

سنگ شناسی و جایگاه زمین ساختی سنگ های آذرین ترشیری در منطقه ی دوکوهه (جنوب غرب بیرجند)

خاطره خاکی^{۱*}، محمد هاشم امامی^۲، سید سعید محمدی^۳، علیخان نصرافهانی^۱

۱- گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، اصفهان

۲- سازمان زمین شناسی کشور، ایران، تهران

۳- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند

(دریافت مقاله: ۸۹/۶/۲۴، نسخه نهایی: ۸۹/۱۱/۵)

چکیده: سنگ های آذرین ترشیری در جنوب غربی بیرجند درون نهشته های فلیشی کرتاسه برونزد دارند. این توده ها بر اساس بررسی های سنگ نگاری و نتایج تجزیه ی شیمیایی عبارتند از میکروکوارتز، مونزودیدوریت، تراکی آندزیت، آندزیت و داسیت. بافت غالب آن ها پورفیری با زمینه ریزدانه است. فنوکریست های آن از پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت تشکیل شده اند. پلاژیوکلازها دارای منطقه بندی اند. پیروکسن، کوارتز و کانی های کدر نیز در زمینه مشاهده می شود. در اغلب نمونه ها، هورنبلند دارای حاشیه سوخته است. سرشت ماگمایی این سنگ ها از نوع آهکی-قلیایی به حاشیه فعال قاره ای وابسته اند. این سنگ ها از عناصر نادر خاکی سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون غنی شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین تهی شدگی نشان می دهند. بی هنجاری منفی نیوبیوم و غنی شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون دلیلی بر خاستگاه ماگمای به وجود آورنده ی این سنگ ها از ذوب بخشی با درجه ی پائین یک گوشته ی غنی شده در بالای یک زون فرورانش یا ورقه اقیانوسی فرورونده است که طی صعود دستخوش آلاینش پوسته ای شده است.

واژه های کلیدی: بیرجند؛ ترشیری؛ آلاینش پوسته ای؛ ژئوشیمی؛ آهکی-قلیایی.

مقدمه

میکرویدوریت و به سن پالئوژن، نئوژن و ترشیری معرفی شده است. در این کار پژوهشی سعی شده تا با تکیه بر بررسی های صحرایی، کانی شناسی- سنگ نگاری و ژئوشیمی تا حد امکان پتروژنز این سنگ ها مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

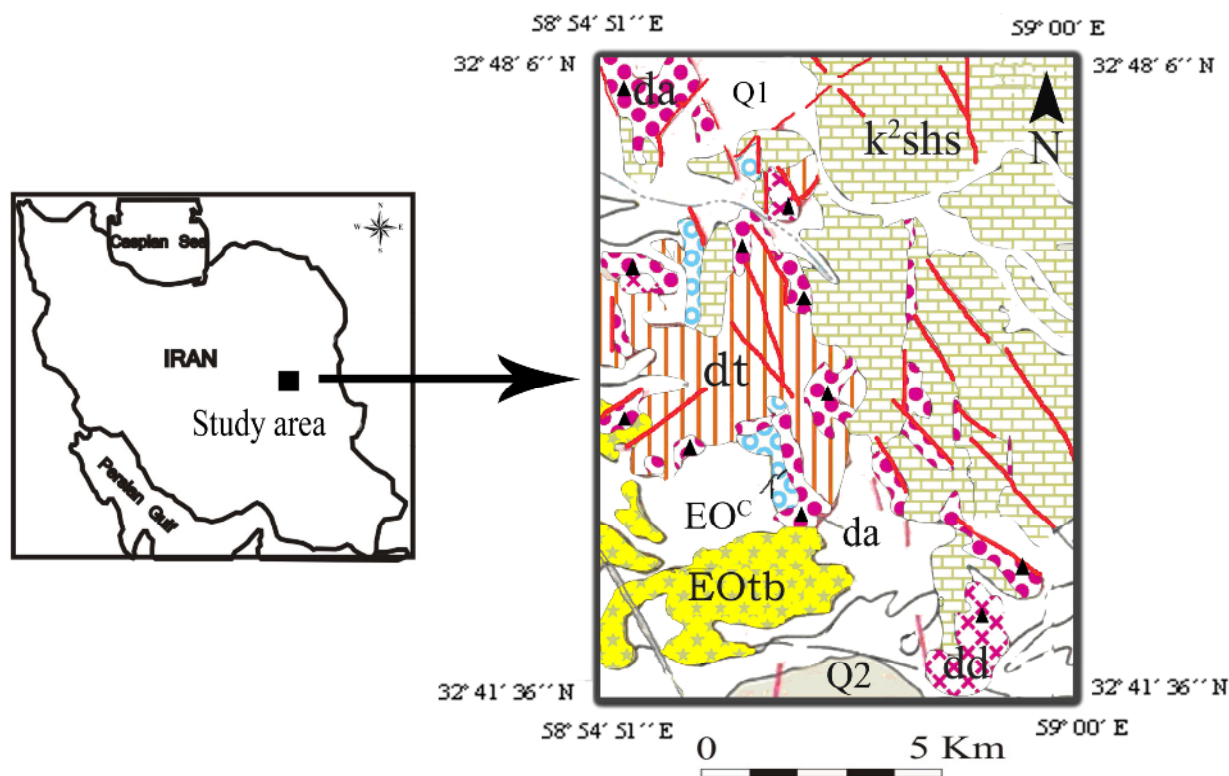
روش بررسی

پس از بررسی های صحرایی و نمونه برداری منظم و سیستماتیک، از واحدهای سنگی مختلف منطقه، حدود ۹۰ نمونه برای تهیه مقاطع نازک انتخاب شدند. پس از تهیه مقاطع نازک و بررسی آن ها، از نمونه هایی که کمترین دگرسانی را

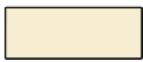
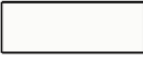
گستره ی مورد بررسی در فاصله ی ۳۰ کیلومتری جنوب غربی بیرجند، جنوب شرقی خوسف، با موقعیت جغرافیایی $36^{\circ} 41'$ تا $32^{\circ} 48' 6''$ عرض شمالی و $51^{\circ} 54' 58''$ تا $59^{\circ} 00'$ طول شرقی قرار دارد، (شکل ۱). از دیدگاه تقسیم بندی واحدهای ساختاری ایران، این منطقه در حاشیه ی شرقی پهنه لوت و شمال ایالت ساختاری سیستان واقع شده است که ایالت ساختاری سیستان را ناشی از برخورد پهنه ی لوت با بلوک افغان می دانند [۱-۳]. مجموعه ی مورد بررسی در کارهای قبلی [۳-۱۱] با اسامی مختلف آندزیت، آندزیت داسیتی،

ژئوشیمیایی با استفاده از نرم افزار Minpet و GCDkit تحلیل شدند (جدول ۱).

نشان می‌دادند؛ ۱۱ نمونه به روش ICP-MS در شرکت ALS Chemex کانادا مورد آنالیز قرار گرفت. نتایج داده‌های



Legend

-  Q2 (Quaternary)
-  Q1 (Quaternary)
-  da : Andesitic dacite (Tertiary)
-  dt : Dacitic tuff (Tertiary)
-  dd : Dacitic volcanic dome (Tertiary)
-  EOtb : Tuff bereccia (Eocene)
-  EOc : Conglomeate (Eocene)
-  K2shs : Shale. Phyllite, Slate (Cretaceous)

شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی گستره‌ی مورد بررسی، برگرفته از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ بیرجند با تغییرات، [۴]. محل نمونه‌ها با مثلث سیاه رنگ (▲) مشخص شده است.

جدول ۱ نتایج آنالیزهای شیمیایی سنگ‌های منطقه‌ی دوکوهه به روش ICP-MS

نام سنگ	آندزیت	تراکی‌آندزیت	میکروکوارتز مونزودیوریت	میکروکوارتز مونزودیوریت	تراکی‌آندزیت	آندزیت
شماره نمونه	KHB16	KHA31	KHD59	KHD60	KHU7	KHU10
SiO ₂ (Wt%)	۶۰٫۱	۶۱	۵۹٫۹	۵۹٫۱	۶۰٫۳	۶۰٫۷
Al ₂ O ₃	۱۶٫۸۵	۱۷٫۵۵	۱۷٫۱	۱۷	۱۷	۱۶٫۴
Fe ₂ O ₃	۵٫۱۸	۴٫۸۷	۵٫۳	۵٫۳۱	۴٫۷۹	۵٫۰۸
CaO	۵٫۱۷	۴٫۷۶	۵٫۸۵	۵٫۹۳	۶٫۱۴	۵٫۱۸
MgO	۲٫۲۵	۱٫۵۷	۲٫۱۱	۲٫۰۸	۲٫۸۶	۲٫۱۸
Na ₂ O	۳٫۹۴	۵٫۱۷	۴٫۱۴	۴٫۱۴	۴	۳٫۵۳
K ₂ O	۲٫۴۵	۲٫۷۸	۲٫۶۵	۲٫۵۹	۱٫۹	۲٫۴۷
TiO ₂	۰٫۵۱	۰٫۶۱	۰٫۶۱	۰٫۶۰	۰٫۵۹	۰٫۵
MnO	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۰۹	۰٫۱۲
P ₂ O ₅	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۳۰	۰٫۲۷	۰٫۳۵	۰٫۲۳
LOI	۲٫۱۹	۱٫۲۹	۱٫۵۹	۱٫۷۹	۱٫۴	۱٫۶۰
TOTAL	۹۹٫۲	۱۰۰	۹۹٫۹	۹۹٫۲	۹۹٫۶	۹۸٫۲
Cr (ppm)	۳۰	۵۰	۶۰	۴۰	۸۰	۵۰
Rb	۷۵٫۴	۷۱٫۵	۷۲٫۹	۷۱٫۸	۴۱٫۵	۷۰٫۳
Sr	۶۲۵	۷۹۷	۸۹۷	۸۶۵	۸۰۳	۵۸۷
Y	۱۶٫۱	۲۰٫۸	۲۱٫۲	۲۰٫۵	۱۱٫۹	۱۳٫۲
Zr	۱۲۹	۱۶۷	۱۵۵	۱۵۲	۱۵۹	۱۰۷
Nb	۷٫۳	۹٫۹	۱۰٫۵	۱۰٫۴	۹٫۹	۶٫۲
Cs	۴٫۴۹	۱٫۹۷	۲٫۲۴	۳	۰٫۶۳	۱٫۷۴
Ba	۷۴۹	۹۰۴	۹۲۹	۹۱۱	۷۳۹	۶۵۹
La	۲۹٫۴	۳۹٫۴	۴۰٫۷	۳۷٫۲	۴۳٫۲	۲۳٫۴
Ce	۶۰٫۲	۸۰	۸۳٫۵	۷۷٫۵	۷۴٫۹	۴۸٫۳
Pr	۶٫۶۸	۸٫۷۶	۹٫۲	۸٫۶۲	۷٫۲۵	۵٫۳۲
Nd	۲۲٫۱	۲۸٫۵	۲۹٫۲	۲۸	۲۱٫۹	۱۷٫۷
Sm	۴٫۱۱	۴٫۹۹	۴٫۹۹	۴٫۹۷	۳٫۶۵	۳٫۲۳
Eu	۱٫۱۶	۱٫۳۳	۱٫۴	۱٫۴۴	۱٫۰۹	۱٫۹۵
Gd	۳٫۷۸	۴٫۷۶	۵٫۱	۵	۳٫۷۹	۳٫۲۴
Tb	۰٫۵۶	۰٫۶۶	۰٫۷۳	۰٫۶۸	۰٫۴۸	۰٫۴۴
Dy	۲٫۸۱	۳٫۵۳	۳٫۶۱	۳٫۵۹	۲٫۲۱	۲٫۳
Ho	۰٫۵۶	۰٫۷۵	۰٫۷۷	۰٫۷۳	۰٫۴۵	۰٫۴۹
Er	۱٫۷۵	۲٫۲۶	۲٫۲۴	۲٫۲۳	۱٫۲۷	۱٫۴۴
Tm	۰٫۲۵	۰٫۳۰	۰٫۳۰	۰٫۳۰	۰٫۱۵	۰٫۱۹
Yb	۱٫۷۲	۲٫۲۲	۲٫۲	۲٫۱۵	۱٫۰۸	۱٫۴
Lu	۰٫۲۸	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۳۶	۰٫۱۷	۰٫۲۳
Hf	۳٫۴	۴٫۴	۴٫۱	۴	۳٫۷	۲٫۸
Ta	۰٫۵	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۷	۰٫۴
Pb	۲۴	۱۳	۱۴	۱۴	۱۳	۱۳
Th	۸٫۲۹	۱۰٫۳۰	۱۰٫۵۵	۹٫۵۷	۱۳٫۶	۶٫۹۱
U	۱٫۵۳	۲٫۱	۲٫۲۸	۱٫۹۳	۲٫۰۵	۱٫۲۸

ادامه جدول ۱ نتایج آنالیزهای شیمیایی سنگ‌های منطقه‌ی دوکوهه به روش ICP-MS

تراکی آندزیت	تراکی آندزیت	تراکی آندزیت	میکروکوارتز مونوزودیوریت	آندزیت	داسیت	نام سنگ
KHU111	KHU107	KHU95	KHU91	KHU85	KHU54	شماره نمونه
۶۰٫۲	۶۱	۶۰٫۳	۵۸٫۴	۶۰٫۳	۶۶٫۲	SiO ₂ (Wt%)
۱۷٫۴	۱۷٫۳	۱۷٫۳	۱۶٫۵	۱۷٫۱۵	۱۶٫۹۵	Al ₂ O ₃
۵٫۰۶	۴٫۸	۴٫۹۹	۴٫۹۵	۵٫۰۸	۲٫۵۵	Fe ₂ O ₃
۵	۵٫۱۲	۵٫۶۱	۶٫۱۶	۵٫۲۳	۳٫۳۳	CaO
۱٫۹۶	۱٫۸۹	۲٫۰۱	۱٫۵۹	۱٫۹۴	۰٫۳۸	MgO
۳٫۸۶	۴٫۴	۳٫۹۲	۳٫۶۸	۳٫۹	۴٫۲۹	Na ₂ O
۲٫۷۱	۲٫۵۵	۲٫۵۵	۲٫۴۴	۲٫۵۸	۲٫۵۶	K ₂ O
۰٫۵۴	۰٫۵۱	۰٫۵۲	۰٫۴۸	۰٫۵۱	۰٫۲۸	TiO ₂
۰٫۱	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۰۴	MnO
۰٫۲۷	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۲۴	۰٫۲۶	۰٫۱۳	P ₂ O ₅
۲٫۳۷	۱٫۲۷	۱٫۲۷	۴٫۶۱	۲٫۳۷	۲٫۱	LOI
۹۹٫۶	۹۹٫۴	۹۹	۹۹٫۴	۹۹٫۶	۹۹٫۱	TOTAL
۴۰	۴۰	۵۰	۴۰	۳۰	۴۰	Cr (ppm)
۷۸٫۶	۷۷٫۸	۷۲٫۳	۶۹٫۱	۷۴٫۲	۵۹٫۷	Rb
۵۸۷	۶۴۱	۶۳۵	۶۴۰	۶۲۱	۹۴۲	Sr
۱۵٫۹	۱۵٫۹	۱۶٫۱	۱۳٫۱	۱۵	۸	Y
۱۵۳	۱۵۰	۱۴۸	۱۲۴	۱۴۴	۱۰۱	Zr
۸٫۵	۸٫۵	۸٫۳	۷٫۲	۸٫۱	۶٫۹	Nb
۲٫۵۵	۲٫۰۱	۱٫۵۶	۲٫۳	۱٫۹	۱	Cs
۷۹۷	۸۲۴	۸۰۵	۷۶۴	۷۷۳	۱۱۱۰	Ba
۲۹٫۱	۲۹٫۶	۲۹٫۱	۲۵٫۴	۲۸٫۱	۶۲٫۲	La
۵۸٫۵	۵۸٫۷	۵۸	۵۱٫۶	۵۵٫۷	۴۹٫۷	Ce
۶٫۲۱	۶٫۲۱	۶٫۲۷	۵٫۵۹	۵٫۹۱	۵٫۰۶	Pr
۱۹٫۸	۲۰٫۱	۲۰٫۱	۱۸٫۴	۱۹٫۳	۱۵٫۷	Nd
۳٫۵۷	۳٫۵	۳٫۵۲	۳٫۲۴	۳٫۳۳	۲٫۲۹	Sm
۱٫۱۷	۱٫۲۱	۱٫۱۷	۰٫۹۹	۱٫۱۳	۰٫۷۵	Eu
۳٫۸۷	۳٫۷۹	۳٫۹۵	۳٫۳۴	۳٫۶۲	۲٫۳۳	Gd
۰٫۵۵	۰٫۵۷	۰٫۵۴	۰٫۴۷	۰٫۵	۰٫۲۹	Tb
۲٫۸۳	۲٫۸۳	۲٫۸۹	۲٫۴۱	۲٫۶۹	۱٫۳۸	Dy
۰٫۵۷	۰٫۵۹	۰٫۵۸	۰٫۵۰	۰٫۵۴	۰٫۲۸	Ho
۱٫۸۱	۱٫۷۷	۱٫۸۲	۱٫۵۳	۱٫۶۶	۰٫۸۹	Er
۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۱	۰٫۲۴	۰٫۱۲	Tm
۱٫۷۲	۱٫۷۹	۱٫۸۷	۱٫۵۱	۱٫۶۵	۰٫۸۹	Yb
۰٫۲۹	۰٫۳۱	۰٫۳	۰٫۲۶	۰٫۲۸	۰٫۱۴	Lu
۳٫۹	۳٫۷	۳٫۸	۳٫۴	۳٫۶	۲٫۸	Hf
۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۵	Ta
۱۴	۱۷	۱۶	۱۲	۱۶	۳۱	Pb
۱٫۵۷	۱٫۶۷	۱٫۵	۱٫۱۷	۱٫۵۵	۲٫۶۴	U

زمین‌شناسی منطقه‌ای

گستره‌ی مورد بررسی، را می‌توان در بخش شرقی بلوک لوت در نظر گرفت. آتشفشانی رخ داده دارای یک فاز انفجاری بوده و به صورت گدازه‌های آندزیتی تا داسیتی، همراه سنگ‌های پیروکلاستیک نظیر توف و برش که وسعت چشمگیری در منطقه دارند، وجود دارد [۷، ۱۲]. قدیمی‌ترین واحد سنگی در این منطقه، واحدهای مختلف دنباله‌ی افیولیتی وابسته به کرتاسه فوقانی است [۶]، که از آن به‌عنوان کالرد ملانژ یاد شده است [۱۳]. نتایج پژوهش‌های سن‌سنجی که به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ در کانی بیوتیت، روی توده‌ی دوکوهه انجام شده، 3.8 ± 0.7 میلیون سال و وابسته به اواخر ائوسن است [۸]. رخنمون سنگ‌های مورد بررسی با ساختارهای گنبد مانند و ستونی دیده می‌شوند. گاهی نیز به‌صورت دایک، فیلیت‌ها و اسلیت‌ها را قطع می‌کنند. در پیرامون آن‌ها، مجموعه‌ای از توف، آگلومرا و برش به چشم می‌خورد که به صورت تپه ماهورهای پست رخنمون دارند. از مهم‌ترین آن‌ها، کوه بارنده در ۳ کیلومتری جنوب‌شرق خوسف و برونزد دوکوهه در ۱۵ کیلومتری جنوب‌شرق خوسف، به صورت دو گنبد چسبیده به هم، دیده می‌شوند. هر چند پیرامون این توده‌ها را رسوب‌های آبرفتی کواترنری فرا گرفته است، لیکن، در رخنمون واقع در شمال دوکوهه، بریده شدن متافلیش‌های کرتاسه با گنبد یاد شده دیده می‌شوند.

سنگ نگاری

بر اساس نتایج حاصل از بررسی‌های میکروسکوپی، می‌توان مجموعه سنگ‌های آذرین موجود در منطقه را به‌صورت زیر رده‌بندی کرد. سنگ‌های آذرین شبه آتشفشانی (میکروکوارتز مونوزودئوریت) و سنگ‌های آتشفشانی که شامل گدازه‌های تراکی‌آندزیتی، آندزیتی و داسیتی و سنگ‌های آذرآواری (آگلومرا، برش و توف) است.

میکروکوارتز مونوزودئوریت‌ها

بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند که بافت این سنگ‌ها تمام‌بلورین، ریزبلور تا پورفیروئید و به طور غالب دارای زمینه‌ای میکروگرانولار است. پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و کوارتز از

تشکیل دهنده‌های اصلی و کانی‌های آپاتیت، اسفن و کانی‌های تیره، از اجزای فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند (شکل ۲-الف). بلورهای بیوتیت گاه به کلریت دگرسان شده‌اند. به موازات سطوح رخ بیوتیت‌ها نیز کانی تیره قرار گرفته است (شکل ۲-ب). بلورهای ریز پیروکسن در خمیره‌ی ریز دانه‌ی فلدسپاتی سنگ وجود دارند.

تراکی‌آندزیت‌ها

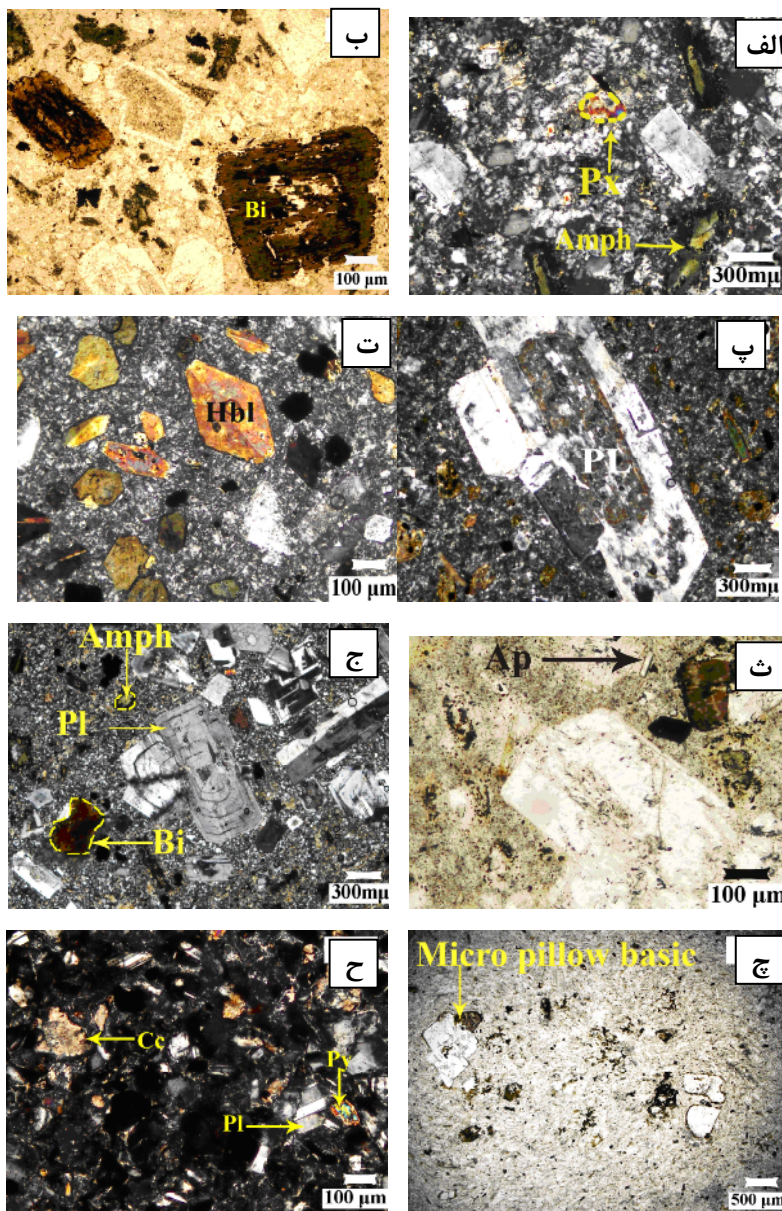
این سنگ دارای بافت پورفیری با زمینه‌ای ریزدانه تا شیشه‌ای و سری‌ایت هستند. پلاژیوکلاز، هورنبلندسبز و بیوتیت از سنگ‌های درشت بلور هستند. غالب آن‌ها دارای ماکل کارلسباد و پلی‌سنتتیک، بافت غربالی و منطقه‌بندی نوسانی هستند. گاه به صورت دو نسل پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. نسل اول که درشت بلورهای سنگ را تشکیل می‌دهند، معرف سرعت تشکیل کم در عمق زیاد و نسل دوم بلورهای ریز که زمینه‌ی سنگ را تشکیل می‌دهند، و با سرعت بیشتری در نزدیکی سطح سرد شده‌اند [۱۶]. بعضی از پلاژیوکلازها پدیده‌ی سریسیتی‌شدن را تحمل کرده‌اند (شکل ۲-ب). آمفیبول در تراکی‌آندزیت‌ها، به شکل‌های شکل‌دار، لوزی، ماکل‌دار و یا در مقاطع طولی، ستونی و منشوری دیده می‌شود (شکل ۲-ت). اپاسیتی‌شدن آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها را برخی از پژوهشگران به افت سریع فشار وابسته می‌دانند [۱۴]. عقیده بر آن است که افت فشار گستره‌ی پایداری این کانی‌ها را کاهش داده و آن‌ها را دستخوش واجذبی کرده است. در نتیجه حاشیه‌های سیاه رنگی در اطراف بلورهایی مانند هورنبلند تشکیل می‌شود [۱۵]. در این سنگ‌ها بلورهای شکلدار بیوتیت، بلورهای نیمه‌شکل‌دار کلینوپیروکسن، گاهی بلورهای ریز کوارتز، آپاتیت، اسفن ثانویه و کانی‌های کدر شکل‌دار اولیه، به‌طور پراکنده در خمیره‌ی ریزدانه تا شیشه‌ای حضور دارند (شکل ۲-ث).

آندزیت‌ها

بافت آن‌ها، پورفیری با خمیره‌ی ریزدانه است. درشت بلورهای آن شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و کلینوپیروکسن بوده که در زمینه‌ای متشکل از بلورهای ریز تا شیشه‌ای قرار دارند. بافت حفره‌ای و بادامکی نیز در این سنگ‌ها دیده شده است.

بلورهای پلاژیوکلاز، دارای ماکل کارلسباد و نامنظم چند مرحله‌ای، با منطقه‌بندی نوسانی و غربالی هستند (شکل ۲-ج). این بافت‌های غیر تعادلی بیانگر اختلاط ماگمایی، تأثیرهای انحلالی ناشی از کاهش فشار وارد بر ماگما طی صعود به سطح زمین و یا تغییرات ناگهانی دما، گریزندگی اکسیژن، فشار بخار آب و هضم سنگ‌های درونگیر است [۱۶، ۱۷]. بلورهای

هورنبلند گاه دگرسان شده و کانی‌های تیره (اکسید آهن) را به وجود آورده است. بررسی‌های آزمایشگاهی نشان داده‌اند ماگماهای آندزیتی که هورنبلند را به وجود آورده، حداقل ۳ درصد آب داشته‌اند [۱۸]. کانی‌های فرعی شامل، کانی‌های کدر نیمه‌شکل‌دار و بلورهای ریز آپاتیت است.



شکل ۲ تصاویر میکروسکوپی: (الف) بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول، در نمونه‌ی میکروکوارتزومونودیوریت ($\times 4$ XPL). (ب) قرارگیری کانی تیره در سطوح رخ بیوتیت، در نمونه میکروکوارتزومونودیوریت ($\times 10$ XPL). (پ) پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی، در نمونه تراکی‌آندزیت ($\times 4$ XPL). (ت) کانی‌های آمفیبول به صورت لوزی شکل، ماکل‌دار در نمونه تراکی‌آندزیت ($\times 10$ XPL). (ث) بلور آپاتیت، در نمونه تراکی‌آندزیت ($\times 10$ XPL). (ج) چند بلور پلاژیوکلاز همراه با منطقه‌بندی نوسانی در نمونه آندزیت ($\times 4$ XPL). (چ) میکروپیلوهای بازی در نمونه داسیت ($\times 2$ PPL). (ح) بلور شکسته شده پلاژیوکلاز، پیروکسن و کلسیت در نمونه‌ی بلوری توف ($\times 10$ XPL).

داسیت‌ها

بافت آن‌ها موزائیکی با خمیره‌ی میکرولیتی جریان‌ی است. کانی‌های اصلی و عادی شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلندسبز و کوارتز هستند. درشت بلورهای شکلدار پلاژیوکلاز، دارای منطقه‌بندی با ماکل آلبیت یا کارلسباد، و به‌صورت بلورهای ریز میکرولیتی، در خمیره وجود دارند. بعضی پلاژیوکلازها دارای حواشی گرد شده‌اند که می‌تواند در اثر جذب دوباره‌ی ناقص، عدم تعادل شیمیایی، بالا آمدن سریع ماگما کاهش ناگهانی فشار و نقش آرایش پوسته‌ای باشد [۱۹]. تعدادی ریزبالشی‌های بازیک وجود دارند که نشان دهنده‌ی اختلاط ماگمایی است [۱۶]، (شکل ۲- چ). بلورهای کلینوپیروکسن به مقدار کمتر و دانه‌های کدر ریز در زمینه حضور دارند.

توف‌ها

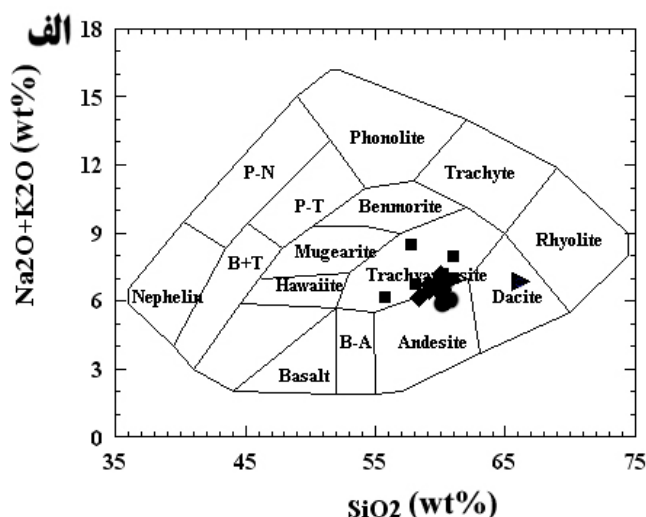
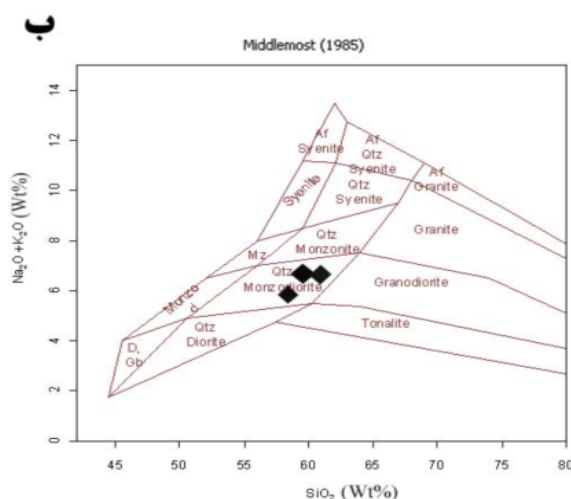
توف‌های منطقه، بر اساس نوع، اندازه و ترکیب شیمیایی مواد تشکیل‌دهنده آن‌ها [۲۰-۲۳]، به دو نوع توف سنگی و توف بلوری رده‌بندی می‌شود. توف‌های سنگی دارای تکه‌های

پلاژیوکلاز و کوارتز، همراه با آمفیبول اپاسیته شده، تیغه‌های بیوتیت، کانی کدر، کلسیت و قطعات سنگ‌های آتشفشانی آندزیت در یک زمینه، گاه هماتیتی شده، دیده می‌شوند. بافت توف‌های بلوری کریستالوکلاستیک و ویتروکلاستیک است. کانی‌های اصلی این توف‌ها شامل بلور شکسته شده پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن، کوارتز، فلدسپات قلیایی و بیوتیت هستند (شکل ۲- ح). اغلب این کانی‌ها دستخوش دگرسانی شده‌اند. مهم‌ترین کانی‌های ثانویه کلسیت، سیرسیت، کانی‌های کدر و اکسید آهن است.

بحث و بررسی

نامگذاری شیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه

سنگ‌های خروجی منطقه‌ی مورد بررسی، بر پایه‌ی تقسیم‌بندی [۲۴]، در گستره‌ی تراکی‌آندزیت، آندزیت و داسیت قرار می‌گیرند (شکل ۳- الف). سنگ‌های نیمه‌نفوذی منطقه‌ی مورد بررسی نیز، بر پایه‌ی تقسیم‌بندی [۲۵]، در گستره‌ی کوارتز مونزونودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۳- ب).



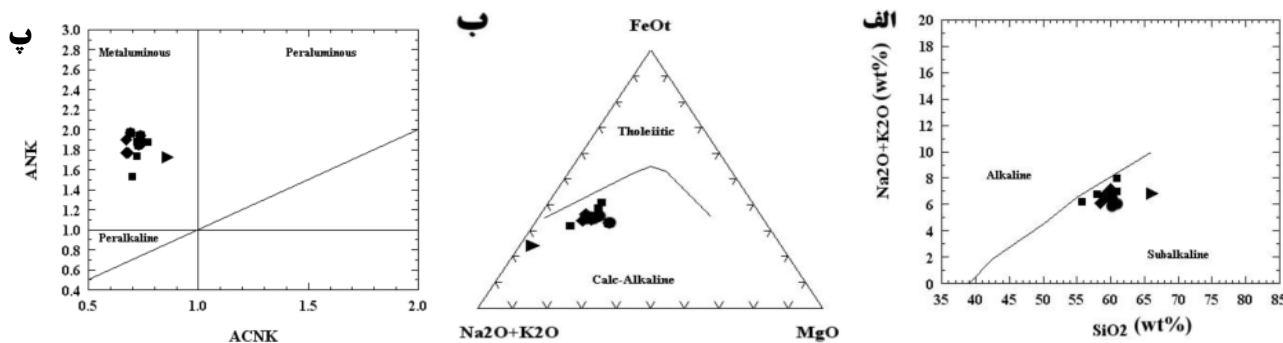
شکل ۳ الف) رده‌بندی ژئوشیمیایی و نامگذاری سنگ‌های خروجی منطقه بر اساس مجموع قلیایی نسبت به سیلیس [۲۴]؛ ب) رده‌بندی ژئوشیمیایی و نامگذاری سنگ‌های نیمه‌نفوذی منطقه بر اساس مجموع قلیایی نسبت به سیلیس [۲۵].
 نشانه ● آندزیت، ■ تراکی‌آندزیت، ▲ داسیت، ◆ میکروکوارتز مونزونودیوریت است.

بررسی ژئوشیمی و تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین منطقه

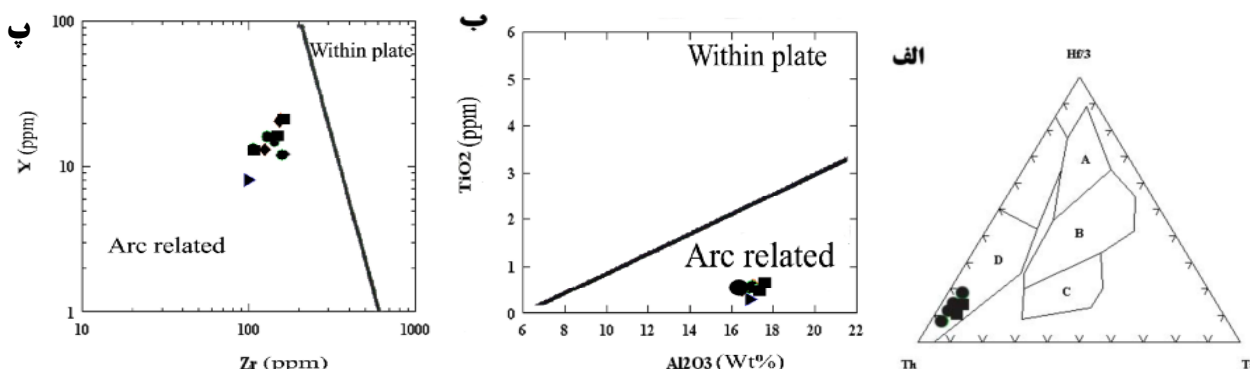
سری ماگمایی سنگ‌های مورد بررسی، بر اساس نمودار قلیایی نسبت به سیلیس [۲۶]، شبه قلیایی بوده (شکل ۴-الف)، و بر اساس نمودار مثلثی AFM [۲۶] و نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۲۷]، سنگ‌های منطقه با ماهیت آهکی قلیایی و متآلومین هستند (شکل ۴-ب، پ). برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های خروجی از نمودار جدا کننده‌ی بازالت‌ها (Hf-Th-Ta) [۲۸]، استفاده شده است. این نمودار می‌تواند برای اندازه‌های حدواسط و سیلیسی نیز بکار رود [۲۹]. چنانکه در شکل (۵-الف) دیده می‌شود، همه‌ی نمونه‌ها، در گستره‌ی (D) کمان آتشفشانی واقع می‌شوند. از آنجاکه نمونه‌ها نزدیکی یک به رأس Th و زیر خط جدا کننده‌ی $Hf/Th = 3$ قرار گرفته‌اند، همه‌ی آن‌ها با ماهیت آهکی-قلیایی شناخته می‌شوند. همچنین در نمودارهای Zr-Y و $Al_2O_3 - TiO_2$ [۳۰]، نیز نمونه‌ها در گستره‌ی مناطق قوس آتشفشانی قرار گرفته‌اند (شکل ۵-ب و پ)

شکل (۶-الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده با ترکیب مورب نرمال [۳۱]، را نمونه‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد. در نمونه‌ها، از عناصر LILE غنی‌شدگی نشان می‌دهند که بیانگر وابستگی آن‌ها به فرورانش است [۳۲]. این سنگ‌ها، از عناصر لیتوفیل بزرگ یون از قبیل Ba, Rb, Cs نسبت به HFSE در حدود ۱۰ تا ۱۰۰۰ برابر غنی شده‌اند، که این می‌تواند حاکی از

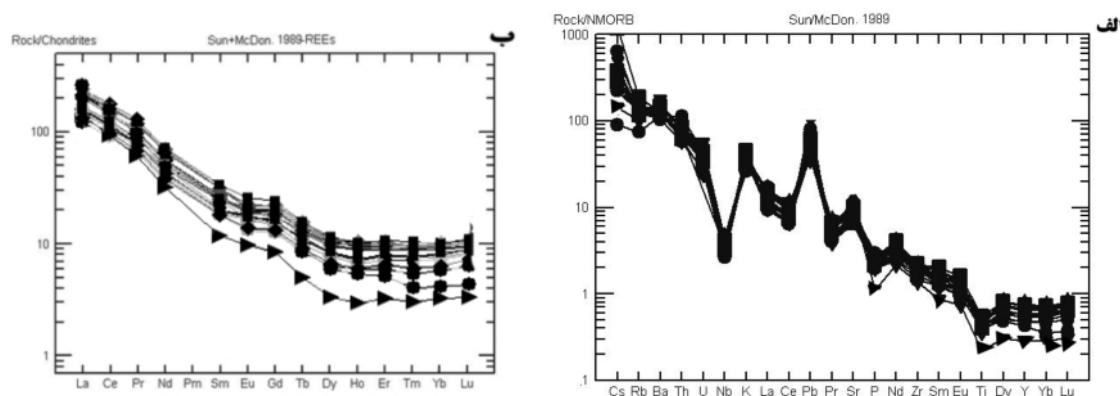
اثر ذوب‌بخشی کم در خاستگاه یا جدایش زیاد ماگما و گریزندگی بالای CO_2/H_2O در محیط تشکیل و ماگما باشد [۳۳، ۳۹]. بیهنجاری منفی Nb که در نمودار مشاهده می‌شود، شاخص سنگ‌های قاره‌ای و احتمال آلودگی پوسته‌ای در فرآیندهای ماگمایی وابسته به فرورانش است [۲۹، ۳۴، ۳۶]. به نظر [۳۵، ۳۴]، اگر یک مجموعه سنگ‌های آذرین در اثر فرآیند تبلور جدایشی با یکدیگر وابسته باشند، مقادیر عناصر کمیاب و نسبت‌های آن‌ها باید به طور ثابت و پیوسته تغییر کند. موازی بودن تقریبی الگوهای عناصر کمیاب سنگ‌های مورد بررسی می‌تواند تأیید کننده خاستگاه مشترک این سنگ‌ها باشد [۳۷]. مقدار $Mg\#$ نیز در سنگ‌های یاد شده از ۴۰٫۷۱ تا ۴۶٫۴۸ است که بیانگر ماگمای تحول یافته است. نسبت بالای عناصر LILE/HFSE می‌تواند ناشی از جدایش کانی‌هایی از قبیل الیون، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و تا حدودی پلاژیوکلاز از ماگمای بازی اولیه و تشکیل ماگمای ثانویه باشد [۲۹]. به اعتقاد [۳۸]، بالا بودن نسبت LILE/HFSE در سنگ‌های آتشفشانی آهکی-قلیایی مناطق کمانی در نتیجه ورود اجزای LILE موجود در صفحه‌ی فرورونده به درون گوه گوشته‌ای بالای آن به وجود می‌آید. همچنین، به نظر [۳۹]، در مناطق فرورانش، شاره‌های آزاد شده از بخش فوقانی لیتوسفر فرورونده که از Nb فقیر و از LILE غنی‌اند، به گوه‌ی گوشته‌ای افزوده می‌شوند؛ و این دلیلی بر ریشه گرفتن ماگمای به وجود آورنده‌ی این سنگ‌ها از یک گوشته‌ی غنی‌شده در بالای یک زون فرورانش است.



شکل ۴ الف) نمودار مجموعه‌ی $Na_2O + K_2O$ نسبت به SiO_2 برای تمایز سری‌های قلیایی از شبه قلیایی [۲۶]؛ ب) نمودار مثلثی AFM [۲۶]؛ پ) نمودار ANK نسبت به ACNK [۲۷]. نشانه‌ها بر اساس شکل (۳) است.



شکل ۵ (الف) تعیین محیط ژئوتکتونیکی سنگ‌های خروجی منطقه بر اساس نمودار جدایشی بازالته‌ها [۲۸] Hf-Th-Ta؛ A= مورب نرمال، B= مورب غنی شده، C= بازالته قلیایی داخل صفحه ای، D= بازالته‌های قوسی آتشفشانی (Hf/Th) بالاتر از ۳ تولیت جزایر قوسی، کوچکتر از ۳ آهکی- قلیایی). Rb؛ (ب) نمودار TiO_2 نسبت به Al_2O_3 [۳۰]؛ (پ) نمودار Nb-Y [۳۰]؛ نشانه‌ها بر اساس شکل (۳) است.



شکل ۶ (الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده با مورب نرمال بر اساس [۳۱]؛ (ب) الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی سنگ‌های مورد بررسی نسبت به کندریت [۳۱]؛ نشانه‌ها بر اساس شکل (۳) می‌باشد.

سازگار محسوب می‌شود. با توجه به حضور فراوان پلاژیوکلاز در نمونه‌ها و نیز آلودگی ماگما با پوسته، بالا بودن Sr و Ba طبیعی به نظر می‌رسد و چون شواهدی مبنی بر حضور زینولیت اکلوزیتی در منطقه نداریم، نمی‌توان بالا بودن میزان آن‌ها را ناشی از ذوب اکلوزیت‌های پوسته فرورو دانست.

بنابر نظر [۴۲]، معمولاً در طی جدایش در یک سیستم بسته، ناپیوستگی نسبت Rb/Nb به طور قابل ملاحظه‌ای متغییر باشد و جدایش بلوری به تنهایی نمی‌تواند دلیلی برای پرتوزن این سنگ‌ها باشد. چنانکه در شکل (۷-الف) مشاهده می‌شود، مقدار بسیار کمی پراکندگی در نمودار دیده می‌شود و می‌توان چنین نتیجه گرفت که ماگما همزمان با تبلور جدایشی، در یک سیستم باز که حاوی یک آلوده کننده پوسته‌ای است، نمو کرده است (فرایند ACF).

نسبت Zr/Nb برای N-MORB = ۳۲ و E-MORB = ۹ [۳۱] و برای سنگ‌های آهکی-قلیایی با خاستگاه گوشته‌ای،

الگوی توزیع عناصر نادر خاکی نمونه‌های منطقه نسبت به کندریت [۳۱]، بهنجار شده است (شکل ۶-ب). بر اساس این نمودار تمامی نمونه‌ها در حدود ۴ تا ۲۰۰ برابر نسبت به کندریت از عناصر نادر خاکی غنی‌ترند. در این میان عناصر نادر خاکی سبک غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین نشان می‌دهند. این الگوها می‌تواند بیانگر خاستگاه ماگما از یک پوسته‌ای اقیانوسی فرورانده شده و گوهی گوشته‌ای دگرنهاد، دستخوش فرایند تبلور بخشی و باقی ماندن عناصر نادر خاکی سنگین و با شدت میدان بالا در خاستگاه، باشد [۴۰]. همچنین، تهی‌شدگی ضعیف سنگ‌های یاد شده از عناصر نادر خاکی میانه معرف جدایش کلینوپیروکسن، هورنبلند و تیتانیت از آن‌هاست [۴۱].

غنی‌شدگی از Sr و تهی‌شدگی از Y و افزایش نسبت Sr/Y بیشتر مربوط به ذوب عمیق و در گستره ناپایدار شدن پلاژیوکلاز است که باعث آزادسازی Sr از پلاژیوکلاز می‌شود. در حالی که در این حالت گارنت پایدار است و Y در آن عنصری

سیستم فرورانش، کاهش می‌یابد [۴۹]. نمونه‌های مورد بررسی، نسبت‌های Ce/Pb کمتری را از MORB نشان داده که به دلیل افزایش مقدار Pb ناشی از تأثیر فزاینده‌ی رسوب‌هاست (شکل ۷-ت).

با توجه به مقایسه‌ی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های خروجی و نیمه‌عمیق مورد بررسی با ویژگی‌های آداکیت‌ها، می‌توان گفت که این سنگ‌ها شباهت زیادی به آداکیت‌ها [۵۰] دارند (جدول ۲)؛ و در گروه آداکیت‌های با سیلیس بالا قرار می‌گیرند (شکل ۸). ماگمای آداکیتی در زون‌های فرورانشی، بیشتر حاصل ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده جوان بوده که ترکیب آبگون حاصل طی صعود و گذر از گوه‌ی گوشته‌ای تا حدودی تغییر کرده است [۵۱]. بنابر نظر پژوهشگران، سنگ‌هایی وجود دارند که ویژگی‌های آداکیتی را نشان می‌دهند ولی در ارتباط مستقیم با ذوب ورقه‌ی اقیانوسی نیستند؛ و می‌توانند مشتق شده از گوشته با مشارکت پوسته بالایی و جدایش [۵۲، ۵۳]، شکسته شدن پوسته‌ی اقیانوسی و بالاآمدگی استنوسفر [۵۴، ۵۵] و ذوب بخشی بازالت دگرگون شده و اکلوزیتی شده‌ی پوسته‌ی پایینی [۵۶، ۵۷] باشند.

نمودار درصد وزنی MgO نسبت به SiO₂ [۵۸] نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد بررسی، در گستره‌ی آداکیت‌های ناشی از ذوب بخشی پوسته‌ی تحتانی ضخیم شده قرار می‌گیرند (شکل ۹). مقدار منیزیم در این نمونه‌ها پایین است که وجود برونوم‌های آمفیبولیتی در این سنگ‌ها [۵۹] می‌تواند بیانگر جدایش هورنبلند در مراحل اولیه تبلور و کاهش منیزیم در ماگما باشد.

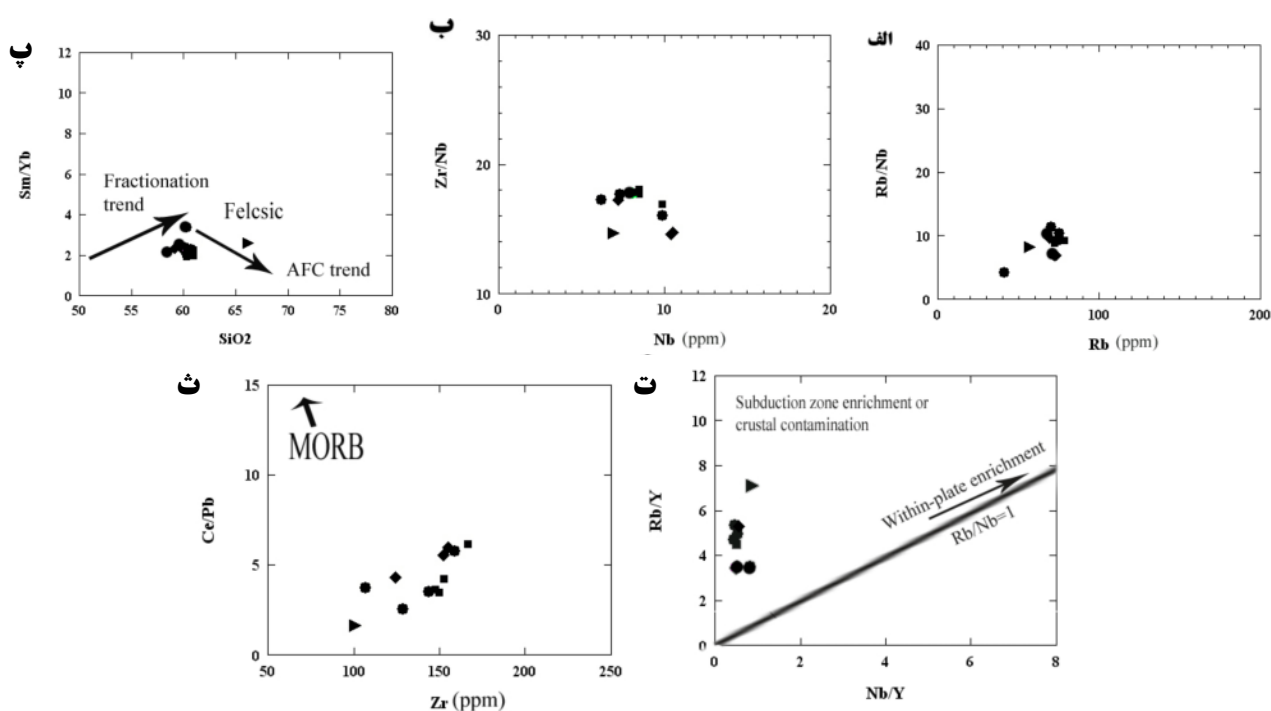
این نسبت ۲۰-۳۵ است [۴۳-۴۵]. هر چه این نسبت کمتر باشد، خاستگاه گوشته‌ای کمتر تهی شده و یا درجات ذوب‌بخشی کمتری را نشان خواهد داد. در نمونه‌های مورد بررسی این نسبت از نرمال مورب کمتر است (حدود ۱۷)، و درجات ذوب‌بخشی کمتری را نشان می‌دهد [۴۶] (شکل ۷ ب). بیشتر سنگ‌های حدواسط با افزایش LREE/MREE و MREE/HREE روندهای جدایش را تعقیب می‌کنند، ولی در اینجا برخی از سنگ‌ها به سمت مقادیر کمتر منحرف می‌شوند، که آلودگی با سنگ‌های پوسته‌ای توأم با جدایش فازهای کانی فرعی از قبیل موناژیت یا آلانیت (ACF) را پیشنهاد می‌نمایند [۴۷]. مقادیر نسبتاً کم Sm/Yb که در نمونه‌های مورد بررسی حدود ۲/۶۲ است (شکل ۷-پ)، اغلب ماگماهای اسید و حدواسط را به تفریق آمفیبول و کلینوپیروکسن از ماگما در اعماق نسبتاً کم پوسته، در غیاب گارنت باقی مانده، وابسته می‌کند [۴۷].

به منظور بررسی غنی‌شدگی سنگ‌های مورد بررسی در ارتباط با محیط‌های زمین ساختی از نمودار Rb/Y نسبت به Nb/Y [۴۸] استفاده شده است. تغییرات Nb و Rb در سنگ‌های آندزیتی منطقه غنی‌شدگی در زون فرورانش یا آرایش پوسته‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۷-ت). در محیط‌های درون صفحه‌ای روند غنی‌شدگی از روند خط ۱ Rb/Nb = پیروی می‌کند.

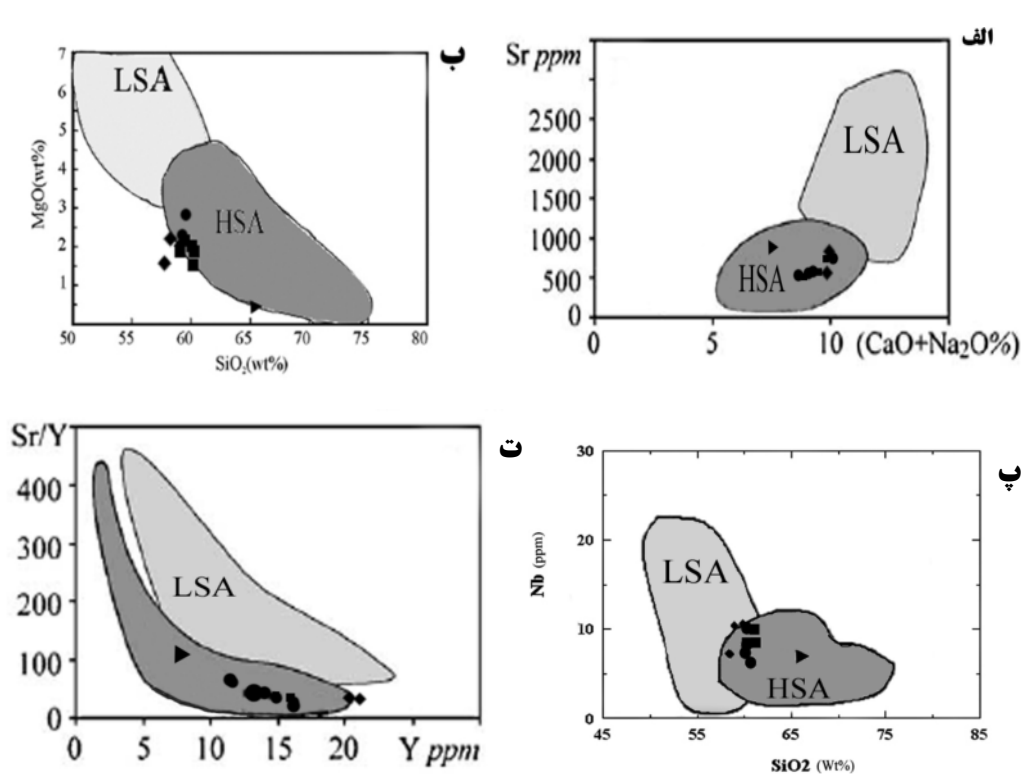
برای تشخیص تأثیر رسوب بر شاره‌ی ناشی از ورقه، معمولاً نسبت‌های Ce/Pb بررسی می‌شود. میزان تأثیر رسوب‌ها در شاره‌ها مشتق از ورقه، به ویژه در ترازهای پائین‌تر درون

جدول ۲ مقایسه‌ی میانگین ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های منطقه‌ی دوکوه با آداکیت‌ها [۵۰].

میانگین نمونه‌های منطقه دوکوه	میانگین آداکیت‌ها
درصد وزنی SiO ₂ = ۶۰/۸۸	درصد وزنی SiO ₂ > ۵۶
درصد وزنی Al ₂ O ₃ = ۱۷/۰۷	درصد وزنی Al ₂ O ₃ > ۱۵
درصد وزنی Na ₂ O = ۴/۱۳	درصد وزنی Na ₂ O > ۳/۵
K ₂ O/Na ₂ O = ۰/۶۱	K ₂ O/Na ₂ O = ۰/۴۲
Sr = ۷۳۶ ppm	Sr > ۴۰۰ ppm
Y = ۱۵/۸۵ ppm	Y ≤ ۱۸ ppm
Sr/Y = ۴۶/۴۶	Sr/Y > ۲۰
Yb = ۱/۶۸ ppm	Yb < ۱/۸ ppm
نبود بی‌هنجاری منفی EU	نبود بی‌هنجاری منفی EU
تمرکز خیلی بالا از LREE	تمرکز خیلی بالا از LREE
تمرکز خیلی پایین از HREE	تمرکز خیلی پایین از HREE



شکل ۷ (الف) نمودار Rb/Nb نسبت به فراوانی Rb (ppm) [۴۳]؛ (ب) نمودار Zr/Nb نسبت به فراوانی Nb (ppm) [۴۶]؛ (پ) نمودار Sm/Yb نسبت به درصد وزنی SiO₂ [۴۷]؛ (ت) نمودار تغییرات Rb/Y نسبت به Nb/Y [۴۸]؛ (ث) نمودار Ce/Pb نسبت به فراوانی Zr (ppm) برای تشخیص تأثیر رسوب‌های [۴۹]؛ نشانه‌ها بر اساس شکل (۳) است.



شکل ۸ نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای [۵۰] (الف، ب، پ، ت) در گستره‌ی آداکیت‌های سیلیس بالا قرار می‌گیرند. نشانه‌ها بر اساس شکل (۳) است.



شکل ۹ نمودار MgO نسبت به SiO_2 [۵۸] سنگ‌های مورد بررسی، در گستره‌ی آداکیت‌های ناشی از ذوب بخشی پوسته‌ی تحتانی ضخیم شده قرار می‌گیرند. نشانه‌ها بر اساس شکل (۳) است.

برداشت

سنگ‌های آذرین منطقه دوکوهه، بیشتر شامل سنگ‌های خروجی از نوع آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت و سنگ‌های نیمه‌نفوذی از نوع میکروکوارتز مونزودیوریت است؛ که با در نظر گرفتن ویژگی‌های ژئوشیمیایی، دارای ماهیت آهکی - قلیایی و متالومین بوده و رفتار ژئوشیمیایی مشابه با آداکیت‌ها را نشان می‌دهند. بافت‌های غیر تعادلی (غربالی و منطقه‌بندی نوسانی) بیانگر تأثیرهای انحلالی ناشی از کاهش فشار وارد بر ماگما طی صعود به سطح زمین و یا تغییرات ناگهانی دما، گریزندگی اکسیژن، فشار بخار آب و هضم سنگ‌های درونگیر است. غنی‌شدگی سنگ‌های منطقه از عناصر $LREE$ و $LILE$ و تهی‌شدگی آنها از عناصر $HFSE$ می‌تواند بیانگر سنگهای وابسته به کمان آتشفشانی باشد. با توجه به بی‌هنجاری مثبت Ba و Sr در سنگ‌ها، می‌توان آن را ناشی از آلودگی با سنگ‌های پوسته‌ای در نظر گرفت. با در نظر گرفتن سن رخداد ماگماتیسم در منطقه، می‌توان نتیجه گرفت که در مراحل پایانی بسته شدن باریکه‌ی اقیانوسی شرق ایران، شاره‌های حاصل از آب‌زدایی ورقه اقیانوسی فرورونده (دگرگون شده تا حد رخساره‌ی آمفیبولیت)، سبب برون‌نهادی گوشته شده است. ماگمای حاصل، از ذوب ورقه‌ی اقیانوسی فرورونده و گوه‌ی گوشته‌ای برون‌نهادی شده به وجود آمده‌اند. در نتیجه عناصر $HFSE$ در محل باقی مانده و عناصر دیگر به همراه با شاره‌ها بالا آمده‌اند. این ماگما طی صعود به ترازهای بالاتر و عبور از پوسته، دستخوش جدایش ماگمایی، اختلاط و آلایش پوسته‌ای شده است. در نهایت در یک کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای، موجب آتشفشانی آداکیتی شده‌اند.

مراجع

[1] Berberian F., "Against the rigidity of the Lut

Bolck", Iran, Geol. Miner. Res. Organ, Rep. No. 40 (1977).

[2] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran", A review. Am. Asso. Petrol. Geol. B. Vol.52, No.6. (1968).

[3] Tirrul R., Bell L.R., Griffis R.J., Comp V.E., "The Sistan suture zone of eastern Iran", G.S.A. Bulletin, vol.84, pp. (1983) 143-410.

[۴] افتخارنژاد ج، اوهانیان ت، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ بیرجند"، چهارگوش شماره ۸ ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور. (۱۳۶۹).

[۵] افتخارنژاد ج، اوهانیان ت، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بیرجند"، سازمان زمین‌شناسی کشور. (۱۳۶۴).

[۶] الله‌پور ا، "بررسی ژئوشیمی و پتروژنز ولکانیسم ترشیری شمال بیرجند با نگرشی بر توان کانسازایی آن"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد. دانشگاه شهید بهشتی تهران.

[۷] زرین‌کوب م. ح، خطیب م. م، "پتروگرافی و ژئوشیمی سنگهای ولکانیکی جنوب باختری بیرجند و جایگاه تکتونیکی آنها"، بیستمین گردهمایی علوم زمین، (۱۳۸۰).

[۸] یوسف‌زاده م. ح، "پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای آتشفشانی منطقه بیرجند-خوسف با نگرشی ویژه بر آنکلاوهای موجود در آن"، پایان‌نامه دکترا، دانشگاه شهید بهشتی، (۱۳۸۸)، ۲۸۶ صفحه.

[۹] کرامتی فاطمه، "پترولوژی سنگهای آتشفشانی منطقه حسین‌آباد (جنوب‌غرب بیرجند)"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه بیرجند، (۱۳۸۹)، ۱۳۳ صفحه.

[۱۰] دلاور ز، "پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی گنبدهای آذرین بیرجند"، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین، بهمن ۱۳۸۹.

[۱۱] زرین‌کوب م. ح، سون‌لینگ چ، خطیب م. م، محمدی س. س، "سن‌سنجی زیرکن اورانیوم-سرب، سنگ‌نگاشتی و

Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite." (1943). New York: John Wiley & Sons.

[28] Wood D.A., "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province", *Earth and Planetary Science Letters*, vol.50, pp. (1980) 11-30.

[29] Rollinson H., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", Longman Scientific and Technical., (1993). 352P.

[30] Muller D., Groves D.I., "Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposit", *Ore Geology Review*, (1993). v.8.p.383-406.

[31] Sun S.S., McDonough W.F., "A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes", *Geological Society Special Publication*, (1989). v.42.p.313-345.

[32] Zanetti A., Mazzucchelli M., Rivalenti G., Vannucci R., "The Fhnero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134 (1999) 107-122.

[33] Harric C., "The petrology of lavas and associated plutonic inclusion Ascension Island", *Jornal of Petrolrgy* 24 (1983) 424-470.

[34] Wilson M., "Igneous Petrogenesis", Unwin Hyman London., 466p. (1989).

[35] Nicholson K. N., Black P. M., Hoskin P. W. O., Smith I. E. M., "Silicic volcanism and back – arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian – Pacific plate boundrary", *Journal of volcano and Geotherm. Res.* 131 (2004). 295 – 306.

[36] Reichow M., Saunders A.D., White R.V., AlMukhamedov A.I., Medvedev A.Ya., "Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo Triassic Siberian Traps, Russia", *Lithos*, v.79,p.425-452.

[37] Green N.L., Harry D., "On the relationship between subducted slab age arc basalt petrogenesis, Cascadia Subduction System, North America", *Earth and Planetary Science Letters*. 171 (1999) 367-381.

[38] Mohamed F.H., Moghazi A.M., Hassanen M.A., "Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of late Neoprpterozoic Dokhan-type volcanic rocks in the Fatira area, eastern Egypt", *International Jornal of Earth Science*, 88 (2000) 764-777.

[39] Borg L.E., Clynne M.A., Bullen T.D., "The variable role of slabderived fluid sin the generation of a suite primitive cal-alkaline lavas

زمین‌شیمی توده‌های نفوذی کم‌عمق در جنوب باختری بیرجند (منطقه رچ)، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال هجدهم؛ شماره ۳، (۱۳۸۹)، ص ۴۷۱-۴۸۲.

[12] Khatib M.M, Zarinkoub M.H., "Morpho – tectonics and mecanism of emplacement of the andesitic ring in Givshad", east of Iran. EGU2009 meeting. (2009).

[13] Stocklin J., "Evolution of the continental margins bounding a former Southern Tethys", In *Geol. Cont. Margins*, Springer, PP. (1974) 873-887, BIBL. 2p, 5 Illus. U.N. Geol Sury. Inst.

[14] Rutherford M.J., Hill P. E., J., "Geophy", *Res.*, 98, 19667 (1993).

[15] Devin G.D., Sigurdsson H., J. Volc. "Geotherm", *Res*, (1995) 69-35.

[16] Shelly D., "Microscopic stady of Igneous and Metamorphic rocks", Champan & Hall, London, (1993), 184 .

[17] Tsuchiyama A., "Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesites", *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89 (1985) 1-16.

[18] Burnham C.W., "Magmas and hydrothermal ore deposits", (2nd edn.). pp. (1979) 71-136 (ed. H.L.Barnes), Wiley Interscience, New York.

[19] Raymond L.A., "The study of Igneous Sedimentary and Metamorphic Rocks", McGraw Hill, p. 720, (2002).

[20] Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R., "Sand and sandstones", Springer- Verlag, New York (1972).

[21] Fisher R.V., "Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows", *Jornal of Geothermal Reservoirs*, 6, (1979) 305-318.

[22] Schmid R., "Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments", recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geology*. 9 (1981) 41-3.

[23] Le Maitre R.W. (ed.) "A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms", Blackwell. Oxfod. (1989) 193pp.

[24] Cox K.G.B., Bell J.D., Pankhurst R.J., "The interpretation of igneous rocks", George, Allen and Unwin, London. (1979).

[25] Middlemost E. A. K., "Magmas and magmatic rocks", Longman, London. (1985).

[26] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Canadian J Earth Science*, v. 8 p, (1971) 523-548.

[27] Shand S.J. "Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to

sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution", (2005). Lithos, v.29:Issues 1-2, p. 1-24.

[51] Defant M.J., Drummond M.S., "Drivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere", (1991). Nature, v. 347, p. 662 - 665.

[52] Chiaradia M., Muntener O., Beate B., Fontignie D., "Adakite-like volcanism of Ecuador: lower crust magmatic evolution and recycling", Contributions Mineralogy and Petrology, (2009). v. 158, p.563-588.

[53] Richards J.P., Kerrich R., "Special Paper: Adakite-Like Rokes: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis", (2007). Economic Geology, no.4,v.102,p.537-576.

[54] Qin J., Lai S., Li Y., "Post-collisional adakitic biotite plgiogranites from Guangtoushan pluton (Mianxian, central China): Petrogenesis and tectonic implication. Earth and Environmental Science", (2007). No.3,v.1,p.299-303.

[55] Jahagiri A., "Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications", Asian Erth Science, (2007). V.30, p.433-447.

[56] Varol E., Temel A., Gourgaud A., Bellon H., "Early Miocene adakite- like volcanism in the Balkuyumcu region, central Anatolia, Turkey", (2007). Petrology and geochemistry: Asian Earth Sciences, v.30, p.613-628.

[57] Fang H., Yong Sheng H., "Partial melting of the dry mafic continental crust: Implications for petrogenesis of C-type adakites.", (2010). Chinese Science Bulletine, no.22,v.55,p.2428-2439.

[58] Pinto-Linaresal P.J., Levresse G., Tritlla J., Valencia V.A., Torres-Aguilera J.M., Gonzale M., Estrada D., "Transitional adakite- like to calc-alkaline magmas in a continental extensinal setting at La Paz Au-Cu skan deposits mesa Central, Mexico: metallogenic implications", (2008). Revista Mexicana de Cincias Geologicas, no.1,v.25,p.39-58.

[۵۹] یوسفزاده م.ح.، پورمعافی س.م.، سبزه‌ئی م.، وثوقی

عابدینی م.، امامی م.ه.، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی ترشیری شمال و غرب بیرجند و شناسایی برونومهای آن، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، سال هفدهم؛ شماره ۲، (۱۳۸۸) ص ۲۱۳-۲۳۰.

from the Southernmost Cascades, California", Con Min. 35 (1997) 425-452.

[40] Harangi S., Lenkey L., "Genesis of the Neogene to Qaternary volcanism in the Carpathian –Parnonian region: Role of subduction, extension and mantle plume", in beccaluva, L.a, Bianchini , G. and Wilson M., eds. Cenozoic volcanism in the Mediterranean Area: Geological society of America Specical Paper 418 (2007). Pp.67-92.

[41] Kuscu G.G., Geneli F., "Review of post-collisional volcanism in the Central Anatolian Volcanic Province (Turkey), with special reference to the Tepekoy Volcanic Province", Int J Earth Sci, (2008).

[42] Wilson M, Tankut A, Gulec N., "Tertiary volcanism of the Galatia province, north-west CentralAnatolia, Turket", (1997) Lithos 42, 105-121.

[43] Foden Jd., "The petrology of the calcalkaline lavas of Rindjani volcano, East Sunda Arc: a model for island arc petrogenesis", (1983) J. Petrol 24. 98-130.

[44] Turner S, Foden JD., "U-Th-Ra disequilibria, Sr-Nd-Pb isotope and trace element variations in Sunda Arc lavas: predominance of a subducted sediment.", (2001). Contrib, Mineral. Petrol. 142, 43-57.

[45] Gertisser R, Keller J., "Trace element and Sr, Nd, Pb and Oisotope variations in medium-K and high- K volcanic rocks from Merapi volcano, Central Java, Indonesia: Evidence for the involvement of subducted sediments in Sunda Arc magma genesis.", (2003). J. Petrol. 44, 457-489.

[46] Reubi O., Nicholls I.A., "Magmatic evolution at Batur volcanic field, Bali, Indonesia: Petrological evidence for polybaric fractional crystallization and implications for caldera-forming eruptions", (2004). Journal of Volcaology and Geothermal Research 138,345-369.

[47] Richards J.P., "The Late Miocene-Quaternary Antofalla volcanic complex, southern Puna, NW Argentina: Protracted history, diverse Petrology, and economic potential", (2006). Journal of Volcanology and Geothermal Research 152, 197-239.

[48] Edwards C., Menzies M., Thirwall M., "Evidence from Muriah, Indonesia, for the interplay of supra-subduction zone and intraplate processes in the genesis of potassic alkaline magmas", (1991). Petrology. V. 32,p.555-592.

[49] Price RC, et al. "Petrogenesis of High-K Arc Magmas: Evidence from Egmont Volcano, North Island, New Zealand.", (1999). Journal of Petrology, Vol. 40, N. 1, P. 167-197.

[50] Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D., "An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and