

صلى الله عليه وسلم



دانشکده علوم زمین

گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی

زمین شناسی و پتروژنز بازالت سلطان میدان در مناطق نگارمن و ابرسج، شمال شاهرود

دانشجو : طاهره سهامی

استاد راهنما :

دکتر حبیب الله قاسمی

استاد مشاور :

دکتر عزیزالله طاهری

پایان نامه ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

بهمن ۱۳۹۰

دانشکده علوم زمین

گروه: پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم طاهره سهامی

تحت عنوان: زمین شناسی و پتروژنز بازالت سلطان میدان در مناطق نگارمن و ابرسج، شمال شاهرود

در تاریخ ۱۳۹۰/۱۱/۱۶ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی و

با درجه بسیارخوب مورد پذیرش قرار گرفت.

امضا	استاد راهنما	امضا	استاد مشاور
	دکتر حبیب الله قاسمی		دکتر عزیزالله طاهری

امضا	اساتید داور	امضا	نماینده تحصیلات تکمیلی
	دکتر محمود صادقیان		دکتر فرج الله فردوست
	دکتر مریم شیبی		

تقدیم بہ

تمام ہستی ام

پدر و مادر عزیزم

آنہاں کہ سپید مو کشند تار و سفید کردم

و

ہمراہ با محبت زندگی ام

سعید جان

تقدیر و تشکر

پاس بی کران پروردگار یکتا را که هستی مان بخشید و به طریق علم و دانش رهنمونان شد و به بهنیشنی رهروان علم و دانش مفتخرمان نمود و خوشه چینی از علم و معرفت را روزیایمان ساخت.

به رسم ادب و احترام در ابتدا خود را ملزم به سپاسگزاری از زحمات ستودنی خانواده که تقدیرم پدر و مادر بزرگوارم، همراه بهمنشینی زندگی ام همسر مهربانم و خواهر و برادران عزیزم می دانم. این تحقیق و مطالعه با بهره گیری از تجارب و رهنمودهای اندیشمندان و پیشگوتان امر، جناب آقای دکتر حبیب الله قاسمی و مشاوره ارزشمند جناب آقای دکتر عزیز الله طاهری با موفقیت به پایان رسیده است. از خداوند منان بر افتخار نگاشته کردی و هم نشینی ایشان سپاسگزارم و از دگاه حضرتش آرزو مند موفقیت و به روزی روز افزون ایشان می باشم. از ریاست محترم دانشکده علوم زمین جناب آقای دکتر غلامحسین کرمی و اساتید که تقدیرم جناب آقای پروفسور مهدی زاده و جناب آقای دکتر صادقان به پاس زحمات بی دریغ ایشان سپاسگزارم. از بھکاری و مساعدت آقایان مهندس خانعلی زاده، میرباقری و خانم مهندس فارسی و سعیدی و هم چنین دانشجویان محترم دکتری، آقای مرتضی دخی و خانم خدیجه جمشیدی کمال تشکر و قدردانی را دارم و از پروردگار مهربان خوشنیتی ایشان را در تمام مراحل زندگی خواهم نامم.

در نهایت از دوستان عزیزم خانم مهندس عاطفه منصوری، شواصاحیان، زینب نجفی، صغری رستمی، امینہ ناصری، لیلیا حسینی، زهرا باطنی و سایر دانشجویان گروه زمین شناسی که هر یک به نوعی مرا همراهی کرده اند تشکر کنم.

به امید آنکه توفیق یابم جز خدمت به خلق او نکوشم.

تعهد نامه

اینجانب طاهره سهامی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی (پتروژئولوژی) دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه زمین شناسی و پتروژئوز بازالت سلطان میدان در مناطق نگارمن و ابرسج، شمال شاهرود تحت راهنمایی جناب آقای دکتر حبیب الله قاسمی متعهد می شوم .

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « **Shahrood University of Technology** » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ ۱۳۹۰/۱۱/۲۲

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

ضخیم‌ترین رخنمون ماگماتیسم سیلورین ایران، تحت عنوان مجموعه بازالتی سلطان‌میدان در شمال و شمال شرق شاهرود، از نکارمن تا گردنه‌ی خوش‌یلاق گسترش دارد. مناطق مورد مطالعه در نواحی ابرسج و نکارمن واقع شده‌اند و از لحاظ ساختاری و تقسیمات زمین‌شناسی به عنوان بخش شرقی زون البرز در نظر گرفته می‌شوند. بازالت‌های مورد مطالعه با مرز کاملاً واضح برروی شیلها و ماسه‌سنگهای سازند ابرسج به سن اردوویسین پایانی فوران کرده‌اند و در مرز فوقانی خود با کنگلومرای ضخیم چندزادی سازند پادها به سن دونین متشکل از قطعات سازند ابرسج و بازالت‌های مزبور پوشیده می‌شوند. این بازالت‌ها به صورت روانه‌های متعدد گدازه که برخی از آن‌ها ساخت بالشی نشان می‌دهند و همچنین به صورت دایک در سازند ابرسج مشاهده می‌شوند. در مشاهدات صحرایی و پتروگرافی، این سنگ‌ها دارای کانی شناسی یکنواختی بوده، همگی در محدوده‌ی بازالت قرار می‌گیرند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانیهای اصلی این سنگها را تشکیل می‌دهند. مهم‌ترین کانی‌های فرعی آنها نیز شامل الیوین، کانی‌های اپک و آپاتیت است. همچنین عملکرد فرآیند دگرسانی بر این سنگ‌ها منجر به تشکیل انواع کانیهای دگرسانی نظیر اپیدوت، کلریت، کلسیت، کوارتز، سریسیت، بیوتیت و اسفن در آنها شده است. حضور کانی‌های آپاتیت، تیتان اوژیت و اسفن ثانویه، نشان دهنده‌ی ماهیت آلکالن این سنگ‌ها است. بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، جریان‌ی، اینترگرانولار، افیتیک و ساب افیتیک، مهم‌ترین بافت‌های مشاهده شده در این بازالت‌ها هستند. مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این بازالت‌ها ماهیت آلکالن داشته و در طی سیلورین در یک محیط درون ورقه‌ی قاره‌ای ایجاد شده‌اند. نمودارهای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی این سنگ‌ها حاکی از غنی‌شدگی ماگمای سازنده‌ی آن از LILE، MREE، LREE و تهی‌شدگی نسبی آن از HREE هستند. این امر به درجات پایین ذوب بخشی و حضور گارنت در محل منشأ اشاره دارد. همچنین نبود آنومالی منفی در عناصر HFSE از خصوصیات بارز ماگماتیسم آلکالن درون ورقه‌ی قاره‌ای و عدم آلاش ماگما با لیتوسفر قاره‌ای می‌باشد. میزان غنی‌شدگی نزدیک به یک در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به OIB و همچنین نسبت بالای HFSE/LREE در این بازالت‌ها نشان دهنده‌ی منشأ استئوسفری ماگمای تشکیل دهنده‌ی آنهاست. با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی انجام شده، می‌توان گفت که ماگمای آلکالن سازنده‌ی بازالت‌های مورد مطالعه از ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی یک ستون گوشته‌ای غنی شده‌ی گارنت پریدوتیتی در حال صعود در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری تشکیل شده و در یک محیط قاره‌ای - دریایی کم‌عمق فوران نموده است. این محیط با کافت‌زایی شمال ابرقاره‌ی گندوانا در اردوویسین - سیلورین که منجر به تشکیل اقیانوس پالئوتتیس در محل کنونی کوه‌های البرز شده است، مطابقت دارد.

کلمات کلیدی: بازالت، سلطان میدان، سیلورین، ابرسج، نکارمن، البرز شرقی، کافت‌زایی، پالئوتتیس

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

- بازالت های قاره ای سلطان میدان در شمال شاهرود: شاهدهی بر کافت زایی پالئوتتیس، نوزدهمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه گلستان (گرگان)، تابستان ۱۳۹۰.
- پتروژنز مجموعه بازالتی سلطان میدان، شمال شرق شاهرود، پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم، پاییز ۱۳۹۰.
- مقایسه ماگماتیسم شدید سیلورین ایران مرکزی و البرز در نواحی شیرگشت و سلطان میدان، پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم، پاییز ۱۳۹۰.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات تحقیق

- ۱-۱- مقدمه ۲
- ۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه ۳
- ۱-۳- آب و هوا و جغرافیای انسانی ۴
- ۱-۴- زمین ریخت شناسی ۴
- ۱-۵- مروری بر مطالعات پیشین ۵
- ۱-۶- هدف از مطالعه ۶
- ۱-۷- روش های انجام مطالعه ۷

فصل دوم: زمین شناسی عمومی منطقه

- ۲-۱- مقدمه ۹
- ۲-۲- پیکره های سنگی موجود در مناطق مورد مطالعه ۱۰
- ۲-۲-۱- نهشته های اردوویسین ۱۱
- ۲-۲-۲- سیلورین ۲۱
- ۲-۲-۳- دونین ۲۶
- ۲-۳- پتانسیل اقتصادی مناطق مورد مطالعه ۳۰
- ۲-۴- تکتونیک مناطق مورد مطالعه ۳۱

فصل سوم: پتروگرافی

- ۳-۱- مقدمه ۳۴
- ۳-۲- پتروگرافی بازالت های مورد مطالعه ۳۵

۴۲	 ۱-۲-۳ - کانی های اصلی
۴۷	 ۲-۲-۳ - کانی های فرعی
۵۱	 ۳-۲-۳ - کانی های ثانویه
۵۵	 ۳-۳ - ترتیب تبلور کانی های سازنده ی بازالت های مورد مطالعه

فصل چهارم: ژئوشیمی و پترولوژی

۵۸	 ۱-۴ مقدمه
۵۹	 ۲-۴ - منابع بروز خطا در طی آماده سازی و تجزیه ی شیمیایی نمونه ها
۵۹	 ۳-۴ - تصحیح داده های حاصل از تجزیه ی ژئوشیمیایی
۶۰	 ۱-۳-۴ - تصحیح مربوط به حذف مواد فرآر (L.O.I)
۶۰	 ۲-۳-۴ - تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO
۶۴	 ۴-۴ - استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی نمونه ها در رده بندی سنگ های مورد مطالعه
۶۸	 ۵-۴ - بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ ها به کمک نمودارهای تغییرات
۶۹	 ۱-۵-۴ - نمودارهای تغییرات درصد اکسید- درصد MgO (فئر، ۱۹۴۸)
۷۲	 ۲-۵-۴ - نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی - ضریب تفریق (D.I)
۷۳	 ۳-۵-۴ - نمودارهای تغییرات مقادیر عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق (D.I)
۷۵	 ۴-۵-۴ - نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل Zr
۷۶	 ۶-۴ - مقایسه فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی، با استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب
۷۷	 ۱-۶-۴ - نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر
۷۷	 ۲-۶-۴ - نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر سازگار
	 ۷-۴ - مقایسه فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی، با استفاده از نمودارهای تغییرات نسبت عناصر کمیاب و درصد
۷۹	 عناصر اصلی

- ۷۹-۸-۴ نمودارهای بهنجار شده و چندعنصری (نمودارهای عنکبوتی).....
- ۸۰-۱-۸-۴ نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت.....
- ۸۴-۲-۸-۴ نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته ی اولیه.....
- ۸۵-۹-۴ تعیین سری ماگمایی.....
- ۸۶-۱-۹-۴ نمودارهای $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2
- ۸۷-۲-۹-۴ نمودار Zr در مقابل P_2O_5 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶).....
- ۸۸-۳-۹-۴ نمودار شاخص Peacock در برابر SiO_2 (پکسریلو و تایلور ، ۱۹۷۶).....
- ۸۸-۴-۹-۴ نمودار $(\text{Zr}/\text{TiO}_2)*0.0001$ در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷).....
- ۸۹-۵-۹-۴ نمودار TiO_2 در برابر Y/Nb (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۵).....
- ۹۰-۶-۹-۴ نمودار TiO_2 در برابر $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5*10^4$ (وینچستر و فلوید ، ۱۹۷۶).....

فصل پنجم: پتروژنز

- ۹۳-۱-۵ مقدمه.....
- ۹۳-۲-۵ تعیین محیط تکتونیکی تشکیل نمونه های مورد مطالعه.....
- ۹۴-۱-۲-۵ نمودار $\text{Ti}/100-\text{Zr}-\text{Y}*3$ ، پیرس و کان (۱۹۷۳).....
- ۹۴-۲-۲-۵ نمودارهای $\text{Ti}-\text{Z}$ ، پیرس (۱۹۸۲ و ۱۹۹۶).....
- ۹۵-۳-۲-۵ نمودار $\text{Zr}/\text{Y}-\text{Zr}$ ، پیرس و نوری (۱۹۷۹).....
- ۹۵-۴-۲-۵ نمودار $\text{Ti}/\text{Y}-\text{Zr}/\text{Y}$ ، پیرس و گیل (۱۹۷۷).....
- ۹۶-۵-۲-۵ نمودار $2\text{Nb}-\text{Zr}/4-\text{Y}$ ، مشد (۱۹۸۶).....
- ۹۷-۶-۲-۵ نمودار $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ، مولر و همکاران (۱۹۹۲).....
- ۹۷-۷-۲-۵ نمودار $\text{Ti}/1000-\text{V}$ ، شروه (۱۹۸۲).....
- ۹۸-۸-۲-۵ نمودار $\text{Ti}/\text{Y}-\text{Rb}/\text{Ba}$ ، آلیسی و همکاران (۱۹۹۸).....

- ۹۸-۲-۵- نمودارهای Th/Yb در برابر Ta/Yb و Th/Ta در برابر Yb..... ۹۸
- ۹۹-۲-۵- نمودار MgO-Al₂O₃-FeO (پیرس و همکاران، ۱۹۷۷)..... ۹۹
- ۱۰۰-۲-۵- نمودارهای سه گانه وود (۱۹۸۰)..... ۱۰۰
- ۵-۳- مقایسه ی ویژگی های ژئوشیمیایی و محیط تکتونیکی تشکیل سنگ های مورد مطالعه با سنگ های آذرین مرتبط با کافت پالتوتیس در ایران مرکزی..... ۱۰۱
- ۵-۳-۱- سنگ های آذرین پالتوزوئیک شیرگشت منطقه ی طبس..... ۱۰۱
- ۵-۳-۲- سنگ های آذرین پالتوزوئیک منطقه قوشه (ناحیه ی جام)..... ۱۰۵
- ۵-۳-۳- سنگ های آذرین پالتوزوئیک در مناطق ایبانه (سه)، زفره- باقرآباد، دالمه، جهق و پل خاوند..... ۱۰۶
- ۵-۴- خصوصیات محل منشأ سنگ های آذرین مورد مطالعه..... ۱۱۳
- ۵-۵- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ های آذرین مورد مطالعه..... ۱۲۴

فصل ششم: نتایج و پیشنهادات

- ۶-۱- نتیجه گیری..... ۱۳۱
- ۶-۲- پیشنهادات..... ۱۳۳
- منابع..... ۱۳۴

فهرست جداول

فصل سوم

جدول ۳-۱- علائم اختصاری بکار رفته در تصاویر میکروسکوپی سنگ ها..... ۳۴

فصل چهارم

جدول ۴-۱- مشخصات نمونه های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه ی شیمیایی..... ۵۹

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، مقادیر کانی های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه های سنگی مناطق مورد مطالعه پس از حذف مواد فرآر و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO ۶۱

جدول ۴-۳- رفتار برخی از عناصر کمیاب در طی فرایند تفریق ماگمایی (برگرفته از ویلسون، ۲۰۰۷)..... ۷۴

فصل پنجم

جدول ۵-۱- نتایج تجزیه ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی سنگ های آذرین شیرگشت پس از حذف مواد فرآر و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO (درخشی، ۱۳۸۵)..... ۱۰۴

جدول ۵-۲- نتایج تجزیه ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر عناصر کمیاب سنگ های آذرین ناحیه جام پس از حذف مواد فرآر و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO ، (ناجی، ۱۳۸۳)..... ۱۰۶

جدول ۵-۳- نتایج تجزیه ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی ۸ نمونه از سنگ های آذرین ابیانه پس از حذف مواد فرآر و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO ، (آیتی و همکاران، ۱۳۸۹)..... ۱۱۱

جدول ۵-۴- نتایج تجزیه ی شیمیایی اکسید عناصر اصلی، مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی ۴ نمونه سنگ..... ۱۱۲

فهرست اشکال

فصل اول

شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی مناطق مورد مطالعه و نقشه راه‌های ارتباطی آنها..... ۳

فصل دوم

شکل ۱-۲- موقعیت مناطق مورد مطالعه در نقشه زون های زمین شناسی- ساختاری ایران (اشتوکلین، ۱۹۶۸)..... ۹

شکل ۲-۲- قسمتی از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان که رخنمون های پالئوزوئیک در مناطق مورد مطالعه..... ۱۰

شکل ۳-۲- الف: تصویری از توالی سازند ابرسج، بازالت های سلطان میدان و سازند پادها در منطقه نکارمن..... ۱۷

شکل ۳-۲- ب: تناوب شیل و ماسه سنگ های سازند ابرسج در منطقه نکارمن ۱۷

شکل ۴-۲- الف: ریپل مارک، ب: لایه بندی مورب، ج: گروو مارک، در ماسه سنگ های سازند ابرسج..... ۱۹

شکل ۵-۲- تصاویری از دایک که سازند ابرسج را قطع کرده است. الف: دره کلودر، ب: دره تنگه..... ۲۰

شکل ۶-۲- نمایی از حضور لایه های بازالتی موجود در سازند ابرسج در دره ی کلودر..... ۲۰

شکل ۷-۲- الف: حفره های موجود در سنگ های بازالتی که با کلسیت و کلریت پر شده اند..... ۲۰

شکل ۷-۲- ب: قطعات ماسه سنگی سازند ابرسج که به صورت آنکلاو در بازالت های داخل این سازند وجود دارند ۲۰

شکل ۸-۲- الف: تصویری از روانه های متعدد گدازه در مجموعه سلطان میدان..... ۲۳

شکل ۸-۲- ب: نمایی از روانه های مختلف گدازه بازالتی در مجموعه سلطان میدان در مسیر چشمه سید..... ۲۳

شکل ۹-۲- الف: حفرات موجود در بازالت های سلطان میدان که با کلسیت و کلریت پر شده اند..... ۲۳

شکل ۹-۲- ب: حضور زینولیت هایی از جنس ماسه سنگ های سازند ابرسج در روانه ی قاعده ای بازالت های سلطان

میدان در دره تنگه در نکارمن ۲۳

شکل ۱۰-۲- نمایی از ساخت منشوری در روانه های بازالتی سلطان میدان در دره کلودر در شمال شرق نکارمن..... ۲۴

شکل ۱۱-۲- الف: تصویری از فرسایش پوست پیازی در بازالت های سلطان میدان ۲۶

شکل ۱۱-۲- ب: وجود شکستگی در بازالت ها که با کلسیت پر شده اند..... ۲۶

- شکل ۲-۱۱-ج: تبدیل بازالت های مورد مطالعه به اپیدوزیت در منطقه نکارمن ۲۶
- شکل ۲-۱۱-د: تصویری از کانی زایی مالاکیت به میزبانی بازالت های سلطان میدان ۲۶
- شکل ۲-۱۲-تطابق و هم ارزی رسوبات دونین در البرز و ایران مرکزی (برگرفته از اهری پور، ۲۰۱۰) ۲۷
- شکل ۲-۱۳-الف: نمایی کلی از روابط بین سازندهای ابرسج، سلطان میدان، پادها و خوش ییلاق در شمال روستای نکارمن ۲۸
- شکل ۲-۱۳-ب: قرارگیری سازند پادها با کنگلومرای قاعده ای بر روی بازالت های سلطان میدان ۲۸
- شکل ۲-۱۴-الف، ب: تصاویری از رخنمون سنگ های آذرین به صورت دایک در سازند پادها در منطقه ی نکارمن ۲۸
- شکل ۲-۱۵-نقشه ی گسل های منطقه بر اساس نقشه ی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان (شهرابی، ۱۳۶۹) ۳۲

فصل سوم

- شکل ۳-۱-تصویری از بافت پورفیری در سنگ های مورد مطالعه (نور XPL) ۳۷
- شکل ۳-۲-تصویری از بافت گلومرو پورفیری در سنگ های مورد مطالعه (نور XPL) ۳۷
- شکل ۳-۳-مدل ژنتیکی سه مرحله ای برای تشکیل تجمعات گلومروپورفیری از ژو و همکاران (۲۰۰۹) ۳۷
- شکل ۳-۴-تصویری از بافت اینترگرانولار ناشی از قرارگیری پیروکسن در میان زوایای پلاژیوکلاز (نور XPL) ۳۸
- شکل ۳-۵-تصویری از بافت افیتیک ناشی از قرارگیری کامل بلور پلاژیوکلاز درون پیروکسن (نور XPL) ۳۸
- شکل ۳-۶-تصویری از بافت ساب افیتیک ناشی از قرارگیری بخشی از بلور پلاژیوکلاز درون پیروکسن (نور XPL) ۳۹
- شکل ۳-۷-تصویری از بافت جریانی ناشی از قرارگیری میکرولیتهای پلاژیوکلاز در جهت جریان گدازه (نور XPL) ۳۹
- شکل ۳-۸-تصویری از بافت غربالی در پلاژیوکلازها (مقیاس ۱mm) (نور xpl) ۴۱
- شکل ۳-۹-تصویری از ماکل کارلسباد و پلی سنتیک در پلاژیوکلاز (نور XPL) ۴۵
- شکل ۳-۱۰-تصویری از انحلال و خوردگی درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه ای از میکرولیتهای تیغه ای و کشیده (نور XPL) ۴۵
- شکل ۳-۱۱-تصویری از منطقه بندی در پلاژیوکلاز (نور XPL) ۴۵

- شکل ۳-۱۲- تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به کلریت، اپیدوت و کلسیت (نور XPL)..... ۴۵
- شکل ۳-۱۳- تصویری از ماکل اوژیتی در کلینوپیروکسن (نور XPL)..... ۴۶
- شکل ۳-۱۴- تصویری از خلیج خوردگی در کلینوپیروکسن (نور XPL)..... ۴۶
- شکل ۳-۱۵- تصویری از درشت بلور کلینوپیروکسن که به کلریت تبدیل شده است. (نور PPL)..... ۴۶
- شکل ۳-۱۶- تصویری از درشت بلور کلینوپیروکسن که به کلریت تبدیل شده است. (نور XPL)..... ۴۶
- شکل ۳-۱۷- تصویری از درشت بلور البوین ایدنگسیتی شده در زمینه ی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (نور XPL)..... ۴۸
- شکل ۳-۱۸- شکل نمادین تغییرات ترکیب اولیوین به ایدنگسیت (ولج و بنفیلد، ۲۰۰۲)..... ۴۸
- شکل ۳-۱۹- تصویری از کانی مگنتیت در بازالت های مورد مطالعه (نور انعکاسی)..... ۴۹
- شکل ۳-۲۰- تصویری از کانی الیژیست در بازالت های مورد مطالعه (نور انعکاسی)..... ۴۹
- شکل ۳-۲۱- تصویری از کانی مگنتیت با ظاهر اسکلتی (نور XPL)..... ۴۹
- شکل ۳-۲۲- حضور کانی های اپک به صورت ادخال در کلینوپیروکسن (نور XPL)..... ۴۹
- شکل ۳-۲۳- تصویری از کانی پیریت در بازالت های مورد مطالعه (مقیاس 100 μ m) (نور انعکاسی)..... ۴۹
- شکل ۳-۲۴- تصویری از کانی مس در بازالت های مورد مطالعه (مقیاس 500 μ m) (نور انعکاسی)..... ۴۹
- شکل ۳-۲۵- تصویری از کانی های کولیت و کالکوزیت در بازالت های مورد مطالعه (نور انعکاسی)..... ۵۰
- شکل ۳-۲۶- تصویری از بلورهای آپاتیت در سنگ های مورد مطالعه، الف: نور (PPL)، ب: نور (XPL)..... ۵۱
- شکل ۳-۲۷- تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به اپیدوت (نور XPL)..... ۵۱
- شکل ۳-۲۸- تصویری از حفرات موجود در بازالت ها که با اپیدوت پر شده اند (نور XPL)..... ۵۱
- شکل ۳-۲۹- تصویری از حفرات موجود در بازالت های مورد مطالعه که با کلریت پر شده است (نور XPL)..... ۵۲
- شکل ۳-۳۰- تصویری از حفرات موجود در بازالت ها که با کانی های کلسیت و کوارتز پر شده اند (نور XPL)..... ۵۳
- شکل ۳-۳۱- تصویری از دگرسانی درشت بلور پلاژیوکلاز به سریسیت (نور XPL)..... ۵۴
- شکل ۳-۳۲- تصویری از اسفن های ثانویه که در اثر دگرسانی اوژیت و یا تیتانومگنتیت در بازالت های مورد مطالعه تشکیل شده اند (نور PPL)..... ۵۴

شکل ۳-۳۳- تصویری از بیوتیت های ثانویه که در اثر دگرسانی اوزنیت در بازالت های مورد مطالعه تشکیل شده اند
(مقیاس 1mm) (نور XPL)..... ۵۵

فصل چهارم

شکل ۴-۱- نمودار قلیایی کل در برابر سیلیس (TAS) از لومتر و همکاران (۱۹۸۹)..... ۶۱

شکل ۴-۲- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴)؛ جهت نامگذاری سنگ های آتشفشانی مورد مطالعه..... ۶۴

شکل ۴-۳- موقعیت سنگ های آتشفشانی مورد مطالعه بر روی نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 ، الف: کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، ب: لوباس و همکاران (۱۹۸۶)..... ۶۶

شکل ۴-۴- الف: نمودار Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)؛ ب: نمودار $Nb/Y-SiO_2$ (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷)، جهت نامگذاری سنگ های آتشفشانی مورد مطالعه..... ۶۷

شکل ۴-۵- نمودار الف: Ti/Y در مقابل Sm/Yb و ب: Ti/Y در مقابل $Mg\#$ (ژو و همکاران، ۲۰۰۱) برای بازالت های مورد مطالعه..... ۶۸

شکل ۴-۶- نمودارهای تغییرات درصد اکسید - درصد MgO (فتر، ۱۹۴۸) برای نمونه های بازالتی سلطان میدان..... ۷۱
شکل ۴-۷- موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)..... ۷۳

شکل ۴-۸- نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق (D.I) برای نمونه های مورد مطالعه..... ۷۵

شکل ۴-۹- نمودار تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل Zr برای نمونه های مورد مطالعه..... ۷۶

شکل ۴-۱۰- (الف تا و): نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار برای نمونه های بازالتی سلطان میدان در مناطق ابرسج و نکارمن..... ۷۸

شکل ۴-۱۱- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار - سازگار برای نمونه های بازالتی سلطان میدان..... ۷۸

شکل ۴-۱۲- نمودارهای تغییرات: الف- Ba/Y در برابر Ba ؛ ب- K_2O در مقابل Ce/Yb (ژو و همکاران، ۲۰۰۳)؛ برای

- نمونه‌های بازالتی سلطان‌میدان..... ۷۹
- شکل ۴-۱۳- نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) برای نمونه‌های بازالتی سلطان‌میدان
- در مناطق ابرسج و نکارمن..... ۸۲
- شکل ۴-۱۴- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) برای نمونه‌های بازالتی سلطان‌میدان در
- مناطق ابرسج و نکارمن..... ۸۳
- شکل ۴-۱۵- نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت (باینتون، ۱۹۸۴) برای نمونه‌های بازالتی سلطان‌میدان
- در مناطق ابرسج و نکارمن..... ۸۴
- شکل ۴-۱۶- نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، برای نمونه‌های بازالتی
- سلطان‌میدان در مناطق ابرسج و نکارمن..... ۸۵
- شکل ۴-۱۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین سری ماگمایی، الف، ب و ج: ابروین و باراگار،
- ۱۹۷۱، د: پکسریلو و همکاران، ۱۹۷۹..... ۸۶
- شکل ۴-۱۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی Zr در مقابل درصد وزنی $P2O5$
- (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶)..... ۸۷
- شکل ۴-۱۹- نمودار شاخص Peacock در برابر SiO_2 ، (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶) برای تعیین سری ماگمایی نمونه‌های
- بازالتی سلطان‌میدان..... ۸۸
- شکل ۴-۲۰- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تعیین سری ماگمایی وینچستر و فلوید (۱۹۷۷)..... ۸۹
- شکل ۴-۲۱- موقعیت نمونه‌های بازالتی سلطان‌میدان روی نمودار تعیین سری ماگمایی فلوید وینچستر (۱۹۷۵)..... ۸۹
- شکل ۴-۲۲- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه روی نمودار تعیین سری ماگمایی وینچستر و فلوید (۱۹۷۶)..... ۹۰
- شکل ۴-۲۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی، الف: امامی (۱۹۸۱)، ب: ابروین و باراگار
- (۱۹۷۱)..... ۹۱

فصل پنجم

- شکل ۵-۱- نمودار تمایز محیط تکتونیکی $Ti/100-Zr-Y*3$ (پیرس و کان، ۱۹۷۳)، برای نمونه‌های بازالتی سلطان میدان..... ۹۴
- شکل ۵-۲- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی الف: پیرس (۱۹۸۲)، ب: پیرس (۱۹۹۶)..... ۹۵
- شکل ۵-۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی الف: پیرس و نوری (۱۹۷۹)..... ۹۶
- شکل ۵-۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی ب: پیرس و گیل (۱۹۷۷)..... ۹۶
- شکل ۵-۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تمایز محیط تکتونیکی $2Nb-Zr/4-Y$ (مشد، ۱۹۸۶)..... ۹۶
- شکل ۵-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی الف: $Zr/Al_2O_3-TiO_2/Al_2O_3$ (مولر و همکاران، ۱۹۹۲)، ب: $Ti/1000-V$ (شروه، ۱۹۸۲)..... ۹۷
- شکل ۵-۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تمایز محیط تکتونیکی $Ti/Y-Rb/Ba$ (آلیسی و همکاران، ۱۹۹۸)..... ۹۸
- شکل ۵-۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی؛ الف: $Th/Yb-Ta/Yb$ (گورتون و شاند، ۲۰۰۰)، ب: $Th-Ta-Yb$ (شاند و گورتون، ۲۰۰۲)..... ۹۹
- شکل ۵-۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تمایز محیط تکتونیکی $FeO_T-MgO-Al_2O_3$ (پیرس و همکاران، ۱۹۷۷)..... ۹۹
- شکل ۵-۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی (وود، ۱۹۸۰)..... ۱۰۰
- شکل ۵-۱۰- مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین شیرگشت در نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)..... ۱۰۲
- شکل ۵-۱۱- مقایسه جایگاه تکتونیکی نمونه‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین شیرگشت در نمودار تمایز محیط تکتونیکی کمپونزو و مور (۱۹۹۱)..... ۱۰۳
- شکل ۵-۱۲- مقایسه جایگاه تکتونیکی نمونه‌های مورد مطالعه با بازالت‌های ناحیه ی جام در نمودار تمایز محیط تکتونیکی کابانیس و لوکول (۱۹۸۰)..... ۱۰۵

- شکل ۵-۱۳- مقایسه نمونه‌های بازالتی سلطان میدان با سنگ‌های آذرین ابیانه، باقرآباد، پل خاوند، جهق، دالمه و زفره بر روی نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)..... ۱۱۰
- شکل ۵-۱۴- مقایسه جایگاه تکتونیکی نمونه‌های بازالتی سلطان میدان با سنگ‌های آذرین ابیانه، باقرآباد، پل خاوند، جهق، دالمه و زفره بر روی نمودار تمایز محیط تکتونیکی مولر و همکاران (۱۹۹۲)..... ۱۱۱
- شکل ۵-۱۵- نمودار Ti/Zr در مقابل Zr برای بازالت‌های مورد مطالعه که با مقادیر متوسط OIB، N-MORB و PM مقایسه شده است. مقادیر OIB، N-MORB و PM از سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹) می‌باشد..... ۱۱۵
- شکل ۵-۱۶- الف: مقایسه‌ی الگوی بازالت‌های مورد مطالعه با OIB در نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، مقادیر بهنجار سازی برای OIB از (سان، ۱۹۸۰)..... ۱۱۶
- شکل ۵-۱۶- ب: نمودار چندعنصری بهنجار شده به OIB (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)..... ۱۱۶
- شکل ۵-۱۷- الف: نمودار تعیین خصوصیات منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه مورد مطالعه (بر اساس مقادیر ویور، ۱۹۹۱)..... ۱۱۷
- شکل ۵-۱۷- ب و ج: نمودار تفکیک منشأ غنی شده و تهی شده (ابوهامته، ۲۰۰۵)، با استفاده از نسبت Nb/Zr و Y/Zr برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (بر اساس داده‌های سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)..... ۱۱۷
- شکل ۵-۱۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Nb/Y در مقابل Zr/Y ۱۱۹
- شکل ۵-۱۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تعیین درصد ذوب محل منشأ، الف: جانسون و همکاران (۱۹۹۰)، ب: تروال و همکاران (۱۹۹۴)، بوگارد و همکاران (۲۰۰۳)، ج: سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹)..... ۱۲۱
- شکل ۵-۲۰- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی: الف: نمودار Ce/Yb در مقابل Ce (الام، ۱۹۹۲). ب: نمودار تمرکز میانگین عناصر Sm, Yb و Ce ، در مقابل عمق جدایش (الام، ۱۹۹۲)..... ۱۲۳
- شکل ۵-۲۱- کافت درون قاره‌ای و تکامل حاشیه‌ی جنوبی پالئوتتیس تا زمان دونین (بولن، ۱۹۸۸)..... ۱۲۵
- شکل ۵-۲۲- منحنی نشست تکتونیکی ناحیه البرز شرقی (اشتامفلی، ۲۰۰۱ در باقری و اشتامفلی، ۲۰۰۸)..... ۱۲۷
- شکل ۵-۲۳- بازسازی نمادین تکتونیک دیرینه و تکامل حوزه‌ی پالئوتتیس در ایران (اقتباس از اهری پور و همکاران، ۲۰۱۰ با کمی تغییرات)..... ۱۲۹

فصل اول

کلیات تحقیق

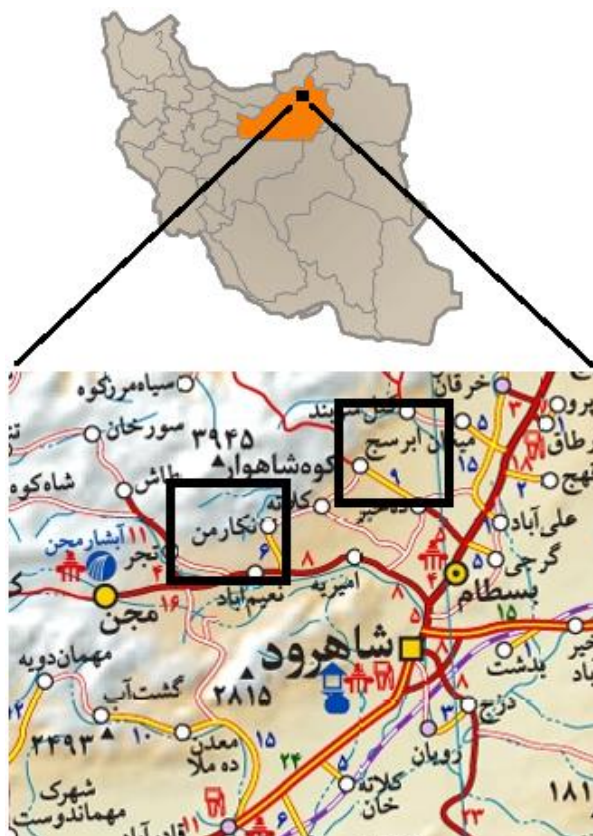
۱-۱- مقدمه

پالئوزوئیک با طول زمانی ۳۴۰ میلیون سال، طولانی‌ترین دوران فانروزوئیک به شمار می‌رود و طول مدت آن از مجموع دوران‌های مزوزوئیک (۱۸۵ میلیون سال) و سنوزوئیک (۶۵ میلیون سال) بیشتر است. وسعت بیرون زدگی سنگ‌های مربوط به این زمان در گستره‌ی ایران، اندک و غالباً محدود به پنجره‌های زمین‌ساختی می‌باشد (جولاپور، ۱۳۷۵). به غیر از بخش‌های کوچکی از ورقه توران (واقع در شمال ایران)، ایران در طی پالئوزوئیک بخشی از حاشیه شمالی گندوانا بوده است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ ونت و همکاران، ۲۰۰۵). ماگماتیسم اردوئیسین میانی-دونین در البرز و بسیاری از نقاط ایران مرکزی به عنوان مراحل آغازین کافت‌زایی اقیانوس پالئوتتیس تفسیر شده است (اشتامفلی، ۱۹۷۸؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ بولن، ۱۹۹۱؛ علوی، ۱۹۹۶؛ لاسمی، ۱۳۷۹؛ اشتامفلی و همکاران، ۲۰۰۲؛ باقری و همکار، ۲۰۰۸). یکی از مهم‌ترین فعالیت‌های ماگمایی پالئوزوئیک در سیلورین رخ داده است (آقانباتی، ۱۳۸۵). بازالت‌های سلطان میدان، حجم نسبتاً بزرگی از ماگماتیسم مافیک در پالئوزوئیک زیرین البرز به طول بیش از ۱۰۰ کیلومتر و به ضخامت حدود ۷۰۰ متر (ژنی^۱ ۱۹۷۷) را تشکیل می‌دهد. این بازالت‌ها، اولین بار توسط ژنی (۱۹۷۷) به عنوان یک سازند در زمین‌شناسی ایران معرفی و نامگذاری شدند. قویدل سیوکی (۲۰۱۱) این مجموعه را از نظر موقعیت چینه‌شناسی بر روی سازند ابرسج به سن اردوئیسین پایانی و در زیر سازند پادها به سن آغاز دونین پایانی دانسته و سن آن را سیلورین (حدود ۴۳۰ میلیون سال قبل) می‌داند. مطالعه دقیق پترولوژی و ژئوشیمی این سنگ‌ها به عنوان ضخیم‌ترین رخنمون‌های موجود از ماگماتیسم سیلورین در ایران، می‌تواند گامی مؤثر در جهت روشن‌تر شدن جنبه‌های گوناگون ماگماتیسم پالئوزوئیک زیرین ایران و نیز درک بهتر عملکرد آن در ارتباط با آغاز بازشدگی اقیانوس پالئوتتیس باشد.

1- Jenny

۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه

بازالت‌های سلطان میدان در محدوده‌ی بین جنوب گرگان (دشت سلطان میدان) تا شمال شاهرود (گردنه‌ی خوش‌بیلاق) به ضخامت حدود ۷۰۰ متر گسترش دارند (جعفریان، ۱۳۸۸). مناطق مورد مطالعه در این تحقیق، در شمال غرب شهرستان شاهرود و شامل محدوده‌ی بین روستاهای نکارمن و ابرسج می‌باشد. از نظر جغرافیایی تمرکز مطالعات بین طول‌های جغرافیایی $54^{\circ}47'$ تا $55^{\circ}15'$ و عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ}30'$ تا $36^{\circ}47'30''$ و در ارتفاع میانگین ۱۸۳۵ متر از سطح دریا در ابرسج تا ۲۲۶۴ متر از سطح دریا در نکارمن بوده است. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به مناطق مورد مطالعه در شکل (۱-۱) آمده است.



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی مناطق مورد مطالعه و نقشه راه‌های ارتباطی آنها، برگرفته از سایت ایران ویو^۱ (محدوده‌های مورد مطالعه توسط کادر مشخص شده اند).

1- Iran view

۱-۳- آب و هوا و جغرافیای انسانی

شاهرود دارای آب و هوای نیمه بیابانی با زمستان‌های سرد و خشک و تابستان‌های معتدل می‌باشد. در این ناحیه رطوبت نسبی پایین است و تبخیر بالقوه از سطح خاک و پوشش گیاهی بالغ صورت می‌گیرد. ریزش باران کم و ناچیز بوده و از سالی به سال دیگر متغیر است. این شهر بر طبق طبقه‌بندی کوپن^۱ (۱۹۱۸)، جزء اقلیم‌های بیابانی و خشک طبقه‌بندی می‌شود. اما اقلیم آن با اقلیم‌های بیابانی عاری از پوشش گیاهی که بارندگی در آن‌ها به ندرت صورت می‌گیرد، متفاوت بوده و دارای پوشش گیاهی و زمستان سرد است (حیدری، ۱۳۸۸). بخش اعظم بارندگی آن به صورت رگبارهای تند و موضعی در فصول زمستان و بهار است که باعث طغیان خشک رودها شده و آب را به سرعت از دسترس خارج می‌کند و به سوی کویر مرکزی روانه می‌سازد (مساواتی، ۱۳۷۰).

میانگین بارش سالیانه شاهرود، ۱۶۶/۶ میلی‌متر و متوسط دمای سالیانه ۱۴/۸ درجه سانتیگراد می‌باشد. باد غالب شاهرود، شمال شرقی است که از اسفند ماه شروع شده و سرعت و شدت آن کم‌کم رو به افزایش گذاشته و در تابستان به حداکثر می‌رسد (حیدری، ۱۳۸۸).

۱-۴- زمین ریخت شناسی

از دیدگاه زمین ریخت شناسی، مناطق مطالعاتی شامل ارتفاعات نسبتاً بلند البرز جنوبی است که در اثر فرسایش ناشی از جریان‌های هیدرولیکی و یخزارهای احتمالی گذشته، دره‌های V شکل و U شکل متعددی این ارتفاعات را قطع می‌کنند. قطعات بسیار بزرگ بازالت‌های سلطان میدان به حجم چندین متر مکعب، که احتمالاً توسط یخزارهای قدیمی به دشت‌های مجاور حمل شده‌اند، در محصولات فرسایشی این واحدها دیده می‌شود. این اشکال به ویژه در دشت جنوب روستای نکارمن مشهود است. مخروط افکنه‌های مجاور ارتفاع‌ها، که مخازن با ارزشی برای ذخیره آب‌های زیر زمینی

¹- سیستم طبقه‌بندی کوپن (دانشمند اقلیم شناس اتریشی)، اصولاً بر اساس رابطه بین بارندگی، مقدار و توزیع آن در طول سال و درجه حرارت استوار است.

می‌باشند، در اثر جاری شدن باران‌های سیل‌آسا و تند در ارتفاعات پس از رسیدن به دشت‌های مجاور، و کاهش انرژی حمل و در نتیجه راسب شدن قطعات سنگی با اندازه‌های متنوع به همراه رسوبات آواری دانه ریز ایجاد شده‌اند (جعفریان، ۱۳۸۸).

۱-۵- مروری بر مطالعات پیشین

بازالت‌های سلطان میدان به عنوان یک سازند در زمین شناسی ایران، اولین بار توسط ژنی (۱۹۷۷) معرفی و نامگذاری شد. مقطع نمونه‌ای این سازند در ۳۰ کیلومتری شمال شرق شاهرود (دشت سلطان میدان) به ضخامت ۷۰۰ متر اندازه‌گیری شده است.

بزرگنیا (۱۹۷۳) با مطالعه‌ی سنگ‌های گردنه‌ی خوش‌ییلاق، سن بازالت‌های سلطان میدان را سیلورین یا اردوویسین فوقانی دانسته است.

اشتامفلی^۱ (۱۹۷۸) در قسمتی از رساله‌ی دکتری خود به بررسی زمین شناسی عمومی ناحیه شاهرود تا علی‌آباد گرگان پرداخته و تا حدی سنگ‌های آتشفشانی مافیک ناحیه را از نظر میکروسکوپی و ژئوشیمی عناصر اصلی بررسی کرده است.

فتحی (۱۳۷۷) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین شمال شرق ایران (مقاطع شاهرود، رباط قره‌بیل و جنوب بجنورد) پرداخته است.

ظه‌ورقربانی (۱۳۷۴) نیز در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود سنگ‌های آتشفشانی سازند سلطان میدان را در خوش‌ییلاق مورد بررسی قرار داده است.

جعفریان (۱۳۸۸) در رساله‌ی دکتری خود با عنوان ماگماتیسیم مافیک پالئوزوئیک زیرین البرز شرقی، این سازند را مورد بررسی قرار داده است.

قربانی (۲۰۰۹) نیز در مقاله‌ای با عنوان ژئوشیمی سنگ‌های بازالتی پالئوزوئیک واقع در شمال شاهرود، این بازالت‌ها را مورد بررسی قرار داده است.

۱-۶- هدف از مطالعه

بازالت‌های سلطان میدان، محصول مهمترین فعالیت آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین در زون البرز شرقی هستند. این بازالت‌ها بطور هم‌شیب بر روی سازند ابرسج به سن اردوویسین پایانی قرار گرفته‌اند و بر مبنای موقعیت سنگ چینه‌ای خود، سن نسبی سیلورین دارند. به دلیل سن قدیمی این مجموعه و عملکرد فرایندهای بعد از ماگماتیسم نظیر دگرسانی گرمایی و هوازدگی، تغییرات شدیدی در عناصر اصلی و متحرک آن‌ها ایجاد شده است (جعفریان، ۱۳۸۸). به همین دلیل مطالعات موجود بر روی این مجموعه خیلی کم می‌باشند. نظر به اهمیت چینه شناختی این بازالت‌ها و با توجه به اینکه بررسی پترولوژی و ژئوشیمی این مجموعه می‌تواند بیانگر ویژگی‌های محل منبع و جایگاه تشکیل آن‌ها باشد، لذا این مطالعه در روشن ساختن بخش مهمی از تاریخچه‌ی تکتونوماگمایی این بخش از ایران بخصوص در ارتباط با پیدایش و توسعه‌ی پالئوتتیس مفید است. به طور کلی اهداف مهم انجام این مطالعه عبارتند از:

- تعیین موقعیت چینه‌شناسی این بازالت‌ها و ارتباط آنها با واحدهای بالا و پایین خود در ستون چینه‌شناسی منطقه.
- تعیین ترکیب سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و شیمیایی دقیق این سنگ‌ها.
- تعیین جایگاه تکتونوماگمایی تشکیل این سنگ‌ها.
- بررسی و مقایسه‌ی این سنگ‌ها با دیگر سنگ‌های آذرین منتسب به اقیانوس پالئوتتیس در ایران.

۱-۷- روش‌های انجام مطالعه

این تحقیق در مراحل مختلف و به روش‌های ذیل صورت گرفته است:

- مرحله کتابخانه‌ای که شامل استفاده از بانک‌های اطلاعاتی و اینترنت به منظور بررسی مقالات، گزارش‌ها، پایان‌نامه‌ها، مطالعات قبلی انجام شده در منطقه و مطالعات مشابه در سراسر جهان بوده است.

- بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ علی‌آباد و ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان

- انجام عملیات صحرایی و میدانی به منظور بررسی روابط صحرایی دقیق واحدهای سنگی و برداشت حدود ۱۵۰ نمونه از سنگ‌های آذرین و رسوبی از توالی مورد مطالعه در مناطق مختلف بیرون‌زدگی این مجموعه.

- تهیه حداقل ۱۳۰ مقطع میکروسکوپی و انجام مطالعات پتروگرافی بر روی آن‌ها.

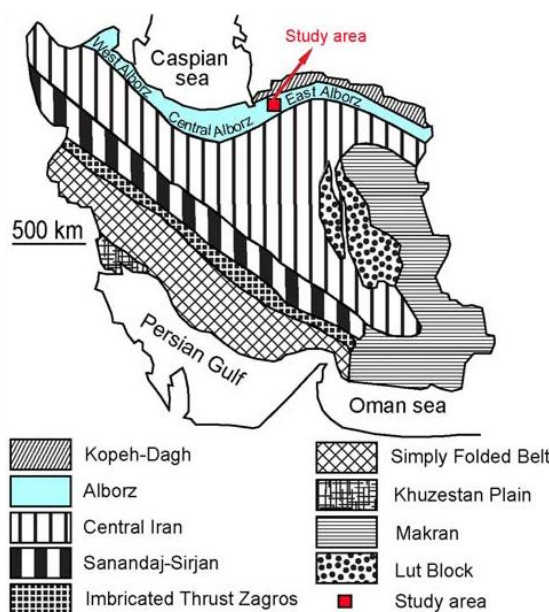
- انتخاب ۹ عدد از نمونه‌ها که متحمل حداقل دگرسانی شده‌اند و خردایش، آماده سازی، پودر کردن و ارسال آن‌ها به آزمایشگاه SGS کانادا به منظور انجام آنالیز شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی آن‌ها.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی منطقه

۲-۱- مقدمه

اشتوکلین^۱ (۱۹۶۸) با توجه به پیچیدگی‌های ساختاری و شرایط متفاوت رسوبی، ایران را به چند حوضه رسوبی - ساختاری جداگانه تقسیم کرده است. مناطق مورد مطالعه در این تحقیق، شامل مناطق ابرسج و نکارمن در شمال شاهرود، در این تقسیم‌بندی، در زون ساختاری البرز قرار دارند. این زون ساختاری دارای روند کلی شرقی- غربی بوده و خود به سه بخش غربی، مرکزی و شرقی تقسیم می‌شود. مناطق مورد مطالعه در بخش شرقی زون ساختاری البرز واقع شده اند (شکل ۲-۱).



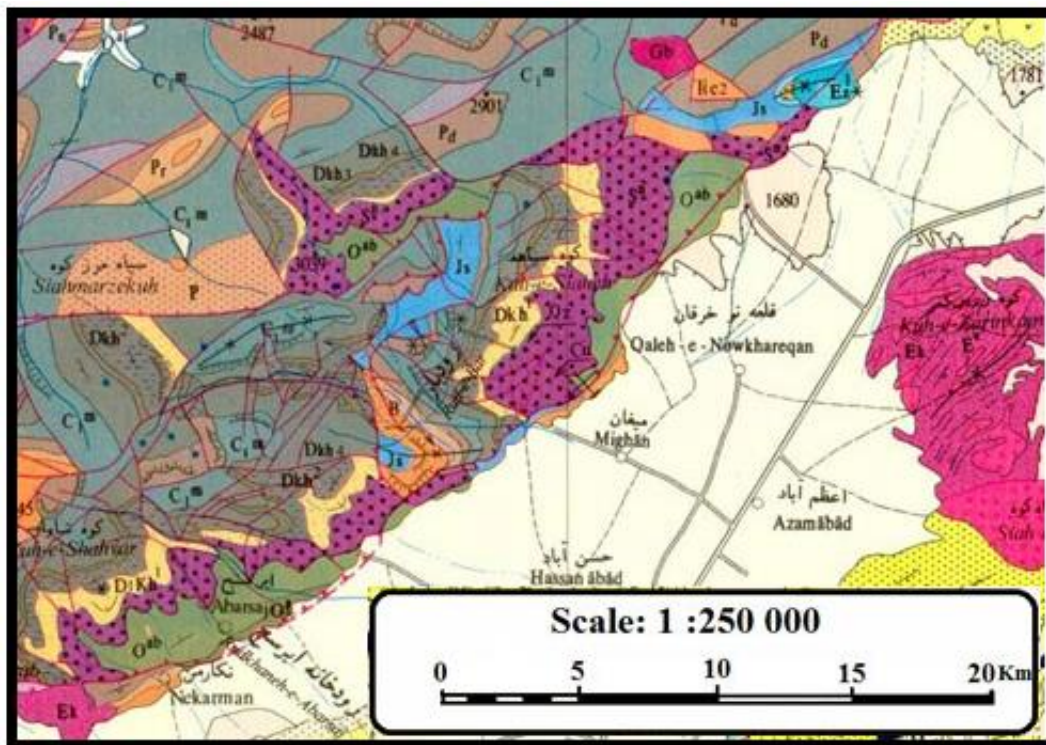
شکل ۲-۱- موقعیت مناطق مورد مطالعه در نقشه زون‌های زمین‌شناسی - ساختاری ایران (اشتوکلین، ۱۹۶۸)؛ برگرفته از اهری‌پور (۲۰۱۰).

گسترش سنگ‌های سیلورین البرز، منحصر به بخش شرقی این کوه‌هاست. نواحی جاجرم، کوه کورخود، رباط قره‌بیل، بجنورد و شمال شاهرود، بخش‌هایی از البرز شرقی هستند که برونزدهایی از سنگ‌های سیلورین دارند (آقانباتی، ۱۳۸۵). یکی از واحدهای سنگ چینه‌ای البرز شرقی "بازالت‌های سلطان میدان" است که جایگاهی بین سنگ‌های اردوویسین و دونین دارد. در این فصل به زمین-

شناسی عمومی این سازند و پیکره‌های سنگی در بر گیرنده‌ی آن پرداخته می‌شود.

۲-۲- پیکره‌های سنگی موجود در مناطق مورد مطالعه

بر اساس شرح نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ علی‌آباد و ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان و مطالعات صحرایی صورت گرفته، در مناطق ابرسج و نکارمن در شمال شاهرود، واحدهای سنگی مربوط به پالئوزوئیک رخنمون دارند (شکل ۲-۲).



Legend:

CARBON-IFEROUS	D-cj	C ₂ ^Q	(سازند قزل قلعه) آهک تخم ماهی، سنگ آهک ماسه‌دار
		C ₁ ^m	(سازند میارک) شیل خاکستری سیاه رنگ-سنگ آهک-ماسه‌سنگ کوارتزی در قاعده
DEVONIAN	Dkh	Dkh ⁴	سنگ آهک-سنگ آهک مارنی-مارن-یر قسیل
		Dkh ³	ماسه سنگ درشت دانه قرمز رنگ و سنگ جوش
		Dkh ²	سنگ آهک-سنگ آهک مارنی-شیل قسیل‌دار
		Dkh ¹	ماسه سنگ-ماسه سنگ کوارتزی-شیل-سنگ جوش قاعده
		Dkh ^{2g}	(سازند خوش ییلاق) سنگ آهک-سنگ آهک مارنی-شیل قسیل‌دار
SILURIAN	S	S ⁿ	(سازند آتشفشانی نکارمن) اسپیلیت-یازالت-آندزیت پورفیری
ORDOV	O ^{ab}	O ^{ab}	(سازند ابرسج) شیل میکاسه-ماسه سنگ کوارتزی
ORDOV	O ^a	O ^a	(سازند آستو) دولومیت-سنگ آهک-شیل قسیل‌دار

شکل ۲-۲- قسمتی از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان که رخنمون‌های پالئوزوئیک در مناطق مورد مطالعه، روی آن نشان داده شده است. [برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان (شهرابی، ۱۳۶۹)].

۲-۱-۲- نهشته‌های اردوویسین

سنگ‌های اردوویسین در ایران گسترش چندانی نداشته و سنگ‌های کامبرین بالایی در بیشتر نواحی کشور مستقیماً و به‌طور هم‌شیب توسط سنگ‌های دونین میانی - بالایی، پرمین و یا حتی جوانتر پوشیده می‌شوند. این امر می‌تواند ناشی از پایین بودن سطح آب دریاها در اردوویسین پیشین - پسین بوده باشد (طاهری و همکاران، ۱۳۸۳). شواهد گوناگون حاکی از آن است که در زمان اردوویسین - دونین پلاتفرم پایدار ایران دچار بالا آمدگی، گسترش پوسته‌ی قاره‌ای و پیدایش کافت گردیده است. این گسترش در زمان اردوویسین پیشین با سازوکار گسل‌های نرمال و پیدایش رخساره‌های توربیدیتی ناحیه‌ی ژرف دریا آغاز گردیده است (لاسمی، ۱۳۷۹).

سنگ‌های اردوویسین ایران در برگیرنده‌ی بخش ۴ و ۵ سازند میلا و هم‌ارزهای آن (سازندهای لشکرک، شیرگشت و قلی) می‌باشد که همزمان با پیدایش کافت پالتوتیس پدیدار شده‌اند (طاهری و همکاران، ۱۳۸۳). دو سازند لشکرک و شیرگشت، سن اردوویسین پیشین دارند (قویدل سیوکی و همکاران، ۲۰۱۱)؛ در حالی که سازند قلی را در مقطع تیپ، به سن اردوویسین میانی - پایانی می‌دانند (قویدل سیوکی، ۲۰۰۱؛ قویدل سیوکی و وینچسترسیتو^۱، ۲۰۰۲؛ قویدل سیوکی و همکاران، ۲۰۱۱). سازند شیرگشت در بخش‌هایی از شرق ایران بیرون‌زدگی دارد و شامل رسوبات دریایی کربناتی، مارن و شیل با فسیل‌های تریلوبیت و بازوپایان است که در نواحی طبس مشاهده می‌شود. رسوبات اردوویسین در البرز شرقی با نام‌های متفاوتی مثل لشکرک (بزرگ‌نیا، ۱۹۷۳) و قلی (افشارحرب، ۱۹۹۴) خوانده می‌شوند (قویدل سیوکی و همکاران، ۲۰۱۱).

در نواحی مورد مطالعه در شمال شاهرود، رسوبات اردوویسین با نام سازندهای غیر رسمی آبستو و ابرسج مشاهده می‌شوند. قویدل سیوکی و حسین زاده مقدم (۱۳۸۹)، سازند آبستو را معادل بخشی از سازند لشکرک و سازند ابرسج را معادل بخشی از سازند قلی می‌دانند.

1- Winchester Seeto

در ادامه به زمین شناسی عمومی سازندهای لشکرک و قلی و هم ارزهای آنها در منطقه مورد مطالعه (سازندهای آبستو و ابرسج) پرداخته می‌شود.

الف) سازند لشکرک

در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهرود (وزیری و همکار، ۲۰۰۱)، رسوبات اردوویسین تحت عنوان سازند لشکرک نامگذاری شده‌اند (طاهری و همکاران ۱۳۸۳). نام این سازند از ارتفاعات لشکرک در ناحیه علم‌کوه گرفته شده و برش آن در سال ۱۹۶۵ توسط گلوس در شمال کندوان بررسی شده است. این سازند را هم ارز با بخش بالایی سازند میلا در نظر گرفته‌اند (خسروتهرانی، ۱۳۸۴). سازند لشکرک اساساً شامل شیل‌های سبز- خاکستری با میان لایه‌های نازک آهکی برشی شده می‌باشد (قویدل سیوکی و وکولی^۱، ۲۰۰۶). بر پایه‌ی اجتماعات آکریتارش موجود، سازند لشکرک به سن اردوویسین پیشین (ترمادوسین - آرنیگ^۲) در نظر گرفته می‌شود (قویدل سیوکی، ۲۰۰۶؛ قویدل سیوکی و وکولی، ۲۰۰۶). آکریتارش‌های سازند لشکرک سابقاً در چینه‌های ترمادوسین انگلیس، ایرلند، فرانسه، لهستان، اسپانیا، ایتالیا، آلمان، استرالیا، شمال آفریقا، جنوب غرب چین و آرژانتین یافت شده بودند (قویدل سیوکی، ۲۰۰۶). حضور آکریتارش‌های گندوانایی در سازند لشکرک نشان می‌دهد که سراسر رشته کوه البرز قسمتی از قاره‌ی قدیمی گندوانا بوده و در اردوویسین زیرین در طول ساحل جنوبی اقیانوس پالئوتتیس قرار داشته است (قویدل سیوکی، ۲۰۰۶). همچنین شباهت آکریتارش‌های اردوویسین زیرین سازند لشکرک با آکریتارش‌های هم‌سن در جنوب ایران نشان می‌دهد که در این زمان، قسمت‌های شمال شرق و جنوب ایران قسمتی از قاره قدیمی گندوانا بوده و در طول ساحل جنوبی اقیانوس پالئوتتیس قرار داشته است (قویدل سیوکی، ۲۰۰۶).

1-Vecolic

2- Tremadoc-Arenig

ب) سازند قلی

رسوبات اردوویسین پسین در البرز شرقی توسط افشار حرب (۱۹۷۹) به نام سازند قلی نامگذاری و معرفی شده است (قویدل سیوکی، ۱۳۷۹). مقطع تیپ این سازند در شمال روستای قلی در ۵۵ کیلومتری جنوب غرب بجنورد قرار دارد (طاهری و همکاران، ۱۳۸۳؛ اشرفی، ۱۳۸۷).

این سازند در مقطع تیپ حدود ۱۱۴۰ متر ضخامت دارد و اساساً شامل شیل‌های خاکستری تیره، سیلتستون‌های کرم - خاکستری و ماسه‌سنگ می‌باشد. رخنمون سنگ‌های آذرین به شکل سیل و دایک در بخش زیرین و بالایی این سازند مشاهده می‌شود (قویدل سیوکی، ۲۰۰۰). این سازند دارای پالینومورف‌های فراوان از جمله آکریتارش، کیتینوزوآ، اسکلودونت و کریپتواسپور است. بر مبنای چینه‌شناسی گونه‌های شناخته شده، چهار بیوزون کیتینوزوآ در سازند قلی وجود دارد. بیوزون‌های I و II در ضخامت ۶۰۰ متر از سازند قلی گسترش دارند و زمان زمین‌شناسی کارادویسن را نشان می‌دهند. بیوزون‌های III و IV بقیه ضخامت سازند را شامل می‌شوند و زمان زمین‌شناسی آشگیلین را پیشنهاد می‌کنند (قویدل سیوکی، ۱۳۷۹). بر اساس طیف چینه‌شناسی محدود کیتینوزوآ و آکریتارش، سن این سازند را اردوویسین پسین (کاتین پسین - هیرنانسین^۱) در نظر می‌گیرند (قویدل سیوکی و همکاران، ۲۰۱۱). آکریتارش‌های قلی شباهت گسترده‌ای با چینه‌های اردوویسین بالایی در مراکش، الجزایر، لیبی، اردن، عربستان سعودی، انگلستان و چکوسلواکی نشان می‌دهند (قویدل سیوکی، ۲۰۰۶). این شباهت از نظریه‌ی قدیمی که می‌گوید قاره‌ی قدیمی گندونا و ایالات متحده دارای یک عرض جغرافیایی قدیمی مشابه در طول اردوویسین پسین بوده‌اند، حمایت می‌کند (قویدل سیوکی، ۲۰۰۰).

همچنین مقایسه‌ی گونه‌های کیتینوزوآی سازند قلی با رسوبات همزمان آنها در حوزه‌ی زاگرس، عربستان سعودی، الجزایر، لیبی، مراکش و نیجریه نشان می‌دهند که شباهت زیادی بین گونه‌ها و

1- Late Katian - Hirnantian

بیوزون‌های سازند قلی با رسوبات همزمان آنها در حوزه‌ی زاگرس، عربستان سعودی، اردن، قطر و شمال آفریقا وجود دارد. در نتیجه، می‌توان گفت که این قسمت از ایران در زمان اردوویسین میانی تا بالایی بخشی از شمال قاره‌ی گندوانا را تشکیل می‌داده است (قویدل سیوکی، ۱۳۷۹). حضور کریپتواسپورها به همراه طبقه‌بندی‌های متنوع کیتینوزوآ، آکریتارش و اسکلودونت، یک محیط نهشته-ای سکوی قاره‌ای، دریایی کم‌عمق را برای رسوبات اردوویسین بالایی سازند قلی نشان می‌دهد که می‌تواند به عنوان هم‌ارز زمانی و هم‌ارز نادرگونه‌ی توالی شیلست‌های گرگان مطرح شود (قویدل سیوکی و همکاران، ۲۰۱۱). رسوبات دریایی کم‌عمق، همراه با بازالت‌های طغیانی موجود در شیلست-های گرگان نشانگر یک رویداد مرتبط با کافت در حاشیه‌ی شمالی گندوانا و شاهدهی بر باز شدن اقیانوس پالئوتتیس در اردوویسین پسین هستند (قویدل سیوکی، ۲۰۰۸).

ج) سازند آبستو

قدیمی‌ترین سازندی که در منطقه‌ی ابرسج رخمون دارد، سازند آبستو می‌باشد. این سازند معادل بخشی از سازند لشکرک در البرز است (قویدل سیوکی و حسین‌زاده مقدم، ۱۳۸۹). همچنین این سازند را معادل سازند شیرگشت در ایران مرکزی می‌دانند (حسینی، ۱۳۷۶). نام این سازند از دره‌ی آبستو در غرب روستای ابرسج گرفته شده است (حسینا، ۱۳۸۹). لیتولوژی این سازند از پایین به بالا به ترتیب عبارتست از (نصرتی، ۱۳۸۵).

۱. حدود ۲۳ متر ماسه‌سنگ کوارتزیتی درشت دانه و سفیدرنگ به شدت خرد شده و ماسه‌سنگ قرمز رنگ.

۲. حدود ۱۴ متر شیل و آهک آنکوئیددار و در بالای آن آهک نارنجی دارای ارتوسراس.

۳. حدود ۱۵ متر لایه‌های نازک شیل خاکستری تیره و ماسه‌سنگ.

۴. حدود ۱۳ متر دولومیت و آهک.

۵. حدود ۷۸ متر لایه‌های ماسه‌سنگی که از پایین به بالا بدین صورت می‌باشد:

- ماسه‌سنگ دانه ریز که سطح غیر هوازده، سبز و سطح هوازده، قهوه‌ای دارد.
- ماسه‌سنگ متورق براق با مورفولوژی فرسوده و نازک لایه همراه با ریپل مارک در سطح لایه-بندی آن.

در مورد مرزهای بالایی و پایینی سازند آبستو باید گفت که در حد زیرین آن یک راندگی سراسری وجود دارد که همان راندگی نکارمن است و البته با واریزه‌ها و آبرفت‌های موجود در دشت پوشیده شده است، لذا مرز زیرین آن مشخص نیست. حد بالایی آن نیز با یک مرز تدریجی و با تناوبی از آهک و شیل به سازند ابرسج می‌رسد (نصرتی، ۱۳۸۵).

سازند آبستو دارای آکریتارش فراوان از جمله اکانتودیاکرودیوم^۱، میکریستریدیوم شینتوننس^۲، ساهاریدیا دونی^۳، اتاباسکالا پنیکا^۴، داکتیلوفوسا اسکواما^۵ می‌باشد که بر مبنای ارزش چینه‌شناسی آنها زمان اردوویسین پیشین (ترمادوسین) برای این سازند پیشنهاد می‌شود (قویدل سیوکی و حسین‌زاده مقدم، ۱۳۸۹). آکریتارش‌های سازند آبستو کاملاً شبیه اجتماعات آکریتارشی است که تا کنون از افق‌های رسوبی هم‌زمان در زاگرس، ایران مرکزی و سایر نقاط البرز و نیز کشور های الجزایر، لیبی، عربستان سعودی، مراکش، تونس و انگلیس گزارش شده‌اند. این امر معرف ارتباط قطعی ناحیه مورد مطالعه با ابرقاره گندوانا در زمان اردوویسین است (قویدل سیوکی و حسین‌زاده مقدم، ۱۳۸۹). وجود باقیمانده‌های گراپتولیت، اسکلوکودونت، کیتینوزوآ و آکریتارش‌های جمع‌آوری شده از این سازند، نشان‌دهنده‌ی محیط دریایی کم‌عمق در طول تهنشست این سازند می‌باشد (قویدل سیوکی، ۲۰۰۹).

(د) سازند ابرسج

1-Acanthodiacrodium

2- Micrhystridium Shinetonense

3-Saharidia Downiei

4-Athabascaella Penika

5-Dactylofusa Squama

سازند ابرسج یک سازند غیر رسمی با سن اردوویسین در البرز شرقی است که اولین بار توسط شهرابی و همکاران (۱۳۶۹) در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان معرفی گردید (اشرفی، ۱۳۸۷). این سازند به طور هم‌شیب توسط سازند سلطان‌میدان پوشیده می‌شود (شکل ۲-۳-الف).

طبق مطالعات و اندازه‌گیری‌های صحرایی، ضخامت این سازند در منطقه نکارمن حدود ۱۱۳۰ متر است و از لحاظ سنگ‌شناسی شامل ماسه‌سنگ و سیلتستون میکاسه و شیل‌های زیتونی و سبز تا خاکستری می‌باشد (شکل ۲-۳-ب). ستون‌سنگی منطقه را می‌توان به ۴ بخش عمده تقسیم کرد (اشرفی، ۱۳۸۷):

(۱) بخش ماسه‌سنگی زیرین شامل تناوبی از ماسه‌سنگ‌های قهوه‌ای، سبز و قرمز به ضخامت ۱۷۸/۶۲ متر.

(۲) بخش شیلی که همراه با بین لایه‌هایی از سیلتستون و بازالت است. ضخامت اندازه‌گیری شده در این بخش ۲۲۴/۴ متر است.

(۳) تناوبی از شیل‌هایی زیتونی، ماسه‌سنگ سبز و سیلتستون به ضخامت ۱۶۶/۳۲ متر.

(۴) بخش ماسه‌سنگ بالایی شامل تناوبی از ماسه‌سنگ‌های سبز تا خاکستری با بین لایه‌هایی از ماسه‌های قرمز و بازالت به ضخامت ۴۸۵/۶۵ متر.

در منطقه‌ی ابرسج ضخامت حقیقی این سازند ۶۳۰ متر بوده و لیتولوژی عمده‌ی آن شامل ماسه-سنگ‌های میکادار و شیل‌های ضخیم خاکستری-سبز و سیلتستون میکاسه می‌باشد. حد زیرین توالی رسوبی با یک واحد شیلی که بطور هم‌شیب بر روی آهک‌های نودولار قرمز رنگ قرار گرفته، آغاز می‌شود و حد فوقانی آن بازالت‌های سلطان‌میدان می‌باشد (نصرتی، ۱۳۸۵).



ب

الف

شکل ۲-۳- الف) تصویری از توالی سازند ابرسج، بازالت‌های سلطان‌میدان و سازند پادها در منطقه نکارمن؛ ب) تناوب شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند ابرسج در منطقه نکارمن.

سازند ابرسج دارای اکریتارش، کیتونوزوآ، اسکلوکودونت و کریپتواسپور فروان است که برمبنای آنها سن اردوویسین پسین (آشگیلین) را برای این سازند پیشنهاد می‌کنند و آن را معادل با بخشی از سازند قلی در نظر می‌گیرند (قویدل سیوکی و حسین زاده مقدم، ۱۳۸۹).

آکریتارش‌های اردوویسین پسین در دو ابر قاره‌ی گندوانا و لورازیا انتشاری مشابه دارند. آکریتارش‌های سازند ابرسج شباهت گسترده‌ای با آکریتارش‌های لیبی، مراکش، الجزایر، عربستان سعودی، پرتقال، انگلستان، ایالات متحده و کانادا دارند که نشان دهنده طبیعت جهانی آکریتارش‌ها در اردوویسین پسین می‌باشد (قویدل سیوکی، ۲۰۰۹).

شباهت کیتینوزوآهای سازند ابرسج با کیتینوزوآهای گندوانای شمالی نشان می‌دهد که کوه‌های البرز در زمان اردوویسین پسین، قسمتی از شمال گندوانا بوده‌اند (قویدل سیوکی، ۲۰۰۹).

حضور اجتماعات کیتینوزوآ، آکریتارش، اسکلوکودونت و کریپتواسپور در سازند ابرسج معرف ته‌نشین شدن این سازند در محیط دریایی کم عمق می‌باشد (قویدل سیوکی و حسین زاده مقدم، ۱۳۸۹؛ قویدل سیوکی، ۲۰۰۹)، در حالی که لاسمی (۱۳۷۹) محیط تشکیل سازند قلی را توریدایتی عمیق می‌داند.

از ساختمان‌های رسوبی مشاهده شده در این سازند، می‌توان به موارد ذیل اشاره کرد (موسوی و اشرفی، ۱۳۸۶):

- (۱) لامیناسیون یا ریز لایه‌بندی
 - (۲) ساختمان‌های درون‌لایه شامل :
 - لامیناسیون مسطح : محیط تشکیل این نوع ساختمان‌ها را می‌توان مربوط به جریان‌هایی با انرژی بالا دانست.
 - طبقات توده‌ای : با توجه به این رسوبات و سایر شواهد مثل دانه‌بندی تدریجی و .. ، توده‌ای بودن آن‌ها را می‌توان توسط جریان‌های توربیدایتی توجیه کرد.
 - دانه‌بندی تدریجی : اغلب این طبقات تحت تأثیر جریان‌های توربیدایتی تشکیل می‌شوند و نشانگر رسوب‌گذاری در محیط رسوبی با کاهش انرژی می‌باشند.
 - رپل‌مارک (شکل ۲-۴-الف)
 - چین‌بندی مورب (شکل ۲-۴-ب)
 - (۳) ساختمان‌های رسوبی سطح زیرین لایه شامل :
 - فلویت مارک، تول‌مارک، آثار موانع، آثار تول‌های ثابت، آثار تول‌های متحرک (گروو مارک) (شکل ۲-۴-ج)
 - (۴) ساختمان‌های تغییرشکل یافته شامل :
 - ساختمان‌های وزنی.
- کلیه شواهد فوق‌الذکر حاکی از وجود جریان‌های توربیدایتی در منطقه‌ی مورد مطالعه می‌باشد. بنابراین، بر خلاف نظر قویدل‌سیوکی (۲۰۰۹)، سازند ابرسج در منطقه‌ی عمیق شیب قاره نهشته شده است.



ب



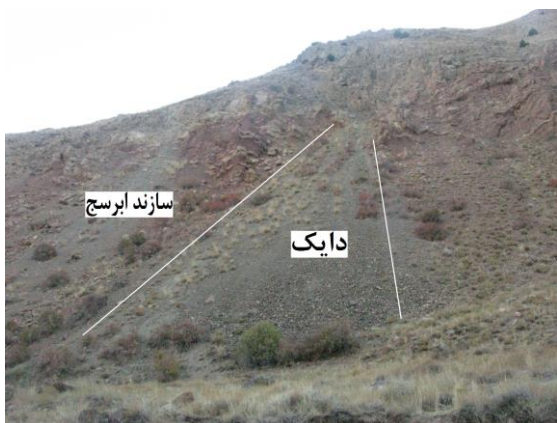
الف



ج

شکل ۲-۴- تصویری از الف: ریپل مارک، ب) لایه‌بندی مورب، ج) گروو مارک، در ماسه سنگ‌های سازند ابرسج

در منطقه نکارمن (دره تنگه) و دره کلودر، سنگ‌های آذرین به صورت دایک این سازند را قطع کرده- اند (شکل ۲-۵- الف و ب). همچنین لایه‌های بازالت که در بیشتر ستون سنگی دیده می‌شود (شکل ۲-۶)، نشانگر کافت‌هایی است که در طول مدت تشکیل این سازند در کف دریا ایجاد شده‌اند (اشرفی، ۱۳۸۷). این لایه‌های بازالتی را می‌توان در دره‌ی کلودر مشاهده کرد که در برخی موارد بسیار حفره- دار بوده و حفره‌ها توسط کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت و کلریت پر شده‌اند و ساخت بادامکی ایجاد کرده است (شکل ۲-۷- الف). همچنین در این ناحیه، قطعات سنگ‌های رسوبی بصورت آنکلاو درون این بازالت‌ها مشاهده می‌شوند. آن‌ها در هنگام صعود و فوران ماگما از سنگ‌های میزبان کنده شده و به سمت بالا حمل شده‌اند (شکل ۲-۷- ب).



ب



الف

شکل ۲-۵- تصاویری از دایک که سازند ابرسج را قطع کرده است. الف: دره کلودر، ب: دره تنگه



شکل ۲-۶- نمایی از حضور لایه‌های بازالتی موجود در سازند ابرسج در دره‌ی کلودر.



ب



الف

شکل ۲-۷- الف) حفره‌های موجود در سنگ‌های بازالتی که با کلسیت و کلریت پر شده‌اند. ب) قطعات ماسه سنگی سازند ابرسج که به صورت آنکلاو در بازالت‌های داخل این سازند وجود دارند.

▪ سازند سلطان میدان

سنگ‌های آذرین سیلورین که هدف اصلی این مطالعه هستند، در مناطق مورد مطالعه از ضخامت و گسترش زیادی برخوردارند. این واحد سنگی در شمال روستای نکارمن و ابرسج رخنمون دارد. ژنی (۱۹۷۷) اولین بار رخنمون این واحد را در غرب روستای ابر، به نام سازند سلطان میدان نامید و پس از آن شهبابی (۱۳۶۹) در نقشه‌ی زمین‌شناسی گرگان، آن را سازند نکارمن نامگذاری کرد که در کمیته ملی چین‌شناسی، آن را به عنوان یک واحد غیر رسمی پذیرفته‌اند (اشرفی، ۱۳۸۷).

بازالت‌های سلطان میدان به‌طور هم‌شیب بر روی سازند ابرسج (به سن اردوویسین پایانی) قرار گرفته و با یک ناپیوستگی فرسایشی توسط سازند پادها به سن دونین آغازین- میانی (اهری‌پور، ۲۰۱۰) یا آغاز دونین پایانی (قویدل سیوکی، ۲۰۱۱) پوشیده می‌شود (شکل ۲-۳-الف). داده‌های مربوط به سن-سنجی به روش K-Ar (ژنی، ۱۹۷۷) به علت دگرسانی هیدروترمال فراگیر و یا متامورفیسم فاقد اعتبارند. قویدل سیوکی و همکاران (۲۰۱۱)، این مجموعه را بر روی سازند ابرسج به سن اردوویسین پایانی و در زیر سازند پادها به سن آغاز دونین پایانی دانسته و سن آن را سیلورین (حدود ۴۳۰ میلیون سال قبل) می‌دانند. داده‌های حاصل از آنالیز ایزوتوپی زیرکن در یک کنگلومرای با قطعات گرانیتی که از پایین‌ترین بخش سازند سلطان میدان در گردنه‌ی خوش‌یلاق جمع‌آوری شده‌اند، سن رادیومتری میانگین $434/4 \pm 6/4$ میلیون سال قبل (تلیچین^۱) را برای این سازند نشان می‌دهند که با سن زیست چین‌های آن هماهنگ است. اما مطالعه‌ی رخنمون کامل این سازند توسط درختی و همکاران (۱۳۹۰) در ناحیه‌ی چشمه سید در شمال قلعه نو خرقان، حضور این کنگلومرا را در بخش-های میانی - بالایی این سازند آشکار می‌سازد که از نظر توالی چین‌شناسی نیز قابل قبول تر می‌باشد. جعفریان (۱۳۸۸) یکی از ویژگی‌های مهم چین‌شناسی مجموعه بازالتی سلطان میدان را وجود یک

باند آگلومرایی به ضخامت حدود ۱۰۰ متر در افق‌های میانی تا فوقانی آن ذکر نموده‌اند. به عقیده ایشان از ویژگی‌های این افق آگلومرایی که بصورت یک طبقه کلیدی در تمام گستره مجموعه دیده می‌شود، علاوه بر وجود قطعات مدور ولکانیکی، حضور زینولیت‌های مدور صورتی رنگ گرانیته است که گاه‌گاه تا بیش از ۵۰ سانتی‌متر قطر دارند. اما بررسی صحرایی دقیق این افق توسط درخشی و همکاران (۱۳۹۰) نشان می‌دهد که:

- (۱) این واحد به هیچ عنوان آگلومرا نبوده، و یک کنگلومرای چندزادی متشکل از قطعات گرد ماسه‌سنگی سازند قلی، قطعات بازالت‌های سلطان میدان و قطعات گرد صورتی رنگ گرانیته است. بیشتر قطعات این کنگلومرا گرانیته بوده و ابعاد آنها تا بیش از ۵۰ سانتیمتر می‌رسد.
- (۲) ضخامت این واحد بسیار کمتر از حدی است که توسط جعفریان (۱۳۸۸) گزارش شده است. به‌طوری که این واحد کنگلومرایی را می‌توان در گردنه خوش‌یلاق و نیز در جنوب و جنوب شرق روستای خوش‌یلاق و با ضخامت حدود ۷ متر پیگیری نمود. این واحد در محل دره چشمه سید نیز به‌صورت عدسی شکل و به ضخامت حداکثر ۱۰ متر دیده می‌شود.
- (۳) با وجود اینکه این واحد کنگلومرایی از میغان تا شرقی‌ترین محل رخنمون مجموعه بازالتی سلطان میدان واقع در نزدیکی تیل‌آباد، با موقعیت چینه‌شناسی مشخص قابل پیگیری است، اما گسترش این افق در کل این مجموعه فراگیر نمی‌باشد. به‌طوری که در بخش‌های غربی این مجموعه، یعنی در محدوده شمال غرب تا شمال شرق روستای نکارمن (دره تنگه و نیز دره کلودر)، افق کنگلومرایی مذکور دیده نمی‌شود.

بازالت‌های سلطان‌میدان حاصل جریان‌های متعدد گدازه هستند که در طول دوره‌ی تداوم فعالیت ماگمایی بر روی هم انباشته شده‌اند (شکل ۲-۸-الف و ب). هر یک از این جریان‌های گدازه‌ای را می‌توان از روی شواهد صحرایی از جمله حضور حفرات موجود در سطح هر روانه تشخیص داد. این حفرات ناشی از خروج گاز از سطح گدازه بوده و سپس توسط فرایندهای ثانویه از جمله دگرسانی گرمایی با کانی‌هایی چون کلسیت، کلریت و اپیدوت پرشده‌اند و ساخت بادامکی را در این بازالت‌ها

ایجاد کرده‌اند (شکل ۲-۹-الف). بر اساس مشاهدات صحرایی، اولین روانه از این بازالت‌ها با مرز کاملاً شیشه‌ای بر روی ماسه‌سنگ‌های سازند ابرسج فوران کرده و دارای زینولیت‌های فراوانی از این ماسه-سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۲-۹-ب).



ب



الف

شکل ۲-۸-الف: تصویری از روانه‌های متعدد گدازه در مجموعه سلطان میدان. ب: نمایی از روانه‌های مختلف گدازه بازالتی در مجموعه سلطان میدان در مسیر چشمه سید.



ب



الف

شکل ۲-۹-الف: حفرات موجود در بازالت‌های سلطان میدان که با کلسیت و کلریت پر شده‌اند. ب: حضور زینولیت-هایی از جنس ماسه‌سنگ‌های سازند ابرسج در روانه‌ی قاعده‌ای بازالت‌های سلطان میدان در دره تنگه در نکارمن.

در برخی از رخنمون‌های تقریباً کامل این سازند در دره‌ی کلودر در شمال شرق نکارمن، دهه‌ها روانه‌ی بازالتی قابل شناسایی است که برخی از آن‌ها ساخت منشوری زیبایی نشان می‌دهند (شکل ۲-۱۰).



شکل ۲-۱۰- نمایی از ساخت منشوری در روانه‌های بازالتی سلطان میدان در دره کلودر در شمال شرق نکارمن.

نوع توالی‌های رسوبی سازند ابرسج واقع در زیر این بازالت‌ها (قویدل سیوکی و حسین‌زاده مقدم، ۱۳۸۹)، وجود ده‌ها روانه‌ی بازالتی مجزا در مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان که بسیاری از آن‌ها ساخت منشوری و نشانه‌های فوران در خشکی نشان می‌دهند، وجود چندین افق کنگلومرای کانالی قاره‌ای در بین لایه‌های بازالتی سلطان میدان و روی آن در سازند پادها و شناسایی یک محیط کافت درون قاره‌ای به عنوان محل تشکیل سازند تخریبی پادها بر روی این مجموعه (اهری‌پور و همکاران، ۲۰۱۰)، همگی نشان‌دهنده‌ی فوران بازالت‌های سلطان میدان در یک محیط کافتی درون قاره‌ای می‌باشد. از دیگر عوارض صحرایی این بازالت‌ها، فرسایش پوست‌پیزی و وجود شکستگی‌هایی است که با رگه‌های کلسیت پرشده‌اند (شکل ۲-۱۱- الف و ب).

بازالت‌های سلطان میدان در برخی از مناطق دچار دگرسانی شده‌اند. شدت دگرسانی در برخی مناطق از جمله نکارمن، آنقدر زیاد است که بازالت‌ها را به اپیدوزیت تبدیل کرده است (شکل ۲-۱۱- ج). حضور این اپیدوزیت‌ها می‌تواند نشانگر مناطق صعود متمرکز محلول‌های گرمابی در منطقه باشد (حسینا، ۱۳۸۹). از دیگر موارد قابل مطالعه در مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان ارتباط آن با کانی‌زایی می‌باشد. کانی‌زایی مرتبط با این مجموعه را می‌توان به دو صورت مشاهده کرد (حسینا، ۱۳۸۹):

الف) کانی‌سازی سولفیدی افشان و پرکننده حفرات

این نوع کانی‌سازی‌ها در بیشتر پیکره‌ی بازالتی، بخصوص در قسمت‌هایی که سنگ‌های بازالتی حفره-

دارتر هستند، مشاهده می‌شود. این نوع کانی‌سازی‌ها بصورت ذرات ریزدانه و دگرسان‌شده سولفیدهای اولیه‌ی مس از نوع کالکوپیریت می‌باشند و عمدتاً عیار پایین داشته و ارزش اقتصادی ندارند. شکل-گیری این گونه کانه‌های فلزی از طریق نفوذ در جریان‌های گدازه‌ای بازیک صورت گرفته و با برشی شدن درجا افزایش می‌یابد. در اغلب موارد کالکوپیریت‌ها تبدیل به هیدروکسیدهای آهن شده‌اند و در حفرات و فضاهای خالی بازالت‌های پورفیری پر شده توسط کوارتز، کلریت و اپیدوت شکل گرفته‌اند.

ب) کانی‌سازی بصورت رگه‌ای و توده‌ای

این نوع کانی‌سازی بصورت رگه - رگچه‌های کربنات (کلسیت) - کوارتز کانه‌داری است که در مشاهدات صحرایی بیشتر حاوی کالکوسیت، کالکوپیریت، پیریت، بورنیت، مالاکیت و گاه آزوریت همراه با بافت پرکننده‌ی فضاهای خالی بوده و در قسمتهای سطحی قابل مشاهده‌اند. تصویری از کانه-زایی مالاکیت به میزبانی بازالت‌های سلطان میدان در شکل (۲-۱۱-د) نشان داده شده است. این تیپ کانی‌سازی در بسیاری از نقاط جهان معادن بزرگی را ساخته‌اند و از تولید کننده‌های مهم فلزات پایه محسوب می‌شوند. به‌طور کلی، موقعیت ساختاری این رگه‌ها در مناطق مورد مطالعه نظیر بسیاری از نقاط دنیا، در پیوند با سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی بازیک شامل بازالت، آندزیت و بازالت اسپیلیتی است. بخش اعظم این رگه‌ها، ترکیب کربناتی - کوارتزی داشته که مجدداً در امتداد درزه و شکستگی‌های آن‌ها، محلول‌های گرمابی غنی از سیلیس که کانه‌زایی را همراهی می‌کنند، جای گرفته است. به نظر می‌رسد کانی‌سازی‌های فلزی مشاهده شده در منطقه بیشتر از نوع Cu-Fe باشد. فراوانی رگه و رگچه‌های حاوی کانه‌زایی مس در قسمت‌های پایین و میانی توده‌ی بازالتی بیشتر از دیگر قسمت‌هاست.



ب



الف



د

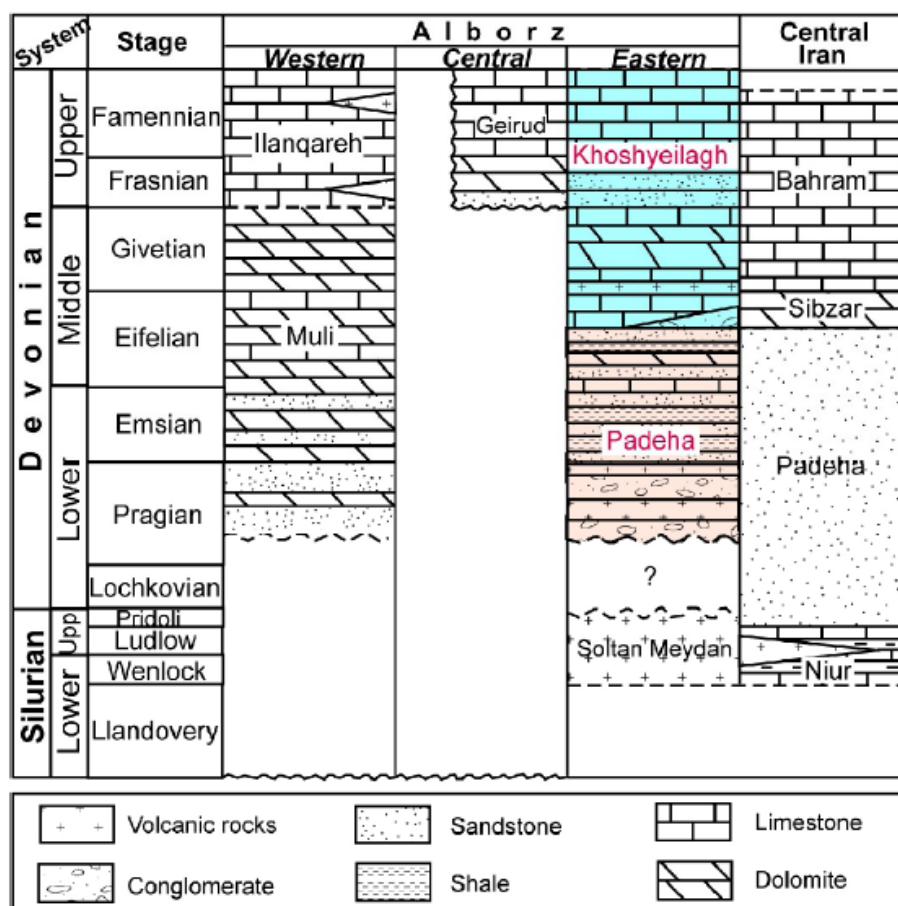


ج

شکل ۲-۱۱- الف: تصویری از فرسایش پوست پیازی در بازالت‌های سلطان‌میدان؛ ب: وجود شکستگی در بازالت‌ها که با کلسیت پر شده‌اند؛ ج: تبدیل بازالت‌های مورد مطالعه به اپیدوزیت در منطقه نکارمن؛ د: تصویری از کانی‌زایی مالاکیت به میزبانی بازالت‌های سلطان‌میدان.

۲-۲-۳- دونین

در ایران، توالی‌های دونین در محل‌های محدودی رخنمون دارند. آن‌ها بیشتر بصورت کامل و گسترده در البرز شرقی، مرکزی و ایران مرکزی رخنمون دارند (ونت و همکاران، ۲۰۰۵). در البرز شرقی سنگ‌های رسوبی دونین شامل سازند پادها و خوش‌یلاق هستند. تطابق و هم‌ارزی رسوبات دونین در زون‌های مختلف البرز و ایران مرکزی در شکل (۲-۱۲) نشان داده شده است. در مناطق مورد مطالعه، رخنمون سازند پادها که به صورت ناپیوسته سازند سلطان‌میدان را پوشانیده است، مشاهده می‌شود. ضخامت سازند پادها در البرز شرقی نسبت به شرق ایران و ایران مرکزی کمتر است (خسروتهرانی، ۱۳۸۴).



شکل ۲-۱۲- تطابق و هم‌ارزی رسوبات دونین در البرز و ایران مرکزی (برگرفته از اهری‌پور، ۲۰۱۰).

▪ سازند پادها

این سازند توسط روتنر و همکاران (۱۹۶۸)، در ازبک‌کوه طیس معرفی و مورد بررسی قرار گرفته است. سازند پادها در مقطع تیپ دارای ضخامت ۴۹۲ متر است و از تناوب ماسه‌سنگ و دولومیت در بخش پایینی و گچ، شیل قرمز و دولومیت در بخش بالایی تشکیل شده است (علوی نائینی، ۱۳۷۲). این سازند علاوه بر نواحی ازبک‌کوه و درنجال واقع در شرق ایران مرکزی، در سایر نقاط ایران از جمله نواحی کاشان، انارک، اصفهان، کرمان، ناحیه جام سمنان، دامغان و نواحی شمال شرقی ایران در کوه‌های بینالود گسترش دارد (اهری‌پور، ۱۳۸۹). در زون کپه‌داغ نیز این سازند در کوه‌های قلی، جاجرم، رباط قره‌بیل، کوه ازوم و جنوب شرق دشت گرگان رخمون دارد (ونت و همکاران، ۲۰۰۵).

سازند پادها در البرز شرقی، یک توالی همزمان با کافت به سن دونین پیشین تا میانی است. سنگ-های سیلیکاته آواری (کنگلوмера، ماسه‌سنگ، گل‌سنگ و پالئوسل‌های قرمز رنگ)، کربنات‌های غیر-دریایی (کالکریت‌های متمایل به زرد، دولوکریت، استروماتولیت و پکستون‌های دوکفه‌ای ماسه‌ای) به همراه سنگ‌های آذرین و آذرآواری (بازالت، آندزیت و توف) در این توالی حضور دارند (اهری‌پور و همکاران، ۲۰۱۰). در مناطق مورد مطالعه، سازند پادها به صورت ناپیوستگی آذرین‌پی بر روی بازالت-های سلطان میدان قرار می‌گیرد و خود توسط سازند خوش‌ییلاق پوشیده می‌شود (شکل ۲-۱۳-ب). در ردیف‌های آغازین این سازند، طبقات آواری کنگلومرای چندزادی حاوی قطعات بازالت سلطان میدان مشاهده می‌شود که حاصل فرسایش این بازالت‌هاست (شکل ۲-۱۳-ب). در منطقه‌ی نکارمن، سنگ‌های آذرین به صورت دایک در قسمت‌هایی از این سازند رخنمون دارند (شکل ۲-۱۴-الف و ب).

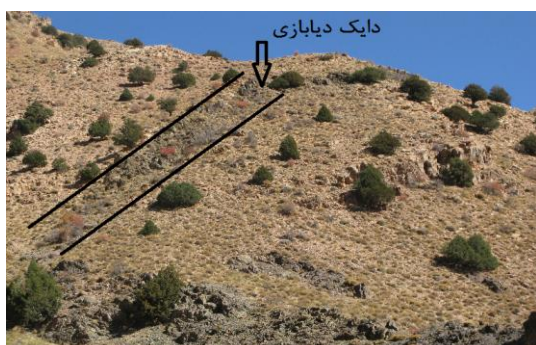


ب



الف

شکل ۲-۱۳-الف: نمایی کلی از روابط بین سازندهای ابرسج، سلطان میدان، پادها و خوش‌ییلاق در شمال روستای نکارمن. ب: قرارگیری سازند پادها با کنگلومرای قاعده‌ای بر روی بازالت‌های سلطان میدان.



ب



الف

شکل ۲-۱۴-الف و ب: تصاویری از رخنمون سنگ‌های آذرین به صورت دایک در سازند پادها در منطقه‌ی نکارمن.

سازند پادها فسیل شاخص ندارد و به این علت، عقاید متفاوتی در مورد سن آن وجود دارد. بیشتر تلاش‌ها برای تعیین سن آن بر پایه‌ی فسیل‌های موجود در سازند خوش‌ییلاق بوده است که بر روی آن قرار دارد. بر پایه‌ی برخی فسیل‌ها مثل براکیوپود، کنودونت و باقیمانده ماهیان، سن دونین میانی-بالایی برای سازند خوش‌ییلاق در نظر گرفته شده است. از این رو، سن سازند پادها را دونین زیرین تا میانی می‌دانند (ونت و همکاران، ۲۰۰۵؛ عاشوری، ۲۰۰۶؛ اهری‌پور و همکاران، ۲۰۱۰). اما مطالعات پالینولوژی، سن آغاز دونین بالایی را برای هر دو سازند پادها و خوش‌ییلاق نشان می‌دهند (قویدل سیوکی، ۱۹۹۴).

آنالیزهای تفصیلی سازند پادها بر اساس لیتولوژی، خصوصیات رسوبی، بافت و محتوای فسیلی که توسط اهری‌پور و همکاران (۲۰۱۰) صورت گرفته، منجر به شناسایی ۳ توالی رخساره‌ای عمده در آن شده است که عبارتند از:

۱) توالی رخساره‌ای بادبزنی‌های آبرفتی به همراه آذرآواریها : این مجموعه رخساره، در بخش پایینی سازند پادها مشاهده می‌شود. سه رخساره رسوبی به همراه رخساره آذرآواری در این محیط نهشته شده‌اند که غلبه با رخساره کنگلومرایی است.

۲) توالی رخساره‌ای دور از بادبزنی‌های آبرفتی (کانال‌های رودخانه‌ای و دشت سیلابی): این رخساره در بخش میانی سازند پادها مشاهده می‌شود. سه رخساره در این محیط حضور دارند و اساساً شامل:

- ماسه‌سنگ (کوارتزآرنایت، آرکوز و گریوک)

- شیل قرمز

- خاک قدیمی (کالکریت قرمز)

۳) توالی رخساره دریاچه‌ای و حاشیه دریاچه‌ای : این رخساره در بخش بالایی سازند پادها

مشاهده می‌شود و به ۲ گروه تقسیم‌بندی می‌شود:

- آذرآواری

- سیلیکاته‌آواری و کربنات‌ها

مطالعات انجام‌شده توسط اهری پور و همکاران (۲۰۱۰) نشان می‌دهند که سازند پادها در یک محیط خشکی نهشته شده است و ۳ مجموعه رخساره‌ی آن، در محیط بادبزنی آبرفتی، ناحیه دور از بادبزنی آبرفتی و محیط دریاچه‌ای تا حاشیه دریاچه شکل گرفته‌اند.

در ادامه‌ی فعالیت آتشفشانی مرتبط با کافت در سیلورین (تشکیل سازند سلطان‌میدان)، کافت پالئوتتیس از سمت مرکز حوزه (شمال) به سمت حاشیه جنوبی حوزه گسترش می‌یابد و باعث فرو نشینی این نواحی در امتداد گسل‌های لیستریک تازه شکل گرفته و تشکیل یک توالی همزمان با کافت (سازند پادها) می‌شود. در این مرحله، سیستم فرایندهای بادبزنی‌های آبرفتی، ارتفاعات آتشفشانی را فرسایش داده و منجر به نهشته شدن کنگلومرای اپی‌کلاستیک، ماسه‌سنگ‌ها و سیلتستون‌های قرمز (عضو ۱ سازند پادها) می‌شود. سپس، این نهشته‌ها توسط سری‌های دور از بادبزنی‌های آبرفتی (عضو ۲) و دریاچه‌ای تا حاشیه دریاچه‌ای (عضو ۳) پوشیده می‌شوند که بیانگر یک الگوی پرشدگی در حوزه‌ی کافتی در حال فرونشست می‌باشد (اهری پور، ۱۳۸۹).

هچنین بر اساس طبقه‌بندی تکتونیک ورقه حوزه‌های رسوبی و انواع سنگ‌های نمونه‌ی آن‌ها به روش یرینو و مینارد^۱ (۱۹۸۵) در تاکر^۲ (۲۰۰۱)، کافت‌های درون‌قاره‌ای (به عنوان مثال کافت شرق آفریقا) نیز غالباً توسط رخساره‌های بادبزنی آبرفتی، رودخانه‌ای و دریاچه‌ای پر شده‌اند. با این توضیح، الگوی پرشدگی رسوبی سازند پادها شبیه به یک حوزه‌ی کافتی درون‌قاره‌ای می‌باشد (اهری پور و همکاران، ۲۰۱۰).

۲-۳- پتانسیل اقتصادی مناطق مورد مطالعه

در مناطق مورد مطالعه و نواحی اطراف آن تعدادی کانسار و یا نشانه‌های کانی سازی وجود دارد. در

1-Yerino & Maynard

2-Tucker

این میان از مهم‌ترین معادن و نشانه‌های معدنی شناخته شده می‌توان به موارد زیر اشاره نمود :

شن و ماسه: از بستر بعضی از رودخانه ها و مخروط افکنه ها این نوع مصالح ساختمانی قابل بهره برداری است که از برخی آن ها بهره برداری می‌گردد.

خاک صنعتی و بوکسیت: در منطقه نکارمن در قسمت های تحتانی بازالت‌های سلطان میدان و در سازند ابرسج آثار شکل‌گیری بوکسیت مشاهده می‌شود. این نشانه‌ها اغلب غیر اقتصادی و فاقد ارزش هستند.

پیریت: در دره‌ی شرقی کوه قاسم (دره‌ی مرده شور) پیریت به صورت بلورهای بسیار ریز در رگه‌های کلسیتی واقع در سنگ‌های آتشفشانی سازند سلطان میدان دیده می‌شوند. شاید این نشانه‌ها دارای ارزش اقتصادی - علمی باشند.

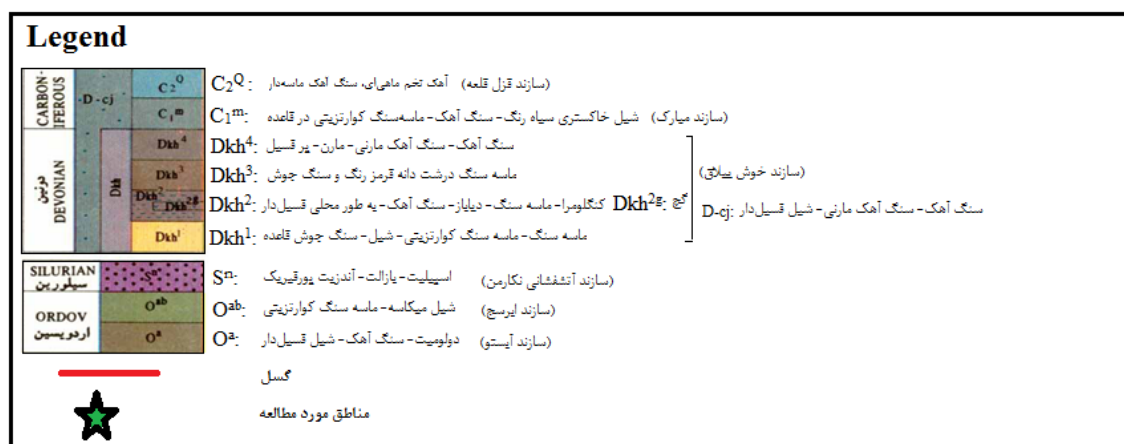
یکی از موارد کاربردی که برای بازالت‌های سلطان میدان می‌توان ذکر کرد، استفاده از بازالت‌های با ساخت منشوری در کارهای ساختمانی است زیرا به خاطر شکل منحصر به فرد خود می‌تواند در برخی از کارهای تزئینی مثل پارک‌ها و جوی‌ها از آن استفاده نمود. حتی در بعضی از موارد می‌توان آن را به عنوان سنگ فرش خیابان‌ها به کار برد.

همچنین از کانی‌هایی چون مالاکیت، اولیژیست (حدید)، اوپال کلسدونی، ژاسپ (چرت) به منظور مصارف زینتی و جواهری می‌توان استفاده کرد (حسینا، ۱۳۸۹).

۲-۴- تکتونیک مناطق مورد مطالعه

روند عمومی ارتفاعات و عناصر ساختمانی در کوه‌های البرز تقریباً شرقی - غربی است و ارتفاعات اغلب در بخش‌های شمالی، و دشت‌ها و نقاط پست در بخش‌های جنوبی قرار گرفته‌اند. زمین ریخت اصلی هر منطقه متأثر از دو عامل مهم زمین‌ساخت و آب و هوا می‌باشد که در اینجا عوامل زمین-ساختی تأثیر بیشتری داشته است. عوامل زمین‌ساختی باعث تشکیل سیستم راندگی‌ها از سمت شمال به جنوب شده‌اند و این سبب مرتفع شدن کوه‌ها گردیده است. جنس سنگ‌ها نیز در تشکیل

جزئیات زمین ریخت در مناطق مذکور اهمیت زیادی دارد. بطور مثال سنگ‌های آتشفشانی متعلق به سیلورین و کنگلومراها یا ماسه سنگ‌های سازند پادها و خوش‌ییلاق، برجستگی‌ها را تشکیل داده‌اند. آبراهه‌های موجود در این مناطق در دره‌های نسبتاً جوان با مقطع V شکل جریان دارند و اغلب دره‌ها و فرورفتگی‌ها از راستای گسل‌های منطقه تبعیت می‌کنند (اهری‌پور، ۱۳۸۹). در شکل (۲-۱۶)، تصویری از گسل‌های منطقه نشان داده شده است.



شکل ۲-۱۶- نقشه‌ی گسل‌های منطقه بر اساس نقشه‌ی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان (شهرابی، ۱۳۶۹).

فصل سوم

پتروکرافتی

۳-۱- مقدمه

پس از مطالعات صحرایی و بررسی روابط چینه‌شناسی واحدهای سنگی مختلف در مناطق مورد مطالعه، به منظور دستیابی به اطلاعات دقیق‌تر و ویژگی‌های میکروسکوپی آن‌ها از قبیل بررسی نوع کانی‌ها و اندازه‌ی آن‌ها، بافت‌های موجود، وجود یا عدم وجود دگرسانی و روند و ترتیب تبلور ماگما، مطالعات پتروگرافی بر روی حدود ۱۳۰ مقطع نازک تهیه شده از توده‌های سنگی موجود در منطقه، انجام گرفته است. به طور کلی، خصوصیات پتروگرافی سنگ‌های آذرین، حاصل مجموعه‌ای از رخدادهاست که از هنگام تشکیل ماگما در محل منبع تا صعود، فوران، جایگزینی، تبلور و رخدادهای پس ماگمایی آن در سطح یا داخل زمین اتفاق می‌افتد. ویژگی‌های بافتی هر سنگ وابسته به شرایطی است که در آن تشکیل شده است. اندازه‌ی کانی‌های سنگ‌های آذرین به طور عمده به آهنگ سرد شدن آن‌ها در طول مراحل انجماد و همچنین به ترکیب شیمیایی ماگما و غلظت آن بستگی دارد. بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی نشان می‌دهند که سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در مناطق ابرسج و نکارمن دارای کانی‌شناسی یکنواختی هستند و همگی در محدوده‌ی بازالت قرار می‌گیرند. ولی از نظر بافتی و اندازه‌ی دانه‌ها تنوع زیادی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. با توجه به ضخامت زیاد گدازه‌ها در برخی از رخنمون‌ها و در نتیجه سرعت پایین شدن ماگما، در مقاطع این گونه رخنمون‌ها شاهد بافت‌های اندکی درشت بلورتر نسبت به دیگر بازالت‌ها می‌باشیم. در کل، تنوع بافتی مشاهده شده نشان دهنده‌ی تفاوت در شرایط سرد شدن ماگما، سرعت نطفه‌بندی کانی‌ها و شرایط مهاجرت و انتشار عناصر در ماگما می‌باشد که ضخامت زیاد گدازه نقش پررنگی در ایجاد این تفاوت‌ها دارد. علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی این فصل در جدول ۳-۱ ارائه شده‌اند.

جدول ۳-۱- علائم اختصاری بکار رفته در تصاویر میکروسکوپی سنگ‌ها در این فصل.

نام کانی	علائم اختصاری	نام کانی	علائم اختصاری	نام کانی	علائم اختصاری
پلازیوکلاز	Plg	پیروکسن	Px	البوین	Ol
کانی اپک	Opc	مس	Cu	کولیت	Cov
کالکوزیت	Cal	پیریت	Py	آپاتیت	Apa
کلسیت	Ca	کوارتز	Q	اسفن	Sph
بیوتیت	Bio				

۳-۲- پتروگرافی بازالت‌های مورد مطالعه

این سنگ‌ها، در نمونه‌ی دستی به رنگ خاکستری تیره و سیاه مشاهده می‌شوند و ساخت حفره‌دار و جریان‌ی در آنها به خوبی قابل تشخیص است. این حفرات ناشی از خروج گاز از سطح گدازه بوده و سپس توسط فرایندهای ثانویه از جمله دگرسانی گرمایی با کانی‌هایی چون کلسیت، کوارتز، کلریت و اپیدوت پر شده‌اند و ساخت بادامکی را در بازالت‌ها ایجاد کرده‌اند. از نظر میکروسکوپی، کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها را درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه‌ای دانه ریزتر از همین کانی‌ها تشکیل می‌دهند. بافت پورفیری با زمینه‌ی میکرولیتی و گلومروپورفیری از بافت‌های غالب در این سنگ‌هاست (شکل‌های ۱-۳ و ۲-۳). به طور کلی، براساس بافت پورفیری سنگ‌های منطقه، می‌توان دو مرحله سرد شدن را برای آن‌ها در نظر گرفت: ۱) تبلور درشت‌بلورها که در فشار بالاتر و سرعت سرد شدن آرام‌تر ماگما در اتاق ماگمایی صورت پذیرفته است و در این مرحله میزان هسته‌زایی کم و نرخ رشد بلور زیاد بوده است. ۲) در حین صعود و خروج گدازه‌ها که در فشار کم با تبلور میکرولیت‌ها همراه بوده است (یاری و همکاران، ۱۳۹۰). بافت گلومروپورفیری نیز حاصل تجمع بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن می‌باشد. محققان نشان دادند که اغلب اجتماعات فنوکریستی و تجمعات گلومروپورفیری در سنگ‌های آتشفشانی پورفیری، در مرحله‌ی تبلور داخل زمین (اینتراتلوریک) در اتاق ماگمایی و قبل از فوران ایجاد می‌شود (باربی^۱ و همکاران، ۲۰۰۵؛ میلوانوویچ^۲ و همکاران، ۲۰۰۵؛ ساموئل^۳ و همکاران، ۲۰۰۷ در اللهیاری، ۱۳۸۹). به نظر کرکپاتریک^۴ (۱۹۷۷)، تجمع بلورها و تشکیل گلومرول می‌تواند ناشی از نطفه‌بندی ناهمگن این کانی‌ها باشد. در هنگام صعود ماگما، بلورهایی که دارای شبکه بلوری موازی هم باشند و یا در اثر برخورد با یکدیگر در جهت

1-Barbey

2-Milovanovic

3-Samuel

4-Kirkpatrick

ماکلی و یا روابط اپی تاکسیالی مناسب هم قرار گیرند، به یکدیگر چسبیده و گلومرول‌ها را ایجاد می‌کنند (آسیابان‌ها، ۱۳۷۴ برگرفته از شلی، ۱۹۹۳). به اعتقاد ژو^۱ و همکاران (۲۰۰۹)، بافت گلومروپورفیری شامل درشت بلورهای تجمع یافته^۲ است که در ۳ مرحله تشکیل می‌شود. در مرحله اول و طی جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمایی، درشت بلورها از مذاب متبلور می‌شوند. در مرحله دوم، با تزریق تصادفی مذاب به درون ماگمای در حال تبلور در اتاق ماگمایی، مذاب‌های مختلط تولید می‌شوند. کاهش چگالی و گرانروی مذاب احاطه کننده این درشت بلورها، باعث تجمع درشت بلورهای چگال‌تر به صورت انباشتی در کف آشیانه‌ی ماگمایی می‌شود. اتاق ماگمایی مذکور ممکن است از طریق سیستم دایک با آشیانه‌های ماگمایی عمیق‌تر در ارتباط باشد. لذا در مرحله سوم، تزریق ماگمای چگال‌تر به درون آشیانه‌ی ماگمایی با حرکات سریع رو به بالا، سبب آشفستگی مخزن، انتقال و در نتیجه، اختلاط مذاب‌ها می‌شود. همچنین، این دایک‌ها می‌توانند فشار زیادی را از آشیانه‌ی ماگمایی عمیق‌تر به طرف اتاق ماگمایی در حال جایگزینی انتقال دهند. اگر فشار ماگما در اتاق ماگمایی اخیر، بیشتر از مقاومت سنگ میزبان باشد، سنگ می‌شکند و مذاب به وسیله‌ی گرا دیان فشار به درون شکستگی‌ها نفوذ کرده و آن‌ها را پر می‌کند. سپس، این مذاب به سمت بالا حرکت کرده و در آشیانه‌های ماگمایی کم عمق‌تر جایگزین می‌شود. در این زمان، کاهش فشار، یک نیروی انبساطی قوی بر روی درشت بلورهای انباشتی ایجاد می‌کند و سبب جوشش و احتمالاً انفجار در مذاب مذکور می‌شود. حال آن که، تزریق و انتقال مذاب، تنش برشی را بین درشت بلورها و مذاب تحریک می‌کند. نیروی انبساطی و تنش برشی، باعث شکسته شدن و تولید تجمعات گلومروپورفیری برشی و قطعه قطعه می‌شوند که با صعود مذاب، به طرف بالا آورده می‌شوند. اتصال گلومروپورفیرها در مذاب‌های درونی، احتمالاً به کاهش دما و افزایش گرانروی ناشی از آن مرتبط است. در شکل (۳-۳)،

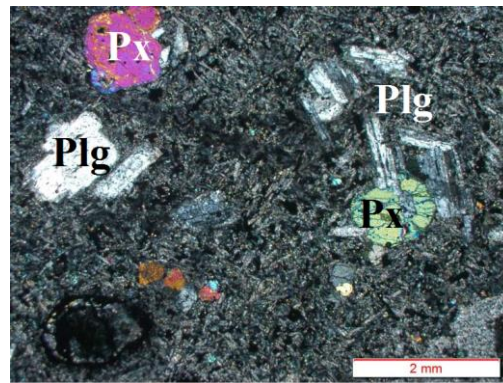
1- Xu

2- Accumulated phenocrysts

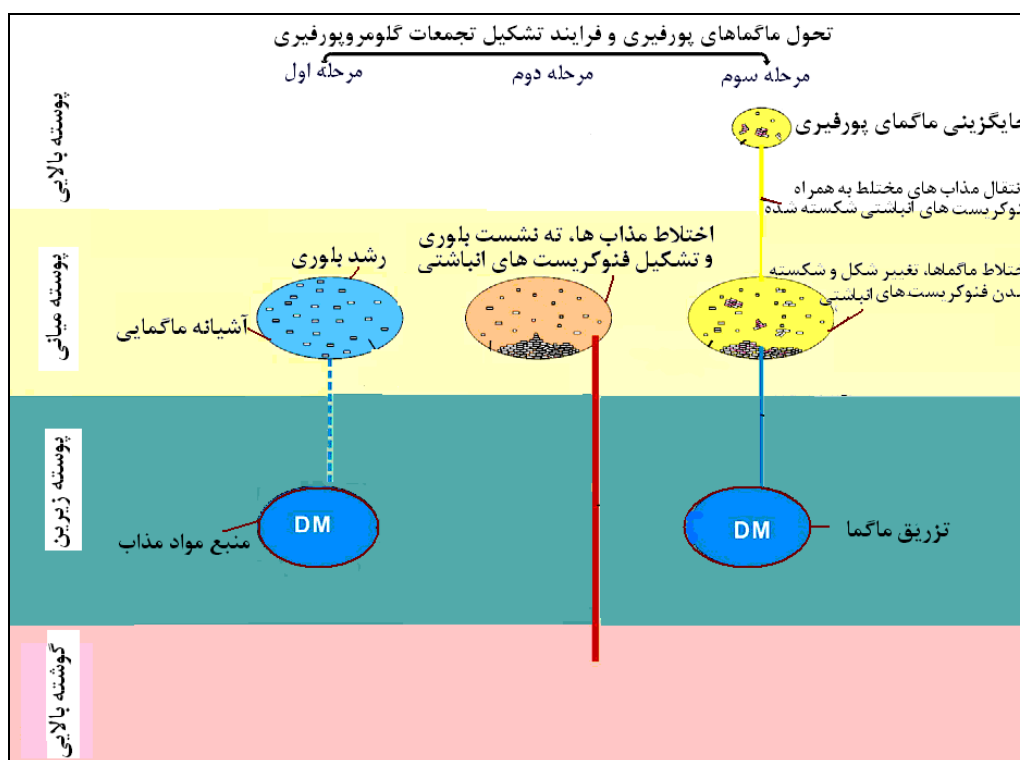
مدل ژنتیکی معرفی شده توسط ژو و همکاران (۲۰۰۹)، برای تشکیل تجمعات گلومروپورفیری ارائه شده است (جمشیدی، ۱۳۸۹).



شکل ۳-۲- تصویری از بافت گلومرو پورفیری در سنگ‌های مورد مطالعه (نور XPL).



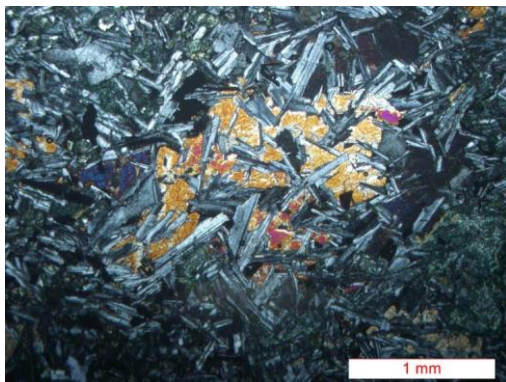
شکل ۳-۱- تصویری از بافت پورفیری در سنگ‌های مورد مطالعه (نور XPL).



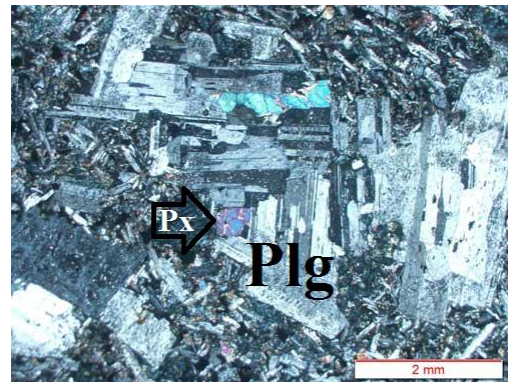
شکل ۳-۳- مدل ژنتیکی سه مرحله‌ای برای تشکیل تجمعات گلومروپورفیری از ژو و همکاران (۲۰۰۹).

در بعضی از مقاطع میکروسکوپی، فضای خالی بین زوایای برخورد بین پلاژیوکلازها با کانی پیروکسن

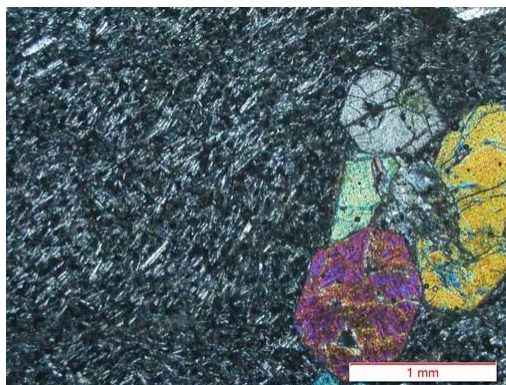
پیر شده است و بافت اینترگرانولار را به وجود آورده است (شکل ۳-۴). این امر نشان می‌دهد که بعضی از پیروکسن‌های موجود در سنگ، پس از تبلور پلاژیوکلازها متبلور شده و فضای بین پلاژیوکلازها را پر کرده‌اند. از طرفی حضور بافت افیتیک در برخی از مقاطع، حاکی از تبلور همزمان پلاژیوکلازها و پیروکسن‌های سنگ می‌باشد (شکل ۳-۵). در این بافت، تیغه‌های پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از اوژیت درشت بلور و نیمه شکل‌دار محصور می‌شوند و غالباً طول متوسط پلاژیوکلازها از قطر پیروکسن بیشتر نیست. به عقیده‌ی ورنان (۲۰۰۴)، این بافت حاصل هسته‌بندی بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز، در مقابل هسته‌بندی کم‌تر و نرخ رشد بیشتر بلورهای پیروکسن است. در بخش‌هایی از این سنگ‌ها بافت ساب-افیتیک نیز قابل مشاهده است که در آن درازای پلاژیوکلاز بیشتر از پیروکسن است (شکل ۳-۶). از بافت‌های عمده دیگری که در این سنگ‌ها قابل مشاهده است، می‌توان به بافت جریان‌ی اشاره کرد (شکل ۳-۷). به دلیل گرانی کمی ماگماهای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه، بلورهای پلاژیوکلاز شناور در ماگما در خلال حرکت گدازه، حالت جهت یافتگی پیدا می‌کنند. این بافت را اصطلاحاً بافت جریان‌ی (تراکیتی) می‌نامند.



شکل ۳-۵- تصویری از بافت افیتیک ناشی از قرارگیری کامل بلور پلاژیوکلاز درون پیروکسن (نور XPL).



شکل ۳-۴- تصویری از بافت اینترگرانولار ناشی از قرارگیری پیروکسن در میان زوایای پلاژیوکلاز (نور XPL).



شکل ۳-۷- تصویری از بافت جریانی ناشی از
قرارگیری میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در جهت جریان
گذاره (نور XPL).



شکل ۳-۶- تصویری از بافت ساب افیتیک ناشی از
قرارگیری بخشی از بلور پلاژیوکلاز درون کانی
پیروکسن (نور XPL).

بافت‌های غیر تعادلی نیز در اغلب مقاطع مشاهده می‌شوند. بافت غربالی (شکل ۳-۸)، منطقه‌بندی
وخلیج خوردگی در فنوکریست‌ها، از جمله این بافت‌ها می‌باشند. این بافت‌ها معمولاً به تغییر
متغیرهای شدتی (فشار، دما و ترکیب شیمیایی) وابسته‌اند که حالت تعادل قبلی سیستم را بر هم
می‌زنند (پروجینی^۱ و همکاران، ۲۰۰۳). این بافت‌ها در اثر تغییرات حرارتی و شیمیایی مذابی که در
تماس با بلور است حاصل می‌شوند و احتمالاً نتیجه‌ی انتقال بلور به بخش دیگری از ماگما، جریان
مذاب بین بلورهایی که زودتر تشکیل شده‌اند و یا تفریق پیشرونده مذاب هستند (آروین و همکاران،
۲۰۰۳). بافت غربالی حاصل به دام افتادن ادخال‌های مذاب در بلور است و علت تشکیل این بافت
تغییرات فیزیکی و شیمیایی در آشیانه ماگمایی می‌باشد. بافت غربالی می‌تواند در اثر اختلاط
ماگمایی، افزایش دما، کاهش فشار و تغییر در میزان مواد فرار حاصل شود (ریبی^۲ و همکاران، ۲۰۰۲).
به اعتقاد جلالی و اصغرخواه (۱۳۸۴)، این بافت در حقیقت، پاسخ بلور به تغییرات شرایط فیزیکی و یا
شیمیایی در مخزن و یا مجرای ماگمایی است. این بافت، معمولاً با الگوهای متفاوت و متغیری از
منطقه‌بندی همراه است که امروزه در تفسیر پترولوژیکی سنگ‌های ماگمایی و خاستگاه ماگماها و یا

1-Perugini

2-Reubi

مسیر تحولات از آن کمک گرفته می‌شود. در مورد تشکیل این بافت سه نظریه مطرح است که عبارتند از: رشد اسکلتی سریع، اختلاط ماگمایی و افت سریع فشار که جزئیات هر نظریه توسط محققین مختلف بحث شده است. از بین نظریه‌های فوق، رشد اسکلتی سریع، طرفداران چندانی نداشته و تقریباً منسوخ شده است (جلالی و همکار، ۱۳۸۴).

به طور کلی تشکیل چنین بافتی دارای تفسیرهای پتروژنیکی متفاوتی می‌باشد. عوامل اصلی ایجاد کننده‌ی بافت غربالی عبارتند از (اللهیاری، ۱۳۸۹):

- تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور

ورود ماگمای تازه به داخل یک مخزن در حال تبلور یا هضم و آرایش ماگما با مواد خارجی، موجب تغییر ترکیب شیمیایی و دمای آن می‌شود که در مجموع بر پایداری ترمودینامیکی درشت بلورهای که در شرایط قبل از این متبلور شده و پایدار بوده‌اند، اثر می‌گذارد. از طرفی، عدم تعادل ترکیبی را بدین صورت می‌توان تشریح کرد که در یک مخزن ماگمایی با منطقه بندی حرارتی قائم که لایه‌های سردتر در نقاط فوقانی مخزن قرار دارند و در آنجا پلاژیوکلازهای سدیک‌تر متبلور می‌شوند، این بلورهای تازه تشکیل شده به علت نیروهای کنوکسیون ناشی از اختلاف حرارتی، به کف مخزن فرو رفته و مسلماً در آنجا با محیطی گرم‌تر که با آن در حال تعادل نیستند، مواجه می‌شوند و این عدم تعادل می‌تواند منجر به خوردگی شیمیایی بلورها گردد (تسوچی یاما^۱، ۱۹۸۵).

آرایش ماگما توسط مواد خارجی نیز می‌تواند باعث تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور و ایجاد بافت غربالی در پلاژیوکلاز شود (آسیابانها ۱۳۸۰).

- کاهش فشار

استوارت^۲ و پیرس (۲۰۰۴) معتقدند که ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز در حین حرکت سریع ماگما به

1-Tesochiyama

2-Stwart

سمت بالا و در نتیجه کاهش فشار، باعث پیدایش بافت غربالی در پلاژیوکلاز می‌شود. با کاهش فشار، تمام فازها در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها تحت تأثیر انحلال قرار می‌گیرند (تحلیل رفتگی و انحلال در عمق کمتر صورت می‌گیرد). محصولات ناشی از انحلال پلاژیوکلاز، درون بلور به طور سریع و به صورت شیشه‌ای منجمد می‌شوند و باعث ظهور بافت غربالی می‌شوند. نلسون^۱ و مونتانا^۲ (۱۹۹۲) نیز این نظر را تأیید می‌کنند. طبق نظر آن‌ها فرآیند تشکیل بافت‌های غربالی در پلاژیوکلازها ممکن است بر اثر افت سریع فشار خشک (همراه یا بدون کاهش اندک دما) بوجود آمده باشد.

- افزایش دما

این عامل نیز به علت ورود ماگمای گرم‌تر به درون مخزن ماگمایی می‌باشد که قاعدتاً تغییر در ترکیب شیمیایی ماگما را در پی دارد (نیکسون^۳ و پیرس، ۱۹۸۷).



شکل ۳-۸- تصویری از بافت غربالی در پلاژیوکلازها (مقیاس ۱mm) (نور xpl)

در مورد علل ایجاد منطقه‌بندی و خلیج خوردگی در کانی‌ها در قسمت بعد بحث خواهد شد. در زیر به جزئیات پتروگرافی کانی‌های اصلی، فرعی و ثانویه سنگ‌های مورد مطالعه پرداخته شده است.

1-Nelson

2-Montana

3-Nikson

۳-۲-۱- کانی‌های اصلی

❖ پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز به عنوان فراوان‌ترین کانی موجود در این سنگ‌ها، به صورت درشت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در زمینه‌ای دانه‌ریز از میکروولیت‌های این کانی دیده می‌شود و اغلب دارای ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد می‌باشد (شکل ۳-۹). به طور کلی بر اساس مطالعات پتروگرافی سه نسل پلاژیوکلاز در نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود: (۱) درشت بلورهای پلاژیوکلاز نسل اول که دارای شواهد غیر تعادلی نظیر منطقه‌بندی هستند و دگرسانی بیشتری نشان می‌دهند. (۲) درشت بلورهای پلاژیوکلاز نسل دوم که به صورت شفاف و بدون دگرسانی در مقاطع حضور دارند. (۳) بلورهای نسل سوم که شامل میکروولیت‌هایی هستند که در زمینه‌ی سنگ قرار دارند. فراوانی پلاژیوکلاز در این بازالت‌ها نشان می‌دهد که در هنگام فوران ماگمای بازالتی، پلاژیوکلاز، فاز لیکیدوس اصلی ماگما بوده است (میدل‌موسست، ۱۹۹۷). به اعتقاد رایتر^۱ و همکاران (۲۰۰۱)، وجود آب مانع پایداری کانی پلاژیوکلاز می‌شود. بنابراین فراوانی قابل توجه بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های منطقه و عدم حضور درشت بلورهای آمفیبول، می‌تواند نشانه‌ی تبلور این سنگ‌ها از یک ماگمای کم آب باشد که این امر خود تأییدی بر منشأ گوشته‌ای بدون آب ماگمای اولیه است. در مورد پلاژیوکلازها دو نکته حائز اهمیت است: اول قرار گرفتن بلورهای پلاژیوکلاز با جهت ماکلی مختلف، که دلیل آن احتمالاً سرد شدن سریع بلورهای موجود در سیال باقیمانده در مراحل آخر تبلور است که بدون نظم خاصی در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. نکته دوم وجود پلاژیوکلازها در اندازه‌های مختلف در یک مقطع است که علت این پدیده ممکن است اختلاط ماگمایی و یا تقدم و تأخر در هسته‌بندی و رشد بلورهای پلاژیوکلاز باشد (رضوی و همکاران، ۱۳۸۹). در نمونه‌های مورد مطالعه، اغلب درشت بلورهای پلاژیوکلاز دچار انحلال و خوردگی شده‌اند و میکروولیت‌های موجود در زمینه نیز تیغه‌ای و کشیده

1- Righter

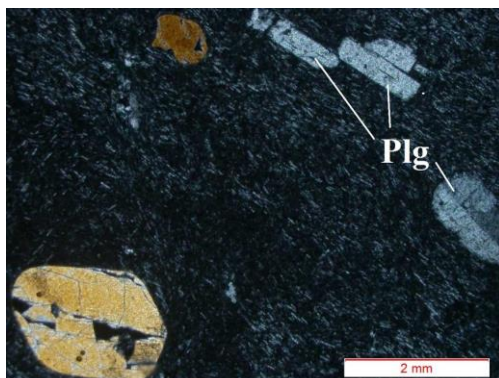
هستند. اشکال بلوری کشیده پلاژیوکلازها نتیجه رشد سریع و غیر تعادلی آنهاست. در یک ماگمای در حال سرد شدن در حالی که سرعت هسته‌بندی و رشد زیاد می‌شود، بالعکس سرعت انتشار دچار نقصان می‌شود و مواد لازم برای رشد بلورها عمدتاً در کناره‌ها و گوشه‌های بلور انباشته می‌شود. این محلها با حجم زیادتری از ماگما محصور می‌شوند و در صورتی که عمل انتشار همراه با رشد بلورها پیشرفت کند، کناره‌ها و گوشه‌های بلور سریعتر از بقیه نقاط بلور رشد می‌کند و اشکال بلوری کشیده و تیغه‌ای و تعداد زیادی میکروولیت پدید می‌آیند (شلی، ۱۹۹۳).

عمل انحلال و خوردگی درشت بلورها نیز به علت کاهش فشار وارد بر ماگما در طی صعود آن به سطح زمین صورت گرفته است. در واقع کاهش فشار باعث می‌شود بلوری که در اعماق در دمای معینی متبلور شده است، در عمق کمتر تحلیل رود و گرم شدن پلاژیوکلازها در دمای بالاتر از دمای لیکیدوس باعث حل شدن و گرد شدن بلورها می‌شود (شکل ۳-۱۰). همچنین به اعتقاد بست (۲۰۰۳)، گردشگری بلور را می‌توان ناشی از تفاوت ترکیب و تحت اشباع بودن مذاب از فاز جامد تشکیل دهنده‌ی این بلورها دانست. در این حالت، فاز جامدی که به علت اشباع بودن در سیال اولیه متبلور شده، به واسطه‌ی تغییر شرایط و ایجاد شرایط فیزیکوشیمیایی جدید، دچار عدم تعادل و در نتیجه انحلال می‌گردد و خوردگی و گردشگری در بلور اتفاق می‌افتد. این تغییر شرایط در سیال را می‌توان ناشی از تغییرات ناگهانی دما، فشار، فوگاسیته‌ی اکسیژن، فشار بخار آب، هضم سنگ‌های درون‌گیر و یا اختلاط با مایعات درگیر دانست. از دیگر مواردی که نا تعادلی را در خلال تبلور اثبات می‌کند، وجود منطقه‌بندی در برخی از پلاژیوکلازهاست (شکل ۳-۱۱). الگوهای پیچیده منطقه‌بندی ترکیبی در پلاژیوکلازها دلایلی از وقوع تحلیل رفتگی، واکنش باماگما و خرد شدن رانسان می‌دهد که نشان دهنده توالی متعدد رخدادهای ماگمایی است (دوست محمدی و همکار، ۱۳۹۰). منطقه‌بندی ترکیبی را می‌توان حاصل تغییرات تکراری اندک و کوتاه مدت، در ترکیب ماگما دانست که در زمان تبلور بلور اتفاق می‌افتد. عامل اصلی تشکیل منطقه‌بندی ترکیبی را می‌توان به تغییرات محلی در ترکیب ماگمای سازنده (یا در بر گیرنده) بلور، که در زمان رشد بلور اتفاق می‌افتد و نه به تغییرات

درجه حرارت نسبت داد. منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها نشان می‌دهند که مذاب در بر گیرنده بلورها، در زمان رشد، متناوباً نسبت به ترکیب آنورتیت-آلیت اشباع شده است. معمولاً منطقه‌بندی نشانگر کندتر بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت رشد بلور می‌باشد (ورنان^۱، ۲۰۰۴) و با توجه به اینکه در پلاژیوکلاز نسبت Al به Si مرتباً تغییر می‌کند، پلاژیوکلاز به راحتی با ماده‌ی مذاب واکنش نمی‌دهد؛ در نتیجه تغییرات تدریجی که مربوط به تبلور غیر تعادلی اما موضعی است، باعث ایجاد منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز می‌شود (رضوی و همکاران، ۱۳۸۹). بست (۲۰۰۳)، منطقه‌بندی را یک الگوی منظم از تغییرات شیمیایی در کانی‌های محلول جامد و نشان دهنده واکنش‌های متوالی ناقص بین بلورهای محلول جامد با مذاب‌های در بر گیرنده می‌داند. واکنش‌های متوالی ناقص باعث تغییر ترکیب بلور از مرکز به حاشیه می‌شوند. در واقع، منطقه‌بندی شاهدهی برای تبادل انتشار یونی بسیار کند Na Si و Ca Al در طی تبلور کانی می‌باشد. همچنین به اعتقاد هولتن^۲ و همکاران (۲۰۰۰)، منطقه‌بندی ترکیبی در بلورهای پلاژیوکلاز، بیانگر تغییر ترکیب ماگما، در اثر تزریق مداوم ماگما به درون مخزن ماگمایی و تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی پیرامون این بلورها می‌باشد. در پلاژیوکلازها آثار تجزیه به سریسیت، کلریت، اپیدوت و کلسیت مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۲). به نظر می‌رسد که محلول‌های گرمابی از طریق درزه‌ها و شکاف‌های موجود وارد سنگ شده و آن را تحت تأثیر قرار داده اند و کلریت در اثر فعالیت این سیال‌ها تشکیل شده است (رضوی و همکاران، ۱۳۸۹). در بعضی موارد، شدت دگرسانی به حدی زیاد است که ماکل پلاژیوکلازها مشاهده نمی‌شوند.

1-Vernon

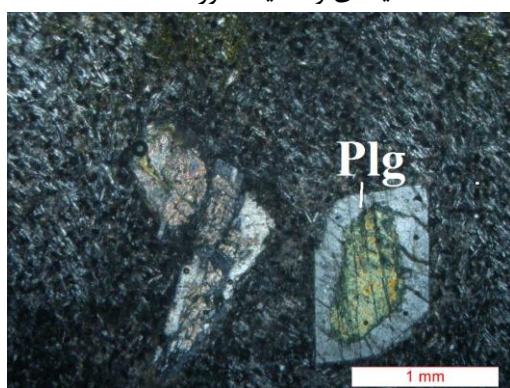
2- Holton



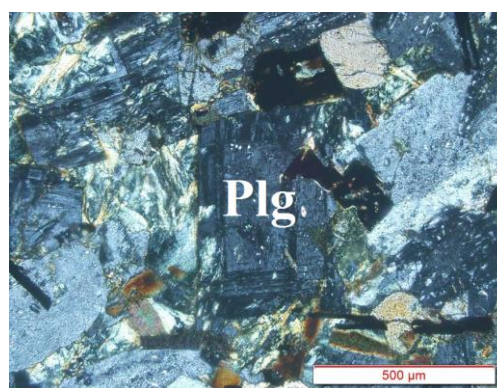
شکل ۳-۱۰- تصویری از انحلال و خوردگی درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از میکروولیت‌های تیغه‌ای و کشیده (نور XPL).



شکل ۳-۹- تصویری از ماکل کارلسباد و پلی سنتتیک در پلاژیوکلاز (نور XPL).



شکل ۳-۱۲- تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به کلریت، اپیدوت و کلسیت (نور XPL).



شکل ۳-۱۱- تصویری از منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز (نور XPL).

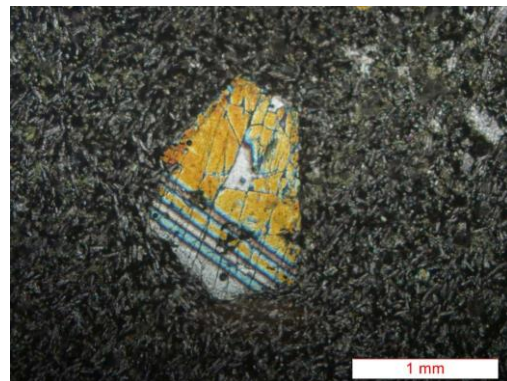
❖ پیروکسن

در نمونه‌های مورد مطالعه، پیروکسن‌ها غالباً به صورت فنوکریست‌های شکل‌دار و نیمه شکل‌دار و همچنین به صورت ریزدانه در زمینه‌ی بازالت‌ها مشاهده می‌شوند. با توجه به مطالعات میکروسکوپی (برجستگی زیاد، بیرفرژانس متوسط، مقاطع هشت ضلعی با رخ‌های منشوری و زاویه خاموشی مایل)، کلینوپیروکسن‌های موجود، احتمالاً از نوع اوژیت هستند. ماکل اوژیتی و ساعت شنی در آن‌ها قابل مشاهده است (شکل ۳-۱۳). کانی کلینوپیروکسن یک کانی بسیار با ارزش در پترولوژی است. این کانی می‌تواند تمام عناصر موجود در ماگما را در شبکه خود جای دهد. بنابراین، ترکیب شیمیایی آن می‌تواند نماینده نوع ماگمایی باشد که از آن متبلور شده است (ترابی، ۱۳۸۶). چند رنگی مشخص

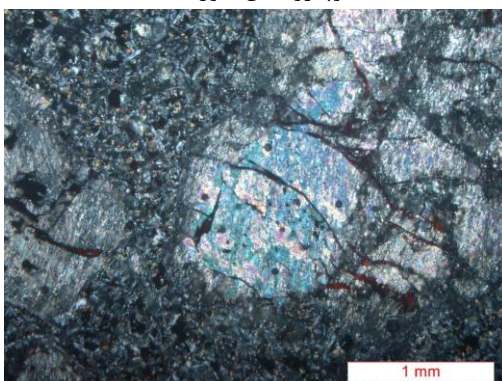
بلورهای اوژیت نشانگر وجود تیتان در آن و طبیعت آکالن سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه است. در برخی مقاطع، پیروکسن‌ها دارای لبه‌های گرد شده و خلیج خوردگی می‌باشند (شکل ۳-۱۴). وجود اشکال خلیجی، نشان دهنده‌ی تبلور این کانی در یک مخزن ماگمایی عمیق و سپس کاهش فشار ایزوترمال در یک شرایط غیر اشباع از آب، در طی جایگزینی در اعماق کم می‌باشد (بورمینگ و فویان^۱، ۲۰۰۱). در برخی نمونه‌ها، تبدیل کلینوپیروکسن به کلریت قابل مشاهده است (شکل‌های ۳-۱۵ و ۳-۱۶). فرآیند کلریتی شدن عبارت از رشد یک کانی بر روی یک کانی دیگر یا جانشینی یک ذره به جای ذره‌ی دیگر است و هنگامی که رابطه‌ی بین ذرات یکنواخت باشد، کلریتی شدن رخ می‌دهد (آسیابانها، ۱۳۷۴).



شکل ۳-۱۴- تصویری از خلیج خوردگی در کلینوپیروکسن (نور XPL).



شکل ۳-۱۳- تصویری از ماکل اوژیتی در کلینوپیروکسن (نور XPL).



شکل ۳-۱۶- تصویری از درشت بلور کلینوپیروکسن که به کلریت تبدیل شده است. (نور XPL).



شکل ۳-۱۵- تصویری از درشت بلور کلینوپیروکسن که به کلریت تبدیل شده است. (نور PPL).

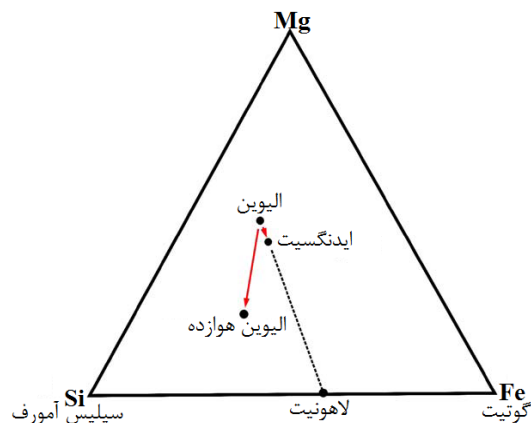
۳-۲-۲- کانی‌های فرعی

❖ الیوین

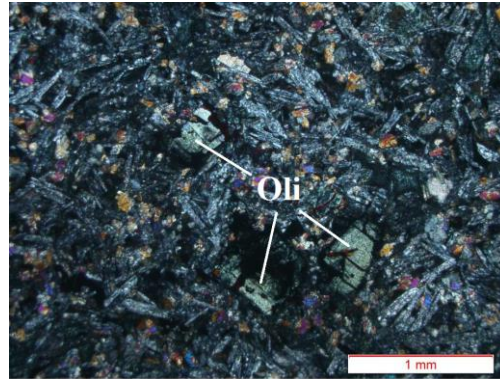
الیوین به عنوان مهم‌ترین کانی فرعی، به مقدار خیلی کم در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود. در نمونه‌های طبیعی، الیوین و شیشه، اولین فازهای دگرسان شده در دگرسانی بازالت‌های روی زمین و کف اقیانوس هستند (چسورث^۱ و همکاران، ۲۰۰۴). بنابراین، الیوین مستعدترین کانی برای دگرسانی شیمیایی است و غالباً دگرسانی آن به صورت کامل است. ایدنگسیت یکی از محصولات دگرسانی الیوین‌هاست که در نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۷). فرآیند ایدنگسیتی شدن در اثر تغییر و تحول پیوسته در شبکه الیوین و ارتوپیروکسن در حالت جامد روی می‌دهد و در اثر ورود اتم‌های هیدروژن به شبکه این کانی‌ها و اتصال آن‌ها به اتم‌های اکسیژن، کاتیون‌های Mg ، Fe^{+2} و Si آزاد شده و به جای آن‌ها کاتیون‌های Fe^{+3} ، Al و Ca وارد ساختمان این کانی‌ها می‌شوند (تاکی و همکاران، ۱۳۸۸). ایدنگسیت یک شبه کانی قرمز رنگ، حاوی اکسید آهن سه ظرفیتی می‌باشد که گویتیت تنها فاز بلورین آن است و جزء سیلیس در ایدنگسیت به صورت بی‌شکل می‌باشد. ایدنگسیت-زایی از حاشیه‌ها و شکستگی‌ها شروع شده و تا مرکز بلور ادامه می‌یابد. شکل نمادین تغییرات ترکیبی الیوین به ایدنگسیت در شکل (۳-۱۸) نشان داده شده است. ترکیب میانگین ایدنگسیت در بین ترکیب الیوین دگرسان نشده و ترکیب ایده‌آل لاهونیت (یک اورتوسیلیکات با ترکیب $Fe^{II}Fe^{III}$ $(SiO_4)_2$) قرار می‌گیرد (چسورث و همکاران، ۲۰۰۴). گردشگری بلورهای اولیوین ناشی از تحلیل رفتگی و هضم سطوح و کناره‌های بلور می‌باشد. تحلیل رفتگی یک فاز جامد در یک فاز سیال نشان دهنده تحت اشباع بودن سیال مذبور از آن فاز است. بدین ترتیب، تغییر شرایط (تغییر ترکیب شیمیایی، دما یا فشار) بر پایداری درشت بلورهایی که قبلاً به علت فوق اشباع بودن آن در سیال اولیه متبلور شده‌اند، تأثیر گذاشته و باعث هضم و تحلیل آن‌ها می‌شود. گردشگری بلورها را می‌توان به

1-Chesworth

حرکت بلورهای الیوین در اتاق ماگمایی و زمان کوتاه تعادل آن‌ها با مذاب در مرحله‌ی تشکیل آن‌ها نسبت داد (بست، ۲۰۰۳).



شکل ۳-۱۸- شکل نمادین تغییرات ترکیب اولیوین به ایدنگسیت (ولچ و بنفیلد، ۲۰۰۲).



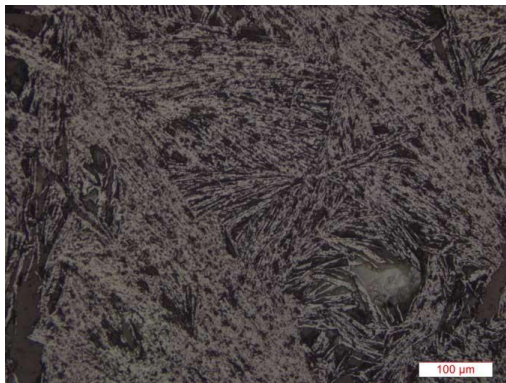
شکل ۳-۱۷- تصویری از درشت بلور الیوین ایدنگسیتی شده در زمینه‌ی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (نور XPL).

❖ کانی‌های اپک

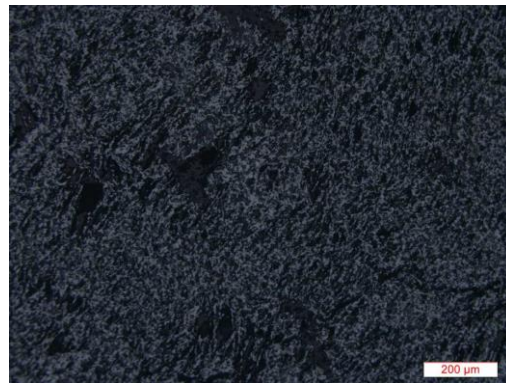
مگنتیت و هماتیت (الیژیست)، فراوان‌ترین کانی‌های اپک در نمونه‌های مورد مطالعه هستند و به صورت اولیه و ثانویه در امتداد شکستگی‌های کانی‌ها رشد کرده‌اند (شکل ۳-۱۹ و ۳-۲۰). مگنتیت با ظاهری اسکلتی و به طور گسترده در مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۱). این کانی غالباً به صورت ادخال درون سایر کانی‌ها حضور دارد (شکل ۳-۲۲). به طور کلی رشد اسکلتی بلورها، پیامد تغییرات فیزیکی و شیمیایی، تحت شرایط سردشدگی سریع و فوق اشباع بودن مذاب، نرخ آرام انتشار، گرادیان گرمایی و ضریب هدایت گرمایی در هنگام رشد بلور می‌باشد (لیونز^۱ و همکاران، ۱۹۷۱ در تیموری، ۱۳۸۹). به اعتقاد بست (۲۰۰۳)، افزایش سردشدگی در نتیجه‌ی کاهش دما، منجر به خارج شدن بلورها از حالت تعادل و تغییر شکل آن‌ها می‌شود. همچنین افزایش درجه‌ی سردشدگی، همراه با کاهش سرعت انتشار، موجب تغییر شکل بلورها از حالت چند وجهی به اشکال

1-Lyons

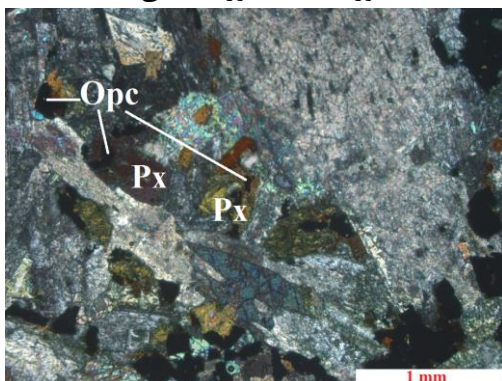
اسکلتی و دندریتی خواهد شد. دیگر کانی‌های مشاهده شده در مقاطع صیقلی نمونه‌های مورد مطالعه عبارتند از: پیریت (شکل ۳-۲۳)، مس (شکل ۳-۲۴)، کولیت و کالکوزیت (شکل ۳-۲۵). این کانی‌ها به صورت اولیه و همچنین به صورت پرکننده حفرات موجود در این بازالت‌ها دیده می‌شوند.



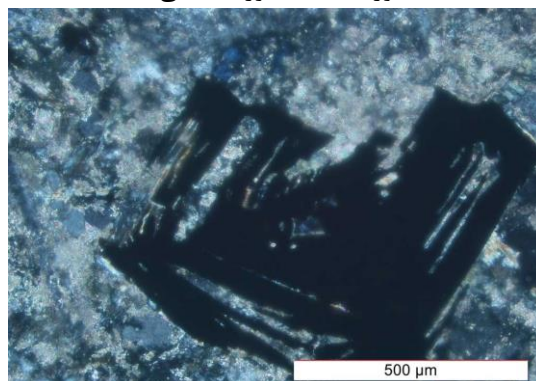
شکل ۳-۲۰- تصویری از کانی الیثیست در بازالت‌های مورد مطالعه (نور انعکاسی).



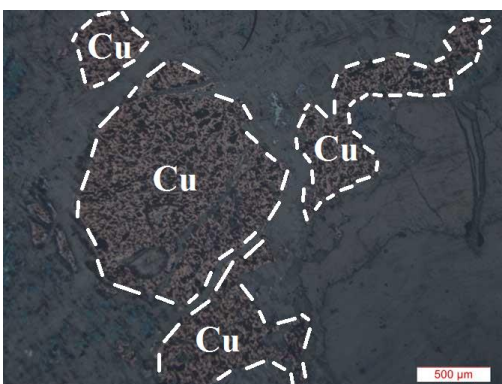
شکل ۳-۱۹- تصویری از کانی مگنتیت در بازالت‌های مورد مطالعه (نور انعکاسی).



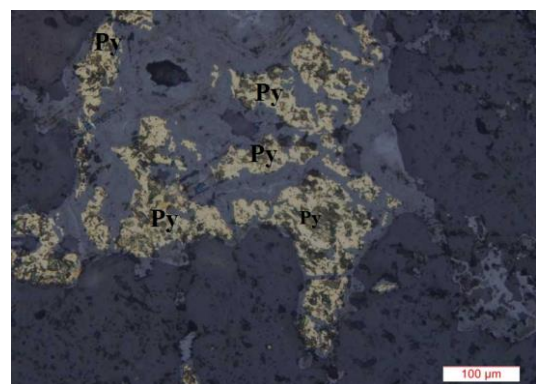
شکل ۳-۲۲- حضور کانی‌های اپک به صورت اذخال در کلینوپیروکسن (نور XPL).



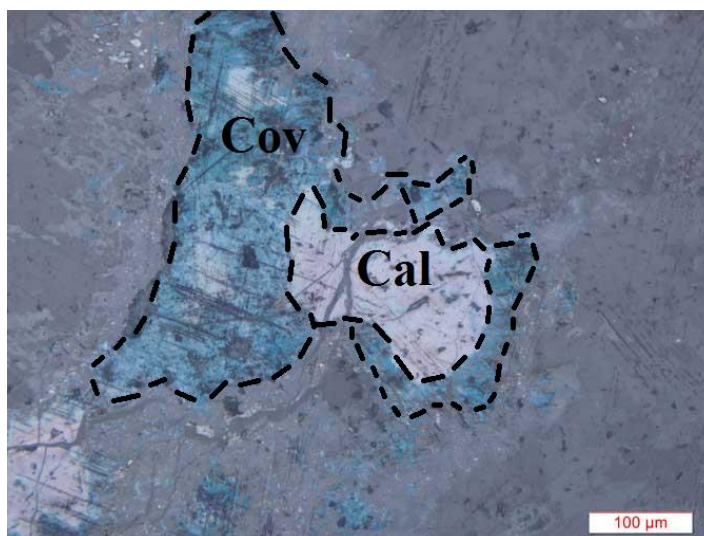
شکل ۳-۲۱- تصویری از کانی مگنتیت با ظاهر اسکلتی (نور XPL).



شکل ۳-۲۴- تصویری از کانی مس در بازالت‌های مورد مطالعه (مقیاس ۵۰۰ μm) (نور انعکاسی).



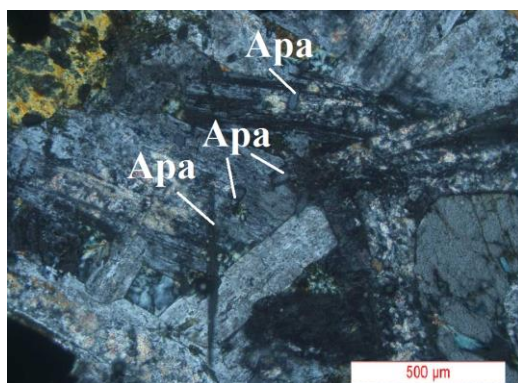
شکل ۳-۲۳- تصویری از کانی پیریت در بازالت‌های مورد مطالعه (مقیاس ۱۰۰ μm) (نور انعکاسی).



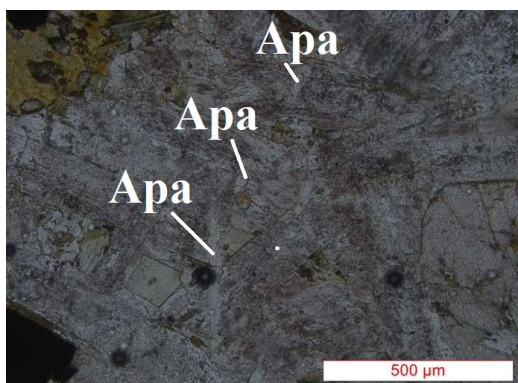
شکل ۳-۲۵- تصویری از کانی‌های کولیت و کالکوزیت در بازالت‌های مورد مطالعه (نور انعکاسی).

❖ آپاتیت

بلورهای سوزنی شکل و طولی آپاتیت به مقدار قابل توجه در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند و پلاژیوکلازهای سنگ را قطع کرده‌اند (شکل ۳-۲۶- الف و ب). همچنین این بلورها به صورت ادخال در کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن نیز مشاهده می‌شوند. بلورهای آپاتیت در محیط متعادل در مجاورت یک فاز مایع اصولاً کوتاه بوده و از انتها به هرم‌هایی ختم می‌شوند که یال‌های گرد شده و سطوح شکسته دارند. به عقیده‌ی براون (۲۰۰۱) اگر بلورهای آپاتیت به سرعت در محیط سرد شده باشند بسیار طولی بوده و حالت سوزنی و کشیده دارند. حضور گسترده این کانی در بازالت‌های مورد مطالعه، معرف بالا بودن میزان P_2O_5 در ماگمای سازنده این سنگ‌ها می‌باشد. همچنین بالا بودن میزان P_2O_5 یکی از ویژگی‌ها و شواهد ماگماهای آلوکالن است که با ماهیت سنگ‌های مورد مطالعه، سازگار است.



ب



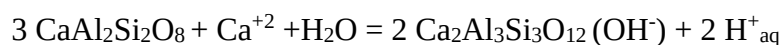
الف

شکل ۳-۲۶- تصویری از بلورهای آپاتیت در سنگ‌های مورد مطالعه، الف: نور (PPL)، ب: نور (XPL).

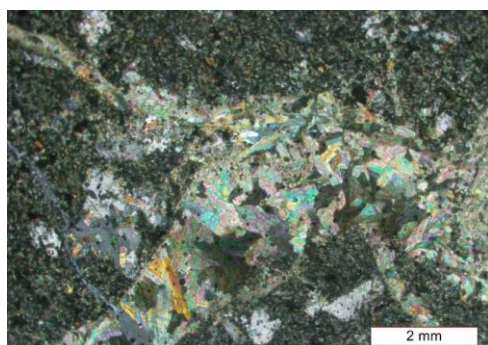
۳-۲-۳- کانی‌های ثانویه

❖ اپیدوت

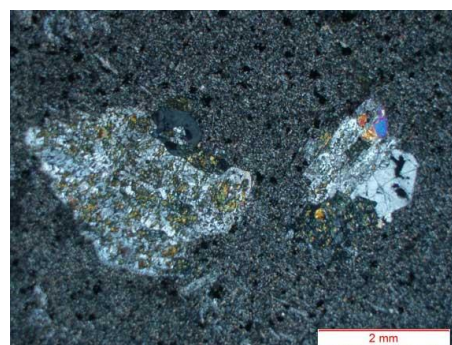
اپیدوت، یکی از فراوان‌ترین کانی‌های ثانویه می‌باشد که حضور آن معرف وجود آب در طی دگرسانی است. این کانی حاصل دگرسانی اوژیت و پلاژیوکلاز می‌باشد (شکل ۳-۲۷). واکنش تبدیل پلاژیوکلاز به اپیدوت به قرار زیر است:



در برخی از نمونه‌ها نیز، اپیدوت به صورت اجتماعی از بلورهای ریز، سوزنی و شعاعی، در داخل حفرات سنگ تشکیل شده است (شکل ۳-۲۸).



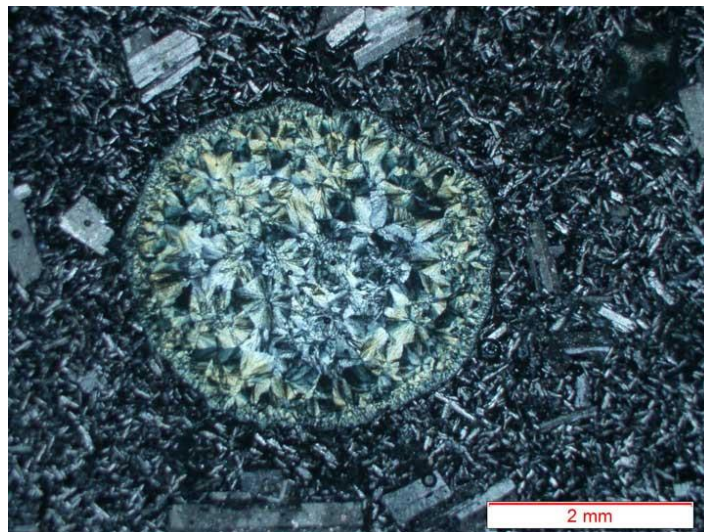
شکل ۳-۲۸- تصویری از حفرات موجود در بازالت‌ها که با اپیدوت پر شده اند (نور XPL).



شکل ۳-۲۷- تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به اپیدوت (نور XPL).

❖ کلریت

در نمونه‌های مورد مطالعه، کلریت از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین نظیر پیروکسن و الیوین و گاهی شیشه‌های بین بلورها حاصل شده است (شکل‌های ۳-۱۵ و ۳-۱۶). معمولاً سیالات ماگمایی و یا محلول‌های غنی از Fe، Mg و Al در سنگ‌های آذرین موجب تبدیل کانی‌های فرومنیزین به کلریت می‌شوند. بنابراین، کلریتی شدن نشان دهنده حضور سیالات آبدار، خروج Na و Ca از اوژیت و دماهای پایین تا متوسط در طی دگرسانی سنگ می‌باشد. کلریتی شدن حالت خاصی از دگرسانی پروپلیتیک می‌باشد که به علت درصد بالای کلریت آن را دگرسانی کلریتی نیز می‌نامند. در نمونه‌های مورد مطالعه، کلریت به صورت کانی پر کننده حفرات موجود در بازالت‌ها نیز مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۹).



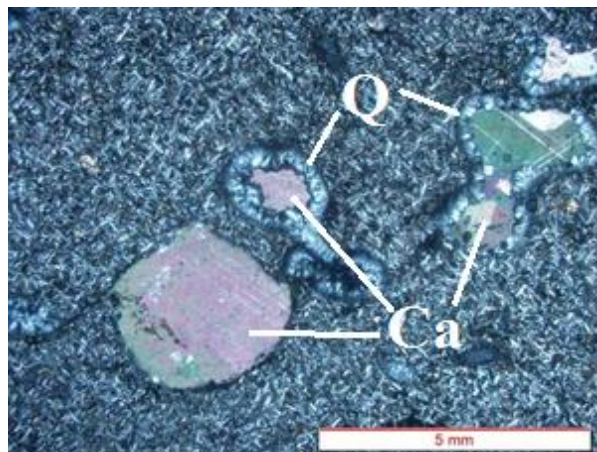
شکل ۳-۲۹- تصویری از حفرات موجود در بازالت‌های مورد مطالعه که با کلریت پر شده است (نور XPL).

❖ کلسیت

این کانی در نتیجه‌ی دگرسانی پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین کلسیم‌دار مانند اوژیت حاصل می‌شود و همچنین به صورت رگه‌ای و یا به همراه کوارتز در داخل حفرات دیده می‌شود (شکل ۳-۳۰).

❖ کوارتز

این کانی به همراه کلسیت، حفرات موجود در سنگ را پر کرده و ناشی از رسوب کردن سیلیس آزاد شده از دگرسانی سایر کانی‌ها و یا حاصل رسوب‌گذاری مستقیم از سیالات سیلیس‌دار می‌باشد (شکل ۳-۳۰).



شکل ۳-۳۰- تصویری از حفرات موجود در بازالت‌ها که با کانی‌های کلسیت و کوارتز پر شده‌اند (نور XPL).

❖ سربست

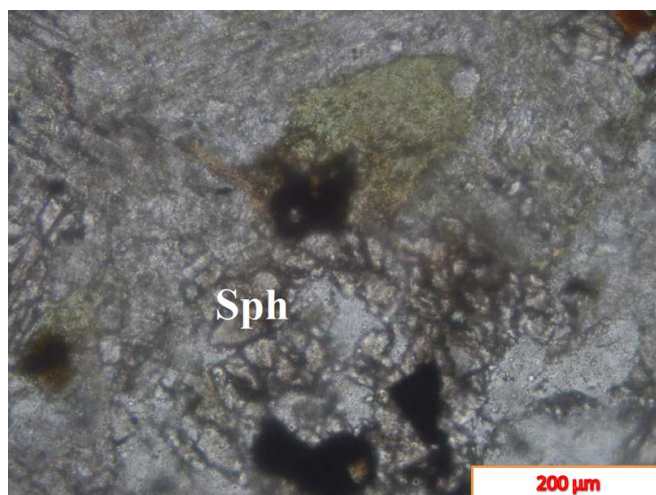
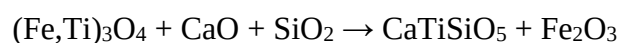
این کانی حاصل دگرسانی پلاژیوکلازها می‌باشد. رشد سربست نیازمند افزایش آب و یون پتاسیم است. یکی از منابع مهم یون پتاسیم، فرایند کلریتی شدن است که در نتیجه‌ی این عمل یون پتاسیم با سازنده‌ی آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش شده و یون کلسیم آزاد می‌کند. از این رو قسمت‌های غنی از آنورتیت پلاژیوکلاز در خلال فرایند دگرسانی سوسوریتی شدن به راحتی سربستی می‌شوند (کریم زاده، ۲۰۰۶). این کانی به همراه کلسیت، کلریت و اپیدوت مجموعه سوسوریت را می‌سازد (شکل ۳-۳۱).



شکل ۳-۳۱- تصویری از دگرسانی درشت بلور پلاژیوکلاز به سریسیت (نور XPL).

❖ اسفن

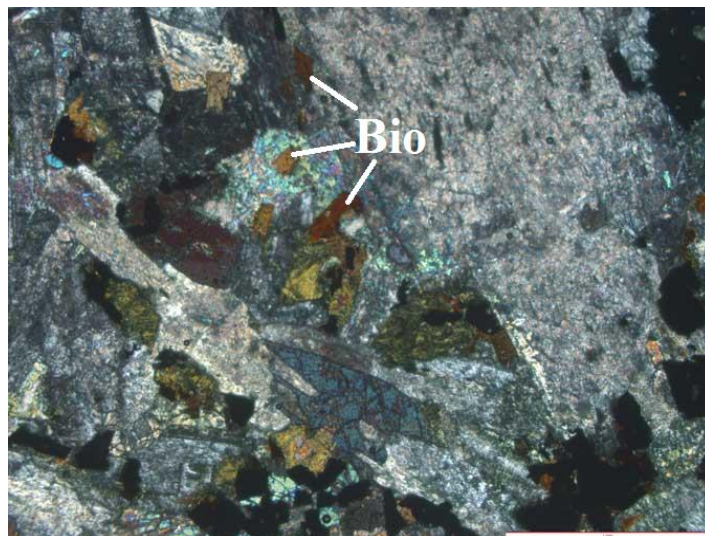
در نمونه‌های مورد مطالعه، اسفن به صورت کانی ثانویه حاصل از تجزیه‌ی کلینوپیروکسن‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳-۳۲). اسفن‌های ثانویه به صورت بی‌شکل و ریزدانه در اثر خروج Ti موجود در کانی کلینوپیروکسن (تیتان اوژیت) و واکنش آن با Ca و Si آزاد شده در خلال فرآیند دگرسانی به وجود می‌آیند. بخشی از اسفن ثانویه نیز در اثر دگرسانی کانی‌های اپک موجود در سنگ، مانند مگنتیت و تیتانومگنتیت، رهاسازی Ti و براساس واکنش زیر حاصل می‌شود.



شکل ۳-۳۲- تصویری از اسفن‌های ثانویه که در اثر دگرسانی اوژیت و یا تیتانومگنتیت در بازالت‌های مورد مطالعه تشکیل شده‌اند (نور PPL).

❖ بیوتیت

بیوتیت‌های ثانویه متاسوماتیکی معمولاً لکه لکه و غالباً بر روی کانی‌های مافیک قبلی نظیر اوژیت مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۳۳). نفوذ سیالات داغ حاوی پتاسیم، آب و سایر مواد مورد نیاز برای تشکیل بیوتیت، به درون شبکه ساختاری اوژیت و خروج عناصری نظیر کلسیم، سدیم و پتاسیم به تشکیل بیوتیت منجر شده است.

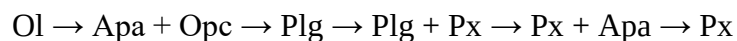


شکل ۳-۳۳- تصویری از بیوتیت‌های ثانویه که در اثر دگرسانی اوژیت در بازالت‌های مورد مطالعه تشکیل شده‌اند (مقیاس ۱mm) (نور XPL).

۳-۳- ترتیب تبلور کانی‌های سازنده‌ی بازالت‌های مورد مطالعه

جهت تعیین ترتیب تبلور کانی‌های سازنده سنگ‌های آذرین باید عواملی مثل: شرایط محیط تبلور، ترکیب شیمیایی ماگما و بافت کانی‌ها را در نظر گرفت. کانی‌های اصلی و فرعی تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های مورد مطالعه عبارتند از: پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین، کانی‌های اپک و آپاتیت. حضور درشت بلورهای الیوین، اوژیت و پلاژیوکلاز در بازالت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که، علاوه بر تبلور الیوین از ماگمای والد در اعماق، کانی‌های اوژیت و پلاژیوکلاز نیز در همین مرحله متبلور شده‌اند. در ادامه، با صعود ماگما به سطوح بالاتر، کانی‌های زمینه متبلور شده‌اند. حضور بلورهای ریز کانی‌های اپک و آپاتیت به صورت ادخال در بلورهای پلاژیوکلاز معرف تقدم تبلور این بلورها نسبت به

پلاژیوکلاز می‌باشد. همچنین برخی از بلورهای آپاتیت کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن را قطع کرده-
اند. در نتیجه ما شاهد دو نسل آپاتیت در این بازالت‌ها می‌باشیم. در ضمن، حضور کانی‌های اپیک در
زمینه، نشان از ادامه داشتن تبلور این کانی، تا مرحله تبلور سطحی ماگمای بازالتی دارد.
همچنین، قرارگیری بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار اوژیت در بین بلورهای تیغه‌ای پلاژیوکلاز (بافت
اینترگرانولار)، معرف تبلور زود هنگام پلاژیوکلاز می‌باشد. ولی بلورهای خودشکل و دگرسان شده
الیوین، نشان دهنده تبلور زودتر الیوین نسبت به پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌باشد. در برخی مقاطع
مورد مطالعه، کانی کلینوپیروکسن در سطح تماس خود با پلاژیوکلاز به صورت محدب دیده می‌شود
که نشان دهنده تقدم تبلور کلینوپیروکسن نسبت به پلاژیوکلاز در این نمونه‌ها می‌باشد.
بنابراین روند تبلور در بازالت‌های مورد بررسی بدین صورت است:



فصل چہارم

ژنوسی

۴-۱- مقدمه

یک مطالعه پترولوژیکی جامع و کامل بدون انجام تجزیه‌های شیمیایی بر روی نمونه‌ها و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی، امکان‌پذیر نیست. تفسیر منشأ و پتروژنز سنگ‌ها نیازمند انجام مطالعات دقیق ژئوشیمیایی، پردازش داده‌ها و تحلیل درست نتایج حاصل است.

به منظور بررسی ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه، پس از انجام مطالعات صحرایی و پتروگرافی دقیق، تعداد ۹ نمونه با کمترین میزان دگرسانی انتخاب و در آزمایشگاه SGS کانادا به روش بسته ترکیبی با کد ICP95A (به روش ICP-AES) برای عناصر اصلی، مواد فرّار و برخی از عناصر نادر (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Cr, Ba, Nb, Sr, Y, Zn, Zr) و بسته ترکیبی با کد IMS95A (به روش ICP-MS) برای بقیه عناصر نادر مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند. با توجه به سن زیاد سنگهای منطقه و تأثیر دگرسانی بر روی آنها، سعی شده است در تحلیل ژئوشیمیایی داده‌ها و رسم نمودارها، بیشتر از عناصر کمیاب با شدت میدان بالا (HFSE) استفاده گردد.

نتایج حاصل از تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌ها با استفاده از نرم افزارهای مختلف پترولوژیکی نظیر GCDKIT و IGPET مورد پردازش قرار گرفته‌اند. مطالعات ژئوشیمیایی نمونه‌های بازالتی نشان داده است که ترکیب شیمیایی دقیق آن‌ها شامل ۳ نمونه بازالت، ۳ نمونه تراکی بازالت، ۱ نمونه آندزیت بازالتی و ۲ نمونه تراکی آندزیت بازالتی می‌باشند. شماره‌ی نمونه‌ها، نام سنگ، محل نمونه‌برداری به همراه مختصات جغرافیایی محل برداشت، در جدول (۴-۱) آمده است.

نتایج تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌ها در جدول (۴-۲) ارائه شده است. اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر نورماتیو کانی‌های مجازی به صورت درصد وزنی (Wt%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm) در این جدول گزارش شده‌اند. البته تصحیحات لازم از جمله حذف مواد فرّار (L.O.I) و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO برای تمامی نمونه‌های سنگی اعمال شده است.

جدول ۴-۱- مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه‌ی شیمیایی.

شماره‌ی نمونه	نام سنگ بر اساس رده‌بندی ژئوشیمیایی	موقعیت جغرافیایی به UTM		محل نمونه‌برداری
		طول جغرافیایی شرقی	عرض جغرافیایی شمالی	
T.A.7.8	تراکی بازالت	4046493	0303756	نکارمن
T.B.1.4	بازالت	4047056	0303569	نکارمن (دره تنگه)
T.B.1.7	تراکی بازالت	4047056	0303569	نکارمن (دره تنگه)
T.C.2.1	بازالت	4051004	0312753	ابرسج
T.D.1.8	تراکی بازالت	4046382	0306816	دره کلودر
T.D.2.1	آندزیت بازالتی	4047659	0306154	دره کلودر
T.D.2.3	بازالت	4047670	0306163	دره کلودر
T.D.3.3	تراکی آندزیت بازالتی	4048035	0306256	دره کلودر
T.D.3.4	تراکی آندزیت بازالتی	4048035	0306256	دره کلودر

۴-۲- منابع بروز خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌ها

نتایج تجزیه‌ای به دلایل مختلف، از جمله آلودگی در هنگام خرد کردن و آسیاب نمودن نمونه، آلودگی در طبیعت، خطاهای ناشی از کالیبراسیون، خطاهای ناشی از همپوشانی پیک‌ها و آلودگی حاصل از واکنش گره‌های ناخالص مورد استفاده در انحلال و تهیه نمونه، دچار خطا می‌شوند (رولینسون، ۱۹۹۳). آلودگی در خلال آماده‌سازی نمونه‌ها (خرد و آسیاب کردن) می‌تواند مهم‌ترین منبع خطا در تجزیه‌های ژئوشیمیایی باشد. این آلودگی از راه تمیز کردن دقیق و آغشته کردن دستگاه‌های خردکن و آسیاب با نمونه‌ای که باید خرد یا آسیاب شود، تا حد زیادی برطرف می‌شود.

۴-۳- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌ی ژئوشیمیایی

قبل از استفاده از نتایج به دست آمده از تجزیه‌ی ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه و پردازش آن‌ها، لازم است تغییرات و تصحیحات مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I) و نسبت Fe_2O_3/FeO بر روی آن‌ها صورت گیرد.

۴-۳-۱- تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I)

داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی بیانگر میزان مواد فرار (L.O.I) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی ۱/۸۵ تا ۳/۶۸ درصد است. بالا بودن میزان L.O.I به همراه مشاهدات پتروگرافی و حضور کانی‌های ثانویه (مانند کلریت و اپیدوت) در سنگ‌های مورد بحث، نشان می‌دهند که این سنگ‌ها در طول فرآیندهای بعد از جایگزینی متحمل دگرسانی هیدروترمالی شده‌اند (وانگ^۱ و همکاران، ۲۰۰۷). برای حذف مواد فرار، درصد L.O.I هر نمونه‌ی سنگی را از جمع کل اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد بدست آمده، مقدار جدید اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرار آن حذف شده است. پس از آن، نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضربی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، درصد اکسیدها بدون مواد فرار محاسبه می‌شود. به عنوان مثال، ضریب حذف مواد فرار (Z) برای نمونه‌ی T.B.1.4، به صورت زیر قابل محاسبه است:

$$\text{T.B.1.4: Sum} = 97.6, \text{ L.O.I} = 1.92$$

$$\text{Sum} - \text{L.O.I} = 97.6 - 1.92 = 95.68$$

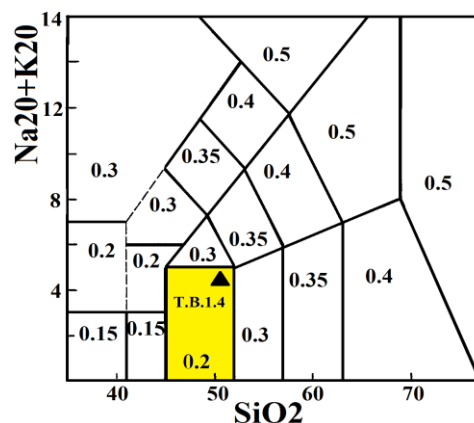
$$Z = 100 / 95.68 = 1.045$$

۴-۳-۲- تصحیح نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$

در تجزیه‌های شیمیایی سنگ‌ها، مقدار اکسید آهن به صورت Fe_2O_3 کل ارائه می‌شود. در FeO ساختمان سیلیکات‌ها و Fe_2O_3 در فازهای اکسیدی به صورت کانی‌های اپک وارد می‌شود. نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ در سنگ‌های آذرین به دلیل دگرسانی در شرایط اکسیدان افزایش می‌یابد. بنابراین مقادیر محاسبه شده‌ی آهن فرو (FeO) و آهن فریک (Fe_2O_3)، مقادیر واقعی نخواهند بود. این مسأله تأثیر قابل توجهی بر ترکیب کانی شناسی نورماتیو سنگ خواهد داشت، به طوری که در محاسبه‌ی نورم سنگ اکسید شده، به دلیل افزایش نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ، میزان مگنتیت نورماتیو، بیشتر از مقدار واقعی و مقادیر سیلیکات‌های آهن‌دار کمتر از مقدار حقیقی خواهند بود (میدل‌موسست، ۱۹۸۹). برای

1- Wang

تصحیح این خطا، از نمودار مجموع $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (لومتر و همکاران، ۱۹۸۹) که نسبت‌های مختلف $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ پیشنهاد شده توسط میدل‌موس (۱۹۸۹) برای سنگ‌های آتشفشانی را نشان می‌دهد، استفاده شده است (شکل ۴-۱). نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ براساس این نمودار به دست آمده و مقادیر FeO و Fe_2O_3 جدید که به مقادیر حقیقی سنگ نزدیک‌تر است، محاسبه شده است. مقادیر تصحیح شده‌ی FeO و Fe_2O_3 برای هر نمونه‌ی سنگی، در جدول (۴-۲) ارائه شده است.



شکل ۴-۱- نمودار قلیایی کل در برابر سیلیس (TAS) از لومتر و همکاران (۱۹۸۹). موقعیت نمونه‌ی T.B.1.4 در نمودار نشان داده شده است.

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی مناطق مورد مطالعه پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$.

sample	T.A.7.8	T.B.1.4	T.B.1.7	T.C.2.1	T.D.1.8	T.D.2.1	T.D.2.3	T.D.3.3	T.D.3.4
Major Oxide (wt%)									
SiO_2	51.04	50.59	49.87	51.75	48.99	52.63	49.36	50.04	52.18
TiO_2	3.21	3.18	2.46	2.79	3.39	.12	2.76	3.51	2.19
Al_2O_3	14.34	14.32	16.35	13.80	14.99	13.56	15.86	16.25	17.96
$\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$	14.03	13.69	11.59	14.43	15.10	14.61	12.60	13.07	10.38
Fe_2O_3	4.01	2.28	2.67	2.40	3.48	3.37	2.10	3.38	2.69
FeO	10.02	11.41	8.92	12.03	11.62	11.24	10.50	9.69	7.69
MnO	0.35	0.29	0.31	0.26	0.30	0.22	0.22	0.25	0.20
MgO	4.51	4.61	5.80	4.60	5.12	4.72	6.77	4.76	5.44
CaO	6.72	8.52	8.09	7.60	5.57	7.51	7.06	4.53	4.59

ادامہ جدول ۲-۴

sample	T.A.7.8	T.B.1.4	T.B.1.7	T.C.2.1	T.D.1.8	T.D.2.1	T.D.2.3	T.D.3.3	T.D.3.4	
Na ₂ O	4.01	3.34	5.07	3.35	5.21	3.07	4.62	5.63	6.13	
K ₂ O	1.24	0.95	0.17	1.01	0.65	0.13	0.32	1.34	0.72	
P ₂ O ₅	0.50	0.49	0.33	0.33	0.54	0.38	0.34	0.52	0.26	
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	
<i>NORM (CIPW)</i>										
Q	1.21	1.05	0	2.35	0	8.83	0	0	0	
Or	7.35	5.62	0.97	5.99	3.85	0.75	1.86	7.91	4.24	
Ab	33.98	28.3	39.36	28.30	43.7	25.98	39.10	44.60	49.32	
An	17.46	21.24	21.36	19.64	15.57	22.82	21.59	15.12	19.37	
Ne	0	0	1.918	0	0.22	0	0	1.648	1.358	
Di	10.41	14.84	13.61	13.28	7.06	9.90	9.21	3.22	1.38	
Hy	16.53	18.6	0	20.78	0	19.94	0.79	0	0	
Ol	0	0	13.50	0	16.6	0	18.26	14.62	15.69	
Mt	5.81	3.30	3.87	3.48	5.04	4.88	3.04	4.90	3.9	
Il	6.09	6.03	4.67	5.30	6.43	5.93	5.24	6.66	4.15	
Ap	1.17	1.16	0.78	0.79	1.28	0.90	0.79	1.23	0.62	
<i>Trace elements (ppm)</i>										
Ba	370	510	90	200	200	120	160	450	370	
Co	32	29.1	53.2	51.5	44.6	44.2	48	42.4	56.5	
Cs	0.6	0.5	0.7	0.2	0.4	1.3	0.3	0.1	0.5	
Ga	20	20	25	25	24	26	24	30	20	
Hf	6	6	2	2	4	3	2	5	1	
Nb	28	28	24	16	36	23	20	39	21	
Rb	16.9	12.4	3.9	18	13.6	3.6	4.1	17.7	13.7	
Sn	2	1	1	1	2	2	1	2	1	
Sr	350	410	680	330	290	280	280	190	410	
Ta	1.70	1.6	1.3	0.8	1.9	1.3	1.1	2.1	1	
Th	4.50	3.8	3.1	1.6	4.8	3.1	2.2	5.5	2.3	
U	1.01	0.92	0.8	0.41	1.14	0.84	0.49	1.24	0.33	

ادامه جدول ۴-۲

sample	T.A.7.8	T.B.1.4	T.B.1.7	T.C.2.1	T.D.1.8	T.D.2.1	T.D.2.3	T.D.3.3	T.D.3.4
V	270	276	327	348	375	393	312	404	311
Zr	231	234	175	163	252	187	178	273	133
Y	30.3	31.3	28.4	33.4	39.8	32.8	29.9	44.2	23.9
Cu	31	41	159	46	15	86	19	28	14
Zn	161	213	276	235	196	151	242	129	197
Ni	27	24	61	43	34	44	46	35	49
Ag	1	1	1	1	1	1	1	1	1
w	1	1	1	1	2	1	1	1	1
Mo	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Tl	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Rare earth elements (ppm)									
La	28.7	25.4	21.2	15	23	24	17.6	24.2	16.6
Ce	60.5	55.5	48.1	35.7	53.6	50.4	40.6	58.1	34
Pr	7.73	7.20	6.59	5.07	7.68	7.06	5.69	8.16	4.59
Nd	31.1	29.6	26.8	22.3	32.5	28.9	24.8	34.3	18.6
Sm	6.60	6.40	6.10	5.90	7.80	6.80	6.10	8.00	4.20
Eu	2.04	2.10	1.98	2.17	2.23	2.52	2.18	2.41	1.30
Gd	6.84	6.94	6.01	6.61	8.01	6.95	6.43	8.05	4.45
Tb	1.10	1.04	0.91	1.09	1.23	1.11	1.01	1.37	0.69
Dy	6.10	6.12	5.38	6.42	7.48	6.38	5.58	8.09	4.33
Ho	1.23	1.17	1.06	1.25	1.47	1.22	1.11	1.60	0.88
Er	3.19	3.27	2.84	3.24	3.84	3.28	2.95	4.36	2.41
Tm	0.49	0.44	0.39	0.48	0.57	0.47	0.41	0.63	0.33
Yb	2.80	2.80	2.40	2.80	2.30	2.70	2.40	3.80	1.90
Lu	0.48	0.42	0.34	0.39	0.53	0.43	0.33	0.53	0.32

علائم معرف کانی‌های نورماتیو عبارتند از:

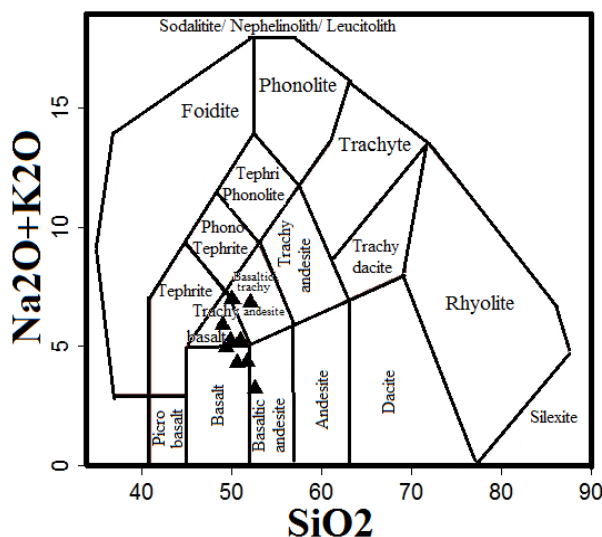
Q: کوارتز، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Ne: نفلین، Di: دیوپسید، Hy: هیپرستن، Ol: الیوین، Mt: منیتیت، Il: ایلمنیت، Ap: آپاتیت

۴-۴- استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها در رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه

یکی از مهمترین رده‌بندی‌های شیمیایی سنگ‌ها، استفاده از نمودار رده‌بندی مجموع آلکالی در مقابل SiO_2 است که توسط پژوهشگران متعدد نظیر کاکس^۱ و همکاران (۱۹۷۹)، میدلموست (۱۹۹۴)، لوباس^۲ و همکاران (۱۹۸۶) ارائه شده است. استفاده از سیلیس در طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین اهمیت خاصی دارد، زیرا سیلیس، اکسید اصلی سنگ‌های ماگمایی معمول در زمین به شمار می‌رود و مقدار سیلیس هر مذاب، خواص فیزیکی و ساختمانی آن را کنترل می‌کند (میدلموست، ۱۹۹۸).

- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴)

در نمودار میدلموست (۱۹۹۴)، مجموع درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 ترسیم می‌شود. براساس این نمودار، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی ترکیبات بازالت، تراکی بازالت، تراکی آندزیت بازالت و آندزیت بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲).



شکل ۴-۲- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴)؛ جهت نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه.

1 - Cox

2 - Le Bas

- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)

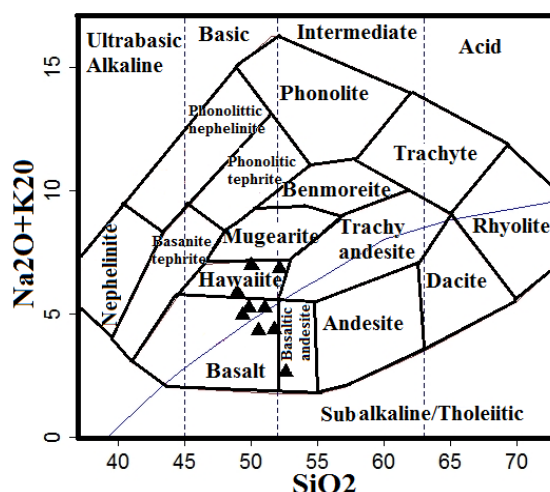
نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹) براساس مقادیر درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 جهت نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی ترسیم می‌گردد. نمودار TAS بر پایه‌ی مقدار SiO_2 به گروه‌های اولترابازیک، بازیک، حدواسط و اسیدی تقسیم شده است و خط ممتد خمیده در این نمودار، سنگ‌های آلوکالن را از ساب آلوکالن جدا می‌کند. نمونه‌های مورد مطالعه براساس این نمودار، در محدوده ترکیبات بازالت، آندزیت بازالت و هاوائی‌ایت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۳، الف).

- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (لوباس و همکاران، ۱۹۸۶)

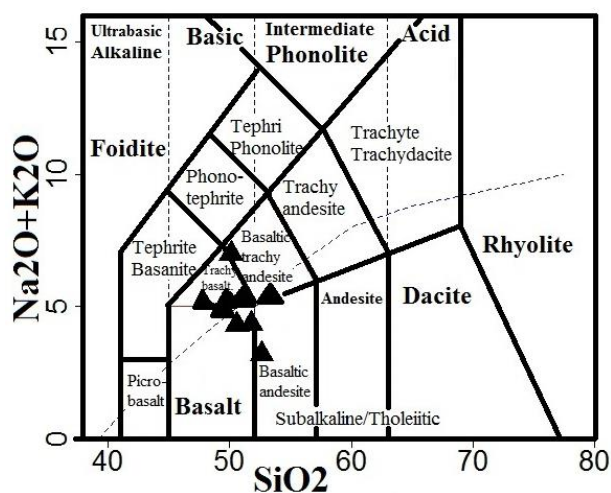
لوباس و همکاران (۱۹۸۶)، نمودار درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل درصد وزنی سیلیس را برای رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی ترسیم کردند. وجود خط جدا کننده محدوده آلوکالی و ساب آلوکالی از ویژگی‌های این نمودار است. با توجه به این نمودار، سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه دارای ترکیب بازالتی، تراکی بازالتی، آندزیت بازالتی و تراکی آندزیت بازالتی هستند (شکل ۴-۳، ب).

- نمودار Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)^۱

چنانچه ذکر گردید، سنگ‌های مورد مطالعه متحمل دگرسانی هیدروترمال شده‌اند. از آنجایی که دگرسانی بر روی انتشار و تمرکز عناصر اصلی اثر می‌گذارد، به منظور تعیین ترکیب و ماهیت سنگ‌های آلوکالن مورد بحث، نمودارهای مربوط به عناصر کمیاب که در درجات کم دگرسانی غیر متحرک باقی می‌مانند (مانند Zr ، Ti ، Nb و Y)، مفیدتر هستند. بنابراین، جهت شناسایی دقیق‌تر ماهیت این سنگ‌ها، از نمودار Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) که سنگ‌ها را براساس درجه-ی آلوکالینیتی طبقه‌بندی می‌کند، استفاده شده است. اغلب نمونه‌های مورد بررسی در این نمودار، در قلمروی بازالت‌های آلوکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۴، الف).



الف

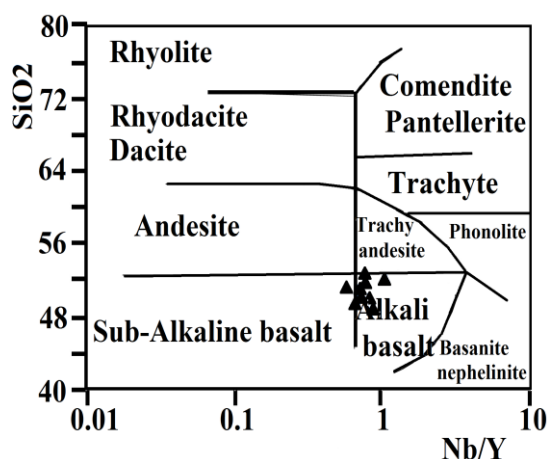


ب

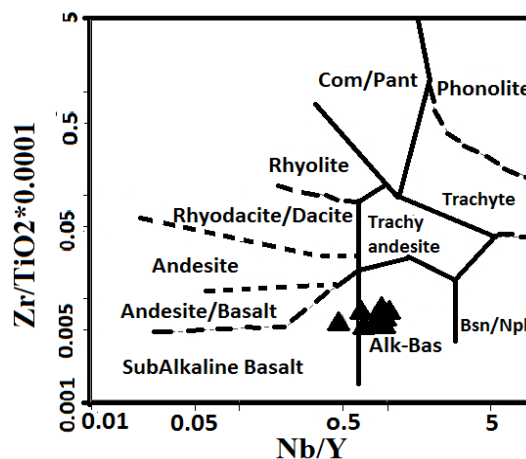
شکل ۳-۴- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه بر روی نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 . الف: کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، ب: لوباس و همکاران (۱۹۸۶).

- نمودار $\text{Nb/Y}-\text{SiO}_2$ (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷)

این طبقه‌بندی بر اساس نسبت SiO_2 در برابر Nb/Y و با مقیاس نیمه لگاریتمی طراحی شده است. با توجه به اینکه عناصر Nb و Y جزء عناصر HFSE بوده و غیر متحرک هستند، می‌تواند در جدا کردن مرز بین ترکیبات سنگی بسیار مفید باشند (رولینسون، ۱۹۹۳). با توجه به این نمودار سنگ‌های محدوده مطالعاتی در منطقه آکالی‌بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۴- ب).



ب



الف

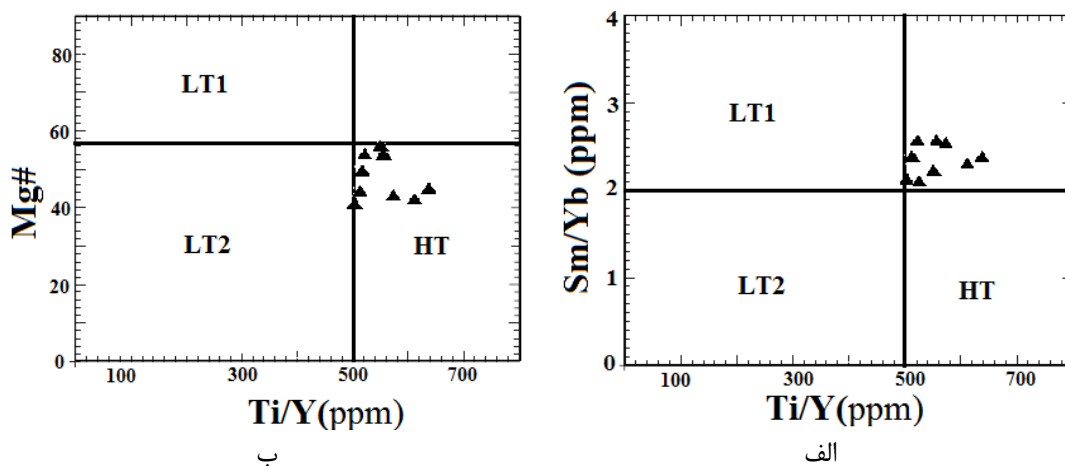
شکل ۴-۴- الف: نمودار Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)؛ ب: نمودار $Nb/Y - SiO_2$ (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷)، جهت نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه.

– نمودار Ti/Y در مقابل Sm/Yb و $Mg\#$ (ژو و همکاران، ۲۰۰۱)

ژو و همکاران (۲۰۰۱)، بازالت‌ها را بر اساس نسبت Ti/Y و مقدار TiO_2 آنها، به دو گروه ترکیبی بازالت‌های تیتانیوم بالا (HT) و تیتانیوم پایین (LT) تقسیم کرده‌اند. بازالت‌های HT دارای $TiO_2 > 2.5$ و $Ti/Y > 500$ و انواع LT حاوی $TiO_2 < 2.5$ و $Ti/Y < 500$ می‌باشند.

بازالت‌های LT نیز بر اساس مقادیر $Mg\#$, Sm/Yb , Nb/La , Zr/Nb و Th/Nb به دو زیر گروه LT1 و LT2 تقسیم می‌شوند (ژایائو و همکاران، ۲۰۰۳). بازالت‌های LT1 دارای عدد منیزیم نسبتاً بالاتر (۶۷-۵۱) و مقدار Nb/La پایین‌تر (< 0.9) در مقایسه با بازالت‌های LT2 با عدد منیزیم پایین‌تر (۵۱-۴۴) و $Nb/La > 1.1$ می‌باشند. خصوصیات ژئوشیمیایی بازالت‌های LT1 شاخص مشارکت عمده گوشته‌ی لیتوسفر قاره‌ای غنی‌شده می‌باشد، در حالی که بازالت‌های LT2 نشان دهنده گوشته‌ی عمیق‌تر می‌باشند. همچنین خصوصیات ژئوشیمیایی بازالت‌های HT دلالت بر شکل‌گیری این بازالت‌ها از یک منبع گوشته‌ای عمیق (احتمالاً پلوم گوشته‌ای) دارند (ژایائو و همکاران، ۲۰۰۴).

بر اساس این طبقه‌بندی بازالت‌های مورد مطالعه همگی در محدوده‌ی بازالت‌های تیتانیوم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۴-۵- الف و ب). این امر، بر ویژگی آکالن و منبع گوشته‌ای عمیق آن‌ها تأکید دارد.



شکل ۴-۵- نمودار الف: Ti/Y در مقابل Sm/Yb و ب: Ti/Y در مقابل Mg# (ژو و همکاران، ۲۰۰۱) برای بازالت‌های مورد مطالعه.

۴-۵- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای تغییرات

مقادیر پایین Ni (۶۱-۲۴)، Cr و MgO (۴/۵۱-۶/۷۷) در بازالت‌های مورد مطالعه نشانگر اولیه نبودن این بازالت‌هاست و نشان دهنده تأثیر قابل توجه فرایند تبلور تفریقی و یا هضم و تبلور تفریقی (AFC) بر روی آن‌ها می‌باشد (تالوسانی^۱، ۲۰۱۰؛ هی^۲ و همکاران، ۲۰۱۰).

با استفاده از نمودارهای تغییرات می‌توان روابط شیمیایی و پترولوژیکی بین سنگ‌های موجود در یک منطقه را تعیین کرد. در این نمودارها، حجم زیادی از اطلاعات عددی به طور فشرده نمایش داده می‌شود و تغییرات مشاهده شده در آنها ناشی از فرایندهای پترولوژیکی نظیر تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی یا آلاینش پوسته‌ای می‌باشد (ویلسون، ۲۰۰۷). روندهای ناشی از عملکرد این عوامل ممکن است بصورت منفرد و یا همراه با یکدیگر دیده شود.

1- Talusani

2-Hi

در تفسیر روندهای مشاهده شده در نمودار تغییرات باید کاملاً احتیاط نمود. دلیل این امر ایجاد برخی روندهای مشابه در اثر فرآیندهای متفاوت در این نمودارهاست. به عنوان مثال فرآیندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی ممکن است روندهای مشابهی را بر روی نمودار تغییرات نشان دهند. پر استفاده ترین نمودار دو متغیره، نمودار درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر^۱، ۱۹۰۹)، است. به علت اینکه نمونه های مورد مطالعه، ماهیت بازیک دارند، گستره ی غلظت SiO_2 ممکن است کم باشد، لذا به جای نمودارهای هارکر از نمودارهای درصد اکسید در مقابل درصد MgO (فنر^۲، ۱۹۴۸) استفاده شده است. در این نمودارها، MgO به عنوان اکسید شاخص برای بررسی روند تغییرات عناصر اصلی در نظر گرفته می شود. در این بخش، علاوه بر نمودارهای فنر، از نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل ضریب تفریق (D.I) و Zr نیز برای بررسی تحول ماگما از زمان تشکیل تا زمان جایگزینی استفاده شده است.

۴-۵-۱- نمودارهای تغییرات درصد اکسید - درصد MgO (فنر، ۱۹۴۸)

پرکاربردترین جایگزین نمودارهای هارکر برای بررسی روند تغییرات در سنگ های بازیک، نمودارهای درصد اکسید - درصد MgO (نمودارهای فنر) می باشد. در سنگ های بازیک، MgO سازنده ی مهم فازهای جامد در حال تعادل با مذاب های بازیک است و تغییرات زیادی را در نتیجه ی حضور فازهای منیزیم دار در هنگام ذوب بخشی یا جدا شدن آنها در هنگام تبلور جزء به جزء، نشان می دهد (رولینسون، ۱۹۹۳). روند معین و تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی نمونه های مختلف یک سری سنگی بر روی این نمودارها، مبین خویشاوندی احتمالی بین ماگماهای آن سری می باشد. نظر به طیف ترکیبی محدود سنگ های منطقه، نمودارهای تغییرات ترکیب شیمیایی آنها تغییرات قابل

1- Harker

2- Fenner

توجهی نشان نمی‌دهد. نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر درصد MgO برای نمونه‌های مناطق مورد مطالعه در شکل (۴-۶) نشان داده شده است.

همانگونه که در این نمودارها مشخص است، با افزایش تفریق و کاهش MgO، میزان اکسیدهای SiO_2 ، K_2O و Na_2O افزایش می‌یابد. الیوین و پلاژیوکلاز به عنوان نخستین کانی‌های تشکیل شده طی تبلور تفریقی، از این اکسیدها فقیر هستند، بنابراین، مایع باقیمانده از سیلیس غنی می‌شود. از طرف دیگر به دلیل مشارکت MgO در تبلور کانی‌های الیوین و اوژیت، مقدار این اکسید در مراحل بعدی تفریق کاهش می‌یابد.

اکسیدهای Al_2O_3 ، Fe_2O_3 و TiO_2 با کاهش مقدار MgO، روند کاهشی نشان می‌دهد. این روند با تبلور تفریقی کانی‌های مافیک مانند الیوین، اوژیت، پلاژیوکلاز و مگنتیت در سنگ‌های مافیک مطابقت دارد. TiO_2 نیز با پیشرفت تفریق در ساختار مگنتیت، تیتانومگنتیت و اسفن مصرف می‌شود. در نمودار تغییرات CaO در برابر MgO در ابتدای تفریق با کاهش MgO میزان CaO افزایش می‌یابد. زیرا این بخش از روند، کاملاً تحت کنترل الیوین است. تبلور تفریقی الیوین باعث کاهش MgO و افزایش CaO در مذاب باقیمانده می‌شود. با افزایش تفریق، CaO همبستگی مثبت با MgO دارد که نشان دهنده‌ی خارج شدن این دو اکسید از مذاب و تفریق همزمان پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است (ژائو و ژوو^۱، ۲۰۰۷؛ آلتونکایناک^۲ و گنس^۳، ۲۰۰۸). در طی تبلور تفریقی، CaO وارد ساختمان کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز، پیروکسن غنی از کلسیم (اوژیت) و آپاتیت می‌شود (داچنز و چارلیه^۴، ۲۰۰۵)، لذا مقدار آن در مایع باقیمانده کاهش می‌یابد.

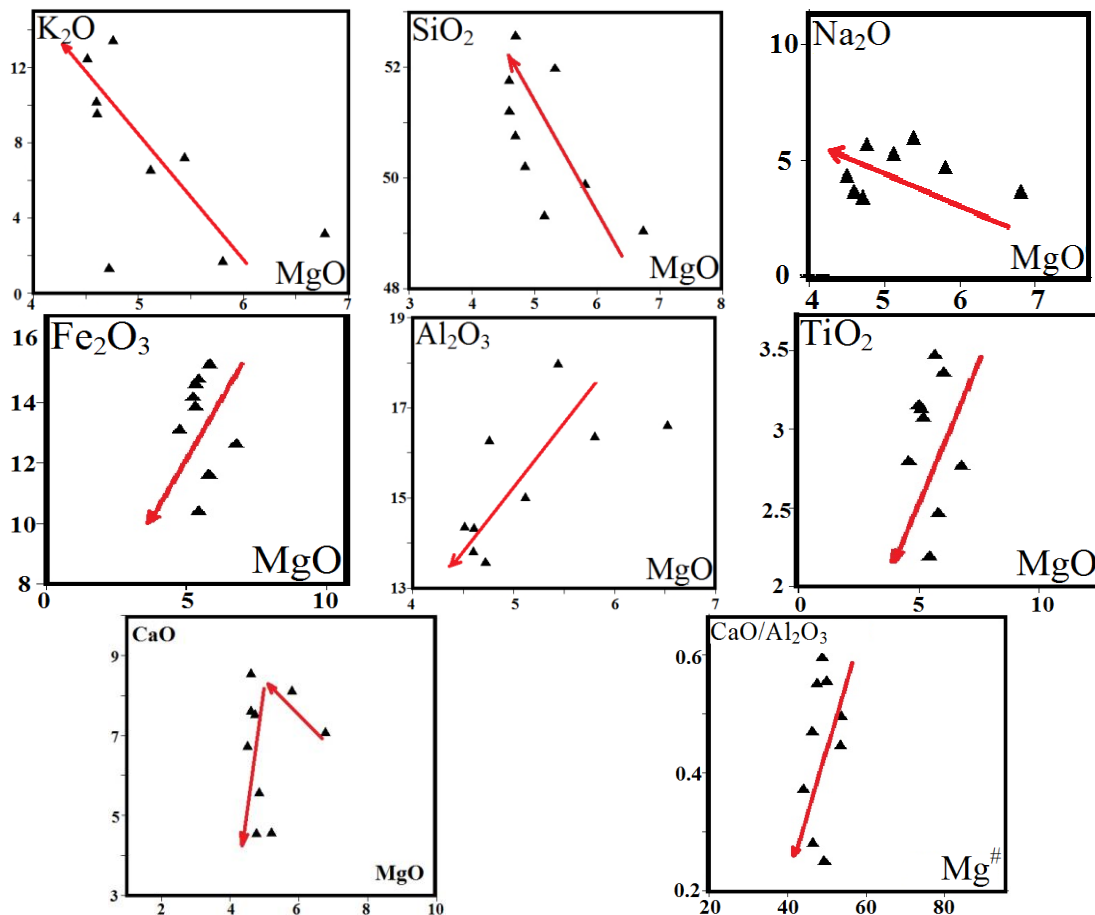
1- Zhao and Zhou

2- Altunkaynak

3- Genç

4- Duchesne and Charlier

روند تغییرات نسبت $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ در مقابل عدد منیزیم ($\text{Mg}^\#$) نیز در شکل (۴-۶) نشان داده شده است. کاهش نسبت $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ همگام با کاهش $\text{Mg}^\#$ و افزایش تفریق نیازمند تشکیل یک کانی غنی از CaO و فقیر از Al_2O_3 به همراه یک فاز غنی از MgO (الیون) است و نقش کلینوپیروکسن غنی از Ca و فقیر از Al را در کنترل روند ترکیبی مذاب نشان می‌دهد (کاکس، ۱۹۷۹). تفریق الیون، نسبت $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ را تغییر نمی‌دهد و فقط مقدار عدد منیزیم را با مصرف MgO در ساختار خود و جدایش آن از مذاب، کاهش می‌دهد (حق نظر و ملکوتیان، ۱۳۸۸). روند کاهشی این نسبت با کاهش $\text{Mg}^\#$ در نمونه‌های مورد مطالعه بیانگر تفریق کلینوپیروکسن غنی از Ca به عنوان یکی از اجزای تفریق ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها در کنار الیون است.



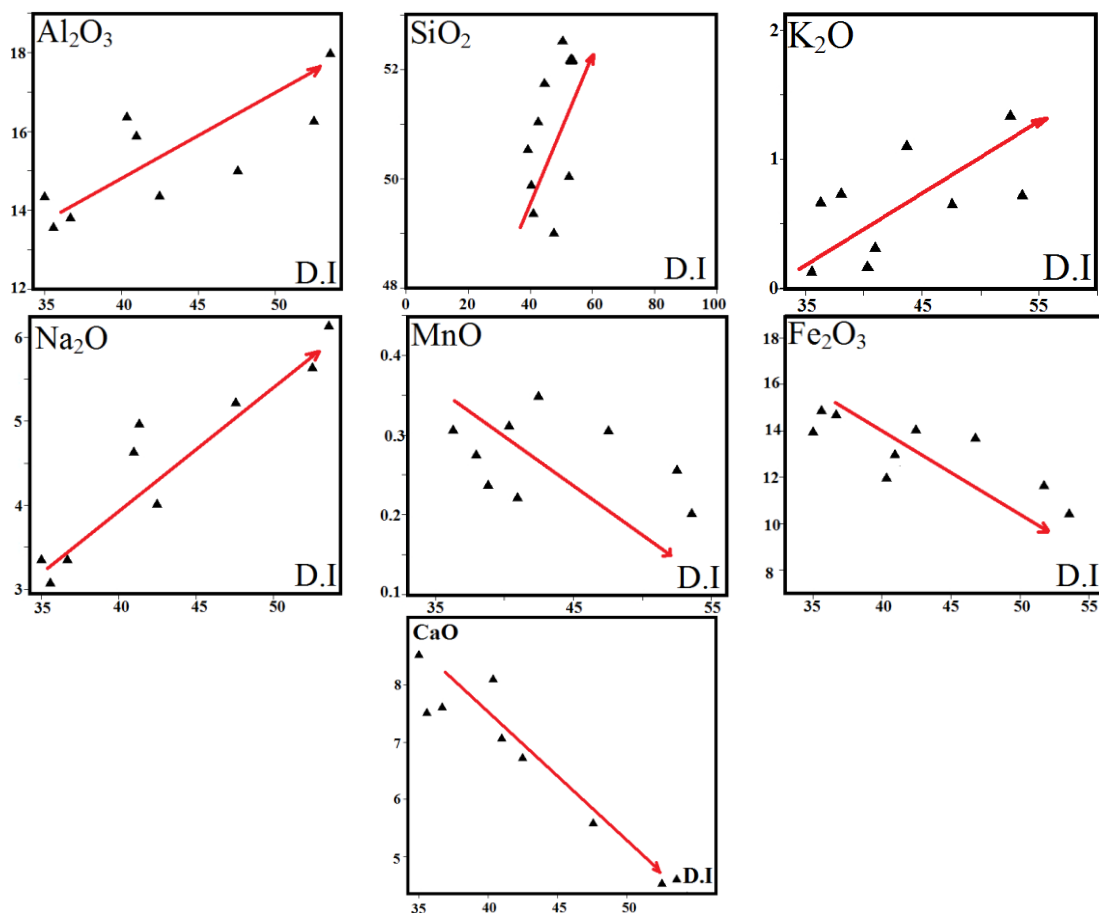
شکل ۴-۶- نمودارهای تغییرات درصد اکسید - درصد MgO (فتر، ۱۹۴۸) برای نمونه‌های بازالتی سلطان‌میدان.

۴-۵-۲- نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی - ضریب تفریق (D.I)

برای بررسی روند تغییر و تحول ماگما در جریان فرآیند تفریق، از نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی

- ضریب تفریق (D.I.) (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)^۱ استفاده شده است.

ضریب تفریق براساس مجموع درصد کانی‌های روشن (کوارتز، ارتوکلاز، آلبیت، نفلین، لوسیت و کالسلیت) محاسبه شده از طریق نرم CIPW به دست می‌آید. لازم به ذکر است که کانی‌های نفلین، لوسیت و کالسلیت برای تعیین ضریب تفریق نمونه‌های تحت اشباع قابل استفاده هستند، لذا ضریب تفریق نمونه‌های سنگی مورد مطالعه بر اساس مجموع درصد نورماتو کانی‌های کوارتز، آلبیت و ارتوکلاز محاسبه شده است. نمودارهای ضریب تفریق برای این نمونه‌ها در شکل (۴-۷) نشان داده شده است. ضریب تفریق، بیانگر روند تفریق ماگماست که با پیشرفت تفریق، ترکیب مایع باقیمانده، سیلیسی‌تر و فلسیک‌تر می‌شود. به طور کلی در این نمودارها با افزایش D.I، مقادیر SiO_2 ، Al_2O_3 ، Na_2O و K_2O روند صعودی و مقادیر CaO ، Fe_2O_3 کل و MnO روند نزولی نشان می‌دهند. با توجه به نتایج به دست آمده از مجموع نمودارهای فنر و ضریب تفریق، خاستگاه مشترک سنگ‌های مورد مطالعه و نقش تبلور تفریقی در تکوین این سنگ‌ها مورد تأیید قرار می‌گیرد.



شکل ۴-۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰).

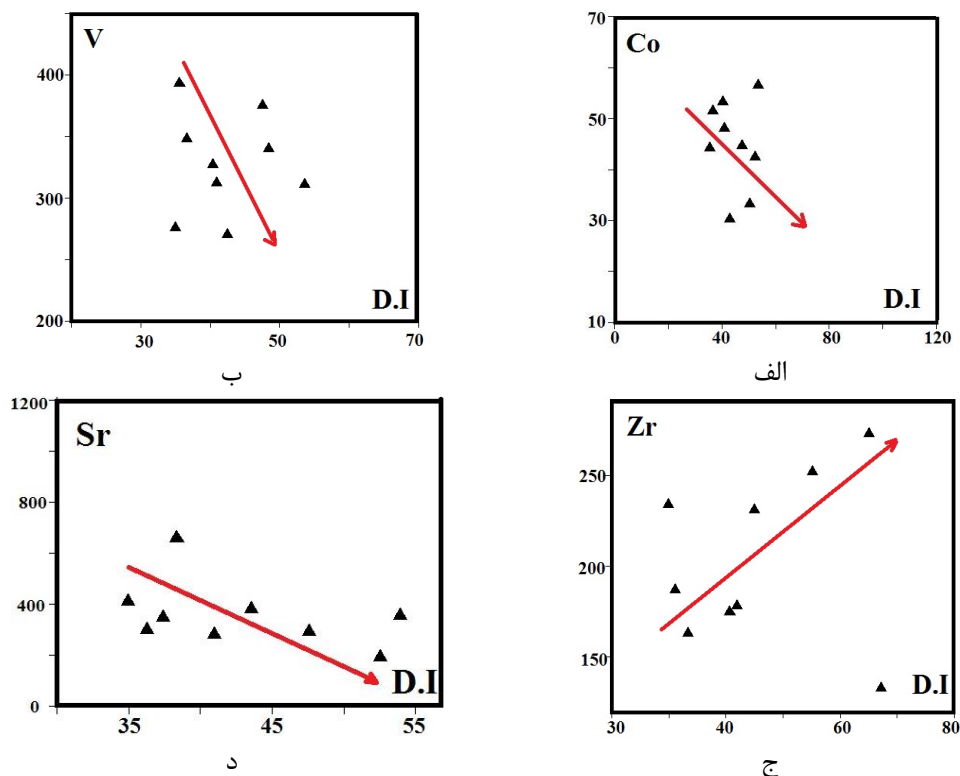
۴-۵-۳- نمودارهای تغییرات مقادیر عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق (D.I)

همانطور که در نمودارهای تغییرات مقادیر عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق (شکل ۴-۸) مشاهده می‌شود، عناصر V ، Co و Sr با افزایش ضریب تفریق روند نزولی نشان می‌دهند و نمودار تغییرات Zr در برابر ضریب تفریق، روند افزایشی نشان می‌دهد. عنصر Co دارای شعاع تقریباً مشابه با شعاع آهن و منیزیم بوده و به همین دلیل در ترکیبات آهن و منیزیم‌دار نظیر الیوین و پیروکسن حضور دارد. نسبت Co/Fe در کانی‌هایی که در اوایل تفریق ماگما تشکیل می‌شوند در بیشترین حد خود بوده و سپس با پیشرفت تفکیک بلوری به تدریج کاهش می‌یابد (میسون و مور، ۱۹۸۲). وانادیوم در ماگما به صورت V^{3+} حضور دارد و می‌تواند جانشین Fe^{3+} در مگنتیت گردد. علاوه بر این، وانادیوم در شبکه

کانی‌هایی، نظیر اوژیت و بیوتیت وارد می‌شود. ورود وانادیوم به ساختار کانی‌های اوژیت و مگنتیت و جدایش این کانی‌ها از ماگما، باعث تهی شدن این عنصر در مایعات باقی مانده می‌شود. Zr به دلیل بار الکتریکی بالا و شعاع نسبتاً بزرگ ($0.79 \text{ \AA}$) وارد کانی‌های سنگ‌ساز نشده و در محصولات نهایی تفریق ماگمایی متمرکز می‌شود. خلاصه‌ای از رفتار عناصر کمیاب در طی فرایند تفریق ماگمایی به نقل از ویلسون (۲۰۰۷)، در جدول (۳-۴) آمده است.

جدول ۳-۴- رفتار برخی از عناصر کمیاب در طی فرایند تفریق ماگمایی (برگرفته از ویلسون، ۲۰۰۷)

Ni, Cr, Co	مقادیر بالای عناصر (به عنوان مثال: Ni: 250-300 و Cr: 500-600)، مشتق شدن ماگمای مادر از منبع گوشته‌ی پریدوتیتی را نشان می‌دهند. کاهش در Ni (و به مقدار کمتری در Co)، نشان دهنده تفریق الیوین می‌باشد. کاهش در مقدار Cr با تفریق اسپینل یا کلینوپیروکسن سازگار است.
Ti, V	این دو عنصر رفتاری همسو در فرایند ذوب و تبلور نشان می‌دهند و نشانه‌های مفیدی برای تفریق اکسیدهای Fe – Ti (ایلمنیت یا تیتانومگنتیت) هستند. هنگامی که V و Ti رفتاری غیر مشابه نشان دهند، امکان جانشینی Ti به جای برخی فازهای فرعی مثل اسفن یا روتیل وجود دارد.
Hf, Zr	اینها عناصر ناسازگارند و به راحتی در فازهای اصلی گوشته جانشین نمی‌شوند. اگرچه ممکن است به جای Ti در فازهای فرعی مثل اسفن یا روتیل جانشین شوند.
Ba	به جای K در K – فلدسپار، هورنبلند و بیوتیت جانشین می‌شود. تغییر در مقادیر Ba یا نسبت K/Ba نشان‌دهنده‌ی نقش یکی از این فازهاست.
Rb	به جای K در K – فلدسپار، هورنبلند و بیوتیت جانشین می‌شود. نسبت K/Rb نشان دهنده‌ی نقش این فازهاست.
Sr	به آسانی جانشین Ca در پلاژیوکلاز و جانشین K در K – فلدسپار می‌شود. Sr یا نسبت Ca/Sr شاهد مفیدی برای درگیری پلاژیوکلاز در سطوح کم‌ژرفاست. Sr بیشتر به عنوان یک عنصر ناسازگار در شرایط گوشته رفتار می‌کند.
Y	بطور کلی رفتاری شبیه عناصر ناسازگار مثل REE های سنگین نشان می‌دهد.



شکل ۴-۸- نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق (D.I) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

۴-۵-۴- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل Zr

زیرکن به دلایل زیر به عنوان شاخص سیر تحول در سنگ‌ها انتخاب می‌شود (تالوسانی، ۲۰۱۰):

(۱) تغییرات زیادی نشان می‌دهد.

(۲) احتمال خیلی کمی وجود دارد که تحت تأثیر دگرسانی قرار گیرد.

(۳) یکی از ناسازگارترین عناصر نادر در خلال ذوب بخشی یا تبلور تفریقی در بازالت‌هاست.

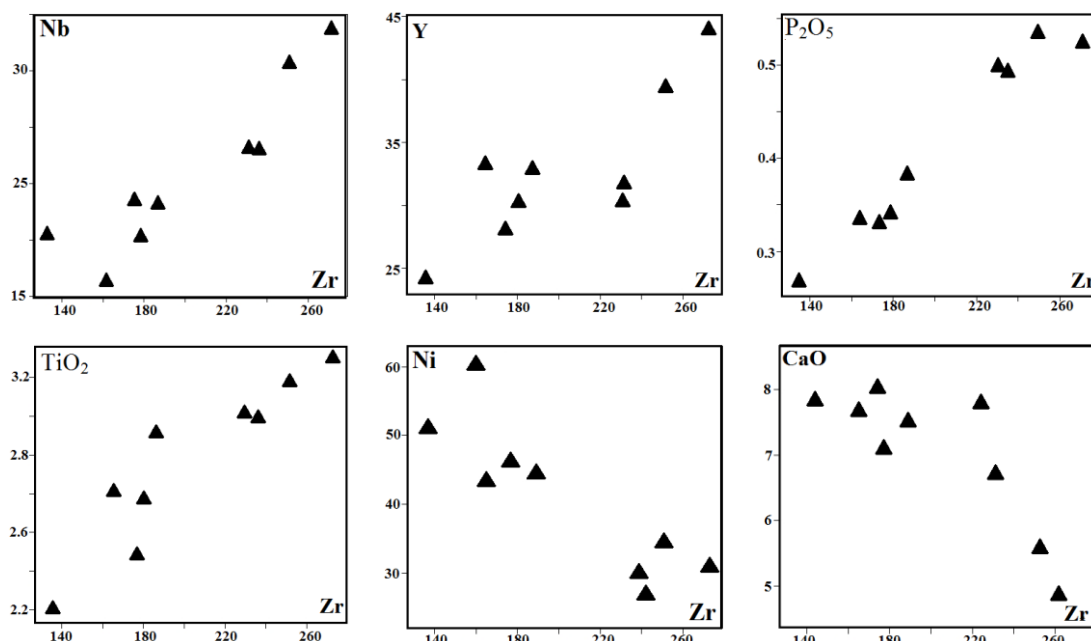
با توجه به نمودار تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل Zr (شکل ۴-۹)، روند کلی افزایش تمرکز

عناصر ناسازگار (نظیر Nb و Y)، با افزایش Zr و همبستگی منفی Ni با Zr، تفریق الیوین یا

کلینوپیروکسن را نشان می‌دهد. تفریق پلاژیوکلاز و پیروکسن نیز در نمودار Zr در مقابل CaO

مشاهده می‌شود. همچنین در این نمودارها افزایش در عناصر P و Ti (عناصر سازگار با اکسیدهای Fe-

Ti و آپاتیت) با افزایش Zr مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۹- نمودار تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل Zr برای نمونه‌های مورد مطالعه.

۴-۶- مقایسه فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی، با استفاده از نمودارهای

تغییرات عناصر کمیاب

روندهای مشاهده شده بر روی نمودارهای تغییرات، می‌توانند علاوه بر فرایندهای تبلور تفریقی، توسط ذوب بخشی نیز ایجاد شوند. بنابراین برای تفکیک و تشخیص هریک از این فرایندها، استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب و نسبت‌های آنها در مقابل یکدیگر، کاملاً ضروری می‌باشد. به نظر راجرز^۱ و همکاران (۱۹۸۴، ۱۹۸۰) اگر نمودار تغییرات دو عنصر ناسازگار دارای روند خطی و مثبت باشند و از مبدأ مختصات نیز بگذرد و نیز در نمودار عناصر سازگار- ناسازگار روند خطی و منفی دیده شود، در این صورت می‌توان فرآیند اصلی مرتبط به تشکیل سنگها را تبلور تفریقی دانست. همچنین استفاده از این نمودارها مفیدترین روش برای بررسی تحول سنگ‌های آذرین از ناحیه‌ی منشأ تا مکان جایگیری است.

۴-۶-۱- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر

نسبت عناصر ناسازگار در طی ذوب بخشی یا تبلور تفریقی تغییر نمی‌کند (یانگ و هارنس^۱، ۲۰۰۰). نسبت این عناصر ناسازگار که دارای ضرایب جدایش تقریباً یکسانی هستند، می‌تواند نشان دهنده نسبت این عناصر در محل منشأ باشد (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹). حال اگر تغییراتی در این نسبتها دیده شود بیانگر فرآیندهایی نظیر تغییرات درجه ذوب بخشی، اختلاط و آلایش ماگمایی می‌باشد.

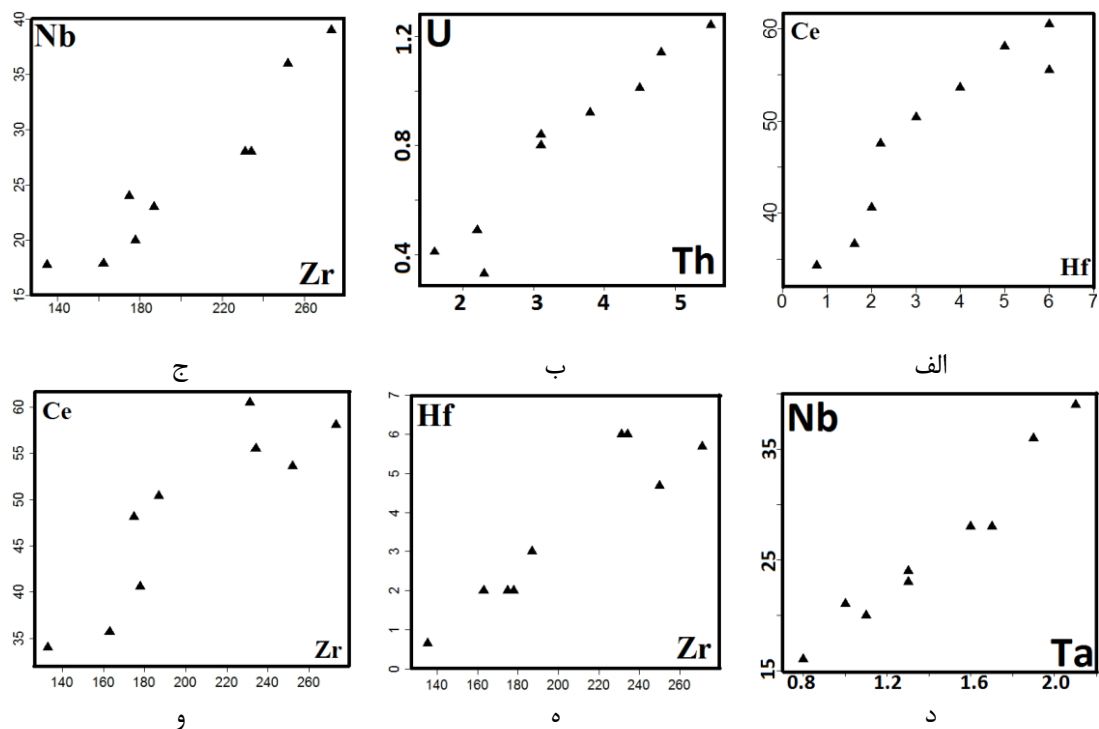
تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به هم برای نمونه‌های مورد مطالعه، در نمودارهای U-Th, Ce-Hf, Ce, Zr, Hf-Zr, Th-Zr, Ta-Nb, Nb-Zr نشان داده شده است (شکل ۴-۱۰-الف تا و). تغییرات عناصر ناسازگار مانند Hf, Ce, Rb در شرایط تبلور ماگمای بازالتی، با تغییرات Zr همبستگی مثبت نشان می‌دهند (کومار و راتنا^۲، ۲۰۰۷). در تمام این نمودارها، الگوی تغییرات نمونه‌های مورد مطالعه از روند خطی و صعودی تبعیت می‌کند که از مبدأ مختصات نیز می‌گذرد. با توجه به نمودارهای ارائه شده، فرآیند اصلی در تحولات ماگمایی این مناطق، تبلور تفریقی می‌باشد.

۴-۶-۲- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر سازگار

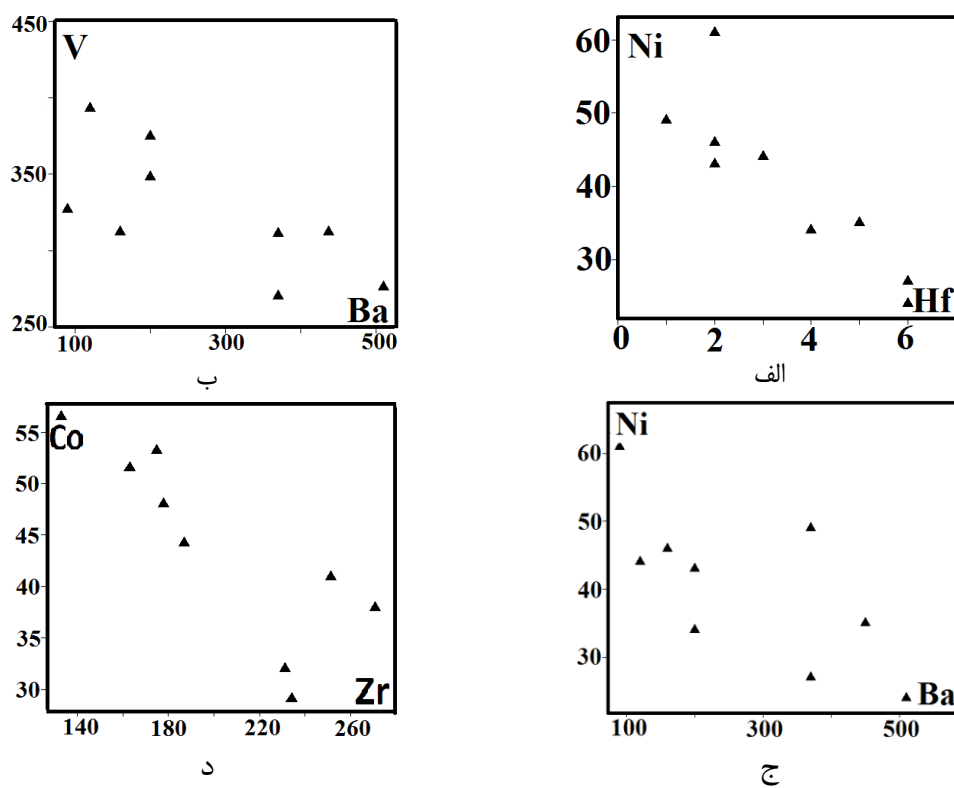
به نظر راجرز و همکاران (۱۹۸۵)، در صورتی که در نمودارهای تغییرات عناصر سازگار در مقابل عناصر ناسازگار، روندهای خطی و نزولی مشاهده شود، فرایند اصلی و غالب در ارتباط با تشکیل آنها، تبلور تفریقی خواهد بود. بنابراین، وجود روندهای منفی در نمودارهای Ni-Hf, Co-Zr, Ba-V, Ni-Ba (شکل ۴-۱۱-الف تا د) که تغییرات یک عنصر سازگار در مقابل تغییرات یک عنصر ناسازگار رسم شده است، نقش تبلور تفریقی را در تشکیل سنگ‌های منطقه تأیید می‌نماید.

1- Jung and Hoernes

2- Kumar and Rathna



شکل ۴-۱۰: نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار برای نمونه‌های بازالتی سلطان میدان در مناطق ابرسج و نکارمن.



شکل ۴-۱۱: نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار - سازگار برای نمونه‌های بازالتی سلطان میدان.

۷-۴- مقایسه فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی، با استفاده از نمودارهای

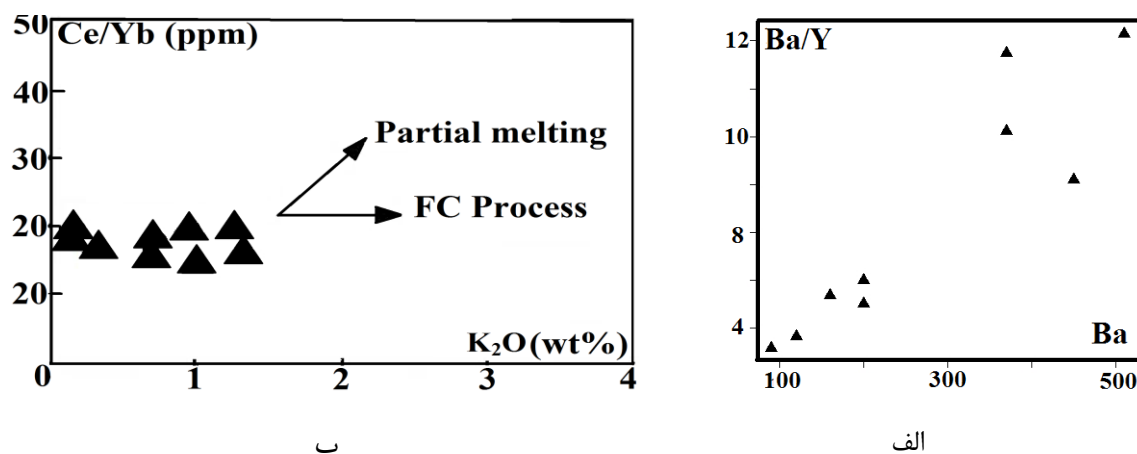
تغییرات نسبت عناصر کمیاب و درصد عناصر اصلی

- نمودار تغییرات Ba/Y در برابر Ba

روند مثبت این نمودار، بیانگر نقش فرایند تبلور تفریقی در تکوین سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۴-۱۲- الف).

- نمودار تغییرات K₂O در مقابل Ce/Yb (ژو و همکاران، ۲۰۰۳)

این نمودار نشان دهنده نقش تبلور تفریقی در تکوین سنگ‌های منطقه می‌باشد. همان طور که مشاهده می‌شود در فرآیند ذوب بخشی در این نمودار با افزایش درصد وزنی K₂O نسبت Ce/Yb افزایش یافته و در فرآیند تبلور جزء به جزء با افزایش درصد وزنی K₂O نسبت Ce/Yb ثابت است (شکل ۴-۱۲- ب).



شکل ۴-۱۲- نمودارهای تغییرات: الف- Ba/Y در برابر Ba؛ ب- K₂O در مقابل Ce/Yb (ژو و همکاران، ۲۰۰۳)؛ برای نمونه‌های بازالتی سلطان‌میدان.

۸-۴- نمودارهای بهنجار شده و چندعنصری (نمودارهای عنکبوتی)

در نمودارهای بهنجار شده و نمودارهای عنکبوتی، فراوانی گروه‌هایی از عناصر کمیاب و کمیاب خاکی موجود در نمونه‌های سنگی، نسبت به فراوانی این عناصر در سری نمونه‌های استاندارد، بهنجار می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳). این نمودارها بر اساس عناصر کمیاب خاکی (REE) و یا بر اساس عناصر کمیاب

خاکی به همراه برخی دیگر از عناصر ناسازگار (نمودارهای چندعنصری) ترسیم می‌شوند و با مقایسه آن‌ها با ترکیب کانی‌شناسی شاخص محل منبع، می‌توان به میزان انحراف آن‌ها از ترکیب منبع اولیه پی برد. این عناصر در بیشتر موارد، نسبت به شخانه‌های کندریتی، بهنجار می‌شوند. شخانه‌های کندریتی به علت این‌که مواد اولیه‌ی منظومه شمسی می‌باشند و ممکن است با هسته‌سازی اولیه‌ی زمین در ارتباط باشند، به عنوان نمونه‌های استاندارد انتخاب شده‌اند (ویلسون، ۱۹۸۹).

۴-۸-۱- نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت

در نمودارهای بهنجار شده براساس الگوی ترکیبی کندریت، تعداد ۱۵ عنصر به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب می‌شوند. این عناصر (La تا Lu)، به گروه عناصر نادر خاکی (REE) معروف هستند و به دلیل تغییر بسیار ملایم شعاع یونی، نمایشگرهای حساسی برای فرآیندهای مختلف آذرین مانند تفریق ماگمایی هستند.

نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا^۱، ۱۹۷۴) برای نمونه‌های مورد مطالعه ترسیم شده است (شکل ۴-۱۳). براساس این نمودار، همه‌ی نمونه‌ها غنی شدگی (تا ۱۰۰ برابر مقادیر کندریتی) از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و تهی شدگی نسبی (تا ۱۰ برابر مقادیر کندریتی) از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)، نشان می‌دهند. الگوی REE در درجه‌های بالای ذوب بخشی مسطح می‌باشد و متعاقباً تبلور تفریقی بازالت در فشار کم شیب REE را اندکی تغییر خواهد داد (ارنست و بوچان^۲، ۲۰۰۳).

در نمونه‌های مورد مطالعه، نسبت LREE/ HREE زیاد است و نمودار آن‌ها از شیب نزولی تقریباً زیادی برخوردار است. این امر بیانگر درجه‌ی پایین ذوب بخشی محل منبع و تفریق یافته بودن نمونه‌هاست.

1- Nakamora

2-Ernst & Buchan

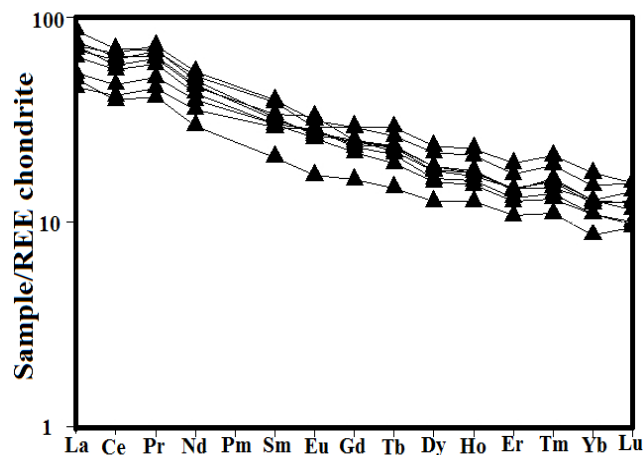
به اعتقاد سریواستاوا^۱ و سین^۲ (۲۰۰۴)، با افزایش درجه ذوب بخشی تا حدود ۳۰ درصد از تمرکز REE به سرعت کاسته شده و بعد از آن (درجات ذوب بخشی بیشتر از ۳۰ درصد)، مذاب نمی‌تواند تغییرات مهمی در تمرکز عناصر کمیاب خاکی (REE) ایجاد کند. با توجه به مطالب فوق می‌توان استنباط کرد که شیب الگوی عناصر کمیاب خاکی (REE) می‌تواند نشان‌دهنده میزان ذوب بخشی باشد، به این صورت که در درجات بسیار پایین ذوب بخشی شیب این منحنی‌ها زیاد بوده و عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی بسیار بیشتری را نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهند. ولی با افزایش درجه ذوب بخشی شیب این منحنی‌ها کاهش یافته و از غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) کاسته می‌شود. همچنین بالا بودن نسبت LREE/HREE می‌تواند نشان‌دهنده بالا بودن نسبت فشار $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ در ناحیه‌ی منشأ و عمق بیشتر تولید ماگماست. مقادیر TiO_2 ، LREE و La/Yb بالا و HREE به‌طور نسبی پایین نشان می‌دهند که این ماگما محصول ذوب بخشی یک منبع گارنت‌دار می‌باشد. زیرا عناصر نادر خاکی سنگین معمولاً در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می‌گیرند. لذا وقتی که ذوب در اعماق زیاد صورت می‌گیرد، عناصر HREE در گارنت موجود در منشأ متمرکز می‌شوند و از ورود آنها به مذاب حاصل از ذوب بخشی جلوگیری شده بنابراین نسبت HREE/LREE در فاز مایع کاهش می‌یابد (هی و همکاران، ۲۰۱۰). الگوی تمامی عناصر کمیاب سنگین‌های منطقه‌ی مورد مطالعه به صورت موازی با یکدیگر می‌باشد. در صورتی که یک مجموعه از سنگهای آذرین در اثر تحمل فرایندهای تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی با یکدیگر مرتبط باشند، باید مقادیر عناصر کمیاب و نسبت آنها به طور ثابت و پیوسته ای در سری تغییر کند (ویلسون، ۱۹۸۹). الگوی موازی نمونه‌ها، منشأ

1- Srivastava

2- Singh

واحد و تحول آن‌ها را در طی فرآیندهای تبلور تفریقی ماگما تأیید می‌کند (سیوتکوویک^۱ و همکاران، ۲۰۱۰).

در نمودار ناکامورا (۱۹۷۴)، Eu ناهنجاری نشان نمی‌دهد. با توجه به این که پلاژیوکلاز جزء کانی‌های اصلی در سنگ‌های مورد مطالعه محسوب می‌شود، نبود ناهنجاری Eu، ناشی از مهم نبودن نقش پلاژیوکلاز در طی فرایند تشکیل سنگ و تفریق می‌باشد (کوریتانیا^۲ و همکاران، ۲۰۰۹).



شکل ۴-۱۳- نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) برای نمونه‌های بازالتی سلطان- میدان در مناطق ابرسج و نکارمن.

در نمودار چند عنصری (عنکبوتی) بهنجار شده نسبت به کندریت تامپسون (۱۹۸۲) برای نمونه‌های مورد مطالعه (شکل ۴-۱۴)، پراکندگی مشاهده شده در عناصر Rb, Ba, K, Th و Sr (آنومالی مثبت و منفی) را می‌توان به تأثیر آرایش پوسته‌ای و دگرسانی رخ داده بر روی این سنگ‌ها و تحرک بالای عناصر فوق نسبت داد. این عناصر نسبت به دگرسانی حساسیت زیادی نشان می‌دهند و تحرک بالای آن‌ها موجب ایجاد آنومالی‌های مثبت و منفی در این سنگ‌ها می‌گردد (ریچو^۳ و همکاران، ۲۰۰۴). به اعتقاد یانگا^۴ و همکاران (۲۰۱۱)، آنومالی منفی Rb در برخی نمونه‌ها به آلتراسیون ثانویه منسوب

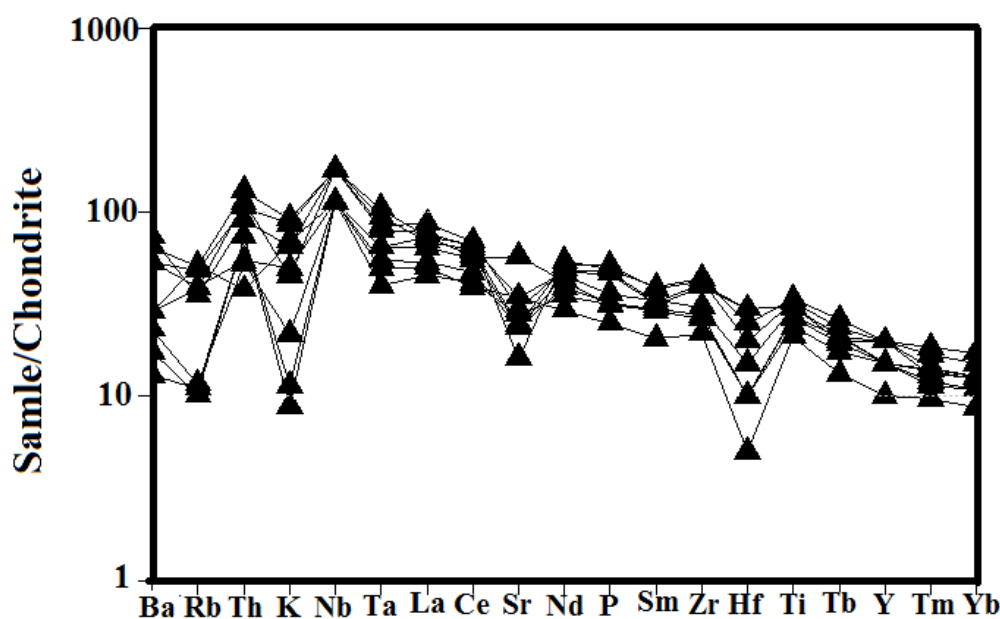
1-Cvetkovic

2- Kuritania

3- Reichew

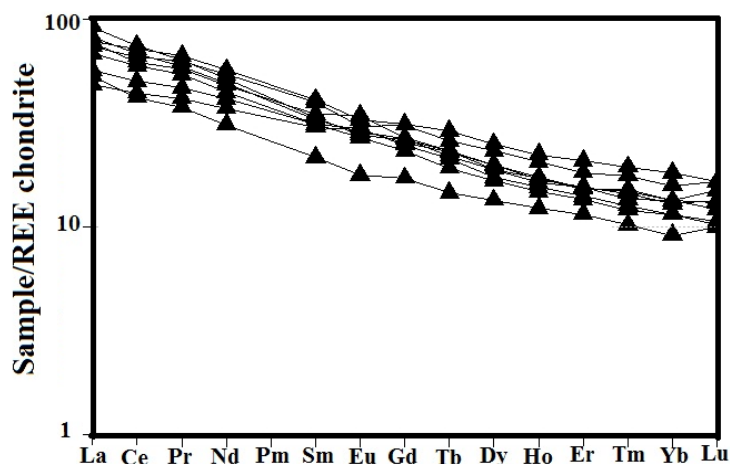
4- Junga

می‌شود. در واقع پراکندگی‌های مشاهده شده این عناصر در نمونه‌های سنگی، نشان از شسته شدن آن‌ها از برخی از نمونه‌ها و یا اضافه شدن به برخی دیگر، در طی فرایند دگرسانی دارد (وانگ و همکاران، ۲۰۰۳). عدم وجود آنومالی منفی عناصر Ti و P در این سنگ‌ها، نشانه‌ی غنی بودن ماگما از آنهاست و طبیعت آکالن ماگمای سازنده‌ی آن‌ها را نشان می‌دهد. عناصر سنگین Y و Yb تهی‌شدگی اندکی نشان می‌دهند که از دیگر شواهد ماهیت آکالن ماگماست.



شکل ۴-۱۴- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) برای نمونه‌های بازالتی سلطان‌میدان در مناطق ابرسج و نکارمن.

همچنین در نمودار بهنجار شده به کندریت باینتون (۱۹۸۴)، غنی‌شدگی شدید از عناصر نادر خاکی سبک (تا ۱۰۰ برابر مقادیر کندریتی)، تهی‌شدگی نسبی از عناصر نادر خاکی سنگین (تا ۱۰ برابر مقادیر کندریتی) و الگوی موازی این تغییرات بخوبی دیده می‌شود (شکل ۴-۱۵). این ویژگی‌ها بیانگر طبیعت آکالن ماگمای گوشته‌ای و رخداد فرایند تبلور تفریقی در تحول آن می‌باشد (نیکلسون و همکاران، ۲۰۰۴).



شکل ۴-۱۵- نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت (باینتون، ۱۹۸۴) برای نمونه‌های بازالتی سلطان- میدان در مناطق ابرسج و نکارمن.

۴-۸-۲- نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه

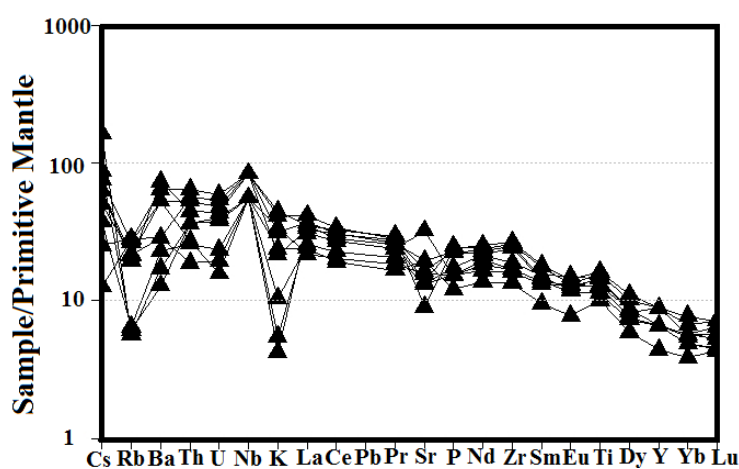
برای بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه برای نمونه‌های مورد مطالعه از نمودار سان^۱ و مک دونوف^۲ (۱۹۸۹) استفاده شده است. در این نمودار (شکل ۴-۱۶) نیز همانند نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت، همه‌ی نمونه‌ها غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE نشان می‌دهند.

علاوه بر آن، تهی‌شدگی از Cs, Rb و K، با تحرک بالای این عناصر طی دگرسانی این سنگ‌ها قابل توجیه است. Ba در برخی نمونه‌ها غنی‌شدگی و در برخی دیگر تهی‌شدگی نشان می‌دهد. پراکندگی مشاهده شده در آنومالی Ba به دلیل مشابهت ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن با K و Ca می‌باشد. به علت متاسوماتیسم صورت گرفته در برخی سنگ‌های مورد مطالعه، K و به دنبال آن Ba نیز افزایش یافته است. Y و Yb ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابهی داشته و از عناصر بسیار سنگین هستند که ضریب توزیع آنها در مذاب‌های مافیک در کانی گارنت بسیار بالاست. لذا تهی‌شدگی این عناصر در نمونه‌های

1- Sun

2- McDonough

مورد مطالعه نشان دهنده حضور گارنت در منشأ ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها می‌باشد. فقدان آنومالی منفی و بخصوص نابهنجاری مثبت Nb، نشان دهنده ترکیبات مشتق شده از گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای می‌باشد (وانگ و همکاران، ۲۰۰۷). در این نمودار عناصر با شدت میدان بالا نظیر Nb, P, Zr, Ti فاقد آنومالی منفی هستند. این ویژگی از خصوصیات بارز ماگماتیسم آلکالن درون ورقه‌ی قاره‌ای می‌باشد (وانگ و همکاران، ۲۰۰۷) و همچنین بیانگر عدم آرایش ماگما با لیتوسفر قاره‌ای می‌باشد (موفتیا و همکاران، ۲۰۱۱).



شکل ۴-۱۶- نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، برای نمونه‌های بازالتی سلطان‌میدان در مناطق ابرسج و نکارمن.

۴-۹- تعیین سری ماگمایی

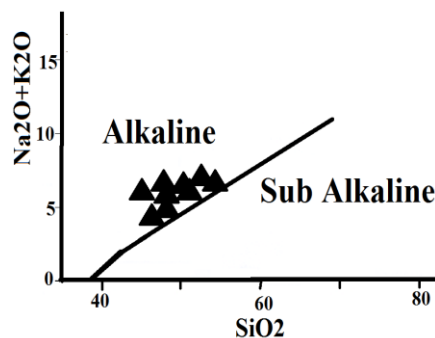
سری ماگمایی، مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین با ترکیب شیمیایی مختلف است که از یک ماگمای مادر در اثر تبلور بخشی به وجود آمده‌اند (کونو^۱، ۱۹۶۸). عوامل دیگری نیز در تشکیل سنگ‌های مربوط به یک سری ماگمایی، نقش مهمی را ایفا می‌نماید. تعیین این عوامل و نوع سری ماگمایی مربوط به یک مجموعه سنگی، یکی از مهم‌ترین اهداف علم پترولوژی به حساب می‌آید. با استفاده از نمودارهای تغییرات شیمیایی، که تغییرات موجود در یک سری ماگمایی خاص را مورد بررسی قرار می‌دهند، می‌توان نوع سری ماگمایی را تشخیص داده و به ویژگی‌های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی

1- Kuno

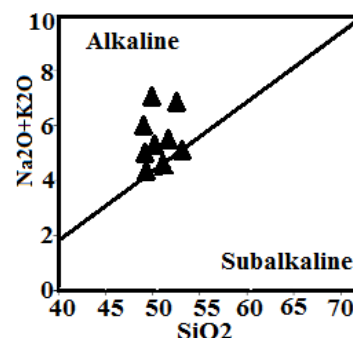
خاص آن پی برد. در مطالعه حاضر به منظور تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای مختلفی استفاده شده است که در ادامه به معرفی آن‌ها می‌پردازیم.

۴-۹-۱- نمودارهای $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2

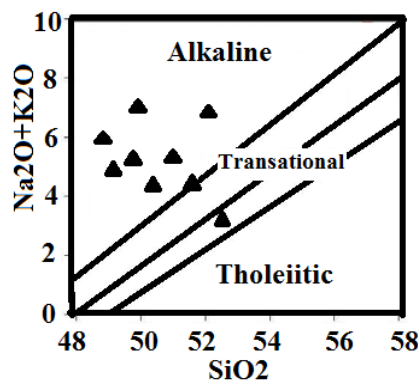
به منظور تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودارهای مجموع درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر درصد وزنی SiO_2 از ایروین^۱ و باراگار^۲ (۱۹۷۱)، (شکل ۴-۱۷ - الف، ب و ج)، و پکسریلو^۳ و همکاران (۱۹۷۹)، (شکل ۴-۱۷ - د)، استفاده شده است. براساس این نمودارها، سنگ‌های مورد بررسی در محدوده‌ی سری آلکالن واقع می‌شوند.



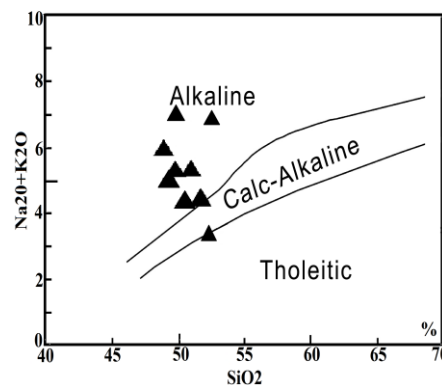
ب



الف



د



ج

شکل ۴-۱۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین سری ماگمایی، الف، ب و ج: ایروین و باراگار، ۱۹۷۱، د: پکسریلو و همکاران، ۱۹۷۹.

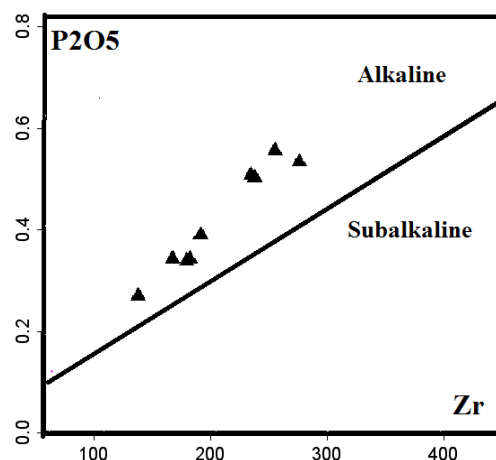
1- Irvin

2- Baragar

3- Peccerillo

۴-۹-۲- نمودار Zr در مقابل P_2O_5 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶)

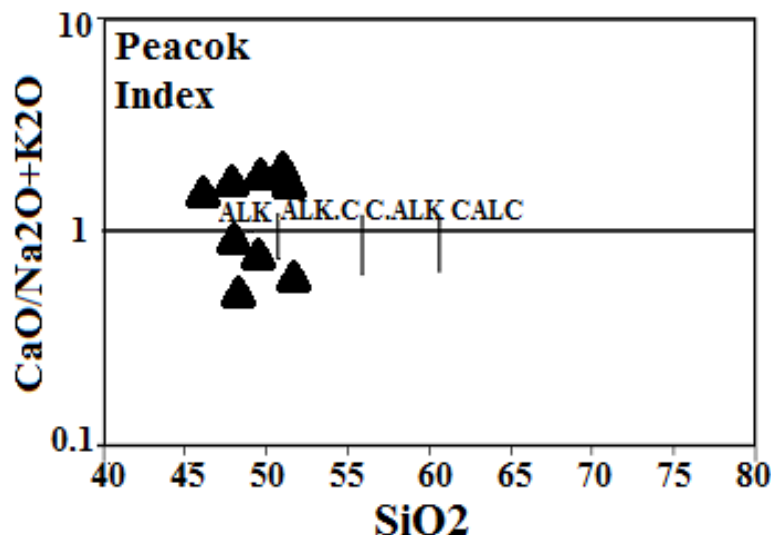
نمودار Zr در مقابل درصد وزنی P_2O_5 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶) برای تعیین ماهیت آکالن یا تولییتی نمونه‌های مناطق مورد مطالعه ترسیم شده است (شکل ۴-۱۸). زیرکن یک عنصر ناسازگار در ماگماهای بازالتی بوده و معمولاً در طول فرآیندهای دگرسانی و یا هوازدگی به صورت پایدار باقی می‌ماند (وانگ و همکاران، ۲۰۰۷). با توجه به دگرسانی نمونه‌های مورد مطالعه و مقاومت بیشتر P و Zr در برابر هوازدگی نسبت به عناصر آکالی (K و Na)، این نمودار از اعتبار بالاتری برای تعیین سری ماگمایی برخوردار است. از طرف دیگر، ترکیبات آکالن در مقایسه با سنگ‌های تولییتی با مقادیر یکسان Zr، دارای P_2O_5 بالاتری بوده (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶) و این دو محدوده با یک خط مستقیم از هم جدا می‌شوند. تمامی نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار در محدوده‌ی سری آکالن قرار گرفته‌اند.



شکل ۴-۱۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی Zr در مقابل درصد وزنی P_2O_5 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶)

۳-۹-۴- نمودار شاخص Peacock در برابر SiO_2 (پکسریلو و تایلور^۱، ۱۹۷۶)

شاخص Peacock (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶) به صورت درصد وزنی CaO تقسیم بر مجموع درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ تعریف می‌شود (بوگارتس^۲ و همکاران، ۲۰۰۳) با توجه به این نمودار، غالب نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی سری آلکالن واقع شده‌اند (شکل ۱۹-۴).



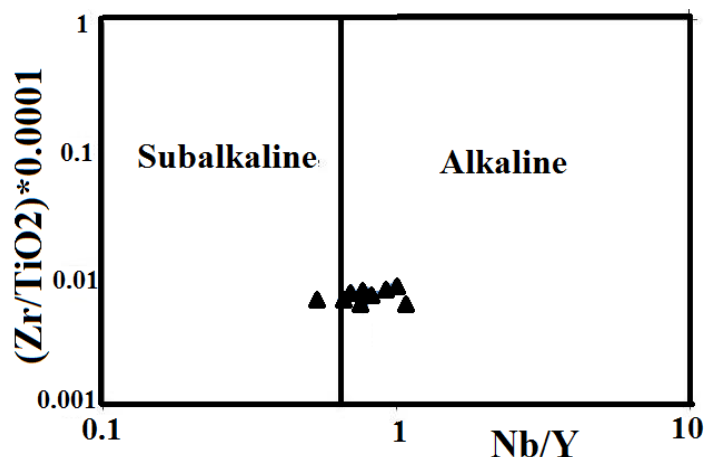
شکل ۱۹-۴- نمودار شاخص Peacock در برابر SiO_2 (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶) برای تعیین سری ماگمایی نمونه‌های بازالتی سلطان‌میدان.

۴-۹-۴- نمودار $(\text{Zr}/\text{TiO}_2) \times 0.0001$ در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)

نمودار وینچستر و فلوید (۱۹۷۷)، بر اساس تغییرات نسبت‌های $(\text{Zr}/\text{TiO}_2) \times 0.0001$ در مقابل Nb/Y ، برای شناسایی سنگ‌های آلکالن از ساب‌آلکالن طراحی شده است و این محدوده‌ها توسط یک خط قائم از یکدیگر جدا می‌شوند. بر این اساس، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۲۰-۴).

1- Taylor

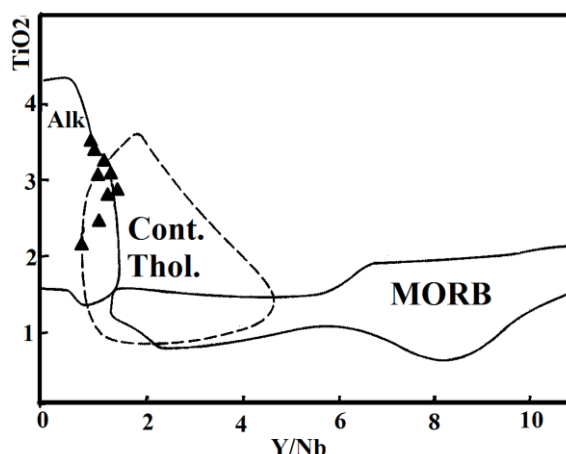
2- Bogaerts



شکل ۴-۲۰- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تعیین سری ماگمایی وینچستر و فلوید (۱۹۷۷)

۴-۹-۵- نمودار TiO_2 در برابر Y/Nb (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۵)

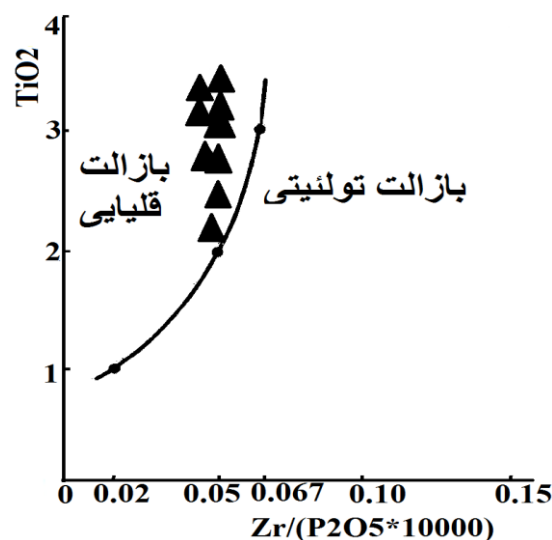
بازالت‌های قلیایی نسبت Y/Nb پایینی دارند و در این نمودار از این ویژگی برای نشان دادن سه میدان مورب، بازالت‌های قلیایی (که بازالت‌های قلیایی قاره‌ای جزایر اقیانوسی را در بر می‌گیرد) و تولیت‌های قاره‌ای استفاده شده است. هیچ میدانی منحصر به فرد نیست، اما همپوشی اندکی وجود دارد. وینچستر و فلوید (۱۹۷۶) اظهار می‌کنند که نسبت Y/Nb در هنگام دگرگونی و دگرسانی ثابت است و تنها استثنا در حاشیه‌ی گدازه‌های بالشی دگرسان شده و دولریت‌های دگرگون شده است. بر این اساس، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های قلیایی واقع می‌شوند (شکل ۴-۲۱).



شکل ۴-۲۱- موقعیت نمونه‌های بازالتی سلطان‌میدان بر روی نمودار تعیین سری ماگمایی فلوید وینچستر (۱۹۷۵)

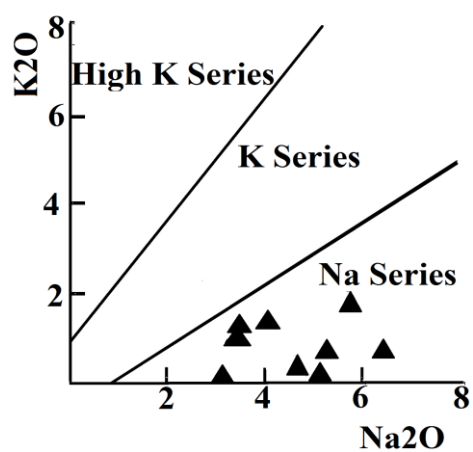
۴-۹-۶- نمودار TiO_2 در برابر $\text{Zr/P}_2\text{O}_5 \cdot 10^4$ (وینچستر و فلوید ، ۱۹۷۶)

این نمودار، همان هدف نمودار TiO_2 در برابر Y/Nb را در بر دارد، اما این سود را دارد که که میدان‌های بازالت‌های تولیتی و قلیایی تقریباً بطور کامل از هم جدا می‌شوند. این نمودار را هنگام استفاده برای سنگ‌های به شدت دگرسان، باید با احتیاط بکار برد. زیرا به علت تحرک P ، نسبت $\text{Zr/P}_2\text{O}_5$ با پیشرفت دگرسازی تغییر می‌کند (وینچستر و فلوید ، ۱۹۷۶). بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های قلیایی واقع می‌شوند (شکل ۴-۲۲).

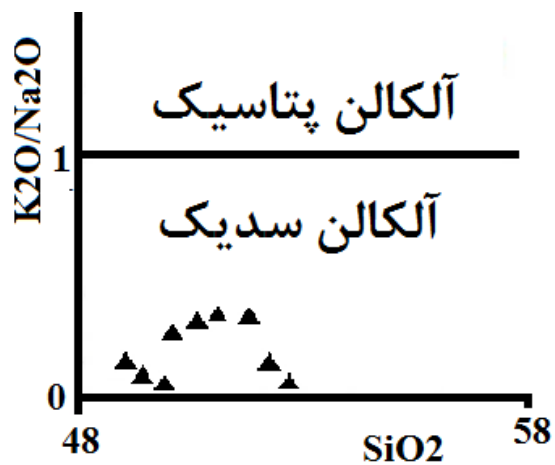


شکل ۴-۲۲- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه روی نمودار تعیین سری ماگمایی وینچستر و فلوید (۱۹۷۶).

به علت فراوانی نسبی عناصر K و Na در سنگ‌های آکالن، این سنگ‌ها را به دو سری سدیک و پتاسیک تقسیم می‌کنند (بست، ۲۰۰۳). در نمودار $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (امامی، ۱۹۸۱)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی سری آکالن سدیک قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۳-الف). در نمودار K_2O در برابر Na_2O (اروین و باراگار، ۱۹۷۱)، سنگ‌های آکالن به سه سری سدیک، پتاسیک و پتاسیم بالا تقسیم می‌شوند که نمونه‌های مورد مطالعه همگی در محدوده‌ی سری آکالن سدیک قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۳-ب). این امر ماهیت کافت درون ورقه‌ی قاره‌ای نمونه‌ها را تأیید می‌کند.



ب



الف

شکل ۴-۲۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی، الف: امامی (۱۹۸۱)، ب: اروین و باراگار (۱۹۷۱).

فصل پنجم

تسویز

۵-۱- مقدمه

در فصول قبل ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه به دقت مورد بررسی قرار گرفتند. این سنگ‌ها شامل بازالت‌های آکالن سدیک به سن سیلورین می‌باشند و بر اساس موقعیت چینه‌شناسی آن‌ها و همچنین بر اساس نمودارهای عنکبوتی، می‌توان جایگاه کافت درون قاره‌ای را برای آن‌ها در نظر گرفت. در این فصل ابتدا سعی شده است با استفاده از ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین، تا حد ممکن جایگاه تکتونیکی منطقه مورد مطالعه مشخص شود و در ادامه به بررسی خصوصیات محل منشأ ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های مورد مطالعه پرداخته می‌شود و در پایان با جمع‌بندی کلیه داده‌ها و اطلاعات، الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های منطقه ارائه خواهد شد.

۵-۲- تعیین محیط تکتونیکی تشکیل نمونه‌های مورد مطالعه

بر اساس محیط تکتونیکی، سنگ‌های آکالن در سه گروه مشاهده می‌شوند (ترابی، ۲۰۰۹):

(۱) کافت قاره‌ای و ماگماتیسم درون ورقه‌ای

(۲) ماگماتیسم درون ورقه اقیانوسی

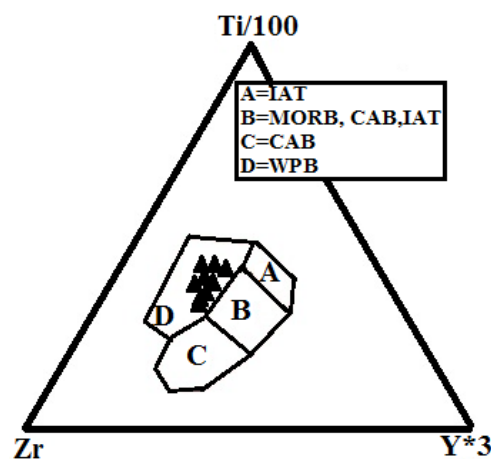
(۳) ماگماتیسم آکالن مرتبط با بخش‌های داخلی زون‌های فروران

این سنگ‌ها معمولاً در محیط‌های کششی در نقاط داغ درون صفحه‌ای مثل جزایر اقیانوسی و در مراحل اولیه‌ی کافت‌زایی درون قاره‌ای یافت می‌شوند (آلدینوسی^۱ و همکاران، ۲۰۰۸). همانطور که در نمودارهای عنکبوتی و بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه و کندریت مشاهده شد، سنگ‌های مورد مطالعه در LILE, LREE, MREE و HFSE غنی‌شدگی و در HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند که بیانگر طبیعت آکالن درون قاره‌ای این سنگ‌ها می‌باشد. در این بخش به منظور تشخیص جایگاه تکتونیکی و منشأ احتمالی تشکیل ماگمای آکالن سازنده‌ی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای تمایز تکتونوماگمایی استفاده شده است.

1- Aldinucci

۵-۲-۱- نمودار $Ti/100-Zr-Y*3$ ، پیرس و کان^۱ (۱۹۷۳)

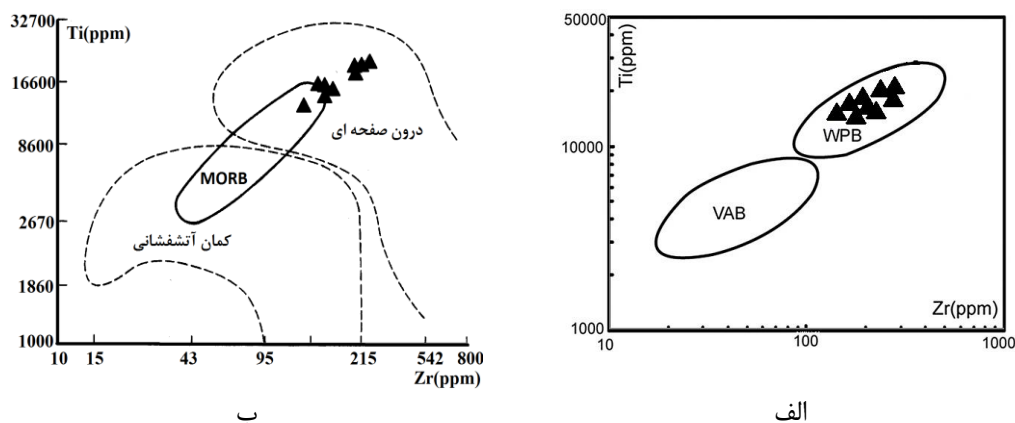
این نمودار به شیوه‌ای بسیار کار آمد، بازالت‌های درون‌صفحه‌ای (به بیانی دیگر بازالت‌های جزایر اقیانوسی یا طغیانی قاره‌ای) را از دیگر انواع بازالت‌ها متمایز می‌سازد. عناصر $Ti-Zr-Y$ در حین فرایندهای ثانویه، تقریباً بدون تغییر باقی می‌مانند، به همین علت برای شناسایی خاستگاه سنگ‌های دگرسان شده نیز مفیدند (پیرس و کان، ۱۹۷۳). نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار (شکل ۵-۱) در محدوده‌ی بازالت‌های درون‌صفحه‌ای (میدان D) قرار می‌گیرند. بازالت‌های درون‌صفحه‌ای در مقایسه با سایر بازالت‌ها از نسبت Ti/Y بالاتری برخوردار هستند. این امر بیانگر یک منشأ گوشته‌ای غنی شده برای این بازالت‌هاست.



شکل ۵-۱- نمودار تمایز محیط تکتونیکی $Ti/100-Zr-Y*3$ (پیرس و کان، ۱۹۷۳)، برای نمونه‌های بازالتی سلطان میدان.

۵-۲-۲- نمودارهای $Ti-Z$ ، پیرس (۱۹۸۲ و ۱۹۹۶)

این دو نمودار با مقیاس لگاریتمی توسط پیرس ارائه شده‌اند و در آن‌ها بازالت‌های درون‌صفحه‌ای از بازالت‌های کمان آتشفشانی متمایز شده‌اند. بر اساس این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه همگی در محدوده‌ی بازالت‌های درون‌صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲-الف و ب).



شکل ۵-۲- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی الف: پیرس (۱۹۸۲)،
ب: پیرس (۱۹۹۶)

۵-۲-۳- نمودار Zr/Y - Zr ، پیرس و نوری^۱ (۱۹۷۹)

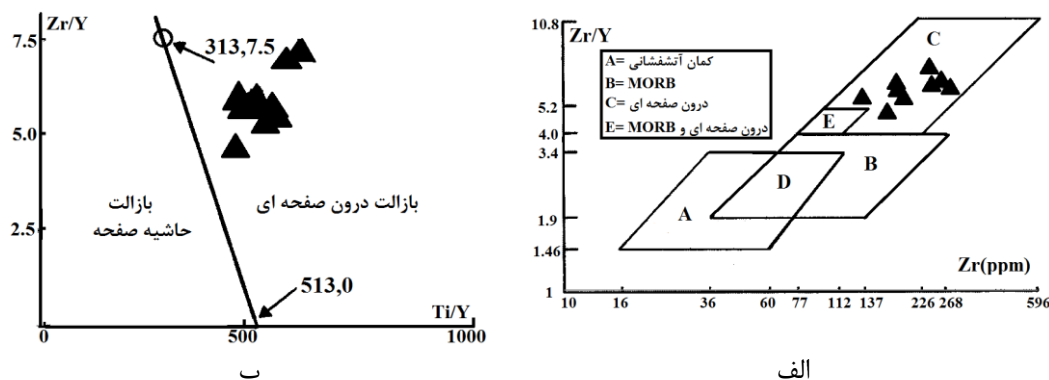
پیرس و نوری (۱۹۷۹) دریافتند که نسبت Zr/Y در برابر ضریب تفکیک Zr ، تمایزی مؤثر بین بازالت‌های جزایر کمانی اقیانوسی، مورب و بازالت‌های درون صفحه‌ای به دست می‌دهد. بر طبق این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های درون صفحه‌ای واقع شده‌اند (شکل ۵-۳-الف).

۵-۲-۴- نمودار Ti/Y - Zr/Y ، پیرس و گیل^۲ (۱۹۷۷)

پیرس و گیل (۱۹۷۷) از این نمودار برای تمایز بازالت‌های درون صفحه‌ای از انواع دیگر بازالت‌ها که در مجموع بازالت‌های حاشیه‌ای نامیده می‌شوند، استفاده کردند. در این نمودار از غنی‌شدگی Ti و Zr بدون در نظر گرفتن Y در بازالت‌های درون صفحه‌ای استفاده شده است. همانطور که در شکل (۵-۳-ب) مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه همگی در محدوده‌ی بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند.

1-Norry

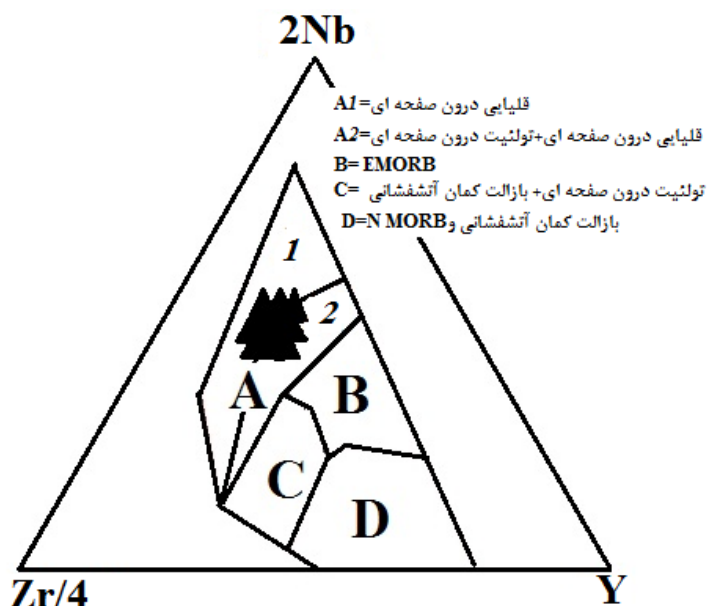
2-Gale



شکل ۳-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی الف: پیرس و نوری (۱۹۷۹)، ب: پیرس و گیل (۱۹۷۷)

۵-۲-۵- نمودار $2Nb-Zr/4-Y$ ، مشد^۱ (۱۹۸۶)

در این نمودار که از عنصر Nb در کنار سایر عناصر با شدت میدان بالا (HFS) استفاده شده است، بازالت‌های آلوکالن درون صفحه‌ای، تولیت‌های درون صفحه‌ای، MORB و بازالت‌های کمان آتشفشانی از یکدیگر متمایز می‌شوند. نمونه‌های مورد نظر بر روی این نمودار (شکل ۴-۵) در میدان بازالت‌های درون صفحه‌ای (میدان A1 و A2) قرار گرفته‌اند.



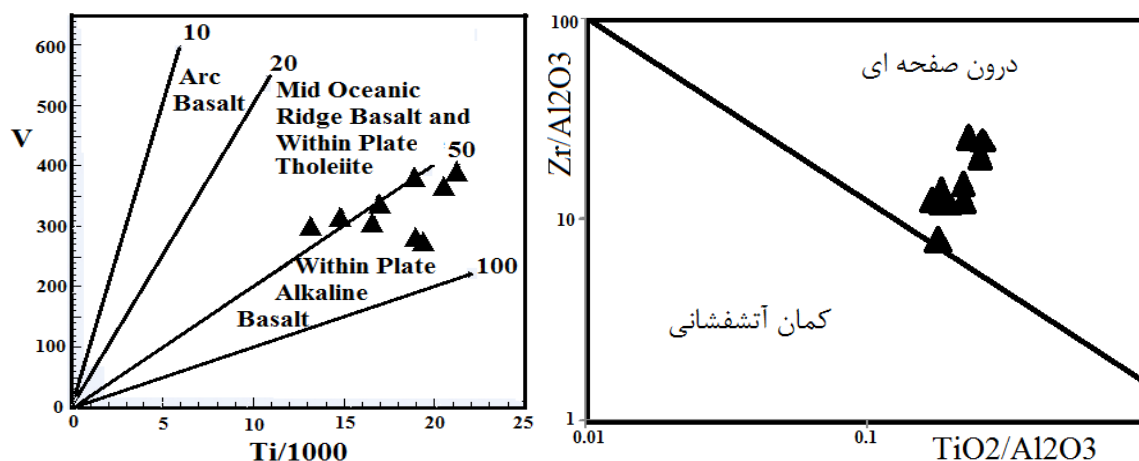
شکل ۴-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تمایز محیط تکتونیکی $2Nb-Zr/4-Y$ (مشد، ۱۹۸۶).

۵-۲-۶- نمودار Zr/Al_2O_3 - TiO_2/Al_2O_3 مولر^۱ و همکاران (۱۹۹۲)

مولر و براون (۱۹۹۲)، از نمودار تمایزی Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 به منظور تفکیک محدوده-های کمان آتشفشانی از درون صفحه‌ای استفاده کردند. بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی درون صفحه‌ای واقع می‌شوند (شکل ۵-۵-الف).

۵-۲-۷- نمودار $Ti/1000 - V$ ، شروه^۲ (۱۹۸۲)

در این نمودار با توجه به نسبت Ti/V ، محدوده‌های بازالت‌های پشته میان اقیانوسی و تولیت‌های درون صفحه‌ای، بازالت آلکالن درون صفحه‌ای و بازالت‌های کمانی از یکدیگر جدا شده‌اند. متوسط نسبت Ti/V در بازالت‌های مورد مطالعه $۵۳/۶$ می‌باشد که این نسبت از شاخصه‌های محیط درون صفحه قاره‌ای است (شکل ۵-۵-ب).



ب

الف

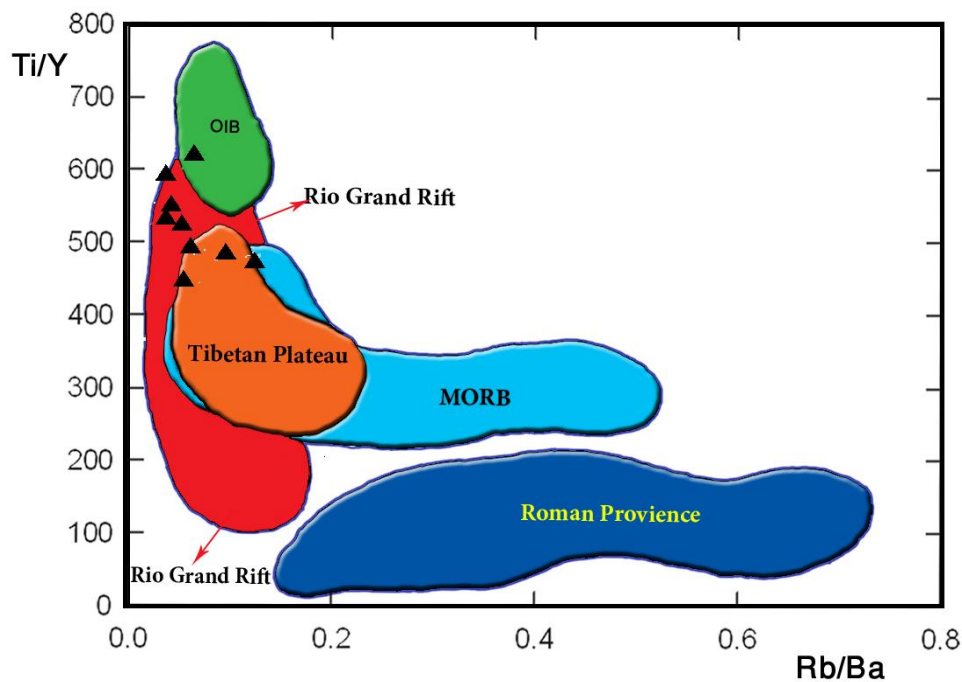
شکل ۵-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی الف: Zr/Al_2O_3 - TiO_2/Al_2O_3 (مولر و همکاران، ۱۹۹۲)، ب: $Ti/1000-V$ (شروه، ۱۹۸۲).

1-Muller

2-Shervais

۵-۲-۸- نمودار $Ti/Y - Rb/Ba$ ، آلیسی^۱ و همکاران (۱۹۹۸)

در این نمودار جایگاه بازالت‌های محیط اقیانوسی (OIB) و مورب از جایگاه بازالت‌های محیط کافتی و درون صفحه‌ای تفکیک شده است. همانطور که ملاحظه می‌شود تمامی نمونه‌ها در محدوده‌ی کافت ریوگراند و بازالت‌های طغیانی فلات تبت قرار می‌گیرند (شکل ۵-۶).

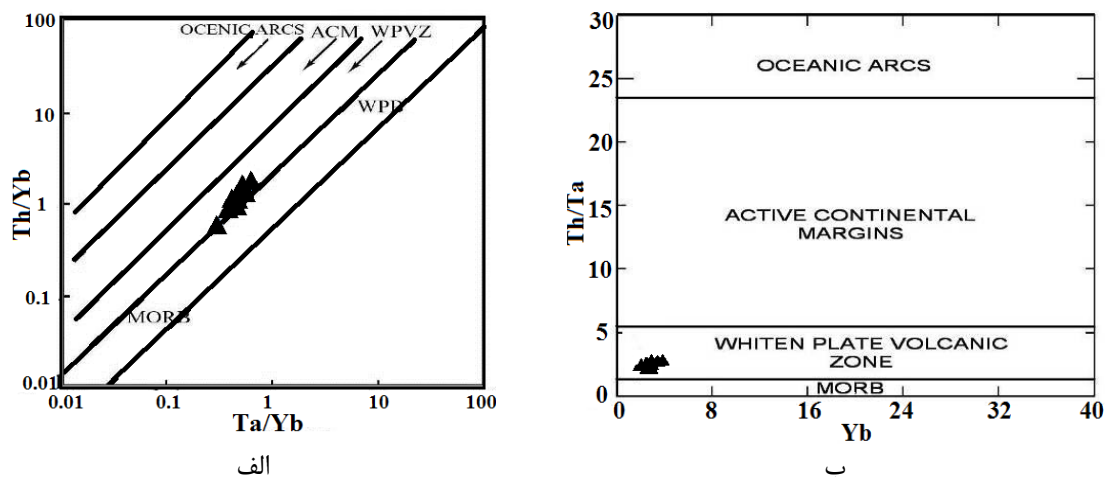


شکل ۵-۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تمایز محیط تکتونیکی $Ti/Y-Rb/Ba$ (آلیسی و همکاران، ۱۹۹۸).

۵-۲-۹- نمودارهای Th/Yb در برابر Ta/Yb و Th/Ta در برابر Yb

در نمودار گورتون و شاند (۲۰۰۰)، که بر اساس نسبت‌های لگاریتمی Th/Yb و Ta/Yb رسم شده‌اند (شکل ۵-۷-الف) و شاند و گورتون (۲۰۰۲)، که بر اساس نسبت Th/Ta در برابر Yb می‌باشند (شکل ۵-۷-ب)، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های نواحی آتشفشانی درون صفحه‌ای (WPVZ) قرار می‌گیرند.

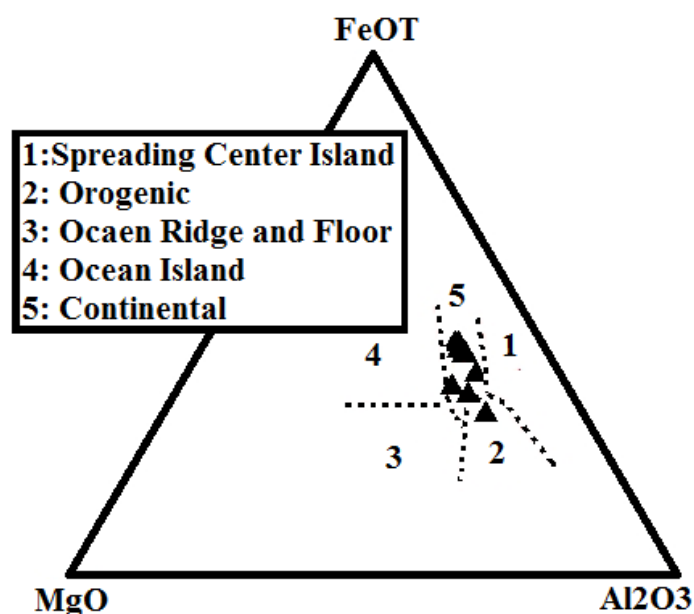
1-Alici



شکل ۵-۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی؛ الف: Th/Yb-Ta/Yb (گورتون و شاند، ۲۰۰۰)، ب: Th/Ta-Yb (شاند و گورتون، ۲۰۰۲).

۵-۲-۱۰- نمودار $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}$ (پیرس و همکاران، ۱۹۷۷)

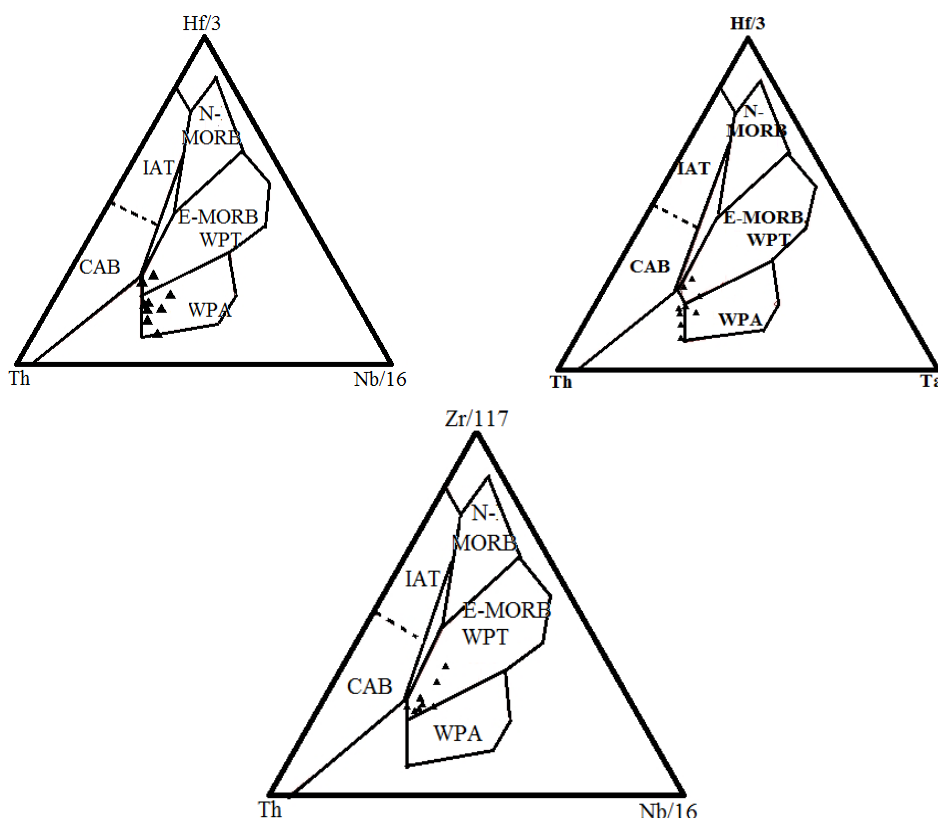
این نمودار که توسط پیرس و همکاران (۱۹۷۷) ارائه شده است به ۵ منطقه تکتونیکی تقسیم می‌شود و همان طور که در شکل مزبور مشاهده می‌شود تقریباً تمام نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه در منطقه ۵ یعنی محیط قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۸).



شکل ۵-۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تمایز محیط تکتونیکی $\text{FeO-T-MgO-Al}_2\text{O}_3$ (پیرس و همکاران، ۱۹۷۷).

۵-۲-۱۱- نمودارهای سه گانه وود^۱ (۱۹۸۰)

نمودارهای فوق بر اساس عناصر کمیاب پایه ریزی شده‌اند شامل سه نمودار (۱) نمودار مثلثی Hf/3- Nb/16-Zr/117-Th-Ta، (۲) نمودار مثلثی Nb/16-Hf/3-Th و (۳) نمودار مثلثی Nb/16-Zr/117-Th می‌باشند. نمودارهای مذکور بر اساس نسبت‌های فوق، به چهار محدوده‌ی متفاوت تقسیم می‌گردد که عمدتاً برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آذرین بازیک و خصوصاً بازالت‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرند. نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه بر روی این نمودار، در محدوده‌ی آلکالی بازالت‌ها و تولیت‌های درون صفحه‌ای قرار دارند (شکل ۵-۹).



شکل ۵-۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی (وود، ۱۹۸۰)، محدوده‌های مشخص شده در این نمودارها عبارتند از: IAT: تولیت‌های جزایر کمائی، CAB: بازالت‌های کالکوالکال، WPT: تولیت‌های داخل صفحه‌ای، WPA: بازالت‌های آلکال داخل صفحه‌ای، N-MORB: بازالت‌های عادی پشته میان اقیانوسی، E-MORB: بازالت‌های غنی شده پشته میان اقیانوسی.

۵-۳- مقایسه‌ی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌های

مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین مرتبط با کافت پالتوتیس در ایران مرکزی

۵-۳-۱- سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک شیرگشت منطقه‌ی طبس

این منطقه در ۶۰ کیلومتری شمال غرب طبس و ۱۰ کیلومتری شمال روستای شیرگشت در محدوده کوه‌های درنجال واقع شده است. کوه‌های درنجال حاصل بالازدگی سنگ‌های پالئوزوئیک زیرین بوده و در این کوه‌ها توالی تقریباً کاملی از سنگ‌های این زمان دیده می‌شود.

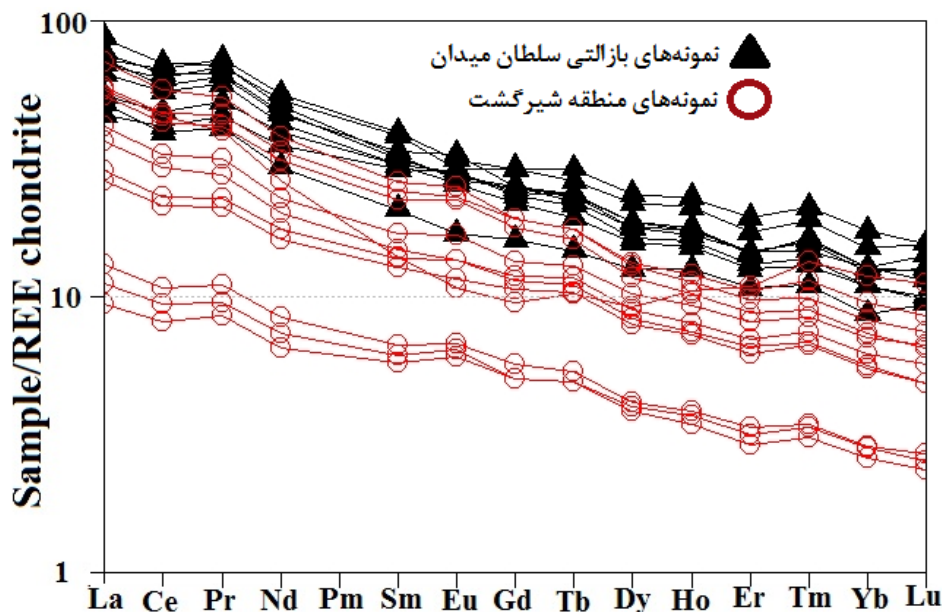
مطالعات انجام شده توسط درخشی (۱۳۸۵) و قاسمی و درخشی (۱۳۸۷) نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین این منطقه با ترکیب عمدتاً بازیک و به اشکال نفوذی و خروجی در درون سنگ‌های کامبرین تا سیلورین برونزد دارند. سنگ‌های نفوذی در سازندهای سلطانیه، باروت، زاگون، لالون، درنجال و شیرگشت به اشکال دایک و سیل و با دگرسانی بسیار شدید دیده می‌شوند. بیشترین و مهمترین حجم سنگ‌های نفوذی بصورت توده‌های نامنظم و با ترکیب الیوین‌گابرو، گابرو، گابرودیوریت، دیوریت و مونزودیوریت در سازند کالشانه رخنمون دارند. طیف ترکیبی مشاهده شده در سازند کالشانه حاصل عملکرد فرآیندهای تبلور تفریقی بوده و الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و گاهی اوقات آمفیبول، کانیهای اصلی این سنگها را تشکیل می‌دهند. مهمترین کانیهای فرعی نیز شامل هورنبلند، بیوتیت، کانیهای اپاک، آپاتیت و فلوگوپیت می‌باشند. این سنگ‌ها تمام بلورین بوده و انواع بافتهای گرانولار، اینترگرانولار، افیتیک و پوئی‌کیلیتیک را نشان می‌دهند. سنگ‌های نفوذی موجود در سازند کالشانه متحمل درجات متوسط تا شدید دگرسانی شده‌اند. همچنین فرآیند دگرسانی منجر به تشکیل انواع کانیهای دگرسانی نظیر اپیدوت، کلریت، کلسیت، سرپانتین و اورالیت شده است.

سنگ‌های خروجی نیز بصورت یک روانه‌ی گدازه الیوین بازالتی و به ضخامت حدود ۲۰ متر در قسمتهای تحتانی سازند نیور به سن سیلورین دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی این

سنگها مشابه سنگهای نفوذی شامل الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپيروكسن است. این سنگها، بافتهای پورفیری با خمیره‌ی میکرولیتی و شیشه‌ای، گلومروپورفیری و حفره‌ای دارند. این سنگها نیز متحمل درجات نسبتاً شدید دگرسانی شده‌اند، بطوری که دگرسانی رخ داده منجر به جایگزین شدن بلورهای الیوین توسط کلسیت، زئولیت و کوارتز شده است.

بطور کلی مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این سنگها ماهیت انتقالی تا آکالن داشته و در طی سیلورین در یک محیط درون صفحه‌ی قاره‌ای ایجاد شده‌اند (قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷).

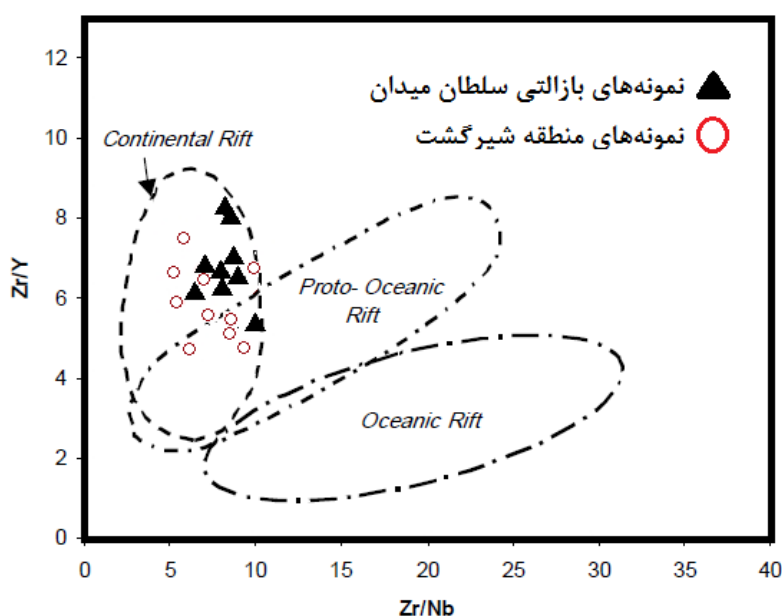
مقایسه‌ی نمونه‌های بازالتی سلطان میدان با سنگهای آتشفشانی شیرگشت در نمودار بهنجار شده شده به REE کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) شباهت‌های بارزی را بین این دو مجموعه‌ی سنگی نشان می‌دهد (شکل ۵-۱۰).



شکل ۵-۱۰- مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با سنگهای آذرین شیرگشت در نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴).

در نمودار تعیین محیط تکتونیکی کمپونز و مور^۱ (۱۹۹۱)، سنگ‌های آذرین شیرگشت همانند نمونه-های مورد مطالعه در محدوده‌ی کافت قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱۱). ماهیت ماگمایی و جایگاه تکتونیکی تشکیل این سنگها با جایگاه محیط کششی (کافتی) سازگار بوده و حاکی از درجات بالای کشش در طی سیلورین در این منطقه از ایران مرکزی می‌باشند. این فعالیت ماگمایی احتمالاً در ارتباط با مراحل ریفت‌زایی پالئوتتیس در این منطقه از ایران مرکزی روی داده است (قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷).

نتایج آنالیز عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های آذرین شیرگشت در جدول (۵-۱) آمده است.



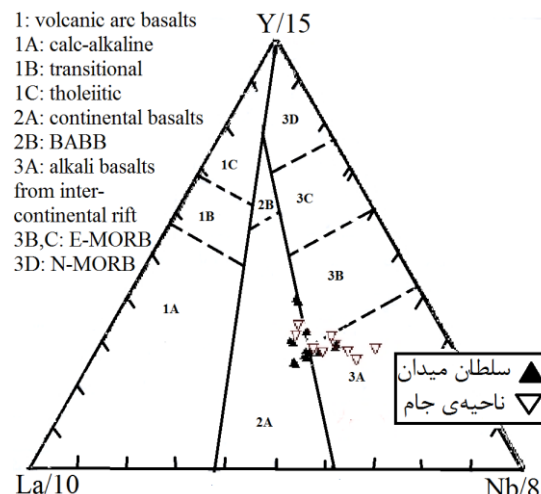
شکل ۵-۱۱ - مقایسه جایگاه تکتونیکی نمونه‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین شیرگشت در نمودار تمایز محیط تکتونیکی کمپونز و مور (۱۹۹۱).

جدول ۵-۱- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی سنگ‌های آذرین شیرگشت پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (درخشی، ۱۳۸۵).

Sampels	SM-13-1	SM-7-2	SM-7-1	SM-11-2	SM-3-7	SM-6-1	SM-5-1	SM-10-2	DM-1-2	DM-2-1	DM-2-3
Major oxides (wt%)											
SiO ₂	42.38	42.05	47.96	48.86	47.11	47.93	46.25	52.69	45.95	40.1	49.53
Al ₂ O ₃	8.4	8.95	12.87	15.13	16.82	16.36	16.28	20.28	14.08	10.59	15.54
Fe ₂ O ₃	15.44	14.8	10.42	8.52	10.84	12.08	11.24	9.95	14.58	14.86	10.87
MnO	0.189	0.184	0.195	0.153	0.146	0.168	0.246	0.109	0.097	0.181	0.1
MgO	26.03	25.3	12.48	9.86	10.67	6.84	7.01	4.72	10.68	25.4	8.07
CaO	5.94	6.77	12.16	12.88	9.51	10.72	7.61	1.51	8.14	6.29	9.86
Na ₂ O	0.8	0.93	1.46	2.08	2.1	2.87	4.34	4.58	2.43	0.88	2.38
K ₂ O	0.36	0.39	1.39	1.32	1.72	1.29	0.29	4.61	1.72	0.34	1.24
TiO ₂	0.6	0.718	1.011	1.156	0.983	1.641	2.808	1.138	2.116	0.728	2.316
P ₂ O ₅	0.06	0.09	0.11	0.13	0.19	0.2	0.32	0.5	0.39	0.08	0.35
Trace elements (ppm)											
Sc	18	20	40	51	33	35	27	1	27	18	28
Be	0	0	1	1	1	2	2	2	2	0	2
V	112	113	187	211	163	303	335	61	238	115	255
Cr	1020	900	430	400	360	60	30	0	260	1090	270
Co	76	62	39	23	36	27	34	12	39	78	39
Ni	530	460	140	100	120	50	70	0	200	570	200
Cu	50	60	120	120	120	50	50	0	10	80	150
Zn	80	70	160	120	90	90	120	50	100	110	60
Ga	7	6	10	11	11	14	16	17	14	8	14
Ge	1.2	1	1.3	1.6	1.2	1.4	1.4	0.7	1.4	1.2	1.3
Rb	6	6	31	26	41	32	5	55	25	6	21
Sr	124	157	255	369	134	398	431	213	148	158	236
Y	6.6	5.9	13	13.6	14.3	17.2	18.4	19.2	20.8	7.3	22.9
Zr	29	28	66	70	89	106	112	246	144	32	124
Nb	3.1	3.2	7.8	9.4	9	15.7	22	42.4	25.4	5.1	22.2
Sb	3.8	4.5	2.6	4.2	3.2	4.9	5.4	4.4	4.1	4.9	7.3
Cs	0.6	0.3	0.5	0.3	0.3	0.5	0.1	0.3	0.2	0.3	0.8
Ba	42	60	316	296	225	286	85	1011	516	66	283
Hf	0.8	0.8	1.9	2	2.3	2.7	3.2	5.1	3.8	1	3.3
Ta	0.21	0.26	0.55	0.65	0.68	1.13	1.62	3.03	1.77	0.31	1.53
W	0	32.8	4.1	0.9	0.6	0.7	1.2	2.6	1.2	0	0
Tl	0.21	0	0.2	0.15	0.21	0.22	0.05	0.25	0.11	0	0.08
Pb	10	11	264	505	49	30	38	32	20	29	23
Bi	0	0	0.3	0.1	0.8	0.3	0.2	0.9	0	0	0
Th	0.45	0.51	1.46	1.09	2.12	2.21	2.07	5.08	3.01	0.54	2.41
U	0.07	0.07	0.31	0.22	0.51	0.55	0.49	1.08	0.68	0.09	0.51
La	3.11	3.67	8.65	9.48	12.1	13.6	17.8	18.6	23.5	4.31	19
Ce	7	8.08	18.4	19.8	25.5	28.4	37	39.2	48.6	9.32	40
Pr	0.95	1.07	2.35	2.55	3.1	3.56	4.66	4.5	5.92	1.23	5.1
Nd	4.1	4.62	10.1	11	12.7	14.4	19.6	16.5	24	5.31	21.1
Sm	1.17	1.24	2.6	2.79	3.01	3.42	4.54	2.84	5.28	1.35	4.91
Eu	0.467	0.494	0.893	1.04	1.04	1.29	1.72	0.829	1.94	0.517	1.78
Gd	1.38	1.39	2.94	3.14	3.28	3.72	4.88	2.64	5.31	1.57	5.28
Tb	0.23	0.23	0.49	0.52	0.55	0.61	0.76	0.48	0.83	0.25	0.83
Dy	1.36	1.31	2.71	2.85	3.05	3.49	4.02	3.13	4.42	1.42	4.53
Ho	0.26	0.24	0.51	0.52	0.56	0.65	0.72	0.73	0.79	0.27	0.84
Er	0.71	0.65	1.39	1.48	1.57	1.82	1.97	2.45	2.18	0.75	2.36
Tm	0.1	0.092	0.199	0.206	0.222	0.253	0.269	0.4	0.295	0.103	0.341
Yb	0.62	0.57	1.2	1.24	1.36	1.55	1.62	2.62	1.8	0.63	2.09
Lu	0.086	0.08	0.164	0.165	0.193	0.226	0.22	0.379	0.252	0.091	0.289

۵-۳-۲- سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک منطقه قوشه (ناحیه‌ی جام)

این منطقه در ۳۵ کیلومتری جنوب غرب دامغان در نزدیکی روستای قوشه و در ناحیه‌ای به نام جام واقع شده است. مطالعات انجام شده توسط ناجی (۱۳۸۳) و قاسمی و ناجی (۱۳۸۳) نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه به دو گروه سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق طبقه‌بندی می‌شوند. مجموعه‌ی آتشفشانی متشکل از بازالت تا آندزیت به صورت گدازه‌های حفره‌دار پر شده با کلسیت، زئولیت و کالسدوئن می‌باشند. مجموعه‌ی نیمه عمیق به صورت دایک و توده‌های کوچک در داخل ماسه‌سنگ و دولومیت‌های کامبرین میانی، بالایی و اردوویسین که تحت عنوان دولومیت‌های وطن نامگذاری شده‌اند، برونزد دارند. قاسمی و ناجی (۱۳۸۳) این بازالت‌ها را در رده‌ی بازالت‌های طغیانی قاره‌ای و از ذوب درجه‌ی پایین لیتوسفر زیر قاره‌ای در یک محیط کششی (کافتی) درون قاره‌ای دانسته‌اند. در نمودار تمایز محیط تکتونیکی کابانیس و لوکول^۱ (۱۹۸۰)، محیط تکتونیکی بازالت‌های سلطان میدان با سنگ‌های آذرین ناحیه‌ی جام مقایسه شده است که همه نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های قاره‌ای و آلکالی بازالت‌های کافت درون قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱۲). نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه‌ی جام در جدول (۵-۲) آمده است.



شکل ۵-۱۲- مقایسه جایگاه تکتونیکی نمونه‌های مورد مطالعه با بازالت‌های ناحیه‌ی جام در نمودار تمایز محیط تکتونیکی کابانیس و لوکول (۱۹۸۰).

جدول ۵-۲- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر عناصر کمیاب سنگ‌های آذرین ناحیه جام پس از حذف مواد فرّار و تصحیح مقادیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (ناجی، ۱۳۸۳)

Sample	J1	J2	J3	J4	J5	J6	J7	J8	J9
SiO_2	50.99	57.49	49.08	49.7	53.36	46	47.16	55.85	47.33
TiO_2	3.13	3.52	3.54	3.51	1.18	3.09	1.99	2.89	3.01
Al_2O_3	12.23	9.37	11.81	11.76	16.4	10.50	11.97	13.42	13.74
Fe_2O_3	6.89	2.66	4.07	3.87	4.4	6.47	5.2	2.19	5.69
FeO	8.08	3.67	6.64	6.62	5.6	10.55	6.93	3.03	8.9
MnO	0.08	0.03	0.19	0.19	0.13	0.17	0.40	0.16	0.06
MgO	5.03	4	5.79	5.69	4.88	3.77	9.19	6.27	7.68
CaO	6.39	13.28	11.65	11.47	8.91	12.53	11.19	11.66	6.18
Na_2O	4.97	2.72	2.86	2.83	3.23	6.12	2.14	2.6	2.82
K_2O	1.16	0.91	2.18	2.17	1.64	0.23	2.7	1.2	2.76
P_2O_5	1.04	2.04	2.13	2.12	0.21	0.51	1.07	0.69	1.77
Ba	497	814	1735	1763	378	435	1003	624	435
Co	20	105	25	28	31	43	52	109	44
Ga	26	25	24	18	20	24	36	24	20
Hf	10	14	12	10	13	9	16	15	15
Nb	40	28	40	40	12	28	16	22	12
Rb	21	6	34	35	35	10	28	6	22
Sr	940	940	1076	1073	1348	840	1152	987	153
Th	5	5	4	2	4	3	3	2	3
U	1	1	1	1	9	1	1	2	2
V	204	168	202	207	158	189	257	275	200
Zr	319	194	283	282	170	242	192	150	112
Y	52	48	47	46	15	27	25	23	19
Cu	17	17	12	8	29	130	147	123	5
Zn	62	56	589	589	93	61	1394	39	91
Ni	12	5	6	6	39	59	43	31	2
La	26	27	25	30	10	10	16	12	10
Ce	30	37	46	35	10	22	24	16	20

۵-۳-۳- سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک در مناطق ابیانه (سُه)، زفره- باقرآباد، دالمه،

جهق و پل خاوند

الف) منطقه‌ی ابیانه (سُه)

این منطقه در جنوب کاشان و در ۱۴۰ کیلومتری شمال اصفهان قرار دارد. مطالعه این منطقه توسط

آیتی (۱۳۸۳) حاکی از آن است که بخشی از سنگهای آتشفشانی منطقه با گستردگی کم، بین

رسوبهای پالئوزوئیک پراکنده است. این سنگهای بازالتی به شدت دگرسان شده اند. سنگهای بازالتی

موجود در سازند کهر قدیمی‌ترین فعالیت آتشفشانی منطقه را نشان می‌دهد. دومین فعالیت در دوران اول با سنگهای بازالتی مشخص می‌شود. سنگهای اخیر با سن حدود ۴۵۸ میلیون سال به صورت لایه-ای در شروع سازند نیور (سیلورین) قرار گرفته و یا به صورت افق های آتشفشانی بین رسوبهای ماسه سنگی و دولومیت‌های سلطانی (اینفراکامبرین) و سازند میلا جای گرفته اند. آتشفشانی‌ها به صورت جریان‌ی از گدازه‌ی تیره رنگ با بافت افانتیک، ساخت توده ای و بالشی به چشم می‌خورند. وجود ساخت بالشی و بادامکی نشانگر تکاپوهای آتشفشانی زیردریایی است. همزمانی آتشفشانی‌ها با رسوبها حاکی از وجود حرکت‌های کششی است که نمودی از عملکرد جنبشهای کوهزایی و زمین‌ساختی کالدونین در ایران است. همزمان با به وجود آمدن خشکی کالدونین ایران درسیلورین، فاز انبساطی و کششی وابسته به رخداد کالدونی درشرق و شمال شرق و بخشی از مرکز ایران، باعث به وجود آمدن شکاف‌هایی شد که روند آنها شمال غربی- جنوب شرقی است. به این ترتیب سنگهای آتشفشانی بازی تا متوسط که در ناحیه‌ی رباط قره بیل، خاور سمنان، جنوب کاشان و نیز ازبک‌کوه و انارک وجود دارند، تشکیل شده‌اند.

ب) زفره و باقرآباد

بر اساس مطالعات آیتی و همکاران (۱۳۸۹)، درمناطق شمال و شمال شرقی اصفهان رسوب‌های دونین با گسترش زیاد، قدیمی‌ترین سنگهای منطقه را تشکیل می‌دهند. از مناطق مورد بررسی، یکی در ۵ کیلومتری جنوب غربی دهکده زفره و ۶۰ کیلومتری شمال شرقی اصفهان و دیگری در غرب دهکده‌ی باقرآباد، در ۴۰ کیلومتری شمال شرقی اصفهان قرار دارند. رگه‌ها و توده‌های نفوذی کوچکی با ترکیب گابرو تا دیوریت در هر دو ناحیه مشاهده می‌شود که در سنگ‌های رسوبی دونین فوقانی نفوذ کرده‌اند. درحالی‌که درسنگهای رسوبی پرمین روی آنها اثری از این توده‌ها دیده نمی‌شود، بلکه با رسوبهای پرمین به صورت دگرشیب پوشیده شده‌اند و این حاکی از حضور حرکت‌های هرسی‌نین در این بخش از ایران مرکزی است.

ج) منطقه‌ی دالمه

این منطقه در ۶۰ کیلومتری شمال شرقی اردکان یزد است. مطالعه این منطقه توسط آیتی و همکاران (۱۳۸۹) نشان می‌دهد که در این منطقه روی سری ریزو پس از یک نبود چینه شناسی از اردوئیسین تا دونین میانی، یک سری رسوبی متشکل از آهک، دولومیت، شیل و ماسه‌سنگ قرار می‌گیرند که معادل سازند شیشتو در شرق ایران در نظر گرفته می‌شود. ۵ افق بازالتی بین رسوبهای یاد شده قابل تشخیص‌اند. سن این آتشفشانها به کمک کنودونت‌های موجود در سنگ‌های کربناتی همراه، فامنین زیرین تا میانی تشخیص داده شده است. تمام ۵ افق آتشفشانی نام برده که به شدت دگرسان شده‌اند به موازات لایه‌بندی بوده و در برخی از آنها ساخت بالشی به طور کاملاً واضح قابل تشخیص است. حضور ساخت بالشی و وجود بافت بادامکی دلیلی بر رخداد آتشفشان زیردریایی همزمان با رسوبگذاری است.

د) جهق

در منطقه‌ی جهق، قدیمی‌ترین واحد شامل دولومیت‌های زرد آجری و شیل‌های ماسه‌ای سبز رنگ با شیس‌توزیته محلی و گاهی دگرسان است که در هسته‌ی مرکزی تاقدیس جهق دیده می‌شوند. این واحد با سنگ‌های آتشفشانی پوشیده شده است. بر اساس دنباله‌های چینه‌شناسی، این واحد به اردوئیسین وابسته است. رخنمون سنگ‌های سیلورین در قهرود و جهق شامل واحد آتشفشانی در قاعده و ماسه-سنگ سرخ با ضخامت ناچیز در بخش فوقانی بوده که با یکدیگر سازند نیور را می‌سازند. آتشفشان‌های قاعده‌ی سیلورین در این منطقه مورد بررسی قرار گرفته است. این واحد به تدریج به سازند پادها تبدیل شده است. آتشفشانی‌های جهق به صورت توده‌ای با ستبرای زیادند و دارای ساخت توده‌ای، ستونی و گاهی بالشی هستند. به طور کلی سنگ‌های منطقه‌ی جهق بازی تا نیمه بازی بوده و بر اساس بررسی‌های سنگ نگاشتی می‌توان آنها را در سه دسته‌ی تراکی‌بازالت الیوین‌دار، تراکی‌آندزی بازالت و آندزی بازالت رده‌بندی کرد (میرلوحی، ۱۳۸۷). با توجه به این موارد می‌توان چنین بیان کرد که واحدهای

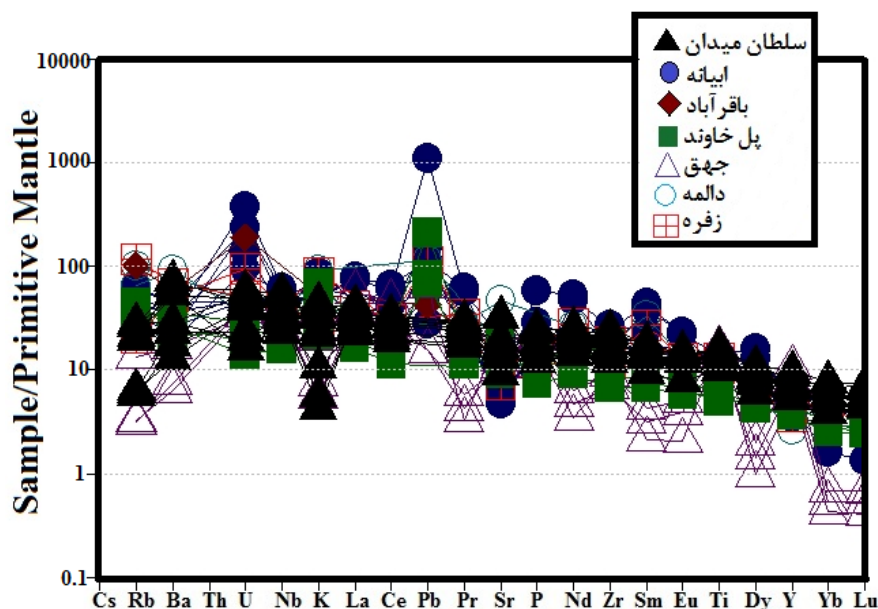
سنگی رخنمون یافته در منطقه جهق، هم‌ارز زمانی واحدهای سنگی بررسی شده در این مطالعه (سازندهای ابرسج، سلطان‌میدان و پادها) می‌باشد. همچنین بازالت‌های سلطان‌میدان در البرز و جهق در ایران مرکزی از نظر ویژگی‌های صحرایی (بازالت‌های با ساخت ستونی و بالشی) و نیز ترکیب شیمیایی، شباهت زیادی نشان می‌دهند.

ه) منطقه‌ی انارک (پل خاوند)

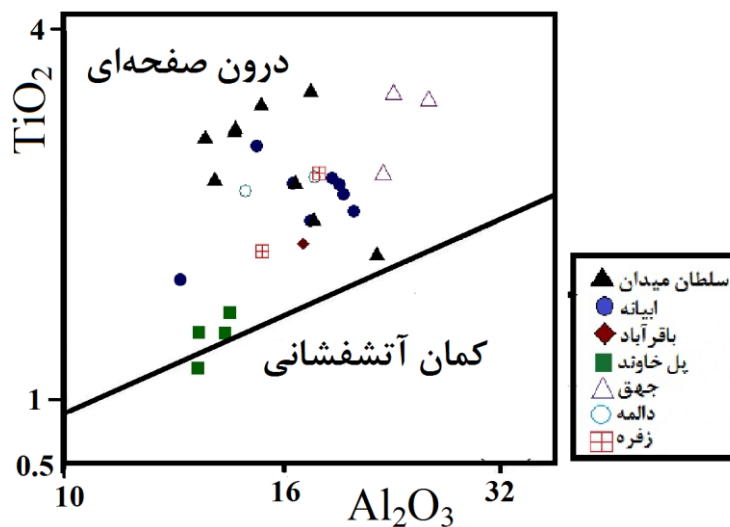
این منطقه در شمال شرقی شهرستان نایین است. بازالت‌های موجود در منطقه‌ی پل خاوند (کوه عبدالحسین) که توسط هاشمی (۱۳۸۶) مورد بررسی‌های سنگ شناختی قرار گرفته است، دارای ضخامت ۱۰۰-۱۲۰ متر است و در تناوب با ماسه سنگ‌های کوارتزی قرار گرفته‌اند. این تناوب ۹ مرتبه تکرار شده است. این واحد سنگی همراه با ماسه سنگ‌ها جزء سازند پادها محسوب می‌شوند که بین دو سازند نیور و سبزار واقع شده‌اند. در کوه عبدالحسین دنباله‌ی نسبتاً کاملی از سنگ‌های پالئوزوئیک از اردوئین تا پرمین مشاهده می‌شود. سن این واحد سنگی با توجه به قرار گرفتن آن بین سازند نیور (سیلورین) در پایین و سازند سبزار (دونین میانی) در بالا، دونین زیرین است. سازند پادها در مناطق مورد مطالعه (ابرسج و نکارمن) به لحاظ جایگاه چینه‌شناسی (قرارگیری بین سازند سلطان‌میدان به سن سیلورین در زیر و سازند خوش‌یلاق به سن دونین میانی در بالا) و نیز حضور سنگ‌های آتشفشانی در میان لایه‌های آن، می‌تواند به عنوان هم‌ارز زمانی و چینه‌شناختی واحد سنگی پل‌خاوند شناخته شود. این شباهت‌ها بیانگر ارتباط نزدیک زمین‌ساختی و ماگمایی این مناطق در زمان پالئوزوئیک می‌باشد.

نتایج آنالیز عناصر اصلی و کمیاب ۵ منطقه نام برده در جدول (۳-۵) و (۴-۵) آمده است. در بررسی کلی، نتایج آنالیزها نشان دهنده غنی بودن بیشتر نمونه‌ها از تیتان است. عموماً بازالت‌های غنی از تیتان ($\text{TiO}_2 > 2\%$) را به سری قلیایی کافت‌های قاره‌ای نسبت می‌دهند. غنی بودن نمونه‌ها از TiO_2 ، استفاده از نمودارهای متعدد، پیدایش فازهای خشکی‌زائی همراه با مواد آتشفشانی بازی در پالئوزوئیک و

تشکیل فروافتادگی‌های متعدد در ایران، نشان از تشکیل کافت‌های قاره‌ای در پهنه ایران در این زمان است (آیتی و همکاران، ۱۳۸۹). برای بررسی مسائل تکتونوماگمایی، بازالت‌های گستره‌ی نام برده در ایران مرکزی با نمونه‌های بازالتی سلطان‌میدان مقایسه شده‌اند. در شکل (۵-۱۳) الگوی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه آن‌ها نشان داده شده است. چنانکه ملاحظه می‌شود الگوی REE ها در بازالت‌های مورد بررسی و بازالت‌های سلطان‌میدان کم و بیش شبیه به الگوی REE بازالت‌های قلیایی وابسته به شکاف‌های قاره‌ای است. البته به دلیل دگرگونی‌ها و دگرسانی‌های رخ داده، یکنواختی چندان زیادی نشان نمی‌دهند، ولی در کل، مقادیر REE بهنجار شده بر حسب گوشته اولیه حاکی از غنی شدگی LREE نسبت به HREE هستند. کاهش HREE در این بازالت‌ها با خاستگاه گارنت لرزولیتی سازگار است. ناهنجاری نسبتاً منفی Nb در نمونه‌های مربوط به ایران مرکزی، نشانگر تاثیر کم آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای می‌باشد. در نمودار تمایز محیط تکتونیکی مولر و همکاران (۱۹۹۲)، محیط تکتونیکی بازالت‌های سلطان‌میدان با سنگ‌های آذرین نام برده در ایران مرکزی مقایسه شده است که همه نمونه‌ها در محدوده درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱۴).



شکل ۵-۱۳ - مقایسه نمونه‌های بازالتی سلطان‌میدان با سنگ‌های آذرین ابیانه، باقرآباد، پل خاوند، جهق، دالمه و زفره بر روی نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹).



شکل ۵-۱۴- مقایسه جایگاه تکتونیکی نمونه‌های بازالتی سلطان میدان با سنگ‌های آذرین ابیانه، باقرآباد، پل-خاوند، جهق، دالمه و زفره بر روی نمودار تمایز محیط تکتونیکی مولر و همکاران (۱۹۹۲).

جدول ۵-۳- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی ۸ نمونه از سنگ-های آذرین ابیانه پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO ، (آیتی و همکاران، ۱۳۸۹).

Sample	Abyaneh8	Abyaneh7	Abyaneh6	Abyaneh5	Abyaneh4	Abyaneh3	Abyaneh2	Abyaneh1
SiO ₂	52.9	52.37	55.27	59.49	50.39	51.2	53.02	50.16
TiO ₂	2.753	2.681	3.063	2.805	2.458	2.763	2.538	1.99
Al ₂ O ₃	17.01	17.11	14.89	16.81	16.27	15.82	17.37	12.93
Fe ₂ O ₃	12.72	13.68	11.89	11.62	12.05	12.23	11.19	12.65
MnO	0.021	0.08	0.123	0.04	0.202	0.121	0.079	0.14
MgO	3.21	4.03	1.79	1.43	5.38	4.27	4.6	7.5
CaO	1.33	4.08	5.72	1.89	5.47	4.4	3.22	10.46
Na ₂ O	3.4	3.53	2.85	3.08	2.74	3.71	2.48	1.135
K ₂ O	1.2	1.86	1.41	2.33	0.9	0.94	2.64	1.59
P ₂ O ₅	0.626	0.351	1.25	0.45	0.362	0.342	0.347	0.197
Ba	159	226	254	298	131	181	306	212
Sr	280	113	145	98	148	178	105	415
Ga	-	-	-	-	-	-	-	10
Nb	43	28	35	34	37	25	25	44
Hf	-	-	-	-	-	-	-	8
Zr	303	194	272	236	252	194	197	187
Y	19	16	23	17	21	16	19	26
U	5	3	1	5	2	1	1	8
Cr	1	28	1	3	19	23	44	610
Ni	35	29	2	1	28	29	41	153

ادامه جدول ۳-۵

V	278	328	265	292	230	332	291	284
Co	50	33	19	12	36	32	37	55
Cu	1	2	1	1	1	2	2	132
Pb	159	226	254	298	131	181	306	212
Zn	36	132	110	75	275	214	203	292
Rb	21	29	27	39	17	20	41	37
La	15.7	-	54.2	-	-	-	-	51.6
Ce	36.9	76	116	74	34		45	108
Nd	27.9	-	72.8	-	-	-	-	62.8
Pr	5.92	-	17.1	-	-	-	-	15.4
Sm	10.6	-	19.6	-	-	-	-	16.8
Eu	1.75	-	3.63	-	-	-	-	3.9
Gd	8.19	-	17.1	-	-	-	-	14.4
Tb	0.98	-	2.28	-	-	-	-	1.93
Dy	4.43	-	11.8	-	-	-	-	9.69
Ho	0.57	-	1.69	-	-	-	-	1.32
Er	1.49	-	4.53	-	-	-	-	3.37
Tm	0.16	-	0.5	-	-	-	-	0.37
Yb	0.8	-	2.66	-	-	-	-	2
Lu	0.1	-	0.31	-	-	-	-	0.26

جدول ۴-۵- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی ۴ نمونه از سنگ-های آذرین پل خاوند (P)، ۳ نمونه جهق (J)، ۱ نمونه باقرآباد (B)، ۲ نمونه زفره (Z) و ۲ نمونه دالمه (D) پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO ، (آیتی و همکاران، ۱۳۸۹).

Sample	P1	P2	P3	P4	J1	J2	J3	B1	Z1	Z2	D1	D2
SiO ₂	47.83	41.15	45.69	43.95	48.282	46.427	49.68	52.32	56.23	53.77	42.56	40.03
TiO ₂	1.72	1.09	1.27	1.4	3.436	3.486	2.836	2.28	2.85	2.223	2.82	2.7
Al ₂ O ₃	14.21	14.38	13.39	14.43	19.276	18.369	18.123	16.09	16.48	15.01	16.37	14.59
Fe ₂ O ₃	11.5	12.49	12.41	10.75	12.424	13.383	14.183	13.01	11.58	13.76	14.31	13.96
MnO	0.1	0.09	0.1	0.08	0.13	0.207	0.172	0.21	0.15	0.223	0.14	0.152
MgO	8.4	4.67	6.88	2.36	4.808	5.471	5.156	3.49	3.6	6.43	4.56	7.86
CaO	6.8	6.88	8	9.33	5.093	2.868	3.26	3.92	2.64	2.82	5.99	4.82
Na ₂ O	4.96	4.65	3.91	5.61	4.798	5.27	4.731	3.75	3.85	2.81	1.98	2.56
K ₂ O	0.65	1.97	1.21	2.04	0.601	0.22	0.169	1.6	2.62	0.89	1.77	2.81
P ₂ O ₅	-	0.25	0.16	0.29	0.369	0.447	0.433	0.47	-	0.272	-	0.314
Ba	150	184.5	170.5	246.2	116	52.4	44.5	402	361	481	-	650
Sr	221	226.1	374.6	193.1	549	230	270	273	153	250	995	345
Ga	14	15.1	16	15.9	-	-	-	-	-	-	8	23
Nb	-	11.3	13.9	16.2	24.3	34.9	27.1	-	28	-	-	15

ادامه جدول ۴-۵

Hf	10.38	2.6	2	4	0.6	0.6	0.5	6.95	-	5.47	4.84	5
Zr	200	100.8	76.4	146.5	101	102	76	230	214	131	200	222
Y	-	19.5	17.1	16.8	25.4	48.1	34.6	26	16	-	-	12
U	0.5	0.3	0.4	0.6	0.71	0.89	0.78	4	2	1.08	1	-
Cr	-	-	-	-	60	23	56	151	68	48	99	142
Ni	-	102.3	144.6	101	49	9	31	65	37	85	-	144
V	195	163	181	166	225	173	178	175	283	163	278	285
Co	46	33.8	41.8	22.8	54	36.8	47.7	44	40	40	44	30
Cu	-	12.5	5.9	22.6	10.6	9.7	7.8	-	3	0.03	-	50
Pb	-	5	5.8	14.9	4.6	1.1	1.1	3	8	-	-	8
Zn	105	50	58	53	142	173	200	166	230	146	145	112
Rb	25	28.1	27.8	21.5	8.6	2	2.1	65	13	75	64	42
La	11.3	14.2	12.5	21.4	26	39	25	-	-	29	25	-
Ce	20.32	31	25.4	44.6	40.3	80.5	48.8	-	55	55	50	-
Nd	-	15.6	12.3	20.3	4.66	8.54	6.3	-	-	38	35	-
Pr	-	3.94	3.11	5.35	0.91	1.63	1.18	-	-	9.5	8	-
Sm	3.06	3.5	3	4.24	0.95	1.92	1.4	-	-	12	15	-
Eu	0.99	1.09	0.98	1.24	0.35	0.84	0.65	-	-	2.2	2.12	-
Gd	3.81	3.71	3.21	3.55	1.09	2.33	1.58	-	-	7.5	8	-
Tb	0.47	0.67	0.57	0.63	0.16	0.33	0.23	-	-	1.2	1.12	-
Dy	3.52	3.66	3.1	3.27	0.72	1.45	1.05	-	-	4.85	5.13	-
Ho	0.5	0.65	0.59	0.58	0.16	0.31	0.23	-	-	1.05	0.85	-
Er	-	1.9	1.64	1.67	0.32	0.58	0.45	-	-	-	-	-
Tm	0.32	0.26	0.26	0.25	0	0.09	0.07	-	-	-	-	-
Yb	1.24	1.59	1.39	1.41	0.21	0.34	0.26	-	-	2.09	1.5	-
Lu	0.18	0.25	0.19	0.21	0.03	0.05	0.04	-	-	0.22	0.2	-

۴-۵- خصوصیات محل منشأ سنگ‌های آذرین مورد مطالعه

منبع ماگماتیسم درون صفحه‌ای در محیط‌های کششی مورد بحث می‌باشد. مخصوصاً این سؤال که منبع ماگماهای آکالن آیا در لیتوسفر است یا استنوسفر؟ عده زیادی از پترولوژیست‌ها، حجم‌های بزرگ ماگمای تولید شده طی کافت‌زایی قاره‌ای را ناشی از ذوب استنوسفر دانسته‌اند (نظیر مک‌کنزی و همکار، ۱۹۸۸؛ وایت و مک‌کنزی^۱، ۱۹۸۹؛ آرندت^۲ و همکار، ۱۹۹۲ در اسپات^۳، ۲۰۰۱؛ هاوکس-

1-Mckenzie

2- Arndt

3- Spath

ورث^۱ و همکاران، ۱۹۹۰؛ برادشو^۲ و همکاران، ۱۹۹۳) ولی، عده‌ای دیگر لیتوسفر زیر قاره‌ای را به عنوان منشأ گدازه‌های درون قاره‌ای پیشنهاد کرده‌اند (نظیر کلاس^۳ و همکار، ۱۹۹۷؛ ژانگ و هارنس^۴، ۲۰۰۰؛ اسپات، ۲۰۰۱ در باری^۵ و همکاران، ۲۰۰۳).

شباهت‌های ایزوتوپی و شیمیایی فراوانی میان بازالت‌های کافت قاره‌ای و OIB وجود دارد (فیتون^۶ و همکاران، ۲۰۰۷). ماگماهای شبیه OIB در کافت‌های قاره‌ای بسیار فراوانند که منابع گوشته‌ای مشابهی را برای آن‌ها پیشنهاد می‌کند (شث^۷، ۲۰۰۸). بطور کلی پذیرفته شده است که اگر ترکیب ایزوتوپی و شیمیایی بازالت‌های مناطق درون صفحه‌ای به بازالت‌های جزایر اقیانوسی شباهت داشته باشد، آن‌ها از گوشته استنوسفری مشابهی منشأ گرفته‌اند (ژانگ^۸ و همکاران، ۲۰۱۰). همانطور که در نمودار Ti/Zr در مقابل Zr مشاهده می‌شود، ترکیب بازالت‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی OIB قرار دارد (شکل ۵-۱۵).

در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده، الگوی OIB توسط غنی‌شدگی در LREE و آنومالی مثبت Ta-Nb مشخص می‌شود (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۰). در نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، الگوی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه، شباهت ژئوشیمیایی زیادی با الگوی OIB نشان می‌دهند (شکل ۵-۱۶-الف). همچنین در نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به OIB (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) (شکل ۵-۱۶-ب)، میزان غنی‌شدگی نمونه‌های منطقه نزدیک به

1- Hawkesworth

2-Bradshaw

3- Class

4- Jung & Hoernes

5- Barry

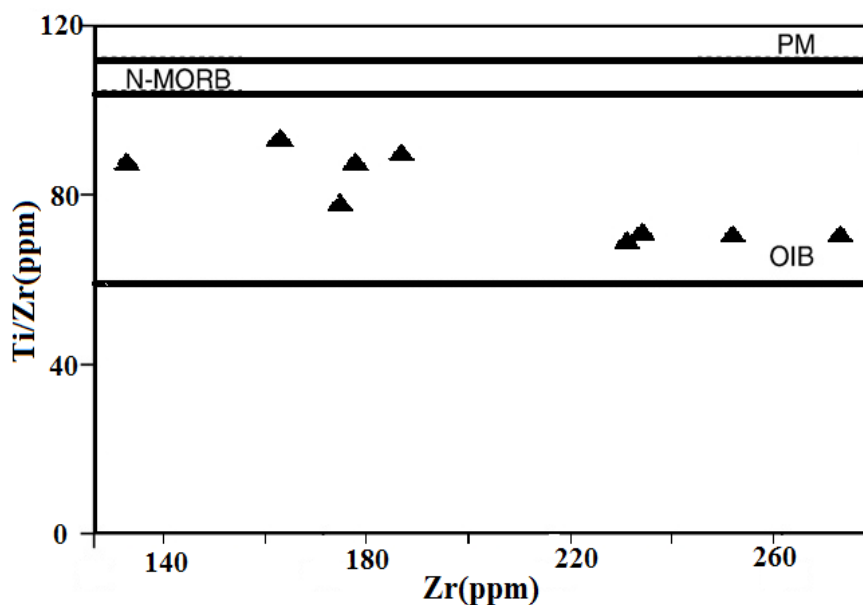
6-Fitton

7-Sheth

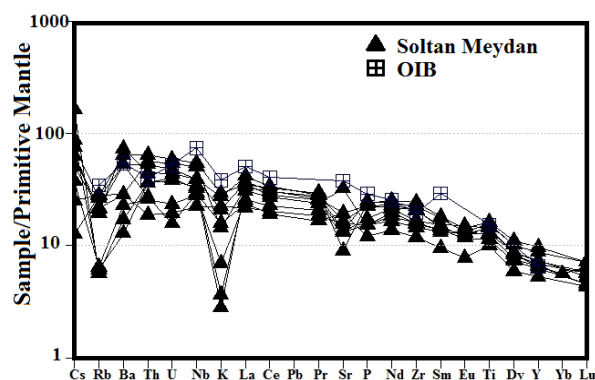
8-Zhang

یک است که این امر می‌تواند مبین استنوسفیری بودن ماگمای اولیه باشد. پراکندگی مشاهده شده در عناصر Rb, K, Ba, Th و Sr (آنومالی مثبت و منفی) نیز عمدتاً در ارتباط با دگرسانی رخ داده در سنگهای منطقه، و تحرک بالای این عناصر در طی فرآیندهای ثانویه می‌باشد.

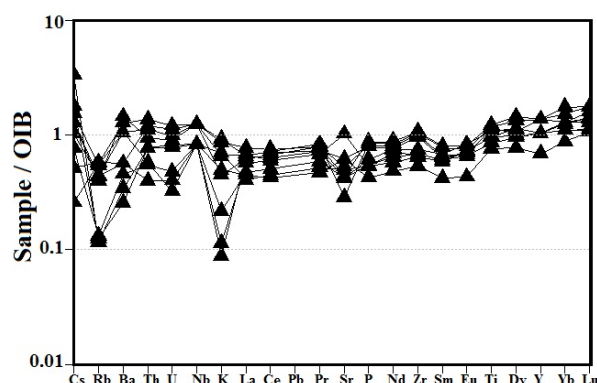
نسبت HFSE/LREE نیز به عنوان منشأ گدازه‌ها به کار می‌رود. نسبت‌های کمتر از واحد نشان دهنده منشأ لیتوسفیری است، در حالی که نسبت‌های بالا شاخص منشأ استنوسفیری می‌باشد (علی و انتافلوس^۱، ۲۰۱۱). میانگین نسبت Nb/La در بازالت‌های مورد مطالعه ۱/۲۰ می‌باشد که نشان‌دهنده-ی منشأ استنوسفیری (شبیه OIB) می‌باشد.



شکل ۵-۱۵- نمودار Ti/Zr در مقابل Zr برای بازالت‌های مورد مطالعه که با مقادیر متوسط OIB, N-MORB و PM مقایسه شده است. مقادیر OIB, N-MORB و PM از سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹) می‌باشد.



الف



ب

شکل ۵-۱۶- الف: مقایسه‌ی الگوی بازالت‌های مورد مطالعه با OIB در نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، مقادیر بهنجار سازی برای OIB از (سان، ۱۹۸۰)؛ ب: نمودار چندعنصری بهنجار شده به OIB (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹).

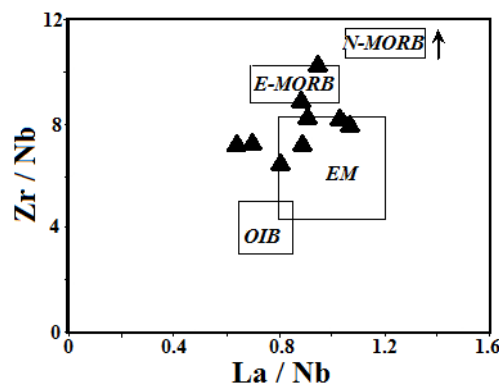
بازالت‌های قاره‌ای عموماً تنوع ترکیبی گسترده‌ای نشان می‌دهند (باردینزف^۱ و همکاران، ۲۰۱۰؛ بیسکه و سلتمن^۲، ۲۰۱۰) و ژنز ماگمای آن‌ها به ذوب ناشی از کاهش فشار در ارتباط با کشش لیتوسفری و یا افزایش دمای ناشی از پلوم‌های گوشته‌ای در حال صعود می‌باشد (ینگ، ۲۰۰۷ در موفتای^۳ و همکاران، ۲۰۱۱). مطالعات پترولوژی حوزه‌های آتشفشانی درون صفحه‌ی قاره‌ای نشان می‌دهد که آن‌ها اساساً شامل آلکالی بازالت‌های شدیداً یا کمی تحت اشباع از سیلیس هستند که عموماً فرض بر این است که منبع گوشته‌ای شبیه به منابع OIB دارند (موفتای و همکاران، ۲۰۱۱).

1-Bardintzeff

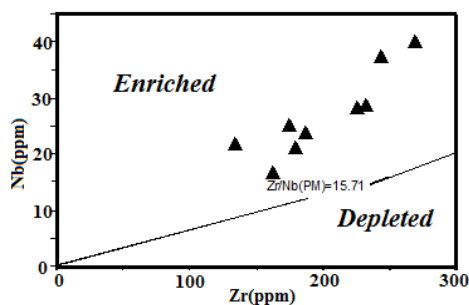
2-Biske & Seltmann

3- Moufti

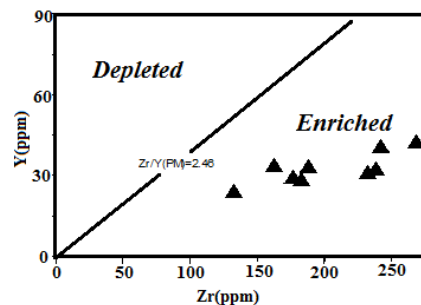
نسبت‌های عناصر ناسازگار برای نشان دادن منابع گوشته‌ای مفید هستند. زیرا این نسبت‌ها در محل منبع گوشته و مخصوصاً در درجات بالای ذوب بخشی تغییر نمی‌کنند (ارنست و بوچان^۱، ۲۰۰۳). بنابراین از نمودار رسم شده بر اساس نسبت‌های Zr/Nb در برابر La/Nb بهره گرفته‌ایم. همانگونه که در این نمودار دیده می‌شود (شکل ۵-۱۷-الف)، نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه غالباً در محدوده گوشته غنی‌شده (EM) قرار می‌گیرند. همچنین، جهت تشخیص وجود یا عدم وجود غنی‌شدگی در محل منشأ سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نسبت‌های عناصر ناسازگار Zr-Nb و Y-Zr (ابوهامته^۲، ۲۰۰۵) استفاده شده است (شکل ۵-۱۷-ب و ج). در این دو نمودار نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی منبع گوشته غنی‌شده قرار می‌گیرند.



الف



ج



ب

شکل ۵-۱۷-الف: نمودار تعیین خصوصیات منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (بر اساس مقادیر ویور، ۱۹۹۱)؛ ب و ج: نمودار تفکیک منشأ غنی شده و تهی شده (ابوهامته، ۲۰۰۵)، با استفاده از نسبت Y/Zr و Nb/Zr برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (بر اساس داده‌های سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹).

1-Ernst & Buchan

2-Abu Hamatteh

ژئوشیمی بازالت‌های داخل ورقه‌ای با بازالت‌هایی که در محیط‌های تکتونیکی دیگر تولید می‌شوند، متفاوت است. الگوهای جاری حاکی از آن است که منشأ مورب از بازالت‌های داخل ورقه‌ای کم عمق‌تر است. اگرچه بعضی از بازالت‌های داخل ورقه‌ای ممکن است از منشأهای کم عمق لیتوسفر گوشته‌ای یا درست زیر لیتوسفر گوشته‌ای آمده باشند. با این وجود چنین الگوهایی بر این دلالت دارند که بازالت‌های داخل ورقه‌ای غالباً از اعماق بیش از گوشته‌ی تهی شده فوقانی منشأ گرفته‌اند و این دلالت بر نقش پلوم‌های گوشته‌ای در حمل این مواد از اعماق زیاد دارد (کورتیلو^۱ و همکاران، ۲۰۰۳). لذا هر بازالت با خصوصیت ژئوشیمیایی داخل ورقه‌ای، حضور و نقش پلوم‌های گوشته‌ای را تداعی می‌کند. در شکل (۵-۱۸) بازالت‌های با منشأ پلوم و بازالت‌های با منشأ غیر پلوم توسط نسبت‌های عناصر HFS از یکدیگر جدا شده‌اند. همانطور که ملاحظه می‌شود همگی نمونه‌های مورد مطالعه در بالای خط ΔNb قرار گرفته و منشأ پلوم را نشان می‌دهند. مقدار ΔNb از رابطه زیر محاسبه شده است: (موفتای و همکاران، ۲۰۱۱)

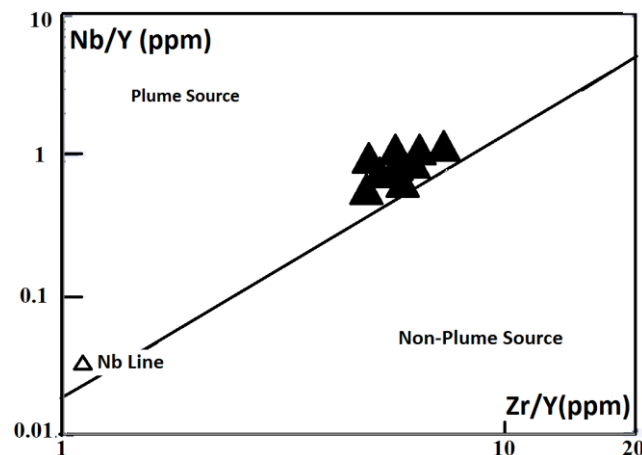
$$\Delta Nb = 1.74 \text{ Log } (Nb/Y) - 1.92 \text{ Log } (Zr/Y)$$

به‌طور کلی نمودارهای ژئوشیمیایی مفید برای تعیین نقش پلوم عبارتند از (ارنست و بوچان، ۲۰۰۳):
 (۱) دیاگرام‌های عنکبوتی که در آن‌ها روند OIB توسط غنی‌شدگی در LREE و دیگر عناصر شدیداً ناسازگار و عدم تهی‌شدگی از Nb، Ta و Ti از روند MORB و IAB تشخیص داده می‌شود. البته باید توجه داشت که گاهی انحراف از این روند توسط دخالت لیتوسفر یا آلودگی پوسته‌ای دیده می‌شود.

(۲) برخی نشانه‌ها در نسبت عناصر ناسازگار: به عنوان مثال نسبت عناصر در MORB و OIB عبارتست از (Ce/Pb~2.5، Ta/U~2.7 و Nb/U~47). این مقادیر در محیط کمان کمتر است.

(۳) برخی نشانه‌ها در عناصر کمیاب سازگار: به عنوان مثال، نسبت Cr در الیوین می‌تواند بیشتر از

۸۰۰ باشد، در حالیکه این نسبت در بازالت‌های جزایر کمانی کمتر از ۸۰۰ می‌باشد.



شکل ۵-۱۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Nb/Y در مقابل Zr/Y. همه نمونه‌ها در بالای خط ΔNb که توسط فیتون و همکاران (۱۹۹۷) تعریف شده است، قرار می‌گیرند.

در مبحث نمودارهای عنکبوتی، با دلایل روشن، حضور گارنت در ناحیه منشأ ماگما ثابت شد. طبیعت منبع گوشته بواسطه استفاده از ترکیبات REE بازالت‌ها مشخص می‌شود. REE‌های سنگین در گارنت سازگارند، در حالی که REE‌های متوسط، ناسازگار و یا اندکی سازگارند. در مقایسه، همه REE‌ها به شدت در اسپینل ناسازگارند. پس نسبت Dy/Yb در ماگماهای بازالتی مشتق از گوشته‌ی گارنت‌دار بزرگ‌تر از این نسبت در ماگماهای مشتق از گوشته‌ی اسپینل‌دار می‌باشد (هی^۱ و همکاران، ۲۰۱۰). همچنین از آنجا که سیستم تفکیک بین مذاب و گوشته‌ی باقیمانده برای عناصر Lu و Hf به شدت تحت تأثیر حضور گارنت قرار می‌گیرد، با استفاده از نسبت Lu/Hf نیز می‌توان به کانی‌شناسی محل منبع پی برد (کرمالکر و همکاران، ۲۰۰۵). میانگین این نسبت برای بازالت‌های مورد مطالعه ۰/۱۵ می‌باشد که نشان دهنده‌ی ذوب در میدان پایداری گارنت است. عنصر Yb نیز در گدازه‌ها تحت تأثیر کانی‌شناسی موجود در منبع قرار می‌گیرد (تیلک^۲ و همکاران، ۲۰۰۷). هیلدرس و مورباس^۳ (۱۹۸۸)،

1-He

2-Tielk

3- Hilderth & Moorbath

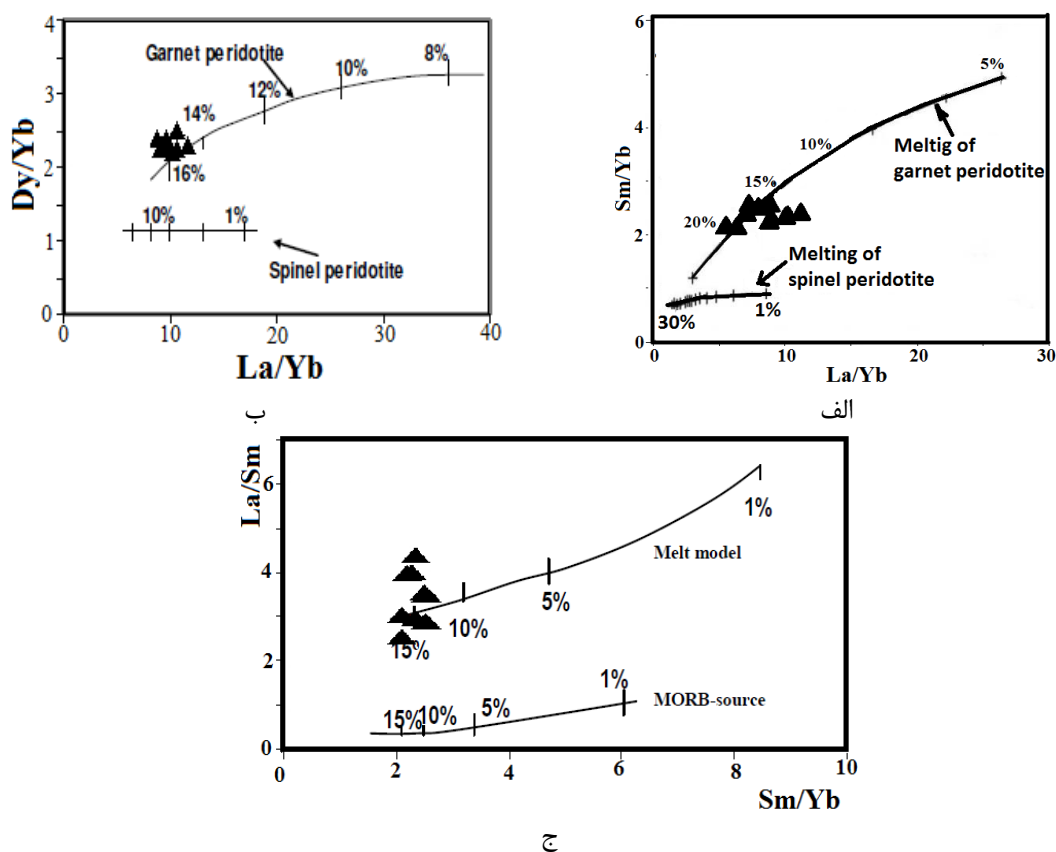
تشکیل بازالت‌های با $Yb > 2ppm$ را در محدوده‌ی پایداری گارنت می‌دانند. در بازالت‌های مورد مطالعه، میانگین این مقدار $2/77$ می‌باشد که حاکی از وجود گارنت در منشأ آن‌هاست.

جانسون و همکاران (۱۹۹۰)، به منظور تعیین درجه ذوب بخشی و ترکیب کانی‌شناسی محل منشأ ماگماهای آکالن، نمودار تغییرات نسبت‌های عناصر کمیاب Sm/Yb در مقابل La/Yb را ارائه کردند (شکل ۵-۱۹-الف). این نمودار می‌تواند برای تفکیک ماگماهای حاصل از ذوب بخشی منابع گارنت پریدوتیتی و یا اسپینل پریدوتیتی مفید باشد. ذوب بخشی هرکدام از منابع گارنت پریدوتیتی و یا اسپینل پریدوتیتی موجب غنی‌شدگی بازالت‌ها در REE‌های سبک‌تر می‌شود؛ اما اگر ذوب بخشی در عمق کافی که گارنت در محل منبع حضور دارد اتفاق بیفتد، نسبت REE‌های متوسط تا سنگین در مذاب افزایش خواهد یافت. این موضوع بخصوص برای بازالت‌های طغیانی قاره‌ای که از عمق بیشتری نسبت به بازالت‌های طغیانی اقیانوسی منشأ گرفته‌اند، قابل توجه است (ارنست و بوچان، ۲۰۰۳). در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه بر روی منحنی ذوب ۱۵ تا ۲۰ درصد، از یک منبع گارنت‌دار (گارنت پریدوتیت)، قرار گرفته‌اند.

در شکل (۵-۱۹-ب) که بر اساس نسبت‌های Dy/Yb در برابر La/Yb می‌باشد، منحنی ذوب برای منشأ گارنت پریدوتیت و اسپینل پریدوتیت نمایش داده شده‌اند. این نمودار نشان دهنده‌ی این است که منشأ گارنت پریدوتیتی حاوی مقادیر Dy/Yb بیشتری نسبت به منشأ اسپینل پریدوتیتی بوده و نیز در هنگام ذوب سنگ منشأ پریدوتیتی در حضور فاز اسپینل تغییر مهمی در این نسبت روی نمی‌دهد، ولی در حضور فاز گارنت تغییراتی در نسبت این عناصر دیده می‌شود. همچنین در این نمودار با افزایش درجه ذوب از نسبت La/Yb کاسته می‌شود.

در این نمودار، نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه بر روی منحنی ذوب گارنت پریدوتیت قرار گرفته و درجات ذوب ۱۴ تا ۱۶ درصد را نشان می‌دهند. در نمودار شکل (۵-۱۹-ج)، منحنی مدل ذوب بسته-

ای^۱ برای منشأ غنی شده و نیز منشأ مورب تهی شده (N-MORB) نمایش داده شده است. محل قرارگیری نمونه های منطقه بر روی نمودار مذکور، درجات ذوب بخشی تعادلی ۱۲ تا ۱۶ درصد از یک منشأ غنی شده را نشان می دهد. ماگماهای آکالن توسط درصد کمی از ذوب (کمتر از ۱۰٪ و فشار بالاتر) در مقایسه با ماگماهای تولئیتی (بیشتر از ۱۰٪ در فشار کمتر از ۱۵-۲۰ کیلو بار) تولید می- شوند (تالوسانی^۲، ۲۰۱۰). با توجه به این موضوع، درجه های ذوب بدست آمده از نمودارهای رسم شده برای تشکیل ماگمای آکالن مورد مطالعه خیلی بالاست، مگر آن که ذوب در اعماق بیش از ۶۰ کیلومتری رخ داده باشد که نمودارهای مورد استفاده، این عمق را بالای ۱۰۰ کیلومتر نشان می دهند.



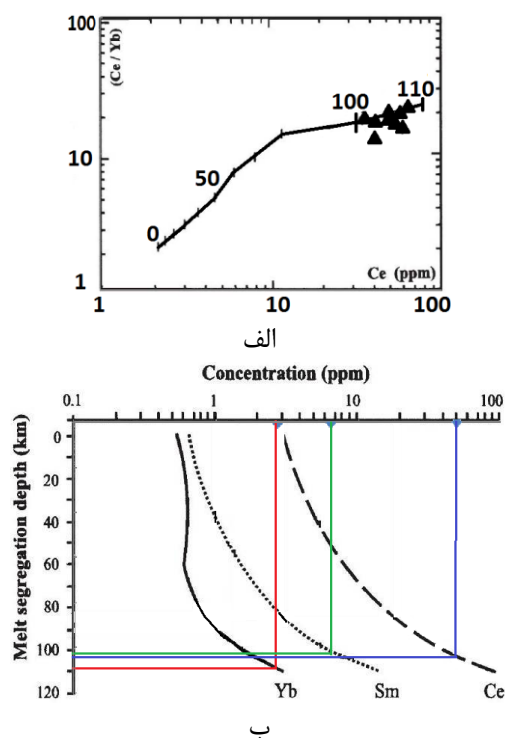
شکل ۵-۱۹- موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تعیین درصد ذوب محل منشأ، الف: جانسون و همکاران (۱۹۹۰)، ب: تروال و همکاران (۱۹۹۴)، بوگارد و همکاران (۲۰۰۳)، ج: سان و مک دونوف (۱۹۸۹).

1-Bach Melting

1-Talusani

عده ای از زمین‌شناسان نظیر الام^۱ (۱۹۹۲)، زون انتقال بین اسپینل لرزولیت به گارنت لرزولیت را در عمق بین ۶۰ تا ۸۰ کیلومتری در نظر گرفته و برخی دیگر اعتقاد دارند که این زون در عمق ۷۰ تا ۸۰ کیلومتری گوشته فوقانی قرار دارد (فری و همکاران، ۱۹۹۱؛ مک‌کنزی و انیونس، ۱۹۹۱ در درخشی، ۱۳۸۵). به هر حال عموماً اعتقاد بر این است که اسپینل حداکثر تا عمق ۸۰ کیلومتری پایدار می‌باشد، ولی فاز گارنت می‌تواند تا بخش‌های عمیق‌تر گوشته نیز حضور داشته باشد. با توجه به اینکه این نمودارها نشان دهنده حضور گارنت و عدم حضور اسپینل در منشأ سنگ‌های منطقه می‌باشد، می‌توان حداقل عمق منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها را از اعماق ۸۰ کیلومتری دانست. در نمودار Ce/Yb در مقابل Ce (الام، ۱۹۹۲)، (شکل ۵-۲۰-الف) عمق محل ذوب منبع، ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتر به دست آمده است که حاکی از ذوب یک ستون گوشته‌ای عمیق می‌باشد. همچنین الام (۱۹۹۲)، مدلی را طراحی کرد که براساس آن می‌توان عمق ذوب بخشی را به طور دقیق‌تر از مدل قبلی تعیین کرد (شکل ۵-۲۰-ب). این مدل براساس تمرکز میانگین عناصر Sm، Yb و Ce، در مقابل عمق جدایش ماگما، طراحی شده است. در این نمودار میانگین مقادیر عناصر فوق، در محور لگاریتمی X قرار می‌گیرند. سپس با رسم خطوط موازی با محور Y، منحنی‌های معرف عناصر Yb، Sm و Ce را در هر نقطه‌ای که قطع کنند، از آن نقطه خطی به موازات محور X رسم می‌شود تا محور Y را قطع کند. اعداد نشان داده شده، عمق جدایش مذاب می‌باشند (برهمند، ۱۳۸۹). بر این اساس، می‌توان عمق جدایش ماگمای مولد سنگ‌های مورد مطالعه را در حدود ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتر تعیین کرد که کاملاً با عمق‌های بدست آمده از روش قبلی انطباق دارد. به منظور بررسی نقش آلاینش پوسته‌ای در تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه از نسبت برخی عناصر استفاده می‌کنیم. یکی از شاخصه‌های مهم هضم و آلاینش پوسته‌ای نسبت‌های بالای Ba/Zr است، به نحوی که در

بازالت‌های قاره‌ای آرایش یافته با پوسته، این میزان بین ۲ تا ۵ تغییر می‌کند (هوآنگ^۱ و فلور^۲، ۱۹۹۸ در جمشیدی، ۱۳۸۹). میانگین این نسبت در نمونه‌های مورد بررسی ۱/۳۷ است که نشان دهنده‌ی عدم آغستگی این سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای می‌باشد. از طرف دیگر، هاس^۳ و رنو^۴ (۲۰۰۸) از تغییرات نسبت K/Nd برای تشخیص ترکیبات پوسته‌ای درگیر در تحول ماگما استفاده کردند، میزان بالای این نسبت (>۳۰۰) بیانگر آرایش پوسته‌ای سنگ‌هاست. نسبت K/Nd در سنگ‌های مورد مطالعه به طور میانگین حدود ۱۴۶ می‌باشد که مبنی بر عدم آرایش پوسته‌ای در طول صعود سریع ماگماهای آکالن تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌هاست. جریان‌های متعدد گدازه و ضخامت زیاد این ستون سنگی (بالای ۷۰۰ متر)، حاکی از صعود سریع و حجیم این ماگماست.



شکل ۵-۲۰- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی: الف: نمودار Ce/Yb در مقابل Ce (الام، ۱۹۹۲). ب: نمودار تمرکز میانگین عناصر Sm، Yb و Ce، در مقابل عمق جدایش (الام، ۱۹۹۲).

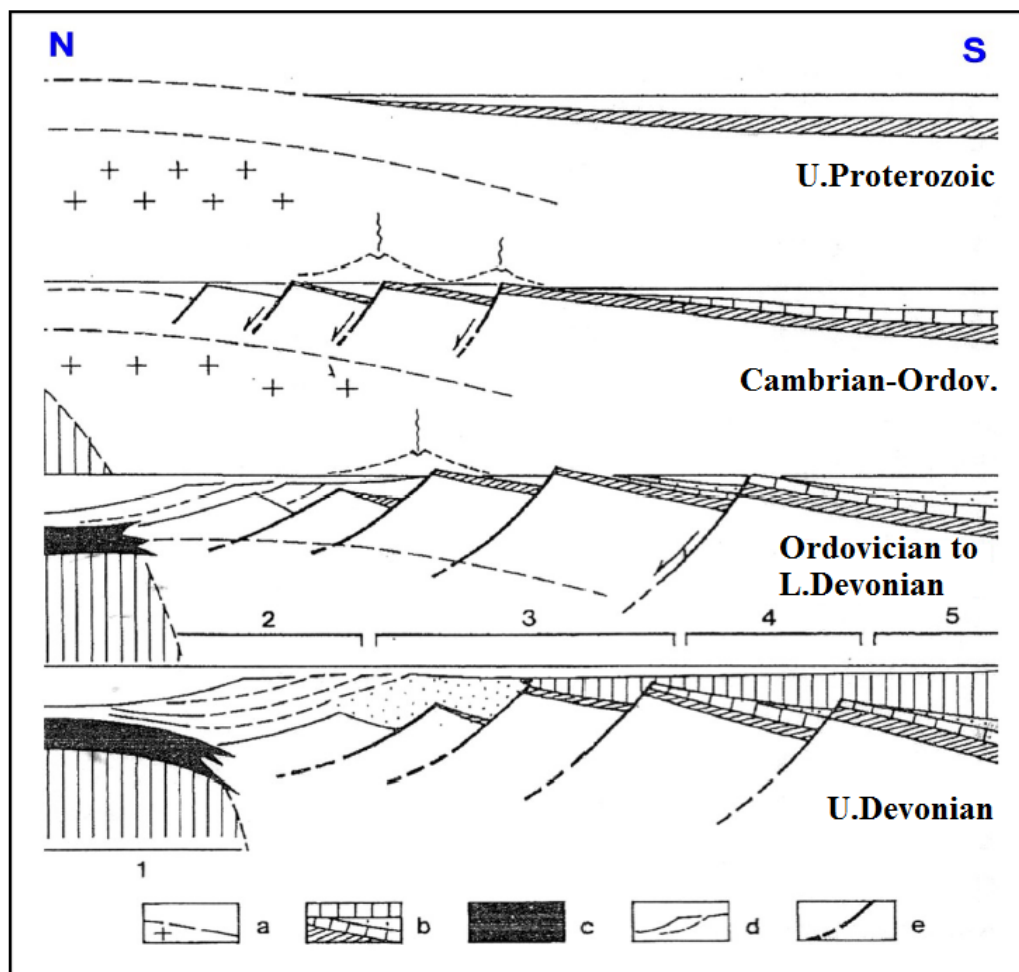
- 1- Hoang
- 2- Flower
- 3- Haase
- 4- Renno

۵-۵- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین مورد مطالعه

مجموعه‌ای ضخیم از سنگ‌های آذرین غالباً آتشفشانی، مافیک و آلکان، به سن اردویسین میانی - بالایی تا دونین میانی در کوه‌های البرز وجود دارند (دیویس و همکاران، ۱۹۷۲؛ اشتامفلی، ۱۹۷۸؛ احمدزاده هروی، ۱۹۷۵ در علوی، ۱۹۹۶). حضور سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب عمدتاً آلکان یکی از ویژگی‌های پالئوزوئیک‌زیرین و بخصوص سیلورین ایران است، که رخنمون‌های آنها را در بازالت‌های سلطان میدان (ژنی، ۱۹۷۷؛ جعفریان، ۱۳۸۸؛ قربانی، ۲۰۰۹؛ قویدل سیوکی و همکاران، ۲۰۱۱)، رباط قره‌بیل، جاجرم و اسفراین (افشارحرب، ۱۳۷۳)، کوه‌های شتری (روتتر و همکاران، ۱۹۶۸)، شیرگشت (درخشی، ۱۳۸۵؛ درخشی و همکاران، ۱۳۸۵؛ قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷)، سه کاشان (زاهدی، ۱۹۷۳؛ آیتی، ۱۳۸۲؛ آیتی و همکاران، ۱۳۸۲، ۱۳۸۹)، تروند (هوشمندزاده و همکاران، ۱۹۷۸)، جام (علوی نائینی، ۱۹۷۲؛ ناجی، ۱۳۸۳؛ قاسمی و ناجی، ۱۳۸۳)، جنوب بجنورد (احمدزاده هروی، ۱۹۷۵؛ جولاپور و گلابتونچی، ۱۳۷۷)، جهق (طباطبایی منش و همکاران، ۱۳۸۷) و جنوب بهاباد (بلاغی، ۱۳۸۷؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۸۷؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۰) می‌توان دید.

فعالیت ماگمایی اردویسین میانی - بالایی تا دونین میانی به عنوان یک واقعه مرتبط با کافت تعبیر می‌شود و در آن زمان تکامل این کافت منجر به تشکیل اقیانوس پالئوتتیس در محل کنونی کوه‌های البرز شده است. با تشکیل حوزه‌ی پالئوتتیس، رسوبات ولکانیکی - رسوبی پالئوزوئیک فوقانی (دونین تا پرمین) در آن نهشته شدند (باقری و اشتامفلی، ۲۰۰۸).

به اعتقاد بولن (۱۹۸۸) در اهری‌پور (۱۳۸۹)، بازشدگی حوزه پالئوتتیس احتمالاً بصورت مؤثر از زمان اردوویسین شروع شده است. در مدل تکتونیکی بولن (شکل ۵-۲۱)، این بازشدگی از شمال شروع می‌شود و به سمت جنوب گسترش می‌یابد و رسوباتی که نزدیک به مرکز گسترش و به سمت شمال تشکیل شده‌اند از نوع فیلس و رسوباتی که در حاشیه و دور از مرکز گسترش (به سمت جنوب) تشکیل شده‌اند، به عنوان رسوبات قاره‌ای تا نیمه قاره‌ای و همزمان با کافت در نظر گرفته شده‌اند.



شکل ۵-۲۱- کافت درون قاره‌ای و تکامل حاشیه‌ی جنوبی پالتوتیس تا زمان دونین (بولن، ۱۹۸۸) [برگرفته از اهری‌پور، ۱۳۸۹]. راهنمای شکل بدین صورت است؛ ۱: قلمرو پوسته‌ی اقیانوسی شمال ایران و هندوکش غربی، ۲: حاشیه‌ی جنوبی قلمرو ترکمنستان و ادامه‌ی آن تا ایران، ۳: قلمرو بند بیان و گسترش آن تا ایران، ۴ و ۵: قلمروهای هلمند و ایران مرکزی (۴: زیر قلمرو بهسود و ۵: زیر قلمرو تزک نوار).
 a: لیتوسفر قاره‌ای که از گرانیب تا دگرگونی کوردیریت-آندالوزیت (زیر قلمرو بهسود) تغییر می‌کند. b: رسوبات قاره‌ای و نیمه قاره‌ای همزمان با کافت، c: لیتوسفر اقیانوسی از زمان اردوویسین به بعد، d: رسوبات نوع فیلیش و پلاژیک عمیق، e: گسل‌های لیستریک

بولن (۱۹۸۸)، مراحل تکاملی این رویداد را به صورت زیر خلاصه کرده است:

- ۱) نازک‌شدگی و گوه‌ای شدن رسوبات دریایی اینفراکامبرین و پالتوزوئیک زیرین در شرق البرز
- ۲) فعالیت آتشفشانی نوع شکافی^۱ در البرز شرقی که در کامبرین زیرین شروع می‌گردد و در طی اردوویسین فوقانی تا سیلورین دوباره فعالیت آن احیاء می‌شود و در دونین به پایان می‌رسد.

1-Fissure type

۳) نفوذ گرانیتهوئید آلومینو – سیالیک و از نوع غیرکوهزایی در زیر زون بهسود که در مرز کامبرین - اردوویسین روی داده است.

۴) بالا آمدگی و خروج از آب^۱ (با شدت کم یا زیاد) ناحیه البرز شرقی در طی سیلورین تا دونین تحتانی و به دنبال آن تشکیل شرایط فلات قاره‌ای در دونین فوقانی.

۵) خرد شدن ناحیه توسط گسل‌های کششی احتمالاً از نوع لیستریک^۲ که امروز توسط گسل‌های بلوک یزد - نائین - لوت مشخص می‌شوند (قبل از چرخش بلوک، این گسل‌ها حالت طولی داشتند).

۶) کج شدن^۳ بلوک‌ها (نظیر شرق البرز) در زمان سیلورین تا دونین تحتانی که موجب تشکیل هورست و گرابن‌ها گردید. در هورست‌ها عمل فرسایش انجام شد و در گرابن‌ها، رسوبات دریایی با شرایط محدود شده و محبوس تشکیل شدند.

۷) فرونشینی^۴ و زیر آب رفتن بعدی بلوک‌های کج شده در طی دونین میانی در البرز رخ داده است. به اعتقاد اشتامفلی (۱۹۷۸)، فعالیت خروج روانه‌های بازالتی از اردوویسین بالایی در البرز شروع می‌شود و تا زمان دونین میانی ادامه می‌یابد و در البرز شرقی این واقعه آتشفشانی در دوره سیلورین گسترش بیشتری داشته است (اهری‌پور، ۱۳۸۹).

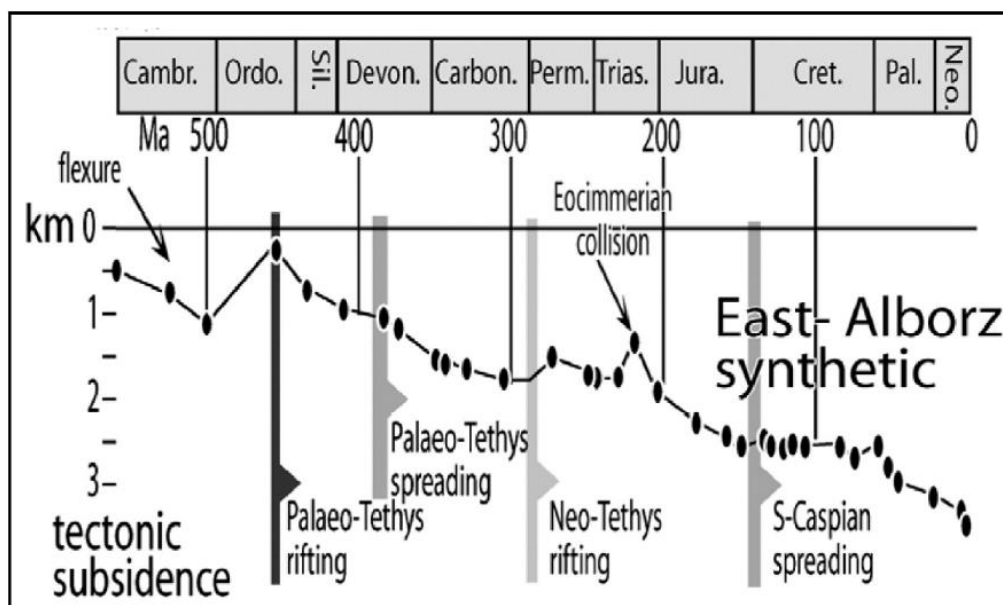
این فعالیت آتشفشانی مرتبط با کافت که ۳۰ تا ۴۰ میلیون سال دوام داشته است کاملاً غیرمعمولی می‌باشد و منحنی نشست تکتونیکی در ناحیه البرز شرقی (شکل ۵-۲۲)، نشان دهنده یک رویداد کافتی طولانی مدت قبل از شروع نشست گرمایی در زمان دونین میانی می‌باشد (اشتامفلی و همکاران، ۲۰۰۱ در باقری و اشتامفلی، ۲۰۰۸).

1-Emersion

2-Listric

3-Tilting

4-Submersion



شکل ۵-۲۲- منحنی نشست تکتونیکی ناحیه البرز شرقی (اشتامفلی، ۲۰۰۱ در باقری و اشتامفلی، ۲۰۰۸). در این منحنی شروع تشکیل کافت پالئوتتیس (مرحله ی Syn Rift) از زمان اردوویسین فوقانی شروع می شود و تا دونین میانی ادامه می یابد و مرحله ی گسترش پالئوتتیس (مرحله ی Post- Rift) از دونین میانی تا انتهای کربونیفر به طول می انجامد.

به اعتقاد اشتامفلی (۲۰۰۰)، فاز همزمان با کافت^۱ از زمان اردوویسین فوقانی تا دونین زیرین - میانی ادامه داشته است و در این مرحله، همزمان با تشکیل کافت، رسوبات قاره ای تا دریایی کم عمق از اردوویسین بالایی و سیلورین تا دونین زیرین - میانی تشکیل می شوند. بنابراین، به اعتقاد ایشان به نظر می رسد که در مرحله اول، فعالیت کافت در اردوویسین بالایی تا سیلورین، ناحیه بزرگی از حاشیه قاره گندوانا را تحت تاثیر قرار داده و منجر به شکستگی نهایی این حاشیه در زمان دونین شده است. به اعتقاد لاسمی (۱۹۹۷) آغاز گسترش پوسته قاره ای، همزمان با پیدایش بخش ۵ سازند میلا بوده و به گمان قوی در زمان اردوویسین پیشین رخ داده است (شکل ۵-۲۳-A). به اعتقاد ایشان سنگ های اردوویسین ایران شامل بخش ۵ سازند میلا و هم ارزهای آن (سازند لشکرک و شیرگشت)، سازند قلی و شاید بخش های زیرین سازند نیور که مجموعه توالی یا توالی های بزرگ پیش رونده ساخته اند، همزمان با پیدایش کافت پالئوتتیس پدیدار شده اند. به عقیده ی وی آواری های عمدتاً قاره ای بخش

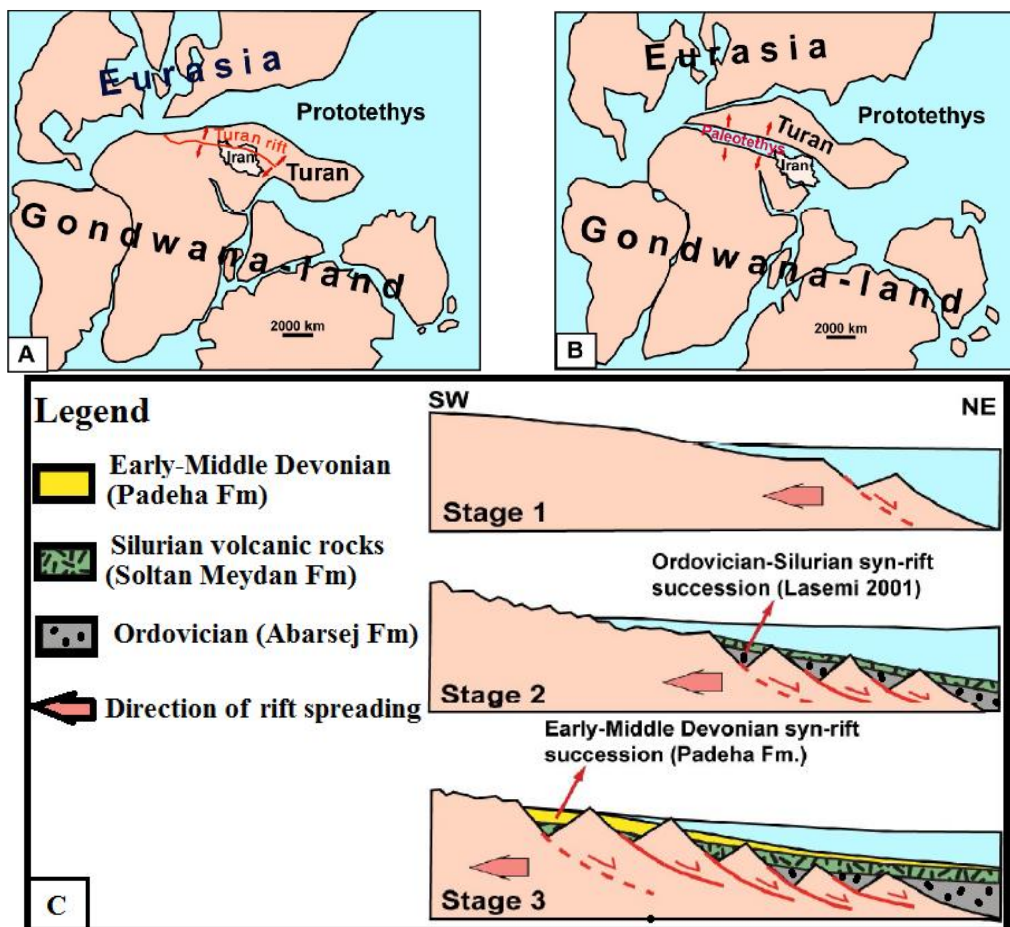
1-Syn rift phase

بالایی سازند نیور و ناپیوستگی بالای سنگهای سیلورین ایران به احتمال زیاد بیانگر ناپیوستگی ناشی از جدایش و اشتقاق صفحه توران از قاره گندواناست (لاسمی، ۱۳۷۹) و حوزه دریایی پالئوتتیس بعد از زمان دونین تشکیل می گردد (شکل ۵-۲۳-B).

بنابراین با جمع بندی نظریه های فوق و نتایج این مطالعه می توان سرگذشت تکتونیکی حوزه پالئوتتیس البرز را به صورت زیر خلاصه کرد:

در طی دوره زمانی اردوئیسین تا سیلورین با تشکیل کافت در حاشیه شمالی قاره گندوانا، اولین توالی رسوبات همزمان با کافت شامل رسوبات بخش ۵ سازند میلا (و معادل های آن در ایران مرکزی) و سازند قلی (معادل سازند ابرسج در مناطق مورد مطالعه) در حوزه کافتی پالئوتتیس تشکیل می شوند (لاسمی، ۱۳۷۹) (مراحل ۱ و ۲ در شکل C). به دنبال فعالیت شدید آتشفشانی کافت در زمان سیلورین، سازند سلطان میدان ایجاد شده و سپس کافت پالئوتتیس از سمت مرکز حوزه (شمال) به طرف حاشیه ی جنوبی حوزه گسترش می یابد و باعث فرونشینی این نواحی در طول گسل های لیستریک جدیدتر شده و توالی جدید همزمان با کافت به نام سازند پادها بر روی سازند آتشفشانی سلطان میدان تشکیل می شود (مرحله ۳ در شکل C) (اهری پور و همکاران، ۲۰۱۰).

بنابراین، با توجه به شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی ارائه شده در این تحقیق نتیجه می گیریم که ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه مورد مطالعه در اردوئیسین فوقانی - سیلورین، در یک محیط کششی (کافتی) درون صفحه ای شکل گرفته است. این ماگما دارای ماهیت آکالن سدیک بوده و از ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی یک ستون گوشته ای غنی شده گارنت پریدوتیتی در حال صعود در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری تشکیل شده است و در یک محیط قاره ای- دریایی کم عمق فوران نموده است.



شکل ۵-۲۳- بازسازی نمادین تکتونیک دیرینه و تکامل حوزه‌ی پالتوتیس در ایران (اقتباس از اهری‌پور و همکاران، ۲۰۱۰ با کمی تغییرات)، A: در زمان اردوویسین زیرین کافت توران با فعالیت شدید آتشفشانی مافیک در شمال ایران تشکیل می‌شود. B: تکامل و تبدیل کافت توران به حوزه‌ی پالتوتیس در زمان بعد از دونین اتفاق می‌افتد. C: نیمرخ مراحل بازشدگی حوزه‌ی پالتوتیس از سمت شمال به جنوب. در مراحل ۱ و ۲ اولین رسوبات همزمان با کافت شامل سازندهای ابرسج و سلطان میدان تشکیل می‌شوند و گسترش کافت به حاشیه جنوبی حوزه منجر به تشکیل رسوبات همزمان با کافت بعدی (سازند پادها) بر روی سازند سلطان میدان می‌شود.

فصل ششم

نتیجہ گیری و پیشہادات

۶-۱- نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج بدست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی بر روی مجموعه‌ی بازالتی سلطان‌میدان در مناطق ابرسج و نکارمن در شمال شاهرود، به شرح زیر می‌باشند:

- سنگ‌های مورد مطالعه، در قسمت شرقی زون ساختاری البرز واقع شده‌اند و بر اساس قرارگیری این مجموعه بر روی سازند ابرسج به سن اردوویسین پایانی و در زیر سازند پادها به سن آغاز دونین پایانی، دارای سن سیلورین می‌باشد.

- سنگ‌های آذرین منطقه، به شکل جریان‌های متعدد گدازه که برخی از آن‌ها ساخت منشوری نشان می‌دهند و همچنین به صورت دایک‌های رخنمون یافته در سازند ابرسج دیده می‌شوند و در برخی مناطق دچار دگرسانی شده‌اند. حضور بازالت‌های با ساخت منشوری، وجود چندین افق کنگلومرای کانالی قاره‌ای در بین لایه‌های بازالتی سلطان‌میدان و روی آن در سازند پادها و تعیین محیط کافت درون قاره‌ای به عنوان جایگاه تشکیل سازند پادها، همگی نشان دهنده‌ی فوران بازالت‌های سلطان‌میدان در یک محیط کافت درون قاره‌ای می‌باشد.

- با توجه به مطالعات پتروگرافی، این سنگ‌ها دارای کانی‌شناسی یکنواختی بوده و همگی در محدوده بازالت قرار می‌گیرند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی این بازالت‌ها را پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل می‌دهند. کانی‌های اپک، آپاتیت و الیوین به عنوان کانی‌های فرعی در این بازالت‌ها دیده می‌شوند. حضور کانی‌های آپاتیت، تیتان اوژیت و اسفن ثانویه نشان دهنده‌ی ماهیت آکالن این سنگ‌ها است. بافت‌های پورفیری، گلوپورفیری، جریانی، اینترگرانولار، افستیک و ساب افستیک، مهمترین بافت‌های مشاهده شده در این بازالت‌ها می‌باشند.

- بازالت‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین سری ماگمایی، ماهیت آکالن سدیک نشان می‌دهند. الگوی موازی نمونه‌ها در نمودارهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت، منشأ واحد و تحول ماگمای سازنده‌ی آن‌ها را از طریق فرایند تبلور تفریقی تأیید می‌کند. همچنین الگوی این سنگ‌ها در

نمودارهای چندعنصری بهنجار شده به گوشتی اولیه و OIB، گویای غنی شدگی ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها از LILE و LREE، MREE و HFSE و تهی شدگی نسبی آنها از HREE است که بیانگر طبیعت آلکالن درون ورقه‌ی قاره‌ای این بازالت‌ها و عدم آرایش ماگما با لیتوسفر قاره‌ای می‌باشد. در نمودار چندعنصری بهنجار شده به OIB، میزان غنی‌شدگی نمونه‌های منطقه نزدیک به یک است که این امر می‌تواند مبین استنوسفری بودن ماگمای اولیه باشد.

- براساس نمودارهای تمایز محیط تکتونوماگمایی و نمودارهای تعیین منشأ، ماگمای آلکالن مذکور متعلق به یک محیط کافت درون ورقه قاره‌ای می‌باشد. این ماگما از ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی یک ستون گوشته‌ای غنی شده‌ی گارنت پریدوتیتی در حال صعود در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری تشکیل شده و در یک محیط قاره‌ای - دریایی کم‌عمق فوران نموده است. این محیط با کافت‌زایی شمال ابرقاره‌ی گندوانا در اردوویسین - سیلورین که منجر به تشکیل اقیانوس پالئوتتیس در محل کنونی کوه‌های البرز شده است، مطابقت دارد.

- بررسی و مقایسه‌ی موقعیت چینه‌شناسی، پترولوژی و جایگاه زمین ساختی مجموعه‌ی بازالتی سلطان‌میدان با مجموعه‌های آذرین پالئوزوئیک شیرگشت، جام، ابیانه (سُه)، زفره - باقرآباد، دالمه، جهق و پل‌خاوند در ایران مرکزی حاکی از شباهت‌های بسیاری در میان آنها می‌باشد. این شباهت‌ها، بیانگر ارتباط نزدیک زمین ساختی و ماگمایی این مناطق در اواخر اردوویسین - اوایل سیلورین در حین مراحل اولیه‌ی کافت‌زایی پالئوتتیس در مناطق وسیعی از زون‌های ساختاری البرز و ایران مرکزی می‌باشد.

۶-۲- پیشنهادات

- با توجه به محدود بودن تعداد آنالیزهای شیمیایی در این مطالعه و اهمیت تعداد نمونه‌ها در نتایج به-دست آمده از مطالعات ژئوشیمیایی و همچنین گستردگی جغرافیایی بازالت‌های سلطان میدان در محدوده حد فاصل بین روستای نکارمن تا تیل‌آباد (در محدوده شمال روستاهای نکارمن و ابرسج، شمال و شمال غرب میغان و قلعه نوخرقان، کوه کلبه درویش، محدوده بین روستاهای خوش‌یلاق تا تیل‌آباد) و جنوب کوه زرد کمر واقع در جنوب غرب علی‌آباد کتول، لذا انجام مطالعات پترولوژیکی دیگر با هدف برداشت نمونه‌های سنگی از مکان‌هایی که در این پژوهش تحت پوشش قرار نگرفته و انجام تعداد بیشتری آنالیز شیمیایی از این سنگ‌ها به جهت بررسی‌های ژئوشیمیایی دقیق‌تر و حصول نتایج قطعی‌تر در این زمینه، پیشنهاد می‌شود.
- انجام آنالیز شیمی نقطه‌ای توسط میکروپروپ بر روی فازهای مختلف کانی‌ها.
- با توجه به دگرسانی این بازالت‌ها، تعیین سن انجام شده به روش K-Ar نتایج مطلوبی را به دنبال نداشته است. تعیین سن ایزوتوپی این سنگ‌ها به وسیله‌ی روش‌های مناسب‌تر سن سنجی سنگ‌های آذرین مافیک و استفاده از عناصر مقاوم در برابر دگرسانی (مانند روش Sm-Nd) می‌تواند کارآمدترین روش به منظور تعیین سن این سنگ‌ها و به تبع آن تعیین زمان دقیق تشکیل کافت پالئوتیس باشد. همچنین استفاده از داده‌های ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ به منظور تعیین دقیق ویژگی‌های محل منشأ ماگماهای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها پیشنهاد می‌شود.
- بسیاری از سنگ‌های نفوذی بازیک موجود در واحدهای قدیمی‌تر از سیلورین را نیز می‌توان با همین رخداد ماگمایی و کافت‌زایی پالئوتیس مرتبط دانست. با توجه به این امر، تعیین سن این دایک‌ها و مقایسه‌ی ویژگی‌های محیط تکتونیکی تشکیل آن‌ها با مجموعه بازالتی سلطان میدان، به جهت درک بهتر این رخداد ماگمایی، حائز اهمیت می‌باشد.

منابع فارسی

- آسیابانها ع.، (۱۳۸۰)، پایان نامه دکتری: "زمین‌شناسی و پتروژنز رخساره‌های آتشفشانی منطقه یوزباشی چای (غرب قزوین)"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس.
- اشرفی ا.، (۱۳۸۷) پایان‌نامه ارشد: "چینه‌نگاری و محیط رسوبی سکانس پالئوزوئیک زیرین در ناحیه نکارمن"، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد شاهرود.
- افشارحرب ع.، (۱۳۷۳) "زمین‌شناسی کپه‌داغ"، شماره ۱۱، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۷۵ ص.
- آقانباتی ع.، (۱۳۸۵)، "زمین‌شناسی ایران"، چاپ دوم، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۱۹ ص.
- اللهیاری س.، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: "پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک - عباس آباد"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- اهری‌پور ر.، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه دکتری: "میکروفاسیس، محیط رسوبی و چینه‌شناسی سکانس سنگ‌های رسوبی دونین (سازندهای پادها و خوش‌ییلاق)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- آیتی ف.، (۱۳۸۲)، پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسم پالئوزوئیک زیرین در دره ابیانه، سه، زفره، باقرآباد و دالمه اردکان (ایران مرکزی)"، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان.
- آیتی ف.، خلیلی م.، نقره‌ئیان م.، مکی‌زاده ع.، (۱۳۸۲) "داده‌هایی پیرامون ولکانیسم پالئوزوئیک زیرین در مناطق ابیانه، سه، زفره، باقرآباد و دالمه اردکان (ایران مرکزی)"، بیست و دومین گردهمایی علوم-زمین.
- آیتی ف.، نقره‌ئیان م.، خلیلی م.، (۱۳۸۹) "مروری بر ماگماتیسم پالئوزوئیک در بخشی از ایران مرکزی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال هجدهم، شماره ۴، ص ۶۱۵-۶۳۲.
- برهمند م.، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: "بررسی موقعیت پینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقه احمد آباد (خارتوران جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بلاغی ز.، (۱۳۸۷)، پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین جنوب بهاباد یزد"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- بلاغی ز، صادقیان م، قاسمی ح، خانعلی‌زاده ع، (۱۳۸۷) "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین جنوب بهاباد (بافق- یزد)"، شانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گیلان، ص ۳۶۷ - ۳۷۲.
- بلاغی ز، صادقیان م، قاسمی ح، (۱۳۹۰) "پتروژنز سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین جنوب بهاباد (بافق، ایران مرکزی) (شاهدی بر کافت‌زایی)، **مجله پترولوژی اصفهان**، سال اول، شماره چهارم، ص ۴۵-۶۴.
- تاکی س، درویش‌زاده ع، قادری م، خسروتهرانی خ، (۱۳۸۸) "توالی سنگ‌شناسی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی فاز دوم پالئوژن در منطقه دیلمان، البرز باختری"، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، شماره ۲، ص ۲۳۹-۲۵۲.
- ترابی ق، (۱۳۸۶) "مطالعه کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های شوشونیتی منطقه قلعه خرگوشی (غرب استان یزد) با استفاده از EPMA و LA-ICP-MS"، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، شماره ۱، ۲۳-۴۰.
- تیموری س، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی و تحلیل رخساره‌های آتشفشانی جنوب جیرنده، شرق لوشان، شمال غرب قزوین" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- جعفریان ع، (۱۳۸۸)، پایان‌نامه دکتری: "پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسم مافیک پالئوزوئیک زیرین در البرز شرقی (ناحیه شاهرود- خوش‌یلاق)"، دانشگاه آزاد اسلامی تهران واحد علوم و تحقیقات.
- جلالی قمبوانی م، اصغرخواه فرخانی ش، (۱۳۸۴) "بافت غربالی پلاژیوکلازها و اهمیت آن در تفسیرهای پترولوژیکی، شواهدی از سنگ‌های آتشفشانی شمال شرق قروه"، ۱۶۰-۱۵۸، مجموعه مقالات سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شیراز.
- جمشیدی خ، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: "مطالعه ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- جولاپور ع، (۱۳۷۵)، پایان‌نامه ارشد: "پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز ولکانیسم پالئوزوئیک زیرین در البرز شرقی (گستره‌ی چهارگوش بجنورد و کوه کورخود)"، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم.
- جولاپور ع، گلابتونچی ا، (۱۳۷۷) "پژوهشی در سنگ‌شناسی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین البرز خاوری (ره آوردی تازه از سرگذشت پالئوتتیس در شمال ایران)"، دومین همایش زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.

- حسینی ل.، (۱۳۸۹) پایان نامه ارشد: "خصوصیات کانی سازی مس و عناصر همراه در منطقه نکارمن و ارتباط آن با بازالت های سلطان میدان (شمال شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه آزاد تهران شمال.
- حسینی ا.، (۱۳۷۶) پایان نامه ارشد: "پالینواستراتیگرافی و پالئوبیوژئوگرافی رسوبات اردوئین جنوب غرب شاهرود (شمال روستای دهمل)"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- حق نظر ش.، ملکوتیان س.، (۱۳۸۸) "سنگ شناختی و ژئوشیمی بازالت های جواهردشت (شرق گیلان): بررسی نفش فرایندهای تفریق بلورین و آلايش پوسته ای در سیر تکامل ماگمایی"، **مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران**، سال هفدهم، شماره ۲، ص ۲۵۳-۲۶۶.
- حیدری ک.، (۱۳۸۸) پایان نامه ارشد: "پهنه بندی خطر ریزش سنگی در شهر شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- درخشی م.، (۱۳۸۵) پایان نامه ارشد: "پترولوژی، ژئوشیمی و موقعیت چینه شناسی سنگ های آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت، شمال غرب طبس"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- درخشی م.، قاسمی ح.، سهامی ط.، (۱۳۹۰) "مقایسه ماگماتیسم شدید سیلورین ایران مرکزی و البرز در نواحی شیرگشت و سلطان میدان"، پانزدهمین انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم، تهران.
- درخشی م.، قاسمی ح.، طاهری ع.، صادقیان م.، حیدرنیا ح.، (۱۳۸۵) "موقعیت چینه شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ های آذرین بازیک پالئوزوئیک زیرین ناحیه شیرگشت، شمال غرب طبس"، دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.
- دوست محمدی ا.، آل طه ب.، (۱۳۹۰)، "بافت های غیر تعادلی کانی ها در سنگ های آذرین کوه آبیل (شمال غرب کرمان)"، نوزدهمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه گلستان، گرگان.
- رضوی م.ح.، مسعودی ف.، فرح خواه ن.، (۱۳۸۹) "شواهد کانی شناسی، بافتی و ژئوشیمیایی در تشخیص متاسوماتیسم پتاسیک در سیل بنیان سد کرج و تأثیر آن در سنگ های درونگیر"، **فصلنامه زمین شناسی ایران**، سال چهارم، شماره سیزدهم، صفحات ۱۲-۳.
- زمانی پدرام م.، کریمی ه.ر.، (۱۳۸۵) "نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ علی آباد" سازمان زمین شناسی کشور.
- شلی (۱۳۷۴) "بررسی میکروسکوپی سنگ های آذرین و دگرگونی" مترجم، آسیابانها ع. انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، ۶۳۰ صفحه.

- شهبازی م، (۱۳۶۹) "نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ گرگان" سازمان زمین‌شناسی کشور.
- طاهری ع، وزیری مقدم ح، حیدرنیا ح، (۱۳۸۳) "چینه‌نگاری و محیط رسوبی سازند قلی در ناحیه دهملا"، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ص ۶۹۳-۷۰۲.
- طباطبایی منش م، میرلوحی ا، صفایی ه، ترابی ق، (۱۳۸۷) "ژئوشیمی و محیط تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین در دره جبق (جنوب کاشان)"، نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم، سال هشتم، شماره سوم، ص ۲۴۱-۲۵۴.
- ظهورقربانی غ، (۱۳۷۴)، پایان‌نامه ارشد: "مطالعات پترولوژی شیمیایی سنگ‌های ماگمایی پالئوزوئیک پیشین (منطقه خوش‌یلاق)، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- علوی نائینی م، (۱۳۷۲) "زمین‌شناسی ایران (چینه‌شناسی پالئوزوئیک ایران)" طرح تدوین کتاب، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۵، ۴۹۲ ص.
- فتحی ت، (۱۳۷۷)، پایان‌نامه ارشد: "بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین شمال شرق ایران (مقاطع شاهرود، رباط قره‌بیل و جنوب بجنورد)" دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- قاسمی ح، ناجی آ، (۱۳۸۳) "پتروژن سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین- میانی بخش‌هایی از ایران مرکزی"، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، ص ۳۸۸-۳۹۷.
- قاسمی ح، درخشی م، (۱۳۸۷) "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و نقش فرآیند جدایش مکانیکی بلورهای الیوین در تشکیل سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت؛ شمال غرب طبس، ایران مرکزی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال شانزدهم، شماره دوم، ص ۲۰۷-۲۲۴.
- قویدل‌سیوکی م، (۱۳۷۹) "زیست چینه‌شناسی کیتینوزوآ و دیرینه جغرافیای البرز شرقی (کپه‌داغ) در اردویسین پسین"، فشرده مقاله‌های چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تبریز.
- قویدل‌سیوکی م، حسین‌زاده مقدم م، (۱۳۸۹) "پالینواستراتیگرافی رسوبات پالئوزوئیک پیشین در جنوب ناحیه فاضل آباد (خولین‌دره)، جنوب شرق گرگان"، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب-شناسی، سال بیست و ششم، شماره اول، ص ۱-۲۴.
- لاسمی ی، (۱۳۷۹)، "رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ ص.

- مساواتی ا.، (۱۳۷۰) "مطالعات اجمالی خاک‌شناسی و طبقه‌بندی اراضی منطقه شاهرود"، مؤسسه تحقیقات خاک و آب.
- موسوی م، اشرفی ا.، (۱۳۸۶) "لیتواستراتیگرافی، ساختمان‌های رسوبی و محیط رسوبی سازند ابرسج در شمال شاهرود"، سومین همایش زمین‌شناسی کاربردی و محیط زیست.
- میدل‌موسست ا.، (۱۹۹۷) "ماگماها و سنگ‌های ماگمایی"، ترجمه درویش‌زاده ع، آسیابانها ع، چاپ دوم، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۲۷ص.
- میرلوحی ا.، (۱۳۸۷)، پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی و خاستگاه ژئوتکتونیکی بازالت‌های پالئوزوئیک زیرین دره جهق، جنوب کاشان"، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان.
- ناجی آ.، (۱۳۸۳) پایان‌نامه ارشد: "موقعیت چینه‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه قوشه، جنوب غرب دامغان، ناحیه جام"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- نصرتی .، (۱۳۸۵) پایان‌نامه ارشد: "مطالعه لیتواستراتیگرافی، ایکنوفاسیس و محیط رسوبی سازند ابرسج در شمال شرق شاهرود-آزادشهر" دانشکده علوم، دانشگاه آزاد شاهرود.
- وزیری ح، مجیدی‌فرد م.ر.، (۲۰۰۱) "نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شاهرود" سازمان زمین‌شناسی کشور.
- هاشمی ف.، (۱۳۸۶) پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی بازالت‌های دونین در منطقه پل خاوند (جنوب شرق انارک)"، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان.
- هوشمندزاده ع، علوی‌نائینی م، حقی‌پور ع.، (۱۹۷۸) "تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه تروود (از پرکامبرین تا عهد حاضر)"، سازمان زمین‌شناسی کشور.

References

- Abu-Hamattah Z.S.H., (2005) "Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication", **Journal of Asian Earth Sciences**, 25, pp. 557–581.
- Afshar-harb A., (1979) Ph.D. Thesis: "The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of Kopet–Dagh region, Northern Iran", Petroleum Geology Section, Royal School of Mines, Imperial College, London; 316 pp.
- Afshar-Harb A., (1994) "Geology of the Kopet Dag region", In: Treatise on the geology of Iran, 11, 275pp.
- Aharipour R, Moussavi M. R, Mosaddegh H, Mistiaen B., (2010) "Facies features and paleoenvironmental reconstruction of the Early to Middle Devonian syn-rift volcano-sedimentary succession (Padeha Formation) in the Eastern-Alborz Mountains, NE Iran", **Facies** 56, 279–294.
- Ahmadzadeh Heravi M., (1975) "Stratigraphie und Fauna im Devon des ostlichen Elburs (Iran)", **Clausthaler Geologische Abhandlungen**, 23, 1- 114.
- Alavi M., (1996) "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran", **Journal of Geodynamics**, 21, 1–33.
- Alavi-Naini M., (1972) "Etude geologique de la region de Djam", Geological Survey of Iran, Reports, 23, 1-288.
- Aldinucci M, Gandin A, Sandrelli F., (2008) "The Mesozoic continental rifting in the Mediterranean area: insights from the Verrucano tectofacies of southern Tuscany (Northern Apennines, Italy)" **J. of. Earth Sci (Geol Rundsch)**, 97, 1247-1269.
- Ali S, Ntaflou T., (2011) "Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism in the Carpathian-Pannonian Region", **Lithos**, 121, 176-188.
- Alici P, Temel A, Gourgaud A, Kkieffer G, Gundogdu M.N., (1998), **Geotherm. Res**, 58, 423 (1998).
- Altunkaynak S, Genç S.C., (2008) "Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey)", **Lithos**, 102, 316-340.

- Arndt N.T, Christensen U., (1992) "The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: thermal and geochemical constraints, **J.Geophys. Res.**97.
- Arvin M, Dargahi S, Babaei A. A., (2003) "Mafic microgranular enclave swarms in the Chenar granitoid stock NW of Kerman, Iran: evidence for magma mingling", **J. Asian Earth Sci**, 24, 105-113.
- Ashouri A.R., (2006) "Middle Devonian-Early Carboniferous conodont faunas from the Khoshyeilagh Formation, Alborz Mountains, North Iran", **J. Sci. I.R.I.**, 17:53-65
- Bagheri S, Stampfli GM., (2008) "The Anarak, Jandaq and Posht-e- Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications", **Tectonophysics**, 451, 123–155.
- Barbey P, Ayalew D, Yirgu G., (2005) "Insight into the origin of gabbro-dioritic cumulo-phyric aggregates from silicic ignimbrites: Sr and Ba zoning profiles of plagioclase phenocrysts from Oligocene Ethiopian Plateau rhyolites", **Contribution to Mineralogy and Petrology**, 149, 233–245.
- Bardintzeff J.M, Liégeois J.P, Bonin B, Bellon B, Rasamimanana G., (2010) "Madagascar volcanic provinces linked to the Gondwana break-up: geochemical and isotopic evidences for contrasting mantle sources", **Gondwana Research**, 18, 295 -314.
- Barry T.L, Saunders A.D, Kempton P.D, Windley B.F, Pringle M.s, Dorjnamj A.A.D, Saander S., (2003) "Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle source", **Journal of petrology**, Vol. 44. num.1.pp. 55-91.
- Berberian F, King G.C.P., (1981) "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", **Canadian Journal of Earth Science**, 5, 101–117.
- Best G., (2003), "**Igneous and metamorphic petrology**", 729pp.
- Biske Y.S, Seltnann R., (2010) "Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals–Turkestan oceans", **Gondwana Research**, 17, 602-613.

- Bogaerts M, Scaillet B, Liégeois J.P, Auwera J.V., (2003) "Petrology and geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Southern Norway) and the role of fractional crystallization in the genesis of Proterozoic ferro-potassic A-type granites", **Elsevier Science**, 124, 149-184.
- Bogard p.j.f, Warner G., (2003) "Petrpgenesis of basanitic to tholiitic volcanic rock fram the Miocene Vgelsberg, Central Germany", **Journal of Petrology**, 44,569-602.
- Borming S, Fuyuan W., (2001) "Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: The wouduhe and baerzhe granites from the great Xing an mountains in NE China", **Lithosphere**, No 59, pp, 171-198.
- Boulin J., (1988) "Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions", **Tectonophysics**, 148:253-278
- Boulin J., (1991) "Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys", **Tectonophysics**, 196, 211–268.
- Boynton W.V., (1984) "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed), Rare Earth Element Geochemistry", **Elsevier, Amsterdam**, pp. 63–114.
- Bozorgnia F., (1973) "Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Alborz Mountains, Iran", National Iranian Oil Company, Geological Laboratories, 4, 1-185.
- Bradshaw T.K, Hawkesworth C.J, Gallagher K., (1993) "Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: no role for a mantle plume", **Earth Planet. Sci. Lett.**116, 45–62.
- Brown M., (2001) "Orogeny, migmatites and leucogranites: a review", Proc, Indian Acad, Sci, (**Earth Planet. Sci**), 110, pp, 313-336.
- Cabanis B, Lecolle M., (1989) "Le diagramme La/10- Yb/15- Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ ou de contamination crustal. C.R" **Acad. Sci. Ser.**11,309, 2023-2029.
- Chesworth W, Dejoui J, Larroque P, Rodeja E.G., (2004) "Alteration of olivine in a basalt from central France", **Catena**, 56, 21-30.

- Class C, Goldstein S.L., (1997) "Plume-lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy", **Earth and Planetary Science Letters**, 150, 245-260.
- Courtillot V, Davaille A, Besse J, Stock J., (2003) "Three distinct type of hotspots in the earth's mantle", **Earth and Planetary Science Letters**, 205, 295-308.
- Cox K.G, Bell J.D, Pankhurst R.J. (1979) "**The interpretation of igneous rocks**", George allen and uniwin, London.450p.
- Cvetkovic V, Tdjic M, Ammar N.A, Rundic L, Trish K.B., (2010) "Petrogenesis of the eastern part of the Al Haruj basalts (Libya)", **Journal of African Earth Sciences**, 58, 37-50.
- Cox, K.G, Bell J.D, Pankhurts R.J, (1979) "**The interpretation of igneous rocks**" George Allen and Unwin. 450 pp.
- Donaldson C.H, Henderson C.M.B., (1988) "A new interpretation of round embayment in quartz crystals", **Mineral Magazine**, 52, pp. 27-33.
- Duchesne J.C, Charlier B., (2005) "Geochemistry of cumulates from the Bjerkreim–Sokndal layered intrusion (S. Norway). Part I: Constraints from major elements on the mechanism of umulate formation and on the jotunite liquid line of descent" **Lithos**, 83, 229-254.
- Ellam R.M., (1992) "Lithosperic thickness as a control on basalt geochemistry", **Geology** ,20, 153- 156.
- Emami M. H., (1981) "Geologie de la region Qom – Aran. Contribution a letude dynamique et geochimique du volcanisme tertiaire d Iairan central, these decortect at", **Grenoble**, 489 pp.
- Ernst R.E, Buchan K.L., (2003) " Recognizing mantle plume in the geological record", **Annu. Rev. Earth Planet. Sci**, 31, 469-523.
- Fenner C.N., (1948) "Incandescent tuff flows in southern Peru", **Geological society of America. Bulletin**, V. 59, p. 879-893.
- Floyd P.A, Winchester J.A., (1975) "Magma – type and tectonic setting discrimination using immobile elements", **Earth Planet. Sci. Lett**, 27, 211-218.

- Fitton J.G., (2007) "The OIB paradox, In: Plates, Plumes and Planetary Processes (G.R. Foulger and D.M. Jurdy, eds), **Geol. Soc. Am. Spec. Pap.**, 430, 387-412.
- Frey F.A, Garcia M.O, Wise W.S, Kennedy A, Gurriet P, Albarede F., (1991) "The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts", **Journal of Geophysical Research**, 96, 14347–14375.
- Ghavidel-Syooki M., (1994), "**Biostratigraphy and paleo-biogeography of some Paleozoic rocks at Zagros and Alborz Mountains**", Iran Geol Surv Publ, 168 pp.
- Ghavidel-Syooki M., (2000) "Palynostratigraphy and Palaeobiogeography of lower Palaeozoic strata in the Ghelli area, northeastern Alborz Range (Kopet - Daghestan Region)", **Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran**, 11, 305-318.
- Ghavidel-Syooki, M., 2001. Palynostratigraphy and Palaeobiogeography of the Lower Palaeozoic sequence in the Northeastern Alborz Range (Kopet-Daghestan Region) of Iran. In: Goodman, D.K., Clarke, R.T. (Eds.), Proceedings of the IX International Palynological Congress Houston, Texas, U.S.A., 1996. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, pp. 17-35.
- Ghavidel-Syooki M., (2006) "Palynostratigraphy and palaeogeography of the Cambro-Ordovician strata in southwest of Shahrud city (Kuh-e-Kharbash, near Deh-Molla), Central Alborz Range, Northern Iran", **Review of Palaeobotany and Palynology**, 139, 81-95.
- Ghavidel-Syooki M., (2006) "Palynostratigraphy and Palaeogeography of the Cambro-Ordovician strata in southwest of Shahrud (Kuh-e-Kharbash), North Iran", **JUST**, 32 (2), 13-27.
- Ghavidel-Syooki M., (2006) "Palynostratigraphy and Palaeogeography of upper Ordovician sediments (Ghelli Fm) in Khoshyeilagh area, northeastern Alborz mountain range (Kopet Daghestan region) of Iran", Abstracts of the 2nd International Palaeontological Congress).
- Ghavidel-Syooki, M., (2008) "Palynostratigraphy and palaeogeography of the Upper Ordovician Gorgan Schists (Southeastern Caspian Sea), Eastern Alborz Mountain Ranges, Northern Iran", **Comunicações Geológicas**, 95, 123-155.

- Ghavidel-Syooki M., (2009) "Palynostratigraphy and paeogeography of Ordovician strata (Abastu and Abarsaj formations) from the southeastern Caspian Sea, northeastern Iran" **CIMP Faro'09 Abstracts**, 31-34.
- Ghavidel Syooki M, Hassanzadeh J, Veloci M., (2011) "Palynology and isotope geochronology of the Upper Ordovician - Silurian successions (Ghelli and Soltan Maidan formations) in the Khoshyeilagh Area, eastern Alborz Range, northern Iran; stratigraphic and palaeogeographic implications", **Review of Palaeobotany and Palynology**, Vol 164, 251-271.
- Ghavidel-Syooki M, Vecoli M., (2007) "Latest Ordovician - early Silurian Chitinozoans from the eastern Alborz Mountain Range, Kopet-Dagh region, northeastern Iran: biostratigraphy and palaeobiogeography", **Review of Palaeobotany and Palynology**, 145, 173-192.
- Ghavidel-Syooki M, Winchester-Seeto T., (2002) "Biostratigraphy and palaeogeography of Late Ordovician Chitinozoans from the northeastern Alborz Range, Iran", **Review of Palaeobotany and Palynology**, 118, 77-99.
- Ghorbani G., (2009) "Geochemistry of Paleozoic basaltic rocks from north of Shahrood, N Iran", *MITT. OSTERR. Miner. Ges*, 155.
- Gorton M .P, Schandl E. S., (2000) "From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc - related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks", **Canadian Mineralogist**, Vol. 38, pp. 1065- 1073.
- Haase K.M, Renno A.D., (2008) "Variation of magma generation and mantle sources during continental rifting observed in Cenozoic lavas from the Eger Rift, Central Europe", **Chemical Geology**, 257, 192-202.
- Harker A., (1909) "**The natural history of igneous rocks**", Methuen, London.
- Hawkesworth C.J, Kempton P.D, Rogers N.W, Ellam R.M, van Calsteren P.W., (1990) "Continental mantle lithosphere and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle", **Earth Planet, Sci. Lett.** 96, 256–268.
- He Q, Xiao L, Balta B, Gao R, Chen J., (2010) "Variety and complexity of the Late Permian Emeishan basalts, Reappraisal of plume-lithosphere interaction processes", **Lithos**, 119, 91-107.
- Hildreth, W, Moorbath S., (1988) "Crustal contribution to arc magmatism in the Andes Central of Chile", **Contrib. Mineral. Petrol**, 98, 455-498.

- Hoang N, Flower M., (1998) "Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a 'diffuse igneous province", **Journal of Petrology**, 39, 369–395.
- Holton T, Jamtveit B, Meakin p., (2000) "Noise and oscillatory zoning of minerals", **Geochimica Acta**, 64, 1893-1904.
- Irvin T, Baragar W.R.A. (1971) "A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks", **Canadian Journal of earth Science Letters**, 8, pp. 523-548.
- Jenny J., (1977) "Géologie et stratigraphie de Elburz oriental entre Aliabad et Shahrud, Iran", Thèse Université de Genève , 238pp.
- Johnson K.T.M, Dick H.J.B, Shimizu N., (1990) "Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites", **J. Geophys. Res**, 95, pp. 2661– 2678.
- Jung S, Hoernes S., (2000) "The major and trace element and isotope (Sr-Nd-O) geochemistry of cenozoic alkaline rift-type volcanic rocks from the Rhon area (central Germany): Petrology, mantle source characteristics and implication for asthenosphere – lithosphere interaction", **Journal of volcanology and geothermal research**, 99, pp. 27-53.
- Jung S, Pfanderb J.A, Braunse M, Maasd R., (2011) "Crustal contamination and mantle source characteristics in continental intra – plate volcanic rocks: Pb, Hf and Os isotops from central European volcanic province basalts", **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 75, 10, 2664-2683.
- Kampunzu A.B, Mohr P., (1991) "Magmatic evolution and petrogenesis in the East African rift system. In: Kampunzu A.B, Labala R.T. (Eds.), Magmatism in Extensional Structure Settings – The Phanerozoic African Plate", **Springer Verlag, Heidelberg**, pp. 85–136.
- Karimzadeh Somarin A., (2006) "Geology and geochemistry of the mendejin, plutonic rocks, Mianeh, Iran", **Journal of Asian Earth Science**, 27, 819 – 834.
- Karmalkar N.R, Rege S, Griffin W.L, O'Reilly S.Y., (2005) "Alkaline magmatism from Kutch, NW India: Implications for plume – lithosphere interaction", **Lithos**, 81, 101-119.

- Kirkpatrick R.J., (1977) “Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea volcano, Hawaii”, **Geol. Soc. Am. Bull**, 88, 78-84.
- Kumar K.V, Rathna K., (2007) “Geochemistry of the mafic dykes in the Prakasam Alkaline Province of Eastern Ghats Belt, India: Implications for the genesis of continental rift-zone magmatism” **Lithos**, 104, 306-326.
- Kuno H., (1968) “Origin of andesite and its bearing on the island arc structure”, **Bull**, Vol 32, pp. 141 – 176.
- Kuritania T, Kimura J.I, Miyamoto T, Wei H, Shimano T, Maeno F, Jin X, Taniguchi H., (2009) “Intraplate magmatism related to deceleration of upwelling asthenospheric mantle: Implications from the Changbasin shield basalts, Northeast China”, **Lithos**, 112, (3-4), pp. (247-258).
- LeBas, Le Maitre, Streckeisen, Zanettin., (1986) “A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram”, **Journal Petrol**, 27, Part 3, 375 – 750.
- Le Maitre R.W, Bateman P, Dudek A, Keller J, Lameyre Le Bas M.J, Sabine P.A, Schmid R, Sorensen H, Streckeisen A, Wolley A.R, Zanettin B., (1989) “A classification of igneous rocks and glossary of terms” Blackwell, Oxford.
- Mason B, More C.B., (1982) “**Principle of Geochemistry**”
- McKenzie D, Bickle M.J., (1988) “The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere”, **J. Petrol**. 26, 625– 679.
- McKenzie D.P, O’Nions R.K., (1991) “Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations”, **J. Petrol**, 32, 1021– 1091.
- Meschede M., (1986) “A method of discriminating between different type of mid- ocean ridge basalts and continental tholeites with the Nb-Zr-Y diagram” **Chemical Geology** 56, 207-218.
- Middlemost E.A.K., (1989) “Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks”, **Chem. Geol**, 77, 19-26.
- Middlemost E.A.K, (1994) “Naming materials in the magma / igneous rock system”, **Longman Geology**, 73 – 86.
- Milovanović S, Banješević M., (2005) “Petrology of alkali basalts of Zlot, Timok Magmatic Complex (Eastern Serbia)”, **Tectonophysics**, 410, 501–509.

- Moufti M.R, Moghazi A.M, Ali K.A., (2011) “Geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic composition of the Harrat Al-Madinah Volcanic Field, Saudi Arabia”, **Gondwana Research**, 1-20.
- Muller D, Rock N. M. S, Groves D. I., (1992) “Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic rocks, from different tectonic setting: a pilot study, Mineral”, **Petrol**, 46, 259 – 289.
- Nakamura N., (1974) “Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites”, **Geochim. Cosmochim. Acta**, 38, 757-775.
- Nelson S.T, Montana A., (1992) “Sieve texture plagioclase in volcanic rocks produce by rapid decompression”, **Amer. Min.** 77, 1242-1249.
- Nicholson K.N, Black P. M, Hoskin P.W.O, Smith I.E.M., (2004) “Silicic volcanism and back – arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian – Pacific plate boundrary. Journal of volcano and Geotherm”, **Res**, 131, 295 – 306.
- Nixon G.T, Pearce T.H., (1987) “Lase – interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: The record of magma mixing and phenocryst recycling in calc alkaline of magma chamber Iztaceihaut volcano, mexico”, **American. Mineral**, 72, 1144 – 1162.
- Pearce J.A., (1982) “Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, In: Thorpe R.S (ed), **Andesites**. Wiley, Chichester, pp, 525-548.
- Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In:Wyman, D.A. (Ed.), Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration: Geological Association of Canada, Short CourseNotes, vol. 12, pp. 79–113.
- Pearce J.A, Cann J.R., (1973) “Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses” **Earth and Planet.Sci, Lett**, 19, 290-300.
- Pearce J.A, Gale G.H., (1977) “Identification of ore- deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks”, **Geol. Soc. Spec. Publ**, 7, 14-24.

- Pearce, J.A., Norry M.J. (1979) “Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks” **Contrib. Mineral. Petrol**, 69, 33-47.
- Pearce T.H, Gorman B.E, Birkett T.C., (1977) “The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. **Earth Planet. Sci. Lett**, 36,121-132.
- Peccerillo R, Taylor S.R., (1976) “Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey”, **Contrib. Mineral. Petrol**, 58, 63-81.
- Perugini D, Busa T, Poli G, Nazzareni S., (2003) “The role of chaotic dynamic and flow fields in the development texture in volcanic rocks”, **J. Petrol**, 44, 633-756.
- Piccirillo E.M, Justin-Visentin E, Zanettin B, Joron J.L, Treuil M., (1979) “Geodynamic evolution from plateau to rift: Major and trace element geochemistry of the central eastern Ethiopian plateau volcanics. *Neues Jahrb*” **Geol. Palaeontol. Abt**, 158, 139–179.
- Reichow M.K, Sunders A.D, White R.V., (2004) “Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo–Triassic Siberian Traps, Russia”, **Lithos**, 79, pp. 425– 452.
- Reubi O, Nicholls I.A, Kamenetsky V.S., (2002) “Early mixing and mingling in the evolution of basaltic magmas: evidence from phenocryst assemblages”, Slamet volcano, Java, Indonesia. **J. Volcanol, Geotherm, Res**, 119, 255-274.
- Richter k, Rosas – Elguera J., (2001) “Alkaline lava in the volcanic front of western Mexican volcanic belt: Geology and petrology of Ayulta and Tapalpa volcanic fields”, **Journal of Petrology**, 42, 2333 – 2361.
- Rogers J.J.W, Rayland P.C., (1980) “Trace elements in continental margin magmatism. Part1”, **Soc.Am.Bull**, 91, 196-198 .
- Rogers J.J.W, Suayah I.B, Edwards J.M., (1984) “Trace elements in continental margin magmatism Part IV”, **Geol. Soc. Am. Bull**, 95, 1437-1445.
- Rogers G, Saunders A.D, Terrell, D.J, Verma S.P, Marriner,G.F., (1985) “Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated, with ridge subduction in Baja California, Mexico”, **Nature**, 315, 389– 392.

- Rollinson h.R., (1993) “**Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation**” John Wiley and Sons, 325p.
- Ruttner A, Nabavi M.H, Hajian J., (1968) “Geology of the Shirgesht area (tabas area, east Iran)”, Geol. Surv. Iran-Tehran, Report no. 19
- Samuel M.D, Moussa H.E, Azer M.K., (2007) “A-type volcanics in Central Eastern Sinai,Egypt”, **Journal of African Earth Sciences**, 47, 203–226.
- Schandl E .S, Gorton M. P., (2002) “Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments”, **Economic Geology**, Vol. 97, pp. 629-642.
- Shelly D., (1993) “Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations”, Chapman & Hall, London, 405 pp.
- Shervais J.W., (1982) “Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas” , **Earth Planet. Sci. Lett**, 59, 101-118.
- Sheth H.C., (2008) “Do major oxide tectonic discrimination diagrams work? Evaluating new log-ratio and discriminant-analysis-based diagrams with Indian Ocean mafic volcanic and Asian ophiolites”, **Terra Nova**, 20, 229-236.
- Sirvastava R.K, Singh R. K., (2004) “Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub – alkaline mafic dikes from the Central Indian craton: evidence for mantle metasomatism”, **Journal of Asian Earth Science**, 23, 373 – 389.
- Spath A, Le Roex A.P, Opiyo- Akech N., (2001) “Plume- lithosphere interaction and the origine of continental rift- related alkaline volcanism- the Chyulu Hills volcanic province, southern Kenya”, **Journal of petrology**, Vol. 42. num. 4.pp. 765-787
- Stampfli G.M., (1978) "Etude géologique générale de l'Elburz oriental au S de Gonbad-e-Qabus Iran N-E", Th se présentée] la Faculté des Sciences de l'Université de Geneve, 1-329.
- Stampfli G.M., (2000) "Tethyan oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area*", Geological Society of London, Special Publication, pp. 1–23.

- Stampfli G.M, Mosar J, Favre P, Pillevuit A, Vannay J. C., (2001) "Permo Mesozoic evolution of the western Tethyan realm: the Neo-Tethys/East Mediterranean connection. In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F., Crasquin-Soleau, S. (Eds.), PeriTethys Memoir 6: Peritethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, IGCP 369. Mém. Museum Nat. Hist. Nat, Paris, pp. 51–108.
- Stampfli G.M, Raumer J.F.v, Borel G.D., (2002) "Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision", In: MARTINEZ CATALAN, J. R., HATCHER, R.D., Jr., ARENAS, R. & DIAZ GARCIA, F. (Eds), Variscan- Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement. Geological Society of America, Special Paper, 364, 263-280.
- Stewart M.L, Pearce T.H., (2004), "Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results", Amer. Min. 89, 348-351.
- Stocklin J., (1968) "Structural history and tectonics of Iran; a review", **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 52, 1229–1258.
- Sun S.S, McDonough W. F., (1989) "A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes". In: Saunders, A. D., Norry M. J. (eds), "Magmatism in oceanic basins". **Geology. Soc. London. Spec. Pub**, 42, pp 313 – 345.
- Talusani R.V.R., (2010) "Bimodal tholeiitic and mildly alkali basalts from Bhir area, central Deccan Volcanic Province, India: Geochemistry and Petrogenesis", **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 189, 278-290.
- Thirwall F.M, Upton B.J, Jenkins C., (1994) "Interaction between continental lithosphere and Iceland plume-Sm-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, NE Greenland", **Journal of Petrology**, 35, 839-879.
- Thompson R.N., (1982) "British Tertiary volcanic province", **Scoot. J. Geol**, 18, 49 – 107.
- Thoronton C.P, Tattle O.F., (1960) "Chemistry of igneous rocks: Differentiation index", **Am. Sci**, 258, 664 – 684.
- Tielk J, Kastl B, Otgonhuu J., (2007) "Genesis and evolution of Tertiary lavas of the central Hangay mountains, Mongolia", Zoth Annual Keck Symposium.

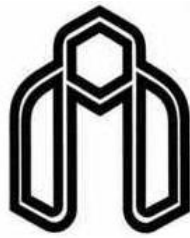
- Torabi Gh., (2009) "Late Permian lamprophyric magmatism in North-East of Isfahan Province, Iran: A mark of rifting in the Gondwana land", **C.R.Geoscience**, 341, 85-94.
- Tsuchiyama A., (1985) "Dissolution kinetics of plagioclase in melt of the system diopside – albite – anorthite and origin of dusty plagioclase in Andesite", *Contrib. Min, Petrol*, 89, 1 – 16.
- Tucker M.E., (2001) "**Sedimentary petrology**", Blackwell, London, 262 pp.
- Vernon R. H., (2004) "A practical guide to rock microstructure", Cambridge University Press, p. 594.
- Wang Y, Fan W, Guo F., (2003) "Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich diorites - granodiorites in southeastern Hunan Province, South China :Petrogenesis and tectonic implications", **Geochemical Journal**, Vol. 37, pp. 427 to 448.
- Wang Z, Zhao Y, Zou H, Li W, Liu X, Wu H, Xu G, Zhang S., (2007) " Petrogenesis of the Early Jurassic Nandaling flood basalts in the Yanshan belt, North China Craton: A correlation between magmatic underplating and lithospheric thinning" **Lithos**, 96, 543-566.
- Wendt J, Kaufmann B, Belka Z, Farsan N, Karimi Bavandpur A., (2005) "Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran, part II: northern and central Iran", **Acta Geol Pol** 55, 31–97.
- White R, McKenzie D., (1989) "Magmatism at rift zones – the generation of volcanic continental margins and flood basalts. **Journal of Geophysical Research – Solid Earth and Planets**, 94, 7685-7729.
- Wilson, M. (2007) "**Igneous Petrogenesis**", Unwin Hyman, London. 466pp.
- Winchester Jce J.A, Floyd P.A., (1976) "Geological magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks" **Earth and Plan. Sci**, 28, 459-469.
- Winchester J,A, Floyd P.A., (1977) "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile element Geology", **Chemical Geology**, 20. 249-287.

- Wood D.A., (1980) "The application of 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 Planet. Sci. Lett.**, 50, 11 – 30.
- Xiao L, Xu Y.G, Chung S.L, He B, Mei H.J., (2003) "hemostratigraphic correlation of upper Permian lavas, from Yunnan Province, China: extent of the Emeishan large igneous province", **Int. Geol. Rev.**, 45, 754– 766.
- Xiao L, Xu Y.G, Mei H.J, Zheng Y.F, He B, Pirajno F., (2004) "Distinct mantle sources of Low Ti and High Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: implications for plume – lithosphere interaction, **Earth and Planetary Science Letters**, 228, 525-546.
- Xu Y.G, Chung S.L, Jahn B.M, Wu G.Y., (2001) "Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian – Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China", **Lithos**, 58 (2001) 145– 168.
- Xu X-W, Jiang N, Yang K, Zhang B.L, Liang G.H, Mao Q, Li J.X, Du S.J, Ma Y.G, Zhang Y, Qin K.Z., (2009) "Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanhao area, western Yunnan, China", **Lithos**, 113, 595-611.
- Yang S. F, Li Z. L, Chen H. L, Santosh M, Dong C. W, Yu X., (2007) "Permian bimodal dyke of Tarim Basin, NW China: geochemical characteristics and tectonic implications", **Gondwana Research**, 12, 113–120.
- Zahedi M., (1973) "Etude geologique de la region de soh (W. de I Iran Central)", Geol. Survey of Iran, No. 27, 197 P.
- Zhang Y, Liu J, Guo Z., (2010) "Permian basaltic rocks in the Tarim basin, NW China: Implications for plume-lithosphere interaction", **Gondwana Research**, 18, 596-610.
- Zhao J.H, Zhou M.F., (2007) "Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle", **Precambrian Research**, 152, pp. 27–47.

Abstract

The most thickness of Silurian magmatism outcrop in Iran, named Soltan maydan basaltic assemblage, extended in north and northeast of Shahrood, from Nekarman to Khoshyeilagh valley. The study areas are located in Abarsej and Nekarman and in term of structural and geological division, are as part of Eastern Alborz zone. The studied basalts with sharp contact have been erupted on the shale and sandstones of Abarsej Formation (belongs to Late Ordovician) and in the upper contact, covered by the thick polygenetic conglomerates of Padeha Formation (Devonian) composed of particles of Abarsej Formation and mentioned basalts. These basalts observe as numerous lava flows that some of them have prismatic structure, as well as dyke in Abarsej Formation. In the field and petrographical studies, these rocks have homogeneous mineralogy and all of them lie in the realm of basalt. Plagioclase and clinopyroxen are the major minerals of these rocks. The most important minor minerals include olivine, opaque and apatite. Also, effect of alteration on these rocks led to formation of alteration minerals such as epidote, chlorite, calcite, quartz, sericite, sphene and biotite in this rocks. The presence of apatite, titan augite and secondary sphene suggest alkaline nature of these rocks. Porphyry, glomeroporphyry, flow, intergranular, ophitic and subophitic textures are observed important textures of these basalts. Geochemical, petrographical and field studies indicate that these basalts have alkaline nature and formed in an intercontinental setting in Silurian time. Spider diagrams indicate enrichment in LREE, MREE, LILE and depletion in HREE in these rocks, that indicating low degree partial melting and presence of garnet in the source of magma. Also, lack of negative anomaly of HFSE is the indicator of intercontinental alkaline magmatism and uncontamination magma with continental lithosphere. Enrichment close to 1 in OIB normalized spider diagram and high HFSE/LREE ratio in these basalts indicates an asthenospheric source for their magma. Based on, petrogenetic and geochemical studies, the alkaline magma of these basalts has been formed from 14-16% partial melting of a garnet peridotitic rising enriched mantle plume in 100-110 km depth and erupted in a continental-shallow sea environment. This environment, corresponds to rifting of northern side of Gondwana in Ordovician-Silurian that led to formation of Palaeotethys ocean in the recent place of Alborz mountains.

Key Words: Soltan maydan, basalt, Silurian, Abarsej, Nekarman, Eastern Alborz, Rifting, Palaeotethys.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

**Geology and petrogenesis of Soltan Maidan Basalts in
Negarman and Abarsej Areas, North of Shahrood**

Tahere Sahami

Supervisor:

Dr. H. Ghasemi

Advisor:

Dr. A. Taheri

January 2012