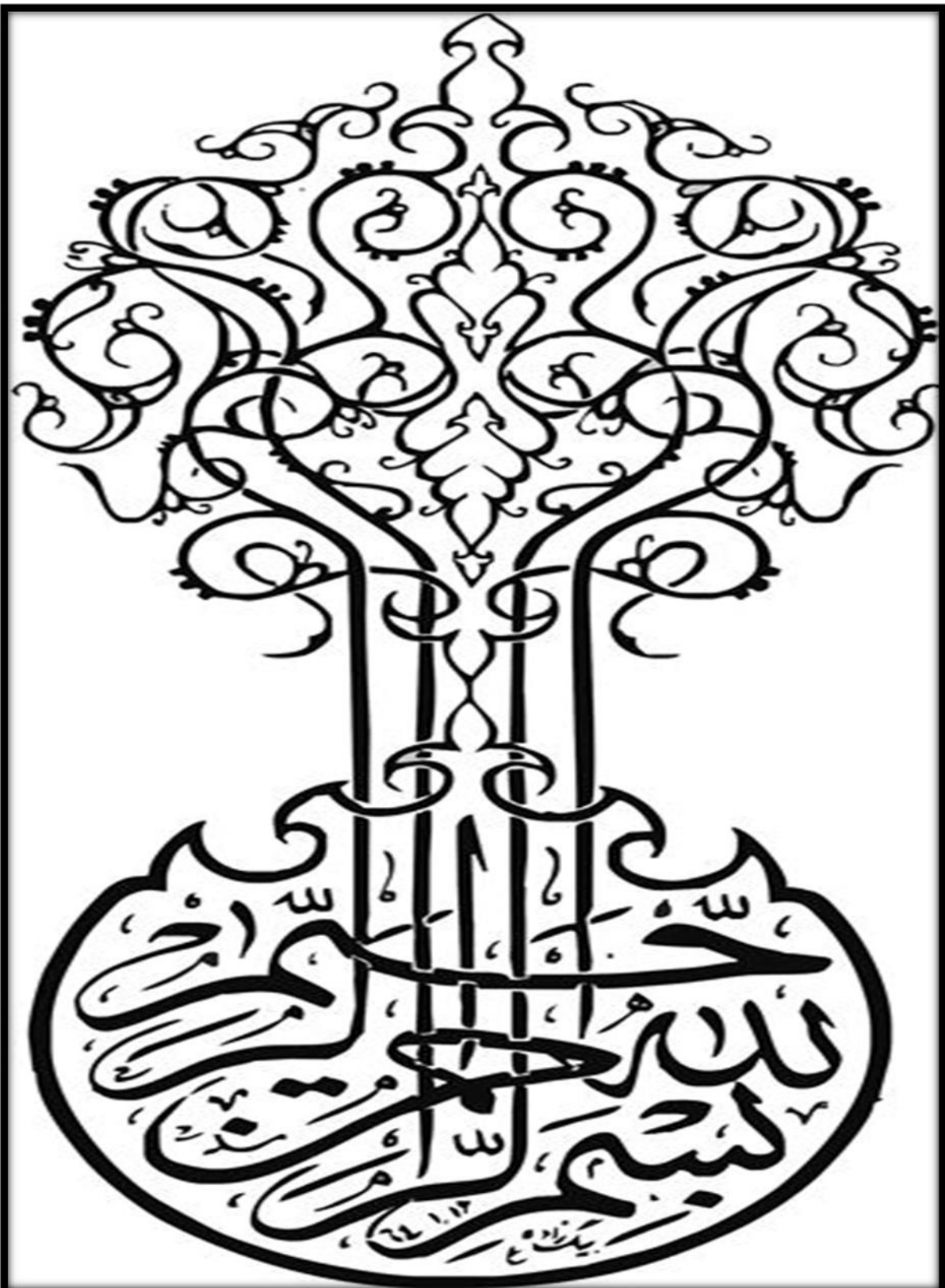






دانشکده علوم
گروه زمین شناسی
پایان نامه کارشناسی ارشد

بررسی موقعیت چینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقه احمدآباد (خارتوران - جنوب شرق شاهرود) و مقایسه با توده‌های نیمه نفوذی گابرو - دیوریتی گرمسار

نگارش:

محمد برهمند

استاد راهنما:

دکتر حبیب الله قاسمی

اساتید مشاور:

دکتر محمود صادقیان

دکتر عزیز الله طاهری

پایان نامه ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

زمستان ۱۳۸۹

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

ثُمَّ قَسَتْ قُلُوبُكُمْ مِنْ بَعْدِ ذَلِكَ فَهِيَ كَالْحِجَارَةِ أَوْ أَشَدُّ قَسْوَةً وَإِنَّ مِنَ الْحِجَارَةِ لَمَا يَتَفَجَّرُ مِنْهُ الْأَنْهَارُ وَإِنَّ مِنْهَا لَمَا يَشَقُّ فَيُخْرِجُ مِنْهُ الْمَاءَ وَإِنَّ مِنْهَا لَمَا يَهْبِطُ مِنْ خَشْيَةِ اللَّهِ وَمَا اللَّهُ بِغَافِلٍ عَمَّا تَعْمَلُونَ

سپس دلهای شما بعد از این (همه کفران) سخت شد؛ همچون سنگ، یا سخت تر! چرا که پاره‌ای از سنگ‌ها می‌شکافند و از آن‌ها نهرها جاری می‌شوند؛ و پاره‌ای از آن‌ها شکاف برمی‌دارد و آب از آن تراوش می‌کند؛ و پاره‌ای از خوف خدا (از فراز کوه) به زیر می‌افتند؛ (اما دلهای شما نه از خوف خدا می‌تپد و نه سرچشمه دانش و عواطف انسانی است) و خدا از آن‌چه که انجام می‌دهید غافل نیست.

بقره ۷۴

تقدیم به

سلطان محبت، مادرم

تقدیم به

سلطان رنج، پدرم

و تقدیم به

استاد بزرگوارم و تمام دانشجویان ایران زمین



تشکر و قدر دانی

زمین این یگانه گوهر نیلگون منظومه شمسی مملو از اسرار بی شماری است که هر فرد به قدر توان خویش سعی در شناخت آن دارد. خدای را سپاس گزارم که مرا توان داد تا در این راه قدم گذارم و پستی و بلندی های آن را در سایه الطاف بی کرانش به پایان ببرم.

از پدر و مادر عزیزم، برادر و خواهر خوبم، به خاطر فراهم نمودن مسیر پیشرفت هایم در عرصه های مختلف بی نهایت سپاس گزارم.

از استاد راهنمای ارجمندم، جناب آقای دکتر حبیب الله قاسمی که در تعیین خط مشی، بررسی های آزمایشگاهی و مطالعات علمی، اینجانب را راهنمایی و ارشاد فرمودند، کمال تشکر را دارم.

از اساتید مشاور بزرگوار جناب آقایان دکتر محمود صادقیان و دکتر عزیز الله طاهری که با راهنمایی های خود در به ثمر رسیدن این پایان نامه مرا یاری نمودند متشکر و سپاس گزارم.

از اساتید و کارمندان محترم دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، به ویژه آقایان دکتر کرمی، دکتر مهدی-زاده، دکتر امیدی، دکتر فردوست، دکتر رضوانی اومالی و خانم دکتر شیخی، مهندس خانعلی زاده، مهندس میرباقری و خانم ها سعیدی و فارسی و همچنین از اساتید دانشکده علوم دانشگاه دامغان، آقایان دکتر قربانی و شفاهی کمال تشکر و امتنان را دارم.

از دوستان خوبم: آقایان اکرمیان، امیر عبدالحی، امیری، بسکابادی، صرفی، گلی خطیر، گراوند، فیضی، زارعی و خانم ها الهیاری و تیموری کمال تشکر را دارم.

همچنین لازم است از جناب آقای دکتر مرتضی درخشی، به خاطر کلیه راهنمایی هایی که در طول این چند مدت انجام دادند، تشکر شود.

دانشجو تأیید می‌نماید که مطالب مندرج در این پایان نامه نتیجه تحقیقات خودش می‌باشد و در صورت استفاده از نتایج دیگران مرجع آن را ذکر نموده است.

کلیه حقوق مادی مرتبت از نتایج مطالعات، آزمایشات و نوآوری ناشی از تحقیق موضوع این پایان نامه متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد.

محمد برهمند

زمستان ۱۳۸۹

چکیده

فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی خرده ورقه ایران مرکزی در طی ائوسن، علاوه بر ایجاد کمان ماگمایی ائوسن در لبه جنوبی ایران مرکزی، باعث ایجاد محیط‌های کشتی در بخش‌های داخلی این بلوک و در پشت کمان ماگمایی اصلی زون فرورانش، در الیگوسن شد. حرکات کشتی باعث ایجاد یک محیط پشت قوس اولیه (Proto back-arc)، در سرتاسر این زون در نواحی ساوه، کاشان، قم، گرمسار و شاهرود و ایجاد یک حوضه رسوبی فروافتاده با نهشته‌های قاره‌ای (قرمز زیرین)، دریایی کم عمق (قم) و قاره‌ای (قرمز فوقانی) شد. اثر فرایندهای کشتی، ماگماتیسم بازالتی، به صورت خروجی و نفوذی در این حوضه رخ داده است. نتیجه این فرایندها حضور توالی‌های ضخیم قاره‌ای-دریایی، با همراهان آذرین، در مناطق مختلف ایران مرکزی می‌باشد. در میان رسوبات مارنی قرمز رنگ الیگوسن، در اطراف روستای احمدآباد خارتوران، سنگ‌های آذرین بازیک، به صورت گدازه رخنمون دارند، اما تاکنون مطالعات پترولوژیکی جامعی بر روی آن‌ها صورت نگرفته بود. سنگ‌های بازیک احمدآباد، شامل تعدادی روانه بازالتی می‌باشند که در آن‌ها، سری تفریقی پیوسته‌ای از الیوین بازالت تا بازالت مشاهده می‌شود. در گزارشات قبلی آن‌ها را تحت عنوان بازالت‌های کواترنری بر روی مارن‌های قرمز رنگ نئوژن معرفی کرده بودند. نظر به این که در منطقه گرمسار و در داخل سازند قرمز زیرین نیز سنگ‌های بازیک مشابهی گزارش شده بود، تصمیم گرفته شد که این سنگ‌ها نیز بررسی و با هم مقایسه شوند. سنگ‌های آذرین منطقه گرمسار، شامل تعداد زیادی توده‌های نفوذی و نیمه نفوذی، به صورت دایک، سیل و استوک‌های کوچک، با ترکیب گابرو-دیوریتی می‌باشند که در آن‌ها نیز می‌توان سری تفریقی پیوسته‌ای را از گابرو تا دیوریت مشاهده کرد. این سنگ‌ها را در گزارشات قبلی تحت عناوین آلکالی بازالت، میکرو آلکالی بازالت و دیاباز به صورت آتشفشانی‌های زیر دریایی و دایک معرفی کرده بودند. بررسی ویژگی‌های چینه-شناسی، تکتونیکی، ژئوشیمیایی و پتروژنیکی سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهند که همگی این سنگ‌ها به یک رخداد ماگمایی، در زمان الیگوسن مرتبط می‌باشند و در یک محیط کشتی پشت کمانی اولیه تشکیل شده‌اند. فراوان‌ترین کانی‌های موجود در سنگ‌های بازالتی منطقه احمدآباد، الیوین، اوژیت و پلاژیوکلاز می‌باشند و در این سنگ‌ها بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری و میکرولیتی-تراکیتی قابل مشاهده‌اند. توده‌های نفوذی و نیمه نفوذی گرمسار ویژگی‌های پتروگرافی تقریباً مشابهی دارند. فراوان‌ترین کانی‌های موجود در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز و اوژیت می‌باشند و دارای بافت‌های گرانولار، اینترگرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک هستند. در نمودارهای تعیین سری ماگمایی و محیط تکتونیکی، ماهیت آلکال و جایگاه درون صفحه قاره‌ای (پشت کمانی)، این سنگ‌ها به اثبات رسیده است. در نمودارهای عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه، نشان از غنی شدگی آن‌ها از LREE و تهی شدگی از HREE دارد. روند موازی تغییرات عناصر نادر خاکی به همراه روندهای موجود در نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، نادر، ناسازگار و سازگار نسبت به یکدیگر و وجود برخی از آنومالی‌ها، نظیر آنومالی مثبت Pb و نسبت‌های پایین Nb/U، Ce/Pb و بالای La/Nb، می‌توانند بیانگر منشأ واحد برای سنگ‌های آذرین مورد مطالعه و نقش درجات مختلف تبلور تفریقی همراه با هضم و آرایش ماگما با سنگ‌های پیوسته‌ای، در تحول ماگماهای سازنده سنگ‌های این مناطق باشند. تهی شدگی سنگ‌های گابرویی از HFSE و غنی شدگی آن‌ها از LILE، می‌توانند معرف نقش فرورانش در تحول ناحیه منشأ ماگما باشند. ماگماهای سازنده سنگ‌های بازیک موجود در سازند قرمز زیرین، از ذوب بخشی درجه پایین، در حدود ۱۰ تا ۱۵ درصدی، از یک منبع گوشته‌ای گارنت لرزولیتی غنی-شده، در عمق حدوداً ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری، در یک محیط کشتی درون قاره‌ای حاصل شده‌اند. این محیط، با رژیم کشتی حاکم بر حوضه پشت کمانی ایران مرکزی در زمان الیگوسن انطباق کامل دارد.

کلمات کلیدی: پتروژنز؛ بازالت‌های نئوژن؛ احمدآباد؛ شاهرود؛ سازند قرمز زیرین؛ گابرو؛ گرمسار.

✓ ژئوشیمی و پتروژنز روانه‌های بازالتی الیگوسن احمد آباد، (جنوب شرق شاهرود). هجدهمین همایش بلور

شناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه تبریز، تابستان ۱۳۸۹.

✓ زمین شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین نیمه عمیق موجود در سازند قرمز زیرین، ناحیه گرمسار.

چهاردهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، دانشگاه

ارومیه، تابستان ۱۳۸۹.

✓ بررسی عوامل تهی شدگی و تهی نشدگی عناصر HFS در ماگماتیسم آلکالن پشت قوسی الیگوسن ایران

مرکزی، در نواحی گرمسار و احمد آباد. چهارمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه پیام نور، دانشگاه

پیام نور مشهد، پاییز ۱۳۸۹.

✓ پتروژنز توده‌های ساب ولکانیکی گابرو- دیوریتی گرمسار. چهارمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه

پیام نور، دانشگاه پیام نور مشهد، پاییز ۱۳۸۹.

فصل اول: کلیات

۱-۱- مقدمه.....	۲
۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه احمدآباد.....	۲
۳-۱- آب و هوا، جغرافیای انسانی و حیات وحش.....	۳
۴-۱- ژئومورفولوژی منطقه.....	۳
۵-۱- مطالعات قبلی.....	۴
۶-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه گرمسار.....	۵
۷-۱- آب و هوا و جغرافیای طبیعی و انسانی.....	۵
۸-۱- ژئومورفولوژی منطقه.....	۶
۹-۱- مطالعات قبلی.....	۸
۱۰-۱- اهداف.....	۹
۱۱-۱- روش مطالعه.....	۱۰

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی منطقه

۱-۲- مقدمه.....	۱۲
۲-۲- واحدهای سنگی مورد مطالعه در منطقه احمدآباد.....	۱۳
۱-۲-۲- کرتاسه.....	۱۳
۲-۲-۲- ائوسن.....	۱۴
۳-۲-۲- الیگوسن.....	۱۴
۴-۲-۲- کواترنری.....	۱۹
۳-۲- زمین‌شناسی ساختمانی و تکنوتیک منطقه احمدآباد.....	۲۰
۱-۳-۲- چین‌ها.....	۲۱
۲-۳-۲- گسل‌ها.....	۲۲
۴-۲- زمین‌شناسی اقتصادی و پتانسیل معدنی منطقه احمدآباد.....	۲۴
۱-۴-۲- کانی‌سازی فلزی.....	۲۴
۲-۴-۲- کانی‌سازی غیر فلزی.....	۲۴
۵-۲- واحدهای سنگی مورد مطالعه در منطقه گرمسار.....	۲۵
۱-۵-۲- الیگوسن (سازند قرمز زیرین).....	۲۵
۲-۵-۲- الیگوسن - میوسن (سازند قم).....	۳۵
۳-۵-۲- میوسن - پلیوسن (سازند قرمز فوقانی).....	۳۷
۴-۵-۲- سازند هزار درّه.....	۳۸

۳۹.....	۵-۵-۲- کوآترنری
۴۰.....	۶-۲- زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه
۴۰.....	۶-۲-۱- گسل ها
۴۴.....	۶-۲-۲- چین ها
۴۵.....	۷-۲- زمین شناسی اقتصادی و پتانسیل معدنی منطقه
۴۵.....	۷-۲-۱- نمک طعام
۴۵.....	۷-۲-۲- گچ
۴۶.....	۷-۲-۳- گوگرد
۴۶.....	۷-۲-۴- سولفات سدیم
۴۶.....	۷-۲-۵- سنگ آهک
۴۷.....	۷-۲-۶- سنگ لاشه
۴۷.....	۷-۲-۷- نفت و گاز

فصل سوم: پتروگرافی

۴۹.....	۳-۱- مقدمه
۴۹.....	۳-۲- سنگ های نفوذی
۴۹.....	۳-۲-۱- گابروها
۵۶.....	۳-۲-۲- دیوریت ها
۶۲.....	۳-۳- سنگ های خروجی
۶۲.....	۳-۳-۱- الیوین بازالت
۶۵.....	۳-۳-۲- بازالت
۶۹.....	۳-۴- سنگ های آذرآواری
۷۱.....	۳-۵- ترتیب تبلور کانی های سازنده سنگ های آذرین منطقه

فصل چهارم: ژئوشیمی

۷۴.....	۴-۱- مقدمه
۷۶.....	۴-۲- منابع بروز خطا در طی آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونه ها
۷۷.....	۴-۳- تصحیح داده های حاصل از تجزیه های شیمیایی
۷۷.....	۴-۳-۱- تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I)
۷۷.....	۴-۳-۲- تصحیح نسبت Fe_2O_3 / FeO
۷۸.....	۴-۴- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب در طبقه بندی نمونه های سنگی مورد مطالعه
۷۸.....	۴-۴-۱- سنگ های نیمه نفوذی منطقه گرمسار
۸۰.....	۴-۴-۲- سنگ های آتش فشانی منطق احمد آباد

- ۴-۵- تعیین سری ماگمایی ۸۱
- ۴-۶- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی ۸۳
- ۴-۶-۱- سنگ‌های نفوذی منطقه گرمسار ۸۳
- ۴-۶-۲- سنگ‌های آتش‌فشانی منطقه احمد آباد ۹۶
- ۴-۷- مقایسه فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی با استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب ۹۹
- ۴-۸- نمودارهای عنکبوتی ۱۰۳

فصل پنجم: پتروژنز

- ۵-۱- مقدمه ۱۱۱
- ۵-۲- تعیین محیط تکتونیکی ۱۱۱
- ۵-۲-۱- نمودارهای Th/Ta در مقابل Yb و Th/Yb در مقابل Ta/Yb ۱۱۲
- ۵-۲-۲- نمودار تغییرات V در مقابل Ti/1000 ۱۱۲
- ۵-۲-۳- نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr ۱۱۲
- ۵-۲-۴- نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y ۱۱۳
- ۵-۲-۵- نمودار مثلثی TiO_2 -Y/20-K₂O ۱۱۳
- ۵-۳- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آتش‌فشانی گرابن لانکوپو آرژانتین ۱۱۷
- ۵-۴- تعیین ترکیب، درجه ذوب بخشی و عمق محل منشأ ماگما ۱۱۷
- ۵-۴-۱- تعیین ترکیب محل منشأ ماگما ۱۱۷
- ۵-۴-۲- تعیین درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ ۱۱۹
- ۵-۴-۳- تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ ۱۲۰
- ۵-۵- عوامل مؤثر در تحول ماگماهای مولد سنگ‌های مورد مطالعه ۱۲۱
- ۵-۵-۱- ارزیابی نقش تبلور تفریقی مذاب‌های اولیه و نقش آن در تشکیل ماگماهای مولد سنگ‌های مورد مطالعه ۱۲۱
- ۵-۵-۲- ارزیابی نقش آلایش پوسته‌ای در تحول ماگماهای مولد سنگ‌های مورد مطالعه ۱۲۲
- ۵-۵-۳- ارزیابی نقش سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوس فرورونده در غنی‌شدگی ناحیه منشأ سنگ‌های مورد مطالعه ۱۲۵
- ۵-۶- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین مورد مطالعه ۱۲۶

فصل ششم: نتیجه گیری و پیشنهادات

۱۳۴.....	۱-۶- نتیجه گیری.....
۱۳۶.....	۲-۶- سخن آخر.....
۱۳۷.....	منابع فارسی.....
۱۳۸.....	Refrence.....
۱۴۵.....	Abstract.....

فهرست اشکال

فصل اول

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی مناطق مورد مطالعه بر روی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ ایران ۲
- شکل ۱-۲- راه‌های ارتباطی منطقه مطالعاتی احمدآباد ۲
- شکل ۱-۳- موقعیت منطقه مورد مطالعه احمدآباد بر روی تصویر ماهواره‌ای ۱:۱۰۰۰۰۰۰ لندست ۴
- شکل ۱-۴- راه‌های ارتباطی منطقه مطالعاتی گرمسار ۶
- شکل ۱-۵- موقعیت منطقه مورد مطالعه گرمسار بر روی تصویر ماهواره‌ای ۱:۱۰۰۰۰۰۰ لندست ۶
- شکل ۱-۶- رودخانه حبله رود واقع در شمال شهرستان گرمسار ۶
- شکل ۱-۷- نمایی از کوه کلرز واقع در شمال غرب شهرستان گرمسار ۸
- شکل ۱-۸- تصویر سه بعدی از مورفولوژی منطقه ۸
- شکل ۱-۹- تصویر هوایی از بخش‌های شمال شرقی شهرستان گرمسار، پایین تصویر گسل سرخ کلوت قابل مشاهده می‌باشد ۸

فصل دوم

- شکل ۲-۱- واحدهای زمین ساختی ایران به همراه موقعیت مناطق مورد مطالعه بر روی آن (مارکو بونینی و همکاران، ۲۰۰۳) ۱۳
- شکل ۲-۲- نمای کلی از واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مطالعاتی احمدآباد ۱۳
- شکل ۲-۳- نمایی از توالی الیوین بازالتی، در میان مارن‌های قرمز رنگ ۱۵
- شکل ۲-۴- نمایی از فرسایش پوست پیازی، در سطح رخنمون روانه الیوین بازالتی ۱۵
- شکل ۲-۵- نمایی از یک روانه بازالتی بر روی لایه مارنی ژئپس‌دار ۱۶
- شکل ۲-۶- لاپیلی‌های الیوین بازالتی موجود در لاپیلی کریستال توف ۱۷
- شکل ۲-۷- لاپیلی‌های کروی و دوکی شکل که به شکل نهشته‌های پیریتی در قاعده روانه‌های بازالتی دیده می‌شوند ۱۷
- شکل ۲-۸- ستون چینه‌شناسی منطقه مطالعاتی احمدآباد (بدون مقیاس) ۲۰
- شکل ۲-۹- نقشه چین و گسل‌های اصلی منطقه مطالعاتی احمدآباد ۲۱
- شکل ۲-۱۰- راندگی آهک کرتاسه بر روی مارن‌های سبز ائوسن ۲۴
- شکل ۲-۱۱- نمایی از چین خوردگی واحد OL^S (واحد نمکی)، در اژدها کوه، در نتیجه بالا آمدگی نمک ۲۸
- شکل ۲-۱۲- نمایی از واحدهای OL^C (واحد کنگلومرای قاعده‌ای) و OL^{mg} (واحد مارنی-ژئپسی) ۲۸
- شکل ۲-۱۳- نمودار گل سرخی دایک‌های مورد مطالعه ۲۹
- شکل ۲-۱۴- نمایی از دایک‌های گابرویی، واقع در جاده معادن کوه کلرز ۳۰
- شکل ۲-۱۵- تبدیل ژئپس به گچ در مجاورت دایک گابرویی ۳۰
- شکل ۲-۱۶- نمایی از رگه کوارتز دیوریتی درون سنگ‌های گابرویی ۳۰

- شکل ۲-۱۷- نمای کلی از چند دایک دیوریتی (بخش‌های تیره رنگ)، قطع کننده واحد OL^{mg} ، واقع در شمال شهرک صنعتی فجر گرمسار..... ۳۱
- شکل ۲-۱۸- دگرسانی شدید دیوریت‌ها در حضور سیالات گچی و نمکی که باعث تغییر رنگ و ایجاد حفرات متعدد در سطح سنگ شده است..... ۳۱
- شکل ۲-۱۹- فرسایش پوست پیازی در سنگ‌های دیوریتی واقع در شمال شهرک صنعتی گرمسار..... ۳۳
- شکل ۲-۲۰- نمونه دستی از حاشیه انجماد سریع دایک دیوریتی به همراه بافت پورفیری (کادر سفید رنگ معرف درشت بلور پیروکسن می‌باشد)..... ۳۳
- شکل ۲-۲۱- مدل فرونشست حوضه رسوبی کویر بزرگ با الهام از طرح برون‌ت و همکاران (۲۰۰۳)..... ۳۴
- شکل ۲-۲۲- ستون چینه شناسی سازند قرمز زیرین، در منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس)..... ۳۵
- شکل ۲-۲۳- راندگی سازند قم (OM1) بر روی سازند قرمز فوقانی (M1-2) واقع در شمال شهرستان گرمسار (منطقه بنه کوه)..... ۳۶
- شکل ۲-۲۴- سازند قرمز فوقانی در شمال شهرستان گرمسار..... ۳۸
- شکل ۲-۲۵- سازند هزار درّه. الف- دورنمایی از سازند. ب- جور شدگی و گرد شدگی متوسط قطعات سنگی در سازند هزار درّه..... ۳۹
- شکل ۲-۲۶- نقشه گسل‌ها و چین‌های منطقه گرمسار، بر اساس نقشه ساختاری گرمسار..... ۴۱
- شکل ۲-۲۷- تلفیقی از تصویر ماهواره‌ای ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمسار با نقشه چین‌ها و گسل‌های منطقه..... ۴۱
- شکل ۲-۲۸- دو نمای متفاوت از گسل راندگی سرخ کلوت. الف- شمال ده نمک. ب- شمال گرمسار..... ۴۲
- شکل ۲-۲۹- نمایی از گسل معکوس غربلیک در شمال گرمسار (منطقه بنه کوه) و راندگی کنگلومرای هزار درّه بر روی سازند قرمز بالایی..... ۴۳
- شکل ۲-۳۰- نمایی از یک معدن نمک فعال واقع در جنوب کوه تخت رستم..... ۴۵

فصل سوم

- شکل ۳-۱- بافت گرانولار و اینترگرانولار در سنگ‌های گابرویی (XPL)..... ۵۴
- شکل ۳-۲- دگرسانی پلاژیوکلاز و تبدیل شدن آن به زئولیت (XPL)..... ۵۴
- شکل ۳-۳- منطقه بندی ترکیبی، حاشیه رو رشدی و ادخال‌هایی از جنس کانی‌های اپک در امتداد منطقه بندی در بلور پلاژیوکلاز (XPL)..... ۵۴
- شکل ۳-۴- ایجاد حاشیه رو رشدی و تبدیل شدن بلور بی‌شکل پلاژیوکلاز به بلور خودشکل (XPL)..... ۵۴
- شکل ۳-۵- اجتماعی از بلورهای ریز و بی‌شکل اوژیت در سنگ‌های گابرویی (XPL)..... ۵۵
- شکل ۳-۶- بلور نیمه شکل‌دار اوژیت با ماکل ساده در سنگ‌های گابرویی (XPL)..... ۵۵
- شکل ۳-۷- بلور فلوگوپیت به همراه کانی‌های اپک (PPL)..... ۵۵
- شکل ۳-۸- سوزن‌های ریز آپاتیت در متن بلور پلاژیوکلاز (XPL)..... ۵۵
- شکل ۳-۹- حضور بلورهای ریز و شعاعی اپیدوت در حفرات سنگ‌های گابرویی (XPL)..... ۵۵
- شکل ۳-۱۰- بلور الیوین دگرسان شده به سرپانتین (XPL)..... ۵۵
- شکل ۳-۱۱- نمایی از رگه کوارتز دیوریتی (خطوط موازی) در سنگ‌های گابرویی (XPL)..... ۵۵

- شکل ۳-۱۲- بافت اینترگرانولار، در اثر قرارگیری بلورهای ریز پیروکسن در بین بلورهای پلاژیوکلاز (XPL) ۶۰
- شکل ۳-۱۳- بافت ساب افیتیک، در اثر قرارگیری بلورهای پلاژیوکلاز در متن بلور اوژیت (XPL) ۶۰
- شکل ۳-۱۴- بلورهای ریز بیوتیت به همراه کانی‌های اپک در سنگ‌های دیوریتی (PPL) ۶۱
- شکل ۳-۱۵- بلور نیمه شکل‌دار هورنبلند در سنگ‌های دیوریتی (XPL) ۶۱
- شکل ۳-۱۶- بافت میکروپرتیت در سنگ‌های دیوریتی (XPL) ۶۱
- شکل ۳-۱۷- بلورهای ریز کوارتز در داخل حفرات سنگ‌های دیوریتی (XPL) ۶۱
- شکل ۳-۱۸- بلورهای ریز کوارتز در داخل حفرات سنگ‌های دیوریتی به همراه تیغه‌های تورمالین (XPL) ۶۱
- شکل ۳-۱۹- سوزن‌های طویل آپاتیت در سنگ‌های دیوریتی منطقه (XPL) ۶۱
- شکل ۳-۲۰- اورالیت، حاصل دگرسانی اوژیت در سنگ‌های دیوریتی (XPL) ۶۱
- شکل ۳-۲۱- پره‌نیت، حاصل دگرسانی اوژیت و پلاژیوکلاز در سنگ‌های دیوریتی (XPL) ۶۱
- شکل ۳-۲۲- تبدیل پیروکسن به هورنبلند در حاشیه انجماد سریع دایک‌های دیوریتی (XPL) ۶۲
- شکل ۳-۲۳- اپک‌زایی در حاشیه بلورهای آمفیبول، در حاشیه دایک‌های دیوریتی (XPL) ۶۲
- شکل ۳-۲۴- زینولیت‌های دیوریتی در حاشیه دایک‌های دیوریتی (XPL) ۶۲
- شکل ۳-۲۵- مدل سه مرحله‌ای تشکیل بافت گلومروپورفیری ۶۷
- شکل ۳-۲۶- بافت میکروولیتی- تراکیتی در سنگ‌های الیوین بازالتی، زمینه شامل بلورهای ریز الیوین، پیروکسن، کانی‌های اپک و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز می‌باشد (XPL) ۶۹
- شکل ۳-۲۷- بافت پورفیری در سنگ‌های الیوین بازالتی ناشی از حضور درشت بلورهای گرد و خلیجی شکل الیوین در یک زمینه ریزدانه (XPL) ۶۹
- شکل ۳-۲۸- شکستگی‌های حلالی شکل در بلورهای الیوین (XPL) ۶۹
- شکل ۳-۲۹- بلور گرد شده و خلیجی شکل پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک (XPL) ۶۹
- شکل ۳-۳۰- بلور اوژیت با ماکل ساعت شنی در سنگ‌های بازالتی (XPL) ۷۰
- شکل ۳-۳۱- درشت بلور اوژیت با دو مرحله رشد در سنگ‌های بازالتی (XPL) ۷۰
- شکل ۳-۳۲- تجمع بلورهای پیروکسن و ایجاد بافت گلومروپورفیری (XPL) ۷۰
- شکل ۳-۳۳- رشد بلورهای پیروکسن در اطراف بلور الیوین در سنگ‌های بازالتی (XPL) ۷۰
- شکل ۳-۳۴- رشد بلورهای اوژیت در اطراف حباب گاز (XPL) ۷۰
- شکل ۳-۳۵- بلورهای خودشکل الیوین با اداخل‌هایی از کانی‌های اپک (XPL) ۷۰
- شکل ۳-۳۶- حفرات پر شده توسط زئولیت در سنگ‌های بازالتی (XPL) ۷۰
- شکل ۳-۳۷- دگرسانی بلورهای الیوین و تبدیل شدن آن‌ها به سرپانتین (XPL) ۷۰
- شکل ۳-۳۸- فنوکلاست پلاژیوکلاز در لاپیلی کریستال توف (XPL) ۷۱
- شکل ۳-۳۹- لاپیلی‌هایی از جنس الیوین بازالت در لاپیلی کریستال توف (XPL) ۷۱

فصل چهارم

- شکل ۴-۱- نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (TAS)، لومتر و همکاران (۱۹۸۹)..... ۷۸
- شکل ۴-۲- نمودار رده‌بندی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)..... ۷۹
- شکل ۴-۳- نمودارهای $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۸۵)..... ۸۰
- شکل ۴-۴- نمودارهای $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)..... ۸۰
- شکل ۴-۵- نمودارهای $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)..... ۸۱
- شکل ۴-۶- طبقه‌بندی سنگ‌های خروجی با استفاده از نسبت‌های Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)..... ۸۱
- شکل ۴-۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تعیین سری ماگمایی. الف- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)، ب- نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (میدلموست، ۱۹۹۴)، ج- نمودار تغییرات (Ti/100) در مقابل (Ca+Na/1000) (لوتریه و همکاران، ۱۹۸۲)، د- نمودار تغییرات نسبت‌های $(\text{Zr}/\text{TiO}_2) \times 0.0001$ در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)..... ۸۳
- شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)..... ۸۵
- شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات درصد اکسید - درصد MgO (فئر، ۱۹۴۸)..... ۸۹
- شکل ۴-۱۰- (الف - د) نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق، (ر - ی) نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل درصد MgO ۹۵
- شکل ۴-۱۱- نمودارهای تغییرات درصد اکسید - درصد MgO (فئر، ۱۹۴۸)..... ۹۷
- شکل ۴-۱۲- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل MgO ۹۸
- شکل ۴-۱۳- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر و نسبت‌های آن‌ها (نمونه‌های گرمسار)..... ۱۰۰
- شکل ۴-۱۴- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر و نسبت‌های آن‌ها (نمونه‌های احمدآباد)..... ۱۰۲
- شکل ۴-۱۵- نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت..... ۱۰۵
- شکل ۴-۱۶- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲)..... ۱۰۸
- شکل ۴-۱۷- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)..... ۱۰۹

فصل پنجم

- شکل ۵-۱- الف: نمودار تغییرات Th/Yb در مقابل Ta/Yb ، گورتون و شاند (۲۰۰۰). ب: نمودار تغییرات Th/Ta در مقابل Yb ، شاند و گورتون (۲۰۰۲). ج: نمودار تغییرات V در مقابل $\text{Ti}/1000$ ، شروه (۱۹۸۲). د: نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr (وودهد و همکاران، ۱۹۹۳). و: نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱). ی: نمودار مثلی $\text{TiO}_2\text{-Y}/20\text{-K}_2\text{O}$ (بییرمان، ۱۹۹۶)، محدوده‌های نشان داده شده: گابروهای اولیه جزایر کمانی. ۲: گابروهای جزایر کمانی تحول یافته. ۳: گابروهای کمان قاره‌ای. ۴: گابروهای حاصل از برخورد قاره-قاره. ۵: گابروهای ریف درون قاره‌ای..... ۱۱۴
- شکل ۵-۲- موقعیت نمونه‌های بازالتی گرابت لانکوپو (دوایر توخالی) به همراه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱)..... ۱۱۵

- شکل ۵-۳- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)..... ۱۱۶
- شکل ۵-۴- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت (باینتون، ۱۹۸۴)..... ۱۱۶
- شکل ۵-۵- نمودار نسبت Ce/Yb در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷)..... ۱۱۸
- شکل ۵-۶- نمودار Nb در مقابل Zr (ابو همتاه، ۲۰۰۵)..... ۱۱۸
- شکل ۵-۷- نمودار Y در مقابل Zr (ابو همتاه، ۲۰۰۵) (بر اساس داده‌های سان و مکدونوف، ۱۹۸۹)..... ۱۱۸
- شکل ۵-۸- نمودار Sm/Yb در مقابل La/Yb (جانسون و همکاران، ۱۹۹۰) (بر اساس داده‌های سان و مکدونوف، ۱۹۸۹)..... ۱۲۰
- شکل ۵-۹- نمودار $(Ce/Yb)_N$ در مقابل $(Sm/Yb)_N$ (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶)..... ۱۲۰
- شکل ۵-۱۰- الف: نمودار (Ce/Yb) در مقابل Ce (الام، ۱۹۹۱). ب-ج: نمودار تمرکز میانگین عناصر Sm, Yb و Ce ، در مقابل عمق جدایش (الام، ۱۹۹۱)..... ۱۲۱
- شکل ۵-۱۱- نمودار Ni در مقابل MgO (جورج و راجرز، ۲۰۰۲)..... ۱۲۲
- شکل ۵-۱۲- نمودار Ni در مقابل MgO (یان و ژائو، ۲۰۰۸)..... ۱۲۲
- شکل ۵-۱۳- نمودارهای $Nb/U-Nb$ و $La/Nb-La/Sm$ (یان و ژائو، ۲۰۰۸)..... ۱۲۴
- شکل ۵-۱۴- نمودار Ce/Pb در مقابل MgO (فارمن، ۲۰۰۷)..... ۱۲۴
- شکل ۵-۱۵- نمودارهای $Nb/U-SiO_2$ و $Nb/U-La/Sm$ (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶)..... ۱۲۵
- شکل ۵-۱۶- نمودار تغییرات $Th/Yb-Ta/Yb$ (پیرس، ۱۹۸۲)..... ۱۲۷
- شکل ۵-۱۷- مدل ارائه شده توسط پیرس و استون (۲۰۰۶) به منظور نشان دادن چگونگی تحول ناحیه منشأ ماگما..... ۱۲۹
- شکل ۵-۱۸- مسیرهای چهار گانه مؤثر در تعیین ترکیب شیمیایی بازالت‌های حوضه‌های پشت کمانی (BABB)، با الهام از طرح پیرس و استرن (۲۰۰۶)..... ۱۲۹
- شکل ۵-۱۹- مدل ارائه شده برای تحولات تکتونیکی در حوضه پشت کمانی ایران مرکزی در طی الیگو-میوسن، با الهام از طرح گرانگ و همکاران (۲۰۰۸)، و ویروت و همکاران (۲۰۰۸)..... ۱۳۱
- شکل ۵-۲۰- نمای شماتیک از زمان تشکیل ماگماهای آکالن سازنده الیوین بازالت‌های احمدآباد تا نفوذ توده‌های نیمه عمیق گابرو- دیوریتی گرمسار، با الهام از طرح تمیزل و آرسنال (۲۰۰۸)..... ۱۳۲

فهرست جداول

فصل سوم

جدول ۱-۳- علائم اختصاری مورد استفاده در اشکال این فصل..... ۵۴

فصل چهارم

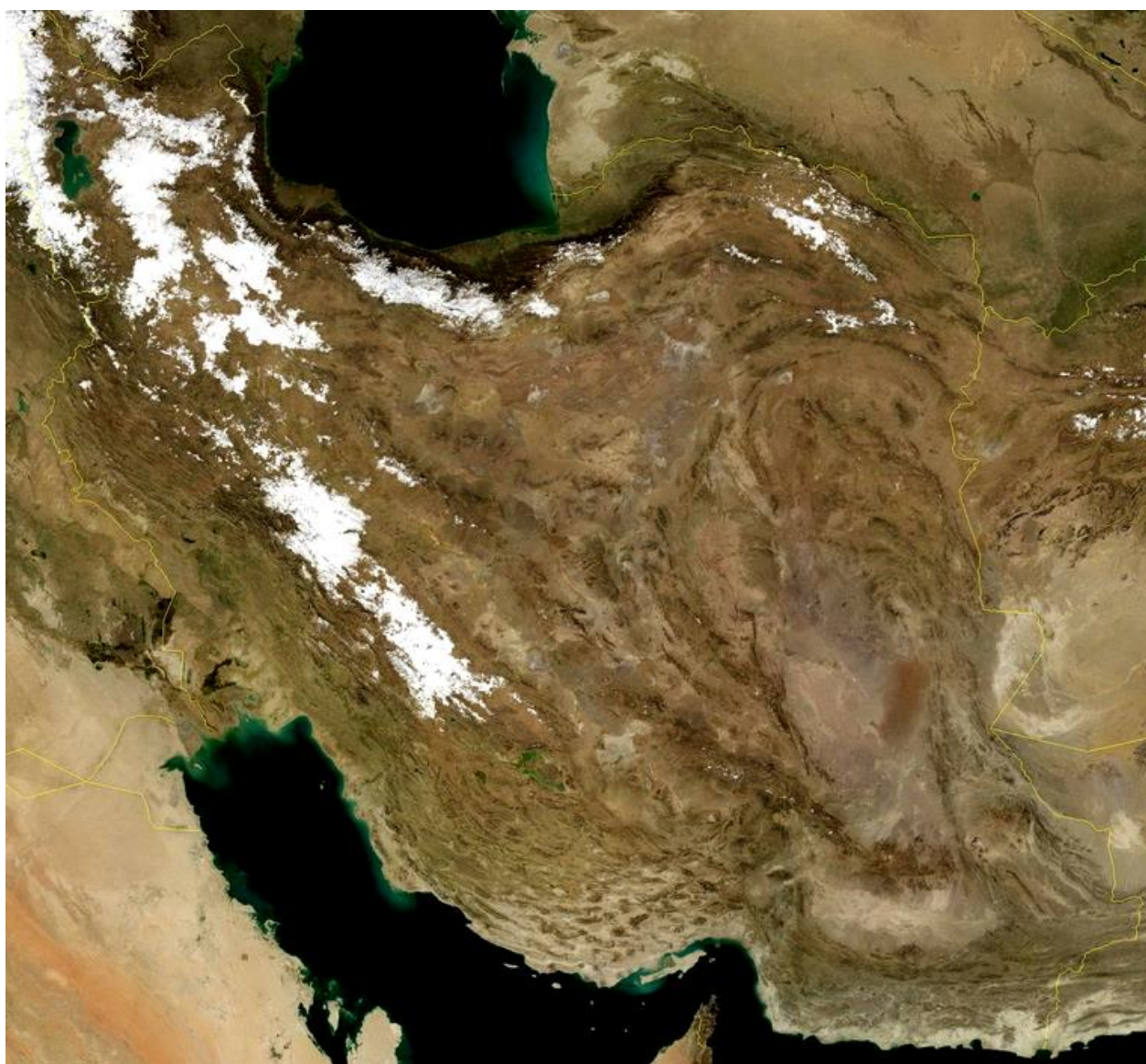
- جدول ۱-۴- موقعیت جغرافیایی و مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی..... ۷۵
- جدول ۲-۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی مناطق مورد مطالعه پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO ۷۵
- جدول ۳-۴- علائم به کار رفته در نمودارهای این فصل..... ۷۸
- جدول ۴-۴- اسامی به دست آمده بر اساس طبقه بندی‌ها ژئوشیمیایی صورت گرفته..... ۸۱

فصل پنجم

جدول ۱-۵- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های لانکوپو..... ۱۱۷

فصل اول

کلیات



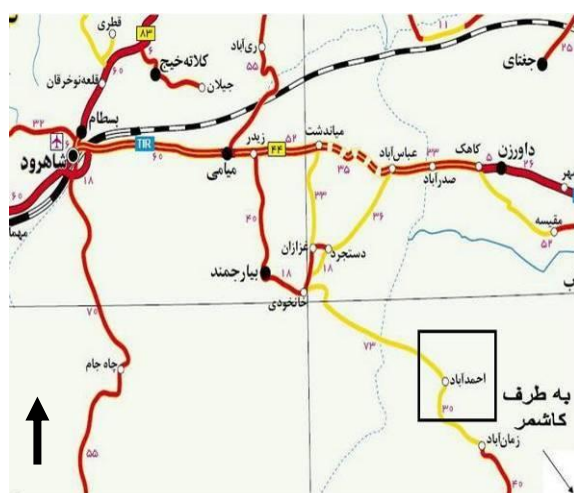
۱-۱- مقدمه

در منطقه احمدآباد خارتوران، سنگ‌های آتشفشانی بازیک با ترکیب بازالتی، به سن الیگوسن وجود دارند که در میان مارن‌های قرمز رنگ الیگوسن قرار گرفته‌اند. نظر به اهمیت ژئودینامیکی حضور چنین سنگ‌هایی در این بخش از ایران، تصمیم به مطالعه و بررسی آن‌ها گرفته شد. نظر به این که در منطقه گرمسار و در داخل سازند قرمز زیرین نیز سنگ‌های بازیک مشابهی گزارش شده بود، تصمیم گرفته شد که این سنگ‌ها نیز بررسی و با هم مقایسه شوند. بررسی‌ها نشان می‌داد که همگی این سنگ‌ها به یک رخداد ماگمایی، در زمان الیگوسن مرتبط باشند که در بخش‌های دیگر از ایران مرکزی نیز گزارش شده‌اند.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه احمدآباد

روستای احمدآباد در شمال کویر بزرگ ایران و در میان طول‌های جغرافیایی $56^{\circ}25'$ تا $56^{\circ}35'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ}50'$ تا $35^{\circ}55'$ شمالی و در ۲۰۰ کیلومتری جنوب شرق شهرستان شاهرود قرار دارد.

تنها جاده ارتباطی موجود، راه آسفالته‌ای است که از شاهرود به بیارجمند و سپس به کاشمر وصل می‌شود. دیگر جاده‌های ارتباطی موجود خاکی می‌باشند که از آن جمله می‌توان به جاده خاکی‌ای اشاره کرد که از غرب کویر احمدآباد عبور می‌کند و از احمدآباد به رضا آباد و در انتها به مزینان وصل می‌شود. موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه، به ترتیب، در شکل‌های ۱-۱ و ۲-۱ نشان داده شده است.



شکل ۲-۱- راه‌های ارتباطی منطقه مطالعاتی احمدآباد، برگرفته از اطلس راه‌های ایران (محدوده مورد مطالعه توسط کادر مشخص شده است).



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی مناطق مورد مطالعه بر روی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ ایران، برگرفته از سایت اطلس راه‌های ایران (کادر A منطقه احمدآباد و کادر B گرمسار می‌باشد).

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

از آنجایی که احمدآباد در کویر بزرگ ایران واقع شده است، آب و هوای کویری گرم و خشک دارد. میزان رطوبت در این ناحیه بسیار پایین است، به همین علت تابستان‌های بسیار گرم و خشک، با آفتابی سوزان و زمستان‌هایی بسیار سرد و خشک دارد. میانگین بارش سالیانه منطقه در حدود ۵۰ میلی‌متر است، به طوری که اکثر این بارش‌ها به صورت باران و در فصل‌های زمستان و بهار صورت می‌گیرد. بارندگی کم و گرمی هوا باعث شده که منطقه پوشش گیاهی ضعیفی داشته باشد. پوشش گیاهی شامل بوته‌ها و درختچه‌های گز، تاق و گون می‌باشند. لازم به ذکر است که بخش شرقی منطقه کویری و پوشیده از تل ماسه و ماسه‌های روان می‌باشد. مردم منطقه اکثراً به کشاورزی و دامداری مشغول هستند و از محصولات کشاورزی و دامی منطقه می‌توان به گندم، هندوانه، فلفل قرمز، آفتاب‌گردان، پنبه و بز، گوسفند و شتر اشاره کرد. از آنجایی که احمدآباد در منطقه حفاظت شده خارتوران قرار دارد، از تنوع زیستی منحصر به فردی برخوردار است. از جمله مهم‌ترین حیوانات وحشی منطقه می‌توان به یوز، پلنگ، گرگ، گورخر، آهو، قوچ، بزکوهی، کبک، عقاب سیاه (دال) و عقاب طلایی اشاره کرد. ذکر این نکته لازم است که منطقه خارتوران تحت نظارت و حفاظت محیط زیست استان سمنان قرار دارد، به طوری که برای تردد در بخش‌هایی از منطقه، کسب اجازه از این سازمان الزامی می‌باشد.

۴-۱- ژئومورفولوژی منطقه

ژئومورفولوژی هر منطقه شدیداً تحت تأثیر جنس واحدهای سنگی و نوع فعالیت‌های زمین‌ساختی می‌باشد که تا عهد حاضر نیز در آن تداوم دارد. در منطقه احمدآباد، مناطقی که مقدار شیل و مارن آن کم است (از جمله آهک‌های توده‌ای کرتاسه زیرین)، به علت مقاومت بیشتر سنگ‌ها در برابر فرسایش، سطح زمین از ارتفاع بیشتری نسبت به مناطق اطراف برخوردار است. در کل منطقه مورد مطالعه را می‌توان از لحاظ ژئومورفولوژیکی به سه بخش تقسیم کرد (سلامتی و همکاران، ۱۳۷۹):

۱- مناطق مرتفع

بلندترین ارتفاع منطقه، کوه پیغمبر، به ارتفاع ۲۲۴۴ متر از سطح دریا می‌باشد که در جنوب روستای زمان‌آباد واقع شده است و از جنس آهک‌های توده‌ای کرتاسه زیرین (K_1^1) است.

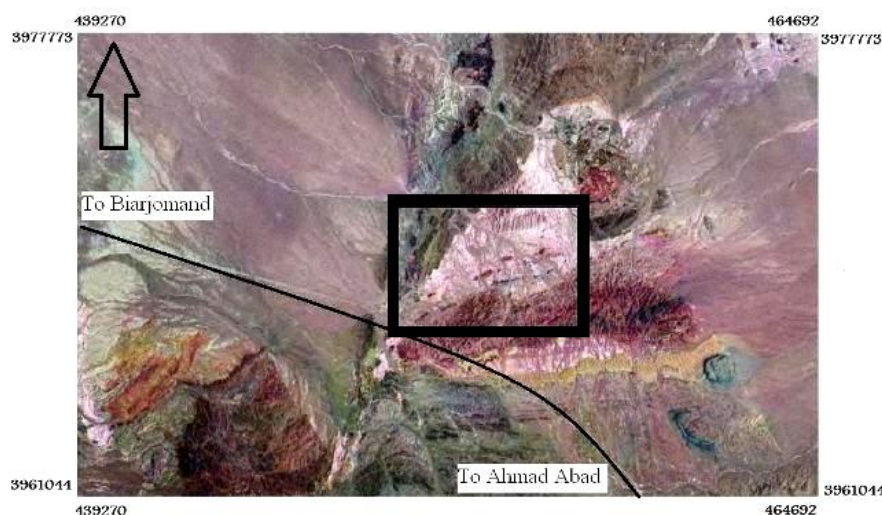
۲- مناطقی با ارتفاع متوسط

این مناطق شامل بخش‌های شیلی، مارنی و نهشته‌های آذرآواری ائوسن می‌باشند که به طور متوسط ۱۰۲۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارند. منطقه مورد مطالعه نیز از لحاظ ژئومورفولوژیکی در این بخش قرار دارد.

۳- مناطق کم ارتفاع

این مناطق در شرق و شمال شرق روستای احمدآباد واقع شده‌اند. ارتفاع این مناطق از سطح دریا در حدود ۸۱۰ متر می‌باشد که شامل زمین‌های پست و شوره‌زار کویری هستند که از تپه‌ها و روانه‌های ماسه-ای، به شکل برخان، پوشیده شده‌اند.

تصویر ماهواره‌ای ۱:۱۰۰۰۰۰ و نمای کلی از ژئومورفولوژی منطقه، در شکل ۱-۳ نشان داده شده است.



شکل ۱-۳- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای ۱:۱۰۰۰۰۰ لندست، توسط کادر مشخص شده است.

۱-۵- مطالعات قبلی

به لحاظ ویژگی‌های جغرافیایی منطقه و عدم وجود ذخایر اقتصادی قابل توجه در این بخش از کشور، منطقه احمدآباد تاکنون کانون توجه زمین‌شناسان نبوده و تنها مطالعات اندکی در آن صورت گرفته است که به شرح زیر می‌باشند:

- نوایی (۱۳۶۵)، گزارش چهارگوش زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران.
- غفاری نیک (۱۳۷۸)، تاریخچه دگرریختی واحد آهکی- شیلی کرتاسه زیرین ناحیه احمدآباد را بررسی کرده است.
- سلامتی (۱۳۷۹)، گزارش ورقه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد.
- کهنسال (۱۳۸۲)، در قالب طرح پژوهشی به بررسی سنگ‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه داورزن پرداخت.
- بادامه (۱۳۸۲)، پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی منطقه میاندشت، شرق شاهرود را مطالعه کرد.
- قاسمی و آسیابانها (۱۳۸۵)، به معرفی و تفکیک رخداد‌های دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق شاهرود، پرداختند.

- موسوی شاهرودی (۱۳۸۸)، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه چغندر سر (جنوب غرب عباس‌آباد) و کانه‌زایی وابسته به آن را به عنوان پایان‌نامه کارشناسی ارشد به پایان رساند.

۱-۶- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه گرمسار

شهرستان گرمسار غربی ترین شهر استان سمنان است که با وسعتی معادل ۹۲۳۳ کیلومتر مربع از طرف شمال به دماوند و فیروزکوه، از غرب به ورامین، از مشرق به سمنان و از جنوب به کویر مرکزی و در نهایت به شهرستان نائین در استان اصفهان محدود می گردد. محدوده مورد مطالعه، بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمسار (امینی و همکاران، ۱۳۸۳) و در ۱۵ کیلومتری غرب و شمال غرب شهرستان گرمسار، ۸۰ کیلومتری جنوب شرق تهران و در میان طول‌های جغرافیایی $52^{\circ}00'$ تا $52^{\circ}20'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی 35° تا $35^{\circ}20'$ شمالی واقع شده است.

مهم‌ترین راه‌های ارتباطی که دسترسی به قسمت‌های مختلف منطقه را فراهم می‌کنند عبارتند از:

۱- بزرگراه تهران- گرمسار.

این مسیر، دسترسی به بخش‌های شمالی و مرکزی منطقه را میسر می‌کند.

۲- جاده آسفالت‌ه معادن نمک کوه تخت رستم.

این جاده، در جنوب کوه تخت رستم و در امتداد راه‌آهن تهران- گرمسار قرار دارد که دسترسی به بخش‌های جنوبی منطقه را فراهم می‌کند.

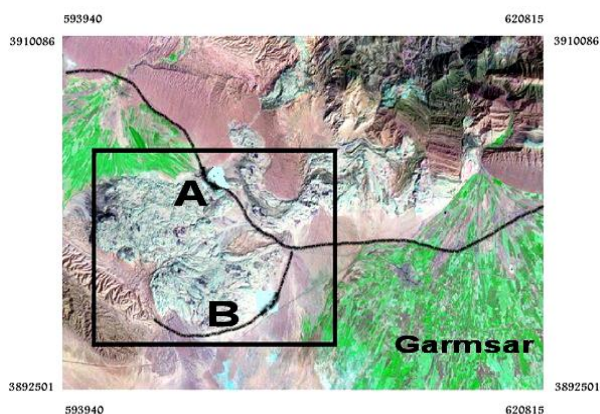
به علت نزدیکی منطقه مورد مطالعه به شهرستان گرمسار و وجود راه‌های اصلی که از منطقه عبور می‌کنند، دسترسی به این منطقه نسبت به منطقه مطالعاتی احمدآباد، آسان‌تر می‌باشد. راه‌های ارتباطی و تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه، به ترتیب در شکل‌های ۱-۴ و ۱-۵ نشان داده شده است.

۱-۷- آب و هوا و جغرافیای طبیعی و انسانی

شهرستان گرمسار دارای تنوع آب و هوایی کاملاً مشخصی است. این تنوع و تضاد در دو فصل تابستان و زمستان بیشتر محسوس است، به طوری که بیشترین نقش را در میان عوامل گوناگون، ارتفاع به عهده دارد. به گونه‌ای که گاه با طی مسافتی کمتر از ۳۰ کیلومتر به سمت شمال در تابستان، ۲۰ درجه سانتی‌گراد اختلاف دمایی بین دو نقطه مشاهده می‌گردد. آب و هوای شهرستان گرمسار را می‌توان در نتیجه برخورد و تأثیر وضع اقلیمی کویر و کوه‌های البرز بر روی یکدیگر دانست. گرمسار تابستان‌های گرم و زمستان‌های معتدل و یا سرد و خشک دارد. به طوریکه حداکثر دما در گرم‌ترین روز سال به $44/4$ درجه سانتی‌گراد (اواخر تیر) و حداقل دما در سردترین روز سال به منفی ۷ درجه سانتی‌گراد می‌رسد (اواسط دی). متوسط

بارندگی سالیانه در شهرستان گرمسار حدود ۱۲۰ میلی‌لیتر می‌باشد که اوج بارندگی در فصول زمستان و بهار صورت می‌گیرد (سازمان هواشناسی گرمسار، ۱۳۸۷).

بزرگترین رودخانه دائمی استان سمنان (حبله رود)، در این شهرستان جاری می‌باشد. وجود این رود در منطقه، باعث رونق کشاورزی و دامداری در این شهرستان کویری شده است (شکل ۱-۶).
گرمسار، متشکل از بخش و روستاهای متعددی می‌باشد که تنها بخش و بزرگترین روستای آن به ترتیب، آرادان و کهن‌آباد نام دارند.



شکل ۱-۵- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای ۱:۱۰۰۰۰۰ لندست. مسیر A، بزرگراه تهران-گرمسار و B، جاده آسفالت معادن نمک کوه تخت رستم.



شکل ۱-۴- راه‌های ارتباطی منطقه مطالعاتی گرمسار، محدوده مورد مطالعه توسط کادر مشخص شده است (برگرفته از اطلس راه‌های ایران).



شکل ۱-۶- رودخانه حبله رود واقع در منطقه بنه کوه، شمال شهرستان گرمسار.

۸-۱- ژئومورفولوژی منطقه

وضعیت ناهمواری‌های هر منطقه، تابعی از گسترش سازندهای مختلف، وضعیت تکتونیکی و میزان فرسایشی است که در منطقه صورت می‌گیرد. در منطقه گرمسار، چهار گروه از عوارض ژئومورفولوژیکی وجود دارد که بیانگر گسترش چهار نوع واحد سنگی متفاوت می‌باشند (دری، ۱۳۷۰).

- ژئومورفولوژی نوع ۱

این ریخت، خاص سازند قم در منطقه می‌باشد. دو عامل باعث شده که سازند قم به مرتفع‌ترین واحد ژئومورفولوژیکی منطقه تبدیل شود:

۱. عامل تکتونیکی، یعنی گسل‌های راندگی کلرز و سرخ کلوت که سازند قم را به روی سازند قرمز فوقانی رانده‌اند.

۲. مقاومت زیادتر آهک در مقابل فرسایش، نسبت به سایر سازندهای شیلی-مارنی منطقه. مجموع این عوامل باعث شده که سازند قم در منطقه به شکل هرم و با ارتفاعی در حدود ۲۲۱۷ متر از سطح دریا (کوه کلرز)، در قسمت شمال غرب شهرستان گرمسار دیده شود (شکل ۱-۷).

۲ - ژئومورفولوژی نوع ۲

این ریخت ویژه سازند قرمز فوقانی می‌باشد. با توجه به این که لیتولوژی این سازند تناوبی از ژئوپس، نمک، مارن، مادستون، شیل، سیلتستون و ماسه سنگ تا کنگلومرا می‌باشد و مقاومت هر یک از این واحدهای سنگی در مقابل فرسایش فرق می‌کند، باعث شده که سازند قرمز فوقانی در منطقه به صورت سستیغ‌های بریده بریده دیده شود. روشن است که با افزایش میزان ماسه سنگ و کنگلومرا در هر بخش، ارتفاع آن بخش بیشتر شود. لازم به ذکر است که تأثیر فرسایش بادی بر روی اکثر ماسه سنگ‌های منطقه، ساخت لانه کبوتری زیبایی را ایجاد کرده است، این ساخت‌ها در ابتدای جاده ایوانکی به آبسرد مناظر بسیار زیبایی را ایجاد کرده است.

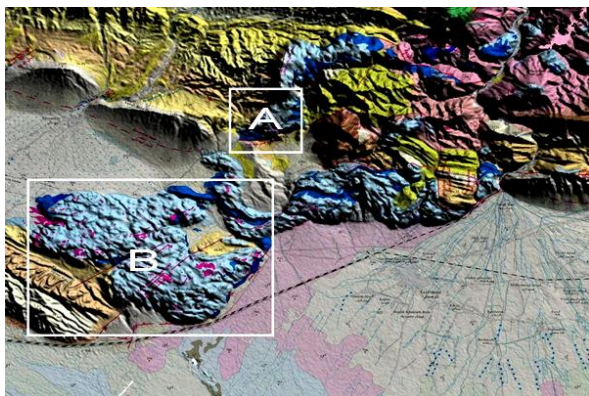
۳ - ژئومورفولوژی نوع ۳

این ریخت، خاص گنبدهای نمکی و گچی منطقه می‌باشد که سطوح نسبتاً همواری دارند و با شیب تند، گاه به صورت پرتگاه، به واحدهای دیگر وصل می‌شوند. این حالت نشانگر گسله بودن اطراف گنبدهای منطقه می‌باشد. گنبدها گاهاً توپوگرافی شبه کارستی دارند که بیانگر انحلال املاح تبخیری در زیر و ریزش طبقات فوقانی است. ارتفاعاتی که توسط گنبدها به وجود آمده است، در حدود ۱۵۰۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارند (شکل ۱-۷).

۴ - ژئومورفولوژی نوع ۴

این ریخت ویژه پادگانه‌های آبرفتی و آبرفت‌های عهد حاضر می‌باشد. سطح پادگانه‌های آبرفتی، هموار و اکثراً با دیواره‌های تقریباً پرشیب، به صورت پرتگاه از اطراف جدا می‌شوند. آبرفت‌های عهد حاضر و شوره‌زار-های کویری که پست‌ترین بخش منطقه را تشکیل می‌دهند، در کم‌ترین حالت در حدود ۷۶۱ متر از سطح دریا ارتفاع دارند و در بخش‌های جنوبی گرمسار گسترش یافته‌اند.

در شکل ۱-۸ تصویر سه بعدی از مورفولوژی و در شکل ۱-۹ تصویر هوایی از منطقه گرمسار نشان داده شده است.



شکل ۱-۸- تصویر سه بعدی از مورفولوژی منطقه، برگرفته از نرم افزار Global mapper. موقعیت کوه کلرز توسط کادر A و منطقه مورد مطالعه توسط کادر B مشخص شده است.



شکل ۱-۷- نمایی از کوه کلرز به همراه گنبدهای نمکی و گچی پیرامون آن (شمال غرب گرمسار).



شکل ۱-۹- تصویر هوایی از بخش‌های شمال شرقی شهرستان گرمسار، پایین تصویر گسل سرخ کلوت قابل مشاهده می‌باشد.

۹-۱- مطالعات قبلی

سنگ‌های آذرین منطقه گرمسار تاکنون مورد بررسی و مطالعه پترولوژیکی جامعی قرار نگرفته‌اند. مطالعات صورت گرفته در این منطقه شامل مطالعات صحرایی، چینه شناسی و پتروگرافی، جهت تعیین انواع واحدهای سنگی، برای تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمسار (امینی و همکاران، ۱۳۸۳) می‌باشد. شهریار و همکاران (۱۳۷۷)، در مقاله‌ای به بررسی و تعیین محیط تکتونوماگمایی بازالت‌های همراه با گنبدهای نمکی البرز مرکزی (منطقه گرمسار) و صفایی (۱۳۷۹)، در رساله دکتری خود تحت عنوان تحلیل ساختاری و ژئودینامیکی تغییر روند البرز مرکزی، به بررسی سنگ‌های آذرین موجود در منطقه پرداختند. با وجود این که تاکنون مطالعات پترولوژیکی جامعی در ارتباط با سنگ‌های آذرین منطقه صورت نگرفته، ولی در سایر شاخه‌های زمین شناسی مطالعات جامعی صورت گرفته است.

- اولین مطالعه زمین شناسی توسط هوبر (۱۹۵۰)، در قالب فعالیت‌های شرکت ملی نفت صورت گرفت که علاوه بر مطالعه رخنمون‌های سنگی، اولین نقشه فتوژئولوژی ۱:۵۰۰۰۰ منطقه ترسیم شد.

- کلهر (۱۹۶۱)، ردیف‌های چین‌شناسی مقطع ایوانکی تا بنه‌کوه را مورد بررسی قرار داد.
- صمیمی نمین و همکاران (۱۳۶۸)، فعالیت‌های طرح پی‌جویی پتاس را در منطقه آغاز کردند که در نهایت منجر به کشف اندیس‌های پتاس معدن راهراک شد.
- صفایی (۱۳۶۹)، در رساله کارشناسی ارشد خود به مطالعه زمین‌ساخت، لرزه زمین‌ساخت، دی‌پیرسم و تکتونیک جوان منطقه پرداخت.
- درّی (۱۳۷۰)، به عنوان رساله کارشناسی ارشد، چین‌شناسی و زمین‌شناسی کوه کلرز را مورد بررسی قرار داد.
- علی‌جانی (۱۳۷۸)، مطالعات مربوط به پتروگرافی و ژئوشیمی کانسارهای تبخیری (معدن راهراک) گرمسار را، به عنوان موضوع پایان‌نامه کارشناسی ارشد به پایان رساند.
- اسدیان و همکاران (۱۳۸۶)، در مقاله‌ای به بررسی ژئومورفولوژی ساختمانی ساختارهای نمکی در گستره گرمسار- لاسجرد پرداختند.

۱-۱- اهداف

در مناطق مورد مطالعه توالی‌های ضخیمی از سنگ‌های رسوبی الیگوسن (سازند قرمز زیرین)، وجود دارند که به نوعی تداعی بخش حوضه‌های پشت‌کمانی ایران مرکزی می‌باشند. در این مناطق سنگ‌های آذرینی وجود دارند که تا به حال هیچ گونه مطالعه پترولوژیکی جامعی بر روی آن‌ها صورت نگرفته است. بنابراین مطالعه این سنگ‌ها از لحاظ ویژگی‌های صحرایی، ترکیب سنگ‌شناسی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سری‌های ماگمایی و جایگاه تکتونیکی رخداد آن‌ها به خصوص در ارتباط با خرد قاره ایران مرکزی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. بدین منظور مطالعه سنگ‌های آذرین این مناطق، در قالب پایان‌نامه پیشنهاد و تصویب شد.

در کل اهداف اصلی این مطالعه عبارتند از:

- بررسی دقیق روابط صحرایی بین واحدهای سنگی موجود در مناطق مورد مطالعه، از لحاظ سن و ساختار.
- بررسی دقیق پتروگرافی سنگ‌های آذرین رخنمون یافته در مناطق مورد مطالعه، به منظور شناخت کانی‌های تشکیل دهنده آن‌ها و چگونگی روند تبلور ماگما.
- بررسی ماهیت ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین به ویژه از لحاظ عناصر کمیاب و خاکی نادر.
- تعیین ترکیب سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه و پتروژنز آن‌ها بر اساس ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی.

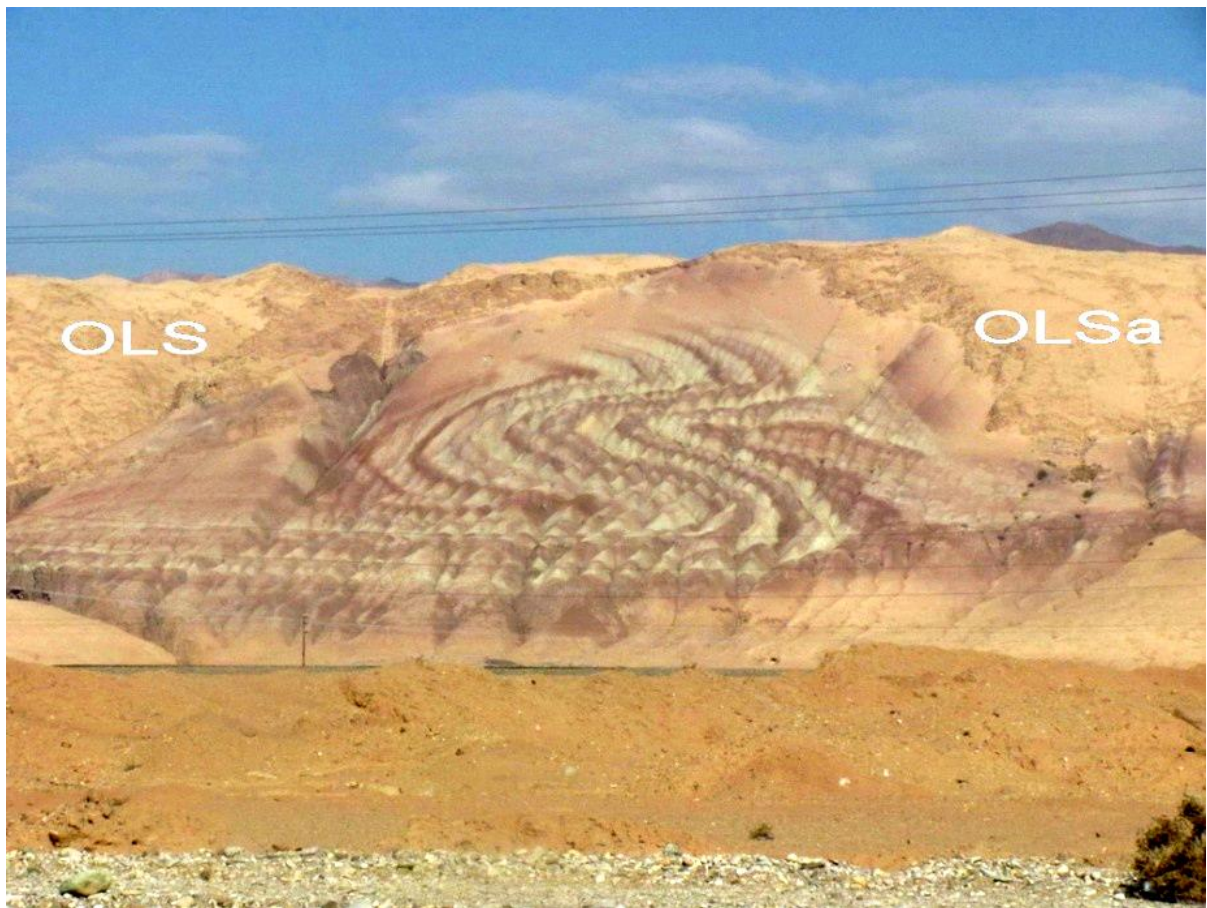
- تعیین منشأ سنگ‌ها و اثبات منشأ واحد برای سنگ‌های مناطق مطالعاتی و تعیین جایگاه تکتونیکی رخداد آن‌ها.
- کمک به تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی و اصلاح نقشه‌های زمین‌شناسی قبلی، بر اساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی صورت گرفته در این تحقیق. لازم به ذکر است که در نقشه زمین‌شناسی منطقه احمدآباد، بازالت‌ها را تحت عنوان بازالت‌های کواترنری معرفی کرده‌اند که بر روی مارن‌های قرمز رنگ نئوژن قرار گرفته‌اند. همچنین سنگ‌های نفوذی منطقه گرمسار را تحت عناوین آلکالی بازالت، میکرو آلکالی بازالت و دیاباز به صورت آتشفشان‌های زیر دریایی و دایک معرفی کرده‌اند. با مطالعات صورت گرفته معلوم گردید که کلیه اسامی سنگی مطرح شده صحیح نمی‌باشند، بنابراین کمک به اصلاح نقشه‌های زمین‌شناسی این مناطق را می‌توان یکی از اهداف این تحقیق دانست.

۱-۱۱- روش مطالعه

- مطالعات صورت گرفته به منظور نگارش این رساله به شرح زیر می‌باشند.
- بررسی تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ و نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ و بررسی راه‌های ارتباطی مناطق مورد نظر.
- بررسی مطالعات صورت گرفته در منطقه و یا مناطق هم‌جوار.
- انجام دو نوبت عملیات صحرایی به مدت ۵ روز در تابستان و پاییز ۸۸ و مطالعه روابط صحرایی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه با سنگ‌های میزبان آن‌ها و نمونه‌برداری سیستماتیک و انتخابی از واحدهای آذرین مختلف بر اساس تنوع بافتی، کانی‌شناسی و سنگ‌شناختی.
- تهیه ۴۵ مقطع نازک از نمونه‌های جمع‌آوری شده و انجام مطالعات پتروگرافی.
- آنالیز شیمیایی سنگ کل از ۱۱ نمونه سنگی، با توجه به حداکثر تنوع ترکیبی و حداقل دگرسانی، در آزمایشگاه ALS CHEMEX کانادا.
- تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی توسط نرم افزارهای پترولوژیکی مختلف از جمله Igp، GCDKIT.
- جمع‌بندی نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، به منظور تعیین منشأ و فرایندهای مؤثر در تشکیل سنگ‌های آذرین مورد مطالعه.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی منطقه

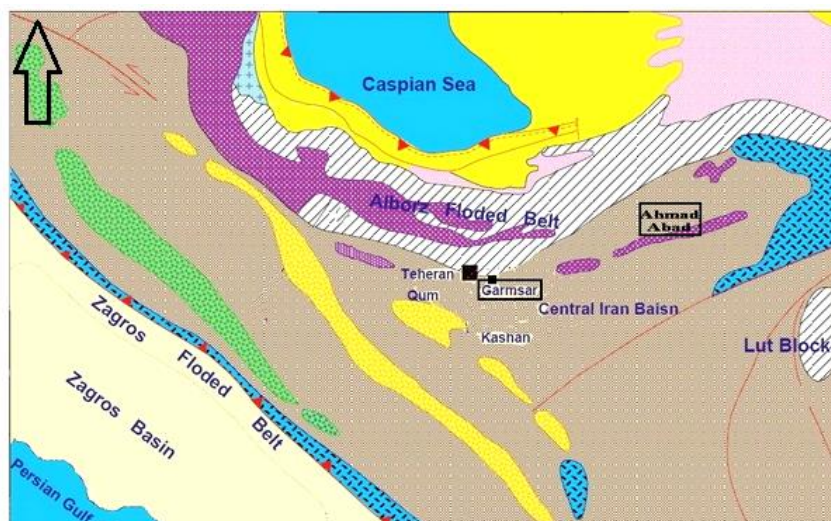


۲-۱- مقدمه

حوضه فروافتاده ایران مرکزی در بین سه زون زمین‌ساختی البرز در شمال، لوت در شرق و زاگرس در جنوب و جنوب غرب، واقع شده است. به اعتقاد کازمین و تیخونوف (۲۰۰۸)، این حوضه از کرتاسه تا پالئوژن، دچار فروافتادگی ناشی از حوضه‌های کششی پشت کمانی شده بود. به طوریکه ادامه این حوضه پشت کمانی را می‌توان تا مناطق دورتر، نظیر افغانستان و یا حتی پامیر دنبال کرد. علاوه بر این، محققین دیگری از جمله: بربریان و همکاران (۱۹۸۳)، جکسون و همکاران (۱۹۹۰)، شهریاری و همکاران (۱۳۷۸)، اسدیان و همکاران (۱۳۸۶)، روتر و همکاران (۲۰۰۷)، وردل (۲۰۰۹)، بین و مین (۲۰۱۰)، برهمند و قاسمی (۱۳۸۹) و، جایگاه این بلوک را یک حوضه کششی پشت کمانی نابالغ در زمان الیگوسن-میوسن، در پشت کمان ماگمایی ارومیه-دختر می‌دانند. حوضه پشت کمانی ایران مرکزی به بخش‌های متعددی تقسیم شده است که مناطق مورد مطالعه در این تحقیق، در بخش‌های شمال غربی (بلوک گرمسار) و شمال شرقی (منطقه احمدآباد) این حوضه قرار دارند.

منطقه احمدآباد در بخش شمالی خرد قاره ایران مرکزی و حد واسط دو گسل بزرگ تروند (در شمال) و درونه (در جنوب) واقع شده است (شکل ۱-۲). در این منطقه، شاهد حضور توالی‌های کم ضخامتی از روانه-های الیوین بازالتی تا بازالتی و توالی‌های آذرآواری وابسته‌ای هستیم که در لابلاهای مارن‌های قرمز رنگ ژئوپس‌دار، به سن الیگوسن میانی- فوقانی (معادل سازند قرمز زیرین) قرار دارند.

منطقه گرمسار در دامنه جنوبی البرز مرکزی و حد فاصل بین دو زون زمین‌ساختی ایران مرکزی و البرز مرکزی قرار دارد (شکل ۱-۲). افراد مختلف از نظر گسترش سازندها، پالئوژئوگرافی و ویژگی‌های زمین-ساختی، برای آن جایگاه‌های گوناگونی را در نظر گرفته‌اند. از جمله بربریان و کینگ (۱۹۸۱)، منطقه گرمسار را در زون ایران مرکزی، اشتوکلین (۱۹۶۱) و افتخار نژاد (۱۳۵۹)، این منطقه را در زون البرز مرکزی و نبوی (۱۳۵۵) منطقه گرمسار را یک مرز تدریجی بین دو زون ایران مرکزی و البرز دانسته‌اند. منطقه گرمسار از نظر روندهای عمومی و ساختمانی شبیه به البرز مرکزی است ولی از نظر گسترش سازندها و لیتولوژی، قابل قیاس با البرز مرکزی و ایران مرکزی می‌باشد. این منطقه از نظر وجود سازندهای کرج و کند، شبیه به البرز و از نظر گسترش سازندهای قم، قرمز زیرین و فوقانی، شبیه به ایران مرکزی می‌باشد (دری، ۱۳۷۰). بنابراین بر اساس مشاهدات صحرایی و روابط چینه‌ای می‌توان این منطقه را جزئی از ایران مرکزی در نظر گرفت. در این منطقه، شاهد حضور توده‌های نفوذی کم عمق به صورت دایک، سیل، استوک و آپوفیز هستیم که در داخل توالی‌های سازند قرمز زیرین نفوذ کرده‌اند.



شکل ۲-۱- واحدهای زمین ساختی ایران به همراه موقعیت مناطق مورد مطالعه بر روی آن (بونینی و همکاران، ۲۰۰۳).

۲-۲- واحدهای سنگی مورد مطالعه در منطقه احمدآباد

منطقه مورد مطالعه، در ۱۵ کیلومتری شمال غرب روستای احمدآباد و در بین دو ورقه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد و ابریشم رود قرار دارد. بر اساس شرح نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد (سلامتی و همکاران، ۱۳۷۹) و مطالعات صحرایی صورت گرفته در این تحقیق، واحدهای سنگی موجود در محدوده مطالعاتی، مربوط به کرتاسه، ائوسن، الیگوسن و کواترنری می باشند (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۲- نمای کلی از واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مطالعاتی احمدآباد (دید به سمت جنوب).

۲-۲-۱- کرتاسه

سنگ های رسوبی و آتشفشانی مزوزوئیک احمدآباد، در برگیرنده ردیف های رسوبی نواحی کم عمق و نیمه عمیق دریایی کرتاسه و سنگ های آتشفشانی زیر دریایی، با ترکیب بازیک تا متوسط می باشند. حوضه کرتاسه در این نواحی، ویژگی های خاصی دارد. در بخش شمال غرب، جنوب غرب و جنوب ورقه احمدآباد،

وجود دو گونه نهشته، یکی تناوبی از آهک‌های نازک لایه و شیل و دیگری آهک‌های توده‌ای و ضخیم لایه، نمایانگر وجود شرایط ناهمسان رسوب‌گذاری در حوضه آن زمان بوده است (سلامتی و همکاران، ۱۳۷۹). در محدوده مورد مطالعه آهک‌های کرتاسه به صورت یک راندگی کوچک، بر روی مارن‌های سبز ائوسن دیده می‌شوند (شکل ۲-۲).

۲-۲-۲- ائوسن

بیشترین واحدهای سنگی رخنمون یافته منطقه، متعلق به این دوره زمانی می‌باشند. این واحدها به دو دسته واحدهای آتشفشانی- آذرآواری و واحدهای مارنی تقسیم می‌شوند (سلامتی و همکاران، ۱۳۷۹).

الف- واحدهای آتشفشانی- آذرآواری

این واحدها در بخش جنوبی منطقه، به صورت گدازه‌هایی با ترکیب پیروکسن تراکی‌آندزیت و بخش‌های آذرآواری دیده می‌شوند. این بخش‌ها شامل توف‌های سبز و ارغوانی، توف برشی، توف سنگی بلورین و میان لایه‌هایی از گدازه‌های آندزیتی تا تراکی‌آندزیتی می‌باشند. رنگ واحدهای آتشفشانی عموماً سبز تیره تا سیاه می‌باشد که در آن‌ها گسل‌های فراوانی دیده می‌شود.

ب) واحد مارنی

این واحد شامل مارن‌های سبز رنگ بسیار نرمی هستند که از نظر چینه‌شناسی در بالای واحدهای آتشفشانی- آذرآواری و در زیر مارن‌های قرمز رنگ ژئوپس‌دار الیگوسن قرار دارند.

۲-۲-۳- الیگوسن

الف- واحدهای مارنی قرمز رنگ ژئوپس‌دار

این واحدها در بخش شمالی منطقه مطالعاتی قرار دارند و شامل توالی‌های ضخیمی از مارن‌های قرمز رنگی هستند که به تناوب، در آن‌ها میان لایه‌هایی از ژئوپس دیده می‌شود. در لابلاهی این مارن‌ها حضور توالی‌هایی از گدازه‌های بازالتی و آذرآواری‌های وابسته، جلب توجه می‌کند. لازم به ذکر است که در نقشه زمین‌شناسی منطقه احمدآباد، بازالت‌ها را تحت عنوان بازالت‌های کواترنری معرفی کرده‌اند که بر روی مارن‌های قرمز رنگ نئوژن قرار گرفته‌اند.

ب- واحدهای آتشفشانی- آذرآواری

این واحدها شامل تعداد محدودی روانه بازالتی می‌باشند که در شمال غرب روستای احمدآباد و در میان توالی‌های ضخیمی از مارن‌های قرمز رنگ ژئوپس‌دار الیگوسن، به همراه واحدهای آذرآواری وابسته مشاهده می‌شوند. این توالی‌ها را می‌توان در سمت چپ جاده بیارجمند به احمدآباد مشاهده کرد. در کل سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری منطقه را می‌توان به دو دسته سنگ‌های بازالتی و سنگ‌های آذرآواری تقسیم کرد:

۱- سنگ‌های بازالتی

از لحاظ لیتولوژیکی، سنگ‌های بازالتی منطقه احمدآباد، طیف ترکیبی محدودی از الیوین بازالت تا بازالت را شامل می‌شوند.

- الیوین بازالت‌ها

الیوین بازالت‌ها از عمده‌ترین واحدهای آتشفشانی منطقه به حساب می‌آیند و به صورت تعداد محدودی گدازه، در میان مارن‌های قرمز رنگ الیگوسن قرار گرفته‌اند. گدازه‌های الیوین بازالتی به صورت روانه‌های کم ضخامت (کمتر از ۲ متر)، با شیبی در حدود ۴۵ درجه به سمت شمال غرب و با امتداد شمال شرقی - جنوب غربی دیده می‌شوند (شکل ۲-۳). الیوین بازالت‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره تا سیاه دیده می‌شوند. از ویژگی‌های بارز این سنگ‌ها می‌توان به حضور چشم‌گیر درشت بلورهای قرمز رنگ الیوین (حداکثر ۲ میلی‌متر)، در آن‌ها اشاره کرد که از وجوه تمایز صحرایی این گدازه‌ها با گدازه‌های بازالتی به حساب می‌آیند. از دیگر ویژگی‌های صحرایی این سنگ‌ها می‌توان به فرسایش پوست پیازی، در سطح رخنمون برخی از آن‌ها اشاره کرد که باعث ایجاد اشکال کروی در سطح رخنمون الیوین بازالت‌ها شده است. این سنگ‌ها دگرسانی کمی را متحمل شده‌اند، به طوری که همین امر، مشکلاتی را در شکستن و برش نمونه‌ها ایجاد کرده است. (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۴- نمایی از فرسایش پوست پیازی، در سطح رخنمون روانه الیوین بازالتی.



شکل ۲-۳- نمایی از توالی الیوین بازالتی، در میان مارن‌های قرمز رنگ.

- بازالت‌ها

بازالت‌ها از فراوانی کمتری برخوردار هستند و به صورت تعداد محدودی توالی نزدیک به هم، در میان مارن‌های قرمز رنگ ژئوسپیس‌دار الیگوسن قرار دارند. بازالت‌ها از نظر چینه‌ای بر روی الیوین بازالت‌ها قرار دارند، پس جوان‌تر از الیوین بازالت‌ها می‌باشند. این گدازه‌ها نیز همانند روانه‌های الیوین بازالتی، کم ضخامت (کمتر از ۲ متر) و هم شیب با توالی‌های مارنی چین خورده میزبان خود هستند و با شیبی در حدود ۴۵ درجه به سمت شمال غرب و راستای شمال شرقی - جنوب غربی قرار گرفته‌اند. همان‌طور که گفته شد، بازالت‌ها به صورت تعدادی توالی نزدیک به هم دیده می‌شوند. یعنی این که در بین دو روانه بازالتی متوالی،

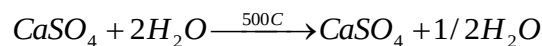
ضخامت ناچیزی از مارن و یا ژئپس قرار دارد که گاهی ژئپس‌ها در اثر حرارت روانه‌های فوقانی خود به گچ تبدیل شده‌اند (شکل ۲-۵). ولی ضخامت لایه‌های مارنی میان توالی‌های الیوین بازالتی، گاهی به چندین ده-متر می‌رسد که نشان دهنده مدت زمان آرامش بیشتر، میان دو فوران متوالی می‌باشد.

سولفات کلسیم در طبیعت به دو شکل یافت می‌شود :

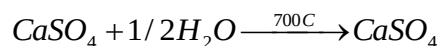
- ژئپس ($CaSO_4 + 2H_2O$)

- انیدریت ($CaSO_4$)

ژئپس در اثر افزایش حرارت (حرارت گاهی می‌تواند توسط توده‌های آذرین حاصل شود)، به تدریج آب خود را از دست می‌دهد. ژئپس در صورتی که تا $500^{\circ}C$ حرارت ببیند بخشی از آب موجود در شبکه بلوری خود را از دست می‌دهد و به گچ مرده (گچ پخته) تبدیل می‌شود.



با افزایش دما تا حدود $700^{\circ}C$ ، مابقی آب موجود در ژئپس خارج شده و به گچ سوخته تبدیل می‌شود. در واقع ژئپسی که تمام آب خود را از دست داده باشد را انیدریت می‌نامند.



بازالت‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره تا سیاه دیده می‌شوند که در سطح آن‌ها آثار دگرسانی به خوبی مشهود است. این دگرسانی را می‌توان ناشی از سیالات آزاد شده در طی دگرگونی حرارتی تبدیل ژئپس به گچ و ریختن بازالت‌ها به درون حوضه‌های رسوبی حاوی رسوبات تبخیری دانست. هم‌چنین بازالت‌ها دارای حفرات پر شده توسط کلسیت و زئولیت هستند که باعث ایجاد ساخت بادامکی در سنگ شده‌اند.



شکل ۲-۵- نمایی از یک روانه بازالتی بر روی لایه مارنی ژئپس‌دار.

۲- سنگ‌های آذرآواری

این سنگ‌ها به صورت توف‌های قرمز رنگ در قاعده بلافصل توالی‌های آتشفشانی دیده می‌شوند. سنگ‌های آذرآواری منطقه به دو شکل لاپیلی کریستال توف و پپریت دیده می‌شوند:

- لاپیلی کریستال توف

این واحد در زیر گدازه‌های البوین بازالتی قرار دارد و به صورت توف‌های قرمز رنگ کم ضخامت دیده می‌شوند که سرشار از قطعات بزرگ و کوچک (ابعاد سانتی متری) البوین بازالت می‌باشند و در یک زمینه بلوری- شیشه‌ای قرمز رنگ دگرسان شده قرار دارند (شکل ۲-۶).

- پیریت

این واحد کم ضخامت به صورت لایه‌های توفی قرمز رنگی دیده می‌شوند که سرشار از لاپیلی‌های ریز و درشت کروی تا دوکی شکل، به ابعاد ۱ تا ۵ سانتی‌متر و به شکل نهشته‌های پیریتی می‌باشند و در قاعده روانه‌های بازالتی دیده می‌شوند (شکل ۲-۷).



شکل ۲-۷- لاپیلی‌های کروی و دوکی شکل که به شکل نهشته‌های پیریتی در قاعده روانه‌های بازالتی دیده می‌شوند.



شکل ۲-۶- لاپیلی‌های البوین بازالتی موجود در لاپیلی کریستال توف.

پیریت چیست و چگونه به وجود می‌آید؟

واژه پیریت اولین بار توسط اسکروپ (۱۸۲۷)، برای توضیح پاره‌ای از سنگ‌های تخریبی موجود در منطقه لیمن دو ورن، واقع در مرکز فرانسه به کار رفت. این سنگ‌ها شامل مخلوطی از رسوبات آهکی دریاچه‌ای با گدازه‌های بازالتی بودند که تشابه زیادی به فلفل داشتند. از این رو به این سنگ‌ها پیریت یا فلفل سنگ گفته شد. این منطقه امروزه به مقطع تیپی برای مطالعه پیریت‌ها تبدیل شده است. میشل لوی (۱۸۹۰)، این سنگ‌ها را حاصل نفوذ ماگما به داخل گل‌های آهکی دانست (سیلینگ و همکاران، ۲۰۰۲).

وایت و همکاران (۲۰۰۰)، تعریف جامع و کاملی را از پیریت ارائه دادند:

«پیریت یک واژه کلی برای گروهی از سنگ‌های آذر آواری است که اساساً به صورت درجا، توسط متلاشی شدن ماگمای نفوذ کننده و اختلاط آن با رسوبات غیرمتراکم و یا رسوباتی با تراکم کم و مرطوب ایجاد می‌شوند. همچنین این واژه برای سنگ‌های آذر آواری به کار می‌رود که در سطح تماس رسوبات نرم و مرطوب با گدازه و یا نهشته‌های آذر آواری داغ، به وجود می‌آیند»

به عقیده کاس (۱۹۹۲)، دو عامل کلیدی برای تشکیل پیریت وجود دارد. یکی انحلال بخار آب و رشد حباب‌های هوا در ماگما و دیگری، وجود اختلاف گرانی بین ماگما و رسوبات غیر متراکم مرطوب. به غیر از این موارد، عوامل متعدد دیگری نیز در این امر دخیل اند:

۱- رئولوژی ماگما و رسوبات ۲- اندازه‌ی دانه، جورشدگی و نفوذ پذیری رسوبات ۳- میزان حجم کل رسوبات و ماگما ۴- سرعت خروج ماگما و

پیریت‌ها را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد (کورسارو و مازولنی، ۲۰۰۲):

- الف) پیریت‌هایی که در طی عوامل غیر انفجاری به وجود می‌آیند. در تشکیل این نوع از پیریت‌ها هیچ گونه فرآیند انفجاری دخیل نمی‌باشد. در واقع این نوع از پیریت‌ها بر اثر تخریب و قطعه قطعه شدن ماگما و آمیختگی قطعات با رسوبات نرم و مرطوب به وجود می‌آیند. همانند پیریت‌هایی که در سطوح ماگماهایی که به داخل رسوبات نرم، به صورت سیل و یا دایک نفوذ کرده باشند و یا پیریت‌هایی که در سطح قاعده‌ای گدازه‌ها شکل می‌گیرند.

- ب) دسته دیگر شامل پیریت‌هایی هستند که در اثر عوامل انفجاری به وجود می‌آیند. در تشکیل این نوع از پیریت‌ها، انفجار ماگما نقش اصلی را ایفا می‌کند. این پیریت‌ها معمولاً در جایی تشکیل می‌شوند که نهشته‌های آذرآواری داغ (حاصل از انفجار ماگما در اثر تماس ماگمای خروجی با آب)، با رسوبات برخورد و آمیخته شوند.

ماگماهای تولید کننده پیریت‌ها اصولاً ماگماهای بازالتی هستند، ولی به عقیده کانو (۲۰۰۲)، پیریت‌ها می‌توانند توسط ماگماهای آندزیتی، تراکیتی، داسیتی و یا حتی ریولیتی نیز به وجود بیایند. پیریت‌ها براساس نوع و نحوه تولید، بافت‌ها و اشکال مختلفی دارند (کورسارو و مازولنی، ۲۰۰۲).

الف) پیریت با بافت گلوبولی و یا کروی

این دسته به اشکال کروی و یا دوکی دیده می‌شوند و توسط عوامل غیر انفجاری به وجود می‌آیند. این نوع دارای ابعاد دسی‌متری تا میلی‌متری می‌باشند. پیریت‌های کروی زمانی تشکیل می‌شوند که غشاء نازکی از بخار آب، ما بین ماگما و رسوب ایجاد و حفظ گردد. غشاء نازک بخار آب باعث جدایی ماگما از تماس مستقیم با رسوبات نرم می‌شود، بنابراین از انفجار و تکه تکه شدن ماگما جلوگیری می‌کند. لازم به ذکر است که این نوع از پیریت‌ها معمولاً در رسوباتی با جورشدگی و دانه‌بندی خوب تشکیل می‌شوند.

ب) پیریت با بافت بلوکی

این پیریت‌ها به اشکال بلوکی و زاویه‌دار، با ابعاد سانتی متری تا دسی متری دیده می‌شوند. پیریت‌های بلوکی شکل در اثر عوامل انفجاری به وجود می‌آیند. پیریت‌هایی با این بافت، معمولاً در اثر تماس ماگما با رسوباتی با جورشدگی و دانه‌بندی ضعیف ایجاد می‌شوند. هم‌چنین عدم تشکیل غشاء نازک بخار در اطراف

ماگما، باعث تماس مستقیم ماگما با رسوبات شده و در اثر فعل و انفعالاتی که بین ماگما و رسوب ایجاد می-شود، منجر به انفجار و تکه تکه شدن ماگما می‌شود.

پیریت‌ها را از دو جنبه مورد بررسی قرار می‌دهند:

الف) پیریت‌ها و کانسارهای اقتصادی:

زمانی که یک ماگمای داغ به داخل رسوبات مرطوب نفوذ می‌کند، انتقال حرارت از ماگما به آب منفذی موجود در رسوبات، باعث تغییر حرارت، فشار و چگالی سیال می‌شود. این عامل باعث جابجایی آب در خلل و فرج رسوبات شده و در صورت مهیا بودن شرایط، باعث تشکیل کانسارهای هیدروترمالی می‌شود (مکفی و اورس، ۱۹۹۹).

ب) مطالعه نحوه خروج ماگما و یا فوران

بر اساس مطالعات بافتی پیریت‌ها، می‌توان به نوع و نحوه خروج ماگما پی‌برد. به عنوان مثال اگر پیریت‌ها بافت بلوکی داشته باشند، نشان از خروج فورانی و یا انفجاری ماگما دارند (سیلینگ و همکاران، ۲۰۰۲). بر اساس مطالب گفته شده و مشاهدات صحرایی، می‌توان درباره پیریت‌های موجود و نوع خروج گدازه‌های بازالتی منطقه این نتیجه‌ها را گرفت:

پیریت‌های موجود در منطقه عموماً به صورت کروی کامل و یا دوکی می‌باشند، بنابراین از نوع پیریت‌هایی با بافت گلوبولی می‌باشند. بر این اساس می‌توان گفت که این پیریت‌ها در اثر عوامل غیر انفجاری به وجود آمده‌اند، بنابراین خروج ماگماهای بازالتی منطقه احمدآباد با آرامش و در یک محیط مرطوب صورت گرفته است. ولی حضور توفه‌هایی با قطعات سانتی متری از جنس الیوین بازالت، در زیر گدازه‌های الیوین بازالتی، نشان دهنده این موضوع است که خروج این ماگماها با شدت بیشتر و انفجاری صورت گرفته است.

۲-۲-۴- کوآترنری

رسوبات کوآترنری به طور عمده در مسیر رودها و آبراهه‌های فصلی و موقت قرار می‌گیرند که حاصل فرسایش سازندهای موجود در منطقه می‌باشند.

در شکل ۲-۸ ستون چینه شناسی منطقه مطالعاتی احمدآباد نشان داده شده است.

Erathon	System	Seri	ogy Litho	Description
C E N O Z O I C	QUATERNARY			Quaternary clastic deposits
				Red marl with gypsum
	TERTIARY	OLIGOCENE		Basalt
				Red marl with gypsum
				Basalt
				Peperite
				Thick red marl with gypsum
				Olivine basalt
				Red to green marl
				Olivine basalt
				Tuff
				Thick red marl
		EOCENE		Cream to pinkish tuffaceous marl with green to gray Intermediate to acidic tuff breccia, lithic tuff-trachyandesite-and lithic crystal tuff
				Agglomerate
				Black to dark gray pyroxene trachyandesite, trachyte, andesitic lava

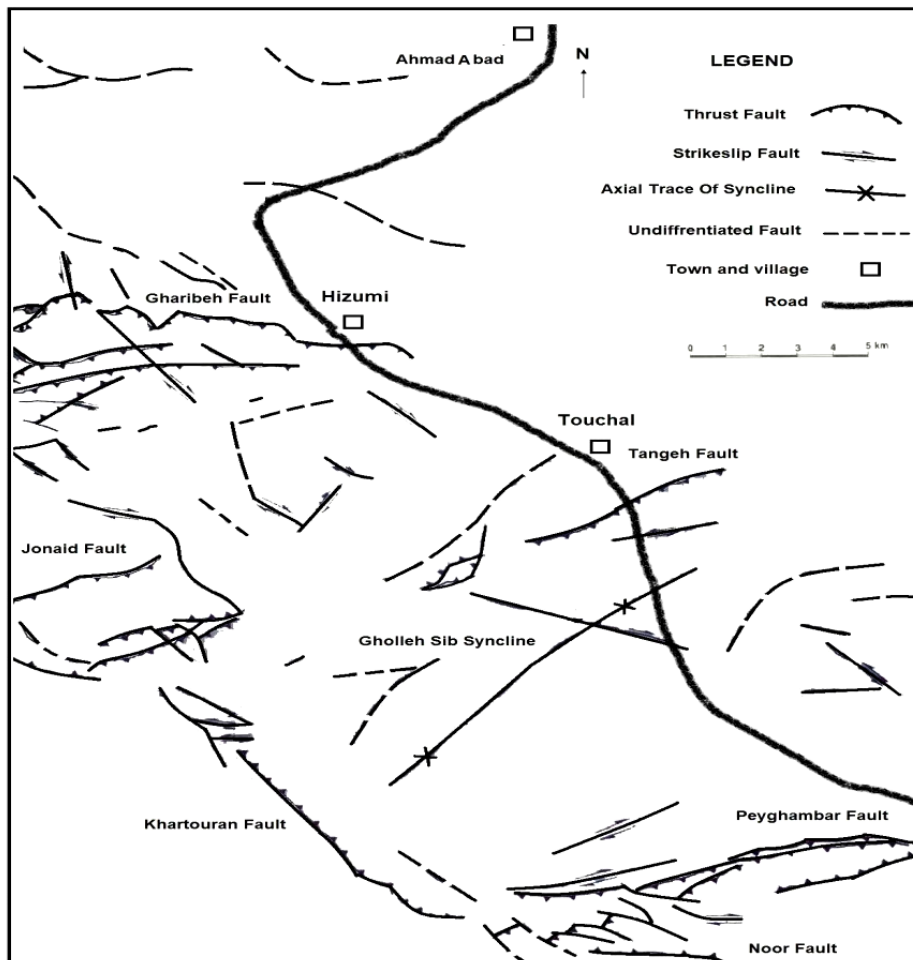
شکل ۲-۸ ستون چینه شناسی منطقه احمدآباد (بدون مقیاس).

۲-۳- زمین‌شناسی ساختمانی و تکنونیک منطقه احمدآباد

منطقه مورد مطالعه در حاشیه شمالی کویر بزرگ، در زون ایران مرکزی و در میان دو گسل بزرگ ترود (در شمال) و درونه (در جنوب) واقع شده است. نحوه قرارگیری منطقه در میان این دو گسل بزرگ باعث شده که سازوکار کلیه عوامل ساختاری منطقه، نظیر چین‌ها و گسل‌ها به طور عمده تابع فعالیت‌های این دو

گسل باشند. عوامل ساختاری منطقه را می‌توان تحت دو عنوان چین‌ها و گسل‌ها مورد بررسی قرار داد (غفاری نیک، ۱۳۷۸).

در شکل ۹-۲، نقشه چین و گسل‌های اصلی منطقه مطالعاتی احمدآباد آورده شده است.



شکل ۹-۲- نقشه چین و گسل‌های اصلی منطقه مطالعاتی احمدآباد (اقتباس از نقشه ساختاری ۱:۱۰۰۰۰۰ توچال (غفاری نیک، ۱۳۷۸)، همراه با تغییرات).

۲-۳-۱- چین‌ها

در منطقه مورد مطالعه تنها چین اصلی و مهم، ناودیس قله سیب می‌باشد.

الف- ناودیس قله سیب

ناودیس قله سیب یکی از بزرگترین چین‌های ناحیه به حساب می‌آید که در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران و ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد قابل مشاهده می‌باشد. نام این چین از ارتفاعی به همین نام گرفته شده است. ناودیس قله سیب در بخش شمالی خود محدود به جاده احمدآباد و در بخش جنوبی با گسل خارتوران بریده می‌شود. این ناودیس دارای محوری با روند شمال شرق - جنوب غرب و طول موجی در حدود ۱۵-۱۸ کیلومتر می‌باشد. عمده‌ترین واحد تشکیل دهنده این چین، واحد K_1^{LSH} (آهک نازک لایه با شیل)، است که به

صورت پراکنده در آن واحدهای K_1^V (گدازه‌ها آندزیتی) و K_1^{SH} (شیل‌های کربناته تخریبی) برونزد دارند. هسته ناودیس را واحدهای Pe^C (کنگلومرای پلیوسن) و Pe^L (آهک میکرایتی)، که به صورت ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی واحدهای قدیمی‌تر قرار دارند، تشکیل می‌دهند (غفاری نیک، ۱۳۷۸).

ب- چین‌های میانه مقیاس غیر مرتبط با گسل (چین‌های پارازیتی)

محور این چین‌ها هم روند با روند ناودیس قله سیب (شمال شرقی - جنوب غربی) می‌باشند. این چین‌ها را می‌توان از جمله چین‌های مرتبه دوم ناودیس قله سیب در نظر گرفت که همزمان با ناودیس قله سیب تشکیل شده‌اند (غفاری نیک، ۱۳۷۸).

ج- چین‌های میانه مقیاس مرتبط با گسلش

در این ناحیه دو نسل چین خوردگی مرتبط با گسلش وجود دارد. هندسه چین‌ها (طول موج، دامنه، تقارن و زاویه بین یالی)، بستگی کاملی با مقدار جابجایی بر روی گسل‌ها، فاصله گسل‌ها از یکدیگر و ویژگی‌های گسلش دارد. دو نسل چین خوردگی عبارت‌اند از:

- نسل اول چین‌های میانه مقیاس مرتبط با گسلش

روند محوری چین‌های نسل اول، به موازات محور چین اصلی منطقه است. میل محور این چین‌ها متغیر و حداکثر به ۴۸ درجه می‌رسد و شیب سطح محوری چین‌ها از ۳۰ تا ۶۰ درجه در تغییر است. گسل‌های ایجاد کننده این چین‌ها از نوع راندگی می‌باشند و راستایی شمال شرقی - جنوب غربی دارند. گرایش چین‌ها همگی به سمت جنوب شرق و در جهت گرایش گسل‌های راندگی است. (غفاری نیک، ۱۳۷۸).

- نسل دوم چین‌های میانه مقیاس مرتبط با گسلش

روند محوری چین‌های نسل دوم تقریباً عمود بر روند چین‌های نسل اول مرتبط با گسلش می‌باشند. میل محور این چین‌ها کم و به سمت جنوب غرب است. گسل‌های به وجود آورنده این چین‌ها، راندگی‌هایی با راستای عمومی شمال غربی - جنوب شرقی می‌باشند. شیب سطح محوری این چین‌ها، متغیر بوده و در حدود ۳۵ تا ۸۰ درجه در تغییر است. گرایش چین‌ها در جهت گرایش گسل‌های راندگی است و به سمت جنوب غرب می‌باشد. طول موج و دامنه چین در هر دو نسل چین خوردگی متغیر بوده و از چند متر تا چند ده متر تغییر می‌کنند (غفاری نیک، ۱۳۷۸).

۲-۳-۲- گسل‌ها

گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه به دو دسته گسل‌های اصلی و فرعی تقسیم می‌شوند (غفاری نیک، ۸۲).

الف- گسل‌های اصلی

- راندگی کوه پیغمبر

نام این راندگی از کوهی به همین نام، در جنوب روستای زمان‌آباد گرفته شده است. راندگی کوه پیغمبر از دامنه این کوه گذشته و باعث افراستگی ارتفاع کوه پیغمبر شده است. این راندگی راستایی شمال شرقی -

جنوب غربی دارد و با شیب کم، به سمت جنوب شرق، باعث رانده شدن واحد k_1^{sh} به روی واحد k_1^{lsh} شده است. طول این راندگی در حدود ۱۳/۵ کیلومتر می‌باشد و در بخش‌هایی توسط گسل‌های راست گرد بریده و جابجا شده است (غفاری نیک، ۱۳۷۸).

- گسل معکوس پیغمبر

این گسل در فرادیواره راندگی کوه پیغمبر و به موازات آن، موجب رانده شدن واحد آهکی k_1^l بر روی k_1^{sh} شده است. شیب این گسل زیاد و در حدود ۷۰-۸۰ درجه می‌باشد که باعث ایجاد نیمکت گسلی، با فرازی بیش از ۳ متر شده است. راستای این گسل همانند راندگی کوه پیغمبر می‌باشد و در بخش غربی خود با گسل‌های فراوانی بریده و جابجا شده است (غفاری نیک، ۱۳۷۸).

- گسل خارتوران

نام این گسل از ناحیه خارتوران گرفته شده است. این گسل با راستای شمال غربی - جنوب شرقی و شیبی در حدود ۶۳-۵۰ درجه، به سمت شمال شرق قرار دارد. طول این گسل در حدود ۶۴ کیلومتر می‌باشد و پهنه برشی وسیعی در حدود ۳۰۰ متر دارد که در سطح گسلی آن خطوط خش لغز فراوان، رگه‌های کلسیتی چین خورده و بریده شده و ریز چین‌های زیادی دیده می‌شود (غفاری نیک، ۱۳۷۸).

- راندگی کوه تنگه

این راندگی با راستای شمال شرقی - جنوب غربی و با شیب کم به سوی شمال غرب، باعث رانده شدن کنگلومراهای پالئوسن (Pe^c) بر روی بخشی از واحد k_1^{lsh} شده است. جاده احمدآباد به زمان‌آباد این گسل را در ۳/۵ کیلومتری جنوب شرق روستای توچال قطع کرده است (غفاری نیک، ۱۳۷۸).

- راندگی جنید

نام این گسل از کوه جنید گرفته شده است. این گسل روندی شمال شرقی - جنوب غربی دارد که با شیبی به سمت جنوب شرق و طولی در حدود ۱۳ کیلومتر در منطقه دیده می‌شود. این گسل باعث رانده شدن واحدهای k_1^{lsh} بر روی واحدهای k_1^{sh} شده است (غفاری نیک، ۱۳۷۸).

ب- گسل‌های فرعی

گسل‌های فرعی به تعداد فراوان در ناحیه مورد مطالعه وجود دارند. اثر سطحی این گسل‌ها بسیار متغیر بوده و از چند کیلومتر (۳-۴ کیلومتر) تا چند متر در سطح زمین دیده می‌شوند. گسل‌های فرعی بیشتر از نوع راندگی می‌باشند و شیب‌های متغیری دارند که در آن‌ها مولفه‌های راست لغز نیز دیده می‌شود. از دیگر گسل‌های فرعی می‌توان به گسل‌های راست لغز محض (با راستاهای مختلف) و یا گسل‌های عادی اشاره کرد. این گسل‌ها دو راستای غالب شمال غربی - جنوب شرقی و شمال شرقی - جنوب غربی دارند و هم راستا با ساختارهای اصلی منطقه می‌باشند. مقدار جابجایی بر روی این گسل‌ها از چند ده متر تا چند سانتی

متر متغیر است (غفاری نیک، ۱۳۷۸). حرکت بلوک‌های سنگی در این گسل‌ها منجر به ایجاد چین‌های مرتبط با گسلش شده است. این گسل‌ها در منطقه باعث رانده شدن آهک کرتاسه بر روی مارن‌های سبز ائوسن شده‌اند (شکل ۲-۱۰).



شکل ۲-۱۰- راندگی آهک کرتاسه بر روی مارن‌های سبز ائوسن.

۲-۴- زمین‌شناسی اقتصادی و پتانسیل معدنی منطقه احمدآباد

منطقه مورد مطالعه پتانسیل اقتصادی بسیارضعیفی دارد و کانسارهای موجود، تنها شامل تعدادی کانسار فلزی و غیر فلزی می‌باشند (سلامتی و همکاران، ۱۳۷۹).

۲-۴-۱- کانسار فلزی

کانی سازی مس به صورت نشانه‌هایی از مالاکیت و آزوریت در امتداد زون‌های تراستی، در شمال غرب ورقه و درون واحدهای ولکانیکی آذرآواری ائوسن (E^{Tb}) دیده می‌شود. در اطراف این نشانه‌ها آثار سرباره که نشان از بهره برداری قدیمی دارد، دیده می‌شود. همچنین در میانه راه روستای احمدآباد به رضا آباد اندیس معدنی منگنزی دیده می‌شود که تاکنون از آن بهره برداری نشده است.

۲-۴-۲- کانسار غیر فلزی

الف- سنگ‌های تزئینی

معدن سنگ آهک رضا آباد، در مسیر راه مزینان و پس از روستای رضا آباد واقع شده است. سنگ آهک در این معدن توسط سیم برش، بریده و به صورت بلوک استخراج می‌شده. مواد استخراجی از این معدن بیشتر شامل سنگ‌های آهکی میکرایتی شیری رنگ پالئوسن (Pe^1) بوده است. رخنمون این سنگ آهک توسط همبری گسله از واحد کرتاسه بالایی (k_2^{ml}) و واحد دگرگونی میکاشیست (Sch) جدا شده است. این معدن در حال حاضر متروکه می‌باشد. در جاهای دیگر، از جمله جنوب شرقی روستای حجاج و شمال باختر کوه سرخه پر، کند و کاوهایی برای استخراج سنگ‌های تزئینی صورت گرفته است.

ب- گچ

واحدهای ژیبسی، در بخش جنوب شرقی منطقه و در داخل واحدهای مارنی الیگوسن قرار دارند. در این مناطق گچ به صورت رگه‌هایی از ژیبس به ضخامت کمتر از یک متر وجود دارد.

۲-۵- واحدهای سنگی مورد مطالعه در منطقه گرمسار

منطقه مورد مطالعه بخش‌های وسیعی از شمال غرب تا غرب شهرستان گرمسار را شامل می‌شود. بر اساس شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمسار (امینی و همکاران، ۱۳۸۳) و مطالعات صحرایی صورت گرفته در این تحقیق، این منطقه شامل رخنمون‌هایی از توالی‌های مربوط به الیگوسن، میوسن، پلیوسن و کواترنری می‌باشد.

۲-۵-۱- الیگوسن (سازند قرمز زیرین)

بیشترین رخنمون‌های سنگی منطقه، متعلق به این دوره زمانی و این سازند می‌باشند. سازند قرمز زیرین شامل توالی‌های ضخیمی از مارن‌های ژیبس‌دار قرمز رنگی هستند که در آن‌ها توده‌های متعدد آذرین نفوذ کرده‌اند و بخش‌های وسیعی از شرق تا غرب گرمسار را می‌پوشاند (سرخه تا ایوانکی).

پس از رویداد ائوسن پایانی (پیرنئن)، هوازده‌گی و فرسایش شدیدی بر پوسته ایران زمین تحمیل شد و مواد حاصل از فرسایش، در محیط‌های رسوبی آبرفتی، دشت‌های سیلابی و یا دریاچه‌های موقت مناطق گرمسیری و در شرایط اکسیدان نهشته شدند. این امر باعث شد در ایران مرکزی و مابین رسوبات و سنگ‌های متعلق به ائوسن و الیگو-میوسن، یک‌سری سنگ‌های رسوبی تخریبی قرمز رنگ، همراه با کانی‌های تبخیری به وجود بیاید که معرف محیط رسوب گذاری قاره‌ای و کولابی می‌باشند. این توالی‌ها اولین بار توسط گانسر (۱۹۵۵)، به نام سازند سرخ پایینی نام‌گذاری شدند. سازند قرمز زیرین فاقد آثار فسیلی شاخص می‌باشد، به طوری که بر اساس جایگاه چینه شناسی، سن الیگوسن را برای آن در نظر گرفته‌اند. این سازند در حوضه رسوبی ایران مرکزی به خصوص در ناحیه قم گسترش زیادی دارد. در اطراف کهک واقع در جنوب قم، ضخامت سازند قرمز زیرین به ۱۰۰۰ متر می‌رسد که شامل شیل‌های سیلتی سبز و قرمز رنگ، مارن‌های ژیبس‌دار قرمز و قهوه‌ای، ماسه سنگ، کنگلومرا، لایه‌های ژیبس، گدازه‌های آتشفشانی و سنگ‌های آذرآواری می‌باشند. علاوه بر این، در سایر نواحی ایران مرکزی، همانند تفرش، جنوب شرق تهران، شمال گرمسار و شمال سمنان گسترش درخور توجهی دارد (هوشمندزاده، ۱۳۷۳ و آقائاتی، ۱۳۸۳).

سازند قرمز زیرین به صورت مجموعه‌ای از توالی‌های رسوبی-تخریبی می‌باشند که از فرسایش و هوازده‌گی ارتفاعات منطقه حاصل شده‌اند. بنابراین می‌توان گفت که منشأ مواد آواری این سازند بسیار متفاوت و بیشتر محلی و ناحیه‌ای می‌باشد.

سازند قرمز زیرین در منطقه گرمسار شامل توالی‌هایی از:

الف - واحد OL^S

این واحد با ضخامتی در حدود ۵۰۰-۳۰۰ متر، شامل شیل‌های مارنی، سیلتی و رسی، ماسه سنگ، میکروکنگلومرا، مارن‌های قرمز، سبز روشن تا قهوه‌ای مایل به قرمز به همراه لایه‌های سنگ نمک و ژپس می‌باشد. واحد OL^S اغلب چین خورده است و لایه‌های نمکی آن به صورت گنبدی بالا آمده‌اند. این گنبدها که به عنوان واحد OL^{Sa} معرفی شده‌اند به صورت توده‌های گرد، بیضوی و یا عدسی شکلی می‌باشند که در امتداد غسل‌های اصلی منطقه بالا آمده‌اند (امینی و همکاران، ۱۳۸۳).

توده‌های تبخیری، یکی از سیمایهای ساختاری زیبا و قابل توجه در منطقه به شمار می‌روند. این توده‌ها در غرب، شمال غربی و شمال گرمسار رخنمون وسیعی دارند. لایه مادر توده‌های تبخیری، بخش‌های تبخیری سازندهای قرمز زیرین و کند می‌باشد (اسدیان و همکاران، ۱۳۸۶).

وزن مخصوص هالیت ۲/۱۶ گرم بر سانتی‌متر مربع است. بنابراین هنگامی که سنگ‌های پیرامون نمک‌ها تحت فشار قرار می‌گیرند، چگالی کلی آن‌ها به طور قابل ملاحظه‌ای افزایش می‌یابد، اما قابلیت فشردگی نمک خیلی کم است، به طوریکه در طی فشردگی، چگالی نمک تغییر چندانی نمی‌کند. اگر سنگ‌های فوقانی نمک‌ها در حدود ۷۰۰-۳۰۰ متر ضخامت داشته باشند، فشار حاصله باعث می‌شود که چگالی سنگ‌های اطراف به ۲/۲ گرم بر سانتی‌متر مربع، یعنی بیش از چگالی نمک برسد. بدین ترتیب نمک تحت فشارهای حاصله به صورت پلاستیک رفتار می‌کند. در این حالت حرکت نمک می‌تواند با فشارهای زمین-ساختی نسبتاً جزئی، در جهت کاهش فشارهای لیتوسفری آغاز شود. این حرکت از میان نزدیک‌ترین مناطق شکسته شده سنگ‌های فوقانی به طرف سطح صورت می‌پذیرد (اسدیان و همکاران، ۱۳۸۶). صفایی (۱۳۶۹)، بر اساس تبعیت دیپایرهای نمکی از راستاهای غسل‌های فشارشی و راست لغز، حرکت نمک به درون شکستگی‌ها را به عنوان سازوکار اصلی دیپایریسم در منطقه معرفی کرده است. بیک‌پور و همکاران (۲۰۱۰)، نرخ بالا زدگی گنبدهای نمکی منطقه گرمسار را در حدود ۲۰ میلی متر در سال در نظر گرفته‌اند.

عبادتی (۱۳۷۷)، آغاز دیپایریسم منطقه را پلیوسن آغازین می‌داند، زیرا:

۱- قطع شدگی سازند کهریزک (جنوب شرقی ایوانکی)، توسط گنبدهای نمکی.

۲- در این زمان (پلیوسن آغازین)، نمک در زیر بیش از ۴۰۰۰ متر رسوب و سنگ (سازندهای قم و قرمز فوقانی) قرار گرفته بود. در این وضعیت، چگالی سنگ‌های پیرامون نمک بیشتر از چگالی نمک شده و شرایط لازم برای صعود نمک در اثر ناپایداری ثقلی، فراهم شده بود.

۳- فاز کوهزایی پلیوسن آغازین، می‌توانسته به عنوان مکمل و محرک خارجی، سبب توسعه دیپایریسم در منطقه شده باشد.

۴- توسعه چین‌ها و غسل‌ها در این زمان می‌توانسته به عنوان سازوکار محرک کاملاً مناسبی عمل کرده باشد.

به طور کلی ساختارهای نمکی منطقه بر اساس رده‌بندی جکسون و تالبوت (۱۹۹۴)، به صورت ذیل می‌باشند (اسدیان و همکاران، ۱۳۸۶):

- ۱- استوک‌های نمکی مدور و نیمه مدور. این استوک‌ها در مناطق شمال شرقی گرمسار رخنمون یافته و از رسیدگی (بلوغ) پایینی برخوردار می‌باشند.
- ۲- طاق‌دیس یا ورم نمکی، برآمدگی‌های نمکی طولی هستند که به موازات لایه‌های فوقانی خود قرار دارند. این ساختارها را می‌توان در بخش‌های شمالی و غرب کوه کلرز مشاهده کرد.
- ۳- دیواره‌های نمکی، گنبد‌های نمکی طولی هستند که عموماً به صورت غیر مستقیم و در ردیف‌های موازی تشکیل می‌شوند. دیواره نمکی نتیجه رسیدگی (بلوغ) ساختاری طاق‌دیس نمکی می‌باشد. این ساختارها در شمال غرب گرمسار تشکیل شده‌اند.
- ۴- زبانه نمکی یا یک ورقه نمکی به شدت نامتقارن که به وسیله یک ساقه منفرد تغذیه می‌شود. زبانه نمکی، نمک نابرجایی می‌باشد که وسعتش چند برابر ضخامت پیشینه آن است. لازم به ذکر است که گنبد‌های نمکی باعث ایجاد مناظر زیبایی در منطقه شده‌اند. از آن جمله می‌توان به چین خوردگی توالی‌های سازند قرمز زیرین (واحد OL^S) در اژدها کوه (شمال گرمسار) اشاره کرد (شکل ۲-۱۱).

ب- واحد OL^C

این واحد به صورت یک لایه ضخیم کنگلومرایی (۱۰۰ متر) به رنگ کرمی تا خاکستری روشن می‌باشد. اندازه قطعات اغلب کمتر از ۱۰ سانتی‌متر هستند، ولی در مواردی ابعاد آن‌ها به یک متر هم می‌رسد (شکل ۲-۱۲). قطعات کنگلومرا عموماً از جنس سنگ‌های آهکی، سیلتستونی، ماسه سنگی و یا آذرین با جورشدگی و گردشدگی متوسط می‌باشند. مرز زیرین واحد OL^C با واحد OL^S به صورت یک ناپیوستگی هم‌شیب است که تغییر شدید لیتولوژی، خود گویای این ناپیوستگی می‌باشد. ولی مرز بالایی آن با واحد OL^{mg} یک مرز تدریجی است (امینی و همکاران، ۱۳۸۳).

ج- واحد OL^{mg}

این واحد با ضخامتی در حدود ۴۰۰-۵۰۰ متر از توسعه بسیار زیادی در منطقه برخوردار است (شکل ۲-۱۲). این واحد شامل توالی‌هایی از سنگ گچ، مارن، مارن آهکی و شیل، به همراه میان لایه‌هایی از آهک سبز رنگ تا کرمی روشن می‌باشد که در بخش‌های آهکی آن فسیل خارپوست به وفور یافت می‌شود (امینی و همکاران، ۱۳۸۳).

در این واحد توده‌های متعدد و پراکنده‌ای از سنگ‌های آذرین، به صورت دایک، سیل، آپوفیز و استوک نفوذ کرده‌اند که در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمسار، به اشتباه تحت عنوان واحد OL^V (واحد

آتشفشانی) نامیده شده‌اند. مطالعات صورت گرفته نشان از نفوذی بودن این واحد دارد، بنابراین در این تحقیق، به جای واحد OL^v ، از واحد OL^{gb} ، به معنی واحد گابرو-دیوریتی استفاده می‌شود.



شکل ۲-۱۲- نمایی از واحدهای OL^c (واحد کنگلومرای قاعده‌ای) و OL^{mg} (واحد مارنی-ژیپسی)



شکل ۲-۱۱- نمایی از چین خوردگی واحد OL^s (واحد نمکی)، در اژدها کوه، در نتیجه بالا آمدگی نمک.

ج- واحد آذرین OL^{gb}

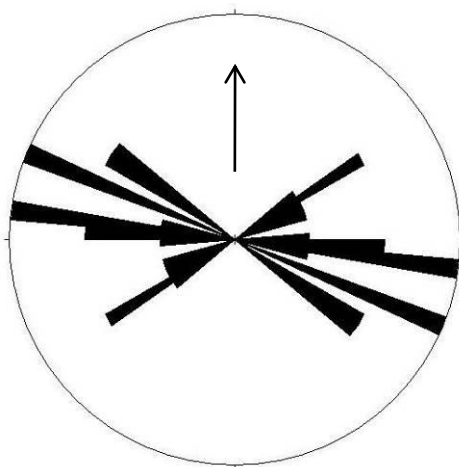
سنگ‌های آذرین منطقه گرمسار شامل تعداد زیادی توده نفوذی می‌باشند که به اشکال مختلف، همانند دایک، سیل، آپوفیز و استوک‌های کوچک، به داخل واحد OL^{mg} سازند قرمز زیرین نفوذ کرده‌اند و در واحدهای بالاتر دیده نمی‌شوند. این توده‌ها اکثراً به صورت دایک بوده و روند عمومی شمال غربی- جنوب شرقی دارند. توده‌های نفوذی طیف ترکیبی گابرو تا دیوریت را شامل می‌شوند و بر اساس روابط چینه‌شناسی می‌توان سن آن‌ها را به بعد از الیگوسن میانی نسبت داد.

دایک‌ها توده‌های آذرینی هستند که طبقات سنگی درونگیر خود را به طور ناهم شیب قطع می‌کنند. ضخامت دایک‌ها می‌تواند از چند سانتی‌متر تا چند متر و طول آن‌ها از چند متر تا چند کیلومتر متغیر باشد. معمولاً دایک‌ها را به صورت توده‌های ساب ولکانیک یا نیمه نفوذی در نظر می‌گیرند. دایک‌ها عموماً به صورت گروهی دیده می‌شوند. اگر دایک‌ها به موازات یکدیگر قرار گیرند، به آن‌ها دسته دایک می‌گویند. علت تشکیل این نوع از دایک‌ها، وجود درز و شکاف‌های متعدد و موازی در مسیر صعود ماگما می‌باشد. به طوری که ماگما از آن‌ها به عنوان معابری جهت رسیدن به سطح زمین بهره می‌گیرد. بنابراین ماگما از چند مسیر به سطح می‌رسد که پس از انجماد به صورت دسته‌ای از دایک‌های موازی دیده می‌شوند که به آن‌ها دسته دایک می‌گویند (خان و همکاران، ۲۰۰۷).

با توجه به شواهد ساختاری منطقه مورد مطالعه و با توجه به حاکم بودن محیط تکتونیکی فشاری در البرز، طی ترشیری، به دلیل تغییر روند البرز شرقی نسبت به البرز غربی در اواخر ائوسن، در بخش‌های جنوبی البرز مرکزی، به طور محلی یک حوضه کششی با روند شمال شرقی- جنوب غربی ایجاد شده است. روند این حوضه را امروزه به عنوان لولای تغییر روند البرز مرکزی تعبیر می‌کنند. از جمله شواهد چینه‌ای

جهت اثبات این حوضه کشتی، وجود رخنمون‌هایی از سازند قرمز زیرین و قم در محل تشکیل این حوضه، حتی تا نواحی شمال شرقی فیروزکوه می‌باشد. این رخنمون‌ها و هم‌چنین نحوه گسترش گنبدها، حکایت از نفوذ حوضه رسوبی ترشیری ایران مرکزی در راستای این حوضه کشتی محلی به درون بخش‌های میانی البرز مرکزی دارد. با اندک نگاهی به نقشه زمین شناسی گرمسار و تصاویر ماهواره‌ای منطقه متوجه می‌شویم که تراکم توده‌های نفوذی در بخش‌های جنوب غربی منطقه (ارتفاعات تخت رستم)، نسبت به سایر نقاط منطقه بیشتر می‌باشد. دلیل این امر را می‌توان ناشی از گسترش بیشتر حوضه‌های کشتی در بخش‌های جنوب غربی و بسته شدن تدریجی حوضه‌های کشتی در بخش‌های شمال شرقی منطقه دانست. در کل، فراوانی توده‌های نفوذی را می‌توان ناشی از تأثیر بیشتر فازهای کشتی و نفوذ ماگمای بیشتر به این بخش از پوسته نازک شده، دانست (شهریاری و همکاران، ۱۳۷۷).

بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات صورت گرفته می‌توان گفت که دایک‌های موجود در منطقه مطالعاتی به واسطه تأثیر فرایندهای تکتونیکی که باعث ایجاد گسل‌های اصلی و فرعی و هم‌چنین درز و شکاف‌های متعدد با راستای شمال غربی - جنوب شرقی شده است، تشکیل و به دلیل هم راستا بودن و موازی بودن دایک‌ها نسبت به یکدیگر، دایک‌های منطقه از نوع دسته دایک می‌باشند. در شکل ۲-۱۳، نمودار گل سرخی دایک‌های مورد مطالعه، نشان داده شده است. بر اساس این نمودار می‌توان گفت که اکثر دایک‌های منطقه روند تقریبی شمال غربی - جنوب شرقی دارند.



شکل ۲-۱۳- نمودار گل سرخی دایک‌های مورد مطالعه (برگرفته از نرم‌افزار Sterionet).

۱- گابروها

گابروها فقط در بخش مرکزی منطقه و به صورت تعدادی دایک موازی به هم دیده می‌شوند و جاده معادن کوه کلرز از میان آن‌ها عبور کرده است (شکل ۲-۱۴). این توده‌ها نسبت به دیوریت‌ها از حجم بیشتر و فراوانی کمتری برخوردارند. در این منطقه تعدادی دایک گابرویی با روند تقریبی شمال غربی - جنوب شرقی دیده می‌شود که به درون واحد مارنی قرمز رنگ ژئوپس دار OL^{gm} سازند قرمز زیرین نفوذ کرده‌اند.

دایک‌های گابرویی این مجموعه غالباً به رنگ سبز تیره تا خاکستری تیره دیده می‌شوند. دایک‌ها در اثر نفوذ به داخل مارن‌های ژئوپس‌دار، دگرگونی حرارتی ضعیفی را موجب شده‌اند. به طوری که همانند بازالت‌های منطقه احمدآباد، لایه‌های ژئوپسی مجاور خود را در اثر حرارت پخته و به گچ تبدیل کرده‌اند (شکل ۲-۱۵). از ویژگی دیگر دایک‌های گابرویی می‌توان به حضور رگه‌های متعدد تفریقی در آن‌ها اشاره کرد. رگه‌های کم ضخامت، کمتر از ۲ سانتی متر، به دلیل رنگ روشنی که دارند، در زمینه تیره سنگ به آسانی قابل تشخیص می‌باشند. بر اساس مطالعات پتروگرافی صورت گرفته بر روی این رگه‌ها، می‌توان ترکیب کوارتز دیوریتی را به آن‌ها اختصاص داد. رنگ روشن کوارتز دیوریت‌ها نشان از تفریق یافته بودن آن‌ها دارد. در حقیقت این سنگ‌ها مایعات باقی مانده و تفریق یافته‌ای هستند که در مراحل نهایی تبلور تفریقی ماگمای بازیک، به درون مناطق ضعیف شده توده گابرویی نفوذ کرده‌اند. گابروها در نمونه‌های دستی به صورت گرانولار دیده می‌شوند، به طوری که بلورهای نسبتاً درشت پیروکسن، در نمونه‌های دستی به خوبی قابل مشاهده می‌باشند (شکل ۲-۱۶).



شکل ۲-۱۵- تبدیل ژئوپس به گچ در مجاورت دایک گابرویی.



شکل ۲-۱۴- نمایی از دایک‌های گابرویی، واقع در جاده معادن کوه کلرز.



شکل ۲-۱۶- نمایی از رگه کوارتز دیوریتی درون سنگ‌های گابرویی.

۲- دیوریت‌ها

دیوریت‌ها برخلاف گابروها از توسعه بیشتری برخوردارند. به طوری که به صورت توده‌های کوچک، متوسط و پراکنده، با راستای عمومی شمال غربی- جنوب شرقی، در سرتاسر منطقه مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۱۷). دیوریت‌های منطقه سنگ‌های دانه متوسطی هستند که به رنگ خاکستری تیره تا روشن دیده می‌شوند. سنگ میزبان آن‌ها همانند گابروها مارن‌های قرمز رنگ ژئوپس‌دار واحد OL^{gm} سازند قرمز زیرین می‌باشد. نفوذ این سنگ‌ها به درون توالی‌های گچی و نمکی، باعث ایجاد دگرسانی شدید در سنگ‌های دیوریتی شده است. از آثار این دگرسانی می‌توان به پر شدن حفرات میارولیتی سنگ‌ها توسط گچ و کلسیت و ایجاد حفرات متعدد در سطح آن‌ها اشاره کرد. این حفرات معمولاً در اثر تماس و واکنش انحلالی سیالات حاوی گچ با سنگ‌های دیوریتی حاصل می‌شوند. از آثار دیگر دگرسانی می‌توان به تغییر رنگ شدید این سنگ‌ها اشاره کرد. دیوریت‌ها در اثر تماس با سیالات حاوی گچ به رنگ سبز درآمده‌اند (شکل ۲-۱۸). همچنین خرد شدگی شدید دیوریت‌ها، با تسهیل نفوذ سیالات گچی و نمکی به درون سنگ‌ها، نقش به سزایی را در پیشرفت دگرسانی سنگ‌ها دارد. دیوریت‌ها در سطح رخنمون خود دچار فرسایش پوست پیازی شده‌اند (شکل ۲-۱۹). شدت هوازدگی سنگ‌ها، ارتباط مستقیمی با شرایط جوی حاکم بر منطقه و مقاومت سنگ‌ها در مقابل عوامل تخریبی و جوی دارد. فرسایش پوست پیازی، ناشی از هوازدگی همه جانبه سنگ می‌باشد. اکسیداسیون، هیدرولیز، تغییر درجه حرارت و کاهش فشار، از مهم‌ترین عوامل تشکیل این نوع از فرسایش می‌باشند.



شکل ۲-۱۸- دگرسانی شدید دیوریت‌ها در حضور سیالات گچی و نمکی که باعث تغییر رنگ و ایجاد حفرات متعدد در سطح سنگ شده است.



شکل ۲-۱۷- نمای کلی از چند دایک دیوریتی (بخش‌های تیره رنگ)، قطع کننده واحد OL^{mg} ، واقع در شمال شهرک صنعتی فجر گرمسار.

فرسایش پوست پیازی بر دو نوع می‌باشد (محمدی، ۱۳۸۵):

- فرسایش پوست پیازی فیزیکی

این نوع هوازدگی که تخریب مکانیکی نامیده می‌شود، در اثر نوسانات شدید درجه حرارت صورت می‌گیرد. در مرحله اول درز و شکاف‌های ریزی (شکستگی‌های دپاکلازی) که در اثر برداشته شدن فشار، در امتداد سطوح افق، در سنگ ایجاد شده‌اند، بزرگ شده و بعد از آن مرحله گسیختگی آغاز می‌شود. در این مرحله، سنگ از بالا به صورت لایه‌لایه متحمل فرسایش می‌شود. در حقیقت اولین قدم در ایجاد این نوع از فرسایش، در اثر نیروهای تکتونیکی، اختلاف درجه حرارت و کاهش فشار تأمین می‌شود. به این ترتیب که عوامل ذکر شده با ایجاد یکسری شکستگی‌ها در سنگ، زمینه مساعدی را برای فرسایش‌های بعدی فراهم می‌کنند.

- فرسایش پوست پیازی شیمیایی

این نوع از فرسایش در نتیجه فرایندهای تجزیه شیمیایی اتفاق می‌افتد. تجزیه شیمیایی در مناطقی رخ می‌دهد که اولاً آب به اندازه کافی در محیط وجود داشته باشد و ثانیاً درجه حرارت مناسب حکم فرما باشد. در واقع تخریب شیمیایی در ارتباط مستقیم با جنس سنگ و آب و هوای منطقه می‌باشد. سنگ‌هایی که متحمل این نوع دگرسانی می‌شوند ابتدا باید تحت تأثیر فرسایش فیزیکی قرار گرفته باشند، سپس Fe^{3+} که در طی هوازدگی از کانی‌های آبدار آزاد شده‌اند، در اثر خاصیت لوله‌های موئین به سطح سنگ می‌رسند و در تماس با آب‌های حاوی اکسیژن به هیدروکسید آهن تبدیل می‌شوند. تکرار این فرایند سبب ایجاد ته نشست‌های متناوب و حلقه‌ای شکل در سطح سنگ می‌شود. این فرایند را فرسایش پوست پیازی شیمیایی می‌نامند. هم‌چنین در طی هوازدگی شیمیایی و در اثر فرایند هیدرولیز، کانی‌های سازنده سنگ به ویژه کانی‌های سیلیکاته تجزیه و به کانی‌های رسی تبدیل می‌گردند.



در این واکنش یون‌های هیدروژن آب به دلیل کوچکی، به آسانی وارد شبکه بلور شده و جانشین کاتیون‌های کانی می‌شوند و در نتیجه، موجبات تخریب بلور فراهم می‌شود. قسمت اعظم محصولات این دگرسانی را کانی‌های رسی تشکیل می‌دهند. در حقیقت رس‌ها یکی از محصولات اصلی این نوع از فرسایش را تشکیل می‌دهند. این نوع از فرسایش موجب قله‌ای و لایه لایه شدن سنگ می‌شود. این ویژگی ظاهری به خوبی در سنگ‌های آذرین هر دو منطقه قابل مشاهده می‌باشد.

در حاشیه دایک‌های دیوریتی، حاشیه‌های انجماد سریع، با ضخامت‌های متفاوت دیده می‌شود. وقتی که ماگمای در حال انجماد (به صورت دایک و یا هر شکل دیگر) به سطوح بالاتر حرکت می‌کند، در اثر تماس بخش‌های حاشیه‌ای توده با سنگ‌های سرد میزبان، به سرعت سرد می‌شوند که در نهایت حاشیه انجماد

سریع را تشکیل می‌دهند (شکل ۲-۲۰). این حاشیه را می‌توان بر اساس برخی از ویژگی‌های ظاهری، از سایر بخش‌های توده تفکیک کرد:

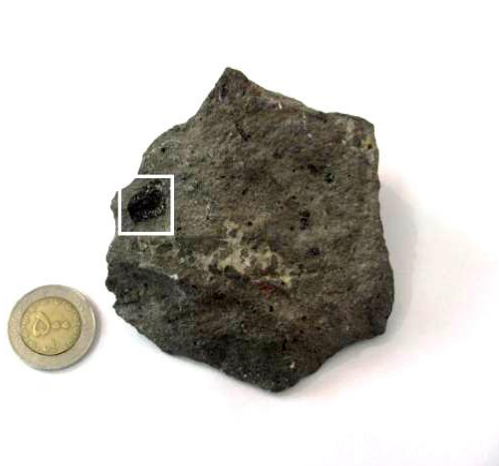
- بافت

بافت، یکی از ویژگی‌های ظاهری بارز این بخش از سنگ‌های دیوریتی منطقه می‌باشد که بر اساس آن می‌توان دو بخش مذکور را از یکدیگر تفکیک کرد. بافت این بخش پورفیری با زمینه ریز بلور می‌باشد. بافت پورفیری در این بخش از سنگ‌های دیوریتی در اثر حضور بلورهای درشت پیروکسن و هورنبلند (کم‌تر از ۱ سانتی‌متر)، در یک زمینه شیشه‌ای و یا ریز بلور ایجاد شده است (شکل ۲-۲۰).

- رنگ

از ویژگی‌های ظاهری دیگر می‌توان به رنگ قهوه‌ای تیره تا قرمز این بخش اشاره کرد. در واقع اکسیداسیون شدیدی که در طی انجماد سریع این بخش از دیوریت‌ها رخ داده است باعث ایجاد چنین رنگ‌هایی می‌شود.

با توجه به این که توده‌های نفوذی مورد مطالعه (دیوریت‌ها و گابروها) در سنگ‌های OL^{mg} سازند قرمز زیرین نفوذ کرده‌اند و به دلیل عدم مشاهده این توده‌ها در واحدهای جوان‌تر (سازند قم و یا سازند قرمز فوقانی)، می‌توان سن جایگیری آن‌ها را به بعد از الیگوسن میانی و قبل از الیگوسن پایانی نسبت داد و توده‌های نفوذی منطقه گرمسار را می‌توان از نظر سنی و جایگاه چینه‌شناسی، هم‌ارز با سنگ‌های بازالتی احمدآباد دانست. لازم به ذکر است که توده‌های گابرویی و دیوریتی، در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمسار تحت عنوان OL^v نام‌گذاری شده‌اند که به اشتباه آن‌ها را به صورت سنگ‌های آتشفشانی زیر دریایی و دایک با ترکیب آلکالی بازالت، دیاباز، میکرو آلکالی بازالت و توف سبز به رنگ سبز تیره معرفی کرده بودند.



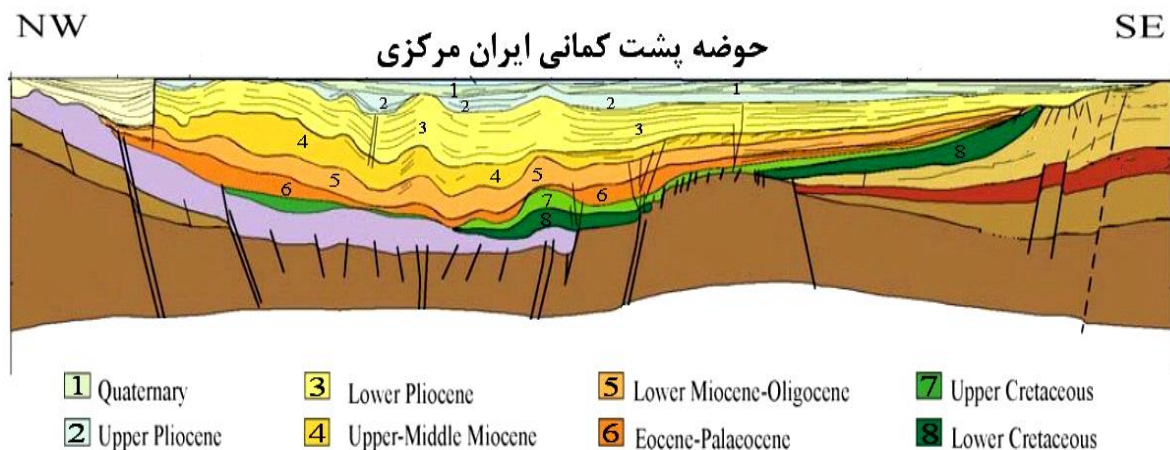
شکل ۲-۲۰- نمونه دستی از حاشیه انجماد سریع دایک دیوریتی به همراه بافت پورفیری (کادر سفید رنگ معرف درشت‌بلور پیروکسن می‌باشد).



شکل ۲-۱۹- فرسایش پوست پیازی در سطح سنگ‌های دیوریتی واقع در شمال شهرک صنعتی گرمسار.

د- جایگاه زمین‌ساختی و محیط رسوبی سازند قرمز زیرین

جکسون و همکاران (۱۹۹۰)، حوضه گرمسار و قم را به عنوان دو فرو افتادگی، یا مرکز رسوب‌گذاری نمک، در شمال غرب و غرب حوضه رسوبی کویر در نظر گرفته‌اند. هم‌چنین حوضه رسوبی کویر بزرگ را یک حوضه درون قاره‌ای پر شده از رسوبات تبخیری و مارن به ضخامت ۶-۷ کیلومتر می‌دانند. فرونشست این حوضه از کرتاسه پیشین (هم‌زمان با بازشدگی فلات ایران) آغاز شده، به طوری که رسوبات ائوسن تا عهد حاضر را در خود جای داده است (شکل ۲-۲۱).



شکل ۲-۲۱- مدل فرونشست حوضه رسوبی کویر بزرگ با الهام از طرح برون و همکاران (۲۰۰۳).

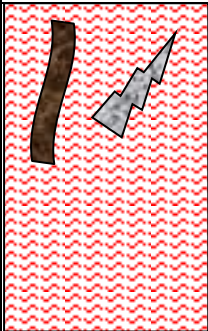
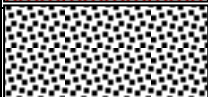
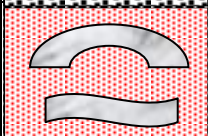
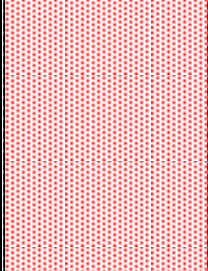
وجود نمک‌های پتاسیم در این تبخیری‌ها (معدن راهراک گرمسار و حسین آباد ده‌نمک)، می‌توانند در اثر موارد ذیل تشکیل شده باشند (اسدیان و همکاران، ۱۳۸۶):

- ۱- جدا شدن موقتی ارتباط حوضه تبخیری با دریای آزاد و حتی خشک شدن کامل آن.
- ۲- کم شدن عمق حوضه در اثر پر شدن آن توسط تبخیری‌ها و یا بالا آمدگی کف حوضه به دلایل مختلف.
- ۳- ضخامت زیاد لایه‌های نمک نهشته شده (بیش از ۱۰۰ متر)، زیرا نمک‌های پتاسیم تنها در صورت وجود ضخامت زیاد نمک و پس از رسوب گذاری آن، تشکیل می‌شوند.

بدین ترتیب قرارگیری نمک‌های پتاسیم در زیر نمک‌های دیگر و ضخامت زیاد لایه‌های نمکی، مؤید قابلیت فرو نشست تدریجی این بخش در یک حوضه دریایی کم عمق بوده است. از آنجایی که حوضه‌های ساختاری دچار تبخیر دریایی، حرکات خشکی زایی وسیع و یا دچار فروافتادگی‌های مرتبط با کافت حاشیه قاره‌ای می‌شوند، بر این اساس می‌توان جایگاه زمین‌ساختی گستره تبخیری شمال و غرب گرمسار را یک فروزمین واقع در حاشیه شمالی حوضه پشت کمانی ایران مرکزی در نظر گرفت (بربریان و یاسینی، ۱۹۸۳). یک فروزمین شرقی- غربی که به اعتقاد بسیاری در امتداد بخشی از مرز البرز جنوبی و ایران مرکزی تشکیل شده است (سرخه تا ایوانکی)، قابلیت فرونشست تدریجی و فعالیت‌های آذرین آکالن را دارا

بوده است. این وضعیت تا رسوب گذاری سازند قم ادامه پیدا کرد، اما به دنبال پسر وی دریای قم و برقراری رژیم فشاری در حوضه پشت کمانی ایران مرکزی، به تدریج شرایط قاره ای حاکم شد و سازند قرمز فوقانی در نتیجه این تغییر شرایط نهشته شد (اسدیان و همکاران، ۱۳۸۶).

بر اساس مطالعات صورت گرفته بر روی رسوبات تبخیری گرمسار (علیجانی، ۱۳۷۸)، می توان گفت که این مجموعه در یک سکوی دریایی حاشیه ای کم عمق (در حدود ۲۰ متر) و با ابعاد حوضه ای وسیع تشکیل شده و فرونشست حوضه، همزمان با نهشته شدن تبخیری ها، منجر به انباشته شدن حجم عظیمی از رسوبات بر روی یکدیگر شد. در شکل ۲-۲۲، ستون چینه شناسی سازند قرمز زیرین نشان داده شده است

Eratho n	System	Seri	Lithology	Unite	Description
C E N O Z O I C	T E R T I A R Y	O L I G O C E N E		OL ^{mg}	Alternation of light green to cream gypsum with marl, calcareous marl and intrusive rocks as gabbroic and dioritic dykes
				OL ^c	Light grey to cream conglomerate
				OL ^{sa}	Salt as domes and layers
				OL ^s	Red to green shale, marl and sand stone

شکل ۲-۲۲- ستون چینه شناسی سازند قرمز زیرین، در منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس).

۲-۵-۲- الیگو- میوسن (سازند قم)

در پایان الیگوسن، ایران شاهد یک رویداد کششی (فاز ساوین)، در بخش اعظم خود بوده است. حاشیه غربی ایران مرکزی، نواحی وسیعی از آذربایجان و هم چنین نواحی سکویی زاگرس تحت تأثیر یک دریای پیش رونده (دریای آسماری - قم) قرار گرفتند. به طوری که این امر باعث شد که در بخش های غربی ایران مرکزی یک واحد سنگ چینه ای شاخص، به طور عمده کربناتی، با تغییرات سنی الیگوسن پسین تا میوسن

پیشین به وجود بیاید. ردیف‌های نهشته شده در این دریا، به طور عمده رسوبات آهکی هستند که در نواحی ساحلی، سکوه‌های کربناتی و سراسیبه‌ی سکوه‌های کربناتی نهشته شده‌اند. در هر حال همراهان موضعی تبخیری به ویژه نهشته‌های مارنی گسترده، نشان می‌دهد که بستر دریا توپوگرافی ناهمگنی داشته و ژرفای آن از محیط‌های کولابی تا ژرفای مناسب برای رسوب مارن در تغییر بوده است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

محققین مختلفی از جمله روتر و همکاران (۲۰۰۹)، بین و می‌یین (۲۰۱۰) و بابا احمدی و همکاران (۲۰۱۰)، معتقدند که رسوبات آهکی سازند قم در محیط کششی پشت کمانی ایران مرکزی نهشته شده‌اند. درواقع ادامه فرونشست حوضه ایران مرکزی در طی الیگو-میوسن، در اثر نیروهای کششی وارده بر این حوضه، باعث ایجاد موقعیتی مناسب جهت رسوب‌گذاری این سازند شده بود. بربریان و یاسینی (۱۹۸۳)، علت تشکیل حوضه رسوبی سازند قم، در قسمتی از ایران مرکزی را ناشی از ادامه فروورانش پوسته اقیانوسی زاگرس یا نئوتتیس به زیر لبه قاره‌ای فعال جنوب غربی ایران مرکزی در زمان الیگو - میوسن می‌داند. رژیم زمین‌ساختی فشارشی که در اثر فروورانش بر پوسته ایران تحمیل می‌شده، باعث باز شدگی پشت کمانی در اثر رژیم زمین‌ساختی کششی محلی در مرکز و شمال ایران مرکزی شد، که در آن رسوبات دریایی سازند قم به همراه سنگ‌های آذرین آکالن تشکیل شدند (هوشمندزاده، ۱۳۷۳).

آهک‌های قم در منطقه گرمسار از گستردگی کمی برخوردار و عموماً ستیغ ساز هستند. این سازند تنها در دو بخش شمال غربی (کوه کلرز) و شمال منطقه (به صورت راندگی بر روی سازند قرمز فوقانی) دیده می‌شود (شکل ۲-۲۳). در منطقه مورد مطالعه سازند قم در حدود ۳۸۰ متر ضخامت دارد. قاعده آن گسله بوده و روی آن به طور هم‌شیب توسط سازند قرمز فوقانی پوشیده می‌شود و شباهت لیتولوژیکی کمی با مقطع تیپ سازند قم دارد. در داخل این سازند و در فاصله ۱۸۰ متری از قاعده، یک لایه گچی به ضخامت ۳ متر وجود دارد که مجموعه آهک قم را به دو سیکل رسوبی تقسیم می‌کند. این سازند را با استفاده از این لایه گچی به دو ممبر M^{q1} و M^{q2} تقسیم می‌کنند. سازند قم در گرمسار از تنوع لیتولوژیکی نسبتاً خوبی برخوردار و شامل تناوبی از سنگ آهک، آهک‌های مارنی و ماسه‌ای با مارن و واحدهای کنگلومرایی و گچی می‌باشد (دری، ۱۳۷۰).



شکل ۲-۲۳- راندگی سازند قم (OM1) بر روی سازند قرمز فوقانی (M1-2) واقع در شمال شهرستان گرمسار (منطقه بنه کوه).

۲-۵-۳- میوسن - پلیوسن (سازند قرمز فوقانی)

پس از حوادث میوسن زیرین که منجر به خارج شدن بخش عمده‌ای از ایران مرکزی و آذربایجان از آب شد، حوضه‌های رسوبی - قاره‌ای وسیعی در این مناطق گسترش یافتند. پسروری دریای الیگو - میوسن می - تواند ناشی از پایین افتادن سطح جهانی آب دریاها، حرکات کوهزایی و یا عملکرد همزمان هر دو عامل ناشی شده باشد. این رویدادها باعث شدند که در بیشتر نواحی غرب ایران مرکزی سازند قم با ردیف‌های آواری سرخ رنگی پوشیده شود که نشان‌گر حوضه‌های رسوبی - قاره‌ای می‌باشند. توالی‌های آواری قرمز رنگ را در سال ۱۳۵۹، زمین‌شناسان شرکت ملی نفت ایران به خاطر این که بر روی سازند قم قرار گرفته و به منظور تفکیک آن از سازند قرمز زیرین که دارای تشابه رنگی و سنگ‌شناسی زیادی هستند، سازند قرمز بالایی نامیدند. این سازند بیشتر شامل توالی‌هایی از ماسه سنگ، مارن، کنگلومرا و تبخیری‌ها می‌باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳).

این سازند در محدوده مطالعاتی گسترش کم و تنها در بخش‌های شمالی گرمسار و یا در شمال ایوانکی گسترش بسیار بالایی دارد. بیشترین ضخامت این سازند در ناحیه ایوانکی - فیروزکوه، مقطع زمروود، گزارش شده است که در حدود ۷۰۰۰ متر و در مقطع بنه‌کوه (شمال گرمسار) ۶۰۰۰ متر ضخامت دارد (دری، ۱۳۷۰).

ضخامت بیشتر سازند قرمز فوقانی در مقطع زمروود نسبت به ضخامت آن در منطقه قم (حدود ۳۰۰۰ متر)، می‌تواند به دلایل زیر باشد (اسدیان و همکاران، ۱۳۸۶):

- ۱- نزدیکی این بخش به ارتفاعات دامنه جنوبی البرز، به عنوان منبع اصلی رسوبات حاصل از فرسایش.
- ۲- باقی ماندن گودی مرتبط با فروزمین مورد نظر در میوسن بالایی و پرشدگی آن به وسیله رسوبات حاصل از فرسایش ارتفاعات دامنه جنوبی البرز.
- ۳- حفظ قابلیت فرونشست تدریجی فروزمین مورد نظر، به دلیل قرار داشتن آن در مقابل رشته کوه در حال فرسایش البرز مرکزی.

در بخش‌های مختلف منطقه ضخامت سازند قرمز فوقانی به سرعت تغییر می‌کند، به گونه‌ای که تطابق مقاطع مختلف آن، حتی با وجود لایه‌های راهنما با مشکلاتی همراه است. با توجه به وضعیت لیتولوژی، رنگ و ضخامت لایه‌ها و وجود لایه‌های راهنما، سازند قرمز فوقانی در منطقه گرمسار به سه ممبر M_1 ، M_2 و M_3 تقسیم شده است (شکل ۲-۲۳). سازند قرمز فوقانی در منطقه مورد مطالعه به طور هم شیب بر روی سازند قم قرار گرفته و خود به طور تدریجی در زیر کنگلومرای هزار دره قرار دارد. سازند قرمز فوقانی در منطقه گرمسار با ممبر M_1 آغاز می‌شود که در حدود ۷۰۰ متر ضخامت دارد و به طور هم شیب بر روی سازند قم قرار گرفته است. همان‌طور که گفته شد سازند قرمز فوقانی به کنگلومرای هزار دره ختم می‌گردد. گذر از این واحد به کنگلومرای هزار دره، به صورت تدریجی می‌باشد. ممبر M_3 ، حد بالایی سازند قرمز فوقانی در

منطقه می‌باشد. بخش فوقانی آن با ضخامتی در حدود ۱۲۰۰ متر، شامل تناوبی از ماسه سنگ و مادستون می‌باشد که به طرف بالا به تدریج بر میزان ماسه سنگ آن افزوده شده و در انتها ماسه سنگ‌ها کنگلومرایی شده و در نهایت به کنگلومرای هزار درّه تبدیل می‌گردند. معمولاً جایی را که لایه‌های کنگلومرایی ضخیم شده‌اند و مادستون حذف می‌شود و یا مقدار مادستون در مقایسه با کنگلومرا کم می‌شود را حد بین این دو سازند در نظر می‌گیرند (درّی، ۱۳۷۰).



شکل ۲-۲۴- سازند قرمز فوقانی در شمال شهرستان گرمسار، منطقه بنه کوه.

۲-۵-۴- سازند هزار درّه

نام این سازند از روی اشکال رسوبات کنگلومرایی شرق تهران که در اثر فرسایش آبی به صورت دره‌های متعددی در آمده‌اند، گرفته شده است. سن سازند هزار درّه را پلیوسن تا پلیو - پلیستوسن در نظر می‌گیرند (درّی، ۱۳۷۰). این سازند در بخش شرقی منطقه ازگسترش بسیار کم و در بخش غربی از گسترش بسیار زیادی برخوردار می‌باشد. به طوری که برش‌های عرضی بسیار زیبایی از این سازند را می‌توان در ابتدای جاده ایوانکی به آبسرد مشاهده کرد (شکل ۲-۲۵، الف - ب).

سازند هزار درّه در قاعده شامل تناوبی از مادستون و کنگلومرا می‌باشد که به تدریج از مقدار مادستون آن کاسته شده و بر ضخامت لایه‌های کنگلومرایی افزوده آن می‌شود. اجزای تشکیل دهنده کنگلومرا شامل قطعاتی از آهک خاکستری (سازند قم)، توف سبز و قطعات ولکانیکی سازند کرج، آهک سیاه رنگ و قطعاتی از سازندهای قرمز بالایی و زیرین می‌باشند. قطعات سنگی در ابعاد مختلف (حداکثر ۲۰ سانتی‌متر) و با گرد شدگی نسبتاً خوب، در یک زمینه ماسه‌ای - رسی دیده می‌شوند. همان‌طور که ذکر شد، سازند آبرفتی هزار درّه در منطقه به صورت هم‌شیب بر روی سازند قرمز فوقانی قرار گرفته است. قرار گرفتن توالی‌های کنگلومرایی این سازند بر روی مارن و ماسه سنگ ژئوپس‌دار سازند قرمز فوقانی، نشان از به وجود آمدن محیط سیلابی و آغاز رسوب‌گذاری سازند آبرفتی هزار درّه است. این سازند از نظر زمانی با سازند بختیاری

قابل مقایسه است. حتی در بعضی از گزارش‌های مربوط به نواحی اطراف گرمسار (کله‌ر، ۱۳۴۰)، نام کنگلومرای بختیاری را برای این تشکیلات در نظر گرفته اند (درّی، ۱۳۷۰).

سازند هزار درّه، در جنوب شرق ایوانکی توسط سازند آبرفتی دیگری پوشیده می‌شود. این آبرفت‌ها، سازند کهریزک نام دارند که به طور دگرشیب بر روی سازند هزار درّه قرار می‌گیرند. سازند هزار درّه را در منطقه، می‌توان بر اساس ویژگی‌های زیر از سازند کهریزک تفکیک کرد (درّی، ۱۳۷۰):

- لایه بندی منظم در بخش قاعده (تناوبی از مادستون و کنگلومرا).
- داشتن سیمانی محکم از جنس ماسه و رس، در نتیجه استحکام بیشتر کنگلومرا.
- جورشدگی و گردشدگی متوسط تا خوب.
- شیب لایه‌ها و چین‌خوردگی در آن‌ها.
- کم بودن قطعاتی از سازندهای قرمز زیرین و فوقانی.



ب



الف

شکل ۲-۲۵- سازند هزار درّه.

الف- دورنمایی از سازند. ب- جورشدگی و گردشدگی متوسط قطعات سنگی در سازند هزار درّه.

۲-۵-۵- کواترنری

رسوبات این دوره زمانی شامل آبرفت‌های حاصل از فرسایش ارتفاعات بخش‌های شمالی منطقه می‌باشند که در دامنه بلندی‌ها و به ویژه در دشت‌های جنوبی گرمسار به اشکال مختلف رسوب کرده‌اند. این نهشته‌ها را می‌توان بر حسب عوامل فرسایش به دو دسته تقسیم کرد (امینی و همکاران، ۱۳۸۳):

الف) نهشته‌های آبرفتی رودخانه‌ای و سیلابی

این واحدها شامل پادگانه‌های آبرفتی قدیمی هستند که در دامنه ارتفاعات تشکیل شده‌اند و بیشتر از نوع کنگلومرا با سیمان سست می‌باشند. قطعات سنگی شامل قطعاتی با ابعاد مختلف و گردشدگی ضعیف تا متوسط هستند.

ب) نهشته‌های آبرفتی دامنه ارتفاعات

این واحد رسوبی، آبرفت‌های سیلابی بادبزنی شکل دامنه ارتفاعات، یا مخروط افکنه‌ها را شامل می‌شوند. قطعات سنگی درشت‌تر در پای ارتفاعات تمرکز دارند و به سوی نقاط کم ارتفاع‌تر قطعات ریزتر می‌شوند.

۲-۶- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه

بر اساس تقسیمات زمین‌شناسی، بخش شمالی گرمسار را جزء جنوبی‌ترین بخش از زون البرز مرکزی و بخش جنوبی آن را جزء شمالی‌ترین بخش ایران مرکزی در نظر می‌گیرند و گسل گرمسار حد فاصل و جدا کننده این دو زون ساختاری مهم از یکدیگر می‌باشد. با توجه به رخنمون‌های واحدهای سنگی موجود در منطقه به سن ائوسن تا کواترنری، می‌توان اثرات فازهای کوهزایی مختلف را در منطقه مشاهده کرد (امینی و همکاران، ۱۳۸۳).

- اولین فاز در ائوسن - الیگوسن و هم ارز با فاز پیرنه رخ داده که باعث چین خوردگی و بالا آمدگی نهشته‌های ائوسن و قدیمی‌تر شده است (سازندهای کند و کرج).
- دومین فاز در الیگو - میوسن و هم ارز با فاز ساوین رخ داده است. واحد کنگلومرای قاعده سازند قم (OM^C) در منطقه معرف این فاز می‌باشد.
- چین خوردگی رسوبات کنگلومرای هزار درّه که معرف آخرین فاز کوهزایی منطقه می‌باشد (فاز پاسادین).

در شکل ۲-۲۶ و ۲-۲۷ نقشه و تصویر ماهواره‌ای گسل‌ها و چین‌های منطقه نشان داده شده است. عناصر ساختاری منطقه را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد:

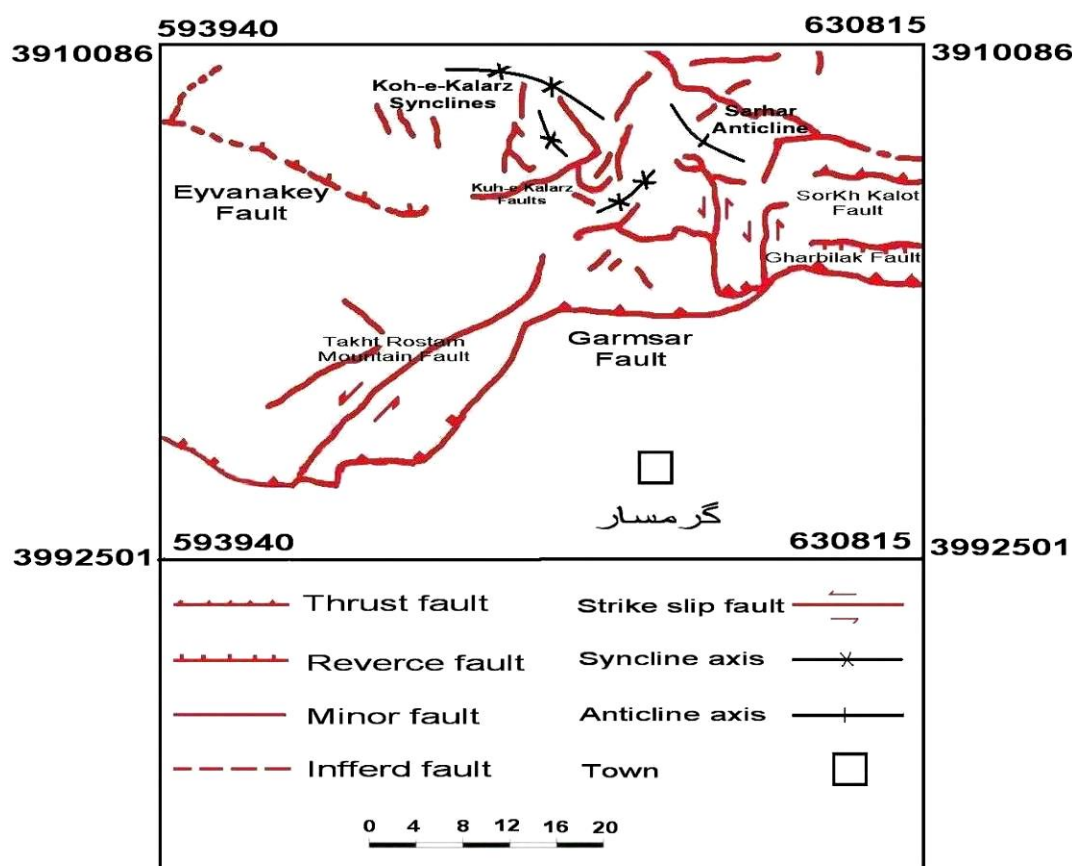
۲-۶-۱- گسل‌ها

الف- گسل‌های راندگی و معکوس (گسل‌های حاصل از فشردگی)

- گسل گرمسار

این گسل اولین بار توسط بربریان (۱۹۸۳) معرفی شد. گسل گرمسار با سازوکار راندگی و شیبی به سمت شمال، روندی تقریباً شرقی- غربی دارد که از جنوب روستای دهنمک (در شرق)، شروع شده و به سمت غرب ادامه می‌یابد. این گسل در شمال گرمسار مرز بین سازند آبرفتی هزار درّه و آبرفت‌های دشت را می‌سازد و در زیر مخروط افکنه‌های حاصل از فرسایش این سازند، پنهان شده است. این گسل به سمت غرب با پیچ و خم‌هایی از دامنه جنوبی کوه تخت رستم (جنوب غرب گرمسار) و جنوب غربی تاقدیس کوه سرخ (جنوب شرق ورامین) گذشته و به گسل پیشوا می‌پیوندد. در بخش غربی، این گسل، یال جنوب غربی کوه سرخ را بریده و باعث رانده شدن سازند قرمز فوقانی بر روی دشت شده است. طول گسل گرمسار از جنوب روستای دهنمک تا جنوب شرق ورامین بالغ بر ۱۰۰ کیلومتر برآورد شده است. این گسل را می‌توان حد

نهایی تغییرات تکتونیکی، که همراه با شکستگی‌های اصلی در منطقه گرمسار می‌باشد، یاد کرد (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴). لازم به ذکر است که بخش اعظم دیپیرهای نمکی با پوشش گچی و مارنی در مسیر این گسل رخنمون دارند. هم‌چنین با توجه به برداشت‌های انجام، گسل گرمسار تنها به صورت یک شاخه گسل شرقی- غربی دیده نمی‌شود، بلکه در محدوده کوه تخت رستم به صورت دو شاخه گسل در حد جنوبی گنبدها و هم‌چنین در ابتدای جاده ایوانکی به گرمسار نمایان است (عبادتی، ۱۳۷۷).



شکل ۲-۲۶- نقشه گسل‌ها و چین‌های منطقه گرمسار، بر اساس نقشه ساختاری گرمسار.

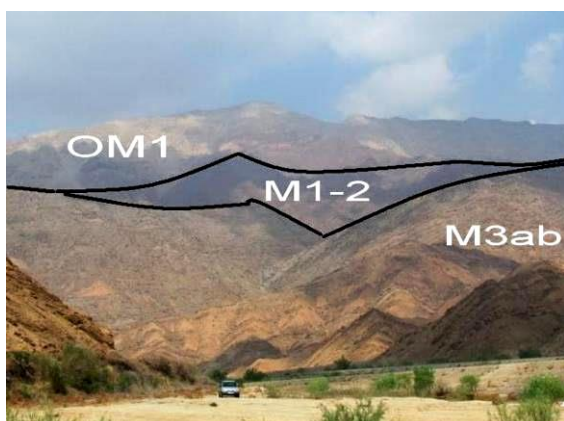


شکل ۲-۲۷- تلفیقی از تصویر ماهواره‌ای ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمسار با نقشه چین‌ها و گسل‌های منطقه.

- گسل سرخ کلوت

این گسل از شمال شرق تا شمال گرمسار، با راستای شرقی- غربی و سازوکار راندگی، موجب رانده شدن سنگ‌های کربناته سازند قم بر روی نهشته‌های قرمز رنگ سازند قرمز فوقانی شده است. طول این گسل در حدود ۵۳ کیلومتر می‌باشد (امینی و همکاران، ۱۳۸۳).

گسل سرخ کلوت از شمال شرق دهنمک آغاز و تا بخش‌های شمالی گرمسار ادامه دارد. این گسل در شمال روستای دهنمک در ارتفاع کمی از سطح زمین قرار دارد، به طوری که در حد انتهایی، گسل در ارتفاع تقریبی ۱۱۰۰ متری از سطح زمین قرار می‌گیرد (شکل ۲-۲۸- الف - ب).



ب



الف

شکل ۲-۲۸- دو نمای متفاوت از گسل راندگی سرخ کلوت.

الف- شمال دهنمک. ب- شمال گرمسار.

- گسل کوه کلرز

گسل کوه کلرز اولین بار توسط صفایی (۱۳۶۹)، معرفی شد. این گسل با روند شرقی- غربی، در بخش شمال شرقی به گسل سرهر می‌رسد و در بخش غربی و جنوب غربی با خمیدگی به سمت جنوب باعث راندگی سازند قم بر روی سازند قرمز بالایی، در کوه کلرز شده است که باعث خرد شدگی و برشی شدن شدید آهک‌های قم شده است. گسل کوه کلرز سازوکار راندگی به سمت جنوب و شیبی به سمت شمال دارد. این گسل مولفه چپ لغز دارد و در بخش میانی و جنوب غربی، بر اثر حرکات امتداد لغز گسل موجبات کشیدگی لایه‌های سازند قرمز فوقانی (واقع در مجاورت گسل) را فراهم آورده است که چپ لغز بودن گسل را تداعی می‌کند. وجود بریدگی‌های متعدد در نهشته‌های میو- پلیوسن سازند هزار درّه و نهشته‌های پلیوسن و قرارگیری آن‌ها در مجاورت آبرفت‌های دشت (در قسمت غربی گسل)، نشان از فعالیت این گسل تا عهد حاضر دارد (صفایی، ۱۳۶۹).

علاوه بر این، صفایی (۱۳۷۴)، زمین لرزه‌های سال ۱۳۶۷ را که در حدود چهار ماه و به طور پیاپی گرمسار و حومه را می‌لرزاند را به سبب جنبش دوباره گسله فشاری کلرز دانسته است.

- گسل جنوب کوه کلرز

این گسل با راستای عمومی شرقی- غربی و سازوکار راندگی موجب رانده شدن سنگ‌های کربناته سازند قم بر روی سازند قرمز زیرین و راندگی رسوبات تخریبی سازند قرمز فوقانی بر روی سازند قرمز زیرین شده است. طول این گسل در حدود ۱۱ کیلومتر می‌باشد و از سمت جنوب غرب به گسل کوه تخت رستم می‌پیوندد. مجموعه گسل‌های کوه کلرز حد شمالی دیپیرهای منطقه را تشکیل می‌دهند. توپوگرافی مرتفع کوه کلرز را می‌توان در نتیجه عملکرد مجموعه گسل‌های راندگی موجود (گسل‌های کوه کلرز) و نفوذ گنبد‌های گچی و نمکی دانست (عبادت، ۱۳۷۷).

- گسل غربیلک

این گسل با راستای شرقی- غربی، طولی در حدود ۲۴ کیلومتر، بین گسل سرخ کلوت و گسل گرمسار قرار گرفته است (شکل ۲-۲۹). گسل غربیلک با سازوکار معکوس و شیبی در حدود ۸۰-۷۰ درجه به سوی جنوب باعث راندگی کنگلومرای پلیوسن به روی نهشته‌های سازند قرمز بالایی شده است (دری، ۱۳۷۰).



شکل ۲-۲۹- نمایی از گسل معکوس غربیلک در شمال گرمسار (منطقه بنه‌کوه) و راندگی کنگلومرای هزار دره بر روی سازند قرمز بالایی.

ب- گسل‌های امتداد لغز

این دسته شامل گسل‌هایی با راستاهای شمالی- جنوبی و یا شمال شرقی- جنوب غربی و با سازوکار امتداد لغز چپ گرد هستند. این گسل‌ها از نظر سنی از گسل‌هایی با راستاهای شرقی- غربی و یا شمال غربی- جنوب شرقی جوان‌تر هستند. برخی از گنبد‌های نمکی در امتداد این گسل‌ها رخنمون یافته‌اند (امینی و همکاران، ۱۳۸۳).

- گسل کوه حسین خانی

این گسل از نوع امتداد لغز چپ لغز و با راستای شمالی- جنوبی و درازای ۸ کیلومتر می‌باشد. حرکات چپ لغز این گسل باعث کشیدگی در لایه‌های رسوبی سازند قرمز بالایی، در مجاورت صفحه گسلی شده است (امینی و همکاران، ۱۳۸۳).

- گسل پایین قلعه

گسل پایین قلعه گسلی امتداد لغز چپ لغز با راستای عمومی شمالی- جنوبی و طول تقریبی ۷ کیلومتر، در ۳ کیلومتری شرق گسل کوه حسین خانی و به موازات آن قرار دارد. مشاهده یک خم فشاری در بخشی از گسل که دارای آرایش پله‌ای راست گرد است، نشانگر مولفه چپ لغز بودن این گسل می‌باشد. در این خم فشاری گنبد‌های نمکی با پوشش مارنی و گچی مشاهده می‌شوند. هم‌چنین کشیدگی لایه‌های رسوبی سازند قرمز فوقانی در مجاورت صفحه گسلی، از دیگر شواهد موجود بر چپ گرد بودن این گسل می‌باشد. گسل پایین قلعه به همراه گسل کوه حسین خانی تشکیل یک پهنه برشی چپ لغز را داده‌اند که موجب جابجایی چپ لغز گسل گرمسار شده‌اند (امینی و همکاران، ۱۳۸۳).

- گسل کوه تخت رستم

این گسل با سازوکار امتداد لغز چپ لغز و طولی در حدود ۲۱ کیلومتر و با راستای تقریبی شمال شرقی- جنوب غربی، در بخش میانی کوه تخت رستم مشاهده می‌شود. از میزان جابجایی چپ لغز آن به سمت جنوب کاسته می‌شود، به طوریکه کشیدگی واحد OL^s از ۴ کیلومتر در شمال شهرک صنعتی تا ۱ کیلومتر در شمال شرق ایستگاه راه‌آهن کویر، در تغییر است. این گسل در انتها به گسل گرمسار ختم و باعث جابجایی چپ گرد این گسل در حد چند صدمتر می‌شود (عبادتی، ۱۳۷۷).

۲-۶-۲- چین‌ها

چین‌های منطقه را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد (دری، ۱۳۷۰):

- دسته اول خمیدگی‌های ساختاری موجود در سازندهای مختلف منطقه، متأثر از تکتونیک منطقه، نظیر ناودیس ایوانکی، ناودیس‌های شمال شرق و جنوب شرق کوه کلرز و تاقدیس سرهر، می‌باشند.
- دسته دوم شامل چین خوردگی‌ها و تغییر روندهای ناشی از تأثیر گنبد‌ها و یا چین‌های موجود در توده- های نمک هستند که در اثر تکتونیک نمک به وجود آمده‌اند. این چین‌ها را غالباً معلول حرکت نمک در حین بالا آمدن و حرکت ثقلی و گسترش نمک بر روی سطح می‌دانند. این توده‌ها از اعماق کم و با استفاده از سطوح ضعیف شده توسط گسل به سطح رسیده‌اند. در واقع، گنبد‌ها را از عوامل اصلی تشکیل دهنده چین‌های منطقه می‌دانند. به عنوان مثال لایه‌های گچ موجود در داخل گنبد جنوب کوه کلرز و مارن‌های الوانی که در اژدها کوه چین خورده‌اند و اشکال کمائی شکلی را در شمال گرمسار به وجود آورده‌اند، همگی ناشی از تأثیر گنبد‌های جنوب کوه کلرز می‌باشند که با تغییراتی که در امتداد لایه‌ها ایجاد کرده‌اند آن‌ها را به طور گسله قطع می‌کند.

۷-۲- زمین‌شناسی اقتصادی و پتانسیل معدنی منطقه

در منطقه مورد مطالعه به جز آثار کمی از کانی‌های مس‌دار که در داخل سازند قرمز فوقانی وجود دارند (مالاکیت و آزوریت)، کانه فلزی دیگری مشاهده نمی‌شود (درّی، ۱۳۷۰). از مواد معدنی غیر فلزی، می‌توان به نمک طعام، گچ، گوگرد، پتاس، سولفات سدیم، سنگ آهک و سنگ لاشه اشاره کرد.

۷-۲-۱- نمک طعام

سنگ نمک عمدتاً در گنبدهای نمکی رخنمون دارد و در نقشه زمین‌شناسی گرمسار، به صورت واحد OL^{sa} معرفی شده‌اند. ژئوپس و مارن به صورت سنگ‌پوش بر روی سنگ نمک قرار گرفته‌اند. با توجه به وسعت زیاد رخنمون‌های نمکی در منطقه، این ماده معدنی از ذخیره قابل توجهی برخوردار می‌باشد (شکل ۲-۳۰). سنگ نمک در مسیر حرکت صعودی، به تدریج ناخالصی‌های خود را به جا گذاشته و درجه خلوص آن بالا می‌رود. سنگ نمک اغلب به رنگ سفید تا خاکستری روشن دیده می‌شود و گاهی در مواردی آبی رنگ و یا به صورت رگه‌های آبی در زمینه بلوری دیده می‌شود (معدن نمک راهراک، جنوب شرق کوه کلرز). انواعی که به رنگ آبی هستند گاهی به مواد رادیواکتیو آغشته‌اند (امینی و همکاران، ۱۳۸۳).



شکل ۲-۳۰- نمایی از یک معدن نمک فعال واقع در جنوب کوه تخت رستم.

۷-۲-۲- گچ

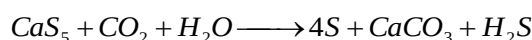
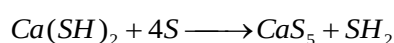
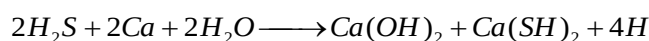
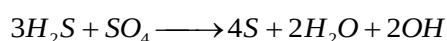
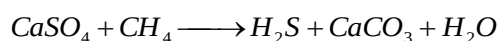
گچ در منطقه گرمسار از ذخیره قابل توجهی برخوردار است و به عنوان سنگ‌پوش نمک‌های دیابیری در نظر گرفته می‌شود. سنگ گچ اغلب در واحدهای سازند قرمز زیرین و سازند گُند به وفور یافت می‌شود. یکی از معادن مهم سنگ گچ در شمال منطقه، به نام معدن سنگ گچ چشمه پرور است که در سازند گُند قرار دارد. وجود سنگ گچ فراوان در سازند کند موجب شده که این سازند به صورت گنبدی بالا آمده و سازندهای جوان تر از خود (سازند قم) را قطع کند (امینی و همکاران، ۱۳۸۳).

۲-۷-۳- گوگرد

معدن گوگرد کوه کلرز، در جنوب شرقی این کوه و در داخل واحدهای تبخیری قرار گرفته است و سنگ در بر گیرنده آن کربناته می‌باشد. در این معدن متروکه و قدیمی، گوگرد به صورت رگچه‌های متعددی در سنگ‌های آهکی دیده می‌شود (دری، ۱۳۷۰).

با توجه به نظریه‌هایی که در مورد تشکیل گوگرد وجود دارد، و با استفاده از شواهد کانی‌شناسی و سنگ-شناسی اطراف معدن، در مورد طرز تشکیل گوگرد در معدن گوگرد کوه کلرز این گونه می‌توان بیان داشت: سنگ‌پوشش گچی موجود در سطح واحد تبخیری، در اثر هیدراته شدن به ژئیس تبدیل می‌شود. در این حالت گوگرد و سنگ آهک به صورت جانشینی در سنگ‌پوش قرار می‌گیرند. همراه بودن مواد نفتی و قرارگیری گوگرد در داخل سنگ آهک، شواهدی هستند که نظریه تولید بیوژنیکی گوگرد را اثبات می‌کنند. باکتری‌های بی‌هوازی، هیدروکربورها را ($CaSO_4 + CH_4$) به عنوان یک منبع انرژی مصرف می‌کنند. ولی به جای اکسیژن از سولفور برای ترکیب شدن با هیدروژن استفاده می‌کنند تا سولفید هیدروژن و کلسیت تولید کنند. سولفید هیدروژن ممکن است به صورت سولفور کلئید اکسیده شود و یا در یک محیط غیر هوازی با یون‌های کلسیم اضافی واکنش کرده و هیدروسولفید کلسیم بدهد. هیدروسولفیدهای حاصله در حضور CO_2 ، به صورت بلورهای سولفور رسوب کرده و به همراه آنها کلسیت‌های ثانویه تشکیل می‌شوند. اگر سولفید هیدروژن قادر به گریز از محیط باشد، سنگ میزبان آهکی عاری از سولفور می‌شود. کما این که در ادامه لایه آهکی (جنوب غرب معدن)، گوگرد در داخل سنگ آهک وجود ندارد که به نظر می‌رسد، سولفید هیدروژن از محیط خارج شده است (دری، ۱۳۷۰).

خلاصه واکنش‌های فوق را می‌توان به صورت زیر نوشت:



۲-۷-۴- سولفات سدیم

در شوره زارهای جنوب گرمسار، سولفات سدیم به همراه نمک با ضخامت حدود ۳۰-۱۰ سانتی متر بر روی رسوبات رسی و ماسه‌ای تشکیل می‌شوند (امینی و همکاران، ۱۳۸۳).

۲-۷-۵- سنگ آهک

سنگ آهک از بخش‌هایی از سازند قم که در آن آهک سفید با درجه خلوص بالای کربنات کلسیم وجود دارد، استخراج می‌شود و اغلب در مصارف ساختمانی (عموماً موزاییک سازی) مورد استفاده قرار می‌گیرد (دری، ۱۳۷۰).

۲-۷-۶- سنگ لاشه

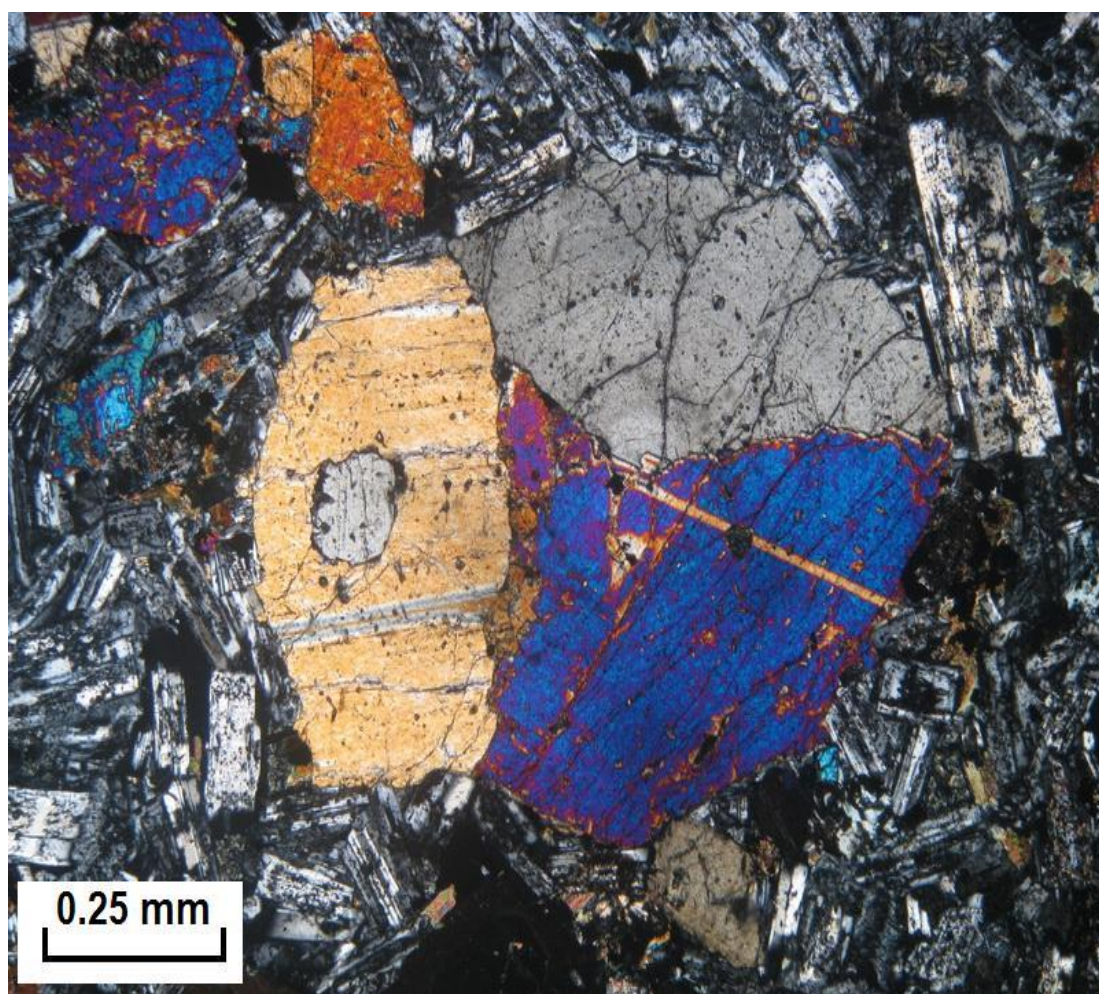
سنگ لاشه از واحد ماسه سنگی (M_3^c) سازند قرمز فوقانی استخراج می‌شود. معادن سنگ لاشه در مسیر جاده ایوانکی به آبسرد، به دلیل توسعه زیاد سازند قرمز فوقانی، از فراوانی بیشتری برخوردار هستند.

۲-۷-۷- نفت و گاز

اولین اکتشافات نفت و گاز در ایران مرکزی به سال ۱۹۳۴ برمی‌گردد. اولین حفاری، به منظور استخراج نفت، در کوه میل، جنوب شرق شهرستان قم صورت گرفت. در آگوست ۲۰۰۶، شرکت چینی SINOPEC با همکاری شرکت NIOC، مطالعات اولیه خود به منظور اکتشاف نفت و گاز در جنوب گرمسار را آغاز کردند. در جنوب شرق بلوک گرمسار، منطقه تلخه، بر اساس مطالعات ژئومگناطیس و ثقل سنجی، سه طاق‌دیس کشف شد که می‌توانند جایگاه مناسبی برای به دام افتادن نفت و گاز باشند. در این منطقه سازند قم توانایی ایجاد و ذخیره سازی نفت و گاز را دارد. در واقع عضو آهکی C را سنگ منشأ و عضوهای تبخیری D و E را سنگ پوش این حوضه نفتی می‌دانند (بین و می‌یین، ۲۰۱۰).

فصل سوم

پتروگرافی



۳-۱- مقدمه

پس از بررسی کامل روابط و ویژگی‌های صحرایی واحدهای سنگی مورد مطالعه، در این فصل به بررسی ویژگی‌های میکروسکوپی آن‌ها می‌پردازیم.

پتروگرافی، هنر تشریح میکروسکوپی سنگ است. پتروگرافی یک سنگ آذرین بیشتر در ارتباط با مشاهدات سیمای کانی‌شناسی (به عنوان تابعی از شیمی ماگما)، و بافت سنگ (به عنوان تابعی از تاریخ سرد شدن ماگما)، می‌باشد. در حال حاضر در سنگ‌شناسی آذرین استفاده‌های وسیعی از داده‌های شیمیایی، به منظور رده‌بندی و تقسیم‌بندی پتروژنیکی (نحوه تشکیل) سنگ‌ها به عمل می‌آید. اما تکیه بر پارامترهای شیمیایی در برگیرنده تمام مسائل نبوده و گاهی گمراه کننده می‌باشند. از این رو مطالعه دقیق سنگ در صحرا و یا در آزمایشگاه (با استفاده از مقاطع نازک)، بسیار حائز اهمیت است و قدم اول به شمار می‌آید. در این فصل سعی خواهد شد که با مطالعه دقیق پتروگرافی و بررسی روابط کانی‌شناسی، بافتی و ساختی موجود در سنگ‌های منطقه، به برخی از حوادث رخ داده در طی تاریخچه سرد شدن ماگماهای سازنده سنگ‌ها و رویدادهای پس از انجماد این سنگ‌ها پی ببریم.

همان گونه که در فصل گذشته ذکر شد، سنگ‌های این مناطق را می‌توان به سه دسته تقسیم کرد:

- سنگ‌های نفوذی:
- گابرو
- دیوریت
- سنگ‌های خروجی:
- الیوین بازالت
- بازالت
- سنگ‌های آذرآواری:
- لاپیلی کریستال توف و پیریت

در ادامه به بررسی ویژگی‌های میکروسکوپی هر کدام از این گروه‌ها می‌پردازیم.

۳-۲- سنگ‌های نفوذی

۳-۲-۱- گابروها

واژه گابرو، به سنگ دانه درشت تا دانه متوسط و تیره رنگ تا نیمه روشنی اطلاق می‌شود که اساساً از پیروکسن (اوژیت) و پلاژیوکلاز تشکیل شده است و معادل درونی بازالت می‌باشد. گابروهای منطقه گرمسار، در نمونه دستی به رنگ‌های سبز تیره تا خاکستری تیره دیده می‌شوند. گابروها بر خلاف دیوریت‌ها فقط به

صورت چند دایک موازی (دسته دایک)، با راستای شمال غربی - جنوب شرقی دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز و اوژیت از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها به حساب می‌آیند. ابعاد و نحوه قرار گیری این کانی‌ها به گونه‌ای است که در سنگ بافت‌های گرانولار و اینترگرانولار، به وجود آمده است (شکل ۳-۱). به دلیل حضور بلورهای نسبتاً درشت اوژیت در سنگ، بافت گرانولار، در نمونه‌های دستی به خوبی قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۲-۱۴).

کانی‌های فرعی این سنگ‌ها شامل، الیوین، فلوگوپیت، کانی‌های اپک (مگنتیت و تیتانومگنتیت) و بلور-های سوزنی شکل و ریز آپاتیت (داخل بلورهای پلاژیوکلاز) می‌باشند. گابروها دگرسانی کمی را متحمل شده‌اند، ولی در بخش‌های دگرسان شده سنگ، کانی‌های ثانویه‌ای نظیر کلریت، سرپانتین، سریسیت، زئولیت و اپیدوت تشکیل شده است.

- کانی‌های اصلی

- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز را می‌توان جزء فراوان‌ترین کانی‌های اصلی موجود در سنگ‌های گابرویی برشمرد. این بلورها به صورت تیغه‌ای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند. با محاسبه مقادیر میانگین درصد آنورتیت نورماتیو پلاژیوکلازها (۶۸/۲)، ترکیب آن‌ها در حد لابردوریت می‌باشد. این کانی بسته به ترکیب شیمیایی خود، به سریسیت و یا زئولیت تجزیه شده است (شکل ۳-۲). بلورهای پلاژیوکلاز فاقد جهت گیری خاصی هستند و غالباً به صورت متقاطع در سنگ قرار می‌گیرند و در اثر قرارگیری بلورهای اوژیت در بین آن‌ها، بافت اینترگرانولار در سنگ پدید آمده است. پلاژیوکلاز می‌تواند به صورت ادخال نیز در بلورهای اوژیت حضور داشته باشد.

از ویژگی‌های بارز بلورهای پلاژیوکلاز، می‌توان به ماکل پلی‌سنتتیک، منطقه‌بندی ترکیبی و ایجاد حاشیه رو رشدی در سطح این کانی اشاره کرد. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز در امتداد منطقه‌بندی، ادخال‌هایی از کانی‌های اپک، آپاتیت و پیروکسن دارند (شکل ۳-۳).

کانی‌های وابسته به سری‌های انحلال جامد، همانند پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین و..... می‌توانند در تمامی مراحل تبلور، با ماگمای در برگیرنده خود در حال تعادل باشند، در این حالت، بلور از نظر شیمیایی ترکیب یکنواختی خواهد داشت. ولی عواملی مثل انتشار و تبادل یونی بسیار کند بین ماگما و بلور، موجب تغییرات ترکیبی پیوسته‌ای در بلورها می‌شوند. به طوری که تنها لبه خارجی بلور همواره با ماگما در تعادل می‌باشد. منطقه‌بندی ترکیبی را می‌توان حاصل تغییرات تکراری اندک و کوتاه مدت، در ترکیب ماگما دانست که در زمان تبلور بلور اتفاق می‌افتد. عامل اصلی تشکیل منطقه‌بندی ترکیبی را می‌توان به تغییرات محلی در ترکیب ماگمای سازنده (یا در بر گیرنده) بلور، که در زمان رشد بلور اتفاق می‌افتد، نسبت داد، تا به تغییرات درجه حرارت. منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها نشان می‌دهند که مذاب در بر گیرنده بلورها، در زمان

رشد، متناوباً نسبت به ترکیب آنورتیت-آلبیت اشباع شده است. معمولاً منطقه‌بندی نشانگر کندتر بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت رشد بلور می‌باشد (ورنان، ۲۰۰۴).

بست (۲۰۰۳)، منطقه‌بندی را یک الگوی منظم از تغییرات شیمیایی، در کانی‌های محلول جامد می‌داند و نشان دهنده واکنش‌های متوالی ناقص بین بلورهای محلول جامد با مذاب‌های در بر گیرنده می‌باشد. واکنش‌های متوالی ناقص باعث تغییر ترکیب بلور از مرکز تا حاشیه می‌شوند. در واقع، منطقه‌بندی شاهدهی برای تبادل انتشار یونی بسیار کند $Ca\ Al$ و $Na\ Si$ در طی تبلور کانی می‌باشد.

در اطراف برخی از بلورهای پلاژیوکلاز، حاشیه‌هایی به ضخامت چند میکرون دیده می‌شود که آن‌ها را حاشیه رورشدی می‌نامند. حضور این حاشیه در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز نشان دهنده دو مرحله رشد می‌باشد. در مرحله اول بلورهایی رشد کرده‌اند که دارای منطقه‌بندی شیمیایی و اذخال‌هایی از کانی‌های اپیک هستند. مرحله دوم شامل تبلور پلاژیوکلازهای جدید، بر روی بخش‌های تبلور یافته اولیه می‌باشد. این بخش به صورت یک حاشیه نازک، اطراف پلاژیوکلاز اولیه را می‌پوشانند و فاقد منطقه‌بندی ترکیبی و یا اذخال می‌باشند، به طوری که رشد این حاشیه در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز اولیه، باعث خودشکل شدن بلورهای پلاژیوکلاز شده است و نشان دهنده بازگشت تعادل بین بلور و ماگمای میزبان و رشد بلور در شرایط تعادلی می‌باشد (شکل ۳-۴).

- اوژیت

اوژیت در سنگ‌های گابرویی منطقه به صورت بلورهای ریز تا درشت، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل به همراه ماکل ساعت شنی، ماکل عادی و منطقه‌بندی ترکیبی دیده می‌شود. قرار گیری بلورهای کوچک اوژیت در میان تیغه‌های پلاژیوکلاز، بافت اینترگرانولار را در این سنگ‌ها پدید آورده است. اوژیت‌ها دگرسانی کمی را متحمل و تنها به کلریت تبدیل شده‌اند.

در سنگ‌های گابرویی منطقه اوژیت به دو شکل دیده می‌شود:

- ۱- اجتماعاتی از بلورهای ریز و بی‌شکل اوژیت یا گلومرول. این‌ها بلورهایی هستند که نسبت به سایر بلورهای اوژیت زودتر متبلور شده‌اند و توسط ماگما به ترازهای بالاتر حمل شده‌اند (شکل ۳-۵).
- ۲- بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار اوژیت با ماکل ساده و منطقه‌بندی ترکیبی (شکل ۳-۶).

- کانی‌های فرعی

- فلوگوپیت

فلوگوپیت از فراوان‌ترین کانی‌های فرعی سازنده سنگ‌های گابرویی منطقه می‌باشد. این کانی عموماً به صورت بلورهای صفحه‌ای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود. فلوگوپیت به صورت پولک‌های ریز در میان بلورهای تیغه‌ای شکل پلاژیوکلاز قرار دارد (شکل ۳-۷).

- الیوین

الیوین در سنگ‌های گابرویی منطقه از فراوانی بسیار کمی برخوردار است و گاهی به صورت بلورهای شکل‌داری هستند که به طور کامل به سرپانتین تبدیل شده‌اند. علاوه بر این الیوین، به صورت بلورهای ریز، عمدتاً دگرسان نشده و به ندرت در میان کانی‌های اصلی سنگ قابل مشاهده می‌باشند.

- کانی‌های اپیک

این کانی‌ها عمدتاً از نوع مگنتیت و یا تیتانومگنتیت می‌باشند و به صورت دانه‌های ریز، شکل‌دار تا بی-شکل و یا اذخال در بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شوند (شکل ۳-۷).

- آپاتیت

آپاتیت یکی دیگر از کانی‌های فرعی و کمیاب موجود در سنگ‌های گابرویی می‌باشد. این کانی به صورت اذخال‌های سوزنی شکل و ریز در داخل برخی از بلورهای پلاژیوکلاز حضور دارند (شکل ۳-۸).

- کانی‌های ثانویه

کانی‌های ثانویه معمولاً از دگرسانی کانی‌های اولیه موجود در سنگ‌ها به وجود می‌آیند. کانی‌های ثانویه موجود در سنگ‌های گابرویی منطقه گرمسار شامل، کلریت و سرپانتین می‌باشند که از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین سنگ (بیوتیت، اوژیت و الیوین) به وجود می‌آیند. سریسیت و زئولیت نیز می‌توانند از دگرسانی پلاژیوکلازها به وجود بیایند. کانی‌های ثانویه می‌توانند در داخل حفرات سنگ نیز متبلور شوند. همانند اپیدوت که به صورت اجتماعی از بلورهای ریز، سوزنی و شعاعی، در داخل حفرات سنگ تشکیل شده‌اند. اپیدوت‌های ثانویه می‌توانند در طی فرایندهای دگرسانی هیدروترمال، از دگرسانی اوژیت و پلاژیوکلازهای موجود در سنگ به وجود بیایند و در طول رگه‌ها، شکستگی‌ها و یا در داخل حفرات سنگ تشکیل شوند (دیر و همکاران، ۱۹۹۱) (شکل ۳-۹). پیروکسن و پلاژیوکلاز در طی واکنش زیر به مجموعه‌ای از کانی‌های اپیدوت (کلینوزویسیت)، کلریت و کوارتز تبدیل می‌شوند (دیر و همکاران، ۱۹۹۱).



- سرپانتین

الیوین یکی از مستعدترین کانی‌های فرومنیزین برای دگرسانی شیمیایی می‌باشد و عموماً این دگرسانی به طور کامل صورت می‌گیرد. از این رو، تشکیل پزودومورف، یک امر عادی در سنگ‌های مافیک دگرسان شده می‌باشد. در سنگ‌های گابرویی منطقه قالب‌هایی از یک کانی مافیک وجود دارد که تماماً توسط سرپانتین جایگزین شده‌اند (شکل ۳-۱۰). بر اساس شکل بلوری می‌توان گفت که این قالب‌ها، کانی مافیکی بوده‌اند (الیوین)، که در طی دگرسانی به سرپانتین تبدیل شده‌اند.

- کلریت

کلریتی شدن حالت خاصی از دگرسانی پروپلیتیک می باشد که به علت درصد بالای کلریت آن را دگرسانی کلریتی شدن می نامند. کلریت می تواند از دگرسانی کانی های فرومنیزین نظیر بیوتیت، پیروکسن و یا هورنبلند حاصل شود. معمولاً سیالات ماگمایی و یا محلول های غنی از Fe، Mg و Al، در سنگ های آذرین موجب تبدیل کانی های فرومنیزین به کلریت می شوند. بنابراین، کلریتی شدن نشان دهنده حضور سیالات آبدار و دماهای پایین تا متوسط در طی دگرسانی سنگ می باشد. کلریتی شدن بیوتیت (فلوگوپیت) باعث خارج شدن پتاسیم به صورت K^+ از بیوتیت می شود. پتاسیم آزاد شده باعث ایجاد دگرسانی های بعدی در سنگ می شود که از آن جمله می توان به سریسیتی شدن پلاژیوکلازها اشاره کرد.

- سریسیت

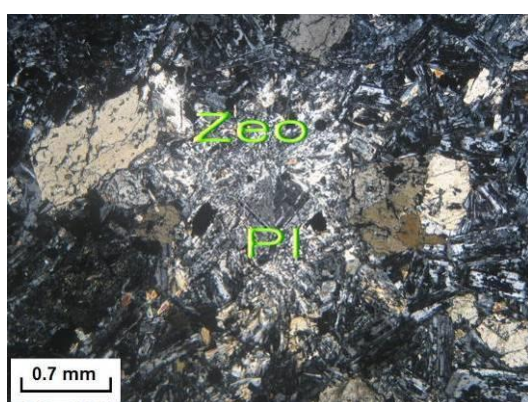
گاهی اوقات کانی های سرشار از آلومینیوم توسط میکای سفید، ریز دانه و یا کانی های مشابهی به نام سریسیت پوشیده می شوند. این پوشش به صورت لکه لکه و یا کامل صورت می گیرد. رشد سریسیت نیازمند افزایش آب و K^+ در سنگ است. همان گونه که گفته شد یکی از منابع مهم پتاسیم در گابروها کلریتی شدن بیوتیت می باشد. با حضور پتاسیم در سنگ، پتاسیم با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش شده و کلسیم به صورت Ca^{2+} آزاد می شود. کلسیم آزاد شده می تواند در حفرات سنگ رسوب کند. معمولاً در پلاژیوکلازهای منطقه ای، قسمت های غنی از An به راحتی سریسیتی می شوند.

- کوارتز دیوریت

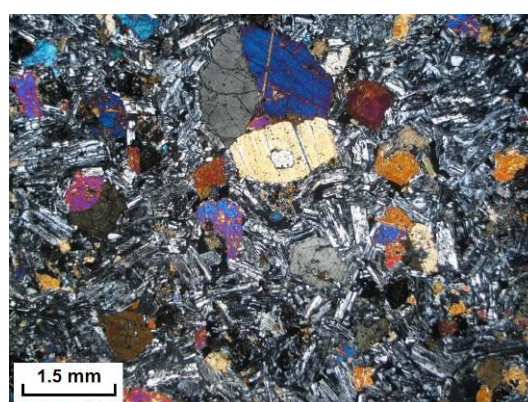
همان گونه که در فصل قبل بدان اشاره شد، از ویژگی های صحرایی بارز دایک های گابرویی منطقه، حضور چشم گیر رگه های تفریقی در آن ها می باشد. بعد از برداشت نمونه و تهیه مقاطع نازک و انجام مطالعات پتروگرافی، مشخص شد که رگه ها، ترکیبی در حد کوارتز دیوریت دارند (شکل ۳-۱۱). بلورهای تیغه ای شکل پلاژیوکلاز را می توان از عمده کانی های اصلی تشکیل دهنده رگه های کوارتز دیوریتی بر شمرد. این رگه ها، در مقایسه با دیوریت ها و گابروها، آلکالی فلدسپار و کوارتز بیشتری دارند. هم چنین به علت تفریق یافته بودن رگه های موجود، از میزان کانی های آهن و منیزیم دار آن ها، نظیر بیوتیت و پیروکسن به شدت کاسته شده است. کانی های اپک، از عمده کانی های فرعی تشکیل دهنده این سنگ ها می باشند. علاوه بر این، آپاتیت به صورت سوزن های بسیار ریز، در متن بلورهای پلاژیوکلاز قابل مشاهده می باشد. بافت غالب این گروه از سنگ ها، دانه ای ریز بلور می باشد. حضور بلورهای ریز پیروکسن در بین بلورهای پلاژیوکلاز باعث ایجاد بافت اینترگرانولار شده است.

جدول ۱-۳- علائم اختصاری مورد استفاده در اشکال این فصل.

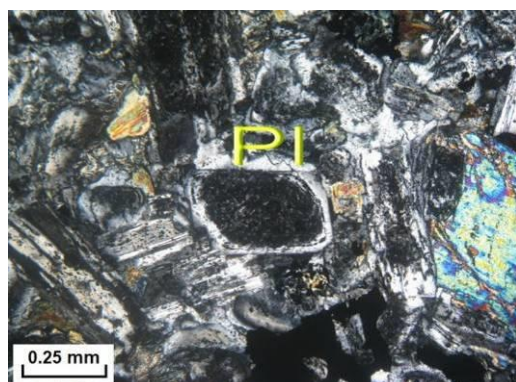
نام کانی	علامت اختصاری	نام کانی	علامت اختصاری
الیون	Ol	کلسیت	Ct
پیروکسن	Px	پرهنیت	Phr
پلاژیوکلاز	Pl	زئولیت	Zeo
هورنبلند	Hb	کوارتز	Qtz
بیوتیت	Bio	اورالیت	Ura
فلوگوپیت	Phl	سرپانتین	Ser
ارتوز	Or	اپیدوت	Epi
آپاتیت	Apa	کوارتز دیوریت	Q Di
کانی های اپک	Opq		



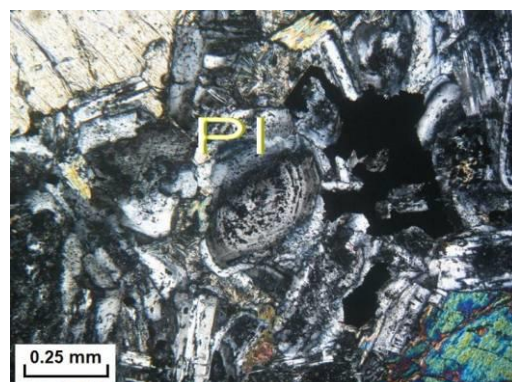
شکل ۲-۳- دگرسانی پلاژیوکلاز و تبدیل شدن آن به زئولیت (XPL).



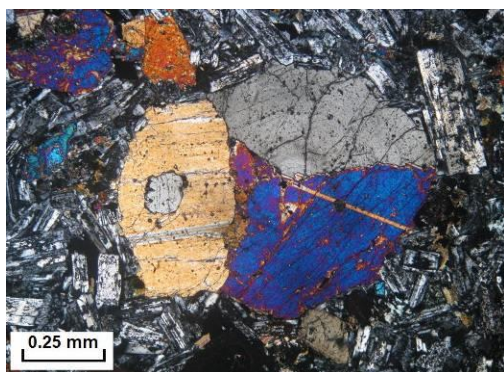
شکل ۱-۳- بافت گرانولار و اینترگرانولار در سنگ های گابرویی (XPL).



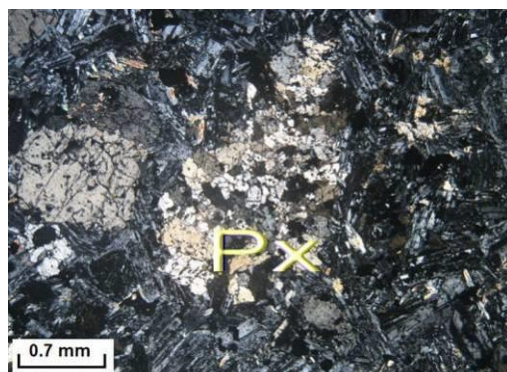
شکل ۴-۳- ایجاد حاشیه رورشدی و تبدیل شدن بلور بی شکل پلاژیوکلاز به بلور خودشکل (XPL).



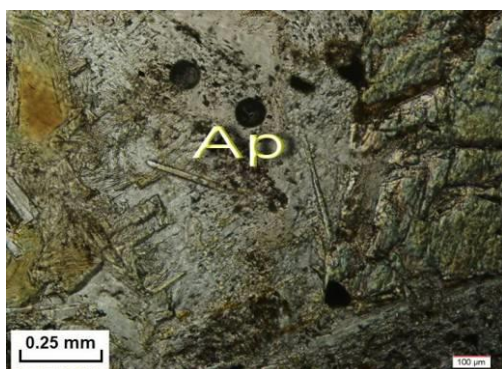
شکل ۳-۳- منطقه بندی ترکیبی، حاشیه رو رشدی و ادخال هایی از جنس کانی های اپک در امتداد منطقه بندی در بلور پلاژیوکلاز (XPL).



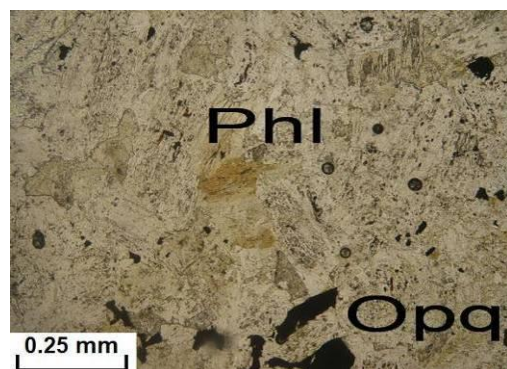
شکل ۳-۶- بلور نیمه شکل دار اوژیت با ماکل ساده در سنگ‌های گابرویی (XPL).



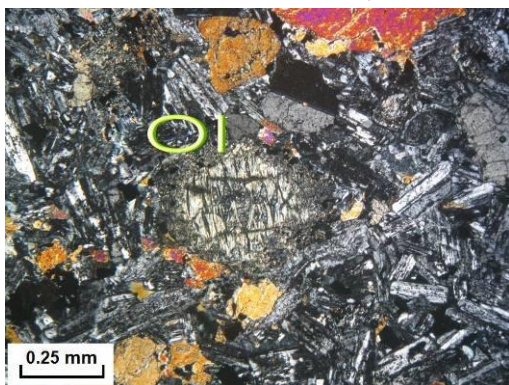
شکل ۳-۵- اجتماعی از بلورهای ریز و بی‌شکل اوژیت در سنگ‌های گابرویی (XPL).



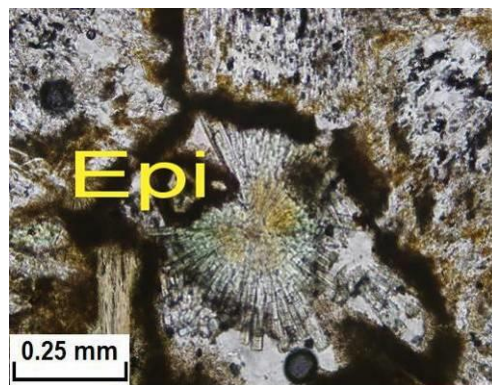
شکل ۳-۸- سوزن‌های ریز آپاتیت در متن بلور پلاژیوکلاز (XPL).



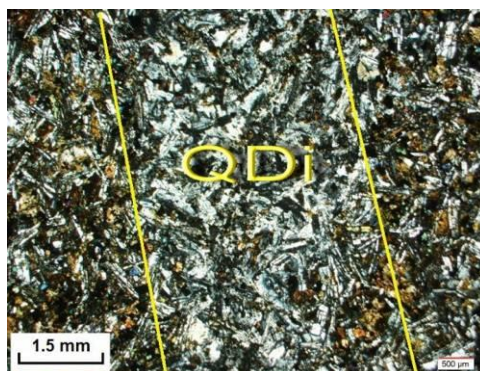
شکل ۳-۷- بلور فلوگوپیت به همراه کانی‌های اپک (PPL).



شکل ۳-۱۰- بلور الیوین دگرسان شده به سرپانتین (XPL).



شکل ۳-۹- حضور بلورهای ریز و شعاعی اپیدوت در حفرات سنگ‌های گابرویی (XPL).



شکل ۳-۱۱- نمایی از رگه کوارتز دیوریتی (خطوط موازی) در سنگ‌های گابرویی (XPL).

۳-۲-۲- دیوریت‌ها

دیوریت‌ها به صورت توده‌های نفوذی پراکنده، در سرتاسر منطقه مطالعاتی مشاهده می‌شوند. این توده‌ها به صورت دایک، سیل، استوک و آپوفیز رخنمون دارند که عموماً در یک راستا و به موازات دایک‌های گابرویی قرار دارند و در مجموع تشکیل دسته دایک را می‌دهند. این سنگ، به رنگ خاکستری تیره تا روشن دیده می‌شوند و از نظر اندازه بلوری، متوسط تا ریز بلور هستند. دیوریت‌ها در مطالعات میکروسکوپی انواع بافت‌های افیتیک، ساب افیتیک، گرانولار، اینترگرانولار و گاهی میکرو پرتیت را به نمایش می‌گذارند. بافت‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها (افیتیک و ساب افیتیک) به همراه بلورهای سوزنی شکل و طویل آپاتیت، معرف نیمه عمیق بودن این توده‌هاست (موراتا و همکاران، ۲۰۰۵).

از کانی‌های اصلی دیوریت‌ها می‌توان به پلاژیوکلاز، اوژیت، هورنبلند و بیوتیت اشاره کرد. کانی‌های فرعی شامل: کوارتز، آلکالی فلدسپار، آپاتیت، اسفن و کانی‌های اوپک می‌باشند. کلریت، پرهنیت، اورالیت، سریسیت و کوارتز، از کانی‌های ثانویه دیوریت‌ها به حساب می‌آیند.

- کانی‌های اصلی

- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز را می‌توان جزء فراوان‌ترین کانی اصلی سنگ‌های دیوریتی برشمرد. این کانی به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و با اشکال تیغه‌ای در مقاطع دیده می‌شود. در این سنگ‌ها، بافت اینترگرانولار در اثر قرارگیری بلورهای ریز پیروکسن در بین بلورهای تیغه‌ای پلاژیوکلاز به وجود آمده است (شکل ۳-۱۲). با محاسبه مقادیر میانگین درصد آنورتیت نورماتیو پلاژیوکلازها (۵۸/۶۴)، ترکیب آن‌ها در حد آندزین تا لابرادوریت می‌باشد. این بلورها ماکل پلی‌سنتتیک بارزی را نشان می‌دهند و برخلاف پلاژیوکلازهای سنگ‌های گابرویی، فاقد منطقه‌بندی ترکیبی و یا حواشی رو رشدی می‌باشند. این شواهد نشان می‌دهد که بلورهای پلاژیوکلاز در سرتاسر زمان تبلور با مذاب والد خود در تعادل بوده‌اند.

- اوژیت

اوژیت در دیوریت‌ها نسبت به سنگ‌های گابرویی از فراوانی کمتری برخوردار می‌باشند. این بلورها در مقاطع به دو صورت دیده می‌شوند.

- بلورهای کوچک و بی‌شکل اوژیت که در میان تیغه‌های پلاژیوکلاز قرار می‌گیرند و بافت اینترگرانولار را پدید می‌آورند.

- بلورهای تیغه‌ای شکل و طویل اوژیت که به علت قرارگیری بلورهای پلاژیوکلاز در متن آن‌ها، بافت افیتیک و ساب‌افیتیک را ایجاد کرده‌اند (شکل ۳-۱۳).

کانی‌های موجود در سنگ‌های آذرین گاهی می‌توانند در یک زمان متبلور شوند. ولی نرخ رشد یکی از کانی‌ها می‌تواند سریع‌تر و بیشتر از کانی دیگر باشد. یک مثال واضح در این مورد بافت افیتیک می‌باشد، که

از انواع بافت‌های رایج در سنگ‌های گابرویی و دیوریتی می‌باشد. این بافت شامل حضور بلورهای کشیده پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از بلورهای بزرگتر کلینوپیروکسن (اوژیت) می‌باشد. بافت افیتیک حاصل تبلور هم-زمان دو کانی پلاژیوکلاز و اوژیت در نقطه یوتکتیک می‌باشد. از آنجایی که بلورهای پلاژیوکلاز در داخل بلورهای پیروکسن قرار دارند، این گونه می‌نماید که بلورهای پلاژیوکلاز زودتر از بلورهای میزبان هسته‌بندی کرده‌اند، ولی حقیقت این است که نطفه‌بندی و رشد این دو بلور در یک زمان صورت گرفته است. تنها زمانی می‌توان گفت که بلورهای پلاژیوکلاز زودتر متبلور شده‌اند که این بلورها اولیه بوده و بعداً توسط بلورهای پیروکسن احاطه شده باشند. در کل می‌توان گفت که این بافت حاصل هسته‌بندی بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز، در مقابل هسته‌بندی کم‌تر و نرخ رشد بیشتر بلورهای پیروکسن می‌باشد (ورنان، ۲۰۰۴).

بلورهای اوژیت ماکل عادی دارند و برخلاف اوژیت‌های موجود در سنگ‌های گابرویی فاقد منطقه‌بندی ترکیبی هستند. در سنگ‌های دیوریتی اوژیت‌ها در طی دگرسانی به اورالیت و پرهنیت تبدیل شده‌اند.

- بیوتیت

بیوتیت یکی دیگر از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های دیوریتی می‌باشد. این بلورها در سنگ‌های دیوریتی از فراوانی بیشتری نسبت به گابروها برخوردار می‌باشند (شکل ۳-۱۴). بیوتیت در سنگ‌های دیوریتی به صورت بلورهای کوچک، نیمه شکل‌دار و ورقه‌ای دیده می‌شود. این بلورها در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شده‌اند.

- هورنبلند

هورنبلند سبز به صورت بلورهای ریز نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل می‌باشد و جزء کم‌ترین کانی مافیک سنگ‌های دیوریتی به حساب می‌آید. این بلورها در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۱۵).

- کانی‌های فرعی

- فلدسپار پتاسیم

این کانی به صورت بین دانه‌ای و بی‌شکل در سنگ‌های دیوریتی دیده می‌شود. تشخیص این کانی در مقاطع به علت ابعاد کوچک، نداشتن شکل بلوری خاص و عدم وجود ماکل، تا حدی مشکل می‌باشد ولی حضور اندک بافت میکروپریتی در مقاطع، شاخص خوبی برای شناخت این کانی می‌باشد (شکل ۳-۱۶). بافت میکروپریت می‌تواند در اثر فرایندهای مختلفی نظیر متاسوماتیسم سدیک، اکسلوشن و یا تبلور یوتکتیک ایجاد شود (دیر و همکاران، ۱۹۶۶، در ملوندی، ۱۳۸۶). در سنگ‌های دیوریتی منطقه، این بافت در اثر فرایند اکسلوشن به وجود آمده است. روند تشکیل بافت پریت حاصل از اکسلوشن را می‌توان در سیستم دوتایی فلدسپار پتاسیم و آلبیت با نقطه مینیمم بررسی کرد. بعد از تبلور اولیه آلکالی فلدسپار، زمانی که درجه حرارت کمتر از سالووس شد، جدایی در فاز جامد حاصل می‌شود و این بافت تشکیل می‌شود.

- کوارتز

کوارتز حجم بسیار کمی از کانی‌های موجود در سنگ‌های دیوریتی را به خود اختصاص داده است. کوارتز در سنگ‌های دیوریتی به دو صورت دیده می‌شود:

- کوارتزهای اولیه که به صورت ریز بلور، بی‌شکل، بین دانه‌ای و پرکننده فضای بین کانی‌ها یافت می‌شوند.
- کوارتزهای ثانویه که شامل اجتماعاتی از بلورهای ریز و بی‌شکلی هستند که به صورت پرکننده فضاهای خالی (حفرات) موجود در سنگ می‌باشند. کوارتزها گاهی حاوی اذخال‌های از بلورهای ریز و رشته‌ای تورمالین می‌باشند (شکل ۳-۱۷ و ۳-۱۸).

- کانی‌های اپک

کانی‌های اپک شامل بلورهای دانه‌ای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل مگنتیت و تیتانومگنتیتی هستند که به صورت پراکنده در زمینه سنگ و یا اذخال، در بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. کانی‌های اپک در دیوریت‌ها از فراوانی بیشتری نسبت به گابروها برخوردار هستند.

- آپاتیت

آپاتیت را می‌توان به عنوان مهم‌ترین کانی فرعی سنگ‌های دیوریتی به حساب آورد. این کانی در دیوریت‌ها نسبت به گابروها از فراوانی بسیار زیادتری برخوردار می‌باشد (شکل ۳-۱۹).

- اسفن

اسفن از دیگر کانی‌های فرعی موجود در سنگ‌های دیوریتی می‌باشد که معرف بالا بودن میزان Ti در ماگمای سازنده این سنگ‌هاست. در دیوریت‌ها اسفن به دو صورت اولیه و ثانویه حضور دارد. در این سنگ‌ها اسفن ثانویه در اطراف بلورهای دگرسان شده مگنتیت و تیتانومگنتیت تشکیل شده‌اند. Ti خارج شده از دگرسانی این کانی‌ها، همراه با Ca و Si موجود در محیط، منجر به تشکیل اسفن در اطراف کانی‌های اپک می‌شود (دیر و همکاران، ۱۹۹۱).

تیتانومگنتیت بر اساس واکنش زیر به اسفن تبدیل می‌شود:



- کانی‌های ثانویه

کانی‌های ثانویه مشاهده شده در سنگ‌های دیوریتی به دو دسته تقسیم می‌شوند:

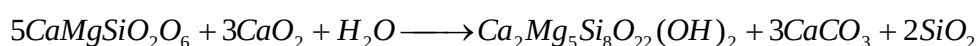
- دسته اول شامل کانی‌هایی هستند که از دگرسانی مستقیم کانی‌های اولیه موجود در سنگ به وجود آمده‌اند، همانند کلریت که از دگرسانی بیوتیت و اوژیت به وجود آمده است، سربیسیت که حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز می‌باشد و یا اورالیت که به صورت یک کانی ثانویه، از دگرسانی اوژیت به وجود آمده است. پرهنیتی شدن اوژیت و پلاژیوکلاز را می‌توان در این دسته قرار داد.

- دسته دوم شامل کانی‌هایی هستند که از دگرسانی مستقیم کانی‌های دیگر به وجود نیامده‌اند. این دسته شامل حفرات پر شده توسط کلسیت و کوارتزهای ثانویه‌ای هستند که در اثر رسوب کردن سیلیس آزاد شده از دگرسانی سایر کانی‌ها به وجود آمده‌اند و یا حاصل رسوب‌گذاری مستقیم از سیالات سیلیس‌دار می‌باشند.

- اورالیت

کانی‌های خانواده هورنبلند در برخی از سنگ‌های آذرین می‌توانند به صورت ثانویه و در طی دگرسانی پیروکسن‌ها به وجود بیایند. هورنبلندهای ثانویه معمولاً در ارتباط با شکستگی‌های ریز سنگ و یا فضا‌های بین کانی‌ها هستند که باعث تسهیل حرکت محلول‌ها و یا سیالات می‌شوند. اکثر آمفیبول‌های ثانویه به صورت مجموعه‌ای از ترمولیت و یا کامینگتونیت هستند. مشکلاتی که در ارتباط با شناسایی و تفکیک این مجموعه از آمفیبول‌های فیبری شکل از یکدیگر وجود داشت، باعث شد که این مجموعه را تحت عنوان اورالیت به نامند. واژه اورالیت اولین بار برای شرح پاره‌ای از آمفیبول‌های آبی روشن تا سبز رنگی به کار رفت که ترکیبی نامشخص و غالباً پیروکسنی داشتند. دگرسانی پیروکسن و تبدیل شدن آن به آمفیبول‌های رشته‌ای شکل را اورالیتیزاسیون می‌نامند. تشکیل اورالیت در ارتباط با فعالیت‌های محلول‌های هیدروترمالی هستند که ممکن است در طی مراحل نهایی تبلور ماگما تشکیل شده باشند و یا در ارتباط با محلول‌هایی باشند که بعد از انجماد کامل سنگ، وارد سنگ می‌شوند. هم‌چنین فرایند اورالیتی شدن پیروکسن می‌تواند در ارتباط با دگرگونی‌های حرارتی و ناحیه‌ای و یا فرایندهای متاسوماتیسمی رخ دهد (دیر و همکاران، ۱۹۹۱) (شکل ۳-۲۰).

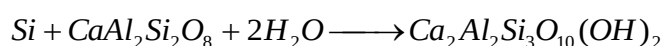
پیروکسن بر اساس واکنش زیر و در حضور سیالات، می‌تواند به مجموعه‌ای از ترمولیت، کلسیت و کوارتز تبدیل شود.



- پرهنیت

پرهنیت نیز همانند اورالیت، از دگرسانی اوژیت‌ها به وجود می‌آید (شکل ۳-۲۱). این کانی می‌تواند از دگرسانی پلاژیوکلاز نیز تشکیل شود. پرهنیت معمولاً به صورت مجموعه‌ای از بلورهای ریز و شعاعی جایگزین کانی‌های اولیه می‌شود.

پلاژیوکلاز، طبق واکنش زیر به پرهنیت تبدیل می‌شود (دیر و همکاران، ۱۹۹۱):



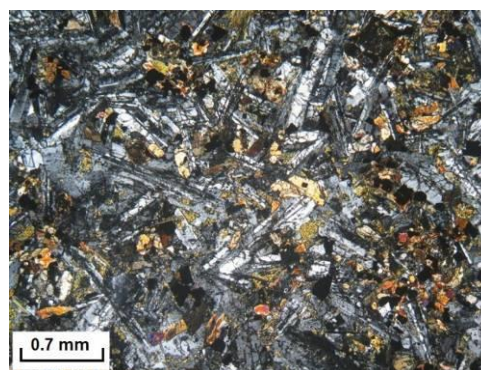
همان‌طور که در فصل قبل گفته شد، در حاشیه توده‌های دیوریتی، که در آن‌ها تبلور و یا انجماد با سرعت بیشتری صورت می‌گیرد، حاشیه‌های انجماد سریع تشکیل شده‌اند. بافت این بخش پورفیری می‌باشد که در آن درشت بلورهای اوژیت و هورنبلند در یک زمینه ریز بلور تا شیشه‌ای دگرسان شده قرار دارند.

زمینه شامل میکرولیت‌های ریز پلاژیوکلاز، کانی‌های ریز اپک و شیشه می‌باشد. اوژیت در اثر دگرسانی به طور بخشی و یا کامل به هورنبلند تبدیل شده است (شکل ۳-۲۲). همچنین درشت بلورهای اوژیت در اثر دگرسانی به سرپانتین تبدیل و حفرات سنگ نیز توسط کانی‌های کلسیت و ژئپس پر شده‌اند. در اطراف بلورهای هورنبلند اپک‌زایی صورت گرفته است (شکل ۳-۲۳). اپک‌زایی نوعی تجزیه شدگی ساب سولیدوس می‌باشد که باعث تجزیه شدن کانی‌های فرومنیزین آبدار مثل هورنبلند، به کانی‌هایی هم‌چون اکسیدهای آهن و تیتانیوم و پیروکسن، در دمای پایین‌تر از سولیدوس می‌شود. این تجزیه شدگی می‌تواند در حاشیه و یا کل بلور توسعه پیدا کند (بست، ۲۰۰۳).

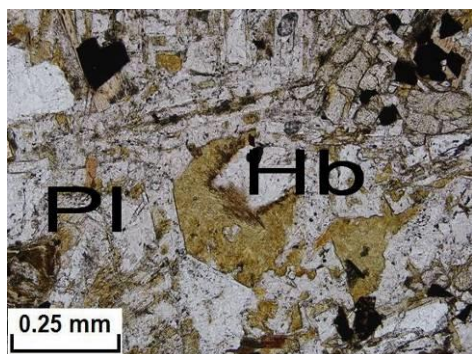
به اعتقاد کاواباتا و شاتو (۲۰۰۵)، اپاسیته شدن کانی‌هایی مثل بیوتیت و هورنبلند در نتیجه کاهش فشار P_{H_2O} (در طی صعود ماگما) و یا افزایش دما در طی اختلاط ماگمایی ایجاد شود. در این شرایط کانی‌های مذکور، در نتیجه ناپایداری ترمودینامیک، به مجموعه‌ای از کانی‌های کلینوپیروکسن، مگنتیت، هماتیت و سایر کانی‌های اپک تبدیل می‌شوند. مگنتیت‌های تشکیل شده در این مرحله دانه ریز هستند و به صورت حاشیه‌ای، اطراف بلور را فرا می‌گیرند و از آن جایی که این حاشیه شبیه به سوختگی به نظر می‌رسد، می‌گویند هورنبلند دارای حاشیه سوخته می‌باشد. این فرایند از حاشیه بلور شروع شده و به طرف مرکز پیشرفت می‌کند و ممکن است تمام بلور را در بر گیرد و خصوصیات نوری بلور را تحت تأثیر قرار دهد. هم‌چنین صعود سریع مذاب، مانع برقراری تعادل میان این کانی‌ها با ماگما می‌شود، بدین ترتیب حاشیه واکنشی در اطراف کانی‌های بیوتیت و هورنبلند تشکیل می‌شود. از خصوصیات دیگر این بخش از سنگ‌های دیوریتی حضور زینولیت‌های دیوریتی می‌باشد (شکل ۳-۲۴). این زینولیت‌ها، با اشکال تقریباً کروی و با ابعاد سانتی متری در زمینه سنگ دیده می‌شوند و از نظر ترکیب کانی‌شناسی شامل بلورهای پیروکسن، هورنبلند و پلاژیوکلاز می‌باشند.



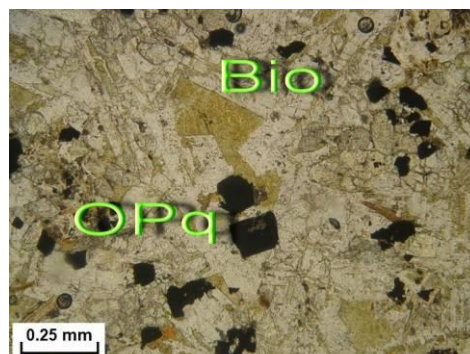
شکل ۳-۱۳- بافت ساب افیتیک، در اثر قرارگیری بلورهای پلاژیوکلاز در متن بلور اوژیت (XPL).



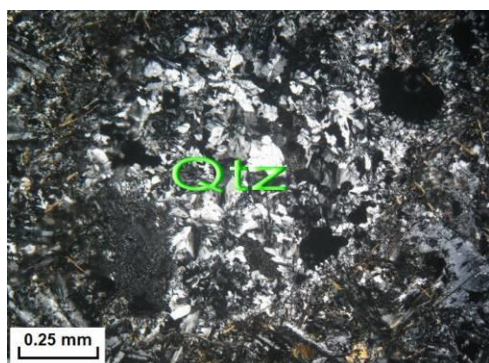
شکل ۳-۱۲- بافت اینترگرانولار، در اثر قرارگیری بلورهای ریز پیروکسن در بین بلورهای پلاژیوکلاز (XPL).



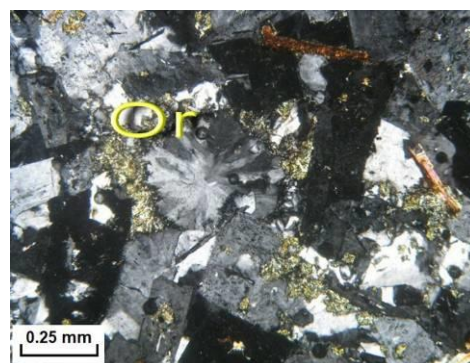
شکل ۳-۱۵- بلور نیمه شکل دار هورنبلند در سنگ‌های دیوریتی (XPL).



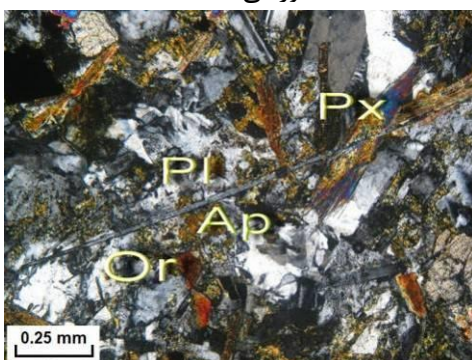
شکل ۳-۱۴- بلورهای ریز بیوتیت به همراه کانی‌های ایک در سنگ‌های دیوریتی (PPL).



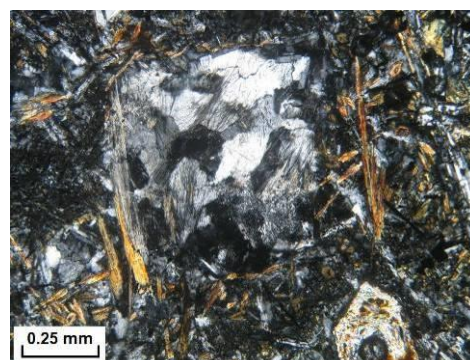
شکل ۳-۱۷- بلورهای ریز کوارتز در داخل حفرات سنگ‌های دیوریتی (XPL).



شکل ۳-۱۶- بافت میکروپرتیت در سنگ‌های دیوریتی (XPL).



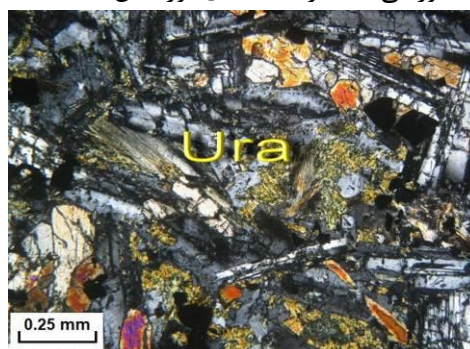
شکل ۳-۱۹- سوزن‌های طولیل آپاتیت در سنگ‌های دیوریتی منطقه (XPL).



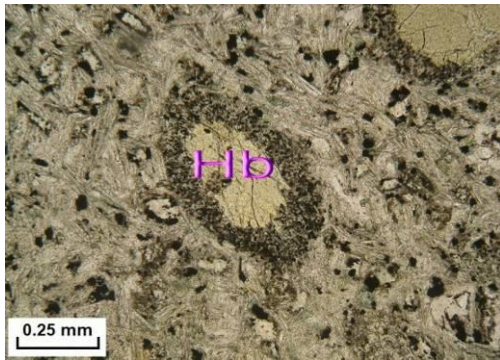
شکل ۳-۱۸- بلورهای ریز کوارتز در داخل حفرات سنگ‌های دیوریتی به همراه تیغه‌های تورمالین (XPL).



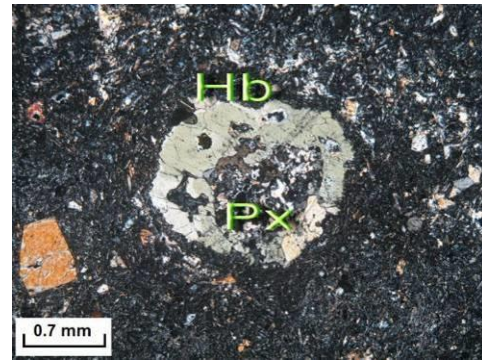
شکل ۳-۲۱- پرهنیت، حاصل دگرسانی اوزیت و پلاژیوکلاز در سنگ‌های دیوریتی (XPL).



شکل ۳-۲۰- اورالیت، حاصل دگرسانی اوزیت در سنگ‌های دیوریتی (XPL).



شکل ۳-۲۳- اپک‌زایی در حاشیه بلورهای آمفیبول، در حاشیه دایک دیوریتی (XPL).



شکل ۳-۲۲- تبدیل پیروکسن به هورنبلند در حاشیه دایک دیوریتی (XPL).



شکل ۳-۲۴- زینولیت‌های دیوریتی در حاشیه دایک دیوریتی (XPL).

۳-۳- سنگ‌های خروجی

۳-۳-۱- الیوین بازالت

الیوین بازالت، به سنگی اطلاق می‌شود که میزان درشت بلورهای الیوین آن از پنج درصد بیشتر باشد و همچنین الیوین به صورت بلورهای ریز در زمینه یافت شود. الیوین بازالت‌های احمدآباد، رخنمون‌هایی به رنگ خاکستری تیره تا سیاه دارند و بافت غالب آن‌ها پورفیری می‌باشد، به طوری که درشت بلورهای قرمز رنگ الیوین، گاه‌آیدنگزیتی شده، در نمونه‌های دستی به راحتی قابل مشاهده می‌باشند. از دیگر بافت‌های این سنگ‌ها می‌توان به بافت‌های میکرولیتی- تراکیتی اشاره کرد. این بافت‌ها در اثر جهت‌گیری نسبی میکرولیت‌های پلاژیوکلاز به وجود آمده‌اند (شکل ۳-۲۶). در ماگماهایی که گرانروی کمی دارند، بلورهای پلاژیوکلاز که در ضمن انجماد ماگما در حال حرکت بوده‌اند، حالت جهت یافته و موجی شکل پیدا می‌کنند. این بافت را اصطلاحاً بافت جریان‌ی (تراکیتی) می‌نامند. بافت جریان‌ی در کلیه نمونه‌های الیوین بازالتی منطقه دیده می‌شود. از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها می‌توان به الیوین، پیروکسن (اوزیت) و پلاژیوکلاز اشاره کرد. در الیوین بازالت‌ها، تنها درشت‌بلور موجود الیوین می‌باشد و باقی کانی‌ها به همراه بلورهای ریز الیوین از

کانی‌های موجود در زمینه سنگ به حساب می‌آیند. کانی‌هایی اپک و ایدنگزیت، به ترتیب، تنها کانی‌های فرعی و ثانویه موجود در سنگ‌های الیوین بازالتی می‌باشند.

- کانی‌های اصلی

- الیوین

این کانی به عنوان تنها درشت‌بلور موجود در الیوین بازالت‌ها به حساب می‌آید. هم‌چنین بلورهای ریز الیوین، به وفور در زمینه سنگ دیده می‌شوند. حضور درشت بلورهای الیوین در یک زمینه ریز بلور، باعث ایجاد بافت پورفیری در این سنگ‌ها شده است (شکل ۳-۲۷). به اعتقاد بست (۲۰۰۳)، به سنگ‌هایی با این ویژگی (بافت پورفیری)، سنگ‌های پلی‌ژنیک می‌گویند.

این بافت نشان دهنده دو مرحله تبلور در ماگما می‌باشد:

- مرحله اول، شامل تبلور آهسته ماگما در شرایط عمقی می‌باشد. این مرحله که همراه با هسته زایی محدود و نرخ رشد بالا می‌باشد، منجر به ایجاد بلورهای درشت (فنو کریست)، موجود در سنگ می‌شود.
- مرحله دوم تبلور، در شرایط سطحی و یا عمق کم صورت می‌گیرد. در این مرحله کاهش سریع دمای ماگما باعث تبلور بلورهای ریز و یا ایجاد شیشه در ماگما می‌شود.

کارهای صورت گرفته در مورد نحوه تشکیل بافت پورفیری در سنگ‌های آتشفشانی، نشان می‌دهد که اکثر تجمعات فنو کریست‌ها و گلومرول‌ها در سنگ‌های آتشفشانی پورفیری، بلورهای پیش رسی بودند که در مرحله اینتراتلوریک و در آشیانه ماگمایی شکل گرفته‌اند (زو و همکاران، ۲۰۰۹).

درشت بلورهای الیوین به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند که گاهی بعضی از این بلورها، به صورت اسکلتی رشد کرده‌اند. اکثر الیوین‌ها به صورت بلورهای گرد و یا خلیجی دیده می‌شوند.

معمولاً تغییرات فیزیکی و شیمیایی ماگما، اثرات وسیعی را در کانی‌شناسی و بافت سنگ‌های آذرین پدید می‌آورند. پلاژیوکلاز، کوارتز و الیوین از جمله کانی‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی هستند که این تغییرات را به خوبی نشان می‌دهند. این تغییرات به صورت تحلیل رفتگی و هضم سطوح و کناره‌های بلور می‌باشد که در نهایت به صورت گردشگری بلور و یا ایجاد خلیج در کانی‌ها ثبت می‌شوند. این عمل را انحلال ماگمایی می‌نامند. انحلال زمانی رخ می‌دهد که بلور در ماگما از شرایط پایداری خود دور شده باشد. این ناپایداری می‌تواند در اثر عواملی مثل تغییر فشار، دما و یا ترکیب شیمیایی ماگما صورت گیرد (چن و ژانگ، ۲۰۰۸).

تورنبر و همکاران (۱۹۸۵)، با حرارت دادن و ذوب سنگ‌های الیوین بازالتی، تلاش کردند تا به مکانیسم ایجاد بلورهای گرد شده و خلیجی شکل دست پیدا کنند. وقتی الیوین با یک ماگمای داغ‌تر، با ترکیب مشابه و یا غیر مشابه با ماگمای اولیه مخلوط شود، در اثر قرار گرفتن در یک شرایط ناپایداری، شروع به انحلال می‌کند. الیوین بعد از تبلور از ماگمای والد خود، در اثر نیروی ثقل، در ماگما سقوط می‌کند، بلورها گاهی در اثر

جریانات همرفتی که در اثر اختلاف حرارت در بخش‌های مختلف آشیانه ماگمایی به وجود می‌آید، به بخش - های دیگر رانده می‌شوند، این بخش می‌تواند از نظر دمایی و یا ترکیب شیمیایی با ماگمای والد الیوین‌ها تفاوت داشته باشد. در اثر این تغییرات فیزیکی و شیمیایی، الیوین‌ها با ماگمای جدید واکنش می‌دهند و در طی فرآیندهای انحلال ماگمایی، بلورهای الیوین به طور کامل و یا بخشی توسط ماگمای جدید هضم می‌شوند و در نتیجه، بلورهای الیوین گرد شده و یا خلیجی شکل ایجاد می‌شوند.

در بلورهای الیوین، شکستگی‌های هلالی شکلی وجود دارد که در امتداد این شکستگی‌ها محلول‌های اکسید آهن قرمز رنگ رسوب کرده‌اند و یا دچار دگرسانی شده‌اند. این دگرسانی را ایدنگزیتی شدن می‌نامند (شکل ۳-۲۸).

- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها به صورت میکروولیت‌های نسبتاً ریزی هستند که از کانی‌های تشکیل دهنده اصلی و عمده زمینه سنگ‌های الیوین بازالتی به حساب می‌آیند. حضور میکروولیت‌ها و جهت گیری نسبی آن‌ها باعث ایجاد بافت میکروولیتی - تراکیتی، در سنگ‌های الیوین بازالتی منطقه شده است.

- پیروکسن

پیروکسن نیز از دیگر کانی‌های اصلی موجود در زمینه سنگ به حساب می‌آید. این بلورها احتمالاً از نوع اوزیت می‌باشند.

- کانی‌های فرعی

کانی‌های اپک را می‌توان تنها کانی فرعی سنگ‌های الیوین بازالتی دانست. این کانی‌ها شامل مگنتیت و تیتانومگنتیت می‌باشند و از فراوانی خوبی در سنگ‌های منطقه برخوردار هستند. کانی‌های اپک به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، در زمینه سنگ و یا به صورت ادخال‌هایی در متن بلورهای الیوین دیده می‌شوند.

- کانی‌ها ثانویه

درز و شکاف‌های موجود در بلورهای الیوین، یکی از مستعدترین مناطق بلوری برای دگرسانی می‌باشند. رنگ‌های قرمز - قهوه‌ای و یا نارنجی - قهوه‌ای مشاهده شده در امتداد شکستگی‌های بلور الیوین، نشان دهنده ایدنگزیتی شدن بلورهای الیوین می‌باشند. گوتیت و همتایت از محصولات این دگرسانی می‌باشند. فرایند ایدنگزیتی شدن شامل تبدیل و دگرسانی متوالی در حالت جامد، در اثر انتشار اتم‌های هیدروژن به داخل شبکه بلوری الیوین و اتصال به اکسیژن و آزاد شدن Mg ، Fe^{2+} و Si و جانشین شدن آن‌ها با یون‌های Fe^{3+} ، Al و Ca می‌باشد (دیر و همکاران، ۱۹۹۱).

۳-۲-۳- بازالت‌ها

بازالت‌ها از نظر چینه‌شناسی بر روی توالی‌های الیوین بازالتی قرار دارند، بر این اساس می‌توان گفت که از الیوین بازالت‌ها جوان‌تر هستند. بازالت‌ها به صورت رخنه‌هایی به رنگ خاکستری تیره تا سیاه دیده می‌شوند. از عمده بافت‌های موجود در این سنگ‌ها می‌توان به بافت‌های پورفیری و گلوپورفیری اشاره کرد. کانی‌های اصلی سنگ شامل درشت بلورهای پیروکسن (اوژیت) و پلاژیوکلاز می‌باشند. همچنین، این کانی‌ها به صورت ریز بلور، در زمینه سنگ به همراه کانی‌های ریز اپک دیده می‌شوند. علاوه بر کانی‌های اپک، الیوین نیز به علت فراوانی کمی که در سنگ‌های بازالتی منطقه دارد، جزء کانی‌های فرعی سنگ به حساب می‌آید. کانی‌های ثانویه بازالت‌ها شامل سرپانتین، ژپس، کلسیت و زئولیت می‌باشند. کلسیت، ژپس و زئولیت حفرات موجود در سنگ را پر، و ساخت بادمکی را در سنگ ایجاد کرده‌اند.

- کانی‌های اصلی

- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی اصلی موجود در سنگ‌های بازالتی می‌باشد. این بلورها به صورت درشت‌بلور و یا میکروولیت، در یک زمینه بلوری- شیشه‌ای قرار دارند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها در سنگ‌های بازالتی به صورت بلورهایی با ماکل پلی- سنتتیک و خلیجی شکل و با حواشی گرد شده دیده می‌شوند (شکل ۳-۲۹). معمولاً مکانیسم تشکیل بافت خلیجی و یا حواشی گرد شده در بلورهای پلاژیوکلاز می‌تواند مشابه همان فرایندهایی باشد که باعث ایجاد این اشکال در درشت بلورهای الیوین (در الیوین بازالت) شده است.

- اوژیت

این کانی به صورت درشت‌بلور و یا بلورهای ریز، در یک زمینه بلوری- شیشه‌ای قرار دارد.

اوژیت‌ها در سنگ‌های بازالتی منطقه، به ۴ شکل دیده می‌شوند:

- بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار اوژیت با ماکل ساعت شنی و منطقه‌بندی ترکیبی (شکل ۳-۳۰).
- درشت بلورهای پیروکسن (اوژیت) که در آن‌ها رشد چند مرحله‌ای دیده می‌شود (شکل ۳-۳۱). در مرحله اول رشد و یا رشد در بخش مرکزی، اوژیت‌ها حاوی اذخال‌های فراوان و ریزی از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، دانه‌های ریز اپک (به احتمال زیاد مگنتیت) و بلورهای ریز اوژیت می‌باشند که تشابه زیادی به کانی‌های زمینه دارند، ولی با این تفاوت که فراوانی اوژیت‌ها در بخش مرکزی زیادتر است. این اذخال‌های ریز توسط خمیره‌ای از اوژیت که بعداً تبلور یافته در برگرفته شده است. این بخش نشانگر تبلور ثانویه بلور-های اوژیت از ماگما می‌باشد که باعث قطع ارتباط بلورهای داخلی با ماگمای والد شده است. در قسمت حاشیه‌ای، فنوکریست‌های اوژیت به طور یکنواخت رشد کرده‌اند و فاقد اذخال می‌باشند. این امر بیانگر شرایط ایده‌آل برای رشد این شکل از بلورهای اوژیت می‌باشد. علاوه بر این، وجود پیوستگی نوری که از

هسته تا حاشیه فنوکریست‌های اوژیت وجود دارد، بیانگر رشد پیوسته آن‌ها از بخش مرکزی تا حاشیه می‌باشد و در صورت وجود ناپیوستگی زمانی، به جرأت می‌توان گفت که این ناپیوستگی بسیار کم بوده است. این فنوکریست‌ها دارای ماکل معمولی اوژیت هستند و در حاشیه، منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند.

- اجتماعاتی از بلورهای ریز اوژیت که باعث ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ‌های بازالتی شده است (شکل ۳-۳۲). کرکپاتریک (۱۹۷۷)، معتقد است که این بافت در اثر نطفه‌بندی ناهمگن و یا برخورد تصادفی کانی‌ها با یکدیگر به وجود می‌آید.

برای شرح چگونگی تشکیل بافت گلومروپورفیری در سنگ‌های بازالتی منطقه، از مدل ارائه شده توسط زو و همکاران (۲۰۰۹)، استفاده شده است:

۱- در مرحله اول و در طی جایگیری ماگمای بازالتی اولیه در آشیانه ماگمایی، فنوکریست‌هایی نظیر پیروکسن (اوژیت)، پلاژیوکلاز و به میزان کم‌تر، الیوپن، متبلور شدند.

۲- این مرحله را می‌توان مرحله اختلاط نامید. زیرا در این مرحله، تزریق تصادفی مذاب یا مذاب‌های جدید به ماگمای بازالتی اولیه در حال تبلور موجود در آشیانه ماگمایی، منجر به ایجاد مذاب‌های مختلط می‌شود. این اختلاط می‌تواند منجر به کاهش چگالی و گرانروی مذاب دربرگیرنده فنوکریست‌ها شده و در نتیجه، فنوکریست‌های سنگین‌تر به کف آشیانه ماگمایی سقوط کرده و کومولاها، یا بلورهای انباشتی را ایجاد می‌کنند (زو و همکاران، ۲۰۰۹، برگرفته از هوفس، ۱۹۸۲). در این حالت مقداری از ماگماهای حاصل از اختلاط در بین فنوکریست‌های انباشتی به دام می‌افتند. آشیانه ماگمایی مذکور ممکن است توسط دایک‌های متعددی با آشیانه ماگمایی عمیق‌تر در ارتباط باشد.

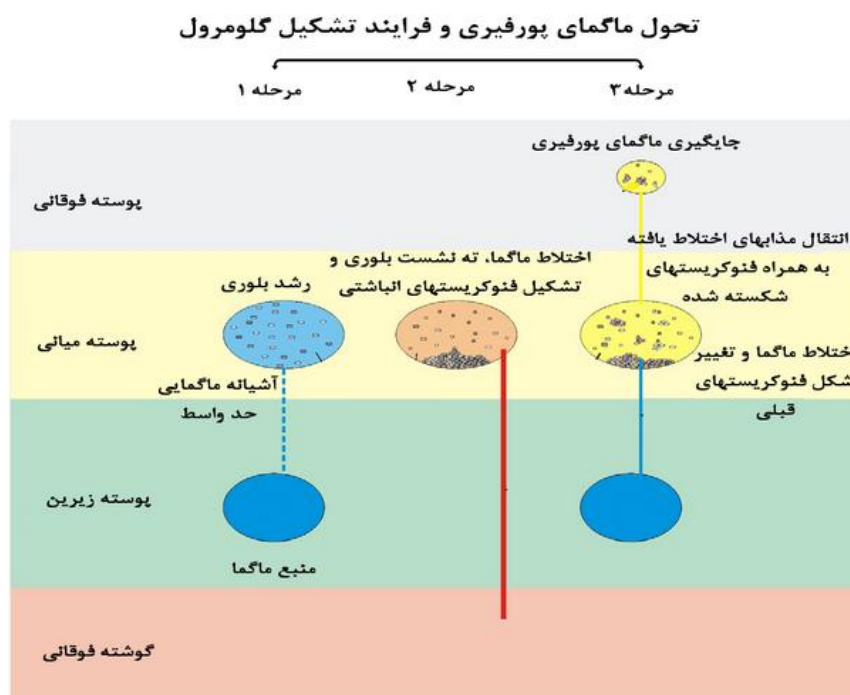
۳- در مرحله آخر، نفوذ و حرکت رو به بالای یک ماگمای چگال‌تر، از طریق سیستم‌های دایکی موجود، به داخل آشیانه ماگمایی اولیه، موجب آشفته‌گی مخزن، انتقال مذاب و در نهایت اختلاط مجدد می‌شود. دایک‌های مذکور تنها به عنوان راهی برای نفوذ ماگمای عمیق‌تر عمل نمی‌کنند، بلکه بر اساس قانون پاسکال، باعث انتقال فشار از آشیانه ماگمایی عمیق‌تر به آشیانه ماگمایی فوقانی (کم عمق‌تر)، می‌شوند. این عامل باعث برهم خوردن ترکیب و فشار ماگمای اولیه می‌شود. با افزایش فشار ماگمای موجود در آشیانه ماگمایی فوقانی، اگر ازدیاد فشار بیشتر از مقاومت سنگ‌های میزبان باشد، موجب خورد شدن سنگ‌های میزبان می‌شود. در این حالت مذاب توسط گرادیان فشار به درون شکستگی‌ها نفوذ کرده و آن‌ها را پر می‌کند. سپس این ماگما به سمت بالا حرکت کرده و در یک آشیانه ماگمایی کم عمق‌تری جایگزین می‌شود. در این زمان با کاهش فشار (در اثر کاهش عمق)، نیروی انبساطی عظیمی بر فنوکریست‌های انباشتی اعمال می‌شود و سبب جوشش مذاب و احتمالاً انفجار می‌شود. در حالی که تزریق و انتقال مذاب، تنش برشی را بین مذاب و فنوکریست‌ها ایجاد می‌کند، نیروهای کششی و تنش‌های برشی ایجاد شده باعث قطعه قطعه شدن و برشی شدن بلورهای انباشتی در ماگما و تولید تجمعات

گلوپروپورفیری می‌شود. در نهایت صعود و انجماد سریع مذاب‌های باقی مانده باعث تبلور بلورهای زمینه می‌شود که بلورهای تبلور یافته قدیمی را در بر می‌گیرند.

کلیه مراحل فوق به صورت مصور در شکل ۳-۲۵ آورده شده است.

- بلورهای اوژیت می‌توانند به صورت اولیه و همزمان با سایر بلورهای اوژیت، در داخل حفرات ناشی از حباب‌های گاز متبلور شوند و یا به صورت تجمعاتی از بلورهای ریز در اطراف بلورهای خود شکل الیوین رشد کنند. این نوع از هسته‌بندی را، هسته‌بندی ناهمگن می‌نامند (شکل ۳-۳۳ و ۳-۳۴).

به اعتقاد بست (۲۰۰۳)، هسته‌بندی ناهمگن نوعی از هسته‌بندی می‌باشد که در آن، هسته‌بندی و رشد بلور بر روی هر سطح موجود در ماگما، صورت می‌گیرد. رشد بلورهای اوژیت بر روی سطوح بلور الیوین، نشان دهنده سهولت هسته‌بندی بر روی یک سطح از قبل موجود می‌باشد. یکی از سطوح موجود در ماگما، دانه‌های ریز بلور می‌باشند. بسیاری از این بلورها می‌توانند بلورهای رشد یافته اولیه از ماگما باشند، یا بلور-های بیگانه‌ای باشند که از دیواره آشیانه ماگمایی جدا شده‌اند و یا بلورهای باقی مانده‌ای باشند که در طی فرایند ذوب بخشی از گوشته یا پوسته زیرین، ذوب نشده و وارد ماگما شده‌اند. علاوه بر بلورها، حباب‌های گازی موجود در ماگما نیز توانایی لازم را برای ایجاد سطوح از قبل موجود را دارند. در ماگمای سازنده سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه، سطوح از قبل موجود توسط بلورهای الیوین تبلور یافته اولیه و حباب‌های گازی موجود در ماگما، ایجاد شده است. وجود سطوح مشترک درون مذاب بر انرژی فعال سازی غلبه می‌کند، به طوری که هسته‌بندی ناهمگن در دماهای کم‌تری نسبت به هسته‌بندی همگن صورت می‌گیرد.



شکل ۳-۲۵- مدل سه مرحله‌ای تشکیل بافت گلوپروپورفیری (برگرفته از زو و همکاران، ۲۰۰۹).

- کانی‌های فرعی

- الیوین

به علت فراوانی کم الیوین در سنگ‌های بازالتی منطقه (کم‌تر از ۵ درصد)، این کانی را می‌توان جزء کانی فرعی سنگ در نظر گرفت. الیوین به صورت درشت‌بلور و یا بلورهای ریز در سنگ یافت می‌شود. درشت بلورهای الیوین عموماً خودشکل تا نیمه شکل‌دار هستند و در آن‌ها آثار دگرسانی به سرپانتین دیده می‌شود. علاوه بر این، در درشت بلورهای الیوین اذخال‌های طولی از کانی‌های اپک اولیه وجود دارد (شکل ۳-۳۵).

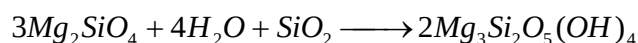
- مگنتیت

این کانی به صورت اذخال‌های طولی در داخل درشت بلورهای الیوین و یا اذخال‌های ریز در سایر درشت بلورها دیده می‌شود. هم‌چنین مگنتیت به صورت بلورهای ریز در زمینه سنگ قابل مشاهده می‌باشد.

- کانی‌های ثانویه

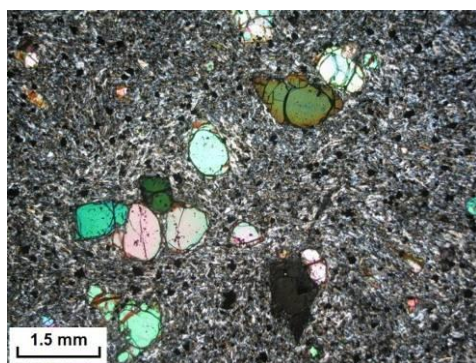
کانی‌های ثانویه به صورت مجموعه‌ای از کانی‌های کلسیت، ژیپس و زئولیت هستند که حفرات موجود در سنگ را پر کرده و باعث ایجاد ساخت بادمکی در این سنگ‌ها شده‌اند. در دماهای پایین و PH خنثی، محلول‌های گرمابی، در سنگ‌های آذرین، موجب جابجایی و تمرکز سدیم، پتاسیم و کلسیم در نقاط خاصی از سنگ (حفرات) می‌شوند که باعث تشکیل کانی‌های خانواده زئولیت همانند مordenite، کلاینوپتیلولیت، لامونتیت، آراکیت، هولاندیت و آنالسیم می‌شوند (دیر و همکاران، ۱۹۹۱) (شکل ۳-۳۶).

سرپانتین نیز به عنوان یکی دیگر از کانی‌های ثانویه، از دگرسانی الیوین به وجود می‌آید (شکل ۳-۳۷). می‌توان گفت که یک از معمولی‌ترین محصول دگرسانی الیوین، سرپانتین می‌باشد. سرپانتین نام کلی برای مجموعه‌ای از پلی‌مورف‌های لیزاردیت، آنتی‌گوریت و کریزوتیل می‌باشد. تشخیص این پلی‌مورف‌ها در مقاطع نازک و بر اساس مشخصات نوری امری مشکل می‌باشد. فقدان کلیواژ و یا انیزوتروپ بودن ساختمان بلوری الیوین‌ها، تأثیر مهمی بر نحوه پیشرفت سرپانتین دارد. این نوع دگرسانی در امتداد شکستگی‌های نامنظم بلور شروع شده و شبکه درهمی از رگچه‌های سرپانتین رشته‌ای و یا صفحه‌ای را تشکیل می‌دهند. انجام فرایند سرپانتی‌نیزاسیون در الیوین، مستلزم ورود آب و سیلیسیم و خروج منیزیم به صورت محلول می‌باشد، هم‌چنین آهن موجود در الیوین به مانیتیت تبدیل می‌شود. فرایند تشکیل سرپانتین از الیوین، در نتیجه تأثیر محلول‌های هیدروترمالی به صورت زیر اتفاق می‌افتد (دیر و همکاران، ۱۹۹۱):

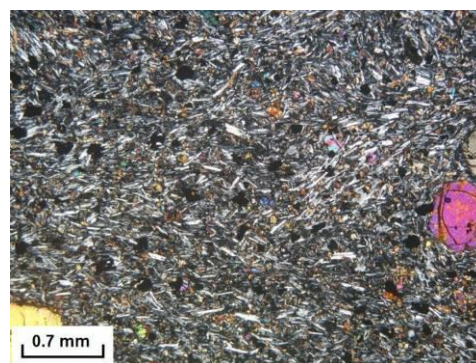


۳-۴- سنگ‌های آذر آواری

لاپیلی کریستال توف‌ها در نمونه‌های دستی به رنگ قرمز دیده می‌شوند. اجزای تشکیل دهنده این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، کانی‌های اپک و لاپیلی‌هایی از جنس الیوین بازالت می‌باشد. در این سنگ‌ها بلورهای پلاژیوکلاز به صورت فنوکلاست یا بلورهای خورد شده بوده و اغلب دارای ماکل پلی‌سنتتیک می‌باشند. پلاژیوکلازها به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند و می‌توان در آن‌ها آثار دگرسانی به کلسیت را مشاهده کرد. در برخی موارد، این بلورها حاشیه‌های تحلیل رفته دارند (شکل ۳-۳۸). در سنگ‌های آذر آواری منطقه، لاپیلی‌ها حجم بیشتری را نسبت به بلورها اشغال کرده‌اند. جنس این قطعات بازالتی تا الیوین بازالتی بوده و به صورت قطعات زاویه‌دار تا نیمه زاویه‌دار در تغییر هستند (شکل ۳-۳۹). درشت بلورهای پیروکسن و الیوین به همراه کانی‌های ریز اپک و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، از کانی‌های تشکیل دهنده قطعات سنگی می‌باشند. در قطعات سنگی بافت جریانی مشابه با سنگ‌های الیوین بازالتی دیده می‌شود. جنس زمینه توف‌ها از ذرات بسیار ریز تا قطعات بلوری به شدت خرد شده در تغییر بوده و در آن‌ها آثار دگرسانی به کلسیت و کلریت، همراه با اکسیدهای آهن مشاهده می‌شود. مقدار اکسید آهن در زمینه به حدی است که باعث رنگ قرمز نمونه‌های دستی شده است.



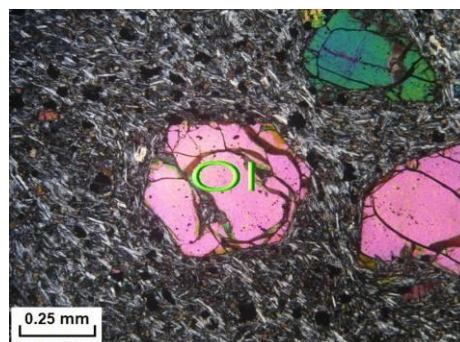
شکل ۳-۲۷- بافت پورفیری در سنگ‌های الیوین بازالتی ناشی از حضور درشت بلورهای گرد و خلیجی شکل الیوین در یک زمینه ریزدانه (XPL).



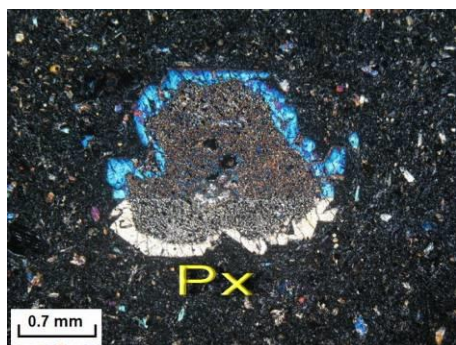
شکل ۳-۲۶- بافت میکروولیتی- تراکیتی در سنگ‌های الیوین بازالتی، زمینه شامل بلورهای ریز الیوین، پیروکسن، کانی‌های اپک و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز می‌باشد (XPL).



شکل ۳-۲۹- بلور گرد شده و خلیجی شکل پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتتیک (XPL).



شکل ۳-۲۸- شکستگی‌های هلالی شکل در بلورهای الیوین (XPL).



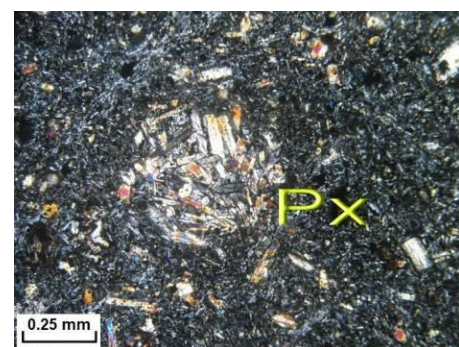
شکل ۳-۳۱- درشت بلور اوژیت با دو مرحله رشد در سنگ-
های بازالتی (XPL).



شکل ۳-۳۰- بلور اوژیت با ماکل ساعت شنی در سنگ‌های
بازالتی (XPL).



شکل ۳-۳۳- رشد بلورهای پیروکسن در اطراف بلور الیوین
در سنگ‌های بازالتی (XPL).



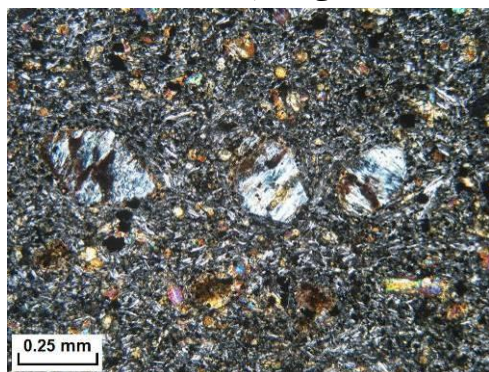
شکل ۳-۳۲- تجمع بلورهای پیروکسن و ایجاد بافت
گلوپورفیری (XPL).



شکل ۳-۳۵- بلورهای خودشکل الیوین با اذخال‌هایی از
کانی‌های اپک (XPL).



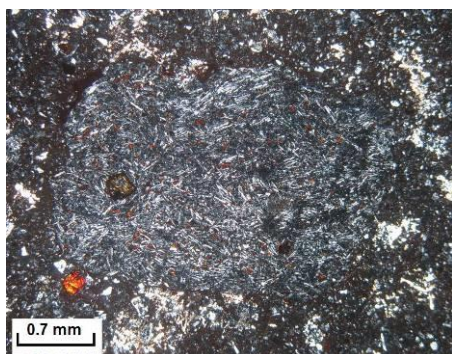
شکل ۳-۳۴- رشد بلورهای اوژیت در اطراف حباب گاز
(XPL).



شکل ۳-۳۷- دگرسانی بلورهای الیوین و تبدیل شدن آن‌ها
به سرپانتین (XPL).



شکل ۳-۳۶- حفرات پر شده توسط زئولیت در سنگ‌های
بازالتی (XPL).



شکل ۳-۳۹- لاپیلی‌هایی از جنس الیوین بازالت در لاپیلی کریستال توف (XPL).



شکل ۳-۳۸- فنوکلاست پلاژیوکلاز در لاپیلی کریستال توف (XPL).

۳-۵- ترتیب تبلور کانی‌های سازنده سنگ‌های آذرین منطقه

جهت تعیین ترتیب تبلور کانی‌های سازنده سنگ‌های آذرین باید عواملی مثل: شرایط محیط تبلور، ترکیب شیمیایی ماگما و بافت کانی‌ها را در نظر گرفت.

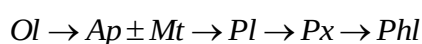
طبق قانون روزنبوش، ترتیب تبلور کانی‌ها به شرح زیر می‌باشد:

- حضور یک کانی درون کانی دیگر، معرف تقدم تبلور این کانی نسبت به کانی دربرگیرنده می‌باشد.
- کانی‌های شکل‌دار نسبت به کانی‌های نیمه شکل‌دار و کانی‌های نیمه شکل‌دار نسبت به کانی‌های بی‌شکل زودتر متبلور شده‌اند.
- کانی‌های ثانویه در تعیین ترتیب تبلور نقشی ندارند.

- گابروها

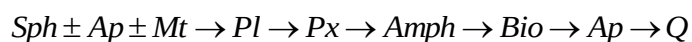
کانی‌های اصلی و فرعی تشکیل دهنده سنگ‌های گابرویی منطقه عبارتند از: پلاژیوکلاز، اوژیت، الیوین، فلوگوپیت، مگنتیت و آپاتیت.

حضور بلورهای ریز مگنتیت و آپاتیت به صورت ادخال در بلورهای پلاژیوکلاز معرف تقدم تبلور این بلورها نسبت به پلاژیوکلاز می‌باشد. قرارگیری بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار اوژیت در بین بلورهای تیغه‌ای پلاژیوکلاز (بافت اینترگرانولار)، معرف تبلور زود هنگام پلاژیوکلاز می‌باشد. ولی بلورهای خودشکل و دگرسان شده الیوین، نشان می‌دهند که این کانی زودتر از کانی‌های پلاژیوکلاز و اوژیت متبلور شده است. بلورهای فلوگوپیت نیز در مراحل آخریه تبلور ماگمایی متبلور شده‌اند. بنابراین ترتیب تبلور شامل:



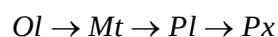
- دیوریت‌ها

در سنگ‌های دیوریتی تبلور با کانی‌های فرعی اسفن، آپاتیت و مگنتیت آغاز می‌شود. در ادامه تبلور، کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، اوژیت، هورنبلند و بیوتیت، به ترتیب متبلور می‌شوند. در انتهای مرحله تبلور ماگمایی، کانی‌های فلدسپار آلکالن و کوارتز متبلور شده‌اند. بنابراین ترتیب تبلور شامل:



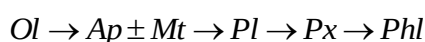
- الیوین بازالت‌ها

تبلور ماگمای والد الیوین بازالت‌ها در اعماق باعث رشد درشت بلورهای خودشکل تا نیمه شکل‌دار الیوین شده است. هم‌چنین احاطه شدن بلورهای ریز مگنتیت توسط الیوین، حاکی از تبلور زود هنگام این کانی نسبت به الیوین می‌باشد. صعود باقیمانده ماگما به سطوح بالاتر منجر به تبلور بلورهای ریز مگنتیت، الیوین، پیروکسن و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز شده است. بنابراین ترتیب تبلور شامل:



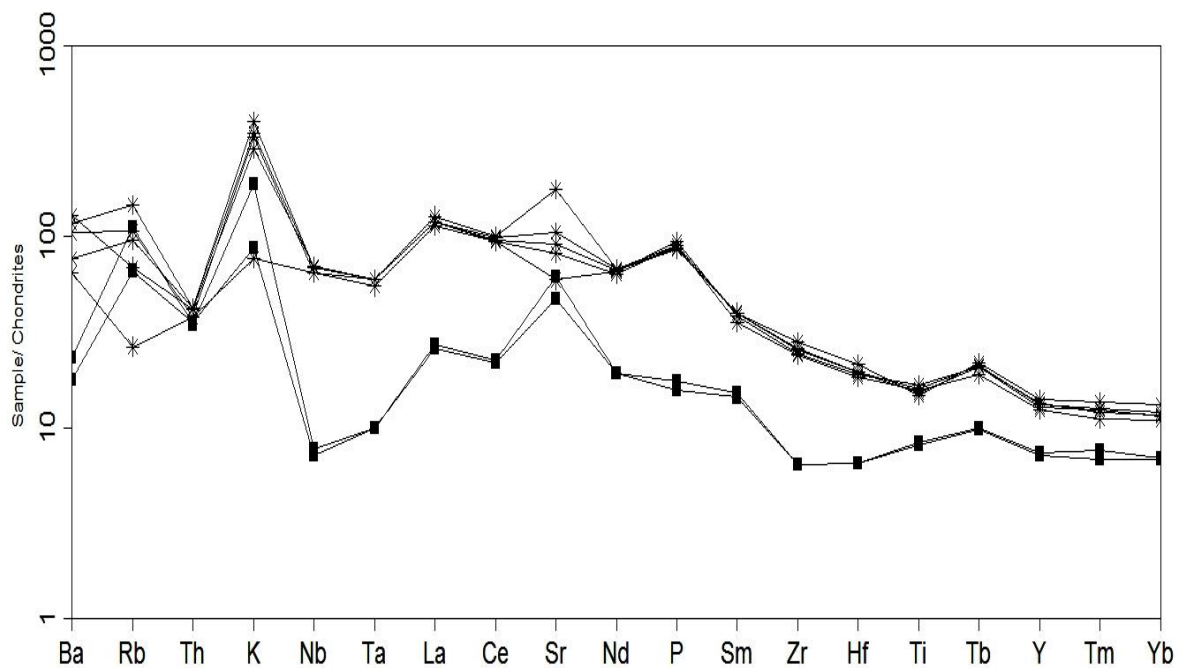
- بازالت‌ها

حضور درشت بلورهای الیوین، اوژیت و پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازالتی نشان می‌دهد که، علاوه بر تبلور الیوین از ماگمای والد در اعماق، کانی‌های اوژیت و پلاژیوکلاز نیز در همین مرحله متبلور شده‌اند. در ادامه، با صعود ماگما به سطوح بالاتر، کانی‌های زمینه متبلور شده‌اند. در کلیه درشت بلورها، مگنتیت به صورت ادخال مشاهده شده است، بنابراین می‌توان گفت که مگنتیت اولین فاز تبلور یافته در ماگمای بازالتی می‌باشد. هم‌چنین حضور مگنتیت در زمینه، نشان از ادامه داشتن تبلور این کانی، تا مرحله تبلور سطحی ماگمای بازالتی دارد. بنابراین ترتیب تبلور شامل:



فصل چہارم

ژئوشیمی



ژئوشیمی اولین بار توسط شون‌بین (۱۹۳۸)، کاشف اوزن، معرفی شد. ژئوشیمی علمی است که با شیمی کل زمین و اجزای تشکیل دهنده آن سرو کار دارد. در حقیقت این علم از یک سو محدودتر و از سوی دیگر گسترده‌تر از علم زمین‌شناسی می‌باشد. به عبارت دقیق‌تر، ژئوشیمی به مطالعه توزیع و مهاجرت عناصر در ابعاد زمانی و مکانی می‌پردازد. یکی از کاربردهای ژئوشیمی، در ارتباط با پترولوژی است. در مطالعات سنگ-شناسی علاوه بر مشاهدات صحرایی و میکروسکپی، معمولاً از نتایج آنالیز شیمیایی برای شناخت بیشتر ویژگی‌های شیمیایی مرتبط با پدیده‌های زمین‌شناسی سنگ‌ها استفاده می‌شود.

در این مبحث سعی خواهد شد که به بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه پرداخته شود. زیرا مطالعات پترولوژیکی جامع و کامل، بدون انجام تجزیه‌های شیمیایی و تحلیل داده‌ها امکان‌پذیر نیست (رولینسون، ۱۹۹۳). تعیین منشأ سنگ‌ها، نیازمند انجام مطالعات دقیق ژئو-شیمیایی، پردازش داده‌ها و تحلیل درست نتایج حاصل می‌باشد. لذا پس از بررسی‌های صحرایی و مطالعات پتروگرافی، مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها از اهمیت بیشتری برخوردار است.

داده‌های ژئوشیمیایی در صورتی کارایی مفید دارند که دید صحرایی مناسب و دقیقی از منطقه مورد مطالعه به دست آمده باشد. بنابراین جهت انجام مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه، پس از مطالعات دقیق صحرایی و پتروگرافی و به منظور تکمیل مطالعات، تعداد ۱۱ نمونه سنگی با توجه به حداقل دگرسانی و حداکثر تنوع ترکیبی انتخاب شد و جهت انجام تجزیه شیمیایی و تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی، به آزمایشگاه ژئوشیمی ALS Chemex کانادا ارسال و به روش ICP-MS تجزیه شدند. ICP-MS روشی است که از توسعه روش طیف سنجی نشر پلاسمای جفت شده القایی ایجاد شده است. در حقیقت برای تجزیه گستره وسیعی از عناصر جزئی در یک محلول و با مقدار اندکی نمونه، می‌توان از این روش استفاده کرد. از ویژگی‌های مهم این روش می‌توان به حد آشکارسازی بسیار پایین، صحت و دقت بالای آن، اشاره کرد (رولینسون، ۱۹۹۳).

مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها (بر حسب UTM)، به همراه نام سنگ‌ها و علائم 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 آورده شده است. لازم به ذکر است که تصحیحات لازم، از جمله حذف موارد فرآر (L.O.I) و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO در مورد آن‌ها اعمال گردیده است.

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

محل نمونه‌برداری	شماره نمونه	نام سنگ	علامت اختصاری	موقعیت جغرافیایی به UTM	
				عرض جغرافیایی شمالی	طول جغرافیایی شرقی
احمدآباد	2MA1	الیون بازالت	OB	451141	3969593
	2MA2			"	"
	2MA3			"	"
	MA04	بازالت	B	450085	3969412
گرمسار	2GD3	گابرو	Gb	608470	3903038
	G1D			"	"
	2GA8			613010	3902292
	G3A	دیوریت	Di	"	"
	2GB3			612640	3902168
	G2B			"	"
	2GE1			610046	3898042

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی

نمونه‌های سنگی مناطق مورد مطالعه پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$

Samples	2MA1	2MA2	2MA3	MA04	2GD3	G1D	2GA8	G3A	2GB3	G2B	2GE1
Lithology	OB			B	Gb		Di				
Major oxides(Wt%)											
SiO ₂	49.33	49.28	48.92	48.16	48.26	47.99	49.33	50.32	49.85	50.37	50.34
Al ₂ O ₃	16.10	16.13	1610	14.92	16.95	17.10	16.60	16.67	16.44	16.29	16.24
Fe ₂ O ₃ t	8.89	8.99	8.97	9.52	11.08	10.92	11.28	11.50	12.70	11.43	11.52
FeO	7.40	7.49	7.47	7.93	9.23	9.09	8.675	8.85	10.58	8.79	8.53
Fe ₂ O ₃	1.48	1.49	1.49	1.59	1.85	1.82	2.60	2.65	2.12	2.64	2.99
CaO	9.58	9.57	9.61	11.57	9.32	11.28	7.25	6.13	7.94	6.61	5.48
MgO	9.36	9.24	9.32	7.61	8.36	7.59	6.01	5.96	5.73	5.88	5.67
Na ₂ O	3.79	3.72	3.78	3.26	1.89	2.40	1.41	1.24	3.16	1.82	1.76
K ₂ O	0.78	0.89	0.77	1.71	2.72	1.25	4.83	5.07	1.11	4.20	5.82
Cr ₂ O ₃	0.05	0.05	0.05	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
TiO ₂	1.30	1.34	1.33	1.67	0.84	0.86	1.63	1.65	1.71	1.57	1.52
MnO	0.13	0.14	0.14	0.12	0.20	0.18	0.37	0.32	0.22	0.23	0.23
P ₂ O ₅	0.50	0.52	0.52	1.03	0.16	0.18	0.94	0.90	1.00	0.92	0.95
Sum	99.97	100.0	99.67	100.0	99.93	99.87	99.93	100.01	100.05	99.61	99.98
L.O.I	2.88	1.4	1.7	1.55	3.3	2.99	3.64	3.48	3.39	2.77	2.48
Norm(CIPW)											
Q	-	-	-	-	-	-	1.86	4.19	5.63	3.96	0.63
Or	4.63	5.30	4.57	10.14	16.10	7.42	28.59	29.99	6.60	24.86	34.41
Ab	27.52	27.06	26.76	18.49	14.85	18.44	11.94	10.53	26.75	15.4	14.93
An	24.56	24.66	24.64	20.97	29.70	32.16	24.67	24.48	27.37	23.84	19.20
Di	12.21	11.87	12.07	18.91	10.36	15.79	0.73		0.27	-	-
Hy	2.35	2.73	1.14		9.95	8.71	14.66	14.84	14.15	14.63	14.14
Ol	10.72	10.36	11.36	7.14	4.25	2.01	0	0	0	0	0
Hm	7.40	7.49	7.47	7.93	9.23	9.09	8.67	8.84	10.58	8.87	8.53
Il	0.28	0.32	0.30	0.27	0.44	0.39	0.81	0.7	0.47	0.50	0.51
Ap	1.19	1.24	1.24	2.45	0.39	0.43	2.24	2.14	2.37	2.17	2.26

- : برابر صفر (در مورد کانی‌های نورماتیو)

علائم معرف کانی‌های نورماتیو عبارتند از: Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Di: دیوپسید، Hy: هیپرستن، Ol: الیون، Il: ایلمنیت، Mt: منیتیت و Ap: آپاتیت

ادامه جدول ۴-۲

Samples	2MA1	2MA2	2MA3	MA04	2GD3	G1D	2GA8	G3A	2GB3	G2B	2GE1
Litolhogy	OB			B	Gb		Di				
Trace elements(ppm)											
Ba	216	230	226	461	160.5	123.5	723	528	449	887	817
Co	35.2	35.5	34.7	32.8	38.2	36.9	22.1	25.2	26.2	25.2	26.4
Cs	2.06	2.25	2.4	0.49	0.49	0.44	0.12	0.17	0.28	0.28	0.35
Ga	16	16.5	15.9	18.6	14.1	14.2	16.1	16.5	16.5	15.7	17.1
Hf	3.2	3.2	3.3	3.3	1.3	1.3	3.7	3.9	3.8	3.9	4.3
Nb	16.5	17.5	17.1	17.5	2.7	2.5	22.6	24.3	22.8	24.5	24
Rb	24.8	17.1	18	21.2	39.3	23.2	37.3	33.5	9.3	9.3	51.7
Sn	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1	2
Sr	750	770	765	2330	728	555	974	1085	701	1250	2100
Ta	1	1.1	1.1	0.9	0.2	0.2	1.1	1.2	1.2	1.2	1.2
Th	2.83	2.43	2.39	3.62	1.46	1.5	1.6	1.78	1.6	1.74	1.77
U	0.63	0.61	0.64	0.84	0.44	0.51	0.48	0.59	0.57	0.56	0.61
V	197	205	201	252	253	259	182	173	189	166	171
W	0.88	0.88	0.88	0.88	0.85	0.85	0.88	0.88	0.88	0.88	1
Zr	141	151	149	139	44	44	165	176	166	179	193
Y	17.3	18.6	17.7	13	14.3	14.8	24.8	26.4	25.7	26.6	28.2
Mo	1.9	1.9	2	1.9	1.9	1.9	2	1.9	1.9	1.9	2
Cu	80	86	82	171	86	82	118	71	100	31	134
Pb	4.87	4.87	4.87	7	4.87	4.87	4.87	4.87	4.87	4.87	4.87
Zn	70	75	71	98	40	43	127	233	135	161	99
Ni	185	180	182	125	42	42	28	31	37	31	28
Ag	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95
Rare earth elements(ppm)											
La	21.5	22.6	22.3	40.3	8.9	8.6	37.6	39.1	39.3	39.7	42.2
Ce	45.6	49.1	47.4	87.4	19.6	19	81.8	83	82	85.8	86.9
Pr	6.18	6.65	6.48	11.95	2.74	2.83	10.55	10.8	10.45	11.2	11.05
Nd	24.6	26.5	26	47.7	12.1	12.1	40.4	42	41.3	42.8	42.7
Sm	4.95	5.22	5.15	8.16	2.92	3.08	7.21	8.08	7.87	8.12	8.13
Eu	1.54	1.61	1.54	2.13	0.97	0.98	2.4	2.35	2.2	2.33	2.29
Gd	4.55	4.84	4.59	6.37	3.01	3.09	6.65	7.48	7.22	7.57	7.19
Tb	0.72	0.72	0.7	0.77	0.51	0.52	0.99	1.1	1.08	1.08	1.14
Dy	3.52	3.67	3.6	3.06	2.82	2.97	4.96	5.53	5.26	5.37	5.64
Ho	0.69	0.71	0.71	0.52	0.61	0.62	1.01	1.06	1.04	1.06	1.12
Er	2.04	2.01	2.04	1.5	1.75	1.75	2.85	3.08	3.03	3.14	3.26
Tm	0.27	0.28	0.26	0.17	0.23	0.26	0.38	0.43	0.42	0.41	0.46
Yb	1.7	1.68	1.67	1	1.49	1.52	2.39	2.63	2.51	2.57	2.9
Lu	0.27	0.28	0.26	0.15	0.23	0.24	0.4	0.42	0.38	0.42	0.45

۴-۲- منابع ایجاد خطا در طی آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها

منابع ایجاد خطا به نقل از رولینسون (۱۹۹۳)، عبارتند از: آلاینش در خلال پودر کردن، آلاینش در طبیعت، خطاهای ناشی از کالیبراسیون، خطاهای ناشی از هم‌پوشانی پیک‌ها و آلاینش حاصل از واکنش‌گر-های ناخالص مورد استفاده در انحلال و تهیه نمونه‌ها.

آلودگی در خلال آماده‌سازی نمونه‌ها (خرد و آسیاب کردن)، می‌تواند مهم‌ترین منبع جدی خطا در تجزیه‌های ژئوشیمیایی باشد. این آلودگی از راه تمیز کردن و آغشته کردن دستگاه‌های خردکن و آسیاب با نمونه‌هایی که باید خرد و آسیاب شوند، تا حد زیادی بر طرف می‌شود.

به دلیل ترکیب آهنی دستگاه آسیاب مورد استفاده در آزمایشگاه شرکت کان پژوه، اضافه شدن مقدار جزئی آهن در مرحله آماده سازی نمونه‌ها، امری اجتناب ناپذیر است. عنصر آهن از عناصر اصلی تشکیل

دهنده نمونه‌های مورد نظر می‌باشد و آلاینش مقدار جزئی از این عنصر نمی‌تواند نقش مهمی در ایجاد خطا داشته باشد. از آنجایی که نمونه‌ها، به روش ICP-MS تجزیه شده‌اند، احتمال بروز خطاهای ناشی از تداخل و یا هم‌پوشانی پیک‌ها، در اندازه‌گیری غلظت عناصر در نمونه‌های مورد مطالعه بسیار اندک است. به علاوه، این روش دارای حد آشکار سازی بسیار پایین، درستی و دقت بالایی است. بنابراین می‌توان با اطمینان بیشتری، نتایج به دست آمده را مورد تجزیه و تحلیل قرار داد.

۴-۳- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌های شیمیایی

قبل از استفاده از داده‌های حاصل از تجزیه‌های شیمیایی، لازم است که تغییراتی در آن‌ها اعمال شود. از جمله مهم‌ترین این تغییرات، حذف مواد فرّار (L.O.I) و تصحیح مقادیر آهن می‌باشند.

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

میزان مواد فرّار در سنگ‌های ماگمایی معمولاً کم‌تر از ۱ درصد می‌باشد. بنابراین، افزایش این میزان در سنگ‌ها، از فرایندهای ثانویه نظیر هوازدگی و دگرسانی ناشی می‌شود (ژائو، ۲۰۰۷). این مقادیر در نمونه‌های مطالعاتی از ۱/۴۰ درصد (در سنگ‌های الیوین بازالتی)، تا حداکثر ۳/۶۴ درصد (در سنگ‌های دیوریتی)، متغیر می‌باشند. این اعداد نشان می‌دهند که الیوین بازالت‌ها کم‌ترین و دیوریت‌ها بیشترین دگرسانی را متحمل شده‌اند.

به منظور حذف مواد فرّار نمونه‌های سنگی، درصد مواد فرّار را از مجموع اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد به دست آمده، مقدار جدید اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرّار آن حذف شده است. سپس این عدد باید به ۱۰۰ درصد برسد. برای این منظور باید مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ در یک ضریب واحدی ضرب شود. این ضریب از تقسیم کردن ۱۰۰ بر مقدار جدید مجموع اکسیدهای سنگ به دست می‌آید. در ادامه ضریب به دست آمده را در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده تا درصد اکسیدها، بدون مواد فرّار محاسبه شود. به عنوان مثال، روش محاسبه ضریب حذف مواد فرّار (Z) برای نمونه G1D این گونه می‌باشد.

$$G1D : \text{Sum} = 100.00, \text{L.O.I} = 2.99$$

$$\text{Sum} - \text{L.O.I} = 100.00 - 2.99 = 97.01$$

$$Z = 100 / 97.01 = 1.03$$

لازم به ذکر است که مقادیر L.O.I هر نمونه سنگی در جدول ۴-۲ آورده شده است.

۴-۳-۲- تصحیح نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$

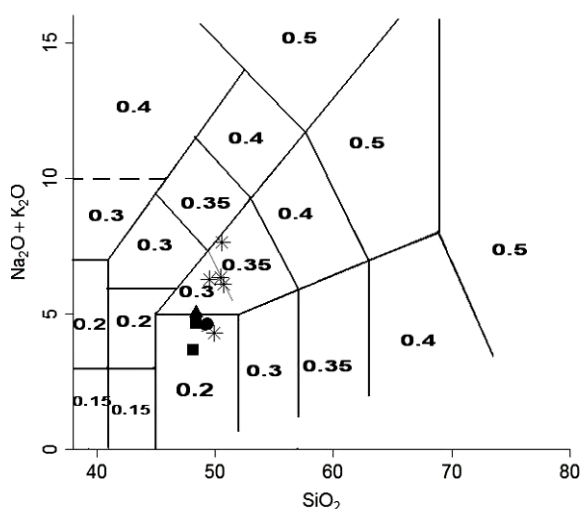
در تجزیه‌های شیمیایی، میزان اکسیدهای آهن به صورت Fe_2O_3 کل ارائه می‌شود. برخی از سنگ‌های آذرین، در اثر دگرسانی‌های ثانویه اکسید می‌شوند و نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ در آن‌ها افزایش می‌یابد که این

افزایش، در ترکیب نورماتیو سنگ‌ها تأثیر عمده‌ای دارد. زیرا مگنتیت نورماتیو افزایش یافته و بنابراین در محاسبه نورم کانی‌های سیلیکاته نظیر دیوپسید، هیپرستن و الیوین، FeO کم‌تری وارد می‌شود. با کم شدن این سیلیکات‌ها در نورم سنگ اکسید شده، سیلیس اضافی محاسبه می‌شود و در نتیجه کلیه محاسبات غیر واقعی انجام می‌شود (میدلموست، ۱۹۸۹).

به منظور به دست آوردن مقادیر FeO و Fe₂O₃ جدید که به مقادیر حقیقی سنگ نزدیک‌تر باشد، از نمودار K₂O+Na₂O در مقابل SiO₂ (لومتر و همکاران، ۱۹۸۹) استفاده شده است (شکل ۴-۱). مقادیر محاسبه شده برای FeO و Fe₂O₃ در جدول ۴-۲ ارائه شده است.

جدول ۴-۳- علائم به کار رفته در نمودارهای این فصل.

نوع سنگ	الیوین بازالت	بازالت	گابرو	دیوریت
نماد	●	▲	■	✱



شکل ۴-۱- نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (TAS)، لومتر و همکاران (۱۹۸۹).
موقعیت نمونه‌ها در نمودار نشان داده شده است (علائم شبیه جدول ۴-۳).

۴-۴- کاربرد نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب در رده‌بندی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه

۴-۴-۱- سنگ‌های نیمه نفوذی منطقه گرمسار

الف- نمودار R₁-R₂ دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)

برای اجتناب از این انتقاد که درصد وزنی اکسیدها، توزیع کاتیونی نمونه‌ها را به درستی منعکس نمی‌کند، برخی از محققین ترجیح دادند که ترکیب سنگ‌ها را بر اساس کاتیون‌ها محاسبه کنند. بر این اساس دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)، نموداری را برای طبقه‌بندی سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی ارائه دادند که بر حسب مقادیر کاتیونی رسم، و به صورت میلی کاتیون بیان می‌شود (شکل ۴-۲). این نمودار برای سنگ‌های نفوذی مناسب‌تر است. نتایج حاصل در یک نمودار دو متغیره X-Y و با استفاده از پارامترهای R_1 و R_2 نمایش داده می‌شود.

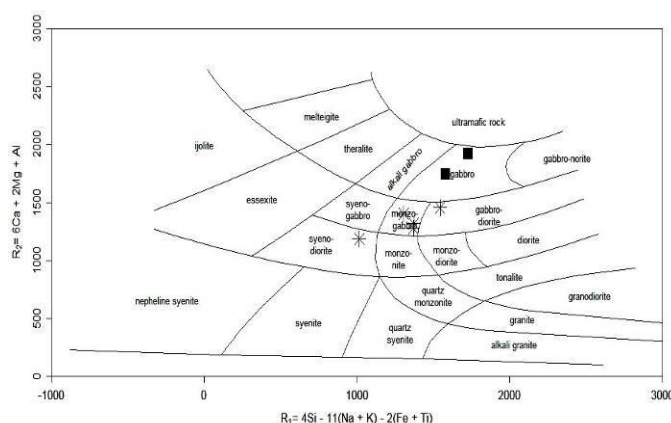
این پارامترها توسط معادلات زیر محاسبه می‌شوند:

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

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

این روش طبقه‌بندی چند مزیت دارد (رولینسون، ۱۹۹۳):

- در این طبقه‌بندی از کل عناصر اصلی سنگ استفاده می‌شود.
 - برای انواع سنگ‌های آذرین کاربرد دارد.
 - ترکیبات کانی را می‌توان بر روی نمودار نشان داد و می‌توان داده‌های مودال را با هم مقایسه کرد.
 - درجه اشباع شدگی از سیلیس و تغییر فلدسپات را می‌توان نشان داد.
- البته این نمودار خالی از اشکال نیست. از جمله می‌توان به دور از ذهن بودن مفاهیم R_1 و R_2 و دشوار بودن محاسبات و رسم این نمودار اشاره کرد.
- نمونه‌های سنگی منطقه گرمسار در نمودار دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)، در محدوده‌های گابرو، گابرو دیوریت، مونزوگابرو و سینیودیوریت قرار می‌گیرند.



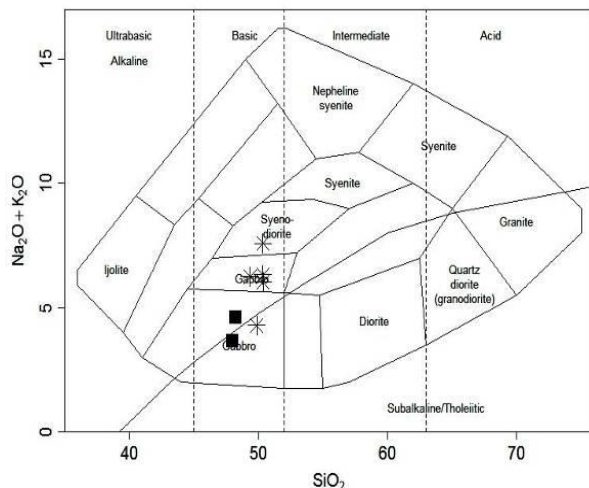
شکل ۴-۲- نمودار رده‌بندی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰) (علائم شبیه جدول ۴-۳).

ب- نمودار تغییرات $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۸۵)

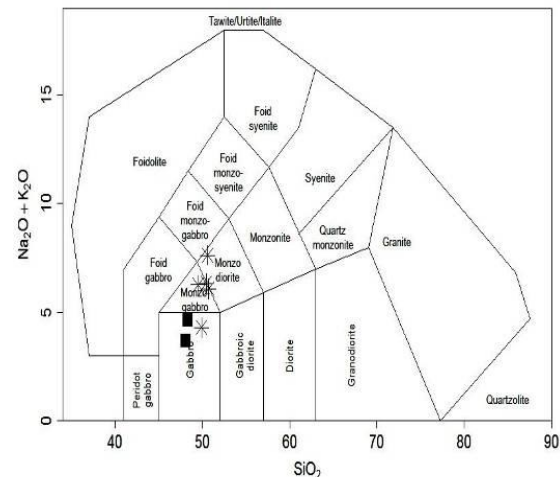
این نمودار بر اساس مجموع Na_2O و K_2O در مقابل تغییرات SiO_2 (TAS)، رسم شده است. بر این اساس سنگ‌های نیمه نفوذی منطقه گرمسار در محدوده گابرو، مونزوگابرو و مونزو دیوریت واقع شده‌اند (شکل ۴-۳).

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

بر اساس این نمودار سنگ‌های نیمه نفوذی منطقه گرمسار در محدوده آلوکالین قرار می‌گیرند و ترکیبی گابرو تا سیینودیوریت را نشان می‌دهند (شکل ۴-۴).



شکل ۴-۴- نمودارهای $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) (علائم شبیه جدول ۴-۳).



شکل ۴-۳- نمودارهای $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۸۵) (علائم شبیه جدول ۴-۳).

۴-۴-۲- سنگ‌های آتشفشانی منطقه احمدآباد

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

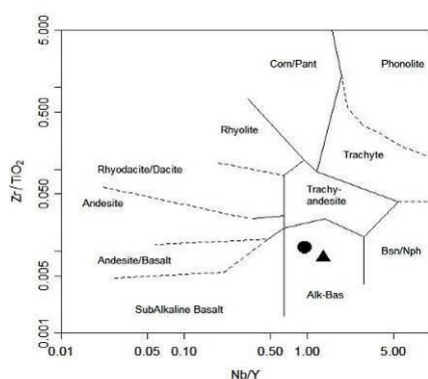
نمودارهای رده‌بندی مجموع آلوکالی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در مقابل SiO_2 (TAS)، را می‌توان جزء مهم‌ترین نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های آذرین برشمرد. علت استفاده از سیلیس، در این نوع از نمودارها این است که سیلیس، جزء اکسید اصلی سنگ‌های معمول در زمین به شمار می‌رود و مقدار سیلیس هر مذاب، خواص فیزیکی و ساختمانی آن را کنترل می‌کند. برای این منظور از نمودار مجموع آلوکالی در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) استفاده شده است (شکل ۴-۵). این نمودار بر اساس میزان SiO_2 ، به محدوده‌های اولترابازیک، بازیک، حدواسط و اسیدی تقسیم شده است و توسط یک خط ممتد و خمیده به دو محدوده آلوکالین و ساب آلوکالین تقسیم می‌شود.

سنگ‌های آتشفشانی منطقه احمدآباد در نمودار فوق ترکیب بازالتی نشان می‌دهند و تمامی نمونه‌ها در محدوده سری آلوکالین قرار می‌گیرند.

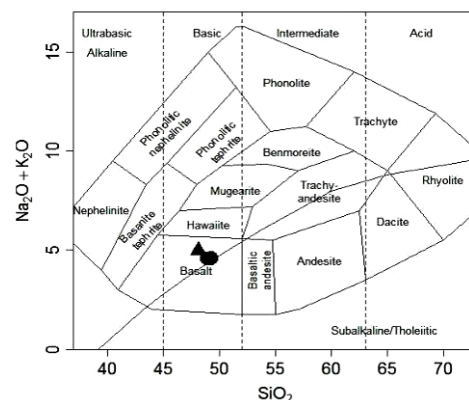
ب- نمودار تغییرات Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)

همان‌طور که ذکر شد، سعی شده است نمونه‌هایی برای آنالیز انتخاب شوند که حداقل دگرسانی را متحمل شده باشند. زیرا دگرسانی بر روی انتشار و تمرکز عناصر اصلی اثرات نامطلوبی دارد. به همین جهت و به منظور تعیین ترکیب و ماهیت سنگ‌های آتشفشانی آلوکالین منطقه احمدآباد از نمودارهای مربوط به

عناصر کمیاب، که در درجات کم دگرسانی غیر متحرک باقی می‌مانند (Nb, Ti, Zr و Y)، استفاده شده است. این عناصر در نمودار وینچستر و فلوید (۱۹۹۷)، به صورت نسبت‌هایی از Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y رسم شده‌اند (شکل ۴-۶). در این نمودار، سنگ‌های آتشفشانی منطقه احمدآباد در محدوده آلکالی بازالت قرار می‌گیرند.



شکل ۴-۶- طبقه‌بندی سنگ‌های خروجی با استفاده از نسبت‌های Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷).



شکل ۴-۵- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) (علائم شبیه جدول ۴-۳).

جدول ۴-۴- اسامی به دست آمده بر اساس طبقه‌بندی‌ها ژئوشیمیایی صورت گرفته.

نام سنگ	طبقه‌بندی
بازالت، گابرو و سینیودیوریت	کاکس و همکاران (۱۹۷۹)
آلکالی بازالت	وینچستر و فلوید (۱۹۹۷)
گابرو، مونزوگابرو و سینیودیوریت	دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)
گابرو، مونزوگابرو و مونزودیوریت	میدلموست (۱۹۸۵)

۴-۵- تعیین سری ماگمایی

یکی از اهداف مطالعات ژئوشیمی سنگ‌ها، تعیین سری ماگمایی آن‌ها می‌باشد. طبق نظر کونو (۱۹۶۸)، هر سری ماگمایی، یک مجموعه از سنگ‌های آذرین با ترکیب شیمیایی مختلف را در بر می‌گیرد که از تفریق یک ماگمای بازیک مادر و یا از ذوب یک سنگ منشأ واحد حاصل شده‌اند. عواملی مثل اختلاط ماگمایی، آلودگی پوسته‌ای، ناهمگن بودن منشأ، درجات مختلف ذوب بخشی و دگرسانی، باعث می‌شوند که سنگ‌های مختلف در یک سری، وابستگی کاذب نشان دهند.

در حال حاضر پنج سری ماگمایی مشخص شده است که هر کدام اختصاصات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی مخصوص به خود را دارند. این سری‌ها عبارتند از: سری تولییتی، آلکان، کالک آلکان، شوشونیتی و تحولی (انتقالی).

در مطالعه حاضر به منظور تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای مختلفی استفاده شده است که در ادامه به معرفی آن‌ها می‌پردازیم.

الف - نمودار ابروین و باراگار (۱۹۷۱)

جهت تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار مجموع درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 (TAS) استفاده شده است. به وسیله این نمودار می‌توان سنگ‌های ساب‌آلکالن را از آلکالن تفکیک نمود. در نمودار مذکور تمامی نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های آلکالن واقع شده‌اند (شکل ۴-۷، الف).

ب - نمودار میدلموست (۱۹۹۴)

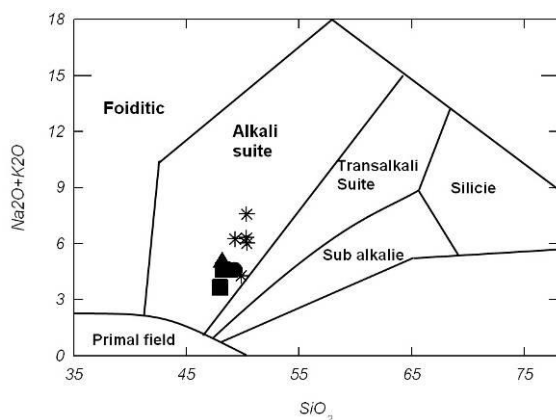
این نمودار نیز بر اساس مجموع آلکالی در مقابل سیلیس رسم شده است. در نمودار میدلموست (۱۹۹۴)، سنگ‌های آذرین به پنج دسته‌ی فوئیدیته، آلکالی، آلکالی - تحولی، ساب‌آلکالی و سیلیسی تقسیم می‌شوند. همان‌طور که در نمودار مشاهده می‌شود، کلیه نمونه‌ها در محدوده آلکالی واقع شده‌اند (شکل ۴-۷، ب).

ج - نمودار لوتریه و همکاران (۱۹۸۲)

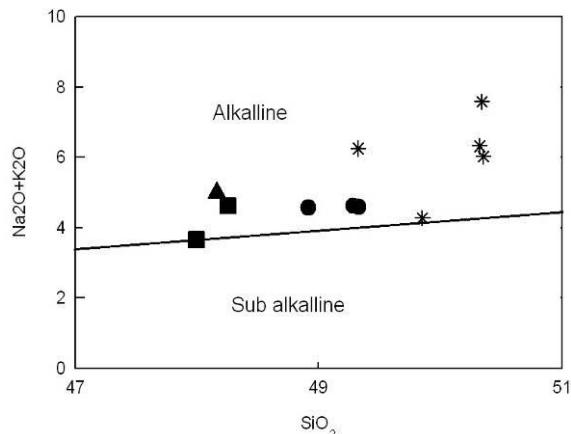
در این نمودار، بازالت‌های آلکالن از سایر بازالت‌های تولییتی و کالک آلکالن، بر اساس نسبت‌های $(\text{Ti}/100)(\text{ppm})$ در مقابل $(\text{Ca} + \text{Na}/1000)(\text{ppm})$ ، از یکدیگر تفکیک می‌شوند. بر این اساس کلیه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۷، ج).

د - نمودار وینچستر و فلوید (۱۹۷۷)

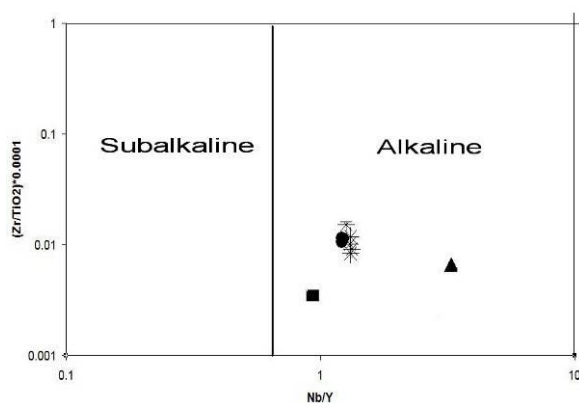
نمودار وینچستر و فلوید (۱۹۷۷)، بر اساس تغییرات نسبت‌های $(\text{Zr}/\text{TiO}_2) \times 0.0001$ در مقابل Nb/Y ، برای شناسایی سنگ‌های آلکالن از ساب‌آلکالن طراحی شده است و این محدوده‌ها توسط یک خط قائم از یکدیگر جدا می‌شوند. بر این اساس، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۴-۷، د).



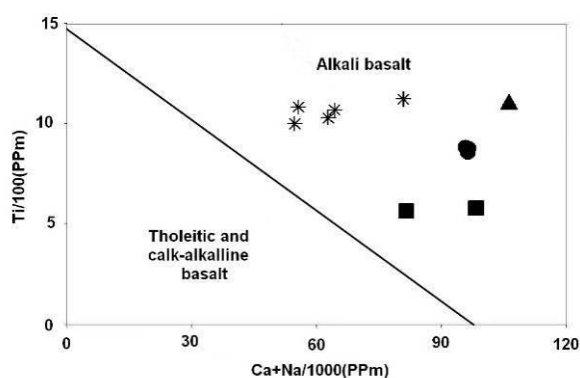
ب



الف



د



ج

شکل ۴-۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تعیین سری ماگمایی. الف- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)، ب- نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (میدلموست، ۱۹۹۴)، ج- نمودار تغییرات $(\text{Ti}/100)(\text{ppm})$ در مقابل $(\text{Ca}+\text{Na}/1000)(\text{ppm})$ (لوتریه و همکاران، ۱۹۸۲)، د- نمودار تغییرات نسبت‌های $(\text{Zr}/\text{TiO}_2) \times 0.0001$ در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) (علائم شبیه جدول ۴-۳).

۴-۶- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی

۴-۶-۱- سنگ‌های نفوذی منطقه گرمسار

به منظور بررسی تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در طی پدیده‌های تفریق بلوری، ذوب بخشی و آلیش ماگمایی، تاکنون نمودارهای مختلفی توسط پترولوژیست‌ها ارائه شده است. این نمودارها به صورت نمودارهای دو یا سه متغیره رسم می‌شوند. در نمودارهای دو متغیره یا $X-Y$ ، میزان تغییرات یک عنصر را در مقابل تغییرات عنصر دیگری که دارای طیف وسیعی از تغییرات است قرار می‌دهند. به عبارت بهتر، عنصری در محور X قرار می‌گیرد که بیشترین تغییرپذیری را در بین عناصر نشان دهد و یا معرف یک فرایند خاص

ژئوشیمیایی باشد. برای این منظور غالباً از اکسید سیلیس، که بیشترین گستره را در مجموعه داده‌ها نشان می‌دهد، استفاده می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳).

اولین بار هارکر (۱۹۰۹)، SiO_2 را به عنوان متغیر اصلی انتخاب کرد. به طوری که این نمودارها، به نمودارهای هارکر معروف شدند. در واقع نمودارهای هارکر جزء کاربردی‌ترین نمودارهای تغییرات، برای بررسی تغییر و تحولات ماگما به حساب می‌آیند. ولی کاکس و همکاران (۱۹۷۹) بیان داشتند که، SiO_2 فقط می‌تواند برای سنگ‌های اسیدی تا حدواسط شاخص خوبی باشد، ولی برای سنگ‌های بازیک‌تر مفید نمی‌باشد. به دلیل گستره کم تغییرات SiO_2 در نمونه‌های بازیک مورد مطالعه (۵۰/۳۵-۴۷/۹۹)، بهتر است به جای SiO_2 از متغیر و یا متغیرهای دیگری استفاده شود. از این رو فئر (۱۹۴۸)، MgO را به عنوان اکسید مناسب برای بررسی تغییرات کلی عناصر در سنگ‌های بازیک معرفی کرد. از متغیرهای دیگر می‌توان به ضریب تفریق (D.I)، اشاره کرد که برای بررسی تحول ماگما از زمان تشکیل تا زمان انجماد به کار می‌رود. قبل از وارد شدن به مبحث اصلی ذکر این نکات لازم است:

- در کلیه نمودارهای تغییرات، سنگ‌های نیمه نفوذی گرمسار و آتشفشانی احمدآباد جداگانه بررسی شده‌اند.

- به علت عدم وجود تنوع ترکیبی در سنگ‌های آتشفشانی منطقه احمدآباد و عدم رسم روندهای معنا-دار در نمودارهای ضریب تفریق، از مطالعه این نمودارها صرف نظر کرده و تنها به معرفی روندهای ایجاد شده در نمودارهای MgO بسنده می‌شود.

- وقفه‌های ترکیبی مشاهده شده در نمودارهای مورد بحث به دلیل کمبود نمونه‌های تجزیه شده می‌باشند و به معنی تضاد ارتباط ژنتیکی بین نمونه‌ها نیست.

الف- بررسی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق (D.I)

جهت بررسی روند تحول ماگما در طی فرایند تفریق، از نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)، استفاده شده است. ضریب تفریق عبارت است از مجموع درصد کانی‌های روشن نورماتیو سنگ (کوارتز، ارتوکلاز، آلبیت، نفلین، لوپسیت و کالسلیت)، که از طریق محاسبه نورم CIPW تعیین می‌شوند.

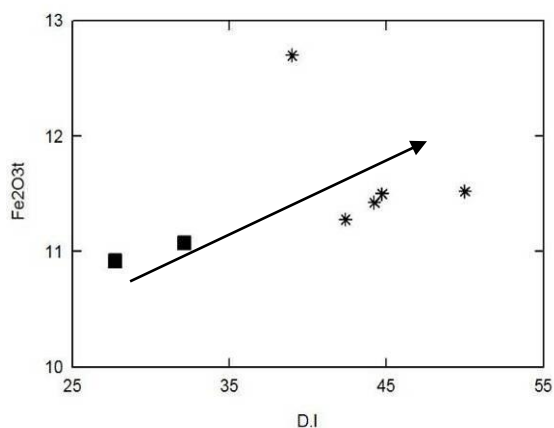
$$D.I = Q + Ab + Or + Ne + Ks + Lc$$

کانی‌های لوپسیت، نفلین و کالسلیت، برای نمونه‌های تحت اشباع مورد استفاده قرار می‌گیرند، به طوریکه در این بخش، از آن‌ها برای محاسبه ضریب تفریق استفاده نشده است.

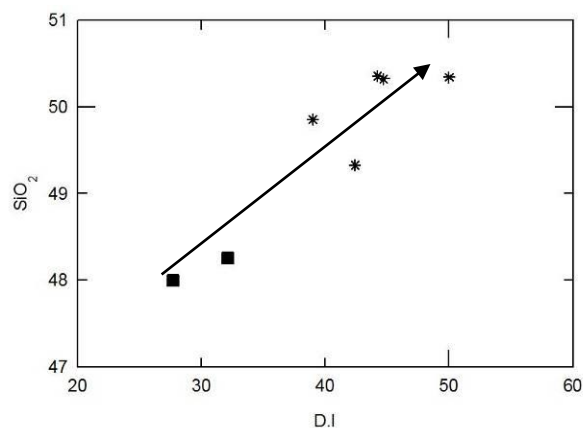
ضریب تفریق بیانگر روند تفریق ماگماست که با پیشرفت تفریق، ترکیب مایع باقی مانده پرسیلیس‌تر و فلسیک‌تر می‌شود. در نمودارهای ضریب تفریق، روندهای معین رسم شده و تغییرات تدریجی، در ترکیب شیمیایی نمونه‌های سنگی مختلف، می‌توانند معرف خویشاوندی احتمالی بین ماگماهای سازنده این سنگ‌ها

باشند. در حالی که عدم پیوستگی نقاط در نمودارها، نشان از عدم خویشاوندی بین ماگماهای مولد سنگ-های منطقه دارد، مشروط بر این که نمونه برداری به طور کامل و جامع صورت گرفته باشد. در استفاده از این نمودارها باید به این نکته توجه کرد که هر روند خطی ایجاد شده نتیجه تفریق ماگمایی نیست، بلکه عواملی نظیر اختلاط، آلودگی با مواد خارجی و یا درجات مختلف ذوب بخشی و غیره می توانند این روندها را ایجاد کنند.

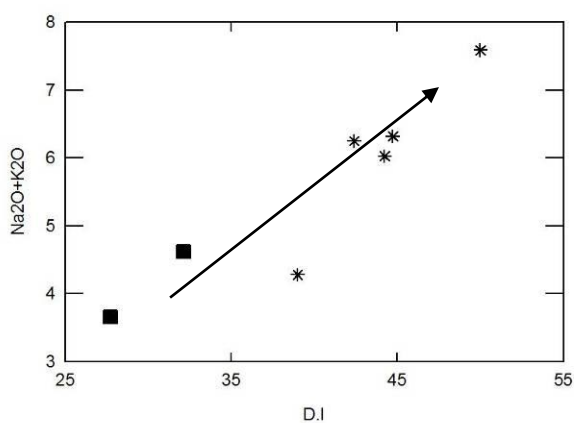
در تمامی این نمودارها، بین نمونه های گابرویی و دیوریتی یک روند خطی وجود دارد. از سنگ های گابرویی تا دیوریتی با افزایش ضریب تفریق مقادیر اکسیدهای، SiO_2 ، Fe_2O_3 ، $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ، TiO_2 ، P_2O_5 و MnO افزایش می یابد، در حالی که مقادیر CaO ، MgO ، Al_2O_3 و Cr_2O_3 کاهش یافته و روند نزولی نشان می دهند (نمودارهای شکل ۴-۸). روندهای رسم شده بیانگر تفریق گابروها به سمت دیوریت ها و منشأ گرفتن آن ها از یک منبع ماگمایی واحد می باشد.



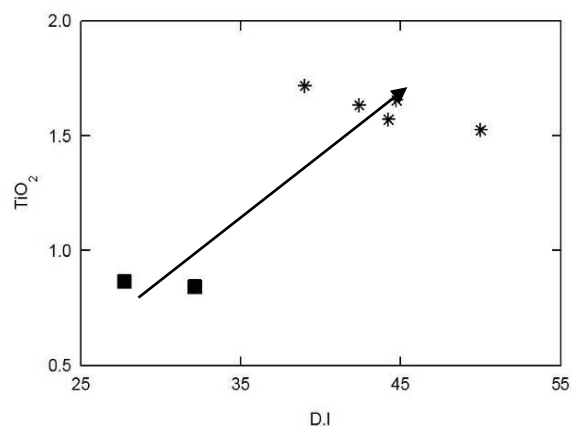
ب



الف

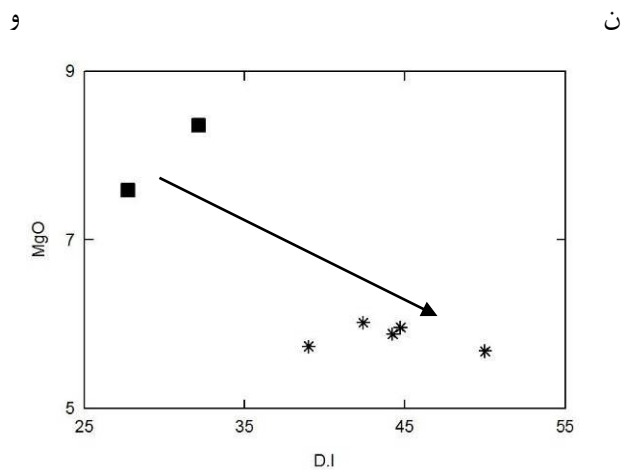
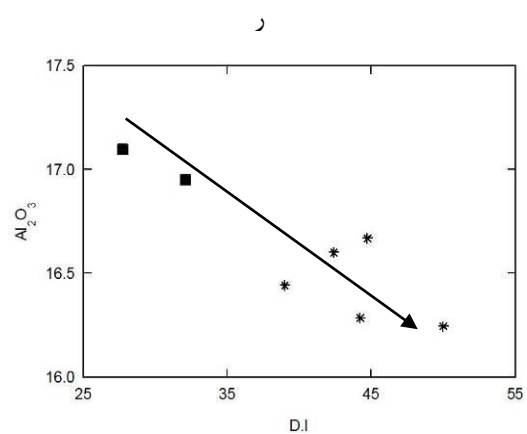
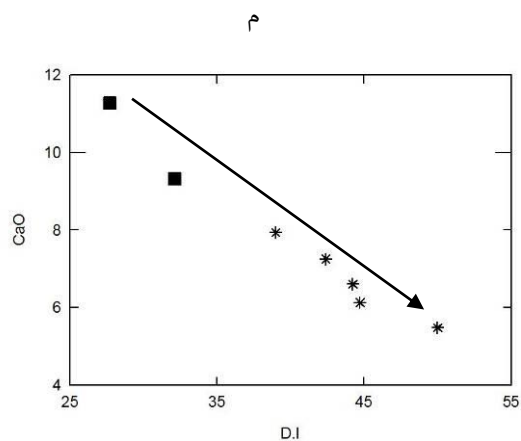
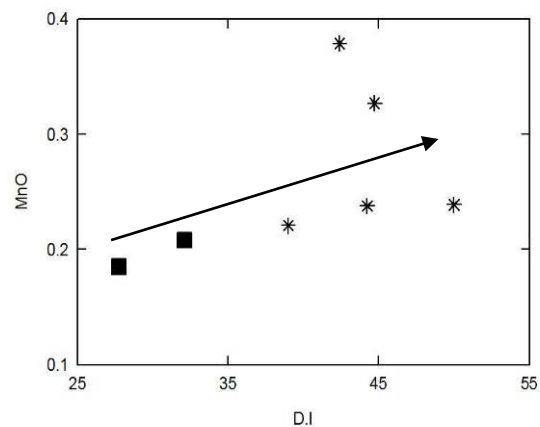
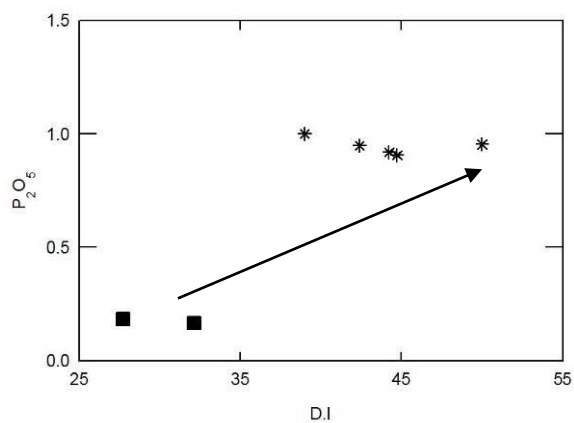


د



ج

شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰) (علائم شبیه جدول ۴-۳).



ادامه شکل ۴-۸.

SiO₂ -

همان‌طور که در نمودار تغییرات SiO₂ در مقابل D.I مشخص است (شکل ۴-۸، الف)، با افزایش ضریب تفریق، میزان SiO₂، از نمونه‌های گابرویی به سمت نمونه‌های دیوریتی افزایش می‌یابد. الیوین، اوژیت و پلاژیوکلاز کلسیک، به عنوان نخستین کانی‌های متبلور شده در طی تبلور تفریقی، از SiO₂ فقیر می‌باشند، بنابراین مایع باقی مانده از سیلیس غنی می‌شود.

Fe₂O₃t –

روند مثبت ایجاد شده در نمودار Fe₂O₃t در مقابل ضریب تفریق (شکل ۴-۸، ب)، معرف فراوانی آهن در سنگ‌های تفریق یافته می‌باشد. با شروع تبلور ماگماهای سازنده سنگ‌های بازیک، در ابتدا سیلیکات‌های آهن و منیزیم‌دار (الیوین، پیروکسن و هورنبلند) متبلور می‌شوند. در برخی موارد به علت افزایش حضور اکسیژن در محیط تبلور ماگما، این امکان پیش می‌آید که یون‌های آهن به جای سیلیس با اکسیژن واکنش دهند و مقداری از آهن در ساخت اکسیدهای آهن و یا آهن-تیتانیوم مصرف شود. معمولاً در سنگ‌های گابرویی که سیلیکات‌های مافیکی، مثل الیوین و پیروکسن دارند، این شرایط کمتر فراهم می‌شود که آهن موجود در ماگما، به کانی‌های اکسیدی تبدیل شود. با افزایش تفریق یافتگی در ماگما و رسیدن ماگما به شرایط تشکیل گابرو دیوریت و دیوریت، به همراه افزایش اکسیژن در محیط تبلور، معمولاً شرایط مناسب‌تری برای تشکیل مگنتیت و یا تیتانومگنتیت فراهم می‌شود و در نتیجه، مقدار زیادی کانی اپک به صورت دانه-های ریز متبلور می‌شوند. افزایش مقدار کانی‌های اپک آهن‌دار، باعث می‌شود که مقدار FeO آنالیز شیمیایی سنگ رقم قابل توجهی را نشان دهد. حتی در بعضی از مواقع، افزایش آهن در این مرحله به حدی می‌رسد که می‌تواند لخته‌های اکسیدی (اکسید آهن)، به صورت تمرکز محلی و یا به صورت توده‌های پیوسته‌ای را تشکیل دهند که منجر به تشکیل کانسارهایی از اکسید آهن (مگنتیت) می‌شوند.

TiO₂ -

نمودار تغییرات TiO₂ در مقابل D.I روند مثبت و صعودی را نشان می‌دهد (شکل ۴-۸، ج). روند حاصله به این معنی است که با افزایش تفریق ماگما، بر میزان TiO₂ افزوده می‌شود، به گونه‌ای که سنگ‌های دیوریتی از مقادیر TiO₂ بالاتری نسبت به گابروها برخوردار هستند. تیتانیوم می‌تواند جانشین آلومینیوم در کانی‌های پیروکسن (تیتان اوژیت)، آمفیبول و بیوتیت شود. آمفیبول در مقایسه با پیروکسن حاوی TiO₂ بیشتری است (واسکوئز و فرانز، ۲۰۰۸). به طوریکه حضور آمفیبول در سنگ‌های دیوریتی و فراوانی بیشتر کانی‌های اپک تیتان‌دار (تیتانو مگنتیت)، در این سنگ‌ها می‌تواند دلیلی برای روند ایجاد شده باشد.

Na₂O+K₂O –

در نمودار تغییرات Na₂O+K₂O در مقابل ضریب تفریق (شکل ۴-۸، د)، میزان این اکسیدها با افزایش تفریق در ماگما، افزایش می‌یابد. در واقع این روند بیانگر افزایش میزان Na₂O و K₂O، در فازهای انتهایی تفریق است. شعاع یونی بزرگ سدیم (۱/۰۲A) و پتاسیم (۱/۳۸A) مانع ورود این عناصر به شبکه کانی‌های تبلور یافته در مراحل اولیه تبلور (الیوین، پلاژیوکلاز کلسیک و پیروکسن) می‌شود. با افزایش تفریق، سدیم وارد شبکه بلوری پلاژیوکلاز سدیک، و پتاسیم وارد کانی‌های فلدسپار آلکالن و بیوتیت می‌شوند. این امر با حضور کانی‌ها سدیک و پتاسیک، در مطالعات پتروگرافی سنگ‌های تفریق یافته (دیوریت)، قابل توجه است.

MnO -

روند تغییرات این اکسید با افزایش تفریق ماگما، صعودی می‌باشد که نشان از افزایش میزان منگنز در سنگ‌های تفریق یافته دارد (شکل ۴-۸، ر). منگنز در ماگما به صورت Mn^{2+} حضور دارد و می‌تواند جانشین کلسیم و آهن شود. ولی به علت الکترونگاتیوه بالاتری که دارد به سختی جانشین کلسیم می‌شود. بنابراین جانشینی گسترده‌ای بین منگنز و آهن فرو، در کانی‌های آهن‌دار صورت می‌گیرد. به طوریکه ایجاد روندهای مشابه بین اکسیدهای منگنز و آهن، دور از انتظار نیست.

P₂O₅ -

نمودار تغییرات P₂O₅ در مقابل D.I، روندی مثبت و صعودی دارد (شکل ۴-۸، م). نمونه‌های گابرویی کم‌ترین و نمونه‌های دیوریتی بیشترین میزان P₂O₅ را دارند. غلظت فسفر در ماگما توسط تبلور آپاتیت کنترل می‌شود. تبلور ناچیز این کانی در سنگ‌های گابرویی باعث می‌شود که فسفر در فاز مایع باقی بماند. به طوریکه حضور آپاتیت‌های سوزنی و طولی، در سنگ‌های دیوریتی باعث ایجاد این روند می‌شود.

Al₂O₃ -

نمودار تغییرات Al₂O₃ در مقابل D.I، روندی با شیب منفی و نزولی دارد (شکل ۴-۸، ن). روند مشاهده شده کاملاً منطقی است. بخش عمده‌ای از آلومینیوم موجود در ماگما وارد سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز می‌شود. به طوریکه آلبیت و یا آلکالی‌فلدسپار، سهم کمتری از این عنصر دارند. بر اساس مطالعات پتروگرافی و محاسبات نورم می‌توان دریافت که میزان پلاژیوکلاز با سازنده آنورتیتی در سنگ‌های گابرویی بیشتر از سنگ‌های دیوریتی است. بنابراین تشکیل این روند کاملاً منطقی می‌باشد.

CaO -

در نمودار تغییرات CaO در مقابل D.I (شکل ۴-۸، و)، با افزایش تفریق در ماگما میزان CaO کاهش یافته و روندی نزولی نشان می‌دهد، به طوریکه میزان این اکسید از نمونه‌های گابرویی به سمت دیوریت‌ها کاهش می‌یابد. میزان CaO در ماگما توسط تبلور پلاژیوکلاز و پیروکسن کنترل می‌شود. بالا بودن میزان CaO با حضور گسترده این کانی‌ها در سنگ‌های گابرویی مطابقت دارد. با ادامه روند تفریق و کاهش این کانی‌ها در نمونه‌های دیوریتی، میزان CaO نیز کاهش می‌یابد.

MgO -

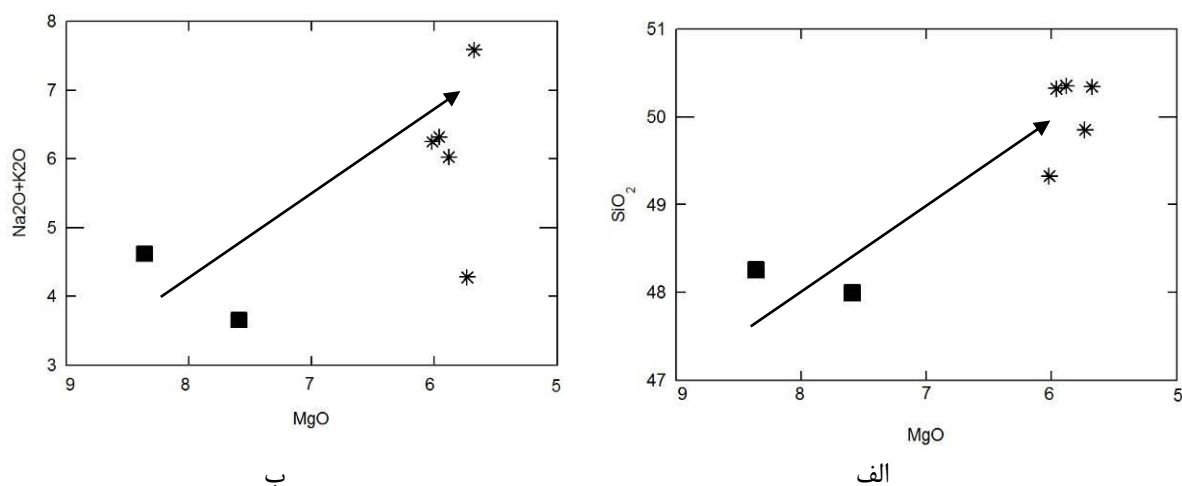
نمودار MgO در مقابل D.I روند منفی کاملاً مشخصی را نشان می‌دهد (شکل ۴-۸، ه). زیرا مصرف این اکسید در ترم‌های بازیک و به ویژه زمانی که تبلور و جدایش الیوین را داریم، صورت می‌گیرد. منیزیم در کانی‌های دیگر نظیر کلینوپیروکسن هم به مقدار نسبتاً بالایی مصرف می‌شود. به همین دلیل میزان MgO از نمونه‌های گابرویی (که واجد کانی‌های مذکور هستند) تا دیوریتی، به شدت کاهش می‌یابد. با ادامه تفریق

ماگمایی و کاهش میزان تبلور کانی‌های آهن و منیزیم‌دار، میزان MgO با شیب کم‌تری کاهش می‌یابد و تقریباً روندی افقی پیدا می‌کند.

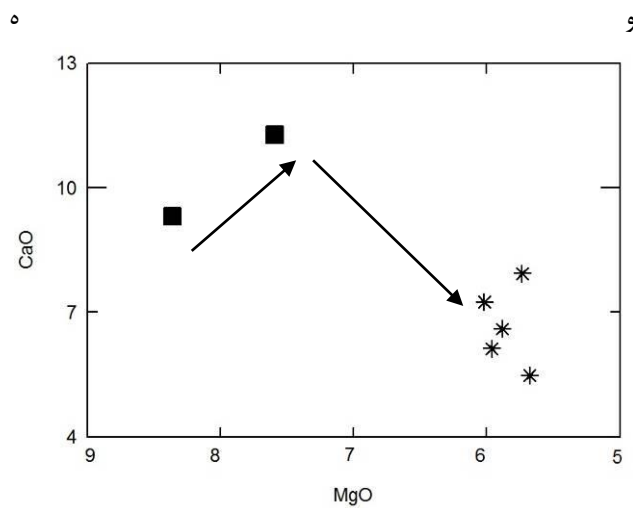
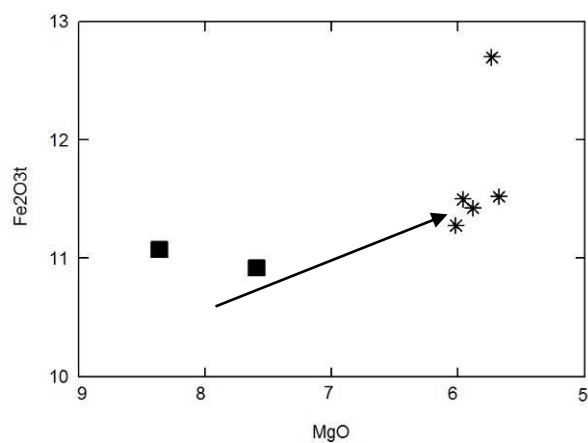
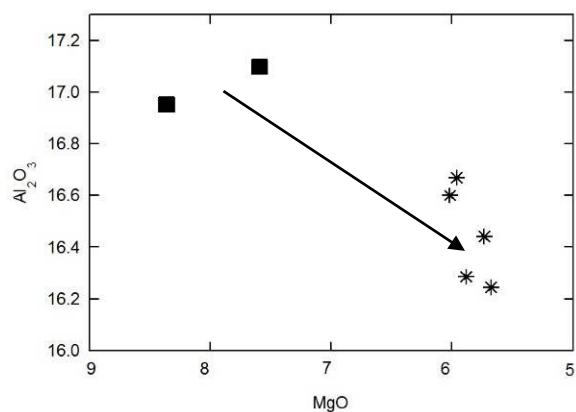
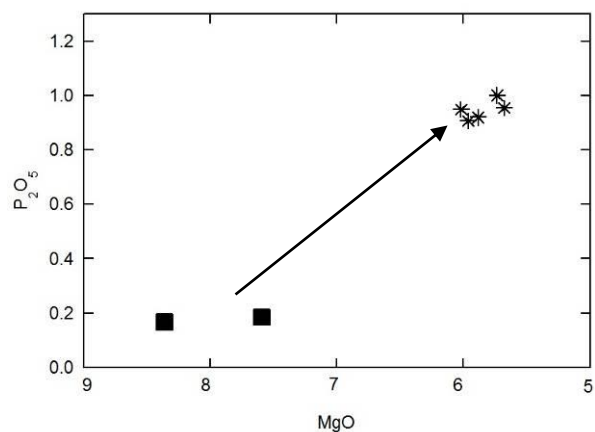
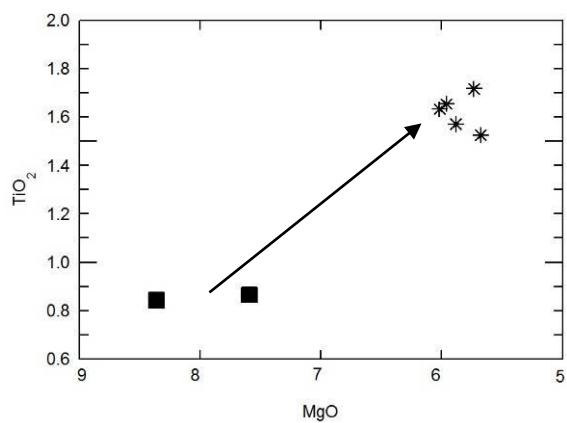
ب- بررسی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل MgO

نمودارهای فئر (۱۹۴۸)، را می‌توان یکی از پرکاربردترین نمودارهای تغییرات و جایگزین مناسبی برای نمودارهای هارکر، در مورد سنگ‌های بازیک دانست. این نمودارها می‌توانند به خوبی روند تغییرات را در سنگ‌های بازیک نشان دهند. در نمودار فئر، MgO را به عنوان اکسید شاخص برای بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و یا کمیاب در نظر می‌گیرند. در سنگ‌های بازیک، MgO سازنده مهم فازهای جامد در حال تعادل با مذاب‌های بازیک است و تغییرات زیادی را در نتیجه حضور فازهای منیزیم‌دار، در هنگام ذوب بخشی و یا جدا شدن آن‌ها در هنگام تبلور جزء به جزء، نشان می‌دهد (رولینسون، ۱۹۹۳). در این نمودارها نیز همانند نمودارهای ضریب تفریق، روندهای معین و تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی نمونه‌های سنگی مختلف، مبین خویشاوندی احتمالی بین ماگمای سازنده سنگ‌ها می‌باشند.

طیف تغییرات MgO در نمونه‌های سنگی منطقه گرمسار از ۵/۶۷ درصد وزنی در نمونه‌های دیوریتی تا ۸/۳۶ درصد وزنی در نمونه‌های گابرویی می‌باشد. در تمامی این نمودارها، مشاهده می‌شود که نمونه‌های گابرویی و دیوریتی از یک روند خطی و یا نیمه خطی پیروی می‌کنند که با کاهش مقدار MgO و یا افزایش تفریق یافتگی در ماگما، مقادیر اکسیدهای SiO_2 ، Fe_2O_3 ، $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ و TiO_2 و افزایش و مقادیر Al_2O_3 ، CaO کاهش می‌یابند. این حالت نشان دهنده تفریق گابروها به سمت دیوریت‌ها می‌باشد.



شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات درصد اکسید - درصد MgO (فئر، ۱۹۴۸) (علائم شبیه جدول ۴-۳).



ی
ادامه شکل ۴-۹.

SiO₂ -

با افزایش تفریق ماگما و کاهش MgO، میزان SiO₂ از نمونه‌های گابرویی به سمت نمونه‌های دیوریتی افزایش می‌یابد (شکل ۴-۹، الف). تبلور کانی‌هایی نظیر الیوین، پلاژیوکلاز کلسیک و اوژیت در طی مراحل

اولیه تفریق (که سهم کمی از سیلیس ماگما را به خود اختصاص می‌دهند)، باعث غنی‌تر شدن مایع باقی مانده از سیلیس و ایجاد یک انطباق منفی در نمودار تغییرات SiO_2 در مقابل MgO می‌شود.

$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -

با کاهش MgO مقدار Na_2O و K_2O افزایش می‌یابد. این موضوع بیانگر آن است که بخش اعظم پتاسیم و سدیم ماگما در مراحل انتهایی تفریق ماگمایی وارد ساختمان کانی‌هایی نظیر بیوتیت و فلدسپات پتاسیم (برای پتاسیم) و پلاژیوکلاز سدیک (برای سدیم) می‌شوند. پراکندگی مشاهده شده در نمونه‌های دیوریتی می‌تواند ناشی از تحرک پتاسیم و سدیم و حساسیت این عناصر نسبت به دگرسانی باشد (شکل ۴-۹، ب).

P_2O_5 -

مقدار P_2O_5 با کاهش MgO ، افزایش می‌یابد، این امر متناسب با تفریق ماگماهای گابرویی به سمت ماگماهای دیوریتی است. نمونه‌های دیوریتی حاوی بیشترین مقدار P_2O_5 هستند که با حضور بلورهای سوزنی شکل آپاتیت در این سنگ‌ها کاملاً مطابقت دارد (شکل ۴-۹، ج).

TiO_2 -

همان‌طور که در مبحث قبلی (نمودار تغییرات TiO_2 در برابر ضریب تفریق) گفته شد، فراوانی بیشتر تیتانومگنتیت و حضور آمفیبول در نمونه‌های دیوریتی، علت ایجاد روند منفی در نمودار TiO_2 - MgO می‌باشد. از آنجایی که میزان TiO_2 هر سنگ با مقدار آهن آن رابطه مستقیم دارد، بنابراین انتظار می‌رود که روندهای رسم شده برای این دو نمودار مشابه باشد (شکل ۴-۹، د).

$\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ -

در نمودار تغییرات $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ در برابر MgO ، با کاهش MgO و افزایش تفریق، مقدار $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ افزایش می‌یابد (شکل ۴-۹، و). نمودار گویای این موضوع است که نمونه‌های تفریق یافته‌تر (دیوریت‌ها) آهن بیشتری دارند. این روند نشان دهنده این موضوع است که در مراحل اولیه تفریق، میزان MgO بالا و آهن کم بوده است، به‌طوری‌که با افزایش تفریق ماگما، بخش تفریق یافته‌تر، FeO بیشتری خواهد داشت. هم‌چنین افزایش حضور اکسیژن در محیط تبلور ماگماهای دیوریتی این شرایط را فراهم می‌آورد که آهن موجود در ماگما به کانی‌های اکسیدی تبدیل شود. افزایش آرام میزان TiO_2 و $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ با کاهش تدریجی MgO معرف این است که مگنتیت و یا تیتانومگنتیت فاز تفریق یافته مهمی در ماگماهای گابرویی نبوده‌اند (ریکو و همکاران، ۲۰۰۴).

Al_2O_3 -

هم‌بستگی مثبت بین تغییرات Al_2O_3 و MgO ، در اثر تفریق و جدایش پلاژیوکلاز در طی تحول ماگما صورت می‌گیرد. زیرا محتوای Al_2O_3 ماگما متأثر از تبلور فلدسپارها (به طور عمده پلاژیوکلاز) می‌باشد. بنابراین فراوانی این کانی در سنگ‌های گابرویی توجیه کننده روند حاصله است (شکل ۴-۹، ه).

CaO -

در نمودار تغییرات CaO در برابر MgO دو روند مشاهده می‌شود (شکل ۴-۹، ی). در مقادیر بیشتر از ۷/۵ درصد MgO، بین CaO و MgO تطابق منفی وجود دارد. این روند توسط تبلور الیوین کنترل می‌شود. به گونه‌ای که تبلور الیوین باعث کاهش میزان MgO و افزایش CaO در مذاب باقی مانده می‌شود. همچنین در مقادیر کمتر از ۷/۵، انطباق مثبتی بین تغییرات CaO و MgO وجود دارد. این انطباق در اثر تبلور همزمان کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز و پیروکسن کلسیک، از مایع باقی مانده ایجاد می‌شود. به اعتقاد ژائو و همکاران (۲۰۰۷)، انطباق مثبتی که بین نمودارهای تغییرات CaO و Al_2O_3 در مقابل تغییرات MgO مشاهده می‌شود، نشان دهنده این است که پیروکسن یک فاز تفریق یافته اصلی در سنگ‌های گابرویی و دیوریتی می‌باشد و تفریق این کانی منجر به تحول ماگمای والد سنگ‌ها شده است.

ج- بررسی تغییرات عناصر کمیاب و نادر خاکی در مقابل ضریب تفریق (D.I) و MgO

از دیدگاه ترمودینامیک، تبلور ماگمایی متأثر از تغییرات انرژی و آنتروپی است که لازمه آن انتقال یون‌ها از مذاب و گرفتار آمدن آن‌ها در شبکه بلورین منظم می‌باشد. سرنوشت یک عنصر در خلال تبلور ماگمایی با تمرکز آن عنصر در ماگما و ماهیت شبکه‌های بلورینی که شکل خواهد گرفت، رقم می‌خورد. عناصر فرعی و نادر در حال حاضر نقش مهمی را در مطالعات پتروژنز و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین ایفا می‌کنند. مطالعه این عناصر، علاوه بر تأیید مطالعات پترولوژیکی، می‌توانند روشنگر ابهامات و نقاط تاریکی باشند که عناصر اصلی، برای حل آن‌ها ناکافی هستند. نحوه توزیع و پراکندگی عناصر کمیاب بین فازهای مختلف را به وسیله ثابت پراکندگی و یا ثابت توزیع می‌توان بررسی نمود. این ثابت توزیع را تحت عنوان ثابت توزیع نرنست می‌نامند. از این ثابت جهت توضیح پراکندگی و توزیع تعادلی یک عنصر کمیاب بین کانی و مذاب استفاده می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳).

ثابت توزیع این گونه است:

$$K_D = C_1(\text{Mineral Element}) / C_2(\text{Melt Element})$$

در این فرمول، K_D : ثابت توزیع نرنست، C_1 : غلظت عنصر کمیاب در جامد و C_2 : غلظت همان عنصر در مذاب باقی مانده است.

اگر ثابت توزیع در مورد عنصری برابر با یک باشد، نشان می‌دهد که آن عنصر به طور مساوی بین فازهای جامد و مذاب تقسیم شده است، ولی اگر ثابت توزیع از یک بیشتر باشد می‌توان گفت که عنصر فوق ترجیحاً وارد ساختار کانی در حال تشکیل شده است. در این حالت آن عنصر را سازگار می‌نامند. مقادیر کمتر از یک، بیانگر ترجیح دادن فاز مذاب نسبت به فاز جامد می‌باشد، در این حالت عنصر مورد نظر را یک عنصر ناسازگار می‌نامند (رولینسون، ۱۹۹۳).

عناصر کمیاب گاهاً کانی‌های مخصوص به خود را می‌سازند، ولی در اغلب موارد جایگزین عناصر اصلی در ساختار کانی‌ها می‌شوند. در نمودار تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق، عناصر بر اساس رفتارهای ژئوشیمیایی خود، روندهای مختلفی را نشان می‌دهد.

– نمودار تغییرات Sr در مقابل D.I

نمودار تغییرات Sr در مقابل ضریب تفریق، روندی صعودی نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۰، الف). Sr به صورت یون دو ظرفیتی و با شعاع یونی $1/13$ آنگسترم، در ماگما حضور دارد. این یون می‌تواند در ساختمان کانی‌های کلسیم‌دار به صورت پذیرفته شده (به خاطر شعاع یونی بزرگتر) وارد شود و یا توسط کانی‌های پتاسیم‌دار، به دلیل بار بیشتر، تصرف شود. این عنصر می‌تواند در پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم و بیوتیت حضور یابد. با توجه به نمودار این گونه بر می‌آید که این عنصر در کانی‌های پتاسیم‌دار مثل آلکالی فلدسپار و بیوتیت وارد شده است. زیرا میزان Sr با افزایش ضریب تفریق افزایش می‌یابد، یعنی میزان این عنصر در سنگ‌های دیوریتی نسبت به سنگ‌های گابرویی بیشتر است.

– نمودار تغییرات Ba در مقابل D.I

در نمودار تغییرات Ba در مقابل ضریب تفریق (شکل ۴-۱۰، ب)، مطابق با روند معمول تفریق، مقدار Ba در ماگما با افزایش ضریب تفریق افزایش یافته، و از نمونه‌های گابرویی به سمت دیوریت‌ها، روندی صعودی نشان می‌دهد. Ba در ماگما به صورت Ba^{2+} و با شعاع یونی $1/34$ آنگسترم حضور دارد که به دلیل بار بیشتر و شعاع یونی مشابه با شعاع یونی K ($1/33A$)، می‌تواند توسط کانی‌های پتاسیم‌دار (ارتوز و بیوتیت) تصرف شود. ولی مقدار Ba در بیوتیت فراوان‌تر از مقدار آن در ارتوز می‌باشد. همچنین Ba می‌تواند در شبکه بلوری پلاژیوکلاز و هورنبلند شرکت کند (معین وزیری، ۱۳۷۱). شیب مثبت نمودار تغییرات Ba در برابر ضریب تفریق معرف بالا بودن میزان این عنصر در سنگ‌های دیوریتی می‌باشد. علی‌رغم فراوانی بیشتر پلاژیوکلاز-های کلسیک در گابروها، مقدار Ba در این سنگ‌ها کم‌تر از سنگ‌های دیوریتی می‌باشد که این نشان دهنده تمایل Ba برای شرکت در کانی‌هایی نظیر بیوتیت، ارتوز و هورنبلند می‌باشد.

– نمودار تغییرات Co در برابر D.I

نمودار تغییرات Co در برابر ضریب تفریق (شکل ۴-۱۰، ج)، روند کاهشی نشان می‌دهد، به گونه‌ای که این روند، در نمونه‌های دیوریتی به یک روند خطی تبدیل می‌شود. روند ایجاد شده در این نمودار را می‌توان با تفریق الیوین و کلینوپیروکسن در سنگ‌های گابرویی و یا عدم تبلور الیوین و تبلور کم‌تر کلینوپیروکسن در سنگ‌های دیوریتی توجیه کرد. زیرا بخش اعظم کبالت ماگما در کانی‌های منیزیم‌دار اولیه، به خصوص الیوین مصرف می‌شود. گابروها بیشترین مقدار کبالت را دارا هستند که با حضور بلورهای الیوین در این سنگ‌ها سازگاری کامل دارد.

- نمودار تغییرات V در برابر D.I

نمودار تغییرات V در برابر ضریب تفریق (شکل ۴-۱۰، د)، روند کاهشی نشان می‌دهد. وانادیوم در ماگما به صورت V^{3+} حضور دارد و می‌تواند جانشین Fe^{3+} در مگنتیت گردد. علاوه بر این، وانادیوم در شبکه کانی-هایی، نظیر اوژیت و بیوتیت وارد می‌شود. ورود وانادیوم به ساختار کانی‌های اوژیت و مگنتیت و جدایش این کانی‌ها از ماگما، باعث تهی‌شدن این عنصر در مایعات باقی مانده می‌شود. در واقع کاهش میزان وانادیوم از سنگ‌های گابرویی تا دیوریتی مبین فرایند تفریق ماگمایی می‌باشد.

- نمودار تغییرات Rb در مقابل MgO

در این نمودار با کاهش میزان MgO، مقادیر Rb، از ترکیبات گابرویی به سمت ترکیبات دیوریتی، به مقدار جزئی افزایش می‌یابد (شکل ۴-۱۰، ر). Rb به صورت یک عنصر ناسازگار عمل می‌کند که به تنهایی کانی خاصی را نمی‌سازد. این عنصر به دلیل شعاع یونی نزدیکی که به شعاع یونی پتاسیم دارد، به راحتی می‌تواند به عنوان یک عنصر پذیرفته شده، در کانی‌های پتاسیک (بیوتیت و فلدسپات پتاسیم) وارد شود. از آنجایی که Rb یک عنصر متحرک و حساس به دگرسانی می‌باشد (ریکو و تال، ۲۰۰۴)، باعث ایجاد روند پراکنده در نمونه‌های دیوریتی منطقه شده است. به طوریکه این عامل باعث کاهش فراوانی Rb در برخی از نمونه‌های دیوریتی شده است.

- نمودار تغییرات Ba در برابر MgO

Ba در این نمودار، انطباق منفی با تغییرات MgO دارد (شکل ۴-۱۰، و). به طوریکه با کاهش میزان MgO، بر میزان Ba افزوده می‌شود. نزدیکی شعاع یونی این عنصر به شعاع یونی پتاسیم باعث می‌شود که باریم بتواند جانشین پتاسیم، در ترکیبات پتاسیک شود. هم‌چنین می‌تواند به صورت محدود جانشین کلسیم در ساختمان بلوری پلاژیوکلاز شود. باریم وارد ساختمان کانی‌های دمای بالا نمی‌شود، بنابراین مقدار آن در طول عمل تفریق در مایع باقی مانده افزایش می‌یابد و در فازهای پایانی می‌تواند جانشین پتاسیم در ساختمان فلدسپات‌های آلکالن و بیوتیت شود، و روند افزایشی را از ترم‌های گابرویی تا دیوریتی پدید آورد.

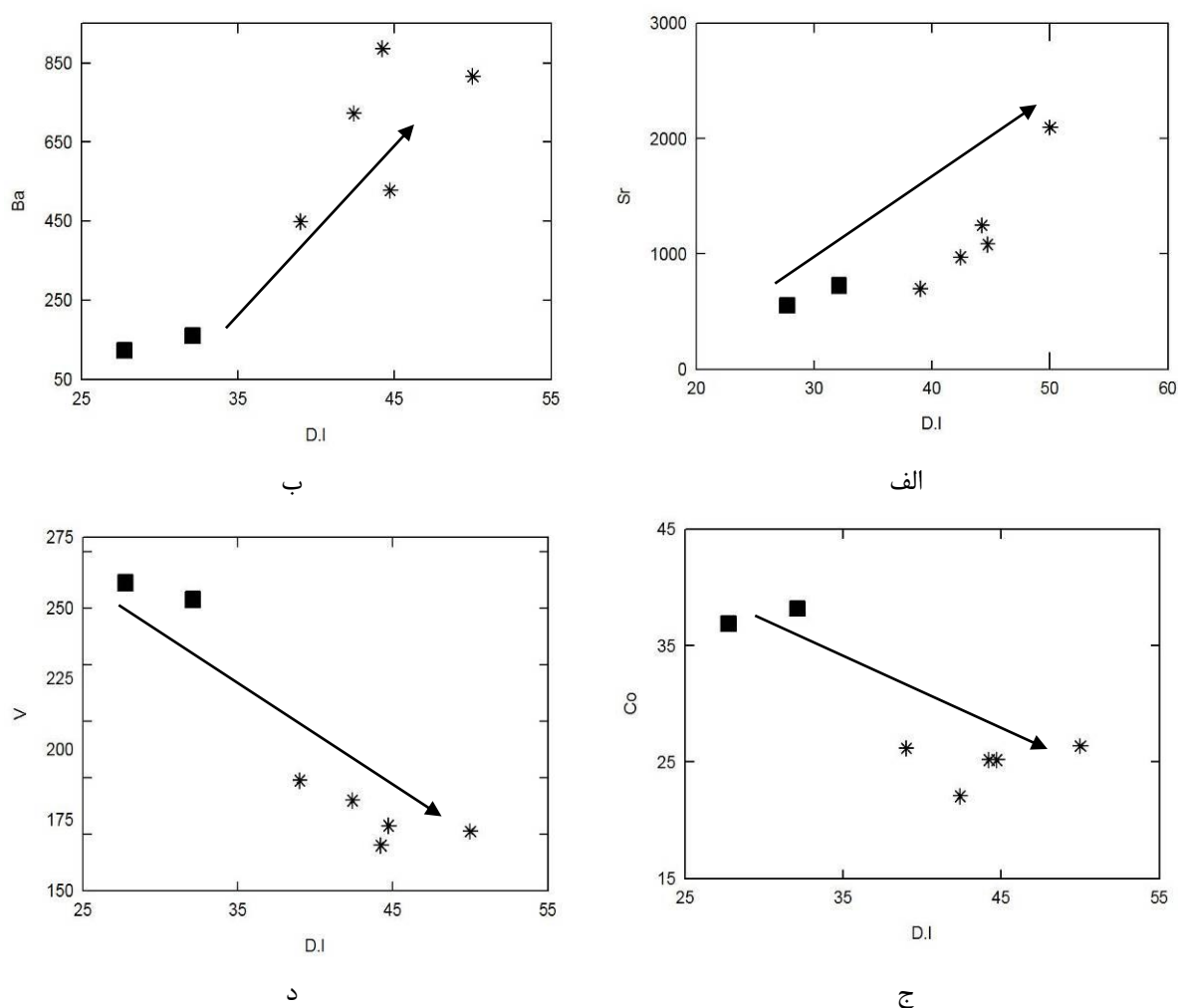
- نمودار تغییرات Ni در برابر MgO

در این نمودار، انطباق مثبتی بین تغییرات Ni و MgO وجود دارد (شکل ۴-۱۰، ه). گابروها حاوی بیشترین مقدار نیکل هستند و با افزایش روند تفریق، مقادیر این عنصر در نمونه‌های تفریق یافته‌تر کاهش می‌یابد. نیکل عنصری سیدروفیل می‌باشد که به دلیل شعاع و بار یونی مشابهی که با منیزیم دارد، در کانی-های منیزیم‌دار به صورت استتار شده وجود دارد. به دلیل سازگاری بالای نیکل، این عنصر می‌تواند در کانی-هایی که در مراحل اولیه تفریق بلوری متبلور می‌شوند، خصوصاً الیوین، وارد شود (ویلسون، ۱۹۸۹). به طوری که باعث ایجاد روند منفی در نمودار تغییرات Ni در برابر MgO می‌شود. به اعتقاد ریکو و همکاران (۲۰۰۴)، و ویلسون (۱۹۸۹)، روند افزایشی و تشابه تقریبی که بین پراکندگی‌های نقاط، در نمودارهای

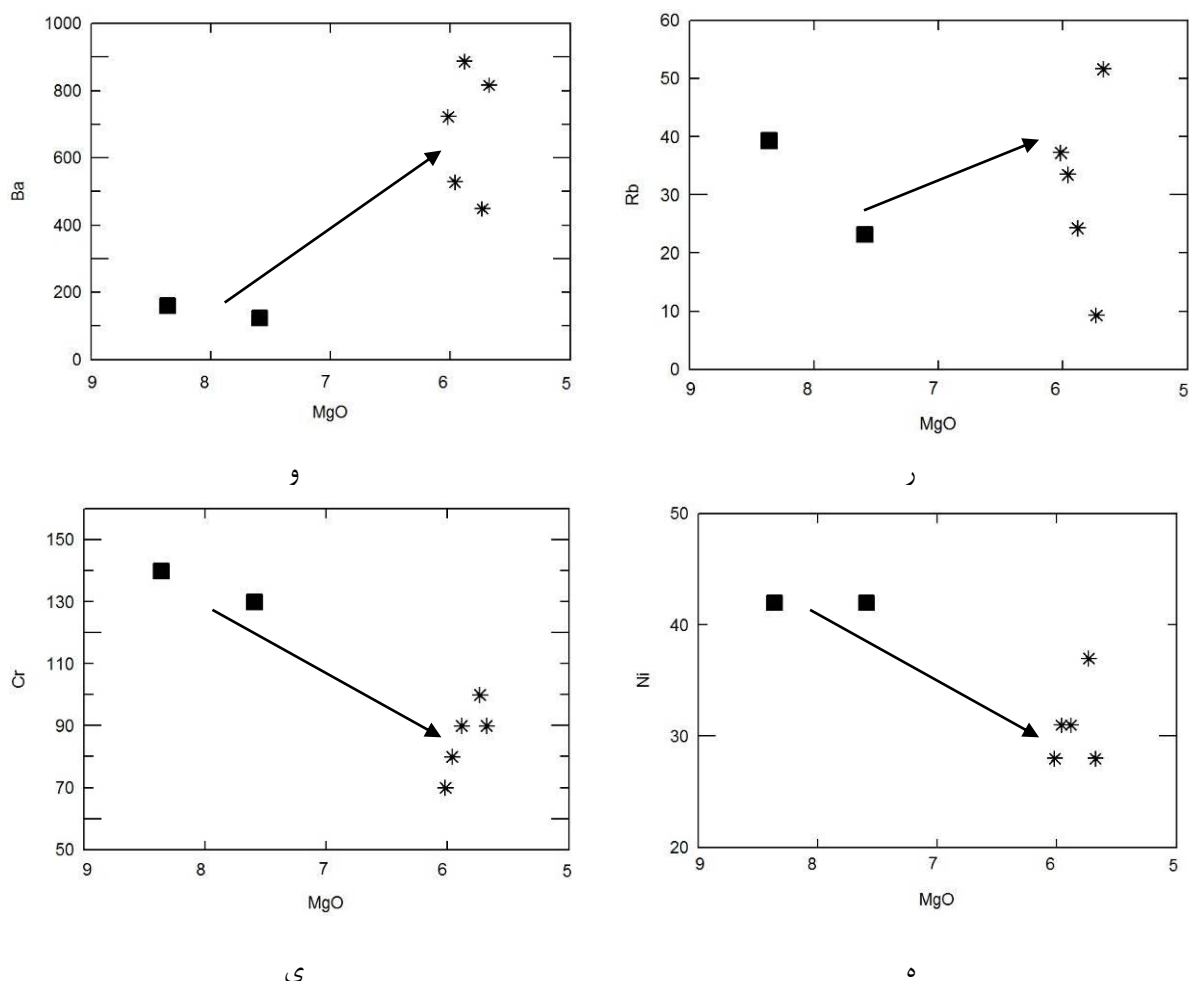
تغییرات Ni و Cr در مقابل MgO، مشاهده می‌شود را می‌توان به نقش تفریق الیوین و پیروکسن، در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه ارتباط داد.

– نمودار تغییرات Cr در مقابل MgO

در نمونه‌های مورد مطالعه، بین تغییرات Cr و MgO انطباق مثبت دیده می‌شود (شکل ۴-۱۰، ی). کروم در ماگما به صورت Cr^{3+} حضور دارد. شعاع یونی کروم بسیار نزدیک به شعاع یونی Fe^{3+} می‌باشد و به دلیل سازگار بودن، در مراحل اولیه تبلور، در ساختمان کانی‌هایی نظیر اسپینل کروم‌دار و یا پیروکسن وارد می‌شود. کاهش مقدار کروم همگام با کاهش MgO به عنوان شاخص تفریق، با تفکیک کلینوپیکروکسن نوع اوزیت در مراحل اولیه تبلور تفریقی قابل توضیح است (وانگ، ۲۰۰۳).



شکل ۴-۱۰ (الف - د) نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق، (ر - ی) نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل درصد MgO. ادامه نمودارها در صفحه بعد ارائه شده است (علائم شبیه جدول ۴-۳).

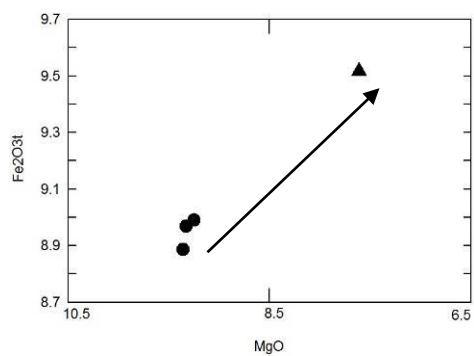


ادامه شکل ۴-۱۰.

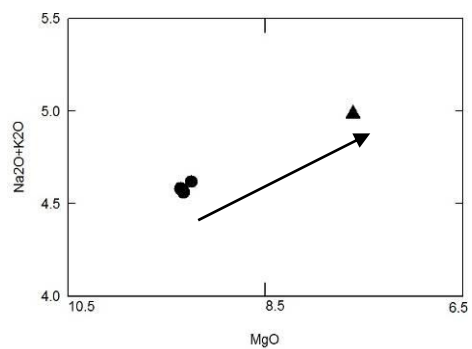
۴-۶-۲- سنگ‌های آتشفشانی منطقه احمدآباد

الف- بررسی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل MgO

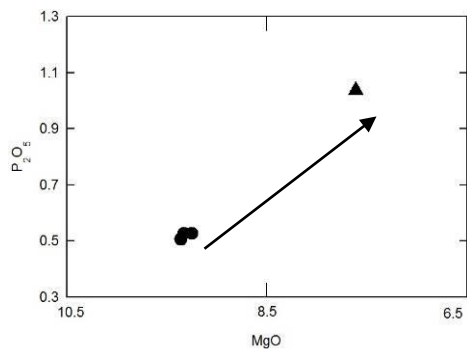
همان‌طور که در نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل MgO مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۱، الف-د)، نمونه‌های الیوین بازالتی-بازالتی در راستای روند خطی قرار می‌گیرند و از روند تغییرات یکسانی پیروی می‌کنند. در نمودارهای CaO ، Fe_2O_3 ، $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ، TiO_2 و P_2O_5 ، با کاهش میزان MgO مقادیر این اکسیدها افزایش یافته و در نمودارهای SiO_2 ، Al_2O_3 و Cr_2O_3 ، با کاهش میزان MgO روندی کاهشی مشاهده می‌شود. در تمامی این نمودارها به جز نمودار $\text{MgO}-\text{CaO}$ و $\text{MgO}-\text{SiO}_2$ ، روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، نشان دهنده نشأت گرفتن سنگ‌های بازالتی منطقه از یک منبع ماگمایی واحد و نقش فرایند تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی منطقه است. روند رسم شده در نمودار تغییرات CaO در مقابل MgO را می‌توان ناشی از حضور بیشتر پلاژیوکلاز، به صورت درشت‌بلور، در سنگ‌های بازالتی، دگرسانی بازالت‌ها و رشد بلورهای ثانویه کلسیک، نظیر ژیپس و کلسیت، در داخل حفرات سنگ دانست. زیرا این عوامل می‌توانند باعث افزایش میزان CaO آنالیز شیمیایی سنگ شوند.



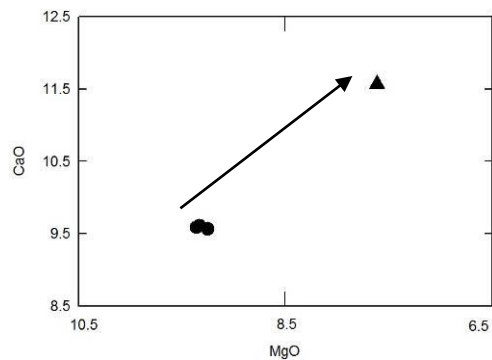
ب



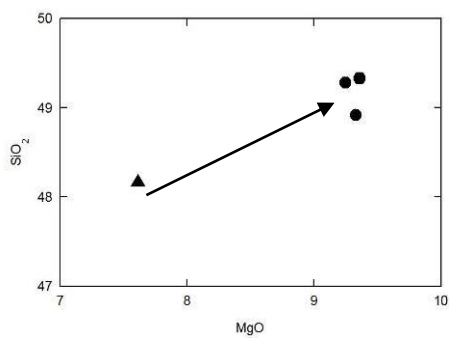
الف



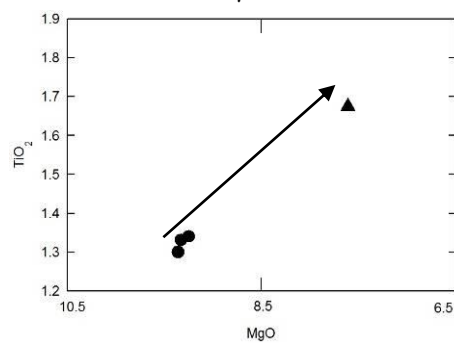
ج



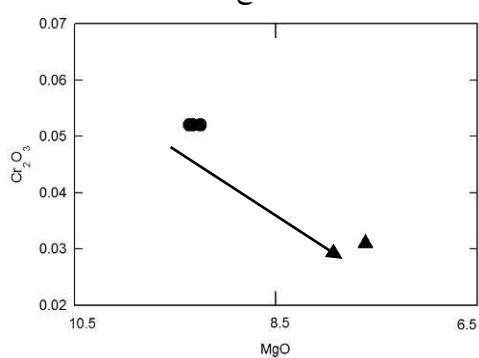
ب



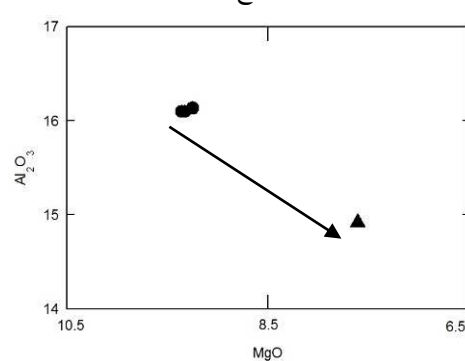
چ



ح

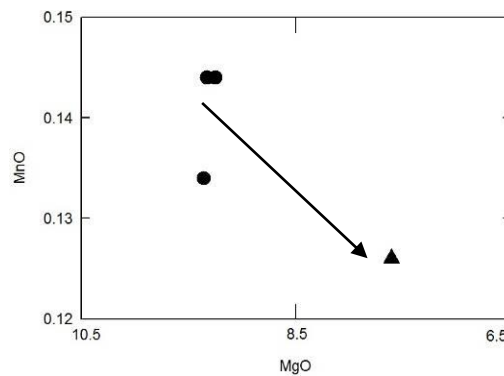


خ



ح

شکل ۴-۱۱- نمودارهای تغییرات درصد اکسید - درصد MgO (فتر، ۱۹۴۸) (علائم شبیه جدول ۴-۳).

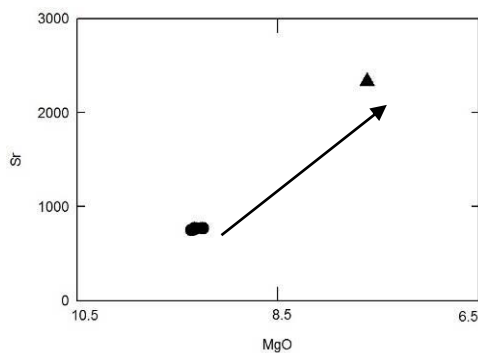


د

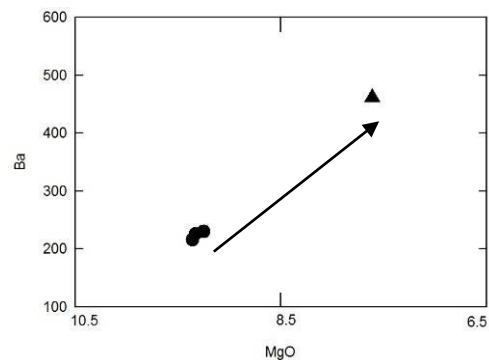
ادامه شکل ۴-۱۱.

ب- بررسی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل MgO

در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل MgO، از عناصر Rb، Ba، Sr، Cr، Co و Ni جهت بررسی روند تفریق در سنگ‌های مورد مطالعه استفاده شده است (شکل ۴-۱۲، الف - ی). از تغییرات عناصر نادر Sr و Ba که در ساختار کانی‌های اصلی به ویژه فلدسپات‌ها شرکت می‌کنند، در تعیین نقش فرایند تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی در تحولات ماگمایی استفاده می‌شود (هانسون، ۱۹۸۹). در واقع، انطباق منفی میان روند-های تغییرات این عناصر در مقابل MgO و انطباق مثبت روندهای رسم شده برای عناصر Cr، Co و Ni، با روندهای تبلور تفریقی سازگار می‌باشند. از مجموع نمودارهای MgO رسم شده برای سنگ‌های آتشفشانی احمدآباد می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های مورد مطالعه دارای خاستگاه مشترکی هستند و فرایند اصلی در تحول سنگ‌های مورد مطالعه، تفریق ماگمایی می‌باشد.

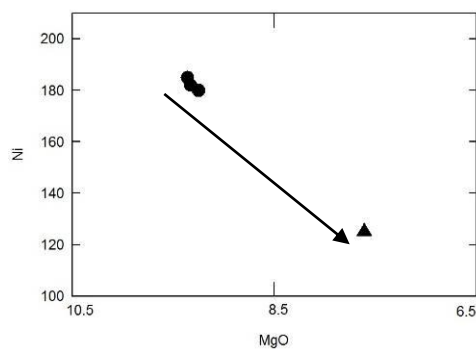


ب

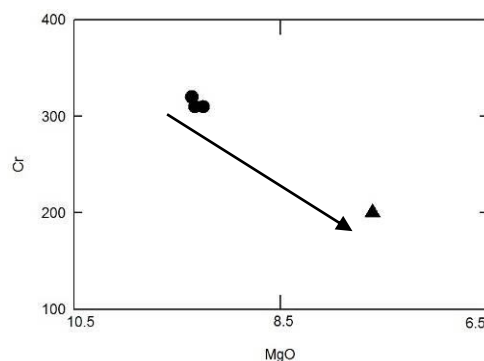


الف

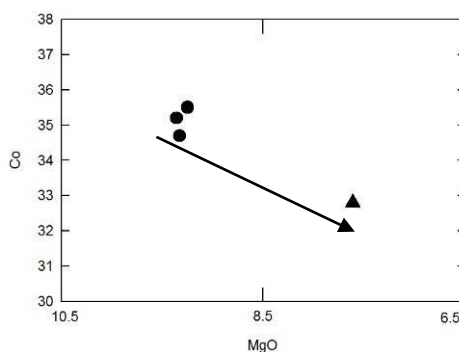
شکل ۴-۱۲ - نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل MgO (علائم شبیه جدول ۴-۳).



د



ج



و

ادامه شکل ۴-۱۲

۴-۷ - مقایسه فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی، با استفاده از نمودارهای

تغییرات عناصر کمیاب

الف - سنگ‌های نفوذی منطقه گرمسار

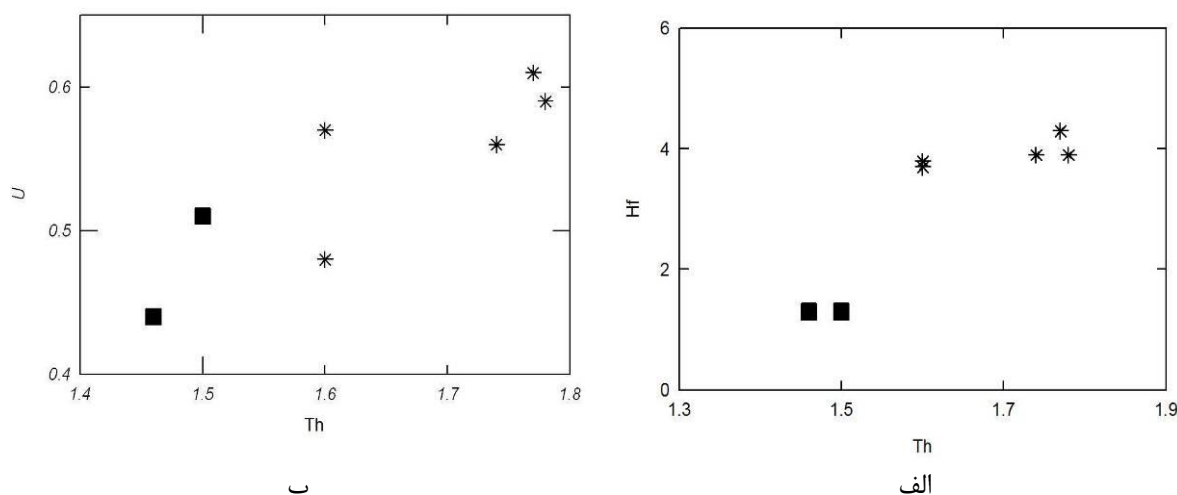
اگر چه در کلیه نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل تغییرات MgO و D.I، روندهای رسم شده معرف نقش اساسی تبلور تفریقی در تحول سنگ‌های مورد مطالعه هستند، ولی نمودارهای نسبت- نسبت عناصر کمیاب می‌توانند این نقش را بهتر نشان دهند (ویلسون، ۱۹۸۹). روندهای ایجاد شده در نمودارهای هارکر و یا سایر نمودارهای تغییرات می‌تواند به وسیله هر یک از فرایندهای تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی ایجاد شوند. بنابراین جهت تشخیص و تفکیک این فرایندها از یکدیگر و به منظور بررسی دقیق- تر و بهتر منشأ ماگما و یا ماگماهای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه، می‌توان از نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر سازگار و یا ناسازگار و هم‌چنین از نسبت‌های آن‌ها در مقابل یکدیگر استفاده کرد. عناصر سازگار و ناسازگار مفیدترین عناصر برای بررسی مسیر تحول سنگ‌های آذرین، از ناحیه منشأ تا مکان جایگیری می‌باشند. غلظت عناصر ناسازگار هنگام فرایند ذوب بخشی و غلظت عناصر سازگار هنگام تبلور تفریقی، در ماگما به شدت تغییر می‌کند.

روندهای رسم شده در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار در صورتی که خطی و صعودی باشند و از مبدأ مختصات عبور کنند و یا در نمودارهای تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار به صورت

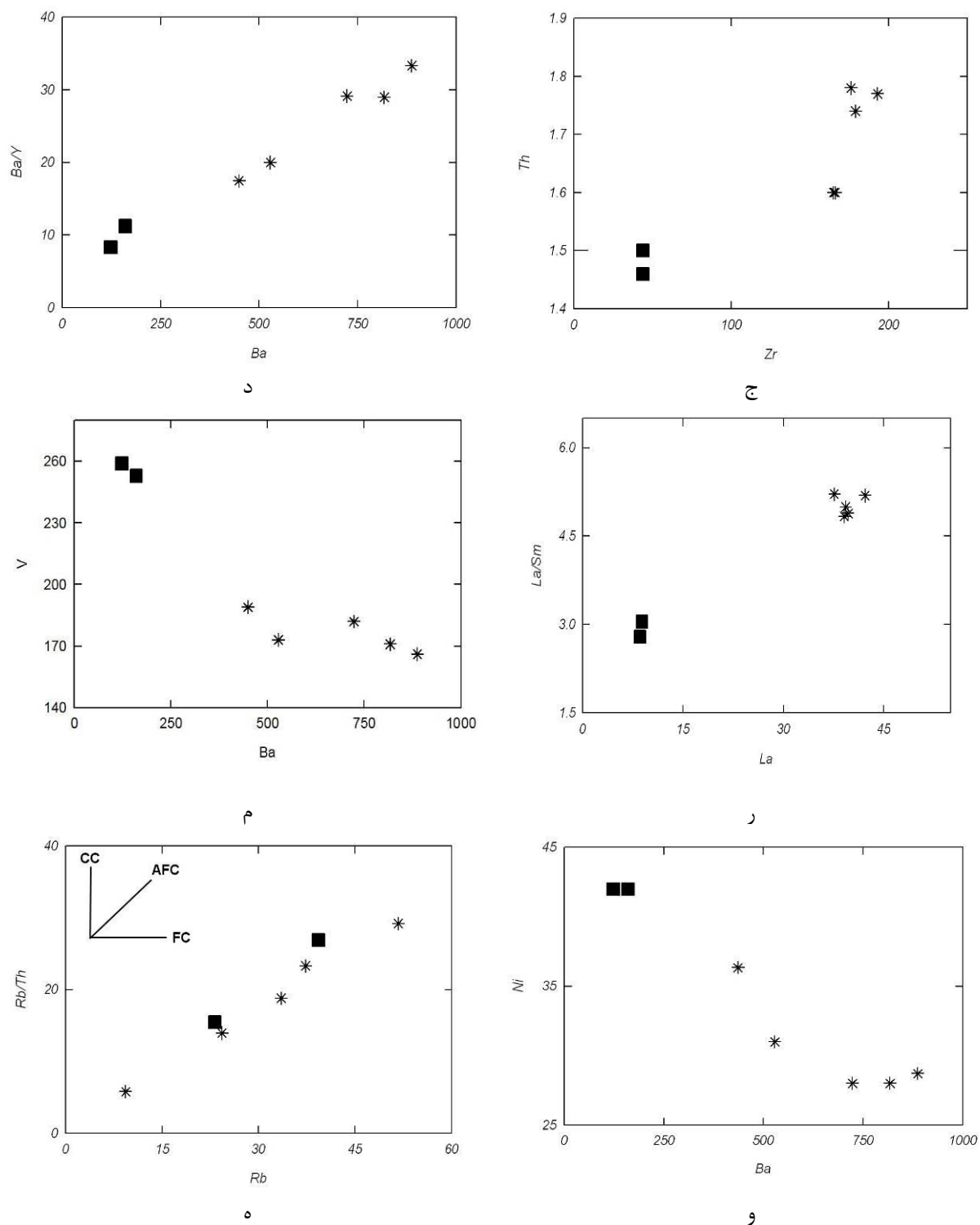
منفی و کاهشی باشند، می‌توان گفت که تبلور تفریقی نقشی اساسی در تحول سنگ‌های منطقه داشته است. حالت عکس این قضیه زمانی رخ می‌دهد که، ذوب بخشی عامل اصلی تحولات ماگمایی سنگ‌های منطقه باشد. در این حالت نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به هم روند منفی و نمودارهای تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار، روند مثبتی را نشان می‌دهند (راجرز و همکاران، ۱۹۸۵).

به اعتقاد رولینسون (۱۹۹۳)، عواملی نظیر ناهمگنی در منشأ، تغییر درجه ذوب بخشی، اختلاط و آلیش ماگمایی، می‌توانند تغییراتی را در این روندها ایجاد کنند.

برای این منظور، نمودارهای مختلفی رسم شدند تا بر اساس آن‌ها عوامل مؤثر بر تحول سنگ‌های منطقه مشخص شوند. الگوهای رسم شده در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر (U/Th , Hf/Th) و (Th/Zr) و در نمودارهای تغییرات نسبت‌های عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار (Ba/Y) در مقابل Ba و (La/Sm در مقابل La)، همگی روند خطی و صعودی را نشان می‌دهند که از مبدأ مختصات نیز می‌گذرند (شکل ۴-۱۳، الف-ر). نمودارهای عناصر سازگار- ناسازگار (V/Ba , Co/Ba و Ni/Ba)، همگی روند خطی و نزولی را نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۳، نمودارهای م-و). روندهای رسم شده در نمودارهای فوق همگی بیانگر این موضوع هستند که فرایند اصلی در تحول سنگ‌های منطقه تبلور تفریقی بوده است. جهت تشخیص فرایند تبلور تفریقی در سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار تغییرات Rb/Th در مقابل Rb (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶) استفاده شده است (شکل ۴-۱۳، ه). در این نمودار، تغییرات نسبت دو عنصر ناسازگار Th و Rb در مقابل Rb بررسی می‌شود. روند مثبت رسم شده در این نمودار مبین نقش فرایند تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC)، در تحولات ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد.



شکل ۴-۱۳- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر و نسبت‌های آن‌ها (نمونه‌های گرمسار) (علائم شبیه جدول ۳-۴).



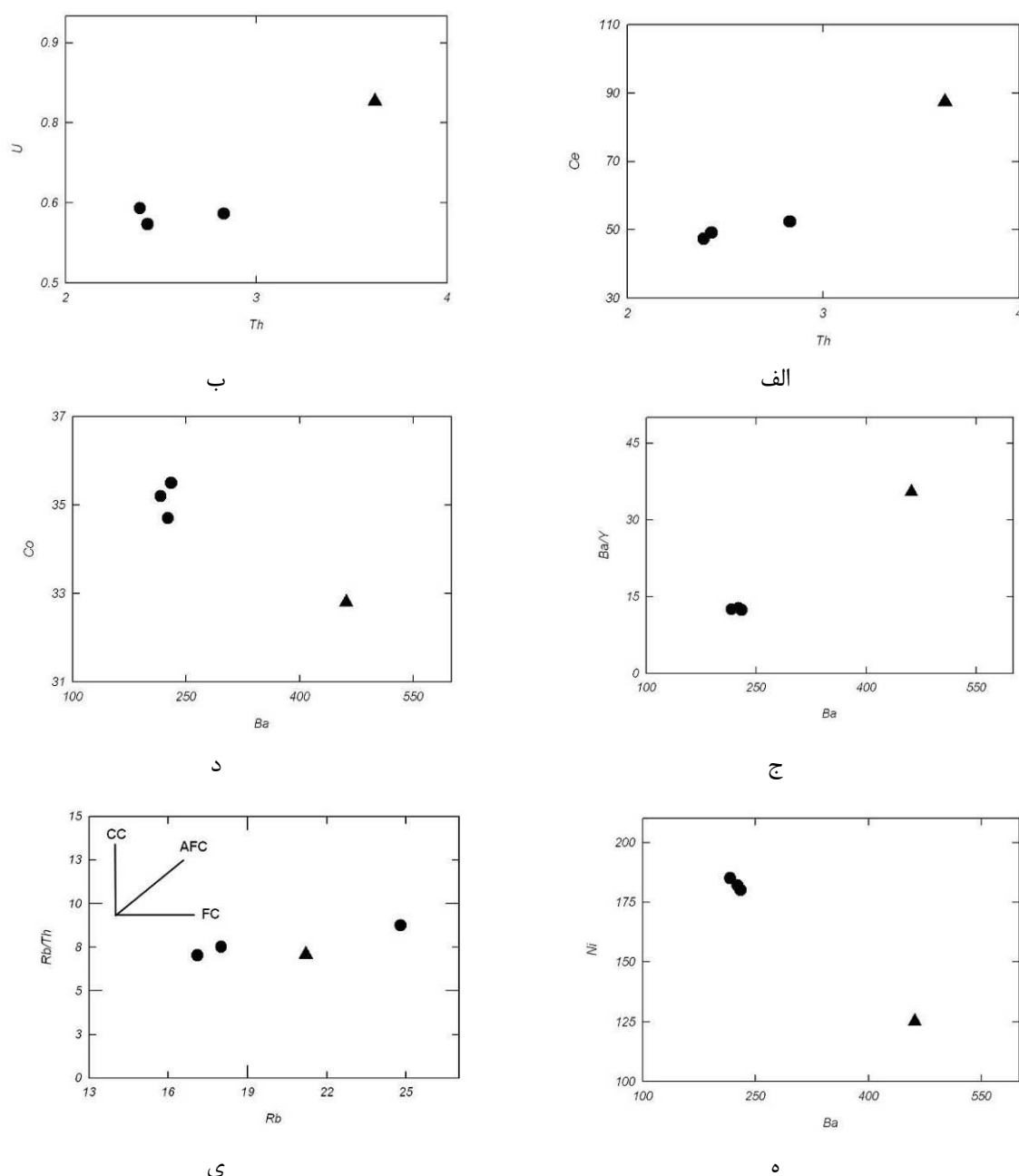
ادامه شکل ۴-۱۳، روندهای رسم شده بر روی نمودار ه عبارتند از: CC: آلیش پوسته‌ای، AFC: تبلور تفریقی همراه با هضم و FC: تبلور تفریقی.

ب- سنگ‌های آتشفشانی منطقه احمدآباد

برای درک بهتر و شناسایی فرایندهای مؤثر در تحولات ماگمایی منطقه احمدآباد، برخی از نمودارهای فوق، مجدداً رسم شدند. روند مثبت نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر و یا نسبت‌های

آن‌ها و روند منفی نمودارهای تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار، مبین نقش فرایند تبلور تفریقی در تحول ماگمای سازنده این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۴-۱۴، الف-ه).

جهت تشخیص فرایند تبلور تفریقی در سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای تغییرات Rb/Th در مقابل Rb (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶) استفاده شده است. روند رسم شده در این نمودار مبین نقش فرایند تبلور تفریقی (FC) در تحولات ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد. انحراف ناچیز روند رسم شده به سمت روند معرف فرایند AFC، نشان دهنده نقش ناچیز آرایش پوسته‌ای در تحول این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۴-۱۴، ی).



شکل ۴-۱۴- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر و نسبت‌های آن‌ها (نمونه‌های احمدآباد).

الف- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت

عناصر کمیاب خاکی (REE)، از مهم‌ترین عناصر کمیاب هستند و کاربردهای فراوانی را در علوم مختلف دارند. این عناصر شامل فلزاتی با عدد اتمی ۵۷ (La) تا ۷۱ (Lu) می‌باشند. علاوه بر این عناصر، Y که دارای شعاع یونی مشابه با Ho است، گاهی به این خانواده اضافه می‌شود. عناصر نادر خاکی به خاطر تغییر بسیار ملایم شعاع یونی، نمایشگرهای حساسی برای فرایندهای مختلف آذرین می‌باشند. عناصر کمیاب خاکی جزء عناصر با قابلیت انحلال کم هستند، به گونه‌ای که در طول فرایندهایی مثل هوازدگی، دگرگونی‌های درجه پایین و یا دگرسانی هیدروترمال، نسبتاً غیر متحرک می‌باشند. فعالیت‌های هیدروترمالی فقط در نسبت‌های آب به سنگ بالا، می‌تواند بر روی فراوانی این عناصر تأثیر بگذارد. این عناصر در ماگما توسط شیمی عناصر، ویژگی‌های سنگ منشأ و تعادل بلور- مذاب کنترل می‌شوند. بنابراین می‌توان گفت که این عناصر اطلاعات دقیق و جامعی را در مورد تاریخچه تکامل ماگما ارائه می‌دهند (رولینسون، ۱۹۹۳).

در این بخش برای نمونه‌های مورد مطالعه، از نمودار چند عنصری بهنجار شده به کندریت (باینتون، ۱۹۸۴) استفاده شده است (شکل ۴-۱۵). کلیه نمونه‌های مورد بررسی، از عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، غنی‌شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)، تهی‌شدگی نشان می‌دهند. آنومالی Eu، توسط پلاژیوکلاز کنترل می‌شود و به فوگاسیته اکسیژن وابسته است. خروج فلدسپار در اثر تفریق بلوری و در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن، باعث ایجاد آنومالی منفی Eu در مذاب می‌شود. با توجه به این‌که پلاژیوکلاز جزء کانی‌های اصلی در سنگ‌های مورد مطالعه به حساب می‌آید، عدم وجود آنومالی Eu، نشان از نقش کم تفریق پلاژیوکلاز در تحول ماگماهای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه دارد و نشان دهنده این است که تبلور و تفریق پلاژیوکلاز در شرایط فشار پایین رخ داده است. هم‌چنین این آنومالی می‌تواند متأثر از ترکیبات محل منشأ ماگما باشد (آباته و همکاران، ۱۹۹۸، یینگ و همکاران، ۲۰۰۷).

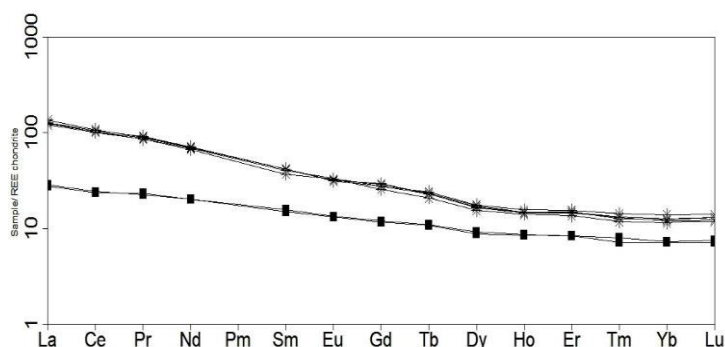
الگوی تغییرات نسبت LREE/HREE در نمونه‌های دیوریتی منطقه گرمسار، در مقایسه با ترکیبات گابرویی، از شیب بیشتری برخوردار است و نشان از تفریق یافتگی دیوریت‌ها و اشتقاق آن‌ها از منبع ماگمایی مافیک سازنده گابروها دارد (شکل ۴-۱۵، الف). هم‌چنین شیب بیشتر نمونه بازالتی احمدآباد نسبت به نمونه‌های الیوین بازالتی منطقه، نشان از تفریق یافتگی بازالت‌ها و اشتقاق آن‌ها از منبع ماگمایی مافیک سازنده الیوین بازالت‌ها دارد (شکل ۴-۱۵، نمودار ب). ویلسون (۱۹۸۹)، غنی‌شدگی بیشتر LREE را این گونه توجیح می‌کند: عناصر LREE نسبت به فازهای تبلور یافته اولیه (الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز) ناسازگارند، در نتیجه، در خلال تفریق، به طور فزاینده‌ای در مایعات تحول یافته‌تر متمرکز می‌شوند. به

طوری‌که این ویژگی باعث غنی‌شدن LREE در سنگ‌های تفریق یافته، نسبت به ماگمای مافیک سازنده آن-ها می‌شود.

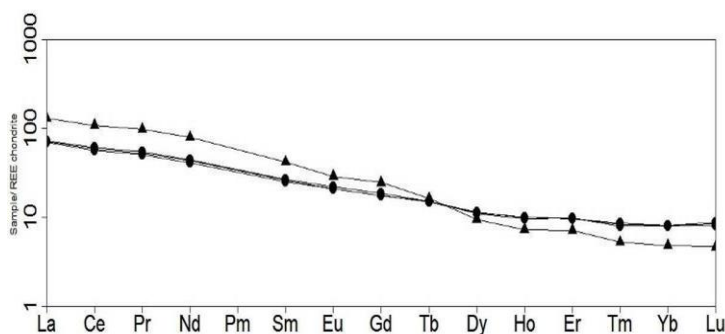
فراوانی کم‌تر LREE و نسبت پایین LREE/HREE گابروهای منطقه گرمسار، نسبت به الیوین بازالت‌ها، می‌تواند نشان از تفریق یافتگی کم‌تر گابروها باشد (شکل ۴-۱۵، ج). با این حال درجات بیشتر ذوب بخشی از منبع گوشته‌ای و یا ذوب بخشی از یک منبع گوشته‌ای، با غنی‌شدگی کم‌تر از عناصر ناسازگار را می‌توان دلیل فراوانی کم‌تر LREE، در نمونه‌های گابرویی دانست (تاپ، ۲۰۰۴). سریواستاوا و سینک (۲۰۰۴)، بیان داشتند که تفریق در الگوی عناصر کمیاب خاکی (REE) می‌تواند ناشی از دو دلیل باشد: درجات کم ذوب بخشی از منبع گوشته‌ای غنی‌شده (کمتر از ۱۵ درصد) و یا آرایش با مواد پوسته‌ای. حال این سؤال پیش می‌آید که نسبت‌های بالای LREE/HREE در سنگ‌های الیوین بازالتی چگونه ایجاد شده است؟ زیرا فرض بر این است که پوسته از LREE غنی می‌باشد و در صورت هرگونه آرایش و هضم مواد پوسته‌ای توسط ماگما، باعث غنی‌شدن ماگما از LREE می‌شود. نسبت‌های La_N/Sm_N در سنگ‌ها، می‌توانند پاسخ گوی این سؤال باشند. این نسبت در سنگ‌های الیوین بازالتی در حدود ۲/۷۹ و در سنگ‌های گابرویی در حدود ۱/۸۸ می‌باشد، درحالی که میانگین این نسبت در سنگ‌های پوسته‌ای بیش از ۴/۲۵ می‌باشد. فاصله زیادی که بین مقادیر محاسبه شده برای سنگ‌های پوسته‌ای و الیوین بازالتی مشاهده می‌شود، می‌تواند ثابت کند که نسبت‌های بالای LREE/HREE در الیوین بازالت‌ها در اثر ذوب بخشی درجه پایین از یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده ناشی شده باشد، نه آرایش پوسته‌ای. بنابراین می‌توان گفت که گابروها از درجات بالاتر ذوب بخشی از یک منبع گوشته‌ای با غنی‌شدگی کم‌تر به وجود آمده‌اند. زیرا میزان LREE ماگما به سرعت با افزایش درجه ذوب بخشی منبع کاهش می‌یابد (کالرز و گراف، ۱۹۸۴).

تهی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE)، نسبت به عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE)، به احتمال زیاد نشان‌دهنده وجود گارنت در ناحیه منشأ است. در واقع مقادیر Yb_N کم‌تر از ۱۰، در سنگ‌های گابرویی (۷/۱۹) و بازالتی (۸/۷۵)، می‌تواند حضور گارنت را در فاز باقی مانده منبع ماگمایی ثابت کند (مرتز و همکاران، ۲۰۰۱). هم‌چنین با توجه به الگوی نسبتاً مسطح HREE که در تمامی نمونه‌ها دیده می‌شود، می‌توان به نقش گارنت در طول ذوب بخشی از یک منبع گارنت‌دار اشاره کرد (موراتا و همکاران، ۲۰۰۵). علاوه بر این، حضور گارنت در فاز پسماند ناحیه منشأ را می‌توان بر اساس نسبت‌های بالاتر Dy/Yb ، به کندی ثابت کرد. این نسبت در کندی در حدود ۱/۵۷ می‌باشد (عبد الفتاح و عبد الرحمان، ۲۰۰۲)، در حالی که میانگین این نسبت‌ها در سنگ‌های الیوین بازالتی و گابرویی مورد مطالعه، به ترتیب در حدود: ۲/۶۷ و ۱/۹۳ می‌باشد. نسبت $(La/Yb)_N$ در سنگ‌های بازالتی منطقه احمدآباد (۹/۴۳)، بیشتر از این نسبت، در سنگ‌های گابرویی منطقه گرمسار (۴/۱۷) می‌باشد. بالا بودن این نسبت در سنگ‌های بازالتی می‌تواند نشان از بالا بودن نسبت فشار CO_2/H_2O در ناحیه منشأ، عمق بیشتر تولید ماگما و یا منشأ گارنت

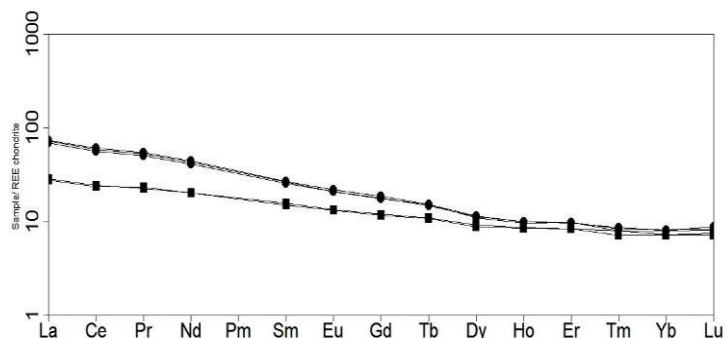
لرزشولیتی باشد. زیرا عناصر نادر خاکی سنگین، به طور عمده در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می-گیرند، بنابراین وقتی که ذوب در اعماق بیشتری صورت می-گیرد، به دلیل وجود گارنت در ناحیه منشأ، گارنت عناصر HREE را جمع کرده و از ورود آن‌ها به مایع حاصل از ذوب بخشی جلوگیری می-کند، و نسبت LREE/HREE در فاز تفاله کاهش می-یابد (مک‌دونالد و همکاران، ۲۰۰۰).



الف- سنگ‌های گابرویی و دیوریتی



ب- سنگ‌های بازالتی و البوین بازالتی



ج- مقایسه نسبت‌های LREE/HREE در سنگ‌های گابرویی و بازالتی

شکل ۴-۱۵- نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت (باینتون، ۱۹۸۴) (علائم شبیه جدول ۴-۳).

در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به مقادیر کندریت تامپسون (۱۹۸۲) (شکل ۴-۱۶)، در کلیه نمونه-های منطقه گرمسار، غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE مشاهده می‌شود و نمونه‌ها از عناصر Rb، K و Sr غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۶، الف). Ba در سنگ‌های گابرویی و دیوریتی رفتاری دوگانه

دارد، به گونه‌ای که در نمونه‌های دیوریتی غنی‌شدگی و در نمونه‌های گابرویی تهی‌شدگی نشان می‌دهد. پراکندگی مشاهده شده در عناصر K، Rb و Sr نمونه‌های دیوریتی را می‌توان به دگرسانی تحمیل شده بر این سنگ‌ها و تحرک بالای عناصر آلکالن نسبت داد. زیرا حساسیت بالای این عناصر نسبت به دگرسانی و تحرک بالای این عناصر منجر به ایجاد آنومالی‌های مثبت و منفی در سنگ‌های دیوریتی می‌شود (ریکو و تال، ۲۰۰۴). در واقع پراکندگی‌های مشاهده شده این عناصر در نمونه‌های سنگی، نشان از شسته شدن آن‌ها از برخی از نمونه‌ها و یا اضافه شدن به برخی دیگر، در طی فرایند دگرسانی دارد (وانگ و همکاران، ۲۰۰۳). آنومالی منفی Nb و Ta و تهی‌شدگی ضعیف Zr و Hf، در سنگ‌های گابرویی و عدم وجود این آنومالی‌ها در دیوریت‌ها و یا تهی‌شدگی بسیار ضعیف Nb و Ta در سنگ‌های دیوریتی، نشان دهنده آرایش ماگمای سازنده این سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای می‌باشد. همچنین این آرایش می‌تواند باعث غنی‌شدگی ماگما از عناصر LILE و LREE شود. رفع برخی از این آنومالی‌ها و یا کاهش تهی‌شدگی در سنگ‌های دیوریتی می‌تواند معرف تفریق دیوریت‌ها از گابروها باشد (کسکین، ۲۰۰۸).

ویلسون (۱۹۸۹) اعتقاد دارد، گودی‌های مشخصی که در الگوهای نمودار عنکبوتی در محل عناصر Nb و Ta وجود دارد، مشخصه‌ای برای تمام ماگماهایی هستند که توسط پوسته قاره‌ای آلوده شده‌اند. علاوه بر مواردی که ذکر شد، آنومالی منفی در عناصر Nb و Ta را می‌توان از ویژگی‌های بارز ماگماهای کمان قاره‌ای (مناطق فرورانش)، دانست. این آنومالی‌ها در ارتباط با منابع گوشت‌های هستند که در گذشته، از عناصر LIL، بیشتر از عناصر HFS، توسط سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده متاسوماتیسم شده غنی‌شده‌اند. در این سیالات، عناصر LIL، به شدت قابل انحلال هستند و قادر به انتقال می‌باشند. تهی‌شدگی Nb و Ta را می‌توان در اثر نگهداری این عناصر در فازهای مقاوم (روتیل، هورنبلند، زیرکن، آپاتیت و) ناحیه منشأ لیتوسفر اقیانوسی فرو رانده شده، دانست. زیرا عناصر HFS، نسبت به این فازها به شدت سازگارند (میلووانویچ و همکاران، ۲۰۰۵).

کلمن و همکاران (۲۰۰۴)، دو مدل برای توضیح چگونگی ایجاد این نوع از آنومالی‌ها، در ناحیه منشأ ماگماهای وابسته به فرورانش، ارائه دادند:

۱- نگهداری Nb و Ta، توسط روتیل موجود در گوه گوشت‌های بالای ورقه فرورانده شده، باعث تهی‌شدگی مذاب‌های ایجاد شده از این عناصر می‌شود.

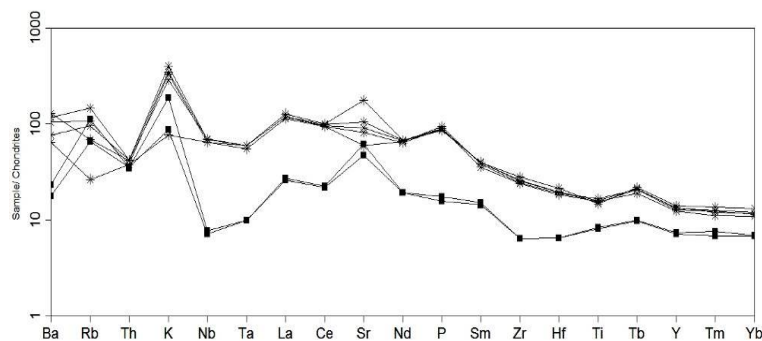
۲- ذوب بخشی از گوه گوشت‌های که به طور انتخابی، به وسیله سیالات آبدار، از عناصر ناسازگار غنی‌شده است. این درحالی است که گوه گوشت‌های مذکور، از عناصر Nb و Ta تهی‌شده است، زیرا این عناصر به آسانی توسط سیالات انتقال نمی‌یابند. غیاب روتیل در پریدوتیت گوشت‌های عادی و همچنین انحلال پذیری بالای روتیل در مذاب‌های بازالتی، فرضیه اول را با اشکال جدی روبرو می‌کند. فراوانی عناصر کمیاب در ماگماهای کمانی، به طور گسترده در ارتباط با تحرک نسبی عناصر کمیاب ناسازگار در سیالات آبدار می‌-

باشد. عناصر LIL، قابلیت انحلال پذیری بالایی دارند، در حالی که عناصر HFS، تحرک کمی دارند، به طوریکه این امر باعث تهی‌شدگی نسبی عناصر HFS در گوه گوشته‌ای سازنده ماگماهای کمانی می‌شود. از آنجایی که روتیل یک کانی فرعی رایج در اکلوژیت می‌باشد، می‌توان فرض کرد که سیالات آزاد شده از ورقه فرورونده، از عناصر Nb و Ta و یا سایر عناصر HFS، تهی باشند. بنابراین می‌توان وجود آنومالی Nb و Ta را در ماگماهای وابسته به فرورانش را حضور روتیل در ورقه اقیانوسی آبزدا شده دانست.

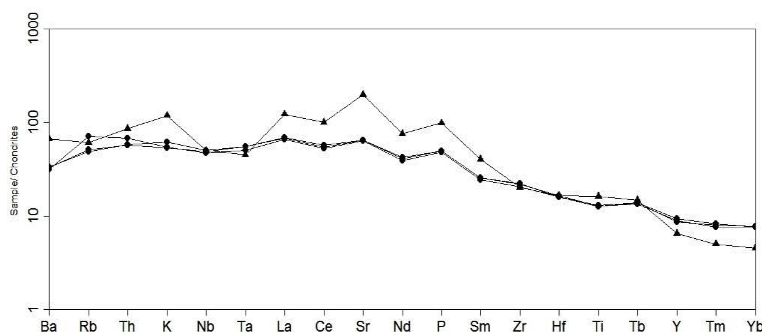
علاوه بر الگوهای ذکر شده، نمونه‌های بازالتی منطقه احمدآباد در دیاگرام‌های چند عنصری بهنجار شده به کندریت تامپسون (۱۹۸۲)، الگوهای نسبتاً همواری را ایجاد کرده‌اند (شکل ۴-۱۶، نمودار ب). در این نمودارها نیز، همانند نمودارهای رسم شده برای نمونه‌های منطقه گرمسار، غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE مشاهده می‌شود. با این تفاوت که نمونه‌های بازالتی (بر خلاف گابروها) غنی‌شدگی بیشتری از LREE دارند. در نمونه‌های الیوین بازالتی نیز همانند گابروها، تهی‌شدگی از Ba دیده می‌شود.

غنی‌شدگی بیشتر LILE و LREE نسبت به HREE در سنگهای بازالتی، گویای درجات پایین ذوب بخشی و یا ذوب از یک منبع غنی‌شده می‌باشد. الگوهای مسطح و تقریباً هموار و عدم وجود آنومالی Nb و Ta در نمونه‌های بازالتی گویای این موضوع است که این ماگماها بدون آلودگی پوسته‌ای به سطح رسیده‌اند و در صورت وجود آلودگی، میزان آلودگی بسیار ناچیز بوده است (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰). همچنین می‌تواند نشان دهنده عدم نقش یا نقش ناچیز سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده در تحول ناحیه منشأ سنگ‌های الیوین بازالتی باشد.

وجه اشتراکی که در کلیه نمونه‌های نفوذی و آتشفشانی دیده می‌شود، غنی‌شدگی (هرچند جزئی) Sr می‌باشد. نظرهای مختلفی در مورد این غنی‌شدگی وجود دارد، دوفان و دورمون (۱۹۹۰)، ذوب پلاژیوکلاز از ناحیه منشأ را از دلایل غنی‌شدگی Sr در سنگ‌ها می‌دانند. همچنین موقازی (۲۰۰۳)، آنومالی مثبت Sr را ناشی از فراوانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها می‌داند، همچنین وی غنی‌شدگی جزئی P در نمونه‌های دیوریتی و بازالتی را ناشی از حضور بیشتر آپاتیت در سنگ‌های تفریق یافته‌تر می‌داند. به اعتقاد پروواتک و کلم (۲۰۰۶)، حضور آپاتیت در سنگ‌ها علاوه بر ایجاد آنومالی مثبت P، می‌تواند باعث ایجاد غنی‌شدگی سنگ‌ها از Sr شود. زیرا Sr به عنوان یک عنصر شدیداً سازگار در آپاتیت عمل می‌کند. پییرس (۱۹۸۳)، فراوانی عناصر Ba، Rb و Sr را در سنگ‌های تفریق یافته را این گونه توجیه می‌کند: عناصر مذکور جزء عناصر گروه LILE می‌باشند، بنابراین انتظار می‌رود که در صورت وجود تفریق در بین نمونه‌ها، میزان این عناصر در سنگ‌های تفریق یافته افزایش یابد. در واقع فراوانی عناصر Ba، Rb و Sr در سنگ‌های تفریق یافته، معرف فرایند تفریق بلوری در ماگماهای سازنده این سنگ‌ها می‌باشد.



الف- سنگ‌های گابرویی و دیوریتی



ب- سنگ‌های بازالتی و الیوین بازالتی

شکل ۴-۱۶- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) (علائم شبیه جدول ۴-۳).

ب- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه

در بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه نمونه‌های مورد مطالعه، از مقادیر سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹) استفاده شده است (شکل ۴-۱۷). در این نمودار نیز همانند نمودارهای بهنجار شده به کندریت، در کلیه نمونه‌ها غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE مشاهده می‌شود. در نمونه‌های گابرویی آنومالی‌هایی مشاهده می‌شود که از نمونه‌های گابرویی به سمت نمونه‌های دیوریتی از میزان و شدت این آنومالی‌ها کاسته می‌شود، به گونه‌ای که نمونه‌های دیوریتی، الگوهای مسطح‌تری را به وجود آورده‌اند. در نمونه‌های دیوریتی، پراکندگی‌هایی در عناصر K, Rb و Sr دیده می‌شود که ناشی از دگرسانی تحمیل شده به سنگ می‌باشد. در نمونه‌های گابرویی آنومالی منفی از عناصر Nb, La, Ce و Zr و آنومالی مثبت از عناصر Cs, Rb, K و Pb و Sr دیده می‌شود (شکل ۴-۱۷، الف).

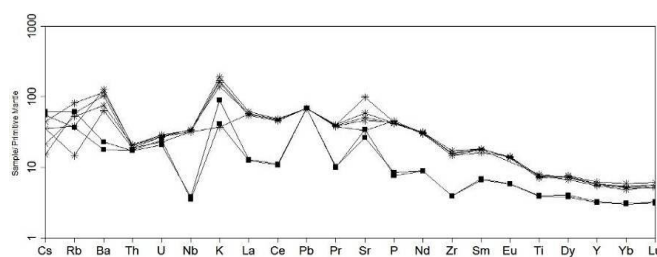
آنومالی مثبت Cs, Rb و Pb می‌تواند ناشی از آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای (به دلیل تمرکز بالای این عناصر در پوسته قاره‌ای)، اتفاق افتاده باشد. چرا که پوسته قاره‌ای برخلاف Nb و Ta، از این عناصر غنی می‌باشد. بنابراین توقف ماگماهای سازنده این سنگ‌ها (هرچند کوتاه مدت)، در پوسته قاره‌ای زیرین، به همراه نفوذ سیالات پوسته‌ای به داخل ماگما و یا هضم مواد پوسته‌ای توسط ماگمای سازنده سنگ‌ها، باعث ایجاد این نوع آنومالی در نمونه‌های مورد مطالعه می‌شوند (وایر و همکاران، ۲۰۰۳، وانگ، ۲۰۰۳). به عقیده

واتسون (۱۹۸۲)، هنگام آغشتگی ماگما با پوسته قاره‌ای، حتی در صورتی که بقیه عناصر بدون تغییر باقی بمانند، مقدار قابل توجهی پتاسیم به داخل ماگمای بازالتی راه می‌یابد. هم‌چنین آنومالی مثبت Sr در سنگ‌های گابرویی، با حضور گسترده پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها قابل توجیه است (موقازی، ۲۰۰۳).

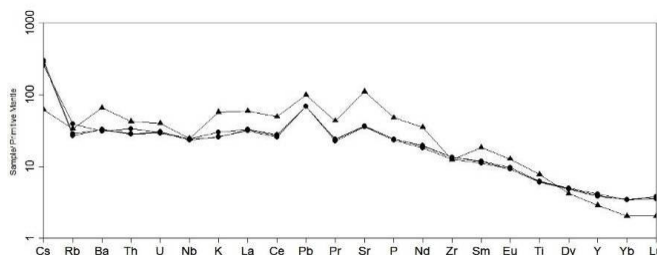
هرچند آنومالی منفی Ce می‌تواند ناشی از تهی‌شدگی سنگ منشأ از این عنصر (مثل کمبود موناژیت و آلانیت) و یا شرایط اکسیداسیون محیط و آلتراسیون‌های هیدروترمال باشد، اما یکی از مهم‌ترین دلایل آنومالی منفی Ce در سنگ‌های گابرویی می‌تواند ناشی از هضم و آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای باشد (رینرز و همکاران، ۲۰۰۰).

همان‌طور که در الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه، برای نمونه‌های بازالتی منطقه احمدآباد دیده می‌شود، بازالت‌ها از الگوهای هموارتری برخوردار هستند (شکل ۴-۱۷، ب). در واقع الگوهای نسبتاً مسطح، نشان از عدم آلیش ماگما توسط سنگ‌های پوسته‌ای دارد، ولی آنومالی‌های مثبت موجود در عناصر Pb و Cs نشان از نقش آلیش پوسته‌ای (هرچند جزئی)، در تحول ماگماهای سازنده سنگ‌های منطقه دارد. زیرا آنومالی مثبت Pb و Cs در ماگماهای اولیه و تفريق نیافته ممکن است در اثر نفوذ سیالات پوسته‌ای به درون ماگماها و یا هضم سنگ‌های پوسته توسط ماگماهای سازنده سنگ‌های بازیک رخ داده باشد (وایر و همکاران، ۲۰۰۳).

به اعتقاد باربری و همکاران (۱۹۷۵)، و ویلسون (۱۹۸۹)، روندهای تقریباً مشابه و موازی رسم شده در کلیه نمودارهای عنکبوتی (بدون در نظر گرفتن برخی از آنومالی‌ها که ناشی از آلیش پوسته‌ای و یا سیالات آزاد شده از وررقه اقیانوسی فرورونده می‌باشند)، می‌توانند معرف منشأ واحد برای این سنگ‌ها باشند.



الف- سنگ‌های گابرویی و دیوریتی

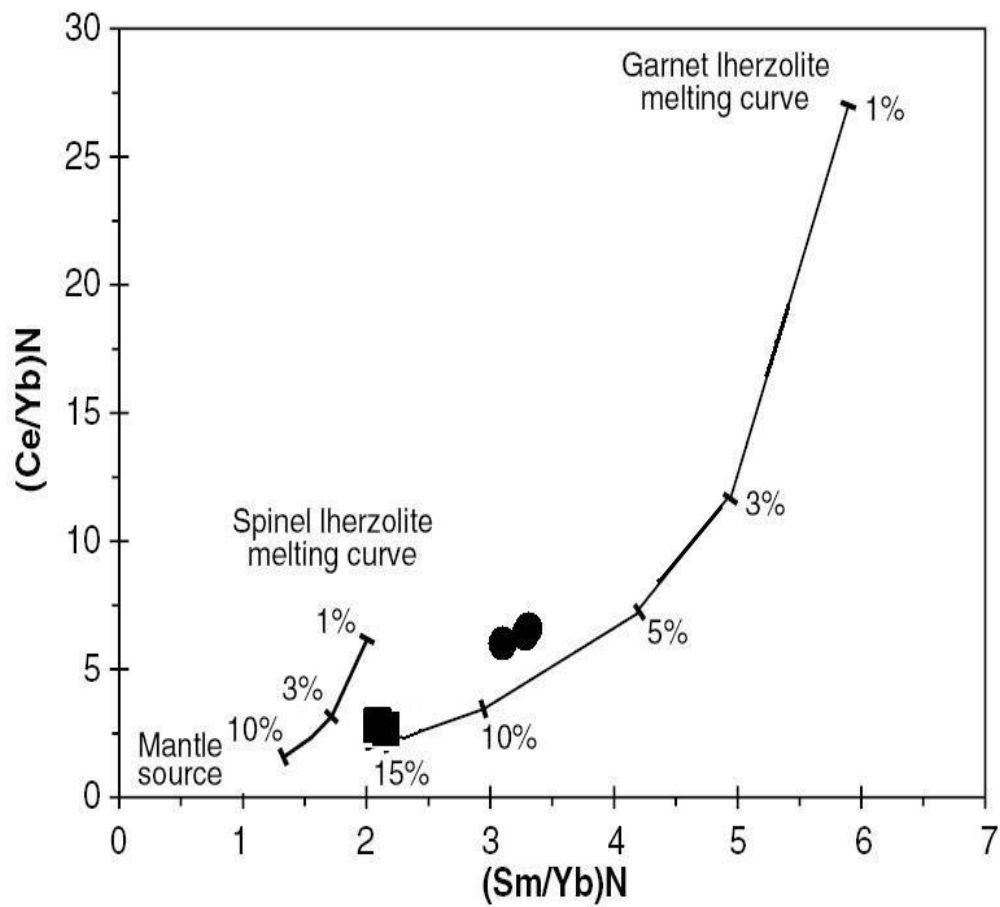


ب- سنگ‌های بازالتی و الیوین بازالتی

شکل ۴-۱۷- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) (علائم شبیه جدول ۴-۳).

فصل پنجم

پتروژنز



۵-۱- مقدمه

یکی از اهداف اصلی و مهم در بررسی سنگ‌های آذرین، شناخت منشأ و محیط‌هایی است که ماگما و یا ماگماهای مولد سنگ‌های آذرین، از آن سرچشمه گرفته‌اند. با توجه به این که ماگماها در موقعیت‌های تکتونیکی مختلف تشکیل و تحت عوامل مختلف تحول می‌یابند، شناخت پتروژنز و محیط‌های تکتونو-ماگمایی سنگ‌های آذرین هر منطقه، در حقیقت بازگو کننده تاریخچه تکتونیکی سنگ‌های آذرین منطقه و یا گاه، کلیه سنگ‌های موجود در منطقه می‌باشد. بنابراین، با شناخت هرچه بیشتر و بهتر سنگ‌های آذرین منطقه، بهتر می‌توان به موقعیت تکتونیکی دیرین منطقه پی برد.

در فصول قبل ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های مناطق مورد مطالعه، به دقت مورد بررسی قرار گرفتند. سنگ‌های مورد مطالعه در سری آلکالن قرار می‌گیرند و بر اساس موقعیت‌های تکتونیکی و چینه شناسی خاصی که دارند و همچنین بر اساس نمودارهای عنکبوتی، می‌توان جایگاه پشت کمانی را برای سنگ‌های مورد مطالعه در نظر گرفت. در این فصل ابتدا به طور دقیق به بررسی محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه پرداخته و در ادامه به بررسی خصوصیات محل منشأ و عوامل مؤثر بر تحول ماگماهای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه پرداخته می‌شود و در آخر با جمع بندی کلیه داده‌ها و اطلاعات، الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های منطقه ارائه خواهد شد.

۵-۲- تعیین محیط تکتونیکی

تلفیق مجموعه بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و نتایج آنالیزهای شیمیایی، این امکان را فراهم می‌آورد که توانیم در مورد ماگماتیسزم منطقه و تحولات ماگمایی و ارتباط آن با ویژگی‌های زمین شناسی منطقه، صحبت نماییم. به اعتقاد ویلسون (۱۹۸۹)، امروزه معلوم شده است که هر سنگ آذرین را می‌توان به محیط زمین شناختی خاصی نسبت داد که شرایط خاص گرمایی و الگوی تکتونوماگمایی دارد. هر یک از محیط‌های زمین شناختی، مجموعه سنگ‌های خاص خود را دارند و توزیع سنگ‌ها با جایگاه زمین شناختی تغییر می‌کند. این توزیع نشان دهنده رابطه علت و معلول بین زمین ساخت ورقه‌ای و تشکیل ماگماست. بنابراین یکی از اهداف اصلی پتروژنز را می‌توان تعیین محیط تکتونوماگمایی سنگ‌ها دانست.

در فصل دوم بر اساس جایگاه تکتونیکی و موقعیت چینه شناسی خاص سنگ‌های آذرین مورد مطالعه، گفته شد که این سنگ‌ها در یک حوضه کششی پشت کمانی، در ایران مرکزی تشکیل شده‌اند. حوضه‌های پشت کمانی، حوضه‌های کششی کوچک شکل گرفته در حواشی فعال قاره‌ای و در ارتباط با فروورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای می‌باشند که در پشت نوار ماگمایی اصلی زون فروورانش تشکیل می‌شوند (هاوکینز، ۱۹۹۴، و مارتینز، ۲۰۰۷). به اعتقاد راموس و کای (۲۰۰۶)، بازالت‌های پشت کمانی در وراء

کمان‌های آتشفشانی اصلی و در بسیاری از نواحی کمان‌های قاره‌ای تشکیل می‌شوند. هم‌چنین بازالت‌های پشت کمانی و یا حوضه‌های پشت کمانی، مکان‌های گذر از بازالت‌های کمانی به بازالت‌های درون قاره‌ای می‌باشند.

مارتینز (۲۰۰۷)، در مورد اهمیت مطالعه جایگاه‌های پشت کمانی، این‌گونه گفته است: «در مرز صفحات واگرا، همانند پشته‌های میان اقیانوسی، گدازه‌های بازالتی فوران یافته، پوسته‌های اقیانوسی را تشکیل می‌دهند. در مرز صفحات همگرا، همانند مناطق فرورانشی، لیتوسفر اقیانوسی، در گودال‌های عمیق دریایی تحلیل می‌رود که منجر به فوران‌های زنجیره‌ای ماگماهای کمانی آندزیتی، در حواشی فعال قاره‌ای می‌شوند. حوضه‌های پشت کمانی اساساً جایگاه زمین‌شناسی منحصر به فردی دارند. زیرا این مناطق ذاتاً در ارتباط با این دو نوع از مرز صفحات می‌باشند»

در مطالعه حاضر به منظور تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای مختلفی استفاده شده است که در ادامه به معرفی آن‌ها می‌پردازیم.

۵-۲-۱- نمودارهای Th/Ta در مقابل Yb و Th/Yb در مقابل Ta/Yb

در نمودار گورتون و شاند (۲۰۰۰)، که بر اساس نسبت‌های لگاریتمی Th/Yb و Ta/Yb رسم شده‌اند و شاند و گورتون (۲۰۰۲)، که بر اساس نسبت Th/Ta در برابر Yb و نمودار سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های نواحی آتشفشانی درون صفحه‌ای (WPVZ) قرار می‌گیرند، ولی نمونه‌های گابرویی به دلیل تهی شدگی از Ta ، در نمودار شاند و گورتون، در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱، الف-ب).

۵-۲-۲- نمودار تغییرات V در مقابل $Ti/1000$

در نمودار تغییرات V در مقابل $Ti/1000$ (شروه، ۱۹۸۲)، بازالت‌های آکالن و بازالت‌های جزایر اقیانوسی، بازالت‌های تولییتی و بازالت‌های کمان اقیانوسی، بازالت‌های مورب و بازالت‌های حوضه‌های پشت کمانی را از یکدیگر تفکیک می‌کند. در این نمودار نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو بازالت‌های حوضه پشت کمانی واقع شده‌اند (شکل ۵-۱، ج).

۵-۲-۳- نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr

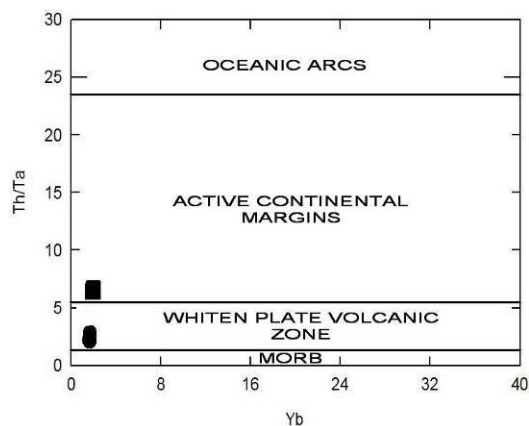
نمودار تعیین محیط تکتونیکی وودهید و همکاران (۱۹۹۳)، که بر اساس تغییرات نسبت V/Ti در مقابل Zr رسم شده است، توانایی کافی برای تفکیک سنگ‌های بازالتی موجود در محیط‌های تکتونیکی مختلف نظیر تولییت‌های جزایر قوسی، بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی نرمال و بازالت‌های حوضه پشت کمانی را دارا می‌باشد. نمونه‌های الیوین بازالتی و گابرویی مورد مطالعه در نمودار فوق در محدوده سنگ‌های بازالتی حوضه پشت کمانی واقع شده‌اند (شکل ۵-۱، د).

۵-۲-۴- نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y

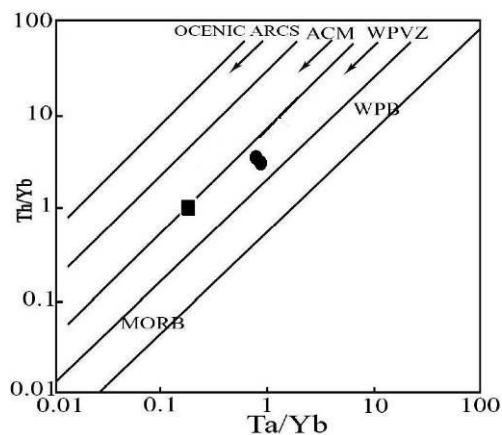
نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱)، یکی از مهم‌ترین نمودارهای تفکیک محیط‌های تکتونوماگمایی سنگ‌های بازالتی می‌باشد. در این نمودار می‌توان بازالت‌های موجود در محیط‌های تکتونوماگمایی مختلف نظیر تولیت‌های جزایر قوسی (IAT)، بازالت‌های طغیانی اقیانوسی (OFB)، بازالت‌های سکوه‌ای پیش کمانی (FAPB)، بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی غنی شده، انتقالی و عادی (E-T-N-MORB) و بازالت‌های حوضه پشت کمانی (BABB)، را از یکدیگر تفکیک کرد. بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های حوضه پشت کمانی واقع شده‌اند (شکل ۵-۱، و).

۵-۲-۵- نمودار مثلثی TiO_2 -Y/20-K₂O

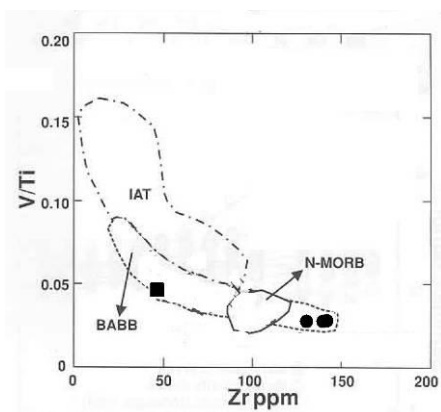
بیرمان (۱۹۹۶)، بر اساس مقادیر TiO_2 ، Y/20، K₂O، نمودار مثلثی را برای تفکیک سنگ‌های گابرو-دیوریتی موجود در محیط‌های تکتونوماگمایی مختلف طراحی کرد. در این نمودار گابروهای جزایر کمانی اولیه (primitive island-arc gabbros)، گابروهای جزایر کمانی تکامل یافته (evolved island-arc gabbros)، گابروهای کمان قاره‌ای (continental arc gabbros)، گابروهای حاصل از برخورد قاره-قاره (continent-continent collision gabbros) و گابروهای ریف‌ت درون قاره‌ای (intra continental gabbros)، از یکدیگر تفکیک می‌شوند. بر اساس این نمودار، گابروهای گرمسار جزء گابروهای محیط‌های کششی درون قاره‌ای می‌باشند (شکل ۵-۱، ی).



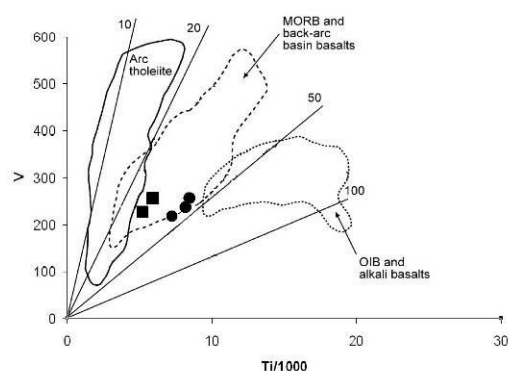
ب



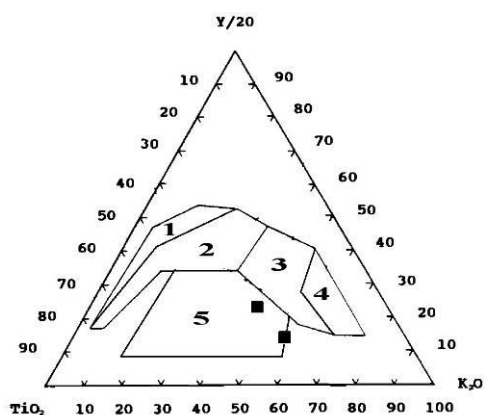
الف



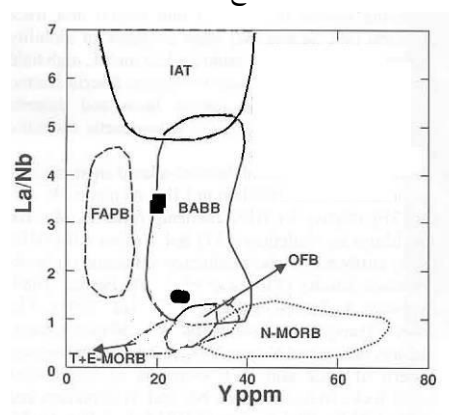
د



ج



ی



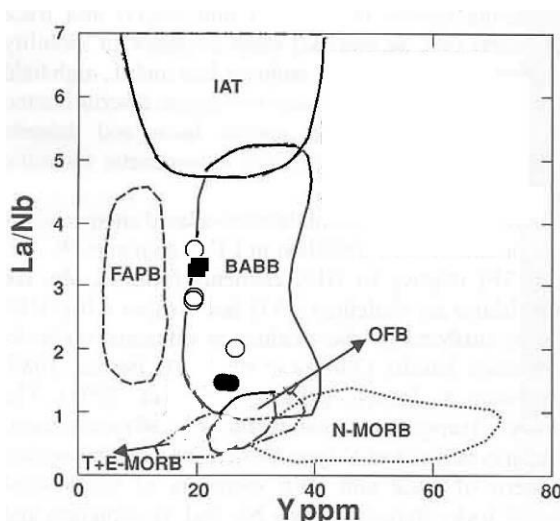
و

شکل ۱-۵: الف: نمودار تغییرات Th/Yb در مقابل Ta/Yb ، گورتون و شاند (۲۰۰۰). ب: نمودار تغییرات Th/Ta در مقابل Yb ، شاند و گورتون (۲۰۰۲). ج: نمودار تغییرات V در مقابل $Ti/1000$ ، شروه (۱۹۸۲). د: نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr (وود هد و همکاران، ۱۹۹۳). و: نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱). ی: نمودار مثلثی TiO_2 - Y_2O_3 - K_2O (ببیرمان، ۱۹۹۶)، محدوده‌های نشان داده شده: ۱: گابروهای اولیه جزایر کمانی. ۲: گابروهای جزایر کمانی تحول یافته. ۳: گابروهای کمان قاره‌ای. ۴: گابروهای حاصل از برخورد قاره-قاره. ۵: گابروهای ریف درون قاره‌ای (علائم شبیه جدول ۳-۴).

۵-۳- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آتشفشانی گرابن لانکوپو آرژانتین

بازالت‌های حوضه پشت کمانی گرابن لانکوپو در ایالت نئوکن، واقع در شرق رشته کوه‌های آند، در ارتباط با فرورانش ورقه نازکا به زیر آمریکای جنوبی می‌باشند. این حوضه پشت کمانی، سنی در حدود اتوسن تا پلیستوسن و یا هولوسن دارد.

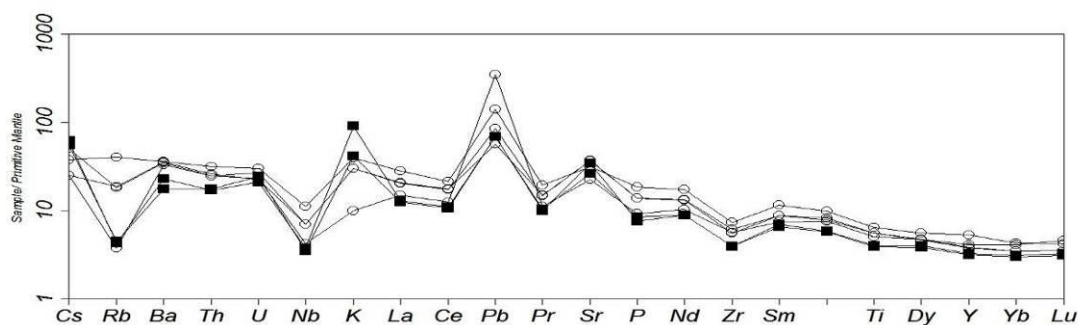
گرابن لانکوپو ساختاری شمالی- جنوبی، با طولی در حدود ۱۰۰ کیلومتر و عرضی در حدود ۳۰-۴۰ کیلومتر می‌باشد که روانه‌های الیوین بازالتی الیگو- میوسن مورد مقایسه، در حد جنوبی آن رخنمون یافته‌اند. این بازالت‌ها فاقد درشت‌بلور پلاژیوکلاز بوده و در آن‌ها تهی‌شدگی از عناصر Nb و Ta و غنی‌شدگی از عناصر K، Pb، LREE مشاهده می‌شود. مشاهدات ایزوتوپی و ژئوشیمیایی این سنگ‌ها نشان از غنی‌شدگی ناحیه منشأ آن‌ها از مواد حاصل از فرورانش دارد. سنگ‌های مورد نظر در نمودار تکتونوماگمایی فلوید و همکاران (۱۹۹۱)، در محدوده سنگ‌های بازالتی حوضه پشت کمانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲).



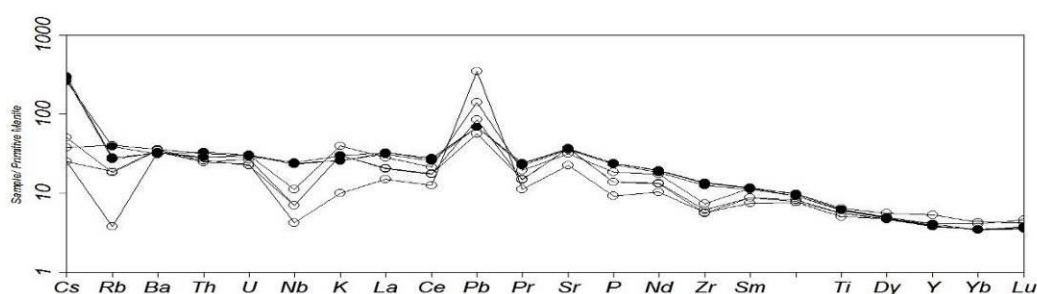
شکل ۵-۲- موقعیت نمونه‌های بازالتی گرابن لانکوپو (دوایر تو خالی) به همراه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱).

در شکل‌های ۳-۵ و ۴-۵ (نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹) و نمودار چند عنصری بهنجار شده به کندریت باینتون (۱۹۸۴))، مقایسه‌ای بین سنگ‌های آتشفشانی این منطقه با سنگ‌های مورد مطالعه صورت گرفته است. در نمودارهای بهنجار شده به گوشته اولیه سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹)، بین نمونه‌های الیوین بازالتی لانکوپو، نمونه‌های گابرویی گرمسار و الیوین بازالتی احمدآباد، شباهت زیادی وجود دارد (شکل ۵-۳- نمودار الف- ب). به اعتقاد وارکمپ و همکاران (۲۰۱۰)، پیک‌های مثبت و منفی که در نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های منطقه لانکوپو مشاهده می‌شود، علاوه بر آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای، می‌تواند ناشی از غنی‌شدگی ناحیه منشأ با مواد حاصل از فرورانش نیز باشد. سؤالی که در

این جا پیش می‌آید این است که آیا ناحیه منشأ مولد سنگ‌های گابرویی منطقه گرمسار نیز توسط مواد حاصل از فرورانش دچار غنی‌شدگی شده است یا نه؟ در مباحث بعدی به این سوال پاسخ داده می‌شود.



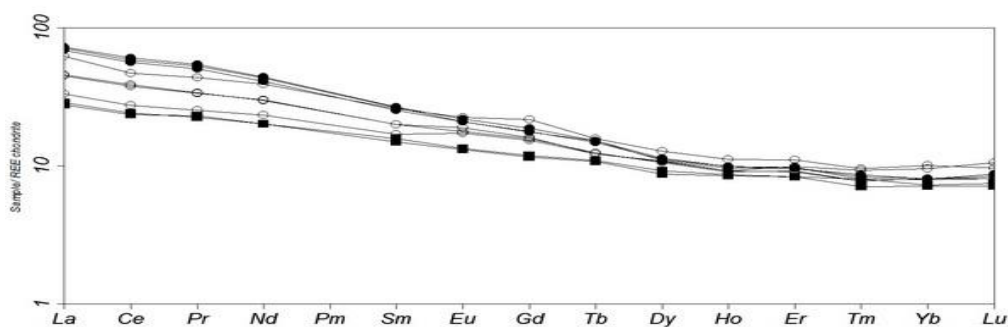
الف- مقایسه‌ای بین سنگ‌های گابرویی گرمسار و بازالت‌های لانکوپو.



ب- مقایسه‌ای بین سنگ‌های الیوین بازالتی احمدآباد و بازالت‌های لانکوپو.

شکل ۵-۳- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه سان و مک دونوف (۱۹۸۹).

با توجه به نمودار چند عنصری بهنجار شده به کندریت باینتون (۱۹۸۴) (شکل ۵-۴)، متوجه می‌شویم که نمونه‌های الیوین بازالتی منطقه احمدآباد، بیشترین شیب و گابروهای گرمسار کم‌ترین شیب را دارند و نمونه‌های لانکوپو، در میانه قرار دارند. همان‌طور که در فصل قبل بدان اشاره شده، شیب نمودارهای چند عنصری می‌تواند معرف عمق و درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ باشد. در واقع شیب زیاد، معرف عمق زیادتر و درجه ذوب بخشی کم‌تر ناحیه منشأ است. هم‌چنین الگوی مسطح HREE که در نمونه‌های لانکوپو دیده می‌شود، نشان دهنده حضور گارنت در فاز پسماند ناحیه منشأ می‌باشد (وارکمپ و همکاران، ۲۰۱۰).



شکل ۵-۴- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت باینتون (۱۹۸۴)، مقایسه‌ای بین کلیه نمونه‌های سنگی.

جدول ۵-۱ - نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های بازالتی گرابن لانکوپو.

Sample	AH-2	AH-3	AH-4	AH-5
Major oxides(Wt%)				
SiO ₂	49.9	49.2	50.9	50.4
Al ₂ O ₃	18.6	18.1	20.6	17.5
MgO	5.1	5.7	4	6.3
Na ₂ O	3.2	3.2	3.2	3.6
FeO _T	9.8	9.7	9.8	9.4
TiO ₂	1.2	1.2	1.1	1.4
CaO	10.5	10.3	9.4	8.9
K ₂ O	0.9	0.9	0.3	1.2
P ₂ O ₅	0.3	0.3	0.2	0.4
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2
Total	99.6	98.7	99.7	99.1
Trace elements(ppm)				
Cs	0.2	0.4	0.2	0.3
Rb	12	11.6	2.4	25.5
Ba	246	245	233	351
Sr	789	768	472	665
Pb	2.2	2.1	2.1	2.7
Th	2.2	2.1	2.1	2.7
U	0.47	0.56	0.49	0.63
Nb	5	5	3	8
Zr	69	62	63	82
Y	17.2	17.3	18.6	23.9
Rare earth elements(ppm)				
La	13.9	14.2	10.3	19.4
Ce	30.6	31.4	22.2	37.9
Pr	4.1	4.15	3.08	5.32
5.1	18.1	17.9	14	23.6
Sm	3.9	3.9	3.9	3.3
Eu	1.31	1.39	1.27	1.66
Gd	4.07	4.17	3.96	5.64
Tb	0.58	0.58	0.58	0.75
Dy	3.4	3.49	3.46	4.13
Ho	0.65	0.66	0.66	0.8
Er	1.94	1.9	2.09	2.32
Tm	0.25	0.25	0.3	0.31
Yb	1.7	1.7	2	2.1
Lu	0.26	0.26	0.32	0.31

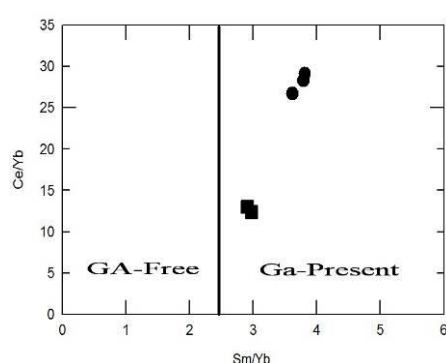
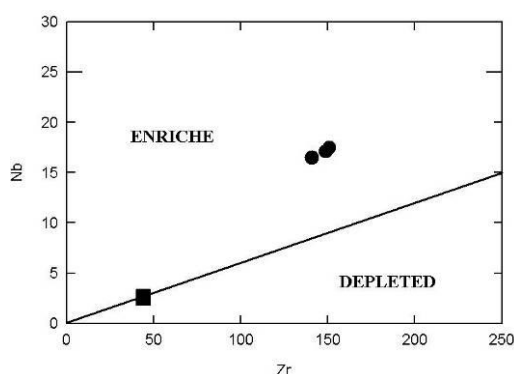
۵-۴- تعیین ترکیب، درجه ذوب بخشی و عمق محل منشأ ماگما

۵-۴-۱- تعیین ترکیب محل منشأ ماگما

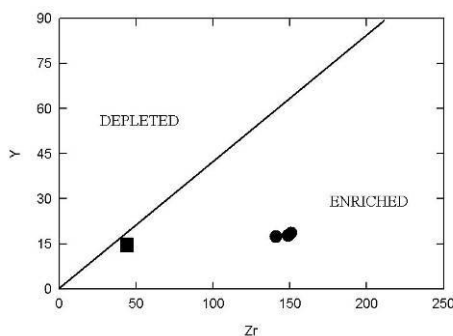
در فصل چهارم و در مبحث نمودارهای عنکبوتی، با دلایل روشن، حضور گارنت در ناحیه منشأ ماگما ثابت شد. در این بخش، می‌خواهیم با استفاده از نمودارهایی که براساس عناصر کمیاب و یا نسبت‌های آن‌ها رسم شده است، حضور گارنت را در ناحیه منشأ ماگما ثابت نماییم. نمودار تغییرات Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷)، به منظور نشان دادن حضور و یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ سنگ‌های مورد مطالعه به کار می‌رود (شکل ۵-۵). نسبت Sm/Yb، به عنوان نسبت یک عنصر سازگار به ناسازگار، برای

گارنت، جهت شناسایی کانی‌شناسی منشأ مورد استفاده قرار می‌گیرد. ذوب‌بخشی از یک منبع گارنت‌دار، مذابی با قادیر Sm/Yb بالاتر از ۲/۵، نسبت به منشأ تولید می‌کند (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰). بنابراین نسبت‌های این عناصر می‌توانند به خوبی نشان دهنده حضور و یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ ماگما باشند. با توجه به این‌که نمونه‌های سنگی مورد مطالعه دارای نسبت‌های Sm/Yb بالاتر از ۲/۵ می‌باشند، حضور گارنت در ناحیه منشأ تأیید می‌شود.

به منظور تشخیص غنی‌شدگی و یا عدم غنی‌شدگی ناحیه منشأ سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودارهای Nb-Zr و Y-Zr (ابو هماته، ۲۰۰۵) استفاده شد (شکل ۵-۶ و ۷-۵). این نسبت‌ها در گوشته اولیه در حدود $Nb/Zr = 15/71$ و $Y/Zr = 2/46$ می‌باشند (محاسبه شده توسط سان و مک دونوف، ۱۹۸۹). در حالی که متوسط این نسبت‌ها در سنگ‌های الیوین بازالتی $Nb/Zr = 8/61$ و $Y/Zr = 8/24$ و سنگ‌های گابرویی $Nb/Zr = 14/23$ و $Y/Zr = 3/03$ می‌باشند. بنابراین می‌توان گفت که سنگ‌های مورد مطالعه از یک منبع گوشته‌ای غنی شده منشأ گرفته‌اند. نزدیکی گابروها به خط جدا کننده محدوده‌های غنی‌شده و تهی‌شده، می‌تواند نشان دهنده این موضوع باشد که گابروها از گوشته‌ای منشأ گرفته‌اند که نسبت به منشأ الیوین بازالت‌ها، از غنی‌شدگی کمتری برخوردار بوده است. همچنین این موضوع می‌تواند در اثر تهی‌شدگی گابروها از عناصر HFS و یا تفریق یافتگی بیشتر گابروها رخ داده باشد.



شکل ۵-۵- نمودار نسبت Ce/Yb در مقابل Sm/Yb (کوبان، شکل ۵-۶- نمودار Nb در مقابل Zr، ابو هماته (۲۰۰۵) (بر اساس داده‌های سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) (علائم شبیه جدول ۳-۴). (۲۰۰۷) (علائم شبیه جدول ۳-۴).



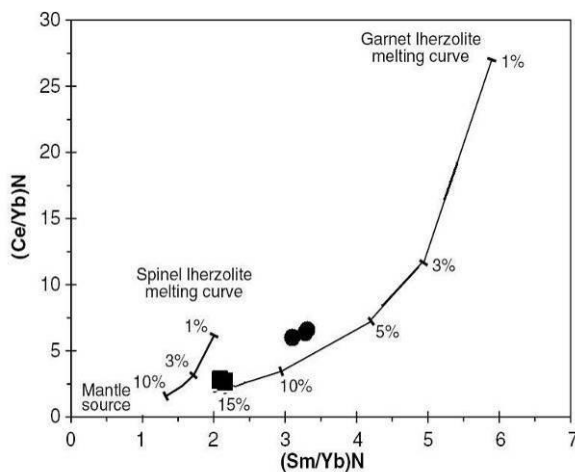
شکل ۷-۵- نمودار Y در مقابل Zr، ابو هماته (۲۰۰۵) (بر اساس داده‌های سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) (علائم شبیه جدول ۳-۴).

۵-۴-۲- تعیین درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ ماگما

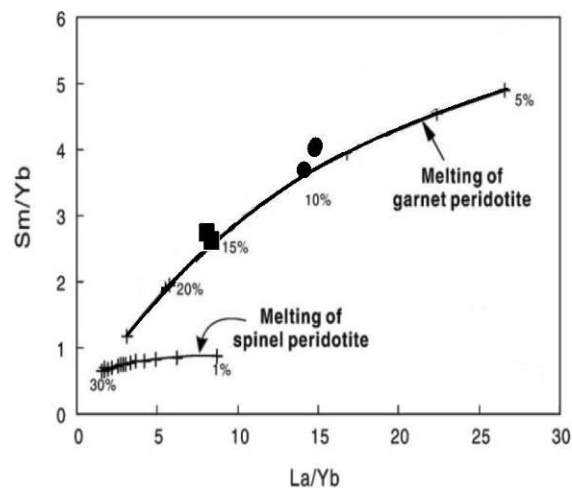
یکی از کاربردهای عناصر کمیاب خاکی و نسبت‌های آن‌ها، تعیین عمق و درجه ذوب بخشی منشأ گوشته‌ای ماگماها می‌باشد. برای این منظور، نمودارهای مختلفی طراحی شده‌اند. در این بخش سعی شده است که با استفاده از این نمودارها، عمق و درجه ذوب بخشی ماگماهای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه تعیین شود.

جانسون و همکاران (۱۹۹۰)، به منظور تعیین درجه ذوب بخشی و ترکیب کانی‌شناسی محل منشأ ماگماهای آلکالن، نمودار تغییرات نسبت‌های عناصر کمیاب Sm/Yb در مقابل La/Yb را ارائه کردند (شکل ۵-۸). این نمودار می‌تواند برای تفکیک ماگماهای حاصل از ذوب بخشی از منابع گارنت پریدوتیتی و یا اسپینل پریدوتیتی مفید باشد. زیرا در این نمودار از عناصر Yb ، که نسبت به گارنت سازگار و La و Sm ، که نسبت به گارنت ناسازگارند، استفاده شده است. در طی ذوب بخشی درجه پایین از یک منبع گارنت پریدوتیتی (کمتر از ۲۵ درصد)، نسبت‌های La/Yb و Sm/Yb به شدت تفریق می‌یابند. زیرا گارنت ضریب توزیع بالاتری برای Yb ، در مقایسه با Sm و La دارد. ذوب از یک منبع اسپینل‌دار، تغییر چندانی را در نسبت‌های La/Yb ایجاد نمی‌کند، در حالی که نسبت‌های Sm/Yb تقریباً ثابت باقی می‌مانند. زیرا Yb و Sm ضریب توزیع مشابهی در اسپینل دارند (ژوو، ۲۰۰۵). در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه، بر روی منحنی ذوب، از یک منبع گارنت‌دار (گارنت پریدوتیت)، قرار گرفته‌اند. بنابراین می‌توان گفت که ماگماهای مولد سنگ‌های الیوین بازالتی از ذوب بخشی ۱۰ درصدی و گابروها از ذوب بخشی حدوداً ۱۵ درصدی، از یک منبع گارنت پریدوتیتی به وجود آمده‌اند.

نمودار کرینیتز و همکاران (۲۰۰۶)، بر اساس تغییرات نسبت‌های $(Ce/Yb)_N$ در مقابل $(Sm/Yb)_N$ ، بهنجار شده به کندریت سان و مک‌دونوف (۱۹۸۰)، رسم شده است (شکل ۵-۹). نمودار کرینیتز و همکاران این قابلیت را دارد که علاوه بر تعیین درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ، ترکیب کانی‌شناسی مودال ناحیه منشأ را نشان می‌دهد. در این نمودار، ترکیب کانی‌شناسی مودال گوشته گارنت لرزولیتی، ۵۹/۸ درصد الیوین، ۷/۶ درصد کلینوپیروکسن، ۲۱/۱ درصد اورتوپیروکسن و ۱۱/۵ درصد گارنت و ترکیب مودال گوشته اسپینل لرزولیتی، ۵۸/۱۷ درصد الیوین، ۱۱/۹ درصد کلینوپیروکسن، ۲۷ درصد اورتوپیروکسن و ۳/۳ درصد اسپینل، در نظر گرفته شده است (محاسبه شده توسط هافمن، ۱۹۸۸). این نمودار نشان می‌دهد که ماگماهای آلکالن سازنده سنگ‌های الیوین بازالتی، از ذوب بخشی ۷-۸ درصدی و گابروها از ذوب بخشی کمتر از ۱۵ درصد، از یک گوشته گارنت لرزولیتی غنی شده به وجود آمده‌اند.



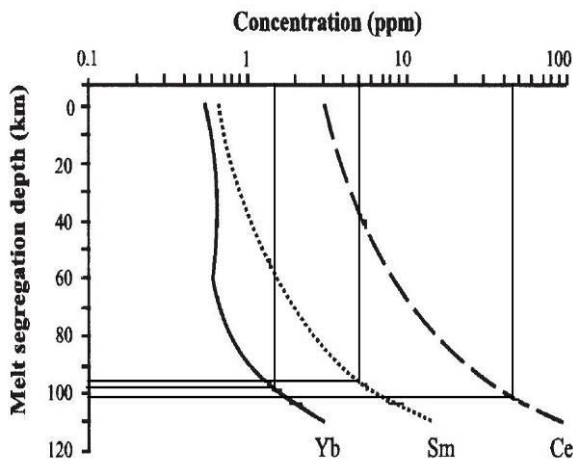
شکل ۵-۹- نمودار $(Ce/Yb)_N$ در مقابل $(Sm/Yb)_N$ ، کریستیز و همکاران (۲۰۰۶) (علائم شبیه جدول ۴-۳).



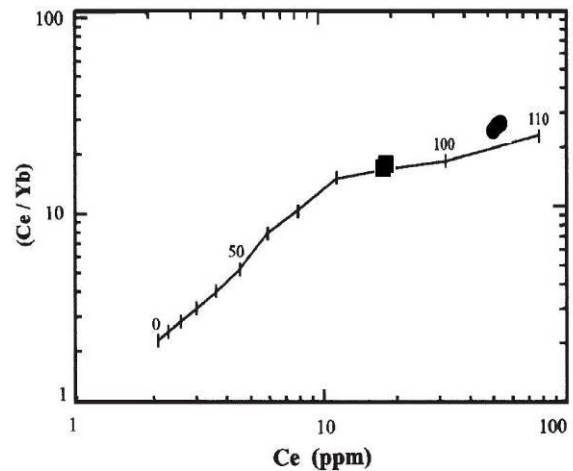
شکل ۵-۸- نمودار Sm/Yb در مقابل La/Yb ، جانسون و همکاران (۱۹۹۰) (علائم شبیه جدول ۴-۳).

۵-۴-۳- تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ

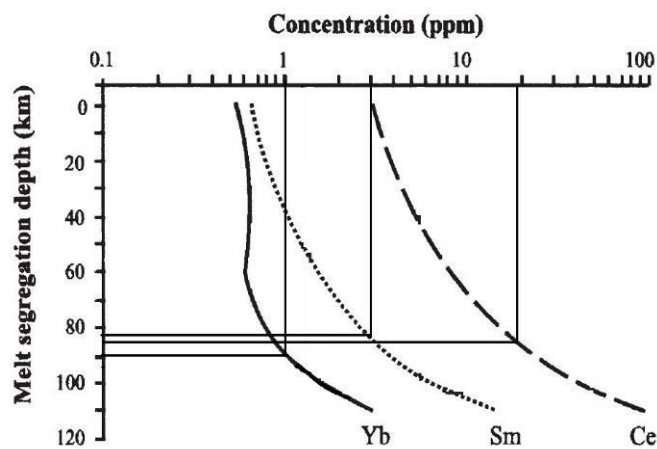
به منظور تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ، از نمودار تغییرات Ce/Yb در مقابل Ce (الام، ۱۹۹۱)، استفاده شده است (شکل ۵-۱۰- الف). به اعتقاد وی، نسبت‌های REE نظیر Ce/Yb ، می‌توانند شاخص خوبی برای نشان دادن عمق ذوب بخشی باشند. زیرا این نسبت در طی فرایندهای تبلور تفریقی، تغییر چندانی نمی‌کند. بر اساس نمودار فوق می‌توان گفت که عمق ذوب بخشی ماگماهای مولد سنگ‌های الیوین بازالتی، در حدود ۱۰۵ کیلومتر و گابروها، در حدود ۹۰ کیلومتر می‌باشد. این عمق نشان دهنده این است که ذوب بخشی در محدوده زون گارنت لرزولیتی و از یک منشأ گوشته‌ای لیتوسفری صورت گرفته است. هم‌چنین الام (۱۹۹۱)، مدلی را طراحی کرد که براساس آن می‌توان عمق ذوب بخشی را به طور دقیق‌تر از مدل قبلی تعیین کرد (شکل ۵-۱۰- ب- ج). این مدل براساس تمرکز میانگین عناصر Sm ، Yb و Ce ، در مقابل عمق جدایش ماگما، طراحی شده است. در این نمودار میانگین مقادیر عناصر فوق، در محور لگاریتمی X قرار می‌گیرند. سپس با رسم خطوط موازی با محور Y ، منحنی‌های معرف عناصر Sm ، Yb و Ce را در هر نقطه‌ای که قطع کنند، از آن نقطه خطی به موازات محور X رسم می‌شود تا محور Y را قطع کند. اعداد نشان داده شده، عمق جدایش مذاب می‌باشند. بر این اساس، می‌توان عمق جدایش ماگمای مولد سنگ‌های الیوین بازالتی را در حدود ۱۰۰ کیلومتر و گابروها را در حدود ۸۵ کیلومتر تعیین کرد که انطباق خوبی با عمق‌های بدست آمده از روش قبلی دارد.



ب.



الف



ج

شکل ۵-۱۰-الف: نمودار (Ce/Yb) در مقابل Ce ، الام (۱۹۹۱). ب: نمودار تمرکز میانگین عناصر Ce و Sm, Yb در مقابل عمق جدایش سنگ‌های گابرویی گرمسار، الام (۱۹۹۱). ج: نمودار تمرکز میانگین عناصر Ce و Sm, Yb در مقابل عمق جدایش سنگ‌های الیوین بازالتی احمدآباد، الام (۱۹۹۱) (علائم شبیه جدول ۳-۴).

۵-۵ عوامل مؤثر در تحول ماگماهای مولد سنگ‌های مورد مطالعه

۵-۵-۱ ارزیابی نقش تبلور تفریقی مذاب‌های اولیه و نقش آن در تشکیل ماگماهای مولد

سنگ‌های مورد مطالعه

به اعتقاد ویلسون (۱۹۸۹)، بسیاری از سنگ‌های آذرین بازیک موجود در زمین، حاصل تبلور مستقیم از ماگماهای اولیه نبوده، بلکه، ماگماهای مولد این سنگ‌ها از درجات مختلف تفریق بلوری، از ماگمای اولیه به وجود آمده‌اند. ماگماهای اولیه، ماگماهایی هستند با فراوانی عنصری زیر:

عدد منیزیم در حدود ۶۸ تا ۷۲ درصد، $Ni > 300 \text{ ppm}$ و $Cr > 400 \text{ ppm}$

این مقادیر به طور میانگین در سنگ‌های منطقه در حدود:

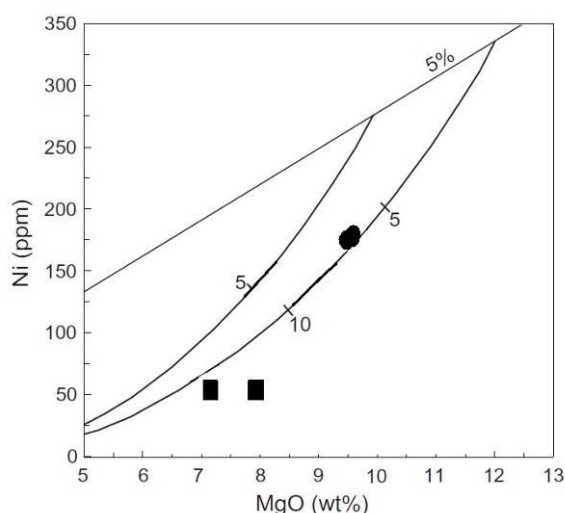
الیوین بازالت: $Mg\# = 50\%$ ، $Ni = 182/5$ و $Cr = 315$

گابرو: $Mg\# = 42\%$ ، $Ni = 42$ و $Cr = 135$

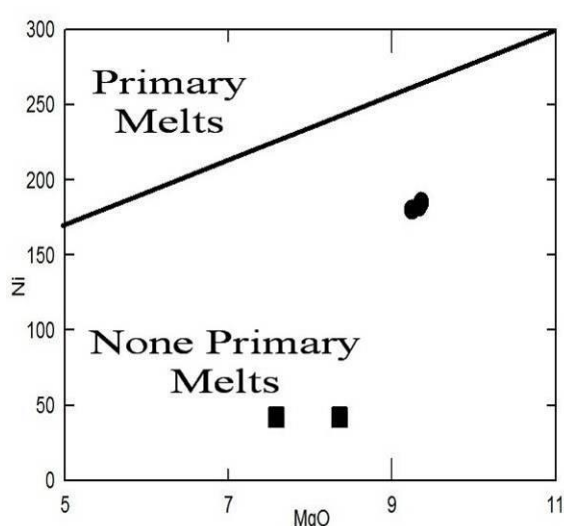
مقادیر فوق نشان می‌دهند که ماگماهای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه اولیه نبوده و به احتمال زیاد در اثر درجات مختلف تفریق بلوری الیوین از ماگمای اولیه به وجود آمده‌اند.

نمودار تغییرات Ni در مقابل MgO (شکل ۵-۱۱)، می‌تواند به خوبی اولیه نبودن ماگماهای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه را نشان دهد (جورج و راجرز، ۲۰۰۲).

همان‌طور که گفته شد، ماگماهای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه اولیه نبوده و به احتمال زیاد متحمل تفریق الیوین شده‌اند. برای بررسی و نشان دادن میزان تفریق الیوین از ماگمای اولیه، از نمودار یان و ژائو (۲۰۰۸)، استفاده شده است (شکل ۵-۱۲). در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در امتداد روندی قرار گرفته‌اند که معرف ماگمای اولیه، با میزان MgO برابر با ۱۲ درصد می‌باشد (محاسبه شده توسط هارت و دیویس، ۱۹۷۸). بنابراین می‌توان گفت که ماگمای مولد سنگ‌های الیوین بازالتی منطقه احمدآباد از تفریق بلوری ۶-۷ درصدی و گابروها، از تفریق بلوری بیش از ۱۰ درصدی الیوین، از یک ماگمای اولیه با MgO برابر با ۱۲ درصد، به وجود آمده‌اند.



شکل ۵-۱۲- نمودار Ni در مقابل MgO ، یان و همکاران (۲۰۰۸) (علائم شبیه جدول ۴-۳).



شکل ۵-۱۱- نمودار Ni در مقابل MgO ، جورج و راجرز (۲۰۰۲) (علائم شبیه جدول ۴-۳).

۵-۵-۲ ارزیابی نقش آرایش پوسته‌ای در تحول ماگماهای مولد سنگ‌های مورد مطالعه

ماگماهای سازنده سنگ‌های آذرین، برای رسیدن به سطح یا نقاط کم عمق پوسته، ناگزیر به عبور از ضخامت زیادی از پوسته قاره‌ای هستند. بنابراین ضخامت زیاد پوسته می‌تواند نقش اساسی در آرایش ماگما داشته باشد. علاوه بر این، عوامل دیگری نیز در افزایش احتمال آرایش پوسته‌ای ماگما دخیل می‌باشند: نرخ پایین تولید ماگما، نرخ صعود کم و مدت زمان استقرار زیاد ماگما در آشیانه ماگمایی واقع در اعماق کم پوسته قاره‌ای (فارمن، ۲۰۰۷).

اگر چه آنومالی مثبت سرب و غنی‌شدگی الیومین بازالت‌ها از LREE، نشان از آرایش پوسته‌ای ماگماهای سازنده این سنگ‌ها دارد، ولی نبود آنومالی‌های منفی Nb و Ta در سنگ‌های الیومین بازالتی، احتمال نقش آرایش پوسته‌ای را در تحول ماگماهای سازنده این سنگ‌ها با اشکال روبرو می‌کند. در حالی که نمونه‌های گابرویی، شواهد کافی برای اثبات نقش آرایش در تحول ماگماهای والد خود را دارند. نمودارهای Nb/U-Nb و La/Nb-La/Sm (یان و ژائو، ۲۰۰۸)، می‌توانند به خوبی نشانگر نقش آرایش پوسته‌ای ماگما باشند (شکل ۵-۱۳). زیرا مواد پوسته‌ای از Nb تهی و غنی از LREE هستند. به طوریکه مقادیر پایین Nb/U و بالای La/Nb سنگ‌ها نسبت به ترکیبات گوشته، معرف نقش آرایش پوسته‌ای ماگماهای سازنده این سنگ‌ها می‌باشند (هافمن، ۱۹۸۸). در واقع، قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ترکیبات پوسته قاره‌ای، معرف دخالت ترکیبات پوسته‌ای در تحول ماگماهای سازنده سنگ‌ها می‌باشد. اما قرارگیری نمونه‌های الیومین بازالتی در نزدیکی محدوده ترکیبات گوشته، نشان از آرایش کم‌تر آن‌ها نسبت به سنگ‌های گابرویی دارد.

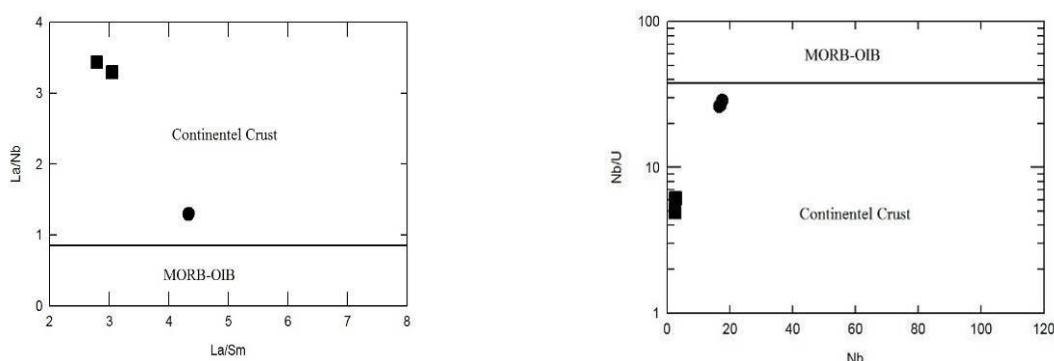
نسبت Ce/Pb در سنگ‌های بازیک، می‌تواند به عنوان یک معرف حساس به آرایش، کاربرد مفیدتری برای تعیین آرایش پوسته‌ای سنگ‌های منطقه داشته باشند. نمودار تغییرات Ce/Pb در مقابل MgO (فارمن، ۲۰۰۷)، نشانگر آرایش پوسته‌ای سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۵-۱۴). نسبت Ce/Pb ماگماهای گوشته‌ای در حدود 25 ± 5 می‌باشد. این نسبت در سنگ‌های پوسته قاره‌ای در حدود $12/4$ تعیین شده است (هافمن، ۱۹۸۶). مقادیر پایین Ce/Pb، در سنگ‌های مورد مطالعه ($9/65$)، در سنگ‌های الیومین بازالتی و $3/95$ ، در سنگ‌های گابرویی، نشان دهنده واکنش میان ماگماهای سازنده سنگ‌ها با پوسته ضخیم قاره‌ای می‌باشند.

به منظور نشان دادن عمق و جایگاه آرایش ماگماهای مولد سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودارهای Nb/U-SiO₂ و Nb/U-La/sm (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶)، استفاده شده است (شکل ۵-۱۵). رادنیك و فانتین (۱۹۹۵)، نشان دادند که نسبت Nb/U در سنگ‌های بازالتی اقیانوسی در حدود 49 ± 10 می‌باشد. این نسبت قابل مقایسه و مشابه با مقادیر گوشته فوقانی می‌باشد. هم‌چنین نسبت Nb/U، در میانگین پوسته زیرین و فوقانی به ترتیب در حدود ۲۵ و ۹ می‌باشد. کاهش این نسبت در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه نمی‌تواند ناشی از تبلور تفریقی باشد. زیرا کانی‌های تفریق یافته اولیه (الیومین و پیروکسن)، نمی‌توانند باعث تغییر این نسبت شوند (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶).

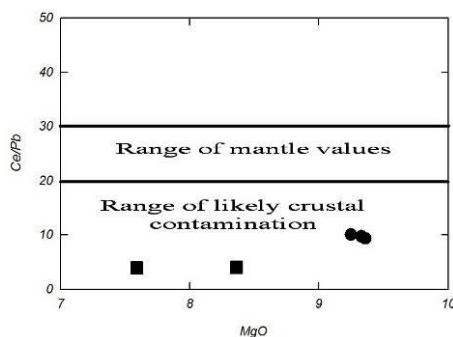
همان گونه که در نمودارهای شکل ۵-۱۵ دیده می‌شود، مقادیر Nb/U سنگ‌های الیومین بازالتی احمدآباد، در حدود ۲۷ می‌باشد و بیانگر این است که ماگماهای مولد، با ترکیبات پوسته زیرین آرایش پیدا کرده‌اند. در واقع، میزان کم آرایش در ماگماهای بازالتی را می‌توان به نرخ صعود بالا و انجماد سریع آن‌ها نسبت داد. به گونه‌ای که این عوامل مانع از آرایش ماگما با ترکیبات پوسته فوقانی شده بودند. بنابراین

آلایش تنها زمانی رخ داده که ماگما در آشیانه ماگمایی واقع در پوسته زیرین در حال سپری کردن اولین مرحله تبلور خود بوده است و به این دلیل که این مدت زمان بسیار کوتاه بوده است، می‌توان گفت که آلایش چندانی رخ نداده است.

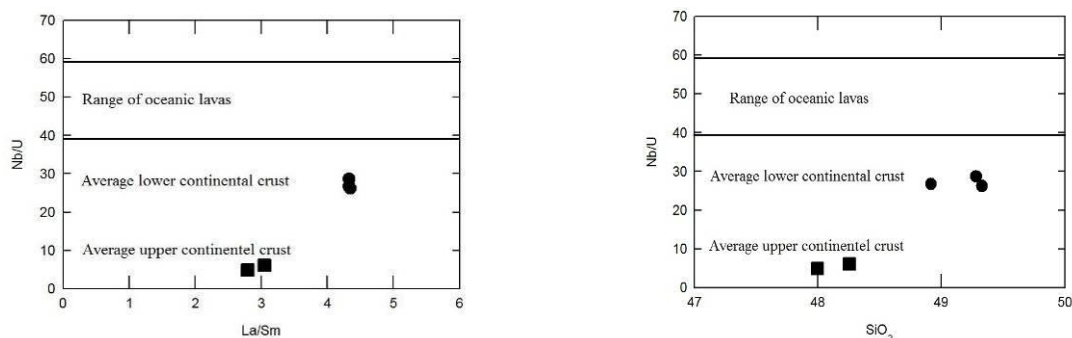
نسبت Nb/U سنگ‌های گابرویی، در حدود ۵ می‌باشد که بیانگر آلایش ماگماهای مولد سنگ‌های گابرویی گرمسار با ترکیبات پوسته فوقانی می‌باشند. در واقع نتایج به دست آمده با ویژگی نیمه عمیق بودن گابروهای گرمسار انطباق کامل دارد. زیرا سنگ‌های نیمه عمیق می‌توانند در عمق‌های مختلف پوسته فوقانی توقف، تبلور و در نهایت به طور کامل منجمد شوند. مور (۱۹۸۷)، معتقد است که ماگماهای گوشته‌ای در طی صعود و یا توقف موقتی در آشیانه ماگمایی پوسته‌ای دچار درجات مختلف آلودگی می‌شوند، در حالی که آلودگی در دایک‌ها به ندرت و یا گاهی هیچ‌گاه صورت نمی‌گیرد. بلکه آلودگی می‌تواند در امتداد حاشیه نازکی از دایک صورت پذیرد و بخش‌های مرکزی، از آلایش مصون بمانند (کالسبیک و تیلور، ۱۹۸۶). از آنجایی که نمونه برداری از بخش‌های داخلی دایک‌ها صورت گرفته است، بنابراین احتمال آلایش دایک‌ها در طی جایگیری در بخش‌های کم عمق پوسته فوقانی را می‌توان به طور کامل مردود شمرد. بنابراین می‌توان گفت که ماگماهای مولد گابروها در یک آشیانه ماگمایی واقع در پوسته فوقانی و قبل از جایگیری نهایی دچار آلایش پوسته‌ای شده‌اند.



شکل ۵-۱۳- نمودارهای Nb/U-Nb و La/Nb-La/Sm، یان و ژائو (۲۰۰۸) (علائم شبیه جدول ۴-۳).



شکل ۵-۱۴- نمودار Ce/Pb در مقابل MgO (فارمن، ۲۰۰۷) (علائم شبیه جدول ۴-۳).



شکل ۵-۱۵ - نمودارهای Nb/U-SiO₂ و Nb/U-La/Sm، کرینیتر و همکاران (۲۰۰۶) (علائم شبیه جدول ۴-۳).

۵-۵-۳ ارزیابی نقش سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده در غنی‌شدگی ناحیه منشأ سنگ‌های مورد مطالعه.

یکی از مسائل اصلی در ارتباط با ماگماتیسم مناطق مورد مطالعه، شناخت نقش نسبی عوامل تأثیر گذار بر روی منابع ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد. گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای می‌تواند مجموعه‌ای از حوادث زمین شناسی روی داده، نظیر رویدادهای تهی‌شدگی و غنی‌شدگی توسط سیالات و مذاب‌های وابسته به صفحه اقیانوسی فرورونده و یا ذوب بخشی درجه پایین از گوشته استنوسفری را در خود نگاه دارد. غنی‌شدگی ماگما می‌تواند در طی فرایندهای ذوب بخشی درجه پایین روی دهد و یا می‌تواند ناشی از تأثیرات قدیمی به جای مانده از جایگاه‌های تکتونیکی مختلف بر روی منبع ماگمایی باشد. فرورانش می‌تواند ترکیب گوشته لیتوسفری را تغییر دهد. این تغییرات می‌توانند فوراً بعد از فرورانش، در کمان‌های قاره‌ای و ماگماهای کمانی و یا حتی پس از یک وقفه زمانی طولانی مدت، در مکان‌های دور از فرورانش و در مناطق درون صفحه‌ای، نظیر مناطق پشت کمانی مشاهده شوند (ویجیاکومار و وارسانا، ۲۰۰۸).

ویژگی‌های ژئوشیمیایی دایک‌های گابرویی منطقه گرمسار، نشان دهنده نقش فرورانش در ناحیه منشأ می‌باشد. در حالی که این سنگ‌ها در یک رژیم کششی و در موقعیت درون صفحه‌ای و پشت کمانی، در طی الیگوسن پسین تشکیل شده‌اند. تناقض موجود را می‌توان این‌گونه توجیح کرد:

گود ایناف و همکاران (۲۰۰۲)، بیان داشتند که منبع گوشته‌ای این گونه از سنگ‌ها، ویژگی‌های فرورانش را از محیط‌های تکتونیکی قبلی خود کسب و حفظ کرده‌اند. این حالت را می‌توان حفظ طولانی مدت ویژگی‌های ژئوشیمیایی فرورانش، به وسیله گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای نامید. به عبارتی گوشته لیتوسفری می‌تواند در زمان فرورانش ویژگی‌های این مناطق را کسب کند، در حالی که ذوب بخشی این گوشته در طی دوره‌های بعدی و در موقعیتی متفاوت با موقعیت اولیه، نظیر مناطق درون قاره‌ای و حوضه-های پشت کمانی رخ دهد.

وردل (۲۰۰۹)، بر اساس مطالعاتی که بر روی ولکانیسم‌های وابسته به محیط‌های کششی ایران مرکزی داشت، بیان کرد که این رویداد، یا به تعبیر وی، تعدیل منشأ ماگماهای بازالتی الیگوسن ایران مرکزی، در

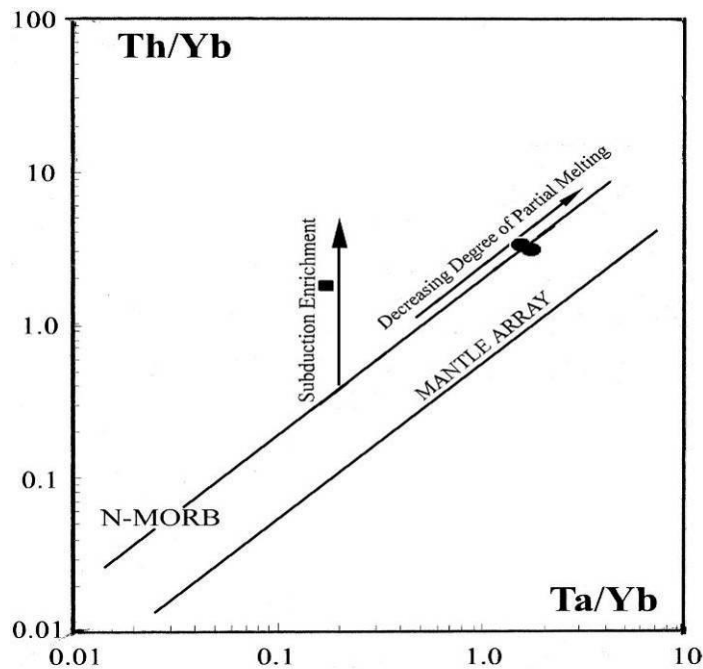
طی الیگوسن زیرین رخ داده است. تعدیل شدگی ناحیه منشأ ماگمایی، در تمامی سنگ‌های آذرین الیگوسن ایران مرکزی قابل مشاهده نمی‌باشد، بلکه مقدار و شدت تعدیل یافتگی ناحیه منشأ، با فاصله گرفتن از کمان، کاهش می‌یابد.

ترکیب شیمیایی بازالت‌هایی پشت کمانی می‌توانند تا حدود زیادی تاریخچه بازشدگی حوضه و دور شدن تدریجی منبع گوشته‌ای ماگما از سطح فرورانس را نشان دهند. در آغاز بازشدگی یا کشش در پوسته قاره‌ای پشت کمانی، نشانه‌های فرورانس زیاد هستند. این نشانه‌ها شامل بالا بودن میزان ایزوتوپ استرانسیوم، نابهنجاری منفی در عناصر HFS و غنی بودن ماگماهای پشت کمانی از آب می‌باشند. با ادامه فعالیت‌های کششی در حوضه‌های پشت کمانی و با دروتر شدن منبع ماگمایی از زون فرورانس، نشانه‌های مزبور کم رنگ شده، تا جایی که دیگر هیچ اثری از نابهنجاری منفی در بازالت‌های پشت کمانی مشاهده نمی‌گردد (ژوتو و موری در درویش زاده، ۱۳۸۱).

برای درک بهتر مطالب گفته شده از نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (پیرس، ۱۹۸۳)، استفاده شده است (شکل ۵-۱۶). در این نمودار، نمونه‌های گابرویی گرمسار در امتداد روند غنی‌شدگی فرورانسی و نمونه‌های الیوین بازالتی احمدآباد، در امتداد روند آرایش گوشته‌ای قرار گرفته‌اند. نسبت‌های عناصر Th/Yb و Ta/Yb تقریباً وابسته به تفریق بلوری و یا ذوب بخشی (با پیروکسن و فلدسپار به عنوان فازهای تبلور یافته اصلی و یا فاز پسماند) می‌باشند. هم‌چنین این نسبت‌ها عمدتاً وابسته به ویژگی‌های منشأ ماگما می‌باشد. در این نمودار کلیه ماگماهای بازالتی ایجاد شده از گوشته استنوسفری، ستون استنوسفر و یا گوشته لیتوسفری غنی‌شده در اثر ذوب بخشی درجه پایین استنوسفر، همگی در داخل و یا در نزدیکی محدوده آرایش گوشته-ای تعیین شده با نسبت‌های ثابت Th/Ta قرار می‌گیرند. در حالی که ماگماهای حاصله از گوشته غنی‌شده توسط سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده متاسوماتیم شده، در مسیر روند غنی‌شدگی فرورانسی قرار می‌گیرند. زیرا ناحیه منشأ غنی‌شده توسط فرایندهای فرورانسی، دارای نسبت‌های بالاتر Th/Yb ، به Ta/Yb می‌باشند (آلدانماز، ۲۰۰۰).

۵-۶- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین مورد مطالعه

تلفیق مجموعه مطالعات صحرایی، پتروگرافی و نتایج آنالیزهای شیمیایی، این امکان را فراهم می‌آورد که بتوانیم چشم اندازی در مورد ماگماتیسم و تحولات ماگمایی و ارتباط ماگماتیسم، با رویدادهای زمین‌شناسی منطقه ارائه دهیم. امروزه معلوم شده است که می‌توان هر گروه سنگی را به محیط‌های زمین‌ساختی مختلفی ربط داد. فرضیه زمین‌ساخت صفحه‌ای، چهارچوب مناسبی را برای بحث در مورد اشکال مختلف ماگماتیسم و خواص ژئوشیمیایی فعالیت‌های سنگ ساز فراهم آورده است.



شکل ۵-۱۶- نمودار تغییرات Th/Yb-Ta/Yb، پیرس (۱۹۸۲) (علائم شبیه جدول ۴-۳).

ویلسون (۱۹۸۹)، چهار محیط اصلی را برای تولید سنگ‌های آذرین مشخص کرده است:

- حاشیه سازنده صفحات: شامل سیستم‌های واگرای پشته‌های میان اقیانوسی و محیط‌های کششی پشت کمانی می‌باشند.
- حاشیه مخرب صفحات: شامل جزایر کمانی و حواشی فعال قاره‌ای است.
- محیط‌های درون صفحات اقیانوسی: جزایر اقیانوسی.
- محیط‌های درون صفحات قاره‌ای: شامل بازالت‌های طغیانی، کافت‌های قاره‌ای و ماگماتیسم پتاسیک و اولتراپتاسیک می‌باشند.

یکی از اهداف پتروژنز سنگ‌های آذرین، استفاده از داده‌های تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی و فرعی، به ویژه عناصر کمیاب و ایزوتوپ‌ها برای تبیین فرایند تکوین ماگماها و چگونگی ارتباط آن‌ها با جایگاه‌های مختلف تکتونیکی می‌باشد. در بخش قبل، ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه، مورد مطالعه و سری-های ماگمایی آن‌ها، مورد بررسی قرار گرفتند. همان‌طور که مشاهده شد سنگ‌های نفوذی و خروجی الیگوسن مناطق مورد مطالعه، به سری سنگ‌های آکالن تعلق دارند و در نمودارهای تکتونوماگمایی به نمایش درآمده، مشخص شد که این سنگ‌ها در یک محیط کششی درون قاره‌ای (پشت کمانی) تشکیل شده‌اند.

ویلسون (۱۹۸۹)، محیط‌های کششی درون قاره‌ای را به سه بخش تقسیم کرده است:

- حوضه‌های کششی پشت کمان (Back arc basins).
- حوضه‌های جدا شده توسط نیروهای کششی مرتبط با گسل (Pull apart basins).

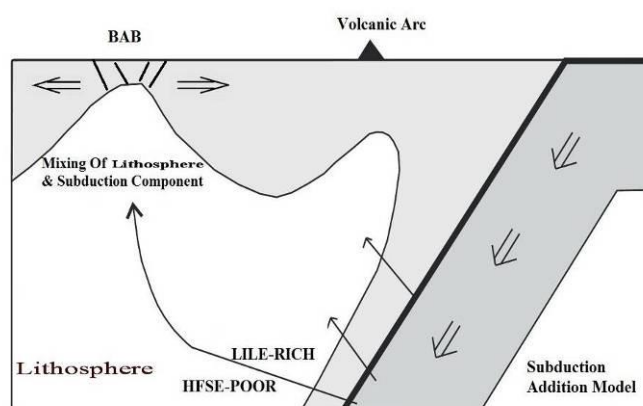
- حوضه‌های حاشیه‌ای به دام افتاده (Trapped marginal basins).

در مورد نوع اول، که موضوع بحث ماست، گسترش حوضه قاره‌ای، در وراء جزایر کمانی و یا کمان‌های آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای صورت می‌گیرد و در ارتباط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی می‌باشد. مدت حیات این حوضه‌ها کوتاه بوده (در حدود ۱۵ میلیون سال) که بعد از توقف کشش و یا کاهش جریان گرمایی، بستر حوضه در زیر ضخامت زیادی از رسوبات آواری دفن می‌شود. این رسوبات به سمت قاره ویژگی رسیده (بالغ)، و به سمت کمان‌های آتشفشانی، ویژگی نارس دارند. امروزه مشخص شده است که تمامی حوضه‌های پشت کمانی دنیا تقریباً در مناطقی تشکیل شده‌اند که سن و ضخامت لیتوسفر اقیانوسی، و یا به عبارتی زاویه زون فرورانش زیاد بوده است (نیشیمورا، ۲۰۰۲). به اعتقاد اسمیت و همکاران (۲۰۰۶)، فرورانش با شیب کم می‌تواند تحت تأثیر فاکتورهایی نظیر حرکت سریع ورقه اقیانوسی به سمت گودال و فرورانش لیتوسفر اقیانوسی کم چگال و جوان، حادث شود. این شیوه فرورانش منجر به جابجایی کمان ماگمایی به سمت بخش‌های داخلی تر قاره شده و یا در ماگماتیسم مرتبط با فرورانش، توقف ایجاد می‌کند، در نتیجه باعث توسعه تکتونیک فشاری در داخل و پشت کمان می‌شود. اما فرورانش با شیب تند تحت تأثیر عوامل متعددی نظیر، حرکت آهسته صفحه اقیانوسی، نرخ کم هم‌گرایی صفحات و فرورانش پوسته اقیانوسی چگال و قدیمی به وجود می‌آید. این نحوه فرورانش سبب گسترش کمان‌های ماگمایی در فواصل نزدیک به گودال می‌شود و تکتونیک کششی را در داخل و پشت کمان ماگمایی به وجود می‌آورد. در سیستم‌های فرورانشی با شیب زیاد جهت گیری نیروهای ناشی از رانده شدن صفحه اقیانوسی به زیر صفحه قاره‌ای، به نحوی است که نیروی فشارشی افقی بر صفحه بالایی کمتر از نیروی کششی قائم ناشی از وزن لیتوسفر فرورونده است. به اعتقاد وردل (۲۰۰۹)، فرورانش با شیب زیاد لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی، نقش عمده‌ای را در تشکیل حوضه‌های کششی پشت کمانی الیگوسن ایران مرکزی، ایفا کرده است. به اعتقاد وی شواهدی نظیر توده‌های نفوذی زون سنندج- سیرجان به سن تریاس تا ژوراسیک در جنوب ایران، ماگماتیسم محدود کرتاسه در رشته کوه البرز، شمال ایران و ولکانیسم گسترده ائوسن در سرتاسر ایران مرکزی، همگی بیان‌گر این موضوع هستند که ماگماتیسم ترشیری وابسته به محیط‌های کششی بوده است. در واقع داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ولکانیسم ائوسن خاص محیط‌های کمان قاره‌ای بوده که به طور محدود با ولکانیسم بازالتی الیگوسن، که خاص محیط‌های پشت کمانی می‌باشند، ادامه یافته است.

تشکیل محیط‌های پشت کمانی در ارتباط با کشش ناشی از فرورانش ورقه اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره- ای می‌باشد. بنابراین دور از انتظار نیست که سنگ‌های این مناطق ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های کمان- های قاره‌ای را کسب کرده باشند. وردل (۲۰۰۹)، این رویداد را تحت عنوان تعدیل شدگی ناحیه منشأ

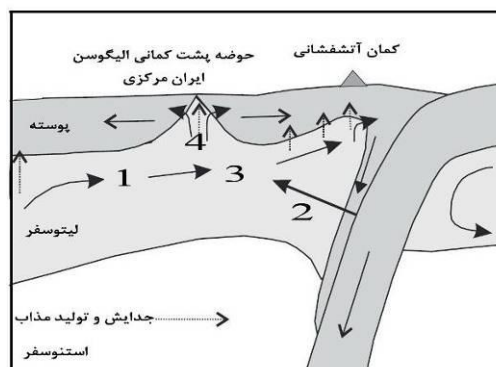
سنگ‌های بازالتی پشت کمانی الیگوسن ایران مرکزی تعبیر کرده است. بنابراین باید مدلی ارائه گردد که در آن کلیه حوادث نشان و توضیح داده شود.

همان طور که گفته شد تحول ناحیه منشأ سنگ‌های بازالتی پشت کمانی الیگوسن ایران مرکزی در طی الیگوسن زیرین رخ داده است. در مدل ارائه شده توسط پیرس و استرن (۲۰۰۶)، می‌توان تعدیل شدگی ناحیه منشأ را به خوبی نشان داد (شکل ۵-۱۷). این مدل را مدل اضافه شدگی فرورانشی می‌نامند. آزدایی از صفحه اقیانوسی فرورانده شده متاسوماتیسم شده نئوتتیس منجر به ایجاد سیالاتی غنی از LILE و تهی از HFSE می‌شود. اختلاط سیالات حاصله با گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای ایران مرکزی منجر به تعدیل ناحیه منشأ سنگ‌های پشت کمانی ایران مرکزی شده است.



شکل ۵-۱۷- مدل ارائه شده توسط پیرس و استرن (۲۰۰۶) به منظور نشان دادن چگونگی تحول در ناحیه منشأ ماگما.

در محیط‌های پشت کمانی چهار عامل در تعیین ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین دخیل می‌باشند. این چهار عامل به صورت مسیرهای مجزا در شکل ۵-۱۸ نشان داده شده‌اند. مسیرها به ترتیب شامل: ۱- ترکیب گوشته لیتوسفری مناطق پشت کمانی. ۲- نقش فرورانش در تحول ناحیه منشأ. ۳- واکنش بین گوشته لیتوسفری با اجزای فرورانش. ۴- درجات مختلف ذوب بخشی و فرایندهای بعد ماگماتیسیم نظیر تبلور تفریقی، آلیش و می‌باشند (پیرس و استرن، ۲۰۰۶).

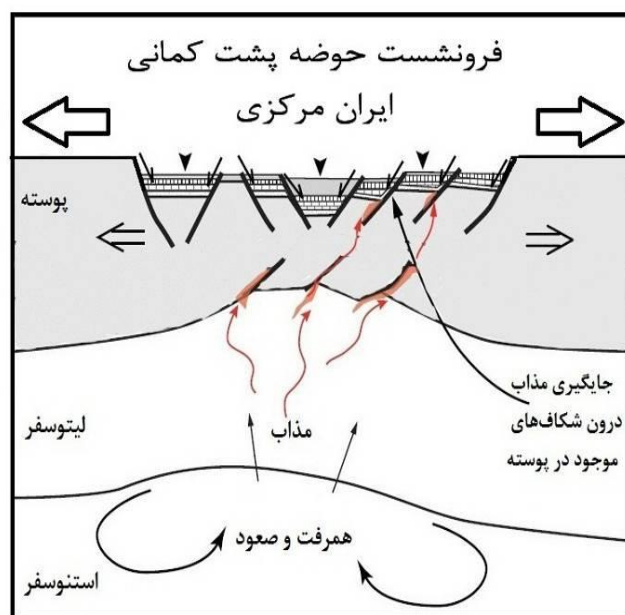
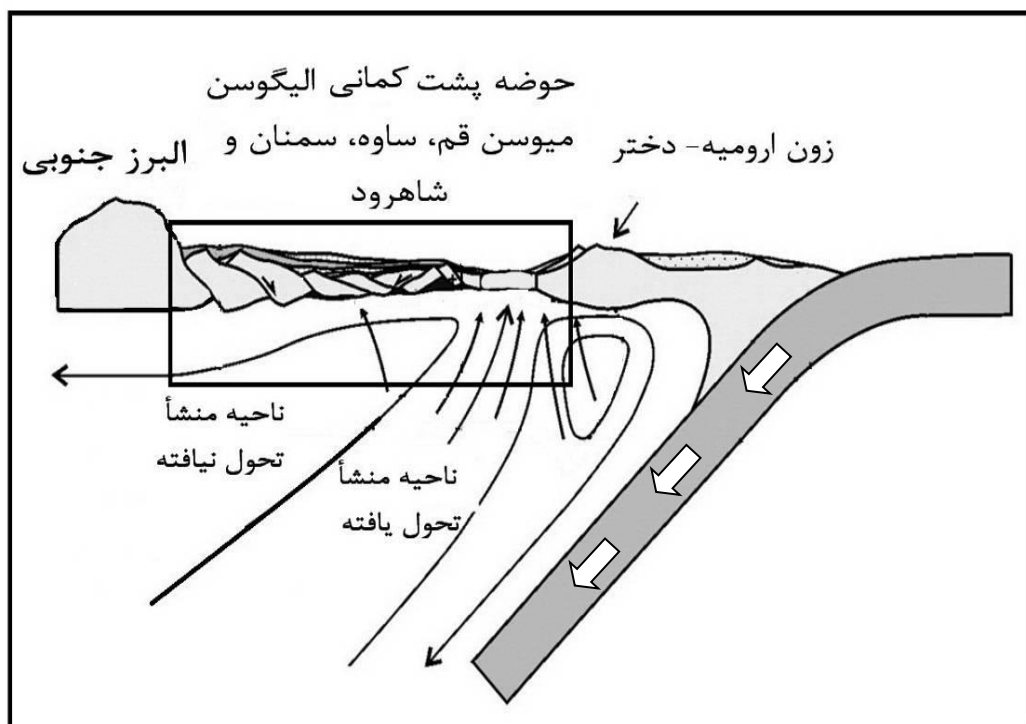


شکل ۵-۱۸- مسیرهای چهار گانه مؤثر در تعیین ترکیب شیمیایی بازالت‌های پشت کمانی (BAB)، با الهام از طرح پیرس و استرن (۲۰۰۶).

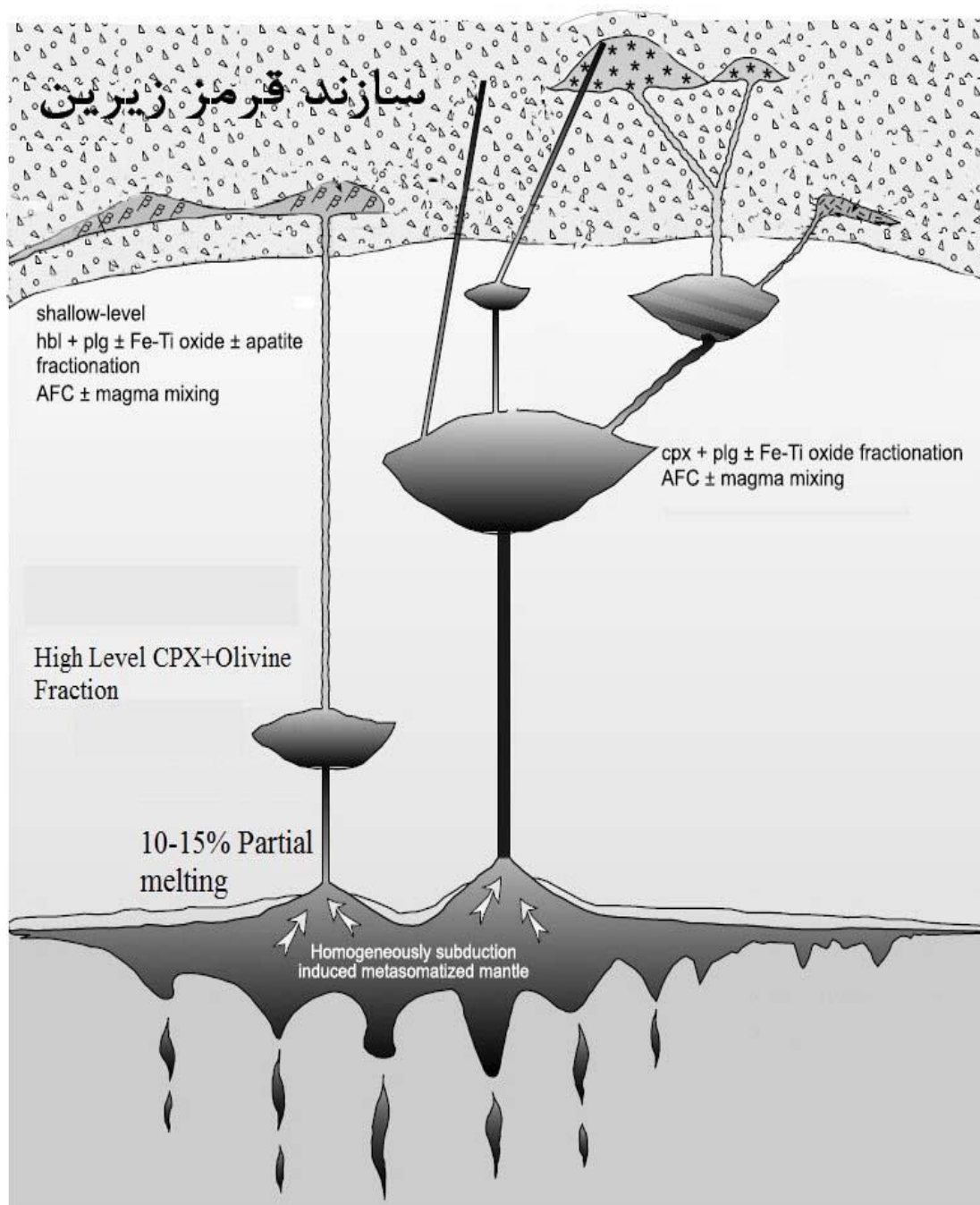
در نهایت؛ فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی ایران مرکزی در طی ائوسن، آبرزایی پوسته اقیانوسی فرورونده متاسوماتیسم شده، باعث تحول ناحیه منشأ ماگمایی سنگ‌ها در الیگوسن زیرین شدند. ذوب گوشته تحول یافته بلافاصله صورت نگرفت. بلکه ذوب بخشی در الیگوسن میانی و در یک محیط کششی پشت کمانی صورت گرفت. در پوسته قاره‌ای پشت کمانی ایران مرکزی، در اثر کشش، حالت تورم ایجاد می‌گردد. در طی فرورانش، حجم زیادی مواد فرار ایجاد می‌شود که باعث کاهش نقطه ذوب سنگ‌های گوشته فوقانی می‌شوند. کاهش نقطه ذوب سنگ‌ها، همراه با کاهش فشار ناشی از تورم در پوسته قاره‌ای در این مناطق، موجبات ذوب بخشی گوشته فوقانی را در زیر این مناطق فراهم می‌آورد. در مراحل اولیه، درجات ذوب بخشی کم بوده و مذاب‌های تولید شده به شدت از عناصر ناسازگار غنی می‌باشند. با افزایش کشش در حوضه پشت کمان آتشفشانی، مقدار فشار به طور قابل ملاحظه‌ای کاهش می‌یابد. بدین ترتیب بر حجم ماگماهای تولید شده افزوده می‌شود، تا آنجا که ماگما به صورت دیاپیر به طرف افق‌های بالاتر صعود می‌کند. ماگمای صعود کرده باعث افزایش گرادیان زمین گرمایی منطقه، ذوب سنگ‌های پوسته و آلاینش می‌شود (وردل، ۲۰۰۹).

برهمند و قاسمی (۱۳۸۹)، بیان داشتند که تداوم فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی ایران مرکزی در طی ائوسن و سیالات حاصل از آبرزایی پوسته اقیانوسی فرورونده نئوتتیس، باعث متاسوماتیسم و تعدیل ژئوشیمیایی گوشته ناحیه منشأ ماگمایی سنگ‌های بازالتی پشت کمانی ایران مرکزی در طی الیگوسن زیرین شده است، به گونه‌ای که سنگ‌های آذرین پشت کمانی الیگوسن ایران مرکزی ویژگی‌های سنگ‌های مناطق فرورانشی را به ارث برده‌اند. به اعتقاد آن‌ها فاصله ناحیه منشأ ماگما از زون فرورانش، نقش اصلی را در میزان تعدیل شدگی گوشته ناحیه منشأ ماگماها ایفا کرده است. بنابراین می‌توان گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای ایران مرکزی را به دو بخش تحول یافته (تعدیل شده) و تحول نیافته (تعدیل نشده) تقسیم کرد، به گونه‌ای که ذوب بخشی از هر یک از منابع فوق می‌تواند ماگماهایی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی مختلف قوسی و غیر قوسی ایجاد کرده باشد (شکل ۵-۱۹).

ماگماهای حاصل در امتداد گسل‌های عمیق موجود در زون کششی صعود کرده و در طی صعود متحمل فرایندهای پترولوژیکی مختلف نظیر تبلور تفریقی همراه با هضم و آلاینش پوسته‌ای شده‌اند (شکل ۵-۱۹). ماگماهای آکالن موجود توانسته‌اند به صورت گدازه در یک محیط دریاچه‌ای و در محیط تشکیل رسوبات مارنی قرمز رنگ فوران کنند و یا به صورت توده‌های نیمه عمیق متعدد به درون سازند قرمز زیرین نفوذ کنند (شکل ۵-۲۰).



شکل ۵-۱۹- مدل ارائه شده برای تحولات تکتونیکی در حوضه پشت کمانی ایران مرکزی در طی الیگو- میوسن، با الهام از طرح گرانگ و همکاران (۲۰۰۸)، و ویروت و همکاران (۲۰۰۸).



شکل ۵-۲۰- نمای شماتیک از زمان تشکیل ماگماهای آکالن سازنده الیوین بازالت‌های احمدآباد تا نفوذ توده‌های نیمه عمیق گابرو- دیوریتی گرمسار، با الهام از طرح تمیزل و آرسنال (۲۰۰۸).

فصل ششم

نتیجه گیری

۶-۱ نتیجه گیری

- مهم‌ترین نتایج به دست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و پتروژنیکی صورت گرفته بر روی سنگ‌های آذرین مناطق احمدآباد و گرمسار به شرح ذیل می‌باشند:
- ✓ مناطق مورد مطالعه در بخش شمالی زون ایران مرکزی و یا به عبارت بهتر، در حاشیه شمالی حوضه پشت کمانی ایران مرکزی قرار دارند.
 - ✓ سنگ‌های آذرین موجود در مناطق احمدآباد و گرمسار به ترتیب شامل گدازه‌های الیوین بازالتی تا بازالتی و دایک، سیل و استوک‌های کوچک گابرو-دیوریتی می‌باشند که می‌توان آن‌ها را در رسوبات مارنی قرمز رنگ، منسوب به سازند قرمز زیرین مشاهده کرد. این نتایج بر خلاف نتایج به دست آمده در مطالعات پیشین صورت گرفته در این مناطق می‌باشد. زیرا در این مطالعات بیان شده بود که: بازالت‌های احمدآباد جزء بازالت‌های کواترنری می‌باشند که در بالای مارن‌های قرمز رنگ نئوژن قرار دارند. هم‌چنین سنگ‌های نفوذی منطقه گرمسار را تحت عناوین آلکالی بازالت، میکرو آلکالی بازالت و دیاباز به صورت آتشفشان‌های زیر دریایی و دایک معرفی کرده بودند.
 - ✓ پیریت‌هایی با بافت گلوبولی نشان می‌دهند که خروج ماگماهای بازالتی منطقه احمدآباد با آرامش و در یک محیط مرطوب صورت گرفته است. ولی حضور توف‌هایی با قطعات سانتی متری از جنس الیوین بازالت و یا بازالت، در زیر گدازه‌های الیوین بازالتی، نشان دهنده این موضوع است که خروج این ماگماها با شدت بیشتر، انفجاری و در یک محیط مرطوب صورت گرفته است.
 - ✓ در کلیه سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه، روند تفریقی بارزی میان سنگ‌های الیوین بازالتی تا بازالتی و گابرویی تا دیوریتی مشاهده می‌شود.
 - ✓ ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های الیوین بازالتی و بازالتی شامل: الیوین، پلاژیوکلاز و اوژیت به همراه بافت-های پورفیری، گلومروپورفیری و میکرولیتی-تراکیتی می‌باشند. هم‌چنین در سنگ‌های گابرویی و دیوریتی کانی‌های الیوین، پلاژیوکلاز، اوژیت، بیوتیت، هورنبلند، مگنتیت، آپاتیت و ... به همراه بافت‌های گرانولار، اینتر گرانولار، افیتیک و ساب افیتیک قابل مشاهده می‌باشد.
 - ✓ از مهم‌ترین ویژگی میکروسکوپی بازالت‌ها و الیوین بازالت‌ها وجود حواشی گرد شده در اطراف بلورهای الیوین و پلاژیوکلاز می‌باشد. هم‌چنین وجود منطقه‌بندی ترکیبی و حاشیه رورشدی بر روی بلورهای پلاژیوکلاز، از ویژگی‌های مهم گابروها به حساب می‌آید.
 - ✓ روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه بیانگر منشأ واحد برای سنگ‌های هر منطقه و نقش تبلور تفریقی به عنوان عامل اصلی در تحول ماگماهای آلکالن سازنده سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد.

- ✓ روندهای موازی مشاهده شده در نمودارهای عنکبوتی، تحول سنگ‌های مورد مطالعه در نتیجه فرایند تبلور تفریقی و منشأ واحد برای هر یک از سنگ‌های مورد مطالعه را تأیید می‌نماید. همچنین این نمودارها نشان می‌دهند که ماگماهای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی درجه پایین، از یک منبع گوشته‌ای گارنت‌دار به وجود آمده‌اند.
- ✓ نمونه‌های مورد بررسی، در نمودارهای چند عنصری بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه، از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و عناصر شدیداً ناسازگار، غنی‌شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند که با تشکیل ماگمای آلکالن سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی درجه پایین از منبع گوشته‌ای غنی‌شده زیر لیتوسفر قاره‌ای مطابقت دارد. همچنین، تهی‌شدگی گابروها از عناصر HFS نشان دهنده نقش فرورانش در تحول ناحیه منشأ سنگ‌های گابرویی می‌باشد.
- ✓ آنومالی مثبت Pb و نسبت‌های پایین Nb/U و Ce/Pb و بالای La/Nb، نسبت به مقادیر مذاب‌های مشتق شده از گوشته، نشان از درجات مختلف آرایش پوسته‌ای ماگماهای بازیک سازنده سنگ‌های مورد مطالعه در طی صعود و جایگیری نهایی آن‌ها دارد.
- ✓ بر اساس نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونوماگمای و نمودارهای تعیین کننده ویژگی‌های منشأ، ماگماهای آلکالن مذکور، از ذوب بخشی درجه پایین، ۱۵-۱۰ درصدی و در عمقی در حدود ۱۰۰-۹۰ کیلومتری، از یک منبع گوشته‌ای گارنت لרزولیتی غنی‌شده و در یک محیط کششی درون قاره‌ای (پشت کمانی)، به وجود آمده‌اند.
- ✓ مطالعات پتروژنیکی نشان دهنده تحول ناحیه منشأ سنگ‌های گابرویی به وسیله سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی متاسوماتیسم شده نتوتیس می‌باشد.
- ✓ جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های آذرین موجود در سازند قرمز زیرین، با جایگاه تکتونیکی حوضه‌های کششی پشت کمانی و محیط رسوب‌گذاری این سازند در طی الیگو-میوسن، مطابقت کامل دارد.
- ✓ در نهایت نتایجی که از مقایسه سنگ‌های آذرین این مناطق حاصل شده است: سنگ‌های مورد مطالعه در زون ایران مرکزی قرار و سن تقریباً مشابهی دارند. به گونه‌ای که در طی الیگوسن میانی- فوقانی و در محیط کششی پشت کمانی ایران مرکزی، در میان توالی‌های سازند قرمز زیرین قرار گرفتند. همچنین برای این سنگ‌ها می‌توان منشأهای ماگمایی با ترکیب مشابه، در نظر گرفت. همچنین تفاوت‌های موجود در برخی از نمودارهای شیمیایی این سنگ‌ها را می‌توان ناشی از: اختلاف در شرایط تبلور سنگ‌های مورد مطالعه، درجات مختلف ذوب بخشی، تفریق از ماگمای اولیه، آرایش و شاید از همه مهم‌تر، نقش سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورانده شده در تحول ناحیه منشأ سنگ‌های گابرویی و دانست.

۶-۲- کلام آخر

تحقیق حاضر، می‌تواند نمایانگر بخش کوچکی از ماگماتیسم الیگو- میوسن رخ داده در حوضه‌های کششی درون قاره‌ای ایران مرکزی باشد. ولی یقیناً با وجود تمامی کاستی‌های موجود، این تحقیق نمی‌تواند به طور کامل نمایانگر کلیه وقایع روی داده در این دوره زمانی از ایران باشد. ولی، به جرأت می‌توان گفت که گوشه‌ای از حوادث روی داده در فاصله زمانی الیگوسن تا میوسن مناطق مورد مطالعه، در این مختصر رمز گشایی شد و در اختیار علاقه‌مندان قرار گرفت تا سرآغازی باشد برای مطالعات دقیق‌تر و جامع‌تر، برای دانشجویان و محققین علاقه‌مند به این رشته و امید است که در آینده گام‌های استوارتری در این زمینه برداشته شود.

از این رو پیشنهاد می‌شود:

✓ مطالعه و مقایسه توده‌های مشابه دیگر موجود در سایر نقاط ایران مرکزی از لحاظ چینه‌شناسی، لیتولوژیکی و ژئوشیمیایی، به منظور شناخت و درک بهتر حوادث روی داده در این مقطع زمانی از ایران مرکزی.

✓ مطالعه دقیق‌تر سازندهای منطقه به منظور شناخت بهتر محیط‌های تکتونیکی این دوره از ایران مرکزی.
✓ انجام تجزیه‌های ایزوتوپی به منظور تعیین سن و منشأ دقیق‌تر سنگ‌های مورد مطالعه، به علاوه ایجاد ارتباط زمانی بهتر بین تشکیل سازند قرمز زیرین و زمان جایگیری توده‌ها در داخل سنگ میزبان خود و یا زمان رویداد فعالیت‌های آتشفشانی بازالتی.

✓ و در نهایت، بازنگری مجدد و تصحیح نقشه‌های رسم شده این مناطق، با توجه به اطلاعات ارائه شده در این تحقیق.

- اسدیان، ف؛ پور کرمانی، م؛ آرین، م. (۱۳۸۶)، ژئومورفولوژی ساختمانی ساختارهای نمکی در گستره گرمسار - لاسجرد، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶۰، تابستان ۱۳۸۶. صفحات ۷۵-۸۵.
- امینی، ب؛ رشید، ح؛ رضائیان، ش. (۱۳۸۳)، گزارش ورقه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمسار.
- آقاناتی، ع. (۱۳۸۳)، زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- بادامه، ع، ا. (۱۳۸۲)، پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی منطقه میاندشت، شرق شاهرود، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بربریان، م؛ یاسینی. (۱۹۸۳)، گوناگونی و گسترش رخساره‌ای و خط‌های کلی پارینه جغرافی نئوژن در ایران زمین، بخش چهارم، سازمان زمین شناسی کشور، گزارش ۵۲.
- بربریان، م؛ قرشی، م؛ ارژنگ روش، ب، و مهجر اشجعی. (۱۳۶۴)، پژوهش و بررسی ژرف نو زمین‌ساخت، لرزه زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه - گسلش در گستره هارن و پیرامون (پژوهش و بررسی زمین‌لرزه زمین‌ساخت ایران زمین: بخش پنجم) انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش شماره ۵۶، ۳۱۶ صفحه.
- برهمند، م؛ قاسمی، ح. (۱۳۸۹)، بررسی عوامل تهی شدگی و تهی نشدگی عناصر HFS در ماگماتیسم آلکالن پشت قوسی الیگوسن ایران مرکزی، در نواحی گرمسار و احمدآباد. چهارمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه پیام نور مشهد.
- درویش‌زاده، ع. (۱۳۸۱)، زمین شناسی پوسته اقیانوسی، پترولوژی و دینامیک درونی. انتشارات دانشگاه تهران، ۵۶۹ صفحه.
- درّی، م، ب. (۱۳۷۰)، مطالعه زمین شناسی و چینه شناسی کوه کلرز (شمال گرمسار)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده علوم زمین.
- سلامتی، ر؛ شافعی، ع؛ سعیدی، ع. (۱۳۷۹)، گزارش ورقه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد.
- شهریار، س؛ صفایی، ه؛ شریفی، م. (۱۳۷۸)، تعیین محیط تکتونوماگمایی بازالت‌های همراه با گنبد‌های نمکی البرز مرکزی (منطقه گرمسار)، فشرده مقالات سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شیراز؛ صفحات ۳۶۸-۳۹۰.
- صفایی، ه. (۱۳۶۹)، سائزمو تکتونیک دیاپیرهای گرمسار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.
- صفایی، ه. (۱۳۷۴)، گسله مسبب زمین لرزه‌های گرمسار. مجله علوم زمین. شماره ۱۴. صفحات ۲۹-۳۵.
- صفایی، ه. (۱۳۷۹)، تحلیل ساختاری و ژئودینامیکی تغییر روند البرز مرکزی، پایان نامه دوره دکترای زمین شناسی شاخه تکتونیک، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم.

- عبادتی، ن. (۱۳۷۷)، زمین‌ساخت و تکامل ژئودینامیکی گستره گرمسار، پایان‌نامه دوره دکتری تکتونیک، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات.
- علیجانی، ن. (۱۳۷۸)، پتروگرافی و ژئوشیمی کانسارهای تبخیری (معدن راهراک) گرمسار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران. دانشکده علوم زمین.
- غفاری نیک، ب. (۱۳۷۸)، بررسی تاریخچه دگرریختی واحد آهکی شیلی کرتاسه زیرین ناحیه احمدآباد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پژوهشکده علوم زمین.
- قاسمی، ح؛ آسیابانها، ع. (۱۳۸۵)، معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلب، جنوب شرق شاهرود، ایران مرکزی.
- کهنسال، ر؛ ذوالفقاری، ص؛ رادفر، ج. (۱۳۸۲)، بررسی سنگ‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه داورزن، طرح پژوهشی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- گزارش سالیانه اداره هواشناسی گرمسار، (۱۳۸۷).
- محمدی، ز. (۱۳۸۵)، بررسی پترولوژی، پتروگرافی و ژئوشیمی توده دیوریتی- میکرو دیوریتی و دایک-های ساب ولکانیک ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ آران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پژوهشکده علوم زمین.
- ملوندی، ف؛ سپاهی، ع؛ آسیابان‌ها، ع. (۱۳۸۶)، اهمیت بافت‌های هم‌رشدی در تفسیر پتروژنز و عمق جایگیری سنگ‌های نفوذی شمال غرب ساوه. مجموعه مقالات پانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران- دانشگاه فردوسی مشهد.
- موسوی شاهرودی، ا. (۱۳۸۸)، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه چغندرسر (جنوب غرب عباس آباد) و کانه‌زایی وابسته به آن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- نوایی، ا؛ صالحی راد، م؛ مجیدی، ب. (۱۳۶۵)، گزارش چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران.

Refrence

- Abate, B; Koeberl, K; Buchanan, P, C; Korner, W. (1998), Petrography and geochemistry of basaltic and rhyodacitic rocks from Lake Tana and the Gimjabet-Kosober areas (North Centner Ethiopia). Journal of African Earth Science. Vol. 26, NO. 1, pp. 119-134.
- Abdel – Fattah, M; A. M. Abdel – Rahman. (2002), Mesozoic volcanism in the Middle East: geochemical, isotopic and petrogenetic evolution of extension-related alkali basalts from central Lebanon. Geol. Mag. 139 (6), pp. 621–640
- Abu-Hamatteh, Z, S, H. (2005), Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication. Journal of Asian Earth Sciences. 25, pp. 557–581.
- Aldanmaz E; Pearce J.A; Thirlwall M.F; Mitchell J.G. (2000), Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. J. Volcan. Geo. Res. 102: 67– 95.

- Babaahmadi, A; Safaei, H; Yassaghi, A; Vafa, H; Naeimi, A; Madanipour, S; Ahmadi, M. (2010), A study of Quaternary structures in the Qom region, West Central Iran. *Journal of Geodynamics*.
- Baikpour, Sh; Zulauf, G; Dehghani, M; Bahroudi, A. (2010), In SAR maps and time series observations of surface displacements of rock salt extruded near Garmsar, northern Iran. *Journal of the Geological Society*; v. 167; issue.1; p. 171-181.
- Barberi, F; Ferrera, G; Santacroce, R; Treuil, M; Varet, J. (1975), A transitional basalt - pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Center, after rift, Ethiopia. *J petrol* .16, pp. 22-56.
- Best, G. (2003). *Igneous and metamorphic petrology*, 729 pp.
- Biermanns, L. (1996), Chemical classification of gabbroic-dioritic rocks, based on TiO₂, SiO₂, FeO, MgO, K₂O, Y and Zr. *Universitat Tubnigen, Institut und musium for geologie und palapntologie. Third ISAG, St Malo (France)*.
- Bin, Z; Meiyin, D. (2010), Geological setting of Garmsar block, Iran. *International Conference on Challenges in Environmental Science and Computer Engineering*.
- Boynton, W.V. (1984), Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114.
- Brunet, M, F; Korotaev, M, V; Ershov, A, V; Nikishin, A, M. (2003), The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling. *Sedimentary Geology*, 156, pp. 119–148.
- Cas, R. A. F. (1992), Submarine volcanism: eruption styles, products and relevance to understanding the host-rock successions to volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology*. 87, pp. 511-541.
- Chen, Y; Zhang, Y. (2008), Olivine dissolution in basaltic melt. *Geochimica et cosmochimica acta*. 72, pp. 4756–4777.
- Coban. H. (2007), Basalt magma genesis and fractionation in collision-and extension related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth Science Reviews* 80, pp. 219 – 238.
- Corsaro. R. A; Mazzoleni. P. (2002), Textural evidence of peperite inside pillow lavas at Acicastello Castle Rock (Mt. Etna, Sicly). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 114, pp. 219-229.
- Cox, K. G; Bell, J. D; Pankhurts, R. J. (1979), *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin. 450 pp.
- Cullers, R. L; Graf, J.L. (1984), Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust. *Ontario Division Mines Miscellaneous Paper*, No. 66.
- De La Roche, H. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1- R2 diagrams and major element analyses-its relationships and current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183-210.
- Deer, W. A; Howie, R. A; Zussman, J. (1991), *An introduction to rock forming minerals*. Longman, 528 pp.
- Defant, M, J; and Drummond, M, S. (1990), Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*. Vol, 347, pp 662-665.

- Ellam, R. M.; Cox, K. G. (1991), An interpretation of Karoo picrate basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere. *Earth Plan SciLett.* 105, pp. 330 – 342.
- Fenner, C. N. (1948), Incandescent tuuf flows in southern Peru. *Geological society of America. Bulletin*, V. 59, pp. 879-893.
- Floyd, P. A.; Kelling, G.; Gokcen, S. L.; Gokcen, n. (1991), Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic Melange, South Turkey. *Chemical Geology* 89, pp. 263-280 .
- Furman, T. (2007), Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. *Journal of African Earth Sciences* 48, pp. 147–160.
- George, R.M.; Rogers, N.W. (2002), Plume dynamics beneath the African plate inferred from the geochemistry of the Tertiary basalts of southern Ethiopia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144, pp. 286–304.
- Goodenough, K.M.; Upton, B.G.J.; Ellam, R.M. (2002), Long-term memory of subduction processes in the lithospheric mantle: evidence from the geochemistry of basic dykes in the Gardar Province of South Greenland. *Journal of the Geological Society, London* 159, pp. 705–714.
- Gorton, M .P; Schandl, E. S. (2000), From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc - related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks .*Canadian Mineralogist*, Vol. 38, pp. 1065- 1073.
- Grange, M; Scharer, U; Cornen, G; Girardeau, J. (2008), First alkaline magmatism during Iberia–Newfoundland rifting. *Terra Nova*, 20, pp. 494-503.
- Hanson, G. N. (1989), An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. *Geochemistry of Mineralogy of Rare Earth Element*, *Reviwe in Mineralogy* 21, pp. 79-97.
- Hart, S.R; Davis, K.E. (1978), Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth and Planetary Science Letters* 40, 203–219.
- Hawkins, J.W. (1994). Petrologic synthesis: Lau Basin transect, *Proc. ODP, Sci.Res.*, 135, pp. 879-905.
- Hofmann A. W; Jochum, K.P; Seufert, M; White, W. M. (1988), Nb, Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and planetary Science letters*, 79, pp. 33 – 45.
- Irvine T.N; Baragar W.R.A. (1971), A guide to the classification of the common volcanic rocks, *Can. Journal of Earth Sciences* 8, pp. 235-458.
- Jackson, M. P. A; Cornelius, R. R; Craig, C. H; Gansser, A; Stocklin, J; Talbot, J. C. (1990), Salt Diapirs of the Great Kavir, Central Iran. *Mem. Geol. Soc. Am.* Vol. 177, 139 P.
- Johnson, K.T.M; Dick, H.J.B; Shimizu, N. (1990), Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *J. Geophys. Res.* 95, pp. 2661– 2678.
- Kalsbeek, F; Taylor, P.N. (1986), Age and origin of early Proterozoic dolerite dykes in south-west Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89, 307–316.

- Kano, K. (2002), Middle Miocene volcanoclastic diques at Kukedo, Shimane Peninsula, SW Japan, fluidization of volcanoclastic beds by emplacement of synvolcanic andesites dikes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 114, pp. 81–94.
- Kasmin V, G; Tikhonova, N, F. (2008), Cretaceous–Paleogene Back-Arc Basins in the Iran–Afghanistan–Pamirs Segment of the Eurasian Active Margin. *Doklady Earth Sciences*, Vol. 422, No. 7, pp. 1018–1020.
- Kavabata, H; Shuto, K. (2005), Magma mixing recorded in intermediate rocks associated with high-Mg andesite from the Stouchi volcanic belt, Japan: implication for Arcean TTG formation. *Jurnal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 140, pp. 241-271.
- Kelemen, P.B; Hanghøj, K; Greene, A.R. (2004), One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*, 3, pp. 593–659.
- Keskin, M; Gence, S, C; Tuysuz, O. (2008), Petrology and geochemistry of post collisional Middle Eocene volcanic units in North-Central Turkey. Evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the Northern Neotethys Ocean. *Lithos*. 104, pp. 267-305.
- Khan, T; Murata, M; Karim, T; Zafar. M. (2007), A Cretaceous dike swarm provides evidence of a spreading axis in the back-arc basin of the Kohistan paleo-island arc, northwestern Himalaya, Pakistan. *Journal of Asian Earth Sciences* 29, PP. 350–360
- Kirkpatrick, R. J. (1977), Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 78-84.
- Krienitz, M, S; Hasse, K; Mezger, K; Eckardt, V; Shaikh-Mashail, M, A. (2006), Magma genesis and crustal contamination of continental intraplate lavas in northwestern Syria. *Contrib Mineral Petrol.* 151, pp. 698–716.
- Kuno, H. (1968), Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. *Bull.* Vol 32, pp. 141 – 176.
- Le Maitre R.W; Bateman P; Dudek A., Keller J; Lameyre Le Bas M.J; Sabine P.A; Schmid R., Sorensen H; Streckeisen A; Wolley A.R; Zanettin B. (1989), *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.
- Leterrier, J; Maury, R.C; Thonon, P; Girard, D; Marchal, M. (1982), Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, pp. 139 –154.
- Macdonald, R., Hawkesworth, C. J. & Heath, E., (2000)- The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth-Science Reviews*. 49, pp. 1-76.
- Martinez, F; Okino, K; Ohara, Y; Goffredi, S.H. (2007), Back-Arc Basins. *Oceanography*, Volume 20, Number 1, pp. 1-12.
- McPhie, J; Orth, K. (1999), Peperite, pumice and perlite in submarine volcanic successions: implications for VHMS mineralisation. *Proceedings of Pacrim '99*, Bali, Indonesia, pp. 643-648.
- Mertz, D.F; Weinrich, A.J; Sharp, W.D; Renne, P.R. (2001), Alkaline intrusions in a near-trench setting, Franciscan complex, California: constraints from geochemistry, petrology, and Ar₄₀/Ar₃₉ chronology. *American Journal of Sciences* 301, pp. 877–911.
- Middlemost, E. A. K. (1985), *Magma and magmatic rocks, An Introduction to igneous petrology*. Longman Group U. K., PP. 73 – 86.

- Middlemost, E. A. K. (1989), Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks, *Chem. Geol.*, 77, 19-26.
- Middlemost, E. A. K. (1994), Naming materials in the magma / igneous rock system. Longman Group u. k, pp. 73 – 86.
- Milovanovich, D; Karamata, S; Banjesevic, M. (2005), Petrology of alkali basalts of Zlot, Timok Magmatic Complex (Eastern Serbia). *Tectonophysics.* 410, pp. 501–509.
- Moghazi, A. M. (2003), Geochemistry of a tertiary continental basalt suite, Red sea costal plain, Egypt: Petrogenesis and characteristics of the mantle source region. *Geological Magazine.* 140(1), 11 – 21.
- Mohr, P.A. (1987), Crustal contamination in mafic sheets: a summary. In: Halls, H.C., Fahrig, W.F. (Eds.), *Mafic Dyke Swarms*, Geological Association of Canada Special Paper No. 34. pp, 75–80.
- Morata, D; Oliva, C; Cruz, R; Suar, M. (2005), The Bandurrias Gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 18 .147–162.
- Nakamura N. (1974), Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 757 – 775.
- Nishimura, S. (2002), Why are there no Back-Arc Basins around the eastern Pacific margin? *Revista Mexicana De ciencias Geológicas*, v. 19, Num. 3, pp. 170-174.
- Parson, L.M; Hawkins, J.W. (1994), Two stage ridge propagation and the geological history of the Lau backarc basin, *Proc. ODP, Sci. Res.*, 135, pp. 819-828.
- Pearce, J.A. (1983), Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva. Cheshire, UK, pp. 230-249.
- Pearce, J, A; Stern, R, J. (2006), Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives. *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions Geophysical Monograph Series 166* Published in 2006 by the American Geophysical Union 10.1029/166GM06.
- Provatke, S; Klemme, S. (2006), Trace element partitioning between apatite and silicate melts" *Geochim. Cosmochim. Acta.* 70, 4513-4527.
- Ramos, V.A; Kay, S.M. (2006), Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°–39°S latitude). In: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds). *Evolution of an Andean Margin: a Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S Lat): Special Paper, 407.* Geological Society of America, pp. 1–17.
- Reichow, M.K; Sunders, A.D; White, R.V. (2004), Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo–Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos.* 79, pp. 425– 452.
- Reuter, M; Piller, W, E; Harzhauser, M; Mandic, O; Berning, B. (2007), The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch).* Vol, 98, pp. 627–650.

- 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.
- Rollinson, h. R. (1993), *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. John Wiley and Sons, 325p.
- Rudnick RL; Fountain DM. (1995), Nature and composition of the continental crust; a lower crustal perspective. *Rev Geophys* 33:267–309
- Schandl, E .S; Gorton, M. P. (2002), Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments .*Economic Geology*, Vol. 97, pp. 629-642.
- Shervais, J.W. (1982), Ti–V plots and the petrogenesis of modernophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, pp. 101–118.
- Skilling, I. P; White. J. D. L; McPhie. J. (2002), Peperite: a review of magma- sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 114, pp. 1-17.
- Smith, E, M; Price, Richard, C. (2006), *Journal of Volcanology and geothermal research*. 156, pp. 315-331.
- Srivastava, R, K; Singh, R, K; Verma, S, P. (2004), Neoarchaeon mafic volcanic rocks from the southern Bastar greenstone belt, Central India: petrological and tectonic significance. *Precambrian Research*. 131, pp. 305–322.
- Sun S. S; McDonough, W, F. (1989), A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. *Pub*, 42. 313 – 345.
- Tarney, J; Weaver, B.L. (1987), Geochemistry and petrogenesis of early Proterozoic dyke swarms. *Geological Association of Canada Special Paper* 34, pp. 81–94.
- Tchameni R; Pouclet A., Penay J; Ganwa A. A; Toteu S. F. (2006), Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan – African granitoids in Central North Cameroon: Implication for their sources nd geological setting. *Journal of African Earth Sciences*, 44, pp. 511 – 529.
- Temizel, I; Arslan, M. (2008), Petrology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the-Ikizce (Ordu) area, NE Turkey: Implications for the evolution of the eastern Pontide paleo-magmatic arc. *Journal Of Asian Earth Sciance*, 31, pp. 439-463.
- Thompson, R, N. (1982), British Tertiary volcanic province. *Scoot. J. Geol.*, 18, pp. 49 – 107.
- Thornber, C, R; Huebner, S. (1985), Dissolution of olivine in basaltic liquids: experimental observations and applications. *American Mineralogist*, Volume 70, pp. 934-945.
- Thoronton, C. P., Tattle, O, F., (1960). Chemistry of igneous rocks: Differentiation index. *Am. Sci.*, 258, pp. 664 – 684 .
- Varekamp, J, C; Hesse, A; Mandeville, C, W. (2010), Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. VOLGEO-04527; No of Pages 16.
- Vasques, p; Franze, Z. (2008), The taiassic Cobqocura Pluton (Central Chile): An example of a fayalite-bearing A-yipe intrusive Massif at a continental margin. *Tectonophysics*, 459, pp. 66-84.

- Verdel, Ch. (2009), Cenozoic geology of Iran: An intergrated study of extentional tectonics and related volcanism. In partial fulfillment of the requirement for the degree of doctor of philosophy. California institute of technology Pasadena, California, pp. 287.
- Vernon, R. H. (2004), A practical guide ti rock microstructure, Cambridge University Press, p. 594.
- Vijay Kumar, K., Rathana, K. (2008), Geochemistry of the mafic dykes in the Prakasam alkaline province of Eastern Ghats Belt, India: Implications for the genesis of continental rift-zone magmatism. *Lithos* 104, pp. 306–326.
- Viruet, J, E; Joubert, M; Urien, P; Friedman, R; Wies, D; Ullrich, T; Perez-Estaum, A. (2008), Caribbean island-arc rifting and back-arc basin development in the Late Cretaceous: Geochemical, isotopic and geochronological evidence from Central Hispaniola. *Lithos*, VOL, 104, pp. 378–404.
- Wang, Y; Fan, W; Guo, F. (2003), Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich diorites-granodiorites in southeastern Hunan Province, South China: Petrogenesis and tectonic implications. *Geochemical Journal*, Vol. 37, pp. 427 to 448.
- Watson, E, B. (1982), Basalt contamination by continental crust. Some experiments and models. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, pp. 73-87.
- Wayer, S; Munker, C; MEzger, K. (2003), Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the diferentiation history of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters*. 205, pp. 309-324.
- White, J. D. L; McPhie, J; Skilling, I. P. (2000), Peperite: a useful geneticterm. *Bull. Volcanol.* 62, pp. 65-66.
- Wilson M. (1989), Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Department of earth science, University of leeds. 466pp.
- Winchester, J. A; Floyd, P. A. (1977), Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325 – 342.
- Wood Head, J; Eggins, S; Gamble. J. (1993), High field strength and transition element systematic in iland arc and back-arc basine basalts: evidence for multi phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 114, pp. 491-504
- Xing - Wang Xu; Neng Jiang; Kai Yang; Bao – Lin Zhang; Guang – H Liang; Qian Mao, Jin – Xiang Li; Shi – Jun Du; Yu – Guang Ma; Yong Zhang; Ke – Zhang Qin. (2009), Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanhao are. Western Yunnan, China. *Lithos* 113, 595 – 611.
- Yan, J; Xin Zhao, J. (2008), Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere–asthenosphere interaction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33, pp.106 –121.
- Ying, J; Zhang, H; Sun, M; Tang, Y; Zhou, X; Liu, X. (2007), Petrology and geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi Province, Western North China Craton: implication for magma mixing of different Source in an extensional regime. *Lithos*, 01566, pp. 1-22.
- Zhao, J, H; Zhou, M, F. (2007), Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research* 152, pp. 27–47.

Abstract

Neotethyan oceanic lithosphere subduction under the southern margin of central Iran microplate during the Eocene, in addition to creating the Eocene magmatic arc at the South edge of central Iran, causes development of the extensional environments in inner parts of the central Iran block. Extensional movements result in a proto back-arc basin in the Saveh, Kashan, Qom, Garmsar and Shahrood areas and create a depressed basin, filled with continental (Lower red), shallow sea (Qom) and continental (Upper red) deposits. Basaltic magmatism had occurred in this basin, as extrusives and intrusives, as a result of the extensional processes. Existence of the thick continental-marine sequences associated with igneous rocks in the different area of the central Iran, are the consequences of these processes. The basic igneous rocks occurred as lavas in the Oligocene red marl around the Ahmadabad village but there were not any comprehensive petrological study about these rocks. Ahmadabad igneous rocks involve few lava flows, in which a continuous series from Olivine basalt to basalt are seen. In the previous reports, these rocks have been called Quaternary basalts which overlaid the Neogene red marls. Because, the same basic rocks had been reported in the Lower red formation in Garmsar area, we decided to study them and compare with each other. Garmsar igneous rocks involve a number of intrusive and subvolcanic bodies as dyke, sill and small stocks with gabbro-dioritic composition, in which a continuous series from gabbro to diorite can be seen. These rocks introduced as alkali basalt, micro alkali basalt and diabase in the form of submarine volcanics and dykes in the previous research reports. Investigation of stratigraphic, tectonic, geochemical and petrogenetic features of these rocks, show all of them relate to the same magmatic event in Oligocene, and were formed in an extensional proto- back arc basin. The most abundant minerals in the basaltic rock are, olivine, augite and plagioclase and these rocks have porphyry, glomeroporphyry and microlite-trachyte texture. Garmsar intrusive and subvolcanics have the same petrographic features. Their most abundant minerals are plagioclase and augite and have granular, intergranular, ophitic and subophitic textures. The alkaline nature and intra-continental plate (Back-arc) environment have been proved for these rocks based on both magmatic series and tectonic setting discrimination diagram. Enrichment in LREEs and depletion in HREEs are obvious in chondrite and primitive mantle normalized spider diagrams. Spider diagrams of these rocks, parallel trends of REE variations, associated with the trends of major oxides, trace, compatible-incompatible elements variation diagrams and existence of some anomalies such as Pb positive anomaly and low Nb/U, Ce/Pb and high La/Nb, can be all indication of indicated a common unique source for these igneous rocks and confirm the role of the fractional crystallization in addition to assimilation and contamination with crustal rocks in the evolution of the magma forming the rocks of the areas. Depletion in HFSE and enrichment in LILE in gabbroic rocks, also may indicate the role of subduction processes in the evolution of the source of magma. The magmas of the igneous rocks occurred in Lower red formation originate from 10-15 % partial melting of an enriched garnet-lherzolitic mantle source in the depth range of 90-100 Km depths, in an extensional intracontinental environment. This setting has perfect concordance with the extensional regime prevailing in central Iran back arc basin during the Oligo-Miocene times.

Keywords: Petrogenesis; Neogene basalts; Ahmadabad; Shahrood; Lower red formation; gabbro; Garmsar.



Shahrood University of Technology
Faculty of Earth Sciences
Department of Petrology

MSc thesis

The study of Stratigraphy Setting and petrogenesis of
Neogene basalts of Ahmad Aabad area(Khartooran- SE
Shahrood) and comparison with Garmsar Sub-volcanic
massives of gabbro-dioritic

By
Mohammad Barahmand

Supervisor:
Dr. H. Ghasemi

Advisors:
Dr. M. Sadeghian
Dr. A. Taheri

January 2010