

سنگ‌های آتشفشانی تفتان: شاهدهی از ماگماتیسم شبه آداکیتی در قوس ماگمایی مکران

مرتضی دلاوری*؛ استادیار گرایش پترولوژی، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران
عطا شاکری؛ استادیار گرایش زمین‌شناسی زیست‌محیطی، گروه زمین‌شناسی کاربردی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۱/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۴/۲۴

چکیده

کوه تفتان در جنوب شرق ایران یکی از مراکز آتشفشانی فعال قوس ماگمایی مکران در محدوده زمانی نئوژن - کواترنری است. تفتان، از نظر تقسیم‌بندی ساختاری، در زون جوش خورده سیستان قرار گرفته و قاعده آن مجموعه سنگ‌های افیولیتی، فلیش و سنگ‌های آتشفشانی (بیشتر کرتاسه تا ائوسن) است. مجموعه‌های فنوکریستی سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز + کلینوپیروکسن + هورنبلند ± ارتوپیروکسن ± بیوتیت است. شواهد عدم تعادل در کانی‌ها، به ویژه در پلاژیوکلاز و هورنبلند، بر تغییرات شرایط فیزیکی - شیمیایی تبلور همچون دما، فشار و ترکیب شیمیایی دلالت دارد. از نظر تنوع شیمیایی، گدازه‌های ترم بازیک تا اسیدی حضور دارد؛ اگرچه عمده گدازه‌ها و مواد پیروکلاستیک تفتان ترکیب آندزیتی تا داسیتی دارد. ویژگی‌های شیمیایی ولکانیسم تفتان همچون بالابودن تمرکز Sr ($645 \text{ ppm} <$), بالابودن نسبت La/Yb ($14 <$) و Sr/Y ($40 <$) سازگار با مذاب‌های شبه آداکیتی مرتبط با حواشی فعال قاره‌ای دارای پوسته ضخیم است. بر اساس شواهد شیمیایی و کانی‌شناسی دخالت فرایندهای مختلف گوشته‌ای و پوسته‌ای در ژنز مذاب تفتان استنباط می‌شود. نخست، ذوب گوه گوشته لیتوسفری نسبتاً غنی زیرقاره‌ای که تحت تأثیر فرایندهای زون فرورانش قرار گرفته است. سپس، تجمع مذاب‌های گوشته‌ای در عمق پوسته ضخیم قاره‌ای که توأم با ذوب بخشی پوسته‌ای، آلیش و همگن شدن بوده است. در نهایت، فرایندهای پوسته‌ای کم‌عمق تر شامل هضم پوسته‌ای و تحولات مرتبط با مخزن ماگمایی همچون تغییرات فیزیکی - شیمیایی مذاب و تبلور تفریقی که باعث تحول بیشتر مذاب شده است.

کلیدواژه‌ها: تفتان، جنوب شرق ایران، سنگ‌های آتشفشانی، شبه آداکیتی، مکران.

مقدمه

منطقه مکران با طول حدود ۱۰۰۰ کیلومتر و در روند تقریبی شرقی- غربی از جنوب شرق ایران تا جنوب پاکستان ادامه دارد. این منطقه یکی از مناطق فرورانشی فعال کره زمین در حال حاضر است. در این منطقه لیتوسفر اقیانوسی دریای عمان به زیر حاشیه جنوبی ایران (حاشیه اورازیا) در حال فرورانش است (درکورت و همکاران، ۱۹۸۶؛ مک‌کال و کید، ۱۹۸۲). این پهنه از جنبه‌های مختلف مباحث زمین‌شناختی از جمله چینه‌شناسی، رسوب‌شناسی، تکتونیکی، لرزه‌شناسی، محیط‌زیستی و ماگماتیسم اهمیت دارد و مطالعات متعددی روی آن انجام شده است (آرتورتون و همکاران، ۱۹۸۲؛ بایرن و همکاران، ۱۹۹۲؛ مک‌کال، ۲۰۰۲؛ شاکری و همکاران، ۲۰۰۸؛ بورگ و همکاران، ۲۰۱۳؛ دولتی و بورگ، ۲۰۱۳؛ حقی‌پور و بورگ، ۲۰۱۴؛ هونزیکر و همکاران، ۲۰۱۵؛ محمدی و همکاران، ۲۰۱۶). مراکز آتشفشانی مهم زون مکران شامل بزمان و تفتان در ایران و کوه سلطان در پاکستان است که بر اثر فرورانش فعال این زون ایجاد شده و موضوع مهمی برای مطالعه ماگماتیسم حاشیه فعال قاره‌ای کنونی در جنوب اورازیاست (فرهودی و کریگ، ۱۹۷۷؛ پانگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ سعادت و استرن، ۲۰۱۱). علی‌رغم برخی مطالعات درباره تفتان (بیابانگرد و مرادیان، ۲۰۰۸؛ پانگ و

* نویسنده مسئول: delavarimza@gmail.com، تلفن: ۰۹۱۲۲۴۳۷۰۱۲

همکاران، ۲۰۱۴)، برخی جنبه‌ها به‌ویژه پتروژنز همچنان جای بحث دارد. در این مطالعه با کمک ژئوشیمی سنگ کل در مورد ماهیت پترولوژیکی ولکانیسم تفتان بحث شده است.

زمین‌شناسی عمومی

قوس ماگمایی مکران با امتداد تقریبی شرقی- غربی به موازات روند کلی منشورهای به‌هم‌افزوده مکران تشکیل شده است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). قلّه تفتان با ارتفاع حدود ۴۰۰۰ متر، یکی از قله مرتفع منطقه و ایران است. یکی از اولین تحقیقات در منطقه تفتان را معین‌وزیری و امین‌سبحانی (۱۹۷۸) انجام دادند. در این مطالعه تنوع صحرایی واحدهای سنگ‌شناسی تفتان و خصوصیات میکروسکوپی آن‌ها بحث شده است. آتشفشان تفتان در محدوده زمانی نئوژن- کواترنری فعال بوده است.

معین‌وزیری (۱۳۷۷) سن فعالیت تفتان را در محدوده زمانی پلیو- کواترنر معرفی کرده است. سن سنجی ایزوتوپی به روش پتاسیم-آرگون سن $0.72 \pm 6/95$ تا 0.03 ± 0.71 میلیون سال (بیابانگرد و مرادیان، ۲۰۰۸)، همچنین به روش اورانیم-سرب سن $0.1 \pm 3/4$ تا 0.1 ± 0.8 میلیون سال (پانگ و همکاران، ۲۰۱۴) را برای سنگ‌های آتشفشانی تفتان نشان داده است.

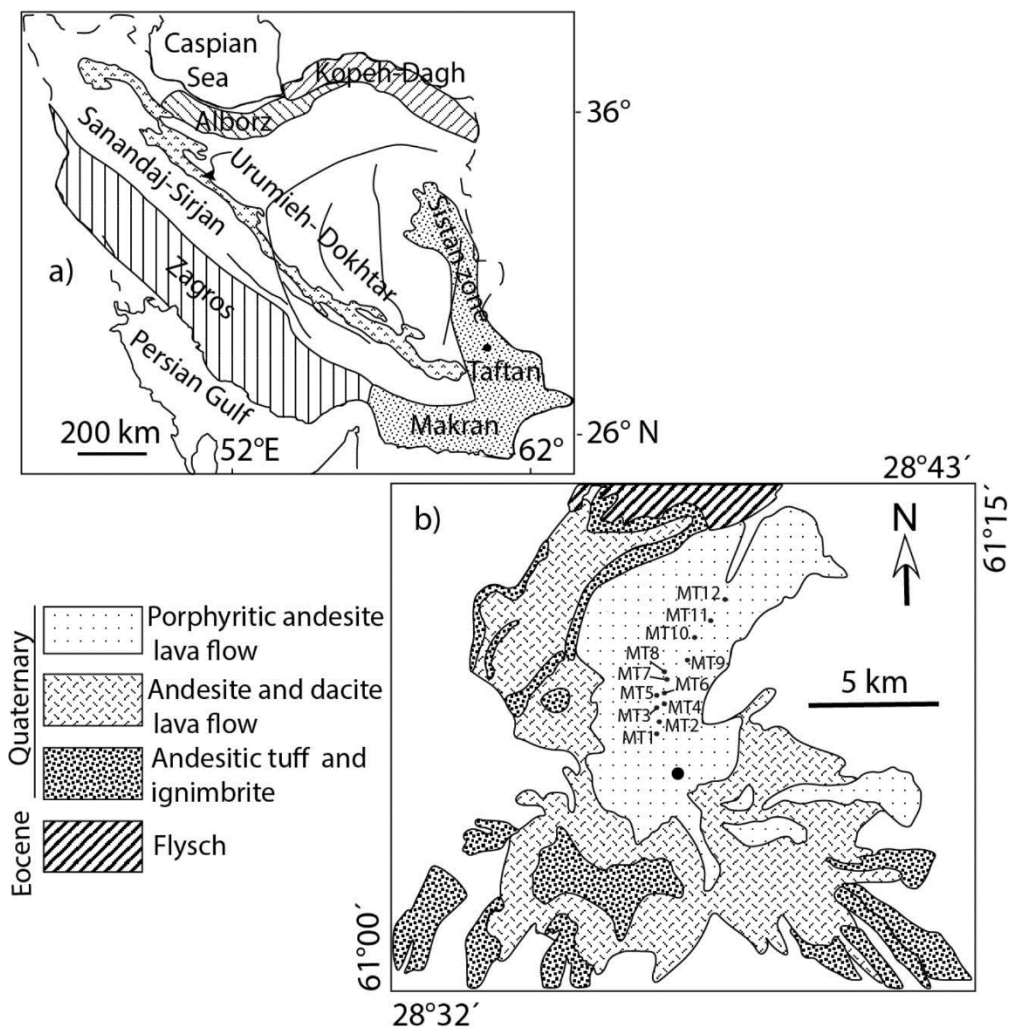
از نظر موقعیت زون‌های ساختاری، آتشفشان تفتان در محدوده زون جوش‌خورده سیستان قرار می‌گیرد. مجموعه سنگ‌های کرتاسه فوقانی- ائوسن زون جوش‌خورده سیستان- شامل رخنمون‌های افیولیتی، رسوبات ماسه‌سنگی تا شیلی، فلیش، فیلیت و یک‌سری سنگ‌های آتشفشانی- قاعده تفتان را تشکیل می‌دهد (آقاناتی، ۱۹۹۴). به‌طور کلی، تفتان استراتیوولکان است که در حال حاضر دو دهانه آن قابل تشخیص است و در یکی از دهانه‌ها خروج گازهای گوگردی به‌صورت فعال مشاهده می‌شود. با توجه به نوع فعالیت این آتشفشان مراحل متعددی از خروج مواد پیروکلاستیک و گدازه در آن ثبت شده است. در قاعده تفتان نهشته‌های پیروکلاستیک، برش آتشفشانی و ایگنیمبریتی دیده می‌شود. سپس، روی این واحدها، مراحل متعددی از خروج مواد به‌صورت روانه‌های گدازه‌ای وجود دارد که جنس آن‌ها عمدتاً آندزیتی تا داسیتی است. این مواد نیز به‌صورت میان‌لایه با واحدهای مختلف توف، لاپیلی توف و ایگنیمبریتی است (شکل ۱). با اینکه تنوع ژئوشیمیایی در تفتان زیاد نیست و عمده خروجی‌ها ترکیب حدواسط دارد، به‌دلیل تغییرات در شرایط فوران و نیز آلتراسیون ثانویه، واحدهای سنگی رنگ‌های متنوعی در صحرا یا در نمونه دستی نشان می‌دهد. واکنش سنگ‌های آتشفشانی با سیالات هیدروترمال در برخی بخش‌ها توسعه زیادی داشته و دگرسانی کائولینیتی و آرژیلیتی گسترده‌ای را نتیجه داده است. این فعالیت‌ها با حضور سیالات نسبتاً اسیدی با pH پایین تشدید نیز می‌شود. در کوه تفتان کانی‌زایی مس به‌صورت مالاکیت و آزوریت نیز به‌صورت پراکنده دیده می‌شود که پدیده‌ای معمول در این نوع آتشفشان‌ها با توجه به جایگاه تکتونیکی آن‌هاست. در منطقه تفتان و البته در مقیاس وسیع‌تر در مناطق همجوار آن، رخدادهای گسلی عمدتاً به‌صورت فعالیت گسل‌های راستگرد با امتداد کلی شمال‌غرب- جنوب‌شرق است. البته، به‌صورت فرعی‌تر، گسل‌های راستالغز چپگرد نیز حضور دارد که روند به‌صورت شمال‌شرق- جنوب‌غرب است.

روش آنالیز

فرایند تهیه پودر نمونه سنگ‌های آتشفشانی تفتان در مرکز فرآوری مواد معدنی ایران و با دستگاه تنگستن کاربرد انجام شد. در تمامی مراحل آماده‌سازی و تهیه پودر نمونه‌ها سعی شد حساسیت‌های لازم برای جلوگیری از هر گونه آلاینش اعمال شود. آنالیز سنگ کل نمونه‌ها (دوزده نمونه) شامل عناصر اصلی و کمیاب با ICP-ES و ICP-MS با استفاده از دستگاه Spectro Ciros Vision و Perkin Elmer Elan 6000 در آزمایشگاه‌های Acme کانادا انجام شده است. مقادیر عناصر اصلی، Cr و Ba توسط ICP-ES و بقیه عناصر فرعی و کمیاب توسط ICP-MS به‌دست آمده است.

پتروگرافی

در آتشفشان تفتان، فازهای مختلف فوران به شکل انفجاری و خروج آرام مواد مذاب، واحدهای متنوع روانه‌ای و آذرآواری



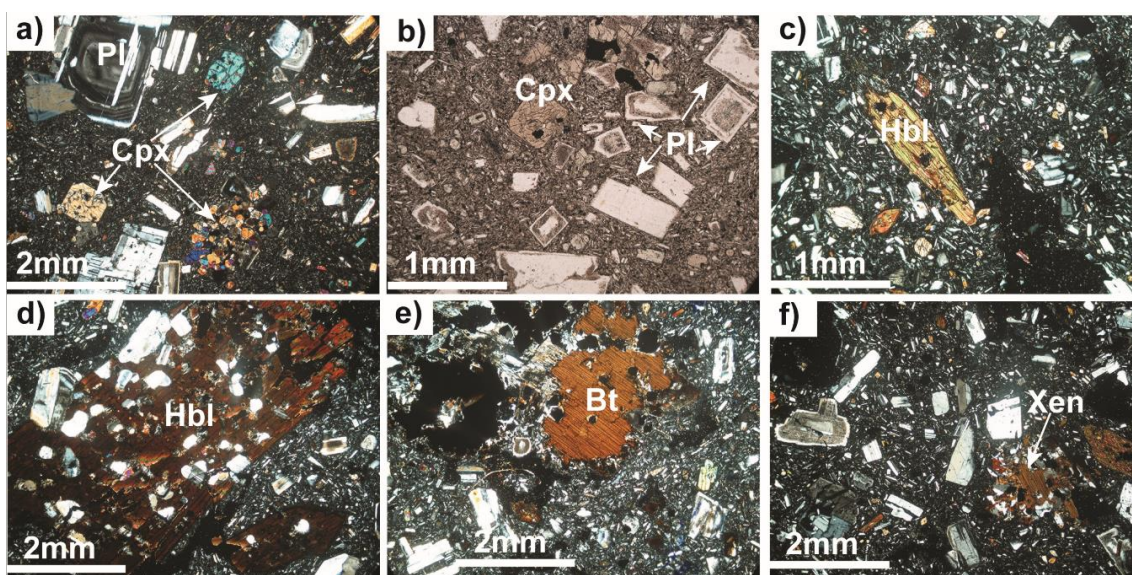
شکل ۱. (a) نقشه عمومی تکتونیکی ایران (اشتوکلین، ۱۹۶۸) و نشان‌دهنده موقعیت آتشفشان تفتان، (b) نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده تفتان (مهرپرتو و پادیار، ۲۰۰۳)

ایجاد کرده است. این واحدها در قاعده عمدتاً شامل روانه‌ها و برش‌های آندزیتی و داسیتی است. فعالیت بعدی تفتان بیشتر به صورت انفجاری است که واحدهای آذرآواری همچون توف آندزیتی و لاپیلی توف ایگنیمبریتی و نهشته‌های اپی‌کلاستیک همچون آگلومرا حاصل شده است. در ادامه روی این واحدها، روانه‌های آندزیتی و داسیتی قرار گرفته است. سپس، گدازه‌های آندزیت پورفیری فوران کرده است که در واقع جوان‌ترین فعالیت آتشفشانی تفتان بوده و از نظر چینه‌ای قسمت زیادی از واحدهای قبلی را پوشش داده است. از نظر فراوانی نسبی، به‌طور کلی، حجم روانه‌ها نسبت به مواد پیروکلاستیک بیشتر است، به‌طوری که عمده سنگ‌های آتشفشانی تفتان به روانه‌های آندزیتی و داسیتی و نیز روانه‌های آندزیت پورفیری اختصاص دارد (مهرپرتو و پادیار، ۲۰۰۳). واحدهای مورد مطالعه در این تحقیق بیشتر دربرگیرنده روانه‌های آندزیتی و داسیتی است. همان‌طور که گفتیم، این واحدها از نظر سنی جوان‌تر است و حجم عمده خروجی‌های تفتان را به‌خود اختصاص می‌دهد. این سنگ‌ها نسبتاً فیریک است و تقریباً بین ۲۰ تا ۴۰ حجمی نمونه‌ها را فنوکریست‌ها تشکیل می‌دهد.

بافت‌های پورفیری، میکرولیتیک پورفیری و سری‌ایت از جمله مهم‌ترین بافت‌های نمونه‌هاست. از مهم‌ترین فنوکریست و میکروفنوکریست‌ها می‌توان به پلاژیوکلاز، آمفیبول، کلینوپیروکسن، اکسیدهای آهن-تیتان و بیوتیت اشاره کرد. در بین این‌ها پلاژیوکلاز معمول‌ترین فاز با فراوانی مودال ۲۰ تا ۳۰ درصد است. این کانی اغلب خودشکل تا نیمه خودشکل و از نظر اندازه عمدتاً کمتر از ۲ میلی‌متر است. پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد مطالعه تنوع بافتی

قابل ملاحظه‌ای نشان می‌دهد. محدوده تغییرات شیمیایی پلاژیوکلاز در حد آندزین و لابرادوریت و آنالیزهای نقطه‌ای آن نشانگر زونینگ نرمال، معکوس و نوسانی آن است (بیابانگرد و مرادیان، ۲۰۰۹). این کانی در برخی موارد شواهد عدم تعادل و واکنش با مذاب همچون زوناسیون پیچیده، بافت غربالی، خورده‌شدگی و هضم حاشیه‌ای و رشد مجدد را به نمایش می‌گذارد (شکل ۲ a تا c). برخی بلورها نیز خودشکل و دارای نوار متمایزی از رشد در مراحل بعدی و فاقد آثار هضم‌شدگی است. گاهی برخی بلورهای پلاژیوکلاز دارای هسته غیرزونه است که با نوار باریکی با آثار بافت غربالی پوشیده شده و یا برعکس، در مواردی هسته بلور دارای بافت غربالی و سطح بلور کاملاً سالم است که نشان‌دهنده رشد بلور پس از متحمل شدن مرحله عدم تعادل است. این آثار ممکن است نشان‌دهنده نسل‌های متفاوت پلاژیوکلاز باشد. از طرفی، این شواهد بیانگر تحولات فیزیکی- شیمیایی سیستم ماگمایی طی مراحل مختلف بالآمدن مذاب، ذخیره‌شدن آن و پرشدن مجدد مخزن ماگمایی است (ویکارو و همکاران، ۲۰۱۲). به علاوه، در ایجاد این تغییرات فیزیکی- شیمیایی نوسانات دما و فشار آب مذاب (هوش و لور، ۱۹۹۱)، کاهش فشار (هومفریس و همکاران، ۲۰۰۶؛ نلسون و مونتانا، ۱۹۹۲؛ ویکارو و همکاران، ۲۰۱۰) و یا تغییرات ترکیب شیمیایی مذاب در اثر پرشدن مجدد اتاق ماگمایی و یا اختلاط و امتزاج ماگمایی نیز تأثیرگذار است (گینبیر و ورنر، ۲۰۰۷؛ گینبیر و همکاران، ۲۰۰۲؛ رنجیت، ۲۰۱۴؛ سینگر برادلی و همکاران، ۱۹۹۵؛ استاماتلوپولو-سیمور و همکاران، ۱۹۹۰؛ تپلی و همکاران، ۱۹۹۹، ۲۰۰۰).

کلینوپیروکسن یکی از فازهای فرومنیزین اصلی در بسیاری از نمونه‌هاست. این کانی عمدتاً در اندازه کمتر از ۱ میلی‌متر و به صورت نیمه خودشکل تا نسبتاً خودشکل ظاهر می‌شود. به طور کلی، فراوانی مودال این کانی فراتر از ۲ تا ۳ درصد نیست (شکل ۲ a و b). ارتوپیروکسن نیز ممکن است در برخی نمونه‌ها حضور داشته باشد ولی فراوانی قابل توجهی ندارد. هورنبلند از دیگر فازهای فرومنیزین معمول در سنگ‌های آتشفشانی تفتان است که فراوانی مودال آن از کمتر از ۱ درصد تا حدود ۴ درصد و اندازه آن از کمتر از ۱ تا بیش از ۳ میلی‌متر متغیر است. این کانی معمولاً نیمه خودشکل و دارای حاشیه کم‌ویش اپاسیتی شده است (شکل ۲ c). اپاسیتی شدن آمفیبول نتیجه ناپایداری و تجزیه شدن این کانی در



شکل ۲. اختصاص‌های میکروسکوپی سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی - داسیتی تفتان. (a) بلورهای خودشکل تا نیمه خودشکل پلاژیوکلاز (Pl) و کلینوپیروکسن (Cpx)، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز زوناسیون و نیز ماکل آلپیتی را نشان می‌دهد (نمونه MT3). (b) فنوکریست و میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز شواهدی همچون بافت غربالی، رشد مجدد حاشیه‌ای و هسته‌های سالم درون حاشیه‌ای هضم‌شده و رشد مجدد یافته را نشان می‌دهد (نمونه MT3). (c) بلورهای هورنبلند (Hbl) خودشکل تا نیمه خودشکل و دارای حاشیه اپاسیتی (نمونه MT1). (d) بافت غربالی در بلورهای هورنبلند و ادخال‌های پلاژیوکلاز درون این کانی (نمونه MT2). (e) فنوکریست‌های هضم‌شده بیوتیت (Bt) (نمونه MT2). (f) زونولیت دانه‌ریز (Xen) با کانی‌شناسی بیوتیت، کوارتز و پلاژیوکلاز (نمونه MT1). تصویر b در حالت PPL و بقیه تصاویر در حالت XPL است.

هنگام فوران و یا پیش از فوران است که در اثر برخی عوامل همچون افزایش دما بر اثر ورود پالس جدیدی از مذاب داغ‌تر به درون مخزن ماگما، خروج گاز درون مذاب (کاهش فشار سیال) بر اثر افت فشار و یا اکسایش مذاب رخ می‌دهد (بوکلی و همکاران، ۲۰۰۶؛ پلچوف و همکاران، ۲۰۰۸؛ رادرفورد و دوین، ۲۰۰۳). این شرایط همچنین باعث ایجاد بافت غربالی در آمفیبول می‌شود (شکل ۲ d). در برخی نمونه‌ها بیوتیت نیز وجود دارد. این کانی اغلب بی‌شکل است و مرزهای هضم‌شده و نامنظم دارد که نشانگر عدم تعادل با مذاب میزبان است (شکل ۲ e). همچنین، بیوتیت گاهی درون انکلاوهای ظاهر می‌شود که دارای کانی‌شناسی بیوتیت، کوارتز و پلاژیوکلاز است (شکل ۲ f). لذا، این احتمال وجود دارد که بیوتیت منشأ زئوکریستی داشته و از هضم سنگ‌های مسیر عبور مذاب وارد آن شده باشد. اکسیدهای آهن-تیتان از جمله کانی‌های فرعی معمول و بیشتر ریزدانه است (کوچک‌تر از ۱ میلی‌متر) و فراوانی حجمی زیادی ندارد (فراوانی کمتر از ۱ درصد).

ژئوشیمی

آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌ها در جدول ۱ نمایش داده شده است. مقدار LOI در اکثر نمونه‌ها کمتر از ۲ درصد است، اگرچه دو نمونه MT11 و MT12 مقدار LOI بالایی به ترتیب در حد ۴/۵ و ۱۰/۵ درصد دارد. با توجه به مقدار LOI می‌توان گفت به استثنای دو نمونه یادشده، بقیه نمونه‌ها نسبتاً سالم است. به‌علاوه، همین نکته شاهدهی از فراوانی کم کانی‌های آبدار همچون آمفیبول در نمونه‌ها نیز است. به‌طور کلی، از نظر شیمیایی تغییرات ترکیب نمونه‌ها چندان زیاد نیست و SiO₂ بین ۵۸ تا ۶۲/۳ درصد وزنی متغیر است. میزان Na₂O و K₂O نیز به ترتیب در محدوده ۲/۵۸ تا ۴/۰۴ و ۱/۸۶ تا ۲/۳۹ درصد وزنی است. تغییرات Al₂O₃ در نمونه‌ها نیز تنوع زیادی ندارد و از ۱۶/۵۵ تا ۱۷/۹۷ درصد متغیر است. البته، دو نمونه MT11 و MT12 که LOI متفاوتی با بقیه نمونه‌ها داشت از نظر برخی عناصر نیز متفاوت است. این دو نمونه مقدار CaO، MgO، CaO، MgO، Mg# (= 100×MgO/(MgO+FeO_t)) کمتری نسبت به بقیه دارد. در نمونه‌های MT11 و MT12 مقدار CaO، MgO، Mg# به ترتیب >۴ درصد، >۱ درصد و >۲۵ است در حالی که این پارامترها در بقیه نمونه‌ها به ترتیب <۵ درصد، <۲/۵ درصد و <۵۰ است.

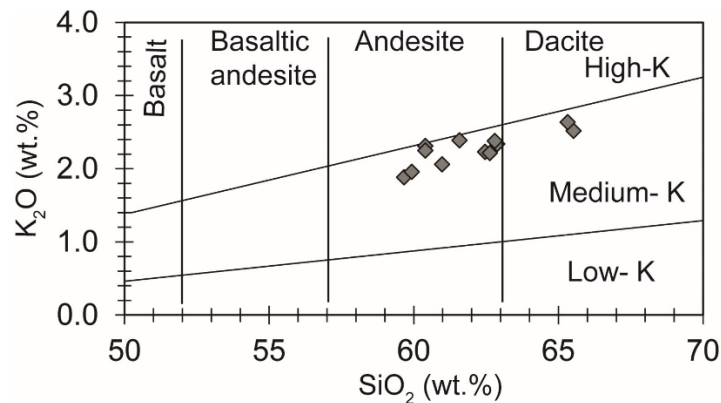
جدول ۱. شیمی عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های سنگ کل تفتان. Mg# = 100 × MgO / (MgO + FeO_t)

Samples	MT1	MT2	MT3	MT4	MT5	MT6	MT7	MT8	MT9	MT10	MT11	MT12
Rock type	andesite	andesite	andesite	andesite	andesite	dacite	andesite	andesite	andesite	andesite	dacite	andesite
	ICP-ES (wt.%)											
SiO ₂	61.6	61.6	59	61.7	59.1	62.3	59.1	58.8	60.4	61.1	62.2	58
TiO ₂	0.6	0.6	0.75	0.61	0.7	0.57	0.68	0.69	0.64	0.75	0.64	0.71
Al ₂ O ₃	17.02	16.99	17.18	16.8	16.55	17.07	16.77	16.73	17.19	17.37	17.97	17.77
Fe ₂ O ₃	4.6	4.81	6.01	4.8	5.82	4.76	5.78	5.74	5.42	5.46	3.87	4.87
CaO	5.43	5.86	6.68	5.81	6.97	5.67	6.48	6.55	6.26	5.38	3.8	2.22
MgO	2.62	2.8	3.85	2.67	4.04	2.62	3.64	3.64	3.33	2.82	0.61	0.5
Na ₂ O	3.89	3.86	3.74	4.04	3.69	3.96	3.33	3.19	3.93	4.04	3.63	2.58
K ₂ O	2.29	2.2	1.86	2.18	1.93	2.36	2.26	2.19	2.04	2.37	2.39	2.34
MnO	0.08	0.09	0.11	0.09	0.1	0.09	0.1	0.1	0.1	0.1	0.04	0.02
P ₂ O ₅	0.22	0.22	0.23	0.24	0.22	0.22	0.21	0.22	0.22	0.31	0.12	0.21
Cr ₂ O ₃	0.011	0.01	0.01	0.01	0.023	0.004	0.01	0.01	0.01	0.017	0.008	0.009
LOI	1.08	1.21	0.58	0.82	1	0.71	1.63	2.21	0.16	0.86	4.53	10.44
SUM	99.53	100.3	100	99.79	100.2	100.4	100	100.1	99.72	100.6	99.81	99.71
Mg#	53.0	53.6	55.9	52.4	57.9	52.2	55.5	55.7	54.9	50.6	23.8	16.9
	ICP- MS (ppm)											
Ba	441	451	368	447	371	472	399	482	416	527	527	615
Be	1	4	1	1	2	5	3	<1	2	<1	<1	<1
Cs	4.5	4.1	3.1	3.1	3.5	4.1	3.9	4	3.5	2.6	2.5	3.5
Cu	9.5	8.5	17.9	7.6	20.6	5.4	14.6	16	11.4	25.2	33.2	14.9
Pb	4.7	1.3	3.6	29.8	3.6	2.8	1.2	2.5	5	3.8	2.2	9.8
Ga	18.9	16.2	18	17.1	17.5	17.8	18.3	17.3	17.9	18.5	16.4	19
Zn	20	22	32	20	20	9	22	29	17	20	39	14
Ni	6.7	7.7	10.4	7.1	8.9	4.5	8.1	12.2	6.4	12.1	8.2	4.3
Co	10.3	11.2	16.7	11.3	16.2	12.3	17.2	19.3	13.1	13.1	7.4	2.3
V	105	102	140	93	126	95	148	141	112	124	66	96
Hf	3.7	3.8	4.5	4.2	3.4	3.5	3.8	3.8	4	3.8	3.5	4.2

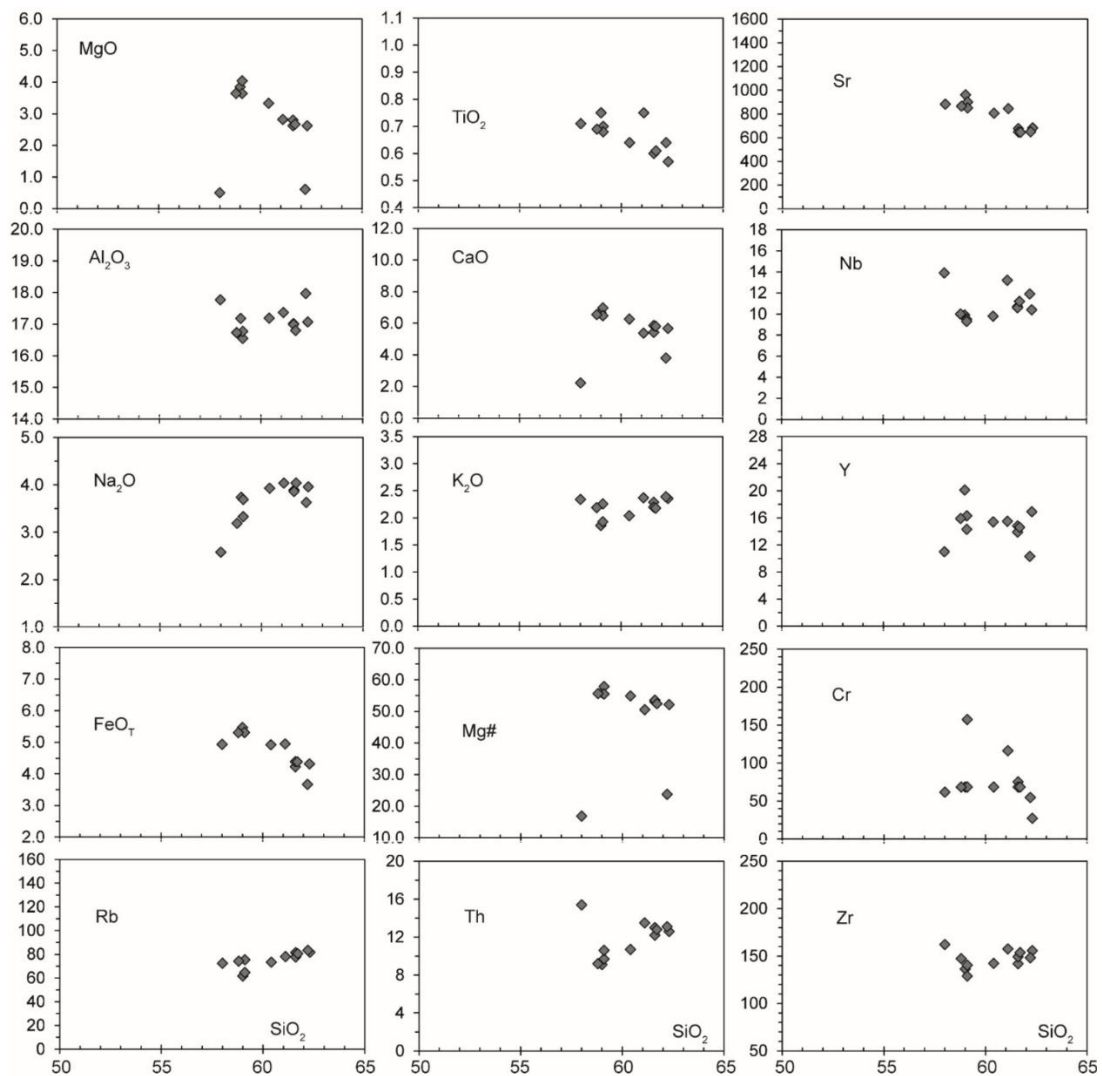
Samples	MT1	MT2	MT3	MT4	MT5	MT6	MT7	MT8	MT9	MT10	MT11	MT12
Nb	10.7	10.6	9.9	11.2	9.5	10.4	9.3	10	9.8	13.2	11.9	13.9
Ta	0.8	0.9	0.7	0.8	0.6	0.8	0.7	0.7	0.7	1	1	1
Rb	81.3	77.7	61.7	80.6	64.7	81.8	75.4	74.2	73.4	78.1	83.4	72.4
Sr	676.5	648	961.4	646.1	900.9	681.6	851.2	865.4	805.7	845.6	649.6	882.3
Th	13	12.2	9.1	12.8	9.7	12.6	10.6	9.2	10.7	13.5	13.1	15.4
U	2.7	2.7	2.1	3	2.6	2.8	2.5	1.8	2.6	2.7	2.4	3.4
Zr	141.9	149.2	136.3	153.7	128.8	155.7	140.4	147.3	142.3	157.6	148.2	162.2
Y	14.8	13.9	20.1	14.6	14.3	16.9	16.3	15.9	15.4	15.5	10.3	11
ICP-MS (ppm)												
La	29.7	30.4	31.2	30.8	26.9	30.8	30.3	29.2	29.8	36.7	27.8	33
Ce	59.9	61.7	65.8	62	56.4	59.9	62.5	60.5	61.2	73.6	50	65.1
Pr	6.29	6.11	6.98	6.23	6.14	6.37	6.51	6.18	6.35	7.67	5.01	6.58
Nd	22.3	22.4	29.5	21.8	21	21.6	22.4	21.5	23	25.3	15.9	22.9
Sm	4.2	4.01	5.58	3.9	4.12	4.14	4.46	4.28	4.42	4.92	3.08	3.99
Eu	0.99	1.05	1.39	1.04	1.11	1.01	1.08	1.02	1.02	1.24	0.78	0.89
Gd	3.51	3.71	4.77	3.42	3.54	3.65	3.66	3.5	3.67	3.98	2.24	2.83
Tb	0.56	0.54	0.79	0.54	0.55	0.55	0.59	0.58	0.56	0.57	0.37	0.42
Dy	2.94	3.28	3.98	2.86	2.97	3.12	3.32	3.52	2.91	2.92	2.07	2.36
Ho	0.64	0.66	0.83	0.56	0.61	0.63	0.69	0.6	0.62	0.6	0.44	0.4
Er	1.78	1.44	2.27	1.71	1.75	1.66	1.68	1.64	1.51	1.66	1.2	1.25
Tm	0.25	0.21	0.33	0.24	0.23	0.24	0.25	0.24	0.26	0.22	0.18	0.18
Yb	1.49	1.58	2.26	1.79	1.65	1.62	1.74	1.52	1.57	1.4	1.05	1.2
Lu	0.28	0.25	0.34	0.24	0.27	0.22	0.28	0.25	0.26	0.24	0.17	0.16
Mo	0.3	0.4	0.8	0.6	0.3	0.3	0.2	0.4	0.5	0.6	0.2	1.3
As	2.4	<0.5	<0.5	0.9	0.7	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	12.9	2	19.9
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.7
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	<0.5	1.2	2.9	2.4	7.5	2.1	<0.5	4.3	2.1	4	0.9	<0.5
Hg	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.03	<0.01	<0.01	0.08	0.02
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.3
Sn	<1	<1	1	2	2	1	<1	<1	<1	2	<1	5
W	1.8	1.3	0.7	0.9	1.2	1.1	1.3	0.9	1.9	7	7.4	8.3

بر اساس نمودار تقسیم‌بندی K_2O-SiO_2 (لومتر و همکاران، ۱۹۸۹)، نمونه‌های منطقه با ترکیب آندزیت و داسیت در محدوده سری پتاسیم متوسط تا بالا قرار دارد (شکل ۳). به استثنای دو نمونه‌ای که به دلیل LOI بالا $Mg\#$ کمی دارد، در بقیه نمونه‌ها $Mg\#$ بالاست و از $50/6$ تا $57/9$ تغییر می‌کند. نمودارهای هارکر در شکل ۴ نمایش داده شده است. با اینکه در برخی نمودارها پراکندگی وجود دارد، به‌طور کلی روند تقریبی نسبتاً خطی را می‌توان مشاهده کرد که با تحولات ترکیب مذاب توجیه‌پذیر است. انطباق منفی بین SiO_2 ، MgO ، TiO_2 ، CaO ، FeO_T و $Mg\#$ و Cr با تبلور تفریقی کانی‌های فرومنیزین همچون الیوین، کلینوپیروکسن، آمفیبول و اکسیدهای آهن - تیتان سازگاری دارد. کاهش CaO و Sr با افزایش SiO_2 را نیز می‌توان با تبلور تفریقی پلاژیوکلاز توجیه کرد. به‌علاوه، Y نیز دارای انطباق منفی با SiO_2 و حاصل تبلور تفریقی آمفیبول است. در طرف مقابل، برخی عناصر همچون K_2O ، Na_2O ، Rb ، Th ، Zr و Nb دارای روند افزایشی با افزایش SiO_2 است که نشان‌دهنده رفتار ناسازگار آن‌ها با فازهای متبلور شده است. بنابراین، بر اساس نمودارهای هارکر می‌توان استنباط کرد که نمونه‌های مختلف با هم ارتباط ژنتیکی دارد و تفاوت‌های ژئوشیمیایی را می‌توان تا اندازه‌ای بر اساس فرایند تبلور تفریقی توجیه کرد.

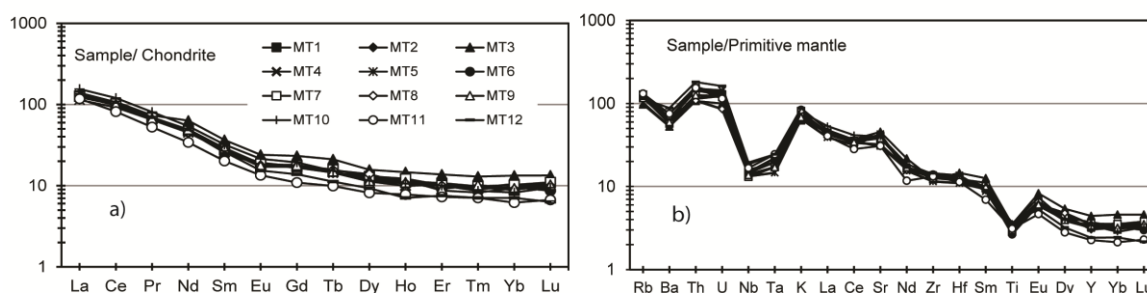
عناصر نادر خاکی عادی شده بر اساس کندریت (شکل ۵) نشان‌دهنده الگوی تفریق یافته و غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) به سنگین (HREE) است. بنابراین، نسبت $(La/Yb)_N$ نسبتاً زیاد و در محدوده $9/9$ تا $19/7$ است. نسبت‌های $(Sm/Yb)_N$ و $(La/Sm)_N$ نیز که به ترتیب تغییرات بین $2/4$ تا $3/9$ و $3/6$ تا $5/8$ را نشان می‌دهد حاکی از غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک به میانه (MREE) و عناصر نادر خاکی میانه به سنگین است. نسبت Eu/Eu^* تغییرات بین $0/75$ تا $0/87$ دارد که نشان می‌دهد الگوها دارای اندکی آنومالی منفی Eu است. این ویژگی ژئوشیمیایی نشان‌دهنده تبلور تفریقی پلاژیوکلاز است. در شکل ۵a موازی بودن نسبی الگوها نیز دلیلی بر ارتباط ژنتیکی نمونه‌های مختلف است. نمودارهای چندعنصری عادی شده بر اساس ترکیب گوشته اولیه در شکل ۵b نشان داده شده



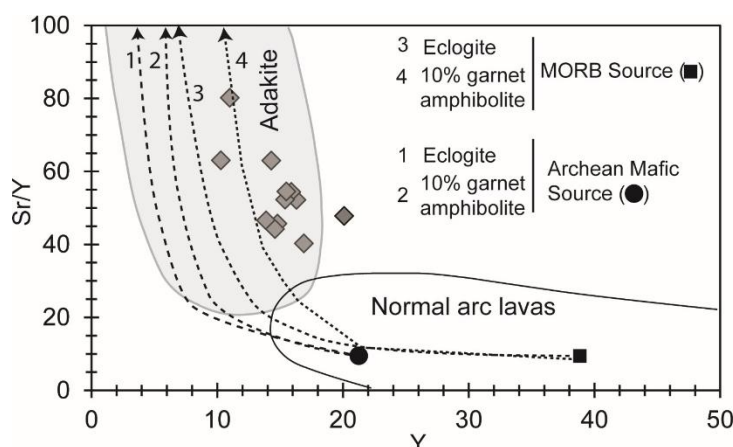
شکل ۳. نمودار K_2O - SiO_2 (لومتر و همکاران، ۱۹۸۹) و نشان‌دهنده ترکیب شیمیایی و تنوع سنگ‌های مورد مطالعه



شکل ۴. نمودارهای هارکر مربوط به نمونه‌های تفتان که تغییرات برخی عناصر اصلی و کمیاب را نسبت به تغییرات SiO_2 به نمایش می‌گذارد.



شکل ۵. (a) الگوهای عناصر نادر خاکی عادی شده بر اساس کندریت. (b) الگوهای چندعنصری عادی شده بر اساس ترکیب گوشته اولیه. مقادیر کندریت و گوشته اولیه از سان و مکدونوف (۱۹۸۹) اقتباس شده است.



شکل ۶. نمودار تغییرات نسبت Sr/Y در برابر Y و محدوده‌های مذاب‌های آداکیتی و مذاب‌های قوسی معمولی (دروموند و دفانت، ۱۹۹۰)

است. در این شکل عناصر لیتوفیل سبک (LILE) مانند Rb، Ba و K غنی‌شدگی دارد. برعکس، عناصر دارای قدرت میدان بالا (HFSE) مانند Nb، Ta و Ti دارای تهی‌شدگی است. به‌علاوه، در این شکل غنی‌شدگی Th نسبت به HFSE نیز دیده می‌شود. غنی‌شدگی عناصر LIL و تهی‌شدگی عناصر HFS در نمودارهای چندعنصری عادی شده یکی از ویژگی‌های ماگماتیسم مناطق مرتبط با زون فرورانش است (هاوکسورث و الام، ۱۹۸۹؛ کلمن و همکاران، ۱۹۹۳؛ پیرس، ۱۹۸۲؛ وودهد و همکاران، ۱۹۹۳).

بحث

از نظر ژئوشیمیایی، نمونه‌های آتشفشانی تفتان دارای اختصاص‌های مذاب‌های شبه‌آداکیتی است (دفانت و دروموند، ۱۹۹۰، ۱۹۹۳؛ دروموند و دفانت، ۱۹۹۰؛ مارتین و همکاران، ۲۰۰۵؛ سجون و همکاران، ۱۹۹۳). این اختصاص‌ها شامل تمرکز بالای Sr (بیش از ۶۴۵ پی‌پی‌ام)، Al_2O_3 (بیش از ۱۶/۵ درصد وزنی)، Na_2O (بیش از ۳ درصد وزنی)، نسبت Sr/Y (بیش از ۴۰) و نسبت La/Yb (بیش از ۱۴) و تمرکز پایین Y (کمتر از ۲۰ پی‌پی‌ام) است. در نمودار تغییرات نسبت Sr/Y بر روی Y (شکل ۶) نیز اکثر نمونه‌ها در محدوده آداکیت‌ها قرار می‌گیرد. به‌علاوه، از نظر تغییرات مقدار MgO در برابر Sr، SiO_2 در مقابل CaO + Na_2O ، K در برابر Rb، Nb در برابر SiO_2 ، نسبت Sr/Y در برابر Y و نسبت K/Rb در برابر نسبت SiO_2/MgO (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آداکیت‌های با SiO_2 بالا قرار می‌گیرد. نسبت بالای Sr/Y و La/Yb و مقدار پایین Y و عناصر نادر خاکی سنگین در آداکیت‌ها نیازمند نبود پلاژیوکلاز برجای مانده و از طرف مقابل حضور گارنت، کلینوپروکسن و آمفیبول پایدار در منشأ ذوب است (کاستیلو، ۲۰۱۲؛ کای و همکاران، ۱۹۹۱؛ مارتین و همکاران، ۲۰۰۵؛ پیکوک و همکاران، ۱۹۹۴). این نوع کانی‌شناسی منشأ ذوب در واقع نشان‌دهنده فشار بالای تعادل مذاب-کانی‌های برجای مانده است تا جایی که پلاژیوکلاز پایدار نیست، برعکس

گارنت حضور می‌یابد. این شرایط معمولاً در اعماق بیش از ۳۰ کیلومتر حاکم است (برای مثال، کاستیلو، ۲۰۱۲). برای حصول چنین شرایطی که مذاب‌های آداکیتی یا شبه‌آداکیتی تولید شود، سناریوهای مختلفی مطرح شده است: ذوب قاعده پوسسته قاره‌ای ضخیم‌شده در مناطق قوسی یا پوسته‌های قاره‌ای پس از برخورد (برای مثال، چانگ و همکاران، ۲۰۰۳؛ پتفورد و آرتون، ۱۹۹۶؛ توپوز و همکاران، ۲۰۱۱)، ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورونده (دفانت و دروموند، ۱۹۹۰؛ دروموند و دفانت، ۱۹۹۰؛ کای و همکاران؛ ۱۹۹۳؛ دلاوری و همکاران، ۲۰۱۴)، ذوب بخشی درجه پایین گوشته دگرسان‌شده (گاؤ و همکاران، ۲۰۰۷) و تبلور بخشی فشار بالا با مشارکت گارنت (برای مثال، مکفرسون و همکاران، ۲۰۰۶).

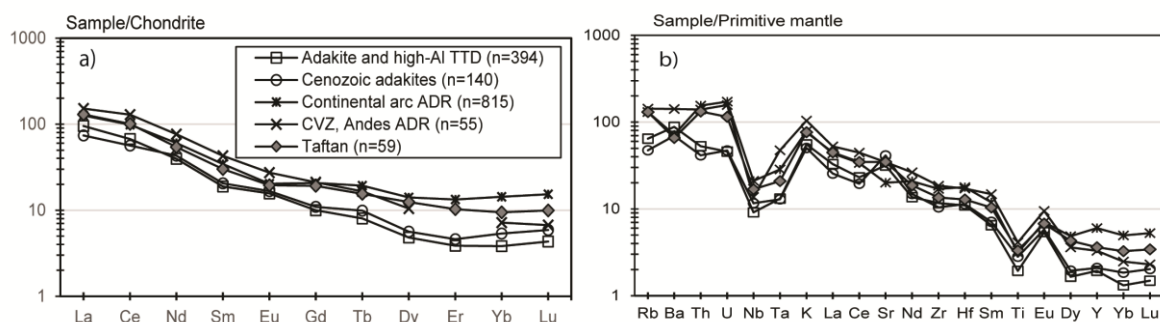
در مورد سنگ‌های آتشفشانی تفتان، ذوب بخشی پلیت فرورونده به دلایل زیر نامحتمل است:

۱. ذوب پلیت فرورونده معمولاً در شرایطی امکان‌پذیر است که با زون فرورانش نسبتاً گرم سروکار داشته باشیم. برای این کار یا زون فرورانش باید جوان باشد یا اینکه پلیت فرورونده سن کمی (کمتر از ۲۵ میلیون سال) داشته باشد (دروموند و همکاران، ۱۹۹۶). چنین شرایطی در زون فرورانشی مکران وجود ندارد، چرا که هم سن زون فرورانش و هم سن پلیت فرورونده (لیتوسفر اقیانوسی عمان) به حد کافی قدیمی است و امکان ذوب پلیت فرورونده وجود ندارد. در منطقه مکران آغاز فرورانش به قبل از کرتاسه بازمی‌گردد (برای مثال، مک‌کال و کید، ۱۹۸۲). از طرفی، سن پلیت فرورونده نیز به زمان ژوراسیک یا قبل آن برمی‌گردد (وایتمارش، ۱۹۷۹).

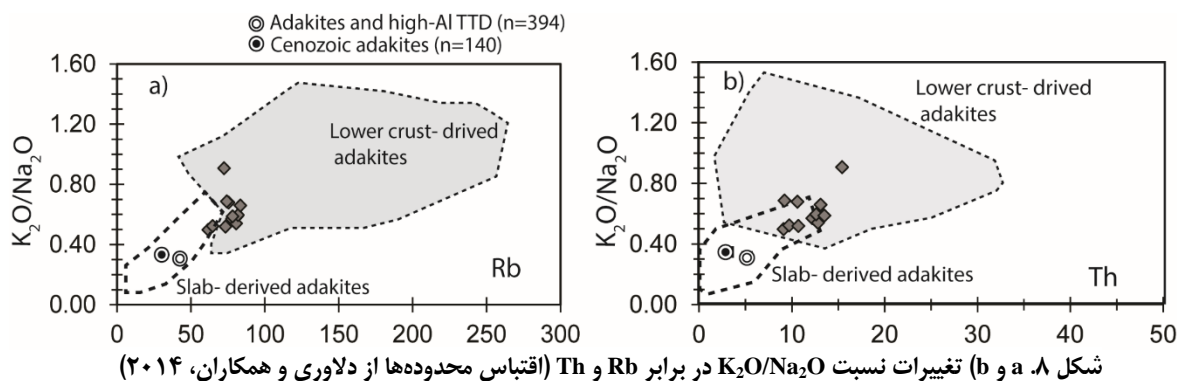
۲. از نظر ژئوشیمی، عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های تفتان با مذاب‌های آداکیتی منتج‌شده از ذوب پلیت فرورونده متفاوت است. از نظر تمرکز کلی عناصر نادر خاکی، تمرکز عناصر نادر خاکی سنگین و تمرکز دیگر عناصر HFS و LIL، بین نمونه‌های تفتان و مذاب‌های آداکیتی نشأت‌گرفته از ذوب پلیت فرورونده همچون آداکیت‌ها و ترونجمیت-تونالیت-داسیت‌های با AI بالا و آداکیت‌های سنوزویک تفاوت محسوسی وجود دارد (شکل ۷).

۳. ژئوشیمی ایزوتوپی نیز نافی حصول مذاب تفتان از ذوب پلیت فرورونده است، به طوری که نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در نمونه‌های تفتان نسبت به مذاب‌های با منشأ مورب غنی‌شده‌تر و در حد ۰/۷۰۴۴ تا ۰/۷۰۶۸ است (پانگ و همکاران، ۲۰۱۴). این نسبت برای مذاب‌های آداکیتی نشأت‌گرفته از مورب (لیتوسفر اقیانوسی فرورونده) کمتر است ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0/7044$) (دروموند و همکاران، ۱۹۹۶).

بنابراین، با اینکه از نظر برخی فاکتورهای ژئوشیمیایی، نمونه‌های تفتان در محدوده آداکیت‌ها قرار می‌گیرد (شکل ۷ و ۸)، به نظر نمی‌رسد که آن را بتوان معادل آداکیت‌های حاصل ذوب پوسسته اقیانوسی فرورونده (دفانت و دروموند، ۱۹۹۰) در نظر گرفت، بلکه بیشتر می‌توان آن را مذاب‌های شبه‌آداکیتی در نظر گرفت که ژنز آن مرتبط با قوس‌های قاره‌ای است. همان‌طور که در شکل ۷ دیده می‌شود، قرابت ژئوشیمیایی نمونه‌های تفتان به سنگ‌های آتشفشانی قوس



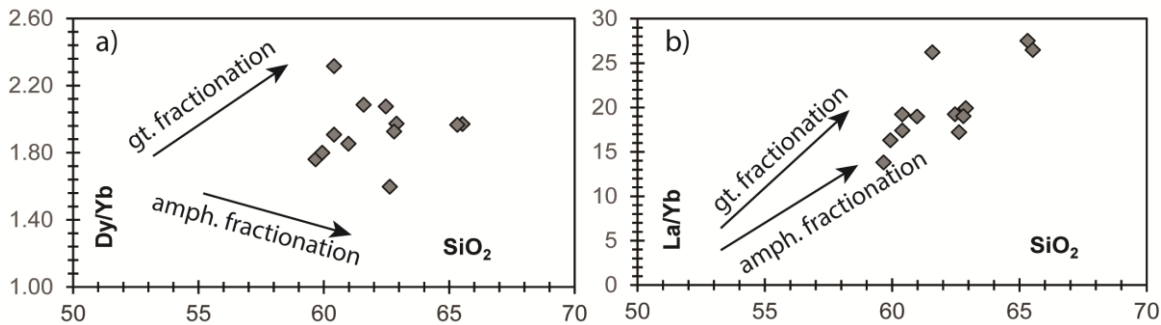
شکل ۷. مقایسه ترکیب شیمیایی نمونه‌های تفتان با آداکیت‌ها و ترونجمیت-تونالیت-داسیت‌های با AI بالا، آداکیت‌های سنوزویک، آندزیت-داسیت-ریولیت‌های قوس‌های قاره‌ای و آندزیت-داسیت-ریولیت‌های زون آتشفشانی آند مرکزی (دروموند و همکاران، ۱۹۹۶). (a) نمودارهای عناصر نادر خاکی عادی شده بر اساس کندریت، (b) نمودار چندعنصری عادی شده بر اساس ترکیب گوشته اولیه. مقادیر کندریت و گوشته اولیه از سان و مکدونوف (۱۹۸۹) اقتباس شده است.



قاره‌ای، همچنین سنگ‌های آتشفشانی زون مرکزی آند بسیار زیاد است. در مناطق این‌چنینی دلیل حصول مذاب‌های با خلصت آداکیتی (مذاب‌های شبه‌آداکیتی) با ضخامت زیاد پوسته قاره‌ای و تعادل فشار بالای مذاب در فشارهای بیش از ۱۰ کیلوبار و خارج از محدوده پایداری پلاژیوکلاز قابل توضیح است (پتفورد و آرتون، ۱۹۹۶).

شواهد ژئوفیزیکی در منطقه جنوب‌شرق ایران نیز تأییدکننده ضخامت زیاد پوسته قاره‌ای در محدوده تفتان است. بر اساس مطالعه شادمنان و همکاران (۲۰۱۱) که تغییرات عمق موهو در منطقه مکران را مطالعه کردند، محدوده تفتان یکی از مناطقی است که بیشترین عمق موهو به مقدار بیش از ۵۰ کیلومتر را نشان داده است. بنابراین، مشابه برخی مناطق حواشی فعال قاره‌ای همچون آند، ضخامت زیاد پوسته قاره‌ای در زیر تفتان نیز قابل بررسی است. مذاب‌های تعادل‌یافته در اعماق زیاد به دلیل ناپایداری پلاژیوکلاز، برخی ویژگی‌های مذاب‌های آداکیتی را به نمایش خواهد گذاشت. به‌علاوه، تغییرات نسبت K_2O/Na_2O در برابر Rb و Th (شکل ۸) از جمله فاکتورهایی است که مذاب‌های آداکیتی یا شبه‌آداکیتی منتج از ذوب پوسته اقیانوسی یا مناطق با پوسته قاره‌ای ضخیم را از هم تفکیک می‌کند. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، بیشتر داده‌های مربوط به تفتان در محدوده آداکیت‌های مناطق با پوسته ضخیم قرار می‌گیرد. در چنین مناطقی منشأ مذاب ممکن است گوشته‌ای باشد و در اثر تقابل با پوسته و فرایندهای مرتبط با آن همچون ذوب-هضم-ذخیره‌شدن-همگن‌شدن (MASH) یا آلیش-تبلور تفریقی (AFC) ماهیت شبه‌آداکیتی پیدا کند (ریچارد و کریچ، ۲۰۰۷). بالا بودن آب در مذاب‌های قوسی ($H_2O > 4 \text{ wt.}\%$) نیز از طریق تبلور تفریقی آمفیبول (\pm گارنت) و به‌تأخیر انداختن تبلور پلاژیوکلاز باعث افزایش نسبت‌های Sr/Y و La/Yb می‌شود و مذابی با ماهیت آداکیتی تولید می‌کند (ریچارد، ۲۰۱۱). از آنجا که هورنبلند ضریب تفریق بالاتری برای MREE و HREE نسبت به LREE دارد، تفریق بلوری آن به موازات تحول ماگما باعث روند صعودی نسبت La/Yb می‌شود. از طرفی، تفریق بلوری این کانی به دلیل ضریب تفریق بالاتر MREE نسبت به HREE باعث روند نزولی نسبت Dy/Yb در حین تحول ماگما خواهد شد (دیویدسون و همکاران، ۲۰۰۷).

روند تغییرات ترکیب شیمیایی نمونه‌های تفتان (شکل ۹) با مؤثر بودن فرایند تبلور تفریقی آمفیبول سازگاری ندارد. با توجه به شکل ۹، در مورد گارنت نیز به‌نظر نمی‌رسد که تبلور تفریقی آن چندان اثرگذار باشد. به نظر پانگ و همکاران (۲۰۱۴)، در تشکیل مذاب ولکانیسم تفتان، سازنده‌های مختلفی همچون مؤلفه گوشته زیرقوسی، مذاب یا سیالات مشتق از پلیت فرورونده و پوسته قاره‌ای بالای گوه گوشته‌ای نقش داشته است. بیابانگرد و مرادیان (۲۰۰۸) نیز مذاب نشأت‌گرفته از گوشته‌ای ناهمگن و فرایندهای پوسته‌ای همچون آلیش پوسته و تفریق بلوری فازهایی همچون الیوین و پیروکسن را در بحث ژنز مذاب خاطر نشان کرده‌اند. یافته‌های این تحقیق تا اندازه‌ای با نتایج مطالعات قبلی (بیابانگرد و مرادیان، ۲۰۰۸؛ پانگ و همکاران، ۲۰۱۴) سازگار است؛ بدین‌صورت که نقش فرایندهای پوسته‌ای همچون آلیش پوسته‌ای محتمل به نظر می‌رسد چرا که نخست، مطالعات پتروگرافی مبنی بر حضور زئولیت و زئوکریست‌های نامتعادل و در حال هضم در نمونه‌ها مشهود است. دوم، بر اساس داده‌های ایزوتوپی (بیابانگرد و مرادیان، ۲۰۰۸؛ پانگ و همکاران، ۲۰۱۴) روند تغییرات نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ با افزایش میزان Sr نزولی است (شکل نمایش داده نشده) که چنین پدیده‌ای دلیلی بر آلیش پوسته‌ای است. به‌علاوه شواهد پتروگرافی مبنی بر حضور بافت‌های نامتعادل به‌ویژه در پلاژیوکلاز و آمفیبول را می‌توان با پرشدگی مجدد مخزن ماگمایی، افزایش دما و اختلاط ماگمایی توجیه کرد. پیش از این نیز بحث



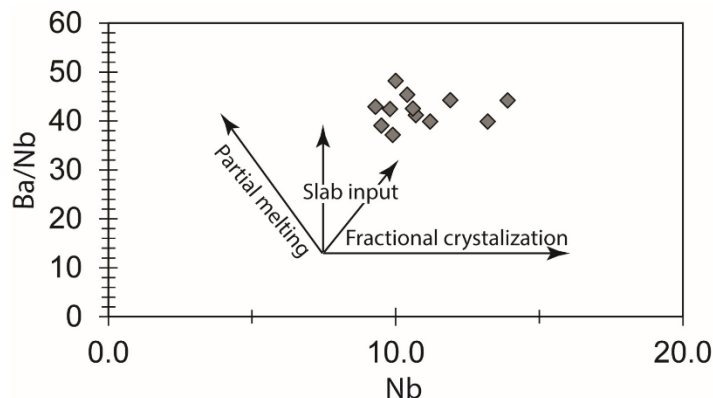
شکل ۹. (a) نمودار تغییرات Dy/Yb در برابر SiO₂، (b) نمودار تغییرات La/Yb در برابر SiO₂. در این شکل‌ها روند تغییرات شیمیایی مرتبط با تبلور تفریقی گارنت و آمفیبول نشان داده شده است (دیویدسون و همکاران، ۲۰۰۷).

کردیم که ویژگی‌های شبه‌آداکتیتی نمونه‌های تفتان شاهدهی بر تعادل مذاب در اعماق زیاد پوسته‌ای (قاعده پوسته ضخیم‌شده قاره‌ای) است که البته، در اعماق کمتر فرایند تبلور تفریقی نیز مؤثر بوده است. بنابراین، آنچه در نتیجه این تحقیق مطرح می‌شود این است که مجموعه‌ای از فرایندهای گوشته‌ای و پوسته‌ای در ژنز مذاب تفتان دخالت داشته است:

۱. ذوب گوه گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای. این گوشته با توجه به ماهیت زیرقاره‌ای آن بالطبع غنی‌تر از گوشته زیر اقیانوسی خواهد بود. به علاوه، فرایندهای زون فرورانش همچون مواد نشأت گرفته از پلیت فرورونده (سیالات و رسوبات فرورونده) باعث غنی‌شدگی بیشتر آن از عناصر متحرک همچون LILE و افزایش نسبت LILE/HFSE خواهد شد.

۲. تجمع مذاب گوشته‌ای در عمق پوسته قاره‌ای ضخیم‌شده و تقابل آن با پوسته در عمق زیاد، که ذوب بخشی پوسته‌ای، آلیش و همگن شدن را نتیجه می‌دهد. فعل و انفعالات عمق زیاد پوسته‌ای دلیلی بر ماهیت شبه‌آداکتیتی ماگماتیسم تفتان است، چرا که ماهیت کانی‌شناختی پوسته عمیق و حضور آمفیبول (\pm گارنت؛ شکل ۷) در کنار نبود پلاژیوکلاز باعث تقویت ماهیت آداکتیتی مذاب خواهد شد.

۳. فرایندهای پوسته‌ای کم‌عمق‌تر همچون ذخیره شدن در اعماق کمتر، هضم پوسته‌ای، پرشدگی مخزن و اختلاط ماگمایی در کنار فرایند تبلور تفریقی (پلاژیوکلاز + فازهای فرومنیزین) عوامل مؤثر در ادامه فرایند تحول ماگمایی است. در شکل ۱۰ که تغییرات Ba/Nb نسبت به Nb نمایش داده شده است ملاحظه می‌شود که نقش تبلور تفریقی نسبت به فرایندهای زون فرورانش یا ذوب بخشی گوشته‌ای در تنوع ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه غالب‌تر است.



شکل ۱۰. تغییرات Ba/Nb نسبت به Nb (بوردن و همکاران، ۲۰۰۲) برای نمایش تأثیرات فرایندهای مختلف روی تنوع ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه

نتیجه گیری

کوه تفتان در جنوب شرق ایران یکی از مهم ترین قله آتشفشانی ایران و فعال در زمان نئوژن- کواترنری است. این آتشفشان از نظر تقسیم بندی زون های ساختاری، در زون جوش خورده سیستان قرار دارد. سنگ های آتشفشانی تفتان شامل واحدهای مختلف گدازه ای و پیروکلاستیکی است که از نظر شیمیایی تنوع بازیک تا اسیدی نشان می دهد، اگرچه حجم اصلی مواد ترکیب حدواسط آندزیتی تا داسیتی دارد. از نظر پتروگرافی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و هورنبلند فراون ترین فنوکریست های موجود در سنگ هاست. برخی شواهد در کانی ها همچون بافت غربالی، هضم حاشیه و رشد مجدد در پلاژیوکلاز و نیز بافت غربالی و حاشیه آپاسیتی در هورنبلند نشان دهنده تغییرات شرایط سیستم همچون دما، فشار، فشار سیال و ترکیب شیمیایی است. از نظر شیمیایی، نمودارهای عناصر نادر خاکی عادی شده بر اساس کندریت غنی شدگی LREE نسبت به HREE را نشان می دهد. به علاوه، در نمودارهای چندعنصری عادی شده بر اساس گوشته اولیه تهی شدگی HFSE دیده می شود که شاهدهی از ماگماتیسم قوسی تفسیر می شود. از طرفی، اختصاص های شیمیایی تفتان همچون بالابودن تمرکز Sr، نسبت Sr/Y و La/Yb شبیه مذاب های آداکیتی است. با این حال چه از نظر شیمیایی و چه از نظر ویژگی های دمایی زون فرورانشی مکران، به نظر نمی رسد که ماگماتیسم آداکیتی تفتان حاصل ذوب پلیت فرورونده باشد، بلکه ژن آن بیشتر به مذاب های شبه آداکیتی حواشی فعال قاره ای با ضخامت قابل توجه پوسته (آندی) شباهت دارد که در آن فعل و انفعالات مذاب های گوشته ای در عمق پوسته ضخیم در کنار فرایندهای تبلور تفریقی، هضم و آلیش ماگمایی در شکل گیری و تحول مذاب نقش داشته است.

منابع

معین وزیری، ح. (۱۳۷۷). دیباچه ای بر ماگماتیسم در ایران، نشر دانشگاه تربیت معلم، ۴۴۰ ص.

- Aghanabati, A. (1994). Geological map of Khash. Scale 1/250000. Geological survey of Iran.
- Arthurton, R.S.; Farah, A. and Ahmed, W. (1982). The Late Cretaceous-Cenozoic history of western Baluchistan Pakistan- the northern margin of the Makran subduction complex. Geological Society, London, Special Publications, 10: 373-385.
- Berberian, M. and King, G.C.P. (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18: 210-265.
- Biabangard, H. and Moradian, A. (2009). Geochemical and petrographic study of common minerals in the Taftan volcanic Rocks. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 2: 187- 202.
- Biabangard, H. and Moradian, A. (2008). Geology and geochemical evaluation of Taftan Volcano, Sistan and Baluchestan Province, southeast of Iran. Chin. J. Geochem. 27: 356-369.
- Bourdon, E.; Eissen, J.P.; Gutscher, M.A.; Monzier, M.; Samaniego, P.; Robin, C.; Bollinger, C. and Cotten, J. (2002). Slab melting and slab melt metasomatism in the Northern Andean Volcanic Zone: adakites and high-Mg andesites from Pichincha volcano (Ecuador). Bulletin de la Societe Geologique de France, 173: 195-206.
- Buckley, V.J.E.; Sparks, R.S.J. and Wood, B.J. (2006). Hornblende dehydration reactions during magma ascent at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. Contrib Mineral Petrol, 151: 121-140.
- Burg, J.P.; Dolati, A.; Bernoulli, D. and Smit, J. (2013). Structural style of the Makran Tertiary accretionary complex in SE-Iran, in: Al Hosani, K., Roure, F., Ellison, R., Lokier, S. (Eds.), Lithosphere Dynamics and Sedimentary Basins: The Arabian Plate and Analogues. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 239-259.
- Byrne, D.E.; Sykes, L.R. and Davis, D.M. (1992). Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran Subduction Zone. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 97: 449-478.
- Castillo, P.R. (2012). Adakite petrogenesis. Lithos, 134-135: 304-316.
- Chung, S.L.; Liu, D.; Ji, J.; Chu, M.F.; Lee, H.Y.; Wen, D.J.; Lo, C.H.; Lee, T.Y.; Qian, Q. and Zhang, Q. (2003). Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. Geology, 31: 1021-1024.
- Davidson, J.; Turner, S.; Handley, H.; Macpherson, C. and Dosseto, A. (2007). Amphibole "sponge" in arc crust? Geology, 35: 787-790.
- Defant, M.J. and Drummond, M.S. (1993). Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. Geology, 21: 547-550.
- Defant, M.J. and Drummond, M.S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, 347: 662-665.
- Delavari, M.; Amini, S.; Schmitt, A.K.; McKeegan, K.D. and Mark Harrison, T. (2014). U-Pb geochronology and geochemistry of Bibi-Maryam pluton, eastern Iran: Implication for the late stage of the tectonic evolution of the Sistan Ocean. Lithos, 200-201: 197-211.
- Dercourt, J.; Zonenshain, L.P.; Ricou, L.E.; Kazmin, V.G.; Le Pichon, X.; Knipper, A.L.; Grandjacquet, C.; Sbertshikov, I.M.; Geyssant, J.; Lepvrier, C.; Pechersky, D.H.; Boulin, J.; Sibuet, J.C.; Savostin, L.A.; Sorokhtin, O.; Westphal, M.; Bazhenov, M.L.; Lauer, J.P. and Biju-Duval, B. (1986). Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS. Tectonophysics, 123: 241-315.

- Dolati, A. and Burg, J.P. (2013). Preliminary fault analysis and paleostress evolution in the Makran Fold-and-Thrust Belt in Iran, in: Al Hosani, K., Roure, F., Ellison, R., Lokier, S. (Eds.), *Lithosphere Dynamics and Sedimentary Basins: The Arabian Plate and Analogues*. Springer Berlin Heidelberg: 261-277.
- Drummond, M.S.; Defant, M.J. and Kepezhinskas, P.K. (1996). Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87: 205-215.
- Drummond, M.S. and Defant, M.J. (1990). A model for Trondhjemite-Tonalite-Dacite Genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95: 21503-21521.
- Farhoudi, G. and Karig, D.E. (1977). Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. *Geology*, 5: 664.
- Gao, Y.; Hou, Z.; Kamber, B.; Wei, R.; Meng, X. and Zhao, R. (2007). Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism. *Contrib Mineral Petrol*, 153:105-120.
- Ginibre, C. and Wörner, G. (2007). Variable parent magmas and recharge regimes of the Parinacota magma system (N. Chile) revealed by Fe, Mg and Sr zoning in plagioclase. *Lithos*, 98: 118-140.
- Ginibre, C.; Wörner, G. and Kronz, A. (2002). Minor- and trace-element zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile. *Contrib Mineral Petrol*, 143: 300-315.
- Haghipour, N. and Burg, J.P. (2014). Geomorphological analysis of the drainage system on the growing Makran accretionary wedge. *Geomorphology*, 209: 111-132.
- Hawkesworth, C. and Ellam, R. (1989). Chemical fluxes and wedge replenishment rates along recent destructive plate margins. *Geology*, 17: 46-49.
- Housh, T.B. and Luhr, J.F. (1991). Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems. *American Mineralogist*, 76: 477-492.
- Humphreys, M.C.S.; Blundy, J.D. and Sparks, R.S.J. (2006). Magma Evolution and Open-System Processes at Shiveluch Volcano: Insights from Phenocryst Zoning. *Journal of Petrology*, 47: 2303-2334.
- Hunziker, D.; Burg, J.P.; Bouilhol, P. and Quadt, A. (2015). Jurassic rifting at the Eurasian Tethys margin: Geochemical and geochronological constraints from granitoids of North Makran, southeastern Iran. *Tectonics*, 34: 571-593.
- Kay, S.M.; Ramos, V. and Marquez, M. (1993). Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America. *Journal of Geology*, 101: 703-714.
- Kay, S.M.; Mpodozis, C.; Ramos, V.A. and Munizaga, F. (1991). Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33°S). *Geological Society of America Special Papers*, 265: 113-138.
- Kelemen, P.B.; Shimizu, N. and Dunn, T. (1993). Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 120: 111-134.
- Le Maitre, R.W.; Bateman, R.; Dudek, A.; Keller, J.; Lameyre, J.; La Bas, M.J.; Sabine, P.A.; Schmid, R.; Sorensen, H.; Streckeisen, A.; Woolley, A.R. and Zanettin, B. (1989). *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell.
- Macpherson, C.G.; Dreher, S.T. and Thirlwall, M.F. (2006). Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters*, 243: 581-593.
- Martin, H.; Smithies, R.H.; Rapp, R.; Moyen, J.F. and Champion, D. (2005). An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79: 1-24.
- McCall, G.J.H. (2002). A summary of the geology of the Iranian Makran. *Geological Society, London, Special Publications*, 195: 147-204.
- McCall, G.J.H. and Kidd, R.G.W. (1982). The Makran, Southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to Present. *Geological Society, London, Special Publications*, 10: 387-397.
- Mehrpour, M. and Padyar, F. (2003). Geological map of Taftan. Scale 1/100000. Geological Survey of Iran.
- Mohammadi, A.; Burg, J.P.; Winkler, W.; Jonas, R. and Albrecht, V.Q. (2016). Detrital zircon and provenance analysis of Late Cretaceous-Miocene onshore Iranian Makran strata: Implications for the tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*. doi: 10.1130/B31361.1.
- Moinvaziri, H. (1996). *Introduction to magmatism of Iran*, University of Tarbiat Moallem Press, Tehran, 440 pp. [in Persian]
- Moinvaziri, H. and Aminsobhani, E. (1978). *Etudes volcanologique du Taftan*. Ecole normale superieure de Tehran.
- Nelson, S.T. and Montana, A. (1992). Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77: 1242-1249.
- Pang, K.N.; Chung, S.L.; Zarrinkoub, M.H.; Chiu, H.Y. and Li, X.H. (2014). On the magmatic record of the Makran arc, southeastern Iran: Insights from zircon U-Pb geochronology and bulk-rock geochemistry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. doi: 10.1002/2014GC005262.
- Peacock, S.M.; Rushmer, T. and Thompson, A.B. (1994). Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 227-244.
- Pearce, J.A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites*, 525-548 pp.
- Petford, N. and Atherton, M. (1996). Na-rich Partial Melts from Newly Underplated Basaltic Crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology*, 37: 1491-1521.
- Plechov, P.Y.; Tsai, A.E.; Shcherbakov, V.D. and Dirksen, O.V. (2008). Opacitization conditions of hornblende in Bezmyannyi volcano andesites (March 30, 1956 eruption). *Petrology*, 16: 19-35.
- Renjith, M.L. (2014). Micro-textures in plagioclase from 1994-1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone. *Geoscience Frontiers*, 5: 113-126.
- Richards, J.P. (2011). high Sr/Y arc magmas and porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: just add water. *Economic Geology*, 106: 1075-1081.

- Richards, J.P. and Kerrich, R. (2007). Special Paper: Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis. *Economic Geology*, 102: 537-576.
- Rutherford, M.J. and Devine, J.D. (2003). Magmatic Conditions and Magma Ascent as Indicated by Hornblende Phase Equilibria and Reactions in the 1995–2002 Soufrière Hills Magma. *Journal of Petrology*, 44: 1433-1453.
- Saadat, S. and Stern, C.R. (2011). Petrochemistry and genesis of olivine basalts from small monogenetic parasitic cones of Bazman stratovolcano, Makran arc, southeastern Iran. *Lithos*, 125: 607-619.
- Sajona, F.G.; Maury, R.C.; Bellon, H.; Cotten, J.; Defant, M.J. and Pubellier, M. (1993). Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology*, 21: 1007-1010.
- Shadmanaman, N.; Shomali, Z.H. and Mirzaei, N. (2011). 3-D S-velocity structure of upper mantle and Moho depth variations in the Makran subduction zone. *Journal of the earth and space physics*, 37: 153-169.
- Shakeri, A.; Moore, F. and Kompani-Zare, M. (2008). Geochemistry of the thermal springs of Mount Taftan, southeastern Iran. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178: 829-836.
- Singer Bradley, S.; Dungan Michael, A. and Layne Graham, D. (1995). Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: Clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers, *American Mineralogist*, 80: 776-798.
- Stamatelopoulou-Seymour, K.; Vlassopoulos, D.; Pearce, T.H. and Rice, C. (1990). The record of magma chamber processes in plagioclase phenocrysts at Thera Volcano, Aegean Volcanic Arc, Greece. *Contrib Mineral Petrol* 104, 73-84.
- Stocklin, J. (1968). Structural history and tectonics of Iran; a review. *AAPG Bulletin*, 52: 1229-1258.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313-345.
- Tepley, F.J.; Davidson, J.P.; Tilling, R.I. and Arth, J.G. (2000). Magma Mixing, Recharge and Eruption Histories Recorded in Plagioclase Phenocrysts from El Chichón Volcano, Mexico. *Journal of Petrology*, 41: 1397-1411.
- Tepley, F.J.; Davidson, J.P. and Clyne, M.A. (1999). Magmatic Interactions as Recorded in Plagioclase Phenocrysts of Chaos Crags, Lassen Volcanic Center, California. *Journal of Petrology*, 40: 787-806.
- Topuz, G.; Okay, A.I.; Altherr, R.; Schwarz, W.H.; Siebel, W.; Zack, T.; Satır, M. and Şen, C. (2011). Post-collisional adakite-like magmatism in the Ağvanis Massif and implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey). *Lithos*, 125: 131-150.
- Viccaro, M.; Giuffrida, M.; Nicotra, E. and Ozerov, A.Y. (2012). Magma storage, ascent and recharge history prior to the 1991 eruption at Avachinsky Volcano, Kamchatka, Russia: Inferences on the plumbing system geometry. *Lithos*, 140–141: 11-24.
- Viccaro, M.; Giacomoni, P.P.; Ferlito, C. and Cristofolini, R. (2010). Dynamics of magma supply at Mt. Etna volcano (Southern Italy) as revealed by textural and compositional features of plagioclase phenocrysts. *Lithos*, 116: 77-91.
- Whitmarsh, R.B. (1979). The Owen Basin off the south-east margin of Arabia and the evolution of the Owen Fracture Zone. *Geophysical Journal International*, 58: 441-470.
- Woodhead, J.; Eggins, S. and Gamble, J. (1993). High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: Evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 114: 491-504.