



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی - گرایش پترولوژی

پترولوژی، ژئوشیمی و موقعیت چینه شناسی سنگهای آذرین
پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت، شمال غرب طبس

نگارش:

مرتضی درخشی

اساتید راهنما:

دکتر حبیب ا.. قاسمی

دکتر عزیز ا.. طاهری

اساتید مشاور:

دکتر محمود صادقیان مهندس حسین حیدرنیا

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

تقدیم به

زمین‌شناسان ایران

و

تمامی کسانی که مرا در انجام این پایان‌نامه یاری نمودند.

چکیده

منطقه مورد مطالعه در ۶۰ کیلومتری شمال غرب طبرس و ۱۰ کیلومتری شمال روستای شیرگشت در محدوده کوههای درنجال واقع شده است. این منطقه از لحاظ ساختاری و تقسیمات زمین‌شناسی به عنوان بخشی از زون ایران مرکزی در نظر گرفته می‌شود. کوههای درنجال حاصل بالازدگی سنگهای پالئوزوئیک زیرین بوده و در این کوهها توالی تقریباً کاملی از سنگهای این زمان دیده می‌شود.

سنگهای آذرین مورد مطالعه با ترکیب عمدتاً بازیک و به اشکال نفوذی و خروجی در درون سنگهای کامبرین تا سیلورین منطقه برونزد دارند. سنگهای نفوذی در سازندهای سلطانی، باروت، زاگون، لالون، درنجال و شیرگشت به اشکال دایک و سیل و با دگرسانی بسیار شدید دیده می‌شوند. بیشترین و مهمترین حجم سنگهای نفوذی بصورت توده‌های نامنظم و با ترکیب الیون‌گابرو، گابرو، گابرودیوریت، دیوریت و مونزودیوریت در سازند کالشانه رخنمون دارند. طیف ترکیبی مشاهده شده در سازند کالشانه حاصل عملکرد فرآیندهای تبلور تفریقی بوده و الیون، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و گاهی اوقات آمفیبول کانیهای اصلی این سنگها را تشکیل می‌دهند. مهمترین کانیهای فرعی نیز شامل هورنبلند، بیوتیت، کانیهای اپاک، آپاتیت و فلوگوپیت می‌باشند. این سنگها تمام بلورین بوده و انواع بافتهای گرانولار، اینترگرانولار، افیتیک و پوئی کلیتیک را نشان می‌دهند. فراوانی کانی الیون در الیون‌گابروها که گاهی تا حدود ۵۰ درصد نیز می‌رسد، و نیز گردشگری آنها حاکی از جدایش مکانیکی الیون در هنگام تشکیل این سنگها می‌باشد. سنگهای نفوذی موجود در سازند کالشانه متحمل درجات متوسط تا شدید دگرسانی شده‌اند. کمترین میزان دگرسانی در سنگهای الیون‌گابرویی و شدیدترین درجات آن در مونزودیوریت‌ها دیده می‌شود که احتمالاً ناشی از تأثیر محلولهای خود توده می‌باشد (دگرسانی دوتریک). همچنین فرآیند دگرسانی منجر به تشکیل انواع کانیهای دگرسانی نظیر اپیدوت، کلریت، کلسیت، سرپانتین و اورالیت شده است.

سنگهای خروجی نیز بصورت یک روانه گدازه الیون‌بازالتی و به ضخامت حدود ۲۰ متر در قسمتهای تحتانی سازند نیور دیده می‌شوند. کانیهای اصلی تشکیل دهنده این سنگها مشابه سنگهای نفوذی شامل الیون، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن بوده و بافتهای پورفیری با خمیره میکرولیتی و شیشه‌ای، گلوپورفیری و حفره‌ای را نشان می‌دهند. این سنگها نیز متحمل درجات نسبتاً شدید دگرسانی شده‌اند، بطوری که دگرسانی رخ داده منجر به جایگزین شدن بلورهای الیون توسط کلسیت، ژئولیت و کوارتز شده است.

نمودارهای مختلف رسم شده بر اساس نسبتهای عناصر اصلی و کمیاب نشان دهنده ارتباط ماگمایی و ژنتیکی سنگهای نفوذی و خروجی منطقه با یکدیگر و منشأ گرفتن آنها از یک ماگمای واحد می‌باشند.

بطور کلی مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این سنگها ماهیت انتقالی تا آلکان داشته و در طی سیلورین در یک محیط درون صفحه قاره‌ای ایجاد شده‌اند. بر اساس نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی می‌توان گفت که این سنگها از ذوب ۱۲ تا ۱۷ درصدی یک منشا غنی‌شده گارنت‌پریدوتیتی در اعماق ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری لیتوسفر زیر قاره‌ای منشأ گرفته‌اند. ماهیت ماگمایی و جایگاه تکتونیکی تشکیل این سنگها با جایگاه محیط کششی (ریفتی) سازگار بوده و حاکی از درجات بالای کشش در طی سیلورین در این منطقه از ایران مرکزی می‌باشند. این فعالیت ماگمایی احتمالاً در ارتباط با مراحل ریفت‌زایی پالئوتتیس در این منطقه از ایران مرکزی روی داده است.

کلمات کلیدی: پترولوژی، ژئوشیمی، ریفت‌زایی، پالئوزوئیک‌زیرین، شیرگشت

تقدیر و تشکر

پروردگار یکتا را بخاطر الطاف بی کرانش سپاس می‌گوییم، که توفیقی حاصل نمی‌شود مگر به خواست او.

حال که با لطف خداوند متعال این مقطع تحصیلی را به اتمام رسانده‌ام، بر خود لازم می‌دانم مراتب سپاس و قدردانی خود را نسبت به اساتید گرانقدر، خانواده عزیز و دوستان نیک‌اندیش‌ام که در تمامی این مدت مرا یاری نمودند، ابراز نمایم. هر چند واژه‌ها و کلمات را یارای بیان این حقیقت نیست.

ابتدا از اساتید راهنمای بزرگواریم دکتر حبیب‌ا. قاسمی و دکتر عزیزا. طاهری و اساتید مشاور گرانقدرم دکتر محمود صادقیان و مهندس حسین حیدرنیا بخاطر راهنمایی‌های ارزنده و امکاناتی که در اختیار اینجانب قرار دادند، صمیمانه سپاسگزاری و قدردانی می‌نمایم. بی شک زحمات این عزیزان و بهره‌گیری از تجربیات ارزشمند علمی ایشان، منیر و راهگشای طی مسیر و پیشرفت این رساله بوده است.

از داوران محترم این پایان‌نامه آقایان دکتر فرج‌ا. فردوست و دکتر قاسم قربانی که با دقت نظر این رساله را مورد مطالعه قرار داده و نظرات ارزشمند خود را ارائه نمودند، کمال تشکر را دارم.

از استاد گرامی جناب دکتر حسین مهدیزاده شهری که در طول دوره تحصیل از تجربیات علمی ایشان بهره برده‌ام، سپاسگزاری می‌نمایم.

همچنین از خانواده عزیزم و بویژه پدر و مادر مهربانم که همواره همراه و پشتیبانم بوده‌اند، سپاسگزارم.

در پایان از دوستان نیک‌اندیش‌ام، بویژه آقای مهندس رضا میرباقری و آقایان مصطفی مشکین، حسن صلاحی، علیرضا خانعلیزاده و خانمها زهرا عابدپور و سمیه صفرائی و سایر دانشجویان کارشناسی ارشد زمین‌شناسی که هر کدام به نوعی مرا در به انجام رساندن این پایان‌نامه یاری نمودند، بینهایت سپاسگزارم.

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
الف	چکیده
ب	تقدیر و تشکر
فصل اول - کلیات	
۱	۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه
۲	۱-۲- آب و هوا و جغرافیای انسانی
۲	۱-۳- ژئومورفولوژی
۳	۱-۴- مطالعات قبلی
۳	۱-۵- هدف از این مطالعه
۴	۱-۶- روشهای مطالعاتی
فصل دوم - زمین شناسی عمومی منطقه	
۶	۲-۱- مقدمه
۸	۲-۲- پیکره‌های سنگی منطقه شیرگشت
۸	۲-۲-۱- پیکره‌های رسوبی
۸	الف- پالئوزوئیک
۳۴	ب- مزوزوئیک
۳۶	ج- ترشیری
۳۷	د- کواترنر
۳۸	۲-۲-۲- پیکره‌های آذرین منطقه شیرگشت
۴۲	۲-۳- تکتونیک منطقه
۴۴	۲-۴- منابع معدنی
فصل سوم - پتروگرافی	
۴۵	۳-۱- مقدمه
۴۵	۳-۲- پتروگرافی و کانی‌شناسی توده‌های نفوذی
۴۵	الف- الیوین‌گابروها
۵۲	ب- گابروها و گابرودیوریت‌ها
۵۷	ج- دیوریت‌ها
۵۷	د- مونزودیوریت‌ها
۶۱	۳-۳- سنگهای خروجی
۶۱	- الیوین بازالت‌ها

فصل چهارم - ژئوشیمی

۶۶ ۱-۴- مقدمه
۶۶ ۲-۴- منابع بروز خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها
۷۰ ۳-۴- تصحیح داده‌های ژئوشیمیایی
۷۲ ۴-۴- کاربرد داده‌های تجزیه شیمیایی
۷۲ الف- عناصر اصلی
۷۲ ب- عناصر کمیاب
۷۵ ۵-۴- کاربرد نتایج تجزیه‌های شیمیایی در طبقه‌بندی سنگها
۷۵ ۱-۵-۴- طبقه‌بندی سنگهای نفوذی
۷۷ ۲-۵-۴- طبقه‌بندی سنگهای خروجی
۷۸ ۳-۵-۴- بررسی روند تبلور با استفاده از ترکیبات نورماتیو
۷۹ ۶-۴- تشخیص فرآیندهای ژئوشیمیایی بر روی نمودارهای تغییرات
 ۱-۶-۴- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب نسبت به سیلیس
۸۰ (دیاگرامهای هارکر)
 ۲-۶-۴- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر MgO
۸۴ (دیاگرامهای فنر)
۸۴ ۳-۶-۴- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر ضریب تفریق (D.I)
۹۴ ۷-۴- نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب
 ۸-۴- تعیین سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی با استفاده از تجزیه‌های
۱۰۴ شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب
۱۰۴ ۱-۸-۹۴- سری ماگمایی
۱۰۹ ۲-۸-۴- جایگاه تکتونیکی
۱۱۵ ۹-۴- مقایسه بازالتهای منطقه مورد مطالعه با سایر مناطق

فصل پنجم - پتروژنز

۱۲۱ ۱-۵- مقدمه
۱۲۳ ۲-۵- ویژگیهای بازالتهای انتقالی و آکالن درون قاره‌ای
۱۲۴ ۳-۵- خصوصیات منشأ و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگهای آذرین مورد مطالعه
۱۴۳ ۴-۵- نتیجه‌گیری

فهرست منابع

۱۴۴ الف- منابع فارسی
۱۴۶ ب- منابع لاتین

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه ۱
- شکل ۲-۱- بیرون زدگیهای پالئوزوئیک ایران ۵
- شکل ۱-۲- محدوده خرده قاره ایران مرکزی و زیر پهنه‌های آن ۶
- شکل ۲-۲ و ۳-۲ بلوک طبس و زیر پهنه‌های آن ۷
- شکل ۴-۲- نقشه ناحیه شیرگشت ۹
- شکل ۵-۲- برشهای شماتیک از کوههای درنجال ۱۰
- شکل ۶-۲- مقایسه توالی‌های پالئوزوئیک در نقاط مختلف ایران ۱۰
- شکل ۷-۲- دگرسانی شدید در یکی از سیلهای موجود در سازند سلطانیه ۱۲
- شکل ۸-۲- نمایی از یک سیل با ضخامت ۱۰ متر در سازند سلطانیه که در اثر فرسایش آن دره‌ای طویل ایجاد شده است ۱۲
- شکل ۹-۲- یکی از دایکهای موجود در سازند زاگون که متحمل درجات شدید دگرسانی شده است ۱۵
- شکل ۱۰-۲- نمایی از سازند کالشانه ۱۸
- شکل ۱۱-۲- مجاورت الیوین‌گابروها و دولومیت و آهکهای سازند کالشانه که بدون نظم خاصی در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند ۱۸
- شکل ۱۲-۲- مجاورت گابرودیوریتها و آهکهای سازند کالشانه ۱۸
- شکل ۱۳-۲- کنتاکت بین گابرودیوریتها و دولومیت‌های سازند کالشانه ۱۹
- شکل ۱۴-۲- کانی‌زایی آهن به شکل اولیژیست در محل تماس گابروها با آهکهای سازند کالشانه ۱۹
- شکل ۱۵-۲- دگرسانی الیوین‌گابروها در سازند کالشانه که سبب تغییر رنگ آنها از سیاه به رنگ سبز شده است ۱۹
- شکل ۱۶-۲- سنگهای مونزودیوریتی موجود در جنوب شرق روستای کالشانه ۲۰
- شکل ۱۷-۲- مرز بین سازند کالشانه و درنجال در شمال دهانه کلوت ۲۱
- شکل ۱۸-۲- پالئوژئوگرافی و انتشار رسوبات اردوئیسین و سیلورین ۲۴
- شکل ۱۹-۲- برش مرجع سازند نیور در شرق دهانه کلوت ۲۷
- شکل ۲۰-۲- نمایی از ماسه سنگهای سازند نیور ۲۹
- شکل ۲۱-۲- نمایی از سازند نیور که در آن کنتاکت فوقانی گدازه‌ها با ماسه سنگها دیده می‌شود ۲۹
- شکل ۲۲-۲- نمایی از کنتاکت تحتانی گدازه‌های سازند نیور با سنگهای آهکی ۲۹

- شکل ۲-۲۳- پر شدگی حفرات موجود در بخشهای فوقانی لایه گدازه‌های
توسط چرت در اثر عملکرد محلولهای ثانویه غنی از سیلیس ۳۰
- شکل ۲-۲۴- کنتاکت تحتانی بین سنگهای بازالتی و آهکهای نیور ۳۰
- شکل ۲-۲۵- کنتاکت تحتانی بین سنگهای بازالتی و آهکهای نیور ۳۰
- شکل ۲-۲۶- ماسه‌سنگ پادها همراه با میان لایه‌های دولومیتی کرم رنگ ۳۱
- شکل ۲-۲۷- کنتاکت گسلی بین سازند پادها و کالشانه که در شرق روستای
کالشانه منجر به قرارگیری این دو سازند در کنار یکدیگر شده است ۳۱
- شکل ۲-۲۸- کنگلومرای نئوزن که عمدتاً از تخریب کوارتزیت‌ها، آهک‌ها و
دولومیت‌های به سن پالئوزوئیک حاصل شده‌اند ۳۷
- شکل ۲-۲۹- یک نمونه از پگماتوئیدهای موجود در سازند کالشانه ۳۹
- شکل ۲-۱- تغییرات ترکیب الیوین به ایدینگزیت در آلکالی بازالت‌های بلبکس
در ماسیو سانترال فرانسه ۶۲
- شکل ۴-۱- نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (TAS) ۷۱
- شکل ۴-۲- طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگهای نفوذی ۷۶
- شکل ۴-۳- نمودار طبقه‌بندی دلارش و همکاران (۱۹۸۰) ۷۷
- شکل ۴-۴- طبقه بندی سنگهای خروجی با استفاده از نسبت Zr/TiO_2 در
برابر Nb/Y ۷۸
- شکل ۴-۵- بررسی روند تبلور بر روی نمودار فازی $OI-Plg-Cpx$ ۷۹
- شکل ۴-۶- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب نسبت به سیلیس ۸۳
- شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر MgO ۸۵
- شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق ۸۹
- شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق ۹۲
- شکل ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و سازگار ۹۵
- شکل ۴-۱۱- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت ۱۰۰
- شکل ۴-۱۲- نمودار عنکبوتی سنگهای منطقه که نسبت به مقادیر کندریتی
تامپسون (۱۹۸۲) بهنجار شده است ۱۰۰
- شکل ۴-۱۳- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه ۱۰۱
- شکل ۴-۱۴- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به $MORB$ ۱۰۲
- شکل ۴-۱۵- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به $NMORB$ و $EMORB$ ۱۰۳
- شکل ۴-۱۶- نمودار عنکبوتی نمونه‌های منطقه که نسبت به نمونه الیوین‌گابرویی
۱-۱۳- SM بهنجار شده‌اند ۱۰۴

شکل ۴-۱۷ تا ۴-۲۲- نمودارهای مختلف تعیین سری ماگمایی برای نمونه‌های	
منطقه مورد مطالعه ۱۰۵-۱۰۹	
شکل ۴-۲۳ تا ۴-۲۹- نمودارهای مختلف متمایز کننده جایگاه تکتونیکی	
برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه ۱۱۰-۱۱۴	
شکل ۴-۳۰- مقایسه نمودار عنکبوتی منطقه مورد مطالعه با سایر مناطق ۱۱۷	
شکل ۵-۱- نمودار تفکیک منشأ غنی شده و تهی شده با استفاده از نسبت Nb/Zr ۱۲۶	
شکل ۵-۲- نمودار تفکیک منشأ غنی شده و تهی شده با استفاده از نسبت Y/Zr ۱۲۷	
شکل ۵-۳ و ۴-۵- نمودارهای تعیین خصوصیات منشأ ماگمای تشکیل دهنده	
سنگهای منطقه مورد مطالعه ۱۳۰-۱۳۲	
شکل ۵-۵- نمودار تعیین درجه ذوب بخشی محل منشأ ماگمای تشکیل دهنده	
سنگهای منطقه مورد مطالعه بر اساس عناصر کمیاب ۱۳۵	
۵-۶- نمودار تعیین مدل ذوب بخشی تعادلی در گوشته غنی شده و مورب تهی شده	
شکل ۵-۷- الف و ب) نمودارهای نسبت عناصر Rb/Sr در برابر Ba/Rb و Rb/Sr	
در برابر Nb/Th جهت تشخیص حضور فلوگوپیت و آمفیبول در منشأ ۱۳۹	

تابلوها

تابلو ۳-۱ ۵۱	
تابلو ۳-۲ ۵۶	
تابلو ۳-۳ ۶۰	
تابلو ۳-۴ ۶۵	

جداول

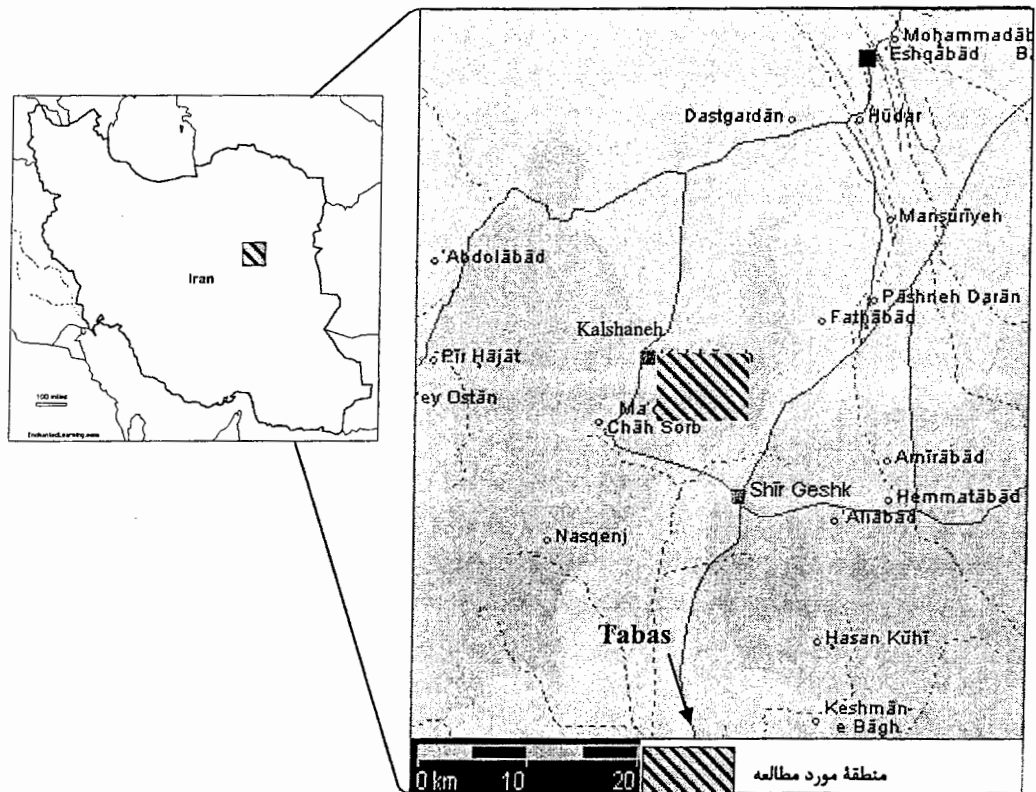
جدول ۴-۱- مشخصات نمونه‌های سنگی و مختصات دقیق جغرافیایی	
محل برداشت آنها ۶۹	
جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و ترکیب نورماتیو	
نمونه‌های منطقه مورد مطالعه ۶۹	
جدول ۴-۳- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه ۷۰	
جدول ۴-۴- ضرایب جدایش عناصر کمیاب برای کانیه‌های الیون، کلینوپیروکسن،	
پلاژیوکلاز و هورنبلند در مذابهای بازالتی ۱۰۱	
جدول ۴-۵- نتایج تجزیه شیمیایی مناطق Mamianshan ، Galo Salen و	
Naivasha که جهت مقایسه با منطقه مورد مطالعه ارائه شده‌اند ۱۱۸	
جدول ۵-۱- مقایسه نسبت‌های عناصر منطقه مورد مطالعه با ترکیبات مختلف ۱۳۴	

فصل اول

کلیات

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

منطقه مورد مطالعه در ۶۰ کیلومتری شمال غرب طبرس و ۱۰ کیلومتری شمال روستای شیرگشت با مختصات جغرافیایی ۴۳° ۵۶ تا ۵۱° ۵۶ طول شرقی و ۰۵° ۳۴ تا ۱۲° ۳۴ عرض شمالی واقع است. این منطقه بخشی از کوههای درنجال است و مناسبترین راههای دسترسی به آن از طریق شمال روستای شیرگشت و توسط یک جاده خاکی منتهی به دهانه کلویت و نیز راه خاکی مربوط به معدن بلاست واقع در حدود ۵ کیلومتری شرق روستای کالشانه می باشد (شکل ۱-۱).



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

۱-۲- آب و هوا و جغرافیای انسانی

ناحیه مورد مطالعه دارای تابستانهای ممتد و طولانی و زمستانهای کوتاه می‌باشد، بطوریکه دمای آن در فصل تابستان به ۵۰ درجه سانتیگراد بالای صفر و در فصل زمستان به چند درجه سانتیگراد زیر صفر می‌رسد. نزولات جوی در ناحیه مورد مطالعه کم بوده و متوسط بارش سالیانه در ناحیه شیرگشت حدود ۱۰۰ میلیمتر است که در نتیجه به عنوان یک منطقه نیمه بیابانی (Semi-desert) در نظر گرفته می‌شود. چون این مناطق به رطوبت دسترسی ندارند و رطوبت بادهای غربی نیز خیلی کم به آنها می‌رسد، هوای زمستانها هم چندان مرطوب نیست. در نتیجه بارش سالانه خیلی کم و بسیار متغیر بوده و در فصل گرم به جهت اینکه رطوبت نسبی به حداقل می‌رسد، تحمل آفتاب طاقت فرساست (علوی طالقانی، ۱۳۸۱).

منابع آبهای زیرزمینی ناحیه شیرگشت کاملاً به وضع زمین‌شناسی آن بستگی دارد. در هر کجا که آب با شوری کمتر و به مقدار کافی وجود دارد، آبادیهای بزرگتر بوجود آمده و منابع آب هم مربوط به توده‌های ضخیم آهک و دولومیت می‌باشد (روتنر و همکاران، ۱۹۶۸). با توجه به شرایط آب و هوایی و کمبود منابع آبی، فعالیت کشاورزی و نیز پوشش گیاهی منطقه بسیار ضعیف می‌باشد.

۱-۳- ژئومورفولوژی

ناحیه شیرگشت را می‌توان از لحاظ مورفولوژی و زمین‌شناسی به دو واحد مختلف تقسیم نمود:

۱- کوههای پیرحاجات در غرب که این کوهها ادامه شمالی کوههای کلمرد بوده و مرز غربی

حوضه طبس نیز می‌باشند و قدیمی‌ترین واحد سنگی آن، سازند جمال به سن پرمین می‌باشد.

۲- کوههای درنجال که شامل مجموعه‌ای از کوههای منفرد می‌باشد و در قسمت مرکزی برگه

۱:۱۰۰۰۰۰ شیرگشت واقع شده است. این کوهها در اثر بالازدگی سنگهای پالئوزوئیک زیرین

بوجود آمده‌اند و در آن کوهها و تپه‌ها بصورت گروههای کم و بیش مجزا دیده می‌شوند.

مرز بین کوههای درنجال و پیرحاجات گسله است. این گسل توسط روتنر و همکاران (۱۹۶۸)، گسل

چاه سرب نامیده شده است و در واقع ادامه شمالی گسل کلمرد می‌باشد. سنگهای آذرین مورد مطالعه

در درون ردیف‌های رسوبی پالئوزوئیک زیرین کوههای درنجال رخنمون دارند.

بلندترین ارتفاع واقع در کوههای درنجال، قلّه شورم به ارتفاع ۱۲۷۶ متر می‌باشد که در ۲ کیلومتری جنوب غرب روستای درنجال قرار دارد. بطور کلی منطقه مورد مطالعه دارای توپوگرافی نسبتاً متغیری است، بگونه‌ای که سازندهای شیرگشت و نیور که در قسمتهای مرکزی و جنوبی منطقه قرار دارند از مورفولوژی ملایمی برخوردارند و بیشتر بصورت تپه‌های کم ارتفاع و هموار دیده می‌شوند. ولی سازندهای زاگون، لالون و کالشانه که در قسمتهای شمالی واقعند، دارای مورفولوژی خشن‌تری بوده و عمدتاً ارتفاعات منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند.

۱-۴- مطالعات قبلی

از جمله مطالعات زمین‌شناسی که بر روی سنگهای پالئوزوئیک نواحی اطراف طبس (شیرگشت، ازبک کوه، ...) صورت گرفته است، می‌توان به کارهای فلوگل (۱۹۶۱)، روتنر (۱۹۶۵)، اشتوکلین و همکاران (۱۹۶۵)، سارتنر (۱۹۶۶)، استیانوف (۱۹۶۷)، والیسر (۱۹۶۸)، روتنر و همکاران (۱۹۶۸)، مهرجردی و قویدل سیوکی (۱۳۷۴) اشاره نمود، که اغلب آنها مربوط به مطالعات چینه‌شناسی و پالئوتولوژیکی هستند.

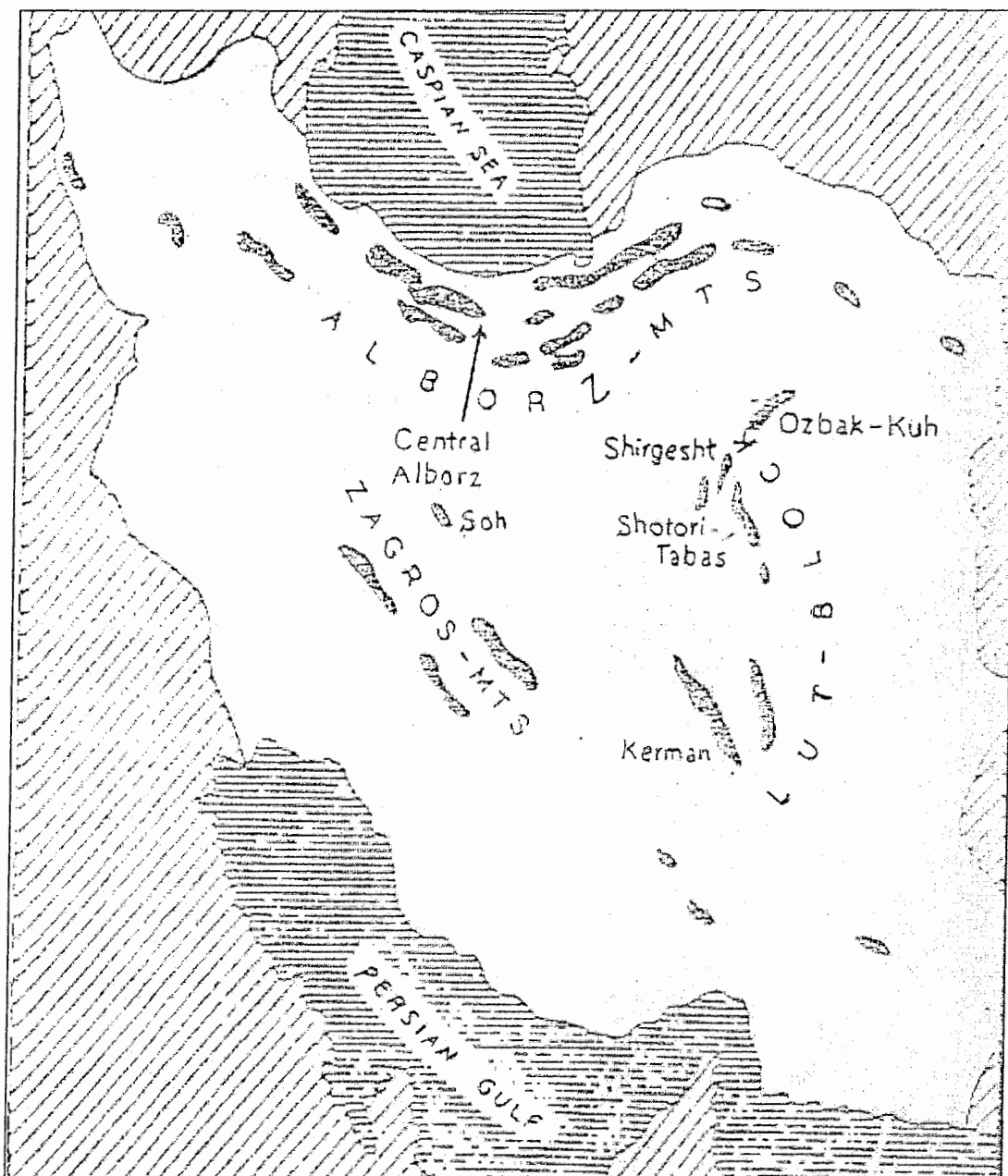
از این میان نتایج مطالعات و کارهای روتنر، نبوی و حاجیان (۱۹۶۸) در ناحیه شیرگشت، در گزارش شماره ۴ سازمان زمین‌شناسی کشور انتشار یافته و در همین رابطه و قبل از انتشار گزارش نقشه‌ای در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ تحت عنوان نقشه ناحیه شیرگشت در سال ۱۹۶۶ منتشر شد که در سال ۱۹۹۴ نیز با انجام اصلاحاتی توسط سازمان زمین‌شناسی مجدداً به چاپ رسیده است. همچنین نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ چاه سرب (عشق‌آباد) بر اساس مطالعات زمین‌شناسی روتنر و همکاران (۱۹۶۸) و سعیدی در سال ۱۳۷۰ توسط سازمان زمین‌شناسی کشور به چاپ رسیده است. در گزارش و نقشه تهیه شده توسط روتنر و همکاران (۱۹۶۶، ۱۹۶۸)، به وجود سنگهای آذرین بازیک در واحدهای رسوبی پالئوزوئیک زیرین کوههای درنجال اشاره شده است. در این گزارش تمامی سنگهای آذرین موجود در سازندهای سلطانیه، زاگون، لالون، کالشانه، درنجال و شیرگشت با نام دلریت و نیز سنگهای آذرین موجود در سازند نیور الیوین بازالت معرفی شده‌اند.

۱-۵- هدف از این مطالعه

حضور سنگهای آذرین نفوذی و خروجی در واحدهای رسوبی پالئوزوئیک زیرین مناطق مختلف ایران (شکل ۱-۲) از مسائل مهم زمین‌شناسی ایران است. تاکنون هیچ مطالعه جامع و کاملی در مورد سنگهای آذرین موجود در این منطقه از ایران مرکزی و جایگاه رخداد آنها صورت نگرفته است و این سنگها تنها در حد توصیف صحرایی و پتروگرافی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. لذا مطالعه دقیق پترولوژیکی سنگهای آذرین این منطقه می‌تواند مکمل اطلاعات موجود در خصوص سرگذشت زمین‌شناسی و رژیم زمین‌ساختی- ماگمایی حاکم بر ایران و بخصوص ایران مرکزی در خلال پالئوزوئیک زیرین باشد.

۱-۶- روشهای مطالعاتی

به منظور انجام این مطالعه، ابتدا تعداد ۳۰ عدد عکس هوایی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰، نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ و نیز تصاویر ماهواره‌ای منطقه تهیه و مورد بررسی قرار گرفته است. مطالعات صحرایی در آبان سال ۱۳۸۴ انجام و نمونه‌برداری دقیق از رخنمون‌های سنگی موجود در منطقه صورت گرفت و مختصات محل دقیق برداشت نمونه‌ها توسط GPS تعیین شده است. از نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۴۰ عدد مقطع نازک تهیه و پس از مطالعات پتروگرافی بر حسب ضرورت از نمونه‌های سالم و دارای حداکثر تنوع ترکیبی ۱۲ نمونه جهت تجزیه شیمیایی انتخاب شد. سپس نمونه‌های انتخاب شده در آزمایشگاه Actlab کانادا به روش ICP- MS مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه توسط نرم‌افزار Excell و نرم‌افزارهای پترولوژیکی Igpet، Minpet، Newpet و GCDKit پردازش شده‌اند.



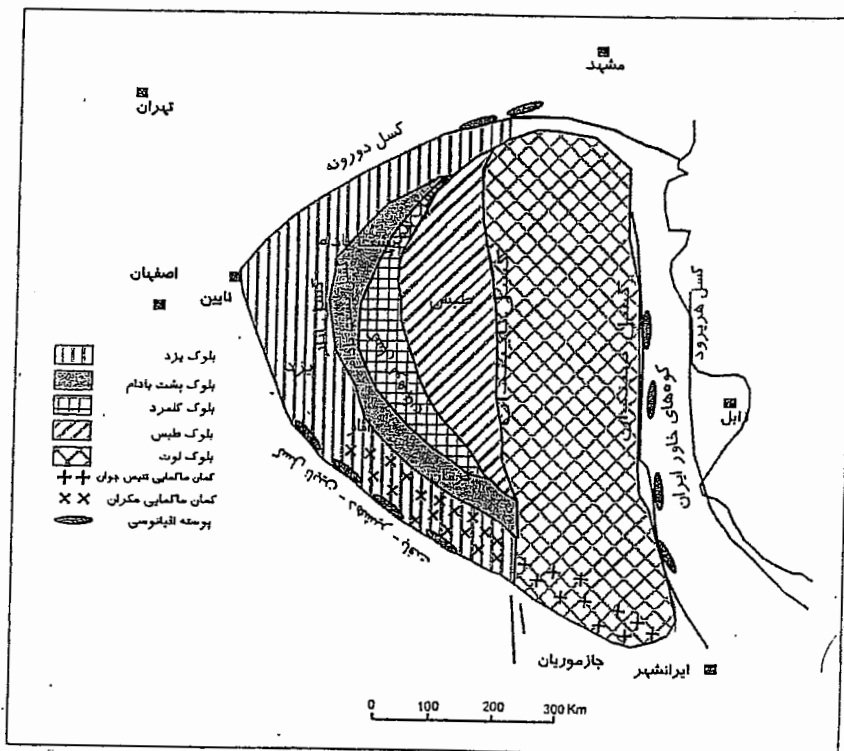
شکل ۱-۲- بیرون زدگیهای سنگهای پالئوزوئیک ایران (اقتباس از ودینگ، ۱۹۸۳).

فصل دوم

زمین شناسی عمومی منطقه

۱-۲- مقدمه

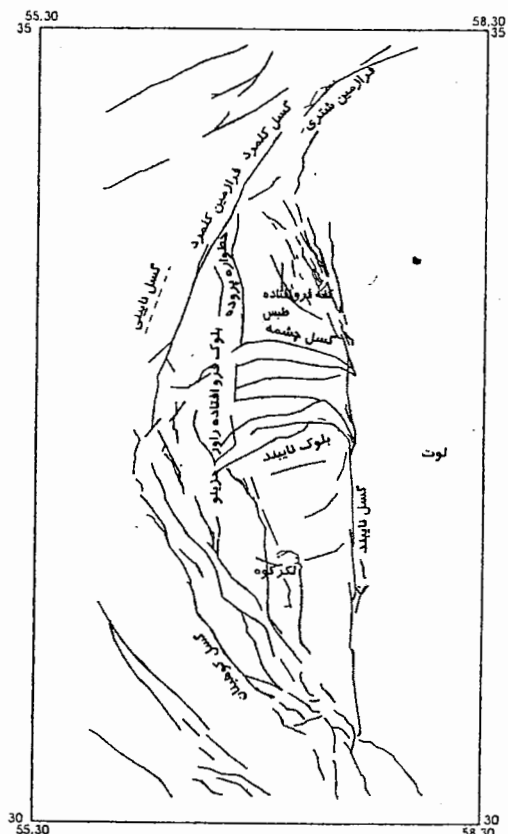
منطقه مورد مطالعه قسمتی از بلوک طبس، واقع در خرده قاره ایران مرکزی می‌باشد. خرد قاره ایران مرکزی بخشی از ایران میانی است که توسط زمین‌درزهای افیولیتی سیستان، نائین، بافت، گسل درونه و افیولیت‌های کاشمر- سبزوار احاطه شده است و توسط گسل‌های امتدادلغز راستگرد طویلی که به سمت غرب خمیدگی دارند، به بلوک‌های لوت، طبس، کلمرد، پشت بادام و یزد قابل تقسیم می‌باشد (شکل ۱-۲). بلوک طبس نیز خود به چند بخش و بلوک کوچک‌تر تقسیم می‌شود که شامل فرازمین شتری، کفه فروافتاده طبس، بلوک نایبند و بلوک راور- مزینو می‌باشند (آقنابتی، ۱۳۸۳؛ اشکال ۲-۲ و ۳-۲).



شکل ۱-۲- محدوده خرده قاره ایران مرکزی و زیر پهنه‌های آن (اقتباس از آقنابتی، ۱۳۸۳).



شکل ۲-۳



شکل ۲-۲

شکل ۲-۲ و ۳-۲- بلوک طبس و زیر پهنه‌های آن (آقناتی، ۱۳۸۳).
در شکل ۲-۳ موقیت کوههای درنجال نیز نمایش داده شده است.

بربریان و کینگ (۱۹۸۱) بر اساس داده‌های پالئومغناطیس و تشابه رسوبات پراکنده پرکامبرین پسین و پالئوزوئیک در ایران مرکزی، البرز، سالت رنج پاکستان، زاگرس و قسمت‌های جنوب شرقی ترکیه این مناطق را در زمان فوق‌الذکر بخشی از سرزمین گندوانا دانسته‌اند.

همانگونه که قبلاً ذکر شد ناحیه شیرگشت از دو واحد مورفولوژیکی و زمین‌شناسی مختلف شامل کوههای درنجال و پیرحاجات تشکیل شده است. کوههای درنجال از لحاظ ساختاری متعلق به بلوک طبس هستند. در صورتی که کوههای پیرحاجات ادامه شمالی کوههای کلمرد بوده و در واقع بخشی از بلوک کلمرد می‌باشد. این تفاوت در الگوی ساختاری منجر به تفاوت آشکار در مسیر تکاملی این دو بلوک در طول تاریخ زمین‌شناسی شده است.

۲-۲- پیکره‌های سنگی منطقه شیرگشت

روتنر و همکاران (۱۹۹۴) در نقشه زمین شناسی ناحیه شیرگشت با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ واحدهای سنگ چینه‌ای منطقه را به نقشه در آورده‌اند. این نقشه بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط روتنر و همکاران (۱۹۶۸) می‌باشد که در گزارش شماره ۴ سازمان زمین‌شناسی موجود است. بخشی از این نقشه به همراه دو برش شماتیک از کوههای درنجال در شکل‌های ۲-۴ و ۲-۵ ارائه شده است. در این نقشه واحدهای سنگی مختلف رسوبی و آذرین با سن کامبرین تا عهد حاضر به شرح ذیل دیده می‌شوند.

۲-۲-۱- پیکره‌های رسوبی

بطور کلی سنگهایی که در ناحیه شیرگشت رخنمون دارند شامل یک ردیف رسوبی به ضخامت تقریبی ۱۵۰۰۰ متر به شرح ذیل هستند.

الف- پالئوزوئیک

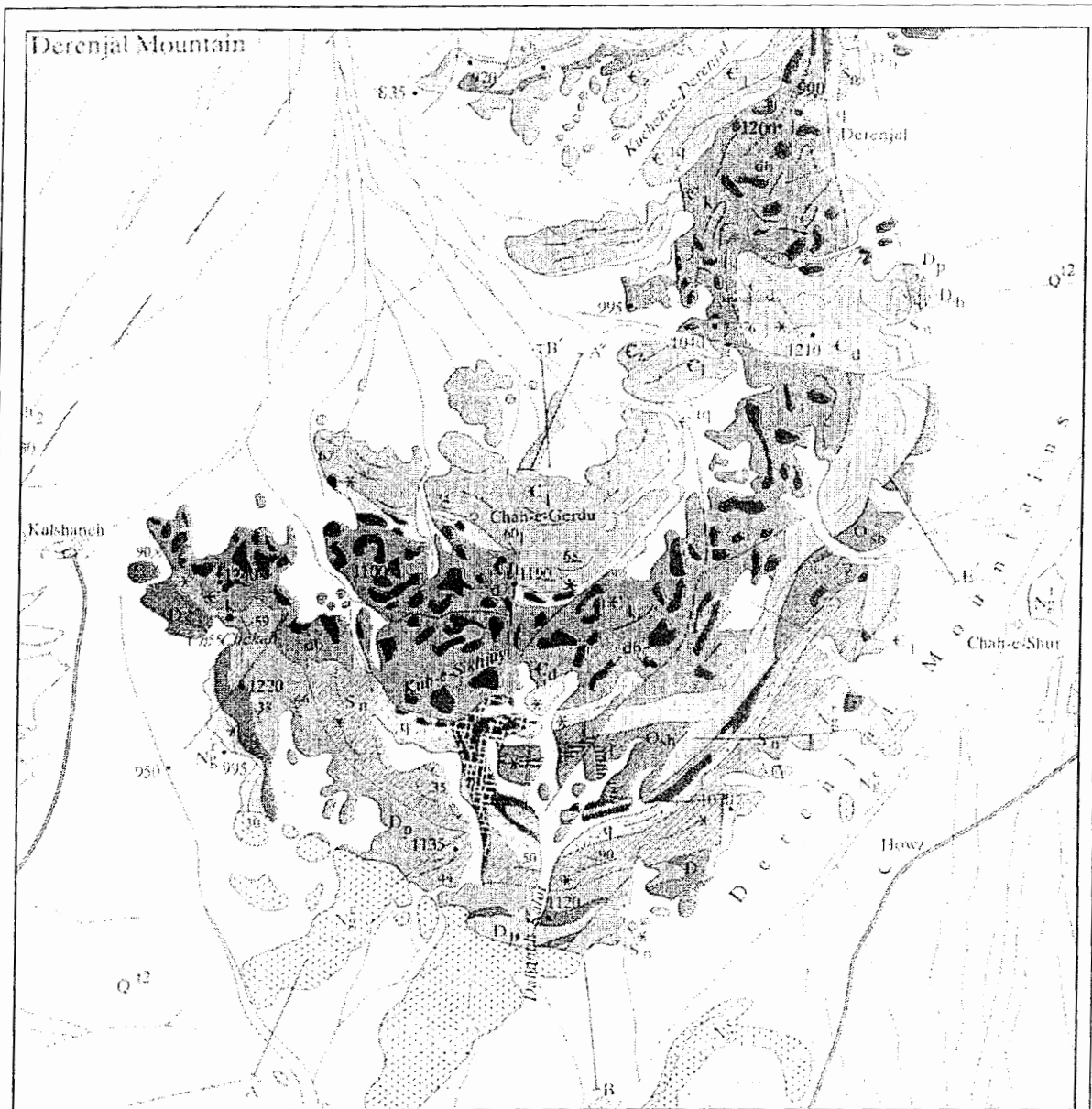
در منطقه طبس توالی تقریباً کاملی از رسوبات پالئوزوئیک را می‌توان مشاهده کرد (شکل ۲-۶). این رسوبات در منطقه شیرگشت، فقط در قسمت شرقی گسل چاه سرب دیده می‌شوند و در کوههای پیرحاجات، قدیمی‌ترین رسوبات مربوط به سازند جمال به سن پرمین می‌باشند.

- کامبرین پیشین

به نظر آقانباتی (۱۳۸۳) در گستره وسیعی از ایران مرکزی از جمله شیرگشت، سنگهای کامبرین همان ویژگیهای کامبرین البرز را دارند، به گونه‌ای که در این نواحی نیز استفاده از نامهای سلطانیه، باروت، زاگون، لالون و میلا امکان پذیر است.

- سازند سلطانیه

در غرب روستای درنجال و در جنوب چشمه شورم، رشته کوهی با شیب تند و به رنگ تیره قرار دارد که کوه چشمه شورم نامیده می‌شود. سنگهای تشکیل دهنده این کوه شامل دولومیت‌های چرتی



LEGEND

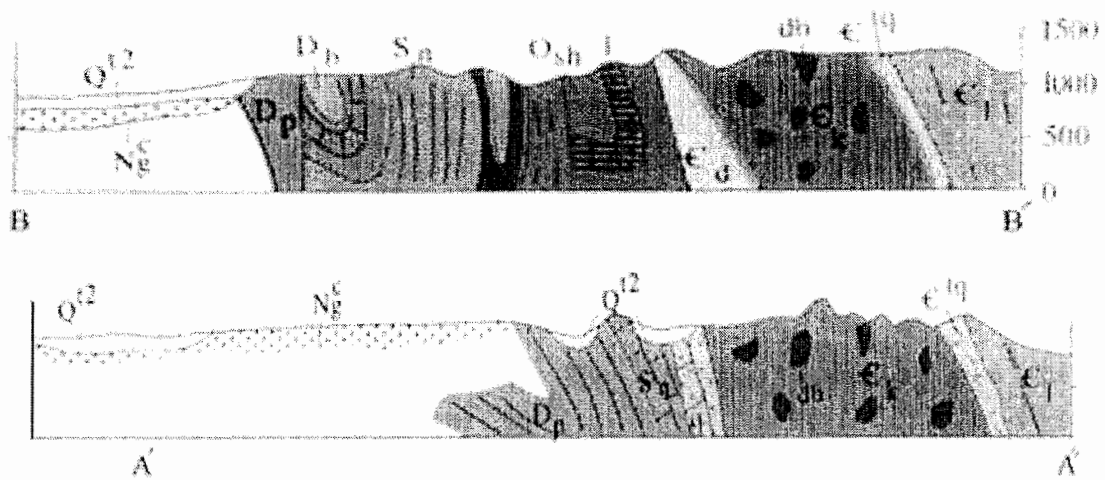
P A L E O Z O I C	DEVONIAN	Early	M-L	D _b	D _b : BAHRAM FORMATION	
				D _s	D _s : SIBZAR FORMATION	
				D _p	D _p : PADEHA FORMATION	
	ORDO. SILUR.	Middle-Late			S _n	S _n : NIUR FORMATION
					O _{sh}	O _{sh} : SHIRGESHT FORMATION
					E _d	E _d : DERENJAL FORMATION
					E _k	E _k : KALSHANEH FORMATION
					E _{tq}	E _{tq} : TOP QUARTZITE
	EARLY	EARLY			E _l	E _l : LALUN FORMATION
					E _z	E _z : ZAGUN FORMATION
					E _{br}	E _{br} : BARUT FORMATION
					E _s	E _s : SOLTANIEH FORMATION
					Ch	Ch : CHAPOGHLU SHALE MEMBER
			t _s			

0 1 2 3 4 5 km

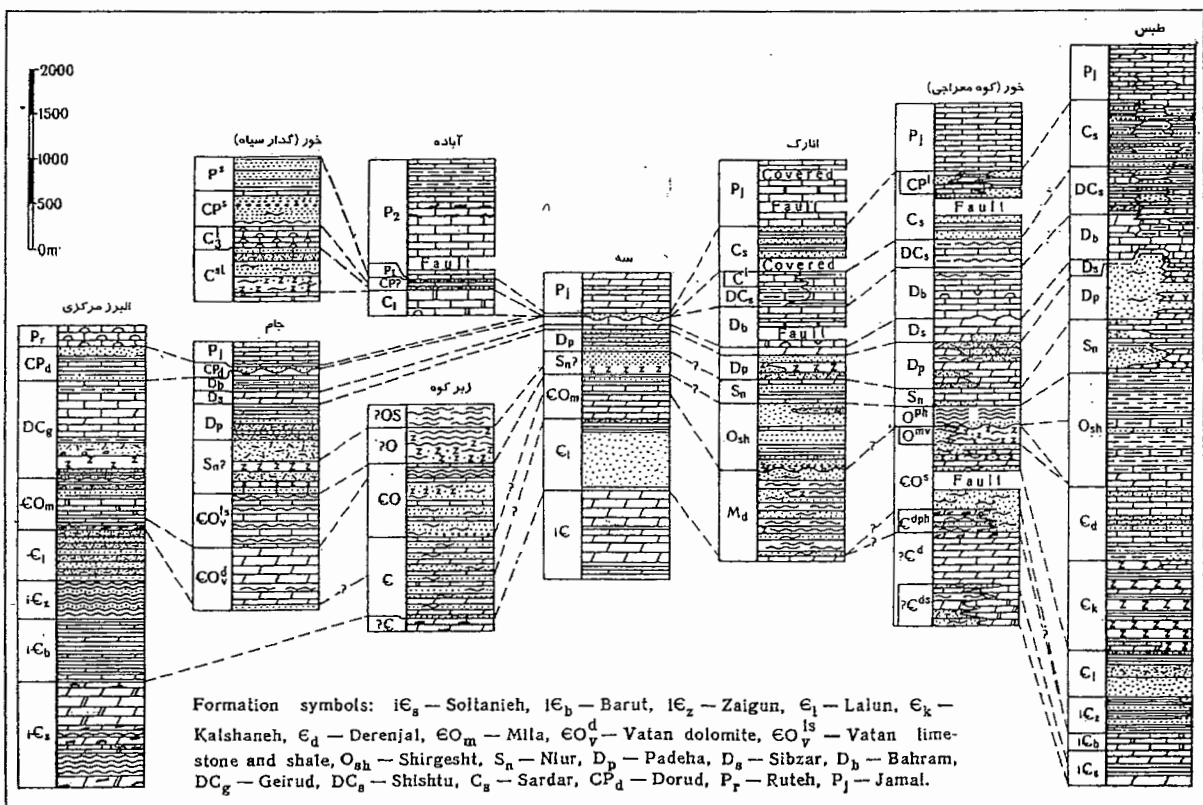
شکل ۲-۳ بخشی از نقشه ناحیه شیرگشت، تهیه شده توسط روتنر و همکاران (۱۹۹۴).

Q : QUATERNARY
Ng: NEOGENE

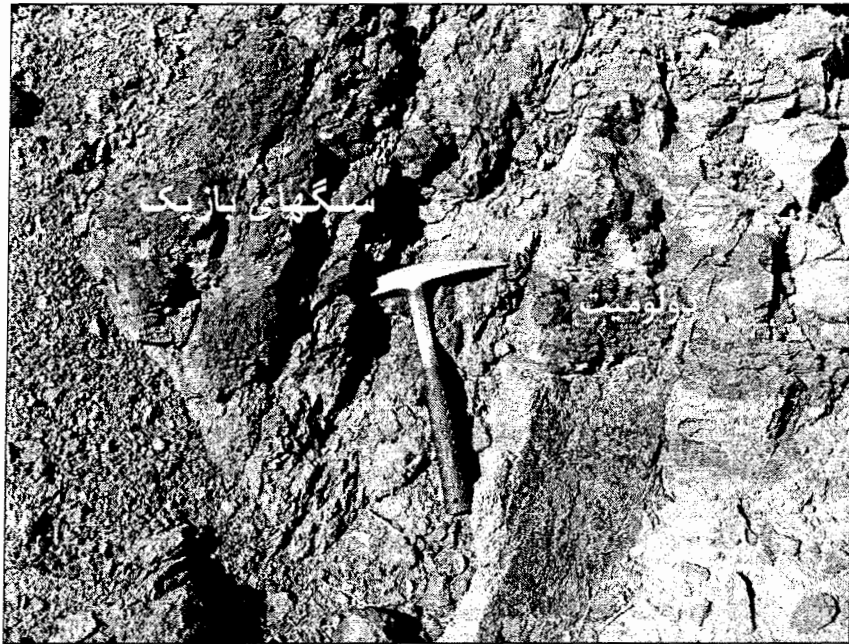
d: IGNEOUS ROCKS



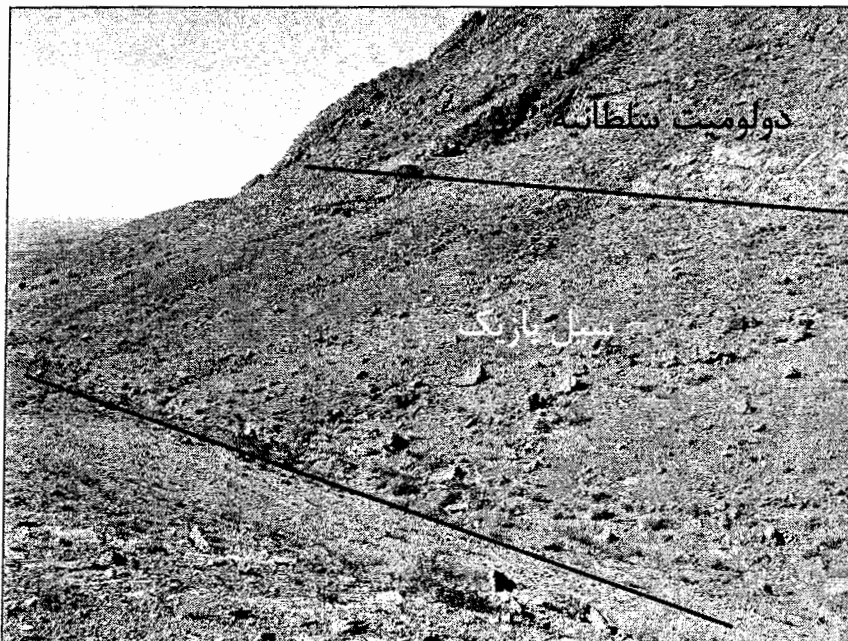
شکل ۲-۵- برشهای شماتیک از کوههای درنجال (روتتر و همکاران، ۱۹۶۸).
جهت‌های برش بر روی نقشه ۲-۴ مشخص شده‌اند.



شکل ۲-۶- مقایسه توالی‌های پالئوزوئیک در نقاط مختلف ایران (آیستوف و همکاران، ۱۹۸۴).



شکل ۲-۷- دگرسانی شدید در یکی از سیلهای موجود در سازند سلطانیه و در نزدیکی محلی به نام چشمه شورم.



شکل ۲-۸- نمایی از یک سیل با ضخامت ۱۰ متر در سازند سلطانیه که در اثر فرسایش آن دره‌ای طولیل ایجاد شده است.

- سازند باروت

دولومیت سلطانیه توسط آهکی که بطور بخشی دولومیتی و سیلیسی شده و نیز مقداری شیل و ماسه سنگ و یک لایه شاخص از آهک تیره پوشیده می‌شود. این رسوبات معرف سازند باروت در کوههای درنجال و منطقه شیرگشت می‌باشند و از برخی جهات با سازند باروت در شمال ایران کاملاً تفاوت دارند. به عنوان مثال میان لایه‌های شیل‌های ارغوانی و سبز در بین لایه‌های دولومیت و آهک که یکی از ویژگیهای سازند باروت می‌باشد در این منطقه بطور کامل دیده نمی‌شود.

در گذشته این سازند را همانند سازند سلطانیه به عنوان بخشی از مجموعه اینفراکامبرین در نظر می‌گرفتند، ولی یافته‌های جدید فسیل‌شناسی، جایگاه چینه‌شناسی و همچنین وجود انواع گوناگونی از سنگواره‌ها سبب شده که سن قطعی این سازند بوتومین (Botomian) کامبرین زیرین در نظر گرفته شود (حمدی، ۱۳۷۴). در این سازند نیز همانند سازند سلطانیه، تعدادی سیل بازیک با درجات دگرسانی شدید دیده می‌شود که به همراه آهکهای موجود در این سازند متحمل چین‌خوردگی شده‌اند. رخنمون این سنگها را که مورفولوژی صخره‌ساز ایجاد کرده‌اند، می‌توان در جنوب شرق چشمه شورم دید.

گذر سازند باروت با سازند سلطانیه (در زیر) و سازند زاگون (در بالا) در منطقه شیرگشت بصورت تدریجی می‌باشد و ضخامت آن توسط افتخار نژاد در جنوب چشمه شورم ۱۸۸ متر اندازه‌گیری شده است.

- سازندهای زاگون و لالون

در منطقه شیرگشت مشابه هر جای دیگر در ایران، سازند باروت بوسیله شیل‌های سیلنتی میکادار زاگون که بطور متناوب دارای لایه‌های نازک و ریزدانه ماسه‌سنگ است، پوشیده می‌شود. ادامه توالی به سمت بالا به یک ماسه‌سنگ کوارتزیتی سرخ رنگ ختم می‌شود. در مقایسه با سازندهای زاگون و لالون در شمال ایران، سازند زاگون در ناحیه شیرگشت بیشتر ماسه‌ای می‌باشد و مرز بین سازندهای زاگون و لالون کمتر مشخص و قابل تفکیک است. سازند زاگون بجز ناحیه شیرگشت، در برش‌های دیگر فاقد سنگواره می‌باشد. حمدی (۱۳۷۴)، سن این سازندها را معادل کامبرین پیشین و به احتمال

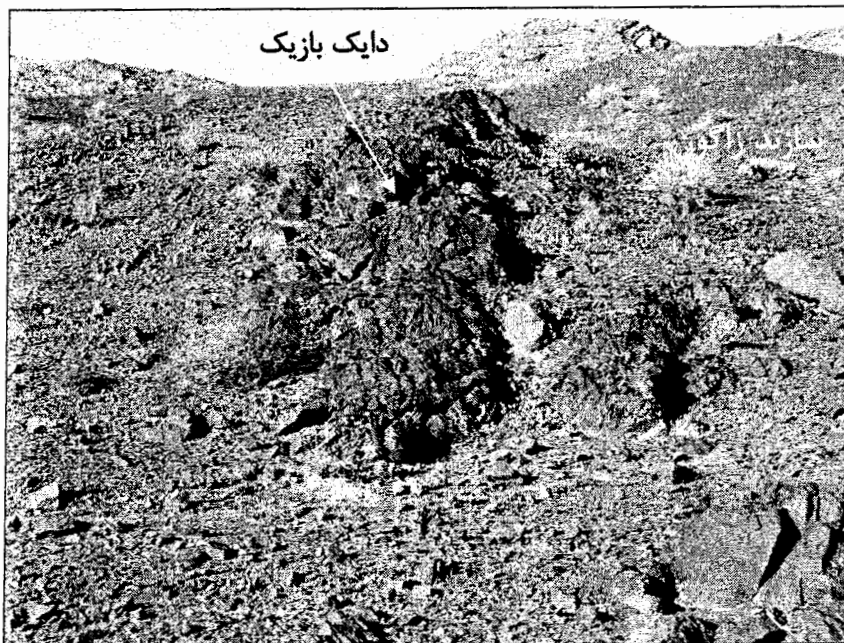
هم ارز اشکوب تویونین (Toyonian) می‌داند. البته کوارتزیت رأسی که از کوارتزیت و ماسه‌سنگ درشت‌دانه همراه با چینه‌بندی متقاطع تشکیل شده است دارای سن کامبرین میانی می‌باشد. در محل برش الگو در دامنه شرقی دره لالون و سایر نقاط ایران، سازند لالون دارای ضخامت متغیری (۴۰۰-۶۰۰ متر) از ماسه‌سنگهای آرکوزی متوسط دانه، کوارتزی، متراکم و به رنگ سرخ ارغوانی است که با داشتن چینه بندی متقاطع و موج نقش شاخص است. در برش تهیه شده توسط نبوی و حاجیان (در روتتر و همکاران، ۱۹۶۸) در غرب روستای درنجال، ضخامت سازند لالون ۵۰۶ متر اندازه‌گیری شده است و از پایین به بالا شامل سه عضو ماسه‌سنگی، شیلی و کوارتزیت رأسی می‌باشد.

این سازندها در ناحیه شیرگشت، مشابه سازندهای سلطانیه و باروت دارای رخنمونهایی از سنگهای بازیک می‌باشند. بر خلاف سازندهای سلطانیه و باروت که در آنها رخنمون سنگهای بازیک غالباً به شکل سیل می‌باشند، در سازندهای زاگون و لالون این سنگهای بازیک غالباً به شکل دایک دیده می‌شوند (شکل ۲-۹). این سنگهای آذرین نیز درجات دگرسانی شدیدی را متحمل شده و به رنگ سبز و سبز روشن حضور دارند.

با وجود گستردگی زیاد سازند لالون در ایران و برخی از کشورهای دیگر، منشأ این ماسه‌سنگهای کوارتزی روشن نیست. اما وجود گارنت، آپاتیت، گلوکونیت و فسفات سبب شده تا این ماسه‌سنگها را نتیجه تخریب توده‌های گرانیتی و سنگهای دگرگونی بدانند که در محیطهای رودخانه‌ای اکسیده انباشته شده‌اند. به نظر لاسمی و همکاران (۱۳۷۹)، تغییرات قائم رخساره‌های رسوبی سازندهای زاگون و لالون نشان‌دهنده بخشی از یک ابر توالی است که از رسوبگذاری در زیر محیطهای گوناگون ساحلی- دلتایی، رودخانه مئاندری و پلایایی بر روی یکدیگر پدید آمده‌اند.

- کامبرین میانی و بالایی

در ناحیه شیرگشت، بر روی سازند لالون یک توالی از دولومیت، آهک، شیل، سیلتستون و ماسه-سنگ با محدوده سنی کامبرین میانی- بالایی تا اردوئین قرار می‌گیرد. این توالی که توسط روتتر و همکاران (۱۹۶۸) معرفی شده است شامل سه سازند کالشانه، درنجال (به سن کامبرین میانی- بالایی) و شیرگشت (به سن اردوئین) و قابل مقایسه با گروه میلا در بخشهای شمالی ایران می‌باشد.



شکل ۲-۹- یکی از دایکهای موجود در سازند زاگون که متحمل درجات شدید دگرسانی شده است.

- سازند کالشانه

لیتولوژی این سازند شامل مجموعه درهم و نامنظمی از دولومیت، آهک، شیل‌های دولومیتی و سنگهای آذرین نفوذی به شرح زیر می‌باشد:

- دولومیت ریزدانه، به رنگ سیاه، خاکستری و خاکستری تیره، و در برخی مواقع دارای لایه‌هایی از چرت

- آهک، به رنگ تیره و خاکستری مایل به آبی و نودولار، گاهی همراه با چرت و نوارهای چرتی

- شیل‌های دولومیتی، به رنگ سرخ و زرد، برخی مایل به سبز یا خاکستری، کمی ماسه‌ای، بطور متناوب حاوی ژپس و دیگر تبخیریها

- سنگهای آذرین با ترکیب عمدتاً بازیک

این سازند بدلیل نداشتن نظم چینه‌ای، فاقد برش الگو بوده و ضخامت آن حدود ۱۰۰۰ متر برآورد شده است. تاکنون هیچگونه فسیلی به استثنای اثرات صدف‌ها و ساختمان‌های کرینوئید مانند موجود در آهکها در آن دیده نشده، ولی با توجه به جایگاه چینه‌شناسی، سن کامبرین میانی برای آن در نظر گرفته شده است. سازند کالشانه معادل ممبر ۱ سازند میلا می‌باشد و در روی زمین ظاهری به رنگ

سیاه، سبز و سرخ دارد. در واقع حضور انواع مختلف سنگهای رسوبی و آذرین به اشکال نامنظم و با رنگهای مختلف باعث ایجاد تنوع رنگی زیادی در این سازند شده است (شکل ۲-۱۰). اگرچه این سازند از لحاظ ساختمانی با ممبر ۱ میلا تفاوت‌های زیادی دارد، اما دولومیتها و شیل‌های رنگارنگ آنها بسیار شبیه به یکدیگر می‌باشند. همچنین دولومیت‌های سازند کالشانه دارای شباهتهایی با سازند سلطانیه بوده و نشان دهنده محیط دریایی کم عمق می‌باشند. مرز این سازند با کوارتزیت رأسی (در زیر) و سازند درنجال (در بالا) بصورت عادی و همشیب است که مرز همشیب این سازند با کوارتزیت رأسی را می‌توان در جنوب غرب محلی بنام دره کوچه درنجال دید و مرز بالایی آن با سازند درنجال در جنوب و جنوب غرب درنجال رخنمون دارد (روتتر و همکاران، ۱۹۶۸).

یکی از مهمترین ویژگی‌های سازند کالشانه حضور حجم وسیع سنگهای نفوذی به رنگ سیاه، سبز، خاکستری و صورتی است که تا حدود زیادی متحمل دگرسانی شده‌اند و بدون هیچ نظم و ترتیب خاصی در درون این سازند پراکندگی دارند. حجم این سنگهای آذرین به حدی است که در برخی از قسمت‌ها از نظر فراوانی بر سنگهای رسوبی برتری دارند (مانند شرق روستای کالشانه). به همین دلیل روتتر و همکاران (۱۹۶۸)، این سازند را به عنوان یک برش ولکانیکی در ابعاد بزرگ توصیف کرده‌اند. مطالعات پتروگرافی توسط آنان بر روی این سنگهای آذرین منجر به معرفی آنها به عنوان هورنبلند-اوژیت-دلریت شده است. همچنین در جنوب چاه گردو، سنگهای آذرین بازیک، چندین تپه کوچک سیاه رنگ و غیر دگرسان بسیار سخت را تشکیل می‌دهند که ترکیب آنها الیوین-اوژیت-دلریت تعیین شده است (شکل ۲-۱۱). اما بررسی‌های انجام شده در این تحقیق حضور سنگهای دلریتی را مردود دانسته و نشان دهنده وجود سنگهایی با ترکیب الیوین‌گابرو، گابرو، گابرو دیوریت، دیوریت و مونزودیوریت در این سازند می‌باشد (شکل‌های ۲-۱۲ و ۲-۱۳).

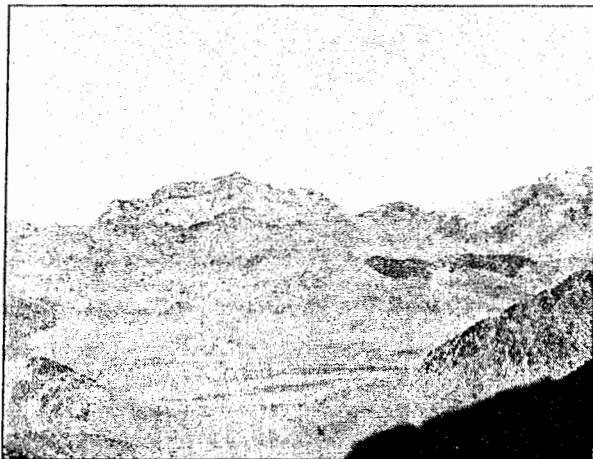
آهکها و دولومیت‌های سازند کالشانه در مجاورت این توده‌های نفوذی متحمل تبلور مجدد و درشت‌تر شدن اندازه دانه‌ها شده و نیز به طور محدود کانی‌سازی آهن به شکل اولیویست در آنها صورت گرفته است (شکل ۲-۱۴). از دیگر اثرات توده‌های نفوذی بر روی سازند کالشانه می‌توان به تشکیل نودول‌های چرتی در آن اشاره کرد. در برخی نقاط نظیر چاه گردو، کوارتزیت رأسی توسط توده‌های نفوذی متأثر شده است، بطوری که این تصور را بوجود می‌آورد که آنها بخشی از سازند کالشانه می‌باشند.

همانگونه که ذکر شد، سنگهای آذرین موجود در سازند کالشانه به رنگهای مختلف سیاه، سبز، خاکستری و صورتی دیده می‌شوند. در واقع مهمترین دلایل تنوع سنگهای آذرین رخنمون یافته در سازند کالشانه مربوط به تنوع ترکیبی و نیز درجات متفاوت دگرسانی در این سنگها می‌باشد. به عنوان مثال سنگهای الیوین‌گابرویی که بصورت چندین تپه کوچک سیاه‌رنگ در مرکز منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند، کمترین میزان دگرسانی را در میان سنگهای آذرین موجود در سازند کالشانه نشان داده و بدلیل مقاومت بالای این سنگها نمونه‌گیری از آنها به سختی امکان‌پذیر است. رنگ تیره این سنگها در ارتباط با حضور فراوان کانیهای مافیک و نیز شدت کم عملکرد فرآیند دگرسانی در این سنگها می‌باشد. اما همین سنگهای الیوین‌گابرویی که غالباً به رنگ بسیار تیره و تقریباً سیاه دیده می‌شوند، در یکی از رخنمون‌های خود دارای بخشهای با رنگ سبز روشن نیز می‌باشند. این سنگهای با رنگ سبز روشن که شدیداً دگرسان شده‌اند، در این محل توسط سنگهای گابرویی بسیار تیره در بر گرفته شده‌اند. تفاوت رنگی این سنگها به حدی است که در نگاه اول بنظر می‌رسد آنها دو مجموعه سنگی جداگانه هستند که بنا به دلایلی در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. اما در واقع این تفاوت رنگی به علت قرارگیری توده الیوین‌گابرویی در مسیر گسل، و در نتیجه شدت متفاوت عملکرد دگرسانی ایجاد شده در آن است. بطوری که قسمتی از سنگهای الیوین‌گابرویی در محل گسل بدلیل مهیا بودن شرایط جهت دگرسانی، بشدت دگرسان شده و در نتیجه تشکیل کانیهای ثانویه نظیر کلریت، اپیدوت به رنگ سبز درآمده‌اند. مثال فوق الذکر تأثیر عملکرد دگرسانی در پیدایش رنگهای متفاوت در سنگهای با ترکیب یکسان را نشان می‌دهد (شکل ۲-۱۵).

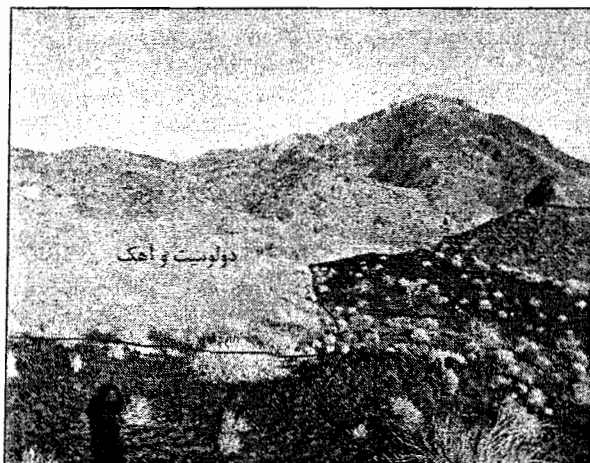
از طرفی سنگهای مونزودیوریتی که رخنمون آنها را تنها می‌توان در چند کیلومتری شرق روستای کالشانه دید، بشدت متحمل دگرسانی شده‌اند. شدت دگرسانی در مونزودیوریت‌ها به حدی است که در اثر ضربه چکش پراحتی خرد شده و به قطعات بسیار کوچک تقسیم می‌شوند. سنگهای مونزودیوریتی مذکور بر روی زمین به رنگهای صورتی و خاکستری دیده می‌شوند. مهمترین دلیل رنگ ظاهری آنها فراوانی زیاد کانیهای درشت پلاژیوکلاز و فلدسپات آلكالن می‌باشد، که در نمونه دستی نیز بخوبی قابل تشخیص‌اند (شکل ۲-۱۶).

یکی از ویژگیهای شاخص سازند کالشانه، تشخیص نسبتاً راحت محدوده گسترش این سازند در صحرا می‌باشد. دلیل این امر در تنوع ترکیبی زیاد سنگهای تشکیل دهنده این سازند، قرارگیری توده‌های

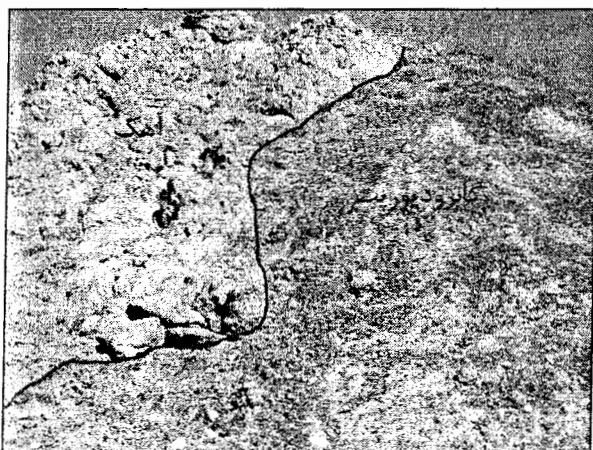
آذرین و نیز مورفولوژی خشن و غیر یکنواخت این سازند نسبت به سازندهای مجاور می‌باشد. بطوری که این ویژگیها سبب شده‌اند تا این سازند حتی از فواصل نسبتاً زیاد نیز براحتی قابل تشخیص باشد.



شکل ۲-۱۰- نمایی از سازند کالشانه. در این سازند سنگهای رسوبی و آذرین بدون هیچگونه نظم و ترتیبی در کنار یکدیگر قرار گرفته و باعث ایجاد تنوع رنگی و ترکیبی خاصی شده‌اند.



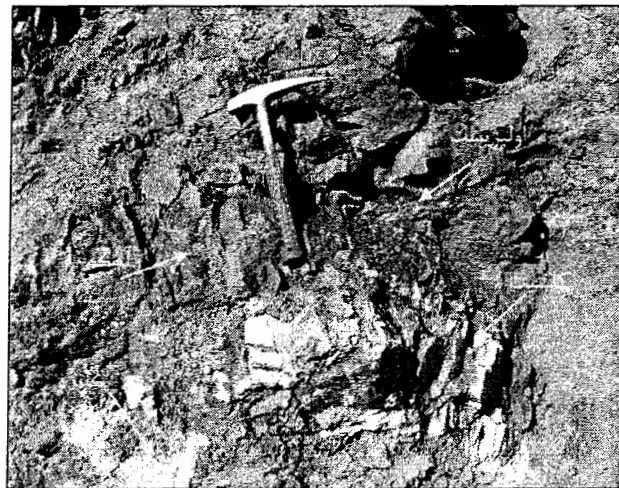
شکل ۲-۱۱- مجاورت الیوین‌گابروها و دولومیت و آهکهای سازند کالشانه که بدون نظم خاصی در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند (جنوب چاه گردو).



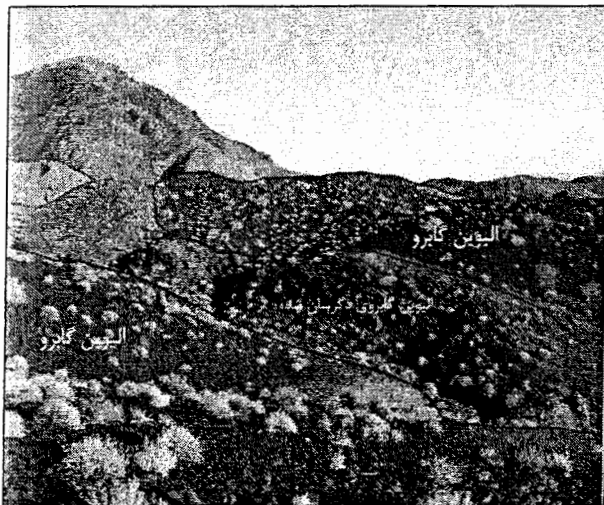
شکل ۲-۱۲- مجاورت گابرو دیوریتها و آهکهای سازند کالشانه (شرق روستای کالشانه).



شکل ۲-۱۳- کنتاكت بين گابرو ديوريتها و دولوميتهاى سازند كالشانه (در محل تماس، سنگهاى دولوميتى متحمل تبلور مجدد شده‌اند).



شکل ۲-۱۴- کانی‌زایی آهن به شکل اولیژیست در محل تماس گابروها با آهک‌های سازند كالشانه (حدود ۴ كيلومترى جنوب شرق روستای كالشانه).



شکل ۲-۱۵- دگرسانی البیون گابروها در سازند كالشانه سبب تغییر رنگ آنها از سیاه به رنگ سبز شده است (جنوب چاه گردو).



شکل ۲-۱۶- سنگهای مونزودیوریتی موجود در جنوب شرق روستای کالشانه.

تنها کانی‌زایی صورت گرفته مرتبط با تشکیل سنگهای آذرین موجود در سازند کالشانه، کانی‌زایی محدود آهن می‌باشد که بصورت پراکنده در قسمت‌های مختلف این سازند (نظیر شرق روستای کالشانه) قابل تشخیص است.

- سازند درنجال

نام سازند درنجال از روستایی به همین نام واقع در ۲۰ کیلومتری شمال- شمال شرق شیرگشت انتخاب شده است. این سازند در ۳ کیلومتری جنوب آبادی درنجال توسط وینسنس و سید امامی اندازه‌گیری شده است (در روتنر و همکاران، ۱۹۶۸). ضخامت این سازند در برش الگو ۸۳۲ متر و شامل سنگ آهک نازک لایه همراه با میان لایه‌هایی مشخص محتوی مارن، سیلتستون و آهک اسپاری می‌باشد که گاهی با ترک‌های گلی و بلورهای دروغین نمک نیز همراه است.

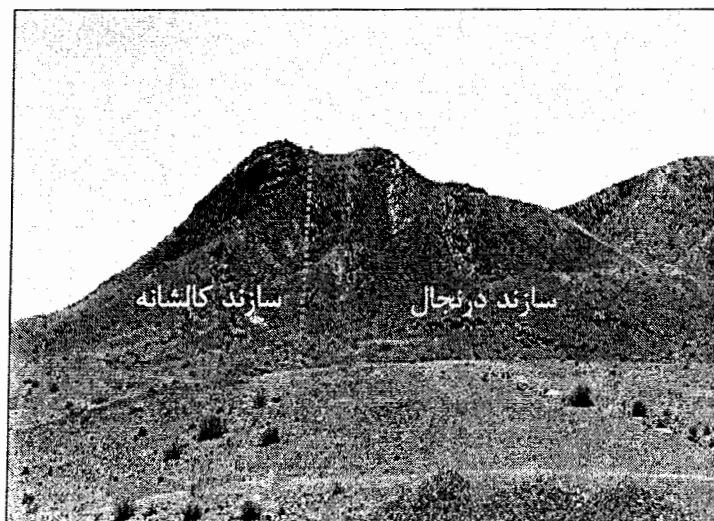
مرز زیرین سازند درنجال با دولومیت‌های تیره سازند کالشانه ناگهانی و بدون ناپیوستگی زاویه‌دار می‌باشد. مرز بالایی آن با وجود یک لایه کلیدی راهنما از سنگ آهک توده‌ای خاکستری رنگ با ضخامت ۲۲ متر و حاوی بازوپایان (نوع Bellingsella) فراوان مشخص است. با توجه به تدریجی بودن گذر کامبرین به اردوئیسین، این لایه کلیدی به عنوان مرز دو سیستم کامبرین و اردوئیسین انتخاب شده است. بر اساس مجموعه بازوپایان موجود در این سازند سن آن انتهای کامبرین میانی و کامبرین پسین تعیین شده است و این سازند معادل عضوهای ۲، ۳ و ۴ سازند میلا در نظر گرفته می‌شود.

در حاشیه شمال غرب کوه‌های درنجال و شرق و شمال شرق چشمه شورم، یک سری از سنگهای آهکی با تناوبهایی از اسلیت نازک لایه و شیل‌های اسلیتی و فیلیتی دیده می‌شوند که متحمل

دگرگونی ضعیفی شده‌اند. این سنگها توسط روتنر و همکاران (۱۹۶۸) بنام لایه‌های شورم نامیده شده‌اند. در گذشته از لایه‌های شورم به عنوان پی سنگ پرکامبرین در ناحیه شیرگشت نام برده می‌شد، ولی مطالعات جدیدی که بر اساس فسیلهای موجود در آن صورت گرفته است، سن کامبرین و معادل سازند درنجال را برای این لایه‌ها نشان می‌دهد.

بطور کلی سازند درنجال بصورت تپه‌های با شیب ملایم و به رنگ قهوه‌ای روشن و خاکستری دیده می‌شود، که به سمت لایه‌های جوانتر از مورفولوژی ملایمتری برخوردار است. تشخیص این سازند از سازند کالشانه در صحرا با توجه به تفاوت مورفولوژی، رنگ و جنس سنگهای تشکیل دهنده این دو سازند براحتی امکان پذیر است (شکل ۲-۱۷). بدین ترتیب که سازند درنجال دارای مورفولوژی ملایمتر و لایه‌بندی مشخص است، در صورتی که سازند کالشانه دارای مورفولوژی خشن و فاقد نظم و لایه‌بندی خاصی می‌باشد. همچنین سازند درنجال در قسمتهای تحتانی خود به رنگ قهوه‌ای روشن و زرد و حاوی اشکال دروغین نمک می‌باشد. ولی دولومیت‌های سازند کالشانه به رنگ تیره‌اند و حضور فراوان سنگهای آذرین در درون این سازند تنوع رنگی خاصی به آن داده است.

سازند درنجال علاوه بر نواحی برش الگوی آن واقع در جنوب درنجال، در شمال درنجال و غرب چاه بابا علی، در شمال غرب راور، در ناحیه فیض آباد تربت‌حیدریه (علوی نائینی و بهروزی، ۱۳۶۶) و در ناحیه جام (علوی نائینی، ۱۳۷۲) نیز دیده شده است. همچنین سازند درنجال را می‌توان با سازند کوه‌بنان مقایسه کرد که توسط هوکریده و دیگران (۱۹۶۲) در ناحیه کرمان معرفی شده است.



شکل ۲-۱۷- مرز بین سازند کالشانه و درنجال در شمال دهانه کلوت.

- اردویسین

سنگهای اردویسین در ایران دارای گسترش محدودی بوده و به استثنای ناحیه شیرگشت، در سایر نقاط سنگهای اردویسین با یک واحد آواری متشکل از ماسه‌سنگهای کوارتزی سفید رنگ آغاز می‌شوند که ارتباط آنها با سنگهای قدیمی‌تر ناپیوسته و از نوع ناپیوستگی فرسایشی می‌باشد. ردیف‌های اردویسین در ایران بیشتر از نوع شیل، سیلتستون و ماسه سنگ است که با داشتن رنگ مایل به سبز و سنگواره‌هایی از نوع تریلوبیت، بازوپا و سیستوئیدها شاخص هستند. ثابت بودن نسبی رخساره سنگهای اردویسین می‌تواند حاکی از محیطهای دریایی کم عمق کنار قاره‌ای در سراسر ایران باشد (آقناباتی، ۱۳۸۳).

به نظر آقناباتی (۱۳۸۳) توزیع جغرافیایی سنگهای اردویسین در نقاط مختلف البرز- آذربایجان (اسفراین، شمال شاهرود، علم کوه، میلا کوه،...)، ایران مرکزی (شیرگشت، کلمرد، کرمان،...) و زاگرس (زرد کوه، گهگم، فراقان) نشان می‌دهد که با وجود رخنمون‌های محدود و پراکنده، پیشروی دریای اردویسین بسیار گسترده بوده است، به طوری که حتی پاره‌ای از فرازمین‌های کهن پرکامبرین مانند کلمرد (غرب طبس) و علم کوه با دریای پیشرونده اردویسین پوشیده شده‌اند. لذا نبود و کمبود رخنمون‌های اردویسین را می‌توان حاصل چرخه‌های فرسایشی پس از اردویسین دانست (شکل ۲-۱۸).

- اردویسین در ناحیه شیرگشت

سازند شیرگشت نشان دهنده سومین سازند از گروه میلا در ناحیه شیرگشت می‌باشد و بخش نسبتاً کوچکی از جنوب و جنوب شرق کوه‌های درنجال را می‌پوشاند. طبق گزارش روتنر و همکاران (۱۹۶۸)، لایه‌های مختلف سازند شیرگشت در محل برش الگو واقع در شمال دهانه کلوت، در سال ۱۹۶۸ توسط آقایان وینسنس و سید امامی اندازه‌گیری و ضخامت آن ۱۲۳۶ متر تعیین شده است که عمدتاً شامل مارن، آهک، سیلتستون و ماسه سنگ و به رنگ سبز مایل به قهوه‌ای و حاوی میان لایه‌هایی از آهک قرمز می‌باشد.

بطور کلی ۳ بخش قابل تشخیص در این سازند به شرح زیر می‌باشند:

۱- بخش تحتانی با ضخامت ۵۷۰ متر که در پایین عمدتاً از آهک نودولار و در بالا از مارن تشکیل شده است.

۲- یک افق میانی به ضخامت ۱۶۶ متر و با فسیلهای فراوان که بوسیله آهکهای ماسه‌ای و مارن‌های سبز مشخص است. این افق حاوی فسیلهای تریلوبیت، براکیوپود، گاستروپود و سفالوپود به سن اردوئیسین میانی می‌باشد.

۳- یک بخش فوقانی به ضخامت ۵۰۰ متر که شامل مارن‌های خاکستری تا خاکستری متمایل به سبز، شیل و سیلتستون و سنگهای آذرین بازیک می‌باشد. سنگهای آذرین بازیک در قسمت فوقانی سازند و مرز آن با سازند نیور دیده می‌شوند.

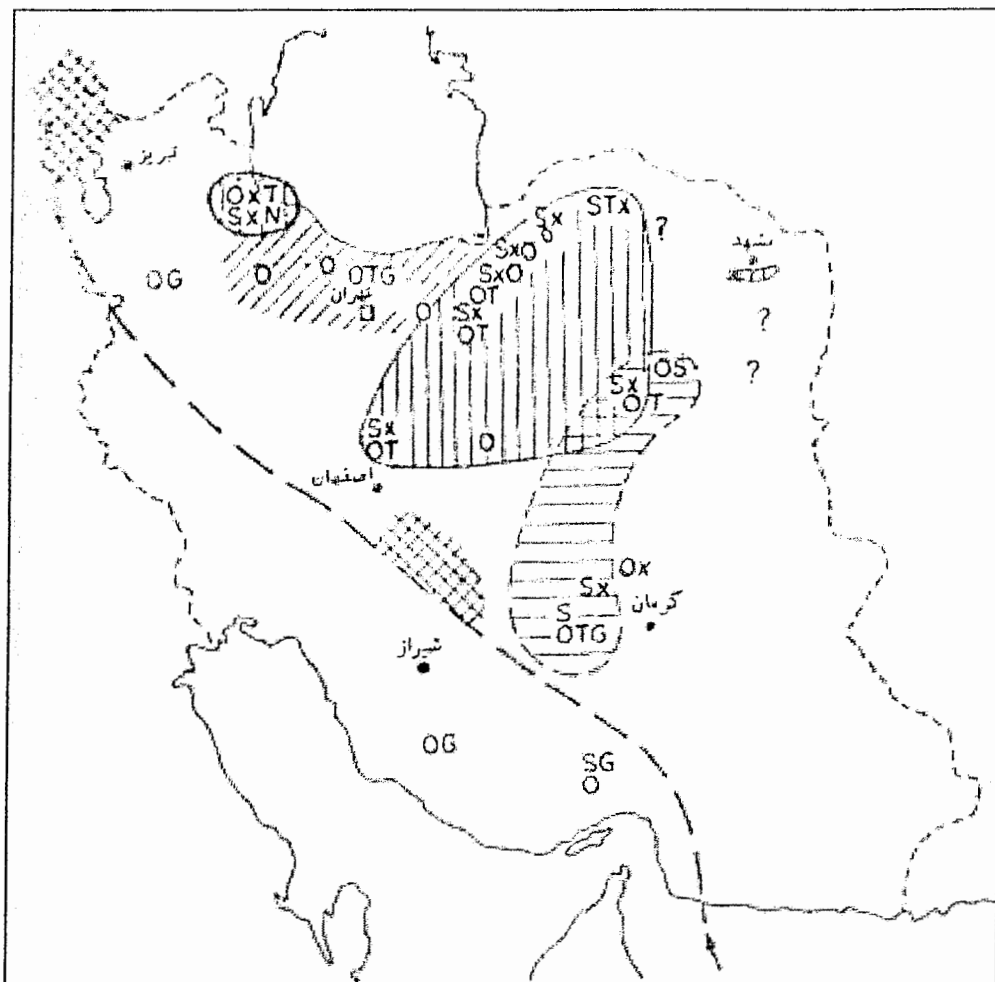
این سازند بطور کلی دارای موفولوژی همواری است و در ناحیه شیرگشت و دهانه کلویت بصورت تپه‌های کوچک و پراکنده رخنمون دارد.

مطالعات جدید انجام شده توسط قادری، آقانباتی و حمدی (۱۳۸۴) نشان‌دهنده سن کامبرین پسین- اردوئیسین برای سازند شیرگشت است. بطوری که بر اساس مطالعه کنودونت‌های موجود در بخش تحتانی آن، گذر کامبرین- اردوئیسین در درون این بخش قرار گرفته و در واقع سازند شیرگشت در برش الگو، یک سازند دو زمانه (Diachronous) می‌باشد.

علاوه بر ناحیه شیرگشت، در سایر نقاط ایران مرکزی نیز رخنمون‌هایی از این سازند گزارش شده و توسط افراد مختلف مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته است. از جمله، می‌توان به رخنمون‌هایی در نواحی ازبک‌کوه (روتنر و همکاران، ۱۹۶۸)، انارک (شارکوفسکی، ۱۹۸۴)، منطقه کلمرد (آقانباتی، ۱۹۷۵)، پنجره تکتونیک تکنار در شمال بردسکن (مولر و والتر، ۱۹۸۳) و منطقه جام (علوی نائینی، ۱۹۷۲) اشاره کرد.

- سیلورین

سنگهای سیلورین در ایران بیشتر از نوع شیل، سنگ آهک و ماسه‌سنگ حاوی انواع گراپتولیت، بازوپایان، مرجان، تریلوبیت و کنودونت است که نوع فسیلهای و سنگهای رسوبی نشانگر محیط‌های رسوبی از نوع کم ژرفا می‌باشد (آقانباتی ۱۳۸۳).



(۱) گسترش احتمالی آتشفشانهای سیلورین
 (۲) مناطق بدون رسوبات سیلورین
 (۳) مناطق بدون رسوبات سیلورین و اردوویسین
 (۴) رسوبات کریناته سیلورین و دونین
 شکل ۲-۱۸- پالئوژئوگرافی و انتشار رسوبات اردوویسین و سیلورین (اشتامپلی، ۱۹۷۸).

روتتر و همکاران (۱۹۶۸)، برای اولین بار سنگهای سیلورین ایران مرکزی را سازند نیور نامیدند که نخستین سازند از گروه گوش کمر است و برش الگوی آن در ازبک کوه با ضخامت ۴۴۶ متر شامل سنگ آهکهای قهوه‌ای تیره مرجان‌دار با میان لایه‌های ناچیزی از شیل و یک بخش دولومیتی در قسمت زیرین است. البته باید توجه داشت که رخساره سنگهای سیلورین برش الگو در تمام ایران مرکزی ثابت نیست. به عقیده لاسمی (۱۳۷۵) برخی از رخساره‌های اردوویسین-سیلورین در ریفت‌های

عقیم مانده (Failed rifts) و در امتداد گسل‌های قطع کننده حاشیه واگرا تشکیل گردیده‌اند و سنگهای اردویسین و سیلورین ایران شامل لشکرک، قلی و نیور و هم ارزهای آنها که مجموعاً توالی‌های بزرگ پیشرونده ایجاد نموده‌اند، رخساره‌های همزمان با تشکیل ریفت پالتوتیس‌اند. به عقیده وی ضخامت زیاد سنگهای پالتوزوئیک در بین گسل‌های قطع کننده حاشیه واگرای پالتوتیس، جهت جریانهای قدیمی رو به شمال، افزایش ضخامت و دریایی شدن رخساره‌ها به سمت شمال و فعال شدن گسل‌های قطع کننده شمالی - جنوبی تأیید کننده تشکیل ریفت عقیم مانده ایران مرکزی (اولاکوژن طبس) که در شمال به پالتوتیس باز می‌شده است، می‌باشند.

همانگونه که قبلاً ذکر شد، بربریان و کینگ (۱۹۸۱) ایران مرکزی را در زمان پالتوزوئیک‌زیرین بخشی از گندوانا دانسته‌اند. کرومسیک (۱۹۷۶) با توجه به داده‌های پالتومغناطیس اظهار داشته است که بلوک لوت و مناطق مجاور آن (نظیر درنجال، انارک و کرمان) طی سیلورین و دونین در حاشیه شمال شرقی گندوانا و جنوب عربستان قرار داشته‌اند. ولی به باور برخی از زمین‌شناسان (نظیر اسکاتز و همکاران، ۱۹۷۹؛ اسمیت و همکاران، ۱۹۸۱) مناطق فوق در این زمان در مجاورت زون سنندج-سیرجان و در واقع از نظر هندسی در محل امروزی خود واقع بوده‌اند.

فراوانی سنگهای آتشفشانی عمدتاً از نوع بازالت‌های زیردریایی با ترکیب آلکالن یکی از ویژگیهای سیلورین ایران است که می‌توانند تأییدی بر یک مرحله بازشدگی در پوسته کراتونی سکوی پالتوزوئیک ایران باشند (شکل ۲-۱۸). بربریان و کینگ (۱۹۸۱) این فعالیت ماگمایی را در ارتباط با وجود فاز کششی موجود در طی این زمان می‌دانند. روانه‌های بازالتی موجود در سنگهای سیلورین ایران را می‌توان در مناطقی از جمله جنوب گرگان (دشت سلطان میدان) تا شمال شاهرود (گردنه خوش بیلاق) با ضخامت حدود ۲۵۰ تا ۷۰۰ متر دید که این بازالت‌ها توسط ژنی (۱۹۷۷) بازالت‌های سلطان میدان نامیده شده است. روانه‌های بازالتی در مناطق رباط قره بیل، جاجرم و اسفراین نیز دیده می‌شوند که افشار حرب (۱۳۷۳) گدازه‌های موجود در رباط قره بیل و جاجرم را قابل مقایسه با بازالت‌های سلطان میدان می‌داند.

همچنین روانه‌های بازالتی موجود در سنگهای سیلورین (سازند نیور) در ایران مرکزی را در کوههای شتری (روتتر و همکاران، ۱۹۶۸)، سه کاشان (زاهدی، ۱۹۷۳؛ آیتی و همکاران، ۱۹۸۲)، ترود (هوشمندزاده و همکاران، ۱۹۷۸) و جام (علوی نائینی، ۱۹۷۲؛ ناجی و همکاران، ۱۳۸۳) می‌توان دید.

- سیلورین در ناحیه شیرگشت

در کوههای درنجال، نظیر سایر نقاط ایران مرکزی، سیستم سیلورین با سازند نیور معرفی شده است. روتنر و همکاران (۱۹۶۸)، یک برش مرجع به ضخامت ۶۲۸ متر از این سازند را در شرق دهانه کلویت معرفی کرده‌اند که عمدتاً شامل ماسه‌سنگ و آهک همراه با فسیلهای فراوان می‌باشد (شکل ۲-۱۹). ماسه‌سنگ و کوارتزیت که بعضاً سفید رنگ می‌باشند یک عضو شاخص و قابل نقشه‌برداری را در بخش میانی این سازند نشان می‌دهند (شکل ۲-۲۰). با توجه به فسیلهای موجود در این سازند، سن آن سیلورین و احتمالاً تا دونین آغازین می‌باشد.

حضور جریان‌های گدازه به ضخامت حدود ۲۰ متر و با ترکیب الیوین بازالت در قسمت‌های تحتانی سازند نیور از ویژگی‌های سنگ‌شناسی این سازند در ناحیه شیرگشت می‌باشد (شکل ۲-۲۱) که در بعضی مواقع سبب به هم ریختگی مرز بین سازند شیرگشت و نیور شده است. در رخنمون‌های دیگر، سازندهای شیرگشت و نیور نسبت به یکدیگر کاملاً همشیب قرار دارند. با توجه به تفاوت رنگ آشکار بین این گدازه‌ها با سنگهای رسوبی در برگیرنده، تشخیص آنها در صحرا به راحتی امکان‌پذیر است (شکل ۲-۲۲).

در برش تهیه شده توسط وینسنس و سید امامی (در روتنر و همکاران، ۱۹۶۸) از سازند نیور در شرق دهانه کلویت، سنگهای بازالتی موجود در سازند نیور به عنوان سیل دیابازی معرفی شده‌اند. اما شواهد صحرایی و مطالعات پتروگرافی این تحقیق گدازه بودن این سنگها و فوران در محیط دریایی کم عمق را به اثبات می‌رساند. از جمله این شواهد می‌توان به وجود انواع کلونی‌های مرجانی شاخص محیط‌های دریایی کم عمق در سنگهای آهکی واقع در زیر واحد گدازه‌ای و نیز وجود بافت حفره‌ای ناشی از خروج گاز و مواد سیال در اثر کم شدن فشار وارد بر ماگما اشاره کرد. این حفرات عمدتاً توسط کانیهای ثانویه نظیر کلسیت، کلریت، زئولیت و اپیدوت پر شده‌اند. همچنین یکی از ویژگیهای قسمت‌های فوقانی این گدازه‌ها، وجود چرت فراوان به رنگ قرمز جگری است که نشان‌دهنده پرشدگی حفرات در اثر عملکرد محلولهای ثانویه غنی از سیلیس می‌باشد (شکل ۲-۲۳). در سطح فوقانی گدازه‌ها هیالوکلاست نیز دیده می‌شود که حاکی از وجود محیط دریایی در زمان فوران ماگما است.

این جریان بازالتی که در صحرا به رنگ تیره دیده می‌شود در محل تماس خود با لایه‌های زیرین سازند نیور، سبب تبلور مجدد و درشت‌تر شدن اندازه دانه‌های سنگهای آهکی شده است (شکل ۲-۲۴).

با توجه به موارد فوق‌الذکر و نیز عدم حضور سنگهای آذرین در واحدهای جوان‌تر ناحیه، می‌توان زمان فوران این گدازه‌ها را ابتدای سیلورین در نظر گرفت. سنگهای بازالتی مذکور متحمل درجات نسبتاً شدید دگرسانی شده‌اند (شکل ۲-۲۵).

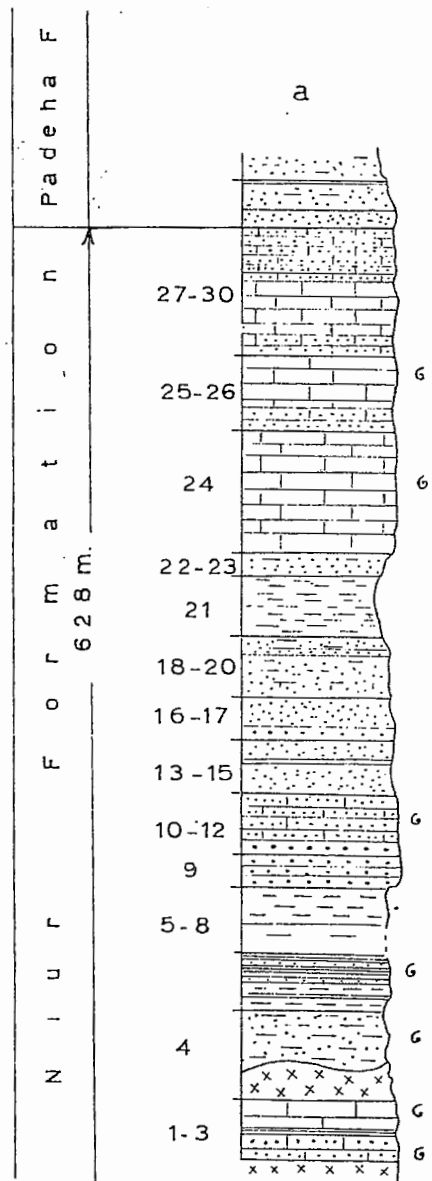
- دونین پیشین

در ناحیه شیرگشت، سازند پادها با سن دونین زیرین متشکل از ماسه سنگ کوارتزیتی با لایه‌بندی خوب همراه با ریپل مارک و چینه‌بندی متقاطع می‌باشد که برش مرجع آن در قسمت جنوبی کوههای درنجال و در شرق دهانه کلوت توسط وینسنس و سید امامی (۱۹۶۸) اندازه‌گیری و ضخامت آن ۷۳۰ متر تعیین شده است. این سازند حاوی میان لایه‌هایی از دولومیت ماسه‌ای به رنگ کرم در بخشهای تحتانی است و بخش فوقانی این سازند حاوی لایه‌هایی از ژئیس بصورت پراکنده می‌باشد (شکل ۲-۲۶).

در ناحیه شیرگشت گذر سیلورین به دونین پایین بدون ناپیوستگی و تدریجی معرفی شده است، ولی تغییرات رخساره‌ای ناگهانی از نیور به پادها نشان از یک توقف رسوبی احتمالی در مرز سیلورین به دونین دارد که می‌تواند در همه جای ایران سراسری باشد.

یکی از موارد جالب توجه موجود در شرق روستای کالشانه، قرارگیری سازند پادها در مجاورت سازند کالشانه و در تماس با آن می‌باشد. در کنار هم قرار گرفتن سازندهای کالشانه و پادها با توجه به تفاوت سنی این دو سازند، در ارتباط با فرآیندهای تکتونیکی رخ داده در این ناحیه می‌باشد. در واقع نوع ارتباط بین این دو سازند در شرق روستای کالشانه از نوع گسلی است. برشهای تکتونیکی حاصل از خردشدن سنگهای واقع در دو طرف گسل و وجود زون برشی این امر را به خوبی به اثبات می‌رساند (شکل ۲-۲۷).

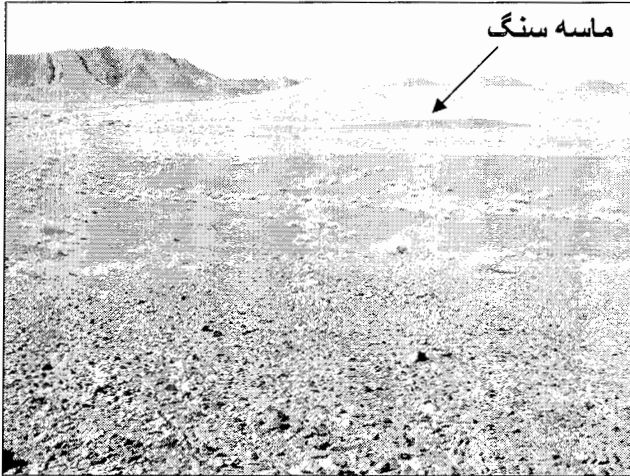
لازم به ذکر است که سازند پادها بدلیل نداشتن سنگواره شاخص و با تکیه بر جایگاه چینه‌شناسی به سن دونین پیشین در نظر گرفته می‌شود.



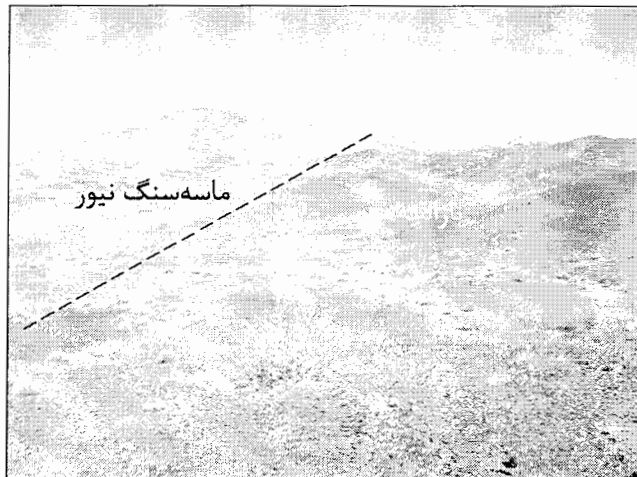
شکل ۲-۱۹- برش مرجع سازند نیور در شرق دهانه کلوت
(اندازه‌گیری شده توسط وینسنس و سید امامی، ۱۹۶۸).

مشخصات لایه‌های تشکیل دهنده سازند نیور بر طبق شکل ۲-۱۹ از پایین به بالا عبارتند از:

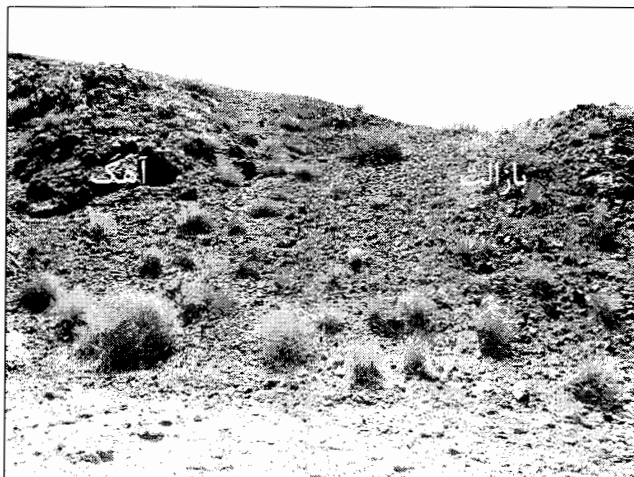
مشخصات واحد سنگی	ضخامت بر حسب متر
۱- آهک قرمز قهوه‌ای، آهک ماسه‌ای براکیوپوددار، لایه‌های تحتانی در اثر نفوذ سنگهای آذرین آشفته شده‌اند.	۱۵
۲- مارن با رنگ روشن	۵
۳- آهک خاکستری، قهوه‌ای فرسوده و حاوی مرجان	۲۲
۴- ماسه رسی آهکی قهوه‌ای فرسوده، همراه با مقادیری بریوزوآ، در قسمت تحتانی آن لایه‌ای از سنگهای آذرین به ضخامت ۲۰ متر و از جنس دیاباز؟ دیده می‌شود.	۵۷
۵- ماسه‌سنگ قهوه‌ای، نرم، همراه با سه لایه رس سنگ سبز رنگ	۱۰
۶- ماسه‌سنگ قهوه‌ای، نرم، و مارن همراه با مقادیری براکیوپود	۳۰
۷- لایه‌ای به ضخامت ۲۰ متر که توسط سنگ ریزه‌های مارنی و اسلیتی پوشیده شده است.	۲۰
۸- اسلیت، قهوه‌ای قرمز، ماسه‌ای	۲۱
۹- کوارتزیت، در قسمت‌های بالا و پایین به رنگ سفید، در ۱/۳ وسط به رنگ قهوه‌ای	۲۲
۱۰- آهک ماسه‌ای، قهوه‌ای فرسوده	۱
۱۱- کوارتزیت، قهوه‌ای روشن	۱
۱۲- آهک ماسه‌ای و آهک-ماسه، قهوه‌ای، با چند لایه حاوی براکیوپود و بریوزوآ	۴۱
۱۳- ماسه‌سنگ، خاکستری، قهوه‌ای فرسوده	۲۲
۱۴- ماسه آهکی، قهوه‌ای مایل به زرد	۲
۱۵- ماسه‌سنگ، سخت، قهوه‌ای فرسوده	۱۳
۱۶- کواتزیت، سفید	۹
۱۷- ماسه‌سنگ، قهوه‌ای مایل به خاکستری روشن	۲۱
۱۸- ماسه‌سنگ، قهوه‌ای تیره، آهکی، همراه با آثار کرم	۱۱
۱۹- کوارتزیت به رنگ روشن	۱
۲۰- سیلتستون، قهوه‌ای مایل به خاکستری، رسی و آهکی، همراه با میان لایه‌های بسیار ضعیفی از ماسه‌سنگ	۳۷
۲۱- سیلتستون متمایل به قهوه‌ای فرسوده	۴۰
۲۲- ماسه‌سنگ، نرم	۱۲
۲۳- ماسه‌سنگ، آهکی	۳
۲۴- آهک، تیره، با مقادیر کم براکیوپود و مرجان	۷۶
۲۵- ماسه‌سنگ، قهوه‌ای	۶
۲۶- آهک، تیره، در بخش زیرین ماسه‌ای، بخش فوقانی سخت و حاوی مرجان و بریوزوآ	۴۴
۲۷- سنگ آهک، ماسه‌ای، قهوه‌ای فرسوده	۱۶
۲۸- سنگ آهک، سخت، همراه با آثار کرم	۳۰
۲۹- سنگ آهک، ماسه‌ای، قهوه‌ای مایل به زرد تیره	۲۰
۳۰- آهک ماسه‌ای و ماسه آهکی، قهوه‌ای مایل به قرمز فرسوده	۲۰



شکل ۲-۲۰- نمایی از ماسه سنگهای سازند نیور. این ماسه سنگها یک عضو شاخص و قابل نقشه برداری را در بخش میانی این سازند نشان می دهند.



شکل ۲-۲۱- نمایی از سازند نیور که در آن کنتاکت فوقانی گدازه ها با ماسه سنگها دیده می شود.



شکل ۲-۲۲- نمایی از کنتاکت تحتانی گدازه های سازند نیور با سنگهای آهکی حاوی مرجانهای شاخص مناطق کم عمق.



شکل ۲-۲۳- پر شدگی حفرات موجود در بخشهای فوقانی لایه گدازه‌ای توسط چرت در اثر عملکرد محلولهای ثانویه غنی از سیلیس.



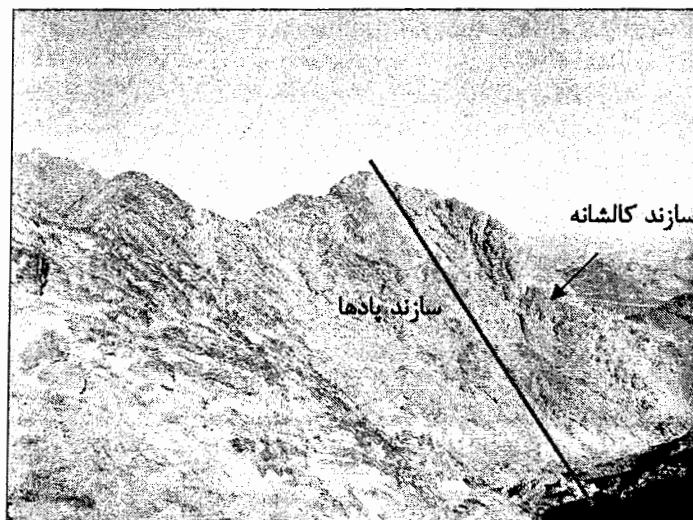
شکل ۲-۲۴- کنتاکت تحتانی بین سنگهای بازالتی و آهکهای نیور. اثرات جریان گدازه بر روی سنگهای آهکی بخوبی قابل رویت است.



شکل ۲-۲۵- کنتاکت تحتانی بین سنگهای بازالتی و آهکهای نیور. سنگهای بازالتی متحمل درجات شدید دگرسانی شده‌اند.



شکل ۲-۲۶- ماسه سنگ پادها همراه با میان لایه‌های دولومیتی کرم رنگ (شرق روستای کالشانه).



شکل ۲-۲۷- کنتاكت گسلی بين سازند پادها و کالشانه که در شرق روستای کالشانه منجر به فرارگیری این دو سازند در کنار یکدیگر شده است.

- دونین میانی - بالایی

در کوههای درنجال، دولومیت سیبزار و سازند آهکی بهرام (متعلق به گروه ازبک‌کوه)، سازندهای تشکیل دهنده دونین میانی- بالایی می‌باشند و هیچ رخنمونی از سازند شیشتو در این کوهها دیده نمی‌شود. رخنمون اصلی دولومیت سیبزار به رنگ خاکستری تیره تا سیاه و دارای لایه‌بندی خوب در

حاشیه جنوب و جنوب غرب کوههای درنجال قرار دارد که کنتاکت آن با بخش فوقانی سازند پادها بسیار ناگهانی بوده و نشان دهنده یک توقف رسوبی می باشد.

یکی از روشهای تشخیص دولومیت سیبزار از دولومیت‌های تیره سازند کالشانه، عدم حضور چرت در دولومیت سیبزار است و با وجود اینکه ضخامت این سازند در کوههای درنجال بیش از ۱۰۰ متر نمی باشد، ولی تشکیل تپه‌های تیره برجسته و پرشیبی را در بخشهای جنوبی کوههای درنجال می دهد. همچنین در بخشهایی از شمال کوههای درنجال (در جنوب غرب چاه باباعلی) و نیز بخشهایی از جنوب این کوهها، یک سری سنگ آهک و مارن حاوی مرجان‌ها و براکیوپودهایی مربوط به سازند آهکی بهرام دیده می شود، که رخساره این سازند در این دو بخش کمی متفاوت است، بطوری که بخشهای جنوبی حاوی مارن بیشتری می باشند.

مرز بین دولومیت سیبزار و آهک بهرام، تدریجی و بصورت تناوبی از آهک و دولومیت تیره می باشد. به عقیده لاسمی (۱۳۷۶)، ضخامت و گسترش زیاد سنگهای دونین فوقانی در بیشتر نقاط ایران نشان می دهد که تشکیل اقیانوسی عریض با حاشیه واگرا (مشابه اقیانوس اطلس) در زمان دونین پسین اتفاق افتاده است.

- کربونیفر

رخساره‌های سنگی کربونیفر در ایران مرکزی دارای تنوع قابل توجهی بوده و بنظر می رسد که دریای کربونیفر پیشین ایران مرکزی، بلوک‌های ساختاری با شرایط رسوبی متفاوتی را زیر پوشش داشته که در جدایش آنها، گسل‌های ژرف نقش عمده‌ای داشته‌اند.

در بلوک طبس، نهشته‌های کربونیفر، رسوبات انباشته شده در حوضه‌های با فرونشست زیاد هستند. به همین دلیل، تفاوت رخساره‌ها و تغییر ضخامت و سن رسوبات قابل توجه است. در حالی که در سکوه‌های محاط به بلوک طبس، مانند نواحی یزد، اردکان، اردستان و ... سنگهای کربونیفر، رخساره کربناتی آهکی دارند و یاد آور نهشته‌های سازند آهکی مبارک در البرز هستند (آقاباتی، ۱۳۸۳). در بلوک طبس، زیر سازند شیشتو (۲) و سازند سردر نشانگر سنگهای کربونیفر هستند، ولی هیچ رخنمونی از سازند شیشتو در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ناحیه شیرگشت دیده نمی شود. اما رخنمون کوچکی

از سازند سردر متشکل از شیل سبز تیره و ماسه‌سنگهای قهوه‌ای هوازده همراه با میان لایه‌های نازکی از آهک ماسه‌ای در جنوب غرب روستای شیرگشت دیده می‌شود.

- پرمین

با توجه به گسترش جغرافیایی وسیع سنگهای پرمین ایران، این باور وجود دارد که پس از آرام گرفتن رخداد زمین‌ساختی هرسی‌نین شرایط لازم برای پیشروی گسترده دریا فراهم آمده است و بسیاری از نقاط ایران از جمله ایران مرکزی بوسیله رسوبات دریایی کم عمق و پیشرونده پرمین پوشیده شده است.

به ردیف‌های رسوبی دریای پیشرونده پرمین در ایران مرکزی (طبس، شیرگشت، کلمرد، کرمان و...) سازند جمال اطلاق می‌شود. رخنمون سازند جمال در منطقه شیرگشت با ترکیب آهک دولومیتی توده‌ای و به رنگ خاکستری زرد روشن را می‌توان در اطراف روستای شیرگشت و نیز در کوههای پیرحاجات مشاهده کرد.

ب- مزوزوئیک

- تریاس پیشین - میانی

با توجه به شرایط نسبتاً یکسان رسوبی، کربناتهای تریاس پیشین و همچنین نهشته‌های دولومیتی تریاس میانی در همه جای ایران مرکزی هم نام می‌باشند. بطوری که در ناحیه طبس- شیرگشت ردیف‌های کربناتی- شیلی تریاس زیرین ((سازند سرخ شیل)) و نیز سنگهای تریاس میانی ((سازند دولومیتی شتری)) نامیده شده‌اند.

در نقشه ناحیه شیرگشت، سازند سرخ شیل متشکل از کربنات و شیل آرژیلیتی با رنگ سرخ آجری تا قرمز شرابی همراه با میان لایه‌های نازکی از آهکهای زرد و کمرنگ می‌باشد که بطور ناپیوسته بر روی سازند جمال قرار گرفته است. با توجه به رنگ سرخ آجری شاخص این سازند، تشخیص آن به عنوان لایه‌ای کلیدی در میان کربناتهای دولومیتی سازند جمال در زیر و دولومیت‌های خاکستری سازند شتری در بالا بسیار آسان است. در نقشه ناحیه شیرگشت این سازند را می‌توان در جنوب غرب روستای شیرگشت و نیز در کوههای پیرحاجات (غرب غسل چاه سرب) دید. همچنین مشابه این سازند

در کوههای گناباد، ناحیه کلمرد، کوه نایبند، کوه دربند، لکرکوه و بهاباد دیده می‌شود و لیتولوژی آن قابل مقایسه با بخش تحتانی سازند الیکا در کوههای البرز می‌باشد (گلوز، ۱۹۶۴، ۱۹۶۵).

سازند سرخ‌شیل با یک گذر تدریجی به دولومیت‌های شتری می‌رسد. سازند شتری در کوههای پیرحاجات و اطراف روستای شیرگشت رخنمون دارد که در بخش زیرین شامل آهک دولومیتی به رنگ خاکستری تیره و دولومیت همراه با تناوبهایی از دولومیت‌های خاکستری روشن می‌باشد و بخش فوقانی آن از دولومیت‌هایی به رنگ زرد روشن با لایه‌بندی خوب تشکیل شده است.

- تریاس پسین - لیا

در ایران مرکزی مشابه اکثر نقاط ایران، پس از رویداد سیمیرین پیشین، پیشروی دوباره دریا بر روی رسوبات تریاس میانی منجر به شکل‌گیری ردیف‌های نسبتاً ضخیم از سنگهای غالباً شیلی و ماسه‌سنگی و گاهی کربناته شده است. این رسوبات در منطقه شیرگشت تشکیل سازندهای شمشک، بادامو و هجدک را می‌دهند و رخنمون آنها و بخصوص سازند شمشک در بخشهای وسیعی از کوههای پیرحاجات مشاهده می‌شود. موسوی (۱۳۸۱)، با توجه به شباهت پالئونتولوژیکی سازند نایبند با افغانستان، آلمان، شمال آمریکا و شمال اروپا بر این باور است که در زمان تریاس پسین، ایران مرکزی در حاشیه جنوبی خشکی اوراسیا قرار داشته است.

- ژوراسیک میانی - پسین

مشابه البرز و کپه داغ، سنگهای ژوراسیک میانی - بالایی در ایران مرکزی، عمدتاً ردیف‌های مارنی و سنگ آهک‌های دریایی می‌باشند که در مرز پایینی این مجموعه نسبتاً ضخیم، نشانه‌های وابسته به رویداد سیمیرین میانی و در مرز بالایی آن نیز شواهد رویداد سیمیرین پسین وجود دارد.

در نقشه ناحیه شیرگشت، سازندهای آهک پروده، بغمشاه، قلعه دختر، اسفندیار و لایه های قرمز گردو را می‌توان در نواحی اطراف روستای شیرگشت و اطراف معدن چاه سرب دید. همچنین رخنمون‌هایی از آهک پروده و سازند بغمشاه در قسمت‌های شرقی کوههای پیرحاجات دیده می‌شود.

- کرتاسه

در منطقه چاه سرب، لایه‌های ژوراسیک بصورت ناهمشیب توسط آهک‌هایی با لایه‌بندی خوب و به رنگ خاکستری تیره پوشیده می‌شود. این آهکها قابل مقایسه با آهکهای اوریتولین‌دار کرتاسه میانی است که در سایر بخشهای ایران مرکزی شناخته شده‌اند. همچنین رخنمونی از مارن، آهک مارنی و ماسه‌سنگهای سبز رنگ در گوشه شرقی کوههای درنجال دیده می‌شود که فسیلهای موجود در آنها سن کرتاسه را برای این رسوبات نشان می‌دهد.

ج- ترشیری

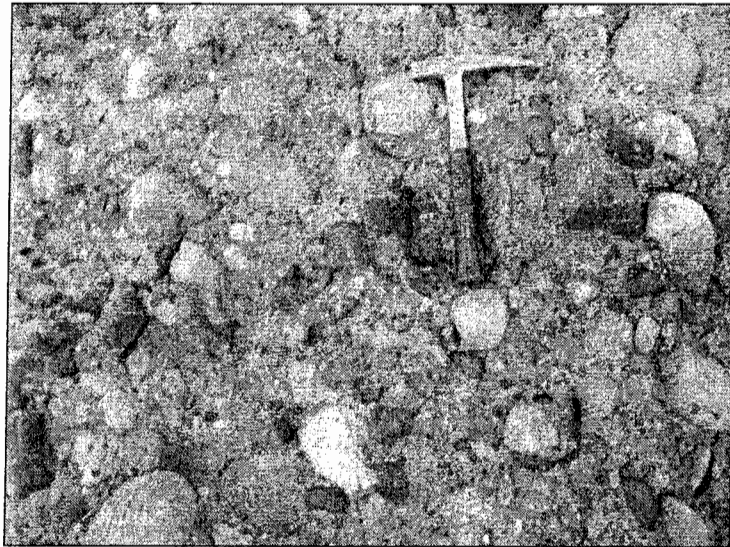
- پالئوزن

کنگلومرای کرمان در ناحیه شیرگشت معرف شروع سنوزوئیک می‌باشد که قطعات آن از پیل‌های دولومیتی با گردشگی و جورشدگی ضعیف، آهک و مقداری ماسه‌سنگ خاکستری رنگ تشکیل شده است. این کنگلومرا در حدود ۱۰ کیلومتری غرب روستای شیرگشت بصورت ناپیوسته بر روی سازندهای قدیمی‌تر جای گرفته است. همچنین در غرب روستای شیرگشت و نیز در کوههای پیرحاجات رخنمون‌های نسبتاً کوچکی از یک سری توف داسیتی به ضخامت ۴ متر دیده می‌شود که با یک ماسه‌سنگ توفی به ضخامت ۴ تا ۶ متر همراهی می‌شود. این سنگهای ولکانیکی از قطعات زاویه‌دار حاوی پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و کوارتز با خمیره شیشه‌ای تشکیل یافته‌اند و در غرب کال‌گاز توسط یک مجموعه ضخیم کنگلومرای در بر گرفته شده و تشکیل تپه‌هایی را می‌دهند. روتنر و همکاران (۱۹۶۸) تشکیل کنگلومرا و سنگهای آتشفشانی که بطور غیر همشیب بر روی سنگهای قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند را در ارتباط با فاز کوهزایی لارامید می‌دانند.

- نئوزن

لایه‌های نئوزن عمدتاً از کنگلومراهایی تشکیل شده‌اند که بصورت بین انگشتی و یا در زیر واحدهایی از ژیبس و کمی نمک همراه با چند لایه پیل، ماسه یا سیلت قرار گرفته‌اند. این کنگلومرا بطور مشخص نسبت به کنگلومرای کرمان که در زیر آن قرار دارد تیره‌تر بوده و پیل‌های آن با وجود اینکه

جورشدگی خوبی ندارند، نسبتاً گرد شده‌اند، و عمدتاً از جنس کوارتزیت‌ها، آهک‌ها و دولومیت‌های به سن پالئوزوئیک (مانند ماسه‌سنگ لالون) تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۲۸).



شکل ۲-۲۸- کنگلومرای نئوژن که عمدتاً از تخریب کوارتزیت‌ها، آهک‌ها و دولومیت‌های به سن پالئوزوئیک حاصل شده‌اند. این کنگلومراها با وجود اینکه دارای گردشگی خوبی هستند، از جورشدگی خوبی برخوردار نیستند.

همچنین برخی از پیل‌های موجود در این کنگلومراها که در غرب روستای شیرگشت برونزد دارند از جنس داسیت، آندزیت و توف‌هایی با سن پالئوژن هستند. رسوبات نئوژن در بسیاری از نقاط از جمله حاشیه شمالی، شمال شرق (شرق چاه بابا علی)، جنوب شرق (چاه شور)، جنوب و جنوب غرب کوه‌های درنجال و نیز حسن‌آباد و اطراف روستای شیرگشت و قسمت‌های وسیعی از شمال کوه‌های پیرحاجات دیده می‌شود.

- کواترنر

رسوبات کواترنر بیشترین پوشش نقشه ناحیه شیرگشت را تشکیل داده و شامل مخروط افکنه‌ها و تراس‌ها، تپه‌های ماسه‌ای، تالوس، آبرفت‌های عهدحاضر و حوضه‌های انباشته شده از رس نمکدار و رس می‌باشند. مخروط افکنه‌های قدیمی و جدید عمدتاً در مجاورت کوه‌های درنجال و پیرحاجات دیده می‌شوند و رسوبات آنها که از کوه‌های مجاور تأمین شده تشکیل رسوبات دشته را می‌دهد. تلماسه‌ها در دو منطقه، یکی در شمال کوه‌های پیرحاجات و نیز در کنار جاده عشق‌آباد به طبس دیده

می‌شوند و رسوبات تالوس را می‌توان در حاشیه غربی کوههای پیرحاجات دید. بخش شمالی نقشه ناحیه شیرگشت جایگاه بین دو حوضه کویر بزرگ و کویر نمک است و عمدتاً شامل نمک به رنگ قهوه‌ای مایل به زرد حاوی سیلت و رس و یا نمک و دریاچه نمک می‌باشد.

۲-۲-۲- پیکره‌های آذرین منطقه شیرگشت

در کوههای درنجال دو گروه از سنگهای آذرین قابل تشخیص است:

۱- سنگهای آذرین با ترکیب عمدتاً بازیگ که در درون واحدهای رسوبی به سن پالئوزوئیک زیرین رخنمون دارند.

۲- سنگهای آتشفشانی شدیداً دگرسان شده از نوع کوارتز پورفیر تا بازالت الیون‌دار

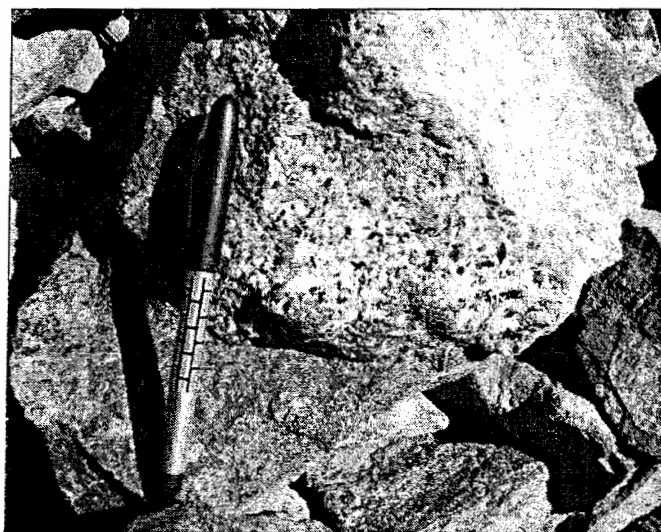
الف- گروه اول: این گروه از سنگهای آذرین که بصورت نفوذی و خروجی در واحدهای رسوبی پالئوزوئیک زیرین کوههای درنجال رخنمون دارند، در این تحقیق مورد مطالعه دقیق قرار گرفته‌اند. این سنگها در سازندهای سلطانیه، زاگون، لالون، درنجال و شیرگشت به شکل دایک، سیل و توده‌های نامنظم کوچک دیده می‌شوند. بیشترین حجم سنگهای آذرین در سازند کالشانه به شکل توده‌های نامنظم و با درجات دگرسانی کم تا زیاد با ترکیب الیون‌گابرو، گابرو، گابرودیوریت، دیوریت، مونزودیوریت و به رنگهای سیاه، سبز خاکستری و صورتی دیده می‌شوند. از میان آنها الیون‌گابروها متحمل دگرسانی کمتری شده‌اند و در جنوب چاه گردو تشکیل تپه‌های سیاه رنگ و بسیار تیره‌ای را می‌دهند که با توجه به تفاوت رنگ بسیار مشخصی که با آهکها و دولومیت‌های سازند کالشانه دارند به راحتی قابل تشخیص‌اند (شکل ۲-۱۱).

نفوذ سنگهای آذرین به درون سازند کالشانه منجر به کانی‌زایی آهن بصورت الیزبیت (شکل ۲-۱۴) و نیز درشت‌تر شدن و تبلور مجدد بلورهای کلسیت در محل تماس آنها شده است. همچنین در مرحله هیدروترمالی وابسته به نفوذ توده آذرین در سازند کالشانه پگماتیتوئیدهایی تشکیل شده است که در نقاط مختلف این سازند قابل تشخیص‌اند (شکل ۲-۲۹).

در قاعده سازند نیور جریان‌های از گدازه با ترکیب الیون‌بازالت و به ضخامت حدود ۲۰ متر دیده می‌شود که روتنر و همکاران (۱۹۶۸) با توجه به عدم وجود این سنگهای آذرین در واحدهای رسوبی

جوان‌تر، سن احتمالی آن را سیلورین در نظر گرفته‌اند. در برش تهیه شده از سازند نیور توسط وینسنس و سید امامی (در روتنر و همکاران، ۱۹۶۸)، از سنگهای آذرین موجود در این سازند به عنوان دیاباز نام برده شده است (شکل ۲-۱۹) که با توجه به مطالعات این تحقیق اصلاحاتی در مورد نام آن و تغییر به الیوین‌بازالت صحیح به نظر می‌رسد. همانگونه که ذکر شد سنگهای آذرین موجود در رسوبات پالئوزوئیک زیرین کوههای درنجال متحمل درجات مختلف دگرسانی در مقادیر کم تا بسیار شدید شده‌اند. الیوین‌گابروهای موجود در سازند کالشانه که تشکیل تپه‌های سیاه رنگی را می‌دهند متحمل کمترین دگرسانی شده و در برخی موارد که متحمل دگرسانی شدیدی شده‌اند، به رنگ سبز و سبز تیره دیده می‌شوند (شکل ۲-۱۵).

الیوین‌بازالت‌های موجود در سازند نیور نیز دگرسانی نسبتاً شدیدی را نشان می‌دهند، بطوری که بلورهای درشت و شکلدار تا نیمه شکلدار این سنگها با حفظ قالب اولیه خود توسط کانیهای ثانویه کلسیت و اکسیدهای آهن جایگزین شده‌اند. این سنگها بافت پورفیری با خمیره میکرولیتی نشان می‌دهند که فنوکریستهای آن شامل الیوین، پیروکسن‌های نوع اوژیت و تیتان اوژیت و گاهی پلاژیوکلاز در خمیره‌ای از بلورهای ریز پلاژیوکلاز است که میکرولیتهای پلاژیوکلاز آن کاملاً دگرسان شده‌اند. کانیهای اپک نیز بصورت پراکنده در این سنگها دیده می‌شوند.



شکل ۲-۲۹- یک نمونه از پگماتوئیدهای موجود در سازند کالشانه که در مرحله هیدروترمالی وابسته به توده نفوذی تشکیل شده است.

در حدود ۵ کیلومتری جنوب غرب روستای کالشانه و در مجاورت گابرو دیوریت‌ها و دیوریت‌های سازند کالشانه گروهی از سنگهای آذرین نفوذی به رنگ صورتی و با ظاهری سینیتی دیده می‌شود که متحمل درجات نسبتاً شدید دگرسانی شده‌اند (شکل ۲-۱۶). دگرسانی این سنگها به حدی است که نمونه‌گیری از آنها به سختی امکان پذیر است. کانیهای مشاهده شده در مقاطع نازک تهیه شده از این سنگها عمدتاً شامل بلورهای درشت پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن دگرسان شده و آمفیبول می‌باشد. بلورهای آمفیبول بیشتر به کلریت و مقادیر کمی اپیدوت دگرسان شده و فضای بین بلورهای فلدسپات را پر کرده‌اند. مطالعات پتروگرافی نشان دهنده ترکیب مونزودیوریت برای این سنگها می‌باشد.

بطور کلی مطالعات صحرایی نشان دهنده وجود نوعی ارتباط بین این گروه از سنگهای آذرین نفوذی و خروجی واقع در کوههای درنجال می‌باشد. در صورت اثبات روابط ماگمایی بین این سنگها می‌توان عمق قرارگیری سنگهای نفوذی با ترکیب الیوین‌گابرو تا مونزودیوریت واقع در سازند کالشانه در طی سیلورین را تعیین کرد. در واقع با توجه به ضخامت سازندهای درنجال (۸۳۲ متر) و شیرگشت (۱۲۳۶ متر) که در حد فاصل بین سازند کالشانه تا نیور قرار دارند و ضخامت ۱۰۰۰ متری سازند کالشانه که این سنگهای آذرین در آن واقعند می‌توان عمق مخزن ماگمایی در سازند کالشانه در طی سیلورین را اعماق ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متری سطح زمین در نظر گرفت.

ب- گروه دوم: این گروه از سنگهای آذرین بصورت تپه‌های سیاه و بشدت دگرسان شده، حجم وسیعی از سنگهای آتشفشانی موجود در شمال درنجال را تشکیل می‌دهند. این سنگها محدوده ترکیبی وسیعی از کوارتز پورفیر تا الیوین‌بازالت را در بر گرفته و در آن تیپ‌های مختلف سنگی بصورت درهم و فاقد نظم و منطقه‌بندی خاص می‌باشند.

مطالعات پتروگرافی انجام شده توسط S.Iwao (گزارش شماره ۴ سازمان زمین‌شناسی) بر روی چند نمونه از سنگهای برداشت شده از این مجموعه در جنوب غرب روستای منصوریه نشان دهنده ترکیبات سنگی به شرح زیر می‌باشد:

- کوارتز کراتوفیر دگرسان شده

- داسیت دگرسان شده
- الیوین- آندزیت دگرسان شده
- بازالت دگرسان شده
- بازالت کربناتی و سیلیسی شده
- الیوین بازالت دگرسان شده
- تراکی آندزیت دگرسان شده
- دلریت یا میکروگابروهای اورالیتی شده
- کوارتز کراتوفیر

در نقشه و گزارش روتنر و همکاران (۱۹۶۸ و ۱۹۹۴)، هیچ سن قطعی برای این مجموعه آذرین در نظر گرفته نشده و سن احتمالی ابتدای سنوزوئیک برای آنها پیشنهاد شده است. با وجود این در این گزارش چند احتمال در مورد دلیل این تنوع ترکیبی و سن آنها بیان شده است که از جمله می‌توان به رخداد سیکل‌های آتشفشانی مجزا در زمانهای مختلف اشاره کرد. براساس چنین نظریه‌ای، سیکل اول سنگهای بازالتی و الیوین بازالتی مشابه سنگهای ذکر شده در گروه اول وابسته به ولکانیسم سیلورین است که بخشها و سازندهای قدیمی‌تر را نیز تحت تأثیر قرار داده‌اند. سیکل بعدی که از شدت بیشتری برخوردار بوده است سنگهای آندزیتی و داسیتی‌اند که همراه با سنگهای آذرین سیکل اول این مجموعه متنوع آتشفشانی را تشکیل داده‌اند. سیکل دوم ممکن است با ولکانیسم ابتدای ترشیری شناسایی شده در کوههای شتری منطبق باشد. مشابه چنین مدلی توسط فریدریش (۱۹۶۰) در مورد سنگهای ولکانیک موجود در ازبک کوه ارائه شده است که این مدل می‌تواند با مدل ارائه شده در کوههای درنجال سازگار باشد.

همچنین این امکان وجود دارد که ترکیبات سنگی مختلف موجود طی یک سیکل آتشفشانی، مشابه آنچه در کوههای شتری گزارش شده است، تشکیل شده باشند و عامل این تنوع سنگی تفریق و آلودگی ماگما با ماسه سنگهای مجاور باشد.

۲-۳- تکتونیک منطقه

همانگونه که قبلاً ذکر شد ناحیه شیرگشت از دو واحد زمین‌شناسی و مورفولوژیکی مختلف شامل کوههای درنجال در شرق و پیرحاجات در غرب ناحیه تشکیل یافته است که این دو واحد توسط گسل چاه سرب از یکدیگر تفکیک می‌شوند. تاکنون هیچ رخنمون سنگی با سن قدیمی‌تر از کامبرین در ناحیه شیرگشت شناسایی نشده و سرگذشت پرکامبرین آن روشن نیست. در منابع قدیمی از لایه‌های شورم (معرفی شده توسط روتنر و همکاران، ۱۹۶۸) به عنوان پی سنگ پرکامبرین در این ناحیه نام برده می‌شد، ولی مطالعات جدیدتر سن پرکامبرین آن را مردود دانسته و شواهد فسیلی سن این سنگها را معادل سازند درنجال نشان می‌دهد. سنگهای پالئوزوئیک تنها در شرق گسل چاه سرب یعنی در کوههای درنجال و نواحی اطراف روستای شیرگشت رخنمون داشته و در کوههای پیرحاجات (غرب گسل چاه سرب) رخنمون این سنگها محدود به سازند جمال می‌باشد.

هیچگونه ناپیوستگی زاویه‌داری در طی پالئوزوئیک تا تریاس میانی در منطقه دیده نشده و تنها چند توقف رسوبی در رسوبات مربوط به این دوران دیده شده است. مهمترین توقف‌های رسوبی در خلال پالئوزوئیک تا تریاس میانی در منطقه شیرگشت به شرح زیر می‌باشد:

- ناپیوستگی در حد فاصل بین کامبرین زیرین (سازند لالون) و کامبرین میانی (کوارتزیت رأسی) که رسوبات در دو طرف ناپیوستگی بصورت همشیب می‌باشند. این رخداد در بخشهای وسیعی از ایران مرکزی، البرز و زاگرس نیز مشاهده می‌شود.

- ناپیوستگی همشیب موجود بین سازند نیور (سیلورین) و سازند پادها (دونین) که شاهدهی از رویداد کالدونی در این منطقه از ایران مرکزی می‌باشد. به عقیده لاسمی (۱۳۷۵)، آواری‌های عمدتاً قاره‌ای بخش بالایی سازند نیور و ناپیوستگی بالای سنگهای سیلورین ایران به احتمال زیاد بیانگر ناپیوستگی ناشی از جدایی و اشتقاق صفحه توران از قاره گندوانا هستند.

- ناپیوستگی موجود در مرز کربونيفر- پرمین که احتمالاً در ارتباط با رویداد هرسینین ایجاد شده است.

بطور کلی شواهد زیادی از ناپیوستگی‌های رسوبی در رسوبات پالئوزوئیک ایران دیده می‌شود که بطور عموم از نوع ناپیوستگی فرسایشی‌اند.

- فاز سیمیرین پیشین

این رویداد بصورت یک دگرشیبی بین سازند شمشک با واحدهای قدیمی تر دیده می‌شود.

- فاز سیمیرین میانی

در اثر عملکرد این فاز، آهک پروده با یک کنگلومرای قاعده‌ای و با یک دگرشیبی زاویه‌دار واضح مستقیماً بر روی لایه‌های تریاس میانی و کربونifer قرار می‌گیرد. با توجه به اینکه نخستین لایه‌های آهکی پیشرونده مربوط به سنگ آهک پروده حاوی آمونیت‌های با سن باتونین میانی- پسن هستند، زمان وقوع این رویداد تکتونیک به باتونین (Bathonian) نسبت داده شده است.

- فاز سیمیرین پسن

اثرات این فاز در منطقه چاه سرب دیده می‌شود که باعث قرارگیری دگرشیب آهک‌های اوربیتولین‌دار کرتاسه میانی بر روی لایه‌های ژوراسیک شده است.

- فاز لارامید

حرکات کرتاسه پایانی- پالتوسن بصورت یک دگرشیبی واضح میان کنگلومرای کرمان و لایه‌های ژوراسیک پایانی شده است. علاوه بر فازهای کوهزایی و خشکی‌زایی یاد شده، کوهزایی اصلی در طی چرخه تحولات آلیپی در ائوسن پایانی- الیگوسن آغازی روی داده است. همچنین حرکات پلیوسن و پلیستوسن در بسیاری از جاها شناسایی شده‌اند، که یک چنین حرکاتی تا نیمه عهد حاضر ادامه داشته است.

سنگهای پالتوزوئیک که در کوههای درنجال بالازدگی پیدا کرده‌اند نه تنها از لحاظ چینه‌شناسی دارای اهمیت می‌باشند، بلکه از لحاظ ساختمانی تفاوت‌های زیادی با سایر واحدهای منطقه دارند نیز دارای اهمیت می‌باشند. در نقشه ناحیه، بخش جنوبی کوههای درنجال که سنگهای مورد مطالعه نیز در آن واقعند، ساختمانی شبیه یک دیپایر داشته و سازندها در آن بصورت یک نیمدایره مرتب شده‌اند (شکل ۲-۳). در این نیمدایره سازندهای قدیمی (زاگون و لالون) در قسمت‌های شمالی و سازندهای جدیدتر (نظیر سازند بهرام و دولومیت سبزار) در بخش‌های جنوبی این نیمدایره رخنمون دارند که در

برخی نقاط این لایه‌ها متحمل برگشتگی شده‌اند. در قسمت‌های شمالی این نیمدایره (در چاه گردو) سازندهای زاگون و لالون در مرکز یک آنتیکلینال که متحمل چین‌خوردگی شدید شده است، قرار دارند. همچنین در حاشیه خارجی این نیمدایره (حاشیه جنوبی کوههای درنجال در دو طرف دهانه کلوت) یک سینکلینال دیده می‌شود که سازندهای جوان‌تر آهک بهرام و دولومیت سبزار در مرکز آن قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۵). سینکلینال دیگری در مرکز منطقه مورد مطالعه رخنمون دارد، بطوری که در شمال دهانه کلوت لایه‌های سازند شیرگشت به سن اردوسین در مرکز این سینکلینال واقع شده‌اند.

۲-۴- منابع معدنی

در منطقه شیرگشت و بخصوص در منطقه چاه سرب کانی‌زایی گسترده سرب و روی در سنگهای با سن پرمین، تریاس و ژوراسیک مشاهده می‌شود. تاکنون به استثنای مقادیر کم کانی‌زایی هماتیت که در محل کنتاکت دولومیتها و سنگ آهک‌های سازند کالشانه با سنگهای آذرین موجود در آن دیده شده است، هیچگونه کانی‌زایی دیگری در سنگهای پالئوزوئیک زیرین کوههای درنجال مشاهده نشده است. تنها معدن موجود در منطقه مورد مطالعه (کوههای درنجال) معدن بلاست با نام سیس‌وی واقع در حدود ۵ کیلومتری شرق روستای کالشانه می‌باشد که قطعات سنگی استخراج شده از این معدن را سنگهای آذرین موجود در سازند کالشانه تشکیل می‌دهند.

فصل سوم

پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

در این فصل خصوصیات میکروسکوپی سنگهای آذرین منطقه، مورد مطالعه قرار می‌گیرد. در این مطالعه نوع کانیها، بافتها و دگرسانی‌های موجود، نام سنگها و نهایتاً روند تبلور ماگما بررسی می‌شود. همانطور که در فصل قبل ذکر شد، سنگهای آذرین در منطقه مورد مطالعه بصورت نفوذی و خروجی دیده می‌شوند. سنگهای نفوذی با ترکیب الیوین‌گابرو، گابرو، گابرودیوریت، دیوریت و مونزودیوریت در سازند کالشانه و سنگهای خروجی با ترکیب الیوین‌بازالت در قسمت تحتانی سازند نیور دیده می‌شوند. همچنین این سنگهای آذرین بصورت دایک و سیل‌های پراکنده در تمامی سازندهای کامبرین تا سیلورین منطقه حضور دارند، که عمدتاً تحت دگرسانی بسیار شدید قرار گرفته‌اند.

۳-۲- پتروگرافی و کانی‌شناسی توده‌های نفوذی

الف- الیوین‌گابروها

این سنگها در صحرا بصورت چند تپه سیاه رنگ دیده می‌شوند و نسبت به دیگر سنگهای آذرین منطقه متحمل دگرسانی کمتری شده‌اند. کانیهای اصلی تشکیل دهنده این سنگها شامل الیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن و بافتهای موجود شامل گرانولار، افیتیک، ساب‌افیتیک و پوئی‌کلیتیک می‌باشند.

از ویژگیهای این سنگها، حضور مقادیر فراوان الیوین (بطور متوسط ۴۰ درصد) است که در بعضی مقاطع مقدار این کانی تا حدود ۵۰ درصد نیز می‌رسد. اندازه متوسط این بلورها ۲ تا ۴ میلیمتر است که گاهی درشت بلورهایی به طول ۶ میلیمتر نیز دیده می‌شود. محصولات اصلی دگرسانی الیوین‌ها، سرپانتین و اکسید آهن است که بخصوص در طول شکستگی‌ها و سطوح ضعف از گسترش بیشتری برخوردارند (تابلو ۳-۱- اشکال ۱ و ۲). ورود آب و سیلیس به داخل الیوین به همراه منیزیم موجود در این کانی سبب تشکیل سرپانتین شده است. آهن اضافی نیز در ترکیب با اکسیژن تشکیل مگنتیت را داده است.



الیون‌ها عمدتاً شکلدار و نیمه‌شکلدار و فاقد حاشیه واکنشی می‌باشند (تابلو ۳-۱- شکل ۳). وجود الیون پایدار و بدون حاشیه واکنشی از ویژگیهای سری آلکان می‌باشد (معین وزیری، ۱۳۷۱). از دیگر خصوصیات اکثر الیون‌های موجود در این سنگها، گردشگری آنهاست که این امر می‌تواند ناشی از حرکت بلورهای الیون در آشیانه ماگمایی باشد (تابلو ۳-۱- شکل ۳).

پلاژیوکلاز و پیروکسن کلسیک از دیگر کانیهای اصلی موجود در این سنگهاست که با نسبت تقریباً مساوی دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها بصورت صفحه‌ای و تخته‌ای شکل و با طول ۰/۸ تا ۲/۵ میلی‌متر دیده می‌شوند. ترکیب این کانی در حد لابرادوریت است و تقریباً تمامی آنها سوسوریتی شده‌اند. بطوری که تنها در تعداد معدودی از بلورهای سالم ماکل پلی‌سنتتیک و در مواقعی منطقه‌بندی ترکیبی (زونینگ) قابل تشخیص است (تابلو ۳-۱- شکل ۴). عموماً پلاژیوکلازها براحتی تحت تاثیر دگرسانی قرار می‌گیرند و سوسوریتی شدن نیز یکی از انواع دگرسانی‌های متداول این کانی می‌باشد. سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز باعث جدا شدن آلبیت از آنورتیت می‌گردد. آلبیت در محیط جدید پایدار است ولی آنورتیت تحت چنین شرایطی به اپیدوت تبدیل می‌شود و همگی در زمینه آلبیت ثانویه محصور می‌گردند. البته در مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه آلبیت حضور ندارد. معمولاً به همراه اپیدوت و آلبیت، کلسیت و سرسیت نیز تشکیل می‌گردد.

به عقیده شلی (در آسیابانها، ۱۳۷۴) وجود سوسوریت نشان دهنده تمرکز محصولات واکنشی هیدروترمال در محل‌های بخصوص است، بطوری که در مناطق غنی از آنورتیت در پلاژیوکلاز، به طور انتخابی اپیدوت ظاهر می‌شود. این امر نشان دهنده رفتار دوگانه پلاژیوکلاز است. یعنی در عین حالی که پلاژیوکلاز بدون تشکیل هسته جدید به صورت کاملاً یکنواخت به آلبیت تبدیل می‌شود، نطفه‌های جدید اپیدوت در داخل فلدسپات دگرسان شده به راحتی تشکیل می‌شوند و در جهات مختلف رشد می‌کنند. مارزوکی و همکاران (۱۹۷۹) عقیده دارند که بعد از سوسوریتی شدن، اپیدوتی شدن گسترده‌ای صورت می‌گیرد که این امر در نتیجه افزایش کلسیم و با خروج سدیم و سیلیسیم (سازنده‌های آلبیتی) همراه است. بطوری که در مراحل اولیه سوسوریتی شدن، آلبیت تولید می‌شود که بعداً با افزایش کلسیم و آب، اپیدوت پدید می‌آید.

پیروکسن‌های موجود در الیوین‌گابروها تماماً از نوع کلینوپیروکسن و عمدتاً از نوع اوژیت و تیتانواوژیت هستند. ارتوپیروکسن در مقاطع دیده نمی‌شود. بلورهای پیروکسن که نسبت به کانیهای اصلی دیگر (الیوین و پلاژیوکلاز) کمتر دگرسان شده‌اند دارای اندازه‌ای متغیر از کوچک تا بسیار بزرگ می‌باشند، بطوری که اندازه برخی از آنها گاهی به ۶ میلیمتر نیز می‌رسد. در تعدادی از بلورهای پیروکسن ماکل پلی‌سنتتیک قابل تشخیص است. در مقاطع، دگرسانی پیروکسن به بیوتیت و آمفیبول دیده می‌شود (تابلو ۳-۱- اشکال ۵ و ۶).

کانی‌های فرعی موجود در الیوین‌گابروها شامل بیوتیت، فلوگوپیت، هورنبلند، کانیهای اپاک و آپاتیت هستند. برخی از بیوتیت‌ها و فلوگوپیت‌های مشاهده شده در این سنگها ثانویه‌اند و حدود ۳ تا ۴ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند، که حضور فلوگوپیت می‌تواند بیانگر ماهیت آکالن این سنگها باشد. هورنبلند نیز با حدود ۲ درصد فراوانی از کانیهای فرعی دیگر است که در اثر دگرسانی پیروکسن‌ها تشکیل شده‌اند و در یکی از مقاطع تبدیل پیروکسن به هورنبلند، بیوتیت و اکسیدهای آهن را می‌توان دید (تابلو ۳-۱- اشکال ۷ و ۸). کانیهای اپاک با فراوانی ۴ تا ۵ درصد بطور پراکنده در مقاطع دیده می‌شوند ولی تجمع آنها در سطح الیوین‌های دگرسان شده بیشتر است، که این امر بدلیل دگرسانی الیوین‌ها و تشکیل مگنتیت می‌باشد.

همانگونه که ذکر شد بافتهای افیتیک (**Ophitic**)، ساب‌افیتیک (**Subophitic**) و پوئی‌کلیتیک (**Poikilitic**) از جمله بافتهای مشاهده شده در سنگهای الیوین‌گابرویی منطقه‌اند (تابلو ۳-۲- اشکال ۱ و ۲).

طبق دسته‌بندی موجود در مورد بافتهای سنگهای آذرین، بافتهای افیتیک و ساب‌افیتیک در بعضی از سنگها بویژه سنگهای گابرویی و دیابازی و برخی از بازالتها دیده می‌شوند که در آنها بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از اوژیت درشت و نیمه شکلدار جای می‌گیرند. اگر بلورهای پلاژیوکلاز که غالباً طول متوسط آنها از قطر پیروکسن فراتر نیست در پیروکسن‌ها احاطه و محصور شوند، این نوع بافت افیتیک نامیده می‌شود و اگر طول بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر از پیروکسن باشد و قسمتی از بلور پلاژیوکلاز با پیروکسن محصور شود بافت ساب‌افیتیک بوجود می‌آید. همچنین اگر تعدادی از دانه‌های گوناگون کانیها در درون یک بلور بزرگ محاط شوند، بافت حاصل پوئی‌کلیتیک نامیده می‌شود. در

سنگهای منطقه، با توجه به حضور این بافتها می‌توان روند تبلور را تعیین کرد. بدین ترتیب که اگر یک کانی، کانی دیگر را در بر گیرد، کانی محاط شده زودتر متبلور شده است.

از آنجائیکه در بسیاری موارد بلورهای الیوین و پلاژیوکلاز در داخل بلورهای بزرگ و بی‌شکل کلینوپیروکسن دیده می‌شوند، می‌توان نتیجه گرفت که احتمالاً تبلور این دو کانی قبل از کلینوپیروکسن صورت گرفته است. همچنین با توجه به نحوه قرارگیری بلورهای پلاژیوکلاز که عمدتاً در فضای بین بلورهای الیوین قرار گرفته‌اند (تابلو ۳-۱ - شکل ۴)، می‌توان نتیجه گرفت که الیوینها اولین فاز متبلور شده در این سنگها می‌باشند.

به عقیده شلی (در آسیابانها، ۱۳۷۴) ممکن است گاهی اوقات این روش تعیین تبلور صحیح نباشد. به عنوان مثال مک بیرنی و نویس (۱۹۷۹) خاطر نشان کرده‌اند که ممکن است بافت افیتیک ناشی از تبلور همزمان دو کانی پلاژیوکلاز و پیروکسن باشد. به عبارت دیگر، ممکن است قرارگیری بلورهای کوچک پلاژیوکلاز در داخل پیروکسن، در نتیجه تفاوت در آهنگ نطفه‌بندی و رشد باشد. یعنی کانیهایی نظیر پیروکسن که به سختی تشکیل نطفه می‌دهند ولی به آسانی رشد می‌کنند، بلورهای بزرگی را بوجود می‌آورند. اما در صورتی که عمل نطفه‌بندی به راحتی صورت گیرد بلورهای کوچک ولی فراوان ظاهر می‌شوند. پس در این صورت بلورهای پلاژیوکلاز موجود در داخل پیروکسنها ضرورتاً کوچک می‌مانند و نمی‌توانند رشد کنند.

با توجه به شواهد پتروگرافی در الیوین‌گابروهای منطقه، نظیر فراوانی زیاد الیوینها و گردشگری برخی از آنها که نشان دهنده حرکت در آشیانه ماگمایی است می‌توان بافت کومولایی را نیز به مجموعه بافتهای موجود اضافه کرد. در بافتهای کومولایی، بلورهای انباشته شده بر روی یکدیگر را بلورهای کومولوس (Cumulus) و مایع بین بلورها را مایع بین کومولوس (Intercumulus) می‌نامند. دو نوع اصلی بافتهای کومولایی شامل ادکومولا (Adcumulate) و ارتوکومولا (Orthocumulate) می‌باشند. در بافت ادکومولا غالباً یک نوع بلور دیده می‌شود و مایع بین کومولوس احتمالاً در اثر ته‌نشینی بلورها و یا فشردگی آنها و انتشار مواد به بیرون از ماگما، خارج شده است (شلی، ۱۹۹۳). در این بافت، فازهای کومولا بیش از ۹۰ درصد کل فضای سنگ را اشغال می‌کنند و در نتیجه بلورها هرگز شکل کاملی ندارند. ارتوکومولا نیز عبارت از کومولایی است که یک مایع بین کومولوس با ترکیب متفاوت از فازهای کومولا در اطراف آن متبلور شده است. پس از تبلور مایع بین کومولوس،

بلورهای حاصل از انجماد این مایع ممکن است فازهای کومولوس را بصورت پوئی کلیتیک (بافت هترادکومولا) در بر بگیرد.

مقایسه ترکیب الیوین گابروهای منطقه با ترکیب سنگهای پیکریتی شباهتهای بسیاری را بین آنها نشان می‌دهد. عموماً نام پیکریت را برای توصیف سنگهای ملانوکرات غنی از الیوین که به مجموعه‌های سنگی تولییتی یا آلکالن تعلق دارند، بکار می‌برند. به عقیده میدلموست (۱۹۸۵) چنین سنگهایی اصولاً از الیوین منیزیم‌دار و کلینوپیروکسن همراه با مقادیر کمتری فلدسپات (۵ تا ۳۰ درصد) و فازهای فرعی متنوعی تشکیل شده‌اند. وی با مقایسه ترکیب شیمیایی پیکریت‌های پنج منطقه مختلف، ترکیب مدال و نورماتیو سنگهای پیکریتی را ۴۱ تا ۶۰ درصد الیوین، ۹ تا ۲۷ درصد پیروکسن و ۱۸ تا ۲۶ درصد فلدسپات معرفی کرده است. مقایسه مقادیر مذکور با ترکیب سنگهای الیوین گابرویی منطقه مورد مطالعه که حاوی ۴۰ تا ۵۰ درصد الیوین، ۲۰ تا ۲۵ درصد کلینوپیروکسن و ۲۰ تا ۲۵ درصد پلاژیوکلاز می‌باشند، شباهتهای بسیاری را بین الیوین گابروهای منطقه با بازالت‌های پیکریتی نشان می‌دهد. این امر می‌تواند نشان دهنده مشتق شدن این سنگها از یک ماگمای اولیه پیکریتی باشد.

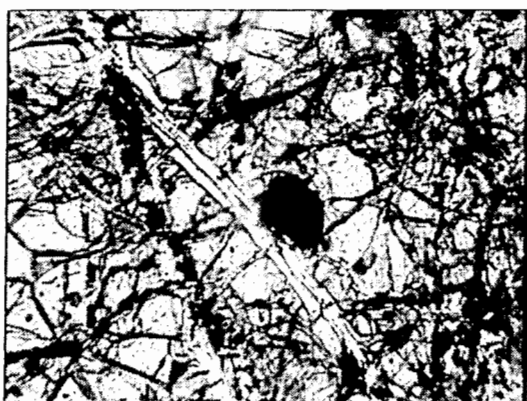
همچنین مطالعات انجام شده بر روی بازالت‌های پیکریتی موجود در کف سیل گارب ایلین (Garbh Eilean) واقع در جزایر شیانت (Shiant) در اسکاتلند حاکی از انباشت الیوین می‌باشد. به عقیده میدلموست (۱۹۸۵) این سنگها احتمالاً از یک ماگمای بازالتی تقریباً آلکالن بوجود آمده‌اند و قبل از استقرار آنها الیوین تغلیظ شده است.

با توجه به روند تقدم و تأخر تبلور کانیها، فراوانی و شکلدار بودن بلورهای الیوین، پر شدن فضای بین بلورهای الیوین توسط بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن، قرارگیری بلورهای الیوین و پلاژیوکلاز در داخل بلورهای درشت کلینوپیروکسن و تشکیل بافتهای افیتیک و پوئی کلیتیک می‌توان نحوه احتمالی تشکیل الیوین گابروهای منطقه را تعیین کرد. در این سنگها ابتدا الیوین به عنوان اولین فاز بلورین شکل گرفته و بدلیل ویسکوزیته کم مذاب، این بلورها در اثر نیروی ثقل در کف آشیانه ماگمایی انباشته شده و تشکیل فاز کومولوس ماگمایی را داده‌اند. تبلور و جدا شدن الیوین منجر به غنی‌شدگی ترکیب مذاب باقیمانده از پلاژیوکلاز و پیروکسن شده است. پلاژیوکلاز دومین فاز بلوری ماگماست که بدلیل سبک‌تر بودن در مذاب بصورت شناور در آمده است. کمی پس از شروع تبلور پلاژیوکلاز،

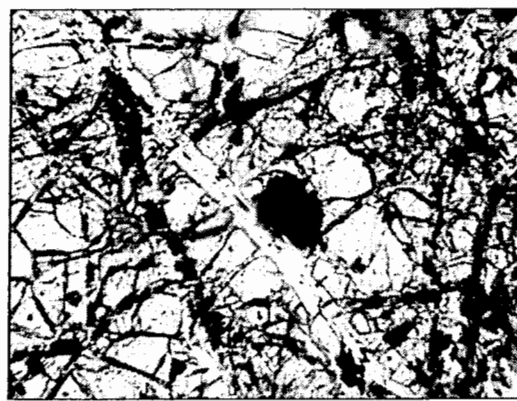
پیروکسن نیز شروع به تبلور نموده و همراه با تبلور پلاژیوکلاز باعث انجماد مایع بین کومولوس موجود در فضای بین بلورهای کومولوس الیوین شده است.

تابلو ۳-۱

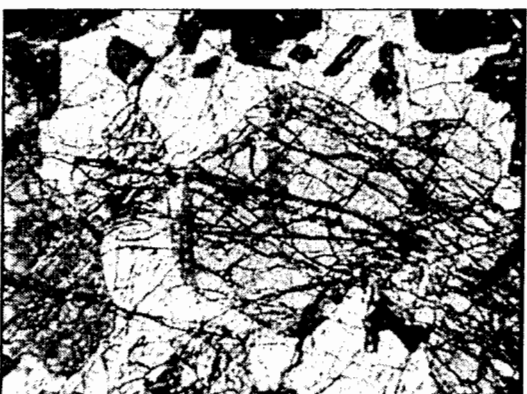
- اشکال ۱ و ۲- تشکیل سرپانتین و کانیهای اپاک بر اثر دگرسانی در شکستگیها و سطوح ضعف الیوینهای موجود در الیوین گابروها (شکل ۱ در نور XPL و شکل ۲ در نور PPL - بزرگنمایی ۳۰ برابر).
- شکل ۳- بلورهای شکلدار و نیمه شکلدار الیوین با حاشیه گرد شده که در زمینه‌ای از کلینوپيروکسن قرار گرفته‌اند. حاشیه گرد شده الیوین‌ها نشان دهنده حرکت آنها در آشیانه ماگمایی می‌باشد (بزرگنمایی ۳۰ برابر).
- شکل ۴- بلور پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک در الیوین گابروها که در فضای بین بلورهای الیوین قرار گرفته است (بزرگنمایی ۳۰ برابر).
- شکل ۵- تبدیل پیروکسن به آمفیبول در الیوین گابروها. آمفیبول‌ها دارای رخ‌های واضح بوده و باقیمانده‌هایی از پیروکسن در بالای آمفیبول قابل تشخیص است (بزرگنمایی ۳۰ برابر).
- شکل ۶- تشکیل بیوتیت در اثر دگرسانی پیروکسن در الیوین گابروها. بر روی بیوتیت‌ها، کانی‌های اپاک حاصل از دگرسانی دیده می‌شود (بزرگنمایی ۵۰ برابر).
- اشکال ۷ و ۸- یک بلور نیمه شکلدار کلینوپيروکسن در الیوین گابروها که در اثر دگرسانی به بیوتیت، آمفیبول و اکسید آهن تبدیل شده است (شکل ۷ در نور XPL و شکل ۸ در نور PPL - بزرگنمایی ۳۰ برابر).



شکل ۱



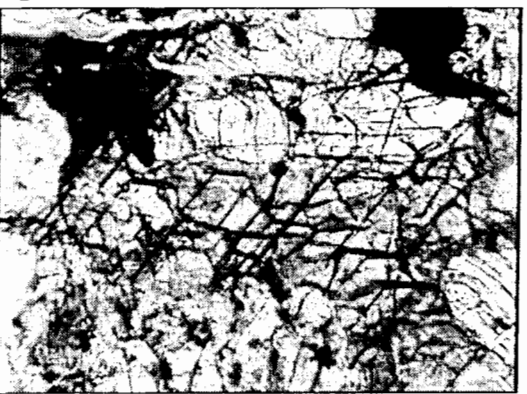
شکل ۲



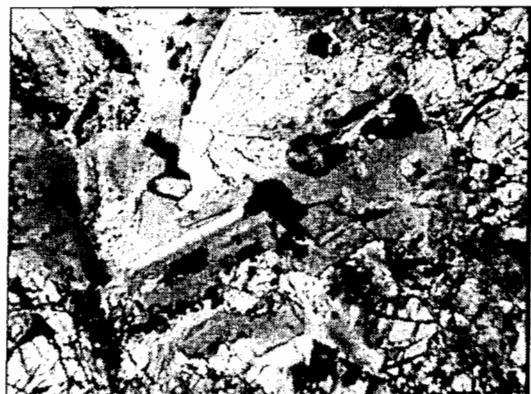
شکل ۳



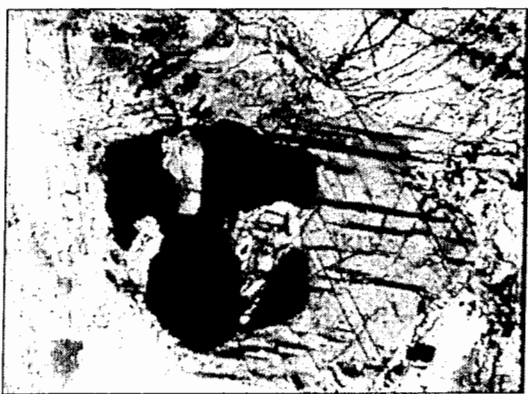
شکل ۴



شکل ۵



شکل ۶



شکل ۷



شکل ۸

تابلو ۳ - ۱

ب- گابروها و گابرودیوریت‌ها

گابروها و گابرودیوریت‌ها بیشترین حجم سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. این سنگها در نمونه دستی به رنگ سبز روشن تا تیره و گاهی خاکستری دیده می‌شوند و عموماً متحمل درجات متوسط تا شدید دگرسانی شده‌اند. در واقع رنگ ظاهری این سنگها در ارتباط مستقیم با دگرسانی رخ داده در آنهاست که باعث تشکیل گسترده کانیهای دگرسانی نظیر کلریت، اپیدوت، کلسیت و سرسیت شده است.

گاهی رنگ ماکروسکوپی گابروها تیره تر از آنچه که ضریب رنگی نشان می‌دهد به نظر می‌رسد، که علت این امر فاسیس مالگاشیتی پلاژیوکلاز است. بدین معنی که پلاژیوکلاز به علت تجزیه به سوسوریت (سرسیت، کلریت و اپیدوت) به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شود و رنگ تیره پلاژیوکلازها، رنگ کلی سنگ را تیره تر از آنچه که هست نشان می‌دهد (معین وزیری، ۱۳۷۱).

پلاژیوکلاز، پیروکسن و گاهی آمفیبول اصلی‌ترین کانیهای تشکیل دهنده این سنگها هستند. سنگهای گابرودیوریتی نسبت به گابروها حاوی مقادیر بیشتری پلاژیوکلاز و آمفیبول و مقادیر کمتری پیروکسن هستند. پلاژیوکلازها با ترکیب لابرادوریت و به شکل منشوری و تخته‌ای دیده می‌شوند و تقریباً به طور کامل سوسوریتی شده‌اند (تابلو ۳-۲- شکل ۳). طول این کانی عموماً بین ۱ تا ۳ میلی‌متر بوده و در برخی از آنها ماکل پلی‌سنتتیک قابل تشخیص است.

پیروکسن‌ها از نوع اوژیت بوده که بسیاری از آنها ماکله می‌باشند و گاهی بلورهای تیتان اوژیت با ماکل ساعت‌شنی و یا به رنگ ارغوانی کم رنگ و با پلئوکروئیسم بنفش- ارغوانی در زیر میکروسکوپ قابل تشخیص‌اند (تابلو ۳-۲- اشکال ۴ و ۵). پیروکسن‌ها عموماً بی شکل بوده و به همراه آمفیبول‌ها در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز قرار گرفته و تشکیل بافت اینترگرانولار را داده‌اند. این امر بدلیل تبلور اولیه پلاژیوکلاز و تبلور بعدی پیروکسن و آمفیبول در این سنگها می‌باشد.

یکی از موارد قابل توجه در مقاطع میکروسکوپی مربوط به گابروها و گابرودیوریت‌های منطقه، وجود انواع دگرسانی مرتبط با پیروکسن است. بیوتیت، اورالیت، کلریت، اپیدوت، کلسیت و اکسید آهن محصولات دگرسانی پیروکسن‌ها در این سنگها می‌باشند. حضور و فراوانی کانیهای دگرسانی فوق‌الذکر نشان دهنده شدت درجه دگرسانی در این سنگهاست که این امر با توجه به سن زیاد این سنگها و عملکرد طولانی فرآیندهای دگرسانی قابل توجیه است.

بیوتیت‌های ثانویه که بعضی مواقع جانشینی آنها بجای پیروکسن‌ها قابل رویت است، در مقاطع میکروسکوپی این سنگها فراوانند. این کانی عموماً به همراه کلریت و دیگر کانیهای ثانویه دیده می‌شود (تابلو ۳-۲- اشکال ۷ و ۸).

اورالیتی شدن یکی دیگر از فرآیندهای دگرسانی رخ داده در این سنگهاست که طی آن در اثر عملکرد محلولهای غنی از آب، اوژیت به آمفیبولهای رشته‌ای (ترمولیت و اکتینولیت) تبدیل شده است (تابلو ۳-۳- شکل ۱). به عقیده شلی (در آسیابانها، ۱۳۷۴) اورالیتی شدن عبارت از جایگزینی تقریباً یکنواخت پیروکسن با آمفیبول است و هنگامی که کل بلور پیروکسن با آمفیبول ترمولیتی یا اکتینولیتی جایگزین شود، مشخصاً فرآیندهای ثانویه علت انجام این کار هستند. همچنین انشعاب مواد ترمولیتی در جهات مختلف و رشد در هم آنها نیز حاکی از ماهیت ثانویه فرآیند مذکور است. در مقاطع میکروسکوپی سنگهای منطقه، در محل‌هایی که اورالیت تشکیل شده است باقیمانده‌هایی از اوژیت‌های اولیه قابل تشخیص‌اند.

بیوتیت، آپاتیت، الیون و کانیهای اپاک مهمترین کانیهای فرعی این سنگها هستند. بیوتیت‌ها به شکل اولیه و ثانویه در این سنگها دیده می‌شوند. بیوتیت‌های ثانویه عمدتاً حاصل دگرسانی پیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها می‌باشند. بیوتیت‌های اولیه نیز خود متحمل دگرسانی شده و به کلریت و اکسید آهن تجزیه شده‌اند. دگرسانی بیوتیت به کلریت یکی از دگرسانی‌های متداول است که طی آن مجموعه‌ای از لایه‌های کلریت در بین لایه‌های بیوتیت قبلی قرار می‌گیرند. به عقیده اگلتون و بنفیلد (۱۹۸۵) یون K^+ آزاد شده از بیوتیت منجر به سریسیتی شدن پلاژیوکلاز می‌شود و کلسیم خارج شده از پلاژیوکلاز نیز در تولید اپیدوت و تیتانیت مصرف می‌شود، که تمامی این ترکیبات بصورت مخلوط با هم، در سیلیکاتهای صفحه‌ای قرار می‌گیرند. در طی واکنش فوق، منیزیم حفظ شده و دو لایه بیوتیت به یک لایه کلریت تبدیل می‌شود.

بلورهای آپاتیت غالباً به اشکال منشوری و گاهی سوزنی با فراوانی بیش از یک درصد به عنوان یکی از کانیهای فرعی در این سنگها قابل تشخیص‌اند (تابلو ۳-۳- شکل ۲). بلورهای آپاتیت در محیط متعادل در مجاورت یک فاز مایع اصولاً کوتاه بوده و از انتها به هرمهایی ختم می‌شوند که یالهای گرد شده و سطوح شکسته دارند. به عقیده براون (۲۰۰۱) اگر بلورهای آپاتیت به سرعت در محیط سرد

شوند بسیار طویل بوده و حالت سوزنی و کشیده دارند. همچنین فراوانی این کانی می‌تواند تأییدی بر ماهیت آلکالن ماگمای تشکیل دهنده این سنگها باشد.

کانیهای اپاک بصورت بلورهای خود شکل در خمیره سنگ و نیز درون اکثر کانیها دیده می‌شوند. این امر حاکی از تقدم تبلور این کانیها در سنگ است. البته باید توجه داشت که برخی از کانیهای اپاک موجود حاصل دگرسانی سیلیکاتهای آهن‌دار نظیر الیوین‌ها، پیروکسن‌ها و بیوتیت‌ها می‌باشند. کانیهای اپاک نیز خود ممکن است تحت تأثیر فرآیندهای دگرسانی قرار بگیرند. یکی از موارد قابل مشاهده این دگرسانی در سنگهای منطقه، تبدیل این کانیها به لوکوسن است. در اثر این تبدیل، لوکوسن به رنگ قهوه‌ای در کنار سوزنها و تیغه‌هایی از اکسید آهن که دارای ساختمانی اسکلتی هستند، قرار گرفته است (تابلو ۳-۳- شکل ۳). تشکیل لوکوسن نشان دهنده حضور اکسیدهای آهن غنی از تیتان نظیر تیتانومگنتیت و ایلمنیت می‌باشد.

تابلو ۳-۲

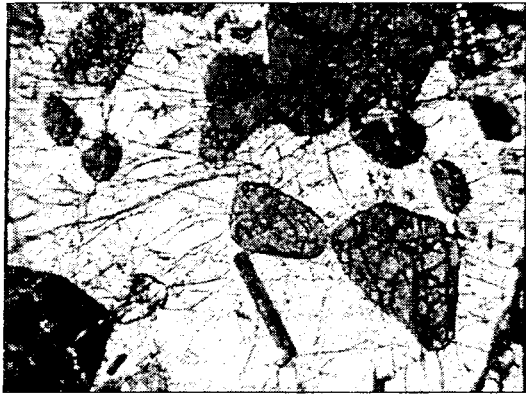
اشکال ۱ و ۲- بافت پوئی کلپتیک در الیوین گابروها که در آن بلورهای الیوین و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از یک بلور بزرگ کلینوپیروکسن قرار گرفته‌اند (شکل ۱ در نور XPL و شکل ۲ در نور PPL- بزرگنمایی ۳۰ برابر).

شکل ۳- بلورهای شکلدار پلاژیوکلاز در گابرودیوریت‌ها که شدیداً سوسوریتی شده‌اند (بزرگنمایی ۳۰ برابر).

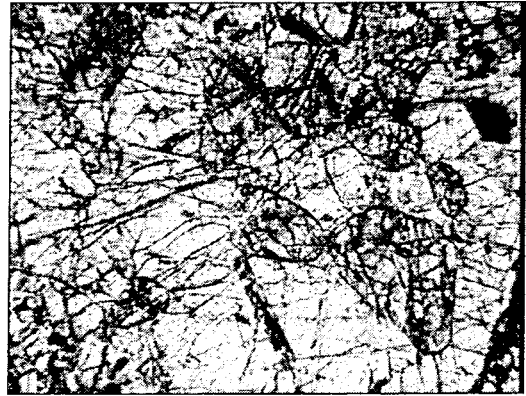
شکل ۴- پیروکسن ماکله در گابروها. این کانی از حاشیه متحمل دگرسانی شده است (بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).

اشکال ۵ و ۶- بلور تیتان‌اوژیت در گابروها. این کانی از حاشیه متحمل دگرسانی شده است (شکل ۵ در نور XPL و شکل ۶ در نور PPL- بزرگنمایی ۵۰ برابر).

اشکال ۷ و ۸- تشکیل بیوتیت ثانویه، کلریت و سرپانتین بر اثر دگرسانی پیروکسن در گابروها. باقیمانده‌هایی از پیروکسن قابل تشخیص است (شکل ۱ در نور XPL و شکل ۲ در نور PPL - بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



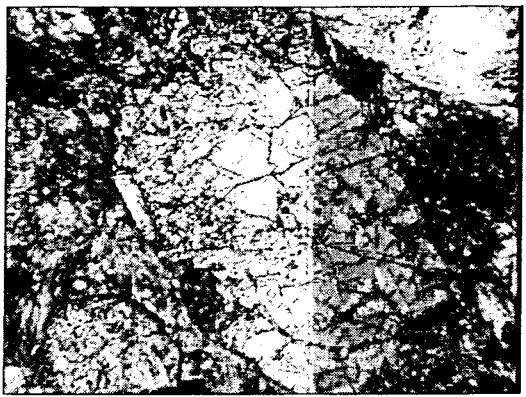
شکل ۱



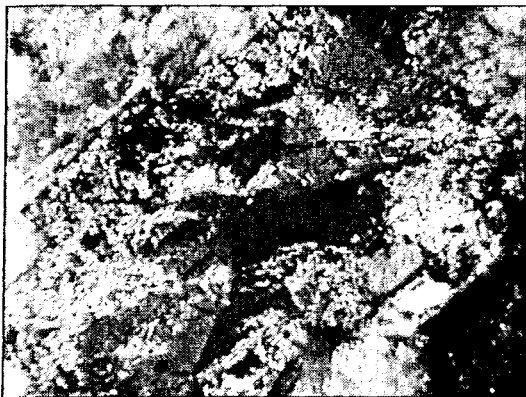
شکل ۲



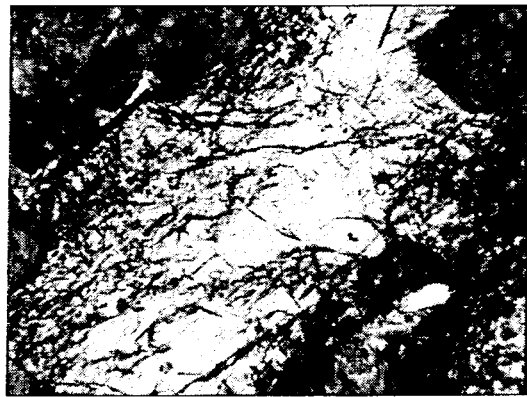
شکل ۳



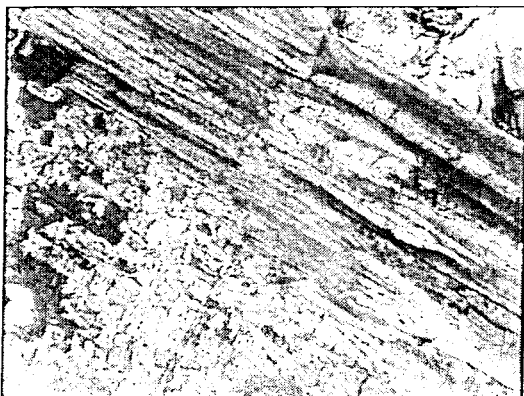
شکل ۴



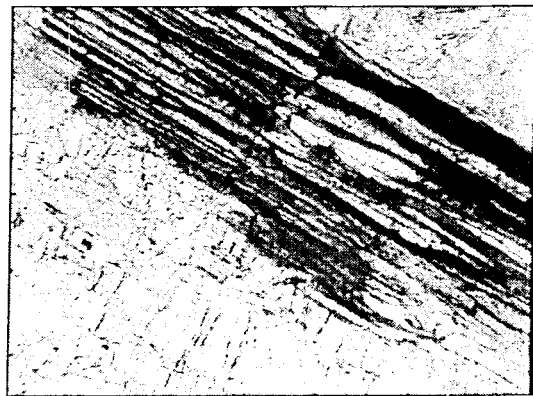
شکل ۵



شکل ۶



شکل ۷



شکل ۸

تابلو ۲-۳

ج- دیوریت‌ها

دیوریت‌ها نسبت به گابروها و گابرودیوریت‌ها از فراوانی کمتری در منطقه برخوردارند. این سنگها در نمونه دستی به رنگ سبز تا خاکستری دیده می‌شوند و دگرسانی نسبتاً شدیدی را متحمل شده‌اند. بافتهای مشاهده شده در مقاطع میکروسکوپی این سنگها شامل گرانولار، اینترگرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک می‌باشند. پلاژیوکلاز با فراوانی حدود ۶۰ درصد، اصلی‌ترین کانی این سنگهاست که شدیداً سوسوریتی شده و تنها قالب اولیه آن بر جای مانده است. از کانیهای مهم دیگر می‌توان به آمفیبول نوع هورنبلند اشاره کرد که این کانی نیز متحمل دگرسانی شدیدی شده و عمدتاً به کلریت، بیوتیت و اکسید آهن تبدیل شده است. همچنین در این سنگها مقادیری پیروکسن از نوع اوژیت و تیتان‌اوژیت وجود دارد که اغلب دارای ماکل بوده و متحمل دگرسانی شده‌اند. با وجود اینکه اکثر این پیروکسنها به آمفیبول تبدیل شده‌اند، ولی هنوز مقطع هشت گوش پیروکسنها باقیمانده قابل تشخیص است.

بیوتیت نیز به دو صورت اولیه و ثانویه در این سنگها دیده می‌شود که فراوانی آن گاهی به ۱۰ درصد نیز می‌رسد.

مهمترین کانیهای فرعی و ثانویه موجود در این سنگها شامل کانیهای اپاک، آپاتیت، کوارتز، کلسیت و اسفن می‌باشند. در این سنگها نیز مشابه گابروها و گابرودیوریت‌ها تبدیل اکسیدهای آهن غنی از تیتان به لوکوکسن دیده می‌شود.

آپاتیت نیز در این سنگها از فراوانی بیشتری نسبت به گروههای قبلی برخوردار بوده و اسفنهای تشکیل شده عمدتاً ثانویه و حاصل دگرسانی کانیهای غنی از تیتان نظیر تیتان‌اوژیت و اکسیدهای آهن غنی از تیتان می‌باشند. کلسیت و کوارتز موجود در این سنگها نیز ثانویه بوده و عمدتاً حفرات و فضاهای خالی موجود در بین کانیها را پر کرده‌اند.

د- مونزودیوریت‌ها

مونزودیوریت‌های منطقه در روی زمین و در نمونه دستی دارای ظاهری شبیه به سینیت‌ها بوده و به رنگ صورتی دیده می‌شوند. این سنگها که شدیداً دگرسان شده‌اند، در جنوب شرق روستای کالشانه رخنمون داشته و دگرسانی آنها به حدی است که در اکثر مواقع در اثر ضربه چکش براحتی خرد

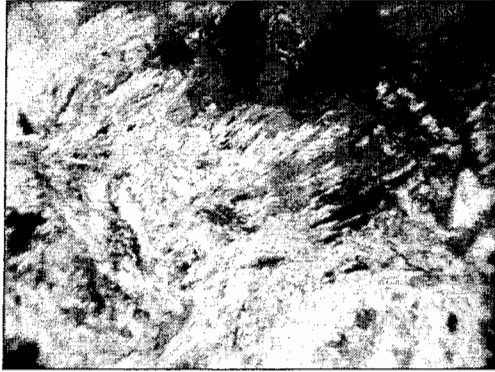
می‌شوند. بافتهای مشاهده شده در مقاطع میکروسکوپی شامل گرانولار و اینترگرانولار و کانیهای اصلی تشکیل دهنده این سنگها فلدسپات و آمفیبول می‌باشد. فلدسپات‌ها شامل پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن‌اند که تا حدودی دگرسان شده و تقریباً ۶۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. در این فلدسپات‌ها که دارای ابعاد نسبتاً بزرگی هستند، فراوانی پلاژیوکلاز تقریباً دو برابر فلدسپات آلکالن می‌باشد. با وجود اینکه فلدسپات‌ها عموماً دگرسان شده‌اند ولی در برخی از پلاژیوکلازهای سالم‌تر ماکل پلی‌سنتیک و گاهی منطقه‌بندی ترکیبی (زونینگ) قابل تشخیص است. فلدسپات‌های آلکالن عموماً از نوع اورتوکلاز بوده و تعدادی از آنها ماکل کارلسباد و باونو نشان می‌دهند (تابلو ۳-۳- اشکال ۴ و ۵).

آمفیبول با فراوانی ۲۵ تا ۳۰ درصد دیگر کانی اصلی تشکیل دهنده این سنگهاست که عمدتاً در فضای بین فلدسپات‌ها قرار گرفته و باعث ایجاد بافت اینترگرانولار شده است. این آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند بوده و شدیداً دگرسان شده‌اند. عمده‌ترین کانیهای حاصل از دگرسانی آمفیبول‌ها شامل کلریت همراه با مقادیری اپیدوت، اسفن و کانیهای اپاک می‌باشد (تابلو ۳-۳- شکل ۶). همچنین برخی از آمفیبول‌ها به بیوتیت تبدیل شده‌اند که این بیوتیت‌ها عموماً به حالت شعاعی دیده می‌شوند (تابلو ۳-۳- شکل ۷).

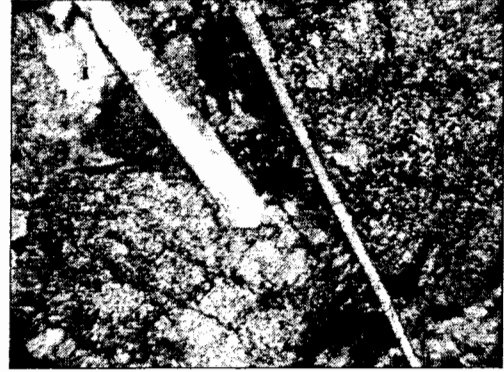
از کانیهای مهم فرعی و ثانویه دیگر موجود در این سنگها می‌توان به آپاتیت، مسکویت و کلسیت اشاره کرد.

تابلو ۳-۳

- شکل ۱- اورالیتی شدن بلورهای پیروکسن در گابروها و گابرودیوریت‌ها (بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).
- شکل ۲- قرارگیری بلورهای سوزنی و منشوری آپاتیت در داخل بلورهای سوسوریتی شده پلاژیوکلاز در گابرودیوریت‌ها (بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).
- شکل ۳- تبدیل اکسیدهای آهن غنی از تیتان به لوکوکسن. در این شکل تیغه‌هایی از اکسید آهن در کنار لوکوکسن دیده می‌شود. این پدیده در اکثر سنگهای منطقه قابل مشاهده است (بزرگنمایی ۵۰ برابر).
- شکل ۴- ماکل باونو در فلدسپاتهای آلكالن موجود در مونزودیوریت‌ها (بزرگنمایی ۵۰ برابر).
- شکل ۵- ماکل کارلسباد در فلدسپاتهای آلكالن موجود در مونزودیوریت‌ها (بزرگنمایی ۳۰ برابر).
- شکل ۶- تشکیل کلریت و اسفن در اثر دگرسانی آمفیبول‌ها در سنگهای مونزودیوریتی (بزرگنمایی ۵۰ برابر).
- شکل ۷ و ۸- تبدیل آمفیبول به بیوتیت و کلریت در مونزودیوریت‌ها در نور XPL و PPL. در این سنگها بیوتیت‌ها بد حالت شعاعی قرار گرفته‌اند (بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



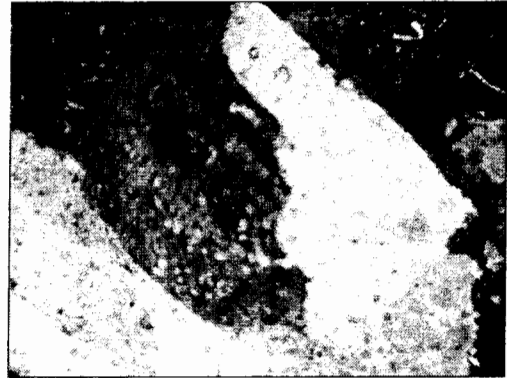
شکل ۱



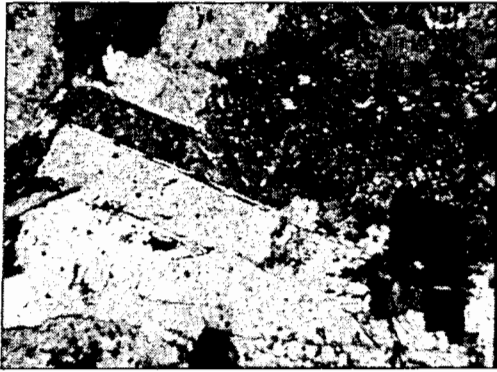
شکل ۲



شکل ۳



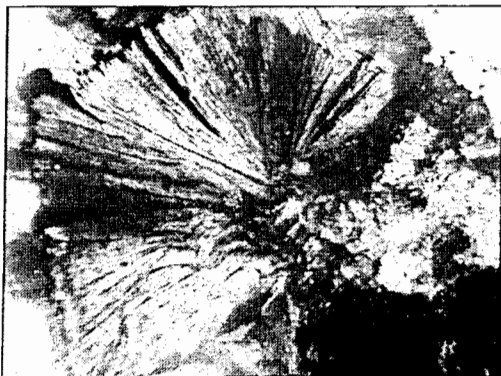
شکل ۴



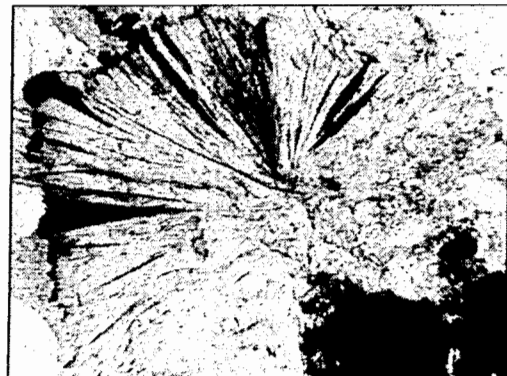
شکل ۵



شکل ۶



شکل ۷



شکل ۸

۳-۳- سنگهای خروجی

- الیوین بازالتها

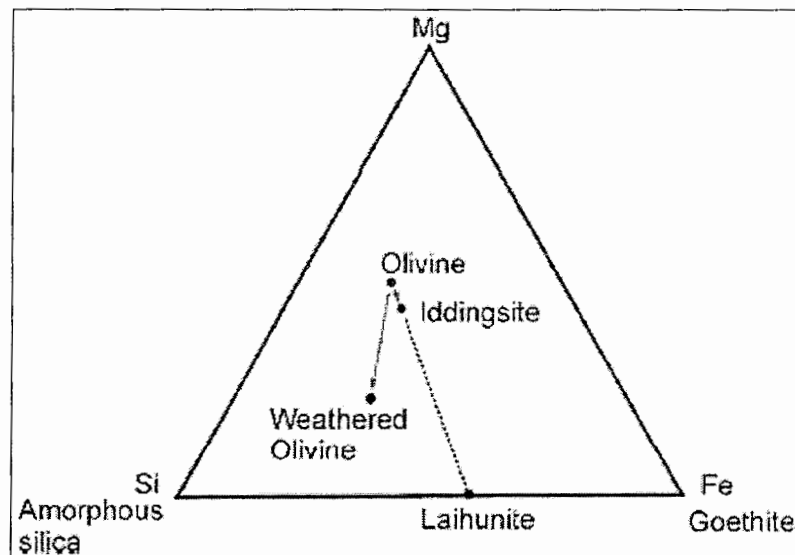
این سنگها در نمونه دستی به رنگ سبز و خاکستری تیره تا روشن دیده می‌شوند. عملکرد بسیار شدید فرآیندهای دگرسانی باعث دشوار ساختن نمونه برداری از این سنگها شده است. الیوین بازالتها در زیر میکروسکوپ بافتهای پورفیری با خمیره میکروولیتی و شیشه‌ای، گلوپورفیری و حفره‌ای نشان می‌دهند.

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی موجود در این سنگهاست که حجم عمده آن به صورت میکروولیت و مقادیر بسیار کمی (در حدود ۵ درصد) نیز به شکل فنوکریست دیده می‌شود. میکروولیت‌ها و فنوکریست‌های این کانی به سریسیت، کلسیت، کلریت و اپیدوت (سوسوریت) تجزیه شده‌اند (تابلو ۳-۴- شکل ۱).

الیوین و کلینوپیروکسن از دیگر فنوکریستهای موجود در این سنگها می‌باشند. الیوین‌ها به صورت بلورهای نیمه شکلدار تا شکلدار در این سنگها دیده شده و حدود ۱۵ درصد از حجم این سنگها را تشکیل می‌دهند. الیوین‌ها بطور کامل دگرسان شده‌اند و توسط کانی‌های ثانویه جانشین شده‌اند و تنها قالب اولیه آنها بر جای مانده است. کلسیت و کانی‌های اپاک مهمترین کانیهای پر کننده فضای قالب الیوین‌ها هستند و در مقادیر کم‌تر کلریت، کوارتز و زئولیت نیز قابل مشاهده‌اند (تابلو ۳-۴- شکل ۲). کانیهای اپاک موجود در الیوین‌ها عمدتاً در سطح شکستگی‌ها قرار گرفته و حاصل دگرسانی الیوین‌ها هستند. کلسیت فراوان‌ترین کانی جانشین شده است که از دگرسانی پلاژیوکلازها و پیروکسن‌ها تأمین شده است. کانی کلریت نیز ناشی از دگرسانی پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین می‌باشد.

ایدینگزیت نیز یکی از محصولات دگرسانی الیوین‌هاست که به مقدار کم در این سنگها قابل تشخیص است (تابلو ۳-۴- شکل ۳). از لحاظ ترکیب، گوئیت که یک اکسید آهن آبدار است تنها فاز بلورین ایدینگزیت می‌باشد و بقیه را مواد آمورف تشکیل می‌دهند. این محصول دگرسانی با رنگ قرمز و عمدتاً در محل شکستگیها و فضاهای موجود در الیوین‌ها دیده می‌شود. این فرآیند به نظر دیر و همکاران (۱۹۸۲) شامل یک سری تغییر و تبدیلات پیوسته در ساختمان الیوین است که در حالت جامد رخ داده و طی آن با ورود اتمهای هیدروژن به درون ساختمان الیوین و اتصال آنها به اتمهای

اکسیژن منجر به آزاد شدن کاتیونهای Mg ، Fe^{2+} ، Si و جانشینی کاتیونهای Ca ، Fe^{3+} و Al بجای آنها می‌گردد. نتایج کارهای ولج و بنفیلد (۲۰۰۲) نیز نشان دهنده خروج Si و Mg و افزایش مقادیر Fe^{3+} می‌باشد (شکل ۳-۱).



شکل ۳-۱- تغییرات ترکیب الیون به ایدینگزیت در آلکالی بازالت‌های بلیکس در ماسیو سانت‌رال فرانسه (ولج و بنفیلد، ۲۰۰۲).

در این سنگها مقادیری بلورهای کلینوپیروکسن نیز به شکل فنوکریست دیده می‌شود که بلورهای این کانی به صورت یک فاز ترجیحی در مقابل دگرسانی مقاومت نموده و دگرسانی کمتری را نشان می‌دهند. کلینوپیروکسن‌های موجود از نوع اوژیت و تیتان اوژیت بوده و ارتوپیروکسن اصولاً دیده نمی‌شود.

بافت حفره‌ای در الیون بازالتها نشان دهنده خروج گاز و مواد سیال در اثر کم شدن فشار وارد بر ماگماست. این حفرات عمدتاً کروی بوده و توسط کلسیت پر شده‌اند (تابلو ۳-۴- شکل ۴).

تجمع فنوکریست‌های الیون، پیروکسن و پلاژیوکلاز در الیون بازالتها منجر به شکل‌گیری بافت گلومروپورفیری شده است (تابلو ۳-۴- شکل ۵). در یک مورد نیز تجمعی از بلورهای الیون دیده می‌شود که با در کنار یکدیگر قرار گرفتن خود یک مجموعه گلومروپورفیری بزرگ را تشکیل داده‌اند. الیون‌های تشکیل دهنده این گلومرول کاملاً توسط کلسیت و کانیهای اپاک سودومورف شده‌اند (تابلو ۳-۴- شکل ۶).

کرکپاتریک (۱۹۷۷) و کمپبل (۱۹۷۸) تجمع بلورهایی از یک نوع و تشکیل گلمرول را در نتیجه نطفه‌بندی ناهمگن این کانیها می‌دانند. باستین (۱۹۵۰) و پارک و مینز (۱۹۹۶) تشکیل تجمعاتی از بلورهای مشابه را نتیجه برخورد تصادفی این کانیها با یکدیگر می‌دانند. اما فیلیپوتس و دیکسون (۲۰۰۲) با توجه به قرارگیری بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در کنار یکدیگر و ایجاد گلمرول اظهار داشته‌اند که هر دو مکانیسم نطفه‌بندی ناهمگن و نیز برخورد تصادفی بلورها می‌توانند باعث تشکیل گلمرول‌هایی از انواع کانیهای مختلف در کنار یکدیگر شوند.

به عقیده هلز (۱۹۸۷، در شلی ۱۹۹۳) بلورهایی که بطور اتفاقی به هم برخورد می‌کنند، در صورتی که شبکه بلوری آنها موازی یکدیگر باشد و یا در جهات روابط ماکلی و یا بعضی روابط اپی‌تاکسیال مناسب قرار گیرند، به همدیگر می‌چسبند. این مکانیسم که توسط هلز (۱۹۸۷) برای الیوین‌های نیمه شکلدار آتشفشان کیلوا ارائه شده است به مکانیسم سینوس معروف می‌باشد.

در الیوین بازالت‌های موجود در سازند نیور، تغییراتی در اندازه دانه‌ها و ترکیبات سنگها از پایین به بالا دیده می‌شود. به طوری که به سمت سطح گدازه بتدریج اندازه دانه‌ها و نیز مقدار کانیهای مافیک نیز کاهش می‌یابد. در قسمت‌های تحتانی این لایه گدازه، مقدار الیوین حتی تا ۴۰ درصد و یا بیشتر نیز می‌رسد و ترکیب سنگها تقریباً مشابه الیوین‌گابروهای موجود در سازند کالشانه است. در قسمت‌های تحتانی این لایه گدازه، کانیهای فلوگوپیت و هورنبلند نیز قابل تشخیص‌اند (تابلو ۳-۴ - شکل ۷). تغییرات ترکیب و اندازه دانه‌ها می‌تواند نشان دهنده عملکرد تفریق ماگمایی در حین سرد شدن این لایه گدازه باشد.

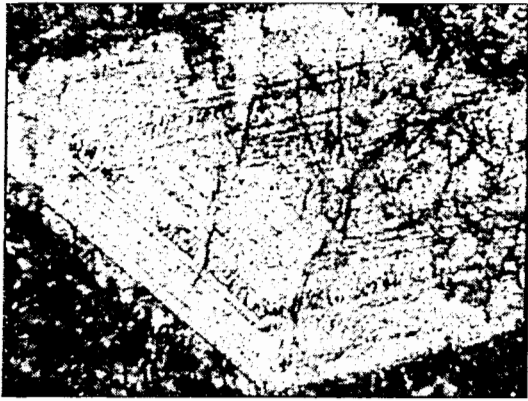
به عقیده شلی (در آسیابانها، ۱۳۷۴) وجود تجمعاتی از فنوکریستها یا میکروفنوکریستها می‌تواند نقش مهمی در تفریق آذرین ایفا کند. بطوری که یک گلمرول بزرگ راحت‌تر از هر یک از ذرات منفرد آن فرو می‌رود. با توجه به اینکه ترکیب کانی‌های تشکیل دهنده گلمرول‌ها مشابه کانی‌های مشاهده شده در قسمت‌های تحتانی این واحد گدازه‌ای است می‌توان تمرکز بیشتر کانیهای الیوین و کلینوپیروکسن در قسمت‌های تحتانی را به تفریق ماگمایی در حین سرد شدن ماگمای لایه گدازه نسبت داد.

همانگونه که خصوصیات پتروگرافی سنگهای آذرین نفوذی و خروجی منطقه مورد مطالعه شامل نوع کانیهای اصلی و روند تبلور این کانیها، نوع کانیهای فرعی و دگرسانی‌های موجود نشان می‌دهند،

نوعی ارتباط پتروگرافیکی بین تمامی سنگهای موجود در منطقه دیده می‌شود. این امر می‌تواند نشان دهنده ارتباط ژنتیکی سنگهای آذرین نفوذی و خروجی موجود در منطقه با یکدیگر و شکل‌گیری آنها از یک ماگمای واحد باشد. ارتباط بین سنگهای موجود در منطقه مورد مطالعه در فصول بعدی با توجه به شواهد مبتنی بر عناصر اصلی و کمیاب به تفصیل مورد بررسی قرار می‌گیرد.

تابلو ۳-۴

- شکل ۱- فنوکریست پلاژیوکلاز سوسوریتی شده همراه با منطقه‌بندی ترکیبی در الیوین‌بازالتها (بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).
- شکل ۲- سودومورف‌های الیوین در الیوین‌بازالتها که توسط کلسیت و کلریت پر شده‌اند (بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).
- شکل ۳- الیوین‌های ایدینگزیتی شده در الیوین‌بازالتها (بزرگنمایی ۲۰۰ برابر).
- شکل ۴- حفره‌های کروی پر شده توسط کلسیت در الیوین‌بازالتها. این حفرات نشان‌دهنده خروج گازها و مواد سیال در اثر کاهش فشار وارد بر ماگما می‌باشند (بزرگنمایی ۲۰۰ برابر).
- شکل ۵- تجمع بلورهای الیوین و کلینوپیروکسن در الیوین‌بازالتها و تشکیل بافت گلومروپورفیری (بزرگنمایی ۳۰ برابر).
- شکل ۶- تجمع بلورهای الیوین در الیوین‌بازالتها و تشکیل گلومرول. این الیوین‌ها توسط کانی‌های ثانویه سودومورف شده‌اند (بزرگنمایی ۳۰ برابر).
- شکل ۷- فلوگوپیت موجود در الیوین‌بازالتها (بزرگنمایی ۳۰ برابر).



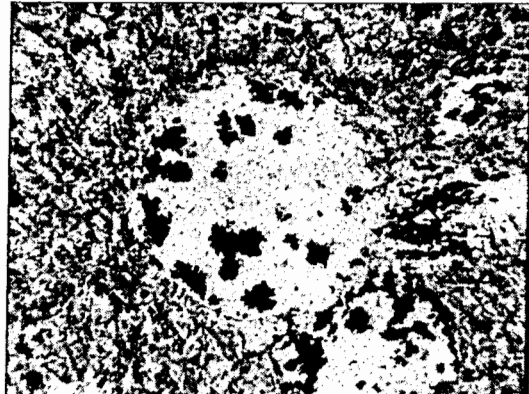
شکل ۱



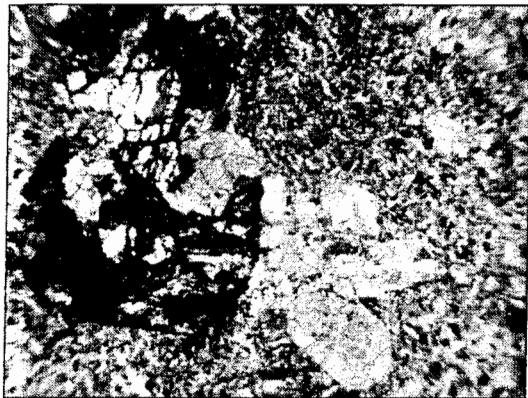
شکل ۲



شکل ۳



شکل ۴

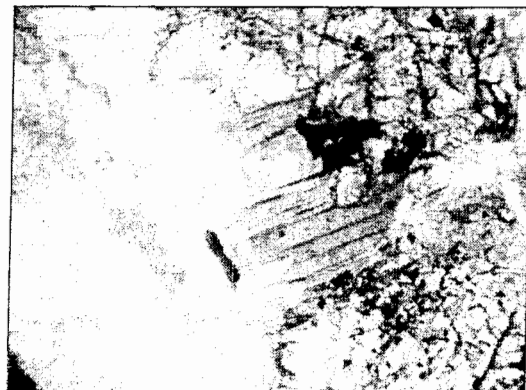


شکل ۵



شکل ۶

تابلوی ۳-۴



شکل ۷

فصل چہارم

ژئوشیمی

۱-۴- مقدمه

مطالعات ژئوشیمیایی یکی از مهمترین روشهای بررسی خصوصیات سنگهای آذرین است. بطوری که بررسی دقیق سنگهای آذرین بدون این مطالعات امکان پذیر نیست. به منظور انجام این مطالعات در سنگهای منطقه، پس از مطالعات پتروگرافی، تعداد ۱۲ نمونه با کمترین میزان دگرسانی و حداکثر تنوع ترکیبی انتخاب و مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند (جدول ۱-۴). تجزیه شیمیایی این نمونه‌ها در آزمایشگاه *Actlab* کانادا و به روش *ICP-MS* صورت گرفته است. این روش به علت حد آشکارسازی بسیار پایین و صحت و دقت بالا، بطور گسترده‌ای جهت تجزیه عناصر کمیاب و ایزوتوپها مورد استفاده قرار می‌گیرد (رولینسون، ۱۹۹۳).

نتایج تجزیه شیمیایی برای اکسیدهای اصلی بصورت درصد وزنی ($wt\%$) و برای عناصر کمیاب بصورت قسمت در میلیون (ppm) در جداول ۲-۴ و ۳-۴ ارائه شده است. همچنین در جدول ۲-۴ ترکیب نورماتیو سنگهای منطقه که بر اساس نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی محاسبه شده‌اند، نمایش داده شده است.

۲-۴- منابع بروز خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌ها

ممکن است برخی فرآیندها نتایج تجزیه شیمیایی سنگها را تحت تأثیر قرار داده و باعث ایجاد خطاهایی شوند. با توجه به تأثیر این خطاها در نتیجه‌گیریهای بعدی درباره روابط ژئوشیمیایی سنگها، لازم است که استفاده کننده از این نتایج، از منابع ایجاد کننده این خطاها نیز آگاهی داشته باشد. مهمترین منابع ایجاد کننده این خطاها شامل موارد زیر می‌باشند (رولینسون، ۱۹۹۳):

- آلاینش

آلاینش، یک منبع مهم خطا در حین آماده‌سازی نمونه جهت تجزیه ژئوشیمیایی است. این عمل به احتمال زیاد در طی خردکردن و پودرکردن نمونه صورت می‌گیرد. آلاینش ممکن است از نمونه‌های قبلی بجای مانده در دستگاه آماده‌سازی منتقل شده باشد و یا ناشی از خود دستگاه آسیاب باشد. با تمیز کردن دقیق و یا آغشته کردن دستگاه با نمونه‌ای که قرار است خرد شود، می‌توان اثرات نمونه-های قبلی را از بین برد. همچنین با انتخاب یک آسیاب با کیفیت مناسب، می‌توان اثرات دستگاه آسیاب را به حداقل کاهش داد.

مطمئن‌ترین نتایج تجزیه مربوط به دستگاههایی است که از آگات ساخته شده‌اند. هر چند به عقیده جچوم و همکاران (۱۹۹۰) حتی آگات نیز ممکن است آلاینش کمی ایجاد کند. کاربرد تنگستن یک ماده پودر کننده رایج در هاون خرد کننده و نیز آسیاب حلقه‌ای بوده و آلودگی قابل ملاحظه W ، Co ، Sc ، Ta و مقدار جزئی Nb را سبب می‌شود (نیسبت و همکاران، ۱۹۷۹؛ هیکسون و یوراس، ۱۹۸۶؛ نورمن و همکاران، ۱۹۸۹؛ جچوم و همکاران، ۱۹۹۰). همچنین ممکن است خطوط طیفی W بر روی خطوط عناصر دیگر افتاده و سبب افزایش مجازی غلظت شود. فولاد کروم‌دار، مقادیر قابل ملاحظه‌ای Cr و Fe ، مقادیر متوسطی Mn و مقادیر جزئی Ni وارد محیط می‌کنند (هیکسون و یوراس، ۱۹۸۶). آلودگی نمونه‌ها با مواد حاصل از ته‌نشینی آبهای زیرزمینی یا آب دریا و ناخالصی معرف‌های مصرف شده نیز می‌توانند خطاهایی را ایجاد کنند.

- خطاهای ناشی از کالیبراسیون

در تمامی روشهای تجزیه شیمیایی (بجز طیف سنجی جرمی)، غلظتها را نسبت به استاندارد با غلظت مشخص یا نسبت به منحنی کالیبراسیون می‌سنجند که این منحنی نیز بر اساس استانداردهایی با غلظت معلوم ترسیم شده است. استانداردهای مورد استفاده در ترسیم منحنی‌های کالیبراسیون شامل معرف‌های بسیار خالص شیمیایی، نمونه‌های محلی خوب تجزیه شده و یا نمونه‌های بین‌المللی مرجع هستند (گویندراجو، ۱۹۸۴؛ ابی، ۱۹۸۹).

در برخی موارد لازم است که استانداردها با استفاده از روشهای بسیار دقیق مورد تجزیه قرار گیرند. واضح است که صحت تجزیه نهایی بستگی به صحت تجزیه استانداردهای مورد استفاده در کالیبراسیون داشته و خطاهای سیستماتیک براحتی می‌توانند ایجاد شوند.

- خطاهای ناشی از پوشش پیکها با یکدیگر

در اکثر روشهای تجزیه‌ای مورد استفاده در ژئوشیمی (به استثنای طیف سنجی جرمی)، سعی اندکی در جدایش عناصر مورد تجزیه از بقیه سنگ یا کانیهای نمونه صورت می‌گیرد. بنابراین امکان تداخل خطوط طیفی یا پیکها وجود داشته و در نتیجه، مقادیر اندازه‌گیری شده در اثر همپوشی با پیک اضافی عنصر دیگر موجود در سنگ به طور مجازی بالا خواهد بود. تأثیر این تداخلات باید محاسبه و رفع شود.

با توجه به اینکه جهت آسیاب کردن نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه، از دستگاه آگات استفاده شده است، می‌توان تنها عامل آلابش در مرحله آسیاب را اضافه شدن مقادیر جزئی سیلیس دانست. از طرفی چون سیلیس جزء عناصر اصلی تشکیل دهنده سنگهاست و به مقدار فراوان در سنگها دیده می‌شود، آلابش مقادیر ناچیز این عنصر نمی‌تواند نقش مهمی در ایجاد خطا داشته باشد.

بدین ترتیب نقش آلابش عناصر فلزی در مرحله آسیاب، بدلیل عدم درگیر بودن این عناصر منتفی می‌شود.

همچنین در روشهای طیف سنجی جرمی بدلیل جدایش شیمیایی عناصر قبل از اندازه‌گیری، خطاهای ناشی از کالیبراسیون و همپوشی پیکها کاهش یافته و یا از بین می‌رود. از آنجائیکه نمونه‌های منطقه به روش *ICP-MS* (که نوعی روش طیف سنجی جرمی است) مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند، می‌توان با اطمینان بیشتری نتایج بدست آمده را مورد تجزیه و تحلیل قرار داد.

جدول ۴-۱- مشخصات نمونه‌های سنگی و مختصات دقیق جغرافیایی محل برداشت آنها.

شماره نمونه	نام سنگ	محل برداشت نمونه	مختصات دقیق محل برداشت نمونه توسط GPS
SM-13-1	الیون گابرو	سازند کالشانه	34 06 51 N, 56 46 42 E
SM-7-2	الیون گابرو	سازند کالشانه	34 06 41 N, 56 47 02 E
SM-7-1	گابرو	سازند کالشانه	34 07 10 N, 56 45 09 E
SM-11-2	گابرو	سازند کالشانه	34 06 42 N, 56 46 11 E
SM-3-7	گابرو	سازند کالشانه	34 07 19 N, 56 45 03 E
SM-6-1	گابرو دیوریت	سازند کالشانه	34 06 15 N, 56 47 05 E
SM-5-1	دیوریت	سازند کالشانه	34 07 12 N, 56 45 10 E
SM-10-2	مونزودیوریت	سازند کالشانه	34 07 01 N, 56 44 14 E
DM-1-2	الیون بازالت	سازند نیور	34 04 53 N, 56 47 13 E
DM-2-1	الیون بازالت	سازند نیور	34 05 07 N, 56 48 14 E
DM-2-3	الیون بازالت	سازند نیور	34 05 07 N, 56 48 14 E

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و ترکیب نورماتیو نمونه‌های منطقه مورد مطالعه پس از انجام تصحیحات ناشی از حذف مواد فرار. ترکیب نورماتیو نمونه‌ها بر اساس مقادیر Fe_2O_3/FeO میدلموست (۱۹۸۹) محاسبه شده‌اند.

Samples	SM-13-1	SM-7-2	SM-7-1	SM-11-2	SM-3-7	SM-6-1	SM-5-1	SM-10-2	DM-1-2	DM-2-1	DM-2-3
	الیون گابرو	الیون گابرو	گابرو	گابرو	گابرو	گابرو دیوریت	دیوریت	مونزودیوریت	الیون بازالت	الیون بازالت	الیون بازالت
Major oxides (wt%)											
SiO ₂	42.38	42.05	47.96	48.86	47.11	47.93	46.25	52.69	45.95	40.1	49.53
Al ₂ O ₃	8.4	8.95	12.87	15.13	16.82	16.36	16.28	20.28	14.08	10.59	15.54
Fe ₂ O ₃	15.44	14.8	10.42	8.52	10.84	12.08	11.24	9.95	14.58	14.86	10.87
MnO	0.189	0.184	0.195	0.153	0.146	0.168	0.246	0.109	0.097	0.181	0.1
MgO	26.03	25.3	12.48	9.86	10.67	6.84	7.01	4.72	10.68	25.4	8.07
CaO	5.94	6.77	12.16	12.88	9.51	10.72	7.61	1.51	8.14	6.29	9.86
Na ₂ O	0.8	0.93	1.46	2.08	2.1	2.87	4.34	4.58	2.43	0.88	2.38
K ₂ O	0.36	0.39	1.39	1.32	1.72	1.29	0.29	4.61	1.72	0.34	1.24
TiO ₂	0.6	0.718	1.011	1.156	0.983	1.641	2.808	1.138	2.116	0.728	2.316
P ₂ O ₅	0.06	0.09	0.11	0.13	0.19	0.2	0.32	0.5	0.39	0.08	0.35
Total	100	100	99.96	100.04	99.99	99.97	100.05	100.01	100.01	99.14	100.19
Norm(CIPW)											
Q (S)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
or (KAS6)	2.13	2.30	8.29	7.80	10.16	7.62	1.77	27.24	10.16	2.02	7.32
ab (NAS6)	6.75	4.81	12.44	14.37	15.35	20.00	32.66	38.67	17.52	1.50	20.06
an (CAS2)	18.21	19.04	24.62	27.98	31.31	27.88	26.33	4.56	22.35	24.04	27.94
lc (KAS4)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ne (NAS2)	0.00	1.65	0.00	1.73	1.29	2.29	2.81	0.00	1.62	3.24	0.00
C(A)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6.06	0.00	0.00	0.00
ac (NFS4)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ns (NS)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di wo (CS)	4.54	5.84	14.85	14.66	6.15	10.06	4.47	0.00	6.55	2.87	7.86
Di en (MS)	3.10	4.01	9.98	9.62	3.82	5.29	2.57	0.00	3.81	1.98	4.73
Di fs (FS)	1.06	1.34	3.72	3.99	1.96	4.46	1.68	0.00	2.42	0.66	2.69
Hy en (MS)	0.95	0.00	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.00	0.00	9.52
Hy fs (FS)	0.33	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00	5.41
Ol fo (M2S)	42.63	41.39	14.69	10.51	15.98	8.25	10.85	8.03	15.99	43.31	4.11
Ol fa (F2S)	16.14	15.28	6.04	4.81	9.07	7.68	7.83	9.13	11.21	15.98	2.58
mt (FF)	2.91	2.79	2.51	2.06	2.62	2.91	2.80	2.40	3.52	2.83	2.62
he (F)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
il (FT)	1.14	1.36	1.94	2.19	1.87	3.11	5.50	2.16	4.01	1.39	4.39
ap (CP)	0.13	0.20	0.24	0.28	0.41	0.44	0.72	1.09	0.85	0.18	0.76

جدول ۳-۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه (بر حسب ppm).

Samples	SM-13-1	SM-7-2	SM-7-1	SM-11-2	SM-3-7	SM-6-1	SM-5-1	SM-10-2	DM-1-2	DM-2-1	DM-2-3
	الیون گابرو	الیون گابرو	گابرو	گابرو	گابرو	گابرو دیوریت	گابرو دیوریت	مونزودیوریت	الیون بازالت	الیون بازالت	الیون بازالت
Trace elements (ppm)											
Sc	18	20	40	51	33	35	27	1	27	18	28
Be	0	0	1	1	1	2	2	2	2	0	2
V	112	113	187	211	163	303	335	61	238	115	255
Cr	1020	900	430	400	360	60	30	0	260	1090	270
Co	76	62	39	23	36	27	34	12	39	78	39
Ni	530	460	140	100	120	50	70	0	200	570	200
Cu	50	60	120	120	120	50	50	0	10	80	150
Zn	80	70	160	120	90	90	120	50	100	110	60
Ga	7	6	10	11	11	14	16	17	14	8	14
Ge	1.2	1	1.3	1.6	1.2	1.4	1.4	0.7	1.4	1.2	1.3
Rb	6	6	31	26	41	32	5	55	25	6	21
Sr	124	157	255	369	134	398	431	213	148	158	236
Y	6.6	5.9	13	13.6	14.3	17.2	18.4	19.2	20.8	7.3	22.9
Zr	29	28	66	70	89	106	112	246	144	32	124
Nb	3.1	3.2	7.8	9.4	9	15.7	22	42.4	25.4	5.1	22.2
Sb	3.8	4.5	2.6	4.2	3.2	4.9	5.4	4.4	4.1	4.9	7.3
Cs	0.6	0.3	0.5	0.3	0.3	0.5	0.1	0.3	0.2	0.3	0.8
Ba	42	60	316	296	225	286	85	1011	516	66	283
Hf	0.8	0.8	1.9	2	2.3	2.7	3.2	5.1	3.8	1	3.3
Ta	0.21	0.26	0.55	0.65	0.68	1.13	1.62	3.03	1.77	0.31	1.53
W	0	32.8	4.1	0.9	0.6	0.7	1.2	2.6	1.2	0	0
Tl	0.21	0	0.2	0.15	0.21	0.22	0.05	0.25	0.11	0	0.08
Pb	10	11	264	505	49	30	38	32	20	29	23
Bi	0	0	0.3	0.1	0.8	0.3	0.2	0.9	0	0	0
Th	0.45	0.51	1.46	1.09	2.12	2.21	2.07	5.08	3.01	0.54	2.41
U	0.07	0.07	0.31	0.22	0.51	0.55	0.49	1.08	0.68	0.09	0.51
Rare earth elements (ppm)											
La	3.11	3.67	8.65	9.48	12.1	13.6	17.8	18.6	23.5	4.31	19
Ce	7	8.08	18.4	19.8	25.5	28.4	37	39.2	48.6	9.32	40
Pr	0.95	1.07	2.35	2.55	3.1	3.56	4.66	4.5	5.92	1.23	5.1
Nd	4.1	4.62	10.1	11	12.7	14.4	19.6	16.5	24	5.31	21.1
Sm	1.17	1.24	2.6	2.79	3.01	3.42	4.54	2.84	5.28	1.35	4.91
Eu	0.467	0.494	0.893	1.04	1.04	1.29	1.72	0.829	1.94	0.517	1.78
Gd	1.38	1.39	2.94	3.14	3.28	3.72	4.88	2.64	5.31	1.57	5.28
Tb	0.23	0.23	0.49	0.52	0.55	0.61	0.76	0.48	0.83	0.25	0.83
Dy	1.36	1.31	2.71	2.85	3.05	3.49	4.02	3.13	4.42	1.42	4.53
Ho	0.26	0.24	0.51	0.52	0.56	0.65	0.72	0.73	0.79	0.27	0.84
Er	0.71	0.65	1.39	1.48	1.57	1.82	1.97	2.45	2.18	0.75	2.36
Tm	0.1	0.092	0.199	0.206	0.222	0.253	0.269	0.4	0.295	0.103	0.341
Yb	0.62	0.57	1.2	1.24	1.36	1.55	1.62	2.62	1.8	0.63	2.09
Lu	0.086	0.08	0.164	0.165	0.193	0.226	0.22	0.379	0.252	0.091	0.289
Σ REE	21.543	23.736	52.596	56.781	68.235	76.989	99.779	95.298	125.117	27.121	108.45

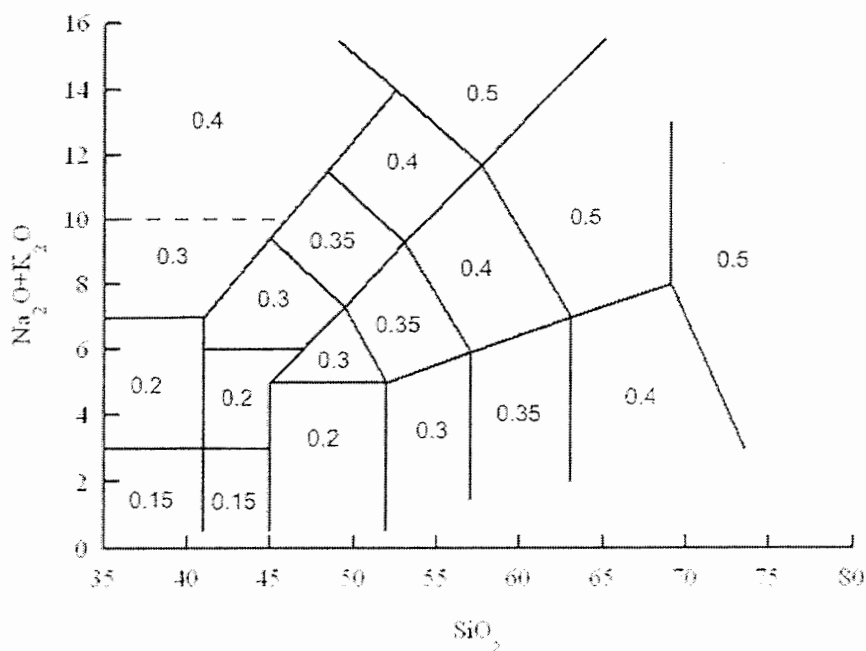
۳-۴- تصحیح داده‌های تجزیه ژئوشیمیایی

قبل از استفاده از تجزیه‌های شیمیایی لازم است که تغییرات و تصحیحاتی بر روی داده‌ها صورت گیرد. از جمله این تصحیحات می‌توان به حذف مواد فرار و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO اشاره کرد. اصولاً با وجود اینکه میزان مواد فرار اولیه در سنگهای ماگمایی کم می‌باشد (معمولاً کمتر از یک درصد)، ولی در برخی مواقع مقادیر زیادی از این مواد در سنگها دیده می‌شود که بیشتر آنها در اثر

فرآیندهای ثانویه وارد سنگها شده‌اند (میدلموست، ۱۹۸۵). به منظور حذف مواد فرار ابتدا درصد آنها را از حاصل جمع اکسیدها کم می‌کنیم و سپس مجموع مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی را به ۱۰۰ می‌رسانیم.

در تجزیه شیمیایی، مقادیر آهن بصورت Fe_2O_3 کل ارائه شده است. برای استاندارد کردن مقادیر آهن فرو و فریک باید محاسبات خاصی صورت گیرد. دلیل این تصحیحات اکسید شدن سنگهای آذرین در نتیجه دگرسانی ثانویه و افزایش نسبت Fe_2O_3/FeO است که این امر در ترکیب کانی‌شناسی نورماتیو سنگ تأثیر عمده‌ای می‌گذارد. بطوری که سنگ اکسید شده دارای مقادیر مگنتیت نورماتیو بیشتری (بدلیل افزایش Fe^{3+}) خواهد بود. بنابراین در تشکیل نورم کانیهای سیلیکاتهای نظیر دیوپسید، هیپرستن و الیون، FeO کمتری وارد می‌شود.

جهت تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO در سنگهای منطقه از نسبتهای مختلف پیشنهادی میدلموست (۱۹۸۹) استفاده شده است. در این روش نسبتهای Fe_2O_3/FeO پیشنهاد شده توسط میدلموست، بر روی نمودار مجموع آلكالی در مقابل سیلیس (TAS) طراحی شده توسط لومتر و همکاران (۱۹۸۹) مورد استفاده قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱). نسبت Fe_2O_3/FeO محاسبه شده با استفاده از این روش برای سنگهای منطقه برابر ۰/۱۵ و ۰/۲ می‌باشد.



شکل ۴-۱- نمودار مجموع آلكالی در مقابل سیلیس (TAS) از لومتر و همکاران (۱۹۸۹) که نسبتهای مختلف پیشنهادی Fe_2O_3/FeO میدلموست را نشان می‌دهد.

۴-۴- کاربرد داده‌های تجزیه شیمیایی

نتایج حاصل از تجزیه‌های شیمیایی، به روشهای گوناگون و جهت اهداف مختلف مورد استفاده قرار می‌گیرند. ارائه این نتایج بصورت عناصر اصلی و کمیاب می‌باشد که در ابتدا بطور مختصر به معرفی این عناصر و اهمیت و کاربرد آنها در ژئوشیمی می‌پردازیم.

الف- عناصر اصلی

این عناصر شامل *Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti* و *P* می‌باشند که غلظت آنها در تجزیه‌های شیمیایی بصورت درصد وزنی (*wt %*) اکسید بیان می‌شود. مهمترین کاربرد داده‌های عناصر اصلی شامل موارد زیر می‌باشد (رولینسون، ۱۹۹۳):

- ۱- طبقه‌بندی و نامگذاری سنگها
- ۲- استفاده در نمودار تغییرات و نمایش داده‌ها بصورت نمودارهای دو متغیره و یا سه متغیره
- ۳- بعنوان ابزاری جهت مقایسه با ترکیبات سنگی تجربی و پی بردن به شرایط تشکیل سنگها
- ۴- استفاده از این عناصر به همراه عناصر کمیاب جهت تعیین جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگهای

آذین

ب- عناصر کمیاب

غلظت این عناصر در سنگ کمتر از ۰/۱٪ بوده و بصورت قسمت در میلیون (*ppm*) بیان می‌شوند. در اغلب موارد، این عناصر قادر به ساختن کانی مخصوص به خود نبوده و بیشتر جایگزین عناصر اصلی در ساختار کانیها می‌شوند. عناصر کمیاب در متمایز کردن فرآیندهای پترولوژیکی دارای کارایی بهتری نسبت به عناصر اصلی بوده و بوسیله آنها می‌توان فرآیندهای پترولوژیکی را به طور کمی مورد بررسی قرار داد. به عنوان مثال به عقیده بسیاری از پترولوژیستها (هانسن، ۱۹۷۸؛ راجامانی و همکاران، ۱۹۸۵؛ کندی و همکاران، ۱۹۸۷؛ نوپر و کندی، ۱۹۸۸؛ سریواستاوا و سینگ، ۲۰۰۴) به مدل در آوردن عناصر کمیاب جهت بررسی فرآیندهای ذوب و تفریق در گوشته بسیار مفید هستند و بوسیله آنها می‌توان فرآیندهای تبلور تفریقی و ذوب بسته‌ای را بر روی این دیاگرامها تشخیص داد. همچنین عناصر کمیاب موجود در بازالتها، پارامترهای موثری را برای تشخیص اعماق تشکیل ماگما،

مقادیر کشتش و ضخامت لیتوسفر (مک کنزی و ایونس، ۱۹۹۱) و خصوصیات گوشته فراهم می‌کنند (ژیائو و همکاران، ۲۰۰۴).

عناصر کمیاب را اغلب بصورت گروهی مورد مطالعه قرار می‌دهند. مهمترین گروه عناصر کمیاب، لانتانیدها یا عناصر کمیاب خاکی می‌باشند که اعداد اتمی ۵۷ تا ۷۱ (*La* تا *Lu*) جدول تناوبی را به خود اختصاص می‌دهند. بعلاوه، گاهی عنصر *Y* که از نظر شعاع یونی به عنصر *Ho* شباهت دارد را نیز جزء این گروه در نظر می‌گیرند. یک سری تقسیمات فرعی نیز در این گروه وجود دارد. بطوری که عناصری از این گروه را که دارای عدد اتمی پایین می‌باشند، عناصر کمیاب خاکی سبک (*LREE*)، عناصری که دارای عدد اتمی بالایی هستند را عناصر کمیاب خاکی سنگین (*HREE*)، و عناصری که حد واسط این دو گروه قرار می‌گیرند (از *Sm* تا *Ho*) را عناصر کمیاب خاکی متوسط (*MREE*) می‌نامند. عموماً *REE*ها دارای حالت اکسیداسیونی 3^+ هستند و تنها استثنا در مورد دو کاتیون *Ce* و *Eu* می‌باشد که بصورت Ce^{4+} و Eu^{2+} نیز دیده می‌شوند.

تمامی عناصر کمیاب خاکی دارای خصوصیات ژئوشیمیایی و فیزیکی مشابهی هستند و تنها اختلافات کوچکی در رفتارهای شیمیایی از خود بروز می‌دهند. این اختلافات کوچک موجود از نظر رفتار و اندازه در بین عناصر کمیاب خاکی، باعث می‌شود که این عناصر توسط برخی فرآیندهای زمین‌شناسی از یکدیگر تفکیک شوند. در ژئوشیمی با استفاده از این خصوصیت می‌توان به ژنز مجموعه‌های سنگی و ماهیت فرآیندهای زمین‌شناسی پی برد.

از آنجائیکه عناصر کمیاب خاکی جزء عناصر با کمترین قابلیت انحلال بوده و در اثر عملکرد فرآیندهایی نظیر هوازدگی، دگرگونی درجه پائین و دگرسانی هیدروترمال نسبتاً غیر متحرکند، نقش این عناصر در تمایز فرآیندهای پترولوژیکی از اهمیت بسیار زیادی برخوردار می‌باشد. از گروههای دیگر عناصر کمیاب می‌توان به گروه پلاتین (*PGE*) اشاره کرد.

یکی از روشهای تقسیم‌بندی عناصر کمیاب، بر اساس رفتار آنها در سیستمهای ماگمایی است که بر این مبنا، عناصر کمیاب به دو گروه عناصر سازگار و ناسازگار تقسیم می‌شوند. خود عناصر ناسازگار نیز بر اساس نسبت بار به شعاع تقسیم بندی می‌شوند که این نسبت را شدت میدان یا پتانسیل یونی می‌نامند. بر طبق این تقسیم‌بندی، کاتیونهای کوچک با بار زیاد و پتانسیل یونی بالاتر از ۲ را عناصر با

شدت میدان بالا (*HFS*) و کاتیونهای بزرگ با بار کم و پتانسیل یونی کمتر از ۲ را عناصر با شدت میدان پائین (*LFS*) می‌نامند.

کاتیونهای با شدت میدان پائین (*LFS*) را عناصر لیتوفیل بزرگ یون (*LILE*) نیز می‌گویند. نزدیک بودن شعاع و بار یونی که مبنای تقسیم‌بندی‌های فوق الذکر است سبب می‌شود عناصری که در یک گروه قرار می‌گیرند رفتارهای ژئوشیمیایی مشابهی را نشان دهند. از جمله عناصر با شدت میدان بالا (*HFS*) شامل *Ta, Nb, Ti, Hf, Zr, Pb, U, Th, Y, Sc, REE* و عناصر با شدت میدان پائین (*LFS*) و کاتیونهای لیتوفیل بزرگ یون (*LILE*) نیز شامل *Sr, Ba, K, Rb, Cs, Pb²⁺ و Eu²⁺* هستند (البته باید در نظر داشت که *Ti* و *K* جزء عناصر اصلی می‌باشند).

همچنین عناصر با شعاع یونی کوچک و بار یونی نسبتاً کم نظیر تعدادی از عناصر اصلی و فلزات واسطه تمایل به سازگاری دارند. از جمله این عناصر *Ni, Co, V, Cr, Zn* و *Cu* قابل ذکرند.

تحرک عناصر کمیاب توسط تغییرات کانی‌شناسی رخ داده در طی دگرسانی و ماهیت فاز سیال کنترل می‌شود. بطور کلی عناصر ناسازگار متعلق به گروه *LFS* متحرکند، در صورتی که عناصر *HFS* و *REE* در شرایط دگرگونی شرایط متوسط، دگرسانی و دگرسانی کف دریا نسبتاً غیر متحرک می‌باشند (پیرس و کن، ۱۹۷۳، ۱۹۷۱؛ وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷، ۱۹۷۶؛ ورم، ۱۹۹۲؛ چچوم و ورم، ۱۹۹۶). فلزات واسطه *Mn, Zn* و *Cu* میل به تحرک (بویژه در دماهای بالا) دارند (سیوالد و سیفراید، ۱۹۹۰)، در صورتی که *Co, Ni, V* و *Cr* غیر متحرک هستند.

در میان سنگهای منطقه مورد مطالعه، مونزودیوریتها متحمل دگرسانی بسیار شدیدی شده‌اند. دگرسانی این سنگها به حدی است که تغییرات زیادی در مقادیر عناصر کمیاب آنها روی داده است. بطوری که این سنگها از بسیاری از عناصر کمیاب تهی‌شدگی پیدا کرده‌اند و یک تمرکز غیر عادی از عناصر کمیاب در این سنگها دیده می‌شود (جدول ۴-۳). به همین دلیل در برخی از نمودارها جهت جلوگیری از حصول نتایج غیر واقعی، مقادیر مربوط به تجزیه این سنگها مورد استفاده قرار نگرفته است.

۴-۵- کاربرد نتایج تجزیه‌های شیمیایی در طبقه‌بندی سنگها

در پترولوژی آذرین، داده‌های حاصل از تجزیه‌های شیمیایی و بخصوص عناصر اصلی، بطور گسترده‌ای جهت طبقه‌بندی و نامگذاری سنگهای آذرین مورد استفاده قرار می‌گیرند. طبقه‌بندی‌های معمول سنگها بر اساس نمودارهایی است که در آنها دو یا چند اکسید اصلی در برابر یکدیگر قرار می‌گیرند. از این میان، طبقه‌بندی‌هایی که در آنها مقادیر Na_2O و K_2O در برابر SiO_2 قرار می‌گیرند عمومیت بیشتری دارند. استفاده از SiO_2 در طبقه‌بندی سنگهای آذرین دارای اهمیت خاصی می‌باشد، زیرا سیلیس اکسید اصلی سنگهای ماگمایی معمول در زمین را تشکیل داده و مقدار آن، خواص فیزیکی و ساختمانی مذاب را کنترل می‌کند. همچنین با استفاده از مقادیر Na_2O و K_2O در برابر سیلیس می‌توان سنگهای ساب آلكالن، آلكالن و هیپرآلكالن را از یکدیگر تفکیک نمود.

یکی از مواردی که باید در هنگام استفاده از این دیاگرامها لحاظ کرد، تحرک عناصر آلكالن می‌باشد. به عبارتی بدلیل تحرک عناصر آلكالی، در استفاده از این دیاگرامها در سنگهای هوازده و دگرسان شده باید احتیاط کرد.

از آنجائیکه نمونه‌های سنگی منطقه، عموماً متحمل دگرسانی و هوازگی شدیدی شده‌اند و ممکن است نتایج بدست آمده از این دیاگرامها غیر قابل اطمینان باشد، بیشتر به طبقه‌بندی مدال سنگها (فصل ۳) تکیه شده است. با وجود این، طبقه‌بندی سنگهای آذرین نفوذی و خروجی منطقه به شرح زیر می‌باشد.

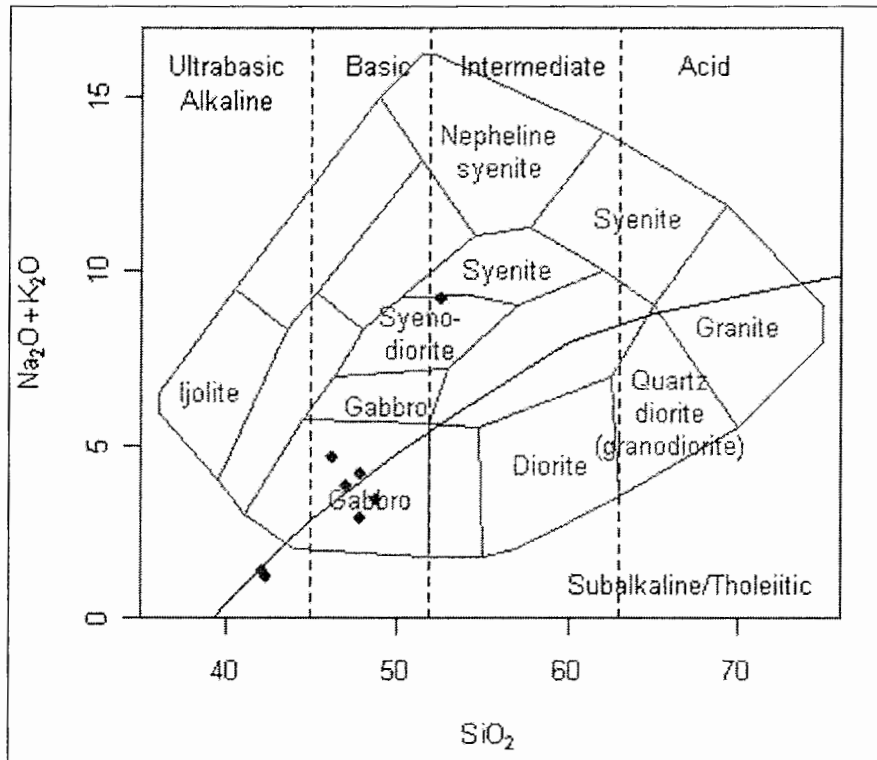
۴-۵-۱- طبقه‌بندی سنگهای نفوذی

الف- طبقه بندی ویلسون (۱۹۸۹)

اساس این طبقه‌بندی، نمودار مجموع آلكالی در مقابل سیلیس (TAS) کاکس و همکاران (۱۹۷۹) برای سنگهای آتشفشانی می‌باشد که توسط ویلسون (۱۹۸۹) برای سنگهای نفوذی تعمیم داده شده است. وجود خط جدا کننده محدوده آلكالی از ساب آلكالی از ویژگیهای این نمودار می‌باشد.

در این نمودار (شکل ۴-۲) بیشتر نمونه‌ها در مرز آلكالی- ساب آلكالی قرار می‌گیرند. اغلب نمونه‌های منطقه در محدوده گابرو و یک نمونه در مرز سینودیوریت با سینیت قرار می‌گیرند. دو نمونه نیز در

خارج از محدوده نامگذاری سنگها واقعند. احتمالاً علت قرارگیری نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکان، هوازدگی و دگرسانی آنهاست که عناصر آلکان بدلیل تحرک بالا از سنگ خارج شده‌اند.



شکل ۴-۲- طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگهای نفوذی با استفاده از نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹؛ ویلسون، ۱۹۸۹).

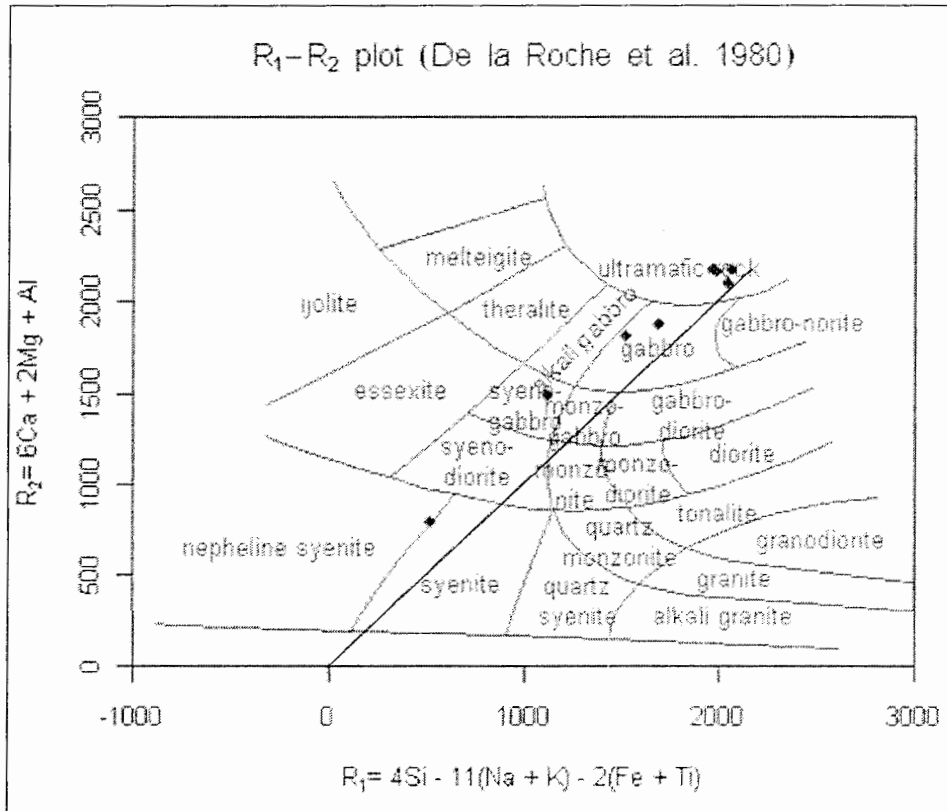
ب- طبقه بندی R_1 - R_2 دلارش و همکاران (۱۹۸۰)

این الگوی طبقه‌بندی بر مبنای نسبت‌های کاتیونی عناصر اصلی استوار بوده و بصورت میلی‌کاتیون بیان می‌شود. در این طبقه‌بندی نتایج بر روی نمودار دو متغیره X-Y و با استفاده از پارامترهای ترسیمی R_1 و R_2 رسم می‌شوند (شکل ۴-۳). در این نمودار R_1 در محور X و R_2 در محور Y قرار می‌گیرد. پارامترهای تشکیل دهنده R_1 و R_2 بصورت زیر تعریف می‌شوند:

$$R_1 = [4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)]$$

$$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

در این طبقه‌بندی نمونه‌های نفوذی (سنگهای نفوذی موجود در سازند کالشانه) در محدوده سنگهای الترامافیک، گابرو، سینوگابرو و مرز بین سینیت با نقلین سینیت واقع می‌شوند.



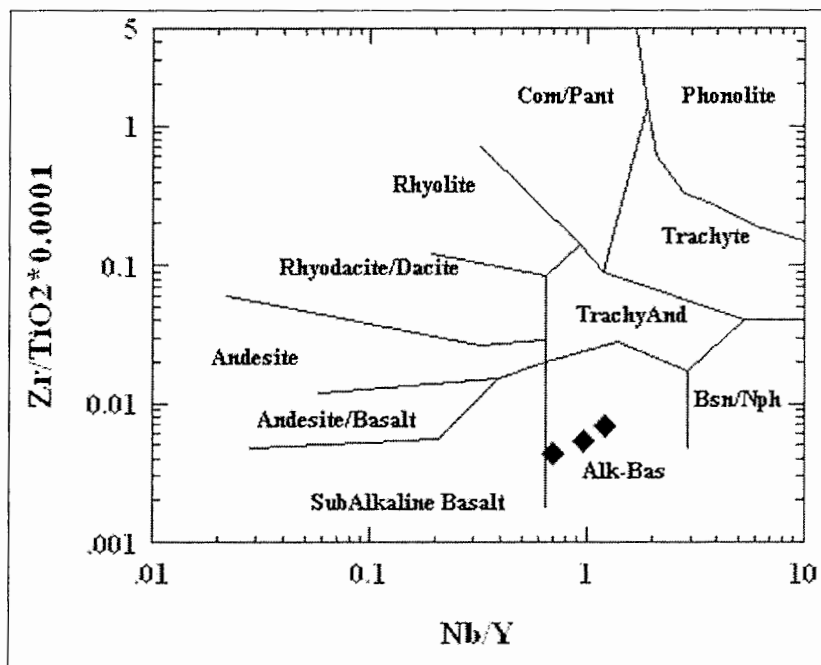
شکل ۴-۳- نمودار طبقه‌بندی دلارش و همکاران (۱۹۸۰).

۴-۵-۲- طبقه بندی سنگهای خروجی

- طبقه بندی فلوید و وینچستر (۱۹۷۷)

این طبقه‌بندی بر اساس نسبت Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y و با مقیاس لگاریتمی طراحی شده است. از ویژگیهای این نمودار می‌توان به استفاده از عناصر کمیاب در جدا کردن مرز بین ترکیبات سنگی اشاره کرد. زیرا عناصر Zr, Ti, Nb و Y جزو عناصر HFS بوده و غیر متحرک می‌باشند (رولینسون، ۱۹۹۳).

در این نمودار (شکل ۴-۴)، سنگهای خروجی در محدوده آکالی بازالت قرار می‌گیرند.

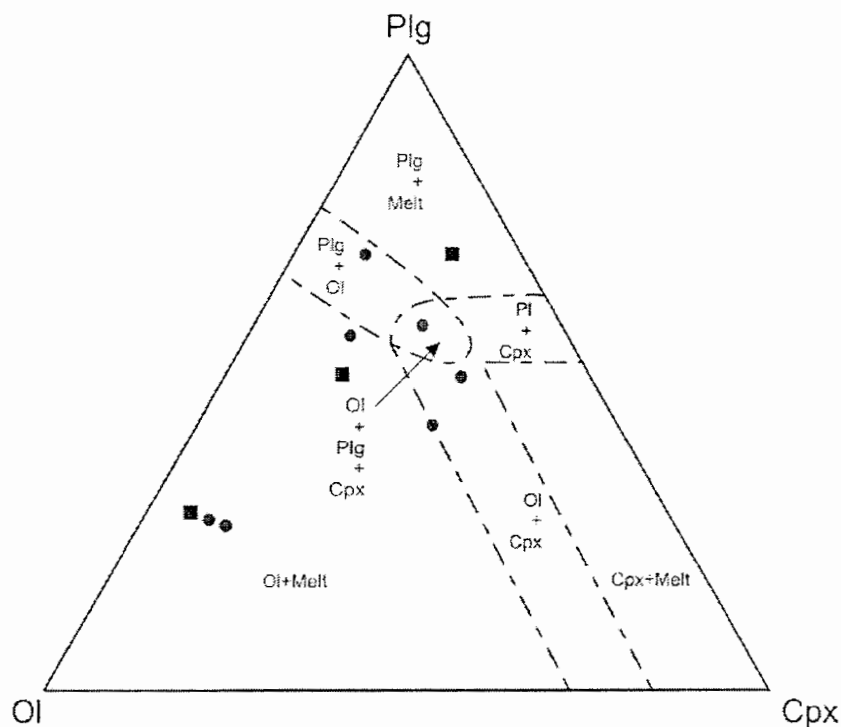


شکل ۴-۴- طبقه بندی سنگهای خروجی با استفاده از نسبت Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷) و موقعیت سه نمونه بازالت سازند نیور بر روی آن.

۴-۵-۳- بررسی روند تبلور با استفاده از ترکیبات نورماتیو

یکی از موارد استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی، کاربرد عناصر اصلی در محاسبه نورم سنگها می‌باشد. همانطور که در مبحث پتروگرافی عنوان شد الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز عمده‌ترین کانیهای تشکیل دهنده سنگهای منطقه می‌باشند. در این بخش روند تبلور این کانیها با توجه به مقادیر نورماتیو بدست آمده (در جدول ۴-۲) در نمودار مثلثی *Cpx-Plg-Ol* مورد بررسی قرار گرفته است.

این نمودار (شکل ۴-۵) نشان‌دهنده روند تبلور با ترتیب الیوین- پلاژیوکلاز- کلینوپیروکسن می‌باشد، که این روند مطابق با روند ترتیب تبلور تعیین شده بر اساس روابط بافتی در فصل پتروگرافی می‌باشد.



شکل ۴-۵- بررسی روند تبلور بر روی نمودار فازي *Ol-Plg-Cpx* فشار پایین کاکس و همکاران (۱۹۷۹).

* در تمامی اشکال این فصل نمونه‌های نفوذی بوسیله دوائر قرمز رنگ و نمونه‌های خروجی توسط مربع‌های آبی رنگ نمایش داده شده‌اند.

۴-۶- تشخیص فرآیندهای ژئوشیمیایی بر روی نمودارهای تغییرات

با استفاده از نمودارهای تغییرات می‌توان روابط شیمیایی و پترولوژیکی بین سنگهای موجود در یک منطقه را تعیین کرد. در این نمودارها، حجم زیادی از اطلاعات عددی به طور فشرده نمایش داده می‌شود و تغییرات مشاهده شده در آنها ناشی از فرآیندهای پترولوژیکی نظیر تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی یا آرایش پوسته‌ای می‌باشد (ویلسون، ۱۹۸۹). روندهای ناشی از عملکرد این عوامل ممکن است بصورت منفرد و یا همراه با یکدیگر دیده شود.

در تفسیر روندهای مشاهده شده در نمودارهای تغییرات باید کاملاً احتیاط نمود. دلیل این امر ایجاد برخی روندهای مشابه در اثر فرآیندهای متفاوت در این نمودارهاست. به عنوان مثال فرآیندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی ممکن است روندهای مشابهی را بر روی این نمودارها ایجاد نمایند.

۴-۶-۱- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و عناصر کمیاب نسبت به سیلیس (نمودارهای هارکر) نمودارهایی را که در آنها SiO_2 در محور X و اکسیدهای عناصر اصلی در محور Y قرار می‌گیرند را نمودارهای هارکر می‌نامند. نمودارهای تغییرات هارکر، قدیمی‌ترین نوع نمودارهای تغییرات بوده و یکی از پرکاربردترین روشهای نمایش داده‌های عناصر اصلی می‌باشند. حال با توجه به نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 سنگهای منطقه (شکل ۴-۶) به بررسی روند تغییرات در این نمودارها می‌پردازیم.

- تغییرات Al_2O_3 در برابر SiO_2

در نمونه‌های منطقه مقدار Al_2O_3 همراه با ازدیاد SiO_2 افزایش نشان می‌دهد. مهمترین کانی کنترل کننده مقدار Al_2O_3 در این سنگها پلاژیوکلاز می‌باشد. بطوری که در سنگهای الیوین گابرویی بدلیل کمتر بودن مقدار پلاژیوکلاز و فراوانی کانی‌های الیوین و کلینوپیروکسن که در ساختمان خود فاقد Al_2O_3 می‌باشند، مقدار این اکسید در کمترین حد می‌باشد. مقدار این اکسید در سنگهای گابرویی تا دیوریتی به دلیل افزایش مقدار پلاژیوکلاز افزایش یافته و با اضافه شدن فلدسپات آلکالن در کنار پلاژیوکلاز و حذف کامل الیوین و کلینوپیروکسن در مونزودیوریت‌ها به حداکثر می‌رسد. این تغییرات با نتایج مطالعات پتروگرافی و روند تفریق ماگمایی کاملاً منطبق بوده و تأیید کننده نتایج آن می‌باشد.

- تغییرات K_2O در برابر SiO_2

مقدار K_2O در مقابل SiO_2 دارای روند افزایشی می‌باشد که این امر با روند عادی تفریق ماگمایی سازگار است. در مسیر افزایش K_2O در برابر SiO_2 کمی خمیدگی دیده می‌شود، بطوری که این روند افزایشی ابتدا دارای شیب کمی می‌باشد ولی از ترکیبات دیوریتی به سمت مونزودیوریت‌ها شیب آن افزایش پیدا می‌کند. از آنجائیکه وجود خمیدگی و انحناء در نمودار تغییرات عمدتاً در ارتباط با ورود و یا خروج یک فاز در طول تفریق بلوری و یا خروج یک فاز در طول ذوب بخشی است، می‌توان دلیل این خمیدگی را با توجه به مطالعات پتروگرافی و تعیین فازهای کانیایی موجود مورد بررسی قرار داد. به نحوی که از سمت سنگهای الیوین گابرویی به سمت دیوریت‌ها، افزایش بیوتیت مهمترین عامل

افزایش مقدار پتاسیم است. افزایش مقدار پتاسیم از دیوریت‌ها تا مونزودیوریت‌ها نیز بدلیل ظهور فاز ارتوکلاز در مونزودیوریت‌هاست. همچنین وجود کمی پراکندگی در مقدار K_2O موجود در سنگهای منطقه در ارتباط با دگرسانی رخ داده در این سنگها و تحرک زیاد پتاسیم در طی دگرسانی است.

- تغییرات Na_2O در برابر SiO_2

Na_2O نیز در مقابل SiO_2 روند مثبت و افزایشی نشان می‌دهد. این روند افزایشی تقریباً منظم و یکنواخت و حاکی از افزایش تدریجی جانشینی Na بجای Ca در ترکیب پلاژیوکلازها و سدیک‌تر شدن ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در این سنگهاست.

- تغییرات MgO در برابر SiO_2

روند تغییرات MgO در برابر افزایش SiO_2 بصورت کاهشی است. این امر با کاهش مقدار الیومین و کلینوپیروکسن در جریان تفریق ماگمایی در سنگهای منطقه کاملاً سازگار است. یکی از موارد جالب توجه در نمودار تغییرات MgO در مقابل SiO_2 در سنگهای منطقه، حضور سه نمونه سنگی (دو نمونه نفوذی و یک نمونه خروجی) با مقادیر بالای MgO می‌باشد که با فاصله‌ای نزدیک به یکدیگر و کمی جدا از سایر نمونه‌های سنگی خود نمایی می‌کنند. مقدار MgO در این سه نمونه، بین $25/3$ تا $26/3$ درصد وزنی می‌باشد. با مراجعه به مطالعات پتروگرافی انجام شده بر روی مقاطع میکروسکوپی مربوط به این سنگها (فصل ۳) مشاهده می‌کنیم که ترکیب الیومین گابرویی و الیومین بازالتی آنها، با حضور مقادیر بالای MgO در این سنگها منطبق است. به نحوی که حضور فراوان الیومین و کلینوپیروکسن که بصورت کومولایی در قسمتهای تحتانی آشیانه ماگمایی (در سازند کالشانه) و نیز در لایه گدازه (در سازند نیور) قرار گرفته‌اند، در نمودار تغییرات نیز بخوبی و به شکل فراوانی مقدار MgO منعکس شده است.

- تغییرات FeO در برابر SiO_2

روند تغییرات FeO در مقابل SiO_2 نیز همانند MgO بصورت نزولی می‌باشد. این روند با تبلور الیومین، کلینوپیروکسن و تیتانومگنتیت مرتبط بوده و نشان دهنده مشارکت آهن در ساختمان این کانیها می‌باشد.

- نمودار تغییرات CaO در برابر SiO_2

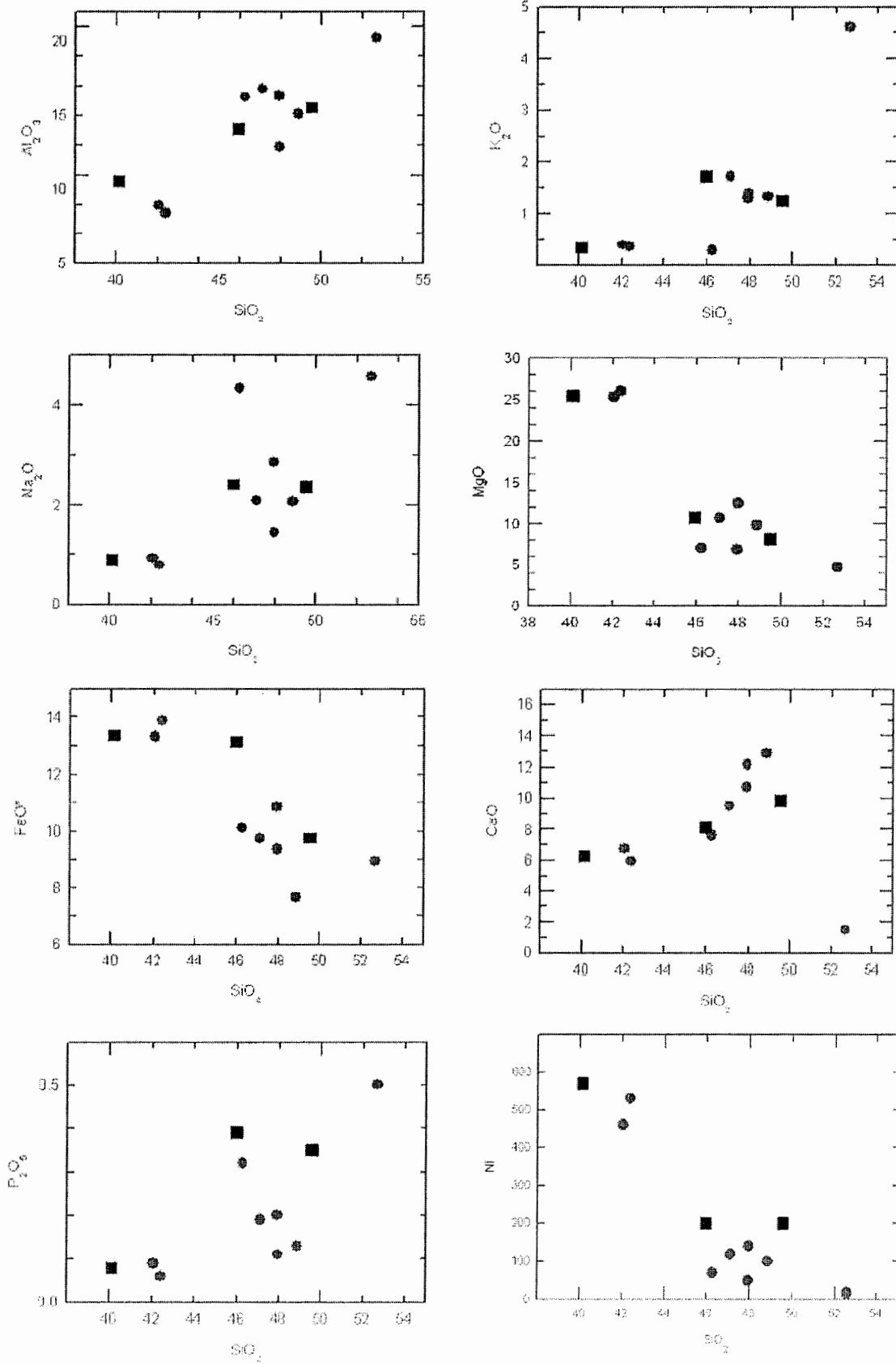
تغییرات CaO در برابر SiO_2 بصورت منحنی می‌باشد. بطوری که در ابتدا این تغییرات دارای شیب مثبت بوده و سپس شیب منفی پیدا می‌کند. مهمترین کانیهای کنترل کننده مقدار CaO در این سنگها، پلاژیوکلاز و کلینوپيروكسن می‌باشند. یعنی در ابتدا افزایش تبلور پلاژیوکلاز و کلینوپيروكسن سبب ایجاد روند مثبت می‌شود و سپس روند تدریجی حذف کلینوپيروكسن، سدیک‌تر شدن پلاژیوکلازها و ظهور فلدسپاتهای آلکالن در موزودیوریت‌ها سبب ایجاد روند منفی در نمودار تغییرات این سنگها می‌شود.

- تغییرات P_2O_5 در برابر SiO_2

مقدار P_2O_5 با افزایش SiO_2 افزایش می‌یابد که این امر با افزایش مقدار آپاتیت در این سنگها سازگار است.

- تغییرات Cr و Ni در برابر SiO_2

روند تغییرات عناصر کمیاب و سازگار Cr و Ni در برابر SiO_2 بصورت نزولی می‌باشد. کاهش مقادیر عناصر سازگاری (نظیر Cr و Ni) در برابر سیلیس نشان دهنده تفریق الیوین، کلینوپيروكسن و اسپینل می‌باشد (تروا و همکاران، ۱۹۹۹) که این عناصر را در شبکه خود جای می‌دهند.



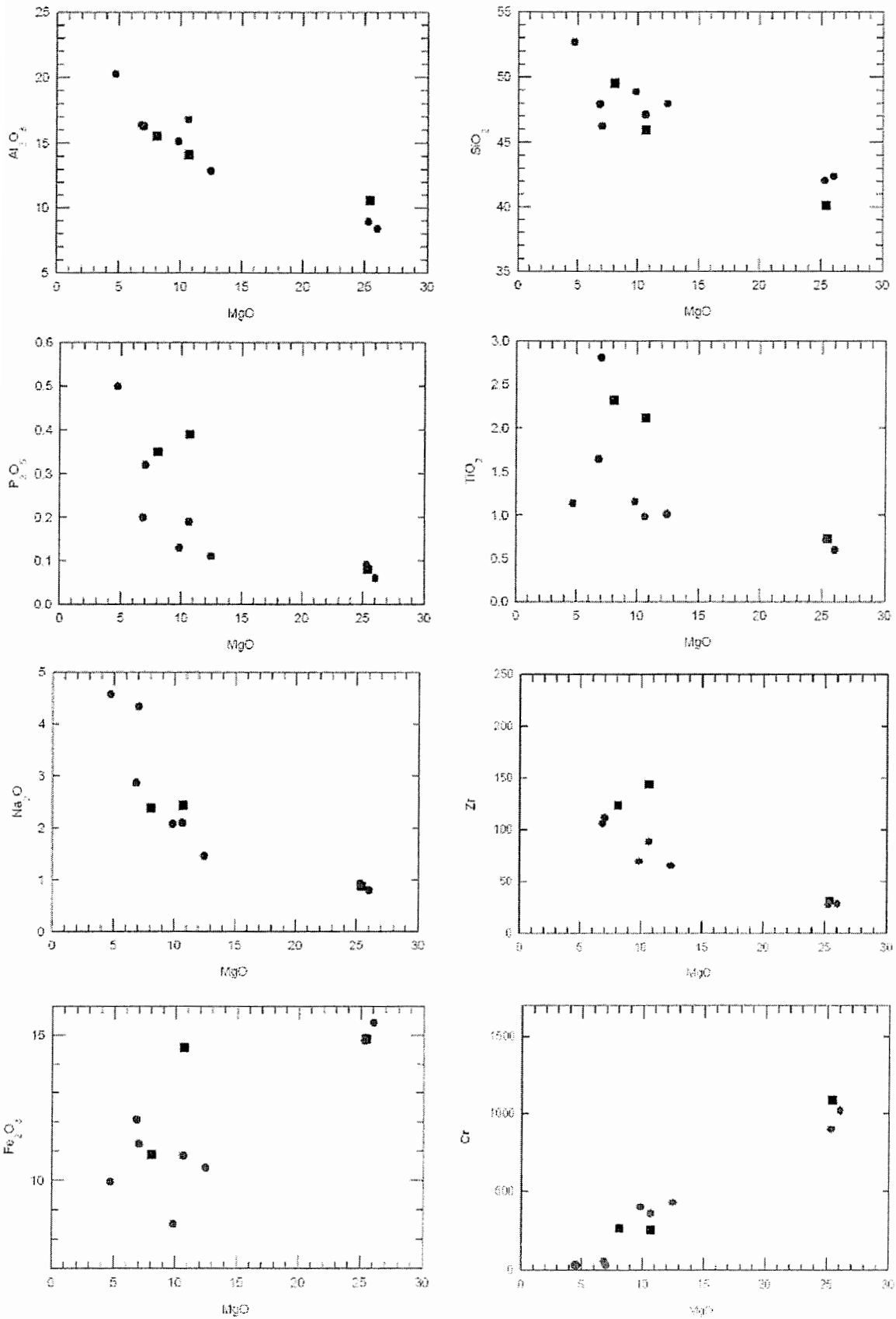
شکل ۴-۶- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب نسبت به سیلیس نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه.

۴-۶-۲- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر MgO (دیاگرامهای فتر)

با توجه به دامنه تغییرات MgO در سنگهای آذرین منطقه ($۲۶/۳ - ۴/۷۲ = MgO$)، تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب در برابر MgO نیز مورد ارزیابی قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۷). این نمودارها برای سری سنگهایی که اعضای مافیک فراوانی دارند (نظیر سنگهای منطقه مورد مطالعه) مناسب‌اند. همچنین MgO یک عضو مهم فازهای جامد در حال تعادل با مذاب مافیک بوده و بدلیل تفکیک فازهای منیزیم‌دار در طول ذوب بخشی و یا کاهش آنها در طول تبلور تفریقی، تغییرات زیادی را نشان می‌دهند.

در سنگهای منطقه با کاهش مقدار MgO مقادیر Al_2O_3 ، SiO_2 ، P_2O_5 ، TiO_2 ، Na_2O و Zr روند افزایشی نشان می‌دهند. همچنین مقادیر FeO و Cr با افزایش مقدار MgO روند مثبت و افزایشی نشان می‌دهند.

همانطور که در شکل ۴-۷ دیده می‌شود، تمامی نمودارها روند معناداری را نشان داده و بیانگر نوعی ارتباط ژنتیکی بین نمونه‌های سنگی موجود در منطقه می‌باشند. وجود یک جدایش بین سه نمونه با سایر نمونه‌ها (در محور افقی)، بدلیل کومولایی بودن نحوه تشکیل این سه نمونه می‌باشد. بطوری که این نمونه‌ها (دو نمونه الیوین گابرو و یک نمونه الیوین بازالت) همانطور که در پتروگرافی توضیح داده شد، دارای مقادیر زیادی الیوین (تا حدود ۵۰ درصد) می‌باشند. فراوانی زیاد الیوین در این سه نمونه، بصورت مقادیر بالای MgO در ترکیب شیمیایی این سنگها بازتاب یافته است (جدول ۴-۲). بطوری که مقادیر MgO در این نمونه‌ها بین $۲۵/۳$ تا $۲۶/۰۳$ درصد وزنی متغیر می‌باشد. به عقیده میدلموست (۱۹۸۵) بازالت‌های پیکریتی نسبت به بازالت‌های معمولی، غنی از MgO و فقیر از SiO_2 ، CaO ، Al_2O_3 و Na_2O هستند و میانگین MgO آنها حدود $۲۴/۸$ درصد است. همانطور که در جدول (۴-۲) دیده می‌شود، شباهتهای چشمگیری بین این سه نمونه با مقادیر معرفی شده برای بازالت‌های پیکریتی وجود دارد. سایر سنگهای منطقه مقادیر جزئی الیوین داشته و یا فاقد این کانی می‌باشند، که این اختلاف در ترکیب کانی‌شناسی بر روی نمودارهای تغییرات نیز بخوبی منعکس شده است.



شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر MgO برای سنگهای منطقه مورد مطالعه.

به عقیده ژوتو (۱۹۹۸) فراوانی زیاد MgO در یک بازالت ممکن است نشانه آن باشد که بازالت مزبور مستقیماً از منشأ گوشته‌ای بوجود آمده و یا ماگمایی است که در آن درشت بلورهای الیوین بر اثر تفکیک مکانیکی در یک مخزن ماگمایی یا به هنگام استقرار، در آن متمرکز شده است.

۴-۶-۳- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل ضریب تفریق ($D.I$)

ضریب تفریق ($D.I$) یک بیان عددی برای تعیین گسترش تفریق در ماگماست که توسط تورنتون و تاتل (۱۹۶۰) ارائه شده است. این ضریب عبارت از حاصل جمع درصد وزنی کانیه‌های کوارتز، اورتوکلاز، آلبیت، نفلین، لوسیت و کالسلیت ($D.I = Q + Or + Ab + Leu + Ne + Ks$) است که به طریق نورماتیو محاسبه شده‌اند.

در واقع ضریب تفریق، بیانگر روند تفریقی ماگماست که هر چه بیشتر پیش می‌رود، ترکیب مایع باقیمانده پر سیلیس‌تر و فلسیک‌تر می‌شود. این مایع باقیمانده به نام مایع باقیمانده پتروژنی معروف است (سرابی، ۱۳۷۳).

ترسیم تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در برابر ضریب تفریق، جزئیات بیشتری را نسبت به نمودارهای هارکر و فئر نشان می‌دهد. به نحوی که تغییرات MgO و SiO_2 تنها بیانگر مقدار تغییرات این اکسیدها در سنگ بوده و اطلاعات زیادی را در مورد چگونگی تحولات ماگمایی در اختیار نمی‌گذارد.

الف- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق

نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به ضریب تفریق ($D.I$) در شکل (۴-۸) ارائه شده است. در این نمودارها اکسیدهای SiO_2 ، Al_2O_3 ، Na_2O ، K_2O ، TiO_2 و P_2O_5 روند مثبت و اکسیدهای MgO ، FeO و MnO روند منفی نشان می‌دهند. همچنین روند CaO بصورت منحنی می‌باشد.

همانطور که در نمودار تغییرات SiO_2 در برابر ضریب تفریق دیده می‌شود، میزان این اکسید با افزایش ضریب تفریق افزایش می‌یابد. در نمونه‌های سنگی که به طریق کومولایی تشکیل شده‌اند، مقدار سیلیس در کمترین حد قرار دارد که این امر بدلیل فراوانی الیوین انباشتی و مصرف کم SiO_2 در ساختار این کانی می‌باشد.

میزان MgO با افزایش ضریب تفریق روند نزولی نشان می‌دهد. مهمترین فازهای کانیایی کنترل کننده مقدار منیزیم در سنگهای منطقه، الیوین و کلینوپیروکسن می‌باشند که بخش عمده این عنصر را در ساختمان خود مصرف می‌کنند. روند کاهش MgO در روی نمودار تغییرات در الیوین گابروها به سمت ترکیبات گابرویی دارای شیب زیادی بوده که بتدریج این روند کاهشی از گابروها به طرف ترمهای تفریق یافته تر شیب ملایمتری پیدا می‌کند. با در نظر گرفتن پتروگرافی سنگهای منطقه، می‌توان دلیل شیب زیاد منحنی را به تمرکز بالای الیوین و کلینوپیروکسن در سنگهای الیوین گابرویی که به طریق کومولایی تشکیل شده‌اند نسبت داد که به سمت ترکیبات گابرویی، بدلیل کاهش شدید و حذف الیوین، مقدار منیزیم مصرفی شدیداً کاهش نشان می‌دهد. به عقیده ویلسون (۱۹۸۹)، مقدار منیزیم به درجه ذوب بخشی حساس نیست، ولی به مقدار تبلور بخشی و مخصوصاً تبلور الیوین شدیداً حساس است. همچنین از گابروها به طرف ترمهای تفریق یافته نیز بدلیل کاهش تدریجی و حذف کلینوپیروکسن که مهمترین فاز کنترل کننده منیزیم در این مرحله می‌باشد، نمودار تغییرات این عنصر شیب ملایمی پیدا می‌کند.

در گدازه‌های الیوین بازالتی نیز بدلیل تمرکز بالای الیوین در قسمتهای تحتانی این لایه گدازه، مقدار منیزیم بالا بوده که به سمت بالای لایه بدلیل کاهش مقدار الیوین، مقدار این عنصر کاهش نشان می‌دهد.

مقدار Al_2O_3 در نمونه‌های منطقه در برابر افزایش ضریب تفریق افزایش می‌یابد. مصرف کننده اصلی این اکسید فلدسپاتها می‌باشند و افزایش مقدار این اکسید در ترمهای تفریق یافته تر و تشکیل فلدسپاتهای آلکالن و پلاژیوکلاز بیشتر، منجر به مصرف بیشتر این اکسید و ایجاد روند مثبت می‌شود. اکسیدهای آهن و منگنز دارای روند کاهشی ملایم و شبیه به یکدیگر می‌باشند. بطوری که با افزایش ضریب تفریق، مقدار این اکسیدها در سنگهای نفوذی از الیوین گابروها به طرف مونزودیوریتها بطور تدریجی کاهش نشان می‌دهد.

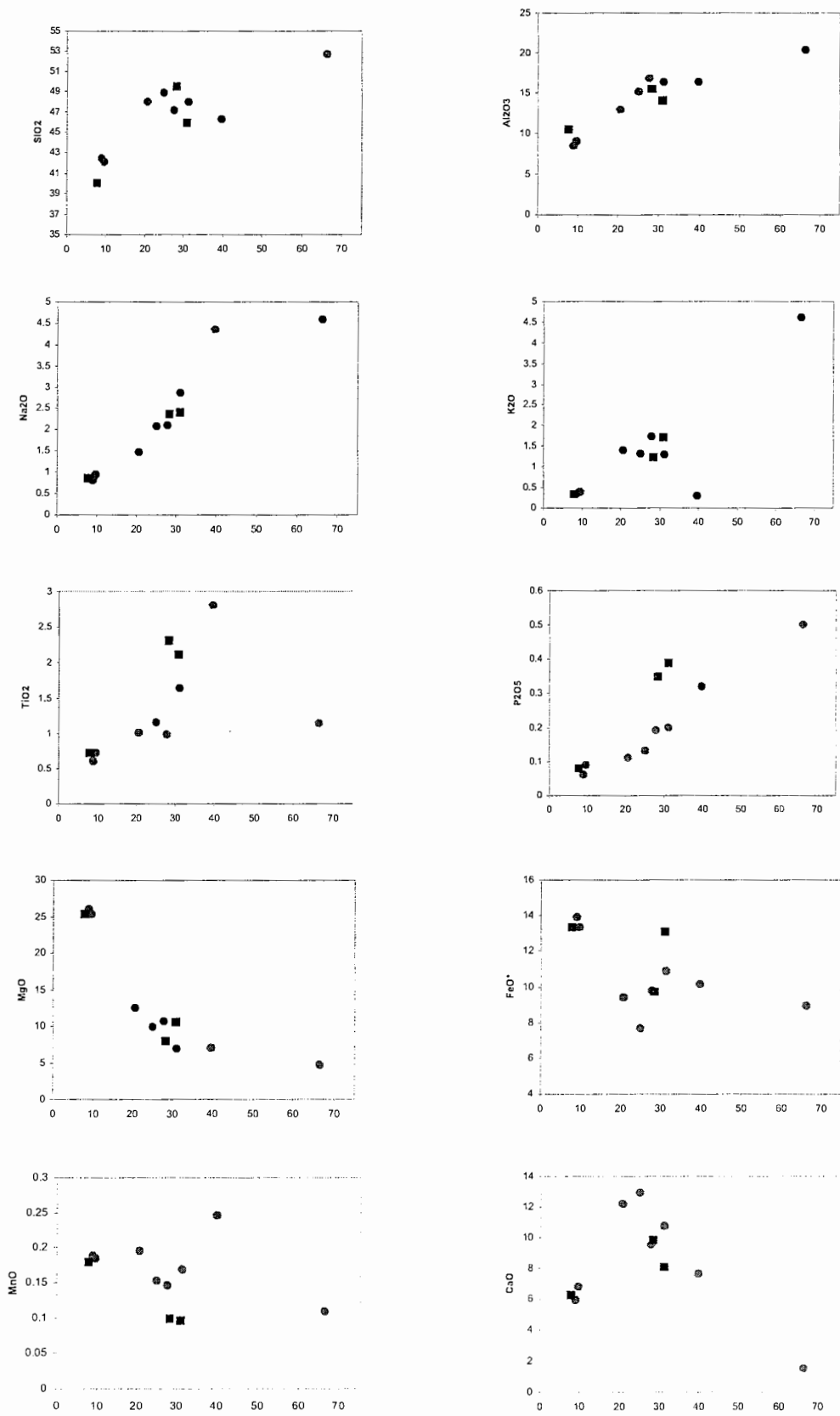
در الیوین بازالتها نیز از قسمتهای تحتانی لایه به طرف بالا، این مقدار یک کاهش تدریجی نشان می‌دهد. منگنز در ماگما بصورت یون Mn^{2+} حضور داشته و انتظار می‌رود که با توجه به تشابه بار یونی جایگزین Fe^{2+} و یا Ca^{2+} شود. اما با توجه به اینکه الکترون گاتیویته منگنز بسیار بیشتر از کلسیم است، بر همین اساس جایگزینی این عنصر به جای کلسیم به ندرت دیده می‌شود. منگنز عمدتاً در سنگهای

آذرین جانشن آهن فرو شده و بدلیل اندازه بزرگتر یون منگنز نسبت به آهن، این عنصر بصورت پذیرفته شده در کانیهای فرومنیزین حضور می‌یابد. با پیشرفت تفریق ماگمایی و کاهش مقدار کانیهای فرومنیزین در ماگمای باقیمانده، مقدار اکسیدهای آهن و منگنز نیز کاهش نشان می‌دهد. مقدار Na_2O و K_2O همراه با افزایش ضریب تفریق افزایش می‌یابند. افزایش Na_2O در ارتباط با سدیک‌تر شدن ترکیب پلاژیوکلازها می‌باشد. عنصر پتاسیم نیز غالباً در سیستمهای ماگمایی به عنوان یک عنصر ناسازگار عمل می‌کند و تمایل به باقیماندن در فاز مذاب دارد. این عنصر در مراحل انتهایی تبلور در ساختمان کانیهای مناسب و بویژه فلدسپات آلکالن وارد می‌شود.

تغییرات CaO نسبت به افزایش ضریب تفریق بصورت منحنی است. بطوری که در ابتدا روند مثبت و سپس روند منفی نشان می‌دهد. با مقایسه این تغییرات با ترکیب مدال سنگهای منطقه، می‌توان نتیجه گرفت که افزایش مقادیر پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن در گابروها نسبت به الیوین‌گابروها، سبب ایجاد روند مثبت شده‌اند و در ادامه با توجه به کاهش مقدار کلینوپروکسن، سدیک‌تر شدن ترکیب پلاژیوکلازها و نیز حضور هر دو نوع فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز در مونزودیوریت‌ها، مقدار CaO از گابرو به سمت مونزودیوریت روند نزولی نشان می‌دهد.

میزان TiO_2 نسبت به ضریب تفریق دارای یک روند افزایشی است. بیشترین مقدار اکسید تیتانیوم در ساختار اکسیدهای آهن تیتان‌دار مصرف می‌شود. همچنین با توجه به اینکه این عنصر می‌تواند جانشین Al در کوردیناسیون شش‌گردد، احتمالاً در پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت به صورت اسیر شده حضور دارد (میسون، ۱۹۸۲). از این میان، حضور تیتانیوم در کلینوپروکسن و تشکیل تیتانواوژیت در بخش پتروگرافی (فصل ۳) مورد بررسی قرار گرفت. مقدار P_2O_5 نیز با افزایش تفریق افزایش می‌یابد. این افزایش مقدار P_2O_5 با افزایش آپاتیت در ترکیب مدال سنگها به سمت سنگهای تفریق یافته‌تر منطبق است.

بطور کلی روندهای مشاهده شده در نمودارهای تغییرات نمونه‌های سنگی منطقه، همگی بیانگر وجود نوعی ارتباط بین این نمونه‌های سنگی می‌باشند.



D.I

D.I

شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

ب- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق

در شکل (۴-۹) نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق ترسیم شده است. با توجه به متغیر بودن ضرایب توزیع عناصر کمیاب بین کانیهای اصلی تشکیل دهنده سنگ و مذابهای ماگمایی، برخی از عناصر یا گروههایی از عناصر می‌توانند جهت شناسایی آن دسته از کانیهایی که در فرآیند تفریق ماگمایی درگیر هستند، مورد استفاده قرار گیرند (ویلسون، ۱۹۸۹). حال با توجه به موارد ذکر شده به بررسی رفتار و تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق می‌پردازیم.

عناصر Co و Ni, Cr با افزایش ضریب تفریق روند نزولی نشان می‌دهند. عنصر Cr در ماگما بصورت Cr^{3+} حضور داشته و یک عنصر سازگار است که تمایل دارد در مراحل اولیه تبلور وارد ساختمان کانیهای نظیر اسپینل و کلینوپیروکسن شود. تغییرات مقدار این عنصر از بیش از $1000 ppm$ در سنگهای کومولایی الیون گابرویی و الیون بازالتی تا کمتر از $20 ppm$ در مونزودیوریت‌ها متغیر می‌باشد. کاهش بسیار شدید این عنصر در روی نمودار تغییرات، نشان دهنده مصرف سریع این عنصر در مراحل اولیه تبلور و تفریق ماگما می‌باشد. عنصر Co دارای شعاع تقریباً مشابه با شعاع آهن و منیزیم بوده و به همین دلیل در ترکیبات آهن و منیزیم‌دار نظیر الیون و پیروکسن حضور دارد. نسبت Co/Fe در کانیهایی که در اوایل تفریق ماگما تشکیل می‌شوند در بیشترین حد خود بوده و سپس با پیشرفت تفکیک بلوری به تدریج کاهش می‌یابد (میسون، ۱۹۸۲). این امر در نمودار تغییرات این عنصر کاملاً مشهود است (شکل ۴-۹).

مقدار Ni در سنگهای منطقه از $570 ppm$ در سنگهای کومولایی غنی از الیون تا کمتر از $20 ppm$ در مونزودیوریت‌ها تغییر می‌کند. نیکل عنصری سازگار بوده و در مراحل اولیه تبلور ماگما به جای یونهای Mg و Fe^{2+} در ساختمان کانیهای فرومنیزین نظیر الیون وارد می‌شود و کاهش شدید آن در سنگها حاکی از نقش اساسی تفریق بلوری است.

به عقیده ناتلند (۲۰۰۳)، تمایل Ni برای وارد شدن در ساختمان الیون در الیون‌های غنی از آهن کمتر می‌باشد. روند تغییرات شدیداً نزولی این عنصر در سنگهای منطقه حاکی از جدایش سریع این عنصر در مراحل اولیه تبلور ماگما همگام با خروج الیون است.

روندهای نزولی مشاهده شده برای سه عنصر Co, Cr و Ni نسبت به ضریب تفریق، با روندهای پیش‌بینی شده بر اساس پتروگرافی این سنگها کاملاً همخوانی دارد. بطوری که در سنگهای نفوذی و

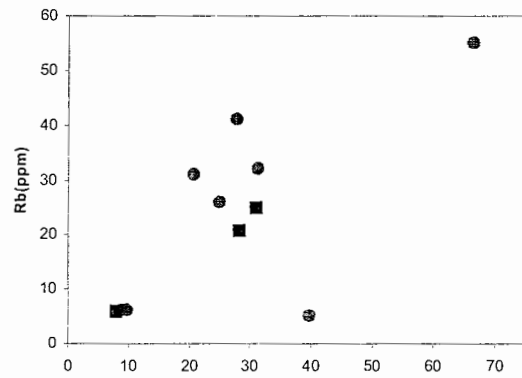
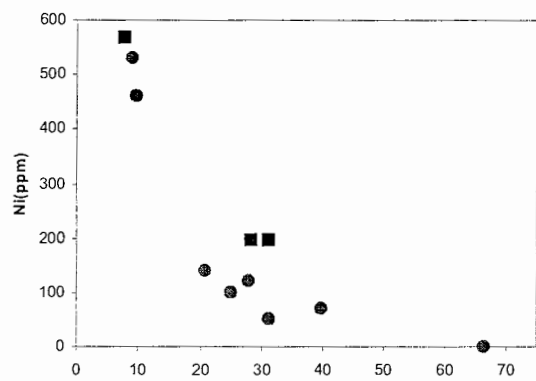
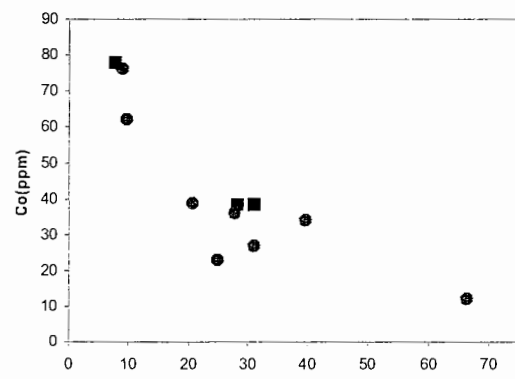
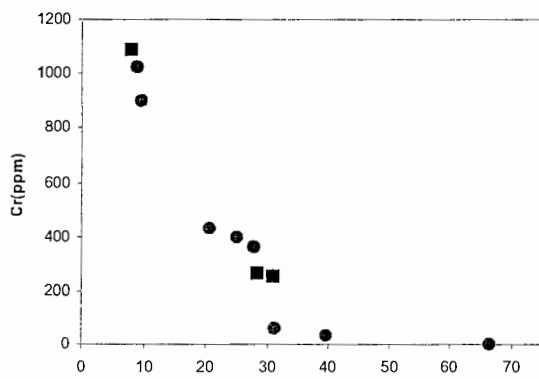
با پیشرفت تبلور ماگما از الیوین گابروها به سمت مونزودیوریت‌ها، از مقدار این عناصر در مذاب باقیمانده کاسته می‌شود. این امر با توجه به خصوصیت سازگاری این عناصر با ساختار کانیه‌های مافیک منطقی به نظر می‌رسد. همچنین در سنگهای الیوین بازالتی موجود در لایه‌گذاری‌های سازند نیور نیز که در آن از سمت پایین به بالا از مقدار کانیه‌های مافیک کاسته می‌شود، روند کاهشی در مقدار این سه عنصر بخوبی بازتاب یافته است.

با افزایش ضریب تفریق، دو عنصر Rb و Ba روند صعودی نشان می‌دهند. این دو عنصر جزء عناصر ناسازگار و از گروه عناصر با شدت میدان پایین (ZFS) می‌باشند و تمایل دارند که به جای پتاسیم در ترکیب فلدسپات، هورنبلند و بیوتیت وارد شوند. با توجه به شعاع یونی بیشتر روبیدیوم نسبت به پتاسیم، این عنصر در کانیه‌های پتاسیم‌دار بصورت پذیرفته شده حضور دارد. ناسازگاری روبیدیوم به حدی است که حتی در ابتدا نسبت به ترکیب فلدسپار پتاسیم هم ناسازگار می‌ماند. به همین دلیل در مراحل اولیه تبلور نسبت Ba/Rb در مایعات باقیمانده ثابت باقی می‌ماند و با شروع تبلور فلدسپار پتاسیم کاهش می‌یابد (اوهارا و همکاران، ۲۰۰۱).

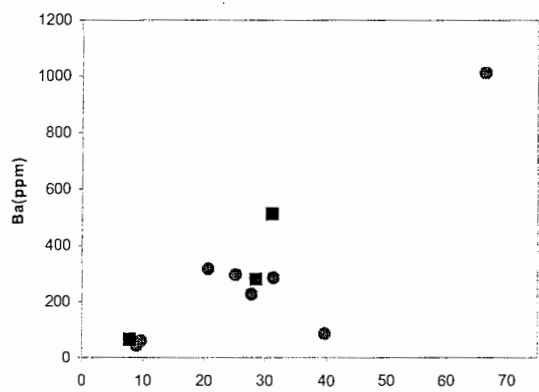
حداکثر مقدار باریم در مذاب باقیمانده نیز قبل از شروع تبلور فلدسپار پتاسیم است و به محض شروع تبلور این کانی، مقدار باریم کاهش می‌یابد (اوهارا و همکاران، ۲۰۰۱). بدلیل خصوصیات شیمیایی سه عنصر Rb ، Ba و K و اینکه این عناصر عمدتاً در کانیه‌های مشابه وارد می‌شوند، قاعدتاً این عناصر در نمودار تغییرات نیز باید با یکدیگر شباهت داشته باشند. با نگاهی به نمودار تغییرات این عناصر (شکل ۴-۸ و ۴-۹) می‌توان این ارتباط را درک کرد.

همانطور که در این نمودارها دیده می‌شود، این عناصر دارای نمودارهای تغییرات کاملاً مشابه با یکدیگر بوده و انطباق بسیار خوبی با یکدیگر نشان می‌دهند. اختلافات کوچک مشاهده شده نیز احتمالاً منعکس کننده تفاوت‌های کوچک در خصوصیات ژئوشیمیایی این عناصر و یا نقش فرآیندهای ثانویه می‌باشد.

نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق نیز همانند نمودارهای هارکر و فئر، روندهای معناداری را نشان می‌دهد که این امر نشان دهنده ارتباط ژنتیکی این سنگها با یکدیگر می‌باشد.



D.I



D.I

شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق در سنگهای منطقه مورد مطالعه.

با توجه به اینکه هر دو عامل ذوب بخشی و تبلور تفریقی می‌توانند منجر به تشکیل طیف سنگی منطقه مورد مطالعه شده باشند، جهت تشخیص و تفکیک نقش هر کدام از این عوامل از نمودارهای عناصر ناسازگار- ناسازگار و سازگار- ناسازگار در برابر یکدیگر استفاده می‌کنیم.

به نظر راجرز و همکاران (۱۹۸۴، ۱۹۸۰) اگر نمودار تغییرات دو عنصر ناسازگار دارای روند خطی و مثبت باشند و از مبدأ مختصات نیز بگذرد و نیز در نمودار عناصر سازگار- ناسازگار روند خطی و منفی دیده شود، در این صورت می‌توان فرآیند اصلی مرتبط به تشکیل سنگها را تبلور تفریقی دانست. به عبارت دیگر، معمولاً فرض می‌شود که نسبت عناصر ناسازگار در طی ذوب بخشی یا تبلور تفریقی تغییر نمی‌کند (یانگ و هارنس، ۲۰۰۰) و نسبت این عناصر ناسازگار که دارای ضرایب جدایش تقریباً یکسانی هستند می‌تواند نشان دهنده نسبت این عناصر در محل منشأ باشد (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹). حال اگر تغییراتی در این نسبتها دیده شود بیانگر فرآیندهایی نظیر تغییرات درجه ذوب بخشی، اختلاط و آلیش ماگمایی می‌باشد.

به عنوان مثال، به عقیده برخی پترولوژیستها (نظیر فری و همکاران، ۲۰۰۲؛ رنو و رای، ۲۰۰۶) طی درجات مختلف ذوب بین تمرکز Zr و Nb انطباق خطی ایجاد نمی‌شود. این امر بدلیل حساسیت بیشتر Nb نسبت به Zr در درجات مختلف ذوب می‌باشد. در واقع پایین تر بودن نسبت Zr/Nb حاکی از کمتر بودن درجه ذوب بخشی می‌باشد (ویور و همکاران، ۱۹۹۶). همچنین روندهای خطی در مقدار Nb در برابر Zr نشان دهنده مشتق شدن آنها از منشأ گوشته‌ای مشابه و نیز تبلور تفریقی به عنوان فرآیند غالب می‌باشد (آوارو و همکاران، ۲۰۰۶).

همانطور که در نمودار تغییرات عناصر ناسازگار (شکل ۴-۱۰) دیده می‌شود، بین عناصر ناسازگار یک روند خطی وجود دارد که این خط از مبدأ مختصات نیز می‌گذرد. تغییرات عناصر سازگار نسبت به ناسازگار نیز بصورت منفی می‌باشد. این نمودارها نشان دهنده شکل‌گیری این سنگها از یک منشأ واحد و نیز نقش اساسی تبلور تفریقی در شکل‌گیری طیف سنگی منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

همچنین در نمودار تغییرات Nb نسبت به Zr مقدار کمی پراکندگی در نسبت این عناصر دیده می‌شود. با توجه به اینکه این عناصر بطور طبیعی غیر متحرک در نظر گرفته می‌شوند و تصور می‌شود که در طی آلتراسیون تحرک پیدا نمی‌کنند (ویور، ۱۹۹۶؛ کیفر و همکاران، ۲۰۰۲)، می‌توان دلیل احتمالی این پراکندگی جزئی را در ارتباط با آلیش ماگمایی و یا تغییرات ناچیزی در درجه ذوب منشأ دانست.

به منظور تشخیص نقش آلیش ماگمایی و تغییرات درجه ذوب سنگ منشأ، از نمودار نسبت La/Yb در برابر Ce استفاده می‌کنیم. به عقیده هامر و همکاران (۲۰۰۶) وجود روند خطی بین مقادیر

Ce و *Lal/Yb* می تواند نشان دهنده تغییر درجه ذوب بخشی در یک منشأ گوشته‌ای مشابه و یا بیانگر اختلاط دو ماگمای تولید شده از منشأ غیر مشابه باشد. همانطور که در شکل ۴-۱۰ دیده می‌شود، بین نسبت *Ce* و *Lal/Yb* یک روند خطی وجود دارد. از آنجاییکه شواهد پتروگرافی و نسبت‌های عناصر ناسازگار که قبلاً مورد بررسی قرار گرفته‌اند دلایلی مبنی بر وجود اختلاط ماگمایی نشان نمی‌دهند، تأثیر این فاکتور در تشکیل سنگهای منطقه منتفی است. هر چند جهت قطعیت بخشیدن به این موضوع به مطالعات ایزوتوپی نیاز می‌باشد. از طرفی، آرایش ماگمایی نیز یکی از عوامل مهم در ایجاد تغییرات ترکیبی در گدازه‌های مافیک و فراوانی عناصر ناسازگار می‌باشد (هانس و اسکارسون، ۲۰۰۵). با توجه به موارد فوق‌الذکر می‌توان دلیل اصلی روند خطی مشاهده شده در این نمودار را به تغییراتی در درجه ذوب بخشی و نیز تأثیرات آرایش ماگمایی نسبت داد. میزان تغییرات درجه ذوب بخشی در مبحث پتروژنز بطور کامل مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۴-۷- نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب

یکی از روشهای نمایش داده‌های عناصر کمیاب که به منظور بررسی فرآیندهای پترولوژیکی بکار می‌رود، استفاده از نمودارهای عنکبوتی می‌باشد. در نمودارهای عنکبوتی، فراوانی گروههایی از عناصر کمیاب ناسازگار موجود در نمونه‌های سنگی، نسبت به فراوانی این عناصر در یک سری نمونه‌های استاندارد خاص بهنجار می‌شود. بطور کلی جهت بهنجار کردن داده‌های عناصر کمیاب سه روش وجود دارد (رولینسون، ۱۹۹۳) که عبارتند از:

۱- ترکیب تخمینی گوشته اولیه

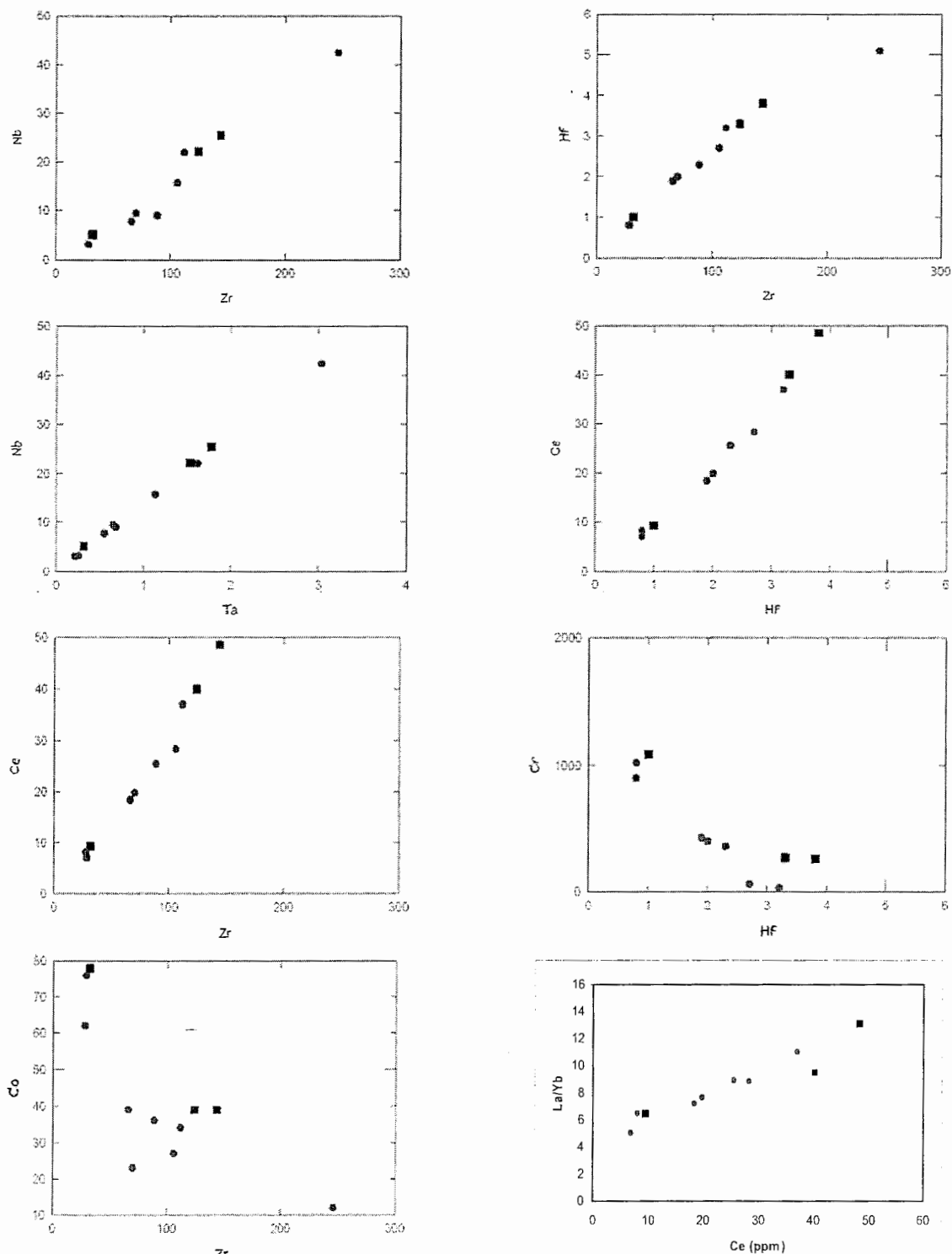
۲- متئوریت‌های کندریتی

۳- *MORB* اولیه

یکی از مزیت‌های بهنجار کردن نمونه‌ها نسبت به این استانداردها این است که اولاً تغییرات فراوانی عناصر با عدد اتمی زوج و فرد حذف می‌شود و ثانیاً هر گونه جدایش و تفکیکی که از عناصر کمیاب نسبت به این استانداردها صورت گرفته باشد به آسانی قابل تشخیص است.

این نمودارها ممکن است تنها بر اساس عناصر کمیاب خاکی (*REE*) و یا بر اساس عناصر کمیاب خاکی به همراه برخی دیگر از عناصر ناسازگار (نمودارهای چند عنصری) ترسیم شوند. در واقع این عناصر نسبت به ترکیب کانی‌شناسی شاخص گوشته، حالتی ناسازگار دارند و این نمودارها ابزاری

جهت سنجش انحراف آنها از ترکیب اولیه هستند. در این نمودارها عناصر از راست به چپ و بر اساس افزایش ناسازگاری مرتب می‌شوند.



شکل ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و ناسازگار- سازگار برای سنگهای منطقه مورد مطالعه.

الف- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت

در این دیاگرامها نمونه‌های منطقه نسبت به مقادیر کندریتی ناکامورا (۱۹۷۴)، سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹) و تامپسون (۱۹۸۲) بهنجار شده‌اند. نمودارهای ناکامورا و سان و مک‌دونوف بر اساس مقادیر عناصر کمیاب خاکی (*REE*) و نمودار تامپسون یک نمودار چند عنصری می‌باشد.

همانطور که در این نمودارها دیده می‌شود (شکل‌های ۴-۱۱ و ۴-۱۲)، الگوی عناصر کمیاب سنگهای منطقه بصورت موازی با یکدیگر می‌باشند. به عقیده ویلسون (۱۹۸۹) اگر یک مجموعه از سنگهای آذرین در اثر تحمل فرآیندهای تبلور تفریقی با یکدیگر مرتبط باشند، در نتیجه باید مقادیر عناصر کمیاب و نسبت‌های آنها بطور ثابت و پیوسته‌ای در سری تغییر کند. موازی بودن الگوی عناصر در سنگهای منطقه نیز تأیید کننده این امر و نیز نتایج بدست آمده در بخشهای قبلی مبنی بر منشأ واحد این سنگها و نقش تبلور تفریقی به عنوان ساز و کار اصلی تشکیل آنهاست.

در تمامی این نمودارها، در الگوی عناصر کمیاب خاکی و ناسازگار نسبت به مقادیر کندریتی غنی‌شدگی دیده می‌شود. در این میان عناصر کمیاب خاکی سبک (*LREE*) و عناصر شدیداً ناسازگار غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (*HREE*) نشان می‌دهند.

به عقیده کالرز و گراف (۱۹۸۴)، الگوی عناصر کمیاب خاکی ممکن است ترکیب اولیه ماگمای والد را نشان دهند. نتایج آزمایشات تجربی نشان دهنده این است که ماگمای بازالتی ساب آلكالن می‌تواند از ذوب بخشی ۱۵ تا ۳۰ درصد پریدوتیت‌های گوشته فوقانی تشکیل شود (گرین و رینگ وود، ۱۹۶۸؛ گرین، ۱۹۷۳). درجات کم ذوب بخشی (کمتر از ۱۰ درصد) می‌تواند منجر به تشکیل ماگمای بازالتی آلكالن شده (هیرشمن و همکاران، ۱۹۹۸) و یک غنی‌شدگی در الگوی عناصر کمیاب خاکی سبک (*REE*) نشان دهد (واس و راجرز، ۱۹۸۰؛ کالرز و گراف، ۱۹۸۴). یعنی با افزایش آلكالینیت بر نسبت *La/Sm* افزوده و از نسبت *Zr/Nb* کاسته می‌شود (هامر و همکاران، ۲۰۰۶) و شیب منحنی افزایش پیدا می‌کند، که این امر در نتیجه حساسیت بیشتر *La* نسبت به *Sm* و نیز *Nb* نسبت به *Zr* در برابر درجات مختلف ذوب می‌باشد. به اعتقاد سربواستاوا و سینک (۲۰۰۴) با افزایش درجه ذوب بخشی تا حدود ۳۰ درصد، از تمرکز *REE*ها به سرعت کاسته شده و بعد از آن (یعنی درجات ذوب بخشی بیشتر از ۳۰ درصد) مذاب نمی‌تواند تغییرات مهمی در تمرکز عناصر کمیاب خاکی (*REE*) ایجاد کند.

با توجه به مطالب فوق در می‌یابیم که شیب الگوی عناصر کمیاب خاکی (*REE*) می‌تواند نشان دهنده میزان درجه ذوب بخشی باشد. بطوری که در هنگام درجات بسیار پایین ذوب بخشی، شیب این منحنی‌ها زیاد بوده و عناصر کمیاب خاکی سبک (*LREE*) غنی‌شدگی بسیار بیشتری را نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (*HREE*) نشان می‌دهند. ولی با افزایش درجه ذوب بخشی شیب این منحنی‌ها کاهش یافته و از تفاوت غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین کاسته می‌شود.

اما باید به این نکته توجه داشت که درجات ذوب بخشی پایین، تنها عامل غنی‌شدگی بیشتر در عناصر *LREE* نسبت به *HREE* نیست. بنا به اعتقاد سرواستاوا و سینک (۲۰۰۴)، غنی‌شدگی بیشتر عناصر کمیاب خاکی سبک (*LREE*) ممکن است در اثر دو عامل ایجاد شده باشد که این عوامل شامل درجات کم ذوب بخشی ($< 15\%$) منبع گوشته‌ای و یا آلیش ماگما بوسیله مواد پوسته‌ای می‌باشد.

همانطور که قبلاً ذکر شد در نمودارهای عنکبوتی مربوط به سنگهای منطقه نیز یک غنی‌شدگی در عناصر کمیاب خاکی سبک دیده می‌شود (شکل‌های ۴-۱۱ و ۴-۱۲). از آنجائیکه شواهد مربوط به آلیش ماگمایی شامل تغییر در نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار (که قبلاً در بخش ۴-۶-۳ ب مورد بررسی قرار گرفته‌اند) و نیز شواهدی که در ادامه بحث ارائه می‌شوند، نشان دهنده تأثیر نسبتاً کم آلیش ماگمایی بر روی سنگهای منطقه می‌باشند و نیز می‌توان عامل اصلی غنی‌شدگی بیشتر عناصر کمیاب خاکی سبک (*LREE*) را به درجات نسبتاً پایین ذوب بخشی ($< 15\%$) نسبت داد.

در نمودار تامپسون (۱۹۸۲)، یک سری بی‌نظمی و پراکندگی (آنومالی مثبت و منفی) در مقادیر عناصر *Sr*، *Rb* و *Ba* دیده می‌شود. تغییر در مقادیر این عناصر عمدتاً در ارتباط با دگرسانی رخ داده در سنگهای منطقه و تحرک بالای این عناصر می‌باشد. به عنوان مثال در این نمودار به خوبی می‌توان ارتباط بین شدت دگرسانی و مقادیر استرانسیوم در این سنگها را مشاهده کرد (شکل ۴-۱۲). در این نمودار نمونه‌های تشکیل شده به طریق کومولایی (سه نمونه حاوی تمرکز کمتر عناصر کمیاب که نمودار آنها در قسمتهای پایین شکل قرار گرفته است) دارای آنومالی مثبت استرانسیوم می‌باشند. ولی در سایر نمونه‌ها اکثراً آنومالی منفی استرانسیوم دیده می‌شود. همانگونه که در پتروگرافی این سنگها مطرح شد، نمونه‌های تشکیل شده به طریق کومولایی، دگرسانی کمتری را نسبت به سایر سنگهای منطقه نشان می‌دهند. در واقع این نمودار نشان می‌دهد که با افزایش شدت دگرسانی، بر تحرک

عناصری نظیر Zr افزوده شده و خروج این عناصر از ترکیب سنگها منجر به ایجاد آنومالی منفی در نمودارهای عنكبوتی می‌شود. در این نمودار در مقدار Ti نیز یک آنومالی مثبت دیده می‌شود که با طبیعت آلکالن و حضور مقادیر بالای تیتانواوژیت و تیتانومگنتیت در این سنگها سازگار است.

در این نمودار عنصر Nb نیز یک آنومالی منفی کوچک نشان می‌دهد. آنومالی منفی نیوبیوم شاخص سنگهای قاره‌ای و بیانگر مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (ساندرز و همکاران، ۱۹۹۲؛ کنت، ۱۹۹۵؛ ناگودی و همکاران، ۲۰۰۳). به عقیده این محققین بازالت‌های قاره‌ای که بوسیله آرایش پوسته‌ای متأثر نشده‌اند و یا به مقدار خیلی کم آرایش یافته‌اند، دارای آنومالی کوچک و یا فاقد آنومالی منفی نیوبیوم می‌باشند. همچنین عموماً بازالت‌های متأثر شده بوسیله آرایش پوسته‌ای یک آنومالی بزرگ منفی در عنصر نیوبیوم نشان می‌دهند. دلیل این تهی‌شدگی این است که متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای بشدت از Nb تهی شده است و هر ماگمای آرایش یافته با مواد پوسته‌ای این آنومالی منفی را در شیمی خود منعکس می‌کند.

بنابراین با توجه به اینکه آنومالی منفی عنصر نیوبیوم در سنگهای منطقه نسبتاً کوچک می‌باشد می‌توان گفت که عملکرد آرایش ماگمایی با سنگهای پوسته‌ای در این سنگها شدید نبوده است.

همچنین به عقیده کنلی و همکاران (۲۰۰۵) نسبت‌های Ce/Y و Zr/Y در طی تبلور تفریقی نسبتاً ثابت و بدون تغییر باقی می‌ماند، در حالی که تغییرات زیاد در مقادیر این نسبتها بازتاب دهنده درجات بالای آرایش پوسته‌ای می‌باشد. مقادیر Ce/Y و Zr/Y برای سنگهای منطقه مورد مطالعه به ترتیب شامل ۱ تا ۲/۴ برای Ce/Y و ۴/۲ تا ۷ برای Zr/Y می‌باشد. با توجه به مطالب عنوان شده، پایین بودن نسبی تغییرات موجود بین عناصر مذکور در منطقه مورد مطالعه، دلیل دیگری مبنی بر تأثیر نسبتاً کم آرایش ماگمایی بر روی نمونه‌های منطقه است.

وجود آنومالی کوچک و مثبت Eu با توجه به فراوانی پلاژیوکلاز در این سنگها می‌تواند نشان دهنده تأثیر فعالیت اکسیژن در هنگام تفریق این سنگها باشد. به نظر دریک و ویل (۱۹۷۵)، ضرایب جدایش Eu بین پلاژیوکلاز و مذاب بازالتی در شرایط فعالیت زیاد اکسیژن پائین بوده و این عنصر بصورت Eu^{3+} و مانند سایر عناصر کمیاب خاکی رفتار می‌کند.

یکی از مواردی که در این نمودارها جلب توجه می‌کند، وجود یک فاصله و جدایش بین مقادیر عناصر کمیاب سه نمونه سنگی با سایر نمونه‌های سنگی منطقه است. بطوری که این سه نمونه دارای کمترین

غلظت عناصر کمیاب در میان سنگهای منطقه بوده، و منحنی آنها در قسمتهای پایین نمودار قرار می‌گیرد. دلیل جدایش و فاصله موجود و نیز غلظت کم عناصر کمیاب در این سنگها در ارتباط با نحوه تشکیل این سنگها و ترکیب کانی‌شناسی آنها می‌باشد. در واقع این نمونه‌ها، سنگهای تشکیل شده به طریق کومولایی هستند (الیوین‌گابرو و الیوین‌بازالت) که در ترکیب خود حاوی مقادیر بالایی الیوین و کلینوپیروکسن می‌باشند.

بطور کلی ضرایب جدایش الیوین و کلینوپیروکسن برای عناصر کمیاب کم بوده ($D < 1$) و عناصر کمیاب عموماً نسبت به این کانیها ناسازگارند و تمایل به باقیماندن در مذاب دارند (ویلسون، ۱۹۸۹؛ پانتر و همکاران، ۲۰۰۰). این ناسازگاری بخصوص در الیوین که همیشه دارای ضریب جدایش کمتر از ۱/ می‌باشد (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹؛ هندرسون، ۱۹۸۲؛ بودان و اشمیت، ۱۹۸۵؛ دان، ۱۹۸۷ و لی‌مارچند و همکاران، ۱۹۸۷) بیشتر مشهود است. بطوری که حضور الیوین (بدلیل توانایی بسیار کم در جذب عناصر کمیاب) مبین غنی‌شدگی یکسان برای تمام REE‌ها در مذاب است (ویلسون، ۱۹۸۹).

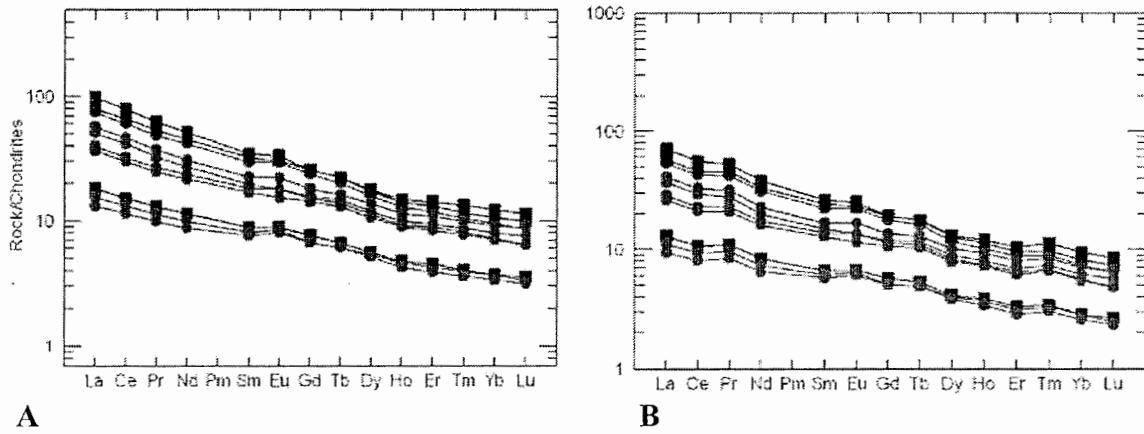
بعلاوه در سنگهای تشکیل شده به طریق انباشتی در منطقه که حاوی مقادیر بالای الیوین می‌باشند، کانیهای فرعی نظیر آمفیبول و آپاتیت که از ضرایب جدایش بالایی برای جذب عناصر کمیاب برخوردارند نیز حضور اندکی دارند. این عامل نیز در پایین بودن فراوانی عناصر کمیاب و ایجاد جدایش کاذب بین نمودار سنگهای تشکیل شده به طریق کومولایی با سایر سنگهای آذرین منطقه شیرگشت نقش موثری داشته است.

در جدول ۴-۴ ضرایب جدایش ($D^{mineral/melt}$) بین عناصر کمیاب و کانیهای الیوین، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و هورنبلند آورده شده است.

ب- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه

در این بخش، نمونه‌های سنگی منطقه که نسبت به مقادیر گوشته اولیه وود و همکاران (۱۹۸۰) و سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹) بهنجار شده‌اند، نمایش داده شده است (شکل ۴-۱۳). در این نمودارها نیز همانند نمودارهای کندریتی، تمامی عناصر ناسازگار غنی‌شدگی نشان می‌دهند. هر چند غنی‌شدگی آنها نسبت به کندریت کمتر می‌باشد. در عین حال همانند نمودارهای قبلی، در این نمودارها نیز عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و عناصر شدیداً ناسازگار غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر کمیاب

خاکی سنگین (*HREE*) نشان می‌دهند. در این دیاگرامها *Ba* و *K* آنومالی مثبت نشان داده و همچنین در عنصر اورانیوم یک آنومالی منفی کوچک دیده می‌شود. آنومالی منفی اورانیوم احتمالاً در ارتباط با خصوصیت رادیواکتیویته این عنصر و در نتیجه واپاشی آن به عناصر رادیوژن می‌باشد. این امر با توجه به سن زیاد این سنگها و در اختیار داشتن مدت زمان طولانی جهت این تغییر و تبدیل منطقی بنظر می‌رسد. همچنین در این نمودارها عناصر *Zr* و *Hf* یک آنومالی ملایم منفی نشان می‌دهند. آنومالی ملایم منفی *Zr* و *Hf* در نمودار بازالت‌های بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه نشانگر حضور گارنت در منشأ می‌باشد (پانتر و همکاران، ۲۰۰۰).

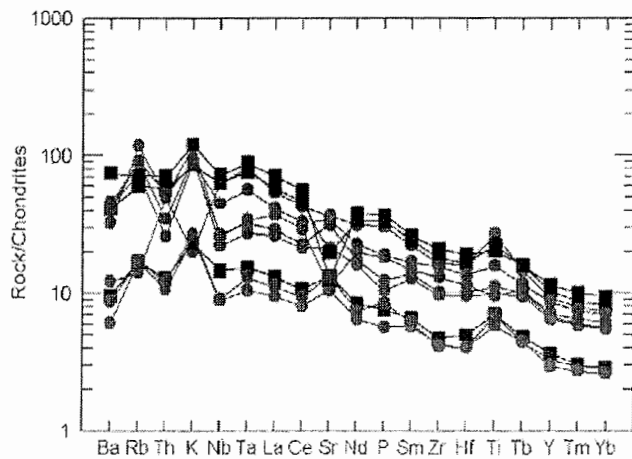


A

B

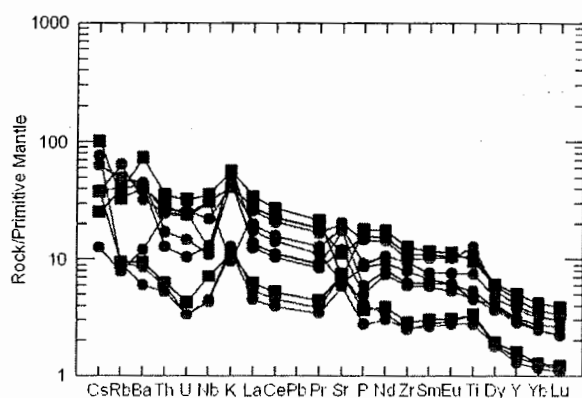
شکل ۴-۱۱- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت برای نمونه‌های منطقه شیرگشت.
 A - نمودارهای عنکبوتی سنگهای منطقه که نسبت به مقادیر کندریتی سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹) بهنجار شده‌اند.
 B - نمودارهای عنکبوتی سنگهای منطقه که نسبت به مقادیر کندریتی ناکامورا (۱۹۷۴) بهنجار شده‌اند.

شکل ۴-۱۲- نمودار عنکبوتی سنگهای منطقه که نسبت به مقادیر کندریتی تامپسون (۱۹۸۲) بهنجار شده است.

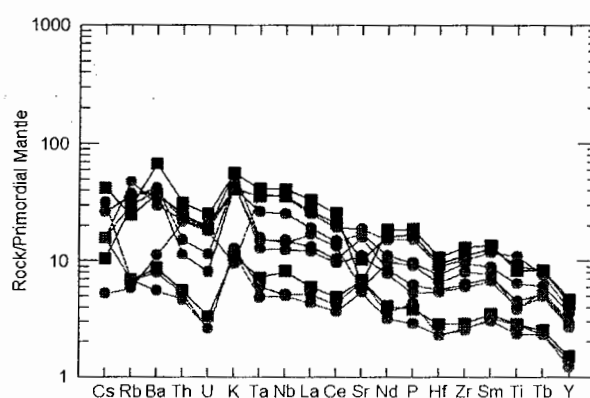


جدول ۴-۴- ضرایب جدایش عناصر کمیاب توسط کانیهای الیوین، کلینوپیکروکسن، پلاژیوکلاز و هورنبلند در مذابهای بازالتی. گردآوری شده توسط: ارت و همکاران، ۱۹۷۶؛ دوستال و همکاران، ۱۹۸۳؛ فوجیاماکی، ۱۹۸۴؛ گرین و همکاران، ۱۹۸۷؛ پیرس و همکاران، ۱۹۷۹؛ شاک، ۱۹۷۹.

Trace element	Olvine	Clinopyroxene	Plagioclase	Hornblende
Rb	0.0098	0.031	0.071	0.29
Sr	0.014	0.06	1.83	0.46
Ba	0.0099	0.026	0.23	0.42
K	0.0068	0.038	0.17	0.96
Y	0.01	0.9	0.03	1
Ti	0.02	0.4	0.04	1.5
Zr	0.012	0.1	0.048	0.5
Hf	0.013	0.263	0.051	0.5
Nb	0.01	0.005	0.01	0.8
Th	-	0.03	0.01	0.5
U	0.002	0.04	0.01	0.1
La	0.0067	0.056	0.19	-
Ce	0.006	0.092	0.111	0.2
Nd	0.0059	0.23	0.09	0.33
Sm	0.007	0.445	0.072	0.52
Eu	0.0074	0.474	0.443	0.4
Gd	0.01	0.556	0.071	0.63
Dy	0.013	0.582	0.063	0.64
Er	0.0256	0.583	0.057	0.55
Yb	0.0491	0.542	0.056	0.49
Lu	0.0454	0.506	0.053	0.43



A



B

شکل ۴-۱۳- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های منطقه شیرگشت.

A- نمودارهای عنکبوتی سنگهای منطقه که نسبت به مقادیر گوشته اولیه سان و مکدونوف (۱۹۸۹) بهنجار شده‌اند.

B- نمودارهای عنکبوتی سنگهای منطقه که نسبت به مقادیر گوشته اولیه وود و همکاران (۱۹۷۹) بهنجار شده‌اند.

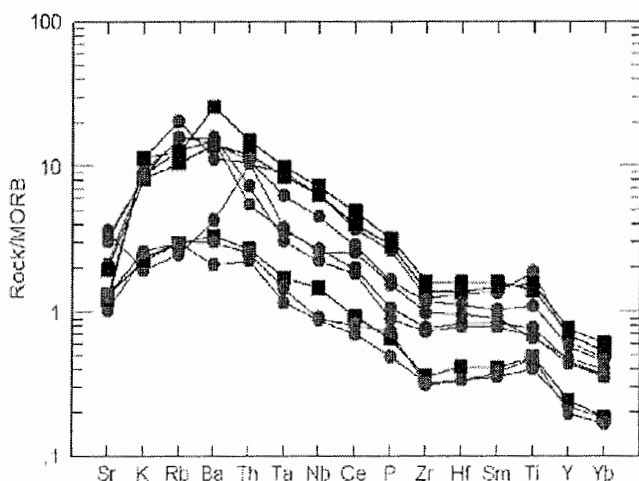
ج- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به MORB

در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به MORB (پیرس، ۱۹۸۳) عناصر Ta, Th, Ba, Rb, K, Sr و Nb غنی‌شدگی و عناصر Y و Yb مقادیری تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در این نمودار عناصری نظیر Sm, Ce و Zr, Hf که به ترتیب جزء گروه REE و $HFSE$ محسوب می‌شوند، در برخی نمونه‌ها نسبت به مورب غنی‌شدگی و در برخی دیگر تهی‌شدگی پیدا کرده‌اند (شکل ۴-۱۴).

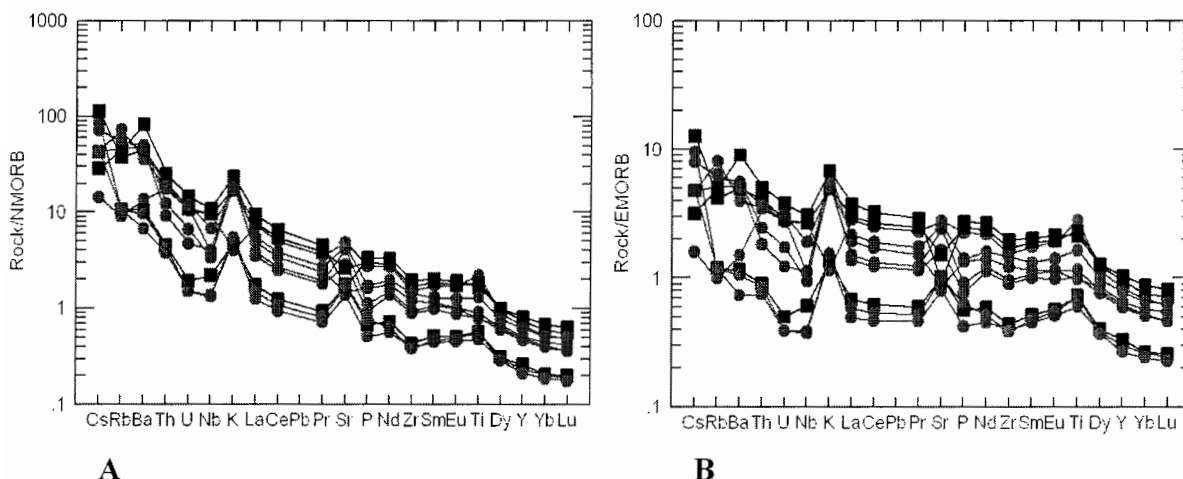
در الگوی عناصر کمیاب سنگهای منطقه که نسبت به $NMORB$ بهنجار شده‌اند، عناصر $LREE$ نسبت به $HREE$ غنی‌شدگی بسیار بیشتری را نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۵). بطوری که الگوی عناصر کمیاب دارای شیب نسبتاً زیادی می‌باشد و عناصر ناسازگاری نظیر Rb, Ba و Cs حتی تا ۱۰۰ برابر مقادیر $NMORB$ غنی‌شدگی نشان می‌دهند. عناصری نظیر Y, Yb و Lu در تمامی نمونه‌ها از فراوانی کمتری نسبت به $NMORB$ برخوردار بوده و تهی‌شدگی نشان می‌دهند.

الگوی بهنجار شده نسبت به $EMORB$ (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) در مقایسه با $NMORB$ دارای شیب بسیار ملایم‌تری بوده و اختلاف کمی در فراوانی $LREE$ ها نسبت به $HREE$ ها دیده می‌شود (شکل ۴-۱۵). همچنین نمونه‌های سنگی منطقه دارای ترکیب نزدیک به $EMORB$ بوده فراوانی عناصر کمیاب آنها در محدوده نزدیک به منابع $EMORB$ قرار می‌گیرد.

بطور کلی در این دیاگرامها ($EMORB-NMORB$) نیز مشابه نمودارهای قبلی یک آنومالی مثبت در مقادیر Ti و K ، یک آنومالی منفی در مقادیر Nb و U ، و یک پراکندگی (آنومالی مثبت و منفی) در مقادیر عناصری نظیر Sr, Rb و Ba دیده می‌شود.



شکل ۴-۱۴- نمودار عنکبوتی سنگهای منطقه که نسبت به مقادیر MORB پیرس (۱۹۸۳) بهنجار شده‌اند.

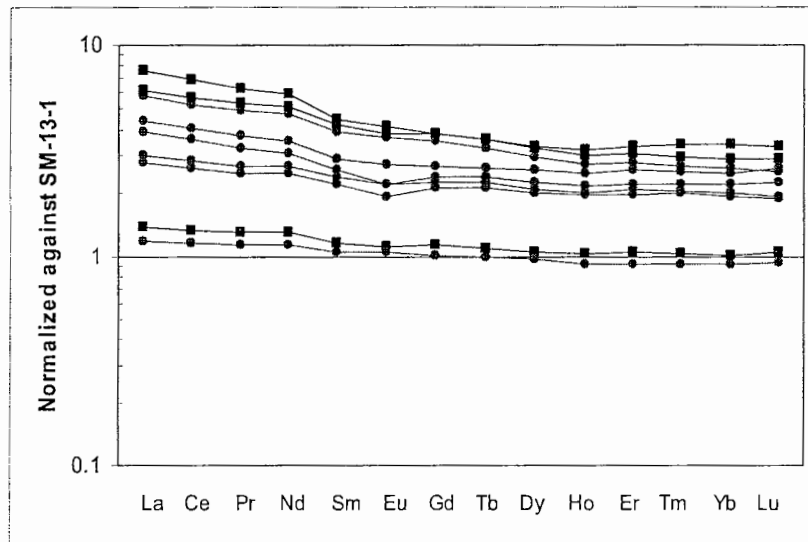


شکل ۴-۱۵- نمودارهای عنکبوتی سنگهای منطقه که نسبت به مقادیر *NMORB* (شکل A) و *EMORB* (شکل B) سان و مکدونوف (۱۹۸۹) بهنجار شده‌اند.

د- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به نمونه ۱-۱۳-*SM* (الیون گابروی منطقه)

به منظور بررسی بیشتر تغییرات عناصر کمیاب خاکی در طیف سنگهای منطقه مورد مطالعه، این نمونه‌ها نسبت به یک نمونه الیون گابروی (نمونه ۱-۱۳-*SM*) موجود در سازند کالشانه بهنجار شده‌اند (شکل ۴-۱۶). این نمونه، از سنگهای الیون گابروی و با مقادیر پایین عناصر کمیاب خاکی ($\sum REE = 21/543$) می‌باشد که به طریق کومولایی تشکیل شده است (جدول ۴-۳). همانطور که در شکل ۴-۱۶ دیده می‌شود، الگوی عناصر کمیاب خاکی (*REE*) نمونه های منطقه نسبت به این نمونه غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در این نمودار عناصر کمیاب خاکی سبک (*LREE*) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (*HREE*) غنی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهند. به نحوی که این غنی‌شدگی برای عناصر کمیاب خاکی سنگین (*HREE*) تا حدود ۳ برابر و برای عناصر کمیاب خاکی سبک (*LREE*) تا ۸ برابر نمونه الیون گابروی می‌باشد. الگوی منظم و فزاینده توزیع عناصر کمیاب در ارتباط مستقیم با فرآیند تفریق ماگمایی در این سنگهاست.

همانطور که قبلاً ذکر شد، تفریق ماگمایی مهمترین علت تنوع ترکیبی سنگهای منطقه است که در این نمودار نیز موازی بودن و هماهنگی بین الگوی عناصر کمیاب این امر را تأیید می‌کند. در واقع با وجود اینکه عناصر کمیاب خاکی تماماً ناسازگار می‌باشند، ولی ناسازگاری بیشتر *LREE* نسبت به *HREE* در طی تفریق ماگمایی و تمایل بیشتر آنها به باقیماندن در مذاب علت پهن تر بودن الگوی *LREE* در این سنگهاست.



شکل ۴-۱۶- نمودار عنکبوتی سنگهای منطقه که نسبت به نمونه الیون گابروی ۱-۱۳-*SM* بهنجار شده‌اند.

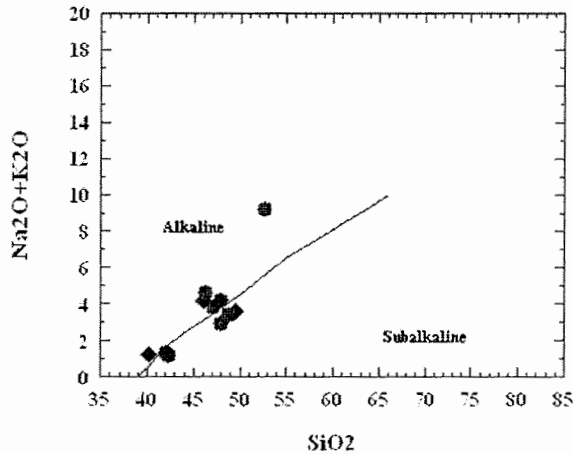
۴-۸- تعیین سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی با استفاده از تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب

یکی از مهمترین کاربردهای نتایج تجزیه‌های شیمیایی، استفاده از این نتایج در تعیین سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی سنگها می‌باشد. در این بخش سعی شده است با استفاده از نمودارهای متمایز کننده مختلف، سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگهای منطقه و ارتباط بین آنها تعیین شود.

۴-۸-۱- سری ماگمایی

- نمودار ایروین و باراگار (۱۹۷۱)

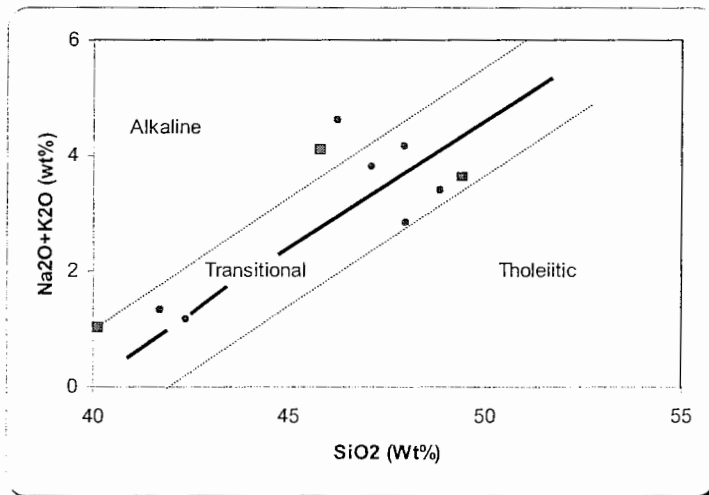
این نمودار بر اساس مجموع آلکالی در برابر سیلیس می‌باشد و بوسیله آن می‌توان سنگهای ساب آلکالن را از آلکالن تفکیک نمود. در این نمودار (شکل ۴-۱۷) تقریباً تمامی نمونه‌های سنگی در محدوده نزدیک به خط آلکالی و مرز جدا کننده آلکالن از ساب آلکالن واقع می‌شوند.



شکل ۴-۱۷- نمودار متمایز کننده
ایروین و باراکار (۱۹۷۱) برای نمونه‌های
منطقه مورد مطالعه.

- نمودار پکسریلو و همکار (۱۹۷۹)

این نمودار نیز بر اساس مجموع آلکالی در برابر سیلیس طراحی شده است. در این نمودار (شکل ۴-۱۸) قلمرو سنگهای آلکان، انتقالی و ساب‌آلکان از یکدیگر تفکیک شده‌اند. بطوری که خط ممتد، محدوده آلکان و تولیتی را از یکدیگر مجزا می‌سازد و محدوده بین خط چین‌ها، نشان دهنده قلمرو انتقالی می‌باشد. همانطور که در شکل ۴-۱۸ دیده می‌شود اکثر نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های انتقالی و چند نمونه نیز در محدوده بازالت‌های آلکان واقع می‌شوند. نظر به تحرک بالای عناصر آلکان در خلال دگرسانی، شاید علت قرارگیری نمونه‌ها در محدوده انتقالی، دگرسانی نمونه‌ها باشد.



شکل ۴-۱۸- نمودار متمایز کننده پکسریلو و همکار (۱۹۷۹) برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

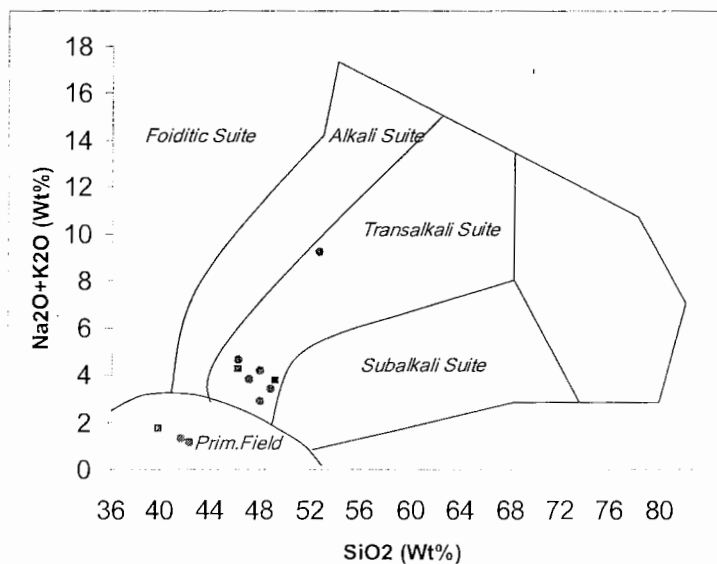
- نمودار میدلموست (۱۹۹۱)

این نمودار نیز مشابه نمودارهای قبلی بر اساس مجموع آلکالی در مقابل سیلیس می‌باشد. در این نمودار (شکل ۴-۱۹) اکثر نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های انتقالی و سه نمونه نیز در قلمرو ماگماهای اولیه

قرار می‌گیرند. به عقیده بسیاری از پترولوژیست‌ها (نظیر گرین و همکاران، ۱۹۷۴؛ کویش و همکاران، ۱۹۹۸ و ...)، ماگماهای بازالتی مشتق شده از گوشته (ماگماهای اولیه)، دارای عدد منیزیم نزدیک به ۷۰ و حاوی مقادیر بالایی Cr و Ni هستند.

در سنگهای منطقه نیز عدد منیزیم بین ۴۸/۵۵ تا ۷۱/۸۴ می‌باشد. در واقع سه نمونه‌ای که در محدوده بازالت‌های اولیه قرار می‌گیرند، همان سنگهای تشکیل شده به طریق کومولایی می‌باشند که دارای عدد منیزیم ۷۰/۱ تا ۷۱/۸۴، مقادیر کروم ppm ۹۰ تا ppm ۹۰۰ و مقادیر نیکل ppm ۴۶۰ تا ppm ۵۷۰ می‌باشند. بالا بودن این مقادیر و نزدیک بودن ترکیب سنگهای منطقه به بازالت‌های اولیه، می‌تواند نشان دهنده این امر باشد که ماگمای تشکیل دهنده این سنگها پس از منشأگیری در گوشته و قبل از جایگیری در مخزن ماگمایی واقع در سازند کالشانه، متحمل تفریق نشده و یا تفریق کمی در آنها صورت گرفته است.

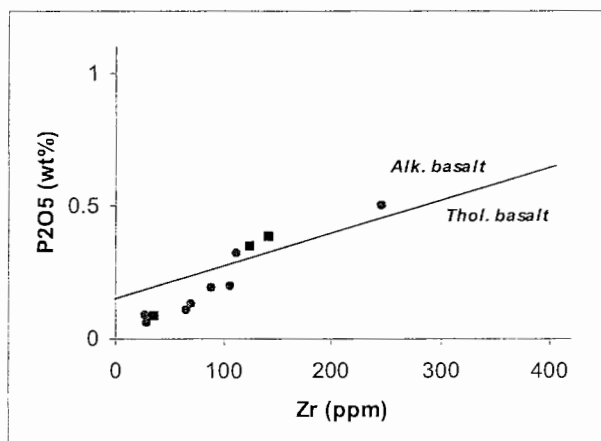
همانطور که در این سه نمودار دیده می‌شود (اشکال ۴-۱۷ تا ۴-۱۹) اکثر نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های انتقالی و برخی در محدوده آکالی واقع می‌شوند (محدوده‌ای نزدیک به خط آکالی). اما از آنجائیکه این نمودارها بر اساس مجموع آکالی در برابر سیلیس طراحی شده‌اند، بدلیل تحرک نسبتاً زیاد این عناصر در طی دگرسانی ممکن است نتایج بدست آمده خیلی قابل اطمینان نباشند. به همین دلیل نمودارهای دیگری که بر اساس عناصر با تحرک کم طراحی شده‌اند و نتایج مطمئن‌تری می‌دهند نیز مورد بررسی قرار گرفته‌اند.



شکل ۴-۱۹- نمودار متمایز کننده سری ماگمایی میدلموست (۱۹۹۱) برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

- نمودار $Zr - P_2O_5$ وینچستر و فلوید (۱۹۷۶)

این نمودار بر این اساس استوار است که سنگهای آلكالان دارای P_2O_5 بالاتری نسبت به بازالت‌های تولییتی بوده و با افزایش مقدار Zr نیز این مقدار افزایش می‌یابد. در این نمودار مقدار P_2O_5 بصورت درصد وزنی و مقدار Zr بصورت قسمت در میلیون (ppm) می‌باشند. در این نمودار (شکل ۴-۲۰) نیز مشابه نمودارهای قبلی اکثر نمونه‌ها در محدوده خط آلكالی، که جدا کننده محدوده آلكالان از تولییتی است قرار می‌گیرند.



شکل ۴-۲۰- نمودار متمایز کننده سری ماگمایی وینچستر و فلوید (۱۹۷۶) برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

- نمودار $Nb/Y - Zr (P_2O_5 * 10^4)$ وینچستر و فلوید (۱۹۷۶)

رسم نمودار Nb/Y در مقابل Zr/P_2O_5 بهترین تمایز را بین بازالت‌های آلكالان و تولییتی ایجاد می‌کند. در این نمودار (شکل ۴-۲۱) نیز اکثر نمونه‌ها در محدوده نزدیک به مرز جدا کننده سنگهای آلكالان و تولییتی قرار می‌گیرند.

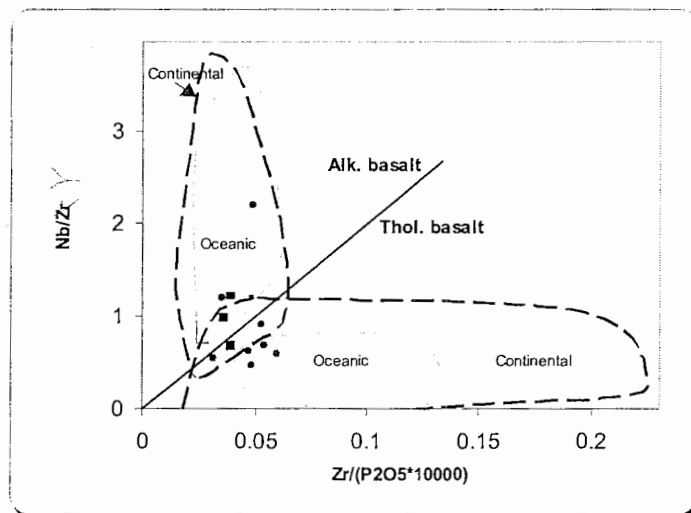
ترکیب نورماتیو سنگهای منطقه نیز نشان دهنده وجود $OI+Ne$ و نیز $OI+Hy$ در ترکیب این سنگها و عدم حضور کوارتز می‌باشد (جدول ۴-۲). در تمامی این نمونه‌ها مقدار Ne و Hy نورماتیو کم بوده و نمونه‌ها عمدتاً در مجاورت ((سطح مرزی تحت اشباع از سیلیس)) قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۰). قابل ذکر است که خط جدا کننده موجود در نمودار سیلیس- آلكالان که انواع بازالت‌های آلكالان را از انواع ساب‌آلكالان جدا می‌کند، در واقع همان اثر تقریبی سطح مرزی تحت اشباع از سیلیس می‌باشد (دولانگ و هافمن، ۱۹۷۵).

مطالعات آزمایشگاهی نشان می‌دهد که بر روی سیستم ساده *Di-Fo-An* در مجاورت ((سطح مرزی تحت اشباع از سیلیس)) سطحی وجود دارد که هر ماگمایی که در فشار پائین و به طریق جزء به جزء متبلور شود، نمی‌تواند از این سطح بگذرد. بطور مثال، پرسنال و همکاران (۱۹۷۸) اظهار داشته‌اند که سطح *Di-Fo-An* در فشار کمتر از ۰/۴ ژیگاپاسکال، به عنوان یک مقسم حرارتی بین بازالت‌های آلکان و ساب‌آلکان عمل می‌کند. اما به عقیده میاشیرو (۱۹۷۸) در سیستم ساده بازالت (چهار وجهی بازالت)، سطح کلینوپیروکسن - الیوین - پلاژیوکلاز با مقسم حرارتی فشار پائین کاملاً منطبق نیست و به همین دلیل برخی از بازالت‌های حاوی مقادیر کمی هیپرستن نورماتیو را باید بصورت بازالت‌های انتقالی با قرابت آلکان تلقی کرد.

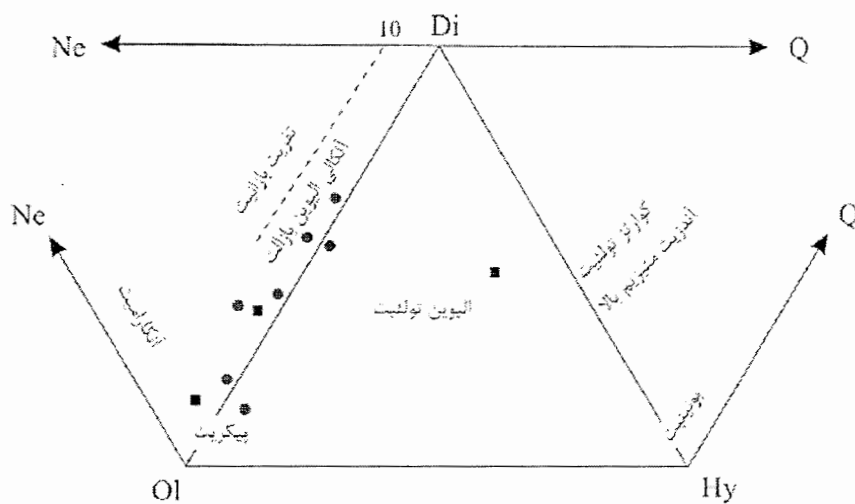
همچنین به عقیده کوئپوو (۲۰۰۶) بازالت‌هایی با ترکیب حدواسط بین بازالت‌های تولیتی و آلکان که در ترکیب خود حاوی مقادیر کم هیپرستن نورماتیو تا کمی نفیلین نورماتیو هستند، به عنوان بازالت انتقالی در نظر گرفته می‌شوند.

یکی از موارد جالب توجه در نمودار ۴-۲۲، قرارگیری ترکیب نورماتیو سه نمونه سنگی (شامل دو نمونه الیوین‌گابرو و یک نمونه الیوین‌بازالت) در محدوده نزدیک به ترکیب بازالت‌های پیکریتی می‌باشد. همانگونه که در بحث پتروگرافی مطرح شد، ترکیب مدال الیوین گابروهای واقع در سازند کالشانه و نیز الیوین بازالت‌های واقع در بخش تحتانی گدازه‌های سازند نیور، شباهت‌های بسیاری را به ترکیب بازالت‌های پیکریتی نشان می‌دهند. تطابق ترکیب نورماتیو و مدال سنگ‌های منطقه در این نمودار بخوبی آشکار بوده و تأیید کننده نزدیکی ترکیب این سه نمونه به بازالت‌های پیکریتی می‌باشد.

به این ترتیب با توجه به نمودارهای متمایز کننده سریهای ماگمایی و نیز ترکیب نورماتیو سنگ‌های منطقه، این سنگها را به عنوان بازالت‌های انتقالی با قرابت آلکان در نظر می‌گیریم.



شکل ۴-۲۱- نمودار متمایز کننده سری ماگمایی وینچستر و فلوید (۱۹۷۶) برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.



شکل ۴-۲۲- نمودار طبقه بندی بازالتها و سنگهای ماگمایی مرتبط بازیک و الترابازیک بر اساس ترکیب نورماتیو *CIPW* برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (اقتباس از تامپسون، ۱۹۸۴).

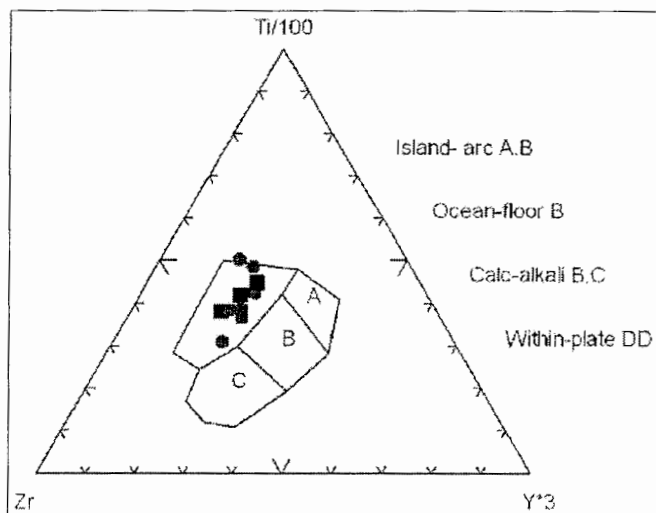
۴-۸-۲- جایگاه تکتونیکی

به منظور تعیین جایگاه تکتونیکی سنگهای منطقه از نمودارهای مختلفی که عمدتاً بر اساس عناصر کمیاب طراحی شده‌اند، استفاده شده است. با توجه به دگرسانی سنگهای منطقه و امکان تحرک عناصر، سعی شده است از عناصری استفاده شود که دارای کمترین میزان تحرک باشند و از کاربرد نمودارهایی که بر مبنای عناصر متحرک طراحی شده‌اند، پرهیز شده است. به عقیده ویلسون (۱۹۸۹)، عناصری مانند *Na, K, Ca, Ba, Sr, Rb* و احتمالاً *LREE*ها متحرک هستند و برای تمایز محیطهای

تکتونیکی مناسب نیستند. از طرفی، در بسیاری از نمودارها استفاده از عناصر با شدت میدان بالا نظیر Ti, Zr, Y, Nb, P بدلیل تحرک نسبتاً پایین آنها مناسب به نظر می‌رسد (رولینسون، ۱۹۹۳). حال با در نظر گرفتن مطالب ذکر شده به بررسی جایگاه تکتونیکی سنگهای منطقه می‌پردازیم.

- نمودار $Ti-Zr-Y$ پیرس و کن (۱۹۷۳)

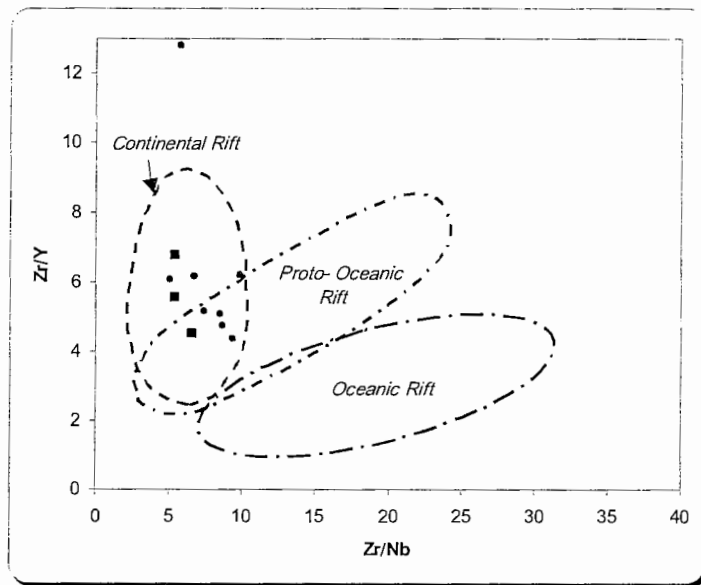
این نمودار مثلثی بر اساس عناصر نسبتاً غیر متحرک طراحی شده و به طور خیلی موثری بازالتهای درون صفحه‌ای را از سایر بازالتها متمایز می‌کند. در این نمودار، نمونه‌های منطقه تماماً در محدوده بازالتهای درون صفحه‌ای (*Within-plate*) قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۳).



شکل ۴-۲۳- نمودار متمایز کننده محیط تکتونیکی پیرس و کن (۱۹۷۳) برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

- نمودار $Zr-Nb-Y$ کمپونز و مور (۱۹۹۱)

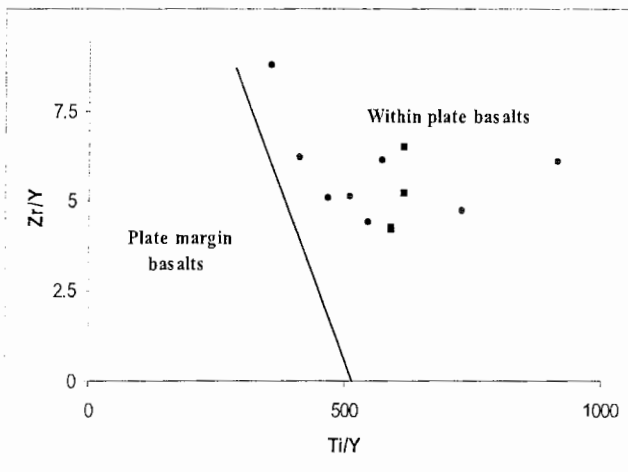
این نمودار بر اساس نسبتهای Zr/Y در برابر Zr/Nb طراحی شده و قادر است که بازالتهای تشکیل شده در ریفتهای قاره‌ای و اقیانوسی را به نحو خوبی از یکدیگر تفکیک کند. در این نمودار تمامی نمونه‌های منطقه در محدوده ریفت قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۴). تنها استثنا در مورد نمونه مونزودیوریتی می‌باشد که دارای مقادیر بسیار بالای Zr/Y بوده و در خارج از محدوده تعیین شده قرار می‌گیرد. دلیل این امر دگرسانی بسیار شدید نمونه مذکور و در نتیجه تغییرات شدید در نسبت Zr/Y می‌باشد. همانطور که در این شکل دیده می‌شود، اکثر نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در فصل مشترک ریفت قاره‌ای و پروتو-ریفت اقیانوسی قرار می‌گیرند که مفهوم آن تشکیل این سنگها در طی مراحل اولیه گسترش ریفت است.



شکل ۴-۲۴- نمودار متمایز کننده محیط تکتونیکی کمپونز و مور (۱۹۹۱)
جهت تفکیک محیط ریفت قاره‌ای و اقیانوسی.

- نمودار $Ti-Zr-Y$ پیرس و گیل (۱۹۷۷)

این نمودار دو متغیره بر اساس نسبت‌های Zr/Y و Ti/Y که به ترتیب در محور افقی و قائم قرار می‌گیرند ترسیم شده است. این نمودار مشابه نمودار قبلی بر مبنای عناصر نسبتاً غیر متحرک بنا شده و قادر است که به نحو خوبی بازالت‌های درون صفحه‌ای را از سایر انواع بازالت‌ها (بازالت‌های حاشیه صفحه‌ای) تفکیک کند. در این نمودار نیز تمامی نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۵).

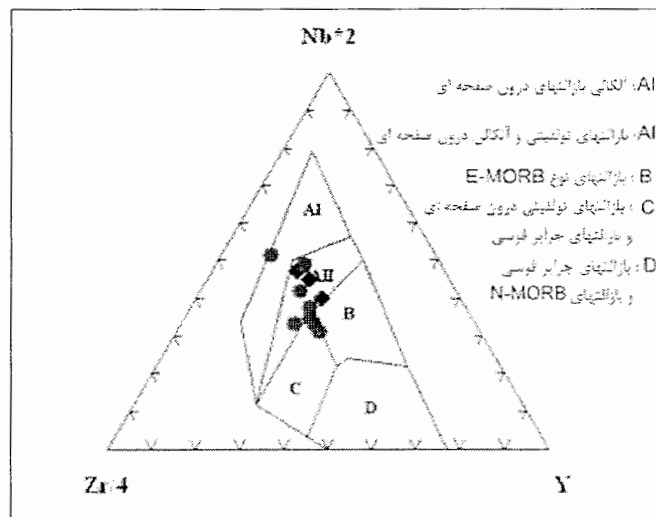


شکل ۴-۲۵- نمودار متمایز کننده محیط تکتونیکی پیرس و گیل (۱۹۷۷).

- نمودار $Zr-Nb-Y$ مشد (۱۹۸۶)

این نمودار بر مبنای مقادیر Nb, Y و Zr استوار است و در آن اکثر نمونه‌ها در محدوده مشترک آلکالی بازالت‌های درون صفحه‌ای و تولیتهای درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۶). فاصله گرفتن نمونه‌ها از رأس Nb در این نمودار و قرارگیری کمتر نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های آلکالن، احتمالاً در ارتباط با آلودگی ماگما با سنگهای پوسته‌ای و کاهش مقادیر نیوبیوم در این سنگهاست. در بخشهای قبلی اثرات آرایش پوسته‌ای و کاهش مقادیر نیوبیوم مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

شکل ۴-۲۶- نمودار متمایز کننده محیط تکنیکی مشد (۱۹۸۶) برای سنگهای منطقه مورد مطالعه.



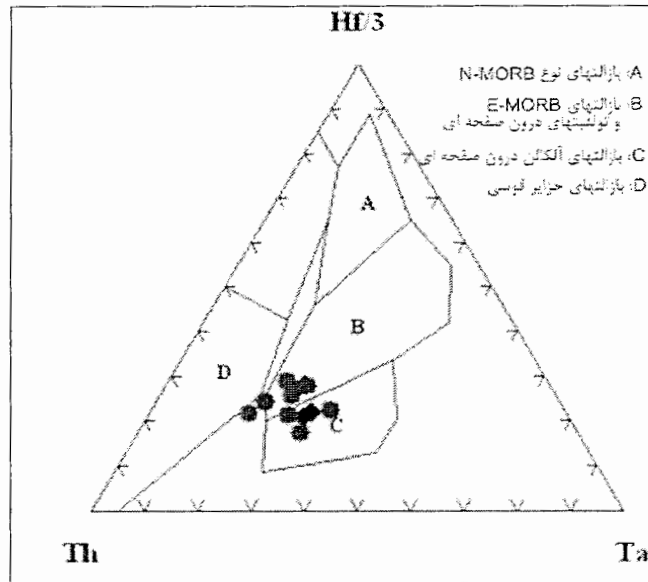
- نمودار $Th-Hf-Ta$ وود (۱۹۸۰)

این نمودار متمایز کننده بازالت‌ها، بر اساس عناصر Hf, Ta و غیر متحرک Th طراحی شده است. نمونه‌های سنگی منطقه که بر روی این نمودار پلات شده‌اند در دو محدوده واقع می‌شوند. بطوری که تقریباً نیمی از آنها در محدوده بازالت‌های آلکالن داخل صفحه‌ای (محدوده C) و نیمی دیگر در قلمرو مشترک $MORB$ نوع E و تولیتهای درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۷).

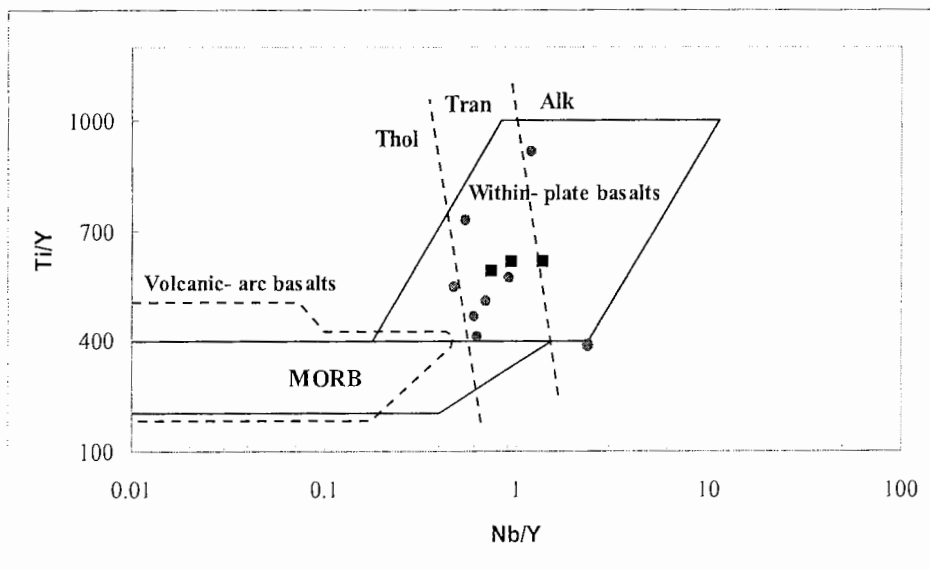
- نمودار $Ti/Y - Nb/Y$ پیرس (۱۹۸۲)

این نمودار با موفقیت خوبی بازالت‌های درون صفحه‌ای را از $MORB$ و بازالت‌های قوس آتشفشانی تفکیک می‌کند. بازالت‌های درون صفحه‌ای دارای Ti/Y و Nb/Y بالاتری نسبت به سایر بازالت‌ها بوده و این تفاوتها احتمالاً منعکس کننده یک منشأ گوشته‌ای غنی شده نسبت به منشأ $MORB$ و بازالت‌های قوس آتشفشانی است (رولینسون، ۱۹۹۳).

امتیاز این نمودار این است که با توجه به نسبت Nb/Y ، می‌توان گروه بازالت‌های داخل صفحه‌ای را به انواع تولئیتی، انتقالی و آکالن تقسیم کرد. همانطور که در شکل ۴-۲۸ دیده می‌شود تمامی نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند. همچنین با توجه به نسبت Nb/Y اکثر نمونه‌ها در قلمرو بازالت‌های انتقالی و تعدادی نیز در محدوده بازالت‌های آکالن درون صفحه‌ای واقع می‌شوند.



شکل ۴-۲۷- نمودار متمایز کننده محیط تکتونیکی وود (۱۹۸۰) برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

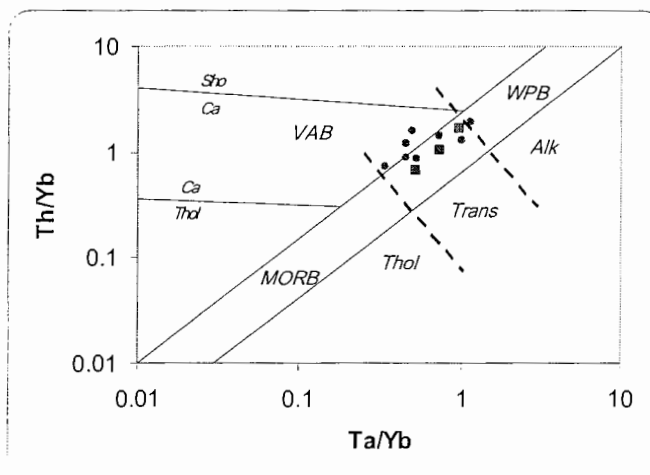


شکل ۴-۲۸- نمودار متمایز کننده محیط تکتونیکی پیرس (۱۹۸۲) برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

- نمودار $Th/Yb - Ta/Yb$ پیرس (۱۹۸۳)

در این نمودار (شکل ۴-۲۹) که بر اساس نسبت‌های عناصر کمیاب استوار است، از عنصر Yb به عنوان عامل نرمالایز کننده استفاده شده است. این نمودار محدوده بازالت‌های قوس آتشفشانی (VAB)، $MORB$ و بازالت‌های درون صفحه‌ای (WPB) را نشان داده و در آن مشابه نمودار قبلی، محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای به سه بخش تولیتی، انتقالی و آکالن قابل تقسیم است. در این نمودار نیز سنگ‌های منطقه عمدتاً در محدوده بازالت‌های آکالن واقع می‌شوند. همانطور که در نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی دیده می‌شود، تمامی نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند.

همچنین قرارگیری بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های انتقالی و برخی در محدوده بازالت‌های آکالن (در نمودار پیرس، ۱۹۸۲ و ۱۹۸۳)، تأیید کننده نتایج بدست آمده در بخش سری‌های ماگمایی و انتساب این سنگ‌ها به سری انتقالی با قرابت آکالن می‌باشد.



شکل ۴-۲۹ - نمودار متمایز کننده محیط تکتونیکی پیرس (۱۹۸۳) برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

۴-۹- مقایسه بازالتهای منطقه مورد مطالعه با سایر مناطق

همانطور که مطالعات صحرایی، پتروگرافی و نمودارهای ژئوشیمیایی نشان می‌دهند، سنگهای بازالتهای منطقه مورد مطالعه دارای ماهیت انتقالی تا آلکالن بوده، در یک محیط کششی (ریفیتی) درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند. در این بخش مناطقی را که در آنها سنگهایی با ترکیب، موقعیت و محیط تشکیل مشابه سنگهای منطقه مورد مطالعه حضور دارند، مورد مقایسه قرار داده‌ایم. این مناطق عبارتند:

الف- بازالتهای Mamianshan واقع در بلوک کاتایسیا در جنوب چین

ب- بازالتهای Galo Salen واقع در ریفیت اتیوپی

ج- سنگهای ولکانیکی منطقه Naivasha در ریفیت کنیا

د- سنگهای آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه قوشه و منطقه ابیانه- سه در ایران مرکزی

۴-۹-۱- بازالتهای منطقه Mamianshan

این سنگها که در جنوب چین واقعند، از نوع دوگانه و مشتمل بر بازالتهای ریولیت هستند. آنها دارای سن پروتروزوئیک بوده و در محیط ریفیت درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند (ژیان لی و همکاران، ۲۰۰۶). سنگهای بازالتهای این منطقه از نوع انتقالی تا کمی آلکالن هستند و با توجه به ماهیت و جایگاه تکتونیکی خود، قابل مقایسه با بازالتهای منطقه شیرگشت می‌باشند. میزان تغییرات SiO_2 در این سنگها بین ۴۰ تا ۵۴ درصد وزنی متغیر بوده و در نمودارهای مختلف تعیین سری ماگمایی اکثر این نمونه‌ها در محدوده قلمرو بین بازالتهای ساب‌آلکالن و آلکالن قرار می‌گیرند. همچنین مطالعات انجام شده نشان می‌دهند که تبلور تفریقی و آرایش پوسته‌ای نقش اساسی را در تشکیل و تحول این سنگها بر عهده داشته‌اند (ژیان لی و همکاران، ۲۰۰۶).

مقایسه نمودارهای عنکبوتی رسم شده برای بازالتهای بلوک کاتایسیا با نمودارهای نمونه‌های ناحیه شیرگشت (شکل ۴-۳)، شباهتهای ژئوشیمیایی بارزی را بین این دو مجموعه سنگی نشان می‌دهد. بطوری که روی هم قرار گرفتن و یا موازی بودن نسبی روند نمودارهای عنکبوتی این مناطق با یکدیگر نشان دهنده نزدیک بودن نسبتهای عناصر ناسازگار و نیز نزدیک بودن غنی‌شدگی این سنگها از عناصر REE و دیگر عناصر ناسازگار می‌باشد. از آنجائیکه یکی از روشهای مقایسه بین سنگهای آذرین مناطق مختلف، مقایسه نسبتهای بین عناصر ناسازگار آنها با یکدیگر می‌باشد، این هماهنگی بین نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های منطقه شیرگشت با منطقه مورد مقایسه می‌تواند معرف نزدیک

بودن نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار بین این دو مجموعه سنگی و در نتیجه نشان دهنده شباهت‌های موجود بین آنها باشد.

نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های بازیک Mamianshan و نیز برخی نسبت‌های عناصر ناسازگار موجود در این سنگها و ناحیه شیرگشت (جهت مقایسه) در جدول ۴-۵ ارائه شده است. همانگونه که در این جدول دیده می‌شود، نسبت‌های La/Sm و Zr/Y منطقه شیرگشت و منطقه Mamianshan کاملاً به یکدیگر شباهت دارند. در واقع شباهت‌های موجود بین ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های این دو منطقه که شامل ماهیت انتقالی تا آلکالن آنها، جایگاه درون صفحه‌ای و نقش تبلور تفریقی و آرایش پوسته‌ای می‌باشد، در نسبت‌های عناصر کمیاب موجود در این سنگها منعکس شده است.

۴-۹-۲- بازالت‌های Galo Salen واقع در ریفت اتیوپی

بازالت‌های Galo Salen در ریفت اصلی اتیوپی قرار داشته و دارای سن پلیوکواترنر می‌باشند. این بازالتها دارای ۴۴ تا ۵۳ درصد وزنی SiO_2 بوده و بر روی نمودارهای تعیین سری ماگمایی، مشابه نمونه‌های ناحیه شیرگشت عمدتاً در مرز بین بازالت‌های آلکالن و ساب‌آلکالن و تعدادی نیز در محدوده آلکالن قرار می‌گیرند.

بافتهای مشاهده شده در این سنگها شامل آفیریک تا شدیداً پورفیری با حدود ۴۰ درصد فنوکریست می‌باشند. پلاژیوکلاز، فراوان‌ترین فنوکریست موجود در این سنگهاست و در برخی گدازه‌ها طول بلورهای آن به ۱ تا ۲ سانتیمتر نیز می‌رسد. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز عمدتاً دارای منطقه‌بندی (zoning) ترکیبی به اشکال نرمال، نوسانی (oscillatory) و معکوس می‌باشند. الیون، دیگر فنوکریست موجود در این سنگهاست، که در برخی گدازه‌ها فراوانترین فنوکریست نیز می‌باشد. کلینوپیروکسن اوژیستی نیز معمولاً به همراه کانیهای اپاک در زمینه سنگ حضور دارد.

تغییرات عناصر اصلی و کمیاب نشان دهنده تفریق الیون، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و کانیهای اپاک و همچنین نقش آرایش پوسته‌ای در روند تحول و تکامل این سنگها می‌باشد (تروا و همکاران، ۱۹۹۵).

با توجه به مطالب فوق‌الذکر مشاهده می‌کنیم که شباهت‌های بسیاری از لحاظ ترکیبات سنگی و کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و محیط تشکیل بین این سنگها با سنگ‌های موجود در ناحیه شیرگشت

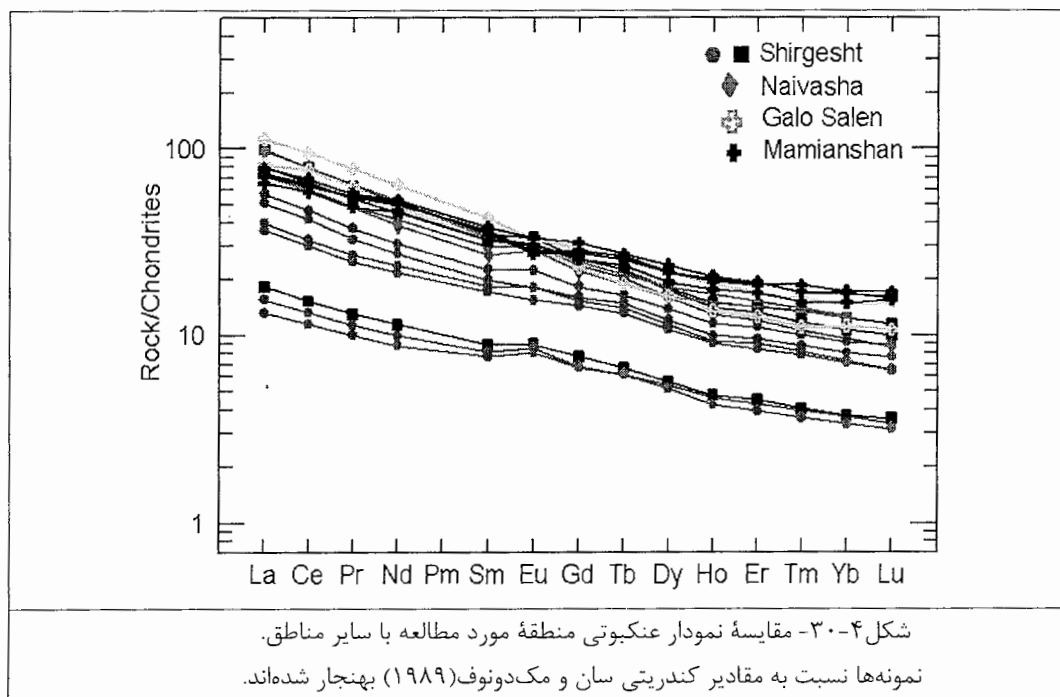
وجود دارد. همچنین مقایسه نمودارهای عنکبوتی این دو منطقه و نسبتهای عناصر ناسازگار نیز تأیید کننده این امر می‌باشند (شکل ۴-۳۰). داده‌های مربوط به عناصر کمیاب بازالت‌های Galo Salen در جدول ۴-۵ ارائه شده است.

۴-۹-۳- سنگهای ولکانیکی منطقه Naivasha واقع در ریفت کنیا

سنگهای واقع در منطقه Naivasha از نوع بایومودال و شامل بازالت و ریولیت می‌باشند. این بازالتها نیز مشابه موارد قبلی از نوع انتقالی تا کمی آلکالن بوده و در یک محیط کششی درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند. مطالعات انجام شده نشان دهنده نقش موثر آرایش ماگمایی در روند تحول و تکامل این مجموعه سنگی می‌باشند (بر اساس داده‌های دیویس و مک‌دونالد، ۱۹۸۷ و مک‌دونالد و همکاران، ۱۹۸۷). این سنگها توسط ویلسون (۱۹۸۹) به عنوان نمونه‌های ایده‌آل سنگهای با ماهیت انتقالی تا کمی آلکالن (Transitional to mildly alkaline) معرفی شده‌اند.

مقایسه الگوی عناصر کمیاب ناسازگار این سنگها با سنگهای ناحیه شیرگشت (شکل ۴-۳۰)، شباهتهای بارزی را بین این دو مجموعه سنگی نشان می‌دهد.

همانطور که در شکل ۴-۳۰ دیده می‌شود، تطابق و شباهتهای بسیاری بین الگوی عناصر کمیاب



ناحیه شیرگشت با نواحی انتخاب شده جهت مقایسه دیده می‌شود. همچنین نسبتهای عناصر ناسازگار موجود بین سنگهای این مناطق نیز با یکدیگر قابل مقایسه‌اند. به عنوان مثال نسبت عناصر ناسازگار La/Sm در این مناطق بین ۳/۱۵ تا ۵/۵۳ و در نمونه‌های ناحیه شیرگشت بین ۲/۶۶ تا ۶/۵۵ متغیر است. همچنین نسبت عناصر Zr/Y در این مناطق در محدوده بین ۳/۷۴ تا ۶/۳۱ قرار دارد و این مقدار برای سنگهای ناحیه شیرگشت بین ۴/۳۸ تا ۶/۹۲ متغیر می‌باشد.

جدول ۴-۵- نتایج تجزیه شیمیایی مناطق Mamianshan، Galo Salen و Naivasha که جهت مقایسه با منطقه مورد مطالعه ارائه شده‌اند. جهت اطلاعات بیشتر به توضیحات داخل متن مراجعه شود.

Sample	Mamianshan				Galo Salen			Naivasha	
Trace elements(ppm)									
Rb	114	110	160	119	15	15	27	9	20
Sr	490	518	491	391	488	948	473	382	448
Y	28.1	24.2	26.8	27.1	19	42	29	19	25
Zr	146	138	141	147	126	181	183	71	108
Nb	15	13.9	15.3	14.8	-	-	-	23	24
Ba	451	367	312	272	290	375	406	254	461
La	18.6	15.5	16.9	17.4	19.6	57	26.7	16.9	23.1
Ce	42	35.8	38.7	39.7	47	67	58	36.3	48.7
Pr	5.43	4.59	5.26	5.19	5.9	13	7.4	-	-
Nd	24.7	21.6	24.1	23.5	23.1	52	30	18.1	24.4
Sm	5.78	4.92	5.37	5.53	4.9	10.3	6.5	4.11	5.09
Eu	1.93	1.76	1.58	1.63	1.72	3.3	1.89	1.64	1.8
Gd	6.43	5.23	5.68	5.82	4.7	10.2	6	4.5	5.05
Tb	1.01	0.88	0.95	0.99	0.7	1.44	0.95	-	-
Dy	5.99	4.86	5.49	5.54	4.1	8.1	5.4	4.05	4.56
Ho	1.16	0.99	1.09	1.13	0.76	1.44	1.07	-	-
Er	3.16	2.77	3.07	3.16	2.07	3.5	2.76	-	-
Tm	0.43	0.38	0.47	0.43	0.28	0.46	0.4	-	-
Yb	2.86	2.52	2.89	2.83	1.89	2.8	2.45	2.13	2.14
Lu	0.4	0.39	0.43	0.41	0.27	0.41	0.38	-	-
Hf	4.12	3.76	4.08	4.21	3	5	5	-	-
Ta	1.02	1.01	1.06	1.13	1.54	1.74	1.67	-	-
Th	2.08	1.91	1.79	1.96	2.2	2	3.2	-	-
U	0.52	0.64	0.44	0.52	0.59	0.79	0.66	-	-
La/Sm	3.22	3.15	3.15	3.14	4	5.53	4.11	4.11	4.54
Zr/Y	5.2	5.7	5.26	5.42	6.63	4.31	6.31	3.74	4.32
La/Sm _{Shirgesht}	2.66- 6.55								
Zr/Y _{Shirgesht}	4.38- 6.92								

نکته قابل ذکر در مورد این نمودارها، کمتر بودن نسبی تمرکز عناصر کمیاب ناسازگار در برخی از نمونه‌های سنگی ناحیه شیرگشت نسبت به نمونه‌های مقایسه‌ای سایر مناطق می‌باشد. دلیل این امر می‌تواند در ارتباط با تفاوت‌هایی در میزان غنی‌شدگی منشأ، درجه ذوب، میزان آرایش و روند تفریق ماگمایی رخ داده در سنگهای منطقه باشد.

۴-۹-۴- سنگهای آذرین پالئوزوئیک‌زیرین منطقه قوشه و ابیانه- سه در ایران مرکزی

الف- سنگهای آذرین منطقه قوشه در جنوب غرب دامغان

این سنگها با ترکیب بازالت، الیوین‌بازالت، آندزیت و میکرودیوریت دگرسان شده در سازندهای مربوط به کامبرین و سیلورین ناحیه جام رخنمون دارند.

مطالعات انجام شده توسط ناجی و همکاران (۱۳۸۳) نشان دهنده تشکیل این سنگها در فاصله زمانی کامبرین- سیلورین و ارتباط زایشی آنها با یکدیگر می‌باشد. ماگمای تشکیل دهنده این سنگها آلکالن سدیک بوده و نمونه‌ها در نمودارهای تعیین جایگاه تکتونیکی در محدوده درون صفحه‌ای واقع می‌شوند. همچنین نمودارهای چند عنصری این منطقه به نمودارهای عنکبوتی ایده‌آل مناطق درون صفحه قاره‌ای شباهت دارند.

ناجی و همکاران (۱۳۸۳) این بازالت‌ها را در رده بازالت‌های طغیانی قاره‌ای و از ذوب درجه پایین لیتوسفر زیر قاره‌ای در یک محیط کششی (ریفتی) درون قاره‌ای دانسته‌اند.

ب- بازالت‌های درون صفحه‌ای پالئوزوئیک زیرین در منطقه ابیانه- سه

منطقه ابیانه- سه در ۱۴۰ کیلومتری شمال اصفهان و در محدوده ایران مرکزی واقع شده است. بازالت‌های رخنمون یافته در این منطقه از نوع آلکالی بازالت‌های طغیانی در نظر گرفته شده‌اند (آیتی و همکاران، ۱۳۸۲).

مطالعات انجام شده توسط آیتی و همکاران (۱۳۸۲) نشان می‌دهد که این بازالت‌ها دارای ماهیت ساب‌آلکالن تا آلکالن بوده و در محیط تکتونیکی درون صفحه قاره‌ای تشکیل شده‌اند. در این منطقه سنگهای آتشفشانی در بین رسوبات پالئوزوئیک زیرین رخنمون دارند. این سنگها یا بصورت لایه در

شروع سازند نیور قرار گرفته‌اند و یا در دولومیت‌های سلطانیه نفوذ کرده‌اند. از نظر پتروگرافی، این سنگها شامل گدازه‌های بازالتی تا آندزیتی با بافتهای پورفیری، اینترسرتال و بادامکی هستند. از آنجائیکه نمونه‌های ناحیه شیرگشت نیز در طی سیلورین در یک جایگاه تکتونیکی درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند، مقایسه جایگاه تکتونیکی و سن تشکیل بازالت‌های واقع در ناحیه جام و منطقه ابیانه - سه با ناحیه شیرگشت می‌تواند بیانگر تشکیل آنها در ارتباط با یک رخداد تکتونیکی مشابه در طی پالئوزوئیک زیرین باشد.

فصل پنجم

پتروژنز

در فصلهای گذشته ویژگیهای صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی پیکره‌های سنگی منطقه مورد مطالعه را مورد بررسی قرار دادیم. حال در این فصل به بررسی چگونگی تشکیل این سنگها می‌پردازیم.

روابط صحرایی پیکره‌های سنگی پالئوزوئیک‌زیرین ناحیه شیرگشت نشان‌دهنده حضور سنگهای آذرین به صورت نفوذی و خروجی با ترکیب عمدتاً بازیگ و به سن ابتدای سیلورین در این منطقه از ایران مرکزی می‌باشد. سنگهای نفوذی با ترکیب الیون‌گابرو، گابرو، گابرودیوریت، دیوریت و مونزودیوریت در سازند کالشانه (به سن کامبرین) و سنگهای خروجی با ترکیب الیون‌بازالت در قسمت تحتانی سازند نیور (به سن سیلورین) دیده می‌شوند. همچنین بخشی از این سنگها بصورت دایک و سیلهای پراکنده در تمامی سازندهای کامبرین تا سیلورین منطقه حضور دارند که به همراه سایر سنگهای آذرین منطقه متحمل درجات متوسط تا شدید دگرسانی شده‌اند.

در مبحث پتروگرافی نوع کانیها، بافتها، دگرسانی‌های موجود و نهایتاً روند تبلور ماگما مورد بررسی قرار گرفتند. این مطالعات نشان داد که کانیهای الیون، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن به عنوان کانیهای اصلی تشکیل دهنده این سنگها می‌باشند و کانیهای آمفیبول، بیوتیت، کانیهای اپاک، فلوگوپیت، آپاتیت، کلسیت، سرپانتین، اپیدوت، کلریت و سریسیت به عنوان مهمترین کانیهای فرعی و نیز ثانویه موجود در این سنگها حضور دارند. در سنگهای نفوذی و خروجی منطقه انواع بافتهای گرانولار، افیتیک و پوئی‌کلیتیک، پورفیری و گلومروپورفیری تشخیص داده شده‌اند. همچنین شدت دگرسانی تشخیص داده شده در مطالعات صحرایی با توجه به فراوانی و تنوع کانیها و بافتهای دگرسانی در این سنگها مورد تأیید قرار گرفت.

یکی از موارد قابل توجه در سنگهای منطقه رخداد جدایش مکانیکی بلورهای الیوین و تشکیل سنگهای کومولایی با مقادیر فراوان الیوین می‌باشد. بطوری که مشخص شد سنگهای الیوین گابرویی موجود در سازند کالشانه و نیز الیوین بازالت‌های واقع در بخش تحتانی روانه گدازه موجود در سازند نیور به این طریق تشکیل شده‌اند.

مطالعات صحرایی و پتروگرافی نشان دهنده وجود نوعی ارتباط ماگمایی بین سنگهای آذرین موجود در ناحیه شیرگشت می‌باشند. ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه مورد مطالعه دارای ماهیت انتقالی تا آلکالن بوده و تمامی نمونه‌ها در نمودارهای تعیین جایگاه تکتونیکی در محدوده درون قاره‌ای واقع می‌شوند. مطالعات ژئوشیمی تأیید کننده وجود ارتباط ماگمایی تشخیص داده شده در مطالعات صحرایی و پتروگرافی بوده و ارتباط زایشی این سنگها با یکدیگر را نشان می‌دهند. به نحوی که نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر یکدیگر و نیز نمودارهای عنکبوتی سنگهای منطقه، ارتباط ماگمایی و زایشی سنگهای آذرین منطقه با یکدیگر و نقش اساسی تبلور تفریقی در تشکیل این سنگها را به اثبات می‌رساند. همچنین نمودارهای عنکبوتی این سنگها به نمودارهای عنکبوتی ایده‌آل مناطق درون قاره‌ای شباهت دارند.

با توجه به ارتباط ماگمایی موجود بین سنگهای نفوذی واقع در سازند کالشانه با گدازه‌های بازالتی واقع در قسمت‌های تحتانی سازند نیور و نیز در اختیار داشتن ضخامت سازندهای درنجال و شیرگشت می‌توان عمق مخزن ماگمایی واقع در سازند کالشانه در طی سیلورین را تعیین کرد. از آنجائیکه ضخامت سازندهای درنجال و شیرگشت که در حد فاصل بین سازند کالشانه تا نیور واقع شده‌اند به ترتیب برابر ۸۳۲ و ۱۲۳۶ متر و نیز ضخامت سازند کالشانه (که در طی سیلورین به عنوان آشیانه ماگمایی عمل کرده است) ۱۰۰۰ متر می‌باشد می‌توان عمق آشیانه ماگمایی واقع در سازند کالشانه در سیلورین را اعماق ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متری در نظر گرفت.

این مطالب نشان می‌دهند که تنوع سنگهای الیوین گابرویی تا مونزودیوریتی واقع در کوههای درنجال در اثر انجام تفریق ماگمایی در یک مخزن ماگمایی کم عمق واقع در درون سازند کالشانه به وقوع پیوسته است. حال با توجه به مطالب ارائه شده در فصل‌های گذشته به بررسی پتروژنز سنگهای منطقه می‌پردازیم.

۵-۲- ویژگیهای بازالت‌های انتقالی و آلكالین درون قاره‌ای

سنگهای آتشفشانی بازالتی در مناطق قاره‌ای زمین معمولاً در مناطق تکتونیک کششی و ریفتی دیده می‌شوند. بنابراین، بین ریفت‌های قاره‌ای و جایگزینی و فوران سنگهای آذرین مختلف رابطه انکارناپذیری وجود دارد (میدلموست، ۱۹۸۵).

ویژگیهای سنگهای آتشفشانی و بخصوص سنگهای آتشفشانی آلكالین خارج شده در نواحی قاره‌ای می‌تواند اطلاعات با ارزشی درباره ماهیت بخش عمده‌ای از مناطق داخلی زمین را در اختیار ما قرار دهند. بطوری که عناصر کمیاب موجود در بازالت‌ها می‌توانند پارامترهای موثری جهت تشخیص اعماق تشکیل ماگما، مقادیر کشش و ضخامت لیتوسفر (مک‌کنزی و انیونس، ۱۹۹۱؛ ژنگ و همکاران، ۲۰۰۳) و خصوصیات گوشته فراهم کنند (ژیائو و همکاران، ۲۰۰۴). این داده‌ها همراه با شواهد و مدارک ژئوفیزیکی، کلیدی برای درک ترکیب و تکامل گوشته زمین هستند (اسپات و همکاران، ۲۰۰۱). البته باید توجه داشت که بازالت‌های قاره‌ای که در حال حاضر خیلی محدودند، در مراحل اولیه ریفت‌زایی قاره‌ای عمدتاً آلكالین‌اند. ولی در محلهایی که مقدار زیادی کشش پوسته‌ای اتفاق افتاده است انواع حدواسط یا انتقالی و تولییتی ممکن است متداول باشند (ویلسون، ۱۹۸۹). معمولاً تشکیل سنگهای آلكالین را نتیجه درجات ذوب بخشی کمتر از ۱۰ درصد پریدوتیت‌های گوشته‌ای می‌دانند (هیرشمن و همکاران، ۱۹۹۸). سنگهای آلكالین جایگاههای درون قاره‌ای اغلب دارای غنی‌شدگی از HFSE، LILE، MREE و LREE و تهی‌شدگی اندکی از HREE نسبت به ترکیب MORB هستند (ایوان و هوورکا، ۱۹۹۳؛ آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰).

همانطور که قبلاً در نمودار بهنجار شده نسبت به مورب نشان داده شد (شکل ۴-۱۳)، در این نمودار عناصر Sr، K، Rb، Ba، Th، Ta و Nb نسبت به مورب غنی‌شدگی و عناصری نظیر Y و Yb مقادیری تهی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین در این نمودار عناصری نظیر Hf، Zr، Ce و Sm که به ترتیب جزء گروه HFSE، LREE و MREE محسوب می‌شوند، در برخی نمونه‌ها نسبت به مورب غنی‌شدگی و برخی دیگر تهی‌شدگی نشان می‌دهند. دلیل این امر در ارتباط با ماهیت ماگمای تشکیل دهنده این سنگهاست. زیرا ماگمای تشکیل دهنده این سنگها یک ماگمای صرفاً آلكالین نبوده و دارای ماهیت انتقالی تا آلكالین بوده است. به همین دلیل نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت نیز با وجود اینکه در تمامی نمونه‌ها LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند، ولی

غنی‌شدگی LREE ها نسبت به HREE ها خیلی فاحش نبوده و الگوی عنکبوتی این عناصر دارای شیب نسبتاً ملایمی می‌باشند (شکل ۴-۱۱). در واقع مهمترین علت ماهیت انتقالی تا آلکالن ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه در ارتباط با درجه ذوب بخشی سنگ منشأ بوده است. بطوری که با افزایش ذوب بخشی، شیب این منحنی‌ها کاهش یافته و از تفاوت غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین کاسته می‌شود.

به عقیده بسیاری از پترولوژیست‌ها (نظیر جکیس و گرین، ۱۹۸۰؛ هیروس و کوشیرو، ۱۹۹۳؛ کوگیسو و همکاران، ۱۹۹۸؛ یانگ و هارنس، ۲۰۰۰ و...) ارتباط تنگاتنگی بین فشار و درجه ذوب بخشی وجود دارد، بطوری که در هنگام برداشته شدن فشار (کاهش فشار) درجه ذوب نیز افزایش می‌یابد. همچنین مقدار فشار (عمق) بر روی ترکیب مذاب تولید شده نیز تأثیر می‌گذارد. به عنوان مثال در هنگام تشکیل ماگمای بازالتی از یک منبع پریدوتیتی، مقدار SiO_2 در مذاب به فشار وابسته بوده و مقدار آن با افزایش فشار کاهش می‌یابد (یانگ و هارنس، ۲۰۰۰). از موارد دیگر رابطه بین فشار و ترکیب مذاب می‌توان به تأثیر فشار بر روی مقدار FeO اشاره کرد. بطوری که تمرکز FeO در مذاب بشدت به فشار وابسته بوده (هیروس و کوشیرو، ۱۹۹۳) و مقدار آن با افزایش فشار در خلال ذوب کاهش می‌یابد. بعلاوه مقدار FeO موجود در مذاب با افزایش دمای ذوب افزایش می‌یابد (هیروس و کوشیرو، ۱۹۹۳). همچنین ذوب کلینوپیروکسن در فشار کم منجر به تولید ترکیب بازالت معمولی شده و ذوب دیگر کانیها نظیر گارنت و پروسکیت در فشار بالا، بازالت با ترکیب آلکالن ایجاد می‌کند. با توجه به مطالب فوق در می‌یابیم که عوامل بسیاری در شکل‌گیری و تحول ماگما دخیل هستند و در هنگام مطالعه سنگهای آذرین لازم است که نقش و میزان تأثیر هر کدام از این عوامل به خوبی مورد بررسی قرار گیرد.

۵-۳- خصوصیات منشأ و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه

یکی از مهمترین کاربردهای داده‌های عناصر کمیاب، استفاده از این عناصر در تعیین خصوصیات محل منشأ سنگهای آذرین می‌باشد. بطوری که استفاده از عناصر کمیاب موجود در بازالتها، پارامترهای موثری را جهت تشخیص خصوصیات گوشته فراهم می‌کنند (ژیائو و همکاران، ۲۰۰۴).

همچنین اکثر مطالعات ایزوتوپی و ژئوشیمی بر روی بازالت‌های درون قاره‌ای، با منشأ گوشته نسبتاً غنی شده برای آنها سازگار است (یانگ و هارنس، ۲۰۰۰).

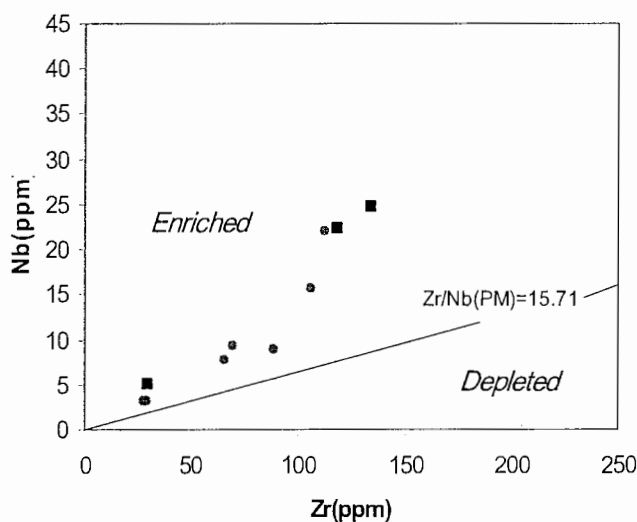
عده زیادی از پترولوژیست‌ها حجم‌های بزرگ ماگمای تولید شده طی ریفت‌زایی قاره‌ای را ناشی از ذوب استنوسفر دانسته‌اند (نظیر مک‌کنزی و همکار، ۱۹۸۸؛ وایت و مک‌کنزی، ۱۹۸۹؛ آرنندت و همکار، ۱۹۹۲ در اسپات ۲۰۰۱؛ هاوکس‌ورث، ۱۹۹۰؛ برارشو، ۱۹۹۳) و عده‌ای دیگر لیتوسفر زیر قاره‌ای را به عنوان منشأ گدازه‌های درون قاره‌ای پیشنهاد کرده‌اند (نظیر کمپتون و همکار، ۱۹۹۱؛ ویلسون و دونز، ۱۹۹۱؛ کلاس و همکار، ۱۹۹۸؛ زهانگ و همکار، ۱۹۹۹؛ یانگ و هارنس، ۲۰۰۰؛ زهانگ، ۲۰۰۱؛ اسپات، ۲۰۰۱ در باری و همکاران ۲۰۰۳). با توجه به اینکه هر دو منشأ لیتوسفری و استنوسفری می‌توانند به عنوان منبعی برای گدازه‌های بازالتی درون قاره‌ای عمل کنند، به بررسی مختصر خصوصیات کلی آنها می‌پردازیم.

اعتقاد بر این است که استنوسفر با وجود اینکه عموماً از عناصر کمیاب ناسازگار غنی می‌باشد، اما از برخی از عناصر شدیداً ناسازگار تهی‌شدگی یافته است (هوانگ و اوتو، ۲۰۰۳). همچنین استنوسفر دارای دمای بالایی بوده و ترکیب شیمیایی آن بدلیل وجود جریان‌های همرفتی بسیار قوی به خوبی با یکدیگر مخلوط شده و همگن می‌شوند. در مقابل، بخش گوشته‌ای لیتوسفر قاره‌ای (لایه مرزی حرارتی) فاقد جریان‌های همرفتی بوده و با وجود غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار، این غنی‌شدگی همگن نبوده و در قسمتهای مختلف آن با یکدیگر متفاوت است (اندرسون، ۱۹۹۵). در واقع ناهمگنی ایجاد شده در گوشته لیتوسفری قاره‌ای، در اثر اضافه‌شدن و یا برداشته‌شدن مذاب (کارلسون و ایروینگ، ۱۹۹۴) و متاسوماتیزم رخ داده از زمان‌های گذشته تا حال (مک‌کنزی و همکاران، ۱۹۸۷) ایجاد شده است و در نتیجه چنین فرآیندهایی، این بخش دارای ترکیب ناهمگن و غنی‌شدگی پیچیده‌ای شده است.

با توجه به اینکه نسبت‌های عناصر ناسازگار در سنگ‌های آذرین می‌توانند معرف ویژگیها و خصوصیات محل منشأگیری ماگمای والد باشند، جهت تشخیص وجود یا عدم وجود غنی‌شدگی در محل منشأ سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نسبت‌های عناصر ناسازگار $Zr-Nb$ و $Y-Zr$ استفاده شده است. مزیت استفاده از عناصر Zr ، Nb و Y در این است که این عناصر در مقابل سیالات غیر متحرک بوده و قادرند که اطلاعاتی را در مورد منبع گوشته‌ای و میزان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی آن در اختیار ما قرار دهند (لی راکس و همکاران، ۱۹۸۳؛ تاتسومی و همکاران، ۱۹۸۶). بطوری که به عنوان مثال، تغییرات

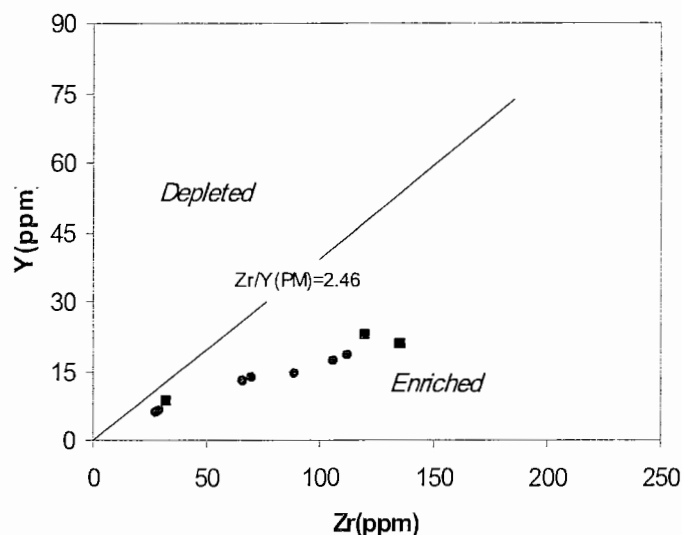
نسبت Zr/Nb حتی در درجات بسیار بالای دگرسانی کم بوده و به همین دلیل برای تفسیر پتروژنتیکی بازالت‌های دگرسان شده نیز بسیار مفید هستند (میشل و ویدوسون، ۱۹۹۱؛ ویدوسون و همکاران، ۲۰۰۰).

همانطور که در شکل‌های ۱-۵ و ۲-۵ دیده می‌شود، تمامی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده گوشته غنی شده قرار می‌گیرند. همچنین در این نمودارها مقادیر کمی تغییرات در نسبت‌های عناصر Nb-Zr و Y-Zr دیده می‌شود. بطوری که میزان این تغییرات برای نسبت Zr/Nb بین ۵/۰۹ تا ۹/۸۹ و برای Zr/Y در محدوده ۴/۳۸ تا ۶/۹۲ قرار دارد. البته نسبت‌های مذکور برای نمونه موزودپوریتی (Sm-۱۰-۲) بدلیل دگرسانی بسیار شدید و نسبت‌های غیر واقعی این سنگها منظور نشده است. از آنجائیکه تبلور تفریقی نمی‌تواند تغییرات اساسی در نسبت‌های عناصر ناسازگاری نظیر Zr/Nb و Zr/Y ایجاد کند (آلوارو و همکاران، ۲۰۰۶)، می‌توان گفت که بروز تغییرات در این نسبتها می‌تواند در نتیجه تفاوت درجه ذوب بخشی از یک منبع همگن (رئو و رای، ۲۰۰۶) و یا در اثر ناهمگنی منشأ ایجاد شده باشند (ویور و تارنی، ۱۹۸۱). تأثیر عملکرد هر کدام از عوامل تغییرات ذوب بخشی و نیز ناهمگنی محل منشأ در بخش‌های بعدی مورد بررسی قرار می‌گیرند.



شکل ۱-۵- نمودار تفکیک منشأ غنی شده و تهی شده با استفاده از نسبت Nb/Zr برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (بر اساس داده‌های سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹).

* در این فصل نیز مشابه فصل قبل نمونه‌های نفوذی بوسیله دواپر قرمز رنگ و نمونه‌های خروجی توسط مربع‌های آبی رنگ نمایش داده شده‌اند.



شکل ۵-۲- نمودار تفکیک منشأ غنی شده و تهی شده با استفاده از نسبت Y/Zr برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (بر اساس داده‌های سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹).

چنانچه ذکر شد، بسیاری از پترولوژیستها ماگمای تولید شده طی ریفت‌زایی قاره‌ای را در ارتباط با ذوب استنوسفر می‌دانند. به عقیده این افراد اثرات پویایی و تحرک استنوسفری در مجاورت و محل تماس رأس پلوم با قسمت تحتانی گوشته لیتوسفری ممکن است باعث بروز ذوب بخشی در استنوسفر شود (مک‌کنزی و بیکل، ۱۹۸۸). طبق این مدل وقتی که استنوسفر دمای بالا از قسمت‌های تحتانی بوسیله جریان‌های همرفتی به سمت بالا حرکت می‌کند باعث کشیدگی و نازک شدن لیتوسفر قاره‌ای می‌شود. این امر منجر به ذوب بخشی استنوسفر شده و مقدار مذاب نیز بدلیل کاهش فشار ناشی از نازک‌شدگی لیتوسفر قاره‌ای همراه با بالا آمدن استنوسفر افزایش پیدا می‌کند (کر و لیستر، ۱۹۸۸؛ موتر و همکاران، ۱۹۸۸). در مرحله بعد این توده‌ها که دارای ابعاد کوچکی می‌باشند ممکن است به صورت دیاپیروهای به داخل گوشته لیتوسفری واقع در قسمت‌های فوقانی‌تر خود نفوذ کنند. صعود این دیاپیروهای گوشته‌ای تا زمانی که چگالی آنها با مواد محیط اطراف تقریباً برابر نشود و یا با یک دیواره سخت نظیر قسمت تحتانی لیتوسفر قاره‌ای برخورد نکنند، ادامه می‌یابد. بنابراین، مذاب مذکور ممکن است که قبل از رسیدن به سطح، در یک مخزن ماگمایی واقع در درون لیتوسفر قرار بگیرد. در این مخزن ماگمایی و یا در هنگام صعود ممکن است ماگمای مزبور از اثرات لیتوسفر گوشته‌ای یا پوسته متأثر شود (هوانگ و اوتو، ۲۰۰۳).

اما گوشته لیتوسفری نیز ممکن است به چند طریق در ویژگیهای شیمیایی ماگماهای درون صفحه قاره‌ای نقش داشته باشد، که این روشها عبارتند از (یانگ و هارنس، ۲۰۰۰):

الف- آلودگی و آرایش ماگمای مشتق شده از استنوسفر در هنگام عبور از گوشته لیتوسفری و بر اثر ذوب بخشی مواد لیتوسفر

ب- قرارگیری قطعاتی از لیتوسفر در داخل استنوسفر

ج- ذوب مستقیم لیتوسفر

در بازالت‌های قاره‌ای تعیین میزان آلودگی ماگما با سنگ دیواره مشکل می‌باشد، مگر اینکه ترکیب سنگ دیواره و نیز منبع ماگمایی بخوبی تشخیص داده شود (کارلسون و هارت، ۱۹۸۸). بطور کلی بالاتر بودن محتویات مواد فرار ماگما، کمتر بودن گرانی و چگالی مذابها و در نتیجه حاصل شدن سریعتر و آسانتر شناوری لازم جهت صعود ماگما، وجود ضعفها و شکستگیهای بیشتر و نیز دیرگدازی شیمیایی لیتوسفر، همگی شانس کمتری را برای ایجاد آرایش ماگمایی ایجاد می‌کنند (ژائو و ماکاسا، ۱۹۹۷). اما به عقیده بسیاری از زمین‌شناسان برای ذوب گوشته لیتوسفری نسبتاً دیرگداز باید شرایط زمین‌شناسی خاصی وجود داشته باشد (ژائو و همکاران، ۲۰۰۴) که این شرایط عبارتند از:

۱- آنومالی حرارتی بالای گوشته

۲- کشیدگی و نازک‌شدگی لیتوسفر که سبب برداشته شدن فشار و در نتیجه ذوب می‌شود

(مک‌کنزی و بیگل، ۱۹۸۸).

۳- حضور مواد فرار که می‌توانند باعث کاهش دمای سولیدوس شوند (اولافسون و اگلر، ۱۹۸۳).

دیرگداز بودن لیتوسفر سبب شده است که این بخش نتواند مقادیر مهمی ماگما را تولید کند (اسپات، ۲۰۰۱)، بنابراین حجمهای کوچک ماگماهای مافیک آکالان می‌توانند از لیتوسفر زیر قاره‌ای (SCLM) و از طریق ذوب بخشی مستقیم لایه‌های متاسوماتیزه در نتیجه آشفته‌گی حرارتی منشأ بگیرند (کالاگر و همکار، ۱۹۹۲؛ ترنر و همکار، ۱۹۹۶؛ در اسپات، ۲۰۰۱). اشتقاق این ماگماها از لیتوسفر زیر قاره‌ای نه تنها به مخزن غنی‌شده، بلکه به درجات بالای کشش قاره‌ای نیز نیاز دارد (مک‌کنزی و بیگل، ۱۹۸۸؛ آرنند و کریستینسن، ۱۹۹۲). هر چند بالآآمدگی استنوسفر می‌تواند عاملی برای شروع کشش و نیز دلیلی برای ذوب‌شدگی لیتوسفر در این مناطق باشد (باری و همکاران، ۲۰۰۳).

با توجه به مطالب فوق در می‌یابیم که افراد زیادی امکان شرکت گوشته لیتوسفری را برای ماگماتیسم درون صفحات قاره‌ای مطرح کرده‌اند. در ادامه بحث مطالبی ارائه می‌شود که نشان‌دهنده منشأ گرفتن ماگمای منطقه مورد مطالعه از گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای (SCLM) و در محدوده پایداری گارنت‌لرزلولیت و از درجات ذوب نسبتاً پایین تا متوسط می‌باشد.

بدین منظور در ابتدا از نمودارهای رسم شده بر اساس نسبتهای Zr/Nb در برابر La/Nb و نیز نمودار Nb/Th در برابر Ti/Yb بهره می‌گیریم. همانگونه که در نمودار Zr/Nb در برابر La/Nb دیده می‌شود (شکل ۵-۳)، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه غالباً در محدوده گوشته غنی‌شده (EM) قرار می‌گیرند. این نمودار تأیید کننده نتایج بدست آمده بر اساس نسبتهای Nb/Zr ، Y/Zr و $LILE/HFSE$ بوده و نشان‌دهنده غنی‌شدگی محل منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده این سنگها می‌باشد.

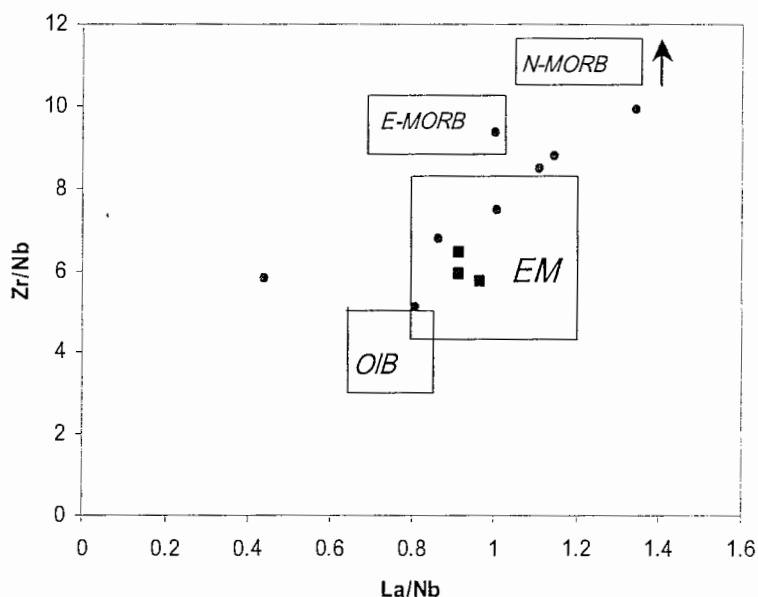
پترولوژیستها عموماً بر این باورند که اگر ترکیب بازالت‌های درون قاره‌ای به ترکیب بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) شباهت داشته باشد، بازالت‌های مذکور صرفاً از گوشته استوسفری منشأ گرفته‌اند (آلیسی و همکاران، ۲۰۰۲). همچنین به عقیده یانگ و هارنس (۲۰۰۰) اگر نمونه‌های سنگی دارای مقادیر Zr/Nb و La/Nb مشابه مقادیر OIB باشند، ماگمای تشکیل دهنده آنها دارای منشأ استوسفری بوده است. ولی در این نمودار هیچکدام از نمونه‌ها در محدوده OIB قرار نمی‌گیرند که این امر می‌تواند نشان دهنده عدم منشأگیری ماگما از استوسفر باشد. در این نمودار تغییرات در نسبت Zr/Nb (در جهت محور قائم) دیده می‌شود، که دو عامل می‌توانند باعث بروز چنین تغییراتی شده باشند:

۱- این تغییرات ممکن است به ماهیت سنگ منشأ وابسته باشند. به عنوان مثال غنی‌شدگی Zr نسبت به Nb ممکن است در ارتباط با جدایش بیشتر Zr نسبت به Nb در طی ذوب بخشی در حضور گارنت باشد (لی راکس و همکاران، ۱۹۸۵).

۲- چنین تغییراتی ممکن است در نتیجه تفاوت درجات ذوب بخشی در یک منبع همگن روی دهند (رائو و رای، ۲۰۰۶).

بررسیهای مختلف نشان می‌دهند که نسبت Zr/Nb رابطه تنگاتنگی با آلکالینیت سنگها و نیز درجه ذوب سنگ منشأ دارد، بطوری که این نسبت با افزایش آلکالینیت کاهش و با افزایش ذوب بخشی

افزایش می‌یابد. این نسبت در سنگهای منطقه مورد مطالعه بین ۵/۰۹ تا ۹/۸۹ متغیر می‌باشد که در مقایسه با سایر مناطق منعکس کننده درجات ذوب نسبتاً پایین تا متوسط می‌باشد.



شکل ۵-۳- نمودار تعیین خصوصیات منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه مورد مطالعه (بر اساس مقادیر ویور، ۱۹۹۱).

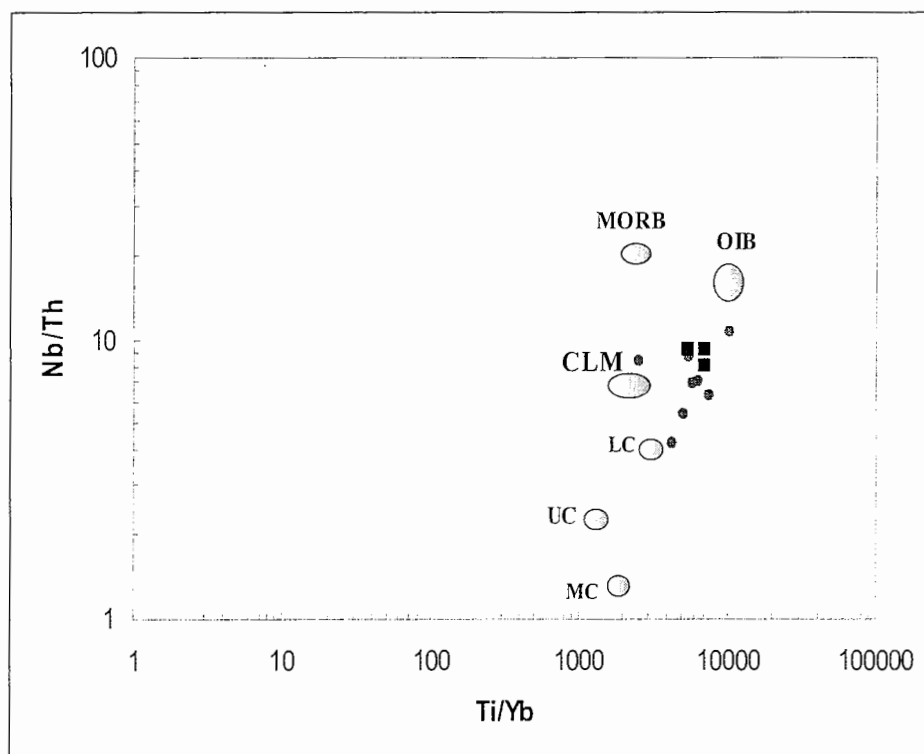
اما در نمودار Nb/Th در برابر Ti/Yb (شکل ۴-۵) که نسبتهای مختلف این عناصر در بازالتهای پشته میان اقیانوسی (MORB)، بازالتهای جزایر اقیانوسی (OIB)، گوشته لیتوسفری قاره‌ای (CLM)، پوسته زیرین (LC)، پوسته میانی (MC) و پوسته فوقانی (UC) را نشان می‌دهد، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده بین OIB، CLM و LC قرار می‌گیرند. از این میان چنانچه ذکر شد، ترکیب OIB که بازتاب دهنده گوشته استنوسفری می‌باشد، نمی‌تواند به عنوان منشأ عمل کرده باشد. دلیل دیگر عدم منشأگیری ماگمای ایجاد کننده این سنگها از گوشته استنوسفری، وجود آنومالی منفی کوچک نیوبیوم در نمودار بهنجار شده سنگهای منطقه در برابر گوشته اولیه می‌باشد (شکل ۴-۱۲). زیرا به عقیده تامپسون (۱۹۸۶) تمام بازالتهای آلکان قاره‌ای مشتق شده از استنوسفر در این نمودارها دارای آنومالی مثبت نیوبیوم می‌باشند. از طرفی نسبت Zr/Nb در سنگهای منطقه نسبت به مقادیر موجود در OIB بیشتر می‌باشد. البته باید پذیرفت که احتمالاً آنومالی کوچک نیوبیوم در نمودارهای عنکبوتی منطقه تا حدودی تحت تأثیر آلودگی ماگما با لیتوسفر قاره‌ای ایجاد شده است.

نزدیک شدن ترکیب سنگهای منطقه به ترکیبات واقع در قسمتهای تحتانی پوسته (شکل ۵-۴) نیز ممکن است در ارتباط با آلودگی ماگما با این سنگها باشد. آلودگی ماگماهای بازالتی با ترکیبات پوسته‌ای توسط افراد مختلفی (نظیر تامپسون و همکاران، ۱۹۸۶؛ گلانز و همکاران، ۱۹۹۱؛ پنژ و همکاران، ۱۹۹۴) مورد بررسی قرار گرفته است. آنها پیشنهاد کرده‌اند که تفاوت چگالی بین پوسته و گوشته در مرز موهو، یک مکان ایده‌آل برای توقف ماگما و انجام تبلور تفریقی فراهم می‌کند. توقف ماگما تا زمانی که چگالی ماگما در اثر انجام تفریق ماگمایی به حدی برسد که بتواند نیروی شناوری لازم جهت صعود را بدست آورد ادامه می‌یابد. این توقف ماگمایی سبب افزایش امکان آلودگی ماگما می‌شود. به نحوی که گرمای نهان تبلور آزاد شده در طی تبلور و تفریق بلوری ماگما در این مخازن می‌تواند حرارت لازم جهت تحرک مجدد عناصر موجود در سنگهای مافیک واقع در این قسمت از لیتوسفر را فراهم کند (دی پائولو، ۱۹۸۱). در واقع توده‌های عظیم گابرویی که در مرز بین پوسته و گوشته به فراوانی حضور دارند، نتیجه ماگماهایی هستند که در حین کشیدگی لیتوسفر در این محل انباشته شده‌اند (فورلانگ و فونتین، ۱۹۸۶؛ مک گویر، ۱۹۹۴).

اما همانطور که در شکل ۵-۴ دیده می‌شود، نمونه‌ها در محدوده‌ای نزدیک به گوشته لیتوسفری قاره‌ای (CLM) نیز قرار گرفته و بخصوص از لحاظ نسبت Nb/Th انطباق بسیار خوبی با یکدیگر نشان می‌دهند. این امر می‌تواند نشان دهنده منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده این سنگها از گوشته لیتوسفر قاره‌ای (CLM) باشد. در واقع قسمت تحتانی گوشته لیتوسفر قاره‌ای شامل بخش قاعده‌ای و لایه مرزی سخت واقع در قسمت خارجی زمین بوده و احتمالاً مرز شیمیایی و حرارتی لیتوسفر با قسمتهای تحتانی‌تر نیز می‌باشد (هری و لیمن، ۱۹۹۵). گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای ممکن است حاوی بخشهای قدیمی گوشته و با خصوصیات ایزوتوپی و عناصر کمیاب مشخص و خاص به خود باشد که در نتیجه جدایش طولانی مدت آن از جریانهای همرفتی استنوسفری ایجاد شده است (مک-دونوف، ۱۹۹۰). شواهد مستقیم جهت مطالعه ترکیب این بخش از لیتوسفر از روی زینولیت‌های حمل شده توسط گدازه‌های قاره‌ای بدست آمده است.

همانگونه که قبلاً ذکر شد، ذوب مستقیم لیتوسفر یکی از روشهای تشکیل بازالت‌های درون قاره‌ای می‌باشد. شواهد نشان می‌دهد که گرم شدن لیتوسفر بدون آب نمی‌تواند حجمهای مهم تولید مذاب را توجیه کند و لیتوسفر باید بطور متاسوماتیکی یا توسط مواد فرار غنی‌شدگی پیدا کند (آرندت و

همکار، ۱۹۹۲؛ باری و همکاران، ۲۰۰۳). متاسوماتیزم گوشته‌ای می‌تواند شرایط غنی‌شدگی از عناصر کمیاب را برای گوشته لیتوسفری فراهم کند (مک‌کنزی، ۱۹۸۹؛ هاوکس‌ورث و همکاران، ۱۹۹۰)، که این امر به مهاجرت سیالات غنی از CO_2 و مواد فرار از قسمت‌های عمیق‌تر گوشته مرتبط است (بست، ۱۹۷۴؛ ارلانگ و همکار، ۱۹۸۷؛ فابریس و همکار، ۱۹۸۹؛ زانتی و همکار، ۱۹۹۶ در اسپات، ۲۰۰۱؛ مرزولی، ۲۰۰۰؛ یانگ و هارنس، ۲۰۰۰). متاسوماتیزم کربناته در لیتوسفر ممکن است منجر به غنی‌شدگی از Sr، Ba، تهی‌شدگی از زیرکونیوم و بالا رفتن نسبت‌های LREE/HREE گردد (ایونف و همکار، ۱۹۹۶، در مرزولی، ۲۰۰۰). همچنین غنی‌شدگی از باریوم و سرب در نمودارهای به‌هنجار شده به گوشته نیز درگیری لیتوسفر زیر قاره‌ای را نشان می‌دهد (بوریسوا، ۲۰۰۱). با نگاهی به نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به MORB و گوشته اولیه (فصل ۴) می‌توانیم انطباق تمامی موارد فوق‌الذکر در نمونه‌های منطقه را بخوبی مشاهده کرده و تأثیر عملکرد متاسوماتیزم گوشته‌ای را در این سنگها ببینیم.



شکل ۴-۵- نمودار تعیین خصوصیات منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه مورد مطالعه. داده‌های مربوط به بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) از فیگنسون و همکاران (۱۹۹۶) و هافمن و جچوم (۱۹۹۶): پوسته زیرین مافیک (LC) و پوسته میانی (MC) از رودنیک و فونتین (۱۹۹۵): گوشته لیتوسفری قاره‌ای (CLM) از مک‌دونوف (۱۹۹۰): پوسته فوقانی (UC) از تیلور و مک‌لن (۱۹۸۵).

زمین‌شناسان عموماً با توجه به ترکیب ایزوتوپی و عناصر کمیاب، سه ترکیب فرضی را برای گوشته در نظر می‌گیرند:

۱- گوشته غنی شده نوع I (EM₁)

۲- گوشته غنی شده نوع II (EM₂)

۳- گوشته با μ زیاد یا HIMU (μ معمولاً نسبت U/Pb را مشخص می‌کند).

تفاوت قطب EM₁ با EM₂ مربوط به نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بالا در EM₂ و نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ خیلی اندک در EM₁ می‌باشد.

با توجه به ویژگی‌های پتروژنتیکی و بخصوص واقعیت‌های شیمی-کانی‌شناسی، وجود این سه قطب هنوز بشدت مورد بحث و اختلاف است (ژوتو، ۱۹۹۸). به عنوان مثال عده‌ای (نظیر ژائو و ماکاسا، ۱۹۹۷) اعتقاد دارند که گوشته غنی شده نوع II (EM₂) منشأ استنوسفری داشته و احتمالاً توقف ماگما در مرز بین گوشته و پوسته و آرایش با سنگهای مافیک واقع در مرز موهو باعث نزدیک شدن ترکیب ماگمای مشتق شده از استنوسفر به ترکیب EM₂ شده است. اما افرادی نظیر وارنر (۱۹۹۹) اعتقاد دارند که منابع بازالتی نوع EM₁ و EM₂ باید در لیتوسفر زیر قاره‌ای قرار داشته باشند، بطوری که به عقیده وی گوشته لیتوسفری قدیمی ناهمگن بوده و حاوی ترکیبات EM₁ و EM₂ می‌باشد. همچنین به عقیده تاتسوموتو و همکاران (۱۹۹۲) لیتوسفر قاره‌ای می‌تواند به عنوان ناحیه منشأ و حاوی ترکیبات EM₂ عمل کند.

به منظور تشخیص بهتر منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه، نسبت‌های برخی عناصر کمیاب موجود در این سنگها با نسبت‌های موجود در ترکیبات مختلف انواع گوشته غنی شده (HIMU، EM₁ و EM₂)، گوشته اولیه (P.M.)، مورب نرمال (N-MORB) و متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای (Cont.C.av) مورد مقایسه قرار گرفته است (جدول ۵-۱). همانطور که در جدول ۵-۱ دیده می‌شود، نسبت‌های Ba/La، Ba/Th، Zr/Nb، Th/La منطقه مورد مطالعه به ترکیبات گوشته غنی شده نوع EM₁ و EM₂ نزدیک می‌باشد. این امر می‌تواند نشان‌دهنده نقش منشأیی با ترکیب نزدیک به EM₁ و EM₂ در شکل‌گیری ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه باشد.

البته شناسایی دقیق خصوصیات محل منشأ این سنگها و تعیین میزان صحت نتایج بدست آمده توسط عناصر کمیاب، مستلزم انجام مطالعات ایزوتوپی می‌باشد.

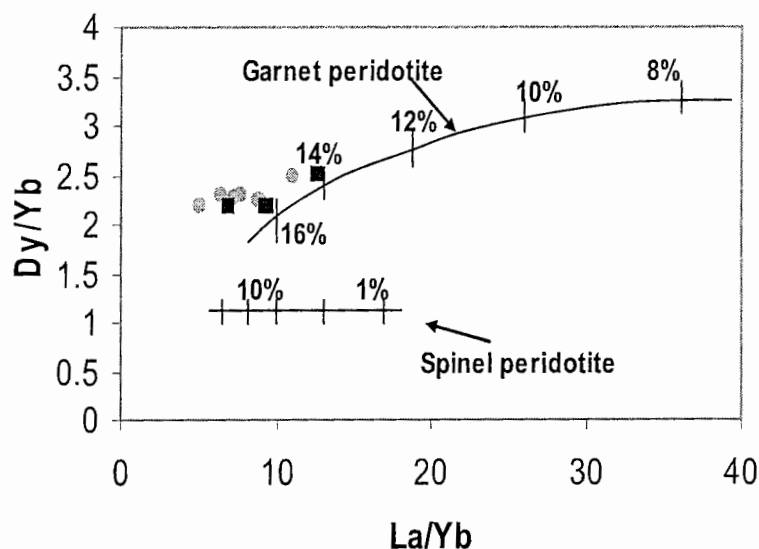
از آنجائیکه عناصر کمیاب موجود در بازالتها می‌توانند پارامترهای موثری را جهت تشخیص خصوصیات منشأ ماگماها ارائه دهند، بمنظور تعیین درجه ذوب منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه مورد مطالعه از نمودارهای طراحی شده بر اساس نسبتهای عناصر کمیاب Dy/Yb در برابر Sm/Yb و همکاران (۱۹۹۴) و بوگارد و همکاران (۲۰۰۳)، و نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb طراحی شده بر اساس مقادیر پیشنهادی سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹) استفاده شده است (شکل ۵-۵ و ۵-۶).

جدول ۵-۱- مقایسه نسبت‌های عناصر Th/Ta، Zr/Nb، Ba/Th و Ba/La سنگهای منطقه مورد مطالعه با نسبتهای موجود در ترکیبات مختلف شامل انواع گوشته غنی‌شده (HIMU، EM1 و EM2)، گوشته اولیه (P.M)، مورب نرمال (N-MORB) و متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای (Cont.C.av).

	Th/La	Zr/Nb	Ba/Th	Ba/La
Plutonic samples				
SM-3-7	0.18	9.89	106.13	18.6
SM-5-1	0.12	5.09	41.06	4.78
SM-7-1	0.17	8.46	216.44	36.53
SM-11-2	0.11	7.45	271.56	31.22
SM-13-1	0.14	9.35	93.33	13.5
DM-6-1	0.16	6.75	129.41	21.03
DM-7-2	0.14	8.75	117.65	16.35
Volcanic samples				
DM-1-2	0.13	5.67	171.43	21.96
DM-2-1	0.13	6.27	122.22	15.33
DM-2-3	0.13	5.59	117.43	14.89
Reference values from Weaver (1991)				
HIMU-mini	0.1	2.7	39	6.2
HIMU-max	0.2	5.5	85	9.3
EM1-mini	0.1	3.5	80	11.3
EM1-max	0.2	13.1	204	19.1
EM2-mini	0.1	4.4	57	7.3
EM2-max	0.2	7.8	105	13.5
P.M	0.1	14.8	60	4.3
N-MORB	4	30	77	9
Cont. C.av	0.2	16.2	124	54
average Shirgash	0.14	7.3	138.7	19.4

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

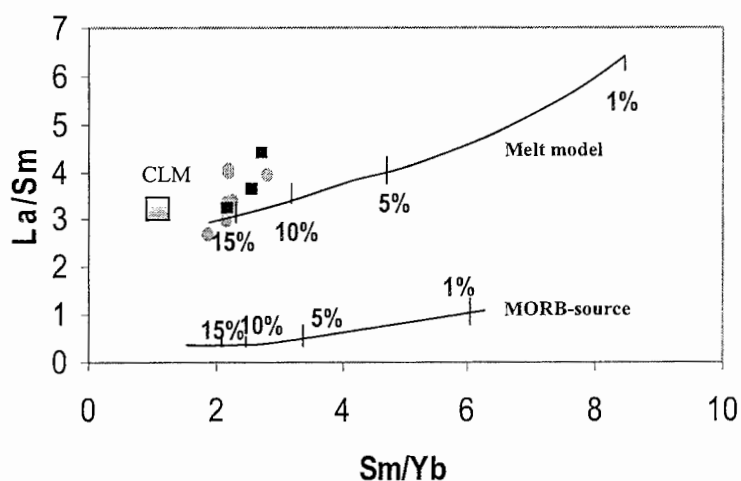
در این نمودار (شکل ۵-۵) نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی منحنی ذوب گارنت پریدوتیت قرار گرفته و درجات ذوب ۱۴ تا ۱۶ درصد را نشان می‌دهند.



شکل ۵-۵- نمودار تعیین درجه ذوب بخشی محل منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس عناصر کمیاب (تروال و همکاران، ۱۹۹۴؛ بوگارد و همکاران، ۲۰۰۳).

در نمودار شکل ۵-۶، منحنی مدل ذوب بسته‌ای (Batch Melting) برای منشأ غنی‌شده و نیز منشأ مورب تهی‌شده (N-MORB) نمایش داده شده است. محل قرارگیری نمونه‌های منطقه بر روی نمودار مذکور، درجات ذوب بخشی تعادلی ۱۲ تا ۱۷ درصد از یک منشأ غنی‌شده را نشان می‌دهد. همچنین قرارگیری نمونه‌های منطقه در محدوده نزدیک به گوشته لیتوسفر قاره‌ای (CLM)، تأییدی بر نتایج بدست آمده در مراحل قبل مبنی بر انتساب این سنگ‌ها به گوشته لیتوسفر قاره‌ای می‌باشد.

بدین ترتیب و با توجه به این نمودارها می‌توان درجات ذوب بین ۱۲ تا ۱۷ درصد از یک منشأ غنی‌شده گارنت‌پریدوتیت را برای ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه منظور کرد. همانگونه که در مبحث ژئوشیمی مطرح شد ماگماهای بازالتی ساب آکالن از ذوب ۱۵ تا ۳۰ درصدی پریدوتیت‌های گوشته فوقانی تشکیل می‌شوند (گرین و رینگ و دود، ۱۹۶۸؛ گرین، ۱۹۷۳) و درجات ذوب بخشی کمتر از ۱۰ درصد می‌تواند منجر به تشکیل ماگمای آکالن شود (هیرشمن و همکاران، ۱۹۹۸).



شکل ۵-۶- نمودار تعیین مدل ذوب بخشی تعادلی در گوشته غنی‌شده و مورب تهی‌شده. در این نمودار منحنی بالایی نشان دهنده مدل ذوب بخشی در گوشته غنی‌شده و منحنی پایینی نشان دهنده ذوب بخشی در منشأ مورب تهی‌شده (N-MORB) می‌باشند (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹).

مقایسهٔ درجهٔ ذوب تعیین شده برای منشأ نمونه‌های منطقهٔ مورد مطالعه (۱۲ تا ۱۷ درصد) با مقادیر تعریف شده برای بازالت‌های ساب آکالن (> 15) و آکالن (< 10) نشان می‌دهد که درجهٔ ذوب ماگمای منطقهٔ مورد مطالعه حدواسط بین ماگمای آکالن و ساب آکالن قرار می‌گیرد. یعنی مهمترین عاملی که باعث شده است تا نمونه‌های سنگی منطقه به سمت انتقالی میل کنند، در ارتباط با درجهٔ ذوب بخشی ماگمای تشکیل دهندهٔ این سنگ‌هاست. همچنین در فصل قبل به ارتباط بین درجهٔ ذوب بخشی با شیب الگوی REEها بر روی نمودارهای عنکبوتی پرداخته شده و عنوان شد که شیب الگوی عناصر کمیاب خاکی (REE) بر روی این نمودارها می‌تواند نشان‌دهندهٔ میزان درجهٔ ذوب بخشی باشد. بطوری که در درجات پایین ذوب بخشی، شیب این منحنی‌ها زیاد بوده و عناصر کمیاب خاکی

سبک (LREE) دارای غنی‌شدگی بسیار بیشتری نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) می‌باشند. ولی با افزایش درجه ذوب بخشی شیب این منحنی‌ها کاهش یافته و از تفاوت غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین کاسته می‌شود. با توجه به اینکه La یک عنصر کمیاب خاکی سبک و Yb یک عنصر کمیاب خاکی سنگین می‌باشد، تغییرات نسبت La/Yb می‌تواند بازتاب دهنده تغییرات درجه ذوب بخشی باشد. این تغییرات در شکل ۵-۵ و ۵-۶ بخوبی مشهود است، بطوری که روند تدریجی افزایش نسبت La/Yb بازتاب دهنده کاهش درجه ذوب و در واقع افزایش شیب منحنی‌های عنکبوتی می‌باشد. بعلاوه، افزایش در نسبت‌های La/Yb و Sm/Yb به معنی افزایش آلکالینیتة سنگها نیز می‌باشد (کوئپوو و همکاران، ۲۰۰۶).

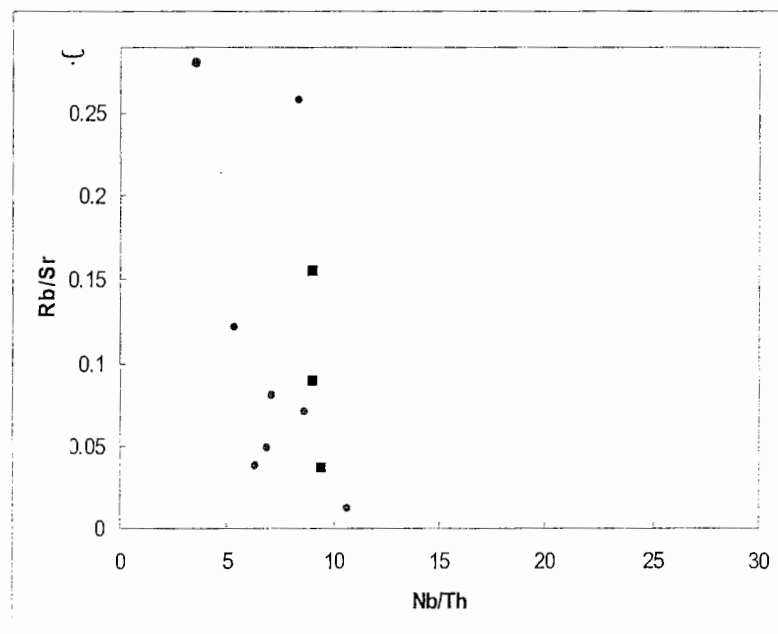
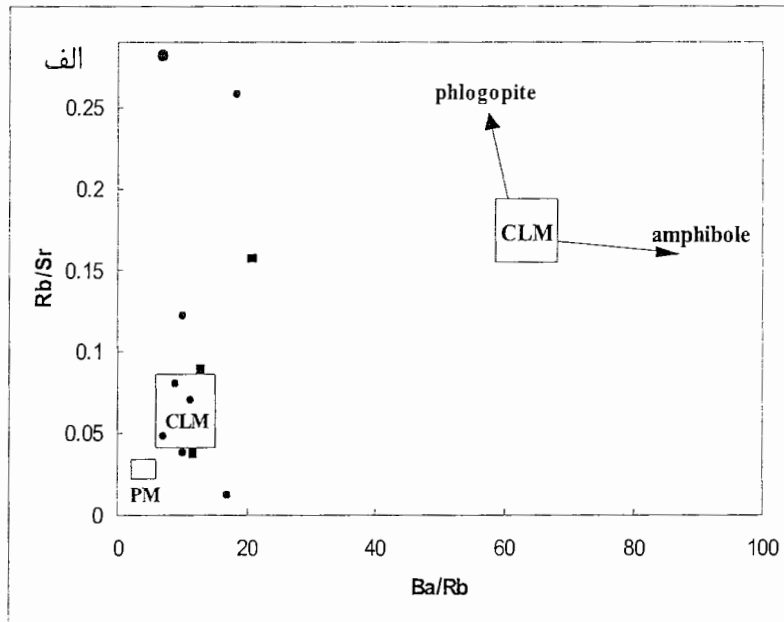
مطلب دیگری که از شکل ۵-۵ استنباط می‌شود، حداقل عمق منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه می‌باشد. عده ای از زمین‌شناسان زون انتقال بین اسپینل لِرزولیت به گارنت لِرزولیت را در عمق بین ۶۰ تا ۸۰ کیلومتری در نظر گرفته (الام، ۱۹۹۲) و برخی دیگر اعتقاد دارند که این زون در عمق ۷۰ تا ۸۰ کیلومتری گوشته فوقانی قرار دارد (فری و همکاران، ۱۹۹۱)؛ مک‌کنزی و انیونس، (۱۹۹۱). به هر حال عموماً اعتقاد بر این است که اسپینل حداکثر تا عمق ۸۰ کیلومتری پایدار می‌باشد، ولی فاز گارنت می‌تواند تا بخشهای عمیق‌تر گوشته نیز حضور داشته باشد. با توجه به اینکه این شکل نشان دهنده حضور گارنت و عدم حضور اسپینل در منشأ سنگهای منطقه می‌باشد، می‌توان حداقل عمق منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده این سنگها را از اعماق ۸۰ کیلومتری دانست.

مطالعات نشان داده اند که با استفاده از فراوانی نسبی عناصر ناسازگاری نظیر Rb، Sr، Ba، Nb و Th می‌توان جهت تعیین حضور فلوگوپیت و آمفیبول در منشأ بهره گرفت. اهمیت این عناصر به این دلیل است که می‌توانند تأیید کننده تاریخچه غنی‌شدگی متاسوماتیکی در محل منبع بوده و نیز به درک عمق محل ذوب کمک کنند (فورمن و گراهام، ۱۹۹۹). مطالعات انجام شده توسط سان و هانسون (۱۹۷۵) و کلاگیو و فری (۱۹۸۲) بر روی بازالت‌های جزایر اقیانوسی نشان داده است که آمفیبول و یا فلوگوپیت می‌توانند به عنوان منبعی جهت تولید گدازه‌های آلکال عمل کنند (در کلاس و گلدستین، ۱۹۹۷). بررسی برخی منابع حاوی آمفیبول و فلوگوپیت نشان دهنده عملکرد متاسوماتیزم غنی از سیالات و بخارات قبل از ذوب این فازها می‌باشد. در برخی مواقع منبع غنی از آمفیبول منعکس کننده متاسوماتیزم کربناتی می‌باشد، در حالی که فراوانی فلوگوپیت مقادیر نسبتاً بالاتر

H_2O/CO_2 در عامل متاسوماتیک کننده را نشان می‌دهد (فورمن و گراهام، ۱۹۹۹). Rb و Ba در ترکیب فلوگوپیت سازگارند (لاتورته و همکاران، ۱۹۹۵) در حالی که Rb، Sr و Ba دارای سازگاری متوسطی در آمفیبول می‌باشند (آدام و همکاران، ۱۹۹۳؛ لاتورته و همکاران، ۱۹۹۵). از این خصوصیات می‌توان جهت تشخیص حضور و یا عدم حضور این فازها در منشأ استفاده کرد، بطوری که مذابهای در حال تعادل با فلوگوپیت دارای مقادیر بالایی از نسبت Rb/Sr و مقادیر کمتر Ba/Rb نسبت به مذابهای تشکیل شده از منبع آمفیبول‌دار هستند. همچنین مذابهای منشأ گرفته از یک منبع آمفیبول‌دار حاوی مقادیر بسیار زیادی از Ba و نسبت بالای Ba/Rb می‌باشند (فورمن و گراهام، ۱۹۹۹).

به منظور تشخیص حضور و یا عدم حضور فازهای آمفیبول و فلوگوپیت در محل منشأ ماگمای منطقه مورد مطالعه از نمودارهای نسبت عناصر Rb/Sr در برابر Ba/Rb و نیز Rb/Sr در برابر Nb/Th استفاده شده است (شکل ۵-۷-الف و ب). همانطور که در شکل ۵-۷-الف دیده می‌شود، بر روی این نمودار محل قرارگیری ترکیب گوشته لیتوسفر قاره‌ای (CLM) نیز مشخص شده و مسیر تغییرات نسبت Rb/Sr و Ba/Rb که نشان‌دهنده فاز فلوگوپیت و آمفیبول در منبع می‌باشند نیز رسم شده است. طبق این نمودار، در محل منشأ نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، تنها فاز فلوگوپیت حضور داشته و نسبت پایین Ba/Rb نشان‌دهنده عدم حضور فاز آمفیبول در محل منشأ می‌باشد.

با توجه به اینکه عناصر مورد استفاده در این نمودار جزء گروه LILE بوده و دارای تحرک بالایی در طی دگرسانی می‌باشند و از طرفی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه نیز شدیداً دگرسان شده‌اند، ممکن است در صحت نتایج بدست آمده از این نمودار تردید ایجاد شود. بدین منظور از نمودار دیگری که در آن بجای نسبت Ba/Rb از Nb/Th استفاده شده است (شکل ۵-۷-ب) بهره می‌گیریم. دلیل استفاده از نسبت Nb/Th جهت تشخیص حضور آمفیبول و فلوگوپیت در محل منبع، سازگاری بیشتر عنصر Nb در ترکیب آمفیبول نسبت به فلوگوپیت (لاتورته و همکاران، ۱۹۹۵؛ یونف و همکاران، ۱۹۹۷) و نیز تحرک کم این عناصر در طی دگرسانی می‌باشد. روند تغییرات مشاهده شده در این نمودار نتایج بدست آمده در نمودار ۵-۷-الف را تأیید کرده و نشان‌دهنده حضور فلوگوپیت و عدم حضور آمفیبول در محل منشأ این سنگها می‌باشد. در واقع تطابق این دو نمودار به این علت است که در طی دگرسانی با وجود اینکه هر دو عنصر Ba و Rb متحرک بوده و ممکن است در "مقادیر" این عناصر تغییراتی ایجاد شود، ولی تغییر چندانی در "نسبت‌های" این عناصر ایجاد نمی‌شود و استفاده از این نسبتها معتبر می‌باشد.



شکل ۵-۷- الف و ب) نمودارهای نسبت عناصر Rb/Sr در برابر Ba/Rb و Rb/Sr در برابر Nb/Th جهت تشخیص حضور فلوگوپیت و آمفیبول در منشأ.

حال با توجه به اینکه مشخص شد ماگمای تشکیل دهنده نمونه‌های منطقه با یک منشأ حاوی فلوگوپیت در حال تعادل بوده‌اند، می‌توان از این پارامتر جهت تشخیص فشار حاکم در حین شکل‌گیری ماگما و در نتیجه عمق تشکیل آن بهره گرفت. آزمایشات تجربی جهت تعیین محدوده پایداری مجموعه‌های حاوی فاز فلوگوپیت نشان‌دهنده پایداری این فاز در فشارهای نزدیک به ۳۰ تا

۳۵ کیلو بار، یعنی اعماق بین ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتر می‌باشند (اولافسون و اگلر، ۱۹۸۳؛ والاس و گرین، ۱۹۸۸؛ لوید و همکاران، ۱۹۹۱؛ ساتو و همکاران، ۱۹۹۷). اعماق فوق‌الذکر با نتایج بدست آمده در بخش‌های قبل در مورد سنگ‌های منطقه مبنی بر منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده آنها از منبع گارنت پریدوتیتی که در این اعماق می‌توانند حضور داشته باشند، کاملاً سازگار است. همچنین فلوگوپیت در شرایط لیتوسفر قاره‌ای پایدار می‌باشد (لاتین و همکاران، ۱۹۹۳؛ فورمن، ۱۹۹۵)، ولی در حرارت‌های گوشته استنوسفری و نیز پلوم‌های حرارتی (Thermal plums) بصورت ناپایدار در می‌آید (کلاس و گلدستین، ۱۹۹۷). این امر نیز با توجه به حضور فلوگوپیت در محل منشأ سنگ‌های منطقه، دلیل دیگری مبنی بر منشأ لیتوسفری سنگ‌های منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

با توجه به مطالب عنوان شده می‌توان گفت که ماگمای مذکور از اعماق ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری لیتوسفر گوشته‌ای و محدوده پایداری گارنت‌لرزولیت شکل گرفته است. تشکیل ماگمای انتقالی تا آلکان در اثر درجات پایین تا متوسط ذوب بخشی از منشأ لیتوسفری می‌تواند بیانگر مقادیر بالای کَشش در این منطقه از ایران مرکزی در طی سیلورین باشد.

به عقیده ویلسون (۱۹۸۹) بازالت‌های قاره‌ای در مراحل اولیه ریفت‌زایی عمدتاً ماهیت آلکان دارند، ولی در محلهایی که مقادیر زیادی کَشش پوسته‌ای رخ داده باشد، ممکن است انواع حدواسط یا انتقالی نیز دیده شوند.

مطالعات انجام شده توسط کوئوو و همکاران (۲۰۰۶) در امتداد ریفت کامرون واقع در شرق آفریقا نیز حاکی از وجود ماگما‌های با ماهیت تولئیت انتقالی تا آلکان در این منطقه می‌باشد، که به عقیده این افراد حضور ماگما‌های با ماهیت انتقالی حاکی از حداکثر کَشش (ماکزیمم نازک‌شدگی) رخ داده در لیتوسفر قاره‌ای این منطقه در طی سنوزوئیک است.

همانطور که در فصل‌های پتروگرافی و ژئوشیمی ذکر شد ترکیب سنگ‌های الیوین‌گابرویی سازند کالشانه و بازالت‌های واقع در بخش‌های تحتانی لایه الیوین‌بازالتی شباهت‌های بسیاری را با ترکیب بازالت‌های پیکریتی نشان می‌دهند. به عقیده کلارک و پدرسون (۱۹۷۶) ذوب بخشی گارنت پریدوتیت در فشار ۳۰ کیلو بار منجر به تولید حجم‌های عظیمی از ماگمای پیکریتی با هیپرستن نورماتیو می‌شود، که بخشی از این ماگما به سطح زمین می‌رسد و بقیه آن در یک سری از دایک‌ها، سیل‌ها و مخازن ماگمایی جای می‌گیرند. این مطالب نشان می‌دهد که ممکن است ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های

منطقه مورد مطالعه در ابتدا دارای ماهیت پیکریتی بوده و سپس در اثر قرارگیری در مخازن ماگمایی واقع در لیتوسفر متحمل مقادیری تفریق ماگمایی شده باشد. سپس صعود ماگما و قرارگیری آن در مخزن ماگمایی واقع در سازند کالشانه منجر به تغلیظ مجدد الیوین در این مخزن ماگمایی شده و تشکیل سنگهای الیوین گابرویی را داده است. به عقیده کلارک و آپتون (۱۹۷۱) خروج مواد پیکریتی در هنگام ریفت‌زایی و بلافاصله قبل از شروع رخداد گسترش کف اقیانوس صورت می‌گیرد.

با توجه به اینکه در منطقه مورد مطالعه شاهدی مبنی بر ایجاد پوسته اقیانوسی در طی سیلورین وجود ندارد، حضور سنگهای با مقادیر بالای الیوین و نزدیک شدن ترکیب آنها به ترکیب سنگهای پیکریتی می‌تواند نشان دهنده مقادیر بالای کشش و نازک‌شدگی پوسته‌ای در این نقطه از ایران مرکزی در طی سیلورین باشد.

حضور سنگهای آتشفشانی با ترکیب عمدتاً آلکالن یکی از ویژگیهای پالئوزوئیک‌زیرین و بخصوص سیلورین ایران است، که رخنمون‌های آنها را در بازالت‌های سلطان میدان (ژنی، ۱۹۷۷)، رباط قره‌بیل، جاجرم و اسفراین (افشارحرب، ۱۳۷۳)، کوه‌های شتری (روتنر و همکاران، ۱۹۶۸)، سه کاشان (زاهدی، ۱۹۷۳؛ آیتی و همکاران، ۱۳۸۲)، تروود (هوشمندزاده و همکاران، ۱۹۷۸) و جام (علوی نائینی، ۱۹۷۲؛ ناجی و همکاران، ۱۳۸۳) می‌توان دید.

همانگونه که قبلاً ذکر شد، مطالعات انجام شده توسط ناجی و همکاران (۱۳۸۳) در ناحیه جام دامغان حاکی از حضور گدازه‌های بازالتی آلکالن و توده‌های میکرودیوریتی در طی پالئوزوئیک‌زیرین در این منطقه از ایران مرکزی می‌باشد. سنگهای آذرین مذکور در رده بازالت‌های طغیانی قاره‌ای قرار گرفته و تشکیل آنها به ذوب درجه پایین لیتوسفر زیر قاره‌ای در یک جایگاه درون صفحه‌ای نسبت داده شده است (ناجی و همکاران، ۱۳۸۳).

همچنین بازالت‌های طغیانی پالئوزوئیک‌زیرین در مناطق ابیانه، سه، زفره، باقرآباد و دالمه اردکان در ایران مرکزی به زمان سیلورین - دونین نسبت داده شده‌اند (آیتی و همکاران، ۱۳۸۲). بازالت‌های اخیر از نوع آلکالن و ساب‌آلکالن بوده و در محیط تکتونیکی درون صفحه‌ای تشکیل شده‌اند.

بربریان و کینگ (۱۹۸۱) ایران مرکزی را در طی پالئوزوئیک‌زیرین بخشی از گندوانا دانسته و فعالیت‌های ماگمایی سیلورین را در ارتباط با فاز کششی موجود در طی آن زمان می‌دانند. شواهد مختلف نشان می‌دهند که در زمان اردوئیسین تا دونین پلاتفرم پایدار شمال گندوانا دچار بال‌آمدگی،

کشیدگی پوسته قاره‌ای و تشکیل ریف‌ت گردیده است (لاسمی، ۱۳۷۵). بسیاری از زمین‌شناسان این مراحل ریف‌ت‌زایی را در ارتباط با تشکیل پالئوتتیس در شمال ایران می‌دانند. به عقیده لاسمی (۱۳۷۵) به احتمال زیاد پوسته اقیانوسی از زمان دونین پیشین به بعد تشکیل شده است و سنگهای اردوئین و سیلورین ایران شامل سازندهای لشکرک، قلی و نیور و هم ارزهای آنها که مجموعاً توالیهای بزرگ پیشرونده ایجاد نموده‌اند (نتیجه فرونشینی حرارتی ناشی از تشکیل ریف‌ت)، رخساره‌های همزمان با تشکیل ریف‌ت پالئوتتیس هستند. به عقیده وی آواری‌های عمدتاً قاره‌ای بخش بالایی سازند نیور و ناپیوستگی بالای سنگهای سیلورین ایران به احتمال زیاد بیانگر ناپیوستگی ناشی از جدایش و اشتقاق صفحه توران از قاره گندواناست.

جایگاه تکتونیکی درون صفحه‌ای سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه و نیز موارد مشابه در سایر نقاط ایران با نتایج مطالعات تکتونیکی و رسوب‌شناسی مبنی بر وجود یک محیط کششی (ریف‌تی) درون قاره‌ای در طی پالئوزوئیک‌زیرین سازگار است. همچنین تمایل سنگهای منطقه مورد مطالعه به سمت انتقالی می‌تواند نشان دهنده درجات بالای کشیدگی و نازک‌شدگی پوسته‌ای در این منطقه از ایران مرکزی در طی سیلورین باشد. همگی این مطالب حاکی از وجود یک محیط کششی احتمالاً در ارتباط با ریف‌ت‌زایی پالئوتتیس در طی سیلورین در این منطقه از ایران مرکزی می‌باشند.

بنابراین با توجه به شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی ارائه شده در این تحقیق نتیجه می‌گیریم که ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه مورد مطالعه در ابتدای سیلورین و از لیتوسفر زیر قاره‌ای، در یک محیط کششی (ریف‌تی) درون صفحه‌ای شکل گرفته است. این ماگما دارای ماهیت انتقالی تا کمی آکالن بوده و از ذوب ۱۲ تا ۱۷ درصدی یک منشأ گارنت لِرزولیتی در اعماق ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری لیتوسفر زیر قاره‌ای تشکیل شده است. سپس این ماگما از خلال شکستگیها و سطوح ضعف موجود در قسمتهای فوقانی تر لیتوسفر به سمت بالا حرکت کرده و احتمالاً در حین عبور از لیتوسفر قاره‌ای متحمل مقادیر کمی آرایش ماگمایی با سنگهای مسیر شده است. نهایتاً بخش عمده ماگمای مذکور در یک مخزن ماگمایی واقع در اعماق ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متری (سازند کالشانه) متوقف و متحمل تبلور تفریقی شده‌اند و بخش دیگر به سطح زمین رسیده و در یک محیط دریایی کم عمق به صورت گدازه در قاعده سازند نیور بیرون ریخته است.

۴-۵- نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنتیکی بر روی سنگهای منطقه مورد مطالعه، مهمترین نتایج حاصل عبارتند از:

- ۱- سنگهای آذرین مورد مطالعه به اشکال نفوذی و روانه‌گدازه در سازندهای با سن کامبرین تا سیلورین رخمون داشته و متحمل درجات متوسط تا شدید دگرسانی شده‌اند.
- ۲- حجم عمده سنگهای نفوذی با ترکیب الیوین‌گابرو، گابرو، گابرودیوریت، دیوریت و مونزودیوریت در سازند کالشانه و سنگهای خروجی با ترکیب الیوین بازالت در قسمت‌های تحتانی سازند نیور دیده می‌شوند.
- ۳- سنگهای آذرین منطقه دارای سن ابتدای سیلورین بوده و از تبلور تفریقی یک ماگمای واحد با ماهیت انتقالی تا کمی آلكالن تشکیل شده‌اند.
- ۴- بالا بودن فراوانی مقادیر الیوین در سنگهای الیوین‌گابرویی و نیز در قسمت‌های تحتانی لایه الیوین بازالتی، بازتاب دهنده جدایش مکانیکی فاز الیوین در این سنگهاست.
- ۵- ماگمای تشکیل دهنده سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه در جایگاه تکتونیک درون صفحه قاره‌ای تشکیل شده است.
- ۶- الگوی تغییرات عناصر کمیاب نمودارهای عنکبوتی بیانگر درجات نسبتاً کم آرایش ماگمایی بوده و نیز این نمودارها تحرک مجدد LILEها بر اثر عملکرد دگرسانی را نشان می‌دهند.
- ۷- شواهد موجود نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه از محل گوشته زیر لیتوسفر قاره‌ای منشأ گرفته و حاصل ذوب ۱۲ تا ۱۷ درصدی سنگ منشأ گارنت پریدوتیتی می‌باشد.
- ۸- حضور فلوگوپیت در محل منشأ مبین فشارهای ۳۰ تا ۳۵ کیلوبار در هنگام ذوب منشأ و منشأگیری ماگما از اعماق ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری لیتوسفر قاره‌ای می‌باشد.
- ۹- ماهیت انتقالی تا آلكالن و درجه ذوب سنگ منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه وجود مقادیر بالای کشش پوسته‌ای در طی سیلورین و ارتباط آنها با یک محیط کششی (ریفتی) درون قاره‌ای را نشان می‌دهد.
- ۱۰- نتایج بدست آمده در این تحقیق با موقعیت کششی (ریفتی) ایران مرکزی در خلال پالئوزوئیک زیرین و بخصوص رخداد ماگمایی سیلورین در بخش‌های عظیمی از ایران مرکزی سازگار است. این فعالیت ماگمایی احتمالاً در ارتباط با مراحل ریفت‌زایی پالئوتتیس در این منطقه از ایران مرکزی است.

الف - منابع فارسی

- آسیابانها، ع. (۱۳۷۴). بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی (ترجمه)، انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی.
- آقناباتی، سید ع. (۱۳۸۳). زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- آیتی، ف؛ خلیلی، م؛ نقره‌ئیان، م؛ مکی‌زاده، ع. (۱۳۸۲). داده‌هایی پیرامون ولکانیسم پالئوژئوتیک زیرین در مناطق ایبانه، سه، زفره، باقرآباد و دالمه اردکان (ایران مرکزی)، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین.
- آیتی، ف. (۱۳۸۲). داده‌هایی پیرامون ولکانیسم پالئوژئوتیک زیرین در مناطق ایبانه، سه، زفره، باقرآباد و دالمه اردکان (ایران مرکزی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.
- امامی، م. ه. (۱۳۷۹). ماگماتیسم در ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حمدی، ب. (۱۳۷۴). سنگهای رسوبی پرکامبرین - کامبرین در ایران، طرح تدوین کتاب
- درویش زاده، ع؛ آسیابانها، ع. (۱۳۷۰). ماگماها و سنگهای ماگمایی (ترجمه)، انتشارات دانشگاه تهران
- درویش‌زاده، ع. (۱۳۸۱). زمین‌شناسی پوسته اقیانوسی (ترجمه)، انتشارات دانشگاه تهران
- درویش زاده، ع. (۱۳۷۰). زمین‌شناسی ایران، انتشارات ندا
- روتنرا، نبوی، م. ح؛ حاجیان، ج. (۱۹۹۴). نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شیرگشت، سازمان زمین‌شناسی کشور
- سرابی، ف. (۱۳۷۳). سنگ‌شناسی آذرین، انتشارات دانشگاه تهران
- علایی طالقانی، م. (۱۳۸۱). ژئومورفولوژی ایران، تهران، انتشارات قومس
- علوی نائینی، م. (۱۹۷۲). نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ جام، سازمان زمین‌شناسی کشور
- علوی نائینی، م. (۱۹۹۳). چینه‌شناسی پالئوژئوتیک ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور
- علوی نائینی، م؛ بهروزی، ا. (۱۳۶۶). نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ فیض آباد. سازمان زمین‌شناسی کشور
- قادری، ع؛ آقناباتی، سید. ع؛ حمدی، ب. (۱۳۸۴). نگرشی نو بر بیواستراتیگرافی پاره سازند اول برش الگوی سازند شیرگشت واقع در شمال طبس و تعیین مرز کامبرین - اردوئیسین بر اساس کنودونت‌ها،

بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین

- کریم‌پور، م. ح. (۱۳۷۷). پتروگرافی سنگهای آذرین و کانسارهای ماگمایی، انتشارات مشهد.
- کریم زاده ثمرین، ع. (۱۳۸۱). کاربرد داده‌های ژئوشیمیایی (ترجمه)، انتشارات دانشگاه تبریز
- لاسمی، ی. (۱۳۷۵). محیطهای رسوبی سنگهای اردوئین ایران (توالی‌های همزمان با ریفت) و تشکیل حاشیه و اگرای پالتوتیس، هفدهمین گردهمایی علوم زمین
- لاسمی، ی. (۱۳۷۹). رخساره‌های محیطهای رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته سنگهای پرکامبرین بالایی و پالتوزوئیک ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی
- معین وزیری، ح. (۱۳۷۱). پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین، انتشارات دانشگاه تربیت معلم
- مر، ف؛ شرفی، ع. (۱۳۷۱). اصول ژئوشیمی (ترجمه)، نشر مرکز پخش امینیان
- موسوی، م. ج. (۱۳۸۱). پالتواستراتیگرافی، پالتواکولوژی، پالتوبیوژئوگرافی و محیط رسوبی گروه شمشک (سازند نایبند) در دامنه جنوبی و شمالی کوه نایبند. تز Ph.D واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی
- مهرجردی، ح. (۱۳۷۴). مطالعات پالتواستراتیگرافی و پالتوبیوژئوگرافی سکانس رسوبی پالتوزوئیک زیرین (بخش فوقانی سازند درنجال و سازندهای شیرگشت و نیور) در برش الگوی سازند شیرگشت واقع در طبس، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی
- ناجی، ا. (۱۳۸۳). موقعیت چینه‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آذرین پالتوزوئیک منطقه قوشه. جنوب غرب دامغان (ناحیه جام). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ناجی، ا؛ قاسمی، ح. (۱۳۸۳). پتروژنز سنگهای آذرین پالتوزوئیک زیرین- میانی بخشهایی از ایران مرکزی، هشتمین همایش انجمن زمین شناسی
- هوشمندزاده، ع؛ علوی نائینی، م؛ حق‌پور. (۱۹۷۸). تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه تروود (از پرکامبرین تا عهد حاضر). سازمان زمین شناسی کشور

References

- Adam, J.D., Green, T.H., Sie, S.H., 1993. Proton microprobe determined partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb and Ta between experimentally produced amphiboles and silicate melts with variable F content. *Chem. Geol.* 109, 29–49.
- Aghanabati, A., 1975: Etude géologique de la région de Kalmard (W. Tabas). These Doctorat d'Etat: No. A.D.11. 623. Grenoble. France
- Alavi-Naini, M. 1972. Etude géologique de la région de Djam. Geological Survey of Iran, Al, 44P.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirwall, M.F., Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution volcanology and geothermal research. 102. pp.67-95
- Alici, P., Temel, A., Gourgaud, A., 2002. Pb-Nd-Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: a case study of Kula region (western Anatolia, Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115, 487-510
- Alvaro, J.J., Ezzouhairi H., Vennin E., Ribeiro M.L., Clausen S., Charif A., Ait Ayad N., Moreira M.E., 2006. The early-Cambrian Boho volcano of the El Graraa massif, Morocco; Petrology, Geodynamic setting and coeval sedimentation, *Journal of African Earth Science.* 44,396-410
- Anderson, D.L., 1995. Lithosphere, asthenosphere, and perisphere. *Rev. Geophys.* 33, 125– 149.
- Arndt, N.T., Christensen, U., 1992. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: thermal and geochemical constraints. *J. Geophys. Res.* 97,
- Arth, J.G., 1976, Behavior of trace elements during magmatic processes- a summary of theoretical models and their applications. *Res U. Geol. Surv.*, 4,41-47
- Bastin, E.S. 1950: Interpretation of ore textures. Geological society of America Memoir. 45, 101 pp
- Barry, T.L., Saunders, A.D., Kempton, P.D., Windley, B.F., Pringle, M.s., Dorjnamj, A.A.D., Saander, S., 2003. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle source. *Journal of petrology.* Vol. 44. num.1. pp. 55-91
- Berbrian, M., and King, G.C. 1981. Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Science.* V.18. p.210-265
- Borisova, A.Y., Belyastky, B.V., Portnyagin, M.V., Sushchevskaya, N.M., 2001. Petrogenesis of olivine-phyric basalts from the Aphanasey Nikitin rise: Evidence for contamination by cratonic lower continental crust. *Journal of petrology.* Vol. 42. num.2. pp.277-316
- Bradshaw, T.K., Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., 1993. Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: no role for a mantle plume. *Earth Planet. Sci. Lett.* 116, 45– 62.
- Bogard, p.j.f., Warner, G., 2003. Petrogenesis of basaltic to tholeiitic volcanic rock from the Miocene Vgelsberg, Central Germany. *Journal of Petrology* 44,569-602
- Budahn, J.R and Schmitt, 1995. Petrogenetic modeling of Hawaiian tholeiitic basalts: a geochemical approach. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 67-87
- Carlson, R.W., Hart, W.K., 1988. Flood basalt volcanism in the Northern United States. In: Macdougall, J.D. (Ed.), *Continental Flood Basalts.* Kluwer Academic Publications, pp. 35–61.

- Carlson, R.W., Irving, A.J., 1994. Depletion and enrichment history of subcontinental lithospheric mantle: an Os, Sr, Nd, and Pb isotopic study of ultramafic xenoliths from northern Wyoming Craton. *Earth Planet. Sci. Lett.* 126, 457–472.
- Clague, D.A., Frey, F.A., 1982. Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii, *J. Petrol.* 23, 447- 504.
- Clarke, D.B., and Pedersen, A.K., 1976. Tertiary volcanic province of West Greenland: pp.365-85 in Escher, A. Walet, W. S(eds) *Geology of Greenland Geol. Unders.*, Copenhagen. Denmark.
- Clarke, D.B., and Upton, B.G.J., 1971. Tertiary basalts of Baffin Bay: field relations and tectonic setting. *Can.J. Earth Sci.* 8,248-258.
- Class, C., Goldstein, S.L., 1997. Plume-lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy. *Earth and Planetary Science Letters* 150, 245-260
- Coish, R.A., Kretschmar, L.M., Journeay, J.M., 1998. Geochemistry of the Miocene Mount Noel Volcanic Complex, British Columbia and comparison with the Columbia River basalt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 83.
- Condie, K.C., Bobrow, D.J., Card, K.D., 1987. Geochemistry of Precambrian mafic dykes from southern Superior Province of the Canadian Shield. In: Halls, H.C., Fahrig, W.F. (Eds.), *Mafic Dyke Swarms*, Geological Association of Canada Special Paper No. 34, pp. 95–108.
- Condie, K.c., 2003. Incompatible element ratios in oceanic basalts and Komatiites: tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. *Geochemical, Geophysical Geosystem* (1).
- Conly, A.J., Brenan, J.M., Bellon, H., Scott, S.D., 2005. Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalía Region, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142, 303– 341
- Cox, K.G., Bell, Pankhurst, R.J., 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen and Unwin, London
- Cullers, R.L., Graf, J.L., 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. In: Henderson, P., (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, pp. 237–274.
- Dear, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J. 1982. *Rock- Forming Minerals*. Volume 1A, 2nd ed, Orthosilicates, Longman, London. 919 pp
- De La Roche, H., 1980. *A classification of volcanic and plutonic rocks using R1- R2 diagrams and major element analyses- its relationships and current nomenclature*. *Chem. Geol.*, 29, 183-210.
- De Long, S.F., and Hoffman, M.A., 1975. Alkali/ silica distinction between Hawaiian tholeiites and alkali basalts. *Geol. Soc. AmBull* , 86. 1101-8
- DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization . *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53: 189-202.
- Dostal, J., Dupug., Carron, J.P., Le Guende Kerneizon, M. and Moury R.C., 1983, partition coefficients of trace elements: application to volcanic rocks of St Vincant, West Indies. *Geochim. Cosmochim.Acta.* 47, 525-533
- Drake, M.J. and Weill D.F., 1975, Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochem Cosmochim. Acta*, 39,689-712

- Dunn, T., 1987. Partitioning of Hf, Lu, Ti and Mn between olivine, clinopyroxene and basaltic liquid. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 476- 84.
- Eggleton, R.A. and Benfield, J.F. 1985. The alteration of granitic biotite to chlorite. *Am Min.*, 70, 902-10
- Ellam, R.M., 1992. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology* 20, 153- 156
- Feigenson, M.D., Patino, L.C. Carr, M.J., 1996. Constraints on partial melting imposed by rare earth element variations in Mauna Kea basalts. *J. Geophys. Res* 101, 11815– 11829.
- Ferre, E.C., Bordarier, C., Marsh, J.S., 2002. Magma flow inferred from AMS fabrics in a layered mafic sill in Sizwa, southern Africa. *Tectonophysics*, 54. pp. 1- 23
- Frey, F.A., Garcia, M.O., Wise, W.S., Kennedy, A., Gurriet, P., Albarede, F., 1991. The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts. *Journal of Geophysical Research* 96, 14347–14375
- Frey, F.A., Weis, D., Borisova, A.y, 2002. Involvement of continental crust in the formation of the cretaceous Kerguelen plateau: New perspectives from ODP leg 120 sites. *Journal of the petrology*. Vol.43. num. 7. pp.
- Furman, T., Graham, D., 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos* 48-1999.237–262
- Fujimaki, H., Tatsumoto M. And Aoki K.,1984. partition coefficients of Hf, Zr and REE between phenocrysts and groundmasses. *Proceedings of the fourteenth hmar and planetary Science Conference, Part2.j. Geophys. Res.* 89. Suppl. B662- B672
- Furlong, K.P. and Fountain, D.M., 1986. Continental crustal under plating: Thermal considerations and seismic-petrologic consequences. *J. Geophys. Res* 91 : 8285-8294.
- Glaus, M. 1964. Trias und oberperm im centralen Elbourz(Persian). *Eclog. Geol. Helv.* No. 57-2.
- Glaus, M. 1965. Die Geologic des Gebietes nordlich des Kandevan-Passes(central-Elbourz) Iran. *Mitt. Geol. Inst. E.T.H.U. Zurich*, No.48, 165 P, 35 fig., 2 Pl., 1 carte.
- Glazner, A.F., Farmer, G.L., Hughes, W.T., Wooden, J.L. and Pickthorn, W., 1991. Contamination of basaltic magma by mafic crust at Amboy and Pisgah craters, Mojave Desert, California. *J. Geophys. Res* , 96: 13673-13691.
- Green, D.H., 1973. Experimental mantle studies on a model upper mantle composition under water-saturated and water-unsaturated conditions. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 37–53.
- Green, D.H., Edgan, H.D., Beasley, P., Kiss, E., Ware, N.G., 1974. Upper mantle source for some hawaiites, mugearites, and benmoreites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 34, 33– 43.
- Green, D.H., Ringwood, A.E., 1968. Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 18, 105–162.
- Hammer, J.E., Coombs, M.L., Shamberger, P.J., Kimura, J.I., 2006. Submarine sliver in North Kona: A window into the early magmatic and growth history of Hualalai Volcano, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 151 157–188
- Hanson, G.N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters* 38, 26–43.
- Harry, D.L., Leeman, W.P., 1995. Partial melting of melt-metasomatized subcontinental mantle and the magma source potential of the lower lithosphere. *J. Geophys. Res* 100, 10255– 10269.

- Hawkesworth, C.J., Kempton, P.D., Rogers, N.W., Ellam, R.M., van Calsteren, P.W., 1990. Continental mantle lithosphere and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle. *Earth Planet Sci. Lett.* 96, 256–268.
- Henderson, P., 1982. *Inorganic geochemistry*. Oxford: Pergamon Press, 353pp.
- Hirose, K., Kushiro, I., 1993. Partial melting of dry peridotites at high pressures: Determinations of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. *Earth Planet. Sci. Lett.* 114, 477–489.
- Hirschmann, M.M., Ghiorso, M.S., Wasylenki, L.E., Asimow, P.D., Stolper, E.M., 1998. Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. I. Method and composition to experiments. *Journal of Petrology* 39, 1091–1115.
- Hoang, N., Uto, K., 2003. Geochemistry of Cenozoic basalts in the Fukuoka district (northern Kyushu, Japan): implications for asthenosphere and lithospheric mantle interaction. *Chemical Geology* 198, 249–268
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., 1996. Source characteristics derived from very incompatible trace elements in Mauna Loa and Mauna Kea basalts, Hawaii Scientific Drilling Project. *J. Geophys. Res.* 101, 11831–11839.
- Ionov, D.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 1997. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle. *Chem. Geol.* 141, 153–184.
- Irvin, T. N., Baragar, W.R. A., 1971. *A guide to the classification of the common volcanic rocks*, *Can. Jour. Earth. Sci.*, No. 8, PP. 235 – 458.
- Istov, L., Melnikov, B., Krivyakin, B., Morozov, L., 1984. Geology of the Khur area (Central Iran). Explanatory text of the Khur Quadrangle Map 1: 250000
- Ivan, P., Hovorka, D. 1993. Geochemistry and petrology of the late Cenozoic alkali basalts of the western Carpathian (Czechoslovakia). *Mineralogy and petrology*. 48:3-16
- Jaques, A.L., Green, D.H., 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kbar pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.* 73, 287–310.
- Jenny, J. 1977. *Geologie et stratigraphie I Elbourz oriental, enter Aliabab et Shahrud, Iran NE*. These univ. Geneve. 238 P.
- Jochum, K.P., Verma, S.P., 1996. Extreme enrichment of Sb, Tl, and other trace elements in altered MORB. *Chemical Geology* 130, 289–299
- Jung, S., Hoernes, S., 2000. The major- and trace-element and isotope (Sr, Nd, O) geochemistry of Cenozoic alkaline rift-type volcanic rocks from the Rhön area (central Germany): petrology, mantle source characteristics and implications for asthenosphere–lithosphere interactions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 99, 27–53
- Kampunzu, A.B., Mohr, P., 1991. Magmatic evolution and petrogenesis in the East African rift system. In: Kampunzu, A.B., Labala, R.T. (Eds.), *Magmatism in Extensional Structure Settings – The Phanerozoic African Plate*. Springer Verlag, Heidelberg, pp. 85–136.
- Kent, R., 1995. Continental and oceanic flood basalt provinces: current and future perspective. In: Srivastava, R.K., Chandra, R. (Eds.), *Magmatism in Relation to Diverse Tectonic Settings*, A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 17–42
- Kerr, R.C., Lister, J.R., 1988. Island arc and mid-ocean ridge volcanism, modeled by diapirism from linear source regions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 88, 143–152.
- Kiffer, B., Arndt, N.T., Weis, D., 2002. A bimodal alkalic shield volcano on skiff bank: its place in the evolution of the Kerguelen plateau. *Journal of petrology*. Vol. num.7.

- Kirkpatrick, R.J. 1977. Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 78-84
- Knoper, M.W., Condie, K.C., 1988. Geochemistry and petrogenesis of Early Proterozoic amphibolites, West-Central Colorado, USA. *Chemical Geol.* 67,209–225.
- Kogiso, T., Hirose, K., Takahashi, E., 1998. Melting experiments on homogeneous mixtures of peridotite and basalt: application to the genesis of ocean island basalt. *Earth Planet Sci. Lett.* 162, 45–61.
- Krumsiek, V. K., 1976. Zur Bewegung der Iranisch- Afghanischen Platte: *Geologie Rundschau*. 65, P. 909-929
- Kuepouo, G., Tchouankoue, J.P., Nagao, T., Sato, H., 2006. Transitional tholeiitic basalts in the Tertiary Bana volcano–plutonic complex, Cameroon Line. *Journal of African Earth Sciences* 45, 318–332
- LaTourette, T., Hervig, R.L., Holloway, J.R., 1995. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 135, 13–30.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wolley A.R. and Zanettin B., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford
- Le Roex, A.P., Dick, H.J.B., Erlank, A.J., Reid, A.M., Frey, F.A., Hart, S.R., 1983. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the south west Indian ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees east. *J. Petrol.* 24, 267–318.
- Le Roex, A.P., Dick, H.J.B., Reid, A.M., Frey, F.A., Erlank, A.J., Hart, S.R., 1985. Petrology and geochemistry of basalts from the American–Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume. *Contrib. Mineral. Petrol.* 90, 367–380.
- Lloyd, F.E., Huntingdon, A.T., Davies, G.R., Nixon, P.H., 1991. Phanerozoic volcanism of southwest Uganda: a case for regional K and LILE enrichment of the lithosphere beneath a domed and rifted continental plate. In: Kampunzu, A.B., Lubala, R.T. _Eds., *Magmatism in Extensional Structural Settings: the Phanerozoic African Plate* Springer, Berlin, pp. 23–72.
- Marzouki, F., Kerrich, R., Fyfe, W.S. 1979. Epidotisation of diorites at Alhadah, Saudi Arabia: fluid influx into cooling plutons. *Contrib. J. Pet.*, 20, 487-554
- Marzoli, A., Piccirillo, E.M., Renne, P.R., Bellieni, G., Iacumin, M., Nyobe, J.B., Torgwa, A.T., 2000. The Cameroon volcanic line revisited: Petrogenesis of continental basaltic magmas from lithospheric and asthenospheric mantle source. *Journal of petrology*. Vol. 41. num.1. pp.87-109
- Mason, B., Moore, C.B. 1982. *Principle of Geochemistry*.
- Mattsson, H.B., 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, 245– 267
- Mattsson, H.B. and Oskarsson N., 2005. Petrogenesis of alkaline basalts of the tip of a Propagating rift: Evidence from the Heimaey volcanic center, south Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 147, 254-267
- McDonough, W.F., 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 101, 1–18.
- McGuire, A.V., 1994. Southern Basin and Range province crust-mantle boundary: Evidence from gabbroic xenoliths, Wikieup, Arizona. *J. Geophys. Res.*, 99: 24,263-24,273.

- McKenzie, D., Bickle, M.J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petrol.* 26, 625– 679.
- McKenzie, D.P. O’Nions, R.K. 1991. Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations, *J. Petrol.* 32, 1021– 1091.
- McKenzie, D., 1989. Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 95: 53-72.
- Menzies, M.A., Rogers, N.W., Tindle, A., Hawkesworth, C.J., 1987. Metasomatic and enrichment processes in lithospheric peridotites, an effect of asthenosphere– lithosphere interaction. In: Menzies, M.A., Hawkesworth, C.J. (Eds.), *Mantle Metasomatism*. Academic Press, London, pp. 313–359.
- Miyashiro, A., 1978. Nature of alkaline volcanic rocks series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 91-104
- Middlemost, E. A. K., (1985). *Magma and magmatic rocks, An Introduction to igneous petrology*. Longman Group U.K., PP. 73 – 86.
- Middlemost, E. A. K., (1989). Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks, *Chem. Geol*, 77, 19-26
- Mitchell, C.H., Widdowson, M., 1991. A geological map of the southern Deccan Traps, India and its structural implications. *Journal of Geological Society of London* 148, 495–505.
- Muller, R., Walter, R., 1983. *Geology of the Precambrian- Paleozoic Takuar Inlier Northwest of Kashmar, Khorasan Province Northwest Iran*. *Geol. Surv. Iran: ISSN 0075-0448; Rep. No. 51. pp. 165-183*
- Mutter, J.C., Buck, W.R., Zehnder, C.M., 1988. Convective partial melting: A model for the formation of thick basalt sequences during the initiation of spreading. *J. Geophys. Res* 93, 1031– 1048.
- Nagudi ,N., Koberl , Ch. , Kurat, G., (2003). Petrography and geochemistry of the Singo granite ,Uganda .and implications for its origin. *Journal of African earth sciences* , 36 .pp.1-14
- Natland, J.H., 2003. Capture of helium and other volatiles during the growth of olivine phenocrysts in picritic basalts from the Juan Fernandez Islands. *Journal of petrology*. Vol.44.num.3.
- Ohara, M.J., Fry, N., Prichard, H.M., 2001. Minor phases as carriers of trace elements in non- modal crystal- liquid separation processes I: Basic relationship. *Journal of petrology*. Vol. 42. num. 10. pp. 1869-1885
- Olafsson, M., Eggler, D.H., 1983. Phase relations of amphibole, amphibole-carbonate and phlogopite-carbonate peridotite: petrological constraints on the asthenosphere, *Earth Planet. Sci. Lett.* 64 (1983) 305–315.
- Panter, H.S., Hart, S.R., Kyle, Ph., Blusztanjn, J., Wilch, T., 2000. Geochemistry of Late Cenozoic basalts from the Crary Mountains: characterization of mantle sources in Marie Byrd Land, Antarctica. *Chemical Geology* 165.215–241
- Park, Y. and Means, W.D. 1996: Direct observation of deformation processes in crystal mushes. *Journal of Structural Geology*, 18, 847-58
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth and Planetary Science Letters* 12, 339–349.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 290–300.

- Pearce, J.A. and Gale, G.H., 1977, Identification of ore- deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 7, 14-24
- Peng, Z.X., Mahoney, J., Hooper, P., Harris, C. and Beane, J., 1994. A role for lower continental crust in flood basalt genesis? Isotopic and incompatible element study of the lower six formations of the western Deccan Traps. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 267-288.
- Philpotts, A.R. and Dickson, L.D. 2002: Milimeter scale model layering and the nature of the upper solidification zone in thick flood- basalt flow and other sheets of magma. *Journal of structural Geology*, 24,1171-7.
- Piccirillo, E.M., Justin-Visentin, E., Zanettin, B., Joron, J.L., Treuil, M., 1979. Geodynamic evolution from plateau to rift: Major and trace element geochemistry of the central eastern Ethiopian plateau volcanics. *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abt.* 158, 139–179.
- Presnall, D.C., Dixon, S.A., Dixon, J.R., Odonnell, T.H., Brenner, N.I., Schrock, R.I and Dyeus, D.W., 1979. Liquidus phase relations in the join diopside- forsterite-anorthite from 1 atm. To 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma, contrib.. *Mineral. Petrol.* 66.203-20
- Rajamani, V., Shivkumar, K., Hanson, G.N., Shirey, S.B., 1985. Geochemistry and petrogenesis of amphibolites, Kolar schist belt, south India: evidence for komatiitic magma derived by low percentages of melting of the mantle. *Journal of Petrology* 26, 92–123.
- Rao, D.R., Rai, H., 2006. Signatures of rift environment in the production of garnet-amphibolites and eclogites from Tso-Morari region, Ladakh, India: A geochemical study. *Gondwana Research* 9, 512–523
- Rogers, J.J.W., and Rayland, P.C., 1980. Trace elements in continental margin magmatism. Part I. *SoC. Am Bull* ,91,196-198
- Rogers, J.J.W., Suayah, I.B., Edwards, J.M., 1984. Trace elements in continental margin magmatism. Part IV. *Geol. Soc. Am Bull*, 95, 1437-1445.
- Rolinson, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Longman.
- Ruttner, A., Nabavi, M.H. and Hajian., (1968b): Geology of Shirgesht area (Tabas area, East Iran). *G.S of Iran*. NO.4133P
- Rudnick, R., Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.* 33, 267–309.
- Sato, K., Katsura, T., Ito, E., 1997. Phase relations of natural phlogopite with and without enstatite up to 8 GPa: implications for mantle metasomatism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 511–526.
- Saunders, A.D., Storey, M., Kent, R., Norry, M.J., 1992. Consequences of plum–lithosphere interactions. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, Geological Society of London Special Publication 68, pp. 41–60.
- Schock, H.h., 1979. Distribution of rare-earth and other trace elements in magnetites. *Chem. Geol.*, 26,199-133
- Scotese, C. R., Bambach, R. K., Barton, C., Van der voo, R., Ziegler, M., 1979. Paleozoic basement: *Journal of Geology*, v. 87, p. 217-277.

- Seewald, J.S. and Seyfried, W.E., 1990. Effect of temperature on metal mobility in sub seafloor hydrothermal systems: Constrains from basalts alteration experiments. *Earth plant. Sci. lett.*, 101, 388-403
- Spath, A., Le Roex, A.P., Opiyo- Akech, N. 2001. Plume- lithosphere interaction and the origine of continental rift- related alkaline volcanism- the Chyulu Hills volcanic province, southern Kenya. *Journal of petrology*. Vol. 42. num. 4.pp. 765-787
- Srivastava, R. K., Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism *Journal of Asian Earth Sciences* 23 (2004) 373–389
- Stampfli, G.M.1978. Etude geologique generale de I Elbourz oriental au sud de Gonbad-e- Qabus, Iran Ne. These Geneve, 329 P.
- Sun, S.S., Hanson, G.N., 1975. Evolution of the mantle: geochemical evidence from alkali basalt, *Geology* 3 (1975) 297-302.
- Sun, S.-S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 42, 313–345.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., Nesbitt, R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29, 293–309.
- Tatsumoto, M., Basu, A.R., Huang, W., Wang, J. and Xie, G., 1992. Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of eastern China: enriched components EM1 and EMII in subcontinental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113: 107-128.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution- An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks*. Blackwell Scientific, Oxford, 312
- Thirwall, F.M., Upton, B.J., Jenkins,C., 1994. Intraction between continental lithosphere and Iceland plume-Sm-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, Ne Greenland. *Journal of Petrology* 35,839-879
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Dickin, A.P., Gibson, I.L., Harmon, R.S., 1986. Two contrasting styles of interaction between basic magmas and continental crust in the British Tertiary Volcanic Province. *Journal of Geophysical Research* 91, 5985–5997.
- Trua, T., Deniel, c., Mazzuoli, R., 1999. Crustal control in the genesis of Plio Quaternary bimodal magmatism of the Main Ethiopian Rift_MER/: geochemical and isotopic_Sr, Nd, Pb/evidence. *Chemical Geology* 155_1999.201–231
- Thoronton, C.P., and Tattle. O. F., (1960), *Chemistry of igneous rocks: Differentiation Index*, *Am. J. Sci.*, v258.664-684
- Verma, S.P., 1992. Seawater alteration effects on REE, K, Rb, Cs, Sr, U, Th, Pb, and Sr–Nd–Pb isotope systematic of mid-ocean ridge basalts. *Geochemical Journal* 26, 159–177.
- Wallace, M.E., Green, D.H., 1988. An experimental determination of primary carbonatite composition. *Nature* 335, 343–345.
- Wass, S.Y., Rogers, N.W., 1980. Mantle metasomatism-precursor to alkaline continental volcanism. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, 1811–1823.

- Weaver, B.L., Tarney, J., 1981. The Scourie dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic subcontinental mantle. *Contribution Mineralogy Petrology* 78, 175–188.
- Weaver, B.L., 1991. The origin of oceanic island Basalts end-member compositions: trace element and isotope constraints. *Earth and planetary science letters* 104,381-397
- Weaver, B., Kar, A., Davidson, J., Colucci, M., 1996., Geochemical characteristics of volcanic rocks from ascension island, south Atlantic ocean. PII: 14-4
- Welch, S.A., Banfield, J.F., 2002. Modification of olivine surface morphology and reactivity by microbial activity during chemical weathering. *Geochim. Acta*, 213. 221
- Widdowson, M., Pringle, M.S., Fernandez, O.A., 2000. A post K–T Boundary (Early Palaeocene) age for Deccan-type feeder dykes, Goa, India. *Journal of Petrology* 41, 1177–1194.
- Wilson M.,1989. *Igneous petrogenesis a global tectonic approach* Unwin Hyman, London
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1976. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 28, 459–469.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325–344.
- Woerner, G., 1999. Lithospheric dynamics and mantle sources of alkaline magmatism of the Cenozoic West Antarctic Rift System. *Global and Planetary Change* 23-61–77
- Xian Li, W., Hua Li, X., Xiang Li, Z., 2005. Neoproterozoic bimodal magmatism in the Cathaysia Block of South China and its tectonic significance. *Precambrian Research* 136, 51–66
- Xiao, L., Xu, Y.G., Mei, H.J., Zheng, Y.F., He, B., Pirajno, F., 2004. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: implications for plume–lithosphere interaction. *Earth and Planetary Science Letters* 228, 525– 546
- Zahedi, M. 1973. *Etude geologique de la region de soh(W. de I Iran Central)*. Geol. Survey of Iran, No. 27, 197 P.
- Zhou, P., Mukasa, S.B., 1997. Nd-Sr-Pb isotopic, and major- and trace-element geochemistry of Cenozoic: lavas from the Khorat Plateau, Thailand: sources and petrogenesis. *Chemical Geology* 137 (1997) 175-193

Abstract

The study area is located in 60 Km of NW of Tabas and in the 10 Km North of Shirgesht village in Derenjal Mountains district. This area is belonging to the part of Central Iran Zone. These mountains results of Lower Paleozoic rocks uplifting and there are a nearly complete sequence of Lower Paleozoic rocks in these mountains.

Cambrian to Silurian sedimentary rocks are associated by the studied plutonic and volcanic rocks. Soltanieh, Barut, Zaigun, Lalun, Kalshaneh, Derenjal and Shirgesht Formations are the host of the plutonic igneous rocks. The main and dominant plutonic rocks as irregular bodies and with composition of olivine-gabbro, gabbro, gabbrodiorite, diorite and monzodiorite, occur as intrusions in Kalshaneh Formation. The observed compositional ranges of the mentioned rocks have been resulted of differentiation crystallization presses. Mineralogical composition of these rocks include: olivine, plagioclase, clinopyroxene, hornblend, biotite, phlogopite, apatite and opaque minerals. Those are holocrystalline, and they show granular, intergranular, ophitic and poikilitic textures. The abundance of olivine in olivine- gabbros and their roundness indicate that they accumulated by mechanical segregation during their producing. The intrusive rocks that outcropped in the Kalshaneh Formation have been undergone medium to high grade alteration. Olivine gabbros show the minimum alteration, but the monzodiorites show the most intensive alteration that may be resulted of its related fluids (Deutric alteration). Alteration processes are resulted in to formation of secondary minerals such as: epidote, chlorite, calcite, serpentine and uralite. There is an olivine basaltic lava flow with approximately 20m thickness in the lower parts of Niur Formation. Olivine basaltic rocks have microlitic-porphyry, glomroporphyry and vesicular textures and also they have hyaline matrix. These rocks have been undergone relatively intensive alteration, which results in pseudomorphing of olivine crystals by calcite, zeolite and quarts.

The plotted diagrams based on major and trace elements indicate that there is a magmatical and genetical relation between plutonic and volcanic rocks and also they derived from a same magmatic origin. In the spider diagrams normalized to chondorite, enrichment pattern of the studied samples nearly parallel to each other, and show that they enriched compared with chondorite. LREEs have more enrichment in relative to HREEs. The enrichment of Sr, K, Rb and Ba in the spider diagrams normalized to MORB may be resulted from enrichment of source region or contamination of magma by crustal rocks.

Field, petrography and geochemical investigations indicate that these rocks have transitional to alkaline nature and they produced within continental plate setting. The different diagrams show that these rocks originated from sub-continental lithosphere (90-100 Km depth) by 12-17 percent partial melting of an enriched garnet-lehrzolite source. Magmatic nature and tectonic setting of studied rocks are corresponded to extensional environment (rifting system) and these evidences confirmed that strong extension during the Silurian in this part of Central Iran. This magmatic activity probable is related to Paleotethys rifting in this part of Iran.

Key words: Petrogenesis, Geochemistry, rifting, Lower Paleozoic, Shirgesht