

اهمیت دیاپیرهای گوشته‌ای در تشکیل توالی خروجی افیولیتی، شمال باختری سبزوار

مرتضی خلعت‌بری جعفری^{۱*} و مسلم غنی^۲

^۱ استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۲ کارشناسی‌ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۷/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۷/۱۰

چکیده

در شمال خاوری ایران، در شمال باختری شهرستان سبزوار، توالی خروجی افیولیتی و سری سوپرافیولیتی رخنمون دارند که دارای میان لایه‌های سنگ آهک پلاژیک با سن کرتاسه بالایی هستند. توالی خروجی دربردارنده برش و توف‌هیالو کلاستیک همراه با روانه صفحه‌ای در بخش زیرین، گدازه بالشی آفریک حفره‌دار در بخش میانی و سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی در بخش بالایی است. سری سوپرافیولیتی نیز دربردارنده تناوبی از رسوبات ولکانوژنیک، تورییدیتی و گدازه است. بررسی تجزیه‌های شیمیایی نشان از همسنجی ژئوشیمیایی گدازه‌های بخش بالایی این توالی و گدازه‌های سری سوپرافیولیتی دارد. این گدازه‌ها ویژگی‌های کالک‌الکان دارند و در الگوهای نمودارهای عنکبوتی تهی‌شدگی واضح از Nb و تهی‌شدگی معین از Zr و Ti نشان می‌دهند. در نمودارهای تکتونوماگمایی نیز در قلمرو مناطق فرورانش واقع شده‌اند که گویای تشکیل آنها در بالایی صفحه فرورونده است. تغییرات ناچیز عناصر کمیاب خاکی سنگین در الگوهای نمودارهای عنکبوتی را می‌توان به ذوب بخشی یک گوه گوشته‌ای تهی شده نسبت داد که تحت ترکیبات فرورانش (سیالات- مذاب) برخاسته از صفحه فرورونده از LILE غنی شده‌اند. در مقایسه، روانه صفحه‌ای و گدازه بالشی بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی، دارای تمایل OIB بوده و فاقد تهی‌شدگی از عناصر Nb، Zr و Ti هستند. نمودارهای عنکبوتی این سنگ‌ها دارای الگوهای غنی شده از عناصر کمیاب هستند که معرف ذوب بخشی کم منبع گوشته‌ای غنی شده و گارنت‌دار است. به نظر می‌رسد که حوضه حاشیه‌ای کمانی - که افیولیت سبزوار در آن شکل می‌گرفت - مواجه با دوره‌ای از کشش، کافتی شدن و یا بازگشت به عقب صفحه فرورونده شده است. این فرایند سبب شد تا یک حوضه پشت کمانی در مجاورت کمان تشکیل شود. در این مرحله، فعالیت ماگمایی کمانی متوقف و امکان صعود دیاپیرهای گوشته‌ای فراهم شد. به نظر می‌رسد که توالی خروجی رخنمون یافته در شمال باختری سبزوار در موقعیت گذر از یک حوضه حاشیه‌ای کمانی به پشت کمان، طی کرتاسه بالایی شکل گرفته است.

کلیدواژه‌ها: سوپرافیولیت، کالک‌الکان، گدازه بالشی، دیاپیر، فرورانش (سوپراسابداکشن).

* نویسنده مسئول: مرتضی خلعت‌بری جعفری

E-mail: Khalat1965@live.com

۱- پیش‌گفتار

سنگ‌های افیولیتی (شکل ۱)، در شمال سبزوار با روند خاوری-باختری در حفاصل پهنه ساختاری ایران مرکزی و البرز-بینالود رخنمون دارند (Stocklin, 1968; Pilger, 1971; Alavi, 1991)؛ آقاناتی، (۱۳۸۵) و به لحاظ دسته‌بندی واحدهای اصلی زمین‌شناسی با عناوین مختلف از آن یاد شده است. ناحیه مورد نظر، بر پایه تقسیم‌بندی Stocklin (1968) و نبوی (۱۳۵۵) جزئی از ایران مرکزی و در دسته بندی Pilger (1971) در پهنه "سبزوار" جای دارد. (Alavi (1991)، در نقشه زمین ساخت خاورمیانه، پهنه سبزوار را از پهنه ایران مرکزی جدا دانست. به باور آقاناتی (۱۳۸۵)، محدوده مورد مطالعه در بخش شمالی قاره گندوانا جای دارد.

توالی خروجی و و سری سوپرا-افیولیتی مورد مطالعه در محدوده طول‌های جغرافیایی ۳۵° ۵۷' تا ۴۵° ۵۷' خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۲۰' ۳۶° تا ۳۶° ۳۶' شمالی رخنمون دارند. در رابطه با پیشینه مطالعات زمین‌شناسی مرتبط با موضوع مقاله، می‌توان به پایان‌نامه‌های دکتر سادردینی (1974)، Alavi-Tehrani (1976) و Noghreyan (1982) اشاره کرد. در ورقه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ سبزوار (تلفیق توسط سهندی، ۱۳۷۱) تلفیقی از نقشه‌های زمین‌شناسی موجود در پایان‌نامه‌های دکتر ذکر شده همراه با اطلاعاتی نو و در ورقه با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ سبزوار (مجیدی، ۱۳۷۸) رخنمون سنگ‌های توالی خروجی و سوپرافیولیتی نشان داده شد. در سال‌های اخیر در مقاله‌هایی، (Shojaat et al. (2002)، ژئوشیمی و زمین ساخت افیولیت سبزوار و Rossetti et al. (2009) داده‌های سن سنجی ایزوتوپی گرانولیت‌های مافیک میگماتیته در مجموعه دگرگونی سلطان آباد را منتشر نمودند. بررسی سنگ‌شناسی توالی خروجی افیولیتی و سری سوپرافیولیتی در محدوده قز- افچنگک موضوع پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد غنی (۱۳۸۹) و سنگ‌شناسی توده‌های نیمه‌ژرف و به ویژه داسیتی محدوده نوده انقلاب که در شمال محدوده مورد مطالعه

رخنمون دارند نیز موضوع پایان‌نامه کارشناسی ارشد کونانی (۱۳۹۰) بوده است. نظر به رخنمون توالی خروجی افیولیتی و سری سوپرافیولیتی همراه با میان لایه‌های سنگ آهک پلاژیک که ریزفسیل‌های کرتاسه بالایی دارند (غنی، ۱۳۸۹) و همچنین تشابه سنگ‌شناسی بخش‌های گدازه‌ای جریان و روانه صفحه‌ای، شناخت رابطه پتروژنتیک این سنگ‌ها ضروری می‌نمود. با این هدف، نمونه‌برداری سیستماتیک از این سنگ‌ها انجام و پس از انجام مطالعات سنگ نگاری (پتروگرافی)، نمونه‌های سالم تر انتخاب و اکسیدهای اصلی به روش ICP- AES و عناصر کمیاب و فرعی به روش‌های ICP- Mass و ICP- AES در آزمایشگاه SGS در ونکور کانادا تجزیه شدند. نتایج این تجزیه‌ها در جدول ۱ گنجانده شده است.

۲- زمین‌شناسی

در شمال باختری سبزوار (شکل ۲) در گستره‌ای از روستای طیس تا باختر روستای قز، توالی خروجی افیولیتی رخنمون دارد که به سوی جنوب به صورت ورقه‌های بزرگ زمین‌ساختی بر روی پریدوتیت سرپانتینی شده، رانده شده و از سوی شمال نیز پریدوتیت کوه سیاه بر روی آنها رانده شده‌اند. اگرچه واحدهای اصلی آنها تکتونیزه است اما توالی گوشته‌ای از هارزبورژیت کلبیوپروکسن‌دار و لرزولیت با آثاری از دگرشکلی‌های گوشته‌ای و بخش پوسته‌ای پلوتونیک به ترتیب از گابروهای لایه‌ای و کومولیتی، پیروکسنیت، کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی، توده‌های نفوذی و کوچک وریلیتی، پگماتیت گابرو و پلاژیوگرانیت تشکیل شده است (میرزایی، ۱۳۸۹). توالی خروجی نیز دربردارنده برش هیالوکلاستیک، گدازه بالشی، روانه صفحه‌ای بازالتی تا آندزیتی و سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی است که در تمامی این توالی، میان لایه‌های سنگ آهک پلاژیک با سن کرتاسه بالایی دیده می‌شوند.

۳-۱. سنگ نگاری توالی خروجی

با توجه به مطالعات میکروسکوپی، تنوع سنگ‌نگاری شامل روانه صفحه‌ای در بخش زیرین توالی خروجی، گدازه بالشی در بخش میانی و مجموعه‌ای از پیروکسن آندزیت، آندزیت جریان‌ی و داسیت در بخش بالایی توالی خروجی است که با کریستال توف همراهند.

در بررسی‌های میکروسکوپی، مقاطع روانه صفحه‌ای از بخش زیرین توالی خروجی، دارای ترکیب سنگ شناسی بازالت و آندزیت بازالت بوده و بافت میکرولیتیک جریان‌ی (شکل ۲-الف)، بافت میکروسکوپی چیره است که در مواردی شواهدی از آمیختگی (mingling) ماگمایی را نشان می‌دهند. به طوری که ماگمای بازیک با خمیره‌ای اکسید شده و تیره رنگ در درون خمیره‌ای با بافت میکرولیتیک جای گرفته است. خمیره نیز از بلورهای ریز کلاینوپروکسن غیرقابل تشخیص و الیون بوده که به طور کامل به سرپانتین جانشین شده است. افزون بر این، مجموعه‌ای از کانی‌های کدر، کلریت، اپیدوت و اسمکتیت نیز در خمیره دیده می‌شوند. حفره‌ها نیز به‌طور عمده توسط اسمکتیت، کلسیت، کلریت، کوارتز ثانوی و اپیدوت پر شده‌اند.

گدازه بالشی بخش میانی دارای ترکیب سنگ‌شناسی بازالت و آندزیت بازالت بافت‌های میکروسکوپی فیریک و آفیریک با خمیره میکرولیتیک، هیالومیکرولیتیک و اینترسرتال هستند. در انواع فیریک که البته به مقدار ناچیز نیز دیده می‌شوند، کانی‌های تشکیل‌دهنده به صورت فنوکریست، میکروفنوکریست و ریزبلور و یا خمیره‌ی شیشه‌ای دگرسان دیده می‌شوند. فنوکریست‌ها بیشتر از نوع پلاژیوکلاز (شکل ۲-ب) هستند. در مواردی نیز فنوکریست‌های الیون و کلاینوپروکسن دیده می‌شوند. الیون نخستین کانی‌ای است که تشکیل شده است؛ بی‌شکل بوده و به طور کامل توسط سرپانتین، کلریت، اسمکتیت و کانی‌های کدر جایگزین شده است. انکلوژیون‌های ریز و دگرسان شده از این کانی را می‌توان در فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز تعقیب نمود. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای ماکل‌های آلپیت و آلپیت-کارلسباد و گاهی زونه هستند. به ندرت سالمند و اغلب توسط کلسیت، آلپیت، کلریت و اپیدوت جانشین شده‌اند. با توجه به اندازه زاویه خاموشی ماکل‌ها می‌توان ترکیب آنورتیت تا لابرادوریت را در بخش‌های به ندرت سالم برآورد کرد. فنوکریست‌های کلاینوپروکسن از نوع دیوپسید تا اوژیت بوده و توسط مجموعه‌ای از کلریت، لوکوکسن و اکتینولیت جانشین شده‌اند. میکروفنوکریست‌ها اغلب به صورت خوشه‌هایی (clusters) از پلاژیوکلاز و کلاینوپروکسن (شکل ۲-پ) دیده می‌شوند که به صورت تداخلی و همزمان تشکیل شده و در مقایسه با فنوکریست‌ها سالم‌ترند. خمیره از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و بلورهای ریز کلاینوپروکسن همراه با بقایای شیشه آتشفشانی اسمکتیتی و کلریتی شده تشکیل شده است. در خمیره این سنگ‌ها، آثاری از الکالی‌فلدسپار دیده می‌شود که به شدت توسط کانی‌های رسی و مواد آرژیلی جانشین شده‌اند و تنها بر اساس کانی‌های دگرسان ذکر شده می‌توان حدس زد که کانی اولیه الکالی‌فلدسپار بوده است. در مقاطع میکروسکوپی برگرفته از بخش‌های حاشیه‌ای گدازه بالشی، میکرولیت‌های پلاژیوکلاز دارای رخساره کراواتی و کلاینوپروکسن دارای رخساره دم خروسی است که از ویژگی‌های سرشدگی سریع گدازه‌ها در اثر تماس با آب دریا است (Juteau & Maury, 2009). پیروکسن آندزیت، گدازه جریان‌ی آندزیتی، کریستال توف و داسیت، سنگ‌نگاری بخش بالایی توالی خروجی را تشکیل می‌دهند. پیروکسن آندزیت بافت میکروسکوپی فیریک با خمیره‌ای میکرولیتیک تا شیشه‌ای دوتریفاید دارد. دارای فنوکریست‌های اوژیت، پلاژیوکلاز نوع لابرادوریت تا آندزین و هورنبلاند سبز هستند. میکرولیت‌های پلاژیوکلاز نوع الیگوکلاز تا آلپیت در خمیره‌ای از شیشه دوتریفاید همراه با کانی‌های ریز فرومیزین و کدر جای گرفته‌اند. داسیت نیز بافت فیریک با خمیره میکروکریستالین دارد. دارای فنوکریست‌های از نوع هورنبلند سبز

سری سوپرافیولیتی نیز از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی همراه با گدازه‌های فیریک تا مگافیریک آندزیتی و جریان‌ی تشکیل شده و میان‌لایه‌های سنگ آهک و رادیولاریت مانند میان‌لایه‌های سنگ آهک‌های توالی خروجی افیولیتی، سن کرتاسه بالایی دارند. بر اساس بررسی‌های دیرینه‌شناسی، سنگ آهک‌های پلاژیک در توالی خروجی دارای ریزفسیل‌های *Globotruncanella angulata*, *Contusotruncanella* aff. *patelliformis*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncanella* cf. *falsostuarti*, *Globotruncanella* *arca*, *Globotruncanella* *lapparenti*, *Plummerita* sp., *Heterohelix* sp., *Contusotruncanella patelliformis*, *Globotruncanella* *havaensis*, *Globotruncanella* *rosetta*, *Radotruncanella* *calcarata* آهک‌های پلاژیک درون سری سوپرافیولیتی نیز دارای ریزفسیل‌های *Globotruncanidae*, *Radiolaria* با سن کرتاسه پسین (دیرینه‌شناسی توسط زهره سهرابی) هستند.

در شمال کوه سیاه، در حوالی روستای افچنگ نیز سری سوپرافیولیتی رخنمون دارد. توالی خروجی دارای حدود ۴۵۰ متر ستبرای بوده و از سه بخش اصلی زیرین، میانی و بالایی تشکیل شده است. رخنمون توالی خروجی افیولیتی در خاور روستای قر با سن کرتاسه بالایی (مائستریشین-مائستریشین بالایی) و سری سوپرافیولیتی هم‌سن، نشان از موقعیت زمین‌ساختی-ماگمایی ویژه در شکل‌گیری توالی خروجی افیولیتی را دارد. بخش زیرین دارای برش هیالوکلاستیک فراوان و روانه صفحه‌ای بازالتی است. این روانه‌ها در مواردی به روی میان‌لایه‌های سنگ آهک پلاژیک ریخته شده و دریاچه گدازه‌ای (Lava lake) ایجاد نموده‌اند. بخش میانی با فراوانی گدازه بالشی حفره-بادامک‌دار همراه با روانه صفحه‌ای به مقدار ناچیز و بقایایی از برش سرد (Talu rubbles) و میان‌لایه‌های سنگ آهک پلاژیک است که به سمت بالای توالی از نسبت گدازه بالشی و حفره‌دار کم شده است. بخش بالایی شامل گدازه آندزیتی پیروکسن‌دار، لیتیک کریستال توف، شیل سیلیسی فرمز رنگ و میان‌لایه‌های سنگ آهک پلاژیک است که در بالای این بخش به صورت ستبرایه دیده می‌شوند. برش هیالوکلاستیک و روانه صفحه‌ای نیز دیده می‌شود که در مواردی ایجاد دریاچه گدازه‌ای نموده‌اند. همان‌گونه که ذکر شد، بررسی‌های دیرینه‌شناسی سنگ آهک‌های پلاژیک در توالی خروجی، سن کرتاسه بالایی (مائستریشین-مائستریشین بالایی) را به دست داده است.

سری سوپرافیولیتی، ولکانوژیک بوده و از تناوبی از رسوبات توریدیتی تشکیل شده‌اند که اجزای سازنده آنها مواد آذرین بوده‌اند. این سری دربردارنده شیل، توف، کریستال-لیتیک توف، میان‌لایه‌های چرت و رادیولاریت همراه با میان‌لایه‌هایی از گدازه بازالتیک آندزیت تا تراکی آندزیتی فیریک-مگافیریک و گدازه جریان‌ی در بالای سری است. این سری در شمال کوه سیاه و در محدوده روستای افچنگ، ناودیس بزرگی را تشکیل داده که دو یال شمالی و جنوبی آن تکتونیزه است، به طوری که از سوی شمال، سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن و از سوی جنوب پریدوتیت کوه سیاه و کنگلومرای ائوسن بر روی آنها رانده شده‌اند. همان‌گونه که گفته شد، بررسی دیرینه‌شناسی ریزیاها و آثار فسیلی برجامانده در میان‌لایه‌های سنگ آهک پلاژیک و رادیولاریت در سری سوپرافیولیتی هم‌سن توالی خروجی افیولیتی است. این یافته‌ها نشان می‌دهند که فوران روانه‌ها و گدازه‌های زیردریایی سازنده توالی خروجی، همزمان و در کنار ترفانی صورت می‌گرفت که در آن سری آتشفشانی-رسوبی و ولکانوژیک (یا همان سری سوپرافیولیتی) نهشته می‌شد. برونزد کنونی رخنمون‌ها، تابع فرایندهای ژئودینامیکی مربوط به جایگیری افیولیت و حوادث زمین‌ساختی بعدی تا به امروز بوده است.

۳- سنگ‌نگاری

می‌توان سنگ‌نگاری سنگ‌های مورد مطالعه را در دو بخش: سنگ‌نگاری توالی خروجی و سنگ‌نگاری سری سوپرافیولیتی مورد بررسی قرار داد.

۵- تغییرات Zr و عناصر فرعی و کمیاب انتخابی در نمودارهای دوتایی

از آنجا که Zr عنصری ناسازگار و غیر متحرک است، از این رو، طی فرایندهای دگرسانی و هوازدگی به خوبی حفظ ولی مقدار آن با افزایش روند تفریق افزایش می‌یابد، بنابراین از این عنصر می‌توان به عنوان معیار مناسبی برای تشخیص فرایندهای ماگمایی در نمودارهای دوتایی استفاده نمود (Miyashita et al., 2003). تغییرات Zr در نمونه‌های مورد مطالعه از ۴۱/۱-۲۳۴-۴۱/۱ ppm متغیر است و نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی، تغییرات Zr بالاتر (۲۳۴-۱۵۵ ppm) نسبت به نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی دارند (۴۱/۱-۱۰۰ ppm). مقادیر بالای این عنصر را در ماگماهایی می‌توان یافت که حاصل ذوب بخشی با نرخ پایین یک منبع گهشته‌ای غنی شده و یا دیپایره‌های گهشته‌ای اند (Juteau and Maury, 2009). نسبت پایین تر این عنصر در نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی می‌تواند در رابطه با منبع گهشته‌ای تهی شده و محیط تشکیل فرافرورانش (سوپراسابداکشن) باشد (Pearce et al., 1984; Pearce, 2003). شکل ۵ نمودارهای انتخابی از نسبت تغییرات Zr با عناصر فرعی و کمیاب را نشان داده است. نکته واضح در این نمودارها، همبستگی در تجمع نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی و تمایز آنها از نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی این توالی است که می‌تواند نشانی از تحولات ماگمایی مشابهی باشد که هر یک از این دو گروه متحمل شده‌اند.

نمودار تغییرات Zr به Nb دارای روندی خطی با شیب مثبت است (شکل ۵-الف). در این نمودار، نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی، تمرکزهای بالایی از Nb و Zr را نشان می‌دهند و گویای آن است که ماگمای سازنده این سنگ‌ها، از یک منبع غنی شده که درجات کمتری از ذوب‌بخشی را متحمل شده است، حاصل شده است. سنگ‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی مورد مطالعه، فراوانی کمتری نشان می‌دهند که نشان از یک منشأ تهی شده دارد. (Sun & McDonough (1989) نسبت $Zr/Nb = 31/8$ را به عنوان معیاری برای تشخیص عمومی گدازه‌های N-MORB معرفی نموده‌اند. این نسبت در نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی از ۵۲-۱۶/۶۶ متغیر است و دامنه‌ای گسترده و بسیار پایین تر و بالاتر از نسبت یاد شده جهت مورب عادی را دارد. تغییرات گسترده در نسبت این عناصر می‌تواند نشانگر ترکیب منبع گهشته‌ای باشد. در این نمودار، نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی در محدوده‌ی OIB واقع شده‌اند در حالی که نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی در قلمروی مورب عادی و فرافرورانش جای گرفته و غنی‌شدگی متمایل E-MORB را دارند. به اعتقاد (Shervais (2001) چنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی از خصوصیات حوضه‌های پشت کمان است.

روند تغییرات Zr به Th، روندی خطی با شیب مثبت است و دامنه آن از ۱۱/۱-۰/۸ ppm متغیر است (شکل ۵-ب). Th در طول دگرسانی غیرمتحرک است و افزایش مقدار آن به ازای افزایش مقدار Zr نشان از تأثیر فرایند تفریق به عنوان یکی دیگر از فرایندهای ماگمایی تأثیر گذار (Rolland et al., 2009) در تشکیل توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی محدود شده است. عنصر وانادیم در ماگماها به صورت یون V^{3+} حضور دارد. این عنصر جانشین Fe^{3+} شده و در تشکیل منیتیت مشارکت می‌نماید و در ترکیب پیروکسن‌ها، آمفیبول‌ها، بیوتیت و اژیرین نیز یافت شده است. در شکل ۵-پ نمودار تغییرات Zr به V (۳۸۴-۸۷ ppm)، روندی خطی با شیب منفی دارد. همچنین برای مقایسه در این شکل، قلمروی تغییرات این عناصر در چند ناحیه شاخص تکنونوماگماتیک گنجانده شده‌اند. در شیشه‌های آتشفشانی خاور اقیانوس آرام، فراوانی عنصر وانادیم کم است و دارای نسبتی مشابه با شیشه‌های آتشفشانی برداشته شده از گودال ماریان و جزایر کمانی است (Dubois-Cote et al., 2005). همان‌گونه که در شکل ۵-پ نشان داده شد، بیشتر

(شکل ۲-ت) و کوارتز بوده که در خمیره‌ای از کوارتز و آلکالی‌فلدسپار به شدت آرزلی و کائولینیتی شده جای گرفته‌اند.

۳-۲. سنگ نگاری سری سوپرافیولیتی

بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری، واحدهای آتشفشانی سری سوپرافیولیتی از پایین به بالا شامل یک افق روانه آندزیتی فیریک، سه افق روانه آندزیتی مگافیریک، جریان‌گدازه‌ای تراکی آندزیتی، دایک کوارتز دیوریتی و توف است. انواع فیریک و مگافیریک (با داشتن بلورهای درشت پلاژیوکلاز که ابعاد آنها از میدان دید میکروسکوپ فراتر است)، دارای فنوکریست‌ها و مگاکریست‌های پلاژیوکلاز از نوع آندزین هستند که به طور چیره در حال جانشینی به کلسیت، کلریت، اپیدوت و آلپیت دیده می‌شوند. خمیره نیز از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و بلورهای ریز اوژیت و شیشه آتشفشانی دگرسان تشکیل شده است. خمیره شیشه‌ای در بیشتر موارد توسط مواد آرزلی، کانی‌های رسی و به مقدار کمتر کلریت جایگزین شده‌اند. توف‌های سری سوپرافیولیتی از نوع کریستال توف و لیتیک توف هستند. کریستال توف‌ها (شکل ۲-ث) بافت کریستالوکلستیک دارند و بیشتر از خرده‌های بلورین در اندازه دهم میلی‌متر از پلاژیوکلاز، اوژیت و هورنبلاند قهوه‌ای تشکیل شده‌اند. در لیتیک توف‌ها (شکل ۲-ج) نیز لیتوکلست‌ها ۳۵ تا ۴۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. در مواردی قطعه‌های آنها به طور کامل از کلریت، اسمکتیت و زئولیت تشکیل شده است. در مواردی، لیتوکلست‌ها میکروولیت‌های فراوان آلپیت تا الگوکلاز دارند یا اینکه دارای خمیره به طور کامل اسمکتیتی شده هستند. گاهی نیز این قطعه‌ها حفره‌های پر شده از کلسیت، کلریت و اپیدوت دارند.

۴- نامگذاری و تعیین سری‌های ماگمایی

بر اساس نمودار نامگذاری SiO_2 به Na_2O+K_2O ، پیشنهادی (Le Bas et al., 1986)، نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی در محدوده تراکی‌بازالت و تفریق‌بازالت جای دارند که دلیل آن می‌تواند منشأ گهشته‌ای دیپایری و غنی شده آنها باشد (در ادامه به دلایل آن اشاره خواهد شد). نمونه‌های پیروکسن آندزیت، داسیت و گدازه‌بالشی بخش بالایی توالی خروجی نیز به ترتیب در محدوده‌های تراکی‌بازالت، داسیت و آندزیت بازالتی واقع شده‌اند. همچنین نمونه‌های سری سوپرافیولیتی، در محدوده بازالتیک آندزیتی و تراکی آندزیت بازالتی جای دارند (شکل ۴-الف). در نمودار نسبت Nb/Y به Zr/TiO_2 ، پیشنهادی (Winchester & Floyd (1976)، بیشتر نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی در قلمرو آلکالی‌بازالت و اکثر نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی در محدوده آندزیت بازالت جای دارند. داسیت بخش بالایی توالی خروجی در محدوده آندزیت جای گرفته که شاید دلیل آن دگرسانی شدید خمیره به مواد آرزلی و کائولینیتی شدن شدید است که در بخش سنگ‌نگاری به آن اشاره شد. گدازه جریان‌ی رخنمون در بالای سری سوپرافیولیتی نیز در قلمروی ساب‌آلکالی‌بازالت جای گرفته‌اند (شکل ۴-ب).

در نمودارهای تعیین سرهای ماگمایی و در نمودار نسبت K_2O به SiO_2 پیشنهادی (Peccerillo & Taylor (1976) بیشتر نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی، ویژگی‌های سری‌های کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی و نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی، ویژگی‌های کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا را نشان می‌دهند (شکل ۴-پ). در نمودار تعیین سری ماگمایی بر اساس نسبت Co به Th پیشنهادی (Hastie et al., 2007) که در آن از عناصر با تحرک کمتر مانند Co و Th استفاده شده است، نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی در مرز سری‌های کالک‌آلکان و شوشونیتی و نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی در سری کالک‌آلکان واقع شده‌اند (شکل ۴-ت).

شکل‌گیری توالی خروجی نبوده است. غنی‌شدگی از عنصر Sr در این الگوها را می‌توان با تشکیل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز توجیه کرد.

الگوهای REEs بهنجار شده با مقادیر کندریت از این سنگ‌ها، شبیه تند از LREEs به سمت HREEs دارند. این الگوها غنی‌شدگی از مرتبه ۳۰۰-۱۰۰ برابر کندریت برای LREEs و مرتبه ۱۵-۱۰ برابر کندریت برای HREEs دارند (شکل ۶-ب). عناصر کمیاب سبک در این الگوها در مرز بالایی محدوده میانگین P-MORB و عناصر کمیاب سنگین در محدوده‌های میانگین T-MORB و N-MORB جای گرفته‌اند که گویای ذوب بخشی گوشته گارنت‌دار و یا دیاپیرهای گوشته‌ای است (Juteau & Maury, 2009). نبود بی‌هنجاری Eu بیانگر این است که پلاژیوکلازها در فرایند تفریق وارد نشده‌اند (Tankut et al., 1998). غنی‌شدگی از LREEs و تهی‌شدگی HREEs در این نمونه‌ها، نشان از وجود گارنت بازمندی (Residual garnet) در منبع گوشته‌ای، در ژرفای تقریبی حدود ۶۰ تا ۸۰ کیلومتر دارد (Poucllet et al., 1994).

الگوهای عناصر فرعی و نادر خاکی بهنجار شده با مقادیر مورب عادی از این سنگ‌ها (شکل ۶-پ)، همخوانی قابل توجهی با محدوده میانگین OIB دارد. این الگوها دارای شبیهی مثبت از Rb به سمت Ba بوده و سپس به سمت عناصر کمیاب خاکی سنگین دارای شبیهی منفی ولی ملایم است. غنی‌شدگی در Sr در این نمونه‌ها قابل ملاحظه است که می‌توان با تجمع این عنصر در کانی‌هایی چون پلاژیوکلاز توجیه نمود. در شکل ۶-ت، الگوهای عناصر فرعی و کمیاب از نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی، بهنجار شده با مقادیر گوشته اولیه، نشان داده شده‌اند. این الگوها در ترازهایی پایین‌تر از گدازه جریانی بخش زیرین و گدازه بالشی بخش میانی توالی خروجی واقع هستند و دارای غنی‌شدگی از LILEs (مانند Sr، Th، U) و تهی‌شدگی آشکار از عناصر Ti و Nb هستند و همچنین تهی‌شدگی خفیف از Zr هستند (شکل ۶-ت). افزایش نسبت LILEs/HFSEs در این الگوها با دو فرایند آلودگی انتخابی گوه گوشته‌ای توسط سیالات آب‌دار و غنی‌شدگی از LILEs و ذوب مجدد عناصر ناسازگار طی زایش ماگمای بازالتی توجیه پذیر است. بدیهی است که در فرایند نخست، آزدایی رسوبات سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده نقش مهمی ایفا می‌کنند.

در شکل ۶-ث، الگوهای عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی که با مقادیر کندریت بهنجار شده‌اند را نشان می‌دهد. در مقایسه با الگوهای نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی، این الگوها در ترازهای پایین‌تری قرار گرفته‌اند. همچنین عناصر کمیاب سبک در این الگوها غنی‌شدگی قابل انطباق با محدوده میانگین E-MORB را دارد (از مرتبه ۶۰-۲۵ کندریت جهت LREEs). اما عناصر کمیاب سنگین در مرز محدوده‌های میانگین T-MORB و N-MORB واقع شده‌اند (از مرتبه ۲۰-۹ کندریت جهت HREEs). الگوهای عناصر کمیاب در این نمونه‌ها، از LREEs به سمت HREEs شیب دارد که شاید نشان از نقش سیالات برخاسته از صفحه فرورونده در تشکیل ماگما داشته است (Yaliniz, 2010; Belova et al., 2010; Saccani et al., 2010; Saccani et al., 2008 a,b; Tian et al., 2008; Dilek et al., 2008; Ishikawa et al., 2007; Beccaluva et al., 2005).

McKenzie and O'Nions (1991) معتقدند که الگوهای تهی‌شده از HREEs، گویای ذوب پریدوتیت گارنت‌دار است و منشأ گوشته‌ای ژرف ماگما را نشان می‌دهد. همچنین رفتار عناصر در الگوهای عناصر کمیاب خاکی و فرعی نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی که با مقادیر استاندارد N-MORB بهنجار شده‌اند، با رفتار آنها در مناطق فرورانش (McCulloch and Gamble, 1991) همخوانی قابل توجه دارد (شکل ۶-ج). این الگوها شیب منفی از LREEs به سمت HREEs داشته و دارای غنی‌شدگی از عناصر Rb، Ba، Sr، U، Th و تهی‌شدگی واضح Nb، Zr، Ti و همچنین P هستند. شباهت این الگوها با الگوی میانگین کمان‌های جزیره‌ای

نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی در محدوده جزایر کماتی Tonga-Kermadec واقع شده‌اند.

روند تغییرات La به Zr، روندی خطی با شیب مثبت است (شکل ۵-ت) و دامنه آن از ۵۷/۵-۲۷/۵ ppm در نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی متغیر است. در نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی، دامنه آنها از ۵/۱-۱۵ ppm متغیر است. روند تغییرات Zr به Ce مشابه نمودار قبلی بوده و دارای روندی خطی با شیب مثبت است (شکل ۵-ث). دامنه تغییرات این عنصر در نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی از ۵۷/۷-۹۴/۱ ppm متغیر است. در نمونه‌های بخش بالایی و سری سوپرافیولیتی نیز دامنه‌ای بین ۱۱/۲-۳۰/۴ ppm دارد. روند تغییرات Zr به Nd نیز روندی خطی با شیب مثبت است (شکل ۵-ج). دامنه تغییرات این عنصر بین ۲۶/۶-۳۳/۱ ppm در نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی متغیر است. روند خطی افزایشی و همخوانی قابل توجه میان افزایش مقدار Zr با عناصر La، Ce و Pr نشان از فرایند تبلور تفریقی به عنوان یکی از فرایندهای ماگمایی تأثیر گذار دارد (Magganas, 2002). روند تغییرات Sm به Zr، در شکل ۵-چ نشان داده شد. همانند سایر عناصر کمیاب و خاکی، در دو قلمروی مجزا اما با پراکندگی بیشتر جای دارند. دامنه تغییرات این عنصر بین ۵/۱-۶/۱ ppm در نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی و ۲/۱۳-۳/۶ ppm در نمونه‌های بخش بالایی و سری سوپرافیولیتی متغیر است. روند تغییرات Zr به Eu، تقریباً شبیه Sm است (شکل ۵-ح). همان‌طور که ملاحظه می‌شود نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی از نمونه‌های بخش‌های بالایی و سری سوپرافیولیتی قابل تفکیک هستند اما در مقایسه با عناصر نادر و خاکی دیگر، دارای پراکندگی بیشتری هستند. همبستگی نمونه‌ها در هر یک از این قلمروها، نشان از تعلق آنها به جایگاه زمین‌ساختی خاصی دارد (Rendeng et al., 2006). دامنه تغییرات این عنصر میان ۱/۶۱-۱/۹۱ ppm در نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی و ۰/۸۴-۱/۰۵ ppm در نمونه‌های بخش بالایی و سری سوپرافیولیتی متغیر است. روند تغییرات Zr به Pr نیز مانند تغییرات La و Ce، روندی خطی با شیب مثبت است (شکل ۵-خ). دامنه تغییرات این عنصر بین ۶/۸-۹/۳۸ ppm در نمونه‌های بخش زیرین و میانی توالی خروجی و ۱/۷۳-۳/۵۷ ppm در نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی متغیر است.

۶- نمودارهای عنکبوتی

با بهنجار نمودن مقادیر عناصر فرعی و کمیاب خاکی با مقادیر استاندارد می‌توان به غنی‌شدگی و یا تهی‌شدگی منبع اولیه ماگمای سازنده این سنگ‌ها، محیط تکتونوماگمایی و فرایندهای ماگمایی تأثیر گذار پی برد. در این راستا نتایج تجزیه‌های شیمیایی محدوده مورد مطالعه با مقادیر مورب اولیه، کندریت و مورب عادی، پیشنهادی (Sun & McDonough, 1989) بهنجار شدند. بررسی الگوهای نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مقادیر استاندارد یاد شده حاکی از آن است که گدازه‌های جریانی بخش زیرین و گدازه‌های بالشی بخش میانی از توالی خروجی همخوانی قابل توجهی نشان می‌دهند.

الگوهای عناصر فرعی و نادر خاکی بهنجار شده با مقادیر گوشته اولیه (شکل ۶-الف) از گدازه جریانی بخش زیرین و گدازه بالشی بخش میانی توالی خروجی، دارای شبیهی ملایم ولی منفی از عناصر فرعی و نادر سبک به سوی عناصر سنگین بوده و انطباق قابل ملاحظه‌ای با محدوده میانگین P-MORB دارند. به رغم این که روانه‌های صفحه‌ای بخش زیرین در روی زمین در قاعده گدازه‌های بالشی بخش میانی رخنمون دارند، اما در این نمودار در تراز بالاتر واقع شده‌اند (شکل ۶-الف) که نشان می‌دهد که فرایند تفریق ماگمایی تنها فرایند ماگمایی تأثیر گذار در

بررسی الگوهای بهنجار شده (شکل ۶) نشان از آن دارد که حداقل نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی، خصوصیات مشابه افیولیتی‌های محیط‌های پشت کمان یا فرافروانش دارند. نکته جالب در الگوهای نمونه‌های ذکر شده، شیب منفی از LREEs به HREEs و نیز غنی‌شدگی Cs، Rb، Ba، Sr، Th، U، k است. غنی‌شدگی بعضی از الگوها از REEs و عناصر یاد شده در مقایسه با عناصر کمیاب خاکی سنگین می‌تواند نشان از تأثیر ترکیبات فرورانش (Subduction component) و دخالت آنها بر ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای (Mantle wedge) روی صفحه‌ی فرورونده باشد (Arculus, 1994; Elliot et al., 1997; Hawkesworth et al., 1997; Taylor & Martinez, 2003; Stern et al., 2006; Tian et al., 2008). این ترکیبات می‌توانند در قالب سیالات آبدار برخاسته از این صفحه و یا مذاب حاصل از ذوب بخشی رسوبات رویی آن عمل کنند. با توجه به تشکیل افیولیتی‌های نوع فرافروانش در بالای صفحه فرورونده، سؤال پیش رو این است که دلیل غنی‌شدگی عناصر کمیاب و خاکی سبک در الگوهای نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و گدازه‌های سری سوپرافیولیتی چه بوده است؟ آیا این غنی‌شدگی‌ها ناشی از سیالات آبدار برخاسته از صفحه فرورونده بوده یا این که مذاب حاصل از ذوب بخشی رسوبات بالای این صفحه در آن دخالت داشته‌اند؟

در مباحث ژئوشیمیایی، نسبت‌های عناصر کمیاب در تفکیک محیط‌های تکنونوماگماتیک کارآمد است. به این ترتیب از نمودار نسبت Ce/Nb به Th/Nb استفاده شد (Saunders and Tarney, 1984) که در آن نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی با مقادیر بالاتر از (Th/Ce = 0.1) در محدوده کمان ماریان واقع شده‌اند (شکل ۷-الف). جایگاه این نمونه‌ها در این نمودار نشان از آن دارد که همانند سیالات، مذاب حاصل از ذوب بخشی رسوبات بالای صفحه فرورونده و یا آلودگی‌های پوسته‌ای، نقش قابل توجهی در ترکیب ماگمای سازنده این سنگ‌ها داشته‌اند. در این نمودار، نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی در محدوده بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) جای دارند.

به‌منظور بررسی بهتر نقش ترکیبات فرورانش، از سه عنصر Ba، Th و Nb نیز استفاده شد. این عناصر با وجود آن که دارای ضریب جدایش بالا و در عین حال مشابهی نسبت به یکدیگرند اما مطالعات انجام شده، گویای رفتار متفاوت این عناصر نسبت به هم در جریان فرورانش است (Elliot et al., 1997; Pearce et al., 2005; Munker et al., 2004; Koglin et al., 2008). عنصر Ba در درجات متفاوت حرارتی متحرک است. Th در سیالات با دمای کم غیرمتحرک اما در سیالات با دمای بالا و در مواد مذاب، متحرک است. عنصر Nb تقریباً همیشه غیرمتحرک است. از این رو از نسبت‌های Ba/Th به Th/Nb می‌توان برای تعیین میزان دخالت مذاب ناشی از ذوب بخشی رسوبات و یا سیالات در ماگماهای مناطق فرورانش استفاده نمود (Tian et al., 2008). نمودار ۷-ب، نشان می‌دهد که مذاب حاصل از ذوب بخشی رسوبات بالای صفحه فرورونده در ژنز توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی مورد مطالعه قابل توجه بوده، هر چند نقش سیالات آبدار نیز بارز بوده است. نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و گدازه‌های سری سوپرافیولیتی گرایش به کمان تونگا دارند. با توجه به تحرک عنصر Yb در سیالات، از نسبت‌های Ba/Yb، Nb/Yb و Th/Yb می‌توان مقدار ترکیبات فرورانش (Subduction component) افزوده شده بر گوه گوشته‌ای بالای صفحه فرورونده را حدس زد. بر این مبنای توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی محدوده مورد مطالعه (شکل ۷-ب) با داده‌های ژئوشیمیایی اقیانوس هند (Indian MORB) به‌عنوان شاخصی برای تشخیص افیولیتی‌های نوع مورب (MORB) و داده‌های ژئوشیمیایی کمان Tonga به‌عنوان معیاری برای تمایز مناطق کماتی (که در آنها نقش سیالات در ژنز ماگما بارزتر است) استفاده شد (Pearce & Peate, 1995; Pearce et al., 2005).

به‌طور خلاصه خطوط موازی مورب هند، مربوط به رخدادهایی چون اختلاط در

(McCulloch and Gamble, 1991) نشان‌دهنده از تشکیل این سنگ‌ها در محیط فرافروانش است (Pearce et al., 1984; Pearce, 2003).

در شکل ۶-چ الگوهای عناصر فرعی و کمیاب خاکی گدازه‌های سری سوپرافیولیتی بهنجار شده با مقادیر گوشته اولیه نشان داده شده است. این الگوها انطباق قابل توجهی با الگوهای نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی نشان می‌دهند و همانند آنها غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک مانند Cs، Rb، Ba، Th، U، K و تپی‌شدگی واضح Nb و همچنین تپی‌شدگی خفیف Zr را در بعضی از الگوها نشان می‌دهند که از ویژگی‌های حوضه‌های پشت کمان و محیط‌های مرتبط با فرورانش است (Pearce et al., 1984; Pearce, 2003; Juteau and Maury, 2009).

الگوهای بهنجار شده عناصر نادر خاکی (REE) برای گدازه‌های سری سوپرافیولیتی، بهنجار شده با مقادیر کندریت، انطباق قابل توجهی با گدازه‌های بخش بالایی توالی خروجی را نشان می‌دهند و مانند آنها دارای غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک بوده و در محدوده‌های میانگین T-MORB و E-MORB واقع شده‌اند. این الگوها دارای غنی‌شدگی از ۶۰-۲۰ برابر کندریت برای LREEs و ۲۰-۱۰ برابر کندریت برای HREEs هستند (شکل ۶-ح). تپی‌شدگی کم Ce در این نمونه‌ها مرتبط با دگرسانی آب دریا است (Hole et al., 1984; Saunders and Tarney, 1984). الگوهای عناصر کمیاب خاکی ناسازگار بهنجار شده با مقادیر N-MORB برای گدازه‌های سری سوپرافیولیتی، انطباق قابل توجهی با الگوی میانگین محیط‌های با فرورانش دارد (شکل ۶-خ) اگرچه عناصر کمیاب خاکی سنگین دارای غنی‌شدگی بیشتری هستند. این الگوها نیز همانند الگوهای بهنجار شده با مقادیر گوشته اولیه دارای شیب منفی از LREEs به HREEs و نیز غنی‌شدگی Cs، Rb، Ba، Sr، U، k، و تپی‌شدگی مشخص از عناصر Nb، Zr و Ti است. همانطور که در این شکل می‌توان مشاهده کرد، الگوی عناصر کمیاب خاکی و فرعی گدازه‌های سری سوپرافیولیتی با الگوی میانگین تعیین شده برای کمان‌های جزیره‌ای (McCulloch & Gamble, 1991; AL-Saleh & Boyle, 2001) مطابقت دارد و مانند الگوهای نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی، نشان‌دهنده تشکیل این سری سوپرافیولیتی در یک محیط فرافروانش است.

۷- نقش ترکیبات فرورانش (سیالات-مذاب) در ژنز بخش فوقانی توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی

به‌طور کلی افیولیتی‌های نوع فرافروانش را می‌توان به دو دسته کلی حاشیه قاره‌ای (Continental margine) و داخل اقیانوس (Intra-oceanic) تقسیم نمود (Robertson, 2002). این نوع از افیولیت‌ها، همچنین می‌توانند در حوضه‌های پشت کمان (Back arc) نیز شکل گیرند (Nicholson et al., 2000). ویژگی‌های ژئوشیمیایی اصلی افیولیتی‌های نوع فرافروانش، غنی‌شدگی از عناصر سنگ‌دوست (لیتوفیل) بزرگ یون (Th، Cs، U، Rb، k) و عناصر کمیاب خاکی سبک و تپی‌شدگی شدید عناصر با یون کوچک (Hf، Zr، Nb، Ta و Ti) نسبت به مورب عادی است (Taylor and Martinez, 2003; Martinez and Taylor, 2002; Ulmer, 2001; Danyushevsky, 2001; Solblöv and Chaussidon, 1996). غنی‌شدگی عناصر یاد شده به موازات دور شدن از پیشانی کمان و بلوغ فرورانش افزایش می‌یابد. افزایش نسبت LILEs/HFSEs در الگوهای بهنجار شده با مقادیر استاندارد، توسط دو فرآیند اصلی قابل توجه است: (۱) آلودگی انتخابی گوه گوشته‌ای توسط ترکیبات برخاسته از صفحه فرورونده (Subducted slab) و (۲) ذوب بخشی عناصر ناسازگار و مقاوم مانند گارنت طی تشکیل ماگما. Taylor and Martinez (2003) نشان دادند که گدازه‌های کماتی دارای Na، Ti پایین و H₂O، Fe و Ba/La بالا هستند و گدازه‌های شبیه مورب نیز می‌توانند در مناطق پشت کمان یافت شوند.

توالی خروجی، با سی‌مونت‌های مختلف در اقیانوس آرام و جزیره سنت هلن در اقیانوس اطلس مقایسه شد. با توجه به اینکه عنصر Y از جمله عناصر کمیاب سنگین است لذا تغییر در نسبت Ce/Y، نشان‌دهنده تفریق عناصر کمیاب خاکی سبک تا سنگین است و این تغییرات نسبت مستقیمی با تفریق کانی پیروکسن را دارند و مقدار آنها بازتابی از درجه ذوب‌بخشی و تشکیل ماگمای سنگ‌های آتشفشانی است. از طرف دیگر نسبت Zr/Nb، گویای نسبت غنی‌شدگی منبع گوشته‌ای است و متأثر از ذوب‌بخشی (به جز در درجات بسیار پایین) و تبلور تفریقی نیست. همان‌طور که در شکل ۸-ت نشان داده شد، بازالت‌های سی‌مونت‌ها گرایش دارند تا نسبت‌های Zr/Nb در آنها به صورتی عمودی تغییر یابد که نشان می‌دهد از یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده با تغییرات اندک منشأ گرفته‌اند (Gokten & Floyd, 2007). در این نمودار (شکل ۸-ت)، نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی قابل مقایسه با بازالت‌های جزیره سنت‌هلن در اقیانوس اطلس هستند. در نمودار تغییرات Yb به La/Yb (به نقل از Legendre et al., 2006; Blais et al., 2007) درجه‌های متفاوت ذوب بخشی نشان داده شد. در این نمودار، نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی در محدوده $F=0.005$ تا $F=0.08$ واقع شده‌اند. جایگاه نمونه‌ها در این نمودار نشان از یک منشأ دارای اسپینل در تشکیل ماگمای سنگ‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری سوپرافیولیتی دارد در حالی که در تکوین ماگمای گدازه بالشی و روانه صفحه‌ای از بخش‌های زیرین تا میانی توالی خروجی، تا حدود ۳۰ درصد گازانت دخالت داشته و سنگ منشأ گوشته‌ای ذوب‌بخشی کمی تحمل نموده است (شکل ۸-ث).

۹- بحث و نتیجه‌گیری

بررسی و تفسیر نمودارهای ژئوشیمیایی نشان از تمرکز آشکار نمونه‌های توالی خروجی شمال باختری سبزواری در دو دسته را دارد. دسته اول که همان گدازه‌بالشی و روانه صفحه‌ای بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی است، دارای ویژگی‌هایی مشابه بازالت‌های جزایر اقیانوسی مانند جزیره سنت‌هلن (Frey & Clague, 1983)، سی‌مونت‌های مختلف در اقیانوس آرام مانند سی‌مونت‌های Tuzo Wilson است (Cousens et al., 1985). در الگوهای بهنجار شده با مقادیر استاندارد نیز تهی‌شدگی از عناصر HFSEs نشان نمی‌دهند و در عین حال مانند رشته کوه‌های زیردریایی ولی بالغ در کف اقیانوس (مانند Hawaiian-Emperor) نبوده و بیشتر مشابه ساختارهای کوچک آتشفشانی بر روی بستر اقیانوس‌اند (Floyd, 1993; Tankut et al., 1998). عوارضی با خصوصیات مشابه از کمپلکس افیولیتی بافت (Arvin & Robinson, 1994) و آتشفشان‌های Haybi از افیولیت Semail در عمان (Lippard et al., 1986) نیز گزارش شده است. غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک مشابه OIB، بیانگر آن است که نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی مورد مطالعه، مشابه سی‌مونت‌هایی هستند که توسط دیپایرهای گوشته‌ای به‌وجود آمده‌اند (Capan & Floyd, 1985; Floyd, 1993; Rojay et al., 2001, 2004; Gokten & Floyd, 2007) و با ماگما‌های منتج از گوشته‌ی مورب تهی‌شده (Depleted mantle MORB) در سیستم‌های فرورانش متفاوتند.

در حالی که نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و گدازه‌های سری سوپرافیولیتی، علاوه بر همپوشانی در نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی، دارای تهی‌شدگی واضح از عنصر Nb هستند، ولی تهی‌شدگی از عناصر Zr و Ti در آنها بسیار خفیف است و یا وجود ندارد. این نمونه‌ها در قلمروهای IAT و MORB پراکنده‌اند که از ویژگی‌های حوضه‌های متمایل به پشت کمان است (Saunders & Tarney, 1984; Dilek & Flower, 2003; Beccaluva et al., 2004). در عین حال این نمونه‌ها غنی‌شدگی از LREEs نسبت به HREEs را نشان می‌دهند

منبع، ذوب‌شدگی دینامیکی و خروج مذاب است. همچنین درصد‌های نوشته شده در کنار این خطوط نشان‌دهنده درصد ترکیبات فرورانش است. خط عمودی نیز (SZ) نشان‌دهنده افزایش مشارکت ترکیبات فرورانش از خط مورب اقیانوس هند به طرف محدوده کمان تونگا است (شکل ۷-الف و ب). در نمودار ۷-الف، میزان تقریبی مشارکت عنصر Th برای گدازه بالشی و روانه صفحه‌ای بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی حدود ۳۰ درصد است. در صورتی که برای نمونه‌های بخش بالایی این توالی و گدازه‌های سری سوپرافیولیتی حدود ۹۰ درصد است که در محدوده کمان تونگا واقع شده‌اند. در نمودار ۷-ت، از نسبت Nb/Yb به Ba/Yb، استفاده شد که در آن به‌خاطر تحریک بیشتر عنصر Ba، میزان غنی‌شدگی نمونه‌ها از این عنصر بیشتر از عنصر Th است. میزان مشارکت عنصر Ba در سیالات برخاسته از صفحه فرورونده از حدود ۳۰ درصد در نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی تا بیش از ۹۰ درصد در نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و گدازه‌های سری سوپرافیولیتی متغیر است، شاید به این دلیل که بیشتر این نمونه‌ها به محدوده کمان تونگا متمایل‌اند. به‌طور کلی با استفاده از این نمودارها می‌توان دریافت که نقش سیالات برخاسته از صفحه فرورونده در غنی‌شدگی عناصر کمیاب و خاکی سبک در مقایسه با عناصر کمیاب سنگین در نمونه‌های بخش بالایی و گدازه‌های سری سوپرافیولیتی بیش از مذاب ناشی از ذوب بخشی رسوبات بالای این صفحه بوده است. نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی نیز همچنان ویژگی‌های غنی شده خود را حفظ نموده‌اند.

۸- نقش دیپایرهای گوشته‌ای در پرتوزن بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی

بررسی نمودارهای سری‌های ماگمایی و غنی‌شدگی عناصر در نمودارهای عنکبوتی، گویای تمایل آلکان و شوشونیتی نمونه‌های گدازه بالشی و روانه صفحه‌ای بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی است. بر این مبنا و به‌منظور بسط موضوع از چند نمودار انتخابی استفاده شد. در نمودار نسبت Zr/Y به Nb/Y (Fitton & Godard, 2004; Brahic et al., 2006) نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی در محدوده آلکالی‌بازالت‌ها گرفته‌اند (شکل ۸-الف)، اما نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و گدازه‌های سری سوپرافیولیتی در قلمروی مورب عادی و متمایل به تولیت‌ها جای دارند. به‌طور کلی بازالت‌های آلکان جزایر اقیانوسی (OIB) در مقایسه با انواع تولیتی، دارای نسبت $Zr/Y > 4$ هستند (Pearce and Norry, 1979). بر این اساس در نمودار نسبت Zr به Yb/Zr بازالت‌های جزایر اقیانوسی از تولیت‌های جزایر کمانی و مورب تفکیک شده‌اند. در این نمودار قلمروی آلکالی‌بازالت‌ها بر اساس داده‌های (Rojay et al., 2004) رسم شده است. طبق این نمودار، نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی در محدوده آلکالی‌بازالت‌های جزایر اقیانوسی واقع شده‌اند. نمونه‌های بخش‌های بالایی توالی خروجی و گدازه‌های سری سوپرافیولیتی در محدوده مورب و تولیتی کمانی جای گرفته‌اند (شکل ۸-ب) که می‌توان از ویژگی‌های حوضه‌های پشت‌کمان در نظر گرفت (Shervais, 2001). در نمودار نسبت TiO_2 به V بازالت‌های جزایر اقیانوسی نسبت به تولیت‌های جزایر کمانی و بازالت‌های پشته میان اقیانوسی دارای نسبت‌های $Ti/V > 50$ هستند (Shervais, 1982). در این نمودار نیز قلمروی آلکالی‌بازالت جزایر اقیانوسی از تولیت جزایر کمانی و مورب تفکیک شده است. همانند نمودار قبلی، قلمروی آلکالی‌بازالت‌ها بر اساس داده‌های (Rojay et al., 2004) رسم شده است. در این نمودار، نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی در محدوده آلکالی‌بازالت و نمونه‌های بخش‌های بالایی توالی خروجی و گدازه‌های سری سوپرافیولیتی در قلمروی بین تولیت جزایر کمانی و مورب واقع شده‌اند (شکل ۸-پ). در نمودار نسبت Zr/Nb به Ce/Y (Frey & Clague, 1983)، آلکالی‌بازالت‌های بخش‌های زیرین و میانی

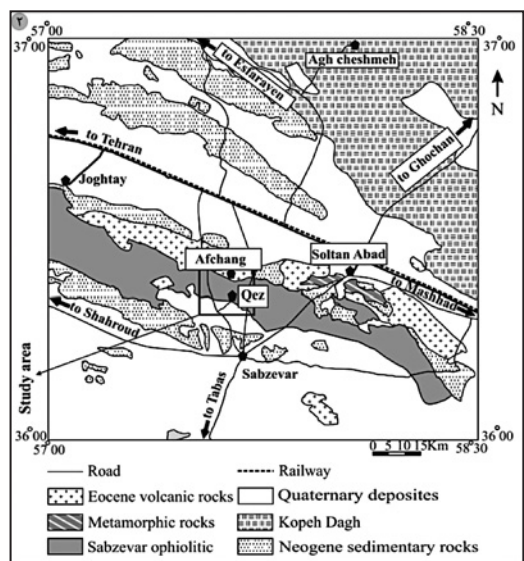
این نکته نیز پذیرفته شده است که فرایندهایی که سبب کشش در حوضه‌های پشت کمان می‌شوند، مشابه پشته‌های میان اقیانوسی است. به طور مثال مطالعات انجام شده در جنوب باختری پاسیفیک نشان می‌دهد که افیولیت‌های کرتاسه پایانی در پاپوآی جدید، کالدونیای جدید و نیوزیلند در یک رژیم زمین‌ساختی همگرا تشکیل شده و بر حسب موقعیت مکانی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی کمانی، پشت کمان و حتی اقیانوسی نشان می‌دهند (Saunders & Tarney, 1984; Nicholson et al., 2000). در نیوزیلند، بازالت‌های افیولیت تانگی‌هو در یک جایگاه کمانی شکل گرفته اما به جایگاه پشت کمان تغییر جهت یافته‌اند (Nicholson et al., 2000). در عین حال مقادیر معتدلی از سنگ‌های آتشفشانی با ویژگی‌های الکان در افیولیت‌های پهنه‌های فرافورانش در عمان، قبرس و نیوفوندلند نیز گزارش شده است (Lippard et al., 1986).

به نظر می‌رسد که در ناحیه سبزوار، دایک‌های ورقه‌ای دیابازی در مراحل اولیه تشکیل کمان در یک حوضه حوشیه‌ای در بالای صفحه فرورونده تشکیل شده است، اما کمان مورد نظر خواه در اثر کشش یا بازگشت به عقب صفحه فرورونده (slab roll-back) و یا کشیدگی در کمان (arc rifting)، دچار کشش شده و حوضه پشت کمانی در مجاورت کمان یاد شده تشکیل شده است. این فرایند سبب نارس شدن کمان (embryonic arc) و توقف فعالیت ماگمایی کمانی شده و امکان بالا آمدن دیابیرهای گوشته‌ای غنی شده فراهم شد. ذوب بخشی کم این دیابیرها سبب تشکیل واحدهای زیرین و میانی توالی گوشته‌ای شده است. طبیعی است که فعل و انفعالات مورد بحث در بالای صفحه فرورونده (subducted slab) صورت می‌گرفت و گوه گوشته‌ای نیز متأثر از سیالات رها شده از این صفحه بوده‌اند. بنابراین می‌توان انتظار داشت که توالی خروجی شمال سبزوار در یک حوضه کمانی در حال گذر (translation) و یا مهاجرت (migration) به پشت کمان طی دوره کرتاسه بالایی تشکیل شده است.

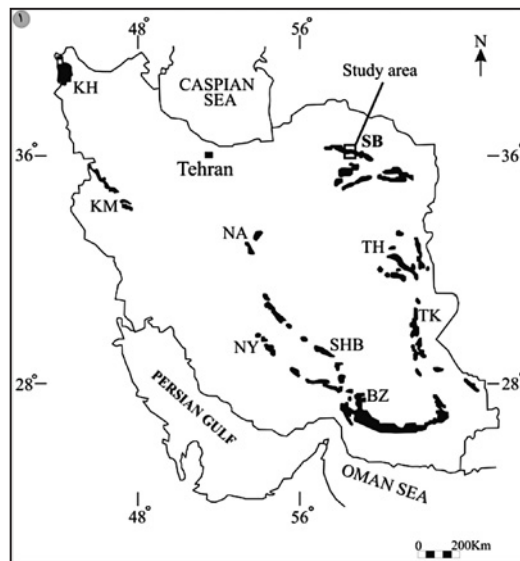
که گویای نقش سیالات آبدار و مذاب برخاسته از صفحه فرورونده بر گوه گوشته‌ای تهی شده بوده و سبب شده تا نمونه‌های مورد بحث غنی شدگی مانند مناطق کمانی چون تونگا و پشت کمانی مانند Scotia Sea و Brainsfield Strata را نشان دهند (Keller and Fisk, 1992; AL-Saleh & Boyle, 2001).

از جمله نتایج مورد بحث در این نوشتار این است که روانه صفحه‌ای و گدازه بالشی بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی آلکالی بازالت‌های جزایر اقیانوسی یا سی‌مونت‌ها را دارند و به نظر می‌رسد که دیابیرهای برخاسته از گوشته در تشکیل آنها دخالت داشته‌اند. این در حالی است که سنگ‌های بخش بالایی و گدازه‌های سری سوپراافیولیتی ویژگی‌های فعالیت آتشفشانی مرتبط با فرورانش را نشان می‌دهند. حال سئوالی که مطرح می‌شود این است که چگونه ممکن است که بخش‌هایی از یک توالی خروجی و در یک سیستم فرورانش، که سنگ منشأ آن گوشته‌ای و به طور غالب مورب تهی شده (Depleted mantle MORB) در نظر گرفته می‌شود، دربردارنده گدازه‌هایی باشند که ویژگی‌های غنی شده، مشابه بازالت‌های جزایر اقیانوسی و یا سی‌مونت‌ها را نشان دهند؟ سازوکار بالا آمدن دیابیرهای گوشته‌ای در جریان شکل‌گیری توالی پوسته‌ای خروجی افیولیتی در سیستم فرورانش شمال باختری سبزوار چگونه بوده است؟

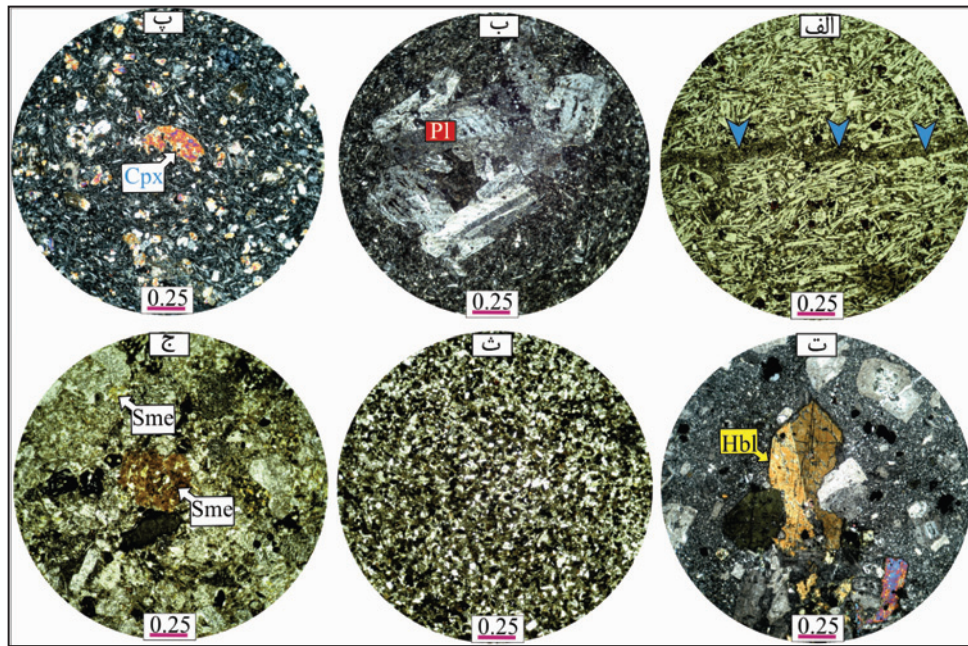
پاسخ به این سئوال بدون توجه به ترکیب شیمیایی دایک‌های ورقه‌ای دیابازی دشوار است. بررسی الگوهای نمودارهای عنکبوتی نشان از غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی در این نمونه‌ها از پیشینه ۲۰ برابر کندریت در LREEs است که با شیب ملایم ولی منفی شروع و تا حدود ۵ برابر کندریت در HREEs می‌رسد و قابل مقایسه با فعالیت آتشفشانی کمانی است (خلعت‌بری جعفری و همکاران، ۱۳۹۲). در حالی که گدازه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری سوپراافیولیتی به سمت مناطق پشت کمان متمایل‌اند و گدازه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی، از منبع گوشته‌ای غنی شده برآمده‌اند.



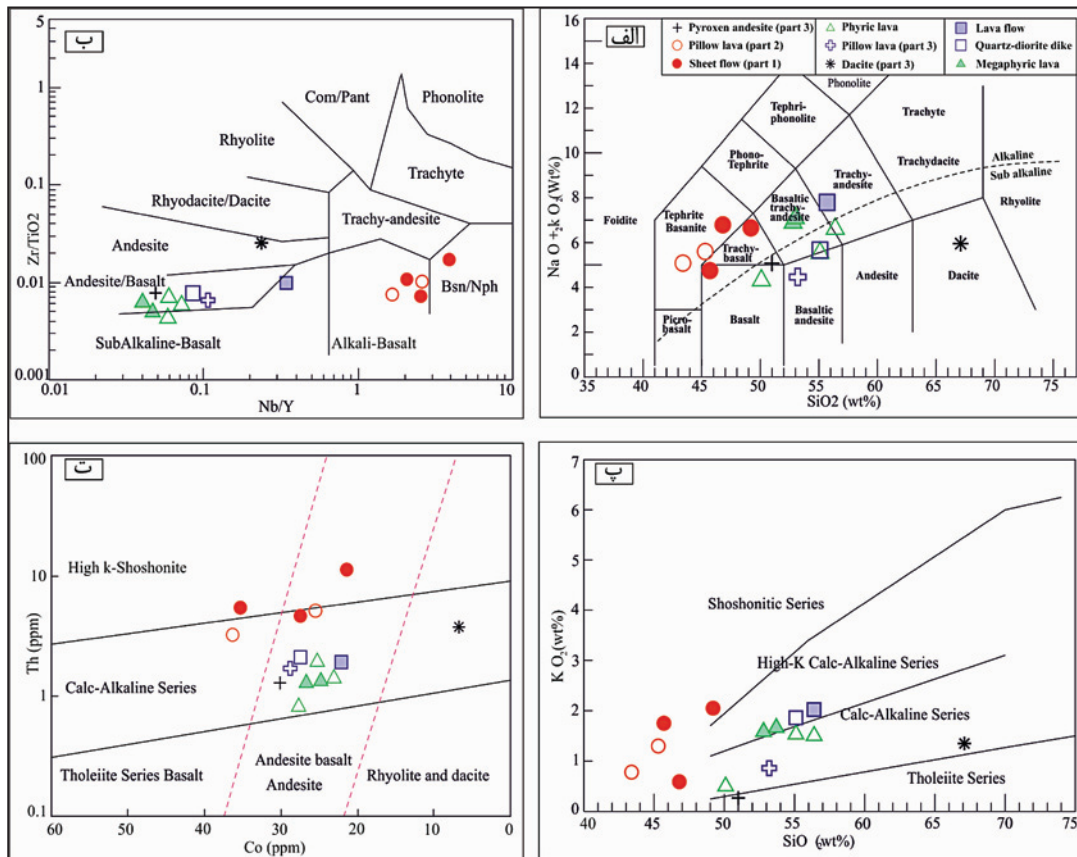
شکل ۲- نقشه نمادین برگرفته از نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ سبزوار (تلفیق از سهندی، ۱۳۷۱) که موقعیت واحدهای کلی و محدوده مورد مطالعه داده شده است.



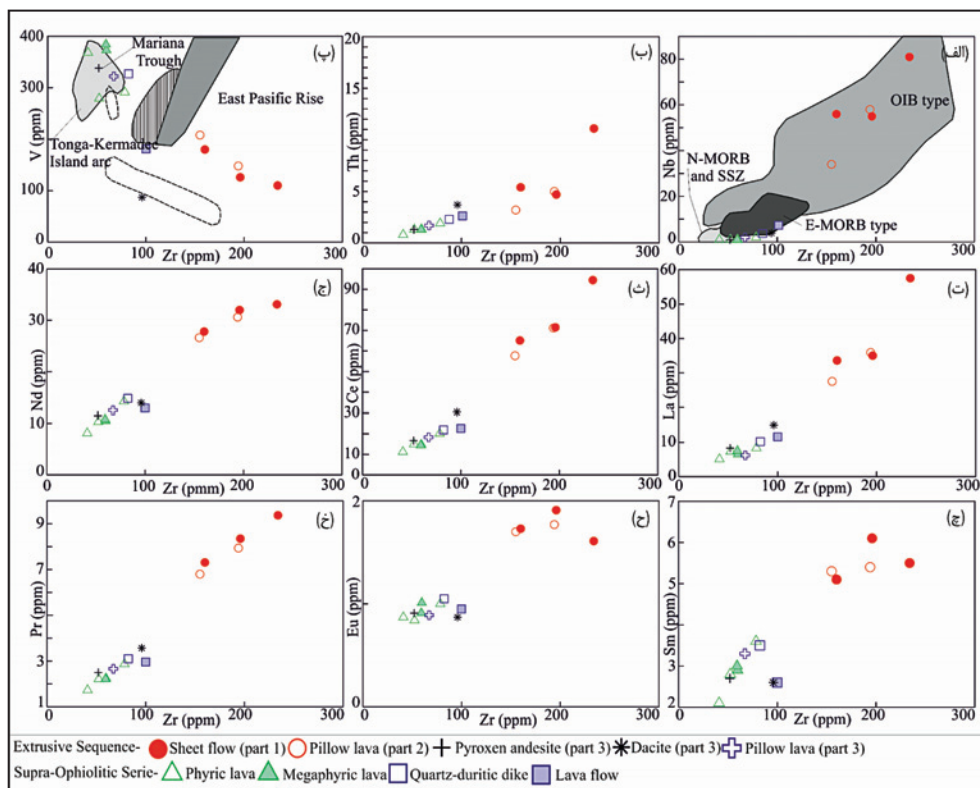
شکل ۱- نقشه پراکنندگی افیولیت‌ها در ایران (Emami et al., 1993).



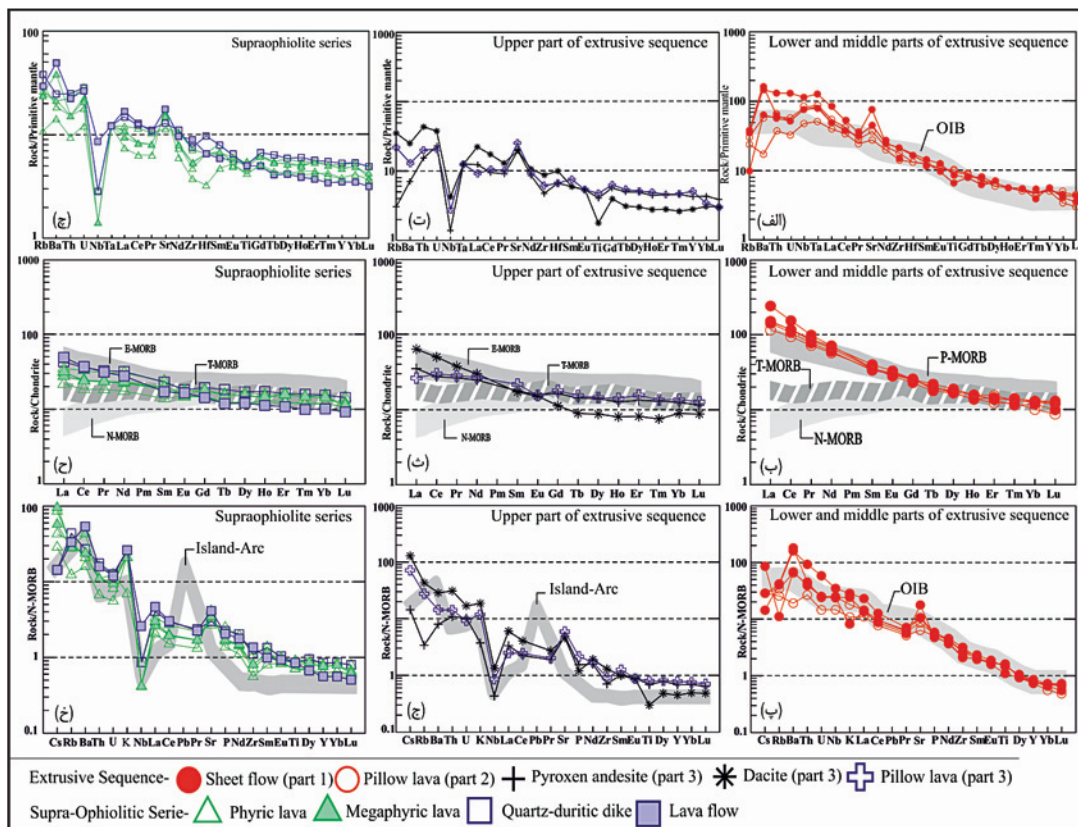
شکل ۳- تصاویر مقاطع میکروسکوپی انتخابی، الف) بافت میکرولیتیک در روانه صفحه‌ای، ب) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در گدازه بالشی فیریک، در این تصویر Pl به مفهوم پلاژیوکلاز است. پ) میکروفنوکریست‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در گدازه بالشی، در این تصویر Cpx به مفهوم کلینوپیروکسن است. ت) فنوکریست هورنبلاند سبز در داسیت بخش بالایی، در این تصویر Hbl به مفهوم هورنبلاند سبز است. ث) کریستال توف در سری سوپرافیولیتی، ج) لیتیک توف در سری سوپرافیولیتی، همه این تصاویر در نور XPL برداشته شدند.



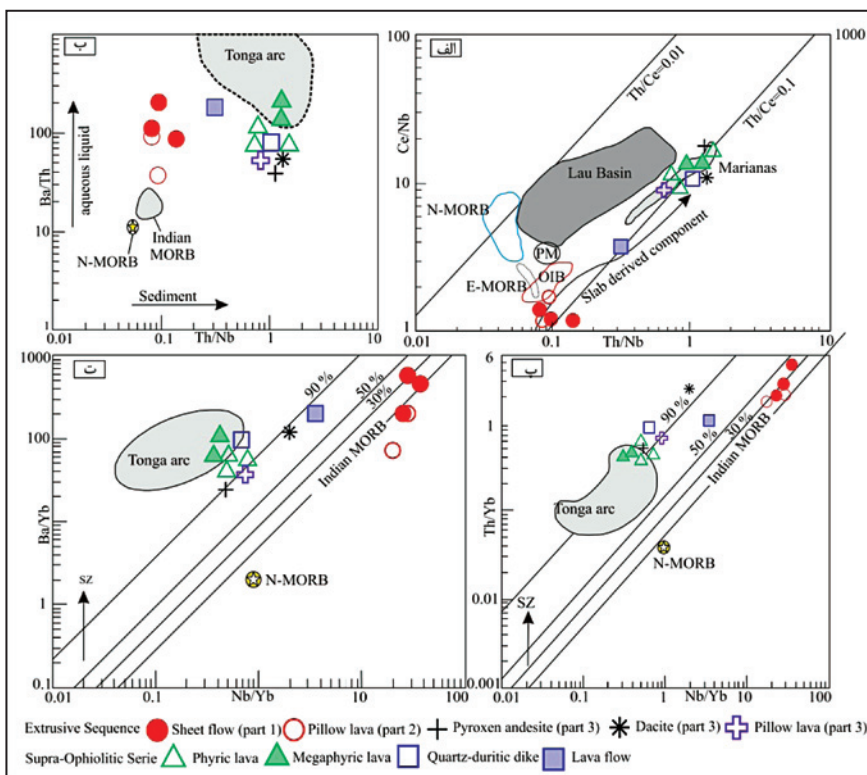
شکل ۴- نمودار نامگذاری SiO_2 به Na_2O+K_2O ، پیشنهادی (Le Bas et al. 1986)، نمودار نسبت Zr/TiO_2 به Nb/Y پیشنهادی (Winchester & Floyd 1976) و نمودار متمایزکننده سری‌های ماگمایی، نسبت K_2O به SiO_2 به پیشنهادی (Peccerillo & Taylor 1976) و نمودار تعیین سری ماگمایی بر اساس نسبت Th به Co به پیشنهادی (Hastie et al. 2007) که در آن از عناصر با تحرک کمتر مانند Th و Co استفاده شده است.



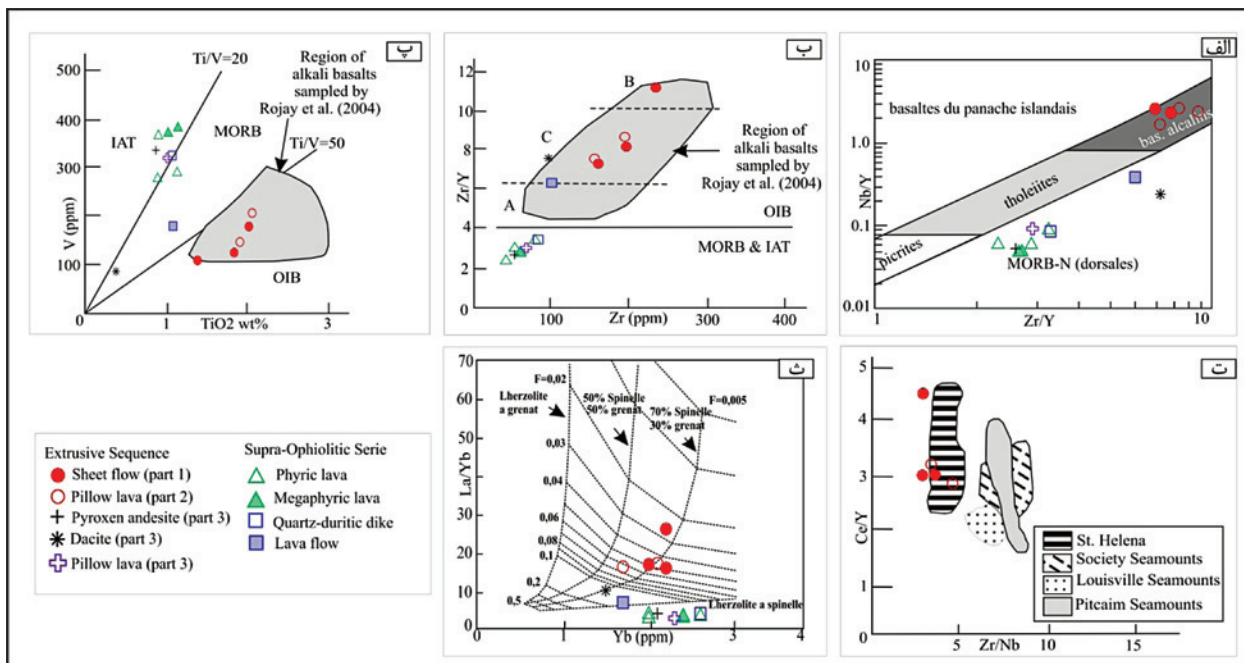
شکل ۵- نمودارهای دو گانه بر حسب نسبت Zr به عناصر فرعی و کمیاب Nb، Th، V، La، Ce، Nd، Sm، Eu، Pr، را نشان داده است. قلمروهای تعریف شده در شکل ۵-الف، از Miyashita et al. (2003) و قلمروهای شکل ۵-ب از Dubois-Cote et al. (2005) برگرفته شده‌اند.



شکل ۶- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مقادیر استاندارد کندریت و گوشته اولیه که بر اساس داده‌های Sun and Macdonough (1989) رسم شده‌اند. محدوده‌های میانگین N-MORB، T-MORB، P-MORB، بر اساس داده‌های Sun and Macdonough (1989) و محدوده‌های میانگین fore arc و back arc بر اساس داده‌های Nicholson et al. (2000) رسم شده‌اند.



شکل ۷-الف) نمودار نسبت Th/Nb به Ce/Nb (نقل از Saunders and Tarney, 1984) که در آن نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و سری سوپراافیولیتی با مقادیر بالاتر از $Th/Ce = 0.1$ (در محدوده کمان ماریان واقع شده‌اند. ب) نمودار نسبت‌های Ba/Th به Th/Nb (نقل از Tian et al., 2008) که نشان می‌دهد که مذاب حاصل از ذوب بخشی رسوبات بالای صفحه فرورونده در ژنز توالی خروجی و سری سوپراافیولیتی مورد مطالعه ناچیز بوده، در عوض نقش سیالات آبدار آشکارتر است. پ) نمودار نسبت‌های Nb/Yb و Th/Yb که می‌توان مقدار ترکیبات فرورانش (Subduction component) افزوده شده بر گوه گوشته‌ای بالای صفحه فرورونده را حدس زد. از داده‌های ژئوشیمیایی اقیانوس هند (Indian MORB) به‌عنوان شاخصی برای تشخیص افیولیت‌های نوع مورب (MORB) و داده‌های ژئوشیمیایی کمان Tonga به‌عنوان معیاری برای تمایز مناطق کمانی (که در آنها نقش سیالات در ژنز ماگما آشکارتر است) استفاده شد (Pearce & Peate, 1995; Pearce et al., 2005). پ) نمودار نسبت Nb/Yb به Ba/Yb ، که نشان می‌دهد که میزان مشارکت عنصر Ba در سیال‌های برخاسته از صفحه فرورونده از حدود ۳۰ درصد در نمونه‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی تا بیش از ۹۰ درصد در نمونه‌های بخش بالایی توالی خروجی و گدازه‌های سری سوپراافیولیتی متغیر است. نمودارهای ب، پ و ت از Tian et al. (2008) برگرفته شده‌اند.



شکل ۸- نمودارهای گویای تمایل کالمن و شوشونیتی روانه صفحه‌ای و گدازه‌های بخش‌های زیرین و میانی سکانس خروجی. الف) نمودار نسبت‌های Zr/Y به Nb/Y (Fitton & Godard, 2004; Brahic et al., 2006) ب) نمودار نسبت Zr به Zr/Y که بازالت‌های جزایر اقیانوسی از تولیت‌های جزایر کمانی و مورب تفکیک شده‌اند. در این نمودار قلمروی الکالی بازالت‌ها بر اساس داده‌های Rojay et al. (2004) رسم شده است، پ) نمودار نسبت Yb به La/Yb که در آن قلمروی الکالی بازالت‌های جزایر اقیانوسی از تولیت جزایر کمانی و مورب تفکیک شده است (نقل از Shervais, 1982)، ت) نمودار نسبت Ce/Y به Zr/Nb (نقل از Frey & Clague, 1983)، که آلکالی بازالت‌های بخش‌های زیرین و میانی توالی خروجی، با سی‌مونت‌های مختلف در اقیانوس آرام و جزیره سنت هلن در اقیانوس اطلس مقایسه شد، ث) نمودار تغییرات Yb به La/Yb و (به نقل از Legendre et al., 2006; Blais et al., 2007) درجه‌های متفاوت ذوب بخشی نشان داده شد.

جدول ۱- نتایج تجزیه‌های مورد مطالعه که در آن اکسیدهای اصلی به صورت درصد وزنی و عناصر فرعی و کمیاب به صورت پی‌پی‌ام اندازه‌گیری شده‌اند. در این جدول حروف اختصاری عبارتند از: sf=sheet flow (part 1), pl=pillow lava (part 2), ex=extrusive sequence

Rock type	sf-ex	Sf-ex	Sf-ex	pl-ex	pl-ex	an-ex	da-ex	phl-sup	phl-sup	phl-sup	qd-sup	mphl-sup	mphl-sup	lf-sup
Sample	Af30	Af32	Af35	Af40	Af44	Af47	Af51	Af3	Af4	Af9	Af13	Af16	Af18	Af20
SiO2	48.2	48.7	48.8	46.4	46.3	52	67.1	50.1	55.1	52.4	56.1	52.8	53	56.7
TiO2	1.38	2.01	1.83	2.05	1.9	0.87	0.38	0.9	0.89	1.13	1.07	1.02	1.14	1.08
Al ₂ O ₃	19.6	15.2	18.5	15.2	18.2	16	13.8	15.7	15.7	14.9	14.8	19.2	18.2	19
Fe2O3t	9.66	9.59	10.5	8.93	9.78	11.6	4.78	11.5	10.8	12.6	12.5	10.5	11.1	7.25
MnO	0.18	0.15	0.15	0.15	0.16	0.17	0.08	0.19	0.17	0.19	0.19	0.17	0.14	0.11
MgO	5.23	7.65	3.69	4.74	3.62	4.03	1.16	3.63	3.55	3.58	4.05	2.76	3.29	4.57
CaO	5.38	8.42	5.65	9.6	9.1	7.17	3.15	6.15	6.96	4.6	4.7	5.85	5.6	5.3
Na2O	4.6	3	6.2	4.3	4.3	4.8	4.6	3.8	4	5.1	3.8	5.3	5.5	5.9
K2O	2.05	1.75	0.59	0.78	1.3	0.27	1.45	0.5	1.53	1.5	1.86	1.58	1.58	1.58
P2O5	0.6	0.55	0.58	0.59	0.63	0.18	0.14	0.16	0.02	0.29	0.26	0.19	0.2	0.24
Cr2O3	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
L.O.I	0.99	2.45	2.36	2.37	1.42	2.27	2.3	3.27	2.3	1.79	2.8	1.54	1.27	1.38
SUM	100.7	100.5	99.5	99.2	100.7	99.4	99	95.9	101	100.1	101.1	101.7	101.1	101.4
V	110	180	126	208	148	338	87	368	279	291	327	373	384	181
Co	21.4	35.1	26.6	36.3	25.4	30.1	6.7	27.7	24.7	25.3	27.4	24.8	25.3	22.1
Ni	19	141	16	60	32	54	5	15	22	11	11	8	10	42
Cu	60	62	32	56	57	119	13	143	151	37	181	238	224	94
Zn	89	68	88	87	71	81	36	99	82	67	87	95	85	59
Rb	22.5	23.5	6.2	14.4	19.1	1.9	24	6.9	19.3	16.6	24.4	15.5	15.8	18.7
Sr	950	1590	940	570	770	440	410	370	310	240	270	320	310	370
Y	20.9	21.8	23.9	20.4	22.3	19.1	12.6	17.1	17.2	22.8	23.6	21	21.3	15.7
Zr	234	160	196	155	194	52	96	41.1	52.4	78.5	82.4	59.8	59.3	100
Nb	81	56	55	34	58	1	3	1	1	2	2	1	1	6
Ba	0.2	1140	430	120	410	50	180	100	130	150	170	150	270	340
Cs	0.1	0.1	0.6	0.2	0.2	0.1	0.9	0.2	0.3	0.6	0.1	0.4	0.7	0.1
La	57.5	33.6	35	27.5	35.9	8.3	15	5.1	7.3	6.3	10.2	6.5	7.5	11.6
Ce	94.5	65.1	71.5	57.7	71.2	16.7	30.4	11.2	14.9	20.1	21.9	14.7	14.4	22.6
Pr	9.37	7.31	6.35	6.8	7.94	2.5	3.67	1.73	2.21	2.87	3.1	.24	2.21	2.96
Nd	33.1	27.8	32	26.6	30.6	11.5	13.9	8.1	10.3	14.2	14.8	10.5	10.8	12.9
Sm	5.5	5.1	6.1	5.3	6.4	2.7	2.6	2.1	2.8	3.6	3.5	2.9	3	2.6
Eu	1.61	1.73	1.91	1.7	1.77	0.91	0.87	0.87	0.54	1	1.05	1.01	0.91	0.95
Gd	4.67	5.1	5.17	5.08	6.29	3.34	2.3	2.97	3.01	3.67	3.96	3.64	3.64	2.91
Tb	0.66	0.74	0.82	0.75	0.69	0.53	0.33	0.45	0.47	0.59	0.68	0.57	0.57	0.44
Dy	4.21	4.38	4.79	4.19	4.66	3.55	2.19	3.15	3.05	4.22	4.3	3.8	3.84	3.04
Ho	0.77	0.88	0.88	0.79	0.89	0.71	0.45	0.66	0.72	0.88	0.97	0.8	0.82	0.65
Er	2.39	2.23	2.27	2.02	2.64	2.18	1.33	1.98	2.1	2.63	2.67	2.54	2.57	1.77
Tm	0.33	0.29	0.36	0.31	0.34	0.33	0.19	0.31	0.29	0.37	0.4	0.37	0.37	0.26
Yb	2.2	2	2.2	1.7	2.1	2.1	1.5	2	2	2.6	2.6	2.4	2.4	1.7
Lu	0.33	0.25	0.31	0.22	0.3	0.29	0.22	0.27	0.27	0.36	0.36	0.3	0.28	0.23
Hf	5	4	4	4	4	2	3	1	2	2	3	2	2	2
Ta	5.2	3.4	3.2	2.1	3.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5
Th	11.1	5.4	4.7	3.2	5	1.3	3.7	0.6	1.3	1.9	2.1	1.3	1.3	1.9
U	2.74	1.13	1.17	0.68	1.16	0.48	0.79	0.26	0.38	0.59	0.59	0.48	0.44	0.56

کتابنگاری

- آقانیاتی، ع.، ۱۳۸۵- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸ ص.
- خلعت‌بری جعفری، م.، میرزایی، م. و جان‌نثاری، م. ر.، ۱۳۹۲- بررسی توالی پوسته‌ای درونی افیولیتی قره‌قلی باغجر، شمال خاوری سبزوار. فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، پاییز ۹۲، سال بیست‌وسوم، شماره ۸۹، صفحه ۱۵۴-۱۴۳.
- سهندي، م.، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰،۰۰۰ سبزوار، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- غنی، م.، ۱۳۸۹- بررسی پترولوژی و ژئوشیمیایی سنگ‌های افیولیتی و سوپرا-افیولیتی محدوده افچنگک، شمال باختری سبزوار. پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۹۵ ص.
- کونانی، پ.، ۱۳۹۰- بررسی زمین‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های نیمه عمیق محدوده نوده انقلاب، جنوب خاوری جغتای. پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۳ ص.
- مجیدی، ح.، ۱۳۷۸- نقشه و گزارش زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰،۰۰۰ سبزوار، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- میرزایی، م.، ۱۳۸۹- بررسی پترولوژی و تحول ژئودینامیکی توالی پوسته‌ای افیولیت باغ‌جر-قره‌قلی، شمال خاوری سبزوار. پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۷۹ ص.
- نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Alavi, M., 1991- Tectonic map of the Middle East, GSI.
- Alavi-Tehrani, N., 1976- Geology and Petrography in the Ophiolitic Range NW of Sabzevar (Khorasan/Iran), with Special Regard to Metamorphism and Genetical Relations in an Ophiolite Suite. Thesis. Univ. Saurbrucken, 147p.
- AL-Saleh, A.M., Boyle, A.P., 2001- Neoproterozoic ensialic back-arc spreading in the eastern Arabian Shield : geochemical evidence from the Halaban Ophiolite. Journal of African Earth Sciences, Vol. 33, N 1, 1-15.
- Arculus, R. J., 1994- Aspects of magma genesis in Arcs. Lithos, 33, 189-208.
- Arvin M., Robinson, P.T., 1994- The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft Ophiolitic Melange, southwest of Kerman, Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 31, 824-834.
- Beccaluva, L., Coltorti, M., Saccani, E., Siena, F., 2005- Magma generation and crustal accretion as evidenced by supra-subduction ophiolites of the Albanide-Hellenide Subpelagonian zone. In: Dilek, Y., Ogawa, Y., Bortolotti, V., Spadea, P. (Eds.), Evolution of Ophiolites in Convergent and Divergent Plate Boundaries. The Island Arc, Special Issue, 14, pp. 551-563.
- Beccaluva, L., Coltorti, M., Giuntab, 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.
- Blais, S., Savanier, D., Legendre, C., Guille, G., Rossi, P., Maury, R.C. & Guillou H., 2007- Carte geol. France (1/50,000), feuille de Ua Huka- Polynesie Francias. Orleans: BRGM. 86p.
- Brahic, A., Hoffert, M., Maury, R., Schaaf A. & Tardy M., 2006- Sciences de la Terre et de l, Univers. Vuibert, Paris, 758 p.
- Belova, A.A., Ryazantsev, A.V., Razumovsky, A.A and Degtyarev, K.E., 2010- Early Devonian Suprasubduction Ophiolites of the Southern Urals. Geotectonics, Vol. 44, No. 4, pp. 321-343.
- Capan, U.Z., Floyd, P.A., 1985- Geochemical and petrographic features of metabasalts within units of the Ankara mélange Turkey. Ofioliti, 10, 3-18.
- Cousens, B.L., Chase, R.L., Schilling, J-G., 1985- Geochemistry and origin of volcanic rocks from Tuzo Wilson and Bowie semounts, northeast Pacific ocean. Canadian Journal of Earth Sciences, 22, 1609-1617.
- Danyushevsky, L.V., 2001- The effect of small amounts of H₂O on crystallization of mid-ocean ridge and back arc basin magmas. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 110, 265-280.
- Dilek, Y., Furnes, H., Shallo, M., 2008- Geochemistry of the Jurassic Mirdita Ophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust. Lithos 100, 174-209. doi:10.1016/j.lithos.2007.06.026.
- Dilek, Y., Flower, M.F.J., 2003- Arc-Trench roll back and fore arc accretion: 2. A Model template for ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman. In: Dilek, Y., Robinson, P.T., (Eds.), Ophiolites in Earth History. Geological Society of London, Special publications, 218, 43-68.
- Dubois-Cote, V., Hebert, R., Dupuis, C., Wang, C.S., Li, Y.L., Dostal, J., 2005- Petrological and geochemical evidence for the origin of the Yarlung Zangbo ophiolites, southern Tibet. Chemical Geology. 214 265-286.
- 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 Researches. 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.
- Fitton, J.G. & Godard, M., 2004- Origin and evolution of magmas on the Ontong Java plateau. In: Fitton, J.G., Mahony J.J., Wallace P.J. & Saunders A.D.-Origin and evolution of the Ontong Java plateau. Geological Society of London. 229, 151-178.

- Floyd, P.A., 1993- Geochemical discrimination and petrogenesis of alkali basalt sequences in part of the Ankara mélange central Turkey. Geological Society of London, 150, 541-550.
- Frey, FA., Clague, DA., 1983- Geochemistry of diverse basalt types from Loihi seamount, Hawaii: petrogenetic implications. Earth and Planetary Science Letter, 66, 337-355.
- Gokten, E., Floyd, P.A., 2007- Stratigraphy and geochemistry of pillow basalts within the ophiolitic melange of the Izmir–Ankara-Erzincan suture zone: implications for the geotectonic character of the northern branch of Neotethys. International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch), 90, 725-741.
- Hastie, R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., Mitchell, S.F., 2007- Classification of altered island arc rocks using immobile trace elements: development of Th-Co discrimination diagram. Journal of petrology, 48 (12), 234-235.
- Hawkesworth, C. J., Turner, S. P., McDermott, F., Peat, D. W., Clasternen, P., 1997- U-Th isotopes in arc magmas: implication for element transfer from the subducted crust. Science, 276, 551-555.
- Hole, M.J., Saunders, A.D., Marriner, G.F., Tarney, J., 1984- Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Cenomalous 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 fore arc mafic-ultramafic rocks in the Timor-Tanimbar ophiolite, eastern Indonesia. Gondwana Research. 11, 200-217. doi:10.1016/j.gr.2006.04.007.
- Juteau, T. and Maury, R., 2009- La croute Océanique, Pétrologie et Dynamique Endogene. Société Géologique de France Vuibert. Paris, Cedex 13, 470pp.
- Keller, R.A., Fisk, M.R., 1992- Quaternary marginal basin volcanism in the Bransfield Strait as a modern analogue of the southern Chilean ophiolites. In: Parson, L.M., Murton, B.J. & Browning, P. (eds). 1992. Ophiolites and their modern Oceanic analogues. Geological Society of London, Special Publications, 60, 155-169.
- Koglin, N., Dimitrios, K., Thomas, R., 2008- The Lesvos mafic-ultramafic complex, Greece, ophiolite or incipient rift? Lithos, doi: 10.1016/j.lithos.2008.09.006.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. Journal of Petrology, 27, 745-750.
- Legendre, C., Maury, R. C., Blais, S., Guillou, H. and Cotton, J., 2006- A typical hot spot chains: evidence for a secondary melting zone below the Marquesas (French Polynesia). Terra Nova, 18, 210-216.
- Lippard S.J., Shelton A.W., Gass I.G., 1986- The ophiolite of northern Oman. Geological Society of London, Memoir 11, 178 p.
- McKenzie, D. and O’Nions, R.K., 1991- Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. Journal of Petrology, 32, 1021-1091.
- Magganas, A.D., 2002- Constraints on the petrogenesis of Evros ophiolite extrusives, NE Greece. Lithos, 65, 165–182.
- Martinez, F., Taylor, B., 2002- Mantle wedge control on back-arc crustal accretion. Nature 416, 417–420.
- McCulloch, M.T., Gamble, J.A., 1991- Geochemical and geodynamical constraints on subduction magmatism. Earth and Planetary Science Letter. 102, 358–374.
- Miyashita, S., Adachi, Y., Umino, S., 2003- Along-axis magmatic system in the northern Oman ophiolite: Implications of compositional variation of the sheeted dike complex. An electronic Journal of the Earth Sciences. 1-26.
- Munker, C., Worner, G., Yogodzinski, G., Churicova, T., 2004- Behaviour of high field strength elements in subduction zones: Constraints from kamchatka-Aleutian arc lavas. Earth and Planetary Science Letter. 224, 275-293.
- Nicholson, K. N., Black, P. M., Picard, C., 2000- Geochemistry and tectonic significance of the Tangihua ophiolite complex, New Zealand. Tectonophysics, 321, 1-15.
- Noghrehan, M.K., 1982- Evolution géochimique, minéralogique, et structurale d’un édifice ophiolitique singulier: Le massif de Sabzevar (Partie Central), NE d’Iran. These Sci, Univ. de Nancy I, France, 239p.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1979- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks, Contribution to Mineralogy and Petrology, 69(1), 33-47.
- Pearce, J.A. Lippard, S.J. & Roberts, S., 1984- Characteristics and tectonic significance of supra- subduction zone ophiolite. In Kokelaar, B. P. and Howells, M. F. (eds.), Marginal Basin Geology, . Geological Society of London. London, 16, 77-94.
- Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995- Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 23, 251–285.
- Pearce, J.A., 2003- Supra-subduction zone ophiolites: The search for modern analogues. Geological Society of America, Special paper 373, 269-293.
- 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. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 6 Q07006.
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R., 1976- Geochemistry of Eocene Calc-alkaline Volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contribution to Mineralogy and Petrology, 58, 63-81.

- Pilger, A., 1971- Die zeitlich-tektonische Entwicklung der iranischen Gebirge claustraler Geol. Abh., 8, pp. 1-27.
- Poulet, A., Lee, J.S., Vidal, P., Cousens, B., 1994- Cretaceous to Cenozoic volcanism in south Korea and in the sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin. From Smellie, J.L. (ed.), 1995, *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins*, Geological Society of London, Special Publication, N 81, 169-191.
- Rendeng, S., Jingsui, Y., Cailai, W., Iizuka, T., Hirata, T., 2006- Island arc volcanic rocks in the north Qaidam UHP belt, northern Tibet plateau: Evidence for ocean-continent subduction preceding continent-continent subduction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28, 151-159.
- Robertson, H. F., 2002- Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the eastern mediterranean tethyan region. *Lithos*, 65, 1-67.
- Rojay, B., Altiner, D., Altiner, SO., Onen, AP., James, S., Thirlwall, MF., 2004- Geodynamic significance of the Cretaceous pillow basalts from north Anatolian ophiolitic melange belt (Central Anatolia, Turkey): geochemical and palaeontological constraints. *Geological Acta*, 17, 349-361.
- Rojay, B., Yaliniz, K.M., Altiner, D., 2001- Tectonic implications of some Cretaceous pillow basalts from the north Anatolian ophiolitic melange (central Anatolia-Turkey) to the evolution of Neotethys. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10, 93-102.
- Rolland, Y., Galoyan, G., Bosch, D., Sosson, M., Corsini, M., Fornari, M., Verati, C., 2009- Jurassic back-arc and Cretaceous hot-spot series in the Armenian ophiolites-Implications for the obduction process. *Lithos*, 112, 163-187.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M.H., Moin-Vaziri, H., 2009- Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevarrange (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central, Iran, pp. 26-34.
- Saunders, A.D. and Tarney, J., 1984- Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In: B.P. Kokelaar and M.F. Howells (Eds.), *Marginal basin geology*. Geological Society of London, Special Publication, 16: 59-76.
- Saccani, E., Photiades, A., Santato, A., Zeda, O., 2008a- New evidence for supra-subduction zone ophiolites in the Vardar zone from the Vermion massif (northern Greece): implication for the tectono-magmatic evolution of the Vardar oceanic basin. *Ophioliti* 33, 17-37.
- Saccani, E., Photiades, A., Santato, A., Zeda, O., 2008b- New evidence for supra-subduction zone ophiolites in the Vardar zone from the Vermion massif (northern Greece): implication for the tectono-magmatic evolution of the Vardar oceanic basin. *Ophioliti* 33, 17-37.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L., Amini, S., 2010- Petrological and geological constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos* 117, 209-228.
- Sadredini, E., 1974- *Geologie und petrographie im Mittelteil des Ophiolith zugensordlechen Sabzevar (Khorasan/Iran)*. Thesis. Univ. Saarbrücken, 120p.
- Shervais, J. W., 1982- Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letter*, 59(1), 101-118.
- Shervais, J. W., 2001- Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochems. Geophys. Geosys.* PN 2000GC00080. ISSN 1525-2027.
- Shojaat, B., Hassanipak, A.A., Mubasher, K., Ghazi, A.M., 2002- Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 1053-1067.
- Solblov, A.V., Chaussidon, M., 1996- H₂O concentration in primary melts from supra-subduction zones and mid-ocean ridges: implications for H₂O storage and recycling in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*. 137, 45-55.
- Stern, R. J., Kohut, E. J., Bloomer, S. H., Leybourne, M., Fouch, M., Vervoot, J., 2006- Subduction factory processes beneath the Guguan cross-chin, Mariana Arc: no role for sediments, are serpentinites important? *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 151(2), 202-221. doi:10.1007/s00410-005-2.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: A review. *AAPG Bull.*, 52, 1229-1258.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989- Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London, Special Publication, 42. Blackwell, Oxford, 313-346.
- 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.
- Taylor, B. and Martinez, F., 2003- Back-arc basin basalt systematics, *Earth and Planetary Science Letter*, 210, 481-497.
- Tian, L., Castillo, P.R., Hawkins, J.W., Hilton, D.R., Hanan, B.B., Piatruszka, 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.
- Ulmer, P., 2001- Partial melting in the mantle wedge-the role of H₂O in the genesis of mantle-derived 'arc related' magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127, 215-232.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1976- Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Scientific Letters*, 28, 459-469.
- Yalınz, M.K., 2010- A geochemical attempt to distinguish forearc and back arc ophiolites from the "supra-subduction" central Anatolian ophiolites (Turkey) by comparison with modern oceanic analogues. *Ophioliti*, 33 (2), 119-129.