



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم

گروه زمین‌شناسی

پایان‌نامه کارشناسی ارشد

موضوع:

پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه شهر فیروزه (غرب نیشابور) و کانه‌زایی وابسته به آنها

نگارش:

نرجس خاتون دهنوی

استاد راهنما:

دکتر حسین مهدی‌زاده شهری

اساتید مشاور:

دکتر محمود صادقیان

دکتر فرج‌الله فردوست

بهمن ۱۳۸۸

تقدیم به:

زمین‌شناسان دلسوز و فرزانه ایرانی، استادانی که آراسته به زیور

علم و اخلاق بوده و در محضر پر مهر و عظوفت‌شان،

جوانان پرشور و پرتلاش ایرانی، علم

زمین‌شناسی را برای شناخت

دقیق‌تر میهن‌شان و برای

خدمت به مردمشان

می‌آموزند.

تشکر و قدردانی

سپاس و آفرین او را که در سایه پرمهر و عنایتش قدمی هرچند کوچک، برای رسیدن به ذره‌ای از علم بیکرانش پیمودم. آری سپاس مخصوص اوست که آفریدگار عشق است و زمین. خدایی که افکار ژرفاندیش، ذات او را درک نمی‌کنند و دست غواصان دریا‌های علوم به او نخواهد رسید.

قطره دانش که بخشیدی زپیش متصل گردان به دریا‌های خویش

قطره علم است اندر جان من وارھانش از هوی وز خاک تن

سپاس آنانی را که در این راه از خرمن علم و معرفتشان خوشه‌ای چیدم. آنانی که ذکر نامشان را برای جبران محبت‌هایشان هرچند به قدر ذره‌ای باشد، بر خود لازم می‌دانم.

ابتدا از پدر و مادر مهربان و همسر گرامیم که در سخت‌ترین شرایط زندگی با تحمل مشکلات فراوان همواره مشفق من بوده‌اند و در این راه از هیچ کوششی دریغ نورزیده‌اند، صمیمانه سپاسگزارم.

از استاد بزرگوارم جناب آقای دکتر حسین مهدیزاده شهری که راهنمایی پایان‌نامه‌ام بر عهده‌شان بود، از جناب آقای دکتر محمود صادقیان به واسطه مشاوره، از جناب آقای دکتر فرج‌الله فردوست به واسطه مشاوره؛ از جناب آقای دکتر قربانی و خانم دکتر ابراهیمی که زحمت داوری پایان‌نامه را بر عهده داشتند، کمال تشکر و قدردانی را دارم.

از مدیریت محترم دانشکده علوم زمین و نماینده محترم تحصیلات تکمیلی جناب آقای دکتر کرمی و همچنین اساتید محترم گروه زمین‌شناسی، آقایان دکتر امیدی، دکتر قاسمی، دکتر کاظمی، دکتر طاهری، دکتر حافظی، مهندس حیدرنیا و خانم دکتر دهرآزما تشکر می‌نمایم.

از جناب آقای مهندس میرباقری مسئول محترم آزمایشگاه اپتیک، از جناب آقای مهندس خانعلی‌زاده مسئول محترم کارگاه سنگ، از خانم فارسی و خانم سعیدی کارکنان محترم گروه زمین‌شناسی قدردانی می‌نمایم.

از تمامی دوستان خانم‌ها: شهری، رضوی، کلانتریان، عابدی، موسوی، اله‌یاری، گوانجی، جمشیدی، بلاغی، پرورش و آقایان: خدابخشی، ثوابی، صادقی، خواجه‌زاده و تنها به خاطر کمک‌ها و محبت‌هایشان صمیمانه تشکر می‌نمایم.

از جناب آقای مهندس مافی کارشناس محترم معدن فیروزه، کمال تشکر را دارم.

همچنین از مدیریت محترم پژوهشسرای نیشابور جناب آقای مهندس نوری‌زاده و کارکنان محترم آن و آقای مهندس ابراهیمی کارشناس محترم سازمان صنایع و معادن نیشابور تشکر و قدردانی می‌نمایم. و در نهایت از تمام کسانی که به نحوی در تدوین این پایان‌نامه کمک کرده‌اند و نام آن‌ها از قلم افتاده است تشکر می‌نمایم.

"گاه زخمی که به پا داشته‌ام، زیر و

بم‌های زمین را به من آموخته است."

سهراب سپهری

نرجس خاتون دهنوی

بهمن ۱۳۸۸

چکیده

منطقه مورد مطالعه (شهر فیروزه) در ۲۰ کیلومتری غرب نیشابور و در شمال غرب شهر فیروزه واقع شده است. این منطقه بخشی از حاشیه شمالی زون ایران مرکزی است. در این منطقه سنگ‌هایی با ماهیت آتشفشانی نیمه‌عمیق رخنمون دارند که دارای طیف ترکیبی آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و ریولیت هستند. این سنگ‌ها به شکل دایک، استوک و گنبد‌های کوچک با روندی شمال غرب- جنوب شرق رخنمون دارند. سنگ‌های رسوبی- آتشفشانی و آتشفشانی پالئوسن- ائوسن میزبان سنگ‌های مذکور هستند. در بین سنگ‌های رسوبی- آتشفشانی، میان لایه‌هایی از آهک‌های نومولیت‌دار مشاهده می‌شود که مبین سن ائوسن میانی تا فوقانی برای بخشی از سنگ‌های میزبان می‌باشد. با توجه به مشاهدات صحرایی سنگ‌های جوان‌تر از الیگوسن (کنگسومرای پلیوسن) در محدوده مورد مطالعه توسط سنگ‌های آذرین مورد نظر قطع نشده‌اند. این سنگ‌ها بخشی از فعالیت ماگمایی بعد از ائوسن هستند که رخنمون‌هایی از آن‌ها از شمال سبزوار تا جنوب قوچان- اسفراین قابل مشاهده است. مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها عمدتاً از پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، کوارتز و از کانی‌های فرعی آپاتیت، مگنتیت، زیرکن و اسفن تشکیل شده‌اند. بافت‌های پورفیری و گلومروپورفیری از جمله بافت‌های شاخص این سنگ‌ها است. پدیده اوپک‌زایی در حاشیه هورنبلند‌های قهوه‌ای و بیوتیت‌های قهوه‌ای به وضوح مشاهده می‌شود. تبدیل‌شدگی کانی‌های فرومنیزین به کلریت، اسفن و اکسیدهای آهن از دیگر پدیده‌های بارز سنگ‌های مورد مطالعه است. بر اساس دیاگرام‌های ترسیم شده برای نامگذاری سنگ‌های آذرین بیرونی، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌های ترکیبی آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و ریولیت قرار می‌گیرند. این امر مؤید مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی (پتروگرافی) است. سنگ‌های مورد مطالعه دارای ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم متوسط و متالومین می‌باشند. در نمودارهای ژئوشیمیایی (دو متغیره اکسید- اکسید یا عناصر فرعی و کمیاب در مقابل یکدیگر و یا در مقابل اکسیدها)، سنگ‌های مورد مطالعه روند تقریباً خطی نشان می‌دهند که مبین تبلور تفریقی است. همچنین با توجه به نمودار AFC، این سنگ‌ها علاوه بر تبلور تفریقی

متحمل آرایش و هضم شده‌اند. البته آنکلاوهایی از سنگ‌های میزبان (توف ماسه‌سنگی و توف شیلی) آرایش ماگمای مورد نظر را تأیید می‌کند. در ضمن حضور آنکلاوه‌های میکروگرانولار مافیک مؤید اختلاط ماگمایی صورت گرفته در طی تحول ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه است. الگوی عناصر خاکی کمیاب و نمودارهای عنکبوتی نیز موارد مطرح شده را تأیید می‌کند. آنومالی منفی Ti, Nb و آنومالی مثبت Sr و Pb در نمودارهای عنکبوتی، الگوهای تفریق یافته LREE/HREE و LILE/HFSE بیانگر تحول یافتگی از طریق تبلور تفریقی است. بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد نظر و مقایسه آن‌ها با آداکیت‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد مطالعه شباهت‌های زیادی با آداکیت‌های واقعی دارند و در زمره آداکیت‌های غنی از سیلیس قرار می‌گیرند. با توجه به نمودارهای ژئوشیمیایی و پترولوژیکی سنگ‌های مورد مطالعه حاصل ۱۰ تا ۲۰ درصد ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی داغ و جوان فرورونده اقیانوسی سبزوار هستند که تا حد رخساره گارنت آمفیبولیت دگرگون شده است. ماگمای حاصله سپس به ترازهای بالایی پوسته قاره‌ای صعود نموده و به شکل دایک استوک و گنبد جایگزین شده است.

کلمات کلیدی: سنگ‌های آذرین نفوذی- نیمه‌عمیق، ژئوشیمیایی، آداکیت، پتروژنز، شهر فیروزه، نیشابور.

لیست مقالات استخراج شده از این پایان نامه عبارتند از:

- ۱- پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های ساب‌ولکانیک شهر فیروزه (بزغان) در غرب نیشابور- دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران اهواز, ۱۳۸۷
- ۲- پتروگرافی و پتروژنز دایک‌های حدواسط- اسیدی شهر فیروزه (بزغان) در غرب نیشابور- هفدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران دانشگاه بوعلی سینا همدان- مرداد ۸۸ - ۱۰۳- ۹۸,
- ۳- گزارشی از آداکیت‌های شهر فیروزه (بزغان) در غرب نیشابور- سومین همایش تخصصی زمین-شناسی دانشگاه پیام نور- اصفهان آبان ۸۸.

فهرست مطالب

صفحه

تشکر و قدردانی	ث
اقرارنامه و واگذاری حقوق	ج
چکیده	چ
لیست مقالات مستخرج از پایان نامه	خ
فهرست مطالب	د
فهرست اشکال و تابلوها	ش
فهرست جداول	غ

فصل اول - کلیات

۱-۱- مقدمه	۲
۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی	۲
۳-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی	۲
۴-۱- توپوگرافی منطقه	۳
۵-۱- مطالعات قبلی	۴
۶-۱- هدف کلی از مطالعه	۷
۷-۱- روش‌های مطالعاتی	۸

فصل دوم- زمین‌شناسی عمومی منطقه

۱-۲- مقدمه	۱۱
۲-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه	۱۱
۳-۲- واحدهای سنگی منطقه	۱۷
۱-۳-۲- مجموعه پالتوسن - ائوسن زیرین	۱۷
الف- کنگلومرای پالتوسن - ائوسن زیرین (PEC)	۱۷
ب- مجموعه آواری و کربناته ائوسن زیرین (ESc)	۱۸
۲-۳-۲- مجموعه آتشفشانی ائوسن (Ev)	۱۸
۳-۳-۲- واحد کنگلومرای ائوسن (Ec)	۲۰
۴-۳-۲- مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن (واحد آهکی و مارنی ائوسن (Em1))	۲۴
۵-۳-۲- کنگلومرا و سنگ ماسه الیگوسن (Ocs)	۲۷
۶-۳-۲- کنگلومرای پلیوکواترنر (PIQc)	۲۸
۷-۳-۲- نهشته‌های کواترنر (Qal- Qt2- Qt1)	۲۸

۲۹	۸-۳-۲- سنگ‌های نیمه‌عمیق.....
۳۰	الف- ریولیت‌ها.....
۳۱	ب- داسیت‌ها.....
۳۱	پ- تراکی‌آندزیت‌ها.....
۳۲	ت- آنکلاوها.....
۳۶	۲- ۴- تشکیل دایک‌ها.....
۳۷	۲-۵- زمین‌شناسی ساختمانی.....
۳۸	۲-۵-۱- گسل‌ها.....
۳۹	الف- گسل راندگی آبقوی (گسل شمال نیشابور).....
۳۹	ب- گسل راندگی نیشابور.....
۳۹	پ- گسل امتدادلغز ماروس.....
۳۹	ت- زون گسله احمدجامی.....
۴۰	ج- گسل امیرآباد.....

فصل سوم - پتروگرافی

۴۴	۳-۱- مقدمه.....
۴۴	۳-۲- ویژگی‌های پتروگرافی سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق.....
۴۴	۳-۲-۱- ریولیت‌ها.....
۴۶	الف- کانی‌های اصلی.....
۴۷	ب- کانی‌های فرعی.....
۴۸	پ- کانی‌های ثانویه.....
۵۱	۳-۲-۲- داسیت‌ها.....
۵۲	الف: کانی‌های اصلی.....
۵۶	ب- کانی‌های فرعی.....
۵۶	پ- کانی‌های ثانویه.....
۶۳	۳-۲-۳- تراکی‌آندزیت.....
۶۴	الف- کانی‌های اصلی.....
۶۵	ب- کانی‌های فرعی.....
۶۵	پ- کانی‌های ثانویه.....
۶۹	۳-۲-۴- آندزیت (آنکلاوهای مافیک).....
۷۰	۳-۳- ترتیب تبلور سنگ‌های نیمه‌عمیق شهر فیروزه.....
۷۲	۳-۴- نتیجه‌گیری.....

فصل چهارم - ژئوشیمی

- ۷۶ ۱-۴ - مقدمه
- ۷۷ ۲-۴ - منابع بروز خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها
- ۷۷ ۳-۴ - آماده‌سازی و تصحیح نتایج آنالیز شیمیایی
- ۷۸ ۱-۳-۴ - تصحیح مربوط به حذف مواد فرآر (L.O.I)
- ۷۹ ۲-۳-۴ - تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO
- ۸۳ ۴-۴ - کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها در رده‌بندی و نامگذاری آن‌ها
- ۸۳ ۱-۴-۴ - طبقه‌بندی نورماتیو
- ۸۴ ۲-۴-۴ - طبقه‌بندی شیمیایی
- ۸۵ الف - نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)
- ۸۵ ب - نمودار SiO_2 در مقابل Zr/TiO_2 (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷)
- ۸۵ پ - نمودار R1-R2 دو لاروش و همکاران (۱۹۸۰)
- ۸۶ ت - نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (TAS) از لو متر و همکاران (۱۹۸۹)
- ۸۸ ۵-۴ - بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی به کمک نمودارهای تغییرات
- ۸۹ ۱-۵-۴ - نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)
- ۹۳ ۲-۶-۴ - نمودارهای تغییرات برخی عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (نمودار هارکر)
- ۹۴ ۳-۶-۴ - نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی - ضریب تفریق (D.I.) (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)
- ۹۵ ۴-۶-۴ - نمودار تغییرات برخی عناصر کمیاب - ضریب تفریق (D.I.) (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)
- ۹۷ ۵-۶-۴ - نمودارهای شاخص انجماد
- ۹۸ ۶-۶-۴ - نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب
- ۱۰۱ ۷-۴ - تعیین سری ماگمایی
- ۱۰۳ ۸-۴ - نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب
- ۱۰۳ ۱-۸-۴ - نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE)
- ۱۰۶ ۲-۸-۴ - نمودار عنکبوتی چند عنصری
- ۱۰۶ الف) نمودار عنکبوتی چند عنصری به هنجار شده نسبت به کندریت
- ۱۰۸ ب) نمودار عنکبوتی چند عنصری به هنجار شده نسبت به MORB
- ۱۰۹ پ) نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)
- ۱۱۰ ۹-۴ - بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص سنگ‌های نیمه‌عمیق شهر فیروزه
- ۱۱۷ ۱-۹-۴ - تقسیم‌بندی آداکیت‌ها
- ۱۱۸ الف - آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA)

- ب- آداکیت‌های سیلیس پایین (LSA) ۱۱۸
- ۲-۹-۴- نمودارهای متمایزکننده آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) و سیلیس پایین (LSA) ۱۱۸
- ۱۰-۴- نتیجه‌گیری ۱۲۰

فصل پنجم - پتروژنز

- ۱-۵- مقدمه ۱۲۵
- ۲-۵- جایگاه تکتونیکی آداکیت‌های شهر فیروزه ۱۲۶
- الف) نمودارهای تمایزی Nb-Y و Rb- Y+Nb (پیپرس و همکاران، ۱۹۸۴) ۱۲۶
- ب) نمودار تکتونیکی دو متغیره Ti (ppm) در مقابل Zr (پیپرس و کان، ۱۹۷۳) ۱۲۶
- پ) نمودار تمایزی La/Yb- Sc/Ni برای آندزیت‌ها (از بیلی، ۱۹۸۱) ۱۲۷
- ۳-۵- مدل‌های پیشنهادی برای پتروژنز سنگ‌های آداکیتی و خصوصیات محل منشأ آداکیت‌های منطقه ۱۲۸
- ۴-۵- الگوی نکتونوماگمایی تشکیل آداکیت‌های منطقه ۱۳۹
- ۵-۵- بررسی نقش هضم، آلیش و تفریق ماگمایی در تحول توده‌های نیمه‌عمیق شهر فیروزه ۱۴۱
- ۶-۵- مدل پتروژنتیکی پتروژنز آداکیت‌های مورد مطالعه ۱۴۲
- ۷-۵- بررسی جایگاه تکتونیکی آداکیت‌ها ۱۴۴
- ۸-۵- نتیجه‌گیری ۱۵۳

فصل ششم - دگرسانی و آلتراسیون

- ۱-۶- مقدمه ۱۵۵
- ۲-۶- آلتراسیون‌ها ۱۵۵
- ۱-۲-۶- کلریتی شدن ۱۵۵
- ۲-۲-۶- اپیدوتی شدن ۱۵۶
- ۳-۲-۶- آرژیلیکی شدن ۱۵۷
- ۴-۲-۶- سیلیسی شدن ۱۵۷
- ۳-۶- توان اقتصادی ۱۵۹
- ۱-۳-۶- اندیس‌های معدنی ۱۵۹
- الف- اندیس باریت سلیمانی ۱۶۰
- ب- اندیس مس شرق روستای سلیمانی ۱۶۱
- پ- اندیس مس مسکانلی ۱۶۱

فصل هفتم - نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۱۶۳ ۱-۷- نتیجه گیری

۱۶۴ ۲-۷- پیشنهادات

۱۶۵ منابع

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه ۳
- شکل ۱-۲- نمایی کلی از منطقه مورد مطالعه ۴
- شکل ۱-۳- نمایی از گنبدها و دایک‌های نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه ۴
- شکل ۱-۴- نقشه سه بعدی از منطقه مورد مطالعه ۹
- شکل ۱-۵- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه؛ ایستگاه‌های نمونه برداری و ایستگاه‌های ۹
- شکل ۱-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰۰ زون‌های ساختمانی ۱۲
- شکل ۲-۲- عکس ماهواره‌ای Landsat و بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور و ۱۵
- شکل ۲-۳- نقشه زمین شناسی بازسازی شده منطقه مورد مطالعه ۱۶
- شکل ۲-۴- تصویری از قطعه چند دسی متری کوارتزیت در کنگلومرای پالئوسن ۲۱
- شکل ۲-۵- تصویری از پرشدگی شکستگی‌ها با کلسیت در کنگلومرای پالئوسن ۲۱
- شکل ۲-۶- تصویری از کنتاکت گسلی (گسل امیرآباد) بین کنگلومرای پالئوسن و بخش شیل ۲۱
- شکل ۲-۷- تصویری از تناوب کوارتز آنارایت گلوکونیت دار و کنگلومرای ریزدانه مجموعه آواری ۲۱
- شکل ۲-۸- تصویری از کنتاکت بین توف خاکستری در زیر و آگلومرا در بالا ۲۱
- شکل ۲-۹- تصویر موقعیت لایه نومولیتی بین آگلومرا در زیر و گدازه بازالت دریایی در ۲۱
- شکل ۲-۱۰- شکل فسیل‌های مرجان، استرا، جلبک بریوزوئر و مقطع استوایی نومولیت ۲۲
- شکل ۲-۱۱- شکل فسیل‌های نومولیت گونه‌های *Nommulites Sp*، *Fabioni* و *Assilina* در لایه آهکی فسیل دار ۲۲
- شکل ۲-۱۲- تصویری از بازالت‌های زیر دریایی به رنگ تیره و آگلومرا ۲۲
- شکل ۲-۱۳- شکل آگلومرا مربوط به واحد آتشفشانی ائوسن ۲۲
- شکل ۲-۱۴- تصویری میکروسکوپی از قطعات آندزیت و بازالت در آگلومرای تصویر قبل ۲۲
- شکل ۲-۱۵- تصویر اپیدوتی شدن قطعات آگلومرا بر اثر نفوذ دایک داسیتی ۲۲
- شکل ۲-۱۶- تصویر توف آندزیتی و آندزیت به رنگ خاکستری و قرمز ۲۳
- شکل ۲-۱۷- شکل موقعیت سنگ‌های آندزیتی واحد آتشفشانی ائوسن ۲۳
- شکل ۲-۱۸- تصویری از حضور مالاکیت در سنگ‌های آندزیتی واحد آتشفشانی ائوسن ۲۳
- شکل ۲-۱۹- در این شکل تناوبی از کنگلومرا و لایه‌های مارنی حاوی رگه‌های باریتین ۲۳
- شکل ۲-۲۰- تصویر قطعات تشکیل دهنده کنگلومرای ائوسن که ۲۳
- شکل ۲-۲۱- تصویری از بخش‌های سنگی مختلف واحد آتشفشانی - رسوبی ائوسن ۲۶
- شکل ۲-۲۲- شکل تناوب شیل و مارن‌های چین خوده ۲۶
- شکل ۲-۲۳- تصویری از لایه‌های افقی آهک و مارن واحد آتشفشانی - رسوبی ائوسن ۲۶

- شکل ۲-۲۴- تصویر از شیل و توف‌های شیلی ۲۶
- شکل ۲-۲۵- تصویر از پورفیرهای پلاژیوکلاز در گدازه آندزیتی واحد آتشفشانی- رسوبی ائوسن ۲۶
- شکل ۲-۲۶- تصویر برشی شدن گدازه آندزیتی دیده می‌شود ۲۶
- شکل ۲-۲۷- تصویر اپیدوت‌زایی در درزه‌های پر مانند گدازه‌های آندزیتی ۲۷
- شکل ۲-۲۸- شکل قطعه سنگ بازالتی را در لیتیک پومیس توف ۲۷
- شکل ۲-۲۹- تصویر از کنتاکت موازی بین پومیس توف و ماسه‌سنگ توف ۲۷
- شکل ۲-۳۰- شکل کنگلومرا و سنگ ماسه الیگوسن (Ocs)، واحد کنگلومرای پلیوسن (PIQc) و آبرفت‌های کواترنر ۲۸
- شکل ۲-۳۱- تصویر آبرفتی قدیمی (Qt1) بر روی واحد قدیمی‌تر آگلومرای ائوسن نشسته است ۲۸
- شکل ۲-۳۲- شکل مارن‌های رنگارنگ کواترنر ۲۹
- شکل ۲-۳۳- تصویر رسوبات پادگانه‌های آبرفتی و سیلابی رودخانه‌ای ۲۹
- شکل ۲-۳۴- نمایی از نفوذ دایک‌ها و گنبدها در شیل‌ها و توف‌های شیلی ۳۳
- شکل ۲-۳۵- تصویر از ضخیم شدن دایک‌ها ۳۳
- شکل ۲-۳۶- تصویر از سه سری سیستم درزه در دایک‌های ریولیتی ۳۳
- شکل ۲-۳۷- شکل نفوذ دایک‌های ریولیتی از داخل زون گسله احمدجامی ۳۳
- شکل ۲-۳۸- تصویر از ساخت‌های ستونی در دایک‌های ریولیتی ۳۳
- شکل ۲-۳۹- تصویر از بافت گلوومروپورفیری حاصل تجمع هورنبلند سبز در سنگ ریولیتی ۳۳
- شکل ۲-۴۰- تصویر از نفوذ دو سری دایک داسیتی در واحد کنگلومرای پالئوسن ۳۴
- شکل ۲-۴۱- نفوذ دایک داسیتی در سنگ‌های آندزیتی- توفی واحد آتشفشانی ائوسن ۳۴
- شکل ۲-۴۲- تصویر از مجموعه آواری و کربناته ائوسن زیرین و آگلومرا ۳۴
- شکل ۲-۴۳- تصویر از آنکلاو دیوریتی در داسیت‌ها ۳۴
- شکل ۲-۴۴- آنکلاو شیلی در دایک داسیتی که کلریتی شده ۳۴
- شکل ۲-۴۵- تصویر تأثیر نفوذ دایک داسیتی به صورت اپیدوت‌زایی و تغییر رنگ هم در دایک داسیتی و هم در سنگ میزبان ۳۴
- شکل ۲-۴۶- تصویر بلور درشت هورنبلند سبز ۳۵
- شکل ۲-۴۷- تصویر از تراکی آندزیت خاکستری تیره رنگ به همراه بافت پورفیروئیدی و ۳۵
- شکل ۲-۴۸- تصویر تراکی آندزیت قهوه‌ای رنگ ۳۵
- شکل ۲-۴۹- تصویر از گنبدهای تراکی آندزیتی تزریق شده در شیل‌های ۳۵
- شکل ۲-۵۰- تصویر رگه‌های سیدریت در گنبدهای تراکی آندزیتی آرژیلیتی شده ۳۵
- شکل ۲-۵۱- تصویر از فرسایش تافونی به دلیل دگرسانی آرژیلیتی ۳۵
- شکل ۲-۵۲- تصویر از حاشیه واکنشی بین آنکلاو میکروگرانولار مافیک دیوریتی و ۳۶
- شکل ۲-۵۳- تصویر از امتداد شمال- جنوب گدازه‌های بازالتی ۳۷
- شکل ۲-۵۴- عکس امتداد گدازه بازالتی ۳۷

- شکل ۲-۵۵- نقشه گسل‌ها که با استفاده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ۴۱
- شکل ۲-۵۶- تصویری از برش گسلی در امتداد گسل و سطح گسل ۴۲
- شکل ۲-۵۷- شکل گسل راندگی نیشابور ۴۲
- شکل ۲-۵۸- شکل گسل عادی چپ‌بر احمدجامی ۴۲
- شکل ۳-۱- تصویری از ساخت میکروگرانولار پورفیری در ریولیت‌ها ۴۹
- شکل ۳-۲- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بافت گلومروپورفیری حاصل ۴۹
- شکل ۳-۳- تصویر میکروسکوپی بافت گلومروپورفیری حاصل اجتماع هورنبلند سبز ۴۹
- شکل ۳-۴- تصویر میکروسکوپی بافت گلومروپورفیری حاصل اجتماع کانی‌های پلاژیوکلاز ۴۹
- شکل ۳-۵- تصویر میکروسکوپی از آنکلاو توفی در ریولیت ۴۹
- شکل ۳-۶- تصویر میکروسکوپی از کانی‌های کوارتز، هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز در ۴۹
- شکل ۳-۷- تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلاز در ریولیت با تیغه‌های نازک ۵۰
- شکل ۳-۸- تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلاز دارای خلیج خوردگی ۵۰
- شکل ۳-۹- تصویر میکروسکوپی از تجزیه بلور پلاژیوکلاز به کانی‌های سریسیت و ۵۰
- شکل ۳-۱۰- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده خوردگی پیشرفته در بلور هورنبلند سبز ۵۰
- شکل ۳-۱۱- تصویر میکروسکوپی از بلور خودشکل هورنبلند سبز که دارای حاشیه سوخته ۵۰
- شکل ۳-۱۲- تصویری از بافت پورفیری در ریولیت‌ها به همراه مقطع عرضی از ۵۰
- شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی از دگرسانی هورنبلند سبز به به کلسیت، کلریت و اسفن ۵۱
- شکل ۳-۱۴- تصویر میکروسکوپی از فنوکریست سانیدین حاوی ادخال آپاتیت که ۵۱
- شکل ۳-۱۵- تصویر میکروسکوپی از بلور سانیدین که هورنبلند سبز به صورت ادخال ۵۱
- شکل ۳-۱۶- تصویر میکروسکوپی سانیدین دارای خوردگی خلیجی شکل ۵۱
- شکل ۳-۱۷- تصویر میکروسکوپی از آپاتیت سوزنی، پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز در نمونه ریولیتی ۵۱
- شکل ۳-۱۸- بلور خودشکل سانیدین که به کانی رسی تجزیه شده است ۵۱
- شکل ۳-۱۹- تصویری از نمونه داسیتی به رنگ خاکستری روشن دارای بافت پورفیری ۵۸
- شکل ۳-۲۰- تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری در داسیت‌ها به همراه ۵۸
- شکل ۳-۲۱- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده خوردگی پیشرفته پورفیرهای هورنبلند سبز و ۵۸
- شکل ۳-۲۲- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بافت پورفیری و بافت جریان ۵۸
- شکل ۳-۲۳- تصویر میکروسکوپی از بافت گلومروپورفیری حاصل اجتماع پورفیرهای پلاژیوکلاز ۵۸
- شکل ۳-۲۴- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بافت پورفیری در داسیت‌ها. همان‌طور که ۵۸
- شکل ۳-۲۵- تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی ترکیبی و ۵۹
- شکل ۳-۲۶- تصویر میکروسکوپی حضور اپیدوت و کلریت در پلاژیوکلاز ۵۹
- شکل ۳-۲۷- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده تبدیل پلاژیوکلاز به کانی رسی (داموریت) ۵۹
- شکل ۳-۲۸- تصویر میکروسکوپی از حضور ادخال‌های هورنبلند بر روی پورفیر پلاژیوکلاز ۵۹
- شکل ۳-۲۹- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بافت غربالی (آپاتیت و مگنتیت) در پلاژیوکلاز ۵۹

- شکل ۳-۳۰- تصویر میکروسکوپی از کوارتز خلیجی در داسیت‌ها ۵۹
- شکل ۳-۳۱- تصویر میکروسکوپی از پورفیرهای کوارتز خلیجی، هورنبلند سبز دارای خوردگی و ۶۰
- شکل ۳-۳۲- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت پورفیری و جریان‌ها در داسیت‌ها ۶۰
- شکل ۳-۳۳- تصویر میکروسکوپی از داسیت که حاوی اکسی هورنبلند، ۶۰
- شکل ۳-۳۴- تصویر میکروسکوپی از مقطع عرضی هورنبلند سبز که ادخال‌هایی از ۶۰
- شکل ۳-۳۵- تصویر میکروسکوپی از مقطع عرضی هورنبلند که ۶۰
- شکل ۳-۳۶- تصویر میکروسکوپی از مقطع عرضی شش گوش هورنبلند سبز ۶۰
- شکل ۳-۳۷- تصویر میکروسکوپی پورفیر بیوتیت در نمونه داسیتی ۶۱
- شکل ۳-۳۸- تصویر میکروسکوپی از بیوتیت که از حاشیه به کلریت و ۶۱
- شکل ۳-۳۹- تصویر میکروسکوپی از اسفن و زیرکن که به صورت ادخال در هورنبلند ۶۱
- شکل ۳-۴۰- تصویر میکروسکوپی از زیرکن، کلریت، کلسیت و ۶۱
- شکل ۳-۴۱- تصویر میکروسکوپی از تجمع کانی‌های اوپک، آپاتیت و تیتانومگنتیت در داسیت ۶۱
- شکل ۳-۴۲- تصویر میکروسکوپی از پورفیر خودشکل پلاژیوکلاز ۶۱
- شکل ۳-۴۳- تصویر میکروسکوپی از اپیدوت‌زایی و کلریت‌زایی به همراه کلسیت در هورنبلند ۶۲
- شکل ۳-۴۴- تصویر میکروسکوپی از اپیدوت‌زایی گسترده در داسیت‌ها ۶۲
- شکل ۳-۴۵- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بیوتیت‌زایی در هورنبلند سبز نمونه داسیتی ۶۲
- شکل ۳-۴۶- تصویر میکروسکوپی از بیوتیت تجزیه شده به مسکوویت آپاتیت و اکسید آهن ۶۲
- شکل ۳-۴۷- تصویر میکروسکوپی از پر شدگی قالب هورنبلند دگرسان شده از کوارتز ۶۲
- شکل ۳-۴۸- تصویر میکروسکوپی از سیلیس‌زایی در داسیت ۶۲
- شکل ۳-۴۹- تصویری از نمونه تراکی‌اندزیت به رنگ خاکستری تیره که حاوی ۶۷
- شکل ۳-۵۰- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت پورفیری به همراه پورفیر خودشکل ۶۷
- شکل ۳-۵۱- تصویر میکروسکوپی پورفیر پلاژیوکلاز دارای خوردگی که مرکز بلور به ۶۷
- شکل ۳-۵۲- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت پورفیری به همراه مقطع طولی و عرضی ۶۷
- شکل ۳-۵۳- تصویر میکروسکوپی از تجزیه هورنبلند سبز به کلریت، کلسیت و اپیدوت ۶۷
- شکل ۳-۵۴- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده سانیدین دارای ماکل کارسباد که به ۶۷
- شکل ۳-۵۵- تصویر میکروسکوپی کوارتز خلیجی و حاشیه گرد شده ۶۸
- شکل ۳-۵۶- تصویر میکروسکوپی پدیده دوتریفیکاسیون و رشد ۶۸
- شکل ۳-۵۷- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده آپاتیت کاملاً خودشکل بر روی پلاژیوکلاز ۶۸
- شکل ۳-۵۸- تصویر میکروسکوپی از دگرسانی پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی و هورنبلند به ۶۸
- شکل ۳-۵۹- تصویر میکروسکوپی از بلور شکل دار پلاژیوکلاز با ماکل پلی سینتتیک که ۶۸
- شکل ۳-۶۰- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده اپیدوت شعاعی ۶۸
- شکل ۳-۶۱- تصویر میکروسکوپی از کلسیت و کوارتز که حفرات ۶۹
- شکل ۳-۶۲- تصویر میکروسکوپی آنالسیم در تراکی‌اندزیت که حفرات را پر کرده است ۶۹

- شکل ۳-۶۳- تصویر میکروسکوپی از آنکلاو میکروگرانولار مافیک دیوریتی در نمونه داسیتی ۷۰
- شکل ۳-۶۴- تصویری از حاشیه واکنشی بین آنکلاو دیوریتی با بافت گرانولار و سنگ میزبان ۷۰
- شکل ۳-۶۵- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت میکروگرانولار در آنکلاو ۷۰
- شکل ۳-۶۶- تصویر میکروسکوپی از آپاتیت خرد شده و ۷۰
- شکل ۳-۶۷- ترتیب تبلور کانی‌ها در ریولیت‌ها، داسیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها ۷۱
- شکل ۴-۱- نمودار $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (لو متر، ۱۹۷۶) که در آن ۷۹
- شکل ۴-۲- رده‌بندی سنگ‌های نیمه‌عمیق مورد مطالعه با استفاده از ترکیبات نورماتیو ۸۴
- شکل ۴-۳- الف) نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی TAS (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) و ۸۶
- شکل ۴-۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷) ۸۷
- شکل ۴-۵- نمودار رده‌بندی دو لاروش و همکاران (۱۹۸۰) ۸۷
- شکل ۴-۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی TAS از لو متر و همکاران (۱۹۸۹) ۸۸
- شکل ۴-۷- نمودارهای هارکر تغییرات اکسید عناصر اصلی در برابر SiO_2 ۹۲
- شکل ۴-۸- نمودار هارکر تغییرات عناصر کمیاب در مقابل درصد SiO_2 ۹۴
- شکل ۴-۹- نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه در مقابل اندیس تفریق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰) ۹۶
- شکل ۴-۱۰- نمودار عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق تورنتن و تاتل (۱۹۶۰)، و موقعیت نمونه‌ها بر روی آن ۹۷
- شکل ۴-۱۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه در برابر اندیس انجماد (کونو، ۱۹۶۰) ۹۸
- شکل ۴-۱۲- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و سازگار - ناسازگار ۱۰۰
- شکل ۴-۱۳- نمودارهای نسبت- نسبت عناصر ناسازگار و موقعیت نمونه‌های منطقه که پیوستگی و ارتباط ژنتیکی بین آن‌ها مشاهده می‌شود ۱۰۰
- شکل ۴-۱۴- نمودار $\text{Zr}/\text{Sm}-\text{SiO}_2$ وانگ و همکاران (۲۰۰۸) که روند تبلور تفریقی را در نمونه‌های شهر فیروزه به دلیل تفریق هورنبلند از تراکی‌آندزیت‌ها به طرف ریولیت‌ها نشان می‌دهد ۱۰۱
- شکل ۴-۱۵- نمودار $\text{La}/\text{Sm}-\text{La}$ از ژانگ و همکاران (۲۰۰۷) ۱۰۱
- شکل ۴-۱۶- نمودار AFM ابروین و باراگار (۱۹۷۱) ۱۰۲
- شکل ۴-۱۷- نمودار درصد وزنی K_2O در مقابل SiO_2 (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶) و ۱۰۲
- شکل ۴-۱۸- نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شانده، ۱۹۴۳) و ۱۰۲
- شکل ۴-۱۹- نمودار درصد وزنی K_2O در مقابل SiO_2 (رولینسون، ۱۹۹۳) و ۱۰۲

- شکل ۴-۲۰- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده به مقادیر کندریتی (ناکامورا، ۱۹۷۴) ۱۰۵
- شکل ۴-۲۱- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به متئوریت کندریتی تامپسون (۱۹۸۲) ۱۰۵
- شکل ۴-۲۲- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به مورب (پیرس، ۱۹۸۳) ۱۰۶
- شکل ۴-۲۳- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه و قدیمی (سان و... ۱۰۶
- شکل ۴-۲۴- نمودار Sr/Y-Y (ون و همکاران، ۲۰۰۸) و ۱۱۶
- شکل ۴-۲۵- نمودارهای تمایزی آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) و ۱۱۹
- شکل ۴-۲۶- الف) نمودار Sr/Y در برابر Y و ب) نمودار La/Yb در مقابل Yb ۱۲۰
- شکل ۵-۱- نمودار محیط تکتونیکی پیرس و همکاران (۱۹۸۴) و ۱۲۷
- شکل ۵-۲- نمودار تکتونیکی Ti-Zr (پیرس و کان، ۱۹۷۳) و ۱۲۸
- شکل ۵-۳- نمودار تمایزی La/Yb- Sc/Ni برای آندزیت‌ها (از بیلی، ۱۹۸۱) ۱۲۸
- شکل ۵-۴- نمودارهای وانگ و همکاران (۲۰۰۶) ۱۳۳
- شکل ۵-۵- الف) نمودار Th/Yb در برابر Th/Sm و ب) نمودار Ba در برابر Nb/Y و ۱۳۸
- شکل ۵-۶- نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر Yb_N . میدان آداکیت‌ها ۱۳۸
- شکل ۵-۷- الف) نمودار #Mg در برابر SiO_2 و ب) نمودار Th/Ce در برابر Th ۱۳۹
- شکل ۵-۸- مقایسه آداکیت‌های شهر فیروزه با آداکیت‌های باشتین و قوچان با توجه ۱۳۹
- شکل ۵-۹- مدل محیط تکتونیکی منطقه مورد مطالعه ۱۴۰
- شکل ۵-۱۰- الف) نمودار نسبت Rb/Th در مقابل Rb (دوپائولو، ۱۹۶۰) و شکل ۵-۱۰- ب) ۱۴۱
- شکل ۵-۱۱- نمودار P-T که میدان‌های ذوب‌بخشی بازالت آبدار را نشان می‌دهد ۱۴۳
- شکل ۵-۱۲- نمودار V/Sc در برابر MgO (wt%) (لی و همکاران، ۲۰۰۵) ۱۴۴
- شکل ۶-۱- تصویری از کلریتی شدن ریولیتی‌ها ۱۵۷
- شکل ۶-۲- تصویری از تغییر رنگ شیل در اثر مجاورت با دایک داسیتی ۱۵۷
- شکل ۶-۳- تصویری از کانی هورنبلند سبز که به کلسیت، کلریت و اپیدوت تجزیه ۱۵۸
- شکل ۶-۴- تصویر نشان‌دهنده اپیدوت‌زایی دایک‌های داسیتی ۱۵۸
- شکل ۶-۵- تصویری از گنبد تراکی آندزیتی واقع در غرب امیرآباد که ۱۵۸
- شکل ۶-۶- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده آلتراسیون آرژیلیتی در گنبد‌های تراکی آندزیتی ۱۵۸
- شکل ۶-۷- تصویری از دگرسانی آرژیلیتی در نمونه تراکی آندزیتی ۱۵۸
- شکل ۶-۸- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده سیلیس‌زایی در تراکیت‌های آتشفشانی ۱۵۸
- شکل ۶-۹- تصویری از احداث کارخانه‌های شن‌شویی در منطقه و ۱۶۱
- شکل ۶-۱۰- تصویری از سنگ لاشه‌های دایک‌های ریولیتی منطقه به منظور ۱۶۱
- شکل ۶-۱۱- تصویری از رگه‌های باریت که به صورت پر کننده فضای خالی در کنگلومرای ائوسن ۱۶۱
- شکل ۶-۱۲- تصویری از وجود مالاکیت در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ۱۶۱

فهرست جداول

- جدول ۴-۱- موقعیت دقیق نمونه‌های سنگی برداشت شده ۸۰
- جدول ۴-۲- نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه ۸۰
- جدول ۴-۳- مقادیر کانی‌های نورماتیو پس از حذف مواد فرّار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO ۸۱
- جدول ۴-۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه ۸۱
- جدول ۴-۵- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه ۸۲
- جدول ۴-۶- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی مطرح شده توسط کاستیلو (۲۰۰۶) و ریچارد- کریش (۲۰۰۷) ۱۱۴
- جدول ۴-۷- مقایسه ترکیب شیمیایی آداکیت‌های شهر فیروزه با سایر آداکیت‌های تعریف شده ۱۱۷
- جدول ۵-۱- مقایسه ویژگی ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با ماگماهای آداکیتی باشتین و جنوب قوچان ۱۵۰
- جدول ۵-۲- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با دیگر ماگماهای آداکیتی جهان ۱۵۱

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

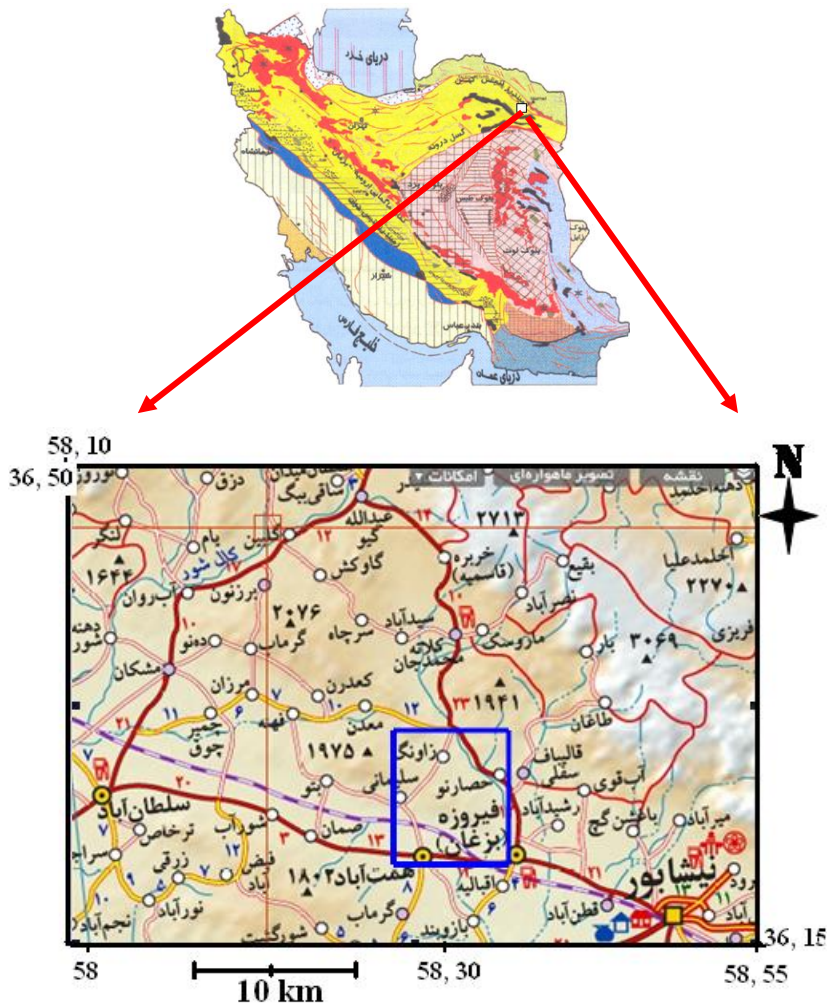
منطقه مورد مطالعه در غرب شهرستان نیشابور واقع شده است و ارتفاعات شمال غرب شهر فیروزه (بزغان) را در بر می‌گیرد. وسعت این منطقه حدود 120 km^2 است و با روند کلی شمال غربی- جنوب شرقی در شمال جاده نیشابور- سلطان‌آباد گسترده شده است. منطقه مورد نظر بخشی از حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی به‌شمار می‌رود. سنگ‌های آذرین این منطقه شامل توده‌های آذرین نیمه‌عمیق بعد از ائوسن و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن است. توده‌های آذرین نیمه‌عمیق به صورت گنبد، استوک، آپوفیز و به طور عمده دایک درون سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند و دارای ترکیب آندزیت، تراکی‌آندزیت، داسیت و ریولیت می‌باشند. موضوع مورد مطالعه در رساله، سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق این منطقه است.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی

مختصات جغرافیایی منطقه مورد مطالعه $58^{\circ} 26'$ تا $58^{\circ} 35'$ طول شرقی و $36^{\circ} 18'$ تا $36^{\circ} 25'$ عرض شمالی است و در ۲۰ کیلومتری غرب شهرستان نیشابور قرار دارد. دسترسی به منطقه مورد مطالعه از جاده روستایی امیرآباد و احمدجامی که از جاده اصلی نیشابور- قوچان و جاده آسفalte روستای سلیمانی که از جاده اصلی نیشابور- سلطان‌آباد جدا می‌شود، امکان‌پذیر است (شکل ۱-۱).

۱-۳- آب و هوا و جغرافیای انسانی

منطقه مورد مطالعه از نظر آب و هوا، منطقه‌ای معتدل با چهار فصل می‌باشد. میانگین حداکثر درجه حرارت سالیانه $22/4$ درجه سانتیگراد و میانگین حداقل درجه حرارت سالیانه $5/8$ درجه سانتیگراد است. مقدار متوسط بارندگی سالیانه ۲۴۲ میلیمتر بوده و ایام یخبندان در سال ۹۵ روز می‌باشد (بدخشان ممتاز، ۱۳۷۱).



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه در اطلس راه‌های ایران (منطقه مورد نظر در کادر نشان داده شده است).

۴-۱- توپوگرافی منطقه

ارتفاع منطقه مورد تحقیق از سطح دریا از ۱۱۳۰ متر تا ۱۷۰۰ متر متغیر است. اختلاف ارتفاع کوه-های منطقه از دشت‌های کوتاه‌تر به دلیل وجود گسل‌ها زیاد است (شکل ۱-۲ و شکل ۱-۳). دره‌های منطقه غالباً عریض و کم‌عمق هستند. همین امر دسترسی به بخش‌های داخلی منطقه مورد مطالعه را تسهیل کرده است (شکل ۱-۴).



شکل ۱-۳- نمایی از گنبدها و دایک‌های نیمه‌عمیق منطقه مورد مطالعه



شکل ۱-۲- نمایی کلی از منطقه مورد مطالعه

۱-۵- مطالعات قبلی

بررسی صحرایی مناطق همجوار محدوده مورد مطالعه و بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰؛ سلطان‌آباد، نیشابور، مشکان، شامکان، باشتین و مطالعات فتاحی (۱۳۸۲)، فارسی (۱۳۸۶)، صالحی‌نژاد (۱۳۸۷) و تنها (۱۳۸۸) نشان می‌دهد که منطقه مورد مطالعه در نوار شمالی زون افیولیتی سبزوار قرار دارد و بخشی از زون ایران مرکزی است.

- قدیمی‌ترین مطالعات مربوط به ناحیه بینالود متعلق به معدن فیروزه از اصفیا و معتمدی (۱۳۳۲) می‌باشد که گدازه‌های معدن فیروزه را به دوران سنوزوئیک نسبت داده‌اند.

- بدخشان ممتاز (۱۳۷۱) منطقه شمال غرب نیشابور را تحت عنوان «بررسی ساختاری و مطالعه لرزه‌خیزی شمال غرب نیشابور چهارگوش بزغان» بررسی کرده است.

- نقره‌ئیان (۱۹۸۲) در رساله دکتری خود تحت عنوان «تحول ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و ساختمانی افیولیت‌های سبزوار» افیولیت‌های سبزوار را بررسی کرده است.

- اسپایس^۱ و همکاران (۱۹۸۳) در گزارش نهایی پروژه زمین‌پیمایش ایران به خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی بعد از ائوسن منطقه سبزوار تا قوچان اشاره کرده‌اند. نامبردگان این سنگ‌ها را از نظر زمان-مکان و ژئوشیمی به سه دسته تفکیک کرده‌اند. ۱- آندزیت‌های کالک‌آلکالن ائوسن، ۲- توده‌های داسیتی کالک‌آلکالن الیگوسن، ۳- بازالت‌های آلکالن و شوشونیت‌های میوسن و

۱- Spaias

پلیوسن. به نظر این محققین مهاجرت کمان ماگمایی به سمت شمال باعث جوان تر شدن این سنگ‌ها در این جهت می‌گردد.

- بومان^۱ و همکاران (۱۹۸۳) در گزارش نهایی پروژه زمین پیمایش ایران، نسبت استرانسیوم سنگ‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی بعد از ائوسن بین کاشمر، سبزوار و قوچان را بررسی کرده‌اند. نسبت‌های ایزوتوپی استرانسیوم پیشنهادی این محققین به طور متوسط 0.70460 بوده و بر این اساس منشأ این ماگماها را به ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای بر اثر آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورونده نسبت می‌دهند.

- اکرمی و عسکری (۲۰۰۰) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلطان‌آباد و همچنین قائمی و همکاران (۱۹۹۹) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور را تهیه کرده‌اند.

- نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ همت‌آباد و بزغان (۱۳۷۸) و ۱:۲۵۰۰۰۰ سبزوار (۱۳۷۴) توسط سازمان نقشه‌برداری کشور از این منطقه تهیه شده است.

- بهارفیروزی و همکاران (۱۳۷۷) در گزارش مطالعات اکتشاف چکشی محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان به بررسی پتانسیل‌های کانی‌زایی و اقتصادی منطقه پرداخته‌اند. بیشتر اندیس‌های معرفی شده توسط این مؤلفین مربوط به کانی‌سازی مس و آهن می‌باشد.

- ادهمی (۱۳۷۶) افیولیت‌های سبزوار را تحت عنوان «ژئوشیمیایی و پترولوژی افیولیت‌های منطقه باغجر (سبزوار)» بررسی کرده است.

- جعفری (۱۳۸۰) منطقه سلطان‌آباد را تحت عنوان «پتروگرافی- پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه سلطان‌آباد (سبزوار) با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدهای این منطقه» بررسی کرده است و این گرانیتوئیدها را به مناطق تکتونیکی نوع کوه‌زایی و کمان‌های ماگمایی جزایر قوسی (IAG) می‌داند که از گوشته فوقانی و یا پوسته اقیانوسی فرورونده با کمی آغستگی منشأ گرفته‌اند.

- فتاحی (۱۳۸۲) منطقه مارکوه در شمال غرب نیشابور را تحت عنوان «پتروژنز رخساره‌ها و مکانیسم فوران آتشفشان مارکوه جنوب غرب قوچان» بررسی کرده است و ماگمای این آتشفشان را کالک -

۱- Bauman

آلکالن معرفی کرده که در نتیجه ذوب گوشته متاسوماتیسم شده روی صفحه اقیانوسی فرورونده به وجود آمده و تحت تأثیر فرایندهای اختلاط، هضم، آلیش و تفریق قرار گرفته و ضمن صعود از پوسته به شدت با آن آغشتگی پیدا کرده و نسبت ایزوتوپ‌های استرانسیوم آن افزایش یافته (۰/۷۰۴۶) است.

- مصلحی (۱۳۸۳) افیولیت‌های سبزوار را تحت عنوان «کانی‌شناسی و پترولوژی رودنژیت‌های بخشی از افیولیت‌های سبزوار (مناطق باعجر و سلیمانیه)» بررسی کرده است.

- مافی و همکار (۱۳۸۶) منطقه معدن فیروزه را از نظر زمین‌شناسی ساختمانی و ژنز فیروزه بررسی کرده‌اند.

- فارسی (۱۳۸۶) منطقه چاه‌سالار واقع در جنوب غرب نیشابور را تحت عنوان «پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور)» مطالعه کرده است و این گرانیتوئید را از نوع I و دارای ماهیت کالک‌آلکالن و متآلومین دانسته که مربوط به گرانیتوئیدهای کوهزایی نوع کمان آتشفشانی (VAG) و گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG) است و از ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده با ترکیب آمفیبولیتی از گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده حاصل شده است و ماگمای سازنده آن از طریق فرایند تبلور تفریقی، آلیش یا اختلاط ماگمایی تحول یافته است.

- صالحی‌نژاد (۱۳۸۷) منطقه باشتین واقع در غرب سبزوار را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد تحت عنوان «بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه باشتین (جنوب غربی سبزوار)» مطالعه کرده است و ماگمای سازنده این گنبد‌ها را کالکوآلکالن پتاسیم متوسط تا بالا با ماهیت متآلومین تعیین کرده که دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیتی و از گروه آداکیت‌های غنی از سیلیس بوده و از طریق ذوب‌بخشی ورقه فرورونده (متابازیت) در یک زون فرورانشی قوسی، از طریق نرخ ذوب‌بخشی متوسط و تبلور تفریقی در فشار بالا حاصل شده است. ماگمای سازنده این گنبد‌ها در طی صعود به ترازهای بالاتر پوسته تا جایگزینی در نوار افیولیتی سبزوار، متحمل فرایندهای تفریق و آلیش ماگمایی (AFC) شده‌اند.

- تنها (۱۳۸۸) سنگ‌های نیمه‌نفوذی نوار آتشفشانی قوچان- اسفراین را مورد بررسی قرار داده و ماگمای سازنده گنبد‌های نئوژن این منطقه را کالک‌آلکان دانسته که در بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص، این سنگ‌ها بسیار شبیه به آداکیت‌ها و از نوع آداکیت‌های غنی از سیلیس بوده و آخرین مذاب‌های حاصل از ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده شده جوان و داغ نئوتتیس سبزووار و گوه گوشته‌ای روی آن در یک زون فرورانش قوسی جوان با شیب به سمت شمال است که به زیر لبه جنوبی زون بینالود فرورانده شده است.

در این تحقیق ضمن شرح ویژگی‌های صحرایی، آزمایشگاهی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین نیمه-عمیق شهر فیروزه، سعی شده است ارتباط آن‌ها با زون فرورانش سبزووار و زون ماگمایی جنوب قوچان مشخص گردد.

۱-۶- هدف کلی از مطالعه

هدف کلی این مطالعه بررسی دقیق و جامع ویژگی‌های پترولوژیکی سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق شمال غرب شهر فیروزه (بزغان) و کانه‌زایی وابسته با آن، می‌باشد. در همین راستا اهداف زیر دنبال گردیده است:

- بررسی روابط صحرایی بین واحدهای سنگی موجود در منطقه از لحاظ سنی و ساختاری.
- بررسی پتروگرافی سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق منطقه مورد مطالعه و سنگ میزبان آن‌ها.
- بررسی ماهیت ژئوشیمیایی سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه به‌ویژه از لحاظ عناصر کمیاب و کمیاب خاکی.

- تعیین پتروژنز و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق منطقه.
- مطالعه پتانسیل‌های معدنی احتمالی مرتبط با نفوذ سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق منطقه.
- نتایج حاصل از این بررسی در مطالعه ماگماتیسم سنوزوئیک منطقه در حاشیه شمالی زون ایران مرکزی حائز اهمیت است.

۱-۷- روش‌های مطالعاتی

سلسله اقداماتی که برای دستیابی به اهداف این رساله انجام شده به شرح ذیل است:

- بررسی مطالعات قبلی انجام شده در ارتباط با منطقه، مناطق مجاور و مناطق مشابه در دیگر نقاط دنیا.

- استفاده از نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ بزغان و همت‌آباد، نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور، سلطان‌آباد، مشکان، شامکان و باشتین، تهیه نقشه راه‌های ارتباطی و تصاویر ماهواره‌ای و بررسی اطلاعات قبلی.

- استفاده از نرم‌افزارهای Surfer 8.2 و Global Mapper برای تهیه نقشه سه بعدی منطقه.

- استفاده از نرم‌افزارهای Google Earth و Landsat برای تعیین نقاط نمونه‌برداری و مسیرهای پیمایش از منطقه مورد تحقیق بر روی تصاویر ماهواره‌ای.

- استفاده از نرم‌افزار Surfer برای تهیه نقشه ساده زمین‌شناسی منطقه.

- بازدید صحرایی و نمونه‌برداری سیستماتیک از واحدهای سنگی منطقه در آذرماه ۱۳۸۶، اردیبهشت ۱۳۸۷ و مرداد ۱۳۸۷.

- تهیه مقاطع نازک و ارسال نمونه‌های منتخب برای تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS.

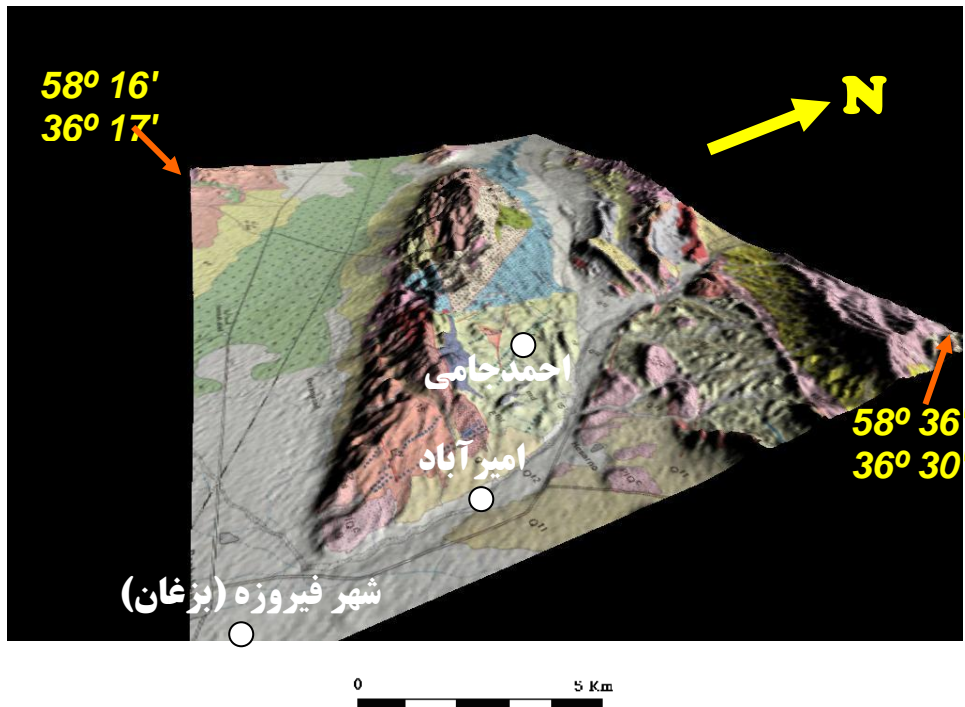
- پردازش داده‌های ژئوشیمیایی توسط نرم‌افزارهای پترولوژیکی مختلف از جمله GCDkit و Excel.

- تجزیه و تحلیل داده‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی.

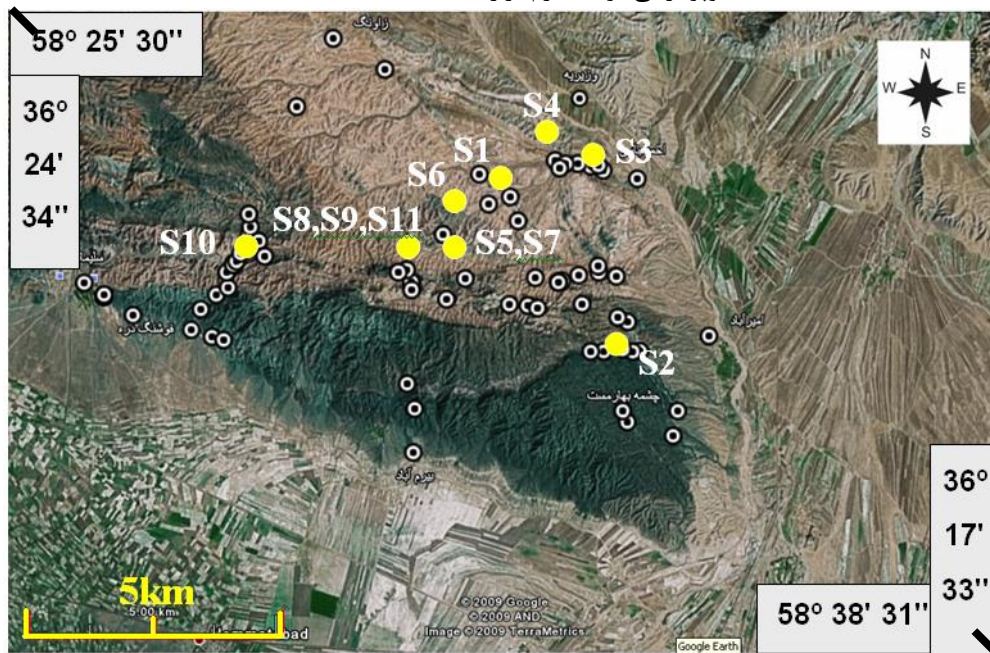
- جمع‌بندی اطلاعات و داده‌های به دست آمده و مقایسه آن‌ها با داده‌های موجود درباره مجموعه‌های سنگی مناطق مشابه در ایران و سایر مناطق دنیا.

جهت دستیابی به اهداف مذکور، منطقه مورد تحقیق در بیش از ۶۰ ایستگاه مورد بررسی و نمونه‌برداری قرار گرفت. شکل ۱-۵ نقشه موقعیت ایستگاه‌های نمونه‌برداری در مسیرهای پیمایش شده و ایستگاه‌های نمونه‌های انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی را نشان می‌دهد. از نمونه‌های برداشت شده، ۸۵ مقطع نازک تهیه شد. پس از انجام مطالعات میکروسکوپی، ۱۰ نمونه از سنگ‌های آذرین

منطقه بر اساس تنوع سنگ‌شناسی و عدم دگرسانی آن‌ها انتخاب و در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME در کشور کانادا آنالیز شد. مجموع نتایج حاصل به صورت پایان‌نامه کارشناسی ارشد ارائه می‌شود.



شکل ۱-۴- نقشه سه‌بعدی از منطقه مورد مطالعه با استفاده از انطباق نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه با نقشه توپوگرافی توسط نرم‌افزار Global Mapper.



شکل ۱-۵- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه.

ایستگاه‌های نمونه‌های انتخاب شده برای تجزیه

ایستگاه‌های نمونه‌برداری

فصل دوم

زمین شناسی عمومی

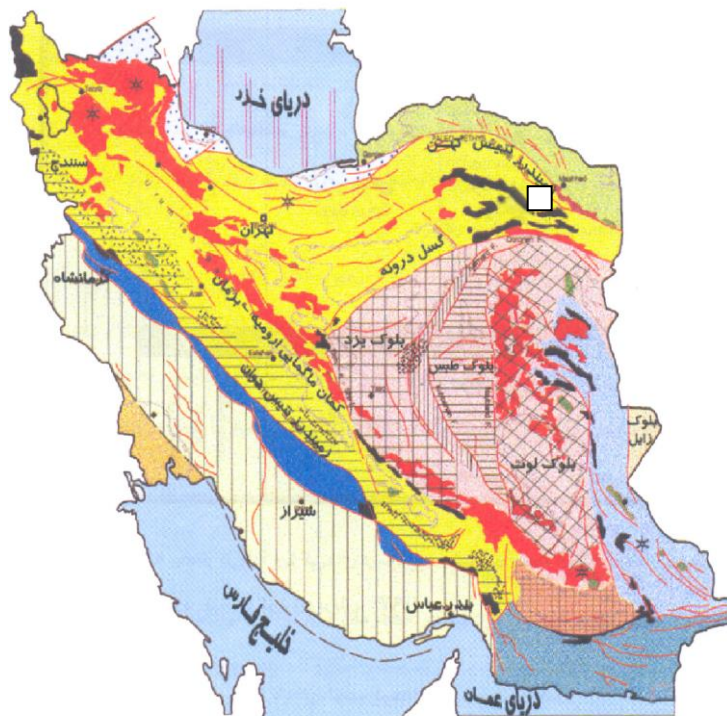
منطقه

۲-۱- مقدمه

منطقه مورد تحقیق قسمتی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور و سلطان‌آباد است. این منطقه در شمال شرق ایران و در غرب شهرستان نیشابور قرار دارد. در این تحقیق سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق بعد از ائوسن واقع در شمال غرب شهر فیروزه (بزغان) بررسی شده است. منطقه مورد تحقیق از نظر تقسیمات زمین‌ساختی در حاشیه شمالی زون ایران مرکزی واقع می‌شود. واحدهای زمین‌شناسی تشکیل دهنده برکه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور و سلطان‌آباد از پالئوزوئیک تا کواترنر رخنمون دارند. از نظر ساختمانی واحدهای تشکیل دهنده منطقه مورد تحقیق در قسمتی از تاقدیس نامتقارن سلیمانی قرار دارند. واحدهای سنگی مورد مطالعه از مرکز تاقدیس عبارتند از: واحد کنگلومرای پالئوسن- ائوسن، واحد آتشفشانی ائوسن، واحد آتشفشانی- رسوبی ائوسن، واحد کنگلومرای الیگوسن و واحد کنگلومرای پلیوکواترنر. با توجه به مطالعات قبلی و بررسی‌های صحرایی مشخص گردید، سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق اواخر ائوسن و بعد از ائوسن در بین سنگ‌های کنگلومرای پالئوسن- ائوسن، مجموعه آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های نیمه‌عمیق مورد مطالعه دارای ترکیب ریولیت، داسیت، تراکی‌آندزیت یا معادل‌های درونی آن‌ها می‌باشد. این سنگ‌ها عمدتاً به شکل دایک، گنبد‌های کوچک، استوک و آپوفیز ظاهر شده‌اند. دایک‌ها دارای روند کلی شمال‌غربی- جنوب‌شرقی و روند گنبد‌ها و استوک‌ها تقریباً شمال‌غرب- جنوب‌شرق، غرب- شرق است. در این فصل سعی می‌کنیم با توجه به ترتیب سنی واحدهای سنگی میزبان و سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق مورد مطالعه، ویژگی‌های صحرایی آن‌ها را مورد بررسی قرار دهیم.

۲-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد تحقیق طبق نظر نبوی (۱۳۵۵)، افتخارنژاد (۱۳۵۹) و آقانباتی (۱۳۸۳) بخشی از زون ساختاری ایران مرکزی به‌شمار می‌رود. مطابق نظر علوی (۱۹۹۱) این منطقه بخشی از زون سبزواری است. لذا این منطقه در لبه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی قرار دارد و با افیولیت‌های سبزواری و فرورانش ورقه اقیانوسی سبزواری ارتباط دارد (شکل ۲-۱).



شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه (مربع سفید) در نقشه زون‌های ساختمانی ایران در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰۰ (آقناباتی، ۱۳۸۳).

فرایند جایگزینی افیولیت‌ها در فاصله کرتاسه تا اوایل ترشیری همزمان با کوهزایی آلپ ایجاد شده است. پس از کوهزایی، در پالتوسن حوضه کم‌عمقی در منطقه به وجود آمده است. در پالتوسن تا ائوسن زیرین، حوضه فرونشست کرده و شرایط برای تشکیل رسوبات دریایی قاره‌ای کم‌عمق از جمله کنگلومرا فراهم شده است. در ابتدای ائوسن با فعالیت مجدد تکتونیکی دریای کم‌عمقی در منطقه پیشروی کرده که پیامد آن رسوبگذاری کنگلومرای ریزدانه و کوارتزآرنایت گلوکونیت‌دار در منطقه مورد تحقیق است. در اواسط ائوسن همراه با فعالیت تکتونیکی، جریان‌های آندزیتی-تراکیتی-داسیتی-توفی و همچنین آگلومرا بر روی بخش‌های قدیمی‌تر قرار می‌گیرد. در ائوسن میانی تا بالایی فرونشینی کف حوضه صورت می‌گیرد و کنگلومرای ریزدانه، مارن و توف‌های سبز به همراه شیل، توف شیلی، مارن، توف‌های آندزیتی، آهک و رخساره کم‌عمق آهک نومولیت‌دار همراه با میان‌لایه‌های تراکیتی، آندزیتی، آندزی‌بازالتی و بازالت دریایی که حاکی از فعالیت‌های آتشفشانی دریایی است بر-

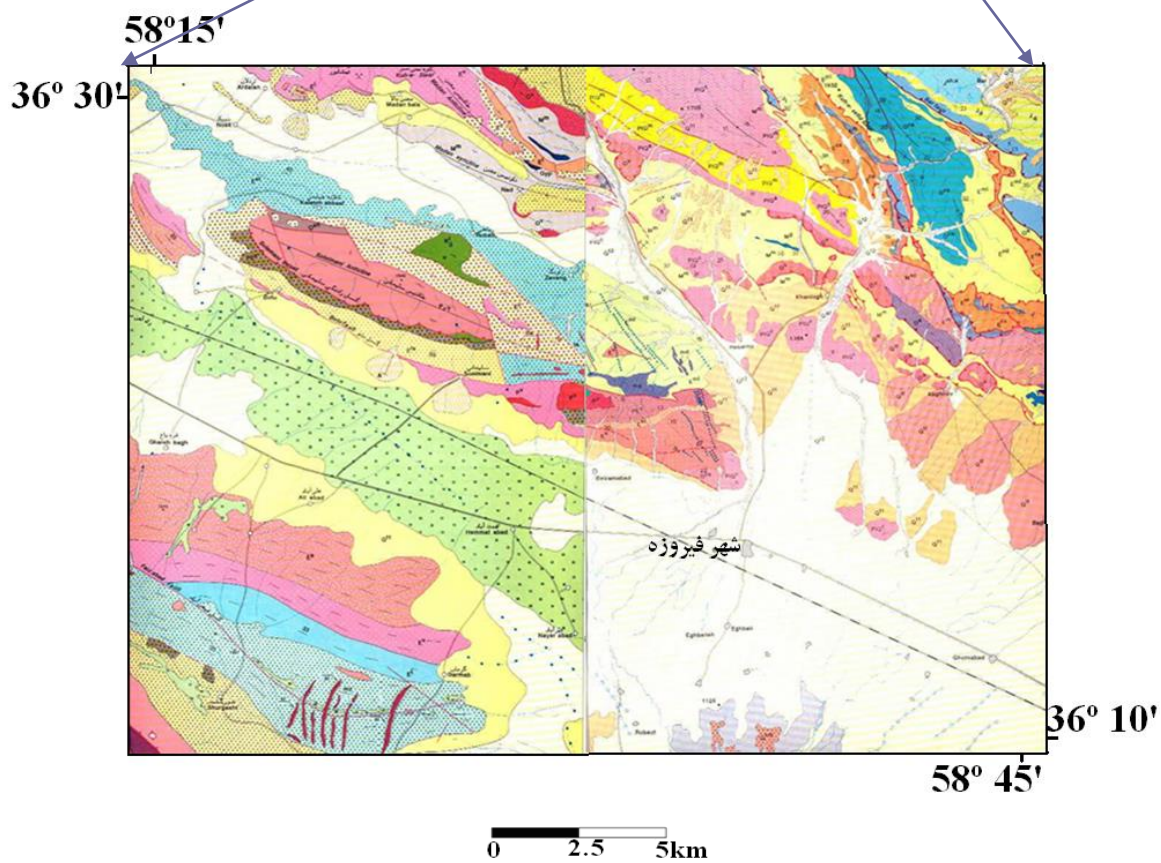
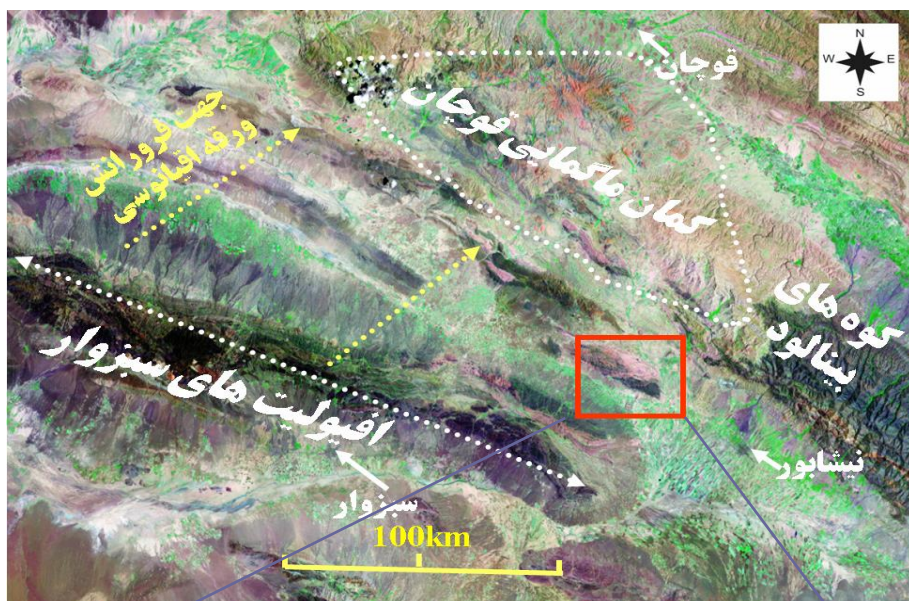
جای گذاشته شده است. در اواخر ائوسن فرونشینی کف حوضه پایان یافته و کنگلومرا روی رسوبات قبلی را می‌گیرد.

حرکات کوهزایی ائوسن پایانی - الیگوسن سبب چین‌خوردن نهشته‌ها و تغییر رژیم دریایی ائوسن به قاره‌ای شده و پس از آن فعالیت‌های آتشفشانی (فاز کوهزایی پیرینه) بر اثر کشش بعد از فشارش، در مرز زمانی ائوسن پایانی - الیگوسن - میوسن و حتی بعد از آن موجب پیدایش ولکانیسم حدواسط تا اسیدی شده که در این منطقه به صورت توده‌های نفوذی، گنبد‌های نیمه‌عمیق و به‌طور عمده دایک تجلی پیدا کرده است. در پایان الیگوسن، همزمان با جنبش‌های پیرینه‌ای عقب‌نشینی دریای آزاد به - طور وسیعی صورت می‌گیرد. بدین‌سان ابتدا گچ و مارن‌های گچی، مارن و سپس بر روی آن‌ها رسوبات آواری کنگلومرایی قرمز رنگ قرار می‌گیرد (در منطقه مورد مطالعه کنگلومرا نهشته شده است). تحت تأثیر تکاپوی فاز کوهزایی پاسادانین و با بازشدگی دریای سرخ رژیم فشارشی دیگری بر سرزمین ایران حکم‌فرما گشته و در نتیجه آن ایران از آب خارج شده است، رسوبات کنگلومرایی پلیوکواترنز به طور دگرشیب بر روی رسوبات کهن‌تر می‌نشینند و منطقه شکل پایانی و امروزی خود را به دست آورده است. در اثر ادامه فشارها در ناحیه تا زمان حال فعالیت راندگی‌ها همچنان ادامه داشته و منطقه از لحاظ لرزه‌خیزی فعال است (بدخشان ممتاز، ۱۳۷۱؛ قائمی و همکاران، ۱۹۹۹).

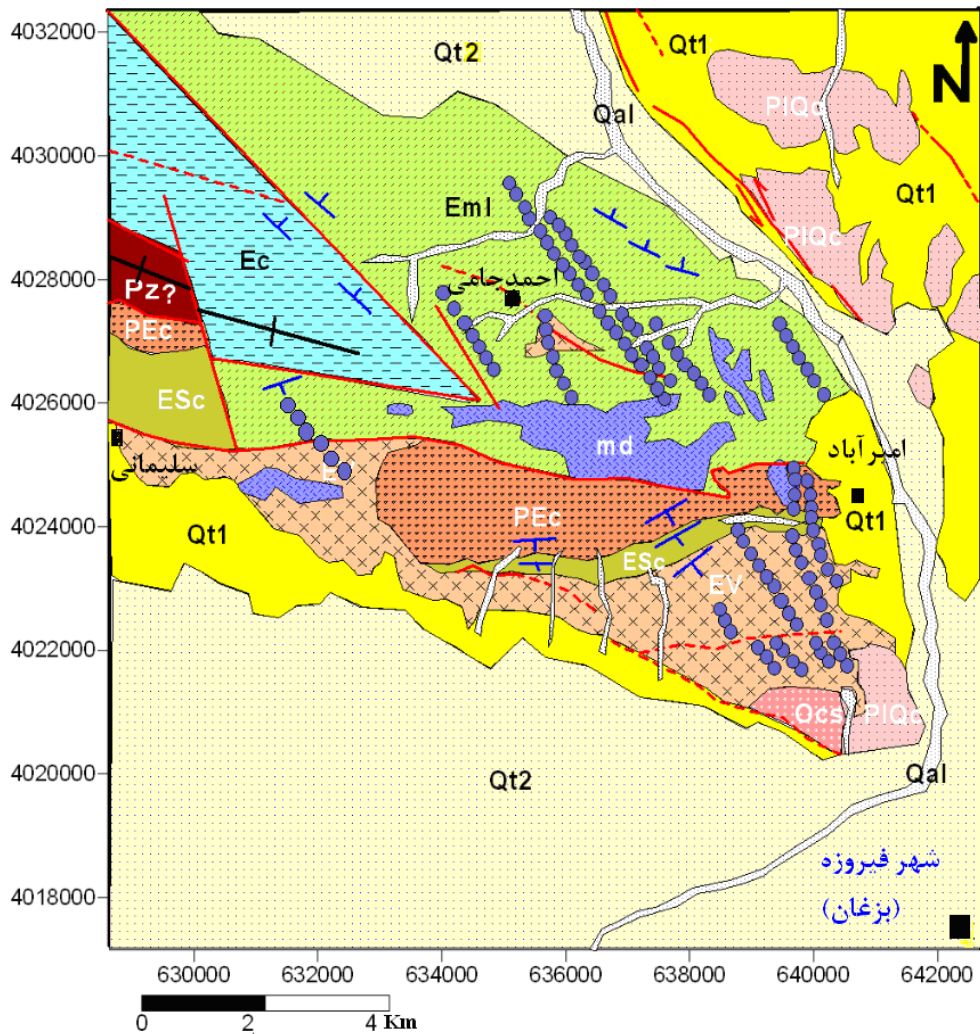
در خارج از منطقه مورد مطالعه (به سمت شمال غرب و به سمت قوچان)، توده‌های ساب‌ولکانیک و سنگ‌های آتشفشانی متعددی وجود دارد که از لحاظ مکانیسم کلی تشکیل، با توده‌های نیمه‌عمیق و سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه شباهت دارند. این سنگ‌ها نسبت به سنگ‌های آذرینی که در منطقه مورد مطالعه قرار دارند، جوان‌تر می‌باشند و سن آنها حتی به ۱ تا ۲ میلیون سال می‌رسد (قاسمی و همکار، ۱۳۸۳).

در گزارش شماره ۵۱ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (اسپایس و همکاران، ۱۹۸۳)، سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق منطقه وابسته به سری کالک‌آلکالن، در ارتباط با افیولیت‌های سبزوار و جوان‌تر از افیولیت‌ها دانسته شده است. در نوشتاری دیگر، درباره سنگ‌های آتشفشانی

جوانتر از افیولیت‌ها (اسپایس و همکاران، ۱۹۸۳؛ فتاحی، ۱۳۸۲)؛ سنگ‌های آتشفشانی ترشیر این منطقه، نتیجه فوران مواد حاصل از ذوب لیتوسفر فرورونده اقیانوسی به سوی شمال شرق دانسته شده است و نوار افیولیتی سبزوار جنوب در منطقه مورد مطالعه را بر جای مانده‌های قسمتی از لیتوسفر اقیانوسی فرارنده شده، معرفی می‌کنند. همچنین وجود گلوکوفان در دگرگونه‌های سلطان‌آباد، وابستگی این سنگ‌ها را با زون فرورانش تأیید می‌کند (اکرمی و عسکری، ۲۰۰۰؛ جعفری، ۱۳۸۰). بررسی‌های صالحی‌نژاد (۱۳۸۷) و تنها (۱۳۸۸) توده‌های نیمه‌عمیق این منطقه را آداکیتی و در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی سبزوار می‌دانند. به این ترتیب با توجه به مطالعات قبلی، موقعیت تکتونیکی، ویژگی‌های صحرایی و طیف ترکیبی اسیدی تا حدواسط سنگ‌های نیمه‌عمیق شهر فیروزه؛ این سنگ‌ها شباهت زیادی به آداکیت‌های غنی از سیلیس دارند لذا در این تحقیق سعی شده است در جهت اثبات این موضوع، خصوصیات و ویژگی‌های در ارتباط با این نوع ترکیبات سنگی، مورد بررسی و مقایسه قرار گیرد. در شکل ۲-۲ بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور و سلطان‌آباد که منطقه مورد مطالعه را دربرمی‌گیرد، مشاهده می‌کنید. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه بر مبنای نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور و سلطان‌آباد، برداشت‌های صحرایی و نتایج جدید به‌دست آمده، اصلاح و به‌صورت خلاصه توسط نرم‌افزار Surfer بازسازی و ترسیم گردیده، که در شکل ۲-۳ نشان داده شده است. در ادامه این نوشتار به اصلاحات این نقشه اشاره می‌شود.



شکل ۲-۲- عکس ماهواره‌ای Landsat و بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور و سلطان‌آباد (قائمی و همکاران، ۱۹۹۹؛ اکرمی و عسکری، ۲۰۰۰)، که منطقه مورد مطالعه را دربر می‌گیرد.



SYSTEM	SERIES	SYMBOL	DESCRIPTION
QUATERNARY	QUATERNARY	Qal	Recent alluvium
		Qt2	Younger terraces
		Qt1	Older terraces
	PELIO-QUATERNARY	PIQc	Plio- Quaternary Conglomerate
TERTIOARY	OLIGOCENE	Ocs	Oligocene conglomerate (eq.L.RED.F.)
	EOCENE	Eml	Eocene marl and limestone
		Ec	Eocene conglomerate
		EV	Eocene volcanic rocks unit
	PALEOCENE EOCENE	ESc	Eocene tuff and sandstone
	PEc	Paleocene conglomerate (eq.FAGAN F.)	
CAMBRIAN		Pz?	Paleozoic? undifferentiated unit
POST EOCENE		md	Subvolcanic dayks and small domes (Monzodiorit)
		محور نافدیس	
		اثر گسل	
		گسل نرمال	
		گسل امتدادلغز	
		محل مسکونی	
		گسل رانده	

شکل ۲-۳- نقشه زمین‌شناسی بازسازی شده منطقه مورد مطالعه که بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور و سلطان‌آباد و مشاهدات صحرائی، به کمک نرم‌افزار Surfer ترسیم شده است. (مختصات بر حسب UTM).

۲-۳- واحدهای سنگی منطقه

از لحاظ ساختمانی واحدهای سنگی مورد مطالعه قسمتی از تاقدیس نامتقارن سلیمانی را تشکیل می‌دهند و میزبان توده‌های آذرین نیمه‌عمیق مورد مطالعه‌اند که شامل موارد ذیل است:

۱- مجموعه پالتوسن- ائوسن زیرین (PEc) و (ESc)

۲- مجموعه آتشفشانی ائوسن (Ev)

۳- واحد کنگلومرای ائوسن میانی فوقانی (Ec)

۴- مجموعه آتشفشانی- رسوبی ائوسن (واحد آهکی و مارنی ائوسن (Em1)

۵- واحد کنگلومرا و ماسه‌سنگ الیگوسن (Ocs)

۶- کنگلومرای پلیوسن- کواترنر (PIQc)

۷- نهشته‌های کواترنر (Qal- Qt2- Qt1)

۸- سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق (md)

۲-۳-۱- مجموعه پالتوسن- ائوسن زیرین: پس از جنبش‌های زمین‌ساختی لارامید، در پالتوسن حوضه کم‌عمقی در منطقه مورد مطالعه ایجاد می‌شود. در پالتوسن تا ائوسن زیرین، حوضه فرونشست کرده و شرایط برای تشکیل رسوبات دریایی قاره‌ای کم‌عمق از جمله کنگلومرا فراهم شده است. مجموعه پالتوسن- ائوسن زیرین شامل دو واحد زیر می‌باشد:

الف- کنگلومرای پالتوسن- ائوسن (PEc)

ب- مجموعه آواری و کربناته ائوسن زیرین (Esc)

الف- کنگلومرای پالتوسن- ائوسن زیرین (PEc):

این واحد قدیمی‌ترین واحد در منطقه مورد مطالعه می‌باشد و با توجه به وضعیت لیتولوژی و چینه-شناسی آن می‌توان معادل سازند فجن در البرز دانست (شرح نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور) که روندی شمال‌غرب- جنوب شرق و غرب- شرق دارد و شامل کنگلومرای ضخیم لایه و توده‌ای است. این واحد اولین واحد رسوبی پس از جایگزینی افیولیت‌هاست. از همین رو در نزدیک منشأ افیولیت‌ها سرشار از

قلوه‌های اعضای افیولیتی می‌باشد. ولی در منطقه مورد مطالعه با دور شدن از خاستگاه افیولیتی بیشتر شامل سنگ‌های آتشفشانی، ماسه‌سنگ دگرگونه و سنگ آهک است. رنگ این کنگلومرا در نقاط مختلف منطقه مورد تحقیق با توجه به جنس ذرات فرق می‌کند. در امیرآباد رنگ قرمز تا قهوه‌ای و در شرق سلیمانی رنگ آن خاکستری می‌شود. کنگلومرا دارای جورشدگی و گردشدگی ضعیفی است، اندازه قطعات کنگلومرا بسیار متفاوت است و از چند میلیمتر تا چند دسیمتر در تغییر است (شکل ۲-۴). در بعضی نقاط رگه‌های کلسیت در شکستگی‌های قبلی ایجاد شده است (شکل ۲-۵). کنتاکت این واحد با واحد آتشفشانی - رسوبی ائوسن گسلی است (گسل امیرآباد) (شکل ۲-۶). با نگرشی به موقعیت چینه‌شناسی این واحد در نقاط گوناگون و جدیدترین قطعات آهکی موجود در کنگلومرا به سن کرتاسه فوقانی، می‌توان سن این مجموعه را پالئوسن تا ائوسن در نظر گرفت (قائمی و همکاران، ۱۹۹۹).

ب- مجموعه آواری و کربناته ائوسن زیرین (ESc): در ابتدای ائوسن با فعالیت مجدد تکتونیک دریای کم‌عمقی بر روی منطقه پیشروی کرده که پیامد آن رسوبگذاری کنگلومرای ریزدانه و کوارتزآرنایت گلوکونیت‌دار است. این واحد در چند نقطه ورقه گسترش دارد، که از نظر برخی ویژگی‌ها تا اندازه‌ای با هم ناهمسانی دارد. اما به هر حال با توجه به وضعیت چینه‌شناسی یک واحد سنی محسوب می‌شوند. این واحد در غرب امیرآباد شامل تناوبی از کوارتزآرنایت گلوکونیت‌دار و کنگلومرای ریزدانه است (شکل ۲-۷) که به طور کاملاً تدریجی بر روی کنگلومرای پالئوسن - ائوسن قرار می‌گیرد.

۲-۳-۲- مجموعه آتشفشانی ائوسن (Ev): در اواسط ائوسن همراه با فعالیت تکتونیک، جریان‌های بازالتی، آندزیتی - تراکیتی - داسیتی - توفی و همچنین آگلومرا بر روی بخش‌های قدیمی‌تر قرار می‌گیرد که حاکی از پایان یافتن فعالیت آتشفشانی دوره ائوسن است. امتداد کلی این واحد ولکانی - کلاستیک ۱۲۰ درجه و شامل گدازه بازالتی، گدازه آندزیتی، توف و عمدتاً آگلومرا است. این واحد در چشمه بهارمست، امیرآباد و بیرام‌آباد از آگلومرا و توف تشکیل شده (شکل ۲-۸)، در حالی که در شرق سلیمانی از گدازه آندزیتی، توف و آگلومرا و در جنوب احمدجامی از گدازه بازالتی و آگلومرا تشکیل

شده است. بین گدازه بازالتی و آگلومرا در این محل لایه آهکی فسیل دار قرار دارد (شکل ۲-۹) که حاوی فسیل های مرجان، استرا، براکیوپودا، جلبک و نومولیت (حاوی مقاطع استوایی و سایر مقاطع) است (شکل ۲-۱۰). بر اساس گونه‌هایی از فسیل‌های نومولیت مانند:

Nommulites Sp و Nommulites Assilina , Nummulites fabiani

(شکل ۲-۱۱) می‌توان سن این مجموعه را ائوسن میانی تا فوقانی دانست. بازالت‌های دریایی این واحد در صحرا رنگی تیره دارند و صخره سازند (شکل ۲-۱۲). در نمونه دستی رنگ خاکستری تیره دارند که بلورهای ریز و کشیده پلاژیوکلاز به همراه کانی‌های مافیک ریز در زمینه سنگ دیده می‌شوند، حاوی حفراتی اند که با کلسیت پر شده، و رگه‌هایی که سیدریتی شده‌اند. آگلومرا به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری تیره در صحرا دیده می‌شود. قطعات تشکیل دهنده آگلومرا شامل سنگ‌های ولکانیک (بازالتی، آندزیتی، داسیتی و توفی)، کوارتزیت و کمی سنگ‌های رسوبی (ماسه-سنگی و آهکی) است؛ قطعات غالباً گرد شده به ابعاد چند سانتیمتر تا چند دسیمتر که توسط خمیره گدازه‌ای خاکستری مایل به قهوه‌ای به هم متصل شده‌اند و به صورت ضخیم لایه برونزد دارند (شکل ۲-۱۳ و ۲-۱۴). قطعات آهکی موجود در این آگلومرا به نظر می‌رسد مربوط به آهک لار باشد. در چشمه بهارمست آگلومرا تحت تأثیر محلول‌های گرمابی ناشی از نفوذ دایک‌های داسیتی قرار گرفته و دچار اپیدوت‌زایی شده است (شکل ۲-۱۵).

گدازه‌های آندزیتی به همراه توف‌های آندزیتی عمدتاً در شرق و شمال شرق سلیمانی متمرکز شده‌اند، دارای بافت پورفیری و حفره‌دار هستند، گدازه در سطح هوازده و به رنگ قرمز و خاکستری دیده می‌شود. تفکیک توف‌های آندزیتی از آندزیت‌ها راحت نیست و اغلب در کنار هم قرار دارند (شکل ۲-۱۶). در شمال شرق سلیمانی این گدازه‌ها در مجاورت واحد آتشفشانی-رسوبی ائوسن که دایک داسیتی در آن نفوذ کرده، دیده می‌شوند (شکل ۲-۱۷). پورفیرها اغلب آمفیبول و پلاژیوکلاز، در زمینه گدازه‌ای قرار دارند. وجود حفره‌ها به علت خارج شدن گاز از گدازه در حال انجماد است و بعضی از حفره‌ها به علت دگرسان شدن پلاژیوکلازها با کلسیت یا کوارتز پر شده است.

توف‌های این واحد آتشفشانی اغلب توف آندزیتی است؛ رنگی خاکستری تا قرمز دارند و همراه با گدازه‌های آندزیتی دیده می‌شوند. در شرق روستای سلیمانی در توف‌ها و سنگ‌های آندزیتی و شکستگی‌های داخل آن‌ها مالاکیت بر اثر نفوذ آب‌های جوی، تغییر PH و فعالیت‌های هیدروترمال تشکیل شده است (شکل ۲-۱۸). این واحد در شمال غرب منطقه (در کوه سی سر) میزبان معدن فیروزه نیشابور است و ترکیب آن تراکی آندزیتی است (شرح نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور).

۲-۳-۳- واحد کنگلومرای ائوسن (Ec):

این واحد متشکل از کنگلومرا به همراه لایه‌های نازکی از مارن‌های قرمز و خاکستری رنگ تشکیل شده است. گسترش این واحد در شمال شرق سلیمانی و غرب احمدجامی است (شکل ۲-۱۹). قطعات تشکیل‌دهنده کنگلومرا بیشتر شیستی است که به کنگلومرا حالت شیستوز داده است. قطعات بازالتی، آندزیتی، آهکی، کوارتز، کوارتزیت، توف و ماسه‌سنگ نیز در این کنگلومرا دیده می‌شود (شکل ۲-۲۰). خمیره سیمانی که این قطعات را به هم متصل می‌کند اغلب مارنی و اکسید آهنی است. کنگلومرا ریزدانه، جورشدگی بد و گردشگی متوسط و رنگ کلی کرم تا خاکستری دارد. این واحد کنگلومرای در شمال غرب منطقه مورد تحقیق (کوه سی سر) سنگ‌های میزبان معدن فیروزه را می‌پوشاند، به طور تقریبی همه‌اش از قلوه‌های آتشفشانی پدید آمده است. ولی در منطقه مورد مطالعه سرشار از قلوه‌های سنگ‌های دگرگونی شیستوز و سنگ آهک است. با توجه به این‌که این واحد در تقادیس معدن توسط واحد ائوسن فوقانی پوشیده شده است و مرزهای موجود عادی هستند، سن این واحد ائوسن میانی فوقانی خواهد بود (شرح نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور). عملکرد محلول‌های گرم در این واحد به صورت رگه‌های باریت است که تا ۲۰ سانتیمتر ضخامت دارند (شکل ۲-۱۹).



شکل ۲-۵- تصویری از پرشدگی شکستگی‌ها با کلسیت در کنگلومرای پالئوسن (غرب امیرآباد).



شکل ۲-۴- تصویری از قطعه چند دسی‌متری کوارتزیت در کنگلومرای پالئوسن با جورشده گی بد (انتهای امیرآباد).



شکل ۲-۷- تصویری از تناوب کوارتزآرنایت گلوکونیت‌دار و کنگلومرای ریزدانه مجموعه آواری و کربناته ائوسن زیرین (غرب امیرآباد).



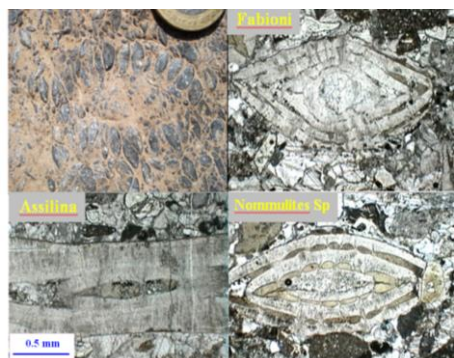
شکل ۲-۶- تصویری از کنتاکت گسلی (گسل امیرآباد) بین کنگلومرای پالئوسن و بخش شیل و توف شیلی واحد آتشفشانی- رسوبی ائوسن (غرب امیرآباد). دید به سمت جنوب.



شکل ۲-۹- در این تصویر موقعیت لایه نومولیتی بین آگلومرا در زیر و گذازه بازالت دریایی در بالای آن مربوط به واحد آتشفشانی ائوسن دیده می‌شود (جنوب احمدجامی). دید به سمت شمال غرب.



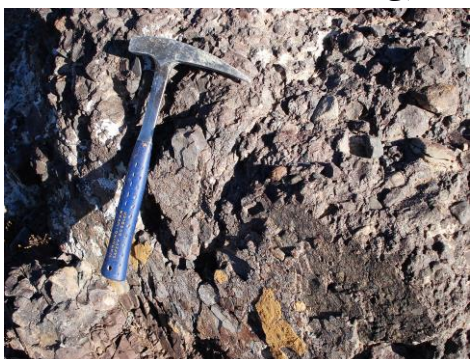
شکل ۲-۸- تصویری از کنتاکت بین توف خاکستری در زیر و آگلومرا در بالا (غرب امیرآباد). دید به سمت غرب.



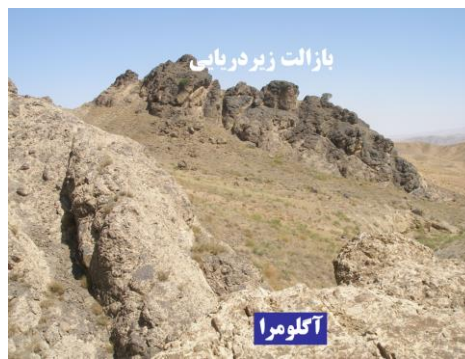
شکل ۲-۱۱- در این شکل فسیل‌های نومولیت گونه‌های *Fabioni*، *Assilina* و *Nommulites Sp* در لایه آهکی فسیل‌دار مربوط به واحد آتشفشانی ائوسن را مشاهده می‌کنید (جنوب احمدجامی). قاعده هر تصویر میکروسکوپی ۲/۵ میلی‌متر است.



شکل ۲-۱۰- در این شکل فسیل‌های مرجان، استرا، جلبک بریوزوئر و مقطع استوایی نومولیت‌ها مربوط به لایه آهکی فسیل‌دار را مشاهده می‌کنید.



شکل ۲-۱۳- در این شکل آگلومرا مربوط به واحد آتشفشانی ائوسن را مشاهده می‌کنید، بیشتر قطعات گرد شده آگلومرا بازالت و آندزیت است (غرب امیرآباد). دید به سمت شمال.



شکل ۲-۱۲- تصویری از بازالت‌های زیر دریایی به رنگ تیره و آگلومرا مربوط به واحد آتشفشانی ائوسن (احمدجامی). دید به سمت شمال.



شکل ۲-۱۵- در این تصویر اپیدوتی شدن قطعات آگلومرا بر اثر نفوذ دایک داسیتی را مشاهده می‌کنید، قطعات بیشتر از آندزیت و بازالت است (چشمه بهارمست). دید به سمت غرب.



شکل ۲-۱۴- تصویری میکروسکوپی از قطعات آندزیت و بازالت در آگلومرای تصویر قبل (قاعده تصویر میکروسکوپی ۲/۵ میلی‌متر است).



شکل ۲-۱۷- در این شکل موقعیت سنگ‌های آندزیتی واحد آتشفشانی ائوسن به همراه آهک و شیل واحد آتشفشانی- رسوبی ائوسن که در آن دایک داسیتی نفوذ کرده، می‌بینید (شمال شرق روستای سلیمانی). دید به سمت شمال.



شکل ۲-۱۶- در این تصویر توف آندزیتی و آندزیت به رنگ خاکستری و قرمز مربوط به واحد آتشفشانی ائوسن را مشاهده می‌کنید (شرق روستای سلیمانی). دید به سمت شمال.



شکل ۲-۱۹- در این شکل تناوبی از کنگلومرا و لایه‌های مارنی قرمز و خاکستری رنگ واحد کنگلومرای ائوسن را مشاهده می‌کنید که حاوی رگه‌های باریتین است (شمال شرق روستای سلیمانی). دید به سمت شمال.



شکل ۲-۱۸- تصویری از حضور مالاکیت در سنگ‌های آندزیتی واحد آتشفشانی ائوسن (شرق روستای سلیمانی). دید به سمت شمال.



شکل ۲-۲۰- در این تصویر قطعات تشکیل دهنده کنگلومرای ائوسن که شامل: آندزیت، بازالت، شیل، شیست، آهک و توف است را مشاهده می‌کنید. اکثر قطعات شیستی است (جنوب احمدجامی).

۲-۳-۴- مجموعه آتشفشانی- رسوبی ائوسن (واحد آهکی و مارنی ائوسن (Eml):

در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور و سلطان آباد این واحد به ترتیب به نام واحد آهکی و مارنی ائوسن و واحد توفی ماسه‌سنگی ائوسن نام برده شده است ولی با توجه به مطالعات صحرایی که در این منطقه انجام شد این واحد شامل ماسه‌سنگ توفی بنفش رنگ نازک تا متوسط لایه، شیل، توف شیلی، مارن، آهک نومولیت‌دار نخودی رنگ و آهک نازک لایه مایل به قهوه‌ای (شکل ۲-۲۱) همراه با توف، توف آندزیتی و گدازه‌های میان لایه‌ای تراکیتی، آندزیتی و بازالتی است. با توجه به این لیتولوژی بهتر است این واحد را آتشفشانی- رسوبی ائوسن بنامیم. این واحد سنگ میزبان عمده نفوذی‌های نیمه‌عمیق است و بیشتر نیمه شمالی منطقه مورد مطالعه را فرا می‌گیرد. در امیرآباد به صورت تناوبی از ماسه-سنگ توفی، توف شیلی، مارن و همچنین مارن و ماسه‌سنگ زرد رنگ متوسط لایه دیده می‌شود که در بعضی نقاط تحت تأثیر تکتونیک چین‌خورده است (شکل ۲-۲۲ و ۲-۲۳). در احمدجامی به صورت تناوبی از شیل و توف شیلی خاکستری رنگ نازک لایه دیده می‌شوند (شکل ۲-۲۴) که در بعضی نقاط چین‌خورده‌اند. این واحد در برخی مناطق مثل اطراف زاونگ و ویژگی‌های کاملاً آواری از خود نشان می‌دهد به طوری که پیکر فسیل‌ها و قطعات آهکی در خمیره‌ای آهکی (شبیه یک کنگلومرا) دیده می‌شود. ضخامت این واحد حدود ۲۵۰ متر است (شرح نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور). با توجه به گونه فسیل‌های نومولیت زیر (شرح نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سلطان آباد) سن واحد یاد شده ائوسن فوقانی است.

Nummulites striatus و *Nummulites fabiani*

همان‌طور که گفته شد این واحد همراه با گدازه‌های میان لایه‌ای دارای ترکیب بازالت، آندزیت پورفیری، تراکیت و انواع توف‌ها می‌باشد. بازالت‌های این واحد رنگ تیره تا خاکستری تیره دارند. آندزیت‌های پورفیری این واحد در برخی نقاط رنگ قهوه‌ای مایل به قرمز و حاوی پورفیرهای بسیار درشت پلاژیوکلاز است (شکل ۲-۲۵) که در سطح برشی شده‌اند. این حالت بیشتر در گدازه‌های زیر-آبی که در حین حرکت و در تماس با آب به سرعت سرد و منجمد شده‌اند، دیده می‌شود (شکل ۲-۲).

۲۶) (معین وزیری، ۱۳۷۰). دیگر آندزیت‌ها رنگی سفید تا خاکستری دارند و حاوی بلورهای درشت آمفیبول هستند که اندازه آن‌ها تا ۳ میلیمتر می‌رسند. این سنگ‌ها دارای حفراتی‌اند که توسط کوارتز و عمدتاً کلسیت پر شده است که در نمونه دستی نیز دیده می‌شود و همچنین در امتداد درزه‌های پر مانند (پلموس استراکچر) دچار اپیدوت‌زایی شده‌اند (شکل ۲-۲۷).

- تراکیت‌های این واحد به صورت یک لایه به ضخامت تقریبی ۸ متر بین شیل و ماسه‌سنگ توفی در شمال شرقی سلیمانی و به رنگ سیاه رخنمون دارد و دارای حفراتی‌اند که به وسیله کوارتز و کلسیت پر شده است. این سنگ‌ها در نمونه دستی به دلیل وفور بیوتیت، سیاه و براق دیده می‌شوند و کانی‌های مافیک هورنبلند قهوه‌ای، اوزیت، و بیوتیت به صورت میکرولیتی و تیره در جهت جریان گدازه ردیف شده‌اند. در بررسی‌های میکروسکوپی آپاتیت فراوان نیز در این سنگ‌ها یافت می‌شود.

- توف‌های این واحد به رنگ‌های قهوه‌ای، خاکستری روشن تا خاکستری تیره و بنفش دیده می‌شوند و شامل لیتیک توف، لیتیک کریستال توف، کریستال توف و پامیس توف می‌باشند. لیتیک توف‌ها در نمونه دستی حاوی بلورها و قطعات خیلی ریز غیر قابل تشخیص و به رنگ قهوه‌ای تیره دیده می‌شوند. در شمال شرق سلیمانی گدازه توف آندزیتی به ضخامت تقریبی ۱۰ متر بین شیل، توف‌های شیلی و ماسه‌سنگ این واحد قرار دارد (شکل ۲-۲۸). پورفیرهای درشت پلاژیوکلاز به همراه قطعات شیلی، بازالتی ورگه‌های باریت در آن به وفور دیده می‌شود و رنگ آن خاکستری تیره و قهوه‌ای است (شکل ۲-۲۹). پس از بررسی مقاطع میکروسکوپی گدازه‌های آتشفشانی ائوسن، تنها تراکیت‌ها آپاتیت قابل ملاحظه‌ای دارند و با مقایسه سنگ‌های تراکیتی حاوی فیروزه در معدن فیروزه با آپاتیت بیش از ۳ درصد، استعداد تشکیل فیروزه را می‌توانند داشته باشند (مافی و ناصریان، ۱۳۸۴).



شکل ۲-۲۲- در این شکل تناوب شیل و مارن‌های چین-خوده واحد آتشفشانی- رسوبی ائوسن را مشاهده می-کنید(شمال شرق روستای سلیمانی). دید به سمت غرب.



شکل ۲-۲۱- تصویری از بخش‌های سنگی مختلف واحد آتشفشانی- رسوبی ائوسن (احمدجامی). دید به سمت شمال.
توف ماسه سنگی بنفش
شیل و توف شیلی + مارن + آهک و آهک نومولیت دار



شکل ۲-۲۴- تصویری از شیل و توف‌های شیلی (جنوب احمدجامی). دید به سمت جنوب.



شکل ۲-۲۳- تصویری از لایه‌های افقی آهک و مارن واحد آتشفشانی- رسوبی ائوسن (امیرآباد). دید به سمت شمال.



شکل ۲-۲۶- در این تصویر برشی شدن گدازه آندزیتی دیده می‌شود (احمدجامی). دید به سمت شمال.



شکل ۲-۲۵- تصویری از پورفیرهای پلاژیوکلاز درگدازه آندزیتی واحد آتشفشانی- رسوبی ائوسن (احمدجامی). دید به سمت شمال.



شکل ۲-۲۸- در این شکل قطعه سنگ بازالتی را در لیتیک پومیس توف مشاهده می‌کنید (روستای سلیمانی). دید به سمت شمال.



شکل ۲-۲۷- در این تصویر اپیدوت‌زایی در درزه‌های پر مانند گدازه‌های آندزیتی واحد آتشفشانی- رسوبی ائوسن دیده می‌شود (احمدجامی). دید به سمت شمال.



شکل ۲-۲۹- تصویری از کنتاکت موازی بین پومیس توف و ماسه‌سنگ توفی (شمال غرب سلیمانی). دید به سمت شمال غرب.

۲-۳-۵- کنگلومرا و سنگ ماسه الیگوسن (Ocs):

این واحد کنگلومرای ضخیم لایه با بین لایه‌هایی از ماسه‌سنگ (لیت‌آرنایت) و مارن به رنگ کلی قرمز روشن است که ضخامتی حدود ۳۰ متر را نشان می‌دهد (شرح نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور). کنگلومرا دارای جورشدگی و گردشدگی ضعیفی است. قطعات تشکیل دهنده آن شامل ماسه‌سنگ و سنگ آهک است. جدیدترین قطعه آهکی که در کنگلومرا یافت می‌شود مربوط به واحد آتشفشانی- رسوبی ائوسن است لذا می‌توان سن این مجموعه را الیگوسن در نظر گرفت. این واحد را معادل تشکیلات قرمز زیرین در نظر می‌گیرند (شرح نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور) (شکل ۲-۳۰).

۲-۳-۶- کنگلومرای پلیوکواترنر (PIQc)

این واحد کنگلومرای به رنگ کلی کرم تا قرمز است (شکل ۲-۳۰) که بر روی اکثر واحدهای قدیمی تر تراست شده است. کنگلومرا فاقد سیمان است و جورشدگی ضعیف دارد، داخل این کنگلومرا درون لایه‌هایی از سنگ ماسه و مارن دیده می‌شود.

۲-۳-۷- نهشته‌های کواترنر (Qal- Qt2- Qt1)

نهشته‌های کواترنر جوانترین رسوبات در منطقه، واحدهای مختلفی را شامل می‌شود. مخروط‌های آبرفتی قدیمی (Qt1)، که به طور عمده در ارتفاعات و برفراز برآمدگی‌ها و مخروط‌افکنه در پای ارتفاعات و در ابتدای دشت رسوب کرده‌اند (شکل ۲-۳۱)، در برخی نقاط به صورت مارن‌های رنگارنگ دیده می‌شوند (شکل ۲-۳۲). پادگانه‌های آبرفتی جوان (Q12) به طور عمده در نقاط کم ارتفاع‌تر نسبت به پادگانه‌های آبرفتی قدیمی‌تر در پوشش کف دشت‌ها و در حواشی آبرفت‌ها فرو نشسته‌اند. رسوبات سیلابی جوان (Qal) که در مسیر رودخانه و کانال‌های سیلابی رسوب کرده‌اند (شکل ۲-۳۳). آبرفت‌های کواترنر، زمین‌های مستعد کشاورزی‌اند.



شکل ۲-۳۱- در این تصویر آبرفتی قدیمی (Qt1) بر روی واحد قدیمی‌تر آگلومرای ائوسن نشسته است (چشمه بهارمست). دید به سمت غرب.



شکل ۲-۳۰- در این شکل کنگلومرا و سنگ ماسه الیگوسن (Ocs)، واحد کنگلومرای پلیوسن (PIQc) و آبرفت‌های کواترنر را در منطقه مشاهده می‌کنید. دید به سمت شمال.



شکل ۲-۳۲- در این شکل مارن‌های رنگارنگ کواترنر را شکل ۲-۳۳- در این تصویر رسوبات پادگانه‌های آبرفتی و مشاهده می‌کنید (احمدجامی). دید به سمت شرق. سیلابی رودخانه‌ای را مشاهده می‌کنید (احمدجامی).

۲-۳-۸- سنگ‌های نیمه‌عمیق (md)

این سنگ‌ها در منطقه صخره‌ساز هستند و عمدتاً به صورت دایک با ضخامت‌های مختلف رخنمون دارند و در هر جا که فضای بیشتری ایجاد شده است، دایک‌ها به صورت توده‌های نیمه‌عمیق استوک و گنبد‌های کوچک، در واحدهای سنگی قدیمی‌تر که شامل؛ کنگلومرای پالئوسن، آتشفشانی ائوسن و آتشفشانی- رسوبی ائوسن هستند (شکل ۲-۳۴) با روند شمال غرب- جنوب شرق (N12W تا N70W)، نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-۳۵). روند این توده‌ها از روند کلی گسل‌های اصلی منطقه تبعیت کرده و سه سری سیستم شکستگی دارند (شکل ۲-۳۶). جدیدترین واحد سنگی، که تحت نفوذ این مجموعه قرار گرفته، واحد آتشفشانی- رسوبی ائوسن (Eml) است و نفوذ این دایک‌ها در کنگلومرای الیگوسن مشاهده نمی‌شود. بنابراین سن این مجموعه نفوذی را می‌توان بعد از ائوسن در نظر گرفت. جنس این توده‌های نیمه‌عمیق؛ ریولیت، داسیت، تراکی‌آندزیت است. این توده‌ها مخصوصاً دایک‌ها در مناطقی که هم‌سطح با سنگ میزبان هستند به صورت مناطقی با خاک‌های سفید تا خاکستری دیده می‌شوند. در نمونه دستی، اغلب بافت پورفیری، و میکروگرانولار پورفیری دارند؛ پورفیرها هورنبلند، پلاژیوکلاز و کمی بیوتیت و زمینه این سنگ‌ها میکروگرانولار تا میکروکریستالین است. این کانی-شناسی مشابه کانی‌شناسی آداکیت‌هاست. مقدار کانی‌های مافیک مخصوصاً پورفیرهای هورنبلند سبز در این نمونه‌ها یکسان نیست که این امر باعث تفاوت رنگ این سنگ‌ها شده است و رنگ سنگ‌ها از

سفید در ریولیت‌ها تا خاکستری تیره در تراکی‌اندزیت‌ها تغییر می‌کند. تفکیک سنگ‌شناسی داسیت و تراکی‌اندزیت‌ها در صحرا میسر نیست و برای تعیین جنس آن‌ها مطالعه پتروگرافی و ژئوشیمیایی به طور همزمان صورت گرفته است. لازم به ذکر است که این توده‌ها حاوی آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در اندازه‌ها و شکل‌های مختلف‌اند و هر چه از سمت توده‌های ریولیتی به سمت توده‌های داسیتی و تراکی‌اندزیتی پیش می‌رویم به ترتیب تعداد و اندازه آن‌ها بیشتر می‌شود. توده‌های آذرین منطقه بیشتر ترکیب حدواسط داشته و به صورت دایک و استوک‌های نیمه عمیق با ابعاد کم جایگزین شده‌اند، بنابراین به علت نداشتن دمای کافی و کمبود سیالات، بر واحدهای سنگی میزبان خود چندان تأثیرگذار نبوده و اکثراً باعث تغییر رنگ سنگ میزبان تا فاصله ۲ متر شده‌اند. با این حال تأثیرات گرمایی و پیامد نفوذ این توده‌ها به صورت دگرسانی، در مقیاس صحرایی و میکروسکوپی قابل مشاهده است.

الف- ریولیت‌ها

اکثر دایک‌های ریولیتی ضخامت ۲ تا ۸ متر دارند و در یک زون شکستگی- گسلی با امتداد (N12°W تا N30°W) و طولی کمتر از یک کیلومتر، در احمدجامی و شمال شرق منطقه مورد مطالعه (مسیل احمدجامی و مسیل محمدخان) در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-۳۷). در بعضی دایک‌های ریولیتی درزه‌های ستونی ایجاد شده که توده را به قطعات چند وجهی نامنظم تقسیم می‌کند (شکل ۲-۳۸).

ریولیت‌ها در نمونه دستی رنگ سفید تا خاکستری روشن و بافت پورفیری، میکروگرانولار پورفیری، گلومروپورفیری و جریان‌ی دارند و اغلب پورفیرها پلاژیوکلاز و بلورهای سوزنی شکل هورنبلند سبز است. بافت جریان‌ی به دلیل ردیف‌شدگی پورفیرهای سوزنی شکل هورنبلند سبز در جهت جریان گدازه است که مشخصه بارز ریولیت‌های منطقه است و از این طریق می‌توان آن‌ها را از دیگر نمونه‌های داسیتی و تراکی‌اندزیتی در منطقه شناسایی کرد. بافت گلومروپورفیری حاصل تجمع هورنبلند سبز در نمونه دستی دیده می‌شود (شکل ۲-۳۹). دایک‌هایی که ضخامت بیشتری دارند پورفیرهای

درشت‌تری دارند. دایک‌های ریولیتی به دلیل عدم حرارت لازم و عناصر هیدروترمال لازم نتوانسته‌اند بر سنگ دیواره اثری بگذارند و اغلب آن‌ها کلریتی شده و به رنگ خاکستری مایل به سبز درآمده‌اند (شکل ۲-۳۹).

ب- داسیت‌ها

دایک‌های داسیتی در تمام منطقه مورد مطالعه قرار دارند و با روند شمال غرب- جنوب شرق در سنگ میزبان‌های کنگلومرای پالتوسن، آتشفشانی ائوسن و آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند (شکل‌های ۲-۴۰، ۲-۴۱ و ۲-۴۲). بافت پورفیری تا پورفیروئید دارند، فنوکریست‌ها شامل هورنبلند سبز، بیوتیت و پلاژیوکلاز است و زمینه این سنگ‌ها میکروکریستالین تا میکروگرانولار است. اندازه پورفیرها بسته به ضخامت دایک از ۳ تا ۶ میلیمتر تغییر می‌کند. رنگ داسیت‌ها در نمونه‌های هوازده نشده خاکستری روشن و در نمونه‌های هوازده خاکستری است. بعضی از نمونه‌ها هم که تحت تأثیر محلول‌های گرمابی آهن‌دار قرار گرفته‌اند، به رنگ خاکستری مایل به قهوه‌ای دیده می‌شوند. حاوی آنکلاو مافیک هم‌منشأ دیوریتی و گرانودیوریتی در اندازه‌ها و شکل‌های مختلف می‌باشند (شکل ۲-۴۳). البته قطعات شیلی و توفی از سنگ میزبان نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود. این سنگ‌ها اکثراً کلریتی شده‌اند و رنگ خاکستری مایل به سبز دارند (شکل ۲-۴۴). بر اثر نفوذ این دایک‌ها، سنگ میزبان در حد بسیار ضعیف حالت پختگی از خود نشان می‌دهد و تغییر رنگ پیدا می‌کند. در بعضی نقاط که ضخامت دایک زیاد شده در محل تماس با دایک، علاوه بر تغییر رنگ سنگ میزبان و دایک، اپیدوت‌زایی هم در سنگ میزبان و هم در توده صورت گرفته است، تأثیر آن در توده علاوه بر تغییر رنگ دایک به خاکستری مایل به سبز (شکل ۲-۴۵)، باعث شده است کانی‌های هورنبلند سبز به مجموعه‌ای از کانی‌های کلسیت، اپیدوت و کلریت دگرسان یابند (شکل ۲-۴۶).

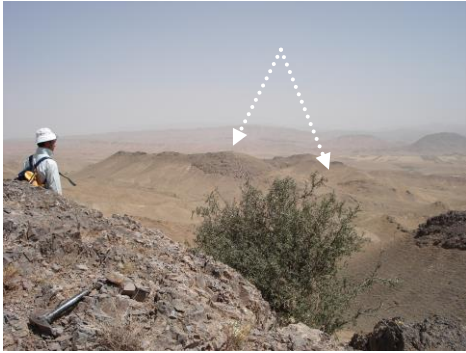
پ- تراکی‌اندزیت‌ها

این سنگ‌ها بیشترین حجم سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق شمال غرب شهر فیروزه را به خود اختصاص می‌دهند. رنگ تراکی‌اندزیت‌ها از خاکستری مایل به سبز در نمونه‌های هوازده نشده تا

خاکستری مایل به قهوه‌ای در نمونه‌های هوازده تغییر می‌کند (شکل‌های ۲-۴۷ و ۲-۴۸). این سنگ‌ها حاوی بلورهای درشت خودشکل و نیمه خودشکل هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز در اندازه‌های مختلف ۳ تا ۷ میلی‌متر، همچنین دارای زمینه‌ای میکروگرانولار متشکل از هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز و بافت پورفیروئیدی هستند. هر چه میزان هورنبلند در سنگ درصد بالاتری دارد رنگ سنگ تیره‌تر است. این سنگ‌ها نسبت به داسیت‌ها و ریولیت‌ها آنکلاو مافیک میکروگرانولار بیشتری دارند. در مطالعات صحرایی گنبد‌های تراکی‌اندزیتی هوازده، رنگ آجری تا نخودی دارند و اغلب تحت تأثیر دگرسانی آرژیلیک قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۴۹) و کانی‌های تیره دگرسان شده، به رنگ اکسید آهن دیده می‌شوند، رگه‌های سیدریتی (شکل ۲-۵۰) و حفراتی در این توده‌ها به وجود آمده است. حفرات متعدد در این توده‌ها منظره فرسایش تافونی را تداعی می‌کند (شکل ۲-۵۱). بعضی از این حفرات به کمک تکتونیک حاکم بر منطقه و گسل خوردگی‌ها به قدری بزرگ شده‌اند که در غرب امیرآباد به عنوان آغل گوسفند استفاده می‌شود.

ت- آنکلاوها

این توده‌ها آنکلاوهای متعددی در شکل‌های مختلف دارند که مهم‌ترین آن‌ها آنکلاوهای مافیک هم منشأ دیوریتی و گرانودیوریتی (معادل درونی آندزیت)، می‌باشند (شکل‌های ۲-۴۳، ۲-۴۷ و ۲-۴۸). آنکلاوها همانند سنگ‌های نیمه‌عمیق میزبان‌شان حاوی هورنبلند و پلاژیوکلاز؛ زمینه میکروگرانولار و بافت پورفیری هستند. میزان و اندازه این آنکلاوها در توده‌های تراکی‌اندزیتی نسبت به توده‌های داسیتی و ریولیتی بیشتر است. همچنین هر چه ضخامت توده بیشتر می‌شود میزان آنکلاوهای مافیک آن بیشتر است. در این توده‌ها قطعاتی از سنگ‌های میزبان از جمله توف، شیل و توف شیلی وجود دارد (شکل ۲-۴۴). وجود آنکلاوهای هم‌منشأ (دیوریتی و گرانودیوریتی) که حاشیه واکنشی نیز دارند (شکل ۲-۵۲) و قطعات توفی-شیلی سنگ میزبان در توده‌های نیمه‌عمیق منطقه نشان دهنده این است که این توده‌ها در مسیر تبلور دچار اختلاط، هضم و آلیش ماگمایی شده‌اند.



شکل ۲-۳۵- تصویری از ضخیم شدن دایک‌ها در جایی- که فضای بیشتری در مسیر دایک فراهم شده است (غرب جاده قوچان نیشابور، غرب امیرآباد). دید به سمت شمال.



شکل ۲-۳۴- نمایی از نفوذ دایک‌ها و گنبد‌ها در شیل‌ها و توف‌های شیلی واحد آتشفشانی- رسوبی ائوسن (جنوب احمدجامی). دید به سمت غرب.



شکل ۲-۳۷- در این شکل نفوذ دایک‌های ریولیتی از داخل زون گسله احمدجامی، در سنگ‌های توفی و ماسه‌سنگ توفی واحد آتشفشانی- رسوبی ائوسن را مشاهده می‌کنید (احمدجامی). دید به سمت شمال.



شکل ۲-۳۶- تصویری از سه سری سیستم درزه در دایک- های ریولیتی (احمدجامی).



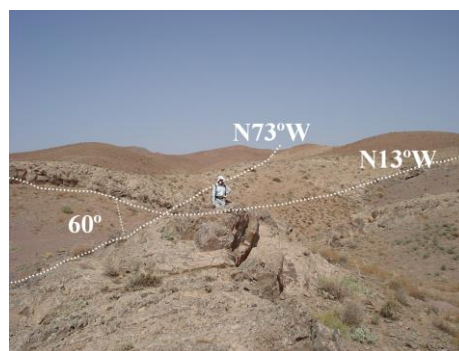
شکل ۲-۳۹- تصویری از بافت گلومروپورفیری حاصل تجمع هورنبلند سبز در سنگ ریولیتی. این نمونه به دلیل کلریت‌زایی به رنگ سبز مایل به خاکستری تغییر کرده است (احمدجامی).



شکل ۲-۳۸- تصویری از ساخت‌های ستونی در دایک‌های ریولیتی (احمدجامی). دید به سمت غرب.



شکل ۲-۴۱- نفوذ دایک داسیتی در سنگ‌های آندزیتی- توفی واحد آتشفشانی ائوسن (شرق روستای سلیمانی). دید به سمت شرق.



شکل ۲-۴۰- تصویری از نفوذ دو سری دایک داسیتی در واحد کنگلومرای پالئوسن (غرب امیرآباد). دید به سمت غرب.



شکل ۲-۴۳- تصویری از آنکلاو دیوریتی در داسیت‌ها (چشمه بهارمست). دید به سمت شمال.



شکل ۲-۴۲- تصویری از مجموعه آواری و کربناته ائوسن زیرین و آگلومرای واحد آتشفشانی ائوسن که میزبان دایک داسیتی‌اند (غرب امیرآباد). دید به سمت شمال غرب.



شکل ۲-۴۵- در این تصویر تأثیر نفوذ دایک داسیتی به صورت اپیدوت‌زایی و تغییر رنگ هم در دایک داسیتی و هم در سنگ میزبان آگلومرای واحد آتشفشانی ائوسن را مشاهده می‌کنید (چشمه بهارمست). دید به سمت شمال.



شکل ۲-۴۴- آنکلاو شیلی در دایک داسیتی که کلریتی شده و به رنگ خاکستری مایل به سبز دیده می‌شود. به تغییر رنگ سنگ میزبان شیلی در اثر نفوذ دایک داسیتی توجه کنید (شرق روستای سلیمانی).



شکل ۲-۴۷- تصویر از تراکی آندزیت خاکستری تیره رنگ به همراه بافت پورفیروئیدی و پورفیرهای پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز. در این نمونه آنکلاو مافیک دیوریتی بیضی شکل در وسط تصویر مشاهده می‌شود (احمدجامی).



شکل ۲-۴۶- در این تصویر بلور درشت هورنبلند سبز را مشاهده می‌کنید که به کلریت، کلسیت و اپیدوت تجزیه شده است (چشمه بهارمست).



شکل ۲-۴۹- تصویری از گنبد‌های تراکی آندزیتی تزییق شده در شیل‌های واحد آتشفشانی - رسوبی ائوسن در غرب امیرآباد. دقت کنید رنگ آجری این گنبد به دلیل دگرسانی آرژیلیک است. دید به سمت شمال.



شکل ۲-۴۸- در این تصویر تراکی آندزیت قهوه‌ای رنگ را مشاهده می‌کنید. آنکلاو مافیک دیوریتی تقریباً بیضی شکل در وسط تصویر دیده می‌شود (جنوب احمدجامی).



شکل ۲-۵۱- تصویری از فرسایش تافونی به دلیل دگرسانی آرژیلیکی گنبد‌های تراکی آندزیتی (غرب امیرآباد). دید به سمت شمال.



شکل ۲-۵۰- در این تصویر رگه‌های سیدریت در گنبد‌های تراکی آندزیتی آرژیلیک شده را می‌بینید (غرب امیرآباد).



شکل ۲-۵۲- تصویری از حاشیه واکنشی بین آنکلاو میکروگرانولار مافیک دیوریتی و سنگ میزبان داسیتی (چشمه بهارمست).

۲-۴- تشکیل دایک‌ها

مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد وجود سیستم‌های گسل- شکستگی در این منطقه که نسبت به گسل‌های اصلی تقریباً به حالت مورب قرار دارند، سبب نفوذ ماگمای اسیدی نزدیک به سطح زمین در آن‌ها شده است و دسته دایک‌های خطی در شمال غرب شهر فیروزه را ایجاد کرده‌اند (اسپیت^۱ و همکاران، ۱۹۸۲)، به طوری که در امتداد شکستگی‌هایی که فضای بیشتری برای آن‌ها فراهم شده گنبد‌های کوچک ظاهر شده است. در غرب امیرآباد دایک‌های داسیتی که ویژگی‌های پتروگرافی و صحرایی کاملاً شبیه به هم دارند با زاویه تقریباً 60° درجه همدیگر را قطع کرده‌اند که تأیید زون گسل- شکستگی قبل از نفوذ مواد مذاب است (شکل ۲-۴۰).

در این منطقه جایی که فضای بیشتری برای درزه و شکستگی‌ها فراهم شده ماگمای بیشتری در آن‌ها نفوذ کرده است (شکل ۲-۳۵) و سنگ‌ها دانه درشت‌ترند؛ بافت آن‌ها پورفیروئیدی، ترکیب تراکی- آندزیتی و شکل توده نیمه عمیق استوک، گنبد و عمدتاً ضخامت دایک زیاد و دایک‌ها نزدیک به هم (حدود ۵۰ متر) با تعداد بیشتر می‌باشند. تعدد و ضخامت دایک‌ها در مرکز منطقه مورد مطالعه (غرب امیرآباد و جنوب احمدجامی) بیشتر است به طوری که به شکل گنبد و استوک‌های کوچک با روند خطی شمال غرب، غرب- جنوب شرق، شرق ایجاد شده‌اند. هرچه از این منطقه دورتر می‌شویم، تعداد

1- Spieght

دایک‌ها کمتر، دایک‌ها دانه متوسط تا دانه‌ریزتر، فاصله آن‌ها بیشتر (حدود ۱۰۰ تا ۵۰۰ متر) و ترکیب دایک‌ها عمدتاً داسیت و ریولیت می‌شود. شیب دایک‌ها در منطقه مورد مطالعه 60° تا 90° درجه و امتداد آن‌ها ($N13^{\circ}W$ تا $N73^{\circ}W$) می‌باشد.

در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سلطان‌آباد به دایک‌های مونزودیوریتی در سنگ‌های میزبان آتشفشانی ائوسن واقع در شمال روستای دستجرد و شورگشت (به جنوب منطقه مورد مطالعه خیلی نزدیک است) با روند تقریبی شمال-جنوب اشاره شده است (شکل ۲-۵۳). در مطالعات دقیق صحرایی (مهدی‌زاده-مشاهدات صحرایی) مشخص شد که این دایک‌ها در حقیقت گدازه بازالتی‌اند و به موازات لایه‌بندی سنگ میزبان قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۵۴). به دلیل این‌که منطقه تحت تأثیر شدید تکتونیکی قرار گرفته، باعث شده است در برخی نقاط، گدازه‌ها امتداد لایه‌بندی را قطع کند و دایک به نظر برسند و ارتباطی با توده‌های نیمه‌عمیق منطقه مورد مطالعه ندارند.



شکل ۲-۵۴- در این عکس امتداد گدازه بازالتی را مشاهده می‌کنید که با امتداد لایه‌بندی موازی است (شمال روستای دستجرد). دید به سمت شمال.



شکل ۲-۵۳- تصویری از امتداد شمال-جنوب گدازه‌های بازالتی در شمال روستای دستجرد. دید به سمت شمال.

۲-۵- زمین‌شناسی ساختمانی

فعالیت کوهزایی در سنوزوئیک، هر از چندگاه یک‌بار، با شدت همراه بوده و برای مدتی نیز دوران آرامش داشته است. در پالئوسن تا ائوسن زیرین، حوضه فرونشست کرده و رسوبات دریایی کم‌عمق بر

آن گذاشته شده است. مجدداً در ائوسن میانی فشارهای تکتونیک، که از طرف شمال به جنوب وارد شده، سبب ورقه‌های رورنده‌ای شده که به طرف جنوب شرق حرکت کرده‌اند. فعالیت کوهزایی و روراندگی در منطقه، تا عهد حاضر ادامه داشته، به طوری که رسوبات قاره‌ای نئوژن و حتی رسوبات کواترنر، در حوضه پیشانی^۱ همین تراست‌ها تشکیل شده است.

امتداد اکثر ساختارها (گسل‌ها، چین‌ها) شمال غرب- جنوب شرق است. مهمترین چین منطقه چین نامتقارن سلیمانی است که گسل‌ها آن را قطع کرده‌اند (اکرمی و عسکری، ۲۰۰۰). راندگی‌ها اغلب دارای شیب زیاد و به سمت شمال شرق است. علاوه بر گسل‌های راندگی، گسل‌های امتدادلغز نیز در منطقه دیده می‌شود. اکثر این گسل‌ها، جوانتر از گسل‌های رانده هستند و احتمالاً ابتدا به صورت یک درزه عمود بر جبهه تراست‌ها و در رابطه با حرکت تراست‌ها تشکیل شده‌اند که ادامه حرکت ورقه‌های رورانده سبب جابه‌جایی مورب‌لغز در طول آن‌ها شده است. گسل‌های نرمال از دیگر ساختمان‌های تکتونیک در منطقه می‌باشد. اکثر چین‌های موجود در منطقه ارتباط مستقیم با گسلش دارند. چین‌ها به طور عمده از نوع مایل، برگشته و خوابیده است و خوابیدگی و سوی رانش، در اکثر آن‌ها، به سوی جنوب است (شکل ۲-۵۵) (شرح نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور). در ادامه به بررسی مهمترین ساخت‌های منطقه می‌پردازیم.

۲-۵-۱- گسل‌ها

در منطقه عملکرد گسل‌ها و سیستم‌های راندگی چیره و غالب است. سمت حرکت آن‌ها از شمال شرق به طرف جنوب غرب است. روند عمومی این گسل‌ها شمال غربی- جنوب شرقی است. دومین دسته گسل‌های موجود در منطقه گسل‌های امتدادلغز می‌باشند روند این گسل‌ها متغیر و متفاوت است. اکثر آن‌ها از روند عمومی منطقه شمال غرب- جنوب شرق تبعیت کرده و با آن سازگارند و برخی با روند غالب شمال شرقی- جنوب غربی و شمالی- جنوبی پدیدار می‌گردند. سومین دسته از گسل‌ها گسل‌های عادی با روند شمال غربی- جنوب شرقی می‌باشند. بر اثر عملکرد گسل‌ها در امتداد

۱- Foreland

بعضی از آن‌ها برش گسلی (شمال غرب روستای سلیمانی) به وجود آمده است (شکل ۲-۵۶). از آن جایی که شناسایی روند گسل‌های اصلی و فرعی و همچنین شناخت مکانیسم گسل‌ها می‌توانند در کانه‌زایی حال و گذشته موثر باشند، به معرفی مهمترین گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم.

الف- گسل راندگی آبقوی (گسل شمال نیشابور): این گسل از ۸ کیلومتری شمال شرقی نیشابور می‌گذرد و ۵۸ کیلومتر طول دارد (بدخشان ممتاز، ۱۳۷۱). این گسل مارن‌های رنگارنگ و گچ‌دار نئوژن و سنگ‌های آندزیتی نئوژن را بر روی رسوبات آبرفتی کواترنر دشت نیشابور رانده است (این گسل خارج از منطقه مورد تحقیق قرار دارد).

ب- گسل راندگی نیشابور: گسل نیشابور سراسر جنوب ناحیه مورد مطالعه را قطع می‌کند و راستای شمال غرب- جنوب شرق دارد. این گسل از ۳ کیلومتری شمال غرب نیشابور شروع می‌شود و از ۱/۵ کیلومتری شمال شهر فیروزه عبور می‌نماید (بدخشان ممتاز، ۱۳۷۱). طول آن ۵۲ کیلومتر است و شیب گسل به سمت شمال شرق و یک گسله معکوس است. این گسل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، کنگلومرای الیگوسن و پلیوکواترنر را بر روی آبرفت‌های کواترنر رانده است (شکل ۲-۵۷). با توجه به قطع رسوبات کواترنر توسط این گسل، گسله مذکور جوان و در عهد حاضر فعال می‌باشد. احتمالاً زمین‌لرزه‌های تاریخی شهر نیشابور مربوط به فعالیت این گسله است (بدخشان ممتاز، ۱۳۷۱).

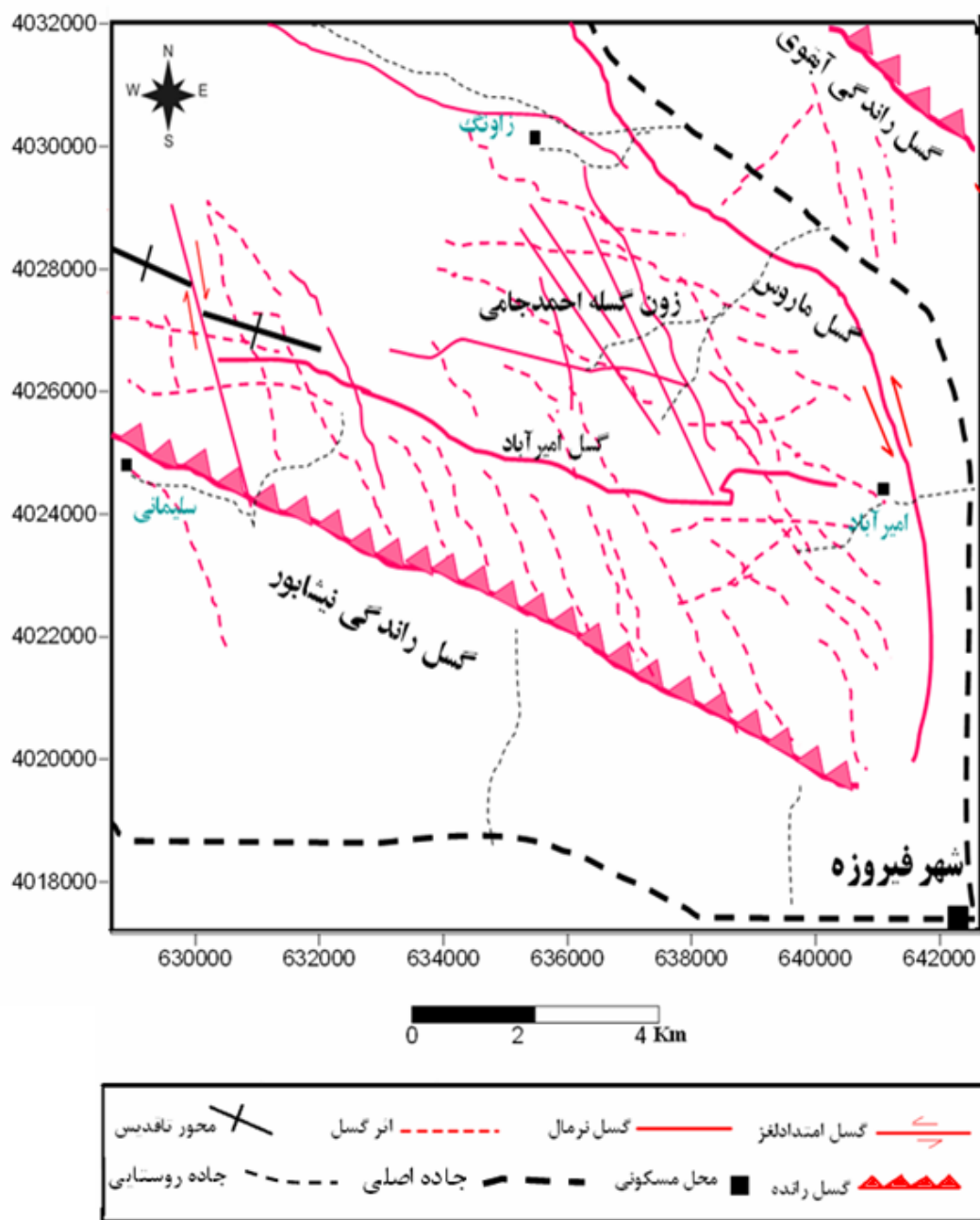
پ- گسل امتدادلغز ماروس: این گسله از ۲/۵ کیلومتری شمال شهر فیروزه می‌گذرد درازای نزدیک به ۲۳ کیلومتر دارد روند آن شمال، شمال غرب- جنوب، جنوب شرق بوده و نسبت به روند عمومی گسل‌ها و ساختارهای بینالود به طور مورب قرار دارد. این گسل امتدادلغز چپ‌بر عمل کرده و در نواحی جنوبی خود (جنوب شرق منطقه مورد تحقیق) کنگلومرای پلیوکواترنر، تراس‌های کواترنر و واحد آتشفشانی- رسوبی ائوسن را قطع می‌کند (شرح نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور).

ت- زون گسله احمدجامی: زون گسله احمدجامی به صورت مورب تاقدیس سلیمانی (تاقدیس گرزار) را قطع کرده است و باعث رخنمون خطی دایک‌های ریولیتی- داسیتی در آن شده است. روند آن‌ها شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد (W 30°N تا W 12°N) (شکل ۲-۳۷). از گسل‌های دیگر

احمدجامی در این منطقه، می‌توان به گسل امتدادلغز راست‌بر و گسل عادی چپ‌بر احمدجامی اشاره کرد که باعث جابه‌جایی لیتولوژی واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن در جنوب احمدجامی شده است (شکل ۲-۵۸).

ث- گسل امیرآباد: این گسل راستای غرب، شمال غرب-شرق، جنوب شرق دارد. شیب گسل به سمت شمال شرق است. گسله امیرآباد باعث جابه‌جایی لیتولوژی و احتمالاً به صورت عادی عمل کرده است (بدخشان ممتاز، ۱۳۷۱) (شکل ۲-۶).

اغلب ساختارهای منطقه دارای روند شمال غرب- جنوب شرق می‌باشند که در نتیجه فشارش شمال-شرقی- جنوب غربی حاکم بر منطقه است. با توجه به راستارهای ساختارها محور فشارش وارد بر منطقه مورد نظر $N 60^{\circ} E$ در نظر گرفته می‌شود (قائمی و همکاران، ۱۹۹۹). برخی دیگر از ساختارها از روند عمومی منطقه تبعیت نکرده و راستاهای شمال شرقی- جنوب غربی، شمالی- جنوبی و شرقی- غربی دارند. این گونه ساختارها نتیجه مراحل متعدد برشی منطقه ناشی از فشارهای وارده بر آن می‌باشد. اساساً بر ناحیه مورد مطالعه سیستم راندگی‌ها چیره می‌گردد و بقیه ساختارها ناشی از عملکرد آنها بوده و پدیده‌های حاصل از راندگی می‌باشند (قائمی و همکاران، ۱۹۹۹).



شکل ۲-۵۵- نقشه گسل ها که با استفاده از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور و سلطان آباد و نرم افزار Surfer ترسیم شده است. مختصات بر حسب (UTM).



شکل ۲-۵۶- تصویری از برش گسلی در امتداد گسل و شکل ۲-۵۷- در این شکل گسل راندگی نیشابور را می- بینید که سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، کنگلومرای الیگوسن و پلیوسن را بر روی رسوبات کواترنر رانده است (شمال شرق روستای سلیمانی). دید به سمت شمال.



شکل ۲-۵۸- در این شکل گسل عادی چپ‌بر احمدجامی را می‌بینید که توسط گسل امتدادلغز راست‌بر شمال سلیمانی جابه‌جا شده است (احمدجامی). دید به سمت جنوب غرب.

فصل سوم

پتروگرافی

در بخش پتروگرافی، ویژگی‌های کانی‌شناسی و تحولات قابل مشاهده سنگ در مقیاس میکروسکوپی مورد بررسی قرار می‌گیرد تا از این طریق بتوان نام سنگ‌های مورد مطالعه را به طور دقیق‌تر مشخص نمود و در عین حال رفتار آن‌ها را در مورد فرایندهایی نظیر تبلور تفریقی، هضم، اختلاط ماگمایی، دگرسانی و غیره به تفصیل مورد بحث و بررسی قرار داد.

طیف ترکیبی سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق مورد مطالعه؛ ریولیت، داسیت و تراکی‌اندزیت می‌باشد. این سنگ‌ها در مقاطع میکروسکوپی زمینه‌ای دانه‌ریز و کمی دگرسان شده دارند از این رو برای دقت بیشتر در نامگذاری و رده‌بندی آن‌ها، از نتایج تجزیه شیمی به طور همزمان استفاده شده است (مبحث ژئوشیمی به صورت فصل جداگانه ارائه شده است). اینک به بررسی پتروگرافی این سنگ‌ها می‌پردازیم.

۳-۲- ویژگی‌های پتروگرافی سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق

این سنگ‌ها شامل ریولیت، داسیت و تراکی‌اندزیت هستند و هدف اصلی این رساله بررسی آن‌ها می‌باشد. در تمام این سنگ‌ها کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز اساساً زونه، هورنبلند و بیوتیت است و همچنین آپاتیت، اسفن، زیرکن و مگنتیت، به صورت کانی‌های فرعی حضور دارند. وجود بافت‌های غیرتعادلی همانند بافت پورفیری و گلومروپورفیری؛ خوردگی در بلورهای هورنبلند، پلاژیوکلاز و کوارتز به همراه آنکلاوها و میکروآنکلاوهای توفی از سنگ میزبان؛ و آنکلاوها و میکروآنکلاوهای مافیک هم-منشأ در این سنگ‌ها رایج است و حکایت از آرایش و هضم ماگمای سازنده این توده‌های نیمه‌عمیق دارد. در بسیاری از مقاطع کلریت‌زایی حاصل از تبلور مجدد شیشه زمینه دیده می‌شود. اینک به شرح پتروگرافی این سنگ‌ها از اسیدی به حدواسط می‌پردازیم.

۳-۲-۱- ریولیت‌ها

این سنگ‌ها در نمونه دستی رنگی سفید تا خاکستری روشن دارند. اغلب فنوکریست‌ها پلاژیوکلاز، هورنبلند و در بعضی نمونه‌ها سانیدین و کوارتز است که در نمونه دستی نیز به خوبی قابل مشاهده

است (شکل ۳-۱). پورفیرهای هورنبلند سبز به دو صورت در دایک‌های ریولیتی قرار دارند؛ در بعضی به صورت بلورهای سوزنی شکل و کشیده در جهت جریان گدازه و در برخی بلورهای سوزنی شکل کشیده همراه با بلورهای خودشکل هورنبلند سبز حضور دارند. در مقاطع نازک بافت جریان‌ی، پورفیری، گلومروپورفیری و میکروگرانولار پورفیری نشان می‌دهند. بافت گلومروپورفیری در ریولیت‌های مورد مطالعه حاصل تجمع درشت بلورهای پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز و سانیدین در زمینه‌ای از ریز بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز، سانیدین و کانی‌های اوپک است. این تجمع‌ها به صورت تجمع بلورهای پلاژیوکلاز (شکل ۳-۲)، تجمع بلورهای هورنبلند سبز (شکل ۳-۳) و تجمع بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند قابل مشاهده است (شکل ۳-۴). به نظر کرکپاتریک^۱ (۱۹۷۷) این نوع بافت حاصل نطفه‌بندی ناهمگن است. مکانیسم تشکیل این تجمعات حاصل نطفه‌بندی ناهمگن، در بلورهای هم‌جنس، بر اساس اتصالات سینوسی است. بلورها ضمن صعود، با یکدیگر برخورد می‌کنند و در صورتی که شبکه بلوری آن‌ها با یکدیگر موازی باشد و یا در جهت ماکلی و یا روابط اپی‌تاکسیالی مناسب قرار گیرند، به همدیگر چسبیده و گلومرول‌ها را ایجاد می‌کنند (شلی^۲، ۱۹۹۳). کانی‌های اصلی سازنده ریولیت‌ها هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، سانیدین و کوارتز است. کانی‌های اوپک و کمی آپاتیت کانی‌های فرعی در ریولیت‌های منطقه است. همچنین سریسیت، کلریت، کلسیت، اکسیدهای آهن و کانی‌های رسی از کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها می‌باشد. کلریت‌زایی در برخی دایک‌های ریولیتی منجر به تغییر رنگ دایک‌ها به سبز کم رنگ شده است. وضعیت قرارگیری بلورهای سوزنی شکل هورنبلند سبز در مسیر جریان گدازه داخل دایک به سنگ منظره‌ای جریان‌ی داده است. زمینه فلسیک ریولیت‌ها میکروکریستالین است و از دانه‌های ریز کوارتز، سانیدین، هورنبلند سبز، کانی‌های اوپک و پلاژیوکلاز تشکیل شده است. آنکلاوهایی از سنگ میزبان مثل توف در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۵).

۱- Kirkpatrick
۲- Shelly

الف - کانی های اصلی

کوارتز

این کانی اغلب به صورت دانه ریز در زمینه سنگ و گاهی به صورت فنوکریست بی شکل و حاشیه گرد شده حضور دارد و برخی از آن‌ها دارای خلیج خوردگی است (شکل ۳-۶). خلیج خوردگی‌ها در اثر عدم تعادل ترکیبی فنوکریست‌ها با مذاب مایع باقیمانده به وجود آمده‌اند.

پلاژیوکلاز

این کانی اغلب به صورت فنوکریست (که ابعاد آن گاهی به ۵mm می‌رسد) و به مقدار کمتری به صورت دانه‌های ریز در زمینه سنگ حضور دارد. ماکل آلبیتی (تیغه‌بندی نازک) و منطقه‌بندی ترکیبی از مشخصات پلاژیوکلازهای موجود در ریولیت‌های منطقه است. لازم به ذکر است ترکیب پلاژیوکلازها در حد آلبیت تا الیگوکلاز متغیر است (شکل ۳-۷). شکل این کانی از نیمه شکل دار تا کاملاً شکل دار متغیر است. اغلب پلاژیوکلازها دارای حاشیه گرد شده و خوردگی دارند که می‌تواند نشانه دمای بالای ماگما در موقع خروج باشد (شکل ۳-۸). این کانی تحت تأثیر دگرسانی سریسیتی قرار گرفته است (شکل ۳-۹).

هورنبلندسبز

این کانی از کانی‌های اصلی مافیک در ریولیت‌های مورد مطالعه است. این کانی به صورت فنوکریست و به شکل سوزنی و کشیده (اسکلتی)، شکل دار، نیمه شکل دار و دارای خوردگی (می‌تواند دمای بالای ماگما را هنگام خروج نشان دهد) (شکل ۳-۱۰) در سنگ دیده می‌شود. تجمع آن با پلاژیوکلاز منجر به بافت گلومروپورفیری در این سنگ‌ها شده است. بلورهای سوزنی و کشیده هورنبلند منظره بافت جریان‌ی را در سنگ ایجاد کرده است. این کانی اغلب دارای پلی کروئیسزم سبز و حاشیه سوخته می‌باشد (شکل ۳-۱۱). مقاطع عرضی کاملاً شکل دار همراه با دو سری رخ لوزی شکل نیز در سنگ دیده می‌شود (شکل ۳-۱۲). هورنبلند حاشیه سوخته مربوط به دایک‌های کم ضخامت یا حاشیه دایک می‌باشد. وجود فنوکریست‌هایی با شکل بلورین منظم در ریولیت‌ها حاکی از آن است

که قبل از جایگزینی نهایی ماگما، فنوکریست‌های مزبور از ماگمایی که به آهستگی در حال سرد شدن بوده، به آرامی رشد کرده‌اند. افزایش درجه سردشدگی همراه با کاهش سرعت انتشار و همچنین افزایش سرعت نطفه‌بندی و رشد، باعث تغییر شکل بلورها از حالت‌های منظم به اشکال اسکلتی می‌شود (سوانسون^۱ و همکاران، ۱۹۸۹؛ مهدیزاده، ۱۳۸۷). این کانی در اثر دگرسانی به کلریت، کلسیت، اسفن و کانی‌های اوپک تبدیل شده است (شکل ۳-۱۳).

سانیدین

این کانی به صورت کانی‌های ریز در زمینه سنگ و هم به صورت پورفیر خودشکل درشت در سنگ وجود دارد. بلورهای هورنبلند و آپاتیت به صورت ادخال در این کانی دیده می‌شود (شکل ۳-۱۴). خوردگی خلیجی شکل نیز در این کانی دیده می‌شود (شکل ۳-۱۵ و ۳-۱۶). به دلیل کائولینیتی شدن اکثر سانیدین‌ها برآورد تشخیص همه بلورها و مقدار دقیق آن در سنگ مشکل است.

ب- کانی‌های فرعی

کانی‌های اوپک

کانی‌های اوپک به صورت ادخال در داخل هورنبلند دیده می‌شود. این کانی از دگرسانی هورنبلند سبز نیز ایجاد می‌شود.

آپاتیت

این کانی به صورت ادخال در برخی از پلاژیوکلازها، هورنبلندها و فلدسپات‌های آکالن یافت می‌شود. در بعضی نمونه‌ها آپاتیت به صورت کشیده و دارای شکستگی عرضی در کنار هورنبلند سبز دیده می‌شود (شکل ۳-۱۷).

۱- Swanson

پ- کانی‌های ثانویه

کلریت و کلسیت

کلریت در اثر دگرسانی هورنبلند و همچنین از تبلور مجدد شیشه زمینه به وجود آمده است. در برخی موارد کلریت، اسفن و کلسیت جایگزین هورنبلند شده‌اند. کلسیت بر اثر دگرسانی پلاژیوکلاز نیز به وجود می‌آید.

کانی‌های رسی و سریسیت

دگرسانی فلدسپارهای آلکالن به ویژه سانیدین به کانی‌های رسی، به صورت کائولینیتی شدن در مقاطع نازک دیده می‌شود و منظره ابر مانند و غبارآلودی در سطح کانی به وجود آورده است (شکل ۳-۱۸). در برخی از نمونه‌ها پلاژیوکلاز و سانیدین به طور گسترده به سریسیت تبدیل شده‌اند.

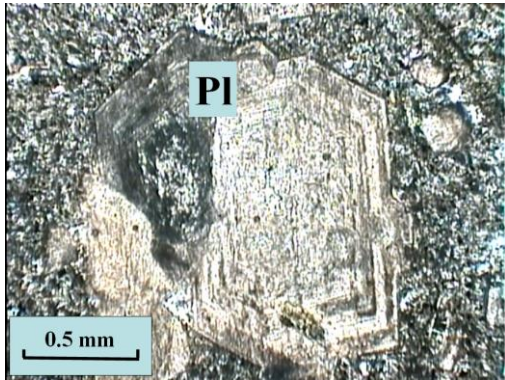
اکسیدهای آهن

در اثر دگرسانی هورنبلند مقداری مگنتیت ثانویه در این سنگ‌ها به وجود آمده است.

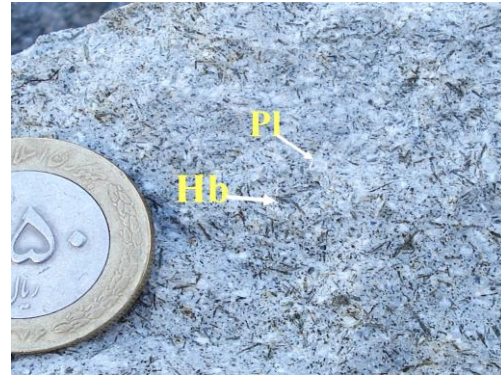
علائم اختصاری که در این پایان‌نامه استفاده خواهد شد عبارتند از:

پلاژیوکلاز	Pl	آپاتیت	Ap
هورنبلند	Hb	اسفن	Sph
کوارتز	Qtz	زیرکن	Zr
بیوتیت	Bio	اپیدوت	Ep
سانیدین	San	مگنتیت	Mgt
کانیهای اوپک	Opq	کلسیت	Ct

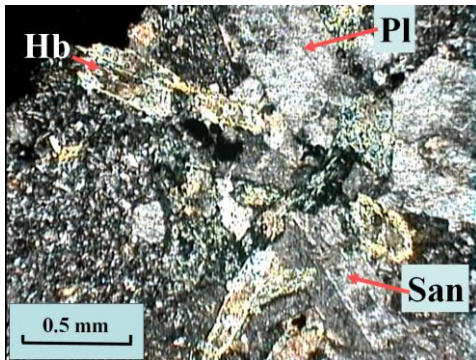
این علائم در تمامی اشکال یکسان است.



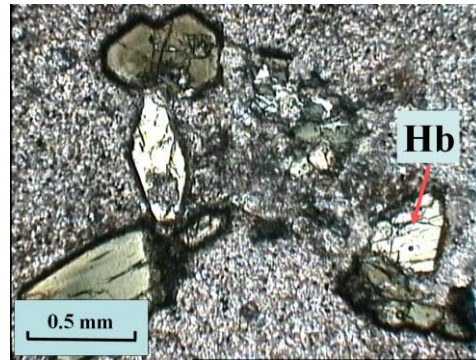
شکل ۳-۲- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بافت گلوپورفیری حاصل اجتماع بلورهای پلاژیوکلاز در ریولیت‌ها. در ضمن پلاژیوکلازها دارای زونینگ است (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



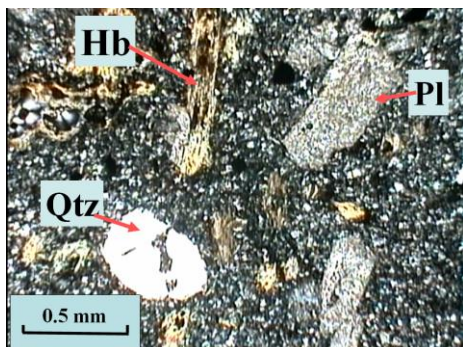
شکل ۳-۱- تصویری از ساخت میکروگرانولار پورفیری در ریولیت‌ها. پورفیرهای سوزنی شکل هورنبلند سبز بافت جریان‌ی به سنگ داده است (محل نمونه‌برداری منطقه احمدجامی).



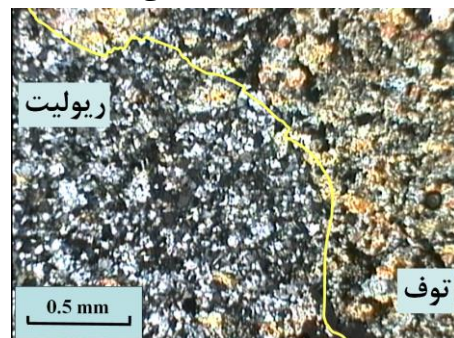
شکل ۳-۴- تصویر میکروسکوپی بافت گلوپورفیری حاصل اجتماع کانی‌های پلاژیوکلاز، سانیدین و هورنبلند سبز در نمونه ریولیتی است (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



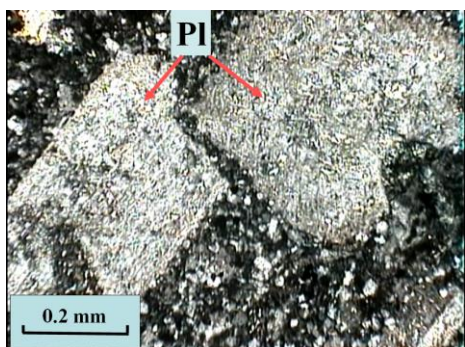
شکل ۳-۳- تصویر میکروسکوپی بافت گلوپورفیری حاصل اجتماع هورنبلند سبز را در ریولیت‌ها مشاهده می‌کنید. در ضمن بلورهای ریز کوارتز و پلاژیوکلاز در زمینه قرار دارند (نور PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



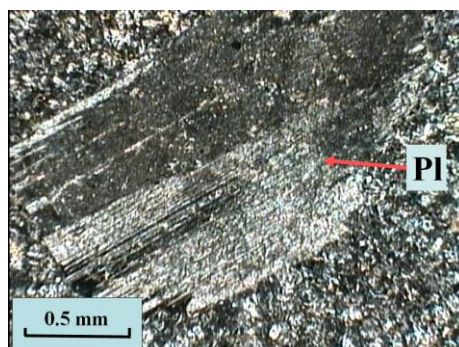
شکل ۳-۶- تصویر میکروسکوپی از کانی‌های کوارتز، هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز در ریولیت‌ها. همان طور که در تصویر مشاهده می‌شود کوارتز دارای حاشیه گرد شده خلیجی شکل است (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



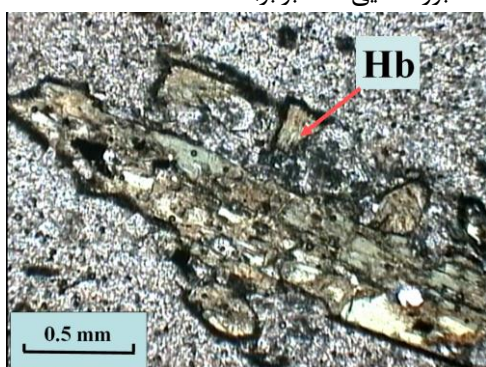
شکل ۳-۵- تصویر میکروسکوپی از آنکلاو توفی در ریولیت (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



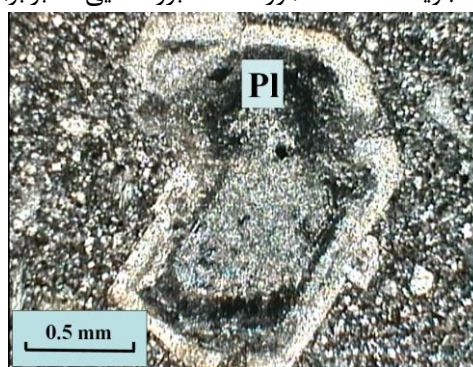
شکل ۳-۸- تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلاز دارای خلیج خوردگی که به سرسیت دگرسان شده است (نور XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



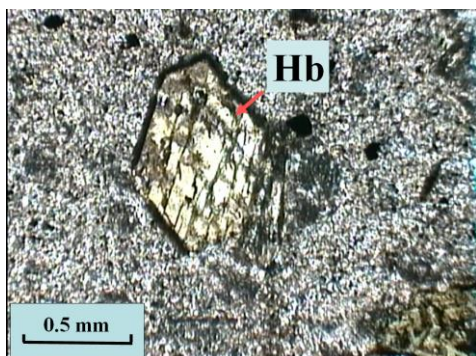
شکل ۳-۷- تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلاز در ریولیت با تیغه‌های نازک و ماکل پلی‌سنتیک که به کانی‌های رسی تجزیه شده است (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



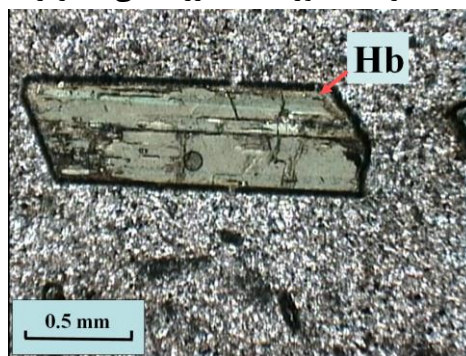
شکل ۳-۱۰- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده خوردگی پیشرفته در بلور هورنبلند سبز (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



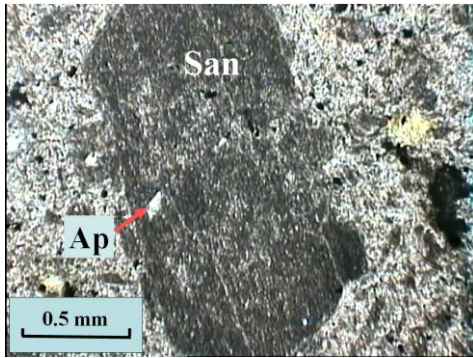
شکل ۳-۹- تصویر میکروسکوپی از تجزیه بلور پلاژیوکلاز به کانی‌های سرسیت و منطقه‌بندی ترکیبی آن در نمونه ریولیتی. دگرسانی در هسته پلاژیوکلاز به دلیل آنورتیتی بودن شدیدتر است (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



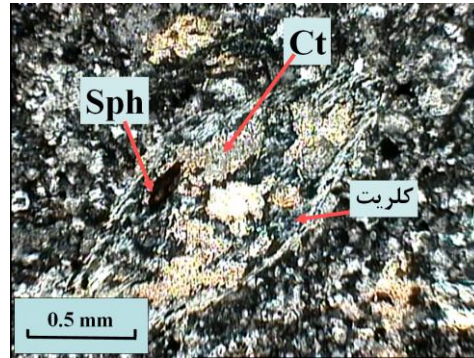
شکل ۳-۱۲- تصویری از بافت پورفیری در ریولیت‌ها به همراه مقطع عرضی از بلور خودشکل هورنبلند سبز که دو دسته رخ لوزی شکل در آن کاملاً مشخص است (نور PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



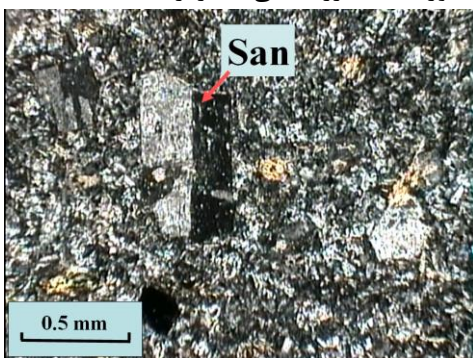
شکل ۳-۱۱- تصویر میکروسکوپی از بلور خودشکل هورنبلند سبز که دارای حاشیه سوخته و پلی‌کروئیسیم سبز است (نور PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



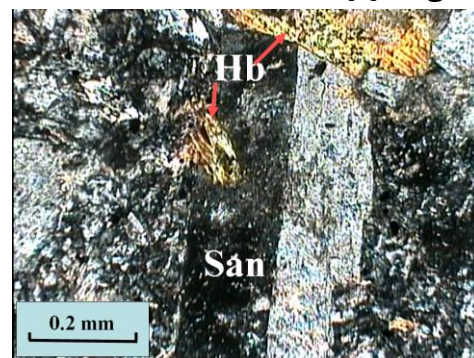
شکل ۳-۱۴- تصویر میکروسکوپی از فنوکریست سانیدین حاوی ادخال آپاتیت که در حال تجزیه به کانی رسی است (نور PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



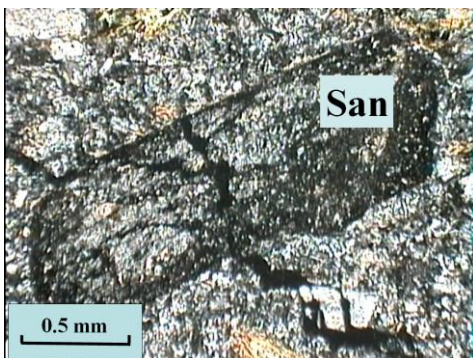
شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی از دگرسانی هورنبلند سبز به به کلسیت، کلریت و اسفن (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



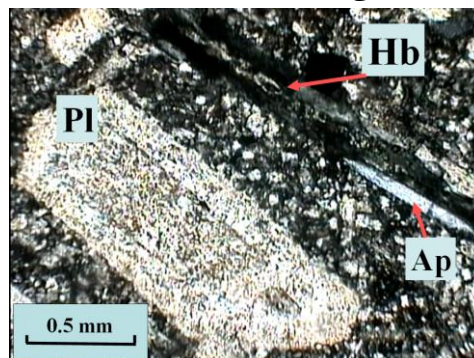
شکل ۳-۱۶- تصویر میکروسکوپی سانیدین دارای خوردگی خلیجی شکل (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۱۵- تصویر میکروسکوپی از بلور سانیدین که هورنبلند سبز به صورت ادخال روی آن قرار دارد (نور XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



شکل ۳-۱۸- بلور خودشکل سانیدین که به کانی رسی تجزیه شده است (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۱۷- تصویر میکروسکوپی از آپاتیت سوزنی، پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز در نمونه ریولیتی (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

۳-۲-۲- داسیت‌ها

داسیت‌ها دوّمین سازنده مهم سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق شهر فیروزه می‌باشد. این سنگ‌ها به رنگ خاکستری روشن بوده و دارای بافت پورفیری تا میکروگرانولار پورفیری است. فنوکریست‌ها اغلب

هورنبلند و پلاژیوکلاز و گاه بیوتیت و کوارتز است که در نمونه دستی می‌توان آن‌ها را شناسایی کرد (شکل ۳-۱۹). در برخی از نمونه‌ها مقدار درشت بلورهای هورنبلند سبز بیشتر است، سنگ ظاهری خاکستری پیدا می‌کند. این سنگ‌ها حاوی آنکلاو مافیک در اندازه‌های مختلف با ترکیب دیوریتی و گرانودیوریتی و همچنین دارای آنکلاو از سنگ‌های میزبان می‌باشند.

در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت گلومروپورفیری، میکروگرانولار پورفیری، غربالی، هیالوپورفیریک و جریان‌ی هستند (ماگما در حال حرکت رقیق‌تر بوده است). کانی‌های اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز، کوارتز و در بعضی نمونه‌ها بیوتیت است که غالباً به صورت پورفیرهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پیدا می‌شوند و اغلب دارای خوردگی‌اند (شکل ۳-۲۰). سانیدین، کانی‌های اوپک، آپاتیت و کمی زیرکن کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی این سنگ‌ها؛ کلریت، اپیدوت، کلسیت، سریسیت، اسفن، سیلیس و کانی‌های رسی می‌باشد. زمینه این سنگ‌ها در مقاطع میکروسکوپی از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، کمی هورنبلند و کمی بیوتیت تشکیل شده است. وجود ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز در هورنبلند و ادخال‌هایی از هورنبلند در پلاژیوکلازها در این نمونه‌ها رایج است و حکایت از تبلور همزمان این دو کانی دارد (شکل ۳-۲۱). بیشتر پلاژیوکلازها زونینگ یا منطقه‌بندی ترکیبی دارند و در نتیجه خاموشی منطقه‌ای نشان می‌دهند. پلاژیوکلازهای نوع الیگوکلاز و آندزین غالباً با بیوتیت و هورنبلند سبز همراه هستند. وجود هورنبلند و بیوتیت در داسیت‌ها نشان دهنده این است که داسیت تحت شرایط فشار بخار آب متبلور شده است (معین‌وزیری، ۱۳۷۱).

الف: کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

این کانی به صورت فنوکریست یا به صورت دانه‌ریز در زمینه سنگ وجود دارد. پورفیرهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز، با اندازه تقریبی ۲ تا ۶ میلی‌متر در داسیت‌ها یافت می‌شود. در بعضی از نمونه‌ها پلاژیوکلازهای دانه‌ریز به صورت میکرولیتی در یک زمینه شیشه‌ای و در جهت جریان قرار دارند، به همین دلیل به بافت پورفیری سنگ منظره جریانی می‌دهند (شکل ۳-۲۲). گاهی تجمع

پلاژیوکلازها با هم منجر به بافت گلومروپورفیری در بعضی نمونه‌ها می‌شود (شکل ۳-۲۳). همچنین پورفیرهای پلاژیوکلاز به دلیل عدم تعادل، دارای حاشیه گرد شده و خوردگی اند (شکل ۳-۲۴). این کانی در عین حال که فراوان‌ترین کانی سازنده این سنگ‌ها است، مقدار آن در نمونه‌های مختلف داسیتی تفاوت دارد. ترکیب آن در حد آندزین تا الیگوکلاز است. منطقه‌بندی ترکیبی و ماکل پلی-سنتتیک (حالت تیغه‌ای) از مشخصات بارز این کانی است (شکل ۳-۲۵). منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها بیانگر نوعی عدم تعادل در حین تبلور و انجماد است که این عدم تعادل می‌تواند در اثر تغییرات شرایط محلی تشکیل بلور مثل آشفستگی‌های دمایی ناشی از ورود ماگمای تازه به مخزن ماگمایی در حال تبلور، کاهش سریع دما، تغییر فشار بخار آب و گازهای محلول در ماگما در حین تبلور پلاژیوکلاز باشد (شلی، ۱۹۹۳). به دلیل ورود سیالات گرمایی این کانی دگرسان شده و در اثر دگرسانی، سوسورپته شده و به مجموعه‌ای از کانی‌های اپیدوت، کلسیت و سریسیت تبدیل شده است (شکل ۳-۲۶) و بعضی از آن‌ها دامورپته شده‌اند (شکل ۳-۲۷). البته میزان دگرسانی در همه پلاژیوکلازها یکسان نیست و شدت و ضعف دارد. در مقاطعی که پلاژیوکلازها از حاشیه دگرسان شده‌اند، میکروفنوکریست‌های زمینه اکثراً دگرسان شده‌اند. ادخال‌هایی از آپاتیت، مگنتیت و هورنبلند در این کانی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۸) که منظره بافت غربالی به پلاژیوکلازها می‌دهد (شکل ۳-۲۹).

کوارتز

این کانی به صورت بلورهای ریز و به طور عمده بی‌شکل در فضای بین سایر کانی‌های سنگ یافت می‌شود. در بعضی از نمونه‌ها کوارتز به صورت فنوکریست و دارای حاشیه گرد و خوردگی خلیجی شکل دیده می‌شود (شکل ۳-۳۰ و ۳-۳۱). علت خوردگی را می‌توان در تغییر حالت اتکتیک کوارتز-فلدسپات در طی بالا آمدن ماگما به سطح زمین، در اثر کاهش فشار دانست. ولی از آن جایی که انحلال در سطح بلور مانع ایجاد خلیج می‌شود (دونالدسون^۱ و هندرسون، ۱۹۸۸)، وجود حباب‌های گاز در محل‌های بخصوصی از سطح بلور، مکانیسم انحلال را تسهیل می‌کند. زیرا در اطراف این محل-

۱- Donaldson & Henderson

ها، سیال حرکت متلاطمی دارد و باعث انحلال سریع و مداوم در محل تماس حباب با سطح بلور می-شود. به این ترتیب حباب می‌تواند حفره‌ای در بلور ایجاد کند. همچنین خوردگی‌ها می‌تواند در اثر رشد ناپایدار اولیه باشند (مهدیزاده، ۱۳۸۷). علاوه بر این وجود حواشی خلیج خورده، نشان دهنده آن است که تبلور اولیه این سنگ‌ها در یک مخزن ماگمایی عمیق رخ داده است و سپس در نتیجه کاهش فشار ایزوترمال در یک شرایط غیر اشباع از آب در طی جایگیری این توده‌ها در اعماق کم، باعث حل شدن بخشی و ایجاد این حاشیه‌ها شده است (بورمینگ و فویان^۱، ۲۰۰۱).

هورنبلند

هورنبلند موجود در این سنگ‌ها اکثراً از نوع هورنبلند سبز است. هورنبلندها در مقاطع میکروسکوپی به طور عمده به صورت فنوکریست و مقدار کمی هم به صورت ریز بلور در زمینه سنگ یافت می‌شود. اندازه پورفیرهای این کانی از ۱ تا ۸ میلی‌متر در تغییر است. هورنبلندها اغلب شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، دارای ماکل ساده و همچنین خوردگی دارند. مقاطع طولی و عرضی هورنبلندهایی که به شکل سوزنی در جهت جریان گدازه قرار گرفته‌اند منظره بافت جریان‌ی به سنگ داده است (شکل ۳-۳۲). بعضی نمونه‌های داسیتی که بافت هیالوپورفیری جریان‌ی دارند هورنبلندها از نوع اکسی هورنبلند است که حکایت انجماد ماگما در نزدیک سطح زمین و اکسیداسیون ماگمای تشکیل دهنده آن‌ها دارد که تأیید شواهد صحرایی است (این نمونه‌ها در دایک‌های داسیتی قرار دارند که زمینه آن‌ها گدازه‌ای و میکروکریستالین است). هنگامی که مواد مذاب به نزدیکی سطح زمین می‌رسد مقدار اکسیژن موجود در محیط افزایش می‌یابد در نتیجه آهن ترجیح می‌دهد با اکسیژن وارد واکنش شود و اکسیدهای آهن به خصوص مگنتیت Fe_3O_4 را بسازد. مگنتیت‌های تشکیل شده در این مرحله دانه‌ریز هستند و به صورت حاشیه‌ای اطراف بلور را فرا می‌گیرند و از آن جایی که این حاشیه شبیه سوختگی به نظر می‌رسد می‌گویند هورنبلند دارای حاشیه سوخته است (اوپک‌زایی). بعضی اوقات شدت تشکیل دانه‌های ریز مگنتیت بقدری زیاد است که بلور را فرا می‌گیرد و خصوصیات نوری بلور را تحت تأثیر

۱- Borming & Fuyuan

قرار می‌دهد. بهترین ویژگی برای شناسایی اینگونه بلورها اشکال شش‌گوش مقاطع عرضی آنها می‌باشد (شکل ۳-۳۳). پلاژیوکلاز، کانی‌های اوپک و آپاتیت به صورت ادخال در اغلب هورنبلندها دیده می‌شود (شکل ۳-۳۴). هورنبلندها در برخی از موارد به کلریت، اسفن، اپیدوت و کلسیت دگرسان شده‌اند. در برخی از مقاطع عرضی هورنبلندها دگرسانی به کلریت، کلسیت و کانی‌های اوپک در امتداد رخ‌های لوزی شکل کاملاً مشخص است (شکل ۳-۳۵ و ۳-۳۶). بیوتیت و هورنبلند، غالباً شواهدی از ایجاد واکنش با ماگما را بروز می‌دهند و با محصولات واکنشی، محصور شده و یا خوردگی پیدا کرده‌اند. حتی ممکن است، واکنش مزبور به ایجاد اشکال خلیجی مانند گردد، که این امر خود ناشی از رشد غیر تعادلی است نه نتیجه انحلال.

بیوتیت

این کانی در بعضی از سنگ‌های داسیتی به صورت فنوکریست دیده می‌شود (شکل ۳-۳۷). بیوتیت اغلب به کلریت، مسکوویت و کانی‌های اوپک دگرسان شده است. بافت غربالی ادخال‌دار در بعضی از بیوتیت‌ها دیده می‌شود به طوری که ادخال‌های اوپک در مرکز بیوتیت به صورت درشت و پراکنده ولی در حاشیه مجتمع و دانه‌ریزتر دیده می‌شود. و در برخی نمونه‌ها حاشیه بیوتیت به کلریت و کانی اوپک (مگنتیت و اسفن) تجزیه شده است (شکل ۳-۳۸). اغلب بلورهای بیوتیت حاوی مقداری Ti (تیتانیم) در ساختمان خود می‌باشند و هنگامی که بیوتیت‌های تیتانیم‌دار دگرسان می‌شوند در امتداد رخ‌ها، شکستگی‌ها و سطوح دگرسان شده؛ تجمعات ریز دانه کرمی رنگی دیده می‌شود که در واقع اسفن (CaTiSiO_5) است. کلسیم لازم برای تشکیل اسفن، از کانیه‌های مجاور تأمین می‌شود (در واقع از دگرسانی کانی‌های مجاور مثل پلاژیوکلازها تأمین می‌شود).

سانیدین

این کانی به ندرت در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود و فقط به مقدار خیلی کم به صورت دانه-ریز در زمینه سنگ وجود دارد و اغلب به کانی‌های رسی دگرسان شده است.

ب- کانی‌های فرعی

آپاتیت و زیرکن

کانی‌های پیش‌رس آپاتیت و زیرکن به این دلیل که نتوانسته‌اند رشد کنند و به بلورهای بزرگی تبدیل شوند، به صورت ادخال داخل فنوکریست‌های دیگر از جمله هورنبلند و پلاژیوکلاز باقی مانده‌اند (شکل ۳-۳۹ و ۳-۴۰).

کانی‌های اوپک

کانی‌های اوپک (احتمالاً مگنتیت و پیریت) به فراوانی در سنگ‌های داسیتی دیده می‌شود. تجمع کانی‌های اوپک به همراه اسفن (تیتانومگنتیت) و آپاتیت حاصل از دگرسانی هورنبلند و بیوتیت در بعضی مقاطع دیده می‌شود (شکل ۳-۴۱).

پ- کانی‌های ثانویه

وجود کانی‌های ثانویه نظیر کلریت، اپیدوت، سریسیت، کلسیت، بیوتیت و مسکوویت ثانویه، اکسیدهای آهن، اسفن و کانی‌های رسی در سنگ‌های داسیتی، نشان دهنده این است که این سنگ‌ها دچار دگرسانی شده و فرایندهای کلریتیزاسیون، سریسیتیزاسیون، سوسوریتیزاسیون، اپیدوتیزاسیون و اوپک‌زایی باعث تشکیل آن‌ها شده است.

کلریت و اسفن

کلریت حاصل دگرسانی هورنبلند و بیوتیت است و همراه با اسفن ثانویه یافت می‌شود. حضور کلریت تأیید حضور آب در حین دگرسانی و خروج پتاسیم از محیط دگرسانی بیوتیت‌ها می‌باشد. پتاسیم خارج شده در تشکیل سریسیت شرکت کرده است.

سریسیت و کانی‌های رسی

بلورهای ریز سریسیت در نقاط مختلف سطح پلاژیوکلاز و سانیدین دیده می‌شود. رشد سریسیت نیازمند افزایش آب و K^+ است و سریسیتیزاسیون فقط در صورتی پیشرفت می‌کند که محلول‌های

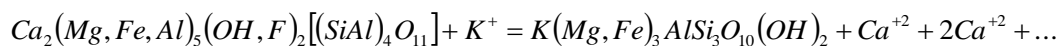
سرشار از آب وجود داشته باشد. یک منبع مهم K^+ همان فرایند کلریتیزاسیون بیوتیت است. در نتیجه این عمل، K^+ با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش شده و Ca^{+2} آزاد می‌کند. از این رو قسمت‌های غنی از An پلاژیوکلاز به راحتی سرسیتی می‌شوند. کانی‌های رسی حاصل تجزیه فلدسپات‌های آلکالن بوده و به صورت پوششی کدر و غبار مانند سطح آن‌ها را می‌پوشاند و منظره غبارآلودی را به وجود می‌آورد. کانی رسی داموریت نیز از تجزیه پلاژیوکلازهای سدیک به وجود آمده و همانند کانی‌های رسی حاصل از تجزیه فلدسپات‌های آلکالن، منظره غبارآلود دارد (شکل ۳-۴۲).

اپیدوت

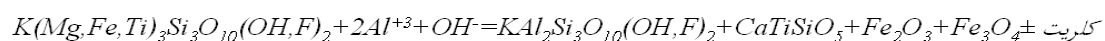
اپیدوت حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند است و به طور گسترده در سنگ‌های داسیتی دیده می‌شود (شکل ۳-۴۳ و ۳-۴۴). حتی اپیدوت‌زایی در سنگ‌های میزبان داسیت‌ها نیز مشاهده می‌شود.

هماتیت، بیوتیت و مسکوویت ثانویه

در بعضی سنگ‌های داسیتی بیوتیت از تحول هورنبلند سبز ایجاد شده است (شکل ۳-۴۵). بر اساس واکنش زیر، هورنبلند با از دست دادن کلسیم و دریافت پتاسیم به بیوتیت تبدیل می‌شود.

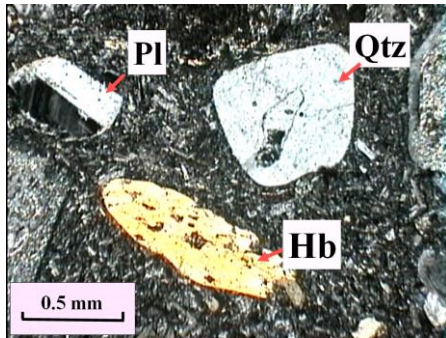


این پدیده حاصل هجوم سیالات پتاسیم‌دار و واکنش هورنبلند با این سیالات است. در ضمن بیوتیت در واکنش با سیالات غنی از آب و آلومینیم به مسکوویت تبدیل می‌شود (شکل ۳-۴۶) و آهن و منیزیم و احتمالاً مقداری از تیتانیم آن خارج می‌شوند و در ساخت کانی‌های ثانویه نظیر اسفن، هماتیت و ... شرکت می‌کنند (مذاکره شفاهی، صادقان).



سیلیس ثانویه

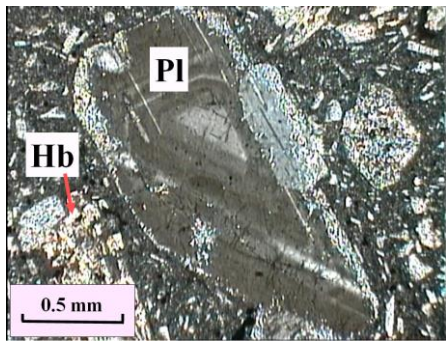
سیلیس ثانویه به صورت بلورهای بسیار ریز قالب بعضی هورنبلندها و همچنین به صورت میکروکریستالین و رگه‌ای داخل شکستگی‌ها را پر کرده است (شکل ۳-۴۷ و ۳-۴۸).



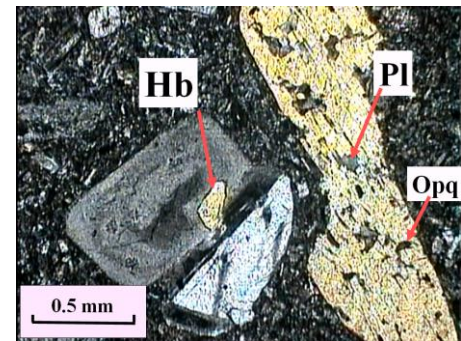
شکل ۳-۲۰- تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری در داسیت ها به همراه پورفیرهای کوارتز، هورنبلند و پلاژیوکلاز (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



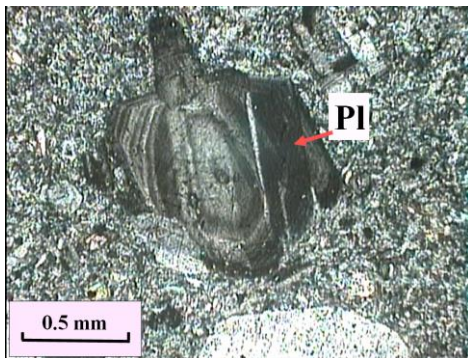
شکل ۳-۱۹- تصویری از نمونه داسیتی به رنگ خاکستری روشن دارای بافت پورفیری که دارای پورفیرهای پلاژیوکلاز و هورنبلند است (محل نمونه- برداری جنوب احمدجامی).



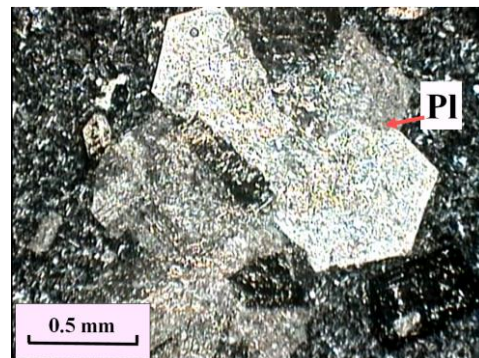
شکل ۳-۲۲- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت پورفیری و بافت جریان‌ی حاصل ردیف شدن میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در نمونه داسیتی. در ضمن پلاژیوکلازها زونینگ دارند (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۲۱- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده خوردگی پیشرفته پورفیرهای هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز در داسیت. ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز و کانی‌های اوپک در هورنبلند سبز؛ و ادخال هورنبلند سبز در پلاژیوکلاز در این شکل دیده می‌شود (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



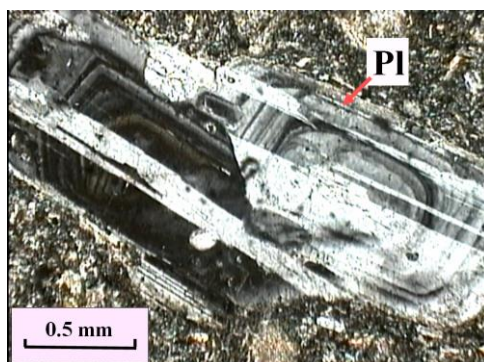
شکل ۳-۲۴- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت پورفیری در داسیت‌ها. همان‌طور که در این تصویر مشاهده می‌کنید فنوکریست پلاژیوکلاز دچار تحلیل‌رفتگی شده است (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



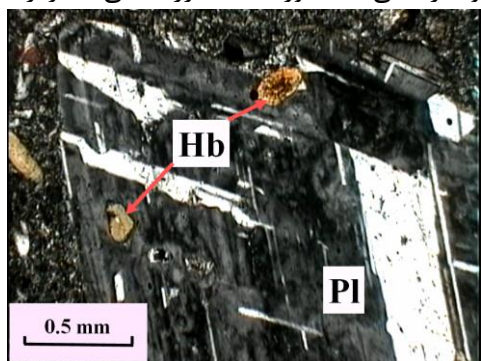
شکل ۳-۲۳- تصویر میکروسکوپی بافت گلمروپورفیری حاصل اجتماع پورفیرهای پلاژیوکلاز (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



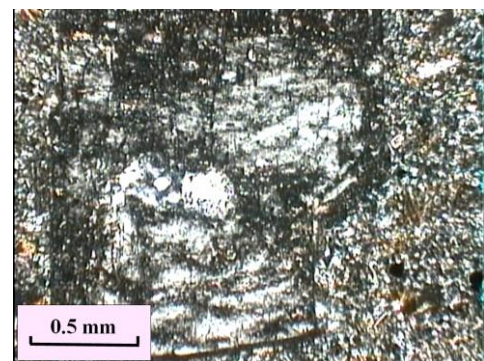
شکل ۳-۲۶- تصویر میکروسکوپی حضور اپیدوت و کلریت در پلاژیوکلاز. لازم به ذکر است کلریت حاصل دگرسانی ادخال‌های اولیه مافیک (عمدتاً هورنبلند) موجود در پلاژیوکلازها می‌باشد (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



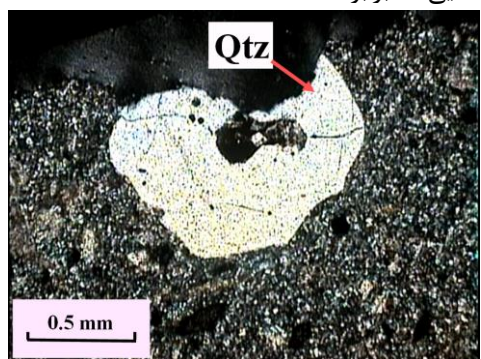
شکل ۳-۲۵- تصویر میکروسکوپی پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی ترکیبی و ماکل پلی‌سینتتیک (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



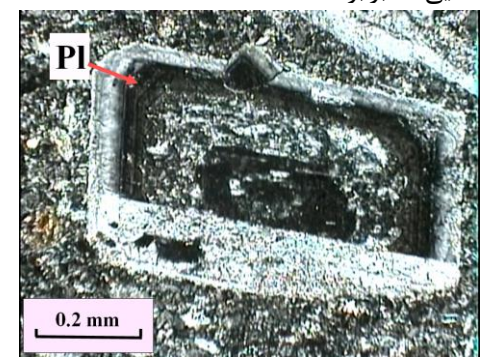
شکل ۳-۲۸- تصویر میکروسکوپی از حضور ادخال‌های هورنبلند در پورفیر پلاژیوکلاز نمونه داسیتی (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



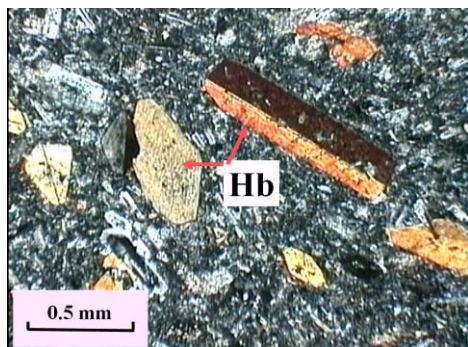
شکل ۳-۲۷- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده تبدیل پلاژیوکلاز به کانی رسی (داموریت) (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



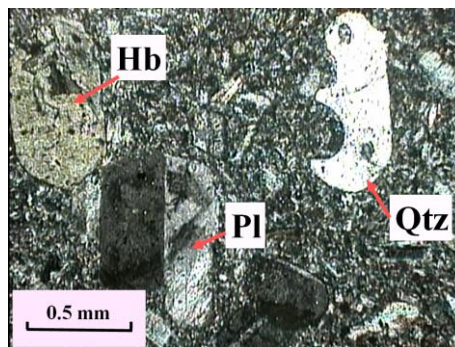
شکل ۳-۳۰- تصویر میکروسکوپی از کوارتز خلیجی در داسیت‌ها (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



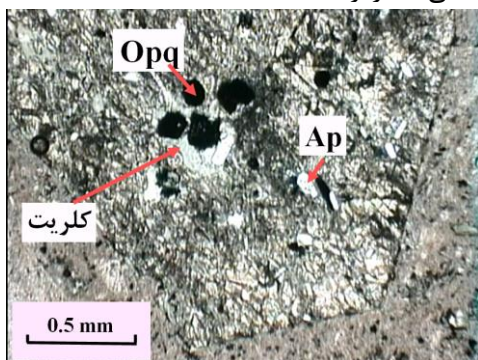
شکل ۳-۲۹- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت غربالی (آپاتیت و مگنتیت) در پلاژیوکلاز (نور XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



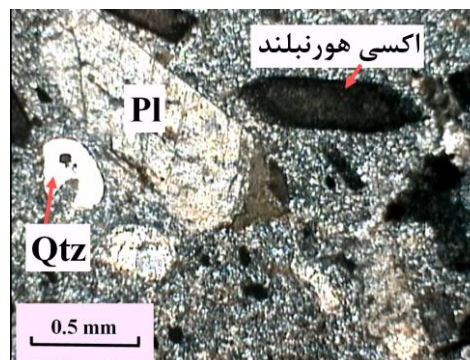
شکل ۳-۳۲- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت پورفیری و جریان در داسیت‌ها. به مقطع طولی و عرضی پورفیرهای هورنبلند سبز که دارای ماکل ساده‌اند و در جهت جریان گدازه ردیف شده‌اند توجه کنید (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



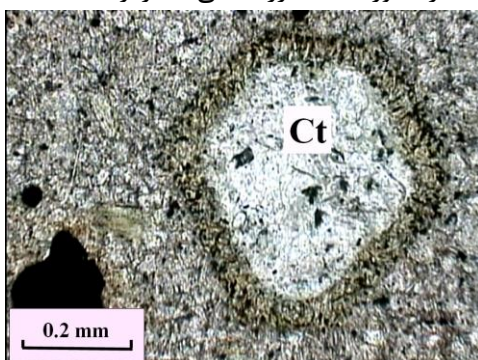
شکل ۳-۳۱- تصویر میکروسکوپی از پورفیرهای کوارتز خلیجی، هورنبلند سبز دارای خوردگی و پلاژیوکلاز در داسیت‌ها (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



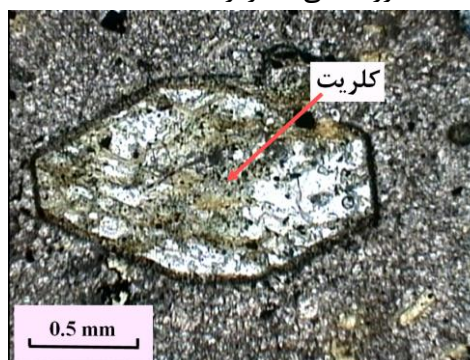
شکل ۳-۳۴- تصویر میکروسکوپی از مقطع عرضی هورنبلند سبز که اذخال‌هایی از کانی‌های اوپک، آپاتیت و کلیت دارد (نور PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



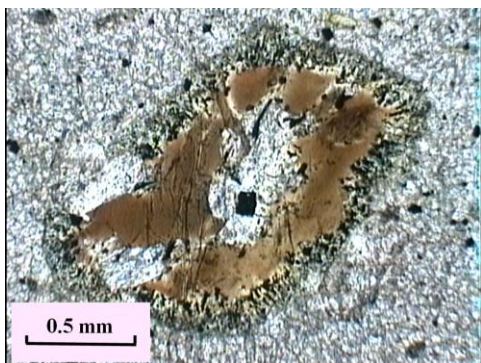
شکل ۳-۳۳- تصویر میکروسکوپی از داسیت که حاوی اکسی هورنبلند، پلاژیوکلاز و کوارتز خلیجی مانند است (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



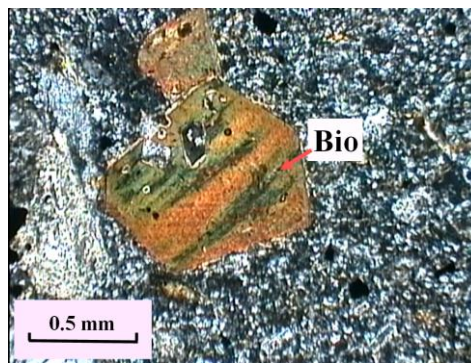
شکل ۳-۳۶- تصویر میکروسکوپی مقطع عرضی شش گوش هورنبلند سبز دگرسان شده به کلیت، کلسیت و کانی‌های اوپک (نور PPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



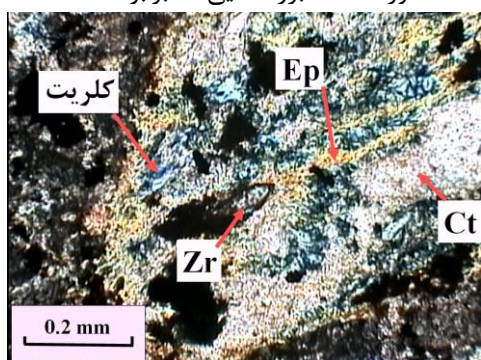
شکل ۳-۳۵- تصویر میکروسکوپی از مقطع عرضی هورنبلند که کلیت حاصل از دگرسانی در امتداد رخ‌های لوزی شکل آن قرار دارد. در ضمن حاشیه این کانی سوخته است (نور PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



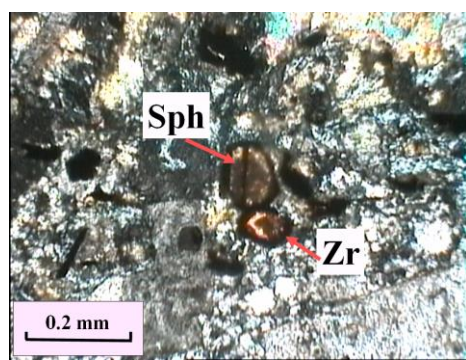
شکل ۳-۳۸- تصویر میکروسکوپی از بیوتیت که از حاشیه به کلریت و اکسید آهن و از مرکز به مسکوویت تبدیل شده است (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



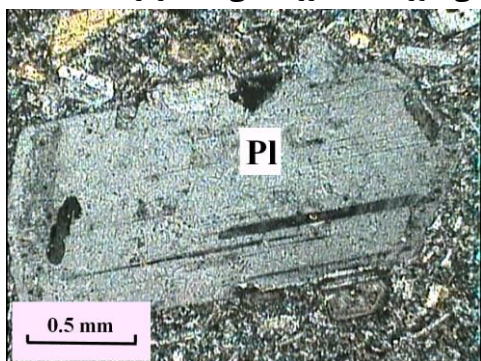
شکل ۳-۳۷- تصویر میکروسکوپی پورفیر بیوتیت در نمونه داسیتی (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



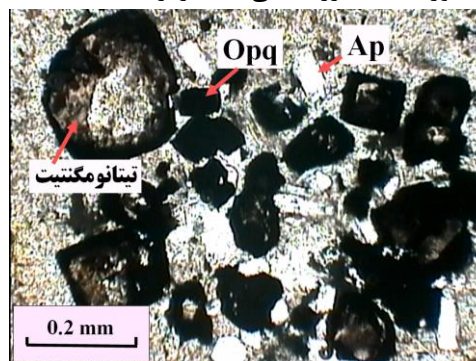
شکل ۳-۴۰- تصویر میکروسکوپی از زیرکن، کلریت، کلسیت، مگنتیت و اپیدوت در هورنبلند سبز نمونه داسیتی (نور XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



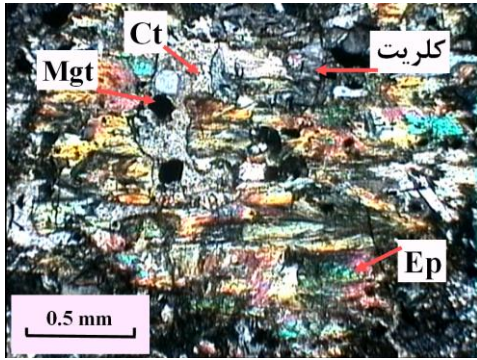
شکل ۳-۳۹- تصویر میکروسکوپی از اسفن و زیرکن که به صورت ادخال در هورنبلند سبز نمونه داسیتی قرار دارند (نور XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



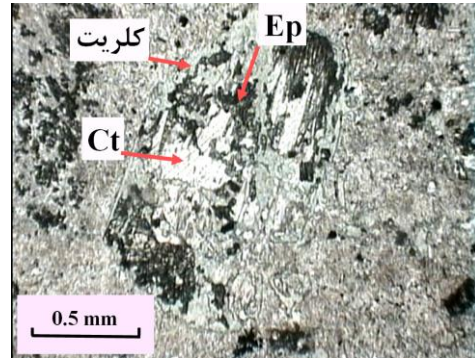
شکل ۳-۴۲- تصویر میکروسکوپی از پورفیر خودشکل پلاژیوکلاز دارای ماکل آلبیتی (سدیک) که در حال تجزیه به کانی رسی داموریت است (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



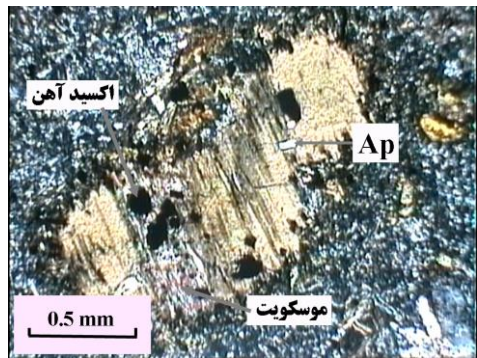
شکل ۳-۴۱- تصویر میکروسکوپی از تجمع کانی‌های اوپک، آپاتیت و تیتانومگنتیت در داسیت (نور PPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



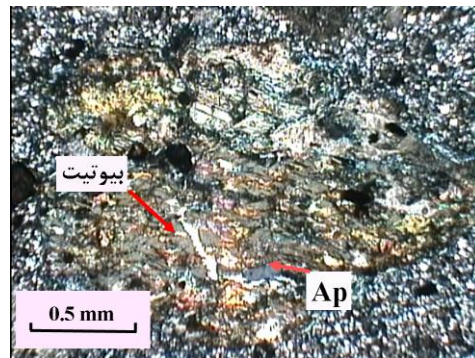
شکل ۳-۴۴- تصویر میکروسکوپی از اپیدوت‌زایی گسترده در داسیت‌ها که در اثر آن کانی مافیک هورنبلند سبز به اپیدوت، کلریت، کلسیت و اکسید آهن تجزیه شده است (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



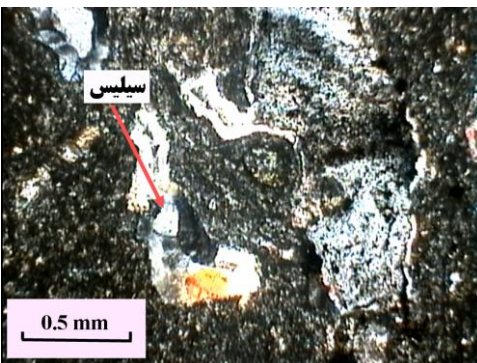
شکل ۳-۴۳- تصویر میکروسکوپی از اپیدوت‌زایی و کلریت‌زایی به همراه کلسیت در هورنبلند سبز نمونه داسیتی (نور PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



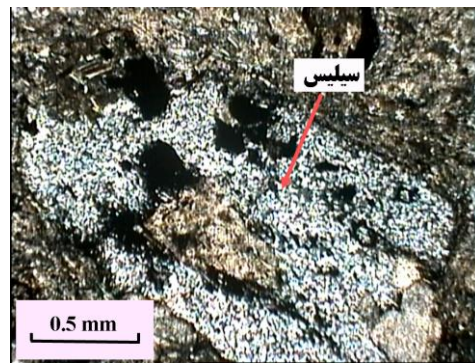
شکل ۳-۴۶- تصویر میکروسکوپی بیوتیت تبدیل شده به مسکوویت، آپاتیت و اکسید آهن نیز در این نمونه داسیتی حضور دارند (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۴۵- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده تبدیل هورنبلند سبز به بیوتیت در سنگ داسیتی (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۴۸- تصویر میکروسکوپی سیلیسیفیکاسیون در داسیت. سیلیس به صورت میکروکریستالین و رگه‌ای داخل شکستگی‌ها را پر کرده است (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۴۷- تصویر میکروسکوپی از پر شدگی قالب هورنبلند دگرسان شده توسط کوارتز به علت سیلیسیفیکاسیون در داسیت‌ها (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

۳-۲-۳- تراکی آندزیت

تراکی آندزیت‌ها حجم اصلی توده‌های نیمه‌عمیق منطقه شهر فیروزه را به خود اختصاص می‌دهند. تراکی آندزیت‌ها در نمونه‌های هوازده نشده به رنگ سبز خاکستری تا خاکستری و در نمونه‌های هوازده به رنگ آجری و نخودی دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها میکروگرانولار پورفیری و پورفیری می‌باشد و حاوی پورفیرهای پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز هستند (شکل ۳-۴۹). اغلب گنبد‌های نیمه‌عمیق متمرکز شده در غرب امیرآباد و جنوب احمدجامی ترکیب تراکی آندزیتی دارند.

در مقاطع میکروسکوپی این سنگ‌ها بافت پورفیری، پورفیروئیدی، میکروگرانولار پورفیری و غربالی دارند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز و سانیدین است. اسفن و آپاتیت کانی‌های فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. پورفیرها شامل هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز می‌باشد. زمینه این سنگ‌ها را کانی‌های ریز پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن سانیدین، هورنبلند ریز، کانی اوپک و کوارتز به همراه مقدار کمی بیوتیت و اوژیت تشکیل می‌دهد. اندازه پورفیرها در قسمت حاشیه و مرکز گنبد‌های تراکی آندزیتی متغیر است. نمونه‌های مربوط به بخش‌های حاشیه گنبد‌ها دانه‌ریزتر بوده و اغلب بافت پورفیری با زمینه بسیار دانه‌ریز دارند در حالی که نمونه‌های متعلق به بخش‌های مرکزی فنوکریست‌ها و بافت زمینه‌ای درشت‌تری دارند. در این سنگ‌ها ابتدا پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل شده است و بعد به ترتیب فلدسپات‌های ریز سدیک، بیوتیت، سانیدین و کوارتز متبلور شده‌اند. این سنگ‌ها چون نیمه‌عمیق‌اند و فرصت کافی برای تبلور کانی‌های زمینه را داشته‌اند، مقدار شیشه کمی دارند. اپیدوت، سریسیت، کلریت، کانی‌های رسی و کلسیت از کانی‌های ثانویه این سنگ‌هاست. سیالات گرمابی در این سنگ‌ها وارد شده و تحت تأثیر این سیالات گرمابی پلاژیوکلازها از حاشیه سریسیتی شده و کلریت‌زایی و اپیدوت‌زایی به صورت گسترده صورت گرفته است. در تراکی آندزیت‌ها نسبت به ریولیت‌ها و داسیت‌ها اپیدوت‌زایی گسترده‌تر است. در غرب امیرآباد گنبد‌های تراکی آندزیتی تحت تأثیر دگرسانی آرژیلیتی قرار گرفته و به مجموعه‌ای از کانی‌های رسی، اسفن، اکسید آهن و سریسیت تبدیل گردیده‌اند. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ زرد نخودی و آجری دیده می‌شوند.

همچنین آثار دگرسانی آرژیلیتی به صورت سرسپیتی شدن و کائولینیتی شدن فلدسپارها دیده می-شود. اکثر این سنگ‌ها آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک دیوریتی و گرانودیوریتی دارند که رنگ آن‌ها تیره‌تر از سنگ میزبان است.

الف - کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

این کانی به وفور در تراکی‌اندزیت‌ها به صورت فنوکریست و ریز بلور دیده می‌شود. پلاژیوکلازها اکثراً به صورت بلورهای تیغه‌ای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار با ماکل پلی‌سینتتیک دیده می‌شوند. همچنین این بلورها منطقه‌بندی واضحی نشان می‌دهند (شکل ۳-۵۰). بلورهای پلاژیوکلاز اغلب در اثر دگرسانی (آرژیلیتی و پروپلیتی) به کانی‌های رسی، سریسیت، کلسیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند. (شکل ۳-۵۱). همچنین حاشیه بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز دارای خوردگی است.

هورنبلند سبز

فراوان‌ترین کانی مافیک اولیه این سنگ‌هاست. این کانی در این سنگ‌ها از نظر حجم درصد بیشتری نسبت به ریولیت‌ها و داسیت‌های منطقه دارد. این کانی هم به صورت پورفیر و هم به صورت دانه‌ریز در زمینه سنگ وجود دارد. پورفیرهای هورنبلند غالباً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، همچنین دارای ماکل ساده و گاه منطقه‌بندی ترکیبی هستند. اغلب هورنبلندها اداخل‌هایی از دیگر کانی‌ها همچون اسفن، آپاتیت، مگنتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز دارند که منظره بافت غربالی را به وجود می‌آورد (شکل ۳-۵۲). این کانی تحت تأثیر دگرسانی به کلریت، اپیدوت و کلسیت تبدیل شده است (شکل ۳-۵۳).

بیوتیت و اوژیت

این دو کانی به ندرت در نمونه‌های تراکی‌اندزیتی یافت می‌شود و فقط به صورت ریز در زمینه این سنگ‌ها پیدا می‌شوند و معمولاً تحت تأثیر دگرسانی به کلریت تبدیل شده است.

سانیدین

این کانی به صورت ریز بلور و ماکل کارلسباد در این نمونه‌ها دیده می‌شود و اغلب به سریسیت و کانی رسی دگرسان شده است. سانیدین در زمینه سنگ به همراه پلاژیوکلاز و کمی بیوتیت، اوژیت، کوارتز و کانی‌های دگرسان شده کلریت و کلسیت دیده می‌شود (شکل ۳-۵۴).

کوارتز

کوارتز هم به صورت ریز و بین ذره‌ای و هم به صورت فنوکریست در این نمونه‌ها وجود دارد. فنوکریست‌های کوارتز در این نمونه‌ها اغلب دارای حاشیه گرد و خوردگی خلیجی می‌باشند (شکل ۳-۵۵). پدیده دویتریفیکاسیون (تبدیل شیشه به بلور) و رشد فلدسپارهای ثانویه در اطراف کوارتز در بعضی نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۵۶).

ب - کانی‌های فرعی

کانی‌های اوپک

این کانی‌ها شامل اکسیدهای آهن (مگنتیت و تیتانومگنتیت) است و به صورت ادخال در هورنبلند و پلاژیوکلاز دیده می‌شود.

آپاتیت

این کانی به میزان کم و به صورت بلورهای کشیده (مستطیلی شکل) و ادخال مانند در بعضی از پلاژیوکلازها و هورنبلندها یافت می‌شود (شکل ۳-۵۷).

پ - کانی‌های ثانویه

با مشاهدات پتروگرافی مشخص شد که اغلب گنبد‌های تراکی‌آندزیتی منطقه تحت تأثیر دگرسانی آرژیلیکی و پروپلیتی قرار گرفته‌اند. در نمونه‌هایی که تحت تأثیر دگرسانی آرژیلیک قرار گرفته‌اند؛ پلاژیوکلازها به کانی‌های رسی و کمی سریسیت و هورنبلند‌های سبز به اکسیدهای آهن و اسفن تجزیه شده‌اند (شکل ۳-۵۸). نمونه‌هایی که تحت تأثیر دگرسانی پروپلیتیک قرار گرفته‌اند؛

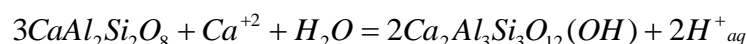
پلاژیوکلازها و هورنبلندها به مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه کلسیت، سریسیت، کلریت، اپیدوت و اسفن آتره شده‌اند. این کانی‌های ثانویه غالباً بی‌شکل‌اند و قالب کانی‌های اولیه خود را پر می‌کنند. در نمونه‌هایی که پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر داشته و اپیدوت ثانویه در آنها فراوانتر است، دگرسانی از نوع سوسوریتیزاسیون صورت گرفته است.

سریسیت و کانی‌های رسی

سریسیت و کانی‌های رسی در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها و سانیدین به وجود آمده‌اند (شکل ۳-۵۹).

کلسیت، کلریت و اپیدوت

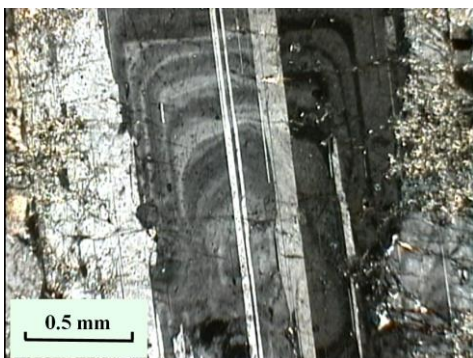
این کانی‌ها حاصل دگرسانی هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز می‌باشند (شکل ۳-۵۳). حضور اپیدوت و کلریت معرف وجود آب در طی دگرسانی است. همراهی اپیدوت با کلریت و کلسیت مبین دگرسانی پروپیلیتی یا دگرسانی از نوع سوسوریتی شدن است. با کلسیک‌تر شدن پلاژیوکلازها یا حضور مقادیر قابل ملاحظه Ca در هورنبلندها، مقدار اپیدوت افزایش می‌یابد. در ضمن در طی نقل و انتقالات عناصر لازم برای تشکیل اپیدوت، این کانی به صورت پوشش سطحی تشکیل شده است. واکنش تبدیل پلاژیوکلاز به اپیدوت به صورت زیر است:



در بعضی نمونه‌ها اپیدوت در حفراتی که فضای کافی برای رشد داشته است حالت شعاعی دارد (شکل ۳-۶۰). بعضی حفرات نیز توسط کلسیت پر شده است (شکل ۳-۶۱).

اسفن، اکسیدهای آهن و آنالسیم

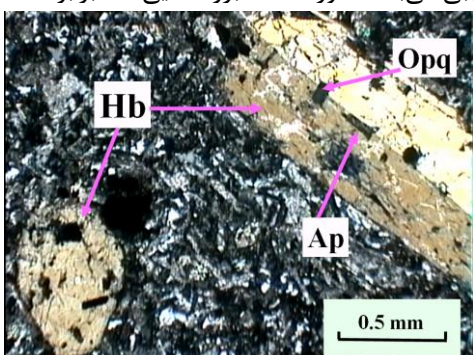
اسفن و اکسیدهای آهن به صورت بی‌شکل و معمولاً ناشی از دگرسانی در داخل هورنبلندها یافت می‌شود. در بعضی نمونه‌های تراکی‌آندزیتی آنالسیم در حالت تأخیری در مرحله هیدروترمال داخل حفرات را پر کرده است (شکل ۳-۶۲).



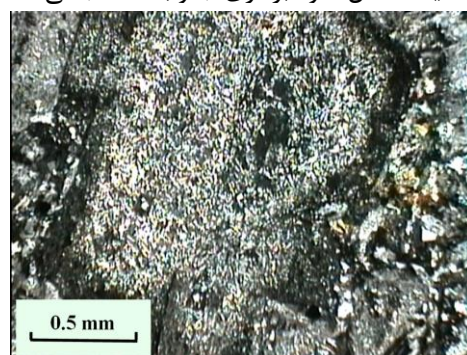
شکل ۳-۵۰- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت پورفیری در تراکی آندزیت به همراه پورفیر خودشکل پلاژیوکلاز که دارای ماکل پلی سنتتیک و منطقه بندی ترکیبی می باشد (نور XPL بزرگنمایی ۴۰ برابر).



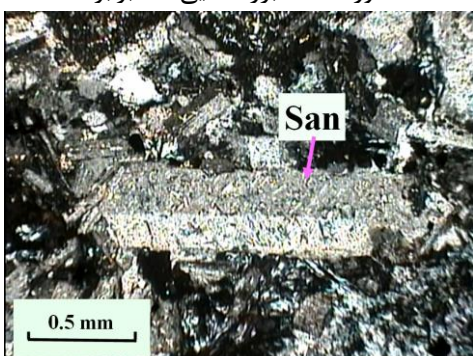
شکل ۳-۴۹- تصویری از نمونه تراکی آندزیت به رنگ خاکستری تیره که حاوی پورفیرهای پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز است. به آنکلاو مافیک هم منشأ دیوریتی در این نمونه توجه کنید (محل نمونه برداری جنوب احمدجامی).



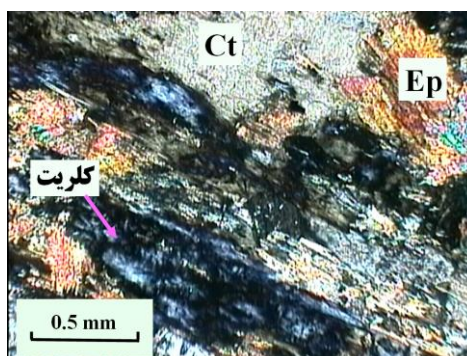
شکل ۳-۵۲- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت پورفیری به همراه مقطع طولی و عرضی پورفیر هورنبلند سبز که حاوی ادخال هایی از کانی های اوپیک (مگنتیت) و آپاتیت است (نور XPL بزرگنمایی ۴۰ برابر).



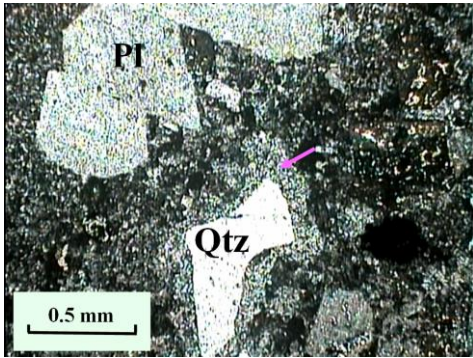
شکل ۳-۵۱- تصویر میکروسکوپی پورفیر پلاژیوکلاز دارای خوردگی که مرکز بلور به سریسیت و حاشیه بلور به کانی رسی دگرسان شده است (نور XPL بزرگنمایی ۴۰ برابر).



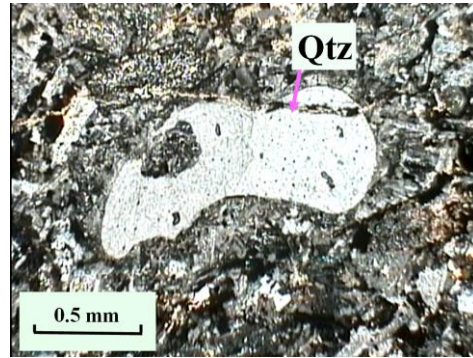
شکل ۳-۵۴- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده سانیدین دارای ماکل کارلسباد که به سریسیت تجزیه شده است (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



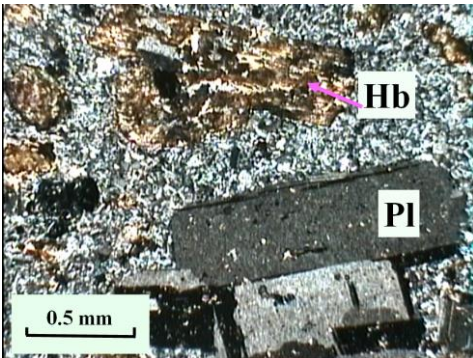
شکل ۳-۵۳- تصویر میکروسکوپی از تجزیه هورنبلند سبز به کلریت، کلسیت و اپیدوت (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



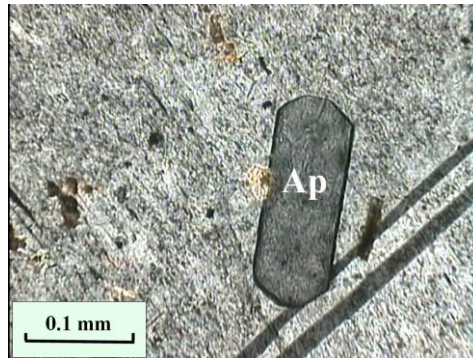
شکل ۳-۵۶- تصویر میکروسکوپی پدید شده دوتریفیکاسیون و رشد فلدسپارهای ثانویه در اطراف کوارتز در سنگ تراکی آندزیت (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



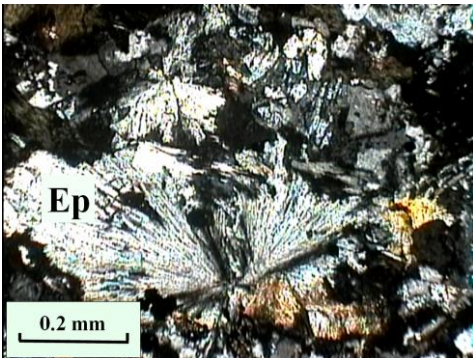
شکل ۳-۵۵- تصویر میکروسکوپی کوارتز خلیجی و حاشیه گرد شده در نمونه تراکی آندزیتی (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



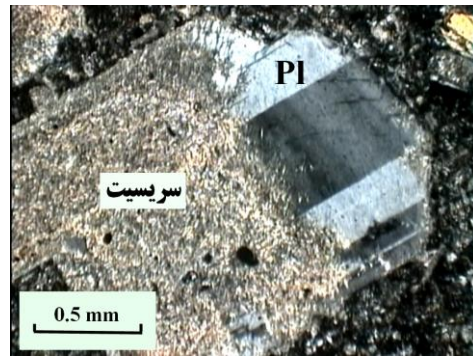
شکل ۳-۵۸- تصویر میکروسکوپی از دگرسانی پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی و هورنبلند به اکسیدهای آهن در نمونه تراکی آندزیتی (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



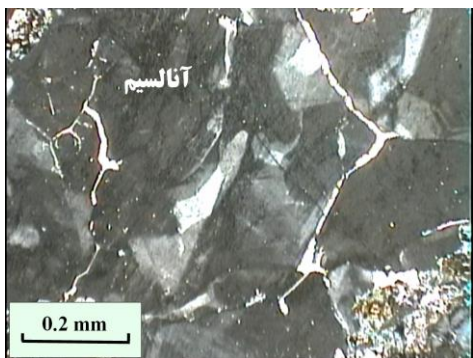
شکل ۳-۵۷- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده آپاتیت کاملاً خودشکل بر روی پلاژیوکلاز در سنگ تراکی آندزیتی (نور XPL، بزرگنمایی ۱۶۰ برابر).



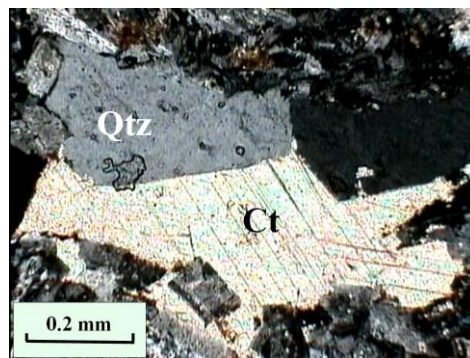
شکل ۳-۶۰- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده اپیدوت شعاعی در سنگ تراکی آندزیتی (نور XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



شکل ۳-۵۹- تصویر میکروسکوپی بلور شکل دار پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سینتتیک در نمونه تراکی آندزیتی که در حال تجزیه به سریسیت است (نور XPL بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۶۲- تصویر میکروسکوپی آنالسیم در تراکی- آندزیت که حفرات را پر کرده است (نور XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).

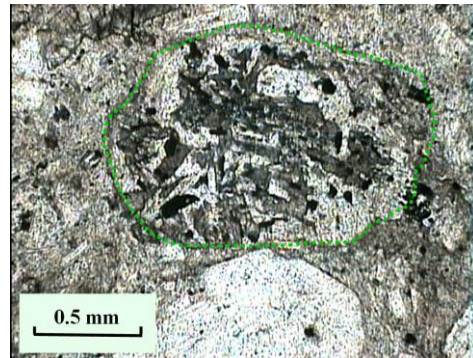


شکل ۳-۶۱- تصویر میکروسکوپی کلسیت و کوارتز که حفرات را در نمونه تراکی آندزیت پر کرده است (نور XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).

۳-۲-۴- آندزیت (آنکلاوهای مافیک)

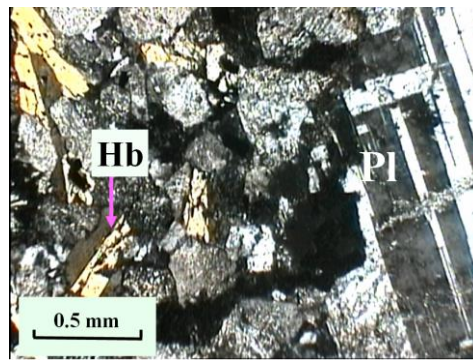
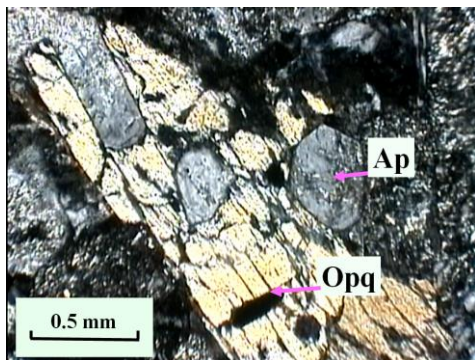
از مشخصات بارز این توده‌ها داشتن آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک است. شکل این آنکلاوها گرد، بیضوی و بی‌شکل هستند. اندازه و تعداد آن‌ها در توده‌های تراکی آندزیتی و داسیت‌ها نسبت به دایک‌های ریولیتی بیشتر است. اندازه آن‌ها از میکروآنکلاوها تا آنکلاوهای دسیمتری تغییر می‌کند (شکل ۳-۶۳). کنتاکت آن‌ها با سنگ‌های میزبان غالباً شارپ نیست و یک منطقه واکنشی بین آنکلاو و سنگ میزبان وجود دارد (شکل ۳-۶۴). اغلب آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک کم و بیش دارای همان کانی‌های میزبان خود می‌باشند و عمدتاً از پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۶۵). آپاتیت، کانی‌های اوپک و اسفن کانی‌های فرعی این آنکلاوها می‌باشد. پلاژیوکلازها، نیمی از سهم کانی‌های موجود در این آنکلاوها را به خود اختصاص می‌دهند و اکثراً سریسیتی شده‌اند. آپاتیت و کانی‌های اوپک به صورت ادخال داخل هورنبلندها قرار دارند. در ضمن آپاتیت‌ها به علت تنش‌های وارده در مرحله اولیه انجماد خرد شده‌اند (شکل ۳-۶۶). ترکیب آنکلاوها عمدتاً دیوریت و گرانودیوریت می‌باشد. بین ترکیب کانی‌شناسی آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و میزبان‌های آن‌ها یک تطابق قوی وجود دارد. به نظر می‌رسد که این شباهت هم از طریق تبادلات شیمیایی و بلوری از سطح تماس صورت می‌گیرد و هم ناشی از منشأ یکسان آن‌ها باشد. به عبارتی آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در حقیقت بخش تبلور یافته اولیه ماگمای دیوریتی هستند که سپس توسط

ماگما حمل شده‌اند و به قسمت‌های بالاتر راه یافته‌اند. که بعداً این ماگما دچار تبلور تفریقی شده و ماگماهای حدواسط- اسیدی این منطقه را به وجود آورده است. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در مقایسه با سنگ‌های میزبان خود مافیک‌تر یا فلسک‌تر می‌باشند و یکی از مشخصات گرانیتوئیدهای نوع I هستند. همچنین وجود آنکلاوها می‌تواند بر اختلاط ماگمای دیوریتی با ماگمای فلسیک‌تر دلالت داشته باشد.



شکل ۳-۶۴- تصویری از حاشیه واکنشی بین آنکلاو دیوریتی با بافت گرانولار و سنگ میزبان داسیتی با بافت میکروگرانولار پورفیری (محل نمونه‌برداری چشمه بهارمست).

شکل ۳-۶۳- تصویر میکروسکوپی از آنکلاو میکروگرانولار مافیک دیوریتی در نمونه داسیتی (نور PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۶۶- تصویر میکروسکوپی از آپاتیت خرد شده و کانی‌های اوپیک که به صورت ادخال داخل بلور هورنبلند سبز در آنکلاو دیوریتی قرار دارد (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

شکل ۳-۶۵- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت میکروگرانولار در آنکلاو دیوریتی دارای بلورهای هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز در آن (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

۳-۳- ترتیب تبلور سنگ‌های نیمه‌عمیق شهر فیروزه

طبق قانون روزنبوش^۱ درباره مراحل تبلور کانی‌ها:

۱- Rozenbosh

- اگر یک کانی داخل کانی دیگر قرار گیرد، آن کانی زودتر از کانی دربرگیرنده متبلور شده است.
- کانیهای شکل دار زودتر از کانیهای نیمه شکل دار و کانیهای نیمه شکل دار زودتر از کانیهای بی-شکل تشکیل شده اند.
- کانیهای ثانویه سنگها در تعیین ترتیب تبلور نقشی ندارند.
- و همچنین بر اساس مطالعات پتروگرافی ترتیب تبلور کانیهای سازنده سنگهای مورد مطالعه به صورت ترسیمی در شکل ۳-۶۷ به نمایش در آمده است.

کانی های تشکیل دهنده	ریولیت
هورنبلند	_____
پلاژیوکلاز	_____
سانیدین	_____
کوارتز	_____
آپاتیت	_____
	داسیت
هورنبلند	_____
پلاژیوکلاز	_____
بیوتیت	_____
کوارتز	_____
آپاتیت	_____
اسفن اولیه	_____
مگنتیت	_____
زیرکن	_____
	تراکی آندزیت
هورنبلند	_____
پلاژیوکلاز	_____
کوارتز	_____
مگنتیت	_____
آپاتیت	_____
زیرکن	_____

شکل ۳-۶۷- ترتیب تبلور کانیها در ریولیتها، داسیتها و تراکی آندزیت های منطقه مورد مطالعه.

۳-۴- نتیجه گیری

- سنگ‌های نیمه عمیق منطقه شهر فیروزه (بزغان) به صورت دایک‌های متعدد و مجموعه گنبد‌های کوچک ظاهر شده است و از نظر پتروگرافی ترکیب ریولیتی، داسیتی و تراکی آندزیتی دارند. هر چه از محل تجمع گنبد‌های نیمه عمیق در مرکز منطقه مورد مطالعه یعنی غرب امیرآباد و جنوب احمدجامی دورتر می‌شویم ضخامت دایک‌ها کمتر می‌شود. از بین سنگ‌های نام برده تراکی آندزیت‌ها بیشترین فراوانی و ریولیت‌ها کمترین فراوانی را دارند.

- این سنگ‌ها تنوعی از بافت‌های پورفیری، پورفیروئیدی، گلوپورپورفیری، جریان‌ی و میکروگرانولار پورفیری را نشان می‌دهند.

- کانی‌های فلسیک اغلب پلاژیوکلاز، کوارتز و کمی سانیدین است. آلکالی فلدسپارهای موجود از نوع سانیدین بوده و اغلب به صورت دانه‌ریز در زمینه سنگ حضور دارد. سانیدین معمولاً به کانی‌های رسی تجزیه شده است. پلاژیوکلازها معمولاً با حجمی قابل توجه به صورت فنوکریست منطقه‌ای و ترکیبی در حد آلبیت- الیگوکلاز و تا حدودی آندزین دارند. اغلب پلاژیوکلازها به سریسیت، کلریت، کانی رسی و در بعضی نمونه‌های تراکی آندزیتی و داسیتی به اپیدوت تجزیه شده‌اند. کوارتز نیز به صورت دانه‌ریز در زمینه سنگ و گاه به صورت فنوکریست معمولاً با حاشیه خلیجی دیده می‌شود.

- عمده‌ترین کانی‌های مافیک در توده‌های مورد مطالعه هورنبلند سبز و گاه بیوتیت است و معمولاً شکل دار، دارای حاشیه سوخته و جزء فنوکریست‌ها می‌باشد. از کانی‌های مافیک دیگر می‌توان به بیوتیت و کمی اوژیت در زمینه تراکی آندزیت‌ها اشاره کرد. هورنبلند‌های شکل دار (لوزی شکل با حاشیه سوخته) و سوزنی شکل از مشخصات بارز ریولیت‌های منطقه و هورنبلند‌های شکل دار تا نیمه شکل دار از ویژگی‌های اصلی داسیت‌ها و تراکی آندزیت‌های منطقه می‌باشند. وجود بافت جریان‌ی ناشی از ردیف شدن بلورهای هورنبلند (در نمونه دستی) از دیگر مشخصات بارز ریولیت‌ها و تا حدودی داسیت‌های این منطقه می‌باشد.

- وجود خوردگی‌ها در کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و هورنبلند و همچنین وجود ادخال‌های اکسیدهای آهن، هورنبلند، آپاتیت در پلاژیوکلازها و ادخال‌های اسفن، اکسیدهای آهن، پلاژیوکلاز و آپاتیت در هورنبلندها و وجود بافت‌های گلومروپورفیری و پورفیری، حاکی است ماگمای سازنده این سنگ‌ها در مسیر تبلور تفریقی دچار هضم و آرایش نیز شده است.

- سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه شهر فیروزه مخصوصاً زمینه آن‌ها اغلب دگرسان و کلریتی شده‌اند. دگرسانی آرژیلیتی نیز برخی گنبد‌های تراکی‌آندزیتی منطقه را تحت تأثیر قرار داده است. اپیدوت‌زایی در هورنبلندها و پلاژیوکلازها، کلریت‌زایی و اسفن‌زایی در هورنبلندها و بیوتیت‌ها از مهمترین دگرسانی مشاهده شده در این سنگ‌هاست. وجود کانی‌های ثانویه نظیر کانی‌های رسی، سریسیت، اپیدوت و کلسیت در اکثر نمونه‌ها و آنالسیم در بعضی نمونه‌های تراکی‌آندزیتی، ناشی از عملکرد محلول‌های گرمابی دمای متوسط تا پایین است.

- تقریباً تمام سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه مخصوصاً تراکی‌آندزیت‌ها و داسیت‌ها حاوی آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ترکیب دیوریتی و گرانودیوریتی می‌باشد. این آنکلاوها در ابعاد مختلف و اغلب بیضوی شکل و تیره‌تر از سنگ میزبان‌شان در این سنگ‌ها دیده می‌شود و در حقیقت بخش‌های تبلور یافته اولیه ماگما هستند که سپس توسط ماگما حمل شده‌اند و به قسمت‌های بالاتر راه یافته‌اند.

- وجود قطعاتی از سنگ میزبان مثل شیل، توف شیلی، و آهک در این سنگ‌ها حاکی است که فرایند آرایش پوسته‌ای در تکوین و تحول سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه نقش داشته است.

- از دیگر ویژگی‌های سنگ‌های مورد مطالعه وجود اسفن‌های ثانویه است که حاصل تخریب هورنبلند و بیوتیت است. اسفن اولیه به ندرت در این سنگ‌ها دیده می‌شود.

سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه مورد مطالعه اساساً از پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل شده‌اند و از این رو مشابه به کانی‌شناسی آداکیت‌ها هستند. آداکیت‌ها واحدهایی از سنگ‌های فلسیک تا حدواسط هستند که ترکیب آن‌ها از آندزیت‌های هورنبلنددار تا داسیت و ریولیت تغییر می‌کند؛ عضوهای بازالتی در

آداکیت‌ها حضور ندارند (دوفان و درومون^۱، ۱۹۹۰؛ موری^۲ و همکاران، ۱۹۹۶؛ مارتین^۳، ۱۹۹۹؛ مارتین و همکاران، ۲۰۰۵). در این گدازه‌ها فنوکریست‌ها پلاژیوکلازهای اساساً زونه، هورنبلند و بیوتیت هستند. ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن فقط در آندزیت‌های مافیک آلتوسین و مکزیکو حضور دارند (کای^۴، ۱۹۷۸؛ روگرز^۵ و همکاران، ۱۹۸۵؛ کالموس^۶ و همکاران، ۲۰۰۳). فازهای فرعی شامل آپاتیت، زیرکن، اسفن و تیتانومگنتیت می‌باشد.

- با توجه به مطالعات پتروگرافی سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه مورد مطالعه، ترتیب تبلور کانی‌های مهم تشکیل دهنده این سنگ‌ها، در مجموع به این صورت است.

زیرکن، مگنتیت، آپاتیت، هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، سانیدین و کوارتز.

1 - Defant & Drummond
2 - Maury
3 - Martin
4 - Kay
5 - Rogers
6 - Calmus

فصل چہارم

ژنوٹپی

پس از تحلیل روابط صحرایی و پتروگرافی سنگ‌ها، مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها از اهمیت زیادی برخوردار است. به منظور استفاده از ژئوشیمی اولین گام درک اصول دقیق آن و رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ماگماهای سیلیکاتی و سیالات وابسته به آنها می‌باشد (هندرسون، ۱۹۸۱). بدون مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی، نمی‌توان تفسیر درستی از منشأ و پتروژنز آنها ارائه داد. امروزه مطالعات پترولوژیکی جامع و کامل، به کمک تجزیه و تحلیل دقیق داده‌های ژئوشیمیایی صورت می‌گیرند (رولینسون^۱، ۱۹۹۳).

داده‌های ژئوشیمیایی در صورتی کارایی مفید برای ما دارد که ما دید صحرایی مناسب و دقیقی از منطقه مورد مطالعه به عمل آورده باشیم. بنابراین جهت انجام مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه، پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، تعداد ۱۰ نمونه از سنگ‌های آذرین بر اساس حداقل دگرسانی و تنوع ترکیبی انتخاب گردید و جهت تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا به روش ICP-MS تجزیه گردید. سپس نتایج بدست آمده توسط نرم‌افزارهای مختلف پترولوژیکی مورد پردازش قرار گرفت.

نمونه‌های انتخاب شده شامل: ۲ نمونه ریولیت، ۳ نمونه داسیت، ۴ نمونه تراکی‌اندزیت و ۱ نمونه آنکلاو آندزیتی از سنگ‌های نیمه‌عمیق می‌باشد. مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها به کمک (GPS) تعیین گردیده (شکل ۱-۵)، به همراه نام سنگ و علامت اختصاری آنها در جدول ۴-۱ ارائه شده است.

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر کانی‌های نورماتیو آنها، به صورت درصد وزنی (Wt%) و برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm)، در جدول ۴-۲، ۴-۳، ۴-۴ و ۴-۵ نمایش داده شده است. تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO و حذف مواد فرار (L.O.I) در مورد آنها نیز اعمال گردیده است.

^۱-Ronillson

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

منابع بروز خطا به نقل از رولینسون (۱۹۹۳)، آرایش در طول آماده‌سازی مخصوصاً در خلال پودر کردن، آرایش در طبیعت، خطاهای ناشی از کالیبراسیون، خطاهای ناشی از همپوشی پیک‌ها و خطای آشکارسازی داده‌های ژئوشیمیایی است.

جهت آسیاب کردن نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از دستگاه آسیاب آگاتی موجود در آزمایشگاه کانه-آرایی کانسار بینالود استفاده شده است. لذا می‌توان تنها عامل آرایش در مرحله آماده‌سازی نمونه‌ها را اضافه شدن مقدار جزئی سیلیس دانست. آرایش مقدار ناچیز این عنصر که از عناصر اصلی تشکیل دهنده سنگهاست، نمی‌تواند نقش مهمی در ایجاد خطا داشته باشد. به علاوه نقش آرایش عناصر فلزی نیز در مورد نمونه‌های مورد مطالعه منتفی می‌شود.

نمونه‌های مورد مطالعه در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا به روش طیف‌سنجی جرمی نشری پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS)، که دارای حد آشکارسازی بسیار پایین، درستی و دقت بالایی است تجزیه شده‌اند، در نتیجه احتمال بروز خطاهای ناشی از تداخل و همپوشی پیک‌ها و خطای آشکارسازی داده‌های ژئوشیمیایی، به دلیل جدایش شیمیایی عناصر قبل از اندازه‌گیری، کاهش یافته و یا از بین می‌رود. منابع دیگر آرایش، در طبیعت است، زمانی که نمونه به وسیله پوشش نازکی از مواد محلول در آب‌های زیرزمینی یا آب دریا پوشیده شود و یا به دلیل طولانی بودن زمان بین نمونه‌برداری و پودر کردن، نمونه‌ها در معرض عوامل جوّی قرار گرفته و آلودگی یابد. این موارد به وسیله شستشوی تکه‌های سنگ پس از بریدن و قبل از پودر کردن با HCl یک مولار، به مدت چند دقیقه برطرف می‌شود. بنابراین می‌توان با اطمینان بیشتری، نتایج بدست آمده را مورد تجزیه و تحلیل قرار داد.

۴-۳- آماده‌سازی و تصحیح نتایج آنالیز شیمیایی

قبل از استفاده داده‌های تجزیه شیمیایی در ترسیم نمودارها و تجزیه و تحلیل داده‌ها، تصحیحاتی در مورد آن‌ها اعمال می‌شود. از جمله این تصحیحات می‌توان به حذف مواد فرآر (L.O.I) و نسبت Fe_2O_3/FeO اشاره کرد. این موارد، در رابطه با نمونه‌های مورد مطالعه اعمال گردید.

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

میزان مواد فرآر در سنگهای ماگمایی معمولاً کمتر از ۱/۵ درصد می‌باشد، افزایش درصد مواد فرآر در سنگ‌ها از فرایندهای ثانویه مانند هوازدگی و دگرسانی، ناشی می‌شود (میدل‌موس^۱، ۱۹۸۵). چون سنگ‌های مورد مطالعه، اغلب درجه‌ای از دگرسانی را متحمل شده‌اند، مقدار درصد مواد از دست رفته در اثر گرم کردن نمونه (L.O.I) در نتایج تجزیه آن‌ها در محدوده (۱/۱ تا ۴/۴ درصد) است. به منظور حذف مواد فرآر برای هر نمونه سنگی، درصد L.O.I را از مقدار حاصل جمع اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد بدست آمده، مقدار جدید مجموع اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرآر آن حذف شده است. سپس نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضریبی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، درصد وزنی اکسیدها بدون مواد فرآر محاسبه می‌شود. به عنوان مثال، ضریب حذف مواد فرآر برای نمونه S1، به صورت زیر محاسبه شده است:

$$S1 : \text{Sum} = 99.75 \quad \text{L.O.I} = 2.7$$

$$\text{Sum} - \text{L.O.I} = 99.75 - 2.7 = 97.05$$

$$Z = 100/97.05 = 1.03049 \text{ (ضریب حذف مواد فرآر)}$$

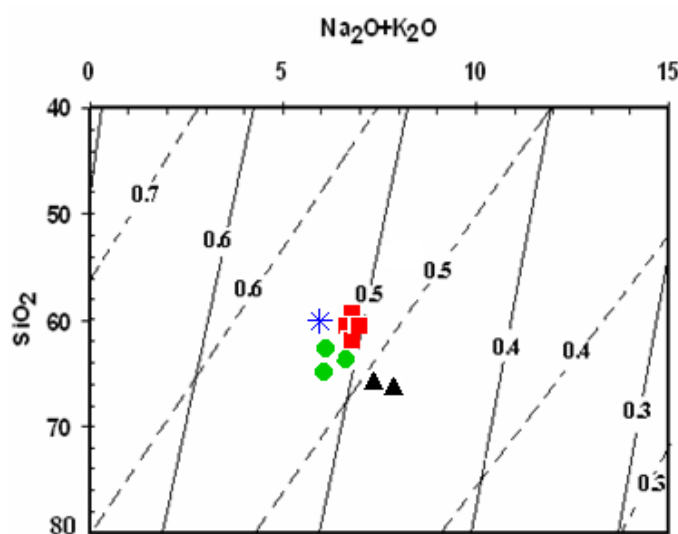
لازم به ذکر است، مقادیر L.O.I اولیه نیز در جدول ۴-۲ نشان داده شده‌است. به نظر پولات و هافمن^۲ (۲۰۰۳) نمونه‌هایی که بیش از ۳/۵ درصد وزنی L.O.I دارند و تحت تأثیر دگرگونی حتی در درجات پایین قرار می‌گیرند بعضی عناصر آن‌ها در مراحل اولیه پترولوژیکی متحرک می‌شوند و بنابراین این نمونه‌ها باید کنار گذاشته شوند. بعضی نمونه‌های مورد مطالعه مقادیر L.O.I اولیه بالاتر از ۳/۵ درصد وزنی دارند ولی به دلیل این که این نمونه‌ها دچار دگرگونی نشده‌اند، طبق نظر پولات و هافمن می‌توانیم از آن‌ها در مطالعات ژئوشیمیایی و پترولوژیکی استفاده کنیم.

^۱- Middlemost

^۲- Polat & Hafman

۴-۳-۲- تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO

در تجزیه‌های شیمیایی، مقدار اکسیدهای آهن به صورت Fe_2O_3 کل ارائه شده است. نسبت Fe_2O_3/FeO در سنگهای آذرین دگرسان شده در شرایط اکسیدان افزایش می‌یابد. لذا مقادیر محاسبه شده آهن فرو (FeO) و آهن فریک (Fe_2O_3) به دور از مقدار واقعی است. این امر بر ترکیب کانی-شناسی نورماتیو سنگ تأثیر عمده‌ای خواهد داشت، بدین ترتیب که سنگ اکسید شده مگنتیت بیشتری نشان خواهد داد (به دلیل افزایش نسبت Fe_2O_3/FeO). از این رو نسبت Fe_2O_3/FeO نمونه‌های مورد مطالعه با توجه به نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (لو متر^۱، ۱۹۷۶)، به دست آمده و مقادیر FeO و Fe_2O_3 جدید که به مقادیر حقیقی سنگ نزدیک‌تر خواهد بود، تعیین گردیده است. مقادیر تصحیح شده FeO و Fe_2O_3 ، به همراه سایر اکسیدها و عناصر، در جدول ۴-۲ ارائه شده است.



شکل ۴-۱- نمودار $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ (لو متر، ۱۹۷۶) که در آن خطوط نسبت‌های اکسیداسیون‌های مساوی (درصد $FeO/(FeO+Fe_2O_3)$) برای سنگ‌های آتشفشانی (با خط چین) و برای سنگهای آذرین درونی (با خطوط ممتد) نشان داده شده است. موقعیت ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این شکل نشان داده شده است و نتایج به دست آمده از آن مبنای محاسبات و تصحیح مقادیر FeO ، Fe_2O_3 مد نظر قرار گرفته است.

علائم به کار رفته در این نمودار عبارتند از: تراکی‌اندزیت \blacksquare داسیت \bullet ریولیت \blacktriangle آنکلاو دیوریتی \ast
لازم به ذکر است این علائم در تمامی نمودارهای ترسیم شده در این فصل و فصل ۵ یکسان می‌باشد.

۱- Le Maitre

جدول ۴-۱- مشخصات و مختصات جغرافیایی نمونه‌های برداشت شده برای تجزیه شیمیایی بر حسب UTM.

نام نمونه	محل نمونه برداری	X	Y	ترکیب نمونه	علامت اختصاری
S2	چشمه بهارمست	۶۳۹۹۱۰	۴۰۲۵۳۵۶	آندزیت - آنکلاو	A
S5	احمدجامی	۶۳۵۶۳۰	۴۰۲۸۰۱۶	تراکی آندزیت	TA
S7	"	۶۳۵۶۳۰	۴۰۲۸۰۱۶	"	TA
S9	"	۶۳۵۳۷۳	۴۰۲۸۳۶۳	"	TA
S11	"	۶۳۵۳۷۳	۴۰۲۸۳۶۳	"	TA
S3	امیرآباد	۶۳۹۵۳۵	۴۰۲۷۲۷۳	داسیت	D
S8	احمدجامی	۶۳۵۳۷۳	۴۰۲۸۳۶۳	"	D
S10	سلیمانی	۶۳۱۹۱۱	۴۰۲۸۴۱۲	"	D
S1	احمدجامی	۶۳۷۷۶۲	۴۰۲۹۳۶۷	ریولیت	R
S4	"	۶۳۸۶۱۰	۴۰۳۰۴۰۶	"	R

جدول ۴-۲- نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی سنگ‌های نیمه عمیق منطقه شهر فیروزه.

نام سنگ	ریولیت		داسیت			تراکی آندزیت				آندزیت
	S1	S4	S3	S8	S10	S5	S7	S9	S11	S2
شماره نمونه										
محل برداشت	احمدجامی	احمدجامی	امیرآباد	احمدجامی	سلیمانی	احمدجامی	احمدجامی	احمدجامی	احمدجامی	چشمه بهارمست
Major oxides(Wt%)										
SiO ₂	67.17	67.86	64.57	63.43	62.53	62.12	61.30	60.56	60.56	60.09
Al ₂ O ₃	16.86	16.92	17.09	17.79	17.81	17.42	17.39	17.24	17.24	16.75
FeO _t	3.64	3.38	4.54	1.90	4.99	5.58	5.50	5.94	5.94	7.27
FeO	2.42	2.25	2.83	1.27	3.33	3.72	3.67	3.71	3.96	4.54
Fe ₂ O ₃	1.21	1.13	1.70	0.63	1.66	1.86	1.83	2.23	1.98	2.73
MgO	1.84	1.67	2.46	2.98	2.75	2.99	3.27	3.37	3.37	3.21
CaO	2.09	1.43	4.37	5.70	4.19	3.27	3.92	4.37	4.37	4.87
Na ₂ O	6.00	6.87	4.60	6.92	4.96	6.76	5.72	5.81	5.81	5.04
K ₂ O	1.81	1.36	1.63	0.45	1.94	0.93	1.98	1.72	1.72	1.16
TiO ₂	0.36	0.32	0.51	0.57	0.58	0.64	0.62	0.65	0.65	1.15
P ₂ O ₅	0.14	0.14	0.21	0.21	0.21	0.21	0.22	0.23	0.23	0.36
MnO	0.08	0.05	0.05	0.05	0.08	0.05	0.10	0.08	0.08	0.11
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
TOT/C	0.19	0.17	0.4	0.04	0.49	0.58	0.23	0.3	0.3	0.37
TOT/S	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.02
LOI	2.7	3.2	3.9	1.1	3.8	4.4	2.8	2.9	2.9	3.5
Sum	99.75	99.94	99.8	99.84	99.8	99.85	99.81	99.82	99.82	99.79

جدول ۴-۳- مقادیر کانی‌های نورماتیو پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO

نام سنگ	ریولیت		داسیت			تراکی آندزیت				آندزیت
شماره نمونه	S1	S4	S3	S8	S10	S5	S7	S9	S11	S2
محل برداشت	احمدجامی	احمدجامی	امیرآباد	احمدجامی	سلیمانی	احمدجامی	احمدجامی	احمدجامی	احمدجامی	چشمه بهارمست
Norm(CIPW)										
Apatite	0.342	0.343	0.494	0.504	0.493	0.496	0.513	0.538	0.538	0.861
Ilmenite	0.685	0.609	0.971	1.078	1.108	1.214	1.175	1.235	1.235	2.19
Orthoclase	10.717	8.064	9.613	2.633	11.45	5.51	11.696	10.183	10.183	6.874
Albite	50.744	58.167	38.912	58.531	41.956	57.18	48.41	49.153	49.153	42.621
Anorthite	9.435	6.132	20.314	16.187	19.414	14.453	15.924	15.879	15.879	19.663
Crundum	1.571	1.889	0.32	0	0.443	0	0	0	0	0
Magnetite	1.758	1.634	2.466	0.92	2.411	2.699	2.66	3.231	2.872	3.953
Hematite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diopside	0	0	0	8.447	0	0.321	1.7	3.512	3.527	1.727
Hyperstene	7.603	6.945	9.183	4.406	10.775	11.621	11.707	10.764	11.408	11.554
Quartz	17.154	16.248	17.76	7.306	12.002	6.486	6.248	5.497	5.197	10.6
Olivine	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nepheline	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
(%)Sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

جدول ۴-۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه.

نام سنگ	ریولیت		داسیت			تراکی آندزیت				آندزیت
شماره نمونه	S1	S4	S3	S8	S10	S5	S7	S9	S11	S2
محل برداشت	احمدجامی	احمدجامی	امیرآباد	احمدجامی	سلیمانی	احمدجامی	احمدجامی	احمدجامی	احمدجامی	چشمه بهارمست
Rare earth elements(ppm)										
La	14.3	11.8	17.8	15	16.9	17.5	17.9	16.6	16.6	19.7
Ce	26.4	22.1	31.2	29.6	30.1	30.9	31.4	30.3	30.3	37.7
Pr	3.08	2.6	3.62	3.55	3.39	3.46	3.59	3.47	3.47	4.64
Nd	11.5	9.1	12.9	14.1	12.8	12.6	13	12.5	12.5	18.6
Sm	2.15	1.77	2.36	2.39	2.34	2.32	2.46	2.39	2.39	3.44
Eu	0.63	0.54	0.73	0.74	0.7	0.76	0.78	0.76	0.76	0.92
Gd	2.07	1.65	2.12	2.23	2.02	2.1	2.29	2.14	2.14	3.11
Tb	0.29	0.22	0.28	0.29	0.28	0.29	0.29	0.3	0.3	0.42
Dy	1.99	1.5	1.97	1.89	1.82	1.85	1.89	1.94	1.94	2.76
Ho	0.37	0.29	0.38	0.39	0.36	0.37	0.41	0.38	0.38	0.58
Er	1.15	0.87	1.09	1.14	1.05	1.06	1.21	1.16	1.16	1.65
Tm	0.18	0.15	0.17	0.17	0.16	0.16	0.18	0.17	0.17	0.24
Yb	1.21	1	1.11	1.12	1	1.05	1.16	1.08	1.08	1.76
Lu	0.2	0.16	0.17	0.17	0.16	0.17	0.18	0.16	0.16	0.25

جدول ۴-۵- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه.

نام سنگ	ریولیت		داسیت			تراکی آندزیت				آندزیت
شماره نمونه	S1	S4	S3	S8	S10	S5	S7	S9	S11	S2
محل برداشت	احمدجامی	احمدجامی	امیرآباد	احمدجامی	سلیمانی	احمدجامی	احمدجامی	احمدجامی	احمدجامی	چشمه بهارمست
Trace elements(ppm)										
Ni	20	<20	26	27	30	31	39	38	38	21
Sc	7	5	8	11	11	12	12	13	13	14
Ba	460	179	289	98	545	223	311	371	371	154
Cr	15	10	21	41	31	42	31	31	36	16
Be	1	1	1	<1	1	1	<1	1	1	1
Co	8	6.5	10	5.7	13.2	13.7	17.8	15.2	15.2	17.6
Cs	1.4	1.1	1.1	1	1.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3
Ga	16.3	14.7	15.2	16.3	15.6	15.8	16.7	15.3	15.3	16.3
Hf	2.8	2.5	2.8	2.9	2.4	2.4	2.6	2.5	2.5	3.8
Nb	6.7	5.1	10.2	11	10.3	10.3	10.8	10.5	10.5	17.7
Rb	36.1	28.6	25.3	9.3	42.1	20	37.1	29.5	29.5	24.4
Sn	<1	<1	<1	<1	1	<1	1	<1	<1	<1
Sr	993.7	218.9	330.8	494.3	675.3	264.3	388.6	381.4	381.4	343.6
Ta	0.5	0.5	0.7	0.8	0.6	0.8	0.8	0.6	0.6	1.1
Th	4	3.4	5	5	5.6	5.1	5.5	4.9	4.9	5.1
U	1	1.1	1.3	1	1.6	1.4	1.4	1.3	1.3	1.4
V	63	54	77	86	105	109	113	113	113	148
W	0.5	0.7	0.9	<0.5	0.6	0.6	1.1	6.5	6.5	1.7
Zr	109.6	88.6	102.7	109.7	104.1	95.9	102.4	96.3	96.3	155.5
Y	11.3	8.8	10.7	11.3	10.2	10.2	10.9	10.8	10.8	16.1
Mo	0.5	0.8	0.6	0.7	0.9	0.7	0.7	0.4	0.4	0.6
Cu	24.2	23.7	41.6	6.2	37.2	8.4	31.1	11.4	11.4	486.9
Pb	14	1.1	1.1	1.1	2.8	0.8	2.1	0.9	0.9	1.5
Zn	49	25	19	10	43	42	72	34	34	66
Ni	10	4.1	17.5	6.4	22.6	26.1	21.1	19.1	19.1	14.1
As	1.2	0.7	<0.5	0.5	0.8	<0.5	1.7	1.6	1.6	0.7
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2
Au	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	1.9	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Hg	0.09	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sr/Y	88	25	31	44	66	26	36	35	35	21
La/Yb	12	12	16	13	17	17	15	15	15	11
(La/Yb)n	8	8	11	9	11	11	10	10	11	7
Nb/Ta	13	10	15	14	17	13	14	18	17	16

۴-۴- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها در رده‌بندی و نامگذاری آن‌ها

در پترولوژی آذرین، داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی و به‌خصوص عناصر اصلی، به طور گسترده جهت طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین مورد استفاده قرار می‌گیرد و در آن‌ها از دو یا چند اکسید اصلی که در طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین اهمیت ویژه‌ای دارند، استفاده می‌شود. سنگ‌های آذرین مورد مطالعه به صورت نیمه‌عمیق می‌باشد بنابراین جهت رده‌بندی و نامگذاری شیمیایی آن‌ها می‌توان از رده‌بندی‌های مختلف سنگ‌های آتشفشانی و رده‌بندی سنگ‌های آذرین نفوذی استفاده کرد. به دلیل پورفیریک بودن این نمونه‌ها از رده‌بندی‌های مختلف سنگ‌های آتشفشانی استفاده کرده‌ایم. مهمترین آن‌ها طبقه‌بندی کانی‌شناسی - شیمیایی (طبقه‌بندی نورماتیو) و طبقه‌بندی شیمیایی است.

۴-۴-۱- طبقه‌بندی نورماتیو

نورم روشی است که بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های سنگی، کانی‌های مجازی آن‌ها ساخته می‌شود و سپس بر مبنای مقادیر کانی‌های ساخته شده، نامگذاری سنگ‌ها صورت می‌گیرد یا از آن‌ها در تعریف پارامترهایی نظیر ضریب تفریق استفاده می‌شود. در این بخش جهت رده‌بندی سنگ‌ها با توجه به نتایج آنالیز نورمالتیو از نمودار Q' و Anor استفاده شده است. پارامتر Q' و Anor عبارتند از:

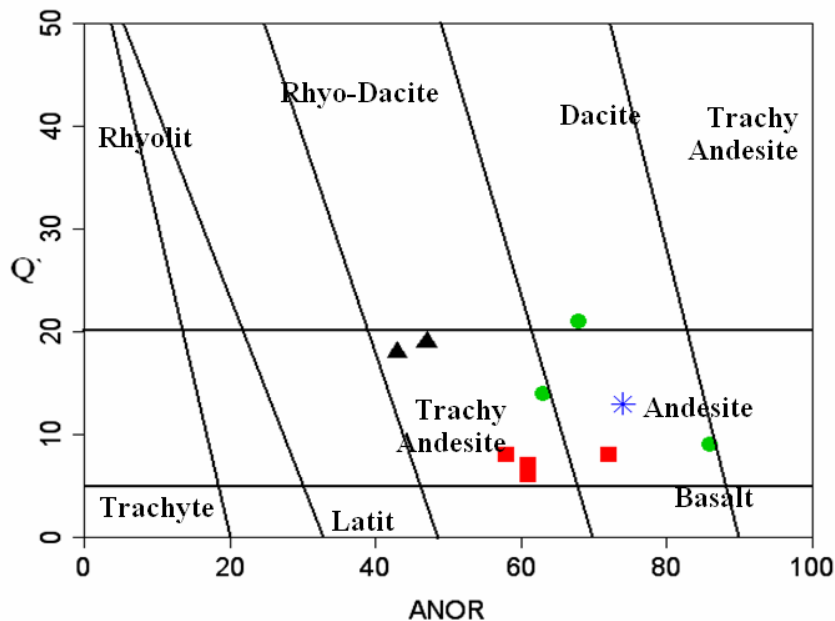
$$Q' = (Q / (Q + Or + Ab + An)) * 100$$

$$Anor = An / (Or + An) * 100$$

در این نمودار، نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در محدوده آندزیت، داسیت و تراکی آندزیت قرار می‌گیرند، در بررسی پتروگرافی، پدیده دویتریفیکاسیون (تبدیل شیشه به بلور) در نمونه‌ها دیده می‌شود و به همین دلیل در تجزیه شیمیایی مقدار سیلیس بیشتری نشان می‌دهند. بهترین نامگذاری برای این نمونه‌ها بر اساس رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی TAS (کاکس^۱ و همکاران ۱۹۷۹) است که شامل آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و ریولیت می‌باشد. زیرا این نام‌ها با نامگذاری صحرايي و

۱- Cax

پetroگرافی بیشترین انطباق را دارد. ولی به هر حال نامگذاری نورماتیو نمونه‌ها نیز با پetroگرافی آن‌ها سازگار است و همدیگر را تأیید می‌کنند (شکل ۴-۲).



شکل ۴-۲- رده‌بندی سنگ‌های نیمه‌عمیق مورد مطالعه با استفاده از ترکیبات نورماتیو و پارامترهای Q' و Anor (اشتریکایزن و لو متر، ۱۹۷۹).

۴-۴-۲- طبقه‌بندی شیمیایی

نامگذاری شیمیایی سنگ‌ها بر اساس عناصر اصلی است. در نامگذاری شیمیایی باید روشی را انتخاب کرد که: ۱- آسان باشد، ۲- کاربرد وسیعی داشته باشد و ۳- تا حد امکان منطبق بر نامگذاری پetroگرافی و صحرایی باشد. در اغلب طبقه‌بندی‌های شیمیایی تعدادی از درصد اکسیدها که در ساختمان کانی‌های اصلی سنگ نقش اساسی دارند، مورد توجه قرار می‌گیرند. در برخی دیگر نیز با استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای اصلی سنگ، میزان میلی‌کاتیون عناصر خاص را محاسبه کرده و سپس نسبت‌های کاتیونی ویژه‌ای را در رده‌بندی‌های سنگ‌های آذرین به کار می‌برند. با توجه به مطالب ذکر شده، سنگ‌های نیمه‌عمیق مورد مطالعه به روش طبقه‌بندی TAS (کاکس و همکاران،

۱۹۷۹)، لو متر و همکاران (۱۹۸۹)، دو لاروش^۱ و همکاران (۱۹۸۰) و طبقه‌بندی فلوید و وینچستر^۲ (۱۹۷۷) نامگذاری شده است.

الف - نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)

با توجه به نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) سنگ‌های مورد مطالعه دارای ترکیب سنگ‌شناسی ریولیت، داسیت، تراکی‌اندزیت و آندزیت است (شکل ۳-۴ الف) در این نمودار محدوده آلكالی از ساب آلكالی توسط خطی جدا می‌شود. نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار در محدوده ساب آلكالی قرار می‌گیرند. از بین رده‌بندی‌های مختلفی که برای نامگذاری سنگ‌های آذرین وجود دارد این نمودار بیشترین همخوانی را با نامگذاری و مشاهدات پتروگرافی نمونه‌های سنگی دارد. چون نمونه‌های مورد مطالعه نیمه‌عمیق‌اند همزمان از نامگذاری سنگ‌های درونی این نمودار استفاده شده است که در این نمودار سنگ‌ها، ترکیب گرانیت، گرانودیوریت، مونزونیت و دیوریت دارند (شکل ۳-۴ ب).

ب - نمودار SiO_2 در مقابل Zr/TiO_2 (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷)

این نمودار براساس عناصر غیر متحرک است که بیشترین پایداری را برای سنگ‌های آذرین دگرگون شده دارند (مانیا^۳ و همکاران، ۲۰۰۷) و مقاومت زیادی در برابر عوامل ثانویه مؤثر بر سنگ‌ها از خود نشان می‌دهند و در مطالعات ژئوشیمیایی شاخص‌های قابل اعتمادتری‌اند. با توجه به این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ترکیبی آندزیت، داسیت و ریوداسیت قرار دارند (شکل ۴-۴).

پ - نمودار R1-R2 دو لاروش و همکاران (۱۹۸۰)

در این طبقه‌بندی از پارامترهای R1 و R2 استفاده می‌شود که توسط معادلات صفحه بعد محاسبه می‌گردند:

۱- De La Roche
۲- Foild & Winchester
۳- Mania

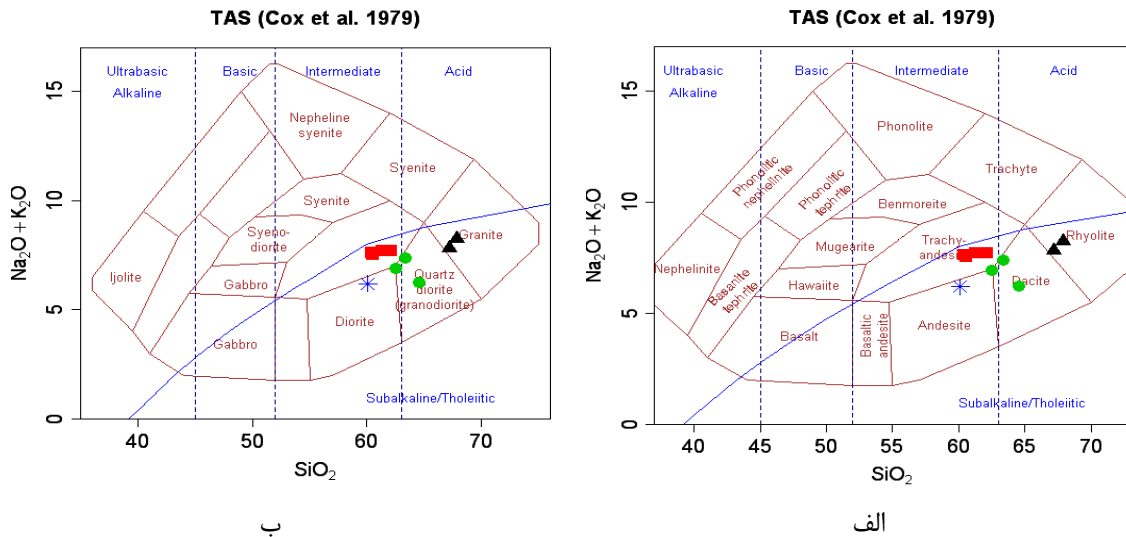
$$R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$$

$$R2=6Ca+2Mg+Al$$

مقادیر هر یک از عناصر بر حسب میلی کاتیون می باشد. در این نمودار (شکل ۴-۵)، سنگ های نیمه- عمیق مورد مطالعه در محدوده لاتیت، لاتنی آندزیت، داسیت و دو نمونه در مرز ریولیت- کوارتزلاتیت قرار می گیرند.

ت- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (TAS) از لو متر و همکاران (۱۹۸۹)

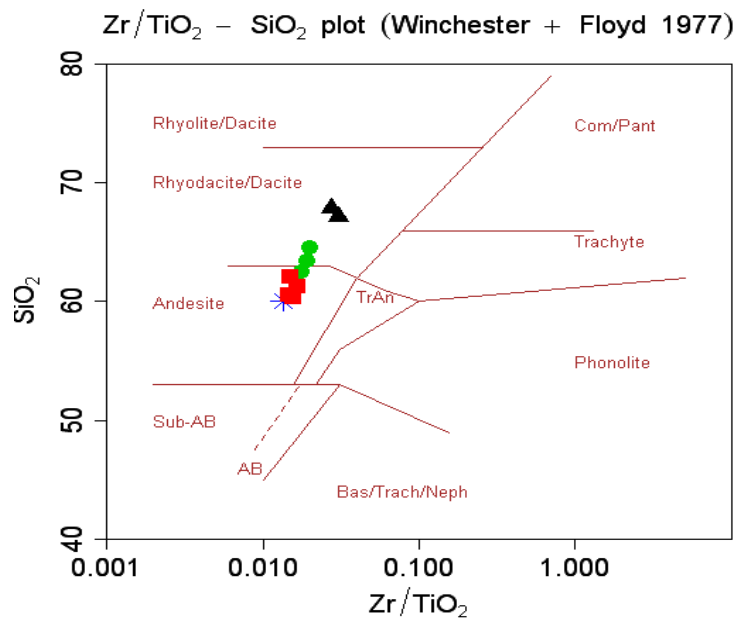
ترکیب سنگ های نیمه عمیق مورد مطالعه بر اساس این نمودار؛ تراکی آندزیت، آندزیت، داسیت و تراکی داسیت می باشد. ریولیت ها در این نمودار در محدوده تراکی داسیت قرار می گیرند (شکل ۴-۶). همچنین سنگ های مورد مطالعه در محدوده آداکیت ها قرار دارند.



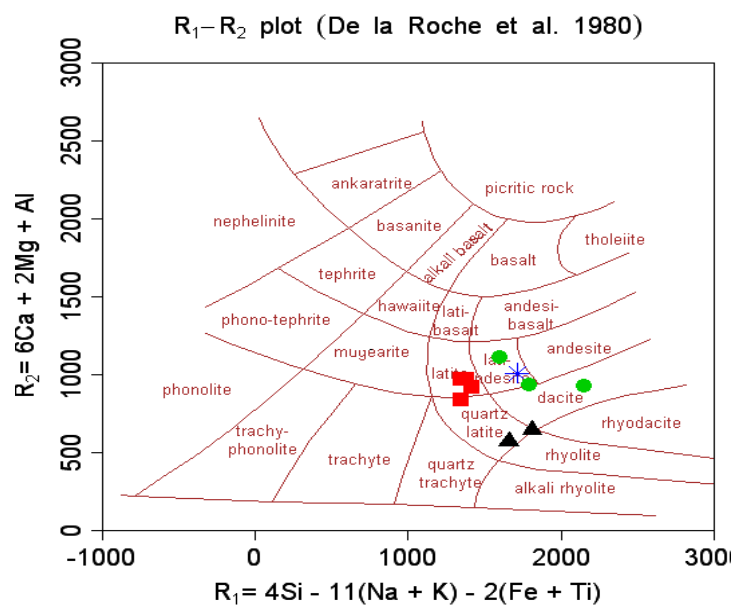
شکل ۴-۳ الف) نمودار طبقه بندی سنگ های آتشفشانی TAS (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹).

ب) نمودار طبقه بندی سنگ های آذرین درونی TAS (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹).

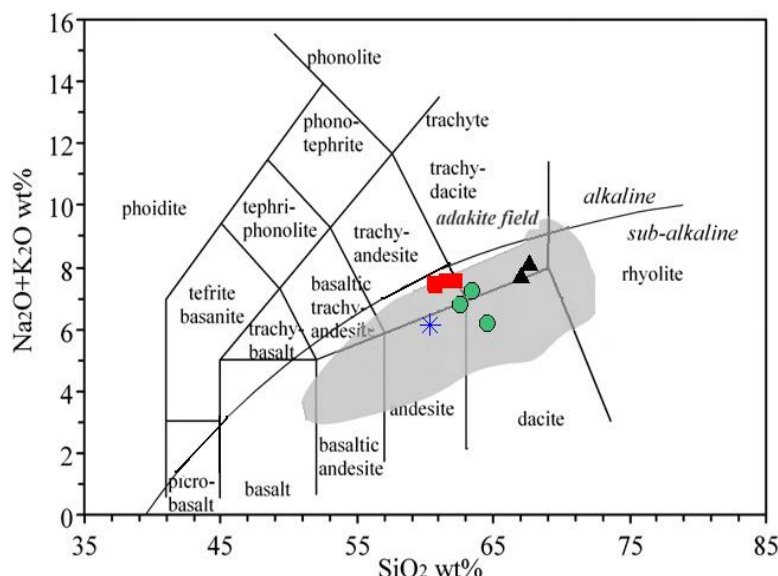
به موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودار توجه کنید.



شکل ۴-۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷).



شکل ۴-۵- نمودار رده‌بندی دو لاروش و همکاران (۱۹۸۰) و موقعیت سنگ‌های نیمه‌عمیق مورد مطالعه بر روی آن.



شکل ۴-۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی TAS از لو متر و همکاران (۱۹۸۹). آداکیت‌های سنوزوئیک (میدان خاکستری) از آلئوسین (یوگادزینسکی^۱ و همکاران، ۱۹۹۵)، آرژانتین (بنوئیت^۲ و همکاران، ۲۰۰۲)، شیلی (استرن و کیلیان^۳، ۱۹۹۶)، اکوادور (بیت^۴ و همکاران، ۲۰۰۱؛ بوردون^۵ و همکاران، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۳؛ سامانیگو^۶ و همکاران، ۲۰۰۵)، فیلیپین (ساجونا^۷ و همکاران، ۱۹۹۶ و ۲۰۰۰)، ژاپن (موریس^۸، ۱۹۹۵)، پاناما-کاستاریکا (دوفان و همکاران، ۱۹۹۲)، ایالات متحده آمریکا (اسمیت و لیمان^۹، ۱۹۸۷) و مقادیر متوسط آداکیت (مارتین، ۱۹۹۹؛ اسمیتس^{۱۰}، ۲۰۰۰). نمودار برگرفته از لازارو و گارسیا-کاسکو^{۱۱} (۲۰۰۸).

۴-۵- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی به کمک نمودارهای تغییرات

با استفاده از نمودارهای تغییرات می‌توان روابط ژئوشیمیایی و پترولوژیکی بین سنگ‌های موجود در منطقه را تعیین کرد. در این نمودارها، حجم زیادی از اطلاعات عددی به طور فشرده نمایش داده می‌شود. تغییرات مشاهده شده در آن‌ها ناشی از فرایندهایی نظیر تبلور تفریقی، ذوب‌بخشی، اختلاط ماگمایی یا آلیش و هضم پوسته‌ای است (ویلسون، ۱۹۸۹). روندهای ناشی از عملکرد این عوامل به

-
- ۱- Yagodzinski
 - ۲- Benoit
 - ۳- Stern & Killian
 - ۴- Beate
 - ۵- Bourdon
 - ۶- Samaniego
 - ۷- Sajona
 - ۸- Morris
 - ۹- Smith & leeman
 - ۱۰- Smithies
 - ۱۱- Lazaro & Garcia- Casco

صورت منفرد و یا همراه با یکدیگر به نمایش گذاشته می‌شوند. در تفسیر روندهای مشاهده شده نمودارهای تغییرات باید جانب احتیاط را رعایت نمود. چون ممکن است در اثر عملکرد فرایندهای متفاوت روندهای مشابهی مشاهده شود.

جهت بررسی تحولات پترولوژیکی در جریان توسعه و تبلور ماگما، نمودارهای گوناگونی توسط پترولوژیست‌ها ارائه شده است که از جمله می‌توان به نمودارهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2 (هارکر^۱، ۱۹۰۹) و نمودارهای درصد اکسید عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل ضریب تفریق (تورنتن و تانل^۲، ۱۹۶۰) و شاخص انجماد اشاره کرد. این نمودارها روند تحول ماگما را از هنگام تشکیل تا زمان جایگزینی نشان می‌دهند.

۴-۵-۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)

نمودارهای هارکر (۱۹۰۹) روند تحول ماگما را نشان می‌دهد. تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی و روند معین در نمونه‌های مختلف یک سری سنگی در این نمودارها، بیانگر رابطه خویشاوندی احتمالی بین ماگماهای آن سری می‌باشد و عدم پیوستگی نقاط و انقطاع در روندها، به شرط نمونه‌برداری کامل و جامع، می‌تواند نشانه عدم خویشاوندی بین آن‌ها باشد.

با توجه به نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 (شکل ۴-۷)، اکسیدهای MgO , FeO , P_2O_5 , TiO_2 و Al_2O_3 روند خطی نزولی محسوسی دارند میزان این اکسیدها در طی تبلور ماگما، به علت تشکیل کانی‌های فرومنیزین، آپاتیت، مگنتیت و ... کم می‌شود. روند اکسیدهای K_2O و Na_2O با افزایش میزان SiO_2 افزایش پراکنده‌ای را نشان می‌دهد. CaO نیز با افزایش SiO_2 کاهش پراکنده‌ای دارد. این پراکندگی می‌تواند در ارتباط با پورفیریک بودن، تفاوت در مقدار پورفیرها در نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، یا تحرک عناصر Ca , K و Na در روند تبلور تفریقی و یا آلیش پوسته قاره‌ای در طی صعود ماگما باشد. نکته جالب توجهی که از این نمودارها استنباط می‌شود آن است که یک وقفه ترکیبی ۲ تا ۳ درصدی SiO_2 بین ریولیت‌ها و نمونه‌های حدواسط - اسیدی (داسیت،

۱- Harker

۲- Thoronton & Tuttlel

تراکی آندزیت و آندزیت) مشاهده می‌شود. این وقفه می‌تواند به علت تفریق‌یافتگی بیشتر در ریولیت‌ها باشد.

تغییرات Al_2O_3 در برابر SiO_2

روند مشاهده شده در Al_2O_3 کاملاً منطقی است (شکل ۴-۷-ث). در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی به شمار می‌آید. در نمونه‌های ریولیتی به دلیل کمتر بودن مقدار پلاژیوکلاز آنورتیتی و هورنبلند، مقدار Al_2O_3 در کمترین حد خود است و در نمونه‌های داسیتی و تراکی آندزیت‌ها به دلیل بالا بودن مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز و حضور هورنبلند مقدار اکسید آلومینیم بیشتر است. این تغییرات با نتایج پتروگرافی سنگ‌های منطقه مطابقت دارد.

تغییرات MgO در برابر SiO_2

همان‌گونه که از نمودار MgO/SiO_2 (شکل ۴-۷-الف) مشخص است، MgO با افزایش میزان تفریق از نمونه‌های آندزیتی به سمت ریولیت‌ها روند نزولی دارد. این امر به دلیل مشارکت این اکسید در تبلور هورنبلند و تا حدودی بیوتیت و پیروکسن در تراکی آندزیت‌ها و کاهش آن در مراحل بعدی تفریق است.

تغییرات FeO در برابر SiO_2

در این نمودار (شکل ۴-۷-ب) با پیشرفت روند تفریق ماگما، از نمونه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی به سمت داسیت‌ها و ریولیت‌ها میزان FeO کاهش می‌یابد. این روند نزولی را می‌توان با تفریق کانی‌های آهن‌دار هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت توجیه کرد. نمونه داسیتی که کانی‌های فرومنیزین کمتری دارد، حاوی مقدار FeO کمتری است. این امر منطبق بر مطالعات پتروگرافی است.

تغییرات TiO_2 در برابر SiO_2

با توجه به این نمودار، در نمونه‌های مورد مطالعه، با افزایش SiO_2 مقدار TiO_2 (شکل ۴-۷-پ) روند کاهشی نشان می‌دهد. TiO_2 در تشکیل اکسیدهای آهن تیتان‌دار از جمله تیتانومگنتیت مصرف می‌شود. این امر با مطالعات پتروگرافی و حضور این کانی‌ها مخصوصاً در سنگ‌های آندزیتی و تا

حدودی در تراکی آندزیتی سازگار است. سنگ‌های ریولیتی از TiO_2 کمی برخوردارند (عمرانی، ۲۰۰۸).

تغییرات P_2O_5 در برابر SiO_2

در نمودار تغییرات P_2O_5 در برابر SiO_2 (شکل ۴-۷-ت) نمونه‌های مورد مطالعه روند نزولی محسوسی از تراکی آندزیت‌ها به سمت ریولیت‌ها نشان می‌دهند. علت بالا بودن P_2O_5 در نمونه آنکلاو آندزیتی و نمونه‌های تراکی آندزیتی و داسیتی، حضور آپاتیت در آن‌هاست. این کانی به صورت سوزنی و کاملاً شکل‌دار و همچنین به صورت ادخال در کانی‌های دیگر یافت می‌شود. به دلیل تبلور بخشی آپاتیت در آندزیت و تراکی آندزیت‌ها، فسفر به عنوان یک عنصر سازگار عمل کرده و با ادامه روند تفریق، مقدار آن در باقیمانده، کاهش می‌یابد.

تغییرات CaO در برابر SiO_2

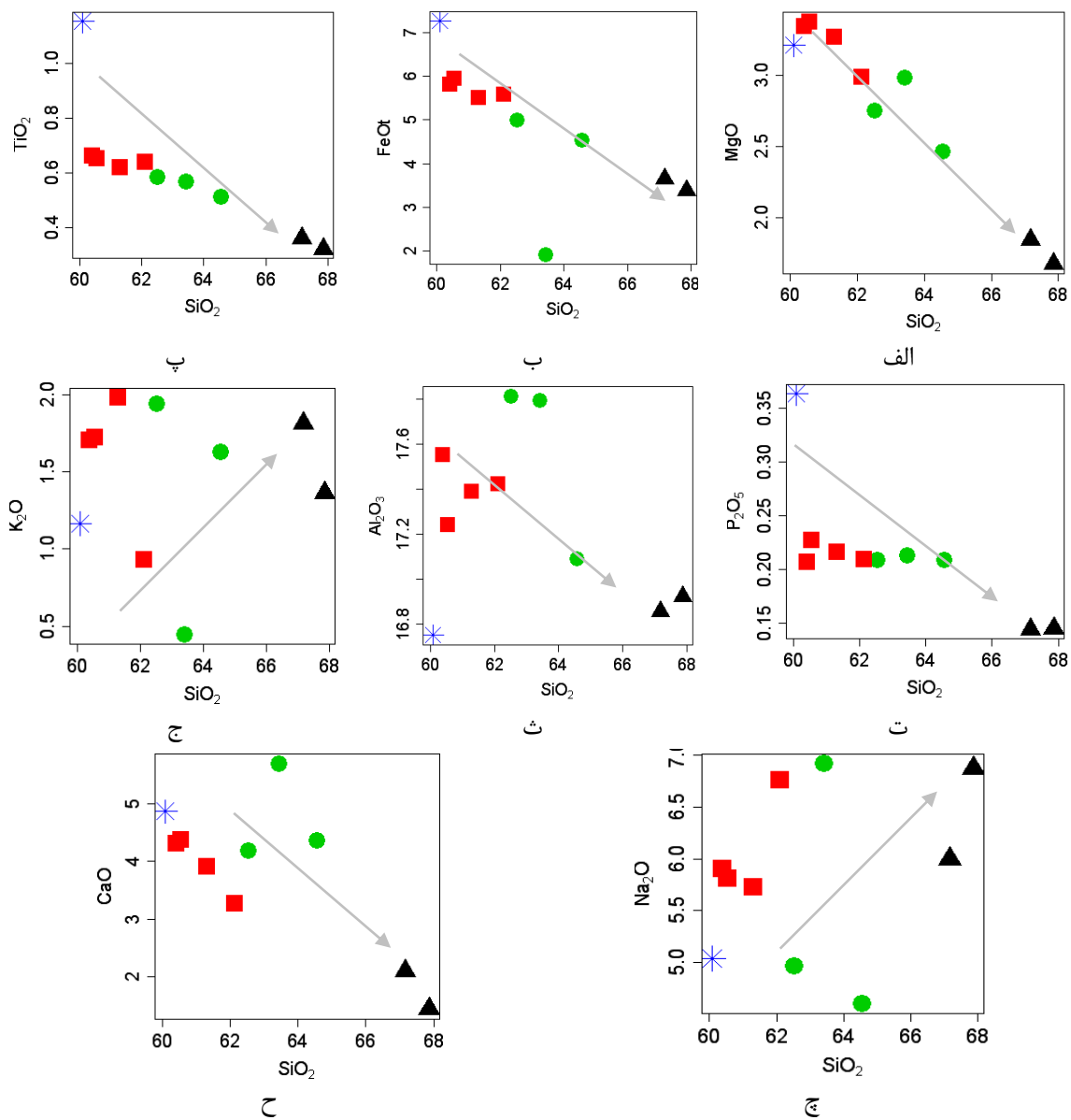
در نمودار CaO در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۷-ج) با افزایش مقدار سیلیس مقادیر اکسید کلسیم روند نزولی محسوسی نشان می‌دهد. میزان این اکسید در نمونه‌های مورد مطالعه توسط پلاژیوکلاز و هورنبلند کنترل می‌شود. مقدار این اکسید از آندزیت به سمت ریولیت‌ها کاهش می‌یابد. در یکی از نمونه‌های داسیتی به دلیل بالا بودن مقدار پلاژیوکلاز نسبت به بقیه نمونه‌ها مقدار CaO از تمام نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر است. این مسأله منطبق بر بررسی‌های پتروگرافی است.

تغییرات Na_2O و K_2O در برابر SiO_2

معمولاً چنین انتظار می‌رود که با افزایش سیلیس در ماگمای باقیمانده بر میزان Na_2O و K_2O آن نیز افزوده شود. این روند با در نظر گرفتن ماهیت ناسازگاری دو عنصر Na و K ، قابل بررسی است. این دو عنصر در طی تفریق و تبلور ماگما، تمایل به باقی ماندن در مایع سیلیکاتی دارند و در انتهای تفریق Na وارد ساختمان پلاژیوکلازهای سدیک و K وارد ساختمان فلدسپات‌های آلکالن خواهد شد. ولی در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، Na_2O و K_2O با افزایش SiO_2 در حین تفریق ماگمایی روند

پراکنده‌ای را نشان می‌دهند (شکل ۴-۷-چ و ج). این پراکندگی در نمودار K_2O و Na_2O در مقابل

SiO_2 می‌تواند ناشی از آرایش پوسته‌ای و یا تحرک این عناصر نیز باشد.

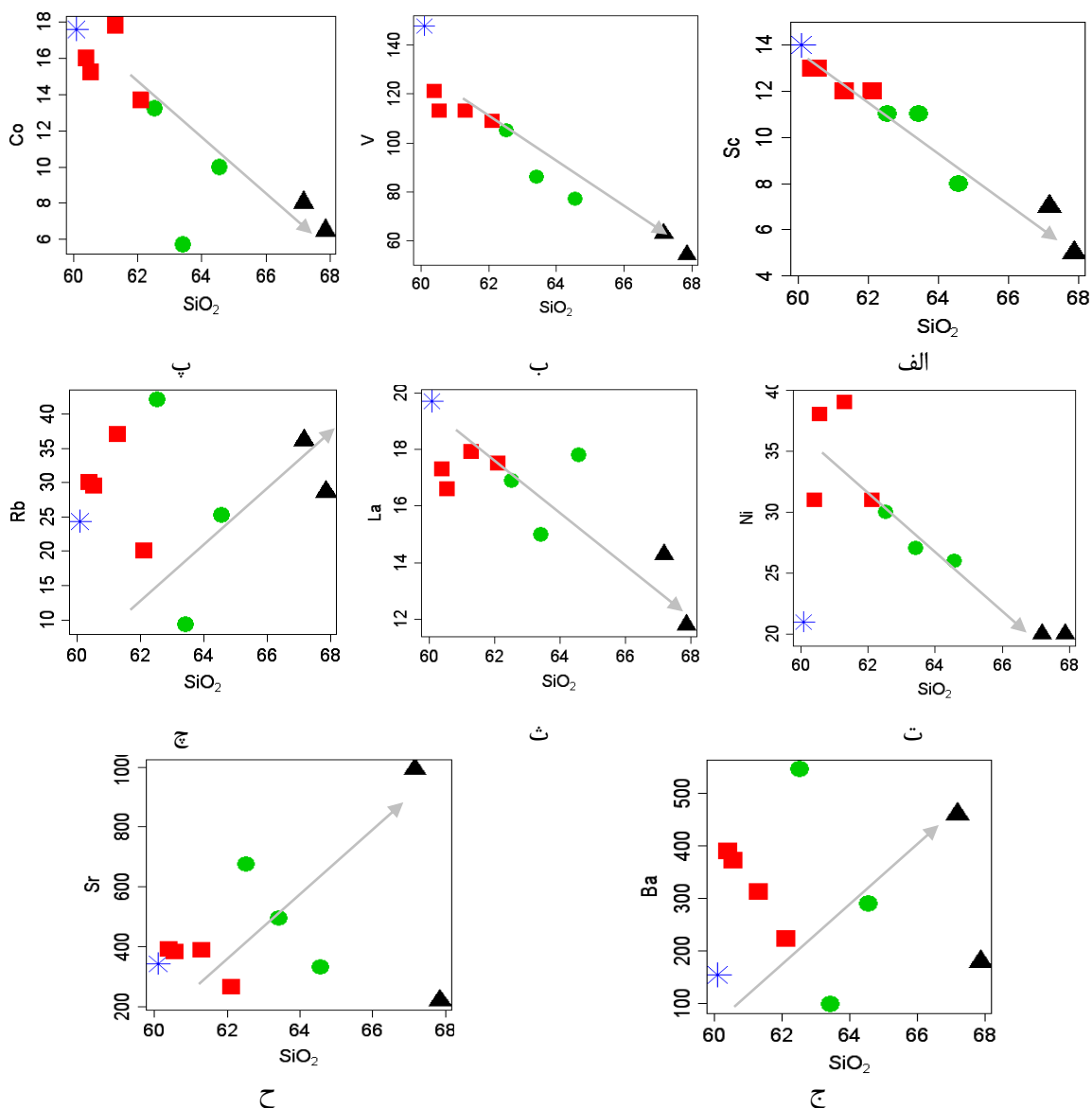


شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در برابر SiO_2 هارکر (۱۹۰۹) روند تفریقی را در نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد.

۴-۶-۲- نمودارهای تغییرات برخی عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (نمودار هارکر، ۱۹۰۹)

عناصر نادر با این که کمتر از ۱٪ ترکیب کل سنگ‌های معمول را تشکیل می‌دهند ولی به دلیل تعداد زیاد این عناصر، خواص ژئوشیمیایی خاص هر عنصر، طیف وسیع تغییر رفتار عناصر نادر (مثلاً عمق و فشار وقوع ذوب بخشی) و رفتار ساده‌تر این عناصر نسبت به عناصر اصلی اطلاعاتی که در اختیار ما قرار می‌دهند بسیار فراتر از فراوانی آنهاست. همان طور که در شکل ۴-۸، مشاهده می‌کنید عناصر Sc, V, Ni, Co و La در مقابل افزایش سیلیس روند کاهشی نشان می‌دهند. این عناصر سازگار به صورت سه ظرفیتی، رفتاری مشابه آهن، منیزیم و تیتانیم داشته و جانشین Fe^{3+} ، منیزیم و تیتانیم در کانی‌های فرومنیزین و تیتانومگنتیت می‌شوند. V در فاز اکسیدهای اصلی (مگنتیت و ایلمنیت) و Ni در کانی‌های فرومنیزین وارد می‌شود.

در نمودارهای Ba/SiO_2 و Sr/SiO_2 , Rb/SiO₂، روند مثبت پراکنده‌ای مشاهده می‌شود. Ba, Sr و Rb از عناصر به شدت ناسازگار دو ظرفیتی‌اند که در شبکه کانی‌های پلاژیوکلاز و تا حدودی هورنبلند به جای کلسیم قرار می‌گیرند. پراکندگی این عناصر ناسازگار به دلیل تفاوت در مقدار فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند در نمونه‌های مورد مطالعه است. علاوه بر این نشان دهنده این است که عوامل دیگری به جز تبلور تفریقی، مثل ذوب گوشته، ترکیب منشأ، تحرک عناصر و آلیایش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های منطقه نقش داشته است. در این نمودارها نیز روند تفریق برای سنگ‌های نیمه-عمیق منطقه مورد مطالعه تأیید می‌شود.



شکل ۴-۸- نمودار تغییرات عناصر کمیاب در مقابل درصد SiO₂ هارکر (۱۹۰۹) و ایجاد روندهای مثبت و منفی در آن-ها.

۴-۶-۳- نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی - ضریب تفریق (D.I.) (تورنتن و تاتل،

(۱۹۶۰

ضریب تفریق، بیانگر روند تفریق ماگماست که هرچه بیشتر پیش می‌رود، ترکیب مایع باقی مانده پر سیلیس‌تر و فلسیک‌تر می‌شود. این مایع باقی مانده به نام مایع باقی مانده پتروژنی معروف است. ضریب تفریق برابر است با مجموعه درصد کانی‌های روشن نورماتیو حاصل از محاسبه نورم که با فرمول شیمیایی، $DI=Q+Or+Pl+Ne+Luc$ تعریف می‌شود. همان طور که از نمودارهای ارائه شده در شکل

۴-۹، مشهود است، با افزایش شاخص تفریق، مقادیر MgO , FeO , P_2O_5 , CaO , TiO_2 و تا حدودی Al_2O_3 کاهش و مقدار SiO_2 افزایش نشان می‌دهند. این روندها با روند تفریق کاملاً سازگار است. مجموع این تغییرات معرف پیشرفت تفریق ماگمایی، کاهش مقدار کانی‌های مافیک و تبلور فلدسپار پتاسیم (سانیدین) و پلاژیوکلاز (آلبیت-الیگوکلاز) در مراحل پایانی تبلور تفریقی و تشکیل ماگمای ریولیتی می‌باشند. مقادیر Na_2O و K_2O روند پراکنده‌ای را با افزایش شاخص تفریق نشان می‌دهند. علت این پراکندگی را می‌توان با تحرک این عناصر و پورفیریک بودن نمونه‌ها توجیه کرد. البته پورفیرها بیشتر فلدسپات‌ها و هورنبلند می‌باشد که مقدار آن‌ها از نمونه به نمونه‌ای دیگر تغییر می‌کند. در مجموع می‌توان گفت توده‌های نیمه‌عمیق منطقه متحمل تفریق ماگمایی شده‌اند.

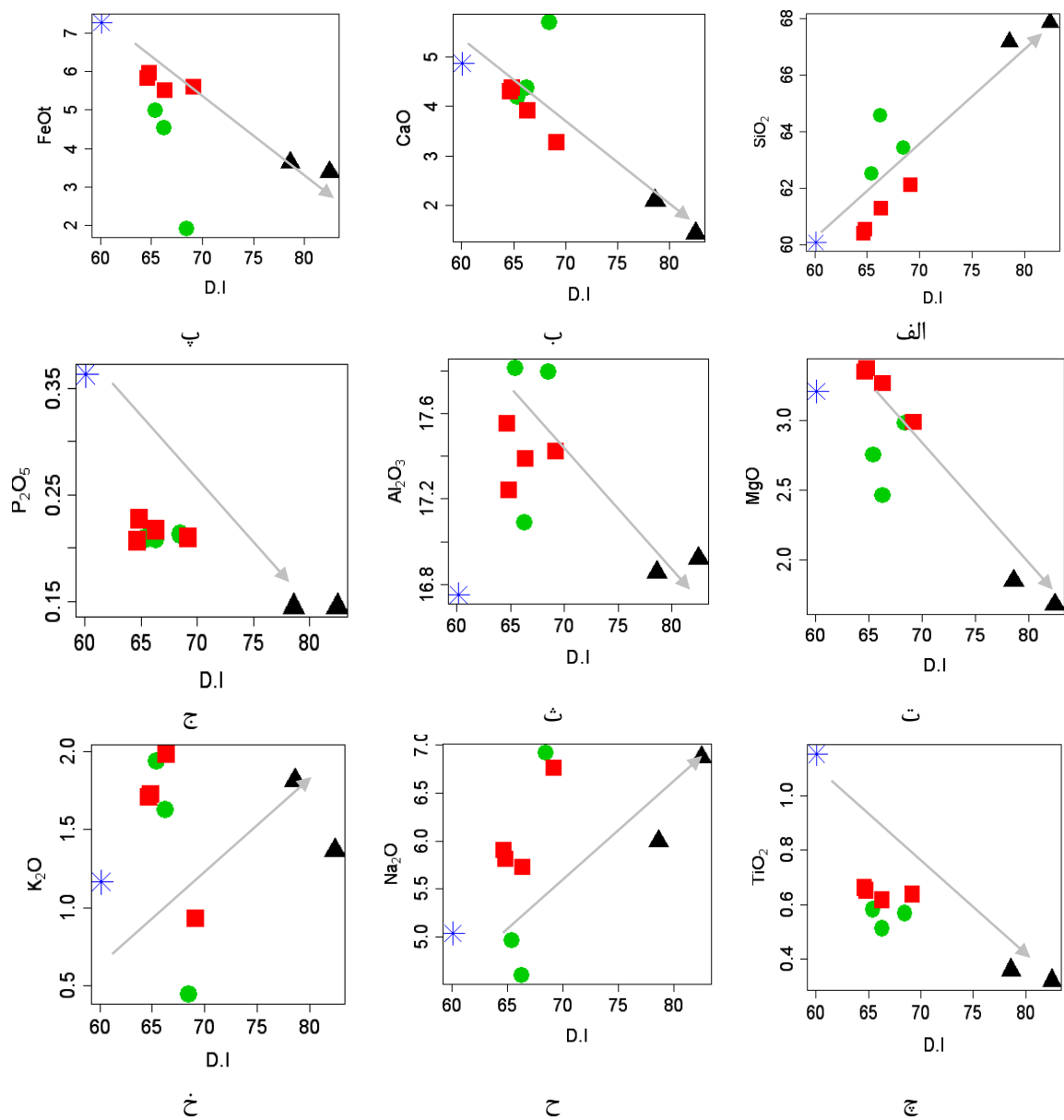
۴-۶-۴- نمودار تغییرات برخی عناصر کمیاب - ضریب تفریق (D.I.) (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)

در مورد عناصر کمیاب، روندهای تفریق و شیمیایی به عواملی همچون سازگاری یا ناسازگاری، شعاع یونی، تحرک، جانشینی و بار یونی این عناصر بستگی دارد. عناصر V , La و Sc با افزایش ضریب تفریق کاهش می‌یابند و Ba و Sr , Rb روند افزایشی پراکنده‌ای را نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۰). باریم (Ba) دارای شعاع یونی $1/35$ آنگستروم بوده و جزء عناصر لیتوفیل بزرگ یون ($LILE$) به شمار می‌آید. این عنصر برای پی بردن به پدیده تبلور تفریقی در سنگ‌های حدواسط و اسیدی از مؤثرترین عناصر است، زیرا این عنصر به شدت وابسته به فازهای کانیایی اصلی مثل فلدسپات‌ها و میکاهاست. ولی به دلیل مقدار متفاوت پورفیرهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های مورد مطالعه با افزایش ضریب تفریق روند افزایشی پراکنده‌ای نشان می‌دهد.

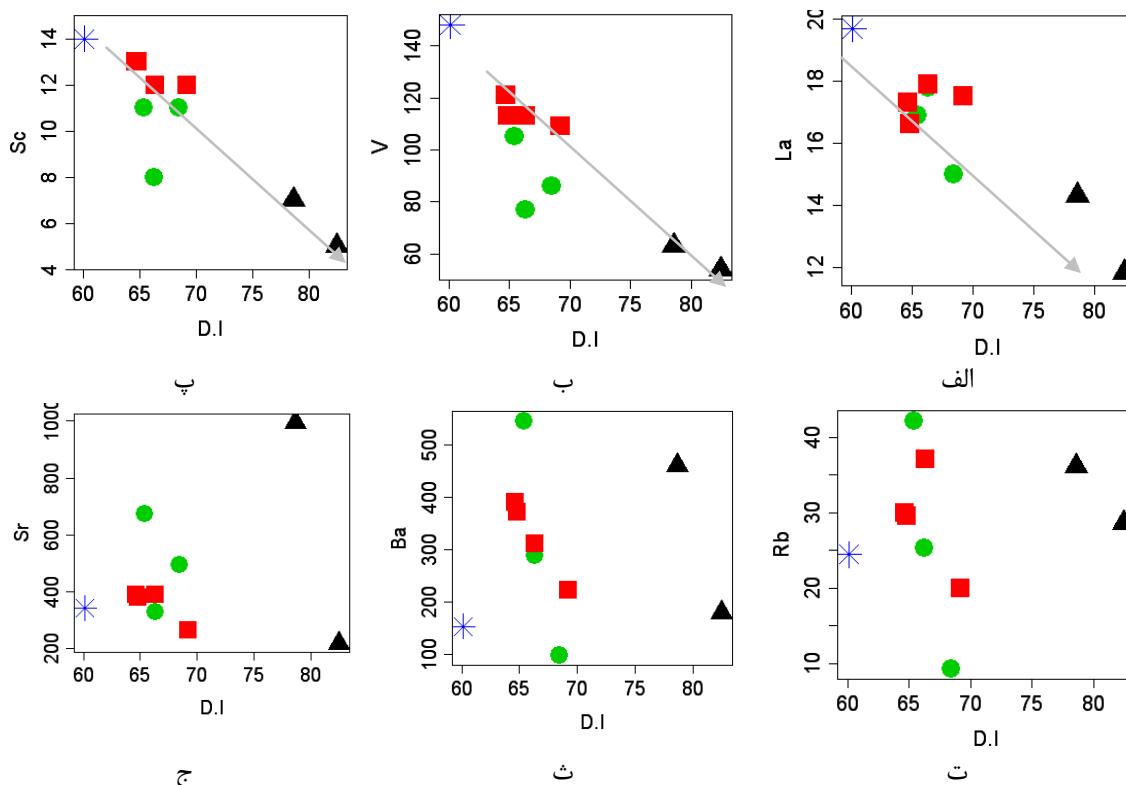
اسکاندیم (Sc) شعاع نزدیک به Fe^{2+} داشته و بنابراین می‌تواند جانشین آن شود. این عنصر از گروه عناصر با شدت میدان بالا بوده و در پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت تمرکز می‌یابد. این عنصر بدلیل عدم توانایی در متعادل کردن بار مثبت اضافی که از طریق سایر جانشینی‌های مناسب دیگر به وجود می‌آید، در الیوین‌های اولیه متمرکز نمی‌شود (مر^۱، ۱۳۷۱). بدین ترتیب Sc در ماگمای باقیمانده

۱- Moore

جمع شده و با شروع تبلور پیروکسن‌ها، جانشین Fe^{2+} در این کانی‌ها می‌گردد. همانطور که در نمودار اسکاندیم در مقابل ضریب تفریق مشاهده می‌شود، بیشترین تمرکز این عنصر در آندزیت و تراکی-آندزیت‌ها می‌باشد و ریولیت‌ها کمترین میزان را به خود اختصاص داده‌اند. همان گونه که بیان شد، نمودارهای اندیس تفریق عناصر کمیاب و اصلی سنگ‌های مورد مطالعه، بیانگر تفریق ماگمایی می‌باشند.



شکل ۴-۹- نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه در مقابل اندیس تفریق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰).



شکل ۴-۱۰- نمودار عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق تورنتن و تاتل (۱۹۶۰)، و موقعیت نمونه‌ها بر روی آن.

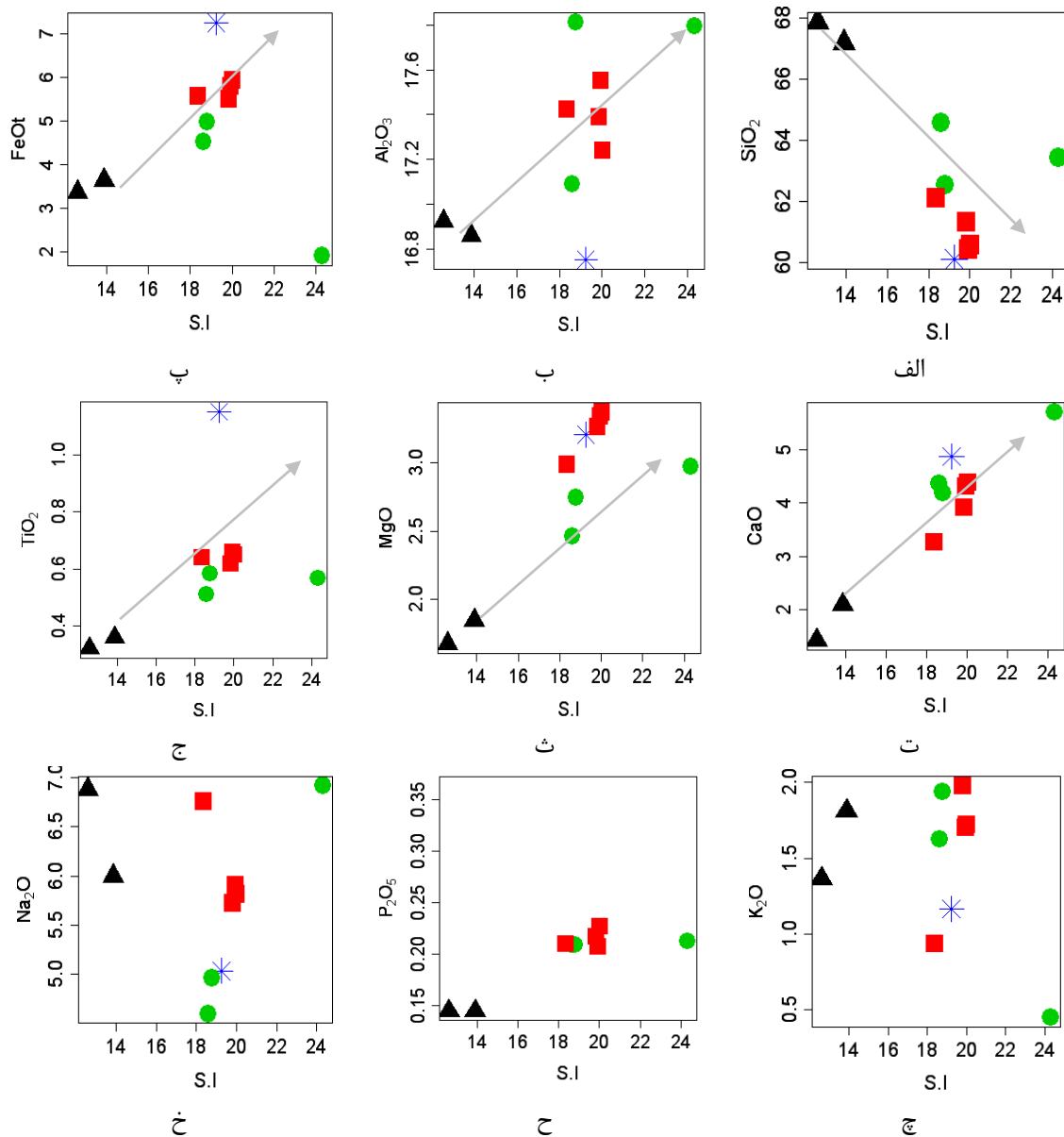
۴-۶-۵- نمودارهای شاخص انجماد

شاخص انجماد با فرمول شیمیایی زیر توسط کونو^۱ (۱۹۵۹) تعریف می‌شود.

$$S.I=100(MgO/Na_2O+K_2O+FeO_{tot}+MgO)$$

نمودارهای شاخص انجماد برای نمونه‌های مورد مطالعه نیز مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۴-۱۱). به عقیده کونو (۱۹۵۹) اگر ضریب انجماد کوچک‌تر از ۳۲ باشد، ترم‌های تفریق یافته را نشان می‌دهد. در نمونه‌های مورد مطالعه این مقدار بین ۱۳ تا ۲۴ می‌باشد. بررسی این نمودارها نیز از وقوع فرایندهای تفریق ماگمایی در بین نمونه‌های مورد مطالعه حکایت می‌کند.

۱- Kuno



شکل ۴-۱۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه در برابر اندیس انجماد (کونو، ۱۹۶۰).

۴-۶-۶- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب

روندهای مشاهده شده در نمودارهای هارکر می‌توانند توسط هر یک از فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی ایجاد شوند، لذا جهت تشخیص و تفکیک این فرایندها در نمونه‌های مورد مطالعه، از نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در برابر عناصر سازگار و ناسازگار و نسبت‌های آن‌ها در برابر یکدیگر استفاده می‌کنیم. اگر در نمودارهای جفت عناصر ناسازگار، روند خطی و مثبت که از مبدأ

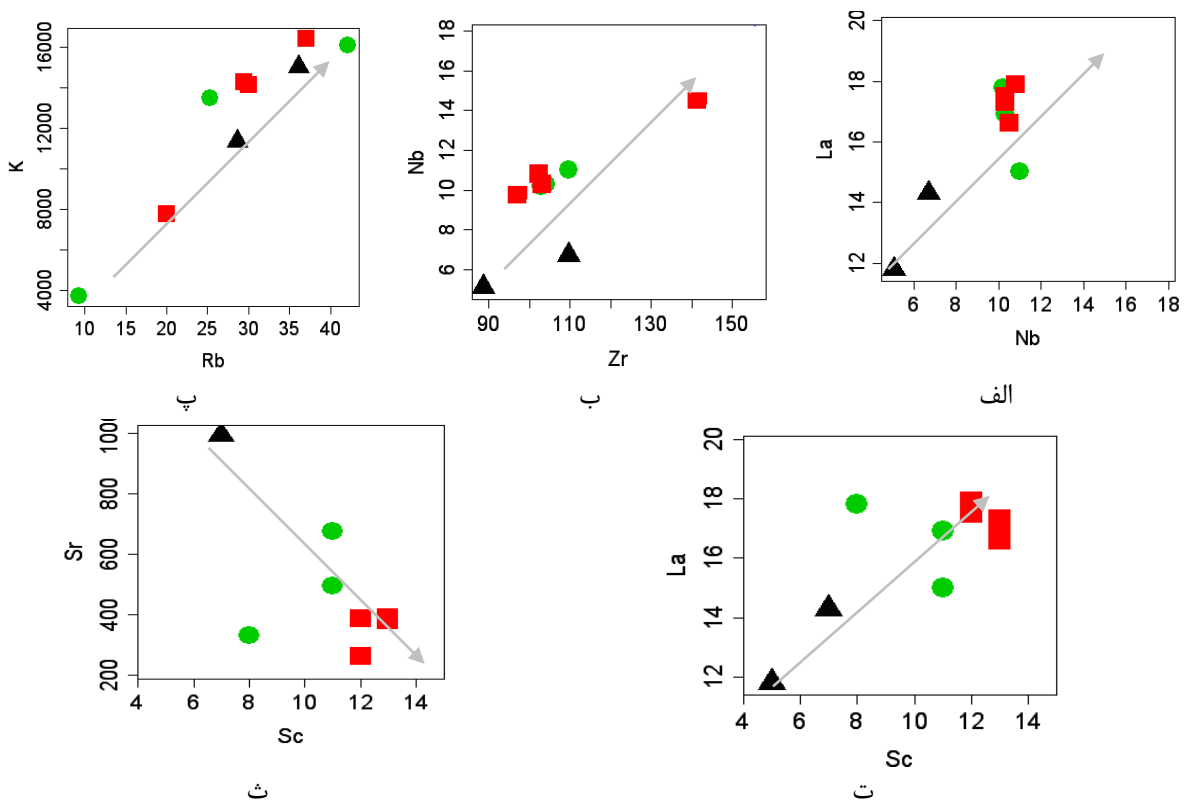
مختصات نیز بگذرد مشاهده گردد و نمودارهای عنصر سازگار در مقابل عنصر ناسازگار، روند خطی و منفی را نشان دهد، در این صورت فرایند اصلی ارتباط بین سنگ‌ها تبلور تفریقی می‌باشد؛ در غیر این صورت، ذوب بخشی متعادل با منشأ، عامل اصلی این ارتباط است (راجرز و همکاران^۱، ۱۹۸۰؛ ۱۹۸۴). با توجه به این که هر دو عامل ذوب‌بخشی و تبلور تفریقی می‌توانند به تشکیل طیف سنگی منطقه مورد مطالعه شده باشند، جهت تشخیص و تفکیک هر کدام از این عوامل از نمودارهای عناصر ناسازگار- ناسازگار و سازگار- ناسازگار در برابر یکدیگر استفاده می‌کنیم. در شکل (۴-۱۲) نمودارهای دو عنصر ناسازگار و یا، یک عنصر سازگار با یک عنصر ناسازگار، در مقابل یکدیگر رسم شده است. سنگ‌های منطقه در نمودارهای Zr-Nb، La-Nb و K-Rb که عناصر جفت ناسازگار می‌باشند، روندهایی با شیب مثبت نشان می‌دهند. همچنین روندهایی با شیب منفی در نمودارهای Sr-Sc و La-Sc که یک عنصر سازگار در مقابل عنصر ناسازگار رسم شده است، مشاهده می‌شود. بنابراین با توجه به این نمودارها روند تبلور تفریقی مجدداً تأیید می‌گردد.

در نمودار Nb در مقابل Zr پراکندگی اندکی مشاهده می‌شود. با توجه به این که این عناصر به طور طبیعی نامتحرک در نظر گرفته می‌شوند، لذا تصور بر این است که در طی آلتراسیون تحرک پیدا نمی‌کنند (مانیا و همکاران، ۲۰۰۷). از این رو می‌توان دلیل احتمالی این پراکندگی را در ارتباط با آرایش ماگمایی دانست.

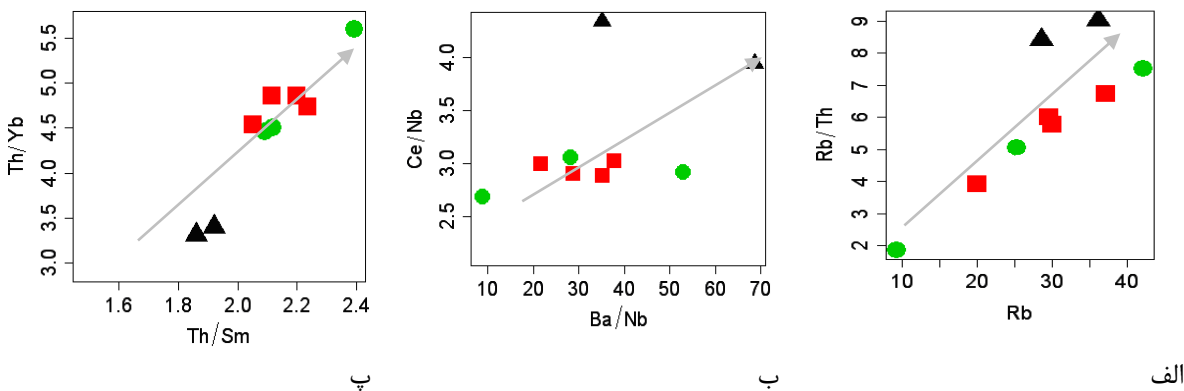
همان گونه که در نمودارهای نسبت- نسبت عناصر ناسازگار Rb/Th- Rb، Ce/Nb-Ba/Nb و Th/Yb- Th/Sm (شکل ۴-۱۳) مشاهده می‌شود، ارتباط ژنتیکی پیوسته‌ای میان سنگ‌های منطقه وجود دارد و از این رو احتمال تشکیل آن‌ها از یک منبع تولید ماگمای واحد، زیاد است. همان طور که اشاره شد، فرض می‌شود که نسبت عناصر ناسازگار در طی ذوب‌بخشی یا تبلور تفریقی تغییر نمی‌کند. در نمودار Zr/Cm-SiO₂ وانگ^۲ و همکاران (۲۰۰۸) ناسازگاری Zr و سازگاری Sm در هورنبلند (درومون و همکاران، ۱۹۹۶)، باعث می‌شود نسبت Zr/Sm در ماگمای باقیمانده هنگام تبلور تفریقی از تراکی-

۱- Rogers
۲- Wang

آندزیت‌ها به سمت ریولیت‌ها افزایش یابد و مؤید پتروگرافی نمونه‌های مورد مطالعه است زیرا از تراکی‌آندزیت‌ها به طرف ریولیت‌ها هورنبلند کاهش می‌یابد (شکل ۴-۱۴). همچنین در نمودار La/Sm-La (ژانگ^۱ و همکاران، ۲۰۰۷) نمونه‌های مورد مطالعه با داشتن مقادیر تقریباً ثابت La/Sm از روند تبلور تفریقی تبعیت می‌کنند (شکل ۴-۱۵).

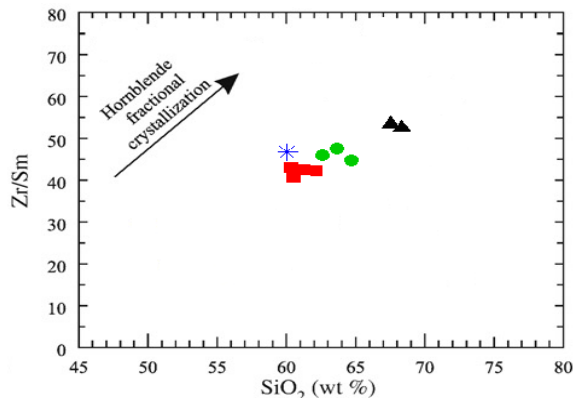
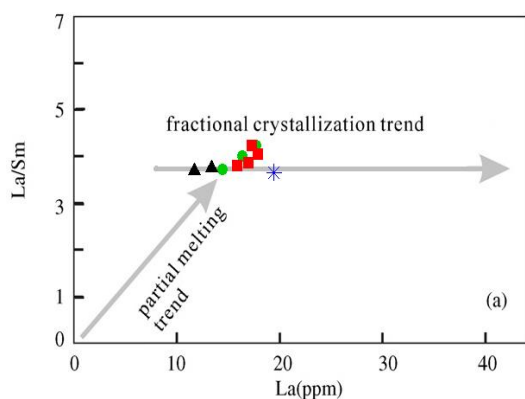


شکل ۴-۱۲- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و سازگار - ناسازگار.



شکل ۴-۱۳- نمودارهای نسبت- نسبت عناصر ناسازگار و موقعیت نمونه‌های منطقه که پیوستگی و ارتباط ژنتیکی بین آن‌ها مشاهده می‌شود.

۱- Zhang



شکل ۴-۱۵- نمودار $La/Sm-La$ از ژانگ و همکاران (۲۰۰۷)، که روند ذوب و تفریق را نشان می‌دهد. در این نمودار نمونه‌های شهر فیروزه از روند تبلور تفریقی پیروی می‌کنند.

شکل ۴-۱۴- نمودار $Zr/Sm-SiO_2$ وانگ و همکاران (۲۰۰۸) که روند تبلور تفریقی را در نمونه‌های شهر فیروزه به دلیل تفریق هورنبلند از تراکی‌آندزیت‌ها به طرف ریولیت‌ها نشان می‌دهد.

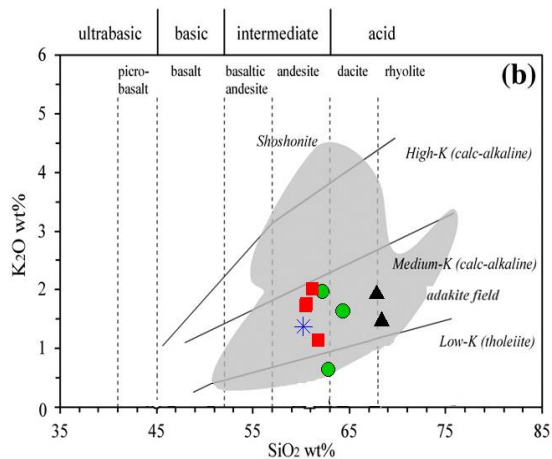
۴-۷- تعیین سری ماگمایی

به طور کلی سنگ‌های آذرین به سری‌های ماگمایی مختلفی تعلق دارند و مؤلفین مختلف بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی نام‌های متفاوتی را به آنها اختصاص داده‌اند. طبق نظر کونو (۱۹۶۸) هر سری ماگمایی، مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین دارای ترکیب شیمیایی مختلف است که از تفریق ماگمای بازیک مادر یا از ذوب سنگ منشأ (سنگ مادر) حاصل شده‌اند. برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه شهر فیروزه از نمودارهای AFM (ایروین و باراگار^۱، ۱۹۷۱) در شکل (۴-۱۶) و نمودار درصد وزنی K_2O-SiO_2 (پکسریلو و تایلور^۲، ۱۹۷۶) در شکل (۴-۱۷) استفاده شده است. بر اساس موقعیت قرارگیری نمونه‌ها در این نمودارها، نمونه‌های سنگی مورد نظر به سری کالک‌آلکان تعلق دارند.

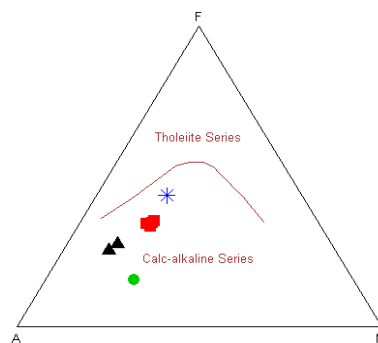
با توجه به نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شاند^۳، ۱۹۴۳)، اگر نسبت مولی $A/CNK < 1.1$ باشد، سنگ متآلومین و اگر این نسبت بیشتر از ۱/۱ باشد، سنگ پرآلومین خواهد بود. بر اساس نسبت‌های مولی محاسبه شده، نمونه‌های مورد مطالعه ماهیت متآلومین دارند. (شکل ۴-۱۸). همچنین بر اساس

۱- Irvine & Baragar
 ۲- Peccerillo & Taylor
 ۳- Shand

نمودار درصد وزنی K_2O - SiO_2 (رولینسون، ۱۹۹۳- برگرفته از ژو^۱ و همکاران، ۲۰۰۹) سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۹). همچنین در نمودار درصد وزنی K_2O - SiO_2 پکسریلو و تایلور (۱۹۷۶)، نمونه‌های شهر فیروزه در محدوده آداکیت‌ها قرار دارند.

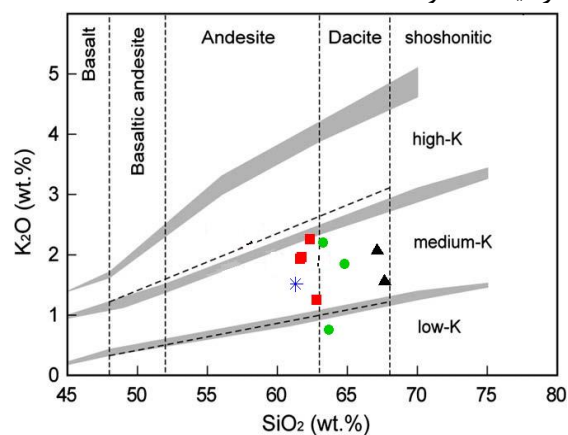


AFM plot (Irvine and Baragar 1971)

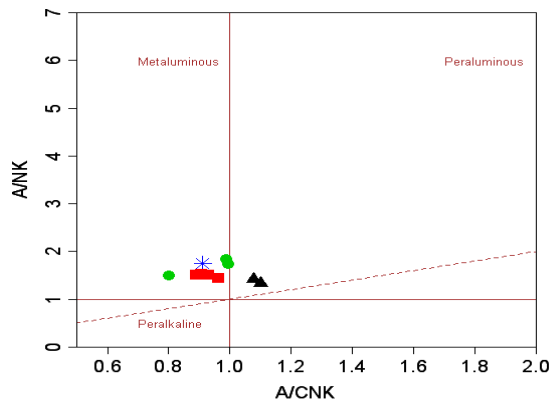


شکل ۴-۱۷- نمودار درصد وزنی K_2O در مقابل SiO_2 (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶) و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده سری کالک‌آلکان و آداکیت (توضیح میدان آداکیت‌ها همانند شکل ۴-۶ است). نمودار برگرفته از لازارو و گارسیا-کاسکو (۲۰۰۸).

شکل ۴-۱۶- نمودار AFM ایروین و باراگار (۱۹۷۱) و قرارگیری نمونه‌های منطقه در موقعیت سری کالک-آلکان.



A/CNK-A/NK plot (Shand 1943)



شکل ۴-۱۹- نمودار درصد وزنی K_2O در مقابل SiO_2 (رولینسون، ۱۹۹۳) و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده پتاسیم متوسط. (نمودار برگرفته از ژو و همکاران، ۲۰۰۹).

شکل ۴-۱۸- نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شاند، ۱۹۴۳) و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده متا-آلومین.

۸-۴- نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب

بررسی عناصر کمیاب بخش اصلی پترولوژی مدرن بوده و نسبت به عناصر اصلی در متمایز کردن فرایندهای پترولوژی کارایی زیادی دارد.

نمودارهای عنکبوتی به کار رفته برای بررسی رفتار ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه عبارتند از:

- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده به مقادیر کندریتی (ناکامورا^۱، ۱۹۷۴).

- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به متئوریت کندریتی تامپسون^۲ (۱۹۸۲)

- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به مورب (پیرس^۳، ۱۹۸۳).

- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف^۴، ۱۹۸۹).

۸-۴-۱- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE)

در نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده به مقادیر کندریتی (ناکامورا، ۱۹۷۴)، این نمونه‌ها، الگوی REE تفریق‌یافته نشان می‌دهد که با غنی‌شدگی نسبی در LREE و تهی‌شدگی نسبی در HREE شناخته می‌شوند (شکل ۴-۲۰). تهی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین نسبت به سبک به احتمال زیاد نشان‌دهنده وجود گارنت در منشأ است. هورنبلند در مایع‌های فلسیک می‌تواند دلیلی برای غنی‌شدگی شدید از REE سبک نسبت به سنگین باشد. غنی‌شدگی بیشتر عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) همچنین ممکن است در اثر درجات کم ذوب‌بخشی منبع گوشته‌ای و یا آرایش ماگما به‌وسیلهٔ مواد پوسته‌ای باشد. نسبت‌های بالای La/Yb و Sr/Y در این سنگ‌ها، نشان می‌دهد فازی که قادر به تفریق HREE از LREE شده است، گارنت ± آمفیبول است که در پتروژنز آن‌ها مهم است. در حقیقت نسبت‌های Sr/Y و La/Yb که در برابر آلتراسیون حساس نیستند و تحت تأثیر اثرات ثانویه نیز قرار نمی‌گیرند، نشان‌دهنده این نسبت‌ها در ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشند (مانیا و همکاران، ۲۰۰۷). همچنین با توجه به نسبت درجه تفکیک (La/Yb) (جدول ۴-۵)،

۱- Nakamura

۲- Thompson

۳- Pearce

۴- Sun & McDonough

غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به سنگین و حالت تقعر برای عناصر کمیاب خاکی متوسط MREE در مسیر الگوی این عناصر دیده می‌شود. به نظر مارتین (۱۹۸۷) و ناگوی^۱ (۲۰۰۷) این حالت در آداکیت‌های غنی از سیلیس در نتیجه تفریق هورنبلند تفسیر شده است. علاوه بر این جابه‌جایی و تفریق پلاژیوکلاز و آمفیبول تحت فشار پایین، یک الگوی گود مانند (تقعر) را بین LREE و HREE ها در آداکیت‌ها می‌تواند ایجاد کند و باعث شود نسبت‌های Dy/Yb با افزایش سیلیس کاهش یابد (مکفرسون^۲ و همکاران، ۲۰۰۶؛ ژائو و ژوو^۳، ۲۰۰۸). باقیمانده گارنت \pm آمفیبول مذاب‌هایی با الگوی پر شیب تفریق‌یافته REE که فاقد آنومالی منفی Eu است، ایجاد می‌کند. به این ترتیب سنگ‌های فلسیک شهر فیروزه توسط ذوب‌بخشی از پوسته بازالتی آبدار که به یک گارنت-آمفیبولیت تحول پیدا کرده، ایجاد شده است (فلوی^۴ و همکاران، ۲۰۰۲). با توجه به الگوی نسبتاً مسطح HREE که در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شود، می‌توان به نقش مهم‌تر آمفیبول نسبت به گارنت در طول ذوب‌بخشی گارنت آمفیبولیت اشاره کرد و همچنین گارنت آمفیبولیت نسبت به اکلویت احتمال بیشتری دارد که سنگ منشأ باشد (مکفرسون، ۲۰۰۶). بر اساس این نمودار، در نمونه‌های مورد مطالعه هیچ‌گونه آنومالی منفی یا مثبت Eu مشاهده نمی‌شود. ناهنجاری‌های یوروپیم به ویژه در ماگماهای فلسیک، عمدتاً توسط فلدسپارها کنترل می‌شود، زیرا Eu (در حالت دوظرفیتی)، بر خلاف REE سه‌ظرفیتی که در پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم عناصری ناسازگارند، عنصری سازگار به شمار می‌آید. بنابراین خارج شدن فلدسپار از یک مذاب فلسیک از راه جزء‌به‌جزء‌شدگی بلوری یا ذوب‌بخشی سنگی که فلدسپار در منشأ آن باقی مانده است باعث ناهنجاری منفی Eu در مذاب می‌شود. هورنبلند، اسفن، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و گارنت نیز به میزان کمتری ممکن است در ناهنجاری Eu در مذاب‌های فلسیک نقش داشته باشند، گرچه به گونه‌ای خلاف فلدسپارها. چون آنومالی Eu عمدتاً توسط پلاژیوکلاز کنترل می‌شود و به فوگاسیته اکسیژن وابسته است، عدم وجود آنومالی این عنصر

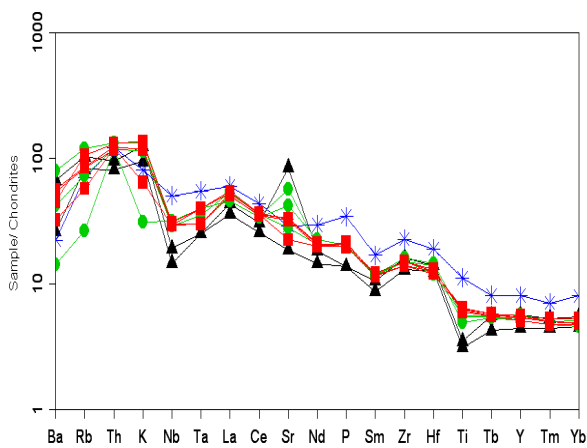
1- Naqvi

۲- MacPherson

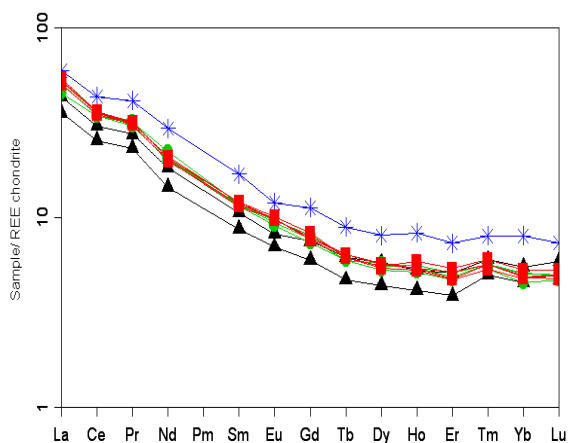
۳- Zhao & Zhou

۴- Floy

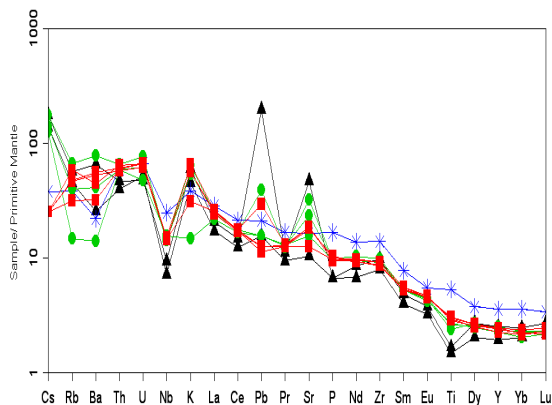
نشان دهنده این است که تبلور پلاژیوکلاز کلسیک نقش مهمی در تحول ماگما نداشته است. شواهد پتروگرافی نیز نشان از عدم پلاژیوکلازهای کلسیک دارد. اما با توجه به این که پلاژیوکلاز و هورنبلند از کانی‌های عمده در تمامی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه است، انتظار می‌رود که آنومالی مثبت در Eu دیده شود. ولیکن در هیچ یک از نمونه‌ها این آنومالی به چشم نمی‌خورد. بنا بر نظر رولینسون (۱۹۹۳)، در شرایط فعالیت کم اکسیژن، ضرایب جدایش برای Eu بین پلاژیوکلاز و مذاب بازالتی بالا است (عموماً بالاتر از ۱) و نسبت به سایر REE یک آنومالی نشان می‌دهد. در صورتی که در شرایط فعالیت زیاد اکسیژن ضرایب جدایش برای Eu پائین بوده و این عنصر مانند سایر عناصر کمیاب خاکی رفتار می‌کند. بنابراین شاید که در هنگام تشکیل و تبلور سنگ‌های منطقه فوگاسیته اکسیژن بالا بوده است. البته وجود کانی‌های اکسیدی از قبیل اکسیدهای آهن در نمونه‌های مورد مطالعه شرایط تقریباً بالای اکسیژن را نشان می‌دهد. هماهنگی الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی نیز بیانگر این مطلب است که واحدهای سنگی منطقه با یکدیگر ارتباط زایشی دارند.



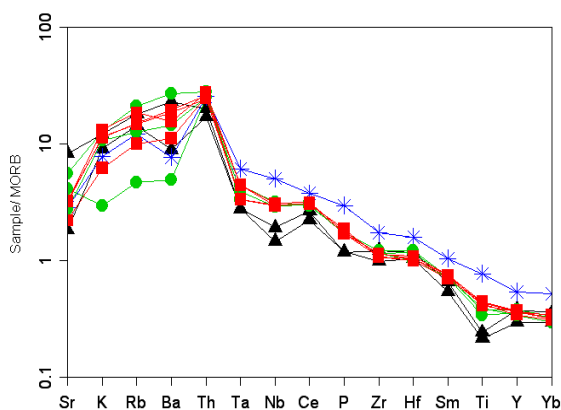
شکل ۴-۲۱- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به متئوریت کندریتی تامپسون (۱۹۸۲) برای نمونه‌های مورد مطالعه.



شکل ۴-۲۰- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده به مقادیر کندریتی (ناکامورا، ۱۹۷۴) برای نمونه‌های مورد مطالعه.



شکل ۴-۲۳- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه و قدیمی (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های مورد مطالعه.



شکل ۴-۲۲- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به مورب (پییرس، ۱۹۸۳) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

۴-۸-۲- نمودار عنکبوتی چند عنصری

برای سنگ‌های آذرین دو نمودار چند عنصری کفایت می‌کند: یکی برای مقایسه شیمی سنگ با «منشأ گوشته‌ای» و دیگری برای مقایسه شیمی سنگ با «فراوان‌ترین سنگ آتشفشانی» (MORB) (رولینسون، ۱۹۹۳). به نظر بسیاری از محققین، به هنجارسازی عناصر با مقادیر گوشته اولیه مبتنی بر ارقام تخمینی است نه ارقام حقیقی. لذا هنجار کردن با مقادیر کندریتی و MORB ارجحیت دارد.

الف) نمودار عنکبوتی چند عنصری به هنجار شده نسبت به کندریت

نمونه‌های سنگی منطقه در نمودار عنکبوتی چند عنصری تامپسون (۱۹۸۲) که نسبت به کندریت به هنجار شده‌اند، در LREE، K، Rb، Sr و Th آنومالی مثبت و در HREE، Nb، Ta و Ti آنومالی منفی نشان می‌دهند (شکل ۴-۲۱). اغلب نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به Rb، Ba و K پراکندگی نشان می‌دهند (آنومالی مثبت و منفی). این پراکندگی را می‌توان در رابطه با تحرک بالای این عناصر در اثر دگرسانی و آرایش پوسته‌ای دانست. حالت خاصی از تحرک عناصر جزئی آبدایی بستر فرورونده اقیانوسی است، فرایندی که تصور می‌شود با تشکیل ماگماهای کالک‌آلکان مربوط باشد. پییرس اظهار می‌دارد (۱۹۸۳) که عناصر Sr، K، Rb، Ba، Th، Ce، P و Sm ممکن است در این شرایط متحرک

باشند. به نظر پییرس (۱۹۸۲) مشاهده این ویژگی‌ها در سنگ‌های آتشفشانی دلیل مشخصی بر ارتباط آن‌ها با پدیده فرورانش است.

ماگماهای ایجاد شده در زون‌های فرورانش، دارای آنومالی منفی شاخصی از عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSE) هستند که از متمرکز شدن این عناصر در فازهای دیرگداز ناحیه منشأ و عدم مشارکت آن‌ها در مذاب حاصل، ناشی شده است. با مقایسه رفتار عناصر متحرک‌تر LIL (Cs, Rb, K, Ba, Sr) با عناصر کم‌تحرک‌تر HFS (Y, Hf, Zr, Ti, Nb, Ta)؛ غلظت عناصر LIL ممکن است تابعی از رفتار فاز سیال باشد، در حالی که غلظت عناصر HFS توسط شیمی منشأ و فرایندهای بلور-مذاب که در هنگام تکوین سنگ رخ می‌دهد کنترل می‌شود. آنومالی منفی Ti و Nb و آنومالی مثبت Sr و غنی-شدگی LIL در نمونه‌های بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه مؤید آرایش پوسته‌ای ماگمای مادر اولیه می‌باشد. غنی‌شدگی از Sr در ارتباط با منشأ گوشته‌ای نیز می‌تواند باشد (عمرانی، ۲۰۰۸). فراوانی Ti, Nb و Ta توسط ایلمنیت، روتیل یا اسفن کنترل می‌شود. ناهنجاری‌های منفی Nb همچنین شاخص پوسته قاره‌ای‌اند و ممکن است نشان‌دهنده درگیری پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد. دوفان و درومون (۱۹۹۰) اظهار داشتند، هورنبلند و اکسیدهای آهن و تیتان‌دار (روتیل و ایلمنیت) فازهایی هستند که در طول ذوب‌بخشی آنومالی‌های منفی از Nb, Ti و Ta ایجاد می‌کنند، زیرا، این کانی‌ها عناصر Nb, Ti و Ta را در خود نگه می‌دارند و به عنوان فاز پسماندی در طول ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش شده و یا پریدوتیت گوه گوشته‌ای هستند. روتیل در فشارهای بالا (۱/۴ ژیگاپاسکال) در باقیمانده اکلوزیت در تعادل خوبی با مذاب بازالتی است (اشمیت^۱ و همکاران، ۲۰۰۴؛ زیانگ^۲ و همکاران، ۲۰۰۵). با این وجود روتیل در مذاب‌های بازالتی قابلیت حل شدن بالایی دارد و قادر نیست به عنوان فاز باقی‌مانده در گوه گوشته‌ای باقی بماند (ریرسون و واتسون^۳، ۱۹۷۸). به این ترتیب HFSEs در یک فاز پایدار ایلمنیت-ژکلیت^۴ (MgTiO₃) می‌توانند نگه داشته شوند (گاس^۱ و

۱- Schmidt

۲- Xiong

۳- Ryerson & Watson

۴- Geikielite

کای، ۲۰۰۹). به خاطر این که شعاع یونی Nb (۰/۰۰۲ - ۰/۰۰۱ نانومتر) کمی بزرگ‌تر از Ta است (تیپولو^۲ و همکاران، ۲۰۰۰)، در الگوی عناصر نادر، تفریق بین Nb و Ta در جایی که روتیل یا آمفیبول در منبع یا کانی‌های پسماندی قرار دارند، مشاهده می‌شود (اشمیت و همکاران، ۲۰۰۴؛ مانکر^۳ و همکاران، ۲۰۰۴/a.b؛ زیائو^۴ و همکاران، ۲۰۰۴؛ گاس و کای، ۲۰۰۹). در نمونه‌های مورد مطالعه به دلیل وجود آمفیبول در نمونه‌ها می‌تواند نشان‌دهنده فاز پسماندی روتیل باشد.

ب) نمودار عنکبوتی چند عنصری به هنجار شده نسبت به MORB

این نمودار برای بازالت‌ها، آندزیت‌ها و سنگ‌های پوسته‌ای تکامل یافته (سنگ‌هایی که ممکن است مورب و نه گوشته اولیه، والد آن‌ها باشد) بسیار مناسب است (رولینسون، ۱۹۹۳). عناصر به گونه‌ای مرتب شده‌اند که متحرک‌ترین عناصر (Sr, K, Rb, Ba) در سمت چپ نمودار، به ترتیب افزایش ناسازگاری و عناصر نامتحرک از راست به چپ، به ترتیب افزایش ناسازگاری مرتب شده‌اند. با توجه به این نمودار غنی‌شدگی از عناصر K, Rb, Ba, Th و همچنین LREE و آنومالی منفی کم تا متوسط Ti, Nb و تهی‌شدگی HREE دیده می‌شود (شکل ۴-۲۲). به عقیده برخی محققین، این ویژگی‌ها از مشخصات ماگماهای وابسته به فرورانش است. همچنین تهی‌شدگی عناصر از چپ به راست در این دیاگرام‌ها از ویژگی‌های بارز نواحی کوهزایی است و نیز غنی‌شدگی LREE در سری‌های کالکوالکالن عادی است (گیل، ۱۹۸۱؛ هاوکسورث^۵ و همکاران، ۱۹۹۱؛ وودهد^۶ و همکاران، ۱۹۹۳؛ پییرس و همکاران، ۱۹۹۹؛ کاستیلو^۷ و همکاران، ۲۰۰۷).

الگوهای REE و عناصر ناسازگار که غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از REE سنگین (HREE) را نشان می‌دهند، ویژگی‌های خاص سنگ‌های کالک‌آلکالن است (تاتسومی^۸ و همکاران، ۱۹۸۶؛ تاتسومی،

۱- Goss
 ۲- Tiepolo
 ۳- Munker
 ۴- Xiao
 ۵- Howkesworth
 ۶- Woodhead
 ۷- Castillo
 ۸- Tatsumi

۱۹۸۹). همه این نمونه‌ها آنومالی منفی از HFSE (Ti, Nb) و تا حدودی Ta) نشان می‌دهند که در ارتباط با ماگمای خاص فرورانش است. با توجه به توضیحات فوق می‌توان چنین نتیجه گرفت که سنگ‌های محدوده مورد مطالعه از ماگمای کالک‌آلکانل نواحی قوس بوجود آمده‌اند و پدیده فرورانش نقش اساسی در تشکیل آن‌ها داشته است. دیاگرام‌های چند عنصری این نمونه‌ها علاوه بر الگوهای در ارتباط با فرورانش و آنومالی‌های منفی از Ta- Nb- Ti، تهی‌شدگی از HREE و نسبت‌های بالایی از Sr/Y نشان می‌دهند که نشان دهنده وجود گارنت و یا آمفیبول پسماندی از یک منبع شبه مورب است که در رخساره‌های اکلوزیت یا گارنت آمفیبولیت دگرگون شده است (دوفان و درومون، ۱۹۹۰؛ درومون و دوفان، ۱۹۹۳، ۱۹۹۹؛ موری و همکاران، ۱۹۹۶؛ ساجونا و همکاران، ۲۰۰۰).

پ) نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹).

در دیاگرام‌های چند عنصری که نسبت به گوشته اولیه نرمالایز شده‌اند، نمونه‌های مورد مطالعه تمرکز نسبتاً بالایی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مثل (Sr و Cs, Rb, Ba, K, Pb, Th, U) و تمرکز پایینی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مخصوصاً Nb, Ti و تا حدودی Ta دارند که از خصوصیات ماگماهای در ارتباط با فرورانش است (مورتیمر، ۲۰۰۸؛ گاس و کای، ۲۰۰۹). گدازه‌های قوس، با نسبت‌های بالای LILE/HFSE و LREE/HREE شناخته می‌شوند و آنومالی‌های منفی از Nb, Ti و Ta که نسبت به کندیت یا گوشته نرمالایز شده‌اند، دارند. دو مدل توسط گاس و کای (۲۰۰۹) برای توضیح آنومالی‌های منفی HFSE در گدازه‌های قوس پیشنهاد شده است؛ ابتدا بر این اساس که عناصر HFSE عموماً در مایعات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورانش شده غیر متحرک‌اند و وارد گوه گوشته‌ای نمی‌شوند. دوم این‌که آنومالی‌های HFSE در ماگمای قوس مشتق شده از گوشته، ترکیب گوه گوشته‌ای را منعکس می‌کند که در حقیقت خودش از عناصر HFSE تهی شده است. در نتیجه اساساً از LILE و LREE با تحرک بالا، غنی می‌شود (مک کلوش و گمبل^۱، ۱۹۹۱؛ پییرس و

۱- Mc Culloch & Gamble

پیت، ۱۹۹۵). غنی‌شدگی گدازه‌های قوس از LILE و LREE به علت متاسوماتیزم گوه‌گوشته‌ای توسط سیالات غنی‌شده از این عناصر، به علت آب‌زدایی ورقه اقیانوسی است (تاتسومی و همکاران، ۱۹۸۶؛ هاوکسورث و همکاران، ۱۹۹۱؛ گمبل و همکاران، ۱۹۹۱، پیرس و پیت، ۱۹۹۵؛ کاستیلو و همکاران، ۲۰۰۷). همچنین نتایج حاصل از بررسی نمودارهای عنکبوتی در سنگ‌های مورد مطالعه با معیارهای ژئوشیمیایی آداکیت‌ها مطابقت نشان می‌دهند. سنگ‌های آداکیتی منطقه مورد مطالعه از عناصر نادر خاکی سبک LREE (مانند: Pr و La, Ce, Nd) غنی‌شدگی و از HREE (مانند: Tm, Yb, Lu و Er) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در مقایسه با آداکیت‌های امروزی، آداکیت‌های شهر فیروزه از عناصر خاکی میانه تا عناصر نادر خاکی سنگین تهی شده‌اند، Y/Yb (۹ تا ۱۰) که می‌تواند با پسماند آمفیبول و گارنت در منشأ توجیه شود (لی^۱، ۲۰۰۳).

۹-۴- بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص سنگ‌های نیمه‌عمیق شهر فیروزه

به توجه به ویژگی ژئوشیمیایی نمونه‌های نیمه‌عمیق شهر فیروزه، این نمونه‌ها تمرکز پایینی از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)، Y و Yb نسبت به عناصر نادر خاکی سبک (LREE) دارند. این ویژگی‌ها همراه با مقادیر بالای Sr و نسبت‌های بالای Sr/Y و La/Yb نشان می‌دهد که این سنگ‌ها طبق تعریف دوفان و درومون (۱۹۹۰) در گروه آداکیت‌ها طبقه‌بندی می‌شوند (جدول ۴-۷).

- ابتدا دوفان و درومون (۱۹۹۰) آداکیت‌ها را تحت عنوان سنگ‌های آذرین آندزیتی تا ریولیتی غنی از Na بر اساس موقعیت جزیره آداک در مجمع‌الجزایر آلئوسین معرفی کردند جایی که کای (۱۹۷۸) سنگ‌های کالک‌آلکالن را با خصوصیات ژئوشیمیایی خاص توصیف کرده بود. این سنگ‌ها از ذوب-بخشی پوسته اقیانوسی به وجود آمده‌اند. این تعریف بعداً برای سنگ‌های کالک‌آلکالن در ارتباط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی جوان و داغ (سن کمتر از ۲۵ میلیون سال) که در سراسر مراحل فرورانش ایجاد می‌شوند به کار برده شد. این سنگ‌ها اغلب در زون‌های قوس آتشفشانی و یا زون‌های برخوردی قوس قاره‌ای مشاهده می‌شوند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه با ویژگی‌های

۱- Li

ژئوشیمیایی آداکیت‌ها (کاستیلو، ۲۰۰۶ و ریچارد^۱-کریش، ۲۰۰۷) مقایسه شده و در جدول ۴-۶ ارائه گردیده است. نتیجه این مقایسه نیز نشان می‌دهد که سنگ‌های نیمه‌عمیق شهر فیروزه بسیاری از ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها را دارند و می‌توان آن‌ها را آداکیت نامید.

- طبق نظر پیکاک^۲ و همکاران (۱۹۹۴) ماگماهای آداکیتی در زون‌های فرورانش که ورقه اقیانوسی جوان و داغ با زاویه کم فرورانش می‌کند ایجاد می‌شوند و یا در حاشیه‌های فعال قاره‌ای که واجد پوسته ضخیم (بیشتر از ۳۵ کیلومتر) و زون‌های برخوردی قوس-قاره‌ای ایجاد می‌شوند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن‌ها در جدول ۴-۶ و ۴-۷ به طور خلاصه ذکر شده است.

- واژه آداکیت به طور وسیعی برای سنگ‌های آتشفشانی و آذرین درونی غنی از سیلیس و نسبت Sr/Y و La/Yb بالا استفاده می‌شود که در محل‌های تکتونیکی مختلف (زون‌های فرورانش، زون‌های برخوردی و محیط‌های کششی) از طریق مراحل پترولوژیکی متفاوت تشکیل شده‌اند (دوفان و درومون، ۱۹۹۰؛ آرتون و پتفورد، ۱۹۹۳؛ زو^۳ و همکاران، ۲۰۰۳؛ چانگ و همکاران، ۲۰۰۳؛ هو و همکاران، ۲۰۰۴؛ وانگ و همکاران، ۲۰۰۵؛ ژو و همکاران، ۲۰۰۷؛ ژو و همکاران، ۲۰۰۹).

- به نظر هو^۴ و همکاران (۲۰۰۴) آداکیت‌ها، سنگ‌های فلسیک تا حدواسط K پایین، Na، Al و Sr بالا هستند که از HREE و Y تهی‌شدگی دارند و معمولاً در محیط‌های قوس و در ارتباط با فرورانش یک ورقه اقیانوسی ایجاد می‌شوند.

- از نظر جیانگ^۵ و همکاران (۲۰۰۷)، آداکیت‌ها با مقادیر بالای Sr، Al₂O₃، Na₂O و عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و ایتريم شناخته می‌شوند و در ابتدا گفته می‌شد که از ذوب پوسته اقیانوسی فرورانش شده جوان و داغ ایجاد شده‌اند (کای، ۱۹۷۸؛ دوفان و درومون، ۱۹۹۰). اما همان طور که تعداد سنگ‌های آداکیتی شناخته شده افزایش می‌یابد، مشخص می‌شود که سنگ‌های آداکیتی در محل‌هایی که پوسته اقیانوسی پیر و سرد است نیز

۱- Richards & Kerrich

۲- Peacock

۳- Xu

۴- Hou

۵- Jiang

تشکیل می‌شوند (مکفرسون و همکاران، ۲۰۰۶) و بعضی از آن‌ها حتی در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی نیستند (گائو^۱ و همکاران، ۲۰۰۴؛ هو و همکاران، ۲۰۰۴). گاریسون و دیویدسون^۲ (۲۰۰۳) بیان کرده‌اند که، سنگ‌هایی که خصوصیات آداکیتی دارند تکتونیک خاصی را نشان نمی‌دهند، ولی همه آن‌ها از ذوب بازالت آبدار در فشارهای معادل اعماق پوسته یا گوشته فوقانی به وجود آمده‌اند. به خاطر خصوصیات مشابه آداکیت‌های معمولی با (TTGs^۳)، گمان می‌رود که منشأ یکسانی داشته باشند (درومون و دوفان، ۱۹۹۰؛ مارتین، ۱۹۹۹). TTGs تحت عنوان آداکیت‌های منیزیم پایین اشاره شده‌اند (رپ^۴ و همکاران، ۱۹۹۹). اسمیت (۲۰۰۰) و کوندی^۵ (۲۰۰۵) بیان کردند که بیشتر TTGs با آداکیت‌های معمولی مشابه نیستند و ممکن است که توسط ذوب‌بخشی سنگ‌های مافیک آبدار در پوسته زیرین به وجود آمده باشند. این مکانسیم منطبق بر گرانیتوئیدهای شبه TTG سنوزوئیک و مزوزوئیک از شمال آمریکا، جنوب آمریکا و نیوزیلند است که به نظر می‌رسد حاصل ذوب‌بخشی سنگ‌های مافیک آبدار از بخش زیرین پوسته که توسط فرایندهای ماگمایی و تکتونیک ضخم شده‌اند، باشند (آرتون و پتفورد^۶، ۱۹۹۳؛ موئیر^۷ و همکاران، ۱۹۹۵؛ جانسون^۸ و همکاران، ۱۹۹۷).

- ژائو و همکاران (۲۰۰۸) اظهار داشتند که آداکیت‌ها معمولاً در جزایر کمانی سنوزوئیک، جایی که لیتوسفر جوان اقیانوسی (۲۵ ≤ میلیون سال) فرورانش می‌کند، ایجاد می‌شوند (دوفان و درومون، ۱۹۹۰). آرتون و پتفورد (۱۹۹۳)، موئیر و همکاران (۱۹۹۵) و پتفورد و آرتون (۱۹۹۶) نشان دادند که کمپلکس کوردیلرا بلانسا^۹ در پرو و باتولیت سپاریشن پوینت^{۱۰} در نیوزیلند، شامل سنگ‌هایی است که آداکیت تعریف می‌شوند و توسط ذوب‌بخشی پوسته بازالتی که به تازگی به زیر صفحه رفته است به وجود آمده‌اند. ذوب‌بخشی پوسته زیرین قاره‌ای که ضخم شده است نیز می‌تواند ماگماهای

۱- Gao

۲- Garrison & Davidson

۳- گرانودیوریت، تونالیت و ترنجمیت

۴- Rapp

۵- Condie

۶- Atherton & petford

۷- Muir

۸- Johnson

۹- Cordillera Blanca

۱۰- Separation Point

آداکیتی آند (کای و کای، ۱۹۹۱ و ۱۹۹۳؛ کای و مودوزیس، ۲۰۰۱) و آداکیت‌های جنوب تبت (چانگ^۱ و همکاران، ۲۰۰۳) و شرق چین (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۱) را ایجاد کند. آداکیت‌های مشتق شده از ورقه اقیانوسی و پوسته توسط شپارد^۲ و همکاران (۲۰۰۱) از گرانیتهای پالئوپروتوزوئیک شمال غرب استرالیا تعریف شده‌اند. دوفان و کپژینسکاس^۳ (۲۰۰۱) فرایندهای دیگری علاوه بر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی جوان و داغ برای تشکیل ماگمای آداکیتی پیشنهاد کردند که عبارتند از: شکسته شدن سنگ کره اقیانوسی و فرورانش با زاویه کم.

- ماگماهای آداکیتی ممکن است توسط ذوب بخشی نواحی از ورقه اقیانوسی که به دلیل فرورانش پشته اقیانوسی یا فرورانش کناره‌های صفحه دچار کشیدگی و پنجره شده است، به وجود آید. همان طور که در جزایر آلتوسین، باجای کالیفرنیا، پاتاگونیا و جنوب کاستاریکا رخ داده است (آبراتیس و وومر^۴، ۲۰۰۱؛ یوگادژینسکی و همکاران، ۲۰۰۱؛ تورکیسون و بریتسپرچر^۵، ۲۰۰۵). دوفان و همکاران (۲۰۰۲) به وقوع ماگمای آداکیتی در شرق چین اشاره کرده‌اند که حاصل ذوب پوسته زیرین بودند.

۱- Chung

۲- Sheppard

۳- Kepezhinskas

۴- Abratis & Womer

۵- Thorkeison & Breitsprecher

جدول ۴-۶- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه با ویژگیهای ژئوشیمیایی مطرح شده توسط کاستیلو (۲۰۰۶) و ریچارد- کریش (۲۰۰۷). برگرفته از منی کیامبا^۱ و همکاران، (۲۰۰۹).

	مقادیر محاسبه شده برای آداکیت‌های شهر فیروزه	معیارهای شناخت آداکیت‌ها از نظر کاستیلو	معیارهای شناخت آداکیت‌ها از نظر ریچارد- کریش
SiO ₂ (W%)	۶۰/۰۹-۶۸	>۵۶	≥۵۶
Al ₂ O ₃ (W%)	۱۶/۷۵-۱۷/۸۱	≥۱۵	≥۱۵
MgO(W%)	۱/۶۷-۳/۳۷	<۳	≤۳
K ₂ O(W%)	۰/۴۵-۱/۹۴	-	<۳
Na ₂ O(W%)	۴/۶-۶/۹۲	-	>۳/۵
K ₂ O/Na ₂ O	۰/۱۴-۰/۳۹	-	~۰/۴۲
#Mg	۰/۵۶-۰/۸۱	-	~۰/۵
Cr(ppm)	۴۲ تا ۱۰	-	≥۳۰
Ni(ppm)	۲۰-۳۹	-	≤۲۰
Rb(ppm)	۹/۳-۳۶/۱	-	≤۶۵
Sr(ppm)	>۲۱۸/۹	>۳۰۰	≤۴۰۰
Eu آنومالی منفی	فقدان آنومالی منفی	فقدان آنومالی منفی	-
Y(ppm)	<۱۱/۷	<۱۵	≤۱۸
Sr/Y	>۲۵	>۲۰	-
Yb(ppm)	<۱/۹	<۱/۹	≤۱/۹
La/Yb	>۱۱	>۲۰	≥۲۰
HFSE(Nb, Ta(ppm))	مقدار کم	مقدار کم	-
Sr ⁸⁶ /Sr ⁸⁷	تقریباً ۲۰/۷۰۴۶	<۰/۷۰۴۰	-
K/La	میانگین ۱/۹	مقدار کم	-
Rb/La	میانگین ۱/۵۷	مقدار کم	-
Ba/La	میانگین ۱۸/۸	مقدار کم	-

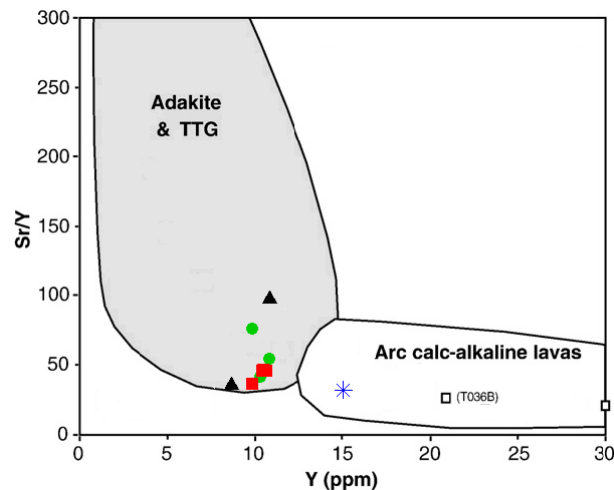
- طبق نظر لازارو (۲۰۰۸) آداکیت‌ها واحدهایی از سنگ‌های حدواسط تا اسیدی هستند که رنج ترکیب آن‌ها از آندزیت تا داسیت و ریولیت در تغییر است (مارتین، ۱۹۹۹؛ دوفان و درومون، ۱۹۹۰؛ موری و همکاران، ۱۹۹۶، مارتین، ۱۹۹۹). خصوصیات ژئوشیمیایی آداکیت‌ها اخیراً بررسی شده (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵) و در جدول (۴-۷) به صورت خلاصه شده آورده شده است. طبق تعریف

۱- Manikyamba
۲- Bauman et.al (1983)

شامپیون^۱ و اسمیتس (۲۰۰۳) و همچنین مارتین و موین (۲۰۰۳) آداکیت‌ها در دو گروه اصلی، آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) و آداکیت‌های سیلیس پایین (LSA) تعریف می‌شوند (جدول ۴-۷). این دو گروه آداکیت‌ها از نظر خصوصیات ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی و همچنین پتروژنز با هم تفاوت دارند. HSA به عنوان مذاب‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده تفسیر می‌شوند و نتیجه ذوب‌بخشی بازالت آبدار فرورانش شده هستند که بعداً ترکیب آن‌ها به وسیله هضم با پریدوتیت تغییر کرده است، LSA از ذوب یک منشأ پریدوتیتی که توسط مذاب‌های نشأت گرفته از ورقه اقیانوسی فرورونده متاسوماتیزم شده‌اند، به وجود آمده‌اند (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵). از این جهت آداکیت‌ها به طور کامل مذاب‌های حاصل از ذوب ورقه را نشان نمی‌دهند. در واقع ترکیب شیمیایی مذاب‌های مشتق شده از ورقه توسط مواد گوه‌گوشته‌ای متاسوماتیزم شده (یوگادزینسکی و همکاران، ۱۹۹۵، ۲۰۰۱) یا پوسته، تغییر کرده است (سن و دان، ۱۹۹۴؛ استرن و کیلیان، ۱۹۹۶؛ ساجونا و موری، ۱۹۹۸).

- طبق نظر موین (۲۰۰۹) نام آداکیت برای توصیف گروه خیلی بزرگی از سنگ‌ها استفاده می‌شود که بارزترین ویژگی آن‌ها نسبت‌های بالای Sr/Y و La/Yb است. سنگ‌های مورد مطالعه نیز در نمودار Sr/Y در برابر Sr و نمودار (La/Yb)_N در برابر Yb_N، نسبت‌های بالایی از Sr/Y و La/Yb داشته و در محدوده آداکیت‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۴ و ۴-۲۶). تفریق متفاوت فنوکریستال‌های آمفیبول نسبت‌های Sr/Y و La/Yb را افزایش می‌دهد (ژائو و ژو، ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸). نسبت‌های بالای Sr/Y در نمودار Sr/Y در برابر Sr از نظر لازارو و گارسیا کاسکو (۲۰۰۸) نشان دهنده شرکت مهم پلاژیوکلاز و شرکت کم اهمیت‌تر گارنت در طی ذوب آمفیبولیت دانسته شده است. در نمونه‌های مورد مطالعه می‌تواند به دلیل تفریق پلاژیوکلاز و آمفیبول باشد.

۱- Champion



شکل ۴-۲۴- نمودار Sr/Y-Y (ون و همکاران، ۲۰۰۸) و قرارگیری نمونه‌های شهر فیروزه در محدوده آداکیت‌ها.

با توجه به این که آداکیت‌ها بیشتر با یک زون فرورانش ارتباط دارند که در این زون‌ها ریولیت، داسیت و آندزیت‌های معمولی (ADR) نیز فراوان است؛ این سؤال پیش می‌آید، این دو گروه چه تفاوتی با هم دارند؟ به نظر وانگ و همکاران (۲۰۰۸) ریولیت‌ها، داسیت‌ها و آندزیت‌های معمولی قوس‌ها (غیر آداکیتی) نسبت به آداکیت‌ها: ۱- Y بالاتری دارند، ۲- عناصر نادر سنگین آن‌ها بالاتر است، ۳- نسبت Sr/Y پاینی دارند و ۴- آنومالی منفی Eu و Sr دارند. همچنین آداکیت‌ها نسبت به آندزیت‌ها، داسیت‌ها و ریولیت‌های جزایر کمانی (ADR)؛ مقادیر بالایی از Na و Sr دارند، حاوی $MgO > 3\%$ وزنی، مقادیر کمی از Y و Yb و نسبت‌های بالایی از Sr/Y دارند (دوفان و درومون، ۱۹۹۲، ۱۹۹۰؛ ژائو و همکاران، ۲۰۰۸).

جدول ۴-۷- مقایسه ترکیب شیمیایی آداکیت‌های شهر فیروزه با سایر آداکیت‌های تعریف شده.

آداکیت‌های شهر فیروزه ^۱	HSA ^۲	LSA ^۳	آداکیت‌های سنوزوئیک ^۴	آداکیت ^۵
۶۸-۶۰/۰۹	-۷۵/۳ ۵۵/۴	-۶۵/۳ ۵۰/۱	۶۳/۸۹	>۵۶
۴/۶-۶/۹۲	۳/۱-۵/۱	۲/۸-۵	۴/۴	۳/۵-۷/۵
۰/۱-۰/۴	۰/۱۶-۰/۹۸	۰/۰۹-۲	۰/۳۶	پایین (۰/۴۲-)
۳/۲-۷/۲	۲/۴-۱۳/۱	۲/۸-۲۱	۷/۳۷	~۷
۵۶-۸۱	۱۵-۵۷	۳۳-۷۲	۴۸	~۵۱
۷-۱۱	۰/۴-۳۵	۱/۴-۴۳	۱۹/۳	>۱۰
۲۰-۳۹	۲-۸۸	۰/۸-۲۴۰	۳۹	~۲۴
۱۰-۴۲	۲-۷۱	۲-۴۲۶	۵۴	~۳۶
۲۱۹-۹۹۴	۳-۱۴۰۰	۸-۸۵۲۹	۸۶۹	>۴۰۰ تا ۳۰۰۰
۱-۱/۷۶	۰/۳۷-۲/۹	۰/۴۱-۳/۴۲	۰/۹۱	≤۱/۸
۸/۸-۱۶/۱	۲/۶-۳۱	۰/۵-۵۲	۹/۵	<۱۸

۴-۹-۱- تقسیم‌بندی آداکیت‌ها

طبق نظر مارتین و همکاران (۲۰۰۵) آداکیت‌ها را می‌توان بر اساس میزان سیلیس به دو دسته کلی آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) و آداکیت‌های سیلیس پایین (LSA) طبقه‌بندی کرد. با توجه به جدول ۴-۷ آداکیت‌های شهر فیروزه در زمره آداکیت‌های سیلیس بالا هستند. آداکیت‌های سیلیس بالا و سیلیس پایین از نظر پتروگرافی، آنالیز شیمیایی و خصوصیات پترولوژیکی با هم تفاوت دارند. با توجه به کانی‌شناسی عمده سنگ‌ها نیز (فصل سوم که حاوی پلاژیوکلاز و هورنبلند هستند)، می‌توان آداکیت‌های منطقه شهر فیروزه را از نوع آداکیت‌های سیلیس بالا دانست.

۱- دهنوی (۱۳۸۷)- دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی- اهواز

۲- مارتین و همکاران، (۲۰۰۵)؛ لازارو و گارسیا- کاسکو، (۲۰۰۸) (برگرفته از لازارو و گارسیا- کاسکو، ۲۰۰۸).

۳- مارتین و همکاران، (۲۰۰۵)؛ لازارو و گارسیا- کاسکو، (۲۰۰۸) (برگرفته از لازارو و گارسیا- کاسکو، ۲۰۰۸).

۴- دوفان و درومون، ۱۹۹۰؛ مارتین، ۱۹۹۹؛ اسمیت، ۲۰۰۰- برگرفته از لازارو و گارسیا- کاسکو، ۲۰۰۸

۵- درومون و همکاران، (۱۹۹۶) (برگرفته از ژائو و همکاران، ۲۰۰۸)

الف- آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA): حاصل مذاب‌های سنگ‌کره بازالتی فرورانش شده‌اند که ترکیب آن در طول بالا آمدن از گوه گوشته‌ای بر اثر واکنش با پریدوتیت تغییر کرده است. معادل درونی این آداکیت‌ها را تونالیت- ترنجمیت- گرانودیوریت (TTG) می‌دانند. شباهت‌های شیمیایی بسیار زیاد بین HSA و TTG اواخر آرکئن، بیانگر شباهت‌های پترولوژیکی بین آن‌ها می‌باشد. به نظر کوندی (۲۰۰۵) TTGs حاصل ذوب‌بخشی پوسته زیرین هستند در حالی که آداکیت‌ها عمدتاً حاصل ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش شده هستند. آداکیت‌های سیلیس بالا از نقاط مختلف جهان گزارش شده‌اند از جمله: آداکیت‌های زون آتشفشانی در آند (استرن و کیلیان، ۱۹۹۶) و آتشفشان‌های اِل‌وال و لایگودا^۱ در پاناما (دوفان و همکاران، ۱۹۹۹ و ۱۹۹۲).

ب- آداکیت‌های سیلیس پایین (LSA): حاصل ذوب پریدوتیت گوه گوشته‌ای هستند که ترکیب آن به وسیله واکنش با مذاب‌های فلسیک حاصل از ذوب ورقه، تغییر کرده است. معادل درونی این آداکیت‌ها را ساناکیتوئیدها می‌نامند. ساناکیتوئیدها یک سری سنگ‌ها با ترکیب دیوریت- تونالیت- گرانودیوریت سرزمین‌های آرکئن هستند که توسط شیری و هانسون^۲ (۱۹۸۴) شناسایی و ساناکیتوئید نامیده شدند.

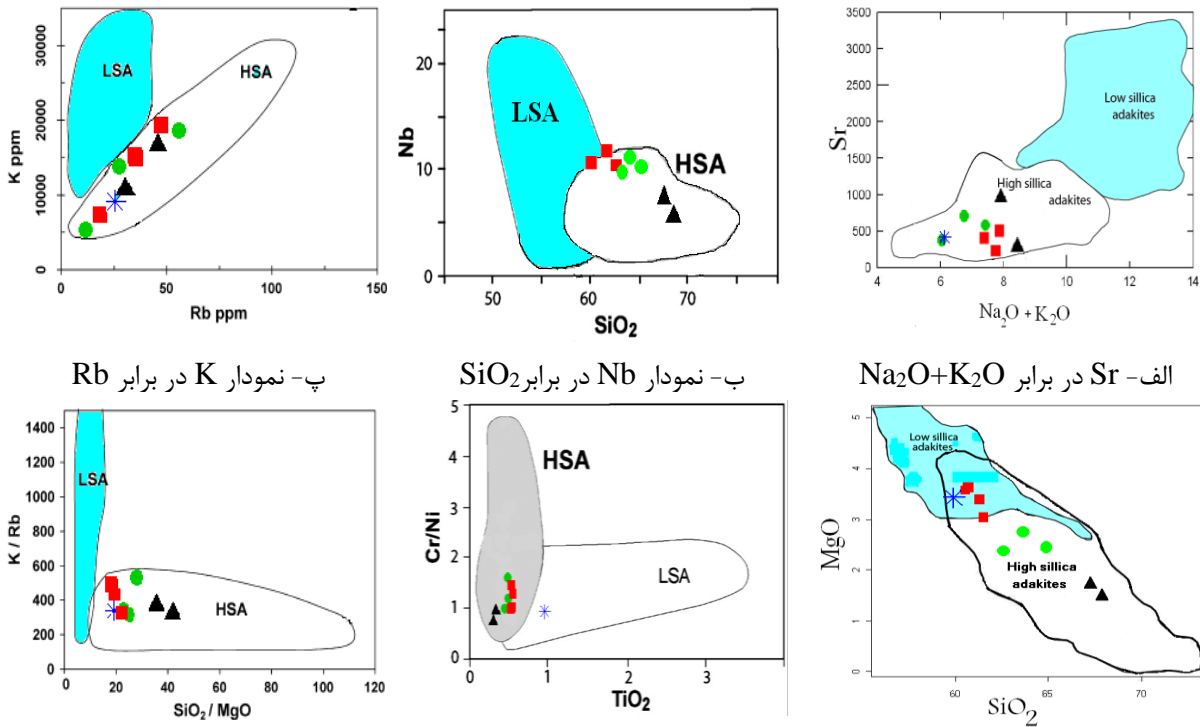
۴-۹-۲- نمودارهای متمایزکننده آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) و سیلیس پایین (LSA)

در نمودار متمایزکننده آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) و سیلیس پایین (LSA) (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵) نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) قرار می‌گیرند. این نمودارها عبارتند از: Nb-SiO_2 ، $\text{Sr-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ، MgO-SiO_2 ، K-Rb ، Cr/Ni-TiO_2 ، $\text{K/Rb-SiO}_2/\text{MgO}$ و $\text{Sr}-(\text{SiO}_2/\text{MgO}) * 100 - \text{K/Rb}$ (شکل ۴-۲۵). دو نمودار اخیر شاخص‌های قابل اعتمادتری برای تمایز آداکیت‌های سیلیس بالا و سیلیس پایین هستند. همان طور که گفته شد

۱- El Wa El & Laiguda

۲- Shirey & Honson

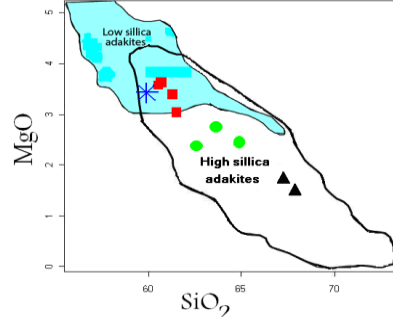
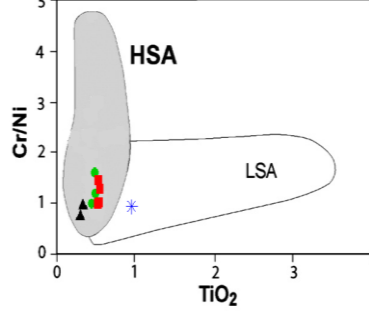
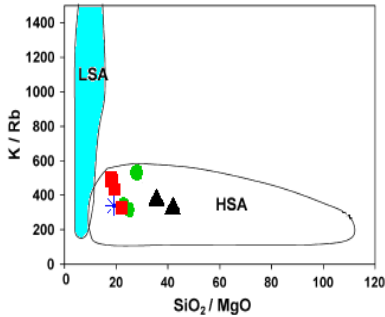
آداکیت‌های سیلیس بالا حاصل ماگمای ایجاد شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده هستند که با گوه گوشته‌ای نیز واکنش داده است (مارتین و همکاران؛ ۲۰۰۲ و ۲۰۰۵).



پ- نمودار K در برابر Rb

ب- نمودار Nb در برابر SiO₂

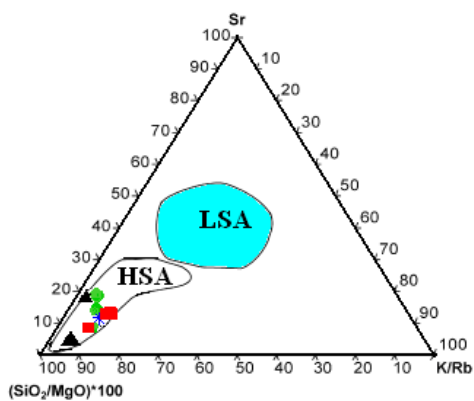
الف- Sr در برابر Na₂O+K₂O



ج- نمودار K/Rb-SiO₂/MgO

ث- نمودار Cr/Ni-TiO₂

ت- نمودار درصد وزنی MgO در مقابل SiO₂

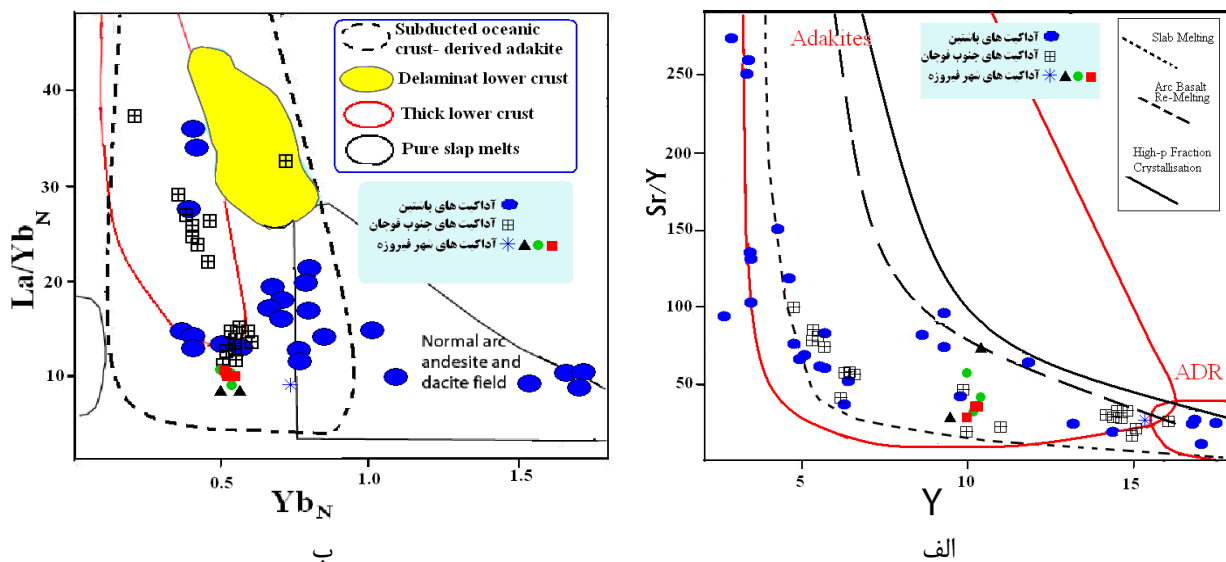


چ- نمودار Sr-(SiO₂/MgO)*100-K/Rb

شکل ۴-۲۵- نمودارهای تمایزی آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) و آداکیت‌های سیلیس پایین (LSA) مارتین و همکاران (۲۰۰۵) و قرار گرفتن نمونه‌های آداکیتی شهر فیروزه در محدوده آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA).

ماگمای آداکیتی سیلیس بالا در ارتباط با زون افیولیتی سبزوار و فرورانش حاصل از آن و همچنین در ارتباط با منطقه شهر فیروزه، از مناطق همجوار غرب باشتین و جنوب قوچان گزارش شده است

(صالحی نژاد، ۱۳۸۷؛ تنها، ۱۳۸۸). با توجه به این که خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین حد-واسط-اسیدی مناطق مذکور با ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه شهر فیروزه مطابقت دارد، لذا می‌توان از نتایج تجزیه شیمیایی این نمونه‌ها در بررسی‌های پتروژنتیکی و ژئوشیمیایی منطقه شهر فیروزه نیز استفاده نمود. جهت مقایسه آداکیت‌های شهر فیروزه با این آداکیت‌ها از نمودار $St/Y - Y$ و نمودار $(La/Yb)_N - Yb_N$ (دوفان و درومون، ۱۹۹۰) استفاده شده است (شکل ۴-۲۶). همان طور که از این نمودارها برداشت می‌شود آداکیت‌های شهر فیروزه نیز همانند آداکیت‌های باشتین و جنوب قوچان از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده به وجود آمده‌اند.



شکل ۴-۲۶- الف- نمودار Sr/Y در برابر Y و ب- نمودار $(La/Yb)_N$ در مقابل Yb_N (دوفان و درومون، ۱۹۹۰) و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در میدان آداکیت‌ها و مقایسه آن با آداکیت‌های باشتین و جنوب قوچان (مقادیر محاسبه شده برای این عناصر بر اساس مقادیر کندریتی ناکامورا (۱۹۷۴) نرمالایز شده است). نمودارها برگرفته از صالحی نژاد (۱۳۸۷).

۴-۱۰- نتیجه‌گیری

- سنگ‌های مورد مطالعه طیف ترکیبی ریولیت، داسیت، تراکی آندزیت و آندزیت دارند.
- بررسی نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر سیلیس (هارکر)، ضریب تفریق و ضریب انجماد حاکی از نقش موثر تفریق ماگمایی و تبلور تفریقی بین نمونه‌های منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

این امر با شواهد پتروگرافی نیز تأیید می‌گردد. وقفه ترکیبی حدود ۲ تا ۳ درصدی که بین تراکی-آندزیت‌ها و داسیت‌ها با ریولیت‌ها دیده می‌شود، به خاطر تفاوت در میزان SiO_2 موجود در آن‌ها می‌باشد.

- سنگ‌های نیمه‌عمیق مورد مطالعه دارای ماهیت کالک‌آلکانل پتاسیم متوسط بوده و در مجموع دارای ماهیت متالومین می‌باشند.

- الگوهای REE و عناصر ناسازگار سنگ‌های مورد مطالعه، غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از REE سنگین (HREE) را نشان می‌دهند که ویژگی‌های خاص سنگ‌های کالک‌آلکانل است. سنگ‌های مورد مطالعه از عناصر خاکی نادر سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون غنی‌شدگی نشان می‌دهند که می‌تواند در اثر تبلور تفریقی یا آرایش پوسته‌ای حاصل شده باشد. همه این نمونه‌ها آنومالی منفی از HFSE (Ti, Nb و Ta حدودی)، غنی‌شدگی از عناصر LREE در مقایسه با HREE و مقادیر بالای آلومینیم نشان می‌دهند که در ارتباط با ماگمای خاص فرورانش است. به این ترتیب، سنگ‌های محدوده مورد مطالعه از ماگمای کالک‌آلکانل نواحی قوس بوجود آمده‌اند و پدیده فرورانش نقش اساسی در تشکیل آن‌ها داشته است. دیگرام‌های چند عنصری این نمونه‌ها علاوه بر الگوهای در ارتباط با فرورانش و آنومالی‌های منفی از Ti- Nb- Ta؛ تهی‌شدگی از HREE و نسبت‌های بالایی از Sr/Y نشان می‌دهند که نشان دهنده وجود گارنت و یا آمفیبول پسماندی از یک منبع شبه مورب است که در رخساره‌های اکلوژیت یا گارنت آمفیبولیت دگرگون شده است. روندهای مشاهده شده در نمودارهای عنکبوتی با معیارهای ژئوشیمیایی ماگمای سازنده آداکیت‌ها سازگار است.

- نسبت‌های بالای La/Yb و Sr/Y در این سنگ‌ها، نشان می‌دهد فازی که قادر به تفریق HREE از LREE شده است، گارنت ± آمفیبول است که در پتروژنز آن‌ها مهم است. باقیمانده گارنت ± آمفیبول مذاب-هایی با الگوی پر شیب تفریق‌یافته REE که فاقد آنومالی Eu است ایجاد می‌کنند. همچنین عدم آنومالی مثبت Eu در نمونه‌های شهر فیروزه را علی‌رغم وجود پلاژیوکلاز و آمفیبول، می‌توان به عدم پلاژیوکلاز کلسیک و فوگاسیته بالای اکسیژن نسبت داد. غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به سنگین و

حالت تقعر برای عناصر کمیاب خاکی متوسط MREE در مسیر الگوی این عناصر، تفریق پلاژیوکلاز و آمفیبول را تحت فشار پایین در آداکیت‌ها نشان می‌دهد. به این ترتیب سنگ‌های فلسیک شهر فیروزه توسط ذوب‌بخشی از پوسته بازالتی آبدار که به یک گارنت- آمفیبولیت تحول پیدا کرده، ایجاد شده‌اند. با توجه به الگوی نسبتاً مسطح HREE که در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شود، می‌توان به نقش مهم‌تر آمفیبول نسبت به گارنت در طول ذوب‌بخشی گارنت آمفیبولیت اشاره کرد.

- واژه آداکیت به طور وسیعی برای سنگ‌های سدیک آتشفشانی و آذرین درونی غنی از سیلیس (اسیدی تا حدواسط)، Sr/Y و La/Yb بالا استفاده می‌شود که در محل‌های تکتونیکی مختلف (زون‌های فرورانش، زون‌های برخوردی و محیط‌های کششی) از طریق مراحل پترولوژیکی متفاوت تشکیل شده‌اند.

- با توجه به نمودارهای درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (TAS) (لو متر و همکاران، ۱۹۸۹- شکل ۴-۶) و $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶- شکل ۴-۱۷) و همچنین نمودارهای Sr/Y در برابر Sr و $(\text{La}/\text{Yb})_N$ در برابر Yb_N (شکل ۴-۲۴ و ۴-۲۶) نمونه‌های شهر فیروزه در محدوده آداکیت‌ها قرار می‌گیرند.

- مقادیر بالای عناصر Sr, Pb و عدد منیزیم (Mg#) و نسبت‌هایی همچون Sr/Y, La/Yb, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ به همراه مقادیر پایین عناصر Ta, Ti, Nb, Y و Yb و نسبت‌هایی مانند K/La, Rb/La, Ba/La، از خصوصیات ژئوشیمیایی بارز سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی می‌باشد. با مقایسه این مقادیر با سنگ‌های منطقه مشخص گردید که سنگ‌های سازنده توده‌های نیمه‌عمیق مورد نظر، دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها می‌باشند و در گروه آداکیت‌های سیلیس بالا قرار می‌گیرند.

- مقایسه نمونه‌های نیمه‌عمیق شهر فیروزه با آداکیت‌های باشتین و جنوب قوچان در نمودارهای Sr/Y- Yb و La/Yb- Yb نشان می‌دهد، توده‌های نیمه‌عمیق شهر فیروزه همانند نمونه‌های باشتین و جنوب قوچان در ردیف آداکیت‌ها قرار دارند و حاصل ذوب‌بخشی ورقه فرورونده سبزوار به زیر زون بینالود هستند.

- با توجه به ویژگی‌های سنگ‌های نفوذی و نیمه عمیق مناطق مشابه همجوار از جمله توده گرانیتوئیدی چاه سالار و دایک‌ها یا گنبد تراکی‌اندزیتی قطع کننده آن، گنبد‌های نیمه‌عمیق باشتین و گنبد‌های

پلیوکواتر نر کمان ماگمایی جنوب قوچان، وجود یک منشأ گارنت آمفیبولیتی ذوب شده برای تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه، امری معقول و منطقی به نظر می‌رسد. این منشأ گارنت آمفیبولیتی می‌تواند در اثر فرورانش ورقه اقیانوسی و رسیدن آن به عمقی که در آن شرایط دما و فشار تشکیل چنین سنگی مهیا باشد، تشکیل شده باشد. سپس ذوب‌بخشی این سنگ‌های گارنت آمفیبولیتی همراه با تبلور تفریقی و تا حدودی آرایش ماگمایی (که توسط حضور آنکلاوهایی با ماهیت ژئوشیمیایی مختلف تأیید می‌گردد)، طیف ترکیبی سنگ‌های مورد مطالعه را به وجود آورده‌اند. در این ارتباط در فصل بعد بیشتر بحث خواهد شد.

فصل پنجم

پتروژنز

در فصل‌های گذشته روابط صحرایی، ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین نیمه-عمیق منطقه مورد بررسی قرار گرفت. این سنگ‌ها عمدتاً از کانی‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند و دارای طیف ترکیبی حد-واسط تا اسیدی با ماهیت کالک‌آلکالن هستند و همچنین با نسبت‌های بالای Sr/Y و La/Yb، در زمره آداکیت‌ها محسوب می‌شوند. نظرات و عقاید متفاوتی در مورد منشأ، نحوه تکوین و جایگاه تکتونیکی ماگماهای آداکیتی وجود دارد. با توجه به نمودارها و دیاگرام‌های مختلف در فصل چهارم، الگوی خاص مناطق فرورانش برای سنگ‌های نیمه‌عمیق آداکیتی مورد مطالعه مشخص گردید. به نظر مکفرسون (۲۰۰۶) منشأ آداکیت‌ها به چند دلیل اهمیت دارد: ۱- وجود سنگ‌های آداکیتی دلالت بر یک رژیم گرمایی غیر معمول در مقایسه با اکثر زون‌های عادی فرورانش دارد، ۲- بسیاری از خصوصیات عناصر نادر و اصلی آداکیت‌ها مشابه به ژنز تونالیت-ترنجمیت-گرانودیوریت است که سازنده‌های مهم و اصلی سرزمین‌های آرکن هستند؛ بنابراین، مکانیسم تشکیل آداکیت‌های امروزی می‌تواند یک بستر مناسب برای مراحل رشد قاره‌ها از آغاز زمین فراهم کند، ۳- چندین واحد از سنگ‌های آداکیتی با کانه‌زایی Au و Cu از نوع اپی‌ترمال و پورفیری همراه هستند. به دلیل اهمیت فلززایی در ارتباط با آداکیت‌ها، پیشنهاد می‌شود که وضعیت فشار و دما در این زون‌های فرورانش که می‌تواند میزبان چنین ذخایری باشد، بررسی شود. به نظر کاستیلو و همکاران (۱۹۹۹) سنگ‌های آداکیتی می‌توانند از ماگماهای مختلف بازالتی در فشار کم به وجود آیند. مکفرسون (۲۰۰۶) با مطالعه بر روی نمونه سوریگائو^۱ در شرق میندانائوی^۲ فیلیپین بیان می‌کند هر زون فرورانشی این پتانسیل را دارد تا ماگمای آداکیتی تولید کند به شرط آن‌که بازالت در عمق مناسب متبلور شود. این عملکردها برای ژئودینامیک زون‌های فرورانش جدید و قدیمی که سنگ‌های

1- Sorigao

2- Mindanao

مشابه تولید می‌کنند مهم است. در این فصل به منشأ و محیط تکتونیکی تشکیل آداکیت‌ها و سنگ-های آداکیتی منطقه خواهیم پرداخت.

۵-۲- جایگاه تکتونیکی آداکیت‌های شهر فیروزه

با توجه به مطالعات صحرایی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشخص شد، سنگ‌های نیمه‌عمیق فلسیک حد واسط- اسیدی شهر فیروزه در محدوده کالک‌آلکان و در نتیجه فرورانش ورقه اقیانوسی سبزوار به زیر پوسته قاره‌ای به سمت شمال و شمال شرق به وجود آمده‌اند. به منظور جایگاه تکتونیکی سنگ-های آداکیتی شهر فیروزه از نمودارهای مختلفی استفاده کرده‌ایم که در ادامه به شرح آن‌ها می‌پردازیم.

الف) نمودارهای تمایزی Nb-Y و Rb-Y+Nb (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)

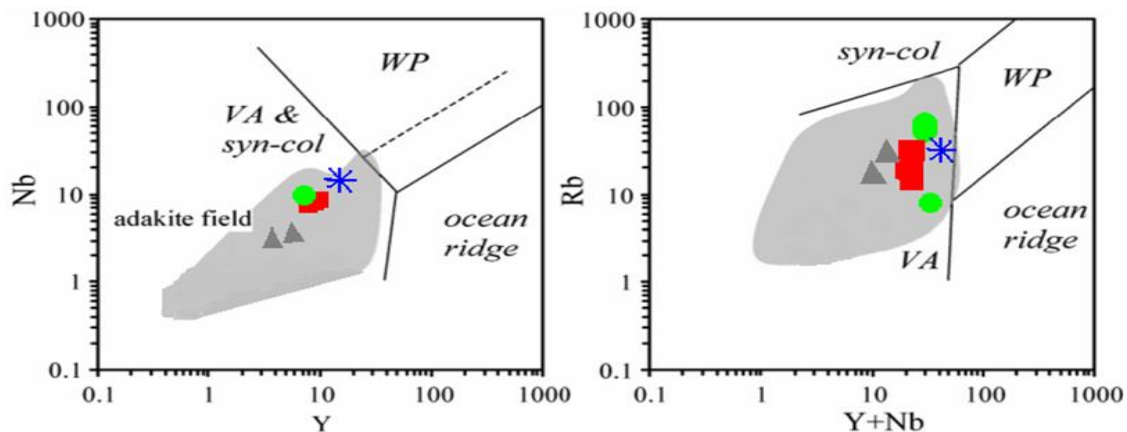
در نمودار تمایزی دو متغیره Nb و Y که در آن گرانیتوئیدهای اقیانوسی (OR)، گرانیتوئیدهای درون‌صفحه‌ای (WP) و گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی همراه گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (VA & syn-col) پیاده می‌شوند و نمودار تمایزی دو متغیره Rb و (Y+Nb) که گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد را از گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی به خوبی جدا می‌کند و با توجه به این که نمونه‌های شهر فیروزه معادل نیمه‌عمیق گرانیتوئیدها هستند؛ این نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی (VA) یا (VAG) قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱). همچنین نمونه‌های شهر فیروزه در میدان آداکیت‌ها که در این نمودارها مشخص شده است قرار می‌گیرند (منابع میدان آداکیت‌ها همانند شکل ۴-۶ می‌باشد).

ب) نمودار تکتونیکی دو متغیره Ti (ppm) در مقابل Zr (پیرس و کان، ۱۹۷۳)

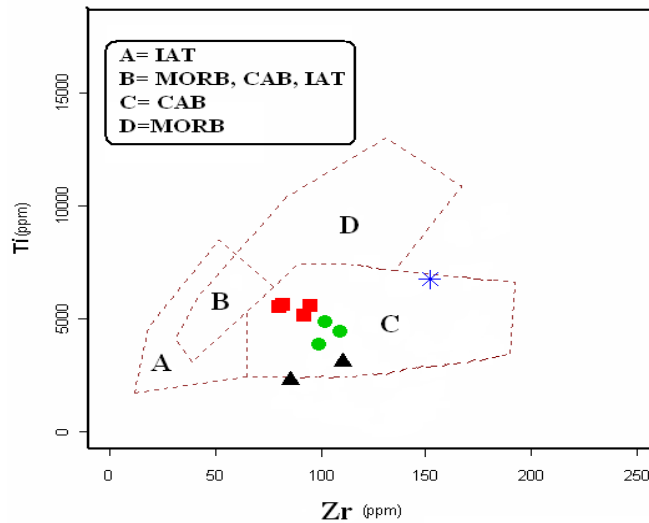
در این نمودار سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده ماگماهای ایجاد شده از مناطق قوس قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲).

پ) نمودار تمایزی $La/Yb-Sc/Ni$ برای آندزیت‌ها (از بیلی، ۱۹۸۱)

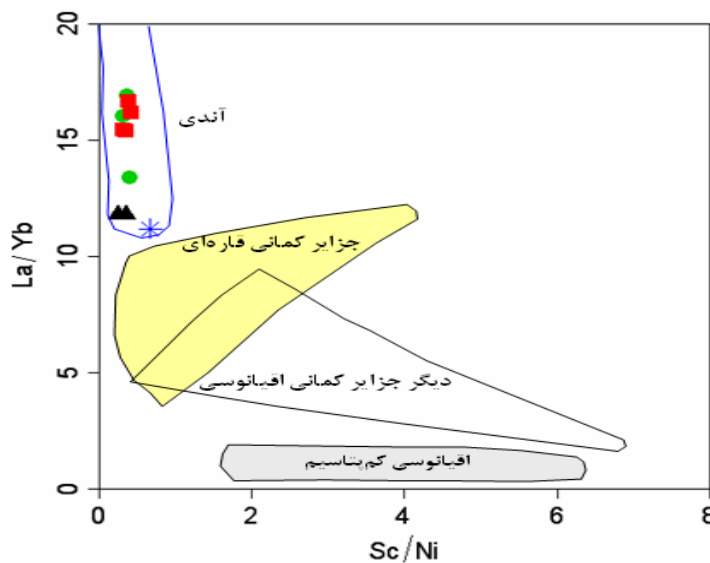
این نمودار میدان‌های آندزیت نوع آندی (حاشیه فعال قاره‌ای) جزایر کمان قاره‌ای، جزایر کمانی اقیانوسی کم‌پتاسیم و دیگر آندزیت‌های جزایر کمان اقیانوسی را نشان می‌دهد. با توجه به این‌که نمونه آنکلاو هم منشأ ترکیب آندزیتی دارد این نمودار پیشنهاد شده است. بیلی (۱۹۸۱) چهار نوع آندزیت را تشخیص می‌دهد: آندزیت‌های کم‌پتاسیم جزایر کمانی اقیانوسی، آندزیت‌های جزایر کمانی اقیانوسی «دیگر»، آندزیت‌های جزایر کمانی قاره‌ای و آندزیت‌های آندی (حاشیه فعال قاره‌ای). انواع آندزیت‌ها را می‌توان بر پایه نسبت‌های La/Yb و Sc/Ni و مقدار Th آن‌ها را از یکدیگر متمایز کرد. نسبت La/Yb را می‌توان به منزله مقیاسی بر دخالت پوسته قاره‌ای در زایش ماگما به کار برد. گروه دیگری از آندزیت‌ها، یعنی آندزیت‌های «غیرکوهزایی»، در میدان آتشفشانی وابسته به کمان قرار می‌گیرند (آرکولوس، ۱۹۸۷). با توجه به این نمودار سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده آندزیت‌های آندی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳).



شکل ۵-۱ نمودار محیط تکتونیکی پییرس و همکاران (۱۹۸۴) و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی (VA). میدان آداکیت‌های سنوزوئیک همانند شکل ۴-۶ است. نمودار برگرفته از لازارو و گارسیا-کاسکو (۲۰۰۸).



شکل ۵-۲- نمودار تکتونیکی Ti-Zr (پیرس و کان، ۱۹۷۳) و موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده قوس قاره. A- محدوده ماگماهای تولییتی جزایر قوسی، B- محدوده ماگماهای بازالتی نواحی قوس قاره‌ای، محدوده ماگماهای بازالتی پشته‌های میان اقیانوسی و محدوده ماگماهای جزایر قوسی، C- محدوده ماگماهای بازالتی نواحی قوس قاره‌ای و D- محدوده ماگماهای بازالتی پشته‌های میان اقیانوسی.



شکل ۵-۳- نمودار تمایزی La/Yb- Sc/Ni برای آندزیت‌ها (از بیلی، ۱۹۸۱). در این نمودار سنگ‌های نیمه‌عمیق شهر فیروزه در محدوده آندزیت‌های نوع آندی (قوس قاره‌ای) قرار می‌گیرند.

۵-۳- مدل‌های پیشنهادی برای پتروژنز سنگ‌های آداکیتی و خصوصیات محل منشأ

آداکیت‌های منطقه

ابتدا دوفان و درومون (۱۹۹۰) آداکیت‌ها را تحت عنوان سنگ‌های آذرین آندزیتی تا ریولیتی غنی از Na معرفی کردند که در محل قوس‌های امروزی جایی که لیتوسفر داغ و جوان در حال فرورانش

است، قرار دارند. آن‌ها با توجه به ترکیبات عناصر نادر؛ این ماگماها را حاصل ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورانش شده در رخساره اکلوزیت یا آمفیبولیت گارنت دار می‌دانند. این مدل به وسیله مطالعاتی که امروزه بر روی آداکیت‌های سنوزوئیک انجام شده تأیید می‌شود (کای و همکاران، ۱۹۹۳؛ یوگادزینسکی و همکاران، ۱۹۹۵؛ استرن و کیلیان، ۱۹۹۶). وانگ و همکاران (۲۰۰۸) شش مدل پیشنهادی برای پتروژنز سنگ‌های آداکیتی ارائه داده‌اند که به شرح ذیل می‌باشد:

۱- حاصل ذوب پوسته اقیانوسی فرورانش شده هستند که هنگام حرکت به سمت بالا با گوه گوشته-ای بالای خود واکنش داده‌اند (استرن و کیلیان، ۱۹۹۶؛ رپ و همکاران، ۱۹۹۹؛ دوفان و همکاران، ۲۰۰۲، ژوو و همکاران، ۲۰۰۶b؛ وانگ و همکاران، ۲۰۰۷a، ۲۰۰۸).

۲- آداکیت‌های حاصل از تبلور تفریقی در فشار بالا (گارنت را در بر دارد) که از مواد مذاب بازالتی به وجود آمده‌اند (پروتئو^۱ و اسکایلت، ۲۰۰۳؛ مکفرسون و همکاران، ۲۰۰۶).

۳- آداکیت‌های حاصل از تبلور تفریقی (الیوین + کلینوپیروکسن + پلاژیوکلاز + هورنبلند + تیتانومگنتیت) و هضم پوسته‌ای ماگمای مادر بازالتی در فشار پایین (کاسیتیلو و همکاران، ۱۹۹۹).

۴- اختلاط ماگمای بازالتی و فلسیک (استرک^۲ و همکاران، ۲۰۰۷؛ گیو و همکاران، ۲۰۰۷).

۵- آداکیت‌های حاصل از ذوب قسمت زیرین و مافیک پوسته قاره‌ای ضخیم شده (آرتون و پتفورد، ۱۹۹۳؛ هو و همکاران، ۲۰۰۴، چانگ و همکاران، ۲۰۰۵؛ وانگ و همکاران، ۲۰۰۶ و b ۲۰۰۷؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۰۶).

۶- آداکیت‌های حاصل از ذوب پوسته زیرین دگرگون شده (کای و کای، ۱۹۹۳؛ زو و همکاران، ۲۰۰۲؛ گیو و همکاران، ۲۰۰۴؛ ونگ و همکاران، ۲۰۰۶).

البته تولید آداکیت‌های سیلیس پایین (آندزیت‌های Mg دار) از طریق ذوب بخشی گوه گوشته‌ای که توسط مذاب‌های مشتق شده از لیتوسفر اقیانوسی تغییر کرده است (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵)، مدل دیگری است که برای پتروژنز آداکیت‌ها توسط لازارو و گارسیا-کاسکو (۲۰۰۸) پیشنهاد شده است.

۱- Prouteau
۲- Streck

بسیاری از آداکیت‌های امروزی در ارتباط با فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی جوان و داغ هستند مثل آداکیت‌های غرب جزایر آلئوسین (یوگادزینسکی و همکاران، ۱۹۹۵)، فیلیپین (ساجونا و همکاران، ۱۹۹۳؛ ۱۹۹۶)، آمریکای مرکزی (دوفان و همکاران، ۱۹۹۲) و آمریکای جنوبی (استرن و کیلیان، ۱۹۹۶؛ سیگمارسون^۱ و همکاران، ۱۹۹۸).

آداکیت‌ها، آندزیت‌ها و داسیت‌هایی هستند که با مقادیر پایین عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و مقادیر بالای Sr شناخته می‌شوند که در بسیاری از کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای یا اقیانوسی به وجود آمده‌اند (اسمیت و لیمان، ۱۹۸۷؛ دوفان و همکاران، ۱۹۹۲؛ موریس، ۱۹۹۵؛ ساجونا و همکاران، ۱۹۹۶؛ استرن و کیلیان، ۱۹۹۶؛ ساجونا و همکاران، ۲۰۰۰؛ بیت و همکاران، ۲۰۰۱؛ بنوئیت و همکاران، ۲۰۰۲؛ بوردون و همکاران، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۳؛ سامانیگو و همکاران، ۲۰۰۵، استیونسون و همکاران، ۲۰۰۵؛ لازارو و گارسیا کاسکو، ۲۰۰۸) که منشأ آن‌ها اغلب در نتیجه ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی فرورانش شده است.

در زیر زون‌های معمولی فرورانش شرایط گرمایی ورقه اقیانوسی ممکن است شرایط دما- فشار مناسب برای ذوب در زیر کمان را به دست نیآورد، ولی آب‌زدایی و آزاد شدن عناصر لیتوفیل بزرگ یون از آن باعث غنی شدن سیالات آبدار از این عناصر شود که این سیالات غنی شده گوه گوشته‌ای بالای خود را متاسوماتیزم کند و باعث ذوب آن شوند (گیل، ۱۹۸۱؛ کوشیرو^۲، ۱۹۹۰؛ تانسومی و کوچیسو^۳، ۱۹۹۷). با این وجود وقتی ورقه اقیانوسی فرورانش شده داغ‌تر می‌شود، گرادیان زمین گرمایی ممکن است محدوده سولیدوس آبدار آمفیبولیت-اکلوژیت را قطع کند و در چنین شرایط دمایی، ورقه اقیانوسی جوان فرورانش شده ذوب شود (دوفان و درومون، ۱۹۹۰؛ گارسیا-کاسکو و همکاران، ۲۰۰۸). ذوب ورقه اقیانوسی در نتیجه فرورانش سریع و مایل (یوگادزینسکی و همکاران، ۱۹۹۵ و

۱- Sygmarson

۲- Kushiro

۳- Kogiso

۲۰۰۱) یا فرورانش با شیب کم (گاتسچر^۱ و همکاران، ۲۰۰۰) در حضور آب حاصل از آیزدایی سنگ-های اطراف رخ می‌دهد (پروتئو و همکاران، ۱۹۹۹ و ۲۰۰۱).

با توجه به نمودارهای تمایزی مشخص شد نمونه‌های آداکیتی شهر فیروزه در زون فرورانشی حاشیه فعال قاره‌ای قرار دارند. در زون‌های فرورانش، همانند نوع آندی (کای و کای، ۲۰۰۲)، به سه طریق ماگماهای آداکیتی به وجود می‌آیند که در منبع مافیک آن‌ها گارنت و یا آمفیبل به عنوان فازهای پسماندی هستند (رپ و همکاران، ۱۹۹۱). این سه طریق عبارتند از: ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی جوان فرورانش شده (دوفان و درومون، ۱۹۹۰؛ مارتین، ۱۹۹۹)، ذوب‌بخشی پوسته زیرین بازالتی ضخیم شده که در بالای گوه گوشته‌ای قرار دارد (آرتون و پتفورد، ۱۹۹۳؛ کای و کای، ۱۹۹۳)، و ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای فرسایش یافته که در پیشانی قوس فرورانش قرار دارد (کای و مدزیس^۲، ۲۰۰۱).

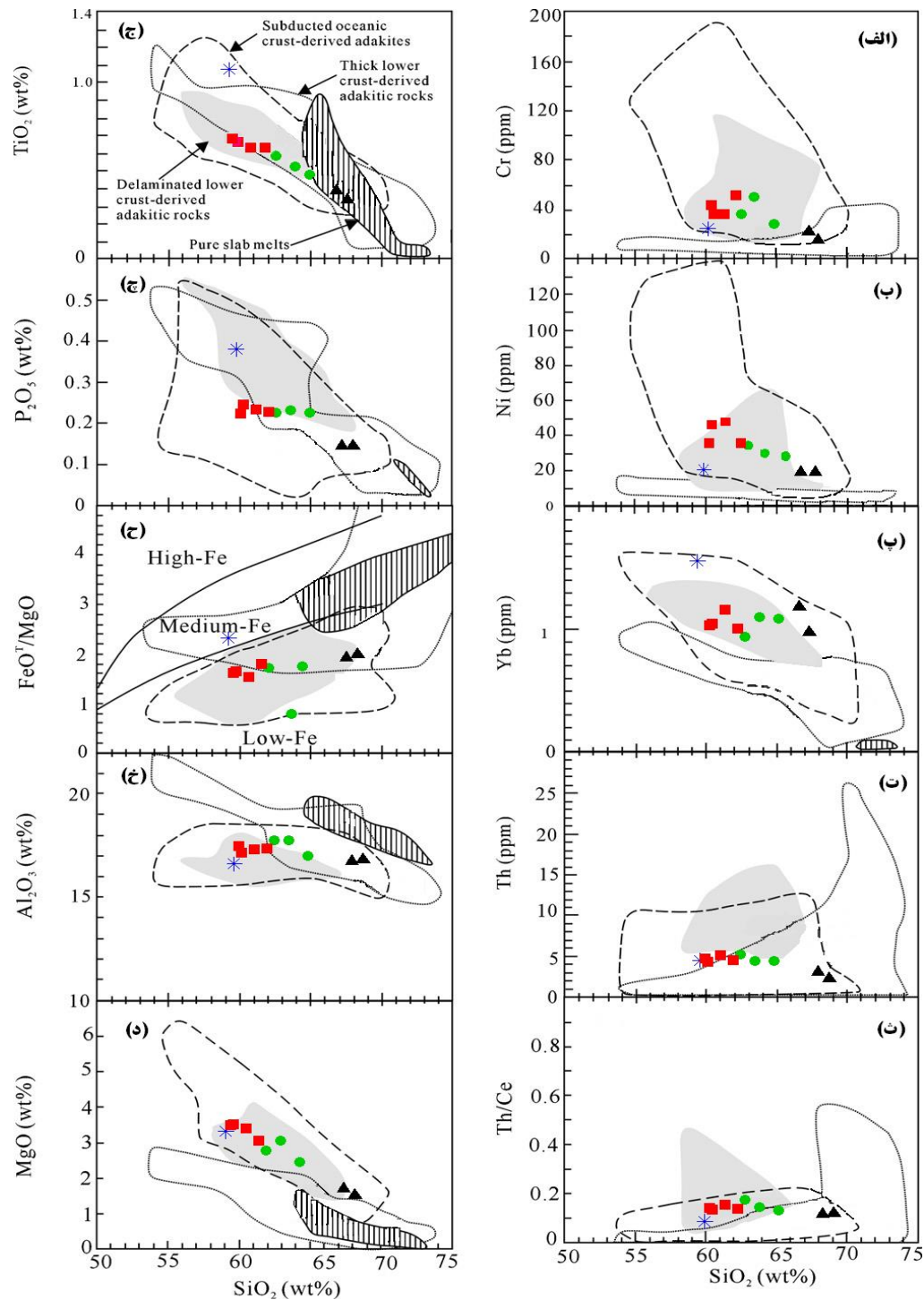
آداکیت‌های شهر فیروزه: اساساً متاآلومین هستند؛ مقدار K_2O, Th و نسبت Th/La پایینی دارند؛ طبق نظر وانگ و همکاران (۲۰۰۸) این نوع آداکیت‌ها، حاصل ذوب ورقه اقیانوسی هستند (البته به نظر ایشان آداکیت‌های حاصل از ورقه اقیانوسی نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ بالا و ^{143}Nd پایینی نیز دارند که در منطقه مورد مطالعه این نسبت‌ها برای سنگ‌های نیمه‌عمیق محاسبه نشده است). آداکیت‌های امروزی که تحت عنوان مذاب‌های ورقه اقیانوسی تعبیر می‌شوند، ترکیبات ایزوتوپی $Sr-Nd$ و مقادیر K_2O, Th و Th/La پایین شبیه به بازالت‌های مورب دارند و نشان می‌دهند که از بخش بازالتی ورقه فرورانش شده منشأ گرفته‌اند (دوفان و درومون، ۱۹۹۰؛ کلمن^۳ و همکاران، ۲۰۰۳؛ پلانک^۴، ۲۰۰۵؛ وانگ و همکاران، ۲۰۰۸؛ ژو و همکاران، ۲۰۰۹). طبق نظر ژائو و همکاران (۲۰۰۸) آداکیت‌های در ارتباط با فرورانش ورقه اقیانوسی؛ دارای مقادیر $\#Mg$ بالا (۵۷ تا ۷۱)، MgO بالا (۶۸/۶-۱/۲۲)، Cr بالا (۱۳۲-۲۴) و Ni بالا (۴۵/۶۱-۲/۲۸) هستند که به این ترتیب با مقایسه این مقادیر در آداکیت‌های

۱- Gutscher
۲- Mpodozis
۳- Kelemen
۴- Plank

شهر فیروزه (جدول ۴-۶ و ۴-۷) مشخص می‌شود آداکیت‌های شهر فیروزه در ارتباط با ذوب ورقه اقیانوسی جوان فرورانش شده هستند. آداکیت‌های سنوزوئیک که حاصل ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش شده هستند از نظر درمومون (۱۹۹۰) دارای Cr حدود ۲۴ و Ni حدود ۳۹ ppm هستند.

بومان و همکاران (۱۹۸۳) با اندازه‌گیری نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ سنگ‌های آتشفشانی - افیولیتی منطقه بین سبزوار - کاشمر و قوچان، حدود تغییرات این نسبت را بین ۰/۷۰۶۰ تا ۰/۷۰۳۵ و مقدار متوسط ۰/۷۰۴۶ (در منطقه مورد مطالعه، ۰/۷۰۵۵ و ۰/۷۰۴۹) اعلام کرده‌اند. بر این اساس، اسپایس و همکاران (۱۹۸۳) منشأ ماگماهای منطقه را به آزدایی پوسته اقیانوسی فرورونده تحت شرایط $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ و P_{O_2} بالا و ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای فوقانی می‌دانند. که به طور قابل توجهی با پوسته قاره‌ای آلودگی پیدا کرده‌اند (فتاحی، ۱۳۸۲).

جهت تشخیص بهتر منشأ ماگماهای آداکیتی منطقه مورد مطالعه از نمودارهای وانگ و همکاران (۲۰۰۶) که محدوده هر یک از این منشأها مشخص می‌باشد، استفاده کرده‌ایم (شکل ۵-۴). آن‌ها از برخی نمودارهای هارکر و نمودارهای Th/Ce در برابر SiO_2 و FeOT/MgO در برابر SiO_2 برای پی بردن به منشأ آداکیت‌ها استفاده کرده‌اند. در این نمودار میدان سنگ‌های آداکیتی مشتق شده از پوسته زیرین دگرگون شده، آداکیت‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورانش شده، سنگ‌های آداکیتی مشتق شده از پوسته زیرین ضخیم شده و مذاب‌های ورقه‌های اقیانوسی به طور محض، از وانگ و همکاران (۲۰۰۶) نقل شده است. همچنین مرز بین سنگ‌های آذرین با آهن کم، متوسط و زیاد از آرکولوس (۲۰۰۳) بیان شده است. همان‌طور که در شکل الف تا د مشاهده می‌شود، سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه در محدوده ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده قرار می‌گیرند.



شکل ۵-۴- نمودارهای وانگ و همکاران (۲۰۰۶) - در این نمودار میدان سنگ‌های آداکیتی مشتق شده از پوسته زیرین دگرگون شده (میدان خاکستری)، آداکیت‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورانش شده (محدوده خط‌چین)، سنگ‌های آداکیتی مشتق شده از پوسته زیرین ضخیم شده (محدوده نقطه‌چین) و مذاب‌های ورقه اقیانوسی به طور محض (میدان حاشور زده) از وانگ و همکاران (۲۰۰۶) و همچنین مرز بین سنگ‌های آذرین با آهن کم، متوسط و زیاد از آرکولوس^۱ (۲۰۰۳) نقل شده است. طبق این نمودار آداکیت‌های شهر فیروزه در محدوده ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی فرورانش شده قرار می‌گیرند. (نمودار برگرفته از وانگ و همکاران، ۲۰۰۷).

۱- Arculus

سه منشأ متفاوت بر ژنز ماگماهای محیط تکتونیکی قوس دلالت می‌کند که عبارتند از: ورقه اقیانوسی (بازالت ± رسوبات روی آن)، گوه گوشته‌ای و پوسته قاره‌ای. گرین و رینگ‌وود^۱ (۱۹۶۸) ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی و یا آبدایی ورقه فرورانش شده را به عنوان نقش مهم در ژنز این ماگماها در نظر گرفته بود (رینگ‌وود، ۱۹۷۴؛ گرین، ۱۹۸۲؛ وایلی و سکینا^۲، ۱۹۸۲). تاتسومی و همکاران (۱۹۹۶)، (۱۹۸۹) متاسوماتسم گوه گوشته‌ای را به عنوان نقش اساسی تولید این ماگماها در نظر می‌گیرند. تحقیقات آزمایشگاهی اولمر^۳ و گرین (۱۹۹۵) آب حاصل از آبدایی مداوم ورقه اقیانوسی فرورانش شده را مهمترین عامل در تولید ماگماهای قوس آتشفشانی در نظر می‌گیرند.

- زون‌های فرورانش از نظر هیدالگو^۴ (۲۰۰۷) محیط‌های تکتونوماگمایی را شامل می‌شوند که ماگماها از چهار منشأ؛ پوسته بازالتی اقیانوسی فرورانش شده با سن و درجات دگرسانی متفاوت، رسوبات متغیر فرورانش شده، گوه گوشته‌ای و پوسته قاره‌ای و اقیانوسی قوس هستند.

الگوی عناصر ناسازگار سنگ‌های آداکیتی شهر فیروزه که نسبت به گوشته اولیه نرمالایز شده‌اند، غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای از LILEs و آنومالی‌های منفی از Nb-Ti و تا حدودی Ta نشان می‌دهند که مشخص می‌کند ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها در یک محیط تکتونیکی در ارتباط با فرورانش تشکیل شده‌اند. ذوب‌بخشی رسوبات فرورانش شده و مایعات مشتق شده از ورقه اقیانوسی ممکن است باعث متاسوماتیسم و غنی شدن ناحیه منشأ ماگماهای در ارتباط با فرورانش شود (البورگ^۵ و همکاران، ۲۰۰۲؛ گیو^۶ و همکاران، ۲۰۰۵). سیالات حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی با مقادیر بالای Ba, Rb, Sr, U و Pb شناخته می‌شوند در حالی که ذوب‌بخشی رسوبات فرورانش شده دارای تمرکز بالایی از Th و LREE می‌باشند (هاوکسورث و همکاران، ۱۹۹۷؛ گیو و همکاران، ۲۰۰۵ و ۲۰۰۷).

۱- Green & Ringwood
۲- Wyllie & Sekina
۳- Ulmer
۴- Hidalgo
۵- Elburg
۶- Guo

در نمودار Ba به Nb/Y (ژو و همکاران، ۲۰۰۹) که غنی‌شدگی مذاب به وجود آمده در ارتباط با سیال حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی و غنی‌شدگی در ارتباط با مذاب (مذاب‌های حاصل از گوشته متاسوماتیزم شده) را نشان می‌دهند آداکیت‌های شهر فیروزه تمرکز متفاوتی از Ba (۹۸ تا ppm ۵۴۵) نشان می‌دهند و به جز ریولیت‌ها بقیه نمونه‌های سنگی محدوده ثابتی از Nb/Y دارند که به این ترتیب می‌توان غنی‌شدگی LILE سنگ‌های نیمه‌عمیق شهر فیروزه را بیشتر در ارتباط با سیال حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی دانست (شکل ۵-۵-ب). از طرفی قوس‌های امروزه در جایی قرار دارند که مقادیر قابل ملاحظه‌ای از رسوبات فرورانش می‌شوند و دارای نسبت‌های $Th/Yb \geq 2$ می‌باشند (وودهد و همکاران، ۲۰۰۱؛ نبل^۱ و همکاران، ۲۰۰۷). با توجه به نمودار Th/Yb در برابر Th/Sm نمونه‌های آداکیتی شهر فیروزه نسبت Th/Yb بین ۲/۸ تا ۵/۸ دارند که نشان دهنده مشارکت قابل ملاحظه‌ای از رسوبات در منشأ تشکیل آن‌ها می‌باشد. البته احتمال ندارد که کل رسوبات فرورانش شده بتوانند به منبع گوشته‌ای ماگماهای در ارتباط با فرورانش راه پیدا کنند (هاوکسورث و همکاران، ۱۹۹۷). این مطلب توسط روند خطی سنگ‌های آداکیتی شهر فیروزه در دیاگرام Th/Yb در برابر Th/Sm تأیید می‌شود (شکل ۵-۵-الف). همچنین این روند نشان‌دهنده مشارکت ذوب‌بخشی بازالت و رسوبات فرورانش شده در تشکیل آداکیت‌های شهر فیروزه دارد. البته این مطلب با داشتن مقادیر ایزوتوپی Sr- Nd- Pb بهتر تأیید می‌شود که در منطقه مورد مطالعه برای سنگ‌های نیمه‌عمیق مقادیر این نسبت‌ها به طور دقیق تعیین نشده است که اگر ما به همان نسبت ایزوتوپی بومان و همکاران (۱۹۸۳) استناد کنیم نتیجه تغییری نمی‌کند.

بر اساس مطالعات قبلی، ذوب‌بخشی سنگ‌های متابازیک در رخساره آمفیبولیت تا اکلوزیت نه تنها در پوسته زیرین ضخیم شده، بلکه در پوسته اقیانوسی فرورانش شده می‌توانند مذاب‌هایی با خصوصیات آداکیت‌ها تولید کنند (دوفان و درومون، ۱۹۹۰؛ آرتون و پتفورد، ۱۹۹۳؛ یوگادزینسکی و همکاران، ۱۹۹۵؛ رپ و همکاران، ۱۹۹۹؛ چانگ و همکاران، ۲۰۰۳؛ هو و همکاران، ۲۰۰۴؛ وانگ و همکاران،

۱- Nebel

۲۰۰۵، ۲۰۰۸؛ گیو و همکاران، ۲۰۰۷). با توجه به مطالب ذکر شده و نمودارهای عنکبوتی ارائه شده در فصل ۴ و همچنین در نمودار درصد ذوب‌بخشی $(La/Yb)_N - Yb_N$ (نمودار شکل ۵-۶. مذاب‌های فلسیک سنگ‌های منطقه مورد مطالعه ترکیبی اسیدی تا حد واسط داشته و حاصل انجماد مذاب‌های فلسیک‌اند و چون مذاب‌های فلسیک گرانروتر و آستانه تراوایی بالاتری دارند و احتمالاً بر اساس معادله ذوب دسته‌ای رفتار می‌کنند از این نمودار استفاده شده است)، سنگ‌های آداکیتی شهر فیروزه که احتمالاً سنی بعد از ائوسن دارند، حاصل ذوب‌بخشی حدود ۱۰ تا ۲۰٪ ورقه اقیانوسی فرورانش شده سبزوار (بخشی از ورقه اقیانوسی سبزوار) در رخساره آمفیبولیت گارنت‌دار به سمت شمال و به زیر زون بینالود هستند (اسپایس و همکاران، ۱۹۸؛ صالحی‌نژاد، ۱۳۷۸؛ تنها، ۱۳۸۸). این تفسیر با شواهد زیر تأیید می‌شود.

۱- وجود عدد منیزیم بالا (۵۶-۸۱) در سنگ‌های آداکیتی شهر فیروزه با منشأ ورقه اقیانوسی سازگار است. در نمودار $\#Mg$ در برابر SiO_2 (کاندی، ۲۰۰۵) که آداکیت‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی را از آداکیت‌های بعد از برخورد (چانگ و همکاران، ۲۰۰۳؛ هو و همکاران، ۲۰۰۴؛ گیو و همکاران، ۲۰۰۷)، TTG (مذاب‌های حاصل از پوسته زیرین) و از آندزیت‌ها جدا می‌کند، نمونه‌های آداکیتی شهر فیروزه با داشتن $\#Mg$ بالا در محدوده آداکیت‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی قرار دارند (شکل ۵-۷ الف). در ماگمای آداکیتی مشتق شده از ورقه اقیانوسی $\#Mg > 47$ است (مارتین، ۱۹۹۹؛ اسمیتیس، ۲۰۰۰؛ ون و همکاران، ۲۰۰۸). همچنین طبق نظر ژائو و همکاران (۲۰۰۸) آداکیت‌های در رابطه با ورقه اقیانوسی فرورانش شده عدد منیزیم بالا ($\#Mg$: ۵۵ تا ۷۱)، MgO در حدود ۱/۲۲ تا ۶/۷۸، Cr بالا (۲۴ تا ۱۳۲) و Ni در حدود ۲/۲۸ تا ۴۵/۶۱ دارند.

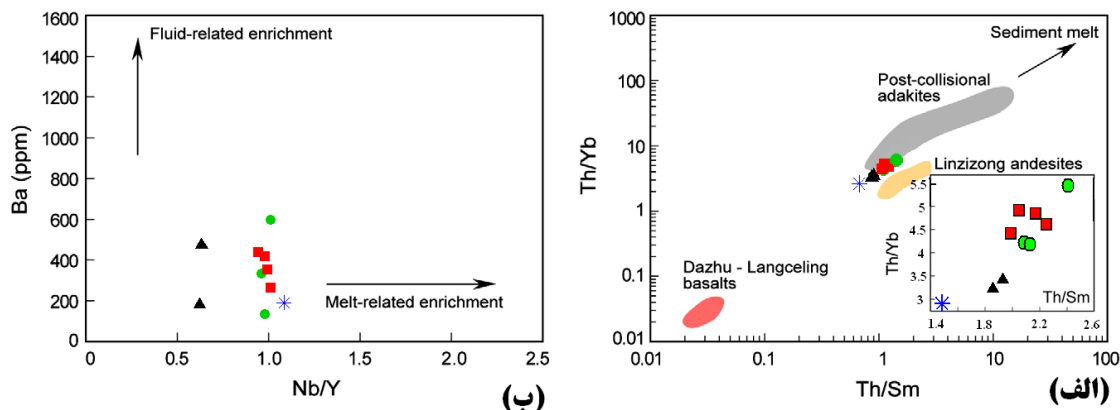
۲- ویژگی‌های عناصر نادر آداکیت‌های شهر فیروزه بیشتر با ذوب ورقه اقیانوسی سازگار است تا ماگماهای حاصل از پوسته زیرین. آداکیت‌هایی که از پوسته زیرین (درون قاره‌ای) تولید می‌شوند، تمایل به غنی‌شدگی از K دارند و با مقادیر بالای عناصر به شدت ناسازگار Rb, Ba, Th و U شناخته می‌شوند (وانگ و همکاران، ۲۰۰۵، ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸) در حالی که آداکیت‌های شهر فیروزه K متوسط

و Th کم دارند. همچنین آداکیت‌های حاصل از ذوب پوسته تحتانی Th و Th/Ce بیشتری نسبت به آداکیت‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده دارند. در مقایسه با آداکیت‌های بعد از برخورد، سنگ‌های آداکیتی شهر فیروزه سدیک هستند مقادیر پایینی از Th و نسبت Th/Ce مشابه به آداکیت‌های تولید شده از ورقه اقیانوسی سنوزوئیک (در محل قوس) دارند (شکل ۵-۷-ب). آداکیت‌های حاصل از ذوب‌بخشی پوسته زیرین در اغلب دنیا همراه با ذخایر مس و طلا هستند که در منطقه مورد مطالعه علی‌رغم وجود سیالات، عدم کانه‌سازی احتمال دارد در ارتباط با ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده باشد که از این عناصر تهی است.

۳- با استفاده از شواهد ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ در صورت وجود می‌توان منشأ این آداکیت‌ها و ارتباط احتمالی آن‌ها را با ورقه اقیانوسی بیان کرد. بومان و همکاران نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ سنگ‌های بین کاشمر، قوچان و سبزوار را که البته منطقه شهر فیروزه را نیز در بر می‌گیرد، محاسبه کرده و مقدار متوسط 0.7040 را برای این منطقه در نظر گرفته‌اند که اگر به همین نسبت‌ها استناد کنیم، فرورانش یک ورقه اقیانوسی برای منطقه تأیید می‌شود.

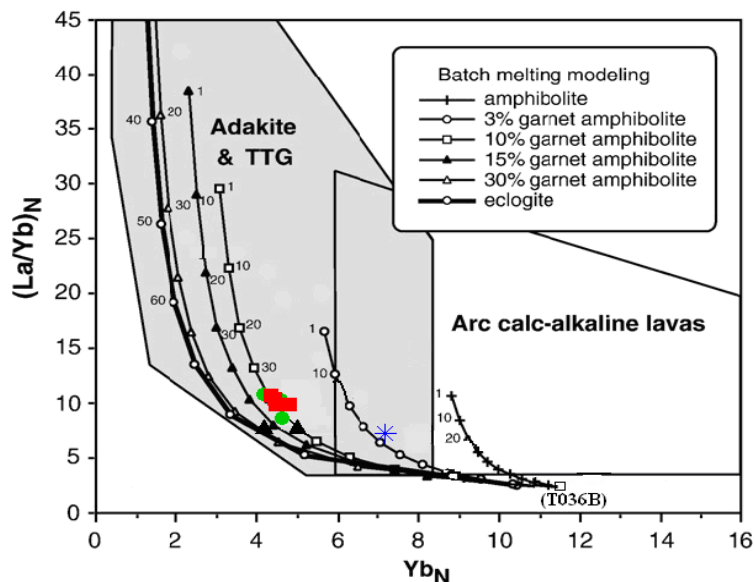
در نهایت سنگ‌های آداکیتی شهر فیروزه مستقیماً از ذوب‌بخشی ورقه فرورونده شده اقیانوسی سبزوار (سیال + مورب + رسوبات) ایجاد شده‌اند که متعاقب آن ممکن است با پریدوتیت گوه گوشته‌ای نیز واکنش داده باشند.

همان طور که قبلاً اشاره شد ماگمای آداکیتی در مناطق همجوار باشتین و جنوب قوچان گزارش شده است. جهت ارتباط پترولوژیکی با آداکیت‌های شهر فیروزه از نمودارهای #Mg در برابر SiO_2 و نمودار Th/Ce در برابر Th استفاده شده است. با توجه به این نمودارها آداکیت‌های شهر فیروزه همانند آداکیت‌های باشتین و جنوب قوچان عمدتاً حاصل ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش شده سبزوار واقع در کمان آتشفشانی هستند (شکل ۵-۸).



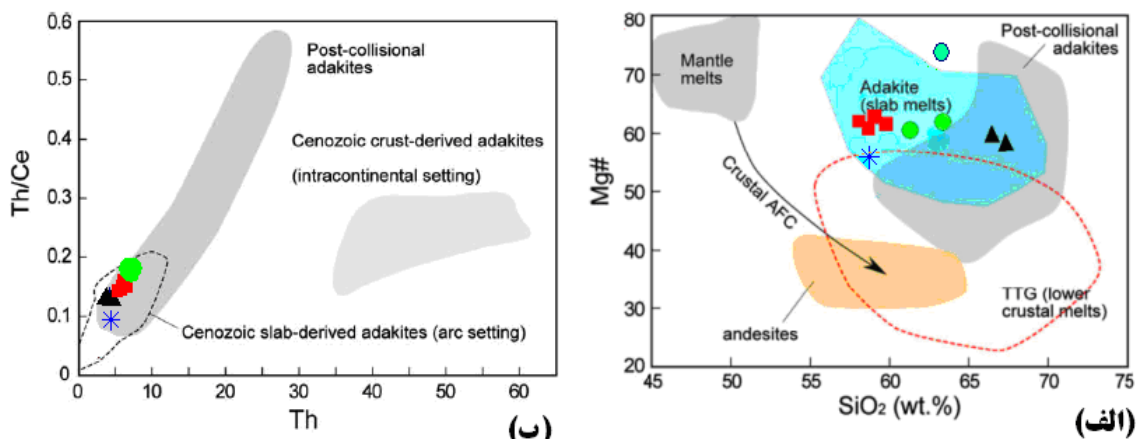
شکل ۵-۵- الف) نمودار Th/Yb در برابر Th/Sm و نقش رسوبات فرورانش شده در تشکیل آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه. ب) نمودار Ba در برابر Nb/Y و غنی‌شدگی در ارتباط با مشارکت سیالات حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی در ماگمای آداکیتی منطقه مورد مطالعه.

در این نمودار: آندزیت‌های لین‌زی‌زونگ^۱ (مو^۲ و همکاران، ۲۰۰۷)، آداکیت‌های بعد از برخورد (چانگ و همکاران، ۲۰۰۳؛ هو و همکاران، ۲۰۰۴؛ گیو و همکاران، ۲۰۰۷). نمودارها برگرفته از ژو و همکاران (۲۰۰۹).



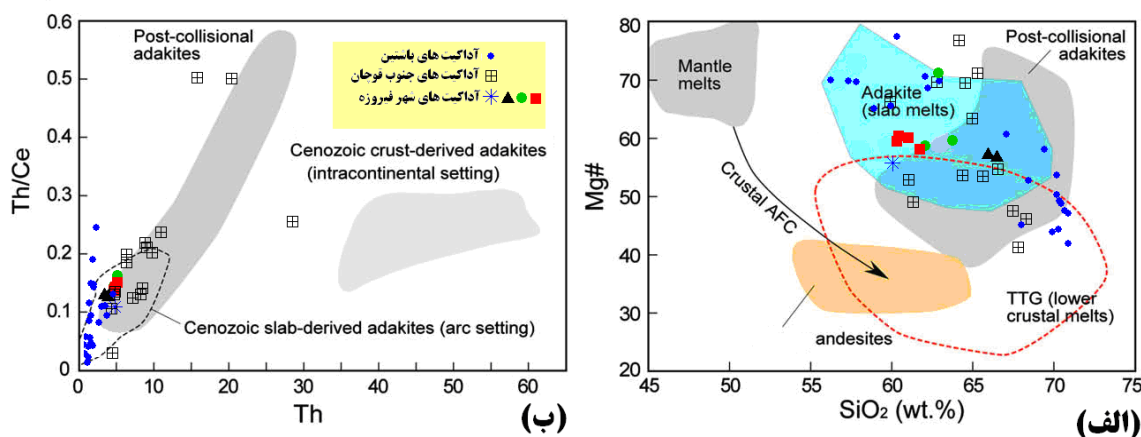
شکل ۵-۶- نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر Yb_N . میدان آداکیت‌ها، TTG ها و گدازه‌های کالک‌آلکان قوس از مارتین (۱۹۹۹) می‌باشد. نمونه گابرو T036B مربوط به گانگدز^۳ (ون و همکاران، در دست چاپ) به عنوان سنگ منشأ برای مدل REE تحت شرایط آمفیبولیت و اکلوژیت در نظر گرفته شده است. همان طور که در این نمودار مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه با ذوب بخشی یک منشأ گارنت آمفیبولیتی با نرخ حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد مطابقت دارد. مذاب‌های فلسیک سنگ‌های منطقه مورد مطالعه ترکیبی اسیدی تا حد واسط داشته و حاصل انجماد مذاب‌های فلسیک‌اند و چون مذاب‌های فلسیک گرانروتر و آستانه تراوایی بالاتری دارند و احتمالاً بر اساس معادله ذوب دسته‌ای رفتار می‌کنند از این نمودار استفاده شده است. (نمودار برگرفته از ون و همکاران، ۲۰۰۸).

۱- Linzizong
۲- Mo
۳- Gangdese



شکل ۵-۷- با توجه به این شکل (الف) نمودار $Mg\#$ در برابر SiO_2 و (ب) نمودار Th/Ce در برابر Th توده‌های نیمه‌عمیق آداکیتی مورد مطالعه حاصل ذوب ورقه اقیانوسی و مربوط به قوس می‌باشند.

در این نمودارها منحنی جهت‌دار سیاه: ACF پوسته‌ای از استرن و کیلیان (۱۹۹۶)، محدوده نقطه‌چین قرمز: TTG (مذاب‌های حاصل از پوسته زیرین) و میدان فیروزه‌ای رنگ- آداکیت‌ها (مذاب‌های حاصل از ورقه اقیانوسی) از کاندی (۲۰۰۵)، میدان نارنجی رنگ: آندزیت‌های لین‌زی‌زونگ (مو و همکاران، ۲۰۰۷)، میدان خاکستری رنگ: آداکیت‌های بعد از برخورد (چانگ و همکاران، ۲۰۰۳؛ هو و همکاران، ۲۰۰۴؛ گیو و همکاران، ۲۰۰۷)، محدوده خاکستری کمرنگ: آداکیت‌های سنوزوئیک مشتق شده از پوسته (در محل درون قاره‌ها) و محدوده نقطه‌چین سیاه رنگ آداکیت‌های سنوزوئیک مشتق شده از ورقه اقیانوسی (در محل قوس)، از وانگ و همکاران (۲۰۰۸) نقل شده است. نمودارها برگرفته از ژو و همکاران (۲۰۰۹).

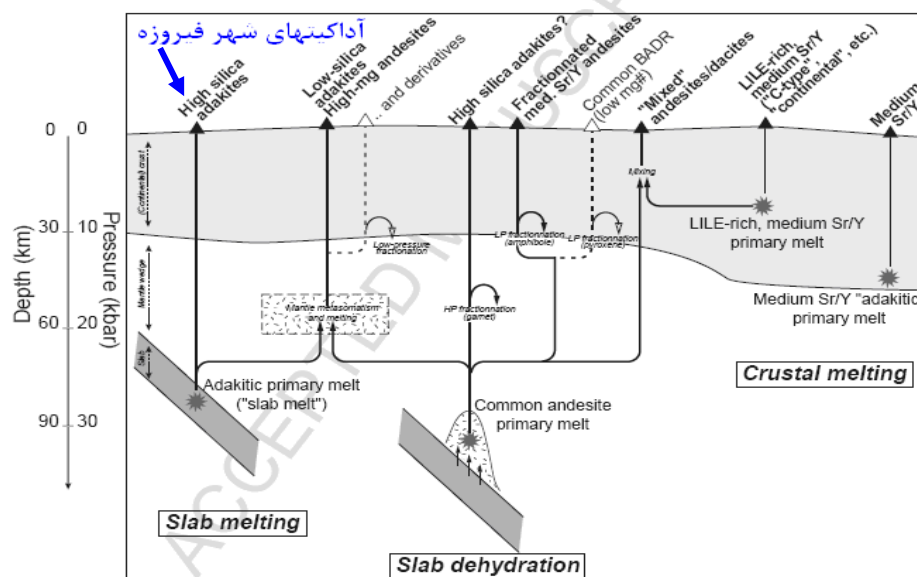


شکل ۸-۵- مقایسه آداکیت‌های شهر فیروزه با آداکیت‌های باشتین و قوچان با توجه به این نمودار آداکیت‌های قوچان، باشتین و شهر فیروزه حاصل ذوب ورقه اقیانوسی سبزوار هستند و در موقعیت کمان آتشفشانی تشکیل شده‌اند.

۵-۴- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل آداکیت‌های منطقه

نرخ فرورانش و زاویه صفحه بنیوف چگونگی ذوب در محیط فرورانش را کنترل می‌کند زیرا؛ این دو عامل، عمقی را که مواد فرورانده به دمای لازم برای ذوب می‌رسند را تعیین می‌کنند. فرورانش آهسته‌تر یا فرورانش با شیب کمتر باعث می‌شود که مواد فرورانده در عمقی شروع به ذوب شدن

نمایند که ترکیب کانی‌شناسی آمفیبولیت را دارند. در مقابل، فرورانش سریع‌تر یا فرورانش با شیب بیشتر، مواد فرورانده را در شرایط رخساره اکلوزیت قرار می‌دهد یعنی آب آن‌ها را پیش از آغاز ذوب بخشی می‌گیرد (عزیزی و معین‌وزیری، ۲۰۰۹). وجود هورنبلند و بیوتیت و عدم پیروکسن در نمونه‌های آداکیتی مورد مطالعه ترکیب کانی‌شناسی آمفیبولیت را تأیید می‌کند. همچنین آداکیت‌ها صرف نظر از زاویه کم یا معمولی فرورانش، در حرارت بالای ۷۰۰ درجه سانتیگراد و اعماق بیش از ۷۰ تا ۸۵ کیلومتر، می‌توانند ایجاد شوند (دوفان و همکاران، ۱۹۹۲؛ ساجونا و همکاران، ۱۹۹۳؛ گاستچر و همکاران، ۲۰۰۰). از طرفی با توجه به الگوی تفریق‌یافته عناصر نادر، تقعر عناصر نادر میانه (MREE) در مسیر الگوی تفریق‌یافته عناصر نادر، الگوی تخت در عناصر نادر خاکی سنگین، تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مخصوصاً Nb, Ti و تا حدودی Ta، غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مخصوصاً Sr و Pb و همچنین نمودار ذوب‌بخشی نشان می‌دهد که سنگ‌های آداکیتی منطقه از ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی سبزوار در ابتدای کمان آتشفشانی قاره‌ای از طریق ذوب-بخشی در حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد یک گارنت-آمفیبولیت با پسماند گارنت و روتیل در محل منشأ به وجود آمده‌اند که تبلور هورنبلند و پلاژیوکلاز از آن در فشار کم رخ داده است (شکل ۵-۹).

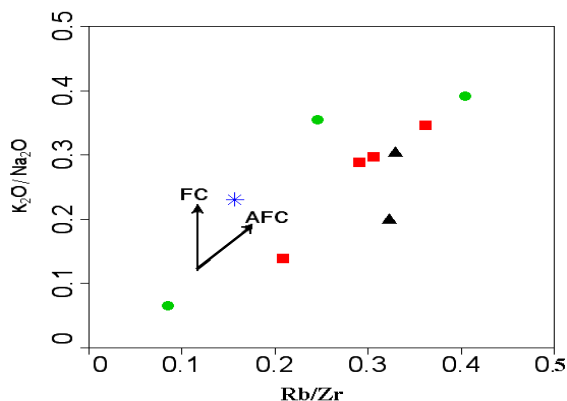


شکل ۵-۹- مدل محیط تکتونیکی منطقه مورد مطالعه (نمودار برگرفته از موین و همکاران، ۲۰۰۹).

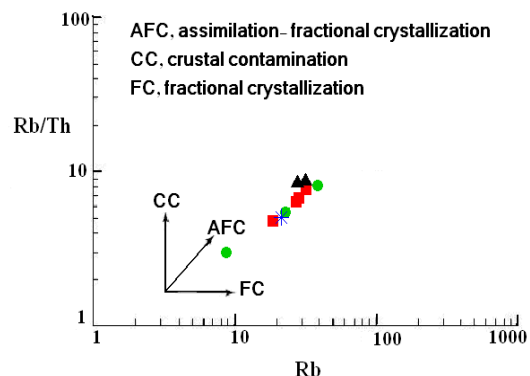
۵-۵- بررسی نقش هضم، آرایش و تفریق ماگمایی در تحول توده‌های نیمه‌عمیق شهر

فیروزه

وجود آنکلاوها بهترین شاهد آرایش پوسته‌ای و اختلاط ماگمایی محسوب می‌شوند (هیبارد و ساباتییه^۱ ۱۹۹۸). در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های نیمه‌عمیق دارای آنکلاوهای فراوان با ترکیب متنوع (توفی-شیلی) هستند. بنابراین در تشکیل ماگمای سازنده توده‌های نیمه‌عمیق منطقه شهر فیروزه فرایند آرایش ماگمایی نقش داشته است. همچنین افزایش پتاسیم و روبیدیم در سنگ‌های مختلف می‌تواند دلیلی برای آرایش پوسته‌ای ماگمای آن منطقه باشد. با توجه به نمودارهای نسبت Rb/Th در مقابل Rb (دوپائولو^۲، ۱۹۶۰) و K₂O/Na₂O در مقابل نسبت Rb/Zr (اسپرانسا^۳ و همکاران، ۱۹۹۲) در شکل‌های ۵-۱۰-الف و ۵-۱۰-ب، نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از روند (AFC) تبعیت می‌کنند و این روند نشان دهنده آن است که فرایند تفریق بلوری همراه با هضم و آرایش بر روی نمونه‌های مربوط به نیمه نفوذی‌های مورد مطالعه اثر گذار بوده است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت ماگمای آداکیتی تفریق‌یافته در طی صعود به ترازهای بالاتر پوسته با سنگ‌های میزبان آرایش یافته-اند. شواهد صحرایی (حضور آنکلاوهای توفی-شیلی)، شواهد پتروگرافی (حضور میکروآنکلاوها) و شواهد ژئوشیمیایی (غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سبک) مؤید این امر است.



شکل ۵-۱۰-ب) نمودار نسبت K₂O/Na₂O در مقابل نسبت Rb/Zr (اسپرانسا و همکاران، ۱۹۹۲).



شکل ۵-۱۰-الف) نمودار نسبت Rb/Th در مقابل Rb (دوپائولو، ۱۹۶۰).

۱- Hibard & Sabatiye

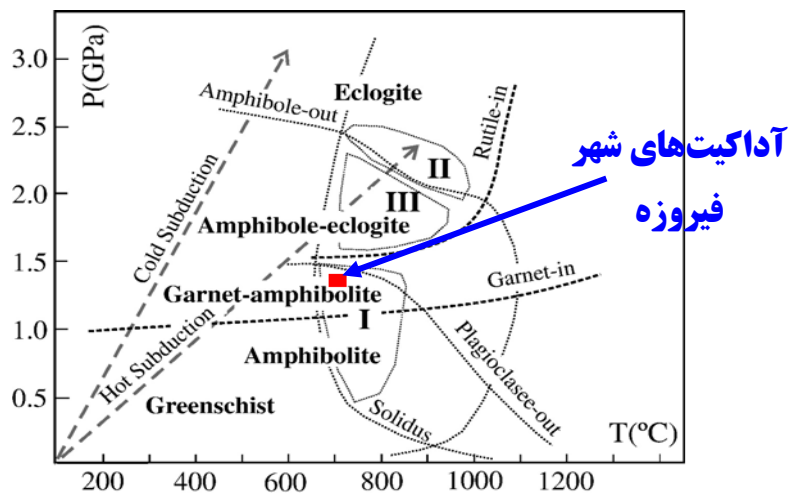
۲- Depaolu

۳- Esperanca

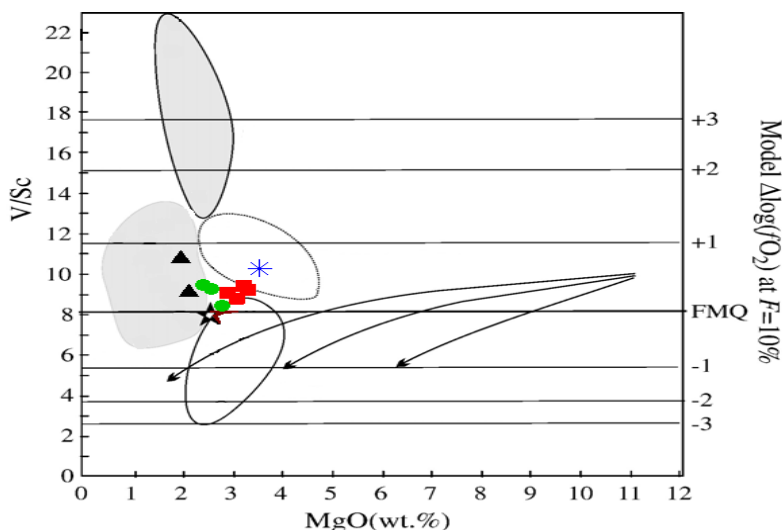
۵-۶- مدل پتروژنتیکی پتروژنز آداکیت‌های مورد مطالعه

با توجه به نمودارهای عنکبوتی که نسبت به گوشته اولیه نرمالایز شده‌اند (شکل ۴-۲۳)، آداکیت-های شهر فیروزه علاوه بر تهی‌شدگی از Nb, Ti و تا حدودی Ta، از Sr غنی‌شدگی نشان می‌دهند ولی آنومالی منفی Eu نشان نمی‌دهند. همچنین از HREE در الگوی عناصر نادر که نسبت به کندریت نرمالایز شده‌اند، تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بر اساس نتایج آزمایشگاهی این خصوصیات ژئوشیمیایی نشان‌دهنده گارنت (غنی از Y و HREE) و روتیل (غنی از Nb, Ti و Ta) به عنوان فازهای باقیمانده در طول تشکیل آداکیت‌های شهر فیروزه می‌تواند باشد. در حقیقت پلاژیوکلاز در طول ذوب حل شده است و در نتیجه ماگماهای آداکیتی از Sr غنی شده و آنومالی منفی از Eu نیز ندارند. آزمایش‌های زیادی در میدان پایداری روتیل و HFSE انجام شده است که می‌توان به دیاگرام فشار-دما زیانگ و همکاران (۲۰۰۶) اشاره کرد (شکل ۵-۱۰). در این دیاگرام زیانگ و همکاران (۲۰۰۵ a,b, ۲۰۰۶)، یک آزمایش با استفاده از بازالت آبدار در محدوده ۱ تا ۲/۵ ژیگاپاسکال (Gpa) و حرارت ۹۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد انجام داده‌اند. تجزیه سنگ‌هایی که دارای آمفیبول، روتیل و گارنت بودند، نشان می‌دهد، مقادیر عناصر اصلی آن‌ها خیلی شبیه به آداکیت است. روتیل نقش مهمی در تنظیم Ta و Nb و تفریق Nb/Ta در طول مراحل فرورانش دارد (گرین، ۱۹۹۵؛ رودنیک و همکاران، ۲۰۰۰؛ فلوی و همکاران، ۲۰۰۰؛ کلمن و همکاران، ۲۰۰۳). ضریب تفکیک Nb و Ta روتیل به ترتیب ۵۱ تا ۳۰۷ و ۶۵ تا ۴۱۷ می‌باشد که نشان می‌دهد روتیل یک فاز پسماندی حاوی Ta و Nb در طول تولید آداکیت است. طبق این نمودار حداقل فشار پایداری روتیل نزدیک ۱/۵ ژیگاپاسکال (GPa) است. بنابراین عمق تشکیل آداکیت‌ها باید بیشتر از ۴۵ تا ۵۰ کیلومتر باشد. سنگ‌های آداکیتی بر اساس مطالعات آزمایشگاهی به وسیله ذوب‌بخشی متابازالت‌ها در زون انتقالی از آمفیبولیت تا اکلوزیت ایجاد می‌شوند (رپ و همکاران، ۱۹۹۱؛ رپ و واتسون، ۱۹۹۵؛ سن و دان، ۱۹۹۴؛ وینتر، ۱۹۹۶). سنگ‌های آداکیتی شهر فیروزه با توجه به خصوصیات ژئوشیمی و درصد ذوبشان در میدان I (رخساره گارنت آمفیبولیت) مطابق با این دیاگرام قرار می‌گیرند. فاز پسماندی ترکیبی مشابه به گارنت آمفیبولیت دارد

(آمفیبل + کلینوپیروکسن + پلاژیوکلاز ± گارنت ± روتیل، حرارت بیشتر از ۶۵۰ درجه سانتیگراد و فشار بیشتر از ۱/۵ ژیگاپاسکال). فوگاسیته اکسیژن (fO_2) در طول ذوب بخشی سنگ‌های مشتق شده از گوشته می‌تواند توسط تغییرات سیستماتیک نسبت‌های V/Sc نمایش داده شود (لی و همکاران، ۲۰۰۳ و ۲۰۰۵؛ کانیل، ۱۹۹۷ و ۲۰۰۲؛ لی و لی، ۲۰۰۴). در دیاگرام V/Sc- MgO (شکل ۵-۱۱) نمونه‌های آداکیتی شهر فیروزه در محدوده آداکیت‌های مرتبط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی و متوسط آداکیت‌های سنوزوئیک (درومون و همکاران، ۱۹۹۶) قرار می‌گیرند که با توجه به موقعیت قرارگیری در این دیاگرام فوگاسیته اکسیژن برای این نمونه‌ها بیشتر از میانگین فوگاسیته اکسیژن بافر (فایالیت- مگنتیت- کوارتز) است و نشان می‌دهد، نمونه‌های آداکیتی شهر فیروزه از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی در شرایط فوگاسیته اکسیژن تقریباً بالا به وجود آمده‌اند. این نتیجه با نتایج حاصل از الگوی دیاگرام‌های عنکبوتی REE که فاقد آنومالی مثبت Eu هستند و نشان می‌دهد ذوب پلاژیوکلازها در شرایط بالای اکسیژن رخ داده است، مطابقت دارد.



شکل ۵-۱۱- نمودار P-T که میدان‌های ذوب بخشی بازالت آبدار را نشان می‌دهد (زیانگ و همکاران، ۲۰۰۶). سولیدوس و مرز فازهای گارنت و پلاژیوکلاز از گرین (۱۹۸۲) و مرز فاز روتیل از زیانگ و همکاران (۲۰۰۵ b) نقل شده است. I: مایعات آداکیتی TTG همراه با پسماند آمفیبولیت (آمفیبل + کلینوپیروکسن + پلاژیوکلاز ± گارنت). میدان II: مایعات آداکیتی TTG همراه با پسماند اکلوزیت روتیل دار (گارنت + کلینوپیروکسن + روتیل ± آمفیبل). میدان III: مایعات آداکیتی TTG همراه با پسماند اکلوزیت- آمفیبول روتیل دار (آمفیبل + کلینوپیروکسن + روتیل + گارنت). با توجه به این دیاگرام نمونه‌های آداکیتی شهر فیروزه در محدوده گارنت آمفیبولیت قرار می‌گیرند. نمودار برگرفته از ژائو و همکاران (۲۰۰۸).



شکل ۵-۱۲- نمودار V/Sc در برابر MgO (wt%) (لی و همکاران، ۲۰۰۵). میدان‌های خاکستری آداکیت‌های پرمین ناحیه تیان‌شان چین (در ارتباط با بازالت‌های زیر صفحه)، میدان‌های سفید آداکیت‌های در ارتباط با فرورانش سنگ-کره اقیانوسی، ستاره متوسط آداکیت سنوزوئیک (درومون و همکاران، ۱۹۹۶) و سه تا منحنی جهت‌دار سیاه به ترتیب از چپ به راست خطوط اختلاط گدازه‌هایی که نسبت V/Sc اولیه بالایی دارند با پوسته قاره‌ای بالایی، میانی و زیرین را نشان می‌دهند.

طبق این نمودار نمونه‌های آداکیتی شهر فیروزه در محدوده آداکیت‌های در ارتباط با فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی و متوسط آداکیت سنوزوئیک قرار می‌گیرند و فوگاسیته اکسیژن تقریباً بالایی دارند. نمودار برگرفته از ژائو و همکاران (۲۰۰۸).

۵-۷- بررسی جایگاه تکتونیکی آداکیت‌ها

از لحاظ پترولوژی و ژئوشیمی ماگماهای مربوط به مناطق فرورانش متنوع می‌باشند و طیف گسترده‌ای را در بر می‌گیرند (گیل، ۱۹۸۱). ماگمای آداکیتی نیز نوعی ماگماست که تا کنون غالباً در مناطق فرورانش قوس‌های سنوزوئیک و جوان مشاهده شده است. ماگمای آداکیتی در محل‌های تکتونیکی مختلف (زون‌های فرورانش، زون‌های برخوردی و محیط‌های کششی) از طریق مراحل پترولوژیکی متفاوت تشکیل شده‌اند (دوفان و درومون، ۱۹۹۰؛ آرتون و پتفورد، ۱۹۹۳؛ زو و همکاران، ۲۰۰۳؛ چانگ و همکاران، ۲۰۰۳؛ هو و همکاران، ۲۰۰۴؛ وانگ و همکاران، ۲۰۰۵؛ ژو و همکاران، ۲۰۰۷؛ ژو و همکاران، ۲۰۰۹). کای (۱۹۷۸) معتقد است، ماگمای آداکیتی غالباً در اثر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی جوان تشکیل می‌شود. اما استرن و همکاران (۱۹۹۶) معتقدند که ماگماهای آداکیتی در محل فرورانش قدیمی و ورقه اقیانوسی سرد نیز یافت می‌شوند. گائو و همکاران (۲۰۰۶) نیز

تشکیل ماگمای آداکیتی را منحصر به مناطق فرورانش نمی‌دانند. در واقع آداکیت‌ها دارای یک سری ویژگی‌هایی هستند که به راحتی نمی‌توان محیط تکتونیکی آن‌ها را مشخص کرد. این ماگماها از ذوب بازالت‌های آبدار (دگرگون شده) شکل می‌گیرند که این بازالت آبدار می‌تواند تحت فشار موجود در اعماق پوسته یا گوشته بالایی پایدار باشد (گاریسون و دیویدسون، ۲۰۰۳).

اکنون به مقایسه آداکیت‌های مورد مطالعه با سایر آداکیت‌های ایران و جهان می‌پردازیم.

با توجه به بررسی نتایج آنالیز شیمیایی و مقایسه آداکیت‌های منطقه شهر فیروزه با برخی نقاط ایران، مشخص می‌شود که آداکیت‌های منطقه شهر فیروزه از لحاظ ژئوشیمی، پتروگرافی، جایگاه تکتونیکی و پتروژنز همان طور که در قسمت‌های قبل اشاره شد با آداکیت‌های باشتین و جنوب قوچان در اطراف منطقه مورد مطالعه شباهت بسیار زیادی دارند، به طوری که یک منطقه وسیع آداکیتی در ارتباط با فرورانش ورقه اقیانوسی داغ و جوان سبزوار به زیر زون بینالود را ایجاد کرده‌اند که گنبد‌ها و توده‌های نیمه‌عمیق این قوس آتشفشانی سنوزوئیک از باشتین در مجاورت افیولیت‌های سبزوار به طرف جنوب قوچان جوان‌تر می‌شوند (شکل ۲-۲)، (جدول ۵-۱).

- در نواحی شمال غربی ایران، زون آتشفشانی تبریز-همدان در غرب تبریز (عزیزی و معین‌وزیری، ۲۰۰۹) گنبد‌های داسیتی آداکیتی وجود دارد که Sr و نسبت‌های Sr/Y بالا و Nb, Y و Ti پایین دارند (جهانگیری، ۲۰۰۴) که این خصوصیات در ارتباط با زون فرورانش است (عزیزی و معین‌وزیری، ۲۰۰۹).

- آداکیت‌های (HSA) پلیوکواترنر انار واقع در ایالت آداکیتی قم-انار-بافت در میان قوس آتشفشانی ارومیه دختر زون زاگرس که از جنس تراکیت، داسیت و ریولیت است، توسط عمرانی و همکاران (۲۰۰۸) گزارش شده است (جدول ۵-۲).

- آداکیت‌ها از سایر نقاط دنیا نیز گزارش شده‌اند از جمله: آلتوسین (یوگادزینسکی و همکاران، ۱۹۹۵)، آرژانتین (بنوئیت و همکاران، ۲۰۰۲)، شیلی (استرن و کیلیان، ۱۹۹۶)، اکوادور (بیت و همکاران، ۲۰۰۱)؛ بوردون و همکاران، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۳؛ سامانیگو و همکاران، ۲۰۰۵)، فیلیپین (ساجونا

و همکاران، ۱۹۹۶ و ۲۰۰۰)، ژاپن (موریس، ۱۹۹۵) پاناما- کاستاریکا (دفان و همکاران، ۱۹۹۲) و ایالات متحده آمریکا (اسمیت و لیمان، ۱۹۸۷).

- در اطراف حاشیه اقیانوس آرام ماگماهای آداکیتی همیشه با فرایندهای فرورانش در ارتباطند و حاصل ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش شده هستند (از یک منبع بازالتی دگرگون شده به آمفیبولیت- های حاوی گارنت یا اکلوزیت که گارنت \pm هورنبلند به عنوان فاز پسماندی هستند) (دوفان و درومون، ۱۹۹۰؛ موریس، ۱۹۹۵؛ موری و همکاران، ۱۹۹۶؛ مارتین، ۱۹۹۹؛ گاستچر و همکاران، ۲۰۰۰).

- آداکیت‌های واقع در محل تکتونیکی نوارهای گرینستون کارلین صفحه بالتیک (سامسونو^۱ و همکاران، ۲۰۰۵) شامل ترجمیت‌ها و داسیت و ریولیت‌های غنی از Na هستند که با مقادیر بالای Sr و Y پایین، HREE پایین، نسبت بالای Sr/Y، الگوی به شدت تفریق یافته REE، عدم آنومالی Eu و مقادیر ϵ Nd مثبت نزدیک به منبع گوشته تهی شده شناخته می‌شوند. این سری‌های آداکیتی حاصل ذوب ورقه اقیانوسی جوان و داغ که در تعادل با پسماند حاوی گارنت هستند در اعماق بیش از ۴۰ کیلومتر ایجاد شده‌اند. حرارت بالاتر و نرخ کنوکسیون بالاتر گوشته آرکن، فرورانش صفحه داغ را ایجاد می‌کند. در نتیجه ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی در اعماق بیش از ۴۰ کیلومتر رخ می‌دهد و مذاب- های آداکیتی با تهی‌شدگی از HREE در قسمت جلوی جزایر قوسی ایجاد می‌کند. در ادامه آزدایی از ورقه اقیانوسی منجر به آزاد شدن سیال از آن شده و این سیال با گوه گوشته‌ای واکنش داده و ماگماهای مادر سری‌های BADR (بازالت، آندزیت، داسیت و ریولیت) را در جزایر قوسی ایجاد می‌کند. در این منطقه سه نوع آداکیت با سه سن متفاوت ولی منشأ یکسان ایجاد شده است که هر چه سن آن‌ها بیشتر می‌شود (ابتدای فرورانش) K_2O کمتر و نسبت Sr/Y آن‌ها نیز پایین‌تر است.

- آداکیت‌های قوس آتشفشانی بسیار جوان اواسط تا اواخر کواترنر جزیره سالاندر^۲ توسط مورتیمر^۳ (۲۰۰۸) بررسی شده است. وی این آداکیت‌ها را در ارتباط با ذوب ورقه اقیانوسی جوان و داغ در یک

۱- Samsonov
۲- Salander
۳- Mortimer

زون برخوردی بین صفحه استرالیا و آرام در مرزهای جنوبی نیوزیلند بیان می‌کند. نکته جالب توجه در تحقیقات ایشان تداوم تشکیل ماگمای آداکیتی از یک میلیون سال قبل تا کنون است که هنوز ادامه دارد.

- سنگ‌های آداکیتی حاوی طلا و آهن پالتوسن واقع در مزکالای مکزیک توسط گانزالس-پارتیدا^۱ (۲۰۰۳) بررسی شده است. ایشان سنگ‌های آداکیتی این منطقه را حاصل فرورانش ورقه اقیانوسی در یک محیط فعال قاره‌ای می‌داند که مواد مذاب آداکیتی به وجود آمده با گوه گوشته‌ای واکنش داده‌اند.

- توده‌های آداکیتی زولانگبائو^۲ در ناحیه غربی تبت به سن ۷۴۷ میلیون سال واقع در جنوب چین توسط ژوو و همکاران (۲۰۰۶) بررسی شده است. این توده‌های آداکیتی سیلیس بالا با ترکیب تونالیت-ترنجمیت-گرانودیوریت (TTG) حاصل ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش شده هستند.

- توده‌های آداکیتی نفوذی با ترکیب گرانیت و دیوریت از شمال کراتون چین توسط جیانگ و همکاران (۲۰۰۷) گزارش شده است که حاصل ذوب‌بخشی پوسته زیرین قدیمی هستند. بقایای این پوسته زیرین در بعضی از زینولیت‌های گرانولیتی دیده می‌شود. این مکانیسم ماگماهای آداکیتی با سن مزوزوئیک را در حجم‌های زیاد در شمال شرق کراتون چین به وجود آورده است.

- آداکیت‌های بعد از برخورد جنوب تبت که در یک محیط فعال قاره‌ای از ذوب‌بخشی پوسته زیرین فرورانش شده به وجود آمده‌اند (گیو و همکاران، ۲۰۰۷).

- توده‌های آداکیتی نئوپروتوزوئیک در ناحیه شمالی بلوک یانگتزا^۳ چین توسط ژائو و ژو (۲۰۰۸) گزارش شده است. این آداکیت‌ها در یک محیط تکتونیکی حاشیه فعال قاره‌ای ایجاد شده‌اند. به این ترتیب که شکسته شدن ورقه اقیانوسی و بالا آمدن آستنسفر زیر ورقه اقیانوسی و متعاقب آن پوسته مافیک زیرین ضخیم شده دچار ذوب‌بخشی شده و ماگمای آداکیتی این منطقه را به وجود آورده است که به دنبال آن ریفتینگ آغاز شده است.

۱- Ganzalez- Partida

۲- Xuelongbao

۳- Yangtze

- منشأ آداکیت‌های نفوذی که در طول میوسن میانی در محدوده شرقی - غربی جنوب تبت توسط هو و همکاران (۲۰۰۴) بررسی شده است. این آداکیت‌های پتاسیک نفوذی حاوی مس پورفیری‌اند و احتمالاً حاصل ذوب‌بخشی پوسته زیرین بر اثر برخورد هندوستان با آسیا هستند.

- گرانیتوئیدهای آداکیتی همراه با مجموعه کربناتیت - مافیک - الترامافیک نئوپروتوزوئیک در شمال شرقی بلوک تاریم^۱ واقع در غرب چین توسط ژانگ و همکاران (۲۰۰۷) بررسی شده است. این آداکیت‌ها از ذوب‌بخشی پروتولیت مافیک نئوآرکئن پوسته زیرین به وجود آمده‌اند. در حقیقت این مجموعه کربناتیت - مافیک - الترامافیک و گرانیتوئیدهای آداکیتی (گرانیت و گرانودیوریت) نفوذی بایمودال، حاصل ریفت قاره‌ای نئوپروتوزوئیک هستند و ممکن است بر اثر فعالیت پولوم گوشته‌ای در زیر ابر قاره رودینین^۲ به وجود آمده باشند. به عبارتی آداکیت‌های این منطقه در یک محیط ریفتی و حاصل ذوب‌بخشی گوشته متاسوماتیسم شده با CO₂ هستند.

- توده‌های آداکیتی تونالیت - ترنجمیت کراتون دروار هندوستان با زمان سه میلیارد سال توسط نکوی و همکاران (۲۰۰۶) بررسی شده است. وی این توده‌ها را حاصل ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش شده می‌داند.

- مانیا و همکاران (۲۰۰۷) آداکیت‌های همراه با آندزیت‌های منیزیم بالای موسوما - مارا در شمال تانزانیا را مطالعه کرده است و این ماگماهای آداکیتی را حاصل فرورانش ورقه اقیانوسی و متعاقب آن واکنش با پریدوتیت گوّه گوشته‌ای در میدان پایداری گارنت می‌داند.

- وانگ و همکاران (۲۰۰۸) آداکیت‌های متالومین فقیر از سیلیس و آداکیت‌های پرآلومین سیلیس بالا در غرب چین، که همراه با آندزیت‌ها، داسیت‌ها و ریولیت‌های کالک‌آلکان پتاسیم بالا هستند را بررسی کردند. آن‌ها این آداکیت‌ها را حاصل فرورانش رسوبات و پوسته قاره‌ای دگرگون شده می‌دانند.

۱- Tarim

۲- Rodinian

- آداکیت‌های رانی بنور شرق سرزمین شیستی در قسمت غربی کراتون دروار هندوستان اولین آداکیت‌ها از حاشیه فعال قاره‌ای نئوآرکنن هستند که توسط نکوی و پرتاپ^۱ (۲۰۰۷) از این منطقه گزارش شدند. این آداکیت‌ها شباهت زیادی با گرانودیوریت - ترونجمیت - تونالیت‌های (TTG) مزو و نئوآرکنن داشته و بر طبق نظر مارتین و همکاران (۲۰۰۵) جزء آداکیت‌های سیلیس بالا هستند. این آداکیت‌ها در یک رژیم فرورانشی با شیب کم و به دلیل گرادیان بالاتر زمین گرمایی در آرکنن از بازالت آبدار به وجود آمده‌اند. این آداکیت‌ها نسبت به آداکیت‌های سنوزوئیک Ni, Cr و #Mg پایین‌تری دارند. علت آن به نظر نکوی و پرتاپ (۲۰۰۷) این است که در آرکنن گوه گشته‌ای بالای زون فرورانش به دلیل شیب کم فرورانش توسعه‌ای نداشته و مذاب‌های آداکیتی با گوه گشته‌ای واکنش نداده‌اند.

چندین منطقه آداکیتی دیگر در جهان وجود دارند که آداکیت‌های آن‌ها کم و بیش از نظر ویژگی‌های ژئوشیمی، پتروژنز و جایگاه تکتونیکی مشابه با آداکیت‌های شهر فیروزه هستند، از جمله:

- سنگ‌های شبه آداکیتی (مامن^۲) در ارتباط با فرورانش آغاز کرتاسه در نوارگانگدز واقع در جنوب چین.

- آداکیت‌های سیلیس بالا و بازالت‌های غنی از Nb قوس تیان‌شان در ناحیه آلاتاو^۳ - غرب چین. ویژگی‌های ژئوشیمیایی برخی مناطق آداکیتی مذکور و نتایج مقایسه آنها با آداکیت‌های شهر فیروزه در جدول ۵-۲ آمده است.

۱- Prathap
2- Mamen
3- Alataw

جدول ۵-۱- مقایسه ویژگی ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با ماگماهای آداکیتی باشتین و جنوب قوچان.

منطقه	پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه شهر فیروزه (غرب نیشابور) و کانه‌زایی وابسته به آن	گندهای داسیتی ریولیتی و آندزیتی رخنمون یافته در مجموعه افیولیتی غرب سبزوار (باشتین).	آداکیت‌های جنوب قوچان
SiO ₂	۶۰/۰۹ - ۶۷/۸۶	>۶۹/۳	>۶۱/۳
Al ₂ O ₃	۱۶/۷۵ - ۱۷/۸۱	≥۱۷/۶۶	>۱۶/۳۸
MgO	۱/۶۷ - ۳/۳۷	<۴/۹۸	<۳/۵
#Mg	۵۶ - ۸۱	۳۷ - ۸۴	۳۷ - ۸۴
Sr	۲۱۹ - ۹۹۴	>۴۹۷	۱۳۰ - ۷۱۰
Eu	آنومالی ندارد	آنومالی ندارد	آنومالی ندارد
Y ppm	۸/۱ - ۱۶/۱	<۱۵	<۱۸/۶
Sr/Y	۲۱ - ۸۸	>۲۰	میانگین ۴۶/۵۷
Yb ppm	۱ - ۱/۶۷	<۱/۹	<۱/۵۴
(La/Yb)N	۷ - ۱۱	>۱۶	میانگین ۲۵/۶
تهی‌شدگی از HFSE (Ta و Nb, Ti)	تهی‌شدگی از HFSE و آنومالی منفی از Ti, Nb و تا حدودی Ta	تهی‌شدگی از HFSE (Ta, Nb, Ti) و Ta	تهی‌شدگی از HFSE
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	۰/۷۰۴۶	محاسبه نشده	میانگین ۰/۷۰۴۶
جایگاه تکتونیکی	قوس سنوزوئیک	قوس سنوزوئیک	قوس سنوزوئیک
سن	بعد از ائوسن	بعد از ائوسن	پلیوکواترنر
پتروژنز	ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش شده سبزوار و احتمالاً متعاقب آن واکنش با پریدوتیت گوشته‌ای و فرایند ACF	ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورنده (سبزوار) و سپس تفریق بلوری و آرایش پوسته ای (AFC).	ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش شده سبزوار و فرایند ACF
Na ₂ O	۴/۶ - ۶/۹۲	۴ - ۶	۳/۷ - ۶/۵۳
K ₂ O	۰/۴۵ - ۱/۹۸	میانگین ۳	۰/۷ - ۴/۳
Na ₂ O/K ₂ O	۵/۰۵	تقریباً ۱/۷	
Rb/La	۱/۷ = متوسط	میانگین ۱۰/۵	میانگین ۱/۸
Ba/La	۱۸/۵	میانگین ۸۴	میانگین ۱۸
Refrence		صالحی نژاد، ۱۳۸۷	تنها، ۱۳۸۸

جدول ۵-۲- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با دیگر ماگماهای آداکیتی جهان.

منطقه	آداکیت‌های تراکیت، داسیت و ریولیت پلیوکواترنر انار (HSA) در ایالت آداکیتی قم- انار- بافت در میان قوس آتشفشانی ارومیه دختر زون زاگرس	سنگ‌های شبه آداکیتی (مامن) (HSA) در ارتباط با فرورانش آغاز کرتاسه در نوارگانگدز واقع در جنوب چین	پتروژن آداکیت‌های سیلیس بالا و بازالت‌های غنی از Nb قوس تیان شان در ناحیه آلاتاو- غرب چین
SiO ₂	۵۹-۷۱	۵۶-۶۳	۶۱-۷۴
Al ₂ O ₃	میانگین ۱۶	۱۵/۴۷-۱۸/۹۷	۱۳-۱۸/۲۵
MgO	۰/۴ تا ۳/۳۴	۵/۵۴-۵/۸۳	۰/۳۵-۳/۳۱
#Mg	۱۲-۴۳	۵۸-۷۳	۱۷-۵۶
Sr	۴۹۲-۹۲۱	۴۷۶-۱۷۵۵	۲۸۴-۵۴۰
Eu آنومالی	آنومالی ندارد	کمی آنومالی مثبت Eu دارد.	آنومالی مثبت
Y ppm	۵-۱۳	۸/۷-۱۳/۵	۶/۷-۱۴/۹
Sr/Y	۵۸-۱۳۵	۴۵-۷۳	۲۵-۷۵
Yb ppm	<۱/۳۴	۰/۷۱-۱/۰۸	۰/۷۴-۱/۴۷
(La/Yb)N	۱۰-۶۵	۱۷-۲۴	۱۰-۱۴
تهی شدگی از HFSE (Ta و Nb, Ti)	تهی شدگی از HFSE	تهی شدگی از HFSE و آنومالی منفی از (Nb- Ta)	تهی شدگی از HFSE (Nb و Ti)
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	محاسبه نشده	۰/۷۰۴۱۳-۰/۷۰۵۱۳	۰/۴۰۴۲ تا ۰/۷۰۳۵
جایگاه تکنونیکی	قوس سنوزوئیک	فرورانش با زاویه کم پوسته اقیانوسی نئوتین قبل از برخورد هند با آسیا	حاشیه فعال قاره‌ای
سن	اواخر میوسن به بعد	آغاز کرتاسه	کربونیفر
پتروژن	ذوب بخشی ناشی از شکسته- شدن ورقه اقیانوسی فرورانش شده به زیر پوسته قاره‌ای ایران	ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش شده نئوتین و متعاقب آن اختلاط با پریدوتیت گوشته‌ای	ذوب بخشی ورقه جوان اقیانوسی فرورونده
Na ₂ O	میانگین ۴/۷	۲/۵۶-۵/۱۷	۴/۶۷-۳/۴۴
K ₂ O	میانگین ۲/۵	۱/۶۸-۲/۴۰	۱/۴-۳/۰۷
Na ₂ O/K ₂ O	میانگین ۱/۶	۲/۳	۱/۵۲-۳/۳۲
Rb/La	میانگین ۲/۵	میانگین ۳	تقریباً ۴/۸
Ba/La	میانگین ۳۰	۲۰-۳۸	تقریباً ۵۵
Refrence	عمرانی، ۲۰۰۸	ژو و همکاران، ۲۰۰۹	وانگ و همکاران، ۲۰۰۷

ادامه جدول ۵-۲- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با دیگر ماگماهای آداکیتی جهان.

منطقه	آداکیت‌های منیزیم بالا- سیلیس بالا در کوهزایی دابی- مرکز چین حاصل ذوب بخشی پوسته زیرین قاره‌ای دگرگون شده	آداکیت‌های HSA مرتبط با قسمت زیرین صفحه در تیان‌شان چین	خصوصیات ژئوشیمیایی توده‌های آداکیتی اواخر کرتاسه گانگدز، واقع در جنوب شرق تبت- پتروژنز و جایگاه تکتونیکی
SiO ₂	۵۷ تا ۶۳/۵	۶۲-۷۰	۶۵-۷۰
Al ₂ O ₃	۱۶/۳ تا ۱۴/۳	۱۳-۱۶	۱۶-۱۸
MgO	۴/۵۵ تا ۲/۱۳	۰/۹۳-۲۲/۲	<۱/۰
#Mg	۶۳ تا ۴۴	۳۵-۵۶	۳۱-۳۷
Sr	۷۸۰ تا ۵۸۰	۳-۳-۱۶۳۳	۶۲۰-۷۸۰
Eu آنومالی	آنومالی ندارد	آنومالی مثبت	دارد
Y ppm	۲۱ تا ۱۳	۴-۱۵	۴-۱۲
Sr/Y	۴۹ تا ۳۰/۵	۵۱-۳۲۷	۶۰-۲۰۰
Yb ppm	۱/۹ تا ۱/۲	۰/۳۲-۱/۶۷	۰/۴-۱/۱
(La/Yb)N	متوسط ۳۰	۲۰-۵۰	۹-۴۲
تهی شدگی از HFSE (Ta و Nb, Ti)	تهی شدگی از HFSE (Nb و Ta)	تهی شدگی از HFSE (Ta و Ti, Nb)	تهی شدگی از HFSE و Ti, P, Ta, Nb
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	بالا (۰/۷۰۶۹۱ تا ۰/۷۰۷۷۵)	۰/۷۰۳۹-۰/۷۰۵۴	۰/۷۰۴۴-۰/۷۰۴۸
جایگاه تکتونیکی	حرکت امتداد لغز گسل بزرگ تان-لو	حاشیه فعال قاره‌ای	حاشیه فعال قاره‌ای
سن	مزوزوئیک (۱۳۱ میلیون سال)	اواسط تا اواخر پرمین	اواخر کرتاسه
پتروژنز	ذوب بخشی پوسته زیرین دگرگون شده قاره‌ای و متعاقب آن واکنش با پریدوتیت گوشته-ای	ذوب بخشی سنگ‌های بازالتی قاعده پوسته زیرین در رخساره اکلوزیت-آمفیبولیت روتیل‌دار	فرورانش اسلب نئوتین در رژیم تکتونیکی قاره‌ای
Na ₂ O	۴/۱۸ تا ۳/۰۹	۴/۴۰-۸/۴۰	>۴/۱
K ₂ O	۳/۴۸ تا ۲/۵	۰/۴۵-۴/۶۲	K- متوسط
Na ₂ O/K ₂ O	۱/۵۴ تا ۰/۹۷	میانگین ۴/۲	>۲
Rb/La	تقریباً ۱/۵	میانگین ۳	۱/۶-۴/۲
Ba/La	تقریباً ۳۵	۱۵-۶۰	۲۲-۴۴
Refrence	هوانگ و همکاران، ۲۰۰۸	ژائو، ۲۰۰۸	ون و همکاران، ۲۰۰۸

۵-۸- نتیجه گیری

- ۱- سنگ‌های اسیدی- حد واسط نیمه عمیق شهر فیروزه در غرب نیشابور، سدیک هستند و خصوصیات ژئوشیمیایی آداکیت‌ها را نشان می‌دهند.
- ۲- سنگ‌های آداکیتی شهر فیروزه احتمالاً از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش شده سبزوار (مورب+ رسوبات+ سیال) به وجود آمده‌اند و متعاقب آن با پریدوتیت گوه گشته‌ای نیز واکنش داده‌اند.
- ۳- سنگ‌های آداکیتی شهر فیروزه احتمالاً از فرورانش پوسته اقیانوسی سبزوار به طرف شمال و به زیر زون بینالود از اواخر ائوسن به بعد ایجاد شده‌اند.
- ۴- این تحقیق نشان می‌دهد که ماگمای سازنده سنگ‌های نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه از ذوب- بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده جوان و داغ در یک زون فرورانش قوس قاره‌ای، از طریق نرخ ذوب بخشی کم و تبلور تفریقی در فشار بالا حاصل شده‌است. همچنین بررسی‌ها نشان می‌دهد که ترکیب سنگ منشأ، سنگ‌های متابازیک (گارنت آمفیبولیت) است. این نتیجه گیری با شواهد پتروگرافی نیز تأیید می‌شود.
- ۵- ماگمای آداکیتی تفریق یافته در طی صعود به ترازهای بالاتر پوسته با سنگ‌های میزبان آرایش - یافته است. شواهد صحرایی (حضور آنکلاوهای توفی و ماسه سنگی از سنگ میزبان) و شواهد پتروگرافی (حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و خوردگی کانی‌ها) مؤید این امر هستند. شواهد ژئوشیمیایی (مقادیر زیاد عناصر لیتوفیل بزرگ یون از جمله Sr و Pb) و نمودارهای نسبت Rb/Th در مقابل Rb (دوپائولو، ۱۹۶۰) و K_2O/Na_2O در مقابل نسبت Rb/Zr (اسپرانسا و همکاران، ۱۹۹۲) نیز وقوع فرایند آرایش را در ماگمای سازنده این سنگ‌ها تأیید می‌کند. بنابراین ماگمای سازنده سنگ- های نیمه عمیق در طی صعود به ترازهای بالاتر یا جایگزینی در سنگ‌های میزبان متحمل فرایندهای تفریق توأم با آرایش ماگمایی (AFC) شده‌اند.

فصل ششم

دگرسانی و گانه‌زایی

همان طور که در فصول قبل مشخص شد، واحدهای آذرین منطقه، شامل سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالت، آندزیت و تراکیت و سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق مورد مطالعه با ترکیب تراکی‌آندزیت، داسیت و ریولیت هستند که در یک محیط تکتونیکی قوس آتشفشانی وابسته به فرورانش پوسته اقیانوسی سبزوار تشکیل شده‌اند و آثاری از رگه‌های معدنی باریت و مالاکیت در آن‌ها دیده می‌شود. آلتراسیون‌های کلریتی، اپیدوتی، پروپلیتی، آرژیلیکی و تا حدودی سیلیسی در سنگ‌های منطقه مشاهده می‌شود که مؤید وجود فعالیت هیدروترمالی در منطقه است. گسترش محدود هاله‌های آلتراسیونی و عدم تشکیل رگه‌های معدنی فراوان، احتمالاً به دلیل حجم کم محلول‌های گرمابی و عدم عناصر کانه‌ساز و همچنین درجه حرارت پایین آن‌ها بوده است. هر یک از هاله‌های آلتراسیونی موجود به اختصار توضیح داده می‌شود.

۶-۲- آلتراسیون‌ها

سنگ‌های آذرین و نیمه‌عمیق مورد مطالعه، تحت تأثیر دگرسانی کلریتی شدن، اپیدوتی شدن، پروپلیتی شدن، آرژیلیکی و تا حدودی سیلیسی شدن قرار گرفته‌اند، ولی زون آلتراسیون مهم و وسیعی را به وجود نیاورده‌اند و به جز دگرسانی آرژیلیک برخی گنبد‌های تراکی‌آندزیتی و اپیدوتی شدن برخی دایک‌های داسیتی در مقیاس صحرایی قابل بررسی نیست.

۶-۲-۱- کلریتی شدن

تقریباً تمام سنگ‌های آذرین اعم از آتشفشانی و نیمه‌عمیق دگرسانی کلریتی را تحمل کرده‌اند. کلریتی شدن بیشتر در کانی‌های هورنبلند و بیوتیت و همچنین در زمینه شیشه‌ای سنگ‌ها صورت گرفته است. نمونه‌های کلریتی شده به رنگ خاکستری مایل به سبز دیده می‌شوند، این تغییر رنگ به وضوح در دایک‌های ریولیتی و داسیتی دیده می‌شود (شکل ۶-۱ و ۶-۲).

۶-۲-۲- اپیدوتی شدن

اپیدوتی شدن نوعی آلتراسیون پروپیلیتی است که به دلیل درصد بالای اپیدوت به این نام خوانده می‌شود. زون پروپیلیتی در بیشتر ذخایر ماگمایی و گرمایی یافت می‌شود. در ذخایر مس پورفیری واقع در جزایر قوسی بخشی از ذخیره مس در آن قرار دارد (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۱). در این سنگ‌ها تبدیل هورنبلند سبز به کلریت، اپیدوت، کلسیت و اکسید آهن و همچنین تبدیل پلاژیوکلاز به اپیدوت و کلسیت به وضوح مشاهده می‌شود. به عقیده مارزوکلی و همکاران (۱۹۷۹)، بعد از سوسوریتیزاسیون، اپیدوتیزاسیون گسترده‌ای صورت می‌گیرد که خود با افزایش کلسیم و خروج سدیم و سیلیسیم همراه است. در مراحل اولیه سوسوریتیزاسیون، آلبیت تولید می‌شود که بعداً با افزایش کلسیم و آب، اپیدوت پدید می‌آید. در منطقه مورد مطالعه برخی از سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی، دایک‌های داسیتی و تراکی آندزیتی، اپیدوتی شده‌اند به طوری که کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند کاملاً دگرسان شده و به مجموعه اپیدوت، کلسیت، کلریت آلتره شده‌اند (شکل ۶-۳). در منطقه چشمه بهارمست به علت نفوذ دایک داسیتی به ضخامت تقریبی ۱۰ متر، دایک داسیتی و سنگ میزبان آگلومرایبی تغییر رنگ داده است. تأثیر دایک بر روی سنگ‌های ولکانی کلاستیک میزبان که دارای زمینه‌ای خاکستری مایل به قهوه‌ای می‌باشد و از قطعات ریز و درشت سنگ‌های آتشفشانی تشکیل شده‌اند و می‌توان آن‌ها را آگلومرا نامید، این است که سنگ به فاصله یک تا دو متر از دایک تغییر رنگ داده و به خصوص در بخش‌های زمینه اپیدوت‌زایی دیده می‌شود و رنگ سنگ از خاکستری مایل به قهوه‌ای به کرم تا کرم مایل به سبز تغییر کرده است (شکل ۶-۴). اپیدوت‌زایی در امتداد سطوح درزه‌ها نیز به وضوح دیده می‌شود. در حاشیه دایک نیز اپیدوت‌زایی صورت گرفته و زمینه دایک نیز سبز رنگ‌تر شده است که بیانگر تأثیر سیالات گرمایی بر روی دایک و سنگ‌های میزبان آن می‌باشد. این تأثیرات در سنگ میزبان ملموس‌تر می‌باشد چون باعث شده رنگ از قهوه‌ای خاکستری به سبز مایل به کرم تغییر نماید.

۶-۲-۳- آرژیلیکی شدن

گنبد‌های تراکی‌اندزیتی غرب روستای امیرآباد تحت تأثیر آلتراسیون آرژیلیکی قرار گرفته‌اند (شکل ۶-۵). در این زون کانی‌های سازنده سنگ به شدت دگرسان شده و به مجموعه‌ای از سربیسیت، کانی رسی، کلسیت و اکسیدهای آهن تبدیل گردیده‌اند (شکل ۶-۶). این سنگ‌ها در نمونه دستی و در صحرا به رنگ زرد نخودی و آجری رنگ دیده می‌شوند (شکل ۶-۷). تأثیر دگرسانی آرژیلیکی در این گنبد‌ها منجر به کانه‌زایی خاصی نشده است.

۶-۲-۴- سیلیسی شدن

این آلتراسیون در مقیاس صحرایی قابل بررسی نیست ولی در زیر میکروسکوپ، بعضی از نمونه‌های ریولیتی، بازالتی، آندزیتی، تراکی‌اندزیتی و تراکیتی حاوی سیلیس ثانویه هستند که شاید بتوان آن را به آلتراسیون سیلیسی نسبت داد (شکل ۶-۸). در برخی نمونه‌های بازالتی در قالب الیون و پیروکسن، کانی‌های ثانویه مثل کوارتز، کلسیت و کلریت جانشین شده است. افزایش مقدار کوارتز و یا اکسیدهای سیلیس (چرت، اوپال و کلسدون) را در سنگ، اصطلاحاً سیلیسی شدن می‌گویند. سیلیسی شدن از دو راه صورت می‌گیرد: ۱- اضافه شدن SiO_2 به سنگ توسط محلول‌های ماگمایی یا گرمایی، ۲- بالا رفتن مقدار سیلیس به دلیل انحلال مواد دیگر سنگ. به نظر می‌رسد مورد دوم دلیل سیلیسی شدن سنگ‌های مورد مطالعه باشد.



شکل ۶-۲- تصویری از تغییر رنگ شیل در اثر مجاورت با دایک داسیتی. محل نمونه‌برداری روستای سلیمانی.



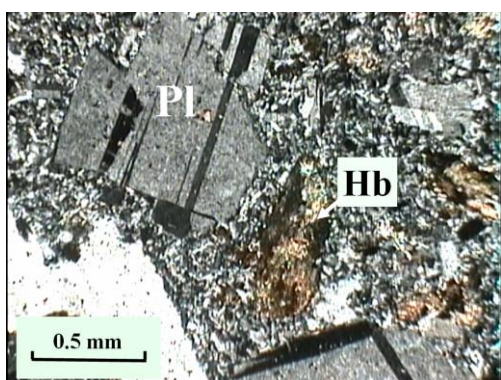
شکل ۶-۱- تصویری از کلریتی‌شدن ریولیت‌ها. محل نمونه‌برداری احمدجامی.



شکل ۴-۶- تصویر نشان‌دهنده اپیدوت‌زایی دایک‌های داسیتی در روستای امیرآباد.



شکل ۳-۶- تصویری از کانی هورنبلند سبز که به کلسیت، کلریت و اپیدوت تجزیه شده است. محل نمونه‌برداری چشمه بهارمست.



شکل ۶-۶- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده آلتراسیون آرژیلیکی در گنبد‌های تراکی‌اندزیتی. در این تصویر پلاژیوکلازها به کانی رسی و هورنبلندها به اکسید آهن و کلسیت تجزیه شده‌اند (نور XPL بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۵-۶- تصویری از گنبد تراکی‌اندزیتی واقع در غرب امیرآباد که تحت تأثیر دگرسانی آرژیلیکی قرار گرفته و به رنگ آجری دیده می‌شود.



شکل ۸-۶- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده سیلیس‌زایی در تراکیت‌های آتشفشانی. حفرات از کوارتز پر شده است (نور XPL بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



شکل ۷-۶- تصویری از دگرسانی آرژیلیکی در نمونه تراکی‌اندزیتی واقع در غرب امیرآباد.

۳-۶- توان اقتصادی

اندیس‌های معدنی باریت و مالاکیت در محدوده مورد مطالعه و اندیس‌های فیروزه، مس، گچ و نمک در مناطق همجوار محدوده مورد مطالعه دیده می‌شوند. در چند نقطه از محدوده مورد مطالعه استخراج شن و ماسه به عنوان مصالح ساختمانی از واحدهای کواترنر (شکل ۶-۹) و سنگ‌های لاشه برای ساختن پل و حاشیه رودخانه‌ها از سنگ‌های نیمه‌عمیق عمدتاً ریولیتی و داسیتی صورت می‌گیرد (شکل ۶-۱۰). استخراج نمک از معدن نمک و گچ امارلو و معدن نمک علی‌الدوله بخش تبخیری میوسن در حاشیه شمالی منطقه صورت می‌گیرد. در اطراف منطقه مورد مطالعه بر اساس مشاهدات صحرائی، شرح نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور- سلطان‌آباد و بررسی‌های جعفری (۱۳۸۰) چند اندیس معدنی در اطراف منطقه مورد مطالعه وجود دارد که از آن جمله می‌توان به معدن فیروزه در سنگ‌های آتشفشانی تراکی‌آندزیتی ائوسن و اندیس مس سنگ‌های آتشفشانی ائوسن واقع در شرق سلطان‌آباد، جنوب سوزنده و جنوب سیدآباد اشاره کرد. بر اساس گزارش سازمان صنایع و معادن نیشابور مراحل مقدماتی اکتشاف مس در سنگ‌های پالئوزوئیک مسکانلی واقع در غرب روستای سلیمانی انجام گرفته است.

۳-۶-۱- اندیس‌های معدنی

بدون شک یکی از مهمترین عوامل کانه‌زایی در پوسته زمین، فعالیت ماگمایی است. با توجه به نوع ماگما، ترکیب شیمیایی اولیه، آلیش و مکانیسم تبلور آن، نوع سنگ‌های حاصله و طبیعتاً تیپ کانی-سازی آن‌ها متفاوت خواهد بود. فعالیت ماگمایی در منطقه مورد مطالعه به تشکیل سنگ‌های آذرین کالک‌آلکالن با ماهیت آداکیتی منجر شده که با توجه به اصول ژئوشیمیایی ماگما، انتظار می‌رود کانه‌زایی خاصی در آن‌ها صورت گرفته باشد. سنگ‌های کالک‌آلکالن غالباً در زون‌های فرورانش تشکیل می‌شوند و از عناصر مس و طلا غنی‌شدگی نشان می‌دهند. آداکیت‌های حاصل از ذوب‌بخشی پوسته زیرین در اغلب دنیا همراه با ذخایر مس و طلا هستند که در منطقه مورد مطالعه علی‌رغم وجود سیالات، عدم کانه‌سازی احتمال دارد در ارتباط با ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده باشد که خود از

این عناصر تهی است. مطالعات صحرایی عدم کانه‌سازی در ارتباط با سنگ‌های نیمه‌عمیق بعد از ائوسن در منطقه مورد مطالعه را تأیید می‌کند. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در اطراف منطقه مورد مطالعه دارای کانه‌سازی مس و فیروزه هستند. در حالی که در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه مورد مطالعه کانه‌سازی بسیار کمی صورت گرفته است. شاید دلیل آن عدم حضور عناصر، حرارت و سیالات لازم برای کانه‌سازی مس و فیروزه باشد. با توجه به شباهت سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه با منطقه معدن فیروزه، بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی منطقه مورد مطالعه و مقایسه این بررسی‌ها با سنگ‌های معدن فیروزه نشان می‌دهد، به جز سنگ‌های آتشفشانی تراکیتی، بقیه سنگ‌ها استعداد کانه‌زایی فیروزه را ندارند و گدازه‌های تراکیتی هم با وجود آپاتیت کافی تحت تأثیر محلول‌های گرمابی قرار نگرفته‌اند و آلتراسیون‌های ایجاد کننده فیروزه در منطقه به وجود نیامده و در نهایت فیروزه تشکیل نشده است (مافی و ناصریان، ۱۳۸۸). در این منطقه حضور رگه‌های باریت در شمال شرق روستای سلیمانی و مالاکیت در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن واقع در شرق روستای سلیمانی حائز اهمیت است.

الف- اندیس باریت سلیمانی

این اندیس در شمال شرق روستای سلیمانی در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن و کنگلومرای ائوسن مشاهده می‌شود. کانه‌زایی به صورت رگه، رگچه و پرکننده فضاهای خالی و همچنین به صورت دانه درشت صورت گرفته است. این کانه‌زایی در سطح با مقیاس محدود (ضخامت رگه‌ها تا ۲۰Cm مشاهده شد) و با تناژ کم صورت گرفته، لذا دارای ارزش اقتصادی نمی‌باشد. حضور رگه‌های باریت در داخل گدازه‌های توفی- آندزیتی و سنگ‌های رسوبی ائوسن (شکل ۶-۱۱) معرف این است که ارتباط ژنتیکی نزدیکی بین ولکانیسم آندزیتی ائوسن و باریت‌زایی وجود دارد.

ب- اندیس مس شرق روستای سلیمانی

در توفها، آندزی داسیتها، آندزیتها و شکستگیهای داخل آنها در شرق روستای سلیمانی مالاکیت بر اثر نفوذ آبهای جوی و تغییر PH و فعالیت هیدروترمال تشکیل شده است که وسعت زیادی ندارد (شکل ۶-۱۳).

پ- اندیس مس مسکانلی

این اندیس در غرب روستای سلیمانی واقع است و مس به صورت مالاکیت حضور دارد (گزارش سازمان صنایع و معادن نیشابور، ۱۳۸۴).



شکل ۶-۱۰- تصویری از سنگ لاشه‌های دایک‌های ریولیتی منطقه به منظور استفاده در ساختن پل و حاشیه رودخانه.



شکل ۶-۹- تصویری از احداث کارخانه‌های شن‌شویی در منطقه و استفاده از شن و ماسه در کارهای ساختمانی.



شکل ۶-۱۲- تصویری از وجود مالاکیت در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در شرق روستای سلیمانی.



شکل ۶-۱۱- تصویری از رگه‌های باریت که به صورت پرکننده فضای خالی در کنگلومرای ائوسن تشکیل شده است.

فصل هفتم

نتیجه گیری

و

پیشنهادات

۷-۱- نتیجه گیری

با توجه به مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنتیکی بر روی توده‌های نیمه‌عمیق شهر فیروزه (بزرگان) مهم‌ترین نتایج حاصله به شرح ذیل می‌باشد:

- منطقه شهر فیروزه واقع در غرب نیشابور، بخشی از حاشیه شمالی زون ایران مرکزی است که توده‌های نیمه‌عمیق، عمدتاً به صورت دایک با ضخامت‌ها و ترکیبات مختلف در میان کنگلومرای پالئوسن، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند. در بعضی نقاط ضخامت دایک‌ها آن- قدر زیاد شده که به صورت گنبد‌های کوچک و استوک مانند دیده می‌شوند. قطعاتی از سنگ‌های میزبان شامل توف‌ها و شیل به صورت آنکلاو در این توده‌های نیمه‌عمیق یافت می‌شود.
- توده‌های نیمه‌عمیق شهر فیروزه با طیف ترکیبی آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و ریولیت در منطقه مورد نظر تزریق شده است و جوان‌تر از ائوسن می‌باشند.
- ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های نام‌برده شامل: هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز، فلدسپار پتاسیم‌دار (سانیدین)، اکسیدهای آهن و کمی اسفن، آپاتیت و زیرکن می‌باشد که مطابق با کانی‌شناسی آداکیت‌ها است.
- پلاژیوکلازهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار درشت (عمدتاً دارای خوردگی و زونینگ) و هورنبلند‌های شکل‌دار (عمدتاً دارای خوردگی و حاشیه سوخته)، از ویژگی‌های کلی پتروگرافی سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه هستند.
- با بررسی روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس و اندیس تفریق به طور کلی اکسیدهای FeO ، Al_2O_3 ، TiO_2 ، MgO ، MnO ، P_2O_5 همراه با افزایش SiO_2 از تراکی آندزیت‌ها به سمت ریولیت‌ها کاهش می‌یابد. در حالی که مقادیر K_2O و Na_2O با افزایش سیلیس روند افزایشی پراکنده‌ای را نشان می‌دهند. این تغییرات بیانگر آن است که توده‌های نیمه‌عمیق منطقه شهر فیروزه از طریق تبلور تفریقی تحول یافته است.

- حضور آنکلاوهایی با ترکیب متنوع (ترکیب سنگ میزبان)، شواهد پتروگرافی (حضور آنکلاوه‌های میکروگرانولار مافیک و بافت‌های غیر تعادلی) و شواهد ژئوشیمیایی (غنی‌شدگی از عناصر پوسته‌ای) نشان می‌دهد، ماگمای سازنده سنگ‌های نیمه‌عمیق در طی صعود به ترازهای بالاتر یا جایگزینی در سنگ‌های میزبان متحمل فرایندهای تفریق و آلیش ماگمایی شده‌اند.

- سنگ‌های مورد مطالعه دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها و از گروه آداکیت‌های سیلیس بالا هستند. آن‌ها دارای ماهیت متالومین و به سری کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تعلق دارند.

- بررسی‌های جامع ویژگی‌های زمین‌شناسی صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی حکایت از آن دارند که ماگمای سازنده سنگ‌های نیمه‌عمیق شهر فیروزه همانند منطقه باشتین و جنوب قوچان از طریق ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده سبزوار (دارای ترکیب سنگ‌شناسی گارنت آمفیبولیت) در یک محیط قوس قاره‌ای ایجاد شده و سپس از طریق تبلور تفریقی و آلیش ماگمایی (AFC) تحول یافته است. توده‌ها و گنبد‌های آتشفشانی به وجود آمده از آن‌ها، از مجاورت نوار افیولیتی سبزوار به سمت جنوب قوچان جوانتر می‌شود.

- آداکیت‌های حاصل از ذوب‌بخشی پوسته زیرین در اغلب دنیا همراه با ذخایر مس و طلا هستند که در منطقه مورد مطالعه، عدم کانه‌سازی احتمال دارد در ارتباط با ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده باشد که خود از این عناصر تهی است.

۲-۷- پیشنهادات

به منظور شناخت کاملتر توده‌های نیمه‌عمیق شهر فیروزه، مطالعات تکمیلی زیر پیشنهاد می‌گردد:

- انجام تجزیه شیمی نقطه‌ای برای تعیین ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌ها.

- انجام تجزیه‌های ایزوتوپی دقیق به منظور تعیین سن و منشأ تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه.

- بسط و توسعه دادن بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی به مناطق همجوار و مشابه برای دستیابی به نتیجه‌گیری مطمئن‌تر و دقیق‌تر.

منابع

- آسیابانها ع، (۱۳۷۴)، بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی (ترجمه)، انتشارات بین-المللی امام خمینی (ره) ۲۰۹-۲۱۳-۶۴-۲۵۹ ص.
- اصفیا و معتمدی، (۱۳۲۲)، گزارش معدن فیروزه نیشابور، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- آقابات، س.ع (۱۳۸۳)، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ادهمی ف، (۱۳۷۶)، ژئوشیمیایی و پترولوژی افیولیت‌های منطقه باغجر (سبزوار)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- اکرمی م، عسکری ع، (۲۰۰۰)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلطان آباد، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- امینی ب، (۲۰۰۰)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش مشکان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بدخشان ممتاز ق، (۱۳۷۱)، بررسی ساختاری و مطالعه لرزه‌خیزی شمال غرب نیشابور- چهار گوش بزغان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شمال.
- بهار فیروزی خ، اژدری ع، سیاری ع.ر، (۱۳۷۷)، گزارش مطالعات اکتشاف چکشی محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (گزارش داخلی).
- بهرودی ا، عمرانی ج، (۱۹۹۹)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- تنها ع، (۱۳۸۸)، پتروژنز سنگ‌های آذرین نئوژن شمال عنبرآباد (مشکان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- جعفری ع.ا، (۱۳۸۰)، پتروگرافی- پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه سلطان‌آباد (سبزوار) با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدهای این منطقه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- درویش‌زاده علی، (۱۳۷۰)، زمین‌شناسی ایران، انتشارات ندا، ۳۵ ص.
- درویش‌زاده ع، آسیابانها ع، (۱۳۷۰)، ماگماها و سنگ‌های ماگمایی مبانی پترولوژی آذرین (ترجمه)، انتشارات و چاپ دانشگاه تهران، ۱۵۵ و ۲۸۷ ص.
- سازمان صنایع و معادن نیشابور، (۱۳۸۴)، گزارش معدن مس مسکانلی.
- صالحی نژاد ح، (۱۳۸۷) بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب ولکانیک منطقه باشتین، (جنوب غربی سبزوار)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- عرفانی ح، (۱۳۷۰)، زمین‌شناسی اقتصادی کانسارها، انتشارات دانشگاه تهران، ۱۵۲ ص.
- فارسی ز، (۱۳۸۶)، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور)، پایان‌نامه کارشناسی، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- فتاحی ا.ع، (۱۳۸۲)، پتروژنز رخساره‌ها و مکانیسم فوران آتشفشان مارکوه جنوب غرب قوچان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- قائمی ف، قائمی ف، حسینی ک، (۱۹۹۹)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قاسمی، ح. فتاحی، ا، ۱۳۸۳ ماگماتیسیم نئوژن در منطقه سروالایت جنوب قوچان، مجموعه مقالات هشتمین همایش زمین‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲۹۲-۳۰۲ ص.
- کریم‌پور م.ح، سعادت س، (۱۳۸۱)، زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی، مؤسسه چاپ و انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۳۶ ص.
- مافی آ، ناصریان‌مطلق ز، (۱۳۸۶)، ژنز فیروزه در منطقه معدن نیشابور از نظر زمین‌شناسی ساختمانی، مجموعه مقالات یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.

- مافی آ، ناصریان مطلق ز، (۱۳۸۸)، معدن فیروزه نیشابور از دیروز تا امروز، مجموعه مقالات اولین همایش سنگ‌های قیمتی و نیمه‌قیمتی، دانشگاه فردوسی مشهد.
- مصلحی ز، (۱۳۸۳)، کانی‌شناسی و پترولوژی رودنژیت‌های بخشی از افیولیت‌های سبزوار (مناطق باعجر و سلیمانیه)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- معین‌وزیری ح، (۱۳۷۱)، پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین، انتشارات دانشگاه تربیت معلم. ۴۰-۱۵۷ ص.
- مهدیزاده ح، (۱۳۸۷)، پترولوژی سنگ‌های درونزاد (ترجمه)، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود. ۱۹۵-۱۹۸ ص.
- مهدیزاده ح، مصلحی ز، (۱۳۸۷)، کانی‌های واکنشی و واکنش‌های رودنژیتی شدن در افیولیت‌های سبزوار (منطقه سلیمانیه، شمال شرقی سبزوار)، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، (JSIAU)، سال ۱۸، شماره ۶۹.
- میسون ب. و مر ب. ک، (۱۳۷۱)، اصول ژئوشیمی (ترجمه مر ف و شرفی ع. ا)، انتشارات دانشگاه شیراز، ۱ جلد.
- نادری میقان ن، (۱۳۷۷)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شامکان، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نبوی م. ح، (۱۳۵۵)، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ ص.
- نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ همت‌آباد و بزغان (۱۳۷۸) و ۱:۲۵۰۰۰۰ سبزوار (۱۳۷۴)، سازمان نقشه‌برداری کشور.
- ولی‌زاده م. و، صادقیان م، اکرمی م. ع، (۱۳۸۰)، آنکلاوها و پترولوژی گرانیت (ترجمه)، انتشارات دانشگاه تهران. ۳۸۶-۱۰۷ ص.

- Arculus, R.J., (2003) **“Use and abuse of the terms calcalkaline and calcalkalic”**. J. Petrol. 44, 929–935.
- Atherton, M.P., Petford, N., (1993) **“Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust”**. Nature 362, 144–146.
- Azizi, H., Moinevaziri, H., (2009). **“Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran”**. Journal of Geodynamics 47, 167–179.
- Bailey J.C., (1981) **“Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites”**. Chem. Geol., 32, 139- 154.
- Beate, B., Monzier, M., Spikings, R., Cotten, J., Silva, J., Bourdon, E., Eissen, J.P., (2001) **“Mio- Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: the Quimsacocha volcanic center”**. Earth and Planetary Science Letters 192(4), 561–570.
- Benoit, M., Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., (2002) **“Geochemical diversity of Late Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico: implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window”**. Journal of Geology 110 (6), 627–648.
- Borming, S. Fuyuan. W. (2001). **“ Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: The wouduhe and baerzhe granites from the great Xing an mountains in NE China”**, lithos, 59,171-198.
- Bourdon, E., Eissen, J.P., Gutscher, M.A., Monzier, M., Samaniego, P., Robin, C., Bollinger, C., Cotten, J., (2002) **“Slab melting and slab melt metasomatism in the Northern Andean Volcanic Zone: adakites and high-Mg andesites from Pichincha volcano (Ecuador) ”**. Bulletin De La Societe Geologique De France 173 (3), 195–206.
- Bourdon, E., Eissen, J.P., Gutscher, M.A., Monzier, M., Hall, M.L., Cotten, J., (2003) **“Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin. case(South America) ”**. Earth and Planetary Science Letters 205 (3–4), 123–138.
- By Eric A. K. Middlemost., (1987) **“ Magmas and Magmatic Rocks An Introduction to Igneous Petrology”**.
- Calmus, T., Aguillon-Robles, A., Maury, R.C., Bellon, H., Benoit M., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2003. **“Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (bbajaitesQ) from Baja California, Mexico: the role of slab, melts”**. Lithos 66 (1–2), 77– 105.
- Castillo, P.R., Janney, P.E., Solidum, R.U., (1999) **“Petrology and geochemistry of Camiguin island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting”**. Contrib. Mineral. Petrol. 134, 33–51.
- Castillo, P.R., (2006) **“An overview of adakite petrogenesis”**. Chinese Science Bulletin 51, 257–268.
- Castillo, P.R., Rigby, S.J., Solidum, R.U., (2007). **“Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: Geochemical evidence from the Sulu Arc, southern Philippines”**. Lithos 97, 271–288.
- Champion, D.C., Smithies, R.H., (2003) **“Archaean granites. In: Blevin, P., Jones, M., Chappell, B. (Eds.), Magmas to Mineralisation: The Ishihara Symposium. Geoscience, Australia”**. pp. 19– 24.
- Chung, S.L., Liu, D.Y., Ji, J.Q., Chu, M.F., Lee, H.Y., Wen, D.J., Lo, C.H., Lee, T.Y., Qian, Q., Zhang, Q., (2003) **“Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet”**. Geology 31, 1021–1024.

- Condie, K.C., (2005) **“TTGs and adakites: are they both slab melts?”**. *Lithos* 80, 33-44.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. **“Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere”**. *Nature* 347, 662– 665.
- Defant, M.J., Xu, J.F., Kepezhinskas, P., Wang, Q., Zhang, Q., Xiao, L., 2002. **“Adakites: some variations on a theme”**. *Acta Petrol. Sin.* 18, 129–142.
- DePaolu, D.J., (1960) **“Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization”**. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 53, pp. 189–202.
- Donaldson, C.H. and Henderson, C.M.B. (1988) **“A new interpretation of round embayments in quartz crystals”**. *Min. Mag.*, 52, 27-33.
- Eggleton, R.A. Banfield, J.F. (1985) **“The alteration of granitic biotite to chlorite”**. *Am. Min.*, 70, 902-10.
- Elburg, M.A., van Bergen, M., Hoogewerff, J., Foden, J., Vroon, P., Zulkarnain, I., Nasution, A., (2002) **“Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia”**. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 2771–2789.
- Esperanca, S., Crisci, M., derosa, R., Mazuli R., (1992) **“The role of The crust in The magmatic evolution of The Island lipari (Aeolian island, Italy)”**. *Contributions to Mineralogy to Island Arc. Journal of Geology.* vol. 86, PP. 323-334.
- Gao S., Rudnick R. L., Yuan H. L., Liu X. M., Liu Y. S., Xu W. L., Ling W. L., Ayers J., Wang X. C., and Wang Q. H. (2004) **“Recycling lower continental crust in the North China craton”**. *Nature* 432, 892–897.
- Garrison J. M., and Davidson J. P. (2003) **“Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes”**. *Geology* 31, 565–568.
- González-Partida, E., Levresse, G., Carrillo-Chávez, A., Cheilletz, A., Gasquet, D., Jones, D., (2003). **“Paleocene adakite Au–Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics”**. *Journal of Geochemical Exploration* 80, 25–40.
- Goss, A.R., Kay, S.M., (2009). **“Extreme high field strength element (HFSE) depletion and near-chondritic Nb/Ta ratios in Central Andean adakite-like lavas (~28°S, ~68°W)”**. *Earth and Planetary Science Letters*.
- Guo, Z., Wilson, M., Liu, Jiaqi., (2007). **“Post-collisional adakites in south Tibet Products of partial: melting of subduction-modified lower crust”**. *Lithos* 96, 205–224.
- Guo, Z., Hertogen, J., Liu, J., Pasteels, P., Boven, A., Punzalan, L., He, H., Luo, X., Zhang, W., 2005. **“Potassic magmatism in western Sichun and Yunnan provinces, SE Tibet, China: petrological and geochemical constraints on petrogenesis”**. *Journal of Petrology* 46, 33–78.
- Gutscher, M.A., Maury, R., Eissen, J.P., (2000) **“Can slab melting be caused by flat subduction?”**. *Geology* 28, 535–538.
- Hawkesworth, C., Turner, S., Peate, D., McDermott, F., van Calsteren, P., (1997) **“Elemental U and Th variations in island arc rocks: implications for U-series isotopes”**. *Chemical Geology* 139, 207–221.
- Henderson, P., (1982) **“Inorganic geochemistry”**. Pergamon, Oxford.

- Huang, F., Li, S., Dong, F., He, Y., Chen, F., (2008). “**Adakitic rocks in the Dabie orogen, central China: Implications for foundering mechanism of lower continental crust**”. *Chemical Geology* 255, 1–13.
- Hou, Z.-Q., Gao, Y.F., Qu, X.M., Rui, Z.Y., Moc, X.X., (2004). “**Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet**”. *Earth and Planetary Science Letters* 220, 139-155.
- Jiang, Neng., Liu, Y., Zhou, W Yang, J Zhan, S., (2007). “**Derivation of Mesozoic adakitic magmas from ancient lower crust in the North China craton**”. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71 (2007) 2591–2608.
- Johnson K., Barnes C. G., and Miller C. A. (1997) “**Petrology, geochemistry, and genesis of high-Al tonalite and trondhjemites of the Cornucopia Stock, Blue Mountains, Northeastern Oregon**”. *J. Petrol.* 38, 1585–1611.
- Kay, R.W., 1978. “**Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. J. Volcanol**”. *Geotherm. Res.* 4, 117– 132.
- Kay, R.W., Kay, S.M., (1991) “**Creation and destruction of lower continental crust**”. *Geol. Rundsch.* 80, 259–278.
- Kay, R.W., Kay, S.M., (1993) “**Delamination and delamination magmatism**”. *Tectonophysics.* 219, 177–189.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., (2001) “**Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust**”. *GSA Today* 11 (3), 4–9.
- Kirkpatrick, R.J. (1977) “**Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea volcano, Hawaii**”. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 78-84.
- Lázaro, C., García-Casco, A., (2008). “**Geochemical and Sr–Nd isotope signatures of pristine slab melts and their residues(Sierra del Convento mélange, eastern Cuba)**”. *Chemical Geology* 255, 120–133.
- Le Maitre, R. W., (1976a) “**The chemical variability of some common igneous rocks**”. *J.Petrol.*, 17(4), 589-637.
- Li, W.X., Li, X.H., (2003). “**Adakitic granites within the NE Jiangxi ophiolites, South China: geochemical and Nd isotopic evidence**”. *Precambrian Research* 122, 29–44.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T., Thirlwall, M.F., (2006). “**Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines**”. *Earth and Planetary Science Letters* 243, 581–593.
- Manikyamba, C., Kerrich, R., Khanna, T.C., Satyanarayanan, M., Keshav Krishna, A., (2009). “**Enriched and depleted arc basalts, with Mg-andesites and adakites: A potential paired arc-back-arc of the 2.6 Ga Hutti greenstone terrane, India**”. *Geochimica et Cosmochimica Acta*.
- Manya, Sh., Maboko, M.A.H., Nakamur, E., (2007). “**The geochemistry of high-Mg andesite and associated adakitic rocks in the Musoma-Mara Greenstone Belt, northern Tanzania: Possible evidence for Neoproterozoic ridge subduction?**”. *Precambrian Research* 159, 241–259.
- Marsh, B.D. (1988) “**Crystal size distribution (CSD) in Rocks and kinetics and dynamics of crystallization. I. Theory**”. *Contrib. Min. Pet.*, 99, 277- 91.
- Martin, H., 1999. “**The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids**”. *Lithos* 46 (3), 411– 429.
- Martin, H., Moyen, J.-F., (2003) “**Secular changes in TTG composition: comparison with modern adakites**”. *EGS-AGU-EUG joint meeting, Nice, April, VGP7-1FR20-001*.

- Martina, H., . Smithies, R.H., Rapp, R., Moyend, J.F., Champion, D., (2005). **“An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution”**. *Lithos* 79, 1 – 24.
- Marzouki, F., Kerrich, R. and Fyfe, W.S. (1979) **“Epidotisation of diorites at AlHadah, Saudi Arabia: fluid influx into cooling plutons”**. *Contrib. Min. Pet.*, 68, 281-204.
- Maury, R.C., Sajona, F.G., Pubellier, M., Bellon, H., Defant, M.J., 1996. **“Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines)”**. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 167 (5), 579– 595.
- McCulloch M. T. and Gamble A. J. (1991) **“Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism”**. *Earth Planet. Sci. Lett.* 102, 358–374.
- Mo, X., Zhao, Z., Deng, J., Flower, M., Yu, X., Luo, Z., Li, Y., Zhou, S., Dong, G., Zhu, D., Wang, L., (2006) **“Petrology and geochemistry of post-collisional volcanic rocks from the Tibetan Plateau: implications for lithosphere heterogeneity and collision induced asthenospheric mantle flow. In: Dilek, Yildirim, Pavlides, Spyros (Eds.), Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia”**. Geological Society of America Special Paper, vol. 409, pp. 507–530.
- Morris, P.A., (1995) **“Slab melting as an explanation of quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan”**. *Geology* 23 (5), 395–398.
- Mortimer, N., . Gans, P.B., Mildenhall, D.C., (2008). **“A middle-late Quaternary age for the adakitic arc volcanics of Hautere (Solander Island), Southern Ocean”**. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 178, 701–707.
- Moyen, J.F., (2009). **“High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature”**. *LITHOS*.
- Muir, R. G., Weaver S. D., Bradshaw J. D., Eby G. N., and Evans J. A. (1995) **“The Cretaceous separation point batholiths, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere”**. *J. Geol. Soc. London* 152, 689–701.
- Münker, C., Polat, A., Yogodzinski, G., (2004a) **“The influence of slab melting processes on the global Nb-Ta budget. *Geochim. Cosmochim.*”**. *Acta* 68, A751-a751.
- Münker, C., Wörner, G., Yogodzinski, G., Churikova, T., (2004b) **“Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas”**. *Earth Planet. Sci. Lett.* 224, 275–293.
- Naqvi, S.M., . Rana Prathap, J.G., (2007). **“Geochemistry of adakites from Neoproterozoic active continental margin of Shimoga schist belt, Western Dharwar Craton, India: Implications for the genesis of TTG”**. *Precambrian Research* 156, 32–54.
- Naqvia, S.M., Khanb, R.M.K., Manikyambaa, C., Mohana, M.R.,. Khanna, T.C., (2006). **“Geochemistry of the NeoArchaean high-Mg basalts, boninites and adakites from the Kushtagi–Hungund greenstone belt of the Eastern Dharwar Craton (EDC); implications for the tectonic setting”**. *Journal of Asian Earth Sciences* 27, 25–44.
- Nebel, O., Münker, C., Nebel-Jacobsen, Y.J., Kleine, T., Mezger, K., Mortimer, N., (2007) **“Hf–Nd–Pb isotope evidence from Permian arc rocks for the long-term presence of the Indian–Pacific mantle boundary in the SW Pacific”**. *Earth and Planetary Science Letters* 254, 377–392.
- Noghreyan, M.K., (1982) **“Evolution géochimique, mineralogique et structural dun edifice ophiolitique singuliere, Le massif de Sabzevar (Partie central). NE de IIRAN”**. thesis Nancy, France, 239 PP.

- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, Hubert., Benoit, M., Prouteau, G., Jolivet, L., (2008). **“Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences”**. *Lithos* 106, 380–398.
- Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A.B., (1994) **“Partial melting of subducting oceanic crust”**. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12, 227–244.
- Prouteau, G., Scaillet, B., (2003) **“Experimental constraints on the origin of the 1991 Pinatubo dacite”**. *J. Petrol.* 44 (12), 2203–2241.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S., (1999) **“Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa”**. *Chemical Geology* 160, 335–356.
- Raquel N.A., Edgardo C.T., (2008). **“Post-subduction volcanism in the Baja California Peninsula, Mexico: The effects of tectonic reconfiguration in volcanic systems”**. *Lithos* 102, 392–414.
- Richards J. P. and Kerrich R. (2007) **“Adakites: their diverse origin and questionable role in metallogenesis”**. *Econ. Geol.* 102, 537–576.
- Rogers, J.J.W., and Rayland, P.C., (1980). **“Trace elements in continental margin magmatism”**. Part I. *Geol. Soc. Am. Bull.* 91, 196–198.
- Rogers, G., Saunders, A.D., Terrell, D.J., Verma, S.P., Marriner G.F., (1985) **“Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated, with ridge subduction in Baja California, Mexico”**. *Nature* 315, 389–392.
- Rogers, J.J.W., Suayah, L.B., and Edwards, J.M., 1984. **“Trace elements in continental margin magmatism”**. Part IV. *Geol. Soc. Am. Bull.* 95, 1437–1445.
- Rollinson, H., (1993) **“Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Longman”**.
- Ryerson, F.J., Watson, E.B., (1987) **“Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts”**. *Earth Planet. Sci. Lett.* 86, 225–239.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Pubellier, M., Leterrier, J., Bellon, H., Cotten, J., (2000) **“Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines)”**. *Lithos* 54 (3–4), 173–206.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotten, J., Defant, M., 1996. **“High field strength element enrichment of Pliocene–Pleistocene Island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines)”**. *Journal of Petrology* 37 (3), 693–726.
- Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen, J.P., Cotten, J., (2005) **“Temporal evolution of magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes: the geology and petrology of Cayambe Volcanic Complex (Ecuador)”**. *Journal of Petrology* 46 (11), 2225–2252.
- Samsonova, A.V., Bogina, M.M., Bibikova, E.V., Petrova, A.Yu., Shchipansky, A.A., (2005). **“The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield”**. *Lithos* 79, 83–106.
- Schmidt, M.W., Dardon, A., Chazot, G., Vannucci, R., (2004) **“The dependence of Nb and Ta rutile-melt partitioning on melt composition and Nb-Ta fractionation during subduction processes”**. *Earth Planet. Sci. Lett.* 226, 415–432.

- Sheppard, S., Griffin, T.J., Tyler, I.M., (2001) “**High- and low-K granites and adakites at a Paleoproterozoic plate boundary in northwestern Australia**”. *J. Geol. Soc. London*. 158, 547–560.
- Shirey, S.B., Hanson, G.N., (1984) “**Mantle derived Archaean monzodiorites and trachyandesites**”. *Nature* 310, 222– 224.
- Smith, D.R., Leeman, W.P., (1987) “**Petrogenesis of Mount St-Helens dacitic magmas. Journal of Geophysical**”. *Research-Solid Earth and Planets* 92 (B10), 10313–10334.
- Smithies, R.H., (2000) “**The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite**”. *Earth and Planetary Science Letters* 182 (1), 115–125.
- Speight, J. M., Skelhorn, R.R., Sloan, T. & Knaap, R. J., (1982) “**The dyke swarms of Scotland**”; Ch. 33, pp. 449- 59 in Sutherland, D. S. (ed). *Igneous rocks of the British Isles*, John Wiley & Sons Ltd., Chichester.
- Spies, O., Lensch, G., and Mihem, A., (1983) “**Chemistry of the post ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan/NE- IRAN**”. Geodynamic project (Geotravers) in Iran, final report. Geo. Surv of Iran. Report no. 53.
- Streck, M.J., Leeman, W.P., Chesley, J., (2007) “**High-magnesian andesite from Mount Shasta: a product of magma mixing and contamination, not a primitive mantle melt**”. *Geology* 35 (4), 351–354.
- Stern, C.R., Kilian, R., (1996) “**Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral volcanic zone**”. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123 (3), 263–281.
- Swanson, S.E., Naney, M.T. and Westrich, H.R. et al. (1989) “**Crystallisation history of Obsidian Dome, Inyo Domes, California**”. *Bull. Volc.*, 51, 161- 76.
- Tatsumi Y. (2006) “**High-Mg andesites in the Setouchi Volcanic Belt, southwestern Japan: Analogy to Archean magmatism and continental crust formation? Ann. Rev. Earth**”. *Planet. Sci.* 34, 467–499.
- Tatsumi Y., Hamilton D. L. and Nesbitt R. W. (1986) “**Chemical characteristics of fluid phase from the subducted lithosphere: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. J. Volcanol. Geotherm**”. *Res.* 29, 293–309.
- Tatsumi Y. and Maruyama S. (1989) “**Boninites and high-Mg andesites: tectonic and petrogenesis. In Boninites and Related Rocks (ed. A. J. Crawford)**”. Unwin Hyman, London, pp. 50–71.
- Tiepolo, M., Vannucci, R., Oberti, R., Foley, S., Bottazzi, P., Zanetti, A., (2000) “**Nb and Ta incorporation and fractionation in titanian pargasite and kaersutite: crystalchemical constraints and implications for natural systems**”. *Earth Planet. Sci. Lett.* 176, 185–201.
- Wang, Q., Wyman, D.A., Xu, J., Dong, Y., Vasconcelos, P.M., Pearson, N., Wan, Y., Dong, H., Li, C., Yu, Y., Zhu, T., Feng, X., Zhang, Q., Zi, F., Chu, Z., (2008). “**Eocene melting of subducting continental crust and early uplifting of central Tibet: Evidence from central-western Qiangtang high-K calc-alkaline andesites, dacites and rhyolites**”. *Earth and Planetary Science Letters* 272, 158–171.
- Wang, Q., Wyman, D.A., Xu, J.F., Wan, Y.S., Li, C.F., Zi, F., Jiang, Z.Q., Qiu, H.N., Chu, Z.Y., Zhao, Z.H., Dong, Y.H., (2008) “**Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab-derived melts in the mantle wedge**”. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 155, 473–490.

- Wang, Q., Wyman, D.A., Zhao, Z.H., Xu, J.F., Bai, Z.H., Xiong X.L., Dai, T.M., Li, C.F., Chu, Z.Y., (2007). **“Petrogenesis of Carboniferous adakites and Nb- enriched arc basalts in the Alataw area, northern Tianshan Range (western China): Implications for Phanerozoic crustal growth in the Central Asia orogenic belt”**. *Chemical Geology* 236, 42–64.
- Wang, Q., Xu, J.F., Jian, P., Bao, Z.W., Zhao, Z.H., Li, C.F., Xiong, X.L., Ma, J.L., (2006) **“Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, for the genesis of porphyry copper mineralization”**. *J. Petrol.* 47, south China: implications 119–144.
- Wang, Q., McDermott, F., Xu, J.F., Bellon, H., Zhu, Y.T., (2005) **“Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting”**. *Geology* 33, 465–468.
- Wen, D.R., Chung, S.L., Yoshiyuki Iizuka, B. S., Yang, H.J., Ji, J., Liu, D., Gallet, S. (2008) **“Late Cretaceous Gangdese intrusions of adakitic geochemical characteristics, SE Tibet: Petrogenesis and tectonic implications”** *Lithos* 105, 1–11.
- Wilson, M (1989) **“Igneous Petrogenesis”**, Unwin Hyman, London. 466pp.
- Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Davidson, J.P., Eggins, S.M., (2001) **“Hafnium isotope evidence for conservative element mobility during subduction zone processes”**. *Earth and Planetary Science Letters* 192, 331–346.
- Xiao, Y., Sun, W., Hoefs, J., Simon, K., Zhang, Z., Li, S., Hofmann, A.W., (2004) **“Making continental crust through slab melting: constraints from niobium-tantalum fractionation in UHP metamorphic rutile”**. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 4770–4782.
- Xiong, X.L., Adam, J., Green, T.H., (2005) **“Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: implications for TTG genesis”**. *Chem. Geol.* 218, 339–359.
- Yogodzinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Kay, S.M., (1995) **“Magnesian Andesite in the Western Aleutian Komandorsky Region- implications for slab melting and processes in the mantle wedge. Geological Society of America”** *Bulletin* 107 (5), 505–519.
- Yogodzinski, G.M., Kelemen, P.B., (1998) **“Slab melting in the Aleutians: implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt”**. *Earth and Planetary Science Letters* 158, 53–65.
- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Woerner, G., Volynets, O.N., (2001) **“Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges”**. *Nature* 409 (6819), 500–504.
- Zhang, C.L., Li, X.H., Li, Z.X., Lud, S.N., Ye, H.M., Li, H.M., (2007). **“Neoproterozoic ultramafic– mafic-carbonatite complex and granitoids in Quruqtagh of northeastern Tarim Block, western China: Geochronology, geochemistry and tectonic implications”**. *Precambrian Research* 152, 149–169.
- Zhang, H.F., Sun, M., Lu, F.X., Zhou, X.H., Zhou, M.-F., Liu, Y.S., Zhang, G.H., (2001) **“Moderately depleted lithospheric mantle underneath the Yangtze Block: evidence from a garnet lherzolite xenolith in the Dahongshan kimberlite”**. *Geochemical Journal* 35, 315–331.
- Zhao, J.H., Zhou, M.F., (2008). **“Neoproterozoic adakitic plutons in the northern margin of the Yangtze Block, China: Partial melting of a thickened lower crust and implications for secular crustal evolution”**. *Lithos* 104, 231–248.

- Zhao, Z.H., Xiong, X.L., Wang, Q., Wyman, D.A., Bao, Z.W., Bai, Z.H., Qiao, Y.L., (2008). “**Underplating-related adakites in Xinjiang Tianshan China**”. *Lithos* 102, 374–391.
- Zhou, M.F., Yan, D.P., Wang, C.L., Qi, L., Kennedy, A., (2006). “**Subduction-related origin of the 750 Ma Xuelongbao adakitic complex (Sichuan Province, China): Implications for the tectonic setting of the giant Neoproterozoic magmatic event in South China**”. *Earth and Planetary Science Letters* 248, 286–300.
- Zhu, D.C., Zhao, Z.D., Pan, G.T., Lee, H.Y., Kang, Z.Q., Liao, Z.L., Wang, L.Q., Li, G.M., Guo-Chen Dong a, Bo Liu ., (2009). “**Early cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: Products of slab melting and subsequent melt–peridotite interaction?**”. *Journal of Asian Earth Sciences* 34, 298–309.

Abstract

The studied area (Shahr-e- Firoozeh), located in the 20 km west of Neyshabour and in the Northwest of Sahr-e- Firoozeh. This area is part of northern part of central IRAN structural zone. In this area, plutonic and subvolcanic igneous rocks with compositional range include andesite, thachyandesite, diorite and hyalite have been outcropped. These rocks are manifested in the form of dike, stock and small domes, and in general they have NW- SE trend. Host rocks are Volcaosedimentary and volcanic rocks of Paleocene and Eocene. There are intercalations of Nummolite bearing limestone between Volcano-sedimentary rocks which confirm the middle to upper Eocene age for the host rocks. Based on, Field observation, the younger than Oligocene rocks (Pliocene conglomerate) have been not intruded by the studied igneous bodies. These are part of Post- Eocene magmatism which some their outcrop available from north of Sabzevar to south of Ghouchan or Esfarayen. Petrography studies indicate that these rocks mainly composed of plagioclase, hornblende, biotite, quartz and a little apatite, magnetite, zircon and sphene. Typical textures of the studied rocks are porphyry, microlitic porphyry, gglomeroporphyry and crossion gulf. Opacitization has been observed clearly around of brown hornblende and dark brown biotite. Some of the another typical phenomena are as follows: the evolution of hornblende to biotite, biotite to muscovite, Plagioclase to sericite or epidote, and ferromagnesian minerals to chlorite, sphe and iron oxides. Based on geochemical diagrams for nomen calturing of extrusive igneous rocks, the studied rocks were plotted in the compositional limites of andesite, thachyandesite ,dacite and rhyolite. This subject confirm the petrographic studies and field observations. The mentioned rocks have middle potassium calc-alkaline and metaluminous nature. In geochemical diagrams (bivarieant diagrams such as oxide-oxide, trase element and rare elements versus each others or versus the other oxides) the studied rocks indicate a approximately linear trend which confirm the fractional crystallization process. Also with respect to AFC diagram (Esperanca et. al., 1992 and Depaolu et. al., 1960), these rocks have been suffered contamination, in addition of Fractional crystallization. The presence of host rocks (tuffaceous sandstone and shale) enclaves in the studied igneous bodies, confirm the mentioned contamination. Mean while the presence of the mafic microgranular enclaves persits on the took placed magma mixing during the evolution of magma of the studied rocks. Rare earths elements, patterns and spider diagrams confirm the mentioned subjects. Negative

anomaly of Nd,Ti and positive anomaly of Sr and Pb in the spider diagrams, fractioned patterns of LREE_s/HREE_s and LILE_s/HFSE_s indicates that the studied rocks have been evolved by Fractional crystallization process. Investigation of geochemical characteristic of the mentioned rocks and their comparison with adakities, show that they have very similarities with actual adakite and also they belong to high silica adakites. Based on geochemical and petrogenetic diagrams, The studied rocks are the result of 10-20 percent partial melting of a young and hot oceanic lithosphere of sabzevar ocean which have been metamorphosed up to Amphibolite facies then the resulted magma ascended to upper level of continental crustal and emplaced in the form of dike, stock and dome.

Key words: Neyshabour, Shahr-e- Firoozeh, plutonic and subvolcanic igneous, geochemical, adakite, petrogenesis.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

MSc thesis

**Petrology and geochemistry of igneous rock
of Shahr-e- Firoozeh region (west of
Neyshabuor) and their related
mineralization**

By

Narjes Khatoon Dehnavi

Supervisors:

Prof. H. Mehdizadeh Shahri

Advisor:

Dr. M. Sadeghian

Dr. F. Fardoost

January 2010