

دانشگاه گجرات

دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی - گرایش پترولوژی

موقعیت چینه شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آذرین
پالئوزوئیک منطقه قوشه، جنوب غرب دامغان (ناحیه جام)

نگارش :

آذر ناجی

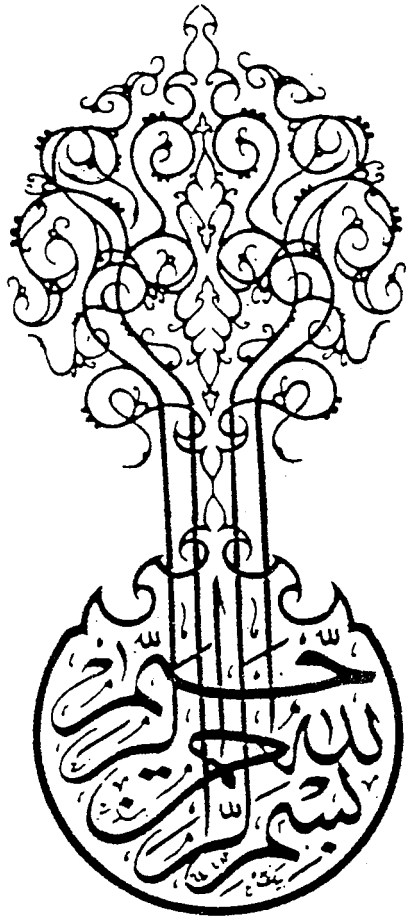
استاد راهنما :

دکتر حبیب ا... قاسمی

اساتید مشاور:

دکتر عزیزا... طاهری دکتر محمدرضا قربانی

بهار ۱۳۸۳



NAI

تقدیم به :

همسر مهربانم

که صبورانه و صمیمانه مرا در تمصیل علم یاری نمود

۹

با بزرگواری راه را برای پیشرفت من هموار ساخت.

تشکر و قدردانی

با تشکر و سپاسگزاری فراوان از همهٔ استادان بزرگوار و ارجمند که در طول تحصیل مرا یاری نمودند به ویژه جناب آقای حبیب‌ا... قاسمی که اگر راهنمائیها و عنایات مستمر ایشان نبود بطور مسلم این تحقیق راه به جایی نمی‌برد.

همچنین از زحمات و عنایات استادان محترم آقایان دکتر محمدرضا قربانی و دکتر عزیزا... طاهری که به عنوان استاد مشاور زحمات فراوانی را متحمل شدند و آقایان دکتر محمود صادقیان، دکتر پرویزامیدی، دکتر حسین مهدیزاده، دکتر ناصر حافظی‌مقدس، دکتر غلام‌عباس کاظمی و مهندس عبدالرزاق جباری که هر یک به نوعی در پیشرفت این تحقیق موثر بودند، بینهایت سپاسگزارم.

در پایان نسبت به دوستانی که در تهیه این مجموعه مرا یاری نمودند، به ویژه آقای مالک‌کرد و خانمها زهرا مصلحی و لیلا صادقی مراتب سپاسگزاری و قدردانی خود را ابراز می‌دارم.

چکیده

منطقه مورد مطالعه در مسیر جاده دامغان - سمنان و ۳۵ کیلومتری جنوب غرب دامغان در نزدیکی روستای قوشه و در ناحیه‌ای به نام جام واقع شده است. از دیدگاه تقسیمات زمین شناختی و ساختاری ایران این منطقه در زون ایران مرکزی قرار دارد. به دلیل اینکه تا کنون هیچگونه مطالعه پترولوژیکی بر روی سنگهای منطقه صورت نگرفته است، بنابراین مطالعه پترولوژی این سنگها به خصوص در رابطه با وضعیت تکتونیکی پالئوزوئیک ایران مرکزی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است.

با توجه به مطالعات صحرایی و پتروگرافی سنگهای منطقه به دو گروه، یکی مجموعه آتشفشانی و دیگری مجموعه نیمه عمیق طبقه‌بندی می‌شوند. مجموعه آتشفشانی متشکل از بازالت تا آندزیت بصورت گدازه‌های حفره‌دار پر شده با کلسیت، زئولیت و کالسدون در بخشهایی از کوهستان بزکوه بیرون زدگی دارد. این سنگها از فنوکریستهای پلاژیوکلاز، الیوین و پیروکسن در خمیره‌ای ریز بلور تشکیل شده‌اند و بافتهای اینترسرتال، گلوپروپورفیریک و جریان‌ی نشان می‌دهند. اولیونها به صورت خود شکل و غیر خود شکل وجود داشته و ایدنگسیتی شده‌اند. در برخی نمونه‌ها سودومورفهای اولیون با کلسیت پر شده‌اند. پلاژیوکلازها به دو صورت فنوکریست و میکروولیت دیده می‌شوند و اکثراً پره‌نیتی شده‌اند. پیروکسها در بین تیغکهای پلاژیوکلاز دیده می‌شوند و در اثر پدیده اورالیتی شدن به هورنبلند و آکتینولیت و در نهایت به کلریت و کانیه‌ای اوپاک تبدیل شده‌اند. اکسیدهای آهن بصورت هماتیت، گوتیت و ایلمنیت حضور دارند و از کانیه‌ای فرعی این سنگها می‌توان به آپاتیت و اسفن اشاره کرد. مجموعه نیمه عمیق بصورت دایک و توده‌های کوچک در داخل ماسه سنگ و دولومیت‌های کامبرین میانی، بالایی و ادوینین که تحت عنوان دولومیت‌های وطن نامگذاری شده‌اند، بروز دارند. این سنگها میکرودیوریت نامگذاری شده‌اند و در زیر میکروسکپ بافت اینترگرانولار نشان می‌دهند. کانیه‌ای اصلی سازنده این سنگها را پلاژیوکلاز، پیروکسن و ندرتاً هورنبلند سبز تشکیل می‌دهند. بلورهای خود شکل پلاژیوکلاز مهمترین فنوکریستهای سنگ هستند. اکثر پلاژیوکلازها سوسوریتی شده‌اند. پیروکسها بصورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل و اکثراً اورالیتی شده می‌باشند. آمفیبولها غالباً توسط اسفن و کلسیت سودومورف شده‌اند و از کانیه‌ای فرعی موجود در این سنگها می‌توان به آپاتیت و اسفن اشاره کرد. اکسیدهای آهن بصورت هماتیت، گوتیت و ایلمنیت حضور دارند.

نظر به طیف ترکیبی محدود سنگهای منطقه (بازالت تا آندزیت)، ترسیم نمودارهای تغییرات ترکیب شیمیایی آنها (هارکر و ضریب تفریق) تغییرات قابل توجهی نشان نمی‌دهند. نمودارهای عنکبوتی هنجار شده نسبت به کندریت تمامی نمونه‌ها تا بیش از ۱۰ برابر کندریت غنی‌شدگی نشان می‌دهند و برای برخی عناصر ناسازگار همچون Ba و K این مقدار به بیش از ۱۰۰ برابر نیز می‌رسد. میزان غنی‌شدگی بالای LILE و دیگر عناصر ناسازگار می‌تواند ناشی از طبیعت متاسوماتیزه گشته زیر پوسته محل منبع، نرخ پائین ذوب بخشی گشته (ماهیت آلکان ماگمای مادر) و آغشتگی ماگما با پوسته قاره‌ای باشد. تهی‌شدگی نسبی نمونه‌ها از Ce و Rb ناشی از طبیعت هوازده و نسبتاً فرسوده سنگهای منطقه است. بررسیهای ژئوشیمیایی، نمودارهای تعیین سری ماگمایی، مقایسه‌ای و محیط تکتونیکی حاکی از طبیعت آلکان سنگهای منطقه، جایگاه درون صفحه قاره‌ای و نرخ پائین ذوب بخشی گشته زیر لیتوسفر قاره‌ای محل منبع است.

این سنگها قابل مقایسه با آلکالی بازالت‌های درون صفحه قاره‌ای پالئوزوئیک زیرین - میانی ایران مرکزی (مناطق ابیانه، سه، باقرآباد، زفره و دالمه) و دیگر آلکالی بازالت‌های درون صفحه‌ای سایر نقاط جهان (Fairbanks آلاسکا، Caltasi ترکیه، Antarctica آمریکا و Sikhote Alin روسیه و Colombia River) هستند.

کلمات کلیدی: پترولوژی، ژئوشیمی، سنگهای آذرین، پالئوزوئیک، قوشه

فهرست مطالب

عنوان	صفحه
تشکر و قدردانی.....	الف
چکیده.....	ب
فهرست مطالب.....	ج ، د
فهرست جداول.....	ه
فهرست اشکال و تابلوها.....	و ، ز

فصل اول - کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی.....	۲
۲-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی.....	۳
۳-۱- ژئومورفولوژی.....	۳
۴-۱- مطالعات قبلی.....	۴
۵-۱- هدف کلی از مطالعه.....	۴
۶-۱- روشهای مطالعاتی.....	۴

فصل دوم - زمین شناسی عمومی منطقه

۱-۲- مقدمه.....	۹
۲-۲- پیکره‌های سنگی منطقه جام.....	۹
۱-۲-۲- پیکره‌های رسوبی.....	۹
الف - نهشته‌های پالئوزوئیک.....	۹
ب - نهشته‌های مزوزوئیک.....	۱۳
ج - نهشته‌های سنوزوئیک.....	۱۴
۲-۲-۲- پیکره‌های آذرین.....	۱۸
۳-۲- پیکره‌های سنگی اصلی منطقه مورد مطالعه (قوشه).....	۱۸
۱-۳-۲- پیکره‌های رسوبی.....	۱۸
۲-۳-۲- پیکره‌های آذرین.....	۲۶
۴-۲- تکتونیک منطقه.....	۲۹
۵-۲- منابع معدنی منطقه.....	۳۰

فصل سوم - پتروگرافی

۱-۳	مقدمه	۳۴
۲-۳	پتروگرافی و کانی‌شناسی بازالتها و اولیوین‌بازالتها	۳۴
۳-۳	پتروگرافی و کانی‌شناسی آندزیتها	۳۸
۴-۳	پتروگرافی و کانی‌شناسی میکرودیوریتها	۳۹

فصل چهارم - ژئوشیمی

۱-۴	مقدمه	۴۳
۲-۴	آماده سازی و تصحیح داده‌های تجزیه‌های شیمیایی	۴۴
۳-۴	استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی	۴۸
۱-۳-۴	استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی سنگها در طبقه بندی آنها	۵۰
۲-۳-۴	استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی سنگها در بررسی روندهای تغییرات آنها	۵۳
الف	نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب نسبت به سیلیس	۵۳
ب	نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر ضریب تفریق	۵۶
ج	نمایش داده‌های عناصر کمیاب بصورت نمودارهای عنکبوتی	۵۹
د	نمودارهای مقایسه‌ای	۶۲
۳-۳-۴	استفاده از تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب در تعیین سری‌های	
۷۵	ماگمایی و جایگاه‌های تکتونیکی	۷۵
الف	سریهای ماگمایی	۷۵
ب	جایگاه‌های تکتونیکی	۸۰

فصل پنجم - پتروژنز

۱-۵	مقدمه	۸۵
۲-۵	ویژگیهای تکتونوماگمایی سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه و جایگاه تشکیل آنها	۸۶
۳-۵	نتیجه گیری	۹۲

فهرست منابع

الف	منابع فارسی	۹۴
ب	منابع لاتین	۹۶

فهرست جداول

عنوان	صفحه
جدول ۱-۲- ستون چینہ شناسی منطقه جام.....	۱۶
جدول ۱-۴- مختصات دقیق نمونه های برداشت شده توسط GPS.....	۴۳
جدول ۲-۴- نتایج تجزیه شیمیایی و ترکیب کانی شناسی نورماتیو نمونه ها.....	۴۷
جدول ۳-۴- نتایج تجزیه شیمیایی سنگهای منطقه Fairbanks.....	۶۵
جدول ۴-۴- نتایج تجزیه شیمیایی سنگهای منطقه Caltasi.....	۶۷
جدول ۵-۴- نتایج تجزیه شیمیایی مناطق ابیانه - سه.....	۷۱
جدول ۶-۴- نتایج تجزیه شیمیایی مناطق زفره، باقرآباد و دالمه.....	۷۲

فهرست اشکال و تابلوها

عنوان	صفحه
شکل ۱-۱- الف - موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه	۲
شکل ۱-۱- ب - نقشه راههای ارتباطی و موقعیت روستای قوشه	۳
شکل ۲-۱- بیرون زدگیهای پالتوزوئیک ایران	۶
شکل ۳-۱- تصویر ماهواره‌ای منطقه	۷
شکل ۱-۲- نقشه واحدهای ساختاری ایران زمین و موقعیت منطقه مورد مطالعه در آن	۱۰
شکل ۲-۲- نقشه پیکره‌های سنگی منطقه جام	۱۱
شکل ۳-۲- برش شماتیک سری وطن در جنوب دشت ویراب	۱۹
شکل ۴-۲- برش شماتیک از رسوبات کامبرین و اردوئین در شمال دشت ویراب	۲۰
شکل ۵-۲- برش شماتیک از سازند نیور	۲۱
شکل ۶-۲- سازند پادها و سیبزار	۲۴
شکل ۷-۲- گسل عطاری جدا کننده زون (A) و زون (B) در منطقه جام	۳۱
شکل ۲-۸- نقشه ساختمانی منطقه جام	۳۲
شکل ۴-۱- نمودار سیلیس- آلکالن	۴۶
شکل ۴-۲- الف و ب - نمودار طبقه‌بندی سنگهای آذرین و موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در آنها	۵۱
شکل ۴-۳- نمودار طبقه‌بندی شیمیایی سنگهای منطقه مورد مطالعه	۵۲
شکل ۴-۴- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برا بر سیلیس	۵۵
شکل ۴-۵- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر ضریب تفریق	۵۷
شکل ۴-۶- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق	۵۸
شکل ۴-۷- الف و ب - نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی سنگهای منطقه	۶۱
شکل ۴-۸- نمودار عنکبوتی سنگهای منطقه مورد مطالعه که نسبت به گوشته هنجار شده‌اند	۶۲
شکل ۴-۹- الف و ب - مقایسه نمودار عنکبوتی بازالت‌های منطقه Fairbanks با بازالت‌های طغیانی درون صفحه‌ای ایده‌آل منطقه Colombia River, بازالت‌های قوس جزیره‌ای Kermadec و موریهای میان اقیانوسی همچنین مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با محیط‌های پشت قوس، جزایر قوسی، موری نرمال و موری غنی شده	۶۳

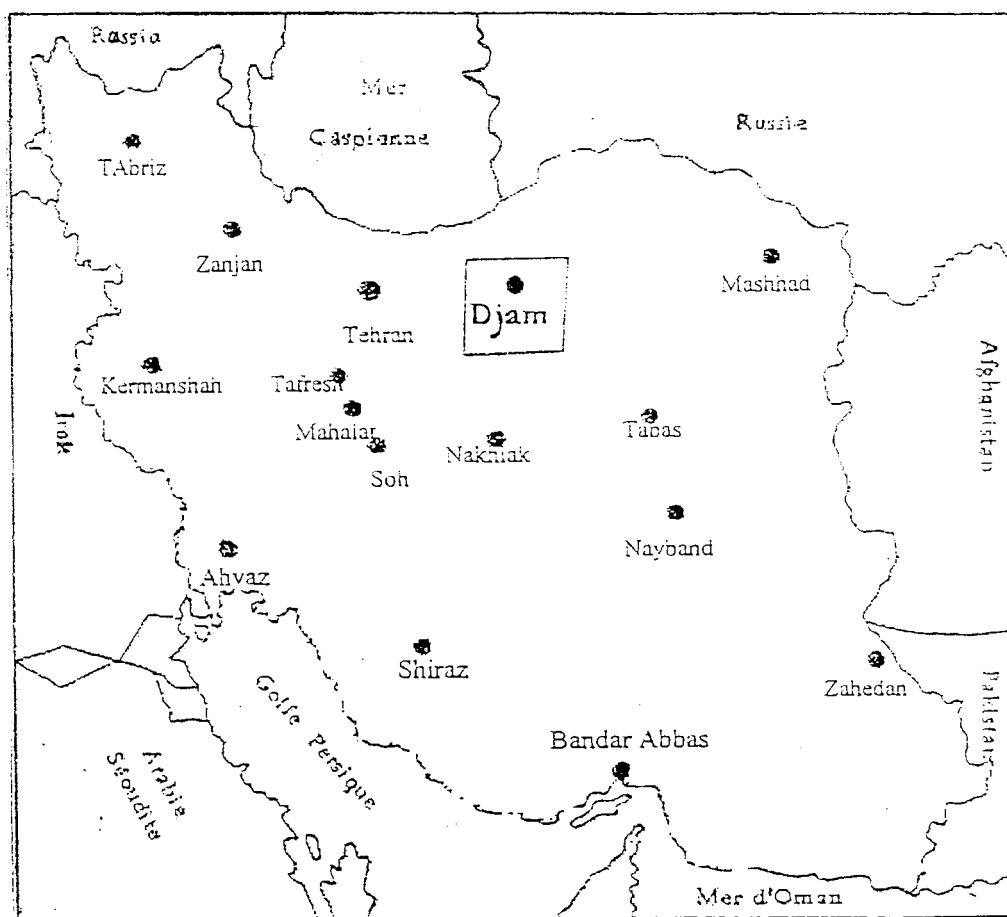
- شکل ۴-۱۰. الف و ب - مقایسه نمودار عنکبوتی رسم شده برای آلکالی بازالت‌های طغیانی منطقه Fairbanks آلاسکا با نمونه‌های منطقه مورد مطالعه ۶۴
- شکل ۴-۱۱. مقایسه نمودار عنکبوتی بازالت‌های منطقه Sikhote Alin با بازالت‌های درون صفحه‌ای ایده آل Antarctica و بازالت‌های درون صفحه‌ای جزایر هاوایی ۶۶
- شکل ۴-۱۲. الف و ب - مقایسه نمودار عنکبوتی نمونه‌های منطقه Caltasi ترکیه با نمونه‌های منطقه مورد مطالعه ۶۸
- شکل ۴-۱۳. نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس نسبت SiO_2 به اکسیدهای آلکالن سنگ ۷۳
- شکل ۴-۱۴. نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس $\text{Ti} - \text{Zr} - \text{Y}$ ۷۳
- شکل ۴-۱۵. الف و ب - مقایسه نمودارهای عنکبوتی مربوط به ایبانه - سه، زفره، باقر آباد و دالمه با بازالت‌های مربوط به منطقه مورد مطالعه ۷۴
- شکل ۴-۱۶. نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس $\text{V} - \text{Ti}$ ۷۷
- شکل ۴-۱۷. نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس SiO_2 نسبت به اکسیدهای آلکالن سنگ ۷۷
- شکل ۴-۱۸. نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس $\text{Y/Nb} - \text{TiO}_2$ ۷۸
- شکل ۴-۱۹. نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس $\text{Nb/Y-Zr/P}_2\text{O}_5$ ۷۸
- شکل ۴-۲۰. نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس ZrP_2O_5 ۷۹
- شکل ۴-۲۱. نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس $\text{Zr/P}_2\text{O}_5 - \text{TiO}_2$ ۷۹
- شکل ۴-۲۲. نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس $\text{Ti} - \text{Zr} - \text{Y}$ ۸۱
- شکل ۴-۲۳. نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس $\text{Y} - \text{Nb} - \text{Zr}$ ۸۱
- شکل ۴-۲۴. نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس Zr-TiO_2 ۸۲
- شکل ۴-۲۵. نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس Zr-Zr/Y ۸۲
- شکل ۴-۲۶. نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس Ti/Y-Zr/Y ۸۳
- شکل ۵-۱. چگونگی تشکیل ریف ۸۷
- شکل ۵-۲. نمودار بررسی منشأ ماگمای بازالتی در منطقه ریف‌های درون قاره‌ای ۹۲

تابلوها

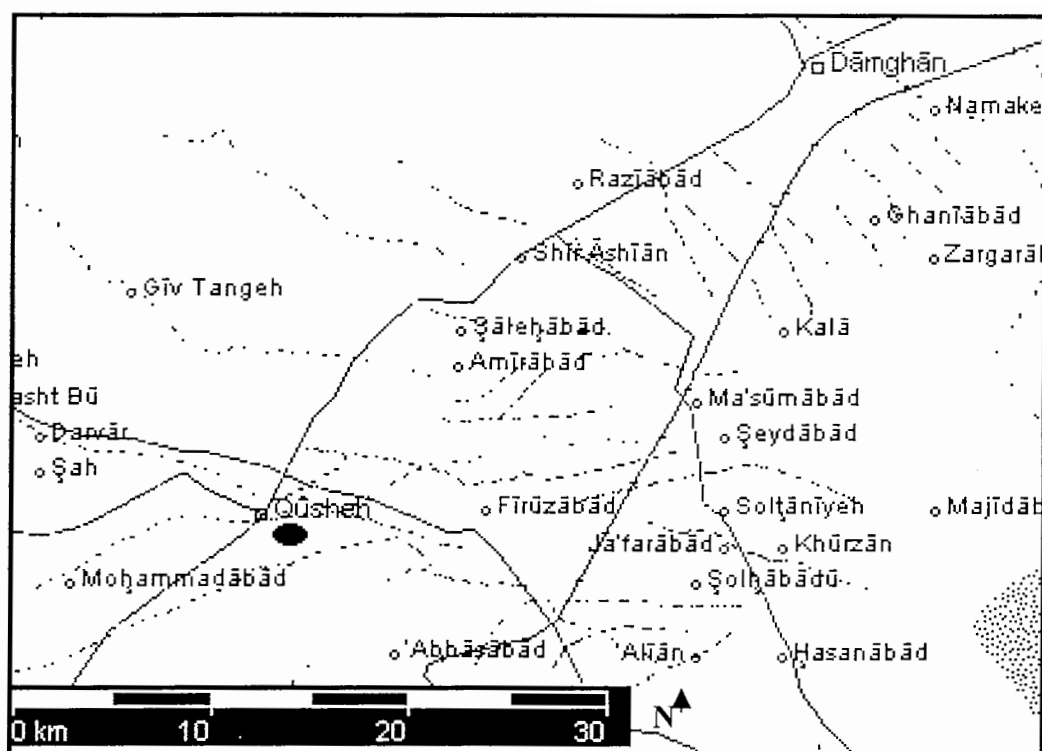
- تابلو ۲-۱ ۲۸
- تابلو ۳-۱ ۳۵
- تابلو ۳-۲ ۳۷
- تابلو ۳-۳ ۴۱

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی

منطقه مورد مطالعه به مختصات جغرافیایی $53^{\circ} 30' 54''$ طول شرقی و $35^{\circ} 30' 36''$ عرض شمالی در کیلومتر ۳۵ جاده دامغان - سمنان، در جنوب غربی دامغان و ۶ کیلومتری جنوب روستای قوشه (در ناحیه جام) واقع شده است و جاده خاکی منتهی به معدن کائولن قوشه، از وسط آن می‌گذرد (شکل ۱-۱- الف و ب).



۱-۱- الف - موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه.



شکل ۱-۱ ب - نقشه راههای ارتباطی و موقعیت روستای قوشه.

منطقه مورد مطالعه

۲-۱ آب و هوا و جغرافیای انسانی

منطقه مورد مطالعه بدلیل نزدیکی به دشت کویر مرکزی، آب و هوایی گرم و خشک داشته، وزش بادهای محلی و کویری به خصوص در ماههای گرم سال باعث تشدید خشکی هوا می شود. این منطقه، به علت موقعیت خاص جغرافیایی، اقلیمی و محدودیتهای زیاد از نظر آب و خاک، از وضعیت کشاورزی خوبی برخوردار نیست و بیشتر آب مصرفی آن از منابع زیرزمینی تأمین می گردد. گویش ساکنان منطقه نیز فارسی متداول می باشد.

۳-۱ ژئومورفولوژی

منطقه مورد مطالعه از توپوگرافی نسبتاً ملایمی برخوردار است. برطبق نظر (دیویس، ۱۹۰۹) چگونگی تشکیل و تکوین توپوگرافی و اشکال سطح زمین به سه عامل وابسته است :

۱- ویژگیهای ساختاری

۲- فرایندهای ژئومورفولوژی

۳- مرحله توسعه یا پیشرفت فاکتورهای ساختاری

اینها شامل وجود ساختمانهای زمین شناسی مانند چین‌ها، گسلها، مقاومت مکانیکی و شیمیایی، شیمی سنگ در برابر هوازدگی، موقعیت شیب و امتداد طبقات، درزه‌ها، چینه‌بندیها و غیره می‌باشند.

بلندترین نقطه ناحیه جام، چکادکوه‌گلورد با ارتفاع ۲۹۸۳ متر است. کوه‌شرف، کوه‌صیدوا و کوه‌وزرم به ترتیب با ارتفاع ۲۶۰۰، ۲۲۲۳ و ۲۷۴۳ متر از جمله کوههایی هستند که در بخش شمالی و شمال غربی منطقه جام قراردارند. این کوهها توسط دشت جماران از کوههای مرکزی جدا می‌گردند. کوههای مرکزی نیز به وسیله دشت همیرد به دو بخش شرقی و غربی تقسیم می‌شوند. کوههای بخش غربی عبارتند از کوههای قرن‌تول و نمرد که آبراهه‌های آنها به رودخانه دریان می‌پیوندد. از دیگر کوههای بخش غربی، کوه پیغمبران با ارتفاع ۲۴۶۶ متر، کوه نائینک با ارتفاع ۲۲۵۰ متر و کوه وردیمک با ارتفاع ۲۳۴۰ متر می‌باشند. منطقه مورد مطالعه در بخش شرقی ناحیه واقع شده است که این بخش شامل کوههای معصوم‌زاده با ارتفاع ۲۲۰۰ متر، بزکوه با ارتفاع ۲۳۰۰ متر، پنج‌کوه، کوه‌وطن و کوه‌کمرتخت می‌باشند. دشت آبگرم نیز رشته کوههای مرکزی را از کوههای جنوبی، شامل کوه‌رزاقی، کوه‌عرشه، کوه‌افغان و کوه‌کاهدان به ترتیب با ارتفاع ۱۹۱۲، ۱۶۳۰، ۱۷۳۹، ۱۵۷۰ متر جدا می‌کند.

بطور کلی باید متذکر شد که بلندی کوهها از شمال به جنوب ناحیه جام کاهش می‌یابد.

۴-۱- مطالعات قبلی

اولین بار علوی نائینی (۱۹۷۲)، نقشه زمین‌شناسی منطقه جام را با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ به همراه یک گزارش منتشر کرد. وی در این گزارش به وجود سنگهای آتشفشانی از جنس دلریت، تراکی آندزیت و میکرودیوریت در کوهستانهای وطن و بزکوه اشاره کرده است. نبوی (۱۳۶۶) نیز در نقشه زمین شناسی منطقه سمنان، به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، بخشی از واحدهای سنگ چینه‌ای منطقه را به نقشه درآورده است.

۵-۱- هدف کلی از مطالعه

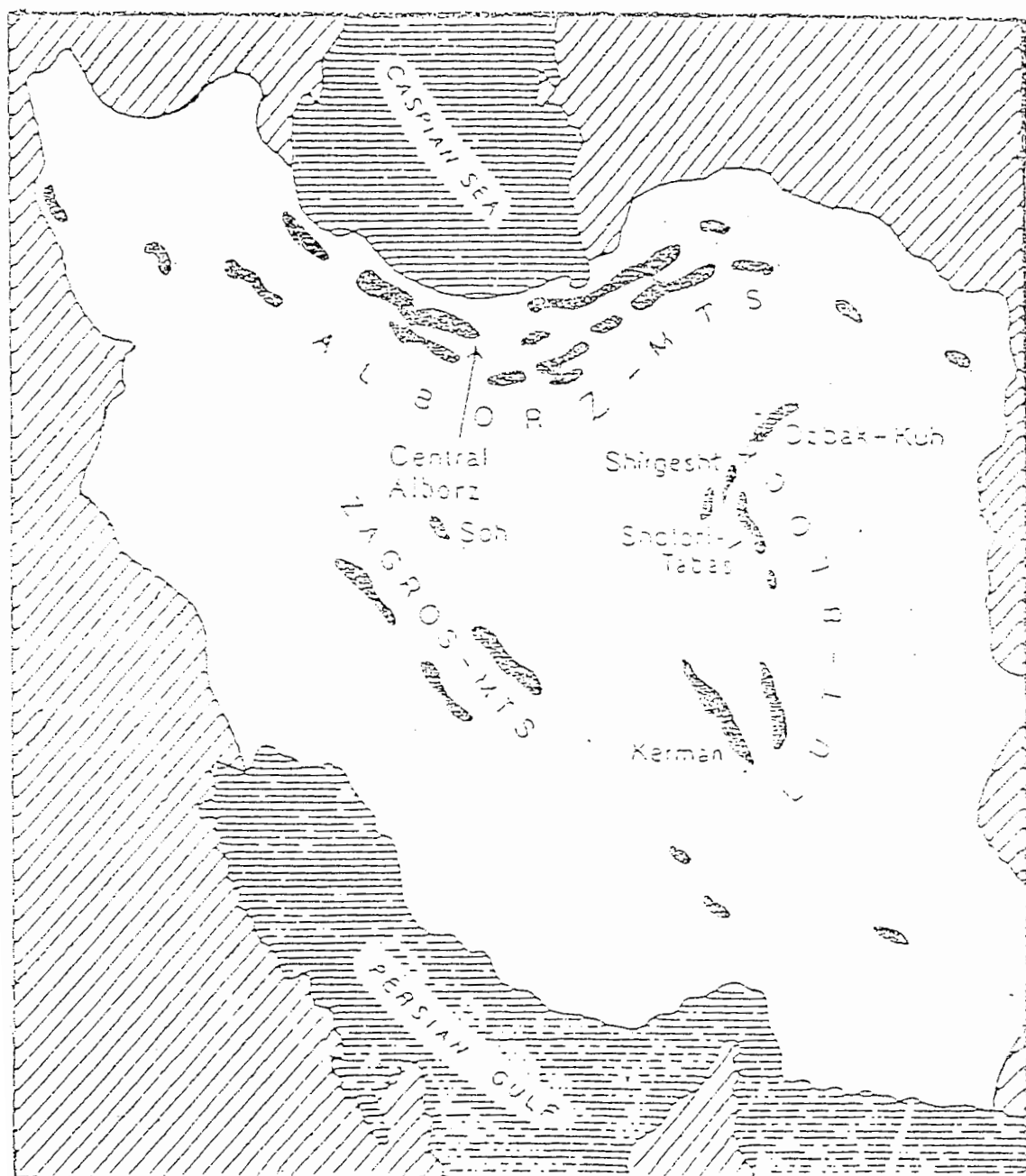
با توجه به اینکه تا کنون هیچگونه مطالعه دقیق پترولوژیکی بر روی سنگهای آذرین منطقه صورت نگرفته است، بنابراین مطالعه این سنگها از نظر تعیین ترکیب سنگ‌شناسی و شیمیایی واحدهای آذرین همچنین تعیین سری‌ماگمایی و جایگاه تکتونیکی رخداد آنها به خصوص در رابطه با وضعیت تکتونوماگمایی پالئوزوئیک زیرین ایران مرکزی (شکل ۱-۲) از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. این مطالعه در راستای روشن شدن این اهداف انجام شده است.

۶-۱- روشهای مطالعاتی

به منظور انجام این مطالعه ابتدا عکسهای هوایی منطقه با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰، نقشه‌های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، نقشه راههای ارتباطی و اطلاعات ماهواره ای (Landsat 1988) منطقه تهیه گردید. سپس مطالعات کتابخانه‌ای راجع به منطقه مورد

مطالعه و رخنمونهای پالتوزوئیک ایران مرکزی انجام گردید. مطالعات صحرایی منطقه در آذر و اسفند ۸۱، خرداد و تیر ۸۲ انجام پذیرفت. طی مطالعات صحرایی منطقه، تقریباً از همه رخنمونهای موجود، نمونه‌برداری انجام پذیرفت و به کمک GPS مختصات محل برداشت آنها مشخص گردید. از نمونه‌ها در کارگاه تهیه مقاطع نازک دانشگاه صنعتی شاهرود حدود ۴۰ مقطع نازک تهیه شد. پس از انجام مطالعات پتروگرافی ۹ نمونه جهت تجزیه شیمیایی انتخاب و توسط شرکت کیان طیف زاگرس اصفهان، مورد تجزیه شیمیایی به روش XRF قرار گرفتند. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها توسط نرم‌افزارهای Igpet و Newpet, Minpet, Excell پردازش شده‌اند.

داده‌های دورسنجی منطقه نیز توسط نرم‌افزار ER mapper 6.2 پردازش شده و تصویر ماهواره‌ای منطقه در مقیاس ۱:۷۵۰۰۰ تهیه گردید (شکل ۱-۳).



شکل ۱-۲- بیرونزدگیهای پالتوزونیک ایران (اقتباس از ودینگ، ۱۹۸۳).

فصل دوم

زمین شناسی عمومی منطقه

۲-۱- مقدمه

در تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری ایران زمین (اشتوکلین، ۱۹۷۲)، این ناحیه در زون ایران مرکزی و تحت عنوان ناحیه جام در شرق سمنان و جنوب غرب دامغان قرار دارد (شکل ۱-۲). علوی‌نائینی (۱۹۷۲) در نقشه زمین‌شناسی منطقه جام به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ به معرفی واحدهای سنگ چینه‌ای این منطقه پرداخته است. نبوی (۱۳۶۶) نیز در نقشه زمین‌شناسی سمنان به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ بخشی از واحدهای سنگ چینه‌ای منطقه را به نقشه درآورده است.

۲-۲- پیکره‌های سنگی منطقه جام

در منطقه جام پیکره‌های متنوعی از سنگهای رسوبی و آذرین به سن کامبرین میانی تا ترشیری دیده می‌شود (شکل ۲-۲).

۲-۱-۲- پیکره‌های رسوبی

از نقطه نظر ساختمان زمین‌شناسی و جغرافیای گذشته، این ناحیه دارای خصوصیتی است که می‌توان در آن دو قسمت مختلف تشخیص داد. قسمتی که در شمال غربی منطقه قرار گرفته و به نام منطقه A معروف است و مرتبط به کوههای البرز می‌باشد. قسمت دیگر که در جنوب شرقی قرار دارد، منطقه B نام گرفته و مرتبط به کوههای ایران مرکزی است. این دو قسمت را گسل بزرگ و عمیقی بنام گسل عطاری جدا می‌سازد.

پیکره‌های رسوبی مختلفی متعلق به دورانهای اول تا سوم (پالئوزوئیک تا سنوزوئیک) در منطقه جام در زونهای A و B به شرح ذیل وجود دارند (جدول ۱-۲).

الف - نهشته‌های پالئوزوئیک

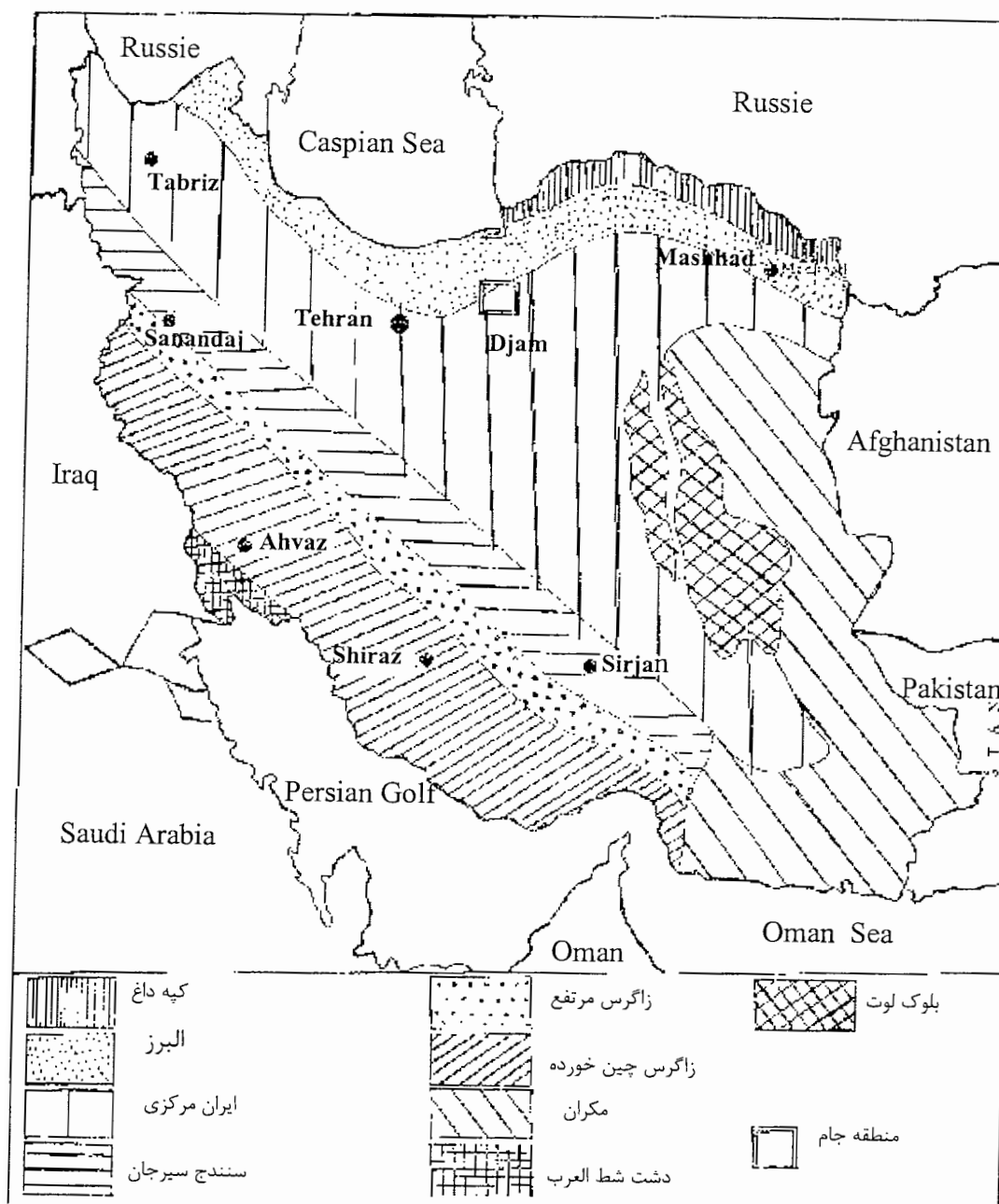
کامبرین زیرین:

در ناحیه جام کامبرین زیرین شامل سازندهای سلطانیه، باروت، زاگون و لالون بوده و تنها در منطقه A برونزد دارد.

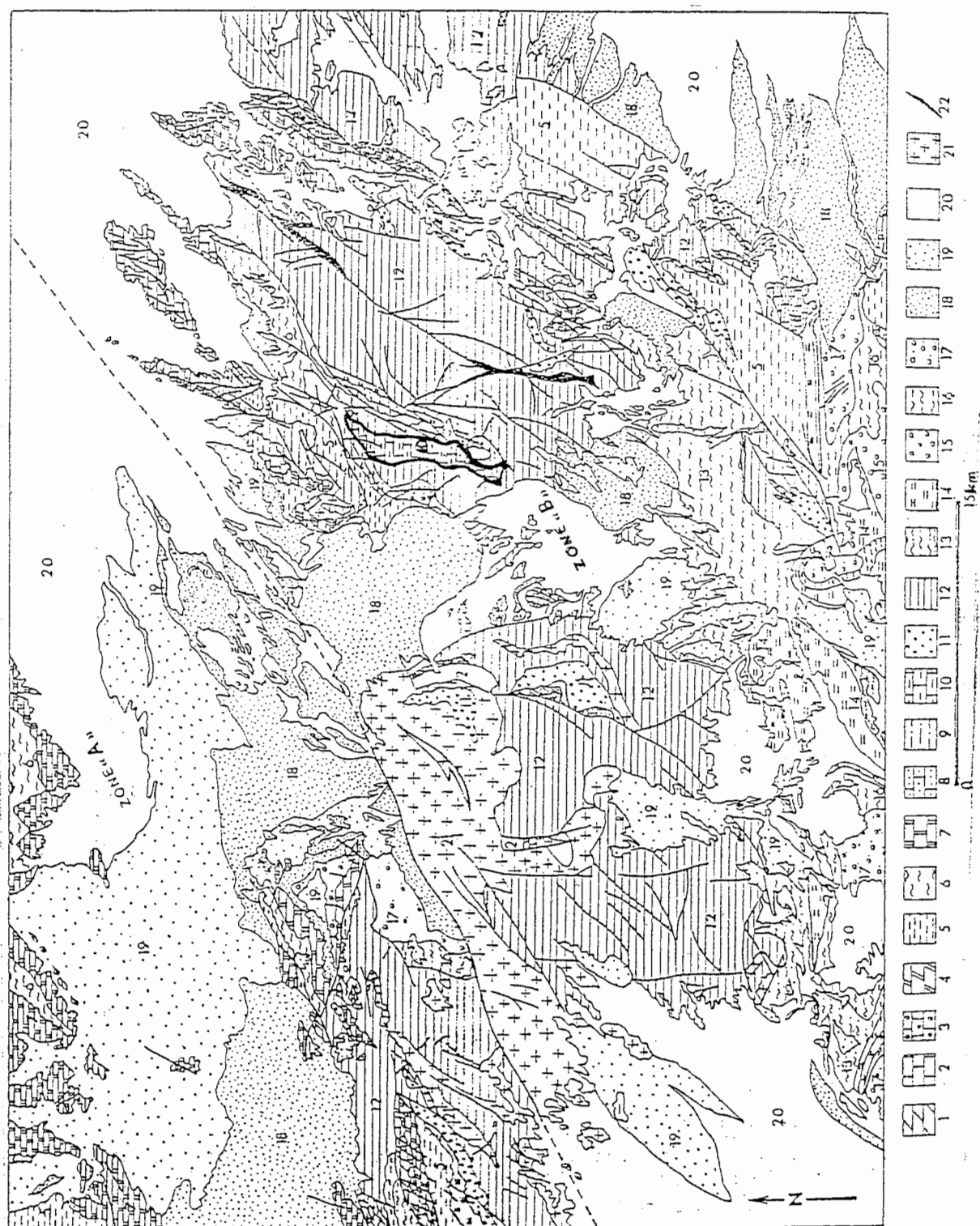
کامبرین میانی، بالایی و اردوئین:

در ناحیه جام رسوب‌های کامبرین میانی، بالایی و اردوئین در دو منطقه A و B ستبرای مختلفی دارد.

در زون A سازند میلا علاوه بر میلاکوه در چکاد و کوه پیغمبران نیز برونزد دارد. این نهشته‌ها حدود ۵۰۰ متر ضخامت دارند. در زون B نیز بخشی از نهشته‌های کامبرین میانی، بالایی



شکل ۲-۱. نقشه واحدهای ساختاری ایران زمین (اشتوکلین، ۱۹۷۲) و موقعیت منطقه مورد مطالعه در آن.



شکل ۲-۲ - نقشه پیکره‌های سنگی منطقه جام (علوی‌نشین، ۱۹۷۲) (ادامه توضیح شکل در صفحه بعد).

شرح راهنمای نقشه منطقه جام :

موارد ذکر شده ذیل به شماره‌های نشان داده شده در راهنمای نقشه ارجاع پیدا می‌کند.

- | | |
|---------------------------------|---------------------------|
| ۱- سری وطن و سازند میلا | ۱۲- سازند کرج |
| ۲- سازندهای نیور، پادها و سبزار | ۱۳- مارنهای دوزهیر |
| ۳- سازندهای بهرام و جیرود | ۱۴- توفهای کوه رزاقی |
| ۴- سازندهای روته، شتری و الیکا | ۱۵- تشکیلات قرمز زیرین |
| ۵- سازند شمشک | ۱۶- سازند قم |
| ۶- بادامو، بغمشا و دلیچای | ۱۷- سازند قرمز فوقانی |
| ۷- سازند لار | ۱۸- کنگلومرا و مارن |
| ۸- آهک پرپا | ۱۹- آپرفت |
| ۹- شیستهای عمدوان | ۲۰- آپرفتهای عهد حاضر |
| ۱۰- سری بز کوه | ۲۱- سنگهای آتشفشانی |
| ۱۱- سازند فجن | ۲۲- زون تکتونیکی، میلونیت |

و اردوئیسین بنام دولومیت وطن نامگذاری شده و از دولومیت‌های سیاهرنگ همراه با گچ و سنگهای آتشفشانی تشکیل شده است. بخش دیگر، آهک و شیل وطن نامیده شده، از شیل و آهک گره‌کدار به ضخامت ۱۳۰۰ متر تشکیل شده است. بطور کلی در تمامی ناحیه جام کامبرین میانی دوره رسوب گذاری دریایی بوده، شاهد آن وجود نهشته‌های ستبری از آهک و دولومیت است. نوع رسوبات حاکی از وجود محیط دریایی کم عمق و گرم بوده است. از کامبرین بالایی و به خصوص در زمان اردوئیسین نهشته‌های کربناته به تدریج جای خود را به رسوبات آواری می‌دهند که در محیط دریائی گرم و کم‌عمق ته نشست شده‌اند. این تغییر تدریجی در نوع رسوبات، به بالازدگی تدریجی برجستگی‌های خشکی اطراف حوضه دریایی مربوط است.

سیلورین، دونین زیرین:

در این دوره زمانی اختلاف پالئوژئوگرافی مشهودی بین دو منطقه A و B وجود داشته است. در قسمت B که مربوط به ایران مرکزی است حدود ۴۰۰ متر آهک، ماسه سنگ و شیل سیلورین و ۷۳۰ متر ماسه‌سنگ، شیل، دولومیت و گچ دونین‌زیرین دیده می‌شود، درحالی‌که این سنگها در قسمت A که متعلق به رشته جبال البرز است، وجود ندارند. رسوبات سیلورین و دونین‌زیرین ناحیه جام و زون B به نام، سری بزکوه، نامگذاری شده‌اند (علوی نائینی، ۱۹۷۲) و شامل سه واحد مختلف است. این سری با تناوب آهک ماسه‌ای قرمز رنگ، ماسه‌سنگ و شیل همراه با رگه‌ها و سیل‌های آذرین شروع، و حدود ۶۰۰ متر ضخامت دارد و حداکثر گسترش آن در شمال کوهستان بزکوه است. بنابراین معادل سازند نیور در ناحیه طبس است. روی واحد زیرین را حدود ۴۰۰ متر ماسه سنگ کوارتزیتی قرمز رنگ و شیل میکادار با قسمتهایی از دولومیت می‌پوشاند که هم ارز سازند پادها در ناحیه طبس است.

سرانجام به طرف بالا، سازند پادهاط بطور ناگهانی به رسوبات دولومیتی (دولومیت سیبزار) با ضخامت ۳۵ متر ختم می‌شود.

همانگونه که اشاره شد در سیلورین و دونین بعثت نقش پالئوژئوگرافیک گسل عطاری، منطقه A از آب خارج بوده و در آن رسوبات کربونیفر زیرین مستقیماً روی رسوبات کامبرین - اردوویسین قرار گرفته‌اند.

کربونیفر میانی و بالایی:

کربونیفر، در هیچ نقطه‌ای از منطقه جام مشاهده نشده و این نبود را می‌توان به حرکات خشکی‌زایی مربوط دانست (علوی، ۱۹۷۲).

پرمین:

در ناحیه جام پرمین در هر دو زون A و B برونزد دارد. در منطقه ای که از نظر واحدهای زمین ساختی وابسته به ایران مرکزی است، رسوبات ماسه سنگی معادل سازند دورود روی افق‌های مختلف سازند بهرام جای گرفته است. در زون A سازند دورود روی سازند مبارک جای دارد. سازند روته نیز فقط در زون A برونزد دارد که در کوه مندلی واقع در شمال غربی منطقه قابل مشاهده است. سازند جمال نیز در زون B برونزد دارد، از آهک‌های سیاه‌رنگ و دولومیت تشکیل شده و در کوه‌های رضا، چکل سیاه و لور دیده می‌شود.

ب - نهشته‌های مزوزوئیک

تریاس زیرین - میانی

تریاس زیرین و میانی در بخش شمال غربی گسل عطاری، وابسته به کوه‌های البرز از نظر رخساره، کاملاً همانند سازند الیکا است. در دامنه‌های جنوبی کوه پیغمبران، دولومیت و آهک‌های ورمیکوله وابسته به تریاس زیرین و میانی با واسطه کوارتزیت خاکستری رنگی بطور کاملاً هم شیب روی آهک‌های تیره رنگ سازند روته جای گرفته‌اند.

سازند الیکا در دامنه‌های جنوبی میلاکوه برونزد دارد. همچنین در کوه قزنتول هسته یک تاق‌دیس را درست کرده است. در زون B، وابسته به ایران مرکزی، به نظر می‌رسد که فرسایش پیش از تریاس بالایی، بیشتر نهشته‌های وابسته به تریاس زیرین و میانی را از بین برده باشد زیرا نهشته‌های وابسته به تریاس بالایی و لیاس مستقیماً رسوبات دولومیتی و آهکی پرمین و در پاره‌ای موارد دولومیت‌های معادل سازند شتری را پوشانده است.

تریاس بالایی - لیاس:

با آغاز تریاس بالایی تغییرات عمده‌ای در رخساره‌های رسوبی پیش‌آمده، روی آهک و دولومیت‌های دریائی تریاس زیرین و میانی (الیکا)، نهشته‌های قاره‌ای شامل آهک‌های ماسه‌ای، ماسه‌سنگ و شیل (شمشک) قرار می‌گیرد. این تغییرات ناشی از حرکات کوهزایی سیمرین پیشین است. در منطقه A، این رخساره، سازند آواری شمشک را تشکیل می‌دهد. در زون B، این سازند را می‌توان در دامنه غربی کوه‌رضاآباد و دامنه شمالی کوه‌پرپا مشاهده کرد.

ژوراسیک میانی:

ژوراسیک میانی در ناحیه جام شامل سازندهای دلیچای، پروده و بغمشاه است. سازند دلیچای تنها در زون A برونزد دارد و بیشتر از آهک‌های مارنی همراه میان لایه‌هایی از مارنهای گچ دار تشکیل شده است. بهترین برونزد این سازند را در کوه‌های شرف، نمرود و صیدوا می‌توان دید. سازند پروده تنها در منطقه B وجود دارد و از آهک‌های ماسه‌ای - کنگلومرایی تشکیل شده و جدا کننده سازند شمشک از سازند بغمشاه می‌باشد. سازند بغمشاه در ناحیه جام، تنها در زون B برونزد دارد.

ژوراسیک بالایی:

در زون B به دلیل نبودن دریای ژوراسیک بالایی، همانند بسیاری از مناطق دیگر ایران مرکزی نهشته‌های وابسته به ژوراسیک بالا دیده نمی‌شود. ژوراسیک بالایی در زون A از آهک‌های خوب لایه‌بندی شده تا توده‌ای تشکیل شده، از نظر رخساره و سن کاملاً شبیه آهک‌های سازند لار می‌باشد و برونزد آن را در کوه‌های شرف، نمرود، صیدوا و رضاآباد می‌توان دید.

کرتاسه:

در ناحیه جام همانند دیگر نقاط ایران، کوهزایی سیمرین پسین باعث بوجود آمدن دگرشیبی در قاعده رسوبات کرتاسه‌زیرین شده است. رسوبات کرتاسه زیرین تنها در زون B برونزد دارد. این نهشته‌ها شامل آهک و شیل بوده و به نام آهک‌های پرپا و شیل‌های عمروان نامگذاری شده است. در زون A کرتاسه بالایی مستقیماً روی نهشته‌های کهنتر به ویژه سازندهای شمشک و لار جای گرفته و شامل ردیفه‌هایی از ماسه سنگ، آهک مارنی و ماسه سنگ‌های آهکی است.

ج - نهشته‌های سنوزوئیک

ترشیری:

حرکات کوهزایی لارامید همانند اکثر مناطق ایران، ناحیه جام را نیز تحت تأثیر قرار داده و باعث جایگیری رسوبات ترشیری (با دگرشیبی) روی سنگ‌های قدیمتر شده است.

ترشیری ناحیه جام بصورت چهار مجموعه کاملاً متفاوت متعلق به ائوسن و اوایل الیگوسن قابل مشاهده است. این چهارمجموعه از پائین به بالا عبارتند از: مجموعه کنگومرایی - آهکی به سن ائوسن و احتمالاً بخشهای بالایی پالئوسن. ردیفهایی از توف و شیل همراه با میان لایه‌هایی از سنگهای آتشفشانی و ماسه سنگی به سن اوایل ائوسن. ردیفهایی از مارن، ماسه سنگ و کنگومرا به سن ائوسن میانی. و بالاخره ردیفهایی از مارن و توفهای سبز همراه با میان لایه‌هایی از آهک و گچ به سن ائوسن بالایی و الیگوسن پائینی. ائوسن و احتمالاً بخش‌های بالایی پالئوسن با کنگومرا و ماسه‌سنگهای آهکی آغاز می‌شود که می‌تواند هم ارز سازند فجن باشد. روی این کنگومراها گاهی آهکهای ماسه‌ای وابسته به ائوسن زیرین جای گرفته که می‌تواند هم ارز سازند زیارت باشد. روی این واحد را به تدریج ماسه‌سنگ، گدازه‌های آندزیتی و توف، شیل‌های سیاه‌رنگ یکنواخت، ردیفهایی از شیل و سنگهای آتشفشانی، توفهای داسیتی و ریولیتی و سنگهای آتشفشانی می‌پوشاند که این سری از نظر موقعیت چینه‌ای و کم و بیش ترکیب سنگ‌شناختی، می‌تواند هم ارز سازند کرج باشد. این واحد در ناحیه جام به تدریج با ردیفهایی از مارنهای گچ دار، کنگومرا و ماسه‌سنگ پوشیده می‌شود که بنام مارن دوزهیر به سن ائوسن میانی، نامگذاری شده است. روی این مارنها را توفهای سبز و سفید بنام توفهای رزاقی به سن ائوسن بالایی و احتمالاً بخشهای زیرین الیگوسن پوشانده است.

جدول ۲ - ۱ - ستون چینه‌شناسی منطقه جام (ادامه توضیح جدول صفحه قبل).

شرح راهنمای ستون چینه‌شناسی منطقه جام			
E_b	دولومیت و شیل قرمز	E_{vr}	توف ریولیتی
E_z	شیل قرمز رنگ	E_m	کنگلومرا، مارن و ماسه سنگ
E_l	کنگلومرای قرمز	E^{od}	دولومیت
$D_j - C_m$	سنگ آهک، ماسه‌سنگ و کنگلومرا	E^{ol}	شیل و سنگ آهک
TR_e	سنگ آهک دولومیتی	D_p	ماسه سنگ
J_s	شیل و ماسه سنگ	D_s	دولومیت
J_d	سنگ آهک مارنی	D_b	سنگ آهک سیاه رنگ
J_l	سنگ آهک سفید	P_j^l	سنگ آهک
J^{lm}	سنگ آهک متبلور	P_j^s	ماسه سنگ
$K5$	سنگ آهک و سنگ آهک ماسه‌ای	P_j^d	دولومیت
$K5^c$	سنگ آهک دولومیتی	TR_s	دولومیت
$K5^b$	آهک و مارن	J_s	شیل و ماسه سنگ
$K5^a$	ماسه سنگ	J_s^c	کنگلومرا
E	توف و شیل	J_b	شیل و ماسه سنگ
E^v	سنگهای آذرین	D_p	ماسه سنگ
E_s	دولومیت و دولومیت مارنی	J^{bl}	سنگ آهک ماسه‌ای
E_f	کنگلومرا و آهک کنگلومرای	K_1	سنگ آهک
E_z	سنگ آهک	K_2	شیل
E^{sl}	ماسه سنگ	K_3	ماسه سنگ گلوکونیت دار
E^{vt}	سنگهای آندزیتی و توف	K_4	سنگ آهک گلوکونیت دار
E^{sh}	شیل	E_l	ماسه سنگ قرمز رنگ
E_m^u	سنگ آهک، ماسه‌سنگ، شیل و دولومیت	E_m^l	دولومیت، آهک و شیل
E_{mq}	دولومیت و کوارتزیت سفید	d	میکرودیوریت

۲-۲-۲- پیکره‌های آذرین

سنگهای آذرین ناحیه را بیشتر سنگهای آتشفشانی و نیمه عمیق تشکیل می‌دهند و عملاً سنگهای درونی در ناحیه برونزد چندانی ندارند (علوی نائینی ۱۹۷۲). بطور کلی سنگهای آذرین بخشهای بزرگی از ورقه ۱۰۰۰۰۰ : ۱ جام را در بر گرفته و می‌توان آنها را به سه دسته زیر تقسیم کرد (علوی نائینی ۱۹۷۲) :

- سنگهای آذرین موجود در کوههای وطن و بزکوه که بیشتر از انواع دیاباز، میکرودیوریت و تراکی آندزیت بوده و سن آنها احتمالاً پالئوزوئیک است.
- سنگهای موجود در حوالی دهکده جام که بیشتر از نوع دیاباز و سن آنها احتمالاً ائوسن است.
- سنگهای آذرین موجود در کوههای خیرآباد و وردیمک و چاه محمد (غرب ناحیه) که بیشتر آنها از نوع آتشفشانی زیر دریایی و همراه با رسوبات وابسته به ائوسن هستند.

در پیرامون آبادیهای بهشتی، سولدور و عطاری نیز توده‌هایی از دیوریت پیروکسن‌دار و سینیت به سن ائوسن دیده می‌شود که این مطالعه فقط بر روی سنگهای آذرین پالئوزوئیک‌زیرین صورت گرفته است.

۲-۳- پیکره‌های سنگی اصلی منطقه مورد مطالعه (قوشه)

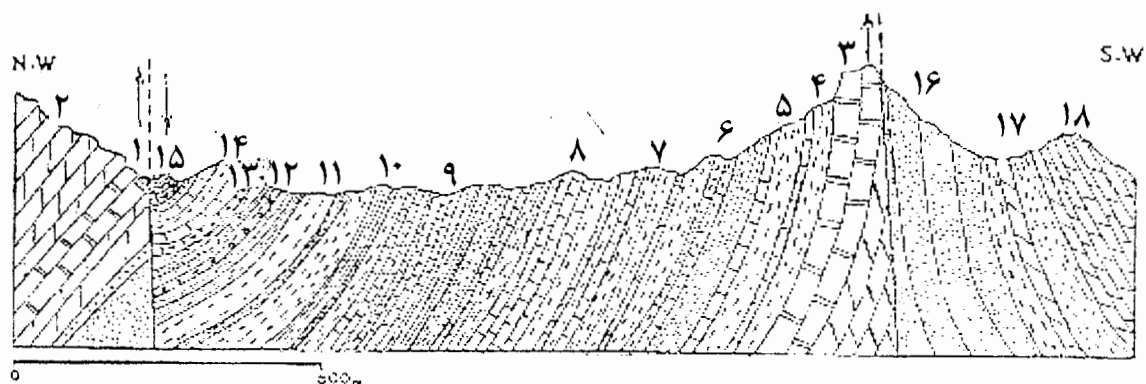
در منطقه قوشه پیکره‌های متنوعی از سنگهای رسوبی و آذرین به شرح زیر وجود دارند.

۲-۳-۱- پیکره‌های رسوبی

در محدوده مورد مطالعه پیکره‌های سنگی کامبرین تا دونین برونزد داشته و شامل واحدهای ذیل می‌باشد :

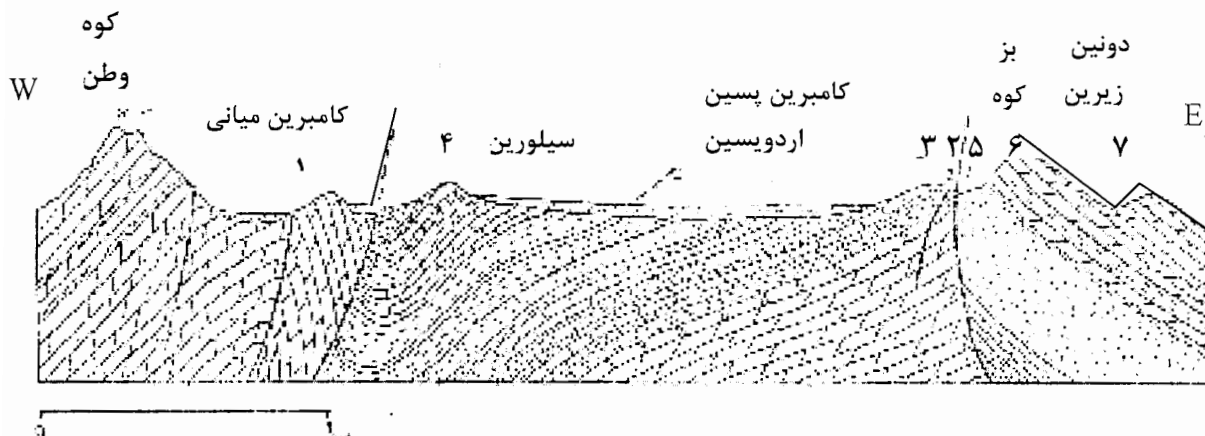
نهشته‌های کامبرین و اردوئیسین :

در کوهستانهای وطن در جنوب دشت ویراب بخشی از نهشته‌های کامبرین‌میانی، بالایی و اردوئیسین بنام دولومیت‌وطن نامگذاری شده (تابلو ۱-۲، شکل الف) و از دولومیت‌های سیاه‌رنگ همراه با گچ و سنگهای آتشفشانی تشکیل شده است. بخش دیگر آهک و شیل وطن نامیده شده، که از شیل و آهک گره‌کدار تشکیل شده است (شکل ۲-۳).



شکل ۲-۳. برش شماتیک سری وطن در جنوب دشت ویراب (علوی نائینی، ۱۹۷۲).

- | | |
|---|--|
| ۱۰ - شیل خاکستری تیره | ۱ تا ۳ - دولومیت وطن (کامبرین میانی) |
| ۱۱ تا ۱۵ - سازند بز کوه | ۱ - آهک متبلور کمی دولومیتی شده |
| ۱۱ - شیل سبز، کمی میکادار | ۲ - دولومیت سیاه همراه با نوار چرت و قلوه های چرت |
| ۱۲ - کنگلومرا | ۳ - آهک سفید کریستالیزه |
| ۱۳ - آهک | ۴ تا ۱۰ - آهک، شیل وطن (کامبرین بالایی - اردوئین) |
| ۱۴ - تناوب شیل سبز و آهک مارنی | ۴ - آهک ندولار و شیل سبز رنگ |
| ۱۵ - شیل سبز رنگ همراه با چند لایه آهکی | ۵ - شیل میکا دار، برنگ سبز و خاکستری |
| ۱۶ و ۱۷ - سازند پادهاات (دونین) | ۶ - تناوب آهک مارنی و شیل میکا دار سبز رنگ |
| ۱۶ - ماسه سنگ قرمز | ۷ - تناوب شیل و آهک ندولار |
| ۱۷ - شیل قرمز میکادار همراه با لایه هایی از دولومیت | ۸ - آهک خاکستری تیره |
| ۱۸ - سازند سبزار (دونین میانی) دولومیت برنگ خاکستری و ز | ۹ - آهک ندولار همراه با میان لایه هایی از ماسه سنگ |



شکل ۲-۴- برش شماتیک از رسوبات کامبرین و اردوسین در شمال دشت ویراب (علوی نائینی، ۱۹۷۲).

- ۱- دولومیت وطن: دولومیت خاکستری تیره و سیاه همراه با نوار و قله های چرت (کامبرین میانی).
- ۲- آهک متبلور برنگ سفید (کامبرین پسین - اردوسین).
- ۳- تناوب شیل ماسه ای، آهک مارنی و آهک همراه با براکیو پود و تریلوبیت (کامبرین پسین - اردوسین).
- ۴- سازند بزرگ کوه: تناوب شیل، ماسه سنگ و آهک گلوکونیت دار همراه با کرینوتید و بریوزوآ (سیلورین).
- (۵-۶- سازند پادها، دوین زرین).
- ۵- ماسه سنگ.
- ۶- تناوب شیل، ماسه سنگ و دولومیت.
- ۷- سازند سبزار: دولومیت خاکستری تیره تا قهوه ای.

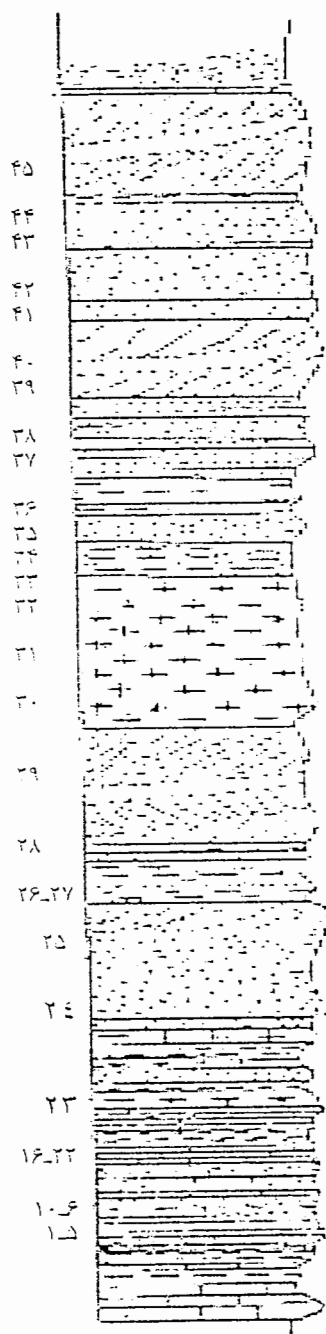
سیلورین

در شرق کوه وطن سنگهای سیلورین با کنتاکت گسله با راستای شمالی - جنوبی در مجاورت دولومیت های کامبرین میانی قرار گرفته است (علوی نائینی، ۱۹۷۲).

(شکل ۲-۴). نهشته های سیلورین ناحیه جام معادل با نیور و تحت عنوان سری بزرگ کوه معرفی شده (علوی نائینی، ۱۹۷۲) و شامل ردیفی از آهک ماسه ای قرمز، ماسه سنگ، شیل و گدازه های آتشفشانی است که ۶۰۰ متر ضخامت دارد و با سازند نیور در نواحی از یک کوه و شیرگشت قابل مقایسه است. (شکل ۲-۵).

نهشته های دوین در ناحیه جام شامل سازندهای پادها و سبزار می باشد.

سازند بز کوه
(معادل نیور)



شکل ۲-۵. برش شماتیک از سازند نیور (علوی نائینی، ۱۹۷۲).
(ادامه توضیح شکل در صفحه بعد).

لایه‌های تشکیل دهنده سازند بز کوه که در شکل ۵-۲ نشان داده شده‌اند به ترتیب از پائین به بالا عبارتند از :

مشخصات واحد سنگی

ضخامت

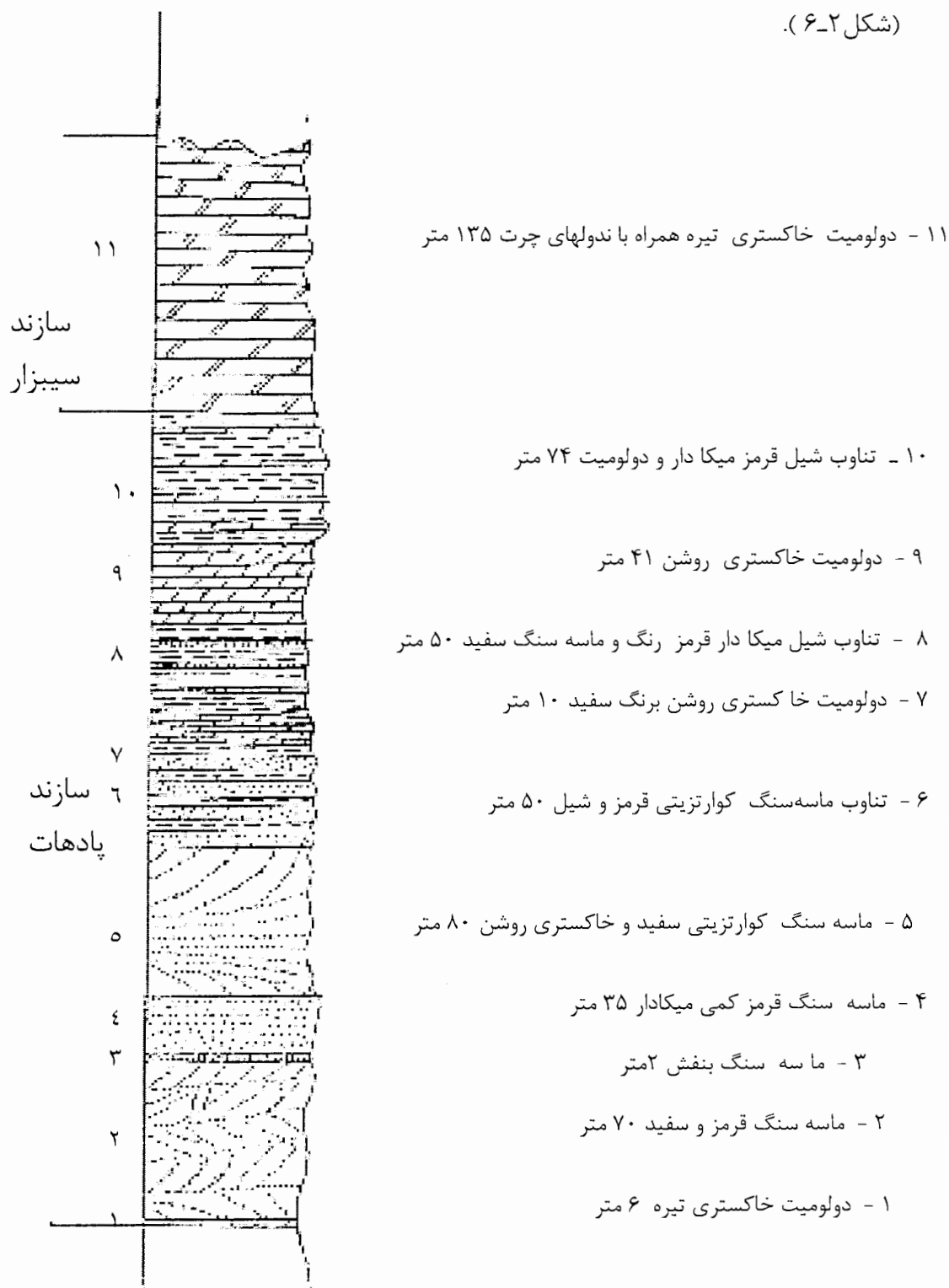
(بر حسب متر)

- ۵- شیل کمی میکادار به رنگ سبز زیتونی
- ۰/۵۲- آهک ماسه‌ای و کنگلومرای
- ۱/۳۵- شیل رسی کمی میکادار به رنگ قرمز و خاکستری روشن متمایل به سبز
- ۰/۱- آهک مارنی به رنگ خاکستری متمایل به سبز
- ۷- شیل ماسه‌ای کمی میکادار به رنگ خاکستری روشن تا سبز زیتونی
- ۴- تناوبی از شیل ماسه‌ای به رنگ سبز روشن و شیل خاکستری روشن
- ۴/۵- آهک گره دار کمی رسی به رنگ قرمز
- ۴- آهک کمی ماسه‌ای به رنگ خاکستری روشن
- ۶- آهک رسی و ماسه‌ای به رنگ خاکستری تیره تا قهوه‌ای
- ۸- ماسه‌سنگ کوارتزیتی، درشت دانه به رنگ خاکستری روشن، قهوه‌ای و قرمز
- ۶- آهک رسی و ماسه‌ای به رنگ خاکستری روشن تا سبز
- ۷- آهک بلورین
- ۲- آهک آواری به رنگ خاکستری روشن و قرمز
- ۱۰- تناوبی از شیل قرمز، آهک نازک لایه قرمز و سنگهای آتشفشانی بازیک
- ۱- کنگلومرا با سیمان آهک ماسه‌ای
- ۳- آهک رسی به رنگ خاکستری روشن
- ۷- تراکی آندزیت
- ۲- ماسه‌سنگ کوارتزیتی و شیل ماسه‌ای به رنگ قرمز
- ۷- ماسه‌سنگ کوارتزیتی درشت دانه به رنگ قرمز صورتی
- ۳- شیل آتشفشانی به همراه دولومیت
- ۵- ماسه‌سنگ کوارتزیتی درشت دانه به رنگ قرمز روشن
- ۴- تراکی آندزیت
- ۵- ماسه‌سنگ کوارتزیتی به رنگ صورتی
- ۶۵- ماسه‌سنگ کوارتزیتی سفید رنگ با چینه بندی متقاطع
- ۱۵- ماسه‌سنگ کوارتزیتی، ریز دانه به رنگ خاکستری
- ۴- ماسه‌سنگ کوارتزیتی به رنگ سفید
- ۴- ماسه‌سنگ کوارتزیتی درشت دانه به رنگ قرمز روشن
- ۵۵- ماسه‌سنگ کوارتزیتی، کمی میکادار، به رنگ صورتی تا قرمز روشن
- ۲۵- دولومیت

لایه‌های تشکیل دهنده سازند بز کوه که در شکل ۵-۲ نشان داده شده‌اند (ادامه از صفحه قبل).

- | | |
|------|---|
| ۲۰ | ۳۰- تراکی آندزیت |
| ۶۰ | ۳۱- تراکی آندزیت، با حفرات پر شده توسط کوارتز و کلسیت |
| ۱۰ | ۳۲- ماسه‌سنگ کوارتزیتی، کمی میکادار، به رنگ قرمز |
| ۱۲ | ۳۳- ماسه‌سنگ کوارتزیتی، دانه ریز، تا خاکستری روشن |
| ۶ | ۳۴- ماسه‌سنگ کوارتزیتی به رنگ قرمز روشن |
| ۴ | ۳۵- ماسه‌سنگ کوارتزیتی به رنگ سفید، |
| ۷ | ۳۶- ماسه سنگ به رنگ قرمز روشن تا سفید |
| ۴۰ | ۳۷- تناوبی از ماسه‌سنگ کوارتزیتی قرمز و خاکستری روشن |
| ۴۵ | ۳۸- ماسه‌سنگ کوارتزیتی سفید رنگ |
| ۱۰ | ۳۹- ماسه سنگ قرمز |
| ۶ | ۴۰- ماسه‌سنگ کوارتزیتی به رنگ خاکستری تیره |
| ۹ | ۴۱- ماسه‌سنگ کوارتزیتی به رنگ قرمز |
| ۰/۸۰ | ۴۲- ماسه‌سنگ با سیمان کمی آهکی |
| ۱۹ | ۴۳- ماسه‌سنگ کوارتزیتی صورتی و خاکستری روشن |
| ۰/۵۰ | ۴۴- شیل میکادار به رنگ سبز روشن |
| ۶۵ | ۴۵- ماسه سنگ کوارتزیتی به رنگ قرمز تا بنفش |

- سازند پادهاات شامل ردیفی از ماسه سنگ کوارتزیتی قرمز، شیل های میکادار به سبزی ۴۰۰ متر که در بخشهای بالایی آن لایه های دولومیتی نیز دیده می شود.
- سازند سبزیزار که از دولومیت های خاکستری تیره تا زرد به ضخامت ۱۳۵ متر تشکیل شده است.
(شکل ۶-۲).



شکل ۶-۲ سازند پادهاات و سبزیزار (علوی نائینی، ۱۹۷۲).

ضخامت این سه سازند روی هم حدود ۱۱۰۰ متر است.

مرز سازند پادهاات با نیور در این محل تدریجی و با سازند سیبزار ناگهانی است که حاکی از ناپیوستگی است.

سیلورین علاوه بر مقطع بزکوه در شرق کوه وطن نیز برونزد دارد و با واسطه گسله‌ای با راستای شمالی - جنوبی در مجاورت دولومیت‌های وابسته به کامبرین میانی (دولومیت وطن) قرار گرفته است (تابلوشماره ۱-۲، شکل ب).

دلیل سن سیلورین برای سازند بزکوه نیز فسیلهایی است که توسط R. S. و D. L. Stephanov و Boardman مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است. این فسیلها که سن سیلورین را برای سازند بزکوه مشخص می‌کنند، به شرح زیر می‌باشند:

Dalmanella sp., *Favosites sp.*, ex. gr. *gervillei* Defer, ex. gr. *gothlandicus* lam, ex. gr. *testudinaria*, *Halloporides sp.*, *Orthoceras sp.*, *Pseudohornerides sp.*, *Retziella Weberi* Nikif, *Rhynchotera cf. Cuneata* Dalm.

۲-۳-۲- پیکره‌های آذرین

درکوه وطن که عمدتاً از دولومیت تیره رنگ تشکیل شده است، سنگهای آتشفشانی بصورت پراکنده در داخل سنگهای رسوبی کامبرین میانی به شکل دایک و توده‌های کوچک، بیرون‌زدگی دارند (تابلوشماره ۱-۲، شکل ج و د).

این سنگها به سن پالئوزوئیک زیرین بوده و شامل میکرودیوریت-دلریت می‌باشند. میکرودیوریتها بافت دانه‌ای ریز، داشته از کانیه‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلازها کم و بیش به کلریت، سربیسیت، کلسیت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. بیوتیت نیز در این سنگها به کلریت و کانیه‌های اوپاک تجزیه شده است. ازکانی‌های فرعی موجود در این سنگها نیز می‌توان به سربیسیت، کلسیت، کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن اشاره کرد.

دلریتها بافت افیتیک داشته، شامل کانیه‌های پلاژیوکلاز (آندزین - لابرادور) و پیروکسن مونوکلینیک (اوژیت) می‌باشند. پلاژیوکلازها به سربیسیت و کلسیت تجزیه شده‌اند. پیروکسن مونوکلینیک (اوژیت) به شکل بلورهای اتومورف در داخل سنگ دیده می‌شود و به کلریت و اکسیدهای آهن تجزیه شده است. کلسیت، سربیسیت، آپاتیت، کوارتز (به مقدار کم) و کانیه‌های اوپاک نیز جزء کانیه‌های فرعی آن به شمار می‌روند.

در بزکوه، دوسیل از سنگهای آتشفشانی شناخته شده است :

یکی در قسمت پائین که در حدود ۷ متر ضخامت داشته و دیگری در قسمت بالاتر بوده و حدود ۱۰۵ متر ضخامت دارد. جنس این سیلها از دلریت و تراکی‌آندزیت است که در داخل شیل‌های خاکستری تیره سیلورین بیرون‌زدگی دارند (علوی‌نائینی، ۱۹۷۲). اما براساس مطالعات انجام شده در این پایان نامه، گدازه‌هایی از جنس آندزی بازالت تا بازالت‌های حفره دار پر شده با کلسیت، چرت و گاه ژئولیت شناخته شده و وجود سیل در این کوهها نفی می‌شود.

برطبق نتایج بدست آمده از گزارش زمین‌شناسی منطقه جام (علوی‌نائینی، ۱۹۷۲) سنگهای درونی عمیق نیز در کوهستانهای وطن و بزکوه مشاهده نشده‌اند.

الف :

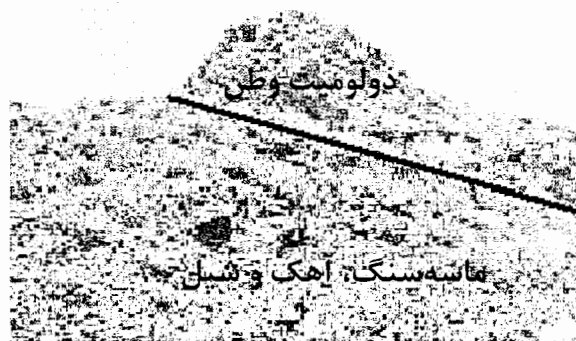
سازند وطن شامل دولومیت و آهک کریستالین در بخش بالایی، شیل سبز، آهک و ماسه سنگ کوارتزیتی در بخش زیرین.

ب : سیلورین علاوه بر مقطع بزکوه در شرق کوه وطن نیز برونزد دارد و با واسطه گسله‌ای با راستای شمالی - جنوبی در مجاورت دولومیت‌های وابسته به کامبرین میانی (دولومیت وطن) قرار گرفته است.

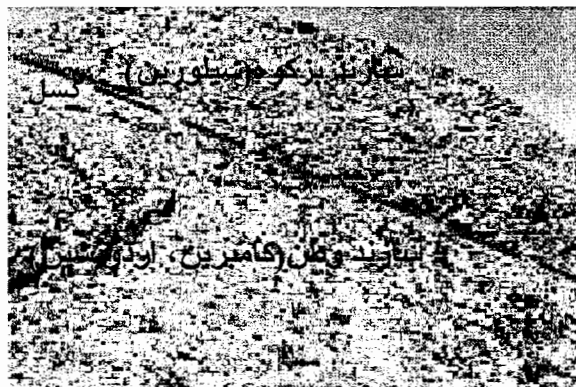
ج و د :

ماسه سنگ‌های وطن و سنگ‌های آتشفشانی (به صورت دایک و توده‌های کوچک). تشکیل دهنده کوه وطن.

شکل الف



شکل ب



شکل ج



شکل د



تابلو ۱-۲- الف تا د

۲-۴- تکتونیک منطقه

همانگونه که قبلاً ذکر شد در منطقه جام دو واحد زمین ساختی مختلف را می‌توان تشخیص داد (شکل ۲-۸).

بخشی که در شمال غربی ناحیه جام (زون A) قرار گرفته، و متعلق به زون البرز می‌باشد و بخش جنوب شرقی (زون B) که وابسته به واحد زمین ساختی ایران مرکزی است. این دو بخش را گسلی بزرگ با شیب حدود ۸۰ درجه به سوی جنوب به نام گسل عطاری از یکدیگر متمایز می‌کند. گسل عطاری، حد پالئوژئوگرافیک و مرز جداکننده کوههای البرز از ایران مرکزی در ناحیه جام به شمار می‌آید و آخرین حرکات آن راستگرد است (علوی نائینی، ۱۹۷۲). بطور کلی فازهایی که ناحیه جام را در هر دو زون A و B تحت تاثیر قرار داده (علوی نائینی، ۱۹۷۲)، عبارتند از:

– فاز تکتونیک هرسی نین : آثار این فاز در قاعده سازند دورود بصورت خشکی زایی دیده می‌شود.

– فاز سیمین پیشین : این فاز در ناحیه جام با یک دگرشیبی خفیف میان سازند شمشک و لایه های قدیمی تر بویژه رسوبات پرمین قابل تشخیص است.

– فاز سیمین میانی : این فاز مانند نقاط دیگر ایران میان بازوسین زیرین و بازوسین بالایی قابل تشخیص است.

– فاز سیمین پسین : این فاز در قاعده نهشته‌های وابسته به کرتاسه زیرین جای داشته و در ناحیه جام با دگرشیبی میان آهکهای بدولین و سازند بغمشاه همراه با کنلگومرای قاعده‌ای قابل تشخیص است.

– فاز اتریشین : فاز کوهزایی اتریشین در قاعده کرتاسه بالایی قرار دارد و با قرار گرفتن ماسه سنگهای گلوکونیتی سنومانین بروی شیل‌های آلبین مشخص می‌شود. در ناحیه جام این فاز با چین خوردگی همراه نیست، بلکه بصورت خشکی زایی عمل نموده است.

– فاز لارامید : در پایان کرتاسه بالایی و آغاز ائوسن، کوهزایی لارامید ناحیه جام را بشدت تحت تاثیر خود قرار داده است و این کوهزایی با جای گرفتن کنلگومرای سازند فجن با دگرشیبی بروی تشکیلات کرتاسه بالایی و کهن تر مشخص می‌شود.

افزون بر فازهای کوهزایی و خشکی‌زایی یاد شده، فازهای کوهزایی پیش از نهشته‌های الیگوسن پایانی، میوسن (سازند قم)، پلیوسن و کواترنری نیز در ناحیه جام شناسایی شده‌اند (پیرنه و پاسادنین).

بطور کلی روند کوهها که در راستای محورهای چین خوردگی است، در زون A شرقی - غربی و در زون B، به استثنای بخشهای جنوبی آن، شمال، شمال شرقی - جنوب، جنوب غربی تا شمالی، جنوبی است.

چین خوردگیها و گسله‌های عمده این ناحیه به ترتیب در زون B که مربوط به زون ساختاری ایران مرکزی است عبارتند از (علوی نائینی، ۱۹۷۲) :

گسل عطاری که مرز پالئوژئوگرافی میان البرز و کوههای ایران مرکزی در ناحیه جام است. این گسل راستای شمال شرقی - جنوب غربی داشته، شیبی حدود ۸۰ درجه به سوی جنوب دارد و طول قابل دیدن آن حدود ۲۵ کیلومتر است که در دو سو در زیر دشت سمنان و دشت قوشه پنهان می‌شود. در شرق گسل توالی کاملی از رسوبات سیلورین - دونین دیده می‌شود، ولی در غرب آن رسوبات سیلورین تا دونین بالایی دیده نمی‌شود و رسوبات دونین بالایی - کربونیفر بطور هم شیب روی بخشهای مختلفی از سازند میلا قرار گرفته است.

درزون B، گسلهای نائینک، خان معصوم‌زاده و لور وجود دارد که همگی راستای شمال - شمال شرقی، جنوب - جنوب غربی دارند.

چین خوردگی‌های عمده این زون عبارتند از : ناودیس آبگرم با راستای شرقی - غربی و پرپا با راستای شمال - شمال شرقی، جنوب - جنوب غربی.

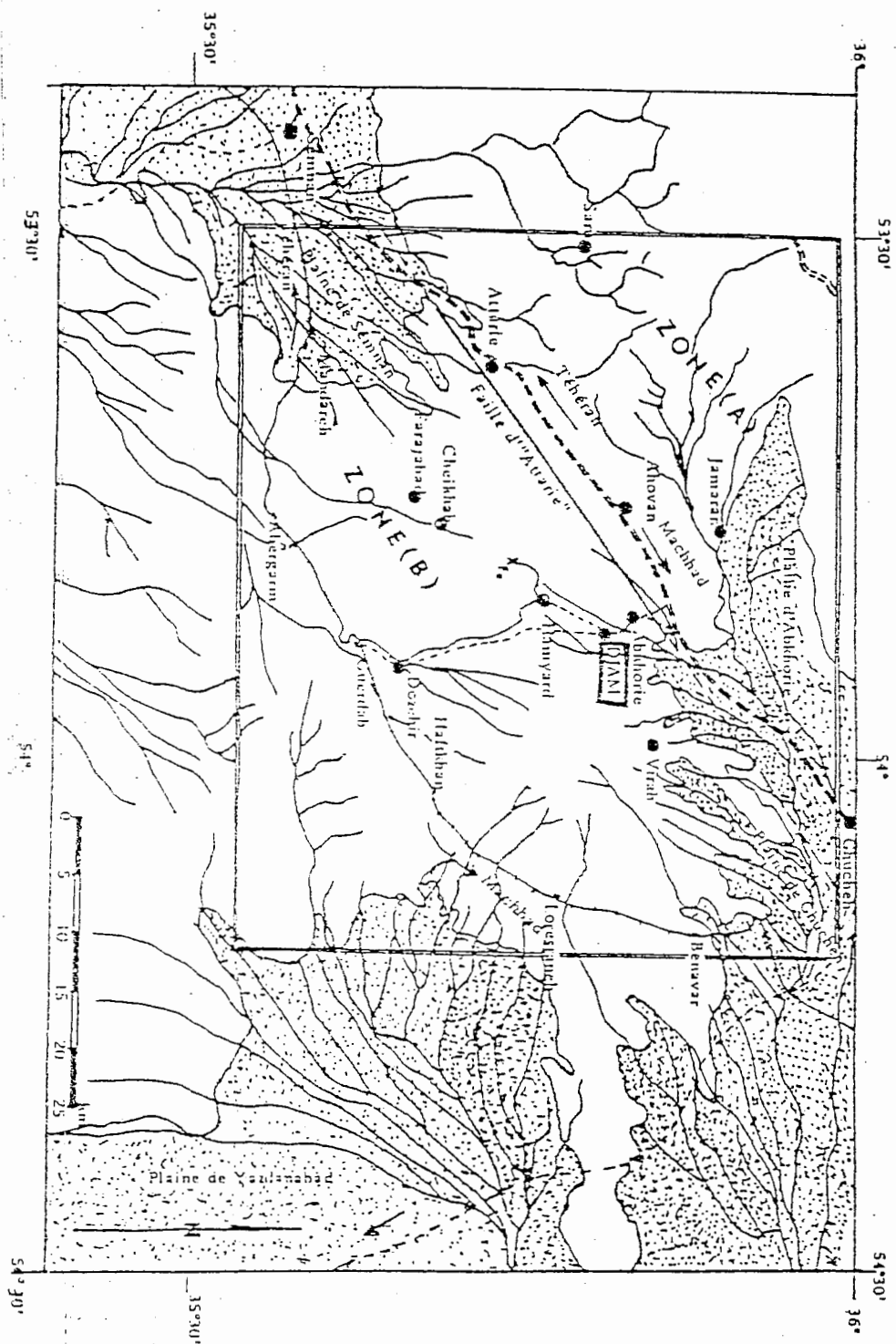
تاقدیس های این زون عبارتند از : تاقدیس شوراب و تاقدیس لورخلیلان.

شکل ۲- ۸، نقشه ساختمانی منطقه جام را نمایش می‌دهد (علوی نائینی، ۱۹۷۲).

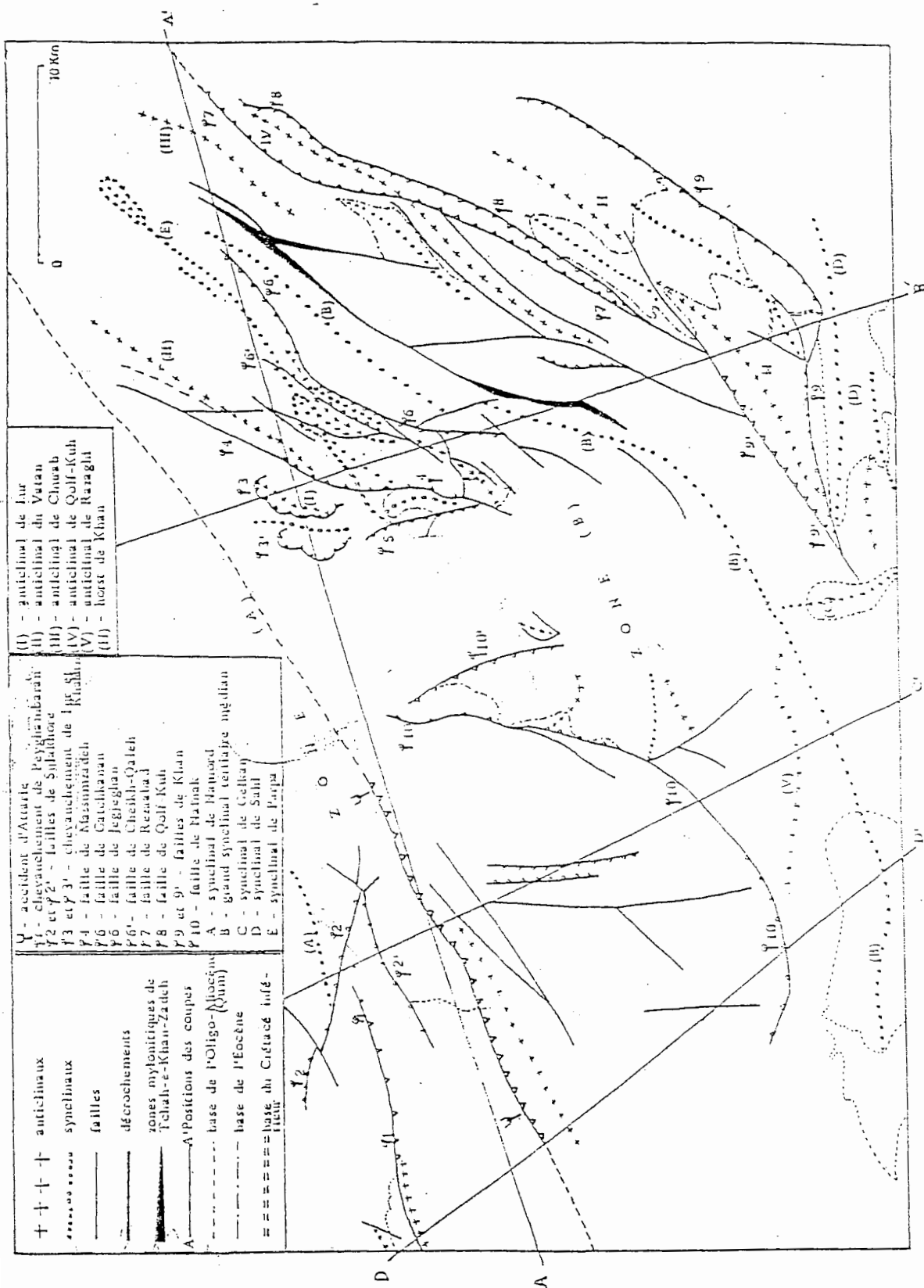
۲-۵- منابع معدنی منطقه

از منابع معدنی که در منطقه مورد مطالعه وجود دارد می‌توان به معدن کائولن قوشه که در حال بهره‌برداری است اشاره کرد.

همچنین اندیسهایی از مس نیز در کوه وطن، روستای سوکان، کوه لور و شمال شرقی دوزهیر دیده شده است که به دلیل ذخیره کم اقتصادی نیستند.



شکل ۲-۷ - گسل عطاری جدا کننده زون (A) و زون (B) در منطقه جام (علوی نائینی، ۱۹۷۲).



شکل ۲-۸ - نقشه ساختمانی منطقه جدام (علوی نائینی، ۱۹۷۲).

فصل سوم

پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

پتروگرافی یا سنگ‌نگاری، قسمتی از سنگ‌شناسی است که ضمن آن ترکیب، مشخصات و طبقه‌بندی سنگها مورد بحث قرار می‌گیرد. در این بخش نتایج بررسیهای سنگ‌نگاری سنگهای منطقه که بر اساس خصوصیات بافتی و کانی‌شناسی طبقه‌بندی شده‌اند ارائه می‌گردد. نظر به اهمیت مطالعات سنگ‌نگاری، از تمامی واحدهای آذرین منطقه نمونه‌گیری و مقطع نازک تهیه شده است.

سنگهای منطقه شامل: مجموعه‌های آتشفشانی بازالت، اولیوین بازالت و آندزیت در بزکوه و مجموعه‌های نیمه عمیق میکرودیوریتی کوه وطن می‌باشند.

۳-۲- پتروگرافی و کانی‌شناسی بازالتها و اولیوین بازالتها

بازالتها و الیوین بازالتها در نمونه‌های دستی و سطح شکست تازه به رنگ خاکستری تیره تا سیاه دیده می‌شوند. این نمونه‌ها دگرسانی بسیار زیادی را نشان می‌دهند و کانیهای ثانویه در آنها زیاد است و اکثراً بصورت گدازه‌های حفره دار پر شده با کلسیت و کالسدوئن مشاهده می‌شوند. اولیوین بازالتها از بازالتها با داشتن درصد بیشتر اولیوین متمایز می‌گردند.

بازالتها و اولیوین بازالتها در زیر میکروسکوپ بافتهای پورفیری، میکرولیتی، گلوپورپورفیری، اینترسرتال، بادامکی و پوئیکیلیتیک نشان می‌دهند (تابلو شماره ۳ - ۱- الف تا ه). بافت میکرولیتی (جریانی)، که در آن پلاژیوکلازهای تیغه‌ای شکل به علت جریان یافتگی ماگما کاملاً موازی هم هستند از بافتهای رایج این سنگها به شمار می‌آید. بافت بادامکی در این سنگها نشاندهنده خروج گاز از ماگما است. این بادامکها توسط سیلیس، کلسیت و زئولیت پر شده‌اند. تمرکز عناصر مستعد تشکیل زئولیتها که از دگرسانی سنگهای بازالتی و به ویژه از دگرسانی پلاژیوکلازها حاصل گردیده‌اند، به تشکیل زئولیت در درز و شکافها و حفرات منجر شده است. اندازه حفرات پر شده از کانیهای ثانویه بین ۲ تا ۲۰ میلیمتر متغیر است.

با توجه به بافت پوئیکیلیتیک مشاهده شده در بازالتهای منطقه می‌توان روند تبلور را تعیین کرد. در مجموع، در بازالتهای مورد مطالعه پلاژیوکلاز توسط پیروکسن احاطه گردیده و ممکن است حاکی از تبلور زودتر آن باشد.

شکل الف



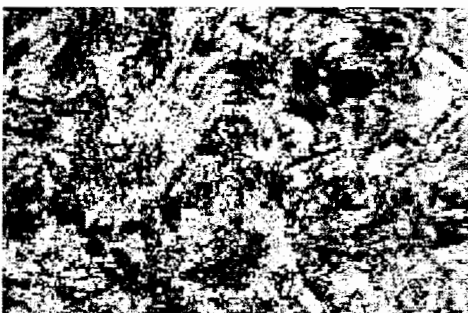
شکل ب



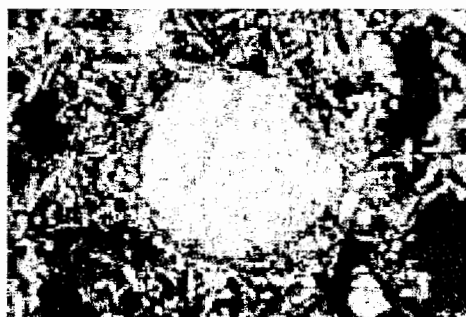
شکل ج



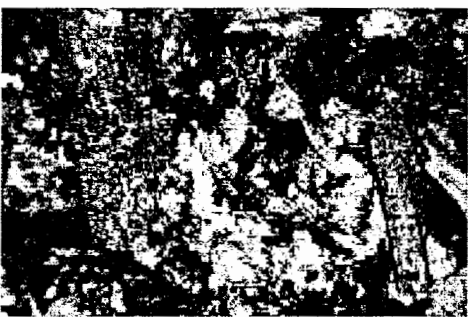
شکل د



شکل ه



شکل و



تابلو ۳-۱:

شکل الف : بافت پورفیری در بازالتها متشکل از سودومورفهای اولیوین در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز.

شکل ب : بافت میکروولیتی (جریانی) در بازالتها متشکل از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز.

شکل ج : بافت گلومروپورفیری در بازالتها.

شکل د : بافت اینترسرتال در بازالتها.

شکل ه : بافت بادامکی در بازالتها شامل بادامک‌های کلسیت در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز.

شکل و : بافت پوئیکیلیتیک در بازالتها که در اثر احاطه شدن پلاژیوکلاز توسط پیروکسنها تشکیل می‌شود.

فراوانترین کانی تشکیل دهنده بازالتها و الیوین بازالتها پلاژیوکلاز است که به دو صورت درشت بلور و میکروولیت در زمینه مشاهده می‌شود. بیشتر این بلورها حالت جریان‌ی داشته و بافت میکروولیتی (جریان‌ی) را ایجاد نموده‌اند (تابلو شماره ۳-۱-ب). اشکال بلوری کشیده که در پلاژیوکلازهای موجود در بازالت و الیوین بازالت‌های منطقه مشاهده می‌شود، نتیجه رشد سریع و غیر تعادلی این کانی‌ها است.

بلوری با سطوح بلورین مشخص که از ماگمای در حال سرد شدن رشد می‌کند، هنگامی که دارای سطوح صاف و منظم نباشد، در پائین‌ترین حالت انرژی خود قرار دارد. ایجاد سطوح صاف و مشخص نیازمند آن است که همگام با رشد سریع بلور، عمل انتشار بتواند اتم‌ها را به محلهای مناسب انتقال دهد. در عمل امکان چنین پدیده‌ای بسیار کم است، زیرا در ماگمای در حال سرد شدن، با افزایش سرعت هسته بندی و رشد، سرعت انتشار دچار نقصان می‌گردد و مواد لازم برای رشد بلورها عمدتاً در کناره‌ها و گوشه‌های بلور انباشته می‌شود. این محلهای 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 آن رشد می‌کنند و اشکال بلوری دراز، اسکلتی و تعداد زیادی میکروولیت پدید می‌آید (شلی، ۱۹۹۳).

بلورهای اولیوین بصورت نیمه شکلدار تا کاملاً شکلدار در زمینه‌ای متشکل از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند. سودومورف‌های اولیوین با کلسیت، کلریت، کالسدوئن و ندرتاً زئولیت پرشده‌اند (تابلو شماره ۳-۲-الف تا د).

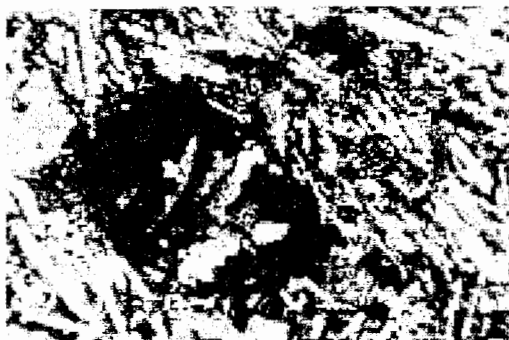
تقریباً در اکثر اولیوین‌ها تجزیه ایدنگسیتی مشاهده می‌شود (تابلو شماره ۳-۲-ه). در این نوع دگرسانی هاله‌ای قرمز رنگ از ایدنگسیت در حاشیه و داخل شکاف‌های سنگ تشکیل شده که با تولید مگنتیت نیز همراه است. ایدنگسیت مخلوطی از گوئیتیت (FeOOH) و اکسیدهای بی‌شکل و کانیهای رسی از نوع مونتموریونیت است، که بیشتر بصورت تجمعی از دانه‌های مخفی بلور بوده و فرم اصلی اولیوین‌هایی را که از آن ناشی شده‌اند، حفظ نموده‌اند. این فرایند به نظر دیر و همکاران (۱۹۹۱) حاصل تغییر و تبدیل پیوسته در ساختمان اولیوین یا پیروکسن است که در حالت جامد رخ می‌دهد و طی آن ورود اتم‌های ئیدروژن به درون ساختمان اولیوین و اتصال آنها به اتم‌های اکسیژن موجب آزاد شدن کاتیون‌های Fe^{2+} , Si , Mg , Fe^{3+} , Al , Ca شده و در عوض کاتیون‌های Fe^{3+} , Al , Ca جانشین آنها می‌گردند.

پیروکسن‌ها غالباً نیمه شکلدار تا بی‌شکل هستند. اکثراً اورالیتی شده و به اکتینولیت، کلریت، اپیدوت، کلسیت و کانیهای اوپاک تجزیه شده‌اند.

شکل الف



شکل ب



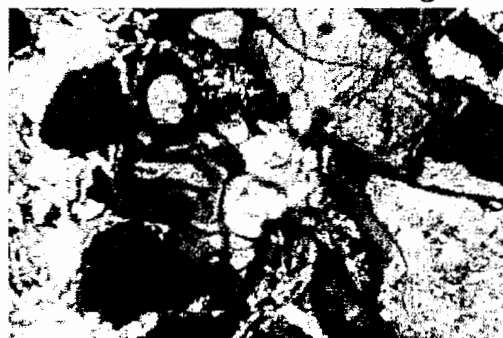
شکل ج



شکل د



شکل ه



تابلو ۲-۳

شکل الف - سودومورفهای اولیوین در اولیوین بازالتها که با کلسیت پر شده‌اند.

شکل ب - سودومورفهای اولیوین در اولیوین بازالتها که با کلسیت و کلریت پر شده‌اند.

شکل ج - سودومورفهای اولیوین در اولیوین بازالتها که با کلسیت و کالسدوئن پر شده‌اند.

شکل د - سودومورفهای اولیوین در اولیوین بازالتها که با ژئولیت پر شده‌اند.

شکل ه - اولیوینهای ایدنگسیتی شده در بازالتها.

مگنتیت، تیتانومگنتیت و هماتیت (با توجه به مقاطع صیقلی تهیه شده) از عمده‌ترین کانیهای فرعی موجود در این سنگها هستند که بصورت بلورهای خود شکل در خمیره سنگ و بصورت ادخالهای خود شکل در تمامی کانیها دیده می‌شوند. این امر حاکی از تقدم تبلور این کانیها در سنگ است (تابلو شماره ۳-۳ الف).

بلورهای کشیده و سوزنی آپاتیت نیز به وفور در متن سنگ مشاهده می‌شوند. بلورهای آپاتیت در محیط متعادل در مجاور یک فاز مایع اصولاً کوتاه بوده و از انتها به هرمهایی ختم می‌شود که یالهای گرد شده و سطوح شکسته دارد. بلورهای آپاتیت در محیطی که به سرعت سرد شود بسیار طویل است و حالت سوزنی و کشیده دارد (براون، ۲۰۰۱). همچنین وفور این کانی می‌تواند تأییدی بر ماهیت آلکالن ماگمای این سنگها باشد. اسفن بصورت لوکوکسن و ناشی از تخریب کانیهای تیتانیم‌دار تحت تاثیر محلولهای هیدروترمال، از دیگر کانیهای فرعی این مجموعه است (تابلو شماره ۳-۳ ب).

پدیده دگرسانی در بازالت‌های منطقه عمومیت داشته بطوریکه در تعدادی نمونه‌ها دگرسانی به حدی است که پاراژنز اولیه کانیها از بین رفته است و حضور گسترده کانیهای ثانویه نظیر کلریت و کلسیت در نمونه‌ها پیامد دگرسانی این سنگها است. یکی از دلایل دگرسانی بازالتها وجود مقدار زیادی کانی آهن دار بصورت آهن دو ظرفیتی است که همراه با دگرسانی و تبدیل آهن دو ظرفیتی به آهن سه ظرفیتی صورت می‌گیرد (سرابی، ۱۳۷۳). دیگر اینکه کانیهای موجود در بازالتها جزء اولین کانیهای متبلور شده در توالی باون^۱ هستند و در این توالی از بالا به پایین مقاومت در برابر دگرسانی بیشتر می‌شود. بنابراین کانیهای موجود در بازالت از مقاومت کمی در برابر دگرسانی برخوردارند. با توجه به سن زیاد این نمونه‌ها مشخص می‌گردد که این سنگها بشدت در معرض دگرسانی و هوازدگی قرار دارند. نتایج این دگرسانی در صحرا بصورت خردشدگی و در زیر میکروسکوپ بصورت ظهور کانیهای ثانویه کلریت و کلسیت می‌باشد.

۳-۳- پتروگرافی و کانی شناسی آندزیتها

در نمونه دستی، سطح شکست تازه این سنگها به رنگ خاکستری روشن تا تیره است و به علت دگرسانی فوق العاده زیاد، تشخیص این سنگها مشکل می‌باشد. همچنین باید متذکر شد که پراکندگی این سنگها در منطقه بسیار کم بوده و بصورت گدازه دیده می‌شوند. در زیر میکروسکوپ بافت پورفیری و تراکیتی نشان می‌دهند. در برخی نمونه‌ها نیز بافت بادامکی دیده می‌شود که این بادامکها اکثراً با کلسیت پر شده‌اند. کانیهای اصلی تشکیل دهنده آنها پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول می‌باشند.

بلورهای خود شکل تا نیمه خود شکل پلاژیوکلاز از مهمترین و فراوانترین فنوکریستهای سنگ هستند. زمینه سنگ حالت جریان‌ی نشان می‌دهد. سوسوریتی‌شدن، بلورهای پلاژیوکلاز را تحت تاثیر قرار داده و کانیه‌های ثانویه کلسیت، کلریت و اپیدوت را بوجود آورده است. بلورهای پیروکسن در اکثر مقاطع دگرسان شده‌اند و دگرسانی اورالیتی نشان می‌دهند. آمفیبول بصورت اولیه و بلورهای خود شکل از نوع هورنبلند قهوه‌ای و همچنین بصورت ثانویه (اکتینولیت) از اورالیتی‌شدن پیروکسوها دیده می‌شود. کانیه‌های اکسیدهای آهن - تیتانیوم از جمله ایلمنیت، مگنتیت و هماتیت، نیز در این سنگها یافت می‌شوند و به کمک مقاطع صیقلی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند.

۳-۴- پتروگرافی و کانی شناسی میکرودیوریتها

در نمونه دستی و سطح شکست تازه، این سنگها به رنگ خاکستری روشن تا تیره و سبز می‌باشد و از نظر دانه بندی بصورت دانه درشت تا دانه ریز دیده می‌شوند. بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگها به رنگ خاکستری تا سبز روشن (به دلیل اپیدوتیتی شدن) با اندازه‌هایی حدود ۱-۲ سانتیمتر دیده می‌شوند. این سنگها نیز دگرسانی زیادی را نشان می‌دهند. این سنگها در زیر میکروسکوپ بافت اینترگرانولار نشان می‌دهند (تابلو ۳-۳ ج). کانیه‌های اصلی سازنده این سنگها را پلاژیوکلاز، پیروکسن و ندرتاً هورنبلند سبز تشکیل می‌دهند. بلورهای خود شکل پلاژیوکلاز مهمترین فنوکریستهای سنگ می‌باشند. اکثر پلاژیوکلازها سوسوریتی شده‌اند. به عقیده شلی (در آسیابانها، ۱۳۷۴) سوسوریت محصول دگرسانی پلاژیوکلاز است که طی آن با افزایش آب، سازنده آنورتیتی به اپیدوت (زوئیزیت یا کلینو زوئیزیت) تغییر می‌یابد و پلاژیوکلاز باقیمانده نیز به صورت آل بیت در می‌آید. سوسوریت غالباً به همراه اپیدوت، آل بیت، کلسیت و سربسیت حضور دارد. از طرف دیگر، وجود سوسوریت نشان دهنده تمرکز محصولات دگرسانی در محلهای بخصوص است، به طوری که در مناطق غنی از آنورتیت در پلاژیوکلاز، به طور انتخابی اپیدوت ظاهر می‌شود. این امر رفتار دوگانه پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد. یعنی در عین حالی که پلاژیوکلاز بدون تشکیل هسته جدید به صورت کاملاً یکنواخت به آل بیت تبدیل می‌شود. نطفه‌های جدید اپیدوت در داخل فلدسپات دگرسان شده به راحتی تشکیل می‌شوند و در جهات مختلف رشد می‌کنند (تابلو ۳-۳ د). مازوکی و همکاران (۱۹۷۹) به مراحل مختلف این دگرسانی اشاره کرده‌اند و عقیده دارند که بعد از سوسوریتیزاسیون، اپیدوتیزاسیون گسترده‌ای صورت می‌گیرد که خود با افزایش کلسیم و خروج سدیم و سیلیسیم همراه است. در مراحل اولیه سوسوریتیزاسیون، آل بیت تولید می‌شود که بعداً با افزایش کلسیم و آب، اپیدوت پدید می‌آید.

پیروکسوها بصورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل که اکثراً اورالیتی شده‌اند، دیده می‌شوند. آمفیبولها غالباً توسط اسفن و کلسیت سودومورف شده‌اند. اسفن نیز در مقاطع بصورت اولیه و

همچنین حاصل از تجزیه آمفیبولها دیده می شود. از کانیهای فرعی موجود در این سنگها می توان به آپاتیت به شکل بلورهای کشیده و سوزنی اشاره کرد. کانیهای هماتیت و مگنتیت نیز در این سنگها حضور دارند. از کانیهای ثانویه موجود در این سنگها می توان به کلسیت اشاره کرد که به دو صورت در مقاطع مشاهده می شود، یکی در داخل پلاژیوکلازها که حاصل از تجزیه این کانی است و دیگری بصورت رگچه ای. کلریت ها نیز در اکثر مقاطع حاصل از تجزیه پیروکسینها می باشند و فضای بین پلاژیوکلازها را پر می کنند.

شکل الف



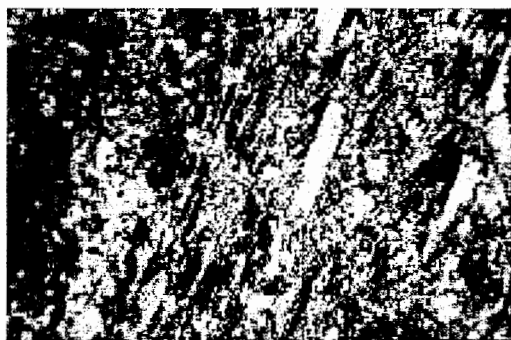
شکل ب



شکل ج



شکل د



تابلو ۳-۳

شکل الف : مگنتیت، تیتانومگنتیت و هماتیت از عمده ترین کانیهای فرعی موجود در بازالتها می باشند که بصورت بلورهای خود شکل در خمیره سنگ و در تمامی کانیها دیده می شوند. این امر حاکی از تقدم تبلور این کانیها در سنگ است.

شکل ب : اسفن به صورت اسفن لوکوکسن در میکرودیوریتها دیده می شود.

شکل ج : بافت اینترگرانولار در میکرودیوریتها.

شکل د : دگرسانی گسترده پلاژیوکلازها به اپیدوت (اپیدوتیزاسیون) در میکرودیوریتها.

فصل چہارم

ژئوشیمی

۴-۱- مقدمه

امروزه بررسی دقیق و همه جانبه سنگهای آذرین بدون انجام مطالعات ژئوشیمیایی ممکن نیست و سنگهای آتشفشانی در این میان وضعیت خاصی دارند. این سنگها یا دارای شیشه هستند و یا آنقدر ریز بلورند که مطالعه و نامگذاری آنها بر اساس آنالیز مدال ممکن نیست. لذا صحیح تر آنست که برای شناسایی آنها از تجزیه شیمیایی استفاده کنیم (شلی، ۱۹۹۳).

بعد از مطالعه پتروگرافی سنگهای منطقه مورد مطالعه، ۹ عدد از نمونه‌ها، با توجه به حداقل هوازدگی و حداکثر تنوع، انتخاب و توسط شرکت کیان طیف زاگرس اصفهان به روش XRF مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت.

محل دقیق این نمونه‌ها به کمک GPS تعیین و در جدول (۴-۱) به نمایش در آمده است. نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌ها نیز در جدول ۴-۲ دیده می‌شود.

جدول ۴-۱- مختصات دقیق نمونه‌های برداشت شده توسط GPS.
(نمونه‌های مربوط به کوه وطن میکرودیوریت و در بزکوه بازالت می‌باشند).

نام نمونه	نام سنگ	محل برداشت نمونه	موقعیت نمونه
Gh.a1	میکرودیوریت	کوه وطن	N:35,53,235. E:54,01,72
Gh.a2	میکرودیوریت	کوه وطن	N:35,53,195. E:54,01,394
Gh.a3	میکرودیوریت	کوه وطن	N:35,53,207. E:54,01,681
Gh.a4	میکرودیوریت	کوه وطن	N:35,53,219. E:54,01,671
Gh.a5	میکرودیوریت	کوه وطن	N:35,53,190. E:54,01,380
Ghb1	بازالت	بزکوه	N:35,52,43. E:53,58,83
Ghb2	بازالت	بزکوه	N:35,52,33. E:53,58,43
Gh.b3	بازالت	بزکوه	N:35,52,350. E:53,58,802
Gh.b4	بازالت	بزکوه	N:35,52,32.5. E:53,58,41.7

۴-۲- آماده سازی و تصحیح داده های تجزیه های شیمیایی

برای بحث و بررسی در مورد روابط ژئوشیمیایی سنگها، که بر پایه نتایج تجزیه شیمیایی آنها استوار است، ابتدا باید به فرایندهایی که ممکن است نتایج تجزیه شیمیایی سنگها را تحت تاثیر قرار دهند نگاهی داشته باشیم. مهمترین این فرایندها شامل موارد زیر هستند (رولینسون، ۱۹۹۲):

- آلاینش

آلاینش در طول آماده سازی نمونه، یک منبع مهم خطا در تجزیه ژئوشیمی است. به احتمال زیاد این اتفاق در طول خرد کردن و پودر کردن نمونه رخ می دهد. آلاینش ممکن است از نمونه هایی که قبلاً آماده شده اند و یا ناشی از خود دستگاه آسیاب باشد. آلاینش با بقایای ناشی از نمونه های قبلی را می توان با تمیز کردن دستگاه، برطرف کرد. آلاینش نوع دوم را نیز می توان با انتخاب آسیاب ساخته شده از آلیاژ مناسب کنترل کرد. برای تجزیه هایی با بیشترین دقت، آسیاب باید از نوع آگات باشد. کاربرد تنگستن، یک ماده پودر کننده رایج هم در هاون خردکننده و هم در آسیاب حلقه ای بوده و آلودگی قابل ملاحظه W, Co, Ta, Sc و مقدار جزئی Nb را سبب می شود (نیسبت و همکاران، ۱۹۷۹؛ هیکسون و جوراس، ۱۹۸۶؛ نورمن و همکاران، ۱۹۸۹؛ جچوم و همکاران، ۱۹۹۰). علاوه بر این، خطوط طیفی W روی خطوط عناصر دیگر می افتد و سبب افزایش ظاهری غلظت می شود مگر اینکه تشخیص داده شود. فولاد کروم، مقادیر قابل ملاحظه ای Cr, Fe مقادیر متوسطی Mn و مقدار جزئی Dy و فولاد با کربن بالا، مقادیر بالایی Fe, Cr, Cu, Mn, Zn و مقدار جزئی Ni وارد نمونه می کند (هیکسون و جچوم، ۱۹۸۶).

منابع دیگر آلاینش، در طبیعت قرار دارند. ایجاد پوشش نازکی از رسوبات حاصل از محلول های آبی زیرزمینی یا آب دریا بر روی نمونه ها از این موارد است. این مورد بوسیله شستشوی تکه های سنگ قبل از خرد کردن برطرف می شود.

آلاینش بوسیله معرف های ناخالصی که در طول انحلال و آماده سازی نمونه، استفاده می شوند نیز حتی با وجود استفاده از مواد شیمیایی فوق العاده خالص می تواند مهم باشد. اندازه گیری مقدار آلاینش ناشی از این منبع را می توان بوسیله تجزیه خود معرف ها در غلظت های مورد مصرف در آماده سازی و تعیین ترکیب شیمیایی استاندارد بدست آورد.

- خطا های ناشی از کالیبراسیون

تمامی روشهای تجزیه شیمیایی بجز روش طیف سنج جرمی غلظتها را نسبت به استاندارد با غلظت مشخص یا نسبت به یک منحنی کالیبره می کنند. این منحنی نیز بر اساس استانداردهایی با غلظت معلوم رسم شده است. استانداردهای مورد استفاده در ترسیم منحنی های کالیبراسیون یا معرف های بسیار خالص شیمیایی و یا نمونه های بین المللی مرجع هستند (گوین داراجو، ۱۹۸۴؛ ابی، ۱۹۸۹).

در بعضی موارد باید استانداردها با استفاده از روشهای بسیار دقیق تجزیه شوند. روشن است که صحت تجزیه نهایی بستگی به صحت تجزیه استانداردهای مورد مصرف در کالبراسیون داشته و خطاهای سیستماتیک براحتی می‌توانند ایجاد شوند.

– خطاهای ناشی از پوشش پیکها

در اکثر روشهای تجزیه‌ای مورد استفاده در ژئوشیمی سعی اندکی در جدایش عنصر مورد تجزیه از بقیه سنگ یا کانی‌های نمونه صورت می‌گیرد. تنها مورد استثناء در طیف سنجی جرمی است. بنابراین امکان تداخل خطوط طیفی یا قله‌ها وجود دارد و در نتیجه مقادیر اندازه‌گیری شده، در اثر همپوشی پیکهای اضافی عنصر دیگر موجود در سنگ بطور مجازی بالا خواهند بود. تأثیر این تداخلات باید محاسبه و رفع شود.

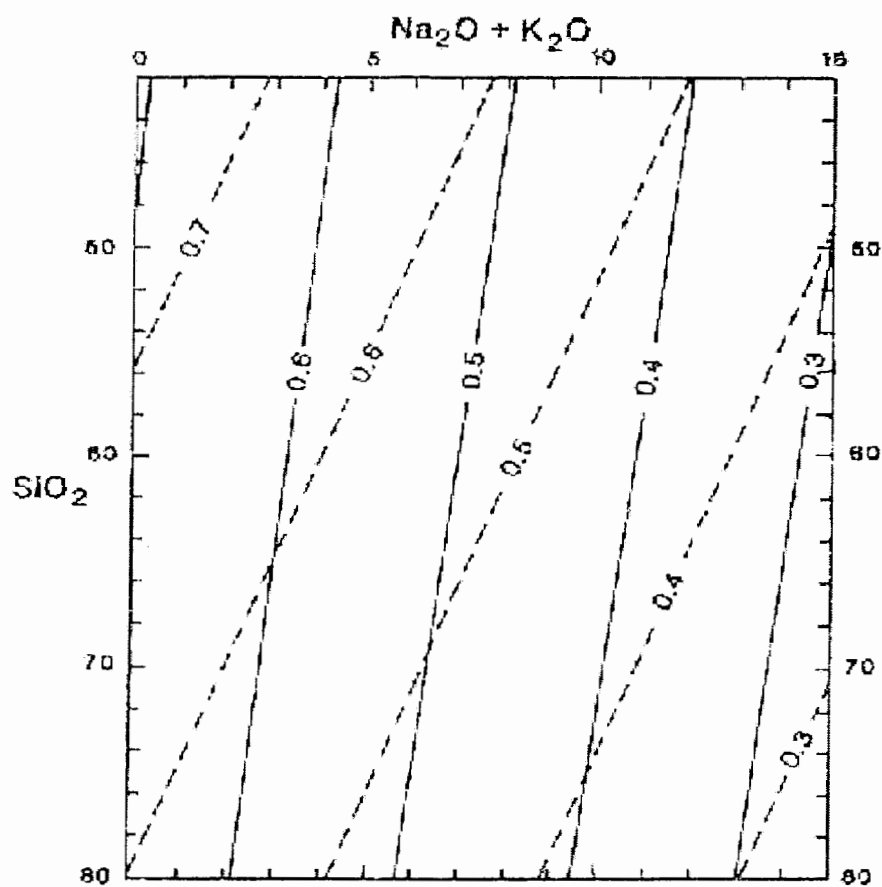
بنابراین برای دستیابی به یک نتیجه مطلوب باید :

الف- بر تعداد زیادی تجزیه شیمیایی استناد کرد.

ب- بر روشهای صحرایی و میکروسکوپی تاکید شود تا نتایج با هم مطابقت داشته باشند و همچنین با الگوهای شناخته شده توزیع عناصر در سنگها و محیطهای تکتونیکی سازگار باشند.

ج - انحرافات را نمی‌توان باصراحت تمام دلیل وقوع یک فرایند خاص دانست (قاسمی، ۱۳۸۰).

قبل از استفاده از تجزیه‌های شیمیایی لازم است تغییراتی در آنها داده شود. از جمله این تغییرات می‌توان از حذف مواد فرار و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO نام برد. در تجزیه‌های شیمیایی مقدار اکسید آهن بصورت کلی Fe_2O_3 ارائه شده است. در تعیین مقدار آهن فریک Fe_2O_3 و فرو FeO ممکن است مقادیر محاسبه شده به دور از مقدار واقعی موجود در نمونه‌های تجزیه شده باشد که در نتیجه تأثیر زیادی بر کانی‌هایی که از طریق نورم بدست می‌آید می‌گذارد. بدین ترتیب که سنگ دارای مگنتیت نورماتیت بیشتری است. بنابراین FeO کمتری برای ساختن کانی‌های سیلیکاته چون دیوپسید - هیپرستن و اولیوین باقی‌می‌ماند. از طرفی مقادیر SiO_2 باقیمانده حاصل از نورم در این سنگها بیشتر خواهد شد. در این مورد جهت تعدیل این نسبت روشهای متعددی ارائه شده است که در اینجا از رابطه پیشنهادی لومتر (۱۹۷۶) استفاده شده است. با استفاده از یک نمودار سیلیس - آلکالن که در آن نسبت های اکسیداسیون مساوی هم با خطوطی نشان داده شده است، می‌توان مقدار Fe_2O_3 موجود در تجزیه شیمیایی سنگهای ماگمایی را تصحیح کرد (شکل ۴ - ۱). ابتدا موقعیت نمونه مورد نظر را در نمودار سیلیس - آلکالن مشخص می‌کنیم و سپس عدد مربوط به آن نقطه را نسبت به خطوط مجاورش بدست می‌آوریم (خطوط ممتد برای سنگهای آذرین درونی و خطوط خط چین برای سنگهای آتشفشانی) عدد بدست آمده را در Fe_2O_3 کل که از تجزیه شیمی بدست آمده ضرب کرده، حاصل آن معادل FeO می‌باشد. حال Fe_2O_3 کل را از FeO کم کرده، در نتیجه مقدار اصلی Fe_2O_3 بدست می‌آید. بدین ترتیب مقادیر FeO و Fe_2O_3 را بطور جداگانه محاسبه می‌کنیم. بر اساس این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در اعداد ۰/۵۸ و ۰/۶۲ ضرب گردید.



شکل ۱-۴- نمودار سیلیس - آلکالن که در آن خطوط نسبتهای اکسیداسیونهای مساوی
(درصد $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$)

در مورد سنگهای آذرین درونی (با خطوط ممتد) و در مورد سنگهای آتشفشانی (با خط چین) نشان
داده شده است (لومتر، ۱۹۷۶).

جدول ۴ - ۲ - نتایج تجزیه شیمیایی و ترکیب کانی شناسی نورماتیو نمونه ها.
 a: نمونه های آتشفشانی. b: نمونه های نیمه عمیق.

Wt%	Gh. a1	Gh. a2	Gh. b1	Gh. b2	Gh. a3	Gh. b3	Gh. a4	Gh. a5	Gh. b4
SiO ₂	45.21	48.22	41.57	42.83	47.70	40.65	40.33	46.99	39.89
TiO ₂	2.783	2.956	2.999	3.032	1.061	2.734	1.703	2.437	2.544
Al ₂ O ₃	10.85	7.87	10.01	10.14	14.66	9.28	10.24	11.29	11.58
Fe ₂ O ₃	13.28	5.32	9.08	9.06	8.95	15.05	10.40	4.40	12.3
MnO	0.074	0.264	0.164	0.165	0.119	0.152	0.344	0.135	0.058
Mgo	4.46	3.36	4.91	4.91	4.37	3.34	7.86	5.28	6.48
CaO	5.67	11.15	9.87	9.89	7.97	11.08	9.57	9.81	5.21
Na ₂ O	4.41	2.29	2.43	2.44	2.89	5.41	1.83	2.19	2.38
K ₂ O	0.99	0.77	1.85	1.87	1.47	0.21	2.31	1.01	2.33
P ₂ O ₅	0.926	1.720	1.807	1.827	0.195	0.457	0.919	0.581	1.498
L. O. I	11.12	15.67	14.77	13.29	10.22	11.09	13.95	15.49	15.67
Total	99.77	99.35	99.451	99.45	89.60	99.45	97.456	99.613	99.94
S	19	621	16	10	18	15	16	875	0
Cl	523	637	202	181	440	224	334	799	153
V	204	168	202	207	158	189	257	275	200
Cr	26	21	17	11	58	93	92	77	7
Co	20	105	25	28	31	43	52	109	44
Ni	12	5	6	6	39	59	43	31	2
Cu	17	17	12	8	29	130	147	123	5
Zn	62	56	589	589	93	61	1394	39	91
Rb	21	6	34	35	35	10	28	6	22
Sr	940	940	1076	1073	1348	840	1152	987	153
Y	52	48	47	46	15	27	25	23	19
Nb	40	28	40	40	12	28	16	22	12
Ba	497	814	1735	1763	378	435	1003	624	435
Hf	10	14	12	10	13	9	16	15	15
Ga	26	25	24	18	20	24	36	24	20
Pb	10	1	10	8	9	4	189	1	2
Ce	30	37	46	35	10	22	24	16	20
La	26	27	25	30	10	10	16	12	10
Th	5	5	4	2	4	3	3	2	3
U	1	1	1	1	9	1	1	2	2
Zr	319	194	283	282	170	242	192	150	112
Q	1.23	2.61	1.29	2.42	3.98	0	0	10.51	0
Or	6.60	5.44	12.92	12.84	9.73	1.40	15.98	7.10	16.35
Ab	42.04	23.12	24.25	23.93	27.33	29.06	15.03	22	23.87
An	7.75	10.64	12.89	12.97	25.34	0.47	15.06	21.36	16.62
Ne	0	0	0	0	0	12.29	1.66	0	2.26
Di	14.28	21.67	25.76	25.11	14.13	37.77	26.95	25.25	2.91
Hy	9.82	0	5.61	5.82	9.33	0	0	4.01	16.71
Ol	0	0	0	0	0	0	11.39	0	5.68
Mt	10	1.72	5.90	5.61	6.38	9.38	7.54	1.89	8.25
Ilm	5.96	6.71	6.73	6.69	2.26	5.88	3.78	5.50	0
Hem	0.9	1.48	0	0	0	0	0	0.89	5.72

جدول ۴-۲. نتایج تجزیه شیمیایی و ترکیب کانی شناسی نورماتیو نمونه‌ها پس از اعمال تصحیحات بر روی عناصر اصلی

Wt%	Gh. a1	Gh. a2	Gh. b1	Gh. b2	Gh. a3	Gh. b3	Gh. a4	Gh. a5	Gh. b4
SiO ₂	50.99	57.495	49.084	49.707	53.364	46.007	47.166	55.858	47.335
TiO ₂	3.139	3.522	3.541	3.518	1.187	3.094	1.991	2.896	3.018
Al ₂ O ₃	12.238	9.377	11.819	11.768	16.4	10.502	11.975	13.42	13.741
Fe ₂ O ₃	6.899	2.66	4.07	3.87	4.4	6.47	5.2	2.19	5.692
FeO	8.08	3.67	6.64	6.62	5.6	10.559	6.93	3.03	8.9
MnO	0.083	0.0314	0.193	0.191	0.133	0.172	0.402	0.16	0.068
Mgo	5.03	4.003	5.797	5.698	4.888	3.779	9.192	6.276	7.689
CaO	6.395	13.286	11.654	11.478	8.916	12.539	11.192	11.661	6.182
Na ₂ O	4.97	2.728	2.869	2.831	3.233	6.122	2.14	2.603	2.824
K ₂ O	1.116	0.917	2.184	2.17	1.644	0.237	2.701	1.2	2.764
P ₂ O ₅	1.044	2.0465	2.133	2.120	0.218	0.517	1.074	0.690	1.777
L. O. I	11.12	15.67	14.77	13.29	10.22	11.09	13.95	15.49	15.67
S	19	621	16	10	18	15	16	875	0
Cl	523	637	202	181	440	224	334	799	153
V	204	168	202	207	158	189	257	275	200
Cr	26	21	17	11	58	93	92	77	7
Co	20	105	25	28	31	43	52	109	44
Ni	12	5	6	6	39	59	43	31	2
Cu	17	17	12	8	29	130	147	123	5
Zn	62	56	589	589	93	61	1394	39	91
Rb	21	6	34	35	35	10	28	6	22
Sr	940	940	1076	1073	1348	840	1152	987	153
Y	52	48	47	46	15	27	25	23	19
Nb	40	28	40	40	12	28	16	22	12
Ba	497	814	1735	1763	378	435	1003	624	435
Hf	10	14	12	10	13	9	16	15	15
Ga	26	25	24	18	20	24	36	24	20
Pb	10	1	10	8	9	4	189	1	2
Ce	30	37	46	35	10	22	24	16	20
La	26	27	25	30	10	10	16	12	10
Th	5	5	4	2	4	3	3	2	3
U	1	1	1	1	9	1	1	2	2
Zr	319	194	283	282	170	242	192	150	112
Q	1.23	2.61	1.29	2.42	3.98	0	0	10.51	0
Or	6.60	5.44	12.92	12.84	9.73	1.40	15.98	7.10	16.35
Ab	42.04	23.12	24.25	23.93	27.33	29.06	15.03	22	23.87
An	7.75	10.64	12.89	12.97	25.34	0.47	15.06	21.36	16.62
Ne	0	0	0	0	0	12.29	1.66	0	2.26
Di	14.28	21.67	25.76	25.11	14.13	37.77	26.95	25.25	2.91
Hy	9.82	0	5.61	5.82	9.33	0	0	4.01	16.71
Ol	0	0	0	0	0	0	11.39	0	5.68
Mt	10	1.72	5.90	5.61	6.38	9.38	7.54	1.89	8.25
Ilm	5.96	6.71	6.73	6.69	2.26	5.88	3.78	5.50	0
Hem	0.9	1.48	0	0	0	0	0	0.89	5.72

۳-۴- استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی

پس از انجام تصحیحات لازم بر روی نتایج حاصل از تجزیه‌های شیمیایی، این داده‌ها قابل پردازش و تفسیر می‌گردند. از این داده‌ها می‌توان به روشهای گوناگون و برای مقاصد مختلف سود جست. مثلاً از داده‌های مربوط به عناصر اصلی و کمیاب می‌توان برای طبقه‌بندی و نامگذاری سنگها و نیز در تشکیل نمودارهای تغییرات، تعیین سریهای ماگمایی، جایگاه تکتونیکی و بالاخره شناسایی خصوصیات منشاء سنگهای آذرین منطقه سود جست. قبل از استفاده از این داده‌ها به توضیح مختصری راجع به عناصر اصلی و کمیاب و اهمیت آنها در ژئوشیمی می‌پردازیم.

- عناصر اصلی

عناصر اصلی که در تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های سنگی ذکر می‌شوند شامل: Al, Ti, Si, P, K, Na, Ca, Mg, Mn, Fe, می‌باشند که غلظت آنها بصورت (wt %) اکسید بیان می‌شود. در ضمن ترکیبات فرار نیز معمولاً در تجزیه عناصر اصلی قرار می‌گیرند.

شیمی عناصر اصلی به منظور طبقه‌بندی و نامگذاری سنگها، تعیین سری‌های ماگمایی و نیز در تشکیل نمودارهای تغییرات، که داده‌ها را بصورت نمودارهای دومتغیره یا سه‌متغیره، به نمایش می‌گذارد، بکار می‌رود. همچنین این داده‌ها همراه با مقادیر عناصر کمیاب برای تعیین جایگاه تکتونیکی رخداد سنگهای آذرین بکار می‌روند.

- عناصر کمیاب

این عناصر در حد کمتر از ۰/۱٪ حضور داشته و غلظتشان بصورت قسمت در میلیون (ppm) بیان می‌شود. این عناصر در جدول تناوبی به چند گروه تقسیم‌بندی می‌شوند. یک گروه از آنها به عناصر کمیاب خاکی یا لانتانیدها معروف بوده و عناصری با اعداد اتمی ۵۷ تا ۷۱ (La تا Lu) را شامل می‌شود. عناصری از این گروه که دارای عدد اتمی پایین هستند عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و عناصری که دارای عدد اتمی بالا هستند، عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) و به عناصر میانی (از Sm تا Ho) عناصر کمیاب خاکی متوسط (MREE) گویند. سایر گروهها عبارتند از: عناصر گروه پلاتین (اعداد اتمی ۴۴ تا ۴۶ و ۷۶ تا ۷۹) که اگر طلا نیز به این گروه اضافه شود آنها را فلزات نجیب نامند.

عناصر کمیاب به هنگام ذوب گوشته زمین یک رفتار ترجیحی نسبت به فاز مذاب یا جامد نشان می‌دهند. عناصری را که ترجیح می‌دهند در فاز جامد باقی بمانند سازگار و عناصری که ترجیحاً وارد فاز مذاب می‌شوند را ناسازگار گویند. منظور از ناسازگار بودن یک عنصر کمیاب این است که آن عنصر با ساختار کانی، ناسازگار بوده و در اولین فرصت آن را ترک خواهد کرد.

تقسیم بندی عناصر ناسازگار بر اساس نسبت بار به شعاع نیز می‌تواند مفید باشد. این نسبت را شدت میدان یا پتاسیل یونی یک عنصر گویند. بر طبق این تقسیم‌بندی کاتیونهای کوچک با بار بزرگ را عناصر با شدت میدان بالا (HFS) گویند (پتاسیل یونی بالاتر از ۲) و شامل لانتانیدها، Sc, Y, Th, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta و Pb بوده که غیرمتحرکند. کاتیونهای بزرگ با بار کوچک را

عناصر با شدت میدان پایین (LFS) گویند (پتاسیل یونی کمتر از ۲) و شامل Cs , Rb , k , Ba , Sr , pb , Eu می‌باشند. این را عناصر لیتوفیل بزرگ یون نیز می‌گویند. این عناصر متحرکند. همچنین فلزات واسطه Mn , Zn , Cu نیز مخصوصاً در دماهای بالا میل به تحرک دارند (سیوالدوسی فراید، ۱۹۹۰). در صورتی که Co , Ni , V و Cr غیر متحرک هستند. مطالعه عناصر کمیاب نسبت به عناصر اصلی در تمایز فرایندهای پترولوژیکی از اهمیت بیشتری برخوردار است زیرا این عناصر دارای کمترین قابلیت انحلال بوده و در طی فرایندهای هوازدهی، دگرگونی و دگرسانی هیدروترمال نسبتاً غیرمتحرکند. از این عناصر برای تعیین جایگاههای تکتونیکی و نیز نمودارهای مقایسه تغییرات ترکیب استفاده می‌شود و بالاخره از آنها در شناسایی خصوصیات منشأ سنگهای آذرین منطقه استفاده می‌گردد.

۴-۳-۱- استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی سنگها در طبقه‌بندی آنها

از داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی به منظور طبقه‌بندی شیمیایی سنگها استفاده می‌شود. در این طبقه‌بندی معمولاً تغییرات یک یا دو اکسید اصلی سنگ نسبت به تغییرات سیلیس ترسیم می‌گردد. در برخی از این طبقه‌بندی‌ها از عناصر کمیاب استفاده می‌شود. در این نمودارها تغییرات عناصر کمیاب یا نسبت بین دو عنصر در مقابل سیلیس ترسیم می‌شوند. طبقه‌بندی‌های بکارگرفته شده در این بخش از رایج‌ترین نمودارهای طبقه‌بندی شیمیایی سنگها هستند.

- طبقه‌بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹)

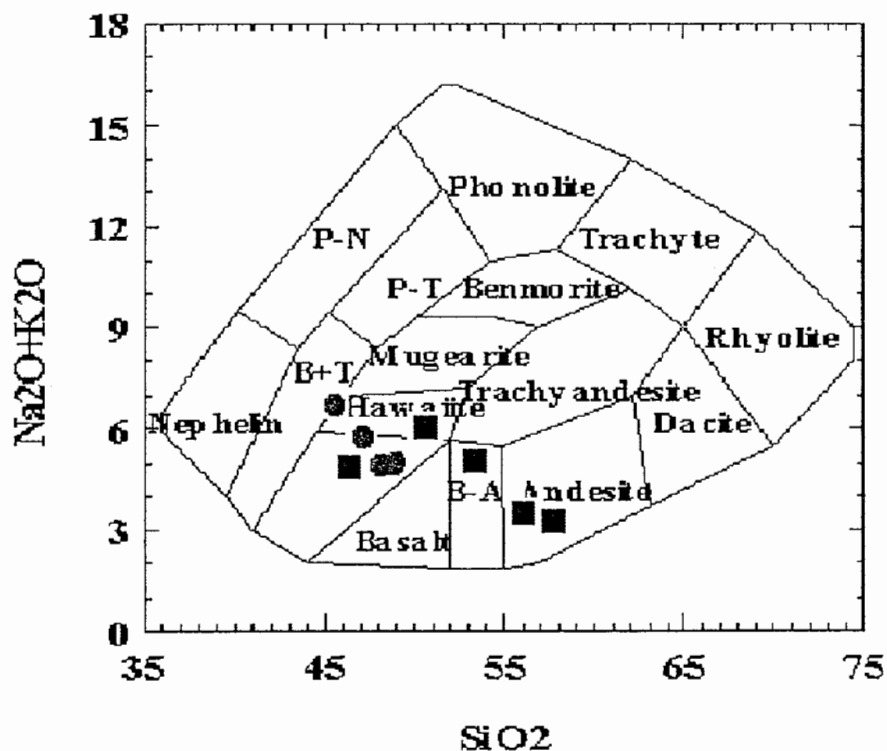
نمودار طبقه‌بندی پیشنهاد شده توسط کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، بر اساس مجموع اکسیدهای آلکالن سنگ ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در مقابل سیلیس می‌باشد. در این نمودار، نمونه‌ها در محدوده بازالت، آندزیت، آندزی بازالت و دو نمونه نیز در محدوده‌هاوئیت قرار می‌گیرند. (شکل ۴-۲ - الف).

- طبقه‌بندی فلوید و وینچستر (۱۹۷۸)

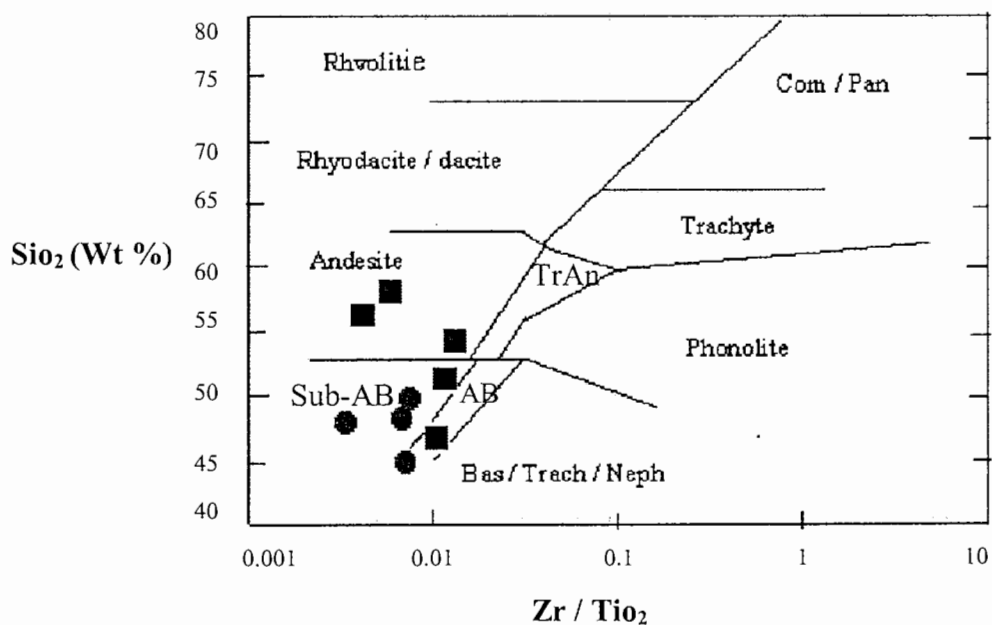
این نمودار بر اساس نسبت Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 می‌باشد. همانگونه که در شکل ۴-۲ - ب مشاهده می‌شود. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده بازالت تا آندزیت قرار گرفته‌اند.

- طبقه‌بندی لوباس و همکاران (۱۹۸۶)

این طبقه‌بندی توسط لوباس و همکاران (۱۹۸۶) ارائه‌گردیده‌است و بر اساس مجموع اکسیدهای آلکالن سنگ ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در مقابل سیلیس می‌باشد. در این نمودار نمونه‌ها در محدوده بازالت، آندزی بازالت، آندزیت و تراکی بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۳).



شکل الف

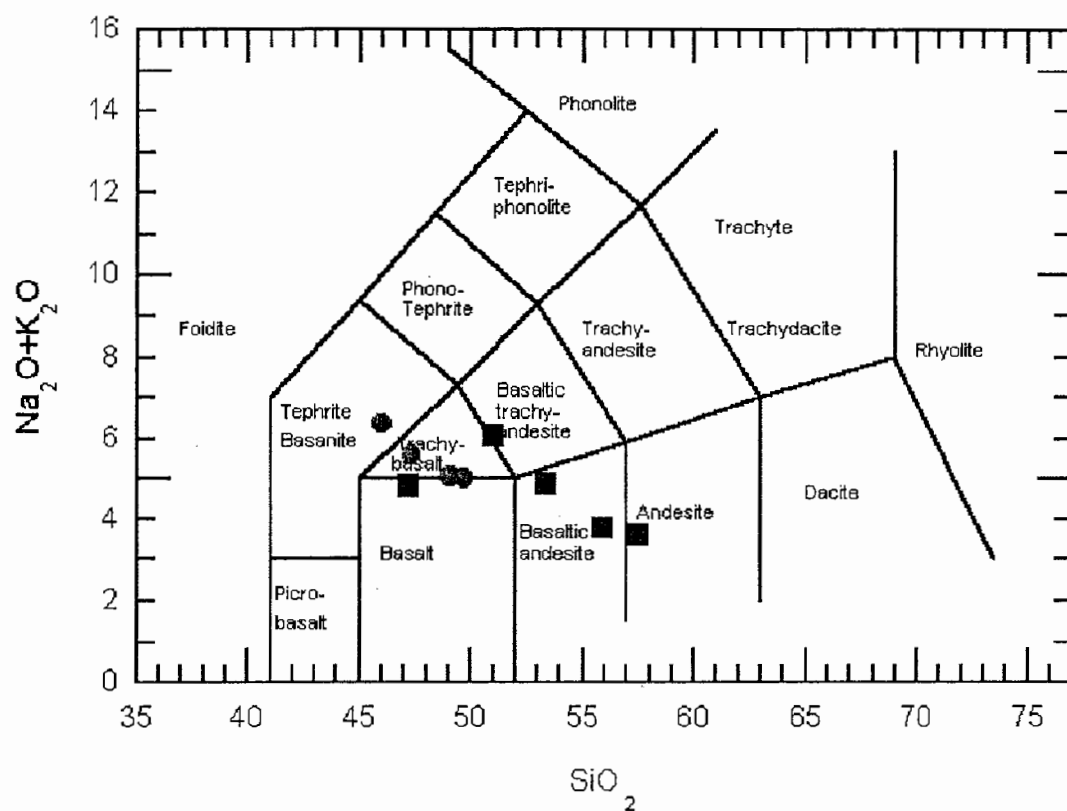


شکل ب

شکل ۴-۲- الف و ب - نمودار طبقه بندی سنگهای آذرین و موقعیت نمونه های منطقه مورد مطالعه در آنها.

ب - طبقه بندی فلوید و وینچستر، ۱۹۷۸. بازالت میکرودیوریت

الف - طبقه بندی کاکس و همکاران، ۱۹۷۹.



شکل ۳-۴ - نمودار طبقه بندی شیمیایی سنگهای منطقه مورد مطالعه
(لوپاس و همکاران، ۱۹۸۶).

۴-۳-۲- استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی سنگها در بررسی روندهای تغییرات آنها

بررسی تغییرات ژئوشیمیایی بین سنگهای آذرین یک ناحیه که از نظر زمین شناختی به هم مرتبط هستند و همچنین روابط پتروژنتیکی بین این سنگها نیازمند استفاده از دیاگرامهای تغییرات شیمیایی است. در این دیاگرامها به سادگی اختلافات و روندهای تغییرات ترکیب شیمیایی موجود در سنگها که ناشی از تبلور، ذوب بخشی و تحولات ماگمایی است نشان داده می‌شود.

این دیاگرامها را می‌توان بر حسب عناصر اصلی یا کمیاب و یا ترکیبی از هر دو بکار برد. در این بخش از دیاگرامهای تغییرات اکسیدهای اصلی و برخی از عناصر کمیاب نسبت به سیلیس و ضریب تفریق استفاده می‌کنیم.

الف - نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب نسبت به سیلیس

نمودارهای تغییرات را که در آنها SiO_2 در محور X و اکسیدهای دیگر در محور Y قرار می‌گیرند. نمودارهای هارکرگویند. مزیت این نمودارها در این است که با مقایسه داده‌های حاصل از آنالیز شیمیایی و نمودارهای تغییرات برای همان داده‌ها متوجه می‌شویم که حجم زیادی از اطلاعات عددی بطور فشرده آورده شده و انطباق بین هر کدام از عناصر و SiO_2 براحتی نمایش داده می‌شود. این نمودارها از سال ۱۹۰۹ به وسیله آلفردهارکر در کتاب (تاریخ طبیعی سنگهای آذرین) عمومیت یافته است و توسط این نمودارها ارتباط بین سنگها تعیین می‌شود. این نمودارها را برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه ترسیم کرده و به بررسی آنها می‌پردازیم. (شکل ۴-۴)

TiO_2 در مقابل SiO_2

میزان TiO_2 در نمودار TiO_2 در برابر سیلیس تقریباً بالا می‌باشد و با افزایش سیلیس تقریباً روند یکنواختی را نشان می‌دهد. این موضوع با توجه به میزان بالای TiO_2 در نمونه‌ها قابل توجیه می‌باشد.

Al_2O_3 در مقابل SiO_2

در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه Al_2O_3 یک روند تقریباً نزولی نشان می‌دهد. میزان این اکسید طی تبلور ماگما در مایع باقیمانده کاهش می‌یابد که این امر ناشی از تبلور پلاژیوکلازها می‌باشد (این روند برای مقادیر پائین سیلیس تقریباً یکنواخت می‌باشد).

FeO در مقابل SiO_2

نمودار تغییرات FeO در برابر سیلیس روند کاملاً نزولی نشان می‌دهد. این پدیده با تبلور اولیوین، پیروکسن و تیتانومگنتیت در ارتباط است و از مشارکت آهن و منیزیم در ساخت کانیهای مذکور ناشی می‌شود.

SiO₂ در مقابل Cao

CaO در برابر سیلیس روند صعودی نشان می‌دهد. این امر به دلیل حضور گسترده کلسیت و دگرسانی زیاد سنگها قابل توجیه است.

SiO₂ در مقابل MgO

نمودار MgO در مقابل SiO₂ روند نزولی به نمایش می‌گذارد. MgO همانند FeO در تشکیل کانیهای اولیوین و پیروکسن مشارکت می‌نماید و همگام با FeO روند نزولی نشان می‌دهد.

SiO₂ در مقابل K₂O

نمودار K₂O در مقابل SiO₂ روند نزولی نشان می‌دهد این امر با روند عادی تفریق ماگمایی ناسازگار است. احتمالاً تأثیرات دگرسانی و هوازدگی به بروز این امر منجر شده است.

SiO₂ در مقابل Na₂O

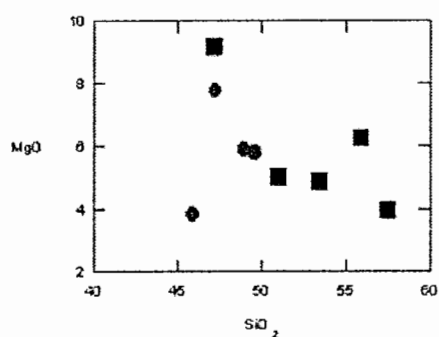
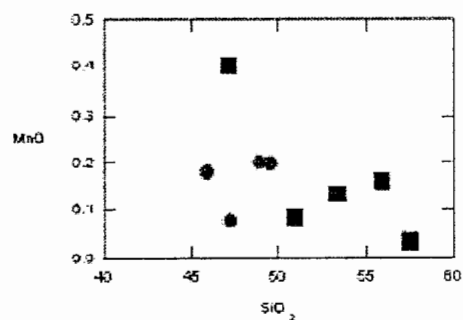
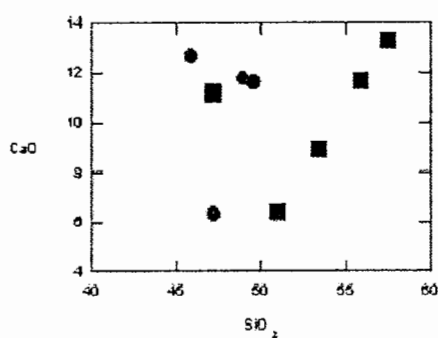
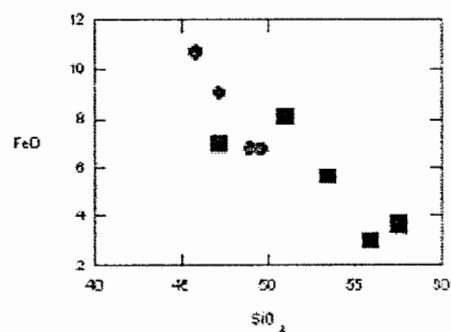
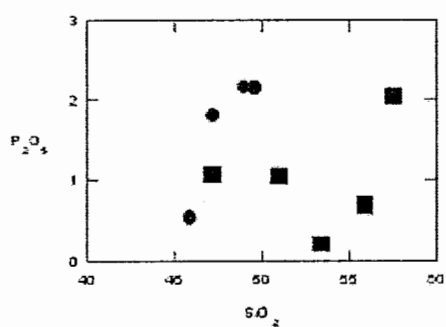
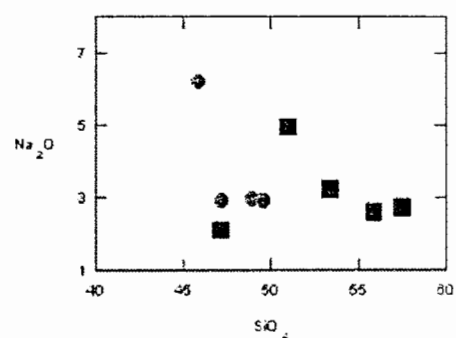
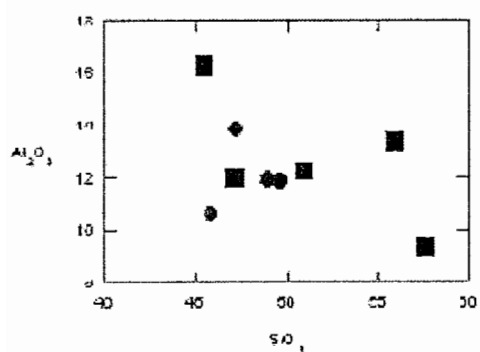
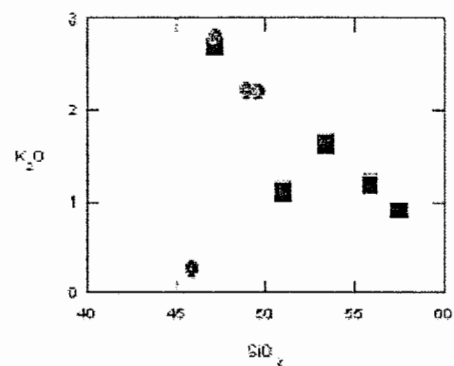
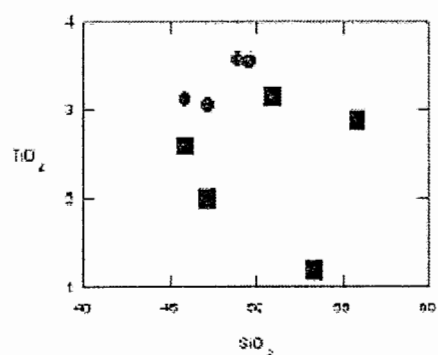
Na₂O در مقابل SiO₂ روند نزولی نشان می‌دهد. احتمالاً تأثیرات دگرسانی و هوازدگی به بروز این امر منجر شده است.

SiO₂ در مقابل MnO

روند MnO در ماگما بسیار شبیه به رفتار FeO است. لذا در اکثر نمودارها تغییرات این دو اکسید در برابر سیلیس شبیه یکدیگر است و همگام با FeO روند نزولی نشان می‌دهد.

SiO₂ در مقابل P₂O₅

P₂O₅ در مقابل SiO₂ تغییرات قابل توجهی نشان نمی‌دهد ولی با این وجود در مقاطع میکروسکوپی مقادیر آپاتیت از تغییرات قابل توجهی برخوردار است.



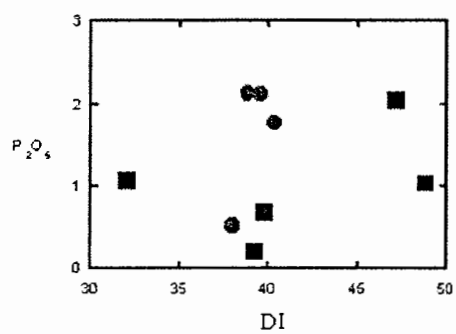
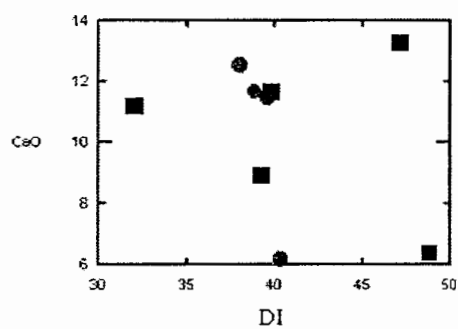
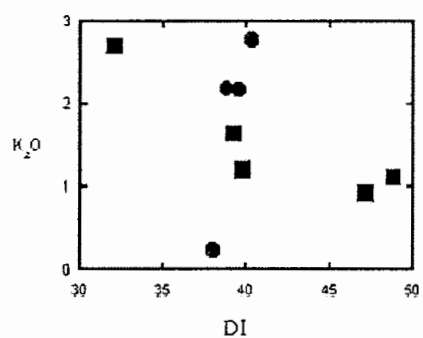
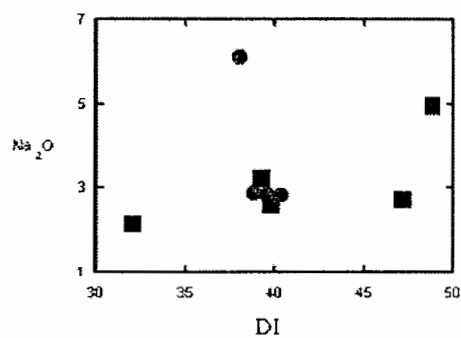
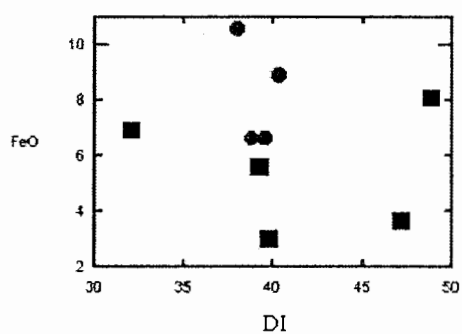
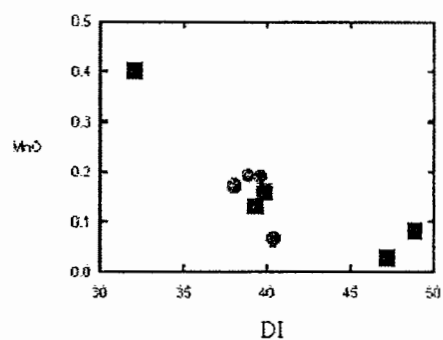
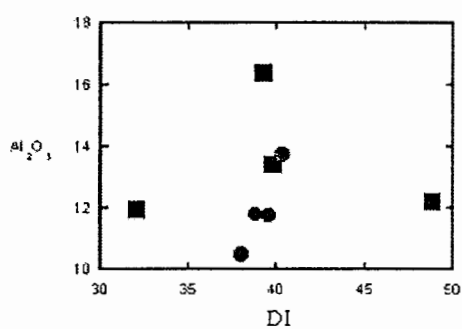
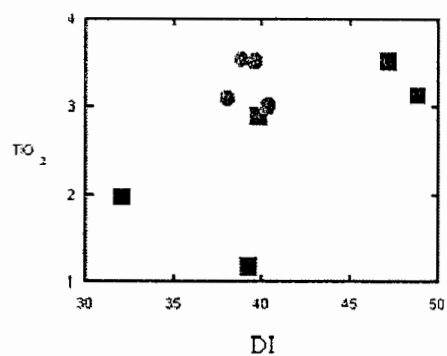
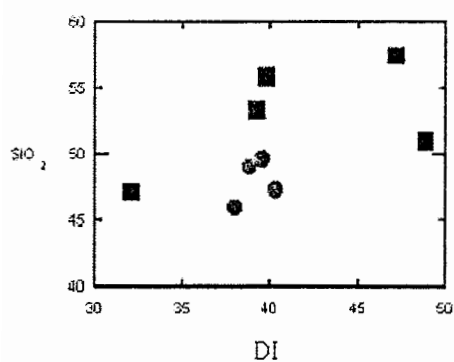
شکل ۴-۴ - نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس
برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود.

بازالت میکرودیوریت

ب - نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر ضریب تفریق

ضریب تفریق (تورنتون و تاتل، ۱۹۶۰) یک سنگ عبارت است از مجموعه درصد کانیهای سبک آن سنگ که از راه محاسبهٔ نورم آن بدست می آید $DI = (Q + Or + Ab + Leu + Ne)$. این کانیها با پیشرفت روند تفریق از قطب بازیک به قطب اسیدی، درصد آنها در ماگمای باقیمانده افزایش می یابد و در نهایت باعث تحول ماگمای بازالتی می شوند.

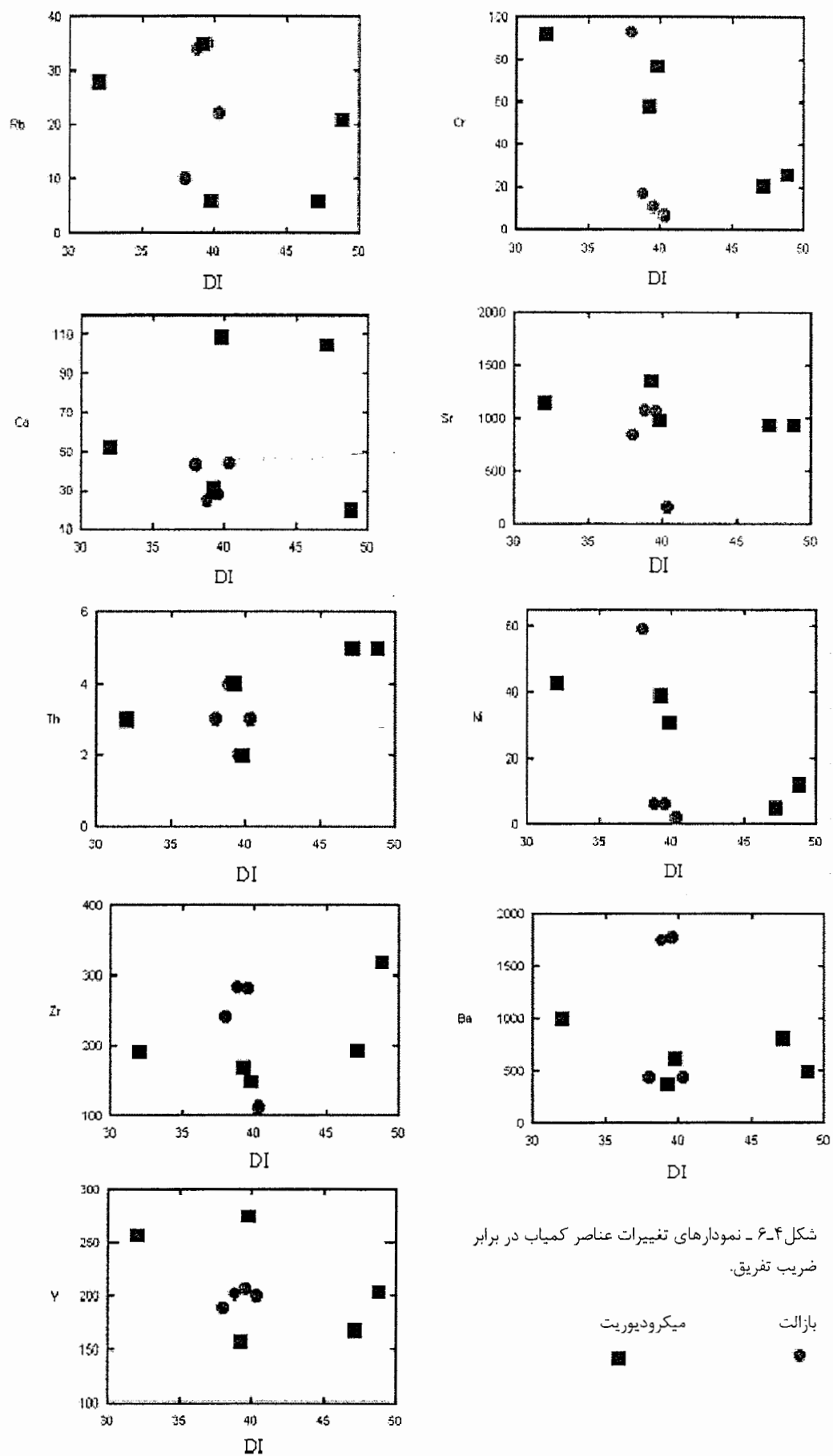
ترسیم تغییرات اکسیدهای اصلی و کمیاب نسبت به ضریب تفریق (شکل ۵-۴ و ۶-۴) جزئیات بیشتری را نسبت به نمودارهای ارائه شده در بخش قبل نشان می دهد. در نظر گرفتن تغییرات SiO_2 تنها نشانگر میزان سیلیس این نمونه ها بوده و اطلاعات بیشتری را در مورد چگونگی تحولات ماگمایی در اختیار نمی گذارد در حالیکه ضریب تفریق ایدهٔ بهتری را خاطر نشان می کند. باید متذکر شد که سنگهای بازالتی دارای تنوع ترکیبی بسیار کمی هستند و در نتیجه وقتیکه نتایج آنالیز شیمیایی آنها در مقابل ضریب تفریق ترسیم می شود تغییرات قابل توجهی نشان نمی دهند و در یک محدودهٔ ترکیبی خاص واقع می شوند. در نتیجه تغییرات آنها معرف روند خاصی نمی باشد.



شکل ۴-۵ - نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر ضریب تفریق.

میکرودیوریت

بازالت



شکل ۴-۶ - نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفريق.

ج - نمایش داده‌های عناصر کمیاب بصورت نمودارهای عنکبوتی

معمولاً غلظت عناصر کمیاب خاکی در سنگها نسبت به استاندارد خاصی که معمولاً متئوریت کندریتی است، هنجار می‌شوند. دلیل انتخاب متئوریت‌های کندریتی، نیز این است که تصور می‌شود، این‌گونه متئوریت‌ها نمونه‌هایی از منظومه شمسی هستند که بعد از تشکیل تا کنون نسبتاً تفکیک نشده باقی مانده‌اند. هنجار کردن نسبت به کندریت از دو جنبه دارای اهمیت است: یکی به دلیل برطرف شدن تغییرات فراوانی عناصر با عدد اتمی زوج و فرد و دیگر اینکه هرگونه جدایش و تفکیکی که از عناصر کمیاب نسبت به کندریت‌ها صورت گرفته باشد به آسانی قابل تشخیص است. همچنین باید متذکر شد که چون عناصر کمیاب خاکی با عدد اتمی زوج پایدارتر و فراوانتر از عناصر کمیاب با عدد اتمی فرد هستند، در نتیجه در نمودار ترکیب فراوانی، الگوی زیگزاگ از خود نشان می‌دهند. برخی داده‌ها نیز در برابر MORB هنجار می‌شوند که این نمودارها برای بازالت‌ها، آندزیت‌ها و سنگهای پوسته‌ای (سنگهایی که MORB می‌تواند منشا آنها باشد تاگوشته اولیه) بسیار مناسب هستند. در این نوع نمودارها عناصر بسیار متحرک (Rb, K, Sr و Ba) در سمت چپ و بر اساس افزایش سازگاری مرتب شده‌اند و عناصر غیرمتحرک نیز از راست به چپ و بر اساس افزایش ناسازگاری مرتب شده‌اند.

نمودارهای عنکبوتی بکار رفته برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، به شرح زیر می‌باشند:

- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی (تامپسون، ۱۹۸۲).

- نمودار عنکبوتی هنجار شده نسبت به مورب (پیرس، ۱۹۸۳).

- نمودار عنکبوتی هنجار شده نسبت به گوشته (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹).

- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی (تامپسون، ۱۹۸۲)

همانگونه که در شکل (۴-۷-الف) مشاهده می‌شود، همه نمونه‌ها از عناصر ناسازگار غنی شدگی نشان می‌دهند. در این نمودار تقریباً همه عناصر تا بیش از ده برابر کندریت غنی شدگی نشان می‌دهند و برای برخی عناصر ناسازگاری چون باریوم و پتاسیم این مقدار به بیش از صد نیز می‌رسد. میزان غنی شدگی بالای LILE و عناصری چون باریوم، پتاسیم، توریم و روبیدیم می‌تواند با آغستگی ماگمای سازنده این سنگها با پوسته قاره‌ای، گوشته متاسوماتیزه و آهنگ پائین ذوب‌بخشی قابل توجیه باشد (رولینسون، ۱۹۹۲). همچنین میزان غنی شدگی بیشتر LREE نسبت به کندریت اشاره به ولکانیسم آکالن دارد (ژوتو، ۱۹۹۷).

اختلاف زیادی بین فقیر یا غنی شدگی عناصر HREE نسبت به LREE دیده نمی‌شود، این

مسئله می‌تواند بیانگر ماهیت درون قاره‌ای این بازالت‌ها باشد (اتکینسون و نیوبری، ۲۰۰۰).

آکالی بازالت‌ها از LILE, MREE و LREE غنی شدگی نشان می‌دهند (اوروزکو، ۲۰۰۳)

این حالت در نمودار مربوط به نمونه‌های منطقه نیز مشاهده می‌شود.

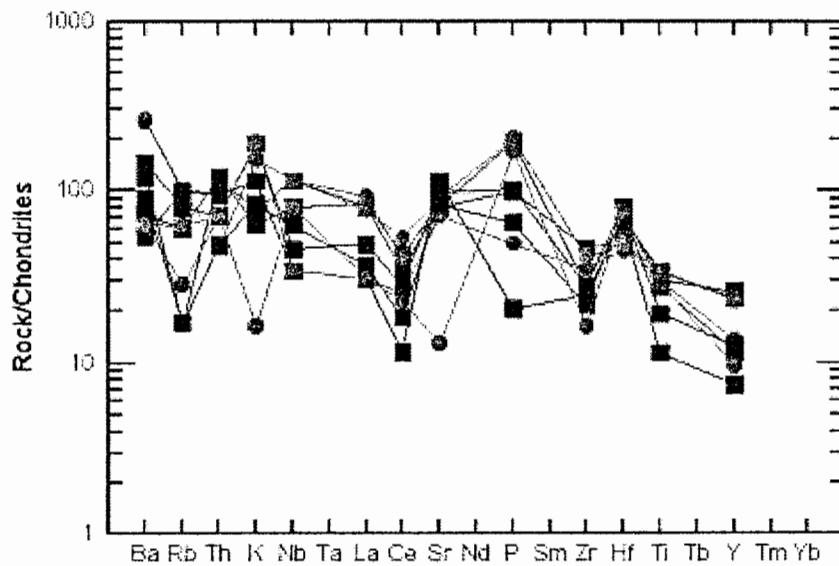
فراوانی LILE و HFSE سنگهای آلكال را می توان ناشی از ذوب یک گوشته غنی شده و یا درجات پایین ذوب بخشی آن دانست (روبین، ۱۹۸۱).

– نمودار عنكبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به مورب (پیرس، ۱۹۸۳)
بدلیل آنکه موربها محصولات درجات خاص ذوب بخشی در عمق کم هستند و گوشته محل منبع آنها (گوشته زیر پشته‌های در حال گسترش) به دفعات متحمل ذوب بخشی شده است. بنابراین از LREE و عناصر ناسازگار تهی شدگی نشان می دهند (گان، ۲۰۰۳) ولی بطوریکه در (شکل ۴-۷ ب) مشاهده می شود نمونه های منطقه مورد مطالعه دارای این خصوصیت نمی باشند.

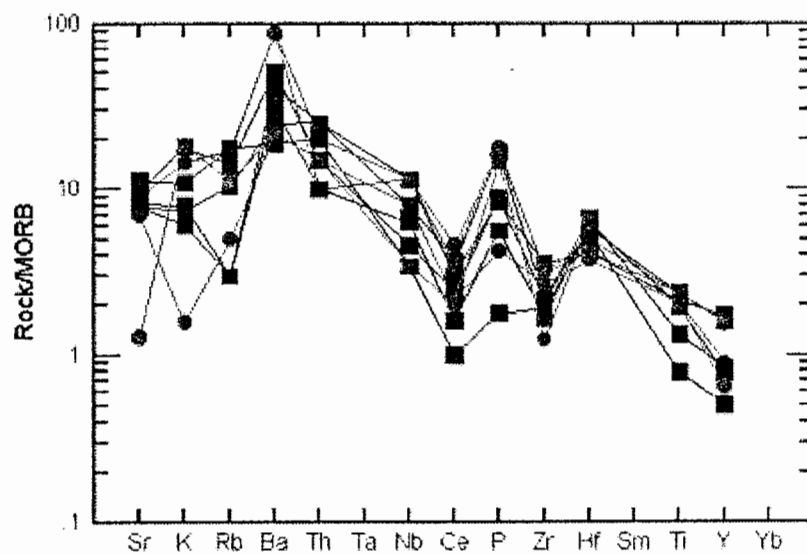
– نمودار عنكبوتی هنجار شده نسبت به گوشته (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)
با توجه به نمودار شکل (۴-۸) مشاهده می شود که بین غنی شدگی عناصر LREE و HREE در مقایسه با نمودارهای قبلی، تفاوت زیادی مشاهده نمی شود. تهی شدگی نسبی از عنصر ایتريم و سریم نیز مشاهده می شود. فراوانی LILE و HFSE سنگهای آلكال را می توان ناشی از ذوب یک گوشته غنی شده و یا درجات پائین ذوب بخشی دانست.

بازالت‌های قاره‌ای وقتی نسبت به گوشته هنجار می شوند معمولاً از عناصر K, U, Ba غنی شدگی، و از عنصر Nb تهی شدگی نشان می دهند (محمد، ۲۰۰۰)، این حالت در نمودار مربوط به نمونه های منطقه مورد مطالعه نیز مشاهده می شود.

با توجه به نمودارهای ذکر شده در این بخش، هم چنین با مراجعه به تجزیه شیمیایی عناصر، بالا بودن میزان TiO_2 (۳/۰۳-۱/۰۶) و Zr/Nb (تقریباً ۱۱/۳۰، ۶/۸) و نیز غنی شدگی عناصر ناسازگار نسبت به مورب و کندریت، شیمی این بازالتها را مشابه با بازالت‌های طغیانی قاره‌ای در نظر می گیریم (اتکینسون و نیوبری، ۲۰۰۰؛ گان، ۲۰۰۳).

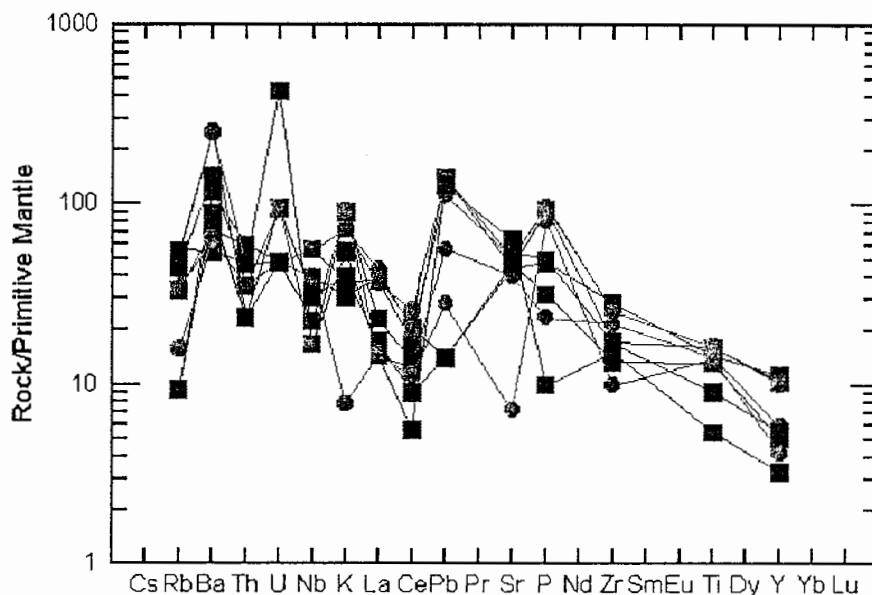


شکل الف



شکل ب

شکل ۴-۷. الف و ب - نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر حالی سنگهای منطقه.
 الف - نمودار عنکبوتی سنگهای منطقه مورد مطالعه که نسبت به مقادیر کندریتی هنجار شده‌اند (تامپسون، ۱۹۸۲).
 ب - نمودار عنکبوتی سنگهای منطقه مورد مطالعه که نسبت به مورب هنجار شده‌اند (پیرس، ۱۹۸۳).



شکل ۸-۴ - نمودار عنکبوتی سنگهای منطقه مورد مطالعه که نسبت به گوشته هنجار شده‌اند (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹).

د - نمودارهای مقایسه‌ای

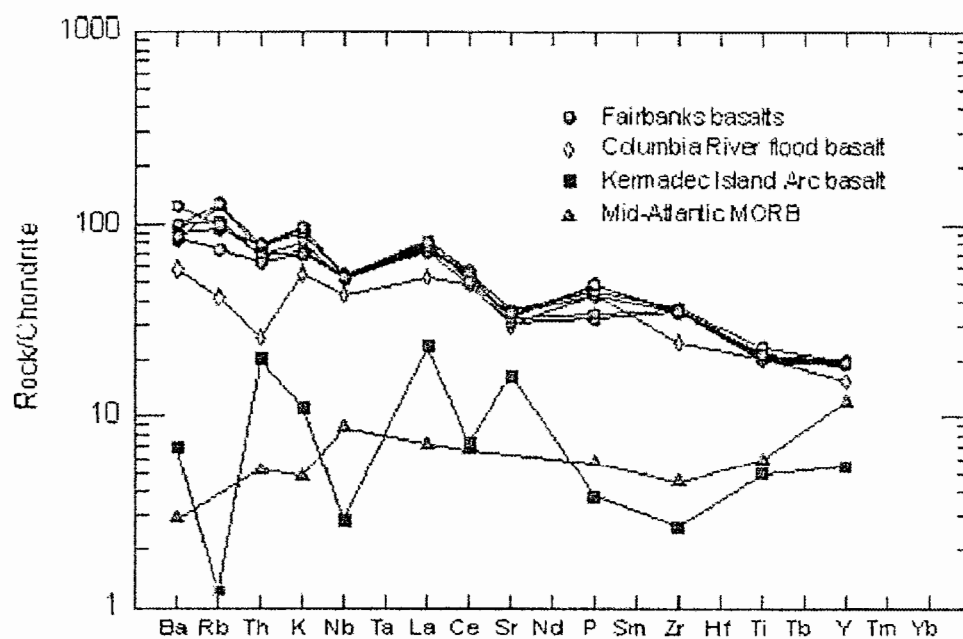
- آلکالی بازالت‌های طغیانی منطقه Fairbanks آلاسکا

آلکالی بازالت‌های طغیانی منطقه Fairbanks آلاسکا کاملاً شبیه به منطقه مورد مطالعه می‌باشند. جایگاه تکتونیکی این بازالت‌ها درون صفحه‌ای (Within - Plate) قاره‌ای است. از مقایسه نمودار عنکبوتی این بازالت‌ها با بازالت‌های طغیانی درون صفحه‌ای ایده‌آل منطقه Colombia River، بازالت‌های جزایر قوسی Kermodec و MORB درمی‌یابیم که این بازالت‌ها از نظر غنی شدگی و تهی شدگی تمامی عناصر نادر با بازالت‌های درون صفحه‌ای ایده‌آل مشابهت دارند (شکل ۹-۴ الف).

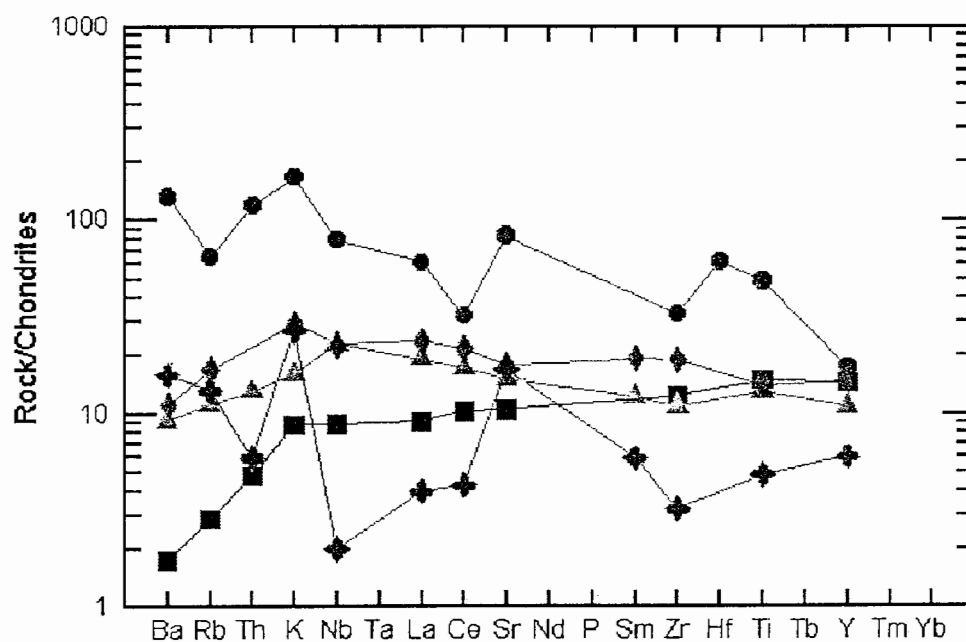
همچنین نمودار عنکبوتی رسم شده برای آلکالی بازالت‌های طغیانی منطقه Fairbanks آلاسکا قابل مقایسه با نمودارهای عنکبوتی ترسیم شده برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه می‌باشد (شکل‌های ۱۰-۴ الف و ب) و شباهت‌های ژئوشیمیایی بارزی را بین بازالت‌های مورد مطالعه با بازالت‌های مذکور نشان می‌دهد.

همانگونه که در همه نمودارها مشاهده می‌شود همه عناصر تا بیش از ده برابر کندریت غنی شده‌اند. همچنین بین غنی شدگی عناصر LREE با HREE تفاوت بارزی به چشم نمی‌خورد که این موضوع می‌تواند دلیلی بر ماهیت درون قاره‌ای این بازالت‌ها باشد (اتکینسون و نیوبری، ۲۰۰۰). نتایج تجزیه شیمیایی سنگهای منطقه Fairbanks در جدول (۳-۴) ارائه شده است.

- مقایسه نمونه‌های منطقه با محیط‌های پشت قوس، جزایر قوسی، مورب نرمال و مورب غنی شده
نتایج این مقایسه در شکل ۹-۴ ب ارائه شده است (رولینسون، ۱۹۹۳).

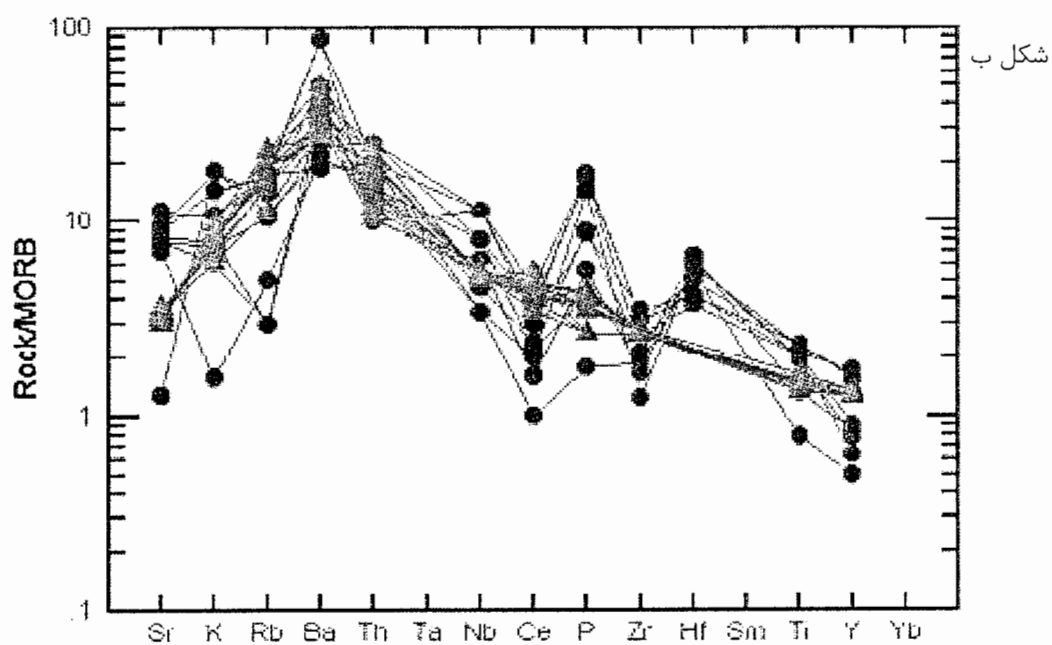
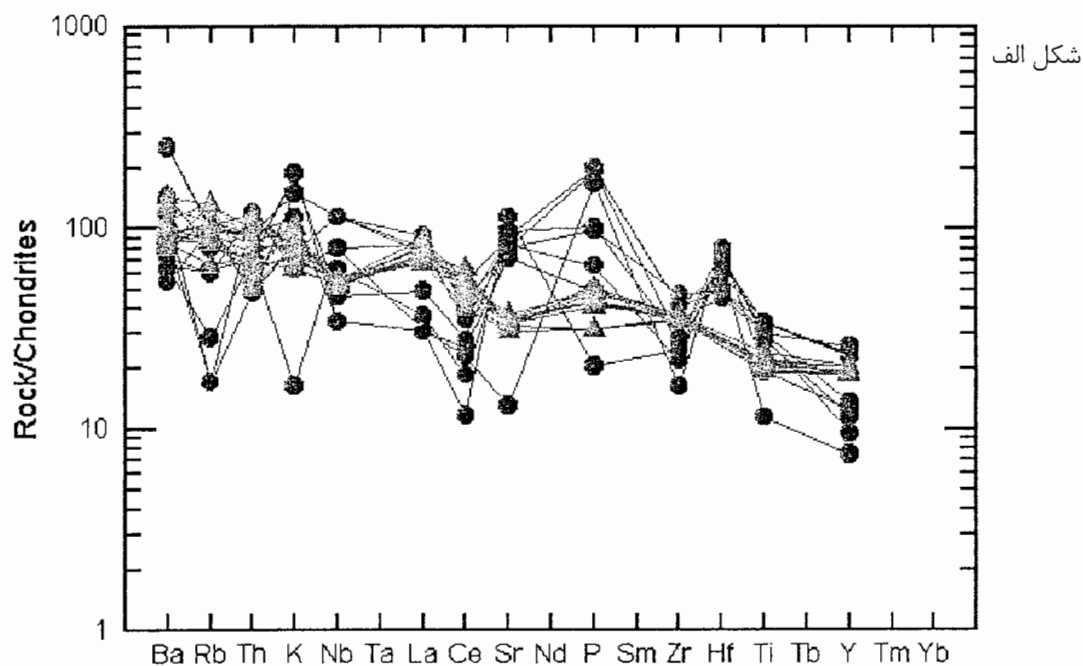


شکل ۴-۹ الف - مقایسه نمودار عنکبوتی بازالت‌های منطقه Fairbanks با بازالت‌های طغیانی درون صفحه‌ای ایده‌آل منطقه Columbia River, بازالت‌های قوس جزیره‌ای Kermadec و مورب‌های میان اقیانوسی (اتکینسون و نیوبری، ۲۰۰۰).



شکل ۴-۹ ب - مقایسه نمونه‌های منطقه با محیط‌های پشت قوس، جزایر قوسی، مورب نرمال و مورب غنی شده (رولینسون، ۱۹۹۳).

نمونه‌های منطقه مورد مطالعه مورب نرمال بازالت‌های پشت قوس مورب غنی شده بازالت‌های جزایر قوسی



شکل ۴-۱۰. الف و ب - مقایسه نمودار عنکبوتی رسم شده برای آلکالی بازالت‌های طغیانی منطقه Fairbanks آلاسکا با نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

الف - تمامی نمونه‌ها نسبت به مقادیر کندریتی هنجار شده‌اند.

ب - تمامی نمونه‌ها نسبت به مورب هنجار شده‌اند.

نمونه‌های منطقه مورد مطالعه نمونه‌های منطقه Fairbanks آلاسکا



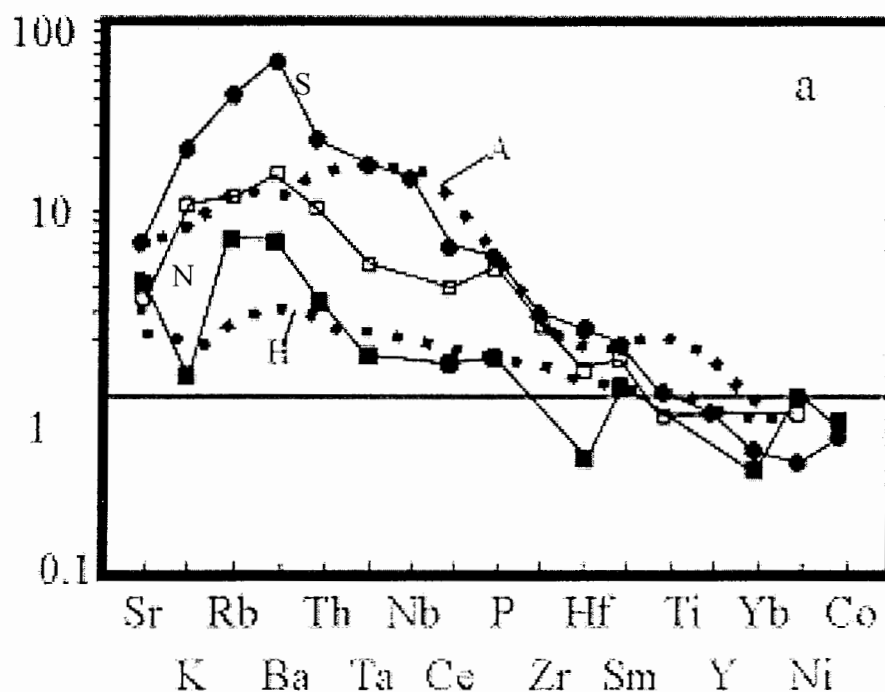
جدول ۴ - ۳. نتایج تجزیه شیمیایی سنگهای منطقه Fairbanks (اتکینسون و نیوبری، ۲۰۰۰).

	A1	A2	B1	B2	C1	C2	D1	D2	E1	E2	F1	F2
SiO ₂	48.8	49.1	50	49.3	50	50.2	49.8	49.6	49.5	48	50.5	49.4
TiO ₂	2.18	2.2	1.99	2.06	2.18	2.17	2.46	2.25	2.28	2.14	2.16	2.22
Al ₂ O ₃	16.1	15.8	14.6	15.6	16.4	15.8	16	16	15.9	15.8	15.1	15.7
Fe	11.1	11.5	11	11	11.2	11.2	11.2	11.1	11.8	11.2	11.4	11.7
MnO	0.16	0.17	0.18	0.18	0.16	0.14	0.17	0.17	0.16	0.18	0.17	0.14
MgO	4.95	4.59	8.17	6.59	5.09	4.71	3.69	4.46	5.1	6.48	4.97	4.73
CaO	9.12	9.27	7.84	8.25	8.75	8.89	9.71	9.42	9.39	9.42	8.86	9.05
Na ₂ O	3.04	2.88	2.79	2.84	3.2	3.2	2.7	2.83	2.87	2.69	2.74	2.56
K ₂ O	1.23	1.18	1.31	1.48	1.33	1.32	1.01	1.24	1.16	1.46	1.08	0.91
P ₂ O ₅	0.48	0.45	0.33	0.33	0.53	0.5	0.51	0.46	0.43	0.33	0.46	0.54
V	138	135	137	139	136	134	164	152	172	166	124	127
Cr	260	262	285	282	259	253	249	253	246	279	239	242
Ni	70	76	75	76	69	72	80	78	69	74	71	72
Zn	101	100	99	101	101	100	108	104	105	103	99	102
Rb	37.6	36.9	38.1	46.4	32.4	33.5	31	46	36.9	46.8	30.3	23
Sr	408	414	364	364	386	385	438	421	395	386	401	413
Y	38.9	37.4	37.7	37.5	41	38.9	40.8	40.7	40.5	38.7	38.1	37.8
Nb	18.5	18	19.1	18.1	19.4	18.4	19.6	18.5	19.5	18.8	18.4	18.6
Ba	895	672	558	569	633	581	695	1000	641	769	591	586
Ga	19.1	18.7	17.9	17.9	19.6	19.8	19.8	19.1	18.6	18.4	18.2	19.5
Pb	4.5	3.9	5.3	5.8	5.1	4.9	4.1	5.1	5.7	5.6	2.9	3.7
Ce	42	43	35	40	49	44	48	46	42	55	47	49
La	27	25	22	24	24	23	29	25	26	24	23	26
Th	2.1	4.9	3.9	2.4	2.8	3.2	2.8	4.2	3.5	3.6	2.6	3
Zr	242	237	239	238	253	244	256	249	248	244	237	240

– آلكالى بازالتهاى طغيانى Sikhote Alin (روسيه)

در اين منطقه دو سري بازالت مشتمل بر بازالتهاى Sovagavan و بازالتهاى Nelma كه هر دو سري مربوط به جايگاه تكتونيكي داخل صفحات اقيانوسى مى باشند، ديده مى شود. مقايسه اين بازالتها با بازالتهاى منطقه مورد مطالعه بيانگر تفاوت بين بازالتهاى درون صفحه قاره اى (بازالتهاى مورد مطالعه) با بازالتهاى درون صفحه اقيانوسى است شكل ۴- ۱۱ مقايسه نمودار عنكبوتى بازالتهاى Sikhote Alin

با بازالتهاى درون صفحه اى ایده آل Antarctica و سپس مقايسه اين بازالتها با بازالتهاى جزاير هاوايى (H) مى باشد (مارتينو و اوكامورا، ۱۹۹۵). اين نمودارها نيز از نظر غنى شدگى عناصر همانند نمودارهاى ذكرشده براى نمونه هاى مورد مطالعه مى باشند، تنها تفاوت بازالتهاى آلكالن درون صفحه قاره اى (نمونه هاى منطقه مورد مطالعه) با بازالتهاى آلكالن درون صفحه اقيانوسى در غنى شدگى كمتر عناصر HREE براى بازالتهاى نوع اخير مى باشد (مارتينو، ۱۹۹۵).



شكل ۴- ۱۱ - مقايسه نمودار عنكبوتى بازالتهاى منطقه Sikhote Alin با بازالتهاى درون صفحه اى ایده آل Antarctica و بازالتهاى درون صفحه اى جزاير هاوايى (مارتينو و اوكامورا، ۱۹۹۵).

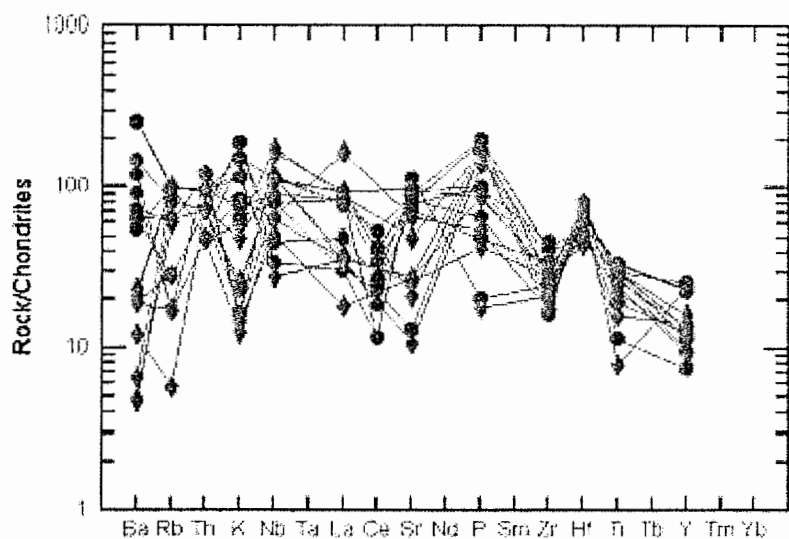
Antarctica - A
Hawaii - H
Sovagavan - S
Nelma - N

– آلكالى بازالتهاى درون صفحه‌اى منطقه Caltasi تركيه :

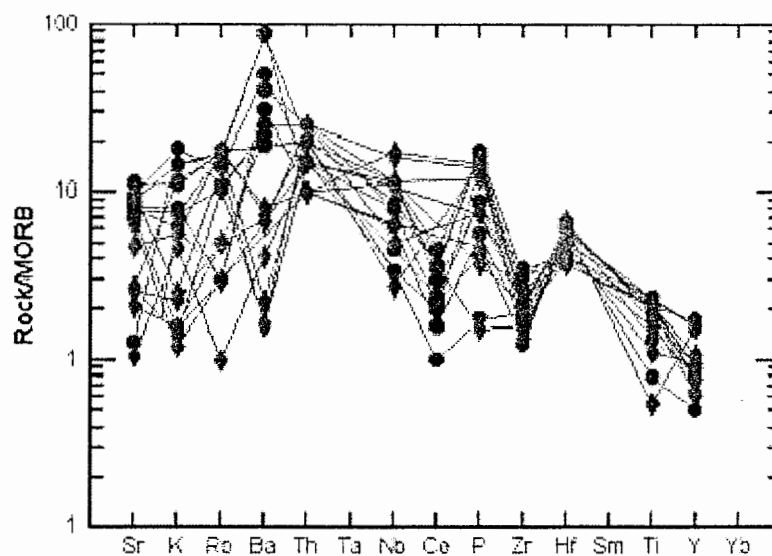
آلكالى بازالتهاى درون صفحه‌اى منطقه Caltasi تركيه، با بازالتهاى منطقه مورد مطالعه قابل مقايسه مى‌باشند. مقايسه نمودارهاى عنكبوتى اين بازالتها با بازالتهاى مورد مطالعه (شكل ۴-۱۲ الف و ب) نشان مى‌دهد كه اين بازالتها از عناصر LREE غنى شدگى نشان مى‌دهند ولى از عناصر HREE نيز تهى شدگى نشان نمى‌دهند. آلكالى بازالتهاى درون صفحه‌اى منطقه Caltasi تركيه، جزء بازالتهاى درون صفحه قاره‌اى ايده‌آل مى‌باشند (تالپگونگور و برهان، ۲۰۰۱). همانگونه كه در شكل مشاهده مى‌شود، نمودار عنكبوتى اين بازالتها كاملاً با بازالتهاى مورد مطالعه مطابقت نشان مى‌دهد. نتايج تجزيه شيميايى سنگهاى منطقه Caltasi در جدول (۴-۴) ارائه شده است.

جدول ۴-۴ - نتايج تجزيه شيميايى سنگهاى منطقه Caltasi (تالپگونگور و برهان، ۲۰۰۱).

	288a	101	301	302	244	303	304 288b	305
SiO ₂	50.2	47.07	47.08	46.26	42.96	45.34	45.34	46.58
TiO ₂	2.34	3.19	1.67	3.16	2.59	3.19	2.77	0.82
Al ₂ O ₃	16.94	13.1	16.39	14.19	11.66	14.79	13.91	16.85
Fe	9.38	15.79	10.79	14.76	13.72	15.39	12.69	9.64
MnO	0.09	0.14	0.18	0.17	0.18	0.11	0.21	0.21
MgO	3.94	6.91	4.25	5.11	8.98	3.53	6.04	7.29
CaO	9.51	6	6.95	8.65	11.12	7.92	11.76	13.73
Na ₂ O	5.89	3.59	4.53	4.13	2.28	4.3	2.98	3.21
K ₂ O	0.21	0.23	1.77	0.85	1.1	0.34	0.38	0.18
P ₂ O ₅	0.92	1.72	1.807	1.82	0.19	0.457	0.91	0.581
L.O.I	0.93	4.07	6.38	2.04	4.38	4.01	3.3	1.29
Ni	45	113.6	53.5	56.2	231.2	68.1	74.6	202.2
Zn	62	56	589	589	93	61	1394	39
Rb	21	6	34	35	35	10	28	6
Sr	322.3	250.6	330	578.3	18.5	308.3	1152	767.9
Y	23.4	32.3	28.7	27.3	18.5	27.3	27.3	47.8
Nb	17.7	57.3	9.7	61	31.4	40.6	38.4	22.7
Ba	33.2	132.8	45.1	163.4	146.8	134.2	32.1	
Hf	10	14	12	10	13	9	16	15
La	6	31.2	11.7	28.8	27	12.4	30.9	54.8
Th	5	5	4	2	4	3	3	2
Zr	207.5	205.4	136.2	241.6	145.4	194.1	186	121.5



شکل الف



شکل ب

شکل ۱۲-۴- مقایسه نمودار عنکبوتی نمونه‌های منطقه Caltasi ترکیه با نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

الف - تمامی نمونه‌ها نسبت به مقادیر کندریتی هنجار شده‌اند.

ب - تمامی نمونه‌ها نسبت به مورب هنجار شده‌اند.

نمونه‌های منطقه مورد مطالعه نمونه‌های منطقه Caltasi



– آلكالى بازالت‌هاى طغيانى، درون صفحه‌اى پالئوزوئيك زيرين – ميانى در مناطق ابىانه – سه، زفره، باقرآباد و دالمه اردكان (ايران مركزى)

بازالت‌هاى طغيانى پالئوزوئيك زيرين در مناطق ابىانه، سه، زفره، باقرآباد و دالمه اردكان (ايران مركزى) به زمان سيلورين – دونين نسبت داده شده‌اند (آيتى، خليلى، نقره‌ئيان، همدانى، مكى‌زاده، ۱۳۸۲). ماهيت اين بازالت‌ها آلكالن تاساب آلكالن بوده (شكل ۴-۱۳) و مربوط به محيط‌هاى تكتونيكى درون صفحه‌قاره‌اى هستند (شكل ۴-۱۴). براى آشنائى بيشتر با زمين‌شناسى اين مناطق به توضيح مختصرى راجع به اين مناطق مى‌پردازيم.

منطقه ابىانه – سه

منطقه ابىانه در ۱۴۰ كيلومتري شمال اصفهان و در محدوده طول‌هاى جغرافيايى $35^{\circ} 35'$ و عرض‌هاى جغرافيايى $33^{\circ} 33'$ تا $33^{\circ} 30'$ قرار گرفته است و بخشى از نوار ولكانيك سنوزوئيك مشهور به اروميه‌دختر را در بر مى‌گيرد. اين منطقه قسمتى از رشته كوه‌هاى قهرود متعلق به سلسله جبال غربى در ايران مركزى را در بر مى‌گيرد. اين سلسله جبال با امتداد شمال غرب – جنوب شرق به موازات دو واحد بزرگ تكتونيكى سنجندج – سيرجان و زاگرس قرار دارد. سنگ‌هاى آتشفشانى اين منطقه مربوط به دو دوره زمانى ائوسن و سيلورين مى‌باشند. بخش اعظم اين سنگ‌ها در منطقه مورد نظر، سنگ‌هاى پيروكلاستيكى ائوسن شامل توف، توف آندزيتى، داسيت و لاپىلى است. بخش ديگر سنگ‌هاى آتشفشانى در بين رسوبات پالئوزوئيك (سيلورين) پراكنده است و على‌رغم گسترش كم، نقش بارزى در ساختار زمين‌شناسى اين منطقه دارد. سنگ‌هاى اخير يا بصورت لايه در شروع تشكيلات نيور قرار گرفته‌اند و يا در دولوميت‌هاى سلطانپه (اينفرا كامبرين) نفوذ كرده‌اند. از نظر پتروگرافى اين سنگ‌ها شامل گدازه‌هاى بازالتى تا آندزيتى با بافت‌هاى پورفيرى، اينترسرتال و بادامكى هستند. نتايج تجزيه شيميايى ابىانه – سه در جدول ۴-۵ ارائه شده است.

منطقه دالمه

منطقه دالمه در ۶۰ كيلومتري شمال شرق شهرستان اردكان قرار دارد. در اين منطقه سنگ‌هاى پر كامبرين متشكل از فيليت – ميكاشيست و گنيس مربوط به سازند تاشك بيرون‌زدگى دارند. حقى‌پور (۱۹۷۷) سنگ‌هاى مزبور را قديميترين سنگ‌هاى اين منطقه در نظر مى‌گيرد. بر روى اين سنگ‌ها سري ريزو قرار مى‌گيرد كه مخلوطى از سنگ‌هاى دولوميت سلطانپه، گچ و ريوليت است. در روى آنها بعد از يك نبود چينه‌شناسى از اردويسين تا دونين ميانى يك سري رسوبى متشكل از آهك، دولوميت، شيل و ماسه‌سنگ معادل سازند شيشتو در شرق ايران قرار مى‌گيرد. در بين رسوبات مزبور ۵ افق آتشفشانى قابل تشخيص است. اين سنگ‌ها به شدت هوازده شده‌اند بطوريكه اغلب كلريتى شده و داراى رنگ سبز مى‌باشند. بافت غالب نمونه‌ها پورفيرى، بادامكى و اينترگرانولر مى‌باشد.

مناطق زفره و باقرآباد

در مناطق شمال و شمال شرق اصفهان رسوبات دونین گسترش زیادی داشته و قدیمیترین سنگهای منطقه را تشکیل می‌دهند منطقه زفره در ۵ کیلومتری جنوب غرب روستای زفره و تقریباً در ۶۰ کیلومتری شمال شرق اصفهان و منطقه باقرآباد در ۴۰ کیلومتری شمال شرق اصفهان قرار دارد. در هر دو منطقه، کوارتزیت‌های روشن معادل سازند پادهاات در قاعده قرار دارند و روی آنها سازند بهرام شامل آهک و دولومیت تیره رنگ قرار گرفته‌است. این سنگهای کربناتی توسط یک توالی رسوبی شامل شیل، آهک و مارن پوشیده می‌شود که معادل سازند شیشتو در نظر گرفته می‌شود. با یک نبود چینه‌شناسی در کربونیفر، رسوبات پر فسیل پرمین بصورت هم شیب روی سازند شیشتو قرار گرفته‌اند. رگه‌ها و توده‌های نفوذی کوچکی با ترکیب گابرو تا دیوریت در هر دو ناحیه مشاهده می‌شود که در سنگهای رسوبی دونین فوقانی نفوذ کرده‌اند و خود توسط رسوبات پرمین بصورت دگرشیب پوشیده شده‌اند. مشاهدات میکروسکوپی تنوع بافت توده‌های مزبور را به صورت اینترگرانولر، افیتیک و گرانولار نشان می‌دهد.

نتایج تجزیه شیمیایی مناطق زفره، باقرآباد و دالمه در جدول ۴-۶ ارائه شده است. انطباق نمودارهای عنکبوتی تمامی بازالت‌های ذکر شده بر نمودار مربوط به بازالت‌های مورد مطالعه بیانگر شباهت‌های ژئوشیمیایی مشابه و همچنین منشأ یکسان تمامی این سنگها می‌باشد. (شکل ۴-۱۵ الف و ب).

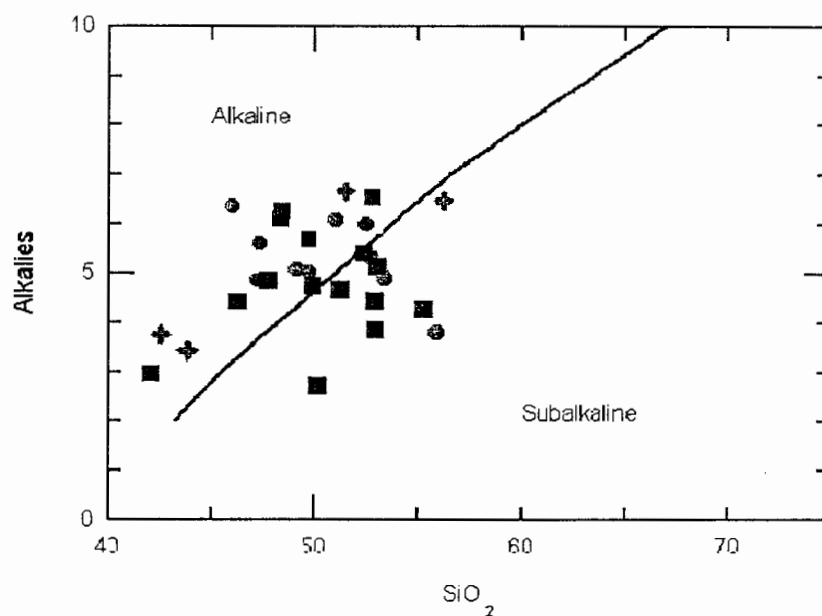
جدول ۴ - ۵ - نتایج تجزیه شیمیایی منطقه ابیان - سه

Wt%	S-Ta-B	S-Ta-17	S-Ta-2	S-Ta-8	S-Ta-13	S-TA-10	S-TA-14	S-TA-16
SiO ₂	42.06	52.91	50.16	47.75	49.9	53.02	51.2	50.39
TiO ₂	2.297	2.479	1.99	2.727	3.504	2.538	2.763	2.458
Al ₂ O ₃	14.99	17.64	12.93	17.66	17.7	17.37	15.82	16.27
Fe ₂ O ₃	15.13	10.98	12.65	15.03	15.25	11.19	12.23	12.05
MnO	0.056	0.158	0.14	0.097	0.153	0.079	0.121	0.202
Mgo	6.69	5.81	7.5	6.38	5.74	4.6	4.27	5.38
CaO	11.08	3.77	10.46	4.41	3.93	3.22	4.4	5.47
Na ₂ O	1.499	2.549	1.135	1.147	3.518	2.48	3.71	2.74
K ₂ O	1.48	1.3	1.59	3.71	1.22	2.64	0.94	0.9
V	58	197	284	282	246	291	332	230
Cr	50	67	610	80	61	44	23	19
Ni	14	19	153	51	39	41	29	28
Cu	10	16	132	12	16	2	2	1
Zn	127	283	292	234	261	203	214	275
Rb	38	27	37	57	26	41	20	17
Sr	157	186	415	109	186	105	178	148
Ba	127	193	212	421	200	306	181	131
Hf	8	9	8	14	20			
Ga	12	11	10	23	14			
Ce	34	26	30	28	19	45	16	34
La	28	39	42	29	36			
Th								
U	5	9	8	2	7	1	1	2
Zr	509	315	187	255	245	197	194	252

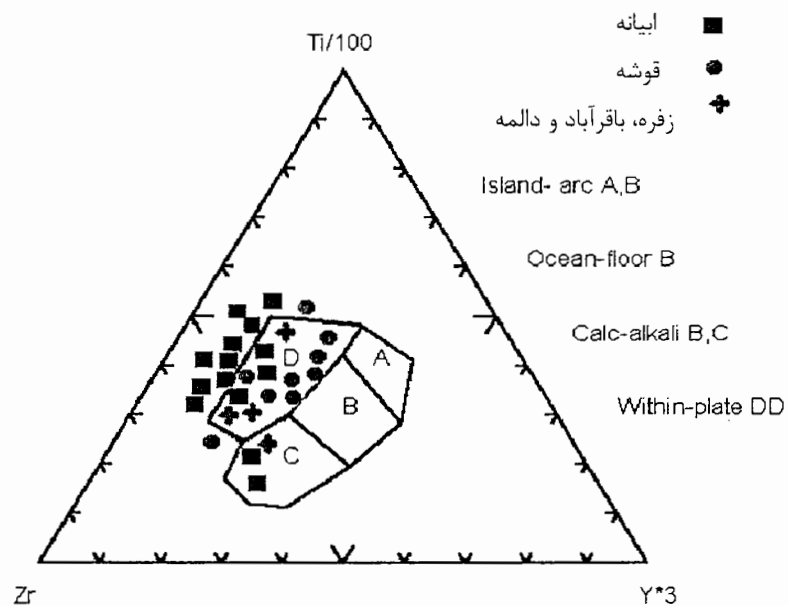
Wt%	S-TA-18	S-TA-25	TA-F	F8	F12	G9	G11
SiO ₂	59.49	55.27	52.37	52.9	61.19	53.67	53.57
TiO ₂	2.805	3.063	2.681	2.753	2.553	3.229	2.223
Al ₂ O ₃	16.81	14.89	17.11	17.01	13.8	15.14	15.01
Fe ₂ O ₃	11.62	11.89	13.68	12.72	8.82	10.66	13.76
MnO	0.04	0.123	0.08	0.021	0.01	0.263	0.223
Mgo	1.43	1.79	4.03	3.21	1.64	6.32	6.43
CaO	1.89	5.72	4.08	1.33	1.38	2.36	2.82
Na ₂ O	3.08	2.85	3.53	3.4	4.59	2.95	2.81
K ₂ O	2.32	1.41	1.86	1.04	0.19	0.17	0.48
V	292	265	328	278	226	310	233
Cr	3	1	28	1	4	17	68
Ni	1	2	29	35	1	18	37
Cu	1	1	2	1	3	4	3
Zn	75	110	132	36	29	205	230
Rb	39	27	29	21	10	9	13
Sr	98	145	113	280	304	107	153
Ba	298	254	226	159	169	189	361
Hf							
Ga							
Ce	74	164	76	28	17	23	55
La							
Th							
U	5	1	3	5	4	5	2
Zr	236	272	194	303	340	417	214

جدول ۴-۶ - نتایج تجزیه شیمیایی مناطق زفره، باقرآباد و دالمه.

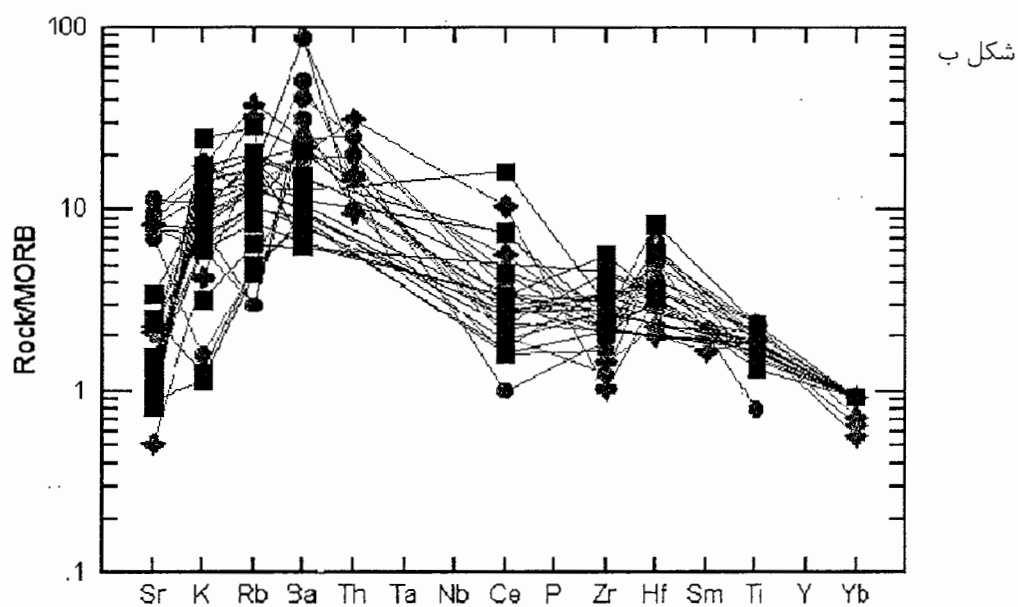
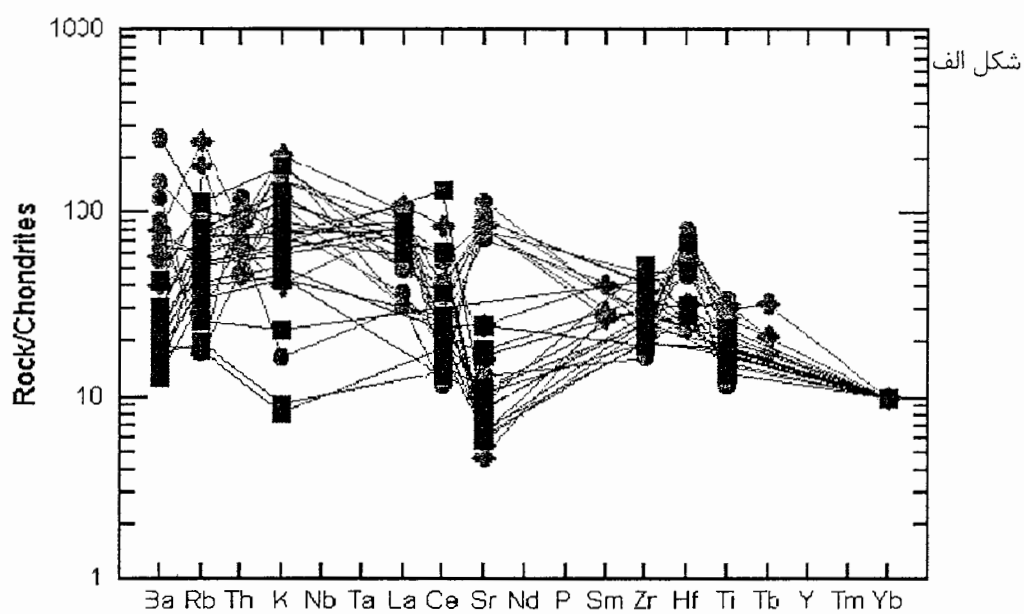
Wt%	Z1	Z2	Ba1	Ba2
SiO ₂	42.56	43.82	56.23	52.59
TiO ₂	2.82	3.47	2.85	2.87
Al ₂ O ₃	16.37	15.42	16.48	4.81
Fe ₂ O ₃	14.31	14.05	11.58	13.01
MnO	0.14	0.9	0.15	0.21
MgO	4.56	3.91	3.6	4.26
CaO	5.99	3.27	2.64	7.04
Na ₂ O	1.98	2.79	3.85	3.75
K ₂ O	1.77	0.64	2.62	1.6
V	278	279	163	173
Cr	99	90	48	163
Ni	0	0	85	90
Cu	0	0	0.03	490
Zn	145	142	146	407
Rb	64	38	75	28
Sr	995	61	250	273
Ba	0.15	440	481	402
Hf	4.84	7.19	5.47	7.95
Ga	8	10	0	0
Ce	34.63	56.91	1.7	104.7
La	18.38	30.01	28.84	51.51
Th	1.92	2.97	3.15	6.25
U	1	0.8	1.08	4.76
Zr	200	215	131	93
Sm	5.5	6.43	7.16	0.51
Tb	1.12	1.86	0.97	1.31
Dy	5.13	5.86	4.31	6.19
Ho	0.85	1.1	1.29	1.41
Yb	2.22	2.44	1.91	3.16



شکل ۴-۱۳. نمودار متمایز کننده بازالتها بر اساس نسبت SiO_2 به اکسیدهای آلکالین سنگ (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۱).



شکل ۴-۱۴. نمودار متمایز کننده بازالتها بر اساس Ti-Zr-Y (پیرس و کن، ۱۹۷۳).



شکل ۱۵-۴ الف و ب - مقایسه نمودارهای غنکبوتی مربوط به ابیانه - سه، زفره، باقر آباد و دالمه با بازالت‌های مربوط به منطقه مورد مطالعه.

۱ - تمامی نمونه‌ها نسبت به مقادیر کندریتی هنجار شده‌اند.

۲ - تمامی نمونه‌ها نسبت به مورب هنجار شده‌اند.

نمونه‌های منطقه مورد مطالعه نمونه‌های مناطق ابیانه - سه نمونه‌های مناطق زفره، باقرآباد و دالمه



– بازالت‌های طغیانی قاره‌ای مربوط به دوره زمانی پرکامبرین تا سنوزوئیک

بازالت‌های طغیانی قاره‌ای مربوط به دوره زمانی پرکامبرین تا سنوزوئیک عبارتند از: آلکالی
بازالت‌های طغیانی Tasmanian در شمال استرالیا به سن پروتروزوئیک پسین تا کامبرین زیرین،
بازالت‌های Coppermine در شمال غرب سیرکانادا، Keewenawan در شمال کانادا مربوط به
پروتروزوئیک تا پالئوزوئیک، ایالت بازالت طغیانی Karoo در جنوب آفریقا به سن تریاس فوقانی تا
ژوراسیک میانی، بازالت‌های Hebridean در غرب اسکاتلند و شمال ایرلند، سیل Palisades در شرق
آمریکا، ایالت بازالت طغیانی Parana در جنوب برزیل به سن ژوراسیک فوقانی تا کرتاسه زیرین،
ایالت طغیانی Dacan در هند به سن ترشیری، بازالت‌های ایالت Hebridean یونان و بازالت‌های
رودخانه کلمبیا در ایالت Oregon واقع در غرب آمریکا.

از مقایسه نمودارهای مربوط به منطقه مورد مطالعه با نمونه‌های ایده‌آل آلکالی بازالت‌های
درون صفحه قاره‌ای شناخته شده در ایران و دیگر کشورها می‌توان نتیجه‌گیری کرد که ماگمای
منطقه مورد بررسی از نوع آلکان بوده و در یک محیط درون قاره‌ای تشکیل شده که به دلیل
آلودگی با مواد پوسته‌ای عناصر K, Rb, Sr, Ba, Na, Th آن افزایش یافته‌است. همچنین با توجه به
میزان TiO_2 (۱۰۶ تا ۳/۰۳)، میزان بالای نسبت Zr/Nb که تقریباً ۶/۸ تا ۱۱/۳۰ می‌باشد و
غنی‌شدگی عناصر ناسازگار نسبت به موب و کندریت، شیمی بازالت‌های منطقه را مشابه با
بازالت‌های طغیانی در نظر می‌گیریم.

۳-۳-۴- استفاده از تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب در تعیین سری‌های ماگمایی و جایگاه‌های تکتونیکی

با بکارگیری نمودارهای رایج در تعیین سری‌های ماگمایی و جایگاه تکتونیکی، در این بخش
سعی بر آن است که سری‌ماگمایی و همچنین جایگاه تکتونیکی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه
مشخص شود.

الف – سری‌های ماگمایی

– نمودار Ti - V (شروه، ۱۹۸۲) :

Ti و V اعضای مجاور سری اول عناصر واسطه در جدول تناوبی هستند ولی در سیستم‌های
سیلیکاته رفتارهای متفاوتی دارند. این موضوع، اساس نمودار متمایزکننده شروه است که جهت
تشخیص توله‌ایتهای قوس آتشفشانی، موب، آلکالی بازالت‌ها و همچنین آلکالی بازالت‌های طغیانی
بکار می‌رود. Ti و V تحت شرایط دگرسانی و دگرگونی با درجات متوسط تا بالا، غیرمتحرک هستند
و استفاده از این نمودار می‌تواند برای تشخیص نمونه‌های منطقه مفید باشد (شکل ۴-۱۶).
نمونه‌ها در میدان آلکالی بازالت و تعدادی نیز در میدان بازالت طغیانی واقع شده‌اند.

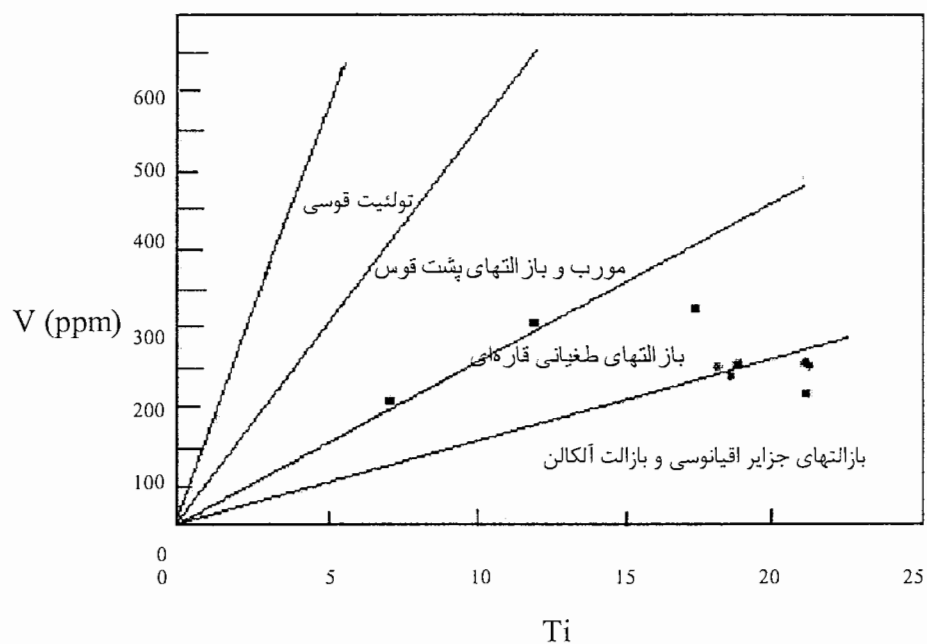
– نمودار SiO_2 نسبت به اکسیدهای آلکالن سنگ (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۱) :
در این نمودار، اکثر نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده بازالت آلکالن واقع شده‌اند.
(شکل ۴-۱۷).

– نمودار Y/Nb-TiO_2 (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۵) :
آلکالی بازالتها دارای نسبت پائین Y/Nb هستند، همچنین این نسبت در طول دگرگونی و دگرسانی ثابت است و از این نمودار می‌توان برای تعیین سری‌ماگمایی نمونه‌های منطقه استفاده کرد. بر طبق این نمودار نمونه‌های منطقه در میدان بازالت آلکالن واقع شده‌اند (شکل ۴-۱۸).

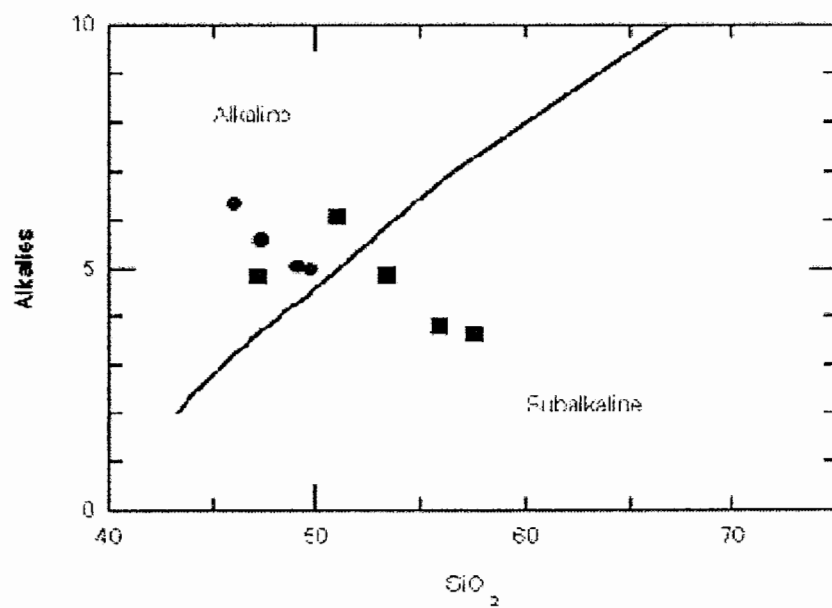
– نمودار $\text{Zr/P}_2\text{O}_5 - \text{Nb/Y}$ (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۵) :
رسم Nb/Y در مقابل $\text{Zr/P}_2\text{O}_5$ بهترین تمایز را بین بازالت‌های آلکالن و تولییتی ایجاد می‌کند. نمایش نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در دیاگرام فوق در شکل ۴-۱۹ آورده شده است.

– نمودار $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{Zr}$ (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۶) :
آلکالی بازالتها دارای نسبت P_2O_5 بالاتری نسبت به بازالت‌های تولییتی هستند، بنابراین در این نمودار نمونه‌های منطقه مورد بررسی در میدان بازالت آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۴-۲۰).

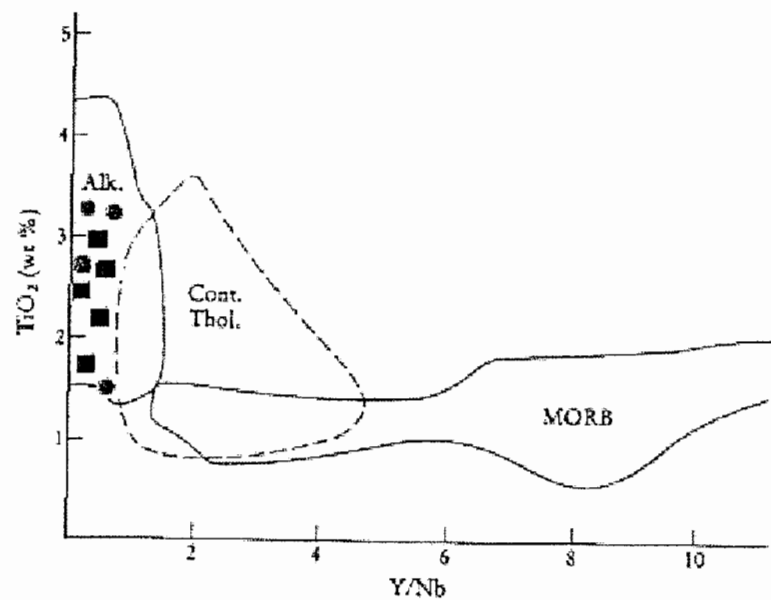
– نمودار $\text{TiO}_2 - \text{Zr/P}_2\text{O}_5$ (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۶) :
در این نمودار مقدار TiO_2 به صورت درصد وزنی در مقابل نسبت $\text{Zr}(\text{ppm})/[\text{P}_2\text{O}_5(\% \text{ wt}) * 10000]$ ترسیم می‌شود آلکالی بازالتها با داشتن $\text{Zr/P}_2\text{O}_5$ پائین و TiO_2 بالا در این نمودار متمایز می‌گردند (شکل ۴-۲۱).



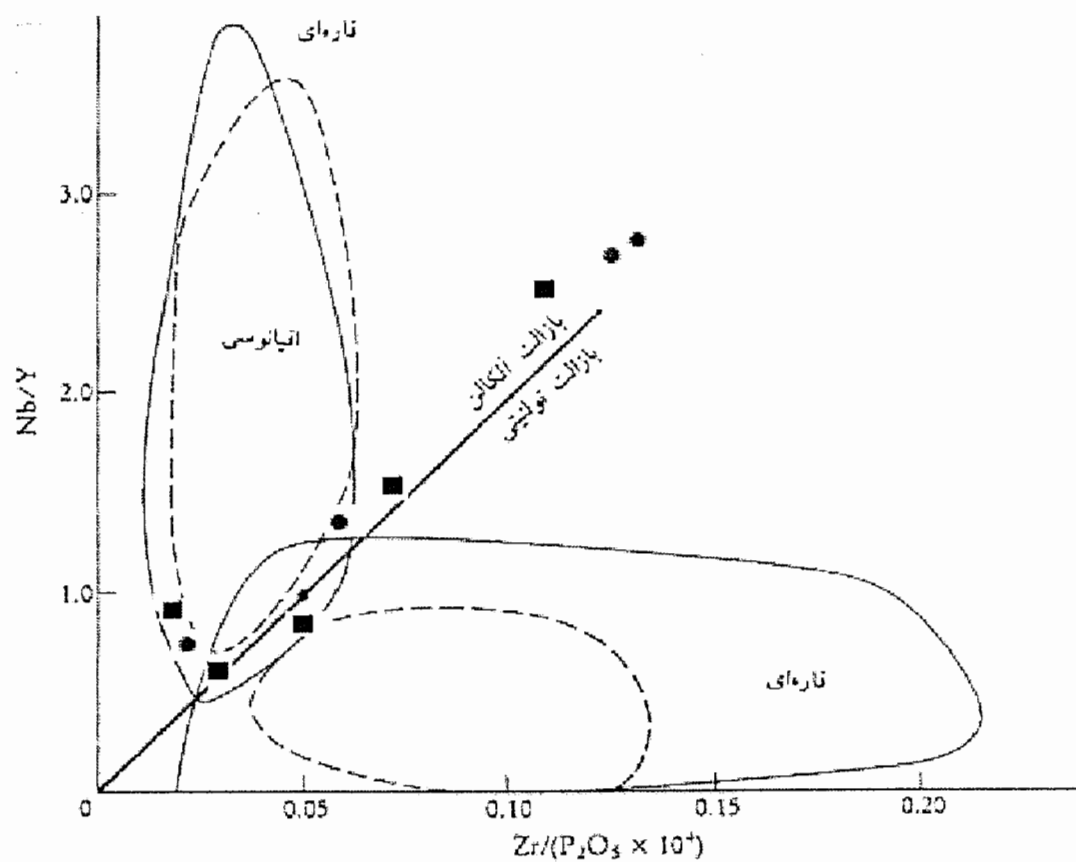
شکل ۴ - ۱۶ - نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس $Ti - V$ (گردآوری از شروه، ۱۹۸۲).



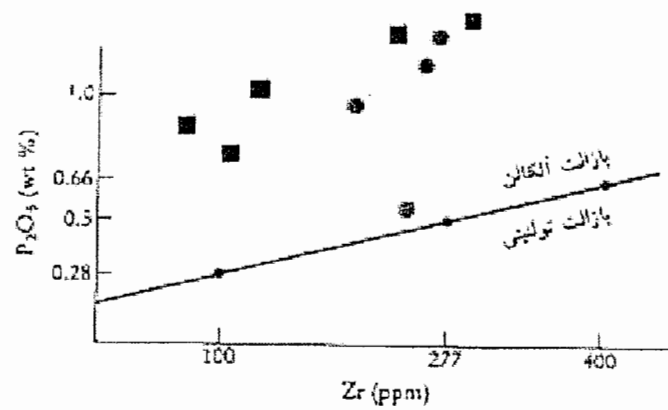
شکل ۴ - ۱۷ - نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس SiO_2 نسبت به اکسیدهای آلکالن سنگ (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۱).



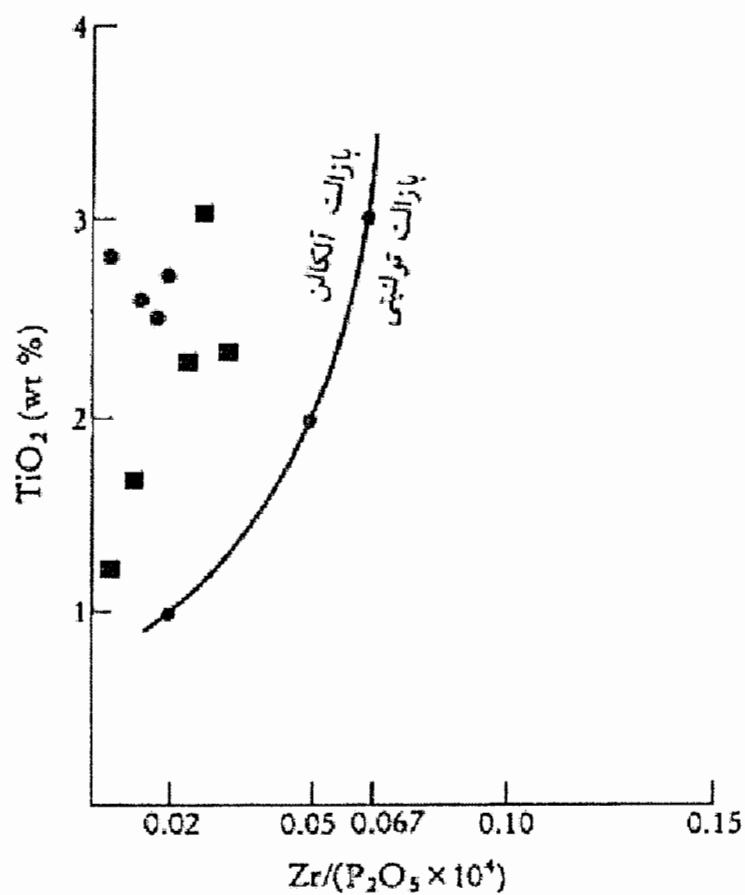
شکل ۱۸-۴- نمودار متمایز کننده بازالتها بر اساس TiO_2 -Y/Nb (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۶).



شکل ۱۹-۴- نمودار متمایز کننده بازالتها بر اساس Nb/Y- $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$ (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۶).



شکل ۲۰-۴. نمودار متمایز کننده بازالتها بر اساس P_2O_5 -Zr (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶).



شکل ۲۱-۴. نمودار متمایز کننده بازالتها بر اساس TiO_2 -Zr/ P_2O_5 (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۶).

ب - جایگاههای تکتونیکی

- نمودار $Ti-Zr-Y$ (پیرس و کن، ۱۹۷۳) :

این نمودار به خوبی متمایزکننده بازالت‌های درون صفحه‌ای و سایر انواع بازالت‌ها می‌باشد. (شکل ۴-۲۲). نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در میدان D یعنی بازالت‌های درون صفحه‌ای طغیانی قاره‌ای واقع شده‌اند. نقاط داده‌ها بر اساس وزن تعیین شده آنها محاسبه شده‌است. $[Y * 3 \text{ (ppm)}, Zr \text{ (ppm)}, Ti/100 \text{ (ppm)}]$ و دوباره به ۱۰۰٪ رسیده و بصورتی که در شکل مشاهده می‌شود، روی نمودار مثلثی ترسیم می‌گردد.

- نمودار $Y-Nb-Zr$ (مشد، ۱۹۸۶) :

این نمودار به خوبی متمایز کننده بازالت‌های آکالن درون صفحه‌ای از دیگر انواع بازالت‌ها می‌باشد. در این نمودار مثلثی نقاط داده‌ها به صورت $Zr/4 - Nb - Y$ محاسبه شده و روی نمودار مثلثی ترسیم می‌گردد. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در قسمت آکالی بازالت‌های درون صفحه‌ای واقع شده‌اند (شکل ۴-۲۳).

- نمودار $Zr-TiO_2$ (پیرس، ۱۹۸۲) :

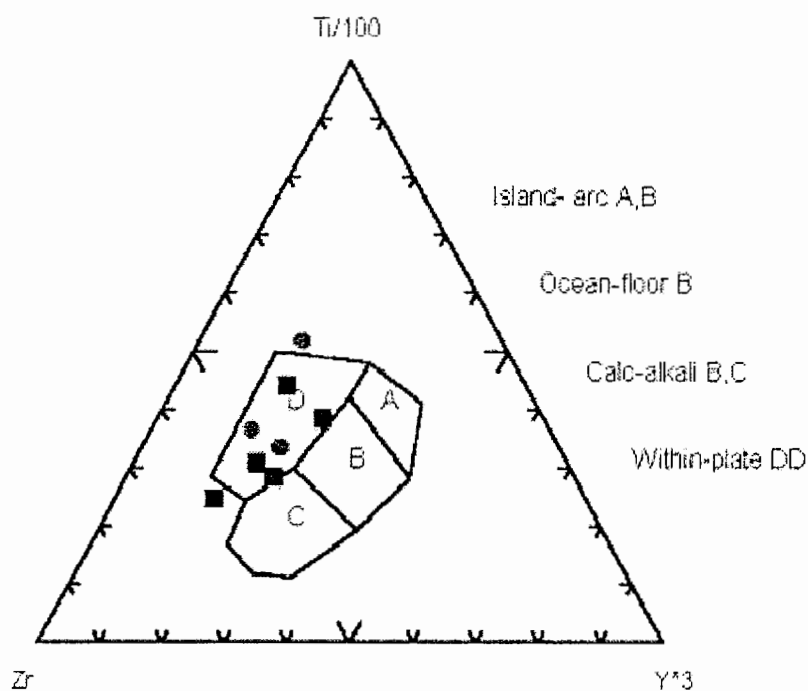
این نمودار محدوده بازالت‌های قوس آتشفشانی، MORB و بازالت‌های درون صفحه‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۴-۲۴). بازالت‌های درون صفحه‌ای دارای میزان بالای TiO_2 و Zr می‌باشند بنابراین این نمودار به خوبی بازالت‌های درون صفحه‌ای را از دیگر بازالت‌ها متمایز می‌کند.

- نمودار $Zr-Zr/Y$ (پیرس و نری، ۱۹۷۹) :

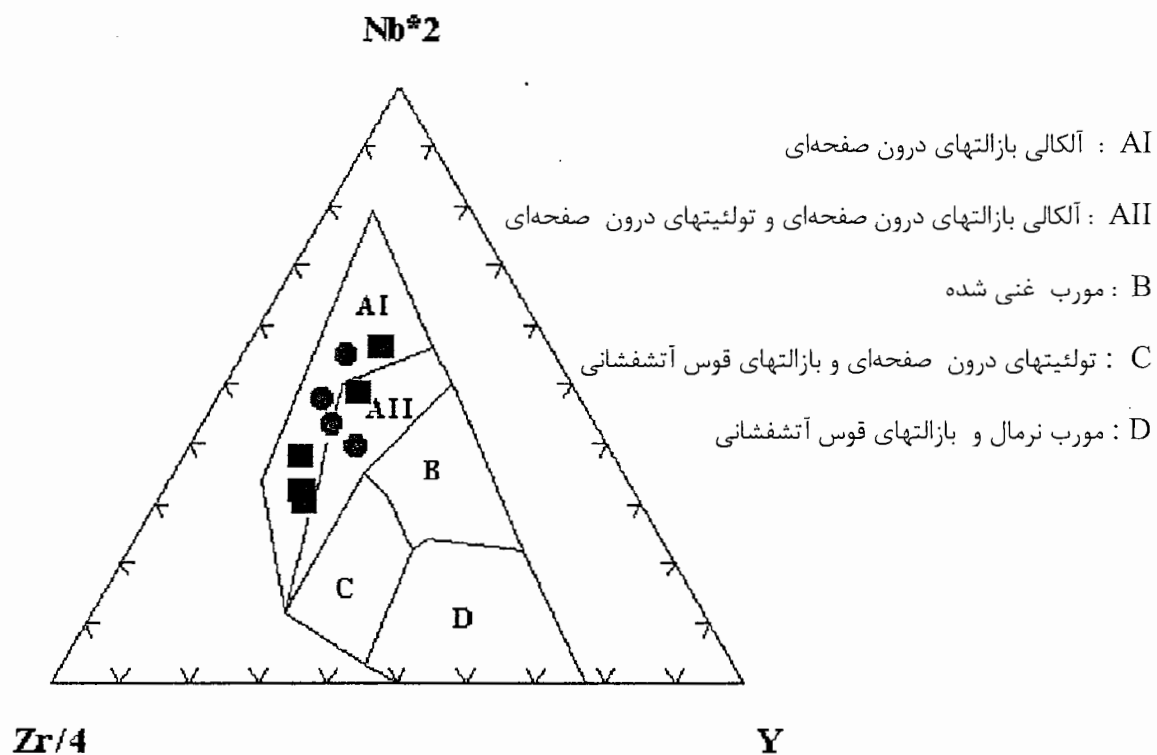
رسم نسبت Zr/Y در مقابل اندیس تفریق Zr ، تمایز مؤثری بین بازالت‌های جزایر قوسی، مورب و بازالت‌های درون صفحه‌ای نشان می‌دهد. در این نمودار نیز نمونه‌ها در میدان بازالت‌های درون صفحه‌ای واقع شده‌اند (شکل ۴-۲۵).

- نمودار $Ti/Y - Zr/Y$ (پیرس و گیل) :

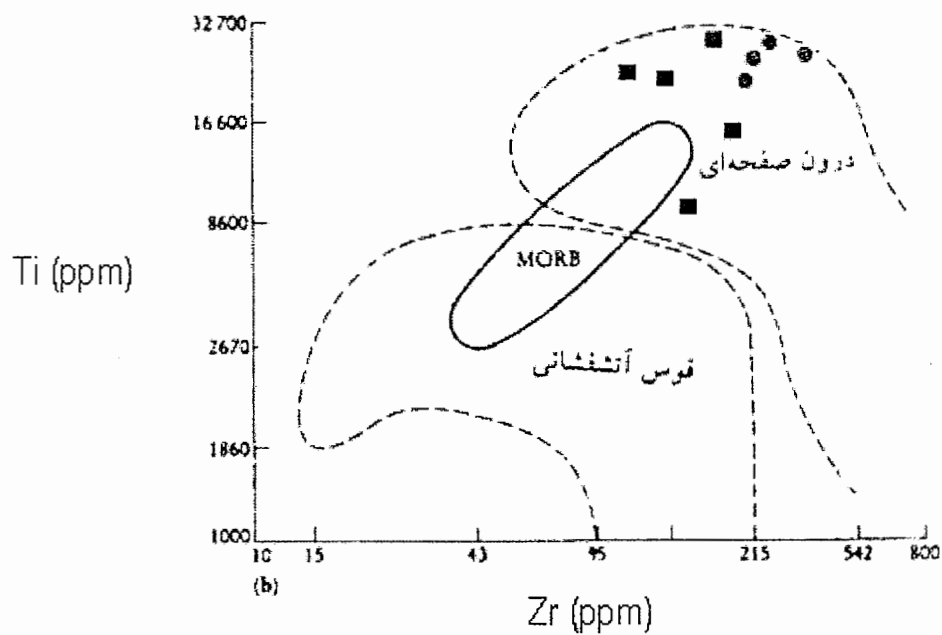
نمودار متمایزکننده بازالت‌ها بر اساس $Ti/Y - Zr/Y$ که محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای و بازالت‌های حاشیه صفحه‌ای (سایر انواع بازالت‌ها) را از هم جدا می‌کند. نمونه‌های منطقه در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای واقع شده‌اند (شکل ۴-۲۶).



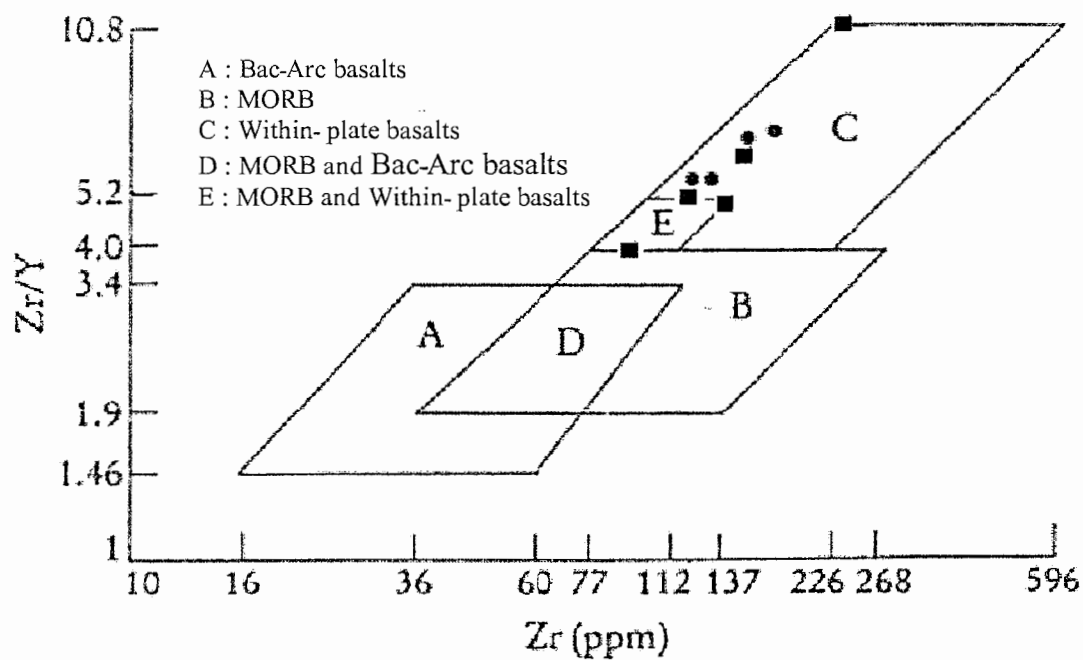
شکل ۲۲-۴ - نمودار متمایز کننده بازالتها بر اساس Y-Zr-Ti (پیرس و کن، ۱۹۷۳).



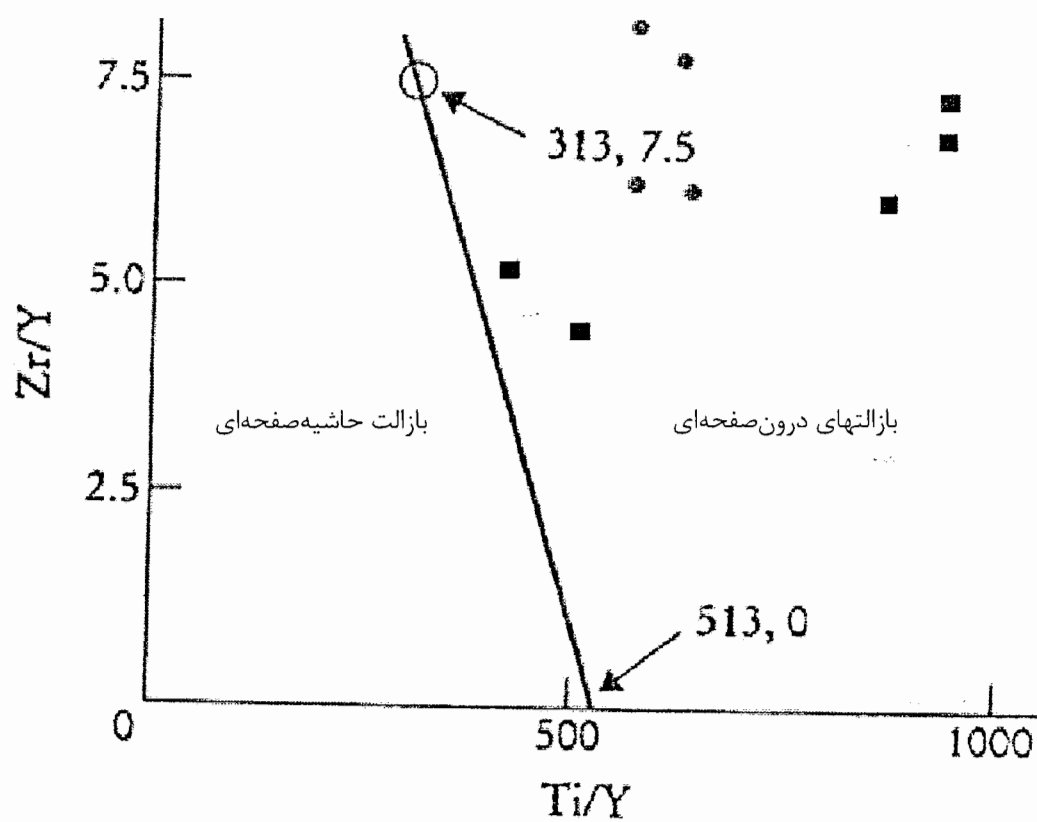
شکل ۲۳-۴ - نمودار متمایز کننده بازالتها بر اساس Zr-Nb-Y (مشد، ۱۹۸۶).



شکل ۲۴-۴ - نمودار متمایزکننده بازالتها بر اساس TiO_2 - Zr مقیاس لگاریتمی (پیرس، ۱۹۸۲).



شکل ۲۵-۴ - نمودار متمایزکننده بازالتها بر اساس Zr/Y - Zr (پیرس و نری، ۱۹۷۹).



شکل ۴-۲۶ - نمودار متمایزکننده بازالتها بر اساس $Zr/Y - Ti/Y$ (پیرس و گیل، ۱۹۷۷).

فصل پنجم

پروژنر

۵-۱- مقدمه

در فصول قبل روابط صحرایی، ویژگیهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی پیکره‌های سنگی منطقه مورد مطالعه را مورد بررسی قرار دادیم. در این فصل به بررسی پتروژنز سنگهای منطقه می‌پردازیم و در این راستا از اطلاعات صحرایی، پتروگرافی، شیمی سنگ کل و نمودارهای عنکبوتی ارائه شده بهره خواهیم گرفت.

در تشریح روابط صحرایی پیکره‌های سنگی پالئوزوئیک‌زیرین منطقه به حضور بازالت، اولیوین بازالت، آندزیت و میکرودیوریت دگرسان شده در سازندهای مربوط به سیلورین و کامبرین (بزکوه و کوه‌وطن) اشاره کردیم. از طرفی مطالعات پتروگرافی نیز حضور کانیهایی از جمله پلاژیوکلاز، اولیوین، پیروکسن را نشان دادند.

با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی مشخص گردید که نامگذاری پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه همدیگر را تأیید می‌کنند. همچنین از نمودارهای مربوط به تغییر روندهای ژئوشیمیایی نیز به عدم تحول شیمیایی در این سنگها پی بردیم.

ماگمای منطقه مورد مطالعه از نوع آکالن بوده و در نمودارهای تعیین جایگاه تکتونیکی در محدوده درون صفحه قاره‌ای واقع می‌شوند. نمودارهای چند عنصری سنگهای مناطق مورد نظر، ارتباط زایشی آنها را با یکدیگر نشان می‌دهد. همچنین این نمودارها به نمودارهای عنکبوتی ایده‌آل مناطق درون صفحه قاره‌ای شباهت دارند.

با توجه به کلیه مطالب ارائه شده در فصلهای گذشته، به بررسی پتروژنز سنگهای منطقه می‌پردازیم. بدین منظور ابتدا ویژگیهای بازالت‌های آکالن درون صفحه قاره‌ای را مرور کرده سپس به نحوه تشکیل این سنگها می‌پردازیم.

۵-۲- ویژگیهای تکتونوماگمایی بازالت‌های آکالن قاره‌ای و سنگهای آذرین منطقه مورد

مطالعه و جایگاه تشکیل آنها

میزان اکسیدهای آکالن در سریهای آکالن بیش از ۳/۵ و برای تولیتها کمتر از این مقدار می‌باشد (ژونگ، ۲۰۰۰). در آکالی بازالتها میزان $\text{Sr} \approx 850-1200 \text{ppm}$ ، $\text{Ni} \approx 30-50 \text{ppm}$ ، $\text{Co} \approx 10-30 \text{ppm}$ ، $\text{Cr} \approx 50 \text{ppm}$ می‌باشد و غنی شدگی از عنصر تیتانیم همچنین P_2O_5 در این نوع سنگها دیده می‌شود.

میزان استرانسیم رابطه مستقیم با آکالینیت سنگ داشته (اسین و همکاران، ۱۹۹۲، در مارتینو، ۲۰۰۰) و از عناصر کمیاب سبک غنی شدگی نشان می‌دهند (کریم‌پور، ۱۳۷۷). تمرکز بالای TiO_2 و عناصر کمیاب ناسازگار غیرمتحرک مثل Zr ، Nb ، Y ، Sr و فقیرشدگی نسبی از Th ، Pb و همچنین بالا بودن نسبت Zr/Hf بالا (۱۸/۴۶) برای بازالت‌های مورد مطالعه از مشخصات ماگماهایی با جایگاه تکتونیکی درون صفحه قاره‌ای با درجه پائین ذوب‌بخشی می‌باشد (اتکینسون و نیوبری، ۲۰۰۰؛ کاکس، ۱۹۸۳؛ سان و هانسون، ۱۹۷۵ در محمد، ۲۰۰۰). این ماگماها وقتی در برابر کندریت و مورب هنجار می‌شوند از عناصر ناسازگار غنی‌شدگی نشان داده و دارای میزان Zr/Y ، Ti/Y ، Nb/Y و Zr/Nb بالاتری نسبت به سایر انواع بازالت‌ها می‌باشند (کاکس، ۱۹۸۳).

آکالی بازالت‌های درون‌صفحه‌ای در دیگرامهای هنجار شده نسبت به مورب دارای غنی‌شدگی از HFSE ، LILE ، MREE ، LREE بوده و از HREE تهی شدگی بسیار اندکی نشان می‌دهند. فقیرشدگی زیاد HREE نسبت به LREE دیده نمی‌شود که این نیز بیانگر ماهیت درون قاره‌ای بازالت‌های منطقه می‌باشد (اتکینسون و نیوبری، ۲۰۰۰).

نسبتهای بالای LILE/HFSE (برای مثال $\text{Ba}/\text{Nb}=8.5-10.40$)، LREE/HFSE

(برای مثال $\text{La}/\text{Nb}=0.76-0.77$)، LILE/LREE (برای مثال $\text{Ba}/\text{La}=11-13.8$)

HFSE/HFSE (برای مثال $\text{Zr}/\text{Nb}=3.2-4.2$) با ویژگیهای بازالت‌های آکالن درون‌قاره‌ای سازگار است (ژونگ، ۲۰۰۰). تمامی نسبتهای فوق در مورد سنگهای منطقه صحت دارد. همچنین با توجه به اینکه در منطقه مورد مطالعه، بازالت‌ها بصورت گدازه‌های حفره‌دار دگرسان شده ظاهر گردیده‌اند. این سنگها فاقد کوارتز نرم هستند و در نتایج محاسبه نورماتیو مقادیر اندکی کوارتز وجود دارد که به حضور سیلیس‌های ثانویه نسبت داده می‌شود. این سنگها حاوی مقادیر قابل توجهی Na_2O و K_2O به ویژه Na_2O می‌باشند و در نرم برخی نمونه‌ها نفیلین نورماتیو ساخته می‌شود، مراجعه به نمودارهای تکتونوماگمایی فصل چهارم، مقایسه ویژگیهای سنگهای منطقه با آکالی بازالت‌های درون‌صفحه‌قاره‌ای ایده‌آل ایران و سایر کشورها و توجه به نسبت $\text{Ni}/\text{Co} < 1$ به صراحت جایگاه

تکتونوماگمایی سنگهای منطقه را آکالن درون صفحه قاره‌ای نشان می‌دهد.

حال به محیط تشکیل اینگونه سنگها می‌پردازیم:

پژوهشهای زمین شناسی نشان داده است که بین فعالیتهای آتشفشانی و زمین ساخت ورقه‌ای و به ویژه بین زمین ساخت و سربهای ماگمایی رابطه تنگاتنگی وجود دارد. نوع گدازه و در نتیجه نوع سربهای ماگمایی نسبت به موقعیت زمین ساختی مناطق، ویژگیهای بارزی را آشکار می‌سازد. با توجه به اینکه سنگهای منطقه مورد مطالعه اساساً در سری آکالن جای دارند. بنابراین باید در محیط زمین ساختی ویژه‌ای تشکیل شده باشند.

میدلمست (۱۹۸۷) عقیده دارد که سنگهای آکالن زمینی معمولاً در سه محیط زمین

ساختی حضور دارند :

۱- پالئوریفتهای قاره‌ای^۱

۲- جزایر اقیانوسی و کوههای دریایی^۲

۳- حواشی فعال قاره‌ای و کمانهای جزیره‌ای^۳ (در خارجی ترین منطقه ماگمایی).

همچنین این پژوهشگر ابراز داشت که سربهای ماگمایی آکالن حواشی فعال قاره‌ای و کمانهای جزیره‌ای از نوع پتاسیک و شوشونیتی می‌باشند. بدلیل اینکه نمونه‌های مربوط به منطقه مطالعه از نوع آکالن سدیک می‌باشند ($\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} = 1.95 - 5$) بنابراین در مورد محیط زمین ساختی آنها نمی‌توان به حواشی فعال قاره‌ای و کمانهای جزیره‌ای معتقد بود.

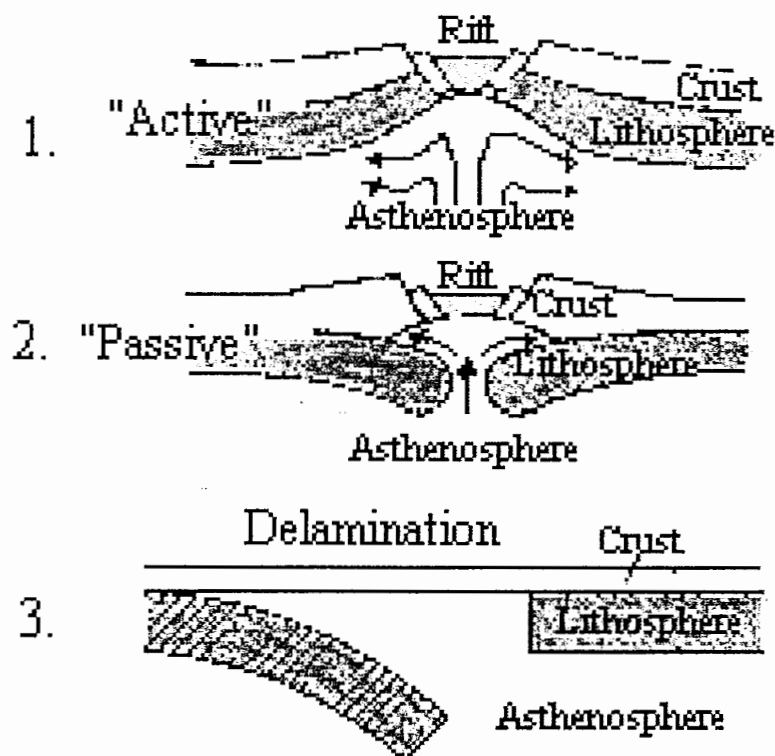
در مناطق قاره‌ای زمین و معمولاً در مناطق تکتونیک کششی و ریفی، آتشفشان بازالتی دیده می‌شود و این فعالیت تکتونیک کششی گاهی منجر به فوران بازالت‌های طغیانی می‌شود.

تصور می‌شود اغلب این بازالت‌ها از مناطق کششی و ریفی خارج و در حوضه‌های در حال فرونشست ته‌نشین شده‌اند. مثل مناطق بازالت‌های طغیانی کارو (آفریقای جنوبی) و پارانا (آمریکای جنوبی) که به عنوان محیط‌های کششی و انبساطی تعبیر می‌شوند و در هنگام شکستگی قاره گندوانا به سطح زمین راه یافته‌اند. سن این بازالت‌ها حداقل از زمان پروتروزوئیک پسین (۱۱۰ تا ۱۴۰ / ۱ میلیارد سال) می‌باشد. بنابراین بین ریفتهای پوسته قاره‌ای، جایگزینی و فوران سنگهای آذرین مختلف رابطه انکار ناپذیری وجود دارد. چگونگی تشکیل ریفی قاره‌ای در شکل ۵-۱ نمایش داده شده است.

1- Paleorift and cotinental rift-

2 -Oceanic island and sea mount

3 - Active continental margin and Island arc



شکل ۵-۱ - چگونگی تشکیل ریف (السن و همکاران، ۱۹۸۷).

بالا بودن نسبت $La/Nb(0.95)$ و $Zr/Nb(8.15)$ در نمونه‌های منطقه قابل مقایسه با $La/Nb(0.83)$ و $Zr/Nb(6.35)$ برای نمونه‌های منطقه Rhon آلمان و همچنین پائین بودن نسبت Ce/Pb و غنی شدگی نسبتاً بیشتر $LREE$ و $LREE$ نسبت به $MREE$ و $HREE$ به منشأ گوشته زیرلیتوسفرقاره‌ای برای این ماگماها اشاره دارد (ژونگ و هارنس، ۲۰۰۰). آنومالی منفی Nb و Rb همچنین غنی شدگی از باریم و سرب در نمودار عنکبوتی هنجار شده نسبت به گوشته (شکل ۴-۹) نیز اشاره به منشأ لیتوسفر زیر قاره‌ای برای این ماگماها دارد (محمد، ۲۰۰۰؛ ژونگ، ۲۰۰۰). اشتقاق ماگماهای آلکالن از لیتوسفر زیر قاره‌ای به مخزن غنی شده و درجات بالای کشش قاره‌ای نیاز دارد (مکنزی و همکاران، ۱۹۸۸؛ آرنند و همکاران، ۱۹۹۲؛ ژونگ و هارنس، ۲۰۰۰). اگر چه بالا آمدگی استنوسفر می‌تواند دلیلی بر ذوب شدگی لیتوسفر در زیر این مناطق باشد و این بالا آمدگی را می‌توان عاملی برای شروع کشش دانست همچنین به دلیل اینکه گرم شدن لیتوسفر بدون آب، نمی‌تواند تولید حجم‌های عمده مواد مذاب را توضیح دهد، از این رو لیتوسفر باید از نظرماتاسوماتیکی با مواد فرار غنی شده باشد (یدر، ۱۹۷۶؛ باری و همکاران، ۲۰۰۳). متاسوماتیسم سنگ منشأ بازالت‌های آلکالن به مهاجرت سیالات غنی از CO_2 و مواد فرار از قسمت‌های عمیقتر گوشته مرتبط است (یدر، ۱۹۷۶؛ ژونگ و هارنس، ۲۰۰۰). لیتوسفری که

متحمل متاسوماتیسم کربنات می‌شود، ممکن است باعث غنی‌شدگی از استرانسیم، باریم و تهی‌شدگی از زیرکونیم و نسبت‌های بالای LREE/HREE گردد (ایونو، ۱۹۹۶، در مرزولی، ۲۰۰۰). همچنین متاسوماتیسم گسترده توسط سیالات مشتق از پلومها یا مذابها می‌تواند نقش مهمی در مهیا ساختن شرایط مناسب برای ذوب لیتوسفر، نازک‌شدگی لیتوسفر و ریف‌زایی داشته باشد (اسپات، ۲۰۰۱).

در مورد عمق منشأ اینگونه سنگها نیز به محتوی عناصر کمیاب انواع ماگماهای اولیه توجه می‌کنیم مثلاً به دلیل اینکه در ساختمان پلاژیوکلاز، اسپینل و گارنت عناصر Cr, V, Sr و عناصر کمیاب سنگین به کار رفته‌است و عناصر مذکور در ساختمان این کانیها سازگار می‌باشند در نتیجه ماگما در درجات کم ذوب بخشی و در اعماق کم، از استرانسیوم تهی می‌شوند و در اعماق متوسط از کروم و وانادیوم، در حالیکه در عمق بیش از ۸۰ کیلومتر از عناصر کمیاب سنگین تهی می‌شوند.

بنابراین محتوی عناصر کمیاب انواع ماگماهای اولیه بیانگر این است که ماگما می‌تواند در درجات مختلفی از ذوب بخشی در اعماق مختلف گوشته تولید شود.

بطور مثال :

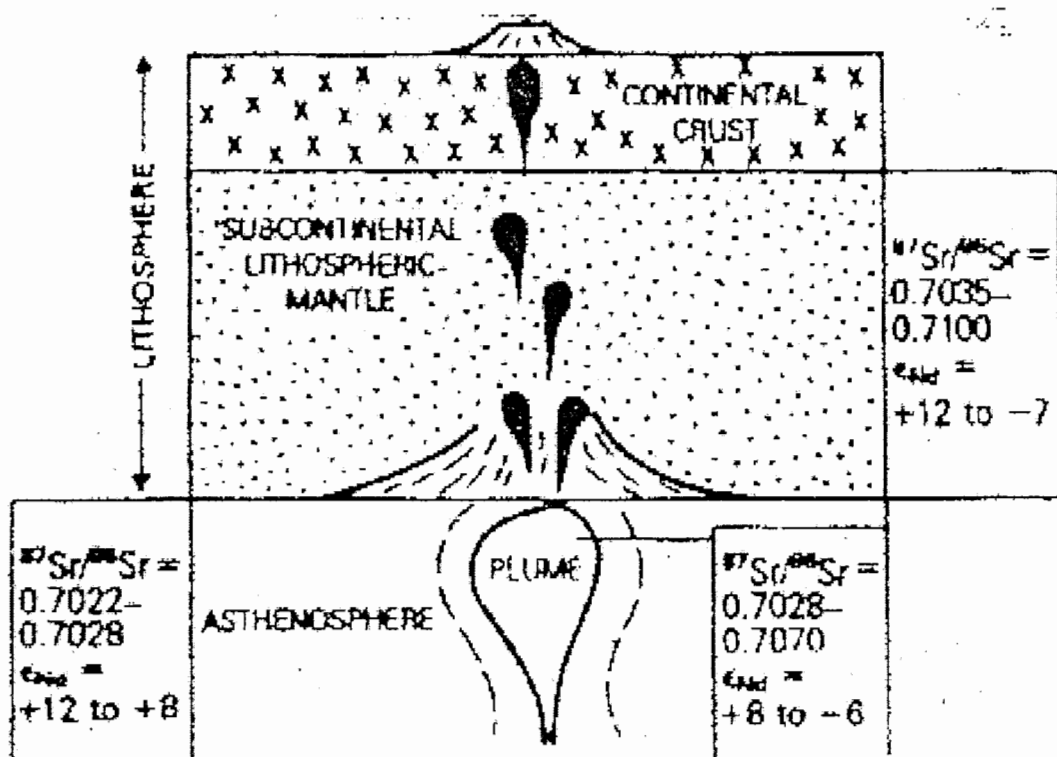
درصد ذوب بخشی	عمق (کیلومتر)	نوع ماگمای اولیه
۱۰-۳۰٪	۲۵ - ۵۰	تولیت
۲-۱۰٪	۵۰-۱۰۰	بازالت آکالن
۱-۲٪	۱۰۰-۲۰۰	نفلیت، کربناتیت، کیمبرلیت

بنابراین با توجه به شواهد موجود نتیجه می‌گیریم که ماگمای تشکیل‌دهنده سنگهای منطقه در محیط لیتوسفر زیر قاره‌ای، در درجات کم ذوب بخشی تشکیل شده‌اند و دارای ماهیت آکالن درون صفحه قاره‌ای هستند. و با توجه به غنی‌شدگی بالای نمونه‌ها از LILE و دیگر عناصر ناسازگار می‌توان به طبیعت متاسوماتیزه گوشته زیر پوسته محل منبع، نرخ پائین ذوب بخشی گوشته (ماهیت آکالن ماگمای مادر) و آغشتگی ماگما با پوسته قاره‌ای اشاره کرد

عامل اصلی تشکیل سنگهای بازالتی آکالن ذوب بخشی در قسمتهایی از لیتوسفر می‌باشد. در بخشهای زیرین پوسته و در درجات ذوب بخشی پائین بازالت‌های آکالن تشکیل می‌گردند، سپس از طریق شکستگیها و گسل‌های عمیق به سمت سطوح بالاتر پوسته راه پیدامی‌کنند و بصورت

توده‌های آذرین کوچک شبیه دایک، سیل یا گدازه تشکیل می‌گردند. در صورتی که گدازه‌ها در محیط زیر آبی جایگزین شوند، پدیده‌هایی شبیه گدازه‌های بالشی و گدازه‌های برشی شده به نمایش می‌گذارند.

چگونگی تشکیل اینگونه سنگها در شکل ۵-۲ نشان داده شده‌است (کریم پور، ۱۳۷۷):
قرار گرفتن یک زبانه گوشته‌ای در قاعده لیتوسفر به ذوب شدن بخشهای تحتانی آن منجر می‌شود. بازالت‌های تولید شده سپس از محل خود حرکت نموده و خود را به سطوح بالای پوسته می‌رسانند و می‌توانند در سطح زمین در محیط‌های زیر آبی و یا در نزدیکیهای سطح زمین به صورت دایک، سیل و گدازه جایگزین شوند.



شکل ۵-۲ - نمودار بررسی منشأ ماگمای بازالتی در منطقه ریفت‌های درون قاره‌ای (کریم پور، ۱۳۷۷).

۵-۳- نتیجه گیری

- پس از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و شیمیایی منطقه مورد مطالعه مهمترین نتایج حاصل از این پژوهش را می‌توان بصورت زیر خلاصه نمود:
- ۱- مطالعات صحرایی نشان می‌دهد که سنگهای آذرین مورد مطالعه از نوع گدازه، دایک و توده‌های کوچک هستند.
 - ۲- مطالعات صحرایی، چینه‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمی در منطقه مورد مطالعه، بیانگر این مطلب است که در فاصله زمانی کامبرین - سیلورین واحدهای آذرین شامل گدازه های بازالتی و میکرودیوریتها که همگی از یک ماگمای واحد نشأت گرفته اند، برونزد یافته‌اند.
 - ۳- با بررسیهای ژئوشیمیایی، نمودارهای تعیین سری ماگمایی و نمودارهای مقایسه‌ای مشخص می‌شود که ماگماتیسم، در منطقه مورد مطالعه از نوع آکالن‌سدیک می‌باشد.
 - ۴- نمودارهای تشخیص محیط تکتونیکی و نمودارهای مقایسه‌ای نشان می‌دهد که این سنگها متعلق به محیط درون صفحه قاره‌ای هستند.
 - ۵- نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های مورد مطالعه، غنی شدگی از LILE و HFSE و تهی‌شدگی نسبی از Ce و Rb نشان می‌دهند.
 - ۶- با توجه به داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی و بررسی نمودارهای عنکبوتی، این بازالتها را در رده بازالت‌های طغیانی قاره‌ای در نظر می‌گیریم.
 - ۷- این سنگها از ذوب درجه پائین لیتوسفر زیر قاره‌ای منشأ گرفته‌اند.
 - ۸- با توجه به ماگماتیسم پالئوزوئیک‌زیرین در ایران مرکزی وجود یک محیط کششی بصورت ریفت قاره‌ای در این منطقه محرز می‌باشد.

فہرست منابع

الف - منابع فارسی

- آسیابانها، عباس، (۱۳۷۴). بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی (ترجمه)، انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره).
- آیتی، ف؛ خلیلی، م؛ نقره‌ئیان، م؛ مکی‌زاده، م.ع. (۱۳۸۲). داده‌هایی پیرامون ولکانیسم پالئوزوئیک‌زیرین در مناطق ابیانه، سه، زفره، باقرآباد و دالمه‌اردکان (ایران مرکزی)، بیست‌ودومین گردهمایی علوم زمین.
- آیتی، فضه. (۱۳۸۳). داده‌هایی پیرامون ولکانیسم پالئوزوئیک‌زیرین در منطقه ابیانه - سه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ارائه نشده.
- احمدی، مجتبی. (۱۳۸۰). بررسی پترولوژیکی مجموعه بازالتی کامیاران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- امامی، محمد هاشم، (۱۳۷۹). ماگماتیسم در ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بدیعی، ربیع، (۱۳۶۲). جغرافیای مفصل ایران، ناشر اقبال.
- جولاپور، علی اصغر. (۱۳۷۵). پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز ولکانیسم پالئوزوئیک‌زیرین در البرز شرقی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- حیدری، م، (۱۳۷۱). سیمای صنایع و معادن استان سمنان، استانداری سمنان.
- خلقی، محمد حسین. (۱۳۶۸). نهشته‌های کامبرین‌پسین-پالئوزوئیک پیشین در ناحیه صائین‌دژ، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- درویش‌زاده، علی، (۱۳۵۱). مطالعه آپاتیتها در بازالتها و مشخصات پترولوژیکی آنها، نشریه دانشکده علوم، جلد چهارم، شماره دوم.
- درویش‌زاده، علی، (۱۳۷۰). زمین‌شناسی ایران، انتشارات ندا.
- درویش‌زاده، علی؛ آسیابانها، عباس، (۱۳۷۰). ماگماها و سنگهای ماگمایی (ترجمه)، انتشارات دانشگاه تهران.
- درویش‌زاده، علی، (۱۳۸۱). زمین‌شناسی پوسته اقیانوسی (ترجمه)، انتشارات دانشگاه تهران.
- ستودی‌نمین، فرزین. (۱۳۷۶). بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی سنگهای آتشفشانی دونین شمال آبیک (هیوسیبستان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

- سرابی، فریدون، (۱۳۷۳). سنگ‌شناسی آذرین، انتشارات دانشگاه تهران.
- صادق‌زاده، شهین. (۱۳۷۷). بررسی پترولوژی سنگهای ولکانیک منطقه میاندشت (۵۰ کیلومتری شرق میامی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- صمدی، مقصود. (۱۳۷۷). پتروگرافی، پتروژنز و ژئوشیمی سنگهای آذرین شمال تا شمال‌شرق سمنان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.
- ظهورقربانی، غلامرضا. (۱۳۷۴). مطالعات پترولوژی، شیمیایی سنگهای ماگمایی پالئوزوئیک‌پیشین در منطقه خوش ییلاق، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- علوی‌نائینی، منصور، (۱۹۷۲). نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ جام، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- علوی‌نائینی، منصور، (۱۹۹۳). چینه‌شناسی پالئوزوئیک ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- فتاحی، امیرعباس. (۱۳۸۲). پتروژنز رخساره‌ها و مکانیسم فوران آتشفشان مارکوه جنوب غرب قوچان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود.
- فتحی، تورج. (۱۳۷۷). بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی پالئوزوئیک‌زیرین شمال‌شرق ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- قاسمی، حبیب‌ا... (۱۳۷۹). پترولوژی، ژئوشیمی و منشأ مواد معدنی مجموعه الترامافیک - مافیک سیخوران، جنوب‌شرقی ایران، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.
- کریم‌پور، محمدحسن، (۱۳۷۷). پتروگرافی سنگهای آذرین و کانسارهای ماگمایی، نشر مشهد.
- کریم‌زاده‌ثمرین، علیرضا، (۱۳۸۱). کاربرد داده‌های ژئوشیمیایی (ترجمه)، نشر دانشگاه تبریز.
- مر، فرید؛ شرفی، علی‌اصغر، (۱۳۷۱). اصول ژئوشیمی (ترجمه)، نشر مرکز پخش کتاب احمد امینیان.
- معین‌وزیری، حسین، (۱۳۶۴). پترولوژی سنگهای آذرین، انتشارات جهاد دانشگاهی.
- معین‌وزیری، حسین، (۱۳۷۱). پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین، انتشارات دانشگاه تربیت معلم.
- نبوی، محمدحسن، (۱۳۶۶). نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ سمنان، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- نوروزی، محمد. (۱۳۷۶). پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی سنگهای آتشفشانی شمال‌شرق بسطام، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.

ب - منابع لاتین

- Akhmet'ev, M.A. and Botyleva, L.P. 1971. Neogene-Quaternary Basaltic Andesites of the Eastern Sikhote Alin, Petrologiya Neogen-Chetverichnykh Bazal'toidov Severo-Zapadnogo Sektora Tikhookeanskogo Podvizhnogo Poyasa (Petrology of the Neogene-Quaternary Basaltoids of the Northwestern Sector of the Pacific Mobile Belt), Moscow: Nedra, pp.13-47.
- Allegre, C.J., Treul, M., Minster, J.F., et al., Systematic Use of Trace Element in Igneous Process, Part 1: Fractional Crystallization Processes in Volcanic Suites, Contrib. Mineral. Petrol. vol.60. no.1. pp.57-77.
- Atkinson, P.K., Rainer, J. 2000. Geochemistry of the Fairbanks basalts, Interior Alaska, Newberry Department of Geology and Geophysics University of Alaska Fairbanks, 775-5780 USA.
- Basaltic volcanism: Case History- The Hawaiian Island. www.altavista.com. www. Alkaline basalts.
- Borisova, A.YU., Belyatsky, B.V., Portnyagin, M.V., Sushevskaya, N.M. 2001. Petrogenesis of olivine _ phyric basalts from the Aphanasey Nikitin rise: Evidence for contamination by cratonic lower crust. Journl of petrology. vol.42. no.2. PP.277-316.
- Barry, T.L., Saunders, A.D. 2003. Petrogenesis of cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of astenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources. Journal of petrology. vol. 44. no. 1. PP. 55- 91.
- Campbell, I.H. and Griffiths, R.W. 1971. The Changing Nature of Mantle Hotspots Through Time: Implications for the Chemical Evolution of the Mantle, J. Geol., vol.92, pp.497-523.
- Carter, S.R., Evensen, M.M., Hamilton, P.J., and O'Nions, R.K. 1978. Neodymium and Strontium Isotope Evidence for Crustal Contamination of Continental Volcanics, Science, vol. 202, pp. 743-747.
- Chen, C.Y. and Frey, F.A. 1983. Origin of Hawaiian Tholeiite and Alkaline Basalt, Nature, vol. 302, pp. 785-789.
- Dudas, F.O., Carlson, R.W., and Eggler, D.H. 1987. Regional Middle Proterozoic Enrichment of the Subcontinental Mantle Source of Igneous Rocks from Central Montana, Geology, vol.15, pp. 22-25.
- Esin, S.V. 1988. Petrology of the Cenozoic Basaltoid Formations of the Central-Eastern Sikhote Alin, Cand. Sci. (Geol.-Min.) Dissertation, Novosibirsk: Inst. Geol. Geophys.,.
- Esin, S.V., Prusevich A.A., and Travin, A.V. 1992a. New Data on the Late Cenozoic Alkaline Basalt Volcanism of the Eastern Sikhote Alin, Dokl. Akad. Nauk SSSR, vol. 322, pp. 369-372.
- Ewart, A. & Hawkesworth, C.J. 1987. The Pleistocene-Recent Tonga-Kermadec arc lavas: Interpretation of new isotopic and rare earth data in terms of a depleted mantle source model. J. Petrol., 28, 495-530.

- Ewart,A., Chappell.B.W., & Menzies,M.A. 1988. An overview of the geochemical and isotopic characteristics of the eastern Australian Cainozoic volcanic provinces. *J. Petrol.*, Spec. Vol., 225-274.
- Fan,Q. and Hooper,P.R. 1991. The Cenozoic Basaltic Rocks of Eastern China: Petrology and Chemical Composition, *J. Petrol*, vol.32, no. 4, pp. 765-810.
- Futa,K. and LeMasuriev,W. E. 1983. Nd and Sr Isotopic Studies on Cenozoic Mafic Lavas from West Antarctica: Another Source for Continental Alkali Basalts, *Contrib. Mineral. Petrol*vol. 83, pp. 38-44.
- Gilbert,W.G., Ferrell,V.M. and Turner,D.L. 1976. The Teklanika Formation - a new Paleocene volcanic formation in the central Alaska Range: Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys, Geologic Report 47, 16 p., 1 plate.
- Gunn,D.M. 2003. Continental Flood Basalts.
- Hall,D., Hill,C. 2002. Trace element geochemistry and tectonic setting of the Coastal volcanic Belt in the Machias- Eastport area, Easternmost Maine. prinanlla@bc.edu.
- Hatch,F.H., Wells. A.K and Wells. M.K. 2002. Textbook of petrology. vol. 1. Terteenth edition.
- Hawkins,J.W. 1995. Evolution of the Lau Basin-Insight from ODP Leg 135, in *Active Margins and Marginal basins of the Western pacific*, Taylor, B., and Natland, J. (editors), AGU Geophysical Monograph 88, pp 125-173,
- Hon,K., Kauahikaua,J., Denlinger,R. and MacKay,K. 1994. Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii: *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p 351-370.
- Hawkenworth,S.J., Kempton,P.D., Roders,N.W., et al. 1990. Continental Mantle Lithosphere and Shallow-Level Enrichment Processes in the Earth's Mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.* vol. 96, nos. 3/4, pp. 256-268.
- Irvine,T.N., and Baragar,W.R.A. 1971 A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548.
- Jellinek,A.M., Kerr,R.C. 2001. Magma dynamics, crystallization, and chemical differentiation of the 1959 Kilauea Iki lava lake, Hawaii, revisited. *Jornal of volcanology and geothermal research*. 235- 263.
- Jung,S., Hoerness,S. 2000. The major and trace element and isotope(Sr- Nd- O) geochemistry of Cenozoic alkaline rift- type volcanic rocks frome the Rhon area(central Germany): Petrology, mantle source characteristics and implication for asthenosphere- lithosphere interactions. *Journal of volcanology and geothermal research*. 99. PP. 27-53.
- Langmuir,C.H., Bender,J.F., Bence,A.E., Hanson,G.N., and Taylor,S.R. 1977. Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 133-156.
- LeBas,M.J., LeMaitre,R.W., Streckeisen,A., and Zanettin,B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-750.
- Liss,S.A., and six others. 1997. Rock geochemistry from the Rampart Mining District (Tanana B-1 quadrangle with some samples from adjacent quadrangles): Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys, Public-Data File 97-29g, 19 p.

- Long, P.E., and Wood, B.J. 1986. Structures, textures, and cooling histories of Columbia River basalt flows: Geological Society of America Bulletin, v. 97, p. 1144-1155.
- Mahoney, J.J., Lones, W.B., Frey, F.A., Salters, V.J., M. Pyle, D.G., & Davies, H.L. 1995. Geochemical characteristics of lavas from Broken Ridge, the Naturaliste Plateau and southernmost Kerguelen Plateau: Cretaceous plateau volcanism in the southeast Indian Ocean. Chem. Geol., 120, 315-345.
- Martynov, Yu. A. 1995. Geochemistry, Mineralogy and Petrogenesis of the Miocene - Quaternary plateau Volcanics of the Eastern Sikhote Alin.
- Martynov, YU.A. and Okamura, S., variations of Sr and Nd isotope in the Paleocene-Pleistocene basalts of the Eastern Sikhote Alin, Dokl. Ross. Akad. Nauk. 1993. vol. 333. no. 3. PP. 366-369.
- Martynov, Yu.A. 1990. Far East Geological Institute Geochemistry, Mineralogy and Petrogenesis of the Miocene – Quaternary plateau volcanics of the Eastern Sikhote Alin.
- Marzoli, A., Piccirillo, E.M., Renne, P. R., Bellieni, G., Iacumin, M., Nyobe, J.B., Torgwa, A.T. 2000. The Cameroon volcanic line revisited: Petrogenesis of Continental basaltic magmas from lithospheric and asthenospheric mantle sources. Journal of petrology. vol. 41. num. 1. PP. 87-109.
- McConnell, B. and O'Brien, B. 2000. Geological survey of Ireland, Beggars Bush, Dublin 4, Ireland: Stratigraphic and Petrogenetic relationships between Arc and non-Arc basalts in Western and Southern parts of the Ordovician Wild Bight Group. Dunnage zone, Newfoundland.
- McDonough, W.F., McCulloch, M.T., Sun, S. 1985. Isotopic and geochemical systematics in Tertiary - Recent basalts from southeastern Australia and implications for the evolution of the sub-continental lithosphere. Geochim. Cosmochim. Acta 49, 2051-2067.
- Ming Zang, J., Stephenson, J., O'Reilly, S., Marc, N. 2002. Geochemistry and Petrogenesis basalts rocks from North Queensland: Has subduction modified mantle played a role?. James Cook University, Townsville, Qld 481, Australian Research School of Earth Sciences Australia.
- Ming Zhang and Suzanne Y. O'Reilly. 2000. Geochemical evolution of basaltic rocks from The Chngbai mountain: implication for The nature of lithospheric mantle beneath the margin of the Sino- Korean craton.
- Miyashiro, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins: American Journal of Science, v. 274, p. 321-355.
- Martynov, Yu.A. and Levashov, G.B. 1993. Geochemical Criteria of the Rift Origin of the Pliocene-Pleistocene Basalts of the Eastern Sikhote Alin, Dokl. Akad. Nauk SSSR, vol. 303, no. 2, pp. 472-476.
- Martynov, Yu.A. and Okamura, S. 1993. Variations of Sr and Nd Isotope Ratios in the Paleocene-Pleistocene Basalts of the Eastern Sikhote Alin, Dokl. Ross. Akad. Nauk, vol. 333, no 3, pp. 366-369.
- Mohamed, F.H. 2001. The Natash alkaline volcanic field Egypt: Geochemical and mineralogical inferences on the evolution of a basalt to rhyolite eruptive suite, Journal of Volcanology and geothermal research. 291-322.
- Newberry, R.J., and Bundtzen, T.K., with contributions by eight others. 1996. Preliminary geologic map of the Fairbanks Mining District, Alaska: Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys, Public Data File 96-16, 2 sheets.

- Newberry, R.J., and Haug, S.A. 1997. CIPW norm, trace element, and Sr isotopic data for igneous rocks of the Tanana B-1 quadrangle and vicinity: Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys, Public-Data File 97-29i, 15 p.
- Nye, C. 1978. The Teklanika Formation in the Calico Creek area, Mt. McKinley National Park, Alaska: M.S. thesis, University of Alaska Fairbanks, 68 p.
- Nakamura, E., Campbell, I.H., and McCulloch, M.T. 1989. Chemical Geodynamics in a Back-Arc Region around the Sea of Japan: Implication for the Genesis of Alkaline Basalts in Japan, Korea, and China, *J. Geophys. Res.* vol. 94, no. B4, pp. 4634-4654.
- Nakamura, E., McCulloch, M.T., and Campbell, I.H. 1990. Chemical Geodynamic in the Back-Arc Region of Japan Based on the Trace Element and Sr-Nd Isotopic Compositions, *Tectonophysics*, vol. 174, pp. 207-283.
- Oleinikov, A.V. 1990. Some Stratigraphic Problems of the Cenozoic Volcanic Field in the Central and Northern Sikhote Alin, Kainozoi Vostoka SSSR (The Cenozoic of the Eastern USSR), Vladivostok: DVO Akad. Nauk SSSR, pp. 50-57.
- Ohara, M.J., Fry, N., Prichard, H.M. 2001. Minor phases as carriers of trace elements in non-modal crystal-liquid separation processes I: Basic relationships. *Journal of Petrology*, vol. 42, num. 10, pp. 1869-1885.
- O'Reilly, S.Y., & Griffin, W.L. 1988. Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia, I: Metasomatic processes in Cr-diopside lherzolites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 433-447.
- O'Reilly, S.Y., & Zhang, M. 1995. Geochemical characteristics of lava-field basalts from eastern Australia and inferred sources: connections with the subcontinental lithospheric mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 121, 148-170.
- Orozco, M., Ferrari, Luca¹, Eguchi, Mugihiko², Tagami, Takahiro², Petrone, Chiara³, Albarran, J.⁴. (1) Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Queretaro, 76230, Mexico, torozco@geociencias.unam.mx, (2) Department of Geology and Mineralogy, Univ of Kyoto, Kyoto, Japan, (3) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Florence, Italy, (4) Gerencia de Geociencias, Instituto Mexicano del Petroleo, Mexico City, Mexico. 2003. The Eastern alkaline Province (Mexico) revised: Geology, Geochronology and Geochemistry of Neogene Volcanism in Veracruz State. *Geology and Geophysics*, Boston College, Devlin Hall 213, Chestnut Hill, MA 02467-3809, pinanlla@bc.edu and HEPBURN, J. Christopher, Department of Geology and Geophysics, Boston College, Chestnut Hill, MA 02467-3809.
- Pearce, J.A. 1983. Role of the Sub-Continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins, *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Nantwich: Shiva, pp. 230-249.
- Prusevich, A.A. 1983. Basaltoid Formations of the Eastern Sikhote Alin as a Source of the Titanomagnetite Placers of the Tatar Strait, Cand. Sci. (Geol.-Min.) Dissertation, Novosibirsk: Inst. Geol. Geophys.
- Pearce, J.A. 2000. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries: in, R.S. Thorpe, ed., *Andesites*, Wiley, Chichester, p. 525-548.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19, p. 290-300.

- Pearce, J.A. 1983. Role of the Sub- continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, continental basalts and mantle Xenoliths, Nantwich: Shiva. PP. 230- 249.
- Petron, C., Albarran, J. 2003. The Eastern alkaline province (Mexico) revised: Geology, Geochronology and Geochemistry of Neogene volcanism in Veracruz State. PP. 4-21.
- Portnyagik, M., Hoernle, K., Avdeiko, G. 2003. Origine of alkaline basalts at Kamchatka- Aleutian Junction by Decompressional Melting of Garnet- pyroxenite-bearing peridotite. Geophysical Research Abstracts, vol. 5. 05804.mportnyagin@geomar.de
- Queen, R.A., 1989. Gravity and magnetic survey in the Badger Road area, Fairbanks, Alaska: M.S. thesis, University of Alaska Fairbanks, 138 p.
- Reifensstuhl, R.R., and 7 others. 1997. Interpretive geologic bedrock map of the Tanana B-1 quadrangle, Central Alaska: Alaska Division of Geology and Geophysical Surveys, Report of Investigations 97-15b, 15 p.
- Ringwood, A.E. 1982. Phase Transformations and Differentiation in Subducted Lithosphere: Implications for Mantle Dynamics Basalt Petrogenesis, and Crustal Evolution, J. Geol., vol. 90, no. 6, pp. 611-643.
- Shervais, I.W. 1982. Ti-V Plots and of Modern and Ophiolitic Lavas, Earth Planet. Sci. Lett., vol. 59, no. 1, pp. 101-118.
- Reifensstuhl, R.R., Layer, P.W., and Newberry, R.J. 1997. Geochronology (40Ar/39Ar) of 17 Rampart-area rocks, Tanana and Livengood quadrangles, central Alaska: Alaska Division of Geology and Geophysical Surveys, Public-Data File 97-29h, 21 p.
- Robinson, M.S., Smith, T.E., and Metz, P.A. 1990. Bedrock geology of the Fairbanks mining district: Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys, Professional Report 106, 2 sheets.
- Roe, J.T. and Stone, D.B. 1993. Paleomagnetism of the Fairbanks basalts, Interior Alaska: in, D.N. Solie and F. Tannian, eds., Short notes on Alaskan geology 1993, Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys, Professional Report 113, p. 61-69.
- Sorensen, H., Wiley, J and Sons. 1974. The alkaline Rocks.
- Spath, A., Le Roex, A. P., Opiyo Akech, N. 2001. plume Lithosphere interaction and the Origin of continental rift related alkaline volcanism the chyulu Hills volcanic. Province, southern Kenya. Journal of petrology. Vol. 42. no.4. PP. 765-787.
- Stephenson, P.J. 1989. Northern Queensland. In Intraplate volcanism in eastern Australia and New Zealand, Johnson, R.W. (editor), Cambridge Univ. Press, 89-97.
- Sun, S., S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. in Magmatism in the ocean basins, Saunders, A.D. & Norry, M.J. (editors), Spec. Pub. Geol. Soc. London, 42: 313-346. Blackwell Scientific Publications.
- Talipgungor, Burhan Erdogan. 2001. Tectonic significance of mafic volcanic rocks in a Mesozoic sequence of The Menderes Massif, West Turkey.
- Thompson, R.N. 1982. British Tertiary volcanic province: Scottish Journal of Geology, v. 18, p. 49-107.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Dickin, A.P., and Hendry, G.L. 1983. Continental Flood Basalts ... Arachnids Rule OK?: in, C.J. Hawkesworth and M.J. Norry, eds.,

Continental basalts and mantle xenoliths, Shiva Publishing, Cheshire, U.K., p. 158-185.

- Thompson. 1983. Continental Flood basalts two more detailed though old analyses.
- Uamas,P., Aranzazu,P, Geology and geophysics, Boston College, Devlin hall 213, Chestnut hill. 2002.Trace Element Geochemistry and Tectonic setting of the Coastal Volcanic Belt in the Machias Eastport area, Eastern Most Maine.
- Walker,G.P.L. 1991. Structure, and origin by injection of lava under surface crust, of tumuli, "lava rises", lava-rise pits", and "lava-inflation clefts" in Hawaii: Bulletin of Volcanology, v. 53, p. 546-558.
- Whaite,R.S., Spence,G.D., Flower,S.R., McKenzie, D. D., Westbrook,A.K., Bowen,A. N.1987. Magmatism at rifted continental margin, Nature, v. 33. , PP. 439-444.
- Wilson,M. 1989. Igneous Petrogenesis a global tectonic approach. Unwin Hyman. London.
- White,W.M. and Hofmann,A.W. 1982. Sr and Nd Isotope Geochemistry of Oceanic Basalts and Mantle Evolution, Nature, vol. 293, pp. 821-825.
- Yarmolyuk,V., Savatenkov,V., Kozlovsky,A. 2003. Institute of ore mining, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Institute of Precambrian Geology and Geochronology.
- Zhang,M., Menzies,M.A., Sudday,P., and Thirlwall,M.F. 1991. EMI Signature from within the Post-Archaean Subcontinental Lithospheric Mantle: Isotopic Evidence from the Potassic Volcanic Rocks in NE China, J., vol. 25, pp. 387-398.
- Zonenshain,L.P., Kuz'min,M.I., and Natalin,L.M. 1990. Plate Tectonics of the USSR Territory, Moscow: Nedra. Elemental and Nd-Sr-Pb isotope geochemistry of flows and dikes from the Tapi rift, Deccan flood basalt province, India. Journal of volcanology and geothermal research 93. PP. 111-123.
- Zhang,M., Stephanson,P.J., Orelly,Y., Mcculloch,T., Vorman. M. 2001. Petrogenesis and geodynamic implication of late Cenozoic basalts hn north Queensland, Australia: Trace element and Sr- Nd- Pb isotope evidence. Journal of petrology. Vol. 42. num. 4. PP. 685-719.
- Zhng,Chengle., Gao,shan., Ltu,Xiaaming., Zaiping,Y.U. Science in China Series DISSN. 2003.: Geochemistry of Paleozoic alkali dyke swarms in South Qinling and its geological significance.vol. 46. No.12.

Abstract

The study area is located in 35km Damghan-Semnan road adjacent to Ghoosheh village. In the structural and geological classification zones; this area is located in central Iran zone. In this research, the magmatic rocks of this area have been studied in detail due to the absence of petrological studies on them. The magmatic rocks can be classified into volcanic and hypabyssal associations. The volcanics are exposed in Bozkooh and composed of vesicular basaltic to andesitic lavas. Their vesicles filled by calcite, zeolite and calcedony. These rocks have intersertal and glomeroporphyritic textures composed of plagioclase, pyroxenes and olivines in an aphanitic matrix. The olivines formed euhedral and anhedral partially iddingsitized crystals. In some cases the olivines have been filled by calcite pseudomorphs. Plagioclase exists as phenocrysts and microlites and usually converted to prehnite. Pyroxenes surrounded by plagioclase laths and as a result of albitization converted to hornblende, actinolite and opaque minerals. Fe-Ti oxides (Hematite, Goethite and Ilmenite), apatite and esphene exist as accessory minerals. Hypabyssal associations as dykes and small intrusions intruded in middle Cambrian sandstones and dolomites have been named Vatans dolomites. These rocks have intergranular textures and named microdiorite. Plagioclase, pyroxenes and rarely green hornblende are the main minerals in these rocks. Anhedral plagioclase crystals are the main phenocrysts and usually have been undergone saussuritization process. Pyroxenes are found as subhedral to anhedral crystals and usually albitized. Amphiboles pseudomorphosed by esphene and calcite. Fe-Ti oxides (Hematite, Ilmenite and Goethite) exist as accessory minerals. Chemical composition variation diagrams of these rocks (Harker and differentiation index) don't show significant changes due to their limited compositional ranges. Spider diagrams normalized to chondrite for all of rocks show enrichments more than 10 times and for Ba, K more than 100 times than the chondritic values. High enrichment values of LILE and other incompatible elements can be resulted from the nature of metasomatized continental sublithospheric mantle, low-grade partial melting of mantle (Alkaline character of the parental magma) and contamination of magma with continental crust.

Related depletion of samples from Ce, Rb mostly related to alternated nature of the rocks. Geochemical investigations, discrimination diagrams of magmatic suites, comparable and tectonic settings indicate alkaline characters, within-plate setting and low grade partial melting of sub continental lithospheric mantle source for these rocks. These rocks are comparable with continental within-plate alkaline basalts of middle and lower Paleozoic of central Iran (Abyaneh, Soh, Zefreh, Dalmeh and Bagherabad) and the other within-plate alkaline basalts of the other parts of the world (Fairbanks of Alaska, Caltasi of Turkey, Antarctica of American and Sikhote Alin of Russia and Colombia River).

Keywords: Petrology, Geochemistry, Volcanic rocks, Paleozoic, Ghoosheh.

Photomap(Landsat 5 image) of south Ghosheh area(southwest Damghan)

