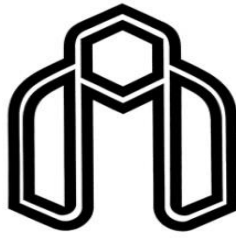


بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم

گروه پترولوژی

پایان نامه کارشناسی ارشد

پترولوژی، ژئوشیمی و ویژگی‌های محل منشأ سنگ‌های آذرین  
اردوویسین پایانی در سازند ابرسج، شاهرود

نگارش:

زکيه کاظمی حسنوند

استاد راهنما:

دکتر حبیب‌الله قاسمی

استاد مشاور:

دکتر عزیزالله طاهری

پایان نامه ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

زمستان ۱۳۹۱

تقدیم به پدر بزرگوار و مادر مهربانم

آن دو فرشته ای که از خواسته هایشان گذشتند، سختی ها را به جان خریدند و خود را سپهر بلای مشکلات و ناملایمات کردند تا من به جایگاهی که اکنون در آن ایستاده ام برسم.

پاسکزاری

خداوند متعال را سپاس بی کران برای راهی که پیش روی بنده گذارد تا در مسیری کام بردارم که بزرگان علم و دانشمندان بی شماری را پرورانده است. تحقیق پیش رونقیمی بهرایی و زحمات بی پایان استاد بجنود و فرزانه جناب آقای دکتر حبیب الله قاسمی که زحمت راهنمایی و هدایت این پیلان نامه را بر عهده داشتند می باشد. همچنین لازم است از راهنمایی های جناب آقای دکتر عزیزانمه طاهری به دلیل مشاوره در این پژوهش سپاس گذاری کنم.

همچنین از جناب آقایان دکتر محمود صادقیان و دکتر مرتضی درخشی که من را در فیلدها مایاری نموده اند تشکر ویژه دارم و برای این عزیزان از درگاه ایزد منان سلامت، سعادت و بهروزی را آرزو مندم.

تشکر می کنم از برادر عزیزم فرهاد

به پاس قلب بزرگش که فریادرس است و سرگردانی و ترس در پناهش به شجاعت می گردید و به پاس محبت های بی دریغش که هرگز فروکش نمی کند.

پاسکزارم از زحمات خالصانه کارمندان دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود به خصوص آقایان مهندس خانعلیزاده و میریاقری و خانم مهندس فارسی و

سعیدی.

در پیمان از کلیه دوستان عزیزم: سرکار خانم ها مهندس دیهیمی، طاهری، غلامی، رستی، آذریچکان، غوراز، حیات الغیب و حیدرپور و جناب آقایان مهندس غربی، فتحی، نوراکن، دستکار و حمیدی که در طی دوران تحصیل هنای آرام و دوستانه را با ایشان تجربه کردم سپاسگزار می‌نمایم.

#### چکیده:

علی‌رغم کمیابی سنگ‌های اردوویسین در ایران، رخنمون‌های قابل توجهی از آن‌ها در شمال و جنوب غرب شاهرود تحت عنوان سازندهای آبستو، ابرسج و قلی وجود دارد. سازند ابرسج (به سن اردوویسین فوقانی) یک سازند غیر رسمی است که لیتولوژی عمده‌ی آن شامل ماسه‌سنگ، شیل سبز تا خاکستری و شیل سیلتی می‌باشد. تجزیه و تحلیل کلیه شواهد صحرایی از قبیل ساختارهای رسوبی نشان می‌دهند که سازند ابرسج در یک محیط رسوبی توریدایتی عمیق و بصورت یک بادزن زبردیابی نهشته شده است. سنگ‌های آذرین مورد بررسی به صورت گدازه، دایک و سیل میکروگابرویی و با ترکیب بازالت، تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی در نهشته‌های اردوویسین فوقانی (سازندهای ابرسج و قلی) حضور دارند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (از نوع اوژیت) از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی نمونه‌های بازالتی مناطق مورد مطالعه می‌باشند. از مهمترین کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌توان به البوین و کانی‌های اپک (مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت) اشاره کرد. شدت تجزیه البوین به حدی است که کانی اولیه، به طور کلی اختصاصات کانی‌شناسی خود را از دست داده و توسط کلریت، کلسیت و اکسید آهن جانشین شده است. مهمترین بافت‌های موجود در سنگ‌های بازالتی شامل بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، بادامکی، جریان‌ی، ساب‌افیتیک و اینترگرانولار هستند. به دلیل نفوذ سیالات، سنگ‌های بازالتی تا حدودی دچار دگرسانی شده و پلاژیوکلازها در نتیجه سوسوریتی شدن به مجموعه کانی‌های اپیدوت، کلسیت و کلریت تبدیل شده‌اند. کانی‌های اصلی سنگ‌های میکروگابرویی شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (اوژیت) می‌باشند. آپاتیت و کانی‌های اپک مشاهده شده در مقاطع صیقلی مانند مگنتیت و پیریت از مهمترین کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت و کلسیت در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها تشکیل شده‌اند. بافت‌های غالب موجود در این سنگ‌ها شامل بافت‌های اینترگرانولار، ساب‌افیتیک و افیتیک هستند. بررسی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه نشان می‌دهند که آن‌ها دارای ماهیت قلیایی هستند و بر اساس نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، این سنگ‌ها در محدوده بازالت‌های قلیایی

مرتبط با کافت درون قاره‌ای قرار می‌گیرند. این جایگاه با جغرافیای دیرین پالئوزوئیک زیرین البرز (وجود کافت درون قاره‌ای پالئوتتیس توران) در زمان اردووئیسین - سیلورین مطابقت دارد. نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت حاکی از نسبت بالای LREE/HREE و غنی‌شدگی از LREE، بدون هیچ گونه تهی‌شدگی از HFSE هستند. روندهای موازی موجود در نمودارهای عنکبوتی، نشان دهنده‌ی ماگمای والد مشترک سنگ‌های مورد مطالعه و نقش تبلور تفریقی به عنوان فرآیند اصلی در تحول ماگمایی سنگ‌های منطقه می‌باشد. بررسی‌های ژئوشیمیایی بیانگر مشتق شدن ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های بازالتی از یک مخزن عمیق OIB مانند، یعنی یک منبع گوشته‌ای استنوسفری غنی شده می‌باشد. ماگمای سازنده این سنگ‌ها در اثر ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی یک گوشته گارنت پریدوتیتی در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری حاصل شده است. شواهد ژئوشیمیایی به وضوح نشان دهنده‌ی نبودن یا ناپیچ بودن نقش آلاینش پسته‌ای در تحول ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های بازالتی منطقه در طی صعود ماگما به سطح زمین می‌باشند.

کلمات کلیدی: بازالت، پالئوتتیس، اردووئیسین، ابرسج، شاهرود

#### مقالات مستخرج از این پایان‌نامه

- ✓ شواهد ماگماتیسیم کافتی اردووئیسین، شمال شاهرود، البرز شرقی. سی‌امین گردهمایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، زمستان ۱۳۹۰.
- ✓ پتروژنز بازالت‌های موجود در سازند ابرسج (اردووئیسین فوقانی)، شمال شاهرود. سی و یکمین گردهمایی سازمان زمین‌شناسی کشور و اکتشافات معدنی کشور، پاییز ۱۳۹۱.
- ✓ ژئوشیمی و پتروژنز بازالت‌های سازند ابرسج (اردووئیسین فوقانی)، البرز شرقی، شمال شاهرود. مجله ژئوشیمی دانشگاه آزاد زرنده، سال اول، شماره اول، بهار ۱۳۹۱.
- ✓ محیط زمین‌ساختی و خصوصیات محل منشأ سنگ‌های آذرین موجود در سازند ابرسج (اردووئیسین فوقانی)، البرز شرقی، شمال شاهرود، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، زمستان ۱۳۹۱، پذیرش چاپ.

## فهرست مطالب

### فصل اول: کلیات تحقیق

- ۱-۱- مقدمه ..... ۲
- ۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به مناطق مورد مطالعه ..... ۳
- ۳-۱- آب و هوا و پوشش گیاهی ..... ۴
- ۴-۱- زمین ریخت‌شناسی ..... ۴
- ۵-۱- مروری بر مطالعات پیشین ..... ۶
- ۶-۱- هدف از مطالعه ..... ۸
- ۷-۱- روش انجام تحقیق و گردآوری اطلاعات ..... ۸

### فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی منطقه

- ۱-۲- مقدمه ..... ۱۱
- ۲-۲- واحدهای سنگی پالئوزوئیک زیرین-میانی موجود در مناطق مورد مطالعه ..... ۱۳
- ۱-۲-۲-۱- مناطق نکارمن - قلعه‌نوخرقان ..... ۱۳

۳۵	..... منطقه دهملا
۴۵	..... تکتونیک مناطق مورد مطالعه

### فصل سوم: پتروگرافی

۴۸	..... مقدمه
۴۸	..... پتروگرافی بازالت‌های مناطق مورد مطالعه
۴۸	..... بافت
۵۶	..... کانی‌های سنگ ساز
۶۹	..... پتروگرافی میکروگابروهای مناطق مورد مطالعه
۷۱	..... کانی‌های اصلی
۷۳	..... کانی‌های فرعی
۷۴	..... کانی‌های ثانویه
۷۵	..... ترتیب تبلور

### فصل چهارم: ژئوشیمی و پترولوژی

۷۷	..... مقدمه
۸۰	..... منابع بروز خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها
۸۱	..... تصحیح داده‌های خام حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی
۸۱	..... تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I)
۸۲	..... تصحیح نسبت $Fe_2O_3/FeO$
۸۳	..... کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی در طبقه‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه
۸۵	..... بررسی تغییر و تحولات سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات
۸۶	..... نمودار تغییرات درصد اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب در برابر MgO
۹۱	..... نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی - ضریب تفریق (D.I)
۹۳	..... نمودار تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق
۹۵	..... بررسی نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب و اصلی در مقابل Zr
۹۶	..... مقایسه فرآیندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی، با استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب
۹۹	..... نمودار Ti/Y در مقابل Nb/La
۱۰۰	..... نمودارهای چند عنصری بهنجار شده (نمودارهای عنکبوتی)

- ۱۰۱-۸-۴- نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت ..... ۱۰۱
- ۱۰۴-۸-۲- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه ..... ۱۰۴
- ۱۰۵-۹-۴- تعیین سری ماگمایی ..... ۱۰۵
- ۱۰۶-۹-۱- نمودارهای مجموع آکالی در مقابل سیلیس ..... ۱۰۶
- ۱۰۷-۹-۲- نمودار Nb/Y در مقابل  $(Zr/TiO_2)*0.0001$  ..... ۱۰۷
- ۱۰۷-۹-۳- نمودار Zr در مقابل  $P_2O_5$  ..... ۱۰۷
- ۱۰۸-۹-۴- نمودار  $Zr/P_2O_5*10^4$  در برابر  $TiO_2$  ..... ۱۰۸
- ۱۰۹-۹-۵- نمودار شاخص Peacock در برابر  $SiO_2$  ..... ۱۰۹

### فصل پنجم: پتروژنز

- ۱۱۲-۱-۵- مقدمه ..... ۱۱۲
- ۱۱۲-۲-۵- تعیین محیط زمین‌ساختی ..... ۱۱۲
- ۱۱۴-۲-۱- نمودار 2Nb- Zr/4- Y ..... ۱۱۴
- ۱۱۵-۲-۲- نمودار تغییرات V در مقابل Ti/1000 ..... ۱۱۵
- ۱۱۶-۲-۳- نمودار Ti/100- Zr- Y\*3 ..... ۱۱۶
- ۱۱۶-۲-۴- نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی Zr در برابر Zr/Y ..... ۱۱۶
- ۱۱۷-۲-۵- نمودارهای سه‌گانه وود (۱۹۸۰) ..... ۱۱۷
- ۱۱۸-۲-۶- نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb ..... ۱۱۸
- ۱۱۹-۲-۷- نمودار Zr در مقابل Ti ..... ۱۱۹
- ۱۱۹-۲-۸- نمودار  $TiO_2/Al_2O_3$  در مقابل  $Zr/Al_2O_3$  ..... ۱۱۹
- ۱۲۰-۳-۵- مقایسه‌ی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین در ایران و سایر نقاط جهان ..... ۱۲۰
- ۱۲۰-۳-۱- سنگ‌های آذرین مافیک موجود در شیست‌های گرگان (البرز شرقی) ..... ۱۲۰
- ۱۲۴-۳-۲- سنگ‌های آذرین منطقه قوشه (ناحیه‌ی جام) ..... ۱۲۴
- ۱۲۶-۳-۳- سنگ‌های آذرین جهق (جنوب کاشان) ..... ۱۲۶
- ۱۲۹-۳-۴- گابروهای آکالن نوجیانگ (جنوب تبت) ..... ۱۲۹
- ۱۳۲-۴-۵- تعیین ویژگی‌های محل منشأ سنگ‌های مناطق مورد مطالعه ..... ۱۳۲
- ۱۴۶-۵-۵- ارزیابی نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه ..... ۱۴۶
- ۱۴۸-۶-۵- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه ..... ۱۴۸



## فصل ششم: نتایج و پیشنهادات

۱-۶- نتیجه گیری	۱۵۵
۲-۶- پیشنهادات	۱۵۷
منابع	۱۵۸

## فهرست جداول

### فصل سوم

جدول ۱-۳- علائم اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی	۴۸
--	----

### فصل چهارم

جدول ۱-۴- مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه‌ی شیمیایی	۷۸
جدول ۲-۴- نتایج خام تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه که مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی را به درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب را به قسمت در میلیون نشان می‌دهد	۷۸
جدول ۳-۴- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های سنگی مناطق مورد مطالعه پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت	۸۰

### فصل پنجم

جدول ۵-۱- نسبت‌های عناصر کمیاب استفاده شده در فصل ۵..... ۱۱۴

جدول ۵-۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های بازالتی موجود در شیست‌های گرگان پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت آهن (صالحیان، ۱۳۹۰)..... ۱۲۳

جدول ۵-۳- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر عناصر کمیاب سنگ‌های آذرین ناحیه جام پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  (ناجی، ۱۳۸۳)..... ۱۲۶

جدول ۵-۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های بازالتی جهق پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت آهن (طباطبایی و همکاران، ۱۳۸۷)..... ۱۲۸

جدول ۵-۵- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های گابرویی منطقه نوجیانگ (جنوب تبت) پس از حذف مواد فرار (دای و همکاران، ۲۰۱۱)..... ۱۳۱

## فهرست اشکال

### فصل اول

شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی مناطق مطالعاتی (اقتباس از اطلس راه‌های ایران، ۱۳۸۱)..... ۳

شکل ۱-۲- نقشه ناهمواری‌های مناطق مورد مطالعه، برگرفته از نرم‌افزار Global mapper..... ۵

شکل ۱-۳- عکس پانوراما از منطقه مورد مطالعه (نکارمن) (دید به سمت شمال غرب)..... ۶

### فصل دوم

شکل ۲-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه‌ی پهنه‌های رسوبی ساختاری عمده‌ی ایران (اشتوکلین، ۱۹۶۸)..... ۱۱

شکل ۲-۲-الف- نقشه زمین‌شناسی منطقه نکارمن..... ۱۴

شکل ۲-۲-ب- نقشه زمین‌شناسی منطقه قلعه‌نوخرقان..... ۱۴

شکل ۲-۲-ج- نقشه زمین‌شناسی منطقه دهملا..... ۱۴

- شکل ۲-۳-الف- نمایی از قرار گرفتن سازند پادها زیر سازند ابرسج در اثر چین خوردگی، شمال  
 نکارمن ..... ۱۶
- شکل ۲-۳-ب- تصویری از توالی چینه‌شناسی سازند ابرسج، بازالت‌های سلطان میدان، و سازندهای  
 پادها و خوش‌ییلاق ..... ۱۶
- شکل ۲-۴- تناوب شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند ابرسج، دره تنگه، شمال نکارمن (دید به سمت غرب) ۱۷
- شکل ۲-۵-الف- تصویری از لایه‌بندی مورب در ماسه‌سنگ‌های سازند ابرسج ..... ۱۹
- شکل ۲-۵-ب- تصویری از گروومارک در ماسه‌سنگ‌های سازند ابرسج ..... ۱۹
- شکل ۲-۶-الف- (نمایی از حضور گدازه‌های بازالتی در سازند ابرسج در دره کلودر  
 (شمال نکارمن) ..... ۲۰
- شکل ۲-۶-ب- تصویری از یک دایک که سازند ابرسج را قطع کرده است، دره کلودر  
 (شمال نکارمن) ..... ۲۰
- شکل ۲-۶-ج- تصویری از یک دایک رخنمون یافته در سازند ابرسج، دره کلودر (شمال نکارمن) ..... ۲۰
- شکل ۲-۶-د- نمایی از رخنمون یک دایک در سازند ابرسج، قلعه‌نوخرقان ..... ۲۰
- شکل ۲-۷-الف- تصویری از حفرات پر شده با کلسیت و کلریت در سنگ‌های بازالتی در دره کلودر  
 (شمال نکارمن) ..... ۲۱
- شکل ۲-۷-ب- آنکلاوهای رسوبی (ماسه‌سنگ‌ها و سیلتستون‌های سازند ابرسج) در سنگ‌های بازالتی  
 در دره کلودر (شمال نکارمن) ..... ۲۱
- شکل ۲-۷-ج- کانی‌زایی اپیدوت به صورت رگه‌ای در سنگ‌های بازالتی در دره کلودر (شمال نکارمن) ۲۱
- شکل ۲-۸- درزه‌ها، خرد شدگی و شکستگی‌های صدفی در سنگ‌های بازالتی موجود در سازند ابرسج،  
 دره کلودر (شمال نکارمن) ..... ۲۲
- شکل ۲-۹-الف- کانه‌زایی ثانویه مس در سطح ماسه‌سنگ‌ها (شمال نکارمن) ..... ۲۳
- شکل ۲-۹-ب- حفرات سنگ‌های بازالتی سازند ابرسج، دره کلودر (شمال نکارمن) ..... ۲۳
- شکل ۲-۱۰- نمایی از مرز ناپیوستگی فرسایشی مجموعه بازالتی سلطان میدان با سازند پادها در  
 شمال غرب میغان (دید به سمت شمال) ..... ۲۴
- شکل ۲-۱۱- نمایی از روابط چینه‌شناسی سازندهای سلطان میدان، پادها و خوش‌ییلاق، دره تنگه  
 (شمال نکارمن، دید به سوی شمال غرب) ..... ۲۶
- شکل ۲-۱۲-الف- نمایی از کنگلومرای پلی‌ژنتیک ممبر ۱ ..... ۲۸
- شکل ۲-۱۲-ب- شیل و ماسه‌سنگ‌های ممبر ۲ ..... ۲۸
- شکل ۲-۱۲-ج- آهک و دولومیت ممبر ۳ سازند پادها در گردنه‌ی خوش‌ییلاق ..... ۲۸
- شکل ۲-۱۳- بازسازی محیط دیرینه‌ی تشکیل سازند پادها و محیط‌های نهشته شدن سه عضو این  
 سازند، (اهری پور و همکاران، ۱۳۸۹) ..... ۳۰

- شکل ۲-۱۴- نمایی از گدازه‌های بازالتی در سازند خوش ییلاق در دره تنگه، نکارمن (دید به سمت شمال غرب) ..... ۳۲
- شکل ۲-۱۵- ستون چینه‌شناسی اردوویسین بالایی تا دونین فوقانی منطقه‌ی نکارمن ..... ۳۴
- شکل ۲-۱۶- ستون چینه‌شناسی رسوبات کامبرین بالایی - اردوویسین ناحیه دهملا، جنوب غرب شاهرود (برگرفته از قویدل سیوکی، ۲۰۰۶) ..... ۳۶
- شکل ۲-۱۷-الف) تصویری از شیل سبز و خاکستری سازند قلی، منطقه دهملا ..... ۴۰
- شکل ۲-۱۷-ب) نمایی از دایک رخنمون یافته در سازند قلی، منطقه دهملا ..... ۴۰
- شکل ۲-۱۸- نمایی از گسل‌ها و چین‌های مناطق مورد مطالعه برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان ۴۶

## فصل سوم

- شکل ۳-۱- تصویری از بافت هیالومیکرولیتی پورفیری جریانی در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه (نور XPL) ..... ۵۰
- شکل ۳-۲- تصویری از بافت هیالومیکرولیتی گلوپروپورفیری در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه (نور XPL) ..... ۵۰
- شکل ۳-۳- این شکل بیانگر نرخ هسته‌بندی و رشد بلور بعنوان تابعی از سرد شدن زیر دمای سولیدوس است (گیل، ۲۰۱۰) ..... ۵۱
- شکل ۳-۴- این شکل صعود ماگما در مقابل زمان را برای توضیح بازالت پورفیری و حضور دو نسل متفاوت از فنوکریست‌ها را نشان می‌دهد (گیل، ۲۰۱۰) ..... ۵۱
- شکل ۳-۵- مدل ژنتیکی برای تشکیل بافت گلوپروپورفیری از ژو و همکاران (۲۰۰۹) ..... ۵۳
- شکل ۳-۶-الف- قابلیت انحلال گاز در مذاب بازالتی بعنوان تابعی از فشار ..... ۵۴
- شکل ۳-۶-ب- میزان حفره‌ای شدن بعنوان تابعی از کاهش فشار در اثر صعود مذاب به سطح زمین (گیل، ۲۰۱۰) ..... ۵۴
- شکل ۳-۷- حفرات پر شده توسط کوارتز، اپیدوت و کلسیت و تشکیل بافت بادامکی در بازالت‌ها (نور XPL) ..... ۵۴
- شکل ۳-۸- تصویری از بافت جریانی حاصل از ردیف شدگی میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در جهت جریان (نور XPL) ..... ۵۴
- شکل ۳-۹- تکامل یک سیستم ماگمایی بسته در طی کاهش فشار که در ابتدا تحت اشباع از آب می‌باشد، اما در خلال صعود به ترازهای بالا از آب اشباع می‌شود. (بست، ۲۰۰۳) ..... ۵۵
- شکل ۳-۱۰- بافت اینترگرانولار، در اثر قرار گیری بلورهای ریز پیروکسن در بین بلورهای پلاژیوکلاز (XPL) ..... ۵۶
- شکل ۳-۱۱- قرار گرفتن بخشی بلور پلاژیوکلاز درون کانی کلینوپیرروکسن و ایجاد بافت ساب‌افیتیک (نور XPL) ..... ۵۶

- شکل ۳-۱۲- طرحی نمادین از رشد بلورها در مذاب که به میزان سرد شدگی بستگی دارد،  
 (بست، ۲۰۰۳) ..... ۵۸
- شکل ۳-۱۳- تصویری از پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد در سنگ‌های بازالتی منطقه (نور  
 XPL) ..... ۵۸
- شکل ۳-۱۴- تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به کلسیت در سنگ‌های بازالتی منطقه (نور XPL) ..... ۵۸
- شکل ۳-۱۵- تصویری از انحلال و گرد شدن حواشی بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از میکروولیت  
 (نور XPL) ..... ۶۰
- شکل ۳-۱۶- تصویری از بلور کلینوپیروکسن با کامل اوژیتی (نور XPL) ..... ۶۱
- شکل ۳-۱۷- الف- تصویری از درشت بلور الیوین که به کلریت تبدیل شده است (نور  
 XPL) ..... ۶۲
- شکل ۳-۱۷- ب- تصویری از درشت بلور الیوین که به کلریت تبدیل شده است (نور PPL) ..... ۶۲
- شکل ۳-۱۸- الف- تصویری از ایدنگسیتی شدن حاشیه فنوکریست الیوین (نور XPL) ..... ۶۳
- شکل ۳-۱۸- ب- تصویری از ایدنگسیتی شدن حاشیه فنوکریست الیوین (نور PPL) ..... ۶۳
- شکل ۳-۱۹- تغییرات ترکیب اولیوین به ایدنگسیت (ولچ و بنفیلد، ۲۰۰۲) ..... ۶۳
- شکل ۳-۲۰- تصویری از کانی پیریت در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه (نور انعکاسی) ..... ۶۴
- شکل ۳-۲۱- تصویری از کانی مگنتیت در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه (نور انعکاسی) ..... ۶۴
- شکل ۳-۲۲- تصویری از کانی کالکوپیریت در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه (نور انعکاسی) ..... ۶۴
- شکل ۳-۲۳- تصویری از بلورهای اپیدوت که به صورت رگچه در برخی نمونه‌ها دیده می‌شوند،  
 (نور XPL) ..... ۶۵
- شکل ۳-۲۴- تصویری از کلریت پر کننده حفرات به همراه کوارتز در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه  
 (نور XPL) ..... ۶۵
- شکل ۳-۲۵- تصویری از دگرسانی بلور پلاژیوکلاز به کلسیت در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه (نور  
 XPL) ..... ۶۶
- شکل ۳-۲۶- الف- تصویری از جانیشینی بلور الیوین توسط کلسیت در نمونه‌های بازالتی (نور XPL) ..... ۶۶
- شکل ۳-۲۶- ب- تصویری از جانیشینی بلور الیوین توسط کلسیت در نمونه‌های بازالتی (نور PPL) ..... ۶۶
- شکل ۳-۲۷- تصویری از حفره پر شده توسط کوارتز در بازالت‌های مورد مطالعه (نور XPL) ..... ۶۷
- شکل ۳-۲۸- تصویری از دگرسانی درشت بلور پلاژیوکلاز به سریسیت در سنگ‌های بازالتی  
 (نور XPI) ..... ۶۸
- شکل ۳-۲۹- تصویری از حفرات موجود در بازالت‌های مورد مطالعه که با زئولیت و کوارتز پر شده  
 است (نور XPL) ..... ۶۸
- شکل ۳-۳۰- تصویری از بافت اینترگرانولار در نمونه‌های میکروگابروهابی مورد مطالعه (نور XPL) ..... ۶۹
- شکل ۳-۳۱- قرارگیری کامل بلور پلاژیوکلاز در کانی کلینوپیروکسن در نمونه‌های میکروگابروهابی  
 مورد مطالعه (نور XPL) ..... ۶۹

- شکل ۳-۳۲- تصویری از بافت ساب‌افیتیک در سنگ‌های میکروگابرویی (نور XPL)..... ۷۰
- شکل ۳-۳۳- حفرات پر شده توسط کلسیت و کلریت و تشکیل بافت بادامکی در میکروگابروها،  
(نور XPL)..... ۷۱
- شکل ۳-۳۴- قرار گرفتن کلریت در فضای بین پلاژیوکلازها و تشکیل بافت اینترسرتال در  
میکروگابروها (نور XPL)..... ۷۱
- شکل ۳-۳۵- دگرسانی پلاژیوکلاز به کلسیت در نمونه‌های میکروگابرویی (نور XPL)..... ۷۱
- شکل ۳-۳۶- پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسباد در نمونه‌های میکروگابرویی (نور XPL).... ۷۱
- شکل ۳-۳۷- بلورهای کلینوپیروکسن با ماکل اوژییتی در نمونه‌های میکروگابرویی (نور XPL)..... ۷۲
- شکل ۳-۳۸- تصویری از کلینوپیروکسن ماکله در نمونه‌های میکروگابرویی (نور XPL)..... ۷۲
- شکل ۳-۳۹- تصویری از تیغه‌های آپاتیت به صورت ادخال در بلور پلاژیوکلاز در سنگ‌های  
میکروگابرویی (نور XPL)..... ۷۳
- شکل ۳-۴۰- تصویری از کانی پیریت در سنگ‌های میکروگابرویی (نور انعکاسی)..... ۷۳
- شکل ۳-۴۱- تصویری از کانی مگنتیت در سنگ‌های میکروگابرویی (نور انعکاسی)..... ۷۳
- شکل ۳-۴۲- دگرسانی تیغه‌های پلاژیوکلاز به کلسیت در سنگ‌های میکروگابرویی (نور XPL)..... ۷۴
- شکل ۳-۴۳- حفرات پر شده توسط کلریت و کلسیت در نمونه‌های میکروگابرویی (نور XPL)..... ۷۴

## فصل چهارم

- شکل ۴-۱- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار  $Na_2O + K_2O$  در مقابل  $SiO_2$ ..... ۷۳
- شکل ۴-۲-الف- نمودار  $Na_2O+K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (لوباس و همکاران، ۱۹۸۶)..... ۸۴
- شکل ۴-۲-ب- نمودارهای  $Na_2O+K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (میدلموست، ۱۹۹۴)..... ۸۴
- شکل ۴-۲-ج- نمودارهای  $Na_2O+K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)..... ۸۴
- شکل ۴-۳-الف- نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه بر اساس عناصر کمیاب نامتحرک  
(پیرس، ۱۹۹۶)..... ۸۵
- شکل ۴-۳-ب- نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه بر اساس عناصر کمیاب نامتحرک  
(وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)..... ۸۵
- شکل ۴-۴- نمودارهای فئر..... ۸۹
- شکل ۴-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات عناصر Th, Sm, La, Nb در  
برابر  $MgO$ ..... ۹۰
- شکل ۴-۶- نمودارهای تغییرات درصد اکسید در برابر ضریب تفریق (تورنتون و تاتل، ۱۹۶۰)..... ۹۲
- شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل D.I..... ۹۴
- شکل ۴-۸- نمودار تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر Zr..... ۹۶

- شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار - ناسازگار و نسبت‌های عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار ..... ۹۸
- شکل ۴-۱۰- نمودار Ti/Y در برابر Nb/La، ژیا و همکاران (۲۰۱۲) ..... ۱۰۰
- شکل ۴-۱۱- الف- الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت برای نمونه‌های مورد مطالعه، ناکامورا (۱۹۷۴) ..... ۱۰۳
- شکل ۴-۱۱- ب- عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت برای نمونه‌های مورد مطالعه، بایتون (۱۹۸۴) ..... ۱۰۳
- شکل ۴-۱۲- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت تامپسون (۱۹۸۲) ..... ۱۰۴
- شکل ۴-۱۳- نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) ..... ۱۰۵
- شکل ۴-۱۴- الف و ب- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین سری ماگمایی (ایروین و باراگارد، ۱۹۷۱) ..... ۱۰۶
- شکل ۴-۱۴- ج- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶) ..... ۱۰۶
- شکل ۴-۱۵- نمودار Nb/Y در مقابل  $(Zr/TiO_2) * 0.0001$  (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۷) ..... ۱۰۷
- شکل ۴-۱۶- نمودار Zr در برابر  $P_2O_5$  (وینچستر و فلویید، 1976) ..... ۱۰۸
- شکل ۴-۱۷- نمودار تعیین سری ماگمایی وینچستر و فلویید (۱۹۷۶) ..... ۱۰۹
- شکل ۴-۱۸- نمودار شاخص Peacock در برابر  $SiO_2$  (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶) ..... ۱۰۹
- شکل ۴-۱۹- نمودار تعیین سری ماگمایی (ایروین و باراگارد، ۱۹۷۱) ..... ۱۱۰
- شکل ۴-۲۰- نمودار تعیین سری ماگمایی (امامی، ۱۹۸۱) ..... ۱۱۰

## فصل پنجم

- شکل ۵-۱- نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $Y-Nb^*2-Zr/4$  (مشید، ۱۹۸۶) ..... ۱۱۵
- شکل ۵-۲- نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $Ti/1000-V$  (شروه، ۱۹۸۲) ..... ۱۱۶
- شکل ۵-۳- نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $3*Y-Zr/1000-Ti$  (پیرس و کان، ۱۹۷۳) ..... ۱۱۶
- شکل ۵-۴- نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $Y-Zr-Zr$  (پیرس و نوری، ۱۹۷۹) ..... ۱۱۷
- شکل ۵-۵- نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی (وود، ۱۹۸۰) ..... ۱۱۸
- شکل ۵-۶- نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $Yb-Th/Yb-Ta$  (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) ..... ۱۱۹
- شکل ۵-۷- نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $Ti-Zr$  (پیرس، ۱۹۹۶) ..... ۱۱۹
- شکل ۵-۸- نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $Al_2O_3-Zr/Al_2O_3-TiO_2$  (مولر و بروان، ۱۹۹۲) ..... ۱۲۰
- شکل ۵-۹- الف- نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) (جهت مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین موجود در شیست‌های گرگان) ..... ۱۲۲

شکل ۵-۹-ب- نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) (جهت مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین موجود در شیست‌های گرگان) ..... ۱۲۲

شکل ۵-۱۰-الف- نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، پیرس و نوری (۱۹۷۹) (جهت مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین موجود در شیست‌های گرگان) ..... ۱۲۳

شکل ۵-۱۰-ب- نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، کمپونزو و مور (۱۹۹۱) (جهت مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین موجود در شیست‌های گرگان) ..... ۱۲۳

شکل ۵-۱۱-الف- تمایز محیط زمین‌ساختی، مولر و بروان (۱۹۹۲) (جهت مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین ناحیه جام) ..... ۱۲۵

شکل ۵-۱۱-ب- تمایز محیط زمین‌ساختی، پیرس (۱۹۹۶) (جهت مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین ناحیه جام) ..... ۱۲۵

شکل ۵-۱۲-الف- نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی، پیرس و کان (۱۹۷۳) (جهت مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین جهق) ..... ۱۲۷

شکل ۵-۱۲-ب- نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی، مشد (۱۹۸۶) (جهت مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین جهق) ..... ۱۲۷

شکل ۵-۱۳-الف- مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با نمونه‌های گابرویی نوجیانگ (جنوب تبت) در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) ..... ۱۲۹

شکل ۵-۱۳-ب- مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با نمونه‌های گابرویی نوجیانگ (جنوب تبت) در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) ..... ۱۲۹

شکل ۵-۱۴-الف- مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با نمونه‌های گابرویی نوجیانگ (جنوب تبت) در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی، شروه (۱۹۸۲) ..... ۱۳۰

شکل ۵-۱۴-ب- مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با نمونه‌های گابرویی نوجیانگ (جنوب تبت) در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی، پیرس (۱۹۹۶) ..... ۱۳۰

شکل ۵-۱۵- موقعیت نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه به همراه نمونه‌های گابرویی نوجیانگ در نمودار تغییرات  $(La/Nb)_N$  در برابر  $(Th/Nb)_N$  (دای و همکاران، ۲۰۱۱) ..... ۱۳۰

شکل ۵-۱۶- نمودار  $Sm/Th$  در مقابل  $Th/Y$ ، ساندرس و همکاران (۱۹۹۲) ..... ۱۳۳

شکل ۵-۱۷- نمودار  $Nb/Yb$  در مقابل  $Th/Yb$ ، پیرس (۲۰۰۸) ..... ۱۳۳

شکل ۵-۱۸- نمودار  $Gd/Yb_N$  در برابر  $Al_2O_3/TiO_2$ ، سافونووا و همکاران (۲۰۱۱) ..... ۱۳۴

شکل ۵-۱۹- نمودار  $(Ce/Yb)_N$  در برابر  $(Dy/Yb)$ ، هاس و دوای (۱۹۹۶) ..... ۱۳۴

شکل ۵-۲۰- نمودار  $Zr/Y$  در برابر  $Nb/Y$ ، فیتون و همکاران (۱۹۹۷) ..... ۱۳۶

شکل ۵-۲۱- نمودار  $Zr/Y$  در برابر  $Nb/Y$ ، فیتون و همکاران (۱۹۹۷) ..... ۱۳۶

شکل ۵-۲۲- نمودار  $Zr/Y$  در برابر  $Nb/Y$ ، فیتون و همکاران (۱۹۹۷) ..... ۱۳۶

شکل ۵-۲۳- نمودار  $Nb$  در برابر  $Nb/Th$ ، بوزتاگ و همکاران (۲۰۰۷) ..... ۱۳۷

شکل ۵-۲۴- نمودار  $Nb/Th$  در برابر  $Zr/Nb$  کونداین (۲۰۰۵) ..... ۱۳۸



- شکل ۵-۲۵-الف- مقایسه‌ی الگوی بازالت‌های مورد مطالعه با OIB در نمودار چندعنصری بهنجارشده به گوشته‌ی اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) ..... ۱۳۸
- شکل ۵-۲۵-ب- نمودار چندعنصری بهنجارشده به OIB (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) ..... ۱۳۸
- شکل ۵-۲۶- نمودار Zr/Nb در برابر Ce/Y، هاردارسون وو فیتون (۱۹۹۱) ..... ۱۴۰
- شکل ۵-۲۷- نمودار  $(La/Sm)_N$  در برابر  $(Tb/Yb)_N$ ، وانگ و همکاران (۲۰۰۲) ..... ۱۴۰
- شکل ۵-۲۸- نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Sm، کوبان (۲۰۰۷) ..... ۱۴۰
- شکل ۵-۲۹- نمودار Nb در برابر Nb/Y، سافوونا و همکاران (۲۰۱۲) ..... ۱۴۱
- شکل ۵-۳۰- نمودار La/Sm در برابر Lu/Hf، رگلوس و همکاران (۲۰۰۳) ..... ۱۴۲
- شکل ۵-۳۱- نمودار La/Yb در مقابل Dy/Yb، تروال و همکاران (۱۹۹۴) ..... ۱۴۴
- شکل ۵-۳۲- نمودار La/Yb در مقابل Sm/Yb، جانسون و همکاران (۱۹۹۰) ..... ۱۴۴
- شکل ۵-۳۳- نمودار Zr در برابر Y، ابوهماته (۲۰۰۵) ..... ۱۴۵
- شکل ۵-۳۴- نمودار Zr در برابر Nb، ابوهماته (۲۰۰۵) ..... ۱۴۵
- شکل ۵-۳۵- نمودار Ce در برابر Ce/Yb، الام (۱۹۹۱) ..... ۱۴۵
- شکل ۵-۳۶- نمودار تمرکز میانگین عناصر Sm، Yb و Ce، در مقابل عمق جدایش، الام (۱۹۹۱) ..... ۱۴۵
- شکل ۵-۳۷- نمودار  $(La/Nb)_N$  در برابر  $(Th/Nb)_N$ ، دای و همکاران (۲۰۱۱) ..... ۱۴۸
- شکل ۵-۳۸- نمودار Nb در برابر Nb/U، کورنلیوس و و همکاران (۲۰۱۱) ..... ۱۴۸
- شکل ۵-۳۹- مدل تکتونوماگمایی ارائه شده برای مناطق مورد مطالعه ..... ۱۵۰
- شکل ۵-۴۰- مدل‌های شکست قاره‌ای ..... ۱۵۲
- شکل ۵-۴۱- تصویر شماتیکی از تشکیل سنگ‌های بازالتی موجود در سازند ابرسج ..... ۱۵۳
- شکل ۵-۴۲- بلوک دیاگرام توالی همزمان تشکیل شده با کافت پالئوتتیس در منطقه نکارمن ..... ۱۵۳

# فصل اول

# کلیات

## ۱-۱- مقدمه

پالئوزوئیک بعنوان طولانی‌ترین دوران فانروزوئیک در مقیاس جهانی، با دو رخداد مهم زمین‌ساختی کالدونین و هرسی‌نین همراه بوده است. سرزمین ایران در خلال این دوران، بخشی از حاشیه شمالی گندوانا بوده است (بربریان و کینگ<sup>۱</sup>، ۱۹۸۱؛ ونت<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۵)، که در خلال پیدایش، توسعه و تکامل اقیانوس پالئوتتیس به تدریج از گندوانا جدا و سرانجام در خلال پرمین – تریاس به حاشیه جنوبی اورازیا پیوسته است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ علوی، ۱۹۹۶؛ بولن<sup>۳</sup>، ۱۹۹۱؛ درخشی و همکاران، ۱۳۹۰؛ سهامی، ۱۳۹۰؛ صالحیان، ۱۳۹۰؛ قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱). ماگماتیسم پالئوزوئیک زیرین (اردوویسین – سیلورین) تا میانی (دونین) در البرز و بسیاری از نقاط ایران مرکزی که در آن زمان سرزمین واحد و یکپارچه‌ای را تشکیل می‌داده‌اند، به عنوان ماگماتیسم مراحل آغازین

---

1- Berberian & King

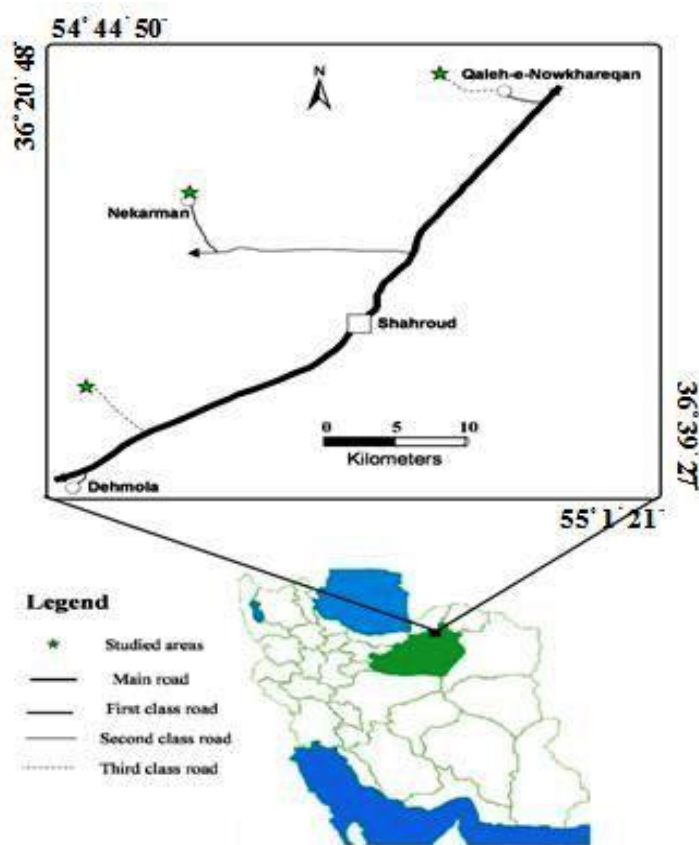
2- Wendt

3- Boulin

کافت‌زایی اقیانوس پالتوتیس تفسیر شده است (اشتامفلی<sup>۱</sup>، ۱۹۷۸؛ بریریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ علوی، ۱۹۹۶؛ قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱؛ سهامی، ۱۳۹۰). سنگ‌های ماگمایی این زمان غالباً به دلیل پراکندگی و فرسودگی تاکنون کمتر مورد توجه قرار گرفته‌اند. با این حال، ضخیم‌ترین رخنمون این سنگ‌ها در شمال - شمال غرب شاهرود تحت عنوان مجموعه بازالتی سلطان میدان توسط جعفریان (۱۳۸۸) و سهامی (۱۳۹۰) به طور خاص مورد مطالعه قرار گرفته است. در همین منطقه، رخنمون سنگ‌های رسوبی اردوویسین از ضخامت قابل توجهی برخوردار بوده و تحت عناوین سازندهای آبستو، ابرسج به نقشه در آمده‌اند. چون مطالعات قبلی انجام گرفته بر روی این سنگ‌ها عموماً در زمینه چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی بوده و به سنگ‌های آذرین موجود در آنها پرداخته نشده است، لذا در این تحقیق برای اولین بار سنگ‌های بازالتی موجود در این سازندها از دیدگاه پترولوژی مورد بررسی قرار گرفته است. سنگ‌های بازالتی موجود در این سازندها دارای حجم قابل توجهی بوده و به صورت گدازه، دایک و سیل رخنمون یافته‌اند. بررسی این سنگ‌ها از دیدگاه پترولوژی و ژئوشیمی می‌تواند بیانگر ویژگی‌های محل منبع و جایگاه تشکیل آنها در ارتباط با پیدایش و توسعه اقیانوس پالتوتیس باشد.

## ۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به مناطق مورد مطالعه

مناطق مورد بررسی در این تحقیق در بخش شمالی شهرستان شاهرود در سه منطقه نگارمن (شمال غرب)، قلعه‌نوخرقان (شمال) و دهملا (جنوب غرب) قرار دارند (شکل ۱-۱). این مناطق در محدوده‌ای به طول جغرافیایی  $54^{\circ} 44' 50''$  تا  $55^{\circ} 1' 21''$  شرقی و عرض جغرافیایی  $36^{\circ} 20' 48''$  تا  $36^{\circ} 39' 27''$  شمالی قرار دارند. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به مناطق مورد مطالعه در شکل (۱-۱) آمده است.



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی مناطق مطالعاتی (اقتباس از اطلس راه‌های ایران، (۱۳۸۱).

## ۳-۱- آب و هوا و پوشش گیاهی

شاهرود در حد فاصل دو نوع آب و هوای خشک و کویری در جنوب و مرطوب و پرباران خزری در شمال جای گرفته است. بنابراین دارای آب و هوایی مطبوع بوده و آن را در ردیف خوش آب و هوا

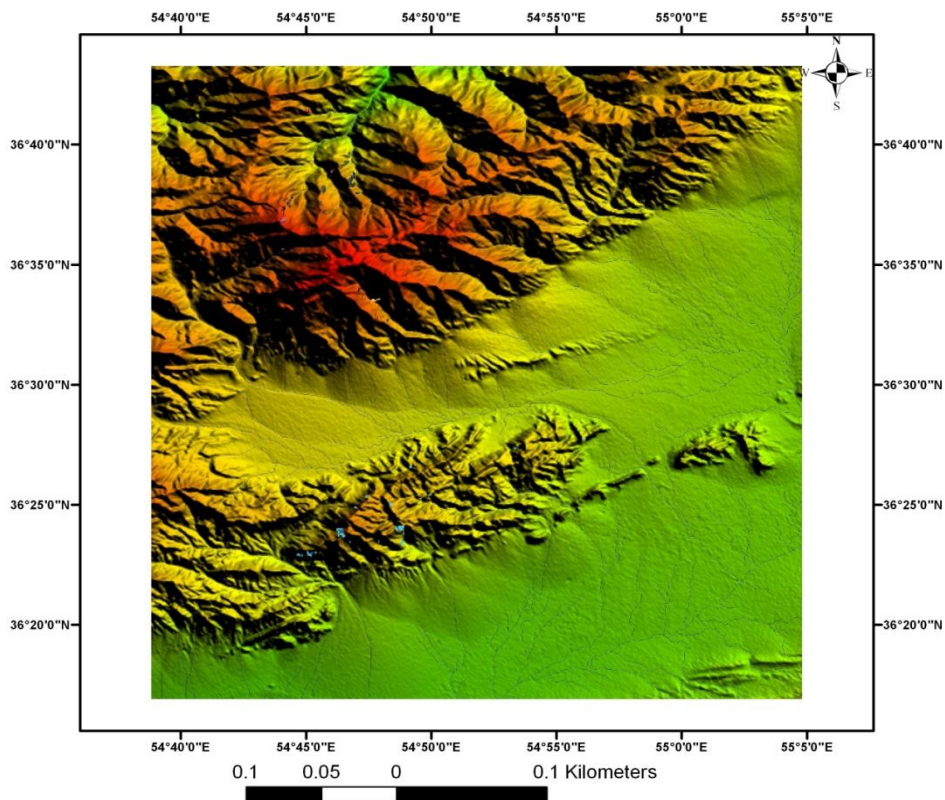
ترین شهرهای ایران قرار داده است. از نظر طبیعی شاهرود را قاره‌ی کوچک نام نهاده‌اند و از آن به عنوان عروس کویر نام می‌برند. این تفاوت در اقلیم مدیون اختلاف‌های شگفت‌انگیز شرایط اقلیمی در بلندترین منطقه کوهستانی شهرستان به عنوان قله شاهوار با ارتفاع ۴۰۰۰ متری و پست‌ترین منطقه شهرستان با نام اسب‌کشان با ارتفاع ۸۵۰ متر است. میانگین بارش سالانه شاهرود، ۱۶۶/۶ میلی‌متر و متوسط دمای سالیانه ۱۴/۸ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. باد غالب شاهرود، شمال‌شرقی است که از اسفند ماه شروع شده و سرعت و شدت آن کم کم رو به افزایش گذاشته و در تابستان به حداکثر می‌رسد. باد شمال در بهار و تابستان از جنبه سرعت و شدت دارای اهمیت بوده و باد جنوب‌غرب نیز در زمستان و بهار قابل توجه می‌باشد (حیدری، ۱۳۸۸).

به لحاظ پوشش گیاهی، در دشت‌ها، گیاهان کوتاه قد و خاردارمانند کتیرا و خاکشیر (پوشش استپ بیابانی) که کاربرد دارویی و صنعتی دارند، می‌روید. در کوهستان‌ها پوشش گیاهی بیشتر شامل درختچه‌های سوزنی‌برگ بومی با نام اورس می‌باشد (حسینا، ۱۳۸۹).

#### ۱-۴- زمین ریخت شناسی

مناطق مورد مطالعه بخشی از ایالت ساختاری البرز شرقی می‌باشند و نمایانگر عملکرد رویدادهای کوهزایی، خشکی‌زایی و حرکات زمین‌ساختی مختلف و در نتیجه چین‌خوردگی‌ها و گسلش‌های متعدد ناشی از آنهاست. کوه‌های منطقه با روند شمال‌شرقی - جنوب‌غربی جزئی از رشته کوه‌های البرز شرقی هستند که خود بخشی از نوار شمالی کوهزایی آلپ - هیمالیا در آسیای غربی به شمار می‌روند. این کوه‌ها از شمال به بلوک فرو افتاده خزر و از جنوب به فلات ایران مرکزی محدود می‌شوند. ارتفاعات البرز شرقی نسبت به ارتفاعات البرز غربی ارتفاع کم‌تری داشته و کم‌عرض‌تر و باریک‌تر هستند. در قسمت جنوبی این سلسله جبال که مناطق مطالعاتی در آن واقع شده‌اند، کوه‌های کم‌ارتفاعی موازی با رشته اصلی کشیده شده که از ارتفاع آن‌ها نیز با نزدیک شدن به کویر کاسته

می‌شود. در اثر عملکرد فرسایشی جریان‌های هیدرولیکی و یخزارهای احتمالی گذشته، دره‌های V شکل و U شکل متعددی این ارتفاعات را قطع می‌کنند. مخروط افکنه‌های مجاور ارتفاعات که مخازن با ارزشی برای ذخیره آب‌های زیرزمینی می‌باشند، در اثر جاری شدن باران‌های سیل‌آسا و تند در ارتفاعات پس از رسیدن به دشت‌های مجاور و کاهش انرژی حمل و در اثر رسوب قطعات سنگی با اندازه‌های متنوع به همراه رسوبات آواری دانه‌ریز ایجاد شده‌اند (جعفریان، ۱۳۸۸) (شکل‌های ۱-۱، ۲-۱).



شکل ۱-۲- نقشه ناهمواری‌های مناطق مورد مطالعه، برگرفته از نرم‌افزار Global mapper.



شکل ۱-۳- عکس پانوراما از منطقه مورد مطالعه (نکارمن) (دید به سمت شمال غرب).

## ۱-۵- مروری بر مطالعات پیشین

سازند ابرسج برای اولین بار توسط شهرابی و همکاران در نقشه چهارگوش ۲۵۰۰۰۰: ۱: گرگان (۱۳۶۹) و بعد از آن در نقشه ۱۰۰۰۰۰: ۱: علی آباد (زمانی و کریمی، ۱۳۸۵) معرفی گردید.

اشتامفلی (۱۹۷۸)، بربریان و کینگ (۱۹۸۱)، علوی (۱۹۹۶) با مطالعه روانه‌های بازالتی اردوویسین آنها را بخشی از مجموعه ماگمایی اردوویسین- سیلورین می‌دانند که در اثر نخستین شکستگی سکوی پالئوزوئیک ایران شکل گرفته‌اند.

فتحی (۱۳۷۷)، به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین شمال شرق ایران (مقاطع شاهرود-رباط قره‌بیل و جنوب بجنورد) پرداخته است. از نظر وی، این سنگ‌ها در سه مرحله‌ی اصلی تشکیل شده‌اند که اغلب در اثر فرایندهای ثانویه مؤثر بر آنها به اسپیلیت تبدیل شده‌اند. مرحله‌ی اول آتشفشانی که در کامبرین پایانی - اردوویسین زیرین اتفاق افتاده است، بیشتر به صورت فوران‌ها و انفجارهای هوایی و یا در نزدیکی آب بوده و از خاکسترهای آتشفشانی، لاپیلی و آگلومراها تشکیل شده است. در این مرحله گاهی آگلومراها به صورت هیدروولکانیکی نیز دیده می‌شوند. مرحله‌ی دوم همانند مرحله‌ی اول علاوه بر سنگ‌های آذرآواری دارای بازالت نیز می‌باشد. زمان تشکیل این سنگ‌ها اردوویسین میانی بوده است و شامل بازالت‌هایی حاوی الیوین،



کلینوپیروکسن (اوژیت تیتان دار) و پلاژیوکلاز است که ماهیت آلکالن را در بررسی عناصر اصلی و کمیاب از خود نشان می‌دهد. مرحله‌ی اول و دوم، هم از نظر ماهیت و شرایط تشکیل مشابه همدیگر بوده و در محیط‌های خشکی و کم عمق به همراه ماسه‌سنگ تشکیل شده‌اند. مرحله‌ی سوم آتشفشانی که در اردوویسین بالایی - سیلورین اتفاق افتاده است شامل بازالت‌هایی است که به صورت گدازه‌های روان بوده و اغلب ساخت بالشی از خود نشان می‌دهند. محیط تشکیل این سنگ‌ها نسبت به دو مرحله‌ی قبلی عمیق‌تر بوده و به همراه شیل و ماسه‌سنگ هستند. این سنگ‌های بازالتی از نظر کانی‌شناسی دارای کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و به مقدار کمتری الیوین می‌باشند. به عقیده‌ی ایشان، بررسی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که در محیط قاره‌ای و احتمالاً در ارتباط با کافت حاشیه‌ای به وجود آمده‌اند و در مراحل اولیه دارای ماهیت آلکالن و سپس حدواسط هستند.

صبوری (۱۳۸۰) در بررسی پالینواستراتیگرافی توالی اردوویسین در شمال شرق ایران، سازند ابرسج را مورد مطالعه قرار داده است. وی، بر اساس مطالعات پالینولوژی سن سازند ابرسج را اردوویسین میانی تا بالایی دانسته است.

قویدل‌سیوکی (۲۰۰۹)، چینه‌شناسی و جغرافیای دیرین چینه‌های اردوویسین (سازندهای آبستو و ابرسج) در شمال شرق ایران را مورد بررسی قرار داده است. ایشان بر اساس مطالعات چینه‌شناسی، سن اردوویسین پیشین و پسین را به ترتیب برای سازندهای آبستو و ابرسج در نظر گرفته است.

سهامی (۱۳۹۰) در رساله‌ی کارشناسی ارشد خود به بررسی زمین‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های سلطان میدان در مناطق نگارمن و ابرسج در شمال شاهرود پرداخته است. به اعتقاد ایشان، بازالت‌های سلطان میدان با مرز کاملاً واضح بر روی 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. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. مهم‌ترین کانی‌های فرعی آنها نیز شامل الیوین،

کانی‌های آپک و آپاتیت است. بررسی‌های ژئوشیمیایی ایشان بیانگر ماهیت آکالن این بازالت‌ها بوده که 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 نموده‌اند. 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.

### ۱-۶- هدف از مطالعه

نظر به اهمیت چینه‌شناسی 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 تاریخچه تکتونوماگمایی این بخش از ایران بخصوص در ارتباط با پیدایش و توسعه پالئوتتیس مفید است. این تحقیق در راستای تحقق اهداف زیر انجام گردیده است:

۱- تعیین موقعیت دقیق چینه‌شناسی این بازالت‌ها و ارتباط آنها با واحدهای بالا و پایین خود در توالی چینه‌شناسی مناطق مورد مطالعه

۲- تعیین ترکیب سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و شیمیایی دقیق این سنگ‌ها

۳- تعیین جایگاه تکتونوماگمایی تشکیل این سنگ‌ها

۴- تعیین ویژگی‌های محل منبع و درصد ذوب بخشی سنگ منبع آنها

۵- بررسی و مقایسه این سنگ‌ها با دیگر سنگ‌های آذرین مافیک منتسب به اقیانوس پالئوتتیس در منطقه و ایران.

### ۱-۷- روش انجام تحقیق و گردآوری اطلاعات

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

- مطالعات کتابخانه‌ای با استفاده از بانک‌های اطلاعاتی و اینترنت به منظور بررسی مقالات، گزارش‌ها، پایان‌نامه‌ها، مطالعات قبلی انجام شده در منطقه و مطالعات مشابه در دیگر بخش‌های جهان.

- بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ علی‌آباد، شاهرود و ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان و تصاویر ماهواره‌ای آنها.

- عملیات صحرایی و برداشت حدود ۱۰۰ نمونه سنگی، تهیه حداقل ۸۰ مقطع نازک و انجام مطالعات پتروگرافی بر روی آنها.

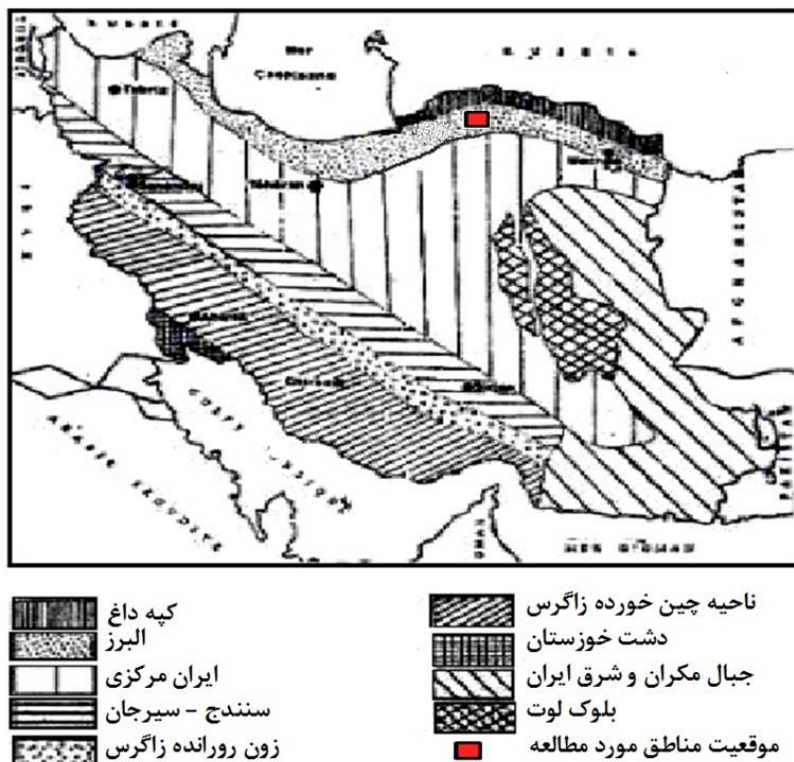
- انجام ۱۲ عدد آنالیز ژئوشیمیایی سنگ کل بر روی نمونه‌ها و پردازش داده‌های ژئوشیمیایی به کمک نرم‌افزارهای پترولوژی و ژئوشیمی و ترسیم نمودارهای مختلف، مقایسه نتایج حاصل با نتایج مطالعات محققین دیگر و ارائه مدل تکتونوماگمایی برای تشکیل سنگ‌های منطقه.

## فصل دوم

# زمین شناسی عمومی منطقه

## ۱-۲- مقدمه

اشتوکلین<sup>۱</sup> در سال ۱۹۶۸ ایران را به چند منطقه یا زون ساختمانی با وضعیت تکتونیکی و تاریخچه‌ی رسوبی متفاوت تقسیم کرد. مناطق مورد مطالعه در این تحقیق، یعنی شمال و شمال‌غرب شاهرود در تقسیم‌بندی ساختمانی ایران در زون البرز شرقی قرار دارند (شکل ۱-۲). رشته کوه البرز به عنوان بخش شمالی نوار کوهزایی آلپ - هیمالیا، با تصادم خرده ورقه‌ی ایران و توران طی فاز کوهزایی سیمین پیشین در تریاس پسین تکوین یافته و ساختار کنونی آن محصول تأثیر کوهزایی آلپ است. این رشته کوه از شمال به بلوک فروافتاده خزر و از جنوب به فلات ایران مرکزی محدود می‌شود (جمشیدی، ۱۳۸۹).



شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه‌ی پهنه‌های رسوبی ساختاری عمده‌ی ایران (اشتوکلین، ۱۹۶۸).

شواهد گوناگون حاکی از آن است که در محدوده‌ی زمانی 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). گسترش جغرافیایی ردیف‌های شیلی و ماسه‌سنگی سبز رنگ اردوویسین - سیلورین محدود به البرز شرقی، شرق ایران مرکزی و جنوب‌شرقی زاگرس است. در البرز - آذربایجان، نهشته‌های اردوویسین رخنمون متعدد، ولی گسترش محدود دارند و در همه جا پس از یک ایست رسوبی، به طور هم‌شیب، بر روی سنگ‌های کامبرین و یا قدیمی‌تر قرار دارند (آقناباتی، ۱۳۸۳). نهشته‌های اردوویسین در کوه‌های البرز شرقی با سازندهای لشکرک و قلی معرفی شده‌اند (قویدل‌سیوکی، ۲۰۰۱). سازند لشکرک اولین واحد سنگ‌چینه‌ای معرفی شده اردوویسین در رشته کوه‌های البرز است. قویدل‌سیوکی (۲۰۱۱)، سن اردوویسین پیشین را به سازند لشکرک نسبت داده است. سن سازند قلی را در مقطع تیپ به اردوویسین میانی - پایانی نسبت داده شده است (قویدل‌سیوکی، ۱۹۹۷، ۲۰۰۰<sup>a</sup>، ۲۰۰۱). رخنمون‌های قابل توجهی از سنگ‌های اردوویسین در شمال، شمال‌غرب و جنوب‌غرب شاهرود تحت عنوان سازندهای آبستو، ابرسج و قلی وجود دارند. قویدل‌سیوکی و حسین‌زاده مقدم (۱۳۸۹) سازندهای آبستو و ابرسج را به ترتیب معادل با سازندهای لشکرک و قلی دانسته‌اند. روانه‌های مختلف بازالتی و همچنین دایک‌ها و سیل‌های نسبتاً فراوانی در سازندهای ابرسج و قلی در مناطق مورد مطالعه دیده می‌شوند. در این فصل به بررسی زمین‌شناسی عمومی مناطق مورد مطالعه پرداخته می‌شود.

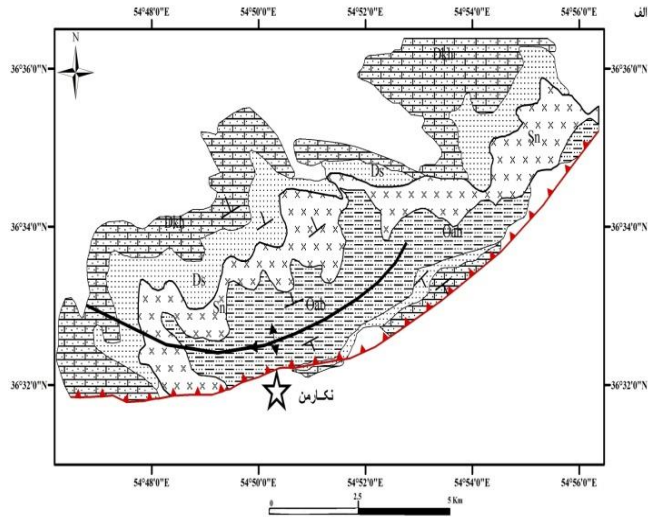
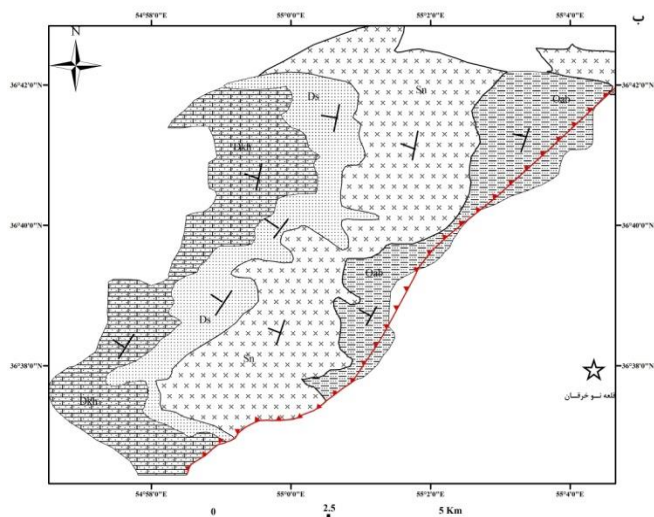
## ۲-۲- واحدهای سنگی پالئوزوئیک زیرین - میانی موجود در مناطق مورد

### مطالعه

#### ۲-۲-۱- مناطق نکارمن - قلعه‌نوخرقان

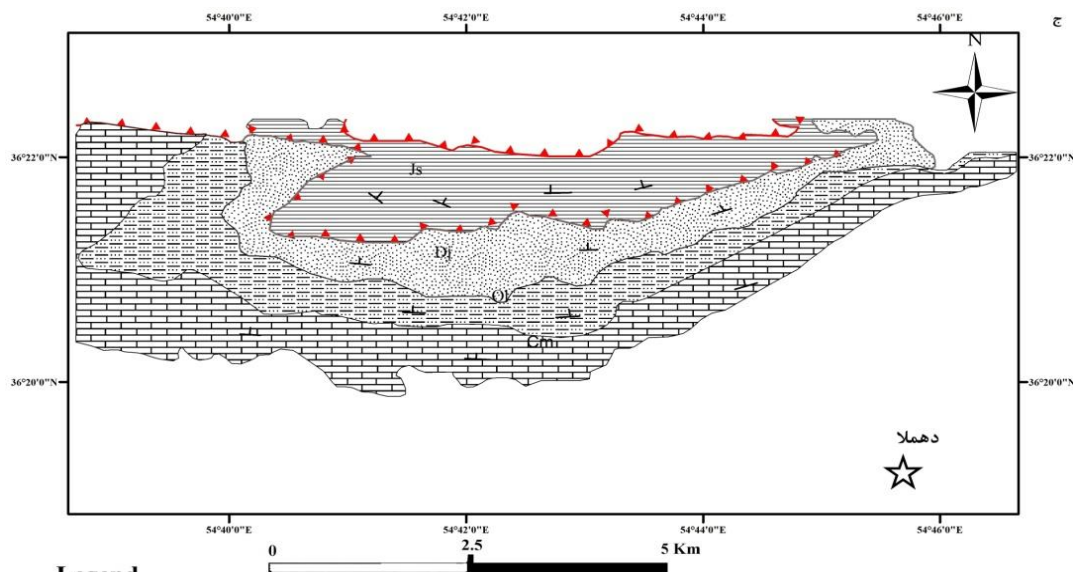
##### الف- نهشته‌های اردوویسین

در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان (شهرابی و همکاران، ۱۳۶۹) نهشته‌های اردوویسین شامل سازندهای غیر رسمی آبستو و ابرسج می‌باشند (شکل ۲-۲). همچنین طبق نظر قویدل‌سیوکی و حسین‌زاده مقدم (۱۳۸۹)، یک توالی کمتر دگرگون شده از شیست‌های گرگان در نزدیکی روستای خولین‌دره واقع در جنوب فاضل‌آباد، ۴۶ کیلومتری جنوب‌شرق گرگان، وجود دارد که شامل نهشته‌های مربوط به اردوویسین زیرین (ترمادوسین) و اردوویسین بالایی است و در رأس آن سنگ‌های آتشفشانی سازند سلطان‌میدان مربوط به سیلورین قرار دارد. این مؤلفین سنگ‌های فوق را به سازندهای آبستو و ابرسج نسبت داده‌اند. ناحیه تیپ این دو واحد در حدود ۵ کیلومتری غرب روستای ابرسج در شمال شهر شاهرود قرار دارد (قبادی‌پور، ۱۳۸۹).



**Legend**

- |  |          |        |            |  |
|--|----------|--------|------------|--|
| <table border="1"> <tr><td>Devonian</td></tr> <tr><td>Siltur</td></tr> <tr><td>Ordovician</td></tr> </table> | Devonian | Siltur | Ordovician | <p><b>Dkh:</b> Khosh Yeilagh F: Limestone, Sandstone, Shale and Volcanic rocks</p> <p><b>Ds:</b> Padeha F: White, red to brown sandstone shale, calcareous sandstone and cherty dolomite</p> <p><b>Sn:</b> Soltan-Meidan F: Dark green basalt</p> <p><b>Oab:</b> Abarsej F: sandstone gray and green, shale, silty shale. basalt, Dyke and Sill</p> <p>—●— Nekarman anticline</p> <p>—▲— Abr Fault</p> |
| Devonian   |          |        |            |  |
| Siltur   |          |        |            |  |
| Ordovician   |          |        |            |  |



**Legend**

- |  |      |          |          |  |
|--|------|----------|----------|--|
| <table border="1"> <tr><td>Jura</td></tr> <tr><td>Devonian</td></tr> <tr><td>Cambrian</td></tr> </table> | Jura | Devonian | Cambrian | <p><b>Js:</b> Shemshak F: Thin bedded coaly shale and green, thin to bedded sandstone medium to thick bedded limestone</p> <p><b>Dj:</b> Jirud F: shale and red sandstone at the base, white quartzite at the top, fossiliferous limestone and black</p> <p><b>Ol:</b> Lashkarak and Ghelli F: Green sandstone, green shale, thin bedded limestone and volcanic rocks</p> <p><b>Cm:</b> Mila F: Darke grey dolomite, yellow shale and marl, grey limestone and shalr limestone</p> <p>—▲— Thrust fault</p> |
| Jura   |      |          |          |  |
| Devonian   |      |          |          |  |
| Cambrian   |      |          |          |  |

شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی مناطق مورد مطالعه، الف- نکارمن، ب- قلعه‌نوخرقان، ج- دهلا.



## – سازند آبستو

قدیمی‌ترین سازند رخنمون یافته در این مناطق، سازند آبستو می‌باشد که به‌صورت هم‌شیب در زیر سازند ابرسج قرار گرفته است. مرز زیرین این سازند به دلیل گسل خوردگی نامشخص و توسط رسوبات کواترنری پوشیده شده است. مرز بالایی آن با سازند ابرسج هم‌شیب می‌باشد.

لیتولوژی این سازند از پایین به بالا به شرح ذیل است (نصرتی، ۱۳۸۵ در سهامی، ۱۳۹۰):

۱- حدود ۲۳ متر ماسه‌سنگ کوارتزیتی درشت دانه و سفید رنگ 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 ریپل‌مارک در سطح

لایه‌بندی آن.

بر اساس حضور اکانتودیاکرودیوم<sup>۱</sup>، میکریستریدیدیم شینتوننس<sup>۲</sup>، ساهاریدیدادونی<sup>۳</sup>، اتاباسکالاپنیکا<sup>۴</sup> و

داکیتلوفوسااسکواما<sup>۵</sup> در سازند آبستو، سن اردوویسین پیشین برای آن پیشنهاد شده و این سازند را

معادل سازند لشکرک می‌دانند (قویدل سیوکی، ۲۰۰۹؛ قویدل سیوکی و حسین زاده مقدم، ۱۳۸۹).

قویدل سیوکی (۲۰۰۹) حضور آکریتارش، کیتینوزوا، اسکلوکودونت و باقیمانده‌های گراپتولیت را در

سازند آبستو، نشانگر نهشته شدن این سازند در یک محیط دریایی کم عمق می‌داند. آکریتارش‌های

1-Acanthodiacrodium

2- Michystridium Shinetonense

3-Saharidia Downiei

4-Athabascaella Penika

5-Dactylofusa Squama

سازند آبستو کاملاً شبیه اجتماعات آکریتارشی است که تاکنون از افق‌های رسوبی همزمان در زاگرس، ایران مرکزی و سایر نقاط البرز و نیز کشورهای الجزایر، لیبی، عربستان سعودی، مراکش، تونس و انگلیس گزارش شده‌اند و معرف ارتباط قطعی ناحیه مورد مطالعه با ابرقاره‌ی گندوانا در زمان اردوویسین است (قویدل‌سیوکی و حسین‌زاده مقدم، ۱۳۸۹). اما لاسمی (۱۳۷۹)، نهشته‌های اردوویسین را از نوع توربیدایتی و متعلق به محیط عمیق دریایی می‌داند.

### - سازند ابرسج

این سازند، نخستین بار در نقشه ۰۰۰۰ ۲۵: ۱ گرگان توسط شهرابی و همکاران (۱۳۶۹) معرفی گردیده است. این واحد سنگی در شمال روستای نکارمن و ابرسج و شرق ارتفاعات سیاه مرزکوه رخنمون دارد. در البرز شرقی در مرز زیرین آن، سازند آبستو (مجموعه‌ای از دولومیت، آهک و شیل) به سن اردوویسین زیرین به صورت هم‌شیب قرار دارد، اما در منطقه نکارمن به دلیل عملکرد گسل ابر و گسلیده بودن یال جنوبی تاقدیس نکارمن، در قسمت زیرین سازند ابرسج نهشته‌های مربوط به دونین (سازند پادها) قرار گرفته است (شکل ۲-۳-الف). همچنین در منطقه قلعه‌نوخرقان به دلیل گسلش و پوشیده شدن توسط رسوبات کواترنری مرز زیرین آن نامشخص است. مرز فوقانی سازند ابرسج به صورت پیوسته و هم‌شیب توسط سنگ‌های آتشفشانی سیلورین (سازند سلطان میدان) پوشیده شده است (شکل ۲-۳-ب).



شکل ۲-۳-الف- نمایشی از قرار گرفتن سازند پادها زیر سازند ابرسج در اثر چین‌خوردگی، شمال نکارمن. ب- تصویری از توالی چینه‌شناسی سازند ابرسج، بازالت‌های سلطان میدان، و سازندهای پادها و خوش‌بیلاق (شمال نکارمن، دید به سوی شمال).

طبق مطالعات و اندازه‌گیری‌های صحرایی، این سازند در منطقه نکارمن حدود ۱۱۳۰ ضخامت متر دارد و لیتولوژی آن شامل ماسه‌سنگ، سیلتستون میکاسه و شیل‌های زیتونی و سبز تا خاکستری می‌باشد (شکل ۲-۴). ستون‌سنگی این سازند در 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.



شکل ۲-۴- تناوب شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند ابرسج، دره تنگه، شمال نکارمن (دید به سمت غرب).

برمبنای حضور اکریتارش، کیتینونوزوآ، اسکلوکودونت و کریپتواسپور فراوان سن سازند ابرسج به اردوویسین پسین (آشگیلین) نسبت داده شده و آن را معادل با سازند قلی در نظر می‌گیرند

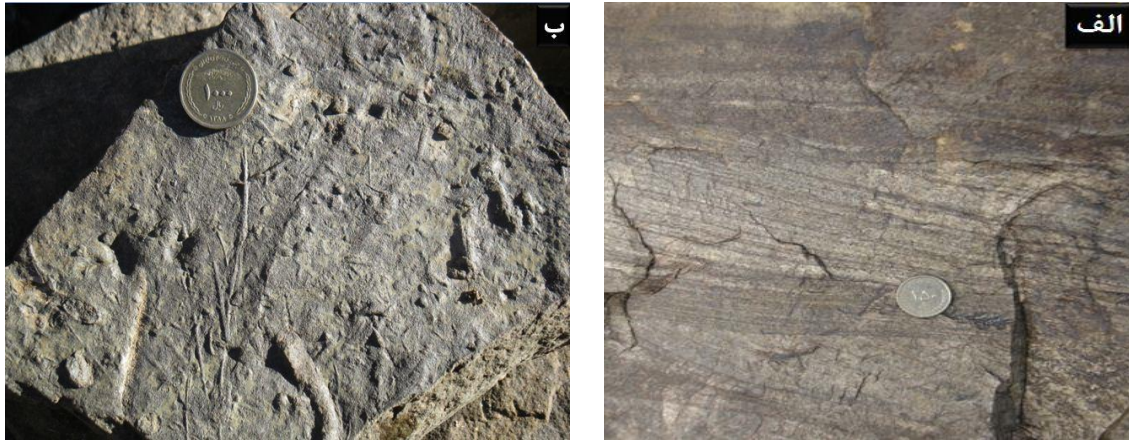
(قویدل‌سیوکی، ۲۰۰۹؛ قویدل سیوکی و حسین زاده مقدم، ۱۳۸۹). شباهت گسترده‌ی آکریتارش‌های سازند ابرسج با آکریتارش‌های لیبی، مراکش، الجزایر، عربستان سعودی، پرتقال، انگلستان، ایالات متحده و کانادا بیانگر طبیعت جهانی آکریتارش‌ها در اردوویسین پسین می‌باشد. همچنین، شباهت کیتینوزوآهای سازند ابرسج با کیتینوزوآهای گندوانای شمالی نشان می‌دهد که کوه‌های البرز در زمان اردوویسین پسین، قسمتی از شمال گندوانا بوده‌اند (قویدل سیوکی، ۲۰۰۹). مجموعه پالینومورف‌های جمع‌آوری شده از سازند ابرسج نشان دهنده‌ی نهشته شدن این سازند در محیط دریایی کم عمق می‌باشد (قویدل سیوکی، ۲۰۰۹)، اما توالی چینه‌شناسی و ساخت‌های رسوبی موجود در آن بیانگر محیط توریدایتی و دریایی عمیق است (لاسمی، ۱۳۷۹). در این سازند ساختمان‌های رسوبی زیر دیده می‌شود (موسوی و اشرفی، ۱۳۸۶):

الف) لامیناسیون: در بررسی سازند ابرسج این ساختمان به فراوانی به چشم می‌خورد. برخی از لامیناسیون‌ها حتی در حد میکروسکوپی هستند که طبق مشاهدات میکروسکوپی، کانی‌های ورقه‌ای میکایی عامل ایجاد آنهاست.

ب) ساختمان‌های درون‌لایه‌ای: این ساختمان‌ها شامل لامیناسیون مسطح، طبقات توده‌ای، دانه‌بندی تدریجی و چینه بندی مورب (شکل ۲-۵-الف) هستند.

ج) ساختمان‌های رسوبی سطح زیرین لایه: شامل فلوت مارک، تول (شکل ۲-۵-ب) می‌باشند.

د) ساختمان‌های تغییر شکل یافته.



شکل ۲-۵- انواع ساخت‌های رسوبی موجود در ماسه‌سنگ‌های سازند ابرسج،  
الف) لایه‌بندی مورب، ب) گروومارک.

بر خلاف نظر قویدل سیوکی (۲۰۰۹)، توالی چینه‌شناسی و شواهد صحرایی از قبیل ساختارهای رسوبی نشان می‌دهد که سازند ابرسج در یک محیط رسوبی توریدایتی عمیق پر انرژی و به صورت یک بادزن زیردریایی نهشته شده است (سهامی، ۱۳۹۰).

سنگ‌های بازیک موجود در سازند ابرسج که هدف اصلی این تحقیق می‌باشند را می‌توان به صورت گدازه، دایک و سیل درون این سازند در مناطق نکارمن و قلعه‌نوخرقان مشاهده کرد (شکل ۲-۶-الف-د). دایک‌ها و سیل‌های موجود در سازندهای ابرسج و قلی شباهت‌های فراوانی با بازالت‌های سلطان میدان واقع بر روی این سازندها دارند. به اعتقاد کاظمی و همکاران (۱۳۹۰)، این دایک‌ها و سیل‌ها، در حقیقت ماگمای منجمد شده در مجاری تغذیه کننده‌ی فوران عظیم بازالتی سیلورین منطقه می‌باشند.



شکل ۲-۶-الف) نمایی از حضور گدازه‌های بازالتی در سازند ابرسج در دره کلودر (شمال نکارمن)، ب) تصویری از یک دایک که سازند ابرسج را قطع کرده است، دره کلودر (شمال نکارمن)، ج) تصویری از یک دایک رخنمون یافته در سازند ابرسج، دره کلودر (شمال نکارمن)، د) نمایی از رخنمون یک دایک در سازند ابرسج، قلعه‌نوخرقان.

روانه‌های بازالتی موجود در سازند ابرسج، ریزدانه و دارای ساخت بادامکی بوده، حفرات آنها توسط کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت، کلسیت و کوارتز پر شده‌اند (شکل ۲-۷-الف). حضور این حفرات در روانه‌های بازالتی نشانه سطح فوقانی آنهاست که در اثر برداشته شدن فشار، گازها از گدازه فوران یافته خارج شده‌اند. وجود قطعات رسوبی (ماسه‌سنگ‌ها و سیلتستون‌های مربوط به سازند ابرسج) به صورت آنکلاو در این بازالت‌ها حاکی از فوران انفجاری ماگما می‌باشد (شکل ۲-۷-ب). در شکاف‌های موجود در این سنگ‌ها کانی اپیدوت به صورت رگه‌ای مشاهده می‌شود که در اثر دگرسانی گرمابی ایجاد شده است. (شکل ۲-۷-ج).



شکل ۲-۷-الف) حفرات پر شده با کلسیت و کلریت در سنگ‌های بازالتی در دره کلودر (شمال نکارمن)، ب) آنکلاوهای رسوبی (ماسه‌سنگ‌ها و سیلتستون‌های سازند ابرسج) در سنگ‌های بازالتی در دره کلودر (شمال نکارمن)، ج) کانی‌زایی اپیدوت به صورت رگه‌ای در سنگ‌های بازالتی در دره کلودر (شمال نکارمن).

درزه‌ها و شکستگی‌های کم و بیش منظم، خردشدگی، شکستگی صدفی و ساخت‌های حفره‌ای پر شده با کانی‌های ثانویه در بازالت‌های منطقه می‌تواند بیانگر فوران ماگما در محیط آبی باشد (شکل ۲-۸-

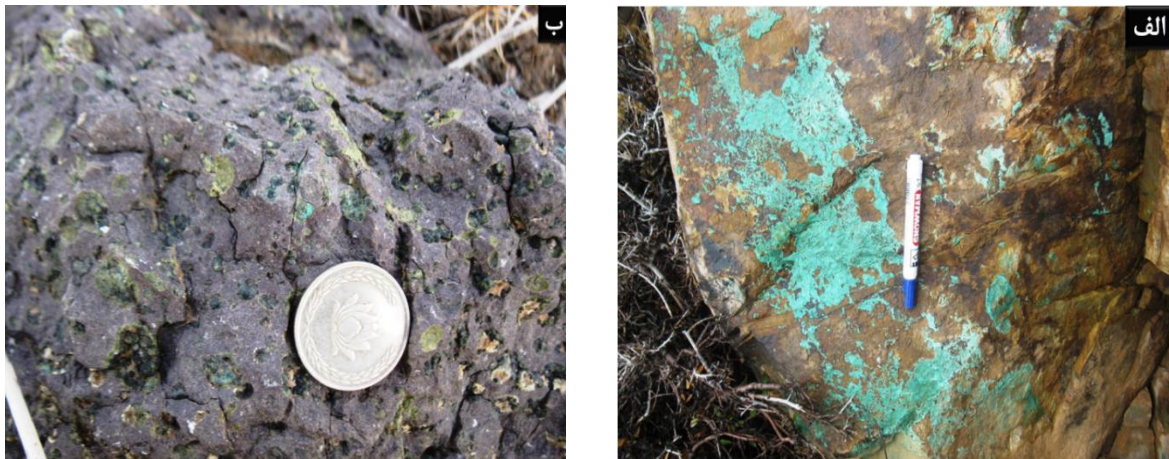
الف-ج).



شکل ۲-۸-الف-ج) درزه‌ها، خرد شدگی و شکستگی‌های صدفی در سنگ‌های بازالتی موجود در سازند ابرسج، دره کلودر (شمال نکارمن).

از دیگر موارد قابل مشاهده در سازند ابرسج، وجود کانه‌زایی ثانویه مس به صورت مالاکیت و آزوریت (کربنات‌های مس‌دار) در سطح ماسه‌سنگ‌ها و درز و شکاف‌های آنها و همچنین در حفرات سنگ‌های بازالتی این سازند می‌باشد (شکل ۲-۹-الف و ب). مالاکیت نسبت به آزوریت از فراوانی بیشتری برخوردار است.





شکل ۹-۲-الف- کانه‌زایی ثانویه مس در سطح ماسه‌سنگ‌ها و ب- حفرات سنگ‌های بازالتی سازند ابرسج، دره کلودر (شمال نکارمن).

### ب- نهشته‌های سیلورین

به جز ناحیه‌ی تالش، گسترش سنگ‌های سیلورین در البرز منحصر به بخش شرقی این کوه‌ها می‌باشد. نواحی جاجرم، کوه کورخورد، رباط‌قره‌بیل، بجنورد و شمال شاهرود، بخش‌هایی از البرز شرقی هستند که سنگ‌های سیلورین در آنها رخنمون یافته‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳). در البرز شرقی سنگ‌های متعلق به دوره سیلورین فقط شامل سنگ‌های بازالتی سازند سلطان میدان است.

### - سازند سلطان میدان

تعیین سن سنگ‌های آتشفشانی سازند سلطان میدان به روش  $K - Ar$  توسط ژنی<sup>۱</sup> (۱۹۷۷) به دلیل دگرسانی هیدروترمال یا متامورفیسم مورد تأیید نمی‌باشد. قویدل‌سیوکی و همکاران (۲۰۱۱)، سن مجموعه بازالتی سلطان میدان را با توجه به قرار گرفتن این مجموعه بین سازندهای ابرسج (اردوویسین پسین) و پادها (آغاز دونین پسین)، سیلورین در نظر گرفته‌اند. بازالت‌های سلطان میدان در شمال شاهرود بیش از ۷۰۰ متر ضخامت داشته و علی‌رغم گزارش‌های قبلی مبنی بر فرسوده و هوازده بودن، دارای رخنمون‌های بسیار سالم و تازه‌ای از حدود ۵۰ روانه‌ی بازالتی می‌باشد که برخی

1- Jenny

از آنها دارای ساخت منشوری هستند. این بازالت‌ها با مرز کاملاً واضح بر روی شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند ابرسج به سن اردوویسین پایانی فوران کرده‌اند و در مرز فوقانی خود با کنگلومرای ضخیم چندزادی سازند پادها به سن دونین زیرین - میانی متشکل از قطعات سازند ابرسج و بازالت‌های مزبور پوشیده می‌شوند (سهامی و همکاران، ۱۳۹۰) (شکل ۲-۱۰).



شکل ۲-۱۰- نمایش از مرز ناپیوستگی فرسایشی مجموعه بازالتی سلطان میدان با سازند پادها در شمال غرب میغان (دید به سمت شمال).

بازالت‌های سلطان میدان حاصل جریان‌های متعدد گدازه هستند که در طول دوره‌ی تداوم فعالیت ماگمایی بر روی هم انباشته شده‌اند. 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. 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 سلطان‌میدان در یک محیط کافتی درون قاره‌ای می‌باشد. سنگ‌های بازالتی سلطان‌میدان شامل بازالت، تراکی بازالت، آندزیت بازالتی و تراکی آندزیت بازالتی می‌باشند. این بازالت‌ها در نمودارهای تعیین سری ماگمایی در محدوده سری آلکالن سدیک قرار دارند. الگوی نمونه‌ها در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه، طبیعت آلکالن ماگمای بازالتی گوشته‌ای، منشأ واحد و تحول ماگما از طریق تبلور تفریقی را تأیید می‌کند. فقدان آنومالی منفی و بخصوص نابهنجاری مثبت Nb، نشان‌دهنده ترکیبات مشتق شده از گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای می‌باشد. مجموعه شواهد و روابط صحرائی و ژئوشیمیایی حاکی از آن هستند که ماگمای سازنده این بازالت‌ها از نوع آلکالن درون ورقه‌ی قاره‌ای بوده و از ذوب بخشی درجه پایین یک ستون گوشته‌ای برآمده در محیط کافتی سیلورین تشکیل و در یک محیط قاره‌ای - دریایی بسیار کم‌عمق فوران کرده است (سهامی، ۱۳۹۰).

### ج- نهشته‌های دونین

نهشته‌های دونین در محل‌های محدودی در ایران رخنمون دارند که بیشتر در البرز شرقی، مرکزی و ایران مرکزی به‌صورت کامل و گسترده برونزد دارند (ونت و همکاران، ۲۰۰۵). بطور کلی نهشته‌های دونین زیرین در شرق ایران یافت شده‌اند و در نواحی شمالی و غربی گسترش چندانی ندارند (علوی‌نائینی، ۱۳۷۲). سنگ‌های دونین در البرز شرقی شامل سازنده‌های پادها و خوش‌ییلاق می‌باشند. اما در البرز مرکزی، نهشته‌های دونین زیرین دیده نمی‌شود و فقط سنگ‌های دونین فوقانی به نام سازند جیرود، معادل بخش فوقانی سازند خوش‌ییلاق دیده می‌شوند (اهری‌پور، ۱۳۸۹). در مناطق مورد مطالعه سازنده‌های پادها و خوش‌ییلاق، بخش زیرین تا بالایی نهشته‌های دونین را در بر می‌گیرند.

## سازند پادها -

مقطع تیپ سازند پادها در ناحیه‌ی ازبک کوه طبس به وسیله‌ی روتنر و همکاران (۱۹۶۸) انتخاب و تعیین شد. این سازند در مقطع تیپ در ازبک‌کوه ۴۹۲ متر ضخامت دارد و بر اساس معیارهای سنگ‌شناسی در مقطع تیپ سازند پادها را به ۴ بخش تقسیم کرده‌اند (قویدل‌سیوکی و همکاران، ۲۰۰۷):

۱- شیل‌های ارغوانی و سیلتستون‌های ماسه‌ای

۲- ژئپس دگرسان شده، دولومیت و شیل‌های سبز - خاکستری

۳- سنگ‌آهک‌های فسیل‌دار با مرجان و براکیوپود

۴- ژئپس و شیل‌های خاکستری نازک لایه.

در مناطق مورد مطالعه، سازند پادها با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند سلطان میدان قرار گرفته و خود توسط سازند خوش‌بیلاق پوشیده می‌شود. سنگ‌های بازیک در این سازند به صورت روانه‌های متعدد بازالتی و دایک مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۱۱).



شکل ۲-۱۱- نمایی از روابط چینه‌شناسی سازندهای سلطان میدان، پادها و خوش‌بیلاق، دره تنگه (شمال نکارمن، دید به سوی شمال غرب).

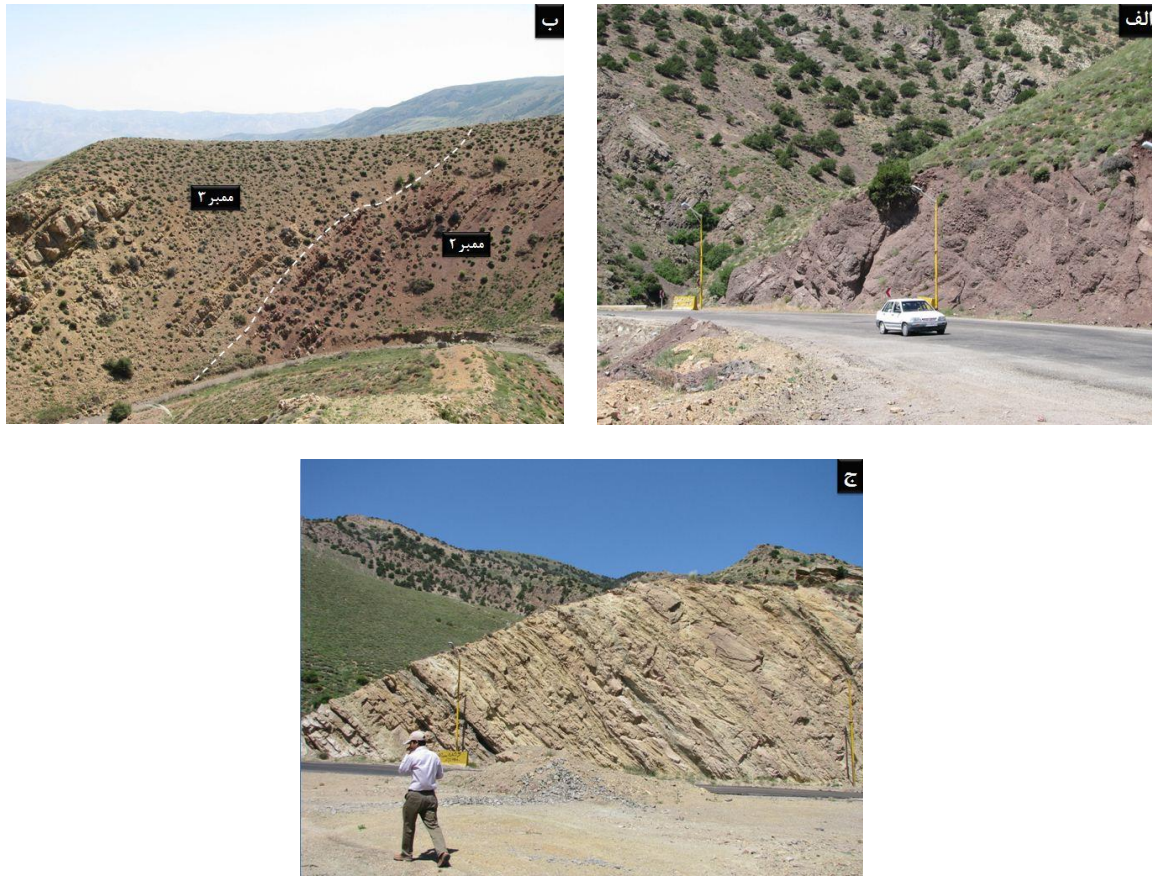
به علت رخساره قاره‌ای غالب و عدم حضور فسیل شاخص در سازند پادها، نظریات متفاوتی در مورد سن آن وجود دارد. لذا بیشتر کوشش‌های انجام گرفته برای تعیین سن این سازند بر مبنای فسیل‌های موجود در سازند خوش‌ییلاق می‌باشد که سازند پادها را پوشانده است. بر این اساس و با توجه به حضور فسیل‌هایی از قبیل براکیوپودها، کنودونت‌ها و بقایای ماهی‌ها، سن دونین میانی - فوقانی را به سازند خوش‌ییلاق نسبت داده‌اند. بنابراین، می‌توان سن دونین زیرین - میانی را برای سازند پادها در نظر گرفت (بزرگ‌نیا، ۱۹۷۳؛ احمدزاده هروی، ۱۹۷۵؛ ژنی، ۱۹۷۷؛ حمدی و ژان‌ویر<sup>۱</sup>، ۱۹۸۱؛ ونت و همکاران، ۲۰۰۵)، اما مطالعات پالینولوژی نشانگر سن دونین فوقانی برای هر دو سازند پادها و خوش‌ییلاق است (قویدل‌سیوکی، ۱۹۹۴).

مطالعات سنگ‌شناسی، ساخت‌های رسوبی، بافت‌ها و محتوای فسیلی منجر به شناسایی سه توالی رخساره‌ای در سازند پادها شده است (اهری‌پور، ۱۳۸۹):

۱- توالی رخساره‌ای بادبزنی‌های آبرفتی همراه با آذرآواری‌ها: این توالی در بخش تحتانی سازند پادها مشاهده می‌شود. سه رخساره سنگی کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلتستون همراه با سنگ‌های آتشفشانی در این محیط تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۱۲-الف).

۲- توالی رخساره‌ای دور از بادبزنی‌های آبرفتی (کانال‌های آبرفتی و دشت‌های سیلابی): این توالی رخساره‌ای در بخش میانی سازند پادها دیده می‌شود. سه رخساره در این محیط تشکیل شده است که بطور عمده عبارتند از: رخساره ماسه‌سنگ (کوارتزآرنایت، آرکوز و گری‌وک)، رخساره شیل قرمز و رخساره خاک قدیمی (کالکریت قرمز). رخساره اولی در کانال‌های آبرفتی و دو رخساره بعدی در دشت‌های سیلابی تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۱۲-ب).

۳- توالی‌های رخساره‌ای دریاچه‌ای و حاشیه دریاچه‌ای: این توالی‌ها در بخش بالایی سازند پادها مشاهده می‌شوند و به سه گروه رخساره‌ای سنگ‌های آذرآواری، تخریبی و کربنات‌ها تقسیم می‌شوند (شکل ۲-۱۲-ج).



شکل ۲-۱۲-الف- نمایی از کنگلومرای پلی‌ژنتیک ممبر ۱، ب- شیل و ماسه‌سنگ‌های ممبر ۲، ج- آهک و دولومیت ممبر ۳ سازند پادها در گردنه‌ی خوش‌بیلاق.

مطالعات نشان می‌دهند که سازند پادها در یک محیط خشکی قاره‌ای نهشته شده است و سه بخش آن به ترتیب در محیط‌های بادبزنی آبرفتی، ناحیه دور از بادبزنی آبرفتی و دریاچه تا حاشیه دریاچه تشکیل شده‌اند. بخش یک سازند پادها توسط جریان‌های واریزه‌ای یا رودخانه‌های بریده بریده در بخش فوقانی (نزدیک به منشأ) تا میانی بادبزنی آبرفتی تشکیل شده است و این فرایندها با فعالیت ولکانیکی ارتفاعات آتشفشانی مجاور همراه بوده است (شکل ۲-۱۳). این نتیجه‌گیری توسط شواهد زیر

مورد تأیید قرار می‌گیرد (اهری پور، ۱۳۸۹؛ اهری پور و همکاران، ۲۰۱۰):

- وجود کنگلومرای قرمز رنگ، ماسه‌سنگ‌های ولکانیک - آرنایت با ترکیب نابالغ و دانه‌های زاویه‌دار تا نیمه گردشده.

- دانه‌بندی تدریجی معکوس تا نرمال.

بخش دو سازند پادها توسط کانال‌ها و دشت‌های سیلابی رودخانه‌ها در محیط دور از بادبزنی آبرفتی تشکیل شده است. دلایل این نتیجه‌گیری به شرح زیر می‌باشد:

- تناوب ماسه‌سنگ‌ها (بخصوص آركوز) با شیل‌های قرمز

- ساختارهای رسوبی مانند لایه‌بندی مورب، ریپل‌مارک و کانال‌ها

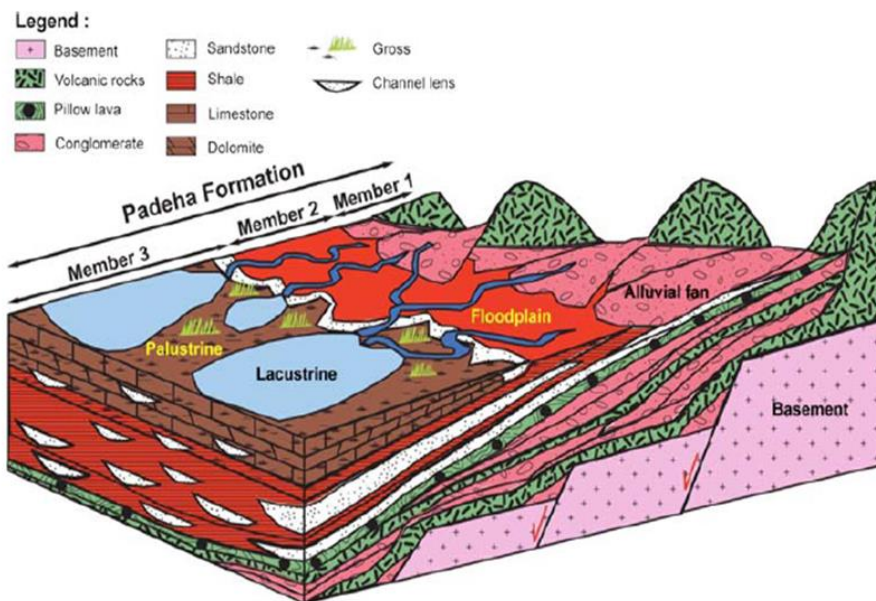
- کالکریت‌های قرمز.

بخش سه این سازند در محیط دریاچه تا حاشیه دریاچه تشکیل شده است. دلایل این نتیجه‌گیری به صورت زیر می‌باشد:

- وجود مادستون با لامیناسیون ریتمی و فصلی

- حضور فسیل‌های دریاچه‌ای مانند دوکفه‌ای‌ها و استراکودها و نبود فسیل‌های شاخص دریایی

- تشکیل خاک‌های قدیمی به صورت کالکریت و دولوکریت در محیط حاشیه دریاچه.



شکل ۲-۱۳- بازسازی محیط دیرینه‌ی تشکیل سازند پادها و محیط‌های نهشته شدن سه عضو این سازند، (اهری پور و همکاران، ۱۳۸۹).

ماگماتیسم اردوویسین میانی - دونین بعنوان یک رخداد مرتبط با کافت تفسیر شده و تکامل این کافت منجر به تشکیل اقیانوس پالئوتتیس در جایگاه کنونی رشته کوه‌های البرز شده است (اشتامفلی، ۱۹۷۸؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ باقری و اشتامفلی، ۲۰۰۸ در اهری پور و همکاران، ۲۰۱۰؛ سهامی و همکاران، ۱۳۹۰؛ سهامی، ۱۳۹۰). نهشته‌های رسوبی - آتشفشانی پالئوزوئیک فوقانی (دونین - پرمین) در این حوضه تشکیل شده‌اند. به دنبال شدت فعالیت آتشفشانی مرتبط با کافت در سیلورین، کافت‌زایی پالئوتتیس به سمت جنوب گسترش یافته و باعث فرونشینی این نواحی در امتداد گسل‌های جوان تازه شکل گرفته و تشکیل یک توالی همزمان با کافت (سازند پادها) شده است. در این مرحله، سیستم بادبزنی‌های آبرفتی باعث فرسایش ارتفاعات آتشفشانی شده و منجر به نهشته شدن کنگلومرای اپی‌کلاستیک، ماسه‌سنگ و سیلتستون گردیده است. نهشته‌های آبرفتی توسط سری‌های دور از بادبزنی‌های آبرفتی و دریاچه‌ای تا حاشیه دریاچه‌ای پوشیده شده‌اند و بیانگر یک الگوی پرشدگی در حوضه‌ی کافتی در حال فرونشست می‌باشد.



بر اساس رده‌بندی زمین‌ساخت ورقه‌ای حوزه‌های رسوبی و انواع سنگ‌های تیپیک آنها به روش یرینو و مینارد<sup>۱</sup> (۱۹۸۵) در تاکر<sup>۲</sup> (۲۰۰۱)، کافت‌های درون قاره‌ای (مانند کافت شرق آفریقا) عمدتاً با رخساره‌های بادبزنی آبرفتی، رودخانه‌ای و دریاچه‌ای پر شده‌اند. بنابراین الگوی پرشدگی رسوبی سازند پادها مانند حوزه کافت درون قاره‌ای است (اهری‌پور و همکاران، ۲۰۱۰). البته در اکثر حوزه‌های کافتی ایده‌آل، در مرحله همزمان با کافت، رسوبات تبخیری نیز تشکیل می‌شوند که در سازند پادها این رسوبات (تبخیری) با ضخامت نسبتاً خوب در نواحی مثل کوه ازوم یا رباط‌قره‌بیل و نیز مقطع تیپ (ازبک کوه) تحت آب و هوای گرم و خشک‌تر تشکیل شده‌اند (اهری‌پور، ۱۳۸۹).

### - سازند خوش‌بیلاق

سازند خوش‌بیلاق در مقطع تیپ (گردنه خوش‌بیلاق) ۱۳۵۰ متر ضخامت دارد، اما ضخامت این سازند از جایی به جای دیگر تغییر می‌کند. حد پایینی و بالایی سازند خوش‌بیلاق با سازند پادها در پایین و سازند مبارک در بالا تدریجی است. مطالعات پالینولوژی قبلی انجام گرفته روی این سازند توسط کوگل<sup>۳</sup> و همکاران (۱۹۷۷) و قویدل‌سیوکی (۱۹۹۴) سن دونین فوقانی را برای این سازند پیشنهاد می‌کنند (قویدل‌سیوکی و همکاران، ۲۰۰۷). در منطقه نکارمن، سنگ‌های آذرین به‌صورت دایک و گدازه در بخش‌هایی از سازند خوش‌بیلاق رخنمون دارند (شکل ۲- ۱۴).

---

1- Yerino & Maynard

2-Tucker

3- Coquel



شکل ۲-۱۴- نمایشی از گذرگاه‌های بازالتی در سازند خوش بیلاق در دره تنگه، نکارمن (دید به سمت شمال غرب).

سازند خوش بیلاق یک توالی ضخیم به سن دونین میانی - فوقانی است که عمدتاً از کربنات‌ها، سیلیکات‌های آواری و مقادیر قابل توجهی از مخلوط رسوبات سیلیکاته آواری - کربنات تشکیل شده است. سازند خوش بیلاق، سازند پادها را می‌پوشاند و مرز این دو سازند توسط کنگلومرای قرمز قاعده‌ای مشخص است (بزرگ‌نیا، ۱۹۷۳؛ اهری‌پور و همکاران، ۲۰۱۰). بر اساس حضور برخی فسیل‌ها (براکیوپود، کنودونت‌ها و بقایای ماهی‌ها) در سازند خوش بیلاق، سن دونین میانی - فوقانی را به این سازند نسبت داده‌اند (بزرگ‌نیا، ۱۹۷۳؛ احمدزاده هروی، ۱۹۷۵؛ ژنی، ۱۹۷۷؛ برابیس<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۷۸؛ حمدی و خاویز، ۱۹۸۱؛ ونت و همکاران، ۲۰۰۵). سازند خوش بیلاق در مقطع تیپ توسط بزرگ‌نیا (۱۹۷۳) به ۱۷ واحد و توسط ونت و همکاران (۲۰۰۵) به ۲۹ واحد تقسیم شده است، اما اهری‌پور و همکاران (۲۰۱۰) این سازند را با اندکی تفاوت نسبت به تقسیم‌بندی بزرگ‌نیا، به ۱۷ واحد تقسیم کرده‌اند. تحلیل‌های تفصیلی سازند خوش بیلاق بر اساس لیتولوژی، مشخصه‌های رسوبی، بافت و محتوای فسیلی منجر به شناسایی ۵ توالی رخساره‌ای عمده در این سازند شده است (اهری‌پور و همکاران، ۲۰۱۰). این توالی‌های رخساره‌ای عبارتند از:

1- Brice

۱- رسوبات و توالی رخساره‌های رودخانه‌ای (کانال‌ها و دشت‌های سیلابی)

۲- رسوبات و توالی رخساره‌های رمپ داخلی: این توالی رخساره‌ای به گروه‌های رخساره‌ای متفاوتی تقسیم می‌شود که عبارتند از:

- رسوبات ساحلی (رخساره‌های کنگلومرای سبز، ماسه‌سنگ، شیل)
- رسوبات جزر و مدی (رخساره‌های دولومیت برشی، استروماتولیت باندستون، شیل زرد، گریوک و شیل سبز)
- رسوبات لاگون (رخساره‌های گل‌سنگ، وکستون، پکستون، گرینستون و ماسه‌سنگ هیبرید)
- رسوبات ریف کومه‌ای (رخساره‌های دولومیت و وکستون دولومیتی شده)
- رسوبات سد (رخساره‌های گرینستون بیوکلاستی و الیتی)

۳- رسوبات و توالی رخساره‌های رمپ میانی: این توالی شامل دو رخساره می‌باشد:

- فاز اصلی طوفان و فروکش آن در دریای کم عمق آزاد (که شامل رخساره‌های گرینستون، وکستون پکستون است)

- فاز بعد از طوفان و آرامش دریا (دارای رخساره‌های شیل سبز تیره و گل‌سنگ) می‌باشد.

۴- رسوبات و توالی رخساره‌های رمپ بیرونی: این توالی رخساره‌ای از گروه‌های رخساره‌ای زیر تشکیل شده است:

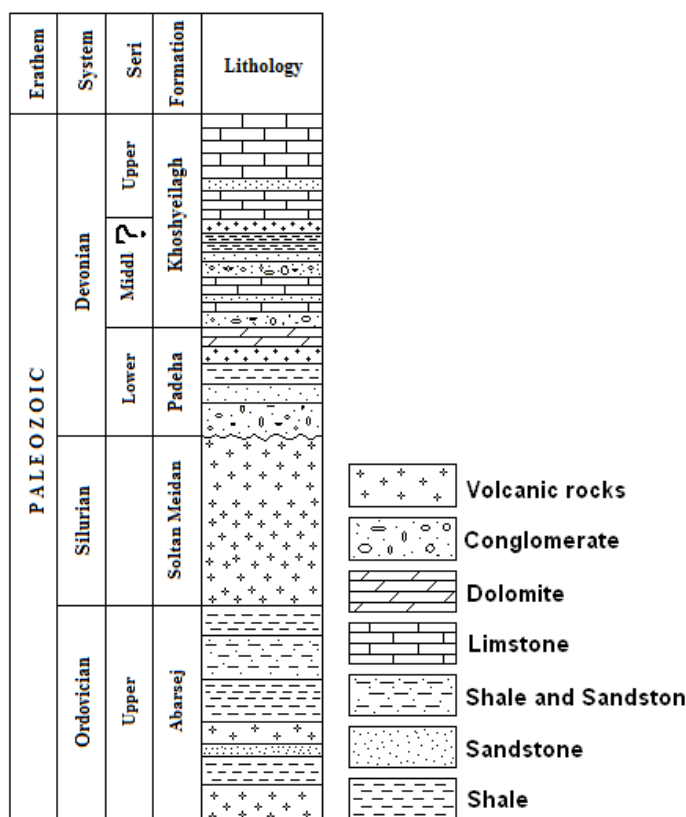
- گروه رخساره‌ای دریای باز عمیق

- گروه رخساره‌ای شکستگی سرایشب قاره‌ای

۵- رسوبات و توالی رخساره‌ای کف حوزه‌ای: این توالی رخساره‌ای آخرین واحد سازند خوش‌بیلاق را در بر می‌گیرد و به‌صورت تدریجی تا سازند مبارک (کربونیفر) ادامه می‌یابد.

مطالعات اهری‌پور و همکاران (۲۰۱۰) نشان می‌دهد که بیشتر سنگ‌های رسوبی سازند خوش‌ییلاق در پلاتفرم کربناتی رمپ همانند مدل پیشنهاد شده توسط بورچت و رایت<sup>۱</sup> (۱۹۹۲) رسوبگذاری کرده‌اند، در حالیکه سنگ‌های سیلیسی تخریبی قرمز رنگ این سازند در محیط رودخانه‌ای قاره‌ای به‌صورت کانال‌ها و دشت‌های سیلابی تشکیل شده‌اند.

در خصوص سازند پادها اشاره شد که این سازند در مرحله همزمان با تشکیل کافت در حوزه پالئوتتیس تشکیل شده است. بعد از تشکیل کافت، یک حاشیه تکتونیکی غیر فعال در حوزه پالئوتتیس تشکیل شد. توالی حاشیه غیر فعال (یا فاز بعد از تشکیل کافت)، پلاتفرم کربناتی پیوسته‌ای را از دونین میانی تا تریاس میانی تشکیل داد. این پلاتفرم کربناتی در زمان دونین میانی با سازند خوش‌ییلاق شروع می‌شود. در شکل (۲-۱۵) توالی چینه‌شناسی موجود در مناطق مورد مطالعه نمایش داده شده است.

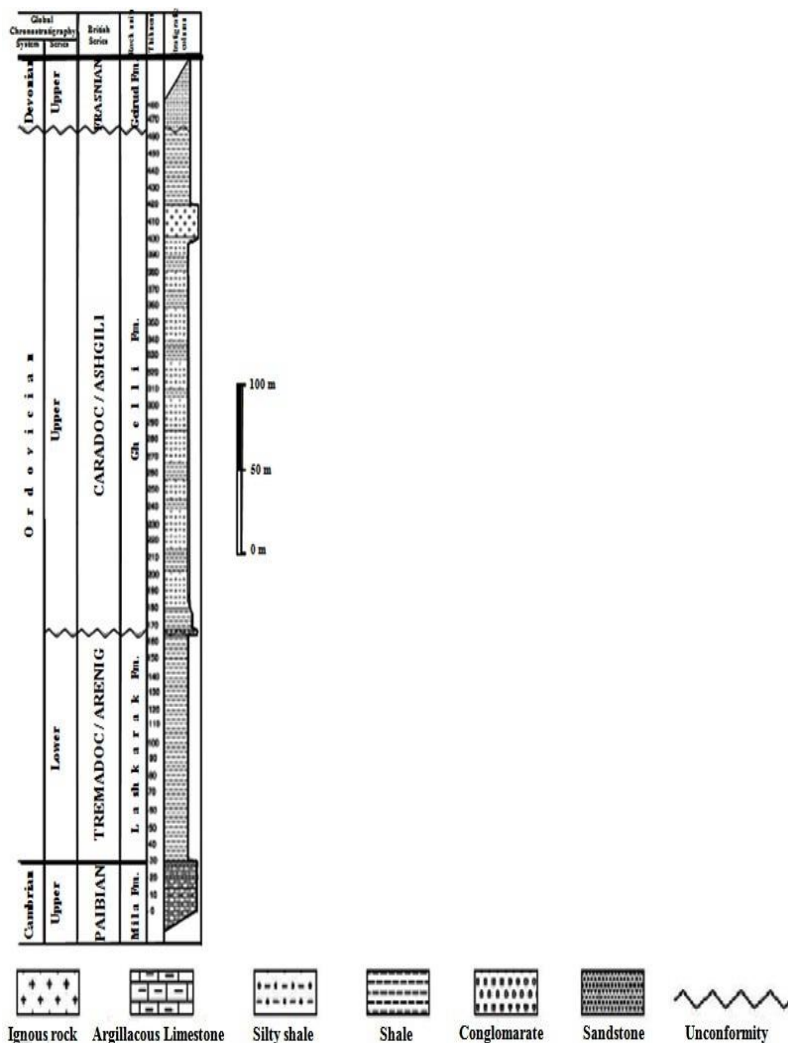


شکل ۲-۱۵- ستون چینه‌شناسی اردوویسین بالایی تا دونین فوقانی منطقه‌ی نکارمن (بدون مقیاس).

1- Burchette & Wright

## ۲-۲-۲- منطقه دهملا

پیکره‌های سنگی رخنمون یافته کامبرین میانی - دونین در منطقه دهملا شامل سازندهای میلا، لشکرک، قلی و جیروود می‌باشند. بر اساس داده‌های پالئوتولوژی، دو وقفه رسوبی در ستون چین‌شناسی منطقه دهملا مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۶). اولین وقفه رسوبی بین سازندهای لشکرک و قلی (در چین‌های اردوویسین میانی) رخ داده است. دومین وقفه رسوبی بین سازندهای قلی و جیروود رخ داده است که کل نهشته‌های سیلورین و دونین زیرین - میانی را در بر می‌گیرد. این نبود رسوبی به سمت رشته کوه‌های البرز مرکزی و غربی گسترش دارد، در حالی که نهشته‌های سیلورین به خوبی در البرز شرقی گسترش یافته‌اند (قویدل سیوکی، ۲۰۰۶). به طور کلی، در پهنه‌ی البرز وجود نبوده‌های مهم چین‌شناسی مربوط به قبل از دونین و پرمین به حرکات کوهزایی و یا بالا آمدگی‌های خشکی‌زایی به سن کالدونین یا هرسی‌نین نسبت داده می‌شود و همچنین هیچ‌گونه ناپیوستگی زاویه‌دار که مؤید حرکات کوهزایی و چین‌خوردگی طبقات باشد در پالئوزوئیک مشاهده نشده است (اشتوکلین، ۱۹۷۴).



شکل-۲-۱۶- ستون چینه‌شناسی رسوبات کامبرین بالایی - اردوویسین ناحیه دهملا، جنوب غرب شاهرود (برگرفته از قویدل سیوکی، ۲۰۰۶).

### الف - نهشته‌های کامبرین میانی - فوقانی

در آغاز کامبرین میانی، بالا آمدن جهانی سطح دریاها منجر به گسترش دریای کم ژرفا و پویای شدن دوباره پلاتفرم‌های کربناته نوع رمپ انجامیده و در نتیجه رخساره‌های کربناته سازند میلا، در شمال حاشیه واگرایی ابر قاره گندوانا، پدید آمده‌اند (لاسمی، ۱۳۷۸ و ۱۳۷۹).

## - سازند میلا

سازند میلا به طور وسیعی در کوه‌های البرز برونزد دارد. این واژه سنگ‌چینه‌ای برای نهشته‌های کامبرین میانی تا بالایی کوه‌های سلطانیه و فراتر از آن در غرب آذربایجان و کردستان استفاده می‌شود. این سازند همچنین برای رسوبات کامبرین در کوه‌های جنوبی‌تر همچون کبوترآهنگ و زاگرس و حتی در ایران مرکزی در نواحی گلپایگان و کاشان نیز استفاده شده است (حمدی، ۱۹۹۵). برش الگوی سازند میلا توسط روتنر و همکاران (۱۹۶۳)، در میلا کوه دامغان، به ضخامت ۵۸۵ متر اندازه‌گیری و معرفی شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). بررسی تریلوبیت‌های سازند میلا توسط کوشان (۱۹۷۸) منجر به شناسایی ۷ زون زیستی جداگانه شد که بیانگر سن کامبرین میانی - فوقانی برای این سازند است. حد زیرین سازند میلا به دلیل وجود گسل نامشخص می‌باشد، در حالیکه حد فوقانی آن با سازند لشکرک هم‌شیب است (قویدل‌سیوکی، ۲۰۰۶). سازند میلا در ناحیه ده‌ملا همانند مقطع تیپ خود، از نظر سنگ‌شناسی متنوع بوده و قابل تقسیم به بخش‌های زیر است (طاهری و همکاران، ۱۳۸۳):

بخش ۱: دولومیت‌های استروماتولیتی قهوه‌ای رنگ

بخش ۲: تناوب آهک و شیل نازک لایه با قالب‌های دروغین نمک. از مشخصات این بخش فراوانی سیکل‌های پری‌تایدال است

بخش ۳: آهک اسپارایتی توده‌ای

بخش ۴: شیل سبز، آهک نازک لایه و شیل با بین لایه‌های ضخیمی از آهک اینتراکلاستی، در انتها متشکل از ماسه‌سنگ ضخیم لایه و شیل سبز است

بخش ۵: شیل و ماسه‌سنگ.

اشتوکلین و همکاران (۱۹۶۴)، سازند میلا را به ۵ بخش رسمی تقسیم کردند. بخش اول به طور پیوسته بر روی سازند لالون به سن کامبرین زیرین قرار دارد. بخش‌های ۱ تا ۴ شامل دولومیت و آهک‌های فسیل دار به کامبرین میانی و بالایی و بخش ۵ (اغلب شیل و سیلتستون با یک لایه کوارتزیته) به اردوویسین زیرین نسبت داده شد. بعداً سازند میلا در البرز شرقی توسط استیگر (۱۹۶۶)، آناخ (۱۹۶۶) و سیه‌بر (۱۹۷۰) مورد مطالعه مجدد قرار گرفت. در این خصوص آقناباتی (۱۳۸۳) معتقد است که به علت تشابه عضو ۵ میلا با ویژگی‌های سنگی و سنی سازند لشکرک، و از طرفی بر اساس نظر کمیته ملی چینه‌شناسی ایران بهتر است در ناحیه البرز به جای عضو ۵ سازند میلا از سازند لشکرک استفاده گردد (قبادی‌پور، ۱۳۸۹).

#### ب- نهشته‌های اردوویسین

حسینی (۱۳۷۶)، سنگ‌های اردوویسین ناحیه دهملا را تحت عنوان سازندهای لشکرک و قلی نامگذاری نموده و بر اساس مطالعات پالینواستراتیگرافی، سن سازند لشکرک را به اردوویسین زیرین و سن سازند قلی را به اردوویسین میانی و بالایی نسبت داده است. قویدل‌سیوکی (۲۰۰۶)، پیشنهاد نمود که نهشته‌های اردوویسین میانی و بالایی موجود در محدوده‌ی شاهرود (مناطق دهملا و خوش‌بیلاق) قابل مقایسه با سازند قلی می‌باشند. بعضی از محققین (اشتوکلین و ستوده‌نیا، ۱۹۹۱) بخشی از سازند لشکرک را معادل آخرین بخش سازند میلا در نظر گرفته‌اند (کوشان، ۱۹۷۸؛ پنگ<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۱). اما هنوز در مورد سن دقیق این واحدهای سنگ‌چینه‌ای تردیدهایی وجود دارد (قبادی‌پور، ۱۳۸۹).

---

1- Peng



## - سازند لشکرک

اولین واحد معرفی شده لیتواستراتیگرافی اردوویسین در رشته کوه‌های البرز سازند لشکرک است (گانسر و هوبر<sup>۱</sup>، ۱۹۶۲). امروزه سازند لشکرک برای محدوده‌ی وسیعی از رسوبات اردوویسین زیرین و میانی از علم کوه تا غرب بجنورد به کار می‌رود (قویدل سیوکی، ۲۰۰۶؛ قبادی‌پور، ۲۰۰۶؛ پوپوف<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۸). این سازند شامل سه بخش است که از پایین به بالا شامل:

۱- ۹۵ متر شیل و ماسه‌سنگ با یک افق ۶۰ متری از دولومیت زرد تا قرمز چرت دار فاقد فسیل در قاعده (گلاوس<sup>۳</sup>، ۱۹۶۵) که به نظر می‌رسد بخش دولومیت چرت دار در واقع بخشی از سنگ‌های کامبرین سازند میلا باشند. بنابراین، همان‌گونه که در توصیف اولیه این سازند توسط گانسر و هوبر (۱۹۶۲) نیز این افق جزء سازند لشکرک محسوب نشده است، بهتر است که از این سازند حذف شود (آقانباتی، ۱۳۸۳).

۲- ۲۵ متر، سنگ‌آهک بیوکلاستیک قرمز رنگ با تناوبی از مارن دارای تریلوبیت، سیستویید و براکیوپودا.

۳- ۵۵ متر، تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ بی فسیل (قبادی‌پور، ۱۳۸۹).

بر اساس مطالعات قویدل سیوکی (۲۰۰۶) در منطقه دهملا، سازند لشکرک ۱۳۵ متر ضخامت دارد و اساساً شامل شیل‌های متورق سبز زیتونی خاکستری می‌باشد. حد فوقانی این سازند با سازند قلی به صورت ناپیوسته می‌باشد. بر مبنای حضور مجموعه زون‌های آکریتارش موجود، سن اردوویسین پیشین (ترمادوسین - آرنیگین<sup>۴</sup>) را برای سازند لشکرک در نظر گرفته‌اند. گونه‌های آکریتارش این مجموعه سابقاً در چینه‌های اردوویسین پیشین انگلیس، ایرلند، فرانسه، لهستان، اسپانیا، ایتالیا، آلمان،

1- Gansser & Hubber

2 -Popov

3- Glaus

4-Tremadoc-Arenig

استرالیا، شمال آفریقا، جنوب غرب چین و آرژانتین ثبت شده‌اند. حضور آکریتارش‌های گندوانایی در سازند لشکرک نشان می‌دهد رشته کوه‌های البرز بخشی از قاره‌ی گندوانا بوده و در اردوویسین زیرین در طول ساحل جنوبی اقیانوس پالتوتیس قرار داشته‌اند. علاوه بر این، شباهت آکریتارش‌های اردوویسین زیرین سازند لشکرک با آکریتارش‌های هم‌سن در جنوب ایران نشان‌دهنده این است که در زمان اردوویسین، قسمت‌های شمال‌شرق و جنوب ایران بخشی از قاره گندوانا بوده و در طول ساحل جنوبی اقیانوس پالتوتیس قرار داشته است (قویدل سیوکی، ۲۰۰۶).

### - سازند قلی

مقطع تیپ این سازند در شمال روستای قلی، ۵۰ کیلومتری جنوب‌غرب بجنورد قرار دارد که توسط افشارحرب (۱۹۷۹) اندازه‌گیری و نام‌گذاری شده است. سازند قلی در منطقه مورد مطالعه ۲۹۹ متر ضخامت دارد و عمدتاً شامل شیل سیلتی سبز - خاکستری و شیل خاکستری تیره است (شکل ۲-۱۷-الف). حد زیرین و بالایی این سازند با سازندهای لشکرک در پایین و سازند جیروود در بالا به‌صورت ناپیوسته می‌باشد (قویدل سیوکی، ۲۰۰۶). سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در سازند قلی به‌صورت دایک‌های متعددی رخمون دارند (شکل ۲-۱۷-ب).



شکل ۲-۱۷-الف) تصویری از شیل سبز و خاکستری سازند قلی، منطقه دهملا، ب) نمایی از دایک رخمون یافته در سازند قلی، منطقه دهملا.

سازند قلی 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 متری از سازند قلی گسترش دارند و زمان زمین‌شناسی کارادویسن را نشان می‌دهند. بیوزون‌های III و IV بقیه ضخامت سازند را شامل شده و زمان زمین‌شناسی آشگیلین را پیشنهاد می‌کنند (قویدل سیوکی، ۱۳۷۹ در سهامی، ۱۳۹۰). مقایسه نمونه‌های آکریتارش رسوبات اردوویسن ناحیه مورد مطالعه با گونه‌های رسوبات اردوویسن سایر نقاط ایران (زاگرس، کپه داغ، البرز و ایران مرکزی) و کشورهای لیبی، الجزایر، مراکش، چین، فرانسه و شبه جزیره عربستان نشان می‌دهد که گونه‌های آکریتارش رسوبات اردوویسن جنوب غرب شاهرود مشابه همین گونه‌ها در سایر نواحی ایران (زاگرس، کپه داغ، البرز و ایران مرکزی) و نیز رسوبات اردوویسن سایر نقاط جهان می‌باشد. بدین لحاظ می‌توان پیشنهاد کرد که ناحیه مورد مطالعه با سایر نقاط ایران حاشیه جنوبی اقیانوس پالئوتتیس را تشکیل می‌داده است. از طرف دیگر نوع رسوبات و نیز وجود جنس‌های آکریتارش از قبیل: ولکانیسفارا<sup>۱</sup>، کوریفیدیوم<sup>۲</sup> و اکانتودیاکرودیوم بیانگر آب و هوای سرد طی دوره اردوویسن می‌باشد (حسینی و همکاران، ۲۰۰۴). حضور مجموعه‌های کریپتواسپور همراه با کیتینوزوآ، آکریتارش و اسکلودونت بیانگر یک محیط نهشته‌ای سکوی قاره‌ای، کم عمق دریایی برای رسوبات اردوویسن فوقانی سازند قلی است (قویدل سیوکی، ۲۰۰۶). اما بررسی‌های پتروگرافی و صحرایی سنگ‌های سازند قلی در ناحیه ده‌ملا توسط طاهری و همکاران (۱۳۸۳) حاکی از ته‌نشست آنها در یک محیط عمیق دریایی و توسط جریان‌های آشفته است. این سنگ‌ها دارای ساختمان‌های رسوبی فیزیکی اولیه از قبیل دانه‌بندی تدریجی، قالب‌های قاشقی شکل، قالب‌های وزنی و قالب‌های شیاری هستند. فعالیت‌های تکتونیکی به طور همزمان (فازهای کششی) در ته‌نشست رخساره‌های توربیدایتی نقش عمده‌ای داشته‌اند (طاهری و همکاران، ۱۳۸۳). بر اساس فسیل‌های شناخته شده، شیست‌های گرگان نیز سنی معادل با سن رسوبات سازند قلی دارند. رسوبات آتشفشانی

---

1- Vulcanisphaera  
2- Croyphidium

کم عمق دریایی همراه با بازالت‌های طغیانی در شیست‌های گرگان نشان دهنده‌ی حوادث آتشفشانی مرتبط با بازشدگی ریفت پالتوتتیس در اواخر اردوویسین می‌باشند (قویدل‌سیوکی، ۲۰۰۸). بنابراین به نظر می‌رسد که سنگ‌های بازالتی موجود در سازندهای ابرسج و قلی با سنگ‌های آذرین موجود در شیست‌های گرگان (صالحیان، ۱۳۹۰) همسان بوده و مربوط به رخداد ماگمایی (اواخر اردوویسین) باشند.

### ج- نهشته‌های دونین

رسوبات دونین بالایی، که در گستره وسیعی از ایران رخنمون دارند، از نظر سن نسبی، بیوفاسیس و ضخامت، تغییرات قابل ملاحظه‌ای نشان می‌دهند. معرفی سازندهای جیروود (آسرتو، ۱۹۶۳)، خوش‌بیلان (بزرگ‌نیا، ۱۹۷۳)، مولی و قسمت زیرین سازند ایلان قره (علوی و بلوچی، ۱۹۷۳)، شیشتو (روتتر و همکاران، ۱۹۶۸) و زاکین (قویدل‌سیوکی، ۱۳۷۷) در مناطق مختلف ایران مؤید این مطلب است. علیرغم گسترش جغرافیایی نسبتاً وسیع رسوبات دونین بالایی در بخش‌های مختلف ایران، درباره‌ی ویژگی‌های لیتولوژی، محیط تشکیل، پراکندگی جغرافیایی، سن، تطابق و محتوای فسیلی این رسوبات اطلاعات اندکی وجود دارد. نهشته‌های سازند جیروود و هم‌ارزهای آن (دونین بالایی) در البرز و ایران مرکزی گسترش دارند. این سنگ‌ها در حاشیه واگرای پالتوتتیس پدید آمده‌اند (لاسمی، ۱۳۷۹).

### - سازند جیروود

آسرتو (۱۹۶۴)، سازند جیروود را در حوالی روستای جیروود (شمال شرق تهران) با ستبرای ۷۶۰ متر معرفی کرد و آن را به ۴ عضو A, B, C, D تقسیم کرد. اما در مطالعات بعدی، بنابر پیشنهاد کمیته ملی چینه‌شناسی ایران نهشته‌های تخریبی عضو A با ستبرای ۳۵۵ متر و با سن دونین پسین به عنوان سازند جیروود در نظر گرفته شد. در منطقه مورد مطالعه، سازند جیروود با ناپیوستگی فرسایشی

بر روی رسوبات سازند قلی و با سطح تماس گسله در زیر نهشته‌های سازند شمشک قرار دارد. در جنوب غرب شاهرود، مانند سایر برش‌های چینه‌شناسی در ایران، سطح تماس فرسایشی سازند جیروود با نهشته‌های سازند قلی و رنگ قرمز طبقات قاعده‌ای آن نشان دهنده‌ی تشکیل رسوبات اوایل دونین پسین در یک محیط قاره‌ای است (هاشمی و فرهادیانی، ۱۳۹۰).

سازند جیروود در قسمت قاعده‌ای از تناوب ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی سفید رنگ و ضخیم لایه با ماسه‌سنگ‌های متوسط - ضخیم لایه قرمز رنگ تشکیل شده است که سپس با آهک‌های ضخیم لایه فسیل‌دار دنبال می‌شود. در این برش، ولکانیک‌های بازالتی موجود در برش الگو وجود ندارد. سنگ‌شناسی برش دهملا از قاعده به طرف رأس به شرح ذیل می‌باشد (غلامعلیان و کبریائی‌زاده، ۱۳۸۴):

۱- تناوب ماسه‌سنگ سفید و قرمز رنگ، متوسط - ضخیم لایه (قاعده سازند جیروود)

۲- آهک خاکستری روشن، توده‌ای - ضخیم لایه ۸/۵ متر

۳- آهک خاکستری روشن، متوسط - ضخیم لایه و فسیل‌دار ۶ متر

۴- آهک خاکستری تیره، ضخیم لایه و فسیل‌دار ۷/۲ متر

۵- آهک خاکستری تیره، ضخیم لایه و فسیل‌دار ۲۳/۸ متر

۶- تناوب آهک مارنی زرد رنگ، نازک - متوسط لایه و فسیل‌دار با مارن ۳۰/۵ متر

در اغلب نمونه‌های سازند جیروود در برش چینه‌شناسی دهملا اسپورها به عنوان پالینومورف‌های شاخص محیط خشکی همراه با فرم‌های مربوط به محیط دریایی نظیر میکروفیتوپلانکتون‌ها (آکریتارش‌ها و پرازینوفیت‌ها)، کیتینوزوآها و اسکولوکودونت‌ها وجود دارند. نمونه‌های مربوط به قسمت قاعده‌ای شامل ماسه‌سنگ و شیل قرمز رنگ و کوارتزیت سفید رنگ، معرف رسوبگذاری در

محیط اکسیدان بوده و فاقد پالینومورف می‌باشند در حالیکه در رسوبات قسمت‌های بالاتر این واحد سنگی، پالینوفلورای متنوعی با حفظ شدگی نسبتاً خوب وجود دارد. بر اساس گسترش چینه‌شناسی اسپورها، دو بیوزون تجمعی در نهشته‌های سازند جیروود در برش چینه‌شناسی ده‌ملا شناسایی شده است. بیوزون تجمعی I که در ۲۰۰ متر از آهک‌های کرم رنگ با میان لایه‌های شیل خاکستری تا سیاه در رسوبات مورد مطالعه گسترش دارد. با توجه به وجود اسپورهای شاخص در این مجموعه سن آن را به دونین پسین (فرازنین) نسبت داده‌اند. بیوزون مذکور به خوبی با بیوزون تجمعی اووالیس - بولیفروس<sup>۱</sup> و همچنین با قسمتی از بیوزون‌های تجمعی اوپتیوس - تریانگولاتوس<sup>۲</sup> و تورگواتا - گراسیلیس<sup>۳</sup> از الگوی بیوزوناسیون ارائه شده برای رسوبات دونین بالایی نیمکره شمالی (ریچاردسون و مک‌گریگور، ۱۹۸۶) قابل مقایسه است. بیوزون تجمعی II نیز در ۲۲ متر از تناوب آهک براکیوپوددار با شیل‌های خاکستری تا تیره رنگ قسمت بالایی سازند جیروود در جنوب غرب شاهرود شناسایی شده است که با اجتماع اسپورهای دارای اگزاین تک لایه و دو لایه مشخص می‌شود. با توجه به اسپورهای شاخص شناسایی شده در آن، سن نسبی اواخر دونین پسین (فامنین) را برای آن پیشنهاد می‌کنند (هاشمی و فرهادیانی، ۱۳۹۰). همچنین قویدل‌سیوکی (۲۰۰۶) بر اساس جانوران درشت دریایی، حضور پالینومورف و بر مبنای ترکیب داده‌های بیواستراتیگرافی، سن دونین پسین را برای سازند جیروود در نظر گرفته است. علاوه بر این، وجود انواع میکروفیتوپلانکتون‌ها با گسترش چینه‌شناسی محدود و پراکندگی جغرافیایی وسیع در مقیاس جهانی، تعیین سن انجام شده بر اساس اسپورها را تأیید می‌نماید. با توجه به نسبت پالینومورف‌های دریایی به فرم‌های خشکی و نیز بر اساس حضور هم‌زمان پالینومورف‌های تولید شده توسط گیاهان خشکی (اسپورها) همراه با عناصر دریایی (سیست پرازینوفیت‌ها، آکریتارش‌ها، اسکلوکودونت‌ها و کیتینوزوآها) در رسوبات مورد مطالعه، می‌توان نتیجه

---

1- Ovalis – bulliferus

2- Optivs – triangulates

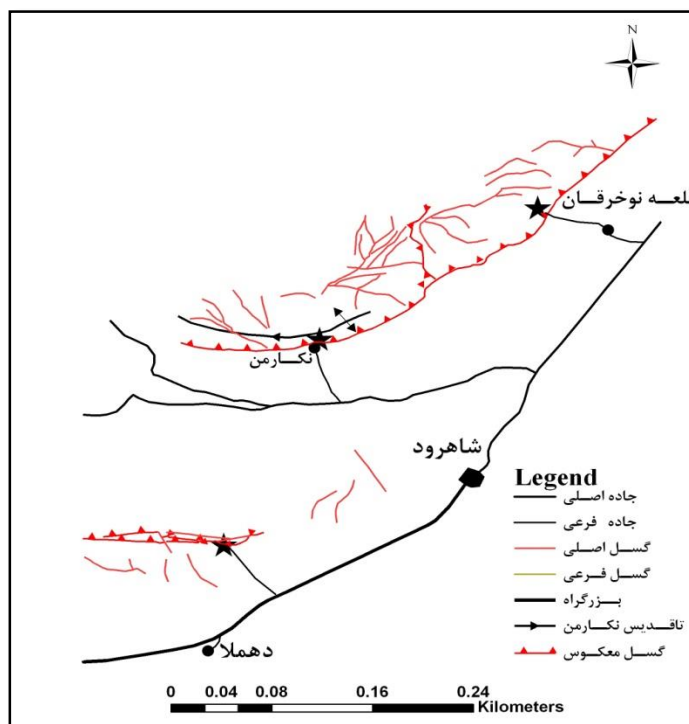
3- Torquata – gracilis

گرفت که رسوبات سازند جیروود در برش چین‌شناسی ده‌ملا در دونین پسین در یک محیط دریایی کم عمق و حاشیه قاره‌ای تشکیل شده‌اند (هاشمی و فرهادیانی، ۱۳۹۰).

### ۳-۲- تکتونیک مناطق مورد مطالعه

کوه‌های البرز، در شمال ایران و جنوب دریاچه خزر، رشته شرقی - غربی نسبتاً پیچ و خم داری را تشکیل می‌دهند. سلسله جبال البرز خود جزئی از بخش شمالی نوار کوهزایی آلپ هیمالیا در آسیای غربی به شمار می‌روند و از شمال به بلوک فرورفته خزر و از جنوب به فلات ایران مرکزی محدود می‌شوند. روند ساختمانی کوه‌های بخش غربی البرز، شمال‌غرب - جنوب شرق و تا اندازه‌ای با نوار شمالی زاگرس چین‌خورده و امتداد ساختمانی قفقاز کوچک و بزرگ هم‌جهت است در حالی که روندهای ساختمانی بخش شرقی تقریباً شمال شرقی - جنوب غربی بوده و با امتداد گسل بزرگ کویر (یا گسل درونه) موازی است (بربریان، ۱۹۷۶؛ نوگل، ۱۹۷۸). در بررسی نقشه‌های توپوگرافی منطقه آنچه که پیش از هر چیز به چشم می‌خورد تفاوت ریخت‌شناختی و زمین‌شناسی فاحشی است که در شمال و جنوب گسل ابر وجود دارد (امتداد گسل ابر N45E). دره‌های عمیق، دامنه‌های پر شیب و به طور کلی مورفولوژی خشن از ویژگی‌های بخش شمالی این گسل است در حالی که در بخش جنوبی آن دشت‌هایی وسیع وجود دارد و شاهد یک مورفولوژی تپه ماهوری با ارتفاع کم هستیم. گسل ابر که یکی از گسل‌های موجود در منطقه است، در واقع یک راندگی با راستای شمال شرقی - جنوب غربی تا شرقی - غربی است که شیب سطح گسلی آن به سمت شمال - شمال‌غرب است. این گسل دنباله‌ی گسل ابر در ورقه خوش‌ییلاق است و پس از گذر از روستاهای ابرسج و نکارمن تا رود تاش دنباله دارد. در ناحیه نکارمن، این گسل سبب رانده شدن نهشته‌های اردوویسین بر روی سنگ‌های پالئوزوئیک بالایی و تریاس شده است. مهم‌ترین چین‌خوردگی موجود در ناحیه تاقدیس نکارمن در شمال روستای نکارمن است که یک تاقدیس مایل و در بخش‌هایی برگشته با روند شمال شرقی - جنوب غربی تا شرقی - غربی است که در مناطق رخنمون یافته ۱۷ کیلومتر طول دارد. زاویه میل چین به سمت

غرب و در هسته تاقدیس رسوبات اردوویسین جای دارند، یال جنوبی آن مایل تا برگشته و در اثر یک گسله راندگی بریده شده و به سوی جنوب‌شرقی بالا آمده است. اندازه بالا آمدگی تا حدی است که رسوبات اردوویسین را بر روی سنگ‌های پالئوزوئیک بالایی رانده است (حسینا، ۱۳۸۹) (شکل ۲-۱۸). در واقع زمین ریخت اصلی هر منطقه متأثر از دو عامل مهم زمین‌ساخت و آب و هوا می‌باشد که در اینجا عوامل زمین‌ساختی 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. 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).



شکل ۲-۱۸- نمایی از گسل‌ها و چین‌های مناطق مورد مطالعه (★) برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان.



فصل سوم

پتروگرافی

## ۳-۱- مقدمه

در این تحقیق پس از انجام مطالعات صحرایی و نمونه برداری، تعداد ۸۰ مقطع نازک و ۳ مقطع صیقلی از رخنمون‌های سنگی مناطق مورد مطالعه تهیه شد. سپس مطالعات پتروگرافی کامل بر روی این مقاطع جهت تعیین نوع کانی‌ها و اندازه‌ی آنها، بافت‌های موجود، دگرسانی‌های ایجاد شده، نوع کانی‌های اپک، روند تبلور ماگما و انتخاب نمونه‌های مناسب برای انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی انجام گرفت. همانطور که در فصل قبل ذکر شد، سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در مناطق نکارمن، دهملا و قلعه‌نوخرقان به صورت گدازه، دایک و سیل رخنمون دارند. بررسی مقاطع میکروسکوپی نمونه‌ها نشان می‌دهند که ترکیب گدازه‌های رخنمون یافته در منطقه، ویژگی سنگ‌های بازالتی را نشان می‌دهند که به درجات مختلف تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند. همچنین مطالعات پتروگرافی بر روی سیل و دایک‌های مناطق مطالعاتی بیانگر ماهیت میکروگابرویی آنها می‌باشد. علائم اختصاری مورد استفاده در شکل‌های این فصل در جدول (۳-۱) آورده شده‌اند.

جدول ۳-۱- علائم اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی.

نام کانی	علائم اختصاری	نام کانی	علائم اختصاری
پلاژیوکلاز	Pl	کوارتز	Qtz
کلینوپیروکسن	Cpx	آپاتیت	Apa
کانی اپک	Opq	زئولیت	Zeo
الیون	Ol	پیریت	Py
کلسیت	Cc	مگنتیت	Mt
اپیدوت	Epi	کالکوپیریت	Cpy

## ۳-۲- پتروگرافی بازالت‌های مناطق مورد مطالعه

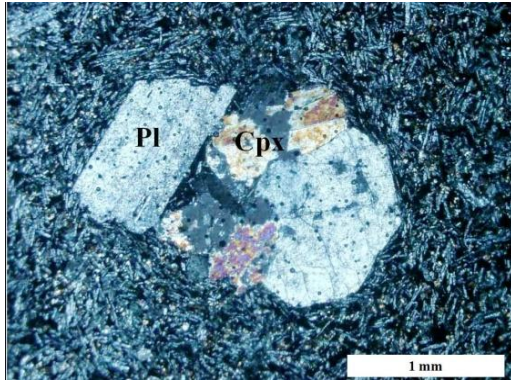
## ۳-۲-۱- بافت

روانه‌های بازالتی مناطق مورد مطالعه در نمونه دستی دارای رنگ خاکستری تیره و سبز تیره‌ی مایل به سیاه بوده، شدت دگرسانی در آنها نسبتاً بالاست. این سنگ‌ها ریزدانه و دارای ساخت بادامکی بوده، حفرات آنها توسط کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت، کلسیت، کوارتز، اپیدوت و زئولیت پر شده‌اند.

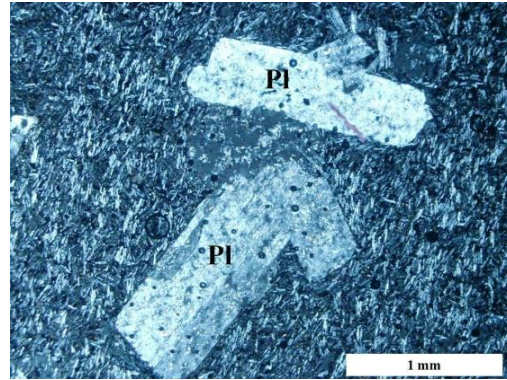
حضور این حفرات در روانه‌های بازالتی نشانه سطح فوقانی گدازه است که در اثر برداشته شدن فشار، گازها از سطح گدازه خارج شده‌اند. تنوع در اندازه، شکل و فراوانی حفرات در گدازه‌ها متأثر از چندین عامل از جمله میزان کاهش فشار، بهم آمیختگی، تغییر شکل طی جریان، محتوای مواد فرار و گرانیوی ماگمای منشأ می‌باشد (مکفی<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۳). پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن اوزیتی از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی نمونه‌های بازالتی مناطق مورد مطالعه می‌باشند. از مهمترین کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌توان به الیوین و کانی‌های اپک اشاره کرد. کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها نیز شامل کلریت، کلسیت، اپیدوت، کوارتز، زئولیت و اکسید آهن می‌باشند. زمینه‌ی این سنگ‌ها را شیشه و ریز بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های اپک تشکیل می‌دهند. در مقاطع مورد مطالعه، کوارتز به سه صورت پرکننده حفرات، اجتماعات ثانویه در متن سنگ و بصورت رگچه دیده می‌شود. از مهمترین عواملی که باعث ایجاد تنوعات بافتی در بازالت‌ها می‌شود، می‌توان به سرعت سردشدگی، ترکیب مایع، سرعت هسته‌بندی و رشد بلورها، هسته‌بندی ناهمگون و ته‌نشینی یا شناوری بلورها اشاره کرد. سرعت هسته‌بندی اساساً توسط سرعت سردشدگی کنترل می‌شود و در نتیجه، اختلاف در اندازه دانه‌ها را کنترل می‌کند. برای مثال، در سرعت هسته‌بندی کم و سرعت رشد بالا، بلورهای بزرگ ایجاد خواهد شد (فنوکریست و یا مگاکریست)؛ اما اگر سرعت هسته‌بندی بالا بوده ولی سرعت رشد ثابت باقی بماند، میکروفنوکریست ایجاد خواهد شد (بست، ۲۰۰۳). در بازالت‌های مورد مطالعه درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینه‌ای از پلاژیوکلازهای میکروولیتی و شیشه همراه با کلینوپیروکسن‌های ریزدانه قرار گرفته‌اند و بافت هیالومیکروولیتی پورفیری جریانی و هیالومیکروولیتی گلومروپورفیری را ایجاد کرده‌اند (شکل‌های ۱-۳ و ۲-۳).

---

1- Mcphie



شکل ۳-۲- تصویری از بافت هیالومیکرولیتی گلمروپورفیری در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه (نور XPL).

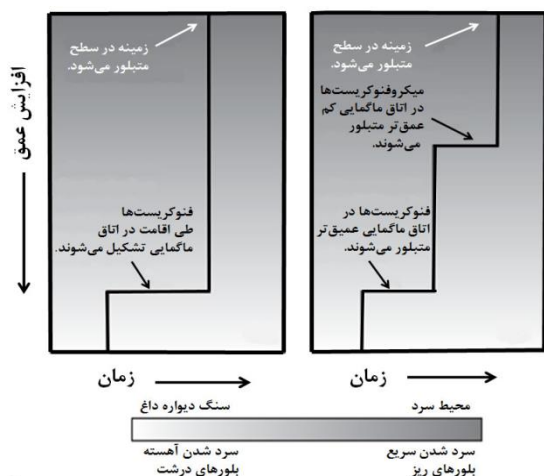


شکل ۳-۱- تصویری از بافت هیالومیکرولیتی پورفیری جریان‌ی در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه (نور XPL).

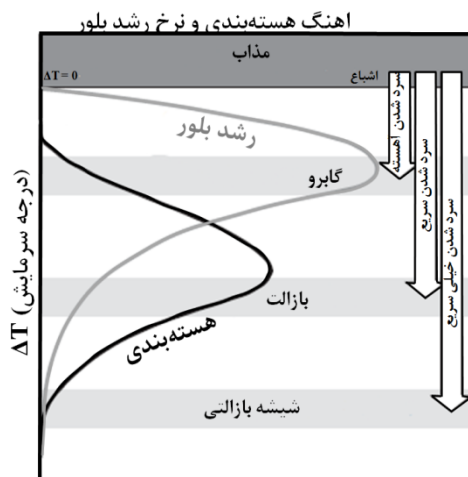
از دیگر بافت‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها می‌توان به بافت‌های بادامکی، جریان‌ی، ساب‌افیتیک و اینترگرانولار اشاره کرد. بافت‌هایی چون پورفیری و اینترگرانولار نشان دهنده‌ی دو مرحله‌ی سرد شدگی برای سنگ‌های منطقه می‌باشند. بافت پورفیری در این نوع سنگ‌ها را می‌توان نشانگر پایین بودن سرعت خروج ماگما و توقف ماگما در آشیانه ماگمایی دانست. در بافت پورفیری یک تمایز روشن در اندازه‌ی بین فنوکریست‌ها وجود دارد. تفاوت در اندازه دانه‌ها بیانگر رابطه بین اندازه‌ی بلور و نرخ سردشدگی می‌باشد (شکل ۳-۳). هنگامی که مذاب بازالتی در اعماق شروع به تبلور می‌کند، به علت سرعت سردشدگی پایین و نرخ هسته‌زایی کم شرایط مساعدی برای رشد درشت بلورها فراهم می‌شود. وقتی که مذاب در این عمق کاملاً متبلور می‌شود، یک سنگ درونی درشت دانه را تولید می‌کند. سپس به دنبال فوران ماگما، همراه با سرد شدن خیلی سریع و نرخ هسته‌زایی بالا، زمینه ریزدانه‌ای ایجاد شده که درشت بلورها را در برگرفته و بافت پورفیری را به وجود می‌آورد. بنابراین بافت پورفیری بیانگر تبلور در اتاق ماگمایی نیمه عمیق (یا عمیق‌تر) طی صعود ماگما از گوشته به سطح زمین می‌باشد (شکل ۳-۴) (گیل<sup>۱</sup>، ۲۰۱۰). بافت گلمروپورفیری مشاهده شده در نمونه‌های مورد بررسی در اثر تجمع خوشه‌ای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز همراه با کلینوپیروکسن در زمینه‌ای

1- Gill

میکرولیتی تشکیل شده است. مطابق نظر ایکدا<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۲)، خوشه‌ای شدن فنوکریست‌ها از نظر شرایط انرژی سودمند است، زیرا بلورها در این حالت انرژی کمتری نسبت به زمانی که از هم جدا هستند، دارند (گیل، ۲۰۱۰).



شکل ۳-۴- این شکل صعود ماگما در مقابل زمان برای توضیح بازالت پورفیری و حضور دو نسل متفاوت از فنوکریست‌ها را نشان می‌دهد (گیل، ۲۰۱۰).



شکل ۳-۳- این شکل بیانگر نرخ هسته‌بندی و رشد بلور بعنوان تابعی از سرد شدن زیر دمای سولیدوس است (گیل، ۲۰۱۰).

به عقیده‌ی برخی محققان اغلب اجتماعات فنوکریستی و تجمعات گلوپورفیری در سنگ‌های آتشفشانی پورفیری، در مرحله‌ی تبلور داخل زمین (اینتراتلوریک) در اتاق ماگمایی و قبل از فوران ایجاد می‌شود (باربی<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۵؛ میلووانوویچ<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۵؛ ساموئل<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۷ در اللهیاری، ۱۳۸۹). به نظر کرکپاتریک<sup>۵</sup> (۱۹۷۷)، تجمع بلورها و تشکیل گلومرول می‌تواند ناشی از نطفه‌بندی ناهمگن این کانی‌ها باشد. در هنگام صعود ماگما، بلورهای معلق در آن که دارای شبکه بلوری موازی هم هستند و یا در اثر برخورد با یکدیگر در جهت ماکلی و یا روابط اپی تاکسیالی مناسب هم قرار می‌گیرند، به یکدیگر چسبیده و گلومرول‌ها را ایجاد می‌کنند (آسیابان‌ها، ۱۳۷۴ برگرفته از

1- Ikeda  
 2-Barbey  
 3-Milovanovic  
 4-Samuel  
 5-Kirkpatrick

شلی، ۱۹۹۳). طبق نظر ژو<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۹)، بافت گلومروپورفیری نتیجه‌ی تجمع فنوکریست‌هاست و در سه مرحله به شرح ذیل تشکیل می‌شود (شکل ۳-۵):

مرحله‌ی اول: در طی جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمایی و در مراحل اولیه‌ی تبلور، فنوکریست‌هایی تشکیل می‌شوند.

مرحله‌ی دوم: تزریق تصادفی مذاب به درون ماگمای در حال تبلور موجود در اتاق ماگمایی، باعث تشکیل مذاب‌های مختلط می‌شود. کاهش چگالی و گرانروی مذاب در بردارنده‌ی این فنوکریست‌ها، باعث تجمع فنوکریست‌های چگال‌تر به صورت انباشتی<sup>۲</sup> در کف اتاق ماگمایی می‌گردد (هیوس<sup>۳</sup>، ۱۹۸۲ در ژو و همکاران، ۲۰۰۹).

مرحله‌ی سوم: تزریق ماگمای چگال‌تر با حرکت سریع به سمت بالا، سبب آشفته شدن مخزن، انتقال مذاب و افزایش فشار درون اتاق ماگمایی می‌گردد. افزایش فشار مذاب باعث شکسته شدن بلورهای زودرس موجود در کف اتاق ماگمایی عمیق شده و آنها را به درون اتاق ماگمایی بالاتر انتقال می‌دهد. در این زمان، کاهش فشار باعث ایجاد نیروی کششی بر روی فنوکریست‌های انباشتی شده و جوشش و احتمالاً انفجار در مذاب مذکور را در پی دارد. در اثر تزریق و انتقال مذاب، تنش برشی بین بلورهای انباشتی و مذاب ایجاد می‌شود. نیروهای کششی و تنش برشی، منجر به شکسته شدن بلورهای انباشتی و تولید اجتماعات گلومروپورفیری می‌شوند. در اثر صعود مذاب و سرد شدن سریع آن، خمیره‌ای در اطراف اجتماعات گلومروپورفیری تشکیل می‌شود (جمشیدی، ۱۳۸۹). تشکیل بافت گلومروپورفیری متشکل از گلومرول‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن علاوه بر اینکه می‌تواند نشانه نآرامی مخزن ماگمایی و تکه تکه شدن واحدهای تهنشین شده در مخزن بر اثر ورود ماگمای جدید به

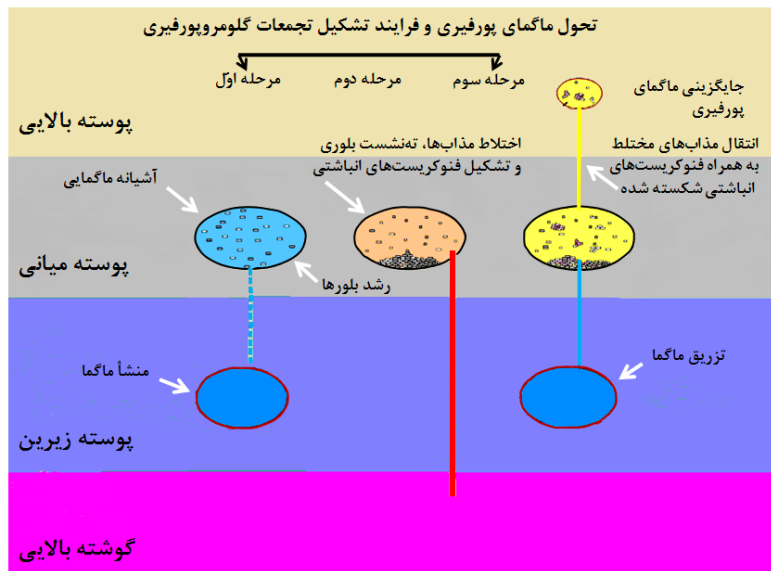
---

1- Xu

2- Cumulate

3- Hughes

داخل مخزن باشد، از علائم نطفه‌بندی سریع بلور نیز محسوب می‌شود (تسوچياما، ۱۹۸۵؛ شلی، ۱۹۹۳؛ سینگر<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۹۵).

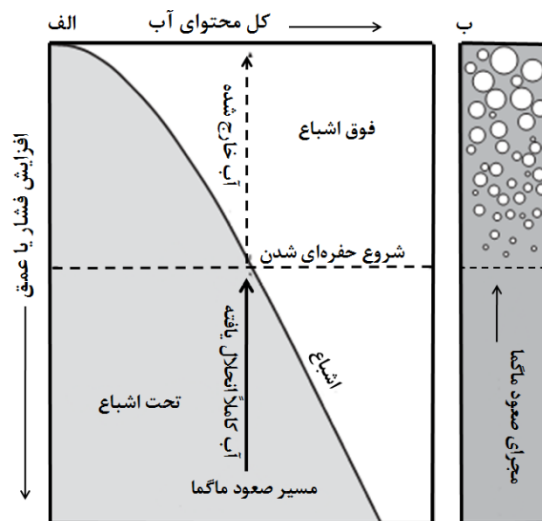


شکل ۳-۵- مدل ژنتیکی برای تشکیل بافت گلومروپورفیبری از ژو و همکاران (۲۰۰۹).

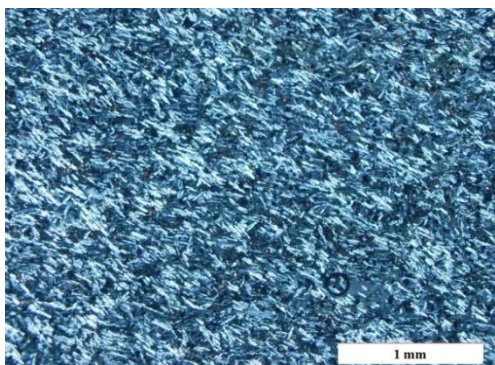
شکل (۳-۶-الف) فرایند حفره‌ای شدن مرتبط با انحلال آب را در مذاب‌های بازالتی نشان می‌دهد. مذاب در امتداد یک مسیر کاهش فشار صعود می‌کند و به عمقی می‌رسد که از آب اشباع شده و دارای حداکثر مقدار آب محلول در آن عمق می‌شود. با صعود ماگما به محدوده‌ی فوق اشباع، مذاب قادر به نگه داشتن آب اضافی به صورت محلول نیست (جوشش اول). در طی فوران بیشتر گاز به داخل اتمسفر آزاد می‌شود، اما مقدار باقیمانده در ماگما به صورت حباب‌های بخار به دام می‌افتند. همانطور که در شکل (۳-۶-ب) نشان داده شده است با ادامه صعود، حباب‌ها تکثیر و رشد می‌یابند و هنگامی که گدازه سرد می‌شود، حفرات به شکل تقریباً کروی در آن باقی می‌مانند. وجود مواد فرار حل شده در مذاب‌های بازالتی دمای تبلور را پایین می‌آورد. آزاد شدن گازها در طی فوران می‌تواند باعث شروع تشکیل بلورهای معلق در مذاب شوند (گیل، ۲۰۱۰). در بازالت‌های مورد مطالعه حفرات

1- Tsuchiyama  
2- Singer

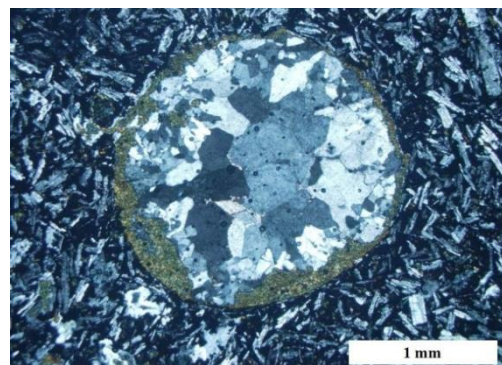
ناشی از خروج گاز و مواد سیال که در اثر کم شدن فشار وارد بر ماگما ایجاد شده‌اند، توسط کانی‌های ثانویه از قبیل کلسیت، اپیدوت، کوارتز و زئولیت پر شده و بافت بادامکی را به وجود آورده‌اند (شکل ۷-۳). از دیگر بافت‌های عمده در این سنگ‌ها که در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شود، بافت جریان می‌باشد (شکل ۸-۳). در ماگماهایی با گرانروی پایین، پلاژیوکلازهای سوزنی شکل (میکرولیت) که به هنگام انجماد ماگما در حال حرکت بوده‌اند، موازی هم قرار گرفته و بافت جریانی (تراکیتی) را به وجود می‌آورند. در واقع این بافت نشان دهنده‌ی جریان یافتن گدازه به هنگام سرد شدن آرام است. میکرولیت‌های خمیره گاهاً تا حدی دگرسان شده‌اند.



شکل ۳-۶-الف- قابلیت انحلال گاز در مذاب بازالتی بعنوان تابعی از فشار، ب- میزان حفره‌ای شدن بعنوان تابعی از کاهش فشار در اثر صعود مذاب به سطح زمین (گیل، ۲۰۱۰).



شکل ۳-۸- تصویری از بافت جریانی حاصل از ردیف شدگی میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در جهت جریان (نور XPL).



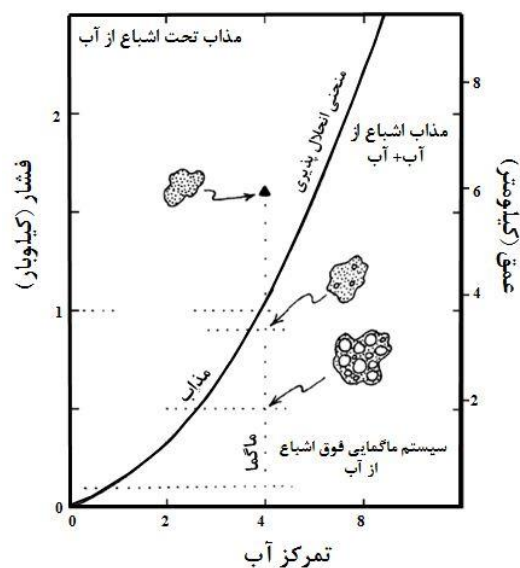
شکل ۳-۷- حفرات پر شده توسط کوارتز، اپیدوت و کلسیت و تشکیل بافت بادامکی در بازالت‌ها (نور XPL).



به اعتقاد بست (۲۰۰۳)، هنگامی که ماگما از گوشته‌ی فوقانی یا پوسته‌ی تحتانی بالا می‌آید، در اثر سرد شدن از مواد فرار اشباع می‌شود. پس از رسیدن به اشباعی، مواد فرار محلول در آن به صورت یک فاز سیال از مذاب جدا می‌شود که به این فرایند جوشش می‌گویند. شکل (۳-۹)، تکامل یک سیستم ماگمایی بسته در طی کاهش فشار را که ابتدا از آب غیر اشباع بوده است، نشان می‌دهد.

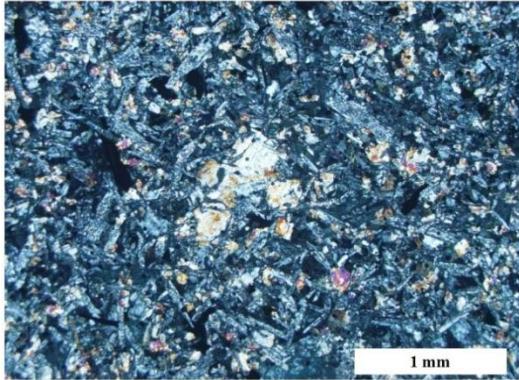
۱- با صعود و کاهش فشار، مواد فرار تحت اشباع در محیط‌های آتشفشانی و کم عمق پوسته‌ای در مذاب به حالت اشباع می‌رسند. برای مثال در شکل (۳-۹)، مذاب ریولیتی تحت اشباع از آب در دمای حدود  $850^{\circ}\text{C}$  دارای ۴ درصد آب محلول است، در حالی که در فشار یک کیلو بار و در عمق حدود ۴ کیلومتری همین مذاب از آب اشباع می‌شود. این فرایند جوشش اول نام دارد.

۲- ماگمایی که در ابتدا تحت اشباع از آب است، با سرد شدن و تبلور کانی‌هایی از قبیل الیوین، پیروکسن، فلدسپار و کوارتز و کاهش حجم مذاب، از آب اشباع می‌شود. تبلور کانی‌های بی‌آب (الیوین، پیروکسن، فلدسپار و کوارتز)، سبب افزایش آب در مذاب باقیمانده می‌شود. این پدیده را جوشش ثانویه می‌نامند.

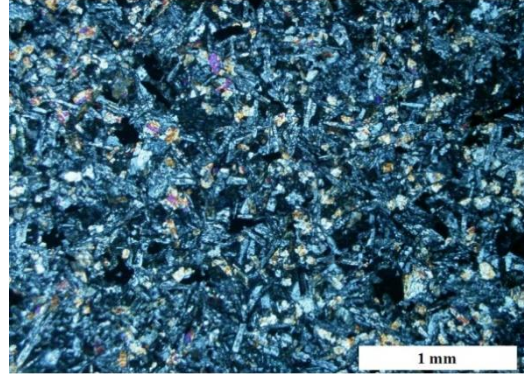


شکل ۳-۹- تکامل یک سیستم ماگمایی بسته در طی کاهش فشار که در ابتدا تحت اشباع از آب می‌باشد، اما در خلال صعود به ترازهای بالا از آب اشباع می‌شود. (بست، ۲۰۰۳).

وجود کلینوپيروكسن در فضای بین پلاژیوکلازها نشانگر تبلور این کانی پس از پلاژیوکلازها و تشکیل بافت اینترگرانولار در این سنگها است (شکل ۳-۱۰). در برخی نمونهها، بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از بلورهای کلینوپيروكسن قرار دارند و درازای بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر از کلینوپيروكسن است و بافت ساب‌افیتیک را به نمایش می‌گذارند (شکل ۳-۱۱).



شکل ۳-۱۱- قرار گرفتن بخشی بلور پلاژیوکلاز درون کانی کلینوپيروكسن و ایجاد بافت ساب‌افیتیک (نور XPL).



شکل ۳-۱۰- بافت اینترگرانولار، در اثر قرار گیری بلورهای ریز پيروكسن در بین بلورهای پلاژیوکلاز (XPL).

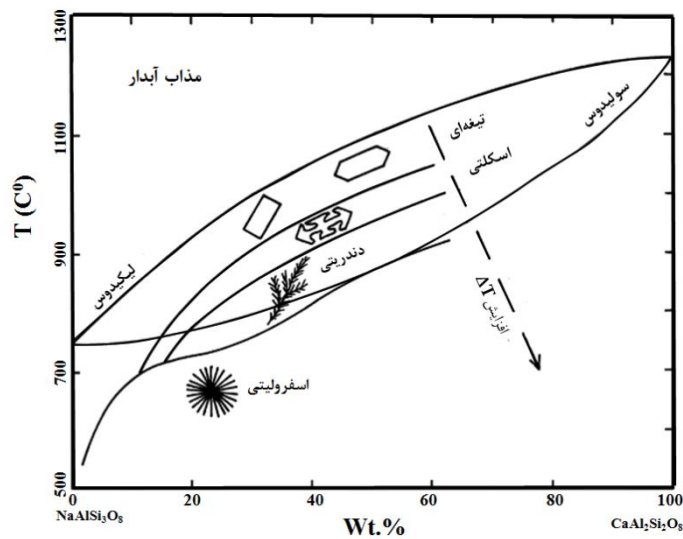
## ۳-۲-۲- کانی‌های سنگ ساز

### الف - کانی‌های اصلی

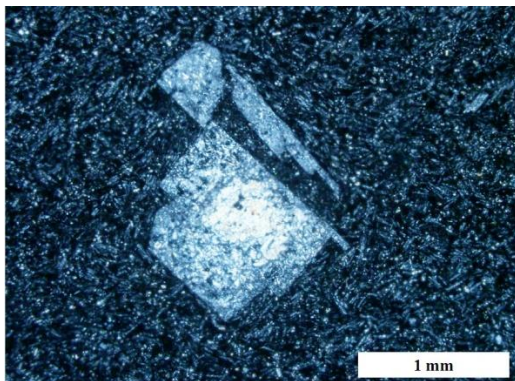
#### پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز، فراوانترین کانی موجود در سنگ‌های بازالتی منطقه می‌باشد. بیشترین حجم پلاژیوکلازها را میکروولیت‌های تیغه‌ای و کشیده تشکیل می‌دهند که در زمینه حضور دارند و تنها حجم کمی از آنها به صورت فنوکریست می‌باشد. این امر حاکی از دو مرحله‌ای و زمان کوتاه تبلور سنگ‌های یاد شده است. میکروولیت‌های تیغه‌ای و کشیده بیانگر رشد سریع و غیر تعادلی آنها می‌باشند. به عقیده‌ی شلی (۱۹۹۳)، با بالا رفتن سرعت هسته‌بندی و رشد در یک ماگمای در حال سرد شدن، سرعت انتشار دچار نقصان می‌شود و مواد لازم برای رشد بلورها عمدتاً در کناره‌ها و گوشه‌های بلور انباشته می‌شود.

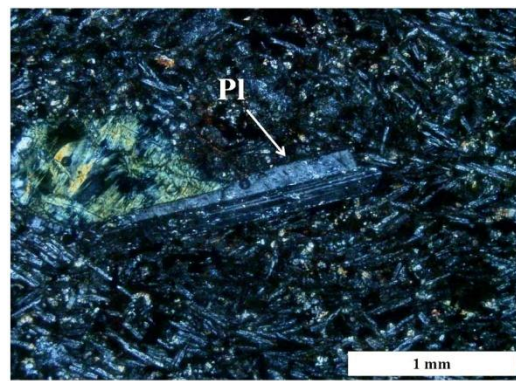
این محل‌ها با حجم زیادتری از ماگما محصور می‌شوند و در صورتی که عمل انتشار همراه با رشد بلورها پیشرفت کند، کناره‌ها و گوشه‌های بلور سریع‌تر از بقیه نقاط بلور رشد می‌کند و اشکال بلوری کشیده و تیغه‌ای و تعداد زیادی میکروولیت پدید می‌آیند. به اعتقاد بست (۲۰۰۳)، شکل بلورها با توجه به ویژگی کانی، ترکیب مذاب و درجه سرد شدگی تغییر می‌کند. همانطور که در شکل (۳-۱۲) مشاهده می‌شود برای  $\Delta T/\Delta t$  کمتر از چندین درجه/ساعت ( $\Delta T$  کمتر از ۱۰ درجه)، بلورها به شکل تیغه‌ای خودشکل هستند. این حالت بیشتر در سنگ‌های آتشفشانی که به آهستگی سرد می‌شوند و سنگ‌های درونی فانریتیک مشاهده می‌گردد. برای  $\Delta T/\Delta t$  برابر با ۱۰ درجه/ساعت، بلورها توخالی شده (اسکلتی) و H شکل می‌شوند. بلورهای اسکلتی شکل در برخی سنگ‌های آتشفشانی شیشه‌ای و آفانیتیک دیده می‌شوند. برای  $\Delta T$  و  $\Delta T/\Delta t$  های بزرگتر، بلورها دندریتی یا شاخه‌ای می‌شوند. 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 اسکلتی و دندریتی خواهد شد (بست، ۲۰۰۳). بلورهای پلاژیوکلاز غالباً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و اغلب دارای ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسباد می‌باشند (شکل ۳-۱۳). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در این سنگ‌ها اغلب سوسوریتی شده‌اند و کانی‌های حاصل از تجزیه آنها شامل اپیدوت، کلریت و کلسیت می‌باشند. این تجزیه شدگی بیشتر در امتداد رخوا و شکستگی‌ها مشاهده می‌شود. در بعضی موارد دگرسانی در مرکز بلورها بیش‌تر از حاشیه است که می‌تواند نشانه کلسیک‌تر بودن مرکز بلورها و زون‌بندی عادی در پلاژیوکلازها باشد (شکل ۳-۱۴). همچنین در نمونه‌های مورد مطالعه، این فنوکریست‌ها دارای سطوح نسبتاً سالم تا سریسیتی هستند.



شکل ۳-۱۲- طرحی نمادین از رشد بلورها در مذاب که به میزان سرد شدگی بستگی دارد (بست، ۲۰۰۳).



شکل ۳-۱۴- تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به کلسیت در سنگ‌های بازالتی منطقه (نور XPL).



شکل ۳-۱۳- تصویری از پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد در سنگ‌های بازالتی منطقه (نور XPL).

پلاژیوکلازها به همراه بلورهای کلینوپیروکسن در ایجاد بافت‌های افیتیک، ساب‌افیتیک و گلومروپورفیری این سنگ‌ها شرکت دارند. پلاژیوکلازهای سوسوریتی شده، مربوط به نسل اول می‌باشند و دگرسانی بیشتری نشان می‌دهند. اما پلاژیوکلازهای نسل دوم به صورت میکروولیت در زمینه دیده می‌شوند که دگرسانی کمتری را متحمل شده‌اند. نکته قابل توجه در مورد این پلاژیوکلازها فراوانی بیش از حد آنها در سنگ می‌باشد. شاید فراوانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها ناشی از آن باشد که در هنگام فوران ماگمای بازالتی، پلاژیوکلاز، فاز لیکیدوس ماگما بوده است

(میدل‌موست، ۱۹۹۷). همچنین گراندر<sup>۱</sup> (۱۹۹۲)، علت غنی بودن از پلاژیوکلاز گدازه‌های نوادای شرقی را آلودگی پوسته‌ای ماگمای سازنده می‌داند. محمدی و همکاران (۱۳۸۵)، این عامل غنی‌شدگی را حاصل واکنش ماگماهای بازالتی با پوسته‌ی تهی شده و سپس صعود ناگهانی مذاب حاصله به سمت اعماق کمتر می‌دانند. طی این فرایند ضمن اینکه مذاب از آلومینیم غنی می‌گردد، کاهش فشار ناشی از صعود ناگهانی، باعث می‌شود که مقدار زیادی از پلاژیوکلاز در مذاب متبلور گردد. این فرایندها در حالت خشک و بدون آب انجام گرفته است. آلن<sup>۲</sup> (۲۰۰۱)، علت افزایش پلاژیوکلاز را در گدازه‌های فرنادین ولکانو<sup>۳</sup> شناوری آنها در سقف مخزن ماگمایی در نظر گرفته است. البته عوامل دیگری نظیر تفریق جریانی، کاهش فشار بخار آب و کاهش فشار لیتواستاتیک نیز در تبلور پلاژیوکلاز و افزایش پایداری آن مؤثر است (محمدی و همکاران، ۱۳۸۵). 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 (رایتر<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۱ در سهامی، ۱۳۹۰). پلاژیوکلازهای دارای حاشیه تحلیل رفته و گرد شده نشان دهنده‌ی کاهش فشار، در نتیجه صعود ماگما به سطح زمین می‌باشند. این کاهش فشار آدیاباتیک باعث گرم شدن پلاژیوکلازها در دماهای بالاتر از لیکیدوس شده و منجر به حل شدن فنوکریست‌ها و گرد شدن شکل و حواشی این کانی می‌شود (شکل ۳-۱۵). تغییر ترکیب شیمیایی، دما و فشار بر پایداری فنوکریست‌هایی که قبلاً به علت فوق اشباع بودن آن در سیال اولیه متبلور شده‌اند، تأثیر گذاشته و باعث هضم و تحلیل آنها می‌شود. حرکت بلورها در اتاق ماگمایی و زمان کوتاه تعادل مذاب در مرحله‌ی تشکیل آنها سبب گردشگی بلورها می‌شود. همچنین عواملی از قبیل تغییرات فوگاسیته‌ی اکسیژن، فشار بخار آب،

---

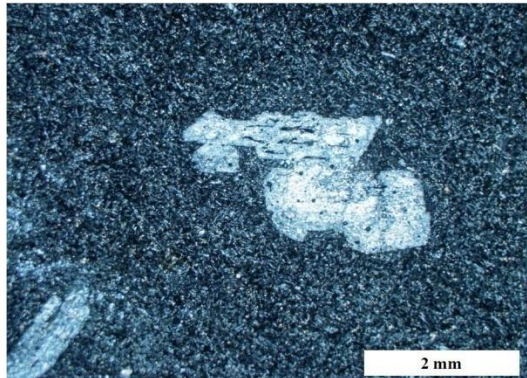
۱- Grunder

2- Allan

3- Fernadian volcano

۴- Righter

هضم سنگ درون گیر و یا اختلاط با مایعات درگیر سبب گرد شدگی و انحلال بلورها می شود (بست، ۲۰۰۳).



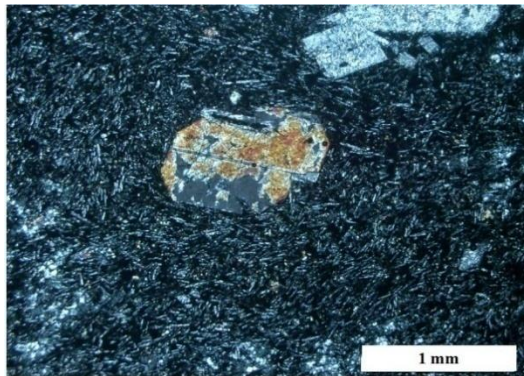
شکل ۳-۱۵- تصویری از انحلال و گرد شدن حواشی بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از میکروولیت (نور XPL).

## پیروکسن

دومین درشت بلور فراوان این سنگ‌ها را کلینوپيروكسن تشکیل می‌دهد. با توجه به مشاهدات میکروسکوپی به نظر می‌رسد که کلینوپيروكسن‌های موجود در این بازالت‌ها از نوع اوژیت باشند. کلینوپيروكسن مقاوم‌ترین کانی سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه در برابر دگرسانی می‌باشد، به طوری که در بسیاری از بازالت‌های هوازدهی منطقه، بلورهای کلینوپيروكسن از هوازدگی مصون مانده و در زمینه‌ای دگرسان شده قرار گرفته‌اند. پیروكسن‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی از نظر سنگ‌شناختی بسیار اهمیت دارند، چرا که ترکیب آنها بر اساس شیمی گدازه‌ی میزبان آنها تغییر می‌کند. این موضوع به ویژه در مورد فنوکریست‌های کلینوپيروكسن صادق است و ترکیب آنها تفاوت‌های شیمیایی موجود بین انواع مختلف ماگماهای بازالتی را به صورتی خیلی دقیق‌تر از ترکیب زمینه بازتاب می‌دهد (رولینسون، ۱۹۹۳؛ لوتریه<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۸۲). به طور کلی ترکیب کلینوپيروكسن موجود در گدازه‌های مافیک توسط ترکیب مذاب ماگمایی اولیه کنترل می‌شود (سافونوا و همکاران، ۲۰۱۱). در نمونه‌های مورد مطالعه، رنگ کلینوپيروكسن‌ها گاه مایل به بنفش

1- Leterrier

روشن است که حاکی از وجود عنصر تیتانیوم در ساختار آنهاست که این ترکیب دلالت بر ماهیت آلکالن بازالت‌های منطقه دارد. بلورهای کلینوپیروکسن موجود در نمونه‌های مورد مطالعه شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و به صورت منفرد یا همراه با بلورهای پلاژیوکلاز (بافت گلومروپورفیری) دیده می‌شوند. از ویژگی کلینوپیروکسن‌ها داشتن ماکل اوژییتی می‌باشد (شکل ۳-۱۶). کلینوپیروکسن‌ها نسبت به بلورهای دیگر سالم‌ترند و دگرسانی و تجزیه کمتری نشان می‌دهند. در نمونه‌های مورد بررسی، بلورهای کلینوپیروکسن فاقد منطقه‌بندی می‌باشند. از ویژگی‌های بلورهای کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها خلیج خوردگی و گردشگی لبه‌ها می‌باشد. به دلیل تبلور سریع گدازه در سنگ‌های بازالتی منطقه به هنگام فوران، کانی کلینوپیروکسن به صورت ریزدانه در زمینه نیز دیده می‌شود.



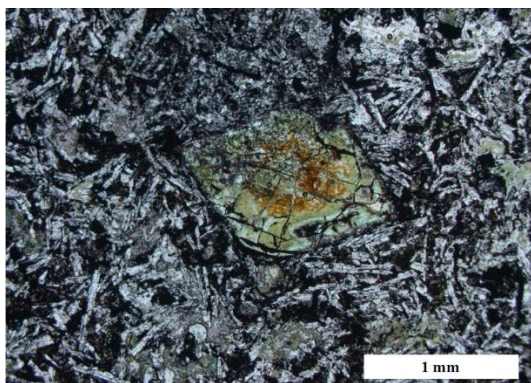
شکل ۳-۱۶- تصویری از بلور کلینوپیروکسن با کامل اوژییتی (نور XPL).

## ب- کانی‌های فرعی

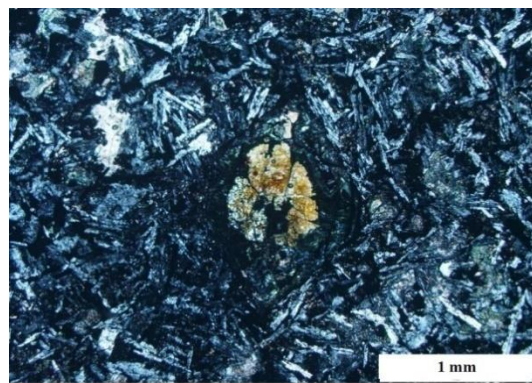
### الیوین

الیوین یکی از مهمترین کانی‌های فرعی موجود در سنگ‌های منطقه می‌باشد که به مقدار خیلی کم در بعضی از نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود. در نمونه‌های طبیعی سنگ‌های بازالتی، الیوین و شیشه، اولین فازهای دگرسان شده طی هوازدگی بازالت‌ها در خشکی و کف اقیانوس هستند

(چسورث<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۴). الیوین در این نمونه‌ها به صورت فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. شدت تجزیه کانی الیوین در نمونه‌ها به حدی است که کانی اولیه، به طور کلی اختصاصات کانی‌شناسی خود را از دست داده و توسط کلریت، کلسیت و اکسید آهن جانشین شده است. اما، این کانی‌های ثانویه قالب کانی فرومنیزین قبلی را حفظ نموده‌اند (شکل ۳-۱۷-الف و ب). در بعضی از نمونه‌ها، الیوین داخل بلور کلینوپیروکسن قرار گرفته و بیانگر تبلور این کانی قبل از فنوکریست‌های کلینوپیروکسن است. شکستگی‌های فراوانی در الیوین‌ها دیده می‌شود که از طریق این شکستگی‌ها و در حاشیه‌ها به ایدنگسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۱۸-الف و ب). فرایند ایدنگسیتی شدن از حاشیه و شکستگی‌های موجود در بلور الیوین شروع و تا مرکز آن ادامه می‌یابد. فرآیند ایدنگسیتی شدن در اثر تغییر و تحول پیوسته در شبکه الیوین در حالت جامد روی می‌دهد و در اثر ورود اتم‌های هیدروژن به شبکه الیوین 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 الیوین می‌شوند (جمشیدی، ۱۳۸۹). ایدنگسیت مخلوطی از گوئیتیت ( $FeOOH$ ) و اکسیدهای بی‌شکل آهن و کانی‌های رسی از نوع مونت‌موریونیت است، که به صورت تجمعی از دانه‌های مخفی بلور هستند. شکل ۳-۱۹ طرحی نمادین از تشکیل ایدنگسیت را نشان می‌دهد که توسط ولچ<sup>۲</sup> و بنفیلد<sup>۳</sup> (۲۰۰۲) ارائه شده است.



شکل ۳-۱۷-ب- تصویری از درشت بلور الیوین که به کلریت تبدیل شده است (نور PPL).



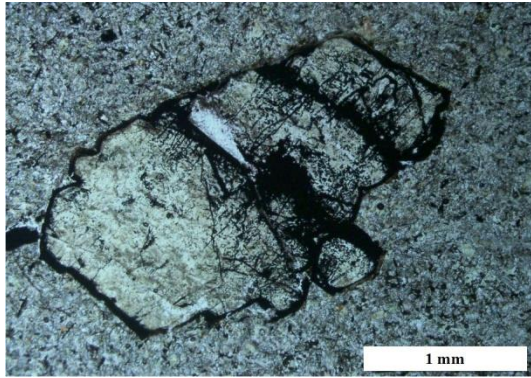
شکل ۳-۱۷-الف- تصویری از درشت بلور الیوین که به کلریت تبدیل شده است (نور XPL).

۱- Chesworth

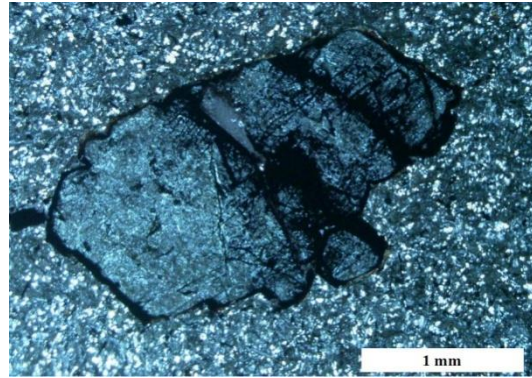
۲- Welch

۳- Benfield

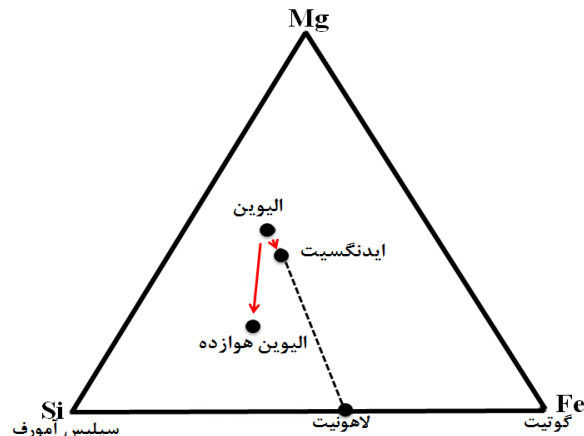




شکل ۳-۱۸-ب- تصویری از ایدنگسیتی شدن حاشیه فنوکریست الیوین (نور PPL).



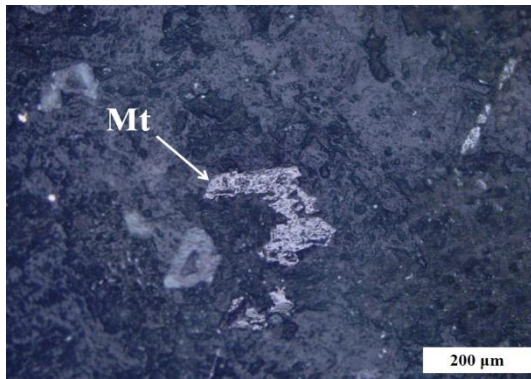
شکل ۳-۱۸-الف- تصویری از ایدنگسیتی شدن حاشیه فنوکریست الیوین (نور XPL).



شکل ۳-۱۹- تغییرات ترکیب اولیوین به ایدنگسیت (ولچ و بنفیلد، ۲۰۰۲).

## کانی‌های اپک

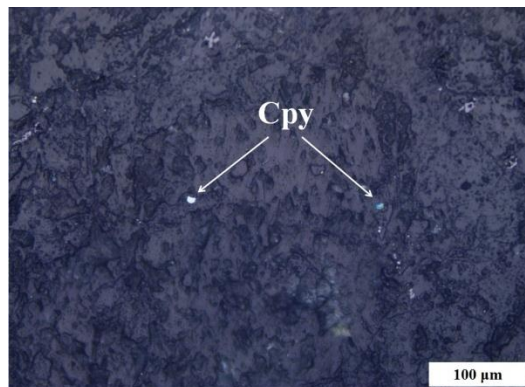
علاوه بر پلاژیوکلاز، الیوین و پیروکسن، کانی‌های اپک، یک مجموعه کانیایی مهم را در سنگ‌های بازالتی تشکیل می‌دهند. کانی‌های اپک مشاهده شده در نمونه‌های مورد بررسی شامل مگنتیت، پیریت و به مقدار خیلی کم کالکوپیریت می‌باشند (شکل‌های ۳-۲۰، ۳-۲۱ و ۳-۲۲). پیریت از کانی‌های معمول در طبیعت است که بسته به نحوه تشکیل خود، تنوع گسترده‌ای در شکل بلوری خود نشان می‌دهد. این تنوع به علت تفاوت محیط یا موقعیت رشد بلور است. در سنگ‌های بازالتی منطقه، مگنتیت نسبت به پیریت از فراوانی بیشتری برخوردار است.



شکل ۳-۲۱- تصویری از کانی مگنتیت در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه (نور انعکاسی).



شکل ۳-۲۰- تصویری از کانی پیریت در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه (نور انعکاسی).

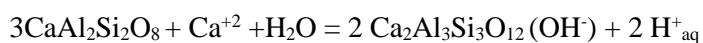


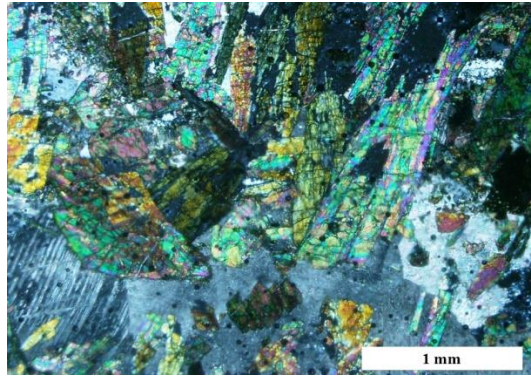
شکل ۳-۲۲- تصویری از کانی کالکوپیریت در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه (نور انعکاسی).

## ج- کانی‌های ثانویه

### اپیدوت

اپیدوت ثانویه بی‌شکل از دگرسانی عمده‌ی کانی‌های کلسیم‌دار مانند پلاژیوکلاز و پیروکسن (اوپت) به وجود می‌آید. اپیدوت عمده‌ترین کانی حاصل از تجزیه پلاژیوکلازها است. هجوم سیالات گرمایی به درون سنگ‌های بازالتی منطقه باعث عدم پایداری کانی‌های کلسیم‌دار شده و سبب پیدایش اپیدوت شده است. این کانی به سه صورت پرکننده حفرات، ریز بلور در زمینه و به صورت رگچه در نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۳). تشکیل اپیدوت ثانویه مستلزم وجود آب طی دگرسانی می‌باشد. پلاژیوکلاز از طریق واکنش زیر به اپیدوت تبدیل می‌شود:

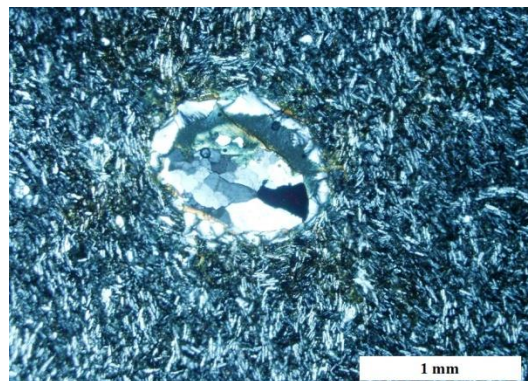




شکل ۳-۲۳- تصویری از بلورهای اپیدوت که به صورت رگچه در برخی نمونه‌ها دیده می‌شوند (نور XPL).

### کلریت

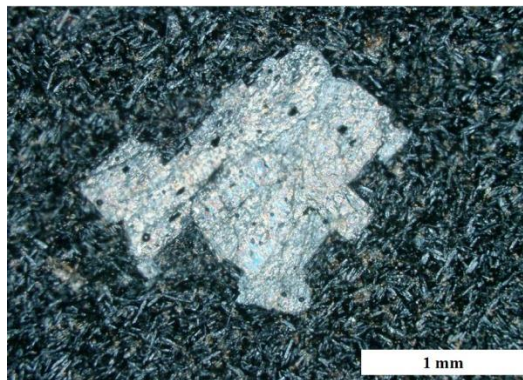
کلریت، حاصل دگرسانی کانی‌های فرومنیزین مانند پیروکسن، الیوین، زمینه‌ی شیشه‌ای سنگ و سوسوریتی شدن پلاژیوکلازهای موجود در سنگ است. بیشترین حجم کلریت‌زایی مربوط به کانی‌های فرومنیزین و به مقدار کمتر مربوط به سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها است. کلریت به صورت آبی رنگ (پنین) و سبز رنگ دیده می‌شود که نوع پنین بیشتر است. کلریت ثانویه به دو صورت پرکننده حفرات موجود در بازالت‌های با بافت بادامکی و پراکنده در متن سنگ (ناشی از تجزیه سنگ) قابل مشاهده است (شکل ۳-۲۴). کلریت نشان دهنده‌ی حضور سیالات طی دگرسانی و خروج Na و Ca از اوزیت می‌باشد. تشکیل کلریت ثانویه یا از دگرسانی کانی‌های مافیک موجود در سنگ و یا به واسطه ورود آهن و منیزیم به سنگ توسط محلول‌های گرمابی و یا وقوع این دو پدیده با هم ناشی می‌شود.



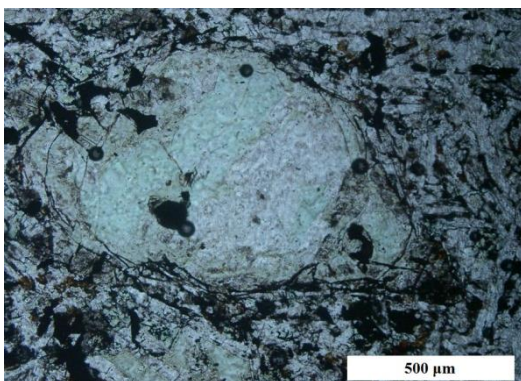
شکل ۳-۲۴- تصویری از کلریت پرکننده حفرات به همراه کوارتز در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه (نور XPL).

## کلسیت

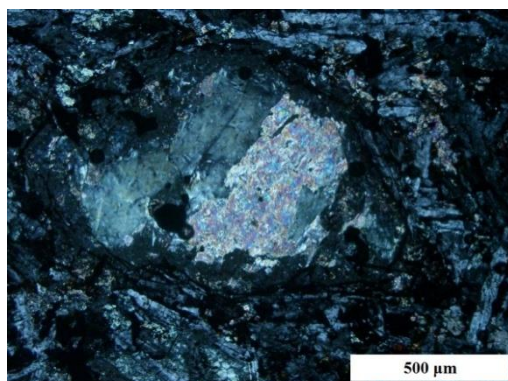
کلسیت بعنوان یک کانی ثانویه از تجزیه کانی‌های کلسیم دار مانند پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن تشکیل می‌شود (شکل ۳-۲۵). همچنین بصورت رگه‌ای و پرکننده حفرات در اثر نفوذ سیالات حاوی بی‌کربنات کلسیم در سنگ ایجاد شده است. در برخی نمونه‌ها کلسیت کاملاً جانشین الیوین شده به طوری که اشکال کاذبی از این کانی ثانویه در قالب بلورهای الیوین ایجاد شده است (شکل ۳-۲۶-الف و ب).



شکل ۳-۲۵- تصویری از دگرسانی بلور پلاژیوکلاز به کلسیت در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه (نور XPL).



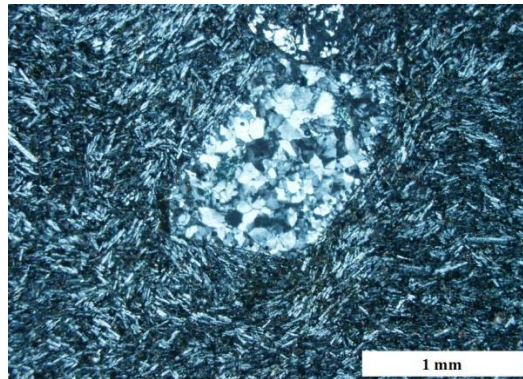
شکل ۳-۲۶-ب- تصویری از جانشینی بلور الیوین توسط کلسیت در نمونه‌های بازالتی (نور PPL).



شکل ۳-۲۶-الف- تصویری از جانشینی بلور الیوین توسط کلسیت در نمونه‌های بازالتی (نور XPL).

## کوارتز

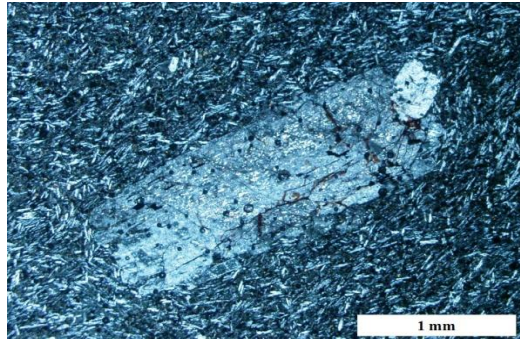
کوارتز ثانویه به صورت پر کننده حفرات موجود در سنگ و به مقدار خیلی کم در زمینه مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۷). کوارتز در اثر رسوب‌گذاری مستقیم از سیالات سیلیس‌دار یا رسوب کردن سیلیس آزاد شده از سایر کانی‌ها در طی دگرسانی تشکیل می‌شود.



شکل ۳-۲۷- تصویری از حفره پر شده توسط کوارتز در بازالت‌های مورد مطالعه (نور XPL).

## سریسیت

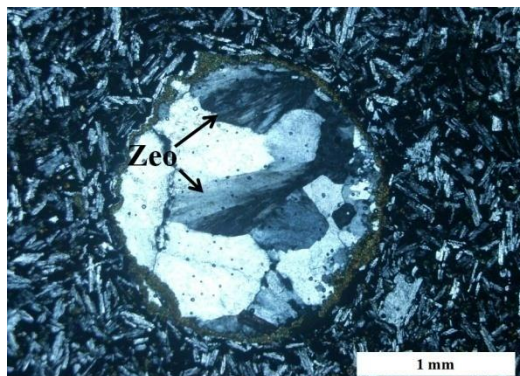
بلورهای ریز سریسیت به همراه اپیدوت، کلریت و کلسیت مجموعه سوسوریت را به وجود می‌آورند. تشکیل سریسیت نیازمند وجود آب و پتاسیم است. این پتاسیم طی فرایند کلریتی شدن به وجود می‌آید که در نتیجه‌ی این فرایند یون پتاسیم با سازنده‌ی آنورتیتی پلاژیوکلاز واکنش داده و یون کلسیم آزاد می‌کند (شکل ۳-۲۸). قسمت‌های غنی از آنورتیت پلاژیوکلاز به راحتی سریسیتی می‌شود (شلی، ۱۹۹۳).



شکل ۳-۲۸- تصویری از دگرسانی درشت بلور پلاژیوکلاز به سرسیت در سنگ‌های بازالتی (نور XPL).

### زئولیت

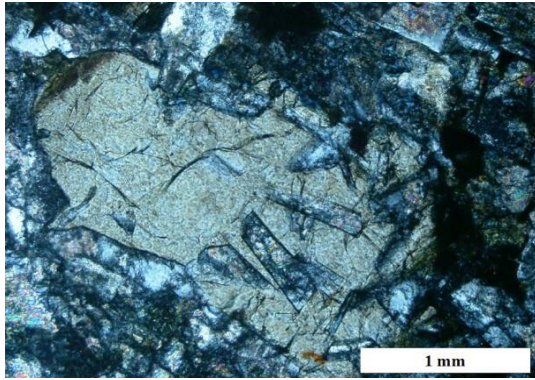
زئولیت‌ها، آلومینوسیلیکات‌های بلورین و هیدراته فلزات قلیایی و قلیایی خاکی با شبکه سه‌بعدی هستند که دارای توانایی تبادل و جذب کاتیونی می‌باشند. تحقیقات مک‌کیان و مک‌لین (۱۹۸۰) و موتل (۱۹۸۳)، در مورد تأثیرات گرمایی بر سنگ‌های بازالتی نشان می‌دهد که Ca و Na تقریباً همیشه متحرک‌اند. با نگاهی به ترکیب شیمیایی زئولیت ملاحظه می‌شود که میزان Na, K و Ca در آنها بالا می‌باشد. عناصر مستعد تشکیل زئولیت‌ها، از دگرسانی سنگ‌های بازالتی و به ویژه دگرسانی پلاژیوکلازها حاصل می‌شوند. زئولیت مشاهده شده در مقاطع مورد بررسی، ثانویه بوده و حاصل واکنش سنگ‌های بازالتی منطقه با سیالاتی (بطور عمده آب) است که به درون آنها نفوذ کرده‌اند. زئولیت‌ها به همراه کوارتز حفرات موجود در سنگ‌های بازالتی را پر می‌کنند (شکل ۳-۲۹).



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

### ۳-۳- پتروگرافی میکروگابروهای مناطق مورد مطالعه

گابروها، سنگ‌های آذرین درشت دانه‌ای هستند که از نظر ترکیب شیمیایی معادل بازالت‌ها می‌باشند. مطالعات صحرایی و پتروگرافی انجام شده بر روی دایک‌ها و سیل‌های منطقه بیانگر ماهیت میکروگابرویی آنها می‌باشد. این سنگ‌ها در نمونه دستی دارای ظاهری تیره رنگ هستند. کانی‌های اصلی نمونه‌های میکروگابرویی شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (اوپتیت) هستند. از کانی‌های فرعی مشاهده شده در این سنگ‌ها می‌توان به آپاتیت و کانی‌های اپک اشاره کرد. کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت و کلسیت در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها تشکیل شده‌اند. بافت‌های مشاهده شده در نمونه‌های میکروگابرویی، بافت‌های اینترگرانولار، ساب افیتیک و افیتیک هستند (شکل‌های ۳-۳۰ و ۳-۳۱ و ۳-۳۲). این بافت‌ها، بر کم عمق بودن توده‌های نفوذی و حجم کم ماگماهای سازنده میکروگابروها دلالت دارند (کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۵). بافت افیتیک (قرارگیری تیغه‌های پلاژیوکلاز در کلینوپیروکسن‌ها) در سنگ‌های میکروگابرویی مورد مطالعه، می‌تواند نشان دهنده‌ی تقدم تبلور تیغه‌های پلاژیوکلاز نسبت به کلینوپیروکسن‌ها باشد. هر چند گاهی این تفسیر درست است، اما ممکن است بافت افیتیک در حین تبلور همزمان دو کانی و صرفاً بر اثر اختلاف در سرعت هسته‌بندی و رشد دو کانی ایجاد شود (مک‌بیرنی و نویس، ۱۹۷۹). به این صورت که اگر سرعت رشد پیروکسن‌ها سریع‌تر از رشد پلاژیوکلازها و در عوض سرعت هسته‌بندی پلاژیوکلازها بیش از پیروکسن‌ها باشد، بلورهای درشت پیروکسن تیغه‌های پلاژیوکلاز را احاطه خواهند کرد (شلی، ۱۹۹۳).



شکل ۳-۳۱- قرارگیری کامل بلور پلاژیوکلاز در کانی کلینوپیروکسن و تشکیل بافت افیتیک در نمونه‌های میکروگابروهابی مورد مطالعه (نور XPL).



شکل ۳-۳۰- تصویری از بافت اینترگرانولار در نمونه‌های میکروگابروهابی مورد مطالعه (نور XPL).

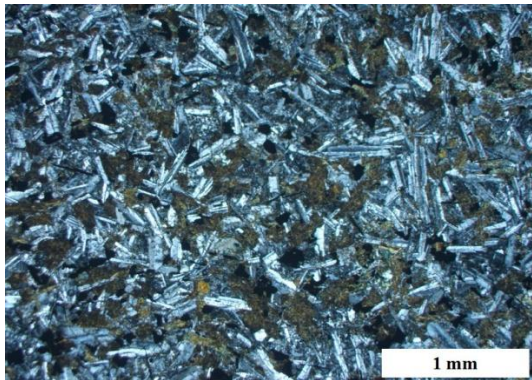


شکل ۳-۳۲- تصویری از بافت ساب‌افیتیک در سنگ‌های میکروگابرویی (نور XPL).

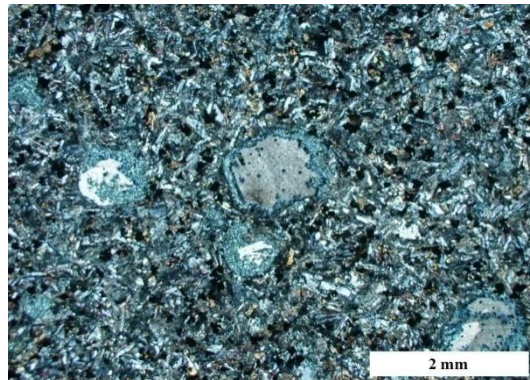
از دیگر بافت‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها، می‌توان به بافت‌های بادامکی و اینترسرتال اشاره کرد. این بافت‌ها، اغلب در سنگ‌های بیرونی و در برخی از توده‌های نفوذی کم عمق تشکیل می‌شوند. در بافت بادامکی حفرات توسط کلسیت و کلریت پر شده‌اند که در برخی از نمونه‌های میکروگابرویی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳۳). در میکروگابروها، این بافت در اثر برداشته شدن فشار و خروج گاز از مذاب تشکیل می‌شود. در بافت اینترسرتال بلورهای پلاژیوکلاز به حالت شبکه‌ای بوده و فضاهای خالی مابین بلورها بوسیله کانی‌های ثانویه مثل کلریت، کلسیت و شیشه پر شده‌اند (شکل ۳-۳۴). عدم وجود زون‌بندی و یکنواخت شدن ترکیب پلاژیوکلازها در حین تبلور، مستلزم تعادل بلور با ماگما و جایگزینی Na به جای Ca و همچنین Si به جای Al برای حفظ توازن بین کاتیون‌ها است (شلی،



۱۹۹۳). بنابراین نادر بودن زون بندی در پلاژیوکلازهای مقاطع میکروگابرویی، نشانگر توقف کوتاه بلورها در مذاب و ایجاد تعادل بین ماگما و بلور پیش از جایگزینی توده است.



شکل ۳-۳۴- قرار گرفتن کلریت در فضای بین پلاژیوکلازها و تشکیل بافت اینترسرتال در میکروگابروها (نور XPL).

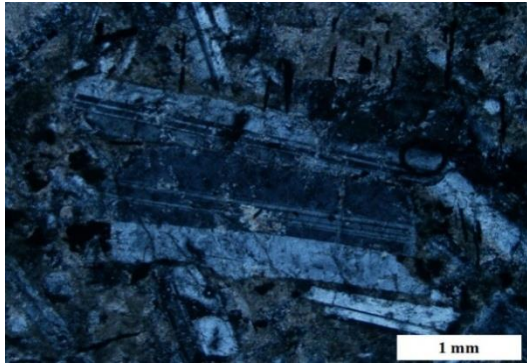


شکل ۳-۳۳- حفرات پر شده توسط کلسیت و کلریت و تشکیل بافت بادامکی در میکروگابروها (نور XPL).

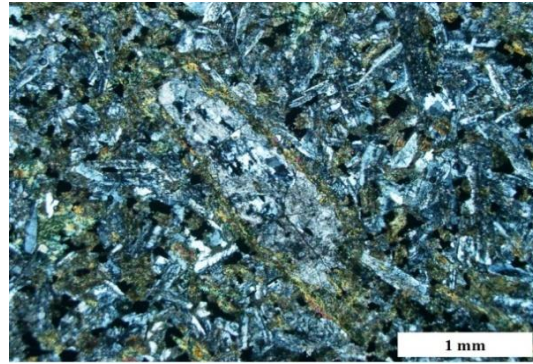
### ۳-۳-۱- کانی‌های اصلی

#### پلاژیوکلاز

درشت بلورهای پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار، نیمه شکل‌دار و با اشکال تیغ‌های، فراوان‌ترین کانی اصلی میکروگابروها را تشکیل می‌دهند. این کانی همراه با بلورهای کلینوپیروکسن بافت اینترگرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک را در این سنگ‌ها به وجود آورده‌اند. در اکثر نمونه‌ها بلورهای پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی به کلسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۳۵). ماکل کارلسباد و پلی‌سنتتیک در این کانی قابل مشاهده است (شکل ۳-۳۶).



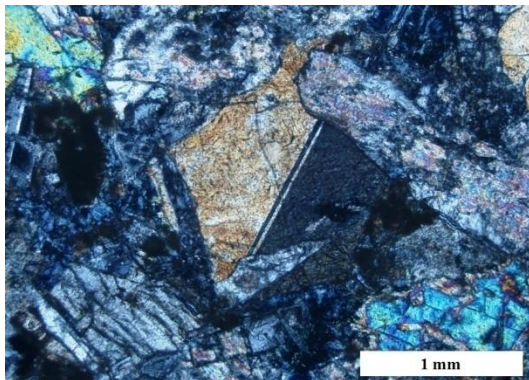
شکل ۳-۳۶- پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد در نمونه‌های میکروگابرویی (نور XPL).



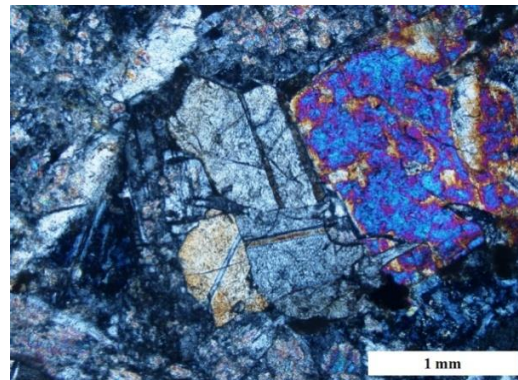
شکل ۳-۳۵- دگرسانی پلاژیوکلاز به کلسیت در نمونه‌های میکروگابرویی (نور XPL).

### پیروکسن

پیروکسن‌های موجود در میکروگابروها از نوع اوژیت بوده که به صورت فنو کریست‌های شکل‌دار و نیمه شکل‌دار با ماکل اوژیتی مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۳۷ و ۳-۳۸). در برخی از نمونه‌ها بلورهای کلینوپیروکسن در طی دگرسانی تا حد زیادی به کلریت تبدیل شده‌اند اما در سایر نمونه‌ها این بلورها سالم هستند.



شکل ۳-۳۸- تصویری از کلینوپیروکسن ماکله در نمونه‌های میکروگابرویی (نور XPL).

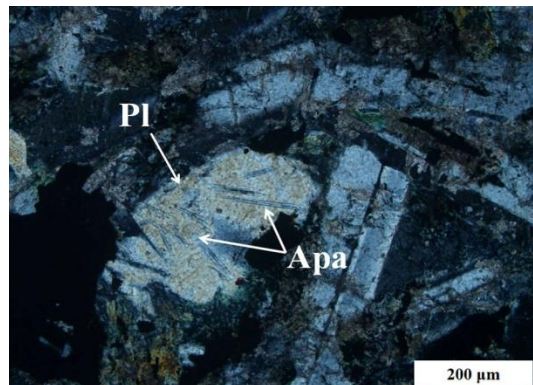


شکل ۳-۳۷- بلورهای کلینوپیروکسن با ماکل اوژیتی در نمونه‌های میکروگابرویی (نور XPL).

### ۲-۳-۳- کانی‌های فرعی

#### آپاتیت

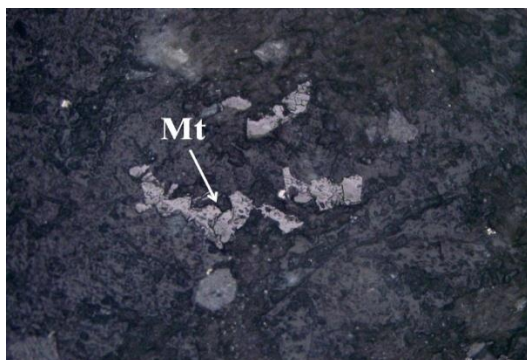
آپاتیت به مقدار کم و به صورت ادخال‌های سوزنی شکل و ریز درون بلورهای پلاژیوکلازها مشاهده شده‌اند و آنها را قطع کرده‌اند (شکل ۳-۳۹). حضور آپاتیت در بلورهای پلاژیوکلاز نشان دهنده‌ی تبلور زود هنگام این کانی قبل از پلاژیوکلاز است. به اعتقاد براون (۲۰۰۱) حالت سوزنی و کشیده در بلورهای آپاتیت به علت سرد شدن سریع در محیط می‌باشد.



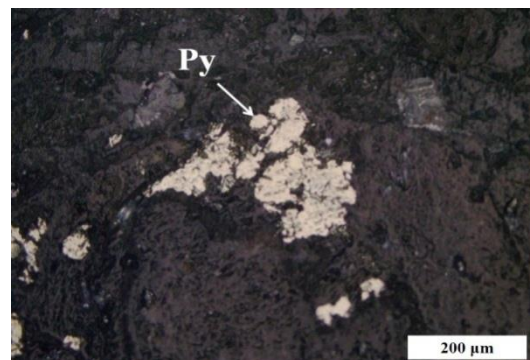
شکل ۳-۳۹- تصویری از تیغه‌های آپاتیت به صورت ادخال در بلور پلاژیوکلاز در سنگ‌های میکروگابرویی (نور XPL).

#### کانی‌های اپک

کانی‌های اپک موجود در سنگ‌های میکروگابرویی مورد مطالعه شامل مگنتیت و پیریت می‌باشند (شکل‌های ۳-۴۰ و ۳-۴۱). در این سنگ‌ها نیز مگنتیت فراوانی بیشتری نسبت به پیریت دارد.



شکل ۳-۴۱- تصویری از کانی مگنتیت در سنگ‌های میکروگابرویی (نور انعکاسی).

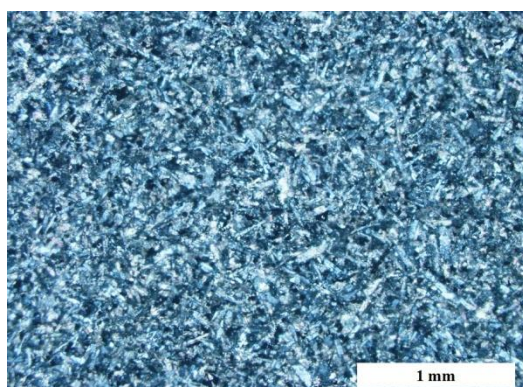


شکل ۳-۴۰- تصویری از کانی پیریت در سنگ‌های میکروگابرویی (نور انعکاسی).

### ۳-۳-۳- کانی‌های ثانویه

#### کلسیت

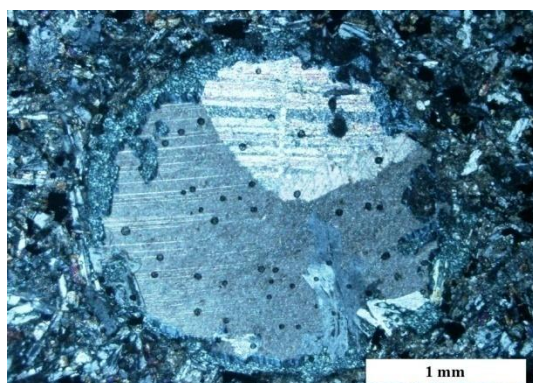
در این سنگ‌ها کلسیت از دگرسانی پلاژیوکلازها به وجود می‌آید. کلسیت به دو صورت پرکننده حفرات و در زمینه نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود (شکل ۳-۴۲).



شکل ۳-۴۲- دگرسانی تیغه‌های پلاژیوکلاز به کلسیت در سنگ‌های میکروگابرویی (نور XPL).

#### کلریت

کلریت ثانویه در این سنگ‌ها ناشی از دگرسانی کانی‌های کلینوپیروکسن می‌باشد. کلریت همراه با کلسیت به صورت پرکننده حفرات و در زمینه سنگ‌های میکروگابرویی قابل مشاهده است (شکل ۳-۴۳).



شکل ۳-۴۳- حفرات پر شده توسط کلریت و کلسیت در نمونه‌های میکروگابرویی (نور XPL).

### ۳-۴- ترتیب تبلور

طبق قانون روزنبوش، ترتیب تبلور کانی‌ها به شرح زیر می‌باشد:

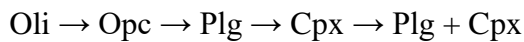
۱- حضور یک کانی درون کانی دیگر، معرف تقدم تبلور این کانی نسبت به کانی دربرگیرنده می‌باشد.

۲- کانی‌های شکل‌دار نسبت به کانی‌های نیمه شکل‌دار و کانی‌های نیمه شکل‌دار نسبت به کانی‌های بی‌شکل زودتر متبلور شده‌اند.

۳- کانی‌های ثانویه در تعیین ترتیب تبلور نقشی ندارند.

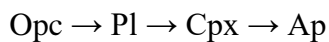
#### - بازالت‌ها

با توجه به مقاطع مورد بررسی و روابط بافتی مشاهده شده، ترتیب تبلور کانی‌ها در نمونه‌های بازالتی به صورت زیر می‌باشد:



#### - میکروگابروها

ترتیب تبلور کانی‌های مشاهده شده در نمونه‌های میکروگابرویی به صورت زیر می‌باشد:



فصل چہارم

ژئوشیمی

## ۴-۱- مقدمه

پس از تحلیل روابط صحرایی و پتروگرافی سنگ‌ها، مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها از اهمیت زیادی برخوردار است. امروزه بررسی دقیق و همه جانبه سنگ‌ها از جمله تفسیر منشأ و پتروژنز آنها بدون مطالعات ژئوشیمیایی امکان‌پذیر نیست. مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری از رخنمون‌های سنگی مناطق مورد مطالعه در چندین مرحله بازدید در سال ۱۳۹۰ انجام گردید و بیش از ۱۰۰ نمونه از واحدهای مختلف برداشت شد. پس از تهیه مقاطع نازک و انجام مطالعات پتروگرافی دقیق بر روی سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه، ۱۲ عدد از نمونه‌ها، با توجه به حداقل هوازدگی، انتخاب و در آزمایشگاه SGS کانادا به روش بسته ترکیبی با کد ICP95A (به روش ICP-AES) برای عناصر اصلی، مواد فرار و برخی از عناصر نادر (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Cr, Ba, Nb, Sr, Y, Zn) و بسته ترکیبی با کد IMS95A (به روش ICP-MS) برای بقیه عناصر نادر مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند. از ویژگی‌های مهم روش ICP-MS می‌توان به حد آشکارسازی بسیار پایین، صحت و دقت بالای آن، اشاره کرد (رولینسون<sup>۱</sup>، ۱۹۹۳).

به منظور رسم نمودارهای ژئوشیمیایی و پردازش داده‌ها، نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌ها توسط نرم افزارهای پترولوژیکی GCDKIT و Icpet مورد پردازش قرار گرفتند. نظر به همسانی ترکیب سنگ‌شناسی و شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه و ماهیت نیمه عمیق (دایکی) نمونه‌های میکروگابرویی، بنابراین از نمودارهای ژئوشیمیایی یکسانی برای نمونه‌های بازالتی و میکروگابرویی استفاده شده است. از بین ۱۲ نمونه‌ی آنالیز شده، ۶ نمونه بازالت و ۶ نمونه میکروگابرویی می‌باشند. نام سنگ، شماره و موقعیت جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها، در جدول ۴-۱ آورده شده است. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های مناطق مورد مطالعه نیز در جداول ۴-۲ و ۴-۳ آمده است. اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر نورماتیو کانی‌های مجازی به صورت درصد وزنی (Wt%) و عناصر کمیاب و

1- Rollinson

کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm) می‌باشند. لازم به ذکر است که تصحیحات لازم، از جمله حذف موارد فرار (L.O.I) و تصحیح نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  در مورد آنها اعمال گردیده است.

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

شماره‌ی نمونه	نام سنگ بر اساس در صحرا و نمونه دستی	محل برداشت نمونه	موقعیت جغرافیایی به UTM	
			عرض جغرافیایی شمالی	طول جغرافیایی شرقی
N-1/1	بازالت	نکارمن (دره کلودر)	۳۰۶۷۱۴	۴۰۴۶۴۱۰
N-4/3	بازالت	نکارمن (دره کلودر)	۳۰۶۷۹۹	۴۰۴۶۳۵۹
N-5/1	بازالت	نکارمن (دره کلودر)	۳۰۷۳۳۱	۴۰۴۵۹۲۲
N-8/4	بازالت	نکارمن (دره کلودر)	۳۰۷۲۶۷	۴۰۴۵۹۸۴
N-9/2	بازالت	نکارمن (دره کلودر)	۳۰۷۱۸۵	۴۰۴۵۹۸۱
N-15/2	بازالت	نکارمن (دره کلودر)	۳۰۶۴۶۳	۴۰۴۷۶۷۹
N-14/	میکروگابرو	نکارمن (دره کلودر)	۳۰۶۲۱۷	۴۰۴۷۷۴۷
N-16/1	میکروگابرو	نکارمن (دره کلودر)	۳۰۶۲۱۷	۴۰۴۷۷۴۷
N-16/2	میکروگابرو	نکارمن (دره کلودر)	۳۰۶۲۱۷	۴۰۴۷۷۴۷
D-1/1	میکروگابرو	دهملا	۲۹۹۵۷۷	۴۰۲۶۶۵۰
D-3/4	میکروگابرو	دهملا	۲۹۸۸۱۲	۴۰۲۶۶۲۴
Kh3	میکروگابرو	قلعه‌نوخرقان	۳۲۲۵۴۳	۴۰۵۸۶۷۵

جدول ۴-۲- نتایج خام تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه که مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی را به درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب را به قسمت در میلیون نشان می‌دهد.

Sample	N-1/1	N-4/3	N-5/1	N-8/4	N-9/2	N-14/2	N-15/2	N-16/1	N-16/2	D-1/1	D-3/4	Kh3
<b>Major Oxide (Wt%)</b>												
SiO <sub>2</sub>	۴۷/۷	۴۵/۷	۴۶/۹	۴۷/۴	۴۷/۷	۴۸/۶	۴۸	۴۹/۷۰	۴۷	۴۴/۸	۴۷/۶	۴۸/۱
TiO <sub>2</sub>	۲/۲	۳/۲۴	۳/۱۶	۳/۴۱	۱/۹۵	۳/۰۲	۲/۲۷	۲/۹۵	۲/۶۳	۲/۵۵	۲/۶۸	۱/۷۷
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۳/۵	۱۴/۳	۱۴/۷	۱۴/۸	۱۴/۹	۱۲/۹	۱۵/۱	۱۲/۸	۱۵/۱	۱۳/۷	۱۳/۶	۱۶
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۲/۱	۱۳/۴	۱۳/۹	۱۲/۱	۱۱/۲	۱۳/۵	۱۱/۲	۱۳/۸	12	۱۲/۵	۱۲/۳	۹/۵۷
MnO	۰/۲۴	۰/۳۸	۰/۰۸	۰/۳۴	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۳۷	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۳۵	۰/۱۳	۰/۱۶
MgO	۶/۷۵	۵/۴۲	۱/۹۹	۴/۸۸	۶/۰۵	۴/۶۸	۵/۹۵	۴/۴۶	۶/۴۵	۵/۱۹	۴/۱۶	۶/۱۱
CaO	۸/۶۶	۵/۲۷	۴/۰۶	۶/۷۸	۷/۲۳	۶/۹۳	۷/۳۵	۷/۰۹	۶/۷۲	۴/۹۲	۷/۴۳	۸/۳۵
Na <sub>2</sub> O	۲/۷	۴/۳	۵	۳/۹	۳/۵	۳/۲	۳/۷	۲/۹	۴/۴۰	۲/۱	۲/۴	۲/۸
K <sub>2</sub> O	۱/۲۳	۱/۲۳	۲/۱۸	۱/۳۸	۲/۱۹	۰/۱۳	۱/۴	۰/۱۲	۰/۳	۱/۴۹	۰/۹۴	۱/۱۲
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۳	۰/۵۳	۰/۴۵	۰/۵۳	۰/۲۶	۰/۳۸	۰/۳۲	۰/۳۶	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۳۵	۰/۲۶
L.O.I	۲/۰۸	۳/۳۱	۵/۱۳	۲/۶۶	۲/۲۷	۲/۹۸	۲/۴۲	۳/۳۷	۳/۶۸	۷/۶۷	۵/۷۶	۳/۱۸
Total	۹۷/۴	۹۷/۱	۹۷/۶	۹۸/۲	۹۷/۵	۹۶/۵	۹۷/۹	۹۷/۷۶	۹۸/۸۱	۹۵/۵	۹۷/۴	۹۷/۵
<b>Norm (CIPW)</b>												
Q	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	9.1	0.0	8.83	0.0	7.4	9.6	1.8
Or	7.62	7.68	13.95	8.51	13.59	0.83	8.63	0.75	.86	9.99	6.09	7.03
Ab	23.95	38.84	45.51	34.52	31.06	28.94	32.75	25.98	39.1	20.22	22.17	25.13
An	22.1	17.17	12.13	19.7	19.41	21.86	21.43	22.82	21.59	25.5	25.72	29.49
Ne	0.0	0.0	0.15	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Di	16.8	5.63	5.36	9.58	13.26	9.9	11.7	9.21	3.22	0.0	9.76	10.12



Hy	15.95	6.07	0.0	11.27	0.25	13.96	7.93	19.94	0.79	21.99	12.53	16.36
Ol	0.0	8.46	6.63	1.01	11.07	0.0	5.47	0.0	18.26	0.0	0.0	0.0
Mt	7.37	8.32	8.73	7.35	6.83	8.38	6.8	4.88	3.04	8.25	7.8	5.93
Il	4.39	6.46	6.29	6.78	3.88	6	4.52	5.93	5.24	5.07	5.34	3.52
Ap	0.73	1.35	1.16	1.3	0.64	0.97	0.78	0.9	0.79	0.83	0.9	0.66
<b>Trace elements (ppm)</b>												
Ba	300	360	170	590	600	100	470	120	16	500	150	280
Co	۴۳/۹	۴۰/۴	۲۲/۶	۳۷/۶	۴۲/۷	۳۷/۴	۳۹/۲	۴۴/۲	48	۴۰/۲	۳۷/۲	۳۴/۲
Cs	۰/۵	۱/۱	۱/۵	۰/۴	۰/۵	۰/۹	۰/۵	۱/۳	۰/۳	۱	۰/۴	۰/۱
Ga	۲۰	۲۵	۲۳	۲۵	۲۰	23	۲۱	26	24	22	22	20
Hf	۳	۶	۵	۶	۲	۵	۳	3	2	4	4	2
Nb	۱۵	۳۳	۲۸	۳۴	۱۳	۲۲	۱۴	23	2	16	18	11
Rb	۲۱/۸	۲۳/۲	۳۹/۹	۳۱/۹	۵۴/۵	۲/۳	۱۹	۳/۶	۴/۱	۱۹/۴	۱۸	۲۶/۸
Sr	۳۴۰	۲۸۰	۱۰۰	۳۶۰	۴۹۰	۲۵۰	۴۸۰	280	280	۱۹۰	۲۹۰	۳۹۰
Ta	1	۲/۲	۱/۹	۲/۳	۰/۸	۱/۵	۰/۹	۱/۳	۱/۱	۱/۱	۱/۲	۰/۷
Th	۱/۵	۴/۹	۳	۴/۶	۱/۶	۳/۱	۱/۶	۳/۱	۲/۲	۱/۸	۲/۳	۱/۲
U	۰/۳۸	۱/۱۴	۰/۶۹	۱/۱	۰/۳۷	۰/۸۲	۰/۴	۰/۸۴	۰/۴۹	۰/۵۳	۰/۶	۰/۲۸
V	۲۲۹	۳۳۵	۳۱۳	۳۳۷	۲۲۹	۳۲۴	۲۶۲	393	312	۲۷۸	۲۶۶	۲۰۶
Zr	۱۵۴	۲۶۴	۲۱۹	۲۵۶	۱۲۴	۲۰۴	۱۳۷	187	178	۱۶۲	۱۸۶	۹۹/۵
Cu	۱۴۰	۶	۲۷	۱۷	۸	۵۳	۶	86	19	۷۴	۲۳	۷۶
Zn	۲۳۶	۲۷۵	۱۵۴	۲۸۷	۴۶۲	۱۳۰	۲۸۶	151	242	۹۴۵	۲۲۱	۱۸۶
Ni	۷۸	۳۰	۲۹	۳۲	۶۹	۲۹	۳۶	44	46	۹۱	۷۴	۵۷
<b>Rare earth elements (ppm)</b>												
La	۱۶/۲	۳۰/۸	۲۷/۳	۳۰/۵	۱۲/۹	۲۴/۴	۱۴/۷	24	۱۷/۶	۱۵/۹	۱۷/۳	۱۲/۱
Ce	۳۸/۱	۶۹/۷	۶۱	۷۰/۳	۳۰/۷	۵۲/۵	۳۳/۵	۵۰/۴	۴۰/۶	۳۶/۳	۳۹/۱	۲۶/۵
Pr	۵/۰۴	۹/۰۹	۷/۹	۹/۱۵	۴/۱	۶/۷۹	۴/۵۹	۷/۰۶	۵/۶۹	۴/۸۴	۵/۱۴	۳/۳۶
Nd	۲۱/۹	۳۶/۵	۳۳/۵	۳۸/۵	۱۸	۲۹/۸	۲۰/۳	۲۸/۹	۲۴/۸	۲۱/۵	۲۳/۲	۱۵
Sm	۵/۴	۸	۷/۷	۸/۴	۴/۶	۷/۱	۵/۲	۶/۸	۶/۱	۵/۴	۵/۶	۳/۷
Eu	۱/۸۳	۲/۳۴	۲/۰۸	۲/۵	۱/۵	۲/۶۲	۱/۸	۲/۵۲	۲/۱۸	۱/۷۹	۱/۹۹	۱/۴۴
Gd	۵/۵۵	۸/۰۲	۸/۰۲	۸/۳۲	۵/۰۴	۷/۴۵	۵/۴۶	۶/۹۵	۶/۴۳	۵/۷۵	۶/۲۹	۴/۲۳
Tb	۰/۸۴	۱/۲۶	۱/۲۲	۱/۲۶	۰/۷۴	۱/۱۷	۰/۸۵	۱/۱۱	۱/۰۱	۰/۸۷	۰/۹۸	۰/۶۳
Dy	۴/۷۸	۷/۰۲	۶/۸	۷/۲۳	۴/۴۱	۶/۴۶	۴/۹۸	۶/۳۸	۵/۵۸	۴/۹۲	۵/۶۵	۳/۵۴
Ho	۰/۹۵	۱/۴۶	۱/۴	۱/۴۳	۰/۸۳	۱/۳۱	۰/۹۹	۱/۲۲	۱/۱۱	۰/۹۸	۱/۱۴	۰/۶۷
Er	۲/۳۴	۳/۷۳	۳/۵۲	۳/۷۵	۲/۲۴	۳/۲۹	۲/۳۷	۳/۲۸	۲/۹۵	۲/۴۶	۲/۹	۱/۸
Tm	۰/۳۲	۰/۵۲	۰/۴۷	۰/۴۹	۰/۳	۰/۳	۰/۴۴	۰/۴۷	۰/۴۱	۰/۳۲	۰/۴	۰/۲۴
Yb	۱/۹	۳/۳	۳/۱	۳/۱	۱/۹	۲/۸	۱/۹	۲/۷	۴/۲	۲/۱	۲/۶	۱/۵
Lu	۰/۲۳	۰/۴۷	۰/۴۲	۰/۴۴	۰/۲۶	۰/۳۸	۰/۲۶	۰/۴۳	۰/۳۳	۰/۳	۰/۳۳	۰/۱۹
Y	۲۴/۷	۳۸/۱	۳۴/۸	۳۶/۵	۲۲/۱	33	۲۴/۹	۳۲/۸	۲۹/۹	۲۴/۲	۲۸/۸	۱۸/۵
Nb/La	۰/۹۳	۱/۰۷	۱/۰۳	۱/۱۱	۱/۰۱	۰/۹۰	۰/۹۵	۰/۹۶	۱/۱۴	۱/۰۱	۱/۰۴	۰/۹۱

علائم معرف کانی‌های نرماتیو عبارتند از :

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

جدول ۴-۳- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های سنگی مناطق مورد مطالعه پس از حذف مواد فرار و تصحیح

مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$ .

Sample	N-1/1	N-4/3	N-5/1	N-8/4	N-9/2	N-14/2	N-15/2	N-16/1	N-16/2	D-1/1	D-3/4	Kh3
SiO <sub>2</sub>	49.99	48.74	50.74	49.62	50.08	50.22	51.95	۵۲.۶۵	۴۹.۴۱	50.95	51.97	51.03
TiO <sub>2</sub>	2.31	3.4	3.31	3.57	2.04	2.38	3.16	۳.۱۳	۲.۷۶	2.67	2.81	1.85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.15	15.25	15.9	15.49	15.64	15.8	13.79	۱۳.۵۶	۱۵.۸۷	15.58	14.85	16.98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.08	5.74	6.02	5.07	4.71	4.69	5.78	۵.۸۵	۵.۰۵	5.69	5.38	4.09
FeO	7.6	8.55	9.02	7.6	7.05	7.03	8.65	۸.۷۷	۵.۵۷	8.53	8.05	6.09
MnO	0.25	0.41	0.09	0.36	0.26	0.28	0.22	۰.۲۲	۰.۳۸	0.4	0.14	0.17
MgO	7.07	5.78	2.15	5.11	6.35	6.23	5	۴.۷۳	۶.۷۸	5.9	4.54	6.48
CaO	9.08	5.62	4.39	7.1	7.59	7.69	7.41	۷.۵۱	۷.۰۶	5.6	8.11	8.86
Na <sub>2</sub> O	2.83	4.59	5.41	4.08	3.67	3.87	3.42	۳.۰۷	۴.۶۳	2.39	2.62	2.97
K <sub>2</sub> O	1.29	1.3	2.36	1.44	2.3	1.46	0.14	۰.۱۳	۰.۳۲	1.69	1.03	1.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.31	0.57	0.49	0.55	0.27	0.33	0.41	۰.۳۸	۰.۳۴	0.35	0.38	0.28
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

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

مهمترین عوامل بروز خطا در نتایج تجزیه‌ی شیمیایی شامل 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 واکنشگرهای ناخالص مورد استفاده در انحلال و آماده‌سازی نمونه‌ها برای انجام آنالیز می‌باشند (رولینسون، ۱۹۹۳).

آلودگی در هنگام آماده‌سازی نمونه (خرد و آسیاب کردن) یک منبع مهم خطا در تجزیه‌ی شیمیایی است. 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. به دلیل ترکیب آهنی دستگاه آسیاب مورد استفاده در آزمایشگاه شرکت کان پژوه، اضافه شدن مقدار جزئی آهن در مرحله آماده‌سازی نمونه‌ها، امری اجتناب‌ناپذیر است. عنصر آهن از عناصر اصلی تشکیل دهنده‌ی نمونه‌های مورد نظر می‌باشد و آلودگی مقدار ناچیزی از این عنصر نمی‌تواند نقش مهمی در ایجاد خطا داشته باشد.

همانطور که قبلاً ذکر شد، نمونه‌های مورد مطالعه در آزمایشگاه به روش‌های ICP-AES و ICP-MS تجزیه شده‌اند. حد آشکارسازی بسیار پایین، سرعت بالا، درستی و دقت بالای این روش‌ها باعث می‌شود تا با اطمینان بیشتری، نتایج حاصل از تجزیه‌ی نمونه‌ها مورد بحث و تحلیل قرار گیرد.

### ۴-۳- تصحیح داده‌های خام حاصل از تجزیه‌ی ژئوشیمیایی

قبل از استفاده از داده‌های خام تجزیه‌های شیمیایی لازم است تغییراتی در آنها اعمال شود. از جمله این تغییرات می‌توان به حذف مواد فرار (L.O.I) و تصحیح نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  اشاره کرد.

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

با افزایش میزان هوازدگی در سنگ، میزان کانی‌های رسی، کلریت، اپیدوت، کلسیت، زئولیت و ایدنگسیت در آن افزایش می‌یابد و به دلیل دارا بودن آب بافتی بیشتر، مقدار L.O.I را در سنگ افزایش می‌دهند (جعفرقلی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۶). به طور معمول، میزان مواد فرار در سنگ‌های ماگمایی کمتر از ۱/۵ درصد می‌باشد (میدلموست<sup>۱</sup>، ۱۹۸۵). نمونه‌های مناطق مورد مطالعه دارای ۲/۸ تا ۷/۶۷ درصد مواد فرار هستند. این افزایش مواد فرار را می‌توان به تأثیر شدید فرایندهای ثانویه مانند دگرسانی و در نتیجه تشکیل کانی‌های ثانویه‌ی آبدار مثل کلریت و اپیدوت نسبت داد. به منظور حذف مواد فرار نمونه‌های سنگی، درصد مواد فرار را از مجموع اکسیدهای آن نمونه (SUM) کم کرده، عدد به دست آمده، مقدار جدید اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرار آن حذف شده است. سپس، نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضریبی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، تا درصد وزنی اکسیدها بدون مواد فرار محاسبه گردد. به عنوان مثال، روش محاسبه ضریب حذف مواد فرار (Z) برای نمونه N-8/4-2 این گونه می‌باشد:

$$N-8/4-2: \text{SUM} = 98.2, \text{L.O.I} = 2.66$$

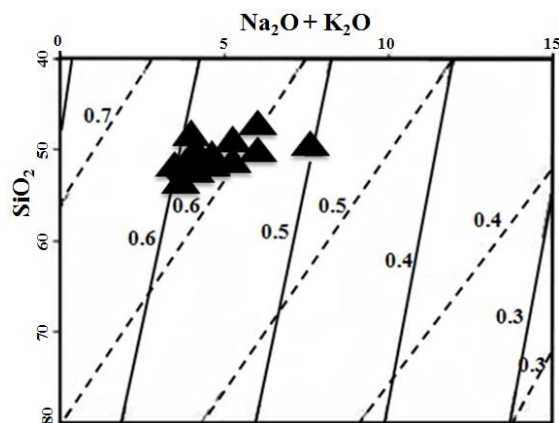
$$\text{Sum} - \text{L.O.I} = 98.2 - 2.66 = 95.54$$

<sup>۱</sup> - Middlemost

$$Z = 100/95.54 = 1.04$$

#### ۴-۳-۲- تصحیح نسبت $Fe_2O_3/FeO$

در تجزیه‌های شیمیایی مقدار اکسید آهن به صورت  $Fe_2O_3$  کل ارائه شده است. در تعیین مقدار آهن فریک ( $Fe_2O_3$ ) و آهن فرو ( $FeO$ ) ممکن است مقادیر محاسبه شده به دور از مقدار واقعی موجود در نمونه‌های تجزیه شده باشد که در نتیجه تأثیر زیادی بر کانی‌های به دست آمده از طریق نورم می‌گذارد. بدین ترتیب که سنگ دارای مگنتیت نورماتیو بیشتری است. بنابراین  $FeO$  کمتری برای ساختن کانی‌های سیلیکاته مانند دیوپسید، هیپرستن و الیون باقی می‌ماند. از طرفی مقادیر  $SiO_2$  باقیمانده حاصل از نورم در این سنگ‌ها بیشتر خواهد شد. جهت تعدیل این نسبت روشهای متعددی ارائه شده است که در اینجا از نمودار  $Na_2O + K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  لومتر (۱۹۷۶) استفاده شده است (شکل ۴-۱). مقادیر محاسبه شده برای  $FeO$  و  $Fe_2O_3$  در جدول ۴-۳ ارائه شده است.



شکل ۴-۱- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار  $Na_2O + K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (لومتر، ۱۹۷۶)، که در آن خطوط نسبت‌های اکسیداسیون مساوی درصد  $FeO / (FeO + Fe_2O_3)$  برای سنگ‌های آذرین درونی (با خطوط ممتد) و برای سنگ‌های آتشفشانی (با خط چین) نشان داده شده است.

#### ۴-۴- کاربرد نتایج تجزیه‌ی شیمیایی در طبقه‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه

از داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی به منظور طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌ها استفاده می‌شود. در این طبقه‌بندی معمولاً تغییرات یک یا دو اکسید اصلی سنگ به تغییرات سیلیس ترسیم می‌شود. نمودار رده‌بندی مجموع آلكالی ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) در مقابل  $\text{SiO}_2$  (TAS) از مهمترین رده‌بندی‌های شیمیایی است که توسط پژوهشگران متعددی نظیر کاکس<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۷۹)، میدلموست (۱۹۸۵)، لوباس<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۸۶) ارائه شده است.

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

این طبقه‌بندی توسط لوباس و همکاران (۱۹۸۶) ارائه گردیده است و بر اساس مجموع درصد وزنی  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در مقابل درصد وزنی  $\text{SiO}_2$  می‌باشد. بر اساس این نمودار، نمونه‌ها با ترکیب بازالت، تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی اغلب در محدوده‌ی قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲-الف).

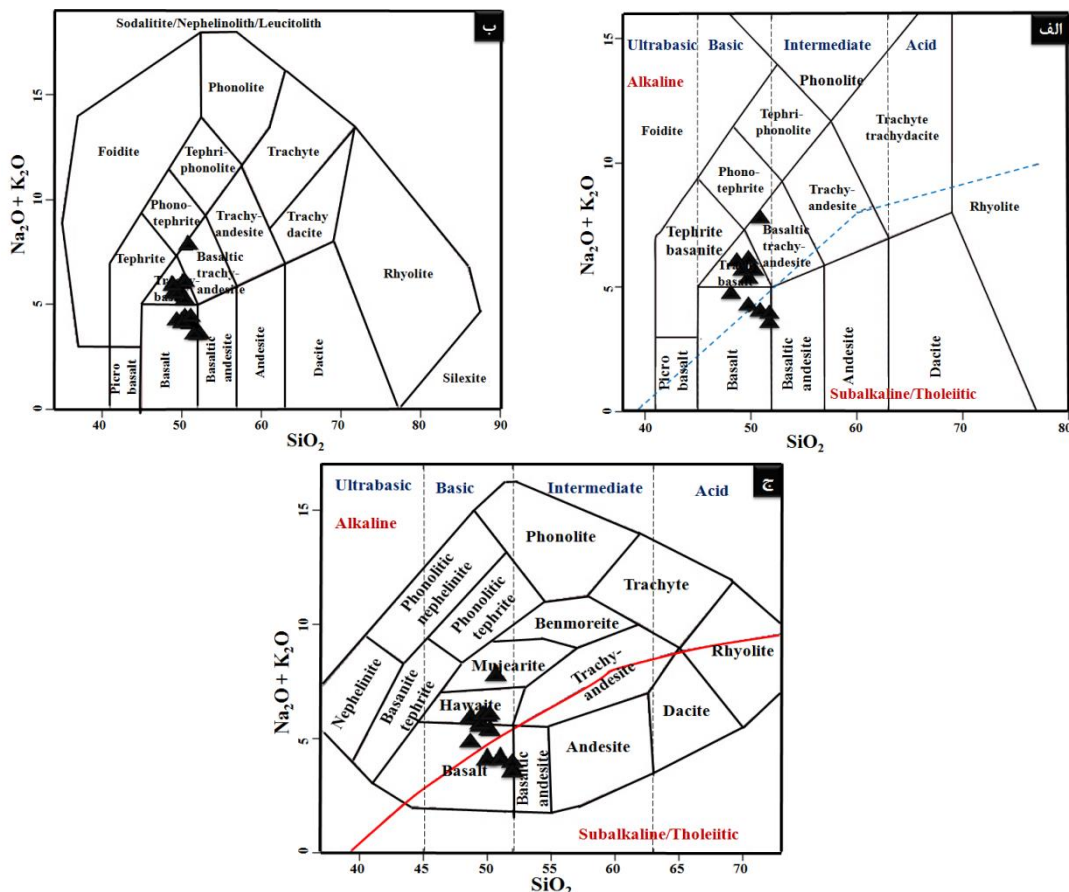
##### ب- نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل $\text{SiO}_2$ (میدلموست، ۱۹۹۴)

در نمودار میدلموست (۱۹۹۴)، مجموع درصد وزنی  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در مقابل درصد وزنی  $\text{SiO}_2$  ترسیم می‌شود (شکل ۴-۲-ب). بر این اساس سنگ‌های مناطق مورد مطالعه در محدوده بازالت، تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی واقع شده‌اند.

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

نمودار طبقه‌بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹) نیز همانند دو نمودار قبل بر پایه تغییرات درصد وزنی سیلیس به اکسیدهای آلكالی ترسیم شده است. سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در این نمودار ترکیب بازالت، هاوائی‌ایت و موژه‌آریت را نشان می‌دهند و اغلب نمونه‌ها در محدوده قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲-ج).

1- Cox  
2- Le Bas

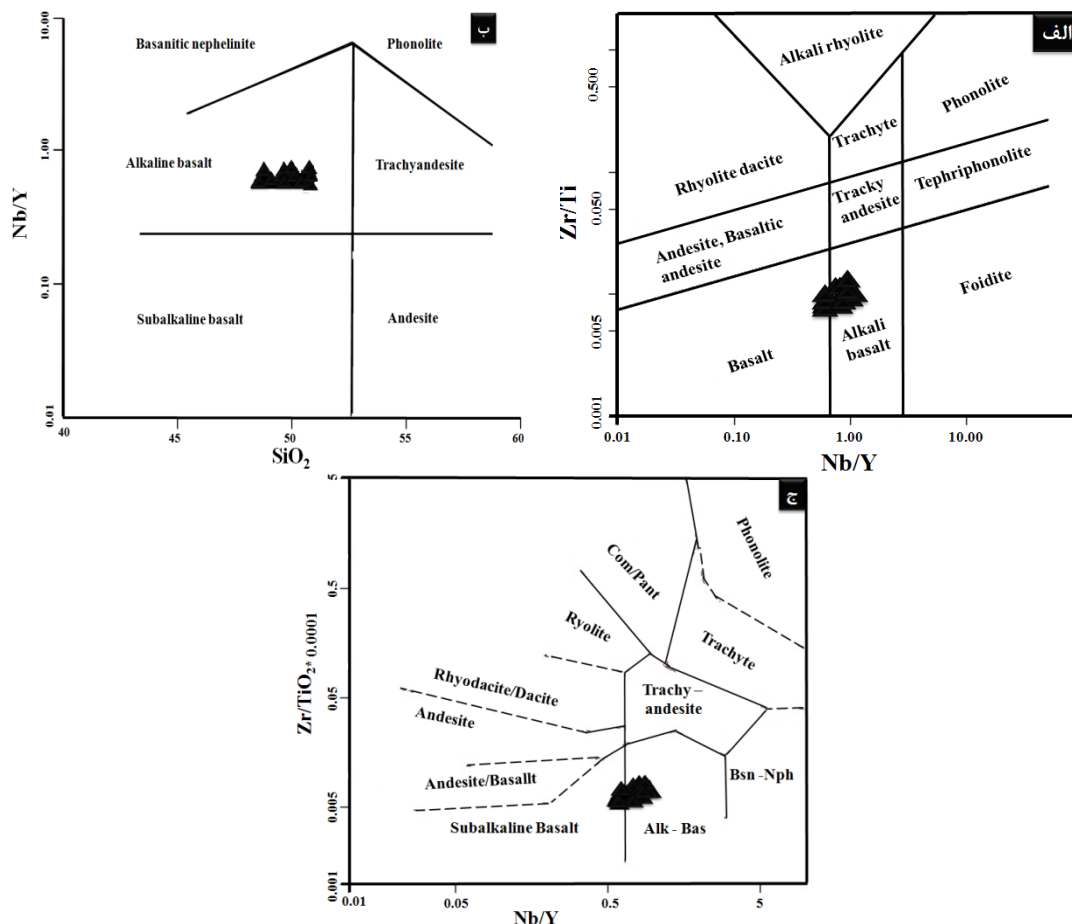


شکل ۴-۲- نمودار  $Na_2O+K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (الف) لوباس و همکاران (۱۹۸۶)،  
 (ب) میدلموست (۱۹۹۴) و ج) کاکس و همکاران (۱۹۷۹).

## د- طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه با استفاده از نمودارهای عناصر کمیاب

### نامتحرک

این نمودارها بر اساس عناصر نامتحرک HFS ارائه شده‌اند. از آنجایی که سنگ‌های بازالتی مناطق مورد مطالعه تا حدودی دگرسان شده‌اند، لذا جهت شناسایی دقیق‌تر ماهیت بازالت‌های مورد مطالعه باید از نمودارهای مبتنی بر عناصر کمیاب با شدت میدان بالا (HFSE) استفاده کرد. زیرا دگرسانی بر روی توزیع و تمرکز HFSE تأثیری ندارد. در این نمودارها، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده آلکالی بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۳-الف-ج).



شکل ۴-۳- نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه بر اساس عناصر کمیاب نامتحرک،  
 (الف) پیرس (۱۹۹۶)، ب و ج) وینچستر و فلویید (۱۹۷۷)

#### ۴-۵- بررسی تغییر و تحولات سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه به کمک نمودارهای

#### تغییرات

نمودارهای تغییرات، نمودارهای دو متغیره یا سه متغیره‌ای هستند که توسط پترولوژیست‌ها برای بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب و تحولات پترولوژیکی در جریان توسعه و تبلور ماگما، ارائه شده‌اند. هدف اصلی یک نمودار دو متغیره نشان دادن تغییرات میان نمونه‌ها و تشخیص روندهاست. بنابراین عنصر واقع بر محور X نمودار باید به گونه‌ای انتخاب شود که بیشترین تغییر پذیری را میان نمونه‌ها یا یک فرایند ژئوشیمیایی خاص نمایش دهد. برای این منظور معمولاً اکسیدی که بیشترین گستره را در مجموعه‌ی داده‌ها نشان می‌دهد، برگزیده می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳).

نمودار درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل  $\text{SiO}_2$  (هارکر<sup>۱</sup>، ۱۹۰۹) پر استفاده‌ترین نمودار دو متغیره می‌باشد. از آنجایی که نمونه‌های مورد مطالعه، ماهیت بازیک دارند، گستره‌ی غلظت  $\text{SiO}_2$  در آنها کم است، در نتیجه به جای نمودارهای هارکر از نمودارهای درصد اکسید در مقابل درصد  $\text{MgO}$  (فنر<sup>۲</sup>، ۱۹۴۸) استفاده شده است. در این نمودارها،  $\text{MgO}$  به عنوان اکسید شاخص برای بررسی روند تغییرات عناصر اصلی در نظر گرفته می‌شود. از دیگر نمودارهای دو متغیره می‌توان به نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل ضریب تفریق (D.I) اشاره کرد.

#### ۴-۵-۱- نمودار تغییرات درصد اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب در برابر $\text{MgO}$

نمودارهای فنر (نمودارهای درصد اکسید - درصد  $\text{MgO}$ ) به منظور بررسی روند تغییرات در سنگ‌های بازیک مورد استفاده قرار می‌گیرند و یکی از پرکاربردترین جایگزین‌های نمودار هارکر می‌باشند. یکی از سازنده‌های مهم فازهای جامد در حال تعادل با مذاب بازیک  $\text{MgO}$  می‌باشد که تغییرات زیادی را در نتیجه حضور فازهای منیزیم‌دار، در هنگام ذوب بخشی و یا جدا شدن آنها در هنگام تبلور جزء به جزء، نشان می‌دهد (رولینسون، ۱۹۹۳). در نمودارهای فنر، روندهای معین و تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی نمونه‌های سنگی مختلف، مبین خویشاوندی احتمالی بین ماگمای سازنده سنگ‌ها می‌باشد. با توجه به طیف تغییرات  $\text{MgO}$  در سنگ‌های آذرین منطقه (۲/۱۵-۷/۰۷)، تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب در برابر  $\text{MgO}$  مورد ارزیابی قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۴). در نمودارهای فنر با افزایش مقدار  $\text{MgO}$  یا کاهش تفریق یافتگی، مقادیر  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Zr}$  کاهش و مقادیر  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Sr}$  افزایش می‌یابند. تغییرات محتویات  $\text{SiO}_2$  مذاب‌های مشتق شده از گوشته به شدت تابع فشار هستند، در حالیکه  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  عمدتاً توسط درجه ذوب بخشی کنترل می‌شوند (شهاتا و تئودوروس<sup>۳</sup>، ۲۰۱۱).

1- Harker

2- Fenner

3- Shehata &amp; Theodoros



### ۱- تغییرات SiO<sub>2</sub> در مقابل MgO

همانطور که در این نمودار مشاهده می‌شود با کاهش MgO و افزایش تفریق یافتگی، مقدار SiO<sub>2</sub> افزایش می‌یابد (شکل ۴-۴-الف). با تبلور الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در مراحل اولیه تبلور که از SiO<sub>2</sub> فقیر هستند، مقدار این اکسید در مایع باقیمانده افزایش می‌یابد. همچنین به دلیل مشارکت MgO در ساختار کانی‌های آهن و منیزیم‌دار مقدار آن با افزایش تفریق در مایع باقیمانده کاهش نشان می‌دهد.

### ۲- تغییرات Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در مقابل MgO

در نمودار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در برابر MgO، مقدار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> با کاهش MgO، کاهش می‌یابد. پلاژیوکلاز عامل کنترل کننده این اکسید می‌باشد. در مراحل ابتدایی تفریق با تبلور کانی‌های فرومنیزین مانند الیوین و پیروکسن، مقدار این اکسید در ماگما افزایش می‌یابد، اما در مراحل بعدی با تبلور پلاژیوکلاز مقدار آن در مایع باقیمانده کاهش می‌یابد (شکل ۴-۴-ب).

### ۳- تغییرات Na<sub>2</sub>O در مقابل MgO

مقدار Na<sub>2</sub>O در نمونه‌های مناطق مورد مطالعه بین ۵/۴۱ - ۲/۳۹ تغییر می‌کند. در این نمودار با کاهش MgO و افزایش تفریق مقدار Na<sub>2</sub>O افزایش می‌یابد (شکل ۴-۴-ج). Na با داشتن شعاع یونی بالا، در ترکیب کانی‌های مراحل اولیه تبلور شرکت نمی‌کند، در نتیجه در فازهای انتهایی تفریق افزایش می‌یابد.

### ۴- تغییرات P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در برابر MgO

به طور کلی مقدار P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در نمودار تغییرات P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در مقابل MgO با کاهش MgO و با افزایش تفریق روندی افزایشی نشان می‌دهد (شکل ۴-۴-د). زیرا آپاتیت به عنوان کانی مصرف کننده P در مراحل انتهایی تبلور، تشکیل شده است.

### ۵- تغییرات FeO برابر MgO

مقدار FeO در سنگ‌های مورد مطالعه بین ۹,۰۲ - ۷,۰۳ تغییر می‌کند. در این نمودار با افزایش تفریق و کاهش MgO مقدار FeO افزایش می‌یابد (شکل ۴-۴-ذ). در مراحل اولیه تبلور Mg قبل از Fe در ترکیب کانی‌های فرومنیزین مانند الیوین و پیروکسن وارد می‌شود، در اثر مصرف شدن Mg، مقدار Fe در مایع باقی‌مانده افزایش می‌یابد، در نتیجه در ترکیب مذاب باقیمانده میزان Fe افزایش پیدا می‌کند.

#### ۶- تغییرات TiO<sub>2</sub> در برابر MgO

در نمودار TiO<sub>2</sub> در مقابل MgO، با افزایش تفریق مقدار TiO<sub>2</sub> افزایش می‌یابد (شکل ۴-۴-ر). این روند با متبلور نشدن کانی‌های مصرف‌کننده Ti در ابتدای تفریق مطابقت دارد. مقدار این اکسید در هر سنگ با میزان Fe آن رابطه مستقیم دارد، بنابراین روندهای مشاهده شده این دو اکسید در برابر MgO مشابه می‌باشد.

#### ۷- تغییرات CaO در برابر MgO

میزان این اکسید با افزایش تفریق کاهش می‌یابد (شکل ۴-۴-ز). در طی تبلور، کلسیم در شبکه کانی‌هایی مانند کلینوپیروکسن (اوزیت غنی از کلسیم) و پلاژیوکلاز وارد می‌شود، در نتیجه مقدار آن در نمودار CaO در مقابل MgO با کاهش MgO روند صعودی نشان می‌دهد.

#### ۸- تغییرات Sr در برابر MgO

در این نمودار با کاهش MgO مقدار Sr کاهش می‌یابد (شکل ۴-۴-ژ). یعنی با افزایش تفریق مقدار آن در ماگمای باقیمانده کاهش می‌یابد. این روند با وارد شدن استرانسیم در شبکه کانی‌های کلسیم‌دار مانند اوزیت و پلاژیوکلاز سازگار است. زیرا استرانسیم به صورت دو ظرفیتی در ماگما وجود دارد و می‌تواند در شبکه این کانی‌ها به جای کلسیم به صورت پذیرفته شده شرکت کند.

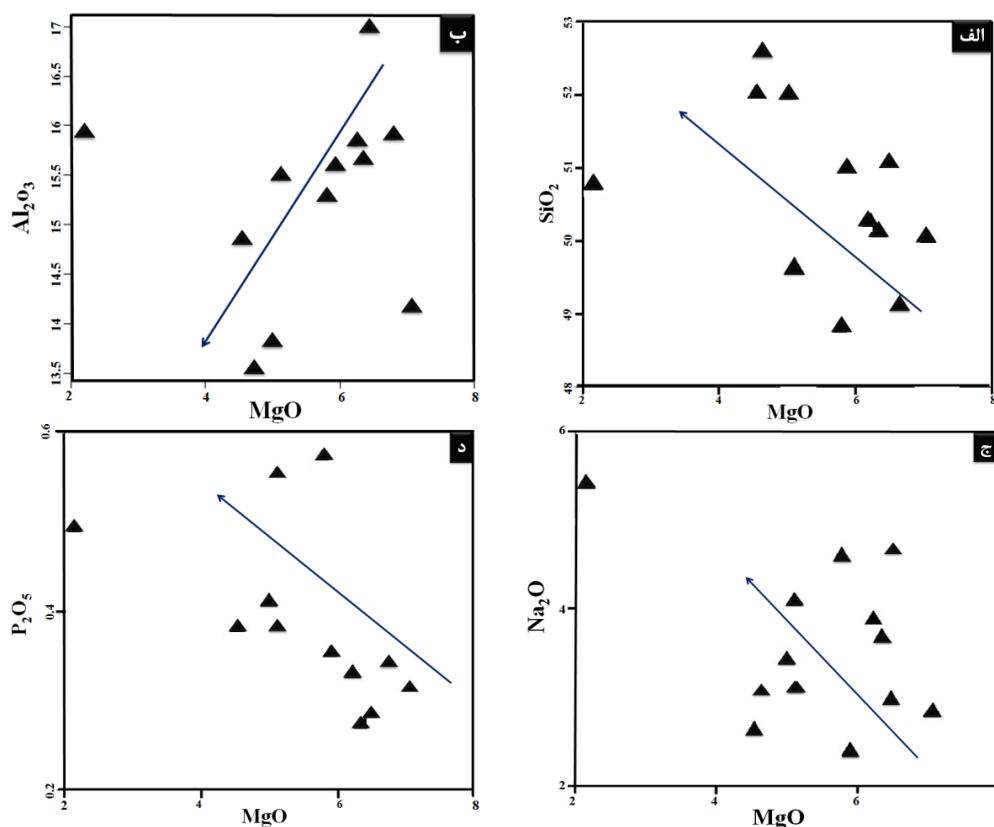
#### ۹- تغییرات Ni در برابر MgO

در نمودار Ni در برابر MgO با کاهش MgO و افزایش میزان تفریق مقدار نیکل کاهش نشان می‌دهد (شکل ۴-۴-ه). از آنجاییکه شعاع و بار یونی نیکل با منیزیم مشابه می‌باشد، می‌تواند به صورت استتار

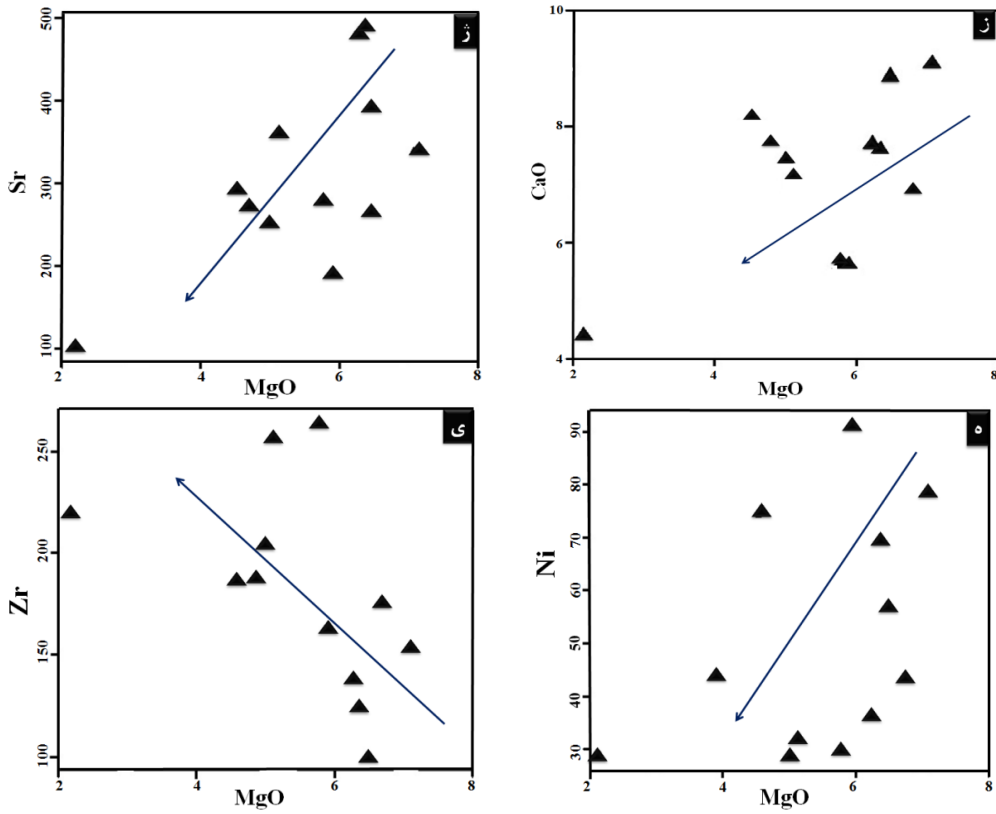
شده در ساختمان کانی‌های منیزیم‌دار از قبیل الیون شرکت کند. بنابراین انطباق مثبت Ni و MgO نشان می‌دهد که ماگمای مادر این سنگ‌ها ممکن است تحت درجات مختلف تفریق الیون قرار گرفته باشد.

#### ۱۰- تغییرات Zr در برابر MgO

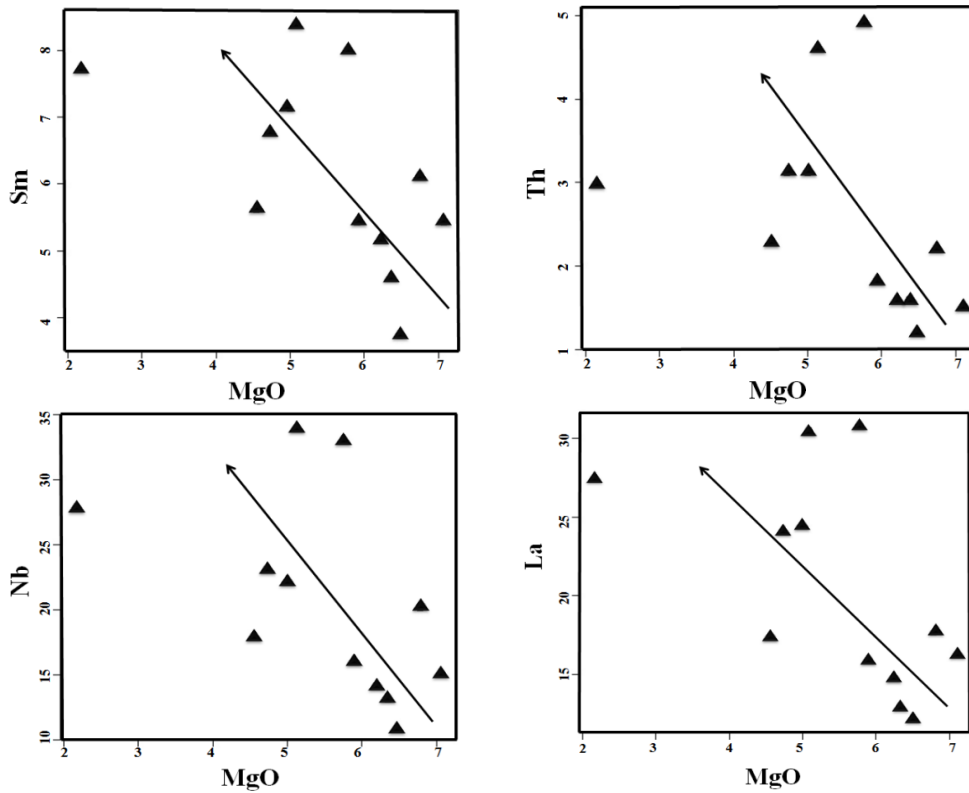
بر اساس این نمودار با کاهش MgO و افزایش تفریق مقدار عنصر Zr روند افزایشی دارد (شکل ۴-۴-۵). شعاع نسبتاً بزرگ و بار الکتریکی بالای Zr باعث می‌شود که این عنصر در شبکه کانی‌های سنگ‌ساز وارد نشده و در نتیجه زیرکن در محصولات نهایی تفریق ماگمایی به فور یافت می‌شود. افزایش Th, Sm, La, Nb با کاهش MgO از ویژگی‌های بازالت‌های قلیایی نوع OIB مرتبط با پلوم می‌باشد (سافونوا<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۱۱) (شکل ۴-۵).



شکل ۴-۴-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات درصد اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب در برابر MgO (نمواد رهای فنر).



ادامه شکل ۴-۴.



شکل ۴-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات عناصر Th, Sm, La, Nb در برابر MgO (سافونوا و همکاران، ۲۰۱۱).

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

با شروع تبلور یک مجموعه ماگمایی، بین بلورها و مایع باقیمانده، تفریق شیمیایی رخ می‌دهد که برای اثبات آن می‌توان از ضرایب و یا نمودارهای تغییرات استفاده کرد. یکی از این ضرایب، ضریب تفریق است که به وسیله تورنتن و تاتل<sup>۱</sup> (۱۹۶۰) پیشنهاد شد و عبارتست از مجموع نورماتئو کوارتز (Q)، آلبیت (Ab)، نفلین (Ne)، کالسلیت (Ks) و لوسیت (Lc). مقدار این کانی‌ها از طریق نورم CIPW تعیین می‌شوند.

$$D.I = Q + Ab + Or + Ne + Ks + Lc$$

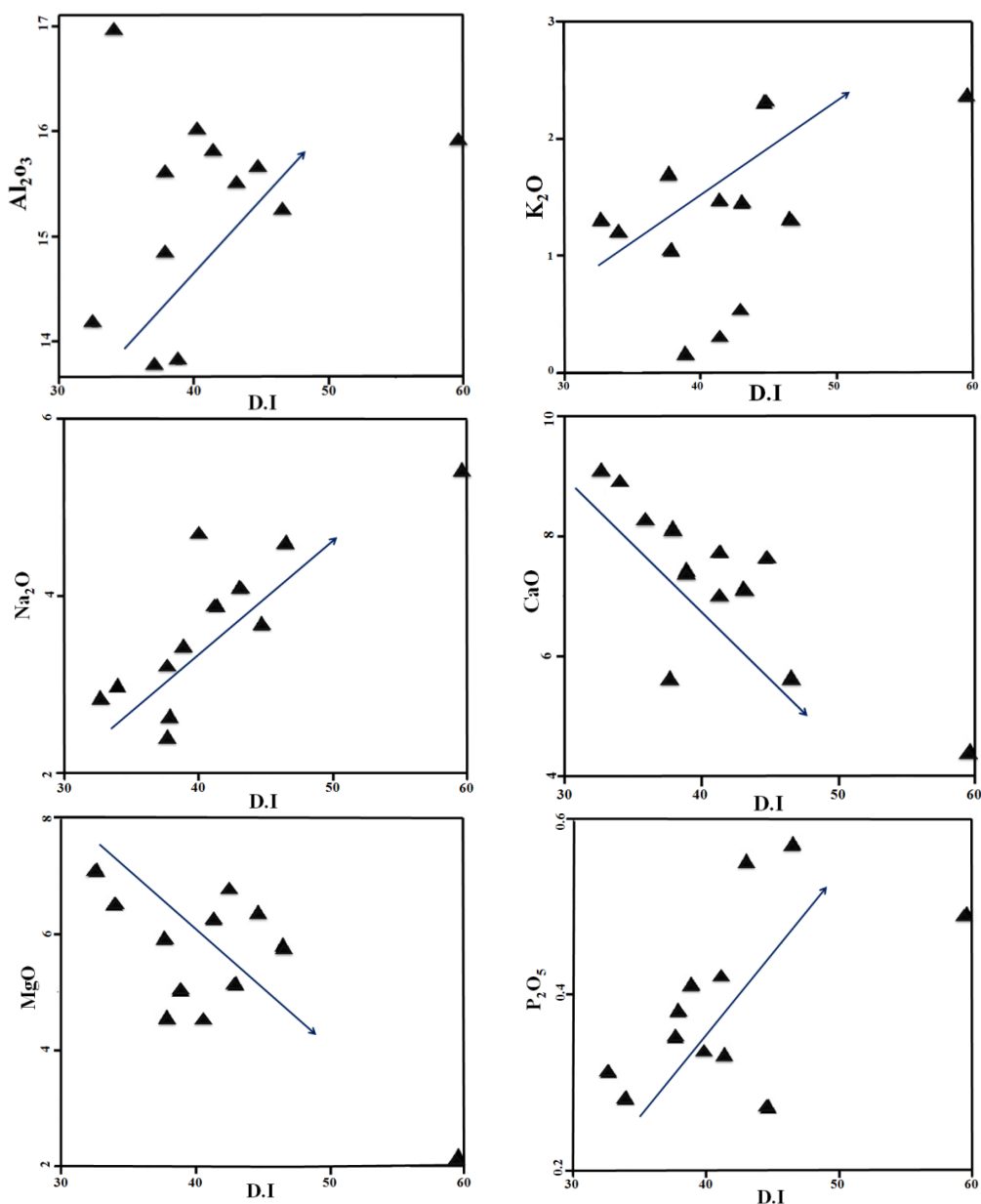
کانی‌های سبک فوق‌الذکر (کوارتز، ارتوز، آلبیت، نفلین، کالسلیت و لوسیت) با پیشرفت روند تفریق از قطب بازیک به سمت قطب اسیدی از ماگما جدا شده و درصد آنها در فاز باقیمانده افزایش می‌یابد. این افزایش، خود باعث تحول ماگمای بازیک به فازهای اسیدی‌تر و فلسیک‌تر می‌گردد، در نتیجه میزان ضریب تفریق در سنگ‌های تحول یافته بیشتر از سنگ‌هایی است که در مراحل اولیه انجماد ماگما بوجود آمده‌اند. کانی‌های لوسیت، نفلین و کالسلیت برای نمونه‌های تحت اشباع مورد استفاده قرار می‌گیرند، در نتیجه جهت محاسبه ضریب تفریق نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از مجموع درصد نورماتئو کانی‌های کوارتز، آلبیت و ارتوکلاز استفاده شده است.

در این نمودارها مقادیر اکسیدهای  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $MnO$ ,  $Na_2O$ ,  $P_2O_5$ ,  $TiO_2$  با افزایش ضریب تفریق روند صعودی نشان می‌دهند، در نتیجه مقدار آنها در مایع باقیمانده افزایش می‌یابد و مقادیر  $CaO$ ,  $MgO$  روند نزولی دارند و مقدار آنها در ماگمای باقیمانده کاهش می‌یابد (شکل ۴-۶). پراکندگی اندکی که در نمودارهای  $Al_2O_3$  و  $K_2O$  برابر D.I مشاهده می‌شود ناشی از حساسیت این عناصر نسبت به دگرسانی، به علت تحرک و جابجایی آنها بوده و با دگرسانی سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه مطابقت دارد. کاهش مقدار اکسیدهای  $CaO$  و  $MgO$  با تبلور کانی‌های فرومنیزین (الیون و کلینوپیروکسن) و پلاژیوکلاز طی مراحل اولیه تبلور سازگار است. روند صعودی اکسیدهای  $MnO$  و

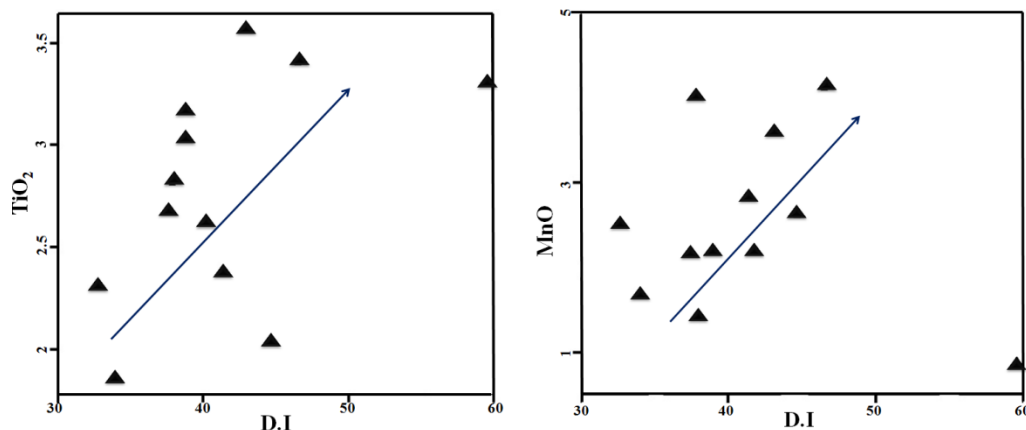
۱- Thornton & Tattle

TiO<sub>2</sub> با افزایش تفریق به دلیل تبلور الیوین در مراحل اولیه تبلور تفریقی می‌باشد که این اکسیدها را مصرف نمی‌کند.

روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل D.I، حاکی از منشأ گرفتن سنگ‌های بازالتی مورد بررسی از یک منبع ماگمایی واحد و نقش فرایند تبلور تفریقی در تحول آنها می‌باشند.



شکل ۴-۶- نمودارهای تغییرات درصد اکسید در برابر ضریب تفریق (تورنتون و تاتل، ۱۹۶۰).  
ادامه‌ی شکل در ورقه‌ی بعد ارائه شده است.

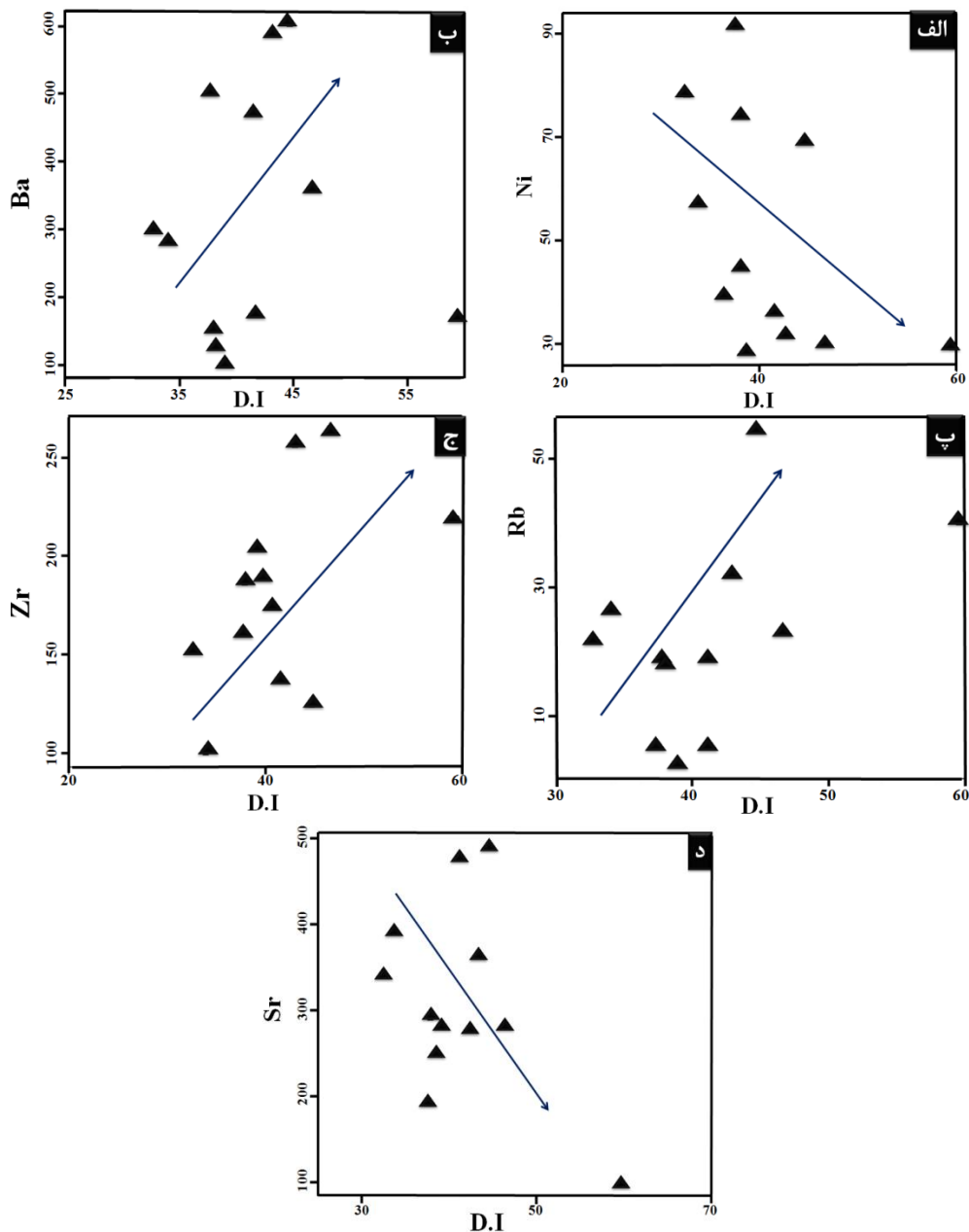


ادامه شکل ۴-۶.

#### ۴-۵-۳- نمودار تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق

در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب، با افزایش ضریب تفریق مقادیر عناصر ناسازگار نظیر Ba, Zr, Rb افزایش و عناصر Sr, Ni کاهش نشان می‌دهند (شکل ۴-۷). Ni عنصری سازگار بوده و می‌تواند در مراحل اولیه تبلور جانشین منیزیم و آهن در کانی‌های فرومنیزین شود، لذا مقدار نیکل با افزایش ضریب تفریق در فاز مایع باقیمانده کاهش می‌یابد (شکل ۴-۷-الف). نمودار Ba در مقابل ضریب تفریق روند افزایشی نشان می‌دهد (شکل ۴-۷-ب) که بیانگر نقش تبلور تفریقی در سنگ‌های بازالتی منطقه می‌باشد. باریوم علاوه بر اینکه جانشین کلسیم در کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز می‌شود، به دلیل بار یونی بیشتری که نسبت به K دارد، می‌تواند در شبکه کانی‌های پتاسیم‌داری که طی مراحل انتهایی تبلور تشکیل می‌شوند، وارد شود. Rb به دلیل ناسازگار بودن با افزایش ضریب تفریق روندی صعودی نشان می‌دهد (شکل ۴-۷-پ) و در ماگمای باقیمانده تمرکز می‌یابد. همچنین این عنصر با داشتن شعاع یونی نزدیک به شعاع یونی پتاسیم می‌تواند در کانی‌های پتاسیم‌دار تمرکز یابد. حساس بودن Rb به دگرسانی تا حدودی باعث ایجاد پراکندگی در روند نمونه‌ها می‌شود. Zr عنصری ناسازگار است که در فازهای انتهایی تمرکز می‌یابد، در نتیجه نمودار آن در مقابل ضریب تفریق صعودی می‌باشد (شکل ۴-۷-ج). روند نمودار Sr در برابر ضریب تفریق به صورت نزولی می‌باشد (شکل ۴-۷-د)، زیرا استرانسیم به راحتی جانشین Ca در کانی‌های کلسیم‌دار مانند پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن

می‌شود. با بررسی‌های انجام شده بر روی منحنی تغییرات عناصر کمیاب نسبت به ضریب تفریق می‌توان نتیجه گرفت که نمونه‌های مورد مطالعه از یک منشأ مشترک تشکیل شده و تبلور تفریقی نقش مهمی در تحول ماگمایی داشته است.



شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل D.I. برای نمونه‌های مورد مطالعه.

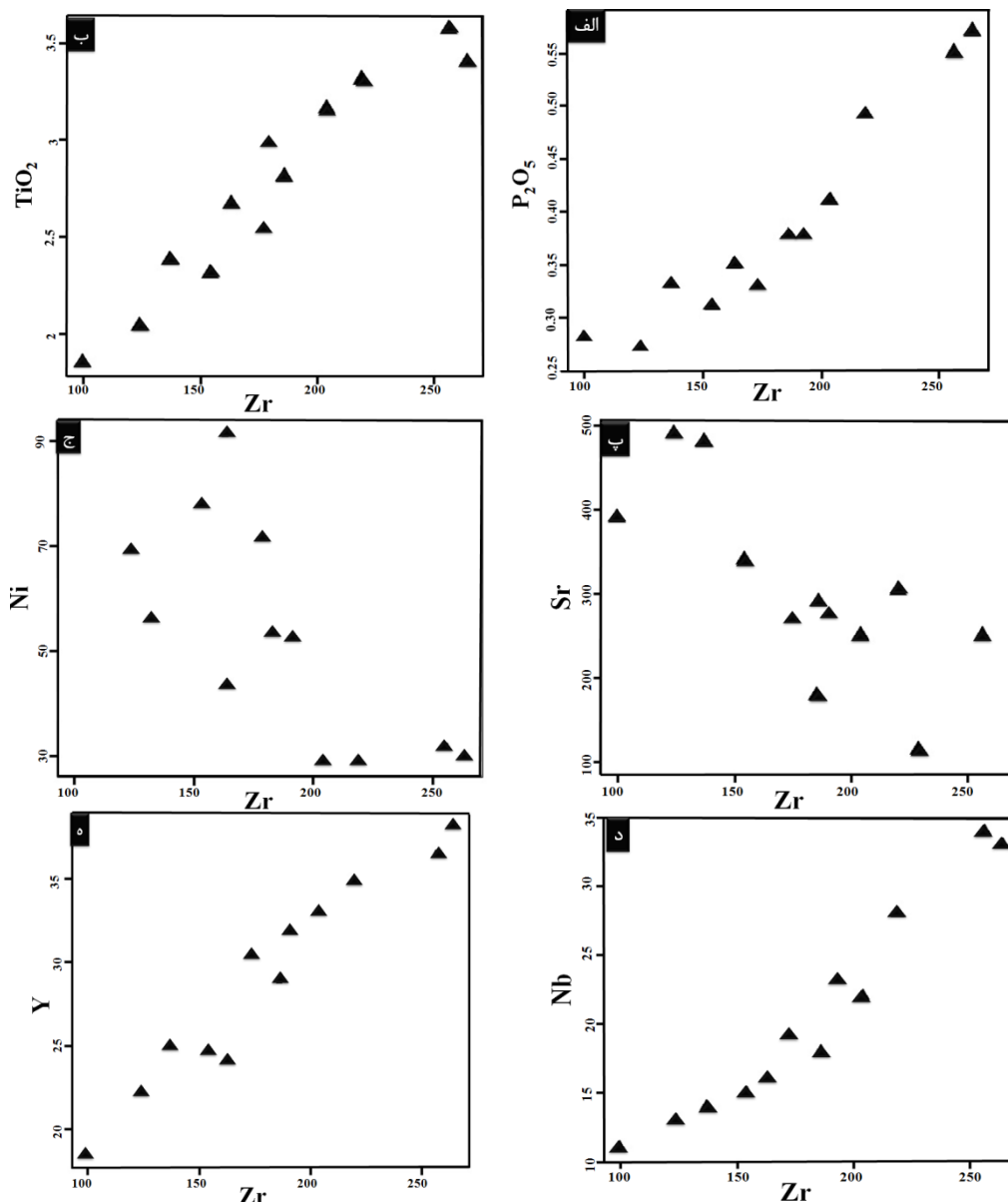


## ۴-۵-۴- بررسی نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب و اصلی در مقابل Zr

عنصر Zr خصوصیات لازم برای استفاده در نمودارهای تغییرات را دارد. چون این عنصر شدیداً ناسازگار و بی‌تحرک است و طی دگرسانی خیلی کم تحرک بوده و می‌توان از آن بعنوان شاخص مستقل از دگرسانی در تغییرات ژئوشیمیایی استفاده کرد (منگ<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۱۲). از آنجا که عنصر Zr طیف وسیعی از تغییرات را در یک سری سنگی به نمایش می‌گذارد، می‌توان از نمودارهای دو متغیره از آن در مقابل عناصر کمیاب و اکسیدهای اصلی برای بررسی تحولات ماگمایی استفاده کرد (شکل ۴-۸). در این نمودارها روند افزایشی اکسیدهای  $P_2O_5$  و  $TiO_2$  با تبلور ناچیز آپاتیت و اکسیدهای آهن - تیتان مطابقت دارد (شکل ۴-۸-الف و ب). روند کاهشی نمودارهای Sr و Ni در برابر Zr در نتیجه تبلور کانی‌های فرومنیزین (از قبیل الیوین) و پلاژیوکلاز می‌باشد (شکل ۴-۸-پ و ج). Nb و Y عناصری ناسازگار می‌باشند که در ماگما متمرکز می‌شوند و در نتیجه روند افزایشی در نمودار این عناصر در برابر Zr دیده می‌شود (شکل ۴-۸-د و ه). عبدالله<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۹۷)، همبستگی مثبت Zr و Y را ناشی از پدیده تبلور تفریقی می‌دانند، در حالیکه در ذوب بخشی با افزایش مقدار Zr مقدار Y نسبتاً کاهش می‌یابد.

1- Meng

2- Abdollah



شکل ۴-۸- نمودار تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر Zr برای سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه.

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

#### تغییرات عناصر کمیاب

راجرز<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۸۵)، از نمودارهای خاصی برای تمایز فرایند ذوب بخشی از تبلور تفریقی استفاده کرده‌اند. در این نمودارها تغییرات دو عنصر ناسازگار یا یک عنصر سازگار با یک عنصر ناسازگار در برابر یکدیگر رسم می‌شود. اگر دو عنصر ناسازگار روند خطی مثبتی که از مبدأ مختصات نیز بگذرد

1- Rogers

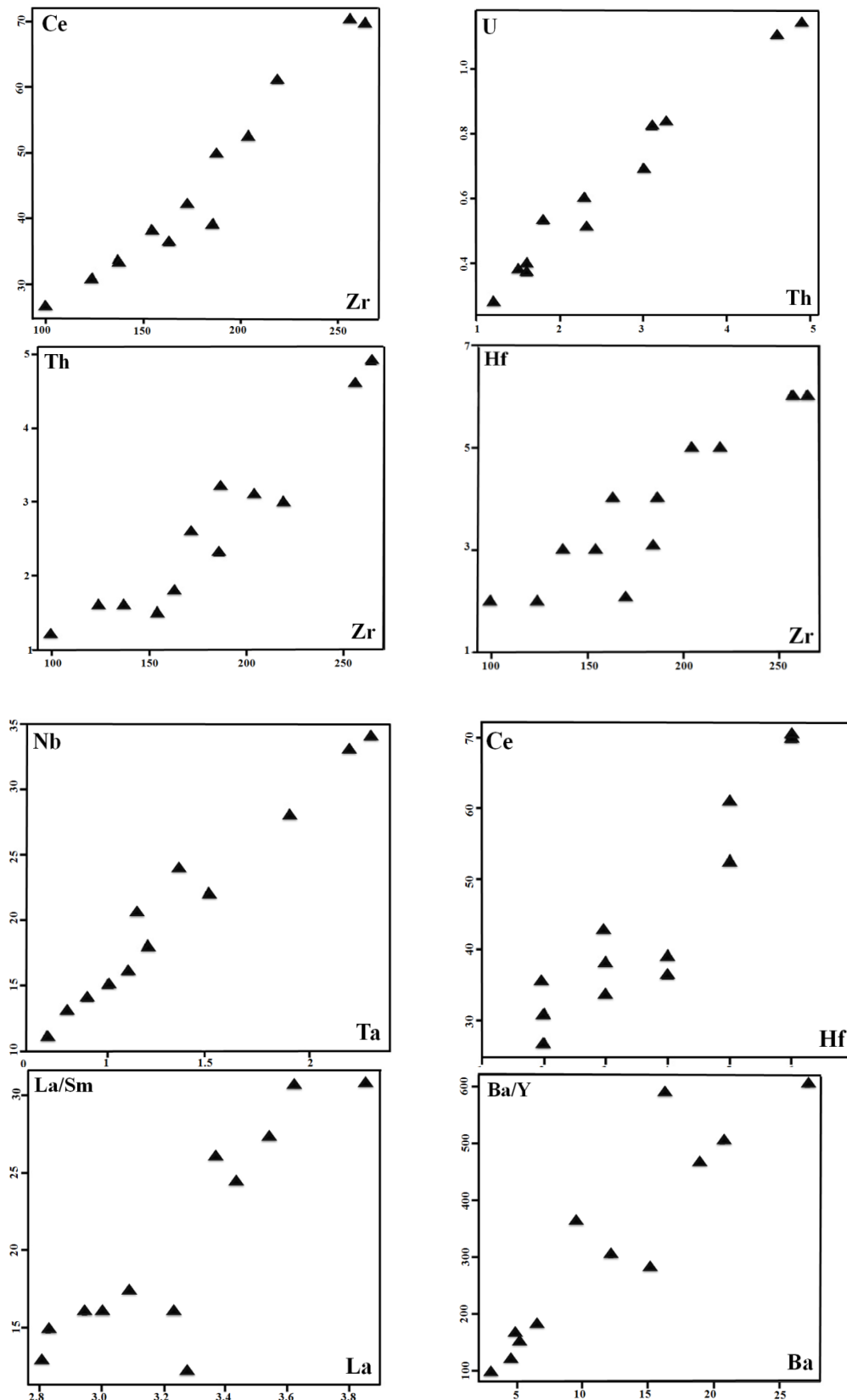
نشان دهند، همچنین نمودار عنصر سازگار با عنصر ناسازگار نیز روند خطی و منفی نشان دهد، در این صورت فرآیند اصلی ارتباط بین سنگ‌ها تبلور تفریقی است. از طرف دیگر، روند منفی در نمودار تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به هم و روند مثبت در نمودار تغییرات عناصر سازگار - ناسازگار، بیانگر سازوکار ذوب بخشی به عنوان فرآیند اصلی ارتباط است. عواملی از قبیل ناهمگنی در منشأ، تغییر درجه ذوب بخشی، اختلاط و آرایش ماگمایی، می‌توانند تغییراتی را در این روندها ایجاد کنند (رولینسون، ۱۹۹۳). در خلال فرایندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی به ترتیب غلظت عناصر ناسازگار و غلظت عناصر سازگار در ماگما به شدت تغییر می‌کنند. مقدار عناصر ناسازگار و سازگار در مذاب‌های نسبتاً تکامل یافته می‌تواند توسط فرایندهای تبلور تفریقی تغییر کرده باشد. زمانی که نسبت‌های عناصر ناسازگار - ناسازگار با ضرایب توزیع مشابه در مذاب‌های بازالتی، عمدتاً با تبلور تفریقی تغییر نکرده باشد، می‌توان به طور غیر مستقیم از مقایسه‌ی نسبت بین عناصر ناسازگار، ویژگی‌های ماگمای مادر و منبع گوشته‌ای را استنباط کرد (لوسترینو<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۱۲).

همانطور که در نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر و در نمودارهای تغییرات نسبت‌های عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار مشاهده می‌شود (شکل ۴-۹)، الگوی تغییرات نمونه‌های مورد مطالعه از روند خطی و صعودی تبعیت می‌کند که از مبدأ مختصات نیز می‌گذرد. با توجه به نمودارهای رسم شده برای نمونه‌های مورد مطالعه، تبلور تفریقی فرآیند اصلی در تحولات ماگمایی منطقه می‌باشد. انطباق مثبت بین  $La$  و دیگر عناصر ناسازگار احتمالاً نشان دهنده‌ی این است که سنگ‌های منطقه از ماگمایی با منشأ یکسان مشتق شده‌اند و یا تغییرات مشاهده شده بواسطه‌ی تفاوت در درجه‌ی ذوب بخشی ایجاد شده است (چتکوویچ<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۰).

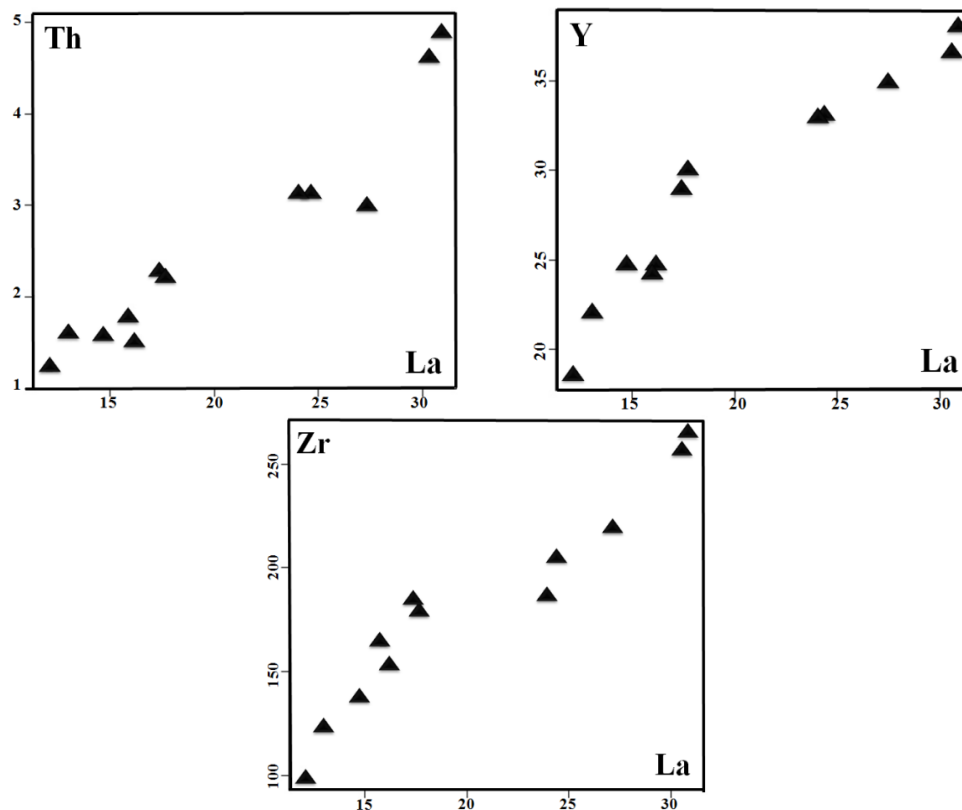
---

۱- Lustrino

۲- Cvetkovic



شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار - ناسازگار و نسبت‌های عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار برای نمونه‌های مورد مطالعه.



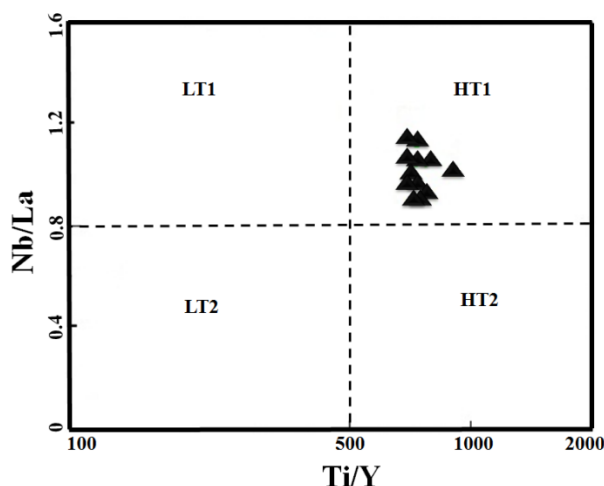
ادامه شکل ۴-۹.

#### ۷-۴- نمودار $Ti/Y$ در مقابل $Nb/La$

ژیا<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۱۲)، بر اساس نسبت  $Ti/Y$  گدازه‌های بازیگ را به دو گروه بازالت‌های  $Ti/Y$  بالا و همکاران (۲۰۱۲)، بر اساس نسبت  $Ti/Y$  گدازه‌های بازیگ را به دو گروه بازالت‌های  $Ti/Y$  بالا (HT,  $Ti/Y > 500$ ) و  $Ti/Y$  پایین (LT,  $Ti/Y < 500$ ) تقسیم کرده‌اند. از نسبت  $Ti/Y$  بیشتر از  $TiO_2$  بعنوان متمایز کننده‌ی انواع ماگما استفاده می‌شود، زیرا مقادیر  $TiO_2$  در طی تبلور تفریقی افزایش می‌یابد، اما نسبت  $Ti/Y$  تغییر زیادی نمی‌کند. همچنین بر اساس نسبت  $Nb/La$  (شاخص آرایش پوسته‌ای) می‌توان گدازه‌های HT و LT را به گدازه‌های HT1 ( $Nb/La > 0.85$ ) و HT2 ( $Nb/La \leq 0.85$ ) و گدازه‌های LT1 ( $Nb/La > 0.85$ ) و LT2 ( $Nb/La \leq 0.85$ ) تقسیم شده‌اند. بر اساس طبقه‌بندی ژیا و همکاران (۲۰۱۲)، سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های HT1 قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۰). به اعتقاد ایشان گدازه‌های HT1 در اعماق زیاد توسط ذوب بخشی درجه

1- Xia

پایین یک پلوم گوشته‌ای تولید می‌شوند، در حالیکه گدازه‌های LT1 توسط درجات بالاتر ذوب بخشی در سطوح کم عمق‌تر تشکیل می‌شوند. همچنین به اعتقاد ریچو<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۵)، مذاب‌های بازالتی تیتان بالا از یک منبع گارنت‌دار در اعماق زیاد تشکیل می‌شوند، که تولید آنها را به دخالت مستقیم پلوم گوشته‌ای نسبت داده‌اند.



شکل ۴-۱۰- نمودار Ti/Y در برابر Nb/La، ژیا و همکاران (۲۰۱۲).

#### ۴-۸- نمودارهای چند عنصری بهنجار شده (نمودارهای عنکبوتی)

عناصر REE نسبت به سایر عناصر به مقدار کمتر در معرض هوازدگی و دگرسانی گرمایی قرار می‌گیرند، بنابراین الگوی فراوانی آنها می‌تواند نشانه‌هایی از منشأهای آذرین سنگ‌ها را اثبات کند (رولینسون، ۱۹۹۳). عناصر REE به دلیل دارا بودن یون‌های پایدار  $3+$  با اندازه‌های مشابه، خصوصیات فیزیکوشیمیایی مشابهی دارند. این عناصر دارای اختلافات کوچکی در رفتارهای شیمیایی خود هستند که دلیل آن کاهش یکنواخت اندازه یونی با افزایش عدد اتمی است. این رفتار در بین عناصر نادر خاکی باعث می‌شود که توسط برخی فرآیندهای زمین‌شناسی از یکدیگر تفکیک شوند.

1- Reichow

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

عناصر کمیاب خاکی (REE)، از مهم‌ترین عناصر کمیاب هستند که شامل ۱۵ عنصر لانتانیدی با عدد اتمی ۵۷ (La) تا ۷۱ (Lu) می‌باشند. ایتیریم (با عدد اتمی ۳۹) در گروه فلزات انتقالی قرار دارد. این عنصر با اینکه لانتانید نیست ولی جزء عناصر کمیاب خاکی طبقه‌بندی می‌شود چرا که عموماً با کانی‌های طبیعی و خصوصیات شیمیایی مشابه با لانتانیدها یافت می‌گردد. بنابراین به صورت متداول با REE ها طبقه‌بندی می‌شود. ایتیریم با وجود اینکه دارای وزن اتمی پایینی است جزء گروه عناصر کمیاب نادر سنگین طبقه‌بندی می‌گردد، زیرا خصوصیات آن به عناصر کمیاب سنگین نسبت به عناصر کمیاب سبک نزدیک‌تر است. رفتارهای ژئوشیمیایی REE در حین فرآیندهای خاص زمین‌شناسی، آنها را به طرز خاصی برای تشخیص منشأ سنگ‌های آذرین مطلوب نموده است که به عنوان مثال جدایش آنها در سیستم‌های آذرین و عدم تحرک نسبی آنها در دگرگونی‌های گرمایی می‌باشد.

الگوی تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت (ناکامورا<sup>۱</sup>، ۱۹۷۴) بهنجار شده‌اند (شکل ۴-۱۱-الف). در این نمودار، سنگ‌های مورد مطالعه از عناصر LRRE نسبت به عناصر HREE غنی شدگی نشان می‌دهند. شیب کاهشی از La به Y در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه نشانگر درجه‌ی پایین ذوب بخشی محل منبع و تفریق یافته بودن سنگ‌های منطقه می‌باشد. همچنین می‌تواند بیانگر حضور گارنت در محل منشأ باشد، زیرا گارنت با حفظ عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) در خود مقدار آنها را در مذاب کاهش داده و در نتیجه الگوی عناصر نادر خاکی (REE) روندی شیب‌دار پیدا می‌کند (لنتز<sup>۲</sup>، ۱۹۹۸). با افزایش درجه ذوب بخشی از شیب نمودار کاسته شده و نسبت عناصر LREE/HREE کاهش می‌یابد. به طور کلی، گدازه‌های قلیایی درون ورقه‌ای از عناصر LREE غنی شدگی نشان می‌دهند (شهااتا و تئودوروس، ۲۰۱۱). به عقیده بیشتر محققین علت غنی شدگی نمونه‌ها از عناصر LREE به دلایل ذیل می‌باشد:

1- Nakamura  
2- Lentz

۱- عناصر LREE نسبت به HREE ناسازگارتر هستند. اختلاف ناچیز اندازه یون‌ها باعث می‌شود عناصر LREE تا حدی ناسازگارتر از عناصر HREE باشند و بنابراین در سیال باقیمانده، عناصر LREE غلظتی بیشتر از عناصر HREE داشته باشند (کراسکوف و بیرد<sup>۱</sup>، ۱۹۷۶). بنابراین در طی روند تحولات ماگمایی در سنگ‌های تحول یافته‌تر متمرکز می‌شوند.

۲- ناشی از حضور گارنت در سنگ منشأ می‌باشد که با حفظ عناصر HREE در ساختمان خود موجب تهی‌شدگی این عناصر و برعکس غنی‌شدگی از LREE، در ماگمای ایجاد شده می‌گردد.

۳- آلاینش ماگما با مواد پوسته‌ای (پوسته قاره‌ای و رسوبات دریایی روی پوسته اقیانوسی فرورانده شده). غلظت عناصر LREE به علت تحرک زیاد تابعی از نوع رفتار فاز سیال می‌باشد (رولینسون، ۱۹۹۶). ولی از آنجایی که این عناصر در پوسته قاره‌ای متمرکز شده‌اند، ممکن است غلظت زیاد آنها در ماگما نشانگر آلاینش توسط مواد پوسته‌ای باشد (سریواستاوا و ساین<sup>۲</sup>، ۲۰۰۴). در صورتی که غلظت عناصر HREE توسط شیمی سنگ منشأ و فرآیندهای بلور/ مذاب حین تشکیل سنگ کنترل می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۶).

۴- ممکن است ناشی از متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای بر اثر تراوش سیالات حاصل از آبدایی پوسته اقیانوسی فرورونده باشد (وینتر<sup>۳</sup>، ۲۰۰۱؛ پیرس و پیت، ۱۹۹۵).

علاوه بر این، غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک را می‌توان به عامل درجات ذوب بخشی پایین (کمتر از ۱۵ درصد) منبع گوشته‌ای غنی شده نسبت داد (هیرشمن<sup>۴</sup> و همکاران، ۱۹۹۸). با توجه به ماهیت قلیایی نمونه‌های مورد مطالعه، درجات ذوب بخشی پایین منبع گوشته‌ای غنی شده و وجود گارنت در ناحیه منشأ، در تشکیل ماگمای این سنگ‌ها تأیید می‌شود. الگوی موازی نمونه‌ها در این نمودار (ناکامورا، ۱۹۷۴) نشان دهنده منشأ مشترک سنگ‌های مورد مطالعه و نقش تبلور تفریقی در

---

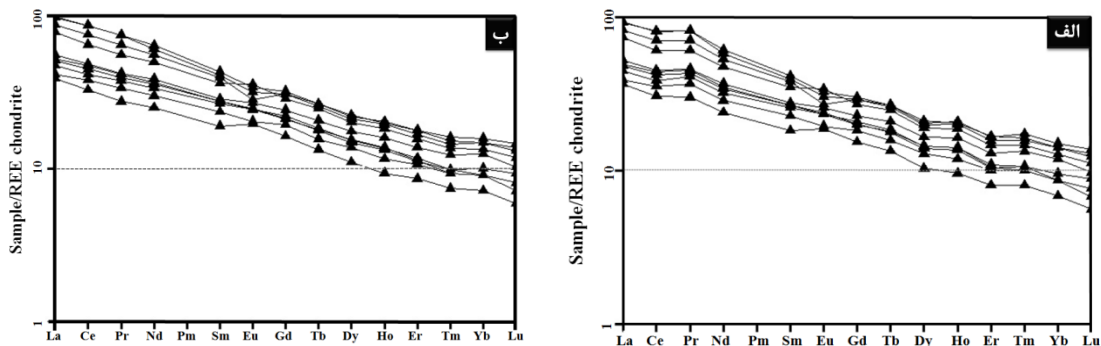
1- Krauskopf & Bird  
2- Srivastava & Singh  
3- Winter  
4- Hirschman



تحول آنها می‌باشد. بازالت‌های قلیایی (نوع OIB) توسط درجات بالای تفریق عناصر HREE مشخص هستند که نشان دهنده‌ی ذوب بخشی در محدوده پایداری گارنت است (سافونوا و همکاران، ۲۰۱۱).

همان‌طور که در نمودار ناکامورا (۱۹۷۴) مشاهده می‌شود، سنگ‌های مورد مطالعه فاقد آنومالی Eu می‌باشند. با توجه به این‌که پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن جزء کانی‌های اصلی در سنگ‌های مورد مطالعه به حساب می‌آیند، نبود آنومالی منفی Eu نشانگر مهم نبودن نقش تفریق پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در طی تحول ماگما می‌باشد (ژنگ<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۱۰).

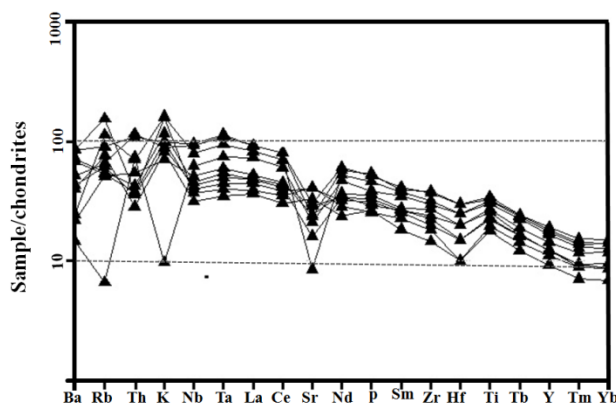
همان‌طور که در نمودار بهنجار شده به کندریت باینتون (۱۹۸۴) مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۱-ب)، نمونه‌ها از عناصر نادر سبک و ناسازگار غنی‌شدگی و از عناصر نادر سنگین تهی‌شدگی نشان می‌دهند. الگوی نمونه‌ها در این نمودار نیز موازی می‌باشد که بیانگر نقش تبلور تفریقی در تحول ماگمایی منطقه می‌باشد.



شکل ۴-۱۱- الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت برای نمونه‌های مورد مطالعه، الف- ناکامورا (۱۹۷۴)، ب- باینتون (۱۹۸۴).

در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت تامپسون (۱۹۸۲) در همه نمونه‌ها یکسری پراکندگی (آنومالی‌های مثبت و منفی) در عناصر Rb, K, Ba, Sr مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۲). وجود آنومالی‌های مثبت و منفی در عناصر K, Sr, Rb, Ba به دلیل متحرک بودن این عناصر در طی دگرسانی مشاهده شده در سنگ‌های بازالتی مورد بررسی و مقادیر جزئی آرایش پوسته‌ای می‌باشد. در

نمودار تامپسون (۱۹۸۲)، آنومالی مثبت کوچکی در عنصر Ti و Nb مشاهده می‌شود که نشانه‌ای از عدم آرایش ماگما با پوسته می‌باشد. عواملی از قبیل درجه‌ی ذوب بخشی و ضخامت لیتوسفری فراوانی Ti را در مذاب‌های اولیه کنترل می‌کنند (شهاتا و تئودوروس، ۲۰۱۱). به طور کلی، برخی عناصر کلیدی از قبیل Ti, LREE و Nb بطور متغیر بیشترین فراوانی را در ماگماهای مرتبط با پلوم در جایگاه‌های درون اقیانوسی یا قاره‌ای دارند (سافونوا و همکاران، ۲۰۱۱). آنومالی مثبت Ti در سنگ‌های منطقه را می‌توان به منشأ گوشته‌ای عمیق آنها نسبت داد. زیرا فراوانی Ti در گوشته نسبت به پوسته بسیار بالا می‌باشد به طوری که آنومالی منفی این عنصر را به آلودگی پوسته‌ای نسبت داده‌اند (تامپسون، ۱۹۸۲).



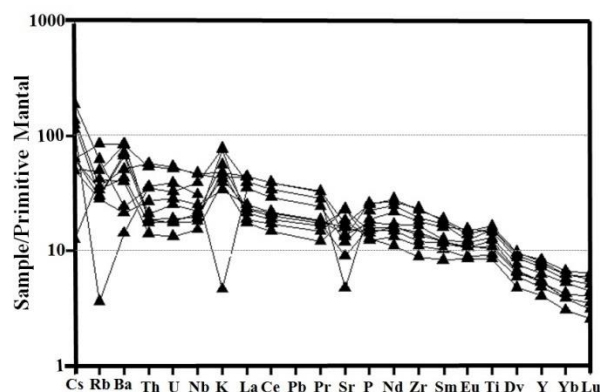
شکل ۴-۱۲- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت تامپسون (۱۹۸۲) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

#### ۴-۸-۲- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه

در شکل (۴-۱۳)، نمودار عنکبوتی بهنجار شده نمونه‌ها، نسبت به مقادیر گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف<sup>۱</sup>، ۱۹۸۹) نشان داده شده است. این نمودار نیز مانند نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت، غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) را نشان می‌دهد. در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، نمونه‌های مورد مطالعه دارای

1- Sun & McDonough

آنومالی‌های مثبت و منفی K, Sr, Rb, Cs, Ba هستند. این عناصر معمولاً به عنوان عناصر متحرک در سنگ‌های آتشفشانی که تحت دگرسانی کف اقیانوس و دگرگونی قرار گرفته‌اند، در نظر گرفته می‌شوند که در الگوهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه پراکندگی نشان می‌دهند (مانیکامبا و کریچ<sup>۱</sup>، ۲۰۱۱). به اعتقاد شهاتا و تئودوروس (۲۰۱۱)، می‌توان از نسبت‌های عناصر HFSE/LREE بعنوان نشانگر منشأ بازالت‌ها استفاده کرد. نسبت‌های کمتر از یک نشان دهنده منشأ لیتوسفری است، در حالیکه نسبت‌های بیشتر از یک بیانگر منشأ استونسفری بازالت‌ها می‌باشد (مانند نسبت Nb/La که در بازالت‌های مورد بررسی بیش از یک می‌باشد). در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، آنومالی منفی عناصر با شدت میدان بالا مانند Nb, P, Zr, Ti مشاهده نمی‌شود. این ویژگی از خصوصیات بارز ماگماتیسم قلیایی درون ورقه‌ای قاره‌ای می‌باشد و همچنین بیانگر عدم آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای می‌باشد (سهامی، ۱۳۹۰).



شکل ۴-۱۳- نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

#### ۹-۴- تعیین سری ماگمایی

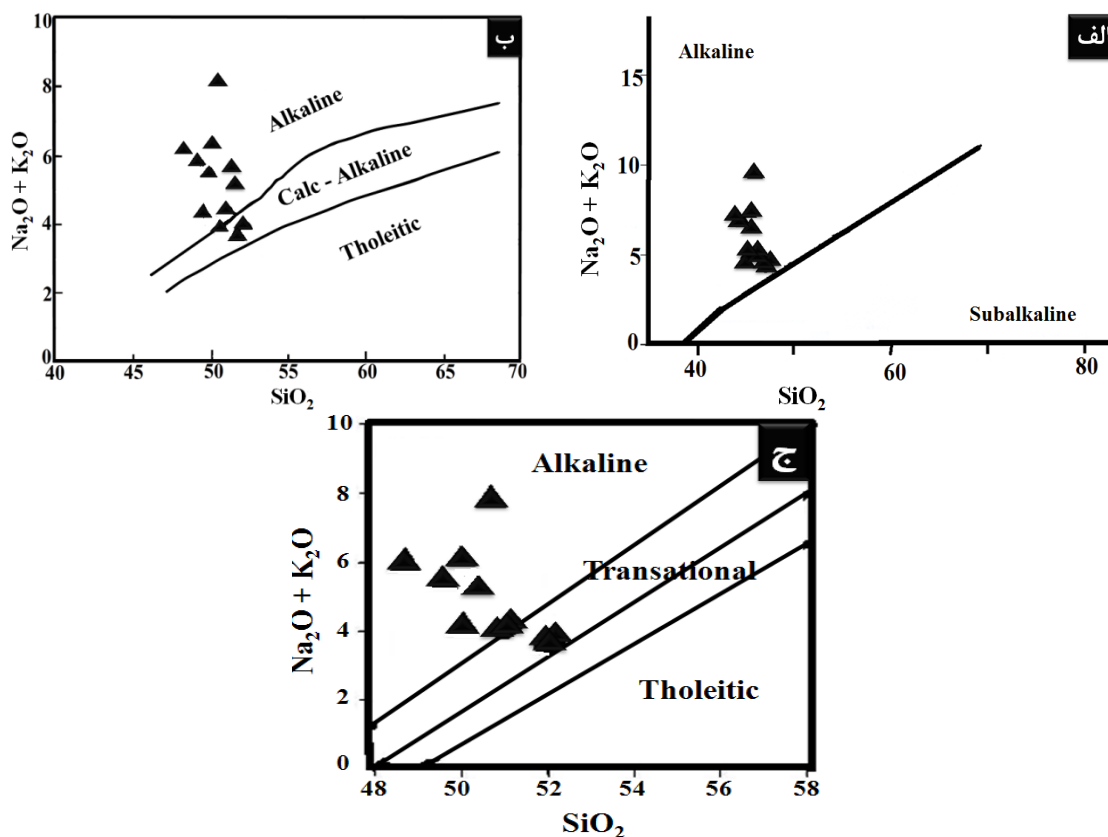
سنگ‌های آذرین به یکی از سری‌های ماگمایی پرقلیایی، نیمه قلیایی و قلیایی تعلق دارند. در هر یک از سری‌های مذکور انواع سنگ‌های آذرین و با درجات متفاوتی از تفریق مشاهده می‌شوند. طبق نظر

1- Manikyamba & Kerrich

کونو<sup>۱</sup> (۱۹۶۸)، یک سری ماگمایی، مجموعه‌ای از سنگ‌های مختلف آتشفشانی است که دارای ترکیب شیمیایی مختلف بوده و از یک ماگمای بازیک مادر، در نتیجه‌ی تفریق حاصل شده‌اند. به منظور تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه، دیاگرام‌های متعددی مورد بررسی قرار گرفته است.

#### ۴-۹-۱- نمودارهای مجموع آلکالی در مقابل سیلیس

برای تعیین سری ماگمایی منطقه از نمودارهای مجموع درصد وزنی  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در برابر درصد وزنی  $\text{SiO}_2$  ایروین و باراگارد<sup>۲</sup> (۱۹۷۱) پکسریلو<sup>۳</sup> و تایلور (۱۹۷۶) استفاده شده است. در این نمودارها، سنگ‌های بازالتی مورد بررسی در محدوده سری ماگمایی قلیایی و انتقالی واقع شده‌اند (شکل ۴-۱۴-الف، ب و ج).

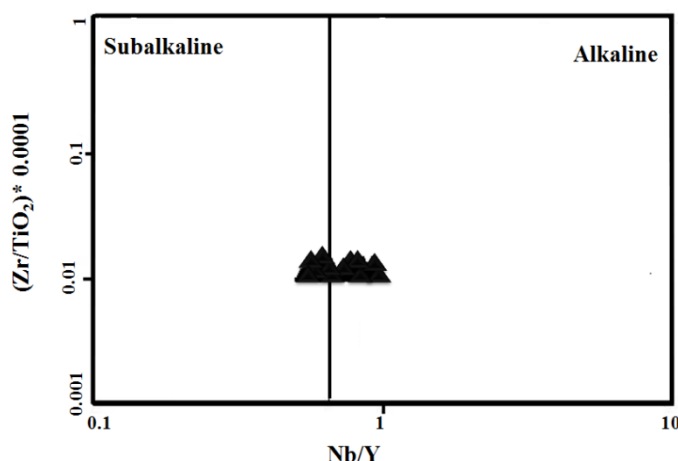


شکل ۴-۱۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین سری ماگمایی، الف و ب) ایروین و باراگارد، (ج) پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶.

1- Kuno  
2- Irvin & Baragar  
3- Peccerillo

#### ۴-۹-۲- نمودار Nb/Y در مقابل $(Zr/TiO_2) * 0.0001$

نمودار Nb/Y در مقابل  $(Zr/TiO_2) * 0.0001$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) یکی از نمودارهای مناسب برای تعیین سری ماگمایی می‌باشد. زیرا عناصر Nb و Y در طی دگرسانی ثانویه کم تحرک می‌باشند. در این نمودار که دو سری ماگمایی قلیایی و ساب‌قلیایی را از یکدیگر جدا می‌کند، اغلب نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سری ماگمایی قلیایی و برخی نیز در نیمه قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۵). این امر شاید بیانگر ماهیت انتقالی آنها باشد. ژنز ماگماهای بازالتی قلیایی به شروع ذوب کم فشار توسط کشش لیتوسفری یا به افزایش حرارت در نتیجه‌ی بالا آمدن پلوم گوشته‌ای نسبت داده شده است (شهاتا و تئودوروس، ۲۰۱۱).

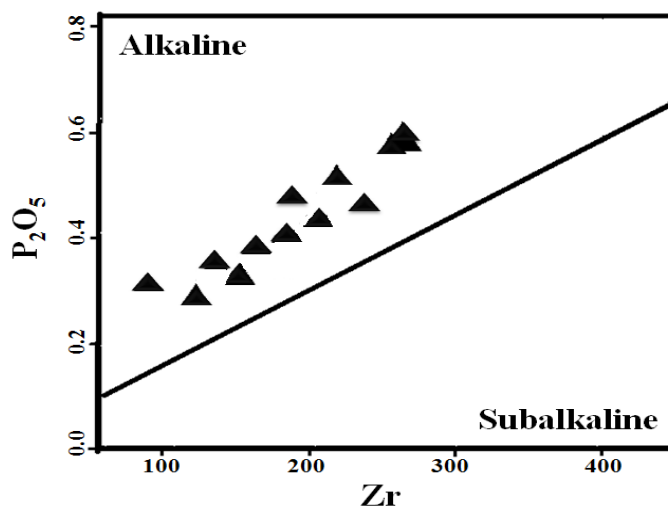


شکل ۴-۱۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Nb/Y در مقابل  $(Zr/TiO_2) * 0.0001$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) برای تعیین سری ماگمایی.

#### ۴-۹-۳- نمودار Zr در مقابل $P_2O_5$

زیرکن عنصری ناسازگار است که در طی دگرگونی درجه پایین و دگرسانی نامتحرک می‌باشد (منگ و همکاران، ۲۰۱۲). از آنجایی که کانی‌های حاوی Zr و P (زیرکن و آپاتیت) در برابر دگرسانی مقاومت بیشتری نسبت به کانی‌های حاوی Na و K دارند و سنگ‌های منطقه تا حدودی دگرسان می‌باشند، لذا از نمودار Zr در برابر  $P_2O_5$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶) می‌توان با اطمینان بیشتری برای تعیین

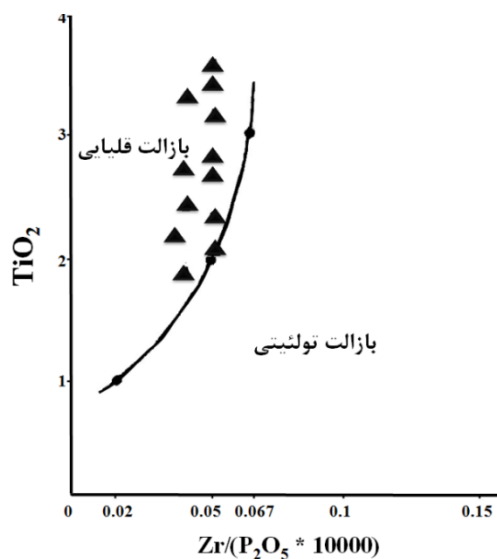
سری ماگمایی استفاده کرد. در این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سری ماگمایی قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۶).



شکل ۴-۱۶- نمودار Zr در برابر P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (وینچستر و فلوید، 1976) برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مناطق مورد مطالعه.

#### ۴-۹-۴- نمودار $Zr/P_2O_5 \cdot 10^4$ در برابر $TiO_2$ (وینچستر و فلوید ، ۱۹۷۶)

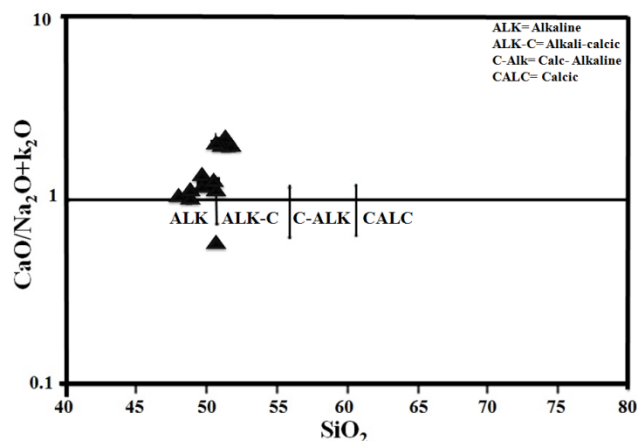
به منظور تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودار  $TiO_2$  در مقابل  $Zr/P_2O_5 \cdot 10^4$  استفاده شده است. در این نمودار که بازالت‌های تولییتی و قلیایی کاملاً از هم جدا شده‌اند، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۱۷).



شکل ۴-۱۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه روی نمودار تعیین سری ماگمایی وینچستر و فلوید (۱۹۷۶).

#### ۴-۹-۵- نمودار شاخص Peacock در برابر $SiO_2$

شاخص Peacock (پکسریلو و تایلور<sup>۱</sup>، ۱۹۷۶) به صورت درصد وزنی CaO تقسیم بر مجموع درصد وزنی  $Na_2O+K_2O$  تعریف می‌شود (بוגارد و وارنر<sup>۲</sup>، ۲۰۰۳). بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده قلیایی واقع شده‌اند (شکل ۴-۱۸).



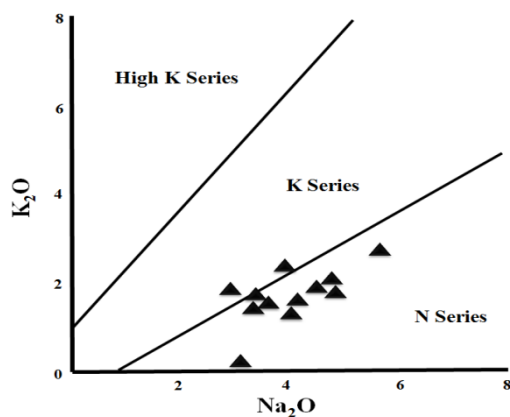
شکل ۴-۱۸- نمودار شاخص Peacock در برابر  $SiO_2$  (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

۱- Taylor & Peccerillo  
2- Bogard & Warner

بازالت‌های قلیایی را با توجه به فراوانی نسبی عناصر سدیم و پتاسیم به دو سری سدیک و پتاسیک تقسیم کرده‌اند (بست، ۲۰۰۳). در نمودارها  $\text{Na}_2\text{O}$  در برابر  $\text{K}_2\text{O}$  (ایروین و باراگارد، ۱۹۷۱) و  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (امامی، ۱۹۸۱) نمونه‌های مورد بررسی در محدوده سری قلیایی سدیک واقع شده‌اند (شکل‌های ۴-۱۹ و ۲۰).



شکل ۴-۲۰- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی (امامی، ۱۹۸۱).



شکل ۴-۱۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی (ایروین و باراگارد، ۱۹۷۱).



فصل پنجم

پتروژنز

## ۵-۱ مقدمه

نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی بیانگر حضور روانه‌های بازالتی و دایک‌های میکروگابرویی در مناطق مورد مطالعه می‌باشند. بر اساس شواهد چینه‌شناسی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در محدوده‌ی سنی اردوویسین فوقانی قرار دارند. ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های بازالتی منطقه از نوع آلکالن بوده و با توجه به نمودارهای عنکبوتی و وجود ویژگی‌های ژئوشیمیایی از قبیل غنی‌شدگی از Ti, LREE و Nb، می‌توان یک منشأ عمیق همانند محل منشأ OIBها و جایگاه درون قاره‌ای را برای آنها در نظر گرفت. در این فصل ابتدا جایگاه زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه و سپس خصوصیات محل منشأ و الگوی زمین‌ساختی تشکیل آنها مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

## ۵-۲- تعیین محیط زمین‌ساختی

گدازه‌های بازالتی در محیط‌های مختلف زمین‌ساختی و از درجات مختلف ذوب بخشی گوشته با ترکیبات مختلف تحت شرایط متفاوت ترمودینامیکی ایجاد می‌شوند. ماگماهای آلکالن معمولاً از ذوب گوشته در اعماق زیاد تولید می‌شوند. سنگ‌های آلکالن هم در داخل ورقه‌های اقیانوسی و هم در داخل ورقه‌های قاره‌ای و همچنین در مرزهای مخرب ایجاد می‌شوند. ماهیت آلکالن ماگماهای بازالتی می‌تواند در نتیجه‌ی دو سازوکار مهم باشد: (۱) نرخ کم ذوب بخشی سنگ منشأ (۲) ذوب بخشی گوشته دگرنهاد شده توسط سیالات یا مذاب‌ها (گیل، ۲۰۱۰). مطالعات پتروژنتیکی نشان می‌دهند که ماگماهای آلکالن می‌توانند توسط ذوب بخشی گوشته‌ی متاسوماتیسم شده غنی از عناصر LREE و LILE تشکیل شده باشند. فیتون (۱۹۸۷)، ذوب بخشی درجه پایین گوشته استنوسفری همراه با تبلور تفریقی را عامل تشکیل مذاب‌های آلکالن دانسته است. به اعتقاد منزیس (۱۹۸۷)، ماگماهای آلکالن می‌توانند توسط واکنش بین مذاب استنوسفری و گوشته‌ی لیتوسفری تشکیل شده باشند

(آپادای و همکاران، ۲۰۰۶). ویژگی‌های ژئوشیمیایی از قبیل مقادیر بالای LREE و HFSE، مقادیر پایین HREE و مقدار بالای Ti نشان دهنده‌ی ماهیت آکالن و جایگاه درون ورقه‌ای سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه می‌باشند. به اعتقاد سیمونوف<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۸)، مقادیر Zr/Sm و Hf/Sm بازالت‌های درون ورقه‌ای به ترتیب، ۴۰ - ۱۷ و ۰/۸ - ۰/۴ می‌باشد. مقادیر این نسبت‌ها در بازالت‌های منطقه به ترتیب، ۳۱/۲۱ - ۲۶/۳۵ و ۰/۷۵ - ۰/۳۳ می‌باشد که در محدوده‌ی بازالت‌های درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (جدول ۵-۱). بازالت‌های آکالن (نوع OIB) توسط غنی‌شدگی در بیشتر عناصر ناسازگار مانند LREE، Ti، Nb و Th مشخص هستند. علاوه بر  $TiO_2$  بالا (2.1 - 3.8 Wt%) و غنی‌شدگی از عناصر LREE، از دیگر ویژگی‌های برجسته‌ی بازالت‌های نوع OIB وجود آنومالی مثبت Nb در الگوهای چند عنصری می‌باشد (ژیا<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۲). همچنین، بازالت‌های آکالن (نوع OIB) بطور میانگین دارای نسبت  $CaO/Al_2O_3 = 0.42$  و مقادیر  $P_2O_5 = 0.49$ ،  $TiO_2 = 2.54$  هستند (سافونووا و همکاران، ۲۰۱۲). این مقادیر در بازالت‌های مورد مطالعه به ترتیب ۰/۴۷، ۰/۳۹، ۲/۷۵ می‌باشند و آنها را در محدوده‌ی بازالت‌های آکالن نوع OIB قرار می‌دهند. وجود این ویژگی‌ها در بازالت‌های آکالن مورد بررسی، بیانگر مشابهت محل منبع این بازالت‌ها با محل منبع ماگماهای OIB است (گوشته استنوسفری). سافونووا و همکاران (۲۰۱۱)، تشکیل بازالت‌های تولییتی تا آکالن درون ورقه‌ای (نوع OIB) را مرتبط با ستون‌های گوشته‌ای بالا آمده از مرز گوشته - هسته دانسته‌اند. شهاب‌ها و تئودوروس (۲۰۱۱)، تولید ماگمای بازالتی آکالن را به بالا آمدن غیر فعال<sup>۳</sup>، ذوب کم فشار و یا به بالا آمدن ستون‌های انگشت مانند<sup>۴</sup> با منشأ استنوسفری نسبت داده‌اند. پیشنهاد شده است که ماگماهای مافیک آکالن از درجات ذوب کم در اعماق مختلف به علت کاهش فشار از گوشته استنوسفری داغ مشتق شده‌اند (هارانگی<sup>۵</sup>، ۲۰۰۱ به نقل از شهاب‌ها و تئودوروس، ۲۰۱۱). در سنگ‌های

---

۱- Simonov

۲- Xia

۳- Passive upwelling

۴- Finger-like

۵- Harangi

مافیک، فلزات انتقالی (مانند Cr و Ni) و عناصر با قدرت میدان بالا (مانند Ti, Zr, Y, Th, Nb) و REE تحت شرایط دگرسانی و دگرگونی درجه پایین نسبتاً نامتحرک می‌باشند، در حالی که عناصر لیتوفیل بزرگ یون از قبیل K, Rb, Ba و Cs به شدت متحرک‌اند (دای<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۱۱). بنابراین، جهت تعیین محیط زمین‌ساختی و ویژگی‌های محل منشأ سنگ‌های بازالتی آکالن مورد مطالعه بیشتر از این عناصر که در طی دگرگونی درجه پایین و متاسوماتیسم تحرک کمتری دارند، استفاده گردیده است.

جدول ۱-۵

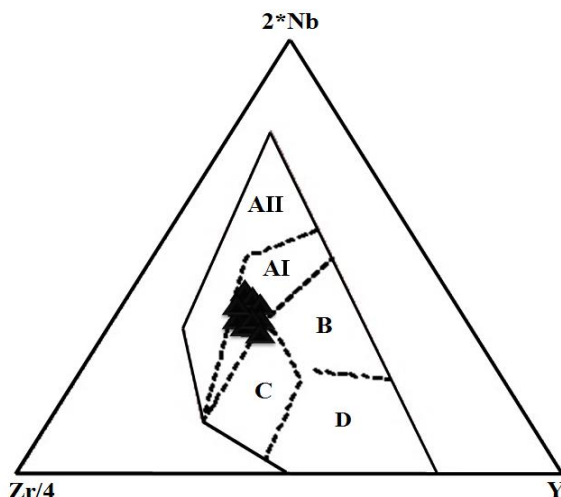
Sample	N-1/1	N-4/3	N-5/1	N-8/4	N-9/2	N-14/2	N-15/2	N-16/1	N-16/2	D-1/1	D-3/4	Kh3
Zr/Sm	۲۸.۵۲	۳۳	۲۸.۴۴	۳۰.۴۸	۲۶.۹۶	۲۸.۷۳	۲۶.۳۵	۲۷.۵	۲۹.۱۸	۳۰.۱۹	۳۳.۲۱	۲۶.۸۹
Hf/Sm	0.56	0.75	0.65	0.71	0.43	0.70	0.58	0.44	0.33	0.74	0.71	0.54
Zr/Y	6.23	6.93	6.29	7.01	5.61	6.18	5.5	5.7	5.95	6.74	6.46	5.38
Sm/Th	3.6	1.63	2.57	1.83	2.88	2.29	3.25	2.19	2.77	3	2.43	3.08
Th/Y	0.06	0.13	0.09	0.13	0.07	0.06	0.07	0.09	0.07	0.07	0.08	0.06
(Dy/Yb) <sub>N</sub>	۱.۶۱	۱.۳۶	۱.۴۱	۱.۵	۱.۴۹	۱.۴۸	۱.۶۸	۱.۵۲	۱.۴۹	۱.۵۱	۱.۳۹	۱.۵۱
ΔNb	0.00	0.06	0.11	0.08	0.07	0.04	0.07	0.13	0.08	-0.03	-0.02	0.11
Zr/Nb	۱۰.۲۷	۸	۷.۸۲	۷.۵۳	۹.۵۴	۹.۲۷	۹.۷۹	۸.۱۳	۸.۹	۱۰.۱۹	۱۰.۳۳	۹.۰۵
Lu/Yb	۰.۱۲	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۶	۰.۱۴	۰.۱۶	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۳	۰.۱۳
La/Ta	۱۶.۲	۱۴	۱۴.۴	۱۳.۳	۱۶.۱	۱۶.۳	۱۶.۳	۱۸.۵	۱۶	۱۴.۵	۱۴.۴	۱۷.۳
La/Nb	۱.۰۸	۰.۹۳	۰.۹۸	۰.۹۰	۰.۹۹	۱.۰۵	۱.۱۱	۱.۰۴	۰.۸۸	۰.۹۹	۰.۹۶	۱.۱

### ۵-۲-۱- نمودار 2Nb- Zr/4- Y

در نمودار  $Zr/4 - 2*Nb - Y$  (مشد<sup>۲</sup>، ۱۹۸۶)، بازالت‌های آکالن درون ورقه‌ای (AII, AI)، تولیت‌های درون ورقه‌ای و مورب (B)، بازالت‌های قوس آتشفشانی (C) و بازالت‌های مورب و کمان آتشفشانی (D)، از یکدیگر متمایز می‌شوند. در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های درون ورقه‌ای واقع شده‌اند (شکل ۱-۵).

۱- Dai

۲-Meschede



شکل ۵-۱- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $Zr/4-2*Nb-Y$  (مشید، ۱۹۸۶).

### ۵-۲-۲- نمودار تغییرات V در مقابل Ti/1000

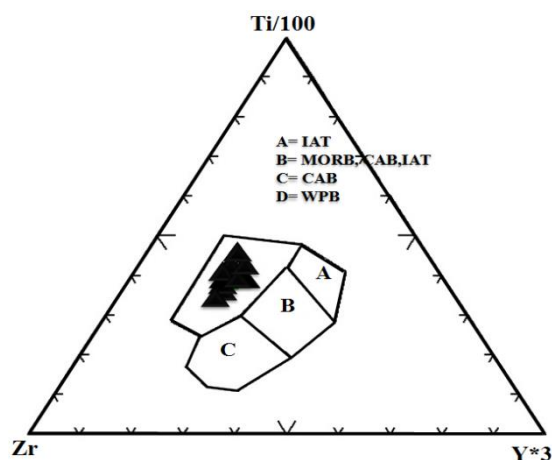
اطلاعات گسترده حاصل از ترکیبات بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) مشخص کرده است که این بازالت‌های تیتان بالا، معمولاً از ذوب بخشی گوشته پریدوتیتی مشتق شده‌اند. حتی درجه ذوب بخشی کم یک منبع گوشته‌ای اولیه، Ti کافی برای تولید ترکیباتی مانند OIB دارد. تیتان بالا یکی از مشخصه‌های شاخص بازالت‌های نوع OIB است (پریتولاک و الیوت<sup>۱</sup>، ۲۰۰۷). نسبت بالای Ti/V نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Ti/1000 در برابر V (شروه<sup>۲</sup>، ۱۹۸۲) کاملاً مشخص است. در این نمودار نسبت‌های Ti/V نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر و دور از این نسبت در بازالت‌های طغیانی قاره‌ای با ماهیت توله‌ایتی قرار گرفته‌اند. در نمودار Ti/1000 در برابر V اغلب نمونه‌ها، در محدوده‌ی بازالت‌های آلکالن و بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۲). نسبت Ti/V از نشانگرهای ژئوشیمیایی است که بیانگر نقش ناچیز پوسته قاره‌ای در طی تولید ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های بازالتی می‌باشد (دای و همکاران، ۲۰۱۱).

۱- Prytulak & Elliott

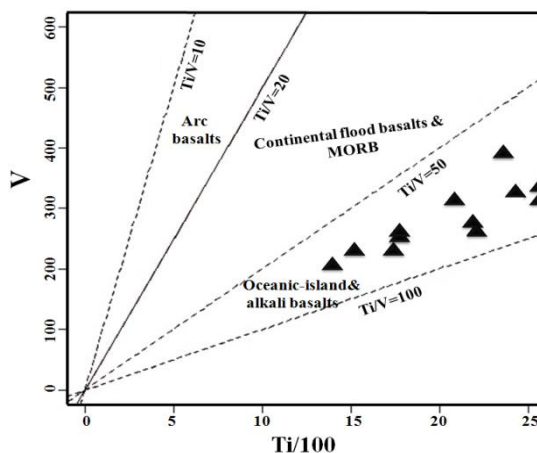
۲- Shervais

### ۵-۲-۳- نمودار Ti/100- Zr- Y\*3

در نمودار Ti/100- Zr- Y\*3 (پیرس و کان<sup>۱</sup>، ۱۹۷۳)، جهت تفکیک محیط زمین‌ساختی-ماگمایی از عناصر کمیاب استفاده شده است. بازالت‌های درون ورقه‌ای دارای نسبت‌های بالاتری از Ti/Y و Zr/Y هستند، و بر این اساس می‌توان آنها را از سایر بازالت‌ها تفکیک کرد. در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳).



شکل ۵-۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی Ti/1000-Zr-Y\*3 (پیرس و کان، ۱۹۷۳).



شکل ۵-۲- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی Ti/1000-V (شروه، ۱۹۸۲).

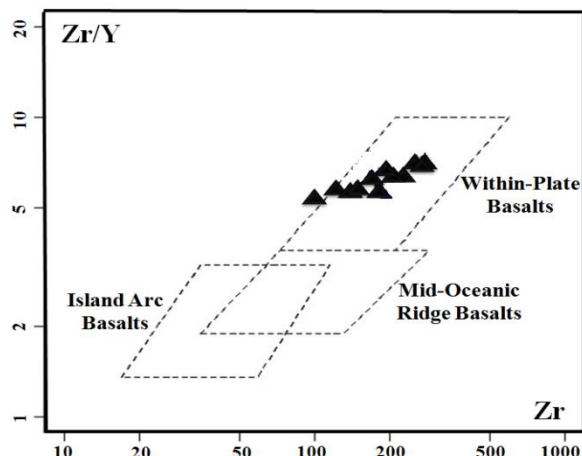
### ۵-۲-۴- نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی Zr در برابر Zr/Y

نمودار Zr/Y در مقابل Zr (پیرس و نوری<sup>۲</sup>، ۱۹۷۹) تمایز مؤثری بین بازالت‌های جزایر قوسی، مورب و بازالت‌های درون ورقه‌ای نشان می‌دهد. نسبت  $Zr/Y > 4$  در بازالت‌های آلكالن اقیانوسی درون ورقه‌ای مشاهده می‌شود (ساکانی<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۱۱). مقدار این نسبت در بازالت‌های مورد مطالعه بیشتر از ۵ می‌باشد (جدول ۵-۱). در نمودار پیرس و نوری (۱۹۷۹)، همه‌ی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی A (بازالت‌های درون ورقه‌ای) قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۴).

۱- Pearce & Cann

۲- Norry

۳- Saccani

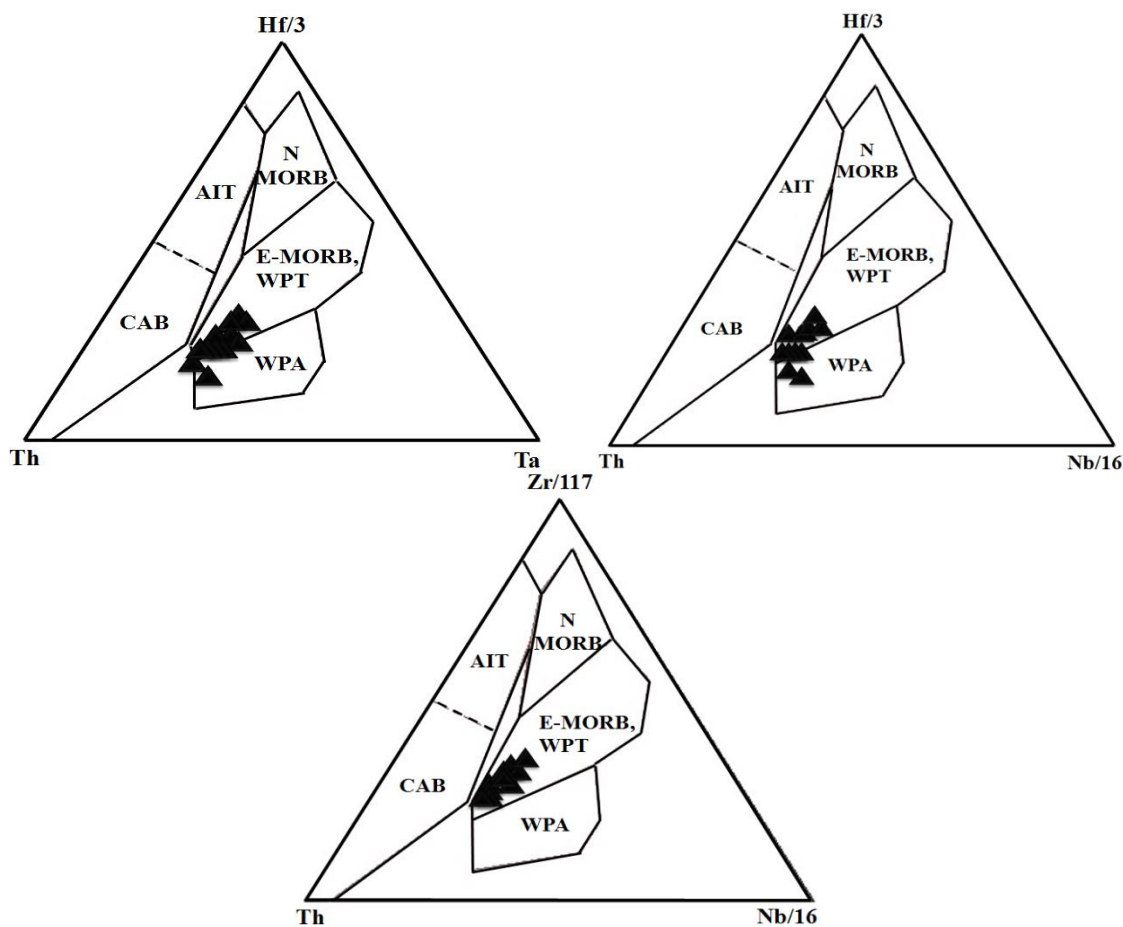


شکل ۵-۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی Zr-Zr/Y (پیرس و نوری، ۱۹۷۹).

#### ۵-۲-۵- نمودارهای سه‌گانه وود<sup>۱</sup> (۱۹۸۰)

این نمودارها بر اساس عناصر HFS (از قبیل Th, Ta, Zr, Hf, Nb) ترسیم شده‌اند. این عناصر در طی دگرسانی و دگرگونی درجه پایین نامتحرک بوده، لذا استفاده از آنها جهت تمایز محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه مناسب می‌باشد. در این نمودارها، بازالت‌های غنی شده پشته میان اقیانوسی (E-MORB)، بازالت‌های عادی پشته میان اقیانوسی (N-MORB)، بازالت‌های آلکالن درون ورقه‌ای (WPA)، تولئیت‌های درون ورقه‌ای (WPT)، بازالت‌های کالکوالکالن (CAB) و تولئیت‌های جزایر کمانی از هم تفکیک شده‌اند. در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی وود (۱۹۸۰)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی تولئیت‌ها و بازالت‌های آلکالن درون ورقه‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۵).

<sup>۱</sup>-Wood



شکل ۵-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی وود، ۱۹۸۰.

### ۵-۲-۶- نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb

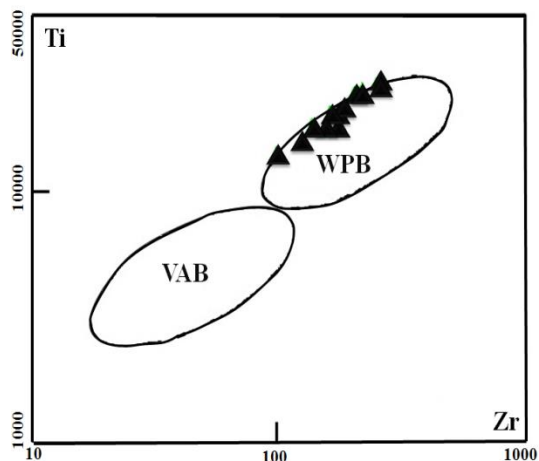
بازالت‌های درون ورقه‌ای توسط مقادیر بالای عناصر ناسازگار و LREE مشخص هستند (ساکانی و همکاران، ۲۰۱۱). نسبت‌های Ta/Yb (۰,۵۴) و Th/Yb (۱,۰۱) در نمونه‌های مورد مطالعه مشابهت زیادی با نسبت‌های این عناصر در بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) دارند و نشان دهنده‌ی نشأت گرفتن ماگمای تشکیل دهنده‌ی آنها از یک منبع گوشته‌ای غنی شده مشابه محل منشأ نوع OIB می‌باشد. در نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، سنگ‌های بازالتی منطقه در محدوده‌ی بازالت‌های درون ورقه‌ای (WPB) و OIB قرار می‌گیرند (شکل

۵-۶).

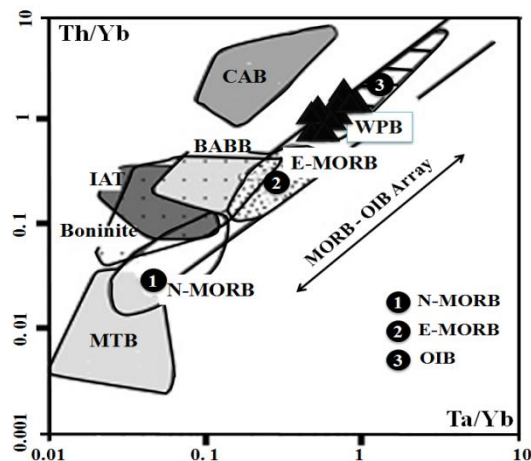


### ۵-۲-۷- نمودار Zr در مقابل Ti

در این نمودار، پیرس (۱۹۹۶) با استفاده از مقادیر Zr در برابر Ti بازالت‌های درون ورقه‌ای را از مورب و کمان آتشفشانی تفکیک کرده است. بر اساس نمودار Zr در برابر Ti، نمونه‌های بازالتی منطقه در محدوده‌ی بازالت‌های درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۷).



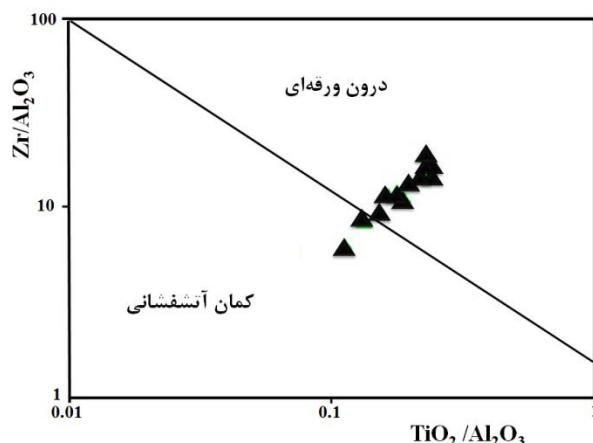
شکل ۵-۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی Zr-Ti (پیرس، ۱۹۹۶).



شکل ۵-۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی Ta/Yb-Th/Yb (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹).

### ۵-۲-۸- نمودار $TiO_2/Al_2O_3$ در مقابل $Zr/Al_2O_3$

در نمودار  $TiO_2/Al_2O_3$  در مقابل  $Zr/Al_2O_3$  (مولر و بروان، ۱۹۹۲)، محدوده‌های کمان آتشفشانی از درون ورقه‌ای تفکیک شده‌اند. با توجه به این که نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه دارای Ti بالا هستند، بنابراین در نمودار  $TiO_2/Al_2O_3$  در مقابل  $Zr/Al_2O_3$  در محدوده بازالت‌های درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۸).



شکل ۵-۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $TiO_2/Al_2O_3 - Zr/Al_2O_3$  (مولر و بروان، ۱۹۹۲).

### ۵-۳- مقایسه‌ی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط زمین‌ساختی تشکیل

سنگ‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین در ایران و سایر

#### نقاط جهان

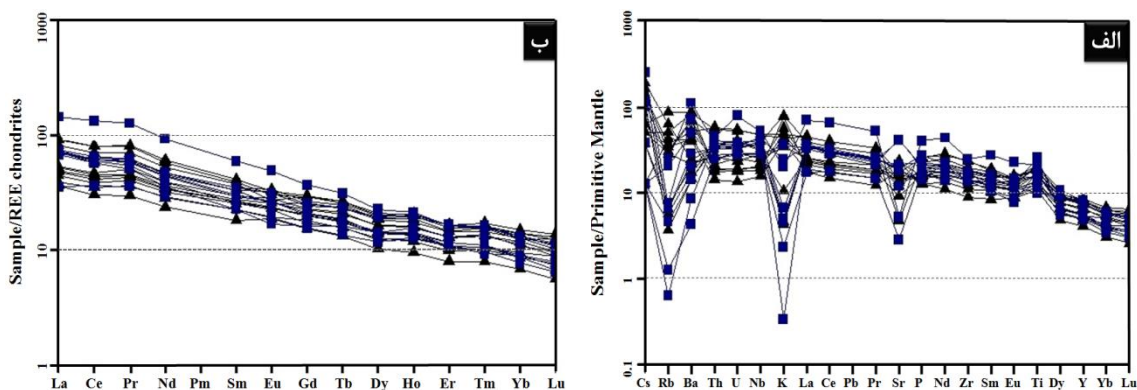
#### ۵-۳-۱- سنگ‌های آذرین مافیک موجود در شیست‌های گرگان (البرز شرقی)

مجموعه دگرگونی گرگان در نواری به طول ۱۱۰ کیلومتر و پهنای ۲ تا ۱۰ کیلومتر به موازات راستای عمومی ساختار البرز شرقی واقع شده است. صالحیان (۱۳۹۰)، این سنگ‌ها را در قالب پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داده و در این مطالعه از نتایج تحقیقات ایشان استفاده شده است. نامبرده سن سنگ‌های آذرین موجود در شیست‌های گرگان را اواخر اردوویسین - سیلورین دانسته که با سن سنگ‌های بازالتی مورد بررسی مطابقت دارد. شیست‌های گرگان تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای در حد سطوح پایین رخساره‌ی شیست سبز قرار گرفته و دارای طیف سنگی فیلیت تا شیست می‌باشند. سنگ‌های آذرین به شکل میان لایه‌های نازک گدازه، توده‌های نفوذی کوچک و دایک‌های کوچک پراکنده در توالی شیست‌های گرگان رخمون دارند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی آنها پلاژیوکلاز به شکل میکروولیت در زمینه و فنوکریست، همچنین کلینوپیروکسن به شکل فنوکریست

هستند. به علت دگرسانی و دگرگونی درجه‌ی پایین، کانی‌های متنوعی از قبیل کلریت، اپیدوت، اسفن، آلبیت، سریسیت، زوئزیت، کلینوزوئزیت، اپیستاسیت، کلسیت و کوارتز به شکل ریز دانه، رگه و پورفایروبلاست در این سنگ‌های تشکیل شده است. مهمترین بافت‌های موجود در بازالت‌ها، بافت‌های پورفیری، گلوپورپورفیری و پورفیری-تراکیتی است. جنس توده‌های نفوذی کوچک عمدتاً گابرویی می‌باشد که ترکیب شیمیایی آنها، شباهت زیادی به بازالت‌های منطقه دارد. این سنگ‌ها نیز به شدت تحت تأثیر دگرگونی و دگرسانی قرار گرفته و طیف وسیعی از کانی‌های ثانویه را نشان می‌دهند. بافت‌های گرانولار، اینترگرانولار، افتیک و سابافتیک مهمترین بافت‌های مشاهده شده در گابروها هستند. دایک‌های کوچک نیز به صورت پراکنده در منطقه وجود دارند که جنس آنها از بازالت تا آندزیت و تراکیت متغیر است. در این سنگ‌ها، مقدار کلینوپیروکسن بسیار کم است و یا دیده نمی‌شود، پلاژیوکلاز به مقدار قابل توجهی افزایش یافته و فلدسپات‌های آلکالن به شکل فنوکریست در آنها ظاهر شده است. در بررسی‌های ژئوشیمیایی، حضور مقادیر قابل توجهی از الیومین و مقدار کمی فلدسپاتوئید نورماتیو در بعضی از نمونه‌ها، تحت اشباع بودن ماگمای والد از سیلیس را نشان می‌دهد. به علاوه، این ماگما دارای ماهیت آلکالن بوده است. سنگ‌های بازالتی موجود در سازند ابرسج از نظر ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی شباهت زیادی با سنگ‌های آذرین موجود در شیست‌های گرگان دارند. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آذرین موجود در شیست‌های گرگان در جدول (۵-۲) ارائه شده است.

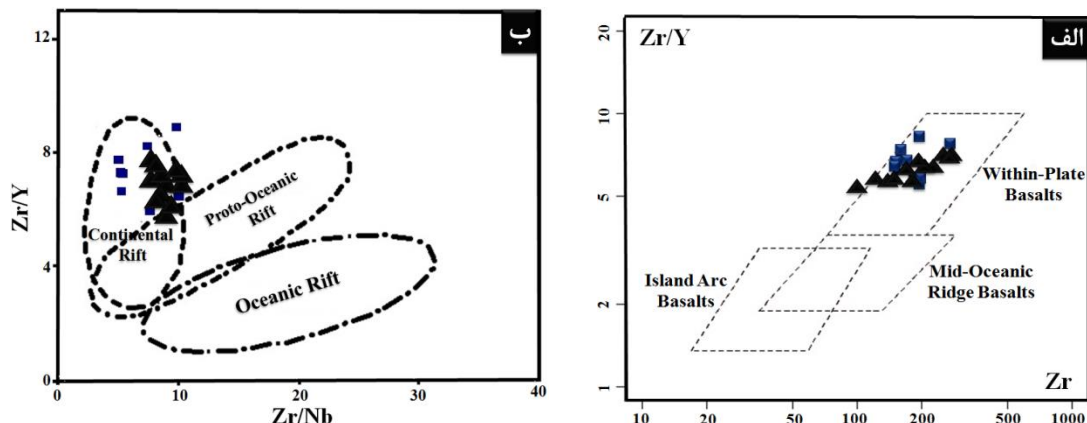
مقایسه‌ی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) و بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) سنگ‌های آذرین موجود در شیست‌های گرگان با بازالت‌های مورد بررسی بیانگر غنی‌شدگی همه‌ی نمونه‌ها از عناصر LREE نسبت به HREE می‌باشند (شکل ۵-۹-الف-ب). به طور کلی بازالت‌های آلکالن درون ورقه‌ای از عناصر ناسازگار، عناصر لیتوفیل بزرگ یون و عناصر با شدت میدان بالا غنی‌شدگی نشان می‌دهند (ژنگ و همکاران، ۲۰۱۰). نبود آنومالی منفی Eu در نمونه‌ها نشان دهنده‌ی مهم نبودن نقش پلاژیوکلاز در طی تفریق می‌باشد. وجود

آنومالی‌های مثبت و منفی در عناصر K, Sr, Rb, Ba، بخصوص در نمونه‌های مربوط به شیست‌های گرگان را می‌توان به متحرک بودن این عناصر در طی دگرسانی و دگرگونی رخ داده بر آنها و همچنین مقادیر جزئی آرایش پوسته‌ای ماگما نسبت داد.



شکل ۵-۹- مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه (▲) با سنگ‌های آذرین موجود در شیست‌های گرگان (■) در نمودارهای بهنجار شده نسبت به، الف- گوشته‌ی اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، ب- کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴).

نمونه‌های مورد مطالعه و سنگ‌های آذرین مافیک موجود در شیست‌های گرگان در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی (پیرس و نوری، ۱۹۷۹ و کمپونزو و مور، ۱۹۹۱) در محدوده‌ی بازالت‌های درون ورقه‌ای و محیط کافت درون قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱۰-الف-ب). این محیط با رژیم کششی حاکم بر لبه‌ی شمال شرقی ابرقاره‌ی گندوانا و تشکیل کافت توران در زمان اردوویسین - سیلورین که منجر به تشکیل اقیانوس پالئوتتیس و جدا شدن البرز و ایران مرکزی از گندوانا شده است، مطابقت دارد (صالحیان، ۱۳۹۰).



شکل ۵-۱۰- مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه (▲) با سنگ‌های آذرین موجود در شیست‌های گرگان (■) در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، الف- پیرس و نوری (۱۹۷۹)، ب- کمپونزو و مور (۱۹۹۱).

جدول ۵-۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های بازالتی موجود در شیست‌های گرگان پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت آهن (صالحیان، ۱۳۹۰).

Sample	S.A.4.2	S.A.4.4	S.B.1.6	S.B.2.8	S.B.3.3	S.B.3.6	S.D.3.1	S.D.6.1
<b>Major oxides (wt %)</b>								
SiO <sub>2</sub>	53.45	50.4	46	47.59	47.77	44.9	47.84	50.7
TiO <sub>2</sub>	3.06	2.71	3.6	3.6	2.14	4.42	2.27	1.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.24	14.59	18.79	15.9	17.74	15.14	19.09	16.58
FeO	11.05	10.02	12.12	9	9	12.4	8.96	8.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.88	3.52	3.64	1.81	1.81	2.05	2.69	2.59
MnO	0.07	0.19	0.05	0.18	0.15	0.17	0.21	0.17
MgO	2.22	5.18	7.3	6.79	6.9	5.61	7.11	4.87
CaO	2.84	6.8	2.07	10.23	8.72	10.6	5.28	7.95
Na <sub>2</sub> O	7.31	5.15	4.86	4.24	3.99	3.6	5.43	5.15
K <sub>2</sub> O	0.07	1.08	0.6	0.2	0.73	0.15	0.01	0.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37	0.31	0.87	0.49	0.43	0.45	0.41	0.59
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.01	<0.01	0.02	<0.01
<b>CIPW Norm</b>								
Or	0.414	6.382	3.546	1.182	4.314	0.886	0.059	0.827
Ab	61.855	39.498	41.124	29.300	28.915	24.448	42.204	43.578
An	8.564	13.503	4.586	23.761	28.339	24.708	23.516	21.655
Ne	-	2.210	-	3.563	2.626	3.258	2.028	-
Di	2.640	15.001	-	19.321	9.899	20.641	-	11.495
Hy	6.128	-	18.454	-	-	-	-	0.640
Ol	7.665	12.389	9.594	12.308	17.604	13.14	20.806	12.479
Mt	5.626	5.104	5.278	2.624	2.624	2.972	3.9	3.755
Il	5.814	5.149	6.840	6.840	4.066	8.398	4.313	3.268
Ap	0.876	0.734	2.061	1.161	1.018	1.066	0.971	1.397
Cc	-	-	8.465	-	-	-	1.528	-
SUM	99.582	99.970	99.948	100.060	99.406	99.518	99.326	99.094
<b>Trace Elements (ppm)</b>								
Ba	30	350	500	200	770	140	60	100
Co	31.6	37.8	22.9	39	40.8	50.8	34.5	34
Cs	<0.1	<0.1	0.3	0.8	0.9	2	<0.1	<0.1
Ga	16	24	28	18	19	23	20	19
Hf	6	6	7	4	4	5	4	5
Nb	20	20	37	29	31	32	29	26
Rb	0.8	12.9	4.8	4.1	15.7	4.5	0.4	2.9
Sn	3	3	3	2	2	3	2	2

Sr	60	380	110	450	870	860	250	400
Ta	1	1	2.1	1.5	1.6	1.9	1.5	1.4
Th	2.1	2.1	3.8	2.8	3.2	3.1	3.4	2.9
U	0.58	0.61	1.65	0.67	0.75	0.72	0.8	0.7
V	297	329	296	207	167	431	216	123
Zr	199	201	274	154	156	172	153	200
Cu	25	70	28	192	56	104	89	62
Zn	89	150	150	۱۲۹	۸۴	125	82	99
Ni	43	47	11	۷۴	۹۹	51	61	28
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Tl	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<b>REE (ppm)</b>								
La	11.8	22.8	48	23.7	24	24.5	22.5	24.7
Ce	31.5	54.8	116	53.6	52.4	54.4	50	57
Pr	4.04	6.96	14.3	6.52	6.16	6.59	5.75	7.02
Nd	18.6	29.9	59	27.9	25	28	22.8	29.8
Sm	4.6	7.1	12.1	5.9	5.2	6.2	4.6	6.8
Eu	1.3	2.43	3.8	2.07	1.76	2.05	1.49	1.96
Gd	4.52	6.76	10.2	5.62	4.78	5.82	4.29	7.06
Tb	0.77	1.1	1.48	0.83	0.75	0.88	0.64	1.11
Dy	4.91	6.62	7.82	4.8	4.25	4.8	4.06	6.66
Ho	1.1	1.38	1.49	0.97	0.89	1.01	0.88	1.43
Er	2.95	3.71	3.69	2.64	2.48	2.62	2.44	3.74
Tm	0.4	0.48	0.47	0.33	0.29	0.33	0.28	0.49
Yb	2.5	2.8	2.9	1.9	1.7	2	2	2.9
Lu	0.3	0.35	0.39	0.23	0.22	0.27	0.25	0.37
Y	24.5	34	36.4	25.3	22	25.9	22.9	36.6
LOI	2.07	2.25	5.14	3.7	3.3	2.86	5.69	2.53
SUM	98.9	96.9	97.7	97.2	98	99.4	95.3	100.6

Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Ne: نفلین، Di: دیوپسید، Hy: هیپرستن، Ol: الوین، Mt: مگنتیت، Il: ایلمنیت، Ap: آپاتیت، Cc: کلسیت.

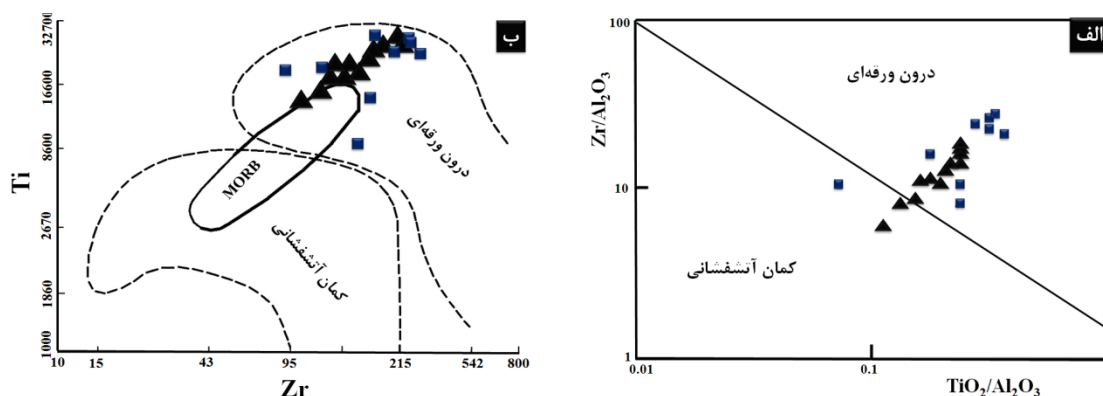
- : برابر صفر

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

ناحیه جام در نزدیکی روستای قوشه، در جنوب‌غربی دامغان در جنوب‌شرق جاده‌ی تهران- دامغان واقع شده است. سنگ‌های این منطقه به دو گروه، آتشفشانی و نیمه عمیق تقسیم شده‌اند. ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقه، آندزیت تا بازالت است که به صورت گدازه‌های حفره‌دار پر شده با کلسیت، زئولیت و کالسدونی رخنمون دارند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، الیوین و پیروکسن هستند که در خمیره‌ای ریز بلور قرار گرفته‌اند. بافت‌های اینترسرتال، گلومروپورفیریک و جریان‌ی از مهمترین بافت‌های مشاهده شده در این سنگ‌های آتشفشانی هستند. مجموعه‌ی نیمه عمیق به صورت دایک و توده‌های کوچک در داخل دولومیت‌های وطن (ماسه‌سنگ و دولومیت‌های

کامبرین میانی، بالایی و اردوویسین) رخنمون دارند. این سنگ‌ها میکرودیوریت نامگذاری شده‌اند و دارای بافت اینترگرانولار می‌باشند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را پلاژیوکلاز، پیروکسن و ندرتاً هورنبلند تشکیل می‌دهند. بررسی‌های ژئوشیمیایی حاکی از طبیعت آکالن، جایگاه درون ورقه‌ای قاره‌ای و نرخ پایین ذوب بخشی گوشته زیر لیتوسفر قاره‌ای محل منبع این سنگ‌ها می‌باشند (ناجی، ۱۳۸۳؛ ناجی و قاسمی، ۱۳۸۴). این جایگاه با جغرافیای دیرین پالتوزوئیک زیرین ایران مرکزی مبنی بر وجود یک محیط کششی کافت درون قاره‌ای (کافت پالتوتیس توران) در این زمان کاملاً منطبق است. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آذرین ناحیه‌ی جام در جدول (۵-۳) ارائه شده است.

بر اساس نمودارهای تمایزی مولر و بروان (۱۹۹۲) و پیرس (۱۹۹۶)، نمونه‌های ناحیه جام و بازالت‌های مورد مطالعه در سازند ابرسج همگی در محدوده‌ی بازالت‌های درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱۱-الف-ب).



شکل ۵-۱۱- مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه (▲) با سنگ‌های آذرین ناحیه‌ی جام (■) در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، الف- مولر و بروان (۱۹۹۲)، ب- پیرس (۱۹۹۶).

جدول ۵-۳- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر عناصر کمیاب سنگ‌های آذرین ناحیه جام پس از حذف مواد فرآر و تصحیح مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  (ناجی، ۱۳۸۳).

Sample	J1	J2	J3	J4	J5	J6	J7	J8	J9
SiO <sub>2</sub>	50.99	57.49	49.08	49.7	53.36	46	47.16	55.85	47.33
TiO <sub>2</sub>	3.13	3.52	3.54	3.51	1.18	3.09	1.99	2.89	3.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.23	9.37	11.81	11.76	16.4	10.50	11.97	13.42	13.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub> O	4.97	2.72	2.86	2.83	3.23	6.12	2.14	2.6	2.82
K <sub>2</sub> O	1.16	0.91	2.18	2.17	1.64	0.23	2.7	1.2	2.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	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	۹	۱۶	۱۵	۱۵
Nb	40	28	40	40	12	28	16	22	12
Rb	21	۶	۳۴	۳۵	۳۵	۱۰	۲۸	۶	۲۲
Sr	940	۹۴۰	1076	1073	1348	840	1152	987	153
Th	۵	۵	۴	۲	۴	۳	۳	۲	۳
U	1	1	۱		۹	۱	۱	۲	۲
V	204	168	202	207	158	189	257	275	200
Zr	319	194	283	282	170	242	192	150	112
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
Y	52	48	47	46	15	27	25	23	19

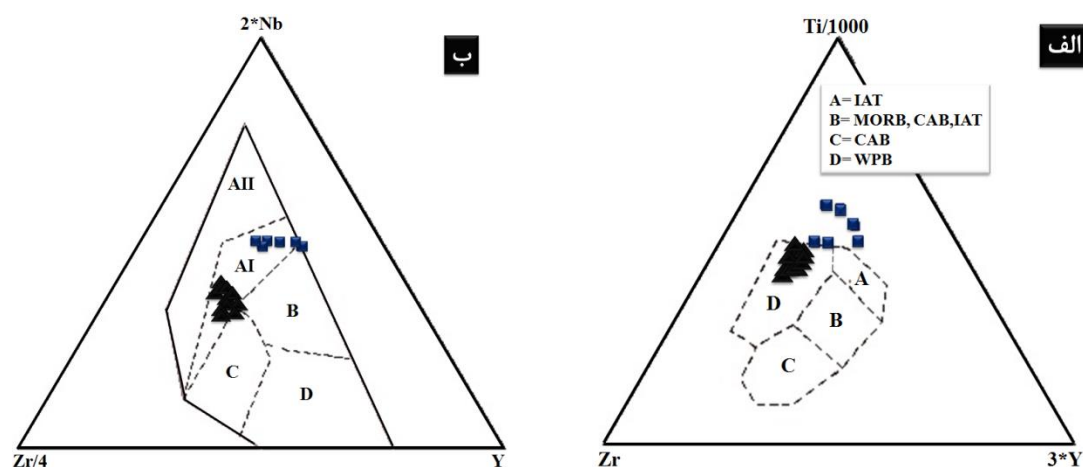
### ۵-۳-۳- سنگ‌های آذرین جهق (جنوب کاشان)

در جنوب کاشان، سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین (به سن سیلورین) بخشی از ارتفاعات کوهستان قهرود را تشکیل داده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی سیلورین در تاقدیس جهق حدود ۱۲ کیلومتر طول و ۳ کیلومتر عرض دارند. قدیمی‌ترین واحد سنگی جهق، دولومیت‌های اردوویسین است که در هسته تاقدیس جهق رخنمون دارند. سنگ‌های آتشفشانی سیلورین در هسته تاقدیس قرار دارند که در یال‌های شرقی و جنوب‌غربی آن، افق ماسه‌سنگی نیور و سازند رسوبی پادها (ماسه‌سنگ) به ترتیب تکرار می‌شوند. این واحدهای سنگی هم‌ارز زمانی واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه‌ی مورد مطالعه (سازندهای ابرسج، سلطان میدان و پادها) می‌باشند. سنگ‌های آتشفشانی جهق بازی تا نیمه بازی و بیشتر از نوع بازالت هستند. بر اساس مطالعات پتروگرافی، بافت این سنگ‌ها پورفیری، میکرولیتی پورفیری، تراکیتی و بادامکی است. الیوین و پیروکسن از کانی‌های مافیک در این سنگ‌ها هستند که در اثر دگرسانی، الیوین‌ها، ایدینگزیتی و پیروکسن‌ها، کلریتی شده‌اند. فلدسپارها از جمله فراوان‌ترین کانی‌ها در این سنگ‌ها هستند که به صورت پورفیری‌های پلاژیوکلاز، سانیدین و میکرولیت‌های زمینه دیده می‌شوند. بررسی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها حاکی از ماهیت آلکالن و محیط زمین‌ساختی کافت درون قاره‌ای در زمان تشکیل این سنگ‌ها است (طباطبایی منش و



همکاران، ۱۳۸۹). نمودارهای  $Ti/1000-Zr-Y*3$  (پیرس و کان، ۱۹۷۳) و  $2*Nb-Zr/4-Y$  (مشد، ۱۹۸۶) از نمودارهایی هستند که با استفاده از عناصر فرعی، محیط‌های زمین‌ساختی مختلف را از یکدیگر متمایز می‌کنند. در این نمودارها، تمامی نمونه‌ها در محدوده‌ی بازالت‌های درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱۲-الف-ب).

نتایج آنالیز عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های آذرین جهق در جدول (۴-۵) آمده است.



شکل ۵-۱۲- مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه (▲) با سنگ‌های آذرین جهق (■) در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، الف- پیرس و کان (۱۹۷۳)، ب- مشد (۱۹۸۶).

جدول ۴-۵- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های بازالتی جهق پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت آهن (طباطبایی و همکاران، ۱۳۸۷).

Sample	2J-15	2J-20	3J-14	3J-16	J-15	J-17
<b>Major element (wt.%)</b>						
SiO <sub>2</sub>	۴۷,۳۲	۴۹,۸۴	۴۳,۳۷	۵۳,۸۵	۴۴,۱۴	۴۹,۲۴
TiO <sub>2</sub>	۳,۳۶	۳,۶۵	۲,۷۵	۳,۰۴	۳,۳	۳,۷۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۸,۸۸	۱۷,۵۲	۱۷,۶۴	۱۶,۴۳	۱۷,۴۵	۱۶,۵۴
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.6	2.31	2.95	2.54	2.71	2.85
FeO	9.56	7.28	10.84	8.01	9.99	8.96
MnO	0.12	0.16	0.16	0.36	0.19	0.12
MgO	4.7	3.98	5.01	4.04	5.2	4.79
CaO	4.98	6.78	3.17	4.59	2.71	3.48
Na <sub>2</sub> O	4.69	4.65	4.6	3.85	5.01	4.72
K <sub>2</sub> O	0.58	0.78	0.15	1.72	0.2	0.24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.35	0.41	0.41	0.4	0.62	0.6
<b>Trace Elements (ppm)</b>						
Ba	116	312	44.5	377	52.4	48.1
Co	54	13.2	47.7	39	36.8	33.9

Cs	0.3	0.6	0.1	1.9	0	0
Hf	0.6	0.5	0.5	0.8	0.6	0.9
Nb	19.6	23.9	23.8	29.5	31	35.7
Rb	8.6	10.9	2.1	45.2	2	3.3
Sr	549	430	270	590	230	330
Th	2.6	1.8	2.23	3.29	2.65	3.05
U	0.71	0.56	0.78	1.17	0.89	0.97
V	225	250	178	213	173	190
Zr	101	98	76	127	102	172
Ni	49	73	31	29	9	6
<b>REE (ppm)</b>						
La	26	26	25	30	39	36
Ce	40.3	35.4	48.7	67.6	80.5	69.5
Pr	0.91	0.99	1.18	1.32	1.63	1.4
Nd	4.66	5.15	6.3	6.77	8.54	7.37
Sm	0.95	1.16	1.4	1.37	1.92	1.53
Eu	0.35	0.3	0.65	0.47	0.84	0.55
Gd	1.09	1.37	1.58	1.54	2.33	1.71
Tb	0.16	0.2	0.23	0.22	0.33	0.25
Dy	0.72	0.91	1.05	1.04	1.45	1.14
Ho	0.16	0.2	0.23	0.23	0.31	0.25
Er	0.32	0.39	0.45	0.47	0.58	0.5
Tm	0	0.06	0.07	0.07	0.09	0.07
Yb	0.21	0.24	0.26	0.31	0.34	0.29
Lu	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05
Y	25.4	33.5	34.6	35.5	48.1	38.5

### ۵-۳-۴- گابروهای آلکالن نوجیانگ<sup>۱</sup> (جنوب تبت)

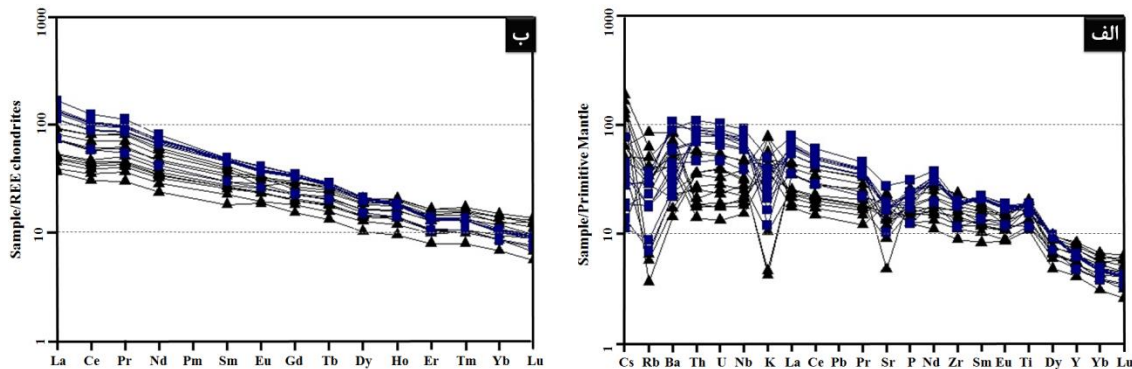
مطالعات دای و همکاران (۲۰۱۱)، بیانگر حضور گابروهایی با ماهیت آلکالن و منشأ OIB در منطقه نوجیانگ (جنوب تبت) می‌باشند. به اعتقاد وی این گابروها، طی یک ماگماتیسم مرتبط با ستون گوشته‌ای در اواخر دونین و در طی شکل‌گیری اقیانوس پالئوتتیس تشکیل شده‌اند. بافت‌های غالب موجود در این سنگ‌ها شامل بافت‌های اینترگرانولار تا گرانولار هستند. کانی‌های اصلی گابروهای منطقه نوجیانگ شامل پلاژیوکلاز دگرسان شده، کرسوتیت، کلینوپیروکسن و الیون می‌باشند. زیرکن و تیتانیت از مهمترین کانی‌های فرعی این گابروها هستند.

نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های گابرویی منطقه نوجیانگ در جدول ۵-۵ ارائه شده است.

مقایسه نمودارهای عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) و نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) گابروهای منطقه نوجیانگ با بازالت‌های مناطق مورد مطالعه نشان

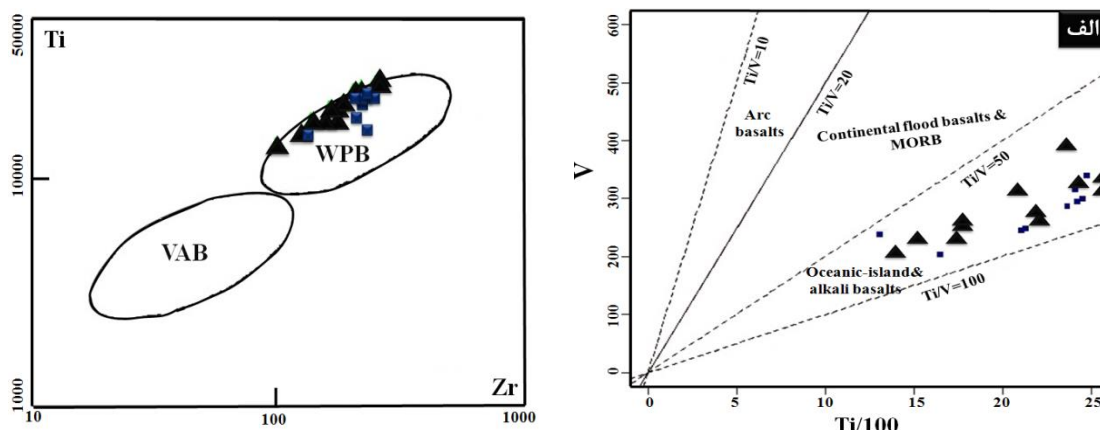
1- Nujiang

دهنده‌ی غنی‌شدگی همه‌ی نمونه‌ها از عناصر LREE و تهی‌شدگی از HREE می‌باشند (شکل ۵-۱۳-الف-ب).

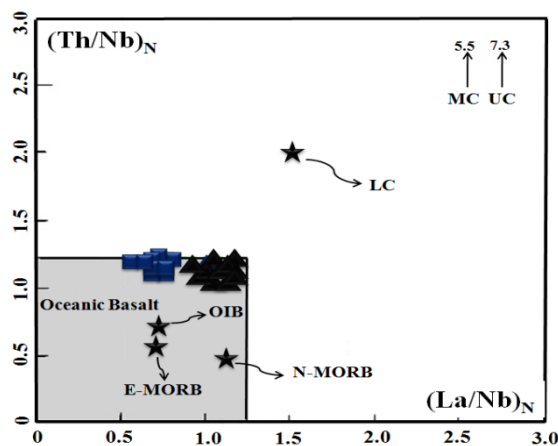


شکل ۵-۱۳- مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه (▲) با نمونه‌های گابرویی نوجیانگ (جنوب تبت) (■) در نمودارهای بهنجار شده نسبت به، الف- گوشته‌ی اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، ب- کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴).

دای و همکاران (۲۰۱۱)، نبود آنومالی منفی Nb, Ti و Ta را بیانگر OIB بودن محل منبع ماگمای مولد گابروها دانسته‌اند. در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی (شروه، ۱۹۸۲؛ پیرس، ۱۹۹۶) همه‌ی نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های آلکالن درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱۴-الف-ب). نمودار  $(Th/Nb)_N$  در برابر  $(La/Nb)_N$  نشان می‌دهد که همه‌ی نمونه‌ها از یک منبع گوشته‌ای غنی شده استنوسفری و بدون آرایش پوسته‌ای مشتق شده‌اند (شکل ۵-۱۵).



شکل ۵-۱۴- مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه (▲) با نمونه‌های گابرویی نوجیانگ (جنوب تبت) (■) در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، الف- شروه (۱۹۸۲)، ب- پیرس (۱۹۹۶).



شکل ۵-۱۵- موقعیت نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه (▲) به همراه نمونه‌های گابرویی نوجیانگ (جنوب تبت) (■) در نمودار تغییرات  $(La/Nb)_N$  در برابر  $(Th/Nb)_N$  (دای و همکاران، ۲۰۱۱). در این نمودار علائم اختصاری عبارتند از: پوسته قاره‌ای تحتانی (LC)، پوسته قاره‌ای میانی (MC) و پوسته قاره‌ای فوقانی (UC).

جدول ۵-۵- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های گابرویی منطقه نوجیانگ (جنوب تبت) پس از حذف مواد فرار (دای و همکاران، ۲۰۱۱).

Sample	PY-5-1	PY-5-2	PY-5-3	PY-5-4	PY-5-5	PY-5-7	PY-7-3	PY-7-5	PY-7-7	PY-7-11
<b>Major element (wt. %)</b>										
SiO <sub>2</sub>	43.99	42.76	44.10	43.48	44.03	46.64	47.07	44.95	44.87	44.85
TiO <sub>2</sub>	2.96	3.03	3.06	3.13	3.04	2.50	1.91	2.62	2.66	3.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.91	13.65	12.66	12.19	12.73	16.15	14	14.03	14	13.58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	12.63	12.8	11.91	12.32	12.09	11.06	9.98	11.57	11.77	12.2
MnO	0.29	0.19	0.18	0.15	0.15	0.24	0.13	0.17	0.18	0.17
MgO	5.63	5.68	7.55	7.21	6.76	4.4	6.47	5.41	5.82	6.09
CaO	9.71	11.68	12.1	13.02	12.08	6.18	10.78	9.55	10.47	10.3
Na <sub>2</sub> O	3.7	2.88	2.25	2.07	2.62	4.3	3.26	3.75	3.43	3.33
K <sub>2</sub> O	0.33	0.47	1.14	1.01	0.75	1.42	0.61	0.87	0.62	1.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.50	0.49	0.39	0.36	0.41	0.63	0.26	0.45	0.44	0.46
<b>Trace Elements (ppm)</b>										
Ba	155	179	424	409	257	652	310	672	213	753
Co	41.7	41.3	41.0	42.9	40.6	28.2	34.6	36.9	37.3	39.5
Cs	0.11	0.089	0.23	0.14	0.15	0.36	0.32	0.61	0.27	0.22
Ga	21.9	23.2	20.1	20.5	21.1	21.3	17.8	21.9	21.9	20.8
Hf	5.82	6.00	6.45	6.34	6.31	5.52	3.71	5.67	5.85	6.11
Nb	55.3	55.9	42.1	43.1	46.0	65.7	27.8	51.2	50.8	49.9
Rb	4.48	5.58	18.7	14.8	11.5	23.3	11.2	22.6	11.6	19.6
Sr	350	343	389	378	368	583	393	409	217	360
Ta	3.54	3.57	2.83	2.81	3.02	4.23	1.84	3.39	3.36	3.28
Th	8.13	7.17	6.07	5.97	6.76	9.35	3.98	7.79	7.65	7.24
U	1.93	1.74	1.38	1.46	1.65	2.17	0.99	1.84	1.76	1.65
V	286	294	319	340	316	169	209	244	248	299
Zr	221	217	207	202	211	224	129	213	213	213
Ni	53.2	60.1	84.3	81.0	78.2	5.42	82.0	62.2	61.4	59.9
<b>REE (ppm)</b>										
La	46.6	44.7	37.1	37.1	42.3	55.3	24.5	44.9	44.0	43.8
Ce	92.0	89.5	77.4	76.6	85.2	108	50.9	88.1	88.4	88.5
Pr	11.0	10.9	9.73	9.58	10.4	12.7	6.12	10.6	10.6	10.9
Nd	45.4	46.0	42.4	41.6	44.5	51.0	26.6	44.0	44.2	46.5
Sm	9.44	9.66	9.58	9.28	9.70	9.96	6.07	9.22	9.27	10.0

<b>Eu</b>	2.86	2.94	2.91	2.89	2.99	3.20	2.02	2.84	2.87	3.12
<b>Gd</b>	9.06	9.36	9.53	9.15	9.52	9.69	6.30	9.06	9.19	9.71
<b>Tb</b>	1.29	1.33	1.37	1.32	1.37	1.34	0.96	1.28	1.31	1.36
<b>Dy</b>	6.81	7.08	7.29	7.06	7.22	7.05	5.24	6.80	6.88	7.29
<b>Ho</b>	1.25	1.28	1.32	1.27	1.32	1.30	0.99	1.24	1.27	1.32
<b>Er</b>	2.99	3.06	3.09	2.97	3.08	3.11	2.38	2.95	3.02	3.11
<b>Tm</b>	0.39	0.40	0.40	0.39	0.40	0.41	0.32	0.39	0.39	0.39
<b>Yb</b>	2.26	2.29	2.22	2.21	2.27	2.39	1.87	2.26	2.28	2.33
<b>Lu</b>	0.31	0.31	0.30	0.30	0.31	0.32	0.25	0.30	0.30	0.31
<b>Y</b>	28.1	28.7	29.1	27.9	29.3	29.6	21.4	28.0	28.5	29.3

#### ۵-۴- تعیین ویژگی‌های محل منشأ سنگ‌های مناطق مورد مطالعه

عناصر کمیاب نسبت به اثرات ذوب بخشی حساس هستند و از این ویژگی آنها می‌توان جهت تعیین فشار و میزان درجه ذوب بخشی استفاده کرد. عناصر REE از قبیل La, Gd و Yb مفید می‌باشند، زیرا فراوانی این عناصر به شدت به درجه ذوب بخشی و طبیعت فاز آلومینی (گارت یا اسپینل) در منبع گوشته‌ای بستگی دارد (ژیا و همکاران، ۲۰۱۲). مشابهت‌های زیادی بین ویژگی‌های عناصر ناسازگار و REE بازالت‌های آکالن منطقه و بازالت‌های نوع OIB وجود دارد که بیانگر نشأت گرفتن ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه از گوشته‌ای مشابه نوع گوشته محل منبع OIB می‌باشد. نسبت  $Zr/Y$  (بیشتر از ۵) که در محدوده‌ی بازالت‌های اقیانوسی درون ورقه‌ای می‌باشد، این نتیجه گیری را تأیید می‌کند. بیشتر ماگماهای کافت قاره‌ای ترکیبات خیلی مشابهی با بازالت‌های درون ورقه‌ای اقیانوسی (OIB) نشان می‌دهند و اعتقاد بر این است که بازالت‌های درون ورقه‌ای اقیانوسی از ستون‌های گوشته‌ای عمیق در حال صعود تشکیل شده‌اند (هاس و رنو<sup>۱</sup>، ۲۰۰۸).

#### نمودار Sm/Th در مقابل Th/Y

در نمودار Sm/Th در مقابل Th/Y (سائدرس<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۹۲)، سنگ‌های بازالتی منطقه در مقایسه با بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی عادی (N-MORB) دارای نسبت پایین Sm/Th

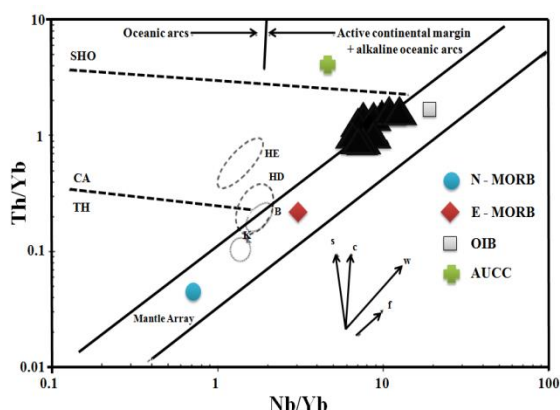
۱- Haase & Renno

۲- Saunders

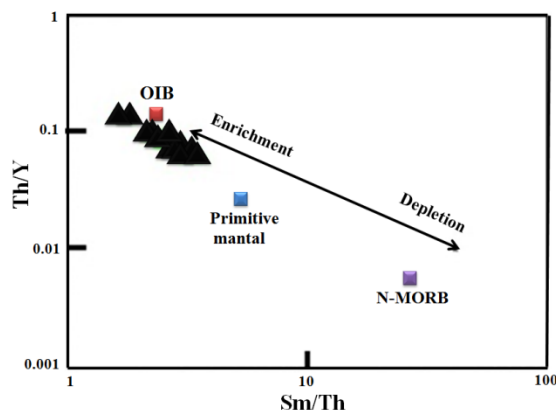
(1.63-3.6) و نسبت بالای  $Th/Y$  (0.06-0.13) هستند (جدول ۵-۱). در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی یک منبع غنی شده نوع OIB قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۱۶).

### نمودار Nb/Yb در مقابل Th/Yb

در نمودار Nb/Yb در مقابل Th/Yb (پیرس، ۲۰۰۸)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های OIB واقع شده‌اند (شکل ۵-۱۷). پیرس (۲۰۰۸)، ذوب گوشته فوقانی تهی شده در اعماق کم را برای تشکیل MORB و ذوب یک منبع نسبتاً غنی شده (احتمالاً یک ستون گوشته‌ای در اعماق بیشتر) را برای تشکیل OIB در نظر گرفته است. در نمودار پیرس (۲۰۰۸)، بازالت‌های OIB دارای نسبت‌های Nb/Yb و Th/Yb بالاتری در مقایسه با بازالت‌های MORB می‌باشند.



شکل ۵-۱۷- نمودار Nb/Yb در مقابل Th/Yb، پیرس (۲۰۰۸).



شکل ۵-۱۶- نمودار Sm/Th در مقابل Th/Y، ساندرس و همکاران (۱۹۹۲).

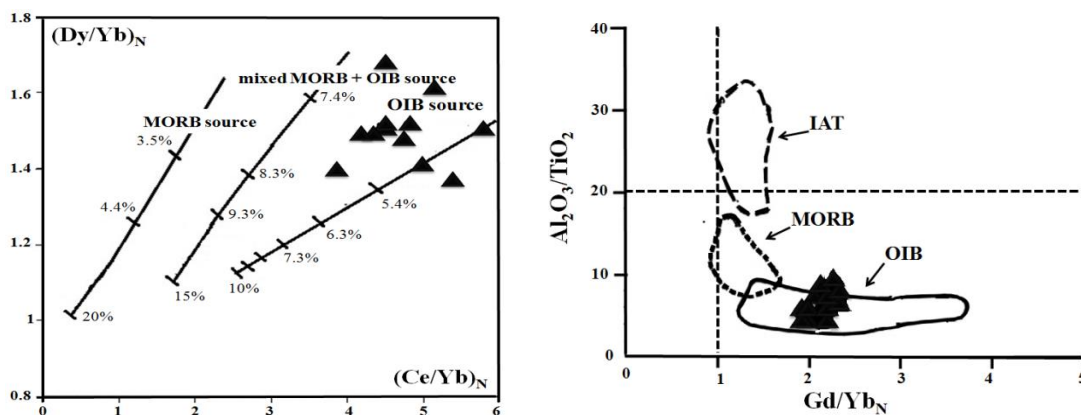
### نمودار $Gd/Yb_N$ در مقابل $Al_2O_3/TiO_2$

نمودار  $(Gd/Yb)_N$  در مقابل  $Al_2O_3/TiO_2$  (عنصر Yb نسبت به گوشته اولیه، سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹، نرمالیز شده است). نشان دهنده‌ی تغییرات درجه‌ی ذوب و تغییرات ترکیبی منبع گوشته‌ای است (سافونوا و همکاران، ۲۰۱۱). در این نمودار بازالت‌های نوع OIB دارای  $Al_2O_3/TiO_2$  پایین‌تر و  $Gd/Yb_N$  بالاتری نسبت به بازالت‌های مورب و تولیت‌های کمان اقیانوسی هستند. در نمودار

Gd/Yb<sub>N</sub> در مقابل Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>، ترکیب بازالت‌های مورد بررسی در محدوده‌ی OIB قرار می‌گیرد (شکل ۵-۱۸).

### نمودار (Ce/Yb)<sub>N</sub> در مقابل (Dy/Yb)<sub>N</sub>

مدل ارائه شده توسط هاس و دوی<sup>۱</sup> (۱۹۹۶) (نمودار (Ce/Yb)<sub>N</sub> در مقابل (Dy/Yb)<sub>N</sub>) نشان می‌دهد که سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه از ذوب بخشی درجه پایین یک منبع فرضی مشابه نوع OIB تشکیل شده‌اند (شکل ۵-۱۹). این نمودار، سه منبع OIB، MORB + OIB و MORB را از هم متمایز کرده است. به اعتقاد شهاتا و تئودوروس (۲۰۱۱)، نسبت  $(Dy/Yb)_N > 1.06$  بیانگر بازالت‌هایی با منشأ گارنت لِرزولیت و  $(Dy/Yb)_N \leq 1.06$  نشان دهنده‌ی بازالت‌هایی با منشأ اسپینل لِرزولیت می‌باشد (عناصر نسبت به کندریت، ناکامورا، ۱۹۷۴، نرمالایز شده‌اند). مقدار (Dy/Yb)<sub>N</sub> در بازالت‌های آکالن مورد مطالعه بیشتر از ۱,۳۶ است که بیانگر وجود گارنت در محل منبع این سنگ‌ها می‌باشد (جدول ۵-۱).



1- Haase & Devey

شکل ۵-۱۸ - نمودار  $Gd/Yb_N$  در برابر  $Al_2O_3/TiO_2$ ، شکل ۵-۱۹ - نمودار  $(Ce/Yb)_N$  در برابر  $(Dy/Yb)$ ، هاس سافونووا و همکاران (۲۰۱۱).  
و دوای (۱۹۹۶).

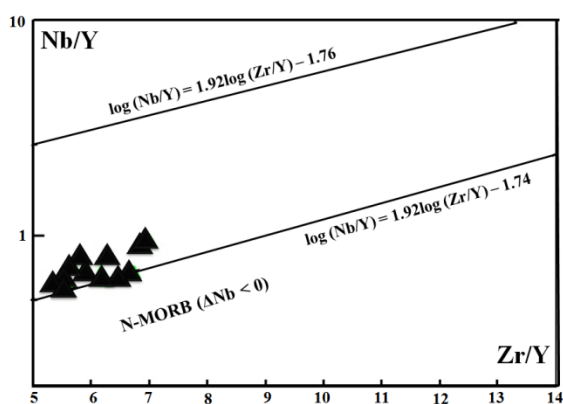
### نمودارهای $Zr/Y$ در برابر $Nb/Y$

با استفاده از نمودارهای عناصر کمیاب که در طی فرایندهای ثانویه پایدار هستند (مانند  $Zr, Y, Nb$ )، نیز نمونه‌های بازالتی مورد بررسی در محدوده‌ی OIB قرار می‌گیرند. این امر بیانگر مشتق شدن این بازالت‌ها از ذوب ستون گوشته‌ای در حال صعود می‌باشد. فیتون<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۹۷)، پارامتر ژئوشیمیایی  $\Delta Nb = (1.74 + \text{Log}(Nb/Y) - 1.92 * \text{Log}(Zr/Y))$  را پیشنهاد کرده‌اند که می‌توان بر اساس آن اثرات درجه‌ی ذوب، تهی‌شدگی منبع از طریق استخراج مذاب یا فرایندهای فوق پوسته‌ای را به حداقل رساند (وانگ و همکاران، ۲۰۱۱). بنابراین، می‌توان با استفاده از این پارامتر ماهیت ژئوشیمیایی منبع گوشته‌ای را تشخیص داد. ماگماهای مافیک مشتق شده از ذوب ستون گوشته‌ای دارای  $\Delta Nb > 0$  و ماگماهای مشتق شده از ذوب گوشته تهی شده و پوسته دارای  $\Delta Nb < 0$  می‌باشند (دای و همکاران، ۲۰۱۱). در نمودار فیتون و همکاران (۱۹۹۷)، بازالت‌های با منشأ پلوم و بازالت‌های با منشأ غیر پلوم از یکدیگر متمایز شده‌اند. در این نمودار همه‌ی نمونه‌های مورد مطالعه در میدان بازالت‌های با منشأ پلوم قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۲۰). پلوم‌ها جریان‌های داغ بالا آمده از گوشته هستند که از لایه‌های مرزی حرارتی مانند مرز گوشته - هسته (۲۹۰۰ کیلومتری) و احتمالاً مرز ۶۷۰ کیلومتری منشأ گرفته‌اند. مطالعه فازهای تعادلی فشار بالا و ضرایب تفکیک عناصر کمیاب نشان می‌دهد که ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب مذاب‌های مشتق شده از ذوب پلوم تابعی از دما و فشار هستند (ژای<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۹۵). دای و همکاران (۲۰۱۱)، بطور گسترده ستون‌های گوشته‌ای را به عنوان مسئول تولید بازالت‌های جزایر اقیانوسی در نظر گرفته‌اند. به طور کلی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی بازالت‌های منطقه با تشکیل آنها از یک منبع گوشته‌ای مرتبط با ستون سازگار است که از عناصر ناسازگار، بخصوص LREE غنی شده‌اند. از نمودار  $Zr/Y$  در برابر  $Nb/Y$  به عنوان متمایز کننده‌ی

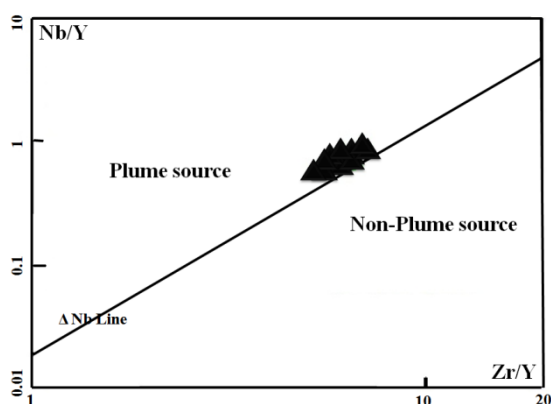
1- Fitton  
2- Xie



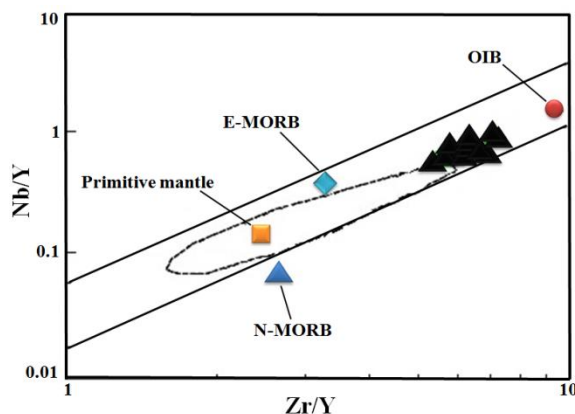
گدازه‌های OIB از MORB استفاده شده است. نتایج نشان می‌دهند که بازالت‌های نوع OIB عملاً دارای  $\Delta Nb > 0$  و بازالت‌های N-MORB دارای  $\Delta Nb < 0$  هستند (فیتون و همکاران، ۱۹۹۷؛ فیتون، ۲۰۰۷ به نقل از وانگ و همکاران، ۲۰۱۱). مقادیر  $\Delta Nb$  محاسبه شده برای اغلب نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر از صفر می‌باشد (جدول ۵-۱). در نمودارهای  $Zr/Y$  در برابر  $Nb/Y$  و  $Zr/Y$  در برابر  $Nb/Y$  (فیتون و همکاران، ۱۹۹۷)، سنگ‌های بازالتی منطقه در محدوده‌ی بازالت‌های نوع OIB قرار می‌گیرند (شکل‌های ۵-۲۱ و ۵-۲۲).



شکل ۵-۲۱- نمودار  $Zr/Y$  در برابر  $Nb/Y$ ، فیتون و همکاران (۱۹۹۷).



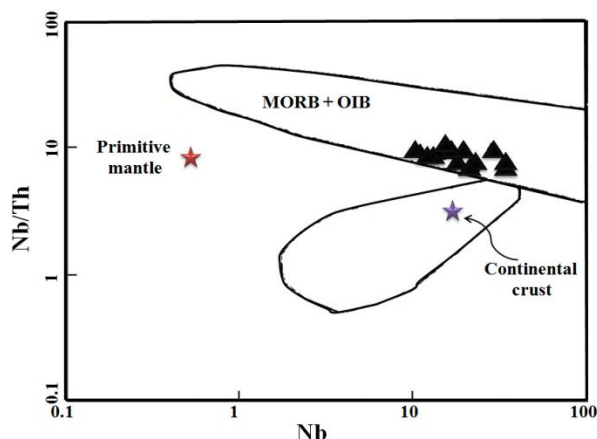
شکل ۵-۲۰- نمودار  $Zr/Y$  در برابر  $Nb/Y$ ، فیتون و همکاران (۱۹۹۷).



شکل ۵-۲۲- نمودار  $Zr/Y$  در برابر  $Nb/Y$ ، فیتون و همکاران (۱۹۹۷).

### Nb/Th در مقابل Nb

در نمودار لگاریتمی Nb در برابر Nb/Th (بوزتاگ و همکاران، ۲۰۰۷)، بازالت‌های کمان آتشفشانی، مورب و جزایر اقیانوسی از یکدیگر تفکیک شده‌اند. در این نمودار، سنگ‌های بازالتی منطقه به دلیل دارا بودن Nb/Th بالا در محدوده‌ی OIB قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲۳).

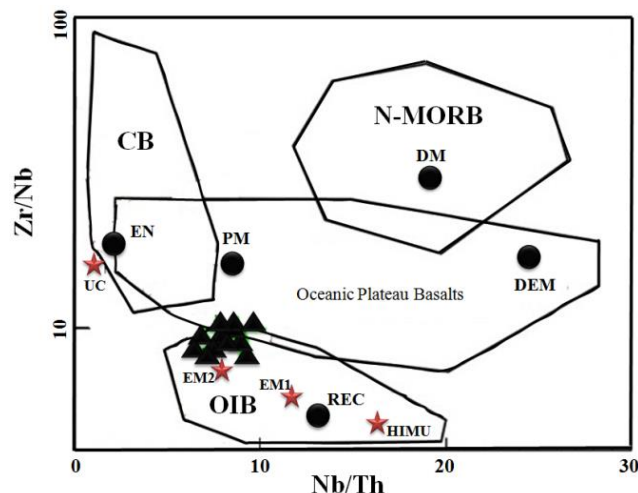


شکل ۵-۲۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه نمودار Nb در برابر Nb/Th، بوزتاگ و همکاران (۲۰۰۷).

### نمودار Nb/Th در برابر Zr/Nb

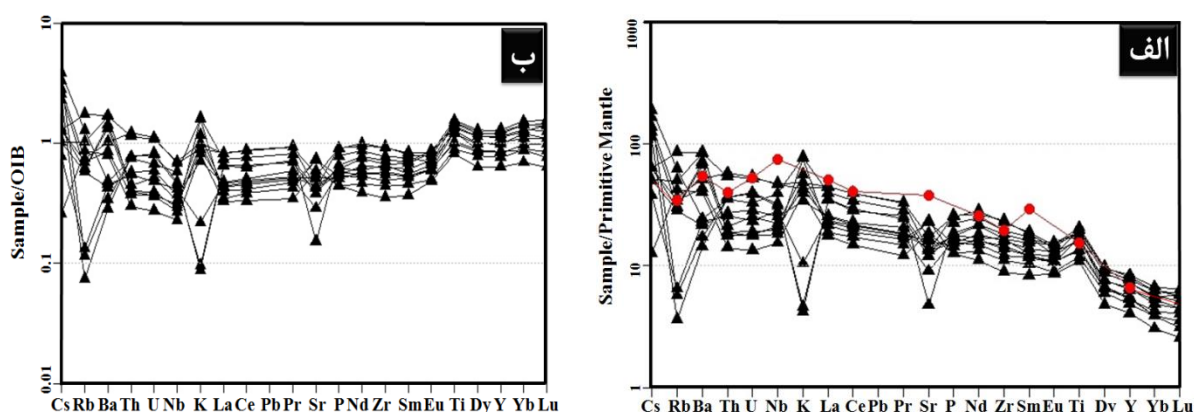
در این نمودار، محدوده‌های مشخص شده عبارتند از: پوسته‌ی قاره‌ای فوقانی (UC)، بازالت‌های مرتبط با کمان یا بازالت‌های قاره‌ای آرایش یافته (CB)، گوشته‌ی اولیه (PM)، گوشته‌ی تهی شده کم عمق (DM)، منبع گوشته‌ای با  $\mu$  (U/Pb) بالا (HIMU)، منبع گوشته‌ای غنی شده (EM<sub>1</sub>, EM<sub>2</sub>)، بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB)، گوشته‌ی عمیق تهی شده (DEP) و ترکیبات غنی شده (EN). در نمودار Nb/Th در مقابل Zr/Nb (کوندای<sup>۱</sup>، ۲۰۰۵)، نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه در محدوده‌ی OIB و یک منبع گوشته‌ای غنی شده قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۲۴).

۱- Condie



شکل ۵-۲۴- نمودار Nb/Th در برابر Zr/Nb کونداین (۲۰۰۵). علائم اختصاری در این شکل عبارتند از: PM (گوشته اولیه)، DM (گوشته تهی شده کم عمق)، CB (بازالت‌های مرتبط با کمان)، EN (ترکیبات غنی شده)، UC (پوسته قاره‌ای فوقانی)، EM1 و EM2 (منبع گوشته غنی شده)، REC (ترکیبات بازسازی شده)، HIMU (منابع U/Pb بالا).

همچنین 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 ۵-۲۵-الف). نسبت نزدیک به یک نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به OIB (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) (شکل ۵-۲۵-ب) نیز بیانگر منشأ گرفتن ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه از منبع استنوسفری مشابه منبع OIB است.



شکل ۵-۲۵- 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).

نمودارهای Zr/Nb در برابر Ce/Y،  $(La/Sm)_N$  در برابر  $(Tb/Yb)_N$ ، Sm/Yb در برابر

### Sm/Yb و La/Sm در برابر Sm/Yb

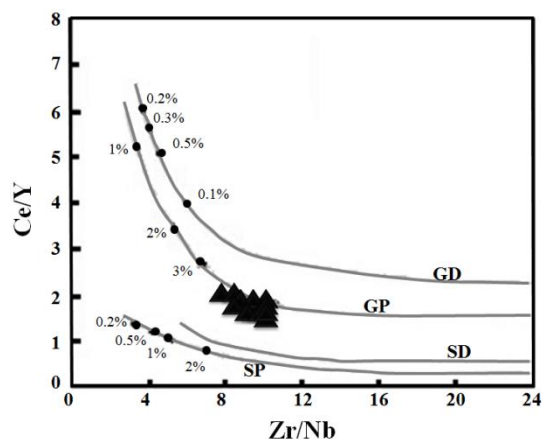
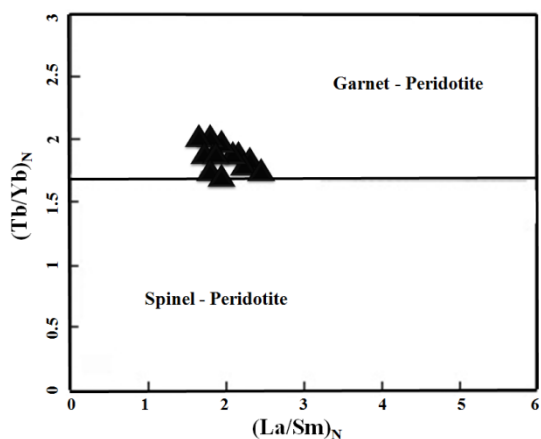
این نمودارها، بر اساس تغییرات عناصر HFSE و REE بازالت‌ها طراحی شده‌اند. دگرسانی، حداقل تأثیر پذیری را روی عناصر Zr و Nb دارد. این عناصر در طی تبلور تفریقی الیوم، پیروکسن، مگنتیت و پلاژیوکلاز از ماگمای بازالتی ناسازگار می‌باشند. بنابراین، در صورت اولیه نبودن ماگمای مادر می‌توانند نشانه‌ای از ترکیب ماگمای مولد سنگ‌های منطقه باشند (ریچو و همکاران، ۲۰۰۵). رگلوس<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۳)، در نمودار Zr/Nb در مقابل Ce/Y، چهار نوع ترکیب گوشته‌ای متفاوت را از یکدیگر متمایز کرده‌اند: GD (گارنت لرزولیت تهی شده)، GP (گارنت لرزولیت اولیه)، SD (اسپینل لرزولیت تهی شده) و SP (اسپینل لرزولیت اولیه). بر اساس این نمودار، نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه بر روی منحنی گارنت لرزولیت اولیه واقع می‌شوند (شکل ۵-۲۶). میانگین نسبت Zr/Nb در بازالت‌های نوع OIB کمتر از ۱۰ می‌باشد (بلوم<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۹۶). میانگین این نسبت (Zr/Nb) در سنگ‌های بازالتی مورد بررسی کمتر از ۱۰ است (مقدار میانگین این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه ۹,۰۷ می‌باشد) (جدول ۵-۱). تغییرات کانی‌شناسی ناحیه‌ی منبع بر روی غلظت عناصر ناسازگار از قبیل La و Sm تأثیر قابل توجه‌ای ندارد، بنابراین استفاده از این دو عنصر می‌تواند اطلاعات زیادی در مورد ترکیب شیمیایی منبع به دست آورد (آلدنماز و همکاران، ۲۰۰۰). در نمودار  $(La/Sm)_N$  در برابر  $(Tb/Yb)_N$  (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲)، که عناصر نسبت به کندریت (بایتون، ۱۹۸۴) بهنجار شده‌اند، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی گارنت پریدوتیت قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲۷). کوبان<sup>۳</sup> (۲۰۰۷)، نمودار Sm/Yb در مقابل Ce/Sm را برای تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منبع تولید مذاب طراحی کرده است. در این نمودار، قرار گرفتن نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه در محدوده‌ی گارنت‌دار (شکل ۵-۲۸)، حضور گارنت را در محل منشأ این سنگ‌ها به اثبات می‌رساند. همچنین،

1- Regelous

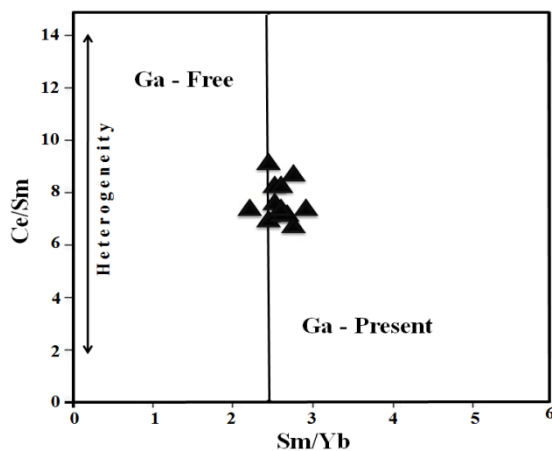
۲- Blum

۳- Coban

نمودارهای  $(La/Sm)_N$  در برابر  $(Tb/Yb)_N$  و  $Sm/Yb$  در مقابل  $Ce/Sm$  نشان می‌دهند که مذاب‌های تشکیل دهنده سنگ‌های بازالتی منطقه از مواد گوشته‌ای گارنت‌دار مشتق شده‌اند. در سنگ‌های بازالتی مورد بررسی تمرکز  $La$  و نسبت  $La/Sm$  بیشتر از مقادیر گوشته‌ای تهی شده (DDM) و گوشته‌ای اولیه (PM) می‌باشد.



شکل ۵-۲۶- نمودار  $Zr/Nb$  در برابر  $Ce/Y$ ، هاردارسون و فیتون (۱۹۹۱).  
شکل ۵-۲۷- نمودار  $(La/Sm)_N$  در برابر  $(Tb/Yb)_N$ ، وانگ و همکاران (۲۰۰۲).



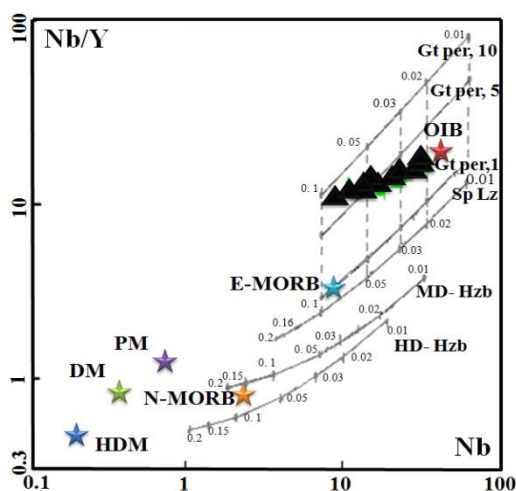
شکل ۵-۲۸- نمودار  $Sm/Yb$  در برابر  $Ce/Sm$ ، کوبان (۲۰۰۷).

### نمودار $Nb/Yb$ در مقابل $Nb/Yb$

در این نمودار، منحنی‌های ذوب برای اسپینل لرزولیت (Sp LZ)، هارزبورژیت با تهی‌شدگی متوسط (MD-Hzb)، گارنت پریدوتیت شامل ۱٪، ۵٪ و ۱۰٪ گارنت (Gt) و هارزبورژیت با تهی‌شدگی بالا

(HD-Hzb) محاسبه شده است. تمرکز Nb بطور ضعیفی به ترکیب منشأ بستگی دارد، اما با درجه ذوب تغییر می‌کند. به اعتقاد سافونووا و همکاران (۲۰۱۲)، نسبت Nb/Yb توسط ترکیب مودال ناحیه‌ی منشأ کنترل می‌شود. فاندرا<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۲)، از عناصر Nb و Yb برای محاسبه‌ی ترکیب مذاب‌های تولید شده توسط درجات مختلف ذوب و ترکیبات متغیر منشأ استفاده کرده‌اند. بر اساس نمودار Nb در برابر Nb/Yb (سافونووا و همکاران، ۲۰۱۲)، سنگ‌های بازالتی منطقه از ذوب بخشی درجه پایین یک منشأ گارنت‌دار به وجود آمده‌اند و در محدوده‌ی OIB قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲۹). همه‌ی نمونه‌های مورد مطالعه دارای نسبت بالایی از Nb/Yb هستند که بیانگر مشتق شدن ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های بازالتی از یک مخزن عمیق OIB مانند، یعنی یک منبع گوشته‌ای استنوسفری غنی شده می‌باشد.

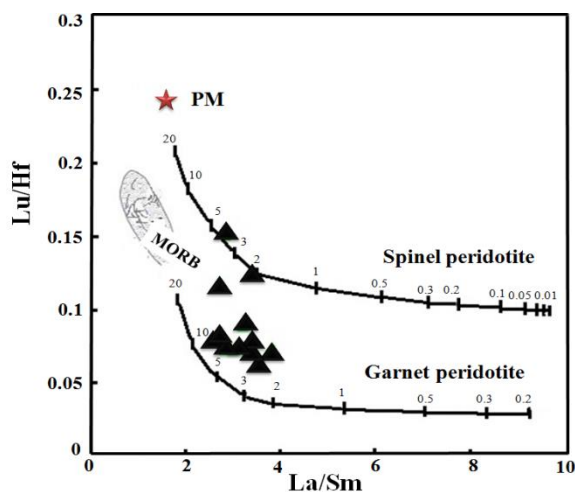
از آنجایی که ترکیب محل منبع بازالت‌های درون ورقه قاره‌ای با ترکیب محل منبع OIB (گوشته استنوسفری) یکسان است، لذا در این نمودارها ترکیب بازالت‌های منطقه در قلمرو OIB قرار گرفته است ولی این بدان معنی نیست که بازالت‌های منطقه از نوع جزایر اقیانوسی باشند. بلکه به معنی مشابهت محل منبع آنها با محل منبع OIB است (گوشته استنوسفری).



شکل ۵-۲۹- نمودار Nb در برابر Nb/Yb، سافونووا و همکاران (۲۰۱۲).

### نمودار La/Sm در برابر Lu/Hf

نمودار La/Sm در برابر Lu/Hf (رگلوس و همکاران، ۲۰۰۳)، اثر ذوب گارنت پریدوتیت و اسپینل پریدوتیت را بین ۰,۰۱ تا ۲۰ درصد را نشان می‌دهد. در این نمودار، منشأ (علامت ستاره) دارای ترکیب گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) می‌باشد. بر اساس این نمودار، ۹ تا از نمونه‌های بازالتی منطقه از ذوب گارنت پریدوتیت با درجه ذوب بخشی ۳ تا ۱۰ درصد و ۳ نمونه از ذوب اسپینل پریدوتیت با درجه ذوب بخشی ۲ تا ۵ درصد ایجاد شده‌اند (شکل ۵-۳۰). تفاوت مشاهده شده در ترکیب سنگ منشأ، شاید به دلیل صعود دیاپیر و ذوب در اعماق مختلف باشد.



شکل ۵-۳۰- نمودار La/Sm در برابر Lu/Hf، رگلوس و همکاران (۲۰۰۳).

### نمودارهای La/Yb در برابر Sm/Yb و La/Yb در برابر Dy/Yb

تغییرات قابل توجه در ضرایب تفکیک<sup>۱</sup> عناصر REE، به مقادیر گارنت و اسپینل بیشتر از الیومین، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، دما و فشار در طی ذوب بخشی گوشته پریدوتیتی بستگی دارد. درجات متفاوت ذوب منابع اسپینل و گارنت‌دار را می‌توان توسط ضرایب تفکیک آنها برای عناصر La, Dy و Yb مشخص کرد. ذوب بخشی در حضور گارنت یا اسپینل در گوشته زیرین، سبب تغییر مقدار نسبت Dy/Yb در یک محدوده‌ی کوچک می‌شود. همچنین هنگامی که فقط گارنت در گوشته وجود دارد،

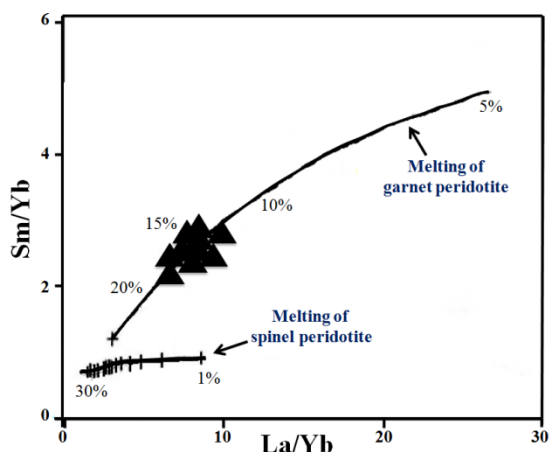
1- Partition

مقدار La/Yb بطور قابل توجهی تغییر می‌کند؛ اما اسپینل به تنهایی نمی‌تواند این تغییرات را ایجاد کند. زمانی که گارنت و اسپینل هر دو در ذوب بخشی گوشته پریدوتیتی دخالت داشته باشند، مقادیر Dy/Yb و La/Yb بطور گسترده‌ای تغییر خواهند کرد (ژونگ‌فنگ<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۹). همچنین، به عقیده کوانگ<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۱۲)، ذوب بخشی در رخساره اسپینل باعث ایجاد تغییرات کوچکی در نسبت Dy/Yb می‌شود، در حالیکه ذوب بخشی در رخساره گارنت تغییرات گسترده‌ای در این نسبت ایجاد می‌کند. به اعتقاد ریچو و همکاران (۲۰۰۵)، تغییرات وسیع در نسبت La/Yb می‌تواند به دلیل تغییرات درجه ذوب بخشی، تبلور تفریقی و آرایش پوسته‌ای یا ترکیبی از موارد مذکور رخ داده باشد. لذا جهت تعیین درجه ذوب بخشی سنگ منشأ نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان از نمودار La/Yb در برابر Dy/Yb (تروال<sup>۳</sup> و همکاران، ۱۹۹۴) استفاده کرد. در این نمودار با افزایش درجه ذوب بخشی از نسبت عناصر La/Yb و Dy/Yb کاسته می‌شود. براساس نمودار La/Yb در برابر Dy/Yb، نمونه‌های مورد مطالعه بر روی منحنی ذوب گارنت پریدوتیت با درجه ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصد قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳۱). همچنین در نمودار La/Yb در برابر Sm/Yb (جانسون و همکاران، ۱۹۹۰)، سنگ‌های بازالتی منطقه بر روی منحنی ذوب گارنت پریدوتیت با درجه ذوب بخشی ۱۵ تا ۲۰ قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳۲).

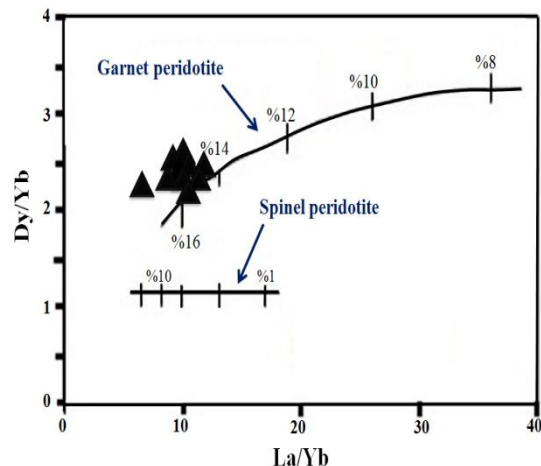
---

1- Zongfeng  
2- Kuang  
3- Thriwall





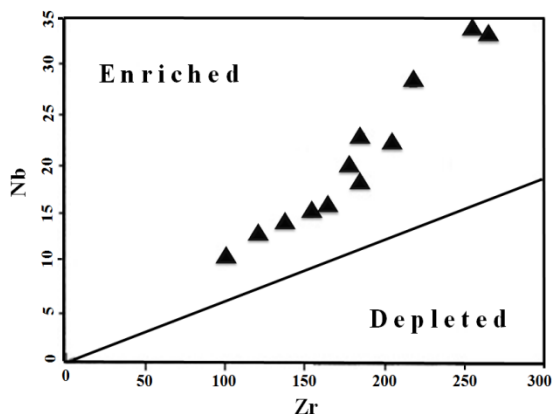
شکل ۵-۳۲- نمودار La/Yb در مقابل Sm/Yb، جانسون و همکاران (۱۹۹۰).



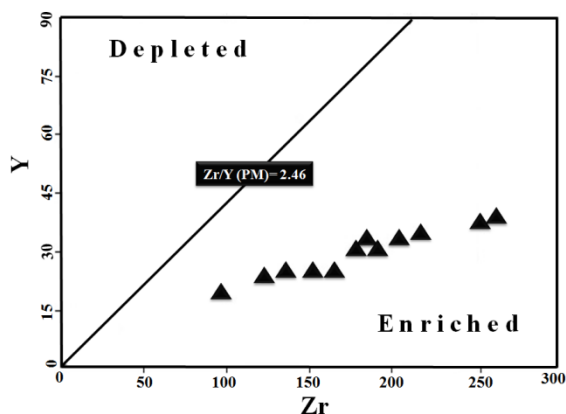
شکل ۵-۳۱- نمودار La/Yb در مقابل Dy/Yb، تروال و همکاران (۱۹۹۴).

### نمودارهای Zr در برابر Y و Nb

جهت تشخیص غنی‌شدگی و یا عدم غنی‌شدگی ناحیه منشأ بازالت‌های آلکان منطقه، از نمودارهای Zr در برابر Nb و Y (ابوهامته، ۲۰۰۵) استفاده شده است (بر اساس داده‌های سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹). عناصر ناسازگار از قبیل Zr, Y, Nb, Ti, P, HREE, MRE و فلزات انتقالی در طی دگرسانی ثانویه نامتحرک می‌باشند (ساکانی و همکاران، ۲۰۱۱). بنابراین استفاده از این عناصر جهت بررسی ویژگی‌های محل منشأ بازالت‌های منطقه مناسب می‌باشد. نسبت Zr/Y در گوشته اولیه (PM) ۲,۴۶ می‌باشد که این نسبت در بازالت‌های مورد بررسی بین ۷,۰۱ - ۵,۳۸ است. لذا می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه از یک منبع گوشته‌ی غنی شده نشأت گرفته است. در نمودارهای Zr در برابر Y و Nb، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده‌ی گوشته غنی شده قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۵-۳۳ و ۳۴).



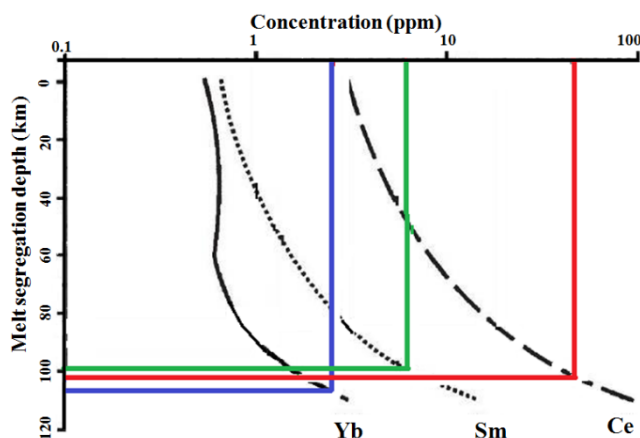
شکل ۵-۳۴- نمودار Zr در برابر Nb، ابوهماتة (۲۰۰۵).



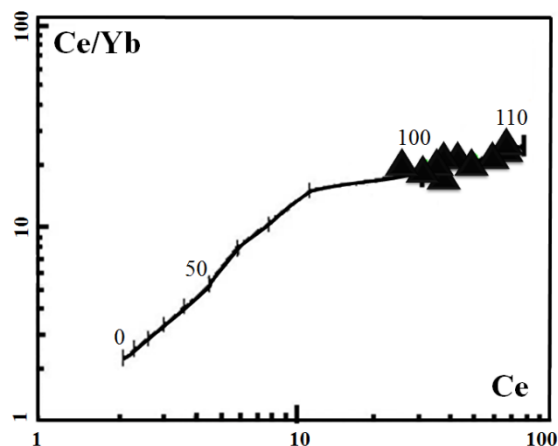
شکل ۵-۳۳- نمودار Zr در برابر Y، ابوهماتة (۲۰۰۵).

### نمودارهای Ce در برابر Ce/Yb و تمرکز میانگین عناصر Sm، Yb و Ce، در مقابل عمق جدایش

با استفاده از نمودارهای Ce در برابر Ce/Yb (الام، ۱۹۹۱) و تمرکز میانگین عناصر Sm، Yb و Ce، در مقابل عمق جدایش (الام، ۱۹۹۲) می‌توان عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه را تعیین کرد. بر اساس این نمودارها، عمق ذوب بخشی ماگمای مولد سنگ‌های منطقه ۱۱۰-۱۰۰ کیلومتری می‌باشد (شکل‌های ۵-۳۵ و ۳۶) که با عمق تعیین شده برای گوشته استوسفری و ترکیب گارنت پریدوتیتی محل منشأ سنگ‌های بازالتی منطقه مطابقت دارد.



شکل ۵-۳۶- نمودار تمرکز میانگین عناصر Sm، Yb و Ce، در مقابل عمق جدایش سنگ‌های بازالتی مناطق مورد مطالعه، الام (۱۹۹۱)



شکل ۵-۳۵- نمودار Ce در برابر Ce/Yb، الام (۱۹۹۱).

## ۵-۵- ارزیابی نقش آلاینش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های منطقه‌ی مورد

### مطالعه

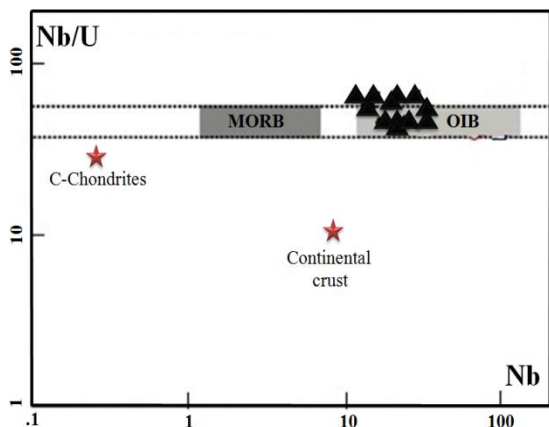
به طور کلی ترکیب اولیه مجموعه‌های مافیک آتشفشانی به عمق و نوع منبع گوشته‌ای، درجه ذوب بخشی، تبلور تفریقی و آلاینش مذاب‌های بازالتی توسط پوسته قاره‌ای و یا پوسته اقیانوسی بستگی دارد (سافونووا و همکاران، ۲۰۰۸). بعد از فوران گدازه به سطح زمین یا کف اقیانوس، ترکیب آن توسط فرایندهای مختلف بعد از فعالیت‌های ماگمایی از قبیل دگرسانی گرمایی کف دریا، دگرگونی، آبهای سطحی و ... تحت تأثیر قرار می‌گیرد. بسیاری از بازالت‌های قاره‌ای دارای ترکیبات ژئوشیمیایی و ایزوتوپی مشابه با یک منبع غنی شده می‌باشند. این غنی شدگی می‌تواند مرتبط با پوسته باشد. به عبارت دیگر آلاینش پوسته‌ای می‌تواند تغییرات شیمیایی و ایزوتوپی را در ترکیب بازالت‌ها ایجاد کند. لیتوسفر قاره‌ای نقش مهمی در تفاوت ماگماهای مشتق شده از محیط‌های قاره‌ای نسبت به محیط‌های اقیانوسی ایفا می‌کند. این امر توسط تنوع ترکیبی گسترده‌تر بازالت‌های قاره‌ای مشخص می‌شود (یان و ژائو<sup>۱</sup>، ۲۰۰۸). تغییرات ترکیبی و ایزوتوپی در میان گدازه‌های مافیک اغلب به سه فرایند عمده نسبت داده شده‌اند (ماتسون و اوسکارسون<sup>۲</sup>، ۲۰۰۵): ۱- درجات متغیر تبلور تفریقی و ذوب بخشی، ۲- آلاینش پوسته‌ای، ۳- اختلاط ماگمایی. عوامل مختلفی از جمله ضخامت پوسته قاره‌ای، پایین بودن سرعت صعود ماگما، طولانی بودن اقامت ماگما در اتاق ماگمایی و نرخ پایین تولید ماگما می‌توانند نقش مؤثری در آلاینش ماگما داشته باشند (فارمن، ۲۰۰۷). نبود آنومالی‌های مثبت Pb و منفی Nb و Ta در نمودارهای عنکبوتی بیانگر عدم آلاینش پوسته‌ای در سنگ‌های بازالتی منطقه می‌باشد. عناصر Lu و Yb رفتار ژئوشیمیایی مشابهی دارند، در نتیجه نسبت Lu/Yb در طی تبلور تفریقی یا ذوب بخشی به میزان قابل توجهی تغییر نمی‌کند. ماگماهای مشتق شده از گوشته دارای نسبت پایین Lu/Yb با میانگین ۰٫۱۴-۰٫۱۵ هستند، در حالیکه این نسبت در پوسته قاره‌ای بالاتر

1- Yan &amp; Zhao

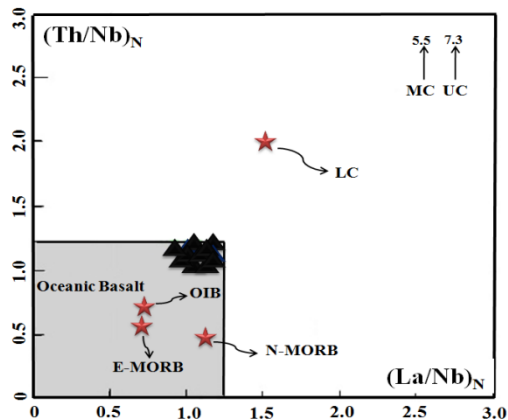
2- Mattsson &amp; Oskarsson

بوده و حدود ۰,۱۸-۰,۱۶ می باشد (دای و همکاران، ۲۰۱۱). میانگین نسبت Lu/Yb در نمونه‌های بازالتی مورد بررسی ۰,۱۳ می باشد که کمتر از میانگین پوسته قاره‌ای است و بیانگر مشتق شدن ماگمای این سنگ‌ها از منبع گوشته‌ای بدون آلیش با پوسته‌ی قاره‌ای می باشد (جدول ۵-۱). به اعتقاد هارت و همکاران (۱۹۸۹) و عبدالفتاح (۲۰۰۴)، سنگ‌های بازالتی که تحت تأثیر آلیش پوسته‌ای قرار گرفته‌اند دارای نسبت‌های  $La/Ta > 22$  و  $La/Nb > 1.5$  می باشند. مقدار این نسبت‌ها در بازالت‌های مورد بررسی به ترتیب ۱۸,۴۶ - ۱۳,۲۶ و ۱,۱۱ - ۰,۸۸ می باشد (جدول ۵-۱)، که بیانگر عدم آلیش پوسته‌ای در ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه است. برای نمایش اثرات آلیش پوسته قاره‌ای در نمونه‌های مورد مطالعه از نمودارهای  $(Th/Nb)_N$  در مقابل  $(La/Nb)_N$  (دای و همکاران، ۲۰۱۱) و Nb در برابر Nb/U (کورنلیوس و همکاران، ۲۰۱۱) استفاده گردیده است. در نمودار  $(Th/Nb)_N$  در مقابل  $(La/Nb)_N$ ، همه‌ی سنگ‌های بازالتی منطقه در محدوده‌ی بازالت‌های اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳۷)، که نشان دهنده‌ی نقش جزئی و یا قابل اغماض ترکیبات پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه می باشد. در این نمودار علائم اختصاری عبارتند از: پوسته قاره‌ای تحتانی (LC)، پوسته قاره‌ای میانی (MC) و پوسته قاره‌ای فوقانی (UC). از آنجایی که مواد پوسته‌ای از Nb تهی‌شدگی نشان می‌دهند، بنابراین نسبت Nb/U در آنها پایین می‌باشد. همانطور که در نمودار لگاریتمی Nb در برابر Nb/U مشاهده می‌شود، نسبت Nb/U در سنگ‌های منطقه بالاست. بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی OIB و به دور از پوسته قاره‌ای واقع شده‌اند (شکل ۵-۳۸)، که بیانگر نبود آلیش پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه است.

شواهد ژئوشیمیایی به وضوح نشان دهنده‌ی نبود یا ناچیز بودن نقش آلیش در ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های بازالتی منطقه توسط پوسته قاره‌ای در طی صعود ماگما به سطح زمین می‌باشند.



شکل ۵-۳۸- نمودار Nb در برابر Nb/U، کورنلیوس و همکاران (۲۰۱۱).

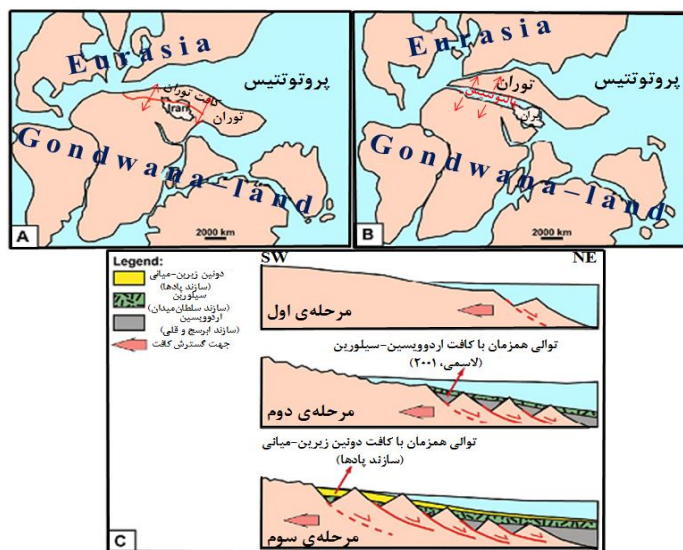


شکل ۵-۳۷- نمودار  $(La/Nb)_N$  در برابر  $(Th/Nb)_N$ ، دای و همکاران (۲۰۱۱).

## ۵-۶- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه

مطالعات انجام شده بر روی سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین در بخش‌هایی از ایران مرکزی و البرز شرقی (ناجی، ۱۳۸۳؛ قاسمی و ناجی، ۱۳۸۳؛ درخشی، ۱۳۸۵؛ قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷؛ آیتی و همکاران، ۱۳۸۹؛ سهامی و همکاران، ۱۳۹۰؛ سهامی، ۱۳۹۰؛ صالحیان، ۱۳۹۰؛ درخشی و همکاران، ۱۳۹۰؛ کاظمی و همکاران، ۱۳۹۰؛ قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱) بیانگر محیط کافت درون قاره‌ای برای این سنگ‌ها و تشکیل اقیانوس پالئوتتیس در زمان اردوویسین تا دونین در مناطق وسیعی از ایران مرکزی و البرز می‌باشد. همچنین علوی (۱۹۹۶) و باقری و اشتامفلی (۲۰۰۸)، این فعالیت ماگمایی را به عنوان یک رخداد مرتبط با کافت تفسیر کرده‌اند که تکامل آن در زمان اردوویسین میانی - بالایی تا دونین میانی منجر به تشکیل اقیانوس پالئوتتیس در محل کنونی کوه‌های البرز شده است. به عقیده‌ی قویدل‌سیوکی (۲۰۰۸)، جدا شدن ایران از گندوانا و پیوستن ایران به اورازیا بر اثر باز شدن اقیانوس پالئوتتیس در شمال شرقی گندوانا می‌باشد. به عقیده‌ی ایشان، ایران که تا قبل از زمان اردوویسین بخشی از شمال شرقی ابرقاره‌ی گندوانا بوده است در زمان اردوویسین پایانی (هیرنانتین-کاتین)، شروع به تشکیل یک کافت درون ورقه‌ای و جدا شدن از این قاره کرده و در زمان اردوویسین تا دونین این کافت منجر به تشکیل اقیانوس پالئوتتیس شده است. بولن (۱۹۸۸)، بازشدگی حوضه

پالئوتتیس را بصورت مؤثر از زمان اردوویسین دانسته است. همچنین 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 رخداد آتشفشانی در دوره سیلورین گسترش بیشتری داشته است. به عقیده‌ی اشتامفلی (۲۰۰۰)، فاز همزمان با کافت از زمان اردوویسین فوقانی تا دونین زیرین - میانی ادامه داشته است و منجر به تشکیل رسوبات قاره‌ای تا دریایی کم عمق از اردوویسین بالایی و سیلورین تا دونین زیرین - میانی شده است. بنابراین، فعالیت کافت در اردوویسین بالایی تا سیلورین ناحیه بزرگی از حاشیه قاره گندوانا را تحت تاثیر قرار داده و سبب شکستگی نهایی این حاشیه در زمان دونین شده است. الگوی تکتونوماگمایی مناطق مورد مطالعه از مدل ارائه شده توسط اهری‌پور (۱۳۸۹) تبعیت می‌کند. در این مدل، با تشکیل کافت در حاشیه شمالی قاره گندوانا (اردوویسین - سیلورین)، اولین توالی رسوبات همزمان با کافت شامل رسوبات بخش ۵ سازند میلا (و معادل‌های آن در ایران مرکزی) و سازند قلی (معادل سازند ابرسج در مناطق مورد مطالعه) در حوضه کافتی پالئوتتیس تشکیل می‌شوند (لاسمی، ۱۳۷۹). به دنبال فعالیت شدید آتشفشانی کافت در زمان سیلورین، سازند سلطان میدان ایجاد شده و سپس کافت پالئوتتیس از سمت مرکز حوضه (شمال) به طرف حاشیه‌ی جنوبی حوضه گسترش می‌یابد و باعث فرونشینی این نواحی در طول گسل‌های لیستریک جدیدتر شده و توالی جدید همزمان با کافت به نام سازند پادها بر روی سازند آتشفشانی سلطان میدان تشکیل می‌شود (شکل ۵-۳۹).



شکل ۵-۳۹- مدل تکتونوماگمایی ارائه شده برای مناطق مورد مطالعه. (A) در اردوویسین زیرین، کافت توران همراه با فعالیت آتشفشانی گسترده در شمال گندوانا (شمال ایران)، شکل گرفته است. (B) تحول کافت توران به پوسته‌ی اقیانوسی پالتوتیس، بعد از دونین رخ داده است (لاسمی، ۲۰۰۱). (C) در طول دوره‌ی اردوویسین تا سیلورین، توالی همزمان با کافت (سازندهای ابرسج، قلی و سلطان میدان) در حوضه‌ی کافتی پالتوتیس تشکیل شده‌اند (مراحل ۱ و ۲). همزمان با گسترش کافت پالتوتیس به سمت شمال (که در تصویر B نمایش داده شده است) و فرونشست حوضه بر اثر تشکیل گسل‌های نرمای جوان در طول دونین آغازی-میانی، ساختارهای همزمان با کافت‌زایی جدید (سازند پادها) بوجود آمده‌اند (مرحله ۳). (اقتباس از اهری پور، ۱۳۸۹ با کمی تغییرات).

معمولاً تشکیل کافت قاره‌ای بعنوان فرایند نازک شدن لیتوسفر که سرانجام منجر به گسیختگی قاره و تشکیل پشته‌های میان اقیانوسی می‌شود، تفسیر شده است. مطالعات زمین‌شناسان نشان می‌دهد که فرایند کافت‌زایی همیشه بطور کامل رخ نمی‌دهد و تنها برخی از کافت‌های قاره‌ای تحت کشش و واکنش‌های متمرکز در نقطه گسیختگی منجر به تشکیل لیتوسفر اقیانوسی جدید می‌شوند. بررسی‌ها نشان می‌دهند که شکسته شدن قاره توسط تضعیف مکانیکی لیتوسفر در اثر کشش، حرارت توده‌های نفوذی و برهم‌کنش با استنوسفر پویا حاصل می‌شود (ابینگر، ۲۰۰۵). به اعتقاد مرل (۲۰۱۱)، نازک شدن لیتوسفر ممکن است در نتیجه‌ی دو مکانیسم متفاوت باشد: نخست، در اثر کشش افقی لیتوسفر قاره‌ای توسط تنش‌های فراگیر، که در این مکانیسم پوسته و گوشته لیتوسفری همزمان با آغاز کافت‌زایی کشیده می‌شوند. دوم، نازک شدن ممکن است در اثر وجود یک منبع حرارتی فعال در قاعده‌ی لیتوسفر باشد که منجر به صعود ستون‌های گوشته‌ای می‌شود. به عقیده ابینگر (۲۰۰۵)، در

کافت‌های قاره‌ای تنش کششی توسط عواملی از جمله حرکات فراگیر ورقه‌ها، فشار و تنش‌های القایی ناشی از بالا آمدن لیتوسفر و کشش‌های ناشی از جریان‌های کنوکسیونی استنوسفر در قاعده‌ی لیتوسفر سرانجام منجر به شکسته شدن قاره و تشکیل لیتوسفر اقیانوسی جدید می‌شود. الگوی شکست‌های قاره‌ای را می‌توان به دو گروه زیر تقسیم کرد:

الگوی (A) الگویی که صرفاً شامل کشش‌های مکانیکی است.

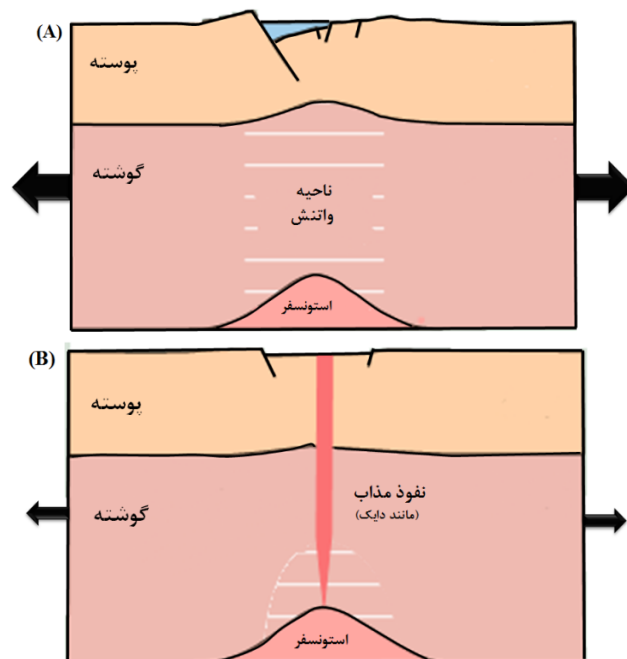
الگوی (B) الگویی که به فرایندهای استنوسفر- لیتوسفر بستگی دارد و با ماگماتیسم همراه می‌باشد. تفاوت عمده‌ی این دو گروه در محل تمرکز واتنش به عنوان فرایند کافت‌زایی در طی گسترش کف اقیانوس می‌باشد: در مدل A، واتنش با جابجایی‌های بزرگ در لایه‌های شکننده و تغییر شکل‌های شکل‌پذیر در لایه‌های ضعیف‌تر ظاهر می‌شود. در این مدل بسته به رئولوژی لیتوسفر، واتنش ممکن است در سراسر یک منطقه‌ی گسترده توزیع شود و یا در امتداد جابجایی یک زون گسلی بزرگ متمرکز گردد. مدل B، با ایجاد واتنش کششی به وسیله‌ی تزریق ماگما در زیر گسل‌هایی با جابجایی اندک مطابقت دارد. در این مدل، ماگماها بیشتر در لیتوسفر زیرین شکل‌پذیر و دایک‌های تغذیه‌کننده در لایه‌های لیتوسفری سخت‌تر نفوذ می‌کنند (شکل ۵-۴۰). همانطور که کشش منجر به نازک‌شدگی لیتوسفر می‌شود، انتقال حرارت ناشی از ماگماتیسم، مقاومت ورقه‌ها را کاهش می‌دهد و باعث نفوذ ماگما تا سطوح کم عمق می‌شود. از آنجایی که مذاب در سطوح میانی پوسته شناور است، نیروهای شناوری بطور مؤثری نیروهای رانش ورقه‌ها را تقویت می‌کنند. این نیروها در مقابل نیروی اصطکاک بین سطوح گسلی می‌باشند. بنابراین، تزریق ماگما می‌تواند سبب تسهیل در شکست لیتوسفر شود. در واقع شکست لیتوسفر به مواردی از جمله مقاومت پوسته، حجم ماگما، درجه و توزیع کشش مکانیکی و نرخ واتنش بستگی دارد (ابینگر، ۲۰۰۵). به اعتقاد باسی<sup>۱</sup> (۱۹۹۴) و باک<sup>۲</sup> (۲۰۰۴) در ابینگر (۲۰۰۵)، خواص مکانیکی و حرارتی لیتوسفر تا حد زیادی توسط توزیع واتنش در

---

1- Bassi  
2- Buck



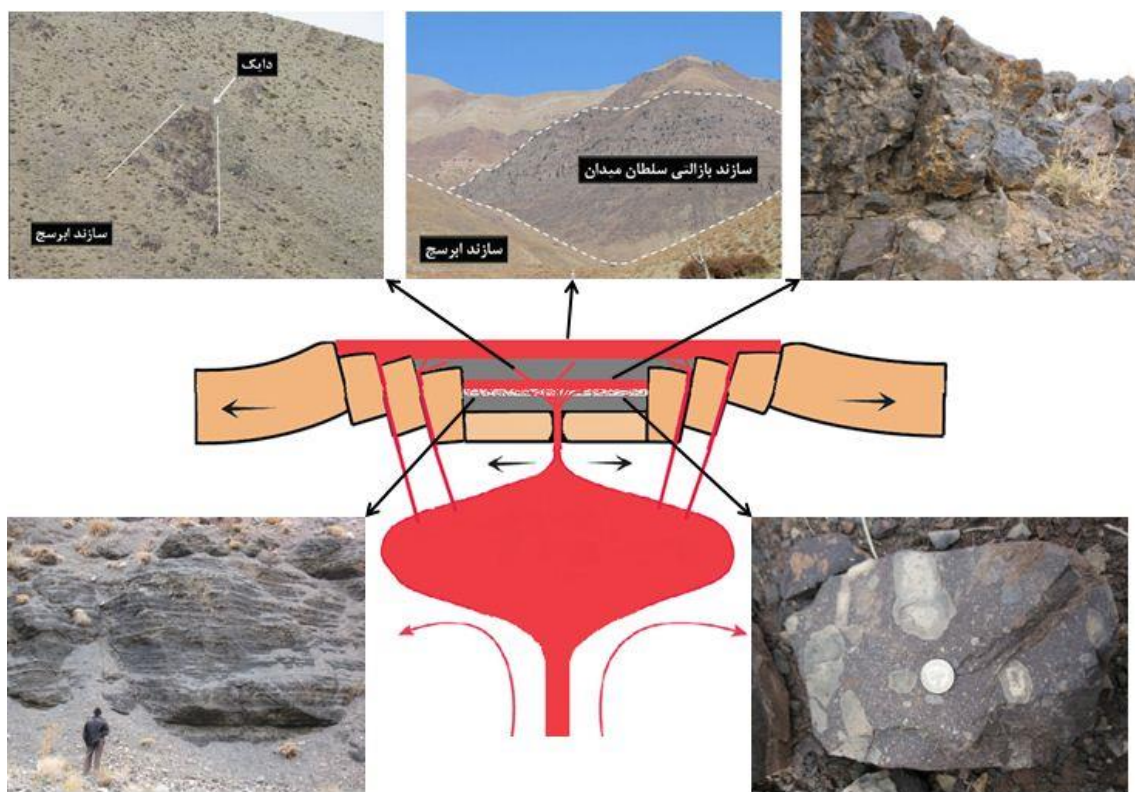
طی مراحل اولیه کافت‌زایی تعیین می‌شوند. به اعتقاد مرل<sup>۱</sup> (۲۰۱۱)، نرخ کشش، شیب زمین گرمایی، نیمرخ (پروفیل) رئولوژیکی لیتوسفر، نسبت ضخامت بین پوسته و گوشته لیتوسفری و حضور توده‌های نفوذی ماگمایی از جمله عوامل کنترل‌کننده‌ی تغییر شکل لیتوسفر می‌باشند (ابینگر، ۲۰۰۵).



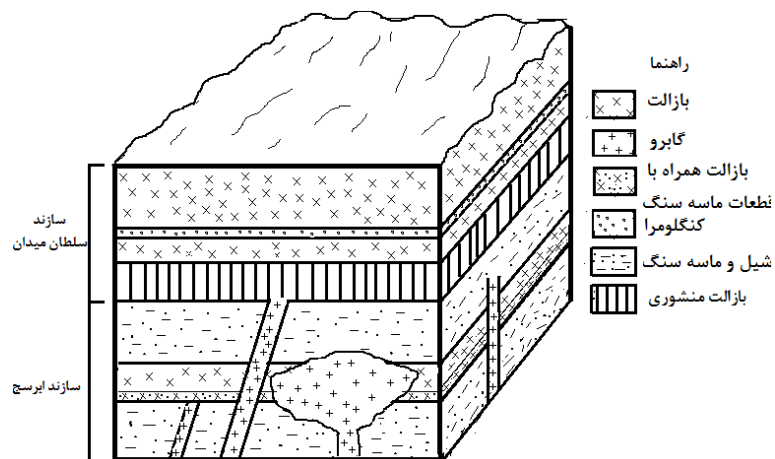
شکل ۵-۴- مدل‌های شکست قاره‌ای، (A) مدل کشش مکانیکی که واتنش را توسط گسل‌های بزرگ در لایه‌های شکننده و توسط تغییر شکل خمیری در لایه‌های ضعیف‌تر جا می‌دهد، (B) مدل کشش ماگمایی که تحت تأثیر نفوذ ماگما و گرمایش می‌باشد (ابینگر، ۲۰۰۵).

با توجه به شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی این تحقیق به نظر می‌رسد سنگ‌های بازالتی مناطق مورد مطالعه، در محیط کششی کافتی ته‌نشست سازندهای ابرسج و قلی در مراحل آغازین کافت‌زایی پالئوتتیس در اردوویسین پایانی نفوذ کرده (دایک‌ها و سیل‌ها) و یا در سطح زمین فوران کرده‌اند (بازالت‌ها) (شکل‌های ۵-۴۱ و ۵-۴۲). بررسی‌های ژئوشیمیایی بیانگر مشتق شدن ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های بازالتی از یک مخزن عمیق OIB مانند، یعنی یک منبع گوشته‌ای استنوسفری غنی شده می‌باشد. ماگمای سازنده این سنگ‌ها در اثر ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی یک گوشته گارنت پریدوتیتی در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری ایجاد شده است.

1- Merle



شکل ۵-۴۱- تصویر شماتیکی از تشکیل سنگ‌های بازالتی موجود در سازند ابرسج.



شکل ۵-۴۲- بلوک دیاگرام توالی همزمان تشکیل شده با کافت پالئوتتیس در منطقه نکارمن.

## فصل ششم

### نتایج و پیشنهادها

## ۶-۱- نتیجه‌گیری

✓ شروع فعالیت ماگمایی مربوط به پیدایش پالئوتتیس در البرز شرقی در پالئوزوئیک زیرین در اردوویسین رخ داده و از رخنمون‌های شاخص آن می‌توان به سنگ‌های آذرین موجود در سازندهای ابرسج و قلی ( به سن اردوویسین فوقانی) در شمال غرب شاهرود اشاره کرد. سنگ‌شناسی عمده‌ی این سازندها شامل ماسه‌سنگ، سیلتستون میکادار و شیل‌های زیتونی و سبز تا خاکستری می‌باشد. سازند آستو به سن اردوویسین زیرین شامل مجموعه‌ای از دولومیت، آهک و شیل در زیر و سنگ‌های آتشفشانی سازند سلطان میدان به سن سیلورین بر روی سازند ابرسج قرار دارند. در منطقه‌ی دهملا نیز مرز بالایی و پایینی سازند قلی با سازندهای جیروود و لشکرک به صورت ناپیوسته می‌باشد. اگرچه قویدل‌سیوکی (۲۰۰۹)، محیط تشکیل سازندهای ابرسج و قلی را دریایی کم عمق می‌دانند اما تجزیه و تحلیل کلیه مطالعات صحرایی از قبیل ساختارهای رسوبی بیانگر تشکیل سازندهای ابرسج و قلی در یک محیط دریایی عمیق می‌باشند.

✓ سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در این تحقیق به صورت گدازه، دایک و سیل در داخل نهشته‌های اردوویسین فوقانی (سازندهای ابرسج و قلی) برونزد دارند. دایک‌ها و سیل‌های موجود در سازندهای ابرسج و قلی دارای بافت میکروگابرویی بوده و شباهت‌های فراوانی با بازالت‌های سلطان میدان واقع بر روی این سازندها دارند. به نظر می‌رسد که آنها ماگمای منجمد شده در مجاری تغذیه کننده‌ی فوران عظیم بازالتی سیلورین منطقه باشند. سنگ‌های آذرین مورد مطالعه دارای ترکیب بازالت، تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی هستند. نمونه‌های بازالتی مورد بررسی دارای بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، بادامکی، جریانی، ساب‌افیتیک و اینترگرانولار هستند. کانی‌های مهم تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (اوزیت) می‌باشند. الیوین و کانی‌های اپک (مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت) از مهمترین کانی‌های فرعی سنگ‌های بازالتی هستند. الیوین در اثر تجزیه توسط ایدنگسیت، کلریت، کلسیت و اکسید آهن جانشین شده

است. بافت‌های اینترگرانولار، ساب‌افیتیک و افیتیک، بافت‌های غالب در سنگ‌های میکروگابرویی هستند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (اوزیت) از جمله کانی‌های اصلی این سنگ‌ها می‌باشند. بلورهای سوزنی شکل و طویل آپاتیت به مقدار کم در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند و پلاژیوکلازهای سنگ را قطع کرده‌اند.

✓ بر اساس فسیل‌های شناخته شده، شیست‌های گرگان نیز سنی معادل با رسوبات سازند قلی دارند. رسوبات آتشفشانی کم عمق دریایی همراه با بازالت‌های طغیانی شیست‌های گرگان نشان دهنده‌ی حوادث آتشفشانی مرتبط با بازشدگی کافت پالتوتیس در اواخر اردوویسین می‌باشند (قویدل‌سیوکی، ۲۰۰۸). بنابراین به نظر می‌رسد که سنگ‌های بازالتی موجود در سازندهای ابرسج و قلی با سنگ‌های آذرین موجود در شیست‌های گرگان همسان بوده و مربوط به یک رخداد ماگمایی (اواخر اردوویسین) باشند که در خلال آن کافت پالتوتیس باز می‌شده است.

✓ مطالعات ژئوشیمیایی نشان دهنده‌ی طبیعت آکالین سدیک برای سنگ‌های آذرین مورد مطالعه است. نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت حاکی از نسبت بالای LREE/HREE و غنی‌شدگی از LREE بدون هیچ گونه تهی‌شدگی از HFSE در نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه هستند. روندهای موازی موجود در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت و گوشته‌ی اولیه، نشان‌دهنده‌ی ماگمای والد مشترک سنگ‌های مورد مطالعه و نقش تبلور تفریقی به عنوان فرآیند اصلی در تحولات ماگمایی سنگ‌های منطقه می‌باشد.

✓ در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، این سنگ‌ها در محدوده بازالت‌های آکالین مرتبط با محیط کافت درون قاره‌ای قرار می‌گیرند. این محیط با رژیم کششی حاکم بر لبه‌ی شمال شرقی ابرقاره‌ی گندوانا و تشکیل کافت پالتوتیس توران در زمان اردوویسین - سیلورین که منجر به تشکیل اقیانوس پالتوتیس و جدا شدن البرز و ایران مرکزی از گندوانا شده است، مطابقت دارد.

✓ ماگمای سازنده این سنگ‌ها با ویژگی ماگماهای درون ورقه‌ای در اثر ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی یک گوشته گارنت پریدوتیتی در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری ایجاد شده و در محیط کششی کافتی ته‌نشست سازندهای ابرسج و قلی در مراحل آغازین کافت‌زایی پالتوتیس در

اردوویسین پایانی نفوذ کرده (دایک‌ها و سیل‌ها) و یا در سطح زمین فوران کرده است (بازالت‌ها). این ماگما در خلال صعود با پوسته قاره‌ای آلاینش چندانی نیافته است.

#### ۶-۲- پیشنهادها

- ✓ مطالعه و مقایسه دقیق‌تر سنگ‌های آذرین مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین موجود در شیست‌های گرگان از لحاظ چینه‌شناسی، لیتولوژیکی و ژئوشیمیایی، به منظور شناخت و درک بهتر حوادث روی داده در این مقطع زمانی از البرز شرقی.
- ✓ انجام تجزیه‌های ایزوتوپی به منظور تعیین سن و منشأ دقیق‌تر سنگ‌های آتشفشانی منطقه.
- ✓ انجام آزمایشات میکروپروپ سنگ‌های آتشفشانی، برای تعیین ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌ها.

# منابع

## منابع فارسی

- آقائباتی ع، (۱۳۸۳) "زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۵۸۶.
- اشرفی ا، (۱۳۸۷)، پایان‌نامه ارشد: "چینه‌نگاری و محیط رسوبی سکانس پالئوزوئیک زیرین در ناحیه نکارمن"، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد شاهرود.
- آیتی، ف؛ نقره‌ئیان، م. و خلیلی، م، (۱۳۸۹)، "مروری بر ماگماتیسم پالئوزوئیک در بخشی از ایران مرکزی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال هجدهم، شماره ۴، ص ۶۱۵-۶۳۲.
- اللهیاری س، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: "پتروژن سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک - عباس آباد"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- اهری پور ر، (۱۳۸۹)، رساله‌ی دکتری: "میکروفاسیس، محیط رسوبی و چینه‌شناسی سکانسی سنگ‌های رسوبی دونین (سازندهای پادها و خوش‌بیلاق)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- جعفرقلی‌زاده ه، حیدری م، خانلری غ، (۱۳۸۶)، "ارزیابی هوازدگی گرانیتهای الوند همدان با استفاده از شاخص‌های کمی"، سومین کنفرانس مکانیک سنگ ایران، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، تهران.
- جعفریان ع، (۱۳۸۸)، رساله‌ی دکتری: "پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسم مافیک پالئوزوئیک زیرین در البرز شرقی (ناحیه شاهرود- خوش‌بیلاق)"، دانشگاه آزاد اسلامی تهران واحد علوم و تحقیقات.
- جمشیدی خ، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: "مطالعه ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.



- حیدری ک، (۱۳۸۸)، پایان‌نامه ارشد: "پهنه‌بندی خطر ریزش سنگی در شهر شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حسینا ل، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: "خصوصیات کانی‌سازی مس و عناصر همراه در منطقه نکارمن و ارتباط آن با بازالت‌های سلطان میدان (شمال شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه آزاد تهران شمال.
- حسینی ا، (۱۳۷۶)، پایان‌نامه ارشد: "پالینواستراتیگرافی و پالئوبیوژئوگرافی رسوبات اردوئیسین جنوب غرب شاهرود (شمال روستای ده‌ملا)"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- درخشی م، (۱۳۸۵)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پتروولوژی، ژئوشیمی و موقعیت چینه‌شناسی سنگ‌های 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"، مجموعه مقالات پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- زمانی‌پدرام م، کریمی ه.ر، (۱۳۸۵)، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ علی‌آباد"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سهامی ط، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی و پتروژنز بازالت سلطان میدان در مناطق نکارمن و ابرسج، شمال شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- سهامی ط، قاسمی ح، درخشی م، (۱۳۹۰)، "پتروولوژی مجموعه بازالتی سلطان میدان، شمال شرق شاهرود"، پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران.
- شهرابی م، (۱۳۶۷)، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ گرگان" سازمان زمین‌شناسی کشور.
- صبوری ج، (۱۳۸۵)، "پالینواستراتیگرافی و پالئوژئوگرافی دوره اردوئیسین در شمال ایران"، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین.

- صالحیان ش، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین مافیک موجود در شیست‌های گرگان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- 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 س.م، صفایی ه. و میرلوحی ا، (۱۳۸۹)، "بررسی ژئوتکتونیک فعالیت ماگمایی پالئوزوئیک زیرین در زون ارومیه - دختر (جنوب کاشان)"، فصلنامه علوم زمین، سال بیستم، شماره ۷۸، ص ۴۷ تا ۵۲.
- علوی نائینی م، (۱۳۷۲) "زمین شناسی ایران (چینه شناسی پالئوزوئیک ایران)" طرح تدوین کتاب، سازمان زمین شناسی کشور، شماره ۵، ۴۹۲ص.
- غلامعلیان ح، کبریائی زاده م، (۱۳۸۴)، "مطالعه بازوپایان سازند جیروود در شمال شرق دامغان (برش دهملا)"، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین.
- فتحی ت، (۱۳۷۷)، پایان نامه 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. و درخشی، م، (۱۳۷۸) "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، شماره ۲، ص ۲۲۴ تا ۲۰۷.
- قاسمی ح. و خانعلی‌زاده ع، (۱۳۹۱) "گرانیتوئید نوع A تویه دروار جنوب باختر دامغان: نشانه‌ای از ماگماتیسم حوضه کشکی پالئوتتیس در پالئوزوئیک زیرین البرز"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیستم، شماره ۱، ص ۳ تا ۲۴.

- قبادی‌پور م، لئونید پ، حسینی‌نژاد م و احمدی م، (۱۳۸۹) "مطالعه‌ی تریلوبیت‌ها و فونای همراه از اردوویسین زیرین و میانی ناحیه ده‌ملا: از دیدگاه بیواستراتیگرافی و پالئوژئوگرافی"، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان.
- قویدل‌سیوکی م. (۱۳۷۷) "بررسی رسوب‌های پالئوزوئیک بالایی در حوضه زاگرس و معرفی سازند زکین در کوه فراقون"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۳۰ تا ۳۱، ص ۵۴ تا ۷۳.
- قویدل‌سیوکی م. و حسین‌زاده‌مقدم م، (۱۳۸۹) "پالینواستراتیگرافی رسوبات پالئوزوئیک پیشین در جنوب ناحیه فاضل آباد (خولین‌دره)، جنوب شرق گرگان"، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال بیست و ششم، شماره اول، ص ۱ تا ۲۴.
- کنعانیان ع، مشهدی‌هاشمی ا، آسیابانها ع. و اسماعیلی د، (۱۳۸۵) "ژئوشیمی و محیط زمین‌ساختی گابروهای آوج، شمال‌باختر ایران"، فصلنامه علوم زمین، سال پانزدهم، شماره ۵۹، ص ۱۶۲ تا ۱۷۵.
- کاظمی‌حسنوند ز، قاسمی ح، طاهری ع، صادقیان م، (۱۳۹۰)، "شواهد ماگماتیسم کافی اردوویسین، شمال شاهرود، البرز شرقی"، سی‌امین گردهمایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- لاسمی ی، (۱۳۷۹) "رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ ص.
- لاسمی ی، (۱۳۷۸)، "تشکیل پروتوپالئوتتیس و حاشیه واگرای اواخر پرکامبرین بالایی تا اردوویسین در شمال شرق‌گندوانا"، مجموعه مقالات هیجدهمین گردهمایی علوم زمین سازمان زمین‌شناسی کشور، ص ۹۲ - ۸۸.

- محمدی م، احمدی پور ح، (۱۳۸۵)، "مکانیسم احتمالی تشکیل گدازه‌های غنی از پلاژیوکلاز در توالی آتشفشانی منطقه سنگ صیاد (استان کرمان)"، دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس تهران.
- موسوی م.ج، اشرفی ا، (۱۳۸۶)، "لیتواستراتیگرافی، ساختمان‌های رسوبی و محیط رسوبی سازند ابرسج در شمال شاهرود"، سومین همایش زمین‌شناسی کاربردی و محیط زیست.
- 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.
- ناجی آ، قاسمی ح، (۱۳۸۴)، "پتروژنز سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین - میانی بخش‌هایی از ایران مرکزی"، هشتمین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران.
- هاشمی س.ح. و فرهادیانی م، (۱۳۹۰) "پالینواستراتیگرافی نهشته‌های دونین جنوب غرب شاهرود"، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال بیست و هفتم، شماره پیاپی (۴۳)، شماره دوم، ص ۲۷ تا ۴۰.

## منابع لاتین:

- Abdel – Fattah, M., A. M. Abdel – Rahman and P.E. Nasser., (2004), "**Cenozoic volcanism in the middle east: Petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon**", Geological Magazine, Cambridge University Press 141 ,pp 545 – 563.
- Abdollah S. A, Said A. A and Visona D. (1997) "New geochemical and petrographic data on the ga bbro-syenite suite between Hargeysa and Berbera Shiikh(North Somalia)" **J. of African Earth sciences, Vol. 23, pp 303-373.**
- 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. (1994), "Geology of the Kopet Dagh region. In: **Treatise on the geology of Iran**", 11, 275 pp.
- Aharipour R., Moussavi M. R., Mosaddegh H. and 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, pp 279–294.
- Ahmadzadeh Heravi, M. (1975) "Stratigraphie und Fauna im Devon des ostlichen Elburs (Iran) " **Clausthaler Geologische Abhandlungen**, 23, pp 1-114.
- Alavi-Naini M. and Bolourchi M.H. (1973) "Explanatory text of the Maku quadrangle map" **Geological Survey of Iran**, Al, 44p.
- Alavi M. (1996) "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran", **Journal of Geodynamics**, 21, pp 1–33.
- Aldanmaz E, Pearce J.A, Thirlwall M.F. and Mitchell J.G. (2000) "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey" **J. of. Volcan. geotherm. Res.** 102, pp 67-95.
- Assereto R. (1963) "The Paleozoic formation in Central Elbruz (Iran)", **preliminary note. Rivista Italiana di Paleontologia e stratigrafia**, 69, pp 503-543.
- Bagheri S, Stampfli G.M. (2008) "The Anarak, Jandaq and Posht-e- Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications" **Tectonophysics**, 451, pp 123–155.
- Berberian F. and King G.C.P. (1981) "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", **Canadian Journal of Earth Science**, 5, pp 101–117.
- Best G. (2003), "**Igneous and metamorphic petrology**", 729pp.
- Blum N, Halbach P and Munch U. (1996) "Geochemistry and mineralogy of alkali basalts from Tropic Seamount, Central Atlantic Oceanic" **Marine Geology** 136, pp 1-19.
- Boulin J. (1988) "Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions" **Tectonophysics**, 148, pp 253-278.
- Boulin J. (1991) "Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys" **Tectonophysics**, 196, pp 211–268.

- Bozorgnia F. (1973) "Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Alborz Mountains, Iran", **National Iranian Oil Company, Geological Laboratories**, 4, pp 1-185.
- Boztug D, Ercin A. I, Kurucelik M. K, Goc D, Komur I. and Iskenderoglu A . (۲۰۰۷) "Geochemical characteristics of the composite Kackar batholith generated in a Neo – Tethyan convergence system, eastern Pontides ,Turkey" **Journal of Asian Earth Sciences**, 27, pp 286 – 302.
- Brice D, Jenny J, Stampfli G. and Bigey F. (1978) "Le Devonian de l'Elbourz oriental: Stratigraphie, paleontologie (brachiopods et bryozoaires), paleogeographie. Riv. Ital" **Paleont.** 84, pp 1-56.
- Brown M. (2001) "Orogeny, migmatites and leucogranites: a review" Proc, Indian Acad, Sci, (**Earth Planet. Sci**), 110, pp 313-336.
- 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.
- Chesworth W, Dejoux J, Larroque P. and Rodeja E.G. (2004) "Alteration of olivine in a basalt from central France" **Catena**, 56, pp 21-30.
- Coban H. (2007) "Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension – related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia" **Earth Science Reviews** 80, pp 219 – 238.
- Condie K.C. (2005) "High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes?" **Lithos** 79, pp 491-504.
- Cornelius T, Ntaflou Th. V. and Akinin V. (2011) "Polybaric petrogenesis of Neogene alkaline magmas in an extensional tectonic environment: Viliga Volcanic Field, northeast Russia" **Lithos** 122, pp 13 –24.
- Cox K.G, Bell J.D and Pankhursts R.J. (1979), "The interpretation of igneous rocks" George Allen and Unwin. 450 pp.
- Cvetkovic V, Toljic M, Ammar N, Rundic´ L. and Trish Kh. (2010) "Petrogenesis of the eastern part of the Al Haruj basalts (Libya)" **Journal of African Earth Sciences** 58, pp 37–50.
- Dai J, Wang Ch, Hebert R, Li Y, Zhong H, Guillaume R, Bezard R. and Wei, Y. (2011) "Late Devonian OIB alkaline gabbro in the Zangbo Zone: Remnants of the Paleo-Tethys?" **Gondwana Research** 19, pp 232-243.

- Ebinger C. (2005) "Continental breakup: the East African perspective" **Astronomy and geophysics** 46, 2, pp 16- 2.21.
- Ellam R.M. (1992) "Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry" **Geology** ,20, pp 153- 156.
- Emami M. H. (1981), "**Geologie de la region Qom – Aran. Contribution a l'etude dynamique et geochimique du volcanisme tertiaire d'Iran central, these doctorat**", Grenoble, 489 pp.
- Fitton J.G. (1987) "The Cameroon Line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism". In: Upadhyay, D., Raith, M.M., Mezger, K., Hammerschmidt, K. (2006) "Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India" **Lithos** 89, pp 447-477.
- Fitton J.G, Saunders A.D, Norry M.J, Hardarson B.S. and Taylor R.N. (1997) "Thermal and chemical structure of the Iceland plume" **Earth and Planetary Science Letters** 153, pp 197 – 208.
- 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, pp 387-412.
- Furman T. (2007) "**Geochemistry of East African Rift basalts: An overview**" *Journal of African Earth Sciences* 48, pp 147–160.
- Ghavidel-Syooki M. (1994), "**Biostratigraphy and paleo-biogeography of some Paleozoic rocks at Zagros and Alborz Mountains**" *Iran Geol Surv Publ*, 168pp.
- Ghavidel-Syooki M. (1997) "Acritarch biostratigraphy of the Palaeozoic rock units in the Zagros Basin, Southern Iran". In: Fatka O. and Servais T. (Eds.), *Acritarcha in Praha (1996) Proceedings of International Meeting and Workshop. Acta Universitatis Carolinae*, **Geologica** 40, pp 385-411.
- Ghavidel-Syooki, M., (2000), "Palynostratigraphy and Palaeobiogeography of lower Palaeozoic strata in the Ghelli area, northeastern Alborz Range (Kopet - Dagh Region)", **Journal of Sciences**, Islamic Republic of Iran, 11, pp 305-318.
- Ghavidel-Syooki M. (2001) "Palynostratigraphy and Palaeobiogeography of the Lower Palaeozoic sequence in the Northeastern Alborz Range (Kopet-Dagh 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, pp 81-95.
  - Ghavidel-Syooki M. and 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, pp 173-192.
  - Ghavidel-Syooki M. (2009) "Palynostratigraphy and palaeogeography of Ordovician strata (Abastu and Abarsaj formations) from the southeastern Caspian Sea, northeastern Iran" **CIMP Faro'09 Abstracts**, pp 31-34.
  - Ghavidel Syooki M, Hassanzadeh J, and Vecoli 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, pp 251-271.
  - Gill R. (2010), "**Igneous rocks and processes a practical guide**", Department of Earth Sciences Royal Holloway University of London, 472pp.
  - Grunder A.L. (1992) "Two-stage contamination during crustal assimilation: isotopic evidence from volcanic rocks in eastern Nevada", **Contributions to mineralogy and petrology**, vol.112, 2-3, pp 219-229.
  - Mattsson H. and Oskarsson N. (2005) "Petrogenesis of alkaline basalts at the tip of a propagating rift: Evidence from the Heimaey volcanic centre, south Iceland" **Journal of Volcanology and Geothermal Research** 147, pp 245 – 267.
  - Haase K.M. and Devey C.W. (1996) "Geochemistry of lavas from the Ahu and Tupa volcanic fields, Easter Hotspot, southeast Pacific: implications for magma genesis near a spreading axis" **Earth and Planetary Science Letters** 137, pp 129 –143.
  - Haase K.M and 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, pp 192 –202.



- Hamdi B. and Janvier P. (1981) "Some conodonts and fish remains from Lower Devonian (lower part of the Khoshyeylaq Formation) north east Shahrud, Iran" **Report no. 49, Geol. Surv. Iran-Tehran**, pp 195-210.
- Harker A. (1909), "**The natural history of igneous rocks**", Methuen, London.
- Hart W.K, G Wolde Gabriele R.C. Walter and S. A Mertzman. (1989) " Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interaction" **Journal of geophysical research**, **94**, pp 7731- 7748.
- Irvin T. and 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. and 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.
- Kampunzu A.B. and 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.
- Krauskopf K.P and. Bird D.K. (1976), "**Introduction to geochemistry: Mc Graw Hill**", Third Edition , 788 p.
- Kuang Y.S, Wei X, Hong L.B, Ma J.L, Pang C.J, Zhong Y.T, Zhao J.-X. and Xu Y.-G. (2012) "Petrogenetic evaluation of the Laohutai basalts from North China Craton: Melting of a two-component source during lithospheric thinning in the late Cretaceous-early Cenozoic", **Lithos**.
- Le Bas, Le Maitre, Streckeisen and Zanettin. (1986) "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram" **Journal Petrol**, **27**, Part 3, pp 375 – 750.
- Lentz D.R. (1998), "**Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulfide systems: The role of extensional geodynamics**", Ore Geology Reviews.

- Leterrier J, Maury R.C., Thonon P, Girard D. and Marchal M. (1982) "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleo-volcanic series" **Earth and Planetary Science Letters** **59** (1), pp **139-154**.
- Lustrino M, Keskin M, Mattioli M. and Kavak O. (2012) "Heterogeneous mantle sources feeding the volcanic activity of Mt. Karacadag (SE Turkey)" **Journal of Asian Earth Sciences** **46**, pp **120-139**.
- Manikyamba C. and Kerrich R. (2011) "Geochemistry of alkaline basalts and associated high-Mg basalts from the 2.7 Ga Penakacherla Terrane, Dharwar craton, India: An Archean depleted mantle-OIB array" **Precambrian Research** **188**, pp **104–122**.
- Mephie J, Doyle M. and Allen R. (1993), "**Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks, Centre for Ore Deposit and Exploration Studies**", University of Tasmania, **196p**.
- Meng L, Li Zh, Chen H, Li X. and Wang X. (2012) "Geochronological and geochemical results from Mesozoic basalts in southern South China Block support the flat-slab subduction model" **Lithos** **132-133**, pp **127-140**.
- Menzies M. (1987) "Alkaline rocks and their inclusions: a window on the Earth's interior". In: Upadhyay, D., Raith, M.M., Mezger, K., Hammerschmidt, K. (2006) Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India" **Lithos** **89**, pp **447–477**.
- Merle O. (2011) "A simple continental rift classification" **Tectonophysics** **513**, pp **88 –95**.
- Meschede M. (1986) "A method of discriminating between different type of mid- ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram" **Chemical Geology**, **56**, pp **207-218**.
- Middlemost E. A. K. (1985), "**Magma and magmatic rocks, An Introduction to igneous petrology**", Longman Group U. K, pp **73 – 86**.
- Muller D, Rock N. M. S. and Groves D. I. (1992) "Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic rocks, from different tectonic setting: a pilot study" **Mineral. Petrol**, **46**, pp **259 – 289**.

- Nakamura N. (1974) "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites" **Geochim. Cosmochim. Acta**, **38**, pp **757-775**.
- Pearce J.A. and Cann J.R. (1973) "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses" **Earth and Planet.Sci, Lett**, **19**, pp **290-300**.
- Pearce J.A. and Norry M.J. (1979) "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks" **Contrib. Mineral. Petrol**, **69**, pp **33-47**.
- Pearce J.A and Peate D.W. (1995) "Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas" **Annual Review Earth and Planetary Science Letters**, v. **23**, pp **251-285**.
- 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. (2008) "Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust" **Lithos**, **100**, pp**14–48**.
- Peccerillo R, Taylor S.R. (1976) "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northernTurkey" **Contrib. Mineral. Petrol**, **58**, pp **63-81**.
- Pfander J.A, Jochum K.P, Kozakov I, Kröner A. and Todt W. (2002) "Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr–Nd–Pb isotope data" **Contributions to Mineralogy and Petrology** **143**, pp **154–174**.
- Prytulak J. and Elliott T. (2007) "TiO<sub>2</sub> enrichment in ocean island basalts" **Earth and Planetary Science Letters** ,**263** , pp **388– 403**.
- Regelous M, Hofmann A.W, Abouchami W. and Galer S.J.G. (2003) "Geochemistry of Lavas from the Emperor Seamounts, and the Geochemical evolution of Hawaiian Magmatism from 85 to 42 Ma" **Journal of Petrology** **44**, pp **113–140**.

- Reichow M, Saunders A, White R, Al'Mukhamedov A. and Medvedev A. (2005) "Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo–Triassic Siberian Traps, Russia" **Lithos** **79**, pp425 – 452.
- Rogers G, Saunders A.D, Terrell D.J, Verma S.P. and Marriner G.F. (1985) "Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated, with ridge subduction in Baja California, Mexico" **Nature**, **315**, pp 389– 392.
- Rollinson h.R. (1993), "**Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation**", John Wiley and Sons, 325pp.
- Rollinson, H., (1996), "**Using geochemical data, Evaluation, presentation, interpretation**", Longman, Singapore, 397 p.
- Ruttner A, Nabavi M.H. and Alavi M. (1968) "Geology of the Ozbak-kuh mountains (Tabas area, East Iran) " **Geol. Survey Iran, Rep. No.5**.
- Saccani E, Beccaluva L, Photiades A. and Zeda O. (2011) "Petrogenesis and tectono-magmatic significance of basalts and mantle peridotites from the Albanian – Greek ophiolites and sub-ophiolitic mélanges. New constraints for the Triassic – Jurassic evolution of the Neo-Tethys in the Dinaride sector" **Lithos** **124**, pp 227–242.
- Safonova I, Simonov V.A, Buslov M.M, Ot T. and Maruyama Sh. (2008) "Neoproterozoic basalts of the Paleo-Asian Ocean (Kurai accretionary zone, Gorny Altai, Russia): geochemistry, petrogenesis, and geodynamics" **Russian Geology and Geophysics** **49**, pp 254–271.
- Safonova I.Yu, Buslov M.M, Simonov V.A, Izokh A.E, Komiya T, Kurganskaya E.V. and Ohno T. (2011) "Geochemistry, petrogenesis and geodynamic origin of basalts from the Katun' accretionary complex of Gorny Altai (southwestern Siberia)" **Russian Geology and Geophysics, Elsevier**, pp 421–442.
- Safonova I.Yu, Simonov V.A, Kurganskaya E.V, Obut O.T, Romer R.L. and Seltmann R. (2012) " Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan : Geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting" **Journal of Asian Earth Sciences** **49**, pp 20-39.
- Saunders A.D, Storey M, Kent R.W. and Norry M.J. (1992) "Consequence s of plume lithosphere interactions". In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J.

- (Eds Magmatism and the Cause of Continental Breakup: Geological Society of Special Publication, **London, 68**, pp 41–60.
- Shehata A. and Theodoros N. (2011) "Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism in the Carpatian-Pannonian Region" **Lithos.121**, pp 176-188.
  - 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**, pp 101-118.
  - Simonov V.A, Mikolaichuk A.V, Rasskazov S.V. and Kovyazin S.V. (2008) "Cretaceous-Paleogene within-plate magmatism in Central Asia: data from the Tien Shan basalts" **Russian Geology and Geophysics, Elsevier 49**, pp 520-533.
  - Singer S.B.A, Dungan M. and Layne D.G. (1995) "Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: Clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers" **Am. Min. 80**, pp 776-798.
  - Sirvastava R. K. and Singh R. K. (2004) "Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub – alkaline mafic dikes from the Central Indian craton: evidence for mantle metasomatism" **Asian Earth Science, v.23**, pp 373 – 389.
  - Stampfli G.M. (1978), "**Etude géologique générale de l'Elburz oriental au S de Gonbad-e-Qabus Iran N-E**", Thèse présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Genève, pp 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.
  - Stocklin J. (1968) "Structural history and tectonics of Iran; a review, American Association of Petroleum" **Geologists Bulletin, 52 (7)**, pp 1229-1258.
  - Stocklin J. (1974) "Possible ancient continental margins in Iran. In the geology of continental margins" Edited by C.A. Burk and C.L. Drake. **Springer**, New York, pp 873-887.
  - Sun S.S. and 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**.
- Thirwall F.M, Upton B.j. and Jenkins C. (1994) "Intraction between continental lithosphere and Iceland plume-Sm-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, Ne Greenland" **Journal of Petrology**. **35**, pp **839-879**.
  - Thompson R.N. (1982) "British Tertiary volcanic province" **Scot. J. Geol**, **18**, pp **49 – 107**.
  - Thoronton C. P. and Tattle O. F. (1960) "Chemistry of igneous rocks: Differentation index" **Am. Sci.**, **258**, pp **664 – 684**.
  - Tsuchiyama A. (1985) "Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthosite, and origin of dusty plagioclase in andesite" **Cont.Min.Pet.**, **89**, pp **1-16**.
  - Upadhyay D, Raith M.M, Mezger K. and Hammerschmidt K. (2006) "Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India" **Lithos** **89**, pp **447-477**.
  - Wang K, Plank T, Walker J.D. and Smith E.I. (2002) "A mantle melting profile across the basin and range, SW USA" **Journal of Geophysical Research ECV** **5**, pp **1–21**.
  - Wang Y, Zhao Z.F, Zheng Y.F. and Zhang J.J. (2011) "Geochemical constraints on the nature of mantle source for Cenozoic continental basalts in east-central China" **Lithos** **125**, pp **940–955**.
  - Welch S. A. and Benfield G. F. (2002) "Modification of olivine surface morphology and reactivity by microbial activity during chemical weathering" **Geochim. Cosmochim. Ieta**, **66**, pp **213 – 221**.
  - Wendt J, Kaufmann B, Belka Z, Farsan N. and Karimi Bavandpur A. (2005) "Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran, part II: northern and central Iran" **Acta Geol Pol**, **55**, pp **31–97**.
  - Winchester J,A. and Floyd P.A. (1977) "Geochemical discrimination of different magma serier and their diferentitaion products using immobile element Geology" **Chemical Geology**, **20**. Pp **249-287**.

- Winchester J.A. and Floyd P.A. (1976) "Geological magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks" **Earth and Plan. Sci**, **28**, pp 459-469.
- Winchester J,A. and Floyd P.A. (1977) "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements" **Chemical Geology**, **20**. Pp 249-287.
- Winter J.D. (2001), "An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology", Prentice Hall .697p.
- 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**, pp 11 – 30.
- Xia L, Xia Z, Xu X, Li X. and Ma Zh. (2012) "Mid-Late Neoproterozoic rift-related volcanic rocks in China: Geological records of rifting and break-up of Rodinia" **GEOSCIENCE FRONTIERS** **3(4)**, pp 375 -399.
- Xie Q, Campbell McCuaig T. and Kerrich R. (1995) "Secular trends in the melting depths of mantle plumes: evidence from HFSE/REE systematics of Archean high-Mg lavas and modern oceanic basalts" **Chemical Geology** **126**, pp 29—42.
- Yan J. and Xin Zhao J. (2008) "Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere–asthenosphere interaction" **Journal of Asian Earth Sciences**, **33**, pp 106 –121.
- Zeng G, Chen L, Xu X, Jiang Sh. and Hofmann A. (2010) "Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China" **Chemical Geology**. **273**: pp 35–45.
- Zongfeng Y, Zhaohua L, Huafeng Zh, Yongmei Zh, Fan H. and Chenguang S. (2009) "Petrogenesis and Geological Implications of Tianheyong Cenozoic Basalts, Inner Mongolia China" **Earth Science Frontiers**, **16(2)**, pp 090–106.

### Abstract:

Despite of rarity of the Ordovician rocks in Iran, there are considerable outcrops of these rocks in north and southwest of Shahrood, which are referred as Abesto, Abarsej and Ghelli Formations. Abarsej Formation (with Upper Ordovician age) is an informal formation; its lithology consists mainly of sandstone, gray and green shale and silty shale. Analysis of all field evidences

such as sedimentary structures indicate that the Abarsj Formation has been deposited in a deep turbidity sedimentary environment as a submarine fan. Studied igneous rocks include lava and microgabroic dyke and sill, with basalt, trachy basalt and basaltic trachyandesite composition occur in the Upper Ordovician deposits (Abarsj and Ghelli formations). Plagioclase and clinopyroxene (augite type) are the main rock forming minerals in the basaltic rocks. The most important accessory minerals in these rocks are olivine and opaque minerals (magnetite, pyrite and chalcopyrite). Extent of alteration of the Olivine is too high that the initial mineral has lost its mineralogical specifications and has been generally replaced by chlorite, calcite and iron oxide. Most important textures in basaltic rocks include porphyry, glomeroporphyry, amygdaloidal, trachytic, subophitic and intergranular textures. Basaltic rocks partly altered due to the influence of fluids, then plagioclase have been converted to epidote, calcite and chlorite due to **sosoritization**. The main minerals of microgabroic rocks include plagioclase and clinopyroxene (augite). Apatite and opaque minerals such as magnetite and pyrite have been observed in polished thin sections of these rocks and are the most important accessory minerals. Secondary minerals such as chlorite and calcite have been formed by alteration of plagioclase and clinopyroxene in these rocks. Main textures of these rocks include intergranular, subophitic and ophitic textures.

Geochemical investigations of the studied igneous rocks show that they are alkaline in nature and based on the tectonic discrimination diagrams are grouped in alkaline basalts field of the intra-continental rift setting. This tectonic setting corresponds to paleogeography of Alborz in lower Paleozoic (occurrence of Turan intracontinental Paleotethys rift) in Ordovician- Silurian times. Primitive mantle and chondrite normalized diagrams indicate high LREE/HREE ratios and LREE enrichments without any depletions in HFSEs. Parallel trends on spider diagrams, indicate a common parental magma for these rocks and role of the fractional crystallization as the main process in their magmatic evolution. Geochemical investigations indicate that magma forming of the basaltic rocks has been derived from an OIB-like enriched deep asthenospheric mantle source. Magma forming of the basaltic rocks has been generated from 14-17% partial melting of an enriched garnet peridotitic asthenospheric mantle source in 100-110 km depths. Geochemical evidence clearly show no or minimal role of crustal contamination in the evolution of magma forming of the basaltic rocks during its ascending to the earth surface.

**Keywords:** Basalt, Paleotethys, Ordovician, Abarsj, Shahrood.