مجله مخاطرات محیط طبیعی، دوره نهم، شماره بیست و سوم، بهار ۱۳۹۹

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۰۳/۱۶

تاریخ بازنگری نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۰۷/۰۴

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۰۸/۲۵

صفحات: ۱۸۶ - ۱۷۳

نقش تکتونیک در تکامل آتشفشان تفتان، جنوب شرق ایران

عبدالرضا پرتابیان[۱]*، مهدیه فتاحی مقدم[۲]، علی اصغر مریدی[۳]، حبیب بیابانگرد[۴]

چکیده

مطالعه عوامل کنترل‌کننده آتشفشان‌ها می تواند به تحلیل خطرات ناشی از فعالیت مجدد آنها کمک کند. آتشفشان تفتان یک آتشفشان کواترنری در جنوب شرق ایران است که براثر فرورانش صفحه اقیانوسی عمان به زیر پوسته قاره‌ای ایران در مجموعه‌ای چین و گسل خورده شامل فلیش‌های ائوسن و افیولیت‌های کرتاسه نفوذ کرده است. این آتشفشان دارای چندین مرکز فورانی است که با امتداد شمالغرب-جنوب شرق از قدیم به جدید قرارگرفته‌اند. به‌منظور تعیین نقش رژیم تکتونیکی درروند تکامل آتشفشان تفتان عناصر ساختاری مانند، وضعیت فضایی دایک‌ها، شکستگی‌ها، هندسه فروریزش جانبی دهانه انجرک، روند دهانه‌های قدیمی و روند چشمه‌ها مورد مطالعه قرار گرفت. اطلاعات به‌دست‌آمده از این ساختارها نشان‌دهنده یک تنش کششی با امتداد شمال شرق- جنوب غرب در مجموعه آتشفشان است که باعث به وجود آمدن یک منطقه کششی در جهت شمالغرب-جنوب شرق شده است. اما اطلاعات به‌دست‌آمده از زلزله‌ها و عناصر ساختاری در مجموعه‌ای که آتشفشان بر روی آن قرارگرفته است، جهت فشارش منطقه‌ای را در امتداد شمال شرق- جنوب غرب نشان می‌دهند. آنالیز ساختاری، مدل‌سازی تجربی و داده‌های میدانی نشان می‌دهد که آتشفشان‌ها می‌توانند در محیط‌های تکتونیکی فشارشی وابسته به گسل‌های تراستی شکل بگیرند. بر اساس این اطلاعات یک مدل که در آن گسلهای تراستی (به‌عنوان مسیر ماگما) بعد از رسیدن به سطح در زیر آتشفشان به شاخه‌های مجزایی تقسیم می‌شوند ارائه شد. در این مدل یک شاخه از این گسل‌ها با شیب کم و مکانیسم معکوس، به سمت پهلوی آتشفشان پیشرفت و شاخه دیگر با شیب زیاد و مکانیسم نرمال، به سمت بالا حرکت می‌کنند و باعث شکل‌گیری یک منطقه کششی شمالغرب-جنوب شرق در امتداد دهانه‌ها و به‌موازات گسل‌های تراستی شده است، ارائه شد. این مدل فوران بعدی آتشفشان را در قسمت جنوب شرقی دهانه فعال فعلی پیشنهاد می‌دهد.

واژگان کلیدی: آتشفشان، تکتونیک فشارشی، گسل‌های معکوس، دایک، خطر.

[۱]- استادیار، تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان (نویسنده مسئول) Partabian_reza@science.usb.ac.ir

[۲]- دانش آموخته کارشناسی ارشد، تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان m.fatahi7118@yahoo.com

[۳]- استادیار، تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان aamoridi@yahoo.com

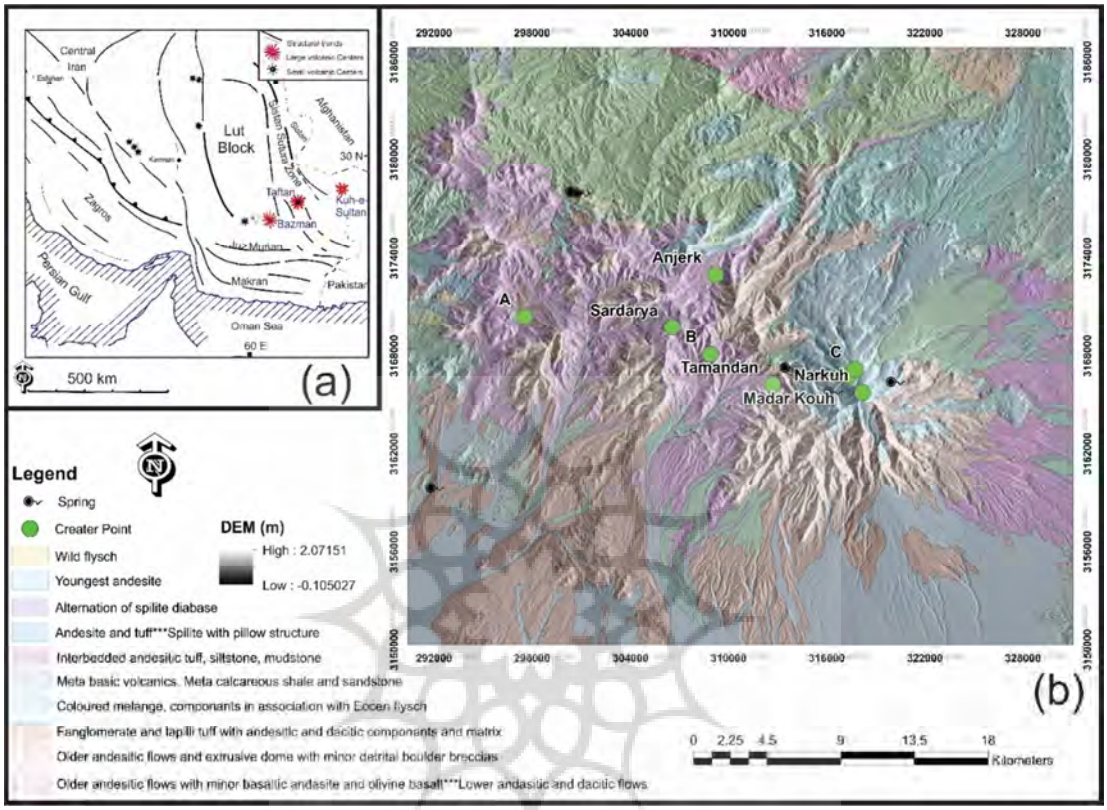
[۴]- استادیار، پترولوژی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان h.biabangard@science.usb.ac.ir

مقدمه

یکی از مسائل اساسی تکتونیک حاشیه قاره‌ای ارتباط بین فرایندهای دگرشکلی و جابجایی ماگما در لیتوسفر است (Petford et al., 2000; Hutton, 1988; Vigneresse, 1999). دگرشکلی باعث شکل‌گیری شبکه‌ای از گسل‌ها و شکستگی‌های می‌شود که به‌عنوان مسیری برای جابجایی، ذخیره و درنهایت فوران مواد آتشفشانی از سطح زمین می‌شود (Clemens and Mawer, 1992; Petford et al., 2000; Hill, 1977). بنابراین وضعیت تنش لیتوسفر در زمان فرایند ماگمایی می‌تواند کنترل‌کننده انتشار فضایی پلوتون‌ها، دسته دایک‌ها و مراکز آتشفشانی باشد (Nakamura, 1977; Nakamura et al., 1978; Delaney et al., 1986; Hutton, 1988; Takada, 1994; Glazneret al., 1999). اغلب مطالعات صورت گرفته جهت شناخت منشأ سنگ‌های آتشفشانی، بدون در نظر گرفتن نقش فعال دگرشکلی در جابجایی ماگما می‌باشد. ولی تاکنون مطالعات متعددی نیز در رابطه با ارتباط تنش‌های محلی و منطقه‌ای در شکل‌گیری آتشفشان‌ها در محیط‌های تکتونیکی کششی (به‌طور مثال Stromboli در ایتالیا)، امتدادلغز (به‌طور مثالPinatubo در فیلیپین)، محیط‌های فشارشی (به‌طور مثال Mt Etna در ایتالیا) انجام‌گرفته است. در این مطالعات از ساختارهای آتشفشانی مانند دایک‌ها، فرو ریزش‌های جانبی دهانه‌ها، مورفولوژی و همچنین از اطلاعات پترولوژی جهت تعیین تنش‌های موجود در زمان فوران و نفوذ ماگما در پوسته زمین پرداخته‌شده است (Tibaldi et al., 2017). برای دهه‌های متمادی محیط‌های تکتونیکی کششی به‌عنوان مناطق مساعد جهت نفوذ و حرکت ماگما به سمت بالا در نظر گرفته می‌شد (به‌طور مثال Anderson, 1951; Cas and Wright, 1987; Watanabe et al., 1999) ولی امروزه مطالعات صحرایی و مدل‌های تجربی نشان‌دهنده این است که رژیم‌های تکتونیکی فشارشی می‌توانند به‌عنوان مکانیسم مناسب جهت حرکت ماگما در لیتوسفر نقش ایفا کنند (Saint Blanquat et al., 1998; Galland et al., 2003; Galland et al., 2007; Tibaldi, 2005; Tibaldi, 2008;Gonzalez et al., 2009).

آتشفشان تفتان یک آتشفشان فعال کواترنری در جنوب شرق ایران و قسمتی از کمان آتشفشانی بزمان کوه سلطان می‌باشد که در حال حاضر در یک مرحله فومارولیک۱ می‌باشد (Gansser, 1971). این آتشفشان دارای فوران‌های قدیمی است که اولین فوران آن در حدود ۲۵ کیلومتری شمال شرقی دهانه امروزی آن قرارگرفته و دهانه‌های جدیدتر در همین امتداد (شمال غربی- جنوب شرقی) تا دهانه امروزی امتداد دارند (Biabangard and Moradian, 2008; Gansser, 1971). مجموعه‌ای که آتشفشان تفتان در آن نفوذ کرده عبارت است از یک مجموعه به‌شدت تکتونیزه (چین و گسل خورده) با سن ائوسن تا کرتاسه که شامل رسوبات فلیش گونه هم‌زمان با کوهزایی با یک زونی از افیولیت‌های قدیمی‌تر (Gansser, 1971) که امروزه تحت عنوان زون زمین‌درز سیستان نامیده می‌شود (شکل ۱). با توجه به احتمال فعالیت تفتان در آینده، مطالعه عوامل کنترل کننده آتشفشان و روند دهانه‌های آن می‌تواند به تحلیل خطر و ریسک این پدیده طبیعی به محققان کمک کند. بنابراین هدف از این مطالعه تعیین نقش ساختارهای دگرشکلی متأثر از تنش‌های تکتونیکی در جایگیری آتشفشان تفتان در محیط تکتونیکی فشارشی (زمین‌درز سیستان) و پیشنهاد محل فوران احتمالی آینده است.

1- Fumarolic



شکل ۱: آتشفشان تفتان (a): کمان آتشفشانی بزمان- سلطان و دیگر آتشفشانهای کواترنری و امتداد ساختارهای اصلی منطقه. (b): نقشه زمین‌شناسی آتشفشان تفتان با پس زمینه تصویر DEM که محل دهانه‌ها و چشمه‌ها روی آن مشخص‌شده است.

زمین‌شناسی و جایگاه ساختاری تفتان:

نخستین فوران تفتان شامل گدازه‌ها و سنگ‌های پیروکلاسیک با ترکیب داسیت و ریوداسیت است که در ۲۰ کیلومتری غرب و شمال غرب قله کنونی دیده می‌شود (دهانه A)(Gansser,1971)(شکل ۱). فعالیت دوباره‌ی تفتان، گدازه‌های داسیتی و آندزیتی پایان پلیوسن و در ۱۰ کیلومتری شمال غرب بوده است که لایه‌های آگلومرایی گسترده‌ای را بر جای می‌گذارد. مرکز آتشفشان در حال حاضر شامل سه دهانه اصلی (نرکوه۱، مادر کوه۲ و C شکل ۱) و دو دهانه کوچک‌تر ثانویه که همه‌ی آن‌ها در ارتفاع ۴۱۰۰ واقع هستند، است. ازنظر Gansser(1971) تاریخچه‌ی فوران این آتشفشان شامل پنج مرحله است. درحالی‌که مطالعات اخیر نشان می‌دهد که این آتشفشان دارای بیش از ۵ مرحله فوران بوده است (بیابان‌گرد،۱۳۸۶). به نظر می‌رسد که این آتشفشان دارای دهانه‌های متعدد

1- Narkoh
2- Madarkoh

بوده که تعدادی از آن‌ها پرشده و حتی ازنظرها مخفی مانده‌اند. فیروزکوهی، ۱۳۹۶ با مطالعه بر روی گدازه‌های آتشفشان تفتان، ۶ مرحله فوران را شناسایی کرده که به ترتیب سنی عبارت‌اند از دهانه A، دهانه سردریا۱، دهانه انجرک۲، دهانه مادر کوه، دهانه C و دهانه نر کوه که دارای روند تقریبی شمال غرب - جنوب شرق می‌باشند (شکل ۱). لیتولوژی‌های اطراف تفتان که اغلب مشتمل بر واحدهایی کرتاسه پسین، نهشته‌های فلیش، واحدهای شیلی و ماسه‌سنگی ائوسن، آمیزه‌های رنگین، آهک‌های پلاژیک می‌باشد. (بیابان‌گرد،۱۳۸۶).

داده‌ها و روش‌ها

مطالعه ساختاری

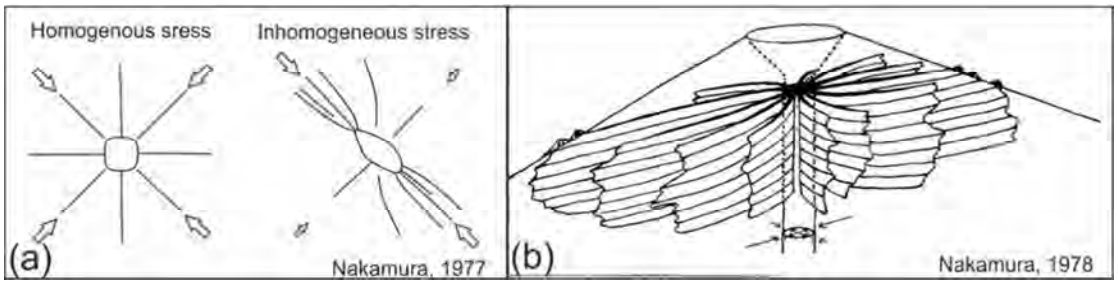
(۱) دهانه انجرک:

فوران‌های متعدد خیلی از عناصر ساختاری مانند دایک‌ها، به‌خصوص در اطراف مخروط اصلی و دهانه‌های جدید را پوشانده‌اند. دهانه انجرک (شکل ۱ و ۴) یکی از دهانه‌های قدیمی‌تر است که با توجه به فرسایش قابل توجه و ایجاد کراتر، آن را برای مطالعه ساختارهای تکتونیکی ازجمله دایکها، شکستگی‌ها و فروریزش جانبی مناسب کرده است. در اطراف دهانه انجرک پرتگاه‌های گسلی متعددی مشاهده می‌شود که به موازات تغییر روند دهانه انجرک دچار تغییر روند می‌شوند. این پرتگاه‌های گسلی که نشان دهنده‌ی گسل نرمال هستند حکایت از ایجاد کالدرا در دهانه انجرک دارد (شکل ۳ و ۴).

(۲) دایکها:

مطالعات دو دهه‌ی گذشته نشان داده است که پراکندگی و امتداد دایکها در سنگ‌های میزبان تا حد زیادی توسط تکتونیک حاکم بر سنگ‌های میزبان کنترل می‌شود که می‌تواند به‌عنوان یک مکانیسم احتمالی برای حمل‌ونقل ماگما در پوسته‌ی زمین مورد بررسی قرار گیرد (Petford et al., 2000). نفوذ دایکها در یک محیط تنشی هموژن باعث شکل‌گیری دایکهایی با الگوی شعاعی می‌شود (شکل ۲). ولی اگر این محیط تحت تأثیر سیستم تنشی غیر هموژن (تنش تفریقی) باشد آنگاه دایکها در جهت حداکثر تنش افقی یا عمود بر تنش حداقل به‌صورت جهت‌گیری شده آرایش پیدا می‌کنند (شکل۲). (Nakamura, 1977,1978; Geshi 2005; Yamaji and Sato, 2011).

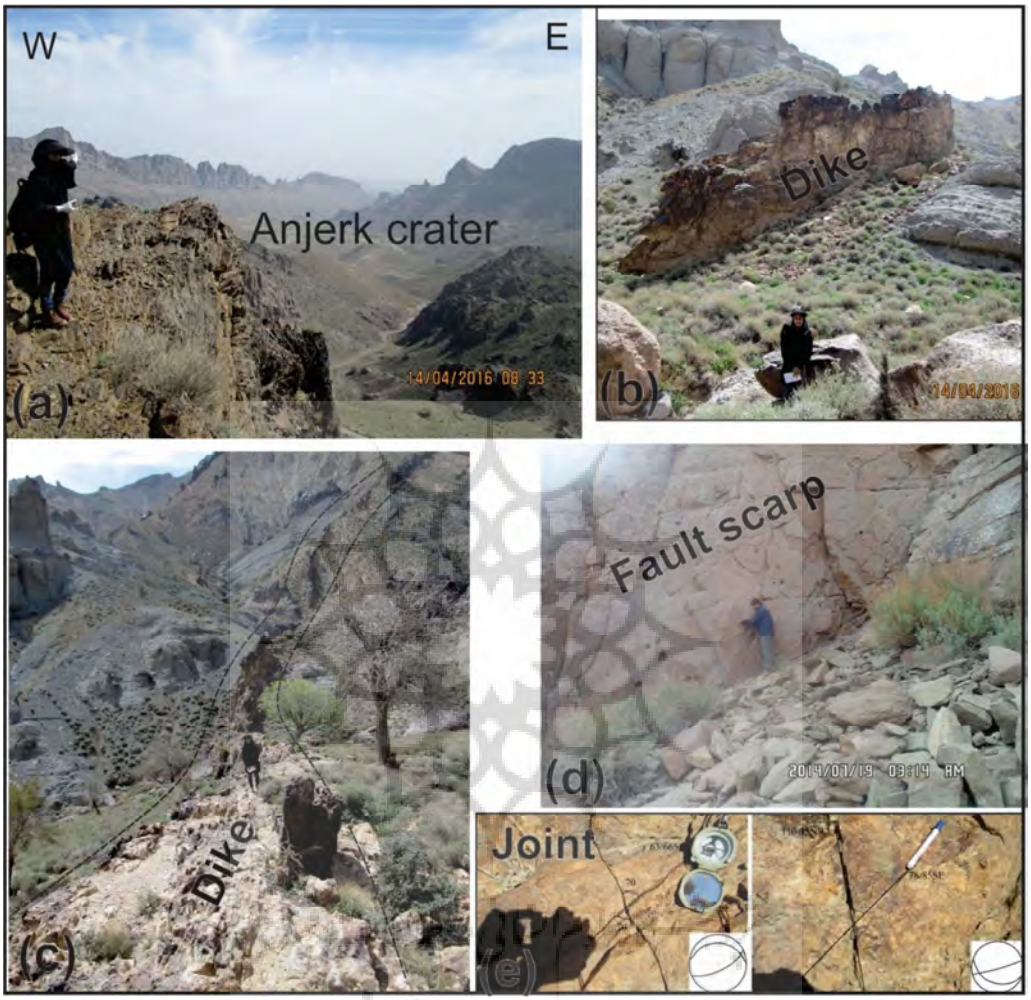
1- Sardarya
2- Anjerk



شکل ۲: نقش تنش در شکل‌گیری دایکها در سنگ‌های میزبان. (a) الگوی دایکها در یک محیط تنشی هموژن و غیر هموژن. (b) شکل‌گیری دایکها در اطراف دهانه‌ی تحت تأثیر تنش جهت‌دار.

مطالعه صحرایی و پتروگرافی نشان‌دهنده وجود دایکهای متعدد در قسمت جنوب شرقی دهانه انجرک است. پهنای این دایکها بین ۱ تا ۳ متر متغیر است (شکل ۳ b و c). شواهد صحرایی و مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از دایکها نشان می‌دهد که اغلب ترکیب آندزیتی دارند. روند کلی این ساختارها، شمال شرق- جنوب غرب می‌باشد. به طورکلی دایک‌های انجرک نشان‌دهنده‌ی یک جهت‌گیری ترجیحی می‌باشند که نشان دهنده‌ی وجود یک میدان تنشی غیر همگن در هنگام جایگیری این دایک‌ها می‌باشد که با توجه به روند غالب این دایک‌ها می‌توان جهت حداکثر تنش افقی در هنگام جایگیری آن‌ها را شمال غرب- جنوب شرق تعیین کرد.

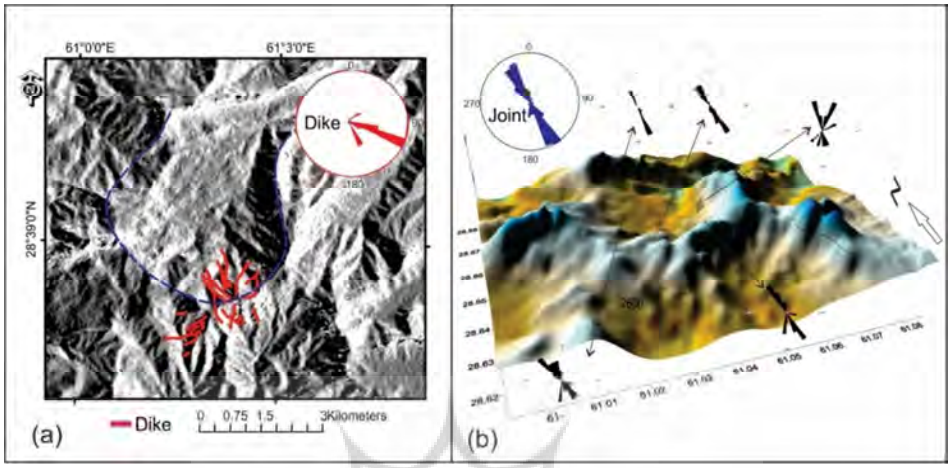
پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی



شکل ۳: دهانه انجرک و ساختارهای برداشت‌شده از این دهانه. (a) کراتر انجرک. (b و c) دایکهای نفوذ کرده در دهانه انجرک. (d) پرتگاه‌های گسلی اطراف دهانه انجرک (e) شکستگی‌های مزدوج برداشت‌شده از دهانه انجرک.

(۳) شکستگی‌ها:

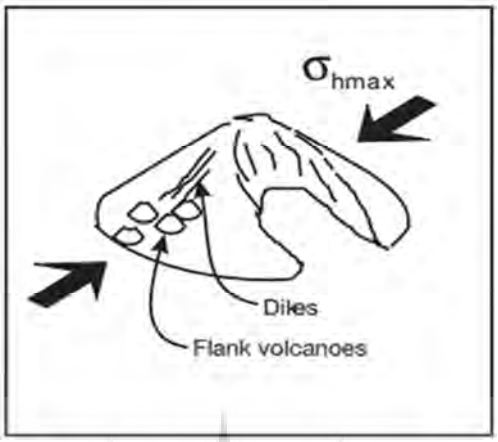
شکستگی‌های مزدوج ازجمله ساختارهای شکنایی هستند که می‌توان از آن‌ها برای تعیین جهت تنش‌ها استفاده کرد (Belayneh and Cosgrove, 2010) به این صورت که نیمساز زاویه حاده بین آن‌ها نشان‌دهنده تنش حداکثر است. در این مطالعه سعی شد از قسمت‌های متفاوت دهانه انجرک این شکستگی‌ها برداشت شود (شکل e۳). سپس با ترسیم رزدیاگرام مربوطه به مطالعه آماری آن‌ها پرداخته شد (شکل b۴). اطلاعات به‌دست‌آمده از این ساختارها جهت حداکثر تنش را شمال غرب – جنوب شرق نشان می‌دهد.



شکل ۴: دهانه انجرک. (a) محل قرارگیری دایکها و رزدیاگرام آن‌ها. (b) تصویر سه‌بعدی از دهانه انجرک که فروریزش جانبی در قسمت شمال شرقی آن مشخص است. رزدیاگرامهای سیاه‌رنگ محل برداشت شکستگی‌ها و رز دیاگرام آبی‌رنگ امتداد کلی آن‌ها را نشان می‌دهد.

(۴) فروریزش جانبی

مدل‌های متعدد بارگذاری آتشفشانی و تنش‌های تکتونیکی نشان‌دهنده ارتباط تنش‌ها و فرو ریزش‌های جانبی دهانه‌ها است (Moriya,1980; Francis and Self,1987; Francis and Wells,1988; Lagmay et al., 2006). تمام این مدل‌ها ارتباطی بین تنش افقی ماکزیمم و فروریزش جانبی کراترها را به نمایش می‌گذارند. یکی از این مدل‌ها نشان‌دهنده ارتباط فروریزش جانبی با امتداد دایکها است. در این مدل فروریزش جانبی عمود بر دایک‌ها به‌عنوان امتداد تنش حداکثر و در راستای تنش‌های کششی رخ می‌دهد (Moriya,1980 شکل ۵) به عبارتی جهت دایک‌ها در یک منطقه آتشفشانی معرفی از شکاف‌های بستر آتشفشانی است که به ساختارهای زیرزمین و بستر آتشفشان مرتبط است (Tibaldi et al., 2005).



شکل ۵: مدل Moriya (1980). فروریزش جانبی عمود بر دایک ها و در جهت حداکثر تنش افقی منطقه شکل می‌گیرد.

همانطور که در معرفی دهانه انجرک عنوان شد، در واقع این دهانه یک کراتر است که قسمت شمال شرقی آن دچار فروریزش شده است که می‌توان آن را متأثر از عواملی مانند بستر آتشفشان، ارتباط آن‌ها با تنش‌های محلی و دایکها دانست (Walter and Troll, 2003). روند ساختارهای تکتونیکی بستر آتشفشان مانند گسل‌ها و لایه‌بندی به‌موازات دایکهای مخروط آتشفشان است. با توجه به این شواهد می‌توان یک تنش کششی در امتداد شمال شرق- جنوب غرب را پیشنهاد داد که این تنش باعث جایگیری دایک‌ها با امتداد شمال غرب- جنوب شرق شده و در ادامه بعد از شکل‌گیری کراتر، وجود این تنش کششی عمود بر این دایک‌ها (به‌عنوان ساختارهای صفحه‌ای مقاوم‌تر) باعث فروریختن دیواره در راستای شمال شرقی (به‌موازات کشش) شده است.

(۵) امتداد چشمه‌ها

چشمه‌ها معمولاً متأثر از عوارض تکتونیکی مانند گسل‌ها شکل می‌گیرند (Curewitz and Karson, 1997). بررسی روند چشمه‌های اطراف مخروط تفتان، قرارگیری آن‌ها را در یک امتداد شمال غرب- جنوب شرق نشان می‌دهد. با توجه به اینکه این روند به‌موازات ساختارهای اصلی منطقه است می‌توان نتیجه گرفت گسل‌هایی در این امتداد باعث شکل‌گیری آن‌ها شده است.

نتایج و بحث:

(۱) ارتباط ساختارها و جهت تنش افقی حداکثر

روند کلی دایک‌های مطالعه شده در دهانه انجرک یک امتداد شمال غرب- جنوب شرق را به‌موازات امتداد کلی تفتان نشان می‌دهد. با توجه به اینکه به‌طورکلی این ساختارها عمود برجهت کشش شکل می‌گیرند، بنابراین حکایت از جهت کشش در امتداد شمال شرق- جنوب غرب هستند و نشان‌گر شکستگی‌های کششی هستند که در آن‌ها نفوذ

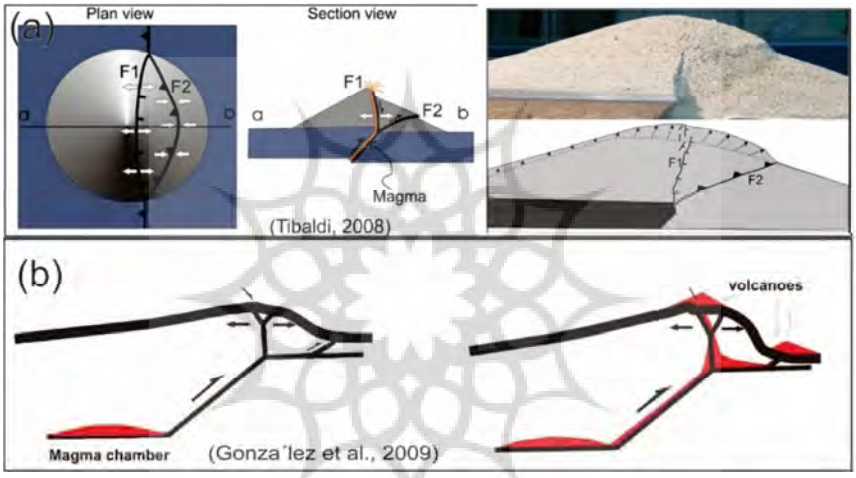
کرده‌اند. ازآنجایی‌که روند دایک‌های دهانه انجرک شمال غرب- جنوب شرق و جهت فروریزش جانبی آن در جهت شمال شرقی آن قرار دارد علاوه بر آن امتداد دهانه‌های قدیمی تا جدید یک‌روند شمال غرب- جنوب شرق را نشان می‌دهد همچنین روند چشمه‌های آبگرم روند شمال غرب- جنوب شرق را نشان می‌دهند که به‌طورکلی با ساختارهای اصلی منطقه مانند گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها مجموعه زیرین آتشفشان هم‌راستا هستند. ولی در این قسمت باید به این نکته اشاره کرد که ساختارهای اصلی منطقه (چین‌ها و گسل‌ها) متأثر رژیم تنش تکتونیکی فشارشی زمین‌درز سیستان با امتداد شمال شرق – جنوب غرب هستند (شکل ۵. Moinvaziri and Aminsobahani, 1987). علاوه بر این ساختارها جهت تنش‌های منطقه‌ای امروزی که بر اساس مطالعات لرزه‌ای فوکال مکانیسم و همچنین مقدار جابجایی که توسط GPS اندازه‌گیری شده است نیز همین موضوع را تأیید می کند (Zarifi et al., 2007). در این قسمت باید به این شواهد در کنار شواهد برداشت‌شده از دایک‌ها، روند چشمه‌های آبگرم امروزی و فروریزش دهانه انجرک و نیز توجه کرد که همگی آن‌ها یک‌جهت کشش عمود بر فشارش منطقه‌ای را نشان می‌دهند.

(۲) ارتباط آتشفشان‌ها و تکتونیک فشارشی (ساختارهای دگرشکلی فشارشی)

به‌طورکلی فرض بر این است که آتشفشان‌ها به یک رژیم تکتونیکی کششی وابسته هستند. این رژیم تنشی یک موقعیت مناسب را برای بالا آمدن ماگما در طول شکستگی‌های عمودی که عمود برجهت تنش کششی شکل می‌گیرند فراهم می‌کند (Anderson, 1951). مطالعات صحرایی بر روی سنگ‌های درونی نقش تکتونیک فشارشی به عنوان یک مکانیسم مناسب برای بالا آمدن ماگما در لیتوسفر را به اثبات رسانده است (Saint Blanquat et al., 1998). چگونگی بالا آمدن ماگما در امتداد گسل‌های تراستی در یک محیط فشارشی در پوسته شکننده توسط Galland et al (2003) مورد آزمایش قرار گرفته است ارائه کرده است. این آزمایش نشان دهنده حرکت به سمت بالای ماگما در امتداد گسل‌های تراستی در کمربندهای کوهزایی است. به‌طور مثال مطالعات صحرایی و اطلاعات ساختاری ارتباط بین ولکانیسم و گسل های تراستی را در منطقه Mojave آمریکا (Glazner and Bartley, 1994) Tromen در آرژانتین (Marques and Cobbold, 2002) و شمال ژاپن (Yoshida, 2001) نشان داده است.

بر اساس مطالعات Tibaldi(2008) آتشفشان‌های Trohunco، Reventador، Los carelos.centinda در یک رژیم تکتونیکی فشارشی جایگیری کرده‌اند. این آتشفشان‌ها بر روی یک گسل تراستی شکل گرفته‌اند که توسط آن‌هم قطع شده‌اند. Tibaldi (2008) یک مدل کلی را برای حرکت ماگما در امتداد گسل تراستی در پوسته ارائه کردند که حکایت از این دارد که ماگما می‌تواند در یک رژیم تکتونیکی فشارشی که به‌وسیله یک دگرشکلی فشارشی نمود پیداکرده است نفوذ کند (شکل ۶(a)). این مدل کلی بر اساس اطلاعات میدانی و مدل‌سازی تجربی به‌دست‌آمده است. در این مدل گسل تراستی (سیستم فشارشی) که در زیر یا پی مجموعه آتشفشانی قرار دارد در امتداد گسترش خود به سمت بالا به دوشاخه تقسیم می‌شود که یکی از آن‌ها دارای شیب کم و حرکت معکوس(F2) و گسل دوم (F1) به‌صورت عمودی مرکز مخروط را قطع کرده و به‌صورت محلی در این قسمت از مخروط یک منطقه کشش را ایجاد می‌کند (به‌عبارت‌دیگر این گسل عمودی با این جهت برش تبدیل به یک گسل نرمال می‌شود و یک منطقه

کششی را ایجاد می‌کند). با توجه به این هندسه گسل (F1) یک منطقه کششی مناسب جهت نفوذ ماگما به سمت بالا ایجاد می‌کند. به طور کلی ماگما در ابتدا در امتداد گسل تراستی اصلی به سمت بالا حرکت کرده و سپس در امتداد گسل عمودی نفوذ می‌کند. مدل تجربی دیگری هم توسط Gonza´lez et al (2009) برای منطقه مرکزی‌اند که در آن قسمت آتشفشان‌ها در یک رژیم تکتونیکی فشارشی و بر روی یک مجموعه چین و تراست شکل‌گرفته‌اند ارائه کرده‌اند که شبیه به مدل قبلی حرکت ماگما در امتداد تراست‌ها و درنهایت ایجاد یک محیط کششی را در امتداد دهانه آتشفشان نشان می‌دهند (شکل ۶ (b)).

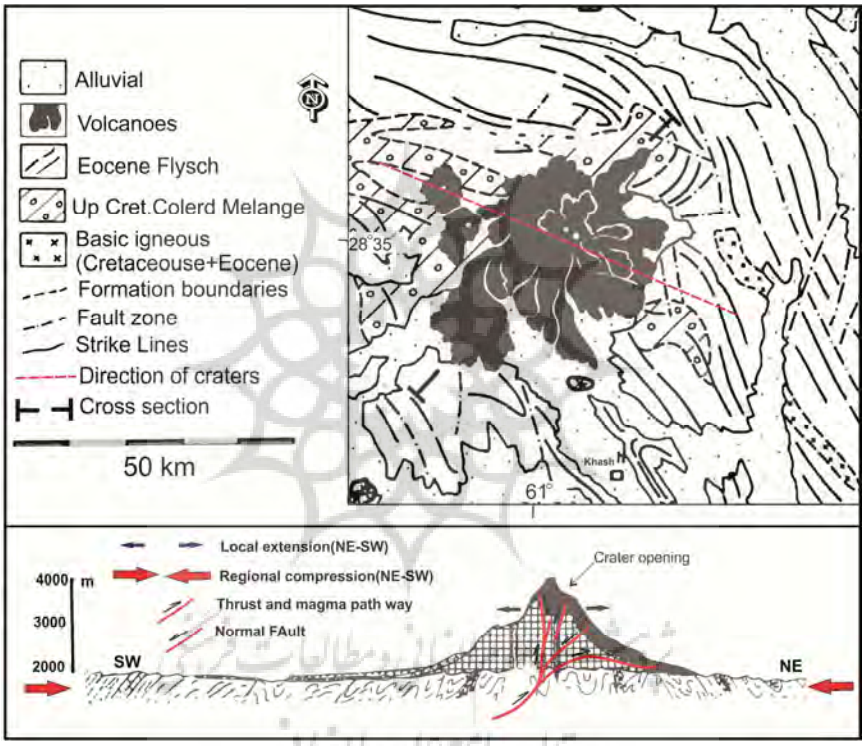


شکل ۶: (a) دید سطحی (plan view) و مقطع(section view) ارتباط گسل تراستی و مسیر نفوذ ماگما در یک آتشفشان بر اساس مدل تجربی (Tibaldi, 2008). مدل González et al (2009) نفوذ ماگما در یک دگرشکلی فشارشی و ایجاد منطقه کشش محلی در امتداد مخروط آتشفشان را نشان می‌دهد.

(۳) نقش تکتونیک در شکل‌گیری و تکامل آتشفشان تفتان

به‌طورکلی امتداد دایکها، روند دهانه‌های قدیم به جدید و روند چشمه‌ها همگی از ساختارهایی مانند روند چین‌خوردگی‌ها و امتداد گسل‌هایی که آتشفشان تفتان در آن‌ها نفوذ کرده تبعیت می‌کنند که می‌تواند شاهدی بر تأثیر این ساختارها در نفوذ ماگما و شکل‌گیری آتشفشان تفتان باشد. علاوه بر آن با توجه به جهت‌گیری ساختارهای تکتونیکی بستر آتشفشان مانند چین‌ها و گسل‌ها همچنین اطلاعات به‌دست‌آمده از زلزله‌ها و GPS همگی جهت فشارش منطقه‌ای را شمال شرق- جنوب غرب نشان می‌دهند درصورتی‌که اطلاعات به‌دست‌آمده از بنای آتشفشان در این مطالعه، شامل بررسی روند دایکها، روند دهانه‌ها از قدیم به جدید و روند چشمه‌ها (که می‌تواند شاهدی بر گسل‌هایی باشد که در امتداد آن شکل‌گرفته‌اند) همگی یک تنش کششی با امتداد شمال شرق- جنوب غرب را نشان می‌دهند (شکل ۷) که باعث شکل‌گیری دایکها و جهت‌گیری دهانه‌ها در این امتداد شده‌اند و فرآیندهای بعدی مانند فروریزش جانبی دهانه انجرک نیز از این الگو تبعیت کرده‌اند. با توجه به این اطلاعات تنش‌ها به دو دسته محلی مربوط به بنای آتشفشان (کشش در جهت شمال شرق- جنوب غرب) و منطقه‌ای مربوط به بستر آن (فشارش در جهت شمال شرق- جنوب غرب) تقسیم می‌شوند. اطلاعات به‌دست‌آمده نشان‌دهنده تنش فشارشی محلی و منطقه‌ای

در امتداد هم ولی در خلاف جهت هم هستند. با توجه به مدل‌های تجربی و مطالعات میدانی Tibaldi et al (2008) و González et al (2009) پیشنهاد می‌گردد که این سیستم کشش محلی خود ناشی از سیستم فشارش ناحیه‌ای با نفوذ ماگما در امتداد گسلهای تراستی و ایجاد یک منطقه کششی محلی در امتداد دهانه‌های قدیمی تا جدید می‌باشد (شکل ۷).



شکل ۷: مدل تکتونیکی که نشان‌دهنده نقش تنش‌ها در شکل‌گیری آتشفشان تفتان است. نقشه ساختاری کلی منطقه (با تغییرات از Gansser,, 1971) مورد مطالعه به همراه مقطع عرضی(با تغییرات از معین وزیری و امین سبحانی، ۱۳۵۷) که مسیر حرکت مواد ماگمایی را در امتداد گسلهای تراستی نشان می‌دهد. پیکان‌های آبی‌رنگ نشان‌دهنده کششی محلی در امتداد مخروط و پیکان‌های قرمزرنگ نشان‌دهنده جهت فشارش.

نتیجه‌گیری

گسلهای تراستی با امتداد شمال غرب – جنوب شرق در پهنه زمین درز سیستان فضای مناسب را جهت صعود ماگما به سمت بالا (در یک محیط فشارشی) فراهم نموده و باعث شکل‌گیری آتشفشان تفتان در این امتداد شده است. توسعه گسلهای تراستی و تغییر شیب آنها در بنای آتشفشان باعث شکل‌گیری یک فضای کششی در امتداد شمال غرب – جنوب شرق (به موازات فشارش ناحیه‌ای) شده و باعث شکل‌گیری ساختارهای کششی مانند دایکها و

فروریزش جانبی شده است. با توجه به روند دهانه‌های قدیمی و جوانتر شدن آنها از شمال غرب به جنوب شرق و مدل پیشنهادی (کنترل کننده روند دهانه‌ها) می‌توان فوران بعدی آتشفشان تفتان را در قسمت جنوب شرقی دهانه فعال فعلی پیشنهاد داد.

تقدیر و تشکر

نویسندگان این مقاله از تمام عزیزانی که ما را در عملیات صحرایی همراهی کردند تشکر و قدردانی می کنند. این تحقیق از پشتیبانی مالی و معنوی دانشگاه سیستان و بلوچستان بهره برده است.

منابع

بیابان‌گرد حبیب؛ عباس مرادی (۱۳۸۶). ژئوشیمی، ژئوکرونولوژی و نحوه تشکیل آتشفشان تفتان واقع در نوار مکران، استان سیستان و بلوچستان. پایان‌نامه دکتری، ۲۳۲ صفحه.

معین وزیری حسین؛ امین سبحانی ابراهیم؛ (۱۳۵۷). آتشفشان تفتان، انتشارات دانشگاه تربیت معلم ۴۴ صفحه.

Anderson, E.M., (1951), The Dynamics of Faulting. Oliver and Boyd, Edinburgh.

Belayneh, M. and Cosgrove, J.W., (2010), Hybrid Vveins from the southern margin of the Bristol Channel Basin, UK.Journal of Structural Geology, 32(2), pp.192-201.

Biabangard, H. and Moradian, A., (2008), Geology and geochemical evaluation of Taftan Volcano, Sistan and Baluchestan Province, southeast of Iran. Chinese Journal of Geochemistry, 27(4), p.356.

Cas, R.A.F., Wright, J.V., (1987), Volcanic Successions. Allen & Unwin, London. 528 pp.

Clemens ،J.C. ،Mawer،C.K., (1992), Granitic mMagma tTransport by Ffracture pPropagation.Tectonophysics 204،339-360

Curewitz, D., and Karson, J.A., (1997), Structural settings of hydrothermal outflow: fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. J. Volcanol. Geotherm. Res., 79, 149-168.

Delaney, P.T., Pollard, D.D., Ziony, J.I., McKee, E.H., (1986), Field relations between dikes and joints; emplacement processes and paleo stress analysis. Journal of Geophysical Research 91, 4920–4938

Francis, P., Self, S., (1987), Collapsing volcanoes. Scientific American 256, 72–90.

Francis, P., Wells, A., (1988), LANDSAT thematic mapper observations of debris-avalanche deposits in the central Andes. Bulletin of Volcanology 50, 258–278.

Galland, O., Cobbold, P.R., de Bremond d'Ars, J., Hallot, E., (2007), Rise and emplacement of magma during horizontal shortening of the brittle crust: insights from experimental modeling. J. Geophys. Res. 112, B06402. DOI:10.1029/2006JB004604.

Galland, O., J. de Bremond d'Ars, P. R. Cobbold, and Hallot, E., (2003), Physical models of magmatic intrusion during thrusting, Terra Nova, 15, 405–409.

Galland, O., P. R. Cobbold, J. de Bremond d'Ars, and E. Hallot., (2007), Rise and emplacement of magma during horizontal shortening of the brittle crust: Insights from experimental modeling, J. Geophys.

Galland, O.,deBremondd'Ars, J., Cobbold, P.R., Hallot, E., (2003), Physical models of magmatic intrusion during thrusting. Terra Nova 1–5. DOI:10.1046/j.1365-3121.2003.00512.x.

Gansser, A., (1971), The Taftan volcano (SE Iran)., Eclogue Geol. HELV., CHE., 1971, VOL. 64, NUM. 0002, P. 319A 334.

Geshi, Nobuo., (2005), Structural development of dike swarms controlled by the change of magma supply rate: the cone sheets and parallel dike swarms of the Miocene Otoge igneous complex, Central Japan. Journal of Volcanology and Geothermal Research 141, 267-281.

Glazner, A.F., Bartley, J.M., Carl, B., (1999), Oblique opening and noncoaxial emplacement of the Jurassic Independence dike swarm, California. Journal of Structural geology 21, 1275–1283.

González, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E.E. and Shyu, J.B.H., (2009), Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23 S–24 S). Tectonics, 28(6.(

Hill،D.P. (1977), A model for earthquake swarm. Journal of Geophysical Research 82،347-352.

Hutton, D.H.W., (1988), A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland. Journal of the Geological Society of London 139, 615–631

Hutton, D.H.W., (1988), A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland. Journal of the Geological Society of London 139, 615–631
Lagmay, A.M.F., Valdivia, W., (2006), Regional stress influence on the opening direction of crater amphitheaters in Southeast Asian volcanoes. J. Volcanol. Geotherm.Res.
Marques, F.O., Cobbold,.P., (2002), Topography as a major factor in the development of arcuate thrust belts: insights from sandbox experiments. Tectonophysics 348, 247-268.
Moriya, I., (1980), Bandaian eruption and landforms associated with it: a collection of articles in memory of retirement of Prof. K. Hishimura, vol. 66. Tohoku University, pp. 214–219.
Nakamura, K, (1977), Volcanoes proposal, Journal of volcanology and Geothermal Research 2:1-16.
Nakamura, K., (1961), Stratigraphic studies of pyroclastic of Oshima vVolcano, Izu, deposited during the last fifteen centuries, II. The activity of the parasitic volcano.Sci. paP. Geol. Gen.Edue., Unive. Tokyo, 11: 281-319.
Nakamura, K., Jacob, K.H., Davies, J.N., (1978), Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation-Aleutians and Alaska. Pageoph 115, 87–112.
Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.L., (2000), Granite mMagma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. Nature 408, 669–673.
Saint Blanquat, M., Tikoff, B., Teyssier, C., Vigneresse, J.L., (1998), Transpressional kinematics and mMagmatic arcs. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.), Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society of London, Special Publications, vol. 135, pp. 327–340.
Takada, A., (1994), The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. Journal of Geophysical Research 99, 13,563–13,573.
Tibaldi, A., (2008), Contractional tectonics and magma paths in volcanoes, J. Volcanol.Geotherm.Res., 176, 291–301, DOI:10.1016/j.jvolgeores.2008.04. 008.
Tibaldi, A., Bonali, F.L. and Corazzato, C., (2017), Structural control on volcanoes and magma paths from local-to orogen-scale: The central Andes case. Tectonophysics, 699, pp.16-41.
Tibaldi, A., Lagmay, A.M.F., Ponomareva, V.V., 2005. Effects of basement structural and stratigraphic heritages on volcano behavior and implications for human activities. Episodes 28 (3), 158–170.
Vigneresse, J.L., (1999), Intrusion level of granitic massifs along the Hercynian belt: balancing the eroded crust. Tectonophysics 307, 277–295.
Walter, T.R., Troll, V., (2003), Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices. J. Volcanol. Geotherm. Res. 127, Pp. 107–120.
Watanabe, T., Koyaguchi, T., Seno, T., (1999), Tectonic stress controls on ascent and emplacement of magmas. J. Volcanol. Geotherm. Res. 91, 65–78.
Yamaji, A., and Sato, K., (2011), Clustering of fFracture Oorientations using a mixed Bingham dDistribution and its application to paleo stress analysis from dike or vein orientations. J. Struct. Geol. 33, 1148–1157.
Yoshida, T., (2001), The evolution of arc magmatism in the NE Honshu arc Japan. Tohoku Geophys Journal. 32, 131-149.

پرتال جامع علوم انسانی

Research Article

Role of tectonics in the evolution of Taftan Volcano, SE Iran

Abdolreza Partabian*[1], Mahdieh Fatahi Moghadam[2], Aliasghar Moridi[3], Habib Biabangard[4]

Received: 06-06-2019 Revised: 26-09-2019 Accepted: 16-11-2019

Abstract

The study of factors that control volcanoes can help analysesize the risk of triggering an the next eruption. Taftan is a Quaternary volcano of southeast Iran, formed as the result of subduction of Oman oceanic lithosphere underneath the continental Iranian plate that emplaced onto compressional tectonic setting such as strongly folded and faulted Eocene flysch and Cretaceous ophiolites. This volcano has several centers that are directed along a northeast to southwest from old to new. In order to investigate the role of the tectonic regime to evolution of Taftan volcano, structural elements such as Dikes, Fractures, crater opening of Anjerk amphitheater, the direction of centers and direction of springs have been studied. The resulting data of these elements represent a northeast-southwest directed extensional stress in the Taftan body which has created an extension area in the northwest-southeast direction. But earthquakes and structural trends of pre volcanic rocks underlying Taftan show a maximum regional compressional northeast-southwest striking. Recent relevant data such as structural analysis, analog modeling, field data demonstrating that volcanism can occur in compressional tectonic settings associated with thrust faulting. In other words magma can transport beneath the volcano to the surface along the thrust faults. Based on these data we proposed a model that demonstrates the substrate thrust fault (as magma path) splits into two faults within the volcano: A shallow-dipping one, with reverse movement, propagates towards the volcano flank, and a steeper-dipping one, with normal movement, propagates upwards and causes northeast-southwest extensional area along the centers parallel to thrust fault of substrata. The suggested model in this study proposes a next eruption point in the southeast of the currently active point.

Keywords: Volcano, Compressional tectonics, Reverse faults, Dike, Hazard.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

[1]*- Assistant professor of tectonics, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Iran.
Email: partabian_reza@science.usb.ac.ir
[2]- MS of tectonics, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Iran.
[3]- Assistant professor of tectonics, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Iran.
[4]- Assistant professor of petrology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Iran.

References

References (in Persian)

Biabangard, H., (2007), Geochemistry, Geochronology, and origin of Taftan volcano in the Makran belt, Sistan and Baluchestan province. Ph.D. thesis.Shahid Bahonar University. [in Persian]
Moienvaziry, H, Aminsobhani, E., (1978), Taftan Volcano. Tarbiat Moalem University press, 44 P. [in Persian]

References (in English)

Anderson, E.M., (1951), The Dynamics of Faulting. Oliver and Boyd, Edinburgh.

Belayneh, M. and Cosgrove, J.W., (2010), Hybrid Vveins from the southern margin of the Bristol Channel Basin, UK.Journal of Structural Geology, 32(2), pp.192-201.

Biabangard, H. and Moradian, A., (2008), Geology and geochemical evaluation of Taftan Volcano, Sistan and Baluchestan Province, southeast of Iran. Chinese Journal of Geochemistry, 27(4), p.356.

Cas, R.A.F., Wright, J.V., (1987), Volcanic Successions. Allen & Unwin, London. 528 pp.

Clemens ،J.C. ،Mawer،C.K., (1992), Granitic mMagma tTransport by Ffracture pPropagation.Tectonophysics 204،339-360

Curewitz, D., and Karson, J.A., (1997), Structural settings of hydrothermal outflow: fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. J. Volcanol. Geotherm. Res., 79, 149-168.

Delaney, P.T., Pollard, D.D., Ziony, J.I., McKee, E.H., (1986), Field relations between dikes and joints; emplacement processes and paleo stress analysis. Journal of Geophysical Research 91, 4920–4938

Francis, P., Self, S., (1987), Collapsing volcanoes. Scientific American 256, 72–90.

Francis, P., Wells, A., (1988), LANDSAT thematic mapper observations of debris-avalanche deposits in the central Andes. Bulletin of Volcanology 50, 258–278.

Galland, O., Cobbold, P.R., de Bremond d'Ars, J., Hallot, E., (2007), Rise and emplacement of magma during horizontal shortening of the brittle crust: insights from experimental modeling. J. Geophys. Res. 112, B06402. DOI:10.1029/2006JB004604.

Galland, O., J. de Bremond d'Ars, P. R. Cobbold, and Hallot, E., (2003), Physical models of magmatic intrusion during thrusting, Terra Nova, 15, 405–409.

Galland, O., P. R. Cobbold, J. de Bremond d'Ars, and E. Hallot., (2007), Rise and emplacement of magma during horizontal shortening of the brittle crust: Insights from experimental modeling, J. Geophys.

Galland, O.,deBremondd'Ars, J., Cobbold, P.R., Hallot, E., (2003), Physical models of magmatic intrusion during thrusting. Terra Nova 1–5. DOI:10.1046/j.1365-3121.2003.00512.x.

Gansser, A., (1971), The Taftan volcano (SE Iran)., Eclogue Geol. HELV., CHE., 1971, VOL. 64, NUM. 0002, P. 319A 334.

Geshi, Nobuo., (2005), Structural development of dike swarms controlled by the change of magma supply rate: the cone sheets and parallel dike swarms of the Miocene Otoge igneous complex, Central Japan. Journal of Volcanology and Geothermal Research 141, 267-281.

Glazner, A.F., Bartley, J.M., Carl, B., (1999), Oblique opening and noncoaxial emplacement of the Jurassic Independence dike swarm, California. Journal of Structural geology 21, 1275–1283.

González, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E.E. and Shyu, J.B.H., (2009), Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23 S–24 S). Tectonics, 28(6.(

Hill،D.P. (1977), A model for earthquake swarm. Journal of Geophysical Research 82،347-352.

Hutton, D.H.W., (1988), A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland. Journal of the Geological Society of London 139, 615–631
Hutton, D.H.W., (1988), A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland. Journal of the Geological Society of London 139, 615–631
Lagmay, A.M.F., Valdivia, W., (2006), Regional stress influence on the opening direction of crater amphitheaters in Southeast Asian volcanoes. J. Volcanol. Geotherm.Res.

Marques, F.O., Cobbold,.P., (2002), Topography as a major factor in the development of arcuate thrust belts: insights from sandbox experiments. Tectonophysics 348, 247-268.

Moriya, I., (1980), Bandaian eruption and landforms associated with it: a collection of articles in memory of retirement of Prof. K. Hishimura, vol. 66. Tohoku University, pp. 214–219.

Nakamura, K, (1977), Volcanoes proposal, Journal of volcanology and Geothermal Research 2:1-16.

Nakamura, K., (1961), Stratigraphic studies of pyroclastic of Oshima vVolcano, Izu, deposited during the last fifteen centuries, II. The activity of the parasitic volcano.Sci. paP. Geol. Gen.Edue., Unive. Tokyo, 11: 281-319.

Nakamura, K., Jacob, K.H., Davies, J.N., (1978), Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation-Aleutians and Alaska. Pageoph 115, 87–112.

Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.L., (2000), Granite mMagma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. Nature 408, 669–673.

Saint Blanquat, M., Tikoff, B., Teyssier, C., Vigneresse, J.L., (1998), Transpressional kinematics and mMagmatic arcs. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.), Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society of London, Special Publications, vol. 135, pp. 327–340.

Takada, A., (1994), The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. Journal of Geophysical Research 99, 13,563–13,573.

Tibaldi, A., (2008), Contractional tectonics and magma paths in volcanoes, J. Volcanol.Geotherm.Res., 176, 291–301, DOI:10.1016/j.jvolgeores.2008.04. 008.

Tibaldi, A., Bonali, F.L. and Corazzato, C., (2017), Structural control on volcanoes and magma paths from local-to orogen-scale: The central Andes case. Tectonophysics, 699, pp.16-41.

Tibaldi, A., Lagmay, A.M.F., Ponomareva, V.V., 2005. Effects of basement structural and stratigraphic heritages on volcano behavior and implications for human activities. Episodes 28 (3), 158–170.

Vigneresse, J.L., (1999), Intrusion level of granitic massifs along the Hercynian belt: balancing the eroded crust. Tectonophysics 307, 277–295.

Walter, T.R., Troll, V., (2003), Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices. J. Volcanol. Geotherm. Res. 127, Pp. 107–120.

Watanabe, T., Koyaguchi, T., Seno, T., (1999), Tectonic stress controls on ascent and emplacement of magmas. J. Volcanol. Geotherm. Res. 91, 65–78.

Yamaji, A., and Sato, K., (2011), Clustering of fFracture Oorientations using a mixed Bingham dDistribution and its application to paleo stress analysis from dike or vein orientations. J. Struct. Geol. 33, 1148–1157.

Yoshida, T., (2001), The evolution of arc magmatism in the NE Honshu arc Japan. Tohoku Geophys Journal. 32, 131-149.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی