بیشینه به طول ۳ تا ۴/۲ میلی‌متر) با ترکیب تراکی آندزیتی، آندزیتی و بازالتی است.

#### ۴- ژئوشیمی

بررسی گدازه‌های بالشی در نمودار (Le Bas et al., 1986) نشانگر جایگیری بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالت و شماری هم در محدوده‌های تراکی‌بازالت، آندزیت بازالتی، تراکی‌آندزیت بازالتی، آندزیت و تراکی‌آندزیت است (شکل ۱۰-الف). نمودار نسبت Ta/Yb به Th/Yb توسط (Pearce 1982) پیشنهاد و توسط (Pearce 2003) اصلاح شده است. بر پایه رفتار عناصر Th و Ta نیز (Faustino et al. 2006) قلمروهای توله‌ایتی، کالک‌آلکانل و شوشونیتی را به این نمودار افزودند. سری ماگمایی نمونه‌ها در این نمودار برای گدازه‌های بالشی تورونین پسین - سانتونین (واحد tm) روند توله‌ایتی و برای کنیاسین - کامپانین پسین (واحدهای v & vs) روندهای توله‌ایتی و کالک‌آلکانل را نشان می‌دهد (شکل ۱۰-ب). بررسی الگوهای تغییرات عناصر در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مقادیر کندریت و گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) نشانگر همخوانی ژئوشیمیایی واحدهای مورد بررسی است.

به‌طور کلی الگوی تغییرات بهنجار شده عناصر کمیاب و خاکی کمیاب با مقادیر گویسته اولیه مربوط به گدازه‌های بالشی تورونین پسین - سانتونین (شکل ۱۱-الف) از عناصر LILE (عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون) مانند Cs، Sr، Ba غنی‌شدگی و در برخی از عناصر HFSE (عناصر با شدت میدان بالا) مانند Ti، Ta و Nb تهی‌شدگی نشان می‌دهند. شیب تغییرات مقادیر از Cs تا Th منفی و تند (از مرتبه ۱۰۰ تا کمتر از ۱) و از Th تا La مثبت و ملایم (از مرتبه ۱ تا ۱۰) است. با اینکه دو عنصر U و Zr در برخی از گدازه‌های بالشی افزایش می‌یابد، ولی الگوی تغییرات بیشتر عناصر HFSE طیفی گسترده از عناصر La تا Lu را از مرتبه ۲ تا مرتبه ۱۰ در بر گرفته است که نشانگر تغییرات یکنواخت، خطی و ملایم آنهاست. غنی‌شدگی از عنصر Sr در این الگوها را می‌توان به شکل‌گیری بلورهای پلاژیو کلاز مربوط دانست. الگوهای غنی‌شدگی عناصر LILE نسبت به عناصر HFSE نشانگر تأثیر ترکیبات سیال برخاسته از صفحه فرورونده و دخالت آنها در ذوب بخشی گوه گوشته‌ای مستقر در بالای این صفحه است (Herbert et al., 2009; Tian et al., 2008; Stern et al., 2006; Elliott et al., 1997; Arculus, 1994).

با این حال مقدار عنصر Th در برخی از گدازه‌های بالشی تورونین پسین - سانتونین به زیر خط عادی (مرتبه ۱ گوشته اولیه) سقوط می‌کند و مرتبه ۰/۴ را نشان می‌دهد. این تهی‌شدگی آشکار نشانگر تمایل این گدازه‌ها به محیط‌های وابسته به مورب است؛ زیرا در ترکیب گدازه‌های کم‌مانی، غنی‌شدگی از عنصر Th دیده می‌شود (Juteau & Maury, 2009). نبود غنی‌شدگی مشخص از عنصر Th در الگوی نمودارهای چند عنصری نشانگر عدم اهمیت رسوبات فرورونده شده در تشکیل این ماگماهاست (Dilek & Furnes, 2009).

عناصر خاکی کمیاب (REE) بهنجار شده با مقادیر کندریت برای گدازه‌های بالشی تورونین پسین سانتونین (شکل ۱۱-ب) از مرتبه ۷ تا مرتبه ۲۰ برابر کندریت برای LREE (عناصر خاکی کمیاب سبک) و از مرتبه ۱۰ تا مرتبه ۲۰ برابر کندریت

نمونه‌ها در قلمرو مورب‌های تهی شده و توله‌ایتهای وابسته به فرورانش قرار دارند و تمایل دیگر نمونه‌ها به محدوده کالک آلکالن وابسته به فرورانش و متمایل به قلمرو مورب‌های غنی شده است (شکل ۱۰-ب).

#### ۶- نتیجه‌گیری

در ناحیه فرومد توالی خروجی با سن کرتاسه پسین شامل سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و رسوبی است که می‌توان آنها را در دو بخش با سن تورونین پسین-سانتوین و کنیاسین-کامپانین پسین مطالعه کرد. توالی خروجی در تورونین پسین-سانتوین منحصر به گدازه‌های بازالتی بالشی همراه با پوششی از چرت‌های رادیولردار است. در حالی که از کنیاسین تا کامپانین پسین رخساره‌های گوناگونی از گدازه، توف و سنگ آهک پلاژیوک جلوه‌گر شده است. با این حال از دید ترکیب سنگ‌چینه‌ای و سنگی از کنیاسین تا کامپانین پسین همانندی چشمگیری در بخش‌های مختلف توالی خروجی دیده می‌شود؛ به گونه‌ای که در بخش‌های زیرین و میانی شامل گدازه‌های بالشی هستند و بافت آنها بیشتر فیریک با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن و الیوین است و در بخش‌های بالایی برتری حجمی با توف‌هاست. روانه‌های صفحه‌ای نسبت به گدازه‌های بالشی حجم کمتری دارند و همراه با برش‌های هیالو کلاستیک و سنگ آهک‌های پلاژیوک به صورت میان‌لایه‌ای فضای میان‌گدازه‌های بالشی و توف‌ها را پر کرده‌اند.

سرشت ماگمایی برای گدازه‌های بازالتی بالشی تورونین پسین-سانتوین توله‌ایتهی و برای کنیاسین-کامپانین پسین توله‌ایتهی و کالک آلکالن است. نمودارهای چندعنصری بهنجار شده با مقادیر گوشته اولیه معرف غنی‌شدگی LILE و تهی‌شدگی از HFSE است که همانند الگوی تغییرات عناصر در محیط‌های فرافورانش است. بررسی الگوی تغییرات عناصر REE بهنجار شده با مقادیر این عناصر در کندریت نشانگر غنی‌شدگی بیشتر و متفاوت LREE نسبت به HREE است؛ در حالی که روند تغییرات مقادیر HREE یکنواخت و خطی است که بیانگر ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای ناهمگن با درجات متفاوتی از ذوب بخشی ناشی از تأثیر متفاوت مواد سیال برآمده از صفحه فرورونده است. بررسی نتایج حاصل از این الگوها و جایگاه نمونه‌ها در نمودارهای زمین‌ساخت-ماگمایی همراه با سرشت دوگانه ماگمایی (توله‌ایتهی و کالک آلکالن) در این سنگ‌ها نشان از وابستگی آنها به محیط‌های مورب و فرورانش دارد و نشان‌دهنده روند تکاملی و شکل‌گیری توالی خروجی افیولیتی ناحیه فرومد در محیط فرافورانش و در حوضه پشت کمان است.

(Lin et al., 1989). چنین پدیده‌ای در افیولیت‌های نوع فرافورانش امری عادی است (Dilek & Furnes, 2009; Dilek, 2003). از سوی دیگر بالا بودن نسبت LREE/HREE، غنی‌شدگی از LILE (U، Sr، Cs، Rb و Ba) و تهی‌شدگی از HFSE (Nb و Ta) از ویژگی‌های شاخص سری‌های کالک آلکالن جزایر کمانی و مجموعه‌های افیولیتی محیط‌های فرافورانش است (Wood, 1980; Shervais, 2001; Robertson, 2002; Beccaluva et al., 2004; Saccani & Phontiadis, 2004; Stern et al., 2006; Ishikawa et al., 2007; Pearce, 2008; Tian et al., 2008; Dilek & Furnes, 2009; Juteau & Maury, 2009).

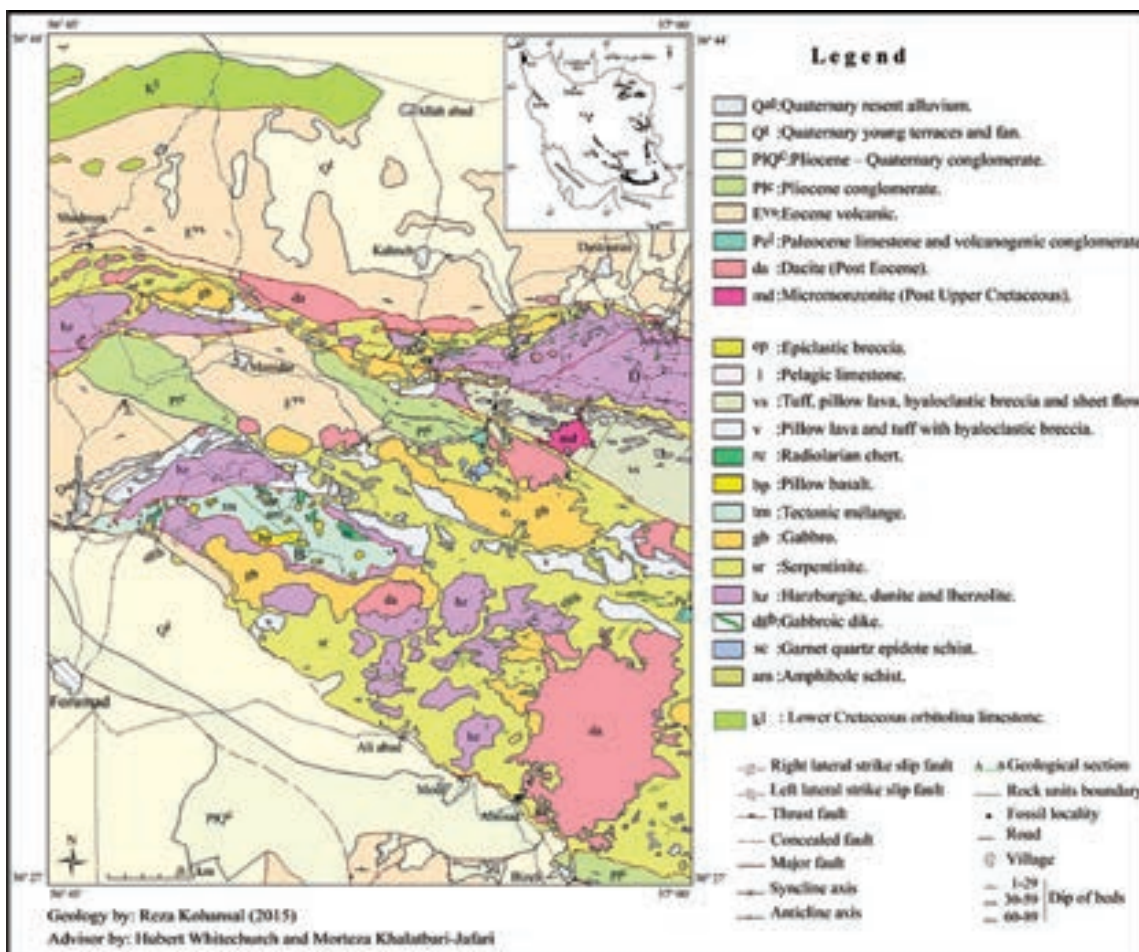
#### ۵- جایگاه ماگمایی-زمین‌ساختی

به منظور تعیین خاستگاه ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی توالی خروجی از نمودارهای جداکننده محیط‌های زمین‌ساختی استفاده شد.

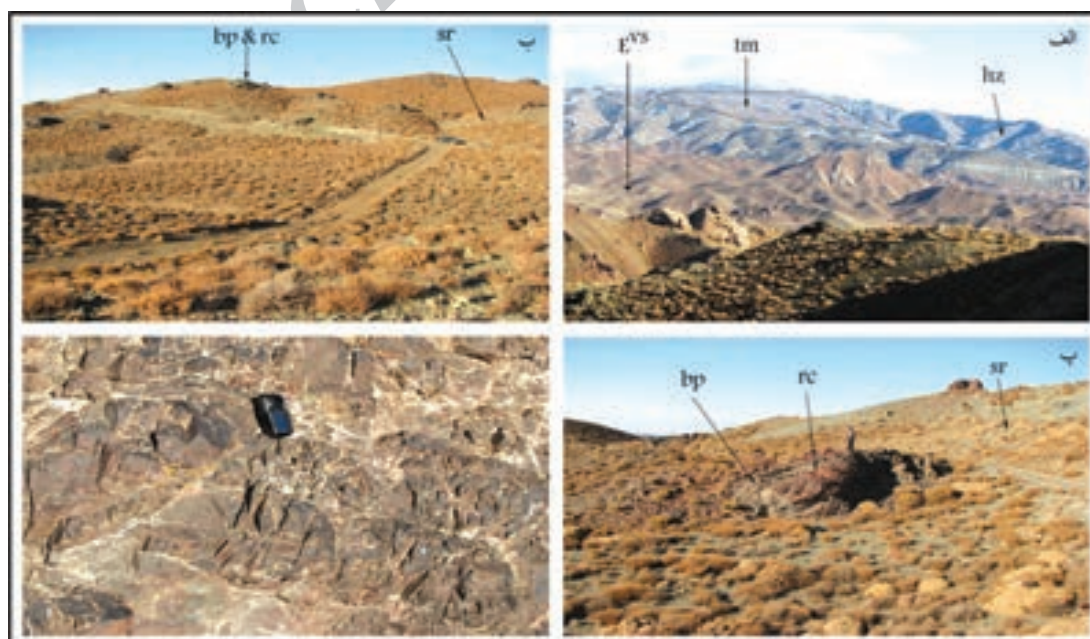
(Shervais (1982) با مطالعه مقدار عناصر V و Ti در مناطق مورب و فرورانش دریافت که گدازه‌های مناطق فرورانش در مقایسه با گدازه‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی و جزایر اقیانوسی از Ti فقیر و از V غنی هستند. در این نمودار (شکل ۱۲-الف) بخش اصلی نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو مورب (بازالت‌های حوضه پشت کمان) و تعدادی هم در قلمرو توله‌ایتهای جزایر کمانی قرار گرفته است که از ویژگی‌های مناطق فرافورانش است (Dilek & Flower, 2003; Beccaluva et al., 2004).

در نمودارهای مثلی Wood (1980) با استفاده از رفتار عناصر کمیاب کم‌تحرک Hf-Th-Ta-Nb و نقش کلیدی عنصر Th در شکل‌گیری گدازه‌های کمانی (Juteau & Maury, 2009) افیولیت‌های نوع مورب از نوع فرورانش تفکیک شده‌اند. در این نمودار بخش اصلی نمونه‌های مربوط به توالی خروجی پوسته‌ای افیولیت فرومد در قلمرو مورب‌ها (عادی متمایل به غنی شده) و تعدادی نیز در قلمرو توله‌ایتهای جزایر کمانی-بازالت‌های کالک آلکالن (فرورانش) جانمایی شده‌اند (شکل‌های ۱۲-ب و پ).

در نمودار (Pearce (1982) از نسبت‌های عناصر Th/Yb به Ta/Yb برای تفکیک محیط‌های مورب از فرورانش استفاده شده است؛ به گونه‌ای که ماگماهای ایجاد شده از گوه گوشته‌ای با افزایش سیال‌ها و مذاب‌های حاصل از صفحه فرورونده، از قلمرو مورب‌ها فاصله می‌گیرد و به محدوده فرورانش وارد می‌شود. مطالعه نمونه‌های مربوط به گدازه‌های بالشی در این منطقه نشان می‌دهد که بخش اصلی

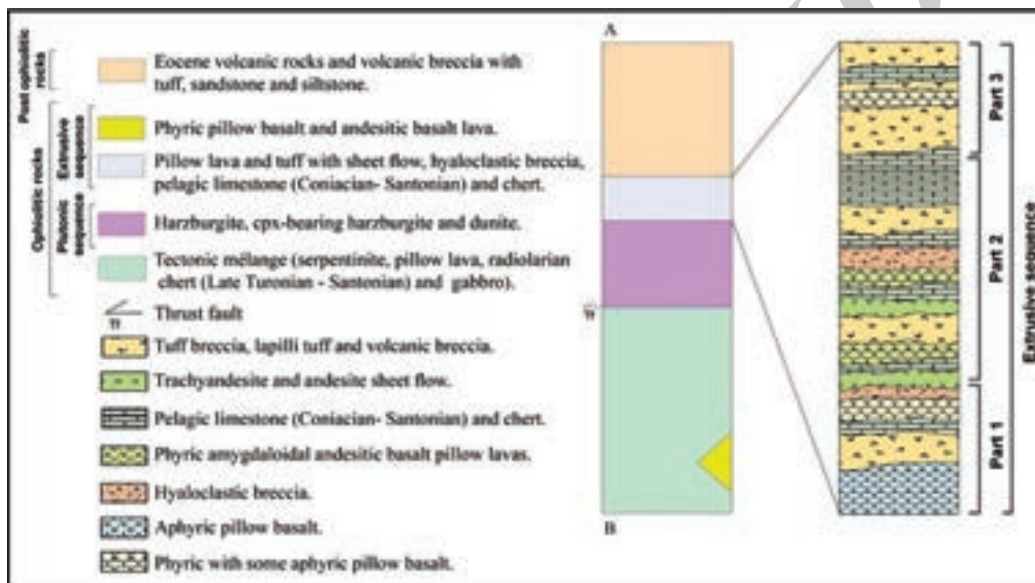
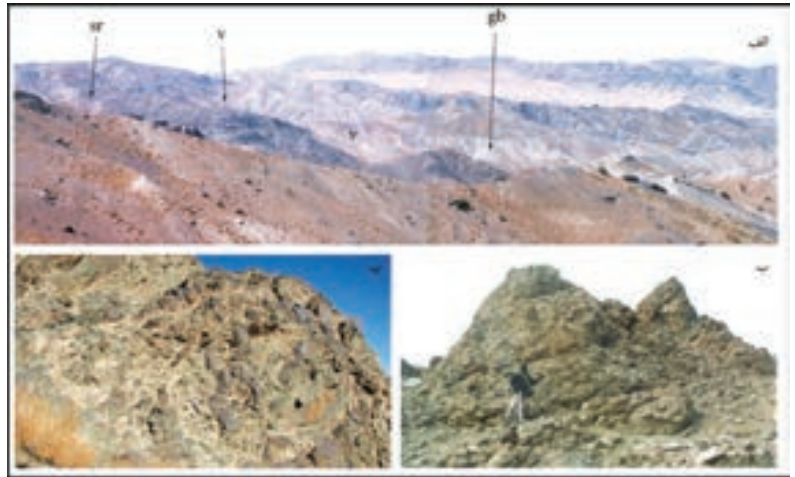


شکل ۱- الف) پراکندگی مجموعه‌ها و کمپلکس‌های آفیولیتی ایران و موقعیت محدوده مورد مطالعه با استفاده از داده‌های نقشه ماگمایی ایران (Emami et al., 1993)؛ ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه فرومد.

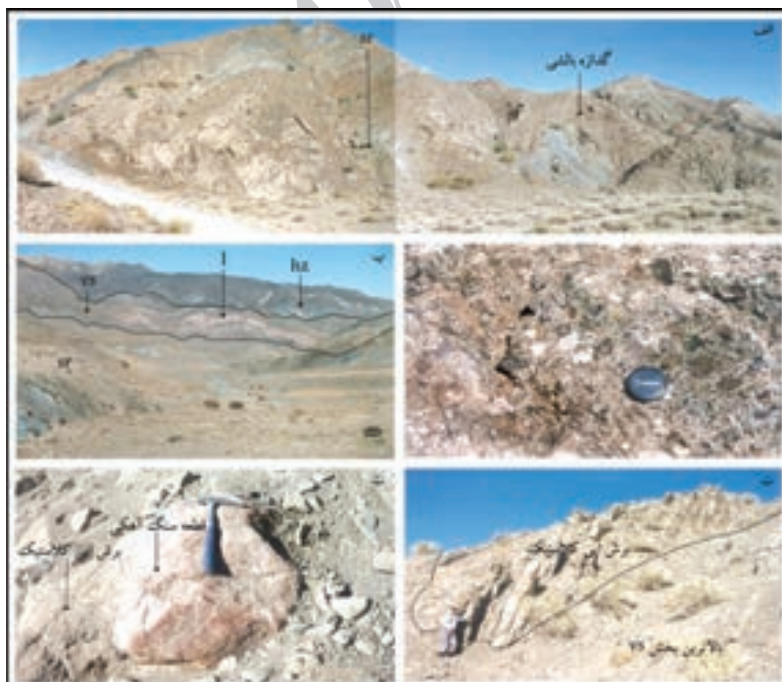


شکل ۲- الف) نمایی از واحد tm که در میان واحد hz دیده می‌شود (دید به سوی خاور- جنوب خاور)؛ ب و پ) رخنمون واحدهای bp و rc در امتیاز واحد sr (دید به سوی شمال- شمال باختر)؛ ت) نمایی نزدیک از بازالت‌های بالشی واحد bp.

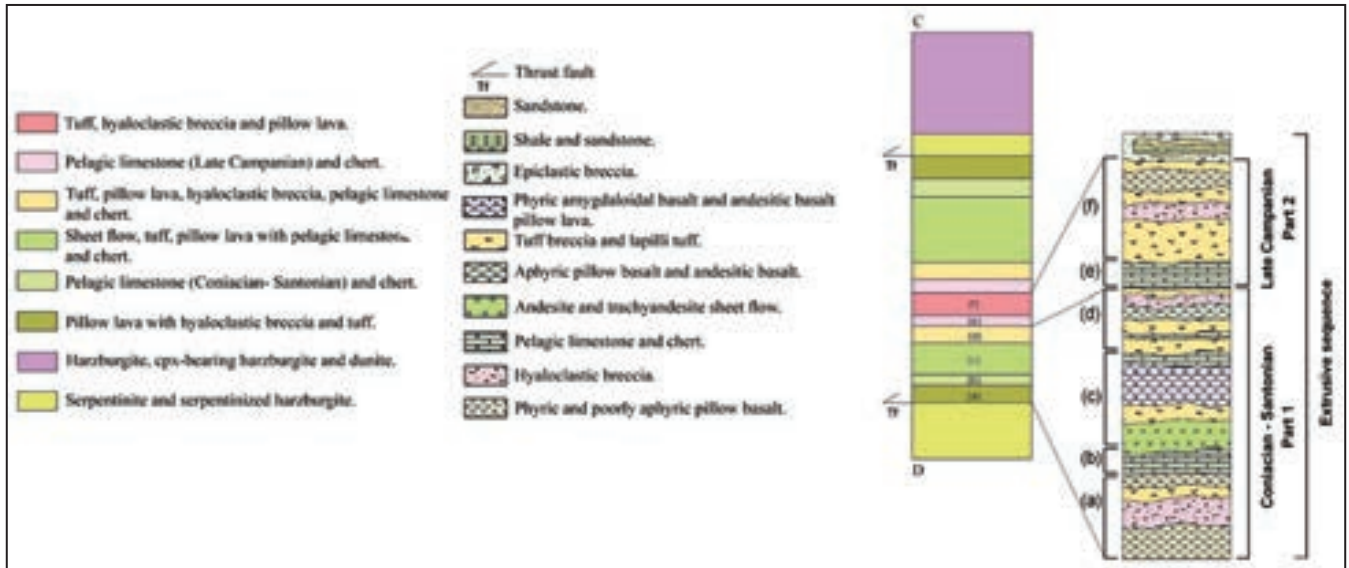
شکل ۳- الف) نمایی از رخنمون‌های واحد ۷ (دید به سوی شمال باختر)؛ ب) شکل ریختاری خاص بازالت‌های بالشی (دید به سوی شمال باختر)؛ پ) رخنمونی از برش‌های هیالوکلاستیک (دید به سوی شمال خاور).



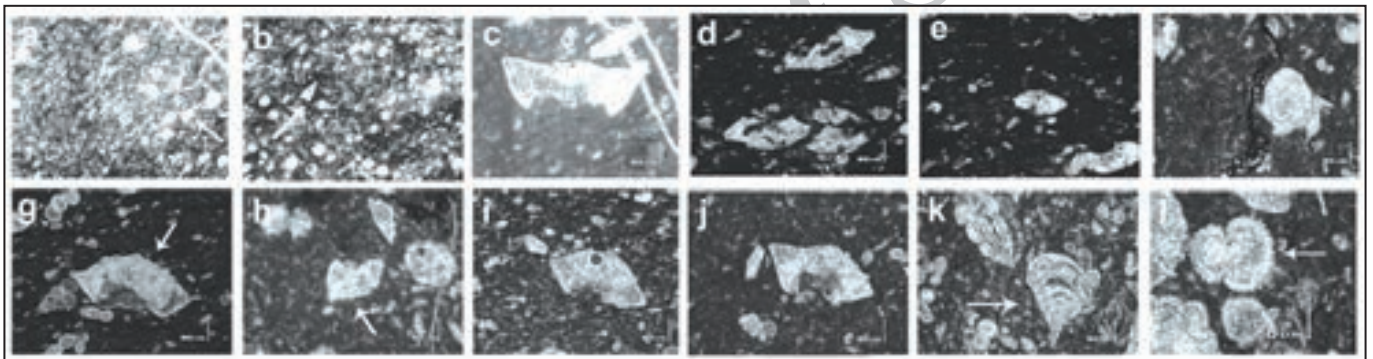
شکل ۴- ستون چینه‌شناسی نمادین از توالی خروجی در مقطع A-B برای واحد ۷.



شکل ۵- الف) رخنمون گدازه‌های بالشی زیرین- میانی واحد ۷S (دید به سوی خاور- شمال خاور)؛ ب) توف برش‌های بخش‌های میانی- بالایی واحد ۷S؛ پ) میان‌لایه‌هایی از سنگ آهک‌های پلاژیک (واحد ۱) که درون واحد ۷S دیده می‌شوند (دید به سوی شمال)؛ ت) نمایی از سنگ‌های تخریبی (برش‌های اپی کلاستیک) روی بخش بالایی واحد ۷S (دید به سوی شمال خاور)؛ ث) قطعه‌ای از سنگ آهک پلاژیک درون برش اپی کلاستیک.

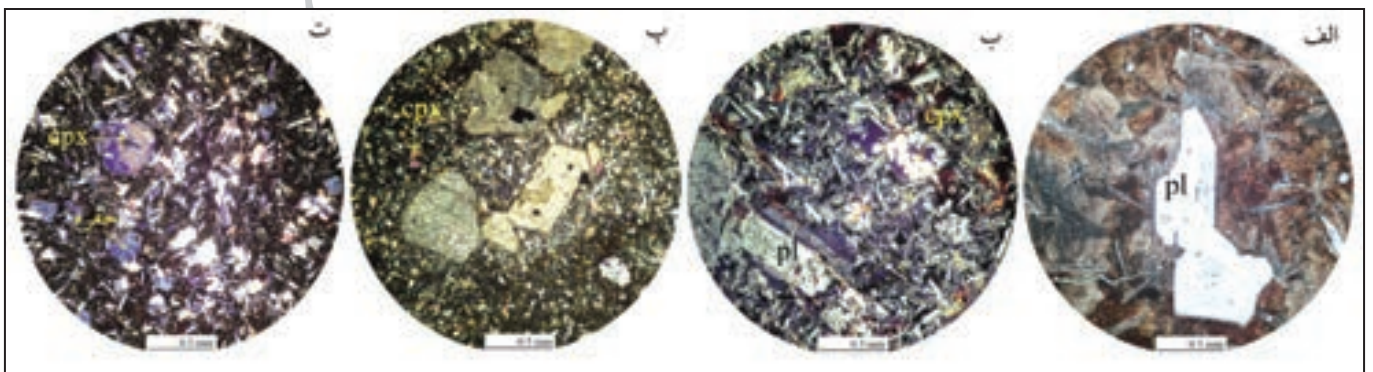


شکل ۶- ستون چینه‌شناسی نمادین از توالی خروجی در مقطع C-D برای واحد vs.

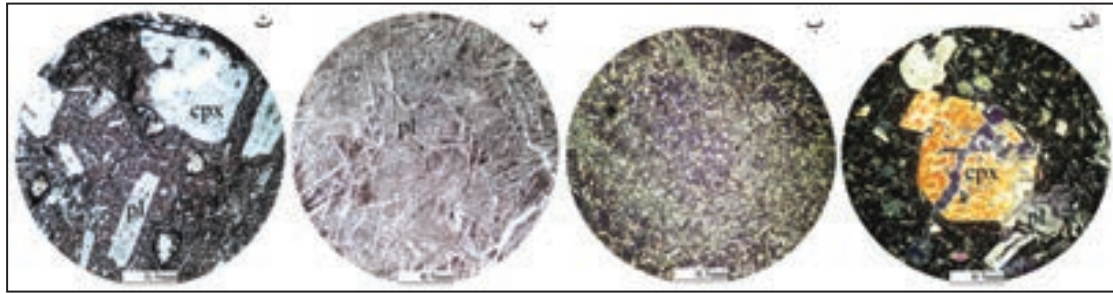


شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی انتخابی از ریزفسیل‌ها (سلیمانی، ۱۳۹۴) شامل:

(a & b) Radiolarian chert (x10), c) *Dicarinella asymetrica* (x40), d) *Marginotruncana coronate* (x10), e) *Dicarinella* sp., (x10), f) *Radotruncana calcarata* (x10), g) *Radotruncana subspinosoa* (x10), h) *Globotruncanita elevate* (x10), i) *Globotruncanita stuarti* (x10), j) *Globotruncanita stuartiformis* (x10), k) *Pseudotextularia elegans* (x10), l) *Pseudoguembelina* cf. *costulata* (x40).

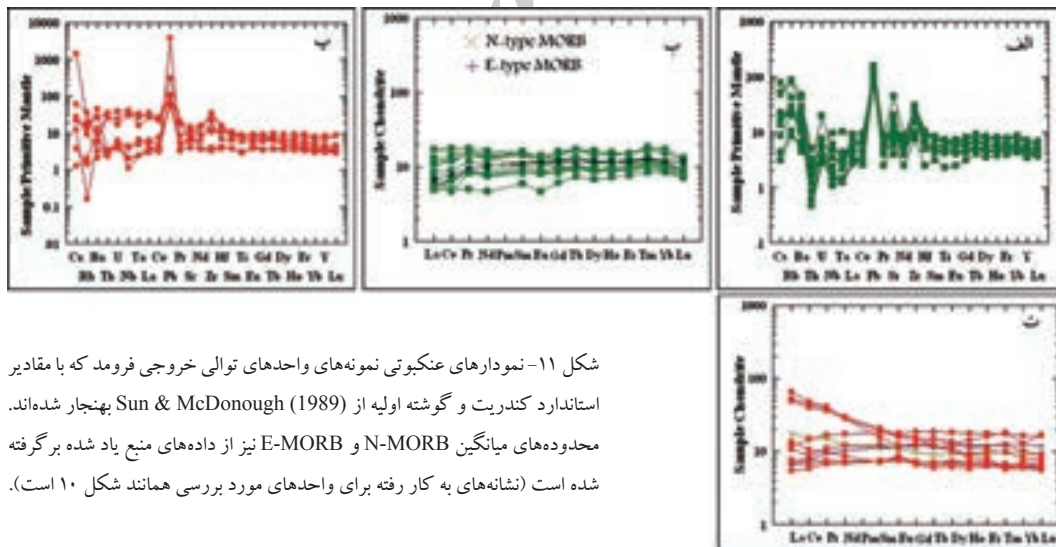
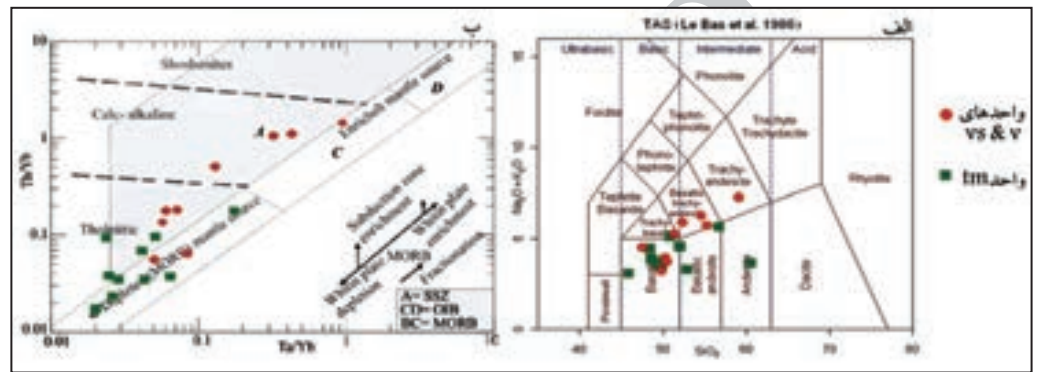


شکل ۸- تصاویر میکروسکوپی انتخابی شامل: الف) بافت پورفیریک با خمیره شیشه‌ای در حاشیه بالش (نور PPL؛ ب) بافت پورفیریک با خمیره اینترگرانولار در بخش درونی بالش (نور XPL؛ پ) بافت پورفیریک با خمیره ریز بلور (نور XPL؛ ت) بافت بادامکی (نور XPL).

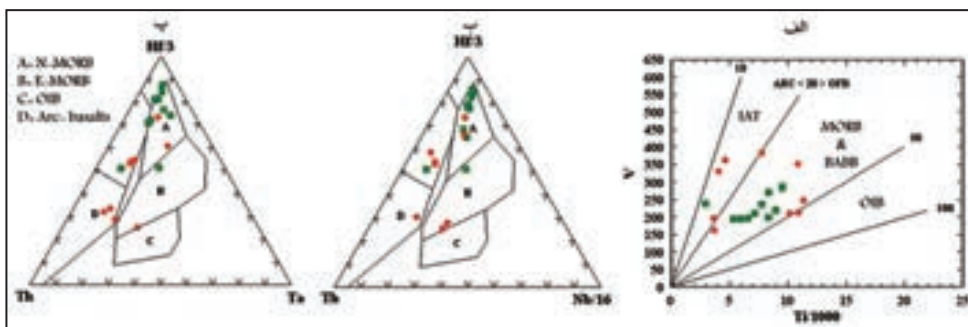


شکل ۹- تصاویر میکروسکوپی انتخابی شامل: الف) بافت تجمعی بلورهای کلینوپیروکسن (نور XPL)؛ ب) ریزبلورهای کلینوپیروکسن در خمیره شیشه‌ای (نور XPL)؛ پ) بافت سرد شدگی سریع، دربر دارنده اسکلت‌های پلاژیوکلاز به شکل‌های گل کمربندی و گره کراواتی (bow tie) در گدازه بالشی (نور PPL)؛ ت) بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیون ایدنگستی شده در روانه صفحه‌ای (نور PPL).

شکل ۱۰- الف) نمودار نام‌گذاری (Le Bas et al., 1986)؛ ب) نمودار نسبت Ta/Yb به Th/Yb از سری ماگمایی (Faustino et al., 2006) برای تعیین



شکل ۱۱- نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های واحدهای توالی خروجی فرومد که با مقادیر استاندارد کندریت و گوشته اولیه از Sun & McDonough (1989) بهنجار شده‌اند. محدوده‌های میانگین N-MORB و E-MORB نیز از داده‌های منبع یاد شده برگرفته شده است (نشانه‌های به کار رفته برای واحدهای مورد بررسی همانند شکل ۱۰ است).



شکل ۱۲- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای ماگمایی- زمین‌ساختی شامل: الف) در نمودار (Shervais 1982) نمونه‌ها در قلمروهای توله‌ایت‌های جزایر کمانی و مورب (حوضه پشت کمان) جانمایی شده‌اند؛ ب) نمودارهای ب) Th-Hf/3-Nb/16 و پ) از Wood (1980) Th-Hf/3-Ta در محدوده‌های مورب‌ها و توله‌ایت‌های جزایر کمانی- بازالت‌های کالک‌آلکانل جانمایی می‌شوند (نشانه‌های به کار رفته برای واحدهای مورد بررسی همانند شکل ۱۰ است).



## کتابناری

- آفانیاتی، ع.، ۱۳۸۵- زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، وزارت صنایع و معادن، ۶۰۸ صفحه.
- بحرودی، ع. و عمرانی، ج.، ۱۳۷۸- برگه زمین شناسی فرومد به مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، وزارت صنایع و معادن.
- رادفر، ج. و کهنسال، ر.، ۱۳۸۱- برگه زمین شناسی داورزن به مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، وزارت صنایع و معادن.
- زندى، ز.، مهرابی، ب. و مسعودی، ف.، ۱۳۸۵- ژئوشیمی و ژنز کانسارهای کرومیت پادیرم فرومد سبزوار، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سلیمانی، س.، ۱۳۹۴- گزارش های دیرینه شناسی داخلی سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شیرزادی، ع. ر.، ۱۳۷۷- پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ های مجموعه افیولیتی و پست افیولیتی نوار افیولیتی شمال سبزوار، واقع در شمال روستای فرومد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، ۱۳۰ ص.
- قریب، ف. و فتوتی، و.، ۱۳۸۲- برگه زمین شناسی جاجرم به مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، وزارت صنایع و معادن.
- کهنسال، ر.، ۱۳۹۳- نقشه زمین شناسی به مقیاس ۱:۲۵,۰۰۰، بیزه، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- کهنسال، ر.، ۱۳۹۳- نقشه زمین شناسی به مقیاس ۱:۲۵,۰۰۰ جنوب کهنه، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نیوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ ص.
- وطن پور، ح. ر.، ۱۳۸۶- کانی شناسی، ژئوشیمی و ساختار کانسارهای کرومیت در افیولیت های شمال غرب سبزوار و ارائه مدل اکتشافی آنها، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۹۸ ص.

## References

- Alavi, M., 1991- Tectonic map of the Middle East, scale 2,500,000, Geological Survey and Mining Exploration of Iran.
- Alavi-Tehrani, N., 1976- Geology and petrography in the ophiolitic range NW of Sabzevar (NE-Iran) with special regard to metamorphism and genetical relations in an ophiolite suite, 147 pp.
- Arculus, R. J., 1994- Aspects of magma genesis in arcs, *Lithos*, 33, 189–208.
- Beccaluva, L., Coltorti, M., Giunta, G. & Siena, F., 2004- Tethyan vs. Cordilleran ophiolites: a reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of supra-subduction complexes in relation to the subduction mode, *Tectonophysics*, 393, 163–174
- Caulfield, J. T., Turner, S. P., Dosseto, A., Pearson, N. J. & Beier, C., 2008- Source depletion and extent of melting in the Tongan sub-arc mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, 273, 279–288.
- Dilek, Y. & Flower, M. F. J., 2003- Arc–trench rollback and forearc accretion: 2. Model template for Albania, Cyprus, and Oman, In Dilek Y., & Robinson P. T., (Eds), *Ophiolites in earth history*, Geological Society of London Special Publication, 218, 43–68.
- Dilek, Y. & Furnes, H., 2009- Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems, *Lithos*, 113, 1–20.
- Dilek, Y. & Robinson, P. T., 2003- Ophiolites in Earth history: introduction, Geological Society of London, Special Publication, 218, 1–8.
- Dilek, Y., 2003- Ophiolite concept and its evolution, in Dilek, Y., and Newcomb, S., eds., *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought: Geological Society of America Special Paper 373*, pp. 1–16.
- Eftekhari-nezhad, J. & Aghanabati, A., 1992- Geological Quadrangle map of Jajarm 1:250,000 Geological Survey of Iran.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. & Bourdon, B., 1997- Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc, *Journal of Geophysical Research*, 102, 14991–15019.
- Emami, M. H., Sadeghi, M. M. & Omrani, S. J., 1993- Magmatic map of Iran, scale 1:1,000,000 Geological Survey of Iran.
- Faustino, D. V., Yumul, Jr., Dimalanta, C. B., De Jusu, J. V., Zhou, M-F., Aitchison, J. C. & Tamayo, R. A., 2006- Volcanic-hypabyssal rock geochemistry of a subduction-related marginal basin ophiolite: Southeast Bohol ophiolite-Cansiwang Melange complex, Central Philippines, *Geosciences*.
- Hebert, L. B., Asimow, P. & Antoshechkina, P., 2009- Fluid source-based modeling of melt initiation within the subduction zone mantle wedge: Implications for geochemical trends in arc lavas, *Chemical Geology*, 266, 297–310.
- Hole, M. J., Saunders, A. D., Marriner, G. F. & Tarney, J., 1984- Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce anomalous basalts from the Mariana Islands, *Journal of Geological Society of London*, 141, 453–472.
- Ishikawa, A., Kaneko, Y., Kadarusman, A. & Ota, T., 2007- Multiple generations of forearc mafic–ultramafic rocks in the Timor–Tanimbar ophiolite, eastern Indonesia, *Gondwana Research*, 11, 200–217.
- Juteau, T. & Maury, R., 1999- *Geologie de la croute oceanique: Petrologie et dynamique endogene*: Paris, Dunod, 367 pp.
- Juteau, T. & Maury, R., 2009 - *La croute Océanique, Pétrologie et Dynamique Endogene*, Société Géologique de France Vuibert. Paris, Cedex, 13, 470pp.
- Khalatbari Jafari, M., Babaie, H. A. & Gani, M., 2013a - Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 70–71, 209–230.
- Khalatbari Jafari, M., Babaie, H. A. & Mirzaie, M., 2013b - Geology, petrology and tectonomagmatic evolution of the plutonic crustal rocks of the Sabzevar ophiolite, NE Iran *Geological Magazine*, 150, 862–884.

- Kuzmichev, A., Kröner, A., Hegner, E., Dunyi, L. & Yusheng, W., 2005- The Shishkhdid ophiolite, northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia, *Precambrian Research*, 138, 125–150.
- 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. *J. Petrology*, 27, 745-750.
- Lin, P. N., Stern, R. J. & Bloomer, S. H., 1989- Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc: 2. Large-ion lithophile and rare element abundances: Evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs. *J. Geophys. Res.*, 94, 497- 4514.
- Lippard, S. J., Shelton, A. W. & Gass, I. G., 1986- The ophiolite of Northern Oman, *Geological Society of London, Memoirs*, 11, 178.
- Magganas, A., 2002- Constraints on the petrogenesis of Evros ophiolite extrusives, NE Greece, *Lithos*, 65, 165–182.
- Noghreyan, M. K., 1982- Evolution geochimique, mineralogique, et structurale dun edifice ophiolitique singulier: Le massif de Sabzevar (Partie centrele), NE del Iran. These es Sci, Univ. de Nancy I, France. 239 pp.
- Paulick, H., Bach, W., Godard, M., De Hoog, J. C. M., Suhr, G. & Harvey, J., 2006- Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20'N, ODP Leg 209): Implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments, *Chemical Geology*, 234, 179–210.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries; p. 525-548 in, Thorp, R.S., ed., *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*, John Wiley and Sons, New York, 724 pp.
- Pearce, J. A., 2003- Supra- subduction zone ophiolites: The search for modern analogues. In: Dilek Y., and Newcomb S. *Ophiolites concept and evolution of geological thought*, Geological Society of America, Special Paper, 373, 269-293.
- Pearce, J. A., 2008- Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust, *Lithos*, 100, 14-48.
- Pearce, J. A., Stern, R. J., Bloomer, S. H. & Fryer, P., 2005- Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q07006, doi:10.1029/2004GC000895.
- Robertson, A., 2002- Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region, *Lithos*, 65, 1-67.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. & Moin Vaziri, H., 2009- Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran, *Terra Nova*, 22, 26–34.
- Saccani, E. & Photiades, A., 2004- Mid-ocean ridge and supra- subduction affinities in the Pindos ophiolites (Greece): implications for magma genesis in a forearc setting, *Lithos*, 73, 229-253.
- Sadredini, E., 1974- Geologie und petrographieim Mittelteil des Ophiolith zuges nordlechen Sabzevar (Khorasan/Iran), Thesis. Univ, Saarbucke, 120pp.
- Saunders, A. D. & Tarney, J., 1984- Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basin. In: B.P. Kokelaar and M.F. Howells (Eds.), *Marginal basin geology*, Geol. Soc. London Spec. Publ., 16, 59-76.
- Shafaii Moghadam, H., Zaki Khedr, M., Arai, S., Stern, B., Ghorbani, G., Tamura, A. & Ottley, Ch., 2015- Arc-related harzburgite–dunite–chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: A model for formation of podiform chromitites, *Gondwana Research*, 27, 575-593.
- Shervais, J. W., 1982- Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101-118.
- Shervais, J. W., 2001- Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochems, Geophys. Geosys*, PN 2000 GC00080, ISSN 1525-2027.
- Shojaat, B., Hassanipaka, A. A., Mobasher, K. & Ghazi, A. M., 2003- Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 1053–1067.
- Stern, R. J., Kohut, E. J., Bloomer, S. H., Leybourne, M., Fouch, M. & Vervoot, J., 2006- Subduction factory processes beneath the Guguan cross-chain, Mariana arc: no role for sediments, are serpentinites important? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151 (2), 202-221.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran, *Areview, AAPG Bull*, No: 52.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A. D., Norry, M. J. (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*, Geological Society of London, Special Publication, 42, 313 345–.
- Tankut, A., Dilek, Y. & Pirl, O., 1998- Petrology and geochemistry of the Neo-Tethyan volcanism as revealed in the Ankara melange, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 265-284.
- Tian, L., Castillo, P. R., Hawkins, J. W., Hilton, D. R., Hanan, B. H. & Pietruszka, A. J., 2008- Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of lavas from the central Lau Basin: implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178, 657-670.
- Vaziri-Tabar, F., 1976- Geologie und petrographie der ophiolithe und ihrer Vulknosedimentaren Folgeprodukte im Ostteil des Bergzuges nordlich Sabzevar/Iran, These unive, Saarbucke.
- Wood, D. A., 1980- The applications of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11–30.

## Geology and Geochemistry of Ophiolitic Extrusive Sequence in Forumad Area, Northeast Iran

R. Kohansal <sup>1\*</sup>, M. Ghorbani <sup>2</sup>, S. M. Pourmoafi <sup>2</sup>, M. Khalatbari Jafari <sup>3</sup>, J. Omrani <sup>4</sup>, S. Zolfaghari <sup>5</sup> & S. Soleimani <sup>5</sup>

<sup>1</sup> Ph. D. Student, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

<sup>3</sup> Assistant Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

<sup>4</sup> Ph.D., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

<sup>5</sup> M. Sc., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2015 April 07

Accepted: 2015 August 24

### Abstract

The Forumad ophiolitic rocks as a part of Iran marginal microcontinent ophiolites have been situated in the western part of Sabzevar ophiolite. Field study shows extrusive sequence in this area with Late Cretaceous in age. This sequence has included basaltic pillow lavas with radiolarian chert related to Late Turonian-Santonian, in contrast to Coniacian- Late Campanian age, when this sequence has composed of basaltic pillow lavas in lower - middle part and various tuffs in upper part. Sheet flows, hyaloclastic breccias and pelagic limestone are intercalations between lavas and tuffs. Abundantly, pillow lavas with phyrlic texture are most predominant feature contrast with sheet flows. Whereas enrichment of LILE and depletion of some HFSE (Nb, Ta) exhibit subduction environment (island arcs) for pillow lavas of Forumad, and different enrichment in LREE to HREE displays unhomogenous mantle in the generation of them; the presence of two magmatic nature in lavas (tholeiitic and calc-alkaline), their positions in tectonomagmatic diagrams and clear depletion of Th element in Late Turonian –Santonian lavas which are generally exhibition of ophiolitic extrusive sequence in Forumad area have been generated in a supra-subduction environment and back-arc basin.

**Keywords:** Extrusive Sequence, Ophiolite, Pillow lava, Sheet flow, Supra-subduction, Back-arc basin.

For Persian Version see pages 387 to 396

\*Corresponding author: R. Kohansal; E-mail: kohansal.reza@gmail.com

Archive of SQU