



دانشگاه سندھ

دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد

گرایش پترولوژی

عنوان:

پترولوژی و ژئوشیمی توده کوارتز مونزونیتی تویه- دروار،

جنوب غرب دامغان

نگارش:

علیرضا فاضلی زاده

استاد راهنما:

دکتر حبیب الله قاسمی

اساتید مشاور:

دکتر محمود صادقیان

دکتر عزیزالله طاهری

پائیز ۱۳۸۴

سَمِيعٌ عَلِيمٌ
الْحَمْدُ لِلَّهِ
الْحَمْدُ لِلَّهِ

تقدیم به

قطره اشکی از قطره های اشک پشیمان نازنین

مادره

پینه ای از پینه های دستان زحمتکش

پدره

که همه هستی ام از وجود آن دو بزرگوار است

دستان رنجیده شان را می بوسم و بلندای وجود شان همواره

استوار باد.

تقدیر و تشکر

تو را سپاس استاد عزیز که درد دل‌های شبانه ام را واگویه دلواپسی هایت کردی و از آن قصیده ای در غربت دلتنگی هایت پرداختی. تو که از جویبار عشق درونت زمزمه محبت را در مزرعه دلم جاری ساختی. تو را سپاس که لبخندی از صداقت آبی آسمان بر لرزش و کبودی پهنه ای از سکوت لبانم نشانیدی و جرعه ای از تبسم خورشید خیالت را به سایه بی رمق جانم چشانیدی و مرا در سرگردانی لحظه های پیچ در پیچ، سجاده نشین سحرهای بی قراری نمودی.

بی تردید انجام این رساله امکان پذیر نمی گردید مگر در سایه لطف پروردگار و یاری عزیزانی که در تمامی مراحل انجام کار از هیچ کمکی در حق بنده کوتاهی ننموده اند.

با تشکر و سپاسگزاری از جناب آقای دکتر حبیب اله قاسمی که اگر راهنمائیها و صبر و حوصله مستمرشان نبود مسلماً این رساله راه به جایی نمی برد.

همچنین از زحمات بی شائبه اساتید محترم آقایان دکتر محمود صادقیان و دکتر عزیز اله طاهری که مشاوره این تحقیق را به عهده داشتند کمال امتنان و سپاسگزاری را دارم و از آقایان دکتر حسین مهدیزاده شهری، دکتر ناصر حافظی مقدس، دکتر غلامحسین کرمی و دکتر پرویز امیدی که هر یک به نوعی در پیشبرد این پایان نامه موثر بوده اند، بی نهایت متشکرم.

از همکاری صمیمانه آقایان میر باقری، شاهینی، شاه حسینی و خانم سعیدی کمال تشکر را دارم. از کلیه دوستان عزیزم مخصوصاً آقایان امانیان، کرد، رضانی، عسکری، حاجی زاده، فتوت و جمال قوی که با اینجانب همکاری داشته اند کمال تشکر و قدردانی را دارم.

این پایان نامه با همکاری و مساعدت مرکز سنجش از دور ایران انجام شده است.

در انتها از خانواده ام به خاطر ایجاد محیطی آرام سپاسگزارم.

چکیده

منطقه مورد مطالعه در فاصله ۴۵ کیلومتری جنوب غرب دامغان در شمال روستای تویه دروار و در طولهای جغرافیایی ۵۳ درجه، ۴۵ دقیقه تا ۵۴ درجه، ۰۰ دقیقه شرقی و عرضهای ۳۵ درجه، ۵۵ دقیقه تا ۳۶ درجه، ۰۱ دقیقه شمالی واقع شده است. از دیدگاه تقسیمات زمین شناختی و ساختاری ایران این منطقه جزء البرز شرقی قرار گرفته است. این مطالعه بر مبنای مشاهدات صحرایی، تفسیر عکسهای هوایی و آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و کمیاب خاکی استوار است.

مطالعات صحرایی منطقه حاکی است بر خلاف آن چه که در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش کیاسر(سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) آورده شده است و سن توده مورد نظر را به بعد از دونین نسبت داده اند سنگ میزبان این توده را دولومیتها و آهکهای سازندهای سلطانیه، باروت و ماسه سنگهای سازندهای زاگون و لالون تشکیل می دهند، پس احتمالاً سن آن قدیمی تر از دونین، یعنی اردوسین و سیلورین باشد.

بر اساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگهای منطقه مورد مطالعه در سه گروه مجزا مشتمل بر کوارتزمونزدیوریت ها، کوارتزمونزونیت ها و مونزونیت ها قرار گرفته اند. از بافتهای مشخص این سنگها بافت دانه ای و میرمکیتی است. پلاژیوکلازها کانی فلیسک غالب در تمام سنگهای منطقه می باشند که به سریسیت و سوسوریت تجزیه شده اند. ارتوکلازها که تمام آلکالی فلدسپاتهای این سنگها را تشکیل می دهد پرتیتی بوده و به کانیهای رسی هم دگرسان شده اند. از کانیهای فرومنینزین آنها می توان به هورنبلند و بیوتیت اشاره نمود. وجود کانیهای ثانویه ای همچون کلسیت، سریسیت و اپیدوت می تواند نشانه ای از عملکرد آلتراسیونهای هیدروترمال باشد. از کانیهای فرعی مهم آن می توان به اسفن و آپاتیت اشاره نمود. آپاتیتهای سوزنی فراوان تأییدی بر ماهیت آلکالن ماگمای سنگهای این توده می باشد.

نمودارها و روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و کمیاب خاکی نمونه ها حاکی از پیوستگی طیف ترکیب سنگی توده مورد نظر می باشد. بیشتر نمونه ها بخاطر آلتراسیون پلاژیوکلازها و تشکیل سریسیت و کانیهای رسی نسبت A/CNK بیش از ۱ دارند و بنابراین از موقعیت خود به موقعیت غیر واقعی سوق می یابند و برخلاف انتظار در محدوده پیرآلومین نمودار شاند(۱۹۴۹) قرار می گیرند. در نمودارهای مختلف روند تغییرات نمونه های مورد مطالعه بیشتر با روند تبلور تفریقی هماهنگ است.

در نمودارهای عنکبوتی، تمامی نمونه ها از عناصر نادر خاکی سبک و ناسازگار غنی شدگی بیشتر و از عناصر نادر خاکی سنگین و سازگار غنی شدگی کمتر نشان می دهند. میزان غنی شدگی بالای نمونه ها از عناصری همچون Ba, Th, Rb حاکی از وجود یک منبع گوشته ای غنی شده زیر لیتوسفر قاره ای بعنوان محل منشأ ماگمای نمونه ها می باشد. آنومالی کمتر Nb و Ti حاکی از آلیاژ پسته ای ماگمای مادر نمونه ها بوده و از ویژگیهای مشخص سنگهای قاره ای و شاخص محیطهای فرورانش پسته قاره ای است. در دیگرامهای مختلف تمایز تکتونیکی، نمونه ها در محدوده گرانیتهای درون ورقه ای قرار می گیرند. در نمودارهای پترولوژیکی هم کلیه نمونه های مورد مطالعه روند آلکالن نشان می دهند. با توجه به شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی نظیر فقدان کانیهای شاخص دگرگونی، وفور آپاتیت و اسفن، فقدان مسکویت، مقدار سیلیس بین ۵۲ تا ۵۸ درصد، افت Ti و غنی شدگی بیشتر LILE می توان این توده را به گرانیتهای نوع I نسبت داد. همچنین بخاطر مقدار پائین MgO, CaO, مقدار بالای Fe/Mg, K/Na و غنی شدگی Ga/Al, Y, Zr می توان این گرانیتهای نوع A (غیرکوهزایی) جای داد.

با توجه به شواهد و مطالعات انجام شده و با در نظر گرفتن محیطهای تشکیل سازندهای پالئوزوئیک زیرین ایران می توان عنوان نمود که توده مورد مطالعه در یک محیط کششی(ریفینگ) به وجود آمده است.

کلمات کلیدی: پترولوژی، ژئوشیمی، تویه دروار، ایران

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
یک	تقدیم.....
دو	تشکر و قدردانی.....
سه	چکیده.....
چهار	فهرست مطالب.....
هشت	فهرست اشکال و تابلوها.....
یازده	فهرست جداول.....
۱	فصل اول - کلیات.....
۲	۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی.....
۴	۲-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی.....
۴	۳-۱- ژئومورفولوژی.....
۴	۴-۱- مطالعات قبلی.....
۵	۵-۱- هدف کلی از مطالعه.....
۵	۶-۱- روشهای مطالعاتی.....
۵	۷-۱- منابع معدنی.....
۸	فصل دوم- زمین شناسی عمومی منطقه.....
۹	۱-۲- مقدمه.....
۹	۲-۲- پیکره های سنگی منطقه تویه- دروار.....
۱۰	۱-۲-۲- پیکره های رسوبی.....
۱۰	الف- نهشته های پالئوزوئیک.....
۱۰	- سازند سلطانیه.....
۱۰	- سازند باروت.....
۱۱	- سازند زاگون.....
۱۱	- سازند لالون.....

۱۱ سازند میلا
۱۱ سازند جبرود
۱۴ ب- پیکره رسوبی مزوزوئیک
۱۵ سازند الیکا
۱۵ سازند شمشک
۱۵ سازندهای دلیچای و لار
۱۵ سازند تیزکوه
۱۵ د: پیکره های سنوزوئیک
۱۶ ۲-۲-۲- پیکره آذرین
۱۸ ۳-۲- زمین شناسی ساختمانی
۲۰ ۴-۲- زمین ساخت
۲۹ فصل سوم- پتروگرافی
۳۰ ۱-۳- مقدمه
۳۰ ۲-۳- کوارتز مونزودیوریت ها
۳۵ ۳-۳- کوارتز مونزونیت ها
۳۷ ۴-۳- مونزونیت ها
۴۰ ۵-۳- ترتیب تبلور
۴۳ ۶-۳- نتایج مطالعات پتروگرافی توده کوارتز مونزونیتی تویه- دروار
۵۲ فصل چهارم- ژئوشیمی و پترولوژی
۵۳ ۱-۴- مقدمه
۵۷ ۱-۱-۴- آماده سازی و تصحیح داده های تجزیه های شیمیایی
۵۹ ۲-۱-۴- استفاده از نتایج تجزیه های شیمیایی
۵۹ الف- عناصر اصلی
۵۹ ب- عناصر فرعی
۵۹ ج - عناصر کمیاب
۶۰ ۳ - ۱-۴- استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی نمونه های مورد مطالعه در رده بندی آنها
۶۱ الف- طبقه بندی بر اساس ترکیب نورماتیو
۶۱ - رده بندی نورماتیو اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹)

	- رده بندی نورماتیو با استفاده از روش اصلاحی مولر و براون (۱۹۷۷) و با کمک نمودار اشتريکایزن
۶۳ و لومتر (۱۹۷۹).....
۶۶ ب- طبقه بندی شیمیایی.....
۶۶ - طبقه بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹).....
۶۷ - طبقه بندی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰).....
۶۷ - طبقه بندی شیمیایی میدلموست (۱۹۸۵).....
۷۰ - طبقه بندی فروست و همکاران (۲۰۰۱).....
۷۱ ۴-۱-۴- استفاده از نتایج تجزیه های شیمیایی نمونه های مورد مطالعه برای بررسی روندهای تغییرات آنها.
۷۲ الف- نمودار درصد اکسید - درصد سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹).....
۷۵ ب- دیاگرامهای اندیس تفریق نسبت به اکسیدهای عناصر اصلی (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰).....
۷۷ ۴-۱-۵- استفاده از عناصر کمیاب در بررسی روندهای تحولات توده نفوذی تویه- دروار.....
۷۸ الف- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر یکدیگر.....
۸۲ ب- نمودار La/Sm در برابر La چنگ و همکاران (۲۰۰۱).....
۸۳ ۴-۱-۶- نمودارهای عنکبوتی.....
۸۶ الف- استوک گرانیات اسپیتز کوپ نامیبیا.....
۸۶ ب- سنگهای گرانیتوئیدی کمر بند لوفیلیان-زامبیا.....
۹۲ ۴-۲-۱- پترولوژی.....
۹۲ ۴-۲-۱- سری ماگمایی.....
۹۵ ۴-۲-۳- درجه اشباع از آلومین (ASI) سنگهای کوارتز مونزونیتی منطقه تویه- دروار.....
۹۵ ۴-۲-۴- شاخص دگرسانی.....
۹۹ ۴-۳- گرانیتهای غیر کوهزایی.....
۱۰۲ ۴-۴- نتیجه گیری.....
۱۰۴ فصل پنجم- منشأ و محیط تکتونیکی.....
۱۰۵ ۵-۱- مقدمه.....
۱۰۶ ۵-۲- انواع رده بندی های گرانیتهای.....
۱۰۷ ۵-۳- گرانیتهای نوع A.....
۱۰۹ ۵-۴- گرانیتهای نوع M.....

۱۱۱ ۵-۵- معیارهای مشخص برای تمایز گرانیت‌های نوع I و S
۱۱۵ ۵-۶- جایگاه تکتونیک گرانیت‌های مورد مطالعه
۱۱۵ الف - نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیک گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر اصلی
۱۱۵ ب - نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیک گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر کمیاب
۱۲۳ ۵-۷- نمودارهای متمایز کننده گرانیت‌ها بر اساس تغییرات Rb-Y-Nb و Rb-Yb-Ta
۱۲۵ ۵-۸- انواع گرانیت‌های نوع A
۱۲۶ ۵-۹- نمودارهای متمایز کننده گرانیت‌های نوع A
۱۲۸ ۵-۱۰- انواع مدل‌های ارائه شده برای گرانیتوئیدهای نوع A
۱۲۹ ۵-۱۱- منشأ ماگمای گرانیتوئیدهای نوع A
۱۳۰ ۵-۱۲- محیط تکنوماگمایی منطقه تویه- دروار
۱۳۱ ۱- ۵-۱۲- رخساره های قبل از ریفت
۱۳۲ ۲- ۵-۱۲- رخساره های همزمان با ریفت
۱۳۲ ۳- ۵-۱۲- رخساره های بعد از ریفت
۱۳۵ ۵-۱۳- نتیجه گیری
۱۳۶ ۵-۱۴- پیشنهادات
۱۳۷ فهرست منابع

فهرست اشکال و تابلوها

صفحه	عنوان
۳	شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه
۷	شکل ۱-۲- تصویر ماهواره ای منطقه
۱۳	شکل ۱-۲- مقایسه سازند سلطانیه در مقطع اصلی(الف) و در منطقه مورد مطالعه(ب)
۱۴	شکل ۲-۲- مقایسه ستون چینه شناسی سازند جیرود در مقطع اصلی و در منطقه مورد مطالعه
۱۸	شکل ۲-۳- بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر(سعیدی - اکبر پور ، ۱۳۷۱)
۲۰	شکل ۲-۴- گسلهای منطقه مورد مطالعه
۲۱	شکل ۲-۵- نقشه خلاصه شده ای از زمین ساخت البرز
۶۲	شکل ۴-۱- رده بندی نورماتیو اشتریکایزن و لومتر(۱۹۷۹) برای سنگهای گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن
۶۴	شکل ۴-۲- نمودار مولر وبراون(۱۹۷۷)، برای مشخص کردن درصد فلدسپاتهای آلکالن سنگ مورد نظر نسبت به کل فلدسپاتهای سازنده آن سنگ
۶۵	شکل ۴-۳- دیاگرام مودال QAP اشتریکایزن(۱۹۷۶) و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن
۶۶	شکل ۴-۴- نمودار کاکس و همکاران(۱۹۷۹) و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن.
۶۹	شکل ۴-۵- نمودار دولاروش و همکاران(۱۹۸۰) و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن.
۷۰	شکل ۴-۶- طبقه بندی شیمیایی میدلموست(۱۹۸۵) برای سنگهای گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن
۷۱	شکل ۴-۷- نمودار فروست و همکاران(۲۰۰۱) و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن
۷۳	شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹)
۷۶	شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر ضریب تفریق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)
۸۱	شکل ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات بعضی از عناصر کمیاب نسبت به سیلیس و اندیس تفریق
۸۳	شکل ۴-۱۱- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در برابرهم و در مقابل عناصر سازگار
۸۳	شکل ۴-۱۲- دیاگرام La-La/Sm چنگ و همکاران(۲۰۰۱)
۸۵	شکل ۴-۱۳- الف نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی نمونه های مورد مطالعه بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی

شکل ۴-۱۳- ب نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی نمونه های مورد مطالعه بهنجار شده نسبت

- ۸۵ به مقادیر گشته
- ۸۹ شکل ۴-۱۴- مقایسه نمودارهای عنکبوتی منطقه مورد مطالعه با منطقه نامیبیا
- ۹۱ شکل ۴-۱۵- مقایسه نمودارهای عنکبوتی منطقه مورد مطالعه با منطقه زامبیا
- ۹۱ شکل ۴-۱۶- الف، ب، ج نمودارهای تعیین سری ماگمایی منطقه مورد مطالعه
- شکل ۴-۱۷- الف، ب، ج و د نمودارهای تعیین درجه اشباع آلومین سنگهای گرانیتوئیدی منطقه
- ۹۸ مورد مطالعه
- ۱۰۱ شکل ۴-۱۸- نمودارهای تمایز گرانیت‌های نوع A سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه
- ۱۱۵ شکل ۵-۱- یک الگوی تکتونیکی ممکن در رابطه با انواع گرانیتوئیدها و محیط تکتونیکی آنها
- ۱۱۸ شکل ۵-۲- مراحل تدریجی تفکیک انواع محیط تکتونیکی سنگهای گرانیتوئیدی
- ۱۲۰ شکل ۵-۳- نمودارهای تفکیک محیط تکتونیکی منطقه مورد مطالعه (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)
- ۱۲۱ شکل ۵-۴- نمودار تغییرات Nb و Rb در مقابل SiO_2 برای تفکیک انواع گرانیتها
- ۱۲۵ شکل ۵-۵- نمودارهای متمایز کننده گرانیتها بر مبنای عناصر کمیاب
- ۱۲۷ شکل ۵-۶- نمودارهای متمایز کننده گرانیت‌های نوع A
- ۱۲۸ شکل ۵-۷- نمودار متمایز کننده OIB از IAB و موقعیت نمونه های مورد مطالعه

تابلوها

- ۲۶ تابلو ۱-۲- شکل الف، حجم وسیعی از دولومیت‌های سلطانیه
- ۲۶ تابلو ۱-۲- شکل ب، نفوذ توده کوارتز دیوریتی در داخل سازند سلطانیه
- ۲۶ تابلو ۱-۲- شکل ج و د، دولومیت‌های چرت دار سازند سلطانیه
- ۲۶ تابلو ۱-۲- شکل ه، مرز گسله توده نفوذی منطقه با سازند باروت
- ۲۶ تابلو ۱-۲- شکل و، دولومیت‌های خاکستری چرت دار سازند باروت
- ۲۷ تابلو ۲-۲- شکل الف، مرز گسله توده مونزونیتی (پائین) با سازند الیکا (بالا)
- ۲۷ تابلو ۲-۲- شکل ب و ج، نمایی از منطقه مورد مطالعه و جایگاه توده نفوذی مورد نظر
- ۲۷ تابلو ۲-۲- شکل د و ه، دایک‌های پگماتیتی
- ۲۸ تابلو ۲-۳- شکل الف، فرسایش پوست پیازی و خرد شدگی شدید توده بر اثر گسل خوردگی
- ۲۸ تابلو ۲-۳- شکل ب، پدیده آرژیلیتی شدن
- ۲۸ تابلو ۲-۳- شکل ج، پدیده سیلیسی زا سیون
- ۴۴ تابلو ۳-۱- شکل الف، بافت میرمکیتی در نمونه های کوارتز مونزودیوریتی
- ۴۴ تابلو ۳-۱- شکل ب - بافت پرتیتی و تجزیه ارتوکلاز به سریسیست و کانیهای رسی.
- ۴۴ تابلو ۳-۱- شکل ج - ماکل پلی سینتتیک، منطقه بندی و تجزیه سریسیستی در کانی پلاژیوکلاز

- ۴۴ ۱-۳-۱ شکل د- آلتراسیون کانی بیوتیت به کلریت.
- ۴۴ ۱-۳-۱ شکل ه - بلورهای تیغه ای و کشیده آپاتیت
- ۴۴ ۱-۳-۱ شکل و - اسفن های ثانویه حاصل از دگرسانی کانیه‌های اپک
- ۴۴ ۱-۳-۱ شکل ز - کلریت ثانویه حاصل از دگرسانی بیوتیت و هورنبلند
- ۴۶ ۲-۳-۲ شکل الف - بافت میرمیکیتی در نمونه های کوارتز مونزونیتی
- ۴۶ ۲-۳-۲ شکل ب - ماکل کارلسباد، بافت پرتیتی و تجزیه کانی ارتوکلاز به سریسیت
- ۴۶ ۲-۳-۲ شکل ج - ماکل پلی سینتتیک و منطقه بندی در پلاژیوکلازها.
- ۴۶ ۲-۳-۲ شکل د - آلتراسیون پلاژیوکلازها به کلسیت و ...
- ۴۶ ۲-۳-۲ شکل ه - غده های بیوتیتی که از مرکز هم به کلریت تجزیه شده اند
- ۴۶ ۲-۳-۲ شکل و - کانی اسفن اولیه با برجستگی بالا
- ۴۸ ۳-۳-۳ شکل الف - بافت دانه ای در نمونه های مونزونیتی
- ۳-۳-۳ شکل ب - کوارتزهای کرمی و قطره ای شکل در قالب بافت میرمیکیتی در نمونه های
 مونزونیتی
- ۴۸ ۳-۳-۳ شکل ج - بافت پرتیتی ارتوکلاز و تجزیه به کائولن و سریسیت
- ۴۸ ۳-۳-۳ شکل د- دگرسانی پلاژیوکلازها به سریسیت
- ۴۸ ۳-۳-۳ شکل ه - تجزیه بیوتیت به کلریت
- ۴۸ ۳-۳-۳ شکل و - اسفن های ثانویه حاصل آزاد شدن تیتانیم از کانیه‌های اپک
- ۵۰ ۴-۳-۴ شکل الف- زیرکنی که در داخل هورنبلند قرار گرفته است
- ۴-۳-۴ شکل ب- آپاتیت‌هایی که در داخل پلاژیوکلازها فرو رفته و همچنین اسفن هایی که در
 داخل هورنبلند قرار گرفته اند
- ۵۰ ۴-۳-۴ شکل ج- پلاژیوکلازها هورنبلندها را در بر گرفته اند
- ۵۰ ۴-۳-۴ شکل د- آپاتیت‌های ریز بلوری که در داخل پلاژیوکلازها قرار گرفته اند
- ۴-۳-۴ شکل ه- هم رشدی پلاژیوکلازها و کوارتزها که منجر به تشکیل بافت میرمیکیتی شده
 است
- ۵۰ ۴-۳-۴ شکل و- پلاژیوکلازی که در داخل ارتوزها قرار گرفته است

فهرست جداول

صفحه	عنوان
۵۴.....	جدول ۴-۱ - موقعیت دقیق نمونه های برداشت شده توسط GPS.....
۵۵.....	جدول ۴-۲ - نتایج آنالیز شیمیایی و ترکیب کانی شناسی نورماتیو نمونه ها.....
۶۳.....	جدول ۴-۳ - مقادیر پارامترهای ANOR و Q* برای نمونه های مورد مطالعه.....
۶۷.....	جدول ۴-۴ - مقادیر میلی کاتیون عناصر اصلی و پارامترهای R ₁ , R ₂ نمونه های مورد مطالعه.....
۷۷.....	جدول ۴-۵ - مقادیر محاسبه شده D.I نمونه های مورد مطالعه.....
۸۸.....	جدول ۴-۶ - نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگهای گرانیتی نامیبیا.....
۹۰.....	جدول ۴-۷ - نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگهای گرانیتی زامیبیا.....
۹۶.....	جدول ۴-۸ - مقادیر محاسبه شده ASI, CIA و Al/Na+K نمونه های منطقه مورد مطالعه.....
۹۷.....	جدول ۴-۹ - مقادیر محاسبه شده A/CNK, N, C, A, K, NK نمونه های منطقه مورد مطالعه.....
	جدول ۵-۱ - معیارهای صحرایی جهت تفکیک گرانیت‌های نوع I و S و مقایسه نمونه های
۱۱۰.....	مورد مطالعه با آنها.....
	جدول ۵-۲ معیارهای کانی شناسی و پترو گرافی جهت تفکیک گرانیت‌های نوع I و S و مقایسه نمونه های
۱۱۱.....	مورد مطالعه با آنها.....
	جدول ۵-۳ معیارهای شیمیایی جهت تفکیک گرانیت‌های نوع I و S و مقایسه نمونه های
۱۱۳.....	مورد مطالعه با آنها.....
۱۱۹.....	جدول ۵-۴ - مقادیر پارامترهای مورد استفاده در دیاگرام‌های محیط تکتونیکی.....
۱۲۳.....	جدول ۵-۶ - روابط بین انواع پتروژنتیک منشأ و محیط ژئوتکتونیکی.....

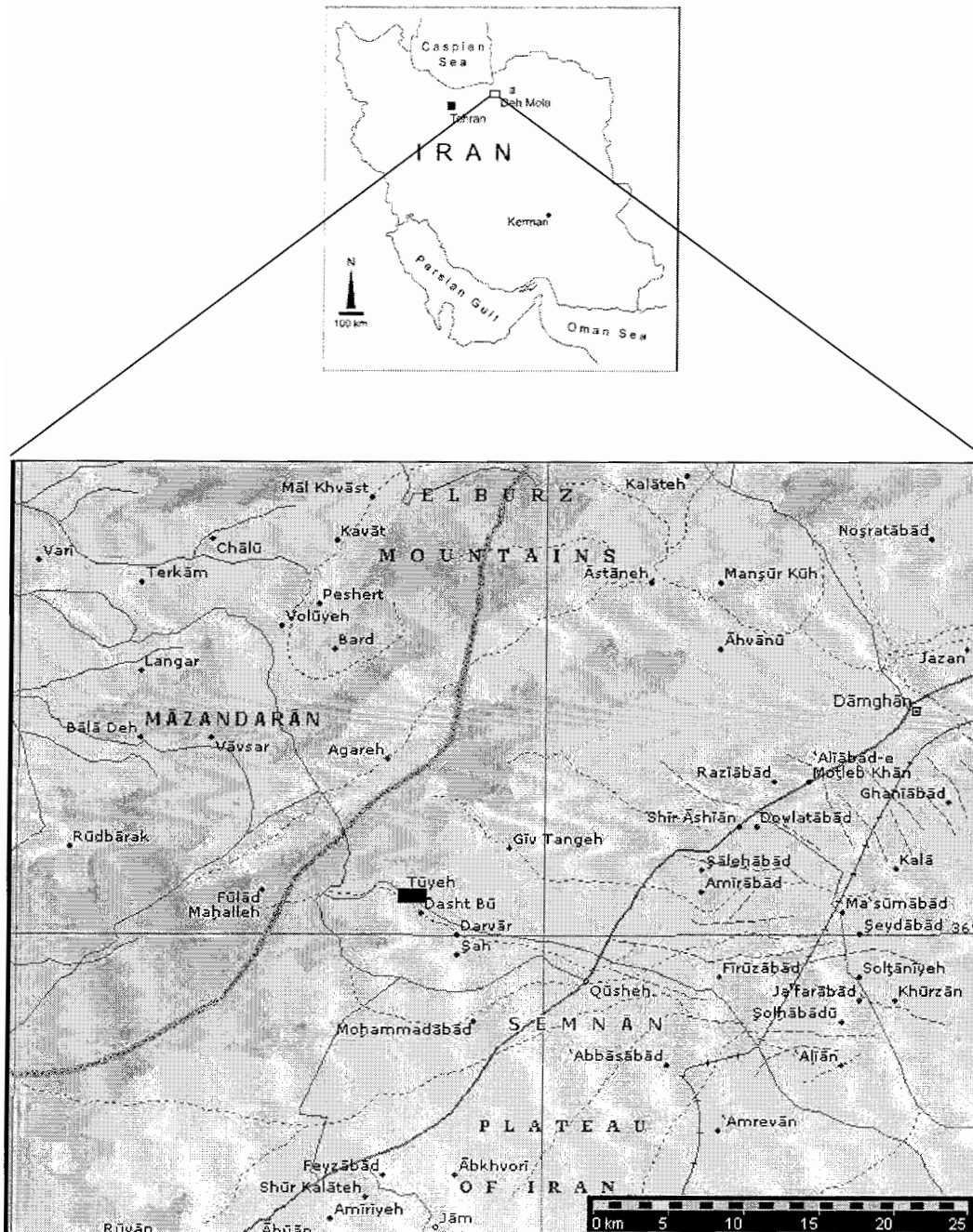
فصل اول

کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی

منطقه مورد مطالعه در فاصله ۵۰ کیلومتری جنوب غرب دامغان در شمال روستای تویه- دروار در استان سمنان واقع شده است. این محدوده در مختصات طولهای جغرافیایی ۵۳ درجه و ۴۵ دقیقه تا ۵۴ درجه شرقی و عرضهای ۳۵ درجه و ۵۵ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۰۱ دقیقه شمالی قرار دارد. ارتفاع این منطقه بین ۱۲۰۰ تا ۲۱۵۰ متر از سطح دریا متغیر می باشد. این ناحیه به شرقی ترین بخش ارتفاعات البرز مرکزی تعلق دارد.

بهترین راه دسترسی به منطقه مورد مطالعه از ۳۵ کیلومتری جاده دامغان - سمنان منشعب می شود که به سه راهی قوشه- تویه معروف است. فاصله منطقه تویه- دروار تا این سه راهی ۱۵ کیلومتر جاده آسفالتی می باشد. روستاهای صح و دروار نیز در امتداد آن قرار دارند. سایر راههای ارتباطی دسترسی به این منطقه نیز در شکل ۱-۱ نشان داده شده اند.



شکل ۱-۱: موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ (Encarta, ۲۰۰۰)

۱-۲- آب و هوا و جغرافیای انسانی

این ناحیه دارای آب و هوای نسبتاً سرد و خشک در زمستان و معتدل در تابستان بوده و تحت تأثیر جریانهای آب و هوایی گرم و خشک دشت کویر قرار دارد. میانگین بارش سالیانه در این ناحیه در حدود ۲۱۰ میلی لیتر است که نسبت به نواحی دشت دامغان از بارندگی بهتری برخوردار است، معدل سالیانه دما ۲۲ درجه بوده که حداکثر دما در مرداد ماه و حداقل آن در ماههای دی و بهمن می باشد (جغرافیای استان سمنان، ۱۳۷۵). پوشش گیاهی منطقه عمدتاً به صورت درختچه ای و بوته ای است و فقط در اطراف دره ای که رودخانه تویه از آن می گذرد متمرکز است. دامداری، کشاورزی و باغداری از جمله اشتغالات عمده مردم این منطقه است. روستای تویه با ۲۰۰ خانوار حدود ۱۰۰۰ نفر جمعیت دارد. محصولات کشاورزی این منطقه انواع میوه و بخصوص گردو می باشد. امکانات رفاهی آن شامل لوله کشی آب، برق، درمانگاه، مخابرات، دبستان، مدرسه راهنمایی و شرکت تعاونی روستایی است.

۱-۳- ژئومورفولوژی

مورفولوژی منطقه متأثر از آب و هوا، جنس سنگها و فعالیتهای تکتونیکی است، شامل تپه هایی با شیب ملایم تا نسبتاً زیاد و کوههای مرتفع با صخره و پرتگاههای خطرناک است. به نظر می رسد که فعالیتهای تکتونیکی در منطقه به طور گسترده ای عمل کرده است. به همین دلیل دارای مورفولوژی و توپوگرافی متنوعی است، بطوری که در بعضی از مناطق پیمایش به سختی صورت می گیرد یا غیر ممکن است. شیب عمومی لایه ها در این ناحیه به سمت جنوب شرق و امتداد لایه ها شمال شرقی - جنوب غربی است .

۱-۴- مطالعات قبلی

تاکنون هیچگونه مطالعه پترولوژیکی بر روی این توده انجام نگرفته است. تنها می توان به مطالعه رستمی پایدار (۱۳۸۰) بر روی ژئوشیمی و ژنز کانسار فلورین (روی، سرب و باریم) در منطقه اشاره کرد. همچنین امین رسولی (۱۳۷۸) و امیر سرداری (۱۳۷۷) هم مطالعاتی روی سنگهای رسوبی منطقه انجام داده اند، که فقط به ذکر نام توده اکتفا کرده اند.

سعیدی و اکبرپور (۱۳۷۱) در نقشه زمین شناسی منطقه کیاسر با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، بخشی از واحدهای سنگ چینه ای منطقه و توده نفوذی را با سن بعد از دونین به نقشه در آورده اند. در شرح نقشه صرفاً به ترکیب سنگ شناسی آن اشاره شده ولی درباره خاستگاه تشکیل آن مطلبی ارائه نشده است.

۱-۵- هدف کلی از مطالعه

با توجه به اینکه تاکنون هیچگونه مطالعه دقیق پترولوژیکی بر روی توده آذرین منطقه صورت نگرفته است، بنابراین مطالعه این سنگها از نظر ترکیب سنگ شناسی، شیمیایی و همچنین سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی رخداد آنها به خصوص در رابطه با وضعیت تکتونو ماگمایی پالئوزوئیک البرز از اهمیت ویژه ای برخوردار است.

۱-۶- روشهای مطالعاتی

به منظور انجام این مطالعه ابتدا عکسهای هوایی منطقه با مقیاس ۱:۵۰۰۰، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، نقشه راههای ارتباطی و اطلاعات ماهواره ای (landsat ۱۹۸۸) منطقه تهیه شد. سپس مطالعات کتابخانه ای راجع به منطقه مورد مطالعه انجام گردید. مطالعات صحرایی منطقه در چند نوبت در سالهای ۱۳۸۳ و ۱۳۸۴ انجام شد. در طی مطالعات صحرایی، از همه رخنمونهای موجود، نمونه برداری صورت گرفت و به کمک GPS مختصات محل برداشت آنها مشخص گردید. از نمونه های جمع آوری شده ۶۰ عدد مقطع نازک تهیه شد. تعداد ۱۳ نمونه سنگ منتخب را برای آنالیز به آزمایشگاه معتبر Actlab کانادا فرستاده شد. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه ها توسط نرم افزارهای Excell، Minpet، Newpet و Igpert پردازش گردید. داده های دور سنجی منطقه نیز توسط نرم افزار Elwis^۳ پردازش شده و تصویر ماهواره ای منطقه در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ تهیه گردید (شکل ۱-۲).

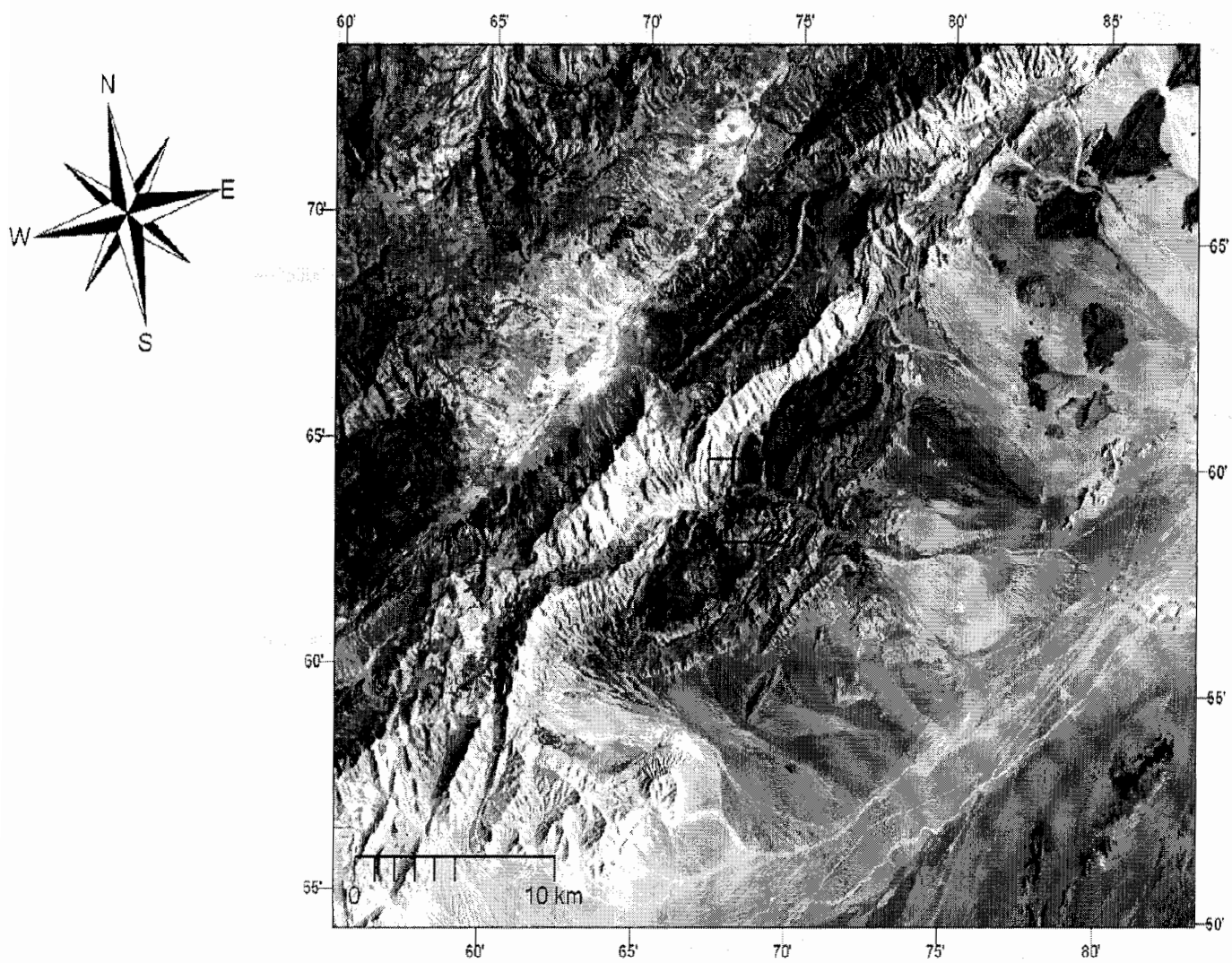
۱-۷- منابع معدنی

استان سمنان به علت وجود منابع غنی معدنی و همچنین امکانات بالقوه، تولیدات معدنی آن در سطح ملی مورد توجه خاصی است. ذخایر معدنی غیر فلزی این استان در حد زیادی شناخته شده است. منابع اقتصادی منطقه مورد مطالعه به اختصار عبارتند از:

کانسار فلوتورین (روی، سرب و باریم) میلاکوه (در نزدیکی توده مورد مطالعه) و آثار معدنی تویه از ذخایر استراتاباند زون ساختاری البرز مرکزی است که سنگ درونگیر آن به طور عمده قسمت‌های دولومیتی واحد کربناته استروماتولیتی بخش بالائی سازند سلطانیه می باشد. توده نفوذی مورد نظر یا فعالیت‌های هیدروترمالی آن نقشی در این کانه زایی ندارد (رستمی پایدار، ۱۳۸۰). اما با توجه به یافته های این تحقیق، احتمال نقش توده و سیالات آن در کانه زایی زیاد است. همچنین این مواد بعد از استخراج به عنوان کمک ذوب به ذوب آهن اصفهان فرستاده می شوند.

رسوبات شمشک بطور نسبی غنی از لایه های زغال سنگی است. فعالیت‌های اکتشافی آن انجام گردیده و نتیجه آن استخراج معدن زغال سنگ (چالو) واقع در خاور منطقه مورد مطالعه می باشد. زغال سنگ مذکور کک شونده بوده و برای مصرف به دامغان حمل می شود. این لایه های زغالی در باختر و جنوب فولاد محله هم قابل رویت است.

در قاعده دو سازند الیکا و شمشک نیز افقها و لایه های لاتریتی و بوکسیتی مربوط به تریاس پسین وجود دارد که از هوازدگی و فرسایش بازالت‌های قاعده شمشک به وجود آمده اند. ضخامت آنها از ۲ تا ۱۰ متر متغیر می باشد و درصد اکسید آهن آنها متغیر است. در حال حاضر، از بعضی از این افقها بهره برداری می گردد.



شکل ۱-۲- تصویر ماهواره ای ۵ Lansat به سال ۱۹۸۸ منطقه تویه دروار با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰

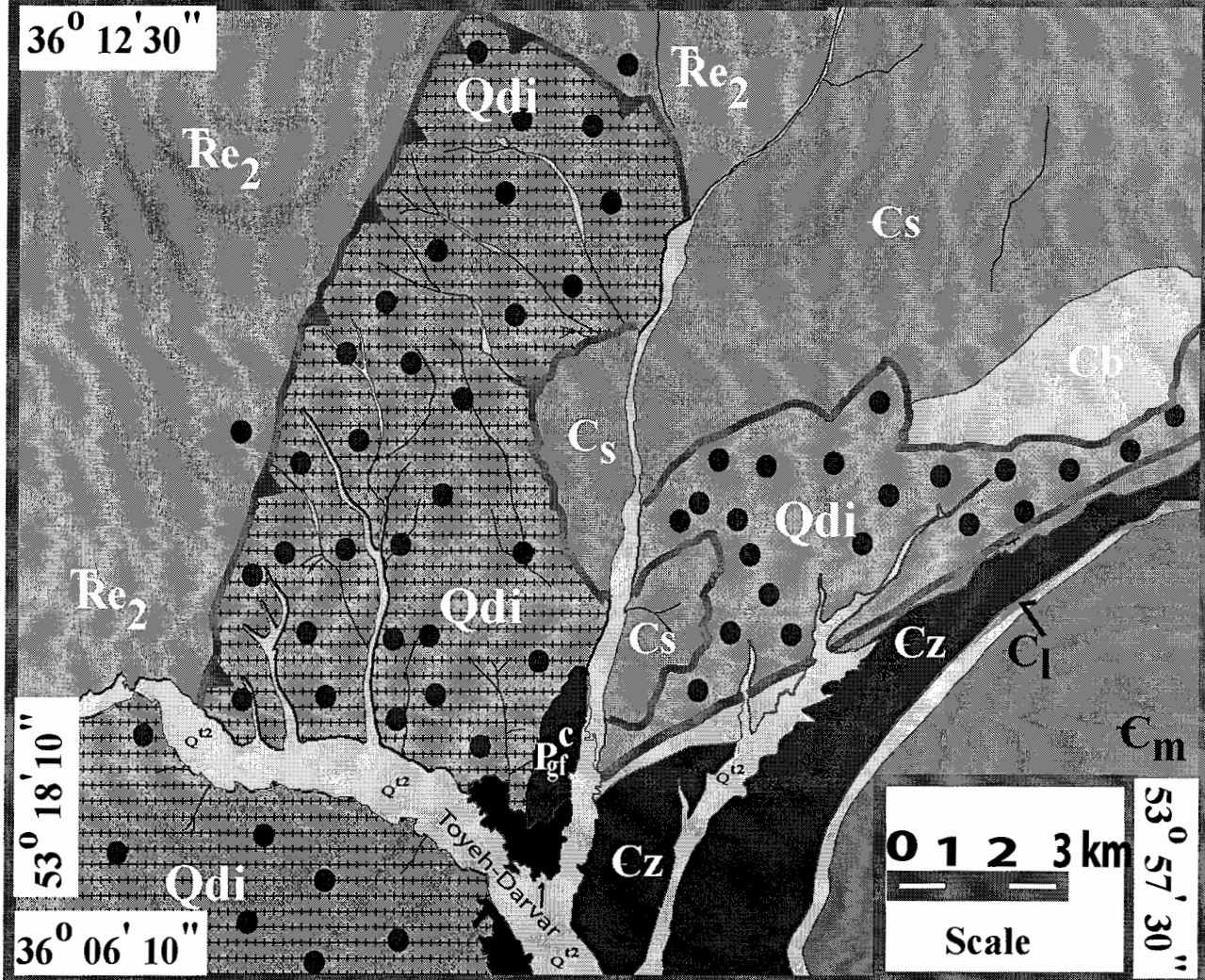
Cenozoic		Alluvium
		Conglomerate(Fajan Formation)
Mesozoic		Thick bedded to massive dolomite(Elika Formation)
		Quartzdiorite
Paleozoic		Dolomite, sandstone, quartzite, limestone(Mila Formation)
		Red sandstone with quartzite on top(Lalun Formation)
		Red shale, sandstone(Zaigun Formation)
		Shale, sandstone, dolomite(Barout Formation)
		Dolomite(Soltanieh Dolomite)

General symbols

	Village		Reverse fault
	Road		Normal fault
	Drainage		Contact
			Sampling point



Geological map of Tuyeh Darvar area



فصل دوم

زمین شناسی عمومی منطقه

۲-۱- مقدمه

منطقه تویه- دروار در بخش شرقی زون البرز مرکزی قرار گرفته و بنابراین دارای تاریخچه تحولات زمین شناسی این زون ساختاری است. پهنه رسوبی - ساختاری البرز شامل بلندی های شمال صفحه ایران است که به شکل طاقدیسی، در راستای عمومی خاوری - باختری از آذربایجان تا خراسان امتداد دارد. از نگاه زمین ریخت شناسی، مرز شمالی این پهنه منطبق بر تپه ماهورهایی متشکل از نهشته های ترشیری و دشت ساحلی خزر است. از نگاه زمین شناختی مرز شمالی آنرا محدود به زمین درز تتیس کهن می دانند که از برخورد سنگ کره قاره ای البرز با سنگ کره توران، در تریاس پسین به وجود آمده است. حد جنوبی البرز چندان روشن نیست. علوی(۱۹۹۱) گسل تبریز، ربویه(۱۹۴۱) آنتی البرز، بربریان(۱۳۷۵) گسل گرمسار، نبوی(۱۳۵۶) گسل سمنان و علوی نائینی(۱۹۷۲) گسل عطاری را مرز جنوبی البرز دانسته اند(آقانباتی، ۱۳۸۳).

البرز مرکزی هم بخشی از سیستم تکتونیکی پیچیده البرز است که خود نیز قسمتی از نوار تکتونیکی فعال آلپ- هیمالیا می باشد. در این منطقه روند ساختار اصلی، از قبیل گسلها و چین خوردگیها، روند اصلی البرز را با امتداد غرب - شمال غرب و شرق - شمال شرق دنبال می کند.

۲-۲- پیکره های سنگی منطقه تویه- دروار

در منطقه مورد نظر پیکره های متنوعی از سنگهای رسوبی(سازندهای سلطانیه، باروت ...) و آذرین به سن کامبرین زیرین تا اتوسن دیده می شود.

۲-۲-۱- پیکره های رسوبی

پیکره های رسوبی موجود در منطقه شامل سازندهای پرکامبرین بالائی تا اتوسن می باشد.

که در ذیل به شرح آنها می پردازیم:

الف - نهشته های پالئوزوئیک

بررسی سنگهای ایران از پرکامبرین پسین تا پالئوزوئیک میانی نشان می دهد که ایران در این زمان بخشی از حاشیه شمالی قاره گندوانا بوده است. در اواخر پرکامبرین برخورد ورقه هائی از کمان های ماگمائی در ایران و عربستان (کوهزائی کاتانگائی) منجر به پیوستن ایران به بخش شمالی قاره گندوانا شده است. پس از این فاز کوهزائی وضعیت تکتونیکی آرامی در منطقه هویدا شد. در زمان پرکامبرین پسین و پالئوزوئیک پیشین حرکات خشکی زائی و کافت زایی (Rifting) در ایران رخ داده است. سنگهای آتشفشانی دو گانه (اسیدی و بازیک) توف و توده های گرانیتی موجود در زیر سنگهای رسوبی پرکامبرین بالائی و کامبرین پائینی نشانه گسترش پوسته ایران در این زمانهاست (آقابیائی، ۱۳۸۳).

- سازند سلطانیه

قدیمی ترین سنگهای رخنمون یافته در منطقه تویه- دروار، سازند سلطانیه به سن پرکامبرین بالا- کامبرین زیرین است (سعیدی و اکبریور، ۱۳۷۱). این سازند شامل طبقات دولومیتی متبلور حاوی نودولها و نوارهای چرتی خاکستری رنگ و همچنین استروماتولیت می باشد و توسط توده کوارتز مونزونیتی مورد مطالعه قطع شده است (تابلو ۲-۱ شکل الف و ب). همانطوری که در ستونهای چینه شناسی (شکل ۲-۱ الف، ب) مشاهده می شود این واحد نسبت به مقطع اصلی خود در کوههای سلطانیه فقط دارای دولومیت است و فاقد شیل می باشد.

- سازند باروت

لیتولوژی مقطع اصلی آن از شیلهای رسی، سیلتی و ماسه ای ظریف میکادار به رنگهای ارغوانی، سبز، خاکستری، بنفش و سیاه است که بطور بین لایه ای دارای دولومیت و آهک می باشد (خسرو تهرانی، ۱۳۶۷). در منطقه تویه- دروار، این مجموعه اساساً از تناوب شیلهای رسی، سیلتی و ماسه ای میکادار خاکستری تیره متمایل به سبز و قرمز و دولومیت های بین لایه ای خاکستری تیره چرت دار به سن کامبرین آغازی تشکیل شده است (تابلو ۲-۱ شکل ج). رخنمونهای این سازند بیشتر در شرق منطقه گسترش دارند.

- سازند زاگون

رخمونهای سازند زاگون در این منطقه از نظر لیتولوژی شباهت زیادی با رخمونهای این واحد سنگ چینه ای در دره زاگون (مقطع اصلی این سازند) دارد. به طور کلی رخساره های زاگون در سراسر البرز تقریباً ثابت و شامل شیلهای دانه ریز سیلتی و ماسه سنگهای دانه ریز میکادار به رنگهای قرمز تیره و ارغوانی می باشد که با مرزی هم شیب بر روی سازند باروت قرار گرفته است.

- سازند لالون

لیتولوژی این واحد در محدوده مورد مطالعه شامل ماسه سنگهای آرکوزی با سیمان سیلیسی است که به رنگ قرمز تیره - آجری و اخراپی دیده می شود. این واحد در یک محیط کم عمق دریایی رسوبگذاری شده و بطور هم شیب بر روی سازند زاگون قرار دارد. علوی نائینی کوارتزیت سفید رنگ بالای سازند لالون را کوارتزیت قاعده ای (Base quartzite) در نظر گرفته است، ولی از آنجا که در مرز بالائی این واحد، ناپیوستگی مشخصی دیده می شود (لاسمی، ۱۹۹۵) و سیستم رسوبگذاری ناهمسانی با کربناتهای سازند میلا دارد، بهتر است به صورت واحدی جداگانه بررسی شود.

- سازند میلا

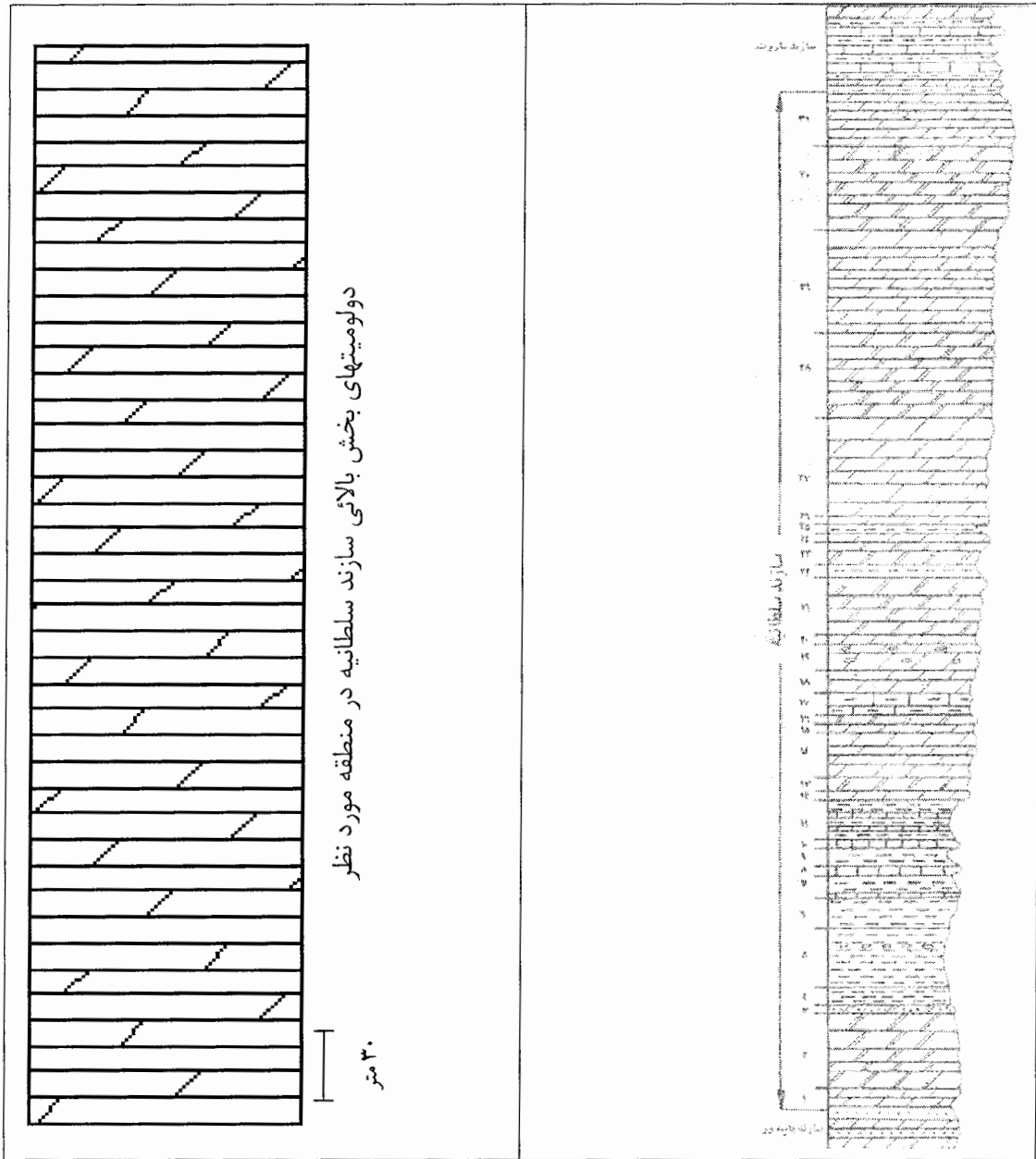
سازند میلا به سن کامبرین میانی تا اردوئین زیرین به صورت ناپیوسته بر روی سازند لالون قرار می گیرد و همانند مقطع اصلی شامل ۵ بخش است که عبارتند از : دولومیت‌های زیرین (بخش ۱)، سنگهای تخریبی و کربناته (بخش ۲)، آهک فسیل دار (بخش ۳) و سنگهای عمدتاً تخریبی (بخشهای ۴ و ۵) که شامل کنگلومرا، ماسه سنگ، سیلتستون و گل سنگ با میان لایه های آهکی می باشد (لاسمی، ۱۹۹۵).

- سازند جیروود

سازند جیروود با سن دونین که در مقطع اصلی خود (شکل ۲-۲ الف) شامل ماسه سنگ، شیل، آهکهای ماسه ای فسیل دار و آهکهای دولومیتی می باشد (خسرو تهرانی، ۱۳۶۷) در این ناحیه از اهمیت بالائی برخوردار است. سعیدی و اکبریور (۱۳۷۱) توده نفوذی تویه- دروار را به صورت نفوذی در سازند جیروود معرفی نموده و سن بعد از دونین (Post - Devonian) را به آن نسبت داده اند. اما

همانطور که در شکل (۲-۲) دیده می شود سازند جیروود دارای ضخامتی برابر ۲۱۵ متر است که از پائین به بالا شامل کنگلومرای پیشرونده (۳۵متر)، رخساره های آواری شیل و ماسه سنگ (۵۳/۵متر)، دولومیت (۱۶متر)، آهک (۲۰متر)، شیل (۱۴متر)، آهک (۲۰متر)، دولومیت (۱۶متر)، آهک (۲۰متر) می باشد (قوچی اصل، ۱۳۸۳).

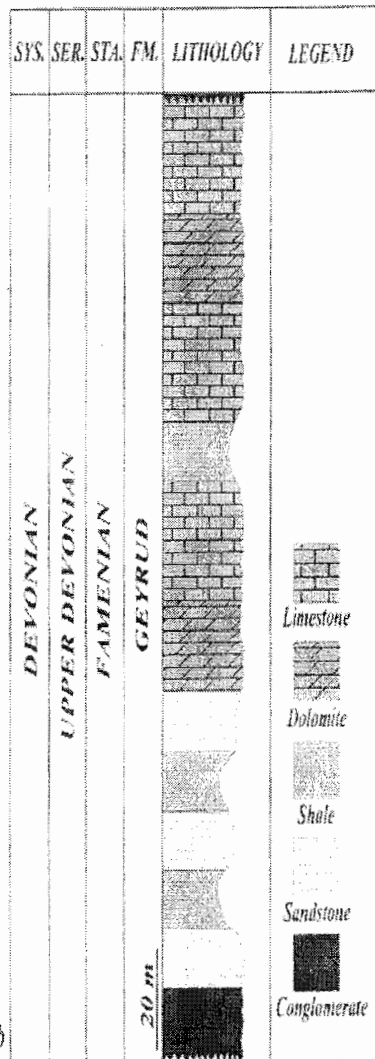
شواهد صحرایی حاکی از وجود حجم زیادی دولومیت بعنوان سنگ میزبان توده است که این دولومیتها چرت دار، استروماتولیتی تیره و با ضخامت زیاد می باشند (تابلو ۱-۲ شکل د و ه) و با دولومیتهای موجود در سازند جیروود (۳۲متر) قابل مقایسه نیستند. همچنین در توالی چینه شناسی که توده نفوذی مورد نظر در آن نفوذ کرده علاوه بر این دولومیتهای تیره سازند سلطانیه، شیل‌های رسی، سیلتی و دولومیت‌های خاکستری چرت دار سازند باروت هم به چشم می خورد (تابلو ۱-۲ شکل و) و در مقایسه با لیتوژی تقریباً ثابت و یکنواخت (کنگلومرا، شیل، ماسه سنگ، دولومیت و آهک) سازند جیروود کاملاً متفاوت است.



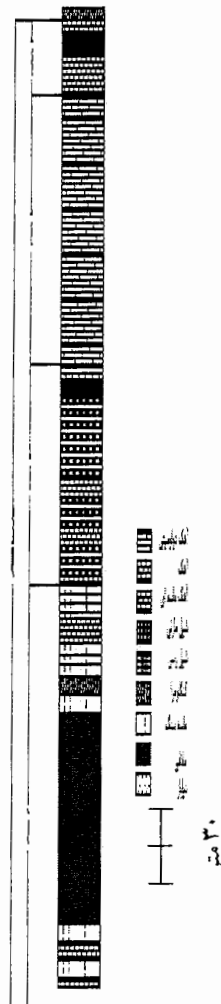
ب

الف

شکل ۱-۲ : مقایسه سازند سلطانی در مقطع اصلی (الف) و در منطقه مورد مطالعه (ب)



ب



الف

شکل ۲-۲ : مقایسه ستون چینه شناسی سازند جیروود در مقطع اصلی (الف) و در منطقه مورد مطالعه (ب)

ب: پیکره های رسوبی مزوزوئیک

پیکره های رسوبی مزوزوئیک منطقه تویه- دروار شامل سازندهای الیکا به سن تریاس، شمشک، دلیچای و لار به سن ژوراسیک و تیزکوه به سن کرتاسه می باشد. سطح تماس بین واحدهای مزوزوئیک و پالئوزوئیک به صورت گسله است.

- سازند الیکا

این سازند در مقطع اصلی شامل آهک ورقه ای نازک لایه تا آهک مارنی، دولومیت و آهک دولومیتی به رنگ زرد آجری است (خسرو تهرانی، ۱۳۶۷). در مقطع مورد مطالعه سازند الیکا دارای آهکهای نازک لایه با زیست آشفستگی شدید (vermiculate) و دولومیت‌های ضخیم لایه زرد-قهوه ای است که کنتاکت آن با توده نفوذی مورد نظر به صورت گسله می باشد (تابلو ۲-۲ شکل الف).

- سازند شمشک

سازند شمشک دارای چهار بخش سنگی قابل تشخیص در مقطع اصلی است که شامل بخش ماسه سنگ زیرین، بخش زغال دار زیرین، بخش ماسه سنگ بالایی و بخش زغال دار بالایی می باشد (خسرو تهرانی، ۱۳۶۷). در این منطقه هم این سازند با تناوب شیل و ماسه سنگ و وجود منابع عظیم زغال سنگ به خوبی مشخص می باشد. این سازند از ماسه سنگهای ضخیم لایه کنگلومرایی و تناوبی نسبتاً منظم از شیل و ماسه سنگ تشکیل شده است و همچنین در بعضی از قسمت‌ها مارنهای خاکستری متمایل به آبی در آن دیده می شود.

- سازندهای دلیچای و لار

بر روی نهشته های آواری شمشک، نهشته های کربناته دلیچای که شامل آهکهای مارنی نازک لایه است قرار می گیرد. سازند لار نیز رخنمون نسبتاً وسیعی در منطقه دارد، از سنگ آهک مارنی، آهکهای خاکستری روشن ضخیم لایه و توده ای و در انتها هم از دولومیت تشکیل یافته است.

- سازند تیزکوه

سنگهای کرتاسه شامل سازند تیزکوه بوده که همانند مقطع اصلی خود به صورت آهکهای خاکستری روشن ضخیم لایه و توده ای در تویه - دروار و دشت بو بیرون زدگی یافته است.

د: پیکره های سنوزوئیک

واحدهای آتشفشانی - رسوبی این دوران در بخشهای شمال غربی محدوده مورد مطالعه و با روند SW-NE رخنمون دارند و بر روی واحدهای پالئوزوئیک و مزوزوئیک رانده شده اند (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱). از جمله سازندهای سنوزوئیک قابل مشاهده در این منطقه می توان به سازندهای فجن متشکل از شیل، ماسه سنگ و کنگلومرا به سن پالئوسن، زیارت متشکل از سنگ آهکهای

ضخیم لایه به رنگ قرمز و سازند کرج متشکل از شیل های آهکی، توفی و توفهای سبز کمرنگ به سن ائوسن اشاره نمود.

۲-۲-۲- پیکره آذرین

بعد از بررسی پیکره های رسوبی منطقه به پیکره آذرین آن که مبحث اصلی این رساله است می پردازیم. این پیکره شامل یک توده نفوذی است که در قسمت شمال روستای تویه- دروار رخنمون دارد (تابلو ۱-۲ شکل و - ز). از مشخصات صحرایی بارز آن ظاهر تیره و مورفولوژی هموار می باشد. دارای حاشیه انجماد سریع تیره تر و ریز دانه است و به تدریج به سمت داخل توده، دانه درشت تر و حتی در بعضی قسمتها بخاطر تفریق روشن تر می شود. در بخشهایی از این توده، دایکهای پگماتیتی که به مراحل انتهایی فاز تأخیری مربوط هستند، دیده می شوند (تابلو ۲-۲ شکل د و ه). از دیگر مشخصات صحرایی بارز آن می توان به فرسایش پوست پیازی اشاره نمود (تابلو ۲-۳ شکل الف).

طیف ترکیب سنگی آن از کوارتز مونزودیوریت، کوارتز مونزونیت تا مونزونیت متغیر است. در سنگهای اطراف آن هیچگونه دگرگونی همبری بارزی مشاهده نمی گردد. این امر احتمالاً به خاطر کمبود سیالات، حجم کم توده و صعود دیاپیری آن در حالت نسبتاً جامد و سرد است. پس بدون تردید عامل صعود این توده همان دسته از عواملی هستند که در صعود دیاپیری توده های سنگی دخالت دارند مانند تفاوت وزن مخصوص، تفاوت ویسکوزیته و ... این توده نه تنها دارای هاله دگرگونی بارزی نیست بلکه در اطراف آن سنگها تحت تاثیر تنشهای برشی به مجموعه ای از سنگهای خرد شده تبدیل شده اند و حتی گاهی در این زون خرد شده سیالات گرمابی نفوذ کرده و به علت نفوذپذیری سنگهای میزبان و توده نفوذی خرد شده اثرات کمی از آلتراسیونهای آرژیلیتی و سیلیسی ایجاد نموده اند (تابلو ۲-۳ شکل های ب و ج). پس با توجه به این شواهد می توان نتیجه گرفت که سنگهای همبر توده بطور عموم به جای آنکه تحت تأثیر شار دمای بالا قرار گیرند بطور یقین تحت تأثیر نیروهای برشی قرار گرفته اند و در مواردی خردشدگیها و دگرشکلیهایی ایجاد نموده اند (سبزه ئی، ۱۳۸۳).

همانطور که قبلاً هم اشاره شد بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گوش کیاسر (سعیدی و اکبر پور، ۱۳۷۱) (شکل ۲-۳) توده نفوذی تویه- دروار در سازند جیروود نفوذ نموده پس سن آنرا به بعد از دونین (Post - Devonian) نسبت داده اند. ولی بر اساس شواهد بدست آمده از این مطالعه توده

مزبور سازندهای سلطانیه و باروت را قطع نموده و سازند آهکی الیکا روی آن رانده شده است. با توجه به شواهد مذکور به نظر می رسد که سن توده احتمالاً قدیمی تر از دونین فوقانی، یعنی اردویسین و سیلورین باشد.

قابل ذکر است که در اردویسین - سیلورین البرز و حتی ایران مرکزی ماگماتیسم نسبتاً شدید و گسترده ای وجود داشته است که در ذیل به برخی از آنها اشاره می نمائیم.

۱- ولکانیسم بازیک در زیر آهکهای اردویسین تتورود در کوههای طالش شمالی و منطقه کلور(جنوب خلخال)(کلارک و دیگران، ۱۹۷۵؛ دیویس و دیگران، ۱۹۷۲)؛

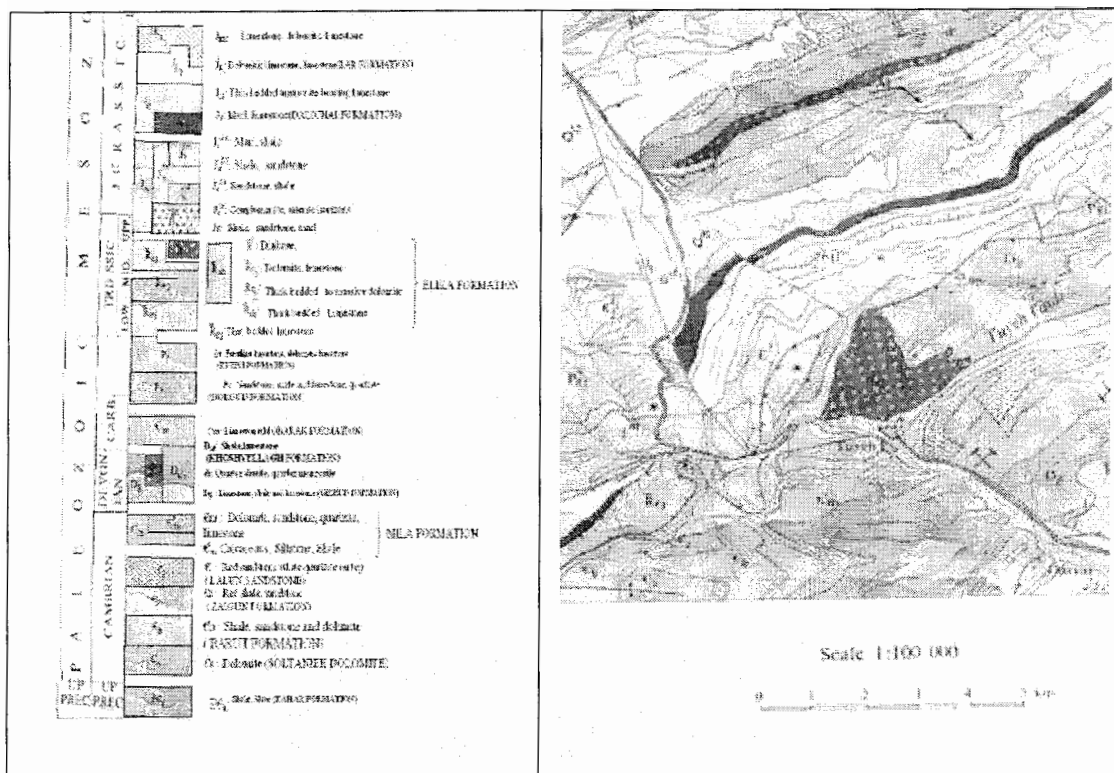
۲- بازالتهای سلطان میدان، به سن اردویسین تا سیلورین در ناحیه شمال کوههای البرز، در گردنه خوش بیلاق در ۱۶۰ کیلومتری شرق منطقه(ژنی، ۱۹۷۷)؛

۳- ولکانیسم بازیک به سن اردویسین در قلی و رباط قره بیل در شمال شرق ایران(افشار حرب، ۱۹۷۹؛ جولاپور، ۱۳۷۵)؛

۴- ولکانیسم بازیک کامبرین در قاعده سازند زاگون در طالقان و سازند وطن در منطقه جام در ۳۵ کیلومتری جنوب منطقه(آنلز و دیگران، ۱۹۷۵؛ علوی، ۱۹۷۲؛ ناجی، ۱۳۸۳؛ ناجی و همکار، ۱۳۸۳).

۵- ولکانیسم و پلوتونیسیم(کامبرین- سیلورین) موجود در منطقه طبس.

بنابراین با توجه به مطالب بالا انتساب سن این توده به زمانهای یاد شده منطقی به نظر می رسد.

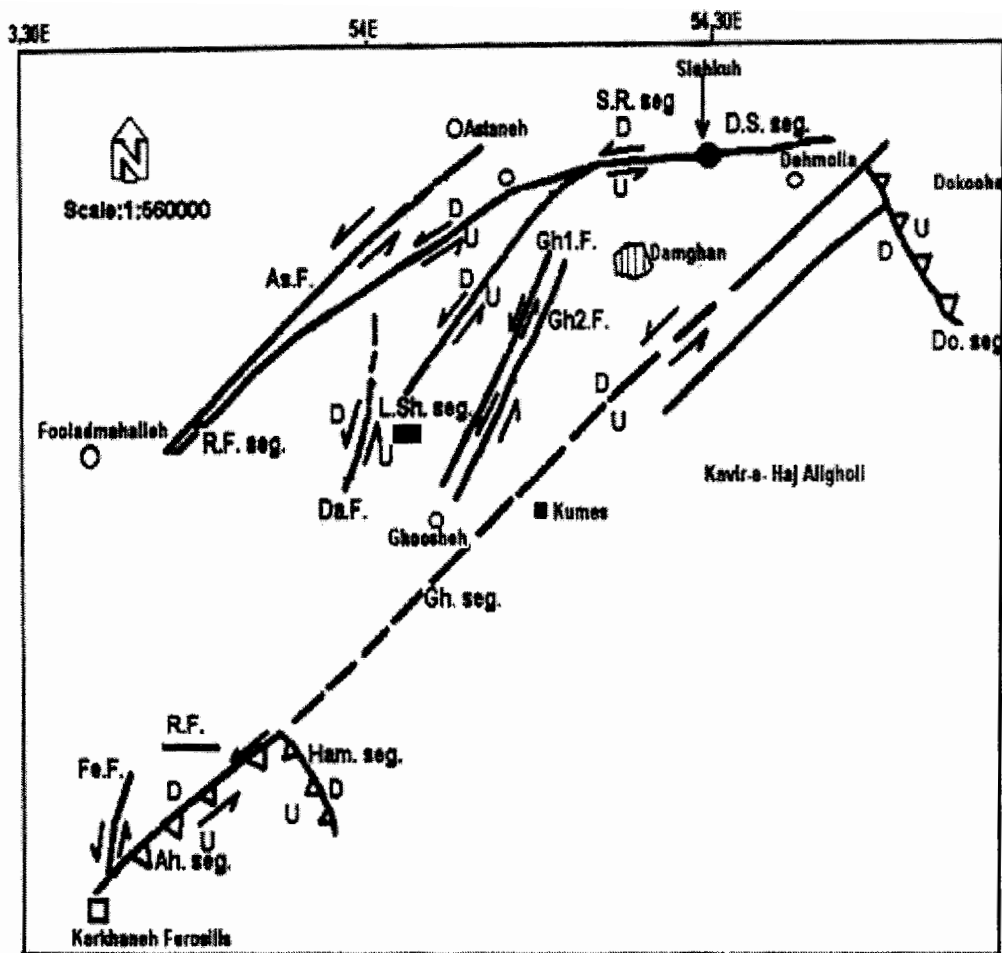


شکل ۲-۳- بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر(سعیدی - اکبر پور ، ۱۳۷۱) که منطقه مورد مطالعه را در بر می گیرد.

۲-۳- زمین شناسی ساختمانی

این منطقه در بخش شرقی زون ساختاری البرز واقع شده است. در این منطقه اگر چه ردیفهای رسوبی، از قدیم به جدید وجود دارد ولی هیچگاه این ردیفها منظم نبوده و پدیده های زمین ساختی، باعث بر هم زدن این ردیف و یا حذف آن گردیده است. سنگهای مربوط به سازند بایندر، نه در تماس با سلطانیه قابل دیدن است و نه در تماس با سازند کهر. آنچه مسلم است، سازند بایندر در منطقه وجود داشته ولی راندگی های پیایی ورقه های مختلف، باعث پوشیده شدن این سازند شده است. بخشهای زیرین سازند سلطانیه نیز در هیچ نقطه ای از منطقه مورد مطالعه دیده نمی شود. مرز پائینی سازند شمشک نیز، به درستی مشخص نیست و احتمالاً در معرض راندگی قرار گرفته و بخشهای زیادی از آن حذف شده است. منطقه مورد مطالعه دارای عناصر زمین ساختی همچون گسلهای آستانه، تویه و دروار با فعالیت آشکار در کواترنری است. دگرشکلی شکننده و گسلها نقش اساسی در تکوین این منطقه دارند و لایه های چین خورده محدود به گسلها هستند. امکان بررسی

دگرشکلیهای جوان و جنبش کواترنری به کمک چین خوردگی به اتکاء داده های ساختاری سطح زمین وجود ندارد(امیدی، ۱۳۸۰). از نظر زمین شناسی ساختمانی در منطقه مورد مطالعه چندین گسل رورانده وجود دارد که موجب رانده شدن سنگهای جوانتر بر روی نهشته های پالئوزوئیک شده اند. گسلهای کواترنری منطقه شیب نزدیک به قائم دارند و آثار آنها در واحدهای سنگی قبل از کواترنری به صورت سطح لغزش با خراشهای افقی و سازوکار راست لغز ثبت شده است. روندهای اساسی این گسلها را در البرز خاوری با توجه به شیب نزدیک به قائم آنها می توان در سه گروه معرفی نمود: گسلهای با روند شمال خاور - جنوب باختر مانند گسل آستانه، دامغان و عطاری، گسلهای با روند شمال - شمال خاور و گسلهای با روند شمال- شمال باختر(امیدی، ۱۳۸۰). از جمله گسلهای رورانده در منطقه می توان به گسلهای تویه، صبور، گیو، آستانه اشاره نمود که امیدی(۱۳۸۰) گسل گیو را به نام گسل دروار معرفی نموده است. علاوه بر گسلهای رورانده، گسلهای امتداد لغز با راستای شمال به جنوب و به صورت راست لغز و چپ لغز می باشد که باعث جابجائی ورقه ها یا ردیفهای رسوبی زیادی شده است. عمده روندهای تکتونیکی این محدوده به صورت NE-Sw می باشد(شکل ۲-۴).



شکل ۲-۴- گسلهای منطقه مورد مطالعه (امیدی، ۱۳۸۰).

AsF گسل آستانه

DaF گسل دروار

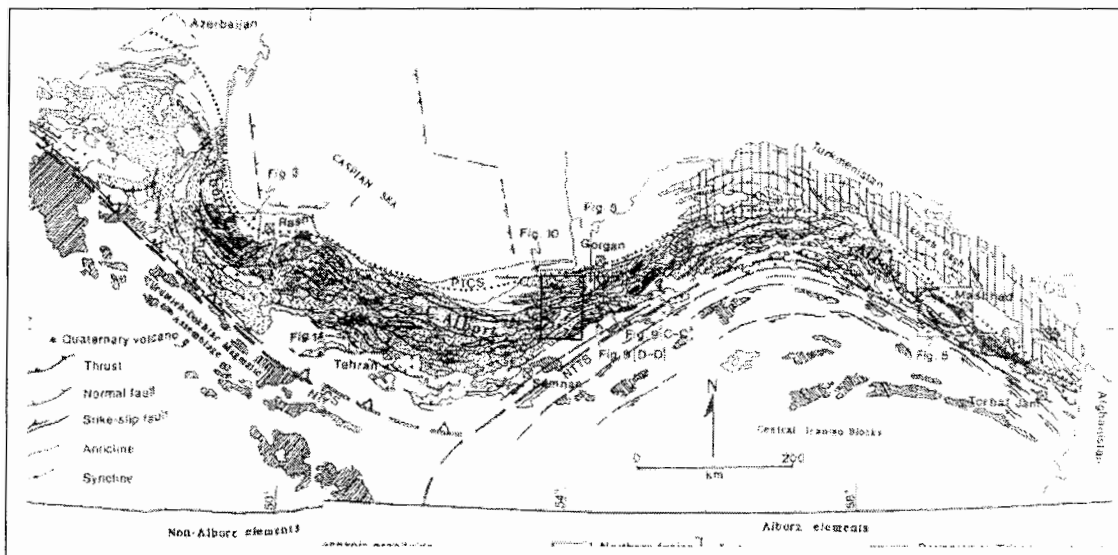
■ محل تقریبی منطقه مورد مطالعه.

۲-۴- زمین ساخت

تکتونیک البرز یک تکتونیک جوان و پیوسته فعال بوده و اکنون نیز ادامه دارد. محققین مختلف در ارتباط با تحول ساختاری البرز الگوهای مختلفی به شرح ذیل ارائه داده اند:

در اولین مدل ساختاری که اشتوکلین (۱۹۶۸) و به دنبال آن بردین (۱۹۷۰) برای البرز ارائه نموده اند این منطقه به شکل ناودیسی فرض شده است که راندگی ها در یال جنوبی آن شیب به سمت شمال و سوی حرکت به سمت جنوب را دارا بوده و یال شمالی آن توسط راندگی ها با شیب به سمت جنوب و حرکت به سوی شمال قطع شده است. علوی (۱۹۹۶) با پیشنهاد مدلی دیگر البرز را از نظر

ساختاری یک دوپلکس طاق گون می داند که از ورقه های رورانده و دوپلکسهای متعدد تشکیل شده است. در این مدل ورقه های ساختاری در بخش شمالی البرز شیب به سمت شمال و در بخش جنوبی آن شیب به سمت جنوب داشته و سوی حرکت فرادیواره در تمامی آنها به سمت جنوب است (شکل ۲-۵).



شکل ۲-۵- نقشه خلاصه شده ای از زمین ساخت البرز؛ موقعیت منطقه مورد مطالعه با چهار ضلعی مشخص شده است (اقتباس از (علوی، ۱۹۹۶)).

البرز در منطقه مورد مطالعه به صورت یک نوار چین خورده گسلیده و رانده در نظر گرفته شده است. این نوار کوهزائی نیز به دنبال تصادم در تریاس پسین همواره برای رسیدن به تعادل دینامیکی میان نیروی ثقل و نیروی فشارشی تکتونیکی که از سمت شمال به آن وارد شده است تغییرات ساختاری فشارشی را به شکل گسلش راندگی و چین خوردگی مرتبط با آن متحمل شده است (رحیمی، ۱۳۸۲).

فرسایش به عنوان موثرترین عامل در طول این تکامل همواره نوار کوهزائی را به وضعیت بحرانی برگردانده و از این رو اعمال تنشهای تکتونیکی در هر مرحله فعالیت نوار کوهزائی البرز، الحاق ورقه های جدید و تغییرات ساختاری - فشارشی را در پی داشته است. تنش های زمین ساختی در طول این تحول ساختاری نتیجه تقارب میان خرده ورق توران بوده که سوی آن با توجه به تمایل ساختاری در چین ها و راندگی ها به سمت جنوب بوده است (رحیمی، ۱۳۸۲).

اشتامفلی و دیگران (۱۹۹۱) منطقه البرز را ناحیه نمونه ای معرفی کرده اند که در آن بخوبی می توان مرحله ریفتی زایی اقیانوس پالئوتتیس را مشخص کرد. فرایند ریفت زایی در البرز شرقی با ایجاد بازالت‌های جریان‌ی به سن اردوئیسین-سیلورین (بازالت سلطان میدان) مشخص می شود (ژنی، ۱۹۷۷).

تابلو ۱-۲

- شکل الف حجم وسیعی از دولومیت‌های سلطانیه.
- شکل ب نفوذ توده کوارتز مونزونیتی در داخل سازند سلطانیه.
- شکل ج و د دولومیت‌های چرت دار سازند سلطانیه.
- شکل ه مرز گسله توده نفوذی منطقه با سازند باروت.
- شکل و دولومیت‌های خاکستری چرت دار سازند باروت.

تا بلو ۲-۲

شکل الف مرز گسله توده مونزونیتی (پائین) با سازند الیکا (بالا).

شکل ب و ج نمایی از منطقه مورد مطالعه و جایگاه توده نفوذی مورد نظر.

شکل د و ه دایکهای پگماتیتی در داخل توده.

تا بلو ۲-۳

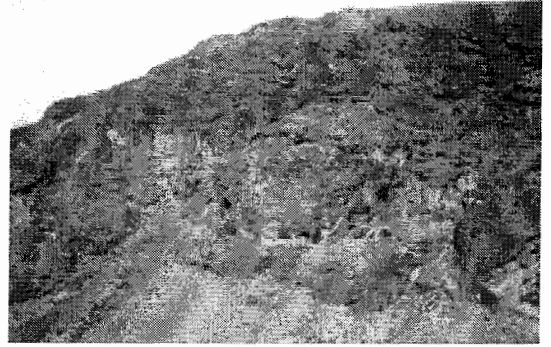
شکل الف فرسایش پوست پیازی و خرد شدگی شدید توده بر اثر گسل خوردگی.

شکل ب پدیده آرژیلیتی شدن.

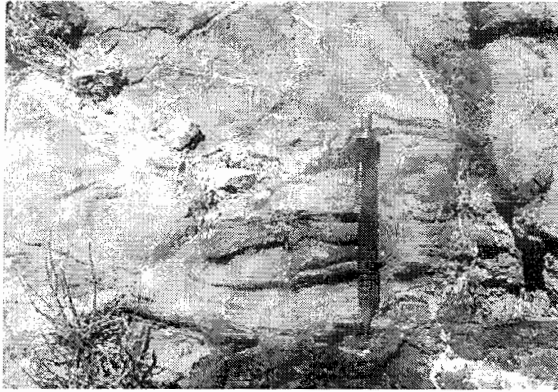
شکل ج پدیده سیلیسی شدن.



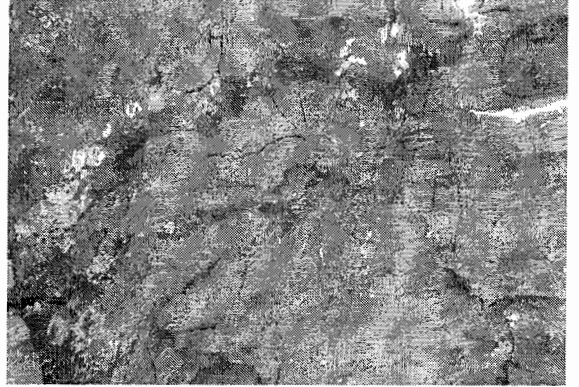
شکل ب



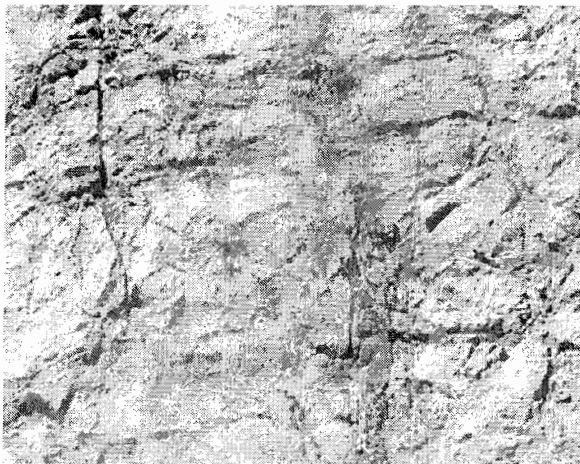
شکل الف



شکل د



شکل ج

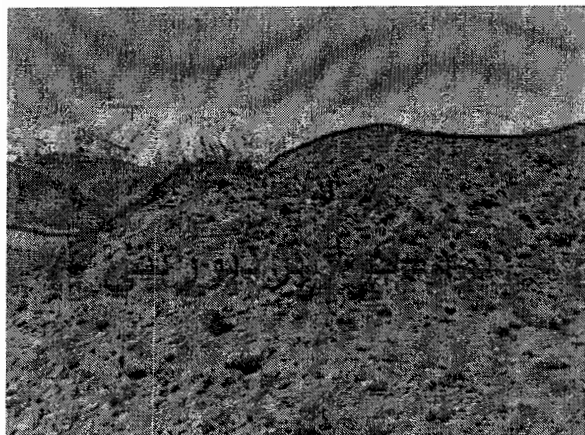


شکل و

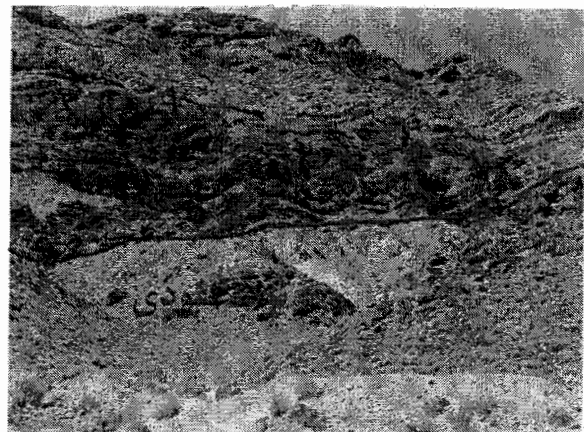


شکل ه

تابلو ۲-۲



شکل ب



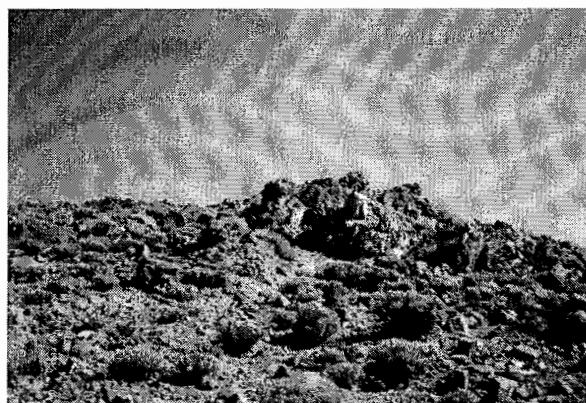
شکل الف



شکل د

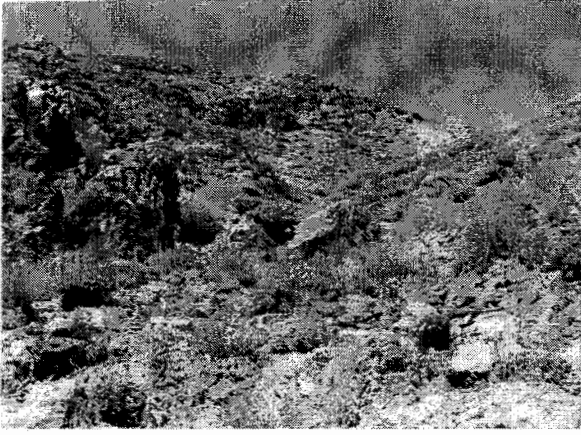


شکل ج

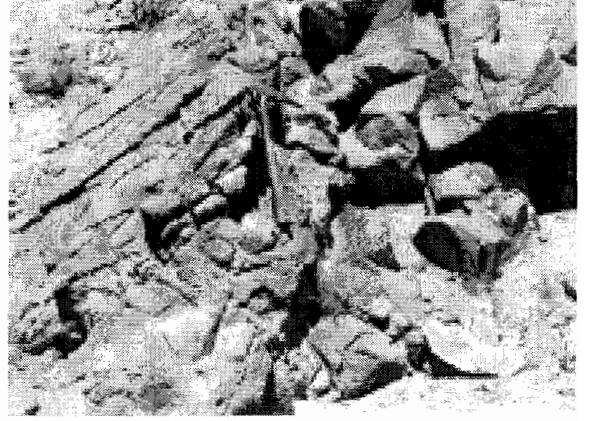


شکل ه

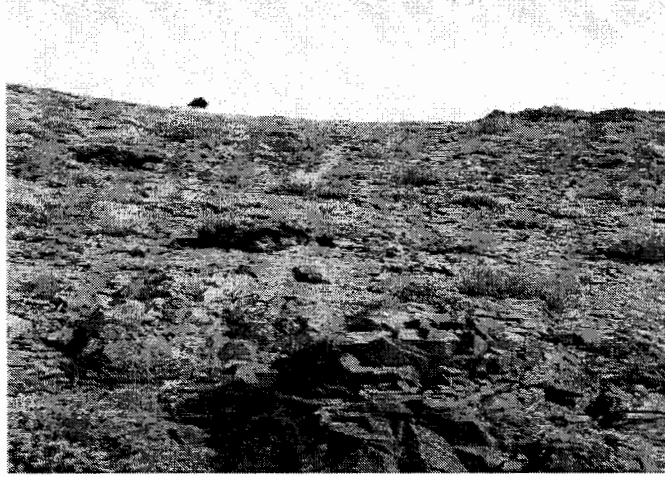
تابلو ۳-۲



شكل ب



شكل الف



شكل ج

فصل سوم

پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

به دنبال معرفی روابط و ویژگیهای صحرایی توده آذرین مورد مطالعه در فصل قبل، در این فصل به توصیف ویژگیهای میکروسکوپی آن می پردازیم.

پتروگرافی یا سنگ نگاری، قسمتی از سنگ شناسی است که ضمن آن ترکیب، مشخصات و طبقه بندی سنگها مورد بحث قرار می گیرد. اهداف این مطالعه، شناسایی تعیین نوع کانیها، بافت، نام سنگ، ترتیب تبلور کانیها و تحولات ماگمایی نظیر تبلور تفریقی، هضم، آرایش و ... است.

نظر به اهمیت مطالعات پتروگرافی، از تمام بخشهای توده نفوذی منطقه نمونه گیری صورت گرفته و سپس مقطع نازک تهیه شده است. براساس تنوع سنگ شناسی، سنگهای منطقه مورد مطالعه در ۳ گروه مشخص طبقه بندی شده اند که عبارتند از:

کوارتز مونزودیوریت ها، کوارتز مونزونیت ها و مونزونیت ها.

۳-۲- کوارتز مونزودیوریت ها

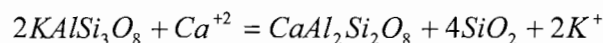
این سنگها در نمونه دستی و سطح شکست تازه به رنگ خاکستری تیره تا سیاه دیده می شوند. این نمونه ها دگرسانی بسیار شدیدی را متحمل شده اند و همچنین به دلیل گسلهای فراوان در منطقه خرد شدگی و شکستگی زیادی را مشاهده می شود. در زیر میکروسکپ دارای کانیهای متنوع و بافتهای مشخص می باشند. بافت اصلی این سنگها دانه ای است که دانه های تقریباً هم بعد در کنار هم قرار گرفته اند. بافت مشخص دیگر در آنها بافت سیمپلکتیت از نوع میرمکیتی است.

سیمپلکتیت یک نام کلی برای محصولات هم رشدی ریز دانه ای است که بر اثر رشد مضاعف در خلال جایگزینی و واکنش ثانویه ایجاد می شوند. گاهی اوقات این پدیده را به تبلور اوتکتیک نیز نسبت می دهند(شلی، ۱۹۹۳). به عقیده شلی(در آسیابانها، ۱۳۷۴) میرمکیت هم رشدی

شاخه شاخه مانند کوارتز در یک تک بلور پلاژیوکلاز است. یکی از ویژگیهای این بافت آن است که جهت یافتگی شبکه های بلوری در میله های کوارتز مجاور هم یکی است.

میرمکیتها از مرز دانه به سمت داخل رشد می کنند و جایگزین فلدسپات پتاسیم می شوند و میله های کوارتز در آن جهت شاخه شاخه می شوند. بدین ترتیب، پلاژیوکلازی که دارای شکل بلورین کامل است یک ظاهر پیاز مانند به خود می گیرد و از این رو نسبت سطح به حجم آن به حداقل مقدار ممکن می رسد.

سیمپسون (۱۹۸۹) نشان داد که میرمکیتها در قسمتهایی از بلورهای فلدسپات پتاسیک که کوتاه شده اند تشکیل گردیده اند. تشکیل میرمکیت در این نقاط بدین علت است که ضمن تشکیل آنها حجم کاهش می یابد و استرین بسیار زیاد قبلی به واکنش جایگزینی کمک می کند. قابل قبول ترین نظریه مربوط به تشکیل میرمکیت نظریه بک (۱۹۰۸) می باشد، که بر اساس آن، محلولهای سدیم و کلسیم دار بصورت زیر با فلدسپات پتاسیک واکنش می کنند:



متفاوت بودن نسبت Al/Si در فلدسپات پتاسیم و فلدسپات کلسیم، باعث آزاد شدن سیلیس می شود. به علت تحرک ناپذیری نسبی آلومینیوم و سیلیسیم، کوارتز با فلدسپات یک هم رشدی میکروسکوپی تشکیل می دهد که با مقدار درصد آنورتیت پلاژیوکلاز رابطه مستقیم دارد.

کانیهای اصلی

کوارتز

کوارتزها با اندازه تقریباً ۱ میلیمتر و فراوانی ۱۰ تا ۱۳ درصد مشخص می باشند. این کانی تقریباً بی شکل، لکه ای و دارای خاموشی موجی در بین دانه های بزرگتر کانیهای دیگر قرار گرفته است. بر اثر فرایند میرمکیتی شدن مقدار کمی کوارتز نیز از این طریق به وجود آمده است (تابلو ۳-۱ شکل الف).

این خصوصیات با سنگهای مشابه ای در جهان قابل مقایسه است. بطور مثال توده گرانیتوئیدی غرب نامیبیا که در یک محیط ریفت قاره ای تشکیل یافته دارای کوارتزهای با خاموشی موجی و به صورت بی شکل و لکه ای وجود دارد. بر خلاف منطقه مورد مطالعه بافت میرمکیتی وجود ندارد.

ارتوکلاز

ارتوکلازها با اندازه تقریبی ۱ تا ۲ میلیمتر و با درصد فراوانی تقریباً ۱۵ تا ۲۰ درصد به صورت شکلدار تا نیمه شکلدار در زیر میکروسکپ قابل تشخیص اند. بافت پرتیتی مشخص و تجزیه به سربیسیت و کانیه‌های رسی از مشخصات بارز آنهاست (تابلو ۳-۱ شکل ب). همچنین ادخالهایی از آپاتیت در آنها دیده می‌شود.

بطور مشابه گرانیئوئیدهای غیر کوهزایی نامیبیا ارتوکلازهایی با خصوصیات منطقه تویه- دروار یعنی دارای بافت پرتیتی مشخص، اندازه تقریبی ۰/۵ تا ۱/۵ میلیمتر و تجزیه به کانیه‌های رسی می‌باشد.

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز عمده ترین کانی روشن موجود در این سنگهاست. غالباً شکلدار تا نیمه شکلدار و از نظر ابعاد نیز دانه متوسط تا دانه درشت می‌باشد (۱ تا ۳ میلیمتر). از دیگر مشخصه های این کانی می‌توان به ماکل پلی سینتتیک، خاموشی موجی و منطقه بندی اشاره نمود و همچنین ادخالهایی از آپاتیت و کوارتز در آن دیده می‌شود. از نظر دگرسانی، تجزیه شدید به سربیسیت و کلسیت در آنها مشاهده می‌گردد (تابلو ۳-۱ شکل ج).

رشد سربیسیت نیازمند افزایش آب و K^+ است و سربیسیتیزاسیون فقط در صورتی پیشرفت می‌کند که محلولهای سرشار از آب وجود داشته باشند. یک منبع مهم K^+ همان کلریتی شدن بیوتیت است. در نتیجه این عمل، K^+ با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش می‌شود و Ca^{+2} آزاد می‌کند. از این رو قسمتهای غنی از آنورتیت در یک پلاژیوکلاز منطقه ای به راحتی سربیسیتی می‌شوند. در سیستم های هیدروترمالی ممکن است نشت کلی یونها آنقدر زیاد باشد که علاوه بر سربیسیتی شدن، متاسوماتیسم پتاسیک نیز رخ دهد. بر خلاف رشد یکنواخت اورالیت از پیروکسن و یا کلریت از بیوتیت، سربیسیتها غالباً بصورت غیر یکنواخت رشد می‌کنند (شلی، ۱۹۹۳).

پلاژیوکلازهای مشابه منطقه مورد مطالعه در گرانیئوئیدهای نوع I ردد فلسطین اشغالی مشاهده شده است. از خصوصیات بارز این پلاژیوکلازها تجزیه به سوسوریت می‌باشد و همچنین پلاژیوکلازهایی شکلدار، درشت بلور و با ماکل پلی سینتتیک مشخص می‌باشند.

کانیهای فرعی

بیوتیت

این کانی عمده ترین کانی آهن و منیزیم دار این نوع سنگهاست که به صورت بلورهای نیمه شکلدار با ابعاد ریز و درشت وجود دارد. بیوتیت به صورت دانه های پراکنده و یا حتی به صورت تجمعات موضعی (غده های بیوتیتی) یافت می شود، همچنین در بخشهایی آلتراسیون شدید بیوتیت به کلریت مشاهده می گردد (تابلو ۱-۳ شکل د).

هورنبلند سبز

این کانی به صورت بلورهای غالباً شکلدار یافت می شود. عمدتاً بر اثر دگرسانی شدید به کلریت تبدیل شده است.

کانیهای تیره منطقه ردد شامل هورنبلند و بیوتیت می باشد و همانند منطقه مورد مطالعه فاقد پیروکسن می باشد که می تواند ناشی از واکنش تبدیل پیروکسن به هورنبلند و بیوتیت در اثر افزایش آب در خلال کاهش دما باشد.

آپاتیت

این کانی یکی از بارزترین و فراوانترین کانیهای فرعی موجود در این نوع سنگهاست. آپاتیتها به صورت بلورهای کشیده، سوزنی و در مقاطع عرضی به صورت بلورهای شش گوش با برجستگی بالا ظاهر شده اند (تابلو ۱-۳ شکل ه). این کانی غالباً به صورت ادخال در کانیهای چونی ارتوکلاز و پلاژیوکلاز مشاهده می شود. در ضمن بلورهای بزرگی از آپاتیت وجود دارد که خود دو یا چند کانی دیگر از جمله هورنبلند، بیوتیت و پلاژیوکلاز را قطع می کنند.

بلورهای آپاتیت در محیط متعادل، در مجاور یک فاز مایع اصولاً از نظر شکل منشور کوتاه بوده و از انتها به هرمهایی ختم می شوند که یالهای گرد شده و سطوح شکسته دارند. بلورهای این کانی در محیطی که به سرعت سرد شود شکلی بسیار طویل، سوزنی و کشیده دارد (براون، ۲۰۰۱). همچنین قابل ذکر است که وفور این کانی می تواند تأییدی بر ماهیت آلکان ماگمای این سنگها باشد. بعلاوه، فراوانی این کانی در این نوع سنگها نسبت به انواع دیگر منطقه بسیار بیشتر است.

اسفن

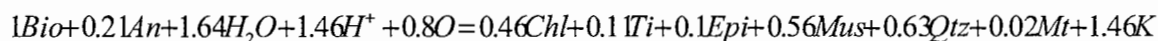
در این نوع سنگها اسفن به صورت ثانوی یافت می شود و احتمالاً حضور آن با دگرسانی بیوتیت یا تیتانو مگنتیت در ارتباط می باشد (تابلو ۳-۱ شکل و).

کانیهای ثانویه

کلریت، کلسیت، سریسیت، اسفن، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن کانیهای ثانویه ای هستند که در این نوع سنگها مشاهده شده اند. کلریت عمدتاً حاصل دگرسانی بیوتیت و هورنبلند، اسفن و هماتیت هم حاصل دگرسانی بیوتیت، هورنبلند و کانیهای اپک، کلسیت و سریسیت نیز حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز و ارتوکلاز می باشند (تابلو ۳-۱ شکل ز).

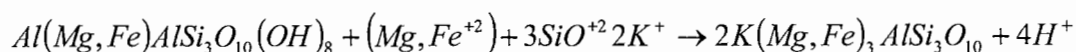
کلریتی شدن

در دماهای پائین تا متوسط، بیوتیت به راحتی به کلریت تبدیل می شود. آگلتون و بنفیلد (۱۹۸۵) برای کلریتیزاسیون در گرانیتهای (دمای ۳۴۰) واکنش زیر را پیشنهاد کرده اند:



یون K^+ آزاد شده از بیوتیت باعث سریسیتی شدن پلاژیوکلاز می شود و کلسیم خارج شده از پلاژیوکلاز نیز در تولید اپیدوت و تیتانیت مصرف می شود که تمام اینها به صورت مخلوط با هم در سیلیکاتهای صفحه ای قرار گرفته اند.

اسفن های ثانویه هم حاصل واکنش TiO_2 آزاد شده با CaO حاصل از تخریب پلاژیوکلازها و SiO_2 موجود در محیط می باشند. بخشی از SiO_2 می تواند در طی فرایند کلریتی شدن حاصل گردد. معادله واکنش زیر مبین این امر است:



بخش دیگری از SiO_2 ممکن است طی تخریب پلاژیوکلازها حاصل شود. این نوع اسفن ها معمولاً بی شکل و ریز دانه بوده و با کانیهای دگرسان شده یا اپک همراه هستند.

مازوکمی و همکاران (۱۹۷۹)، به مراحل مختلف دگرسانی دیوریت اشاره کرده اند و عقیده دارند که بعد از سوسوریتیزاسیون، اپیدوتیزاسیون گسترده ای صورت می گیرد که خود با افزایش کلسیم و خروج

سدیم و سیلیسیم همراه است. در مراحل اولیه سوسوریتزاسیون، آلبیت تولید می شود که بعداً با افزایش کلسیم و آب، اپیدوت پدید می آید.

۳-۳- کوارتز مونزونیت ها

این نوع سنگها در نمونه دستی و سطح شکست تازه به رنگ خاکستری دیده می شوند. غالباً دگرسان شده اند. در زیر میکروسکپ بافت اصلی آن دانه ای است و از بافت فرعی آن می توان به بافت میرمکیتی اشاره نمود.

کانیهای اصلی

کوارتز

به صورت لکه ای، بی شکل و بیشتر به صورت پرکننده فضای بین سایر کانیها دیده می شود. دارای شکستگی، خاموشی موجی حاصل از استرینهای وارده می باشد. درصد فراوانی آن حداکثر تا ۱۲ درصد و اندازه آن بسیار کوچک و در حد تقریبی ۰/۵ تا ۰/۷۵ میلیمتر است، مقداری از آن در طی میرمکیتی شدن حاصل شده است (تابلو ۳-۲ شکل الف). همچنین به صورت ادخال در کانیهای دیگر وجود دارد.

منطقه ای در آناتولیای مرکزی در ترکیه دارای خصوصیات مشابه ای همچون منطقه مورد مطالعه دارد. گرانیتوئیدهای این منطقه از نوع A هستند و در یک محیط کششی به وجود آمده است. کوارتزهای آن شبیه این منطقه با خاموشی موجی و درصد فراوانی ۴-۱۴ درصد مشخص می باشند.

ارتوکلاز

ارتوکلازها در این نوع سنگها اکثراً نیمه شکلدار تا شکلدار و اندازه آنها بین ۰/۵ تا ۱ میلیمتر می باشد، از مشخصات بارز این کانی ماکل کارلسباد و حالت پرتیتی است. اغلب ارتوکلازها در این نوع سنگها به سربسیت، کانیهای رسی (کائولن)، کلسیت و کلریت تجزیه شده اند (تابلو ۳-۲ شکل ب). در ضمن ادخالهایی از آپاتیت و کوارتز نیز در آن مشاهده می شود.

منطقه آناتولیای مرکزی در ترکیه K فلدسپار آن از نوع ارتوکلاز و میکروکلین ۵۸-۳۲ درصد می باشد که به سربسیت، کائولن و کلریت تجزیه شده اند. این منطقه نسبت به منطقه مورد مطالعه دارای میکروکلین می باشند. همچنین فلدسپارها، ساب سولوس با دو فاز مجزا هستند که عبارتند از:

آلکالی فلدسپارها با طیفی از مقدار کم تا زیاد پتاسیم و پلاژیوکلازها با ترکیبی از An_0 تا An_{21} می باشند.

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها در این نوع سنگها نسبتاً زیاد و با فراوانی ۳۰ تا ۳۵ درصد که اغلب آنها شکلدار و اندازه ای در حدود ۲ تا ۳۳ میلیمتر دارند. اکثراً دارای ماکلهای پلی سینتتیک، کارلسباد و منطقه بندی می باشند (تابلو ۳-۳ شکل ج). منطقه بندی، تنوع در شرایط محلی بلور را نشان می دهد (هولتن و همکاران، ۱۹۹۹). تجزیه سوسوریتیزاسیون از مشخصات بارز این کانی می باشد. (تابلو ۲-۳ شکل د).

سوسوریت، محصول دگرسانی پلاژیوکلاز است که طی آن با افزایش آب، سازنده آنورتیتی به اپیدوت و کلسیت تغییر می یابد و پلاژیوکلاز باقیمانده نیز به صورت آل بیت در می آید. وجود سوسوریت نشان دهنده تمرکز محصولات واکنشی هیدروترمال در محلهای بخصوص است. پلاژیوکلازهای منطقه ای در ترکیه با فراوانی ۲۶ تا ۴۵ درصد و دارای منطقه بندی و ماکل کارلسباد مشابه منطقه مورد مطالعه می باشد. این کانیها به سوسوریت تجزیه شده اند ولی میزان تجزیه آنها نسبت به پلاژیوکلازهای منطقه کمتر می باشد.

کانیهای فرعی

بیوتیت

بیوتیت در حجم وسیعی به کلریت تبدیل شده است و در بخشهایی هم تجمعاتی به صورت غده هایی از این کانی مشاهده می شود (تابلو ۲-۳ شکل ه).

هورنبلند

این کانی مانند بیوتیتها از دگرسانی مصون نمانده است و به کلریت تبدیل شده است ولی دگرسانی در آنها کمتر اتفاق افتاده است. اکثراً شکلدار تا نیمه شکلدار و ادخالهایی از پلاژیوکلاز، کوارتز در آن دیده می شود.

مقادیر متغیری از کانیهای مافیک با مقدار ۱۷-۲ درصد آمفیبول (هورنبلند)، ۷-۱ درصد کلینو پیروکسن (دیوپسید) و ۶-۵ درصد بیوتیت که در بخشهایی به کلریت تجزیه شده است در آناتولیای

مرکزی ترکیه وجود دارد که مشابه منطقه تویه- دروار است. ولی نسبت به منطقه مورد مطالعه دارای پیروکسن می باشد.

آپاتیت

یکی دیگر از کانیهای فرعی این نوع سنگهاست. این کانی نسبت به نوع قبلی (کوارتز مونزودیوریت ها) از فراوانی کمتری برخوردار است. آپاتیتها شکلدار، سوزنی و حتی چهارگوش دیده شده و بیشتر به صورت ادخال در پلاژیوکلازها و ارتوکلازها می باشند که در پلاژیوکلازها نسبت به ارتوکلازها بیشتر است.

اسفن

اسفن های ثانویه اکثراً از تبدیل کانیهای اپک (تیتانومگنتیت) به وجود می آیند که این کانی عموماً با برجستگی بسیار بالا و غالباً بی شکل و به صورت ادخال در هورنبلند، بیوتیت یافت می شود. همچنین اسفن های اولیه ای وجود دارد که مستقیماً از تبلور ماگما حاصل گردیده اند. این بلورها شکلدار تا نیمه شکلدارند که در اکثر موارد به صورت بلورهای مستقل تبلور یافته اند (تابلو ۳-۲ شکل و).

۳-۴- مونزونیت ها

این گروه از سنگها بخش تفریق یافته و روشن توده را تشکیل می دهند. در حواشی توده (حاشیه های انجماد سریع)، یعنی نقاطی که سرد شدن توده در نزدیکی سطح زمین بوده، تیره تر از قسمتهای مرکزی و از نظر بافت و ترکیب هم یکنواختی و همگنی بیشتری نسبت به دیگر نقاط آن دارند.

در مقاطع میکروسکوپی بافت دانه ای دارند (تابلو ۳-۳ شکل الف). کانیهای اصلی موجود در آن عبارتند از: ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و کوارتز و از کانیهای فرعی و ثانوی می توان از بیوتیت، هورنبلند سبز، اسفن، زیرکن و آپاتیت، سریسیت، کلسیت و کانیهای رسی نام برد.

کانیهای اصلی

کوارتز

این کانی معمولاً با فراوانی خیلی کم (حدود ۳ درصد) به صورت بلورهای بی شکل و با ابعادی برابر ۰/۵ تا ۱ میلیمتر قابل شناسایی است، مقداری از کوارتزهای کرمی یا قطره ای شکل هم در طی میرمکیتی شدن حاصل گردیده اند (تابلو ۳-۳ شکل ب).

ارتوکلاز

درصد فراوانی این کانی در این سنگها حدود ۴۰ تا ۴۵ درصد و با اشکال مستطیلی و مربعی مشخص دیده می شوند. بلورهای ارتوکلاز عمدتاً حالت پرتیتی و ماکل کارلسباد از خود نشان می دهند. گسل خوردگی و دگرسانی هیدروترمال مونزونیت ها در تجزیه شدید این کانی به کائولن و سریسیت نقش به سزایی ایفا می کنند (تابلو ۳-۳ شکل ج).

سنگهای گرانیتوئیدی نئوپروتروزوئیک- پالئوزوئیک کمر بند لوفیلیان- زامبیا در زامبیا که در یک محیط ریفت قاره ای جایگزین شده اند ارتوکلازهایی مشابه منطقه مورد مطالعه دارند و غالباً حالت پرتیتی دارند. علاوه بر ارتوکلاز دارای میکروکلین های کائولینیتی شده هستند که توده مورد مطالعه فاقد آن می باشد.

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها با مقداری برابر با ارتوکلازها اغلب شکلدار و دارای ابعاد ۲ تا ۳ میلیمتر هستند. از دیگر مشخصه های آن می توان به ماکل پلی سینتیک و منطقه بندی ترکیبی اشاره کرد. در این حالت به سمت داخل کلسیک تر شده و وجود این هسته های کلسیک نشانه تبلور زود هنگام این کانی در مذاب اولیه است (هیبارد، ۱۹۹۵). بعضی از پلاژیوکلازها به سریسیت و کلسیت دگرسان شده اند و ادخالهایی از کوارتز و آپاتیت در آنها مشاهده می گردد (تابلو ۳-۳ شکل د).

کانیهای فرعی

بیوتیت

بیوتیت به شدت به کلریت تبدیل شده است. مقدار آن تقریباً ۳ تا ۴ درصد می باشد و اکثر بلورهای آن نیمه شکلدارند. در نور طبیعی به رنگ قهوه ای تیره و در بخشهای آلتره شده به رنگ

سبز دیده می شوند (تابلو ۳-۳ شکل ه). یون پتاسیم آزاد شده از این کانی و سایر تحولات صورت گرفته باعث سرسیتی شدن پلاژیوکلازها می شود و کلسیم خارج شده از پلاژیوکلاز در تولید اپیدوت مصرف می شود (آسیابانها، ۱۳۷۴). همچنین ادخالهایی از کانی زیرکن در داخل آن دیده می شود.

هورنبلند سبز

این کانی به صورت بلورهای غالباً شکلدار یافت می شود. در بعضی از این هورنبلندها بخش مرکزی پر رنگ تر و بخش حاشیه ای کم رنگ تر می باشد در واقع منطقه بندی ترکیبی یا رنگی نشان می دهند، همانند بیوتیت به کلریت تجزیه شده است.

آپاتیت

فراوانی این کانی نسبت به سری های قبلی (کوارتز، مونوزودیوریت ها و کوارتز مونزونیتها) کمتر است. دارای اشکال سوزنی، کشیده و شش گوش و به صورت ادخال در داخل کانیه های پلاژیوکلاز و ارتوکلاز دیده می شود. این بلورهای سوزنی از تبلور و سرد شدن سریع و موضعی ماگماهای مافیک داغ آمیخته شده با ماگماهای فلسیک نسبتاً سرد تر ناشی می شوند، این پدیده نیز به صورت اثری از اختلاط ماگمایی معرفی شده است (دیدیه، ۱۹۷۸، ۱۹۷۳؛ رید و همکاران، ۱۹۸۳).

اسفن

یکی از فراوانترین و مهمترین کانیه های فرعی است که در این نوع سنگها یافت می شود. اسفن ها به وسیله آزاد شدن TiO_2 از اپکها تشکیل شده اند و به صورت پراکنده دیده می شود. اسفن های ثانویه این سنگها غالباً بی شکل و از دگرسانی هورنبلند سبز، بیوتیت و کانی اپاک تیتانیم دار حاصل گردیده اند (تابلو ۳-۳ شکل و).

زیرکن

این کانی به صورت دانه های ریز بی شکل و بیشتر به صورت ادخال در سایر کانیه ها به ویژه بیوتیت یافت می شود. آلانیت و زیرکن فازهای فرعی مهمی در گرانیت های نوع A هستند (پیچر، ۱۹۹۳). این کانیه ها در نزدیکی تمام توده ها به وجود می آیند و پاسخی برای تغییرات مشاهده شده در عناصر حساس REE و HFSE می باشند.

۳-۵- ترتیب تبلور

ترتیب تبلور کانیهای موجود در سنگهای آذرین متأثر از شرایط محیط تبلور، ترکیب شیمیایی آن می‌باشد. برای تعیین ترتیب تبلور باید نحوه درگیر شدن کانیها با همدیگر و مورفولوژی آنها را مدنظر قرار داد.

بررسی میکروسکپی مقاطع نازک تهیه شده از سنگهای سازنده توده نفوذی تویه - دروار نشان می‌دهد که کل کانیهای اولیه سنگ‌ساز این توده عبارتند از:

زیرکن، اسفن، آپاتیت، کانیهای اپک (مگنتیت- تیتانومگنتیت)، هورنبلند سبز، بیوتیت، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز.

در ضمن کانیهای ثانویه این سنگها عبارتند از: کلریت، کلسیت، سربیسیت، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و کانیهای رسی.

کانیهای ثانویه در تعیین ترتیب تبلور نقشی ایفا نمی‌کنند، از این رو فقط کانیهای اولیه جهت تعیین ترتیب تبلور مورد استفاده قرار می‌گیرند. با توجه به بررسی شکل کانیهای اولیه سنگ‌ساز این توده و همچنین نحوه درگیر شدن با یکدیگر، مراحل ترتیب تبلور آنها بدین صورت بوده است:

۱- زیرکن

۲- اسفن

۳- کانیهای اپک

۴- آپاتیت‌های درشت بلور

۵- هورنبلندها

۶- آپاتیت‌های ریز بلور

۷- پلاژیوکلازهای درشت بلور

۸- بیوتیتها

۹- ارتوکلازها

۱۰- کوارتزهای آزاد

بعد از شناسایی کانیهای متشکله این توده به مراحل تبلور آن می‌پردازیم که به شرح ذیل می‌باشد:

در مرحله اول کانیه‌های فرعی چون زیرکن، اسفن و کانیه‌های اپک متبلور شده‌اند، این کانیه‌ها همراه لخته‌های مافیک دیده می‌شوند و تقریباً قبل یا همزمان با آنها متبلور می‌شوند چون اکثراً داخل آنها دیده شده‌اند (تابلو ۳-۴ شکل الف).

در مرحله بعدی کانیه‌های درشت بلور آپاتیت متبلور خواهند شد. طبق مطالعات دقیق پتروگرافی چون اطراف آپاتیت‌های درشت بلور را کانیهایی مانند هورنبلند در بر گرفته و قسمتی از آن هم در پلاژیوکلازها و ارتوکلازها فرو رفته است پس می‌توان بیان نمود که آپاتیتها زودتر از آنها متبلور شده‌اند (تابلو ۳-۴ شکل ب).

در مرحله سوم هورنبلندها متبلور شده‌اند چون پلاژیوکلازها آنها را در بر گرفته‌اند و پس می‌توان نتیجه گرفت که زودتر تبلور یافته‌اند. در بعضی مواقع هورنبلندها تعدادی از بلورهای پلاژیوکلاز را در بر گرفته‌اند، در نتیجه تشکیل هورنبلند قبل یا همزمان با پلاژیوکلاز بوده است (تابلو ۳-۴ شکل ج). در مرحله چهارم آپاتیت‌های ریز بلوری تبلور یافته‌اند که فقط در درون پلاژیوکلازها به صورت ادخال یافت می‌شوند (تابلو ۳-۴ شکل د).

در مرحله پنجم پلاژیوکلازهای شکلدار تبلور یافته‌اند زیرا در بیشتر حالات اطراف هورنبلندها را احاطه نموده‌اند. همچنین بعضی از پلاژیوکلازها دارای هم‌رشدی با کوارتز می‌باشند (بافت میرمکیتی) (تابلو ۳-۴ شکل ه).

مطالعات تجربی مذابهای گرانیتی نوع A نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز در شرایط نزدیک لیکیدوس پایدار و آلکالی فلدسپاتها در دمای حدود ۷۰-۸۰ درجه کمتر از اولین دمایی که پلاژیوکلازها شروع به تبلور می‌کنند، متبلور می‌گردند (کلمنز، ۱۹۸۶؛ دال آگنول، ۱۹۹۹). در نتیجه فرایندهای تفریق در ماگماهای نوع A معمولاً تحول می‌یابند و این تحول به صورت جدایش فلدسپاتها می‌باشد (ابی، ۱۹۹۰؛ ابی، ۱۹۹۲؛ ترنر، ۱۹۹۲).

در مرحله ششم کانی بیوتیت تبلور یافته است چون ارتوکلازها بیوتیتها را احاطه کرده‌اند. همچنین بعضی مواقع بعضی از ارتوکلازها توسط بیوتیت در بر گرفته شده‌اند، لذا به نظر می‌رسد تبلور بیوتیت قبل یا همزمان با ارتوکلازها صورت گرفته است.

مرحله هفتم ارتوکلازها تبلور یافته‌اند زیرا شکلدار تا نیمه شکلدار بوده و سایر بلورهایی که از قبل موجود بوده را در بر گرفته‌اند (تابلو ۳-۴ شکل و).

در مرحله آخر هم سیالات غنی از SiO_2 کوارتزهایی را به وجود آورده اند که معمولاً بی شکل بوده و فضای بین سایر کانیها را پر می کنند.

۳-۵- نتایج مطالعات پتروگرافی توده کوارتز مونزونیتی توبه- دروار

- ۱- طیف ترکیب سنگ شناسی این توده از کوارتز مونزودیوریت، مونزودیوریت تا مونزونیت متغیر است.
- ۲- آلکالی فلدسپارهای توده مورد مطالعه از نوع ارتوکلاز و با بافت پرتیتی می باشند.
- ۳- کانی روشن غالب در بیشتر سنگهای منطقه مورد مطالعه (به جز مونزونیت ها) پلاژیوکلاز است که اغلب ساختمان منطقه ای داشته و به شدت دگرسان شده اند.
- ۴- بافتهای قابل مشاهده و مهم این توده گرانولار و سیمپلکتیت (میرمکتیتی) می باشد.
- ۵- کانیهای مافیک غالب آنها هورنبلند و بیوتیت است.
- ۶- عملکرد آتراسیونهای هیدروترمال دمای پائین به صورت تشکیل کانیهای ثانوی چون سریسیت، کلسیت و ... می باشد.
- ۷- آپاتیتهای بسیار کشیده و سوزنی شکل به وفور یافت می شوند که می تواند تأییدی بر ماهیت آلکالن ماگمای سنگهای این توده باشد.
- ۸- علاوه بر اسفن های اولیه شکلدار که مستقیماً از تبلور ماگما ناشی شده اند، اسفن های ثانوی بسیار زیادی وجود دارند که حاصل واکنش TiO_2 آزاد شده با CaO به دست آمده از تخریب پلاژیوکلازها و SiO_2 موجود در محیط می باشد.
- ۹- مراحل ترتیب تبلور کانیها به صورت زیر می باشد:
زیرکن، اسفن، آپاتیت، هورنبلند، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، بیوتیت و کوارتز.
- ۱۰- وفور کانیهای آپاتیت و اسفن، وجود بیوتیت و هورنبلند فراوان، فقدان کانیهای دگرگونی مانند گارنت و سیلیکاتهای آلومین (آندالوزیت، سیلیمانیت و کیانیت) و فقدان مسکویت همگی از شواهد پتروگرافی انتساب این توده به گرانیت‌های نوع I می باشد.

تابلو ۳-۱

شکل الف - بافت میرمکیتی در نمونه های کوارتز مونزودیوریتی.

شکل ب - بافت پرتیتی و تجزیه ارتوکلاز به سریسیت و کانیهای رسی.

شکل ج - ماکل پلی سینتتیک، منطقه بندی و تجزیه سریسیتی در کانی پلاژیوکلاز.

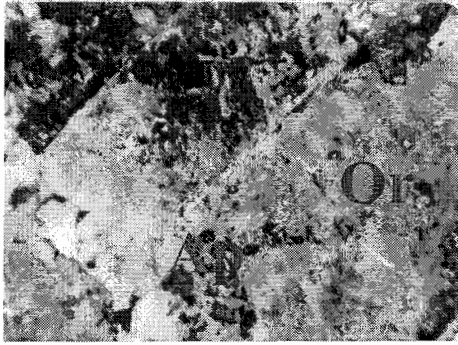
شکل د- آلتراسیون کانی بیوتیت به کلریت.

شکل ه - بلورهای تیغه ای و کشیده آپاتیت.

شکل و - اسفن های ثانویه حاصل از دگرسانی کانیهای اپک.

شکل ز - کلریت ثانویه حاصل از دگرسانی بیوتیت و هورنبلند.

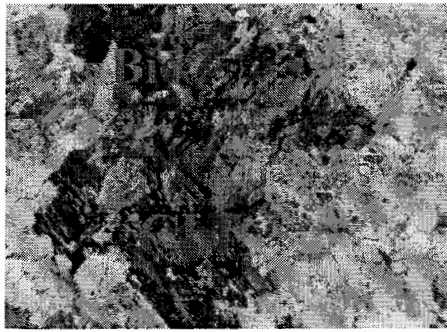
تابلو ۱-۳



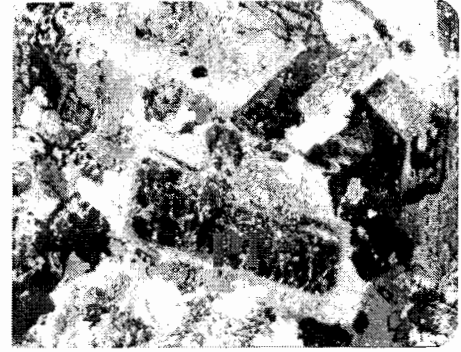
xpl 32 شکل ب



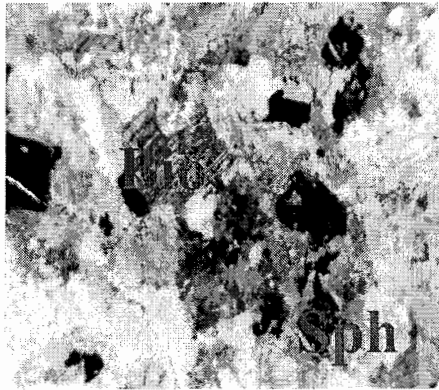
xpl 32 شکل الف



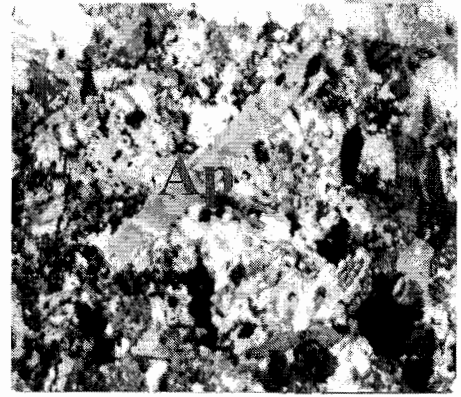
xpl 32 شکل د



xpl 32 شکل ج



ppl 32 شکل و



xpl 32 شکل ه



xpl 32 شکل ز

تابلو ۲-۳

شکل الف - بافت میرمکیتی در نمونه های کوارتز مونزونیتی.

شکل ب - ماکل کارلسباد، بافت پرتیتی و تجزیه کانی ارتوکلاز به سریسیت.

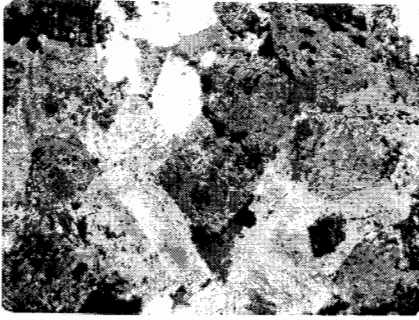
شکل ج - ماکل پلی سینتتیک و منطقه بندی در پلاژیوکلازها.

شکل د - آلتراسیون پلاژیوکلازها به کلسیت و ...

شکل ه - غده های بیوتیتی که از مرکز هم به کلریت تجزیه شده اند.

شکل و - کانی اسفن اولیه با برجستگی بالا

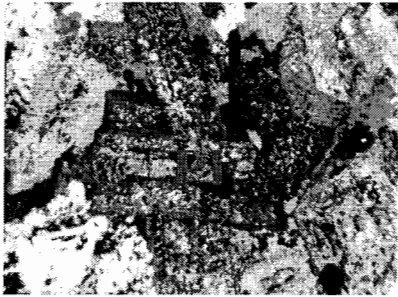
تابلو ۳-۲



شکل ب
xpl 32



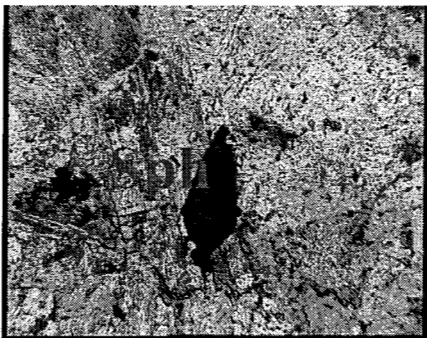
شکل الف
xpl 32



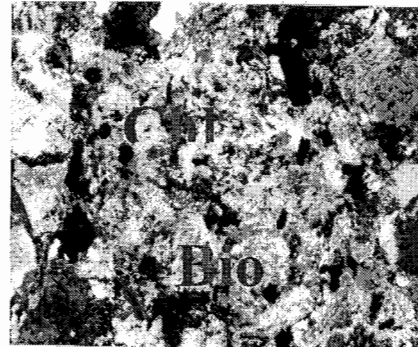
شکل د
xpl 32



شکل ج
xpl 32



شکل و
xpl 32



شکل ه
xpl 32

تابلو ۳-۳

شکل الف - بافت دانه ای در نمونه های مونزونیته.

شکل ب - کوارتزهای کرمی و قطره ای شکل در قالب بافت میرمیکیتی در نمونه های مونزونیته.

شکل ج - بافت پرتیتی ارتوکلاز و تجزیه به کائولن و سربیسیت.

شکل د- دگرسانی پلاژیوکلازها به سربیسیت.

شکل ه - تجزیه بیوتیت به کلریت.

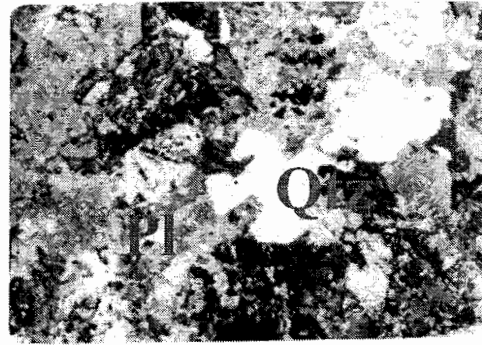
شکل و - اسفن های ثانویه حاصل آزاد شدن تیتانیم از کانیهای اپک.

تابلو ۳-۳



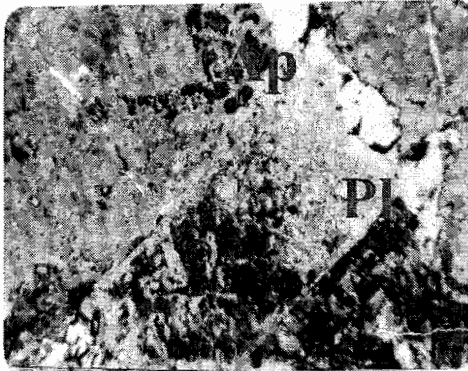
xpl 32

شکل ب



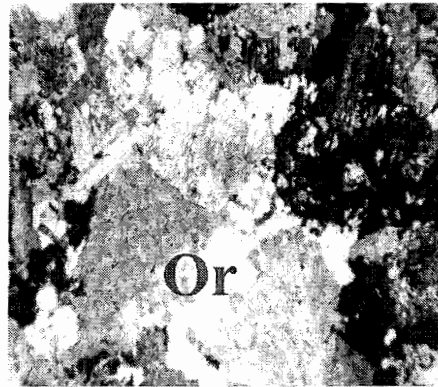
xpl 32

شکل الف



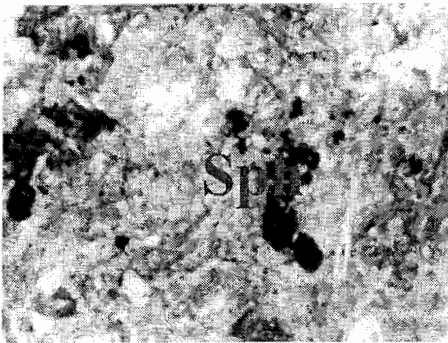
xpl 32

شکل د



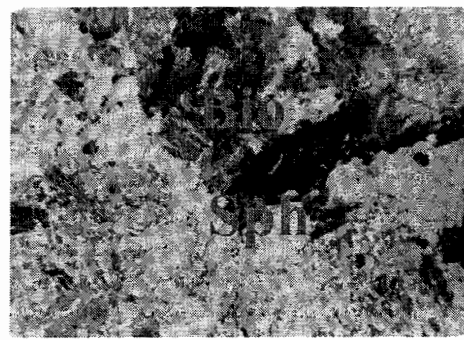
xpl 32

شکل ج



ppl 32

شکل و



ppl 32

شکل ه

تابلو ۳-۴

شکل الف- زیرکنی که در داخل هورنبلند قرار گرفته است.

شکل ب- آپاتیت‌هایی که در داخل پلاژیوکلازها فرو رفته و همچنین اسفن‌هایی که در داخل هورنبلند قرار گرفته‌اند.

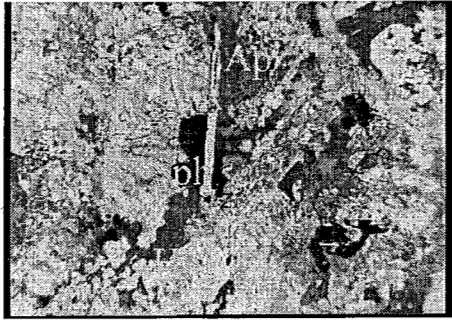
شکل ج- پلاژیوکلازها هورنبلندها را در بر گرفته‌اند.

شکل د- آپاتیت‌های ریز بلوری که در داخل پلاژیوکلازها قرار گرفته‌اند.

شکل ه- هم‌رشدی پلاژیوکلازها و کوارتزها که منجر به تشکیل بافت میرمکیتی شده است.

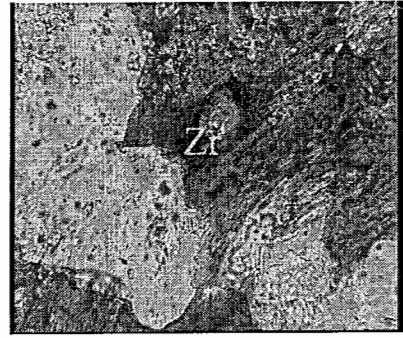
شکل و- پلاژیوکلازی که در داخل ارتوزها قرار گرفته است.

تابلو ۳-۴



PPL 600

ب



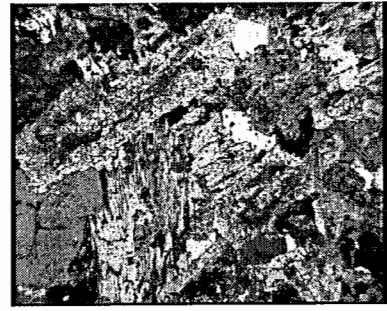
PPI 600

الف



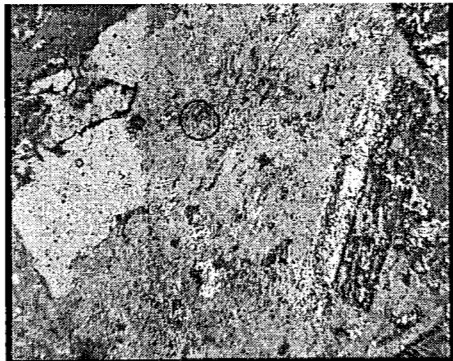
PPI 60

د



XPL 600

ج



PPI 40

و



XPL 60

ه

فصل چہارم

ژئوشیمی و پٹرولوژی

۴-۱- مقدمه

برای استفاده از علم ژئوشیمی، اولین قدم درک دقیق اصول آن و رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ماگماهای سیلیکاته و سیالات وابسته به آن می باشد (هندرسون، ۱۹۸۲).

کلارک (در ترکیان، ۱۳۸۰) دلایل کاربری علم ژئوشیمی را در سنگهای آذرین اینگونه عنوان می کند:
الف: طبقه بندی گرانیتوئیدها (اشتریکایزن و لومتر، ۱۹۷۹)؛

ب: تعیین روابط ژنتیکی پایدار بین مجموعه سنگهای گرانیتوئیدی که از نظر موقعیت مکانی در یک جا دیده می شوند؛

ج: بدست آوردن اطلاعاتی درباره ماهیت نواحی منشأ و محیط تکتونیکی؛

د: برقراری تطابق، مانند آنچه که دیرینه شناسان از فسیلها استفاده می نمایند (ریچارد و کلارک، ۱۹۸۹)؛

ه: تبیین فرایندهای تفریق ماگمایی؛

و: تعیین درجات و شیوه های دگرسانی؛

ز: پی جویی و اکتشاف کانسارهای جدید؛

بعد از انجام مطالعات صحرایی و پتروگرافی، برای مطالعات ژئوشیمیایی، رده بندی و بررسی سیر تحولات عناصر اصلی و کمیاب سنگهای منطقه مورد مطالعه، ۱۳ نمونه از این سنگها با توجه به تنوع و حداقل هوازدگی آنها، جهت انجام آنالیز شیمیایی سنگ کل عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی انتخاب و در کارگاه کانه آرایی دانشکده معدن دانشگاه صنعتی شاهرود آماده سازی شد و به آزمایشگاه ژئوشیمی Actlab در کانادا جهت آنالیز به روش ICP- MS ارسال گردید. محل دقیق برداشت نمونه ها به کمک GPS تعیین و در جدول (۴-۱) به نمایش در آمده است.

جدول ۴-۱ : موقعیت دقیق نمونه های برداشت شده توسط GPS

شماره نمونه	موقعیت	نام سنگ
Tu-Da ₂₉	36° 02.25 4' N, 53° 52.2 11' E	کوارتز مونزونیت
Tu-Da ₂₂	36° 02.18 7' N, 53° 52.02 3' E	کوارتز مونزودیوریت
Tu-Da ₂₄	36° 02.26 5' N, 53° 52.3 3' E	مونزونیت
Tu-Da ₁₇	36° 02.19 9' N, 53° 52.02 1' E	کوارتز مونزودیوریت
Tu-Da ₁₃	36° 02.18 7' N, 53° 52.03 1' E	کوارتز مونزونیت
Tu-Da ₁₂	36° 02.18 6' N, 53° 52.03 3' E	کوارتز مونزودیوریت
Tu-Da ₃₆	36° 01.55 3' N, 53° 50.48' E	مونزونیت
Tu-Da ₁	36° 02.18 6' N, 53° 52.04 3' E	کوارتز مونزودیوریت
Da-Tu ₆	36° 02.02 0' N, 53° 50.50 6' E	کوارتز مونزونیت
Da-Tu ₇	36° 02.58 8' N, 53° 51.50 2' E	مونزونیت
Da-Tu ₁₀	36° 02.18 1' N, 53° 52.4 4' E	کوارتز مونزونیت
Da-Tu ₂	36° 02.13 1' N, 53° 52.03 2' E	کوارتز مونزونیت

جدول ۴-۲ - نتایج آنالیز ژئوشیمی عناصر اصلی و مقادیر نورماتیو کانیهای سازنده نمونه های توده نفوذی

کوارتز مونزونیتی منطقه تویه- دروار (جنوب غرب دامغان)

شماره نمونه ها اکسیدها	Da- Tu ₂	Da- Tu ₁₀	Da- Tu ₆	Tu- Da ₁₃	Tu- Da ₂₉	Tu- Da ₁	Tu- Da ₂₂	Da- Tu ₈	Tu- Da ₁₂	Tu- Da _{17a}	Da- Tu ₇	Tu- Da ₂₄	Tu- Da _{17b}
Name	Q.M	Q.M	Q.M	Q.M	Q.M	Q.M.D	Q.M.D	Q.M.D	Q.M.D	Q.M.D	M.	M.	M.
SiO ₂ (wt%)	57.44	58.24	55.63	56.54	56.92	57.72	55.55	56.64	54.84	55.32	55.05	53.15	55.12
Al ₂ O ₃ "	15.97	15.19	16.01	16.29	15.28	16.32	16.17	15.32	17.35	17.19	16.6	16.53	17.11
Fe ₂ O ₃ "	1.6	1.83	1.69	1.84	1.35	1.61	1.88	1.92	1.71	1.85	1.54	2.22	1.85
FeO "	7.02	8.1	7.46	8.13	7.27	7.1	8.36	8.58	7.54	8.24	6.65	10.08	8.24
MnO "	0.09	0.16	0.16	0.1	0.11	0.12	0.12	0.17	0.15	0.1	0.1	0.17	0.1
MgO "	2.3	2.34	1.55	2.33	2.32	1.46	1.92	2.08	1.64	2.32	1.54	2.58	2.31
CaO "	2.3	1.76	3.3	2.14	2.48	3.97	2.64	2.72	3.87	2.28	3.97	1.82	2.26
Na ₂ O "	3.37	2.81	3.05	2.48	3.77	2.71	2.86	2.37	2.24	2.41	3.68	2.17	2.43
K ₂ O "	3.89	4.6	4	4.3	3.68	3.72	3.61	3.95	4.02	4.07	3.14	4.33	4.05
TiO ₂ "	1.19	1.3	1.22	1.31	1.26	1.21	1.28	1.3	1.23	1.27	1.24	1.33	1.24
P ₂ O ₅ "	0.48	0.57	0.51	0.53	0.6	0.54	0.56	0.56	0.51	0.52	0.52	0.63	0.51
%AN	22.49	17.4	33.57	25.42	20.81	41.35	28.06	32.91	45.57	27.96	34.36	21.11	27.71
Q	13.71	15.29	12.14	16.03	10.86	16.15	15.06	17	14.59	15.72	10.63	13.25	15.55
or	24.11	28.12	25.11	26.57	22.76	22.84	22.58	24.52	25.08	25.28	19.82	27.11	25.25
ab	29.91	24.6	27.42	21.94	33.38	23.82	25.62	21.07	20.01	21.43	33.26	19.45	21.69
an	8.68	5.18	13.85	7.48	8.77	16.8	9.99	10.33	16.75	8.32	17.41	5.21	8.31
C	3.34	3.88	2	5.16	2.12	1.98	4.34	3.72	3.69	6.22	1.25	6.86	6.16
hy	12.63	14.79	11.58	14.7	13.97	10.65	14.2	15.14	11.97	15.03	9.58	19.55	15.09
mt	4.09	4.21	4.19	4.25	4.18	4.08	4.27	4.27	4.18	4.21	4.24	4.35	4.19
il	2.37	2.56	2.46	2.59	2.5	2.38	2.58	2.6	2.47	2.52	2.52	2.68	2.49
ap	1.17	1.37	1.26	1.28	1.45	1.3	1.37	1.36	1.25	1.27	1.29	1.55	1.25

Q.M : کوارتز مونزونیت Q.M.D : کوارتز مونزودیوریت M : مونزونیت

ادامه جدول ۴-۲ نتایج آنالیز ژئوشیمی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه های کوارتز مونزونیتی منطقه تویه-

دروار(جنوب غرب دامغان)(مقادیر بر حسب ppm می باشد).

شماره نمونه ها	Da- Tu ₂	Da- Tu ₁₀	Da- Tu ₆	Tu- Da ₁₃	Tu- Da ₂₉	Tu- Da ₁	Tu- Da ₂₂	Da- Tu ₈	Tu- Da ₁₂	Tu- Da _{17a}	Da- Tu ₇	Tu- Da ₂₄	Tu- Da _{17b}
اکسیدها	Q.M	Q.M	Q.M	Q.M	Q.M	Q.M.D	Q.M.D	Q.M.D	Q.M.D	Q.M.D	M.	M.	M.
Name	Q.M	Q.M	Q.M	Q.M	Q.M	Q.M.D	Q.M.D	Q.M.D	Q.M.D	Q.M.D	M.	M.	M.
Sc(ppm)	19	21	20	19	23	21	23	20	21	20	21	22	19
Be "	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
V "	84	61	62	73	74	61	65	66	59	71	86	68	70
Co "	10	11	7	12	12	12	12	13	10	11	7	14	11
Cu "	29	-10	33	46	37	34	15	20	26	36	34	29	35
Zn "	138	275	416	157	138	77	154	292	133	151	62	129	147
Ga "	25	24	24	24	25	24	24	24	23	24	25	25	24
Ge "	1.4	1.5	1.4	1.9	1.7	1.4	1.5	1.4	1.5	2	1.5	1.5	1.8
Rb "	96	118	88	103	78	86	113	104	93	95	80	157	93
Sr "	270	224	197	121	238	161	180	153	148	114	127	143	112
Y "	47.5	56.2	43.3	56.4	53.2	49.5	55.5	50	49.4	50.7	52.1	48.1	52.7
Zr "	338	402	352	330	367	320	396	332	353	341	362	358	340
Nb "	37.7	45.5	42.4	47.5	42.7	40.2	45.5	43.1	40.3	42.9	41.7	44.1	43.1
Sn "	3	5	3	4	8	3	5	5	3	5	6	5	5
Sb "	0.9	0.7	0.7	0.6	0.9	0.4	0.8	0.8	1.3	0.5	0.7	1.1	0.5
Cs "	1.4	2.3	1	2.7	1.2	1.8	3	2.5	2.1	2.4	1.8	3.6	2.4
Ba "	893	965	1100	851	795	788	807	701	799	802	880	1040	784
La "	52.1	60.9	52.1	46.6	48.7	52.2	58.9	51.6	67.2	33.8	33.4	58.9	34.3
Ce "	104.5	124.4	104.5	97.99	104.5	106.9	121.8	100.6	131.1	73.42	74.09	121.8	73.84
Pr "	11.8	14	11.8	11.2	12.4	11.9	13.8	11.1	14.4	8.77	9.47	13.8	8.95
Nd "	47.7	57.4	47.7	48.4	52.5	49	55.8	46.3	58.9	38.1	41.9	55.8	39.2
Sm "	9.42	11.8	9.42	10.8	11	10.5	11.5	9.82	11.5	9.02	10	11.5	9.31
Eu "	2.63	2.88	2.63	2.7	2.66	2.54	2.9	2.39	2.79	2.36	2.45	2.9	2.46
Gd "	9.49	11.3	9.49	11	11.3	10.3	11.2	9.7	10.8	10	10.4	11.2	10.1
Tb "	1.5	1.86	1.5	1.86	1.76	1.69	1.75	1.59	1.68	1.72	1.7	1.75	1.71
Dy "	7.84	9.73	7.84	9.91	9.48	8.93	9.32	8.25	8.94	9.36	9.12	9.32	9.27
Ho "	1.48	1.83	1.48	1.84	1.72	1.69	1.74	1.57	1.63	1.73	1.71	1.74	1.75
Er "	4.15	5.14	4.15	5.17	4.92	4.9	4.96	4.43	4.73	4.94	4.73	4.96	5.01
Tm "	0.59	0.72	0.59	0.71	0.7	0.68	0.7	0.62	0.69	0.72	0.67	0.7	0.72
Yb "	3.6	4.4	3.6	4.19	4.25	4.21	4.25	3.63	4.25	4.26	3.97	4.25	4.28
Lu "	0.57	0.67	0.57	0.65	0.62	0.61	0.64	0.53	0.64	0.63	0.59	0.64	0.65
Hf "	9	11.1	9	8.9	9.2	8.7	9.8	8.6	9.7	9	9.5	9.8	9.2
Ta "	2.62	3.03	2.62	2.77	2.68	2.59	2.83	2.68	2.76	2.78	2.73	2.83	2.86
W "	1.3	2.6	1.3	2.5	4.3	0.7	2.1	2.3	2.4	2.4	0.9	2.1	2.5
Tl "	0.46	0.59	0.46	0.51	0.33	0.47	0.46	0.52	0.51	0.49	0.44	0.46	0.48
Pb "	18	18	18	8	17	11	18	18	11	7	18	18	6
Bi "	5.1	6.3	5.1	3.3	2.5	0.3	3.2	5	1.8	3	1.2	3.2	3.2
Th "	10.2	13.6	10.2	11	11.2	10.9	10.9	10.6	12	10.1	10	10.9	10.3
U "	3.49	5.51	3.49	3.41	3.79	4.66	3.96	3.5	3.56	3.28	2.75	3.96	3.31

۴-۱-۱- 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 فرایندهایی را که نتایج تجزیه شیمیایی سنگها را تحت تأثیر قرار دهد به اختصار شرح می دهیم. مهمترین این فرایندها به نقل از رولینسون (۱۹۹۲)، عبارتند از:

آلایش

آلایش در طول آماده سازی نمونه، یک منبع مهم خطا در تجزیه ژئوشیمی است و به احتمال زیاد در طول خرد کردن و پودر کردن نمونه رخ می دهد. آلایش با بقایای ناشی از نمونه های قبلی را می توان با تمیز کردن دستگاه، برطرف کرد. آلایش 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 خرد کننده 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 و جچوم و همکاران، ۱۹۹۰ در رولینسون، ۱۹۹۲). 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 دار مقادیر قابل ملاحظه ای Cr, Fe، مقادیر متوسطی Dy و مقادیر جزئی نیکل و ایتريوم وارد نمونه می کند (هیکسون و جچوم، ۱۹۸۶ در رولینسون، ۱۹۹۲).

آلایش در طبیعت

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

آلایش به وسیله معرفهای 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. علاوه بر آن اگر مدت زمان بین نمونه برداری و پودر کردن طولانی باشد در این مدت در معرض عوامل جوی قرار می گیرند و ممکن است متحمل آلودگی شوند.

خطاهای ناشی از کالیبراسیون

تمامی روشهای تجزیه شیمیایی بجز روش طیف سنجی جرمی غلظتها را نسبت به استاندارد با غلظت مشخصی 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، معرف های بسیار خالص شیمیایی و یا نمونه های بین المللی مرجع هستند (گوین داراجو ۱۹۸۴؛ ابی، ۱۹۸۹ در رولینسون، ۱۹۹۲).

خطاهای ناشی از پوشش پیکها

در اکثر روشهای تجزیه ای مورد استفاده در ژئوشیمی سعی اندکی در جدایش عنصر مورد تجزیه از بقیه سنگ یا کانی های نمونه صورت می گیرد که تنها مورد استثناء آن در طیف سنجی جرمی است. بنابراین امکان تداخل خطوط طیفی یا پیک ها وجود دارد و در نتیجه مقادیر اندازه گیری 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: از تعداد تجزیه های شیمیایی زیاد تری استفاده کرد.

ب: بررسی های صحرائی و میکروسکوپی دقیق تری صورت گیرد تا نتایج با هم مطابقت داشته باشند و همچنین با الگوهای شناخته شده توزیع عناصر در سنگها و محیطهای تکتونیکی سازگار باشد.

ج: انحرافات را نمی توان با صراحت تمام دلیل وقوع یک فرایند خاص دانست (قاسمی، ۱۳۷۹).

قبل از استفاده از تجزیه های شیمیایی لازم است، تغییراتی در آنها داده شود. از جمله این

تغییرات می توان از حذف مواد فرار و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO نام برد. در تجزیه های شیمیایی مقدار اکسید آهن به صورت Fe_2O_3 کل ارائه شده است. در تعیین مقدار آهن فریک و فرو ممکن است مقادیر محاسبه شده به دور از مقدار واقعی موجود در نمونه های تجزیه شده باشد که در نتیجه تأثیر زیادی بر کانیهایی که از طریق نورم به دست می آیند می گذارد. بدین ترتیب که سنگ دارای مگنتیت نورماتئو بیشتری است. بنابراین FeO کمتری برای ساختن کانی های سیلیکاته ای چون دیوپسید، هیپرستن باقی می ماند. 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 که در اینجا از روش ابروین- باراگار استفاده شده است و سپس داده ها به کمک نرم افزار Iqpet پردازش گردیده است.

۴-۱-۲ - استفاده از نتایج تجزیه های شیمیایی

پس از اینکه بر روی نتایج حاصل از تجزیه های شیمیایی تصحیحاتی به عمل آمد، داده ها قابل پردازش و تفسیر می گردند. از این داده ها می توان برای طبقه بندی، نامگذاری، ترسیم نمودارهای هارکر، تعیین سریهای ماگمایی، جایگاه تکتونیکی و در پایان شناسایی خصوصیات محل منشأ سنگها استفاده نمود.

الف - عناصر اصلی

این عناصر بیشتر از ۱ درصد وزنی حضور دارند و غلظت آنها به صورت درصد وزنی (Wt%) اکسید بیان می شود، که شامل K_2O , Na_2O , CaO , MgO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 می باشند. شیمی عناصر اصلی به منظور طبقه بندی و نامگذاری سنگها، تعیین سری ماگمایی و نیز در ترسیم نمودارهای تغییرات مشتمل بر نمودارهای دو متغیره و سه متغیره، به کار می روند.

ب - عناصر فرعی

فراوانی این عناصر بین ۱/ تا ۱ درصد وزنی می باشد. اگر چه معمولاً این عناصر همراه با عناصر اصلی گزارش می شوند لیکن TiO_2 , MnO , P_2O_5 مشخصاً با عناصر فرعی متفاوتند.

ج - عناصر کمیاب

میزان فراوانی عناصر کمیاب کمتر از ۰/۱ درصد وزنی تا کمتر از ۱ ppm می باشد و غلظتشان به صورت قسمت در میلیون (ppm) بیان می گردد. این عناصر بندرت کانی مستقلی تشکیل می دهند ولی کم و بیش در کانیهای متداول سنگهای آذرین در موقعیتهای متعددی قرار می گیرند. عناصر کمیاب در جدول تناوبی به چند گروه تقسیم بندی می شوند:

عناصری با اعداد اتمی ۵۷ تا ۷۱ (La تا Lu) که به عناصر کمیاب خاکی یا لانتانیدها معروفند. این عناصر خود به سه گروه، عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE)، عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) و عناصر کمیاب خاکی متوسط (MREE) تقسیم بندی می شوند.

این عناصر به هنگام ذوب گوشته زمین یک رفتار ترجیحی نسبت به فاز مذاب یا جامد نشان می دهند. عناصری که ترجیح می دهند در فاز جامد باقی بمانند سازگار و عناصری که ترجیحاً وارد فاز مذاب می شوند را ناسازگار گویند. منظور از ناسازگار بودن یک عنصر کمیاب این است که این 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 می تواند مفید باشد، این نسبت را شدت میدان یا پتانسیل یونی یک عنصر گویند. بر طبق این تقسیم بندی، کاتیون های کوچک با بار بزرگ را عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) گویند (پتانسیل یونی بالاتر از ۲) و شامل لانتانیدها، Sc, Y, Th, Zr, Hf, Ti, Nb و شامل کاتیونهای بزرگ با بار کوچک را عناصر با شدت میدان پایین (LFS) Ta, Pb بوده و غیر متحرکند. کاتیونهای بزرگ با بار کوچک را عناصر با شدت میدان پایین (LFS) گویند (پتانسیل یونی کمتر از ۲) و شامل Cs, Rb, K, Ba, Sr, Pb, Eu می باشند. این عناصر را عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) نیز می گویند. 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, Cr غیر متحرکند.

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 هوازدگی، دگرگونی و دگرسانی هیدروترمال نسبتاً غیرمتحرکند.

۳-۱-۴ - استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی در رده بندی سنگهای مورد مطالعه از رده بندی های شیمیایی مختلفی برای نامگذاری سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه استفاده شده است که عبارتند از:

الف- رده بندی نورماتیو: (روش اصلاحی مولر و براون (۱۹۷۷) و اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹)) ب- رده بندی شیمیایی [کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)، میدل موسست (۱۹۸۵) و فروست و همکاران (۲۰۰۱)] که هر کدام را جداگانه مورد بررسی قرار می دهیم.

الف - طبقه بندی بر اساس ترکیب نورماتیو

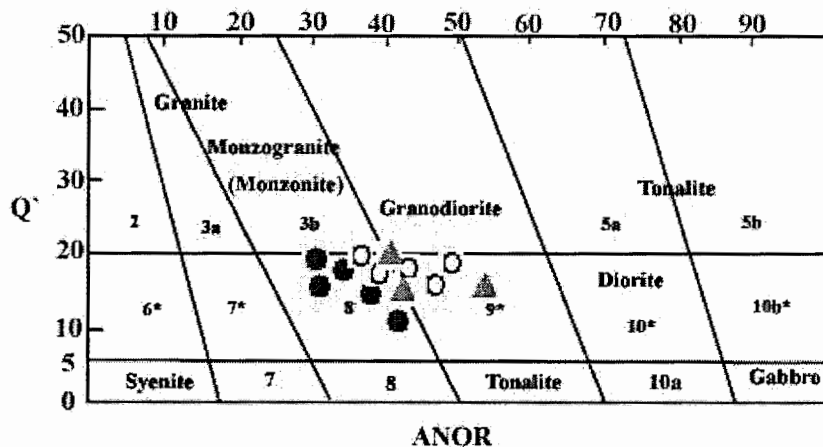
در اوایل قرن بیستم توسط سه پترولوژیست به نامهای کراس، ایدینگز و پیرسون و یک ژئوشیمیست به نام واشنگتن بر مبنای تشکیل کانیهای مجازی روشی برای نامگذاری سنگها ابداع کردند که با توجه به حرف اول اسامی این محققین به طور مخفف نورم CIPW نامیده می شود. در این طبقه بندی، نورم سنگها که بر اساس نتایج آنالیزهای شیمیایی محاسبه می گردد، مبنای رده بندی قرار می گیرند. نتایج آنالیز شیمیایی و محاسبات نورم نمونه های منطقه مورد مطالعه در جدول (۲-۴) آورده شده است.

- رده بندی نورماتیو اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹)

در این رده بندی مقادیر نورم کوارتز، آلبیت، ارتوز و آنورتیت بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی و به کمک نرم افزار Iqpet محاسبه شده اند. در دو معادله زیر قرار داده پارامترهای ANOR و Q' که به طریق زیر تعریف می شوند. برای ترسیم نمودار ANOR - Q' استفاده می گردند. این نمودار برای تعیین موقعیت ترکیبی سنگهای گرانیتوئیدی استفاده می شود. موقعیت ترکیبی نمونه های مورد مطالعه در شکل ۱-۴ نشان داده شده است.

$$ANOR = (An/An + Or) \times 100$$

$$Q' = [Q/Q + Or + Ab + An] \times 100$$



شکل ۴-۱- رده بندی نورماتیو اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹) برای سنگهای گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن. محدوده های به کار برده شده به ترتیب معرف سنگهای زیر می باشند:

۲- آلکالی فلدسپار گرانیت، ۳- گرانیت، ۴- گرانودیوریت، ۵- تونالیت، ۶- سینیت، ۷- سینیت، ۸- مونزونیت، ۹- مونزودیوریت، ۱۰- دیوریت. برای شماره هایی که با ستاره مشخص شده به اول نامشان واژه کوارتز اضافه می شود.

● مونزودیوریت ○ کوارتز مونزونیت ▲ مونزونیت

مقادیر پارامترهای ANOR و Q' را برای تمام نمونه های مورد مطالعه محاسبه و در جدول (۴-۳) آورده شده است.

جدول ۴-۳- مقادیر پارامترهای ANOR و Q' برای نمونه های مورد مطالعه

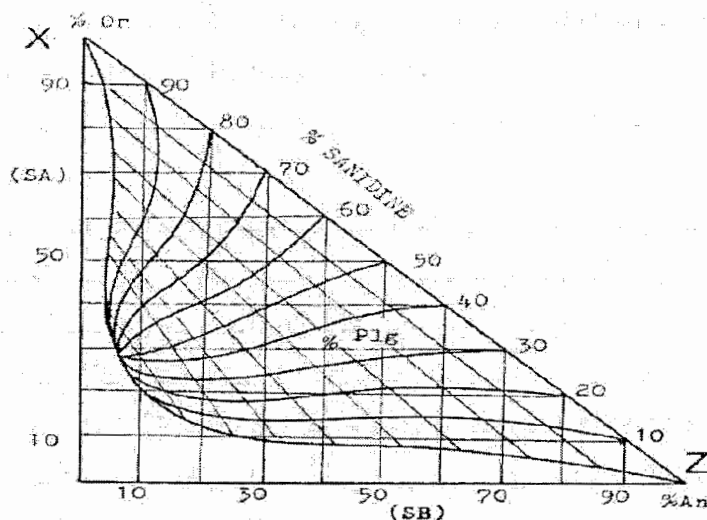
شماره نمونه	Q'	ANOR
Da-Tu2	17.94	26.47
Da-Tu10	18.86	29.91
Da-Tu6	15.46	35.55
Tu-Da13	19.56	29.85
Tu-Da29	14.33	27.81
Tu-Da1	18.87	39.58
Tu-Da22	19.46	31.22
Da-Tu8	19.1	34.65
Tu-Da12	19.09	40.04
Tu-Da17a	19.48	27.03
Da-Tu7	13.1	46.76
Tu-Da24	17.35	30.68
Tu-Da17b	19.49	30.34

مطابق این طبقه بندی نمونه های مورد مطالعه در محدوده های مونزونیت، مونزودیوریت، کوارتز سینیت قرار می گیرند.

- رده بندی نورماتیو با استفاده از روش اصلاحی مولر و براون (۱۹۷۷) و با کمک نمودار اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹)

در این روش از مقادیر نورماتیو کوارتز، ارتوز، آنورتیت و آلبیت استفاده می شود. از این میان مقادیر نورماتیو ارتوز، آنورتیت و آلبیت را انتخاب می نمایم و درصد آنها را نسبت به مجموع آنها محاسبه می کنیم سپس درصد ارتوز و آنورتیت نورماتیو را به ترتیب بر روی محورهای X و Z نمودار

مولر و براون (۱۹۷۷) منتقل می نماییم (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۴- نمودار مولر و براون (۱۹۷۷). برای مشخص کردن درصد فلدسپاتهای آلکالن سنگ مورد نظر نسبت به کل فلدسپاتهای سازنده آن سنگ.

با انجام این عمل نقطه ای بر روی نمودار مولر و براون بدست خواهد آمد، منحنی که به موازات سایر منحنی ها از این نقطه می گذرد، وتر نمودار مثلثی را در نقطه ای قطع می نمایم که مشخصه فلدسپاتهای آلکالن سنگ مورد نظر نسبت به کل فلدسپاتهای سازنده آن سنگ است.

بطور مثال اگر داشته باشیم:

$$\text{An} : 4.91 \quad \text{Ab} : 18.36 \quad \text{Or} : 25.59 \quad \text{Qtz} : 17.99$$

مقادیر ارتوز، آنورتیت و آلبیت را مجدداً به ۱۰۰ می رسانیم:

$$\text{An} : 10.05 \quad \text{Ab} : 37.58 \quad \text{Or} : 52.37$$

حال مقدار ارتوز را در مقابل آنورتیت رسم می کنیم، که در این صورت نقطه ای بدست خواهد آمد که در صورت عبور دادن یک منحنی از آن وتر نمودار مثلثی را در نقطه معرف ۹۰ درصد آلکالی فلدسپات قطع می کند. یعنی ۹۰ درصد فلدسپاتها از نوع آلکالن و ۱۰ درصد باقیمانده از نوع پلاژیوکلاز می باشد.

درصد نورماتیو کوارتز - ۱۰۰ = درصد کل فلدسپاتها

$$100 - 17.99 = 82.01$$

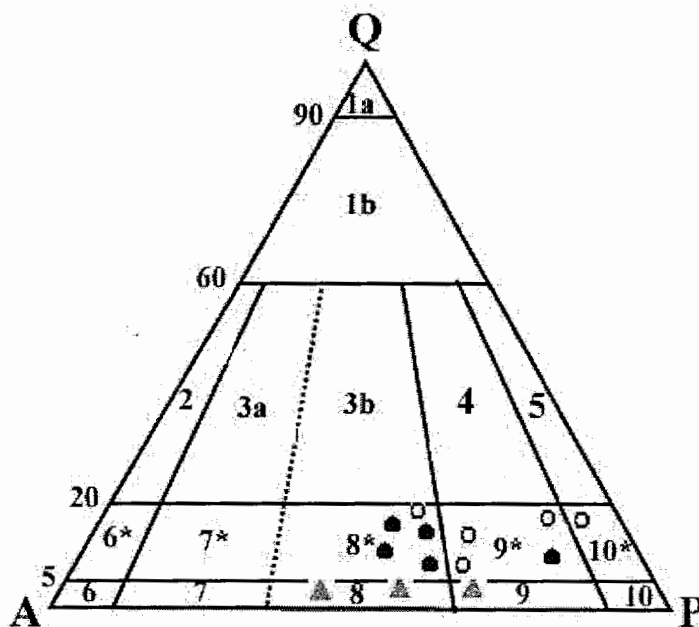
$$\text{درصد آلکالی فلدسپار پس از محاسبه و تصحیح} = 90 \times 82.01 / 100 = 69.71$$

$$\text{درصد پلاژیوکلاز پس از محاسبه و تصحیح} = 10 \times 82.01 / 100 = 12.3$$

پس در پایان خواهیم داشت

$$Q = 17.99 \quad A = 69.71 \quad P = 12.3$$

به این ترتیب مقادیر Q, A, P را برای نمونه های مورد مطالعه محاسبه می نماییم و بر روی نمودار مثلثی QAP اشتریکایزن (۱۹۷۶) ترسیم می کنیم، که با توجه به این سنگهای مورد مطالعه در محدوده های کوارتز دیوریت، کوارتز مونزودیوریت، کوارتز مونزونیت، مونزودیوریت و مونزونیت قرار می گیرند. نتایج محاسبات در شکل (۳-۴) نشان داده شده است.

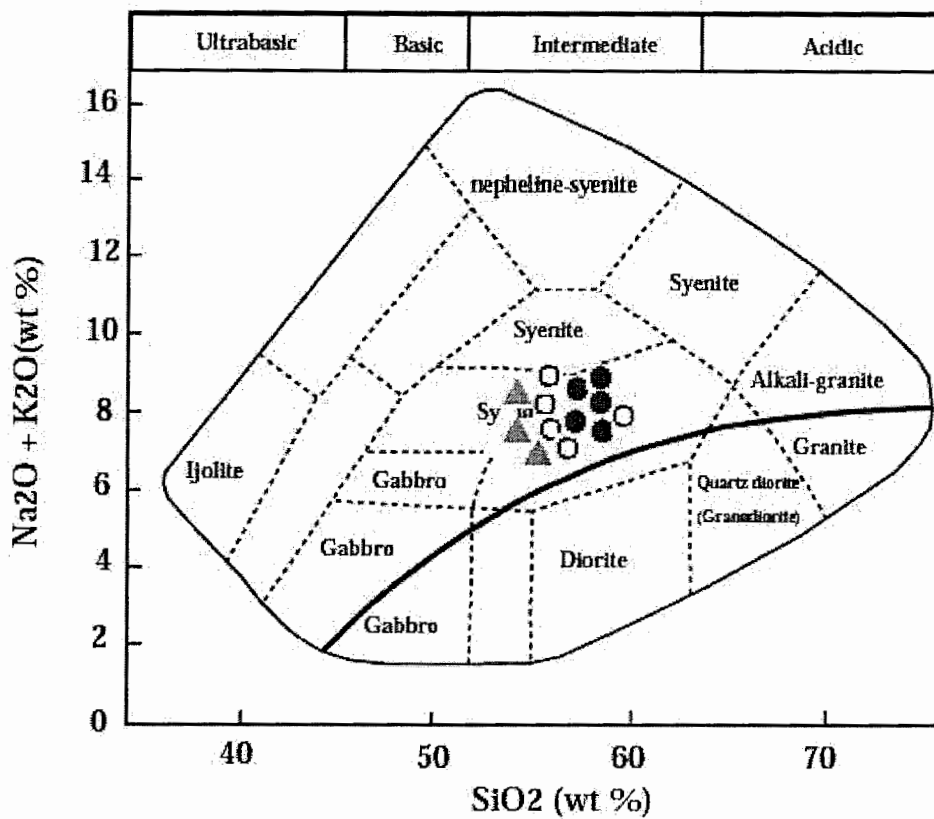


شکل ۳-۴- دیاگرام QAP مودال اشتریکایزن (۱۹۷۶) و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن بر پایه روش اصلاحی مولر و براون. محدوده های به کار رفته در این نمودار به ترتیب عبارتند از:
 1a: کوارتزولیت (سیلکسیت) 1b: گرانیتوئیدهای غنی از کوارتز، ۲: آلکالی فلدسپات گرانیت، 3a,b: سینو- مونزو گرانیت، ۴: گرانودیوریت، ۵: تونالیت- ترونجمیت، ۶: آلکالی فلدسپار سینیت، ۷: سینیت، ۸: مونزونیت، ۹: مونزودیوریت- مونزوگابرو، ۱۰: دیوریت- گابرو. برای شماره هایی که با ستاره مشخص شده به اول اسم شماره های آنها کوارتز اضافه می شود. تمام علائم شبیه شکل ۱-۴ است.

ب- طبقه بندی شیمیایی

- طبقه بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹)

این طبقه بندی با توجه به نمودار مجموع آلکان ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در مقابل سیلیس انجام می شود. این نمودار قلمرو سنگهای ساب آلکان را از آلکان جدا می کند سنگهای مورد مطالعه در محدوده های تونالیت، سینو دیوریت و کوارتز دیوریت این نمودار قرار می گیرند (شکل ۴-۴).



شکل ۴-۴- نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹) و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن. تمام علائم شبیه شکل ۱-۴ است.

- طبقه بندی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)

در این طبقه بندی شیمی سنگ کل به صورت پارامترهای کاتیونی R_1 و R_2 نمایش داده شده است. پارامترها بر مبنای مقادیر کاتیونی (میلی کاتیونی) عناصر Si, Na, Fe, Ti, Ca, Mg و Al و با توجه به معادلات زیر محاسبه می شوند:

$$R_1 = 4Si - 11(Na + k) - 2(Fe + Ti)$$

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

برای درک بهتر، تجزیه شیمیایی یکی از نمونه ها به همراه محاسبه پارامترهای R_1 , R_2 در زیر آورده شده است و همچنین در جدول (۴-۴) این پارامترها برای تمام نمونه ها محاسبه شده است.

جدول ۴-۴ - مقادیر میلی کاتیون عناصر اصلی انتخابی و پارامترهای R_1 , R_2 نمونه های کوارتز مونزونیتی منطقه

مورد مطالعه

شماره نمونه	Mg	Ca	Ti	Si	Al	Na	K	Fe _t	R_1	R_2
Da-Tu2	57.07	41.01	14.91	955.9	313.38	108.74	82.59	58.87	1571.39	673.48
Da-Tu10	58.06	31.38	16.32	969.21	298.08	90.67	97.66	67.83	1636.92	602.39
Da-Tu6	38.46	58.84	15.24	925.78	314.17	98.42	84.93	62.5	1530.78	744.03
Tu-Da13	57.81	38.16	16.33	940.92	319.66	80.02	91.29	68.1	1710.17	664.13
Tu-Da29	57.57	44.22	15.73	947.25	229.84	121.65	70.13	59.04	1441.74	68.20
Tu-Da1	36.23	70.8	15.12	960.56	320.25	87.44	78.98	59.49	1862.26	817.33
Tu-Da22	47.46	47.07	16.03	924.45	317.3	92.29	76.64	69.95	1667.58	694.92
Da-Tu8	51.61	54.31	16.29	942.59	300.63	76.48	83.86	71.74	1830.58	694.75
Tu-Da12	40.69	69.01	15.42	912.63	340.46	72.28	85.35	63.18	1759.34	635.77
Tu-Da17a	57.57	40.66	15.54	917.3	335.75	77.77	86.41	68.92	1706.88	692.26
Da-Tu7	38.21	70.79	15.53	916.13	325.75	118.75	66.67	55.92	1482.06	826.8
Tu-Da24	64.02	32.45	16.65	884.51	324.37	70.02	91.93	84.04	1555.15	647.01
Tu-Da17b	57.32	40.3	15.54	917.3	335.75	78.41	78.41	68.92	1691.89	692.06

بطور مثال

اکسید عناصر	اکسید سنگ (درصد وزنی)	وزن مولکولی	تعداد کاتیونها	نسبتهای کاتیونی	میلی کاتیون در ۱۰۰ گرم
SiO ₂	55.55	60.09	1	0.9244457	924.445
TiO ₂	0.56	79.9	1	0.00701	7.01
Al ₂ O ₃	16.17	101.96	2	0.15859	317.18
Fe ₂ O ₃	1.88	159.69	2	0.011772	23.554
FeO	8.36	71.85	1	0.011635	116.35
MgO	1.92	40.3	1	0.04764	47.64
CaO	2.64	56.08	1	0.04707	47.07
Na ₂ O	2.86	61.98	2	0.04614	92.29
K ₂ O	3.61	94.2	2	0.03832	76.65

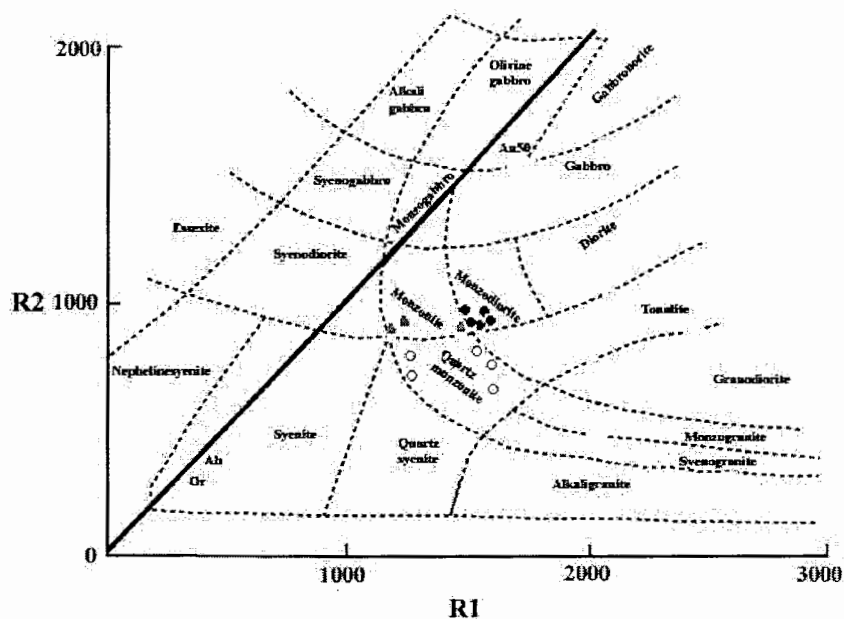
$$R_1 = 4 \times 955.9 - 11(108.74 + 82.59) - 2(58.8 + 14.91) = 1571.41$$

$$R_2 = 6 \times 41.01 + 2 \times 57.07 + 313.38 = 673.58$$

۱۰۰۰ × تعداد کاتیون × (وزن مولکولی/درصد وزنی) = عنصر بر حسب میلی کاتیون در ۱۰۰ گرم

طبقه بندی دولاروش مزایایی دارد که عبارتند از :

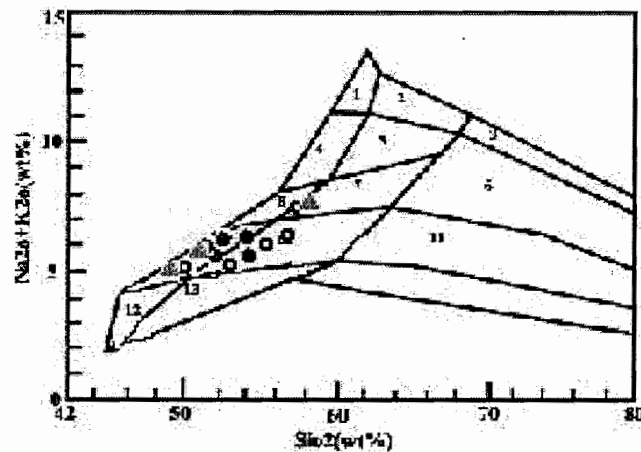
- محاسبه پارامترهای R₁ و R₂ نسبت به محاسبه نورم CIPW آسانتر است.
 - کل شیمی عناصر اصلی سنگ به استثنای اکسیژن در طبقه بندی بکار می رود.
 - در این روش درجه اشباع از سیلیس و تغییرات ترکیب فلدسپاتها مشخص می شود.
 - این رده بندی با دقت و سهولت یکسان قابل استفاده برای طبقه بندی سنگهای درونی و بیرونی است.
 - مقایسه وسیعی را بین داده های شیمیایی و مودال ممکن می سازد.
- با توجه به این دیاگرام نمونه های مورد مطالعه در محدوده های کوارتز مونزونیت، مونزودیوریت و مونزونیت قرار می گیرد (شکل ۴-۵).



شکل ۴-۵- نمودار دولاروش و همکاران (۱۹۸۰) و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن. تمام علائم شبیه شکل ۴-۱ است.

- طبقه بندی شیمیایی میدلموست (۱۹۸۵)

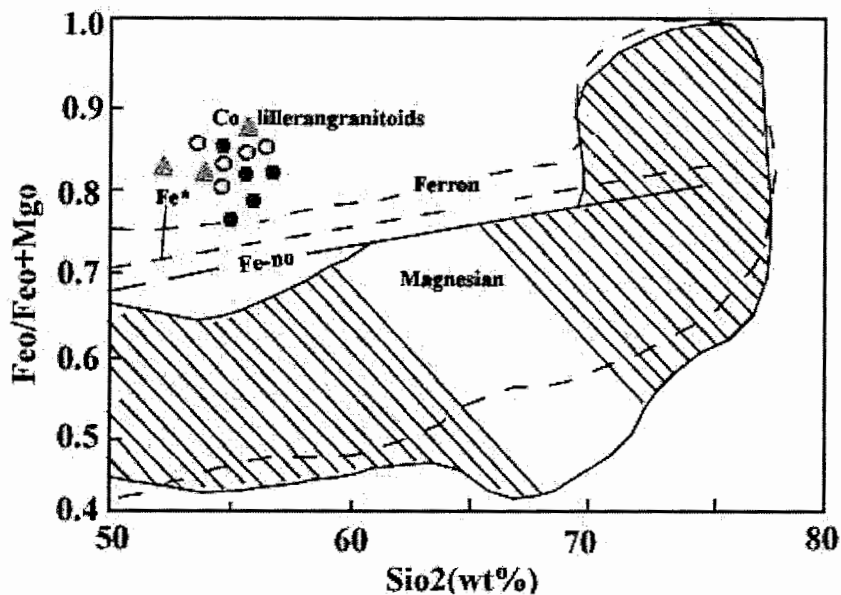
در دیاگرام میدل موسست همانند دیاگرام کاکس و همکاران از نمودار مجموع آلکالن در مقابل سیلیس استفاده می شود. لیکن تقسیمات داخلی آن متفاوت است. نمونه های مورد مطالعه در این دیاگرام در محدوده های کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت و مونزونیت واقع شده اند (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۶- طبقه بندی شیمیایی میدلموست (۱۹۸۵) برای سنگهای گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن. محدوده‌های به کار رفته در این نمودار به ترتیب عبارتند از:
 ۱- آلکالی فلدسپار سینیت، ۲- آلکالی فلدسپار کوارتز سینیت، ۳- آلکالی فلدسپار گرانی، ۴- سینیت، ۵- کوارتز سینیت، ۶- گرانی، ۷- کوارتز مونزونیت، ۸- مونزونیت، ۹- مونزو دیوریت، ۱۰- کوارتز مونزو دیوریت، ۱۱- گرانو دیوریت، ۱۲- دیوریت و گابرو، ۱۳- کوارتز دیوریت (تمام علائم شبیه شکل ۴-۱ است).

– طبقه بندی فروست و همکاران (۲۰۰۱)

فروست و همکاران (۲۰۰۱) با توجه به دیاگرام های قبلی یک تقسیم بندی جدیدی را بر پایه پارامتر عدد آهن ارائه نمودند. مقدار این پارامتر از فرمول $Fe^* = FeO / (FeO + MgO)$ محاسبه می گردد. این پارامتر در محور قائم و درصد سیلیس در محور افقی قرار می گیرد و بر اساس این نمودار سنگهای گرانیتوئیدی به دو دسته آهن دار و منیزیم دار طبقه بندی می شوند. نمونه های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای آهن دار واقع می شوند (شکل ۴-۷).



شکل ۴-۷- نمودار فروست و همکاران (۲۰۰۱)، به موقعیت نمونه های مورد مطالعه توجه نمایند. تمام علائم شبیه شکل ۴-۱ است.

۴-۱-۴ - استفاده از نتایج تجزیه های شیمیایی نمونه های مورد مطالعه برای بررسی

روندهای تغییرات آنها

دیاگرامهای تغییرات شیمیایی ابزارهای سودمندی هستند که به سادگی اختلافات و روندهای تغییرات ترکیب شیمیایی موجود در سنگها را که ناشی از تبلور، ذوب بخشی و تحولات ماگمایی است، نشان می دهند.

از مهمترین این دیاگرامها می توان به دیاگرامهای درصد اکسید - درصد سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹)، درصد اکسید - ضریب تفریق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰) و درصد اکسید - ضریب انجماد (کونو، ۱۹۵۹) اشاره نمود. در محور X این نمودارها باید اکسید عنصری بکار رود که دارای دامنه تغییرات زیادی باشد و یا یک فرایند خاص ژئوشیمیایی را نمایش دهد. در اغلب موارد این اکسید، SiO_2 است، اما در سنگهای بازیک MgO و در رسوبات رس دار Al_2O_3 نیز بکار می رود.

نشان دادن روند معین و تغییرات تدریجی مبین خویشاوندی احتمالی بین سنگهای مورد مطالعه می باشد ولی عدم پیوستگی نقاط در نمودارها و انقطاع روندها می تواند نشانه عدم خویشاوندی بین آنها باشد.

الف- نمودار درصد اکسید - درصد سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹)

با توجه به روندهای موجود در آن می توان به فرایندها و تحولاتی نظیر ذوب بخشی، تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی، آرایش پوسته ای، فرایند هضم و تبلور همزمان (AFC) که در تشکیل یا تبلور ماگماها دخیل هستند، پی برد (ویلسون، ۱۹۸۹).

حال تغییرات هر کدام از اکسیدهای اصلی نمونه های مورد مطالعه در مقابل SiO_2 را شرح می دهیم (شکل ۴-۸).

Al_2O_3 در مقابل SiO_2

همانگونه که در دیاگرام مشخص است با افزایش SiO_2 مقدار Al_2O_3 کاهش می یابد، این امر با کاهش پلاژیوکلازها و گرایش کانیهای روشن به سمت تشکیل فلدسپارهای سدیک و پتاسیک سازگار است. همچنین قابل ذکر است میزان این اکسید طی تبلور ماگما در مایع باقیمانده کاهش می یابد که ناشی از تبلور پلاژیوکلازها می باشد.

Fe_2O_3 در مقابل SiO_2

نمودار تغییرات Fe_2O_3 در برابر SiO_2 روندی تقریباً نزولی نشان می دهد که این با تشکیل کانیهای فرومنیزین در جریان تبلور ماگما قابل توجیه می باشد. همچنین با کاهش کانیهای فرومنیزین همچون بیوتیت میزان Fe_2O_3 کاهش می یابد.

MnO در مقابل SiO_2

با افزایش SiO_2 مقدار MnO کاهش یافته و روندی تقریباً نزولی نشان می دهد. این امر به دلیل مشارکت این اکسید در تشکیل کانیهای فرومنیزین از جمله هورنبلند سبز و بیوتیت می باشد. پیشرفت تبلور با کاهش فراوانی این کانیها و در نتیجه کاهش MnO همراه است.

CaO در مقابل SiO_2

روند تغییرات این اکسید نزولی است این امر به دلیل مشارکت آن در ساختمان پلاژیوکلازها و کاهش مقدارش در جریان عمل تفریق می باشد.

MgO در مقابل SiO_2

روند تغییرات این اکسید مشابه CaO نزولی است این امر به دلیل مشارکت این اکسید در ساختمان کانی هایی چون آمفیبول و بیوتیت است.

Na₂O در مقابل SiO₂

با افزایش SiO₂ مقدار Na₂O افزایش محسوسی را نشان می دهد. این پدیده با حضور فلدسپاتهای سدیک - پتاسیک و پلاژیوکلازهای سدیک سازگار است. این اکسید در مراحل ابتدایی تفریق ماگمایی به مقدار کم در ساختمان پلاژیوکلازها وارد می شود، بنابراین در جریان تفریق مقدار آن در ماگمای باقیمانده افزایش می یابد.

K₂O در مقابل SiO₂

K₂O در مقابل SiO₂ روندی کاهشی را نشان می دهد که با روند عادی تفریق ماگمایی ناسازگار است. این امر به دلیل تأثیرات دگرسانی هیدروترمال فلدسپاتها و هوازدگی نمونه های سنگی می باشد (اپیو و همکاران، ۲۰۰۰).

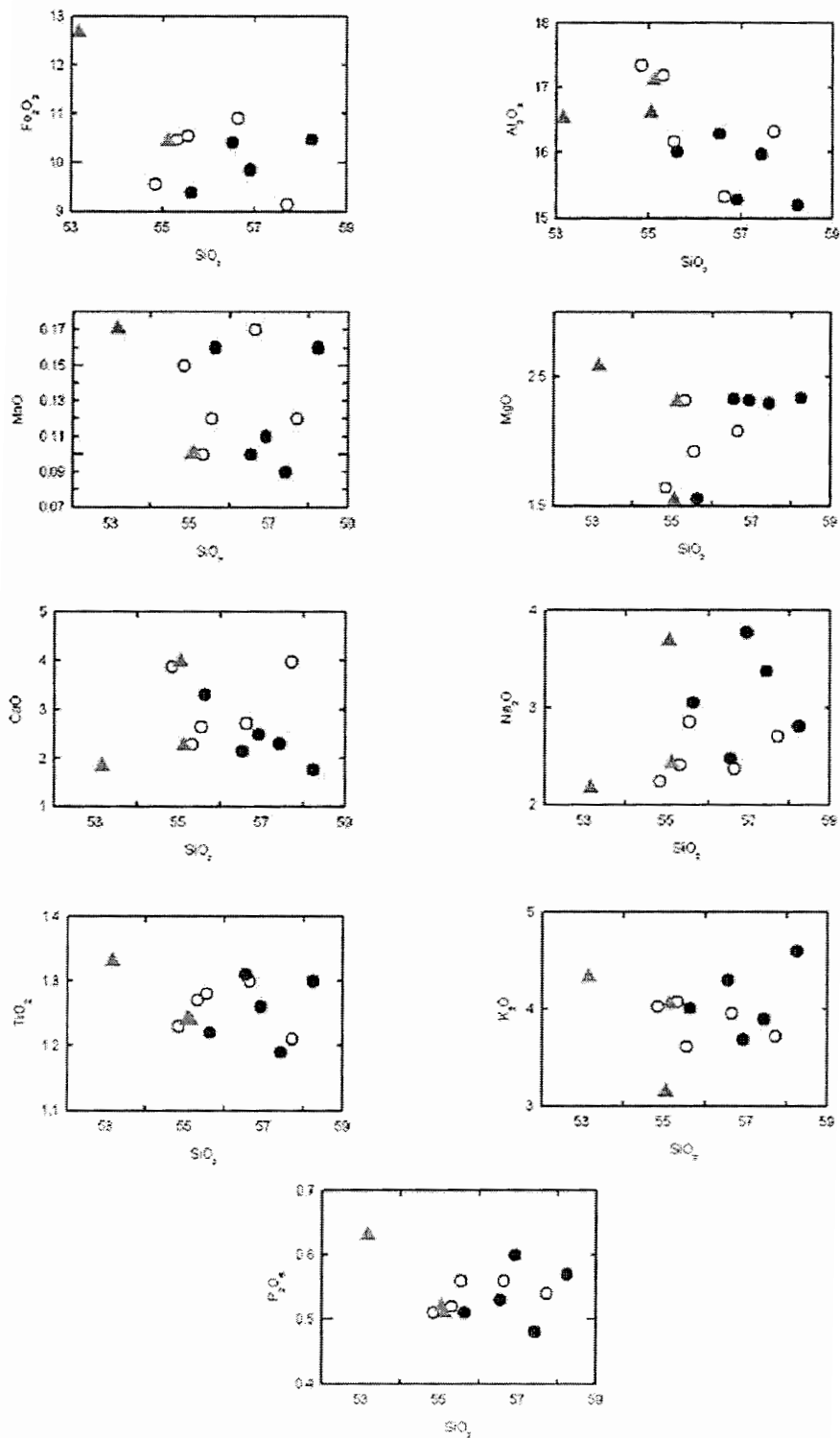
P₂O₅ در مقابل SiO₂

P₂O₅ در مقابل SiO₂ ابتدا روندی صعودی و سپس روندی نزولی نشان می دهد علت آن تبلور مقدار زیادی آپاتیت در مراحل اولیه تبلور می باشد. سپس میزان P₂O₅ ماگما کاهش یافته و تبلور آپاتیت کاهش می یابد. دلیل این مدعا حضور مقادیر بسیار کم آپاتیت در ارتوکلازها می باشد.

TiO₂ در مقابل SiO₂

روند کاهشی محسوسی در مقدار TiO₂ مشاهده می شود. دیوریتها دارای مقدار TiO₂ قابل ملاحظه ای هستند. حضور کانی اسفن اولیه و ثانویه به مقدار قابل توجه در نمونه های میکروسکوپی سنگهای دیوریتی موید این امر است. روند اسفن نیز تا حدودی شبیه روند آپاتیت صعودی- نزولی می باشد. تکوین اسفن (اولیه) در این سنگها مبین فشار بخشی بالای TiF₄ و TiCl₃ در ماگما بوده است (درویش زاده، ۱۳۶۷).

از آنجایی که طیف ترکیب سنگ شناسی توده مورد مطالعه محدود بوده و تفریق یافتگی کمی در آن صورت گرفته روندهای کاملاً واضحی را نشان نمی دهد.



شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس. علائم شبیه شکل ۱-۴ است.

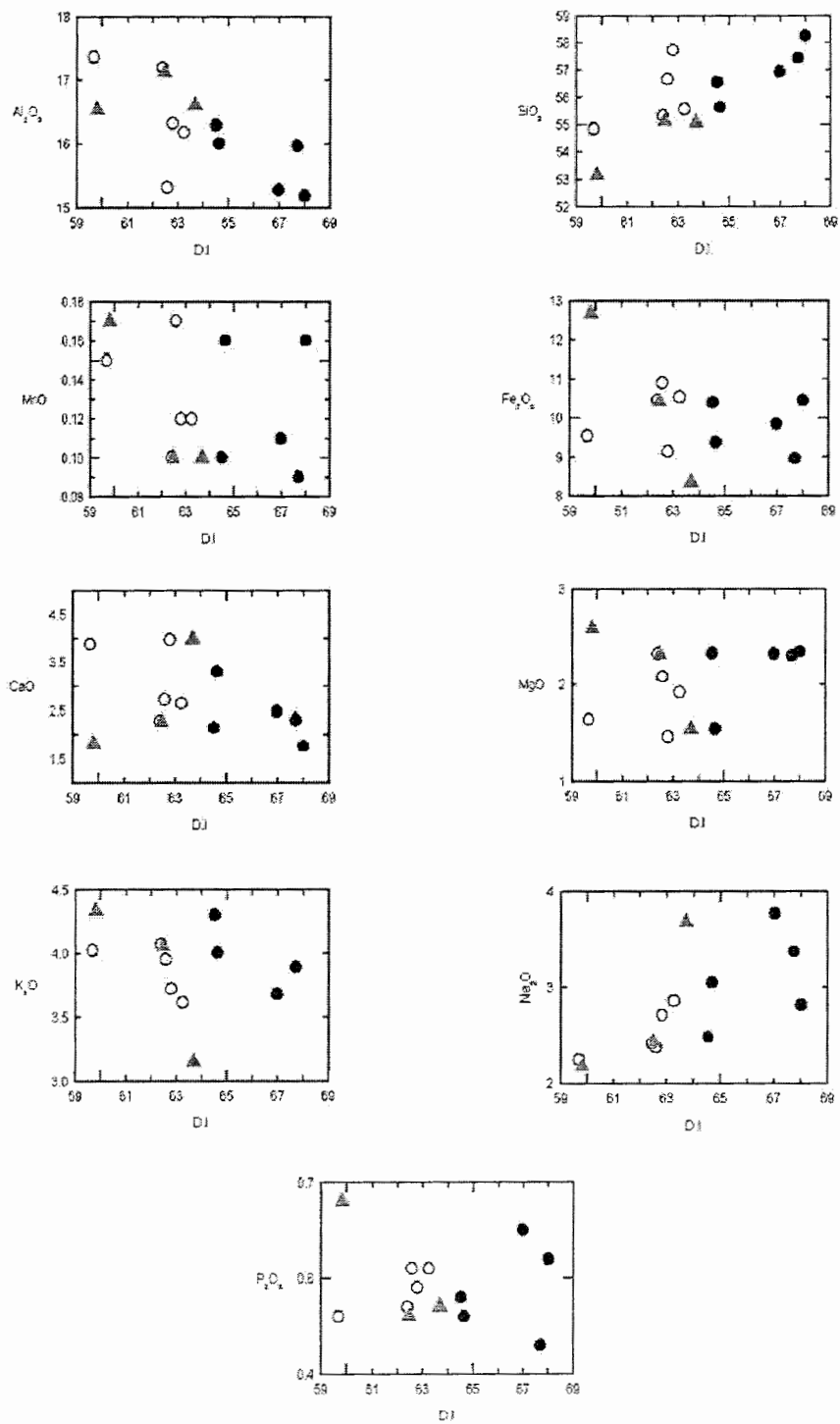
ب- دیاگرامهای اندیس تفریق نسبت به اکسیدهای عناصر اصلی (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)

بعد از تشریح تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به سیلیس (هارکر) به بررسی تحول شیمیایی ماگما در جریان تفریق می پردازیم.

برای تحقق این عمل تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی را نسبت به اندیس تفریق مورد بررسی قرار می دهیم.

اندیس تفریق (D.I) در ترمهای اشباع از سیلیس برابر است با مجموع کوارتز، ارتوز و آلبیت نورماتیو. در ترمهای تحت اشباع از سیلیس مقدار اندیس تفریق برابر است با مجموع نفلین، کالیوفیلیت و لوسیت نورماتیو (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰).

با توجه به دیاگرامهای اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل اندیس تفریق (شکل ۴-۹) با افزایش ضریب تفریق مقادیر P_2O_5 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , MnO کاهش و مقادیر SiO_2 و Na_2O افزایش می یابد.



شکل ۴-۹- نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰).
 علائم شبیه شکل ۱-۴ است.

با توجه به مطالب فوق می توان نتیجه گرفت که این تغییرات با پیشرفت تفریق ماگمایی، کاهش مقدار عناصر فرومنیزین و پیشرفت تبلور فلدسپاتهای پتاسیک (ارتوز) در مراحل پایانی تبلور تفریقی و تشکیل ماگمای گرانیته سازگار است. بنابراین باید گفت که توده کوارتزومونزونیتی تویه دروار یک توده تفریق یافته است. مقادیر D.I نمونه های مورد مطالعه محاسبه و در جدول (۴-۵) آورده شده است.

جدول ۴-۵- مقادیر محاسبه شده D.I نمونه های مورد مطالعه

شماره نمونه	D.I
Da-Tu2	76.41
Da-Tu10	81.06
Da-Tu6	78.52
Tu-Da13	81.95
Tu-Da29	75.77
Tu-Da1	85.06
Tu-Da22	77.39
Da-Tu8	78.52
Tu-Da12	76.43
Tu-Da17a	77
Da-Tu7	81.12
Tu-Da24	76.36
Tu-Da17b	79.8

۴-۱-۵- استفاده از عناصر کمیاب در بررسی روندهای تحولات توده نفوذی تویه- دروار
عناصر کمیاب به ندرت کانی خاصی را تشکیل می دهند و غالباً جانشین عناصر اصلی در شبکه بلورها می شوند. یک عنصر کمیاب به یکی از سه حالت زیر می تواند جانشین یک عنصر اصلی در شبکه بلوری گردد (میسون، ۱۹۸۲).

- وقتی که یک عنصر کمیاب دارای بار الکتریکی مساوی و شعاع یونی نزدیک به عنصر اصلی باشد، معمولاً می گوئیم که این عنصر کمیاب در شبکه بلوری دارنده عنصر اصلی، استتار شده است. مثلاً گالیوم در کانیهای آلومینیوم دار و هافنیوم در کانیهای زیرکونیم دار.

- اگر یک عنصر کمیاب دارای شعاع یونی مشابه و بار الکتریکی بزرگتر از عنصر اصلی باشد (یا بار یکسان اما شعاع کوچکتر) می‌گوییم که این عنصر در شبکه بلوری دربردارنده عنصر اصلی، گرفتار شده است. مانند جانشینی باریم به جای پتاسیم در سیلیکاتهای پتاسیم دار.

- اگر یک عنصر کمیاب دارای شعاع یونی مشابه اما بار الکتریکی کوچکتر از عنصر اصلی باشد (یا بار مشابه اما شعاع بزرگتر) می‌گوییم این عنصر در شبکه بلوری در بر دارنده عنصر اصلی، پذیرفته شده است. مانند روبیدیم در کانیه‌های پتاسیم دار. ابتدا روند تغییرات تعدادی از عناصر ناسازگار نسبت به هم و نسبت به عناصر سازگار حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه با همدیگر مورد بررسی قرار می‌دهیم (شکل ۴-۱۰). سپس نمودارهای عنکبوتی را نمایش خواهیم داد و در انتها نمودارهای عنکبوتی مربوط به نمونه‌های مناطق هم‌تیپ را با منطقه مورد مطالعه جهت مقایسه می‌آوریم.

الف- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر یکدیگر

عناصر کمیابی مانند Th, K, Rb, Sr, Ba, Zr ناسازگار و عناصر Cr, V, Co, Ni سازگار می‌باشند. فلزات واسطه Zn, Cu میل به تحرک خصوصاً در دماهای بالا دارند در صورتی که Ba, Rb Sr متحرک‌کند. عناصر HFS مانند Y, Th, Zr, Nb, Ta, REE غیر متحرک‌کند. تحرک عناصر کمیاب توسط تغییرات کانی‌شناسی که در طی دگرسانی صورت می‌گیرد و ماهیت فاز سیال کنترل می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳).

Zr (زیرکونیوم)

این عنصر با عدد اتمی ۴۰، عنصری لیتوفیل و کم تحرک است کانی مستقل تشکیل می‌دهد (کانی زیرکن). زیرکونیوم عنصری ناسازگار بوده و به شدت وارد مذاب سیلیکاته می‌گردد، در سیال آبکی نسبتاً غیر متحرک است و از اینرو می‌تواند اطلاعاتی در مورد منشأ گوشته ارائه دهد (کارن و پیل، ۲۰۰۰).

زیرکن در محصولات نهایی تفریق ماگمایی به وفور یافت می‌شود زیرا غلظت اولیه زیرکونیوم در ماگما معمولاً کمتر از مقدار مورد نیاز برای اشباع شدن زیرکن است. میانگین مقدار این عنصر در سنگهای

زیرکن در محصولات نهایی تفریق ماگمایی به وفور یافت می شود زیرا غلظت اولیه زیرکونیوم در ماگما معمولاً کمتر از مقدار مورد نیاز برای اشباع شدن زیرکن است. میانگین مقدار این عنصر در سنگهای اولترامافیک ppm ۴۵، در سنگهای مافیک ppm ۱۴۰ و در گرانیتها ppm ۱۷۵ می باشد. مقدار زیرکونیوم معمولاً با پیشرفت روند تفریق افزایش می یابد.

در نمونه های منطقه تویه- دروار مقدار زیرکن همراه با افزایش SiO_2 یا ضریب تفریق افزایش می یابد(شکل ۴-۱۰).

Ba(باریم)

این عنصر هم با عدد اتمی ۵۶ عنصری لیتوفیل است که در سنگهای آذرین کانی مستقلاً تشکیل نمی دهد. پتاسیم تنها عنصر دارای اندازه یونی قابل مقایسه با باریم است، بنابراین باریم بیشتر در بیوتیت و پتاسیم فلدسپارها یافت می شود. باریم نسبت به اکثر کانیهایی که ابتدا متبلور می شوند، ناسازگار است ولی نسبت به پتاسیم فلدسپار شروع به تبلور می کند و سپس همانطور که باریم وارد این کانی می شود، مقدار آن کاهش می یابد(اهارا و همکاران، ۲۰۰۰). قدرت تحرک آن احتمالاً توسط قابلیت انحلال باریت محدود می شود. میانگین مقدار باریم در سنگهای اولترامافیک ppm ۰/۴، در سنگهای مافیک ppm ۳۳۰ و در گرانیتها ppm ۸۴۰ می باشد. باریم به خاطر بار بیشتر باید در ترکیبات پتاسیم به صورت عنصری اسیر یا گرفتار شده حضور داشته باشد. این عنصر بجای کلسیم با شعاع یونی ($1/088$) و بار الکتریکی مشابه در ساختمان پلاژیوکلازها به صورت عنصری پذیرفته شده، جانشین می شود. باریم در شبکه سیلیکاتهای حرارت بالا شرکت نمی کند و بنابراین مقدار آن همواره در طی تفریق ماگمایی افزایش می یابد و به همراه پتاسیم در فازهای پایانی وارد ساختمان فلدسپاتهای آلکالن و بیوتیت می شود و یا در فازهای هیدروترمالی به صورت رگه و رگچه های باریت ظاهر می شود.

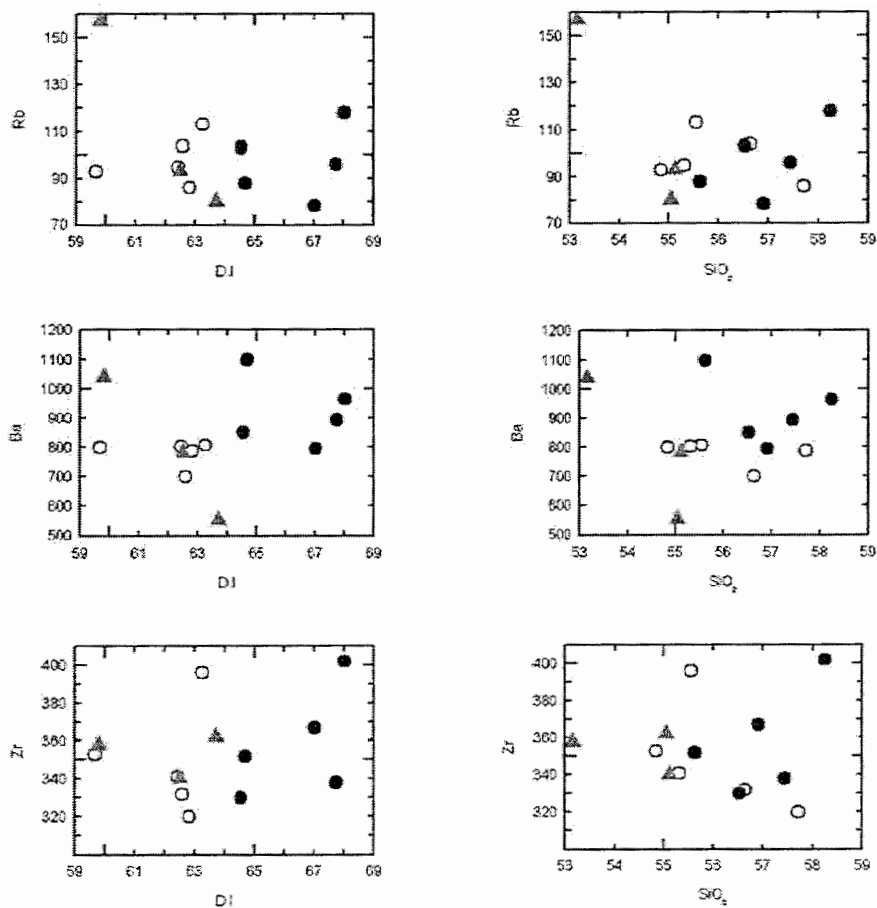
در نمودار Ba- SiO₂ یا Ba- D.I نمونه های منطقه مورد مطالعه با افزایش SiO_2 و ضریب تفریق مقدار باریم افزایش می یابد(شکل ۴-۱۰) زیرا عنصر باریم با پتاسیم سازگار است و با افزایش K_2O و یا با تبلور بیوتیت و ارتوز مقدار باریم افزایش می یابد.

Rb (روبیدیم)

این عنصر با عدد اتمی ۳۷، عنصری لیتوفیل است و در فاز مایع به شکل Rb^+ حضور دارد. روبیدیم کانی خاص خود را تشکیل نداده و همیشه در کانیهای پتاسیم دار دیده می شود، در سنگهای آذرین Rb در مسکویت، بیوتیت و فلدسپار پتاسیم تمرکز پیدا می کند. از آنجایی که Rb^+ بطور قابل ملاحظه ای بزرگتر از K^+ است، روبیدیم در کانیهای پتاسیم دار عنصری پذیرفته شده است و بنابراین با پیشرفت تفریق نسبت پتاسیم/ روبیدیم نیز زیاد شده و در فلدسپات و پگماتیت های میکادار به حداکثر خود می رسد.

مقدار متوسط روبیدیم در سنگهای اولترامافیک ۰/۱۴ppm، در سنگهای مافیک ۳۲ppm و در گرانیتها ۲۷۶ppm می باشد. در نمودار Ba-Rb نسبت مستقیمی بین افزایش مقادیر Rb و Ba در مایعات تفریق یافته وجود دارد. نسبت Ba/Rb در مایعات باقیمانده طی مراحل اولیه تبلور ثابت باقی می ماند سپس با شروع تبلور فلدسپار پتاسیم، کاهش می یابد (اهارا و همکاران، ۲۰۰۱).

در نمودار Rb-SiO₂ نمونه های مورد مطالعه با افزایش مقدار SiO₂ مقدار Rb نیز افزایش می یابد (شکل ۴-۱۰) چون این عنصر می تواند در کانیهای پتاسیم داری چون بیوتیت و پتاسیم فلدسپار جایگزین گردد.

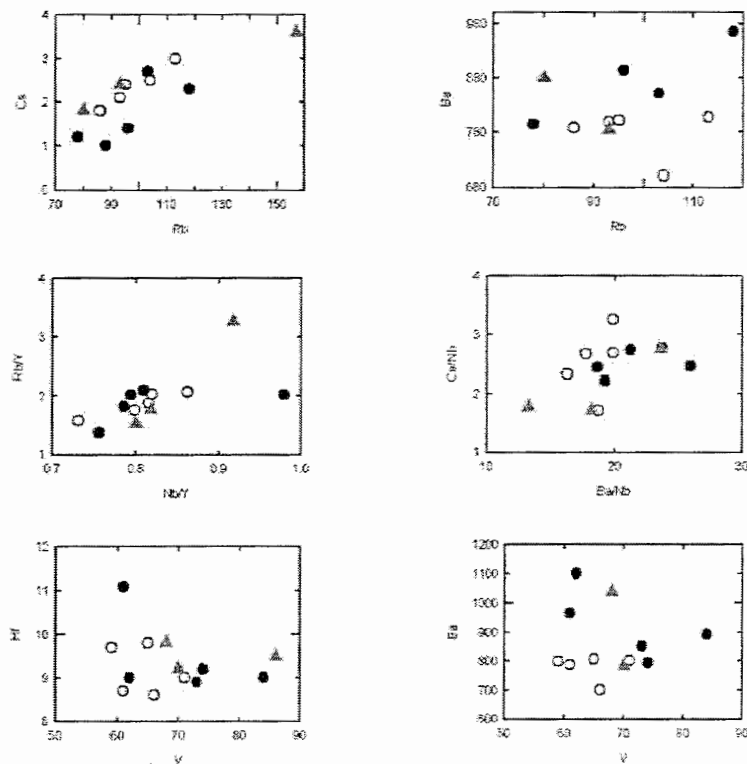


شکل ۴-۱۰- نمودار تغییرات بعضی از عناصر کمیاب نسبت به سیلیس و اندیس تفریق. علائم شبیه شکل ۴-۱ است.

برای فهم بیشتر از دیاگرامهای جفت عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر و یک عنصر سازگار در مقابل یک عنصر ناسازگار بهره می گیریم. اگر در نمودار جفت عناصر ناسازگار روند خطی و مثبت و نمودار عنصر سازگار با عنصر ناسازگار روندی خطی و منفی نشان دهد، فرایند اصلی ارتباط بین سنگها تبلور تفریقی است. عناصری همچون Rb, Sr, Ba موثرترین عناصر برای پی بردن به پدیده تبلور تفریقی در سنگهای گرانیتی هستند زیرا در این سنگها به شدت وابسته به فازهای کانیاپی اصلی مانند فلدسپاتها و میکاها هستند (نیوا و همکاران، ۱۹۸۷).

روندهای جفت عناصر ناسازگار در شکل ۴-۱۱ نشان داده شده است. این نمودارها همگی روندی خطی و مثبت نشان داده و نشانه تبلور تفریقی هستند. با پیشرفت تبلور تفریقی مقدار عناصر ناسازگار در مذاب باقیمانده افزایش می یابد.

همچنین در نمودارهای شکل ۴-۱۱ روندهای عنصر ناسازگار در مقابل سازگار هم نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می کنید این نمودارها شیب منفی داشته و بیانگر رابطه شان طی تبلور تفریقی است. بنابراین می توان بیان داشت که روندهای مشاهده شده مربوط به عناصر اصلی و کمیاب در برابر تغییرات سیلیس و اندیس تفریق همچون کاهش REE و افزایش Rb, Ba, نشان دهنده تبلور تفریقی در طی تشکیل توده نفوذی مورد مطالعه می باشد.

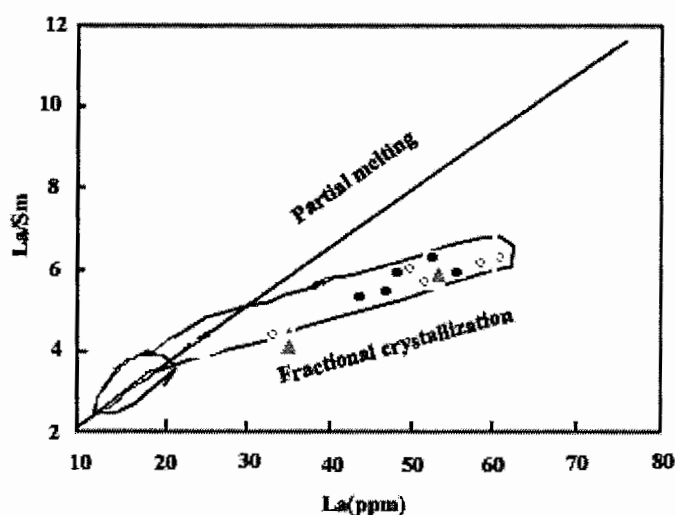


شکل ۴-۱۱- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در برابر هم و در مقابل عناصر سازگار. علائم شبیه شکل ۴-۱ است.

در اینجا برای مقایسه پدیده ذوب بخشی با تفریق بلوری از نمودار La/Sm در برابر La استفاده می نمایم.

ب- نمودار La/Sm در برابر La (چنگ و همکاران، ۲۰۰۱)

همانطور که مشاهده می کنید در نمودار چنگ و همکاران (۲۰۰۱) در پدیده تبلور تفریقی افزایش عنصر سبک La شدید تر از افزایش نسبت La/Sm می باشد در صورتی که پدیده ذوب بخشی افزایش La و افزایش نسبت La/Sm تقریباً برابر و یکنواخت است. روند تغییرات نمونه های مورد مطالعه بیشتر با امتداد مربوط به تبلور تفریقی هماهنگ است (شکل ۴-۱۲).



شکل ۴-۱۲- دیاگرام La-La/Sm چنگ و همکاران (۲۰۰۱) برای نمایش روندهای مربوط به پدیده های تبلور تفریقی و ذوب بخشی در ایجاد سنگهای گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه های مورد مطالعه (علائم شبیه شکل ۴-۱۱ است).

۴-۱-۶- نمودارهای عنکبوتی

معمولاً غلظت عناصر کمیاب حاکی موجود در سنگها نسبت به استاندارد خاصی، که معمولاً متئوریت کندریتی است، نرمالیز می شود. دلیل انتخاب متئوریت‌های کندریتی نیز این است که تصور می شود اینگونه متئوریتها نمونه هایی از منظومه شمسی هستند که بعد از تشکیل تاکنون نسبتاً تفکیک نشده باقی مانده اند.

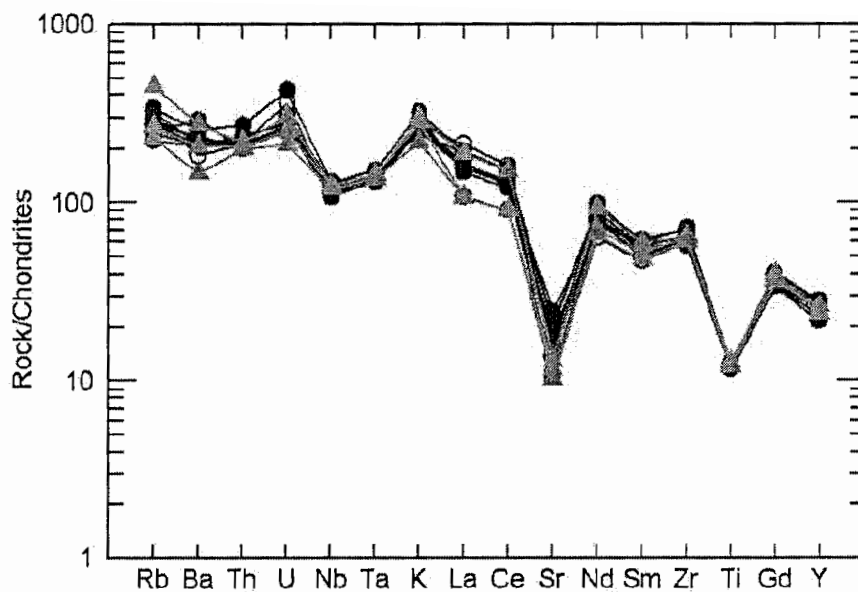
از نمودارهای عنکبوتی دیگر، نمودارهای عنکبوتی نرمالیز شده نسبت به گوشته اولیه است. گوشته اولیه در حقیقت ترکیب گوشته قبل از تشکیل پوسته قاره ای است. در این نمودارها ۱۹ عنصر بر اساس افزایش سازگاری و متناسب با درصد کم مذاب گوشته آرایش یافته اند.

نمودارهای عنکبوتی بکار گرفته شده برای نمونه های منطقه مورد مطالعه به شرح ذیل است:

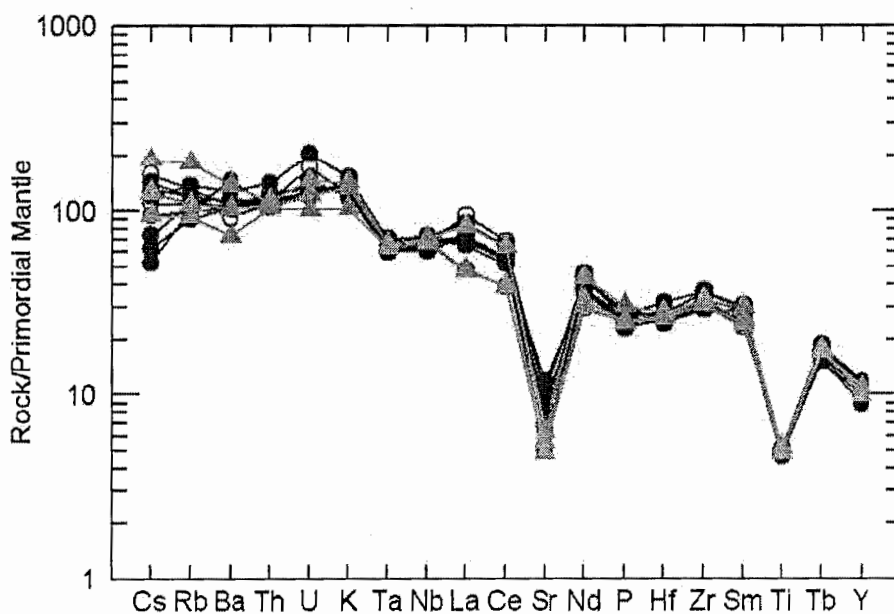
۱- نمودار عنکبوتی عناصر نادر حاکی هنجار شده به مقادیر کندریتی (سان و مک دونف، ۱۹۸۹)

۲- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه و قدیمی (وود و همکاران، ۱۹۷۹؛ سان و مک دونف، ۱۹۸۹)

همانطور که در شکل (۴-۱۳) مشاهده می کنید تقریباً همه نمونه ها نسبت به گوشته اولیه و کندریت از کلیه عناصر نادر خاکی و ناسازگار غنی شدگی بیشتر نشان می دهند ولی بطور نسبی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و ناسازگار غنی شدگی بیشتر و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و سازگار غنی شدگی کمتر نشان می دهند. میزان غنی شدگی بالای نمونه ها از LILE همچون Ba, K, Rb, Th می تواند حاکی از طبیعت متاسوماتیزه گوشته زیر پوسته محل منبع، نرخ پائین ذوب بخشی گوشته و آغشتگی ماگما با پوسته قاره ای اشاره نمود. همچنین آنومالی کمتر Nb و Ti که از ویژگیهای بارز سنگهای قاره ای و شاخص محیطهای فرورانش پوسته قاره ای است (رولینسون، ۱۹۹۳؛ ناگودی و همکاران، ۲۰۰۳) را می توان نشانه آرایش پوسته ای ماگمای مادر نمونه ها دانست. آنومالی کمتر Sr را نیز می توان به تجزیه پلاژیوکلاز ها و سریسیتی و سوسوریتی شدن آنها نسبت داد.



الف



ب

شکل ۴-۱۳- الف نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی نمونه های مورد مطالعه بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی (سان و مک دونف، ۱۹۸۹).

شکل ۴-۱۳- ب نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی نمونه های مورد مطالعه بهنجار شده نسبت به مقادیر گوشته اولیه (سان و مک دونف، ۱۹۸۹). (علائم شبیه شکل ۴-۱ است).

الف - استوک گرانیت اسپیتزکوپ نامیبیا

استوک گرانیت اسپیتزکوپ یکی از توده های غیر کوهزایی غرب نامیبیا می باشد که دارای ۱۲۴ تا ۱۳۷ میلیون سال است. از نظر ژنتیکی به صعود گوشته (ستون گوشته ای تریستان) و ریفت قاره ای که منجر به باز شدن آتلانتیک جنوبی و جایگزینی تعداد زیادی از توده های گرانیتهی غیر کوهزایی در غرب نامیبیا شده است، مربوط است. این استوک شامل سه واحد گرانیتهی است که عبارتند از: بیوتیت گرانیت دانه متوسط در حاشیه ها، بیوتیت گرانیت دانه درشت و گرانیت پورفیروئیدی در مرکز استوک. دایکهای سیلیسی مراحل بعدی و پگماتیتهای این توده را قطع می کنند. کانیتهای متداول موجود در این توده نفوذی، کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، میکاهای تیره، هورنبلند، آلانیت، زیرکن و آپاتیت می باشند.

با مقایسه نمودار عنکبوتی این منطقه با نمودارهای عنکبوتی هنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت منطقه مورد مطالعه این نتیجه حاصل شد که شباهتهای مشخصی بین این دو وجود دارد که عبارتند از:

۱- همه نمونه ها به طور نسبی از عناصر نادر خاکی سبک و ناسازگار غنی شدگی بیشتر و از عناصر نادر خاکی سنگین و سازگار غنی شدگی کمتر نشان می دهند. ۲- آنومالی کمتر Nb و Ti در هر دو نمونه مشاهده می گردد (شکل ۴-۱۴). ۳- هر دو در دیاگرامهای تمایز تکتونیکی در محدوده گرانیتهای درون ورقه ای (WPG) واقع می شوند.

نتایج آنالیز ژئوشیمی نمونه های گرانیتهی منطقه نامیبیا در جدول ۴-۶ آورده شده است.

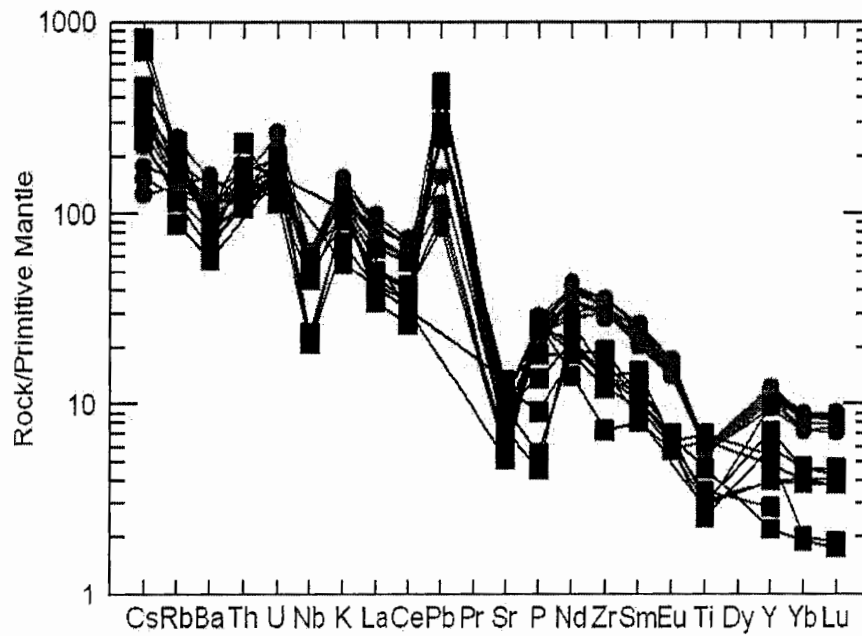
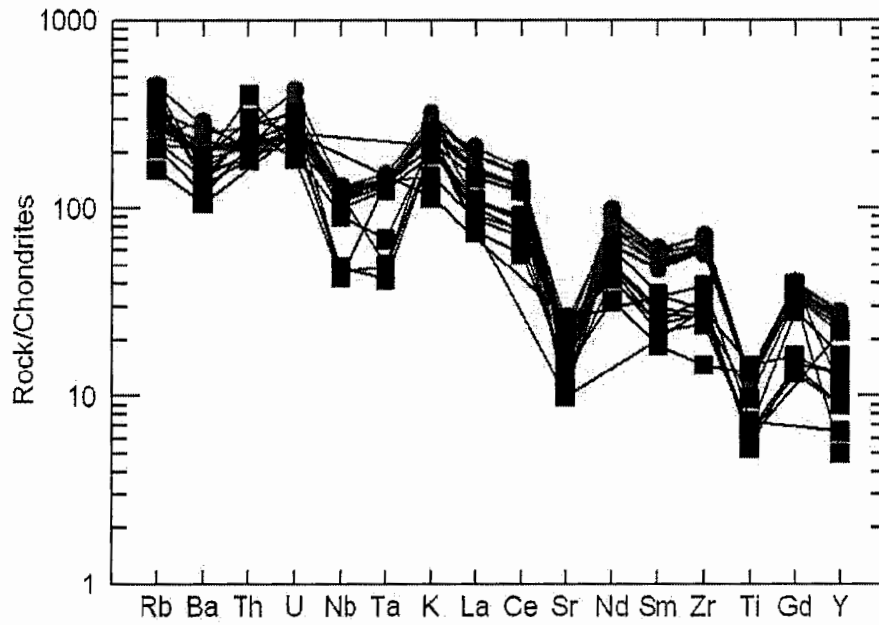
ب- سنگهای گرانیتهی کمر بند لوفیلیان - زامبیا

سنگهای گرانیتهی نئوپروتروزوئیک- پالئوزوئیک واقع در کمر بند لوفیلیان- زامبیا در زامبیا در یک محیط ریفت قاره ای جایگزین شده اند. پیکره های سنگی موجود از گرانیتهی نچانگ، لوساکا، هوک و مونالی هیلز، گنیس ها و همچنین واحد متاولکانیک بایمودال تشکیل یافته است. کانیتهای میکروکلین، کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت در این سنگهای گرانیتهی یافت می شوند. میکروکلین ها به مقدار کم به کائولینیت تجزیه شده اند. از کانیتهای فرعی آن می توان به زیرکن، آپاتیت، اسفن و اپیدوت اشاره نمود.

درجه اشباع شدگی آن کمتر از $1.1(ASI < 1.1)$ و دارای LREE بالا نسبت به HFSE است. در
دیگرامهای بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه مشابه گرانیتهای A کمر بند چین خورده
لیچلان در استرالیا می باشد و آنومالی های منفی از Sr و Ti نشان می دهند.
در دیگرامهای تمایز تکتونیکی سنگهای نئوپروتروزوئیک در محدوده گرانیتهای درون ورقه ای (WPG)
نوع A قرار می گیرند. با مقایسه بین این منطقه و منطقه مورد مطالعه این نتیجه حاصل شد که
شباهتهای مشخصی بین این دو وجود دارد (شکل ۴-۱۵). نتایج آنالیز ژئوشیمی نمونه های
گرانیتهای منطقه زامبیا در جدول ۴-۷ آورده شده است.

جدول ۴-۶- نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگهای استوک گرانیت اسپیتزکوپ نامیبیا

S.N.	N ₁	N ₂	N ₃	N ₄	N ₅	N ₆	N ₇	N ₈	N ₉
SiO ₂ Wt%	66.78	65.97	71.65	69.25	66.58	65.85	70.26	67.69	67.58
TiO ₂ "	0.61	0.76	1.51	1	0.64	0.67	1.39	0.66	0.55
Al ₂ O ₃ "	15.15	14.48	14.51	14.62	14.74	15.69	15.25	14.65	15.68
Fe ₂ O ₃ "	1.62	1.03	0.74	0.87	1.07	1.35	1.08	1.28	1.57
FeO* "	4.18	4.65	1.93	2.7	3.54	3.99	2.07	3.43	2.46
MnO "	0.3	0.1	0.05	0.06	0.11	0.09	0.08	0.08	0.05
MgO "	2.21	2	0.79	1.34	1.93	1.86	1.11	1.82	1.37
CaO "	1.22	2.38	1.37	1.93	2.21	1.84	1.6	1.82	2.04
Na ₂ O "	1.3	2.7	2.41	2.71	2.57	2.14	2.15	2.11	2.28
K ₂ O "	3.15	1.66	3.28	2.78	2.13	3.06	3.72	3	2.87
P ₂ O ₅ "	0.6	0.4	0.1	0.54	0.57	0.12	0.59	0.3	0.2
LOI "	3.32	3.84	2.26	2.72	4.11	2.96	2.15	2.73	3.09
TOTAL	99.9	99.72	99.66	99.7	99.98	99.62	100.27	99.38	99.64
Sc(ppm)	11	12	3	8	14	13	8	12	11
Be "	2.5	2.4	2.3	2.4	2	2.8	3.6	2.1	2.2
V "	118	123	34	79	127	124	69	97	84
Co "	18	16	6	9	12	12	8	11	8
Cu "	0	0	10	15	16	29	35	29	29
Zn "	0	0	96	79	107	124	89	122	111
Ga "	0	0	26	18	27	30	24	29	16
Rb "	142	56	121	115	74	136	151	134	106
Sr "	109	285	155	253	130	200	153	206	254
Y "	45	13	25	10	18	18	22	33	27
Zr "	164	215	161	155	136	154	82	149	185
Nb "	0	0	32	35	15	15	42	16	17
Sb "	0	0	0.21	0.15	0.27	0.21	0.51	0.33	0.48
Cs "	0	0	5.54	2.3	1.92	2.5	3.6	6.47	3.22
Ba "	511	408	698	724	450	554	611	516	616
La "		35.2	45.5	34.7	27.6	29	23.7	34	31.6
Ce "		85	101	74.7	57.7	63.1	46.9	70.4	62.4
Nd "	32		37.4	30.5	25.6	27.8	19.2	29.4	24.9
Sm "	6		6.63	5.62	4.26	4.7	3.6	5.28	4.75
Eu "			1.08	1.14	1	1.15	0.97	1.18	1.04
Gd "			4.59	9	3.69	4	11	8	4.13
Tb "			0.52	0.54	0.55	0.6	0.53	0.88	0.61
Yb "		1	0.99	0.94	2.03	1.9	2	2.29	2.3
Lu "	0.14	0.2	0.14	0.13	0.3	0.28	0.28	0.34	0.32
Hf "	4.85	5.5	5.35	4.91	4.42	5.22	3.71	5.74	5.13
Ta "	2.3	2	1.38	2.5	2.8	2.7	1.01	0.98	0.84
Pb "			34	18	21	33	32	28	19
Th "	11.5	14	20	15	11	13	9.1	14	12
U "	3.1	2.5	2.6	3.4	3.4	2.4	3.7	4.2	3



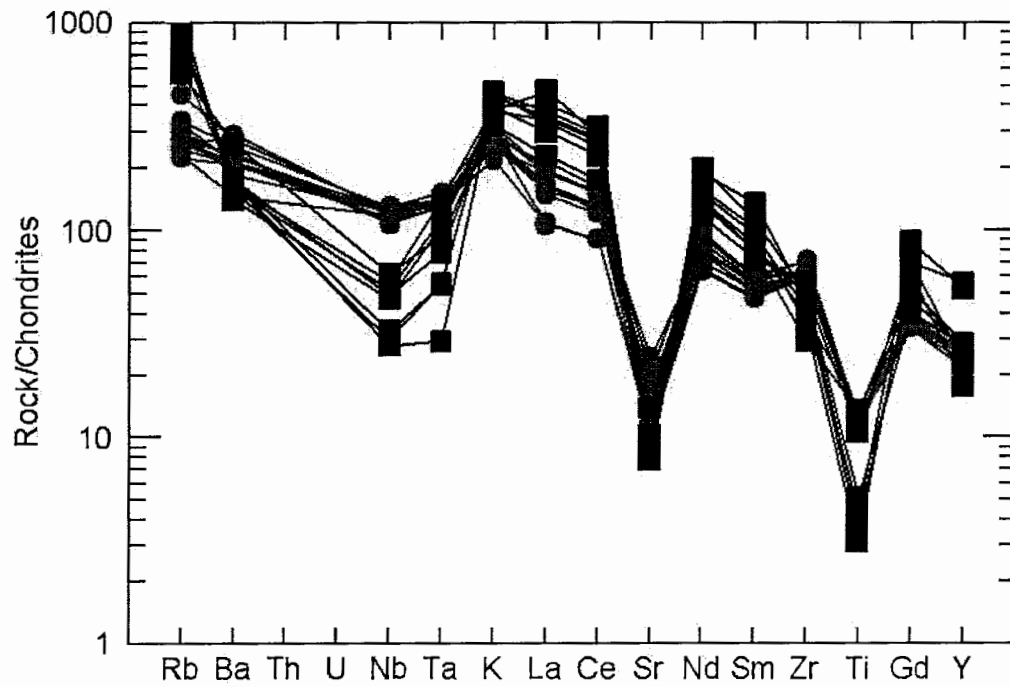
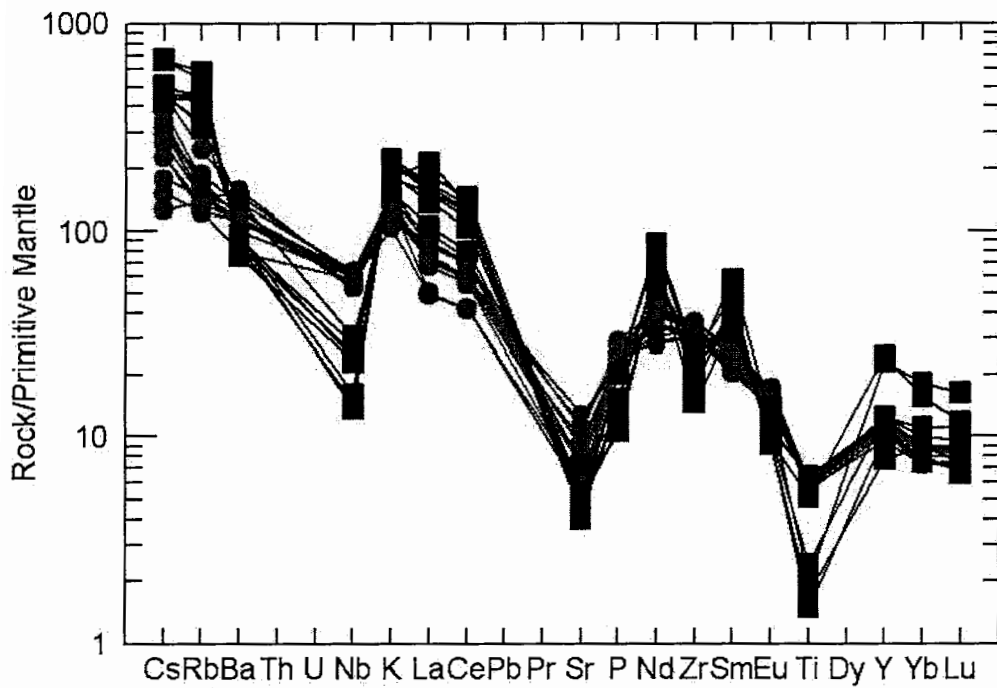
شکل ۴-۱۴- مقایسه نمودارهای عنکبوتی منطقه مورد مطالعه با منطقه نامیبیا.

● نمونه های منطقه تویه دروار ■ نمونه های منطقه نامیبیا

علائم شبیه شکل ۴-۱۱ است.

جدول ۴-۷- نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگهای گرانیتی زامبیا

S.N.	g ₁	g ₂	g ₃	g ₄	g ₅	g ₆	g ₇	g ₈
SiO ₂ Wt%	71.8	69.8	71.22	72.92	66.93	73.21	71.36	71.53
Al ₂ O ₃ "	12.91	12.99	12.95	12.37	13.09	12.35	13.51	12.83
Fe ₂ O ₃ "	2.94	4.48	3.44	2.74	6.12	2.4	2.59	3.25
MnO "	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03
MgO "	0.41	0.58	0.63	0.35	1.08	0.35	0.8	0.5
CaO "	1.1	1.43	1.43	1	2.71	0.71	1.05	1.11
Na ₂ O "	2.23	2.31	2.43	2.02	2.27	2.19	2.62	2.65
K ₂ O "	6.56	5.76	5.38	6.38	4.63	6.71	5.7	5.53
TiO ₂ "	1.4	1.1	0.53	0.38	1.2	0.32	1.4	0.44
P ₂ O ₅ "	0.24	0.45	0.23	0.32	0.27	0.33	0.23	0.44
LOI "	0.43	0.67	0.65	0.93	0.53	0.66	0.57	0.58
TOTAL	100.04	99.6	98.92	99.43	98.86	99.25	99.87	98.89
Sc(ppm)	6.53	7.54	7.64	6.4	14.7	5.87	6.17	8.77
V "	24.8	36.5	35.5	17.3	82.8	17.7	30.1	25.9
Co "	7.51	10.5	8.24	6.19	14.2	5.75	6.12	7.16
Cu "	12.2	24.6	10.9	62.8	54.7	14.5	24.3	20.4
Zn "	15.6	32.6	25.1	15.5	23.7	18.5	36.3	23.1
Ga "	16.7	18.8	17.8	14.4	21	15.4	17.6	18.6
Rb "	293	339	214	271	200	290	293	369
Sr "	99.3	102	113	85	153	92.9	105	91.1
Y "	51.2	112	56.6	35.2	57.3	45.5	53.9	105
Zr "	214	280	279	235	317	193	164	254
Nb "	11.5	20	17.1	9.8	21.8	10.5	18.1	16.5
Sb "	0.15	0.18	0.12	0.1	0.12	0.17	0.03	0.14
Cs "	3.59	5.31	3.58	3.52	3.76	3.94	3.37	5.26
Ba "	677	628	658	644	987	598	600	532
La "	104	126	107	111	72	117	94	148
Ce "	204	258	218	224	142	235	185	234
Nd "	83.6	119	82.2	89.2	70.2	94.1	79.1	112
Sm "	16.7	21.5	15.5	18.5	14.2	19.8	15.4	26
Eu "	1.79	1.6	1.67	1.53	2.33	1.54	1.86	2.09
Gd "	15.5	19.6	11.3	17.6	14.4	19.6	13.1	24.7
Tb "	2.24	3.1	1.74	2.21	2.09	2.7	1.98	3.5
Tm "	0.71	1.09	0.77	0.74	0.8	0.79	0.72	1.33
Yb "	3.72	7.69	5.46	4.4	4.86	3.97	4.52	9.02
Lu "	0.53	0.88	0.82	0.55	0.71	0.49	0.64	1.21
Hf "	8.88	10.2	9.43	10.2	11.1	8.76	10.4	12.9
Ta "	1.1	2.83	1.57	0.59	1.89	1.12	2.29	2.13



شکل ۴-۱۵- مقایسه نمودارهای عنکبوتی منطقه مورد مطالعه با منطقه ای در زامبیا

● نمونه های منطقه تویه دروار ■ نمونه های منطقه زامبیا

علامت شبیه شکل ۴-۱۱ است.

۴-۲- پترولوژی

بعد از بررسی ژئوشیمی نمونه های مورد مطالعه در این بخش ابتدا نوع و سری ماگمای سازنده سنگهای این منطقه و سپس درجه اشباع از آلومین آنها را مورد بررسی قرار می دهیم.

۴-۲-۱- سری ماگمایی

در ابتدا به نظر می رسید که تنها دو سری توله ایتی و آلکالن وجود دارد اما امروزه مشخص گردیده که پنج سری ماگمایی قابل تشخیص است:

۱- سری تولئیتی ۲- سری کالکو آلکالن ۳- سری آلکالن ۴- سری شوشونیتی ۵- سری تحولی قابل توجه اینکه دو سری آخری در سری آلکالن نهفته هستند. برای نشان دادن این سری ها دیاگرامهای مختلفی توسط پترولوژیستها ارائه شده است با استفاده از این دیاگرامها می توان ماگمای سازنده سنگهای منطقه تویه- دروار را مشخص نمود.

الف- دیاگرام مجموع آلکالن در مقابل سیلیس (کونو، ۱۹۶۸)

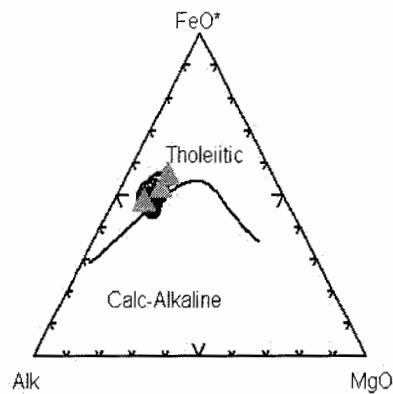
در این نمودار مقادیر $Na_2O + K_2O$ در محور قائم و درصد سیلیس بر روی محور افقی قرار گرفته است. مطابق این دیاگرام (شکل ۴-۱۶ الف) نمونه های مورد مطالعه در محدوده آلکالن واقع شده اند.

ب _ دیاگرام AFM (ویلسون، ۱۹۸۹)

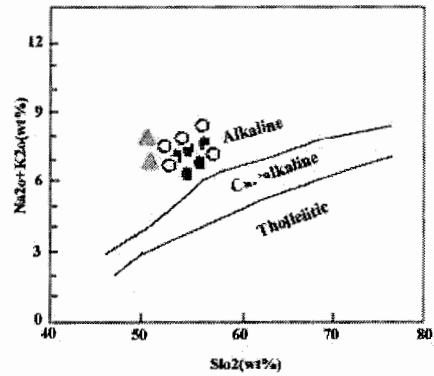
در نمودار مثلثی AFM رئوس آن با $M = MgO$, $A = Na_2O + K_2O$, $F = FeO + Fe_2O_3$ مطابقت می کند. که این دیاگرام تغییرات آهن ماگما را در طی فرایند تفریق نشان می دهد. بر اساس این نمودار (شکل ۴-۱۶ ب) تمام نمونه های مورد مطالعه در محدوده تولئیتی واقع شده اند که علت آن بخاطر دگرسانی پلاژیوکلازها و تبدیل آنها به سریسیت و کانیهای رسی می باشد که از عناصر آلکالن شان کاسته است.

ج _ دیاگرام رایت (۱۹۶۹)

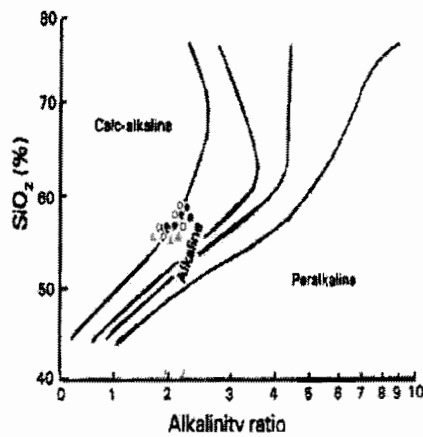
در این دیاگرام نسبت آلکالینیت $[Al_2O_3 + CaO] - 2Na_2O$ در برابر $(Al_2O_3 + CaO) + 2Na_2O$ در برابر SiO_2 رسم می شود (شکل ۴-۱۶ ج). بر اساس این نمودار نمونه های مورد مطالعه در قلمرو آلکالن قرار گرفته اند.



ب



الف



ج

شکل ۴-۱۶- نمودارهای تعیین سری ماگمایی سنگهای کوارتز مونزونیتی منطقه تویه-دروار (علائم شبیه شکل ۴-۱۱ است).
 شکل الف- نمودار تعیین سری ماگمایی سنگهای آذرین (کونو، ۱۹۶۸) و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن.
 شکل ب- نمودار AFM ویلسون (۱۹۸۹) و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن.
 شکل ج- نمودار درصد وزنی SiO_2 در مقابل نسبت آلکالینیته برای تعیین سری ماگمایی سنگهای آذرین (رایت، ۱۹۶۹) و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن.

با توجه به دیاگرامهای فوق نمونه های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های آلکالن واقع می‌شوند. این نوع گرانیتها در محیطهای تکتونیکی زیر یافت می‌شوند (ویلسون، ۱۹۹۶):

- ۱- صفحات همگرا که شامل جزایر قوسی و حاشیه فعال قاره ها است ۲- مناطق میان اقیانوسی در
- بر دارنده جزایر اقیانوسی ۳- مناطق فعال قاره ای که ریفت های قاره ای را شامل می شود.

با توجه به سن توده نفوذی مورد نظر (اردوسین - سیلورین) و موقعیت زمین ساختی ایران در آن زمان، و ویژگیهای ژئوشیمیایی ارائه شده در ارتباط با این توده و توده های مشابه آن، آنها حاصل ماگماتیسمی هستند که در یک رژیم زمین ساختی کششی (از نوع ریفت قاره ای) به وقوع پیوسته است.

۴-۲-۳- درجه اشباع از آلومین (ASI) سنگهای کوارتز مونزونیتی منطقه توبه - دروار

سنگهای آذرین را از نظر درجه اشباع از آلومین به چهار گروه پراآلمین، متاآلمین، ساب آلومین و پراآلکالن تقسیم می نمایند (هیندمن، ۱۹۸۵). این طبقه بندی بر مبنای مقادیر مولکولی $CaO, K_2O, Na_2O, Al_2O_3$ استوار بوده و به شرح زیر است:

- پرا آلومین $Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$ که بر اساس تقسیم بندی کلارک (۱۹۸۱) به دو گروه

پرا آلومین نرمال ($1/1 A/CNK$ تا $1/2$) و هیپر آلومین ($A/CNK > 1/2$) تقسیم می شوند.

- متا آلومین $CaO + Na_2O > Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$

- ساب آلومین $Al_2O_3 = Na_2O + K_2O$

- پرا آلکالن $Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$

بر اساس این رده بندی بیشتر سنگهای منطقه مورد مطالعه در پرا آلومین قرار می گیرند.

دیاگرامهایی که سنگها را بر اساس درجه اشباع آلومین تفکیک می کند در زیر معرفی گردیده اند.

- دیاگرام $A/CNK-A/NK$ (شاند، ۱۹۴۹)

در دیاگرام مورد نظر، تغییرات نسبت مولکولی $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ در مقابل تغییرات

نسبت مولکولی $Al_2O_3 / Na_2O + K_2O$ مورد بررسی قرار می گیرد. همانطور که در شکل ۴-۱۷-الف

مشاهده می گردد نمونه های مورد مطالعه در محدوده پراآلمین قرار می گیرند.

- دیاگرام $A/CNK-SiO_2$ (عبد الرحمن، ۱۹۹۰)

این دیاگرام که مشابه دیاگرامهای شاند (۱۹۴۹) و وایت و چپل (۱۹۷۴) است تغییرات نسبت

مولکولی $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 را مورد بررسی قرار می دهد. همانطور

که در شکل ۴-۱۷-ب مشاهده می گردد نمونه ها در محدوده پرا آلومین قرار می گیرند.

- دیاگرام A/CNK- SiO₂ (وایت و چپل، ۱۹۷۴)

در این نمودار نسبت مولکولی $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ در برابر درصد وزنی SiO₂ رسم شده است. تمام نمونه های مورد مطالعه در این دیاگرام در محدوده پر آلومین قرار می گیرند (شکل ۴-۱۷ ج و د).

۴-۲-۴- شاخص دگرسانی

قابل توجه اینکه تمامی نمونه های مورد مطالعه در نمودارهای مختلف تعیین منشأ بر خلاف انتظار در محدوده پر آلومین قرار می گیرند. زیرا در اثر تجزیه پلاژیوکلازها و تشکیل سریسیت و کانیه های رسی و به دلیل از دست رفتن مقادیری از CaO و افزایش Al_2O_3 نسبت A/CNK بطور محسوسی افزایش یافته است و نمونه ها را از موقعیت واقعی خود به موقعیت غیر واقعی سوق داده است. برای بهتر روشن شدن موضوع در اینجا از شاخص دگرسانی (CIA) نسبت و همکاران (۱۹۸۲) استفاده شده است. که از رابطه زیر به دست می آید:

$$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)]$$
$$CaO^* = \text{Moles CaO} - (10/3 \text{ Moles } P_2O_5)$$

- اگر شاخص دگرسانی بین ۵۰-۶۰ باشد هوازدگی در مراحل اولیه است.
- اگر شاخص دگرسانی بین ۶۰-۸۰ باشد هوازدگی در مراحل حد واسط است.
- اگر شاخص دگرسانی بیشتر از ۸۰ باشد هوازدگی در مراحل پیشرفته است.

جدول ۴-۸ مقادیر محاسبه شده CIA, ASI و Al/Na+K نمونه های منطقه تویه دروار

شماره نمونه	10/3 moles P ₂ O ₅	CaO*	CIA	ASI	Al/Na+K
Da-Tu2	0.011	0.03	68.66	1.15	1.78
Da-Tu10	0.013	0.02	67.16	1.19	1.5
Da-Tu6	0.012	0.05	69.28	1.04	1.78
Tu-Da13	0.012	0.03	70.53	1.29	1.78
Tu-Da29	0.014	0.03	67.15	1.04	1.5
Tu-Da1	0.013	0.06	71.56	1.04	2
Tu-Da22	0.013	0.04	71.31	1.21	1.78
Da-Tu8	0.013	0.04	70.67	1.17	1.88
Tu-Da12	0.012	0.06	73.31	1.15	2.13
Tu-Da17a	0.012	0.03	72.54	1.37	2.13
Da-Tu7	0.012	0.06	70.71	1	1.78
Tu-Da24	0.015	0.02	71.73	1.43	1.78
Tu-Da17b	0.012	0.03	72.52	1.37	2.13

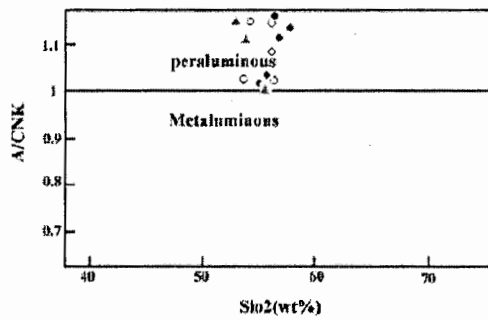
بعد از انجام محاسبات مشخص گردید که CIA بین ۶۷/۱۵ تا ۷۲/۵۴ متغیر است و این موید هوازدگی در حد متوسط می باشد و با مطالبی که در بالا ذکر گردید سازگار است. همچنین با افزایش دگرسانی، درجه اشباع آلومین (A/CNK) و A/NK هم افزایش یافته که این باعث می شود نمونه های دگرسان شده منطقه با افزایش این دو پارامتر در محدوده پیرآلومین قرار گیرند (جدول ۴-۸). بطور مثال گرانیتهای منطقه ای در زامبیا بخاطر آلتراسیون و تحرک پذیری عناصری چون K₂O, Na₂O, CaO و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) منشأ واقعی شان را نشان نمی دهد. مقدار CIA این نمونه ها از ۴۵ تا ۸۴ متغیر است.

مقادیر A/CNK, N, C, A, K, A/NK نمونه های منطقه تویه - دروار محاسبه شده و در جدول

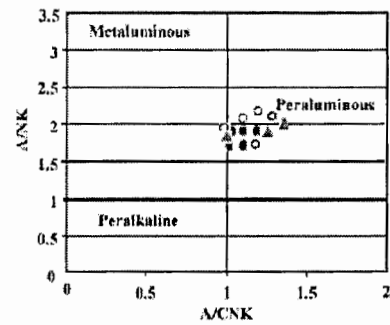
۴-۹ آورده شده است.

جدول ۹-۴ مقادیر محاسبه شده A/CNK, N, C, A, K, NK نمونه های منطقه تویه - دروار

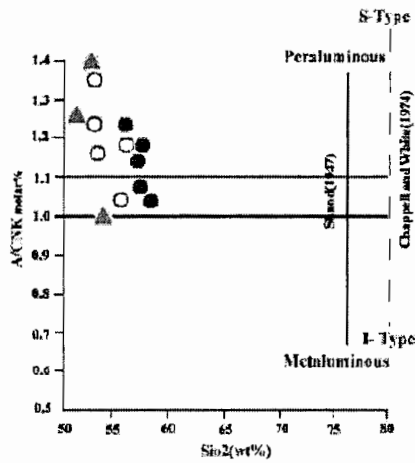
شماره نمونه	Na**	K**	Ca**	Al**	A/CNK	A/KN
Da-Tu2	0.05	0.04	0.04	0.16	1.15	1.78
Da-Tu10	0.05	0.05	0.03	0.15	1.19	1.5
Da-Tu6	0.05	0.04	0.06	0.16	1.04	1.78
Tu-Da13	0.04	0.05	0.04	0.16	1.29	1.78
Tu-Da29	0.06	0.04	0.04	0.15	1.04	1.5
Tu-Da1	0.04	0.04	0.07	0.16	1.04	2
Tu-Da22	0.05	0.04	0.05	0.16	1.21	1.78
Da-Tu8	0.04	0.04	0.05	0.15	1.17	1.88
Tu-Da12	0.04	0.04	0.07	0.17	1.15	2.13
Tu-Da17a	0.04	0.04	0.04	0.17	1.37	2.13
Da-Tu7	0.06	0.03	0.07	0.16	1.00	1.78
Tu-Da24	0.04	0.05	0.03	0.16	1.43	1.78
Tu-Da17b	0.04	0.04	0.04	0.17	1.37	2.13



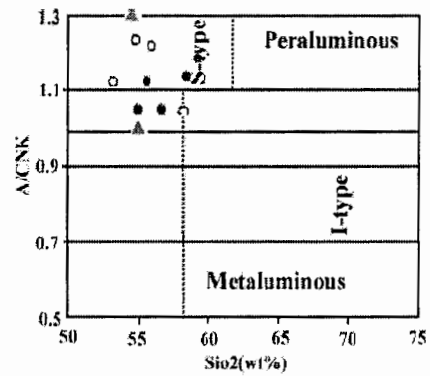
شکل ب



شکل الف



شکل د



شکل ج

شکل ۴-۱۷ - نمودارهای تعیین درجه اشباع آلومین (ASI) سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه (علائم شبیه شکل ۴-۱ است).

شکل الف- نمودار A/CNK-A/NK شاند (۱۹۴۹) جهت تعیین درجه اشباع از آلومین سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه.
 شکل ب- نمودار A/CNK-SiO₂ عبدالرحمن (۱۹۹۰) جهت تعیین درجه اشباع از آلومین سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه.
 شکل ج- نمودار A/CNK-SiO₂ وایت و چپل (۱۹۷۴) جهت تعیین درجه اشباع از آلومین سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه.
 شکل د- نمودار A/CNK-SiO₂ چپل و وایت (۱۹۷۴) جهت تعیین درجه اشباع از آلومین سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه.

۳-۴- گرانیت‌های غیرکوهزایی (نوع A)

بعد از بررسی تقسیم بندی ژنتیکی توده مورد نظر به مطالعه تقسیم بندی از دیدگاه محیط تکتونیکی می پردازیم. بر اساس شواهد به دست آمده ژئوشیمیایی یعنی داشتن CaO و MgO پائین، فراوانی بالای آلکالی ها، مقدار بالای نسبت FeO_3/MgO ، غنی شدگی از HFSE و REE ها (بجز Eu) و بالا بودن نسبت Ga/Al می توان توده گرانیتوئیدی تویه- دروار را جزء گرانیتوئیدهای غیرکوهزایی (A) به حساب آورد. گرانیتوئیدهای نوع A معمولاً متآلومین اند، اما پراآلومین و پراآلکان هم وجود دارد. والن و همکاران (۱۹۸۷) و بونن (۱۹۸۸) سنگهای کالک آلکان و پراآلکان را در گروه گرانیتوئیدهای نوع A قرار دادند. فرایندهای اصلی که برای تولید ماگمای گرانیتی نوع A ارائه شده است شامل ۱- ذوب فاقد بخار در پوسته تحتانی از مذاب تهی شده (کولینز و همکاران، ۱۹۸۲؛ کلمنز و همکاران، ۱۹۸۶) و یا از پرتولیت آذرین اولیه (آندرسون و بندر، ۱۹۸۹؛ فروست، ۱۹۹۹) ۲- تفریق از ماگمای گوشته با یا بدون آلودگی پوسته ای (ترنر، ۱۹۹۲). این گرانیتوئیدها از تنوع جایگاههای تکتونیکی زیادی برخوردارند، مانند محیطهای ریفتی (گراین اسلو، ریفت یمن)، کمپلکسهای حلقوی درون قاره ای (کمپلکس حلقوی اوی سا، کمپلکس آلکالی سودان)، نقاط داغ و یا پلوم ها (باتولیت کوه وایت نیوهامپشایر) و جایگاههای بعد برخوردی یا بعد کوهزایی (گرانیت‌های غرب آدیرونداک آمریکا و کمپلکس واگات هومریت مصر). بر این اساس از نمودارهای ژئوشیمیایی زیر استفاده می کنیم.

الف - نمودار نسبت Eu/Eu^* در مقابل Ga/Al و Th (والن و همکاران ۱۹۸۷)

در این دیاگرام محدوده گرانیت‌های I, S, A از هم تفکیک می گردند. بر این اساس نمونه های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های I, S و A قرار می گیرند (شکل ۴- ۱۸ - الف).

ب- نمودار SiO_2 در مقابل FeO^*/MgO [والن و همکاران (۱۹۸۷) و شاو و فلاد (۱۹۸۱)]

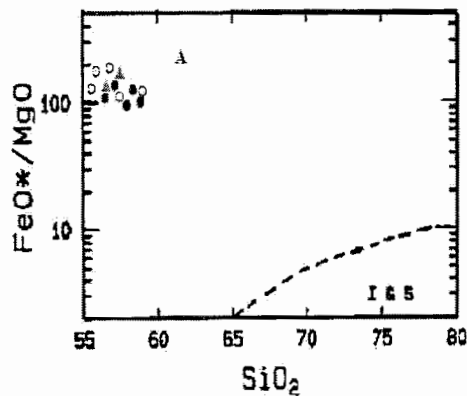
این نمودار بر اساس مقدار SiO_2 در برابر نسبت FeO^*/MgO ترسیم شده است و گرانیت‌های I و S را از گرانیت‌های A جدا می نماید. مطابق این نمودار تمام نمونه ها در محدوده گرانیتوئیدهای نوع A قرار می گیرند (شکل ۴- ۱۸ - ب).

ج- نمودار Zr در مقابل 10000Ga/Al والن و همکاران (۱۹۸۷)

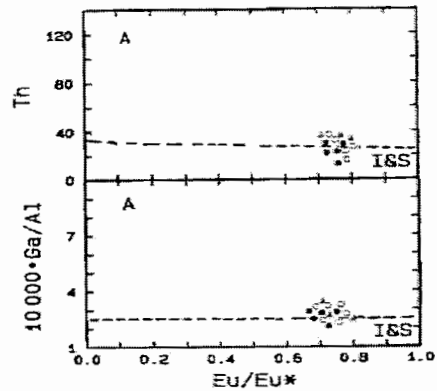
این دیاگرام لگاریتمی بر اساس مقدار (ppm) Zr در برابر Ga/Al ۰۰۰۰۰ رسم شده است و گرانیت‌های نوع A، I و S را از هم تفکیک می‌کند. بر اساس این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های نوع A قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۸ ج).

د- نمودار Zr+Nb+Ce+Y در مقابل Na₂O + K₂O/CaO (والن و همکاران، ۱۹۸۷)

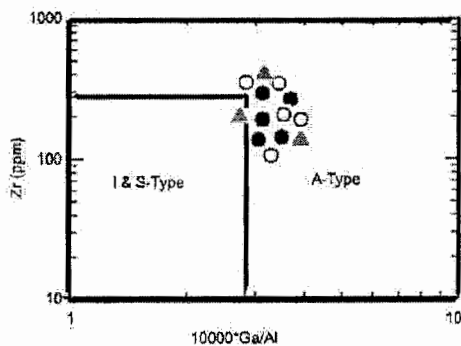
در این نمودار گرانیتوئیدهای S و I عادی از یک طرف از گرانیتوئیدهای نوع I تفریق یافته و از طرف دیگر از گرانیتوئیدهای نوع A متمایز می‌شوند. در این دیاگرام علامت اختصاری FRAC مخفف fractionated I-type granitoid یعنی گرانیت‌های نوع I تفریق یافته می‌باشد. مطابق این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای نوع A قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۸ د). بر اساس تقسیم بندی ابی (۱۹۹۲) این گرانیتوئیدها به دو نوع A₁ و A₂ تقسیم می‌گردند که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده A₁ (گرانیتوئیدهای مرتبط با ریف ت قاره ای یا گرانیتوئیدهای درون قاره ای) واقع می‌شوند، که در فصل آینده بطور مفصل بحث خواهد شد.



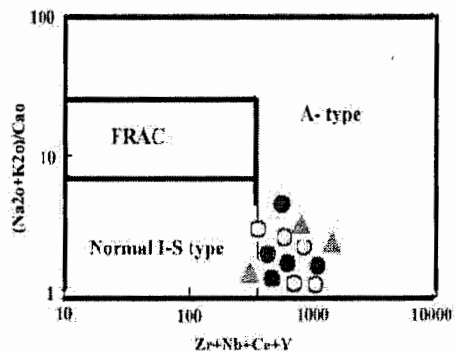
ب



الف



د



ج

شکل ۴-۱۸- نمودارهای تمایز گرانیت‌های نوع A سنگ‌های آذرین و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آنها (علامت شبیه شکل ۴-۱۱ است).

شکل الف- نمودار نسبت Eu/Eu^* در مقابل $10,000 \cdot Ga/Al$ و Th (والن و همکاران ۱۹۸۷).

شکل ب- نمودار SiO_2 در مقابل $[FeO^*/MgO]$ والن و همکاران (۱۹۸۷) و شاو و فلاد (۱۹۸۱).

شکل ج- نمودار Zr در مقابل $10,000 \cdot Ga/Al$ (والن و همکاران ۱۹۸۷).

شکل د- نمودار $Zr + Nb + Ce + Y$ در مقابل $Na_2O + K_2O / CaO$ (والن و همکاران ۱۹۸۷).

۴-۴- نتیجه گیری

با توجه به بررسی ها و تجزیه و تحلیل آنالیزهای ژئوشیمیایی نمونه های گرانیتوئیدی منطقه تویه - دروار نتایج زیر بدست آمده است:

۱- بر اساس دیاگرامهای طبقه بندی، نمونه های مورد مطالعه در محدوده کوارتز مونزودیوریت، کوارتز مونزونیت، مونزونیت و مونزودیوریت قرار می گیرند.

۲- بررسی روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس و ضریب تفریق حاکی از افزایش K_2O , Na_2O و کاهش Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , MgO , MnO , TiO_2 می باشد. همه این تغییرات بیانگر آن است که تبلور تفریقی در تشکیل و تحول توده نفوذی تویه - دروار نقشی اساسی ایفاء نموده است..

۳- بررسی روندهای تغییرات عناصر کمیاب مبین افزایش Ba , Rb , Zr در مقابل افزایش SiO_2 و اندیس تفریق است.

۴- دیاگرامهای تغییرات جفت عناصر ناسازگار روند خطی مثبت و همچنین دیاگرام عناصر سازگار در مقابل عناصر ناسازگار نیز روندی خطی و منفی نشان می دهد که حاکی از تبلور تفریقی صورت گرفته در طی تشکیل توده نفوذی مورد مطالعه می باشد.

۵- در نمودار La/Sm در مقابل La ، نمونه های مورد مطالعه در راستای روند یا محدوده مربوط به تفریق بلوری قرار می گیرند.

۶- در بررسی نمودارهای عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه همه نمونه ها از کلیه عناصر نادر خاکی سبک و عناصر ناسازگار غنی شدگی بیشتر و از عناصر نادر خاکی سنگین و عناصر سازگار غنی شدگی کمتر نشان می دهند. میزان غنی شدگی بالای نمونه ها از LILE همچون Ba , K , Rb , Th می تواند حاکی از وجود یک منبع گوشته ای غنی شده زیر لیتوسفر قاره ای (گوشته متاسوماتیزه) بعنوان محل منشأ تولید ماگمای نمونه ها باشد.

۷- آنومالی کمتر Ti و Nb می تواند نشانی از آرایش پوسته ای ماگمای مادر نمونه ها باشد.

۸- آنومالی کمتر Sr را نیز می توان به تجزیه پلاژیوکلازها و سریسیتی و سوسوریتی شدن آنها نسبت داد.

۹- تمامی نمونه های مورد مطالعه در نمودارهای پترولوژیکی مختلف روند آلکالن نشان می دهند.

۱۰- تمامی نمونه های مورد مطالعه در نمودارهای مختلف تعیین منشأ بر خلاف انتظار در محدوده پر آلومین قرار می گیرند. زیرا در اثر تجزیه پلاژیوکلازها به سریسیت و کانیه های رسی و از دست رفتن مقادیری CaO و افزایش Al_2O_3 نسبت A/CNK بطور محسوسی افزایش می یابد و نمونه ها را از موقعیت واقعی خود به موقعیتی غیر واقعی سوق می دهد.

۱۱- از نظر تقسیم بندی محیطهای تکتونیک و با توجه به دیاگرامهای ارائه شده و خصوصیات ژئوشیمیایی کلیه نمونه های مورد مطالعه، در محدوده گرانیتوئیدهای نوع A واقع می شوند.

فصل پنجم

منشأ و محیط تکتونیکی

۵-۱- مقدمه

در فصلهای گذشته روابط صحرائی، ویژگیهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگهای آذرین منطقه، مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت. در این فصل به بررسی منشأ و محیط تکتونیکی این سنگها می پردازیم. در این راستا از اطلاعات صحرائی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و نمودارهای عنکبوتی ارائه شده بهره خواهیم جست.

نظریات و عقاید مربوط به منشأ و تکامل سنگهای گرانیتی و همچنین مسائل مربوط به تکامل قاره ها به قرن هجدهم بر می گردد که منجر به مناظرات تند بین پلوتونیست ها و نپتونیست ها گردید.

گرانیتوئیدها از نظر منشأ دارای محدوده وسیعی از گوشته خالص تا پوسته خالص بوده و به وسیله فرایندهای مختلف و یا ترکیبات متفاوت تشکیل می شوند. محیطهای تکتونیکی مختلف، مسیرهای عبور ماگما، فرایندهای ثانویه بعد از تولید ماگما، خصوصیات فیزیکی شیمیایی ماگمای اولیه و مذابهای نهایی از عواملی هستند که باعث تنوع سنگ شناختی در گرانیتوئیدها می شوند.

به چند دلیل منطقی ناگزیر از مطالعه سنگهای گرانیتوئیدی هستیم (کلارک، ۱۹۹۱):

۱- گرانیتوئیدها فراوانترین سنگهای نفوذی در پوسته فوقانی هستند. لذا به دلیل حجم زیادشان نمی توان آنها را نادیده انگاشت.

۲- همانند سایر سنگهای آذرین نشانه هایی از درون زمین هستند و اطلاعاتی از بخشهای عمیق تر پوسته قاره ای و احتمالاً مناطق فرورانش و حتی گوشته فوقانی عرضه می دارند.

۳- همانند سنگهای آذرین دیگر دارای رابطه تنگاتنگی با تکتونیک صفحه ای می باشند.

۴- بسیاری از سنگهای گرانیتوئیدی با کانی سازی همراه هستند، لذا از دیدگاه اقتصادی لازم است درباره فرایندهای تمرکز فلزات در آنها اطلاعات بیشتری به دست آوریم.

به دلایل فوق مسأله سنگهای گرانیتوئیدی توجه چند نسل از زمین شناسان را به خود معطوف نموده و برای آنها مرموز بوده است.

۵-۲- انواع رده بندی های گرانیتوئید ها

پیدا کردن پارامترهای اصلی تعیین کننده لازم، جهت مشخص نمودن انواع گرانیتوئیدها مشکلی است که در گذشته وجود داشته است و وجود دارد. ساده ترین مورد مشاهده شده تفاوت‌های بارز کانی شناسی و به ویژه محدوده و طیف آنهاست، که به این متغیرها باید مشخصات طبیعت زینولیتها و بافت یکنواخت را نیز اضافه نمود. رده بندی های قدیمی سنگهای گرانیتی، اساساً بر ترازهای جایگزینی در پوسته قاره ای به عنوان معیاری تعیین کننده متمرکز بوده است (کاتازون، مزوزون، اپی زون). همچنین طبقه بندی های مختلفی توسط افراد متفاوتی سالیان متمادی برای این نوع سنگها انجام گرفت که هر یک معیارهای خاصی را مدنظر قرار داده اند و از این میان می توان به معیارهای ژنتیکی، کانی شناسی و شیمیایی اشاره نمود. علت این تفاوتها در چندگانگی مکانیسم های احتمالی ایجاد کننده فرایندهای تکاملی و جایگیری در ترازهای ساختاری متفاوت در محیطهای ژئودینامیکی مختلف است.

مثلاً بر پایه طبقه بندی شیمیایی، سنگهای گرانیتوئیدی به سه نوع پرآلومین، متاآلومین و پرآلکالن تقسیم می گردند. بر اساس واژه های ژنتیکی گرانیتوئیدها به چهار نوع A, M, S, I و طبقه بندی می شوند (A ژنتیکی نیست اشکالات این طبقه بندی در صفحات بعدی ذکر شده است).

محققین استرالیایی (چپل و وایت، ۱۹۷۴) بر اساس پارامترهای ژئوشیمیایی گرانیتها را به انواع I و S تقسیم نمودند. گرانیتهای نوع I از ذوب بخشی سنگهای آذرین قدیمی تر دگرگون شده، که متعاقباً به هیچ وجه تحت تاثیر هوازدگی شیمیایی قرار نگرفته اند، حاصل شده اند. استقرار این نوع سنگها به بالازدگی و افت فشار وابسته است که بعد از بسته شدن یک حوضه اقیانوسی اتفاق می افتد. گرانیتهای نوع S دارای ویژگیهایی هستند که این خصوصیات نتیجه اشتقاق آنها از سنگهای رسوبی دگرگون شده می باشد. اغلب این گرانیتها از بخشهای عمیق تر پوسته مشتق گردیده و در ترازهای بالاتر جای گرفته اند.

ایشی هارا (۱۹۷۷) سنگهای گرانیتی ژاپن را به سربهای مگنتیتی و ایلمنیتی تقسیم نمود. پایه و اساس تقسیم بندی او حضور کانیهای مگنتیت و ایلمنیت است و فوگاسیته اکسیژن را عامل اصلی تشکیل این کانیها می داند.

تاکاهاشی و همکاران (۱۹۸۰) با در نظر گرفتن رده بندی مذکور بیان داشتند که گرانیت‌های سری مگنتیت با گرانیت‌های نوع I قابل مقایسه است اما گرانیت‌های سری ایلمنیت هم به گرانیت‌های I و هم به گرانیت‌های S تعلق دارند. سری مگنتیت حاوی مگنتیت، اسفن و پیریت است و به گرانیت‌های اکسیدان معروفند. اندیس اکسیدان $[Fe^{+3}/(Fe^{+3}+Fe^{+2})]$ در این گرانیتها حدود ۰/۱۵۳ بوده و لذا ماگما حالت اکسیدان دارد نسبت های Fe^{+3}/Fe^{+2} و Mg/Fe کانی بیوتیت بالاست. اما گرانیت‌های سری ایلمنیت به نوع احیایی معروفند، این گرانیتها حاوی ایلمنیت و گارنت هستند و نسبت‌های Fe^{+3}/Fe^{+2} و Mg/Fe در کانی بیوتیت پائین است.

۵-۳- گرانیت‌های نوع A

گرانیت‌های نوع A اولین بار توسط لوئیس و ونز (۱۹۷۹) برای توصیف زونهای ریفت قاره ای (غیر کوهزایی) عنوان شد. این نوع گرانیتها از نظر ژئوشیمیایی آلکالی متوسط و تحت فوگاسیته های پائین متبلور می شوند. در مقایسه با دیگر گرانیتها، دارای خصوصیات زیر هستند (کولینز و همکاران، ۱۹۷۹):

مقدار بالای $Fe/Mg, (K+Na)/Al, K/Na$ و هالوژنها (F, Cl)

غنی شدگی از HFSE مانند $Zr, Y, Ga/Al$ و REE ها (بجز Eu)

مقدار پائین $MgO, CaO, Cr, Ni, V, Fe^{+3}/Fe^{+2}, Sr, Ba, Eu, Co$

کولینز (۱۹۸۲) متذکر شد که غلظت بالای Ga و نسبت‌های Ga/Al گرانیت‌های نوع A ناشی از:

۱- جدایش گالیوم از ساختمان بلوری پلاژیوکلاز غنی از آنورتیت.

۲- افزایش پایداری کمپلکسهای $(GaF_6)^{-3}$ در مذابهای گرانیت‌های نوع A فلوئورین دار. در نتیجه

نسبت‌های بالای Ga/Al ناشی از پیامد تفریق پلاژیوکلاز است.

غلظت بالای عناصر ناسازگار از فراوانی کانیهای فرعی مانند زیرکن و آلانیت ناشی می شود.

هالوژنها بخصوص F یک نقش کلیدی را در تمرکز HFSE و در تشکیل یون کمپلکس در ماگماهای

نوع A بازی می کنند (کولینز، ۱۹۸۲).

دو منبع زیر برای هالوژنها پیشنهاد گردیده است:

۱- از گوشته مشتق شده اند(بایلی، ۱۹۸۰). ۲- آزاد سازی در طی ذوب بخشی حاصل از شکسته شدن آمفیبولهای غنی از هالوژن و بیوتیت‌های باقیمانده از منشأ مذاب قدیمی(کولینز، ۱۹۸۲). غنی شدگی از HFSE مانند زیرکن، نیوبیوم، ایتریوم و REE ها توسط دمای بالاتر مورد نیاز برای ذوب بخشی ثانویه(در مقایسه با دمای لازم برای ذوب بخشی پروتولیت اولیه) تشریح می گردد. تحت این شرایط دمای بالاتر، حلالیت فازهای فرعی نظیر زیرکن و آپاتیت می تواند زیاد گردد، حلالیت زیرکن به وسیله افزایش آلکالینیته ماگمای گرانیتی نوع A افزایش می یابد، در نتیجه مقادیر زیاد HFSE به درون مذاب راه پیدا می کند.

کلمنز و همکاران(۱۹۸۶) دریافتند که دمای ماگمایی برای گرانیت نوع A ممکن است بیش از ۹۰۰ درجه و مقدار آب آن نزدیک به ۲/۴٪ باشد. کریزر و وایت(۱۹۹۱) دمای ۹۰۰-۱۱۰۰ درجه و مقدار آب ۱-۲ درصد را برای سنگهای آتشفشانی نوع A از جنوب استرالیا گزارش نموده اند. کولینز و همکاران(۱۹۸۲) عنوان نمودند که گرانیت A ممکن است از باقیمانده گرانولیت فلسیکی که قبلاً یک گرانیت نوع I را تولید کرده است مشتق شده باشد. رودنیک و تیلور(۱۹۸۷) نشان دادند که گرانولیت باقیمانده دارای خواصی چون SiO_2 پائین، K_2O (۲ درصد)، Al_2O_3 (۱۹ درصد)، MgO (۶ درصد)، FeO (۱۵ درصد) و CaO (۹ درصد) می باشد. همچنین شکسته شدن میکاها و پلاژیوکلازهای کلسیک باقیمانده نسبت $(K+Na)/Ca$ را در گرانیت‌های نوع A بالا می برد. ترکیب ذوب بخشی از منشأ تونالیتی مشتق شده از گوشته، بر هم کنش این مذابها با سنگهای پوسته ای در طی صعود ماگما و تفریق بلوری ممکن است در ژنز گرانیتوئیدهای نوع A موثر باشد(ژانگ و همکاران، ۱۹۹۸ در راشد، ۲۰۰۱). این مطالعات نشان می دهد که گرانیتوئیدهای نوع A ممکن است در بسیاری از جایگاههای مختلف رخ دهد. پیرس و همکاران(۱۹۸۴) این گرانیتها را معادل گرانیتوئیدهای درون ورقه ای دانسته اند.

بطور کلی گرانیت‌های نوع A معرف ماگماتیسم وابسته به ریفت مناطق سپر و همچنین معرف حادثه نفوذی نهایی در نوار کوهزایی می باشند و می تواند به وسیله اشتقاق از ماده بخش تحتانی پوسته ای ذوب شده در بالای دیابیرهای گوشته ای به عنوان الگو و مدل مورد توجه قرار گیرند. این گروه از گرانیتها هم می توانند از نوع S و هم از نوع I باشند و غنی شدگی بیشتری از Th, Ga/Al نسبت به این گرانیتها دارند. مقادیر پائین عناصر کمیاب فرومنیزین مانند V, Cr, Co, Ni در

گرانیت‌های نوع A نسبت به گرانیت‌های نوع I (کولینز و همکاران، ۱۹۸۲) با مشتق شدن گرانیت‌های نوع A از منابع فلسیک تر گرانیت‌های نوع I سازگار است. بطور نهایی اینکه گرانیت‌های نوع A دارای خاستگاه تکتونیکی غیر کوهزایی بوده بطوری که بیشتر محققان این گرانیتها را به کشیدگی پوسته قاره ای وابسته می دانند (والن و همکاران، ۱۹۸۷؛ ابی، ۱۹۹۰). از دلایل وابستگی این نوع گرانیتها به نواحی غیر کوهزایی می توان به وجود دگرشکلی نادر در آنها و همچنین رخداد آنها بعد از جوانترین رویداد دگرشکلی اشاره نمود.

۴-۵- گرانیت‌های نوع M

نوع دیگری از گرانیتها که غالباً از نوع پلاژیوکلازیت‌های کالک-آلکان هستند (وایت، ۱۹۷۹) نوع M یا نوع گوشته ای می باشد. این نوع گرانیتها در جزایر اقیانوسی و از ماگماهای مادر اولیه که مستقیماً از گوشته یا پوسته اقیانوسی فرورانده شده در زیر قوسهای آتشفشانی اشتقاق یافته اند دیده می شوند و معمولاً با فعالیت آتشفشانی جزایر اقیانوسی رابطه نزدیکی دارند. نوع M معمولاً همان پلاژیوگرانیت‌های همراه افیولیتها هستند.

بعد از بررسی طبقه بندیهای مختلف این موضوع قابل تأمل است که طبقه بندی گرانیتوئیدها به انواع S و I مسلماً ژنتیکی است و به ترتیب بر داشتن منشأهای آذرین و رسوبی دلالت می کند. در صورتی که گرانیتوئیدهای تیپ M منشأ گوشته ای داشته و تیپ A غیر کوهزایی است.

این طبقه بندی دارای اشکالاتی است که مهمترین آنها عبارتند از :

۱- عناوینی که برای بیان آن نوع به کار رفته تمام ویژگیهای آن نوع را دارا نمی باشد و طبقه بندی فوق اصول ثابتی ندارد. چنین سیستم متغیری از مشارکت ناهماهنگ و ناموزون واژه ها ناشی می شود.

۲- فرایندهایی نظیر تفریق بعدی و تغییرات ساب سولیدوس در سنگهای آذرین، گسترش و تنوع گستره ترکیب اصلی حاصل از مذابهای بخشی را فراهم خواهد آورد. تشخیص منشأهای سنگهای آذرین بسیار مشکل بوده و گرانیتوئیدهای نوع S به علت داشتن چندین منشأ از جمله حاصل شدن از تحول نوع I (زن، ۱۹۸۶)، از این امر مستثنی نمی باشند.

۳- عدم پاسخگویی به سوال بسیار ساده ای که آیا هر توده گرانیتوئیدی مشتق از پوسته عمدتاً تحت تاثیر منشأهای آذرین شکل می گیرند یا از منشأهای رسوبی؟

علی رغم اشکالاتی که در این طبقه بندی بیان شد اما اطلاعات بسیار مفیدی در راستای درک منشأ سنگهای گرانیتی عرضه می کند و لذا وجود تغییراتی به شرح ذیل در آن ضروری و قابل پیش بینی است.

الف - گرانیتوئیدهای نوع A از طبقه بندی خارج گردند.

ب - مسأله هم پوشانی ویژگیهای مشترک نوع I و M مستلزم تصحیح است (اساساً نوع M زیر گروه I بوده و باید آنرا حذف کرد).

ج - قبول کنیم که در سایر تیپها، آن چیزی که به عنوان منشأ معرفی می نمائیم صرفاً نوعی پیش بینی و احتمال است.

۵-۵- معیارهای مشخص برای تمایز گرانیت‌های نوع S و I

بعد از بررسی انواع گرانیتها معیارهای صحرایی، سنگ شناسی و شیمیایی برای تشخیص و تمایز گرانیت‌های نوع S و I توسط محققان مختلفی ارائه گردیده است که در اینجا به صورت مجزا آنها را مورد بررسی قرار خواهیم داد. در ادامه نمونه های منطقه مورد مطالعه را با این معیارها مقایسه نموده و نتیجه کلی را بیان می کنیم.

الف : معیارهای صحرایی

معیارهای صحرایی جهت تشخیص گرانیت‌های S و I (چپل و وایت، ۱۹۷۴؛ هاین و همکاران، ۱۹۷۸؛ کلارک، ۱۹۹۲) در جدول ۱-۵ آورده شده است و نمونه های مورد مطالعه هم با آنها مقایسه گردیده است.

جدول ۱-۵ معیارهای صحرایی جهت تفکیک گرانیت‌های نوع I و S و مقایسه نمونه های مورد مطالعه با آنها.

نوع I	نوع S	منطقه تویه - دروار
معمولاً به صورت توده های نفوذی بزرگ و پیچیده دیده می شوند.	معمولاً به صورت توده های نفوذی کوچک دیده می شوند.	به صورت توده های کوچک و مجزا دیده می شود
طیف ترکیبی آنها گسترده بوده و شامل گابرو دیوریت (۱۵٪)، گرانودیوریت (۵۰٪) و گرانیت (۳۵٪) می باشد.	طیف ترکیبی آنها محدود بوده و شامل گابرو، دیوریت (۲٪)، گرانو دیوریت (۱۸٪) و گرانیت (۸۰٪) می باشد.	طیف ترکیبی این توده نفوذی عمدتاً شامل کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت و مقرداری مونزونیت می باشد
دارای آتشفشانهای مرتبط با آنهاست.	فاقد آتشفشانهای مرتبط با آنهاست.	فاقد سنگهای آتشفشانهای مرتبط یا همراه آنها می باشد.

ب: معیارهای سنگ شناسی

در رده بندی IUGS (اشتریکایزن، ۱۹۷۶) گرانیت‌های نوع I شامل مونزو گرانیت‌ها، گرانودیوریت‌ها، کوارتز دیوریت‌ها و دیوریت‌ها بوده، ولی گرانیت‌های نوع S شامل مونزو گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها می باشند (دیدیه، ۱۹۸۲).

ویژگیهای کانی شناسی و پتروگرافی گرانیت‌های S و I در جدول (۵-۲) ارائه شده است (چیل و وایت، ۱۹۷۴؛ ایشی هارا، ۱۹۷۷؛ دیدیه و همکاران، ۱۹۸۷؛ چیل و وایت، ۲۰۰۱).

جدول ۵-۲ معیارهای کانی شناسی و پتروگرافی جهت تفکیک گرانیت‌های نوع S و I و مقایسه نمونه های مورد مطالعه با آنها.

نوع I	نوع S	منطقه تویه - دروار
دارای هورنبلند و بقایایی از پیروکسن اورالیتیزه هستند و هورنبلند بر بیوتیت برتری دارد. بیوتیت دارای پلی کروئیسیم گاهی تا شکلاتی است.	بدون پیروکسن و هورنبلند هستند و در ترمهای مافیک اگر هم هورنبلند وجود داشته باشد باز هم برتری با بیوتیت است.	دارای هورنبلند و بیوتیت های فراوان و دگرسان شده می باشد. فاقد پیروکسن می باشند.
اسفن و آلانیت به صورت اولیه وجود دارند.	اسفن تنها به صورت ثانویه وجود دارد مونازیت به صورت کانی فرعی وجود دارد.	اسفن های اولیه و ثانویه زیادی وجود دارد.
مسکویت به صورت فرعی و ثانویه و در اقسام بسیار فلسیک وجود دارد.	مسکویت به صورت اولیه و اصلی وجود دارد.	مسکویت چه به صورت اولیه و چه به صورت ثانویه وجود ندارد
دارای ایلمنیت و مگنتیت اما برتری با مگنتیت است.	دارای ایلمنیت	دارای مگنتیت
ارتوز به رنگ صورتی دیده می شود.	میکروکلین به رنگ خاکستری متمایل به سفید دیده می شود.	ارتوز با بافت پرتیتی و ماکل کارلسباد و صورتی رنگ
فاقد کانیهای گرگونی کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت	امکان وجود کانیهای دگرگونی کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت	هیچ کانی دگرگونی از قبیل گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت و... وجود ندارد
ادخالهای آپاتیت معمولاً در بیوتیت و هورنبلند وجود دارند.	ادخالهای آپاتیت به صورت بلورهای مجزای بزرگ وجود دارند.	کانی آپاتیت هم به صورت مجزا و هم به صورت ادخالهایی در بیوتیت، هورنبلند و پلاژیوکلاز یافت می شود
کانی زایی تنگستن، مس، طلا، نقره	کانی زایی قلع و تنگستن	کانی زایی سرب، روی و فلوئورین

ج - معیارهای شیمیایی

این معیارها یکی از اساسی ترین و مهمترین معیارهایی هستند که مطالعه سنگهای آذرین را تسهیل نموده اند. ترکیبات شیمیایی سنگهای گرانیتوئیدی معمولاً برای تأمین اطلاعات درباره خصوصیات محیط تکتونیکی و سنگ منشأ به کار گرفته می شوند (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴؛ هاریس و همکاران، ۱۹۸۶؛ والن و همکاران، ۱۹۸۷ و ابی، ۱۹۹۰). در جدول (۳-۵) پارامترهای شیمیایی مشخص کننده برای تمایز سریهای I و S آمده است (چپل و وایت، ۱۹۷۴؛ هاین و همکاران، ۱۹۷۸؛ دیدیه و همکاران، ۱۹۸۷؛ پیچر، ۱۹۸۳؛ کلارک، ۱۹۹۲ و چپل و وایت، ۲۰۰۱).

جدول ۵-۳ معیارهای شیمیایی جهت تفکیک گرانیت‌های نوع I و S و مقایسه نمونه های مورد مطالعه با آنها.

منطقه تویه - دروار	نوع S	نوع I
نسبت مولکول A/CNK از ۱ تا ۱/۴۳	نسبت مولکولی $A/CNK > ۱/۱$	نسبت مولکولی $A/CNK < ۱/۱$
دامنه تغییرات SiO_2 از ۵۲ تا ۵۸ درصد	دامنه تغییرات SiO_2 بین ۶۶ تا ۷۹ درصد	دامنه تغییرات SiO_2 بین ۵۷ تا ۷۳ درصد
Na_2O و K_2O نسبتاً بالاست. K_2O نسبت به Na_2O بالاست. K_2O از ۳/۶۸ تا ۴/۶ است.	Na_2O پایین به طوری که مقدار آن در سنگهای دارای ۵ درصد وزنی K_2O کمتر از ۳/۲ درصد و در سنگهای دارای ۲ درصد وزنی K_2O مقدار آن کمتر از ۲ درصدوزنی است.	Na_2O بالا به طوریکه مقدار آن در سنگهای فلسیک ۳/۲ درصد وزنی و در سنگهای مافیک ۲/۲ درصد وزنی است.
نسبت $Fe_2O_3/FeO_{(t)}$ از ۱/۱۶ تا ۱/۰۴	نسبت $Fe_2O_3/FeO_{(t)} < ۰/۱۲$	نسبت $Fe_2O_3/FeO_{(t)} > ۰/۱۲$
$FeO_{(t)} + MgO + MnO + TiO_2$ دامنه تغییرات از ۱۱ تا ۴۴	$FeO_{(t)} + MgO + MnO + TiO_2 = ۲/۶\%$ با دامنه تغییرات ۰ تا ۶ درصد.	$FeO_{(t)} + MgO + MnO + TiO_2 = ۵/۶\%$ با دامنه تغییرات ۲ تا ۱۱ درصد.
در نورم دامنه CIPW از ۱ تا ۶ درصد کروندوم	در نورم CIPW بیش از ۱ درصد کروندوم	در نورم CIPW کمتر از ۱ درصد کروندوم و یا دارای دیوپسید
مقدار CaO از ۱.۷۶ تا ۳.۹	مقدار CaO در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 کمتر از ۳/۷ درصد	مقدار CaO در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 بیشتر از ۳/۷ درصد
مقدار Zr از ۳۲۰ تا ۴۰۲	مقدار Zr در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 بیشتر از ۱۵۰ ppm	مقدار Zr در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 کمتر از ۱۵۰ ppm
-	نسبت ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه بالاتر از ۰/۷۰۸	نسبت ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه بین ۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۶
-	$\delta^{18}O/^{16}O > 9\%$	$\delta^{18}O/^{16}O < 9\%$
-	$^{143}Nd/^{144}Nd < 0$	$^{143}Nd/^{144}Nd = 0$
دیاگرامهای تغییرات، خطی یا نزدیک به خطی و در بعضی مواقع نامنظم می باشند.	دیاگرامهای تغییرات، نامنظم و بی قاعده هستند.	دیاگرامهای تغییرات، خطی یا نزدیک به خطی هستند.
محل منشأ گوشته فوقانی یا قاعده زیرین.	محل منشأ پوسته زیرین تا میانی	محل منشأ گوشته فوقانی یا قاعده پوسته زیرین.

با توجه به پارامترهای صحرایی، پتروگرافی و شیمیایی مشخص گردید که بیشتر نمونه های منطقه تویه دروار خصوصیات گرانیت‌های نوع I را نشان می دهند و در بعضی موارد به علت

آلتراسیونهای شدید پلاژیوکلازها(تبدیل به سریسیت و کانیه‌های رسی)، ویژگیهای ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای نوع S را به نمایش می‌گذارند.

مطالعات جدید کاسترو و همکاران(۱۹۹۱) به معرفی نوع جدیدی از گرانیتها به نام گرانیتوئیدهای دو رگه(نوع H) انجامیده است. این مطالعات بر روی سنگهای نفوذی کالکوالکالن صورت گرفته و پیوستگیهای صحرایی و سنگ شناسی همراه با استنباطهای قوی بر فرایندهای درگیر در منشأ آنها را آشکار می‌سازد. بیشتر این سنگهای کالکوالکالن نفوذی که هم به محیطهای برخورد قاره به قاره و هم به حاشیه فعال صفحات مربوط می‌شوند در طبقه بندی چپل و وایت(۱۹۷۴) به عنوان گرانیتوئیدهای نوع I که حاصل ذوب بخشی سنگهای آذرین قدیمی است معرفی شده است(مدل رستیت). این نوع جدید شامل گرانیتوئیدهای نوع I و بعضی از گرانیتوئیدهای نوع S می‌باشد.

انجام فرایندهای دو رگه ای شدن بین ماگماهای نوع M و مذاب های آناتکتیک بر حسب نسبتهای هر کدام از آنها می‌تواند به ایجاد نوع وسیعی از سنگهای دو رگه منجر شود. در اغلب این سنگهای دو رگه اشکال اولیه S یا M بطور شدید تغییر نیافته و تا اندازه ای مشخص است. آنها می‌توانند به ترتیب به عنوان هیبرید S(Hs) یا M(Hm) نامگذاری شوند.

گرانیتوئیدهای نوع Hs سنگهای دو رگه ای هستند که در آنها عضو نهایی فلسیک(نوع S) فراوانتر است. علاوه بر پرآلومین بودن، دارای رستیت های دگرگونی هستند.

گرانیتوئیدهای نوع Hm، سنگهای دو رگه ای که در آنها مشارکت ماگمای مافیک بیشتر از ماگمای فلسیک است.

گرانیتوئیدهای نوع Hss، سنگهای دو رگه ای که در آنها مشارکت هر کدام از ماگماها(S و M) کم و بیش برابر بوده است. در هر حال در محیطهای نوع آندی ماگماتیسم نوع M مهمتر از نوع S و در نتیجه گرانیتوئیدهای نوع M و Hm فراوان و انواع H، Hs و S نیز در حجم های کوچک وجود دارند. در حالیکه گرانیتوئیدهای نوع S از ویژگیهای محیطهای برخورد قاره به قاره بوده و در آنها نوع M کمیاب است(قاسمی، ۱۳۷۳).

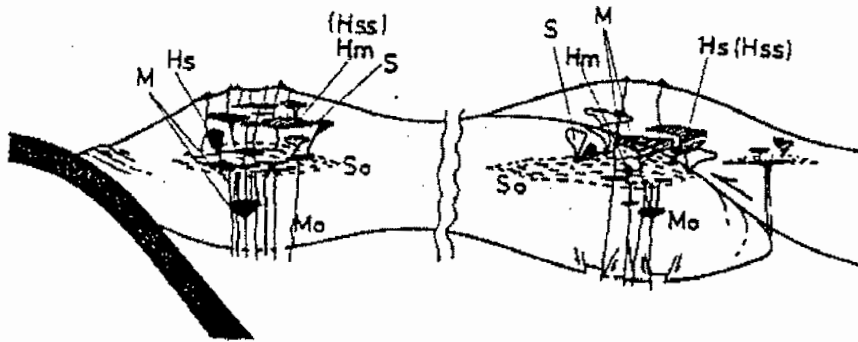
شکل(۵-۱) تطابق تجربی بین انواع گرانیتوئیدها و خاستگاه تکتونیکی آنها را بر اساس ایده جدید نشان می‌دهد.

برخوردهای

حاشیه ورقه‌ای فعال

$M > Hm > HSS > HS > S$

$S > HS > HSS > Hm > M$



شکل ۵-۱- یک الگوی تکتونیکی ممکن در رابطه با انواع گرانیتوئیدها و محیط تکتونیکی آنها. M_0 و S_0 ماگماهای اولیه نوع M و S هستند (کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱).

۵-۶- جایگاه تکتونیکی گرانیت‌های مورد مطالعه

الف - نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر اصلی

ب - نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر کمیاب
بسیاری از نویسندگان اعتقاد دارند که گرانیتوئیدها به جایگاه‌های تکتونیکی خاصی وابسته

اند (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۵؛ پترو و همکاران، ۱۹۷۹؛ پیچر، ۱۹۸۳ و مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹).

سنگ‌های گرانیتوئیدی را بر اساس عناصر اصلی به دو گروه کوهزایی و غیر کوهزایی تقسیم می‌کنند (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹).

گرانیتوئیدهای کوهزایی

هر حادثه کوهزایی معمولاً با تغییر شکل، پلوتونیسم و دگرگونی همراه است. پلوتونیسم

ممکن است در هر مرحله از این واقعه صورت گیرد، به انواع زیر تقسیم می‌شوند:

- گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG)؛

- گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG)؛

- گرانیتوئیدهای برخورد قاره ای (CCG)؛

- گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی (POG)؛

گرانیت‌های غیر کوهزایی

فقدان هر نوع شواهد محیط‌های کوهزایی همچون دگرشکلی و دگرگونی می باشد و دارای سه

سری زیر است:

- گرانیت‌های مرتبط با ریفت (RRG)؛

- گرانیتوئیدهای بالا آمدگی خشکی زایی قاره ای (CEUG)؛

- پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OP)

الف - گرانیت‌های مرتبط با ریفت (RRG)

این سنگها با ریفتینگ پوسته قاره ای همراه هستند. فرایند تشکیل ریفت شامل سه مرحله

بالازدگی پوسته، تشکیل گرابن، ریفت و ایجاد یک حوضه اقیانوسی است. مانند منطقه اسلو نروژ.

ب - گرانیتوئیدهای بالا آمدگی خشکی زایی قاره ای (CEUG)

این نوع گرانیتوئیدها در مناطقی از پوسته قاره ای که تحت بالازدگی خشکی زایی پوسته ای

قرار گرفته ولی به تشکیل ریفت منجر نگردیده است، شکل می گیرند. این بالازدگی ممکن است به

خاطر فعالیت نقاط داغ باشد. مانند گرانیت‌های جوانتر نیجریه.

ج - پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OP)

گرانیت‌هایی هستند که به مقدار کم و همراه با حجم زیادی از سنگهای مافیک یافت می‌شوند.

پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی معمولاً در جزایر اقیانوسی و پشته های میان اقیانوسی از تفریق ماگماهای

مافیک به وجود می آیند.

برای تمایز خاستگاه تکتونیکی سنگهای گرانیتوئیدی مانیار و پیکولی (۱۹۸۹) بر مبنای عناصر

اصلی مدلی ارائه کرده اند که در شکل ۵-۲ نشان داده شده است تا خاستگاه تکتونیکی توده نفوذی

تویه- دروار مشخص شود.

- تفکیک بین OP و دیگر گروهها

با استفاده از نمودار درصد وزنی K_2O در مقابل SiO_2 پلاژیوگرانیتهای اقیانوسی از سایر گروهها جدا می شوند (شکل ۵-۳ - الف).

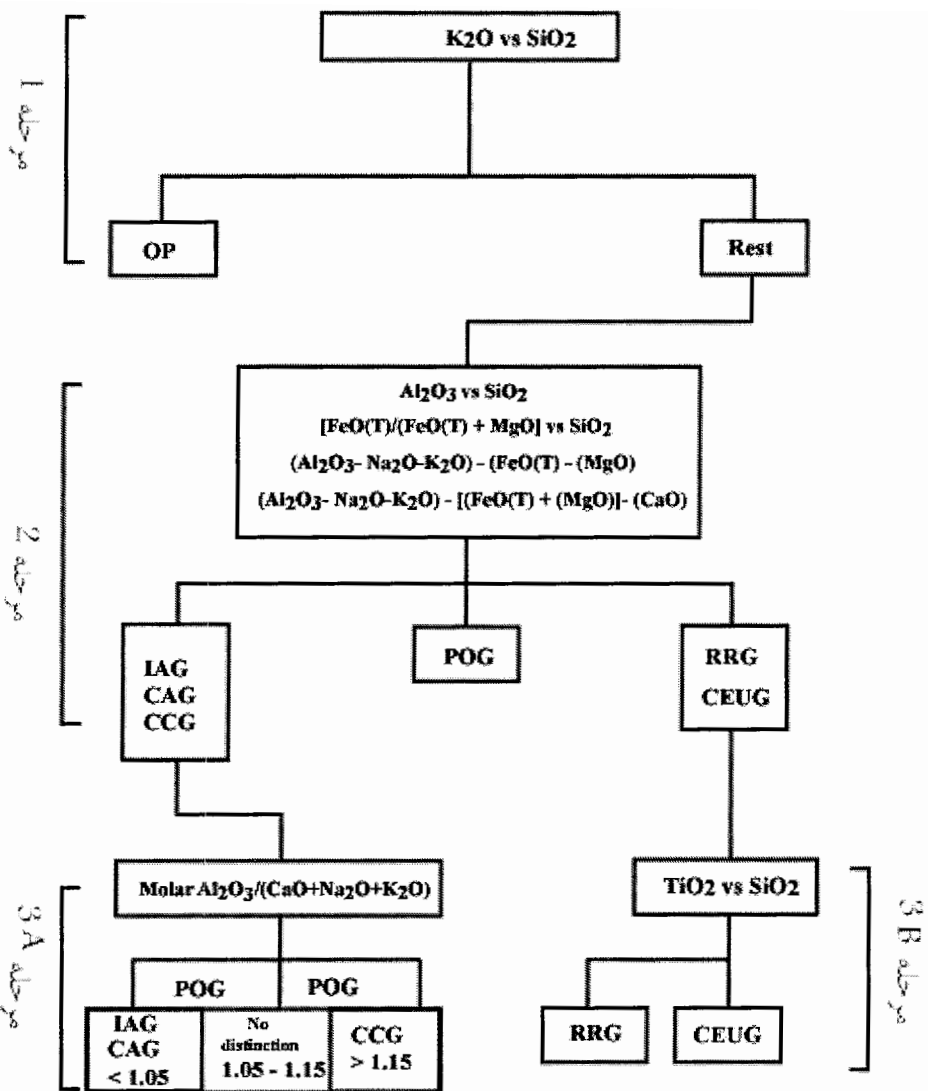
سپس، تغییرات $FeO_t/(FeO_t + MgO)$ در مقابل SiO_2 است که در آن محدوده های I,II,III از یکدیگر تفکیک می شوند (شکل ۵-۳ - ب).

برای تمایز بیشتر بین گروههای I,II,III از نمودار درصد وزنی FeO_t در مقابل MgO استفاده می شود. در این دیاگرامها از داده های مستقیم اکسیدهای عناصر اصلی استفاده نمی شود و باید از دیاگرام سه تایی AFM که از قطب A بر روی نمودار FeO_t در مقابل MgO تصویر شده است، استفاده کرد. در مثلث ACF، از قطب A بر روی نمودار FeO_t در مقابل CaO تصویرگیری شده است. این پارامترها در مثلث AFM عبارتند از $A = Al_2O_3 - Na_2O - K_2O$ ، $F = FeO + Fe_2O_3$ ، $M = MgO$ و در مثلث ACF عبارتند از $A = Al_2O_3 - Na_2O - K_2O$ ، $C = CaO$ ، $F = FeO_t + MgO$ و $M = MgO$. سپس پارامترها را به ۱۰۰ رسانده و در مقابل یکدیگر رسم می کنیم. در جدول ۵-۴ محاسبه پارامترهای جدید ارائه شده است. با توجه به این نمودارها بیشتر نمونه ها در محدوده RRG و CEUG (گرانیتهای غیرکوهزایی، پس از کوهزایی و مرتبط با ریفت زایی) قرار می گیرند (شکل ۵-۳ ج).

تا اینجا تقریباً مشخص شده که نمونه های گرانیتهی مورد مطالعه اکثراً در محدوده RRG و CEUG قرار می گیرند. در نتیجه احتمال کوهزایی بودن این گرانیتهای تقریباً منتفی است. در ادامه از نمودار $FeO_t + MgO$ در مقابل CaO استفاده می شود که همانند نمودار قبلی سه محدوده فوق از هم جدا می شوند. پس می توان پذیرفت که گرانیتهای مورد مطالعه از نوع RRG یا CEUG یعنی گرانیتهای غیر کوهزایی هستند (شکل ۵-۳ د).

- تمایز بین RRG و CEUG

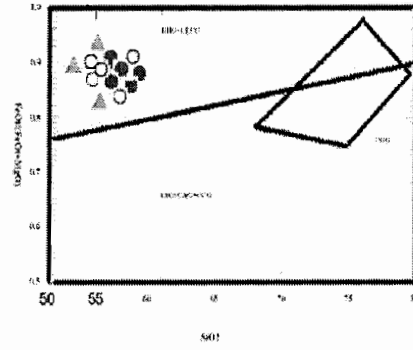
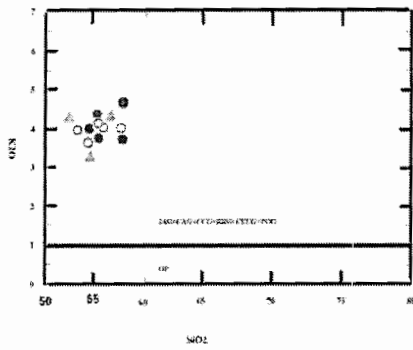
با استفاده از نمودار درصد وزنی SiO_2 در مقابل TiO_2 مناطق RRG و CEUG از یکدیگر مجزا می گردند (شکل ۵-۳ - ه).



شکل-۵-۲- مراحل تدریجی تفکیک انواع محیط تکتونیکی سنگهای گرانیتوئیدی (مانیاری و پیکولی، ۱۹۸۹) بر مبنای استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی.

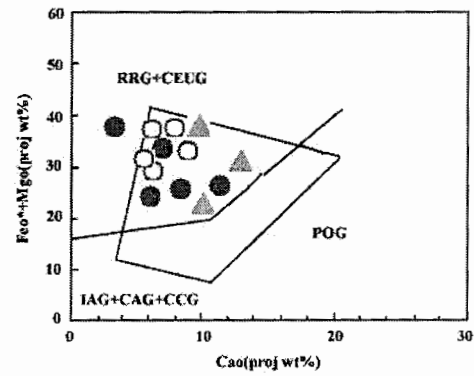
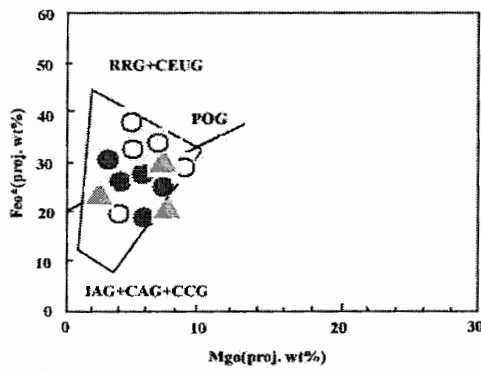
جدول ۴-۵- مقادیر پارامترهای مورد استفاده در دیاگرامهای محیط تکتونیکی نمونه های تویه- دروار

شماره نمونه	AFM			ACF		
	A	F	M	A	C	F
Da-Tu2	30.65	61.26	8.09	40.01	10.56	49.43
Da-Tu10	25.65	66.63	7.72	35.97	8.14	55.89
Da-Tu6	31.04	63.06	5.37	39.32	14.48	46.2
Tu-Da13	29.69	63.03	7.27	40.01	9	50.99
Tu-Da29	27.49	64.36	8.15	37.09	11.75	51.16
Tu-Da1	34.06	60.92	5.03	41.43	16.63	41.94
Tu-Da22	30.11	63.92	5.96	39.90	10.86	49.24
Da-Tu8	27.87	65.69	6.44	37.33	11.28	51.39
Tu-Da12	35.36	59.41	5.23	43.19	15.07	41.74
Tu-Da17a	32.08	60.98	6.95	42.48	9.04	48.47
Da-Tu7	35.29	59.15	5.56	41.92	17.02	41.06
Tu-Da24	26.85	66.24	6.91	37.83	6.87	55.3
Tu-Da17b	31.96	61.09	6.95	42.35	9	48.65



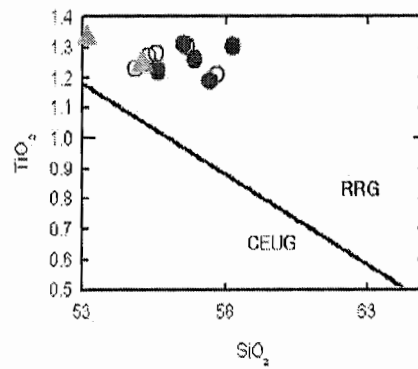
الف

ب



ج

د



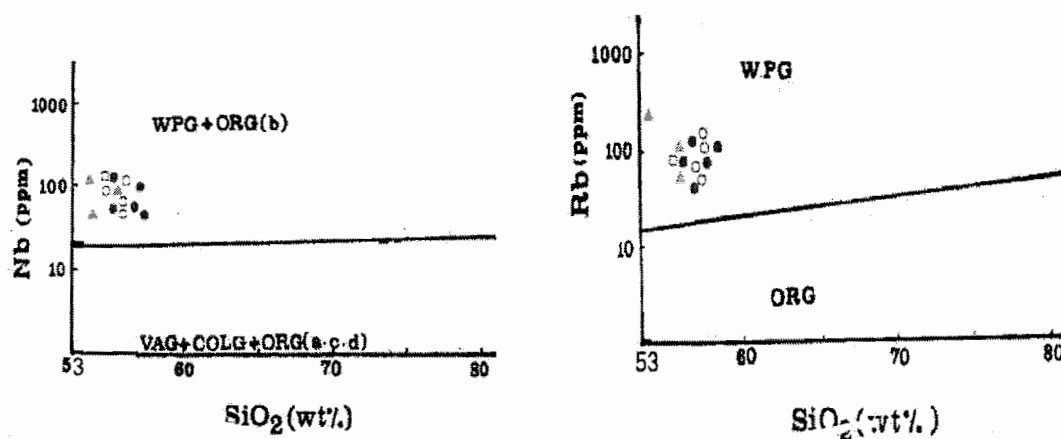
ه

شکل ۳-۵ - نمودارهای تفکیک محیط تکتونیکی منطقه تویه - درواز(مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹).
تمام علائم شبیه شکل ۴-۱ است.

علاوه بر عناصر اصلی، می‌توان با استفاده از عناصر کمیاب جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدها را تعیین کرد. بر پایه تقسیم بندی پیرس و همکاران (۱۹۸۴) گرانیتوئیدها به چهار گروه مجزا تفکیک می‌شوند که در ذیل آمده است :

- ۱- گرانیتوئیدهای پشته های میان اقیانوسی (ORG)؛
- ۲- گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG)؛
- ۳- گرانیتوئیدهای داخل ورقه ای (WPG)؛
- ۴- گرانیتوئیدهای مناطق برخوردی (COLG).

برای تفکیک این گرانیتوئیدها از یکدیگر از نمودارهای مختلفی استفاده می‌گردد که از آن جمله می‌توان به نمودار تغییرات Nb (ppm) در مقابل SiO_2 اشاره نمود که در آن محدوده گرانیتوئیدهای (VAG+COLG+ORG(a,c,d)) از گرانیتوئیدهای (WPG + ORG(b)) جدا می‌شوند. همچنین برای تفکیک گرانیتوئیدهای WPG از ORG از نمودار درصد وزنی SiO_2 در مقابل Rb (ppm) استفاده می‌شود. با توجه به این دیاگرامها مشخص گردید که نمونه های توده نفوذی توبه - دروار در محدوده های گرانیتوئیدهای WPG قرار می‌گیرند (شکل ۵- ۴).



شکل ۵- ۴- نمودار تغییرات Nb و Rb در مقابل SiO_2 برای تفکیک انواع گرانیتها (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴). با توجه به این نمودارها نمونه های مورد مطالعه در محدوده WPG واقع می‌شوند.

راجرز و گرین برگ (۱۹۹۰) ۶۷ منطقه گرانیتهی جهان را بر اساس محیط تکتونیکی به چهار گروه تقسیم نمودند در این بین دو تای اولی گرانیتهای کوهزایی (Orogenic) و دو تای بعدی گرانیتهای غیر کوهزایی (Anorogenic) می باشند که گرانیتهای کوهزایی شامل:

- گرانیتهای مرحله تأخیری کوهزایی (LO) یا (Late – Orogenic Granites)؛
- گرانیتهای بعد کوهزایی (PO) یا (Post- Orogenic Granites).

و گرانیتهای غیر کوهزایی عبارتند از:

- گرانیتهای آنورتوزیتی راپاکیوی (AR) یا (Anorthosite/Rapakivi Granites)؛
- گرانیتهای کمپلکس حلقوی (RC) یا (Ring Complex Granites)

باربارن و همکاران (۱۹۹۹) با بررسی منشأ و محیطهای ژئودینامیکی گرانیتهای و بر اساس ویژگیهای پتروگرافی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی آنها را به ۷ گروه تقسیم کردند که عبارتند از:

- گرانیتهای پر آلومین مسکویت دار (MPG)؛
- گرانیتهای پر آلومین بیوتیت و کردیریت دار (CPG)؛
- گرانیتهای کالکوالکالن پورفیری غنی از پتاسیم و فلدسپار پتاسیک (KCG)؛
- گرانیتهای کالکوالکالن غنی از آمفیبول (ACG)؛
- گرانیتهای تولییتی وابسته به قوس (ATG)؛
- گرانیتهای تولییتی وابسته به پشته های میان اقیانوسی (RTG)؛
- گرانیتهای آلکالن و پر آلکالن (PAG).

با توجه به رابطه بین انواع گرانیتهای با محیط تکتونیکی و منشأ احتمالی آنها (باربارن، ۱۹۹۹) که در جدول (۵-۵) آورده شده است، نمونه های منطقه تویه- دروار احتمالاً از نوع گرانیتهای آلکالن (PAG) با منشأ گوشته ای وابسته به مناطق ریفتی و گنبدی قاره ای می باشند.

جدول (۵-۶) روابط بین انواع پتروژنتیک، منشأ و محیط ژئودینامیکی گرانیتها (باربارن، ۲۰۰۰)

انواع گرانیتوئیدها	منشاء	محیط ژئودینامیکی
MPG گرانیتوئیدهای پر آلومین مسکوئیت دار	منشاء پوسته ای گرانیتوئیدهای پر آلومین	بر خورد قاره
CPG گرانیتوئیدهای پر آلومین کرد بریت دار		
KCG گرانیتوئیدهای کالک آلکانل غنی از پتاسیم	منشاء مخلوط گرانیتوئیدهای متا آلومین و کالکو آلکانل	رژیم های انتقالی
ACG گرانیتوئیدهای کالک آلکانل غنی از آمفیبول		فرورانش
ATG گرانیتوئیدهای تولیتی قوسی	منشاء گوشته ای گرانیتوئیدهای تولیتی، آلکانل و پر آلکانل	بازشدگی اقیانوسی یا ریفتی شدن و گنبدی شدن قاره ای
RTG گرانیتوئیدهای توله ایتی پشته های میان اقیانوسی		
PAG گرانیتوئیدهای پر آلکانل و آلکانل		

۵-۷- نمودارهای متمایز کننده گرانیتها بر اساس تغییرات Rb-Y-Nb و Rb-Yb-Ta (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)

عناصر Y, Rb (مشابه آن Yb) و Nb (و مشابه آن Ta) به عنوان مشخصه های خیلی موثر بین انواع گرانیتهایی که در بالا ذکر شد انتخاب شده اند.

- نمودار متمایز کننده بر اساس Nb-Y و Ta-Yb

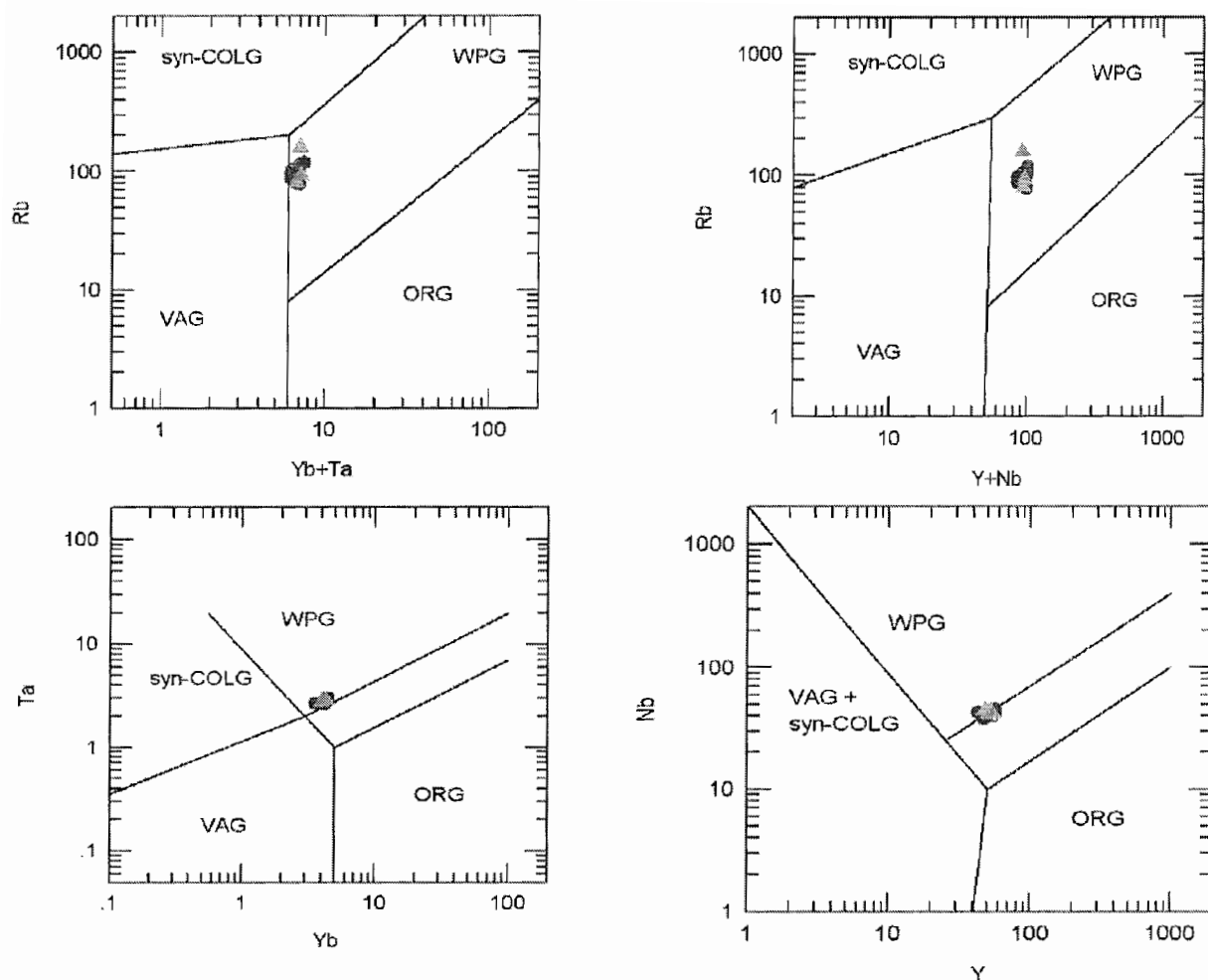
این نمودار دو متغیره Nb و Y می تواند به سه محدوده تقسیم شود که در آنها گرانیتهای اقیانوسی (ORG)، گرانیتهای درون صفحه ای (WPG) و گرانیتهای قوس آتشفشانی (VAG) همراه با گرانیتهای همزمان با برخورد (Syn-COLG) قرار می گیرند. بر اساس این نمودار نمونه های مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای درون صفحه ای (WPG) قرار می گیرند (شکل ۵-۵).

همچنین نمودار مشابهی با استفاده از Ta و Yb، محدوده های گرانیتهای همزمان با برخورد و قوس آتشفشانی را از هم تفکیک می کند و در این نمودار هم نمونه های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای درون صفحه ای (WPG) واقع می شوند (شکل ۵-۵).

- نمودارهای متمایز کننده بر اساس Rb-(Y+Nb) و Rb-(Y+Ta)

نمودار Rb در مقابل Y+Nb به طور خیلی موثر گرانیت‌های همزمان با برخورد را از گرانیت‌های قوس آتشفشانی متمایز می‌کند. همچنین، جدایش مشخصی بین گرانیت‌های درون صفحه ای و اقیانوسی در این نمودار وجود دارد. نمودار Rb در مقابل (Yb+Ta) که محدوده های مشابهی را تفکیک می‌کند.

با توجه به این نمودارها تمام نمونه های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های درون صفحه ای (WPG) قرار می‌گیرند (شکل ۵-۵).



شکل ۵-۵ - نمودارهای متمایز کننده گرانیتها بر مبنای عناصر کمیاب (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴). علائم شبیه شکل ۴-۱ است.

گرانیتوئیدهای غیر کوهزایی داخل ورقه ای (WPG) به گرانیتوئیدهای پوسته قاره ای نسبتاً ضخیم (گرابن اسلو)، پوسته قاره ای نازک (گرانیتوئیدهای ترشیری گرینلند و اسکاتلند) و یا پوسته اقیانوسی (گرانیتوئیدهای آسانسیون) تقسیم می شوند.

۵-۸- انواع گرانیتهای نوع A

گرانیتوئیدهای نوع A به چند گروه و بر اساس معیارهای مشخصی تقسیم بندی شده اند. والن (۱۹۸۷) بر اساس ارتباطات صحرائی با سنگهای پوسته ای اولیه و تکامل یافته گرانیتها را به دو نوع گرانیتوئیدهای اولیه ($A\text{-type}_p$) و تکامل یافته ($A\text{-type}_e$) تقسیم نمود. بر این اساس گرانیتوئیدهای

اولیه با گرانیتوئیدهای نوع M و یا سنگهای پوسته ای اولیه ارتباط دارند، در حالیکه گرانیتوئیدهای نوع تکامل یافته با گرانیتوئیدهای نوع I به شدت تفریق یافته و یا سنگهای پوسته ای تکامل یافته مرتبط اند.

اما ابی (۱۹۹۲) در تقسیم بندی جداگانه ای و بر اساس نسبتهای عنصری گرانیتوئیدهای نوع A را به دو زیر گروه A₁ و A₂ تقسیم نمود. او خاطر نشان کرد که گرانیتوئیدهای A₁ بعضی مشابهت هایی با بازالتوئیدهای جزایر اقیانوسی (OIB) نشان می دهند و در طی ریفت زایی درون ورقه ای جایگزین شده اند و همیشه با حجم زیادی از سنگهای مافیک همزمان همراه هستند و یا ناشی از نقاط داغ یا ستونهای گوشته ای می باشند. در حالیکه گروه A₂ بعضی مشابهت ها با میانگین پوسته قاره ای یا بازالتوئیدهای جزایر قوسی (IAB) هستند و طیف وسیع تر محیطهای تکتونیکی را در بر می گیرند که شامل گرانیتوئیدهای بعد از برخورد و گرانیتوئیدهایی هستند که در انتهای یک دوره طویل اعمال جریان گرمایی بالا و در نتیجه ایجاد ماگماتیسیم گرانیتی همراهند. وی همچنین عنوان نمود که گروه A₁ زیر گروهی از گرانیتوئیدهای نوع M (بخاطر منشأ گوشته ای آن) و گروه A₂ زیر گروهی از گرانیتوئیدهای نوع (بخاطر منشأ پوسته ایش) می باشد.

۵-۹- نمودارهای متمایز کننده گرانیتوئیدهای نوع A

همانگونه که در فصل قبل (فصل ۴) عنوان شد توده مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای نوع A واقع می شود و همچنین بر اساس طبقه بندی ابی (۱۹۹۲) این گرانیتوئیدها به دو زیر گروه A₁ و A₂ تقسیم می شوند.

برای مشخص نمودن موقعیت نمونه های منطقه تویه- دروار از نمودارهای زیر استفاده شده است.

- نمودار مثلثی Nb-Y-3Ga (ابی، ۱۹۹۲)

این دیاگرام به دو بخش A₁ و A₂ تقسیم شده است.

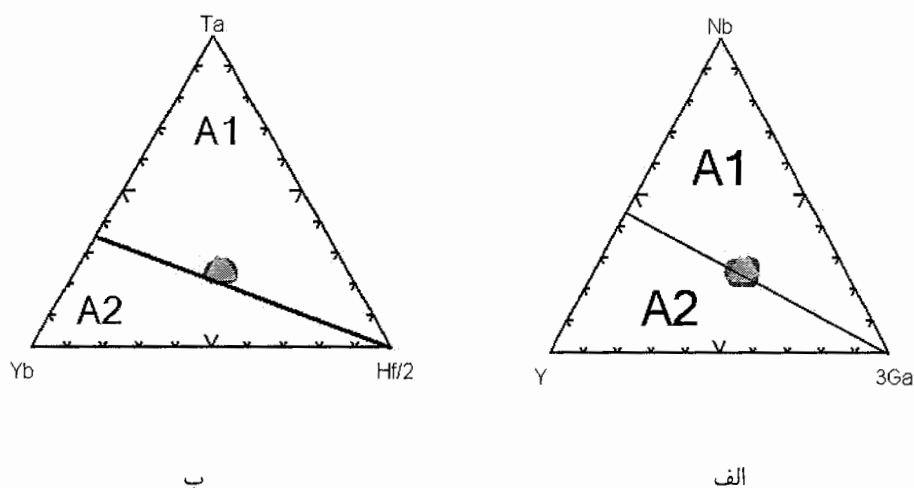
A₁ = گرانیتوئیدهای ریفت قاره ای یا گرانیتوئیدهای درون قاره ای

A₂ = گرانیتوئیدهای برخورد قاره - قاره یا گرانیتوئیدهای جزایر قوسی

بر اساس این نمودار بیشتر نمونه های مورد مطالعه در محدوده A₁ قرار می گیرند (شکل ۵-۶ الف).

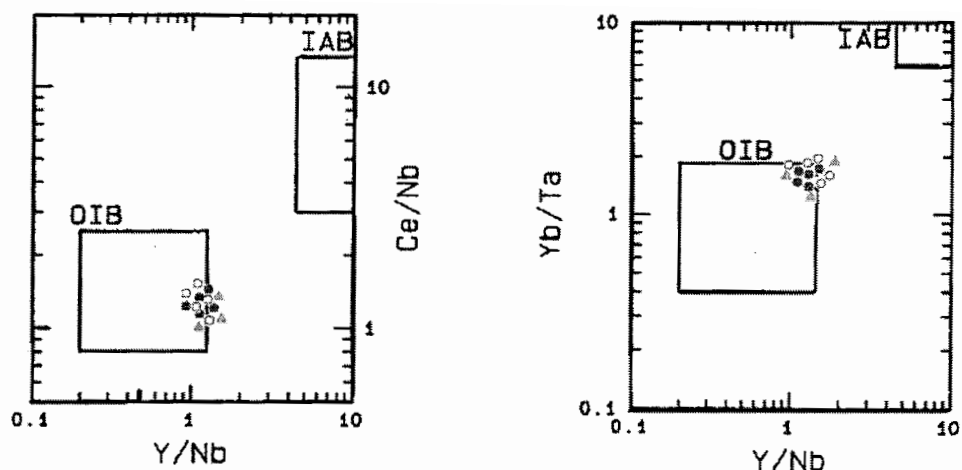
- نمودار مثلثی Ta-Yb-Hf/2 (ابی، ۱۹۹۲)

این دیاگرام هم شبیه نمودار قبلی دارای دو محدوده A_1 و A_2 می باشد و همانطور که مشاهده می شود تمام نمونه های منطقه مورد مطالعه در محدوده A_1 یعنی گرانیتوئیدهای ریفت قاره ای یا درون قاره ای قرار می گیرند (شکل ۵-۶ ب).



شکل ۵-۶- نمودارهای مثلثی عناصر کمیاب متمایز کننده گرانیتوئیدهای نوع A (ابی، ۱۹۹۲، الف و ب) علائم شبیه شکل ۴-۱ است.

در ماگماها Y-Yb و Nb-Ta رفتار ژئوشیمیایی مشابه ای نشان می دهند (ابی، ۱۹۹۰). از آنجایی که نسبتهای Y/Nb و Yb/Ta در هر موقعیتی نسبتاً ثابتند مولفه های مفیدی برای تمایز ترکیبات شیمیایی هستند. بر این اساس اگر نسبت $Y/Nb < 1.2$ باشد از منابع شیمیایی مشابه (منشأ گوشته ای) با OIB مشتق شده اند (گرانیتوئیدهای نوع A_1) و اگر $Y/Nb > 1.2$ باشد (منشأ پوسته ای) از منابع شیمیایی مشابه با IAB گرفته شده اند (گرانیتوئیدهای نوع A_2). بدین منظور و برای نشان دادن نمونه های مورد مطالعه از نمودارهای Y/Nb در برابر Yb/Ta و Y/Nb در مقابل Ce/Nb (ابی، ۱۹۹۰) استفاده شده است. در این دیاگرامها مناطق OIB و IAB از هم تفکیک شده اند. با توجه به این نمودارها اغلب نمونه های مورد مطالعه در محدوده OIB یعنی گرانیتوئیدهای نوع A_1 (گرانیتوئیدهای ریفت قاره ای) واقع می شوند (شکل ۵-۷).



شکل ۵-۷- نمودارهای متمایز کننده OIB از IAB (بایی، ۱۹۹۰) و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن. علائم شبیه شکل ۴-۱ است.

گرانیت‌های مشابه ای در جهان وجود دارد که عبارتند از:

سیستم ریف‌ شرق آفریقا، ریف‌ یمن، ایالت ماگمایی پرنسپکوس تگزاس و گرانیت‌های آناتولیای مرکزی در ترکیه.

۵-۱۰- انواع مدل‌های ارائه شده برای گرانیتوئیدهای نوع A

مدلهایی که می‌توان برای گرانیتوئیدهای نوع A پیشنهاد نمود عبارتند از:

۱- تفریق ماگمای بازالتی مشتق از گوشته به تشکیل سنگهای تفریق یافته غنی از آلکالی منجر می‌شود (لوئیس و ونز، ۱۹۷۹). ممکن است قبل از ذوب ناحیه منشأ گوشته ای از برخی عناصر ناسازگار غنی شده باشد (بایی، ۱۹۷۸) یا مناطق غنی از برخی عناصر ناسازگار در طی فرایند ذوب تحول پیدا کنند (فیتون و دنلوپ، ۱۹۸۵).

۲- محلولهای غنی از کلر، فلور و آلکالی مربوط به مراحل پایانی تفریق ماگمایی با ماگمای برجای مانده واکنش داده اند و یا اینکه با گرانیت‌های از قبل موجود به طریق متاسوماتیکی واکنش داده اند (تیلور و همکاران، ۱۹۸۱؛ هریس و همکاران، ۱۹۸۶).

۳- ذوب سنگهای دگرگونی فلسیک درجه بالا که از فاز مذاب قبلی استخراج شده است (کولینز و همکاران، ۱۹۸۲؛ کلمنز و همکاران، ۱۹۸۶).

۴- ذوب سنگهای پوستهٔ تحتانی که متاسوماتیسم را منحل شده اند.

۵- درجهٔ کم ذوب بخشی که به صورت:

الف- در حالت نسبتاً بی آب که بطور نمونه در گرانیتهایی که از طریق ذوب حاصل شده اند.

ب- ذوب دمای بالای سنگهای با منشأ پوسته ای تونالیتی تا گرانودیوریتی که قبلاً ذوب نشده اند.

ج- ذوب بخشی یا تفریق بلوری از فرودیوریت هایی که از ماگماتیسم زیر ورقه ای تشکیل شده اند.

یک هدف اصلی همهٔ مدلها این است که فراوانی مطلق بالای تعدادی از عناصر ناسازگار و عناصر

HFSE و یا بطور عمومی فقیر از آب را شرح دهد.

۵-۱۱- منشأ ماگمای گرانیتهای نوع A

موقعیت ترکیبی نمونه های مورد مطالعه در نمودارهای مختلف نشان می دهد که این

گرانیتهای از تیپ گرانیتهای A و جزء گرانیتهای غیر کوهزایی، درون ورقه ای و آلکان می باشند. این

نوع گرانیتهای اصولاً با سنگهای بازیک همراه هستند که هیچگونه ارتباط تفریقی با آنها ندارند. بطور

کلی این گرانیتهای از ذوب مجدد مواد منشأ با ترکیبات متفاوت در پوسته حاصل می شوند. دربارهٔ

منشأ این قبیل گرانیتهای بحثهای زیادی انجام شده چنانکه چپل و وایت، کولینز و والن (در پیچر،

۱۹۹۳) منشأ سنگهای گرانیتهای تیپ A در جنوب شرقی استرالیا را گرانولیتهای مافیکی می دانند که

در اثر خارج شدن یک مذاب با ترکیب مینیمم آب دار از تیپ I از آنها، دچار تهی شدگی گشته اند.

والن و همکاران (۱۹۹۶) خاطر نشان کردند که مذابهای نوع A ممکن است از ذوب مجدد گوشتهٔ

لیتوسفری هیبریدی شده بعد از توده های برخوردی و توقف شکست ورقهٔ فرورونده به دست آمده

باشد. کریزر و همکاران، ۱۹۹۱ (در پیچر، ۱۹۹۳) بجای یک گرانولیت فقیر، منبع زایایی مثل سنگهای

تونالیتی و گرانودیوریتی را سنگ منشأ این ماگماها در نظر می گیرند. پیچر (۱۹۹۳) اعتقاد دارد که

اگر چه تفاوتهای اولیه سنگهای منشأ می تواند باعث ویژگیهای خاصی در مجموعه های تیپ A گردد،

ولی بطور کلی گرانیتهایی که قبلاً بطور مستقیم به دنبال کوهزایی در پوسته جای گرفته اند

می توانند در صورت ذوب مجدد در حرارتهای بالاتر، منشأ احتمالی برای این نوع ماگماها به حساب

آیند.

همچنین والن و همکاران (۱۹۸۷) پیشنهاد کردند که ماگمای گرانیتی نوع A ممکن است به وسیله ذوب مجدد غنی از F و CI در حالت خشک تشکیل شود. نویسندگان دیگر عنوان نمودند که مذابهای مشتق شده از گوشته ممکن است یک منبعی برای تولید گرانیتوئیدهای نوع A باشد. منشأ حرارت برای ذوب این سنگها توسط بیشتر مولفان، جریان حرارتی ناشی از یک ستون گوشته ای ذکر شده است. در اثر این حرارت ماگماهای بازیک غنی از F و CI ایجاد می شوند که با قرار گرفتن زیر ورقه های تکتونیکی، می توانند حرارت را تا زیر پوسته حمل کرده و موجبات ذوب سنگهای پوسته ای شوند (پیچر، ۱۹۹۳). به عقیده پیچر ترکیب مذابهای حاصله و همچنین تشکیل این نوع گرانیتها در محیطهای اقیانوسی نشان می دهد که یک منبع گوشته ای (همانطور که عامل حرارت بوده) در ترکیب این ماگماها نیز تأثیر کرده است. بطور کلی هرگونه تفسیری باید بتواند فراوانی عناصر ناسازگار و HFSE، ماگمای نسبتاً خشک و با این حال غنی از هالوژن و همراهی آنها با رژیم های کششی و یا حداقل غیر فشارشی را توجیه کند. از طرف دیگر وقوع یک متاسوماتیسم آلکالن ناشی از سیالات هیدروترمال گوشته ای در منطقه تقریباً محرز می باشد. این فرایند در حرارتی پائین تر از محدوده ذوب سنگهای بازیک صورت می گیرد.

۵-۱۲- محیط تکتونوماگمایی منطقه تویه - دروار

بعد از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و پتروژنز منطقه تویه - دروار، در این بخش محیط تشکیل پیکره های اصلی آن را بررسی خواهیم نمود. با توجه به بررسی ها و مطالعات انجام شده توده نفوذی کوارتز مونزونیتی سنگهای رسوبی قبل از اردوئیسین و سیلورین را قطع کرده است. از آنجایی که سنگهای در برگیرنده این توده دارای سن پرکامبرین تا دونین می باشند، لذا به تحولات زمین ساختی صورت گرفته در آن زمان ایران اشاره مختصری خواهیم نمود. در زمان پرکامبرین پسین و پالئوزوئیک پیشین حرکات خشکی زایی و تکاپوهای کافتی (Rifting) دوره ای در ایران رخ داده است. سنگهای ولکانیک دوگانه (اسیدی و بازی)، توف و توده های گرانیتی جای گرفته در زیر سنگهای رسوبی پرکامبرین بالائی و کامبرین پائینی نشانه گسترش پوسته ایران در این زمانها است (آقناباتی، ۱۳۸۳). بررسی رخساره های رسوبی و تکاپوهای ماگمایی نشان می دهد که در زمان اردوئیسین تا دونین، فازهای کششی (Extension) متناوب، موجب پیدایش ریفتها و در نتیجه زایش پوسته اقیانوسی شده است. پیدایش ریفت به جدایش شمال ایران از شمال گندوانا، در زمان

اردویسین - دونین، انجامیده و اقیانوس پالئوتتیس در میان آنها شکل گرفته است، رخداد فاز ریفتی مهم دیگری، در زمان کریونیفیر تا پرمین، به پیدایش کافت و سپس شکل گیری اقیانوس نئوتتیس اولیه انجامیده و دوباره حاشیه های واگرا، از نوع اقیانوس اطلس، در زمان مزوزوئیک، پدید آمده است. بر اساس تقسیم بندی های موجود سه رخساره مختلف ریفتی برای این زمان تعریف شده است که عبارتند از ۱- رخساره های قبل از ریفت ۲- رخساره های همزمان با ریفت ۳- رخساره های بعد از ریفت (لاسمی، ۱۳۷۹).

۱- ۵-۱۲- رخساره های قبل از ریفت

پس از پیدایش چرخه دوم سازند سلطانیه، پائین افتادن سطح آب دریاها موجب پیدایش رخساره های دلتایی - رودخانه ای در بخشهای زیرین سازند باروت شد. رخساره ها و محیطهای رسوبی سازند باروت نشان می دهند که رسوبگذاری رخساره های این سازند در محیط قاره ای و یا در یک دریای کم عمق اپی کنتیننتال نهشته شده اند (لاسمی، ۱۳۷۹). در پایان کامبرین پیشین پائین افتادن سطح جهانی آب دریاها به عقب نشینی دریا از قاره گندوانا انجامید و سنگهای سازند باروت مورد فرسایش قرار گرفتند. در این زمان سازندهای زاگون و لالون در یک محیط قاره ای تا حدواسط نهشته شده اند. تغییرات عمودی رخساره ها نشان می دهد که سکانهای رسوبی سازندهای زاگون و لالون در کل نشان دهنده بخشی از یک سکانس خیلی بزرگی هستند که از جایگزینی زیر محیطهای گوناگون ساحلی/ دلتایی بر روی یکدیگر پدید آمده اند. این چرخه بزرگ نمایانگر پیشروی تدریجی دریا در انتهای کامبرین پیشین است. در زمان اردویسین پیشین، سطح جهانی آب دریاها به مقداری زیاد پائین افتاد و همراه با تکاپوهای پیدایش ریفت پالئوتتیس به از میان رفتن پلاتفرم های کربناته و پدیدار شدن ناپیوستگی مهم قبل از اردویسین انجامید.

از سنگهای آذرینی که در این زمان در زون البرز به وجود آمده است، می توان به سنگهای منطقه طالقان و علم کوه اشاره نمود که اساساً میان لایه هایی از سنگهای آتشفشانی در میان سازندهای سلطانیه و باروت می باشد. از سنگهای نفوذی آن می توان به سنگهای کوههای طالش اشاره نمود که از گرانیتهای دانه متوسط و دایکهای پورفیری و دلریتی تشکیل یافته اند. در شاهرود در ناحیه دهملا در توالی اردویسین میانی و بالایی دایکهای دلریتی در سازند باروت نفوذ کرده اند. از دیگر توده های نفوذی و خروجی در این زمان می توان از منطقه ماکو یاد کرد که شامل گرانیتهای آلتره شده و

پگماتیت‌های گارنت دار است. در دیگر زونهای ایران می توان اشاره ای به سنگهای نفوذی قائن و تربت جام نمود (معین وزیری، ۱۳۷۷).

۲-۵-۱۲- رخساره های همزمان با ریفت

پیدایش هورست و گرابن های گوناگون و پیدایش ریفت در زمان اردویسین - دونین شمال ایران و نقاط دیگر، به پیدایش حوضه های رسوبی ریفتی، از بین رفتن پلاتفرم ها و رسوبگذاری رخساره های دریایی و غیر دریایی و بطور عمده سیلیسی آواری انجامیده است. سنگهای ولکانیک گسترده و ضخیم با ترکیب آلكالن و بطور عمده زیر دریایی با سن اردویسین - دونین در شمال و شمال شرق ایران شناخته شده اند (افشار حرب، ۱۹۷۹؛ درویش زاده، ۱۳۷۰).

سنگهای یاد شده شامل بازالت‌های زیر دریایی سازند قلی، بازالت سلطان میدان و بازالت‌های منطقه جام هستند. این سنگهای ولکانیک در زمان نازک شدگی پوسته و پیدایش ریفت پدید آمده اند (اشتمپلی و همکاران، ۱۹۹۱؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱).

در ناحیه وطن (جنوب جاده تهران - مشهد) که عمدتاً از دولومیت تیره رنگ تشکیل شده، سنگهای آتشفشانی به صورت پراکنده در داخل سنگهای رسوبی کامبرین میانی به صورت دایک و توده های کوچک بیرون زدگی دارند (امامی، ۱۳۷۹). در جنوب بجنورد یک روانه آندزیتی متعلق به سیلورین رخنمون دارد.

رخساره ها و سکانس های اردویسین زیرین (بخش ۵ سازند میلا) بیانگر شروع فاز های کششی و گسترش پوسته است. ساز و کار گسل های نرمال، به احتمال قوی، به پرشیب شدن انتهای پلاتفرم در زمان پدید آمدن بخش ۵ سازند میلا انجامیده است. همزمان با این حرکات و پائین افتادن سطح آب دریاها، رخساره های قدیمی تر مورد فرسایش قرار گرفته و تخریبی های حاصل به وسیله جریانهای توربیدیتی و توده ای به بخشهای ژرف دریا حمل گردیده است.

۳-۵-۱۲- رخساره های بعد از ریفت

سنگهای رسوبی دونین و کربونیفر میان دو ناپیوستگی مهم و مشخص جای گرفته اند. در ابتدای دونین پیشین، سطح آب دریاها به مقدار زیادی پائین افتاد. این پائین افتادن سطح آب دریاها که به احتمال قوی باید ناشی از پیدایش ریفت پالئوتتیس و حرکات کوهزایی کالدونین بوده باشد،

ناپیوستگی مهم پیش از دونین را پدید آورده است. در اثر این پسروری، در بیشتر نقاط ایران، سنگهای دونین بر روی سنگهای سیلورین زیرین یا سنگهای قدیمی تر جای گرفته اند.

سنگهای آذرین این زمان در زون البرز هم شامل سنگهای خروجی، نیمه عمیق و درونی می باشد. از این میان می توان به گدازه های بازیک (بازالتهای الیوین دار) سازند جیروود اشاره نمود. در منطقه خوش بیلاق در ۱۶۰ کیلومتری شرق منطقه مورد مطالعه، پاره ای از سنگهای اسپیلیتی نیز وجود دارد که به سیلورین نسبت داده شده است. سنگهای بازیک منسوب به کربونیفر در قزوین- رشت و پاره ای از سنگهای بازیک غیر دگرگونه پرمین در مناطق آمل، قزوین و رشت وجود دارد. سنگهای نیمه عمیق عمدتاً به صورت دایکهای طویل در درون سازند مبارک، دیابازهای سبز تیره که در زون شه میرزاد و خطیر کوه برونزد داشته و در درون سازندهای باروت، زاگون، لالون و مبارک پراکندگی دارند، مشاهده می شوند. سنگهای نفوذی هم با ترکیب حدواسط تا بازیک در زون خطیر کوه نفوذ کرده اند و عمدتاً دیوریتی اند و سنی معادل پرمین یا کهن تر (دونین) دارند (هاشم امامی، ۱۳۷۹).

دو نوع ماگماتیسم در پالئوزوئیک وجود دارد که اولی مربوط به باز و بسته شدن پالئوتتیس (پالئوزوئیک زیرین) و دومی مربوط به باز شدن نئوتتیس (پالئوزوئیک فوقانی) است. در مقیاس جهانی یک ماگماتیسم مربوط به کوهزایی کالدونین و دیگری مربوط به کوهزایی هرسی نین می باشد.

حرکتهای زمین ساختی قابل مقایسه با فاز کوهزایی کالدونین در ابتدای پالئوزوئیک وجود داشته است. به عقیده بیشتر زمین شناسان این فاز در ایران حالت خشکی زایی داشته، اما نمونه هایی وجود دارند که می توانند شواهدی بر کوهزا بودن موضعی فاز کوهزایی کالدونین باشند.

بطور مثال در اردویسین و سیلورین ماگماتیسم شدید و وسیعی در زون ساختاری البرز و حتی ایران مرکزی وجود داشته است. وجود سنگهای آتشفشانی به سیستم های اردویسین تا سیلورین و حتی دونین به ویژه در البرز غربی در ارتباط با حرکات کالدونین البرز مربوط می باشد. با توجه به اسپیلیت های موجود در منطقه تنورود که در زیر آهکهای قرمز تریلوبیت دار اردویسین بالایی قرار دارند (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵)، همچنین با توجه به بازالتهای منطقه کلور (جنوب خلخال) و بازالتهای سازند قلی می توان این سنگها را شواهدی از بازشدگی در شمال ایران و شروع زایش

پالئوتتیس دانست. سنگهای آتشفشانی سازند های سلطان میدان و نیور، جیروود و ایلان قره ماکو و هم ارز آنها در طالش جنوبی همگی در ارتباط با فاز کالدونین بوده و حکایت از ادامه بازشدگی شمال ایران و مرحله اقیانوس زایی دارند.

پس از عملکرد این فاز در پالئوزوئیک فوقانی فاز دیگری موثر بوده که در بخش شمال شرقی ایران (همان بخش جنوبی توران) بیشتر عمل کرده است. عملکرد این فاز به صورت سینیت‌های منطقه جلفا، توده های بازیک ناحیه ماسوله و اولین گرانیته زایی منطقه مشهد قابل رویت است. حال با توجه به مطالب فوق به نظر می رسد که پیش از این و با توجه به نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) و سن توده (بعد از دونین) فاز کوهزایی موثر بر آن را به هرسی نین نسبت می دادند. اما بر اساس یافته های این تحقیق و بررسی های چینه شناسی، مطالعه توالی چینه نگاری و قرارگیری توده مورد نظر در بین توالی پالئوزوئیک زیرین به نظر می رسد که احتمالاً فاز کوهزایی کالدونین موثر بوده و با توجه به سنگهای این دوره که در نزدیکی آن هم قرار دارند دور از واقعیت نباشد.

با در نظر گرفتن شرایط بالا و محیطهای تشکیل سازندهای پالئوزوئیک زیرین این طور استنباط می شود که پیکره های این منطقه در یک محیط کششی (ریفته) به وجود آمده است. به عقیده بورک (۱۹۷۸) ریفتهای مناطقی هستند که کل ضخامت لیتوسفر آن تحت تأثیر نیروهای کششی، پاره گی و گسیختگی ایجاد شده، کاهش یافته است. معمولاً ریفتهای قاره ای واجد سنگهای آکالن تا هیپرآکالن هستند ولی حجم های کمتری از سنگهای ساب آکالن نیز دارند. معمولاً در ریفتهای قاره ای اختصاصات ژئوشیمیایی زیر دیده می شوند:

الف - آکالینیتة سنگها با گذشت زمان کاهش می یابد.

ب - با دور شدن از محور ریفته بر آکالینیتة سنگها افزوده می شود (نومن و رامبرگ، ۱۹۷۸). همچنین بر اساس مطالعات پتروژنز، سنگهای آذرین منطقه از نوع گرانیتهای نوع A درون ورقه ای و در تقسیم بندی ژئودینامیکی باربارن (۱۹۹۹) با گرانیتهای آکالن (PAG) با منشأ گوشته ای وابسته به مناطق ریفته و گنبد‌های قاره ای سازگار می باشند.

۵-۱۳- نتیجه گیری

- ۱- بر اساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نمونه های مورد مطالعه در محدوده کوارتز مونزودیوریت، کوارتز مونزونیت و مونزونیت قرار می گیرند.
- ۲- اگر چه در نقشه زمین شناسی چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر(سعیدی و اکبریور، ۱۳۷۱) سنگ میزبان این توده را سازند جیروود معرفی نموده اند و بنابراین سن آن را به دونین فوقانی نسبت داده اند اما یافته های این تحقیق بیانگر آن است که سنگ میزبان توده را دولومیت ها و آهکهای سازندهای سلطانیه و باروت تشکیل می دهند، پس سن آن قدیمی تر و احتمالاً اردوسین- سیلورین بوده است.
- ۳- با توجه به ماگماتیسم نسبتاً شدید زمان اردوسین- سیلورین البرز و ایران مرکزی انتساب سن این توده به این زمان منطقی به نظر می رسد.
- ۴- روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی نمونه های مورد مطالعه حاکی از آن است که تبلور تفریقی در تشکیل توده نفوذی تویه- دروار نقش اساسی ایفاء می کند.
- ۵- بر اساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و دیاگرامهای ژئوشیمیایی حاکی از منشأ آذرین (I) این سنگها و تشکیل آنها از ذوب بخشی یک گوشته غنی شده در محیط درون قاره ای (WPG) است.
- ۶- بررسی نمودارهای عنکبوتی چند عنصری نشان می دهد که توده مورد مطالعه با گرانیتوئیدهایی در جهان مانند زامبیا، نامیبیا، ریفت یمن و گرابن اسلو نروژ شباهتهای زیادی دارد و همگی عناصر از عناصر نادر خاکی سبک و عناصر ناسازگار غنی شدگی بیشتر و از عناصر نادر خاکی سنگین و عناصر سازگار غنی شدگی کمتر نشان می دهند.
- ۷- بر پایه تقسیم بندی محیطهای تکتونیکی و با توجه به دیاگرامهای موجود توده مورد نظر جزء گرانیتوئیدهای غیرکوهزایی (A) و بطور دقیق تر از نوع گرانیتوئیدهای مرتبط با ریفت قاره ای یا درون قاره ای (A₁) می باشند.
- ۸- با توجه به سن توده و در نظر گرفتن محیطهای تشکیل سازندهای پالئوزوئیک زیرین ایران اینطور استنباط می شود که توده نفوذی تویه- دروار در یک محیط کششی (ریفتی) به وجود آمده است.

۵-۱۴- پیشنهادات

- از آنجایی که سن رادیومتری این توده مشخص نیست و فقط بر اساس مشاهدات صحرایی تعیین سن شده است لذا بجاست به کمک روشهای مناسب نظیر روبیدیم- استرانسیوم سن سنجی بر روی کانیها و سنگ کل صورت گیرد.

- با توجه به پتانسیل های اقتصادی که در منطقه مورد مطالعه از نظر آهن وجود دارد پیشنهاد می گردد که کارهای اقتصادی در منطقه صورت گیرد.

فهرست منابع

الف - منابع فارسی

- آسیابانها، ع. (۱۳۷۴). بررسی میکروسکپی سنگهای آذرین و دگرگونی (ترجمه)، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره).
- آقاباتی، سید ع. (۱۳۸۳). زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- امانی هفشجانی، خ. (۱۳۷۹). بررسی پتروگرافی و پترولوژی توده های گرانیتوئیدی جنوب شرق سقز، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- امامی، م. ه. (۱۳۷۹). ماگماتیسم در ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- امیر سرداری، د. (۱۳۷۷). بررسی میکروفاسیسها و محیطهای رسوبی عضوهای ۳، ۴ و ۵ میلا در البرز شرقی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- امیدی، پ. (۱۳۸۰). تحلیل ساختاری و دینامیکی تفضیلی زونهای گسلی در حاشیه جنوبی البرز خاوری (گستره سمنان - دامغان)، پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.
- امین رسولی، ه. (۱۳۷۸). بررسی میکروفاسیسها، محیطهای رسوبی و چینه شناسی توده های شیلی و کوارتزیت رأسی سازند لالون و عضوهای ۱ و ۲ سازند میلا در البرز شرقی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- بلوریان، غ. (۱۳۷۸). مطالعه پتروگرافی و پترولوژی سازند کرج در البرز مرکزی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- بهنیا، پ. (۱۳۷۴). پتروژنز گرانیتوئیدهای منطقه قوشچی (فرایندی از متاسوماتیسم آلکان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- ترکیان، ا. (۱۳۸۰). سنگهای گرانیتوئیدی (ترجمه)، انتشارات دانشگاه بوعلی سینا همدان.
- حیدری، م. (۱۳۷۱). سیمای صنایع و معادن استان سمنان، استانداری سمنان.
- خسرو تهرانی، خ. (۱۳۶۷). چینه شناسی ایران و مقاطع تیپ تشکیلات، انتشارات دانشگاه تهران.
- درویش زاده، ع. (۱۳۷۰). زمین شناسی ایران، انتشارات ندا.

- درویش زاده، ع.؛ آسیابانها، ع. (۱۳۷۰). ماگماها و سنگهای ماگمایی (ترجمه)، انتشارات دانشگاه تهران.
- رستمی پایدار، ق. (۱۳۸۰). آنالیز رخساره، ژئوشیمی و ژنز کانسار فلئورین میلاکوه- تویه در سازند سلطانیه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
- سبزه ای، م. (۱۳۸۳). معمای توده های نفوذی گرانیتوئیدی بدون هاله های دگرگونی همبری: راه حل تکوینی. بیست و سومین گردهمایی علوم زمین.
- سعیدی، ع؛ اکبرپور، م. ر. (۱۳۷۱). نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر، سازمان زمین شناسی کشور
- شهریاری، س؛ موسوی حرمی، ر؛ رحیمی، ب. (۱۳۸۲). ساختار و تکامل ساختاری البرز در راستای مقطع دامغان- گرگان.
- صادقیان، م. (۱۳۸۳). ماگماتیسم، متالوژنی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان، پایان نامه دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.
- فتحی، ت. (۱۳۷۷). بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین شمال شرق ایران (مقاطع شاهرود، رباط قره بیل)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- قاسمی، ح. (۱۳۷۳). پترولوژی و زمین شناسی سنگهای آذرین نفوذی منطقه بوئین و میاندشت (جنوب شرق الیگودرز)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- قوچی اصل، ا. (۱۳۸۳). نهشته های طوفانی آواری و کربناته سازند جیرود در ناحیه تویه- دروار، جنوب باختر دامغان، هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- علوی نائینی، م. (۱۹۹۳). چینه شناسی پالئوزوئیک ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- کریم پور، م. ح. (۱۳۷۷). پتروگرافی سنگهای آذرین و کانسارهای ماگمایی، نشر مشهد.
- کریم زاده ثمرین، ع. (۱۳۸۱). کاربرد ژئوشیمیایی (ترجمه)، نشر دانشگاه تبریز.
- گلابتونچی، ا. (۱۳۷۵). سنگ شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای آذرین پالئوزوئیک در البرز باختری، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- لاسمی، ی. (۱۳۷۹). رخساره ها و محیطهای رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته سنگهای پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران، ناشر سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- مر، ف؛ شرفی، ع. ا. (۱۳۷۱). اصول ژئوشیمی (ترجمه)، نشر مرکز پخش کتاب امینیان.
- معین وزیری، ح. (۱۳۷۱). پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین، انتشارات دانشگاه تربیت معلم.
- معین وزیری، ح. (۱۳۷۷). دیباچه ای بر ماگماتیسم در ایران، انتشارات دانشگاه تربیت معلم.
- مهدی زاده شهری، ح. (۱۳۸۳). پترولوژی سنگهای درونزاد (ترجمه). انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ولی زاده، م. و. (۱۳۷۱). پترولوژی تجربی و تکتونیک کلی (جلد دوم: آندزیتها و گرانیتها) (ترجمه). انتشارات دانشگاه تهران.

- Abdol Rahman, A. M.,(1990). *Petrology of early – orogenic diorites, tonalities and post – orogenic trondhjemites in Nubian shield*. Journal petrology 31, 1285-1312
- Anderiva, E. D., Bougatikov, O. A. and et al.(1987). *Magmatic rocks*. Moscovanedna pub.
- Anderson, J.L., Bender, E.E.,(1989). *Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America*. Lithos 23, 19 52.
- Bailey, D.K.,(1980). *Volcanism, earth degassing and replenished lithospheric mantle*. Philos. Trans. R. Soc. London, A 297: 309-322.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P., (1985). *Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameteres*, Chem. Geol., No. 48, P. 43-55.
- Becke, F. (1908). *Uber Myrmekit*. Min. Pet. Mitt., 27, 377-90.
- Best, M .(2003). *Igneous and metamorphic petrology*. Black wcii scienceIta. pub.
- Castro, A., Movenno - Ventas, I. De La Rosa, J. D., (1991). *H - type(hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite - type classification and nomeclature*. Earth - Science Reviws. 31. 237 – 253.
- Bogaerts, M., Scaillet, B., Vander Auwera, J.,(2001). *Experimental determination of phase equilibria of the Lyngdal granodiorite(Southern Norway)*. J. Conference Abstr. 6, 770.
- Bogoch, R. Avigad, D. Weissbrod, T. (2002). *Geochemistry of quartzdiorite-granite association, Roded area, Southern Occupied Palestine*. J. African Earth sciences,35, 51-60.
- Bonin, B. (1988). *Peralkaline granites in Corsica: some petrological and geochemical constraints*. Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia et Petrologia, 43-2, 281-306.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S., Webb, P. C. (1984). *The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources*. J. Geol. Soc. Lond, 141, 413-426.
- Chappell, B W, and White, A J. R. (1974). *Two contrasting granite types*. Pacific Geology, vol. 8, 173-174.
- Clarke.D.B. (1992). *granitoid rocks*. Champan & hall.pub.
- Chappell,B.W.,White, A.J.R.(1992). *I and S-type granites in the Lachlan fold belt*. *Transaction of the royal society ofedinburgh sciences*.83.
- Chappell, B W, and White, A J. R. (2001) *Two contrasting granite types. 25 years later*. Australian Journal of Earth Sciences, Vol. 48, 489-499.
- Cheng, H., et.all., (2001). *Petrology and geochemistry of neogene continental basaltic and related rocks in Northen Taiwan(3): Alkali basalt and tholeiites from Shiting- Yinko area*. Western pacific Earth sciences Vol.1,No.1, P, 19-46

- Clemens, J. D., Holloway, J. R. and white, A. J. R.,(1986). *Origine of A- type granites: experimental constraints*. Am. Mineral., 71: 317-324.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A. J. R. (1982). *Nature and origin of A-type granites with particular refrence to southeastern Australhia*. Contrib. Mineral. Petrol. , 80: 189-200.
- Collins, L. G. (1988). *Hydrothermal differentiation, Theophrastus publications, S.A.Athens*, 382pp.
- Creaser, R.A., Price, R.C., Wormald, R.J., (1991). *A-type granites revisited: assessment of a residual-source model*. Geology 19, 163 166.
- Crispin Katongo, Friedrich Koller, Urs Kloetzli, Christian Koeberl, Francis Tembo, Bert De Waele, (2004). *Petrography, geochemistry, and geochronology of granitoid rocks in the Neoproterozoic-Paleozoic Lufilian–Zambezi belt, Zambia: Implications for tectonic setting and regional correlation*. Journal of African Earth Sciences. 40. 219-244.
- Cox, K. G.,Bell.J.D.(1989). *The interpretation of igneous rocks*.W.H. freeman and company pub.
- Dall’Agnol, R., Costi, H.T., da, S., Leite, A.A., de Magalhães, M.S., Teixeira, N.P., (1999a). *Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas*. Precambrian Res. 95, 9 39.
- De La Roche H., (1980). *A classification of volcanic and plutonic rocks usin R₁- R₂ diagrams and major element analyses- its relationships and current nomenclature*. Chem. Geol., 29, 183-210.
- Didier, J. (1973). *Granits and their enclaves*. Amesterdam: Elsevier.
- Didier, J., Duthou, J.L., (1982). *Mantel and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves*. J. Volcano1. Geotherm. Res.,14: 125-132.
- Didier, J. (1987). *Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas*. Geol. Rund sch 76, 41-50.
- Eby, G.N., (1990). *The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis*. Lithos 26, 115-134
- Eby, G.N., (1992). *Chemical subdivisions of A-type granitoids: Petrogenesis and tectonic implications*. Geology 20. 614-644.
- Emslie, R.F., Hamilton, M.A., Thiéroult, R.J., (1994). *Petrogenesis of a Mid-Proterozoic Anorthosite–Mangerite–Charnockite–Granite(AMCG) complex: isotopic and chemical evidence from the Nain plutonic suite*. J. Geol. 103, 539 558.
- Fitton, J. G. and Dunlop, H. M., (1985). *The Cameroon line, west Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt*. Earth planet. Sci. Lett, 72: 23-38.
- Floyd, P. A., Winchester, J. A.,(1975). *Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements*. Earth planet. Sci. Lett. 27, 211-218.

- Frost, C. D., Frost, B. R., Chamberlain, K. R. & Edwards, B. R. (1999). *Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman Batholith, SE Wyoming, USA: a reduced, rapakivi-type anorogenic granite*. *Journal of Petrology* 40, 1771-1802.
- Frost, P. (2001). *A geochemical classification for granitic rocks*. *Journal of Petrology*. Vol. 42. PP. 19 - 41.
- Frindt, S., Robert B. Trumbull and Rolf L. Romer (2004). *Anorogenic Gross Spitzkoppe granite stock in central western Namibia: Part I. Petrology and geochemistry*. *American Mineralogist*. V. 89, 841-865.
- Hall, A. (1987). *Igneous petrology* John Wiley sons, inc .pub.
- Harris, N.B.W., Marzouki, F.M.H. and Ali, S., (1986). *The Jabel Sayid complex, Arabian shield: geochemical constraints on the origin of peralkaline and related granites*. *J. Geol. Soc. London*, 143: 287-295.
- Hine R., Williams I. S. (1978). *Contrasts between I- and S type granitoids of the Kosciusko Batholith*. *J. geological society of Australia* 25, 219-234.
- Hyndman, D.W. (1985). *Petrology of igneous and metamorphic rocks*. Donnelly son company pub.
- Irvin, T. N., Baragar, W.R. A., (1971). *A guide to the classification of the common volcanic rocks*, *Can. Jour. Earth. Sci.*, No. 8, PP. 235 – 458.
- Ishihara. S. (1977). *The magnetite – series and ilmenite granitic rocks*. *Mining geology* 27, 293-305.
- G. Jarrar, R. J. Stern, G. Saffarini, H. Al-Zubi, (2001). *Late and Post – Orogenic Neoproterozoic intrusions of Jordan: implications for crustal growth in the northernmost segment of the East African Orogen*. *J. Precambrian Research*, 123, 295- 319.
- Loiselle, M. C. and Wones, D. R. ,(1979). *Characteristics and origin of anorogenic granites*. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 11: 468.
- Maniar, P. D. and Picooli, P. M. (1989). *Tectonic discrimination of granitoids*, *Geo. Soc. of Am. Bull.*, Vol. 101 , P. 635 – 643 .
- M.E.P.Gomes, A.M.R. Neiva, (2004). *Geochemistry Of granitoids and their minerals from Rebirdelo – Agrochao area, northern Portugal*. *Lithos*.
- Middlemost, E. A. K., (1985). *Magma and magmatic rocks, An Introduction to igneous petrology*. Longman Group U.K., PP. 73 – 86.
- M. Eyal, B. A. Litvinovsky y. Katzir, A. N. Zanzvilevich, (2004). *The pan- African high – k calc- alkaline peraluminous Elta granite from Southern Occupied Palestine: geology, geochemistry and petrogenesis*. *J. African Earth sciences*, 40, 115-136.
- Michel Bogaerts and et.al.(2004). *Petrology and geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Southern Norway) and the role of fractional crystallisation in the genesis of Proterozoic ferro-potassic A-type granites*.

- Nagudi, No, koberl, Ch., kurat, G.(2003). *Petrography and geochemistry of the singo granite, Uganda .and implications for its origin.* Journal of African earthsciences, 36 .pp.1-14 .
- Nesbitt H.W. and Young G.M., (1982). *Early priterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites.* Nature, 299, 715-717.
- N. Ilbeyli, J. A. Pearce, M. F. Thirlwall, J. G. Mitchell, (2003). *Petrogenesis of collision-related plutonics in central Anatolia, Turkey.* Lithos, 72, 163 – 182.
- Nguyen Thi Bich Thuy, Muharrem Satir, Wolfgang Sieble, Trsten Vennemann Trinh Van Long,(2003). *Geochemical and isotopic constrains on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, Southern Vietnam.* J.Asian Earth Sciences. , 23, 467 – 482.
- Ohara, M. J. , Fry, N., (2000). *Minor Phases as carriers of trace elements in non-modal crystal- liquid separation processes I: Basic relationships.* J.Petrology. vol.44.N.3.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Thindle, A. G. (1984). *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock,* Journal of Petrology, 25: 956 – 983).
- Petro, w.L., vogel, T. A.,(1979). *Major- element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries.* Chem..Geol.26, 217-235.
- Pitcher, W. S. (1983). *Granites types and tectonic environment in: Hsu, K.(Ed), mountain building process.* academic press, London, pp.19-40.
- Pitcher, W. S. (1993). *The nature and origin of granite,* Chapman Hall publications, 321 pp.
- Rashad M., H. Moufti,(2001). *Age, Geochemistry and origin of Peraluminous A-type granitoids of the Ablah-Shuwas pluton, Ablah graben, Arabian Shield.* Acta Mineralogica-Petrographica, Vol. 42, pp. 5-20.
- Rogers , F., Malaveille, J.,Leloupe,. H. (2004). *Timing of granite emplacement and cooling in the sonypan-garze fold belt(eastern Tibetan plateau) with tectonic implications.* Journal of asian earth sciences. 22.pp.465-481.
- Rollinson, H.R., (1992). *Using geochemical data: evalution, presentation, interpretation.* Longman.
- Rollinson, H.R., (1993). *A terrane interpretation of the Archaean Limpopo belt.* Geol. Mag. 130, 755 765.
- Sali Agrawal,(1995). *Discrimination between late–Orogenic, PostOrogenic and Anorogenic Granites by major elements compositions.* J. Geology, V. 103, P. 529-537

- Sehhat Koksai, Rolf. Romer(2004). *Timing of Post – collisional H- type to A- type granitic magmatism: U-Pb titanite ages from the Alpine central Anatolian granitoids(Turkey)*. J. Earth Sciences.93.
- Shand. S. J. (1949). *Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits*. Thomas Murby and Co., London, 488pp.
- Simpson, C. and Wintsch, R.P. (1989). *Evidence for deformation- induced K-feldspar replacement by myrmekite*. J. M. Geol., 7, 261-75.
- Streckeisen, A., Le Maitre, R., (1979). *A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks*. Neues Jahrb. Mineral. Abh. 136, 169 206.
- Taylor, R. P., Strong, D. F. and Fryer, B.J., (1981). *Volatile control of contrasting trace element distribution in peralkaline granitic and volcanic rocks*. Contrib. Mineral. Petrol. 77: 267-271.
- Turner, S.P., Foden, J.D., Morrison, R.S., (1992). *Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway Ridge, South Australia*. Lithos 28, 151 179.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W. (1987): *A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis*. Contrib. Mineral. Petrol., 95, 407-419.
- Whalen, J. B., Jenner, G. A., Longstaffe, F. J., Robert, F. and Gariepy, C., 1996. *Geochemical and isotopic (O,Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails igneous suite, Newfoundland Appalachians*. Jour. Petrol., 37: 6, 1463-148
- Wilson,M. (1990). *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*, unwin hyman land.pub.
- zen E-An. (1986). *Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints*. J. Petrology 27. 1095-1117.

Abstract

The studied area is located in north of Toyeh village (45 km SE of Damghan in semnan province). Its geographical coordinates are: 53° 45' to 54° longitudinal and 35° 55' to 36° 01' latitudes. From point of view, geological and structural divisions of Iran, this area is belong eastern part of central Alborz zone. This research is based on field observations, interpretation of arial photographs and analyzing of geochemical samples for major, minor and trace elements.

According to 1:100000 geological map of kiasar(Saiedi and Akbar-Pour, 1981), the emplacement age of Toyeh is upper Devonian whereas this investigation indicate that Its emplacement is older than Devonian(may be Ordovician or Sillurian), their host rocks are dolomites and limestones of Soltanieh and Baroot formations.

Based on field, petrographical and geochemical investigations, the studied rocks can be classified in the following groups: Quartezmonzodiorites, quartezmonzonites and monzonites. Granular and myrmekiteic textures are the typical textures of these rocks. Plagioclase is a common felsic mineral in all of the studied rocks. It has altered to sericite and saursorite. Alkali feldspars are perthitic orthoclase and they are altered to clay minerals. Hornbeland and biotite are ferromagnesiane minerals of the studied igneous rocks. The presence of secondary minerals such as calcite, sericite and epidote is an evidence of hydrothermal alteration. Sphen and apatite are most common accessory minerals. The abundance of aqular apatites are one of evidence of alkaline nature of magma. Variation diagrams and variation terends of major, minor, trace and rare earth elements indicate of a continuous compositional spectrum between the studied rocks of Toyeh pluton. Because alteration of plagioclase to sericite and clay minerals, most of the samples have A/CNK ratio more than 1, therefore they moved to unreal setting, and then they are plotted in peraluminous field in Shand(1949) diagram. Most of the variation trends in different variation diagrams show that the selected samples of Toyeh pluton are compatible with fractional crystallization trend. In spider diagrams, all of samples enriched in LILE and compatible elements, but they less enriched of heavy rare earth elements and compatible elements. High enrichment the samples of the elements such as Rb, Th, Ba indicate the present an under continental lithospheric plate enriched mantle as a source region for formation of magma. Lower anomalous of Ti and Nb shows that parent magma contaminated with crystal lithosphere. This is one the characteristics of continental rocks and subduction zones of continental crust. In different tectonic setting discrimination diagrams, the studied samples plot in within plate granitoids field. Also, in the petrological diagrams, all of the samples show alkaline terends. According to petrographical and geochemical evidence such as absence of muscovite and index minerals of metamorphic rocks, abundance of apatite and sphen, 52-58% SiO₂ content, low Ti content and more enrichment of LILE, the studied granitoidic rocks are from I-type granitoids. Also, by attention to low content CaO and MgO, high ratios of K/Na and Fe/Mg and enrichment of Zr, Y, Al and Ga/Al ratio, we can classify the studied granite into anorogenic(A) type granitoids. Based on the results of our research and by attention to environmental deposition of lower Paleozoic formations of Iran, Toyeh pluton is generated in relation to an extentional setting regime.

Key word: Petrology, Geochemistry, Toyeh, Iran



Shahrood University of Technology
Faculty of Earth science

Subject:

**Petrology and Geochemistry of Tuyeh- Darvar
Quartzmonzonitic intrusion Southwest of
Damghan**

By:

Alireza Khanalizadeh

Supervisor:

Dr.Habibollah Ghasemi

Advisor :

Dr. Azizollah Taheri
Dr.Mahmood Sadeghian

2005