

سلام افلا



دانشگاه شاهرود

دانشکده علوم زمین

گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی

عنوان:

پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه  
جمیل (شرق سهل) و اهمیت ژئودینامیکی آنها

دانشجو:

معصومه دادپور

استاد راهنما:

دکتر حبیب اله قاسمی

استاد مشاور:

دکتر محمود صادقیان

پایان نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

بهمن ۱۳۹۳

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

گروه: پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم معصومه دادپور

تحت عنوان: پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل (شرق سهل) و اهمیت ژئودینامیکی آن‌ها

در تاریخ ۹۳/۱۱/۲۹ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد زمین‌شناسی پترولوژی مورد ارزیابی و با درجه ممتاز مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
	نام و نام خانوادگی: محمود صادقیان		نام و نام خانوادگی: دکتر حبیب اله قاسمی
	نام و نام خانوادگی:		نام و نام خانوادگی:

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی: دکتر عزیزاله طاهری	مریم شیبی	نام و نام خانوادگی:
		مهدی رضایی	نام و نام خانوادگی:
			نام و نام خانوادگی:
			نام و نام خانوادگی:



دانشگاه علمی کاربردی

مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۶)

شماره:

تاریخ:

ویرایش:

باسمه تعالی

### فرم صورت جلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) نتیجه ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم معصومه دادپور رشته زمین شناسی گرایش پترولوژی تحت عنوان **تحت عنوان: پترولوژی و ژئوشیمی سنگ های بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل (شرق سهل) و اهمیت ژئودینامیکی آنها** که در تاریخ ۹۳/۱۱/۲۹ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

<input type="checkbox"/> مردود	<input type="checkbox"/> دفاع مجدد	<input checked="" type="checkbox"/> عالی ( امتیاز ۱۹.۵۴ )
--------------------------------	------------------------------------	---

۲- بسیار خوب ( ۱۸ - ۱۸/۹۹ )

۱- عالی ( ۱۹ - ۲۰ )

۴- قابل قبول ( ۱۴ - ۱۵/۹۹ )

۳- خوب ( ۱۶ - ۱۷/۹۹ )

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

عضو هیأت داوران	نام ونام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استادراهنما	دکتر حبیب اله قاسمی	دانشیار	
۲- استاد مشاور	دکتر محمود صادقیان	دانشیار	
۲- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	دکتر عزیز اله طاهری	استاد	
۳- استاد ممتحن	دکتر مریم شیبی	استادیار	
۴- استاد ممتحن	دکتر مهدی کهنخانی	استادیار	

رئیس دانشکده:

امضاء

تقدیم به

پدر و مادر عزیز و مهربانم

که در سختی ها و دشواری های زندگی، همواره یاور و دلسوز و فداکار و پشتیبانی محکم و

مطمئن برایم بوده اند.

## پاس و قدردانی:

درد و پاس ایندو منان راکه سخنوران، در ستودن او بماند و شمارندگان، شمردن نعمت های او ندانند و کوشندگان، حق او را گزارش کردن نتوانند. بدون شک جایگاه و منزلت معلم، والاتر از آن است که در مقام قدردانی از زحمات بی شائبه ی او، بازبان قاصد دست ناتوان، چیزی بخاریم. اما از آنجایی که تجلیل از معلم، پاس از انسانی است که هدف و نیت آفرینش را تا این می کند و سلامت امانت بانی راکه بدستش سپرده اند، تضمین؛ بر حسب وظیفه و از باب "من لم یسکر المخلوق لم یسکر الله الخالق":

از پدر و مادر عزیزم، این دو معلم بزرگوارم، که همواره بر کوتاهی و درستی من، قلم عنو کشیده و گریانه از کنار غفلت هایم گذشته اند و در تمام عرصه های زندگی یار و یاور بی چشم داشت برای من بوده اند؛

از استاد با کمالت و شایسته؛ جناب آقای دکتر حبیب القاسمی که در کمال سعه صدر، با حسن خلق و فروتنی، از پیچ کجی در این عرصه بر من دریغ نمودند و زحمت راهبانی این رساله را بر عهده گرفتند؛ و از استاد صبور و باتقوا، جناب آقای دکتر محمود صادقیان، که زحمت مشاوره این رساله را در حالی متقبل شدند که بدون مساعدت ایشان، این پروژه به نتیجه مطلوب نمی رسید؛ و از اساتید فرزانه سرکار خانم دکتر شیبی و جناب آقای دکتر رضایی کنجانی که زحمت داوری این رساله را متقبل شدند؛

پاس گزارم از زحمات خالصانه کارمندان دانشکده علوم زمین و دانشگاه صنعتی شاهرود به خصوص از خانم مهندس سعیدی، خانم مهندس فارسی و جناب آقای مهندس میرباقری و جناب آقای مهندس خانعلی زاده که که رکعت های مشکلات اینجانب بودند.

همچنین از خانواده عزیز و دوستان بزرگوارم مهندس زهراساداتی جمالی، فاطمه توحیدی فر، رانف خلیلی طرهبه، مهتاب کریمی، زهرا حمید و زهرا واحدی طبس و... که در این راه همواره همراه و یاورم بوده اند؛ کمال شکر و قدردانی را دارم.

باشد که این خردترین، بخشی از زحمات آنان را پاس گوید.

## تعهد نامه

اینجانب **معصومه دادپور** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته **پترولوژی** دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه **پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل (شرق سهل) و اهمیت ژئودینامیکی آن‌ها** تحت راهنمایی **دکتر حبیب اله قاسمی** متعهد می شوم .

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

### تاریخ

### امضای دانشجو

### مالکیت نتایج و حق نشر

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

## چکیده:

در منطقه جمیل، در ۱۲۰ کیلومتری جنوب شهرستان شاهرود، در استان سمنان رخنمون‌هایی از سنگ‌های آذرین مافیک وجود دارند. این سنگ‌های آذرین مافیک به صورت گدازه و توده نفوذی می‌باشند. بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و نمودارهای ژئوشیمیایی نشان می‌دهند، که سنگ‌های آذرین منطقه شترکوه، ماهیت بازالتی و گابرویی دارند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آن‌ها را بلورهای پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر پیروکسن تشکیل می‌دهند. کانی‌های فرعی آن‌ها شامل الیوین، آپاتیت، کانی‌های اپک (بر اساس مقاطع صیقلی تهیه شده پیریت و مگنتیت) می‌باشد. از کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها می‌توان به کلریت، کلسیت، اپیدوت، زئولیت و اسفن اشاره نمود. زمینه این سنگ‌ها را شیشه و ریز بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های اپک تشکیل می‌دهند. مهم‌ترین بافت‌های موجود شامل بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، بادامکی، جریان‌ی و اینترگرانولار هستند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های گابرویی و گابرویدوریتی شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز، کانی‌های اپک و کلینوپیروکسن می‌باشند. آپاتیت و کوارتز کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها و اپیدوت، کلریت، کلسیت و سرسیت کانی‌هایی ثانویه را تشکیل می‌دهند. بافت‌های اینترگرانولار، ساب افیتیک، افیتیک و میکروگرانولار، از بافت‌های غالب موجود در سنگ‌های گابرویی می‌باشند. بررسی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های بازالتی ژوراسیک منطقه جمیل، نشان می‌دهند که آن‌ها دارای ماهیت قلیایی هستند و بر اساس نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، این سنگ‌ها در محدوده بازالت‌های قلیایی مرتبط با کافت درون‌قاره‌ای قرار می‌گیرند. بررسی تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه شترکوه، نشان‌دهنده غنی‌شدگی آن‌ها از LREE و عناصر شدیداً ناسازگار و تهی‌شدگی آن‌ها از HREE می‌باشد. روند موازی تغییرات عناصر نادر خاکی و بالا بودن مقادیر LILE در این نمودارها به همراه طرح‌های موجود در نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، ناسازگار و سازگار نسبت به یکدیگر، بیانگر منشأ واحد سنگ‌های آذرین منطقه و نقش تبلور تفریقی، در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های بازالتی منطقه شترکوه، است. با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی انجام شده، می‌توان عنوان کرد که ماگمای سازنده سنگ‌های آکالن مافیک قاعده سازند معادل شمشک از ذوب‌بخشی درجه پائین (۷ تا ۱۴ درصدی) یک منبع گوشته‌ای غنی شده زیر لیتوسفر قاره‌ای با ترکیب گارنت - لرزولیتی، در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری، در یک محیط کششی درون‌قاره‌ای حاصل شده است. شواهد ژئوشیمیایی به وضوح نشان دهنده نبودن یا ناچیز بودن نقش آرایش پوسته‌ای در تحول ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های بازالتی منطقه در طی صعود ماگما به سطح زمین می‌باشند.

**کلمات کلیدی:** شاهرود، جمیل، سنگ‌های آذرین مافیک، آکالن، سازند معادل شمشک.



## لیست مقالات مستخرج از پایان نامه:

۱- زمین شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های بازیک قاعده سازند شمشک در جنوب شرق شاهرود، هجدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. دانشگاه تربیت مدرس، دی‌ماه ۱۳۹۳.

۲- بررسی پتروژنز و فرآیندهای موثر در تکوین ماگمایی سنگ‌های بازیک در قاعده سازند شمشک، (جنوب شرق شاهرود). هجدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. دانشگاه تربیت مدرس، دی‌ماه ۱۳۹۳.

## فهرست مطالب

### فصل اول: کلیات تحقیق

- ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه ..... ۲
- ۲-۱- زمین ریخت‌شناسی ..... ۲
- ۳-۱- آب و هوا، جغرافیای انسانی و حیات وحش ..... ۴
- ۴-۱- مروری بر مطالعات پیشین ..... ۵
- ۵-۱- هدف از مطالعه ..... ۱۱
- ۶-۱- روش انجام تحقیق ..... ۱۲

### فصل دوم: زمین شناسی عمومی منطقه

- ۱-۲- مقدمه ..... ۱۴
- ۲-۲- واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه ..... ۱۷
- ۱-۲-۲- واحدهای دگرگونی پرکامبرین ..... ۲۰
- ۲-۲-۲- واحدهای سنگی تریاس ..... ۲۴
- ۳-۲-۲- واحدهای سنگی ژوراسیک ..... ۲۵
- ۴-۲-۲- واحدهای سنگی کرتاسه ..... ۳۰
- ۵-۲-۲- واحدهای سنگی پالئوژن ..... ۳۲
- ۶-۲-۲- واحدهای نئوژن ..... ۳۴
- ۷-۲-۲- واحدهای کواترنر ..... ۳۵
- ۳-۲- تکتونیک مناطق مورد مطالعه ..... ۳۶
- ۴-۲- منابع معدنی مناطق مورد مطالعه ..... ۳۸

### فصل سوم: پتروگرافی

- ۱-۳- مقدمه ..... ۴۲
- ۲-۳- مشخصات پتروگرافی سنگ‌های بازالتی ..... ۴۳
- ۱-۲-۳- بافت ..... ۴۳
- ۲-۲-۳- کانی‌های اصلی ..... ۴۹
- ۳-۲-۳- کانی‌های فرعی ..... ۵۱
- ۴-۲-۳- کانی‌های ثانویه ..... ۵۵
- ۳-۳- مشخصات پتروگرافی گابروهای منطقه شترکوه ..... ۵۸
- ۱-۳-۳- کانی‌های اصلی ..... ۵۹
- ۲-۳-۳- کانی‌های فرعی ..... ۶۲
- ۳-۳-۳- کانی‌های ثانویه ..... ۶۳
- ۴-۳- ترتیب تبلور کانی‌های سازنده ترکیبات سنگی منطقه شترکوه ..... ۶۶

**فصل چهارم: ژئوشیمی**

۷۰	۱-۴- مقدمه
۷۳	۲-۴- منابع بروز خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها
۷۴	۳-۴- تصحیح داده‌های خام حاصل از تجزیه شیمیایی
۷۴	۱-۳-۴- تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I)
۷۵	۲-۳-۴- تصحیح نسبت $Fe_2O_3/FeO$
۷۸	۴-۴- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی در رده‌بندی سنگ‌های منطقه شترکوه
۷۹	۱-۴-۴- نمودار $Zr/TiO_2$ در مقابل $Nb/Y$ (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)
۷۹	۲-۴-۴- نمودار $SiO_2$ در مقابل $Zr/TiO_2$ (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)
۷۹	۳-۴-۴- نمودار $SiO_2$ در مقابل $Nb/Y$ (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷)
۷۹	۴-۴-۴- نمودار $Zr/Ti$ در مقابل $Nb/Y$ (پیرس، ۱۹۶۶)
۸۰	۵-۴- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌های بازالتی شترکوه به کمک نمودارهای تغییرات
۸۱	۱-۵-۴- نمودار تغییرات درصد اکسیدهای اصلی در برابر $MgO$
۸۵	۲-۵-۴- نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی - ضریب تفریق (D.I)
۸۷	۶-۴- مقایسه فرآیندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی، با استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب
۸۹	۷-۴- نمودارهای چند عنصری (عنکبوتی) و بهنجار شده
۹۰	۱-۷-۴- نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت
۹۳	۲-۷-۴- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه
۹۴	۸-۴- تعیین سری ماگمایی
۹۵	۱-۸-۴- نمودار $Nb/Y$ در مقابل $(Zr/TiO_2)*0.0001$
۹۶	۲-۸-۴- نمودار $TiO_2$ در برابر $Y/Nb$ (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۵)
۹۷	۳-۸-۴- نمودار $Zr$ در مقابل $P_2O_5$
۹۷	۴-۸-۴- نمودار شاخص Peacock در برابر $SiO_2$

**فصل پنجم: محیط زمین‌ساختی و پتروژنز**

۱۰۰	۱-۵- مقدمه
۱۰۱	۲-۵- تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های بازیک آکالن مورد منطقه شترکوه
۱۰۳	۱-۲-۵- نمودار $2Nb-Zr/4-Y$
۱۰۳	۲-۲-۵- نمودار $Ti/100-Zr-Y \times 3$ ، پیرس و کان (۱۹۷۳)
۱۰۴	۳-۲-۵- نمودارهای سه‌گانه وود (۱۹۸۰)
۱۰۴	۴-۲-۵- نمودارهای $Ti-Zr$ ، پیرس (۱۹۸۲ و ۱۹۹۶)
۱۰۶	۵-۲-۵- نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی $Zr/Y$ در برابر $Zr$
۱۰۶	۶-۲-۵- نمودار $Ti/Y-Zr/Y$ ، پیرس و گیل (۱۹۷۷)
۱۰۷	۷-۲-۵- نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس غلظت $V$ نسبت به $Ti$ (شروه، ۱۹۸۲)
۱۰۷	۸-۲-۵- نمودار $Zr/Al_2O_3-TiO_2/Al_2O_3$ ، مولر و همکاران (۱۹۹۲)

## ادامه فهرست مطالب

- ۵-۲-۹- نمودارهای متمایز کننده محیط زمین‌ساختی شاند و گورتن (۲۰۰۲)..... ۱۰۷
- ۵-۲-۱۰- نمودار Ti/Zr-Zr ..... ۱۰۸
- ۵-۲-۱۱- نمودار MgO در مقابل K<sub>2</sub>O ..... ۱۰۸
- ۵-۳-۳- تعیین ویژگی‌های محل منشأ ..... ۱۰۹
- ۵-۳-۱- تعیین نوع گوشته محل منشأ و ویژگی‌های آن ..... ۱۰۹
- ۵-۳-۲- تعیین درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ ماگما ..... ۱۱۶
- ۵-۳-۳- تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ ..... ۱۱۷
- ۵-۴- بررسی نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های بازیک ژوراسیک منطقه شترکوه ..... ۱۱۸
- ۵-۵- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های منطقه شترکوه با سنگ‌های آذرین ژوراسیک در مناطق مجاور ..... ۱۲۰
- ۵-۵-۱- سنگ‌های آذرین ژوراسیک میانی در منطقه دلبر ..... ۱۲۰
- ۵-۵-۲- سنگ‌های آذرین ژوراسیک میانی در منطقه بند هزار چاه ..... ۱۲۴
- ۵-۵-۳- سنگ‌های آذرین ژوراسیک زیرین- میانی در زون البرز شرقی ..... ۱۲۸
- ۵-۵-۶- الگوی زمین‌ساختی- ماگمایی در ارتباط با تشکیل سنگ‌های آذرین بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه ..... ۱۳۱

## فصل ششم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات

- ۶-۱- نتیجه‌گیری ..... ۱۳۸
- ۶-۲- پیشنهادات ..... ۱۴۰
- منابع ..... ۱۴۱

## فهرست شکل‌ها

### فصل اول

- شکل ۱-۱- الف- موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران. ب- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه که با استفاده از نرم افزار Arc GIS تهیه شده است. ..... ۳
- شکل ۱-۲- نمایی کلی از ژئومورفولوژی منطقه. .... ۴
- شکل ۱-۳- موقعیت منطقه شترکوه، بر روی تصویر ماهواره‌ای (ماهواره لندست)، که توسط کادر مشخص شده است. .... ۴

### فصل دوم

- شکل ۱-۲- نقشه پهنه‌های ساختاری- رسوبی ایران (آقناباتی، ۲۰۰۴)، منطقه شترکوه، در حاشیه شمالی زون ایران مرکزی قرار گرفته است. .... ۱۸

## ادامه فهرست شکل‌ها

- شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه شترکوه (رزوه)، که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم‌افزار (Arc GIS Map)، تهیه شده است. ۱۹.....
- شکل ۳-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه شترکوه (دره‌دایی)، که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم‌افزار (Arc GIS Map)، تهیه شده است. ۲۰.....
- شکل ۴-۲- دورنمایی از سنگ‌های دگرگونی مجموعه شترکوه در شمال منطقه شترکوه (دید به سمت شمال غرب). ۲۱.....
- شکل ۵-۲- نمایی از پورفیروبولاست‌های گارنت در میکاشیست‌های جنوب جمیل. ۲۲.....
- شکل ۶-۲- تصاویری از ردیف شدگی بلورهای کوارتز، بیوتیت و فلدسپات، در نمونه‌های گنیسی. ۲۳.....
- شکل ۷-۲- تصویری از نفوذ دایک گابرویی و رگه‌های سیلیسی ایجاد شده در داخل واحد گنیسی (دید به سمت شمال شرق). ۲۴.....
- شکل ۸-۲- نمایی از واحد کنگلومرایی موجود در جنوب شرقی، منطقه شترکوه، (دید به سمت غرب). ۲۵.....
- شکل ۹-۲- کنگلومرای چندزادی حاوی قطعه گنیسی. ۲۵.....
- شکل ۱۰-۲- دور نمایی از تناوب شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک، در منطقه شترکوه، (دید به سمت شمال غرب). ۲۷.....
- شکل ۱۱-۲- نمایی کلی از واحد بازالتی مربوط به ژوراسیک (دید به سمت شمال غرب). ۲۷.....
- شکل ۱۲-۲- تصویری از توده‌های نفوذی کوچک و بزرگ و گدازه‌های بازالتی موجود در شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک (معادل سازند شمشک)، (دید به سمت شمال شرق). ۲۸.....
- شکل ۱۳-۲- تصویری از حباب‌های گاز موجود در حاشیه یک گدازه بالشی در منطقه شترکوه. ۲۹.....
- شکل ۱۴-۲- تصویری از شکل کروی یک گدازه بالشی، در منطقه شترکوه. ۲۹.....
- شکل ۱۵-۲- تصویری از رخساره هیالوکلاستی در بین گدازه‌های بالشی. ۲۹.....
- شکل ۱۶-۲- تصویری از اختلاط گدازه بازالتی و آهک در منطقه شترکوه. ۲۹.....
- شکل ۱۸-۲- رگه سیلیسی موجود در واحد ماسه سنگی در منطقه شترکوه. ۳۱.....
- شکل ۱۹-۲- تصویری از کلریت زایی (آلتراسیون اسپیلیتی)، در واحد آندزی بازالتی. ۳۱.....
- شکل ۲۰-۲- تصاویری از حضور فراوان کانی‌های پیریت و کالکوپیریت در منطقه شترکوه، که از حاشیه در حال دگرسانی (به هماتیت)، هستند و حفراتی که توسط کانی‌های ثانویه پر شده‌اند. ۳۲.....
- شکل ۲۱-۲- تصویری از کنگلومرای پلی‌ژنیک در جنوب جمیل. ۳۵.....
- شکل ۲۲-۲- تصویری از کنگلومرای پلی‌ژنیک در جنوب جمیل. ۳۵.....
- شکل ۲۳-۲- دور نمایی از تراس‌های آبرفتی جوان و قدیمی در منطقه شترکوه (دید به سمت شمال شرق). ۳۶.....
- شکل ۲۴-۲- نقشه پراکندگی گسل‌ها، در منطقه شترکوه. ۳۷.....
- شکل ۲۵-۲- نمایی از گسل‌ها و چین‌ها، در غرب نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی. ۳۸.....
- شکل ۲۶-۲- نمایی از یک چین کوچک، در منطقه شترکوه. ۳۸.....
- شکل ۲۷-۲- تصویری از کانه‌زایی مس (مالاکیت و آزوریت) و آهن، در منطقه غرب دره‌دایی. ۳۹.....
- شکل ۲۸-۲- تصویر دیگری از کانه زایی مس (مالاکیت و آزوریت)، در شرق روستای سهل. ۳۹.....

## فصل سوم

- شکل ۱-۳- تصویر میکروسکوپی از فنوکریست پلاژیوکلاز، با ماکل پلی‌سنتتیک و تشکیل بافت پورفیری الف: نور (XPL)، ب: نور (PPL). ۴۴.....

## ادامه فهرست شکل‌ها

- شکل ۳-۳- تصویر میکروسکوپی از بافت حفره‌ای و گلوپورپورفیری (XPL)..... ۴۶
- شکل ۳-۴- بافت اینترگرانولار، در اثر قرارگیری بلورهای ریز پیروکسن، در بین بلورهای پلاژیوکلاز..... ۴۶
- شکل ۳-۵- تصویری از بافت بادامکی که حفرات توسط کلسیت پر شده‌اند..... ۴۶
- شکل ۳-۶- تصویری از بافت بادامکی و اسفرولیتی تشکیل شده، توسط کلریت‌های سوزنی، ناشی از دگرسانی شیشه..... ۴۶
- شکل ۳-۷- تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری و بادامکی که حفره‌ها توسط کلسیت پر شده‌اند..... ۴۶
- شکل ۳-۸- تصویر میکروسکوپی از بافت بادامکی که حفره‌ها توسط کلریت و کلسیت پر شده‌اند..... ۴۶
- شکل ۳-۹- تصاویر میکروسکوپی از بافت حفره‌ای و تراکیتی (XPL)..... ۴۷
- شکل ۳-۱۰- تصویر میکروسکوپی از فنوکریست پلاژیوکلاز با بافت غربالی و حاشیه خلیج‌خوردگی..... ۴۸
- شکل ۳-۱۱- تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری و فنوکریست پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی و بافت غربالی..... ۴۸
- شکل ۳-۱۲- فنوکریست پلاژیوکلاز با ماکل کارلسباد و پلی‌سنتتیک (XPL)..... ۵۰
- شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی از یک پلاژیوکلاز سوسوریتی شده (PPL)..... ۵۰
- شکل ۳-۱۴- تصویر میکروسکوپی از برش عرضی یک پیروکسن، که به طور کامل به کلریت و کلسیت دگرسان شده است (PPL)..... ۵۱
- شکل ۳-۱۵- تصویر میکروسکوپی از برش طولی یک پیروکسن که به طور کامل دگرسان شده است (PPL)..... ۵۱
- شکل ۳-۱۶- تصویری از ایدنگستی شدن یک فنوکریست الیوین (نور XPL)..... ۵۲
- شکل ۳-۱۷- تغییرات ترکیب اولیوین به ایدنگست (ولج و بنفیلد، ۲۰۰۲)..... ۵۲
- شکل ۳-۱۸- تصویری از برش طولی بلور آپاتیت در نمونه‌های بازالتی..... ۵۳
- شکل ۳-۲۰- تصویری از کانی‌های پیریت، مگنتیت و هماتیت در سنگ‌های بازالتی منطقه شترکوه (نور انعکاسی)..... ۵۴
- شکل ۳-۲۱- تصویری از کانی‌های گوتیت، لیمونیت و هماتیت در سنگ‌های بازالتی منطقه شترکوه (نور انعکاسی)..... ۵۴
- شکل ۳-۲۲- تصویری از یک بلور پیریت، در نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه (نور عبوری)..... ۵۴
- شکل ۳-۲۳- تصویری از حفرات موجود در بازالت‌های منطقه شترکوه که با کلریت پر شده‌اند (نور XPL)..... ۵۶
- شکل ۳-۲۴- تصویری از بافت حفره‌ای که حفره‌ها توسط کلریت و از حاشیه توسط کانی‌های اپک پر شده‌اند..... ۵۶
- شکل ۳-۲۵- تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به اپیدوت (نور XPL)..... ۵۶
- شکل ۳-۲۶- تصویری از حفرات موجود در بازالت‌ها که با اپیدوت و کلسیت پر شده‌اند (نور XPL)..... ۵۶
- شکل ۳-۲۷- تصویری میکروسکوپی از یک رگه که با اپیدوت پر شده است..... ۵۶
- شکل ۳-۲۸- تصویری از یک حفره که توسط کلسیت و کوارتز پر شده است..... ۵۷
- شکل ۳-۲۹- تصویری از حفرات پر شده با کلسیت..... ۵۷
- شکل ۳-۳۰- تصویری از بافت میکروگرانولار در نمونه‌های گابرویی..... ۵۹
- شکل ۳-۳۱- تصویر میکروسکوپی از بافت اینترگرانولار..... ۵۹
- شکل ۳-۳۲- تصویری از پلاژیوکلاز که به کلریت (با رنگ اینترفرانس آبی نفتی) و اپیدوت تجزیه شده است..... ۶۰
- شکل ۳-۳۳- تصویری از یک فنوکریست پیروکسن در سنگ‌های گابرویی منطقه شترکوه (XPL)..... ۶۰
- شکل ۳-۳۴- تصویری از بافت میکروگرانولار در نمونه‌های گابرویی و فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز (XPL)..... ۶۰
- شکل ۳-۳۵- تصویری از هورنبلند، پیروکسن و پلاژیوکلاز که به کلریت تبدیل شده است (Xpl)..... ۶۱
- شکل ۳-۳۶- تصویری از کانی پیریت در سنگ‌های گابرویی منطقه شترکوه (نور انعکاسی)..... ۶۲
- شکل ۳-۳۷- تصویری از کانی پیریت و مگنتیت در سنگ‌های گابرویی منطقه شترکوه (نور انعکاسی)..... ۶۲

## ادامه فهرست شکل‌ها

- شکل ۳-۳۸- تصویری از مگنتیت با شکل دندریتی یا استخوان ماهی. ..... ۶۲
- شکل ۳-۳۹- تصویر میکروسکوپی از بلورهای دانه‌ای کانی‌های اپک. .... ۶۲
- شکل ۳-۴۰- طرحی نمادین از رشد بلورها در مذاب که به آهنگ سردشدگی بستگی دارد (بست، ۲۰۰۳). ..... ۶۲
- شکل ۳-۴۱- تصویری از بلورهای آپاتیت در سنگ‌های منطقه شترکوه، الف: نور (PPL)، ب: نور (XPL). ..... ۶۳
- شکل ۳-۴۲- تصاویر میکروسکوپی، از کانی استیپنوملان با شکل شعاعی و اسفن (PPL). ..... ۶۴
- شکل ۳-۴۳- تصویری از بلورهای پلاژیوکلاز که به اپیدوت تبدیل شده است. .... ۶۵
- شکل ۳-۴۴- تصویر میکروسکوپی از کلریت با رنگ تداخلی قهوه‌ای در نمونه‌های گابرویی (XPL). ..... ۶۶
- شکل ۳-۴۵- تصویری از کلریت با رنگ تداخلی آبی نفتی (XPL). ..... ۶۶
- شکل ۳-۴۶: نمایش گرافیکی ترتیب تبلور کانی‌های سازنده سنگ‌های منطقه شترکوه. .... ۶۸

## فصل چهارم

- شکل ۴-۱- موقعیت نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه. .... ۷۲
- شکل ۴-۲- موقعیت نمونه‌های منطقه شترکوه بر روی نمودار  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (لومتر و همکاران، ۱۹۸۹)، که در آن خطوط نسبت‌های اکسیداسیون مساوی درصد  $\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  نشان داده شده است. ۷۵
- شکل ۴-۳- نمودار  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  در مقابل  $\text{Nb}/\text{Y}$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)، جهت نام‌گذاری نمونه‌های بازالتی شترکوه. .... ۸۰
- شکل ۴-۴- موقعیت سنگ‌های بازالتی منطقه شترکوه در نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷). .... ۸۰
- شکل ۴-۵- موقعیت سنگ‌های بازالتی شترکوه در نمودار  $\text{Nb}/\text{Y} - \text{SiO}_2$  (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷). .... ۸۰
- شکل ۴-۶- موقعیت سنگ‌های بازالتی شترکوه در نمودار  $\text{Zr}/\text{Ti}$  در مقابل  $\text{Nb}/\text{Y}$  (پیرس، ۱۹۶۶). .... ۸۰
- شکل ۴-۷- موقعیت نمونه‌های بازالتی شترکوه، در نمودار تغییرات درصد اکسیدهای اصلی در برابر  $\text{MgO}$  (نمودارهای فنر). .... ۸۴
- شکل ۴-۹- موقعیت سنگ‌های بازالتی شترکوه، در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر و نسبت‌های آن‌ها. .... ۸۹
- شکل ۴-۱۰- الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت برای سنگ‌های بازالتی شترکوه در الف- ناکامورا (۱۹۷۴)، ب- باینتون (۱۹۸۴). .... ۹۲
- شکل ۴-۱۱- موقعیت سنگ‌های بازالتی شترکوه، در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت تامپسون (۱۹۸۲). .... ۹۳
- شکل ۴-۱۲- نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، برای نمونه‌های مافیک شترکوه. ۹۴
- شکل ۴-۱۳- موقعیت نمونه‌های شترکوه، در نمودار  $\text{Nb}/\text{Y}$  در مقابل  $(\text{Zr}/\text{TiO}_2) * 0.0001$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) برای تعیین سری ماگمایی. .... ۹۶
- شکل ۴-۱۴- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، بر روی نمودار تعیین سری ماگمایی فلوید وینچستر (۱۹۷۵). ۹۶
- شکل ۴-۱۵- موقعیت نمونه‌های بازالتی شترکوه، در نمودار  $\text{P}_2\text{O}_5$  در مقابل  $\text{Zr}$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶). .... ۹۷
- شکل ۴-۱۶- نمودار شاخص Peacock در برابر  $\text{SiO}_2$ . (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶). .... ۹۸

فصل پنجم

- شکل ۵-۱- موقعیت نمونه‌های بازالتی شترکوه در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $Zr/4 - 2 * Nb - Y$  (میشد، ۱۹۸۶). ۱۰۴.....
- شکل ۵-۲- موقعیت نمونه‌های بازالتی شترکوه در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $Ti/1000 - Zr - Y * 3$  (پیرس و کان، ۱۹۷۳). ۱۰۴.....
- شکل ۵-۳- موقعیت نمونه‌های بازالتی شترکوه در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی وود، (۱۹۸۰). ۱۰۵.....
- شکل ۵-۴- نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی نمونه‌های بازالتی شترکوه در الف-  $Ti$  در مقابل  $Zr$  (پیرس، ۱۹۸۲) ب-  $Ti$  در مقابل  $Zr$  (پیرس، ۱۹۹۶). ۱۰۵.....
- شکل ۵-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $Zr - Zr/Y$  (پیرس و نوری، ۱۹۷۹). ۱۰۶.....
- شکل ۵-۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی پیرس و گیل (۱۹۷۷). ۱۰۶.....
- شکل ۵-۷- موقعیت نمونه‌های بازالتی شترکوه در نمودار متمایز کننده انواع بازالت‌ها براساس نسبت‌های  $Ti - V$ ، (شروه، ۱۹۸۲). ۱۰۷.....
- شکل ۵-۸- موقعیت نمونه‌های بازالتی شترکوه در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $Zr/Al_2O_3 - TiO_2/Al_2O_3$  (مولر و همکاران، ۱۹۹۲). ۱۰۷.....
- شکل ۵-۹- موقعیت قرارگیری نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، در نمودارهای شاند و گورتن (۲۰۰۲). ۱۰۸.....
- شکل ۵-۱۰- موقعیت نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، در نمودار  $Ti/Zr - Zr$  (باگاس و همکاران، ۲۰۰۸). ۱۰۹.....
- شکل ۵-۱۱- موقعیت نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، در نمودار  $MgO$  در مقابل  $K_2O$  (وارکمپ، ۲۰۱۰). ۱۰۹.....
- شکل ۵-۱۲- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، نسبت به  $OIB$ ، سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹). ۱۱۱.....
- شکل ۵-۱۳- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار تعیین خصوصیات منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (بر اساس مقادیر ویور، ۱۹۹۱). ۱۱۲.....
- شکل ۵-۱۴- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار  $Sm/Th$  در مقابل  $Th/Y$ ، ساندرز و همکاران (۱۹۹۲). ۱۱۲.....
- شکل ۵-۱۵- موقعیت نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، در نمودار  $Yb / Th$  در مقابل  $Yb / Ta$  (پیرس ۱۹۸۲). ۱۱۲.....
- شکل ۵-۱۶- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار  $Zr/Y$  در برابر  $Nb/Y$ ، فیتون و همکاران (۱۹۹۷). ۱۱۴.....
- شکل ۵-۱۷- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار  $Nb$  در برابر  $Nb/Th$ ، بوزتاگ و همکاران (۲۰۰۷). ۱۱۴.....
- شکل ۵-۱۸- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار  $Sm/Yb$  در برابر  $Ce/Sm$  (کوبان، ۲۰۰۷). ۱۱۵.....
- شکل ۵-۱۹- موقعیت سنگ‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار  $Sm/Yb$  در مقابل  $Ce/Sm$  (کورتیس و همکاران، ۱۹۹۹). ۱۱۵.....
- شکل ۵-۲۰- نمودار نسبت  $(Tb/Yb)_N$  در مقابل  $(La/Sm)_N$  (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲)، جهت تعیین حضور یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ سنگ‌های بازالتی ژوراسیک در منطقه شترکوه. ۱۱۵.....
- شکل ۵-۲۱- موقعیت نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، الف- نمودار  $Zr$  در برابر  $Y$ ، ب- نمودار  $Zr$  در برابر  $Nb$ ، (ابوهامته، ۲۰۰۵). ۱۱۶.....



ادامه فهرست شکل‌ها

- شکل ۵-۲۲- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار  $(Ce/Yb)_N$  در مقابل  $(Sm/Yb)_N$ ، (کرینیتز و همکاران ۲۰۰۶) ..... ۱۱۷
- شکل ۵-۲۳- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار تعیین درصد ذوب محل منشأ، (سان و مک‌دونوف ۱۹۸۰) ..... ۱۱۷
- شکل ۵-۲۴- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار تعیین عمق ذوب بخشی  $Ce/Yb$  نسبت به  $Ce$  (الام، ۱۹۹۱) ..... ۱۱۸
- شکل ۵-۲۵- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار تمرکز میانگین عناصر  $Sm, Yb$  و  $Ce$  در مقابل عمق جدایش (الام، ۱۹۹۱) ..... ۱۱۸
- شکل ۵-۲۶- موقعیت نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، در الف- نمودار  $La/Sm$  در مقابل  $La/Nb$ ، یان و ژائو، (۲۰۰۸)، ب- نمودار  $Nb$  در برابر  $Nb/U$ ، کورنلیوس و همکاران (۲۰۱۱) ..... ۱۲۰
- شکل ۵-۲۷- مقایسه نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه (▲ با دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر (اصغرزاده - بلاغی ●)، در نمودارهای بهنجار شده نسبت به، الف- گوشته‌ی اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، ب- کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) ..... ۱۲۱
- شکل ۵-۲۸- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه و دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر در الف) نمودار تعیین سری ماگمایی  $P_2O_5$  در مقابل  $Zr$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)، ب) نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $Zr$  در مقابل  $Zr/Y$  (پیرس و نوری، ۱۹۷۹)، (علائم مشابه شکل ۵-۱) ..... ۱۲۲
- شکل ۵-۳۰- مقایسه نمونه‌های بازالتی ژوراسیک شترکوه (▲ سنگ‌های دیابازی ژوراسیک میانی در منطقه بندهزارچاه (حسینی - ابتهاج ●) در الف- نمودار  $SiO_2$  در مقابل  $Zr/TiO_2$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)، ب- نمودار  $P_2O_5$  در مقابل  $Zr$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶)، ج- نمودار تعیین محیط تکتونیکی  $Ti$  در مقابل  $Zr$  (پیرس، ۱۹۸۲) و د- نمودار  $Zr$  در برابر  $Y$  (ابوهامته، ۲۰۰۵) ..... ۱۲۵
- شکل ۵-۳۱- موقعیت نمونه‌های منطقه شترکوه (▲ سنگ‌های آذرین مافیک ژوراسیک در زون البرز شرقی جمشیدی (۱۳۸۹) (◆) در الف) نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $Y - Nb - Zr/4$  (میشد، ۱۹۸۶)، ب) نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $Zr$  در مقابل  $Zr/Y$  (پیرس و نوری، ۱۹۷۹) و ج- نمودار تعیین سری ماگمایی  $P_2O_5$  در مقابل  $Zr$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) ..... ۱۲۸
- شکل ۵-۳۲- مقایسه نمونه‌های منطقه شترکوه (▲ با سنگ‌های آذرین مافیک ژوراسیک زون البرز شرقی) (◆)، در نمودارهای بهنجار شده نسبت به، الف- گوشته‌ی اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، ب- کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) (علائم مشابه شکل ۵-۲) ..... ۱۲۹
- شکل ۵-۳۴- مسیرهای مؤثر در تعیین ترکیب شیمیایی بازالت‌های پشت کمانی (BAB)، با الهام از طرح پیرس و استرن (۲۰۰۶، در سری‌زن، ۱۳۹۳) ..... ۱۳۲
- شکل ۵-۳۵- تصویری شماتیک از تحولات تکتونیکی زون البرز و شمال ایران مرکزی، از کربونیفر تا ژوراسیک زیرین (قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰، ۱۳۹۲) و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل ماگمای آکالن سازنده سنگ‌های آذرین قاعده سازند معادل شمشک در منطقه شترکوه ..... ۱۳۵

## فهرست جدول‌ها

### فصل سوم

جدول ۱-۳: علائم اختصاری به کار رفته در تصاویر میکروسکوپی سنگ‌ها در این فصل (برگرفته از کرتز، ۱۹۸۳). ۴۲.....

### فصل چهارم

جدول ۱-۴: موقعیت جغرافیایی و مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی. ۷۲.....  
جدول ۲-۴: نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی به صورت خام و مقادیر آن‌ها پس از انجام تصحیحات مربوط به حذف مواد فرار و نسبت  $Fe_2O_3/FeO$ ، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی منطقه شترکوه. ۷۶.....

### فصل پنجم

جدول ۱-۵: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی سنگ‌های دیابازی ژوراسیک میانی منطقه دلبر، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  (بلاغی، ۱۳۹۳). ۱۲۲.....  
جدول ۲-۵: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های دیابازی ژوراسیک میانی منطقه دلبر، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  (اصغرزاده، ۱۳۹۳). ۱۲۳.....  
جدول ۳-۵: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های دیابازی ژوراسیک میانی منطقه بندهزار چاه پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  (حسینی، ۱۳۹۲). ۱۲۶.....  
جدول ۴-۵: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی سنگ‌های دیابازی ژوراسیک میانی منطقه بندهزار چاه پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  (ابتهاج، ۱۳۹۳). ۱۲۷.....  
جدول ۵-۵: نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های بازیک ژوراسیک زیرین - میانی مناطقی از البرز شرقی، (جمشیدی، ۱۳۸۹)، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$ . ۱۳۰.....

# فصل اول

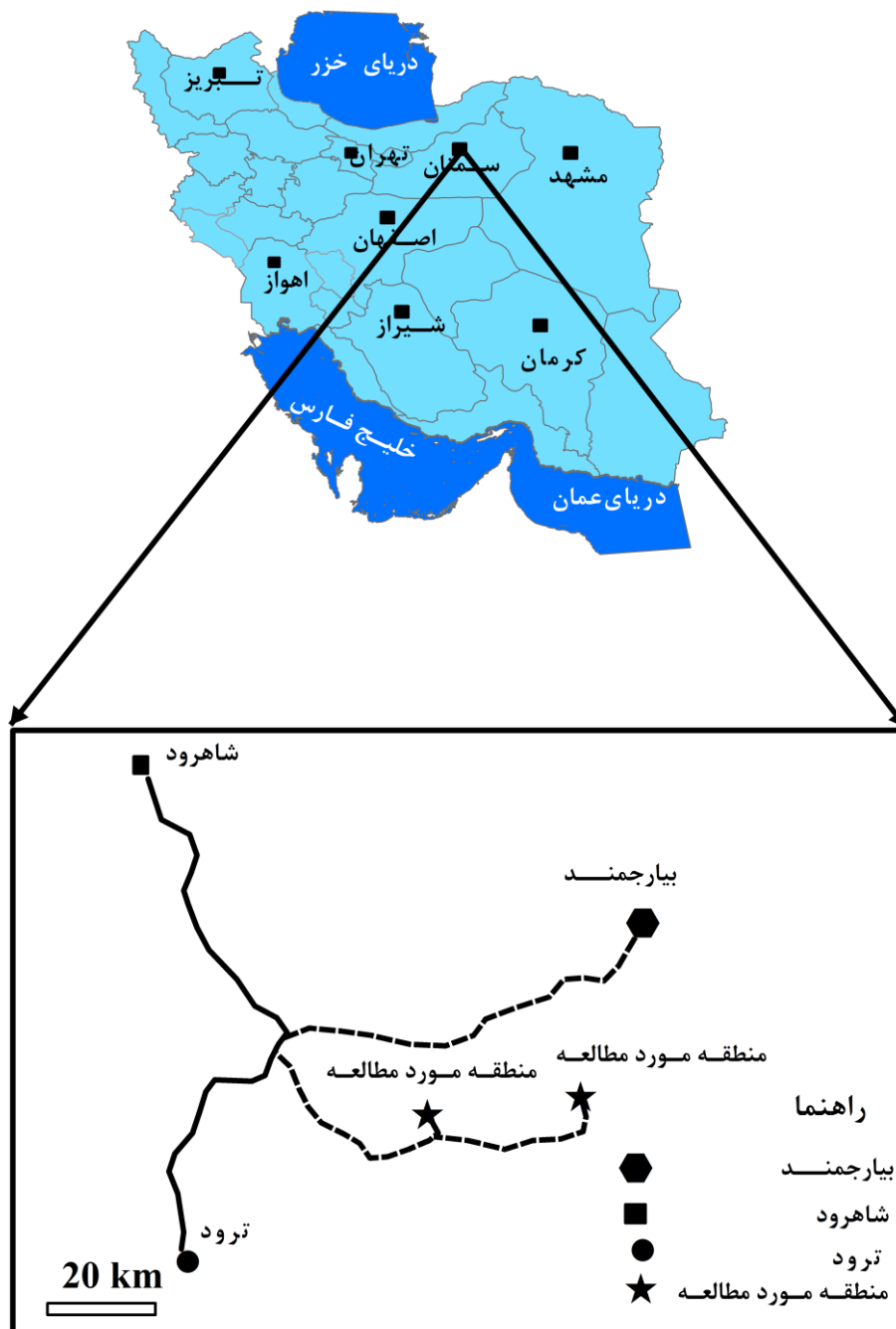
## کلیات تحقیق

### ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در اطراف روستای جمیل، در ۱۲۰ کیلومتری جنوب شهرستان شاهرود، در استان سمنان قرار دارد. این منطقه در جنوب غرب شهرستان بیارجمند در محدوده طول‌های جغرافیایی ۵۵ درجه و ۲۳ دقیقه تا ۵۵ درجه و ۲۹ دقیقه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۵ درجه و ۳۹ دقیقه تا ۳۵ درجه و ۴۲ دقیقه شمالی و همچنین در محدوده طول‌های جغرافیایی ۵۵ درجه و ۳۶ دقیقه تا ۵۵ درجه و ۴۸ دقیقه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۵ درجه و ۳۶ دقیقه تا ۳۵ درجه و ۴۳ دقیقه شمالی واقع شده است. این منطقه در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی در محدوده شرقی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه و غرب نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی قرار گرفته است. از طریق جاده شاهرود - ترود در کیلومتر ۸۰ آن یک جاده فرعی به سمت جمیل جدا می‌شود که به منطقه مورد مطالعه می‌رسد. موقعیت جغرافیایی منطقه به همراه راه‌های ارتباطی در شکل (۱-۱)، آورده شده است.

### ۱-۲- زمین ریخت‌شناسی

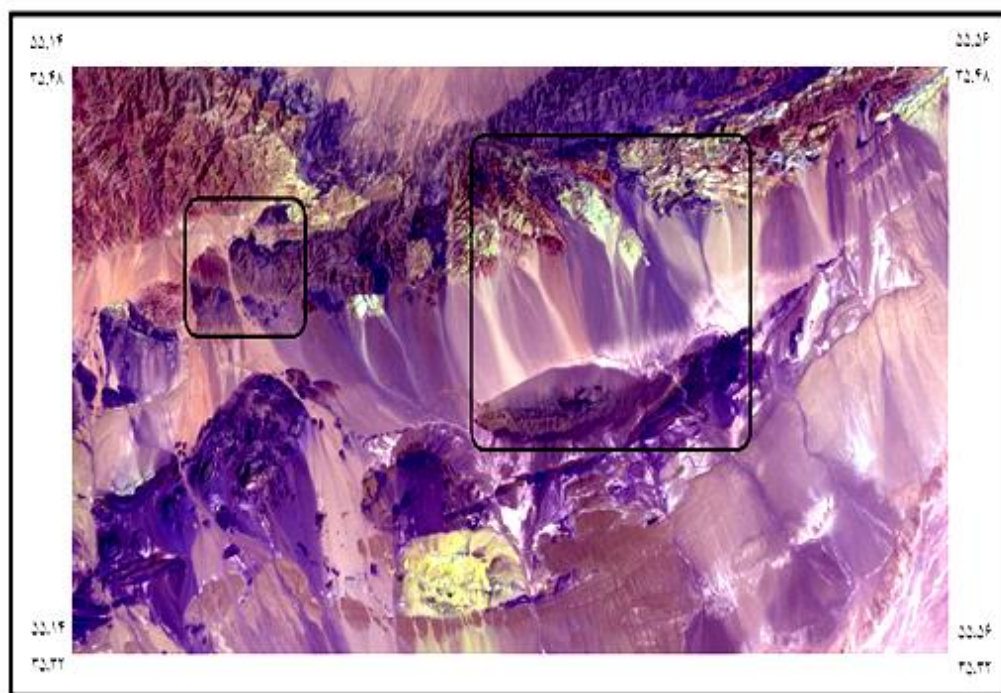
از دیدگاه زمین‌شناسی، ناهمواری‌های منطقه، روند کوه‌ها، ویژگی‌های سنگ‌شناختی و چگونگی فرسایش آن‌ها به دو بخش کوهستانی متوسط تا کم ارتفاع و دشت‌های آبرفتی پست قابل تقسیم است (شکل ۱-۲). بلندترین نقطه در بخش کوهستانی به بلندای ۲۳۵۰ متر و پهنه‌های سیلتی و رسی به ارتفاع ۶۹۵ متر از سطح دریا پست‌ترین نقاط در منطقه هستند. زمین ریخت‌شناسی منطقه شدیداً تحت‌تأثیر جنس واحدهای سنگی و نوع فعالیت‌های زمین‌ساختی می‌باشد که تا عهد حاضر نیز تداوم دارند. این عوامل موجب شده‌اند که شکل دره‌ها و شبکه آبراهه‌ها و بلندای واحدها بسیار غیریکنواخت باشند. در نتیجه ساختار ریخت‌شناسی ناهماهنگی در ناحیه ایجاد شده است. موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست در شکل (۱-۳) آورده شده است.



شکل ۱-۱- الف- موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران. ب- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه که با استفاده از نرم افزار Arc GIS تهیه شده است.



شکل ۱-۲- نمایش کلی از ژئومورفولوژی منطقه.



شکل ۱-۳- موقعیت منطقه شترکوه، بر روی تصویر ماهواره‌ای (ماهواره لندست)، که توسط کادر مشخص شده است.

### ۱-۳- آب و هوا، جغرافیای انسانی و حیات وحش

آب و هوای منطقه از نوع گرم و خشک کویری و نیمه‌کویری است. به طور کلی این ناحیه به دلیل مجاورت با کویر و کوه‌های متوسط تا کم ارتفاع، با تغییرات فشار هوا روبه‌رو بوده و با وزش‌های بادهای غربی و کویری همراه است. بادهای غربی به طور معمول مرطوب و باران‌زاینده و بادهای کویری موجب

افزایش درجه حرارت و خشکی هوا می‌شوند. بیشترین درجه حرارت در تابستان‌ها به ۴۰ تا ۴۴ درجه سانتی‌گراد بالای صفر و کمترین آن در زمستان‌ها به ۸ الی ۱۳ درجه زیر صفر می‌رسد. میانگین بارش سالیانه در منطقه حدود ۱۱۰ میلی‌متر است. از گیاهان موجود در منطقه می‌توان به پونه، آویشن و کتیرا اشاره کرد. همچنین پوشش گیاهی برای چرای دام نیز تا اندازه‌ای وجود دارد. از حیوانات وحشی این منطقه می‌توان از آهو، بزکوهی، قوچ کوهی، گورخر، گرگ، شغال، جغد، عقاب، مار، خرگوش و تعداد اندکی پلنگ نام برد. شرایط سخت زندگی، آب و هوای گرم کویری، طوفان‌های ماسه‌ای، کمبود بارش، اندک بودن زمین‌های قابل کشت و زرع باعث شده که منطقه از نظر تمرکز جمعیت بسیار پایین باشد (هوشمندزاده و همکاران ۱۳۵۷). به گونه‌ای که در این ناحیه تنها سه روستای کوچک، سهل، رزوه و شش وجود دارد که در حال حاضر غیرمسکونی هستند.

#### ۱-۴- مروری بر مطالعات پیشین

سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در واحدهای سنگی معادل سازند شمشک قرار دارند. گروه شمشک در ایران مرکزی شامل چهار سازند نایبند، آب حاجی، بادامو و هجدک است. به عقیده رپین<sup>۱</sup> (۱۹۸۷)، در گروه شمشک ایران مرکزی دو دوره رسوبی بزرگ وجود دارد که هر دو دوره با نهشته‌های دریایی آغاز و به تدریج به نهشته‌های قاره‌ای ختم می‌شوند. نخستین سیکل رسوبی ژوراسیک به سن ژوراسیک پایینی/میانی و شامل شیل و ماسه سنگ‌های زغال‌دار است که در محیط کولابی و مردابی نزدیک ساحل نهشته شده‌اند، رسوب‌های زغال‌دار یاد شده، به همراه ردیف‌های مشابه ولی به سن تریاس پسین، چرخه رسوبی واحدی در مرتبه گروه هستند که برای آن‌ها نام گروه "شمشک" انتخاب شده است (آقانیاتی ۱۳۸۳).

دومین چرخه رسوبی ژوراسیک ورقه ایران، از نوع مارن و سنگ آهک‌های آمونیت‌دار است که با ردیف‌های آواری سرخ رنگ و یا نهشته‌های تبخیری به پایان می‌رسد. سنگ‌های این چرخه رسوبی نیز

<sup>۱</sup>. Repin

در فاصله دو رخداد زمین‌ساختی سیم‌رین میانی (ژوراسیک میانی) و سیم‌رین پسین (کرتاسه آغازی) نهشته شده‌اند. لذا یک چرخه رسوبی در مرتبه گروه با نام غیر رسمی "گروه مگو" را تشکیل می‌دهند (آقابات ۱۳۸۳).

حسینی (۱۳۷۴)، در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه (جنوب‌شرق شاهرود) (واقع در شمال منطقه مورد مطالعه) را مورد بررسی قرار داده است. بر اساس این مطالعات، توده گرانیتوئیدی مورد نظر احتمالاً از نوع I، با ماهیت کالک‌آلکان در حاشیه فعال قاره‌ای و در یک محیط تکتونیک فرورانشی تشکیل شده است.

رحمتی ایلخچی (۱۳۸۲)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه و قاسمی (۱۳۸۳)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی را تهیه کرده‌اند. در این نقشه‌ها واحدهای سنگی منطقه تقریباً به خوبی تفکیک شده‌اند.

قاسمی و آسیابانها (۱۳۸۵)، در مقاله‌ای تحت عنوان "رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی" تحولات دگرگونی منطقه دلبر را مورد بررسی قرار داده‌اند. از نظر ایشان این پیکره دگرگونی شامل دو بخش مجزای بوم دگرگونی قدیمی پرکامبرین (OMT) و بوم دگرگونی جدید ژوراسیک (JMT) با ویژگی‌های کاملاً متفاوت است.

آقاجانی و همکاران (۱۳۸۵)، در مقاله‌ای با استفاده از داده‌های سنجش از دور به شناسایی پتانسیل‌های معدنی منطقه رزوه پرداخته‌اند. آن‌ها به بررسی‌های دور سنجی در منطقه با بهره‌گیری از داده‌های سنجنده‌های نقشه‌بردار موضوعی و نقشه‌بردار موضوعی پیشرفته (ETM+TM)، و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ در سطحی معادل ۲۵۰۰ کیلومتر مربع کار خود را آغاز کرده و به شناسایی پتانسیل‌های معدنی منطقه پرداخته‌اند.

جمشیدی (۱۳۸۹)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی ماگماتیسزم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی پرداخته است. وی با بررسی دقیق سنگ‌های آذرین مافیک البرز شرقی توانست مشخص کند که این سنگ‌ها در مناطق قشلاق، طزره، تالو و کلاته رودبار از نوع نفوذی و به



شکل سیل، دایک و استوک‌های کوچک و در منطقه چشمه علی از نوع گدازه هستند. در صورتی که در مطالعات قبلی تمامی آن‌ها به صورت گدازه گزارش شده بود. با توجه به مطالعات صحرایی و پتروگرافی، توده نفوذی قشلاق با طیف تفریقی الیوین گابرو، گابرو، دیوریت تا مونزونیت، توده نفوذی تالو یک سری تفریقی پیوسته از الیوین گابرو تا دیوریت، سنگ‌های آذرین منطقه طزره و کلاته رودبار با ترکیب گابرویی و در منطقه چشمه علی از نوع آلکالی الیوین بازالت هستند. در نمودارهای تعیین سری ماگمایی و محیط تکتونیکی، ماهیت آلکالن و جایگاه درون ورقه قاره‌ای این سنگ‌ها به اثبات رسیده است. بررسی تغییرات عناصر نادر خاکی و کمیاب نمونه‌های مناطق مورد مطالعه در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه، نشان‌دهنده غنی‌شدگی آن‌ها از LREE و عناصر شدیداً ناسازگار و تهی‌شدگی آن‌ها از HREE می‌باشد. با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی انجام شده در این تحقیق می‌توان گفت که ماگمای آلکالن سازنده سنگ‌های آلکالن مافیک قاعده سازند شمشک از ذوب بخشی درجه پائین (۱۰ تا ۱۵ درصدی) یک منبع گوشته‌ای غنی شده زیر لیتوسفر قاره‌ای با ترکیب گارنت - لرزولیتی در یک محیط کشتی درون قاره‌ای حاصل شده‌اند.

جمشیدی و همکاران (۱۳۹۰)، در مقاله‌ای به بررسی "زمین‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های بازیک قاعده سازند شمشک در مناطق طزره، کلاته رودبار و چشمه‌علی (شمال و شمال غرب دامغان)" پرداخته‌اند. بررسی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه به همراه نتایج حاصل از نمودار درجه ذوب بخشی، بیانگر اشتقاق ماگمای سازنده این سنگ‌ها از یک منبع گوشته زیر لیتوسفر قاره‌ای غنی شده با ترکیب گارنت پریدوتیت در یک محیط درون صفحه قاره‌ای می‌باشد.

جمشیدی و همکاران (۱۳۹۰)، در مقاله دیگری با عنوان "ژئوشیمی، پترولوژی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازیک آلکالن در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی" سنگ‌های بازیک آلکالن این منطقه را مورد مطالعه قرار داده‌اند.

رحمتی ایلخچی (۲۰۱۰) و (۲۰۱۱)، تکامل ماگمایی و دگرگونی مجموعه دگرگونی شترکوه، را مورد بررسی قرار داده‌است. وی این سنگ‌ها را غالباً ارتوگنیس‌های رخساره آمفیبولیت (تونالیت،

گرانودیوریت و گرانیت) همراه با آمفیبولیت و مقادیر کمی متاسدیمنت و میکاشیست معرفی کرده است. تعیین سنی که توسط روش U-Pb و بر روی زیرکن‌های موجود صورت گرفت، سن پروتولیت‌ها را اواخر نئوپروتوزوئیک ( $547 \pm 7$  Ma)، نشان داده است.

چکنی مقدم (۱۳۹۱)، در قالب رساله کارشناسی ارشد خود، به بررسی ساز و کار توزیع مذاب در دایک‌های مافیک قطع کننده مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر (شرق بیارجمند)، به وسیله روش AMS و تعیین موقعیت دیرینه مغناطیس آن‌ها پرداخته است.

اصغرزاده (۱۳۹۲)، زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر (واقع در شمال شرق منطقه مورد مطالعه) را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است. بر اساس این مطالعات، سه سری دایک بازیک - حد واسط شامل دایک‌های گابرویدیوریتی پرکامبرین، دایک‌های گابرویی ژوراسیک میانی و دایک‌های بازالتی الیگو-میوسن در منطقه دلبر وجود دارد (در پایان‌نامه ایشان دو سری آخر مورد بررسی قرار گرفته‌اند). بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، دایک‌های گابرویی ژوراسیک دارای ماهیت ساب‌آلکان و دایک‌های بازالتی الیگو - میوسن دارای ماهیت آلکان هستند. نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت برای دایک‌های گابرویی و بازالتی، غنی‌شدگی آن‌ها از LREE نسبت به HREE را نشان می‌دهد. این غنی‌شدگی می‌تواند توسط درجه ذوب بخشی پایین منبع گوشته‌ای و یا آرایش پوسته‌ای توجیه شود. بر اساس مطالعات پترولوژیکی، ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی از ذوب بخشی ۷ تا ۲۰ درصدی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی غنی شده در اعماق کمتر از ۸۰ کیلومتر و ماگمای سازنده دایک‌های بازالتی از ذوب بخشی ۵ درصدی یک منبع گوشته‌ای گارنت لرزولیتی غنی شده در اعماق ۱۰۵ تا ۱۱۰ کیلومتری تشکیل شده است. به طور کلی به نظر می‌رسد، این دایک‌ها در حوضه کششی - کافتی پشت کمانی اولیه ناشی از فرورانش مایل لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لیتوسفر قاره‌ای ایران مرکزی، به ترتیب در زمان‌های ژوراسیک میانی و الیگومیوسن تشکیل شده‌اند.

حسینی و همکاران (۱۳۹۲)، در قالب مقاله‌ای، سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و جایگاه چینه‌شناختی

اجتماعات دایکی دیابازی قطع کننده توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه را مورد مطالعه قرار داده‌اند بر اساس این مطالعات دایک‌های دیابازی مزبور ترکیب گابرویی دارند و طبق ویژگی‌های ژئوشیمیایی، ماهیت قلیایی تا کلسیمی- قلیایی داشته، ماگمای سازنده آن‌ها از ذوب بخشی ۸ تا ۲۰ درصدی منبع اسپینل لرزولیتی منشأ گرفته است. این ماگما در یک محیط زمین‌ساختی پشت کمانی مرتبط با فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی تشکیل شده است.

شفایی مقدم و همکاران (۲۰۱۳)، مجموعه دگرگونی چاه جم- بیارجمند را مورد مطالعه قرار داده‌اند. این مجموعه، بخش‌هایی از مجموعه‌های دلبر، بند هزارچاه، سفید سنگ و شترکوه را در بر می‌گیرد. به اعتقاد ایشان این مجموعه از توده‌های نفوذی قدیمی (گرانیت تا ارتوگنیس‌های تونالیتی) به همراه سنگ‌های رسوبی دگرگون شده، آمفیبولیت‌ها و پاراگنیس‌ها تشکیل شده است. دایک‌های گرانیتی و گرانودیوریتی دگرگون شده به درون ارتوگنیس‌ها و رسوبات دگرگون شده نفوذ کرده‌اند. سن‌های U-Pb این سنگ‌ها ۵۵۰ تا ۵۳۰ میلیون سال تعیین شده است و بر اساس نسبت‌های ایزوتوپ‌های Nd و Hf سنگ‌های گرانیتی حاوی پوسته قاره‌ای قدیمی احتمالاً متعلق به مزوپروتروزوئیک در منشأ خود هستند.

ابتهاج (۱۳۹۳)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی "پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های دیابازی در منطقه غرب بند هزارچاه"، پرداخته است. بر اساس مطالعات وی، مجموعه دگرگونی- آذرین بند هزارچاه، توسط یک سری دایک‌های کوارتزیدیوریتی به سن نئوپروتروزوئیک و اجتماعات وسیعی از دایک‌های گابرویی به سن ژوراسیک میانی قطع شده است. این سنگ‌ها در نمودارهای تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی، ماهیت ساب‌آلکالن و پشت کمانی نشان می‌دهند. همچنین در نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت، غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE نشان می‌دهند. این غنی‌شدگی می‌تواند ناشی از تاثیر سازندگان زون فرورانش و همچنین آرایش پوسته‌ای باشد. براساس مطالعات پترولوژیکی ماگمای تشکیل دهنده دایک‌های گابرویی از ذوب بخشی ۶ تا ۱۰ درصدی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی غنی شده واقع در اعماق کمتر از ۸۰ کیلومتر حاصل

شده است.

بلاغی (۱۳۹۳)، در رساله دکتری خود تحت عنوان پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)، به بررسی این منطقه پرداخته است. بر اساس مطالعات وی، سنگ‌های آذرین و دگرگونی در دو بخش شمال شرقی (کوه کلاته علاءالدین) و جنوب غربی منطقه (غرب کوه ملحدو) رخنمون دارند. مجموعه دلبر با مرز ناپیوسته توسط واحدهای رسوبی ژوراسیک و کرتاسه در ارتفاعات مرکزی منطقه معروف به کوه ملحدو پوشیده شده است. همچنین مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر و واحدهای سنگی ژوراسیک زیرین توسط دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی قطع شده‌اند. این دایک‌ها در آهک‌های ماسه‌ای و فسیل‌دار ژوراسیک بالایی (معادل سازند دلیچای) و آهک‌های کرتاسه زیرین (نئوکومین) نفوذ کرده و دارای سن ژوراسیک میانی هستند. بر اساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و تحلیل نتایج آنالیز شیمیایی، دایک‌های دیابازی قطع کننده مجموعه دلبر دارای ترکیبی معادل با گابرو و مونزوگابرو و ماهیت آلکالن تا ساب‌آلکالن هستند. این سنگ‌ها از ذوب بخشی درجه پایین یک منبع گوشته‌ای غنی شده اسپینل لرزولیتی و فاقد گارنت منشأ گرفته و در محیط‌های کشتی حوضه‌های پشت کمان ماگمایی ایجاد شده از فروانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لیتوسفر قاره‌ای ایران مرکزی در ژوراسیک میانی شکل گرفته‌اند. نتایج تعیین سن دایک‌های مافیک قطع کننده مجموعه دلبر به روش U-Pb بر روی آپاتیت‌های جدا شده از این سنگ‌ها، محدوده زمانی  $152 \pm 35$  Ma را نشان می‌دهد که معادل با ژوراسیک میانی می‌باشد و با روابط چینه‌شناسی آن‌ها با سنگ‌های میزبان‌شان کاملاً مطابقت دارد.

بلاغی و همکاران، (۱۳۹۳)، در مقاله‌ای تحت عنوان "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)" به بررسی دایک‌های مافیک منطقه مورد مطالعه پرداخته‌است. به اعتقاد ایشان این دایک‌های وابسته به ژوراسیک، مجموعه دگرگون پرکامبرین و سنگ‌های رسوبی تخریبی دگرگون شده تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین را قطع کرده‌اند ولی در آهک‌های ماسه‌ای ژوراسیک میانی و آهک‌های کرتاسه زیرین

ادامه ندارند. بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، این دایک‌ها دارای ماهیت قلیایی بوده و ماگمای سازنده آن‌ها از ذوب بخشی ۱۵ درصدی یک خاستگاه گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی منشأ گرفته است. این سنگ‌ها در یک محیط زمین‌ساختی پشت کمان و در ارتباط با کشش‌های پوسته قاره‌ای ایران مرکزی در اثر فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر آن تشکیل شده‌اند.

بلاغی و همکاران، (۲۰۱۴)، در مقاله دیگری با عنوان "تعیین سن زیرکن به روش U-Pb، ایزوتوپ Hf و ژئوشیمی شیست‌ها گنیس‌ها و گرانیت در مجموعه دگرگونی - آذرین، جنوب شرق شاهرود (ایران)، شاهدی بر تحولات ژئودینامیکی نئوپروتروزوئیک ایران مرکزی"، به تعیین سن و ژئوشیمی شیست‌ها و گنیس‌های مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر، جنوب شرق شاهرود پرداخته است.

بلاغی و همکاران، (۱۳۹۳)، در مقاله‌ای با عنوان "پترولوژی، ترموبارومتري و سن‌سنجی U-Pb سنگ‌های متاپلیتی مجموعه دگرگونی دلبر، منطقه بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)" منطقه مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر را مورد بررسی قرار داده است.

## ۱-۵- هدف از مطالعه

رخنمون‌های پراکنده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب کلی بازالتی همراه با توالی رسوبی - تخریبی ژوراسیک در حد فاصل سهل تا دلبر مشاهده شده است که تاکنون هیچ مطالعه جامعی بر روی آن‌ها صورت نگرفته است. در این منطقه سنگ‌های آتشفشانی (با ترکیب غالب بازالتی) و آتشفشانی رسوبی از بیشترین ضخامت برخوردارند. با توجه به پیدا شدن سنگ‌های با ماهیت مشابه در مناطق مجاور و در جنوب البرز و اهمیت آن‌ها در تفسیر محیط ژئودینامیکی، مطالعه و بررسی دقیق این سنگ‌ها می‌تواند ما را در شناخت ولکانیسم یا به عبارت کلی تر ماگماتیسم صورت گرفته در ژوراسیک زیرین تا میانی در شمال ایران مرکزی و جنوب البرز راهنمایی کند. در این تحقیق سعی شده است، اهداف ذیل تحقق یابند:

۱- تعیین نوع و ترکیب دقیق این سنگ‌ها.

- ۲- بررسی ماهیت ژئوشیمیایی آن‌ها به خصوص از نظر عناصر کمیاب.
- ۳- تعیین میزان گسترش این سنگ‌ها در منطقه و شناخت ارتباط این سنگ‌ها با واحدهای همراه.
- ۴- تعیین جایگاه ژئودینامیکی، تشکیل و جایگزینی آن‌ها.

## ۱-۶- روش انجام تحقیق

به منظور انجام این پژوهش، مطالعاتی به شرح ذیل صورت گرفته است:

بررسی دقیق تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی ورقه‌های رزوه و دره‌دایی به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ برای داشتن یک دید کلی از موقعیت جغرافیایی واحدهای سنگی منطقه.

استفاده از مقالات و پایان‌نامه‌های مربوط به منطقه مورد مطالعه از طریق جستجوی بانک‌های اطلاعاتی و اینترنت.

انجام عملیات صحرایی و میدانی به منظور بررسی روابط صحرایی دقیق واحدهای سنگی و برداشت حدود ۱۰۰ نمونه از سنگ‌های آذرین و رسوبی از مجموعه‌های سنگی مورد مطالعه و رخنمون‌های آن‌ها در مناطق مختلف و ثبت محل برداشت آن‌ها با استفاده از GPS و همچنین اصلاح نقشه زمین‌شناسی منطقه با استفاده از نرم افزارهای Arc GIS و Google Earth.

تهیه حداقل ۵۱ مقطع میکروسکوپی و انجام مطالعات پتروگرافی بر روی آن‌ها.

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

استفاده از نرم افزار GCDkit، برای پردازش داده‌های ژئوشیمیایی و تفسیر پتروژنز و محیط تکتونیکی سنگ‌های بازالتی.

نگارش مقالات و پایان‌نامه.

# فصل دوم

## زمین شناسی عمومی منطقه

## ۲-۱- مقدمه

نخستین بار اشتوکلین<sup>۱</sup> (۱۹۶۸)، با توجه به پیچیدگی‌های ساختاری و شرایط متفاوت رسوبی، ایران را به چند حوضه رسوبی - ساختاری جداگانه تقسیم کرد. این تقسیم‌بندی که بنیادی‌ترین تعبیر و تفسیر بود، مبنایی برای کار پژوهشگران بعدی شد. بعدها، با آگاهی‌های بیشتر، حقایق روشن‌تری از ویژگی‌های رسوبی - زمین‌ساختی ایران به دست آمد که ارائه تقسیم‌بندی‌های کامل‌تر منطقه‌ای را ممکن ساخت (آقناباتی، ۱۳۸۳). منطقه مورد مطالعه در این تحقیق، در تقسیم‌بندی واحدهای رسوبی - ساختاری ایران (آقناباتی، ۲۰۰۴)، در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱-۲). این منطقه، در بخش شرقی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲) و بخش غربی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی (قاسمی، ۱۳۸۳)، قرار دارد. در راستای این تحقیق، رخنمون‌های بازالتی ژوراسیک در شرق روستای سهل مورد بررسی قرار گرفته است.

خرده قاره ایران مرکزی بخشی از ایران میانی است که توسط زمین درزهای افیولیتی سیستان، نائین،

---

<sup>۱</sup>. Stocklin



بافت، گسل درونه و افیولیت‌های کاشمر- سبزوار و گسل‌های طویلی که به سمت غرب خمیدگی دارند، احاطه شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). این زون، که محل قدیمی‌ترین قاره ایران است در پالئوزوئیک و اوایل مزوزوئیک وضعیت پلاتفرمی داشته، ولی در اواخر مزوزوئیک و سنوزوئیک تبدیل به منطقه کوهزایی بسیار فعالی شده است (اشتوکلین، ۱۹۶۸). به طوری که از تریاس پسین تا کرتاسه پسین، خرده قاره ایران مرکزی، تحت تأثیر جنبش‌های زمین‌ساختی مهمی بوده است که با دگرشیبی و دگرگونی‌های عمده همراه بوده است. علاوه بر رخداد زمین‌ساختی لارامید، در مرز مزوزوئیک و سنوزوئیک، در زمان مزوزوئیک سه رخداد زمین‌ساختی مهم دیگر نیز بر زمین‌شناسی ایران اثرگذار بوده‌اند. نخستین رویداد، فاز سیمیرین پیشین در تریاس پسین است. رویداد دوم، سیمیرین میانی به سن ژوراسیک میانی است. اثرات رویداد سوم را در مرز ژوراسیک - کرتاسه می‌توان دید که فاز سیمیرین پسین است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

**الف- رخداد سیمیرین پیشین:** رخداد سیمیرین پیشین باعث تغییر چهره حوضه‌های رسوبی ایران شده و در تریاس میانی - بالایی هنگام حوضه‌های جداگانه‌ای در ایران شکل گرفته‌اند که شرایط جغرافیایی دیرینه و رسوبی آن‌ها با حوضه‌های رسوبی مجاور متفاوت بوده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). در مورد چگونگی عملکرد و ماهیت رخداد سیمیرین پیشین در ایران، نظریه‌های متفاوتی مطرح است. برای مثال اشتوکلین (۱۹۶۸)، این حرکات را بیشتر به صورت گسلش می‌داند تا چین‌خوردگی و اشتامفلی (۱۹۷۸)، سیمیرین پیشین را بیشتر خشکی‌زا می‌داند. در حالی که چین‌خوردگی، فعالیت‌های آتشفشانی، پلوتونیسم و دگرگونی این رویداد، شواهدی از یک کوهزایی است. پیامدهای سیمیرین پیشین در ایران به شرح ذیل هستند: (۱) تغییر در شرایط و نوع حوضه‌های رسوبی: در اکثر نقاط ایران، نهشته‌های تریاس بالا، ردیف‌های شیلی - ماسه‌سنگی همراه با سنگ‌های کربناتی است. (۲) تغییر در ژئودینامیک و جایگاه ورقه‌ها: از جمله پیامدهای سیمیرین پیشین همگرایی و برخورد دو ورقه ایران و توران و بسته شدن پالئوتتیس در تریاس پسین است. (۳) پدیده دگرگونی: ایران تحت تأثیر رخداد فشارشی سیمیرین پیشین به طور محلی متحمل بالازدگی‌ها، چین‌خوردگی‌ها و دگرگونی‌هایی

(در حد رخساره شیبست سبز) شده است و حوضه‌های رسوبی جدیدی به وجود آمده‌اند (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، در ناحیه ترود، آثار دگرگونی سیمیرین پیشین را گزارش کرده‌اند. دگرگون بودن ردیف‌های تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین، سبب شده تا افتخارنژاد، فاز دگرگونی ژوراسیک میانی را باور داشته باشد، هرچند عملکرد دو فاز جداگانه سیمیرین پیشین و میانی بیشتر محتمل است (آقاناتی، ۱۳۸۳). (۴) ایجاد فراپوم‌ها: فرسایش و بالازدگی‌های حاصل از عملکرد فاز فشارشی سیمیرین پیشین، موجب تشکیل نهشته‌های آواری گروه شمشک شده است که جایگزین نهشته‌های کربناتی سکوی قاره‌ای شده‌اند (آسرتو، ۱۹۶۶، سید امامی، ۲۰۰۳). (۵) ماگمازایی و (۶) کانه‌زایی.

در منطقه مشترک نیز می‌توان رسوب‌گذاری نهشته‌های ژوراسیک (معادل سازند شمشک) و سنگ‌های بازالتی و توده‌های نفوذی بازیک موجود در آن را به جنبش کوهزایی سیمیرین پیشین نسبت داد.

**ب- رخداد سیمیرین میانی:** بررسی چینه‌شناسی، ماگماتیسیم و دگرگونی ژوراسیک ایران بیانگر آن است که رویداد سیمیرین میانی، رویدادی کوهزادی است که با چین‌خوردگی، تکاپوی آتشفشانی، جای‌گیری توده‌های نفوذی و دگرگونی همراه است. به نظر می‌رسد رخداد سیمیرین میانی نتیجه برخورد بلوک‌های افغان و حاشیه جنوبی اوراسیا باشد. مهم‌ترین تأثیرات رویداد سیمیرین میانی بر زمین‌شناسی ایران عبارتند از: (۱) توقف در رسوب‌گذاری: در بخش گسترده‌ای از ایران شمالی و ایران مرکزی، ایست رسوبی و چرخه فرسایشی آشکاری در بین رسوب‌های ژوراسیک میانی وجود دارد، (۲) تکاپوهای آتشفشانی: بر پایه گزارش سید امامی (۱۹۹۰)، تکاپوهای آتشفشانی ژوراسیک میانی از ناحیه قفقاز و گرجستان، توسط پولینسکی گزارش شده است. حالت مشابهی توسط هوشمندزاده و همکاران، (۱۳۵۷)، در شمال غربی روستای سهل (ترود) گزارش شده است. در این منطقه در میان سنگ آهک، شیل و ماسه سنگ‌های ژوراسیک میانی، افق‌های چند متری از گدازه‌های آتشفشانی وجود دارد. چنین سنگ‌های ماگمایی همانند سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (شترکوه) می‌توانند حاصل عملکرد رویداد سیمیرین میانی باشند. (۳) ایجاد فراپوم، (۴) جای‌گیری توده‌های نفوذی و (۵)

کانه زایی.

ج- رخدادهای سیمیرین پسین: این رخداد در زمان نئوکومین (پیش از بارمین، کرتاسه زیرین) رخ داده است. در اثر این رخداد، پسروری دریا و خروج زمین از آب صورت گرفته و چرخه‌های فرسایشی پیش از بارمین، گاه با حذف سنگ‌های کرتاسه زیرین و ژوراسیک فوقانی همراه بوده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). در اکثر نقاط ایران، رسوبات کرتاسه به طور دگرشیب بر روی طبقات ژوراسیک قرار می‌گیرد. نتیجه فاز کوهزایی سیمیرین پسین، پیدایش دگرگونی‌ها و توده‌های آذرینی است که به ویژه در طول نوار سندانج - سیرجان اثرات آن بیشتر است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).

بلاغی (۱۳۹۳)، با انجام مطالعات سن‌سنجی بر روی دایک‌های مافیک قطع‌کننده مجموعه دلبر توسط روش U-Pb بر روی آپاتیت‌های جدا شده از این سنگ‌ها، محدوده زمانی  $152 \pm 35$  Ma که معادل با ژوراسیک میانی می‌باشد، را برای دایک‌های مافیک موجود در این منطقه تعیین کرده است. واحدهای سنگی موجود در منطقه شترکوه، شامل سنگ‌های دگرگونی (پرکامبرین)، تریاس، ژوراسیک، کرتاسه، ماگماتیسم مربوط به پالئوژن، سنگ‌های رسوبی پس از آن و نهشته‌های کواترنری است.

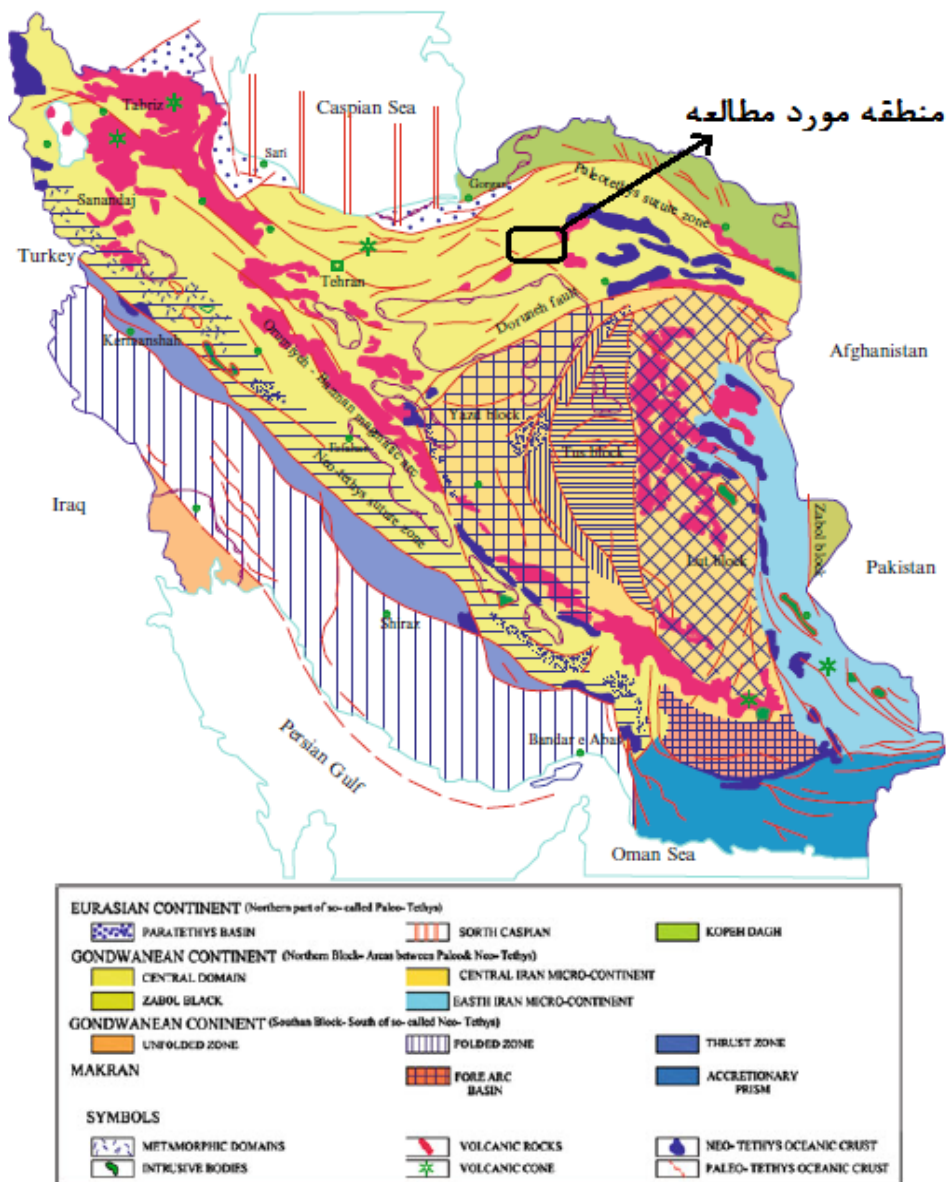
## ۲-۲- واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه

واحدهای سنگی موجود در این منطقه را می‌توان بر اساس سن زمین‌شناسی آن‌ها، (شکل‌های ۲-۲ و ۳-۲) به صورت ذیل تقسیم کرد:

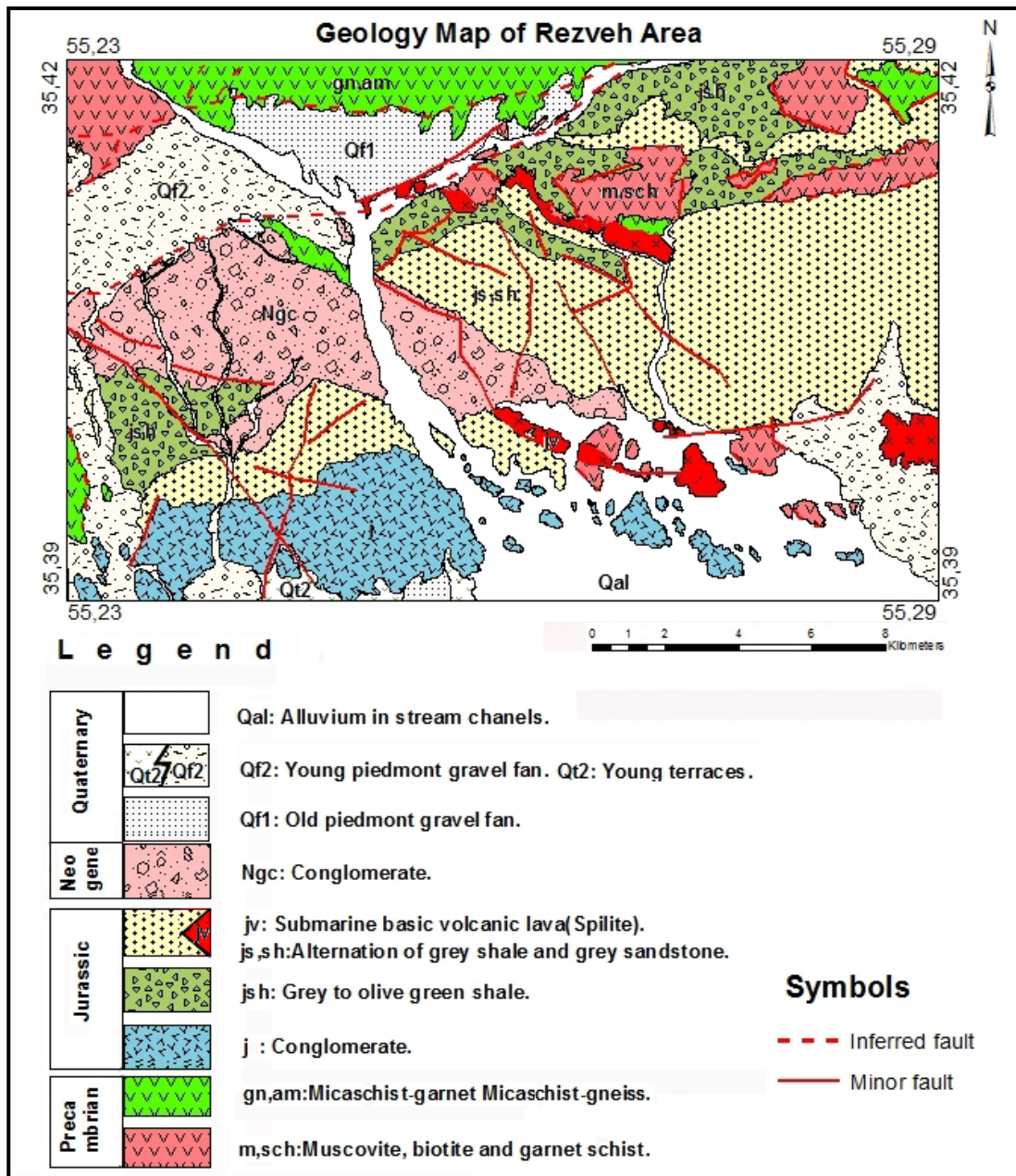
- ✓ واحدهای دگرگونی پرکامبرین
- ✓ واحدهای سنگی تریاس
- ✓ واحدهای سنگی ژوراسیک
- ✓ واحدهای سنگی کرتاسه
- ✓ واحدهای سنگی پالئوژن

✓ واحدهای سنگی نئوژن

✓ واحدهای کواترنری

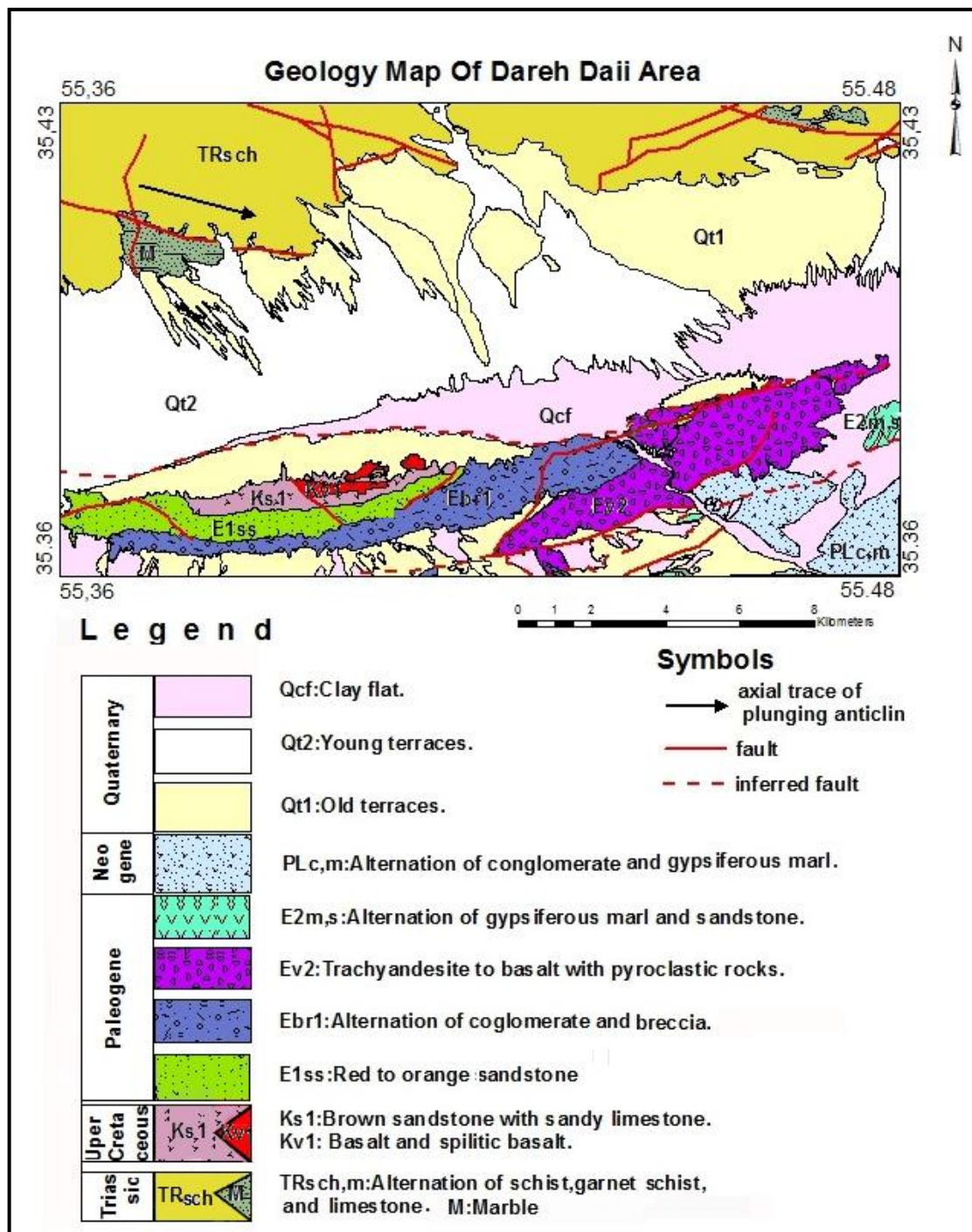


شکل ۱-۲- نقشه پهنه‌های ساختاری- رسوبی ایران (آقاباتی، ۲۰۰۴)، منطقه شترکوه، در حاشیه شمالی زون ایران مرکزی قرار گرفته است.



شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه شترکوه (رزوه)، که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم‌افزار (Arc GIS) تهیه شده است.





شکل ۲-۳- نقشه زمین‌شناسی منطقه شترکوه (دره‌دایی)، که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم‌افزار (Arc Arc GIS) تهیه شده است.

## ۲-۲-۱- واحدهای دگرگونی پرکامبرین

این واحدهای دگرگونی در قسمت‌های شمالی منطقه شترکوه، بیشترین گسترش را دارند (شکل ۲-۴)

و عموماً شامل میکاشیست و گنیس با ساخت چشمی هستند.



شکل ۲-۴- دورنمایی از سنگ‌های دگرگونی مجموعه شترکوه در شمال منطقه شترکوه (دید به سمت شمال غرب).

**الف- میکاشیست‌ها:** این سنگ‌ها، قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه شترکوه، را تشکیل می‌دهند، مرز این واحد سنگی با واحدهای بالا و پایین به درستی مشخص نیست. این سنگ‌ها غالباً دارای رنگ‌های سبز تیره تا سیاه و شیستوزیته مشخص ناشی از جهت‌یابی میکاها هستند (شکل ۲-۵). میکاشیست‌ها به دلیل حضور فراوان بیوتیت دارای سطوح بسیار براق هستند، همچنین برگوارگی بارز سنگ‌های میکاشیستی نیز ناشی از حضور فراوان بیوتیت و جهت یافتگی ترجیحی آنهاست.

در برخی از میکاشیست‌ها، پورفیروبلست‌های گارنت مشاهده می‌شود که نشانگر آغاز زون گارنت است (شکل ۲-۶). با پیدایش گارنت در میکاشیست‌ها، این سنگ‌ها به تدریج به سنگ‌های گنیسی تبدیل می‌شوند. نحوه بروز دگی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در ساختاری طاق‌دیس مانند رخنمون یافته‌اند. به سمت بخش‌های مرکزی طاق‌دیس، سنگ‌های گنیسی و در نهایت گرانیت‌ها رخنمون دارند (بلاغی، ۱۳۹۳).

در بعضی قسمت‌های منطقه شترکوه، میکاشیست‌ها دچار ذوب‌بخشی شده و میگماتیت‌زایی در آنها رخ داده است. این رخداد، محصول دگرگونی ناحیه‌ای دمای بالا در زمان پرکامبرین، است (قاسمی و

آسیابانها، ۱۳۸۵). میگماتیت‌ها، سنگ‌های مخلوط لایه‌ای هستند، که از تناوب لایه‌های روشن گرانیتی و سنگ‌های دگرگونی تیره رنگ کاملاً برگواره (شیست‌ها و گنیس‌ها)، تشکیل شده‌اند. به اعتقاد پترولوژیست‌ها، میگماتیت‌ها، نمایانگر ذوب بخشی موضعی و جدایش تحت فشار مذاب، به درون لایه‌هایی در بین مواد ذوب نشده باقی‌مانده هستند. به این صورت که پس از ذوب بخشی موضعی سنگ‌های پلیتی درجه بالا، جدایش مذاب گرانیتی به صورت لایه‌های روشن در میان پسمانده تیره‌رنگ تهی‌شده‌ای که پس از خارج شدن مذاب بر جای مانده است، صورت می‌گیرد (همام و همکاران، ۱۳۸۹).



شکل ۲-۵- نمایی از پورفایروبلست‌های گارنت در میکاشیست‌های جنوب جمیل.

ب- گنیس‌ها: از دیگر سنگ‌های دگرگونی در گروه متاپلیت‌ها، گنیس‌ها هستند، که وسعت زیادی از منطقه شترکوه را به خود اختصاص داده‌اند و به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند. دایک‌های دیابازی به طور وسیعی در آن‌ها نفوذ کرده‌اند و قطعات گنیسی را در بر گرفته‌اند، به همین دلیل، زمان نفوذ دایک‌ها بعد از تشکیل گنیس‌ها بوده است. همانطور که در بخش قبل اشاره شد، سنگ‌های دگرگونی در این منطقه (شترکوه)، در ساختاری طاق‌دیس گونه رخنمون یافته‌اند. سنگ‌های گنیسی در قسمت‌های میانی این ساختار طاق‌دیس مشاهده می‌شوند. سنگ مادر آن‌ها، احتمالاً گریوکی - پلیتی بوده که متحمل چندین مرحله دگرگونی شده است (اصغرزاده، ۱۳۹۲). سبک دگرگونی اصلی



آن‌ها، از نوع ناحیه‌ای دمای بالا و شرایط رخساره آمفیبولیت میانی - بالایی بوده و سپس دگرگونی‌های برگشتی و دینامیکی را متحمل شده‌اند (قاسمی و آسیابانها، ۱۳۸۵). همچنین در آن‌ها رگه‌هایی از کوارتز و فلدسپات، دیده می‌شود (شکل ۲-۶). در این سنگ‌ها گارنت‌های دانه درشت فراوانی در اندازه چند میلی متر تا یک سانتی‌متری مشاهده می‌شود. سنگ‌های گنیسی با نواربندی گنیسی یا ساخت گنیسوزیته مشخص می‌شوند. تفکیک باندهای تیره (غنی از بیوتیت و گارنت) و روشن (غنی از کوارتز و فلدسپار)، در ایجاد نواربندی گنیسی نقش داشته است. در سنگ‌های گنیسی بافت چشمی به فراوانی مشاهده می‌شود.

این چشم‌ها را بیشتر فلدسپات قلیایی تشکیل می‌دهد، که در اثر میلونیتی شدن به صورت چشم در آمده‌اند (هوشمندزاده و همکاران ۱۳۵۷).

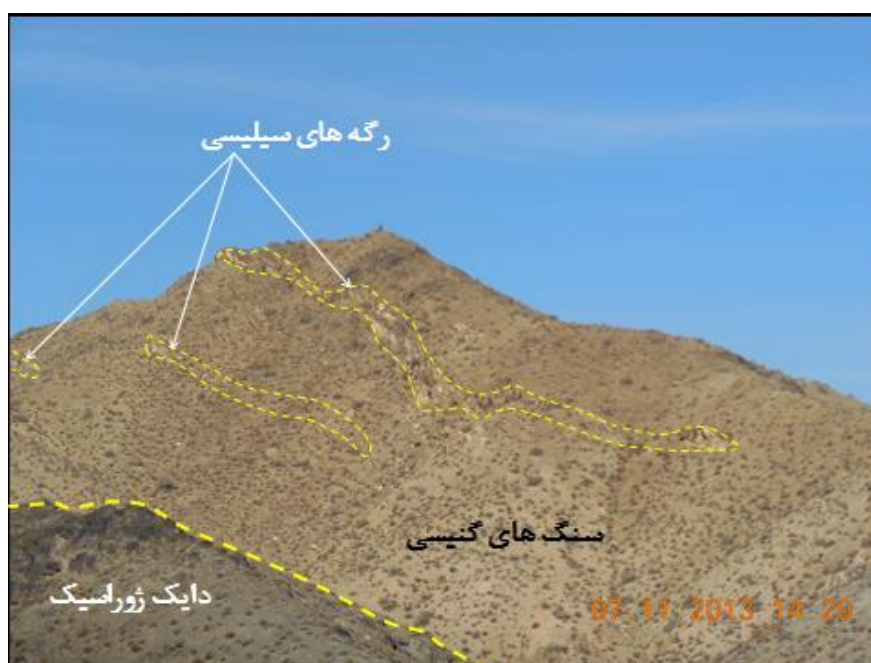
نواربندی گنیسی و رشد پورفیروبلاست‌های گارنت و آلکالی فلدسپار در سنگ‌های گنیسی از ویژگی‌های تفکیک کننده آن‌ها از میکاشیست‌هاست. همچنین به اعتقاد بلاغی (۱۳۹۳)، حضور بقایای گارنت میکاشیستی در لابلاهای سنگ‌های گنیسی و حتی گرانیت گنیسی به صورت آنکلاوهای تیره رنگ در اندازه‌های مختلف از چند سانتیمتری تا تقریباً یک متری، این امر را مورد تأیید قرار می‌دهد.



شکل ۲-۶- تصاویری از ردیف شدگی بلورهای کوارتز، بیوتیت و فلدسپات، در نمونه‌های گنیسی.

در منطقه شترکوه در بعضی از رخنمون‌ها، محصول واکنش‌های دگرگونی آبزدا (رگه‌های سیلیسی)، را می‌توان مشاهده کرد. ضخامت این رگه‌ها گاه به ۲۰ تا ۵۰ سانتیمتر هم می‌رسد که بعضی از آن‌ها

دارای آغشتگی به اکسیدهای آهن هستند (شکل ۲-۷). به وجود آمدن رگه‌هایی از کانی‌ها در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، یکی از ویژگی‌های این سنگ‌هاست که در بین آن‌ها کوارتز فراوان‌ترین کانی است. به اعتقاد بعضی پژوهشگران این رگه‌های همزمان با دگرگونی، در نتیجه گسیختگی ناشی از کشش در سنگ به وجود آمده‌اند. در واقع این گسیختگی در اثر قرارگیری در زون برشی، فشار سیال منفذی و همگام با پیشرفت واکنش‌های آزاد شدن مواد فرار به وجود می‌آید. مکانیسم و سرعت جریان سیال تا حد زیادی تابع گرادیان‌های دما، فشار سیال و نفوذپذیری کلی سنگ است (قاسمی، ۱۳۷۸).



شکل ۲-۷- تصویری از نفوذ دایک گابرویی و رگه‌های سیلیسی ایجاد شده در داخل واحد گنیسی (دید به سمت شمال شرق).

## ۲-۲-۲- واحدهای سنگی تریاس

واحدهای سنگی تریاس در شمال منطقه شترکوه، رخنمون قابل ملاحظه‌ای دارند. این واحدها شامل سنگ آهک، دولومیت، همراه با میان لایه‌هایی از شیست هستند. این سنگ آهک‌ها به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره دیده می‌شوند و متبلور، نازک لایه با میان لایه‌هایی از شیست هستند. مرز بالا و پایین این واحد به طور دقیق مشخص نیست و سن احتمالی آن پرمین تا تریاس است.

(رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۹).

### ۳-۲-۲- واحدهای سنگی ژوراسیک

واحدهای سنگی ژوراسیک، در اکثر بخش‌های منطقه شترکوه رخنمون دارند و شامل توالی کنگلومرا، شیل، تناوب شیل و ماسه سنگ و واحد آندزی بازالت و دایک‌های دیابازی هستند.

**الف- واحد کنگلومرای:** این واحد، به رنگ خاکستری متمایل به سبز، در بخش‌های جنوبی منطقه شترکوه، گسترش دارد. دارای جورشدگی متوسط و گردشدگی خوب است. اندازه قلوها بین نیم سانتیمتر تا یک متر و به طور میانگین ده سانتیمتر و غالباً از جنس گنیس‌ها و گرانیتهای پرکامبرین است (شکل ۲-۸). این واحد شامل، کنگلومرای چندزادی است. دایک‌های دیابازی، کنگلومراهای سرشار از قلوه سنگ‌های گرانیتهای و گنیسی پرکامبرین و ماسه سنگ‌های آرکوزی، به سن اواخر تریاس تا ژوراسیک پیشین که ضخامت آن‌ها گاه تا بیش از ۱۵۰۰ متر است را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۹)؛ (حسینی و همکاران، ۱۳۹۲).

وجود این کنگلومرای چندزادی ضخیم نشان‌گر آن است، که به دنبال فاز کوهزایی سیمیرین پیشین در اواخر تریاس، منطقه دچار بالازدگی و فرسایش شدید شده و توالی رسوبی تخریبی ضخیم، معادل سازند شمشک را در حوضه‌های کششی فروافتاده محلی برجای گذاشته است (بلاغی، ۱۳۹۳).



شکل ۲-۹- کنگلومرای چندزادی حاوی قطعه گنیسی.



شکل ۲-۸- نمایی از واحد کنگلومرای موجود در جنوب شرقی، منطقه شترکوه، (دید به سمت غرب).

ب- واحد شیلی: واحد شیلی به رنگ خاکستری تیره با رنگ هوازده متمایل به سبز، در قسمت‌های مرکزی و شمال شرقی منطقه شترکوه رخنمون دارد. این واحد دارای درزه‌های فراوان است، که به صورت مورب سطح لایه‌بندی را قطع می‌کند، سن این واحد براساس جایگاه چینه‌شناسی، اوایل ژوراسیک در نظر گرفته شده است (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲).

همچنین بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط دکتر فخر (۲۰۰۶)، در این بخش شیلی فسیل‌های گیاهی از نوع:

(*Genus Klukia Raciborsky, Genus Coniopteris Brongniart, Genus Cladophlebis Brongniart, cf. Genus Labifolia Rasskazova et Lebedev*).

وجود دارند که حائز اهمیت می‌باشند (حسن زاده، ۲۰۰۸، در ابتهاج، ۱۳۹۳).

همچنین با مشاهده آثار گیاهی نظیر برگ و ساقه در شیل‌های قاعده این توالی و بلمنیت و آمونیت همراه با واحدهای آهکی ماسه‌ای، سن اواخر تریاس - ژوراسیک زیرین برای این توالی رسوبی در نظر گرفته شده است (حسینی، ۱۳۹۲).

ج- تناوب شیل و ماسه سنگ: این واحد در برگیرنده تناوبی از شیل‌ها و ماسه سنگ‌های خاکستری تا قهوه‌ای با لایه بندی نازک است و رخنمون قابل ملاحظه‌ای در منطقه دارد و همراه با میان لایه‌های آهک ماسه‌ای و به مقدار کم، کنگلومرا و میکروکنگلومرا (معادل سازند شمشک) است (شکل ۲-۱۰). شیل‌ها به رنگ خاکستری متمایل به سبز هستند. در بخش‌های زیرین، ضخامت شیل‌ها زیاد و مقدار ماسه‌سنگ‌ها کم است، حال آنکه، در بخش بالایی، بر مقدار ماسه‌سنگ‌ها افزوده می‌شود (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲).





شکل ۲-۱۰- دور نمایی از تناوب شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک، در منطقه شترکوه، (دید به سمت شمال غرب).

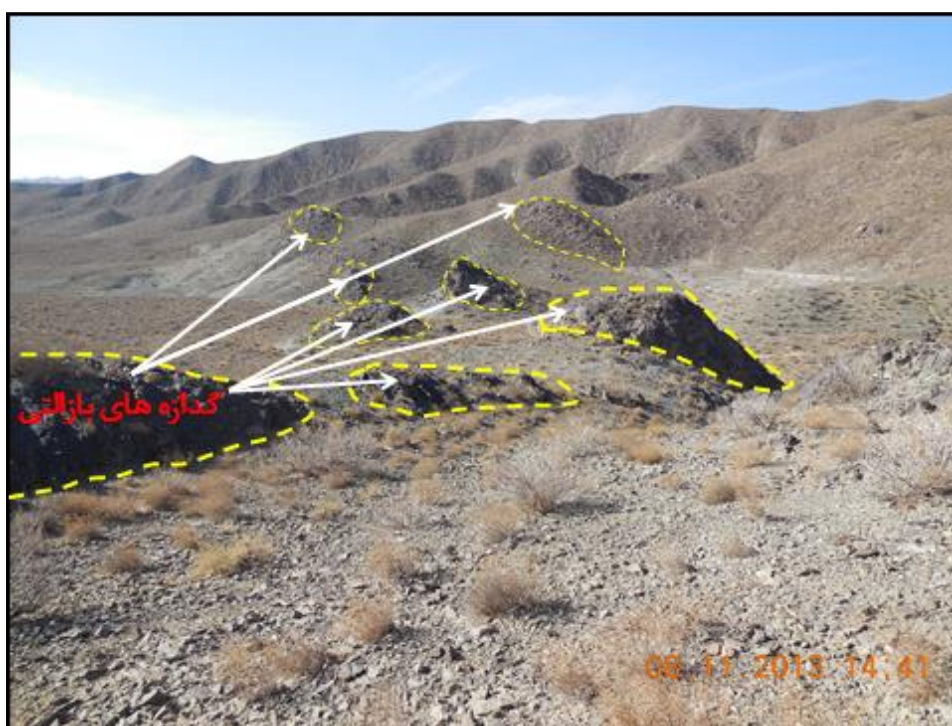
#### د- واحد بازالتی و دایک‌های دیابازی

این سنگ‌ها، در قسمت‌های مرکزی و جنوب شرق منطقه شترکوه در جنوب جمیل و قسمت‌های شمالی منطقه شترکوه در غرب نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی، قرار گرفته‌اند، و به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شوند (شکل ۲-۱۱).



شکل ۲-۱۱- نمای کلی از واحد بازالتی مربوط به ژوراسیک (دید به سمت شمال غرب).

فعالیت ماگمایی در منطقه شترکوه، به صورت دایک، توده‌های نفوذی کوچک و بزرگ و روانه‌های بازالتی دیده می‌شود (شکل ۲-۱۲). یکی از ویژگی‌های بارز این روانه‌های بازالتی، ساخت بالشی و حضور فراوان حفرات در آن‌ها است. این حفرات غالباً توسط کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت، کلسیت و کوارتز پر شده‌اند و بیشتر در بخش فوقانی گدازه‌ها دیده می‌شوند. با توجه به اینکه بادامک‌ها حفرات اولیه حاصل از خروج گاز از بخش فوقانی گدازه‌ها هستند، از این ویژگی مهم جهت تشخیص مرز بین روانه‌های مختلف استفاده شده است.



شکل ۲-۱۲- تصویری از توده‌های نفوذی کوچک و بزرگ و گدازه‌های بازالتی موجود در شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک (معادل سازند شمشک)، (دید به سمت شمال شرق).

فوران بازالتی شکافی یا نقطه‌ای با دبی ناچیز، گدازه‌های خاص بالشی تولید می‌کند (شکل ۲-۱۴). هسته بالش یکی از مواردی است که جهت توصیف یک گدازه بالشی باید به آن توجه داشت، فرق هسته بالش از پوسته آن اساساً مربوط به مقدار حباب‌های گاز موجود در آن است. اگر گدازه در هنگام تبلور حاوی حباب‌های اندک باشد، مقداری از حباب‌های محبوس مانده در بالش به پوسته شیشه‌ای آن می‌چسبد. بنابراین، بالشی با حباب‌های حاشیه‌ای خواهیم داشت (شکل ۲-۱۳) (درویش‌زاده،



(۱۳۸۱).

به طور کلی فعالیت ماگمایی در ژوراسیک در محیط‌های کششی مربوط به کافت‌های پشت کمان صورت گرفته است. در این محیط‌ها، ایجاد شکستگی‌ها و گسل‌های موازی و صعود و تزریق ماگما در امتداد آن‌ها سبب شکل‌گیری دایک‌های موازی شده است. معمولاً با تشدید کشش در این محیط‌های زمین‌ساختی، ماگماتیسم به شکل فعالیت آتشفشانی ظاهر می‌شود. در این صورت جریان‌های گدازه، غالباً به شکل‌گیری گدازه‌های بازالتی به صورت بین لایه‌ای با سنگ‌های رسوبی و یا سنگ‌های آتشفشانی تخریبی از نوع توفی می‌انجامد (شکل‌های ۲-۱۵ و ۲-۱۶) (بلاغی، ۱۳۹۳).



شکل ۲-۱۴- تصویری از شکل کروی یک گدازه بالشی، در منطقه شترکوه.



شکل ۲-۱۳- تصویری از حباب‌های گاز موجود در حاشیه یک گدازه بالشی در منطقه شترکوه.



شکل ۲-۱۶- تصویری از اختلاط گدازه بازالتی و آهک در منطقه شترکوه.



شکل ۲-۱۵- تصویری از رخساره هیالوکلاستی در بین گدازه‌های بالشی.

در اطراف منطقه شترکوه از جمله بندهزارچاه (حسینی، ۱۳۷۴، ابتهاج، ۱۳۹۳ و حسینی ۱۳۹۲)، شترکوه (رحمتی ایلخچی، ۲۰۰۹) و دلبر (جنوب شرق شاهرود، اصغرزاده، ۱۳۹۲ و بلاغی، ۱۳۹۳) نیز

دایک‌های مشابهی رخنمون دارند. این سنگ‌ها مجموعه دگرگونی و گرانیتوئیدهای نئوپروتروزوئیک و همچنین سنگ‌های رسوبی تخریبی تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین (معادل با سازند شمشک) را قطع کرده‌اند، اما در آهک‌های ماسه‌ای و فسیل‌دار ژوراسیک بالایی و آهک‌های کرتاسه زیرین ادامه ندارند. بنابراین، می‌توان سن اواخر ژوراسیک میانی را برای آن‌ها در نظر گرفت.

در سازند شمشک در زون البرز شرقی نیز دایک‌های مشابهی نفوذ کرده‌اند، که در آهک‌های سازند دلیچای به سن ژوراسیک بالایی ادامه ندارند (جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲). مقایسه این دایک‌ها با سنگ‌های منطقه شترکوه نشان می‌دهد، که هر دو گروه دارای جایگاه چینه‌شناختی، سن، پتروژنز و به طور کلی ویژگی‌های ژئوشیمیایی بسیار مشابهی هستند.

این دایک‌ها می‌توانند، دارای منشأ ماگمایی واحدی با سنگ‌های آتشفشانی قاعده ژوراسیک میانی باشند. در بخش‌هایی که فعالیت ماگمایی ژوراسیک در محیط کافی صورت گرفته باشد نتیجه آن به صورت جریان گدازه‌های بازالتی بوده است، و اگر فعالیت‌های ماگمایی در بخش‌های سکوه‌های قاره‌ای کافت و به سمت قاره‌ها باشد، به صورت نیمه عمیق و عمیق و به شکل تشکیل دایک‌ها رخنمون یافته است (بلاغی، ۱۳۹۳).

## ۲-۲-۴- واحدهای سنگی کرتاسه

واحدهای سنگی کرتاسه در قسمت‌های جنوبی منطقه شترکوه گسترش دارند و شامل تناوبی از آهک‌های ماسه‌ای خاکستری رنگ و واحد بازالتی اسپیلیتی هستند، که در ادامه به شرح آن‌ها خواهیم پرداخت:

**الف- آهک‌های ماسه‌ای خاکستری و ماسه‌سنگ:** این واحد، به رنگ خاکستری با ضخامت حدود ۵۰ تا ۶۰ متر بر روی آهک‌های کرم- خاکستری رنگ ژوراسیک رخنمون دارد. این آهک‌ها بر خلاف آهک‌های ژوراسیک که دارای لایه‌بندی مشخص هستند، فاقد لایه‌بندی هستند. رگه‌های بی‌شمار سیلیسی شیری رنگ، لایه‌های مختلف ماسه‌سنگ را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۱۸). این واحد شامل

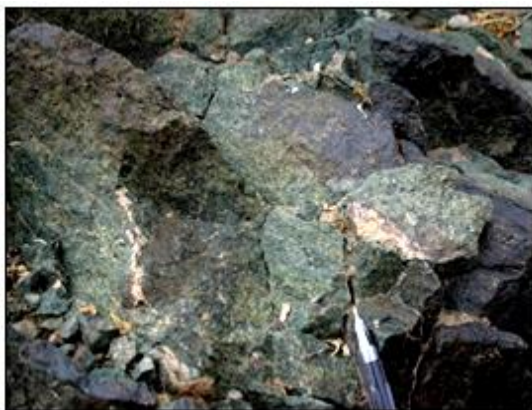


آهک‌های حاوی اربیتولین، اینوسراموس و دوکفه‌ای‌های بزرگ به سن کرتاسه زیرین هستند که با ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی توالی تخریبی- کربناته ژوراسیک قرار گرفته‌اند. به دلیل وجود ریز فسیل‌های:

*Cylindroporella sp, Dictyoconus sp, Orbitolina sp, Lithocodium aggregatum, Shell fragments و Textularids, Miliolides, Dasycladacea*

در این سنگ‌ها، سن آن‌ها در محدوده کرتاسه زیرین قرار می‌گیرند (خلعتبری، ۱۳۷۷).

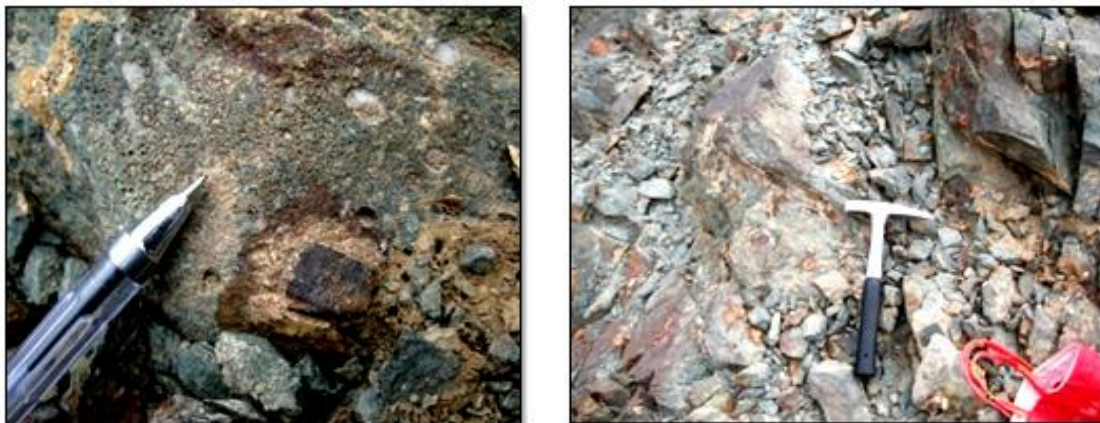
ب- واحد بازالت اسپیلیتی: این واحد با رنگ سبز تیره تا خاکستری تیره دیده می‌شود و به لحاظ درجه دگرسانی، متغیر بوده و کلریتی شدن، دگرسانی غالب در این مجموعه سنگی است (شکل ۲-۱۹). نمونه‌های سنگی موجود در این واحد سنگی، دارای حفره‌های فراوان است. این حفرات توسط کانی‌های ثانویه از قبیل کربنات کلسیم و به مقدار کمتر اپیدوت، کلریت و کوارتز پر شده‌اند. کانه‌زایی مس در این واحد بازالتی دیده می‌شود به این صورت که این سنگ‌ها حاوی تعداد زیادی از بلورهای پیریت و کالکوپیریت هستند، که نشانگر حضور فراوان سولفور در ماگمای سازنده این واحد است (شکل ۲-۲۰).



شکل ۲-۱۹- تصویری از کلریت زایی (آلتراسیون اسپیلیتی)، در واحد آندزی بازالتی.



شکل ۲-۱۸- رگه سیلیسی موجود در واحد ماسه سنگی در منطقه شترکوه.



شکل ۲-۲۰- تصاویری از حضور فراوان کانی‌های پیریت و کالکوپیریت در منطقه شترکوه، که از حاشیه در حال دگرسانی (به هماتیت)، هستند و حفراتی که توسط کانی‌های ثانویه پر شده‌اند.

### ۲-۲-۵- واحدهای سنگی پالئوژن

واحدهای سنگی پالئوژن که در قسمت‌های جنوبی منطقه شترکوه، برونزد دارند و شامل ماسه‌سنگ آرکوزی، تناوب کنگلومرا و رسوبات برشی، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-تخریبی ائوسن و تناوب مارن و ماسه‌سنگ می‌باشند:

**الف- ماسه‌سنگ آرکوزی:** این واحد در قسمت جنوبی منطقه شترکوه با ضخامتی نزدیک به ۱۰۰۰ متر با ناپیوستگی زاویه‌دار، بر روی واحدهای تخریبی کرتاسه پیشین و در زیر واحدهای ائوسن پیشین گسترش دارد. این واحد ماسه سنگی، قرمز رنگ و با سیمان آهکی آغشته به اکسید آهن است. با توجه به جایگاه چینه‌شناسی این واحد و گسترش توالی‌های ائوسن بر روی آن‌ها، سن پالئوسن به آن نسبت داده شده است (قاسمی، ۱۳۸۳).

**ب- تناوب کنگلومرا و رسوبات برشی:** این واحد، در قسمت جنوبی منطقه شترکوه، بر روی واحدهای تخریبی کرتاسه پیشین قرار دارد و توسط واحدهای آتشفشانی ائوسن پوشیده شده است. واحد مذکور شامل، طبقات ضخیمی از برش‌های رسوبی است، قطعات این واحد با یک سیمان ماسه‌ای آهکی قرمز رنگ به یکدیگر چسبیده‌اند. دایک‌های تغذیه کننده واحدهای آتشفشانی ائوسن، طبقات سازنده واحد برشی را قطع کرده‌اند که درون آن‌ها می‌توان بیگانه سنگ‌هایی از جنس واحدهای برشی مشاهده

کرد. کنگلومرای پالئوسن حاوی قطعاتی از گرانیت‌ها، سنگ‌های دگرگونی، دایک‌های دیابازی و همچنین آهک‌های کرتاسه بوده و لایه‌بندی مشخصی نشان می‌دهد.

تفاوت کنگلومرای پالئوسن با کنگلومرای ژوراسیک وجود قطعاتی از آهک‌های کرتاسه در این کنگلومرا و همچنین کنگلومرای ژوراسیک به صورت متناوب همراه با شیل و ماسه سنگ رخنمون دارد و به صورت میکروکنگلومرا نیز دیده می‌شود (بلاغی، ۱۳۹۳).

با توجه به وجود فسیل‌های نومولیت و تبدیل تدریجی این واحد به واحد برشی، سن ائوسن پیشین به این واحد نسبت داده شده است.

**ج- سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-تخریبی ائوسن:** این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری متمایل به سبز دیده می‌شوند. در بخش‌های جنوب شرقی منطقه شترکوه، به صورت توالی ضخیمی از سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی تخریبی و آتشفشانی رسوبی متعلق به ائوسن رخنمون دارند. این توالی آتشفشانی-رسوبی بر روی واحد کنگلومرای ماسه‌سنگی پالئوسن رخنمون دارد. به اعتقاد الهیاری، (۱۳۸۹) سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دارای طیف ترکیبی اولیوین بازالت، تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت هستند که بیانگر یک سری تفریقی از اولیوین بازالت تا تراکی آندزیت می‌باشند.

در ابتدای ائوسن با فعالیت تکتونیکی، دریای کم‌عمقی بر روی منطقه پیشروی کرده و باعث رسوب‌گذاری کنگلومرای ریزدانه می‌شود. در اواسط ائوسن با فعالیت مجدد تکتونیکی در منطقه، جریان‌های بازالتی ایجاد می‌شوند. با خارج شدن توالی آتشفشانی رسوبی از آب مجدداً در اواخر ائوسن - اوایل الیگوسن به زیر آب رفته و رسوبات آهکی - مارنی فسیل‌دار بر روی آن‌ها نهشته شده‌اند (مردانی و همکاران، ۱۳۹۰).

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دارای حفرات پر شده توسط کوارتز و بافت بادامکی هستند. مطالعات رخساره‌شناسی این گدازه‌ها از اهمیت خاصی برخوردار است. مشاهدات صحرائی وجود حداقل سه رخساره آتشفشانی شامل آگلومرا، گدازه‌های بالشی و نهشته‌های اپی‌کلاستی را نشان می‌دهد (مردانی

و همکاران، ۱۳۹۰).

د- **تناوب مارن و ماسه‌سنگ:** این واحد در قسمت جنوب شرقی منطقه قرار دارد و شامل تناوبی از لایه‌های مارنی ژئوپس‌دار کرم‌رنگ و ماسه سنگ‌های دانه درشت به همراه عدسی‌های کنگلومرایی بوده و با مورفولوژی ملایم در منطقه مورد مطالعه گسترش دارد. میکروفسیل‌های بررسی شده در بخش‌های آهکی این واحد معرف سن ائوسن میانی برای این واحد است. سنگ‌های آذرین بازیک، این واحد را قطع کرده‌اند که این رخداد می‌تواند نشانگر وجود تکاپوهای آذرین با ترکیب همسان واحد سنگ‌های آتشفشانی، پس از ته نشست واحد مارنی و ماسه سنگی باشد (قاسمی، ۱۳۸۳).

## ۲-۲-۶- واحدهای نئوژن

واحدهای نئوژن در منطقه مورد مطالعه شامل گستره‌ای از واحدهای کنگلومرایی می‌باشد:

**کنگلومرای چندزادی:** در شمال شرقی روستای سهل برونزد دارد. به رنگ خاکستری متمایل به قرمز و ضخیم لایه است. جورشدگی ضعیف تا متوسط و گردشدگی خوب دارد. اندازه قلوه‌ها بین یک سانتی‌متر تا یک متر و قطر متوسط آن‌ها بین پنج تا ده سانتی‌متر است. توالی سازنده این واحد شامل کنگلومرای چندزادی و مارن‌های ژئوپس‌دار است (شکل‌های ۲-۲۱ و ۲-۲۲). اجزای تشکیل دهنده آن از تمام واحدهای سنگی اعم از دوران اول تا نئوژن نشأت گرفته‌اند و بیشتر شامل سنگ‌های آتشفشانی، سنگ‌های رسوبی و سنگ‌های دگرگون شده می‌باشند. به ندرت در آن‌ها قطعات سنگ‌های آهکی دیده می‌شود. این نهشته‌ها دارای سیمان سست هستند.

احتمالاً فعالیت‌های خشکی‌زایی در این زمان که در تمام ایران نیز گسترش زیادی داشته، در تشکیل این واحد مؤثر بوده و مسلماً محیط پیدایش آن از نوع قاره‌ای بوده است (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲).



شکل ۲-۲۲- تصویر از کنگلومرای پلی‌ژنیک در جنوب جمیل.



شکل ۲-۲۱- تصویر از کنگلومرای پلی‌ژنیک در جنوب جمیل.

## ۲-۲-۷-واحدهای کواترنر

واحدهای کواترنر در منطقه شترکوه، شامل آبرفت‌های درشت دانه کوهپایه‌ای هستند، که در واقع در بالادست کوهپایه‌ها به شکل پنجه‌های آبرفتی کهن تشکیل شده‌اند. آبرفت‌های موجود در مسیل رودخانه‌ها، که در اثر انباشته شدن رسوب‌های آب‌های جاری پدید آمده‌اند و در بستر کنونی رودخانه‌ها قرار دارند (شکل ۲-۲۳).

همچنین تراس‌های آبرفتی کهن وجود دارند، که در بخش بالادست رودخانه‌ها پدید آمده‌اند. این نهشته‌ها دربرگیرنده مجموعه‌هایی از کنگلومرا همراه با افق‌هایی از سنگ‌ریزه است، که دارای جورشدگی ضعیف، گردش‌دگی خوب و سخت‌شدگی ضعیف می‌باشند. تراس‌های آبرفتی جوان‌تر که از نهشته‌های آبرفتی رسی ماسه‌ای و کنگلومرای تشکیل شده‌اند. پهنه‌های صاف و کم‌شیب که در حقیقت پست‌ترین زمین‌های منطقه را تشکیل می‌دهند، از نهشته‌های ریز دانه، مانند رس و سیلت پدید آمده‌اند.

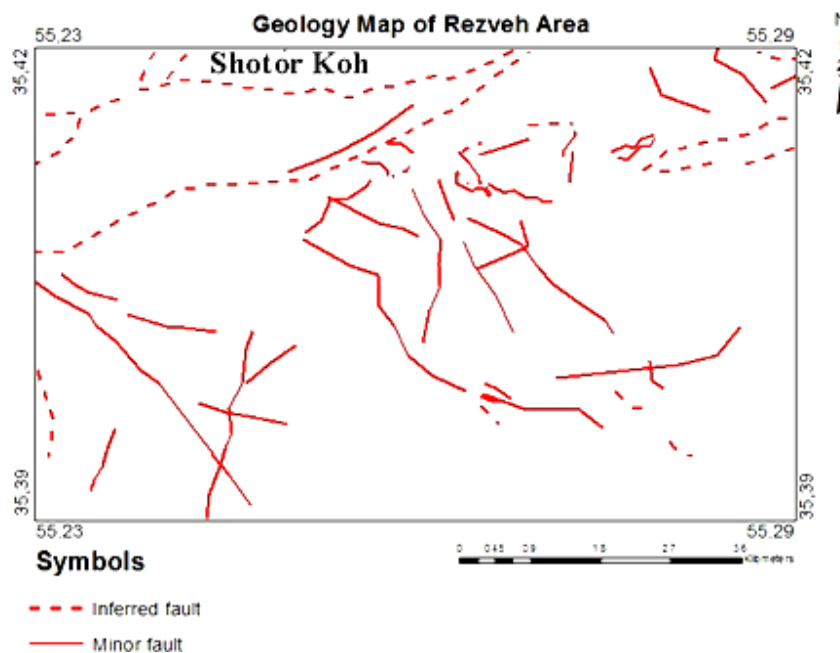


شکل ۲-۲۳- دور نمایی از تراس‌های آبرفتی جوان و قدیمی در منطقه شترکوه (دید به سمت شمال شرق).

### ۲-۳- تکتونیک مناطق مورد مطالعه

گسل‌های مهم موجود در محدوده نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه، شامل گسل‌های آنجیلو (در شمال) و تروود (در جنوب) است. وجود سیستم‌های گسلی دیگر با روند شرقی - غربی (در کوه شش) و روند جنوب غربی - شمال شرقی (دنباله کوه شاه اولیاء) و تشخیص بافت‌های میلونیتی و کاتاکلاستی (با سیستم برش چپ بر)، در نمونه‌ها بیانگر حضور فعال و تاثیرگذار تکتونیک در منطقه است. تکامل گسل‌های حاکم بر منطقه، سبب رانده شدن نهشته‌های ژوراسیک و کرتاسه بر روی آهک‌های پرمین شده است. در صفحه بعد نقشه پراکندگی گسل‌های منطقه شترکوه، که با استفاده از نرم افزار Arc GIS و Earth Google تهیه شده، آورده شده است (شکل ۲-۲۴).





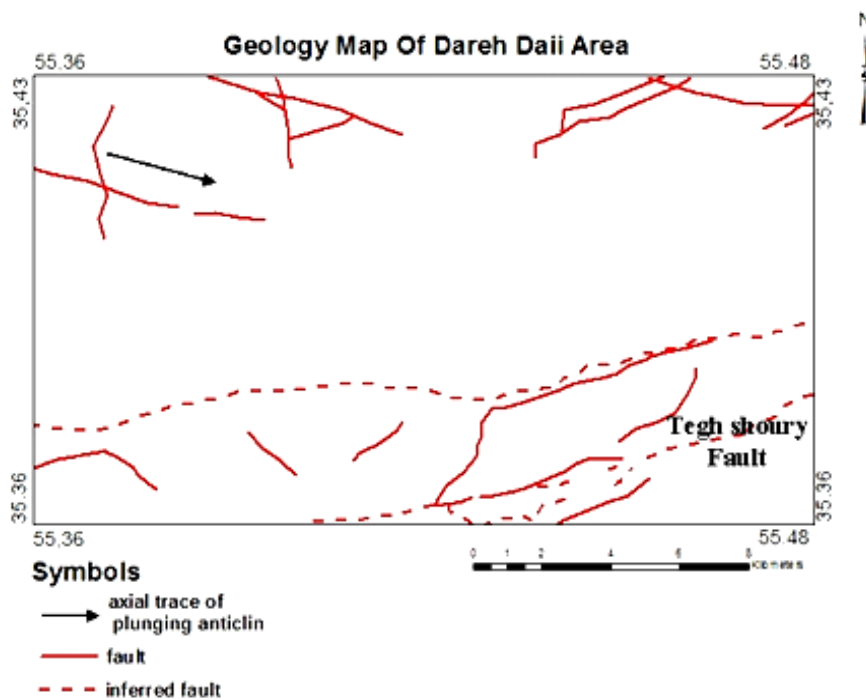
شکل ۲-۲۴- نقشه پراکندگی گسل‌ها، در منطقه شترکوه.

گسل‌های مهم موجود در محدوده نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایی شامل گسل‌های سفیدسنگ، ماجراد و گسل تیغ شوری است.

الف- گسل سفیدسنگ: این گسل که در شمال نقشه قرار دارد، را می‌توان به صورت دنباله گسل ترود در نظر گرفت. این گسل واحدهای جوان کواترنر را قطع نکرده و توسط این نهشته‌ها پوشانده شده‌است.

ب- گسل ماجراد: این گسل در شمال منطقه شترکوه قرار دارد، و با روندی همانند گسل سفیدسنگ، واحدهای تریاس و ژوراسیک را بریده است.

ج- گسل تیغ شوری: این گسل در محدوده مطالعاتی این تحقیق از نوع گسل‌های پنهان می‌باشد و تقریباً از محدوده جنوب‌شرقی منطقه می‌گذرد (شکل ۲-۲۵).



شکل ۲-۲۵- نمایی از گسل‌ها و چین‌ها، در غرب نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی.



شکل ۲-۲۶- نمایی از یک چین کوچک، در منطقه شترکوه.

## ۲-۴- منابع معدنی مناطق مورد مطالعه

پتانسیل‌های اقتصادی در محدوده مطالعاتی شامل موارد ذیل می‌باشند:

از کانسارهای فلزی موجود در منطقه شترکوه، می‌توان به دو گروه کانسارهای مس و کانسارهای آهن اشاره کرد (شکل‌های ۲-۲۷ و ۲-۲۸). تنها آثار معدن‌کاری در منطقه مربوط به کانسارهای مس و



آهن است و خود شامل یک معدن متروکه کوچک مربوط به یک کانسار رگه‌ای مس در غرب کوه ملحدو می‌باشد که آثار معدن کاری شدادی و سرباره‌های ناشی از آن در مجاورت طبقات کربناته غنی از الیزیت و با گسترش محدود در سنگ‌های دگرگونی تریاس در رشته کوه ماجراد دیده می‌شود. همچنین آثار کانی‌سازی مس به صورت مالاکیت و آزوریت نیز به گونه‌ای پراکنده در راستای نواحی شکسته شده درون واحدهای آذرین ائوسن میانی و سنگ‌های دگرگونی نیز دیده می‌شوند. لازم به ذکر است که شاهوردی (۱۳۸۹)، در ۷۰ کیلومتری جنوب شرق روستای تروود و در نزدیکی کوه علی نرخه، گزارشی از رخداد مس ارائه داده است. بخش‌های سالم واحدهای گرانیتی و گرانیت گنیسی موجود در کوه سفیدسنگ و شمال غرب نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایی را می‌توان به عنوان سنگ نما استفاده نمود. بخش‌های خرد و شکسته آن‌ها را می‌توان به عنوان سنگ لاشه و جهت پی‌سازی جاده‌ها مورد بهره‌برداری قرار داد. همچنین از واحدهای آبرفتی می‌توان به عنوان منبعی برای تأمین شن و ماسه استفاده کرد. از مواد معدنی موجود در جنوب جمیل می‌توان به آغشتگی‌های سنگ‌های مربوط به ائوسن به مالاکیت و وجود آگات‌های زیبا اشاره نمود. همچنین بخش سالم سنگ آهک‌های ضخیم تا توده‌ای می‌تواند به عنوان سنگ تزئینی مورد بهره‌برداری قرار دارد و از بخش‌های شکسته شده آن‌ها می‌توان به عنوان سنگ لاشه استفاده کرد.



شکل ۲-۲۸- تصویر دیگری از کانه زایی مس (مالاکیت و آزوریت)، در شرق روستای سهل.



شکل ۲-۲۷- تصویری از کانه‌زایی مس (مالاکیت و آزوریت) و آهن، در منطقه غرب دره‌دایی.



فصل سوم

پتروگرافی

## ۳-۱- مقدمه

به طور کلی، خصوصیات پتروگرافی سنگ‌های آذرین، حاصل مجموعه‌ای از رخدادهاست که از هنگام تشکیل ماگما در محل منبع تا صعود، فوران، جایگزینی، تبلور و رخدادهای پس از آن در سطح یا داخل زمین اتفاق می‌افتد. ویژگی‌های بافتی هر سنگ نیز وابسته به شرایط تشکیل سنگ شده است. اندازه کانی‌های سنگ‌های آذرین به طور عمده به نرخ سرد شدن آن‌ها در طول مراحل انجماد و همچنین به ترکیب شیمیایی ماگما و غلظت آن بستگی دارد. هدف از مطالعات پتروگرافی، بررسی نوع کانی‌ها، بافت‌های موجود، اندازه دانه‌ها، فابریک یا رابطه هندسی اجزای تشکیل دهنده سنگ، تحولات قابل مشاهده سنگ در مقیاس میکروسکوپی و در نهایت تعیین نامی مناسب برای سنگ مورد نظر می‌باشد. به دنبال بررسی روابط و ویژگی‌های صحرایی واحدهای مختلف سنگی در منطقه شترکوه در فصل دوم، در این فصل به بررسی خصوصیات میکروسکوپی آن‌ها می‌پردازیم. به طور کلی بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی نشان می‌دهند که سنگ‌های آذرین در منطقه شترکوه، در محدوده بازالت و معادل درونی آن گابرو قرار گرفته‌اند ولی این سنگ‌ها از نظر بافتی و اندازه دانه‌ها، دارای تنوع می‌باشند. علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی این فصل، در جدول (۳-۱) ارائه شده‌اند.

جدول ۳-۱: علائم اختصاری به کار رفته در تصاویر میکروسکوپی سنگ‌ها در این فصل (برگرفته از کرتز، ۱۹۸۳).

علائم اختصاری	نام کانی	علائم اختصاری	نام کانی
Ap	آپاتیت	Ol	الیوین
Mt	مگنتیت	Px	پیروکسن
Epi	اپیدوت	Pl	پلاژیوکلاز
Chl	کلریت	Hb	هورنبلند
Ct	کلسیت	Stp	استیلپنوملان
Sph	اسفن	Py	پیریت
Q	کوارتز	Hm	هماتیت

### ۳-۲- مشخصات پتروگرافی سنگ‌های بازالتی

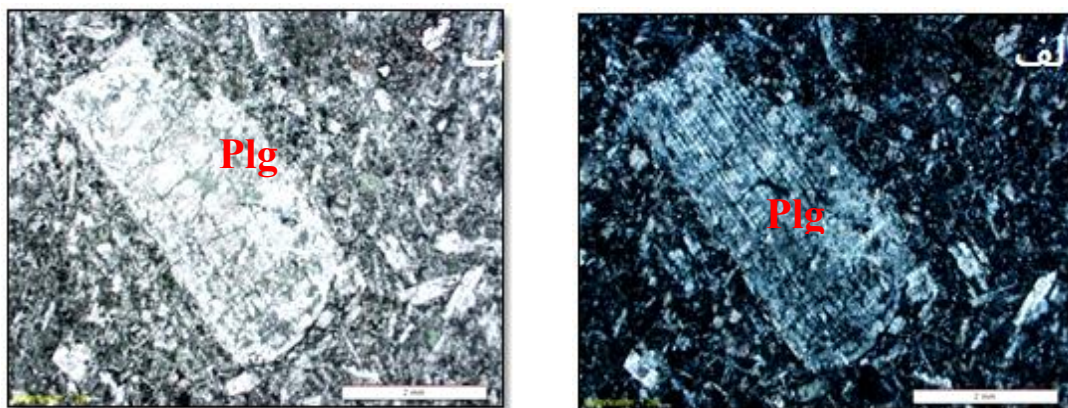
سنگ‌های مورد بررسی در این تحقیق، در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره و سبز تیره مایل به سیاه مشاهده می‌شوند و شدت دگرسانی در آن‌ها نسبتاً بالاست. ساخت توده‌ای، حفره‌دار و بالشی در آن‌ها به خوبی قابل تشخیص است. بر اساس مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از این واحدهای سنگی، کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آن‌ها را بلورهای پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر پیروکسن در زمینه‌ای شیشه‌ای یا دانه‌ریزتر از همین کانی‌ها تشکیل می‌دهند. کانی‌های فرعی آن‌ها شامل الیوین، آپاتیت، کانی‌های اپک و مقدار اندکی کوارتز در زمینه است که حاصل واکنش‌های دگرسانی این سنگ‌ها با آب دریاست و جزء کانی‌های ثانویه، محسوب می‌شود. از دیگر کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها می‌توان به کلریت، کلسیت، اپیدوت و اسفن اشاره نمود. زمینه این سنگ‌ها را شیشه و ریز بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های اپک تشکیل می‌دهند.

### ۳-۲-۱- بافت

مهم‌ترین عواملی که باعث ایجاد تنوع‌های بافتی در سنگ‌های آتشفشانی می‌شود شامل سرعت سردشدگی، ترکیب مایع، سرعت هسته‌بندی و رشد بلورها و ته‌نشینی یا شناوری بلورها می‌باشد. سرعت هسته‌بندی اساساً توسط سرعت سردشدگی کنترل می‌شود و در نتیجه، اختلاف در اندازه دانه‌ها را کنترل می‌کند. به عنوان مثال، در حالتی که سرعت هسته‌بندی کم، و سرعت رشد بالا باشد، بلورهایی بزرگ ایجاد خواهد شد (فنوکریست)، اما اگر سرعت هسته‌بندی بالا بوده ولی سرعت رشد ثابت باقی بماند، میکروفنوکریست ایجاد خواهد شد (بست<sup>۱</sup>، ۲۰۰۳). در بازالت‌های منطقه شترکوه، درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از پلاژیوکلازهای میکروولیتی و شیشه قرار گرفته‌اند و بافت هیالومیکروولیتی پورفیری، هیالومیکروولیتی و گلومروپورفیری را ایجاد کرده‌اند. سایر بافت‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها شامل بافت‌های بادامکی، جریانی و اینترگرانولار می‌باشند.

<sup>۱</sup>. Best

حضور بافت پورفیری در سنگ‌های منطقه را می‌توان به پایین بودن سرعت خروج ماگما و توقف ماگما در آشیانه ماگمایی مرتبط دانست (شکل ۳-۱ و ۳-۲). در بافت پورفیری یک تفاوت آشکار، در اندازه بین فنوکریست‌ها وجود دارد. تفاوت در اندازه دانه‌ها بیانگر رابطه بین اندازه بلور و نرخ سردشدگی می‌باشد. هنگامی که مذاب بازالتی در اعماق شروع به تبلور می‌کند، به علت سرعت سردشدگی پایین و نرخ هسته‌زایی کم، شرایط مساعدی برای رشد درشت بلورها فراهم می‌شود. سپس به دنبال فوران ماگما، همراه با سرد شدن خیلی سریع و نرخ هسته‌زایی بالا، زمینه ریزدانه‌ای ایجاد می‌شود که درشت بلورها را در برگرفته و بافت پورفیری را به وجود می‌آورد. بنابراین بافت پورفیری بیانگر تبلور در اتاق ماگمایی نیمه‌عمیق (یا عمیق‌تر) طی صعود ماگما از گوشته به سطح زمین می‌باشد (گیل<sup>۱</sup>، ۲۰۱۰). به طور کلی بافت‌های پورفیری و اینترگرانولار، نشان دهنده دو مرحله سرد شدگی برای سنگ‌های منطقه می‌باشند: (۱) تبلور درشت بلورها که در فشار بالاتر و سرعت سرد شدن آرام‌تر ماگما در اتاق ماگمایی اعماق زمین، صورت پذیرفته است و در این مرحله میزان هسته‌زایی کم و نرخ رشد بلور زیاد بوده است. (۲) در حین صعود و خروج گدازه‌ها که در فشار کم با تبلور میکروولیت‌ها همراه بوده است (یاری و همکاران، ۱۳۹۰).



شکل ۳-۱ - تصویر میکروسکوپی از فنوکریست پلاژیوکلاز، با ماکل پلی‌سنتتیک و تشکیل بافت پورفیری الف: نور (XPL)، ب: نور (PPL).

<sup>۱</sup>. Gill

بافت گلومروپورفیری در بازالت‌های منطقه شترکوه، حاصل تجمع بلورهای پلاژیوکلاز می‌باشد (شکل ۳-۳). به اعتقاد کرکپاتریک<sup>۱</sup> (۱۹۷۷)، تجمع بلورها و تشکیل گلومرول می‌تواند ناشی از نطفه‌بندی ناهمگن این کانی‌ها باشد. در هنگام صعود ماگما، بلورهایی که دارای شبکه بلوری موازی هم باشند و یا در اثر برخورد با یکدیگر در جهت ماکلی مناسب هم قرار گیرند، به یکدیگر چسبیده و گلومرول‌ها را ایجاد می‌کنند (آسیابان‌ها، ۱۳۷۴). به اعتقاد ژو<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۰۹)، بافت گلومروپورفیری شامل فنوکریست‌های تجمع یافته<sup>۳</sup> است، که در سه مرحله تشکیل می‌شود. در ابتدا طی جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمایی، فنوکریست‌ها از مذاب متبلور می‌شوند. سپس، با تزریق تصادفی مذاب درون ماگمای در حال تبلور در اتاق ماگمایی، مذاب‌های مختلط تولید می‌شوند. کاهش چگالی و گرانیروی مذاب احاطه کننده این فنوکریست‌ها، باعث تجمع فنوکریست‌های چگال‌تر به صورت انباشتی در کف آشیانه ماگمایی می‌شود (ژو و همکاران، ۲۰۰۹ برگرفته از هوفس<sup>۴</sup>، ۱۹۸۲). اتاق ماگمایی مذکور ممکن است از طریق سیستم دایک با آشیانه‌های ماگمایی عمیق‌تر در ارتباط باشد. در مرحله آخر، تزریق ماگمای چگال‌تر با حرکات سریع رو به بالا، سبب آشفته‌گی مخزن، انتقال و در نتیجه اختلاط مذاب می‌شود.

بافت اینترگرانولار نیز، در اثر قرارگیری بلورهای ریز پیروکسن، در بین بلورهای پلاژیوکلاز تشکیل می‌شود (شکل ۳-۴).

بافت حفره‌ای و بادامکی (آمیگدالوئیدال)، یکی از مهم‌ترین بافت‌های موجود در نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه می‌باشد که به وضوح در نمونه‌های دستی نیز قابل تشخیص است. این حفرات به شکل کروی تا تخم‌مرغی و تیوپی شکل دیده می‌شوند و ناشی از خروج گاز از سطح گدازه است. حضور این حفرات در روانه‌های بازالتی نشانه سطح فوقانی گدازه است که در اثر برداشته شدن فشار، گازها از سطح گدازه خارج شده‌اند. سپس توسط فرایندهای ثانویه از جمله دگرسانی گرمایی با کانی‌هایی چون

<sup>1</sup>. Kirkpatrick

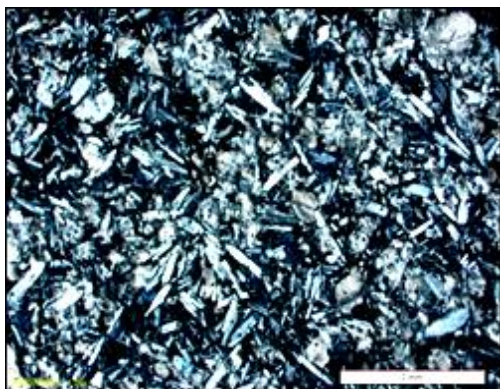
<sup>2</sup>. Xu

<sup>3</sup>. Accumulated phenocrysts

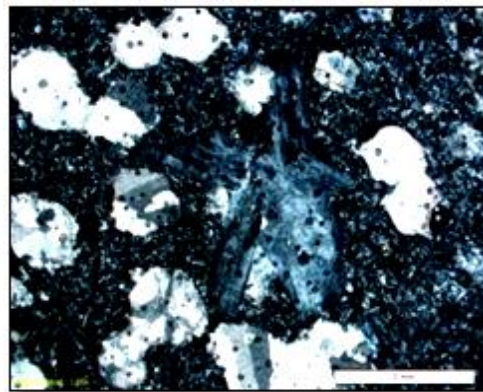
<sup>4</sup>. Hughes



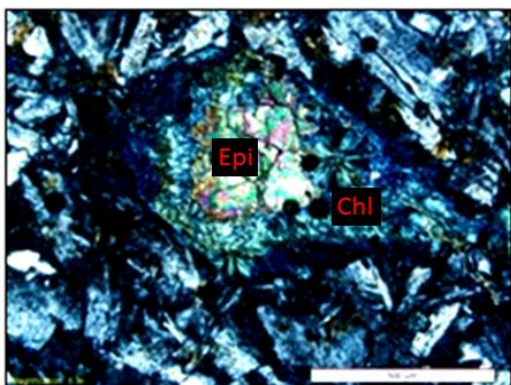
کلسیت، کوارتز، کلریت و به مقدار کمتر اپیدوت پر شده‌اند و بافت بادامکی را در بازالت‌ها ایجاد کرده‌اند (شکل‌های ۳-۵، ۳-۷ و ۳-۸). در بعضی از نمونه‌ها، پرشدگی حفرات به صورت متحدالمرکز در طی چند مرحله صورت گرفته است (شکل ۳-۶).



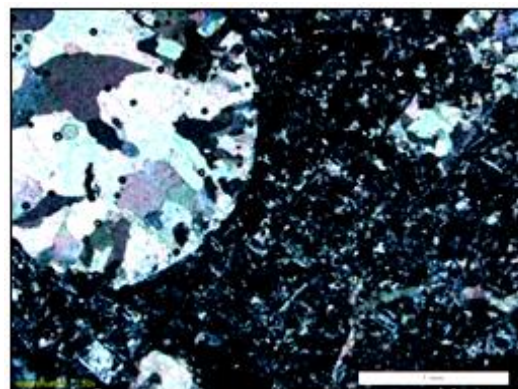
شکل ۳-۴- بافت اینترگرانولار، در اثر قرارگیری بلورهای ریز پیروکسن، در بین بلورهای پلاژیوکلاز.



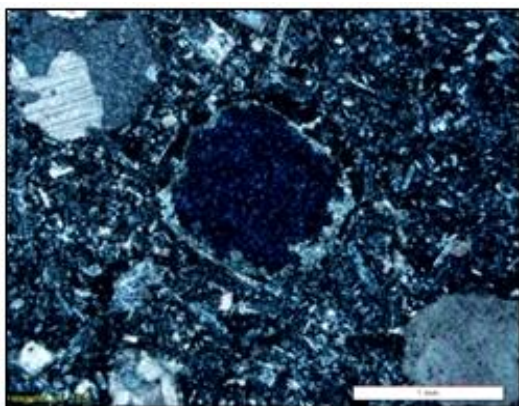
شکل ۳-۳- تصویر میکروسکوپی از بافت حفره‌ای و گلومروپورفیری (XPL).



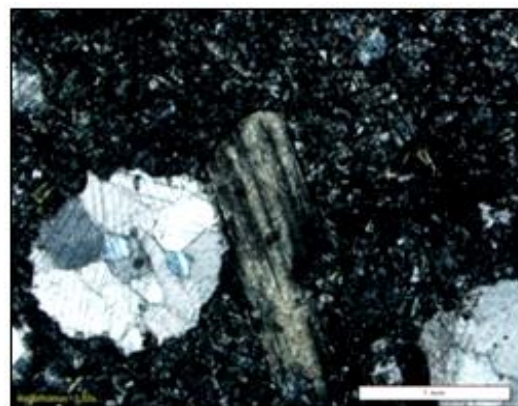
شکل ۳-۶- تصویری از بافت بادامکی و اسفرولیتی تشکیل شده، توسط کلریت‌های سوزنی، ناشی از دگرسانی شیشه.



شکل ۳-۵- تصویری از بافت بادامکی که حفرات توسط کلسیت پر شده‌اند.



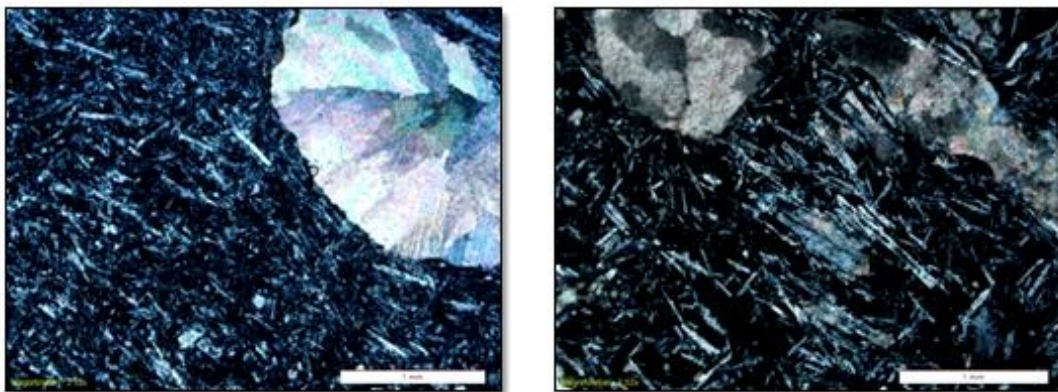
شکل ۳-۸- تصویر میکروسکوپی از بافت بادامکی که حفره‌ها توسط کلریت و کلسیت پر شده‌اند.



شکل ۳-۷- تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری و بادامکی که حفره‌ها توسط کلسیت پر شده‌اند.



از بافت‌های عمده دیگری که در سنگ‌های مورد مطالعه قابل مشاهده است، می‌توان به بافت تراکیتی (جریانی)، اشاره کرد (شکل ۳-۹). به دلیل گرانبوی کم ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه، بلورهای پلاژیوکلاز شناور در ماگما در خلال حرکت گدازه، حالت جهت‌یافتگی پیدا می‌کنند. این بافت را اصطلاحاً بافت تراکیتی می‌نامند. به عبارتی دیگر، در ماگماهایی با گرانبوی پایین، پلاژیوکلازهای سوزنی شکل که به هنگام انجماد ماگما در حال حرکت بوده‌اند، موازی هم قرار گرفته و بافت جریانی (تراکیتی) را به وجود می‌آورند. در واقع این بافت نشان‌دهنده جریان یافتن گدازه به هنگام سرد شدن آرام است. در تعدادی از نمونه‌های مورد مطالعه میکروولیت‌های خمیره گاهاً تا حدی دگرسان شده‌اند.



شکل ۳-۹- تصاویر میکروسکوپی از بافت حفره‌ای و تراکیتی (XPL).

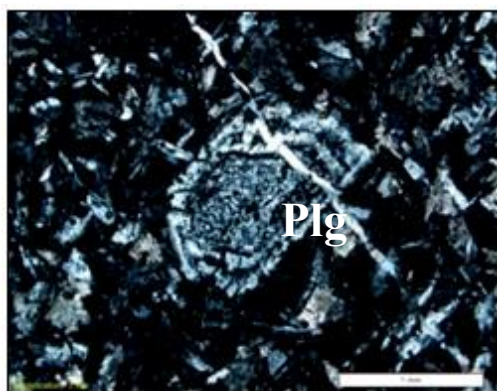
از دیگر بافت‌های شناسایی شده در سنگ‌های منطقه شترکوه، می‌توان به بافت غربالی، منطقه‌بندی و خوردگی اشاره کرد که می‌توان، آن‌ها را به عنوان بافت‌های غیرتعادلی، عنوان نمود. این بافت‌ها معمولاً نشان‌دهنده تغییرات فیزیکی ایجاد شده در سیستم‌های ماگمایی می‌باشند. در اینجا بعضی از علت‌های احتمالی ایجاد بافت‌های غیر تعادلی شرح داده می‌شود: (۱) در اثر اختلاط دو ماگمای اسیدی و بازی، حاشیه فلدسپارهای غنی از سدیم موجود در ماگمای اسیدی، حل شده و در اثر واکنش با ماگمای باقیمانده، کلسیک‌تر می‌شوند. با ادامه رشد، پلاژیوکلازهای کلسیک با بافت غربالی ایجاد می‌شوند (سینگر و همکاران<sup>۱</sup>، ۱۹۹۵؛ تسوچی‌یاما<sup>۲</sup>، ۱۹۸۵). (۲) کاهش فشار در دمای ثابت

<sup>۱</sup>. Singer.

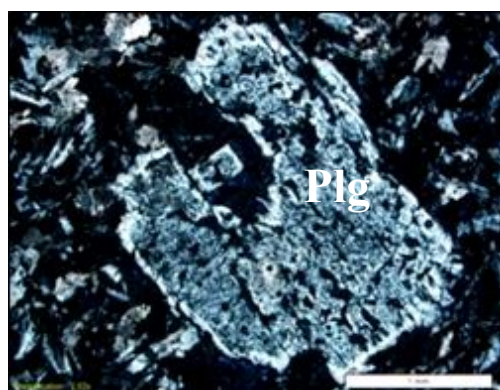
<sup>۲</sup>. Tsuchiyama

(آدیاباتیک)، باعث ایجاد بافت غربالی در پلاژیوکلازها می‌شود (آسیابانه‌ها، ۱۳۷۴).

**خوردگی بلور پلاژیوکلاز:** در یک سنگ دانه‌ریز اگر بلور فنوکریست از طرف زمینه به داخل، یک حالت خوردگی نشان دهد، واژه بلور خورده‌شده را در مورد آن به کار می‌برند (شکل ۳-۱۰). علت خورده شدن بلورهای پلاژیوکلاز را تغییرات درجه حرارت در ماگما می‌دانند که باعث ناپایداری شیمیایی بلور در تماس با مایع و در نتیجه جذب قسمتی آن می‌شود (آسیابانه‌ها، ۱۳۷۴).



شکل ۳-۱۱- تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری و فنوکریست پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی و بافت غربالی.



شکل ۳-۱۰- تصویر میکروسکوپی از فنوکریست پلاژیوکلاز با بافت غربالی و حاشیه خلیج‌خوردگی.

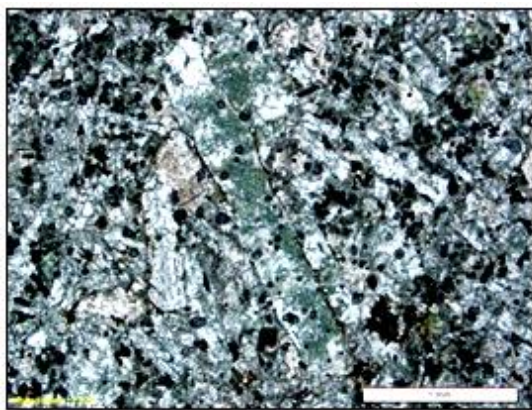
**منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها:** وجود یک یا چند نوار متحدالمرکز در یک بلور واحد را که به وسیله خطوطی از ادخال‌ها یا تغییرات ناگهانی در ترکیب شیمیایی بلور از هم جدا می‌شوند را منطقه‌بندی گویند. تغییر منظم و تدریجی در ترکیب شیمیایی و یا تغییر در نوع کاتیون رنگی موجب تشکیل منطقه‌بندی در کانی می‌شود. اگر در محیط، تبلور سریع‌تر از تنظیم ترکیب باشد نتیجه آن پلاژیوکلازها دارای ساخت نواری می‌شوند و اگر محیط تبلور به اندازه کافی آرام باشد واکنش کامل ماگما با بلور صورت گرفته و پلاژیوکلازهای فاقد ساختمان منطقه‌ای ایجاد می‌شوند (معین وزیری و احمدی، ۱۳۸۰). به‌طور کلی منطقه‌بندی نشان‌دهنده برقرار نبودن تعادل کامل در خلال تبلور می‌باشد. در بعضی موارد دگرسانی در مرکز بلورها بیش‌تر از حاشیه است که می‌تواند نشانه کلسیک‌تر بودن مرکز بلورها و زون‌بندی عادی در پلاژیوکلازها باشد (شکل ۳-۱۰ و ۳-۱۱).

## ۳-۲-۲- کانی‌های اصلی

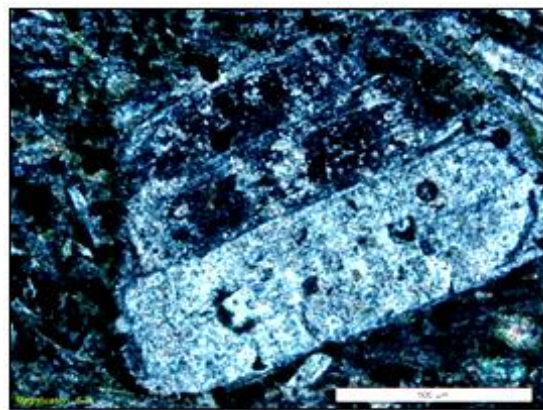
## الف- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها، بخش اعظم کانی‌های سنگ‌های بازالتی را تشکیل می‌دهند و عمدتاً به صورت میکروولیت‌های تیغه‌ای و کشیده در زمینه سنگ حضور دارند و تنها حجم کمی از آنها به صورت فنوکریست می‌باشند. میکروولیت‌های پلاژیوکلاز نشان‌دهنده تبلور آنها در نزدیکی سطح و فشار پایین می‌باشند. به عقیده شلی، (۱۹۹۳)، با بالا رفتن سرعت هسته‌بندی و رشد در یک ماگمای در حال سرد شدن، سرعت انتشار کم شده و مواد لازم برای رشد بلورها عمدتاً در کناره‌ها و گوشه‌های بلور انباشته می‌شود. این محل‌ها با حجم زیادتری از ماگما محصور می‌شوند و در صورتی که عمل انتشار همراه با رشد بلورها پیشرفت کند، گوشه‌ها و کناره‌های بلور سریع‌تر از بقیه نقاط بلور رشد می‌کند و اشکال بلوری کشیده و تیغه‌ای و تعداد زیادی میکروولیت پدید می‌آیند. بلورهای پلاژیوکلاز غالباً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و با ماکل پلی‌سنتیتیک و کارلسباد خود به راحتی در مقاطع میکروسکوپی قابل تشخیص هستند (شکل ۳-۱۲). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز متحمل سوسوریتی شدن گردیده و به سریسیت، اپیدوت و کلریت دگرسان شده‌اند. این تجزیه شدگی بیشتر در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۳). به طور کلی بر اساس مطالعات میکروسکوپی صورت گرفته، دو نسل پلاژیوکلاز در نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه وجود دارد: (۱) پلاژیوکلازهای نسل اول که شامل بلورهایی با شواهد غیر تعادلی مانند بافت غربالی، منطقه‌بندی، سرسیتی شدن، حاشیه تحلیل رفته و خلیج‌خوردگی می‌باشند؛ (۲) بلورهای نسل دوم که شامل بلورهایی کوچک و نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل می‌باشند. همچنین در نمونه‌های مورد مطالعه، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای سطوح نسبتاً سالم تا سریسیتی هستند که در زمینه پلاژیوکلازهای نسل اول قرار گرفته‌اند و باعث ایجاد بافت پورفیری در نمونه‌های بازالتی شده است. پلاژیوکلازهای سوسوریتی شده، مربوط به نسل اول می‌باشند و دگرسانی بیشتری نشان می‌دهند. اما پلاژیوکلازهای نسل دوم به صورت میکروولیت در زمینه دیده می‌شوند که دگرسانی کمتری را نسبت به پلاژیوکلازهای اول متحمل شده‌اند. نکته قابل ذکر در مورد این

پلاژیوکلازها فراوانی بیش از حد آنها در سنگ‌های بازالتی می‌باشد که احتمالاً فراوانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها ناشی از آن است که در هنگام فوران ماگمای بازالتی، پلاژیوکلاز، فاز لیکیدوس ماگما بوده است (میدلموست، ۱۹۹۷).



شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی از یک پلاژیوکلاز سوسوریتی شده (PPL).

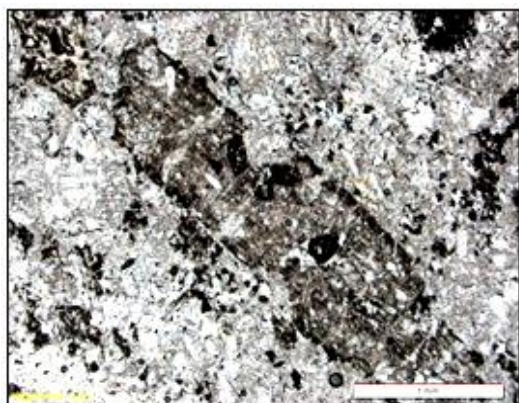


شکل ۳-۱۲- فنوکریست پلاژیوکلاز با ماکل کارلسباد و پلی سنتتیک (XPL).

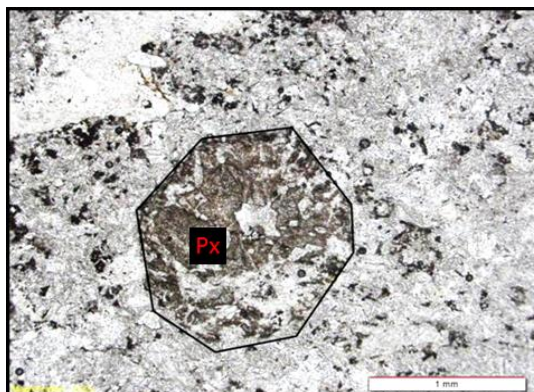
### ب- پیروکسن

پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های بازالتی از نوع کلینوپیروکسن بوده و در نمونه‌های منطقه شترکوه، غالباً به صورت فنوکریست‌های نیمه‌شکل‌دار و بی‌شکل و همچنین به صورت ریزدانه در زمینه سنگ مشاهده می‌شوند. به دلیل دگرسانی در بسیاری موارد، تنها قالب‌های شکل‌داری از بلورهای پیروکسن در بازالت‌ها مشاهده می‌شود. این کانی از روی شکل هشت گوش آن قابل تشخیص است (شکل‌های ۳-۱۴ و ۳-۱۵). در این نمونه‌ها، فنوکریست‌های پیروکسن به طور کامل توسط کلسیت و گاهی کلریت جانشین شده‌اند. لذا کلریت و کلسیت سودومورف‌های پیروکسن می‌باشند. برخی از اوژیت‌ها به همراه پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی به کلریت و کلسیت تبدیل شده‌اند.





شکل ۳-۱۵- تصویر میکروسکوپی از برش طولی یک پیروکسن که به طور کامل دگرسان شده است (PPL).



شکل ۳-۱۴- تصویر میکروسکوپی از برش عرضی یک پیروکسن، که به طور کامل به کلریت و کلسیت دگرسان شده است (PPL).

### ۳-۲-۳- کانی‌های فرعی

#### الف- الیوین

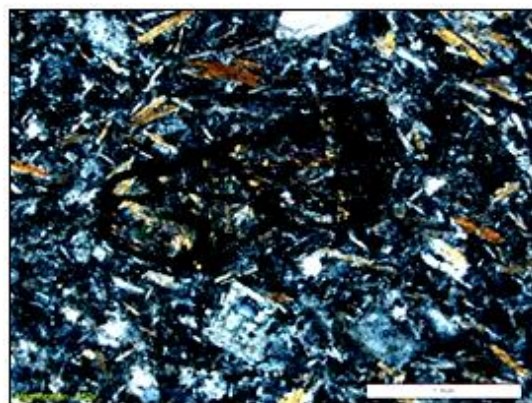
الیوین یکی از کانی‌های فرعی موجود در سنگ‌های منطقه می‌باشد که به مقدار خیلی کم در بعضی از نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود. در نمونه‌های طبیعی سنگ‌های بازالتی، الیوین و شیشه، اولین فازهای دگرسان شده طی هوازدگی بازالت‌ها در خشکی و کف اقیانوس هستند (چسورث<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۴). الیوین مستعدترین کانی برای دگرسانی شیمیایی است و غالباً دگرسانی آن به صورت کامل است. ایدنگسیت یکی از محصولات دگرسانی الیوین است که در نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود. شدت تجزیه کانی الیوین در نمونه‌ها به حدی است که کانی اولیه، به طور کلی اختصاصات کانی‌شناسی خود را از دست داده و توسط کلریت، کلسیت و اکسید آهن جانشین شده است. اما این کانی‌های ثانویه قالب کانی فرومنیزین قبلی را حفظ نموده‌اند. شکستگی‌های فراوانی در الیوین‌ها دیده می‌شود که از طریق این شکستگی‌ها و در حواشی به ایدنگسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۱۶). فرایند ایدنگسیتی شدن از حاشیه و شکستگی‌های موجود در بلور الیوین شروع و تا مرکز آن

<sup>۱</sup>. Chesworth

ادامه می‌یابد. شکل (۳-۱۷) طرحی نمادین از تشکیل ایدنگسیت را نشان می‌دهد که توسط ولج<sup>۱</sup> و بنفیلد<sup>۲</sup> (۲۰۰۲)، ارائه شده است. به اعتقاد بست (۲۰۰۳)، شکل بلورها با توجه به ویژگی کانی، ترکیب مذاب و درجه سرد شدگی تغییر می‌کند. همانطور که در شکل (۳-۱۷) مشاهده می‌شود برای  $\Delta T/\Delta t$  کمتر از ۱۰ درجه\ساعت، بلورها به شکل تیغه‌ای خودشکل هستند. این حالت بیشتر در سنگ‌های آتشفشانی که به آهستگی سرد می‌شوند و سنگ‌های درونی فانزیتیک مشاهده می‌گردد. برای  $\Delta T/\Delta t$  برابر با ۱۰ درجه\ساعت، بلورها توخالی شده (اسکلتی) و H شکل می‌شوند. بلورهای اسکلتی شکل در برخی سنگ‌های آتشفشانی شیشه‌ای و آفانیتیک دیده می‌شوند. برای  $\Delta T$  و  $\Delta T/\Delta t$  های بزرگتر، بلورها دندریتی یا شاخه‌ای می‌شوند. افزایش سردشدگی در نتیجه کاهش دما، منجر به خارج شدن بلورها از حالت تعادل و تغییر شکل آن‌ها می‌شود. همچنین افزایش درجه سردشدگی، همراه با کاهش سرعت انتشار، موجب تغییر شکل بلورها از حالت چند وجهی به اشکال اسکلتی و دندریتی خواهد شد (بست، ۲۰۰۳).



شکل ۳-۱۷- تغییرات ترکیب اولیوین به ایدنگسیت (ولج و بنفیلد، ۲۰۰۲).



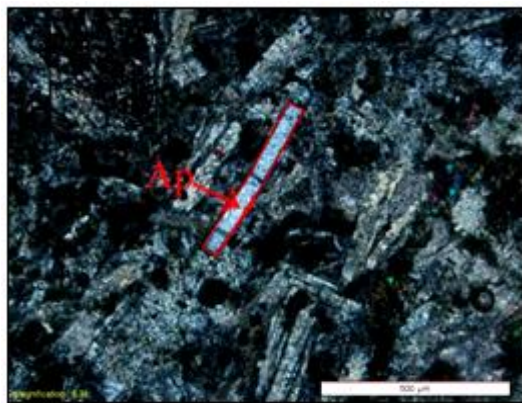
شکل ۳-۱۶- تصویری از ایدنگسیتی شدن یک فنوکریست الیوین (نور XPL).

1. Welch

2. Benfield

## ب- آپاتیت

بلورهای شش ضلع و سوزنی شکل آپاتیت، به وفور در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند و در بعضی موارد به صورت ادخال در بلورهای پلاژیوکلازها وجود دارند. بلورهای آپاتیت در محیط متعادل در مجاورت یک فاز مایع اصولاً به شکل بلورهای کوتاه بوده و از انتها به هرم‌هایی ختم می‌شوند که یال‌های گرد شده و سطوح شکسته دارند. به عقیده‌ی براون<sup>۱</sup> (۲۰۰۱) اگر بلورهای آپاتیت به سرعت در محیط سرد شده باشند بسیار طویل بوده و حالت سوزنی و کشیده دارند (شکل ۳-۳۱۸). حضور گسترده این کانی در بازالت‌های منطقه شترکوه، معرف بالا بودن میزان  $P_2O_5$  در ماگمای سازنده این سنگ‌ها می‌باشد. همچنین بالا بودن میزان  $P_2O_5$  یکی از ویژگی‌ها و شواهد ماگماهای آلكالن است که با ماهیت سنگ‌های مورد مطالعه نیز، سازگار است.



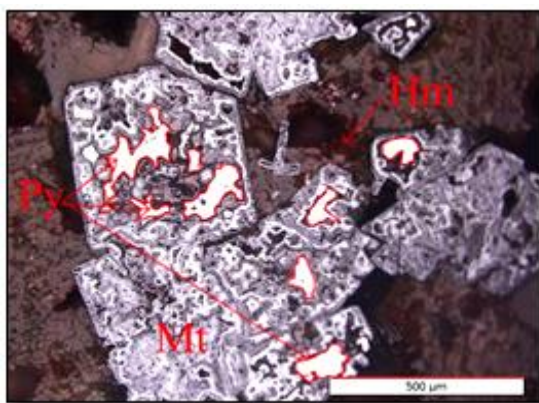
شکل ۳-۱۸- تصویری از برش طولی بلور آپاتیت در نمونه‌های بازالتی.

## ج- کانی‌های اپک

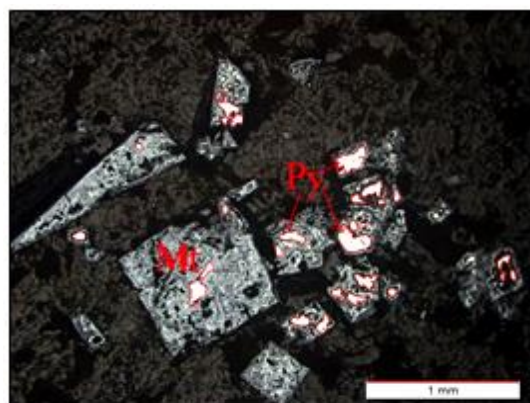
کانی‌های اپک، جز کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. کانی‌های اپک مشاهده شده در نمونه‌های مورد بررسی شامل پیریت می‌باشد که به مجموعه‌ای از اکسیدهای آهن (مگنتیت، هماتیت، گوتیت و لیمونیت) دگرسان شده‌اند (شکل‌های ۳-۱۹ و ۳-۲۰ و ۳-۲۱). پیریت از کانی‌های

<sup>۱</sup>. Brown

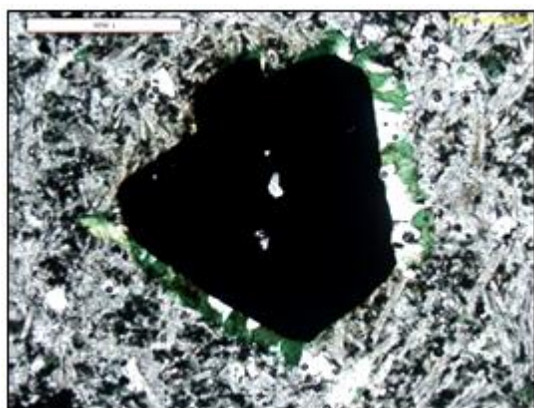
معمول در طبیعت است که بسته به نحوه تشکیل خود، تنوع گسترده‌ای در شکل بلوری نشان می‌دهد (شکل ۳-۲۲). این تنوع به علت تفاوت محیط یا موقعیت رشد بلور است. مگنتیت متعلق به گروه اسپینل‌ها، با فرمول  $Fe_3O_4$ ، جزء کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها محسوب می‌شود و به صورت اولیه و ثانویه در امتداد شکستگی‌های کانی‌ها و به صورت پرکننده حفرات موجود در بازالت‌های منطقه شترکوه دیده می‌شوند. در سنگ‌های بازالتی منطقه، مگنتیت نسبت به پیریت از فراوانی بیشتری برخوردار است.



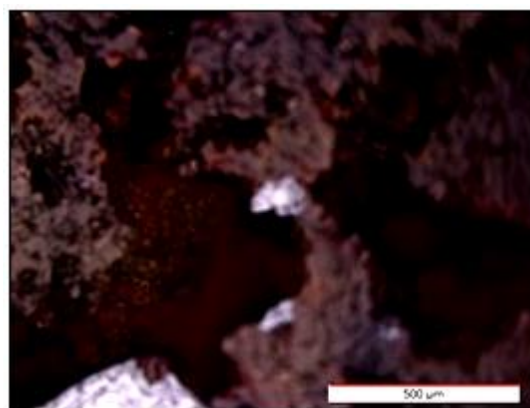
شکل ۳-۲۰- تصویری از کانی‌های پیریت، مگنتیت و هماتیت در سنگ‌های بازالتی منطقه شترکوه (نور انعکاسی).



شکل ۳-۱۹- تصویری از کانی‌های پیریت و مگنتیت در سنگ‌های بازالتی منطقه شترکوه (نور انعکاسی).



شکل ۳-۲۲- تصویری از یک بلور پیریت، در نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه (نور عبوری).



شکل ۳-۲۱- تصویری از کانی‌های گوتیت، لیمونیت و هماتیت در سنگ‌های بازالتی منطقه شترکوه (نور انعکاسی).



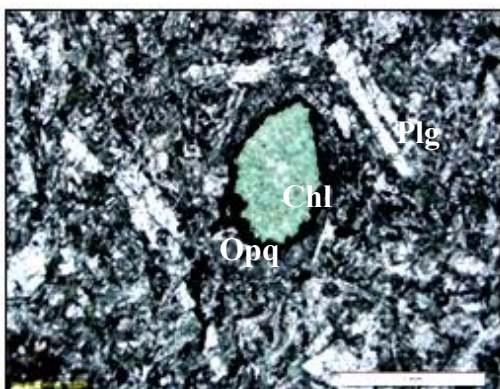
## ۳-۲-۴-کانی‌های ثانویه

## الف- کلریت

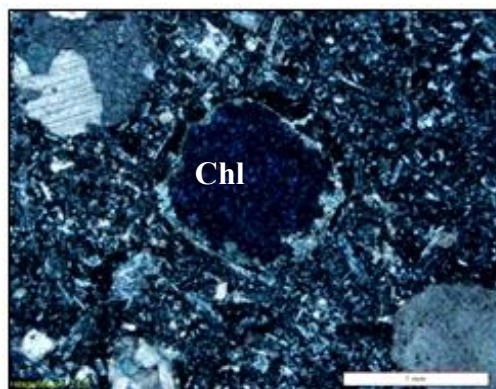
در نمونه‌های منطقه شترکوه، کلریت از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین نظیر پیروکسن و الیوین و گاهی شیشه‌های بین بلورها حاصل شده است. معمولاً سیالات ماگمایی و یا محلول‌های غنی از Mg، Fe و Al در سنگ‌های آذرین موجب تبدیل کانی‌های فرومنیزین به کلریت می‌شوند. بنابراین، کلریتی شدن نشان‌دهنده حضور سیالات آبدار، خروج Na و Ca از اوزیت و دماهای پایین تا متوسط در طی دگرسانی سنگ می‌باشد. کلریتی شدن حالت خاصی از دگرسانی پروپلیتیک می‌باشد که به علت درصد بالای کلریت آن را دگرسانی کلریتی نیز می‌نامند. در نمونه‌های منطقه شترکوه، کلریت به صورت کانی پرکننده حفرات موجود در بازالت‌ها نیز مشاهده می‌شود (شکل‌های ۳-۲۳ و ۳-۲۴).

## ب- اپیدوت

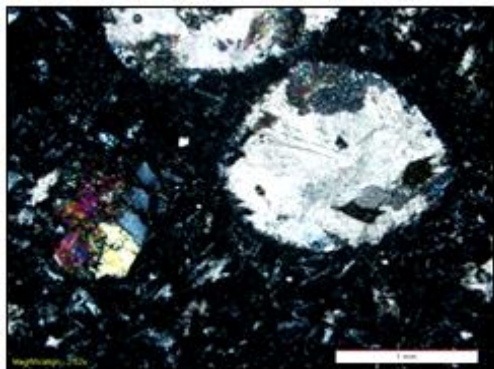
این کانی یکی از فراوان‌ترین کانی‌های ثانویه می‌باشد که حضور آن معرف وجود آب در طی دگرسانی است. این کانی حاصل دگرسانی پیروکسن و پلاژیوکلاز می‌باشد (شکل ۳-۲۵ و ۳-۲۶). دگرسانی پلاژیوکلازها و آزاد شدن یون کلسیم از آنها به تولید اپیدوت منجر می‌گردد. در برخی از نمونه‌ها اپیدوت به صورت اجتماعی از بلورهای ریز، سوزنی و شعاعی، در داخل حفرات و رگه‌های سنگ، تشکیل شده است (شکل ۳-۳۲۷).



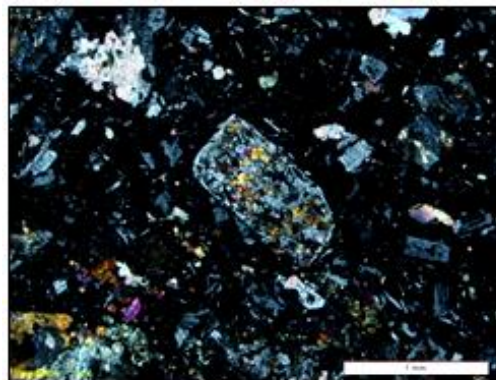
شکل ۳-۲۴- تصویری از بافت حفره‌ای که حفره‌ها توسط کلریت و از حاشیه توسط کانی‌های اپک پر شده‌اند.



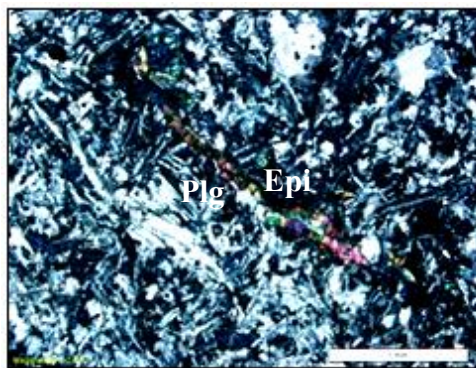
شکل ۳-۲۳- تصویری از حفرات موجود در بازالت‌های منطقه شترکوه که با کلریت پر شده‌اند (نور XPL).



شکل ۳-۲۶- تصویری از حفرات موجود در بازالت‌ها که با اپیدوت و کلسیت پر شده‌اند (نور XPL).



شکل ۳-۲۵- تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به اپیدوت (نور XPL).



شکل ۳-۲۷- تصویری میکروسکوپی از یک رگه که با اپیدوت پر شده است.

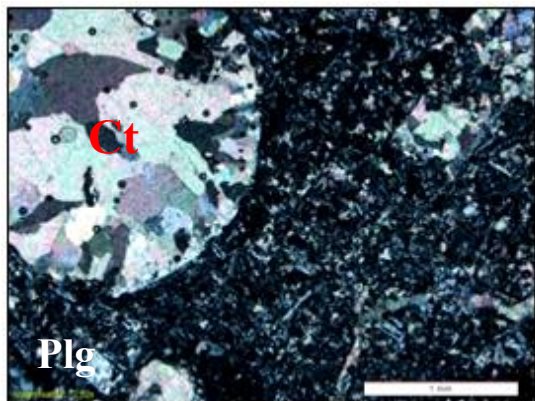
### ج- کوارتز

این کانی به همراه کلسیت، حفرات موجود در سنگ را پر کرده و ناشی از رسوب کردن سیلیس آزاد شده از دگرسانی سایر کانی‌ها نظیر اوژیت و پلاژیوکلاز و یا حاصل رسوب‌گذاری مستقیم از سیالات

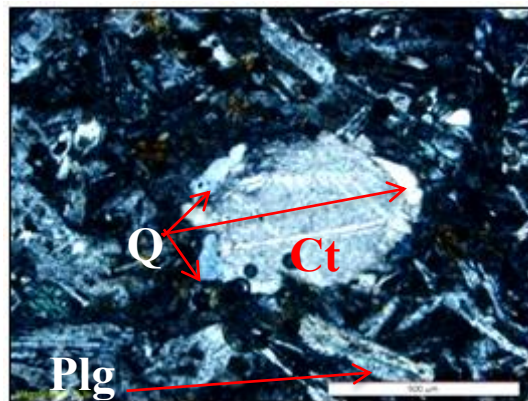
سیلیس دار می باشد (شکل ۳-۲۸).

#### د- کلسیت

این کانی در نتیجه دگرسانی پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین کلسیم دار مانند اوژیت حاصل می‌شود و همچنین به صورت رگه‌ای و یا به همراه کوارتز در داخل حفرات دیده می‌شود (شکل ۳-۳۲۹).



شکل ۳-۲۹- تصویری از حفرات پر شده با کلسیت.



شکل ۳-۲۸- تصویری از یک حفره که توسط کلسیت و کوارتز پر شده است.

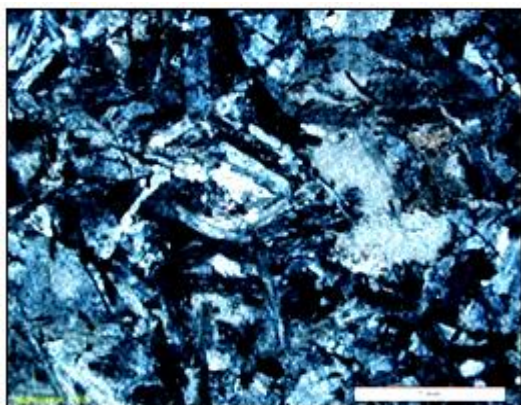
#### ه- سریسیت

طی فرآیند سرسیتی شدن، کانی‌های سرشار از آلومینیوم توسط میکای سفید، ریز دانه و یا کانی‌های مشابهی به نام سریسیت پوشیده می‌شوند که این پوشش به صورت لکه لکه و یا کامل صورت می‌گیرد. رشد سریسیت نیازمند افزایش آب و یون پتاسیم است. یکی از منابع مهم یون پتاسیم، فرایند کلریتی شدن است که در نتیجه این عمل یون پتاسیم با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش شده و یون کلسیم آزاد می‌کند. از این رو قسمت‌های غنی از آنورتیت پلاژیوکلاز در خلال فرایند دگرسانی سوسوریتی شدن به راحتی سریسیتی می‌شوند (آسیابانها ۱۳۷۴). معمولاً در پلاژیوکلازهای منطقه، قسمت‌های غنی از آنورتیت، به راحتی سریسیتی شده‌اند.

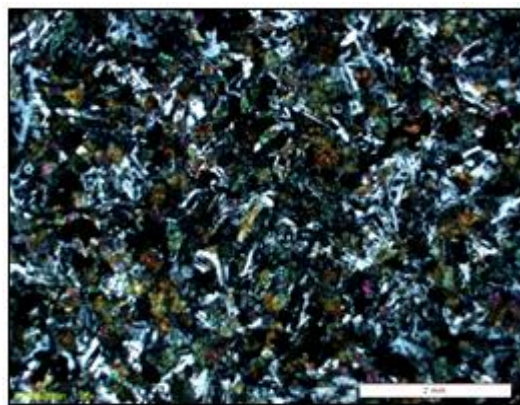
### ۳-۳- مشخصات پتروگرافی گابروهای منطقه شترکوه

از لحاظ خصوصیات سنگ‌شناسی گابروها اساساً از پیروکسن (اوژیت) و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند که از نظر ترکیب شیمیایی معادل بازالت می‌باشد و دارای ساخت دانه‌ای هستند. در سنگ‌های گابرویی، هورنبلند سبز به صورت خود شکل، ولی پلاژیوکلاز به صورت نیمه خود شکل می‌باشد (معین‌وزیری، ۱۳۷۱). سنگ‌های گابرویی شترکوه به صورت مزوکرات تا لوکوکرات در منطقه، برونزد دارند. سنگ‌های گابرویی دانه‌ریز هستند و در مقاطع میکروسکوپی، بافت‌های اینترگرانولار، ساب افیتیک، افیتیک و میکروگرانولار نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل را نشان می‌دهند (شکل ۳-۳۰). بافت اینترگرانولار در اثر قرارگیری بلورهای ریز پیروکسن و کلریت، در بین بلورهای تیغه‌ای پلاژیوکلاز به وجود آمده است (شکل ۳-۳۱). کانی‌های سنگ‌ساز را می‌توان بر اساس فراوانی آن‌ها در هر سنگ به چند گروه شامل کانی‌های سنگ‌ساز اصلی، فرعی و عارضه‌ای تقسیم‌بندی نمود: این گروه‌ها منطبق بر فراوانی بیش از ۵، بین ۱ تا ۵ و کمتر از ۱ در صد حجمی هستند (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). بر این اساس، پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز، کانی‌های اپک و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را می‌سازند. بیشتر نمونه‌ها متحمل دگرسانی شده و ظاهر سبز متمایل به خاکستری پیدا کرده‌اند. آپاتیت و کوارتز کانی‌های فرعی و عارضه‌ای موجود در این سنگ‌ها هستند. اپیدوت، کلریت، کلسیت، سرسیت و استیلپنوملان کانی‌هایی هستند که در جریان فرآیندهای متاسوماتیسم و دگرسانی در این سنگ‌ها تشکیل شده‌اند. اکنون به بحث تفصیلی در مورد هر یک از کانی‌های نام‌برده خواهیم پرداخت.





شکل ۳-۳۱- تصویر میکروسکوپی از بافت اینترگرانولار.



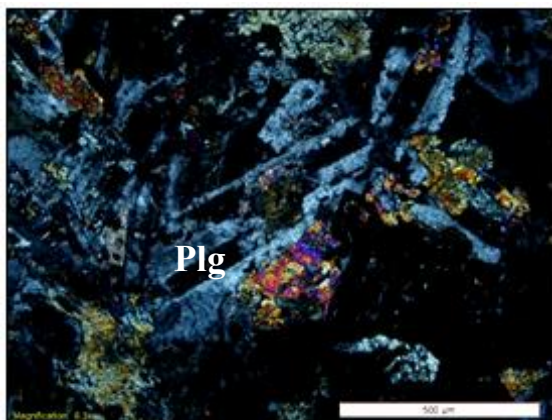
شکل ۳-۳۰- تصویری از بافت میکروگرانولار در نمونه‌های گابرویی.

### ۳-۳-۱- کانی‌های اصلی

#### الف- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز را می‌توان جزء فراوان‌ترین کانی اصلی سنگ‌های گابرویی برشمرد که به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و با اشکال تیغه‌ای در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود و ماکل پلی‌سنتتیک بارزی نشان می‌دهند. پلاژیوکلازها غالباً متحمل سریسیتی شدن یا سوسوریتی شدن گردیده و به سرسیت، کلسیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۳۲). در بعضی موارد دگرسانی در مرکز بلورها خیلی بیشتر از حاشیه است که می‌تواند نشانه کلسیک‌تر بودن مرکز بلورها و زون‌بندی عادی در پلاژیوکلازها باشد. به اعتقاد (هیبارد<sup>۱</sup>، ۱۹۹۵) وجود هسته‌های کلسیک در پلاژیوکلازها، نشانه تبلور زود هنگام این کانی از مذاب اولیه می‌باشد.

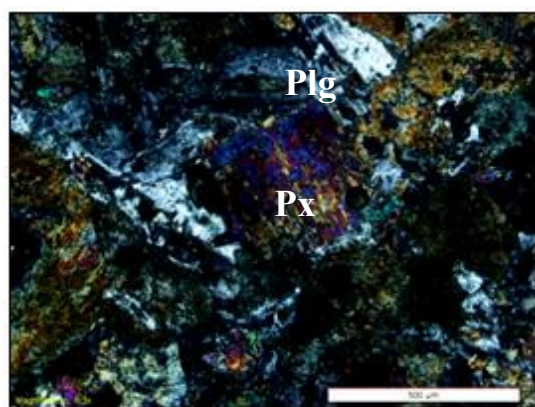
<sup>۱</sup>. Hibard



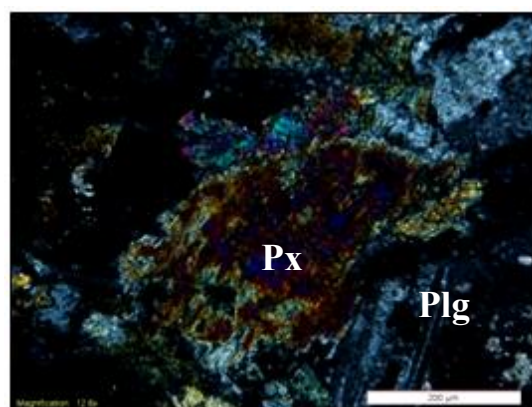
شکل ۳-۳۲- تصویر از پلاژیوکلاز که به کلریت (با رنگ اینترفرانس آبی نفتی) و اپیدوت تجزیه شده است.

### ب- کلینوپیروکسن

بلورهای اوژیت عموماً نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل‌اند و فاقد منطقه‌بندی ترکیبی بوده و خاموشی مایل نشان می‌دهند. این کانی در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز قرار گرفته و تشکیل بافت اینترگرانولار را داده است و همچنین به علت هم‌رشدی پلاژیوکلاز و اوژیت، بافت ساب‌افیتیک در سنگ‌های منطقه شترکوه ایجاد شده است (شکل‌های ۳-۳۳ و ۳-۳۳۴). این کانی در اثر دگرسانی به هورنبلند تبدیل شده‌اند.



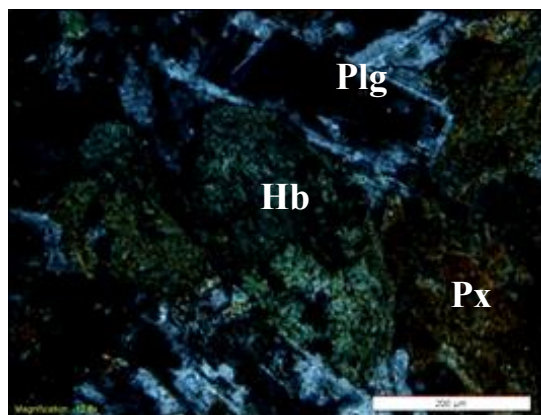
شکل ۳-۳۴- تصویر از بافت میکروگرانولار در نمونه‌های گابرویی و فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز (XPL).



شکل ۳-۳۳- تصویر از یک فنوکریست پیروکسن در سنگ‌های گابرویی منطقه شترکوه (XPL).

### ج- هورنبلند

فراوان‌ترین کانی مافیک سنگ‌های گابرویی است. این کانی به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در این سنگ‌ها یافت می‌شود (شکل ۳-۳۵). این کانی‌ها از دگرسانی کلینوپیروکسن به وجود آمده و در اثر دگرسانی به کلریت و کسیت دگرسان شده‌اند.

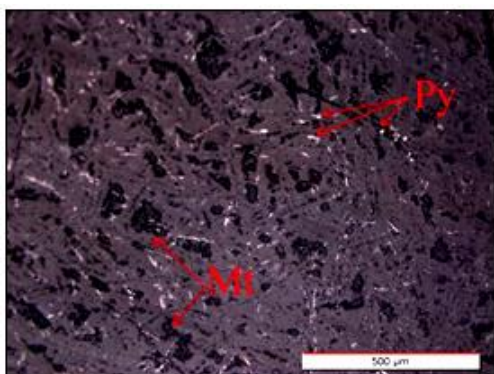


شکل ۳-۳۵- تصویری از هورنبلند، پیروکسن و پلاژیوکلاز که به کلریت تبدیل شده است (Xpl).

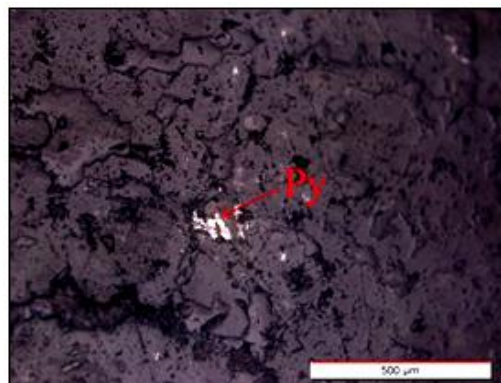
#### د- کانی‌های اپک

شامل بلورهای دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل پیریت و مگنتیت هستند که به صورت پراکنده در زمینه سنگ دیده می‌شود (شکل‌های ۳-۳۶ و ۳-۳۷). مگنتیت با ظاهری اسکلتی و به طور گسترده در مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شود (شکل‌های ۳-۳۸ و ۳-۳۹). به عقیده شلی، (۱۹۹۳)، با بالا رفتن سرعت هسته‌بندی و رشد در یک ماگمای در حال سرد شدن، سرعت انتشار دچار نقصان می‌شود و مواد لازم برای رشد بلورها عمدتاً در کناره‌ها و گوشه‌های بلور انباشته می‌شود. این محل‌ها با حجم زیادتری از ماگما محصور می‌شوند و در صورتی که عمل انتشار همراه با رشد بلورها پیشرفت کند، کناره‌ها و گوشه‌های بلور سریع‌تر از بقیه نقاط بلور رشد می‌کند و شکل‌های بلوری کشیده، تیغه‌ای و اسکلتی، پدید می‌آیند. افزایش سردشدگی در نتیجه کاهش دما، باعث خروج بلورها از حالت تعادل و تغییر شکل آن‌ها می‌شود. همچنین افزایش درجه سردشدگی، همراه با کاهش سرعت انتشار، موجب تغییر شکل بلورها از حالت چند وجهی به اشکال اسکلتی و دندریتی خواهد شد (شکل ۳-۴۰) (بست، ۲۰۰۳، در کاظمی ۱۳۹۰).

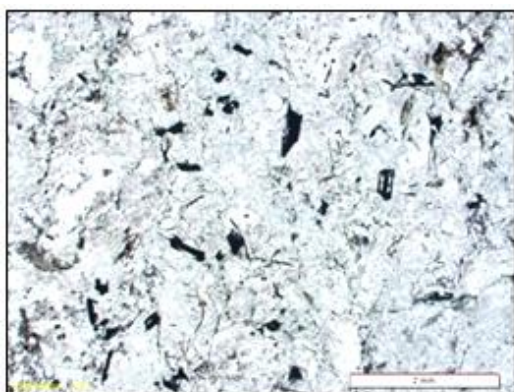




شکل ۳-۳۷- تصویری از کانی پیریت و مگنتیت در سنگ‌های گابرویی منطقه شترکوه (نور انعکاسی).



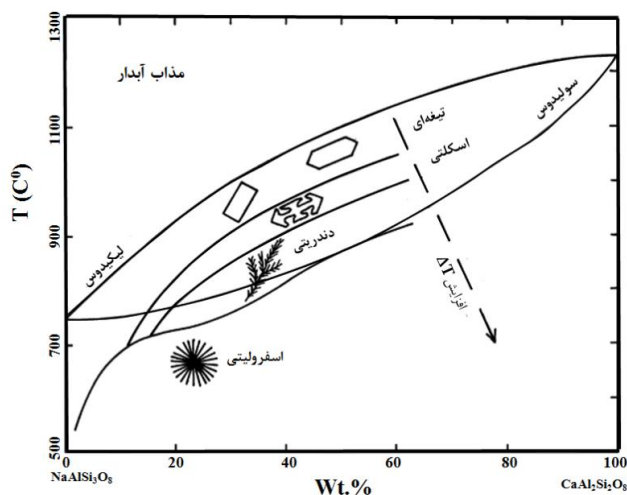
شکل ۳-۳۶- تصویری از کانی پیریت در سنگ‌های گابرویی منطقه شترکوه (نور انعکاسی).



شکل ۳-۳۹- تصویر میکروسکوپی از بلورهای دانه‌ای کانی‌های اپک.



شکل ۳-۳۸- تصویری از مگنتیت با شکل دندریتی یا استخوان ماهی.

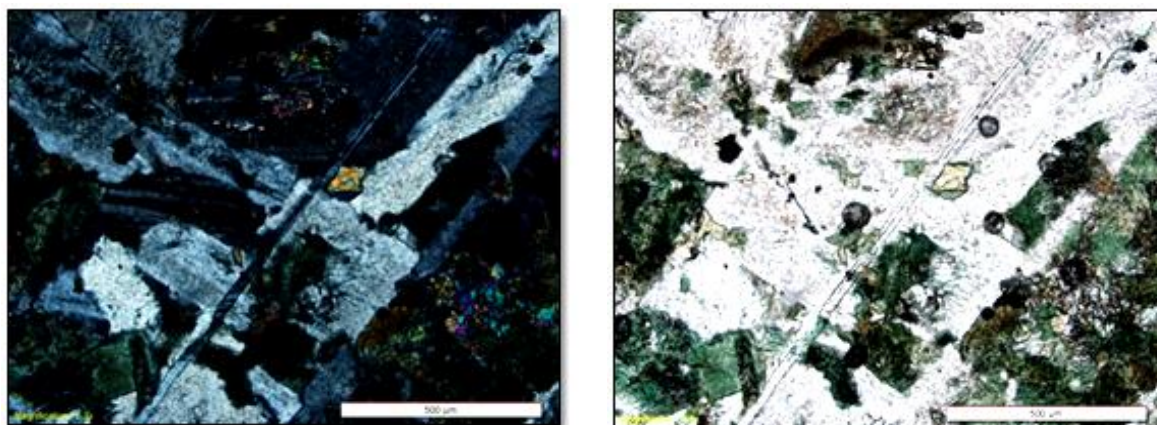


شکل ۳-۴۰- طرحی نمادین از رشد بلورها در مذاب که به آهنگ سردشدگی بستگی دارد (بست، ۲۰۰۳).

### ۳-۳-۲- کانی‌های فرعی

#### آپاتیت

آپاتیت به عنوان یک فاز فرعی معمول در بسیاری از سنگ‌های آذرین حضور دارد و فراوانی آن مستقیماً با مقدار فسفر سنگ تغییر می‌کند. فراوانی این کانی در ماگماهای تولئیتی فقیر از P ناچیز بوده و در ماگماهای آلکالن غنی از P به چند درصد می‌رسد (پروویک و کلمه، ۲۰۰۶)<sup>۱</sup>. آپاتیت یکی از کانی‌های فرعی و مهم موجود است که در سنگ‌های گابرویی مورد بحث به مقدار قابل توجهی حضور دارند و غالباً به صورت سوزن‌های طویل مشاهده می‌شود. این کانی به صورت ادخال در پلاژیوکلاز نیز حضور دارد (شکل ۳-۴۱).



شکل ۳-۴۱- تصویری از بلورهای آپاتیت در سنگ‌های منطقه شترکوه، الف: نور (PPL)، ب: نور (XPL).

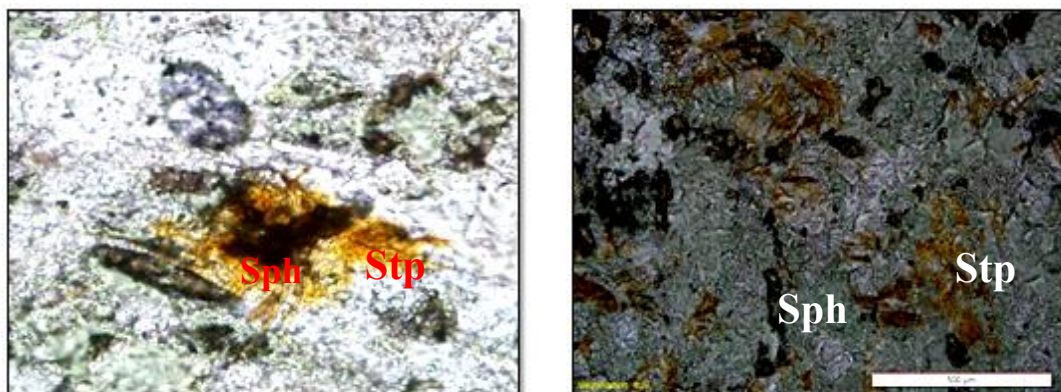
### ۳-۳-۳- کانی‌های ثانویه

#### الف- استیلپنوملان

استیلپنوملان، یک فیلوسیلیکات از گروه میکاهاست و فرمول عمومی آن به شکل  $\text{Ca,Na,K,H}$  استیلپنوملان، یک فیلوسیلیکات از گروه میکاهاست و فرمول عمومی آن به شکل  $(\text{Fe,Mg,Al})_8[\text{Al}_{1/5}\text{Si}_{10/5}\text{O}_{36}].n\text{H}_2\text{O}$  است. این کانی بیشتر در دگرگونی درجه پایین درون سنگ‌هایی مانند کوارتزیت، فیلیت، شیست‌های سبز و شیست‌های آبی تشکیل می‌گردد. دارای دو نوع

<sup>۱</sup>. Prowatke and Klemme

فری استیلپنوملان (آهن سه ظرفیتی) و فرو استیلپنوملان (آهن دو ظرفیتی) است. به عقیده هاتون<sup>۱</sup> (۱۹۳۸)، استیلپنوملان به وسیله آهن دو ظرفیتی تشکیل می‌شود ولی با گذشت زمان، آهن دو ظرفیتی آن به آهن سه ظرفیتی اکسایش می‌یابد. در واقع چون یون فرو ( $Fe^{+2}$ ) از یون فریک ( $Fe^{+3}$ ) بزرگتر است، جایگزینی آن در سیستم تبلور تری کلینیک مشکل است و برای جایگزینی به یک سیستم تبلور اکتاندر بزرگتر نیاز دارد. استیلپنوملان را در زون‌های دگرگونی رخساره‌ی شیست سبز، می‌توان به همراه کانی‌های آلبیت، آپاتیت، مسکویت، زوئزیت و کلینوزوئزیت مشاهده کرد. این کانی بیشتر دارای تجمعات صفحه‌ای است ولی گاهی به شکل شعاعی و پرمانند نیز مشاهده می‌شود. تجمع شعاعی این کانی، نشان دهنده تأثیر دگرشکلی‌های وسیع در منطقه، قبل از تشکیل استیلپنوملان است (شکل ۳-۴۲). محققان زیادی اعتقاد دارند که تجمع نهایی این کانی، پس از اتمام تأثیر دگرشکلی‌ها، شکل می‌گیرد. مجموعه کانی‌های آلبیت، اپیدوت، کلریت و استیلپنوملان حاضر در بازالت‌ها، نشان دهنده حد پایین رخساره شیست سبز، و شکل شعاعی آن، نشان دهنده دگرشکلی‌های وسیع در منطقه مورد مطالعه است (صالحیان ۱۳۹۰).



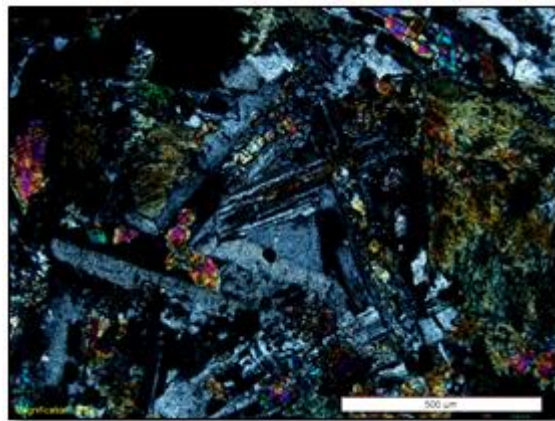
شکل ۳-۴۲- تصاویر میکروسکوپی، از کانی استیلپنوملان با شکل شعاعی و اسفنی (PPL).

### ب- اپیدوت

این کانی در اثر دگرسانی پیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل شده است که به مقدار فراوان در سنگ‌های

<sup>۱</sup>. Hutton

گابرویی حضور دارد (شکل ۳-۴۳). حضور اپیدوت معرف وجود آب در طی دگرسانی است. همراهی اپیدوت با کلریت، کلسیت، الیژیست و استیلپلوملان نشان‌دهنده دگرگونی رخساره شیست سبز است. در صورت کلسیک‌تر شدن پلاژیوکلازها یا حضور مقادیر بالای کلسیم در پیروکسن‌ها مقدار اپیدوت هم افزایش می‌یابد.

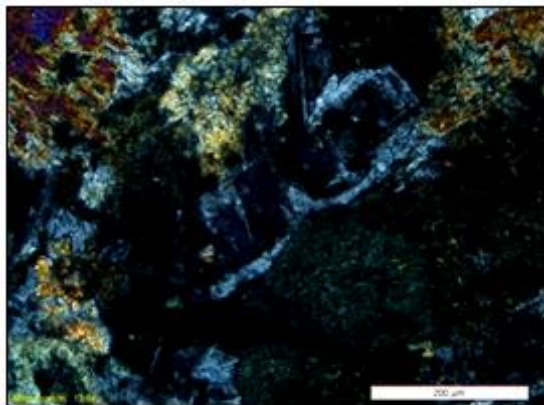


شکل ۳-۴۳- تصویری از بلورهای پلاژیوکلاز که به اپیدوت تبدیل شده است.

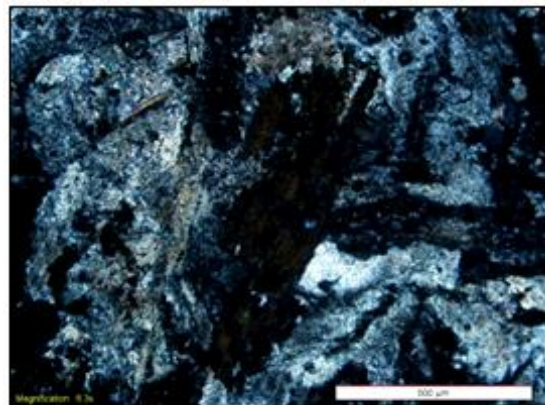
### ج- کلریت

کلریت یک فیلوسیلیکات از گروه میکاهاست. فرمول آن به شکل  $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})_6(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$  می‌باشد که در اثر تغییر ترکیب، رنگ اینترفرانس آن بین آبی نفتی و قهوه‌ای تغییر می‌کند (شکل‌های ۳-۴۴ و ۳-۴۵). در اثر دگرسانی آمفیبول (هورنبلند)، تشکیل شده و در سنگ‌های گابرویی به نسبت فراوان است. وجود آن بیانگر حضور یک سیال آبدار در طی دگرسانی و خروج  $\text{Ca}$  و  $\text{Na}$  از هورنبلند یا اوژیت می‌باشد. کلریت‌ها به صورت الیاف‌های آبی‌رنگ (آبی نفتی) جایگزین کانی‌های مافیک شده‌اند. به عقیده شلی (در آسیابانها، ۱۳۷۴) فرآیند کلریتی شدن عبارت از رشد یک کانی بر روی یک کانی دیگر یا جانشینی یک ذره به جای ذره دیگر است و هنگامی که رابطه بین ذرات یکنواخت باشد، کلریتی شدن رخ می‌دهد. در این سنگ‌ها دگرسانی به کلریت به حدی پیش رفته است که در بعضی موارد، شناسایی کانی اولیه ممکن نیست.





شکل ۳-۴۵- تصویری از کلریت با رنگ تداخلی آبی نفتی (XPL).



شکل ۳-۴۴- تصویر میکروسکوپی از کلریت با رنگ تداخلی قهوه‌ای در نمونه‌های گابرویی (XPL).

#### د- اسفن

یکی دیگر از کانی‌های فرعی موجود در سنگ‌های گابرویی می‌باشد که معرف بالا بودن میزان Ti در ماگمای سازنده این سنگ‌هاست. در گابروها، اسفن به دو صورت اولیه و ثانویه حضور دارد. بخشی از اسفن ثانویه در اثر دگرسانی کانی‌های اپک موجود در سنگ، مانند مگنتیت و تیتانومگنتیت، رهاسازی Ti حاصل می‌شود.

#### ۳-۴- ترتیب تبلور کانی‌های سازنده ترکیبات سنگی منطقه شترکوه

قانون روزنبوش مراحل تبلور کانی‌ها را به صورت زیر بیان می‌کند:

- اگر یک کانی داخل کانی دیگر قرار گیرد، آن کانی زودتر از کانی دربرگیرنده متبلور شده است.
- کانی‌های شکل‌دار زودتر از کانی‌های نیمه‌شکل‌دار و کانی‌های نیمه‌شکل‌دار زودتر از کانی‌های بی‌شکل تشکیل شده‌اند.
- کانی‌های ثانویه سنگ‌ها در تعیین ترتیب تبلور نقشی ندارند.

بر اساس مطالعات پتروگرافی صورت گرفته و با توجه به قانون روزنبوش، ترتیب تبلور کانی‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه به شرح زیر است:

## بازالت‌ها

در بازالت‌ها، فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و به مقدار خیلی کم الیوین در اعماق متبلور شده و باقی‌مانده ماگما در سطوح بالاتر، میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و یا زمینه شیشه‌ای سنگ را ایجاد کرده است. مگنتیت و آپاتیت توسط فنوکریست‌های پلاژیوکلاز احاطه شده که حاکی از تبلور آن‌ها قبل از پلاژیوکلاز می‌باشد. بلورهای سوزنی شکل آپاتیت که به صورت ادخال در فنوکریست‌های این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند، اولین کانی تبلور یافته در این سنگ‌ها هستند.

## گابروها

در گابروها، پلاژیوکلاز، اوژیت، هورنبلند و مگنتیت کانی‌های اصلی و آپاتیت، جز کانی فرعی هستند. حضور آپاتیت‌های ریز و شکل‌دار در بلورهای پلاژیوکلاز معرف تبلور زود هنگام آپاتیت می‌باشد. بعضاً به همراه آپاتیت، مگنتیت نیز به صورت ادخال در پلاژیوکلاز، اوژیت و هورنبلند مشاهده می‌شود. بنابراین کانی‌های آپاتیت و مگنتیت زودتر از سایر کانی‌ها متبلور شده‌اند. هورنبلند نیز در مراحل بعدی متبلور شده است. ترتیب تبلور کانی‌های تشکیل دهنده ترکیبات سنگی مورد مطالعه در شکل ۳-۴۶ به صورت گرافیکی نشان داده شده است.

نوع سنگ	نوع کانی
بازالت‌ها	
_____	پلاژیوکلاز
_____	اوپتیت
_____	الیون
_____	آپاتیت
_____	مگنتیت
گابروها	
_____	پلاژیوکلاز
_____	اوپتیت
_____	هورنبلند
_____	مگنتیت
_____	آپاتیت

شکل ۳-۴۶: نمایش گرافیکی ترتیب تبلور کانی‌های سازنده سنگ‌های منطقه شترکوه.



فصل ہمارم

ژئوسمی

## ۴-۱- مقدمه

ژئوشیمی اولین بار توسط شون‌بین<sup>۱</sup> (۱۹۳۸)، کاشف اوزن، معرفی شد. ژئوشیمی علمی است که با شیمی کل زمین و اجزای تشکیل دهنده آن سرو کار دارد. در حقیقت، علم ژئوشیمی به مطالعه توزیع و مهاجرت عناصر شیمیایی در ابعاد زمانی و مکانی می‌پردازد، به عبارتی دقیق‌تر وظیفه اصلی ژئوشیمی از سویی تعیین ترکیب کلی زمین و بخش‌های مختلف آن و از سویی دیگر کشف قوانین کنترل کننده توزیع هر یک از عناصر است. یکی از کاربردهای ژئوشیمی، در ارتباط با پترولوژی است. در مطالعات سنگ‌شناسی علاوه بر مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی، معمولاً از نتایج آنالیز شیمیایی برای شناخت بهتر و بیشتر ویژگی‌های شیمیایی مربوط به پدیده‌های زمین‌شناسی سنگ‌ها استفاده می‌شود. تفسیر منشأ و پتروژنز سنگ‌ها نیازمند انجام مطالعات دقیق ژئوشیمیایی، پردازش داده‌ها و تحلیل درست نتایج حاصل است، بنابراین مطالعات ژئوشیمیایی یکی از مهم‌ترین روش‌های بررسی خصوصیات سنگ‌های آذرین می‌باشد و به اعتقاد رولینسون<sup>۲</sup>، یک مطالعه پترولوژیکی جامع و کامل بدون انجام تجزیه‌های شیمیایی بر روی نمونه‌ها و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی، امکان‌پذیر نیست. به منظور انجام مطالعات ژئوشیمیایی و دستیابی به اطلاعات بیشتر و دقیق‌تر راجع به سنگ‌های منطقه شترکوه و نیز استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی، پس از بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی، ۸ عدد از سنگ‌های منطقه با کم‌ترین میزان دگرسانی، انتخاب گردید. سنگ‌های انتخاب شده به منظور

---

<sup>۱</sup>. Shonbine

<sup>۲</sup>. Rolinson

تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی، توسط شرکت کانساران بینالود مشهد، به آزمایشگاه ACME در کانادا ارسال شد و به روش ICP-AES برای عناصر اصلی، مواد فرار و برخی از عناصر نادر (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Cr, Ba, Nb, Sr, Y, Zn, Zr) و به روش ICP-MS، (طیف سنج جرمی نشری پلاسمای جفت شده القایی)، برای بقیه عناصر نادر مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند. از ۸ نمونه ارسالی، ۶ نمونه دارای ترکیب بازالتی، ۲ نمونه دارای ترکیب گابرویی می‌باشد. مختصات جغرافیایی و محل برداشت نمونه‌ها بر حسب (UTM)، شماره نمونه‌ها به همراه نام آن‌ها در جدول (۱-۴) ارائه شده است. در شکل (۱-۴) نیز موقعیت نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی بر روی تصویر ماهواره‌ای مشخص شده است. ICP MS و ICP AES روش‌هایی نسبتاً جدید هستند که از توسعه طیف سنجی نشری پلاسمای جفت شده القایی حاصل شده است (دیت و جارویس<sup>۱</sup>، ۱۹۸۹ در رولینسون، ۱۹۹۳). از این روش به دلیل حد آشکارسازی بسیار پایین، درستی و دقت بالا، در حکم ابزاری برای تجزیه گستره وسیعی از عناصر جزئی در یک محلول و با مقدار اندکی نمونه، می‌توان استفاده کرد (جنر و دیگران<sup>۲</sup>، ۱۹۹۰ در رولینسون، ۱۹۹۳). نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های منطقه شترکوه، برای اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر نورماتیو کانی‌های مجازی (بر اساس نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی)، به صورت درصد وزنی (Wt%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm) ارائه شده‌اند. همچنین تصحیحات لازم مانند حذف مواد فرار (L.O.I) و تصحیح نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  برای تمام نمونه‌های سنگی، در جدول (۲-۴) ارائه شده است. در مرحله بعد، جهت پردازش داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌ها و ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی، از نرم‌افزار پترولوژیکی GCDKIT استفاده شده است.

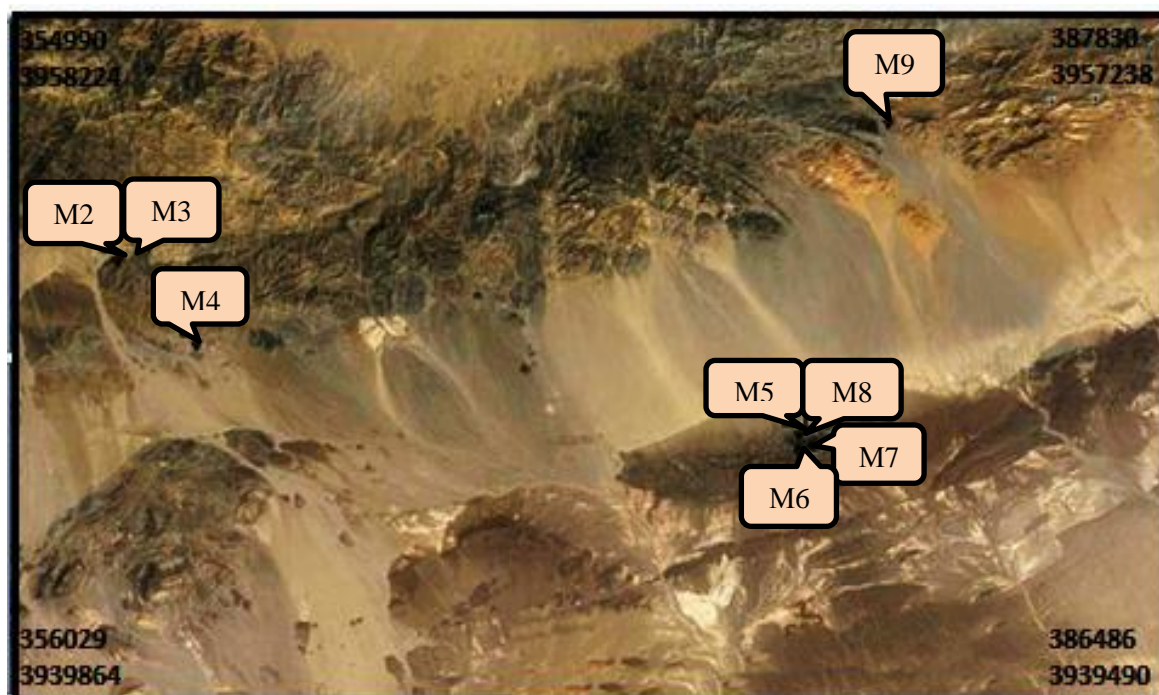
---

<sup>1</sup>. Dait and Jarous

<sup>2</sup>. Jener

جدول ۱-۴- موقعیت جغرافیایی و مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی.

محل نمونه برداری	شماره نمونه	نام سنگ	موقعیت جغرافیایی به UTM	
			عرض جغرافیایی شمالی	طول جغرافیایی شرقی
رزوه	M2	بازالت	۳۵۸۵۱۲	۳۹۵۱۳۸۸
	M4		۳۶۰۶۹۲	۳۹۴۸۲۳۲
	M3	گابرو	۳۵۹۰۵۵	۳۹۵۱۵۵۳
دره‌دایی	M5	بازالت	۳۷۹۱۷۸	۳۹۴۴۵۹۳
	M7		۳۷۹۲۰۲	۳۹۴۴۴۷۰
	M8		۳۷۹۱۸۵	۳۹۴۴۵۰۵
	M6		۳۷۹۱۴۸	۳۹۴۴۵۰۴
	M9	گابرو	۳۸۲۶۲۸	۳۹۵۳۹۲۷



شکل ۱-۴- موقعیت نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه.

#### ۴-۲- منابع بروز خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه شیمیایی 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، از جمله آلودگی نمونه‌ها در هنگام خرد کردن و آسیاب نمودن آن‌ها، آلاینش در طبیعت، خطاهای ناشی از کالیبراسیون، خطاهای ناشی از هم‌پوشانی پیک‌ها و آلاینش حاصل از واکنش‌گرهای ناخالص مورد استفاده در انحلال و تهیه نمونه می‌باشند (رولینسون، ۱۹۹۳).

آلودگی در خلال آماده‌سازی نمونه‌ها (خرد و آسیاب کردن)، می‌تواند مهم‌ترین منبع جدی خطا در تجزیه‌های ژئوشیمیایی باشد. این آلودگی از راه تمیز کردن دقیق و آغشته کردن دستگاه‌های خردکن و آسیاب با نمونه‌ای که باید خرد یا آسیاب شود، تا حد زیادی برطرف می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳). به دلیل ترکیب آهنی دستگاه آسیاب مورد استفاده در آزمایشگاه شرکت کانساران بینالود مشهد، اضافه شدن مقدار جزئی آهن در مرحله آماده‌سازی نمونه‌ها، امری اجتناب‌ناپذیر است. عنصر آهن از عناصر اصلی تشکیل دهنده نمونه‌های مورد نظر می‌باشد و آلاینش مقدار ناچیزی از این عنصر نمی‌تواند نقش مهمی در ایجاد خطا داشته باشد.

همان‌طور که قبلاً ذکر شد، نمونه‌های مافیک منطقه شترکوه در آزمایشگاه به روش‌های ICP - MS و ICP - AES به صورت ترکیبی تجزیه شده‌اند که احتمال بروز خطاهای ناشی از کالیبراسیون و هم‌پوشانی پیک‌ها به دلیل حد آشکارسازی بسیار پائین، سرعت بالا، درستی و دقت بالای این روش تا حد زیادی کاهش می‌یابد و باعث می‌شود تا با اطمینان بیشتری، نتایج حاصل از تجزیه نمونه‌ها مورد بحث و تحلیل قرار گیرد.

### ۴-۳- تصحیح داده‌های خام حاصل از تجزیه شیمیایی

قبل از استفاده از نتایج به دست آمده از تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌های منطقه شترکوه و پردازش آن‌ها، لازم است تغییرات و تصحیحات مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I)، از مجموع اکسیدهای عناصر اصلی و تصحیح نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  بر روی آن‌ها صورت گیرد که در ادامه به توزیح آن‌ها خواهیم پرداخت:

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

داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی، بیانگر میزان مواد فرار (L.O.I)، نمونه‌های منطقه شترکوه در محدوده ۲/۹ تا ۱۰/۵ درصد است. به اعتقاد میدلموست<sup>۱</sup> (۱۹۸۵)، میزان مواد فرار به‌طور معمول، در سنگ‌های ماگمایی کمتر از ۱/۵ درصد می‌باشد. بالا بودن میزان L.O.I به همراه مشاهدات پتروگرافی و حضور کانی‌های ثانویه (مانند کلریت، اپیدوت و کلسیت) در سنگ‌های منطقه شترکوه، نشان می‌دهند که این سنگ‌ها در طول فرآیندهای بعد از جایگزینی متحمل دگرسانی و در نتیجه تشکیل کانی‌های ثانویه، نظیر کلریت و اپیدوت شده‌اند.

به منظور حذف مواد فرار نمونه‌های سنگی، درصد مواد فرار را از مجموع اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد به دست آمده، مقدار جدید اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرار آن حذف شده است. سپس این عدد باید به ۱۰۰ درصد برسد. برای این منظور باید مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ در یک ضریب واحدی ضرب شود. این ضریب از تقسیم کردن ۱۰۰ بر مقدار جدید مجموع اکسیدهای سنگ به دست می‌آید. در ادامه ضریب به دست آمده را در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده تا درصد اکسیدها، بدون مواد فرار محاسبه شوند. به عنوان مثال، روش محاسبه ضریب حذف مواد فرار (Z) برای نمونه M2 این گونه می‌باشد:

$$M2 : SUM = 99/25 \quad LOI = 6/5$$

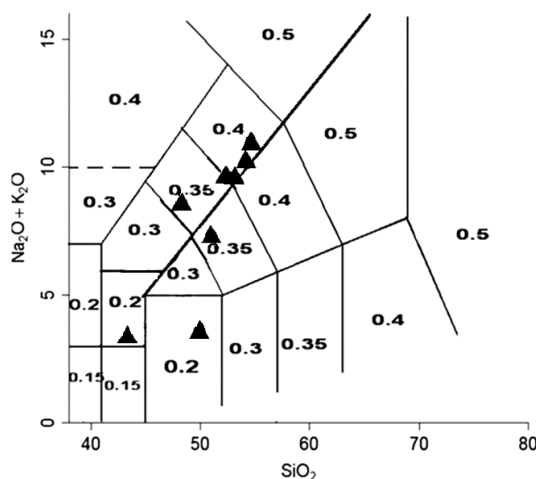
$$SUM - LOI = 99/25 - 6/5 = 92/75$$

$$Z = 100/92/75 = 1/07$$

<sup>۱</sup>. Middlemost

۴-۳-۲- تصحیح نسبت  $Fe_2O_3/FeO$ 

در نتایج تجزیه‌های شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، مقدار اکسید آهن به صورت  $Fe_2O_3$  کل ارائه شده است.  $FeO$  در ساختمان سیلیکات‌ها و  $Fe_2O_3$  در فازهای اکسیدی به صورت کانی‌های اپیک (مگنتیت) وارد می‌شوند. نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  در سنگ‌های آذرین به دلیل دگرسانی افزایش می‌یابد. بنابراین مقادیر محاسبه شده آهن فرو ( $FeO$ ) و آهن فریک ( $Fe_2O_3$ )، مقادیر واقعی نخواهد بود. این مسأله تأثیر زیادی بر ترکیب کانی شناسی نورماتیو سنگ خواهد داشت، به طوری که در محاسبه نورم سنگ اکسید شده، به دلیل افزایش نسبت  $Fe_2O_3/FeO$ ، میزان مگنتیت نورماتیو، بیشتر از مقدار واقعی و مقادیر سیلیکات‌های آهن‌دار کمتر از مقدار حقیقی خواهد بود (میدلموست، ۱۹۹۸). برای تصحیح این خطا، از نمودار مجموع  $Na_2O+K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (لومتر<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۸۹) استفاده شده است (شکل ۴-۲). با قرار دادن نمونه‌های منطقه شترکوه بر روی این نمودار، برای هر نمونه عددی به دست می‌آید که بیانگر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  آن نمونه است.



شکل ۴-۲- موقعیت نمونه‌های منطقه شترکوه بر روی نمودار  $Na_2O + K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (لومتر و همکاران، ۱۹۸۹)، که در آن خطوط نسبت‌های اکسیداسیون مساوی درصد  $FeO / (FeO + Fe_2O_3)$ ، نشان داده شده است.

با در دست داشتن این عدد، میزان  $Fe_2O_3$  کل که در جدول نتایج آنالیز شیمیایی مربوط به هر نمونه آورده شده است و حل یک معادله ساده، می‌توان میزان واقعی  $FeO$  و  $Fe_2O_3$  برای هر نمونه را

<sup>۱</sup>. Le Maitre



محاسبه کرد. نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  محاسبه شده با استفاده از این روش برای سنگ‌های منطقه برابر  $0.2$  تا  $0.4$  می‌باشد. نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  براساس این نمودار به دست آمده و مقادیر  $Fe_2O_3$  و  $FeO$  جدید که به مقادیر حقیقی سنگ نزدیک‌تر است، محاسبه شده‌اند. مقادیر تصحیح شده  $Fe_2O_3$  و  $FeO$  برای هر نمونه سنگی، در جدول (۴-۲) ارائه شده‌اند. برای مثال میزان  $FeO$  به  $Fe_2O_3$  برای نمونه M2 به روش زیر محاسبه می‌شود:

$$Fe_2O_3/FeO = 0.35 \quad , \quad Fe_2O_3(t) = 11.31$$

$$0.35 * Fe_2O_3(t) = Fe_2O_3 \quad , \quad 0.35 * 11.31 = 3.95$$

$$Fe_2O_3(t) - Fe_2O_3 = FeO \quad , \quad 11.31 - 3.95 = 7.36$$

جدول ۴-۲: نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی به صورت خام و مقادیر آن‌ها پس از انجام تصحیحات مربوط به حذف مواد فرار و نسبت  $Fe_2O_3/FeO$ ، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی منطقه شترکوه.

sample	M2	M4	M3	M5	M7	M8	M6	M9
<b>Major Oxides (Wt%) (داده های خام)</b>								
SiO <sub>2</sub>	44.05	36.28	45.11	49.23	50.86	48.09	51.21	47.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.19	11.32	14.02	17.21	16.2	17.38	18.49	13.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	10.49	8.55	7.2	6.73	5.65	7.78	6.2	13.95
CaO	4.5	17.84	10.72	7.39	7.64	6.64	3.44	9.64
MgO	6.75	3.32	3.09	1.64	1.07	1.79	3.05	5.39
K <sub>2</sub> O	5.93	2.13	3.2	4.98	5.89	4.75	5.28	0.17
Na <sub>2</sub> O	1.37	2.68	3.2	3.85	4.17	4.03	4.3	3.17
MnO	0.16	0.17	0.13	0.14	0.09	0.12	0.08	0.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.51	0.27	0.33	0.45	0.42	0.45	0.96	0.35
TiO <sub>2</sub>	1.8	1.64	1.66	1.66	1.32	1.57	1.99	2.42
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.006	0.02	0.017	<0.002	0.004	0.005	0.006	0.015
Sum	92.756	84.22	89.397	93.28	93.314	92.605	95.006	96.805
L.O.I	6.5	10.5	10.3	6.4	6.4	7.1	4.7	2.9
SUM2	99.256	94.72	99.697	99.68	99.714	99.705	99.706	99.705
<b>داده های عناصر اصلی پس از انجام تصحیحات مربوط به L.O.I و نسبت Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO بر حسب درصد وزنی (/Wt)</b>								
SiO <sub>2</sub>	47.49	43.08	50.47	52.77	54.5	51.93	53.9	49.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.53	13.44	15.68	18.44	17.36	18.77	19.46	14.21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	11.31	10.15	8.86	7.21	6.05	8.4	6.52	14.41
FeO	7.36	7.11	5.76	4.33	3.63	5.04	3.91	11.53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.95	3.04	3.1	2.88	2.42	3.36	2.6	2.88
CaO	4.85	21.18	11.99	7.92	8.18	7.17	3.62	9.96
MgO	7.27	3.94	3.45	1.75	1.14	1.93	3.21	5.56
K <sub>2</sub> O	6.39	2.52	3.58	5.33	6.31	5.13	5.55	0.17
Na <sub>2</sub> O	1.47	3.18	3.58	4.12	4.46	4.35	4.52	3.27
MnO	0.17	0.2	0.14	0.15	0.09	0.12	0.08	0.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.54	0.32	0.36	0.48	0.45	0.48	1.01	0.36
TiO <sub>2</sub>	1.94	1.94	1.85	1.77	1.41	1.69	2.09	2.5

Cr2O3	0.006	0.02	0.017	<0.002	0.004	0.005	0.006	0.015
Sum	99.966	99.97	99.977	99.94	99.954	99.975	99.966	99.975
<b>NORM (CIPW)</b>								
Q	0	0	0	0	0	0	0	6.071
C	1.669	0	0	0	0	0	1.853	0
Or	37.763	1.988	21.157	31.499	37.29	30.317	32.799	1.005
Ab	12.439	0	22.11	25.524	23.953	25.934	36.213	27.67
An	20.534	14.955	16.141	16.079	8.711	16.538	11.361	23.593
Lc	0	10.119	0	0	0	0	0	0
Ne	0	14.577	4.433	5.059	7.469	5.891	1.102	0
Di	0	21.169	18.537	9.403	6.125	8.159	0	12.191
Wo	0	22.906	4.711	1.011	6.891	0	0	0
Hy	0.652	0	0	0	0	0	0	8.197
Ol	12.232	0	0	0	0	0.718	5.603	0
Il	0.364	0.428	0.299	0.321	0.193	0.257	0.171	0.492
Hm	2.09	1.71	1.58	1.34	1.13	1.55	1.24	2.79
Tn	0	0	0	0	0	0	0	5.501
Pf	0	2.92	2.881	2.726	2.228	2.647	0	0
Ru	1.749	0	0	0	0	0	2.001	0
Ap	1.279	0.758	0.853	1.137	1.066	1.137	2.392	0.853
<b>Trace elements (ppm)</b>								
Ba	4163	752	919	1113	1684	1013	856	66
Sr	415.4	350.8	424.4	418	282.8	327.7	321.4	253.9
Zn	83	66	64	80	47	75	67	57
Co	26.5	18.7	22.1	17.8	12.2	21.3	12.1	41.7
Cs	1.6	1.1	1.3	1.7	1.5	2.2	2	1.7
Cu	82.2	3.4	11.2	18.2	2.1	22.6	2.2	75.5
Ga	19	10.6	13	16.1	9.4	18	19.5	19.4
Hf	5.6	2.7	3.8	6.6	6.2	6.7	9.8	6.6
Mo	0.4	0.4	0.7	1.1	0.8	1.5	0.8	1
Nb	70.6	24	33.8	75.3	68.2	72.9	113.1	25.9
Ni	27.7	36.3	29.1	13.7	17.1	19.8	20.1	18.8
Rb	104.1	35.1	56.2	86.1	69.6	83.2	91.2	6.9
Sn	2	<1	1	3	2	3	5	2
Ta	4.4	1.4	2.2	4.6	4.4	4.6	7.5	1.7
Th	5.7	2.1	3.5	7.6	7.7	7.8	11.7	2.9
U	1.5	0.7	1.3	2.7	2.3	2	2.9	0.7
V	124	196	185	112	70	115	104	324
W	1.1	0.9	0.8	1.3	0.5	1.2	1.1	<0.5
Zr	286.7	105.6	154.7	336.7	288.3	304.3	484.9	277.3
<b>Rare earth elements (ppm)</b>								
Ce	70.1	29.1	45.5	86.1	89.1	98.9	138.1	39.6
Dy	4.88	3.65	4.21	4.51	4.13	4.54	4.49	8.58
Er	2.67	2.03	2.26	2.42	2.3	2.51	2.27	5.39
Eu	1.67	0.88	1.24	1.77	1.59	1.86	2.18	2.24
Gd	5.67	3.86	4.66	5.3	4.97	5.51	5.96	8.27
Ho	0.97	0.71	0.79	0.91	0.8	0.91	0.83	1.85
La	34.7	14.3	22.8	46.5	48	53.5	75.5	16.6
Lu	0.41	0.28	0.3	0.39	0.36	0.38	0.36	0.79
Nd	30.4	14.8	21.4	33.9	31.8	38	49.3	24
Pr	8.17	3.56	5.37	9.28	9.13	10.41	14.45	5.32
Sm	5.78	3.62	4.63	5.8	5.48	6.9	7.85	6.56
Tb	0.26	0.81	0.85	0.86	0.73	0.64	0.85	0.75
Tm	0.4	0.28	0.31	0.39	0.35	0.39	0.35	0.8
Yb	2.49	1.8	2.04	2.49	2.33	2.47	2.17	4.96
Y	25.1	18.7	19.7	24.5	21.8	23.6	23.6	48.1

علائم معرف کانی‌های نرماتیو عبارتند از : Q: کوارتز، C: کوندوم، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Lc: لوپسیت، Ne: نفلین، Di: دیوپسید، Wo: ولاستونیت، Hy: هیپرستن، Ol: اولیوین، Hm: هماتیت، Il: ایلمنیت، Ap: آپاتیت.

#### ۴-۴- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی در رده‌بندی سنگ‌های منطقه شترکوه

عناصر اصلی در نتایج تجزیه شیمیایی هر نمونه سنگی، غالباًند. این عناصر شامل Si، Al، Fe، Mn، Mg، Ca، Na، K، Ti و P می‌باشند که غلظت آن‌ها در تجزیه‌های شیمیایی به صورت درصد وزنی (%wt) اکسید بیان می‌شود.

مهم‌ترین کاربرد داده‌های عناصر اصلی شامل موارد ذیل می‌باشند (رولینسون، ۱۹۹۳):

- ✓ استفاده از آن‌ها به منظور طبقه‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌ها.
  - ✓ تهیه نمودارهای تغییرات و نمایش داده‌ها به صورت نمودارهای دو متغیره و یا سه متغیره.
  - ✓ به عنوان ابزاری جهت مقایسه با ترکیبات سنگی تعیین شده به روش تجربی و پی بردن به شرایط تشکیل سنگ‌ها.
  - ✓ استفاده از این عناصر به همراه عناصر کمیاب جهت تعیین جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگ‌های آذرین.
- به علت دگرسانی یا دگرگونی گرمایی نمونه‌ها و تحرک این عناصر طی دگرسانی، جهت رده‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های منطقه شترکوه، بر اساس مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی، با مشکل مواجه هستیم. لذا جهت شناسایی دقیق‌تر ماهیت سنگ‌های مورد مطالعه باید از نمودارهای مبتنی بر عناصر کمیاب با شدت میدان بالا (HFSE) استفاده کرد. زیرا دگرسانی بر روی توزیع و تمرکز HFSE تأثیری ندارد که در ادامه به بررسی هریک از این نمودارها خواهیم پرداخت:

#### ۴-۴-۱- نمودار $Zr/TiO_2$ در مقابل $Nb/Y$ (وینچستر و فلوید<sup>۱</sup>، ۱۹۷۷)

به منظور تعیین ترکیب و ماهیت سنگ‌های آکالن منطقه شترکوه، نمودارهای مربوط به عناصر کمیاب که در درجات کم دگرسانی غیر متحرک باقی می‌مانند (مانند  $Zr$ ،  $Ti$ ،  $Nb$  و  $Y$ )، مفیدتر هستند. لذا، جهت شناسایی دقیق‌تر ماهیت این سنگ‌ها، از نمودار  $Zr/TiO_2$  در مقابل  $Nb/Y$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)، که سنگ‌ها را براساس درجه آکالینیتی طبقه‌بندی می‌کند، استفاده شده است. اغلب نمونه‌های مورد بررسی در این نمودار، در قلمروی بازالت‌های آکالن و تراکی‌آندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۳).

#### ۴-۴-۲- نمودار $SiO_2$ در مقابل $Zr/TiO_2$ (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)

در این نمودار نسبت  $Zr/TiO_2$  بر روی محور  $X$  و  $SiO_2$  بر روی محور  $Y$  ارائه شده است. بر اساس این نمودار، اکثر نمونه‌های منطقه شترکوه، در قلمروی آکالی بازالت، قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۴).

#### ۴-۴-۳- نمودار $SiO_2$ در مقابل $Nb/Y$ (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷)

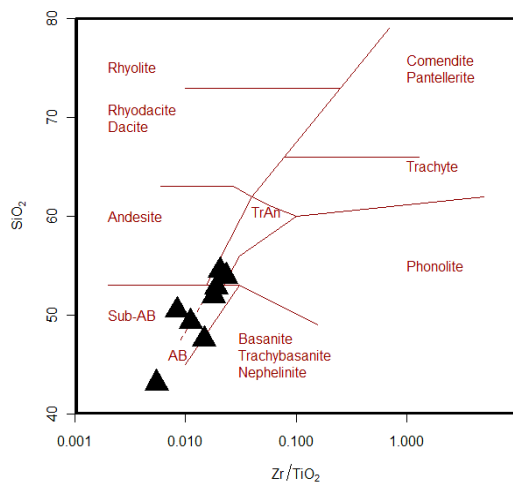
این طبقه‌بندی بر اساس نسبت  $SiO_2$  در برابر  $Nb/Y$  و با مقیاس نیمه لگاریتمی طراحی شده است. با توجه به اینکه عناصر  $Y$  و  $Nb$  جزء عناصر HFSE بوده و غیر متحرک هستند، می‌تواند در جدا کردن مرز بین ترکیبات سنگی بسیار مفید باشند (رولینسون، ۱۹۹۳). بر اساس این نمودار سنگ‌های منطقه شترکوه در منطقه آکالی بازالت و ساب آکالی بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۵).

#### ۴-۴-۴- نمودار $Zr/Ti$ در مقابل $Nb/Y$ (پیرس<sup>۲</sup>، ۱۹۶۶)

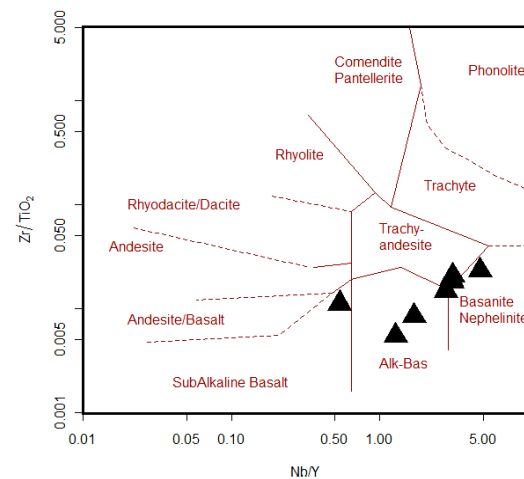
نمودار طبقه‌بندی  $Zr/Ti$  در مقابل  $Nb/Y$  (پیرس، ۱۹۶۶)، با مقیاس لگاریتمی طراحی شده است. نمونه‌های بازالتی شترکوه در این نمودار نیز در قلمرو آکالی بازالت‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۴-۶).

<sup>۱</sup>. Winchester and Floyd

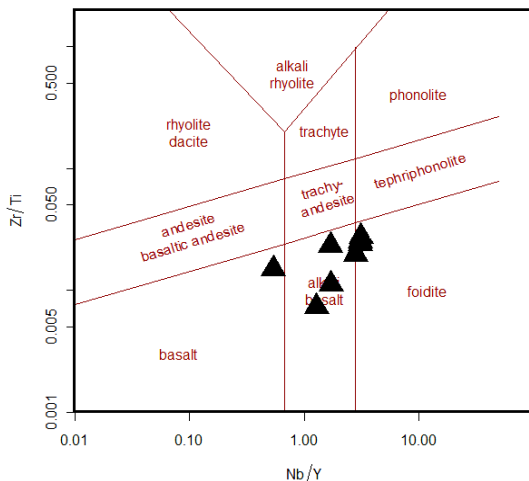
<sup>۲</sup>. Pearce



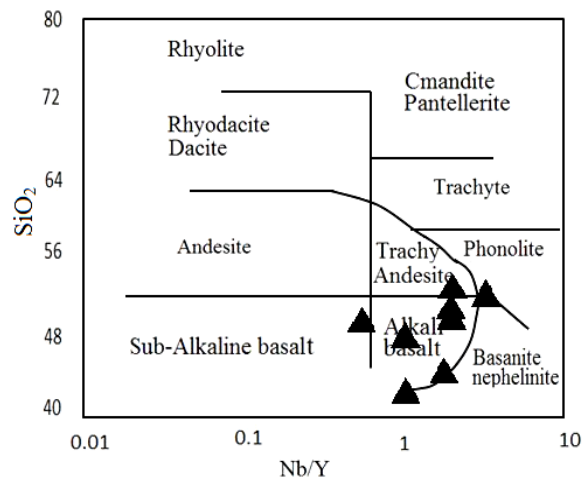
شکل ۴-۴- موقعیت سنگ‌های بازالتی منطقه شترکوه در نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{Zr/TiO}_2$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷).



شکل ۴-۳- نمودار  $\text{Zr/TiO}_2$  در مقابل  $\text{Nb/Y}$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)، جهت نام‌گذاری نمونه‌های بازالتی شترکوه.



شکل ۴-۶- موقعیت سنگ‌های بازالتی شترکوه در نمودار  $\text{Zr/Ti}$  در مقابل  $\text{Nb/Y}$  (پیرس، ۱۹۶۶).



شکل ۴-۵- موقعیت سنگ‌های بازالتی شترکوه در نمودار  $\text{SiO}_2$  -  $\text{Nb/Y}$  (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷).

#### ۴-۵- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌های بازالتی شترکوه به کمک نمودارهای

#### تغییرات

همان‌طور که قبلاً بیان شد، یکی از کاربردهای نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، تهیه نمودارهای تغییرات است، همچنین تفریق و اختلاط ماگمایی را نیز می‌توان با استفاده از عناصر اصلی مطالعه و بررسی نمود. نمودارهای تغییرات، نمودارهای دو متغیره یا سه متغیره‌ای هستند که توسط پترولوژیست‌ها برای بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب و تحولات پترولوژیکی در طی توسعه

و تبلور ماگما، ارائه شده‌اند. در نمودارهای دو متغیره، عنصر واقع بر محور X باید به گونه‌ای انتخاب گردد که بیشترین تغییرپذیری را میان نمونه‌ها نشان دهد. بدین منظور غالباً اکسید سیلیس که معمولاً بیشترین گستره را در مجموعه داده‌ها نشان می‌دهد، برگزیده می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳).

یکی از پر استفاده‌ترین نمودارهای دو متغیره، نمودار درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل  $\text{SiO}_2$  (هارکر<sup>۱</sup>، ۱۹۰۹)، است. به علت اینکه بیشتر نمونه‌های بازالتی شترکوه، ماهیت بازیک دارند، گستره غلظت  $\text{SiO}_2$  ممکن است کم باشد لذا در این تحقیق به جای نمودارهای هارکر از نمودارهای درصد اکسید در مقابل درصد  $\text{MgO}$  (فنر<sup>۲</sup>، ۱۹۴۸) استفاده شده است. در این نمودارها،  $\text{MgO}$  به عنوان اکسید شاخص برای بررسی روند تغییرات عناصر اصلی در نظر گرفته می‌شود. در این بخش، علاوه بر نمودارهای فنر، از نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق (D.I) نیز برای بررسی تحول ماگما از زمان تشکیل تا زمان جایگزینی استفاده شده است.

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

نمودارهای فنر (۱۹۴۸)، که به منظور بررسی روند تغییرات در سنگ‌های بازیک مورد استفاده قرار می‌گیرند، یکی از پر کاربردترین جایگزین‌های نمودار هارکر می‌باشند. در سنگ‌های بازیک،  $\text{MgO}$  سازنده مهم فازهای جامد در حال تعادل با مذاب‌های بازیک است و تغییرات زیادی را در نتیجه حضور فازهای منیزیم‌دار در هنگام ذوب بخشی یا جدا شدن آن‌ها در هنگام تبلور جزء-به-جزء، نشان می‌دهد (رولینسون، ۱۹۹۳).

در نمودارهای فنر، روندهای معین و تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی نمونه‌های سنگی مختلف، نشان‌دهنده خویشاوندی احتمالی بین ماگمای سازنده سنگ‌ها می‌باشد. به طور کلی، با کاهش مقدار  $\text{MgO}$  یا افزایش تفریق یافتگی میزان فراوانی عناصر اصلی  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{SiO}_2$ ، افزایش

<sup>1</sup>. Harker

<sup>2</sup>. Fenner

و  $\text{MnO}_2$ ،  $\text{TiO}_2$  و  $\text{Fe}_2\text{O}_3(t)$  کاهش می‌یابد و  $\text{CaO}$  نیز روندی پراکنده نشان می‌دهد. طیف تغییرات  $\text{MgO}$  در نمونه‌های سنگی منطقه از ۱/۱۴ درصد وزنی تا ۷/۲۷ درصد وزنی می‌باشد که با توجه به این طیف تغییرات، تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب در برابر  $\text{MgO}$  مورد ارزیابی قرار گرفته‌اند. در نهایت، در تمامی این نمودارها، مشاهده می‌شود که نمونه‌های مورد مطالعه از یک روند خطی و یا نیمه‌خطی پیروی می‌کنند.

### تغییرات $\text{SiO}_2$ در برابر $\text{MgO}$

همانگونه که در نمودار  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$  (شکل ۴-۷-الف) مشخص است، با کاهش میزان  $\text{MgO}$  و افزایش تفریق، میزان  $\text{SiO}_2$  افزایش می‌یابد. الیوین و پلاژیوکلاز کلسیم‌دار به عنوان نخستین کانی‌های تشکیل شده طی تبلور تفریقی، از  $\text{SiO}_2$  فقیر هستند. بنابراین، مایع باقیمانده از سیلیس غنی می‌شود. همچنین به دلیل مشارکت  $\text{MgO}$  در ساختار کانی‌های آهن و منیزیم‌دار نظیر الیوین و پیروکسن، مقدار این اکسید در مراحل انتهایی تفریق کاهش می‌یابد.

### تغییرات $\text{Al}_2\text{O}_3$ در برابر $\text{MgO}$

مقدار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در نمونه‌های مورد مطالعه از ۱۳/۴۴ تا ۱۹/۴۶ درصد وزنی متغیر است. در نمودار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در برابر  $\text{MgO}$  (شکل ۴-۷-ب)، با کاهش مقدار  $\text{MgO}$ ، مقدار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  روند افزایشی نشان می‌دهد. پلاژیوکلازها عامل کنترل کننده این اکسید می‌باشند، لذا حضور فراوان این کانی، در نمونه‌های مورد مطالعه، افزایش  $\text{Al}_2\text{O}_3$  را در طی تفریق تأیید می‌کند.

### تغییرات $\text{Na}_2\text{O}$ در مقابل $\text{MgO}$

براساس نمودار تغییرات  $\text{Na}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{MgO}$  (شکل ۴-۷-ج)، با کاهش  $\text{MgO}$  و افزایش تفریق، مقدار  $\text{Na}_2\text{O}$  روند افزایشی محسوسی نشان می‌دهد که بیانگر افزایش میزان این اکسید در فازهای انتهایی تفریق است. این اکسید به دلیل داشتن شعاع یونی بزرگ، در ترکیب کانی‌های اولیه حرارت بالا شرکت نمی‌کند و در نمونه‌های تفریق یافته‌تر و در ساختمان پلاژیوکلاز وارد می‌شود. مقدار این



اکسید در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بین ۱/۴۷ تا ۴/۵۲ تغییر می‌کند.

### تغییرات $K_2O$ در برابر $MgO$

براساس نمودار تغییرات  $K_2O$  در برابر  $MgO$  (شکل ۴-۷-د) با کاهش  $MgO$ ، مقدار  $K_2O$  روند افزایشی نشان می‌دهد.  $K_2O$  نیز مانند  $Na_2O$  به علت شعاع یونی زیاد خود در ترم‌های بازیک در ساختمان کانی‌ها وارد نمی‌شود و بنابراین با پیشرفت تفریق مقدار آن افزایش می‌یابد. مقدار این اکسید بین ۰/۱۴ تا ۶/۳۹ تغییر می‌کند.

### تغییرات $Fe_2O_3$ کل در برابر $MgO$

در نمودار تغییرات  $MgO$  در برابر  $Fe_2O_3$  کل (شکل ۴-۷-ه)، با کاهش  $MgO$  و افزایش تفریق، مقدار  $Fe_2O_3$  روند نزولی نشان می‌دهد. این روند با تبلور تفریقی کانی‌های مافیک آهن‌دار مانند الیوین، اوژیت و مگنتیت در سنگ‌های مافیک و کاهش میزان  $Fe_2O_3$  در مایع باقیمانده در مراحل انتهایی تفریق مطابقت دارد.

### تغییرات $CaO$ در برابر $MgO$

در نمودار تغییرات  $CaO$  در برابر  $MgO$  (شکل ۴-۷-و)،  $CaO$  تا کمتر از ۵ درصد  $MgO$ ، همبستگی مثبت با  $MgO$  دارد این بخش از روند، کاملاً تحت کنترل الیوین است، زیرا تبلور تفریقی الیوین باعث کاهش  $MgO$  و افزایش  $CaO$  در مذاب باقیمانده می‌شود. در ادامه با افزایش تفریق  $CaO$  و  $MgO$  تطابق منفی دارند و نشان‌دهنده خارج شدن این دو اکسید از مذاب و تفریق همزمان پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است (ژائو و ژوو<sup>۱</sup>، ۲۰۰۷؛ آلتونکایناک و گنس<sup>۲</sup>، ۲۰۰۸). لذا مقدار آن در مایع باقیمانده کاهش می‌یابد.

<sup>۱</sup>. Zhao and Zhou

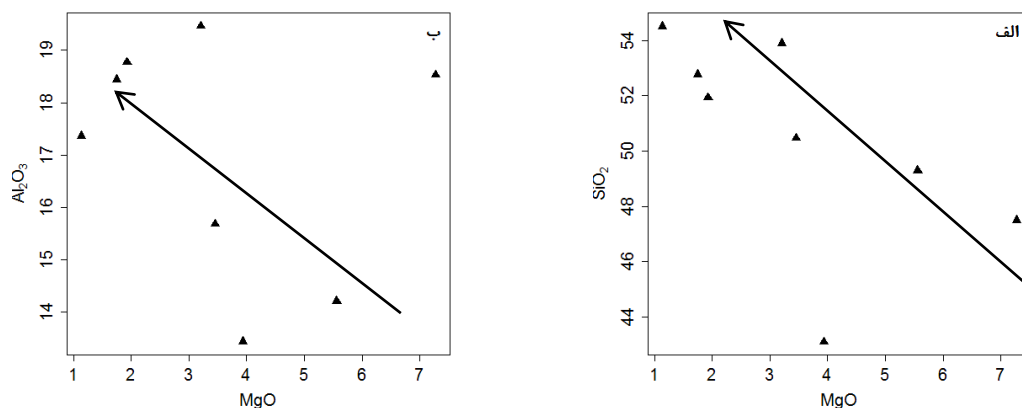
<sup>۲</sup>. Altunkaynak and Genç

### تغییرات $TiO_2$ در مقابل $MgO$

براساس روند تغییرات مشاهده شده بر روی نمودار  $TiO_2$  در مقابل  $MgO$  (شکل ۴-۷-ح)، با کاهش  $MgO$ ، میزان  $TiO_2$ ، روند کاهشی نشان می‌دهد. در مراحل اولیه انجماد با تبلور الیوین، مقدار این عنصر افزایش می‌یابد. سپس با تبلور اکسیدهای آهن-تیتان و کلینوپیروکسن و مصرف شدن  $TiO_2$ ، مقدار آن کاهش خواهد یافت.  $Ti$  جانشین  $Al$  با کوردیناسیون شش گردیده و به همین دلیل در پیروکسن (تیتان‌اوژیت) و آمفیبول حضور دارد. با پیشرفت تفریق و کاهش دما و فوگاسیته اکسیژن، محتوی  $Ti$  در کانی‌های تیتان‌دار کاهش می‌یابد (اسپیر<sup>۱</sup>، ۱۹۸۱؛ فولی<sup>۲</sup>، ۱۹۹۰).

### تغییرات $MnO$ در برابر $MgO$

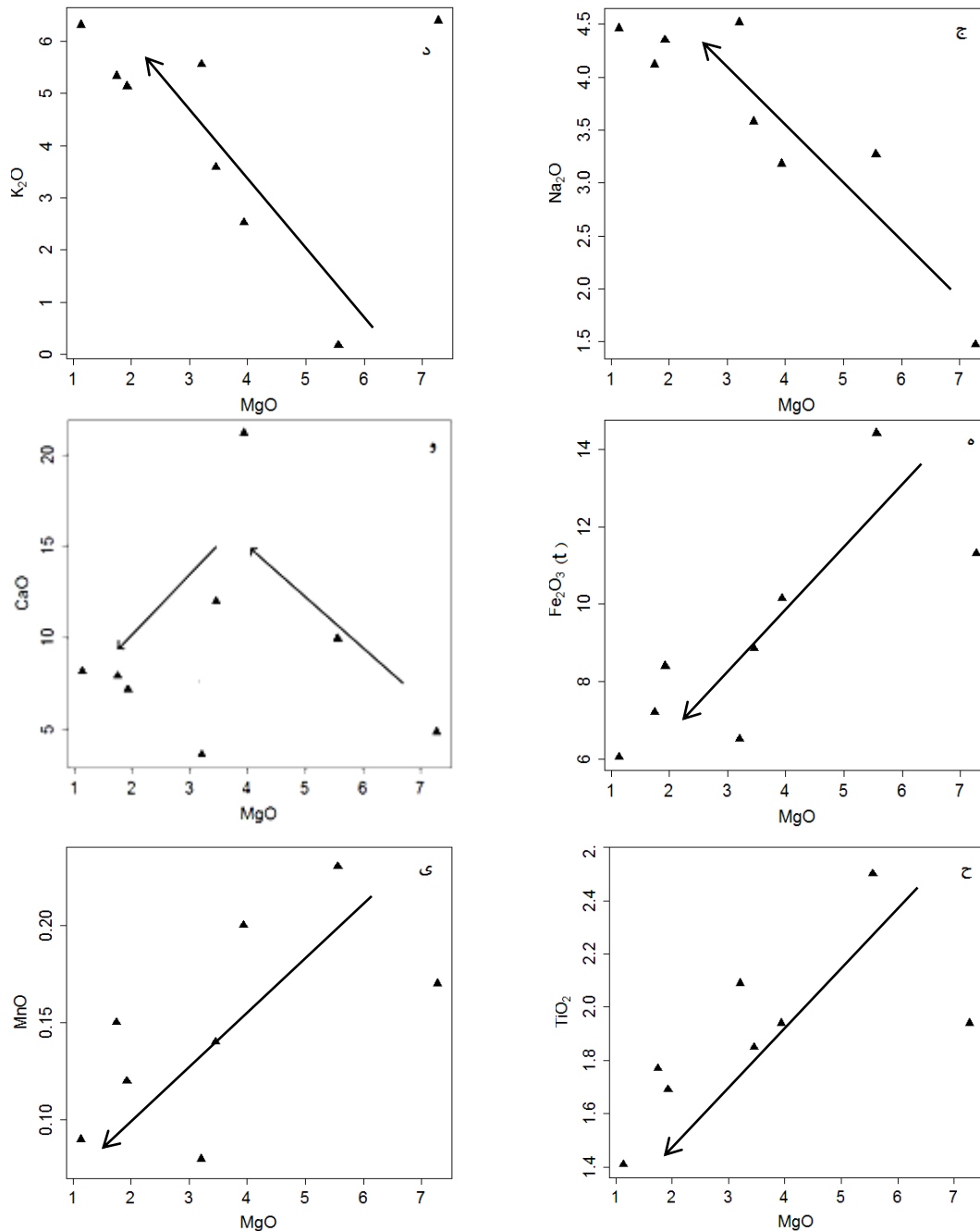
روند تغییرات  $MnO$  در مقابل  $MgO$  همانند روند تغییرات  $Fe_2O_3$  و  $TiO_2$  است و با کاهش مقدار  $MgO$ ، نزولی می‌باشد (شکل ۴-۷-ی). با کاهش میزان  $MgO$ ، افزایش تفریق یافتگی و تبلور اولیوین، مقدار  $MnO$  کاهش می‌یابد.



شکل ۴-۷- موقعیت نمونه‌های بازالتی شترکوه، در نمودار تغییرات درصد اکسیدهای اصلی در برابر  $MgO$  (نمودارهای فنر).

1. Spear

2. Foley



ادامه شکل ۴-۷.

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

جهت بررسی روند تحول ماگما در طی فرایند تفریق، از نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق (تورنتن و تاتل<sup>۱</sup>، ۱۹۶۰)، استفاده شده است. ضریب تفریق عبارت است از

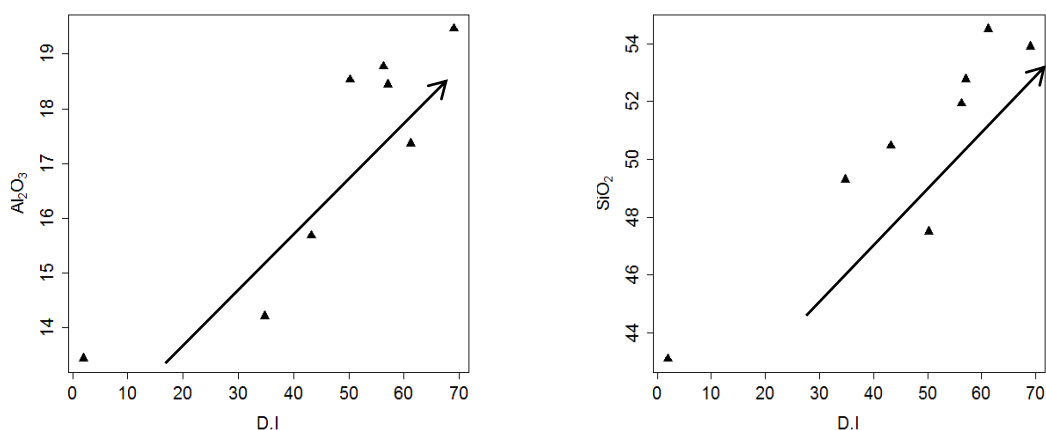
<sup>۱</sup>. Thornton & Tattle

مجموع درصد کانی‌های روشن نورماتیو سنگ (کوارتز، ارتوکلاز، آلبیت، نفلین، لوسیت و کالسلیت)، که از طریق محاسبه نرم CIPW تعیین می‌شوند.

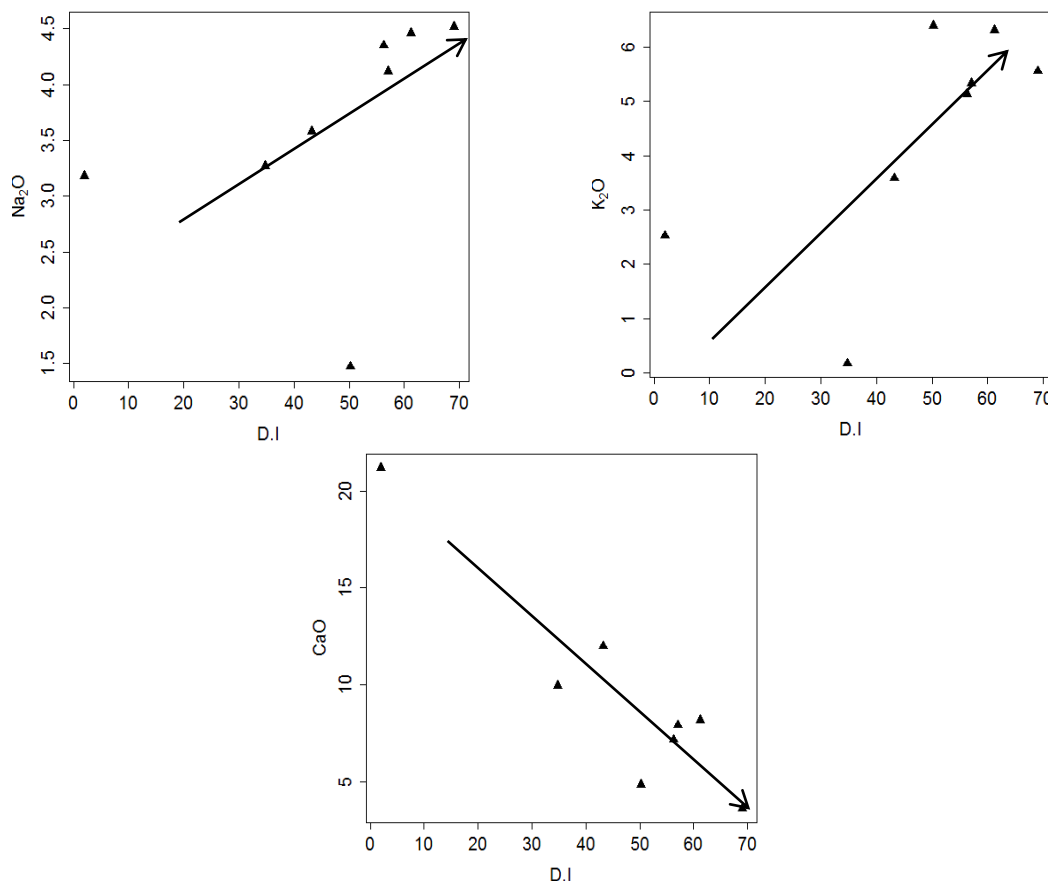
$$D.I = Q + Ab + Or + Ne + Ks + Lc$$

این کانی‌ها با پیشرفت روند تفریق از قطب بازیگ به سمت قطب اسیدی از ماگما جدا شده و درصد آن‌ها در فاز باقی‌مانده افزایش می‌یابد. لازم به ذکر است که کانی‌های نفلین، لوسیت و کالسلیت تنها برای تعیین ضریب تفریق نمونه‌های تحت اشباع مورد استفاده قرار می‌گیرند. لذا ضریب تفریق نمونه‌های سنگی منطقه شترکوه بر اساس مجموع درصد نورماتیو کانی‌های کوارتز، آلبیت و ارتوکلاز محاسبه شده است. نمودارهای ضریب تفریق برای این نمونه‌ها در (شکل ۴-۸) نشان داده شده است. در استفاده از این نمودارها باید به این نکته توجه کرد که هر روند خطی ایجاد شده نتیجه تفریق ماگمایی نیست، بلکه عواملی نظیر اختلاط، آلودگی با مواد خارجی و یا درجات مختلف ذوب بخشی و غیره می‌توانند این روندها را ایجاد کنند.

در تمامی نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی بین نمونه‌های منطقه شترکوه یک روند خطی وجود دارد. اکسیدهای  $SiO_2$ ،  $Al_2O_3$ ،  $Na_2O$  و  $K_2O$  روند صعودی، در حالی که مقادیر اکسیدهای  $CaO$  روند نزولی نشان می‌دهند. روندهای رسم شده بیانگر تفریق و منشأ گرفتن آن‌ها از یک منبع ماگمایی واحد می‌باشد.



شکل ۴-۸- موقعیت سنگ‌های بازالتی شترکوه، در نمودارهای تغییرات درصد اکسید در برابر ضریب تفریق (تورنتون و تاتل، ۱۹۶۰).



ادامه شکل ۴-۸.

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

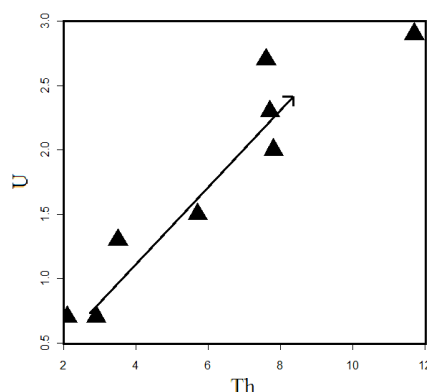
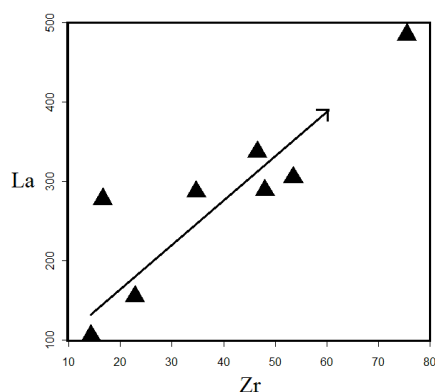
##### عناصر کمیاب

نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر از جمله مفیدترین عناصر جهت بررسی مسیر تحول سنگ‌های آذرین هستند. در مسیر تبلور تفریقی نسبت یک جفت عنصر با ناسازگاری بالا، که ضریب توزیع کلی آن‌ها بسیار شبیه باشد، چندان تغییر نمی‌کند. بنابراین شیب خط همبستگی دو عنصر بسیار ناسازگار روی نمودار دو متغیره، نسبت غلظت این عناصر را در منشاء مشخص می‌کند. راجرز<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۸۵)، از نمودارهای خاصی برای تمایز فرایند ذوب بخشی از تبلور تفریقی استفاده کرده‌اند. در این نمودارها تغییرات دو عنصر ناسازگار یا یک عنصر سازگار با یک عنصر ناسازگار در برابر یکدیگر رسم می‌شود. اگر دو عنصر ناسازگار روند خطی مثبتی که از مبدأ مختصات نیز بگذرد

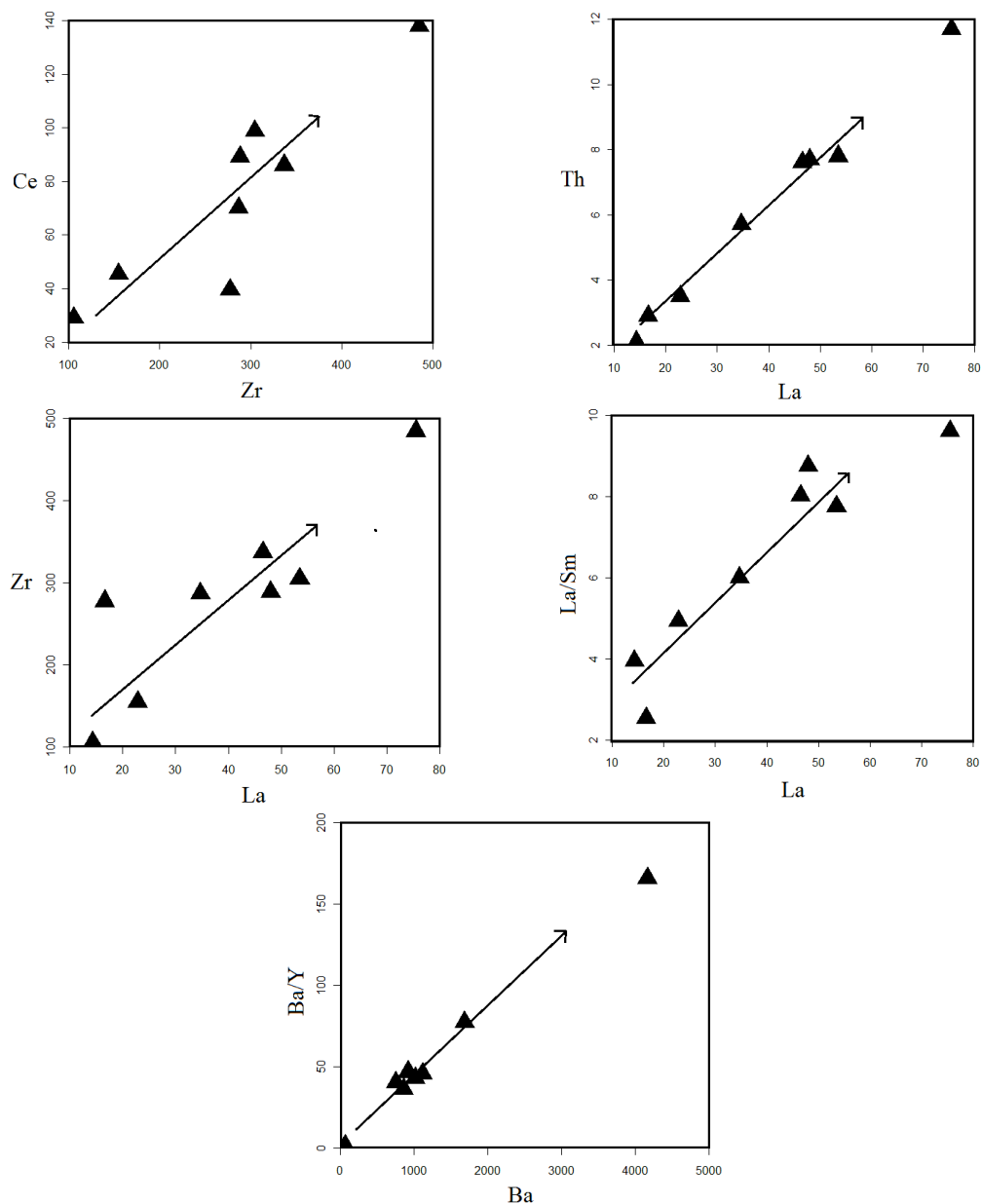
<sup>۱</sup>. Rogers

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

همانطور که در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر ( $U/Th$ ,  $Zr/La$ ) و در نمودارهای تغییرات نسبت‌های عناصر سازگار در مقابل ناسازگار ( $Ba/Y$  در مقابل  $Ba$  و  $La/Sm$  در مقابل  $La$ )، مشاهده می‌گردد همگی روند خطی و صعودی نشان می‌دهند که از مبدأ مختصات نیز عبور می‌کند (شکل ۴-۹). روند پیوسته و خطی، که در این نمودارها دیده می‌شود، نشان‌دهنده نقش مؤثر فرآیند تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی آن‌ها را نشان می‌دهد.



<sup>1</sup>. Lustrino



شکل ۴-۹- موقعیت سنگ‌های بازالتی شترکوه، در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر و نسبت‌های آن‌ها.

#### ۴-۷- نمودارهای چند عنصری (عنکبوتی) و بهنجار شده

در نمودارهای عنکبوتی، فراوانی گروه‌هایی از عناصر کمیاب و کمیاب خاکی موجود در نمونه‌های سنگی، نسبت به فراوانی این عناصر در سری نمونه‌های استاندارد، بهنجار می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳). این نمودارها برای نمایش داده‌های عناصر کمیاب بر اساس گروه‌بندی عناصر ناسازگار نسبت به یک ترکیب اولیه مورد استفاده قرار می‌گیرند و برای نشان دادن شیمی بازالت‌ها بسیار مفید هستند.



(رولینسون، ۱۹۹۳). با استفاده از این نمودارها می‌توان میزان انحراف هر ترکیب را از الگوی ترکیبی اولیه در طی فرایندهای ذوب بخشی یا تبلور تفریقی تعیین نمود. الگوی ترکیب اولیه معمولاً گوشته پیش از تشکیل پوسته قاره‌ای و یا ترکیب کندریتی‌ها می‌باشد. لذا مقادیر عناصر کمیاب را نسبت به مقادیر عناصر کمیاب گوشته اولیه یا مقادیر کندریتی بهنجار می‌کنند. بهنجارسازی نسبت به مقادیر کندریتی مناسب‌تر است. زیرا مقادیر کندریتی بر خلاف مقادیر ترکیب گوشته اولیه که تخمینی می‌باشند، مستقیماً از نمونه‌های بدست آمده، اندازه‌گیری می‌شوند (تامپسون<sup>۱</sup>، ۱۹۸۲).

#### ۴-۷-۱- نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت

در نمودارهای بهنجار شده براساس الگوی ترکیبی کندریت، تعداد ۱۵ عنصر به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب می‌شوند. این عناصر با اعداد اتمی بین ۵۷ (La) تا ۷۱ (Lu)، به گروه عناصر نادر خاکی (REE) معروف هستند و به دلیل تغییر بسیار ملایم شعاع یونی، نمایشگرهای حساسی برای فرایندهای مختلف آذرین مانند تفریق ماگمایی هستند. مقادیر مختلفی برای غلظت REE در شخانه‌های کندریتی، در مراجع مختلف بیان شده است. بنابراین ذکر مرجع داده‌های مورد استفاده در زمان بهنجارسازی بسیار مهم است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹).

برای نمونه‌های منطقه شترکوه، نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا<sup>۲</sup>، ۱۹۷۴) ترسیم شده است (شکل ۴-۱۰-الف). بر اساس این نمودارها، نمونه‌های منطقه شترکوه به طور کلی از عناصر خاکی نادر سبک، غنی‌شدگی و از عناصر خاکی نادر سنگین، تهی‌شدگی نشان می‌دهند. LREEها نسبت به فازهای بلوری اولیه مانند اولیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز ناسازگارند و در نتیجه در خلال تفریق، به طور فزاینده‌ای در مایعات تحول یافته‌تر متمرکز می‌شوند (رولینسون، ۱۹۸۹). به طور کلی غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک را می‌توان به درجات ذوب بخشی پایین (کمتر از ۱۵ درصد)، منبع گوشته‌ای نسبت داد (هیرشمن<sup>۳</sup> و همکاران، ۱۹۹۸). ماهیت آلكالان

1. Thompson

2. Nakamura

3- Hirschman

نمونه‌های مافیک منطقه شترکوه، بیانگر درجات ذوب بخشی پایین گوشته در تشکیل ماگماست. شیب الگوی عناصر کمیاب خاکی (REE) می‌تواند نشان‌دهنده میزان ذوب بخشی باشد، به این صورت که در درجات بسیار پایین ذوب بخشی شیب این منحنی‌ها زیاد بوده و عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی بسیار بیشتری را نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهند. ولی با افزایش درجه ذوب بخشی شیب این منحنی‌ها کاهش یافته و از غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) کاسته می‌شود. سنگ‌های منطقه شترکوه مقادیر LREE و La/Yb بالا و HREE به طور نسبی پایین نشان می‌دهند که نشانگر این است که ماگمای آن‌ها محصول ذوب بخشی یک منبع گارنت‌دار می‌باشد. زیرا عناصر نادر خاکی سنگین معمولاً در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می‌گیرند. لذا وقتی که ذوب در اعماق زیاد صورت می‌گیرد، عناصر HREE در گارنت موجود در منشاء متمرکز می‌شوند و از ورود آن‌ها به مذاب حاصل از ذوب بخشی جلوگیری شده بنابراین نسبت HREE/LREE در فاز مایع کاهش می‌یابد (هی<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۱۰).

در نمودار ناکامورا (۱۹۷۴)، Eu ناهنجاری نشان نمی‌دهد. آنومالی Eu، توسط پلاژیوکلاز کنترل می‌شود و به فوگاسیته اکسیژن وابسته است. با توجه به این که پلاژیوکلاز جزء کانی‌های اصلی در سنگ‌های مورد مطالعه محسوب می‌شود، نبود ناهنجاری Eu، ناشی از مهم نبودن نقش پلاژیوکلاز در طی فرایند تشکیل سنگ و تفریق می‌باشد (ژنگ<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۰). فراوانی عناصر La، در سنگ‌های مورد مطالعه، می‌تواند مربوط به فراوانی پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد مطالعه باشد. ضریب توزیع این عنصر در پلاژیوکلاز نسبت به سایر عناصر LREE بیشتر است.

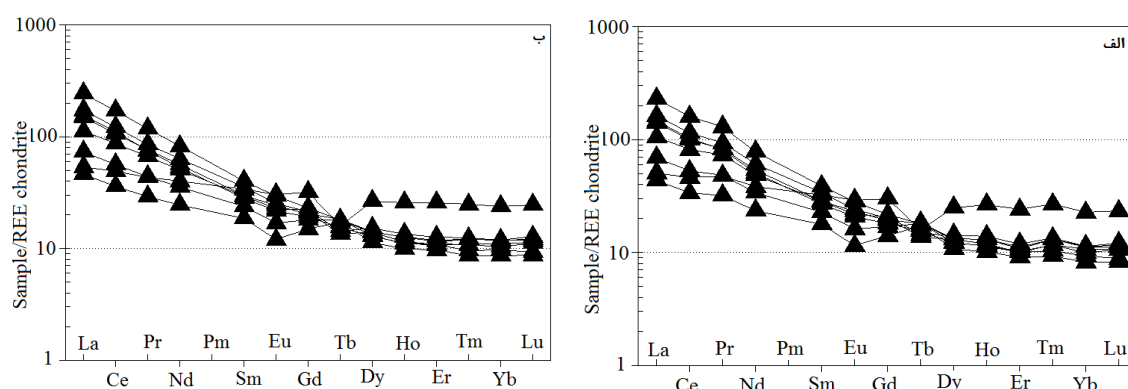
همچنین در نمودار بهنجار شده به مقادیر کندریت باینتون<sup>۳</sup> (۱۹۸۴)، غنی‌شدگی شدید (تا ۱۰۰ برابر مقادیر کندریتی) از عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، تهی‌شدگی (تا ۱۰ برابر مقادیر کندریتی) از

<sup>۱</sup>. He

<sup>۲</sup>. Zhang

<sup>۳</sup>. Boynton

عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و الگوی موازی این تغییرات به خوبی دیده می‌شود (شکل ۴-۱۰-ب). این ویژگی‌ها بیانگر طبیعت آکالین ماگما گوشته‌ای و رخداد فرآیند تبلور تفریقی در تحول آن می‌باشد (نیکلسون<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۴). از طرفی تهی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE)، نسبت به عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE)، به احتمال زیاد نشان‌دهنده وجود گارنت در ناحیه منشأ است (پاتینو<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۰).



شکل ۴-۱۰- الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت برای سنگ‌های بازالتی شترکوه در الف- ناکامورا (۱۹۷۴)، ب- باینتون (۱۹۸۴).

در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریت تامپسون (۱۹۸۲)، در اکثر نمونه‌ها پراکندگی (آنومالی‌های مثبت و منفی) در عناصر K, Rb, و Ba مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۱). وجود این نوع آنومالی‌های مثبت و منفی به دلیل متحرک بودن این عناصر در طی دگرسانی در سنگ‌های بازالتی مطالعه و مقادیر جزئی آرایش پوسته‌ای می‌باشد. در نمودار تامپسون (۱۹۸۲)، آنومالی مثبت کوچکی در عنصر Ti مشاهده می‌شود که نشانگر منشأ گوشته‌ای عمیق آن‌ها می‌باشد. زیرا فراوانی Ti در گوشته نسبت به پوسته بسیار بالا می‌باشد (تامپسون، ۱۹۸۲). عواملی از قبیل درجه ذوب بخشی و ضخامت لیتوسفری فراوانی Ti را در مذاب‌های اولیه کنترل می‌کنند (شهاتا و تئودوروس<sup>۳</sup>، ۲۰۱۱). عناصر سنگین Y و Yb آنومالی منفی اندکی نشان می‌دهند که به حضور گارنت در منشأ این سنگ‌ها

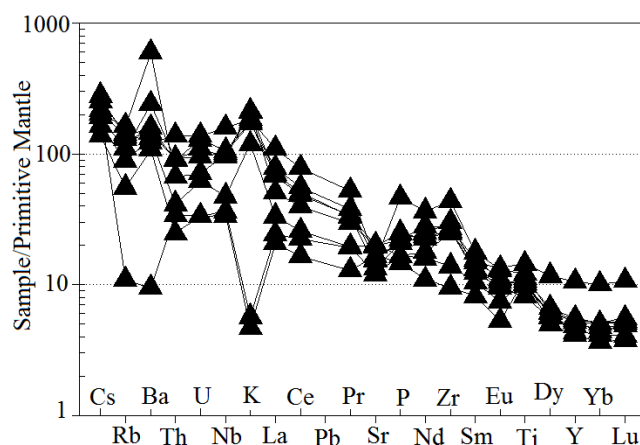
<sup>1</sup>. Nicholson

<sup>2</sup>. Patino

<sup>3</sup>. Sehata and Theodoros



می‌شود (دریش<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۹). علاوه بر آن، تهی شدگی از Cs و Rb، به تحرک بالای این عناصر طی دگرسانی این سنگ‌ها وابسته است. Ba در برخی نمونه‌ها غنی‌شدگی و در برخی دیگر تهی‌شدگی نشان می‌دهد. پراکندگی مشاهده شده در آنومالی Ba به دلیل مشابهت ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن با K و Ca می‌باشد. به علت متاسوماتیسم صورت گرفته در برخی سنگ‌های مورد مطالعه، K و به دنبال آن Ba نیز افزایش یافته است. Y و Yb ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابهی داشته و از عناصر بسیار سنگین هستند که ضریب توزیع آن‌ها در مذاب‌های مافیک در کانی گارنت بسیار بالاست. لذا تهی‌شدگی این عناصر در نمونه‌های منطقه شترکوه نشان دهنده حضور گارنت در منشأ ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌باشد. در این نمودار عناصر با شدت میدان بالا نظیر Nb, P, Zr و Ti فاقد آنومالی منفی هستند. این ویژگی از خصوصیات بارز ماگماتیسم آلکالن درون ورقه قاره‌ای می‌باشد (وانگ و همکاران، ۲۰۰۷)



شکل ۴-۱۲- نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، برای نمونه‌های مافیک شترکوه.

#### ۴-۸- تعیین سری ماگمایی

یکی دیگر از کاربردهای نتایج تجزیه‌های شیمیایی، استفاده از این نتایج در تعیین سری ماگمایی سنگ‌ها می‌باشد. سیر تدریجی تغییرات ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی از یک گدازه به گدازه‌ی دیگر

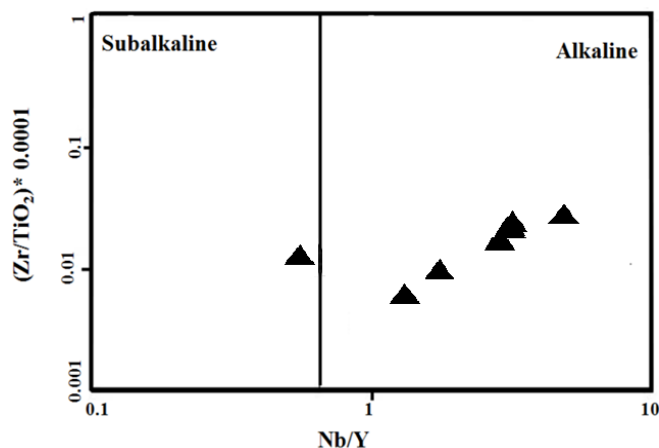
<sup>1</sup>. Driouch

نشانه رابطه خویشاوندی گدازه‌ها با هم و منشأ گرفتن آن‌ها از یک منبع مشترک می‌باشد (معین وزیری، ۱۳۷۱). عوامل دیگری نیز در تشکیل سنگ‌های مربوط به یک سری ماگمایی، نقش مهمی را ایفا می‌نماید. تعیین این عوامل و نوع سری ماگمایی مربوط به یک مجموعه سنگی، یکی از مهم‌ترین اهداف علم پترولوژی به حساب می‌آید. با استفاده از نمودارهای تغییرات شیمیایی، که تغییرات موجود در یک سری ماگمایی خاص را مورد بررسی قرار می‌دهند، می‌توان نوع سری ماگمایی را تشخیص داده و به ویژگی‌های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی خاص آن پی برد. در حال حاضر پنج سری ماگمایی مشخص شده است. این سری‌ها عبارتند از: سری تولییتی، آکالن، کالک آکالن، شوشونیتی و تحولی (انتقالی). هر کدام از این سری‌های ماگمایی شامل محدوده سنگی از بازیک تا اسیدی می‌باشند. هر چند که مرز بین آن‌ها به صورت یک خط در نمودارها مشخص شده است اما در واقع این مرز به صورت تدریجی است (ویلسون، ۱۹۸۹). جهت تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای مختلف استفاده شده است که در این بخش معرفی و بررسی می‌شوند.

#### ۴-۸-۱- نمودار Nb/Y در مقابل $(Zr/TiO_2)*0.0001$

نمودار Nb/Y در مقابل  $(Zr/TiO_2)*0.0001$  (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۷)، یکی از نمودارهای مناسب برای تعیین سری ماگمایی می‌باشد. زیرا عناصر Nb و Y در طی دگرسانی ثانویه کم تحرک می‌باشند. در این نمودار که دو سری ماگمایی قلیایی و ساب‌قلیایی را از یکدیگر جدا می‌کند، اغلب نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سری ماگمایی قلیایی و برخی نیز در نیمه‌قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۳). این امر شاید بیانگر ماهیت انتقالی آن‌ها باشد. ژنز ماگماهای بازالتی قلیایی به شروع ذوب کم فشار توسط کشش لیتوسفری یا به افزایش حرارت در نتیجه بالا آمدن ستون گوشته‌ای نسبت داده شده است (شهابا و تئودوروس، ۲۰۱۱).

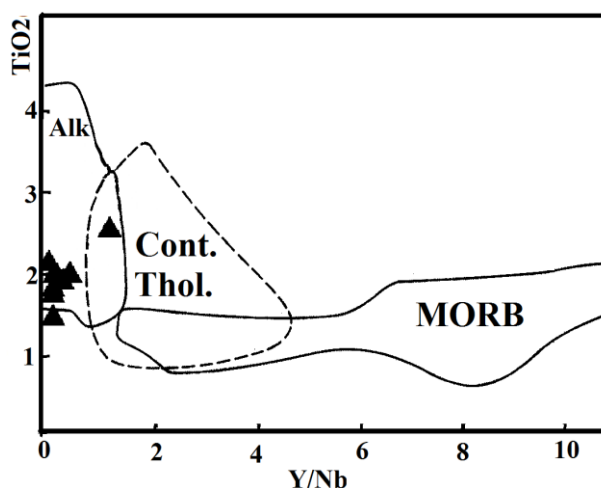




شکل ۴-۱۳- موقعیت نمونه‌های شترکوه، در نمودار Nb/Y در مقابل  $(Zr/TiO_2) * 0.0001$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) برای تعیین سری ماگمایی.

#### ۴-۸-۲- نمودار $TiO_2$ در برابر Y/Nb (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۵)

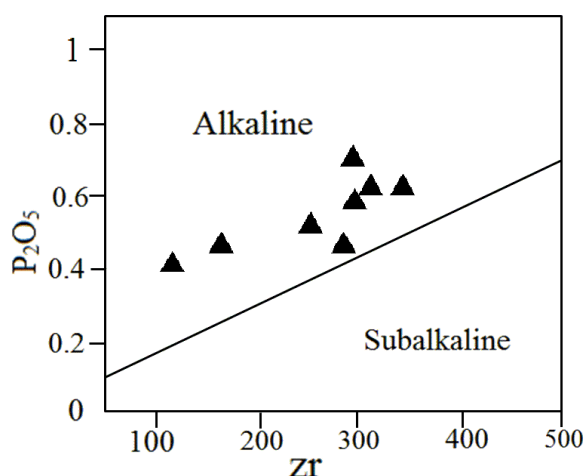
بازالت‌های قلیایی نسبت  $Y/Nb$  پایینی دارند و در این نمودار از این ویژگی برای نشان دادن سه میدان مورب، بازالت‌های قلیایی (که بازالت‌های قلیایی قاره‌ای جزایر اقیانوسی را در بر می‌گیرد) و تولیت‌های قاره‌ای استفاده شده است. بر این اساس، نمونه‌های منطقه شترکوه، در محدوده بازالت‌های قلیایی واقع می‌شوند (شکل ۴-۱۴).



شکل ۴-۱۴- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، بر روی نمودار تعیین سری ماگمایی فلوید و وینچستر (۱۹۷۵).

#### ۴-۸-۳- نمودار Zr در مقابل $P_2O_5$

نمودار Zr در مقابل درصد وزنی  $P_2O_5$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶)، برای تعیین ماهیت آلكالن یا تولییتی نمونه‌های بازالتی شترکوه ترسیم شده است (شکل ۴-۱۵). زیرکن یک عنصر ناسازگار در ماگماهای بازالتی بوده و معمولاً در طول فرآیندهای دگرسانی به صورت پایدار باقی می‌ماند (وانگ و همکاران، ۲۰۰۷). با توجه به دگرسانی نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه و مقاومت بیشتر Zr و P در برابر هوازدگی نسبت به عناصر آلكالی (K و Na)، این نمودار از اعتبار بالاتری برای تعیین سری ماگمایی برخوردار خواهد بود. از طرف دیگر، ترکیبات آلكالن در مقایسه با سنگ‌های تولییتی با مقادیر یکسان Zr، دارای  $P_2O_5$  بالاتری بوده (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶) و این دو محدوده با یک خط مستقیم از هم جدا می‌شوند. اکثر نمونه‌های بازالتی شترکوه، بر روی این نمودار در قلمروی سری آلكالن قرار گرفته‌اند.



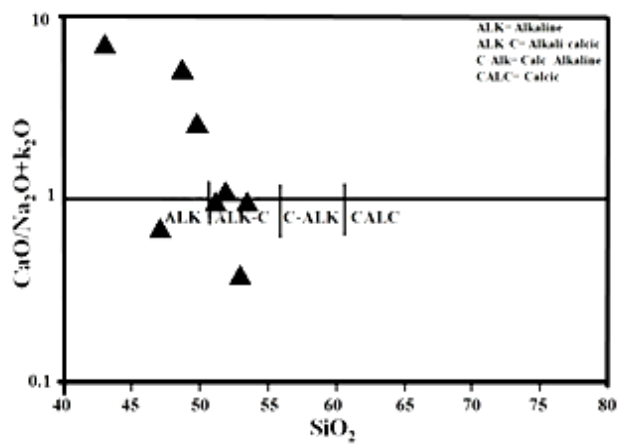
شکل ۴-۱۵- موقعیت نمونه‌های بازالتی شترکوه، در نمودار  $P_2O_5$  در مقابل Zr (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶).

#### ۴-۸-۴- نمودار شاخص Peacock در برابر $SiO_2$

شاخص Peacock (پکسریلو و تایلور<sup>۱</sup>، ۱۹۷۶) به صورت درصد وزنی CaO تقسیم بر مجموع درصد

<sup>۱</sup>. Peccerillo and Taylor

وزنی  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  تعریف می‌شود (بوگارد و وارنر<sup>۱</sup>، ۲۰۰۳). با توجه به این نمودار، غالب نمونه‌های بازالتی شترکوه، در محدوده سری آلكالن و كالك آلكالن واقع شده‌اند (شكل ۴-۱۶).



شكل ۴-۱۶- نمودار شاخص Peacock در برابر  $\text{SiO}_2$  (پكسريلو و تایلور، ۱۹۷۶).

<sup>۱</sup>. Bogard and Warner

# فصل پنجم

## محیط زمین ساختی و سترورژ

## ۵-۱- مقدمه

ایده تمایز ماگماهای مربوط به جایگاه‌های زمین‌ساختی مختلف به طریق شیمیایی اولین بار در طی دو مقاله به وسیله پیرس و کان<sup>۱</sup> (۱۹۷۱، ۱۹۷۳) بیان شد. این دو نشان دادند که امکان تمایز بازالت‌های تولید شده در جایگاه‌های زمین‌ساختی معلوم، با استفاده از ژئوشیمی آن‌ها و بر اساس عناصر Ti، Zr، Y، Nb و Sr به عنوان شاخص‌های بسیار مؤثر در تعیین محیط‌های زمین‌ساختی مختلف، وجود دارد. به این ترتیب آن‌ها چیزی را بیان کردند که به عنوان نمودارهای زمین‌ساختی - ماگمایی شناخته می‌شود. نمودارهای متمایز کننده زمین‌ساختی - ماگمایی عبارتند از نمودارهای تغییرات ژئوشیمیایی که در آن‌ها ماگماهای تولید شده در جایگاه‌های متفاوت زمین‌ساختی را می‌توان بر اساس شیمی‌شان از یکدیگر متمایز نمود. سادگی نسبی این روش و کاربرد وسیع نتایج آن سبب شده است که محیط فوران بازالت‌های قدیمی و جدید را بتوان از روی تجزیه یک سنگ بر اساس عناصری که به راحتی تعیین می‌شوند، شناسایی کرد.

سنگ‌های بازالتی تقریباً در تمام محیط‌های زمین‌ساختی حضور دارند. این مناطق می‌تواند شامل (۱) محیط‌های واگرا (کافت قاره‌ای، پشته میان اقیانوسی، پشته‌های میان اقیانوسی محیط پشت کمان، نظیر دریای چین و ژاپن)، (۲) محیط‌های همگرا (جزایر کمانی، فرورانش حاشیه قاره و زون‌های برخورد قاره)، (۳) نقاط داغ (درون قاره‌ها و درون اقیانوس‌ها) و (۴) حاشیه‌های خنثی باشند. بازالت‌های درون ورقه‌ای با توجه به درصد ذوب بخشی می‌توانند، ترکیب آلکالن یا تولئیتی داشته باشند. هر کدام از این محیط‌ها توسط خصوصیات ژئوشیمیایی خاص خود مشخص می‌شوند. به طور کلی جایگاه زمین‌ساختی، نوع ماگما و روند تکامل آن تأثیر بسزایی بر روی شیمی عناصر خواهد داشت و غلظت عناصر در سنگ‌های آذرین تابعی از غلظت این عناصر در گوشته اولیه، درصد ذوب‌بخشی، فرایند تبلور، تفریق و تأثیر آلاینش پوسته‌ای است (ویلسون<sup>۲</sup> ۲۰۰۷).

1. Pearce and Cann

2. Wilson

محققین مختلف بر اساس موقعیت زون‌های ساختاری ایران زمین و سیر تکاملی اقیانوس نئوتتیس، جایگاه پشت کمان در شمالی‌ترین بخش از حوضه ایران مرکزی را برای حوضه ژوراسیک در نظر گرفته‌اند (برونت<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۳؛ فورسیچ<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۹؛ طاهری و همکاران، ۲۰۰۹؛ زانچی<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۹؛ ویلمسن<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲ و ۱۳۹۳).

در این فصل ابتدا سعی شده است، با استفاده از ژئوشیمی، تا حد ممکن جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین ژوراسیک منطقه مورد مطالعه و عناصر اصلی و کمیاب آن‌ها مشخص شود و در ادامه به بررسی خصوصیات محل منشأ ماگمای سازنده این سنگ‌ها پرداخته شود. در انتها با جمع‌بندی کلیه داده‌ها و اطلاعات، الگوی زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های منطقه شترکوه ارائه خواهد شد.

## ۵-۲- تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های بازیک آلکالن منطقه شترکوه

سنگ‌های آذرین آلکالن می‌توانند در همه محیط‌های زمین‌ساختی به جز در پشته‌های میان‌اقیانوسی تشکیل شوند (آپادیای<sup>۵</sup> و همکاران، ۲۰۰۶). این سنگ‌ها معمولاً در محیط‌های کششی در نقاط داغ درون ورقه‌ای مثل جزایر اقیانوسی و در مراحل اولیه کافت‌زایی درون قاره‌ای یافت می‌شوند (ویلسون، ۱۹۸۹؛ آلدینوسی<sup>۶</sup> همکاران، ۲۰۰۸). سنگ‌های آلکالن در محیط‌های قاره‌ای عمدتاً دارای غنی‌شدگی از LREE، MREE و LILE و تهی‌شدگی از HFSE و HREE نسبت به ترکیبات مورب هستند (آلدنماز<sup>۷</sup> و همکاران، ۲۰۰۰). با توجه به نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه، غنی‌شدگی از عناصر LREE، Ba، Sr و Th و تهی‌شدگی از HREE و در نتیجه طبیعت آلکالن

<sup>۱</sup>. Brunet

<sup>۲</sup>. Fürsich

<sup>۳</sup>. Zanchi

<sup>۴</sup>. Wilmsen

<sup>۵</sup>. Upadhyay

<sup>۶</sup>. Aldinucci

<sup>۷</sup>. Alanmaz

قاره‌ای سنگ‌های بازیک مورد بررسی به اثبات رسید (فصل ۴).

منشأ فعالیت‌های ماگماتیسم آکالن در محیط‌های کششی درون ورقه‌ای هم‌چنان مورد بحث است. اما اکثر سنگ‌شناسان این مطلب را پذیرفته‌اند که بازالت‌های آکالن جزایر اقیانوسی (OIB)، تنها از گوشته استنوسفری مشتق می‌شوند (آلیسی<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۲) و ماگماهای آکالن درون قاره‌ای می‌توانند به وسیله ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده غنی از LREE و LILE ایجاد شوند (داسون<sup>۲</sup>، ۱۹۸۷؛ ادگار<sup>۳</sup>، ۱۹۸۷ به نقل از آپادیای و همکاران، ۲۰۰۶). به عقیده فیتون<sup>۴</sup> (۱۹۸۷)، ذوب بخشی درجه پایین یک گوشته استنوسفری منجر به تشکیل مذاب‌های آکالن قاره‌ای می‌شود. از طرف دیگر، منزیس<sup>۵</sup> (۱۹۸۷) تولید ماگماهای آکالن را به واکنش یک مذاب استنوسفری با گوشته لیتوسفری نسبت داده است.

در این بخش به منظور تشخیص جایگاه زمین‌ساختی و منشأ محتمل برای تشکیل ماگماهای آکالن سازنده سنگ‌های بازالتی منطقه شترکوه، از نمودارهای تمایز زمین‌ساختی مختلف استفاده شده است. به‌طور کلی برای ترسیم یک نمودار تمایز زمین‌ساختی خوب، باید از عناصری استفاده گردد که نسبت به فرآیندهای ثانویه غیر حساس بوده و نیز اندازه‌گیری آن‌ها، حتی در سطح غلظت پایین، به وسیله روش‌های تجزیه نسبتاً ساده، سریع و با دقت بالا امکان‌پذیر باشد (رولینسون، ۱۹۹۳). به علاوه، یکی از روش‌های مناسب برای تعیین محیط زمین‌ساختی استفاده از نسبت‌های عناصر است. از میان عناصر مختلف، عناصر کمیاب HFS به شدت ناسازگار بوده و ضریب جدایش پایینی دارند و در برابر دگرسانی و دگرگونی درجه پایین، غیرمتحرک می‌باشند. تعداد زیادی نمودارهای متمایز کننده برای بازالت‌ها به کار رفته است که در آن‌ها از عناصر کمیاب، اصلی و فرعی استفاده شده است. عناصر Y, Nb, Zr, Ti و Sr مؤثرترین متمایز کننده‌ها در بازالت‌های فوران کرده در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف به شمار

1. Alici

2. Dawson

3. Edgar

4. Fitton

5. Menzies



می‌روند (پیرس و کان، ۱۹۷۱ و ۱۹۷۳؛ رولینسون، ۱۹۹۳).

همان طور که در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه مشاهده شد، غنی‌شدگی در LREE و LILE و تهی‌شدگی از HFSE در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، ماهیت آکالن مرتبط با کمان را تأیید می‌کند. منشأ ماگماهای آکالن در محیط‌های کمانی را ذوب بخشی پایین گوه گوشته لیتوسفری می‌دانند که به وسیله سیالات حاصل از آب‌زدایی ورقه اقیانوسی فرورونده، غنی شده است (کوالنکو و همکاران، ۲۰۱۰).

### ۵-۲-۱- نمودار $Y-Zr/4-Nb$

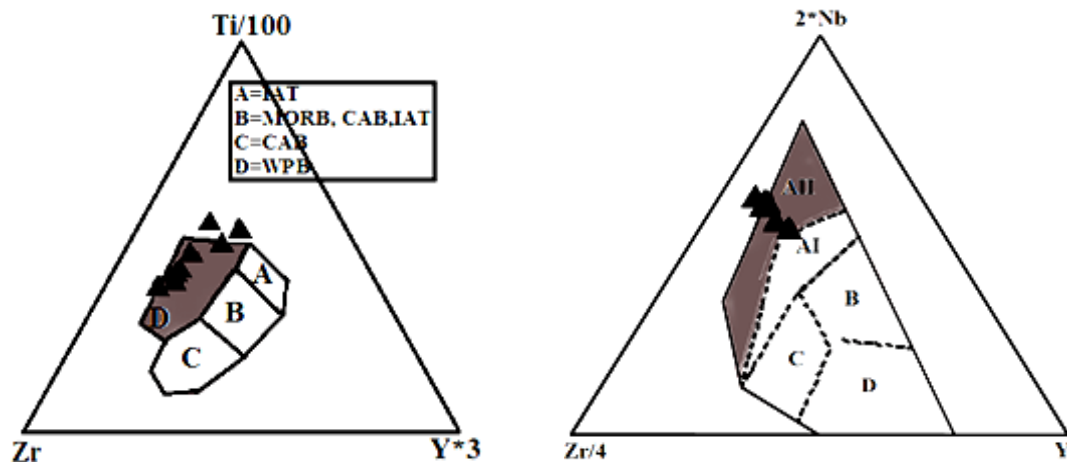
در نمودار  $Y-Nb-2*Zr/4$  (مشید<sup>۱</sup>، ۱۹۸۶)، که بر پایه عناصر کمیاب ارائه شده است، می‌توان انواع بازالت‌های محیط‌های مختلف زمین‌ساختی را از یکدیگر تفکیک و مشخص نمود. بازالت‌های آکالن درون‌ورقه‌ای (AI, AII)، تولیت‌های درون ورقه‌ای و مورب (B)، بازالت‌های کمان آتشفشانی (C) و بازالت‌های مورب و کمان آتشفشانی (D)، از یکدیگر متمایز می‌شوند. در این نمودار، نمونه‌های بازالتی شترکوه، در محدوده بازالت‌های آکالن درون ورقه‌ای واقع شده‌اند (شکل ۵-۱).

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

این نمودار با استفاده از مقادیر عناصر کمیاب HFS، انواع بازالت‌های محیط‌های مختلف زمین‌ساختی را از یکدیگر متمایز می‌کند. با استفاده از این نمودار بازالت‌های فوران یافته در داخل ورقه‌ها (WPB)، بازالت‌های کالک‌آکالن (CAB)، بازالت‌های کف اقیانوس، بازالت‌های کالک‌آکالن و تولیت‌های جزایر اقیانوسی (CAB, MORB, IAT) و بازالت‌های تولیتی فقیر از پتاسیم مربوط به جزایر کمانی (IAT) از یکدیگر متمایز می‌شوند. عناصر  $Y-Zr-Ti$  در حین فرایندهای ثانویه، تقریباً بدون تغییر باقی می‌مانند، به همین علت برای شناسایی خاستگاه سنگ‌های دگرسان شده نیز مفیدند (پیرس و کان، ۱۹۷۳). نمونه‌های بازالتی شترکوه، در این نمودار (شکل ۵-۲)، در محدوده بازالت‌های درون ورقه‌ای (میدان D) قرار می‌گیرند. بازالت‌های درون ورقه‌ای در مقایسه با سایر بازالت‌ها از نسبت  $Ti/Y$

<sup>۱</sup>. Meschede

بالا تری برخوردار هستند. این امر بیانگر یک منشأ گوشته‌ای غنی شده برای این بازالت‌هاست.



شکل ۵-۲- موقعیت نمونه‌های بازالتی شترکوه در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $Ti/1000-Zr-Y*3$  (پیرس و کان، ۱۹۷۳).

شکل ۵-۱- موقعیت نمونه‌های بازالتی شترکوه در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $Zr/4-2*Nb-Y$  (مشید، ۱۹۸۶).

### ۵-۲-۳- نمودارهای سه‌گانه وود<sup>۱</sup> (۱۹۸۰)

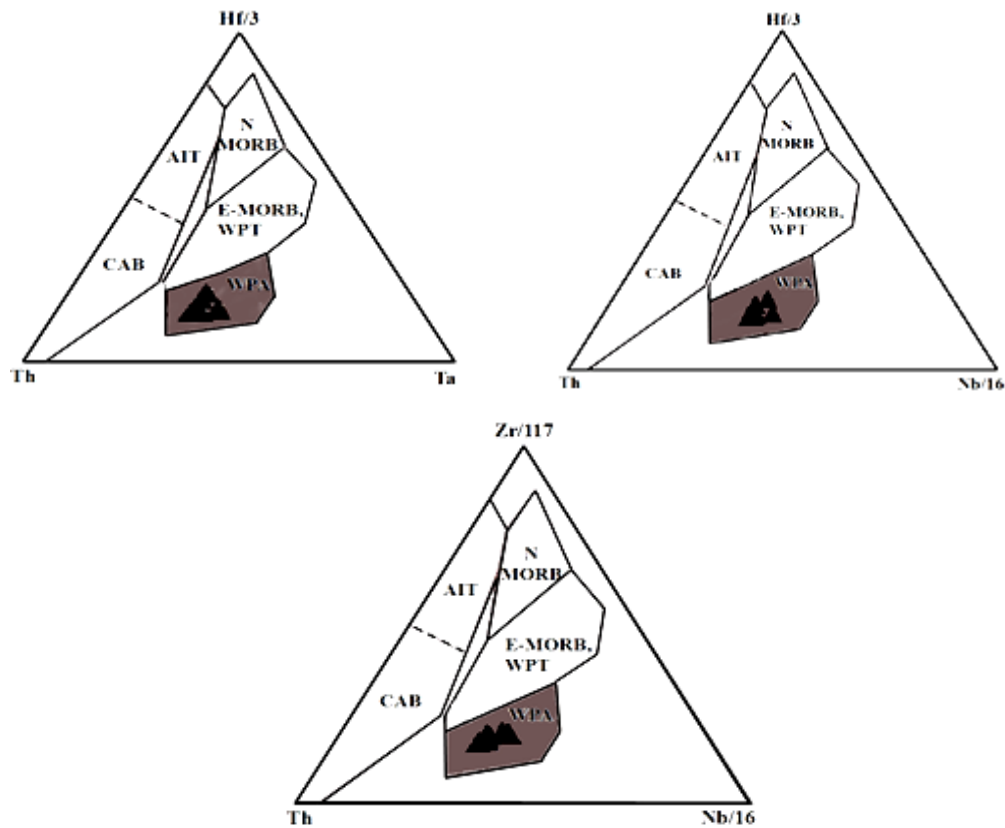
این نمودارها بر اساس عناصر HFS (از قبیل Nb, Hf, Zr, Ta و Th) ترسیم شده‌اند. این عناصر در طی دگرسانی و دگرگونی درجه پایین نامتحرک بوده، لذا استفاده از آن‌ها جهت تمایز محیط زمین‌ساختی سنگ‌های بازالتی شترکوه مناسب می‌باشد. در این نمودارها، بازالت‌های غنی شده پشته میان‌اقیانوسی (E-MORB)، بازالت‌های معمول پشته میان‌اقیانوسی (N-MORB)، بازالت‌های آلکالن درون‌ورقه‌ای (WPA)، تولئیت‌های درون‌ورقه‌ای (WPT)، بازالت‌های کالکوالکالن (CAB) و تولئیت‌های جزایر کمانی از هم تفکیک شده‌اند. در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی وود (۱۹۸۰)، نمونه‌های بازالتی شترکوه در محدوده بازالت‌های آلکالن درون‌ورقه‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۳).

### ۵-۲-۴- نمودارهای $Ti-Zr$ ، پیرس (۱۹۸۲ و ۱۹۹۶)

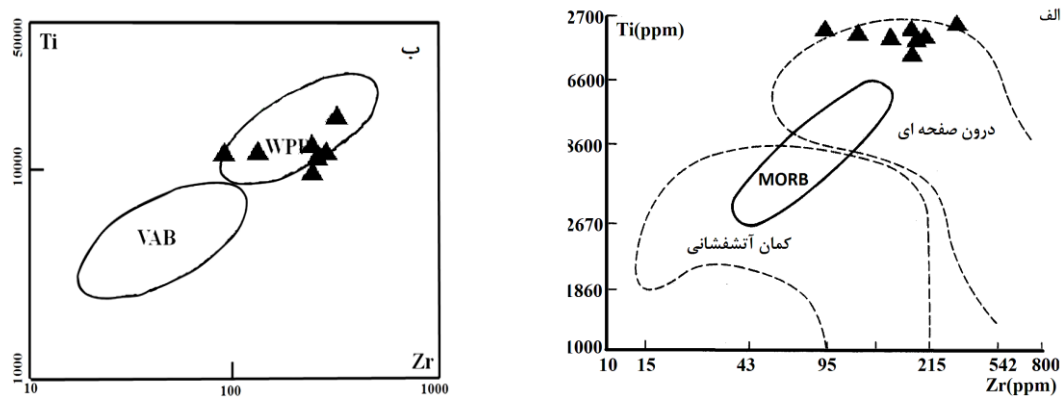
این دو نمودار با مقیاس لگاریتمی توسط پیرس ارائه شده‌اند. در آن‌ها بازالت‌های درون‌ورقه‌ای از بازالت‌های کمان‌آشفشانی متمایز شده‌اند. بر اساس این نمودارها، نمونه‌های بازالتی شترکوه همگی

<sup>۱</sup>. Wood

در محدوده بازالت‌های درون‌ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۴-۵).



شکل ۳-۵- موقعیت نمونه‌های بازالتی شترکوه در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی وود، (۱۹۸۰).



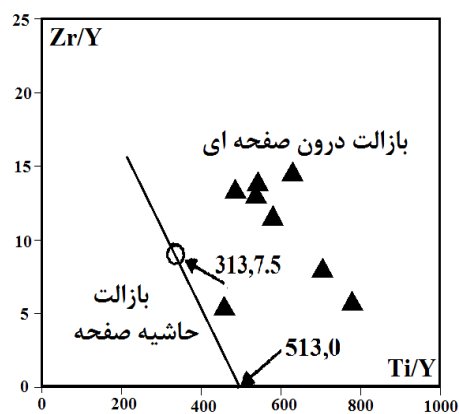
شکل ۴-۵- نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی نمونه‌های بازالتی شترکوه در الف- Ti در مقابل Zr (پیرس، ۱۹۸۲) ب- Ti در مقابل Zr (پیرس، ۱۹۹۶).

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

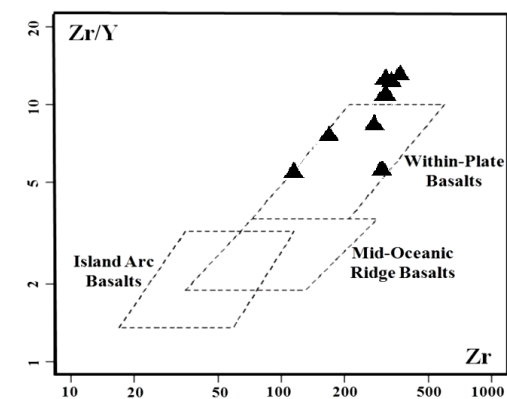
نمودار  $Zr/Y$  در مقابل  $Zr$  (پیرس و نوری<sup>۱</sup>، ۱۹۷۹) تمایز بین بازالت‌های جزایر کمانی، مورب و بازالت‌های درون‌ورقه‌ای را نشان می‌دهد. نسبت  $Zr/Y > 4$  در بازالت‌های آکالن اقیانوسی درون‌ورقه‌ای مشاهده می‌شود (ساکانی<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۱). مقدار این نسبت در نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه بیشتر از ۵ می‌باشد. در این نمودار، همه‌ی نمونه‌های بازالتی شترکوه در محدوده بازالت‌های درون‌ورقه‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۵).

### ۵-۲-۶- نمودار $Ti/Y-Zr/Y$ ، پیرس و گیل<sup>۳</sup> (۱۹۷۷)

پیرس و گیل (۱۹۷۷) از این نمودار برای تمایز بازالت‌های درون‌ورقه‌ای از انواع دیگر بازالت‌ها که در مجموع بازالت‌های حاشیه‌ورقه‌ای نامیده می‌شوند، استفاده کردند. در این نمودار از غنی‌شدگی  $Ti$  و  $Zr$  در بازالت‌های درون‌ورقه‌ای استفاده شده است. همانطور که در (شکل ۶-۵) مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه همگی در محدوده بازالت‌های درون‌ورقه‌ای قرار می‌گیرند.



شکل ۶-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی پیرس و گیل (۱۹۷۷).



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

1. Norry

2. Saccani

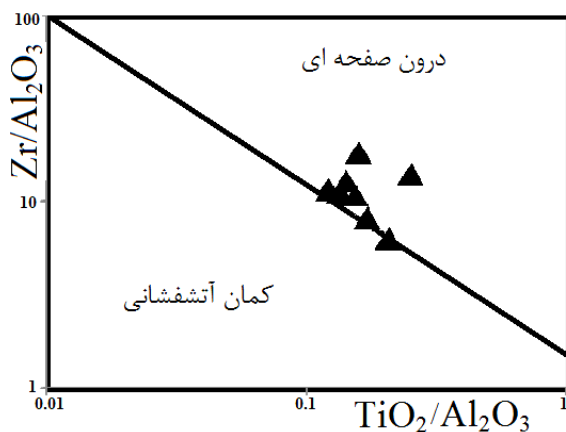
3. Gale

### ۵-۲-۷- نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس غلظت V نسبت به Ti (شروه<sup>۱</sup>، ۱۹۸۲)

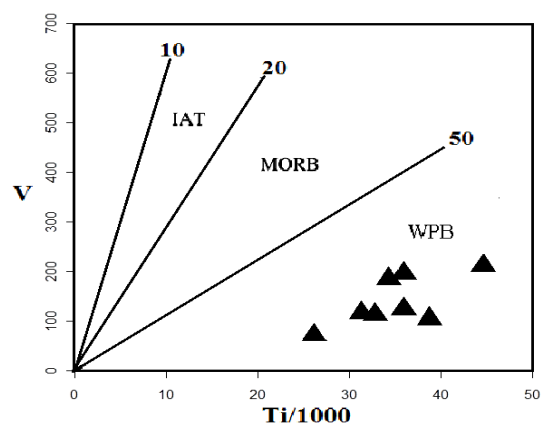
این نمودار، بازالت‌های درون‌ورقه‌ای (WPB) را از ترکیبات مورب و تولیت‌های کمان اقیانوسی (IAT) جدا می‌کند. نمونه‌های مورد بررسی در این نمودار در قلمرو بازالت‌های درون‌ورقه‌ای واقع می‌شوند (شکل ۵-۷).

### ۵-۲-۸- نمودار $Zr/Al_2O_3 - TiO_2/Al_2O_3$ مولر<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۹۲)

مولر و همکاران (۱۹۹۲)، از نمودار تمایزی  $Zr/Al_2O_3$  در مقابل  $TiO_2/Al_2O_3$  جهت تفکیک محدوده‌های کمان آتشفشانی از درون‌ورقه‌ای استفاده کردند. بر اساس این نمودار، نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه در محدوده بازالت‌های درون‌ورقه‌ای واقع می‌شوند (شکل ۵-۸).



شکل ۵-۸- موقعیت نمونه‌های بازالتی شترکوه در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $Zr/Al_2O_3 - TiO_2/Al_2O_3$  (مولر و همکاران، ۱۹۹۲).



شکل ۵-۷- موقعیت نمونه‌های بازالتی شترکوه در نمودار متمایز کننده انواع بازالت‌ها بر اساس نسبت‌های Ti-V، (شروه، ۱۹۸۲).

### ۵-۲-۹- نمودارهای متمایز کننده محیط زمین‌ساختی شاندر و گورتن<sup>۳</sup> (۲۰۰۲)

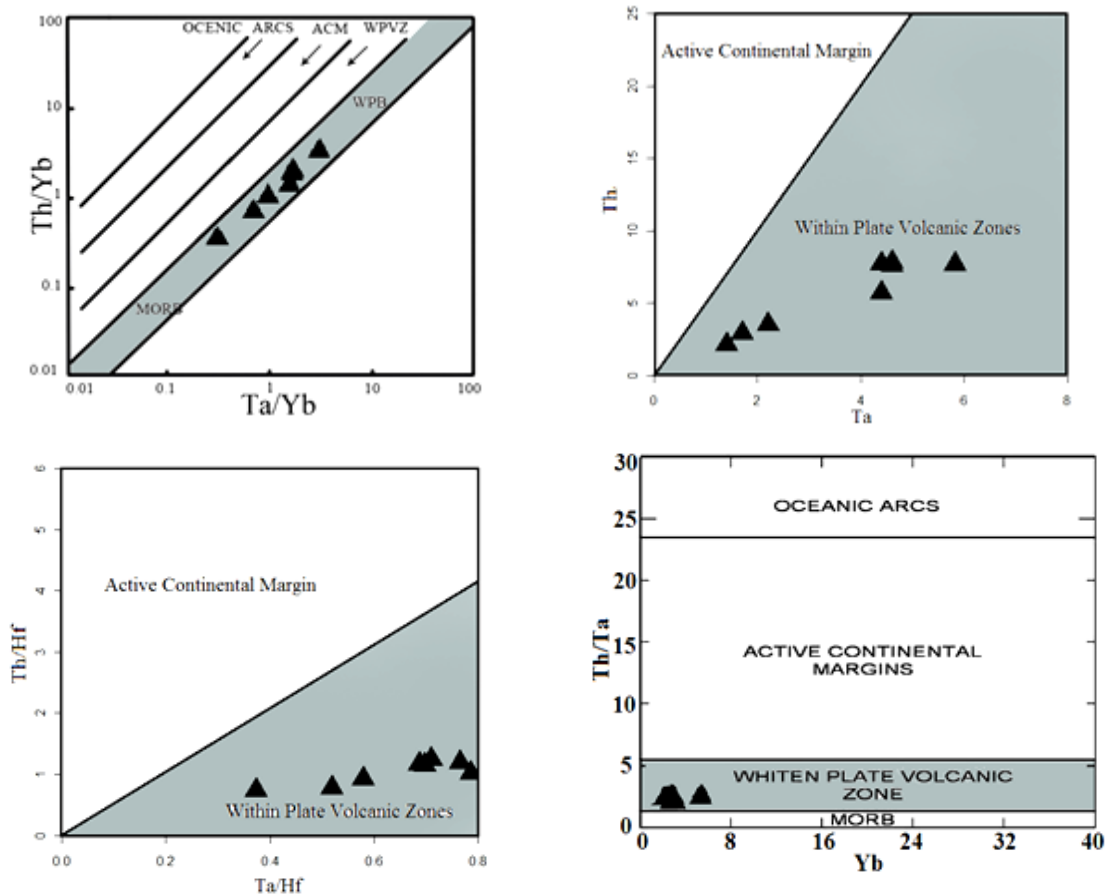
شاندر و گورتن (۲۰۰۲)، بر اساس عناصر کمیاب نمودارهایی پیشنهاد کردند که انواع محیط‌های زمین‌ساختی مختلف را از هم جدا می‌کنند. این نمودارها بر اساس رفتار ژئوشیمیایی عناصر کمیاب در

<sup>۱</sup>. Shervais

<sup>۲</sup>. Muller

<sup>۳</sup>. Schandl and Gorton

محیط‌های مختلف بنا شده‌اند. طبق این نمودارها سنگ‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه در محدوده آتشفشان‌های درون ورقه‌ای (WPVZ) واقع می‌شوند (شکل ۵-۹).



شکل ۵-۹- موقعیت قرارگیری نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، در نمودارهای شاند و گورتن (۲۰۰۲).

### ۵-۲-۱۰- نمودار Ti/Zr-Zr

در نمودار باگاس<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۸)، که بر اساس Zr در مقابل Ti/Zr در نمودار زیر رسم شده‌است، نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه در قلمرو بازالت‌های پشت کمانی واقع شده‌اند (شکل ۵-۱۰).

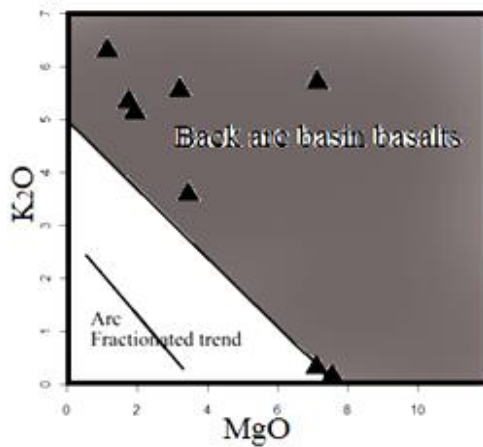
### ۵-۲-۱۱- نمودار MgO در مقابل K<sub>2</sub>O

در نمودار وارکمپ<sup>۲</sup> (۲۰۱۰)، که بر اساس مقادیر MgO در مقابل K<sub>2</sub>O رسم شده‌است، نمونه‌های

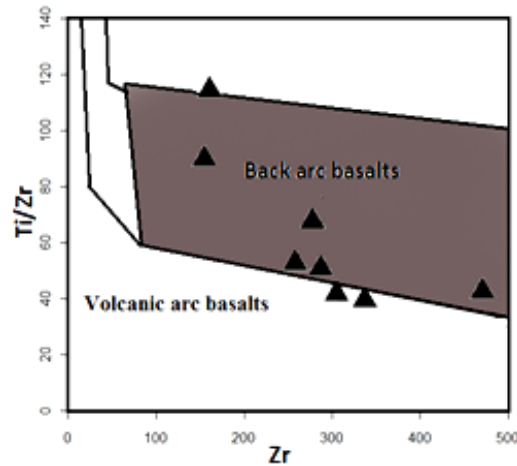
<sup>۱</sup>. Bagas

<sup>۲</sup>. Varekamp

بازالتی ژوراسیک در منطقه شترکوه، در خارج از محدوده بازالت‌های کمانی و در قلمرو بازالت‌های پشت کمانی، قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱۱).



شکل ۵-۱۱- موقعیت نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، در نمودار MgO در مقابل K<sub>2</sub>O (وارکمپ، ۲۰۱۰).



شکل ۵-۱۰- موقعیت نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، در نمودار Ti/Zr-Zr (باگاس<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۸).

### ۵-۳- تعیین ویژگی‌های محل منشأ

عناصر کمیاب نسبت به اثرات ذوب بخشی حساس هستند و با استفاده از آن‌ها می‌توان ویژگی‌های محل منبع نظیر نوع گوشته، ترکیب و میزان غنی‌شدگی آن را تعیین کرد.

### ۵-۳-۱- تعیین نوع گوشته محل منشأ و ویژگی‌های آن

مشابهت‌های زیادی بین ویژگی‌های عناصر ناسازگار و REE بازالت‌های آلکالن ژوراسیک منطقه شترکوه و بازالت‌های نوع OIB وجود دارد که بیانگر نشأت گرفتن ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها از گوشته‌ای مشابه با گوشته نوع OIB می‌باشد. به‌طور کلی اگر ترکیب شیمیایی بازالت‌های مناطق درون ورقه‌ای به بازالت‌های جزایر اقیانوسی شباهت داشته باشد، آن‌ها از گوشته استنوسفری مشابهی منشأ گرفته‌اند (ژانگ<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۰). بیشتر ماگماهای کافت‌های قاره‌ای ترکیبات خیلی مشابهی

<sup>۱</sup>. Bagas

<sup>۲</sup>. Zhang

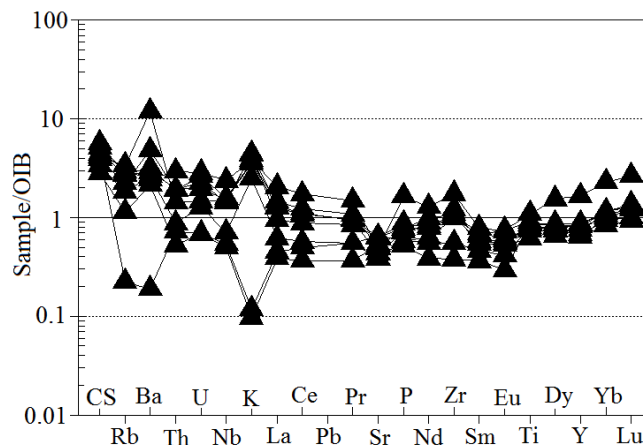


با بازالت‌های درون ورقه اقیانوسی (OIB) نشان می‌دهند. به اعتقاد هاسه و رنو<sup>۱</sup>، (۲۰۰۸)، بازالت‌های درون ورقه‌ای اقیانوسی از ستون‌های گوشته‌ای عمیق در حال صعود منشأ گرفته‌اند. همگام با تداوم کشش و زایش ماگما در مراحل اولیه رشد و توسعه حوضه‌های پشت کمان، بازالت‌ها دارای شیمی مشابه با بازالت‌های MORB و جزایر کمانی می‌شوند (ویلسون، ۱۹۸۹).

در نمودارهای عنکبوتی، الگوی OIB توسط غنی‌شدگی در LREE و آنومالی مثبت Ta-Nb مشخص می‌شود (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۰). همچنین در نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به OIB (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) (شکل ۵-۱۲)، میزان غنی‌شدگی نمونه‌های منطقه نزدیک به یک است که این امر می‌تواند، بیانگر استنوسفری بودن محل منشأ ماگمای اولیه باشد. پراکندگی مشاهده شده در عناصر K Ba Th و Rb (آنومالی مثبت و منفی) نیز عمدتاً در ارتباط با دگرسانی و تحرک بالای این عناصر در طی فرآیندهای ثانویه می‌باشد. نسبت HFSE/LREE نیز به عنوان معیاری برای تعیین منشأ گدازه‌ها به کار می‌رود. نسبت‌های کمتر از یک نشان دهنده منشأ لیتوسفری و نسبت‌های بالا شاخص منشأ استنوسفری می‌باشند (علی و انتافلوس<sup>۲</sup>، ۲۰۱۱، در دیهیمی، ۱۳۹۱). میانگین نسبت Nb/La در بازالت‌های ژوراسیک منطقه شترکوه ۱/۵۸ می‌باشد که نشان‌دهنده منشأ استنوسفری (شبه OIB) آن‌ها می‌باشد.

<sup>۱</sup>. Haase & Renno

<sup>۲</sup>. Ali and Ntaflos

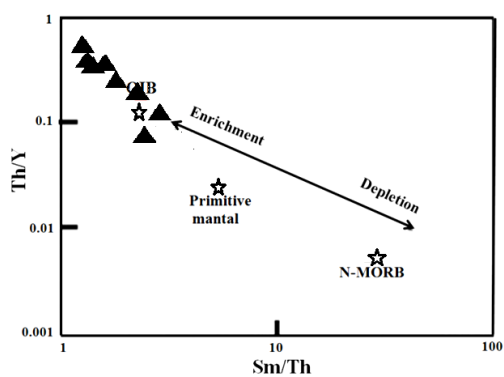


شکل ۵-۱۲- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، نسبت به OIB، سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹).

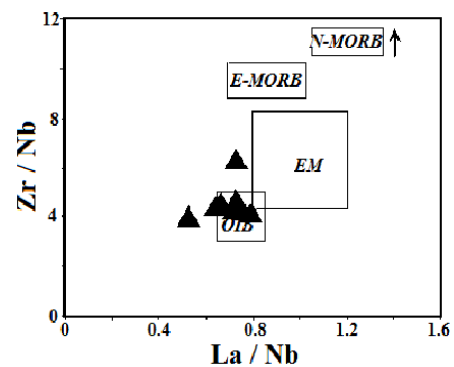
نسبت‌های عناصر ناسازگار برای نشان دادن منابع گوشته‌ای مفید هستند. زیرا این نسبت‌ها در محل منبع گوشته و مخصوصاً در درجات بالای ذوب بخشی تغییر نمی‌کنند (ارنست و بوچان<sup>۱</sup>، ۲۰۰۳). بنابراین از نمودار رسم شده بر اساس نسبت‌های Zr/Nb در برابر La/Nb بهره گرفته‌ایم. همانگونه که در این نمودار دیده می‌شود (شکل ۵-۱۳)، نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، غالباً در محدوده گوشته غنی‌شده (OIB)، قرار می‌گیرند. همچنین در نمودار Sm/Th در مقابل Th/Y (ساندرز<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۹۲)، سنگ‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه در محدوده یک منبع غنی شده نوع OIB قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۱۴). بر اساس نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (آلدنماز و همکاران، ۲۰۰۰)، سنگ‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، در راستای بردار گوشته غنی شده مربوط به بازالت‌های درون ورقه‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۱۵).

<sup>1</sup>. Ernst and Buchan

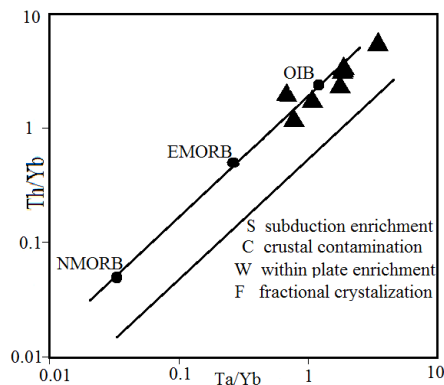
<sup>2</sup>. Saunders



شکل ۵-۱۴- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار Sm/Th در مقابل Th/Y، ساندرز و همکاران (۱۹۹۲).



شکل ۵-۱۳- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار تعیین خصوصیات منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (بر اساس مقادیر ویور، ۱۹۹۱).



شکل ۵-۱۵- موقعیت نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، در نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (پیرس ۱۹۸۲).

### نمودارهای Zr/Y در برابر Nb/Y

با استفاده از نمودارهای عناصر کمیاب که در طی فرایندهای ثانویه پایدار هستند (مانند Zr, Y و Nb)، نیز نمونه‌های بازالتی مورد بررسی در محدوده OIB قرار می‌گیرند. این امر بیانگر مشتق شدن این بازالت‌ها از ذوب ستون گوشته‌ای در حال صعود می‌باشد. فیتون<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۹۷)، پارامتر ژئوشیمیایی ذیل را پیشنهاد کرده‌اند:

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

بر اساس این پارامتر می‌توان اثرات درجه ذوب، تهی‌شدگی منبع از طریق استخراج مذاب یا

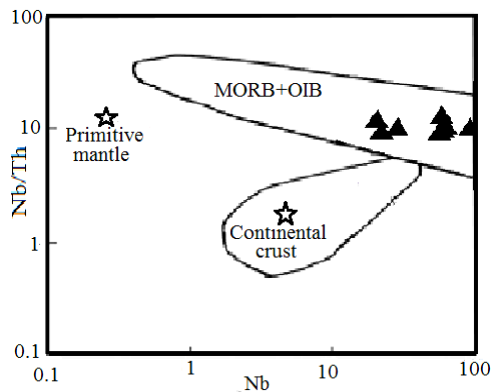
<sup>۱</sup>. Fitton

فرایندهای فوق پوسته‌ای را به حداقل رساند (وانگ و همکاران، ۲۰۱۱). بنابراین، می‌توان با استفاده از این پارامتر ماهیت ژئوشیمیایی منبع گوشته‌ای را تشخیص داد. ماگماهای مافیک مشتق شده از ذوب ستون گوشته‌ای دارای  $\Delta Nb > 0$  و ماگماهای مشتق شده از ذوب گوشته تهی شده و پوسته دارای  $\Delta Nb < 0$  می‌باشند (دای<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۱۱). در نمودار فیتون و همکاران (۱۹۹۷)، بازالت‌های با منشأ ستون گوشته‌ای و بازالت‌های با منشأ غیر ستون گوشته‌ای از یکدیگر متمایز شده‌اند. در این نمودار همه نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، در میدان بازالت‌های با منشأ ستون گوشته‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۱۶). به طور کلی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی بازالت‌های منطقه با تشکیل آن‌ها از یک منبع گوشته‌ای مرتبط با ستون گوشته‌ای در حال صعود سازگار است که از عناصر ناسازگار، بخصوص LREEها غنی شده‌اند. از نمودار Zr/Y در برابر Nb/Y به عنوان متمایز کننده گدازه‌های OIB از MORB استفاده شده است. نتایج نشان می‌دهند که بازالت‌های نوع OIB عملاً دارای  $\Delta Nb > 0$  و بازالت‌های N-MORB دارای  $\Delta Nb < 0$  هستند (فیتون، ۲۰۰۷، در وانگ و همکاران، ۲۰۱۱). مقادیر  $\Delta Nb$  محاسبه شده برای اغلب سنگ‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، بیشتر از صفر می‌باشد. در نمودارهای Zr/Y در برابر Nb/Y (فیتون و همکاران، ۱۹۹۷)، سنگ‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، در محدوده بازالت‌های نوع OIB قرار می‌گیرند.

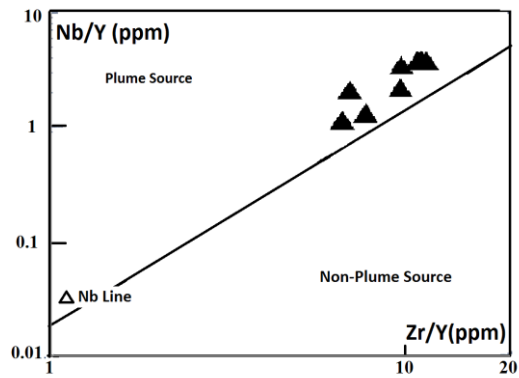
#### نمودار Nb در مقابل Nb/Th

در نمودار لگاریتمی Nb در برابر Nb/Th (بوزتاگ و همکاران، ۲۰۰۷)، بازالت‌های کمان آتشفشانی، مورب و جزایر اقیانوسی از یکدیگر تفکیک شده‌اند. در این نمودار، سنگ‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، به دلیل دارا بودن Nb/Th بالا در محدوده OIB قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱۷).

<sup>۱</sup>. Dai



شکل ۵-۱۷ - موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار Nb در برابر Nb/Th، بوزتاگ و همکاران (۲۰۰۷).



شکل ۵-۱۶ - موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار Zr/Y در برابر Nb/Y، فیتون و همکاران (۱۹۹۷).

به منظور تعیین ترکیب محل منشأ ماگما و تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودار تغییرات Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان<sup>۱</sup>، ۲۰۰۷)، استفاده شده است. تغییرات نسبت Sm/Yb نشان‌دهنده حضور MREE و HREE است و همچنین به حضور گارنت در محل منشأ، نسبت داده می‌شود (کوبان، ۲۰۰۷). بنابراین تغییرات Sm/Yb منعکس‌کننده مذااب در حال تعادل با باقیمانده گارنت لرزولیتی یا فاقد گارنت است. نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، بر روی این نمودار (شکل ۵-۱۸)، در قلمرو حضور گارنت در محل منشأ قرار می‌گیرند و نتایج حاصل از مبحث نمودارهای عنکبوتی در فصل چهارم در مورد حضور گارنت در ناحیه منشأ ماگما و باقی ماندن HREE ها در آن را تأیید می‌کنند.

همچنین به عقیده هاوکسورث<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۹۴)، با حضور گارنت در محل منبع مذااب‌های بخشی گوشته، نسبت Sm/Yb در مقایسه با حالتی که گارنت حضور ندارد سریع‌تر افزایش می‌یابد. با توجه به نمودار Sm/Yb در مقابل Ce/Sm کورتیس<sup>۳</sup> و همکاران (۱۹۹۹)، می‌توان حضور گارنت در باقیمانده ذوب را به وضوح مشاهده نمود (شکل ۵-۱۹).

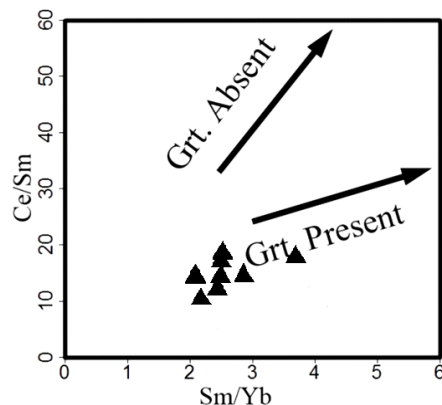
در نمودار  $(La/Sm)_N$  در برابر  $(Tb/Yb)_N$ ، (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲)، که عناصر نسبت به کندریت

<sup>۱</sup>. Coban

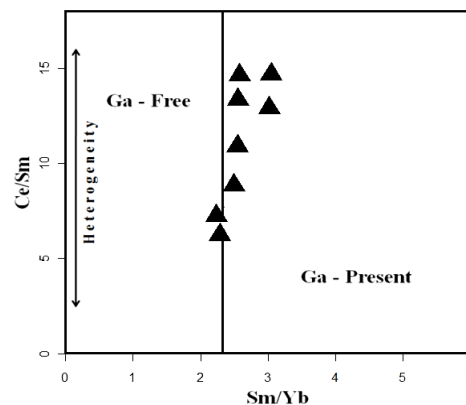
<sup>۲</sup>. Hawkesworth

<sup>۳</sup>. Curtis

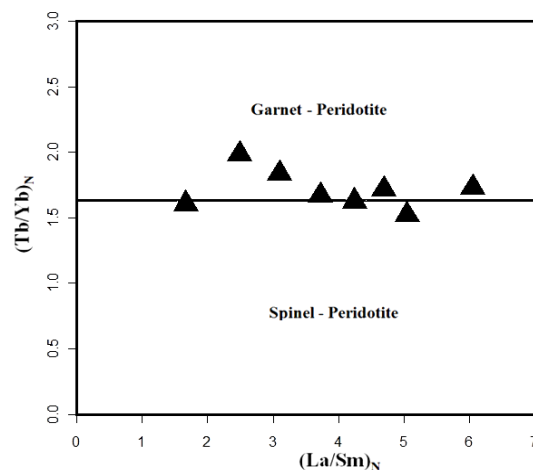
(بوینتون<sup>۱</sup>، ۱۹۸۴)، بهنجار شده‌اند. همان‌طور که ملاحظه می‌گردد، نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، در محدوده گارنت پریدوتیت قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲۰).



شکل ۵-۱۹ - موقعیت سنگ‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار Sm/Yb در مقابل Ce/Sm (کورتیس و همکاران، ۱۹۹۹).



شکل ۵-۱۸ - موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Sm (کوبان، ۲۰۰۷).



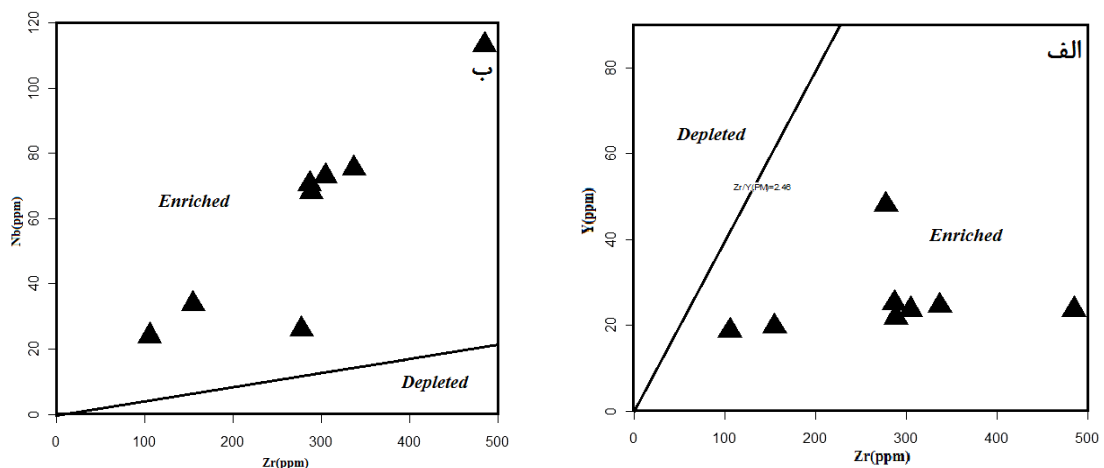
شکل ۵-۲۰ - نمودار نسبت  $(Tb/Yb)_N$  در مقابل  $(La/Sm)_N$  (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲)، جهت تعیین حضور یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ سنگ‌های بازالتی ژوراسیک در منطقه شترکوه.

جهت تشخیص غنی‌شدگی و یا عدم غنی‌شدگی ناحیه منشأ بازالت‌های آکالن منطقه شترکوه، از نمودارهای Zr در برابر Nb و Y (ابوهامته<sup>۲</sup>، ۲۰۰۵)، (بر اساس داده‌های سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) استفاده شده است. عناصر ناسازگار از قبیل HREE, MREE, Zr, Y, Nb, Ti, P و فلزات انتقالی در طی دگرسانی ثانویه نامتحرک می‌باشند (ساکانی و همکاران، ۲۰۱۱). بنابراین استفاده از این عناصر

<sup>۱</sup>. Boynton

<sup>۲</sup>. Abu-Hamattah

جهت بررسی ویژگی‌های محل منشأ بازالت‌های منطقه مناسب می‌باشد. نسبت  $Zr/Y$  در گوشته اولیه (PM) برابر با  $2/46$  می‌باشد که این نسبت در بازالت‌های مورد بررسی بین  $7/01 - 5/38$  متغیر است. لذا می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، از یک منبع گوشته غنی شده نشأت گرفته است. در نمودارهای  $Zr$  در برابر  $Y$  و  $Nb$ ، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده گوشته غنی شده قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۲۱).



شکل ۵-۲۱- موقعیت نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، الف- نمودار  $Zr$  در برابر  $Y$ ، ب- نمودار  $Zr$  در برابر  $Nb$ ، (ابوهامه، ۲۰۰۵).

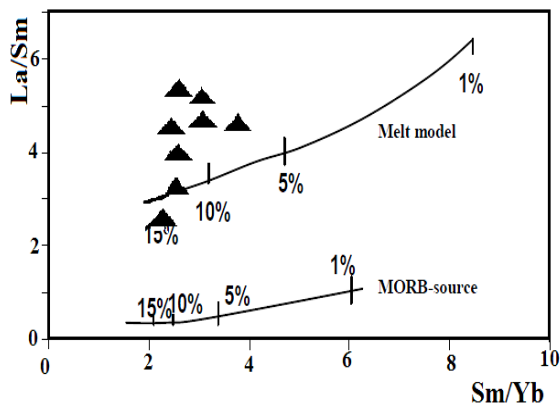
### ۵-۳-۲- تعیین درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ ماگما

به منظور تعیین درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های بازالتی منطقه شترکوه، از دو نمودار ذیل بهره گرفته‌ایم:

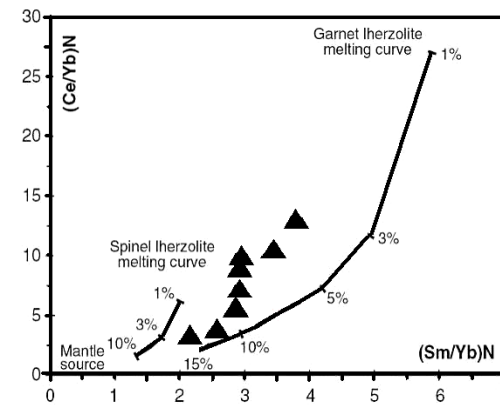
نمودار کریپیتز و همکاران (۲۰۰۶)، بر اساس تغییرات نسبت‌های  $(Ce/Yb)_N$  در مقابل  $(Sm/Yb)_N$ ، بهنجار شده به کندریت (سان و مک‌دونوف ۱۹۸۰)، رسم شده است (شکل ۵-۲۲). این نمودار علاوه بر تعیین درجه ذوب بخشی محل منشأ، ترکیب کانی‌شناسی مودال ناحیه منشأ را نیز نشان می‌دهد. در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه بر روی منحنی ذوب، حدوداً ۷ تا ۱۴ درصدی یک منبع گارنت‌دار قرار گرفته‌اند.



در نمودار شکل (شکل ۵-۲۳)، منحنی مدل ذوب بسته‌ای<sup>۱</sup> برای منشأ غنی‌شده و نیز منشأ مورب تهی‌شده (N-MORB) نمایش داده شده است. محل قرارگیری نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، در نمودار مذکور، درجات ذوب بخشی ۷ تا ۱۴ درصدی از یک منشأ غنی‌شده را نشان می‌دهد.



شکل ۵-۲۳- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار تعیین درصد ذوب محل منشأ، (سان و مک‌دونوف ۱۹۸۰)



شکل ۵-۲۲- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار  $(Ce/Yb)_N$  در مقابل  $(Sm/Yb)_N$ ، (کربنیتز و همکاران ۲۰۰۶)

### ۵-۳-۳- تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ

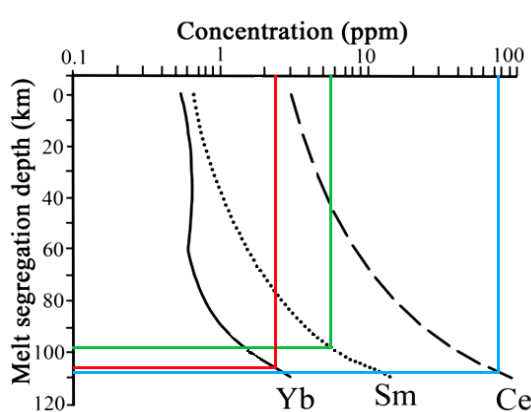
به طور کلی اعتقاد بر این است که اسپینل حداکثر تا عمق ۸۰ کیلومتری پایدار می‌باشد ولی فاز گارنت می‌تواند تا بخش‌های عمیق‌تر گوشته نیز حضور داشته باشد. با توجه به اینکه نمودارهای مورد استفاده برای سنگ‌های منطقه نشان دهنده حضور گارنت و نبود اسپینل در محل منشأ ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه می‌باشد، می‌توان حداقل عمق منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها را از اعماق ۸۰ کیلومتری دانست. در نمودار  $Ce/Yb$  در مقابل  $Ce$  (الام<sup>۲</sup>، ۱۹۹۲)، (شکل ۵-۲۴) عمق محل ذوب منبع، ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتر به دست آمده که حاکی از ذوب یک ستون گوشته‌ای عمیق می‌باشد.

همچنین الام (۱۹۹۱)، براساس تمرکز میانگین عناصر  $Sm$ ،  $Yb$  و  $Ce$ ، در مقابل عمق جدایش ماگما،

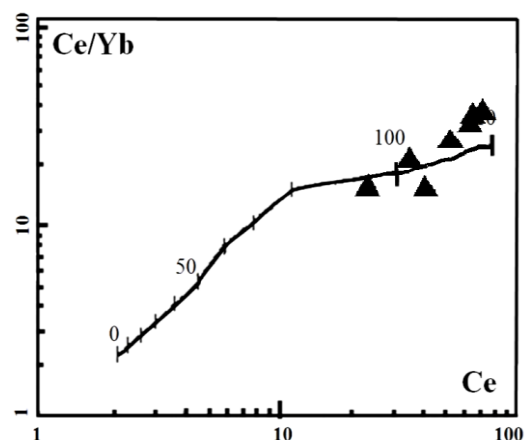
<sup>۱</sup>. Bach Melting

<sup>۲</sup>. Ellam

مدلی را طراحی کرد که می‌توان عمق ذوب بخشی را به طور دقیق‌تر از مدل قبلی تعیین کرد. میانگین مقادیر عناصر Yb، Sm، و Ce برای سنگ‌های مورد بررسی به ترتیب ۲/۵۹، ۵/۸۲ و ۷۴/۵۶ می‌باشد. اعداد نشان داده شده بر روی محور Y نمودار شکل ۵-۲۵، عمق جدایش مذاب می‌باشند (برهمند، ۱۳۸۹). بر اساس این نمودار، می‌توان عمق جدایش ماگمای مولد سنگ‌های مورد مطالعه را در حدود ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری تعیین نمود که با عمق‌های بدست آمده از روش قبلی مطابقت دارد (شکل ۵-۲۵).



شکل ۵-۲۵- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار تمرکز میانگین عناصر Yb، Sm، و Ce در مقابل عمق جدایش (الام، ۱۹۹۱).



شکل ۵-۲۴- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه، در نمودار تعیین عمق ذوب بخشی Ce/Yb نسبت به Ce (الام، ۱۹۹۱).

#### ۵-۴- بررسی نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های بازیگ ژوراسیک منطقه

##### شترکوه

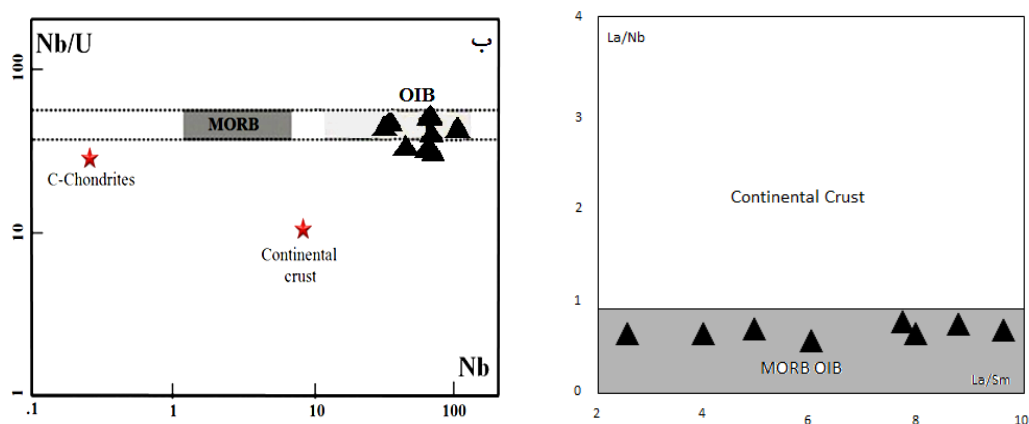
ماگماهای سازنده سنگ‌های آذرین، برای رسیدن به سطح یا نقاط کم عمق پوسته، ناگزیر به عبور از ضخامت زیادی از پوسته قاره‌ای هستند. عواملی از قبیل ضخامت پوسته قاره‌ای، پایین بودن سرعت صعود ماگما، طولانی بودن اقامت ماگما در اتاق‌های ماگمایی و نرخ پایین تولید ماگما نیز می‌توانند در افزایش احتمال آرایش پوسته‌ای ماگما، دخیل باشند (فورمن<sup>۱</sup>، ۲۰۰۷). به دلیل عبور ماگماهای آلكالین از لیتوسفر ضخیم قاره‌ای در هنگام صعود، بررسی اثر فرایندهای ماگمایی همچون آرایش و هضم

<sup>۱</sup>. Furman

سنگ‌های پوسته‌ی قاره‌ای بر آن‌ها از اهمیت زیادی برخوردار است. اگرچه غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE، نشان‌دهنده آرایش پوسته‌ای ماگمای سازنده سنگ‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه می‌باشد، ولی نبود ناهنجاری‌های منفی Ta و Nb و بی‌هنجاری مثبتی که در عنصر Ti مشاهده می‌شود، احتمال نقش آرایش پوسته‌ای را در تحول ماگمای سازنده این سنگ‌ها با مشکل روبرو می‌کند. عناصر Lu و Yb رفتار ژئوشیمیایی مشابهی دارند. در نتیجه نسبت Lu/Yb در طی تبلور تفریقی یا ذوب بخشی به میزان قابل توجهی تغییر نمی‌کند. ماگماهای مشتق شده از گوشته دارای نسبت پایین Lu/Yb با میانگین ۰/۱۵-۰/۱۴ هستند، در حالیکه این نسبت در پوسته قاره‌ای بالاتر بوده و حدود ۰/۱۸-۰/۱۶ می‌باشد (دای و همکاران، ۲۰۱۱). میانگین نسبت Lu/Yb در نمونه‌های بازالتی مورد بررسی ۰/۱۵ می‌باشد که کمتر از میانگین پوسته قاره‌ای است و بیانگر مشتق شدن ماگمای این سنگ‌ها از منبع گوشته‌ای بدون آرایش با پوسته قاره‌ای می‌باشد. همچنین به عقیده عبدالفتاح<sup>۱</sup> و همکاران، (۲۰۰۴) اگر نسبت La/Nb در نمونه‌های بازالتی، بیشتر از ۱/۵ باشد نشان‌دهنده احتمال وجود آلودگی پوسته‌ای است این نسبت در نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، به طور میانگین ۰/۶۴ می‌باشد، که این نسبت نیز احتمال آرایش پوسته‌ای را تأیید نمی‌کند. برای نشان دادن اثرات آرایش پوسته قاره‌ای، در نمونه‌های مورد مطالعه از نمودارهای La/Nb-La/Sm و Nb/U-Nb، استفاده گردیده است. این نمودارها نیز به خوبی نشانگر عدم آرایش پوسته‌ای ماگما می‌باشند (شکل ۵-۲۶). در این نمودارها نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، در محدوده MORB-OIB قرار گرفته و بیانگر محیط‌های گوشته‌ای می‌باشند. تهی‌شدگی از Nb و غنی‌شدگی از LREE نشانگر ترکیب مواد پوسته‌ای می‌باشد، به طوری که مقادیر پایین Nb/U و مقادیر بالای La/Nb سنگ‌ها نسبت به ترکیبات گوشته، نشانگر نقش آرایش پوسته‌ای ماگماهای سازنده سنگ‌ها می‌باشد. اما همانطور که ملاحظه می‌گردد، نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، به طور کامل در محدوده شاخص گوشته قرار گرفته‌اند که نشان‌دهنده عدم آرایش سنگ‌های بازالتی ژوراسیک

<sup>۱</sup>. Abdel – Fattah

منطقه شترکوه، با ترکیبات پوسته‌ای می‌باشد. به طور کلی مقدار نسبت Nb/U در نمودار Nb در برابر Nb/U، در سنگ‌های منطقه بالاست. بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده OIB و به دور از محدوده پوسته قاره‌ای واقع شده‌اند که بیانگر نبود آلیش پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه است. به طور کلی، شواهد ژئوشیمیایی نشان دهنده نبود، یا ناچیز بودن نقش آلیش در ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های بازالتی منطقه، توسط پوسته قاره‌ای، در طی صعود ماگما به سطح زمین می‌باشند. این امر با وجود یک منطقه کششی پشت کمانی با پوسته قاره‌ای نازک شده و سرعت صعود بالای مذاب از میان شکستگی‌های محیط کششی سازگار است.



شکل ۵-۲۶- موقعیت نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، در الف- نمودار La/Sm در مقابل La/Nb، یان و ژائو، (۲۰۰۸)، ب- نمودار Nb در برابر Nb/U، کورنلیوس و همکاران (۲۰۱۱).

## ۵-۵- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های منطقه

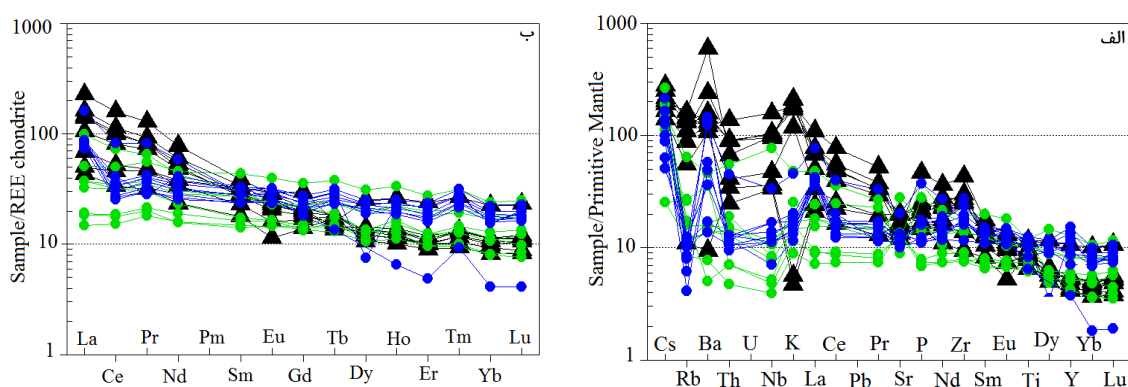
### شترکوه با سنگ‌های آذرین ژوراسیک در مناطق مجاور

#### ۵-۵-۱- سنگ‌های آذرین ژوراسیک میانی در منطقه دلبر

مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر در محدوده نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران و جاجرم و ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه، عباس‌آباد، ابریشم‌رود و دره‌دایی واقع شده است. این منطقه در ۳۷ کیلومتری جنوب شرق بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)، در فاصله ۴۲ کیلومتری شمال شرقی منطقه شترکوه، قرار دارد. در تقسیم بندی زون‌های ساختاری ایران، همانند منطقه شترکوه، در حاشیه شمالی زون ایران

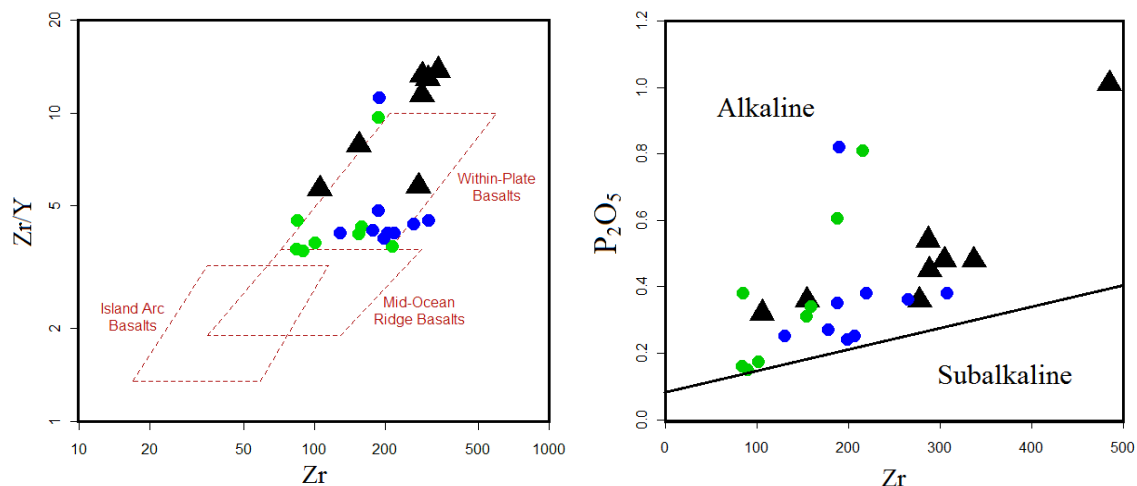
مرکزی واقع شده است. اصغرزاده، (۱۳۹۲) دایک‌های مافیک موجود در این منطقه را قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داده و بلاغی (۱۳۹۳)، در رساله دکتری خود، به بررسی جامع‌تر سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه دلبر پرداخته است. در این مطالعه از نتایج تحقیقات این افراد جهت مقایسه با منطقه مورد مطالعه استفاده شده است. این محققین سن دایک‌های دیابازی منطقه دلبر را ژوراسیک میانی دانسته‌اند. این دایک‌های دیابازی به صورت میکروگابرو و میکرومونوزوگابرو، دارای ماهیت بازیگ و آلکالن تا ساب‌آلکالن هستند.

مقایسه نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) و بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) سنگ‌های آذرین موجود در منطقه دلبر با بازالت‌های مورد بررسی بیانگر غنی‌شدگی همه نمونه‌ها از عناصر LREE نسبت به HREE می‌باشند (شکل ۵-۲۷ الف-ب). به طور کلی بازالت‌های آلکالن درون ورقه‌ای از عناصر ناسازگار، عناصر لیتوفیل بزرگ یون و عناصر با شدت میدان بالا غنی‌شدگی نشان می‌دهند (ژنگ و همکاران، ۲۰۱۰). نبود آنومالی منفی Eu در نمونه‌ها نشان دهنده مهم نبودن نقش پلاژیوکلاز در طی تفریق می‌باشد. وجود آنومالی‌های مثبت و منفی در عناصر K, Sr, Rb, Ba را می‌توان به متحرک بودن این عناصر در طی دگرسانی رخ داده بر آن‌ها و همچنین در برخی موارد (دایک‌ها) به مقادیر جزئی آلیش پوسته‌ای ماگما نسبت داد.



شکل ۵-۲۷- مقایسه نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه (▲) با دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر (اصغرزاده ● - بلاغی ●)، در نمودارهای بهنجار شده نسبت به، الف- گوشته‌ی اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، ب- کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴).

نمونه‌های منطقه شترکوه و دایک‌های دیابازی منطقه دلبر، در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی (پیرس و نوری، ۱۹۷۹) در محدوده بازالت‌های درون ورقه‌ای و در نمودار Zr در مقابل درصد وزنی  $P_2O_5$  (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۶) در محدوده بازالت‌های آکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲۸).



شکل ۵-۲۸: موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه شترکوه و دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر در الف) نمودار تعیین سری ماگمایی  $P_2O_5$  در مقابل Zr (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۷)، ب) نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی Zr در مقابل Zr/Y (پیرس و نوری، ۱۹۷۹)، (علائم مشابه شکل ۵-۱).

جدول ۵-۱: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی سنگ‌های دیابازی ژوراسیک میانی منطقه دلبر، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  (بلاغی، ۱۳۹۳).

Sample	B34	B2-1	B44-6	B83-12	B19-3	B104-4	MS04-3	MS04-1
Major oxides (Wt%)								
SiO <sub>2</sub>	49.72	49.95	48.75	47.15	50.52	49.84	46.142	48.789
Ti	0.80333	1.348875	0.85129	1.11507	1.54671	1.360865	1.445994	0.962198
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.46	15.79	16.34	19.8	14.52	15.18	15.339	18.056
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.81	4.46	4.08	4.28	4.81	4.67	5.29	4.21
FeO	6.34	7.68	6.58	7.13	8.9	8.49	7.94	6.31
MnO	0.18	0.2	0.19	0.16	0.26	0.21	0.23	0.172
MgO	7.04	5.15	7.05	4.08	4.21	5.29	8.865	5.42
CaO	10.51	9.49	11.19	11.28	7.91	8.05	8.604	11.778
Na <sub>2</sub> O	3.08	3.61	3.15	3.28	4.75	4.51	3.028	3.159
K <sub>2</sub> O	0.49	0.44	0.27	0.51	0.55	0.77	1.451	0.343
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.31	0.15	0.38	0.81	0.34	0.606	0.172
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.029	0.017	0.036	0.009	0.009	0.013	0.04	0.027
Total	99.75	99.79	99.78	99.8	99.82	99.78	99.947	100.038
Trace elements (ppm)								
Ba	250	99	54	108	96	117	324	35
Co	33.3	31.8	35.9	29.3	23.2	33.7	35	32.1
Cs	0.4	0.9	2.1	1.1	0.2	0.2	1.2	1.5
Ga	15.2	18	15.6	17.6	20.7	18.1	16.9	16.5
Hf	1.9	3.9	2.4	1.8	6	3.9	4.3	2.2
Nb	3.7	5.6	2.8	8.2	7.6	6	55.1	3.4
Rb	17.2	6.4	5.4	10.1	7.6	16.7	40.5	11

Sr	285.5	262.6	281	587.4	250.6	253.3	186.6	271.6
Ta	0.1	0.3	0.3	0.6	0.5	0.3	3.4	0.2
Th	0.6	1.1	0.4	1.3	1.2	1.6	4.7	0.6
V	228	266	224	238	177	305	158	217
Zr	84.2	154.7	89.5	85	215.4	159.6	187.9	101.4
Rare earth elements (ppm)								
La	6.4	10.7	4.9	12.4	16.7	12.4	32.9	6.1
Ce	15.4	27.5	13.2	27.6	43.7	29.9	63.1	16.2
Pr	2.25	3.96	2.03	3.37	6.28	4.17	7.35	2.42
Nd	10	18.2	10.1	14.6	28.9	19.4	27.2	12
Sm	2.88	5.51	3.02	3.53	8.81	5.47	6	3.29
Eu	1.13	1.81	1.13	1.28	3.06	1.75	1.82	1.25
Gd	3.8	6.34	4	3.68	9.8	6.2	5.94	4.14
Tb	0.71	1.16	0.7	0.62	1.78	1.11	0.89	0.82
Dy	3.87	6.9	4.33	3.62	10.72	6.49	4.55	4.63
Ho	0.97	1.56	1.07	0.79	2.36	1.56	0.89	1.15
Er	2.49	4.44	2.82	2.2	6.14	4.06	2.16	2.75
Tm	0.41	0.62	0.38	0.3	0.94	0.58	0.29	0.44
Yb	2.49	3.99	2.37	1.79	5.23	3.77	1.77	2.82
Lu	0.33	0.62	0.42	0.29	0.85	0.61	0.26	0.46
Y	23.3	38.3	25.1	19	58.4	37.4	19.4	26.9

جدول ۵-۲: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های دیابازی ژوراسیک میانی منطقه دلبر، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  (اصغرزاده، ۱۳۹۳).

Sample	BA02	Ba03	BA04	BA07	BA12	BA17	BA30	BA32	BA19
Major oxides (Wt%)									
SiO <sub>2</sub>	47.78	48.5	49.7	49.62	48.31	49.32	48.25	50.2	48.89
Ti	1.4987	1.54071	1.2949	1.62464	1.31290	1.07310	1.4148	1.3308	0.8393
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.67	13.49	14.6	14.31	14.06	15.74	14.91	14.81	16.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.69	4.12	3.6	3.89	3.78	3.18	3.69	3.56	3.26
FeO	10.49	11.74	10.26	11.08	10.77	9.05	10.52	10.16	6.32
MnO	0.21	0.24	0.2	0.23	0.22	0.18	0.21	0.22	0.12
MgO	6.02	5.35	5.27	4.51	6.06	5.98	5.4	4.91	7.44
CaO	10.13	9.44	9.52	8.58	10.48	10.17	9.95	8.93	9.98
Na <sub>2</sub> O	3.52	3.75	3.8	3.96	3.38	3.86	3.75	4.06	4.11
K <sub>2</sub> O	0.52	0.43	0.54	0.61	0.4	0.35	0.48	0.44	1.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.36	0.27	0.25	0.38	0.24	0.25	0.35	0.38	0.82
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.06	0.04	0.06	0.06	0.09	0.09	0.06	0.07
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Trace elements (ppm)									
Ba	255	347	96	119	1021	952	345	401	876
Co	58.9	41.4	51.3	51.6	60.6	40	38.6	42	49.9
Cs	1.7	0.7	1.7	1	0.5	1.3	1.1	0.8	0.4
Ga	24.6	18.7	22.7	25.8	21.9	16	16.8	21	24
Hf	5	5	4	6	4	4	5	5	4
Nb	12	8	9	12	8	5	10	8	24
Rb	8	2.6	7.2	7	5.1	5.4	3.9	6.5	7.6
Sr	253	213	278	240	222	282	272	223	425
Ta	0.6	0.4	0.3	0.6	0.4	0.2	0.6	0.9	0.1
Th	1	1.1	0.9	1.1	0.8	1	1.1	0.9	3.8
V	344.4	396.8	348.7	381.6	353.4	262.2	347.2	283.3	277.3
Zr	265	178	207	308	199	130	188	220	190

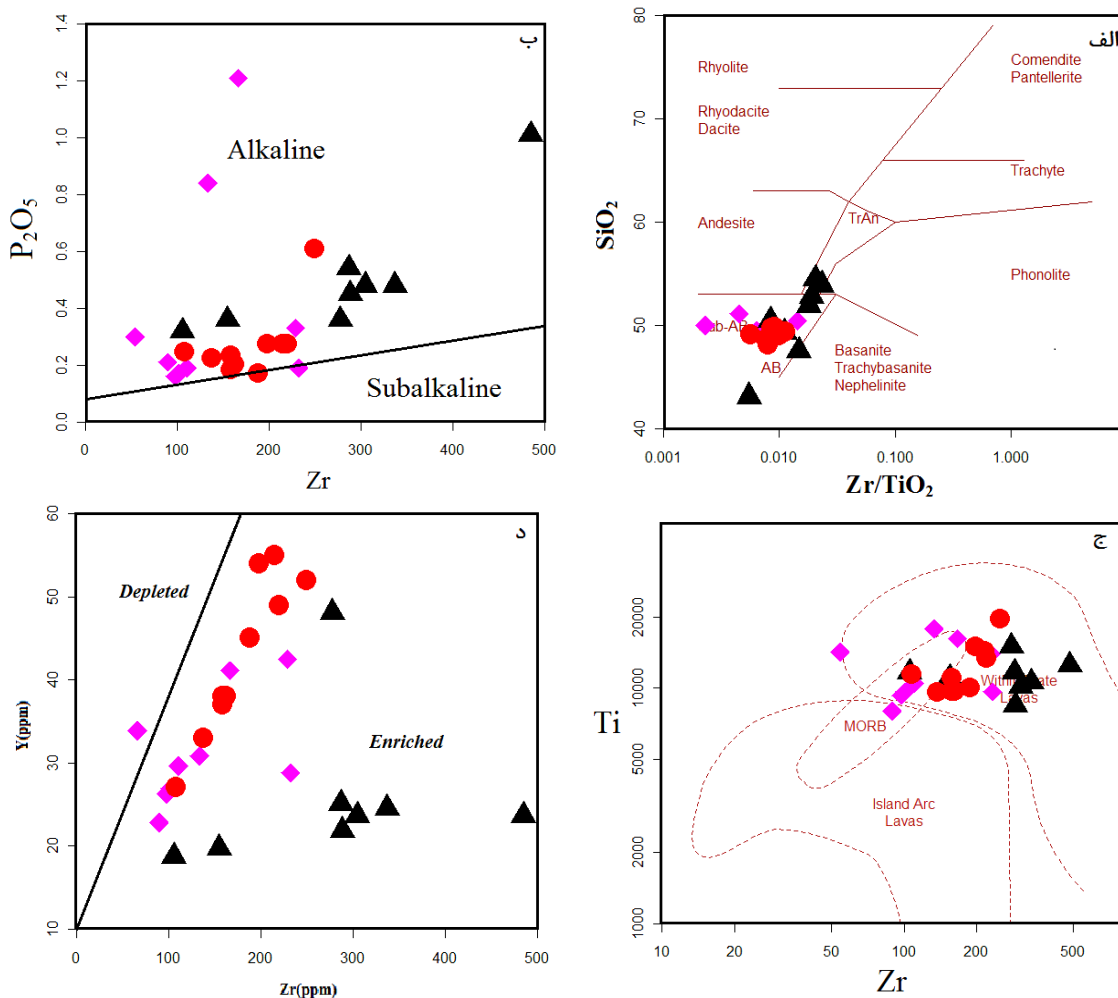


Cu	274	101	116	188	176	123	87	91	1537
Zn	179	115	159	181	167	92	88	123	144
Ni	48.1	32.5	22.7	24.8	47.7	52.9	44.6	39	137.7
Mo	3.9	1.8	3	3	3	1.7	1.5	1	1.2
Rare earth elements (ppm)									
La	29	26.5	27.3	29	24.5	27.5	27.4	28.1	53.2
Ce	31.4	26.6	23.7	35.7	21.9	23	29.7	29	70.9
Pr	4.72	4.14	3.65	3.16	3.38	3.4	4.46	4.5	9.18
Nd	23.6	19.7	17.8	25.8	16.9	16	20.18	22	36.9
Sm	6.4	5.7	4.9	6.7	4.8	4.9	5.7	6.3	5.9
Eu	2.46	2.17	1.97	2.48	1.99	1.8	2.28	2.4	2
Gd	6.88	6.61	5.82	7.55	5.86	5.39	6.44	6.99	4.99
Tb	1.38	1.28	1.18	1.49	1.09	1.1	1.19	1.4	0.63
Dy	7.96	7.79	6.51	8.64	6.76	5.99	7.03	7.79	2.59
Ho	1.67	1.68	1.38	1.79	1.39	1.3	1.49	1.6	0.46
Er	4.72	4.73	3.94	5.26	3.78	3.6	4.26	4.9	1.1
Tm	0.83	0.82	0.72	0.95	0.71	0.64	0.77	0.84	0.28
Yb	4.4	3.4	4	4.9	3.7	3.5	4.2	3.4	0.9
Lu	0.68	0.69	0.57	0.78	0.58	0.55	0.62	0.67	0.14
Y	61	43	51	69	51	32	39	54	17

#### ۵-۵-۲- سنگ‌های آذرین ژوراسیک میانی در منطقه بند هزار چاه

توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه، در شرق و جنوب شرق شاهرود و به عبارت دقیق‌تر در فاصله ۳۰ کیلومتری جنوب غرب بیارجمند در ۳۱ کیلومتری شمال منطقه شترکوه، رخنمون دارد. این توده گرانیتوئیدی نیز همانند نمونه‌های مورد مطالعه، در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده‌است. ابتهاج، (۱۳۹۳) دایک‌های مافیک موجود در غرب بند هزار چاه را در غالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود مورد بررسی قرار داده‌است. این توده گرانیتوئیدی به همراه سنگ‌های دگرگونی میزبان و همچنین توالی تخریبی- رسوبی پوشاننده (معادل سازند شمشک) توسط صدها دایک دیابازی، قطع شده است (حسینی و همکاران، ۱۳۹۲). این دایک‌ها تیره‌رنگ و ریزدانه هستند. سنگ‌های دیابازی منطقه بندهزارچاه در مقاطع نازک بافت میان‌دانه‌ای، افیتیک، ساب‌افیتیک، پورفیری و گلومولوپورفیری نشان می‌دهند. کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌باشند. آپاتیت و مگنتیت نیز از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌باشند. به طور کلی با توجه به ترکیب کانی‌شناسی و ویژگی‌های بافتی آن‌ها میکروگابرو و یا دیاباز نامید (ابتهاج، ۱۳۹۳، حسینی و همکاران، ۱۳۹۲).

دایک‌های دیابازی، منطقه بندهزار چاه، همانند نمونه‌های منطقه شترکوه، در نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) و نمودار  $\text{Zr}$  در مقابل درصد وزنی  $\text{P}_2\text{O}_5$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶) در محدوده بازالت‌های آکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳۰-الف-ب). در تمایز محیط زمین‌ساختی (پیرس، ۱۹۸۲) در محدوده بازالت‌های درون ورقه‌ای و در نمودارهای  $\text{Zr}$  در برابر  $\text{Y}$  (ابوهامته، ۲۰۰۵)، مشخص می‌شود که ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه از یک منبع گوشته غنی شده نشأت گرفته است (شکل ۵-۳۰-ج-د).



شکل ۵-۳۰- مقایسه نمونه‌های بازالتی ژوراسیک شترکوه (▲) با سنگ‌های دیابازی ژوراسیک میانی در منطقه بندهزارچاه (حسینی - ابتهاج ●) در الف- نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)، ب- نمودار  $\text{P}_2\text{O}_5$  در مقابل  $\text{Zr}$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶)، ج- نمودار تعیین محیط تکتونیکی  $\text{Ti}$  در مقابل  $\text{Zr}$  (پیرس، ۱۹۸۲) و د- نمودار  $\text{Zr}$  در برابر  $\text{Y}$  (ابوهامته، ۲۰۰۵).

جدول ۳-۵: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های دیابازی ژوراسیک میانی منطقه بندهازراچاه پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  (حسینی، ۱۳۹۲).

Sample	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Major oxides (Wt%)									
SiO <sub>2</sub>	49.48	49.99	50.38	51.11	48.79	49.12	48.6	49.52	49.52
TiO <sub>2</sub>	1.74	2.37	1.61	2.97	1.61	1.33	1.55	2.71	2.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.1	14.52	15.63	14.51	18.06	18.13	18.24	14.79	14.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.15	5.98	4.76	5.65	4.21	3.92	4.09	5.28	5.13
FeO	6.82	7.92	6.31	7.49	6.31	5.89	6.14	7.92	7.7
MnO	0.2	0.23	0.17	0.25	0.17	0.17	0.17	0.27	0.21
MgO	6	5.01	6.66	4.27	5.42	6.47	5.51	4.66	5.86
CaO	12.15	8.03	9.82	7.03	11.78	11	12.09	7.93	9.66
Na <sub>2</sub> O	2.91	4.32	3.92	5.61	3.16	3.21	3.04	4.24	3.82
K <sub>2</sub> O	0.25	1.34	0.54	0.22	0.34	0.48	0.388	1.47	0.7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.3	0.19	0.84	0.17	0.21	0.16	1.21	0.33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02
Total	100.01	100.02	100.02	99.95	100.04	99.96	100	100	100.04
Trace elements (ppm)									
Ba	54	122	1066	67	35	77	34	301	103
Co	38.3	0.4	4.7	37.9	32.1	34.7	29.3	25.9	37.5
Cs	0.9	1.9	2.4	0.6	1.5	0.8	1.3	0.8	1.1
Hf	3.5	3.1	5.8	3.1	2.2	1.8	3.2	4.3	6.5
Nb	4.1	10.3	9	5.4	3.4	6.4	2.7	15.4	9.9
Rb	2.9	180.9	84.5	15.2	11	18.2	14.6	50.1	14.9
Sr	256.2	22.2	282.5	289.1	271.6	318.9	275.4	409.3	257.3
Ta	0.2	1	0.6	0.4	0.2	0.4	0.2	1	0.5
Th	0.5	13.9	8.3	1.5	0.6	0.6	0.6	3	2.8
V	279	11	36	245	217	199	207	211	266
Zr	110.4	54.5	232	133.3	101.4	89.4	97.5	166.5	228.9
Ni	46	0.8	61	44.5	29.4	49.1	31.8	10.3	42.9
Rare earth elements (ppm)									
La	7.2	9.5	45.8	9.2	6.1	8.7	5.6	27.2	15.9
Ce	18.5	23.3	96.9	22.8	16.2	19.1	15.9	59.1	38
Pr	2.74	3.28	10.27	3.21	2.42	2.77	2.27	7.93	5.13
Nd	13.5	14.3	38.1	15.5	12	13.6	11	32.9	23.9
Sm	3.94	5	7.82	4	3.29	3.18	3.35	7.71	5.93
Eu	1.43	1.22	1.42	1.44	1.25	1.22	1.24	2.63	1.97
Gd	4.95	5.76	6.54	4.81	4.14	3.55	4.08	7.8	6.82
Tb	0.99	1.13	1.13	0.99	0.82	0.74	0.78	1.44	1.37
Dy	5.51	6.17	5.43	5.18	4.63	3.98	4.92	8.12	8.49
Ho	1.28	1.45	1.23	1.34	1.15	0.88	1.1	1.6	1.71
Er	3.54	4.16	3.39	3.67	2.75	2.5	2.98	4.2	4.96
Tm	0.56	0.64	0.48	0.6	0.44	0.41	0.43	0.61	0.82
Yb	2.91	3.88	2.93	3.35	2.82	2.29	2.41	3.87	4.65
Lu	0.52	0.58	0.46	0.53	0.46	0.37	0.42	0.53	0.8
Y	29.6	33.9	28.8	30.8	26.9	22.8	26.3	41.1	42.5

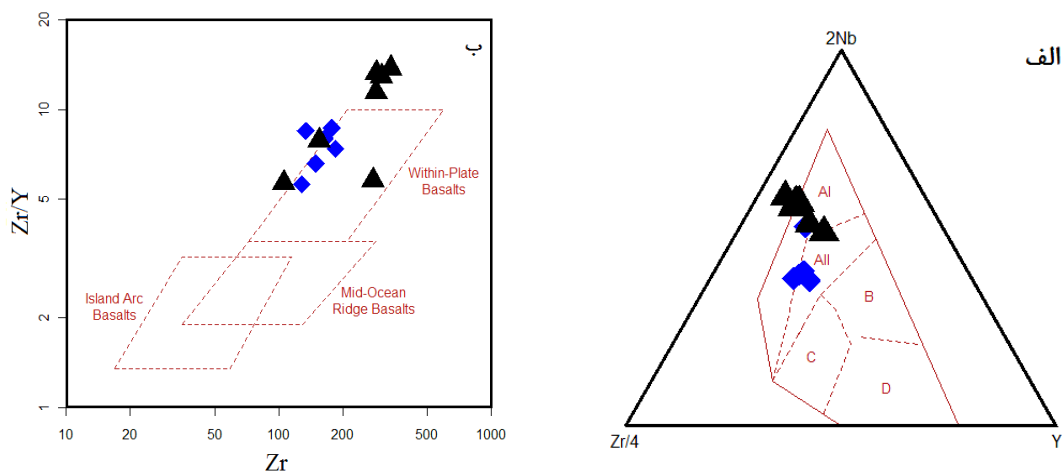
جدول ۴-۵: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی سنگ‌های دیابازی ژوراسیک میانی منطقه بندهازارچاه پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  (ابتهاج، ۱۳۹۳).

Sample	BE 01	BE 02	BE 03	BE 04	BE 05	BE 06	BE 07	BE 08	BE 09	BE 10
Major oxides (Wt%)										
SiO <sub>2</sub>	49.78	49.74	49.18	48.63	48.97	49.31	49.04	49.2	48.98	48.09
TiO <sub>2</sub>	2.384	1.603	1.608	3.268	1.62	1.672	1.907	2.234	1.836	2.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.93	16.78	16.82	14.09	16.23	15.62	15.28	14.6	15.57	15.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.39	3.82	3.92	5.63	4.13	4.1	4.42	4.81	4.21	5.14
FeO	9.79	6.93	7.12	10.25	7.5	7.46	8.04	8.75	7.65	9.35
MnO	0.242	0.174	0.173	0.254	0.182	0.182	0.194	0.213	0.193	0.224
MgO	5.116	6.88	6.888	4.344	6.773	6.881	6.65	5.523	6.483	6.058
CaO	9.653	9.585	10.14	7.623	10.59	10.79	10.11	9.524	10.47	9.25
Na <sub>2</sub> O	3.057	3.409	3.266	4.456	3.371	3.375	3.243	3.645	2.983	3.527
K <sub>2</sub> O	0.36	0.83	0.67	0.8	0.42	0.41	0.83	1.16	1.34	0.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.273	0.225	0.183	0.609	0.202	0.172	0.245	0.274	0.233	0.274
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Trace elements (ppm)										
Ba	72.38	105.67	73.34	180.9	64.34	66.43	142.9	296.4	256.1	133.92
Co	55.828	40.117	47.384	35.785	48.485	58.243	38.46	47.90	44.51	62.5
Cs	1.371	4.403	5.528	0.398	12.12	14.808	1.972	1.098	0.791	0.595
Ga	22.52	16.634	17.76	16.89	17.17	20.731	12.82	19.96	17.80	23.81
Hf	3.918	3.914	3.949	6.958	3.03	3.949	3.945	4.99	3.956	2.976
Nb	8.815	5.871	6.91	10.93	6.061	6.91	3.945	8.982	6.924	6.944
Rb	5.093	48.141	41.85	17.8	21.31	24.284	24.75	45.4	48.86	10.2
Sr	230	346	324	167	247	263	252	297	286	425
Ta	0.4	0.3	0.4	0.7	0.3	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1
Th	0.78	0.78	0.79	2.783	1.01	0.99	0.49	1.397	0.593	1.687
V	369.6	257.2	257.7	355.6	257.6	267.2	297.8	330.5	295.9	394.4
Zr	215	137	158	249	162	188	108	220	158	198
Cu	160	89	102	29	109	127	78	107	101	123
Zn	150	81	93	101	100	132	54	131	97	140
Ni	26.4	69.5	73.1	10.9	50.5	49.4	60.2	29.9	56.4	45.6
Mo	9.79	5.87	5.92	3.97	4.04	3.94	1.96	2.99	1.96	2.97
Rare earth elements (ppm)										
La	24.4	23	23.5	34.4	22.4	22.7	22.9	27.4	22.1	29.1
Ce	24.4	19.5	20.7	44.7	18.1	19.7	18.7	26.9	19.7	31.7
Pr	3.72	3.03	3.06	6.46	2.83	2.96	2.96	3.99	2.97	4.56
Nd	18.6	14.7	14.8	30.8	14.1	14.8	15.8	20	14.8	20.8
Sm	5.3	4	4.1	8	4.1	4.3	4.2	5.4	4.1	5.5
Eu	2.15	1.47	1.58	2.98	1.62	1.58	1.78	1.9	1.68	2.18
Gd	5.88	4.4	4.64	8.75	4.65	5.03	4.93	5.99	4.85	6.15
Tb	1.18	0.89	0.9	1.69	0.96	0.99	0.94	1.2	0.99	1.19
Dy	6.95	5.19	5.13	9.84	5.45	5.92	5.42	6.99	5.74	6.94
Ho	1.47	1.17	1.18	2.09	1.21	1.18	1.18	1.5	1.19	1.49
Er	4.21	3.03	3.26	5.77	3.33	3.55	3.35	4.29	3.46	4.17

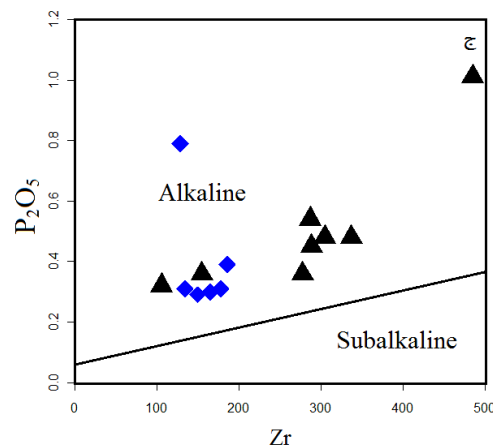
Tm	0.78	0.6	0.57	0.99	0.72	0.66	0.61	0.8	0.6	0.72
Yb	3.9	2.9	2.9	5.8	3.3	3.4	3.2	3.9	3.3	4.1
Lu	1.27	0.98	0.91	1.19	0.77	0.71	0.62	0.69	0.57	0.68
Y	55	33	37	52	38	45	27	49	38	54

### ۵-۳-۵- سنگ‌های آذرین ژوراسیک زیرین- میانی در زون البرز شرقی

سنگ‌های آذرین مافیک موجود در قاعده سازند شمشک در البرز شرقی به صورت پراکنده در نواحی مختلفی از البرز شرقی برونزد دارند. این سنگ‌ها که در مناطق قشلاق (ناحیه خوش‌بیلاق)، طزره، تالو و کلاته‌ی رودبار (شمال دامغان)، از نوع نفوذی و در منطقه چشمه‌علی (شمال غرب دامغان)، از نوع گدازه هستند، توسط جمشیدی (۱۳۸۹) مورد مطالعه قرار گرفته‌است. مطالعات صحرایی و پتروگرافی سنگ‌های آذرین این منطقه نشان‌دهنده وجود یک سری تفریقی پیوسته از اولیوین‌گابرو تا دیوریت در محل رخنمون توده‌های نفوذی (نظیر قشلاق) است (جمشیدی، ۱۳۸۹، قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰، ۱۳۹۲). سنگ‌های آذرین مافیک در زون البرز شرقی نیز همانند نمونه‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، در قاعده سازند شمشک رخنمون دارند و در نمودارهای تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی، دارای ماهیت آکالن بوده و جایگاه درون صفحه‌ای قاره‌ای این سنگ‌ها به اثبات می‌رسد (شکل ۵-۳۱-الف-ب و ج).

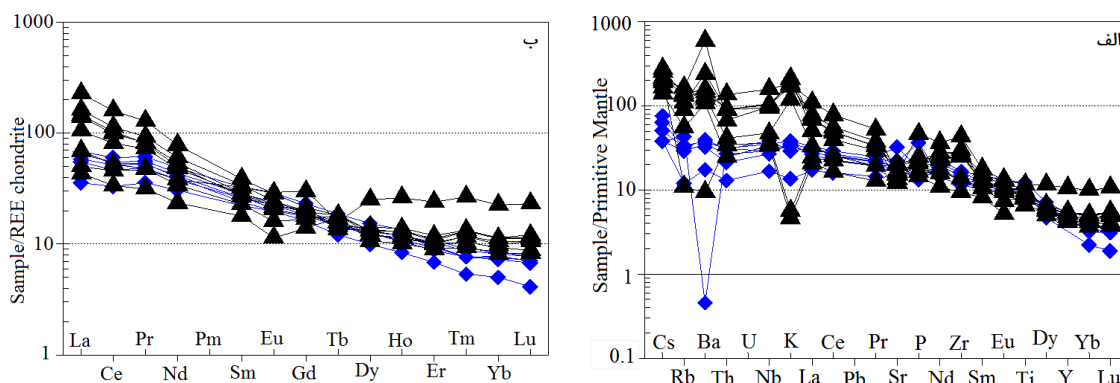


شکل ۵-۳۱- موقعیت نمونه‌های منطقه شترکوه (▲) و سنگ‌های آذرین مافیک ژوراسیک در زون البرز شرقی جمشیدی (۱۳۸۹) (◆) در الف) نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $Zr/4 - 2*Nb - Y$  (مشید، ۱۹۸۶)، ب) نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی  $Zr/Y$  در مقابل  $Zr$  (پیرس و نوری، ۱۹۷۹) و ج- نمودار تعیین سری ماگمایی  $P_2O_5$  در مقابل  $Zr$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷).



ادامه شکل ۵-۳۱.

در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) و بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) سنگ‌های آذرین بازیک موجود در قاعده سازند شمشک در البرز شرقی با بازالت‌های منطقه شترکوه، دارای روندی موازی بوده و نشانگر غنی‌شدگی آن‌ها از LREE و عناصر شدیداً ناسازگار و تهی‌شدگی آن‌ها از HREE می‌باشد. (شکل ۵-۳۲-الف-ب). تهی‌شدگی از HREE، حضور گارنت را در محل منشأ سنگ‌های بازیک ژوراسیک ایران مرکزی و البرز شرقی را تأیید می‌کند. توده‌های کوچک بازی و دایک‌های ژوراسیک زیرین-میانی رخنمون یافته در حاشیه جنوبی البرز شرقی دارای ماهیت مشابهی با سنگ‌های بازیک ژوراسیک منطقه شترکوه، هستند و بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی از یک منبع گارنت لرزولیتی منشأ گرفته‌اند.



شکل ۵-۳۲-الف-ب- مقایسه نمونه‌های منطقه شترکوه (▲) با سنگ‌های آذرین مافیک ژوراسیک زون البرز شرقی (◆)، در نمودارهای بهنجار شده نسبت به، الف- گوشته‌ی اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، ب- کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴). (علائم مشابه شکل ۵-۲).

جدول ۵-۵: نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های بازیگ ژوراسیک زیرین - میانی مناطقی از البرز شرقی، (جمشیدی، ۱۳۸۹)، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$ .

Sample	TA-9	GHj-12	GHj-16	GHj-17	GHj-18	TA2
<b>Major oxides (Wt%)</b>						
SiO <sub>2</sub>	40.68	46.66	44.94	45.89	43.54	46.73
TiO <sub>2</sub>	2.15	2.08	2.28	2.66	2.21	1.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.14	12.51	10.78	15.88	15.83	17.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.36	4.94	5.33	4.41	4.76	5.41
FeO	8.94	8.24	8.88	8.82	7.93	10.82
MnO	0.18	0.19	0.19	0.13	0.15	0.08
MgO	17.01	11.36	14.29	4.72	9.44	2.15
CaO	9.83	8.29	8.21	8.4	9.82	6.67
Na <sub>2</sub> O	1.67	2.25	2.12	4.18	2.57	2.83
K <sub>2</sub> O	0.88	1.06	1	1.14	1.06	0.41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.31	0.31	0.3	0.39	0.29	0.79
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.008	0.096	0.111	0.006	0.052	0.031
Total	97.91	97.7	98.05	96.47	97.44	98.82
<b>Trace elements (ppm)</b>						
Ba	267	278	245	3.2	224	121
Co	84.9	59.3	71.3	34.4	53.9	41.4
Cs	0.6	0.4	0.3	0.3	0.5	0.3
Ga	12.8	16.1	14.6	21	18.3	18.2
Hf	4	4.7	4.4	5.4	4.6	3.6
Nb	27.9	21.1	20.9	25.1	19.1	11.9
Rb	21.5	20.1	18.4	27.3	20.1	7.6
Sr	406.6	468.9	405.6	679.9	372.8	461.3
Ta	1.7	1.3	1.4	1.5	1.2	8
Th	2.6	2.6	2.3	2.7	1.8	1.1
V	221	200	231	277	236	233
<b>Rare earth elements (ppm)</b>						
Zr	134	177.7	165.1	185.5	149.6	128.7
Cu	69.5	73	69.7	37.4	121.4	56.3
Zn	53	75	51	38	42	18
Ni	355.7	283.1	380.6	61.8	102.2	45.7
Mo	1.3	1.4	0.9	0.9	0.3	0.5
La	21.8	21.1	19.2	22.4	18.2	11.8
Ce	46	47.7	45	52.1	40.2	28.6
Pr	5.97	6.27	5.85	6.85	5.46	4.02
Nd	25.2	27.6	25.9	30.8	24.1	19.3
Sm	4.85	5.73	5.29	6.56	5.26	4.49
Eu	1.54	1.83	1.72	2.2	1.73	1.52
Gd	4.45	5.34	4.96	6.42	5.46	4.94
Tb	0.57	0.7	0.68	0.88	0.73	0.7
Dy	3.41	4.27	4.23	5.27	4.57	4.45
Ho	0.59	0.74	0.76	0.94	0.82	0.83
Er	1.55	1.96	2.11	2.43	2.18	2.33
Tm	0.16	0.23	0.23	0.27	0.23	0.26
Yb	1.1	1.7	1.68	1.91	1.59	1.82
Lu	0.14	0.24	0.24	0.26	0.23	0.26
Y	15.8	20.5	20.6	25.1	22.7	22.9



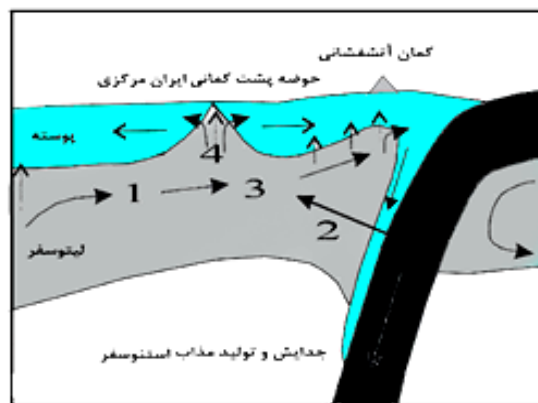
## ۵-۶- الگوی زمین‌ساختی - ماگمایی در ارتباط با تشکیل سنگ‌های آذرین بازالتی

### ژوراسیک منطقه شترکوه

با استفاده از مجموعه مطالعات صحرایی، پتروگرافی و نتایج آنالیزهای شیمیایی، می‌توان چشم‌اندازی در مورد ماگماتیسم و تحولات ماگمایی و ارتباط ماگماتیسم، با رویدادهای زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه ارائه داد. به اعتقاد ویلسون (۱۹۸۹)، چهار محیط اصلی را می‌توان برای تولید سنگ‌های آذرین مشخص نمود: (۱) حاشیه‌های سازنده ورقه‌ها (سیستم‌های واگرای پشته‌های میان اقیانوسی، کافت درون قاره‌ای و محیط‌های کششی پشت کمانی)، (۲) حاشیه مخرب ورقه‌ها (جزایر کمانی و حواشی فعال قاره‌ای)، (۳) محیط‌های درون ورقه‌های اقیانوسی (جزایر اقیانوسی)، (۴) محیط‌های درون ورقه‌های قاره‌ای (بازالت‌های طغیانی، کافت‌های قاره‌ای و ماگماتیسم پتاسیک و اولتراپتاسیک).

در فصل چهارم، با بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی بخصوص عناصر کمیاب و REE ها و نمودارهای تعیین محل منشأ برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، مشخص شد که ماگمای مافیک سازنده آن‌ها از ذوب‌بخشی یک منبع غنی شده گارنت لرزولیتی منشأ گرفته است. نمودارهای تعیین نوع محل منشأ ماگما نشان می‌دهند که این منبع ماگمایی غنی شده از ذوب بخشی ۷ تا ۱۴ درصدی یک مخزن استنوسفری، در اعماق ۱۰۰-۱۱۰ کیلومتری منشأ گرفته است. سری‌های ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک ایران مرکزی و البرز، به سری سنگ‌های آلکان تعلق دارند. ماهیت آلکان سنگ‌های مورد مطالعه نیز می‌تواند یکی از شواهدی باشد که تکتونیک کششی را تایید می‌کند، زیرا سنگ‌های آلکان عموماً در مناطق کششی - کافتی و نقاط داغ مشاهده می‌شوند. بر اساس جایگاه زمین‌ساختی، نمونه‌های مورد مطالعه در یک حوضه کششی پشت کمانی در حاشیه شمالی زون ایران مرکزی تشکیل شده‌اند. حوضه پشت کمانی، حوضه‌های کششی کوچک شکل گرفته در حواشی فعال قاره‌ای و در ارتباط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای می‌باشند که در داخل یا پشت نوار ماگمایی اصلی زون فرورانش تشکیل می‌شوند (ماتینز و همکاران، ۲۰۰۷ در برهمند، ۱۳۸۹).

آبزدایی ورقه اقیانوسی فرورانده شده و متاسوماتیسم شده نئوتتیس منجر به ایجاد سیالات غنی از LILE و تهی از HFSE شده است. اختلاط سیالات حاصله با گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای ایران مرکزی منجر به تعدیل ناحیه منشأ سنگ‌های پشت کمانی ایران مرکزی شده است. در محیط‌های پشت کمانی چهار عامل در تعیین ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین دخیل می‌باشند. این چهار عامل در شکل ۵-۳۴ نشان داده شده‌اند. این مسیرها شامل: (۱) ترکیب گوشته لیتوسفری مناطق پشت کمانی. (۲) نقش فرورانش در تحول ناحیه منشأ. (۳) واکنش بین گوشته لیتوسفری با اجزای فرورانش. (۴) درجات مختلف ذوب بخشی و فرایندهای بعد ماگماتیسم نظیر تبلور تفریقی، آرایش و ... می‌باشند (پیرس و استرن، ۲۰۰۶، در برهمند، ۱۳۸۹؛ سری‌زن، ۱۳۹۳).



شکل ۵-۳۴- مسیرهای مؤثر در تعیین ترکیب شیمیایی بازالت‌های پشت کمانی (BAB)، با الهام از طرح پیرس و استرن (۲۰۰۶، در سری‌زن، ۱۳۹۳).

همانطور که قبلاً ذکر گردید، منطقه مورد مطالعه در تقسیم بندی اشتوکلین، ۱۹۶۸ در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. در اواخر دوره پرمین بلوک ایران مرکزی به سمت شمال حرکت کرده و در تریاس با صفحه اوراسیا برخورد نموده است و در نتیجه اقیانوس پالتوتتیس در شمال شروع به بسته شدن کرده است. بعد از بسته شدن پالتوتتیس رخدادهای کوهزایی سیمیرین در طول تریاس میانی - فوقانی آغاز شده است. آثار کوهزایی سیمیرین پیشین که در طی تریاس پایانی - ژوراسیک آغازین به وقوع پیوسته است.

برای اولین بار در ایران توسط اشتوکلین (۱۹۷۴)، تشخیص داده شده است که کوهزایی سیمیرین

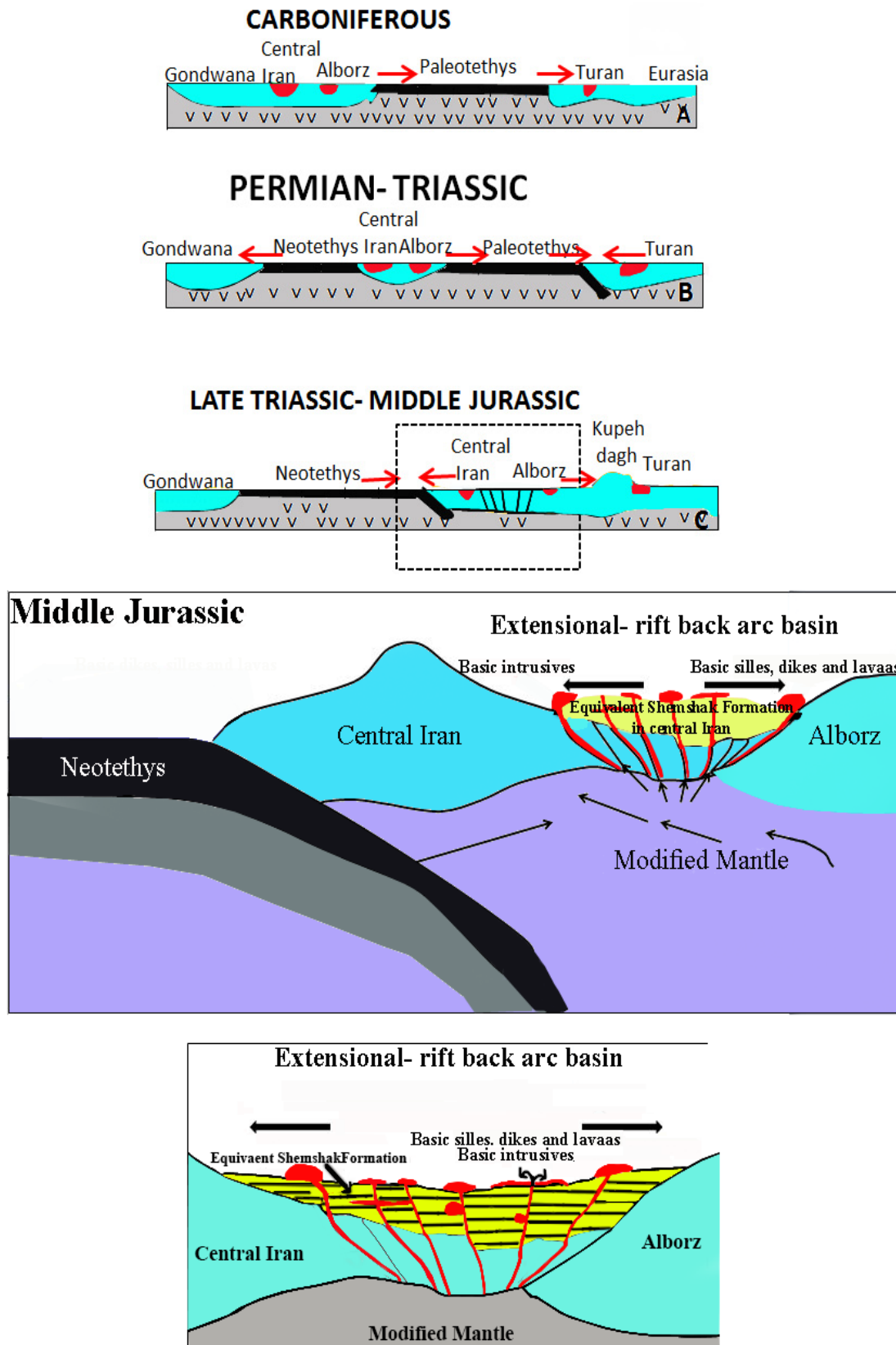
پیشین در ارتباط با برخورد چندین میکروپلیت که بیشتر آن‌ها در حاشیه شمالی گندوانا قرار داشته و در پرمین آغازین در نتیجه بازشدگی نئوتتیس از گندوانا جدا شده‌اند، با اوراسیا به وجود آمده است (شنگور، ۱۹۷۹؛ اشتامفلی و همکاران، ۱۹۹۱؛ اشتامفلی و بورل، ۲۰۰۲؛ برون و همکاران، ۲۰۰۳؛ درخشی، ۱۳۹۳). این رخداد موجب شکل‌گیری ارتفاعات مهمی در شمال ایران گردید که فرسایش این ارتفاعات موجب تشکیل نهشته‌های مولاس گروه شمشک گردیده است. از طرف دیگر، اقیانوس نئوتتیس که در نتیجه کافت‌زایی کربونیفر فوقانی - اوایل پرمین در جنوب صفحه سیمین ایجاد شده بود در اثر این برخورد گسترش پیدا کرد (قاسمی، ۱۳۷۹؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۰؛ ۱۳۸۱؛ ۱۳۸۲؛ برون و همکاران، ۲۰۰۳؛ گلونکا<sup>۱</sup>، ۲۰۰۴). رخساره‌های سنگی سازند شمشک که در حوضه‌های بازشدگی پشت کمان ایجاد شده بود توسط فاز کوهزایی سیمیرین پیشین، گسترش پیدا کردند (برون و همکاران، ۲۰۰۳، در جمشیدی، ۱۳۸۹). حادثه کوهزایی سیمیرین پیشین و در نتیجه، فرورانش اقیانوس پالئوتتیس با شیب رو به شمال، سبب بازشدگی پشت کمان در زمان تریاس بالایی شده است (گلونکا، ۲۰۰۴؛ در ابتهاج، ۱۳۹۳). ماگماهای آکالن سازنده سنگ‌های بازالتی ژوراسیک شترکوه، در یک محیط کشش درون ورقه‌ای بعد از فاز کوهزایی سیمیرین پیشین جایگزین شده‌اند. فرایندهای کششی پس از بسته شدن پالئوتتیس و تصادم تریاس همزمان با فرورانش نئوتتیس به زیر صفحه ایران، با نازک شدن پوسته لیتوسفری و توسعه فعالیت‌های ماگماتیسیم درون ورقه‌ای حاصل از ذوب گوشته در طول حاشیه غیر فعال گندوانا همراه بوده است (وانگ و همکاران، ۲۰۰۷). کاهش فشار حاصل از کشش و بازشدگی قاره‌ای به همراه گرمای ناشی از بالا آمدگی گوشته استنوسفری سبب ذوب بخشی گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای و تشکیل مواد مذاب شده است که از طریق گسل‌های کششی محلی موجود در این حوضه‌های شبه کافتی پشت کمانی لبه شمالی ایران مرکزی و لبه جنوبی البرز شرقی به طرف سطح صعود کرده‌اند.

بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی دقیق‌تر بر روی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه و همچنین با بررسی

<sup>۱</sup>. Golonka

رخدادهای زمین‌شناسی ایران در این بازه سنی و مقایسه آن‌ها با سنگ‌های مافیک مشابه در نواحی همجوار به این نتیجه می‌رسیم که این سنگ‌ها در محیط‌های کششی حوضه‌های پشت کمان ماگمایی ژوراسیک میانی شکل گرفته‌اند. ماگمای مافیک حاصل از ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای از طریق فضاهای کششی ایجاد شده در این حوضه‌ها به قسمت‌های بالایی پوسته صعود کرده و به صورت دایک یا توده‌های کوچک مقیاس جایگزین شده است. سنگ‌های آذرین مورد مطالعه به صورت دایک و گدازه در شمالی‌ترین قسمت زون ایران مرکزی، در قاعده سازند معادل شمشک و یا درون توالی‌های رسوبی بخش زیرین این سازند برونزد دارند. رسوبات گروه شمشک، به عنوان بخش مهمی از خرده قاره سیمیرین در زمان تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین، از گستردگی زیادی در بیشتر نقاط ایران برخوردارند.

در شکل (۵-۳۵)، تحولات زمین‌ساختی زون ایران مرکزی، از دوره کربونیفر تا تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین، برای تحولات زمین‌ساختی جنوب اوراسیا، به تصویر کشیده شده است. همچنین، الگوی زمین‌ساختی - ماگمایی و نحوه تشکیل و تحول ماگمای آلکالن سازنده سنگ‌های آذرین مافیک قاعده سازند معادل شمشک در حاشیه شمالی ایران مرکزی به صورت نمادین ترسیم شده است. با توجه به مطالب فوق، حضور سنگ‌های آذرین آلکالن در قاعده و یا درون بخش‌های زیرین سازند معادل شمشک در ایران مرکزی، با تشکیل ماگماهای آلکالن قاره‌ای در محیط‌های کششی محلی، پس از فاز کوهزایی تریاس میانی - بالایی (سیمیرین پیشین) قابل توجیه است. این محیط‌های کششی محلی در فاصله کوتاهی پس از تصادم ایجاد شده‌اند و به نظر می‌رسد که با فاز کوهزایی سیمیرین میانی در ارتباط باشند.



شکل ۵-۳۵- تصویری شماتیک از تحولات تکتونیکی زون البرز و شمال ایران مرکزی، از کربونیفر تا ژوراسیک زیرین (قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰، ۱۳۹۲) و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل ماگمای آکالن سازنده سنگ‌های آذرین قاعده سازند معادل شمشک در منطقه شترکوه.



فصل هشتم

نتایج و پیشنهادها

## ۶-۱- نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج بدست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و پیروژنتیکی بر روی سنگ‌های آذرین موجود در سازند معادل شمشک در شمال زون ساختاری ایران مرکزی، به شرح زیر می‌باشند:

۱- سنگ‌های منطقه شترکوه، در قسمت شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده‌اند. بر اساس فرارگیری این سنگ‌ها در قاعده توالی رسوبی-تخریبی ژوراسیک و همچنین بر اساس نتایج مطالعات سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی آپاتیت‌های جدا شده از دایک‌های مافیک قطع‌کننده مجموعه دلبر محدوده زمانی  $152 \pm 35$  Ma که معادل با ژوراسیک میانی می‌باشد برای دایک‌های مافیک موجود در منطقه تعیین شده است.

۲- سنگ‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، در این تحقیق به صورت گدازه و توده نفوذی در داخل کنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل‌های متعلق به اواخر تریاس تا اوایل ژوراسیک (معادل سازند شمشک)، رخنمون یافته‌اند. سنگ‌های مورد مطالعه دارای حفره‌های فراوان می‌باشند، که توسط کانی‌های ثانویه پر شده‌اند.

۳- بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و نمودارهای ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که سنگ‌های آذرین مورد مطالعه، ماهیت بازالتی و گابرویی دارند.

۴- کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده نمونه‌های بازالتی را پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر پیروکسن، کانی‌های فرعی آن‌ها شامل الیوین، آپاتیت، کانی‌های اپک (بر اساس مقاطع صیقلی تهیه شده پیریت و مگنتیت) و کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها شامل کلریت، کلسیت، اپیدوت، و اسفن می‌باشد. مهم‌ترین بافت‌های موجود در سنگ‌های بازالتی شامل بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، بادامکی، جریانی و اینترگرانولار هستند.

۵- کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگ‌های گابرویی نیز شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز،



کانی‌های اپک و کلینوپیروکسن می‌باشند. آپاتیت و کوارتز کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها و اپیدوت، کلریت، کلسیت، سرسیت و استیلپنوملان کانی‌هایی ثانویه را در سنگ‌های گابرویی را تشکیل می‌دهند. بافت‌های اینترگرانولار، ساب افیتیک، افیتیک و میکروگرانولار، از بافت‌های غالب موجود در سنگ‌های گابرویی می‌باشند.

۶- سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک منطقه شترکوه، در نمودارهای تعیین سری ماگمایی، ماهیت آلکالن نشان می‌دهند. بررسی تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه شترکوه در نمودارهای عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه، نشان‌دهنده غنی‌شدگی آن‌ها از LREE و عناصر شدیداً ناسازگار و تهی‌شدگی آن‌ها از HREE می‌باشد. روند موازی تغییرات عناصر نادر خاکی و بالا بودن مقادیر LILE در این نمودارها به همراه طرح‌های موجود در نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، ناسازگار و سازگار نسبت به یکدیگر، بیانگر منشأ واحد سنگ‌های آذرین منطقه و نقش تبلور تفریقی، در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های مزبور است. در نمودار چندعنصری بهنجار شده به OIB، میزان غنی‌شدگی نمونه‌های منطقه نزدیک به یک است که این امر می‌تواند نشانگر استنوسفری بودن ماگمای اولیه باشد.

۷- ماگمای آلکالن سازنده سنگ‌های آلکالن مافیک قاعده سازند معادل شمشک منطقه شترکوه، از ذوب بخشی درجه پائین (۷ تا ۱۴ درصدی) یک منبع گوشته‌ای غنی شده زیر لیتوسفر قاره‌ای با ترکیب گارنت - لرزولیتی، در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری، در یک محیط کششی درون قاره‌ای حاصل شده است.

۸- شواهد ژئوشیمیایی به وضوح نشان دهنده نبودن یا ناچیز بودن نقش آرایش پوسته‌ای در تحول ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های بازالتی ژوراسیک منطقه شترکوه، در طی صعود ماگما به سطح زمین می‌باشند.

۹- بر اساس شواهد زمین‌شناسی و داده‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی در می‌یابیم که

سنگ‌های مافیک منطقه شترکوه با تشکیل و گسترش یک حوضه کششی - کافتی پشت کمانی در پشت کمان ماگمایی ایران مرکزی و در نتیجه فرورانش اقیانوس نئوتتیس در زمان ژوراسیک میانی تشکیل شده‌اند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها در حوضه کششی - کافتی پشت کمانی و از ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای گارنت لرزولیتی غنی شده به وجود آمده و از طریق فضاها و شکستگی‌های ایجاد شده در امتداد گسل‌های نرمال خود را به سطح رسانده و به صورت دایک، توده‌های نفودی و همچنین روانه‌های گدازه در داخل توالی رسوبی سازند شمشک در زمان ژوراسیک میانی رخنمون یافته‌اند.

#### ۲-۶- پیشنهادها

به منظور شناخت کامل‌تر ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در ایران مرکزی، مطالعات تکمیلی زیر پیشنهاد می‌گردد:

- (۱) انجام آزمایشات میکروپروپ بر روی کانی‌های سازنده سنگ‌های ماگمایی ژوراسیک.
- (۲) انجام تجزیه‌های ایزوتوپی به منظور تعیین سن و منشأ دقیق‌تر سنگ‌های ماگمایی منطقه.

## منابع

### منابع فارسی

- ابتهاج م، (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های دیابازی در منطقه غرب بندھزارچاه"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- آسیابانها ع، (۱۳۷۴)، "بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی، ص ۶۳۲.
- اصغرزاده ز، (۱۳۹۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- اصغرزاده ز و قاسمی ح، (۱۳۹۲)، "ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل دایک‌های گابروی و بازالتی قطع کننده مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر (جنوب شرق شاهرود)"، هفدهمین همایش ملی تخصصی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، دانشگاه پیام نور لرستان.
- اصغرزاده ز و قاسمی ح، (۱۳۹۲)، "پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های گابروی قطع کننده مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر (جنوب شرق بیارجمند- شاهرود)"، هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی- تهران.
- آقاجانی ح، محمدی ح و بابایی ب، (۱۳۸۵)، "شناسایی پتانسیل‌های معدنی منطقه رزوه شاهرود با استفاده از داده‌های سنجش از دور"، مجله زمین‌شناسی کاربردی، شماره ۳، دوره ۲، ص ۷۲-۷۹.
- آقاناتی ع، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۵۸۶.
- الهیاری س، (۱۳۸۹)، "پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک - عباس آباد" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- بحیرایی ز، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شمال تا شمال باختری تروود" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بحیرایی ز، خلعتبری جعفری م، (۱۳۹۲)، "ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن محدوده رزوه، جنوب شاهرود"، اولین همایش زمین‌شناسی کاربردی، دانشگاه دامغان.
- برهمند م، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: "بررسی موقعیت چینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقه‌ی احمدآباد (خارتوران، جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۴۵ صفحه.
- بلاغی ز، صادقیان م و قاسمی ح، (۱۳۸۹)، "پتروژنز سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین جنوب بهاباد (باقق، ایران مرکزی) (شاهدی بر کافت‌زایی)"، **مجله پترولوژی**، شماره ۴، دوره ۱، ص ۴۵-۶۵.
- بلاغی ز، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه دکتری، "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی-آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بلاغی ز، صادقیان م، قاسمی ح و محجل م، (۱۳۹۳)، "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)" **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، دوره ۲۲، شماره ۳، از صفحه ۴۷۱ تا صفحه ۴۸۴.
- بلاغی ز، صادقیان م، قاسمی ح، (۱۳۹۳)، "پترولوژی، ترموبارومتري و سن‌سنجی U-Pb سنگ‌های متاپلیتی مجموعه دگرگونی دلبر، منطقه بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)" **مجله پترولوژی**، در دست چاپ.
- جمشیدی خ، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد "مطالعه ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- چکنی مقدم م، (۱۳۹۱)، پایان‌نامه ارشد: "بررسی سازوکار توزیع مذاب در دایک‌های مافیک قطع‌کننده مجموعه دگرگونی آذرین دلبر (شرق بیارجمند)"، بوسیله روش و تعیین موقعیت دیرینه مغناطیس آنها"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- حسینی ح، (۱۳۷۴)، پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیارجمند"، دانشکده زمین، دانشگاه تهران.
- حسینی ح، صادقیان م و قاسمی ح، (۱۳۹۲)، "سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و جایگاه چینه‌شناختی اجتماعات دایکی دیابازی قطع‌کننده توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه (جنوب شرق شاهرود) شاهدی بر ماگماتیسم سیمین میانی"، *مجله ژئوشیمی*، شماره ۴، ص ۳۰۹ تا ۳۱۷.
- حسینی ح، صادقیان م و قاسمی ح، (۱۳۹۲)، "اهمیت کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی به سن اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک در تعیین جایگاه چینه‌شناسی توده‌های گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند و جنوب غرب میامی"، *هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران*، دانشگاه شهید بهشتی تهران.
- حق‌نظر ش و ملکوتیان س، (۱۳۹۰)، "خصوصیات منشاء گوشته‌ای آلکالی الیوین بازالت‌های کواترنری منطقه قروه- تکاب" *مجله پترولوژی*، شماره ۶، دوره ۲، ص ۳۰-۱۷.
- خسروتهرانی خ، (۱۳۸۴)، "زمین‌شناسی ایران، پرکامبرین و پالئوزوئیک" جلد اول، انتشارات کلیدر، ص ۴۹۱.
- خسروتهرانی خ، (۱۳۸۴)، "زمین‌شناسی ایران، مزوزوئیک و سنوزوئیک" جلد دوم، انتشارات کلیدر، ص ۴۵۵.
- خلعتبری م، (۱۳۷۷)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس‌آباد"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- درویش‌زاده ع، (۱۳۷۰)، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات امیر کبیر، ص ۹۰۱.

- درویش‌زاده ع، (۱۳۸۱)، "زمین‌شناسی پوسته اقیانوسی، پترولوژی و دینامیک درونی"، مترجم، جلد اول، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۶۹ ص.
- درخشی م، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه دکتری "پترولوژی، ژئوشیمی و الگوی ژئودینامیکی تشکیل مجموعه بازالتی سلطان میدان، شمال شاهرود" دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- دیهیمی م، (۱۳۹۱)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد "زمین‌شناسی و پتروژنز بازالت سلطان میدان در مناطق نگارمن و ابرسج، شمال شاهرود" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- رحمتی ایلخچی، م، (۱۳۸۲)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- رحمتی ایلخچی م، (۱۳۸۱)، "نگرشی دوباره بر مجموعه سنگهای دگرگونه شمال خاوری طرود" بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، تهران، صفحه: ۴۵۰-۴۵۲.
- ربین ی، (۱۹۸۷) "چینه‌شناسی و جغرافیایی دیرین رسوبات زغالدار ایران" گزارش شرکت ملی فولاد ایران، صفحات ۳۲۶-۱.
- سری‌زن ر، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد "موقعیت چینه‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین نفوذی موجود در سازند قرمز زیرین شمال گرمسار"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- شاهرودی م، خاکزاد ا و نظافتی ن، (۱۳۸۹)، "اولین گزارش از رخداد مس کلریدی (رخداد مس علی نرخه) در حاشیه شمالی کویر مرکزی ایران، جنوب شرق روستای ترود"، کنگره بین‌المللی معدن.
- شهیدی ع، باریر ا، برون‌ت م.ف و سعیدی ع، (۱۳۹۰)، فرگشت ساختاری البرز در میان‌زیستی و نوزیستی، مجله علوم زمین، شماره ۸۱، دوره ۲۱، ص ۲۱۰-۲۱۶.

- صالحیان ش، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین مافیک موجود در شیست‌های گرگان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- طوطی ف، یزدانی س و بازرگانی گیلانی ک، (۱۳۸۷) "زمین‌شیمی و سنگ‌زایی مجموعه آتشفشانی قلیایی- نیمه قلیایی شمال ایران مرکزی: نقش فرآیندهای تفریق بلوری و غنی‌شدگی سنگ‌های اسیدی تا بازی در یک محیط پشت کمان" فصلنامه علوم زمین. شماره ۶۷: ۲۱۰-۲۲۳.
- قاسمی ع، (۱۳۸۴)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دای"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- قاسمی ح، و آسیابانها ع، (۱۳۸۵)، "معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق شاهرود، ایران مرکزی" مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، شماره ۱، دوره ۲۳، ص ۲۴۸-۲۳۱.
- قاسمی ح، لنکرانی م، همام م، (۱۳۸۹) "پترولوژی سنگ‌های آذرین" انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۵۵۶ صفحه.
- قاسمی ح. و جمشیدی خ، (۱۳۹۰)، "زمین‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های بازیگ قاعده سازند شمشک در مناطق طزره، کلاته رودبار و چشمه‌علی (شمال و شمال غرب دامغان)" پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم، تهران.
- قاسمی ح. و جمشیدی خ، (۱۳۹۰)، "ژئوشیمی، پترولوژی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازیگ آلکالن در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، جلد ۱۹، شماره ۴، ص ۷۱۴-۶۹۹.
- قاسمی ح و جمشیدی خ، (۱۳۹۲)، "بررسی خصوصیات ناحیه منشأ سنگ های آلکالن بازیگ قاعده سازند شمشک در البرز شرقی"، مجله زمین‌شناسی ایران، جهاد دانشگاهی.

- قاسمی ح، رضایی م و ابتهاج م، (۱۳۹۲)، " ژئوشیمی و پتروژندادیک‌های گابرویی منطقه بند هزار چاه " هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
- قاسمی ح، رضایی م و حاجیلوح، (۱۳۹۲)، "شواهد ماگمایی حوضه پشت کمان الیگوسن در شمال شرقی ایران مرکزی"، سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- کاظمی‌حسنوند ز، (۱۳۹۱)، پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی، ژئوشیمی و ویژگی‌های محل منشأ سنگ‌های آذرین اردوویسین پایانی در سازند ابرسج، شاهرود" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- کریم‌پور م. ح، (۱۳۸۸)، " ژئوشیمی پترولوژی سنگ‌های آذرین و کانسارهای ماگمایی"، چاپ اول، دانشگاه فردوسی مشهد، ص ۵۴۵.
- مر ف و مدبری س، (۱۳۸۴)، "کاربرد داده‌های زمین‌شیمیایی"، مترجم، چاپ اول، مرکز نشر دانشگاهی، تهران، ص ۲۲۳.
- مردانی بلداجی م، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌های سنگ‌های آشفشانی و آشفشانی رسوبی منطقه پهنواز، جنوب بیارجمند- شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- معین‌وزیری ح، (۱۳۷۱) "پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ص ۵۵۵.
- معین‌وزیری ح و احمدی ع، (۱۳۸۰) "پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین"، چاپ دوم، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ص ۵۴۴.
- مهرابی ف، (۱۳۷۴)، "کانی‌های سنگ‌ساز در مقطع نازک"، مترجم، چاپ اول، مرکز نشر دانشگاه شیراز، ص ۴۶۲.



- میدل‌موست ا.، (۱۹۹۷) "ماگماها و سنگ‌های ماگمایی"، ترجمه درویش‌زاده ع، آسیابانها ع، چاپ دوم، انتشارات دانشگاه تهران، ص ۵۲۷.
- همام م، قاسمی ح و لنکرانی م، (۱۳۸۹)، "پترولوژی سنگ‌های دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، مشهد، ص ۳۸۲.
- هوشمندزاده ع، علوی نائینی م و حقی‌پور، (۱۳۵۷)، "تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه تروود (از پرکامبرین تا عهد حاضر)"، سازمان زمین‌شناسی کشور، ص ۱۲۴.

### منابع لاتین

- Abdel – Fattah, M., A. M. Abdel – Rahman and P.E. Nasser., (2004), "Cenozoic volcanism in the middle east: Petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon", **Geological Magazine, Cambridge University Press** 141 ,pp 545 – 563.
- Abu-Hamattah Z.S.H. (2005) "Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication" **Journal of Asian Earth Sciences**. 25, pp 557–581.
- Aldanmaz E, Pearce J.A, Thirlwall M.F. and Mitchell J.G. (2000) "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey" **J. of. Volcan. geotherm. Res.** 102, pp 67-95.
- Aldinucci, M., Gandin, A. & Sandrelli, F. (2008): "The Mesozoic continental rifting in the Mediterranean area: insights from the Verrucano tectofacies of Southern Tuscany (Northern Apennines, Italy)" **Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)**, 97, pp. 1247-1269.
- 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)" **J. of. volcan and geothermal res.** 115, 487-510.
- Aghanabati, A.(2004). Geology of Iran. Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran, 582 pp.

- Altunkaynak, Ş., & Genç, Ş. C. (2008). “Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey)”. **Lithos**, 102(1), 316-340.
- Assereto R. (1963) “The Paleozoic formation in Central Elbruz (Iran)”, **preliminary note**. *Rivista Italiana di Paleontologia e stratigrafia*, 69, pp 503-543.
- Berberian F. and King G.C.P. (1981) “Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran”, **Canadian Journal of Earth Science**, 5, pp 101–117.
- Best G. (2003), “**Igneous and metamorphic petrology**”, 729pp.
- Bagas, L., Bierlein, F. P., English, L., Anderson, J. A., Maidment, D., & Huston, D. L. (2008). “An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca. 1864Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites–Tanami Orogen, Western Australia.” **Precambrian Research**, 166(1), 168-184.
- Balaghi Einalou M, Sadeghian M, Zhai M, Ghasemi H, and Mohajjel M(2013 ) “Zircon U-Pb ages, Hf isotopes, and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar metamorphic-igneous complex, SE of shahrood (Iran): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran” **Journal of Asian Earth Sciences**, 2, pp 1 – 95.
- Bogard P.J.F. and Warner G. (2003) “Petrogenesis of basanitic to tholiitic volcanic rock from the Miocene Vgelsberg, Central Germany” **Journal of Petrology** 44, p. 569 – 602.
- Boynton W.V. (1984) “Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed), *Rare Earth Element Geochemistry*” **Elsevier**, Amsterdam, pp 63–114.
- Brown M. (2001) “Orogeny, migmatites and leucogranites: a review” *Proc, Indian Acad, Sci, (Earth Planet. Sci)*, 110, pp 313-336.
- Brunet. M.F., V. Korotaev, M., V. Ershov, A., M. Nikishin, A. (2003) “The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling” **Sedimentary Geology** 156, 119-148.

- Brunet, M. F., Granath, J. W., & Wilmsen, M. (2009). "South Caspian to Central Iran basins: introduction." **Geological Society, London, Special Publications**, 312(1), 1-6.
- Chesworth W, Dejou J, Larroque P. and Rodeja E.G. (2004) "Alteration of olivine in a basalt from central France" **Catena**, 56, pp 21-30.
- Claeson, D.T., Meurer, W.P. (2004) "Fractional crystalization of hydrous basaltic arc-type magmas and the formation of amphibole gabbroic cumulates" *Contrib. Mineral. Petrol.* 147, 288-304.
- Coban H. (2007) "Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension – related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia" **Earth Science Reviews** 80, pp 219 – 238.
- Cornelius T, Ntaflos Th. V. and Akinin V. (2011) "Polybaric petrogenesis of Neogene alkaline magmas in an extensional tectonic environment: Viliga Volcanic Field, northeast Russia" **Lithos** 122, pp 13 –24.
- Curtis M. P. Leat T. Riley B. Storey I. Millar D. and Randall J. (1999) "Middle Cambrian rift-related volcanism in the Ellsworth Mountains, Antarctica: tectonic implications for the palaeo-Pacific margin of Gondwana" **Tectonophysics** 304: 275-299.
- Dai J, Wang Ch, Hebert R, Li Y, Zhong H, Guillaume R, Bezard R. and Wei, Y. (2011) "Late Devonian OIB alkaline gabbro in the Zangbo Zone: Remnants of the Paleo-Tethys?" **Gondwana Research** 19, pp 232-243.
- Driouch, Y., Béziat, D., Grégoire, M., Laguenini., F., Abbou, M.B., Ntarmouchant, A., Roddaz, M., Dahire, M., Bennouna, A., Belkasmi, M., Brusset, S., Debat, P. (2009) "Clinopyroxene trace element compositions of cumulate mafic rocks and basalts from the Hercynian Moroccan Central Meseta: Petrogenetic implications" *J.of. African Earth Sciences*.these decortect at", Grenoble, 489 pp.
- Ellam R.M. (1992) "Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry" **Geology**,20 pp 153- 156.

- Ernst, R. E., & Buchan, K. L. (2003). "Recognizing mantle plumes in the geological record." **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, 31(1), 469-523.
- Emami M. H. (1981), "Geologie de la region Qom – Aran. Contribution a letude dynamique et geochimique du volcanisme tertiare d Iairan central".
- Fitton J.G. (1987) "The Cameroon Line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism". In: Upadhyay, D., Raith, M.M., Mezger, K.,Hammerschmidt, K. (2006) "Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India" **Lithos** 89, pp 447-477.
- Fitton J.G, Saunders A.D, Norry M.J, Hardarson B.S. and Taylor R.N. (1997) "Thermal and chemical structure of the Iceland plume" **Earth and Planetary Science Letters** 153, pp 197 – 208.
- Fitton J.G. (2007) "The OIB paradox, In: Plates, Plumes and Planetary Processes (G.R. Foulger and D.M Jurdy, eds)" **Geol. Soc. Am. Spec. Pap**, 430, pp 387-412.
- Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., & Majidifard, M. R. (2009). "Lithostratigraphy of the Upper Triassic–Middle Jurassic Shemshak Group of Northern Iran." **Geological Society, London, Special Publications**, 312(1), 129-160.
- Furman T. (2007) "Geochemistry of East African Rift basalts: An overview" **Journal of African Earth Sciences** 48, pp 147–160.
- Ghorbani, M. (2013). "**The economic geology of Iran: mineral deposits and natural resources.**" Springer Science & Business Media, 569pp.
- Gill R. (2010), "**Igneous rocks and processes apractical guide**", Department of Earth Sciences Royal Holloway University of London, 472pp.
- Golonka, J. (2004) "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic" **Tectonophysics** 381, 235- 273.
- Goss, A. R., & Kay, S. M. (2009). Extreme high field strength element (HFSE) depletion and near-chondritic Nb/Ta ratios in Central Andean adakite-like lavas (~ 28° S, ~ 68° W). **Earth and Planetary Science Letters**, 279(1), 97-109.
- Harker A. (1909), "**The natural history of igneous rocks**", Methuen, London.

- Hart W.K, G Wolde Gabrie R.C. Walter and S. A Mertzman. (1989) “Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interaction” **Journal of geophysical research**, 94, pp 7731- 7748.
- Haase K.M and Renno A.D. (2008) “Variation of magma generation and mantle sources during continental rifting observed in Cenozoic lavas from the Eger Rift, Central Europe” **Chemical Geology** 257, pp 192 –202.
- Hawkesworth C. J. Gallagher K. Hergt J. M. and McDermott F. (1994) “Destructive plate margin magmatism: Geochemistry and generation”, **Lithos** 33, pp 169 – 188.
- He Q. Xiao L. Balta B.Gao R. and Chen J. (2010) “Variety and complexity of the Late Permian Emeishan basalts, Reappraisal of plume-lithosphere interaction processes”, **Lithos**, 119, pp 91-107.
- Hibbard M.J. (1995) “**Petrography to petrogenesis**”, Prentice Hall. 587. Pp.
- Hirschmann M.M. Ghiorso M.S. Wasylenki L.E. Asimow P.D. and 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,pp 1091–1115.
- Hutton, C. O. (1938) “The stilpnomelane group of minerals”. **Mineral. Mag.** 25,172-206.
- Hughes, P. B., & Devonshire, A. L. (1982). The biochemical basis of resistance to organophosphorus insecticides in the sheep blowfly, *Lucilia cuprina*. **Pesticide Biochemistry and Physiology**, 18(3), 289-297.
- Irvin T. and Baragar W.R.A. (1971) “A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks” **Canadian Journal of earth Science Letters**, 8, pp 523-548.
- Jenny J. (1977), “**Géologie et stratigraphie de Elburz oriental entre Aliabad et Shahrud, Iran**”,Thèse Université de Genève, 238pp.
- Kirkpatrick, R.G. (1977) “Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhe and Alane lava lakes Kilauea volcano, hawaii”, **Geol, Soc. Am. Bull.** 88, 78-84.
- Kovalenko, V. I.; Naumov, V. B.; Giris, A. V.; Dorofeeva, V. A. And Yarmolyuk, V. V. “Average Composition of Basic Magmas and Mantle Sources of Island Arcs and Active Continental Margins Estimated from the Data on Melt

- Inclusions and Quenched Glasses of Rocks.” ISSN 0869\_5911, Petrology,(2010), Vol. 18, No. 1, pp. 1–26.
- Krienitz M. S. Hasse K. Mezger K. Eckardt V. and Shaikh-Mashail M. A. (2006) “Magma genesis and crustal contamination of continental intraplate lavas in northwestern Syria”, **Contrib Mineral Petrol.** 151, pp 698–716.
  - Kretz, R. (1983). “Symbols for rock-forming minerals.” **American mineralogist**, 68(1-2), 277-279.
  - Lustrino M, Keskin M, Mattioli M. and Kavak O. (2012) “Heterogeneous mantle sources feeding the volcanic activity of Mt. Karacadag (SE Turkey)” **Journal of Asian Earth Sciences** 46, pp 120-139.
  - Jung, S., Hoernes, S. (2000) “The major and trace- element and isotope (Sr-Nd-O) geochemistry of Cenozoic alkaline rift-type volcanic rocks from the rhon area (central Germany): petrology, mantle source characteristics and implication for asthenosphere- lithosphere interaction” **J.of.volcan and geothermal res.** 99, 27-53.
  - Marks, M., Halama, R., Wenzel, T., Markl, G. (2004) “Trace element variations in clinopyroxene and amphibole from alkaline to peralkaline syenites and granites: implications for mineral-melt trace-element partitioning” **Chemical Geology** 211, 185-215.
  - Menzies M. (1987) “Alkaline rocks and their inclusions: a window on the Earths interior”. In: Upadhyay, D., Raith, M.M., Mezger, K.,Hammerschmidt, K. (2006) Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India” **Lithos** 89, pp 447–477.
  - Meschede M. (1986) “A method of discriminating between different type of mid- ocean ridge basalts and continental tholeites with the Nb-Zr-Y diagram” **Chemical Geology**, 56, pp 207-218.
  - Middlemost E. A. K. (1985), “**Magma and magmatic rocks, An Introduction to igneous petrology**”, Longman Group U. K, pp 73 – 86.
  - Muller D, Rock N. M. S. and Groves D. I. (1992) “Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic rocks, from different tectonic setting: a pilot study” **Mineral. Petrol**, 46, pp 259 – 289.

- Nakamura N. (1974) "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites" **Geochim. Cosmochim. Acta**, **38**, pp 757-775.
- Nicholson K.N. Black P.M. Hoskin P.W.O. and Smith I.E.M. (2004) "Silicic volcanism and back – arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian – Pacific plate boundary", **Journal of volcano and Geotherm, Res**, 131, p. 295 – 306.
- Patino L. C. Carr M. J. and Feigenson, M. D. (2000) "Local and regional variations in Central American arc lavas controlled by variations in subducted sediment input", **Contributions to Mineralogy and Petrology** 138: 265-283.
- Pearce, J. A., & Cann, J. R. (1971). "Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y" **Earth and Planetary Science Letters**, 12(3), 339-349.
- Pearce J.A. and Cann J.R. (1973) "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses" **Earth and Planet.Sci, Lett**, **19**, pp 290-300.
- Pearce J.A. and Norry M.J. (1979) "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks" **Contrib. Mineral. Petrol**, 69, pp 33-47.
- Pearce, J. A. (1982). "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. Andesites", 525-548.
- Pearce J.A. (1996) "A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A. (Ed.), Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration" **Geological Association of Canada, Short CourseNotes**, vol. 12, pp 79–113.
- Peccerillo R, Taylor S.R. (1976) "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey" **Contrib. Mineral. Petrol**, 58, pp 63-81.
- Rogers, D. L., Skidmore, S. T., Montgomery, G. T., Reidhead, M. A., & Reidhead, V. A. (2012). "Spiritual integration predicts self-reported mental and physical health." **Journal of religion and health**, 51(4), 1188-1201.
- Prowatke, S., & Klemme, S. (2006). "Trace element partitioning between apatite and silicate melts." **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 70(17), 4513-4527.

- Rahmati-Ilkhchi, M., Faryad, S. W., Holub, F. V., Košler, J., & Frank, W. (2011). "Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic complex (Central Iran)." **International Journal of Earth Sciences**, *100*(1), 45-62.
- Rahmati-Ilkhchi, M., Jeřábek, P., Faryad, S. W., & Koyi, H. A. (2010). "Mid-Cimmerian, Early Alpine and Late Cenozoic orogenic events in the Shotur Kuh metamorphic complex, Great Kavir block, NE Iran. " **Tectonophysics**, *494*(1), 101-117.
- Rahmati-Ilkhchi M., Faryad S.W., Holub F., Košler J., Frank W. (2009): "Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic complex (Central Iran)." **International Journal of Earth Sciences**, DOI 10.1007/s00531-009-0499-0.
- Reichow M, Saunders A, White R, Al'Mukhamedov A. and Medvedev A. (2005) "Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo–Triassic Siberian Traps, Russia" **Lithos** 79, pp425 – 452.
- Rollinson, H.R. (1993) "**Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**" Longman, Singapore, 397 pp.
- Saccani E, Beccaluva L, Photiades A. and Zeda O. (2011) "Petrogenesis and tectono-magmatic significance of basalts and mantle peridotites from the Albanian – Greek ophiolites and sub-ophiolitic mélanges. New constraints for the Triassic – Jurassic evolution of the Neo-Tethys in the Dinaride sector" **Lithos** 124, pp 227–242.
- Schandl E .S and Gorton M. P. (2002) "Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments", **Economic Geology**, Vol. 97, pp 629-642.
- Saunders A.D, Storey M, Kent R.W. and Norry M.J. (1992) "Consequences of plume lithosphere interactions". In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds Magmatism and the Cause of Continental Breakup: Geological Society of Special Publication, **London**, 68, pp 41–60.
- Seyed-Emami, K., & Alavi-Naini, M. (1990). "Bajocian stage in Iran. **Mem. descr carta goel. Ital**", 40, 215-222.



- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, H., Stern, R. J., Santos, J.F., Wu, Y. (2013) “Cadomian (Ediacaran Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana,” *Gondwana Research*.
- Shehata A. and Theodoros N. (2011) “Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism in the Carpatian-Pannonian Region” **Lithos**.121, pp 176-188.
- Shelly D. (1993), “**Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations**”, Chapman & Hall, London, 405 pp.
- Shervais J.W. (1982) “Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas” **Earth Planet. Sci. Lett**, **59**, pp 101-118.
- Singer S.B.A, Dungan M. and Layne D.G. (1995) “Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: Clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers” **Am. Min.** 80, pp 776-798.
- Stocklin J. (1968) “Structural history and tectonics of Iran; a review” **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 52, pp 1229–1258.
- Stocklin J. (1974) “Possible ancient continental margins in Iran. In the geology of continental margins” Edited by C.A. Burk and C.L. Drake. **Springer**, New York, pp 873-887.
- Sun S.S. and McDonough W. F. (1989) “A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes”. In: Saunders, A. D., Norry M. J. (eds), “Magmatism in oceanic basins”. **Geology. Soc. London. Spec. Pub**, 42, pp 313 – 345.
- Taheri, J., Fürsich, F. T., & Wilmsen, M. (2009). “Stratigraphy, depositional environments and geodynamic significance of the Upper Bajocian–Bathonian Kashafrud Formation, NE Iran.” **Geological Society, London, Special Publications**, 312(1), 205-218.
- Thompson R.N. (1982) “British Tertiary volcanic province” **Scot. J. Geol**, 18, pp 49 – 107.
- Thornton C. P. and Tittle O. F. (1960) “Chemistry of igneous rocks: Differentiation index” **Am. Sci.**, 258, pp 664 – 684.

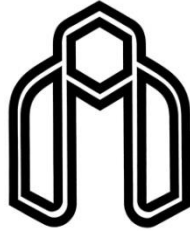
- Tsuchiyama A. (1985) “Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthosite, and origin of dusty plagioclase in andesite” **Cont.Min.Pet.**, 89, pp 1-16.
- Upadhyay D, Raith M.M, Mezger K. and Hammerschmidt K. (2006) “Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India” **Lithos** 89, pp 447-477.
- Varekamp J. C. Hesse A. and Mandeville C. W. (2010) “Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina)”, **Journal of Volcanology and Geothermal Research. VOLGEO-04527**; No of Pages 16.
- Wang K, Plank T, Walker J.D. and Smith E.I. (2002) “A mantle melting profile across the basin and range, SW USA” **Journal of Geophysical Research ECV** 5, pp 1–21.
- Wang, Z., Zhao,Y., Zou,H, Li,W., Liu,X., Wu,H., Xu,G., Zhang ,S. (2007) “Petrogenesis of the Early Jurassic Nandaling flood basalts in the Yanshan belt, North China Craton: A correlation between magmatic underplating and lithospheric thinning” **Lithos** 96, 543-566.
- Wang Y, Zhao Z.F, Zheng Y.F. and Zhang J.J. (2011) “Geochemical constraints on the nature of mantle source for Cenozoic continental basalts in east-central China” **Lithos** 125, pp 940–955.
- Welch S. A. and Benfield G. F. (2002) “Modification of olivine surface morphology and reactivity by microbial activity during chemical weathering” **Geochim. Cosmochim. Ieta**, 66, pp 213 – 221.
- Wilmsen, M., Fürsich, F.T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. and Taheri, J.,(2009)“The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland. ” **Terra Nova**, 21, 211–218.
- Wilson M. (2007) “Igneous petrogenesis a global tectonic approach”, **Springer**, 466 pp.
- Winchester J.A. and Floyd P.A. (1976) “Geological magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks” **Earth and Plan. Sci**, 28, pp 459-469.

- Winchester J, A. and Floyd P.A. (1977) “Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements” **Chemical Geology**, 20. Pp 249-287.
- Wood D.A. (1980) “The application of Th- Hf- Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province” **Earth Planet. Sci. Lett**, 50, pp 11 – 30.
- Xie Q, Campbell McCuaig T. and Kerrich R. (1995) “Secular trends in the melting depths of mantle plumes: evidence from HFSE/REE systematics of Archean high-Mg lavas and modern oceanic basalts” **Chemical Geology** 126, pp 29—42.
- Xu, X-W, Jiang, N., Yang, K., Zhang, B.L., Liang, G.H., Mao, Q., Li, J.X., Du, S.J., Ma, Y.G., Zhang, Y., Qin, K.Z. (2009) “Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanhao area, western Yunnan, China” **Lithos** 113, 595-611.
- Yan J. and Xin Zhao J. (2008) “Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere–asthenosphere interaction” **Journal of Asian Earth Sciences**, 33, pp 106 –121.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M., & Muttoni, G. (2009) “The Cimmerian evolution of the Nakhlak–Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin.” **Geological Society, London, Special Publications**, 312(1), 261-286.
- Zeng G, Chen L, Xu X, Jiang Sh. and Hofmann A. (2010) “Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China” **Chemical Geology**. 273: pp 35–45.
- Zhao, J.H., Zhou, M.F. (2007) “Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle” **Precambrian Research** 152, 27-47.

## **Abstract**

In Jamyl area, about 120 kilometers south of the Shahrood city, Semnan province, there are a few outcrops of mafic igneous rocks. Precise investigations indicate that these are the of extrusives and intrusives. Field observations, petrographic sinvestigationand geochemical diagrams show that the Jamyl igneous rocks, have basaltic and gabbroic nature. Plagioclase and pyroxene are essential minerals. Olivine, apatite, opaque and minerals (pyrite and magnetite based on polished sections) are accesories. Chlorite, calcite, epidote, titanite and zeolite are secondary minerals. Porphyritic Glomeroporphyritic, intergranular and trachity are the most important textures. Main constituents of the gabbroic and gabbrodioritic rocks are plagioclase, green hornblend, opaque minerals and clinopyroxens. Apatite and quartz are accessory minerals and epidot, cholorite, calcite and serecite are secondary minerals. Intergranular, Sub ophitic, ophitic and microgranular textures are main texture of gabroic rocks. Jurassic basaltic rocks geochemical investigations of Jamyl area show that these rocks have alkaline nature. According to tectonic setting discrimination diagrams these rocks related to intercontineuted rifting. Trace element changes in samples indicate that an enritchment in LREE and high incompatible elements and a depletion in HREE. Consistent pattern of LREE of LILE in these diagrams and variation patterns of the oxides of main element and compatible and incompatible element with respect to each other, indicate the same origin for the magmatic rocks in this area and show the role of fractional crystallization in magmatic evolutions. According to geochemical and petrogenetic survays, the alkaline mafic rocks original magma of the base of equivalet Shemshak Formation resulted from low degree partial melting (7 to 14 percent) of an enriched mantle beneath the continental lithosphere which has a garnet – lertzolite composition at depth of 100 to 110 kilometers. This magma originated in an inter continental extentional environment. Geochemical evidences cleary show that crustal contamination has no or very insignificant role during it is evolution.

**Key words:** Shahrood, Jamyl, Mafic igneous rocks, Alkaline, equivalet Shemshak formation.



**Shahrood University**

**Faculty of Earth Sciences**

**Department of Petrology and Economic Geology**

**Petrology and geochemistry of basaltic rocks in the base of Jurassic  
sedimentary sequence in Jamil area in the east of Sahl (southeast  
shahrood) and their geodynamic significance**

**Masoomeh Dadpour**

**Supervisor:**

**Dr. H. Ghasemi**

**Advisor:**

**Dr. M. Sadeghian**

**MSc thesis**

**February 2015**