

## ماگماتیسیم و تکتونوماگماتیسیم پرکامبرین پسین در ایران مرکزی<sup>(۱)</sup>

علی درویش زاده\* و بابک آل طه

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

### چکیده

سنگهای ولکانیک سازندهای ریزو، اسفوردی و هرمز که جزو فعالیت‌های پست تکتونیک فاز کوهزایی کاتانگایی محسوب می‌شوند از لحاظ لیتولوژیکی، سنی و پترولوژیکی اختصاصات مشابهی نشان می‌دهند که سبب انگیزه مطالعه کلی و مقایسه آنها با یکدیگر در این پژوهش شده است. به طور کلی سنگهای آذرین این سازندها به دو گروه عمده قابل تفکیک می‌باشند. نخست سنگهای ولکانیک اسید، با قرابت کالکوالکالن و دوم گدازه‌های بازیک و یا دایکهای دلریتی با قرابت آلکالن که همزمان یا کمی پس از جایگزینی سنگهای اسید به سطح زمین راه یافته‌اند.

ماگماتیسیم دوگانه یا با یمودال (اسید - بازیک) همراه با اختصاصات پترولوژیکی و ژئوشیمیایی سنگ‌های این مناطق موید شکل‌گیری آنها در یک محیط ریفت درون قاره‌ای است که با ریفتهای فعال امروزی نظیر شاخه شرقی ریفت شرق آفریقا و یا ریفتهای قدیمی تر مثلاً ریفت ریوگراند قابل مقایسه‌اند. ریفت این مناطق یک ریفت جنینی بوده است که هرگز به مرحله پیشرفته‌تر یعنی اقیانوس‌زایی نرسیده است. بنظر می‌رسد که منشاء سنگهای بازیک منطقه ماگمای آلکالن اولیه‌ای باشد که خود در اثر بالا آمدن استنوسفر و ذوب بخشی گوشته فوقانی تشکیل شده است و پس از صعود و جایگزینی در عمق تعادلی خود ضمن تفریق و تبلور سبب ذوب پوسته فوقانی و ولکانیسم کالکوالکالن اسیدی شده که به صورت گدازه‌های ریولیتی و فعالیت‌های پیروکلاستیک شدید به سطح زمین راه یافته است. با توجه به اینکه سنگهای بازیک در ریشه سنگهای اسیدی قرار داشته‌اند و به علت خمیری بودن سنگهای اسیدی و وزن مخصوص بیشتر سنگهای بازیک این سنگها نتوانسته‌اند به بالا راه پیدا کنند و لذا به صورت دایک و توده‌های نفوذی کوچک که فعالیت آنها بعد از سرد شدن توده‌های اسیدی بیشتر می‌شود به بالا می‌رسند و شاید علت کمبود سنگهای بازیک نیز همین باشد.

۱- بدینوسیله از امور پژوهشی دانشگاه تهران که امکان این پژوهش را در قالب یک طرح تحقیقاتی از بخش مرکز تحقیقات مناطق کویری و بیابانی ایران فراهم کرده و از آقای دکتر عبدالرحیم هوشمندزاده که بعضی از داده‌های ژئوشیمیایی طرح تدوین کتاب (منتشر نشده) را در اختیارمان قرار داده‌اند صمیمانه تشکر می‌شود.

*J.Sci.Univ.Tehran, Vol.22 , no.1 (1996), PP.57-78*

## **Late Precambrian Magmatism and Tectonomagmatism in Central Iran**

**A. Darvishzadeh and B. Aletaha Kohbanani**

*Dept. of Geology, Faculty of Science, University of Tehran, Tehran, Iran.*

### **Abstract**

Rizo, Asphordi and Hormoz formations which are part of the post tectonic activities of the Katangan Orogeny all have some volcanic rocks similar in lithology, age and petrology which have been the motive for this research. Igneous rocks of these formations are generally made up of two types, acidic volcanic rocks with the tendency towards calc-alkalic composition and basic lava flow or doleritic dykes which are alkalic. These have reached the suite simultaneously with the acidic rocks or soon after them.

This contrast or bimodal (acidic-basic) magmatism in addition to petrological and geochemical facts is characteristic of an intercontinental rift similar to the east suite of the East African Rift or previous rifts like Riogrand Rift. Rift in these examples are in an embryonic stage and have never developed to the further stage of ocean building. Most probably the basic rocks have originated from the asthenosphere and partial melting of the upper mantle. While the resulting magma has been rising and settling in suitable depth the diffraction and crystalization has taken place and partial melting of the upper crust has occurred so that the calc-alkalen acidic magma in the form of rhyolitic lava flow has reached the ground after some fierce pyroclastic activities. The scarcity of the basic rocks may be explained by their higher density than the very viscous acidic rocks which have been over them hence only dykes and small intrusions could form and the number of these has been

increased after consolidation of the acidic mass.

We would like to express our gratitude to the Tehran University Research Council for making it possible to carry on this research project by supporting it through Research Centre for Desert and Barren lands of Iran. We also deeply appreciate the help we received from Prof. Abdoraheem Hushmandzadeh for making the unpublished data from the Compiling and Publishing Office available to us.

### مقدمه:

در سرگذشت زمین‌شناسی ایران، تکوین پوسته قاره‌ای این ناحیه را جزو حرکات کوهزایی کاتانگایی محسوب می‌کنند. در نتیجه این حرکات پوسته مزبور گرانیتی و دگرگونی شده و در آن چین‌خوردگیها و شکستگی‌های زیادی به وقوع پیوسته است. همزمان با دگرگون شدن و فشردگی سنگهای پرکامبرین، گرانیت‌های کالکوالکالن و میگماتیت‌های فراوانی (خصوصاً در حوالی ساغند) در داخل سری‌های دگرگونی این دوران نفوذ کرده‌اند که همگی سین تکتونیک می‌باشند. بعد از این چین‌خوردگی که آثار آن را کمابیش می‌توان در قاعده رسوبات متعلق به پرکامبرین پسین مشاهده نمود، نهشته‌های کم عمق و پلاتفرمی اواخر پرکامبرین پسین تشکیل می‌گردد. از جمله این نهشته‌ها حوضه نمکی سری هرمز در پرکامبرین پسین - کامبرین زیرین می‌باشد که در ادامه حوضه‌های تبخیری سپر عربستان شکل گرفته است. به نظر می‌رسد گرانیت‌های آلکالن دوران در ناحیه زنجان و گرانیت‌های معادل آنها مثل بُرنورد، زریگان و موه به دنبال این فاز کوهزایی تشکیل شده و پست تکتونیک هستند. هم‌ردیف‌های خروجی این سنگها مانند ریولیت‌های شمال غرب ایران (سازندقره

داش)، شمال شرق ایران، سری‌های ریز و دزو (کرمان) یا سازند اسفوردی (بافق) و سرانجام هرمز نتیجه همین فعالیت بعد از کوهزایی محسوب می‌شوند.

در این مقاله سعی خواهد شد با تکیه بر مطالعات پتروگرافی و پترولوژی که تاکنون بر روی سنگهای آذرین سازندهای ریزو، هرمز و اسفوردی بافق صورت گرفته است ضمن مقایسه پترولوژیکی این سنگها با یکدیگر الگوی تکتونوماگمایی مناسبی برای نحوه تشکیل آنها ارائه شود.

### ۱- شرح چینه‌شناسی

#### ۱-۱- سازند ریزو

[۱] نام این سری از دهکده ریزو واقع در شمال غرب ناحیه کرمان گرفته شده است. مقطع اصلی مشخصی از این سری گزارش نشده و بیرون‌زدگیهای آن در نزدیکی دهکده ریزو و مقطعی نیز در ۲۰ کیلومتری شمال غرب کرمان (آب مراد) مطالعه گردیده است که از نظر لیتولوژیکی سنگهای زیر در آن شناخته شده است.

- ۱۲ متر کنگلومرای برشی از نوع کنگلومرای قاعده‌ای که عناصر تشکیل دهنده آن شامل قطعات شیل‌های سیلیسی و دولومیت در یک خمیره دولومیت ماسه‌ای است.

## ۱-۲- سازند هرمز:

اگر چه از سال ۱۸۵۱ تاکنون گزارشها و مقالات زیادی در مورد گنبد‌های نمکی و سری هرمز به عمل آمده اما هنوز ردیف چینه‌ای مناسبی برای هرمز معرفی نشده است. براساس کار بلنفورد [2] یک ردیف چینه شناسی برای هرمز معرفی گردیده است (تصویر ۱) که واحدهای چهارگانه آن از پایین به بالا عبارتند از:

## ۱- سنگ نمک

۲- تناوبی از دولومیت، آهک شیل و گاهی ریولیت

۳- توف، آگلومرا و گچ

۴- ماسه سنگ به رنگ ارغوانی و شیل

سن این ردیف را ابتدا پیل‌گریم [۳] به کرتاسه و سپس ژوراسیک تریاس نسبت داده است.

با مطالعاتی که اخیراً روی گنبد‌های نمکی کوه‌های زاگرس توسط احمدزاده هروی، و همکاران [۴] صورت گرفته است چنین نتیجه‌گیری میشود که بر روی سنگ نمک یک ردیف رسوبی آتشفشانی قرار می‌گیرد که برخلاف تعریف کلاسیک سری هرمز بسیار مشخص و بدون درهم ریختگی است. به نظر زمین‌شناسان نامبرده این سری به چهار واحد قابل تقسیم می‌باشد که از پایین به بالا به شرح زیر است:

۱- سنگ نمک که قاعده آن نامشخص است.

۲- تناوب مارن، گچ، توف همراه با میان لایه‌هایی از آهک‌های نازک لایه حاوی آلگ.

۳- سنگ‌های ماگمایی، اسیدی و قلیایی که بخشی همزمان و بخشی دیگر جوانتر از این ردیف است.

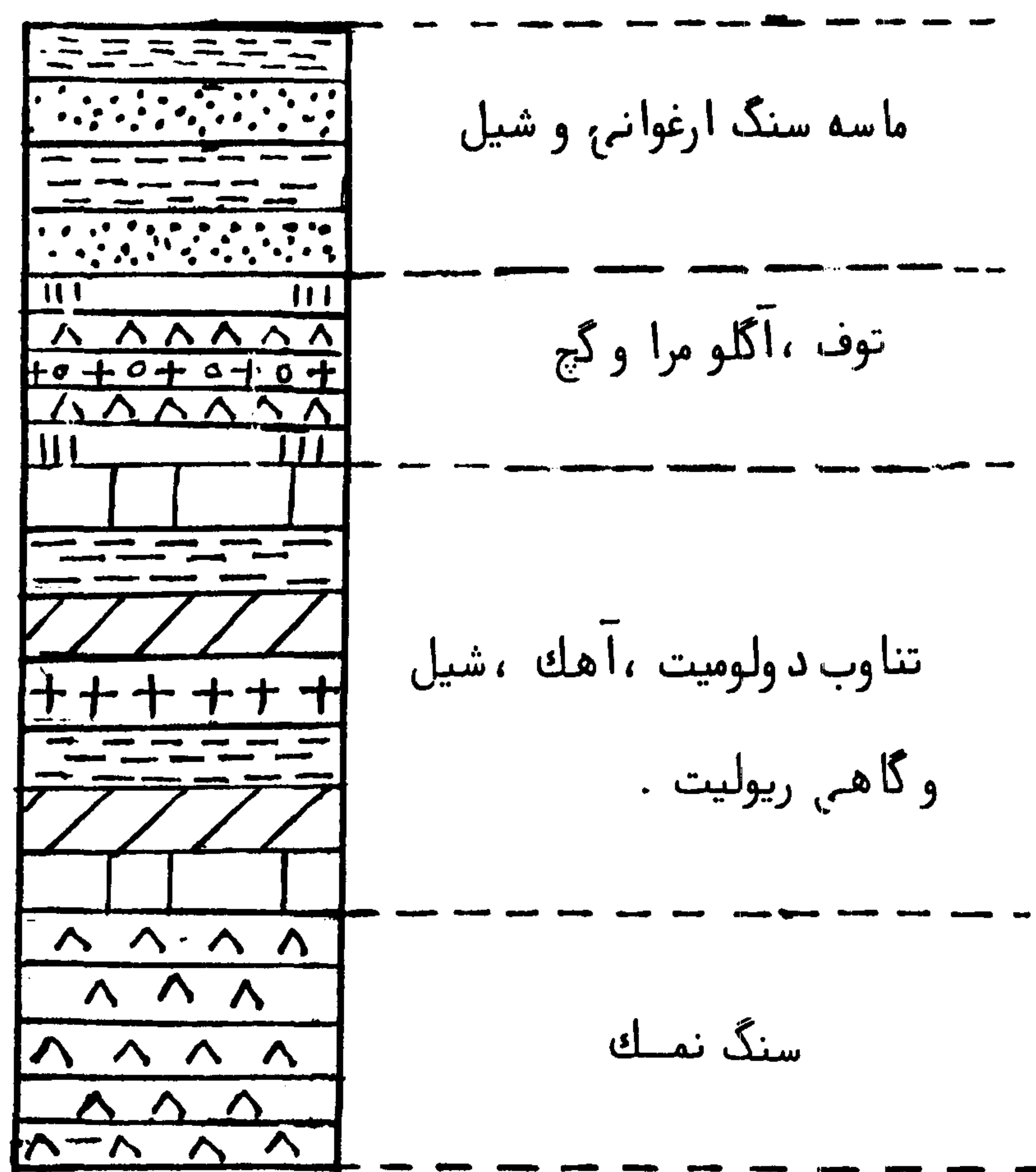
۴- تناوب توف، ماسه و مارن همراه با میان لایه‌هایی از انیدریت، آهک سیاه‌رنگ آلگی. نامبردگان برای واحد هرمز ۱ سنی را در نظر نگرفته ولی سن کامبرین میانی تا

۱۰۰ متر تناوب ماسه سنگ و دولومیت به رنگ زرد.  
۵۰۰ متر لایه‌های رسوبی - ولکانیک همراه با ماسه سنگ، دولومیت‌های ماسه‌ای آهن‌دار، ماسه‌سنگ‌های کوارتزی لایه‌های کنگلومرای، توفهای سبز، قرمز و قهوه‌ای و توفیت به همراه کوارتزیتهای دانه‌ریز.  
۱۵۰ تا ۲۰۰ متر گدازه قرمز قهوه‌ای، توف و مواد آتشفشانی دارای کوارتز پورفیر که متناوباً با سنگ‌های بازیک قرار گرفته‌اند.

[1] هوکریده و همکارانش تحت عنوان سری ریزو به سکانسی اشاره می‌کنند که زیر سری دزو قرار گرفته است با ولی تفکیک و تشخیص این دو سری آسان نیست. حمدی و جیانگ ژیون [۱] با کشف فسیل‌های پالئوزوئیک در افق‌های فوقانی سری مراد و لایه‌های زیرین سری ریزو، سن اردوویسین (اردوویسین بالایی؟) را برای سری مراد و برای سری زیرو سن سیلورین دونین را پیشنهاد کرده‌اند. ولی وحدتی [۲] معتقد است مقطع فسیل دار مطالعه شده توسط حمدی و جیانگ ژیون برشی (اسلایسی) کوچک و بسیار کم‌گسترش بوده است که در دو طرف باگسل قطع شده و در میان سنگ‌های ریزو قرار گرفته است و از طرفی مطالعات تعیین سن انجام شده بر روی ۸ نمونه از سنگ‌های ولکانیکی و پیروکلاستیکی سازند ریزو در ناحیه سمیرکان زرنند سن ۳۲ + ۵۵۸ میلیون سال را برای سنگ‌های این ناحیه تعیین کرده است (طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران - مدارک منتشر نشده). سنگ‌های آذرین این سازند از نوع سنگ‌های ولکانیکی اسید شامل ریولیت، ریوداسیت سنگ‌های پیروکلاستیک و توف بوده که در بین آنها دایک‌های بازیک دولریتی تزریق شده است.

(جدول ۱) نتایج تجزیه شیمیایی انجام شده بر روی ۱۳

نمونه از سنگ‌های این سازند را نشان می‌دهد [۳].



تصویر ۱ - ردیف چینه‌شناسی شماتیک از سری هرمز براساس کارهای بلنفورد [2].

اردو و پسین را به واحدهای ۲ تا ۴ نسبت داده‌اند. درویش‌زاده [۵] عقیده دارد که سازندهای سلطانیه، با روت و زاگون از نظر چینه‌شناسی و لیتولوژی معادل رسوبات گروه جبیله در عربستان بوده و با رسوبات نمکی سری هرمز در ایران، سالت رنج در پاکستان و آرا در عمان هم‌زمان است و تماماً به اینفراکامبرین تعلق دارند.

فعالیت‌های ماگمایی در هرمز هم به صورت خروجی و هم نفوذی صورت گرفته است. اکثر گدازه‌های دارای ترکیب ریولیت و یا ریوداسیت و بعضی دارای ترکیب تراکیت و ندرتاً هم بازالت می‌باشند. ولکانیسم ریولیتی و تراکیتی با انفجارهای شدید توام بوده و پهنه‌های وسیعی از توفهای آتشفشانی به همراه داشته است. این نوع فعالیت‌ها می‌تواند در نتیجه یک فاز کششی و قوی متعاقب یک فاز فشردگی

وجود آید. [۵].

سنگهای آتشفشانی جزیره هرمز غالباً دگرسان شده‌اند اگر چه ریولیتها کم و بیش اختصاصات اولیه خود را حفظ نموده‌اند. ولی در توفهای ریولیتی از کانیهای اولیه سنگ، فقط فنوکریستالهای کوارتز باقی مانده و فلدسپاتها به شدت سرسیستیزه شده‌اند. بازالتها اختصاصات فیزیکی خود را از لحاظ رنگ، دبی و گاهی بافت حفظ نموده‌اند. اما از نظر کانی‌شناسی تجزیه و تخریب آنها به قدری پیشرفته است که آنها را به سختی می‌توان شناخت. در جدول ۲ نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی سنگهای این ناحیه را نشان می‌دهد [۶].

۱-۳- سازند اسفوردی (باقی):

این سازند یک توالی ولکانوسدیمتر متشکل از ریولیت، توفهای ریولیتی، سنگهای آذرین عمقی و ساب

MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	MgO	CaO	TiO <sub>2</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	NO
۰/۱۱۷	۰/۶۳۱	۳/۶۹	۱/۹۶	۳/۹۱	۶/۲۴	۴/۷۲	۴/۰۶	۸/۸۲	۵/۵۹	۱۵/۴۶	۴۳/۷۴	۲
۰/۰/۰۱۶	۰/۰/۰۴۵	۰/۹۶	۴/۳۴	۲/۵۷	۰/۲۲	۱/۴۶	۰/۱۷	۰/۵۹	۰/۸۹	۱۳/۴۸	۸۱/۳۹	۱۵
۰/۰/۰۲۲	۰/۱۰۷	۳/۱۷	۳/۱۱	۴/۱۵	۱/۴	۲/۷۳	۰/۴۴	۰/۸۶	۰/۸۸	۱۳/۵۷	۶۹/۴۲	۱۶
۰/۰/۰۲۱	۰/۸۵	۴/۰۸	۲/۳	۴/۱	۷/۲۴	۳/۵۲	۴/۰۳	۸/۲	۶/۲۱	۱۴/۸	۴۱/۵۹	۲۶
۰/۰/۰۹۳	۰/۲۴۵	۳/۳۵	۰/۸۱	۵/۵۵	۶/۷۳	۲/۹۵	۱/۶۲	۶/۳۶	۴/۷۶	۱۵/۴۳	۵۱/۴۱	۲۷
۰/۰/۰۲۹	۰/۰/۰۳۱	۴/۷	۰/۱۹	۸/۷۲	۰/۲۰	۵/۷۵	۰/۱۰	۰/۳۵	۰/۷	۱۵/۳۲	۶۳/۷۵	۳۱
۰/۱۵۸	۰/۲۶۰	۲/۵۶	۰/۸۵	۳/۳۱	۱۱/۱۴	۹/۷۱	۰/۸۸	۲/۶	۷/۱۸	۱۲/۷۱	۴۸/۴۲	۳۳
۰/۱۲۸	۱/۲۹۸	۴/۶	۲/۷۵	۵/۳۱	۲/۸۳	۴/۵۵	۲/۴۶	۴/۶۸	۷/۶۲	۱۶/۶۵	۴۶/۵۶	۶۰
۰/۰/۰۲۳	۰/۰/۰۴۵	۱/۱	۴/۱۴	۳/۸۷	۰/۱۸	۰/۸۰	۰/۱۸	۰/۲۰	۱/۹۸	۱۲/۰۶	۷۵/۳۷	۱۰۲
۰/۰/۰۲۶	۰/۰/۰۵۸	۱/۱۳	۵/۲۱	۲/۸۱	۰/۲۱	۱/۰۹	۰/۱	۰/۲۸	۱/۶۴	۱۱/۹۰	۷۵/۵۸	۱۲۱

جدول ۱ - تجزیه شیمیایی عناصر اصلی سنگهای آذرین سازند ریزو [۳].

جدول ۲ - تجزیه عناصر اصلی سنگهای آذرین هرمنز [۶].

	H - 23	H - 39	H - 52	H - 72	H - 107
SiO <sub>2</sub>	۶۷/۲۲	۶۹/۰۳	۶۷/۴۸	۷۸/۷۶	۴۸/۳۲
TiO <sub>2</sub>	۰/۴۷	۰/۴۱	۰/۳۸	۰/۴۷	۱/۳۹
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۰/۲۵	۱۲/۳۷	۱۲/۰۳	۱۳/۳۳	۱۵/۰۲
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱/۱۵	۳/۱۶	۱/۵۳	۱/۱۲	۲/۹۶
FeO	۴/۵۲	۱/۲۱	۴/۷۲	۰/۵۶	۷/۵۰
MnO	۰/۰۶	—	۰/۰۵	—	۰/۱۶
MgO	۱/۳۶	۰/۳۵	۳/۷۳	۲/۳۴	۸/۰۶
CaO	۰/۴۲	۰/۲۸	۰/۲۵	۰/۴۶	۸/۱۳
Na <sub>2</sub> O	۰/۴۶	۱/۱۳	۱/۳۰	۰/۵۰	۱/۰۳
K <sub>2</sub> O	۸/۸۶	۱۱/۰۴	۳/۱۶	۱۰/۶۳	۴/۳۶
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	۱/۷۳	۰/۱۲	۳/۸۰	۰/۸۰	۰/۹۵
H <sub>2</sub> O	۰/۱۸	۰/۲۳	۰/۳۱	۰/۲۶	۰/۳۴
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۰۹	۰/۲۵	۰/۱۳	۰/۰۹	۰/۰۵
L.O.I	۰/۸۵	۰/۴۵	۱/۲۳	۱/۰۹	۱/۷۵
Total	۱۰۰/۰۳		۱۰۰/۱۳	۱۰۰/۴۶	۱۰۰/۰۳

ولکانیک، آهک، دولومیت و اولیژیست - منیتیت است. نام این سازند از کوه اسفوردی بلندترین کوه شمال کانسار آهن گرفته شده است. برومندی [4] معتقد است که این سری بصورت ناپیوستگی زاویه دار بر روی سازند تاشک باسن پرکامبرین قرار گرفته است. دلایل هوکریده و همکاران برای نسبت دادن سازند اسفوردی به پرکامبرین پسین، قرار گرفتن سازند ماسه سنگی داهو (معادل لالون) بدون ناپیوستگی (در مناطقی نظیر شیطور، بهاباد و شمال زرنند) بر روی سازند اسفوردی است که با توجه به تریلوبیت‌های یافته شده در سازند داهو به سن کامبرین زیرین، به نظر آنها، سن سازند اسفوردی پرکامبرین پسین

است. ضمناً سن رادیومتری شیل‌های سیاه کانه دار کوشک که جزء سازند اسفوردی محسوب می‌شود [1]  $120 \pm 595$ ،  $120 \pm 690$ ،  $120 \pm 715$  میلیون سال تعیین شده است. روش اورانیوم - سرب از معدن سرب و روی کوشک، ضمناً در سه کیلومتری شمال غرب کوشک فسیل مدوری را یافته‌اند که شناسایی و سن پرکامبرین پسین را نشان داده است که تماماً حاکی از سن پرکامبرین آن مناطق مورد نظر است. فعالیت‌های ماگماتیسیم این منطقه شامل فعالیت‌های پلوتونیسیم و ولکانیسیم است.

تبخیری و بویژه هالیت و با ضخامت بسیار زیاد، در این قبیل مناطق گسترش بسیار داشته و پی آمدن آن ولکانیسم اسید و بویژه ریولیت است.

### ۲-۳- تشابه پترولوژیکی:

سنگهای این نواحی همانطور که قبلاً توضیح داده شد حاوی ترمهای اسید و بازیک بوده و در واقع بایمودال هستند.

حجم سنگهای اسید نسبت به سنگهای بازیک زیادتر و در بین آنها ریولیتها و توفها فراوانترین حجم را به خود اختصاص داده‌اند.

وفور و همراهی آپاتیت یا سنگهای غنی از آپاتیت در این سازندها که در مناطق هرمز و اسفوردی از نوع فلوئور آپاتیت است [۵] و در هر دو سازند اخیر درشت بلورهای ده سانتیمتری هم یافت شده‌اند.

کانی سازی هماتیت در سنگهای آتشفشانی و رسوبی این مناطق مشاهده می‌شود.

### ۳- ماگماتیسیم و تکتونوماگماتیسیم:

همانطور که ذکر شد یکی از موارد تشابه سنگهای آذرین مناطق مورد بحث وجود حجمهای معتناهی از ماگمای ریولیتی در این مناطق است که همزمان با فوران ماگمای سازنده این سنگها حجمهای نسبتاً زیادی از سنگهای بازیک نیز به صورت گدازه و یا دایکهای دلریتی کوچک و بزرگ در داخل این سنگها تزریق شده و حتی توده‌های ریولیتی را قطع کرده‌اند. این دایکها از نظر زمانی و مکانی ارتباطی تنگاتنگ با ریولیتها دارند. همزمانی فورانهای آتشفشانی اسید و جایگزینی سنگهای بازیک در بین آنها بدون وجود ترمهای حد واسط نشان از بایمودال بودن فعالیت ماگماتیسیم پرکامبرین پسین در این مناطق دارد.

فعالیت ماگماتیسیم بایمودال یکی از اختصاصات بارز

سنگهای پلوتونیک شامل گرانیت سینیت گابرو و دیاباز و سنگهای ولکانیک عبارت از ریولیت، ریوداسیت، داسیتوئید، توف، سنگهای پیروکلاستیک و ایگنیمبریت است. همانطور که مشاهده می‌شود ماگماتیسیم این ناحیه نیز بایمودال بوده و سنگهای اسید و بازیک را شامل می‌شود. در جدول ۳ تجزیه شیمیایی سنگهای ناحیه بافق [4]، [5]، [7]، [8]، نشان داده شده است.

۲- تشابه بین سازندهای ریزو، هرمز و اسفوردی: با توجه به نتایج بدست آمده از مطالعات چینه‌شناسی، پتروگرافی و پترولوژی شباهت‌های مختلفی را بین این سازندها می‌توان مشاهده نمود از آنجمله:

۲-۱- تشابه سنی:

با توجه به مطالعات چینه‌شناسی و ژئوکرونولوژیکی که بر روی سنگهای ریزو و اسفوردی انجام شده است سن این سنگها به پرکامبرین پسین نسبت داده شده و در مورد سازند هرمز نیز اگر چه احمدزاده و همکاران [۴]، سن این سازند را کامبرین میانی تا اردویسین اعلام کرده‌اند ولی براساس مطالعات دیرینه‌شناسی و رادیومتری که در بالا به آن اشاره شد سن نمونه‌های آذرین و رسوبی این مناطق پرکامبرین پسین و اینفراکامبرین تعیین شده است [1]، [6]، [7]، [4]، [۷] و [۵] در این هنگام ایران و سراسر خاورمیانه در موقعیت ریفتی قرار داشته‌اند. [۹].

### ۲-۲- تشابه لیتولوژیکی:

سنگهای این نواحی از نظر لیتولوژی شامل دولومیت، آهک، سنگهای تبخیری، ماسه سنگهای قرمز و شیل می‌باشند که حکایت از وجود یک محیط کم عمق با رسوبگذاری تبخیری را دارند و با توجه به وفور سنگهای اسید می‌تواند یکی از ویژگیهای مناطق کششی در ابتدای تشکیل ریفت هم محسوب شود. چنانکه می‌دانیم رسوبات

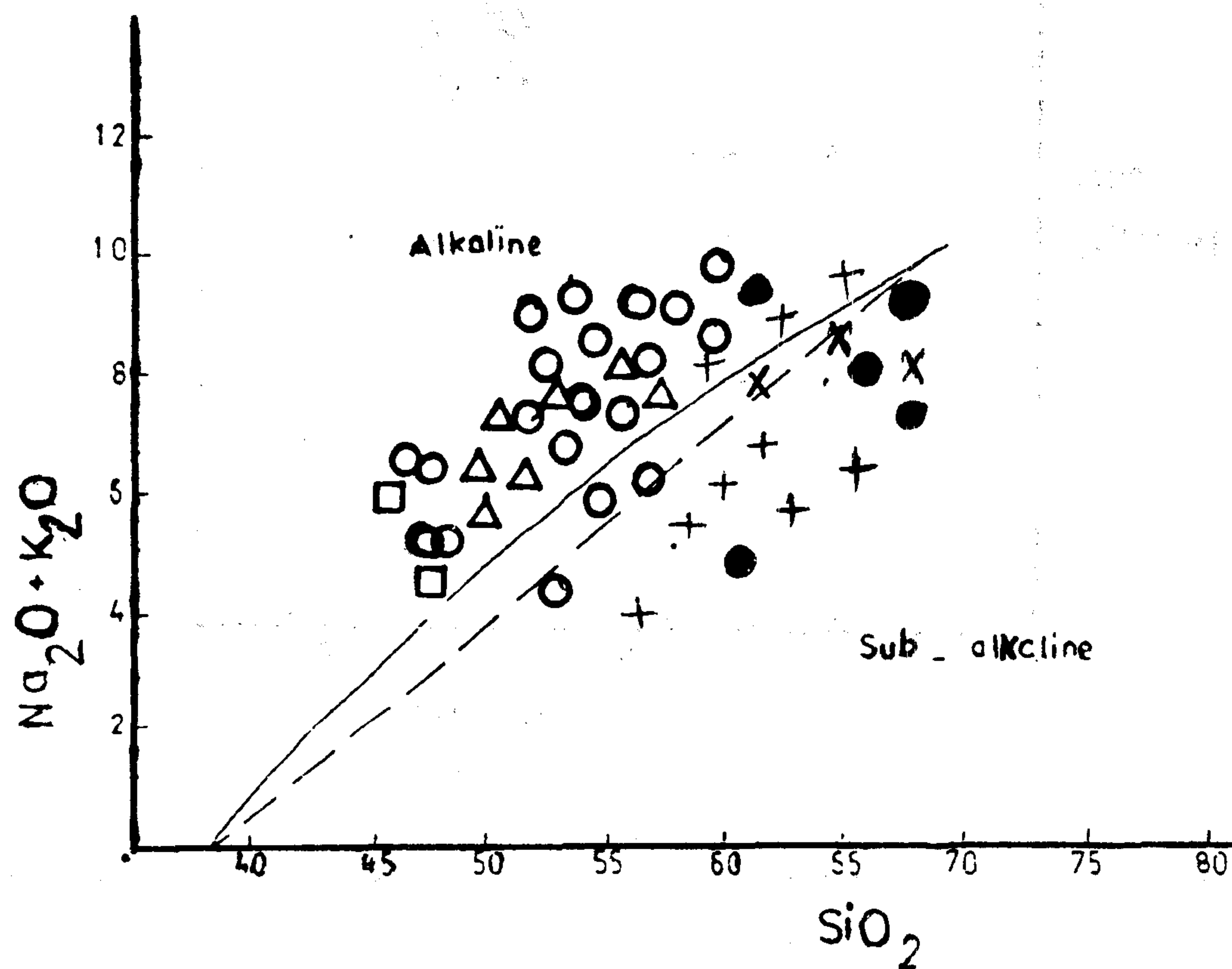


## ۳-۱- منشاء و محیط تکتونیکی دلریتها:

با استفاده از تصویر ۲، ملاحظه می‌کنیم که اکثر قریب به اتفاق سنگهای بازیک در قلمرو سنگهای آکالن ولی اغلب سنگهای اسید در قلمرو کالکوآکالن و بعضاً در قلمرو آکالی قرار می‌گیرند. به عقیده اکثر محققین ماگماهای آکالن از ذوب گوشته عمقی، یا گوشته متاسوما تیزه شده و یا غنی شده از عناصر ناسازگار بوجود می‌آید [13]، [14]، [15]. بعلاوه نقش آن را در ذوب بخشی پوسته قاره‌ای نیز منتفی نمی‌دانند.

مناطق ریفت درون قاره‌ای است [9]، [10]، [8]، و همراهی ریولیت و بازالت آکالن در ریفتهای قاره‌ای عهد حاضر از عمومیت خاصی برخوردار است [11]، [12]. بنابراین برای وقوف به سرگذشت ماگماتیسیم منطقه باید این دو فعالیت بازیک و اسیدی در قالب یک مدل واحد تحت بررسی قرار گیرد.

به عبارتی جامع‌تر باید به این سئوالات پاسخ داده شود که چرا این دو ماگما در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند؟ محیط استقرار و خاستگاه آنها چه بوده و به چه میزان با یکدیگر اختلاط یافته‌اند؟



- سنگهای بازیک اسفوردی ○ سنگهای اسید اسفوردی + سنگهای بازیک ریزو ▲ سنگهای اسید ریزو
  - سنگهای بازیک هرمنز × سنگهای اسید هرمنز
- تصویر ۲ - دیاگرام تغییرات مجموع آکالن در برابر سیلیس از [16] (خط منحنی) و [17] (خط مستقیم)

بازیک مناطق مورد مطالعه در دیاگرام  $TiO_2$  در مقابل Zr این سنگها در قلمرو ماگماهای داخل صفحات قرار می‌گیرند.

علاوه بر این، فراوانی عناصری نظیر ، Ti, P, Zr, Nd, Th در این سنگها نیز موید ذوب سنگهای گوشته داخل صفحات است [۱۸].

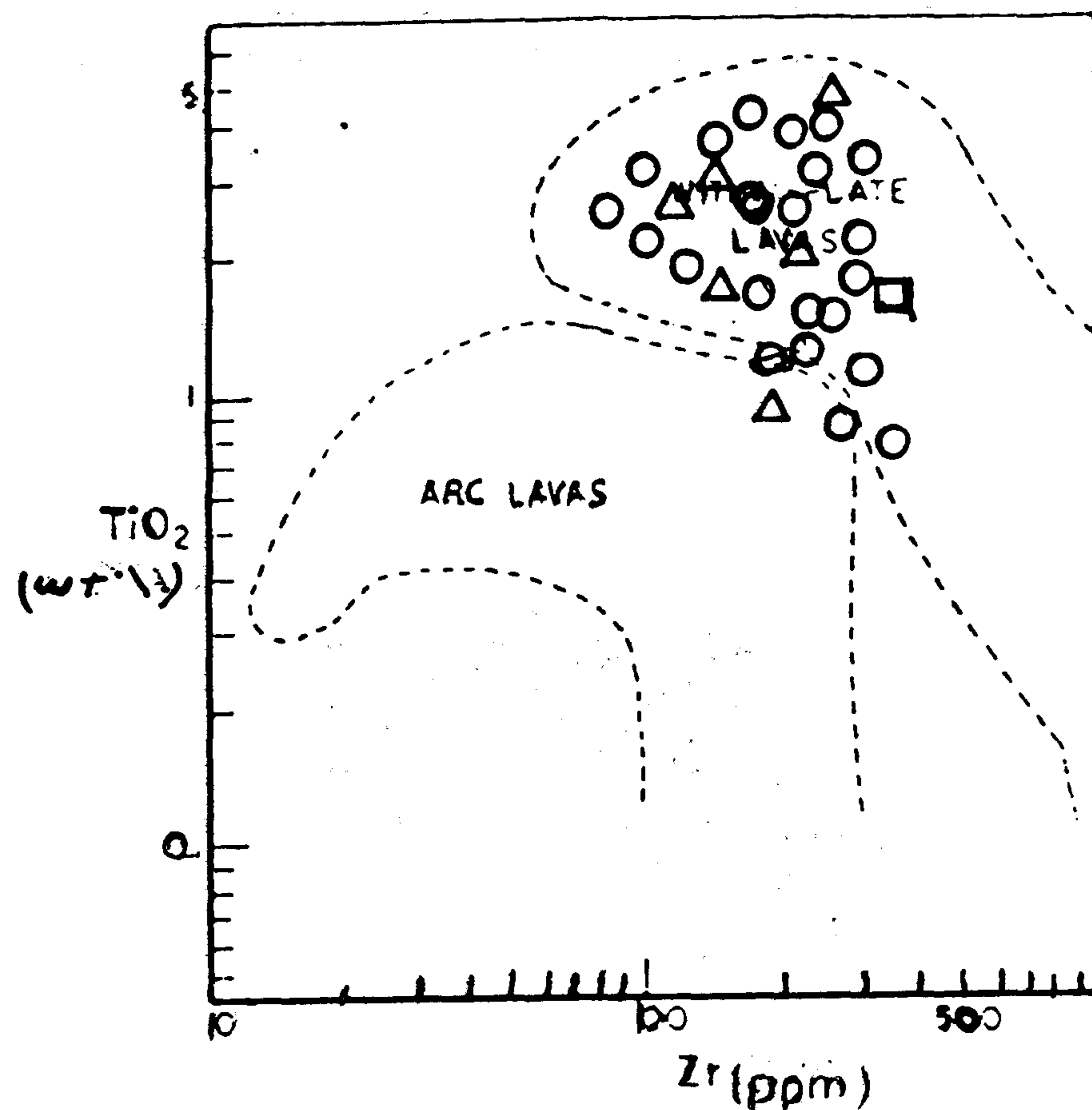
به طور کلی سنگهای آلکالن دریکی از محیطهای تکتونیکی زیر یافت می‌شوند [14].

پالئوریفتهای و ریفتهای قاره‌ای

جزایر اقیانوسی و سی‌مونت‌ها

حاشیه فعال قاره‌ها دور از مناطق فرورانش

همانطور که در تصویر ۳ ملاحظه می‌کنیم نمونه‌های



تصویر ۳ - محل سنگهای بازیک اسفوردی و ریزو در دیاگرام لگاریتمی تغییرات  $Zr-TiO_2$  که همگی قلمرو گدازه‌های داخل صفحات را نشان می‌دهند.

اکثر سنگهای بازیک مورد مطالعه در قلمرو بازالت‌های داخل صفحات قرار می‌گیرند.

با توجه به آنچه که تا اینجا گفته شد به این نتیجه رسیدیم که سنگهای بازیک از نوع الکان و اکثر سنگهای

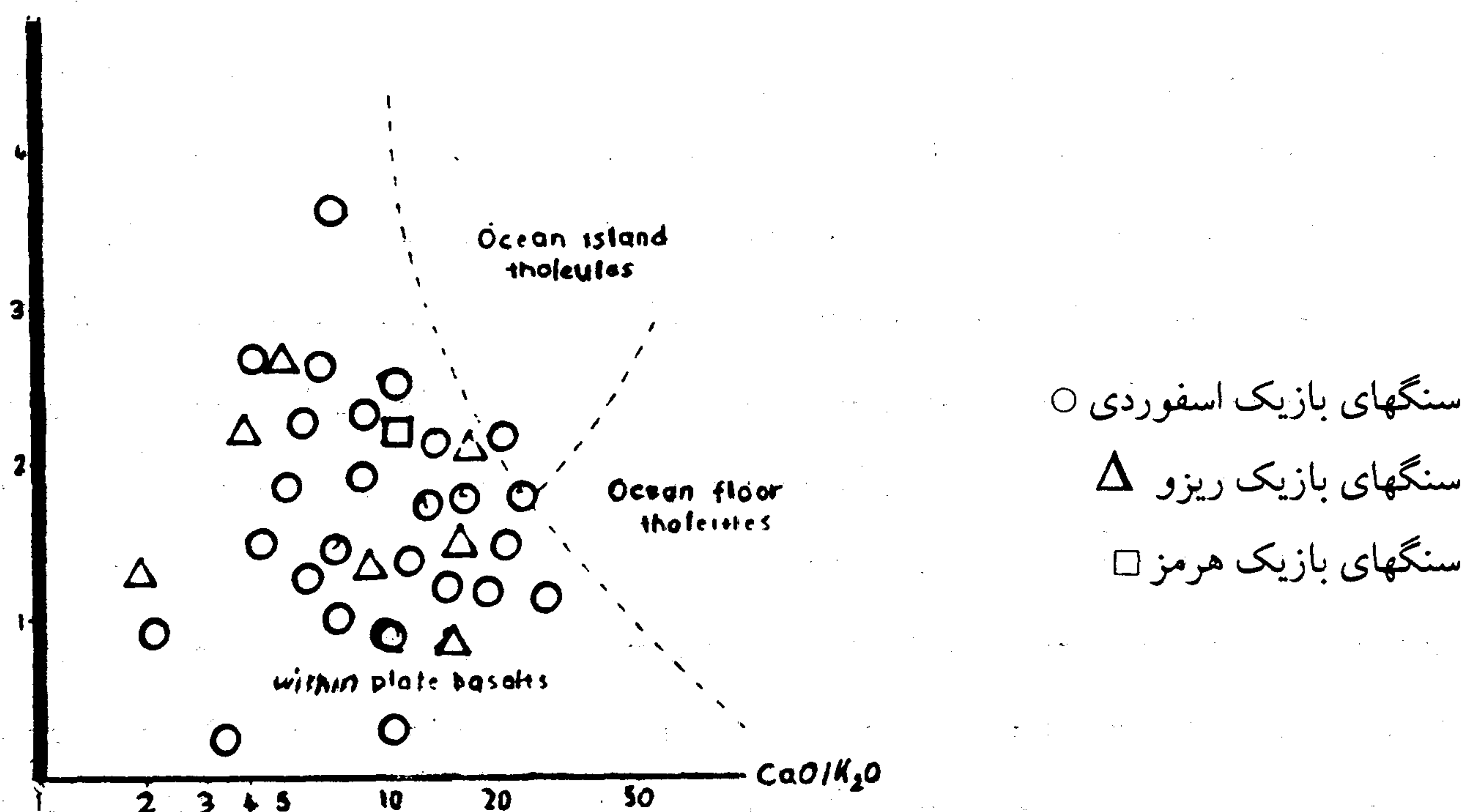
[19] و موقعیت سنگهای بازیک بر روی آن. (آنالیزها از

[۷] طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران مدارک منتشر

نشده برای سازند اسفوردی و آل‌طه [۳] برای سازند ریزو)

در تصویر ۴ نمونه‌های مورد مطالعه در دیاگرام نیمه

لگاریتمی تغییرات درصد وزنی  $TiO_2$  در برابر درصد وزنی



تصویر ۴- دیاگرام نیمه لگاریتمی تغییرات  $TiO_2-CaO/K_2O$  که موقعیت سنگهای بازیک مناطق مورد مطالعه را بخوبی نشان می‌دهد. [20]

ریفت‌های قاره‌ای هستند توام است [27].  
 ۲-۳- رده‌بندی پتروژنتیکی ریفت‌ها:  
 حال که محیط ریفتی را برای ماگماتیسیم این مناطق به اثبات رساندیم در این قسمت با تقسیم‌بندی جزئی‌تر ریفت‌ها و مقایسه پتروژنتیکی آنها با سنگهای مناطق مورد بحث سعی خواهد شد تا الگوی دقیق‌تری برای رفتار تکتونوماگمایی این نواحی ارائه شود. اصولاً ریفت‌ها را بر سه مبنا رده‌بندی کرده‌اند [18].

الف - از نظر ویژگیهای فعالیت (ریفت‌های فعال و غیرفعال)  
 ب - از نظر جایگاه تکتونیک (ریفت‌های قاره‌ای و اقیانوسی)  
 ج - از نظر سن (ریفت‌های قدیمی و ریفت‌های عهد حاضر)  
 در ریفت‌های قاره‌ای فعال، مکانیزم به صورت نازک شدن لیتوسفر به دنبال بالا آمدن آستنسفر و در نتیجه تشکیل ریفت است. ریفت‌های غیرفعال در اثر استرسهای وارده به لیتوسفر شکل می‌گیرند [28]، [9] ریفت‌های قاره‌ای

اسیدی از نوع کالکوالکالن هستند و از طرفی محیط تکتونیک مناسب برای استقرار آنها محیط‌های ریفت درون قاره‌ای است.

در تایید این موضوع می‌توان به بایمودال بودن فعالیت‌های ماگماتیسیم پرکامبرین پسین در مناطق مذکور اشاره نمود چرا که فعالیت ولکانیسم بایمودال یکی از خصوصیات مناطق تحت کشش در پوسته قاره‌ای است و از آنجا که پوسته ایران در این زمان یک چنین رژیم تکتونیک را تحمل می‌کرده است [21]، [22]، [23]، لذا وجود این گونه گدازه‌ها یک امر بسیار عادی است [24]، [25]، [26]، [9].

در مناطق آتشفشانی داخل قاره‌ها سریهای آلکالن یکی از فراوانترین سریهای آتشفشانی مناطق ریفتی می‌باشند. در این مناطق ولکانیسم آلکالن با برآمدگی زیربنای منطقه و برآمدگی پوسته قاره‌ای و ایجاد گسله‌های نرمال که منشاء

مشکل باقیمانده عدم تطابق فراوانی ترمهای مختلف در شاخه شرقی ریفت شرق آفریقا (تصویر ۵) با سنگهای آذرین منطقه است. البته بنا به نظر ویلسون [18] مسئله سن را نباید از نظر دور داشت و با توجه به اینکه مناطق مورد مطالعه سن پرکامبرین پسین را داشته است نمیتوان از آن دقیقاً همان ویژگیهای عهد حاضر را انتظار داشت. و علاوه بر آن در مطالعه ژئوشیمی ماگما در ریفت‌های قاره‌ای بایستی اهمیت ویژه‌ای برای آغستگی پوسته قائل شد. در بعضی موارد جریان حرارتی ریفت‌های فعال باعث ذوب بخشی پوسته و تشکیل مذابهای اسیدی می‌شود. تشکیل و فراوانی بیش از حد ترمهای اسیدی در مناطق مورد بحث نیز در اثر همین پدیده است.

مراکز ولکانیسم اسیدی در برخی از زونهای ریفت‌های مهم قدیمی، ریفت ریوگراند و ریفت‌های شرق آفریقا به خوبی مشخص شده است. نظر بسیاری از محققین بر این است که ولکانیسم اسیدی از ذوب بخشی پوسته فوقانی ناشی شده است. ماگمای بازیک اصیل در محدوده ریفت به سمت بالا حرکت کرده و به صورت هیدرواستاتیکی در عمق تعادلی به صورت عدسی جایگزین می‌گردد. مذاب سیلیسی حاصله به علت وزن مخصوص کم به سرعت بالا آمده و ولکانیسم اسیدی شدید در سطح تظاهر می‌یابد. در تمامی ریفت‌های قاره‌ای که به طریق ژئوفیزیکی مطالعه دقیق شده‌اند وجود توده‌های ماگمایی در عمق‌های مختلف پوسته و گوشته فوقانی به اثبات رسیده است [18].

### ۳-۵ - ارائه الگوی تکتونوماگمایی:

ریفت‌های قاره‌ای با ماگماتیسم آکالن و ترکیب بایمودال [8]، [18] مشخص می‌شوند. علاوه بر آن از معدود مناطقی که حجم فراوان سنگهای اسیدی (ریولیت‌ها) همراه با مقادیر کم ترمهای بازیک مشاهده شده

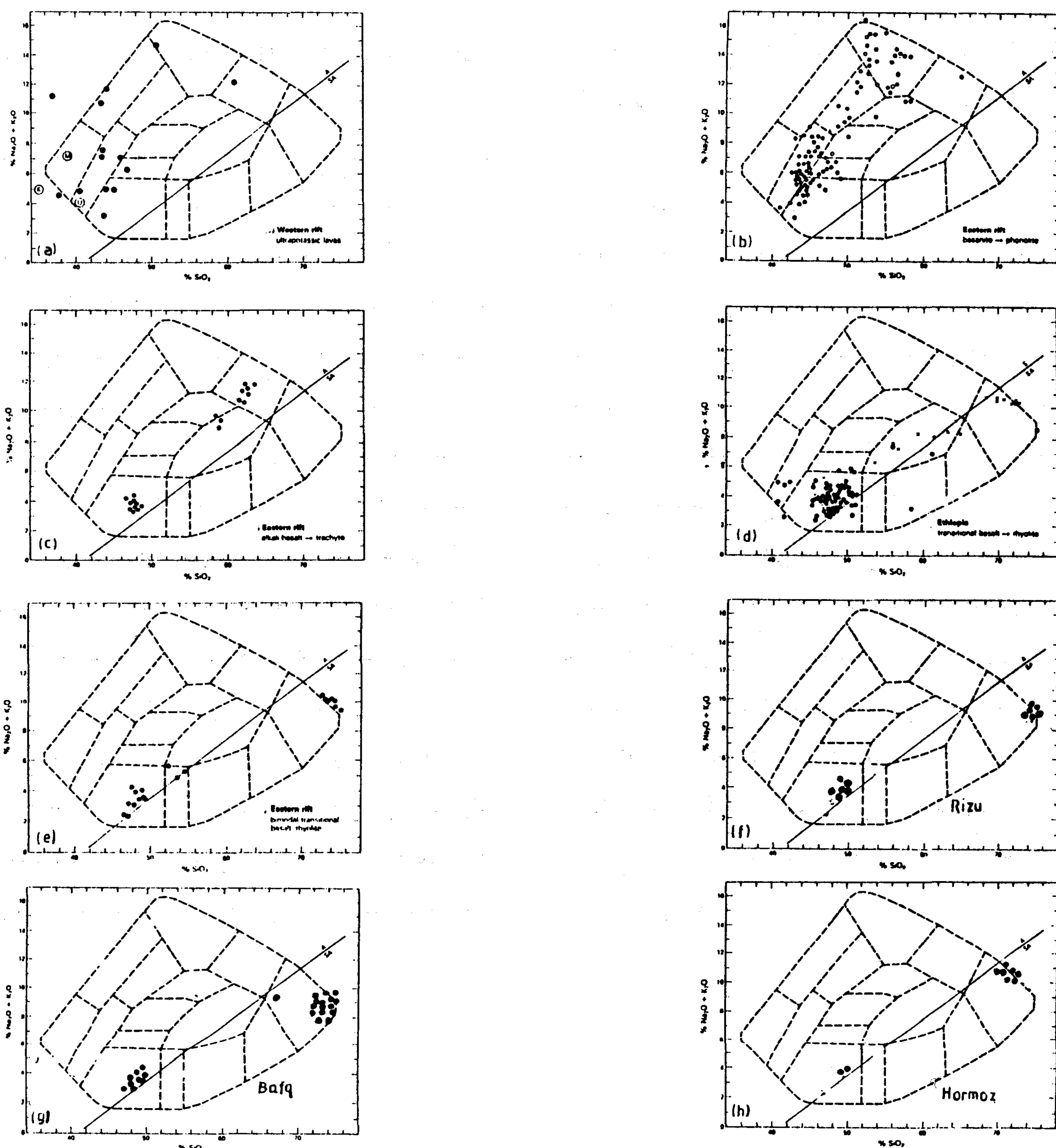
را براساس حجم فعالیت‌های آتش‌فشانی به دو گروه high volcanocity و low volcanocity تقسیم‌بندی کرده‌اند. مثال نوع اخیر شاخه غربی ریفت شرق آفریقا، گرابن راین و ریفت بایکال است. این ریفت‌ها با حجم کم محصولات آتش‌فشانی، کشیدگی کم پوسته، فعالیت‌های ماگمایی ناپیوسته و حجم فراوان ترمهای اسیدی شناخته می‌شوند. در مقایسه ریفت‌های با آتشفشانی زیاد با حجم بیشتر فعالیت‌های آتشفشانی، نسبت کشیدگی بیشتر پوسته، همراه بودن با سنگهای آکالن و ترکیب بایمودال (فراوانی ترمهای بازیک و اسیدی و فقر ترمهای حد واسط) مشخص می‌شوند. مثالهای بارز این قبیل ریفت‌ها بخش‌های کنیایی و اتیوپیایی ریفت شرق آفریقا و بخش‌هایی از ریفت ریوگراند است.

بنابراین با مقایسه سنگهای آذرین مناطق مورد مطالعه (تعلق به سری آکالن، ترکیب بایمودال و حجم زیاد مواد آتشفشانی) و رده‌بندی پتروژنتیکی ریفت‌ها، شواهد نشان می‌دهد که سنگهای آذرین این مناطق مربوط به ریفت قاره‌ای با فعالیت ولکانیکی زیاد (HVRS) هستند.

### ۳-۳ - مقایسه با ریفت‌های فعال امروزی:

تصویر ۵ نمودار آکالن به سیلیس سنگهای آذرین (آذرین خروجی) ریفت‌های شرق آفریقا و اتیوپی را نشان می‌دهد. در این نمودار مرز جداکننده سنگهای ساب آکالن و آکالن از [17] و دیاگرام زمینه (سیستم نامگذاری) از کوکس و همکاران [29] اقتباس شده است.

(نقل از ویلسون) نمودارهای (F,g,h) براساس سنگهای مناطق مورد بحث در این مقاله رسم شده است. همانطور که ملاحظه می‌شود ماگماتیسم این مناطق شبیه شاخه شرقی رفت شرق آفریقا است. در این تیپ ریفت‌ها سنگها از نوع آکالن سد یک هستند.



تصویر ۵ - نمودار آلکالن در مقابل سیلیس برای سنگهای ولکانیک ریفتهای شرق آفریقا و اتیوپی. در این نمودار مرزهای جداکننده سنگهای آلکالن (A) و ساب آلکالن (SA) از [17] و نمودار زمینه از [29] اقتباس شده است [18].

a = شاخه غربی ریفت شرق آفریقا. b = شاخه شرقی ریفت شرق آفریقا در کنیا. c = بخش جنوبی ریفت کنیا. d = سنگهای ریفتی در اتیوپی. e = شاخه شرقی ریفت سری آفریقا. f = سنگهای سازند ریزو. g = سنگهای سازند اسفوردی. h = سنگهای سازند هرمز.

جایگزین می‌گردد. در این مخزن ماگمایی، ماگمای اصیل اولیه از طریق تبلور بخشی تفریق یافته و ترمهای مختلف بازیک شکل می‌گیرند.

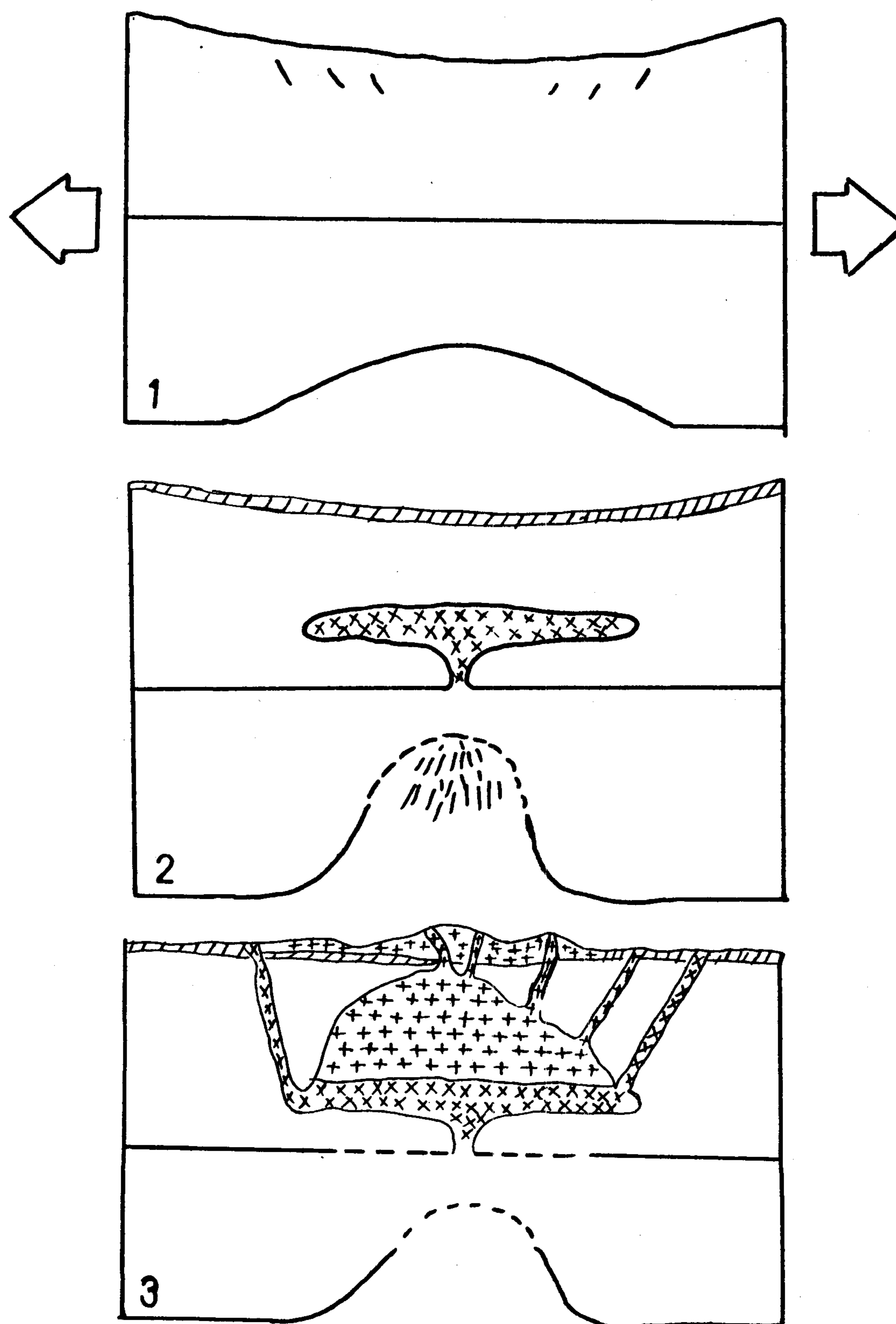
بطور کلی فلوی حرارتی در مناطق ریفتینگ بالاتر از محیط مجاور است (بعلت بالا آمدگی آستنوسفر). علاوه بر آن بعلت جایگزینی ماگمای بازیک و حضور مواد فرار (هر چند به مقدار کم) درجه حرارت در بخشی فوقانی توده عدسی شکل بازیک از درجه انجماد و تبلور (منحنی سولیدوس) سنگهای درونگیر بالاتر رفته و ذوب پوسته فوقانی در مقیاس وسیع صورت می‌گیرد.




با ذوب پوسته فوقانی مذاب کالکوالکالن اسیدی شکل گرفته و بعلت وزن مخصوص کم نسبت به جامد باقیمانده به سمت بالا حرکت کرده و به صورت گدازه‌های ریولیتی و فعالیت‌های پیروکلاستیک شدید به سطح راه می‌یابد.

علاوه بر آن بخشهایی از ماگمای بازیک اولیه که پدیده تفریق را تحمل کرده‌اند بطور ناپیوسته و به صورت رگه‌ای در سطح و عمق بسیار کم پوسته با فضاها ایجاد شده جایگزین می‌شوند.

ریفت ریوگراند است [30]، [31] با مطالعه سنگهای مناطق مطالعه شده در ایران مرکزی مشخص گردید که ماگمای اصلی از نوع آلکالن بوده و به‌طور کلی سنگها بایمودال هستند. علاوه بر آن حجم ترمهای اسیدی در این مناطق بسیار قابل توجه بوده و ترمهای بازیک فراوانی چندان ندارند. با مقایسه ماگماتیسیم این مناطق در طی پرکامبرین پسین با ریفت‌های عهد حاضر (شاخه شرقی ریفت شرقی آفریقا) و ریفت‌های قدیمی (ریفت ریوگراند) مشخص گردید که تحول سنگهای آذرین منطقه مربوط به یک ریفت قاره‌ای فعال با ولکانیسم شدید (HVRS) است. (تصویر ۷) مقطع عرضی شماتیک از توالی وقایع تکتونوماگمایی منطقه مورد مطالعه را نشان داده‌ایم. در اثر بالا آمدن آستنوسفر و ذوب بخشی گوشته فوقانی ماگمای آلکالن سدیک اصیل و اولیه شکل می‌گیرد.

در نتیجه پی‌سنگ بلور لایه پرکامبرین تحت تاثیر فاز کششی دچار گسیختگی می‌گردد. این ماگمای بازیک اولیه تحت شرایط هیدرواستاتیکی محیط بسمت بالا صعود کرده و در داخل پوسته در عمق تعادلی‌اش به صورت عدسی



تصویر ۶ - مقطع عرضی شماتیک از توالی وقایع تکتونوماگمایی ایران مرکزی در پرکامبرین پسین.  
 رسوبات مناطق ریفتی  سنگهای گوشته‌ای (بازیک)  سنگهای پوسته‌ای (اسید) 

جدول ۳ - نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی سنگهای آذرین سازند اسفوردی [۱۲ - ۱ مهرابی (۱۳۷۰) ۱۹ - ۱۲ بختیاری ۵۰ - ۱۹ برومندی (۱۹۷۳)؛ ۵۱ حقی پور (۱۹۷۴)؛ ۵۸ - ۵۲ درویشزاده (۱۳۶۹)]

NO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total
1	۶۸/۴۲	۱۴/۷۳	۰/۲۱	۲/۳	۰/۰۶	۲/۹۴	۰/۶۸	۴/۳۳	۳/۷۷	۰/۲۶	۰/۱	۱۰۰
2	۵۱/۵۷	۱۵/۹۶	۱/۴۶	۹/۱۸	۰/۵	۶/۶۱	۵/۵۵	۵/۱۲	۱/۷۱	۱/۹	۰/۳۲	۱۰۰
3	۶۲/۶۴	۱۴/۶۲	۱/۲۶	۵/۷۴	۰/۱۵	۳/۹	۴/۰۵	۴/۱۵	۲/۶۶	۰/۶۵	۰/۱۵	۹۹/۹۷
4	۶۵/۸۸	۱۷/۳۲	۱/۹	۱/۱۶	۰/۰۱	۲/۳۳	۰/۵	۳/۰۴	۷/۵۶	۰/۲۱	۰/۰۷	۹۹/۹۸
5	۷۱/۶۸	۱۲/۰۷	۰/۸۲	۱/۷۲	۰/۰۲	۲/۰۴	۰/۲۲	۲/۴	۵/۴۸	۰/۲	۰/۰۵	۹۹/۹۸
6	۴۵/۴۵	۱۳/۱	۲/۷۹	۸/۵۶	۰/۲۱	۵/۵۹	۸/۹	۳/۲۸	۲/۵۵	۲/۶۲	۱/۱۷	۱۰۰
7	۷۱/۸۶	۱۲/۱۵	۰/۱۳	۱/۹۲	۰/۰۲	۱/۵۸	۰/۲۴	۴/۳۲	۴/۶	۰/۲۵	۰/۰۶	۱۰۰
8	۷۴/۰۹	۱۱/۸۱	۱/۵	۱/۵۷	۰/۰۱	۱	۰/۴۲	۱/۷۴	۷/۱۷	۰/۲۶	۰/۰۶	۹۹/۹۹
9	۴۴/۲۹	۹/۰۷	۴/۹۲	۱۰/۷۸	۰/۲۳	۱۱/۲۱	۷/۴	۲/۶	۲/۲۹	۰/۷۸	۲/۷۵	۹۶/۳۲
10	۴۲/۳۹	۱۳/۰۵	۳/۲۲	۹/۷	۰/۲۳	۲۳/۶۸	۶/۵۶	۰/۷۹	۰/۷۴	۰/۶۸	۰/۳۳	۱۰۱/۳
11	۶۲/۲۷	۱۵/۱۵	۲/۴۶	۷/۱۵	۰/۱۲	۰/۸۶	۵/۲	۲/۶۸	۱/۸۳	۰/۸۵	۰/۲۶	۱۰۰
12	۷۱/۰۱	۱۵/۲۲	۱/۴۳	۱/۰۵	—	۱/۲۸	۲/۳۹	۳/۵۹	۳/۵	۰/۴۱	—	۹۹/۹۹
13	۴۴/۷۷	۱۲/۳۸	۱۱/۱۱	۱۰/۷۷	—	۵/۰۵	۶/۲۲	۰/۲۴	۷/۹۵	۰/۲۲	—	۹۹/۷۱
14	۷۵/۵۲	۱۳/۲۶	۱/۲۷	۰/۹۲	—	۰/۵۶	۱/۸۱	۳/۱۱	۳/۱۲	۰/۲۹	—	۹۹/۹۹
15	۵۸/۹۵	۱۹/۰۶	۳/۲۹	۲/۲	—	۲/۹۹	۲/۳۹	۲/۹۹	۶/۸۴	۰/۲۷	—	۹۹/۹۸



NO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total
16	۷۵/۵۲	۱۳/۵۲	۰/۴۲	۰/۲۸	—	۰/۶۴	۰/۸۱	۰/۲۵	۸/۲۹	۰/۲۶	—	۹۹/۹۹
17	۷۵/۰۸	۱۲/۸۲	۱/۱۴	۰/۷۸	—	۰/۴۵	۰/۵۶	۱/۲۹	۶/۶۵	۰/۲۲	—	۱۰۰
18	۶۹/۹	۱۲/۸۴	۱	۱/۲۸	—	۲/۰۸	۲/۱۴	۲/۳۵	۱/۶۹	۰/۵۳	—	۱۰۰/۰۱
19	۵۹/۳۹	۱/۱	۲/۲۷	۷/۶۲	۰/۱۱	۱۰/۱۴	۱۶/۹۲	۰/۳۳	۰/۷۶	۰/۲۶	۰/۰۷	۹۹/۹۷
20	۵۸/۶۲	۸/۸۹	۲/۵۱	۵/۲۷	۰/۰۶	۱۲/۳۱	۷/۲	۱/۸۸	۰/۷۹	۰/۲۵	—	۹۹/۹۸
21	۵۶/۵۲	۱/۹۹	۴/۸۴	۱۱/۲۹	۰/۲۶	۸/۹۲	۱۹/۵۱	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۲۷	—	۱۰۰
22	۵۳/۲۹	۱۶/۴۲	۲/۱۹	۹/۲۴	۰/۱۲	۵/۵۲	۵/۶۲	۱/۹۱	۲/۰۲	۳/۱۶	۰/۵۲	۹۹/۹۸
23	۴۱/۲۹	۱۴/۸۵	۱۶/۴	۸/۹۹	۰/۱۲	۵/۰۳	۶/۹۵	۱/۷۹	۲/۲۱	۲/۲۶	۰/۴	۱۰۰
24	۵۲/۱۲	۱۴/۳۳	۴/۸۸	۸/۱	۰/۱	۴/۷۳	۶/۴۱	۱/۵۱	۳/۳۹	۳/۱۳	۰/۳۸	۹۹/۹۸
25	۴۹/۸۸	۱۵/۹۲	۶/۱۹	۷/۵۶	۰/۱۱	۵/۴۱	۵/۵۸	۳/۱۲	۲/۴۶	۲/۳۱	۰/۴۴	۹۹/۹۹
26	۴۸/۷۸	۱۱/۶۴	۱۷/۷۴	۵/۱۲	۰/۱۱	۲/۹۶	۵/۱۶	۲/۸۱	۲/۷۲	۲/۲۴	۰/۷۲	۱۰۰
27	۵۵/۹۶	۱۷/۷	۲/۲۴	۸/۲۹	۰/۰۹	۲/۴۳	۷/۵۲	۲/۶۵	۲/۲۴	۲/۵۱	۰/۸۷	۹۹/۹۸
28	۵۳/۱۴	۱۶/۲۹	۶/۱۴	۷/۹۲	۰/۱۱	۲/۷۹	۲/۵۹	۴/۲۷	۲/۴۸	۲/۴۸	۰/۷۶	۹۹/۹۲
29	۵۴/۴۹	۱۶/۶۸	۲/۸۷	۸/۰۷	۰/۱۱	۲/۶۷	۳/۱	۳/۹۹	۳/۷۳	۱/۵۲	۰/۷۶	۹۹/۹۹
30	۵۴/۹	۱۲/۲۷	۶/۲۶	۷/۰۶	۰/۴۷	۲/۶۸	۴/۵۶	۲/۷۸	۱/۱۹	۲/۴۹	۰/۲۲	۱۰۰
31	۶۰/۹۶	۱۶/۹۴	۴/۲۹	۳/۲۴	۰/۰۸	۱/۲۷	۲/۴۲	۰/۹۶۲	۵/۱۵	۱/۲	۰/۴۸	۹۹/۹۹

NO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total
32	۵۸/۰۱	۱۶/۶۲	۶/۲۸	۵/۸۱	۰/۰۶	۰/۶۴	۲/۵۲	۴/۲۲	۲/۶۵	۱/۲۳	۰/۷۲	۹۹/۹۸
33	۵۸/۴۲	۱۴/۵۲	۷/۱۸	۲/۷۹	۰/۰۴	۰/۲۹	۲/۱۶	۴/۲۸	۶/۰۶	۱/۲۱	۰/۲۲	۱۰۰
34	۷۱/۸۷	۱۲/۰۹	۲/۱۲	۲/۶۵	۰/۰۴	۰/۴۵	۰/۷۶	۱/۲۳	۷/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۵	۹۹/۹۹
35	۷۲/۸۱	۱۱/۹۳	۰/۹۸	۲/۰۴	۰/۰۱	۰/۵۹	۰/۴۲	۱/۵۲	۵/۹۵	۰/۳	۰/۱۱	۱۰۰
36	۷۵/۴	۱۱/۶	۱/۹۴	۲	۰/۰۲	۰/۷۲	۰/۶۵	۲/۵۵	۴/۲۸	۰/۱۹	۰/۱۲	۹۹/۹۹
37	۷۷/۹۲	۱۰/۵۲	۱/۳۳	۱/۱۳	۰/۰۱	۰/۱۶	۰/۲۸	۲/۰۸	۵/۲۴	۰/۱	۰/۱	۹۹/۹۸
38	۷۵/۱۵	۱۳/۲۲	۱/۵۸	۱/۰۸	۰/۰۱	۰/۲۸	۰/۲۲	۲/۹۲	۵/۱۶	۰/۰۱	۰/۰۸	۹۹/۹۸
39	۷۸/۲۹	۱۱/۸۴	۰/۸۶	۱/۰۳	۰/۰۱	۰/۲۹	۰/۵۲	۲/۶۶	۳/۰۲	۰/۱۶	۰/۱	۹۹/۹۸
40	۷۶/۸۹	۱۱/۹۲	۱/۸۵	۱/۶	۰/۰۲	۰/۲۵	۰/۹۱	۲/۴۴	۳/۲	۰/۱۸	۰/۰۲	۹۹/۹۹
41	۷۶/۹۶	۱۱/۷۴	۱/۲۲	۱/۸۸	۰/۰۲	۰/۴۸	۰/۸۶	۲/۲۵	۳/۸۲	۰/۱۹	۰/۰۵	۹۹/۹۹
42	۷۵/۲۷	۱۲/۲۹	۱	۲/۴۷	۰/۰۲	۰/۵۵	۰/۸۲	۵/۴۶	۰/۶۲	۰/۲۸	۰/۰۲	۹۹/۹۹
43	۷۲/۰۶	۱۲/۲	۱/۵۱	۲/۸۹	۰/۰۳	۰/۳۳	۰/۴۶	۶/۲۵	۰/۷۲	۰/۳۷	—	۹۹/۹۲
44	۷۵/۸۵	۹/۷۲	۱/۷۱	۲/۷۵	۰/۰۲	۰/۳	۰/۸۲	۷/۷۲	۰/۷۵	۰/۲۵	۰/۰۹	۹۹/۹۹
45	۷۷/۵۹	۱۱/۸۶	۰/۱۴	۱/۶۶	—	۰/۶۶	۰/۷۹	۶/۲۳	۰/۲۶	۰/۱۹	۰/۱۱	۹۹/۹۹
46	۴۹/۸۱	۱۵/۳۲	۲/۶۲	۱۰/۵۱	۰/۰۹	۶/۵۵	۵/۸۸	۱/۸۶	۲/۲۲	۲/۲۲	۰/۲۹	۹۹/۹۹
47	۵۶/۲	۱۲/۹۱	۶/۸۴	۱۰/۲۶	۰/۰۲	۳/۲۱	۱/۴۲	۲/۹	۱/۲۸	۰/۲۶	۰/۱۵	۹۹/۹۸

NO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total
48	۶۰/۹۷	۱۶/۱۹	۲/۴۱	۵/۲۲	۰/۰۴	۲/۷۲	۵/۲۸	۱/۷۹	۲/۱۸	۰/۷۴	۰/۰۲	۱۰۰
49	۶۸/۲۷	۱۲/۵۸	۱/۶۹	۲/۲	۰/۰۴	۲/۲۴	۴/۲۸	۱/۹۶	۰/۸۸	۰/۲۸	۰/۱۸	۱۰۰
50	۷۵/۷۲	۱۰/۸۹	۲/۹۴	۲/۶	۰/۰۵	۱/۵۹	۱/۳۲	۲/۸۲	۱/۶۸	۰/۲	۰/۰۹	۱۰۰
51	۷۵/۶۸	۱۲/۵۲	۰/۰۸	۰/۹۶	۰/۰۶	۱/۳۲	۰/۸۵	۴/۷۴	۱/۵۵	۰/۱۳	۰/۰۶	۹۹/۹۹
52	۷۲/۴	۱۱/۲	۰/۵۴	۰/۱۴	۰/۰۶	۰/۹۴	۲/۸۰	۰/۱۳	۹/۳۸	۰/۱۴	—	۱۰۰/۵۸
53	۶۸/۵	۱۰/۵۲	۷/۶۵	۰/۳۱	۰/۱۰	۲/۴۱	۰/۰۹	۰/۲۱	۹/۴۶	۰/۲۷	۰/۱۷	۱۰۰/۵
54	۷۱/۳	۱۲/۱	۰/۴۸	۰/۴۳	۰/۰۹	۰/۴۴	۱/۳۱	۰/۱۵	۱۱/۴۶	۰/۰۹	۰/۱۲	۹۸/۵۴
55	۶۹/۱۸	۱۱/۹۸	۰/۵۶	۰/۶۶	۰/۰۴	۲/۸۵	۲/۲۴	۰/۱۴	۸/۴۵	۰/۲۰	—	۹۷/۵۸
56	۴۴/۱۲	۱۷/۴۷	۶/۴۵	۵/۶۲	۰/۱۰	۷/۰۵	۴/۶۸	۵/۲۲	۱/۶۷	۰/۱۸	۰/۹۶	۹۶/۸۵
57	۴۸/۰۰	۱۵/۲۵	۴/۲۷	۳/۸۵	۰/۲۴	۱۲/۷۴	۶/۷۹	۲/۶۵	۱/۴۵	۰/۷۵	۰/۳۸	۱۰۱/۹۳
58	۴۵/۰۰	۱۴/۱۲	۳/۲۹	۱۰/۴۶	۰/۲۰	۹/۵۲	۷/۴۴	۱/۸۸	۲/۷۵	۲/۸۲	۱/۱۰	۱۰۰/۵۱

## منابع فارسی

[۵] درویش‌زاده، علی، دی‌پایریسم و تشکیل گنبد‌های

آتشفشانی، مجموعه مقالات سمپوزیوم دی‌پایریسم با نگرشی ویژه به ایران، وزارت معادن و فلزات، ج ۱، صفحه ۸۱ تا ۱۰۶ (۱۳۶۹).

[۶] الیاسی، جواد و همکاران، زمین‌شناسی جزیره

هرمز، گروه زمین‌شناسی دانشگاه تربیت معلم، ارائه شده در سومین سمپوزیوم انجمن نفت ایران (۱۳۵۵).

[۷] درویش‌زاده، علی، بررسی فسفات بافق «اسفوردی»،

نشریه دانشکده علوم، شماره ۱۳، صفحه ۲ تا ۲۴ (۱۳۶۲).

[۸] مهربانی، بهزاد، کانی‌شناسی و ژئزکانسار سرب و

روی کوشک (بافق)، رساله کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت معلم، دانشکده علوم، ۱۸۶ صفحه (۱۳۷۰).

[۹] درویش‌زاده، علی، زمین‌شناسی ایران، انتشارات ندا

(۱۳۷۰).

[۱] حمدی، بهاء‌الدین و ژینون جیانگ، فسیلهای

پالئوزوئیک از رسوبات سری مراد و سری ریزو. سازمان زمین‌شناسی کشور گزارش داخلی (۱۳۷۱).

[۲] وحدتی دانشمند، فرهاد، شرحی بر سری‌های مراد،

ریزو، دزو در شمال یزدان آباد، نشریه علوم زمین شماره ۸ صفحه ۱۴ تا ۲۳ (۱۳۷۲).

[۳] آل طه، بابک، مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی

سنگهای آذرین شرق زرنند کرمان، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، ۱۳۰ صفحه (۱۳۷۳).

[۴] احمدزاده هروری، محمود و همکاران، مفاهیم

جدیدی از چینه‌شناسی سازند هرمز و مسئله دی‌پایریسم در گنبد‌های نمکی جنوب ایران، مجموعه مقالات سمپوزیوم دی‌پایریسم تا نگرشی ویژه به ایران، وزارت معادن و فلزات، ج ۱، صفحه ۱ تا ۱۷ (۱۳۶۹).

lagerstaeltenkundliche unter such ungen der Esfordi - Formation zwischen Mishdovan und Kushk bei Bafq (Znetraliran) univeroeffentel. DISS, FAK. Bergbau und Huetten wesen RW TH Aachen, 174 p., Aachen (1973).

## References

[1] Huckriede, R., Kursten, M., And Venzlaff, H., Zur Geologie des Gebeites Zwischen Kerman and Sagand (Iran) Geol, Jb. suppl. si, 197 (1962).

[2] Blanford, W.T., Note on the geological formations seen along the coasts of Biluchestan and Persia from Karachi to the head of the persian Gulf Islands: Rec. Geol.Soc. Lond., V., E. (proc.), pt., p. 493 - 503 (1972).

[3] Pilgrim, G.E., Geology of the Persian Gulf and the adjoining portion of persia and Arabia; Mem. Geol survey India, V. 34, 1 - 177 (1908).

[4] Borumandi, H. Petrographisch und

[5] Haghypour, A., Etude géologique de la région de Biabanak - Bafg (Iran Central). Pétrographie et tectonique du socle Précambrien et de sa couverture. Thse Doct. d'Etat, Univ. Grenoble., 403 (1974).

[6] Stocklin, J., Lagoonal formation and salt demes in East Iran, Bulletin of the Iranian Petroleum Institute, 3, 29 - 46 (1961).

[7] Stocklin, J., Salt deposets of the middle East.

- The geological society of America, Inc. special raper **88**, 157 - 181 (1986).
- [8] Martin, R.F. And Plwinski, A.J., Magmatism and tectonic setting. *J. Geophys. Res.*, **77**, 4966 - 4975 (1972).
- [9] Smith, A.G., Plate tectonics and Orogeny: a review. *Tectonophys.*, **33**, 285 - 315 (1976).
- [10] Eichelberger, G.C., Andesitic Volcanism and Crustal evolution *Nature*. **275**, 21 - 27 (1978).
- [11] Mohr, P.A., Ethiopian rift and plateaus: some volcanic petrochemical Differences. *J. Geophys Res.* **76**, 1967 - 1984 (1971).
- [12] Barberie, F. and Varet, J., Recent Volcanic units of Afar and their structural significance (A summary). In: PILGER, A. and ROSLER, A. (eds.). Proceedings of an international symposium on the Afar Region Rift Problems. I. Schweizerbart, stuttgart., 174-178 (1976).
- [13] Bailey, D.K., Uplift, rifting and magmatism in the continental Plates. *J. Earth Sci.* , **8/2** (1972)
- [14] Middlemost, E.A.K., Magma and magmatic rocks: An introduction to Igneous Petrology. Longman., 266 (1987).
- [15] Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H. and Toscan, L., The Ultrapatassic rocks: characteristic, classification and constraints for petrogenesis models. *Earth - Sci. Rev.*, **24**, 81-84 (1987).
- [16] Irvine, T.N. And Baragar, W.R.A., A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Can. J. Earth. Sci.* **8**, 523 - 548 (1971).
- [17] Mc Donald, G.A. And Katsura. T., Chemical compositon of Hawaiian Lavas. *J. petrol.*, **5**, 82 - 133 (1964).
- [18] Wilson, M., Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. Unwin Hymann Ltd. London. 466pp (1990).
- [19] Abdel - Rahman, A.F.M., Petrogenesis of early - orogenic diorites, tonalites and post - orogenic trondjemites in the Nubian shield. *J. Petrol.*, **31**, 1285 - 1312 (1990).
- [20] Wagner, B.M., Zur Geochemie des Amphibolit Komplexes imfrakämbrischen Basement von sw - Nigeria, Ostlich von Ile-Ife, 98,S. Diss. univ. München, münchen (1980).
- [21] Berberian, M. and King, C.C.P., Towards a paleogeography. and tectonic evolution of Iran. *Can. J.E. Sci.*, **18**, 210 - 265 (1981).
- [22] Stocklin, J., Geodynamic Problems in Iran. In: proceedings of the seminar on Geodynamics (Hyderabad, India, 1973)., 25 - 30 (1973).
- [23] Stocklin, J., Possible Ancient Continental Margins in Iran. In: Burk, C.A. and DRAKE, C.L. (eds.). *The Geology of continental Margins*. Springer, New York. 873 - 887 (1974).
- [24] Lensch, G. And Schmidt, K., Plate Tectonics, Orogeny, and mineralization in the Iranian Fold

- Belts. Results and Conclusions. N. Jb. Geol. Palaont. Abh., **168**, 558 - 568 (1984).
- [25] Davoudzadeh, M. And Weber - Diefenbach, K., Contribution to the Paleogeography, Stratigraphy and Tectonics of the upper paleozoic of Iran, N. Jb. Geol. Palaont. Abh., **175**. 121-146 (1987).
- [26] Boulin, J., Structures in southwest Asia and evolution of eastern Tethys. *Tectonophysics.*, **196**, 211 - 268 (1991).
- [27] Gass, I.G., Proposals concerning the variation of volcanic products and processes within the oceanic environment. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **271 A**, 131 - 140 (1972).
- [28] Mc Kenzie, D.P., Active tectonic of the Alpine - Homalayan belt: The Aegean sea and surroundings regions. *Geophys.J.R. Astroph. Soc.* **55**, 217 - 54 (1978).
- [29] Cox, K.G. Bell, J.D. And Pankhurst, R.J., (1979) The of interpretation of Igneous rocks, Allen and unwin,, London, 450 (1987).
- [30] Ankeny, L.A., Braile, L.W. And Olsen, K.L., Upper crustal structure beneath the Jemez Mountainns Volcanic field, New Mexico, determined by three - dimensional simultaneous inversion of seismic refraction and earthquake data. *J. Geophys. Res.*, **91**, 6091-6112 (1986).
- [31] Wilson, J.T., Mantle Plumes and Plate motions. *Tectonophysics.*, **19**, 149 - 165 (1973).