

زمین شناسی و سنگ شناسی افیولیت تکتونیزه کهدوئیه

مرتضی خلعت‌بری جعفری^۱ و هادی سپهر^۲

^۱ پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

^۲ دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۱۰/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۵/۰۳

چکیده

افیولیت تکتونیزه کهدوئیه رخنمون یافته در منتهی‌الیه محدوده شمالی کمر بند افیولیتی ده شیر-بافت، حاشیه جنوبی خرده قاره ایران مرکزی از پدیدت‌های گوشته‌ای و توالی پوسته‌ای تشکیل شده است. پدیدت‌های سرباتیستی شده ترکیب هارزبورژیت کلینوپیروکسن دار و لرزولیت دارند و توسط دایک‌های دیابازی منفرد قطع شده‌اند. توالی پوسته‌ای درونی دربردارنده گابروهای توده‌ای و کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی است که توسط اینتروزون‌های ورلیتی، کوارتزیدوریت، پگماتیت گابرو و پلاژیوگرانیت-ترونجیت قطع شده است. توالی آتشفشانی این مجموعه دارای میان‌لایه‌هایی از چرت و رادیولاریت، سنگ‌آهک پلاژیک دارای ریزفیل‌های کرتاسه بالایی در قاعده و همچنین برش هیالو کلاستیک، هیالو کلاستیت، جریان صفحه‌ای، توف و گدازه‌ی بالشی در بالا است. بررسی تجزیه‌های شیمیایی دلالت بر منشأ سوپرا-سابداکشن دارد و غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک مانند Rb و Ba و Th بازتابی از تأثیر سیال‌های برگرفته از صفحه فرورونده است. به نظر می‌رسد که افیولیت تکتونیزه کهدوئیه، مجموعه‌ای متوالی از مراحل شامل تولد، جوانی و بلوغ را در جریان تکامل خود پشت سر گذاشته است که پیامد طبیعی تشکیل افیولیت در پهنه‌های سوپراسابداکشن است.

کلیدواژه‌ها: افیولیت، پدیدت، گابرو ایزوتروپ، توالی پوسته‌ای، سوپرا-سابداکشن.

***نویسنده مسئول:** مرتضی خلعت‌بری جعفری

E-mail: Khalat1965@live.com

۱- مقدمه

شناخت تاریخچه بازشدگی پوسته قاره‌ای، تشکیل پوسته‌های اقیانوسی و بسته شدن آن‌ها، اهمیت ژئودینامیکی خاصی در شناخت تاریخچه تحولات پوسته زمین و رویدادهای بعدی دارد و در این راستا مدل‌های مختلفی در رابطه با تشکیل افیولیت‌ها و اهمیت جایگاه ژئودینامیکی آن‌ها ارائه شده است (از جمله Dilek & Furnes, 2009; Dilek et al., 2007; Dilek, 2003; Robertson, 2002; Shervais, 2001; Juteau & Maury, 1999, 2009; Stern & Bloomer, 1992). شناخت ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی هر یک از رخنمون‌های افیولیتی، اگر بر پایه درک درست روابط روی زمین واحدها و برداشت سیستماتیک باشد، می‌تواند در شناخت تحولات ژئودینامیکی پوسته زمین در مقیاس ناحیه‌ای نیز کمک کند. نکته تأسف آور در برخی از پژوهش‌های کنونی بر روی کمپلکس‌ها و مجموعه‌های افیولیتی در ایران، نشناختن روابط واحدها در روی زمین است و برداشت نمونه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و تجزیه آن‌ها که به‌صورت تکتونیزه در درون و کنار برونزدهای افیولیتی رخنمون دارند و نامیدن آن‌ها به‌عنوان افیولیت بر این تأسف می‌افزاید. با توجه به این که شمالی‌ترین بخش از کمر بند افیولیتی ده شیر-بافت کمتر مورد توجه بوده است، با هدف شناخت ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی این کمر بند، رخنمون‌های افیولیتی پیرامون روستای کهدوئیه در جنوب شهر ده شیر انتخاب و برداشت صحرائی در چند مرحله در پاییز و برداشت نهایی در اسفند ۱۳۸۷ انجام پذیرفت. پس از تهیه مقاطع میکروسکوپی و مطالعه آن‌ها، ۲۱ نمونه انتخاب و به روش Icp- Mass در آزمایشگاه ALS در ونکور کانادا تجزیه شیمیایی شدند. این نوشتار حاصل بررسی‌های روی زمین، سنگ‌نگاری میکروسکوپی و بررسی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی این مجموعه است.

۲- زمین شناسی عمومی محدوده

در رابطه با پیشینه مطالعات زمین‌شناسی انجام شده در کمر بند افیولیتی ده شیر-بافت، می‌توان به گزارش زمین‌شناسی ناحیه کرمان (Dimijtrivic, 1972)، اشاره کرد. ورقه ۱:۲۵۰,۰۰۰ آباد (عمیدی و همکاران، ۱۳۶۲) و ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ ده شیر (روشن‌روان و همکاران، ۱۳۷۵) نیز از جمله دیگر مطالعات زمین‌شناسی

افیولیت تکتونیزه جنوب کهدوئیه در انتهای شمال کمر بند افیولیتی ده شیر-بافت در حاشیه خرده قاره ایران مرکزی و در جنوب شهر ده شیر رخنمون دارد (شکل ۱). در این محدوده به‌دلیل عملکرد گسل ده شیر و شاخه‌های فرعی آن، رخنمون‌های این کمر بند افیولیتی، به‌شکل گوه‌ای درآمده‌اند. این مجموعه تکتونیزه از باختر توسط گسل ده شیر به دشت ابرکوه و از جانب‌خاور به سنگ‌های رسوبی ائوسن تا نوژن و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن محدود شده است (شکل ۲). از آنجا که در سنگ‌های محدوده مورد مطالعه جز دگرسانی و متاسوماتیسم مرتبط با تشکیل افیولیت، دگرگونی ناحیه‌ای که سنگ‌های این مجموعه را تحت تأثیر قرار داده باشد، دیده نشده است و آثار دگرگونی به‌صورت محدود و در امتداد پهنه‌های گسلی برشی با ویژگی‌های دینامیک قابل تعقیب است، در این نوشتار از کاربرد واژه افیولیت ملانژ پرهیز و از واژه افیولیت تکتونیزه که در قالب تعریف "مجموعه افیولیتی" (Ophiolitic assemblage) می‌گنجد (Juteau & Maury 1999; 2009)، استفاده شده است.

اهمیت ژئودینامیکی افیولیت‌ها که می‌توان آن را "پوسته‌های اقیانوسی فسیل" نامید، در سرنوشت دیر و یا زود هنگام آن‌ها در بازگشت به ژرفای زمین نهفته است که به‌طور معمول توسط پدیده فرورانش رقم خورده است. تشکیل "پوسته‌های اقیانوسی فسیل"، به‌طور معمول با یک بالآمدگی گوشته‌ای-سست‌کره همراه است که طی آن و با توجه به سرعت بازشدگی و شرایط ژئودینامیکی زمان تشکیل، توالی‌های گوشته‌ای و پوسته‌ای با ویژگی‌های ساختاری، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی خاص خود شکل گرفته‌اند. بسته شدن پوسته‌های اقیانوسی کهن، فرورانش آن‌ها و گذر از مراحل تشکیل گوه، سوچر و سپس ذوب بخشی و ایجاد فعالیت آتشفشانی بعدی، گویای تاریخچه‌ای است که شناخت آن می‌تواند برای هر زمین‌شناسی و با هر گرایشی جالب باشد.

کمپلکس‌ها و مجموعه‌های افیولیتی در ایران، بقایایی از پوسته‌های اقیانوسی پالئوتتیس (به مقدار محدود) و نوئتتیس به شمار می‌آیند که در دسته‌بندی Knipper & Ricou (1986) جزو افیولیت‌های درونی ایران است و میان افیولیت‌های کابل-پاکستان در خاور و افیولیت‌های وار و ترکیه در باختر رخنمون دارند.

کربناتی و گاه رادیولاریت سرخ‌رنگ دیده می‌شوند که ویژگی‌های دیرینه‌شناسی مشابه سنگ آهک گلوبوترونکانادار و رادیولاریت را دارند. در مواردی سنگ‌های این توالی تحت تأثیر دگرسانی کف دریا با اپیدوت جانشین (شکل ۴-ط) شده‌اند. به‌سوی خاور محدوده مورد مطالعه و در حاشیه گدازه‌های بالشی، گدازه آندزیتی فیریک و ایگنمریت با سن ائوسن به‌صورت تکنوزیه و درهم برونزد دارند که البته در مقیاس نقشه‌های زمین‌شناسی چاپ شده قابل برداشت نیستند.

۳- سنگ‌نگاری

بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، بیشتر مقاطع میکروسکوپی پریدوتیت‌ها، به‌شدت سرپانتینی شده‌اند، اما برخی مقاطع به‌طور کامل سالم هستند. الیون در این نوع مقاطع ساختار کینک دارد (شکل ۵-الف). ارتوپروکسن از نوع انستاتیت و دربردارنده نوارهای نازکی از دیوپسید است که در دو نسل قابل توجه هستند. برخی از آن‌ها دگرشکل هستند به‌گونه‌ای که خاموشی موجهی دارند و نوارهای دیوپسید در درون آن‌ها، تاب خورده‌اند. در حالی که برخی دیگر بدون دگرشکلی، دارای خاموشی عادی و نوارهای دیوپسید غیر دگرشکل‌اند (شکل ۵-ب). کلینوپروکسن نیز از نوع دیوپسید (شکل ۵-پ) است. تشکیل پروکسن‌های دگرشکل و الیون‌های با ساختار درونی کینک از جمله شواهد دگرشکلی گوشته‌ای است (Juteau & Maury 1999; 2009). شکل‌گیری بلورهای ریز الیون و بدون دگرشکلی و پروکسن‌های غیردگرشکل در کنار انواع کانی‌های دگرشکل (شکل ۵-ت) را می‌توان به‌گذر محلول‌ها و سیال‌های ماگمایی عبوری (که سنگ‌های سری‌های بالایی کمپلکس اقیانوسی را تشکیل داده‌اند) نسبت داد (Munter & Piccardo, 2003). گابرو ایزوتروپ، دربردارنده الیون گابرو (شکل ۵-ث)، پروکسن گابرو، گابرودیوریت فولیه آمفیبول‌دار (شکل ۵-ج) با بافت کومولیتی است. الیون اولین فاز کانیایی است که تبلور یافته است. این کانی بی‌شکل است و در مواردی ساختمان داخلی نشان می‌دهد که می‌توان از جمله شواهد دگرشکلی ویسکوز و نتیجه بسته‌بندی (packing) بلورها در طی فرایند فشردگی (compaction) در آن‌ها بیان کرد (Hunter, 1996). ارتوپروکسن نیز از جمله فازهای اصلی کانی‌شناسی پس از تشکیل الیون است (شکل ۵-ح). پلاژیو کلاز، کلینوپروکسن و هورنبلاند سبز از کانی‌های تشکیل دهنده گابروها هستند. به‌دلیل وجود میان‌بارهایی از کلینوپروکسن در درون پلاژیو کلاز و بالعکس، مشکل می‌توان در مورد ترتیب تبلور پلاژیو کلاز و کلینوپروکسن قضاوت کرد. با توجه به مطالعات میکروسکوپی، هورنبلاند گابرو بلورهای درشتی از هورنبلاند سبز دارد که به‌صورت پوششی کانی‌های پیشین را در برگرفته و بافت هتراد کومولا ایجاد کرده‌است. با توجه به این که بافت ارتوکومولا در یک سامانه بسته شکل می‌گیرد و بافت‌های مزو کومولا، آد کومولا و هتراد کومولا نمایان‌گر سامانه‌ای باز از حجره ماگمایی در حال تبلور با امکان تراوایی مواد ماگمایی جدید هستند (Winter, 2001). می‌توان نتیجه گرفت که گابروهای ایزوتروپ جنوب ده‌شیر، در یک سامانه باز به‌وجود آمده‌اند. بر پایه پژوهش (Kocak et al., 2005)، بر روی هورنبلاند گابروهای آناتولی در مرکز ترکیه، تشکیل هورنبلاند در گابرو ممکن است به دو شکل کانیایی تشرمکیت و مگنزیه‌هورنبلاند صورت گیرد. به‌نظر می‌رسد که تشرمکیت به‌طور مستقیم از یک ماگمای آب‌دار و پس از تبلور پروکسن و یا الیون و پلاژیو کلاز کلسیک تشکیل شود در حالی که مگنزیه‌هورنبلاند ممکن است به‌صورت یک فاز کانیایی ثانوی و به موازات افزایش آب ماگما جانشین کانی‌های فرومیزین پیشین چون پروکسن شود. تبلور پلاژیو کلاز کلسیک در هورنبلاند گابرو محدود اما به‌طور مستقیم ناشی از تبلور ماگما است. همچنین نامبردگان بر این باورند که هورنبلاند گابروها ممکن است به‌صورت کومولایی به‌وجود آیند یا این که در اثر فشردگی (compaction) کانی‌های کومولایی و خروج مایع بلوری باقیمانده و تبلور آن‌ها، هورنبلاند گابرو تشکیل شود. در چنین وضعیتی فراوانی عناصر در این

ناحیه است. بررسی مجموعه‌های اقیانوسی ده‌شیر - شهرباک (امینی و کریمی، ۱۳۸۴)، زمین‌شناسی و ارزیابی پتانسیل معدنی کمر بند اقیانوسی خمرود - شهرباک (آفتابی و فتحی، ۱۳۸۴)، ژئوشیمی و سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی دهج - کمرود - شهرباک (ابراهیمی شاه آبادی، ۱۳۸۴)، ساختار و منشأ کمر بند اقیانوسی نائین - بافت (شفاهی مقدم، ۱۳۸۷)، ژئوشیمی و پتروژنز توالی پوسته‌ای مجموعه اقیانوسی تکنوزیه خبر - مروست (سلطان محمدی، ۱۳۸۸)، (Soltanmohammadi et al. (2009) و Shafaii Moghadam et al. (2009) از جمله دیگر مطالعات انجام شده در این کمر بند اقیانوسی هستند.

در شکل ۳، ستون چینه‌نگاری نمادین از موقعیت واحدهای مختلف اقیانوسی تکنوزیه جنوب کهدوئیه نشان داده شده است. توالی گوشته‌ای از پریدوتیت‌های به‌شدت سرپانتینی شده، هارزبورژیت - هارزبورژیت کلینوپروکسن‌دار و لرزولیت سرپانتینی تشکیل شده است (شکل ۴-الف)، که توسط دایک‌های منفرد از میکروگابرو - دیاباز (شکل ۴-ب) و اینتروزن‌های پلاژیوگرانیت - ترونجمیت (شکل‌های ۴-پ و ت)، قطع شده‌اند. رودنگیت به مقدار کمتر و لیستونیت کربناتی تا سیلیسی - کربناتی به‌گونه‌ای قابل توجه این توالی را قطع کرده‌اند (شکل ۴-ث). افزون بر آن، بلوک‌های بیگانه از کالک - سیلیکات (شکل ۴-ج)، مرمر و آمفیبولیت نیز به‌صورت پراکنده دیده می‌شوند.

توالی پوسته‌ای را می‌توان در دو بخش درونی و بیرونی مجزا کرد. در بخش درونی، گابروی لایه‌ای دیده نشد. این بخش بیشتر از گابرو ایزوتروپ تشکیل شده است که قابل مقایسه با ترازهای بالایی گابروها در کمپلکس‌های اقیانوسی است. (Shafaii Moghadam et al. (2009). مطالعه بر روی آمفیبول‌های جدا شده از آمفیبول گابروی ماسیف ده‌شیر به‌روش K-Ar سن ۹۳/۸ میلیون سال را به دست آورده‌اند. در سقف توالی، مقدار ناچیزی از گابرو فولیه (شکل ۴-ج) و به‌گونه‌ای گسترده کمپلکس دایک‌های دیابازی تشکیل شده است (شکل‌های ۴-ح، خ و د). کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی دارای آزیموت عمومی شمالی - جنوبی با چند درجه انحراف به‌سوی خاور و باختر هستند. توالی یادشده توسط اینتروزن‌های ورلیتی (شکل ۴-خ) با آزیموتی مشابه کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی قطع شده و آیفیزهایی کم‌ستبر و طولی بسیاری از کوارتز دیوریت آمفیبول‌دار آن‌ها را قطع نموده‌اند (شکل ۴-ذ). پگماتیت گابرو، اینتروزن‌های ورلیتی و پلاژیوگرانیت - ترونجمیت، پگماتیت گابرو را قطع کرده‌اند (شکل ۴-ز، س). دایک‌های تیره فرودیبازی، آخرین فاز ماگماتیک است که پگماتیت - گابرو را قطع کرده‌اند (شکل ۴-ش). توالی خروجی (شکل ۴-ص) در قاعده دربردارنده مجموعه‌ای از چرت تیره‌رنگ تا رادیولاریت سرخ‌رنگ است که با بررسی مقاطع میکروسکوپی بخش رادیولاریتی آن (شکل‌های ۴-ض و ط) سن کرتاسه پسین تعیین شده و ریزفسیل‌های Radiolaria, Sponge spicules در آن‌ها تشخیص داده شد. به‌سوی بالای توالی، به‌ترتیب میان‌لایه‌هایی از سنگ آهک پلاژیو کلاز برونزد دارند که با بررسی دیرینه‌شناسی مقاطع میکروسکوپی آن‌ها نیز سن کرتاسه پسین تعیین و ریزفسیل‌های زیر با سن کرتاسه پسین تشخیص داده شده‌اند:

Globotruncana arca, Gansserina gansseri, Globotruncana ventricosa, Glonita subspinosa, Glonita stuarti, Rosita contusa, Globotruncanella citae, Oligosteginidea, Radiolaria.

لازم به یادآوری است که بر پایه مطالعات دیرینه‌شناسی و تشخیص ریزفسیل‌ها، روشن‌روان و همکاران (۱۳۷۵) سن کرتاسه پسین (مائیستریشتین) را برای سنگ آهک‌های پلاژیو کلاز همراه با گدازه‌های بالشی کناری کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی گزارش کردند. هیالو کلاستیت، برش هیالو کلاستیک و توف و به‌سوی بالای توالی مجموعه‌ای از جریان صفحه‌ای (sheet flow) و گدازه بالشی رخنمون دارند. میان گدازه‌های بالشی بیشتر هیالو کلاستیت بسیار ظریف و در مواردی سیمان

دارند و ایدوت و مسکوویت همراه با بلورهای ریزکانی‌های نوظهور کربناتی و کوارتز، برگ‌وارگی را تشکیل داده‌اند. لیستونیت نیز بیشتر از کانی‌های کربناتی نوظهور و کوارتز تشکیل شده است.

۴- ژئوشیمی

برای شناخت ویژگی‌های ژئوشیمیایی و جایگاه ماگمایی- زمین‌ساختی مجموعه افیولیتی تکتونیزه جنوب کهدوئیه، نمونه‌های برداشت شده در آزمایشگاه ALS در کانادا تجزیه و تحلیل شدند و در این راستا از تفسیر نمودارهای مرتبط استفاده شد. نمونه‌های توالی خروجی مانند جریان صفحه‌ای و گدازه بالشی دگرسانی شدیدی متحمل شده‌اند اما نمونه‌های مربوط به توالی درونی مانند گابروها و کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی سالم‌ترند. از آن جایی که توالی پوسته‌ای درونی در محدوده کهدوئیه قابل مقایسه با افق‌های بالاتر از توالی پوسته‌ای در کمپلکس‌های افیولیتی شاخص است، از نمونه‌های این توالی برای تفسیرهای ژئوشیمیایی استفاده می‌شود. برای مقایسه نتایج تجزیه‌ها با بررسی‌های میکروسکوپی، از نمودار Le Bas et al. (1986) برای نامگذاری ژئوشیمیایی استفاده شد که به دلیل حجم مطالب مورد نظر از آوردن آن‌ها در این مقاله پرهیز شد. بر اساس نمودار، نمونه‌های گابروی ایزوتروپ و گابرویدوریت فولیه هورنبلانددار در قلمرو بازالت، دایک‌های ورقه‌ای دیابازی در قلمروهای بازالت تا آندزیت‌بازالتی، جریان صفحه‌ای، گدازه بالشی و دایک‌های دیابازی منفرد در قلمروهای بازالت-تراکی‌بازالت تا تراکی‌آندزیت‌بازالتی، کوارتزیدوریت در قلمروهای داسیت و تراکی‌آندزیت و نمونه‌های مربوط به پلاژیوگرانیت-ترونجمیت در قلمروهای ریولیت و تراکی‌داسیت واقع شده‌اند. نظر به اهمیت نمودارهای عنکبوتی، در تفسیر ژئوشیمیایی و جایگاه ماگمایی- زمین‌ساختی، نتایج تجزیه‌های شیمیایی محدوده مورد مطالعه، با مقادیر گوشته اولیه و کندریت از Sun & Macdonough (1989) بهنجار شدند (شکل ۶). در این نمودارها جز دو نمونه از توالی خروجی و یک نمونه گابروی فولیه هورنبلانددار، بقیه الگوها تهی شده از عنصر Nb هستند. همچنین تهی‌شدگی از عنصر Ta در بیشتر الگوها و Ti و Zr در برخی از آن‌ها قابل توجه است. تهی‌شدگی عنصر Ti در الگوی کوارتزیدوریت و تونالیت-ترونجمیت آشکارتر از دیگر نمونه‌ها است و شیب غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک نسبت به عناصر کمیاب سنگین، نمود بیشتری دارد. در مقایسه با ترکیب مورب عادی این نمونه‌ها غنی‌شدگی از عناصر سبک لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مانند Cs, Th, و تهی‌شدگی از عنصر Nb در بیشتر تجزیه‌ها و عناصر Ta, Ti, Zr در برخی از آن‌ها نشان می‌دهند که از جمله ویژگی‌های آشکار افیولیت‌های مرتبط با فرورانش یا به عبارتی بهتر افیولیت‌های سوپرا-سابد اکشن است (Dilek & Furnes, 2009; Dilek et al., 2007; Dilek, 2003; Saccani & Phontiadis, 2004; Beccaluva et al., 2004; Robertson, 2002; Shervais, 2001; Juteau & Maury, 1999; 2009; Stern & Bloomer, 1992). در نمودارهای بهنجار شده با مقادیر کندریت (شکل ۶)، تغییرات عناصر خاکی کمیاب سبک به سنگین در جریان صفحه‌ای و گدازه بالشی در ترازای بالاتر از نمونه‌های توالی پوسته‌ای درونی قرار گرفته‌اند که تأییدی بر فرایند تفریق در تشکیل آن‌ها است. الگوی گابروهای ایزوتروپ، دایک‌های دیابازی ورقه‌ای، پگماتیت‌گابروها و نمونه‌های توالی آتشفشانی کم‌ویش خطی است و از روند یکسانی پیروی می‌کند اما در ترازهای متفاوتی جای گرفته‌اند، به گونه‌ای که برخلاف روند عادی تفریق، الگوهای مربوط به پگماتیت گابرو و دایک دیابازی قطع‌کننده آن‌ها در ترازای پایین‌تر از دایک‌های ورقه‌ای جای گرفته‌اند که می‌تواند ناشی از ناهمگونی ترکیب گوه گوشته‌ای و یا تأثیر متفاوت ترکیبات برخاسته (subduction components) از صفحه فرورونده (subducted slab) بویژه سیال‌ها بر روی گوه گوشته‌ای باشد که تولیدکننده اصلی ماگمای سازنده این سنگ‌ها

نمونه‌ها مشابه محیط‌های اقیانوسی و کمانی خواهد بود و یا می‌تواند ویژگی‌های مشابه بازالت‌های پشت کمان را داشته باشند.

دایک‌های ورقه‌ای دیابازی، بافت میکروسکوپی دیابازی تا فیریک با خمیره دیابازی (شکل ۵- ح) تا دیاباز کوارتزار (شکل ۵- خ) دارند. درشت‌بلورها دربردارنده بقایای پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن و به‌ندرت الیون هستند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به سوسوریت، کلریت، لوکوکسن، مواد آرژیلی و گاهی آلپیت دگرسان شده‌اند. کلینوپروکسن به‌طور چیره با ترمولیت-اکتینولیت، کلریت، لوکوکسن و هورنبلاند جانشین شده‌اند. پلاژیوکلازهای خمیره نیز گاه سالم هستند و گاه دگرسانی مشابه درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دارند. کلینوپروکسن خمیره نیز به‌طور کلی با هورنبلاند، ترمولیت-اکتینولیت، کلریت، لوکوکسن و کانی‌های کدر جانشین شده است. کانی‌های اپاک و بلورهای ریز اسفن نیز در مواردی قابل توجه هستند. در دیابازهای کوارتزار، کانی کوارتز به‌صورتی بی‌شکل در میان دیگر کانی‌ها شکل گرفته است.

کوارتزیدوریت‌های آمفیبول‌دار، بافت فیریک با خمیره‌ای ریز بلور دارند. درشت‌بلورهای هورنبلاند سبز و پلاژیوکلاز حدود ۴۵ درصد از مقطع را تشکیل داده‌اند. خمیره نیز افزون بر کانی‌های هورنبلاند و پلاژیوکلاز، دربردارنده بلورهای ریز کوارتز و آلکالی‌فلدسپار به شدت آرژیلی شده است (شکل ۵- د). اینترورژن‌های ورلیتی در این ناحیه از ورلیت و ورلیت ارتوپروکسن‌دار تشکیل شده‌اند. به‌طور طبیعی کانی‌های الیون و کلینوپروکسن (کانی‌های اصلی) و ارتوپروکسن در مقادیر متغیری قابل توجه هستند. به‌طور کلی این نمونه‌ها در مقاطع میکروسکوپی به شدت اکسید و سرپانتینی شده‌اند.

پگماتیت گابرو نیز دارای ترکیب الیون گابرو و پروکسن گابرو است. الیون گابرو سالم‌تر است و از بلورهای درشت الیون با ساختمان داخلی، پلاژیوکلاز کلسیک، کلینوپروکسن و به‌صورت فرعی ارتوپروکسن تشکیل شده است. در پگماتیت گابرو با ترکیب پروکسن گابرو، الیون دیده نشده است (شکل ۵- ذ).

اینترورژن‌ها و دایک‌های نفوذی اسیدی، دارای ترکیب پلاژیوگرانیت تا ترونجمیت هستند. پلاژیوگرانیت‌ها، بافت فیریک با خمیره ریزبلورین (شکل ۵- ر) و یا گرانولار دارند. پلاژیوکلازهای سدیک و کوارتز هم در درشت‌بلورها و هم در خمیره دیده می‌شوند که در مواردی بافت کاملاً خرد شده دارند که احتمالاً بالآمدگی آن‌ها در امتداد گسل‌های اصلی را تقویت می‌کند. ترونجمیت نیز دارای بافت گرانولار تا میکروپگماتیت گرافیک (شکل ۵- ر) است. افزون بر کانی‌های بیان شده، آلکالی‌فلدسپار همراه با کوارتز نقش اصلی در تشکیل بافت میکروپگماتیت گرافیک داشته است. توالی خروجی در بردارنده هیالوکلاستیت، برش و توف هیالوکلاستیک و گدازه بالشی است. برش و توف هیالوکلاستیک نیز ترکیب بازالتی تا بازالتی آندزیتی دارند. توف‌ها دارای بافت کریستالوکلاستیک تا لیتوکلاستیک هستند. دانه‌های پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن به‌شدت دگرسان و قطعه‌ها نیز به‌طور چیره اکسید شده‌اند. اسمکتیت، کلریت و رگچه‌های پرشده از آلپیت و کلسیت نیز قابل توجه هستند. گدازه‌های بالشی به‌ندرت بافت فیریک و بیشتر بافت اینترسرتال دارند. شیشه آتشفشانی نیز به‌طور کامل با اسمکتیت جانشین شده است (شکل ۵- س). کانی‌های گدازه بالشی در دو نسل تشکیل شده‌اند. نسل اول دربردارنده خوشه‌هایی (clusters) از پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن است که به‌نظر می‌رسد همزمان با فوران از راه‌های خروج گدازه تبلور یافته‌اند. نسل بعدی، میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و بلورهای ریز کلینوپروکسن و شیشه آتشفشانی اسمکتیتی شده‌اند که هنگام فوران در کف دریا شکل گرفته‌اند. کلینوپروکسن‌ها شکل دم‌خروسی دارند که خود از شواهد فوران آتشفشانی زیردریایی است (Juteau & Maury, 1999; 2009). جریان‌های صفحه‌ای نیز ترکیب آندزیتی و بافت میکروولیتیک جریانی دارند (شکل ۵- ش).

مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های مربوط به کالک‌شیست بافت پورفیروکلاستیک

تفریق بلورین است. بر پایه داده‌های انتشار یافته از زون‌های فرورانش (You et al., 1996; Keppler, 1996; Hermann, 2002)، در قلمروهای حرارتی گسترده‌ای در زون‌های فرورانش متحرک است و همراه با سیال‌های آب‌دار انتشار می‌یابد. Th در سیال‌های حرارت پایین، کم‌تحرک و یا نامتحرک است اما در حرارت بالا که رسوبات بالای صفحه فرورونده و یا گوه گوشته‌ای دچار ذوب بخشی می‌شوند میل ترکیبی دارد. افزون بر این، یک عنصر کلیدی برای تشخیص زون‌های فرورانش است، زیرا تمامی گدازه‌های کم‌انرژی از این عنصر غنی‌شدگی نشان می‌دهند (Juteau & Maury, 2009)، اما Nb بیشتر نامتحرک است. بنابراین از نسبت‌های عناصری چون Ba/Th و Th/Nb می‌توان برای تشخیص نحوه تأثیر ترکیبات برخاسته از صفحه فرورونده از جمله مذاب ناشی از ذوب بخشی رسوبات و یا سیال‌ها، در تکوین ماگما در این زون‌ها استفاده کرد. شکل ۹، موقعیت تجزیه‌های توالی پوسته‌ای افیولیت کهدوئیه و تأثیر بیشتر سیال‌ها و نقش کمتر مذاب ناشی از ذوب بخشی رسوبات را در ژئز آن‌ها نشان می‌دهد. همان‌گونه که دیده می‌شود فراوانی نسبت‌های عناصر بیان شده از مقادیر میانگین مناطقی چون اقیانوس هند و مورب عادی نیز بیشتر است.

سؤال بعدی سازوکار تأثیر سیال‌ها بر ژئز ماگما در زون‌های فرورانش است. در مدلی نمادین و برگرفته از (Stern & Bloomer 1992)، ارتباط تشکیل افیولیت با بازشدگی سریع در صفحه بالایی یک زون فرورانش در شرف تولد را نشان داده است (شکل ۱۰). در این مدل و در یک زون فرورانش در حال تولد، صفحه فرورونده با سست کره زیرین خود که بیشتر منشأ مورب را دارد به‌سوی ژرفا کشیده می‌شود. در این مرحله ممکن است در بالای صفحه فرورونده (subducted slab)، کشیدگی سریع اتفاق افتاده و فضای خالی در محدوده گوه گوشته‌ای بالای صفحه تشکیل شود. به دلیل ویژگی‌های پلاستیک، سست کره زیر صفحه فرورونده می‌تواند به بالای صفحه و در محدوده فضای خالی بیان شده نفوذ کند. در هنگام انجام فرایندهای یادشده و با ورود صفحه فرورونده به ژرفا، کانی‌های آب‌دار، آب خود را از دست داده و شرایط برای تشکیل سیال‌های آب‌دار فراهم می‌شود که با تأثیر بر گوه گوشته‌ای سبب پایین آمدن نقطه ذوب بخشی آن می‌شوند. با افزایش بیشتر ژرفای صفحه فرورونده و خروج سیال‌ها، این صفحه نیز دچار ضعف و شکستگی و در ژرفای گوشته غرق و ناپدید می‌شود. ذوب بخشی گوه گوشته‌ای بالای صفحه فرورونده و تأثیر متفاوت سیال‌ها و یا مذاب، می‌تواند شرایط را برای تشکیل افیولیت‌های سوپرا-سابداکشن فراهم کند. به موازات فاصله گرفتن از جبهه فرورانش و حرکت به‌سوی کم‌انرژی می‌توان تأثیر متفاوت اما بیشتر ترکیبات فرورانش را شامل سیال‌ها و یا مواد مذاب بر ژئز ماگما شاهد بود.

۵- بحث

تشکیل پوسته‌های اقیانوسی که پس از جایگیری در سطح زمین با عنوان افیولیت شناخته می‌شوند به‌روشنی‌های مختلفی صورت می‌گیرد. Miyashiro (1973) به‌صورتی اصولی متوجه این نکته شد که برخی از افیولیت‌ها و رسوبات با منشأ آتشفشانی همراه آن‌ها، دارای شباهت‌های ژئوشیمیایی و چینه‌نگاری همچون ماگماهای جزایر کماتی هستند. مطالعات بعدی نشان داد که حوضه‌های حاشیه‌ای (marginal) مرتبط با فرورانش می‌تواند محل مناسبی برای تشکیل افیولیت‌ها باشد و به‌این ترتیب می‌توان تشکیل سنگ‌های آذرین با ویژگی‌های ژئوشیمیایی کم‌انرژی یا رسوبات با منشأ آتشفشانی که مواد سازنده آن‌ها از کمات‌های آتشفشانی اطراف حمل شده‌اند را توجیه کرد (Brouxel & Lapierre, 1998). این نوع افیولیت‌ها اکنون با نام سوپرا-سابداکشن (supra-subduction) معروفند نامی که اولین بار توسط Pearce et al (1984) برای تمایز افیولیت‌های با ویژگی‌های ژئوشیمیایی کم‌انرژی آتشفشانی از افیولیت‌های با ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه با پوسته‌های اقیانوسی

هستند. برخی از الگوها در ترازهایی پایین‌تر از مورب عادی (N-MORB) جای گرفته‌اند که نشان از ترکیب تهی‌شده منبع گوشته‌ای در بالای صفحه فرورونده دارد، هرچند تأثیر این سیال‌ها سبب غنی‌شدگی از عناصری مانند Cs, Rb, K, Th, Ba و نیز شده است (Herbert et al., 2009; Tian et al., 2008; Stern et al., 2006; Arculus 1994; Elliott et al., 1997). الگوهای تجزیه‌های پلاژیوگرانیت-ترونجمیت و کوارتزیدوریت آمفیبول‌دار، دارای روندی متفاوت با بقیه نمونه‌ها هستند که شب قابل توجهی دارند و قابل مقایسه با ویژگی‌های ماگماتیسیم کمات‌های بالغ هستند. تهی‌شدگی از عناصر HFSE، ناهمگونی در ترکیب منشأ و قرارگیری نمودارهای عنکبوتی در ترازهایی با فاصله قابل توجه، مقایسه تحولات ماگمای سازنده توالی پوسته‌ای افیولیت تکنونیزه کهدوئیه را با آنچه که در مورب‌ها گزارش شده است با اشکال مواجه می‌کند.

در یک بازنگری (Pearce 2003)، چند نمودار کلی برای تشخیص و جدایش افیولیت‌های با خاستگاه مورب از افیولیت‌های با منشأ سوپرا-سابداکشن پیشنهاد کرد. اساس این بازنگری بر پایه نمودارهایی بود که طی سال‌های پس از تعریف کمیته Penros از واژه "افیولیت" در معرض تجربه پژوهشگران بوده است و ما نیز در این مقاله تنها از دو نمونه از آن‌ها سود برده‌ایم. شکل ۷، نخستین نمودار مورد استفاده از مجموعه نمودارهای پیشنهادی است که در آن از نسبت‌های عناصر Ta/Yb به Th/Yb استفاده شده است. این نمودار توسط (Pearce 1982) پیشنهاد و توسط (Pearce 2003) تصحیح شد. قلمروهای تولیتی، کالکوالکال و شوشونیتی نیز از (Faustino et al 2006) برگرفته شده است. در این نمودار گابروی ایزوتروپ، پگماتیت گابرو و دایک دیابازی قطع‌کننده آن‌ها و هورنبلاند گابرو در قلمروی تولیتی با خاستگاه مورب تهی‌شده جای گرفته‌اند اما دایک‌های ورقه‌ای دیابازی و منفرد، کوارتزیدوریت، گدازه بالشی و جریان صفحه‌ای در قلمروهای تولیتی و کالکوالکال واقع شده‌اند که به نوعی تأیید تفسیر نمودارهای عنکبوتی است. می‌توان گفت که بیشتر نمونه‌های افیولیت تکنونیزه کهدوئیه در منطقه سوپرا-سابداکشن با ویژگی‌های تولیتی و کالکوالکال جای گرفته‌اند.

در نمودار بعدی از نسبت‌های Ta, Th, Hf/3 استفاده شده است که توسط (Wood et al. 1979; 1980) به کار رفت. از آن جا که تمامی گدازه‌های کماتی، غنی‌شدگی از عنصر Th را نشان می‌دهند (Juteau & Maury, 2009)، Th یک عنصر کلیدی در تحولات ماگمایی مرتبط با زون‌های فرورانش است و به‌همین دلیل توسط گروه ژئوشیمی آزمایشگاه پیرسو در پاریس برای جدایش افیولیت‌های نوع مورب از نوع سوپرا-سابداکشن پیشنهاد شد. در این نمودار، قلمروهای BC بازالت‌های مورب، قلمروهای CD بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) و قلمرو A ماگماتیسیم مرتبط با زون‌های سوپرا-سابداکشن را نشان داده است. بیشتر تجزیه‌های مربوط به افیولیت کهدوئیه در قلمرو سوپرا-سابداکشن واقع شده‌اند (شکل ۸).

بررسی نمودارهای عنکبوتی و نمودارهای تکنونوماگماتیک محدود کهدوئیه حکایت از تشکیل افیولیت این ناحیه در یک زون سوپرا-سابداکشن با تأثیر متفاوت ترکیبات فرورانش دارد. این ترکیبات ممکن است به‌طور عمده از دو راه به گوه گوشته‌ای بالای صفحه فرورونده انتقال یابند و ضمن تأثیر بر نقطه ذوب با آن واکنش دهند: ۱- به‌صورت سیال‌های آب‌دار ناشی از شکسته شدن کانی‌های آب‌دار در ضمن فرورانش صفحه فرورونده و ۲- مذاب ناشی از ذوب بخشی این صفحه. حال یکی از اساسی‌ترین سؤال‌هایی که باقی می‌ماند این است که این نقل و انتقالات به‌وسیله سیال‌های آب‌دار صورت می‌گیرد یا از مواد مذاب؟ در این رابطه نمودارهایی که در آن‌ها نسبت‌های عناصر ناسازگاری چون Ba, Th و Nb به کار رفته است مفید است؛ چرا که مقدار این عناصر در بازالت‌های نامرتبط به فرورانش بسیار ناچیز است (Niu & Batiza, 1997). بنابراین رسم این عناصر در نمودارهای ژئوشیمیایی بازتابی از رفتار آن‌ها در حین ذوب بخشی و یا

که نشان می‌دهد که افیولیت تکنونیزه کهدوئیه دست کم مراحل تولد، جوانی و بلوغ را طی کرده است. برای ارائه یک مدل ژئودینامیکی و این که آیا افیولیت این محدوده در پیشانی کمان-کشیدگی درون کمان و یا پشت کمان تشکیل شده‌اند، همچنان نیاز به داده‌های بیشتر از افیولیت این کمر بند، محدوده اطراف نائین و همچنین جایگاه سنی رخنمون‌های دگرگون همراه با این کمر بند افیولیتی و کمپلکس‌های دگرگونی زون سنندج-سیرجان در حاشیه باختری مجاور را دارد. منشأ پلی‌ژئیک آن‌ها در کنار نقش سیال‌ها در تکوین ماگمای توالی پوسته‌ای، احتمال تشکیل افیولیت کنونی در محل رخنمون یک افیولیت کهن را تقویت می‌کند. افیولیتی که دستخوش فرورانش شده و در هنگام تشکیل افیولیت کنونی از بین رفته است. (Shafaii Moghadam et al., 2009) با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی از جمله روند تولیتی و کالکوالکالان، تشکیل افیولیت کمر بند نائین-بافت را به یک بازشدگی پشت کمان نسبت داده‌اند. همان‌گونه که بیان شد، انتساب این کمر بند افیولیتی به یک حوضه پشت کمان نیاز به دلیل علمی و کارهای پژوهشی با جزئیات بیشتری دارد. افزون بر این که در نوشتار و همچنین ستون چینه‌شناسی پیشنهادی آنان از ماسیف ده شیر (که محدوده کهدوئیه نیز در آن واقع است) افزون بر رسم سوآرم دایک، اساساً هیچ‌گونه اشاره‌ای به رخنمون کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی، اینتروزن‌های ورلیتی-الیوین و بستری و آپوفیزهای کوارتزودیوریتی آمفیبول‌دار نشده است و گابروهای کومولیتی و ایزوتروپ را به صورت پاکت‌ها و پودهایی در نظر گرفتند که با واقعیت‌های روی زمین، دست کم در محدوده کهدوئیه همخوانی ندارند (شکل‌های ۳ و ۴). افزون بر این، ویژگی‌های ماگمایی تولیتی کمانی و کالکوالکالان در کمر بندهای افیولیتی پیشانی کمان و زون‌های کششی درون کمان مانند Range Coast در کالیفرنیا امریکا نیز گزارش شده است (Shervais, 2001; Shervais et al., 2007). اگرچه (Shafaii Moghadam et al., 2010) افزون بر اصلاح ستون چینه‌شناسی، تنها بخش کوچکی در قاعده توالی خروجی را به عنوان کمپلکس دایک‌های دیابازی در نظر گرفتند.

۶- نتیجه‌گیری

- افیولیت تکنونیزه کهدوئیه در جنوب ده شیر از توالی‌های گوشته‌ای و پوسته‌ای تشکیل شده است. توالی گوشته‌ای دربردارنده هارزبورژیت، هارزبورژیت کلینوپروکسن‌دار و لرزولیت است که شواهد دگرشکلی گوشته‌ای را نشان می‌دهند. بخش درونی توالی پوسته‌ای از گابرو هورنبلانددار با ویژگی‌های کومولایی و کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی تشکیل شده است که توسط اینتروزن‌های ورلیتی-الیوین و بستری، آپوفیزهای کوارتزودیوریتی-کوارتزومونودیوریتی، پگماتیت گابرو و پلاژیوگرانیت-ترونجمیت قطع شده‌اند. توالی خروجی نیز از جریان صفحه‌ای، گدازه‌ی بالشی، چرت-رادیولاریت سرخ‌رنگ و سنگ‌آهک پلاژیک با ریزفسیل‌های کرتاسه بالایی تشکیل شده است.

- افیولیت تکنونیزه کهدوئیه چند منشایی است و روندهای ژئوشیمیایی تولیتی و کالکوالکالان دارد و قابل مقایسه با افیولیت‌های نوع سوپرا-سابداکشن است.

- ترکیبات برخاسته از صفحه فرورونده بویژه سیال‌ها، نقش اصلی را در منشأ ماگمای توالی پوسته‌ای این محدوده داشته است.

- با توجه به بندهای ۱ و ۲، افیولیت این محدوده مراحل تولد، جوانی و بلوغ را گذرانده و همانند بسیاری از افیولیت‌های نوع سوپرا-سابداکشن عمری کوتاه داشته است.

- تشکیل افیولیت محدوده کهدوئیه را شاید بتوان با سناریوی فرورانش کلی نئوتیس طی دوران مزوزویک و بویژه کرتاسه بالایی به زیر ایران مرکزی توجه کرد که البته ارائه یک مدل ژئودینامیکی معرف، نیاز به داده‌های علمی بیشتری دارد.

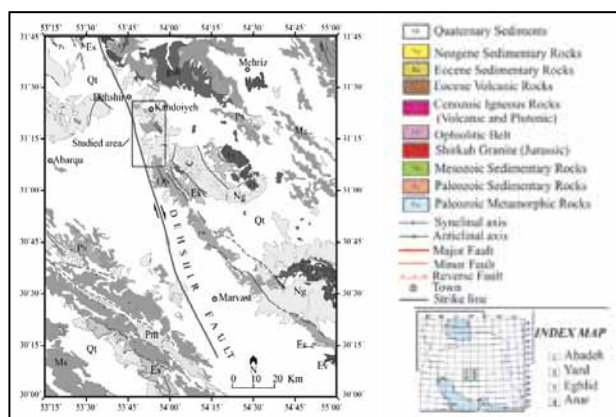
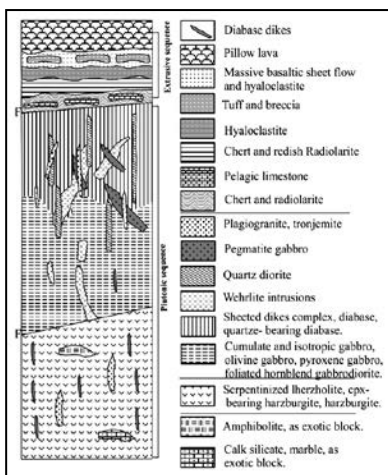
کنونی به کار رفت و کاربرد وسیعی یافت. این نوع افیولیت‌ها هم در بازشدگی‌های پیشانی کمان (fore-arc) مانند افیولیت‌های Trodouds، عمان و Range Coast در کالیفرنیا و هم در حوضه‌های پشت کمان (back-arc) مانند افیولیت Jasphine گزارش شده‌اند. البته گوناگونی سنگ‌شناسی-ژئوشیمیایی در محیط‌های پشت کمان عادی است (Dadd, 1998; Xu et al., 2002) به طوری که ممکن است حتی بخش قابل توجهی از بازالت‌ها در این حوضه‌ها، ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه بازالت‌های پشت‌های میان اقیانوسی را نیز داشته باشند، اما در مقایسه با افیولیت‌های تشکیل شده در حوضه‌های مورب و پشت کمان، افیولیت‌های پیشانی کمان، شانس بیشتری برای حفظ در پوسته قاره‌ای کناری در جریان فرورانش و در پی آن برخورد (collosion) را دارند (Bedard et al., 1998, Kato & Saka, 2006).

دیرزمانی است که بحث تشکیل افیولیت‌ها و ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن‌ها بستر مناسبی را برای ارائه مدل‌های ژئودینامیکی فراهم کرده است. مدل‌هایی که هر از چند گاه دچار تغییر زیادی نیز می‌شوند. در افیولیت‌های نوع سوپرا-سابداکشن بویژه انواعی که در حاشیه یک لبه قاره‌ای فعال و جنبی و پیشانی کمان‌ها و یا در بازشدگی‌های درون کمان (intra arc extention) شکل می‌گیرند، مجموعه فرایندهایی دخالت دارنده (Shervais, 2001) آن‌ها را در ۵ مرحله خلاصه کرده است:

- ۱- مرحله تولد (birth) (۲)- مرحله جوانی (youth) (۳)- مرحله بلوغ (maturity)
 - ۴- مرحله (death) (۵)- مرحله احیاء (resurrection)
- در مرحله تولد، افیولیت‌ها در بالای زون فرورانش و در مراحل اولیه تشکیل این زون، شکل می‌گیرند. در این مرحله گدازه‌های تولیتی کمانی (arc tholeiite)، گابروهای لایه‌ای و کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی از ذوب بخشی سست‌کره تشکیل می‌شوند. در مرحله جوانی، سست‌کره دیرگداز (refractory Astenospher) دچار ذوب بخشی می‌شود و اینتروزن‌های ورلیتی ایجاد می‌شوند. مرحله بلوغ با فوران فعالیت آتشفشانی با ویژگی‌های کمانی، اینتروزن‌های کوارتزودیوریتی و حتی گدازه‌های سیلیسی همراه است. در مرحله مرگ، فرایند گسترش (spreading) اقیانوس و فعالیت آتشفشانی مرتبط، به‌طور ناگهانی متوقف می‌شود. این مرحله با تشکیل دایک‌ها و گدازه‌های با ویژگی‌های اقیانوسی همراه است که سری‌های پیشین را قطع کرده و یا بر روی آن‌ها نهشته شده‌اند. مرحله احیاء با جایگیری افیولیت در درون حاشیه قاره‌ای غیرفعال و یا فرورانش آن همراه است و با ادامه فرورانش، با بالآمدگی افزایشی (accretionary uplift) ادامه خواهد یافت. مراحل تولد، جوانی و بلوغ ممکن است در زمان‌های مختلفی رخ دهند و هر مرحله با مرحله پیشین ممکن است هم‌پوشانی داشته باشد. شناخت این مراحل نشان می‌دهد که تشکیل افیولیت‌ها در زون‌های سوپرا-سابداکشن، یک حادثه اتفاقی نبوده بلکه پیامد مجموعه‌ای از حوادث در این محیط زمین‌ساختی است.

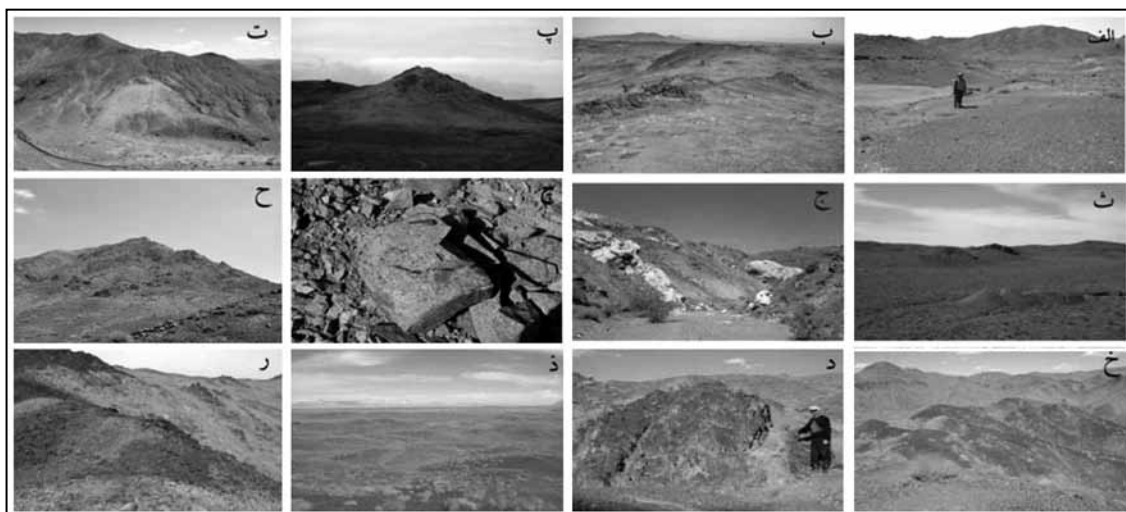
همان‌گونه که بیان شد، افیولیت تکنونیزه کهدوئیه در حاشیه جنوب باختری خرده‌قاره ایران مرکزی واقع شده است و در حاشیه باختری آن با واسطه فروافتادگی ابرکوه، سری‌های دگرگونی وابسته به زون ساختاری سنندج-سیرجان واقع هستند. افیولیت این محدوده ویژگی‌های ژئوشیمیایی تولیتی کمانی و کالکوالکالان یا همان ویژگی‌های افیولیت‌های سوپرا-سابداکشن را نشان می‌دهند اما همانند مشاهدات (Shervais, 2001, 2007) در ناحیه Range Coast نشان داده است که افیولیت این ناحیه ویژگی‌های یک افیولیت بالغ را نیز نشان می‌دهند. به این ترتیب که افزون بر رخنمون‌هایی آشکاری از گابروهای فولیه (که قابل مقایسه با افق‌های بالایی توالی‌های گابرویی در افیولیت‌های شاخص هستند)، کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی، اینتروزن‌های ورلیتی (که اولین بار در این پژوهش به آن‌ها اشاره شده است) و آپوفیزهای کوچک از کوارتزودیوریت-کوارتزومونودیوریت نیز در این محدوده شناسایی شده‌اند. رخنمون سنگ‌های اخیر از جمله شواهد شاخص روی زمین است

شکل ۱- پراکندگی مجموعه‌ها و کمپلکس‌های افیولیتی ایران و موقعیت محدوده مورد مطالعه. این شکل تلفیقی از داده‌های نقشه ماگماتیک ایران (Emami et al., 1993) و واحدهای مهم ساختاری- زمین‌ساختی ایران مرکزی (Ghasemi & Talbot, 2006) است. حروف معرف عبارتند از: KH: افیولیت خوی، KM: افیولیت کرمانشاه، NA: افیولیت نائین، SHB: افیولیت شهربابک، NY: افیولیت نیریز، BZ: افیولیت بزمان، SB: افیولیت سبزواری، TK: افیولیت چهل کوره، TH: افیولیت تربت حیدریه.

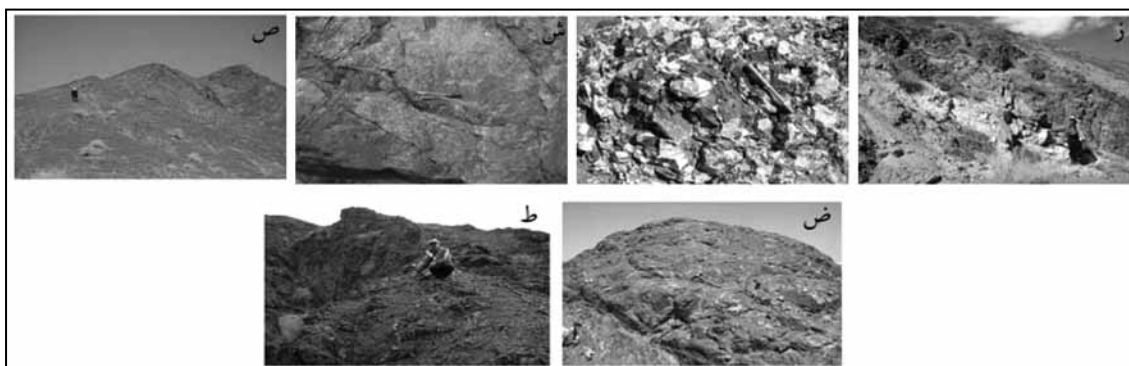


شکل ۳- ستون چینه‌نگاری نمادین از واحدهای مختلف توالی‌های درونی و بیرونی افیولیت تکتونیزه کهدوئیه، جنوب ده شیر که توضیح آن در متن مقاله آورده شده است.

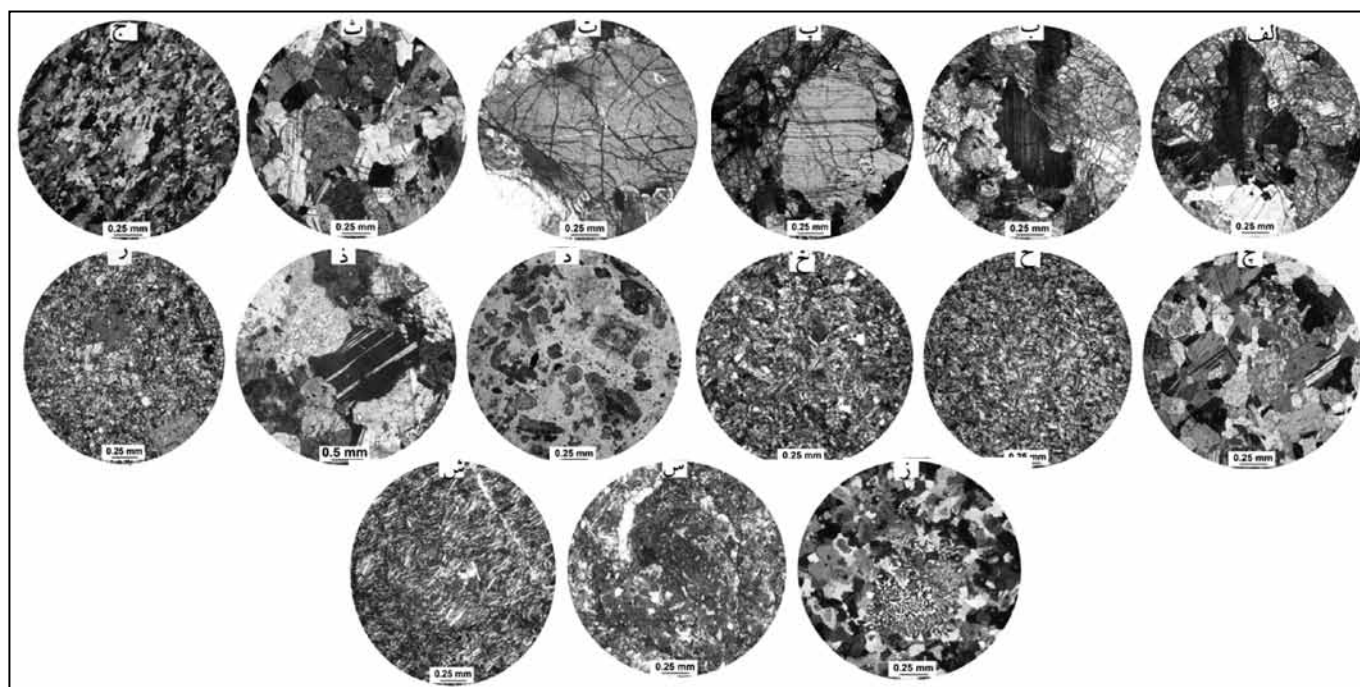
شکل ۲- نقشه ساده شده زمین‌شناسی و موقعیت محدوده مورد مطالعه در بخش شمالی کمر بند افیولیتی ده شیر- بافت و سنگ‌های اطراف بر پایه اطلاعات نقشه‌های ۱:۲۵۰,۰۰۰ زمین‌شناسی آباده، یزد، اقلید و انار.



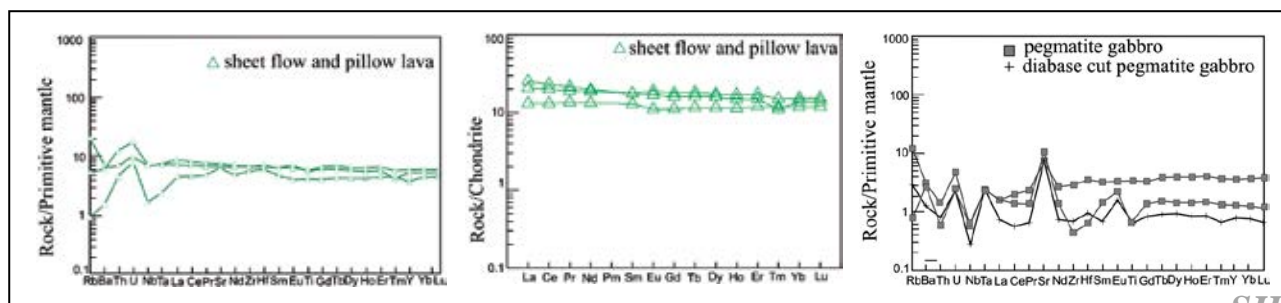
شکل ۴- عکس واحدهای مختلف محدوده کهدوئیه: الف) نمایی از پریدوتیت در باختر روستای اردان، ب) دایک‌های منفرد دیابازی که پریدوتیت را قطع کرده‌اند، پ) پلاژیوگرانیت که در جنوب کمر چاه سرخ پریدوتیت را قطع کرده است، ت) باختر مزرعه رشکویه- خاور معدن سنگ، ترونجمیت به صورت پودهایی پریدوتیت را قطع کرده است، ث) رخنمون لیستونیت در خاور کمر چاه سرخ، ج) بلوک‌های سرگردان از کالک- سیلیکات که به صورتی تکتونیزه در درون پریدوتیت دیده می‌شوند، چ) گابرو هورنبلنددار فولیه در کمر چاه سرخ، ح) چشم‌اندازی از کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی در کوه اسالمون، خ) اینترژن‌های تیره‌رنگ و رلیتی- الیون بستریتی در خاور ریش کوه که کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی را قطع کرده‌اند، د) نمایی نزدیک از دایک‌های ورقه‌ای دیابازی در خاور ریش کوه، ذ) آپوفیزهایی از کوارتز دیوریت آمفیبول‌دار با رنگ خاکستری متمایل به سبز که در شمال خاوری کمر چاه سرخ، دایک‌های ورقه‌ای دیابازی را قطع کرده‌اند، ر) اینترژن‌های وریلیتی با آزمون تقریباً شمالی- جنوبی که گابرو و ایزوتروپ را قطع کرده‌اند،



شکل ۴- (ز) اینترژن‌های ورلیتی در خاور ریش کوه که کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای دیابازی را قطع کرده‌اند و توسط پگماتیت گابرو خاکستری رنگ و سپس پلاژیوگرانیت روشن رنگ قطع شده‌اند، (س) نمایی نزدیک از پگماتیت گابرو در خاور ریش کوه، (ش) آخرین فاز ماگماتیک در توالی پوسته‌ای درونی، با ترکیب دیابازی که در شمال‌باختری کوه اسالمون پگماتیت گابرو را قطع کرده است، (ص) نمایی عمومی از توالی خروجی شامل گدازه‌ی بالشی و جریان صفحه‌ای در جنوب خاوری ریش کوه، (ض) نمایی نزدیک از توالی خروجی در روستای اردان که در آن رادیولاریت در قاعده و گدازه بالشی در بالای سری قرار دارد و (ط) دگرسانی کف دریا و اپیدوتی شدن شدید توالی خروجی در ریش کوه.

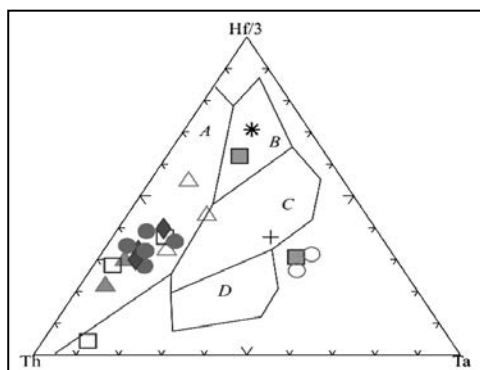
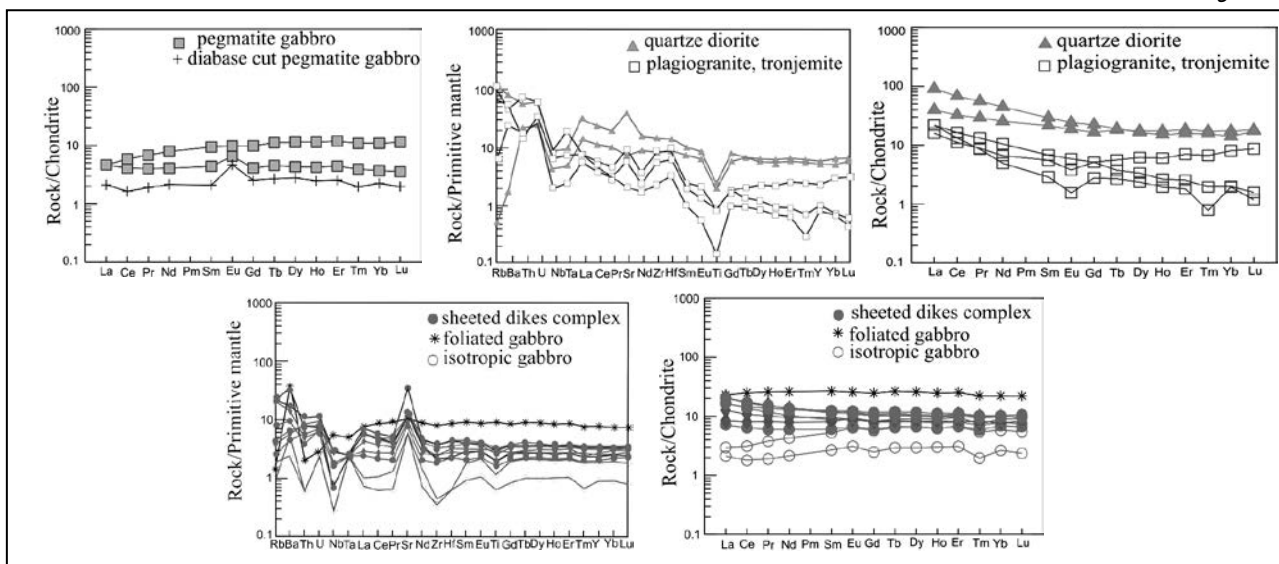


شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی انتخابی شامل الف) الیون با ساختار داخلی کینک در هارزبورژیت با دگرشکلی گوشته‌ای، ب) نوارهای نازک دیوپسید در درون آتسنتایت، پ) بلور درشت نادگرشکل دیوپسید در لرزولیت، ت) بلورهای ریز الیون فاقد ساختار کینک در درون ارتوپروکسن بلورهای الیون دگرشکل در پایین مقطع دیده می‌شوند، ث) پیروکسن، گابرو، ج) هورنبلاند گابرو، چ) ارتوپروکسن در الیون-گابرو، ح) دیاباز ریزیلور، خ) دیاباز دارای بلورهای ریز کوارتز، د) کوارتز دیوریت آمفیبول دار، ذ) پگماتیت گابرو، ر) پلاژیوگرانیت با بافت فیریک و خمیره ریزیلور، ترونجمیت با بافت میکروپگماتیت گرافیک، س) جان‌شینی شیشه آتشفشانی با اسمکتیت زیتونی رنگ، ش) بافت میکروولیتیک جریانانی در جریان صفحه‌ای.

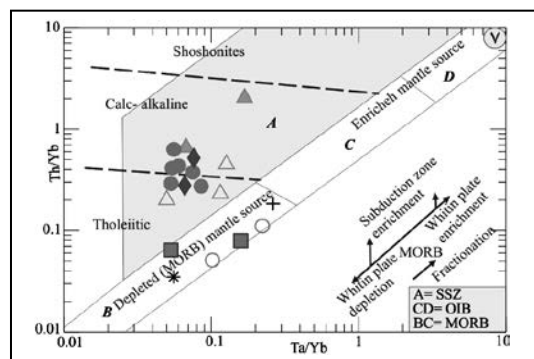


شکل ۶- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت با مقادیر استاندارد گوشته‌اولیه و کندریت (Sun & McDonough (1999) از واحدهای مختلف افیولیت کهدوتیه نشان داده شده است.

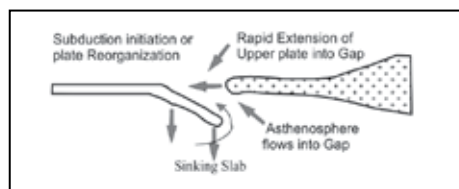
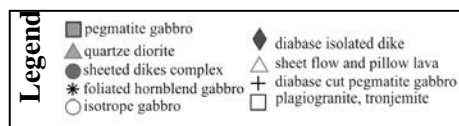
ادامه شکل ۶



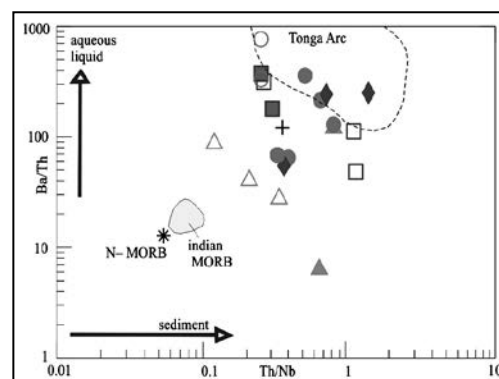
شکل ۸- نمودار سه تایی نسبت‌های $Hf/3$ ، Ta ، Th که توسط Wood et al. (1979, 1980) به کار رفته است. در این نمودار، قلمروهای BC بازالت‌های مورب (MORB)، CD بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) و قلمرو A ماگماتیسیم مرتبط با مناطق سوپرا-سابداکشن را نشان داده است. بیشتر تجزیه‌های مربوط به افیولیت کهدونیه در قلمرو سوپرا-سابداکشن واقع شده‌اند.



شکل ۷- نمودار نسبت عناصر Th/Yb به Ta/Yb . این نمودار توسط Pearce (1982) پیشنهاد و توسط Pearce (2003) تصحیح شد. قلمروهای تولیتی، کالکوآلکان و شوشونیتی از Faustino et al. (2006) برگرفته شده است. بیشتر نمونه‌های افیولیت تکتونیزه کهدونیه در زون سوپرا-سابداکشن رسم شده‌اند. به نظر می‌رسد که نمونه‌های از گابروهای ایزوتروپ و پگماتیت گابرو، منشأ تهی شده داشته‌اند و بقیه نمونه‌ها ویژگی‌های حدواسط تولیتی-کالکوآلکان دارند.



شکل ۱۰- مدل نمادین و برگرفته از Stern & Blomer (1992)، ارتباط تشکیل افیولیت با بازشدگی سریع در صفحه بالایی یک زون فروانش در شرف تولد را نشان داده است. توضیح بیشتر در متن مقاله، داده شده است.



شکل ۹- موقعیت تجزیه‌های منطقه و تأثیر بیشتر سیال‌ها و نقش کمتر رسوبات در ژنر افیولیت کهدونیه. داده‌ها از Tian et al. (2008) و منابع آن استفاده شده است.

کتابنگاری

- آفتابی، ع. و فتحی، غ.، ۱۳۷۵- زمین‌شناسی و ارزیابی پتانسل معدنی کمر بند افیولیتی خم‌رود- شهر بابک کرمان. فصلنامه معادن و فلزات، شماره ۵۰، صفحه ۶۰-۷۳.
- ابراهیمی شاه آبادی، م.، ۱۳۸۴- بررسی ژئوشیمی و پترولوژی توده‌های نفوذی بخش دهج- خم‌رود واقع در نوار افیولیت- ملانژ خم‌رود- شهر بابک، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- امینی، ص. و کریمی، ا.، ۱۳۸۴- ارائه یک توالی کامل افیولیتی از مجموعه‌های افیولیتی دهشیر- شهر بابک، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران. صفحه ۵۰۶-۴۹۴.
- روشن روان، ج.، سبزه‌ای، م.، ناظم زاده شجاعی، م.، ۱۳۷۵- ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ ده شیر. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سلطان محمدی، ا.، ۱۳۸۸- ژئوشیمی و پتروژنز سکانس پوسته‌ای افیولیت‌های خیر- مروس، شمال غرب شهر بابک. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- شفائی مقدم، ه.، ۱۳۸۷- کمر بند افیولیتی نائین- بافت: سن، ساختار و منشأ. رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۵۹۰ صفحه.
- عمیدی، س. م.، ۱۳۶۲- تلفیق ورقه ۱:۲۵۰,۰۰۰ آباده. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- 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.
- Bedard, J. H., Lauziere, K., Tremblay, A. & Sangster, A., 1998- Evidence for forearc seafloor-spreading from the Betts Cove ophiolite, Newfoundland, Oceanic crust of boninitic affinity, *Tectonophysics*, 284, 233-245.
- Brouxel, M. & Lapierre, H., 1998- Geochemical study of an early Paleozoic island-arc-back-arc basin system, Part 1, The Trinity complex, eastern ophiolite (northern California). *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1111-1119.
- Dadd, K. A., 1998- Incipient back-arc magmatism in the Silurian Tumut Trough, new south wales, An ancient analogue of the early Lau Basin, *Australian Journal of Earth Sciences*, 45, 109-121.
- Dilek, Y. & Furnes, H., 2009- Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction roll back systems. *Lithos*, doi: 10.1016/j.lithos.2009.04.022.
- 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 Bulletin, Special Paper, 373, 1-16.
- Dilek, Y., Furnes, H. & Shallo, M., 2007- Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. *Gondwana Research*, 11, 453-475. DOI:10.1016/j.gr.2007.01.005.
- Dimitrijevic, M. D., 1972- Geology of Kerman. Geological survey of Iran, No. 72.
- 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 and Mining exploration.
- Faustino, D. V., Yumul, Jr. G. P., Dimalanta J. V. de Jesus, C. B., Aitchison, J. C. & Tamayo, Jr. R. A., 2006- Volcanic hypabyssal rocks geochemistry of a subduction-related marginal basin ophiolite: Southeast Bohol Ophiolite-Cansiwang Melange complex, central Philippines. *Geosciences Journal*, V10, N3, 291-303.
- Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth sciences*. 26, 683-693.
- 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*. CHEMGE-15780; No of Pages 14. Article in press.
- Hermann, J., 2002- Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust. *Chemical Geology*, 192, 289-306.
- Hunter, R. H., 1996- Texture development in cumulate rocks. In: *Layered Intrusions*, edited by Richard Grant Cawthorn. Elsevier, Amsterdam, 77-101.
- Juteau, T. & Maury, R., 2009- *La croûte Océanique, Pétrologie et Dynamique Endogène*. Société Géologique de France Vuibert. Paris, Cedex 13, 470pp.
- Juteau, T. & Maury, R., 1999- “The oceanic crust, from accretion to mantle recycling”, Springer-Paris, Chichester, 18, 109-121. p367.
- Kato, K. & Saka, Y., 2006- New model for the Early Cretaceous development of SW Japan based on basic rocks of the Chichibu composite Terrane. *Geosciences Journal*, V10, N3, 320-345.
- Keppler, H., 1996- Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature* 380, 237-240.
- Knipper, A., Ricou, L. E., 1986- Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan Ocean. *Tectonophysics*, 123, 213- 40.
- Kocak, K., Isik, M., Arslan, M. & Zedef, V., 2005- Petrological and source region characteristics of ophiolitic hornblende gabbro from the Aksaray and Kayseri region, central Anatolian crystalline complex, Turkey. *Journal of Asian Earth sciences*, 25, 883-891

- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Miyashiro, A., 1973- The Troodos Complex was probably formed in an island arc. *Earth and Planetary Sciences Letter*, 25, 217-222.
- Munter, O. & Piccardo, G., 2003- Melt migration in ophiolitic peridotites: the message from Alpine- Apennine peridotites and implications for embryonic ocean basins. In *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought: Geological Society of America Bulletin, Special Paper*, 373, 69–88.
- Niu, Y. & Batiza, R., 1997- Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the eastern Pacific mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 148, 471–483.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Orogenic Andesites*. Wiley, Chichester, U.K, 528–548.
- 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 Bulletin*, 373, Boulder, Colorado, 269- 293.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J. & Roberts, S., 1984- Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Geological Society of London, Special Publication*. 16, 77–94.
- Robertson, A., 2002- Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos.*, 65, 1-67.
- Saccani, E. & Photiades, A., 2004- Mid-ocean ridge and supra-subduction affinities in the Pindos ophiolites (Greece): implications for magma genesis in a fore arc setting. *Lithos.*, 73, 229-253.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R. J. & Rahgoshay, M., 2010- The Dehshir ophiolite (central Iran): geochemical constraints on the origin and evolution of the inner Zagros ophiolitic belt. *Geological Society of America Bulletin*, 122, 1516-67.
- Shafaii Moghadam, H., Whitechurch, H., Rahgoshay, M. & Monsef, I., 2009- Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): Short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *C. R. Geoscience*, 341, 1016-1028.
- Shervais, J. W., 2001- Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochems. Geophys. Geosys.* PN 2000GC00080. ISSN 1525-2027.
- Shervais, J. W., Kimbrough, D. L., Renne, P., Hanan, B. B., Murchey, B., Snow, C. A., Schuman, M. M. Z. & Beaman, J., 2007- Multi-Stage Origin of the Coast Range Ophiolite, California: Implications for the Life Cycle of Supra-Subduction Zone Ophiolites. *International Geology Review*, Vol. 46, 289–315.
- Soltanmohammadi, A., Rahgoshay, M., Khalatbari Jafari, M., 2009- Petrogenesis of volcanic rocks in the Khabr-Marvast tectonized ophiolite: Evidence for subduction processes in the south-western margin of central Iranian microcontinent. *Acta Geologica Sinica*, V 83, N 5, 884-892.
- Stern, R. J. & Bloomer, S. H., 1992- Subduction zone infancy: examples from the Eocene Izu-Bonine-Mariana and Jurassic California arcs. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1624-1636.
- 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. doi:10.1007/s00410-005-0055-2.
- 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, pp.313–345.
- Tian, L., Castillo, P. L., Hawkins, J. W., Hilton, D. L., Hanan, B. B. & 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.
- Winter, J. D., 2001- An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice- hall inc. upper Saddle River, New Jersey. P 697.
- 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.
- Wood, D. A., Joron, J. L., & Treuil, M., 1979- A re-appraisal of the use of trace elements classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 45, 326-336.
- Xu, J. F., Castillo, P. R., Li, X. H., Yu, X. Y., Zhang, B. R. & Han, Y. W., 2002- MORB-type rocks from the Paleo-Tethyan Mian-Lueyang northern ophiolite in the Qinling Mountains, Central China: implications for the source of the low 206Pb/204Pb and high 143Nd/144Nd mantle component in the Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 198, 323–337.
- You, C. F., Castillo, P. R., Gieskes, J. M., Chan, L. H. & Spivack, A. J., 1996- Trace element behavior in hydrothermal experiments: implications for fluid processes at shallow depths in subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters* 140, 41–52.