



فصلنامه زمین ساخت

بهار ۱۳۹۹، سال چهارم، شماره ۱۳

## پارامترهای مورفومتری و منشا تکتونیکی مخروط آتشفشانی توزکی، پهنه چین خورده-رانده سیستان، شرق ایران

شهریار کشتگر<sup>۱\*</sup>، عبدالرضا پرتابیان<sup>۲</sup>، محبوبه نظری<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری تکتونیک، دانشگاه بیرجند، ایران

۲- استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

۳- دانشجوی دکتری ژئوشیمی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۴/۲۳

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۹/۲۷

### چکیده

مخروط منفرد آتشفشانی توزکی در حاشیه غربی پهنه چین خورده-رانده سیستان، در شمال زاهدان رخنمون یافته است. این مطالعه برای نخستین بار به معرفی، ویژگی های مورفومتری، خصوصیات صحرایی و ارتباط این مخروط با گسلهای نئوژن منطقه می پردازد. ترکیب سنگ شناسی مخروط توزکی بر روی نقشه زمین شناسی منطقه چهل کوره، "آندزیت" نامگذاری شده است اما بر اساس مطالعات پتروگرافی این پژوهش، ترکیب آن شامل گدازه های جریان "بازالتی"، آگلومرای آتشفشانی می باشد. با استفاده از محاسبات مدل رقومی ارتفاعی پارامترهای مورفومتری شامل قطر دهانه، قطر قاعده، ارتفاع مخروط، حجم مخروط، نسبت قطر دهانه به قطر قاعده، نسبت ارتفاع به قطر قاعده و شیب مخروط محاسبه گردید. بر اساس محاسبات انجام شده شکل دهانه مخروط توزکی از نوع بیضوی و قاعده آن فرابیضوی و این مخروط در رده مخروطهای جوان کمتر فرسایش یافته قرار می گیرد. سن مورفومتری به دست آمده ۰/۲ میلیون سال (پلئستوسن) را برای زمان شکل گیری این مخروط پیشنهاد می کند. وجود این مخروط اصلی در کنار یک مخروط فرعی دیگر بر روی گسلهای اصلی پی سنگی چهل کوره و عدم جابجایی مخروط و روانه آن توسط گسلهای نئوژن، نشان از فعالیت این مخروطها بعد از آخرین فعالیت گسلها می باشد. بر اساس شواهد موجود، مخروط آتشفشانی توزکوه یک مخروط کواترنری مونوژنتیک بسیار جوان است که بعد از آخرین فعالیت گسلهای اصلی و فرعی منطقه فوران کرده است.

**واژه های کلیدی:** مورفومتری، مخروط منفرد آتشفشانی، گسل امتدادلغز، کواترنر، سیستان.



## Morphometric parameters and Tectonic origin of Tozki volcanic cone, Sistan fold and thrust belt; Eastern Iran

Keshtgar .Sh<sup>1,\*</sup>; Partabian .A<sup>2</sup>; Nazari .M<sup>3</sup>

1-Ph.D. student of tectonic, College of Science, University of Birjand, , Iran

2- Geology department, University of Sistan & Baluchestan, Zahedan, Iran

3-Ph.D. student of Geochemistry, College of Science, Sistan & Baluchestan, Zahedan, Iran

### Abstract

Tozki volcanic cone located in west of Sistan fold-and-thrust belt in north of Zahedan. In this study morphometric characteristic, field properties and relationship to Neogene strike-slip faults of this cinder-cone have been studied for first time. The composition of the Tuzaki cone lithography is named "Andesite" on the geological map of the ChehelKureh region. However, according to the petrographic studies of this research, its composition includes lava flows, and volcanic agglomera.

Tozki volcanic cone and related minor cones emplaced on a branch of Chehelkoureh strike-slip fault related to strike-slip fault system of eastern Iran. Petrology and field properties shows that this cone emplaced into Paleocene-Eocene sedimentary rocks during single intercontinental erupting. Rocks of this cone composed of basaltic lava flow and minor volcanic pumice. In order to calculate Morphometric parameter such as crater diameter, base diameter, cone high, cone volume, ratio of crater cone/base cone, ratio of high/ base diameter and cone angle digital elevation model have been used. These data show the Tozki cone is yang and less eroded with elliptical crater and superelliptical base shape. Estimated Morphometric age suggest a 0.2 Ma. (Pleistocene) to formation of this cone.

Another Minor Crater located at near Main Crater show they erupted along the Chehelkureh basement fault but not dislocated by this Neogene fault, Indicates the activity of these cinder cones occurred after the last activity of the Quaternary faults.

These evidences suggest that Tozki is a young monogenetic Quaternary volcanic cone that After the last activity, the main and secondary faults of the region have erupted.

**Keywords:** Morphometric, Volcanic cinder-cone, Strike-slip fault, Quaternary, Sistsn.

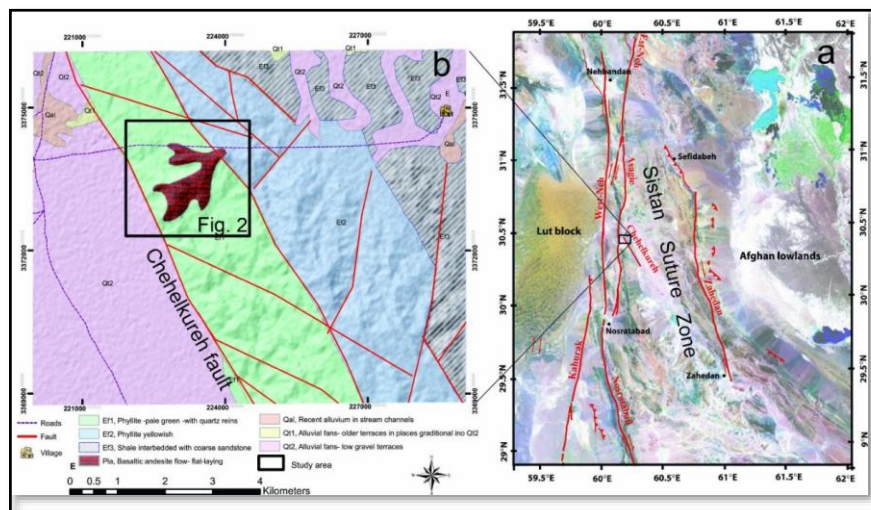
## مقدمه

(2006)، ولکانیسم اواخر سنوزوئیک و محاسبه نرخ گسلش فعال در شرق ایران (Walker et al., 2009)، تعیین سن و خصوصیات ژئوشیمیایی آلکالی بازالت های درون صفحه ای اواخر سنوزوئیک در ناحیه لوت-سیستان (Pang et al., 2012) اشاره کرد. زرین کوب و همکاران (Zarrinkoub et al., 2012) در مدل تکنیکی شرق ایران، فرورانش پوسته اقیانوسی قدیمی سیستان را به زیر بلوک لوت در نظر می گیرند و سن بسته شدن اقیانوس سیستان را کرتاسه زیرین می دانند. بنظر این محققین ایجاد شرایط کشش پس از برخورد موجب نازک شدن سنگ کره و بالا آمدگی استئوسفر و رخداد پدیده Delamination (فرو افتادن بخشی از لیتوسفر زیرین به درون گوشته ی استئوسفری و ذوب شدن آن) می شود و بهمین دلیل از دوره میوسن تا کواترنری، فعالیت آتشفشانی بازالتی آلکالن درون صفحه ای در زمیندرز سیستان را منجر شده است.

مخروط های منفرد از فراوانترین زمین ساخت های آتشفشانی هستند که کمتر مورد توجه محققان قرار گرفته است (Kervyn et al., 2012). برای اولین بار (Porter, 1972) مخروط های منفرد مورد را مورد بررسی قرار داد و در ادامه این ساختارهای آتشفشانی به صورت سیستماتیک مورد بررسی قرار گرفتند (Nakamura, 1972; Settle, 1979; Wood, 1979a, Hasenaka and Carmichael, 1985b; Grosse et al., 2011). حاصل این اطلاعات دستاوردهای فراوانی در زمینه های مختلف زمین شناختی از جمله سن نسبی، زمان فوران و ارتباط این مخروطها با پدیده های تکنیکی بوده است.

مخروط آتشفشانی توزکی، یک مخروط منفرد است که به همراه دهانه خروجی دیگری در امتداد گسل چهل کوره (بخشی از سیستم گسلی شرق ایران واقع در پهنه چین خورده-رانده سیستان) و از میان ر سوبات نوع فلیش پالئوژن (شیل-ماسه سنگ-آهک) در ارتفاعات کوه توزکی واقع در ۱۰۰ کیلومتری شمال غرب زاهدان رخنمون پیدا کرده است (شکل ۱ و ۲). کوه های شمالغرب زاهدان با روند شمال غرب-جنوب شرق تا شمالی-جنوبی بعنوان بخشی از ر سوبات حوضه ر سوبی "نه" (نهبندان) قرار دارند (Camp and Griffiss, 1982). این مخروط آتشفشانی تا کنون بطور خاص مورد مطالعه قرار نگرفته است، و در این مطالعه برای اولین بار ویژگی های صحرائی و مورفومتری آن معرفی می گردد.

از جمله مهمترین مطالعات قبلی انجام شده در منطقه مورد مطالعه و شرق ایران می توان به، چرخش گسل های امتدادلغز در سیستان (Freund, 1970)، معرفی اوروکلاین شرق ایران (Bagheri and Damanigol, 2020)، محاسبه گسلش فعال در ناحیه بیرجند (Walker and khatib, )



شکل ۱. (a) تصویر ماهواره ای پهنه زمین درز سیستان به همراه گسلهای اصلی  
(b) نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه بر اساس نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهلکوره.

رسوبات گوه های افزایشده منطقه فرورانش می باشند (Tirrul et al., 1983). یکی از ویژگی های ساختاری شرق ایران، وجود سامانه گسل های امتدادلغز اصلی با راستای تقریبی شمالی-جنوبی می باشد. این گسل ها که بعضاً باعث لرزه خیزی منطقه شرق ایران نیز می شوند، اغلب با ولکانیسم بازالتی کوتاه تر همراه بوده اند بطوری که منجر به ایجاد روانه های گدازه و نیز مخروطهای ولکانیکی منفرد شده اند (Walker et al., 2009). از نظر سنگ شناسی می توان محدوده مورد مطالعه و اطراف آن را به سه بخش تقسیم نمود: ۱- افیولیتها و آمیزه های افیولیتی: سن این مجموعه را به پیش از کرتاسه تا کرتاسه بالایی نسبت داده اند (Delaloye and Desmons., 1980). سنگ های آذرین افیولیتی شامل سنگ های اولترابازیک پریدوتیتی، گابرو (بصورت توده ای و لایه ای)، دیاباز (با ریخت توده ای، بالشی و دایک های ورقه ای) می باشند. سرپانتینیت و لیستونیت ها از جمله مهمترین سنگ هایی است که همراه افیولیت ها دیده می شوند. مطالعات سن سنجی انجام شده بر روی آمفیبول گابروها سن  $11 \pm 124$  میلیون سال را نشان داده است (Delaloye and Desmons., 1980).

هدف اصلی این پژوهش استفاده از مطالعات صحرائی، تصاویر ماهواره ای جهت استخراج شاخص های مورفومتریک، تعیین نوع فعالیت، جنس مخروط، سن نسبی مخروط منفرد توزکی و ارتباط ژنتیکی آن با گسلهای امتدادلغز منطقه می باشد.

### موقعیت تکتونیکی و زمین شناسی منطقه

پهنه زمیندرز سیستان در نتیجه ی بسته شدن یک شاخه فرعی از اقیانوس نئوتتیس، با طول عمر نسبتاً کوتاه، در طول زمان کرتاسه تا پالئوسن به سمت یک حاشیه فعال با شیب فرورانش به سمت شرق متحول شده است. این منطقه در حاشیه فعال اقیانوس نئوتتیس شمالی به علت جدایش و دوباره افزوده شدن به بلوک لوت دچار پیچیدگی شده است (Delaloye and Desmons, 1980; Tirrul et al., 1983). این پهنه ساختاری با روند تقریبی شمال غرب-جنوب شرق در جنوب به زون ساختاری مکران با روند شرقی-غربی می پیوندد. رسوبات پالئوسن با دگرشیبی روی افیولیت های کرتاسه فوقانی و سنگ های دگرگونی فشار بالای مرتبط با آن نهشته شده اند و مشابه

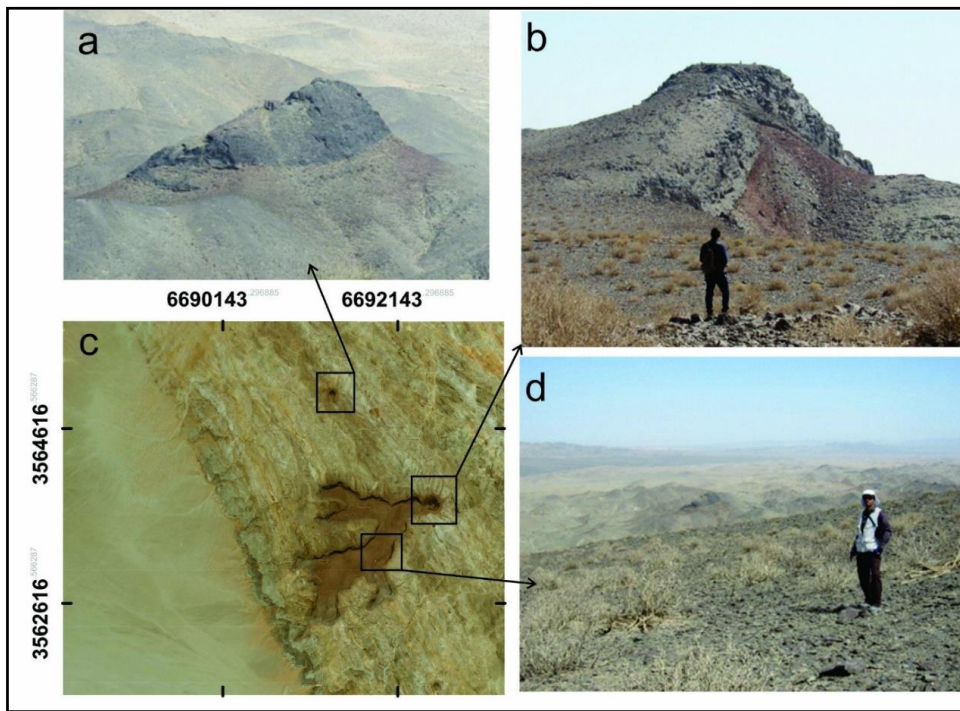


بنابراین پیشنهاد می شود از اصطلاح "بازالت" برای ترکیب سنگ شناسی گدازه های بازیک توزکی استفاده نمود و اصطلاح "آندزیت" بکار برده شده بر روی نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهل کوره (واله و سعیدی، ۱۳۶۷) برای گدازه های جریانی کوه توزکی مناسب نمی باشد.

۲- سنگ های دگرگونی همراه آمیزه های افیولیتی شامل آمفیبولیت و شیست ها می باشند. سن شیست های اطراف کوه ملوسان به روش پتاسیم-آرگون  $65/3 \pm 6/1$  میلیون سال بدست آمده است (Delaloye and Desmons., 1980).

۳- رسوبات فلیشی: رسوبات فلیشی کرتاسه بیشتر در کوه های انجیرک و حسینعلی رخنمون دارند و همبری آنها با افیولیت ها بصورت گسله است. رسوبات فلیشی پالئوسن که بیشتر از جنس شیل و ماسه سنگ هستند در جنوب کوه رحمان رخنمون دارند. آهک های پالئوسن در بخش غربی کوه لونکا بصورت توده ای و لایه ای وجود دارند. رسوبات فلیشی ائوسن در منطقه گسترش و سیعی دارند و در حد شیست دگرگون شده اند.

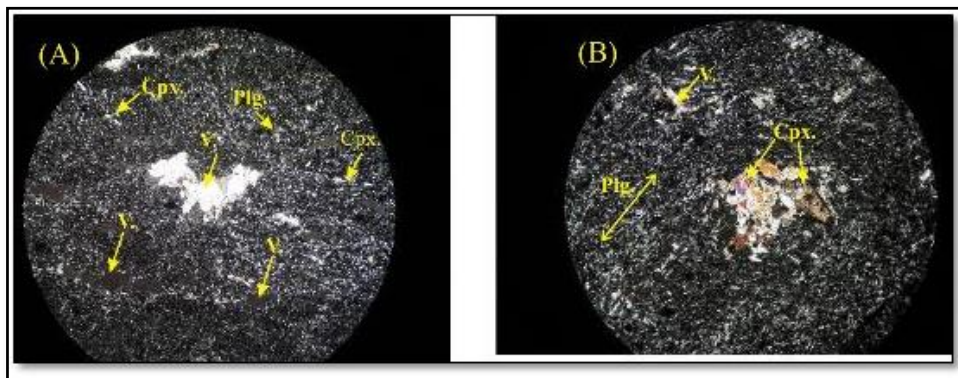
۴- ترکیب سنگ شناس مخروط توزکوی: ترکیب سنگ شناسی گدازه های توزکی بر روی نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهل کوره (واله و سعیدی، ۱۳۶۷) با نام آندزیت معرفی شده است که با مطالعات پتروگرافی ما سازگاری چندانی ندارد. گدازه های این مخروط منفرد در نمونهدستی رنگ قهوه ای تیره تا قهوه ای روشن دارند و عمدتاً شامل بازالت و سنگهای آذرآواری نظیر آگلومرا و بمب های پرتابی در فاصله دورتر از مخروط اصلی می باشند (شکل ۳). از نظر پتروگرافی، بافت گدازه های جریانی از نوع تراکیتی، میکرولیتی، تجمعی و حفره ای می باشد (شکل ۴). کانیهای سازنده اصلی بسیار ریزدانه هستند که حاکی از صعود بسیار سریع ماگما از مخزن ماگمایی بطرف سطح بوده است و بطوری که کانیها فرصت کافی برای رشد نداشته اند. این کانیها عبارتند از: میکرولیت های پلاژیوکلاز، ریزیلورهای ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن. علاوه بر این کانی های فرعی اپاک سیاه رنگ (احتمالاً اکسیدهای آهن-تیتان)، نیز درصد کمی از بافت این سنگها را به خود اختصاص می دهند (شکل ۴).



شکل ۲. (a) عکس صحرائی از دهانه آتشفشانی شمالغربی دهانه اصلی توزکی  
 (b) تصویر صحرائی مخروط منفرد اصلی توزکی  
 (c) تصویر ماهواره ای Sasplanet از موقعیت مخروط های آتشفشانی و جریان گدازه ها؛  
 (d) تصویر صحرائی از روانه گدازه و آذرآواری های توزکی (آگلومرا)، در پس زمینه این تصویر گسلهای اصلی منطقه دیده می شود.



شکل ۳. عکس صحرائی از سنگهای آذرآواری های توزکی (آگلومرا)



شکل ۴: عکس میکروسکوپی از گدازه های جریان‌های بازیک توزکوه:  
(A) بازالت وزیکولار یا حفره ای. کانی های سازنده: میکروولیت های پلاژیوکلاز (plg)، پیروکسن های دانه ریز (Cpx)، و حفره های خروج گاز (V.)، (نور پلاریزه، با بزرگنمایی ۴۰ برابر)؛  
(B) بافت های تراکیتیو گلومروپورفیریک حاصل کانی های: پلاژیوکلاز (plg) که علامت پیکان جهت قرارگیری میکروولیت های پلاژیوکلاز در جهت جریان گدازه را نشان می دهد، کلینوپیروکسن (Cpx)، حفره های خروج گاز (V.)؛ (نور پلاریزه ۴۰ برابر)

2012). روش استفاده شده در این مطالعه براساس اندازه گیری مشخصات موفولوژی پایه بر روی مخروطهای شناخته شده در سرتاسر دنیا است (Settle, 1979; Wood, 1979a, Hasenaka and Carmichael, 1985b; Grosse et al., 2012).

پارامترهای موفولوژی مخروطها عبارت اند از (Sucipta et al., 2006):

- 1- ارتفاع مخروط (Hco): عبارتست از اختلاف بین ارتفاع متوسط قاعده یا بستر و ارتفاع حلقه کراتر یا قله مخروط.
- 2- قطر قاعده مخروط (Wco): با استفاده از میانگین چهار قطر در جهات مختلف، قاعده مخروط محاسبه می شود. به دنبال رشد واریزه ها در دامنه، قطر پایه مخروط افزایش پیدا می کند بنابراین استفاده از مطالعات صحرائی جهت تعیین قطر پایه مخروط مناسب نمی باشد و می توان از فواصل و تغییرات خطوط کانتوری به عنوان یک ابزار مناسب استفاده کرد. 3- پهنای کراتر ( $W_{cr}$ ): یا قطر کراتر که به وسیله میانگین چهار قطر در جهات مختلف تعریف می شود. (شکل ۵)

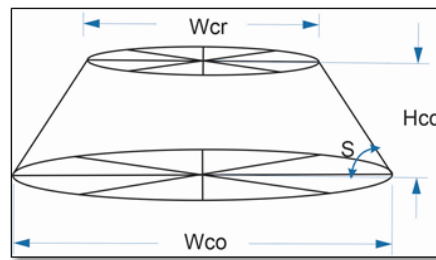
## آنالیز مورفومتری

اغلب مخروط های منفرد که تحت عنوان مخروطهای اسکوری نامیده می شوند، با فوران قطعات آذرآواری پرتابی به اطراف همراه هستند. این مخروط ها در محدوده های فعال آتشفشانی به تعداد خیلی زیاد یافت می شوند و دهانه آنها کراتر نامیده می شوند. مطالعات نشان داده است که ترکیب و ساختار این دهانه ها اغلب با هم مشابه است (Settle, 1979; wood, 1980 a,b). تکامل تخریب این مخروط ها را می توان با مدت زمانی که آنها تحت فرسایش قرار گرفته اند، مطابقت داد. فرایند کاهشی پیش رونده در ارتفاع مخروط (HCO) و نسبت ارتفاع/پهنای مخروط (HCO/WCO) و زاویه شیب با افزایش سن، معیاری برای برآورد سن نسبی مخروط است (Wood, 1980a,b; Hooper and sheriden, 1998).

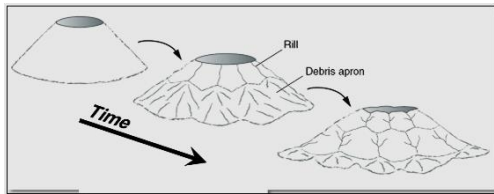
آنالیز مورفومتری مخروط های ولکانیکی بر اساس شکل ظاهری آنها و معمولاً با استفاده از نقشه های توپوگرافی، تصاویر DEM، تصاویر ماهواره ای و مطالعات صحرائی انجام می گیرد (Grosse et al.,



که در آن  $Rcr$  و  $Rco$  به ترتیب عبارت اند از یک دوم  $Wcr$  و  $Wco$ . بنابراین با توجه به پارامترهای معرفی شده می توان ویژگی های مورفومتری مخروط توزکی را محاسبه کرد.



شکل ۵: تصویر شماتیک نشان دهنده پارامترهای مورفولوژی مخروط (Sucipta et al., 2006).



شکل ۶: تغییر پارامترهای مورفولوژی مخروط در طول گذشت زمان است (Sucipta et al., 2006)

### پارامترهای مورفومتری دهانه آتشفشانی منفرد توزکی:

در این مطالعه پس از تهیه نقشه توپوگرافی (شکل ۶) استخراج شده از تصاویر DEM با قدرت تفکیک ارتفاعی ۱۲٫۵ و استفاده از اطلاعات صحرائی، محدوده کراتر و قاعده مخروط توزکی تعیین شد (شکل ۷). سپس به منظور برآورد مناسب از شکل دهانه و قاعده مخروط، چهار پروفیل در جهات مختلف در عرض مخروط استخراج گردید (شکل ۸). از این پروفیل برای استخراج اطلاعات مورفومتری به شرح جدول ۱ استفاده گردید.

از پارامترهای پایه فوق برای استخراج دو نسبت  $Wcr/Wco$  و  $Hco/Wco$  و زاویه شیب استفاده می شود (Sucipta et al., 2006). نسبت  $Hco/Wco$  با افزایش سن کاهش پیدا می کند. بدین صورت که همزمان با کاهش ارتفاع مخروط و انتقال مواد پیروکلاستیک به دامنه و ایجاد واریزه قطر قاعده مخروط افزایش پیدا می کند (شکل ۵). یکی از دیگر نشانگرهای مورفومتری که طی زمان تغییر می کند عبارت است از متوسط زاویه شیب ( $S_{av}$ ) (شکل ۵ و ۶). برای مخروطهایی که کراترهایی های خود را حفظ کرده اند متوسط زاویه شیب توسط فرمول ذیل محاسبه می گردد.

(رابطه ۱)

$$S_{ave} = \tan^{-1} [2Hco / (Wco - Wcr)]$$

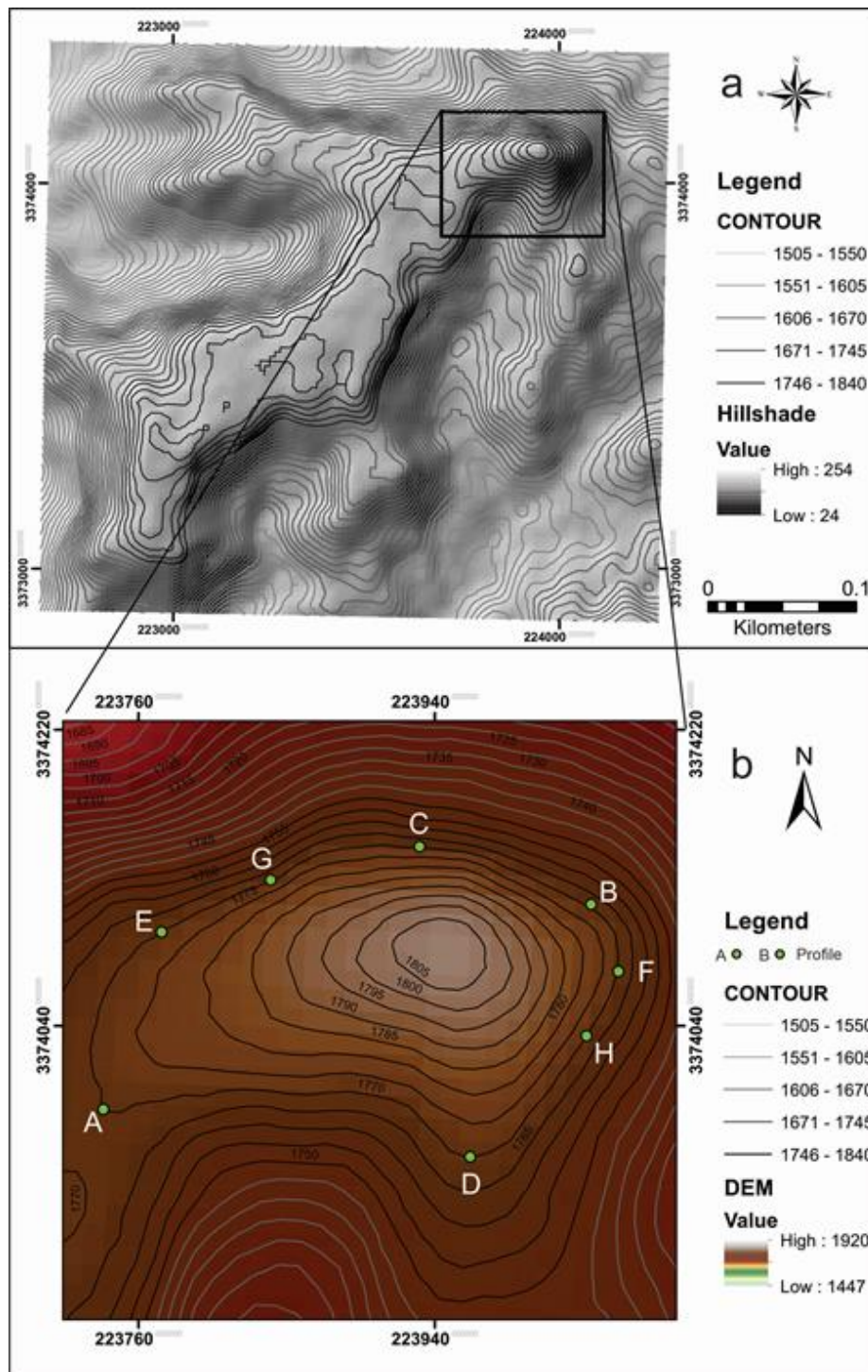
$Hco$  ارتفاع مخروط،  $Wco$  قطر پایه مخروط و  $Wcr$  قطر کراتر است.

یکی دیگر از مشخصات مورفومتری مخروطها حجم مخروط سربریده است که به وسیله معادله زیر به دست می آید (Hasenaka and Carmichael 1985)

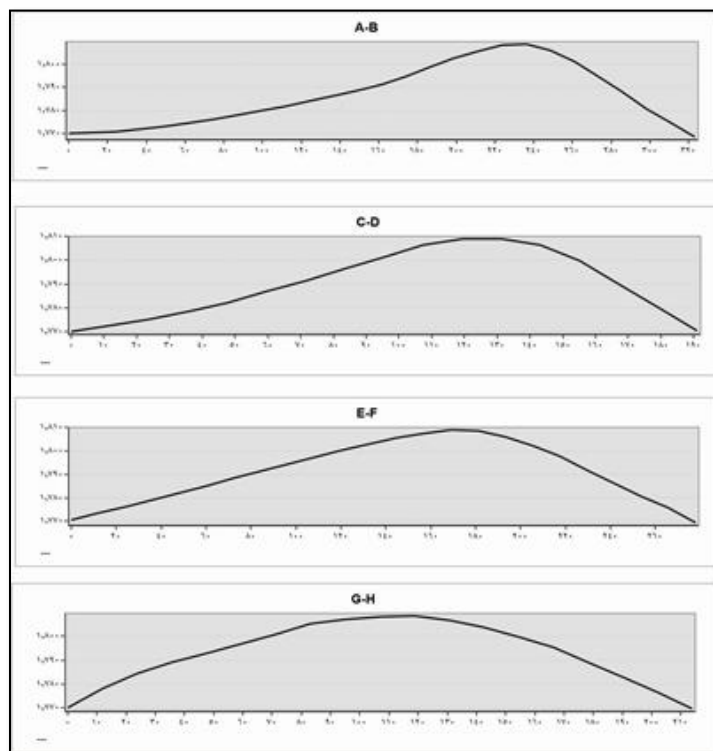
(رابطه ۲)

$$V = (Hco / 3)(Rcr^2 + RcrRco + Rco^2)$$





شکل ۷. (a) نقشه توپوگرافی به همراه تصویر برجسته مخروط توزکی و روانه ماگمایی  
(b): نقشه توپوگرافی به همراه تصویر برجسته مخروط اصلی که جهت پروفیل‌های ارتفاعی بر روی آن مشخص شده است



شکل ۸. ۸: پروفیل های ارتفاعی در چهار جهت متفاوت از مخروط. محل پروفیلها بر روی شکل ۶ نشان داده شده است. اعداد بر حسب متر می باشد.

جدول ۱: پارامترهای مورفومتری مخروط منفرد توزکی

Wer/Wco	Hco/Wco	Savg (درجه)	Hco (متر)	Wcr (متر)	Wco (متر)	
0.13	0.1	14	35	43	321	پروفیل ارتفاعی A-B
0.22	0.18	25	35	42	191	پروفیل ارتفاعی C-D
0.19	0.125	17.28	35	55	280	پروفیل ارتفاعی E-F
0.25	0.16	23.76	35	55	214	پروفیل ارتفاعی G-H
0.20	0.14	20	35	48.67	251.5	میانگین

شکل مذکور را مخروط (Cone) و اگر بزرگتر باشد، سوزن (Spine) و در حالت مساوی به آن گنبد (Dome) می گویند که اختصاص به گدازه های اسیدی با ویسکوزیته (گرانروی بالا) دارد. بر اساس این محاسبه دهانه خروجی توزکوه از نوع "مخروط" است (جدول ۱). دهانه های مخروطی ممکن است از تجمع گدازه (Lava)، مواد آذر آواری (خاکستر یا اسکوری)

قبل از بررسی مشخصات مورفومتری دهانه منفرد توزکی، ابتدا لازم است بر اساس مشاهدات صحرایی و پترولوژیکی، نوع فوران، جنس گدازه، مراحل فعالیت آن مشخص شود. مواد آتشفشانی در اطراف دهانه اصلی برجستگی هایی را بوجود می آورند که شکل ظاهری آن شبیه مخروط است. هرگاه ارتفاع یک دهانه آتشفشانی (H) کوچکتر از شعاع قاعده آن (R) باشد،

است. بر اساس مطالعه (wood, 1980 a) مخروط های منفرد روی زمین دارای قطر متوسط قاعده ۹۰۰ متر هستند البته تاکید شده است که می توانند این اندازه بسیار متفاوت باشد. نسبت بین قطر دهانه و قاعده دارای مقدار متوسط ۰/۴ می باشد (Porter, 1972) ولی در دیگر مطالعات که مخروط های منفرد را در مراحل مختلف فرسایش مورد بررسی قرار داده اند مقدار کمتری را نشان داده اند. ارتفاع مخروط های منفرد جوان و دست نخورده روی زمین برابر با  $Wco/0.18$  است (Porter, 1972; Wood, 1980a).

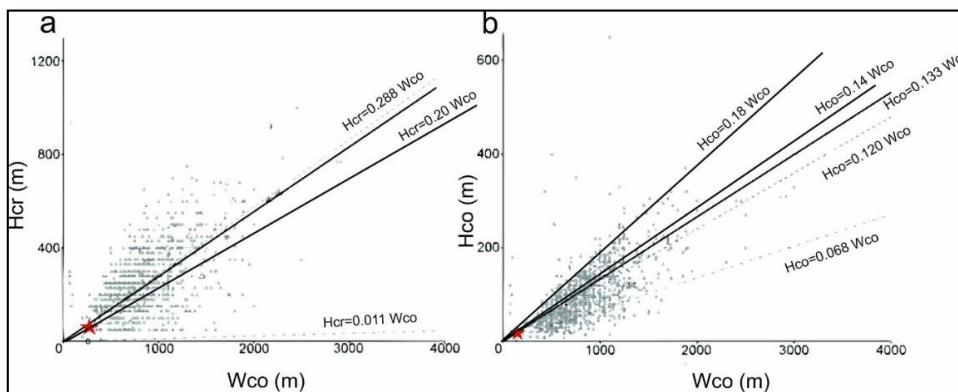
پارامترهای مرفومتری استخراج شده مخروط منفرد توزکی (جدول ۱) نشان می دهد که متوسط قطر قاعده برابر با 251.5 متر است که نزدیک به محدوده اندازه گیری شده توسط (Lanz et. al, 2010) (بین ۲۸۰ تا ۱۰۰۰ متر) قرار می گیرد. متوسط قطر دهانه ۴۹ متر می باشد که کمتر از مقداری است که (Lanz et. al, 2010) (۱۱۰ تا ۴۵۰ متر محاسبه کرده اند. نسبت متوسط  $Wcr/Wco$  برابر ۰/۲۰ است که در محدوده ۱۰۶۳ مخروط اندازه گیری شده توسط (Hasenaka and Carmichael, 1985a) قرار می گیرد (شکل ۹ a). متوسط ارتفاع به دست آمده برای این مخروط ۳۵ متر است. متوسط نسبت  $Hco/Wco$  برای این مخروط ۰/۱۴ به دست آمده که برابر با متوسط بهدست آمده برای مخروطهای جهانی است (شکل ۹ b). مقدار شیب به دست آمده برای پهلوی مخروط برابر با ۲۰ درجه است که بر اساس مطالعات (Hooper and Sheridan, 1998) در گروه مخروطهای کمتر فرسایش یافته قرار می گیرد. حجم به دست آمده برابر با ۰۰۶۰۹۴۰۲/کیلومتر مکعب است که کمتر از حجم متوسط به دست آمده برای مخروطهای جهان برابر با ۰/۰۴۶ کیلومتر مکعب می باشد.

و یا تناوبی از هر دو نوع بوجود آیند. مطالعات انجام شده صحرائی و سنگ نگاری حاکی از این است که مخروط توزکوه فقط از تجمع گدازه و مقدار کمی مواد آذر آوری ایجاد شده است. تقسیم بندی دیگر، بر اساس تعداد دفعات فعالیت دهانه های آتشفشانی است که آنها را به دو نوع منوژنتیک (در نتیجه یک رخداد فورانی ایجاد شده اند) و پلی ژنتیک (بیش از یک بار فعالیت در طول حیات خود) طبقه بندی نموده اند. از این نظر مخروط مورد مطالعه بنا به دلایل زیر از نوع منوژنتیک است:

۱- ترکیب سنگ شناسی و کانی شناسی گدازه های مخروط توزکوه فقط از یک جنس (بازالت) است و تنوع ترکیبی ندارد. ۲- گدازه ها حالت تناوبی ندارند بطوریکه بین گدازه ها لایه های خاکستر یا مواد آذر آوری آتشفشانی و یا سطح فرسایشی وجود ندارد. ۳- بین گدازه های توزکی خاک قرمز یا خاک قدیمی (Paleo soil) مشاهده نشده است. ۴- بافت گدازه ها ناهمسان نمی باشد. گدازه های بازالتی توزکوه به دلیل ویسکوزیته یا گرانیروی کم، سرعت حرکت بیشتری نسبت به گدازه های اسیدی ویسکوز داشته اند و بصورت جریان گدازه بر روی سطح رسوبات میزبان جاری شده اند (شکل ۲).

### مقایسه پارامترهای مورفومتری:

جهت شناخت بهتر پارامترهای مورفومتری مخروط توزکی با دیگر مطالعات انجام شده در سرتاسر دنیا اطلاعات مورفومتری استخراج شده، مقایسه و نتایج مورد بررسی قرار می گیرد. بدین منظور از اطلاعات مورفومتری ۹۱۰ مخروط منفرد در محیط های مختلف آتشفشانی که توسط (wood, 1980 a) و دیگر منابع که در ادامه ذکر می شود استفاده شده



شکل ۹: مقایسه اطلاعات مورفومتری مخروط توزکی با اطلاعات مورفومتری ۱۰۶۰ مخروط منفرد در سرتا سر دنیا (Hasenaka and Carmichael, 1985a).

علامت ستاره مربوط به مخروط توزکی است

(a) نمودار نسبت  $Hcr/Wco$

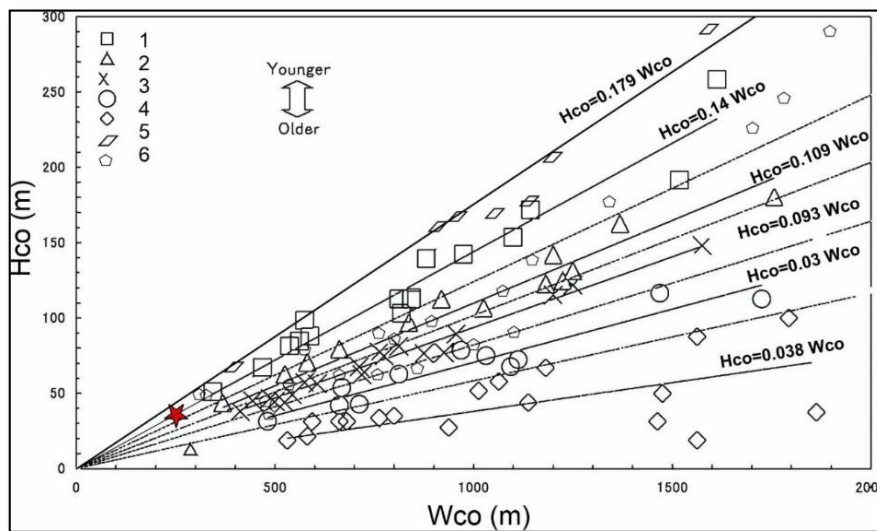
(b) نمودار نسبت  $Hco/Wco$

۵ و ۶) و ۷۸ مخروط منفرد از کمپلکس باجاواؤ اندونزی (شکل ۱۰ علائم ۱ تا ۴) را که سن آنها با استفاده از روشهای سن سنجی محاسبه شده بود را بر روی یک نمودار که نسبت ارتفاع به قطر قاعده را نشان می دهد پلات کردند. خطوط پلات شده بر روی این نمودار حکایت از یک رابطه معنا دار بین نسبت ارتفاع به قطر قاعده می باشد، بدین صورت که مخروطهای دارای سن یکسان بر روی یک خط قرار می گیرند و به عبارت دیگر با افزایش سن نسبت  $Hco/Wco$  کاهش پیدا می کند (شکل ۱۰).

عوامل متعددی مانند نوع فوران و فرسایش بر روی شکل امروزی مخروطها تاثیر می گذارند. بر اساس نسبت بزرگترین به کوچکترین قطر کراتر و قاعده، شکل کراترها را به انواع دایره ای، نیمه دایره ای، نیمه بیضوی، بیضوی، بیضوی کشیده و فرا بیضوی تقسیم کردند. بر اساس اطلاعات جدول ۱ نسبت بزرگترین و کوچکترین قطر قاعده و کراتر به ترتیب ۲/۶۵ و ۱۱/۳ است. که بر اساس آن شکل هندسی قاعده فرایضوی و شکل هندسی کراتر نیمه بیضوی است.

### سن مورفومتری:

به طور کلی با گذشت زمان شکل مخروط دچار تغییر می شود. بدین صورت که بر اثر فرسایش از ارتفاع مخروط کاسته شده و به پهنای قاعده افزوده می شود. بنابراین نسبت  $Hco/Hwo$  و زاویه شیب با افزایش سن کمتر می شوند و از این ویژگی می توان برای تخمین سن نسبی مخروط استفاده کرد (Wood 1980b; Sucipta et al, 2006). به ترتیب اطلاعات مورفومتری ۳۸ مخروط منفرد متعلق به میدان آتشفشانی سانفرانسیسکو (شکل ۱۰ علائم



شکل ۱۰: نمودار نسبت ارتفاع مخروط (Hco) به قطر قاعده مخروط (Wco) که بر روی آن به ترتیب اطلاعات مورفومتری ۳۸ مخروط منفرد متعلق به میدان آتشفشانی سانفرانسیسکو (علائم ۵ و ۶) و ۷۸ مخروط منفرد از کمپلکس باجاواؤ اندونزی (علائم ۱ تا ۴) که سن آنها با استفاده از روشهای سن سنجی محاسبه شده.

تعیین سن نسبی دیگر مخروطها استفاده کرد (خلعتری و دیگران ۱۳۹۴) (جدول ۲).

خطوط نقطه چین گروههای با سن مورفومتری یکسان را از هم جدا می کنند (Wood 1980b; Sucipta et al, 2006)

بنابراین بر اساس مقدار  $Hco = 0.14 Wco$  به دست آمده برای مخروط توزکی می توان سن نسبی بین ۰/۱ تا ۰/۲ میلیون سال را به آن نسبت داد.

با توجه به این مطالب و محاسبات انجام شده توسط (Wood, 1980 b) می توان از نسبت  $Hco/Wco$  برای

جدول ۲: سن مورفومتری بر اساس نسبت  $Hco/Wco$

معادله خط	سن مورفومتری
$Hco = 0.179 Wco$	سال $< 100000$
$Hco = 0.125 Wco$	۰/۲ - ۰/۷ میلیون سال
$Hco = 0.0138 Wco$	۰/۳ - ۸/۰ میلیون سال



## بحث و نتیجه گیری:

اطلاعات به دست آمده از مورفومتری و سن نسبی مخروط توزکوه نشانگر وجود یک مخروط آتشفشانی جوان است که به خوبی شکل اولیه خود را حفظ کرده و طی یک فوران شکل گرفته است. با توجه به آن سعی می شود ارتباط تکتونیکی این مخروط و گسلهای اطراف آن مورد بررسی قرار گیرد.

حرکت به سمت شمال-شمال شرق قسمت های مرکزی ایران نسبت به بلوک افغان باعث ایجاد مناطق برشی شمالی-جنوبی راستگرد شده است (Walker et al., 2009). این حرکت برشی به وسیله یک سری گسل امتداد لغز راستگرد شمالی-جنوبی در پهنه زمین درز سیستان و غرب و شرق بلوک لوت نمایان شده است. حرکت گسلهای امتداد لغز پهنه چین خورده-رانده سیستان باعث ایجاد سیماهای متفاوت زمین شناسی در امتداد آنها شده است (Camp and Griffis, 1982). یکی از این پدیده ها فوران مواد آتشفشانی خطی در امتداد این ساختارها است که فوران آنها را وابسته به این گسلها می دانند. مطالعات سن سنجی مطلق انجام شده توسط (Walker et al., 2009) بر روی این سنگهای آتشفشانی که توسط گسلها شرق و غرب نهبندان بریده شده اند به ترتیب سنی برابر ۱/۶ تا ۴/۸۱ را نشان می دهند. ایشان این مناطق فورانی را به علت فرسایش فاقد دهانه مشخص می دانند. با مطالعه عناصر فرعی و اصلی این سنگها نشان داده شده است که ماگماهای سازنده آنها از یک گوشته آستونوسفری در عمق ۸۰ کیلومتری زیر پوسته زمین منشا گرفته اند (Pang et al., 2012).

مطالعات دقیق میدانی و تصاویر ماهواره ای منطقه نشانگر وجود دو گسل اصلی و تعدادی گسل فرعی در منطقه می باشد که به طور عمده لایه بندی و دایکهای مجاور پهنه برشی مورد مطالعه را جابجا کرده اند (شکل ۱۱). مطالعات انجام شده پهنه های برشی مشابه در سایر

نقاط جهان مانند آلپ (Rosenberg, 2004) مدل های کینماتیکی و مکانیسم مشابهی برای صعود و جایگزینی ماگما در امتداد گسل های امتداد لغز جوان کواترنر پیشنهاد نموده است (شکل a-۱۱).

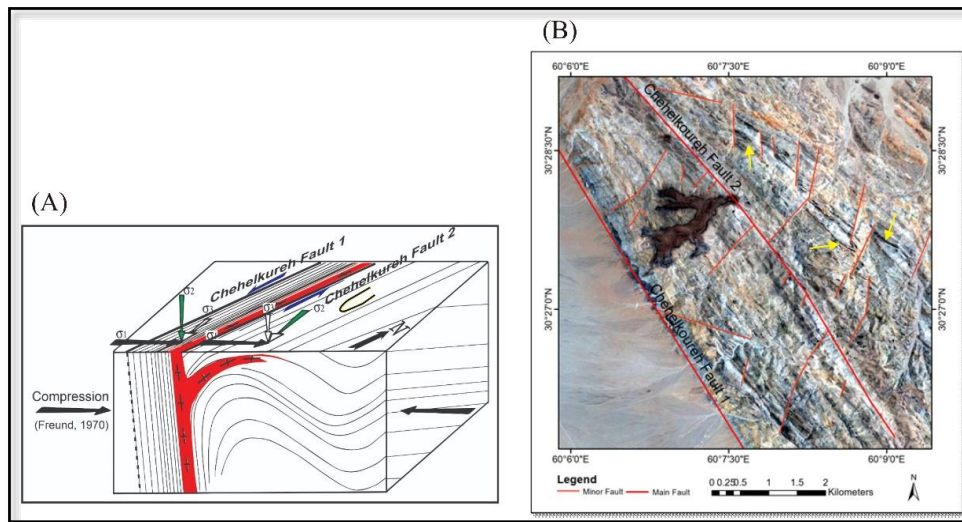
بر این اساس دگرشکلی ترا فشارشی بصورت جزء به جزء شدگی استرین (partitioned)، یک مولفه برش ساده درون بخش داخلی پهنه برشی و یک مولفه برشی محض در نزدیکی پهنه برشی دارد که اجازه تبادل و تغییر راستای محورهای متوسط و کوچک تنش فشارشی را منجر می شود (شکل ۱۱). جهت یابی محور کوچک تنش فشارشی نزدیک پهنه برشی منجر به باز شدگی افقی شکستگی ها و یا دایکها خواهد شد (Rosenberg, 2004). این مدل بخوبی با راستای ساختارهای منطقه مورد مطالعه سازگار است بطوری که امتداد محور چین خوردگی های منطقه توزکی به موازات امتداد گسل های اصلی قرار دارند (شکل b-۱۱).

با بررسی این گسلها و نقشه پایه منطقه (شکل ۱، نقشه ۱۰۰ هزار چهل کوره) متوجه می شویم که به درستی گسلهای فرعی در این منطقه استخراج نشده است. به طور کلی در این منطقه شاهد دو گسل امتداد لغز اصلی با امتداد شمالغرب- جنوب شرق هستیم که ما در این مطالعه آنها را گسل چهل کوره ۱ و ۲ نامیده ایم. ارتباط این ساختارها نشانگر این است که گسل اصلی چهل کوره ۲ که دهانه های خروجی بر روی آن قرار گرفته اند جوانتر از دیگر شکستگی های این منطقه است به صورتی که گسلهای فرعی را قطع و جابجا کرده است.

با توجه به اینکه این مخروط و دهانه خروجی واقع در قسمت شمال غربی آن دقیقا بر روی گسل اصلی چهل کوره ۲ قرار گرفته است می توان با استناد به مطالعات (Walker et al., 2009) و شواهد صحرائی این گسل را

جوانتر بودن گسل چهل کوره ۲ می تواند شاهدهی بر فعالیت جوان این مواد آتشفشانی باشد و به طور کلی تاییدی بر سن نسبی به دست آمده از محاسبات مورفومتری باشد. بنابراین پیشنهاد می شود مخروط آتشفشانی توزکی به عنوان یک مخروط کواترنری با سن بسیار جوان بعد از آخرین فعالیت گسلهای اصلی منطقه فوران کرده است.

یک گسل فعال و پی سنگی پیشنهاد داد که به عنوان مسیر لازم جهت صعود ماگما و فوران این مواد آتشفشانی در این منطقه عمل کرده است. وجود اثر سطحی مشخص در امتداد گسل های چهل کوره و گسلهای فرعی نشان از فعالیت اخیر و فعالیت بالای تکتونیکی آنها دارد با این وجود هیچ گونه جابجایی بر روی این مخروط و روانه بازالتی آن مشاهده نمی شود که این خود در کنار شواهد



شکل ۱۱. (A) مدل انتقالی نحوه نفوذ و جایگیری ماگما در امتداد گسل های امتداد لغز پی سنگی (Rosenberg, 2004) (B) گسلهای اصلی و فرعی (قلمز رنگ) و چین خوردگی های منطقه (فلش های زرد) بر روی تصویر ماهواره ای



## قدردانی

using digital elevation models. *Geomorphology*, 136(1), 114-131.

Grosse, P., de Vries, B.V.W., Euillades, P.A., Kervyn, M. and Petrinovic, I.A., 2012. Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models. *Geomorphology*, 136(1), 114-131.

Hasenaka, T. and Carmichael, I.S., 1985. The cinder cones of Michoacán—Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1-2), pp.105-124.

Hooper, D.M. and Sheridan, M.F., 1998. Computer-simulation models of scoria cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 83(3-4), 241-267.

Kervyn M, Ernst G.G.J., Carracedo J.-C., Jacobs P. 2012. Geomorphometric variability of “monogenetic” volcanic cones: Evidence from Mauna Kea, Lanzarote and experimental cones. *Geomorphology*, 136, 59–75.

Nakamura K, 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation principal and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2, 1-16.

Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Yang, H.M., Chu, C.H., Lee, H.Y., Lo, C.H., 2012. Age geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut-Sistan region, eastern Iran., *Chemical geology*, 306-307, 40-53.

Porter, S.C., 1972. Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 83(12), pp.3607-3612.

Rosenberg, C.L., 2004. Shear zones and magma ascent: A model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. *Tectonics*, 23, 1-21.

Settle, M.A.R.K., 1979. The structure and emplacement of cinder cone fields. *American Journal of Science*, 279(10), 1089-1107.

Sucupita, I.G.E., Takashima, I., Muraoka, H., 2006. Morphometric age and petrological characteristics of volcanic rocks from the Bajawa Cinder Cone Complex, Flores, Indonesia. *Journal*

این مطالعه مورد حمایت مادی و معنوی دانشگاه سیستان و بلوچستان قرار گرفته است که بدین وسیله مورد تشکر و قدردانی قرار می گیرد.

نویسندگان بر خود لازم می دانند از آقایان دکتر غلامی و دکتر هیهات (مدیر گروه محترم زمین شناسی دانشگاه بیرجند) بابت در اختیار قرار دادن کارگاه تهیه مقطع نازک آن دانشگاه، و از آقای دکتر زرین کوب، استاد محترم گروه زمین شناسی دانشگاه بیرجند، بابت مشاوره های علمی ارزنده ایشان تشکر نمایند.

## منابع

خلعتبری، م.؛ صالحی سیاوشی، ن.؛ فریدی، م.، ۱۳۹۵. تعیین سن مورفومتری مخروط سیندر خاتون باغ، شمال خاوری مهاباد، استان آذربایجان غربی. فصلنامه زمین شناسی ایران، ۴۵-۵۷.

واله، ن.؛ سعیدی، ع.، ۱۳۶۷. نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بر گره چهل کوره. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Bagheri, S., and Damanigol, S.H., 2020. The eastern Iranian Orocline . *earth –Science Review*, 210, 1- 43.

Camp, V.E. and Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *lithous*, 15, 221-239.

Delaloye, M., Desmons, J., 1980. Ophiolites and mélange terranes in Iran: A geochronological study and its paleotectonic implications, *Tectonophysics*, Vol.68, 83-111.

Freund, R., 1970. Rotation of strike-slip faults in Sistan, Southeast Iran. *Journal of Geology*, 78, 188-200.

Grosse, P., de Vries, B.V.W., Euillades, P.A., Kervyn, M. and Petrinovic, I.A., 2012. Systematic morphometric characterization of volcanic edifices





- Wood, C.A., 1980a. Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7(3-4), 387-413.
- Wood, C.A., 1980b. Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(2-4), 137-160.
- Zarrinkoub, M.H., Chung, S.-L., Chiu, H.-Y., Mohammadi, S. S., Khatib, M.M., Lin, I.-J., 2010. Zircon U–Pb age and geochemical constraints from the northern Sistan suture zone on the Neotethyan magmatic and tectonic evolution in eastern Iran., GSA conference on “tectonic crossroads: evolving orogens in Eurasia-Africa-Arabia”, Oct. 4-8, Ankara, Turkey.
- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y. and Lee, H.Y., 2012. Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. , *Lithos*, 154, 392-405
- of *Mineralogical and Petrological Sciences*, 101(2), pp.48-68.
- Tirrul R, Bell L.R., Griffis R.J., Camp, V.E. 1983. The Sistan Suture Zone of eastern Iran. *Geological Society of American Bulletin*, 94, 134-150.
- Walker R. T., and Khatib, M. M., 2006. Active faulting in the Birjand region of NE Iran., *Tectonics*, 35, 1-17.
- Walker R., Jackson J., 2002. Offset and evolution of the Gowk fault, S.E. Iran: a major intra-continental strike-slip system. *Journal of structural geology*, 24, 1677-1698, 2002.
- Walker, R.T., Gans, P., Allen, M.B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N. and Zarrinkoub, M., 2009. Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 177(2), 783-805.
- Wood, C.A., 1979. Monogenetic volcanoes of the terrestrial planets. In *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings* , 10, 2815-284.

