

سلام افلا



دانشگاه شاهرود

دانشکده: علوم زمین

گروه: پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

موقعیت چینه‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین نفوذی موجود

در سازند قرمز زیرین شمال گرمسار

رضا سری‌زن

استاد راهنما:

دکتر حبیب‌الله قاسمی

استاد مشاور:

دکتر عزیزالله طاهری

پایان نامه ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

بهار ۹۳

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

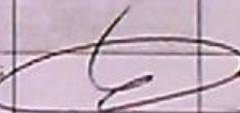
گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی

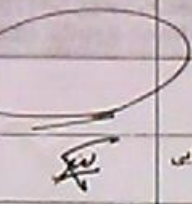
پایان نامه کارشناسی ارشد آقای رضا سری زن

تحت عنوان: موقعیت چینه شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی توده های آذرین نفوذی موجود در سازند قرمز زیرین
شمال گرمسار

مورد ارزیابی

در تاریخ 1393/3/11 توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد
و با درجه خیلی خوب مورد پذیرش قرار گرفت

اعضاء	اساتید مشاور	اعضاء	اساتید راهنما
	نام و نام خانوادگی: دکتر عزیزالله طاهری		نام و نام خانوادگی: دکتر حبیب الله
	نام و نام خانوادگی:		نام و نام خانوادگی:

اعضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	اعضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی: دکتر فرج الله فردوست		نام و نام خانوادگی: دکتر محمود صادقیان
			نام و نام خانوادگی: دکتر مهدی رضایی کهنجایی
			نام و نام خانوادگی:
			نام و نام خانوادگی:



دانشگاه تهران
در به شماره (6)

باسمه تعالی

شماره
تاریخ
ویرایش

فرم صورت جلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) نتیجه ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد آقای رضا سرباز رسته زمین شناسی گرایش پتروالوژی تحت عنوان موقعیت چینه شناسی، پتروالوژی و ژئوشیمی توده های آذرین نفوذی موجود در سازند قرمز زیرین شمال گومسار که در تاریخ 1393/3/11 با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

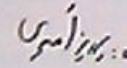
قبول (با درجه استثنای 18,95) ☐ دفاع مجدد ☐ مردود ☐

1. عالی (19 - 20) 2. بسیار خوب (18 - 18,99)

3. خوب (16 - 17,99) 4. قابل قبول (14 - 15,99)

5. نمره کمتر از 14 غیر قابل قبول

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
1. استاد ارشد	دکتر حبیب الله قاسمی	دانشیار	
2. استاد مشاور	دکتر عزیز الله طاهری	استاد	
3. نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	دکتر فرج الله فردوست	استادیار	
4. استاد محترم	دکتر محمود صادقیان	استادیار	
5. استاد محترم	دکتر مهدی رضایی کهجایی	استادیار	

رئیس دانشکده:  امضاء

تقدیم بہ
استاد بزرگوارم

جناب آقای دکتر حبیب اللہ قاسمی

و

ہمسرمہربانم

خانم زہرہ میلویش

تشکر و سپاس

سپاس بیکران به پیشگاه خالق زمین که به انسان فکرت عنایت فرمود تا اندیشه کند و رازهای خلقت کاینات را دریابد.

به رسم ادب و احترام بر خود واجب می‌دانم از همه کسانی که به نحوی اینجانب را در فرجام یافتن این پژوهش یاری نمودند تقدیر و تشکر نمایم.

- از جناب آقای دکتر حبیب الله قاسمی، استاد راهنمای محترم و بزرگوارم، به خاطر زحمات بی‌دریغ و راهنمایی‌های مفید در تمامی مراحل انجام این تحقیق، که چنانچه نشانی از پویایی و تازگی در این مجموعه یافت شود همه از عنایات این عزیز است و اگر نقص و کاستی از کوتاهی اینجانب.

- از جناب آقای دکتر عزیزالله طاهری، استاد مشاور بزرگوارم، که در موقعیت‌های مختلف تکیه‌گاه مطمئنی در ادامه تلاشم بودند و همچنین به جهت نظرات مفید در به سرانجام رسیدن این تحقیق.

- از جناب آقای دکتر محمود صادقیان، که در تمامی مراحل انجام این تحقیق از هیچ تلاشی فروگذار نبوده‌اند، و همواره با متانت پاسخگوی سؤالاتم بوده‌اند، و همچنین به خاطر داوری این پایان‌نامه.

- از جناب آقای دکتر مهدی رضایی که خایی به خاطر داوری، رهنمودهای ارزنده و تمام همکاری‌ها.

- از زحمات خالصانه کارمندان دانشکده علوم زمین دانشگاه شاهرود به خصوص آقایان مهندس خانعلی‌زاده و میرباقری و خانم‌ها مهندس فارسی و سعیدی.

- از کمک‌ها و محبت‌های صمیمانه دوستان عزیزم خانم‌ها زکیه کاظمی، سهیلا ساکی و همچنین آقایان محمد برهمند، مرتضی درخشی، محمد غربی، امین افتخاری و علی‌اصغر رادکانی تشکر و قدردانی می‌نمایم و از درگاه خداوند متعال سلامتی، موفقیت، و توفیق روز افزون آن‌ها را خواستارم.

- همچنین از اساتید، کارشناسان و دوستانی که به هر نحوی در انجام این پایان‌نامه همکاری داشته‌اند، و این صفحه به نام آن‌ها مزین نگشته است، صمیمانه تشکر و قدردانی می‌کنم.

و در پایان مراتب تشکر و سپاس خود را از همسرم زهره میلویش که در مراحل مختلف این پایان‌نامه مرا یاری نمودند ابراز می‌دارم و ضمن تشکر و قدردانی از ایشان، سلامتی‌شان را از درگاه خداوند متعال خواستارم.

بی‌شک بدون همیاری و همکاری این عزیزان این تحقیق به امروز خود نمی‌رسید. باشد که این تحفه ناچیز، روزگاری گره کوچکی از مشکلات عالمیان باز نماید.

بهارى باشيد

رضا سري‌زن

دانشجو تایید می نماید که مطالب مندرج در این پایان نامه نتیجه تحقیقات خودش می باشد 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 شاهرود می باشد.

بهار ۱۳۹۳

چکیده

در شمال و شمال غرب گرمسار در استان سمنان، تعداد زیادی توده‌ی نفوذی گابرو دیوریتی به صورت دایک، سیل و استوک‌های کوچک در سازند قرمز زیرین رخنمون دارند. بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و نمودارهای ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که سنگ‌های آذرین مورد مطالعه، ماهیت گابرویی دارند و یک سری تفریقی از گابرو تا دیوریت را تشکیل می‌دهند. نمونه‌های گابرویی دارای بافت‌های گرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک هستند. در نمونه‌های حاشیه‌ی دایک‌ها به علت انجماد سریع، زمینه سنگ عمدتاً از ریز بلورها تشکیل شده و بافت‌های پورفیری، بادامکی و گلوپورفیری مشاهده می‌شود. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (اوژیت) کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. کانی‌های اپک، آپاتیت، الیون و فلوگوپیت جزء کانی‌های فرعی سنگ به حساب می‌آیند و کلریت، پرهنیت، کلسیت، اپیدوت و سربیسیت کانی‌های ثانویه (دگرسانی) این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. سنگ‌های دیوریتی نسبت به گابروها از فراوانی کمتری در منطقه برخوردار بوده و در مطالعات میکروسکوپی انواع بافت‌های گرانولار، اینترگرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک را به نمایش می‌گذارند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز و به مقدار کم کلینوپیروکسن (اوژیت) می‌باشند و کانی‌های اپک، هورنبلند، بیوتیت، آپاتیت و کوارتز کانی‌های فرعی و اورالیت، پرهنیت، کلریت، کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. سنگ‌های مورد بررسی دارای ماهیت ماگمایی قلیایی بوده و روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب آن‌ها در مقابل عدد منیزیم و ضریب تفریق حاکی از منشأ گرفتن این سنگ‌ها از یک منبع ماگمایی واحد و نقش فرآیند تبلور تفریقی در تحول آن‌ها می‌باشد. نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌ها حاکی از غنی‌شدگی شدید آن‌ها از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و تهی‌شدگی نسبی از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) است. الگوی قرارگیری موازی نمونه‌ها در این نمودارها نشان دهنده منبع مشترک این سنگ‌ها و نقش تبلور تفریقی در تشکیل آن‌هاست. نبود نابهنجاری Eu، وجود نابهنجاری مثبت در عناصر K، Cs، Ba و Sr و تهی‌شدگی شدید از Nb و Zr از ویژگی‌های بارز این سنگ‌هاست. ماگمای مافیک سازنده سنگ‌های مورد مطالعه تا حدودی متحمل آلاش با مواد پوسته‌ای شده است. تهی‌شدگی سنگ‌های گابرویی از HFSE و غنی‌شدگی آن‌ها از LILE، می‌تواند بیانگر نقش مواد منطقه فروران در تحول ناحیه منشأ ماگما باشد. سنگ‌های مورد بررسی بر اساس نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی در قلمرو درون ورقه‌ای قاره‌ای (حوضه پشت کمان) قرار می‌گیرند. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی حدود ۱۲ تا ۱۵ درصدی یک منبع گوشته‌ای لیتوسفری عمیق غنی شده گارنت لرزولیتی، در اعماق ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری، در یک محیط کششی درون قاره‌ای پشت کمانی اولیه حاصل شده است. جایگاه پشت کمانی تعیین شده برای سنگ‌های مزبور، با جایگاه زمین‌ساختی این بخش از ایران مرکزی در زمان الیگوسن-میوسن، کاملاً سازگار می‌باشد.

کلمات کلیدی: گابرو دیوریت؛ توده نفوذی؛ الیگوسن؛ سازند قرمز زیرین؛ گرمسار.

مقالات مستخرج از این پایان نامه

- ✓ سنگ‌شناسی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی موجود در سازند قرمز زیرین (شمال گرمسار). سی و دومین گردهمایی سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، زمستان ۱۳۹۲.
- ✓ محیط زمین‌ساختی و ویژگی‌های محل منشأ توده‌های گابرودیوریتی موجود در سازند قرمز زیرین (شمال گرمسار). سی و دومین گردهمایی سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، زمستان ۱۳۹۲.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات

۱-۱	مقدمه	۲
۲-۱	موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه گرمسار	۲
۳-۱	آب و هوا	۳
۴-۱	زمین ریخت شناسی	۴
۵-۱	مروری بر مطالعات پیشین	۱۱
۶-۱	هدف از مطالعه	۱۳
۷-۱	روش انجام تحقیق و گردآوری اطلاعات	۱۴

فصل دوم: زمین شناسی عمومی

۱-۲	موقعیت بلوک گرمسار در فلات ایران	۲۰
۲-۲	واحد‌های سنگی مورد مطالعه در منطقه گرمسار	۲۲
۳-۲	تکتونیک منطقه	۳۵
۴-۲	تغییرات فیزیکی و شیمیایی سنگ‌ها	۴۲
۵-۲	وضعیت معدنی شهرستان گرمسار	۴۴

فصل سوم: پتروگرافی

۱-۳	مقدمه	۵۰
۲-۳	پتروگرافی سنگ‌های گابرویی	۵۱
۳-۳	پتروگرافی سنگ‌های دیوریتی	۶۸
۴-۳	ترتیب تبلور کانی‌های سازنده سنگ‌های آذرین منطقه	۷۵

فصل چهارم: ژئوشیمی

۱-۴	مقدمه	۸۰
۲-۴	منابع بروز خطا در طی آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها	۸۶
۳-۴	تصحیح داده‌های خام حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی	۸۷
۴-۴	کاربرد نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی در رده‌بندی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه	۸۹

۵-۴	بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات.....	۹۳
۶-۴	مقایسه فرآیندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی، با استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب.....	۱۰۵
۷-۴	نمودارهای چند عنصری (عنکبوتی) و بهنجار شده.....	۱۰۸
۸-۴	تعیین سری ماگمایی.....	۱۱۹

فصل پنجم: پتروژنز

۱-۵	مقدمه.....	۱۲۴
۲-۵	تعیین محیط زمین‌ساختی.....	۱۲۴
۳-۵	مقایسه‌ی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین پالئوژن در ایران و سایر نقاط جهان.....	۱۳۰
۴-۵	تعیین ترکیب، درجه ذوب بخشی و عمق محل منشأ ماگما.....	۱۴۲
۵-۵	ارزیابی نقش آلاینش پوستانه‌ای در تحول ماگماهای مولد سنگ‌های مورد مطالعه.....	۱۴۷
۶-۵	ارزیابی نقش سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده در غنی‌شدگی ناحیه منشأ سنگ‌های مورد مطالعه.....	۱۵۲
۷-۵	الگوی زمین‌ساختی- ماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین مورد مطالعه.....	۱۵۷

فصل ششم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۱-۶	نتیجه‌گیری.....	۱۷۰
۲-۶	پیشنهادات.....	۱۷۱
	پیوست.....	۱۷۳
	منابع.....	۱۷۶

فهرست شکل‌ها

فصل اول: کلیات

- شکل ۱-۱: موقعیت جغرافیایی شهرستان گرمسار و منطقه مورد مطالعه در استان سمنان. ۳
- شکل ۲-۱: راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه. ۳
- شکل ۳-۱: تصویر سه بعدی از مورفولوژی منطقه مورد مطالعه، حاصل تلفیق تصویر ماهواره‌ای و نقشه زمین‌شناسی ترسیم شده توسط نرم‌افزار Global Mapper. ۵
- شکل ۴-۱: نمایی از کوه کلرز به عنوان زمین‌ریخت نوع ۱ در سازند قم به همراه واحدهای نمکی و گچی پیرامون آن. ۶
- شکل ۵-۱: ساخت لانه کبوتری به عنوان زمین‌ریخت نوع ۲ در واحدهای سازند قرمز بالایی. ۶
- شکل ۶-۱: انحلال نمک و ریزش طبقات فوقانی در واحدهای نمکی گرمسار. ۸
- شکل ۷-۱: نمایی از واحد گابرویی و واحد در برگیرنده‌ی آن (سازند قرمز زیرین). ۹
- شکل ۸-۱: خرد شدگی سنگ‌های آذرین نفوذی در اثر دیابایریسم. ۹
- شکل ۹-۱: نمایی از توده‌های نفوذی در رأس گنبد‌های نمکی. ۱۰
- شکل ۱۰-۱: نمایی از مرز بین سازند قرمز زیرین و آبرفت کواترنر. ۱۰
- شکل ۱۱-۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (گرمسار) که بر اساس برداشت‌های صحرایی و تصویر ماهواره‌ای ترسیم شده است. ۱۶
- شکل ۱۲-۱: تصویر دستگاه گرمکن مورد استفاده برای خشک کردن آب اضافه شده بین دانه‌ای، (آزمایشگاه رسوبشناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه شاهرود). ۱۷
- شکل ۱۳-۱: تصویر دستگاه پودرکن (هاون) مورد استفاده برای پودر کردن نمونه‌ها جهت آنالیز شیمیایی، (آزمایشگاه کانه آرای و فلوتاسیون دانشکده معدن دانشگاه شاهرود). ۱۷

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی

- شکل ۱-۲: تقسیمات زمین‌شناسی ایران، با اصلاحاتی بر نقشه تهیه شده توسط اشتوکلین (۱۹۷۱)، نبوی (۱۳۵۵) و آقانباتی (۱۳۸۳). ۲۱
- شکل ۲-۲: نمایی از یک گنبد نمکی و واحدهای تشکیل دهنده‌ی آن در شمال گرمسار. ۲۵
- شکل ۳-۲: نمایی از یک دایک گابرویی (OI^{gb}) تزریق شده درون واحد OI^{mg} . ۲۶
- شکل ۴-۲: نمایی از دسته دایک‌های گابرویی. ۲۸
- شکل ۵-۲: نمودار گل سرخی دایک‌های مورد مطالعه (برهمند، ۱۳۸۹). ۲۹
- شکل ۶-۲: نمایی از نفوذ واحد آذرین (OI^{gb}) درون واحد رسوبی (OI^{mg}). ۳۰
- شکل ۷-۲: نمایی از کنگلومرای هزار دره در شمال گرمسار. ۳۳
- شکل ۸-۲: نمایی از یک رودخانه نمکی که در جنوب گنبد‌های نمکی تشکیل و تکوین یافته است. ۳۴
- شکل ۹-۲: ستون چینه‌شناسی کلی سازندهای قرمز زیرین، قم، قرمز بالایی و کنگلومرای هزار دره در منطقه شمال گرمسار. ۳۵
- شکل ۱۰-۲: نمایی از یک دایک گابرویی تزریق شده درون سازند قرمز زیرین و در ادامه چین و گسل خوردگی آن‌ها به دلیل بالا آمدن گنبد نمکی. ۳۷

- شکل ۱-۲: نمایی از گسل‌های منطقه‌ی مورد مطالعه به همراه سنگ‌های آذرین، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ و تصویر ماهواره‌ای گرمسار..... ۳۷
- شکل ۱۲-۲: نمایی از چین زیبا در کوه اژدها..... ۴۲
- شکل ۱۳-۲: پختگی و تبدیل شدن ژئوپس به گچ در مجاورت مرز بین دایک با شیل و مارن‌های منطقه..... ۴۳
- شکل ۱۴-۲: حفرات پر شده از گچ و کلسیت و تشکیل ساخت بادمکی در حاشیه توده‌ها در نمونه دستی..... ۴۴
- شکل ۱۵-۲: نمایی از فرسایش پوست پیازی در سنگ‌های گابرویی..... ۴۴
- شکل ۱۶-۲: نمایی از درون یکی از معادن نمک در شمال گرمسار..... ۴۶
- شکل ۱۷-۲: نمایی از سنگ نمک موجود در معدن نمک ایران..... ۴۶
- شکل ۱۸-۲: کاربرد سنگ‌های آذرین در ساختمان سازی اطراف معادن گرمسار..... ۴۷

فصل سوم: پتروگرافی

- شکل ۱-۳: نمایی از یک استوک گابرویی دگرسان شده در شمال شرق گرمسار..... ۵۱
- شکل ۲-۳: بافت گرانولار، به همراه کانی‌های اوژیت و پلاژیوکلاز و اپک در سنگ‌های گابرویی (XPL)..... ۵۴
- شکل ۳-۳: بافت اینترگرانولار، در سنگ‌های گابرویی (XPL)..... ۵۴
- شکل ۴-۳: بافت افیتیک، در اثر قرارگیری بلورهای پلاژیوکلاز در متن بلور اوژیت (XPL)..... ۵۴
- شکل ۵-۳: بافت سابافیتیک، در اثر قرارگیری قسمتی از بلورهای پلاژیوکلاز در متن بلور اوژیت (XPL)..... ۵۴
- شکل ۶-۳: بافت پورفیری، در میکروگابرو که بلورهای پلاژیوکلاز حالت جریان به خود گرفته‌اند (XPL)..... ۵۴
- شکل ۷-۳: تجمع بلورهای پیروکسن در میکروگابروها و تشکیل بافت گلمروپورفیری (XPL)..... ۵۴
- شکل ۸-۳: حفرات پر شده توسط کلسیت و تشکیل بافت بادمکی در میکروگابروها، اطراف حفرات حاشیه واكشی به وضوح دیده می‌شود (XPL)..... ۵۵
- شکل ۹-۳: تصویری از انحلال و گرد شدن حواشی درشت بلورهای پلاژیوکلاز در دایک‌های میکروگابرویی همراه با ادخال‌هایی از کانی آپاتیت و اپک (XPL)..... ۵۷
- شکل ۱۰-۳: فنوکریست پیروکسن شکل‌دار همراه با کانی پلاژیوکلاز (XPL)..... ۵۹
- شکل ۱۱-۳: فنوکریست پیروکسن با منطقه‌بندی ترکیبی و هسته‌ی سرشار از ادخال (XPL)..... ۵۹
- شکل ۱۲-۳: تصویری از خلیج خوردگی در کانی اوژیت (XPL)..... ۶۰
- شکل ۱۳-۳: تصویری از دگرسانی پیروکسن‌ها به مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه (XPL)..... ۶۰
- شکل ۱۴-۳: حضور بیوتیت غنی از منیزیم یا فلوگوپیت در برخی از دایک‌های گابرویی (XPL)..... ۶۱
- شکل ۱۵-۳: بیوتیت بصورت زینوکریست دانه درشت در برخی از سنگ‌های گابرویی..... ۶۱
- شکل ۱۶-۳: دگرسانی بلورهای الیوین همراه با شکستگی‌های هلالی شکل (XPL)..... ۶۲
- شکل ۱۷-۳: تغییرات ترکیب اولیوین به ایدنگسیت در بازالت‌های بلبکس در ماسیو سانترال فرانسه (ولچ و بنفیلد، ۲۰۰۲)..... ۶۲
- شکل ۱۸-۳: تصویری از کانی مگنتیت و دگرسانی آن به هماتیت در سنگ‌های میکروگابرویی (نور انعکاسی)..... ۶۳
- شکل ۱۹-۳: کانی‌های اپک اولیه (p) و ثانویه (s) همراه با آپاتیت و کلریت (PPL)..... ۶۳
- شکل ۲۰-۳: حضور آپاتیت منشوری به صورت ادخال درون اوژیت (XPL)..... ۶۴
- شکل ۲۱-۳: آپاتیت‌های کشیده و سوزنی شکل به صورت ادخال درون پلاژیوکلاز (XPL)..... ۶۴
- شکل ۲۲-۳: تشکیل کلریت بر اثر دگرسانی پیروکسن در گابروها (XPL)..... ۶۷
- شکل ۲۳-۳: دگرسانی بلورهای اوژیت و تبدیل شدن آن‌ها به کلریت از حاشیه (XPL)..... ۶۷

- شکل ۳-۲۴: پره‌نیت، حاصل دگرسانی اوژیت در سنگ‌های میکروگابرویی (XPL)..... ۶۷
- شکل ۳-۲۵: رگه‌ی پر شده توسط کلسیت در میکروگابروها (XPL)..... ۶۷
- شکل ۳-۲۶: اپیدوت‌های حاصل از دگرسانی پلاژیوکلاز و پیروکسن (XPL)..... ۶۷
- شکل ۳-۲۷: نمایی از یک دایک دیوریتی..... ۶۹
- شکل ۳-۲۸: تصویری از بافت گرانولار متشکل از پیروکسن و پلاژیوکلاز در دیوریت (XPL)..... ۶۹
- شکل ۳-۲۹: تصویری از بافت اینترگرانولار متشکل از پیروکسن و پلاژیوکلاز در دیوریت (XPL)..... ۶۹
- شکل ۳-۳۰: تصویر قرارگیری بخشی از بلور پلاژیوکلاز درون کانی پیروکسن و تشکیل بافت ساب‌افیتییک (XPL)..... ۶۹
- شکل ۳-۳۱: نمای کلی از بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل پلیسینتتیک و بافت اینترگرانولار، ناشی از قرارگیری بلورهای ریز پیروکسن در بین بلورهای پلاژیوکلاز (XPL)..... ۷۱
- شکل ۳-۳۲: بلور شکل‌دار کلینوپیروکسن که متحمل دگرسانی شده است (XPL)..... ۷۱
- شکل ۳-۳۳: حضور بیوتیت در دایک دیوریتی (XPL)..... ۷۴
- شکل ۳-۳۴: تصویر حضور کانی اپک و پلاژیوکلاز درون اوژیت بصورت اذخال (XPL)..... ۷۴
- شکل ۳-۳۵: قرارگیری بلور سوزنی و طولیل آپاتیت در داخل بلورهای سوسوریتی شده‌ی پلاژیوکلاز (XPL)..... ۷۵
- شکل ۳-۳۶: تصویری از دگرسانی کامل کانی پیروکسن به پره‌نیت (XPL)..... ۷۵
- شکل ۳-۳۷: تشکیل کانی‌های ثانویه کلریت، بیوتیت و اپک طی دگرسانی در دیوریت (XPL)..... ۷۵
- شکل ۳-۳۸: نمایی از رگه کوارتز دیوریتی در سنگ‌های گابرویی..... ۷۵

فصل چهارم: ژئوشیمی

- شکل ۴-۱: موقعیت نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه. ۸۲
- شکل ۴-۲: موقعیت نمونه‌ها در نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (TAS)، لومتر و همکاران (۱۹۸۹)..... ۸۹
- شکل ۴-۳: نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ، کاکس و همکاران (۱۹۷۹)..... ۹۱
- شکل ۴-۴: نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ، میدلموست (۱۹۸۵)..... ۹۱
- شکل ۴-۵: نمودار رده‌بندی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)..... ۹۲
- شکل ۴-۶: نمودارهای تغییرات درصد اکسید - درصد MgO (فنز، ۱۹۴۸)..... ۹۸
- شکل ۴-۷: نمودارهای تغییرات درصد اکسید در برابر ضریب تفریق (تورنتون و تاتل، ۱۹۶۰)..... ۱۰۱
- شکل ۴-۸: نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل درصد MgO برای نمونه‌های مورد مطالعه..... ۱۰۳
- شکل ۴-۹: نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق (D.I.) برای نمونه‌های مورد مطالعه..... ۱۰۶
- شکل ۴-۱۰: الف تا ه) تغییرات عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر و نسبت‌های آن‌ها در نمونه‌های مورد بررسی، ی) نمودار چامنی و همکاران (۲۰۰۶) روندهای مشخص شده بر روی این نمودار عبارتند از: $\text{CC} = \text{آلایش پوسته‌ای}$ ، $\text{AFC} = \text{تبلور تفریقی همراه با هضم}$ ، $\text{FC} = \text{تبلور تفریقی}$ ۱۰۹
- شکل ۴-۱۱: الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) برای نمونه‌های مورد بررسی..... ۱۱۴
- شکل ۴-۱۲: الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (باینتون، ۱۹۸۴)، برای نمونه‌های مورد بررسی..... ۱۱۵
- شکل ۴-۱۳: نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲)..... ۱۱۷
- شکل ۴-۱۴: نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹)، برای نمونه‌های مورد بررسی..... ۱۱۹
- شکل ۴-۱۵: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین سری ماگمایی، الف و ب) نمودار (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)، ج) نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (میدلموست، ۱۹۹۴)..... ۱۲۱
- شکل ۴-۱۶: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تعیین سری ماگمایی، الف) نمودار P_2O_5 در برابر Zr..... ۱۲۱

(وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)، (ب) نمودار شاخص Peacock در برابر SiO_2 (پکسرلیو و تایلور، ۱۹۷۶)، ۱۲۲

فصل پنجم: پتروژنز

شکل ۵-۱: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، الف) نمودار Th/Yb-Ta/Yb (گورتون و شاند، ۲۰۰۰)، ب) نمودار Th/Ta-Yb (شاند و گورتون، ۲۰۰۲)، ج) نمودار $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5$ پیرس و دیگران (۱۹۷۵)، د) نمودار $\text{TiO}_2 - \text{Y}/20 - \text{K}_2\text{O}$ (بیرمان، ۱۹۹۶)، ۱۲۸

شکل ۵-۲: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، الف) نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr (وودهد و همکاران، ۱۹۹۳)، ب) نمودار $\text{Ti}/1000 - \text{V}$ (شروه، ۱۹۸۲)، ج) نمودار FeO/MgO در مقابل TiO_2 (شاتو و همکاران، ۲۰۰۶)، د) نمودار MgO در مقابل K_2O (وارکمپ، ۲۰۱۰)، ۱۳۰

شکل ۵-۳: نقشه زمین‌شناسی گابروهای منطقه باندریاس (جنوب کشور شیلی)، ۱۳۱
شکل ۵-۴: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و گابروهای منطقه باندریاس (●) در الف) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹)، ۱۳۳

شکل ۵-۵: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و گابروهای منطقه باندریاس (●) در الف) نمودار تعیین سری ماگمایی P_2O_5 در برابر Zr (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷)، ب) نمودار $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5$ پیرس و دیگران (۱۹۷۵)، ج) نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی $\text{Ti}/1000 - \text{V}$ (شروه، ۱۹۸۲)، د) نمودار MgO در مقابل K_2O (وارکمپ، ۲۰۱۰)، ۱۳۴
شکل ۵-۶: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و جنوب کهریزک (●) در الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹)، ب) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، ۱۳۷

شکل ۵-۷: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و جنوب کهریزک (●) در الف) نمودار تعیین سری ماگمایی P_2O_5 در برابر Zr (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)، ب) نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی Th/Yb-Ta/Yb (گورتون و شاند، ۲۰۰۰)، ج) نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی $\text{Ti}/1000 - \text{V}$ (شروه، ۱۹۸۲)، د) نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr (وودهد و همکاران، ۱۹۹۳)، ۱۳۸

شکل ۵-۸: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و نمونه‌های منطقه احمدآباد (○) و کلاته سادات (●) در الف) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹)، ۱۴۱

شکل ۵-۹: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و نمونه‌های منطقه احمدآباد (○) و کلاته سادات (●) در الف) نمودار تعیین سری ماگمایی P_2O_5 در مقابل Zr (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)، ب) نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی $\text{Ti}/1000$ در مقابل V (شروه، ۱۹۸۲)، ج) نمودار FeO/MgO در مقابل TiO_2 (شاتو و همکاران، ۲۰۰۶)، د) نمودار MgO در مقابل K_2O (وارکمپ، ۲۰۱۰)، ۱۴۲

شکل ۵-۱۰: موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در الف) نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷)، ب) نمودار Sm/Yb در مقابل Ce/Sm (کورتیس و همکاران، ۱۹۹۹)، ج) نمودار Nb در مقابل Zr ، ابوهامته (۲۰۰۵) (بر اساس داده‌های سان و مکدونوف، ۱۹۸۹)، د) نمودار Y در مقابل Zr ، ابوهامته (۲۰۰۵) (بر اساس داده‌های سان و مکدونوف، ۱۹۸۹)، ۱۴۴

شکل ۵-۱۱: موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در الف) نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb (تروال و همکاران، ۱۹۹۴، بوگارد و همکاران، ۲۰۰۳)، ب) نمودار Ce/Yb در مقابل Ce (الام، ۱۹۹۱)، ج) نمودار تمرکز میانگین عناصر Yb ، Sm و Ce در مقابل عمق جدایش (الام، ۱۹۹۱)، د) نمودار Zr/Y در برابر Nb/Y ، فیتون و همکاران (۱۹۹۷)، ۱۴۷

شکل ۵-۱۲: موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، به همراه ترکیب پوسته بالایی از تایلور و مک‌لنن (۱۹۸۵) با نماد (O) و ودپول (۱۹۹۵) با نماد (●) و ترکیب پوسته زیرین از ودپول (۱۹۹۵) با نماد (■)، ب) نمودار Nb/U-Nb (یان و ژائو، ۲۰۰۸)، ج) نمودار Nb/U-SiO₂ (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶)، د) نمودار Nb/U-La/Sm (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶) ۱۵۳
 شکل ۵-۱۳: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در الف) نمودار Nb/Y در برابر Rb/Y (پیرس، ۱۹۸۳)، ب) نمودار تغییرات Ta/Yb در برابر Th/Yb (پیرس، ۱۹۸۲) ۱۵۷
 شکل ۵-۱۴: نقشه زمین‌ساختی ساده شده از فلات ایران با الهام از آسیابان‌ها و فودن (۲۰۱۲) ۱۶۲
 شکل ۵-۱۵: مدل ارائه شده توسط تایلور و مارتینز (۲۰۰۳) به منظور نشان دادن مراحل تشکیل حوضه پشت کمان. ۱۶۲
 شکل ۵-۱۶: مسیرهای چهارگانه مؤثر در تعیین ترکیب شیمیایی بازالت‌های پشت کمانی (BAB)، با الهام از طرح پیرس و استرن (۲۰۰۶) ۱۶۳
 شکل ۵-۱۷: مدل ارائه شده برای تحولات زمین‌ساختی در حوضه پشت کمانی ایران مرکزی در طی الیگو-میوسن. ۱۶۷
 شکل ۵-۱۸: بلوک دیاگرام توالی‌های رسوبی و آذرین موجود در سازند قرمز زیرین منطقه گرمسار. ۱۶۷

فهرست جداول

فصل سوم: پتروگرافی

جدول ۱-۳: علائم اختصاری مورد استفاده در اشکال پتروگرافی..... ۵۳

فصل چهارم: ژئوشیمی

جدول ۱-۴: موقعیت جغرافیایی و مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی ۸۲
جدول ۲-۴: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه پس از حذف مواد فرآر و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO (مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی به درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب به قسمت در میلیون نشان داده شده است)..... ۸۳
جدول ۳-۴: موقعیت جغرافیایی و مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی (برهمند، ۱۳۸۹) ۸۴
جدول ۴-۴: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی منطقه گرمسار پس از حذف مواد فرآر و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO (برهمند، ۱۳۸۹)..... ۸۴

فصل پنجم: پتروژنز

جدول ۱-۵: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی گابروهای منطقه باندریاس پس از حذف مواد فرآر و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO ۱۳۲
جدول ۲-۵: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی منطقه جنوب کهریزک (طوطی و همکاران، ۱۳۸۷)، پس از حذف مواد فرآر و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO ۱۳۶
جدول ۳-۵: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی منطقه احمدآباد (AH) و کلاته‌سادات (ND) پس از حذف مواد فرآر و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO ۱۴۰
جدول ۴-۵: ترکیب پوسته قارهای بالایی از تایلور و مک‌لنن (۱۹۸۵)، (Wedepohl-U): ترکیب پوسته قارهای بالایی از ودپول (۱۹۹۵) و (Wedepohl-L): ترکیب پوسته زیرین از ودپول (۱۹۹۵)..... ۱۴۹

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

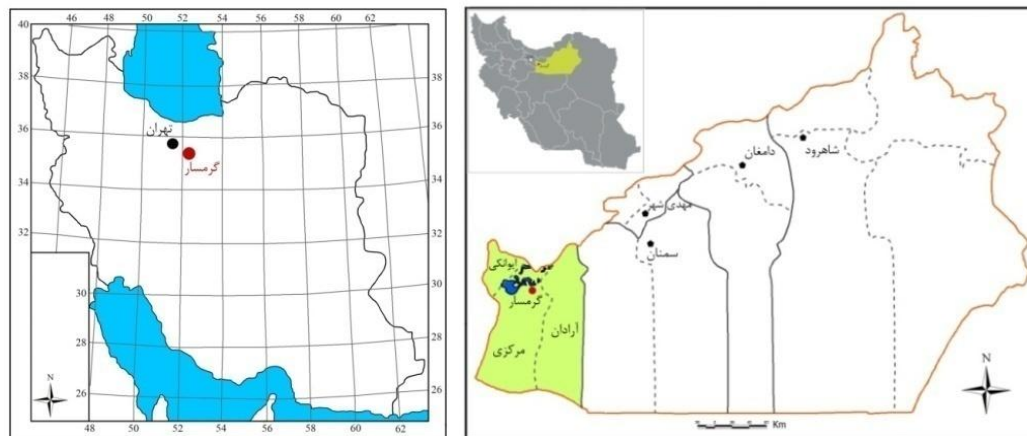
در سال‌های گذشته منطقه گرمسار از جهات مختلف مورد بررسی قرار گرفته و در راستای تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمسار، مطالعاتی در زمینه چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی، پتروژنز و کانه‌زایی آن صورت گرفته است. اما این مطالعات در بسیاری از موارد دارای نواقصی می‌باشد از جمله آنکه مطالعه جامعی به لحاظ چینه‌شناسی، زمین‌شیمی و پترولوژی بر روی توده‌های نفوذی موجود در سازند قرمز زیرین منطقه صورت نگرفته است. در این پایان‌نامه قصد داریم به بررسی کامل چینه‌شناسی، زمین‌شیمی و پترولوژی توده‌های آذرین نفوذی موجود در سازند قرمز زیرین در شمال گرمسار بپردازیم.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه گرمسار

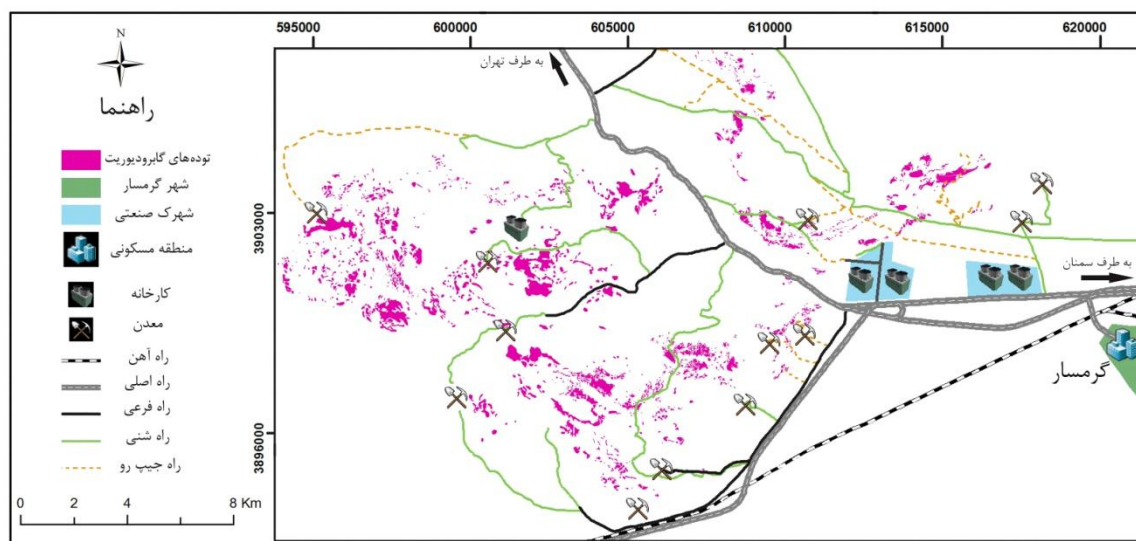
گرمسار به عنوان یکی از شهرستان‌ها و غربی‌ترین شهر در استان سمنان در طول‌های جغرافیایی $52^{\circ} 00'$ تا $52^{\circ} 25'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ} 10'$ تا $35^{\circ} 20'$ شمالی واقع شده است. این شهرستان با وسعتی معادل ۹۲۳۳ کیلومتر مربع دارای سه بخش مرکزی، ایوانکی و آرادان است.

فاصله شهر گرمسار تا مرکز استان یکصد و ده کیلومتر و تا تهران نود و پنج کیلومتر است. از شمال به شهرستان‌های فیروزکوه و دماوند، از شرق به شهرستان‌های آرادان و سمنان، از غرب به شهرستان پاکدشت و استان قم و از جنوب به شهرستان‌های اردستان و کاشان محدود می‌شود.

گرمسار در مسیر جاده اصلی تهران- مشهد قرار دارد. در بخش شمالی منطقه مورد مطالعه راه‌های خاکی معادن نمک قدیمی و در بخش جنوبی، جاده آسفالت‌ه معادن نمک کوه تخت رستم، در جنوب این کوه و در امتداد راه‌آهن تهران- گرمسار قرار دارد. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه، به ترتیب، در شکل‌های ۱-۱ و ۱-۲ نشان داده شده است.



شکل ۱-۱: موقعیت جغرافیایی شهرستان گرمسار و منطقه مورد مطالعه در استان سمنان.



شکل ۱-۲: راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.

۱-۳- آب و هوا

بخش مرکزی ایران از یک فلات وسیع تشکیل یافته که کوه‌های مرتفعی از اطراف آن را احاطه نموده و مانع از نفوذ رطوبت دریا‌های اطراف به این منطقه می‌گردند. بخش عمده این قسمت از کشور ما دارای آب و هوای نوع خشک است که در آن میزان تبخیر بیش از بارش‌های جوی است. منطقه مورد مطالعه قسمتی از فلات مرکزی ایران است و آب و هوایی مشابه با سایر نقاط حاشیه این فلات دارد و دارای آب و هوای گرم بیابانی بوده، یعنی در تابستان گرم و خشک و در زمستان سرد و خشک است.

مقدار بارش باران در این منطقه نسبت مستقیمی با سلسله کوه‌ها و ارتفاع آن‌ها دارد. میانگین بارندگی سی ساله در گرمسار ۱۲۰/۳ میلی‌متر است. که این بارندگی از متوسط بارندگی استان یعنی ۱۴۰ میلی‌متر، کمتر و حدود نصف میزان بارندگی کشور ایران و حدود یک پنجم میزان بارندگی آسیا می‌باشد. با این میزان بارندگی شرایط زندگی در این شهرستان دشوار می‌گردد، زیرا کشاورزی بصورت دیم حداقل به متوسط بارندگی ۲۵۰ میلی‌متر و بالاتر نیاز دارد. مقدار تبخیر در منطقه به همان اندازه اهمیت دارد که مقدار باران مهم می‌باشد. براساس تحقیقات بعمل آمده میزان تبخیر ۲۰ تا ۶۰ برابر نزولات جوی است و می‌توان گرمسار را نمونه مشخص یکی از آب و هواهای بیابانی محسوب نمود (سازمان هواشناسی گرمسار، ۱۳۸۷).

حداقل دمای مطلق شهر گرمسار ۸- درجه سانتی‌گراد در بهمن ماه به ثبت رسیده و حداکثر دمای مطلق آن در سال ۷۹ مربوط به مرداد ماه ۴۴+ درجه سانتی‌گراد به ثبت رسیده است. همچنین میانگین دمای کل ماه‌های سال حدود ۱۷/۴ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. در گرمسار به علت شرایط جوی، اقلیم خشک و ترکیب خاک (نمک و گچ)، رویش گیاهان بسیار مشکل و کند است و تنها گیاهانی رویش دارند که به شوری و خشکی مقاوم و با مناطق کویر سازگار می‌باشند (سازمان هوا-شناسی گرمسار، ۱۳۸۷).

۴-۱- زمین ریخت شناسی

وضعیت ناهمواری‌های هر منطقه، تابعی از گسترش سازندهای مختلف، وضعیت تکتونیکی و میزان فرسایشی است که در منطقه صورت می‌گیرد (دری، ۱۳۷۰). شهر گرمسار از لحاظ پستی و بلندی، در دشت و بر روی مخروط افکنه حبله‌رود (یکی از رودخانه‌های دائمی این شهرستان) واقع و از سه طرف توسط رشته کوه‌ها احاطه شده و فقط سمت جنوبی آن به علت وجود کویر باز است، که پس از ۴۸ کیلومتر عبور به کوه‌های سیاه‌کوه ختم می‌شود. ارتفاع متوسط گرمسار از سطح دریا ۸۵۶ متر است.

ناحیه گرمسار از ارتفاعات به سوی نواحی پست در برگیرنده کوه‌ها و تپه‌ها، بادبزین حبله‌رود تا

بادبزنی‌های کوچک پای دامنه‌ای، رودخانه‌های بریده بریده و مئاندر، تلماسه یا تپه‌های ماسه‌ای، دشت-های رسی و پهنه‌های نمکی است. در واحدهای یاد شده اشکال گوناگون فرسایشی تا انحلالی دیده می‌شوند. کوه‌ها و تپه‌ها به طور عمده در شمال غرب، شمال تا شمال شرق گسترش دارند (جهانی، ۱۳۸۹). بررسی‌های گسترده صحرایی و ماهواره‌ای نشان می‌دهند که در این ناحیه واحدهای گوناگون از دیدگاه زمین‌ریخت‌شناسی وجود دارند که به طور کلی می‌توان به چند بخش تقسیم نمود (شکل ۳-۱).



شکل ۳-۱: تصویر سه بعدی از مورفولوژی منطقه مورد مطالعه، حاصل تلفیق تصویر ماهواره‌ای و نقشه زمین‌شناسی ترسیم شده، توسط نرم‌افزار Global Mapper.

۱-۴-۱- زمین ریخت شناسی نوع ۱

این ریخت، خاص سازند قم در منطقه می‌باشد. دو عامل باعث شده که سازند قم به مرتفع‌ترین واحد زمین‌ریخت‌شناسی منطقه تبدیل شود (شکل ۴-۱). عامل تکتونیکی، یعنی گسل‌های راندگی کلرز و سرخ کلوت که باعث رانده شدن سازند قم بر روی سازند قرمز فوقانی شده‌اند و هم‌چنین مقاومت زیادتر آهک در مقابل فرسایش، نسبت به سایر سازندهای شیلی-مارنی منطقه 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 (دری، ۱۳۷۰).



شکل ۱-۴: نمایی از کوه کلرز به عنوان زمین‌ریخت نوع ۱ در سازند قم به همراه واحدهای نمکی و گچی پیرامون آن (دید به سمت شمال).

۱-۴-۲- زمین‌ریخت‌شناسی نوع ۲

این ریخت ویژه سازند قرمز فوقانی می‌باشد. با توجه به این که لیتولوژی این سازند تناوبی از ژئپس، نمک، مارن، مادستون، شیل، سیلتستون و ماسه‌سنگ 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 ستیغ‌های بریده بریده دیده شود. روشن است که با افزایش میزان ماسه‌سنگ و کنگلومرا در هر بخش، ارتفاع آن بخش بیشتر می‌شود. لازم به ذکر است که تأثیر فرسایش بادی بر روی اکثر ماسه - سنگ‌های منطقه، ساخت لانه کبوتری زیبایی را ایجاد کرده است، این ساخت در ابتدای جاده ایوانکی به آبسرد مناظر بسیار زیبایی را ایجاد کرده است (دری، ۱۳۷۰) (شکل ۱-۵).



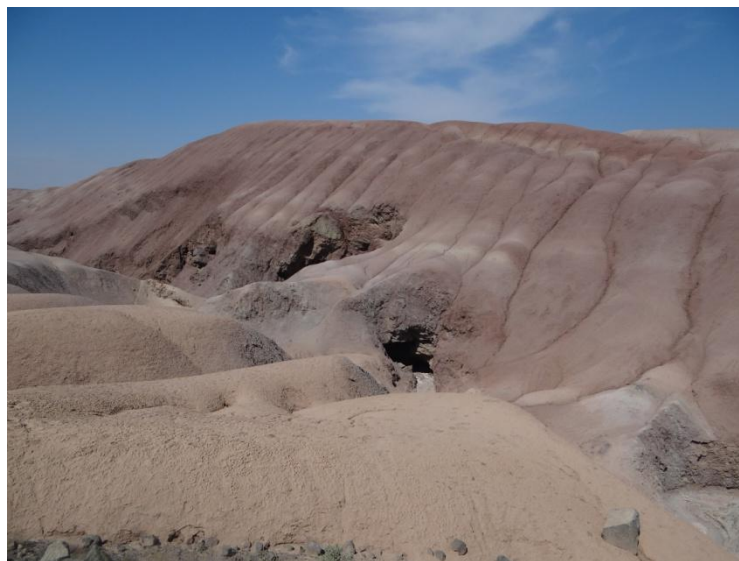
شکل ۱-۵: ساخت لانه کبوتری به عنوان زمین‌ریخت نوع ۲ در واحدهای سازند قرمز بالایی.

۱-۴-۳- زمین ریخت شناسی نوع ۳

یکی از ویژگی‌های خاص زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی وجود دیاپیرها می‌باشد. گنبد‌های نمکی یا دیاپیرها در منطقه گسترش زیادی دارند و یکی از سیمای ساختاری زیبا و قابل توجه در منطقه به شمار می‌روند. اغلب دیاپیرهای نمکی با گچ همراه هستند به طوری که در بیشتر مواقع دیاپیرهای نمکی یا دارای سنگ پوش‌های گچی بوده و یا در کنار آن‌ها رخنمون‌های گچ حضور دارد و در برخی مواقع در بالای سنگ نمک، مارن‌های رنگی و شیل و ماسه‌سنگ دیده می‌شود.

بر روی گنبد‌های نمکی، لایه‌های نمک به رنگ تقریباً قرمز دیده می‌شود و به واسطه‌ی انحلال نمک پوشیده از آبراهه‌هایی نوک تیز هستند که با شیارهای مواج از بالا به پایین گنبد کشیده شده‌اند. سازندهای شور و گنبد‌های نمکی در گسترش بیابان و تخریب آب و خاک یک منطقه نقش مهم و مؤثری دارند. در واحدهای نمکی، به واسطه انحلال بیشتر نمک تعداد شیارها بیشتر از سایر واحدها می‌باشد (شکل ۱-۶).

گنبد‌های نمکی و گچی منطقه 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 گاه‌آ‌ توپوگرافی شبه کارستی دارند که بیانگر انحلال املاح تبخیری در زیر و ریزش طبقات فوقانی است (شکل ۱-۶). ارتفاعاتی که توسط گنبد‌ها به وجود آمده است، در حدود ۱۵۰۰ متر از سطح دریا می‌باشد (درّی، ۱۳۷۰).



شکل ۱-۶: انحلال نمک و ریزش طبقات فوقانی در واحدهای نمکی گرمسار (دید به سمت شمال).

اغلب دیابیرهای منطقه در نواحی گسله بیرون آمده‌اند و بر اثر اعمال نیروهای تکتونیکی، داشتن ویژگی‌های پلاستیکی و وزن مخصوص کمتر از رسوبات پیرامون، به بالا حرکت کرده و رسوبات جوان‌تر از خود، از جمله رسوبات سازند قم و قرمز بالایی را قطع کرده و در اثر این عمل سنگ‌های روی آن‌ها خرد شده‌اند (قره‌چلو، ۱۳۸۸).

۴-۴-۱- زمین ریخت شناسی نوع ۴

زمین ریخت شناسی دیگری که همراه با گنبدهای نمکی به چشم می‌خورد و به خاطر رنگ تیره خود به راحتی از واحدهای مجاور خود قابل تمایز است متعلق به سنگ‌های آذرین می‌باشد (شکل ۷-۱). سنگ‌های آذرین معمولاً به صورت دایک، سیل و استوک همراه با قطع لایه‌بندی به درون گچ و مارن‌ها نفوذ کرده‌اند و بعد از بالا آمدگی سنگ‌های میزبان که حالت گنبد نمکی دارند به شدت خرد شده‌اند (شکل ۸-۱). چه بسا اگر خرد شدگی توسط بالا آمدگی گنبدهای نمکی وجود نداشت امروزه آن‌ها را به صورت ستیغ‌های مرتفع مشاهده می‌کردیم. توده‌های نفوذی به صورت پراکنده هستند و به دلیل فرسایش گنبدهای نمکی معمولاً در رأس آن‌ها رخنمون پیدا کرده و موجب حفاظت سنگ‌نمک در مقابل شستشو توسط بارش‌های جوی شده‌اند و توپوگرافی خشن‌تری نسبت به واحدهای اطراف

دارند (شکل ۹-۱).



شکل ۷-۱: نمایی از واحد گابرویی و واحد در برگیرنده‌ی آن (سازند قرمز زیرین) (دید به سمت غرب).



شکل ۸-۱: خرد شدگی سنگ‌های آذرین نفوذی در اثر دیاپیرسم.



شکل ۹-۱: نمایی از توده‌های نفوذی در رأس گنبدهای نمکی (دید به سمت شمال).

۵-۴-۱- زمین‌ریخت‌شناسی نوع ۵

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 (شکل ۱۰-۱). آبرفت‌های عهد حاضر و شوره‌زارهای 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 (درّی، ۱۳۷۰).



شکل ۱۰-۱: نمایی از مرز بین سازند قرمز زیرین و آبرفت کواترنر (دید به سمت غرب).

۱-۵- مروری بر مطالعات پیشین

با توجه به اینکه ناحیه گرمسار از دیدگاه کشاورزی، زمین‌شناسی و معدنی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است به همین دلیل عمده مطالعات انجام شده در رابطه با بررسی‌های کیفی آب‌های سطحی و زیرسطحی، کشاورزی، زمین‌شناسی و چینه‌شناسی عمومی، زمین‌ساخت، دیاپیریسم و معادن مختلف به ویژه معادن نمک بوده است. مطالعات صورت گرفته در منطقه گرمسار به شرح زیر می‌باشند:

هوبر^۱ در سال ۱۹۵۰ در مطالعات گسترده خود، زمین‌شناسی و اکتشاف نفت را در ناحیه شمال ایران مرکزی (تهران تا سمنان) مورد توجه قرار داد و نتایج آن را همراه با ستون‌های چینه‌شناسی از برش‌های مختلف به صورت گزارش ارائه کرد. سازندهای مختلف معرفی و نام‌گذاری گردید و نقشه زمین‌شناسی منطقه به مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ نیز تهیه شد. هوبر در سال ۱۹۶۶ بر روی سازندهای نمکی و ساختمان مربوط به آن مروری نموده است که در حقیقت مکمل کار قبلی وی می‌باشد.

کلهر در سال ۱۹۶۱ زمین‌شناسی نهشته‌های نئوژن ایوانکی تا بن‌کوه را بررسی نموده است. مطالعات کلهر با اندازه‌گیری دقیق‌تر و ردیف چینه‌شناسی مشخص‌تر معرفی شده است. وی بخصوص رسوبات سازند قم و جوان‌تر از آن را بخوبی مطالعه و اندازه‌گیری کرد.

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 در سال ۱۳۶۹ رساله کارشناسی ارشد خود را بر روی زمین‌ساخت و لرزه زمین‌ساخت منطقه گرمسار نوشته است. وی دیاپیریسم و هم‌چنین تکتونیک جوان و فعال منطقه گرمسار را بررسی نموده است (صفایی، ۱۳۷۴).

^۱ - Hubber

درّی در سال ۱۳۷۰ رساله کارشناسی ارشد خود را بر روی چینه‌شناسی و زمین‌شناسی کوه کلرز واقع در شمال راهراک متمرکز کرد. درّی و همکاران در سال ۱۳۷۳ تحقیقی درباره‌ی پی‌جویی پتاس در معادن فعال سمنان و گرمسار انجام دادند و گزارش زمین‌شناسی معدن نمک سیالک در شمال غرب گرمسار را ارائه دادند.

عبادتی (۱۳۷۷)، به زمین‌ساخت و تکامل ژئودینامیکی گستره گرمسار در قالب پایان‌نامه دوره دکتری (تکتونیک) پرداخته است.

شهریاری و همکاران (۱۳۷۸)، در مقاله‌ای به بررسی و تعیین محیط تکتونوماگمایی بازالت‌های همراه با گنبد‌های نمکی البرز مرکزی (منطقه گرمسار) پرداخته است.

علیجانی (۱۳۷۸)، در بررسی پتروگرافی و زمین‌شیمی کانسارهای تبخیری (معدن راهراک) گرمسار در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد به این نتیجه رسیده است که منشاء شورابه‌های تامین‌کننده املاح از منشأ دریایی بوده است ولی یادآور می‌شود که آب‌های ولکانوژنیک نیز می‌توانند با آب‌های دریایی مخلوط شده باشند.

رمضانی دانا (۱۳۸۲)، به بیواستراتیگرافی سازند قم در منطقه گرمسار، شمال دهنمک، در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد پرداخته است.

اسدیان و همکاران (۱۳۸۶)، در مقاله‌ای به بررسی ژئومورفولوژی ساختمانی ساختارهای نمکی در گستره گرمسار- لاسجرد پرداختند.

جهانی (۱۳۸۹)، رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی نهشته‌های نمکی دشت گرمسار را مورد بررسی قرار داده است.

برهمند (۱۳۸۹)، در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد به بررسی موقعیت چینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقه احمدآباد (خارتوران- جنوب شرق شاهرود) و مقایسه آن‌ها با توده‌های نیمه

نفوذی گابرو- دیوریتی گرمسار پرداخته است.

آرین و همکاران (۱۳۸۹)، در مقاله‌ای به نقش گسلش در گسترش سطحی نهشته‌های تبخیری محدوده ورامین- سمنان پرداختند. همچنین وی (۱۳۹۰)، در مقاله‌ای، مفهوم زمین‌شناختی مرز البرز- ایران مرکزی در گستره تهران تا سمنان و دیاپیرسم نمک در طول آن را بررسی نموده است.

۱-۶- هدف از مطالعه

سازند قرمز زیرین در منطقه گرمسار شامل توالی‌های ضخیمی از شیل، مارن، ماسه‌سنگ، کنگلومرا به رنگ خاکستری روشن و سنگ نمک به صورت گنبدی و لایه‌ای است که در آن توده‌های آذرین نفوذ کرده‌اند و بخش‌های وسیعی از شمال‌شرق تا شمال‌غرب گرمسار را می‌پوشانند. تا کنون مطالعه جامعی بر روی این توده‌ها صورت نگرفته است. قاسمی و برهمند (۱۳۹۲) در یک بررسی اجمالی و به منظور اطمینان از ارتباط این توده‌ها با گدازه‌های بازالتی الیگوسن- میوسن منطقه کلاته سادات در غرب سبزوار (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰) این توده‌ها را در مقیاس بسیار محدود مورد بررسی قرار داده بودند. در این بررسی چند نکته مهم روشن گردید: (۱) برخلاف گزارش‌های قبلی سنگ‌های آذرین منطقه از نوع بازالتی زیردریایی نبوده، بلکه توده‌های نفوذی گابرو-دیوریتی هستند. (۲) این توده‌ها از گسترش زیادی برخوردارند و در بسیاری از واحدهای سنگی الیگوسن- میوسن ایران مرکزی از آذربایجان در غرب تا خراسان جنوبی در شرق به هردو شکل نفوذی و خروجی دیده می‌شوند. (۳) این توده‌ها دارای ماهیت قلیایی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشترک محیط‌های کششی پشت کمانی و کمان‌های آتشفشانی حاشیه قاره می‌باشند. بر همین اساس، تصمیم گرفته شد که این توده‌ها به طور دقیق‌تر مطالعه شوند. این پایان‌نامه رسیدن به اهداف زیر را به دنبال دارد:

✓ بررسی روابط دقیق چینه‌شناسی این توده‌های نفوذی با سنگ میزبان خود در توالی

رسوبی

✓ تعیین نوع و ترکیب دقیق سنگ‌شناسی این توده‌ها

- ✓ بررسی ویژگی‌های محل منشاء و جایگاه تکتونیکی تشکیل آن‌ها
- ✓ تعیین ماهیت زمین‌شیمیایی آن‌ها بخصوص از نظر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی
- ✓ تهیه نقشه ۱:۵۰۰۰۰ (سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه)

امید است این تحقیق توانسته باشد یک مدل نسبتاً جامع جهت توجیه نحوه تشکیل سنگ‌های نفوذی منطقه ارائه داده باشد.

۷-۱- روش انجام تحقیق و گردآوری اطلاعات

جهت دستیابی به اهداف تعیین شده، روش تحقیق و مراحل اجرایی آن از ابتدا تا انتها به شرح زیر بوده است:

در راستای شناخت مقدماتی، ابتدا به بررسی و مطالعه منابع علمی و کتابخانه‌ای و مقاله‌های مرتبط با منطقه از طریق جستجو در سایت‌های مختلف علمی و در ادامه به مطالعه پایان‌نامه‌ها، مقاله‌ها و گزارش‌های منتشر شده به منظور گردآوری اطلاعات بیشتر در این زمینه پرداخته شد. سپس نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ تهران و ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمسار و همچنین نقشه‌ی توپوگرافی و تصاویر ماهواره‌ای با دقت بالا، تهیه و نقشه ۱:۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی توده‌های نفوذی منطقه ترسیم شد (شکل ۱-۱۱).

برداشت‌های صحرایی از محدوده مورد نظر که طی ۴ مرحله صورت گرفت و بیش از ۱۰۰ نمونه دستی برای مطالعات آزمایشگاهی برداشت و توسط دستگاه GPS تعیین مختصات شدند. در ادامه‌ی برش سنگ‌ها و تهیه‌ی ۵۰ مقطع نازک و ۴ مقطع صیقلی از نمونه‌های جمع‌آوری شده، انجام مطالعه دقیق پتروگرافی جهت مشخص نمودن انواع سنگ‌های منطقه صورت گرفت. در مرحله بعد جهت تجزیه شیمیایی و تعیین ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه، با در نظر گرفتن مطالعات پتروگرافی از جمله ویژگی‌های بافتی، از میان سالم‌ترین نمونه‌ها تعداد ۱۱ نمونه سنگی انتخاب و مراحل آماده‌سازی نمونه‌ها برای تجزیه شیمیایی انجام شد.

در تجزیه شیمیایی کانی‌ها و سنگ‌ها، در تمام موارد، قبل از شروع کار بایستی نمونه مورد آزمایش را با دقت و احتیاط لازم، به طریق مکانیکی بصورت پودر یا آرد سنگ متناسب با نوع سنگ از نظر درجه حلالیت، تهیه کرد. این عمل به دو دلیل صورت می‌گیرد: اول اینکه وقتی بصورت پودر است ذوب قلیایی آن بهتر صورت می‌گیرد و دوم اینکه ترکیبات ناهمگنی که در سنگ وجود دارد به خوبی با هم مخلوط می‌شوند.

در تهیه پودر سنگ جهت تجزیه شیمیایی ابتدا، نمونه‌های دستی خرد شده و بصورت دانه‌های ریز درآورده شدند. برای شستشو، نمونه‌ها را به مدت چند ساعت در محلول اسید کلریدریک ۰/۷ مولار قرار داده شدند. بعد از آن برای خشک کردن آب اضافه شده بین دانه‌ای، نمونه‌ها به مدت یک ساعت درون دستگاه گرمکن با دمای ۹۵ درجه سانتیگراد قرار داده شدند (شکل ۱-۱۲). در مرحله بعد نمونه‌های خرد شده را وارد دستگاه پودرکن (هاون) نموده تا به ذرات ریزتری تبدیل شوند (شکل ۱-۱۲). در نهایت نمونه‌ها برای تجزیه زمین‌شیمیایی سنگ کل به روش‌های ICP-AES و ICP-MS به آزمایشگاه Lab West استرالیا ارسال و سپس نتایج تجزیه‌های شیمیایی به کمک نرم‌افزارهای پترولوژی مورد تحلیل و پردازش قرار گرفتند. با استفاده از اطلاعات به دست آمده شامل داده‌های صحرایی، پتروگرافی، زمین‌شیمیایی، به همراه مطالعات کتابخانه‌ای و بهره‌گیری از منابع تا حد امکان جدیدتر، پتروژنز، جایگاه زمین‌ساختی و چگونگی تحول محل منشأ توده نفوذی، مورد بررسی قرار گرفت.



شکل ۱-۱۲: تصویر دستگاه گرمکن مورد استفاده برای خشک کردن آب اضافه شده بین دانه‌ای،
(آزمایشگاه رسوب‌شناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه شاهرود).



شکل ۱-۱۳: تصویر دستگاه پودرکن (هاون) مورد استفاده برای پودر کردن نمونه‌ها جهت آنالیز
شیمیایی، (آزمایشگاه کانه آرای و فلوتاسیون دانشکده معدن دانشگاه شاهرود).

فصل دوم

زمین شناسی عمومی

منطقه

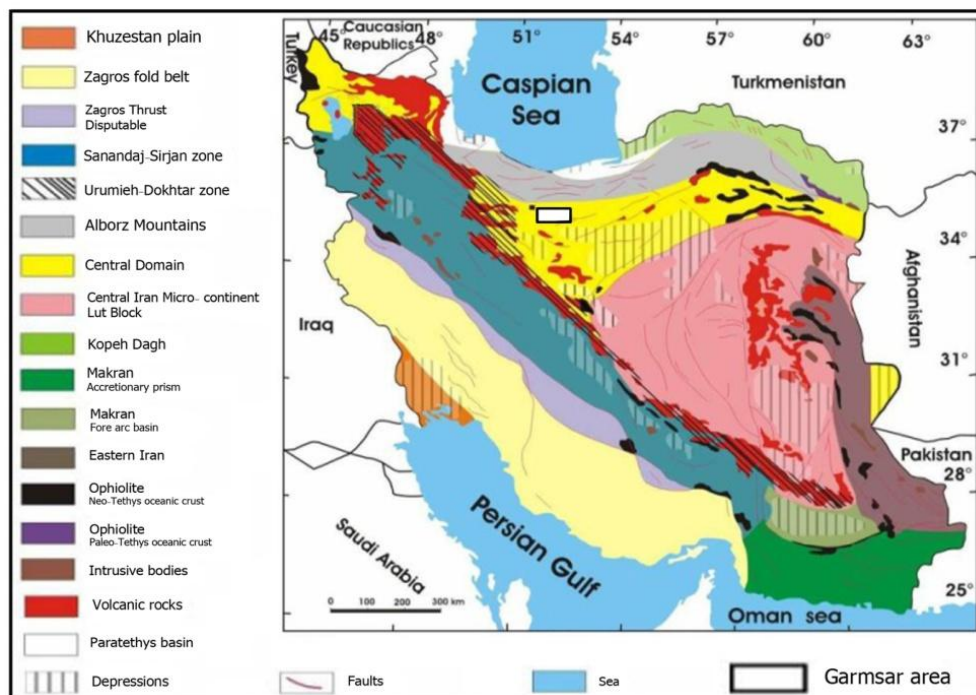
۲-۱- موقعیت بلوک گرمسار در فلات ایران

اشتوکلین^۱ (۱۹۶۸) با توجه به پیچیدگی‌های ساختاری و شرایط متفاوت رسوبی، ایران را به چند حوضه رسوبی - ساختاری جداگانه تقسیم کرده است (شکل ۲-۱). منطقه گرمسار در دامنه جنوبی البرز مرکزی و حد فاصل بین دو زون زمین ساختی ایران مرکزی و البرز مرکزی قرار دارد. افراد مختلف از نظر گسترش سازندها، پالئوژئوگرافی و ویژگی‌های زمین‌ساختی، برای آن جایگاه‌های گوناگونی را در نظر گرفته‌اند. از جمله بربریان و کینگ^۲ (۱۹۸۱)، منطقه گرمسار را در زون ایران مرکزی، 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 (درّی، ۱۳۷۰).

بررسی زمین‌شناسی ناحیه گرمسار، به ویژه بررسی ویژگی‌های رسوبی و زمین‌ساختی آن نشان می‌دهند که بخش شمالی این ناحیه از دیدگاه پهنه رسوبی - ساختاری به طور عمده شبیه به البرز مرکزی و بخش جنوبی آن شبیه به ایران مرکزی است (جهانی، ۱۳۸۹). این در حالی است که ناحیه مورد مطالعه، در بخش جنوبی قرار دارد. 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 و استوک‌های کوچک هستیم که در داخل توالی‌های سازند قرمز زیرین نفوذ کرده‌اند.

1- Stocklin

2- Berberian and King



شکل ۱-۲: تقسیمات زمین شناسی ایران، با اصلاحاتی بر نقشه تهیه شده توسط اشتوکلین (۱۹۷۱)، نبوی (۱۳۵۵) و آقاباتی (۱۳۸۳).

۲-۱-۱- ایران مرکزی

حوضه فروافتاده ایران مرکزی یکی از واحدهای اصلی و عمده‌ای می‌باشد که به شکل مثلث در مرکز ایران قرار دارد و جزء بزرگترین و پیچیده‌ترین واحد زمین‌شناسی محسوب می‌شود که در بین سه زون زمین‌ساختی البرز در شمال، لوت در شرق و زاگرس در جنوب و جنوب‌غرب، واقع شده است (درویش زاده، ۱۳۸۱). به اعتقاد کازمین^۱ و تیخونوف^۲ (۲۰۰۸)، این حوضه از کرتاسه تا پالئوژن، دچار فروافتادگی ناشی از حوضه‌های کششی پشت کمانی بوده است. به طوریکه ادامه این حوضه پشت کمانی را می‌توان تا مناطق دورتر، نظیر افغانستان و یا حتی پامیر دنبال کرد. از آنجایی که حوضه‌های ساختاری دچار تبخیر دریایی، حرکات خشکی‌زایی 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).

1- Kasmin

2- Tikhonova

محققین بسیاری از جمله: بربریان (۱۹۸۳)، جکسون^۱ و همکاران (۱۹۹۰)، شهریاری و همکاران (۱۳۷۸)، اسدیان و همکاران (۱۳۸۶)، روتر^۲ و همکاران (۲۰۰۷)، وردل^۳ (۲۰۰۹)، بین و مین^۴ (۲۰۱۰)، برهمند (۱۳۸۹)، قاسمی و همکاران (۱۳۹۰) و قاسمی و برهمند (۱۳۹۲) 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 منطقه مورد مطالعه در این پایان‌نامه، در بخش شمال و شمال غربی (بلوک گرمسار) این حوضه قرار دارند.

۲-۲- واحدهای سنگی مورد مطالعه در منطقه گرمسار

بررسی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمسار (امینی و همکاران، ۱۳۸۳) همراه با مطالعات گسترده صحرایی نشان می‌دهند که ناحیه مورد مطالعه که بخش‌های وسیعی از شمال غرب تا غرب شهرستان گرمسار را شامل می‌شود از واحدهای سنگی گوناگون با سن‌های مختلف تشکیل شده‌اند که به طور عمده وابسته به سازندهای قرمز پایینی، قم، قرمز بالایی و هزار درّه به همراه نهشته‌های کواترنر هستند (جهانی، ۱۳۸۹).

۲-۲-۱- الیگوسن (سازند قرمز زیرین)

پس از رویداد ائوسن پایانی (پیرنئن)، هوازگی 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 (آقانباتی، ۱۳۸۳). جکسون و همکاران (۱۹۹۰)، حوضه رسوبی کویر بزرگ را یک حوضه درون‌قاره‌ای 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 طوریکه رسوبات ائوسن تا عهد حاضر را در خود جای داده است. هم‌چنین حوضه گرمسار و

1- Jackson

2- Reuter

3- Verdel

4- Bin and Meiying

قم را به عنوان دو فروافتادگی، یا مرکز رسوب گذاری نمک، در شمال غرب و غرب حوضه رسوبی کویر در نظر گرفته اند.

در ایران مرکزی مابین رسوبات و سنگ های متعلق به ائوسن و الیگو- میوسن یک سری سنگ های رسوبی تخریبی به رنگ قرمز همراه با طبقاتی از کانی های تبخیری وجود دارد که مشخص کننده محیط رسوبی قاراهای و کولابی می باشد. این ردیف رسوبی به طرف بالا دانه ریز می شود. در بسیاری از مقاطع مطالعه شده نهشته های الیگوسن بر روی آهک نومولیت دار ائوسن بالائی و یا سنگ های آتشفشانی و رسوبی ائوسن و در زیر رسوبات دریائی الیگوسن- میوسن قرار دارد. این رسوبات توسط گانسر در سال ۱۹۵۵ به نام سازند قرمز زیرین نامیده شده است. علت این نام گذاری قرار گرفتن در زیر سازند قم و تفکیک این رسوبات از رسوبات مشابهی است که در بالای سازند قم قرار گرفته است (آقنابتی، ۱۳۸۳).

بیشترین رخنمون های سنگی منطقه، متعلق به این دوره زمانی و این سازند می باشند. سازند قرمز زیرین شامل توالی های ضخیمی از مارن های ژئوس دار قرمز رنگی هستند که در آن ها توده های متعدد آذرین نفوذ کرده اند و بخش های وسیعی از شرق تا غرب گرمسار را می پوشاند (سرخه تا ایوانکی) (برهمند، ۱۳۸۹).

چون نهشته های الیگوسن در ایران (بغیر از زاگرس) تقریباً فاقد فسیل بوده یا فسیل های آن قابل تشخیص نمی باشد، لذا به غیر از چند مورد استثنا، سن این سازند در اکثر مواقع با توجه به موقعیت چینه شناسی آن تعیین گردیده است. تجمع رسوبات آواری سازند قرمز زیرین از الیگوسن پیشین و شاید در بعضی حوضه ها از ائوسن پایانی آغاز گردیده است ولی سن مرز بالائی آن با سازند قم احتمالاً در مناطق مختلف متفاوت می باشد و بستگی به شروع بالآمدگی سطح آب دریاها و جهت گسترش آن دارد که می تواند تا الیگوسن بالائی تغییر نماید. ارتباط این سازند با سازند قم (الیگوسن- میوسن) هم شیب است ولی در مکان هایی به نظر می رسد که بصورت بین انگشتی است (رحیم زاده، ۱۳۷۳).

حرکات تکتونیکی اواخر ائوسن بالائی، خارج شدن نهشته‌ها از آب و خشکی‌زائی در بخش عمده‌ای از سرزمین ایران و از جمله در ایران مرکزی را موجب گردید. در نتیجه این حرکات و فرسایش شدید این خشکی‌ها، مقدار زیادی مواد تخریبی به وجود آمد که توسط رودخانه‌ها به محیط‌های رسوبی حمل و انباشته شد (رحیم‌زاده، ۱۳۷۳).

سازند قرمز زیرین در منطقه گرمسار متشکل از واحدهای زیر است:

الف - واحد Ol^S

این واحد با ضخامتی در حدود ۵۰۰-۳۰۰ متر، شامل شیل‌های مارنی، سیلتی و رسی، ماسه‌سنگ، 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 که به عنوان واحد Ol^{Sa} معرفی شده‌اند (امینی و همکاران، ۱۳۸۳) و گاه دایک‌های تغذیه کننده واحد Ol^{gb} رسوبات این واحد را قطع کرده‌اند.

این واحد شامل مارن‌های زرشکی تا الوانی رنگ واحدی است که در بخش‌های پایین‌تر دارای نمک بیشتر و در بخش‌های بالایی فاقد لایه‌های نمک می‌باشد. از این واحد سنگی می‌توان به عنوان یک لایه راهنما جهت دستیابی به نمک استفاده کرد، به عبارت دیگر هر جا که مارن زرشکی رنگ یافت می‌گردد در قاعده آن نمک قرار دارد. گاهی اوقات این واحد سنگی را لایه‌هایی از گچ و ژپس همراهی می‌کند (وزیری، ۱۳۸۹) (شکل ۲-۲).

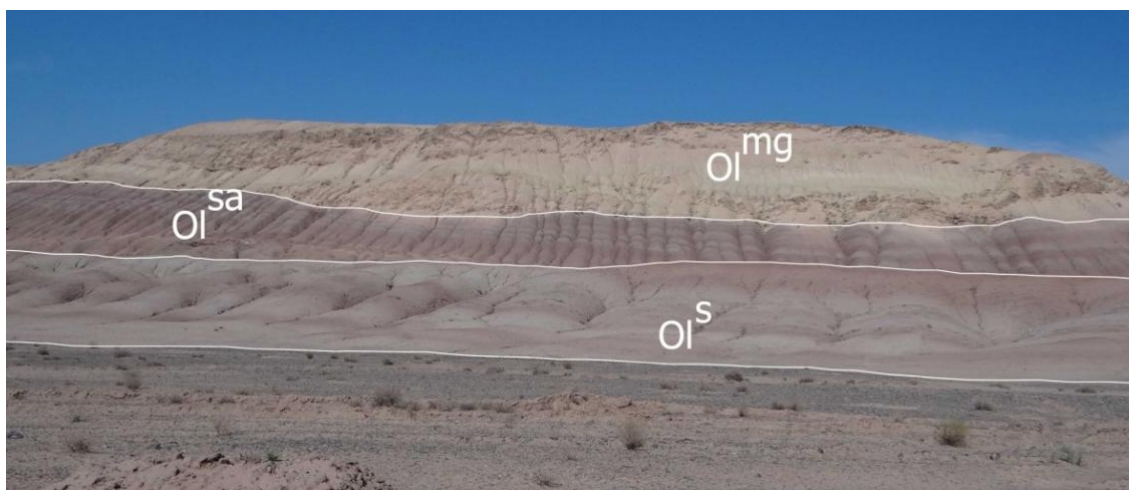
ب - واحد Ol^{Sa}

این واحد که شامل لایه‌ها و توده‌های نمکی است، و به صورت لایه‌ها و نوارهایی به رنگ‌های خاکستری، سفید، زرد، آبی و صورتی دیده می‌شود (شکل ۲-۲). اغلب بر اثر حرکت گنبدی به صورت توده‌ای بوده و خالص‌تر است. لایه‌های ژپس و مارن اغلب به صورت کلاhek بر روی گنبد نمکی قرار

گرفته است و بر اثر بالا آمدن سنگ نمک، لایه‌های سنگ گچ و مارن شکسته و تکه تکه شده‌اند. سنگ نمک اغلب رسوبات تخریبی سازند قرمز بالایی را قطع کرده است گنبد‌های نمکی به صورت توده‌های گرد، بیضوی و یا عدسی شکلی می‌باشند که در امتداد گسل‌های اصلی منطقه بالا آمده‌اند (امینی و همکاران، ۱۳۸۳). دیواره بسیاری از گنبد‌های نمکی دارای شیب زیاد در حدود ۸۰ تا ۹۰ درجه است. گنبد‌های نمکی متقارن، کمیاب و اغلب گنبد‌ها نامتقارن و شیب دیواره‌ها در جهت مختلف متفاوت است.

به اعتقاد عبادتی (۱۳۷۷)، باید برای آغاز دیاپیرسم، زمانی پیش از کواترنری (زمان به سطح رسیدن) و پس از الیگو-میوسن (زمان نهشته شدن نمک) در نظر گرفته شود. در این محدوده زمانی، پلیوسن آغازین می‌تواند مناسب‌ترین زمان برای آغاز دیاپیرسم باشد.

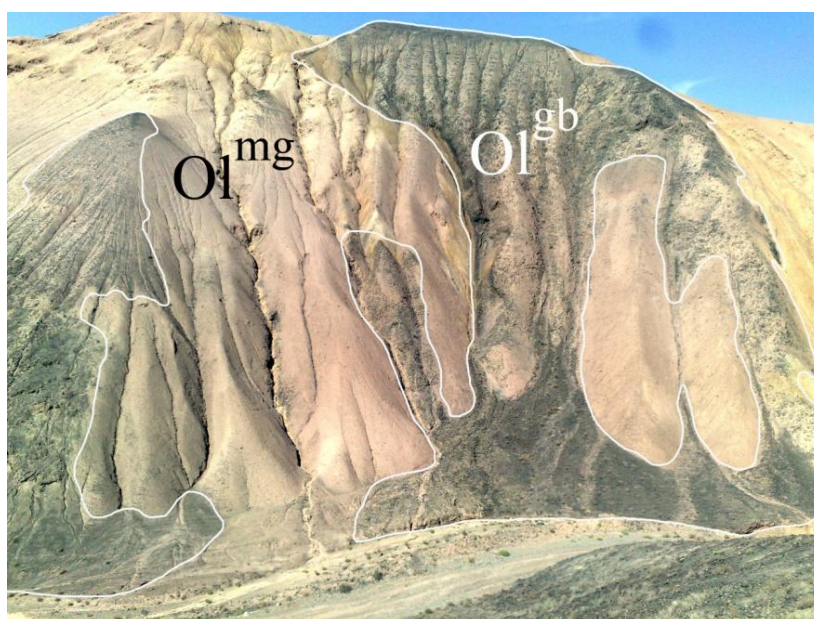
بی‌نظمی شدید حاصل از حرکات نمک توام با تکتونیک جوان منطقه باعث شده است تا ردیف رسوبی دقیق و مشخصی ارائه داده نشود؛ تا بتوان ارتباط قدیمی‌ترین سنگ‌های ناحیه را با سنگ‌های رخنمون یافته که شامل مجموعه تبخیری، همراه با سنگ‌های آذرین است و هم‌چنین ارتباط مجموعه اخیر را نسبت به سنگ‌های جوان‌تر سازند قم و سازند قرمز فوقانی مقایسه نمود (وزیری، ۱۳۸۹).



شکل ۲-۲: نمایی از یک گنبد نمکی و واحدهای تشکیل دهنده‌ی آن در شمال گرمسار (دید به سمت شمال).

ج- واحد Ol^{mg}

این واحد با ضخامتی در حدود ۴۰۰-۵۰۰ متر از توسعه بسیار زیادی در منطقه برخوردار است. 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. سنگ گچ در این واحد فراوان است و به عنوان سنگ معدنی مورد بهره‌برداری قرار می‌گیرد (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 زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمسار، به اشتباه تحت عنوان واحد Ol^v (واحد آتشفشانی) نامیده شده‌اند (شکل ۲-۳). 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 گابرویی در نقشه اصلاح شده، استفاده می‌شود.



شکل ۲-۳: نمایی از یک دایک گابرویی (Ol^{gb}) تزریق شده درون واحد Ol^{mg} (دید به سمت شمال).

د- واحد Ol^c

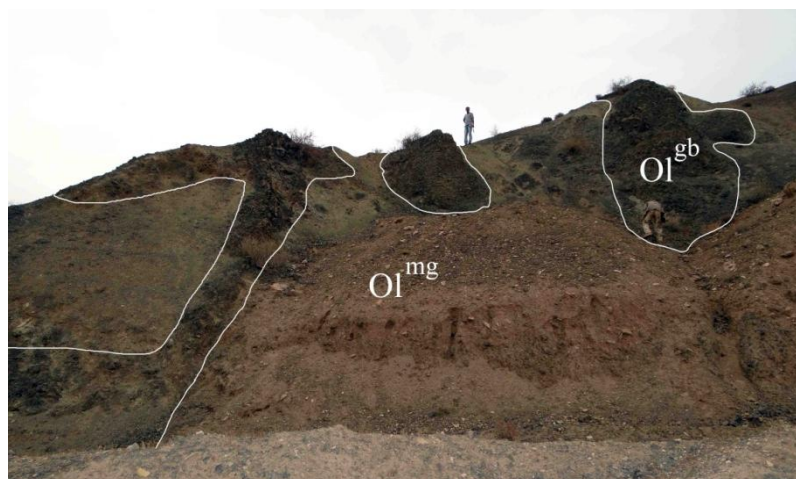
این واحد به صورت یک لایه ضخیم کنگلومرایی (۱۰۰ متر) به رنگ کرمی تا خاکستری روشن

می‌باشد. اندازه قطعات آن اغلب کمتر از ۱۰ سانتی‌متر هستند، ولی در مواردی ابعاد آن‌ها به یک متر هم می‌رسد. قطعات کنگلومرا عموماً از جنس سنگ‌های آهکی، سیلتستونی، ماسه‌سنگی 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).

س - واحد آذرین Ol^{gb}

سنگ‌های آذرین منطقه گرمسار ترکیب گابرویی را نشان می‌دهند و شامل تعداد زیادی توده نفوذی می‌باشند و معمولاً به رنگ سبز تیره تا خاکستری تیره دیده می‌شوند؛ که به اشکال مختلف، همانند دایک، سیل 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 شمال‌غربی - جنوب‌شرقی دارند (برهمند، ۱۳۸۹).

توده‌های آذرین ناهم‌شیب طبقات سنگی درونگیر خود را قطع می‌کنند. 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 (شکل ۲-۴). به اعتقاد خان و همکاران (۲۰۰۷) 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.



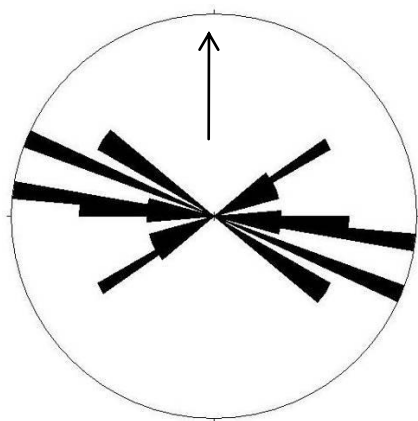
شکل ۴-۲: نمایی از دسته دایک‌های گابرویی (دید به سمت شمال).

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 آکالان را دارا بوده است. این وضعیت تا رسوب‌گذاری سازند قم ادامه پیدا کرد، اما به دنبال پسروی دریای قم و برقراری رژیم فشاری در حوضه پشت کمانی ایران مرکزی، به تدریج شرایط قاره‌ای حاکم شد و سازند قرمز فوقانی در نتیجه این تغییر شرایط نهشته شد (اسدیان و همکاران، ۱۳۸۶).

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 بخش- های 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 کششی، 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 کششی 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، ۱۳۷۸).

بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات صورت گرفته می‌توان گفت که دایک‌های موجود در منطقه مطالعاتی به واسطه تأثیر فرآیندهای تکتونیکی که باعث ایجاد گسل‌های اصلی و فرعی و هم‌چنین درز و شکاف‌های متعدد با راستای شمال غربی - جنوب شرقی شده است، تشکیل شده‌اند و اکثر دایک‌های منطقه روند تقریبی شمال غربی - جنوب شرقی دارند (برهمند، ۱۳۸۹) (شکل ۲-۵).



شکل ۲-۵: نمودار گل سرخی دایک‌های مورد مطالعه (برهمند، ۱۳۸۹).

بر اساس روابط چینه‌شناختی، سنگ‌های آذرین از واحد رسوبی Ol^{mg} سازند قرمز زیرین جوان‌ترند، اما در واحدهای بالاتر از جمله سازند قم و قرمز بالایی دیده نمی‌شوند. بنابراین، سن تزریق این توده‌ها را می‌توان به بازه‌ی زمانی الیگوسن میانی - پسین نسبت داد (شکل ۲-۶).



شکل ۲-۶: نمایی از نفوذ واحد آذرین (Ol^{gb}) درون واحد رسوبی (Ol^{mg}) (دید به سمت غرب).

۲-۲-۲- الیگو- میوسن (سازند قم)

طبقاتی از آهک‌های کم عمق و مارن که بطور مشخصی از نظر رنگ و لیتولوژی از سازند زیرین (سازند قرمز زیرین) و بالائی (سازند قرمز بالایی) متمایز هستند سازند قم نامیده شده است (شکل ۴-۱). این سازند در بخش عمده‌ای از ایران مرکزی و دامنه جنوبی البرز گسترش دارد و به حالت پیشرونده بر روی رسوبات سازند قرمز زیرین یا قدیمی‌تر قرار می‌گیرد (رحیم‌زاده، ۱۳۷۳).

آهک‌های قم در منطقه گرمسار از گستردگی کمی برخوردارند و عموماً ستیغ‌ساز هستند. این سازند تنها در بخش شمالی منطقه مورد مطالعه (کوه کلرز)، (به صورت راندگی بر روی سازند قرمز فوقانی) دیده می‌شود. سازند قم در گرمسار از تنوع لیتوژیکی نسبتاً خوبی برخوردار بوده و شامل تناوبی از سنگ‌آهک، آهک‌های مارنی و ماسه‌ای با مارن و واحدهای کنگلومرایی و گچی می‌باشد (درّی، ۱۳۷۰).

سازند قم در ایران مرکزی، سنگ مخزن نفت و گاز می‌باشد و به همین علت از اهمیت زیادی برخوردار است. اطلاعات فسیل‌شناسی درباره سازند قم بسیار زیاد می‌باشد. تقریباً بر روی تمام

رخنمون‌های شناخته شده این سازند مطالعات فسیل‌شناسی انجام شده است. این مطالعات بیشتر بر اساس شناخت فرامینیفرها استوار گردیده است (رحیم‌زاده، ۱۳۷۳).

بربریان و یاسینی (۱۹۸۳)، علت تشکیل حوضه رسوبی سازند قم را در قسمتی از ایران مرکزی ناشی از ادامه فرورانش پوسته اقیانوسی زاگرس یا نئوتتیس به زیر لبه‌ی قاره‌ای فعال جنوب‌غربی ایران مرکزی در زمان الیگو-میوسن می‌دانند. این فرورانش سبب تشکیل بازشدگی پشت کمانی در مرکز و شمال ایران مرکزی شده که در آن رسوبات دریایی سازند قم به همراه فرآیندهای آتشفشانی آلکالن ته‌نشست می‌گردند. این بازشدگی پشت کمانی (رژیم زمین‌ساختی کشش محلی و تشکیل حوضه رسوبی سازند قم) همزمان با رژیم زمین‌ساختی کلی فشاری که بر ایران زمین تحمیل می‌شده تشکیل گردیده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). محققین مختلفی از جمله روتر و همکاران (۲۰۰۷)، بین و مین (۲۰۱۰) و بابا احمدی و همکاران (۲۰۱۰)، معتقدند که رسوبات آهکی سازند قم در محیط کششی پشت کمانی ایران مرکزی نهشته شده‌اند.

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

پسروی دریای الیگو-میوسن می‌تواند ناشی از پایین افتادن سطح جهانی آب دریاها، حرکات کوهزایی و یا عملکرد همزمان هر دو عامل ناشی شده باشد. 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. 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 ماسه‌سنگ، مارن، کنگلومرا و تبخیری‌ها می‌باشد. ارتباط این سازند با سازند قم ناپیوسته است. سازند قرمز بالایی معمولاً به طور هم‌شیب روی سازند قم قرار می‌گیرد ولی در حاشیه حوضه این ارتباط می‌تواند ناپیوسته باشد و با کنگلومرای قاعده‌ای آغاز شود (آقانباتی، ۱۳۸۳).

از مشخصات این سازند یکنواختی خصوصیات و گسترش جانبی آن بوده ولی لیتولوژی آن به شدت متغیر است، بطوری که مانع هم‌ارزی دقیق رخمون‌ها می‌شود. توپوگرافی این سازند بسیار مشخص است و از نظر ریخت‌شناسی به شکل کِلوت می‌باشد. این رسوبات در محل‌هایی به این نام خوانده می‌شود که یا سازند قم در زیر آن مشاهده شود و یا دلایلی مبنی بر وجود سازند قم در زیر آن وجود داشته باشد. در غیر این‌صورت به خاطر فقدان فسیل و شباهت لیتولوژیکی سازند قرمز زیرین و بالایی تفکیک این دو سازند از یکدیگر امکان‌پذیر نیست. به همین علت در بسیاری از مناطق ایران مثل شرق ایران و دامنه جنوبی البرز، مجموعه این نهشته‌ها به نام رسوبات قرمز رنگ نئوژن نام‌گذاری گردیده‌اند (رحیم‌زاده، ۱۳۷۳).

لایه‌های بالایی این سازند به تدریج ریگ‌دار و دانه درشت‌تر می‌شود و سرانجام تبدیل به کنگلومرا می‌شود که به احتمال متعلق به پلیوسن است. با توجه به موقعیت چینه‌شناسی این سازند که روی رسوبات دریایی و فسیل‌دار سازند قم قرار گرفته و خود توسط کنگلومرای پلیوسن پوشیده شده‌اند تعیین سن شده است (آقابات، ۱۳۸۳).

۲-۴- پلیوسن تا پلیو- پلیستوسن (سازند هزار درّه)

نام این سازند از روی اشکال رسوبات کنگلومرای شرق تهران که در اثر فرسایش آبی به صورت دره‌های متعددی درآمده‌اند، گرفته شده است. سن سازند هزار درّه را پلیوسن تا پلیو- پلیستوسن در نظر می‌گیرند (درّی، ۱۳۷۰). مشخص‌ترین رخساره این کنگلومرا در کوهپایه‌های جنوبی البرز وجود دارد. در سمت شرق تهران، سازند هزاردرّه در بین البرزکوه در شمال و آنتی البرز در جنوب یافت می‌شود. در بسیاری از مناطق این سازند یا فرسایش یافته و یا توسط رسوبات جوان‌تر پوشیده شده است (شکل ۲-۷). در امتداد دشت گرمسار و شمال دشت ورامین سازند هزاردرّه رخمون دارد و تصور می‌شود که در کوهپایه یا حاشیه دشت آبرفتی قدیمی تشکیل گردیده‌اند (رحیم‌زاده، ۱۳۷۳).



شکل ۷-۲: نمایی از کنگلومرای هزار درّه در شمال گرمسار (دید به سمت شمال).

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 کنگلومرای آن افزوده می‌شود. اجزای تشکیل دهنده کنگلومرا شامل قطعاتی از آهک خاکستری (سازند قم)، توف سبز و قطعات آتشفشانی سازند کرج، آهک سیاه رنگ و قطعاتی از سازندهای قرمز بالایی و زیرین می‌باشند. قطعات سنگی در ابعاد مختلف (حداکثر ۲۰ سانتی‌متر) و با گردشگی نسبتاً خوب، در یک زمینه ماسه‌ای-رسی دیده می‌شوند. قرار گرفتن توالی‌های کنگلومرای این سازند بر روی مارن و ماسه‌سنگ ژپس‌دار سازند قرمز فوقانی، نشان از به وجود آمدن محیط سیلابی و آغاز رسوب‌گذاری سازند آبرفتی هزار درّه است (درّی، ۱۳۷۰).

۲-۲-۵- کواترنری

رسوبات این دوره زمانی در محدوده مورد مطالعه، شامل آبرفت‌های حاصل از فرسایش ارتفاعات بخش‌های شمالی منطقه می‌باشند که در دامنه بلندی‌ها و به ویژه در دشت‌های جنوبی گرمسار به اشکال مختلف تشکیل یافته است که در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمسار این واحدها با علائم Q_1^t ، Q_2^t ، Q^f ، Q^{al} نشان داده شده‌اند. این نهشته‌ها را می‌توان بر حسب عوامل فرسایش به دو دسته تقسیم کرد (امینی و همکاران، ۱۳۸۳):

الف) نهشته‌های آبرفتی رودخانه‌ای و سیلابی

واحد Q_1^t شامل پادگانه‌های آبرفتی قدیمی هستند که در دامنه ارتفاعات تشکیل شده‌اند و بیشتر از نوع کنگلومرا با سیمان سست می‌باشند. قطعات سنگی در ابعاد مختلف و گردش‌دگی ضعیف تا متوسط هستند. میزان پوشش گیاهی بر روی رسوبات این واحد کمتر از Q_2^t است.

واحد Q_2^t (پادگانه‌های آبرفتی جدید) دامنه‌های کم ارتفاع و کم شیب و دشت‌ها را پوشانده است. در برخی موارد مناطق کشاورزی و گیاهان خودرو بر روی این آبرفت‌ها قرار گرفته است. اندازه قطعات سنگی از ارتفاعات به سوی دشت‌ها کاهش می‌یابد.

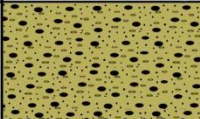
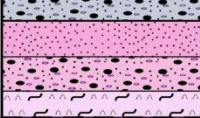
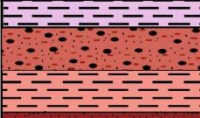
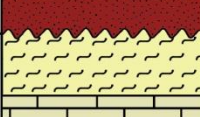
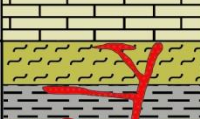
واحد Q^{a1} رسوبات آبرفتی بستر رودخانه‌ها و آبراهه‌ها را شامل می‌گردد که بیشتر از نوع شن، ماسه و رس می‌باشد. ماسه و شن بستر رودخانه‌ها در برخی نقاط جهت آسفالت جاده‌ها و یا عملیات ساختمانی مورد استفاده قرار می‌گیرد (شکل ۲-۸).



شکل ۲-۸: نمایی از یک رودخانه نمکی که در جنوب گنبد‌های نمکی تشکیل و تکوین یافته است (دید به سمت شمال).

ب) نهشته‌های آبرفتی دامنه ارتفاعات

واحد رسوبی Q^f ، آبرفت‌های سیلابی بادبزنی شکل (مخروط افکنه) دامنه ارتفاعات را شامل می‌گردد. قطعات سنگی درشت‌تر در پای ارتفاعات تمرکز دارند و به سوی نقاط کم ارتفاع‌تر قطعات ریزتر می‌شوند. در شکل ۲-۹ توالی چین‌شناسی موجود در منطقه‌ی مورد مطالعه نمایش داده شده است.

ERATHEM	SYSTEM	SERIES	FORMATION	LITOLOGY	DESCRIPTION
C E N O Z O I C	QUATERNARY				Conglomerate
	T E R T I A R Y	P L I O C E N E	HEZAR DARREH		Light grey conglomerate
			U P P E R R E D		Alternation of light grey to red conglomerate, sandstone with siltstone
					Alternation of cream to pink shale, gypsiferous marl with sandstone and conglomerate, partly with gypsum
					Alternation of red sandstone with shale and conglomerate
		M I O C E N E	Q O M		Alternation of light cream limestone and marl, partly with gypsum
			O L I G O C E N E		Alternation of light green to cream gypsum with marl, marl with scattered basic Igneous Intrusions (dykes, sills, small stocks)
					Red to green shale, marl and sandstone with salt as domes and layers
	P A L E O G E N E				
	N E O G E N E				

شکل ۲-۹: ستون چین‌شناسی کلی سازندهای قرمز زیرین، قم، قرمز بالایی و کنگلومرای هزار درّه در منطقه شمال گرمسار (مقیاس لحاظ نشده است).

۲-۳- 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 جداکننده 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 کوهزایی در ائوسن- الیگوسن و هم‌ارز با فاز پیرنه رخ داده که باعث چین‌خوردگی و بالا-آمدگی نهشته‌های ائوسن و قدیمی‌تر (سازندهای کند و کرج) شده است.

دومین فاز کوهزایی در الیگو- میوسن و هم‌ارز با فاز ساوین رخ داده است. واحد کنگلومرایی قاعده سازند قم (OM^C) در منطقه معرف این فاز می‌باشد. چین‌خوردگی رسوبات کنگلومرایی هزار درّه بیانگر آخرین فاز کوهزایی منطقه (فاز پاسادین) می‌باشد.

ساختار زمین‌شناسی کنونی منطقه گرمسار نیز تحت تأثیر دو عامل دیاپیرسم و گسلش‌هایی با انواع متفاوت تراستی شرقی- غربی، گسل‌های تراستی با امتداد شمال‌شرق- جنوب‌غرب و گسل‌هایی با امتداد شمالی- جنوبی که گاهی به سمت جنوب‌شرق تمایل پیدا می‌کنند، قرار گرفته است (درّی، ۱۳۷۰).

سیماهای ساختاری و به ویژه گسلش، نقش اصلی را در به سطح رسیدن نهشته‌های نمکی محدوده ورامین- سمنان که مربوط به سازندهای کند و قرمز زیرین (ائوسن پایانی و الیگوسن) هستند، دارا می‌باشند. گسل‌ها یا به طور مستقیم سبب به سطح رسیدن نهشته‌های نمکی شده‌اند نظیر بخش جنوب‌شرقی گسل پارچین و یا اینکه با ایجاد چین‌خوردگی و بالاآمدگی در فرادیواره خود، سبب به سطح رسیدن این نهشته‌ها گردیده‌اند، نظیر گسل قراول کوه و بخش شرقی گسل گرمسار (آرین، ۱۳۸۹). توده نمک در منطقه مورد مطالعه به صورت دیاپیرهایی از سطوح ضعف گسله‌های فشاری و امتداد لغز به سطح رسیده و به علت حرکت ثقلی نمک بر روی سطح گسترش یافته‌اند. با توجه به نتایج بدست آمده از مطالعات ژئوفیزیکی به روش ژئوالکتریک نفوذ دیاپیرها در امتداد گسله‌ها تایید

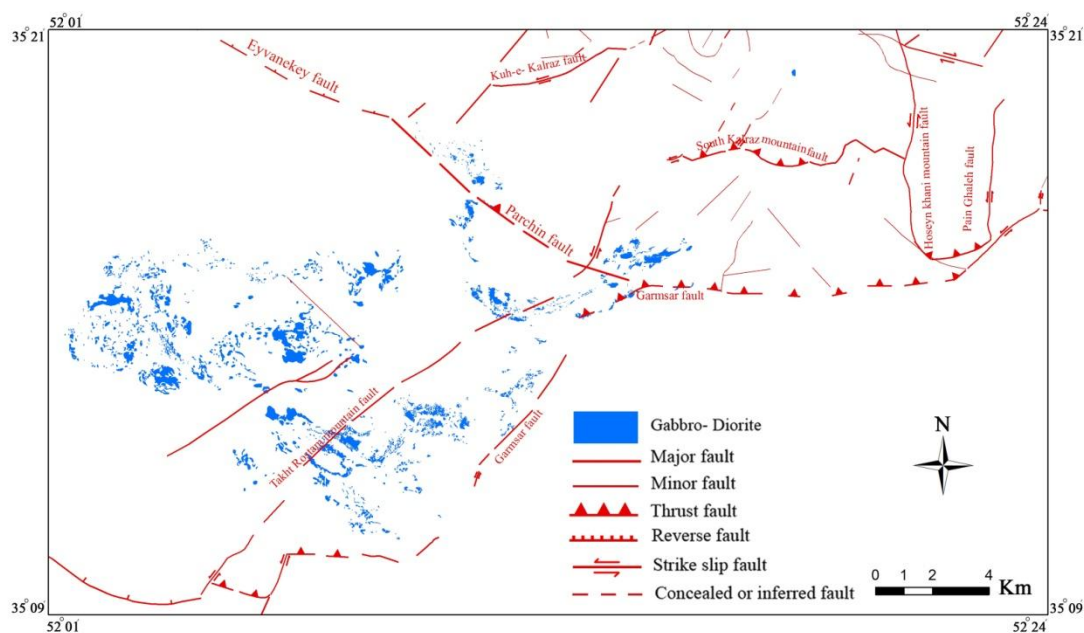
گشته است (صفایی، ۱۳۶۹).

عناصر ساختاری منطقه را می‌توان به دو دسته گسل‌ها و چین‌ها تقسیم کرد (شکل ۲-۱۰).

گسل‌ها، بارزترین سیمای ساختاری منطقه مورد مطالعه می‌باشند (شکل ۲-۱۱).



شکل ۲-۱۰: نمایی از یک دایک گابرویی تزییق شده درون سازند قرمز زیرین و در ادامه چین و گسل خوردگی آن‌ها به دلیل بالا آمدن گنبد نمکی (دید به سمت شمال).



شکل ۲-۱۱: نمایی از گسل‌های منطقه‌ی مورد مطالعه به همراه سنگ‌های آذرین، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ و تصویر ماهواره‌ای گرمسار.

۲-۳-۱- گسل‌ها

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

گسل گرمسار

گسل گرمسار اولین بار توسط بربریان (۱۹۸۳) معرفی شد. این گسل را می‌توان حد نهایی تغییرات تکتونیکی، که همراه با شکستگی‌های اصلی در منطقه گرمسار می‌باشد، دانست (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴). گسل گرمسار از ۲۰ کیلومتری شمال شرقی ده‌نمک تا شمال گرمسار دارای راستای شرقی-غربی است. این گسل از شمال گرمسار به سمت غرب با خم‌های زیادی از دامنه کوه‌های تخت رستم و کوه سرخ در جنوب شرقی ورامین می‌گذرد و سرانجام به گسل پیشوا می‌پیوندد. درازای این گسل بیش از ۱۰۰ کیلومتر برآورد شده است (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵) (شکل ۲-۱۱).

راستای اصلی گسل گرمسار شرقی-غربی است ولی بر اثر جابجا شدن این گسل با گسل‌های چپ لغز با امتداد شمال شرقی- جنوب غربی، پیچ و خم‌های زیادی پیدا کرده و به صورت پلکان در آمده است. لازم به ذکر است که بخش اعظم دیاپیرهای نمکی با پوشش گچی و مارنی در مسیر این گسل رخنمون دارند (امینی و همکاران، ۱۳۸۳). در هر حال سنگ‌های تبخیری منتسب به الیگوسن در اثر کارکرد ویژه بخش شرقی این راندگی به سطح رسیده‌اند (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵).

گسل کوه کلرز

گسل کوه کلرز به درازای حداقل ۳۱ کیلومتر که در ۱۲ کیلومتری شمال شهرستان گرمسار قرار دارد 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 سازو کار راندگی به سمت جنوب و شیبی به

سمت شمال دارد (صفایی، ۱۳۶۹).

گسل پارچین

این گسل با درازای ناپیوسته حدود ۷۵ کیلومتر و راستای چیره شمال غربی - جنوب شرقی از شمال غرب پارچین آغاز و پس از عبور از شمال ایوانکی، تا شمال غرب گرمسار ادامه می یابد. سازوکار این گسل، فشاری با شیب به سمت شمال شرقی است. گسل پارچین مرز بین کنگلومرای هزاردره و دشت را تشکیل داده و یک گسل کواترنری است (شکل ۲-۱۱). بربریان و همکاران (۱۳۶۴) بخش شرقی این گسل را تا جنوب شرقی ایوانکی ادامه داده اند، در حالیکه بررسی تصاویر ماهواره ای، گویای ادامه یافتگی این گسل تا شمال غربی گرمسار هستند. زیرا علیرغم پوشیده شدن بخشی از مسیر گسل پارچین توسط نمک های مربوط به سازند قرمز زیرین در شرق ایوانکی، جهت یافتگی سیمای خطی هم راستا با گسل در توده های نمکی، کاملاً مشخص می باشد و از سوی دیگر، ویژگی این گسل (مرز بین کنگلومرای هزاردره و دشت) تا شمال غربی گرمسار قابل تعقیب است (آرین، ۱۳۸۹).

گسل جنوب کوه کلرز

این گسل با راستای عمومی شرقی - غربی و سازوکار راندگی موجب رانده شدن سنگ های کربناته سازند قم بر روی سازند قرمز زیرین و راندگی رسوبات تخریبی سازند قرمز فوقانی بر روی سازند قرمز زیرین شده است (شکل ۲-۱۱). طول این گسل در حدود ۱۱ کیلومتر می باشد. گسل های امتداد لغز با سازوکار چپ لغز و امتداد شمال شرق - جنوب غرب موجب جابجایی این گسل شده است. در مجموع ترکیب دو راستای شرق - غرب با سازوکار راندگی با امتداد شمال شرقی - جنوب غربی (چپ لغز) شکل پله مانند به این گسل داده است. این گسل از سمت جنوب غرب به گسل کوه تخت رستم می پیوندد (امینی و همکاران، ۱۳۸۳).

مجموعه گسل های کوه کلرز حد شمالی دیپیرهای منطقه را تشکیل می دهند. 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 ایوانکی

این گسل سازوکار راندگی راستای غرب، شمال‌غرب- شرق، جنوب‌شرق دارد و از شهرک ایوانکی می‌گذرد (شکل ۱۱-۲). شیب آن به سوی شمال شرق است. با توجه به پوشیده بودن گسل، سازندهای سمت جنوب غربی آن مشخص نیست، لیکن در کمر بالای گسل کنگلومرای سازند هزار درّه قرار دارد (امینی و همکاران، ۱۳۸۳).

ب- گسل‌های امتداد لغز

گسل‌هایی با راستای شمال- جنوب و یا شمال‌شرق- جنوب‌غرب اغلب امتداد لغز (چپ لغز) هستند و جوان‌تر از گسل‌هایی با راستای شرق- غرب و یا شمال‌غرب- جنوب‌شرق می‌باشند. 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 تقریبی ۸ کیلومتر می‌باشد (شکل ۱۱-۲). 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 (شکل ۱۱-۲). گسل پایین قلعه به همراه گسل کوه حسین خانی تشکیل یک پهنه برشی چپ لغز را داده‌اند که موجب

جابجایی چپ لغز گسل گرمسار به میزان تقریبی ۳/۵ کیلومتر شده است (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 می شود (شکل ۲-۱۱). از میزان جابجایی چپ لغز آن به سمت جنوب کاسته می شود (امینی و همکاران، ۱۳۸۳). این گسل در انتها به گسل گرمسار ختم و باعث جابجایی چپ گرد این گسل در حد چند صد متر می شود (عبادتی، ۱۳۷۷).

۲-۳-۲- چین ها

چین ها، یکی دیگر از عناصر ساختمانی در منطقه مورد مطالعه هستند. بر اساس تقسیم بندی درّی (۱۳۷۰)، چین های منطقه را می توان به دو دسته تقسیم کرد:

دسته اول خمیدگی های ساختاری موجود در سازندهای مختلف منطقه، نظیر ناودیس ایوانکی و ناودیس های شمال شرق و جنوب شرق کوه کلرز متأثر از تکتونیک منطقه می باشند.

دسته دوم شامل چین خوردگی ها و تغییر روندهای ناشی از تأثیر گنبدها و یا چین های موجود در توده های نمک هستند که در اثر تکتونیک نمک به وجود آمده اند. این چین ها را غالباً معلول حرکت نمک در حین بالا آمدن و حرکت ثقلی و گسترش نمک بر روی سطح می دانند. این توده ها از اعماق کم و با استفاده از سطوح ضعیف شده توسط گسل به سطح رسیده اند. در واقع، گنبدها را از عوامل اصلی تشکیل دهنده چین های منطقه می دانند.

به عنوان مثال لایه های گچ موجود در داخل گنبد جنوب کوه کلرز و مارن های الوانی که در اژدها کوه چین خورده اند و اشکال کمانی شکلی را در شمال گرمسار به وجود آورده اند، همگی ناشی از تأثیر گنبدهای جنوب کوه کلرز می باشند که با تغییراتی که در امتداد لایه ها ایجاد کرده اند آن ها را به طور

گسله قطع می کند (شکل ۲-۱۲).



شکل ۲-۱۲: نمایی از چین زیبا در کوه اژدها (دید به سمت شمال).

۲-۴- تغییرات فیزیکی و شیمیایی سنگ‌ها

سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه مورد بررسی بیشتر از رسوبات تبخیری دوران سنوزوئیک می- باشند که مقاومت کم این سازندها به فرسایش، چشم انداز فرسوده‌ای به منطقه داده است. فرسایش سازندهای موجود در ناحیه گرمسار شدید بوده و به اشکال گوناگون دیده می‌شود. دلیل این امر به طور عمده نوع سنگ‌های سازندهای یاد شده می‌باشد که بیشتر از نهشته‌های شیل، مارن و تبخیری ساخته شده‌اند. رودخانه حبله رود در شمال گرمسار و رودخانه خشک لات در غرب گرمسار از مهم- ترین رودخانه‌هایی هستند که بار رسوبی زیادی به درون پهنه‌های نمکی حمل می‌کنند. شایان ذکر است در زمان‌های سیلابی، رودخانه‌های فرعی دیگر نیز سهم مهمی در انتقال بار رسوبی دارند (جهانی، ۱۳۸۹). در منطقه‌ی گرمسار میزان بارش سالانه و رطوبت بسیار کم است، بنابراین میزان دگرسانی شیمیایی ناشی از عوامل خارجی، قابل چشم‌پوشی می‌باشد.

دگرسانی

سنگ‌های آذرین در عمق کم نفوذ کرده و به دلیل ماهیت خشک، عمق کم تزریق، حجم کوچک

توده‌ها و سردشدن سریع آن‌ها، صرفاً سبب پختگی در سنگ‌های میزبان شده‌اند. به طوری که لایه-های ژئوپسی مجاور خود را پخته و به انیدریت تبدیل کرده‌اند و باعث شده محل‌های برخورد نرم شده، سریع‌تر توسط آب شسته شوند و حالت درز و شیار و آبراهه بگیرند و ضمن تغییر شکل ناهمواری‌های اصلی، به تنوع و خشونت آن‌ها افزوده شود (شکل ۲-۱۳).

نفوذ این سنگ‌ها به درون توالی‌های گچی و نمکی، باعث ایجاد دگرسانی شدید در سنگ‌ها شده است. از آثار این دگرسانی می‌توان به پر شدن حفرات سنگ‌ها توسط گچ و کلسیت و ایجاد حفرات متعدد در سطح آن‌ها اشاره کرد (شکل ۲-۱۴). این حفرات معمولاً در اثر تماس و واکنش انحلالی سیالات حاوی گچ با سنگ‌های آذرین منطقه حاصل می‌شوند. از آثار دیگر دگرسانی می‌توان به تغییر رنگ شدید این سنگ‌ها اشاره کرد که در اثر تماس با سیالات حاوی گچ به رنگ سبز درآمده‌اند. هم-چنین خرد شدگی شدید سنگ‌های آذرین، با تسهیل نفوذ سیالات گچی و نمکی به درون سنگ‌ها، نقش به سزایی را در پیشرفت دگرسانی سنگ‌ها دارد. سنگ‌های آذرین در سطح رخنمون خود دچار فرسایش پوست پیازی شده‌اند (شکل ۲-۱۵).



شکل ۲-۱۳: پختگی و تبدیل شدن ژئوپس به گچ در مجاورت مرز بین دایک با شیل و مارن‌های منطقه (دید به سمت جنوب).



شکل ۲-۱۴: حفرات پر شده از گچ و کلسیت و تشکیل ساخت بادامکی در حاشیه تودها در نمونه دستی.



شکل ۲-۱۵: نمایی از فرسایش پوست پیازی در سنگ‌های گابرویی.

۲-۵- وضعیت معدنی شهرستان گرمسار

امروزه نقش مواد معدنی در بخش‌های مختلف اقتصادی به ویژه در کشورهای توسعه یافته بر کسی پوشیده نیست. به همین جهت مواد معدنی یکی از عوامل مهم در زیربنای اقتصاد کشور در رسیدن به استقلال اقتصادی، شکوفایی بخش‌های دیگر تولید، اشتغال‌زایی و افزایش درآمد ملی و سرانه کشور می‌باشند. در این میان، املاح نمکی به ویژه نمک طعام از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. ایران کشوری معدن‌خیز و دارای پتانسیل مناسب در بخش املاح است به همین دلیل پژوهش در زمینه‌های مرتبط

با املاح نمک و محیط‌های رسوبی آن در رشد اقتصادی کشور بسیار با اهمیت است.

شهرستان گرمسار بدلیل نزدیکی به تهران و وجود امکانات زیربنائی مناسب و غنای معدنی بسیار خوب از جمله معادن غنی نمک و سولفات سدیم، وجود راه‌های ارتباطی مناسب شامل راه زمینی دو بانده و خط راه‌آهن تهران- مشهد، نیروی کار ارزان قیمت سرریز مناطق همجوار، امکان دسترسی و بهره‌برداری از شبکه گاز طبیعی، استفاده از گمرکات تهران و سمنان در امور صادرات و واردات، استفاده از نیروی متخصص و ... از موقعیت بسیار مناسبی جهت رشد و توسعه صنعت و معدن برخوردار است.

این شهرستان دارای ۳۱ معدن نمک، ۱۹ معدن سولفات سدیم، ۶ معدن گچ، ۱۴ معدن سنگ لاشه، ۲ معدن سلسستین و یک معدن باریت بوده که ذخایر معادن فعال بالغ بر ۳۰ میلیون تن و ذخیره ممکن معادن بالغ بر یک میلیارد تن می‌باشد. حدود ۷۰٪ نمک مورد نیاز کشور جهت فراوری و صادرات و حدود ۳۰٪ سولفات سدیم مورد نیاز کشور جهت مصرف در واحدهای تولیدی و صادرات از معادن و واحدهای صنعتی معدنی این شهرستان استخراج و تولید می‌گردد (وزیری، ۱۳۸۹).

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 (دری، ۱۳۷۰). از مواد معدنی غیر فلزی، می‌توان به نمک طعام، گچ، گوگرد، سنگ آهک و سنگ لاشه اشاره کرد.

نمک طعام

سنگ نمک عمدتاً در گنبد‌های نمکی رخنمون دارد و در نقشه زمین‌شناسی گرمسار، به صورت واحد Ol^{sa} معرفی شده‌اند. با توجه به وسعت زیاد رخنمون‌های نمکی در منطقه، این ماده معدنی از ذخیره قابل توجهی برخوردار می‌باشد (شکل ۲-۱۶). سنگ نمک اغلب به رنگ سفید تا خاکستری روشن دیده می‌شود و گاهی در مواردی به رنگ زرد، نارنجی، صورتی و آبی یا به صورت رگه‌های آبی در

زمینه بلوری دیده می‌شود (شکل ۲-۱۷). انواعی که به رنگ آبی هستند به مواد رادیواکتیو آغشته هستند (امینی و همکاران، ۱۳۸۳). بنا به بررسی‌های انجام شده و نقشه‌های تولید شده می‌توان سازندها را از شوری زیاد تا کم بدین ترتیب عنوان کرد: ۱- سازند قرمز زیرین ۲- سازند قرمز بالایی ۳- سازند قم ۴- سازند کند (قره چلو، ۱۳۸۸).



شکل ۲-۱۷: نمایی از سنگ نمک موجود در معدن نمک ایران.



شکل ۲-۱۶: نمایی از درون یکی از معادن نمک در شمال گرمسار.

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 گند به وفور یافت می‌شود. یکی از معادن مهم سنگ گچ در شمال منطقه، به نام معدن سنگ گچ چشمه پرور است که در سازند گند قرار دارد (امینی و همکاران، ۱۳۸۳).

سنگ لاشه

سنگ لاشه از واحد ماسه سنگی (M_{3c}) سازند قرمز فوقانی استخراج می‌شود. معدن سنگ لاشه در مسیر جاده ایوانکی به آبسرد، به دلیل توسعه زیاد سازند قرمز فوقانی، از فراوانی بیشتری برخوردار

هستند. از سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه نیز به صورت محلی به عنوان مصالح ساختمانی استفاده می‌شود (شکل ۱۸-۲).



شکل ۱۸-۲: کاربرد سنگ‌های آذرین در ساختمان سازی اطراف معادن گرمسار.

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 (درّی، ۱۳۷۰).

گوگرد

در جنوب شرقی کوه کلرز، در میان دیپایر گچی و نمکی معدن متروکه گوگرد قرار دارد. گوگرد به صورت رگچه‌های متعدد در سنگ آهکی دیده می‌شود. بر روی آن ژئوپس و مارن قرار دارد و ژئوپس نیز آغشته به گوگرد می‌باشد. در اطراف معدن آثاری از کوره‌های ذوب دیده می‌شود (امینی و همکاران، ۱۳۸۳).

فصل سوم

پتروگرافی

به دنبال بررسی روابط و ویژگی‌های صحرایی واحدهای سنگی منطقه گرمسار در فصل گذشته، در این فصل به بررسی و مطالعه خصوصیات میکروسکپی واحدهای آذرین می‌پردازیم. به این صورت که از نقاط مختلف این واحد نمونه‌برداری صورت گرفت و در نهایت ۵۰ عدد مقطع نازک و ۴ عدد مقطع صیقلی تهیه و به منظور تعیین نوع کانی‌ها و اندازه‌ی آن‌ها، بافت‌های موجود، دگرسانی‌های ایجاد شده، نوع کانی‌های اپک، روند تبلور ماگما و انتخاب نمونه‌های مناسب برای انجام آنالیزهای زمین‌شیمیایی مورد بررسی قرار گرفتند. به طور کلی، خصوصیات پتروگرافی سنگ‌های آذرین، حاصل مجموعه‌ای از رخدادهاست که از هنگام تشکیل ماگما در محل منبع تا صعود، فوران، جایگزینی، تبلور و رخدادهای پس از آن در سطح یا داخل زمین اتفاق می‌افتد.

بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی نشان می‌دهند که سنگ‌های آذرین مورد مطالعه، یک سری تفریقی از گابرو تا دیوریت را تشکیل می‌دهند. مطالعات پتروگرافی بر روی سیل‌ها و دایک‌های منطقه که در میان سازند قرمز زیرین نفوذ کرده‌اند، نشان دهنده‌ی ماهیت گابرویی این واحد سنگی است که به شدت تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته است. این سنگ‌ها دارای کانی‌شناسی یکنواختی هستند و در دسته نفوذی و محدوده‌ی گابرو قرار می‌گیرند.

از نظر بافتی، اندازه‌ی دانه‌ها و میزان دگرسانی تنوع زیادی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود که تنوع بافتی مشاهده شده نشانگر تفاوت در شرایط سرد شدن، سرعت هسته‌بندی و رشد کانی‌ها و شرایط مهاجرت و انتشار عناصر در ماگما می‌باشد، که بدون شک، حجم توده و عمق جایگزینی، نقش پررنگی در ایجاد این تفاوت‌ها دارد. سنگ‌های حاشیه توده‌های مافیک، دایک‌ها و مناطقی که در آن‌ها تبلور با سرعت بیشتری صورت گرفته، حاشیه‌های انجماد سریع تشکیل داده و به وضوح قابل رؤیت می‌باشد. به سمت مرکز توده‌ها، به تدریج اندازه‌ی دانه‌ها و نیز مقدار کانی‌های مافیک افزایش می‌یابد و به ترتیب حالت‌های بازالتی، دیابازی، میکروگابرو- دیوریتی و گابرو- دیوریتی مشاهده می‌شود.

سنگ‌های منطقه مورد مطالعه را می‌توان به دو دسته گابرو و دیوریت تقسیم نمود، که در ادامه به بحث و بررسی ویژگی‌های پتروگرافی آن‌ها می‌پردازیم.

۳-۲- پتروگرافی سنگ‌های گابرویی

خصوصیت شاخص سنگ‌های آذرین این ناحیه مجاورت آن‌ها با گنبد‌های نمکی است. حضور سنگ‌های آذرین در بسیاری از بخش‌های منطقه، نشانگر این است که احتمالاً در زیر گنبد‌های نمکی برخاسته، توده‌های نفوذی قرار گرفته‌اند که در بعضی از قسمت‌ها به صورت آپوفیز، استوک و دایک رخنمون یافته‌اند (شکل ۳-۱). همان‌طور که در فصل قبل ذکر شد، سنگ‌های آذرین منطقه نسبت به سنگ‌های رسوبی اطراف خود جوان‌تر بوده و به علت رنگ تیره به وضوح قابل تفکیک می‌باشند.



شکل ۳-۱: نمای از یک استوک گابرویی دگرسان شده در شمال شرق گرمسار (دید به سمت شرق).

واژه گابرو، به سنگ دانه درشت تا دانه متوسط و تیره رنگ تا نیمه روشنی اطلاق می‌شود که اساساً از پیروکسن (اوپیت) و پلاژیوکلاز تشکیل شده است که از نظر ترکیب شیمیایی معادل بازالت می‌باشد. گابروهای منطقه مورد مطالعه در مقیاس صحرایی به رنگ‌های سبز تیره تا خاکستری تیره دیده می‌شوند که در نمونه‌های دارای هوازدگی کم، تیره‌تر به نظر می‌رسند. گاهی رنگ ماکروسکوپی گابروها تیره‌تر از آنچه که ضریب رنگی نشان می‌دهد به نظر می‌رسد، که علت این امر فاسیس مالگاشیستی پلاژیوکلاز است. بدین معنی که پلاژیوکلاز به علت تجزیه به سوسوریت (سریسیت،

کلریت و اپیدوت) به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شود و رنگ تیره پلاژیوکلازها، رنگ کلی سنگ را تیره‌تر از آنچه که هست نشان می‌دهد (معین وزیری، ۱۳۷۱).

لازم به ذکر است، کانی‌هایی که حضور یا فراوانی آن‌ها در نام‌گذاری سنگ‌ها مهم و مؤثر می‌باشد، کانی‌های اصلی نامیده می‌شوند، در صورتی که کانی‌هایی که در نام‌گذاری سنگ‌ها (نام‌های پایه یا ریشه‌ای) تأثیر ندارند، کانی‌های فرعی نامیده می‌شوند. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی گابروها پلاژیوکلاز و پیروکسن نوع اوژیت به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار، هستند. علاوه بر کانی‌های اپک (مگنتیت و تیتانومگنتیت)، آپاتیت، الیوین و فلوگوپیت نیز به علت فراوانی کمی که در این سنگ‌ها دارند، جزء کانی‌های فرعی سنگ به حساب می‌آیند. کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها را کلریت، پره‌نیت، کلسیت، اپیدوت و سیرسیت تشکیل می‌دهند.

۳-۲-۱- بافت

در مقاطع نازک تهیه شده از این سنگ‌ها تنوع بافتی قابل ملاحظه‌ای مشاهده می‌شود. مهم‌ترین بافت مشاهده شده در آن‌ها گرانولار و اینترگرانولار می‌باشد (شکل‌های ۳-۲ و ۳-۳). از دیگر بافت‌های قابل مشاهده در سنگ‌های گابرویی می‌توان به بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک اشاره کرد که بر کم عمق بودن توده‌های نفوذی دلالت دارند (شکل‌های ۳-۴ و ۳-۵). بافت افیتیک، در سنگ‌های گابرویی دیده می‌شود و در آن تیغه‌های پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از پیروکسن درشت بلور و نیمه شکل‌دار محصور می‌شوند و غالباً طول متوسط فلدسپات‌ها از قطر پیروکسن بیشتر نیست ولی در بافت ساب-افیتیک درازای پلاژیوکلاز بیشتر از پیروکسن است.

در نمونه‌های حاشیه‌ای و دانه ریز بافت‌های پورفیری و گلوپورفیری مشاهده می‌شود. بعضی نمونه‌ها بافت پورفیری (بلورهای درشت کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در متن دانه ریزتری از میکرولیت‌های ریز پلاژیوکلاز و کانی‌های ریز اپک) نشان می‌دهند که احتمالاً این تغییرات بافتی، به اختلاف سرعت سرد شدن ماگما در بخش‌های مختلف آن و جایگزینی در عمق خیلی کم مربوط است.

(شکل ۳-۶). برخی نمونه‌ها در زمینه خود، دارای جهت‌گیری نسبی میکرولیت‌های پلاژیوکلاز می‌باشند و جهت‌یابی ناشی از فشار جایگزینی را نشان می‌دهند. این بافت‌ها، اغلب در برخی از توده‌های نفوذی کم عمق‌تر تشکیل می‌شوند. بافت جریان‌ی در اکثر نمونه‌های منطقه دیده می‌شود و میکرولیت‌های خمیره گاهاً تا حدی دگرسان شده‌اند.

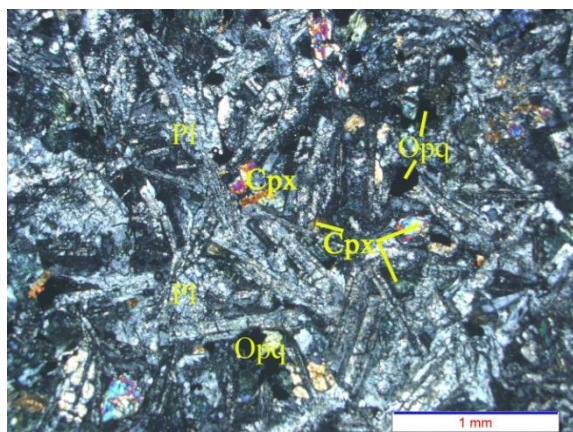
بافت گلومروپورفیری مشاهده شده در نمونه‌های مورد بررسی در اثر تجمع خوشه‌ای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز همراه با کلینوپیروکسن در زمینه‌ای میکرولیتی تشکیل شده است (شکل ۳-۷). به نظر کیرکپاتریک^۱ (۱۹۷۷)، تجمع بلورها و تشکیل گلومرول می‌تواند ناشی از نطفه‌بندی ناهمگن این کانی‌ها باشد. در هنگام صعود ماگما، بلورهایی که دارای شبکه بلوری موازی هم باشند و یا در اثر برخورد با یکدیگر در جهت ماکلی و یا روابط اپی‌تاکسیالی مناسب هم قرار گیرند، به یکدیگر چسبیده و گلومرول‌ها را ایجاد می‌کنند (آسیابان‌ها، ۱۳۷۴).

در بافت بادامکی (حفره دار) که به خوبی در حاشیه دایک‌ها قابل تشخیص است حفرات ناشی از خروج گاز و مواد سیال توسط کانی‌های ثانویه از قبیل کلسیت، اپیدوت و کلریت پر شده‌اند و غالباً در اطراف آن‌ها حاشیه واکنشی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۸). این بافت در اثر برداشته شدن فشار و خروج گاز از مذاب در حاشیه توده‌ها تشکیل می‌شود.

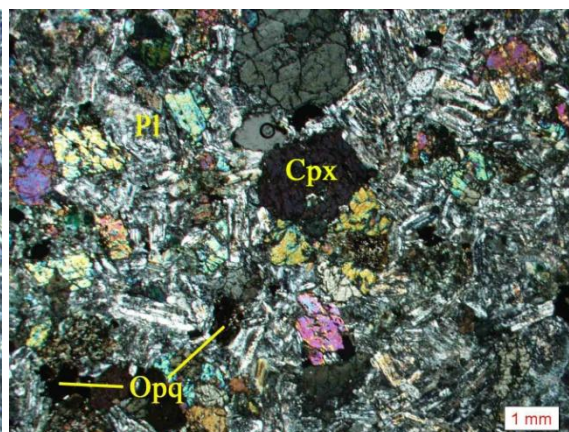
جدول ۳-۱: علائم اختصاری مورد استفاده در شکل‌های پتروگرافی (این علائم در تمامی شکل‌ها یکسان است).

علائم اختصاری	نام کانی	علائم اختصاری	نام کانی
Ct	کلسیت	Ol	الیوین
Prh	پره‌نیت	Cpx	پیروکسن (اوزیت)
Mgt	مگنتیت	Pl	پلاژیوکلاز
Chl	کلریت	Bio	بیوتیت
Opq	کانی‌های اپک	Phl	فلوگوپیت
Epd	اپیدوت	Apa	آپاتیت

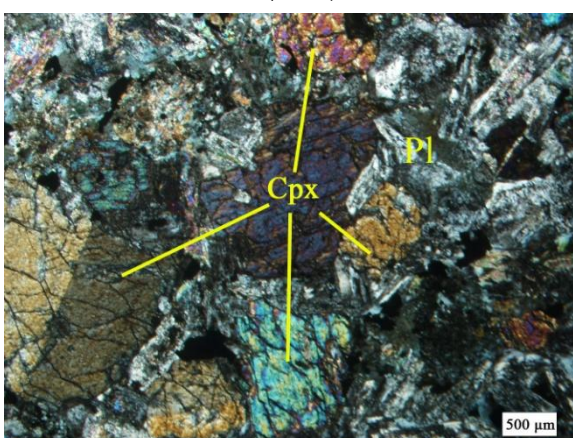
1- Kirkpatrick



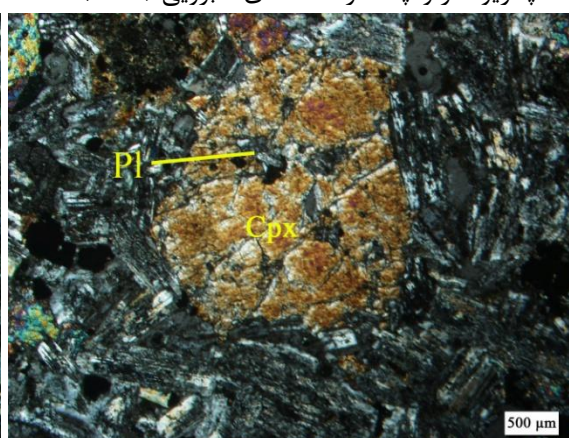
شکل ۳-۳: بافت اینترگرانولار، در سنگ‌های گابرویی (XPL).



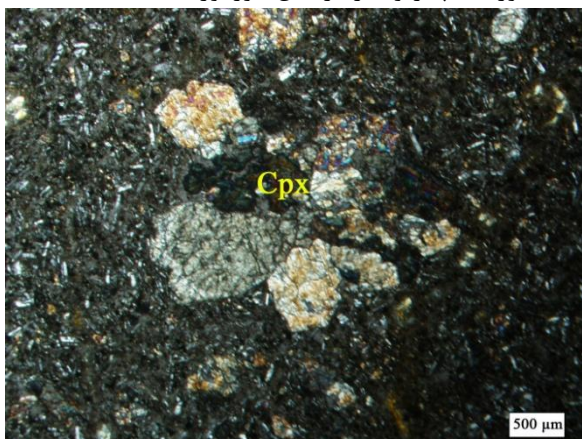
شکل ۳-۲: بافت گرانولار، به همراه کانی‌های اوژیت و پلاژیوکلاز و اپک در سنگ‌های گابرویی (XPL).



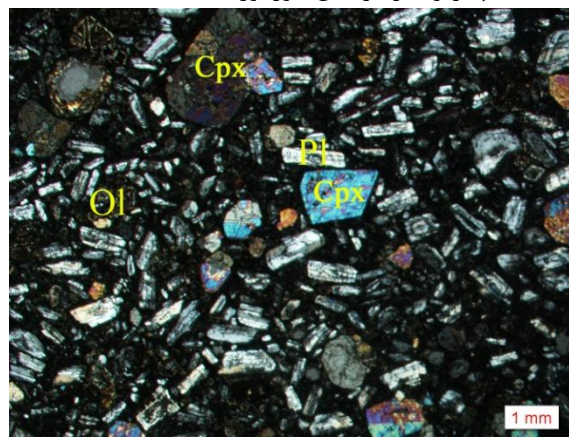
شکل ۳-۵: بافت سابافیتیک، در اثر قرارگیری قسمتی از بلورهای پلاژیوکلاز در متن بلور اوژیت (XPL).



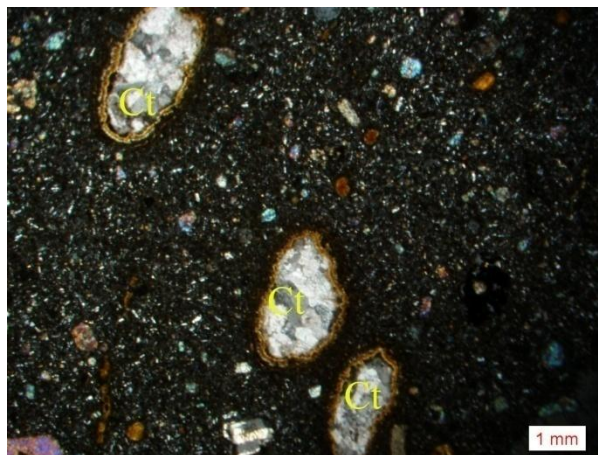
شکل ۳-۴: بافت افیتیک، در اثر قرارگیری بلورهای پلاژیوکلاز در متن بلور اوژیت (XPL).



شکل ۳-۷: تجمع بلورهای پیروکسن در میکروگابروها و تشکیل بافت گلومروپورفیری (XPL).



شکل ۳-۶: بافت پورفیری، در میکروگابرو که بلورهای پلاژیوکلاز حالت جریان به خود گرفته اند (XPL).



شکل ۳-۸: حفرات پر شده توسط کلسیت و تشکیل بافت بادامکی در میکروگابروها، اطراف حفرات حاشیه واکشی به وضوح دیده می‌شود (XPL).

۳-۲-۲- کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها با فراوانی حدود ۴۰ تا ۶۰ درصد عمده‌ترین کانی گابروها هستند. با محاسبه مقادیر میانگین درصد آنورتیت نورماتیو پلاژیوکلازها (۶۵/۰۷)، ترکیب آن‌ها در حد لابرادوریت می‌باشد. پارامتر درصد آنورتیت نورماتیو توسط ایروین و باراگار^۱ (۱۹۷۱) بر اساس میزان آنورتیت و آل بیت نورماتیو سنگ با فرمول $An\% = \frac{An}{(An+Ab)} \times 100$ ، تعریف شده است. بلورهای ریز تا درشت پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی‌سنتیک و منطقه‌بندی ترکیبی، به راحتی در مقاطع میکروسکوپی قابل تشخیص هستند. این بلورها به صورت تیغه‌ای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند (شکل ۳-۲).

پلاژیوکلاز به همراه پیروکسن بافت‌های گرانولار، اینترگرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک را به نمایش می‌گذارد. در برخی موارد اذخالی‌هایی از آپاتیت و کانی‌های اپک در آن‌ها مشاهده می‌شود. با توجه به شواهد بافتی و حضور اذخالی‌هایی از پلاژیوکلاز در پیروکسن، این کانی قبل از کانی پیروکسن متبلور شده است (شکل ۳-۹).

در مورد پلاژیوکلازها دو نکته حائز اهمیت است: اول قرار گرفتن بلورهای پلاژیوکلاز با جهت

1- Irvin and Baragar

ماکلی مختلف، که دلیل آن احتمالاً سرد شدن سریع بلورهای موجود در سیال باقیمانده در مراحل آخر تبلور است که بدون نظم خاصی در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. نکته دوم وجود پلاژیوکلازها در اندازه‌های مختلف در یک مقطع است که علت این پدیده تقدم و تأخر در هسته‌بندی و رشد بلورهای پلاژیوکلاز باشد. پلاژیوکلازهای حاشیه توده‌ها به صورت میکروولیت‌های تیغه‌ای و کشیده و مقادیر بسیار کمی (در حدود ۵ درصد) نیز به شکل فنوکریست بوده که به علت دانه‌ریز بودن، چندان جلب توجه نمی‌کنند. اغلب با ماکل پلی‌سنتتیک و خلیجی شکل و حواشی گرد شده دیده می‌شوند و بافت جریانی به نمایش می‌گذارند. این امر حاکی از دو مرحله‌ای و زمان کوتاه تبلور سنگ‌های حاشیه‌ای یاد شده است. میکروولیت‌های تیغه‌ای و کشیده بیانگر رشد سریع و غیر تعادلی آن‌ها می‌باشند.

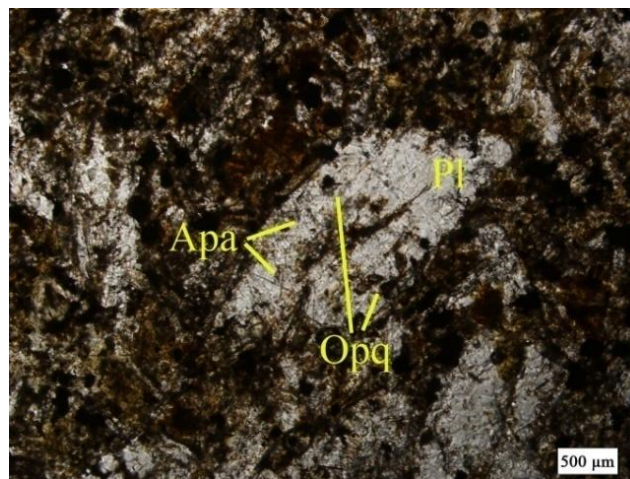
با بالا رفتن سرعت هسته‌بندی و رشد در یک ماگمای در حال سرد شدن، سرعت انتشار دچار نقصان می‌شود و مواد لازم برای رشد بلورها عمدتاً در کناره‌ها و گوشه‌های بلور انباشته می‌شود. این محل‌ها با حجم زیادتری از ماگما محصور می‌شوند و در صورتی که عمل انتشار همراه با رشد بلورها پیشرفت کند، کناره‌ها و گوشه‌های بلور سریع‌تر از بقیه نقاط بلور رشد می‌کند و اشکال بلوری کشیده و تیغه‌ای و تعداد زیادی میکروولیت پدید می‌آیند (آسیابان‌ها، ۱۳۷۴).

به اعتقاد بست^۱ (۲۰۰۳)، پلاژیوکلازهای دارای حاشیه تحلیل رفته و گرد شده نشان دهنده‌ی کاهش فشار، در نتیجه صعود ماگما به سطح زمین و ناشی از تفاوت ترکیب و تحت اشباع بودن مذاب از فاز جامد تشکیل دهنده‌ی این بلورها می‌باشند. در این حالت، فاز جامدی که به علت اشباع بودن در سیال اولیه متبلور شده، به واسطه‌ی تغییر شرایط و ایجاد شرایط فیزیکوشیمیایی جدید، دچار عدم تعادل و در نتیجه انحلال می‌گردد و خوردگی و گردشگی در بلور اتفاق می‌افتد. این تغییر شرایط در سیال را می‌توان ناشی از تغییرات ناگهانی دما، فشار، فوگاسیته‌ی اکسیژن، فشار بخار آب، هضم سنگ‌های درون‌گیر و یا اختلاط با مایعات درگیر دانست.

1- Best

پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها اغلب تجزیه شده‌اند که کانی‌های حاصل از تجزیه آن‌ها شامل کلریت، اپیدوت، کلسیت، سرسیت و پره‌نیت می‌باشند. سوسوریتی شدن نیز یکی از انواع دگرسانی‌های متداول این کانی می‌باشد در بعضی مقاطع تنها قالب اولیه آن بر جای مانده است. سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز باعث جدا شدن آلبیت از آنورتیت می‌گردد. آلبیت در محیط جدید پایدار است ولی آنورتیت تحت چنین شرایطی به اپیدوت تبدیل می‌شود و همگی در زمینه آلبیت ثانویه محصور می‌گردند. معمولاً به همراه اپیدوت و آلبیت، کلسیت نیز تشکیل می‌گردد. بعد از سوسوریتی شدن، اپیدوتی شدن گسترده‌ای صورت می‌گیرد که این امر در نتیجه افزایش کلسیم و با خروج سدیم و سیلیسیم (سازنده‌های آلبیتی) همراه است. بطوری که در مراحل اولیه سوسوریتی شدن، آلبیت تولید می‌شود که بعداً با افزایش کلسیم و آب، اپیدوت پدید می‌آید (مارزوکی^۱ و همکاران، ۱۹۷۹).

در بعضی موارد دگرسانی در مرکز بلورها بیش‌تر از حاشیه است که می‌تواند نشانه کلسیک‌تر بودن مرکز بلورها و زون‌بندی عادی در پلاژیوکلازها باشد.



شکل ۳-۹: تصویری از انحلال و گرد شدن حواشی درشت بلورهای پلاژیوکلاز در دایک‌های میکروگابرویی همراه با اذخال‌هایی از کانی آپاتیت و اپک (XPL).

کلینوپیروکسن

بلورهای کلینوپیروکسن موجود در گابروها به صورت فنوکریست‌های شکل‌دار و نیمه شکل‌دار و با فراوانی حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد، پس از پلاژیوکلازها عمده‌ترین کانی تشکیل دهنده گابروها بوده و با توجه به زاویه خاموشی به طور عمده از نوع اوژیت هستند (شکل ۳-۱۰). بلورهای پیروکسن اغلب با بی‌رفرنژانس ارغوانی کم رنگ تا بنفش در زیر میکروسکوپ قابل شناسایی می‌باشد. اذخال‌هایی از کانی‌های پلاژیوکلاز و اپک به همراه منطقه‌بندی ترکیبی، ماکل گوه‌ای یا ساعت شنی و حاشیه خورده شده در بعضی از کلینوپیروکسن‌ها دیده می‌شود. چند رنگی مشخص بلورهای اوژیت نشانگر وجود تیتان در آن و طبیعت آلکالن سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه است.

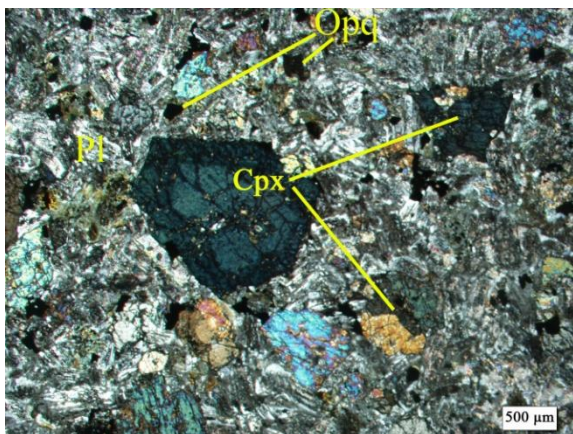
در سنگ‌های برداشت شده از بخش‌های داخلی دایک‌ها و مراکز توده‌ها، به دلیل حضور بلورهای نسبتاً درشت اوژیت، بافت گرانولار در نمونه‌های دستی به خوبی قابل مشاهده می‌باشد. در نمونه‌های دستی، بلورهای پیروکسن به رنگ سیاه و پلاژیوکلازها به رنگ سفید شیری تا کرم در متن سنگ مشاهده می‌شوند.

از ویژگی کلینوپیروکسن‌ها در بخش‌های حاشیه‌ای دایک که بلورهای ریز و اشکال تیغه‌ای را در یک زمینه میکروولیتی نشان می‌دهند (که بیانگر سرد شدن سریع می‌باشد)، داشتن ماکل اوژیتی و منطقه‌بندی ترکیبی می‌باشد و گاهی رشد چند مرحله‌ای نشان می‌دهند. برخی از پیروکسن‌های درشت دارای هسته (بخش مرکزی) غنی از اذخال‌های پیروکسن، الیوین، پلاژیوکلاز و اپک می‌باشند که این امر نشان دهنده‌ی در دسترس بودن ذرات و یا جذب راحت‌تر اذخال‌ها به سطح بلور میزبان در آن زمان خاص است و در بخش حاشیه‌ای یکنواخت‌تر و فاقد اذخال هستند (آسیابان‌ها، ۱۳۷۴) (شکل ۳-۱۱). با توجه به شواهد بافتی (اذخال‌هایی از الیوین در درون پیروکسن‌ها)، بلورهای پیروکسن بعد از الیوین متبلور شده‌اند.

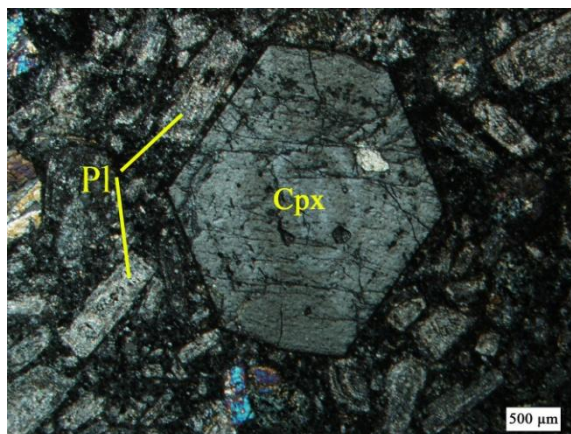
پیروکسن‌ها در فضای بین بلوری پلاژیوکلازها قرار گرفته و تشکیل بافت اینترگرانولار را داده‌اند

(شکل ۳-۳). این امر می‌تواند نشانگر تبلور اولیه پلاژیوکلازها و تبلور بعدی پیروکسن باشد. تجمع فنوکریست‌های پیروکسن همراه با پلاژیوکلاز، الیوین و کانی‌های اپک، به تشکیل بافت گلومروپورفیری منجر شده است (شکل ۳-۷).

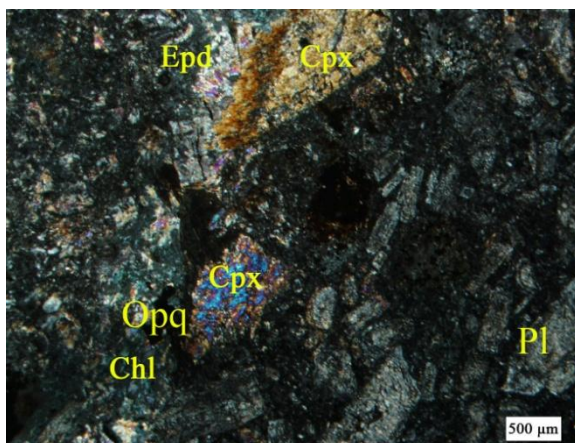
بلورهای این کانی در مقابل دگرسانی مقاومت نموده و دگرسانی کمتری را نسبت به سایر کانی‌ها در سنگ‌های منطقه نشان می‌دهند. در برخی مقاطع، پیروکسن‌ها دارای لبه‌های گرد شده و خلیج خوردگی می‌باشند (شکل ۳-۱۲). وجود اشکال خلیجی، نشان دهنده تبلور این کانی در یک مخزن ماگمایی عمیق و سپس صعود ماگما و کاهش فشار ایزوترمال حاکم بر آن در یک شرایط غیر اشباع از آب، در طی جایگزینی در آشیانه کم عمق‌تر می‌باشد (بورمینگ و فویان^۱، ۲۰۰۱). برخی از ویژگی‌ها به همراه پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شده و برخی از آن‌ها در حاشیه دایک‌ها بر اثر متاسوماتیسم پتاسیک به بیوتیت تبدیل شده‌اند. با وجود اینکه برخی از پیروکسن‌ها بطور کامل دگرسان شده‌اند، ولی هنوز مقطع هشت گوش باقیمانده کانی قابل تشخیص است (شکل ۳-۱۳).



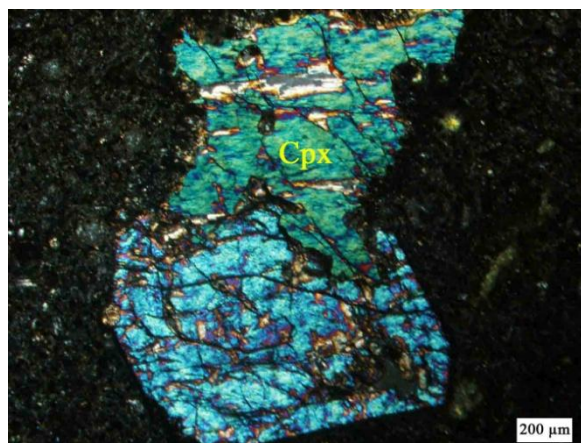
شکل ۳-۱۱: فنوکریست پیروکسن با منطقه بندی ترکیبی و هسته‌ی سرشار از ادخال (XPL).



شکل ۳-۱۰: فنوکریست پیروکسن شکل‌دار همراه با کانی پلاژیوکلاز (XPL).



شکل ۳-۱۳: تصویری از دگرسانی پیروکسن‌ها به مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه (XPL).



شکل ۳-۱۲: تصویری از خلیج خوردگی در کانی اوژیت (XPL).

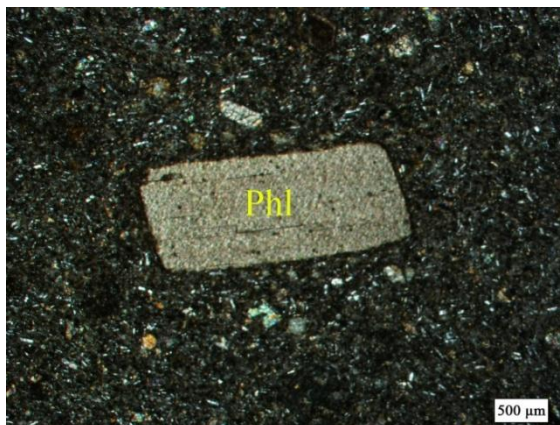
۳-۲-۳- کانی‌های فرعی

فلوگوپیت

کانی ورقه‌ای دارای رنگ قهوه‌ای ملایم یا کم رنگ که می‌توان آن را فلوگوپیت نامید در بعضی از سنگ‌های گابرویی حضور دارد. فراوانی این کانی در برخی نمونه‌های سنگی زیاد می‌باشد و عموماً به همراه کلریت و دیگر کانی‌های ثانویه دیده می‌شود (شکل ۳-۱۴). اندازه بلورها گاهی تا چند سانتیمتر نیز می‌رسد و در نمونه‌های دستی با رنگ سیاه به راحتی قابل تشخیص بوده و در مقابل نور خورشید، انعکاس نوری جالبی را به نمایش می‌گذارد (شکل ۳-۱۵). حضور فلوگوپیت می‌تواند بیانگر ماهیت آلکالن این سنگ‌ها باشد. فلوگوپیت به دو صورت اولیه و ثانویه، مشاهده می‌شود که معمولاً به کلریت دگرسان شده است. فلوگوپیت‌های درشت و شکل‌دار با منشاء اولیه (ماگمایی) بوده در اعماق تشکیل شده‌اند. نمونه‌های ریز و بی‌شکل این کانی در نتیجه متاسوماتیسم که حاصل واکنش نمک سنگ میزبان و توده‌ی نفوذی بوده به وجود آمده‌اند؛ به این شکل که آب و سایر مواد مورد نیاز برای تشکیل بیوتیت، توسط سیالات داغ حاوی پتاسیم، به درون شبکه ساختاری اوژیت نفوذ کرده و عناصری نظیر کلسیم، سدیم و پتاسیم خارج و به تشکیل بیوتیت منجر شده‌اند.



شکل ۳-۱۵: بیوتیت بصورت زینوکریست دانه درشت در برخی از سنگ‌های گابرویی.



شکل ۳-۱۴: حضور بیوتیت غنی از منیزیم یا فلوگوپیت در برخی از دایک‌های گابرویی (XPL).

الیوین

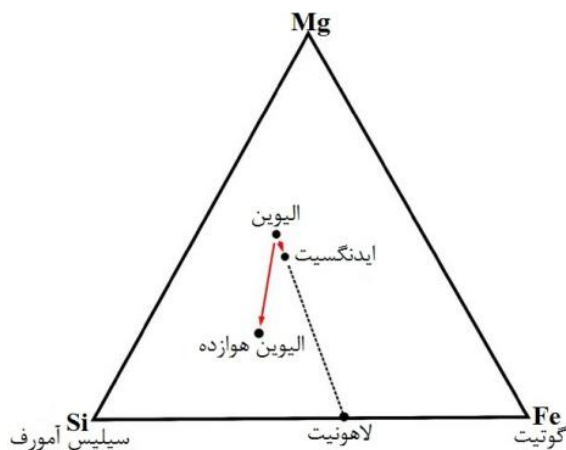
کانی الیوین با فراوانی کم در سنگ حضور دارد و بعضاً ادخال‌هایی از بلورهای ریز آن در درون بلورهای کلینوپیروکسن مشاهده می‌شود که حاکی از تقدم تبلور الیوین است. به دلیل اینکه سرعت رشد بلورهای کلینوپیروکسن نسبت به الیوین بیشتر است و ماگما زمان طولانی در شرایط تبلور الیوین قرار نگرفته است، حتی بلورهای الیوینی که همزمان با آن هسته‌بندی کرده‌اند، دیرتر رشد کرده و در بلور کلینوپیروکسن به دام افتاده‌اند. علاوه بر این، در درشت بلورهای الیوین ادخال‌های طولیلی از کانی‌های اپیک اولیه وجود دارد.

بلورهای این کانی عمدتاً بی‌شکل و به صورت بلورهای گرد و یا خلیجی دیده می‌شوند؛ گردشگری بلورهای الیوین ناشی از تحلیل رفتگی و هضم سطوح و کناره‌های بلور می‌باشد. تحلیل رفتگی یک فاز جامد در یک فاز سیال نشان دهنده تحت اشباع بودن سیال مذبور از آن فاز است. بدین ترتیب، تغییر شرایط (تغییر ترکیب شیمیایی، دما یا فشار) بر پایداری درشت بلورهایی که قبلاً به علت فوق اشباع بودن آن در سیال اولیه متبلور شده‌اند، تأثیر گذاشته و باعث هضم و تحلیل آن‌ها می‌شود. گردشگری بلورها را می‌توان به حرکت بلورهای الیوین در اتاق ماگمایی و زمان کوتاه تعادل آن‌ها با مذاب در مرحله‌ی تشکیل آن‌ها نسبت داد (بست، ۲۰۰۳).

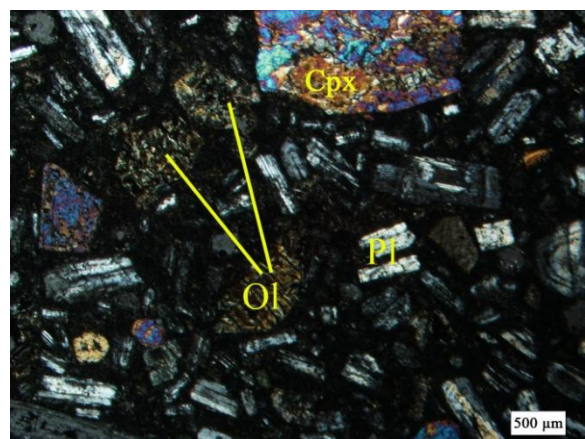
الیوین یکی از مستعدترین کانی‌ها برای دگرسانی شیمیایی است و غالباً، دگرسانی آن، به طور

کامل صورت می‌گیرد (شکل ۳-۱۶). محصولات اصلی دگرسانی الیوین‌ها، سرپانتین و اکسید آهن است. این دگرسانی بیشتر از محل شکستگی‌ها و حواشی بلور بصورت ایدنگسیتی شدن آغاز می‌شود. از آن جایکه الیوین به دگرسانی خیلی حساس است به شدت متحمل دگرسانی شده است بطوریکه اختصاصات کانی‌شناسی خود را از دست داده و صرفاً با توجه به ویژگی‌های ریخت‌شناسی کلی بلور و نوع شکستگی‌ها می‌توان آن را شناسایی کرد.

رنگ زرد مایل به نارنجی تا قرمز در امتداد شکستگی‌ها نشان دهنده‌ی ایدنگسیتی شدن بلورهای الیوین است. فرآیند ایدنگسیتی شدن در اثر تغییر و تحول پیوسته در شبکه الیوین و پیروکسن در حالت جامد روی می‌دهد و در اثر ورود اتم‌های هیدروژن به شبکه الیوین و اتصال آن‌ها به اتم‌های اکسیژن، کاتیون‌های Mg ، Fe^{+2} و Si آزاد شده و به جای آن‌ها کاتیون‌های Fe^{+3} ، Al و Ca وارد ساختمان الیوین می‌شوند (تاکی و همکاران، ۱۳۸۸ برگرفته از دیر^۱ و همکاران، ۱۹۹۱). شکل ۳-۱۷ طرح شماتیکی از تشکیل ایدنگسیت را نشان می‌دهد که توسط ولج و بنفیلد^۲ (۲۰۰۲) ارائه شده است و نظر دیر و همکاران (۱۹۹۱) را تأیید می‌کند. کلسیت و کانی‌های اپک مهم‌ترین کانی‌های پر کننده فضای قالب الیوین هستند و در مقادیر کم‌تر کلریت و زئولیت نیز قابل مشاهده‌اند.



شکل ۳-۱۷: تغییرات ترکیب اولیوین به ایدنگسیت در بازالت‌های بلبکس در ماسیو سانترال فرانسه (ولج و بنفیلد، ۲۰۰۲).



شکل ۳-۱۶: دگرسانی بلورهای الیوین همراه با شکستگی‌های هلالی شکل (XPL).

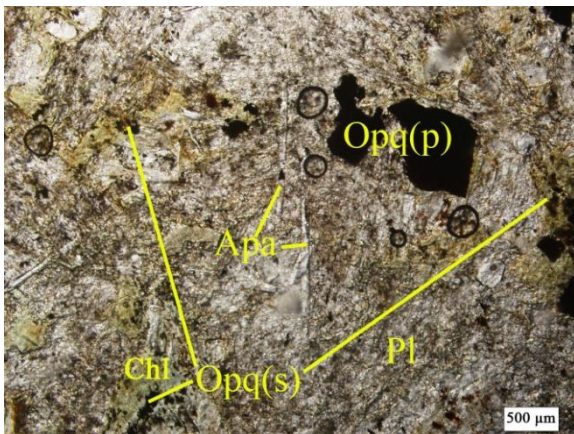
1- Deer

2- Welch and Benfield

کانی‌های اپک

کانی‌های اپک به عنوان یکی از مهم‌ترین کانی‌های فرعی، بصورت پراکنده و در ابعاد ریز تا درشت مشاهده می‌شوند که بر پایه بررسی‌های کانی‌شناختی، بیشتر از نوع مگنتیت، تیتانومگنتیت و به مقدار خیلی کم پیریت می‌باشند (شکل ۳-۱۸). کانی‌های اپک بصورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در خمیره سنگ و نیز بصورت ادخال در پیروکسن و به مقدار کمتر در پلاژیوکلاز یافت می‌شوند. مگنتیت به دو صورت اولیه و ثانویه (محصولات واپاشی و تجزیه کانی‌های دیگر) و به مقدار فراوان در زمینه یافت می‌شود. کانی‌های اپک ثانویه موجود عمدتاً ریز و بی‌شکل در سطح و امتداد شکستگی‌ها قرار گرفته و معمولاً حاصل دگرسانی‌های یوین‌ها هستند (شکل ۳-۱۹).

مگنتیت گهگاه با آپاتیت یافت می‌شود. در برخی مقاطع، کانی هماتیت به صورت هاله‌ای قهوه‌ای رنگ، مگنتیت را در بر می‌گیرد و نشان‌دهنده‌ی تبدیل مگنتیت به هماتیت است.



شکل ۳-۱۹: کانی‌های اپک اولیه (p) و ثانویه (s) همراه با آپاتیت و کلریت (PPL).



شکل ۳-۱۸: تصویری از کانی مگنتیت و دگرسانی آن به هماتیت در سنگ‌های میکروگابرویی (نور انعکاسی).

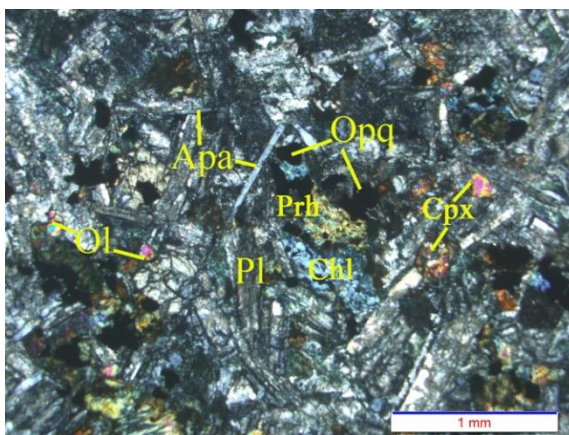
آپاتیت

آپاتیت به مقدار کم و به صورت ادخال‌های سوزنی شکل و ریز و گاهی بصورت اشکال منشوری دیده می‌شود (شکل ۳-۲۰). از آن جاییکه این کانی زودتر متبلور می‌شود به صورت ادخال نیز در

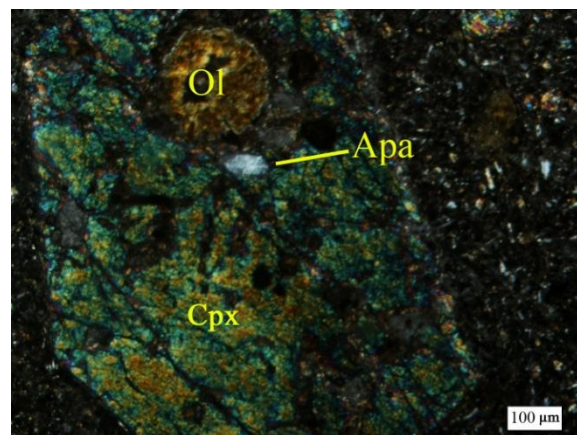
پیروکسن و پلاژیوکلاز یافت شده و گهگاه این کانی مرز بین دوکانی را قطع می‌کند (شکل ۳-۲۱).

حضور بلورهای سوزنی، طویل و کشیده‌ی آپاتیت نشان دهنده‌ی سرعت بالای سرد شدن ماگما (براون^۱، ۲۰۰۱)، بیانگر بالا بودن میزان P_2O_5 می‌باشد که یکی از ویژگی‌ها و شواهد ماگماهای آلوکالن است که با ماهیت سنگ‌های مورد مطالعه، سازگار است.

در برخی موارد آپاتیت تقریباً چسبیده به مگنتیت و به همراه آن یافت می‌شود (شکل ۳-۱۹). این امر نشان می‌دهد که مگنتیت همزمان با آپاتیت و یا اندکی پس از آن متبلور شده است. با توجه به اینکه کمتر تحت تاثیر دگرسانی قرار می‌گیرد این کانی به طور سالم در بین مجموعه کانی‌های حاصل از دگرسانی نظیر کلریت، اپیدوت و کلسیت یافت می‌گردد.



شکل ۳-۲۱: آپاتیت‌های کشیده و سوزنی شکل به صورت ادخال درون پلاژیوکلاز (XPL).



شکل ۳-۲۰: حضور آپاتیت منشوری به صورت ادخال درون اوژیت (XPL).

۳-۲-۴ - کانی‌های ثانویه

کانی‌های ثانویه موجود در سنگ‌های گابرویی شامل کلریت، پرهنیت، کلسیت، اپیدوت و سریسیت می‌باشند. کانی‌هایی ثانویه می‌توانند در طی فرآیندهای دگرسانی، از دگرسانی کانی‌های موجود در سنگ به وجود بیایند و یا در طول رگه‌ها، شکستگی‌ها و داخل حفرات سنگ (که باعث ایجاد ساخت بادامکی می‌شود) جانشین شوند. در واقع رنگ ظاهری این سنگ‌ها در ارتباط مستقیم با دگرسانی رخ

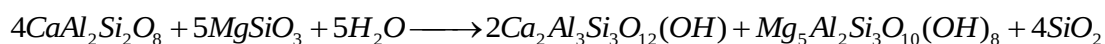
1- Brown

داده در آن‌هاست که باعث تشکیل گسترده کانی‌های دگرسانی نظیر کلریت، اپیدوت، کلسیت و سریسیت شده است.

کلریت

کلریت یکی از کانی‌های حاصل از دگرسانی است که در این سنگ‌ها به فراوانی یافت می‌شود. در نور پلاریزه متقاطع کلریت بصورت الیاف آبی (آبی نفتی)، خاکستری همراه با کلسیت، اپیدوت و اکسیدهای آهن یافت می‌شود (شکل ۳-۲۲).

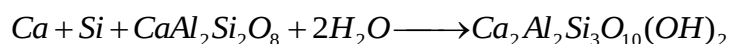
کلریت ثانویه، از دگرسانی کانی‌های کلینوپیروکسن و دیگر کانی‌های فرومنیزین (بیوتیت) به وجود می‌آید. این دگرسانی حضور یک سیال آبدار در طی دگرسانی که باعث خروج پتاسیم از بیوتیت و خروج Na و Ca از اوژیت می‌شود را نمایان می‌کند. یون پتاسیم آزاد شده از این بیوتیت‌ها باعث سریسیتی شدن پلاژیوکلازها می‌شود و دگرسانی پلاژیوکلازها و آزاد شدن یون کلسیم از آن‌ها به تولید اپیدوت منجر می‌گردد. هم‌چنین کلریتی شدن نشان دهنده دماهای پایین تا متوسط در طی دگرسانی سنگ می‌باشد. محدودی از کلریت‌ها (ناشی از تجزیه سنگ) در متن سنگ پراکنده‌اند (شکل ۳-۲۳). افزایش مقادیر کلریت و اپیدوت در سنگ‌های گابرویی باعث شده است که رنگ آن‌ها به سبز گرایش یابد. پیروکسن و پلاژیوکلاز در طی واکنش زیر به مجموعه‌ای از کانی‌های اپیدوت (کلینوزیسیت)، کلریت و کوارتز تبدیل می‌شوند (دیر و همکاران، ۱۹۹۱).



پرهنیت

پرهنیت با فراوانی زیاد به رنگ‌های زرد و رنگین‌کمانی در مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده است؛ از دگرسانی اوژیت‌ها به وجود می‌آید، هم‌چنین این کانی می‌تواند از دگرسانی پلاژیوکلاز نیز تشکیل شود (شکل ۳-۲۴). 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):



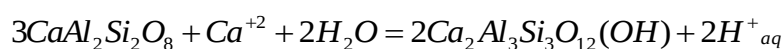
کلسیت

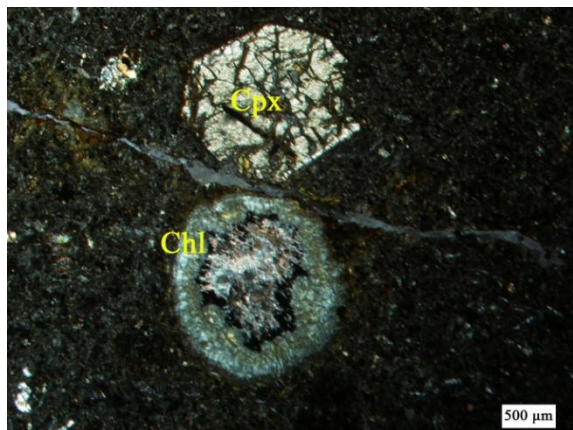
کلسیت به عنوان یک کانی ثانویه از تجزیه کانی‌های کلسیم‌دار مانند پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (اوژیت) تشکیل می‌شود. این کانی غالباً بی‌شکل است و بیشتر در نمونه‌های حاشیه‌ای دایک‌ها حضور دارد. به مقدار خیلی کم به صورت مستقل در بین کانی‌های مقاطع نازک مشاهده می‌شود. اکثر کلسیت موجود در سنگ‌ها، از دگرسانی مستقیم کانی‌های دیگر به وجود نیامده‌اند و حفرات حاصل از خروج گازها و قالب کانی‌های دیگر را پر می‌کند و گهگاه بصورت رگه‌ای و رگچه‌ای در این سنگ‌ها یافت می‌شود (شکل ۳-۲۵).

این کانی به همراه کلریت، اپیدوت دیده می‌شود و در برخی نمونه‌ها کاملاً جانشین الیوین شده به طوری که اشکال کاذبی از این کانی ثانویه در قالب بلورهای الیوین ایجاد شده است (شکل ۳-۸).

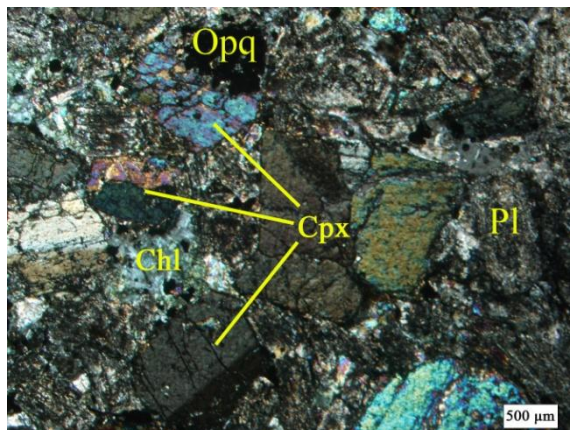
اپیدوت

در برخی از نمونه‌ها، اپیدوت ثانویه به صورت اجتماعی از بلورهای ریز، سوزنی و شعاعی، در داخل حفرات و زمینه سنگ تشکیل شده است. این کانی بی‌شکل از دگرسانی عمده‌ی کانی‌های کلسیم‌دار مانند پلاژیوکلاز و پیروکسن (اوژیت) به وجود می‌آید (شکل ۳-۲۶). اپیدوت عمده‌ترین کانی حاصل از تجزیه پلاژیوکلازها است. حضور اپیدوت معرف وجود آب در طی دگرسانی است. واکنش تبدیل پلاژیوکلاز به اپیدوت به صورت زیر است:

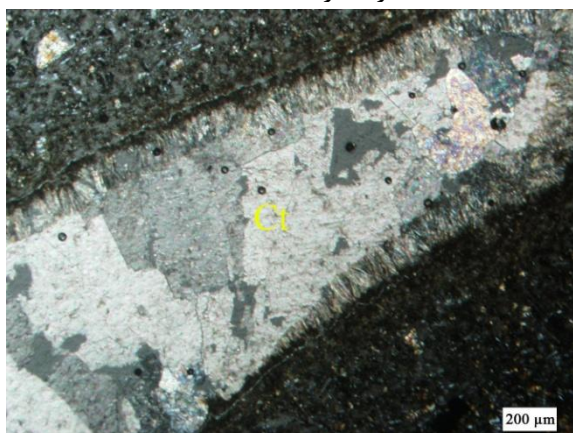




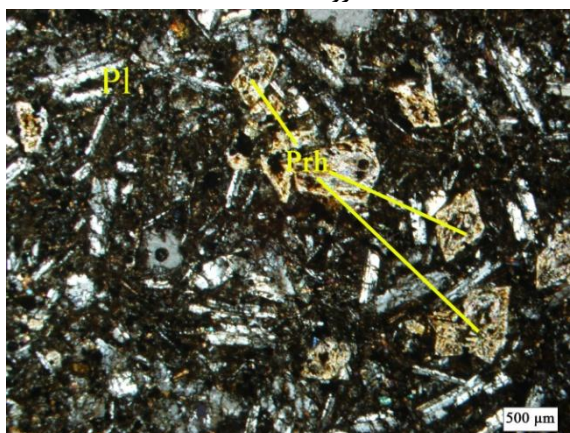
شکل ۳-۲۳: دگرسانی بلورهای اوژیت و تبدیل شدن آنها به کلریت از حاشیه (XPL).



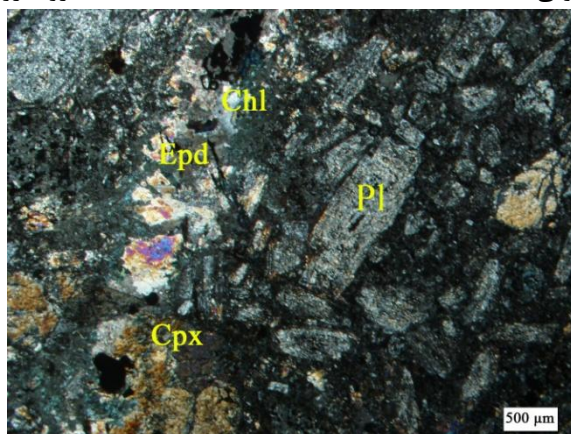
شکل ۳-۲۲: تشکیل کلریت بر اثر دگرسانی پیروکسن در گابروها (XPL).



شکل ۳-۲۵: رگه‌ی پر شده توسط کلسیت در میکروگابروها (XPL).



شکل ۳-۲۴: پره‌نیت، حاصل دگرسانی اوژیت در سنگ‌های میکروگابرویی (XPL).



شکل ۳-۲۶: اپیدوت‌های حاصل از دگرسانی پلاژیوکلاز و پیروکسن (XPL).

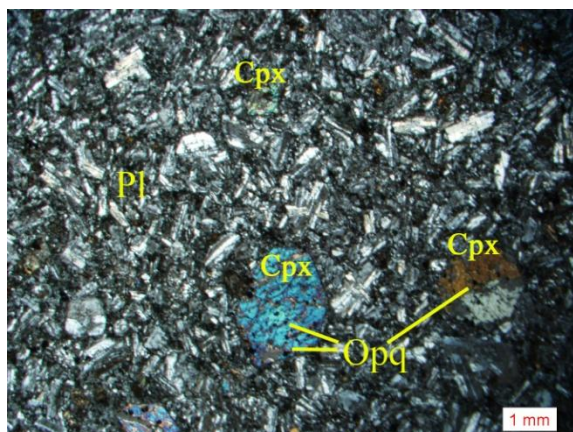
۳-۳- پتروگرافی سنگ‌های دیوریتی

سنگ‌های دیوریتی نسبت به گابروها از فراوانی کمتری در منطقه برخوردارند و گسترش چندانی نداشته و در اغلب رخنمون‌ها، با سنگ‌های گابرویی دیده می‌شوند. به دلیل شباهت صحرایی بسیار زیاد با گابروها، تفکیک آن‌ها از یکدیگر و نقشه‌برداری آن‌ها به صورت مجزا مشکل است و هوازدگی و خردشدگی سنگ‌ها به این مسئله دامن زده است. در نمونه‌های سالم، به دلیل فراوانی کمتر کانی‌های مافیک در نمونه‌های دیوریتی، آن‌ها با رنگ روشن‌تر از گابروها قابل تشخیص هستند، و به رنگ خاکستری تیره تا روشن دیده می‌شوند (شکل ۳-۲۷).

دیوریت‌ها در مطالعات میکروسکوپی انواع بافت‌های گرانولار، اینترگرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک را به نمایش می‌گذارند (شکل ۳-۲۸) و از نظر اندازه بلوری، متوسط تا ریز بلور هستند. در این سنگ‌ها، بافت اینترگرانولار در اثر قرارگیری بلورهای ریز پیروکسن در بین بلورهای تیغه‌ای پلاژیوکلاز به وجود آمده است (شکل ۳-۲۹). بافت‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها (افیتیک و ساب‌افیتیک) به همراه بلورهای سوزنی شکل و طویل آپاتیت، معرف نیمه عمیق بودن این توده‌هاست (موراتا^۱ و همکاران، ۲۰۰۵) (شکل ۳-۳۰).

کانی‌های اصلی آن‌ها را پلاژیوکلاز و به مقدار کم اوژیت تشکیل می‌دهند. هورنبلند، بیوتیت، کانی‌های اپک، آپاتیت و کوارتز مهم‌ترین کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. اورالیت، پره‌نیت، کلریت، کانی‌های ثانویه هستند و از فراوانی کمی برخوردار هستند. سنگ‌های دیوریتی نسبت به گابروها حاوی مقادیر بیشتری پلاژیوکلاز و آپاتیت و مقادیر کمتری پیروکسن هستند. بطور کلی خواص بارز دیوریت‌ها، شامل دارا بودن بافت گرانولار دانه متوسط تا دانه ریز، فقدان مسکویت، همراهی با قطب مافیک‌تر یعنی گابرو می‌باشد.

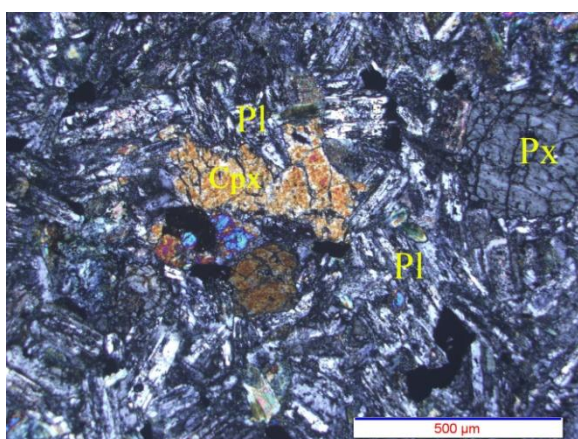
1- Morata



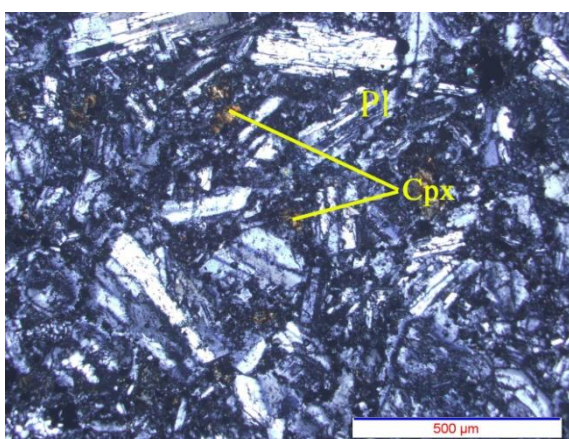
شکل ۳-۲۸: تصویری از بافت گرانولار متشکل از پیروکسن و پلاژیوکلاز در دیوریت (XPL).



شکل ۳-۲۷: نمایی از یک دایک دیوریتی (دید به سمت شمال).



شکل ۳-۳۰: تصویر قرارگیری بخشی از بلور پلاژیوکلاز درون کانی پیروکسن و تشکیل بافت سابافیتیک (XPL).



شکل ۳-۲۹: تصویری از بافت اینترگرانولار متشکل از پیروکسن و پلاژیوکلاز در دیوریت (XPL).

۳-۳-۱- کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار، به عنوان فراوان‌ترین کانی موجود در سنگ‌های دیوریتی می‌باشد. با محاسبه مقادیر میانگین درصد آنورتیت نورماتیو پلاژیوکلازها (۵۴/۶۱)، ترکیب آن‌ها در حد آندزین تا لابرادوریت می‌باشد. طول این کانی گاهی تا ۳ میلیمتر می‌رسد و در آن‌ها ماکل پلی‌سنتیک بارز قابل تشخیص است. در برخی سنگ‌ها مقدار پلاژیوکلاز خیلی افزایش می‌یابد

و پلاژیوکلازها به شکل منشوری و تخته‌ای دیده می‌شوند.

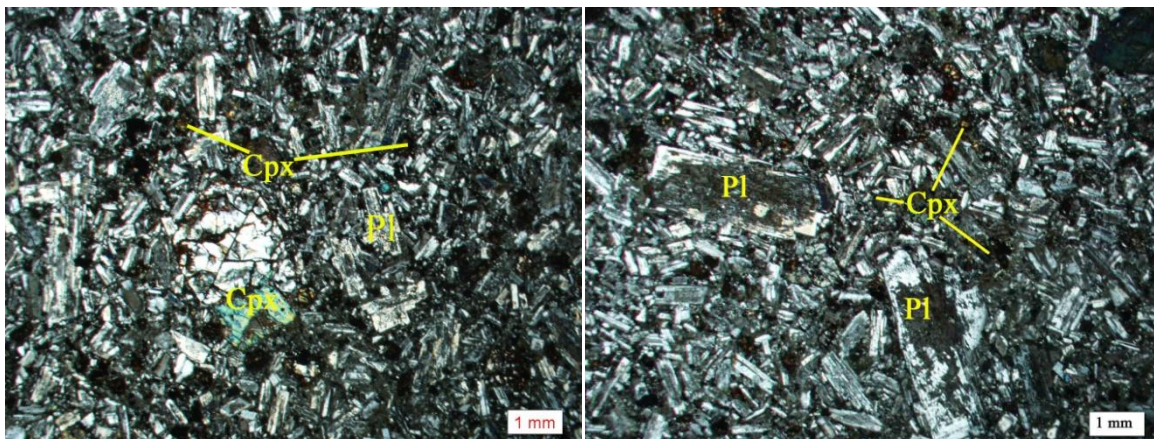
این بلورها برخلاف پلاژیوکلازهای سنگ‌های گابرویی، فاقد منطقه‌بندی ترکیبی و یا حواشی رو رشدی می‌باشند. این شواهد نشان می‌دهد که بلورهای پلاژیوکلاز در سرتاسر زمان تبلور با مذاب والد خود در تعادل بوده‌اند (برهمند، ۱۳۸۹).

پلاژیوکلازها متحمل سریسیتی شدن یا سوسوریتی شدن گردیده و به سریسیت، کلسیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند. در بعضی موارد دگرسانی در مرکز بلورها بیش‌تر از حاشیه است که می‌تواند نشانه کلسیک‌تر بودن مرکز بلورها و زون‌بندی عادی در پلاژیوکلازها باشد و به اعتقاد (هیبارد^۱، ۱۹۹۵) وجود هسته‌های کلسیک در پلاژیوکلازها، نشانه تبلور زود هنگام این کانی‌ها از مذاب اولیه می‌باشد (شکل ۳-۳۱).

کلینوپیروکسن

در سنگ‌های دیوریتی نسبت به گابروها از مقدار اوژیت کاسته می‌شود. بلورهای اوژیت ماکل عادی دارند و عموماً شکل‌دار تا بی‌شکل هستند. این کانی در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز قرار گرفته و تشکیل بافت اینترگرانولار را داده است. این امر بدلیل تبلور اولیه پلاژیوکلاز و تبلور بعدی پیروکسن در این سنگ‌ها می‌باشد. اوژیت‌ها، فاقد منطقه‌بندی ترکیبی هستند و خاموشی مایل نشان می‌دهند. به علت هم‌رشدی پلاژیوکلاز و اوژیت، بافت افیتیک یا ساب‌افیتیک در سنگ‌های مورد مطالعه ایجاد شده‌است (شکل ۳-۳۲). برخی از اوژیت‌ها در اثر دگرسانی به اورالیت و پرهنیت تبدیل شده‌اند.

1- Hibbard



شکل ۳-۳۲: بلور شکل دار کلینوپیروکسن که متحمل دگرسانی شده است (XPL).

شکل ۳-۳۱: نمای کلی از بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل پلی سینتتیک و بافت اینترگرانولار، ناشی از قرارگیری بلورهای ریز پیروکسن در بین بلورهای پلاژیوکلاز (XPL).

۳-۳-۲- کانی‌های فرعی

هورنبلند

هورنبلند سبز از کانی‌های فرعی دیگر است و جزء کم‌ترین کانی مافیک سنگ‌های دیوریتی به حساب می‌آید. این کانی به صورت بلورهای ریز نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در این سنگ‌ها یافت می‌شود. در اکثر موارد، این کانی بطور کامل به کلریت دگرسان شده و غیر قابل تشخیص است.

بیوتیت

بیوتیت یکی دیگر از کانی‌های سازنده سنگ‌های دیوریتی می‌باشد. این بلورها در سنگ‌های دیوریتی از فراوانی بیشتری نسبت به گابروها برخوردار می‌باشند (شکل ۳-۳۳). فراوانی آن‌ها بخصوص در سنگ‌هایی که متحمل دگرسانی شده‌اند، بیشتر است. بیوتیت در سنگ‌های دیوریتی به صورت بلورهای کوچک و ریز، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود. این بلورها در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شده‌اند.

کانی‌های اپک

کانی‌های اپک فراوان‌ترین کانی فرعی موجود در سنگ‌های دیوریتی مورد مطالعه می‌باشند و شامل

مگنتیت و تیتانومگنتیت هستند. این کانی‌ها بصورت بلورهای دانه‌ای ریز، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در خمیره سنگ و نیز درون اکثر کانی‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳-۳۴). این امر حاکی از تقدم تبلور این کانی‌ها در سنگ است. البته باید توجه داشت که برخی از کانی‌های اپیک موجود حاصل دگرسانی سیلیکات‌های آهن‌دار نظیر پیروکسن‌ها و بیوتیت‌ها می‌باشند. این کانی‌ها در دیوریت‌ها نسبت به گابروها از ابعاد ریزتری برخوردار می‌باشند.

آپاتیت

آپاتیت یکی از کانی‌های فرعی و مهم موجود در سنگ‌های دیوریتی است که غالباً به صورت اذخال در پلاژیوکلازها حضور دارد. در ضمن به صورت اذخال در کانی‌های دیگر نیز یافت می‌شود که گواه تشکیل آن در مراحل اولیه تبلور می‌باشد. کانی‌های پیش‌رس آپاتیت به این دلیل که نتوانسته‌اند رشد کنند و به بلورهای بزرگی تبدیل شوند، به صورت بلورهای کشیده و سوزنی دیده می‌شوند (شکل ۳-۳۵). این کانی نیز در این سنگ‌ها از فراوانی بیشتری نسبت به گابروها برخوردار می‌باشد. حضور گسترده آپاتیت، ماهیت آکالن ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها را محرز می‌کند.

کوارتز

کوارتز حجم بسیار کمی از کانی‌های سنگ‌های دیوریتی را به خود اختصاص می‌دهد و به دو صورت اولیه و ثانویه مشاهده می‌شود. این کانی به صورت بین دانه‌ای و بی‌شکل در فضای بین سایر کانی‌ها یافت می‌شود. اکثر کوارتزهای موجود در این سنگ‌ها ثانویه بوده و به همراه کلسیت، حفرات موجود در سنگ را پر کرده و به مقدار خیلی کم در زمینه مشاهده می‌شود. این کوارتزها حاصل تغییر و تحولات صورت گرفته در طی جریان متاسوماتیسم پتاسیک و فلدسپارزایی می‌باشند. این نوع کوارتزها به صورت کرمی یا قطره‌ای شکل همراه با پلاژیوکلاز یا فلدسپار پتاسیم یافت می‌شوند.

۳-۳-۳- 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 (برهمند، ۱۳۸۹).

اورالیت

اورالیتی شدن یکی دیگر از فرآیندهای دگرسانی رخ داده در این سنگ‌هاست که طی آن در اثر عملکرد محلول‌های غنی از آب، اوژیت به آمفیبول‌های رشته‌ای (ترمولیت و اکتینولیت) تبدیل شده است. اورالیتی شدن عبارت از جایگزینی تقریباً یکنواخت پیروکسن با آمفیبول است و هنگامی که کل بلور پیروکسن با آمفیبول ترمولیتی یا اکتینولیتی جایگزین شود، مشخصاً فرآیندهای ثانویه علت انجام این کار هستند. همچنین انشعاب مواد ترمولیتی در جهات مختلف و رشد در هم آن‌ها نیز حاکی از ماهیت ثانویه فرآیند مذکور است (آسیابان‌ها، ۱۳۷۴).

پرهنیت

پرهنیت به رنگ‌های زرد و رنگین‌مانی از دگرسانی اوژیت و پلاژیوکلاز به وجود می‌آید (شکل ۳-۳۶). پرهنیت به صورت مجموعه‌ای از بلورهای ریز و شعاعی دیده می‌شود.

کلریت

کلریت از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین (اوژیت و بیوتیت) به وجود آمده است و معرف حضور یک سیال آبدار در طی دگرسانی می‌باشد. در بعضی موارد، دگرسانی به کلریت به حدی پیش رفته است

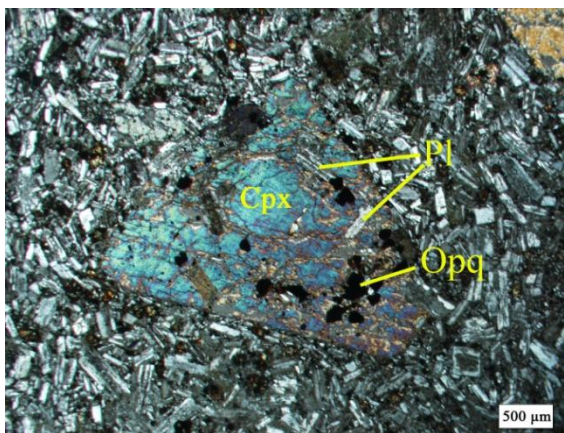
که شناسایی کانی اولیه به سختی صورت می‌گیرد (شکل ۳-۳۷).

کوارتز دیوریت‌ها

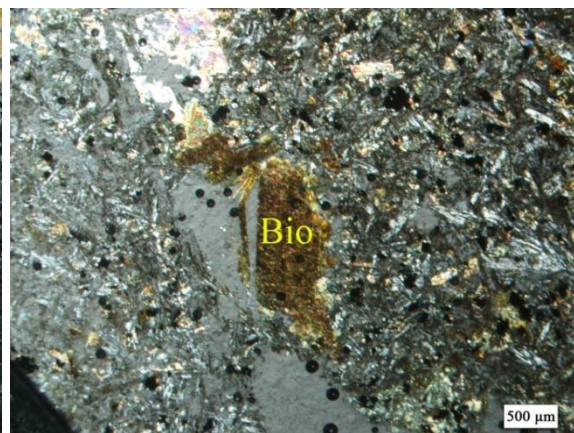
در بعضی نمونه‌ها رگه‌ی تفریقی با ضخامت چند میلی‌متر مشاهده می‌شود که از ویژگی‌های دایک‌های گابرویی می‌باشد. به دلیل رنگ روشن رگه‌ی تفریقی، در زمینه تیره سنگ به آسانی قابل تشخیص می‌باشد که نشان می‌دهد گابرو تا حد دیوریت تفریق یافته است (شکل ۳-۳۸).

بر اساس مطالعات پتروگرافی صورت گرفته بر روی این رگه‌ها، می‌توان ترکیب کوارتز دیوریتی را به آن‌ها اختصاص داد. بلورهای تیغه‌ای شکل پلاژیوکلاز را می‌توان از عمده کانی‌های اصلی تشکیل دهنده رگه‌های کوارتز دیوریتی برشمرد. از میزان کانی‌های آهن و منیزیم‌دار آن‌ها، نظیر بیوتیت و پیروکسن به شدت کاسته شده است. کانی‌های اپک، از عمده کانی‌های فرعی تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌باشند. علاوه بر این، آپاتیت به صورت سوزن‌های بسیار ریز، در متن بلورهای پلاژیوکلاز قابل مشاهده می‌باشد (برهمند، ۱۳۸۹).

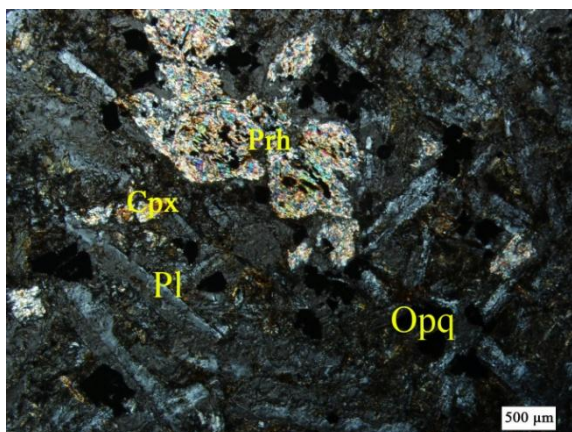
در حقیقت این سنگ‌ها مایعات باقی مانده و تفریق یافته‌ای هستند که در مراحل نهایی تبلور تفریقی ماگمای بازیک، به درون مناطق ضعیف شده توده گابرویی نفوذ کرده‌اند.



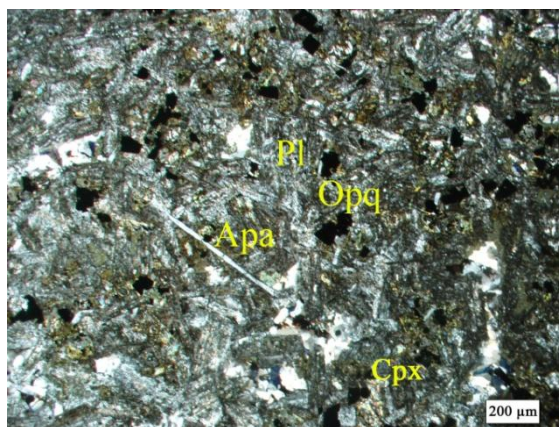
شکل ۳-۳۴: تصویر حضور کانی اپک و پلاژیوکلاز درون اوژیت بصورت ادخال (XPL).



شکل ۳-۳۳: حضور بیوتیت در دایک دیوریتی (XPL).



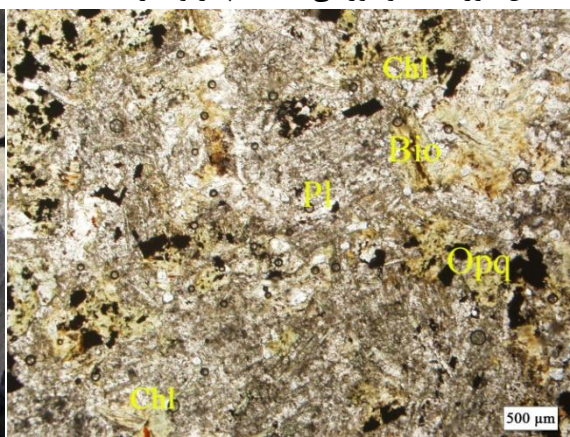
شکل ۳-۳۶: تصویری از دگرسانی کامل کانی پیروکسن به پرهنیت (XPL).



شکل ۳-۳۵: قرارگیری بلور سوزنی و طولیل آپاتیت در داخل بلورهای سوسوریتی شده‌ی پلاژیوکلاز (XPL).



شکل ۳-۳۸: نمایی از رگه کوارتز دیوریتی در سنگ‌های گابرویی.



شکل ۳-۳۷: تشکیل کانی‌های ثانویه کلریت، بیوتیت و اپک طی دگرسانی در دیوریت (XPL).

۳-۴- 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. برای تعیین ترتیب تبلور می‌توان از قوانین روزنبوش^۱ استفاده کرد. قوانین روزنبوش بر سه اصل استوار هستند، اول آنکه حضور یک کانی درون کانی دیگر، معرف تقدم تبلور این کانی نسبت به کانی دربرگیرنده می‌باشد. دوم، کانی‌های شکل‌دار نسبت به کانی‌های نیمه شکل‌دار و کانی‌های بی‌شکل زودتر متبلور شده‌اند. و اصل سوم کانی‌های ثانویه در تعیین ترتیب تبلور نقشی ندارند. بر اساس مطالعات پتروگرافی

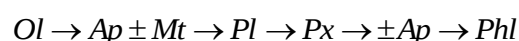
1- Rosnbusch

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

۳-۴-۱- گابروها

کانی‌های اصلی و فرعی تشکیل‌دهنده سنگ‌های گابرویی منطقه عبارتند از: پلاژیوکلاز، اوژیت، مگنتیت، الیوین، آپاتیت و فلوگوپیت. حضور درشت بلورهای الیوین، اوژیت و پلاژیوکلاز در سنگ‌های گابرویی 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.

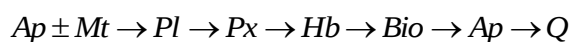
حضور بلورهای ریز مگنتیت و آپاتیت به صورت اذخال در بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن معرف تقدم تبلور این بلورها نسبت به پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌باشد. هم‌چنین برخی از بلورهای آپاتیت کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن را قطع کرده‌اند. در نتیجه ما شاهد دو نسل آپاتیت در این سنگ‌ها می‌باشیم. بنابراین کانی‌های فرعی آپاتیت و مگنتیت زودتر از سایر کانی‌ها متبلور شده‌اند. بافت افیتیک حاصل هم‌رشدی پلاژیوکلاز و اوژیت در این سنگ‌ها، نشان‌دهنده تبلور قبل تا همزمان این دو کانی می‌باشد. هم‌چنین، قرارگیری بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار اوژیت در بین بلورهای تیغه-ای پلاژیوکلاز (بافت اینترگرانولار)، معرف تبلور زود هنگام پلاژیوکلاز می‌باشد. بلورهای فلوگوپیت نیز در مراحل آخریه تبلور ماگمایی متبلور شده‌اند. بنابراین ترتیب تبلور شامل:



۳-۴-۲- دیوریت‌ها

حضور درشت بلورهای اوژیت و پلاژیوکلاز در سنگ‌های دیوریتی نشان می‌دهد که در اعماق، متبلور شده‌اند. با توجه به شواهد بافتی، پلاژیوکلاز قبل تا همزمان با پیروکسن تبلور یافته است. در

کلیه درشت بلورها، مگنتیت به صورت ادخال مشاهده شده است، بنابراین می توان گفت که مگنتیت اولین فاز تبلور یافته در ماگمای بازالتی می باشد. همچنین حضور مگنتیت در زمینه، نشان از ادامه داشتن تبلور این کانی، تا مرحله تبلور سطحی دارد. مگنتیت و آپاتیت توسط فنوکریست های پلاژیوکلاز احاطه شده که حاکی از تبلور آنها قبل از پلاژیوکلاز می باشد. از آنجاییکه بلورهای سوزنی شکل آپاتیت به صورت ادخال در فنوکریست های پلاژیوکلاز و پیروکسن مشاهده می شوند، می توان نتیجه گرفت که احتمالاً آپاتیت قبل از این دو کانی تبلور یافته است. هورنبلند و بیوتیت های شکل دار اولیه، در مراحل بعدی متبلور شده اند. کوارتزهای بی شکل به صورت بین دانه ای، فضای بین سایر کانی ها را پر کرده و در آخرین مراحل تبلور ایجاد شده اند. بنابراین با توجه به مقاطع مورد بررسی و روابط بافتی مشاهده شده، ترتیب تبلور کانی ها در نمونه های دیوریتی به صورت زیر می باشد:



فصل چہارم

ژئوشیمی

پس از تحلیل روابط صحرایی و پتروگرافی سنگ‌ها، مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن‌ها از اهمیت زیادی برخوردار است. با توجه به این واقعیت که شرایط تشکیل هر ماگما در ترکیب شیمیایی آن انعکاس می‌یابد، می‌توان به اهمیت مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های مختلف در مسیر پژوهش‌های پترولوژی پی‌برد (رولینسون^۱، ۱۹۹۳).

در پترولوژی سنگ‌های آذرین، از داده‌های ژئوشیمیایی به منظور طبقه‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌ها، تهیه‌ی نمودارهای تغییرات به منظور بررسی روندهای وابستگی یا عدم وابستگی سنگ‌ها نسبت به یکدیگر، تعیین محیط زمین‌ساختی و تکوین مجموعه‌های آذرین استفاده می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳). از طرفی داده‌های ژئوشیمیایی در صورتی کارایی مفید دارند که دید صحرایی مناسب و دقیقی از منطقه مورد مطالعه به دست آمده باشد.

به منظور تکمیل مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی سیر تحول سنگ‌های آذرین، پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، تعداد ۱۱ نمونه از سنگ‌ها، با توجه به حداقل هوازدگی جهت انجام مطالعات شیمیایی انتخاب گردید. سنگ‌های انتخاب شده به منظور تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در آزمایشگاه Lab West استرالیا به روش ICP-AES برای عناصر اصلی و فلزات پایه و ICP-MS برای عناصر نادر خاکی و ناسازگار (ICP: طیف سنج جرمی نشری پلاسمای جفت شده القایی) مورد تجزیه‌ی شیمیایی قرار گرفتند. ICP – MS، روشی نسبتاً جدید است که به دلیل حد آشکارسازی بسیار پایین، درستی و دقت خوب، در حکم ابزاری برای تجزیه ایزوتوپی و عناصر جزئی، مورد پذیرش گسترده قرار گرفته است (رولینسون، ۱۹۹۳). سپس، نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی توسط نرم افزارهای پترولوژیکی GCDKIT و Igpert مورد پردازش قرار گرفتند.

از بین ۱۱ نمونه‌ی آنالیز شده، ۸ نمونه گابرو و ۳ نمونه دیوریت می‌باشند که به همراه موقعیت

1- Rollinson

جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها (بر حسب UTM)، شماره و علائم اختصاری آن‌ها در جدول ۴-۱ آورده شده‌اند. شکل ۴-۱ موقعیت این نمونه‌ها را بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه نیز در جداول ۴-۲ آمده است. اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر نورماتیو کانی‌های مجازی به صورت درصد وزنی (Wt%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm) می‌باشند. لازم به ذکر است که تصحیحات لازم، از جمله حذف موارد فرار (L.O.I)^۱ و تصحیح نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ براساس روش‌های استاندارد در مورد آن‌ها اعمال گردیده است. نتایج خام تجزیه شیمیایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (پیوست ۱) و نسبت‌های عناصر مورد استفاده در این پایان نامه به همراه میانگین آن‌ها (پیوست ۲) در بخش پیوست آورده شده است.

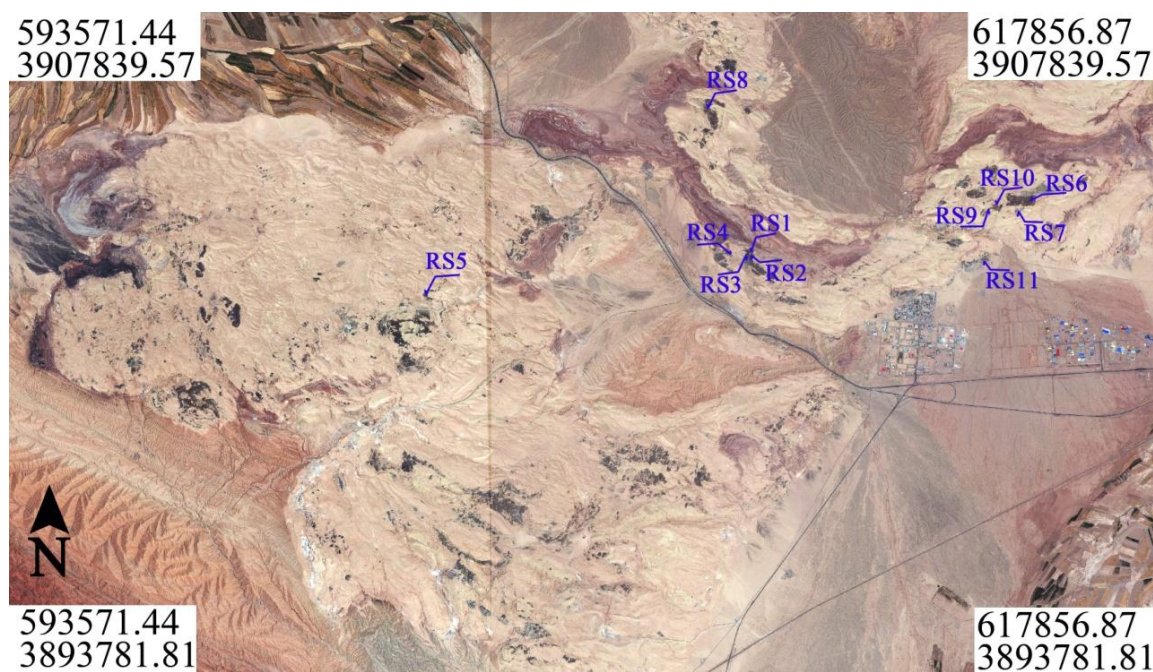
در این فصل ابتدا به رده‌بندی سنگ‌های آذرین پرداخته، رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب را مورد بررسی قرار داده، سری‌های ماگمایی را مشخص نموده، و در نهایت با استفاده از نتایج بدست آمده، تفسیری از نوع ماگما و تحولات احتمالی سنگ‌ها ارائه می‌نماییم. از آنجاییکه سنگ‌های مورد مطالعه دارای ماهیت نفوذی هستند، از نمودارهای ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین درونی استفاده شده است. در تمامی نمودارهای این فصل و فصل بعد نمونه‌های گابرویی و دیوریتی به ترتیب با نماد ▲ و * نشان داده شده‌اند.

هم‌چنین برای حصول نتیجه‌گیری بهتر از نمونه‌های آنالیز شده منطقه گرمسار (برهمند، ۱۳۸۹)، شامل ۲ نمونه گابرو و ۵ نمونه دیوریت استفاده شده است که در تمامی نمودارها گابروها و دیوریت‌ها به ترتیب با نماد Δ و $\times$ نشان داده شده‌اند. موقعیت جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها (بر حسب UTM)، شماره و علائم اختصاری آن‌ها در جدول ۴-۳ و نیز نتایج تجزیه شیمیایی آن‌ها در جدول ۴-۴ آورده شده‌اند.

1- Loss On Ignition

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

شماره نمونه	نام سنگ	علامت اختصاری	موقعیت جغرافیایی به UTM	
			طول جغرافیایی شرقی	عرض جغرافیایی شمالی
RS1	گابرو	Gb	609245	3903056
RS2			609246	3903034
RS3			609163	3903023
RS4			608791	3902940
RS5			602432	3902054
RS6			615068	3904141
RS7			614763	3903897
RS8			608344	3906078
RS9	دیوریت	Di	614392	3904006
RS10			614312	3903976
RS11			614129	3902907



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

جدول ۴-۲: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه پس از حذف مواد فرّار و تصحیح مقادیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی به درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب به قسمت در میلیون نشان داده شده است).

Sample	RS1	RS 2	RS 3	RS 4	RS 5	RS 6	RS 7	RS 8	RS 9	RS 10	RS 11
Major oxides (Wt%)											
SiO ₂	47.38	47.11	47.08	47.12	47.93	48.73	47.59	44.85	52.01	50.54	48.50
Al ₂ O ₃	17.54	17.43	17.73	17.52	15.90	19.92	17.52	18.82	20.34	20.23	16.68
CaO	9.31	11.44	10.41	10.62	6.56	9.31	9.39	11.47	8.19	8.43	7.97
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
K ₂ O	0.65	0.94	1.19	1.04	3.06	1.79	2.63	2.55	2.92	3.97	1.69
MgO	9.05	8.57	8.44	7.76	9.18	6.57	9.10	8.86	4.62	6.19	6.29
MnO	0.11	0.11	0.12	0.18	0.23	0.09	0.19	0.22	0.10	0.11	0.19
Na ₂ O	3.51	3.19	3.12	3.32	3.24	2.72	1.74	1.03	3.22	2.22	3.52
P ₂ O ₅	0.18	0.16	0.15	0.18	0.44	0.31	0.18	0.43	0.48	0.41	0.96
TiO ₂	0.91	0.88	0.89	0.94	1.20	1.16	0.90	1.16	0.79	0.88	1.86
Fe ₂ O _{3t}	11.34	10.13	10.85	11.29	12.24	9.38	10.72	10.59	7.29	7.00	12.30
Fe ₂ O ₃	2.83	2.53	2.71	2.82	3.06	2.35	2.68	2.65	1.82	1.75	3.07
FeO	8.50	7.60	8.13	8.47	9.18	7.04	8.04	7.94	5.47	5.25	9.22
sum	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Norm (CIPW)											
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	3.86	5.58	7.01	6.17	18.08	10.59	15.57	15.10	17.29	23.45	9.99
Ab	23.47	15.62	17.13	18.02	18.44	23.05	14.31	4.87	27.26	18.66	29.82
An	30.17	30.47	30.88	29.83	19.82	36.83	32.23	39.17	32.40	33.49	24.70
Ne	3.39	6.15	5.01	5.45	4.85	0.00	0.22	2.09	0.00	0.09	0.00
Di	12.04	20.47	16.04	17.67	7.99	5.96	10.70	12.09	4.16	4.56	7.01
Hy	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.73	0.00	0.00	4.79	0.00	2.77
Ol	20.80	15.97	17.93	16.54	23.06	14.51	20.95	19.64	8.84	14.59	15.46
Mt	4.11	3.67	3.93	4.09	4.44	3.40	3.89	3.84	2.64	2.54	4.46
Il	1.73	1.68	1.69	1.79	2.28	2.20	1.70	2.20	1.50	1.68	3.54
Ap	0.42	0.37	0.37	0.42	1.04	0.74	0.42	1.01	1.14	0.97	2.28
Trace elements (ppm)											
Ba	130.3	100.5	152.3	139.4	688.67	254.1	187.69	396.8	321.5	388.6	865.31
Co	59.23	39.45	46.88	49.80	54.19	32.13	54.62	41.46	17.65	25.97	26.16
Cs	0.39	0.30	0.29	0.60	0.89	0.49	0.79	2.17	0.49	1.00	0.19
Ga	15.79	8.88	11.72	13.94	12.81	16.55	16.88	16.78	13.73	20.98	13.57
Hf	0.99	0.99	0.98	1.99	1.97	1.95	0.99	1.97	2.94	3.00	3.88
Nb	3.95	1.97	2.93	3.98	11.82	4.87	3.97	5.92	8.82	12.99	23.26
Rb	7.01	11.05	17.77	23.21	42.46	39.44	23.63	58.44	40.10	66.03	6.49
Sn	1.97	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	1.97	0.95	2.00	0.95
Sr	618.9	522.6	597.6	656.3	1024.6	548.2	1211.5	705.8	836.2	835.1	891.47
Ta	0.45	0.45	0.45	0.45	0.59	0.45	0.45	0.45	0.69	0.60	1.26
Th	1.18	1.18	1.17	1.39	1.48	2.63	1.29	4.34	5.69	5.59	1.36
Tl	15.79	20.71	22.46	13.94	9.36	2.63	1.99	0.99	6.18	4.20	1.16
U	0.37	0.46	0.63	0.50	0.64	0.86	0.51	1.04	1.63	1.40	0.57
V	253	255	256	248	203	246	255	284	134	168	203
W	1.97	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95
Zr	55.28	32.54	38.09	50.80	98.52	80.82	56.60	91.81	97.06	159.8	145.35
Mo	52.32	64.10	62.50	51.79	37.44	18.50	19.86	10.86	22.55	29.97	10.66
Cu	142.1	143.9	90.82	98.61	102.46	110.0	249.26	192.5	106.8	122.8	62.98
Zn	59.23	20.71	29.30	64.74	43.35	46.74	148.96	100.6	32.35	98.90	46.51
Ni	56.27	64.10	49.80	55.78	110.34	15.58	48.66	36.53	21.57	39.96	47.48

علائم معرف کانی‌های نورماتیو عبارتند از : Q: کوارتز، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Ne: نفلین، Di: دیوپسید، Hy: هیپرستن، Ol: الیوین، Mt: مگنتیت، Il: ایلمنیت، Ap: آپاتیت.

ادامه جدول ۴-۲

Sample	RS1	RS 2	RS 3	RS 4	RS 5	RS 6	RS 7	RS 8	RS 9	RS 10	RS 11
Rare earth elements (ppm)											
La	23.20	21.89	22.27	22.01	38.52	32.52	25.82	38.10	58.63	48.35	59.69
Ce	15.79	15.78	16.60	19.92	47.29	34.08	18.87	44.42	62.75	57.94	85.27
Pr	2.27	2.27	2.44	2.79	6.11	4.58	2.68	5.92	6.86	7.09	10.66
Nd	10.86	10.85	11.72	12.95	25.62	19.47	11.92	25.67	26.47	27.97	43.60
Sm	2.67	2.96	2.83	3.19	4.63	4.19	3.18	5.63	5.00	5.39	7.95
Eu	0.99	0.95	0.98	1.10	1.77	1.56	0.94	1.78	1.86	1.90	2.52
Gd	3.16	3.06	3.13	3.29	5.12	4.48	3.28	5.63	5.20	5.59	7.56
Tb	0.49	0.48	0.53	0.55	0.71	0.69	0.54	0.84	0.72	0.70	1.07
Dy	2.76	2.76	2.83	2.99	3.55	3.60	2.98	4.54	3.73	4.00	5.23
Ho	0.59	0.54	0.59	0.66	0.73	0.70	0.62	0.87	0.76	0.76	0.97
Er	1.58	1.48	1.56	1.69	1.77	2.14	1.59	2.27	2.06	2.10	2.62
Tm	0.44	0.33	0.34	0.32	0.36	0.40	0.40	0.43	0.48	0.45	0.56
Yb	1.48	1.48	1.46	1.59	1.67	1.95	1.49	2.17	2.06	2.00	2.33
Y	23.69	12.82	15.63	18.92	21.67	22.40	22.84	26.65	17.65	28.97	25.19
Lu	0.36	0.31	0.27	0.26	0.27	0.29	0.24	0.32	0.34	0.33	0.39

جدول ۴-۳: موقعیت جغرافیایی و مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی (برهمند، ۱۳۸۹).

شماره نمونه	نام سنگ	علامت اختصاری	موقعیت جغرافیایی به UTM	
			عرض جغرافیایی شمالی	طول جغرافیایی شرقی
2GD3	گابرو	Gb	3903038	608470
G1D			"	"
2GA8	دیوریت	Di	3902292	613010
G3A			"	"
2GB3			3902168	612640
G2B			"	"
2GE1			3898042	610046

جدول ۴-۴: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی منطقه گرمسار پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (برهمند، ۱۳۸۹).

Samples	2GD3	G1D	2GA8	G3A	2GB3	G2B	2GE1
Major oxides (Wt%)							
SiO ₂	48.26	47.99	49.33	50.32	49.85	50.37	50.34
Al ₂ O ₃	16.95	17.10	16.60	16.67	16.44	16.29	16.24
Fe ₂ O _{3t}	11.08	10.92	11.28	11.50	12.70	11.43	11.52
FeO	9.23	9.09	8.675	8.85	10.58	8.79	8.53
Fe ₂ O ₃	1.85	1.82	2.60	2.65	2.12	2.64	2.99
CaO	9.32	11.28	7.25	6.13	7.94	6.61	5.48
MgO	8.36	7.59	6.01	5.96	5.73	5.88	5.67
Na ₂ O	1.89	2.40	1.41	1.24	3.16	1.82	1.76
K ₂ O	2.72	1.25	4.83	5.07	1.11	4.20	5.82
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
TiO ₂	0.84	0.86	1.63	1.65	1.71	1.57	1.52
MnO	0.20	0.18	0.37	0.32	0.22	0.23	0.23
P ₂ O ₅	0.16	0.18	0.94	0.90	1.00	0.92	0.95
Sum	99.93	99.87	99.93	100.01	100.05	99.61	99.98

ادامه جدول ۴-۴

Samples	2GD3	G1D	2GA8	G3A	2GB3	G2B	2GE1
Norm (CIPW)							
Q	0	0	0	0.151	0	0	0
Or	16.10	7.42	28.59	29.99	6.60	24.86	34.41
Ab	14.85	18.44	11.94	10.53	26.75	15.4	14.93
An	29.70	32.16	24.67	24.48	27.37	23.84	19.20
Ne	0	0.59	0	0	0	0	0
Di	12.63	18.51	4.20	0	4.53	2.38	1.44
Hy	0	0	11.77	22.24	22.38	20.14	8.21
Ol	21.20	17.49	9.45	3.32	3.61	3.75	11.94
Mt	2.69	2.64	3.77	3.84	3.10	3.82	4.33
Il	1.60	1.63	3.10	3.13	3.25	2.98	2.88
Ap	0.38	0.42	2.22	2.13	2.37	2.17	2.25
Trace elements (ppm)							
Ba	160.5	123.5	723	528	449	887	817
Co	38.2	36.9	22.1	25.2	26.2	25.2	26.4
Cs	0.49	0.44	0.12	0.17	0.28	0.28	0.35
Ga	14.1	14.2	16.1	16.5	16.5	15.7	17.1
Hf	1.3	1.3	3.7	3.9	3.8	3.9	4.3
Nb	2.7	2.5	22.6	24.3	22.8	24.5	24
Rb	39.3	23.2	37.3	33.5	9.3	9.3	51.7
Sn	1	1	2	1	1	1	2
Sr	728	555	974	1085	701	1250	2100
Ta	0.2	0.2	1.1	1.2	1.2	1.2	1.2
Th	1.46	1.5	1.6	1.78	1.6	1.74	1.77
U	0.44	0.51	0.48	0.59	0.57	0.56	0.61
V	253	259	182	173	189	166	171
W	0.85	0.85	0.88	0.88	0.88	0.88	1
Zr	44	44	165	176	166	179	193
Mo	1.9	1.9	2	1.9	1.9	1.9	2
Cu	86	82	118	71	100	31	134
Zn	40	43	127	233	135	161	99
Ni	42	42	28	31	37	31	28
Ag	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95
Rare earth elements (ppm)							
La	8.9	8.6	37.6	39.1	39.3	39.7	42.2
Ce	19.6	19	81.8	83	82	85.8	86.9
Pr	2.74	2.83	10.55	10.8	10.45	11.2	11.05
Nd	12.1	12.1	40.4	42	41.3	42.8	42.7
Sm	2.92	3.08	7.21	8.08	7.87	8.12	8.13
Eu	0.97	0.98	2.4	2.35	2.2	2.33	2.29
Gd	3.01	3.09	6.65	7.48	7.22	7.57	7.19
Tb	0.51	0.52	0.99	1.1	1.08	1.08	1.14
Dy	2.82	2.97	4.96	5.53	5.26	5.37	5.64
Ho	0.61	0.62	1.01	1.06	1.04	1.06	1.12
Er	1.75	1.75	2.85	3.08	3.03	3.14	3.26
Tm	0.23	0.26	0.38	0.43	0.42	0.41	0.46
Yb	1.49	1.52	2.39	2.63	2.51	2.57	2.9
Y	14.3	14.8	24.8	26.4	25.7	26.6	28.2
Lu	0.23	0.24	0.4	0.42	0.38	0.42	0.45

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

روابط ژئوشیمیایی سنگ‌ها و نتیجه‌گیری صحیح بر مبنای این روابط، به صحت و دقت داده‌های زمین‌شیمیایی وابسته است. هر چند در طی آماده‌سازی نمونه‌ها و تجزیه شیمیایی آن‌ها، منابع و فرآیندهایی موجب بروز خطاهایی شده که عملاً به صفر رسانیدن آن‌ها غیر ممکن است. لیکن آگاهی از این عوامل و به حداقل رسانیدن آن‌ها، می‌تواند در ارائه تفسیر و اظهار نظر صحیح محقق تأثیر بسزایی داشته باشد.

مهم‌ترین عوامل بروز خطا در نتایج تجزیه‌ی شیمیایی شامل آلودگی در هنگام خرد کردن و آسیاب نمودن نمونه، آلاینش در طبیعت، خطاهای ناشی از کالیبراسیون، خطاهای ناشی از هم‌پوشانی پیک‌ها و آلاینش حاصل از واکنش‌گرهای ناخالص مورد استفاده در انحلال و آماده سازی نمونه‌ها برای انجام آنالیز می‌باشند (رولینسون، ۱۹۹۳).

آلودگی در هنگام آماده‌سازی نمونه (خرد و آسیاب کردن)، یکی از منابع مهم خطا در تجزیه‌ی ژئوشیمیایی است و می‌تواند به صورت آلودگی دوگانه‌ی حاصل از نمونه‌های تهیه شده‌ی پیشین، یا از خود دستگاه‌های خرد کننده و آسیاب باشد. این آلودگی از راه تمیز کردن دقیق و آغشته کردن دستگاه‌های خردکن و آسیاب با نمونه‌ای که باید خرد یا آسیاب شود، تا حد زیادی برطرف می‌شود. آلاینش موجود در طبیعت (پوشش نازک رسوبات بر روی نمونه‌ها) را نیز می‌توان بوسیله‌ی شستشوی تکه‌های سنگ پس از خرد کردن و قبل از پودر کردن با اسیدکلریدریک ۱ مولار، به مدت چند دقیقه، برطرف کرد.

از آنجا که نمونه‌های مورد مطالعه در آزمایشگاه به روش‌های ICP-AES و ICP-MS تجزیه شده‌اند، احتمال بروز خطاهای ناشی از تداخل و هم‌پوشی پیک‌ها، در اندازه‌گیری غلظت عناصر در نمونه‌های مورد مطالعه بسیار اندک است. به علاوه این روش دارای حد آشکارسازی بسیار پایین، درستی و دقت بالایی است. بنابراین می‌توان با اطمینان بیشتری، نتایج بدست آمده را مورد تجزیه و تحلیل قرار

داد.

۴-۳- تصحیح داده‌های خام حاصل از تجزیه‌ی ژئوشیمیایی

قبل از استفاده از داده‌های خام تجزیه‌های شیمیایی لازم است تغییراتی در آن‌ها اعمال شود. از جمله این تغییرات می‌توان به حذف مواد فرّار (L.O.I) و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO اشاره کرد.

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

میزان مواد فرّار در سنگ‌های ماگمایی معمولاً کمتر از ۱ درصد می‌باشد، افزایش درصد مواد فرّار در سنگ‌ها از فرآیندهای ثانویه مانند هوازدگی و دگرسانی، ناشی می‌شود (میدلموست^۱، ۱۹۸۵). بالا بودن میزان L.O.I در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (۲/۱۹ تا ۴/۱۶ درصد) به همراه مشاهدات پتروگرافی و حضور کانی‌های ثانویه (مانند کلریت و اپیدوت)، نشان می‌دهند که این سنگ‌ها در طول فرآیندهای بعد از جایگزینی متحمل دگرسانی شده‌اند.

به منظور حذف مواد فرّار نمونه‌های سنگی، درصد مواد فرّار را از مجموع اکسیدهای آن نمونه (SUM) کم کرده، عدد به دست آمده، مقدار جدید مجموع اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرّار آن حذف شده است. سپس، نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضریبی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، تا درصد وزنی اکسیدها بدون مواد فرّار محاسبه گردد. به عنوان مثال، روش محاسبه ضریب حذف مواد فرّار (Z) برای نمونه RS5 این گونه می‌باشد:

$$RS5 : SUM = 99.94, L.O.I = 4.16$$

$$Sum - L.O.I = 99.94 - 4.16 = 95.78$$

$$Z = 100/95.78 = 1.04$$

1- Middlemost

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

در تجزیه‌های شیمیایی مقدار اکسید آهن به صورت Fe_2O_3 کل ارائه شده است. 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). این مسئله در سنگ‌های مافیک که در آن‌ها مقدار آهن بسیار بیش از سنگ‌های فلسیک است، شدیدتر است (رولینسون، ۱۹۹۳).

به منظور به دست آوردن مقادیر Fe_2O_3 و FeO جدید که به مقادیر حقیقی سنگ نزدیک‌تر باشد، از نمودار $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (لومتر^۱ و همکاران، ۱۹۸۹) استفاده شده است (شکل ۴-۲). مقادیر محاسبه شده برای Fe_2O_3 و FeO در جدول ۴-۲ ارائه شده است.

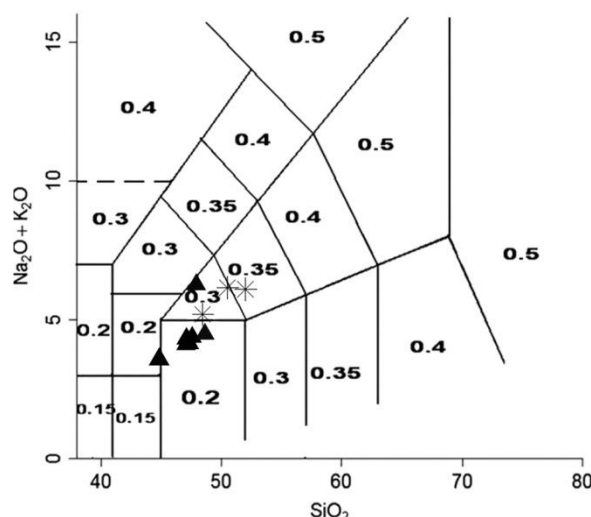
با قرار دادن نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه بر روی این نمودار، برای هر نمونه عددی به دست می‌آید که بیانگر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ آن نمونه است. با در دست داشتن این عدد، میزان Fe_2O_3 کل که در جدول نتایج آنالیز شیمیایی مربوط به هر نمونه آورده شده است و حل یک معادله‌ی ساده‌ی ریاضی، می‌توان میزان واقعی FeO و Fe_2O_3 هر نمونه را از هم تفکیک کرد. نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ محاسبه شده با استفاده از این روش برای سنگ‌های منطقه برابر ۰/۲۵ تا ۰/۳ می‌باشد. برای مثال میزان FeO به Fe_2O_3 برای نمونه‌ی RS4 به روش زیر محاسبه می‌شود:

$$\text{FeO} = 0.25, \text{Fe}_2\text{O}_3(t) = 11.29 \quad / \quad \text{Fe}_2\text{O}_3$$

$$0.25 \times \text{Fe}_2\text{O}_3(t) = \text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow 0.25 \times 11.29 = 2.82$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_3(t) - \text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{FeO} \rightarrow 11.29 - 2.82 = 8.47$$

1- Le Maitre



شکل ۴-۲: موقعیت نمونه‌ها در نمودار مجموع آکالی در مقابل سیلیس (TAS)، لومتر و همکاران (۱۹۸۹)، نمونه‌های گابرویی و دیوریتی به ترتیب با نماد ▲ و * نشان داده شده‌اند.

۴-۴- کاربرد نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی در رده‌بندی نمونه‌های سنگی

مورد مطالعه

نتایج حاصل از تجزیه‌های شیمیایی، بصورت مقادیر عناصر اصلی و کمیاب ارائه می‌شوند و می‌توان از داده‌های عناصر اصلی در رده‌بندی سنگ‌ها و از داده‌های عناصر اصلی به همراه عناصر کمیاب و کمیاب خاکی، جهت ترسیم نمودارهای تغییرات، عنکبوتی، تعیین سری ماگمایی و جایگاه زمین-ساختی تشکیل سنگ‌ها استفاده کرد.

جهت رده‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی، از رده‌بندی شیمیایی استفاده می‌شود. طبقه‌بندی‌های معمول برای سنگ‌ها، بر اساس نمودارهایی صورت می‌گیرد که در آن‌ها دو یا چند اکسید اصلی در برابر یکدیگر قرار می‌گیرند. از این میان، نمودار رده-بندی مجموع آکالی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در مقابل SiO_2 (TAS) از مهم‌ترین رده‌بندی‌های شیمیایی است که توسط پژوهشگران متعددی نظیر کاکس^۱ و همکاران (۱۹۷۹)، میدلموست (۱۹۸۵)، لوپاس^۲

1- Cox

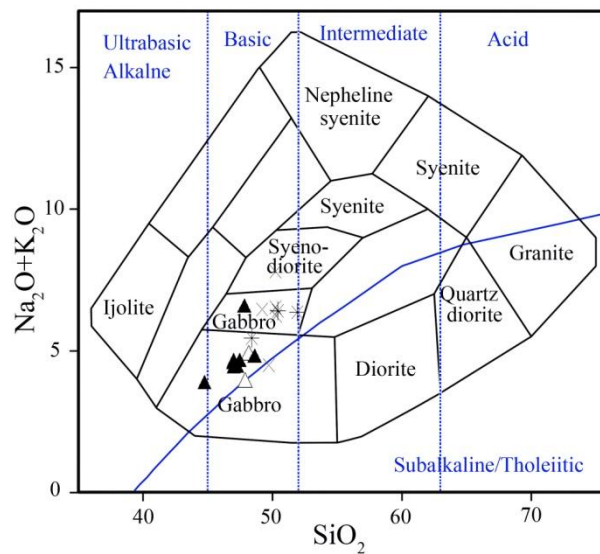
2- Le Bas

و همکاران (۱۹۸۶) ارائه شده است و عمومیت بیشتری دارد. تفاوت این نمودارها در نحوه‌ی مرزبندی میدان‌های مختلف می‌باشد که ممکن است اندکی متفاوت باشد. استفاده از SiO_2 در طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین دارای اهمیت خاصی می‌باشد، زیرا سیلیس اکسید اصلی سنگ‌های ماگمایی معمول در زمین را تشکیل داده و تغییرات آن، کلیه‌ی شرایط فیزیکی و شیمیایی ماگما و در نتیجه سنگ‌ها را تحت کنترل دارد (آسیابان‌ها، ۱۳۷۴). هم‌چنین با استفاده از مقادیر Na_2O و K_2O در برابر سیلیس می‌توان سنگ‌های ساب آلوکالن، آلوکالن و هیپرآلوکالن را از یکدیگر تفکیک نمود. یکی از مواردی که باید در هنگام استفاده از این دیاگرام‌ها لحاظ کرد، تحرک عناصر آلوکالن می‌باشد. به عبارتی بدلیل تحرک عناصر آلوکالی، در استفاده از این دیاگرام‌ها در سنگ‌های هوازده و دگرسان شده باید احتیاط کرد. برخی از نمودارها نیز بر مبنای میلی‌کاتیون بعضی از عناصر و پارامترهای تعریف شده بر اساس آن‌ها استوار است که از آن جمله می‌توان به نمودار $\text{R}_1\text{-R}_2$ دولاروش^۱ (۱۹۸۰) اشاره کرد.

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

در نمودار طبقه‌بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، مجموع درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 ترسیم می‌شود. این نمودار بر پایه‌ی مقدار SiO_2 به گروه‌های اولترابازیک، بازیک، حدواسط و اسیدی تقسیم شده است و هم‌چنین وجود خط جدا کننده محدوده آلوکالی از ساب آلوکالی از ویژگی‌های این نمودار است. سنگ‌های آذرین بازیک مورد مطالعه در این نمودار ترکیب گابروبی را نشان می‌دهند و نمونه‌ها در محدوده قلیایی قرار می‌گیرند که با شواهد پتروگرافی از جمله چندرنگی مشخص بلورهای اوژیت، حضور کانی فلوگوپیت و بلورهای سوزنی آپاتیت سازگار است (شکل ۴-۳).

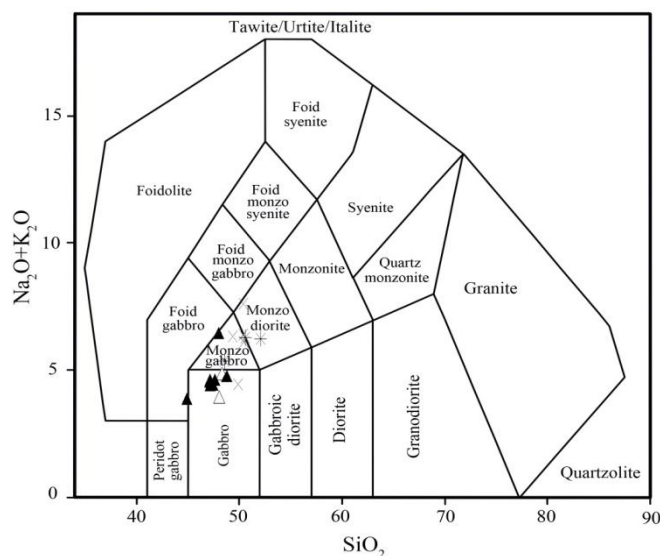
1- De La Roche



شکل ۳-۴: نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ، کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، نمونه‌های گابرویی و دیوریتی به ترتیب با نماد ▲ و * و نمونه‌های گابرویی و دیوریتی (برهمند، ۱۳۸۹) به ترتیب با نماد △ و × نشان داده شده‌اند.

ب- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۸۵)

نمودار میدلموست (۱۹۸۵)، نیز همانند نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹) بر پایه تغییرات درصد وزنی سیلیس به اکسیدهای آلکالن ترسیم شده ولی مرزهای این نمودار و اسامی سنگ‌ها با نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹) قدری متفاوت است. بر این اساس سنگ‌های نیمه نفوذی منطقه در محدوده گابرو، مونزوگابرو و مونزودیوریت واقع شده‌اند (شکل ۴-۴).



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

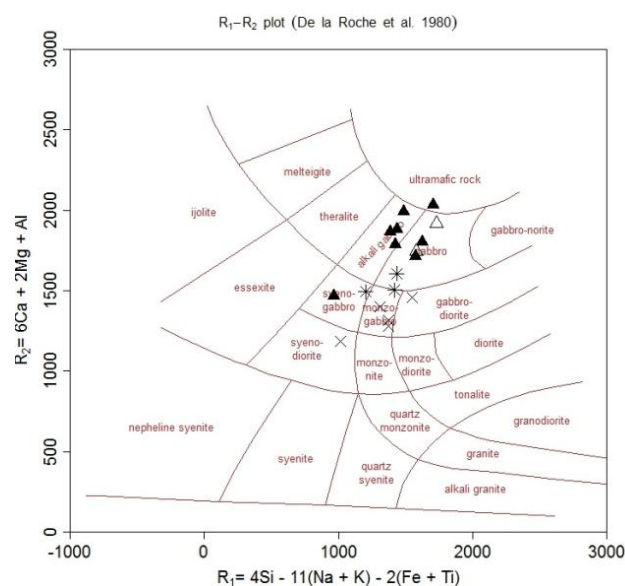
ج- نمودار R_1-R_2 دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)

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. در این طبقه‌بندی از یک نمودار دو متغیره X-Y با پارامترهای R_1 و R_2 استفاده می‌شود. پارامترهای تشکیل دهنده R_1 و R_2 بصورت زیر تعریف می‌شوند:

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

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

باید توجه کرد که این نمودار برای طبقه‌بندی سنگ‌های درونی مناسب‌تر است و پژوهشگران مدعی‌اند که استفاده از نمودار R_1-R_2 ساده‌تر از رده‌بندی‌های دیگر بر پایه‌ی نورم است (رولینسون، ۱۹۹۳). بر اساس این نمودار (شکل ۴-۵)، سنگ‌های درونی مورد مطالعه در محدوده ترکیبی گابرو، آلکالی گابرو، مونزوگابرو و سینیوگابرو واقع می‌شوند.



شکل ۴-۵: نمودار رده‌بندی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)، (علامت مشابه شکل ۳-۴).

برای پرهیز از دوغانگی نام‌ها، کلیه ترکیبات گابرویی، مونزوگابرویی، سینیوگابرویی و مونزودیوریتی مورد مطالعه تحت عنوان گابرو/ دیوریت بررسی خواهند شد.

۴-۵- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه به کمک

نمودارهای تغییرات

همان‌طور که قبلاً ذکر شد، یکی از کاربردهای نتایج تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی، تهیه‌ی نمودارهای تغییرات است. این نمودارها، نمودارهای دو یا سه متغیره می‌باشند که به منظور بررسی روند تغییرات بین سنگ‌های آذرین یک ناحیه و همچنین تحولات پترولوژیکی در جریان توسعه و تبلور ماگما، توسط پترولوژیست‌های مختلف ارائه شده‌اند. نمودارهای تغییرات نشان دهنده‌ی تحولات ماگما از زمان تشکیل تا زمان جایگزینی می‌باشند. این نمودارها، حجم زیادی از اطلاعات عددی را به صورت گویا و خلاصه نشان می‌دهند که بیانگر نوعی انطباق مثبت یا منفی بین هر کدام از جفت اکسیدهای عناصر اصلی است. تغییرات مشاهده شده در این نمودارها از فرآیندهایی نظیر تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی، آلاش و هضم پوسته‌ای ناشی می‌شوند (ویلسون^۱، ۱۹۸۹). همچنین از الگوی پراکندگی نقاط بر روی این نمودارها، جهت تعیین وابستگی یا عدم وابستگی سنگ‌ها به یکدیگر و منشأ آن‌ها استفاده می‌شود.

هدف اصلی یک نمودار دو متغیره نشان دادن تغییرات میان نمونه‌ها و تشخیص روندهاست. بنابراین عنصر واقع بر محور X نمودار باید به گونه‌ای انتخاب شود که بیشترین تغییرپذیری را میان نمونه‌ها یا یک فرآیند ژئوشیمیایی خاص نمایش دهد. برای این منظور معمولاً اکسیدی که بیشترین گستره را در مجموعه‌ی داده‌ها نشان می‌دهد، برگزیده می‌شود (رولینسون^۲، ۱۹۹۳).

نمودار درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هarker^۲، ۱۹۰۹) پر استفاده‌ترین نمودار دو

1- Wilson
2- Harker

متغیره می‌باشد. 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. از آنجایی که نمونه‌های مورد مطالعه، ماهیت بازیک دارند و گستره‌ی غلظت SiO_2 در آن‌ها کم است (۵۲/۰۱-۴۴/۸۵)، در نتیجه به جای نمودارهای هارکر از نمودارهای درصد اکسید در مقابل درصد MgO (فنر^۱، ۱۹۴۸) استفاده شده است. در این نمودارها، MgO به عنوان اکسید شاخص برای بررسی روند تغییرات عناصر اصلی در نظر گرفته می‌شود. در این بخش، علاوه بر نمودارهای فنر، از نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل ضریب تفریق (D.I) نیز برای بررسی تحول ماگما از زمان تشکیل تا زمان جایگزینی استفاده شده است.

۴-۵-۱- نمودار تغییرات درصد اکسیدهای اصلی در برابر MgO

نمودارهای فنر (۱۹۴۸)، به منظور بررسی روند تغییرات در سنگ‌های بازیک مورد استفاده قرار می‌گیرند و یکی از پرکاربردترین جایگزین‌های نمودار هارکر می‌باشند. یکی از سازنده‌های مهم فازهای جامد در حال تعادل با مذاب بازیک، MgO می‌باشد که 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 نمودارهای فنر، روندهای معین و تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی نمونه‌های سنگی مختلف، مبین خویشاوندی احتمالی بین ماگمای سازنده سنگ‌ها می‌باشد. طیف تغییرات MgO در نمونه‌های سنگی منطقه از ۴/۶۲ درصد وزنی در نمونه‌های دیوریتی تا ۹/۱۸ درصد وزنی در نمونه‌های گابرویی می‌باشد که با توجه به این طیف تغییرات، تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب در برابر MgO مورد ارزیابی قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۴-۶ و ۴-۸). در تمامی این نمودارها، مشاهده می‌شود که نمونه‌های گابرویی و دیوریتی از یک روند خطی و یا نیمه خطی پیروی می‌کنند که با افزایش مقدار MgO یا کاهش تفریق یافتگی، مقادیر Al_2O_3 ، $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ، P_2O_5 و SiO_2 کاهش و مقادیر CaO و MnO ، $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ افزایش می‌یابند. این حالت نشان دهنده تفریق گابروها به

1- Fenner

سمت دیوریت‌ها و منشأ گرفتن آن‌ها از یک منشأ ماگمایی واحد می‌باشد.

در بعضی نمونه‌ها، پراکندگی‌هایی مشاهده می‌شود که می‌تواند مرتبط با حضور فنوکریست‌ها و تغییرات مقادیر آن‌ها در روند تبلور و یا آرایش پوسته‌ی قاره‌ای در طی صعود ماگما باشد.

۱- تغییرات SiO_2 در مقابل MgO

با افزایش تفریق ماگما و کاهش MgO ، میزان SiO_2 از نمونه‌های گابرویی به سمت نمونه‌های دیوریتی افزایش می‌یابد (شکل ۴-۶-الف). با تبلور الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در مراحل اولیه تبلور که از SiO_2 فقیر هستند، مقدار این اکسید در مایع باقیمانده افزایش می‌یابد. همچنین به دلیل مشارکت MgO در ساختار کانی‌های آهن و منیزیم‌دار نظیر الیوین و پیروکسن، مقدار آن با افزایش تفریق در مایع باقیمانده کاهش نشان می‌دهد.

۲- تغییرات Al_2O_3 در مقابل MgO

در نمودار Al_2O_3 در برابر MgO ، با کاهش مقدار MgO ، مقدار Al_2O_3 از نمونه‌های گابرویی به سمت دیوریت‌ها افزایش می‌یابد (شکل ۴-۶-ب). پلاژیوکلازها عامل کنترل کننده‌ی این اکسید می‌باشند، لذا حضور فراوان این فنوکریست در نمونه‌های دیوریتی، افزایش Al_2O_3 را در طی تفریق تأیید می‌کند.

۳- تغییرات P_2O_5 در برابر MgO

بر اساس نمودار تغییرات P_2O_5 در مقابل MgO ، با افزایش تفریق یافتگی و تبلور الیوین، کانی‌های اپک، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز، میزان P_2O_5 مذاب افزایش می‌یابد (شکل ۴-۶-ج). این امر متناسب با تفریق ماگمای گابرویی به سمت ماگمای دیوریتی است. نمونه‌های دیوریتی حاوی بیشترین مقدار P_2O_5 هستند که با حضور بلورهای سوزنی شکل آپاتیت در این سنگ‌ها کاملاً مطابقت دارد.

۴- تغییرات $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر MgO

با کاهش MgO مقدار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ افزایش می‌یابد (شکل ۴-۶-د). Na_2O و K_2O به علت شعاع یونی زیاد خود در ترم‌های بازیک در ساختمان کانی‌ها وارد نمی‌شوند و بنابراین در جریان تفریق مقدار آن‌ها 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 نمونه‌ها می‌تواند ناشی از تحرک پتاسیم و سدیم و حساسیت این عناصر نسبت به دگرسانی باشد.

۵- تغییرات $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ در برابر MgO

در نمودار تغییرات MgO در برابر Fe_2O_3 کل، با کاهش MgO و افزایش تفریق، مقدار Fe_2O_3 ابتدا افزایش و در ادامه کاهش می‌یابد (شکل ۴-۶-ز). در ابتدا با تبلور الیوین و پیروکسن سرشار از Mg ، ماگمای باقیمانده از Fe ، Mn و Ti غنی می‌شود و سپس با تبلور کانی‌های مافیک آهن‌دار مانند اوژیت، بیوتیت و مگنتیت که سرشار از Fe ، Mn و Ti هستند، مقدار آن‌ها در مایع باقیمانده کاهش می‌یابد. به همین دلیل نمونه‌های دیوریتی که دارای کانی‌های مافیک کمتری هستند، کمترین مقدار Fe_2O_3 را نشان می‌دهند.

۶- تغییرات MnO در برابر MgO

روند تغییرات MnO در مقابل MgO همانند روند تغییرات Fe_2O_3 است و با افزایش مقدار MgO ، ابتدا صعودی است و بعد کاهش می‌یابد (شکل ۴-۶-ژ).

۷- تغییرات CaO در برابر MgO

میزان این اکسید با کاهش MgO ، کاهش می‌یابد (شکل ۴-۶-ه). در طی تبلور تفریقی، CaO وارد ساختمان کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز، پیروکسن غنی از کلسیم (اوژیت)، هورنبلند و آپاتیت می‌شود.

(داچنز و چارلیه^۱، ۲۰۰۵)، لذا مقدار آن در مایع باقیمانده کاهش می‌یابد.

۸- تغییرات TiO_2 در برابر MgO

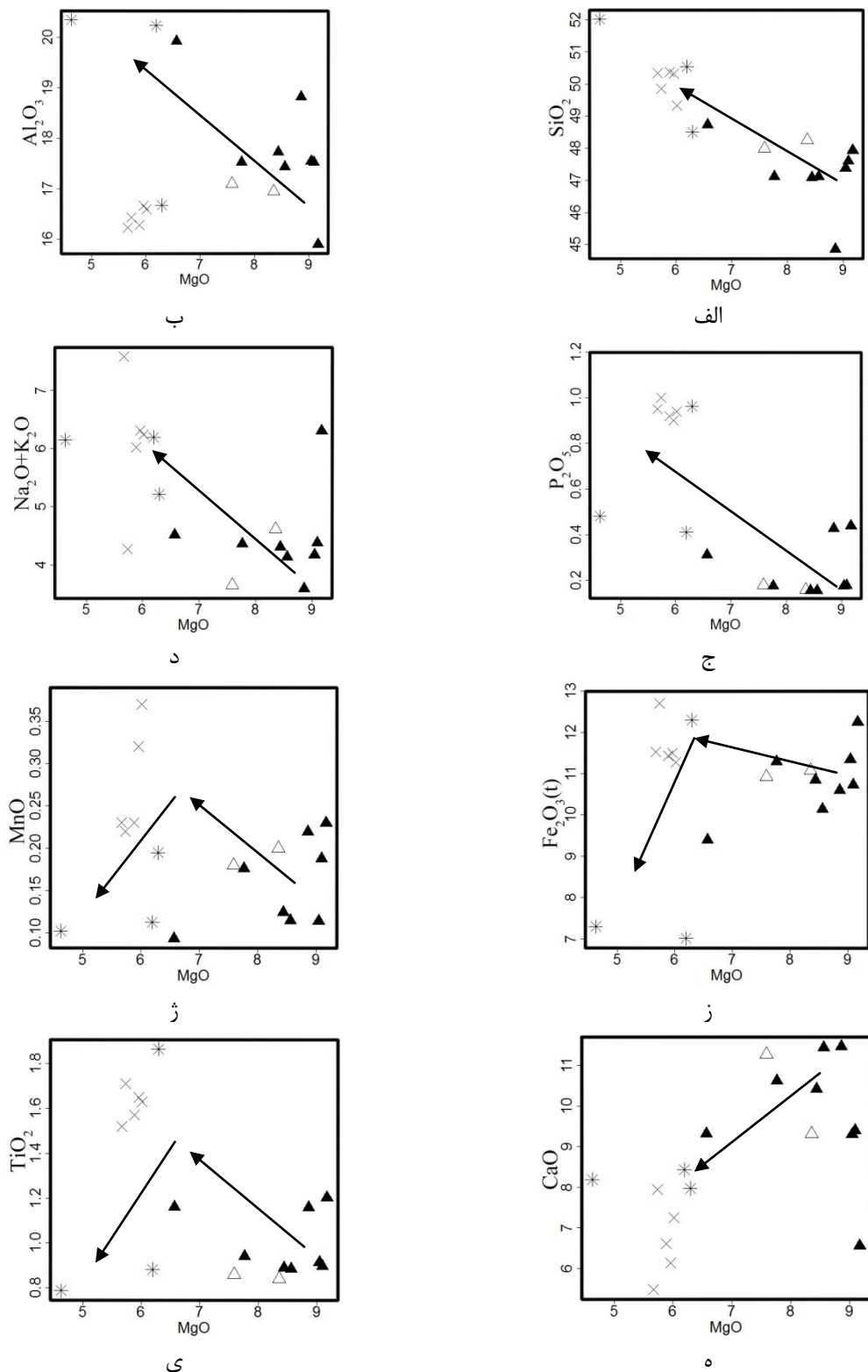
در نمودار تغییرات TiO_2 در برابر MgO ، دو روند صعودی و نزولی مشاهده می‌شود (شکل ۴-۶-۵). در مراحل اولیه‌ی انجماد با تبلور الیوین، مقدار این عنصر افزایش می‌یابد. سپس با تبلور اکسیدهای آهن- تیتان و کلینوپیروکسن و مصرف شدن TiO_2 ، مقدار آن کاهش خواهد یافت. Ti جانشین Al با کوردیناسیون شش گردیده و به همین دلیل در پیروکسن (تیتان اوزیت) و بیوتیت حضور دارد. هم‌چنین این اکسید در ساختار مگنتیت و تیتانومگنتیت مصرف می‌شود.

۴-۵-۲- بررسی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق (D.I)

با شروع تبلور یک مجموعه ماگمایی، بین بلورها و مایع باقیمانده، تفریق شیمیایی رخ می‌دهد که برای اثبات آن می‌توان از ضرایب و یا نمودارهای تغییرات استفاده کرد. یکی از این ضرایب، ضریب تفریق است که به وسیله تورنتن و تاتل^۲ (۱۹۶۰) پیشنهاد شد و عبارتست از مجموع نورماتو کانی- های روشن کوارتز (Q)، ارتوکلاز (Or)، آلبیت (Ab)، نفلین (Ne)، کالسلیت (Ks) و لوسیت (Lc). مقدار این کانی‌ها از طریق نورم CIPW تعیین می‌شوند.

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

1- Duchesne and Charlier
2- Thoronton and Tattle



شکل ۴-۶: نمودارهای تغییرات درصد اکسید - درصد MgO (فتر، ۱۹۴۸)، (علائم مشابه شکل ۴-۳).

کانی‌های فوق‌الذکر (کوارتز، ارتوز، آلبیت، نفلین، کالسلیت و لوسیت) با پیشرفت روند تفریق از

قطب بازیک به سمت قطب اسیدی از ماگما جدا شده و درصد آن‌ها در فاز باقیمانده افزایش می‌یابد. این افزایش، خود باعث تحول ماگمای بازیک به فازهای اسیدی‌تر و فلسیک‌تر می‌گردد، در نتیجه میزان ضریب تفریق در سنگ‌های تحول یافته بیشتر از سنگ‌هایی است که در مراحل اولیه انجماد ماگما بوجود آمده‌اند. کانی‌های لوسیت، نفلین و کالسلیت برای نمونه‌های تحت اشباع مورد استفاده قرار می‌گیرند، در نتیجه جهت محاسبه ضریب تفریق نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از مجموع درصد نورماتیو کانی‌های کوارتز، آلبیت و ارتوکلاز استفاده شده است.

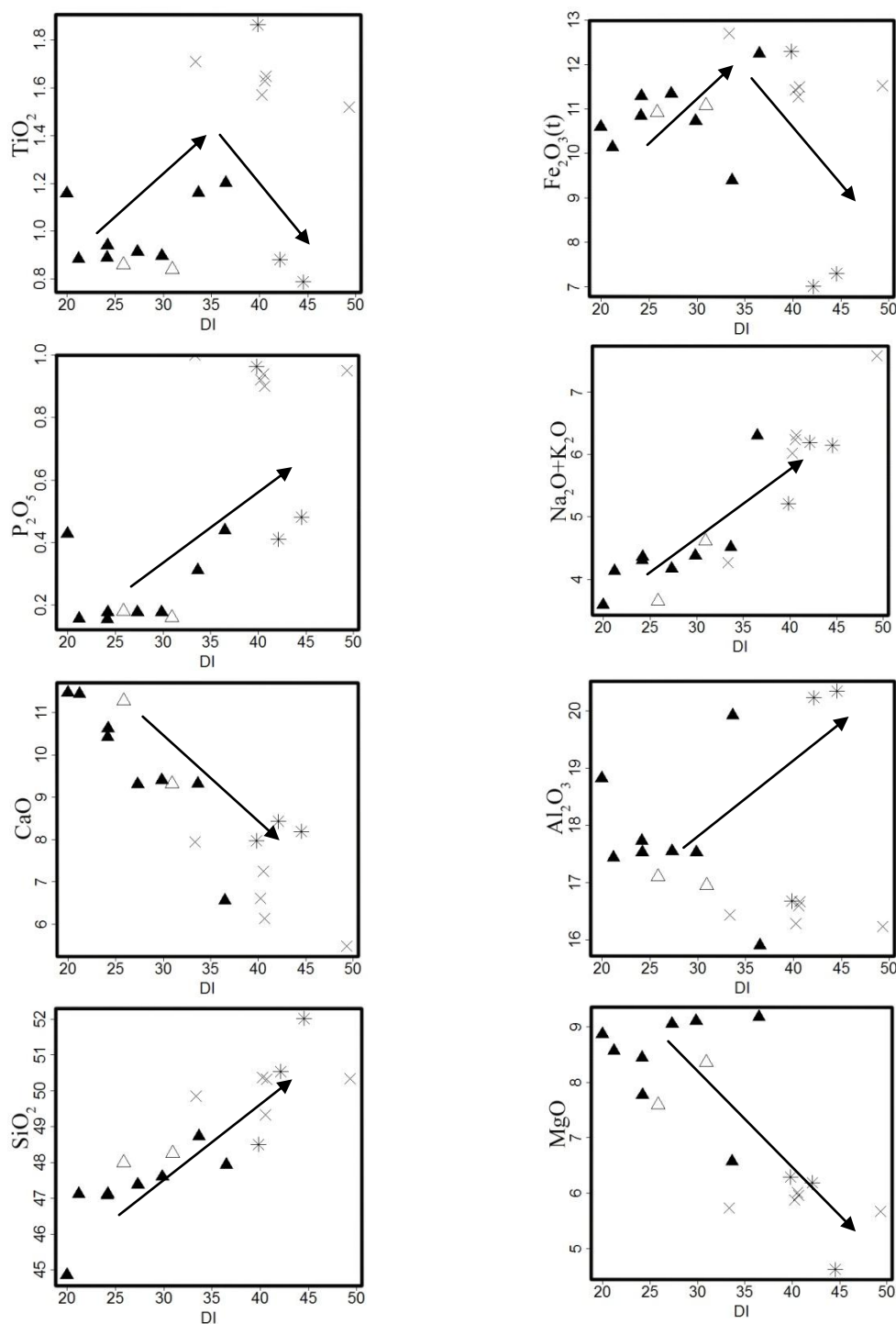
در استفاده از این نمودارها باید به این نکته توجه کرد که هر روند خطی ایجاد شده نتیجه تفریق ماگمایی نیست، بلکه عواملی نظیر اختلاط، آلودگی با مواد خارجی و یا درجات مختلف ذوب بخشی و غیره می‌توانند این روندها را ایجاد کنند. نمودارهای ضریب تفریق برای این نمونه‌ها در شکل‌های ۴-۷ و ۴-۹ نشان داده شده است.

در این نمودارها با پیشرفت تفریق، درصد کانی‌های فرومنیزین مانند الیوین و کلینوپیروکسن کاهش یافته و در مقابل فلدسپارها افزایش می‌یابند. به طوری که گابروها (که واجد کانی‌های مذکور هستند) بیشترین مقدار اکسیدهای CaO ، MgO و Fe_2O_3 را دارا بوده و این اکسیدها در فازهای اولیه‌ی تبلور ماگمایی مانند الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز کلسیک وارد می‌شوند و به سمت دیوریت‌ها، به شدت کاهش می‌یابند. با در نظر گرفتن پتروگرافی سنگ‌های منطقه و تمرکز بالای کلینوپیروکسن و الیوین در سنگ‌های گابرویی و کاهش کلینوپیروکسن و حذف الیوین به سمت ترکیبات دیوریتی، مقدار مصرفی اکسیدهای مذکور شدیداً کاهش نشان می‌دهند. به عقیده ویلسون (۱۹۸۹)، مقدار منیزیم به درجه ذوب بخشی حساس نیست، ولی به مقدار تبلور بخشی و مخصوصاً تبلور الیوین شدیداً حساس است. لخته‌های اکسیدی (اکسید آهن)، به صورت تمرکز محلی و یا به صورت توده‌های پیوسته در گابروها که منجر به تشکیل کانسارهایی از اکسید آهن (مگنتیت) شده‌اند، گواه میزان بالای آهن می‌باشند.

فراوانی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ، P_2O_5 ، Al_2O_3 و SiO_2 در نمونه‌های تفریق یافته‌تر (دیوریت‌ها) بیشتر است. زیرا در مراحل پایانی تبلور، این اکسیدها در ساختمان فلدسپارها تجمع یافته و در نتیجه با افزایش روند تفریق میزان آن‌ها نیز افزایش می‌یابد. الیوین، اوژیت و پلاژیوکلاز کلسیک، به عنوان نخستین کانی‌های متبلور شده در طی تبلور تفریقی، از SiO_2 فقیر می‌باشند، بنابراین مایع باقی مانده از سیلیس غنی می‌شود.

تغییرات Al_2O_3 توسط فلدسپارها کنترل می‌شود و افزایش آن در فازهای تفریق یافته با تشکیل پلاژیوکلاز بیشتر، توجیه می‌شود. غلظت فسفر در ماگما توسط تبلور آپاتیت کنترل می‌شود و در فازهای اولیه یعنی الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز وارد نمی‌شود. نمونه‌های دیوریتی دارای بیشترین میزان P_2O_5 می‌باشند که این مسأله با مطالعات پتروگرافی و حضور سرشار آپاتیت‌های سوزنی و طویل در مقاطع نازک این نمونه‌ها کاملاً سازگار است.

شعاع یونی بزرگ سدیم ($1/0.2 \text{ \AA}$) و پتاسیم ($1/3.8 \text{ \AA}$) 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 توجیه است (برهمند، ۱۳۸۹). TiO_2 به دلیل تبلور الیوین، مقدار آن‌ها ابتدا افزایش یافته و سپس در نتیجه تبلور اکسیدهای آهن-تیتان و کلینوپیروکسن مقدار آن‌ها کاهش می‌یابد. بطور کلی روندهای مشاهده شده در نمودارهای عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق نیز، همگی بیانگر وجود نوعی ارتباط بین این نمونه‌های سنگی می‌باشند.



شکل ۴-۷: نمودارهای تغییرات درصد اکسید در برابر ضریب تفریق (تورنتون و تاتل، ۱۹۶۰)، (علائم مشابه شکل ۴-۳).

۴-۵-۳- بررسی تغییرات عناصر کمیاب در مقابل MgO و ضریب تفریق (D.I)

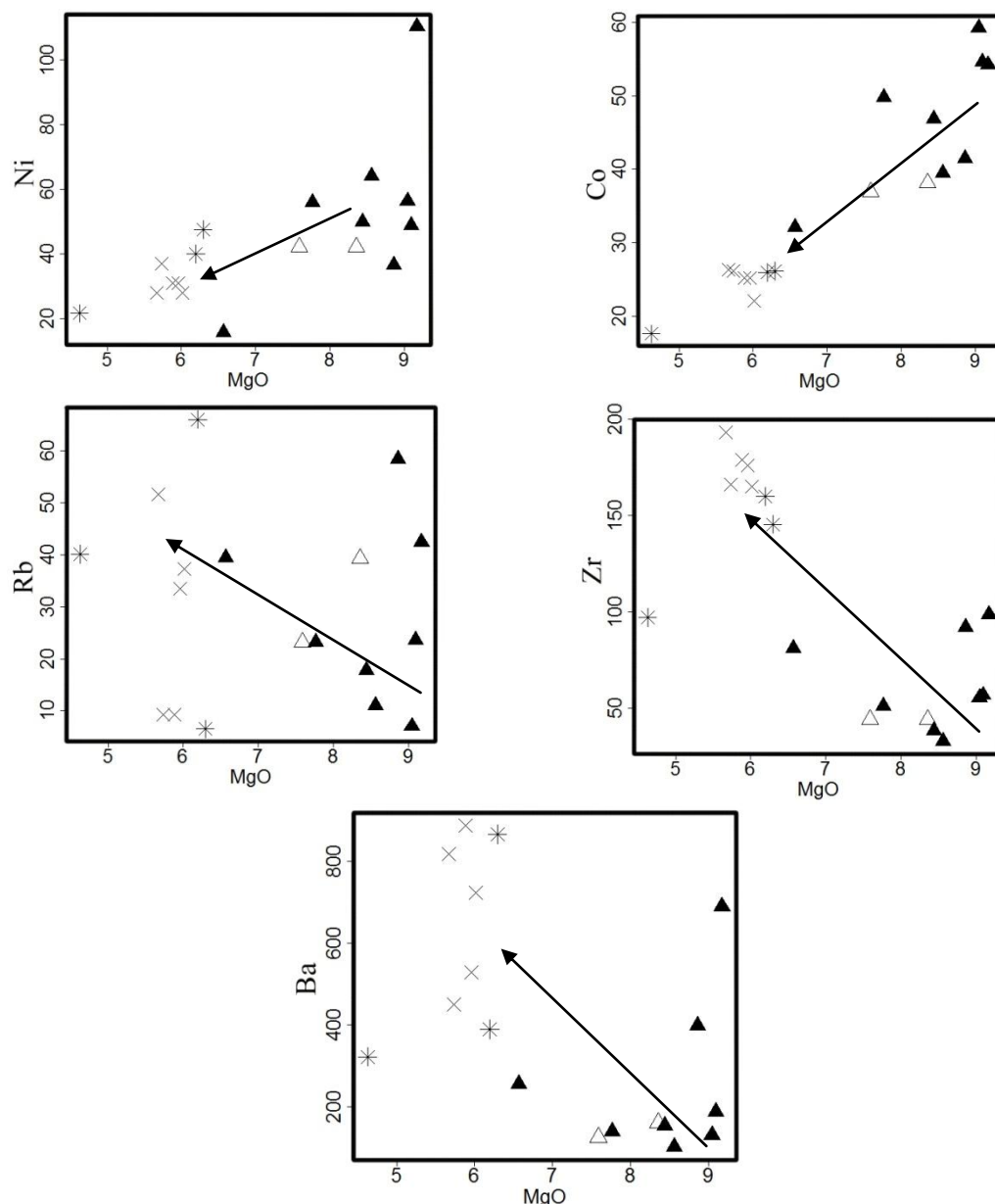
الف- بررسی تغییرات عناصر کمیاب در مقابل MgO

در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل MgO، از عناصر Rb, Ba, Zr, Co و Ni جهت

بررسی روند تفریق در سنگ‌های مورد مطالعه استفاده شده است (شکل ۴-۸). در نمودارهای Ni و Co در برابر MgO با کاهش MgO و افزایش میزان تفریق مقدار این عناصر کاهش نشان می‌دهد. از آنجایی که شعاع و بار یونی نیکل با منیزیم مشابه می‌باشد، می‌تواند به صورت استتار شده در ساختمان کانی‌های منیزیم‌دار از قبیل الیوین شرکت کند. بنابراین انطباق مثبت Ni و MgO نشان می‌دهد که ماگمای مادر این سنگ‌ها ممکن است تحت درجات مختلف تفریق الیوین قرار گرفته باشد.

از طرفی در نمودارهای Rb، Ba و Zr در برابر MgO با کاهش MgO و افزایش میزان تفریق مقدار این عناصر روند افزایشی دارد. 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، 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.

نزدیکی شعاع یونی عنصر باریم 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 (برهمند، ۱۳۸۹). شعاع نسبتاً بزرگ و بار الکتریکی بالای Zr باعث می‌شود که این عنصر در شبکه کانی‌های سنگ‌ساز وارد نشده و در نتیجه زیرکن در محصولات نهایی تفریق ماگمایی به فور یافت می‌شود. تغییرات عناصر رسم شده در مقابل MgO، روندهای معناداری را نشان می‌دهد که این امر نشان دهنده ارتباط ژنتیکی این سنگ‌ها با یکدیگر می‌باشد.



شکل ۴-۸: نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل درصد MgO برای نمونه‌های مورد مطالعه، (علائم مشابه شکل ۳-۴).

ب- بررسی تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق (D.I)

در نمودار تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق، عناصر بر اساس رفتارهای ژئوشیمیایی خود، روندهای مختلفی را نشان می‌دهد. با توجه به متغیر بودن ضرایب توزیع عناصر کمیاب بین کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ و مذاب‌های ماگمایی، برخی از عناصر یا گروه‌هایی از عناصر می‌توانند جهت شناسایی آن دسته از کانی‌هایی که در فرآیند تفریق ماگمایی درگیر هستند، مورد

استفاده قرار گیرند (ویلسون، ۱۹۸۹). در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب، با افزایش ضریب تفریق مقادیر عناصر ناسازگار نظیر Ba, Sr, Rb افزایش و عناصر V و Co کاهش نشان می‌دهند (شکل ۴-۹).

عنصر Sr از عناصر قلیایی کمیاب است که در اکثر کانی‌های کلسیم‌دار، رفتار سازگاری دارد. Sr در پلاژیوکلازها دارای تراکم بالایی است و به هنگام ذوب یا تبلور، مانند عناصر سازگار رفتار نموده و جانشین کلسیم در ساختمان پلاژیوکلاز و پیروکسن اورتیتی می‌شود. این فرآیند در مورد تمام کانی‌های کلسیم‌دار عمل نمی‌کند، بدین ترتیب که ساختار پیروکسن به آسانی نمی‌تواند Sr را در خود جای دهد و میزان این یون در اورتیت بسیار ناچیز است، در حالی که اساساً در پلاژیوکلاز متمرکز می‌شود (میسون و مُر^۱، ۱۹۸۲). در نمونه‌های مورد مطالعه، گابروها دارای کمترین مقدار Sr می‌باشند، زیرا این عنصر در مراحل اولیه‌ی تبلور در الیوین وارد نمی‌شود و در نتیجه مقدار آن در مایع باقیمانده‌ی پتروژنی زیاد و با تبلور پلاژیوکلاز، استرانسیوم به جای کلسیم جانشین خواهد شد.

نمودار تغییرات Ba در مقابل ضریب تفریق، روند صعودی محسوسی نشان می‌دهد که بیانگر نقش تبلور تفریقی در تکامل سنگ‌های منطقه می‌باشد. با افزایش روند تفریق از سمت سنگ‌های گابرویی به سمت سنگ‌های دیوریتی، مقدار Ba افزایش می‌یابد. باریم از نظر شعاع یونی قابل مقایسه با پتاسیم است و به دلیل بار یونی بیشتر نسبت به پتاسیم، به صورت اسیر شده، در کانی‌های پتاسیم‌دار همانند بیوتیت که در مراحل نهایی تشکیل می‌شوند، تمرکز می‌یابند. از سوی دیگر، Ba می‌تواند در شبکه‌ی کانی‌های کلسیم‌دار مانند پلاژیوکلاز، جانشین کلسیم شود. علی‌رغم فراوانی بیشتر پلاژیوکلازهای 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 و هورنبلند می‌باشد.

از آنجا که شعاع یونی کبالت با شعاع یونی منیزیم تقریباً برابر است، بخش عمده‌ای از عنصر کبالت موجود در ماگما در مراحل اولیه تبلور توسط ترکیبات منیزیم‌دار الیوین و کلینوپیروکسن از ماگما

1- Mason and MOOre

خارج می‌شود. روند ایجاد شده را می‌توان با حضور بلورهای الیوین و کلینوپیروکسن و عدم تبلور الیوین و تبلور کم‌تر کلینوپیروکسن در سنگ‌های دیوریتی توجیه کرد.

شعاع یون وانادیم بزرگ‌تر از شعاع یونی آهن فریک است اما الکترونگاتیویته‌اش بسیار کمتر و انرژی پایداری میدان تبلور آن (میل به تبلور در حرارت‌های بالا) بیشتر است. این عوامل مسئول غنی شدن وانادیم در مگنتیت‌های زودرس می‌باشد. وانادیم هم‌چنین در پیروکسن‌ها نیز وارد می‌شود. در نتیجه به علت فراوانی کانی‌های مراحل اولیه تبلور در گابروها، این سنگ‌ها بیشترین مقدار وانادیم را دارند و یک روند خطی نشان می‌دهند که در ادامه، روند کاهشی شدید نمونه‌های دیوریتی بیانگر تفریق الیوین و کلینوپیروکسن است.

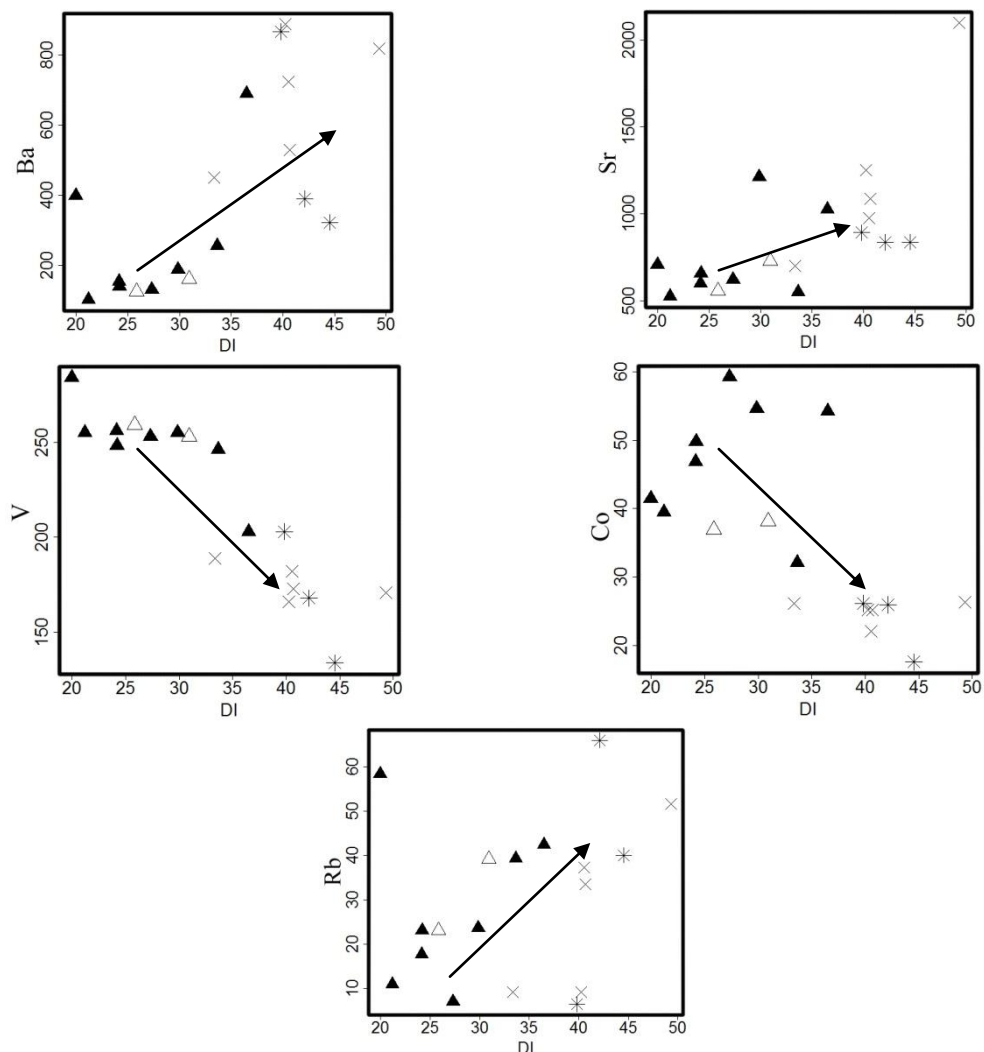
همانند نمودار Ba در مقابل MgO، مقدار Rb با پیشرفت تفریق، افزایش می‌یابد. روبیدیوم یک عنصر ناسازگار است و در مایع باقیمانده متمرکز می‌شود. ولیکن برخلاف روند تفریق، مقدار روبیدیوم در برخی نمونه‌های دیوریتی به دلیل دگرسانی نمونه و تحرک زیاد این عنصر کاهش یافته است.

نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق با نمودارهای فئر، مشابه بوده و نشان‌دهنده‌ی تشکیل سنگ‌های این منطقه از یک منبع ماگمایی مشترک و نقش تبلور تفریقی در خلال تحول ماگمایی است.

۴-۶- مقایسه فرآیندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی، با استفاده از نمودارهای

تغییرات عناصر کمیاب

روندهای مشاهده شده بر روی نمودارهای تغییرات، می‌توانند علاوه بر فرآیندهای تبلور تفریقی، توسط ذوب بخشی نیز ایجاد شوند. بنابراین برای تفکیک و تشخیص هریک از این فرآیندها، استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب و نسبت‌های آن‌ها در مقابل یکدیگر، کاملاً ضروری می‌باشد.



شکل ۴-۹: نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق (D.I) برای نمونه‌های مورد مطالعه، (علائم مشابه شکل ۴-۳).

عناصر کمیاب و خاکی نادر نقش مهمی در مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین داشته و نسبت به بسیاری از فرآیندهای زمین‌شناسی حساس هستند. بطوری که تشخیص بسیاری از این فرآیندها صرفاً از طریق مطالعه این عناصر صورت می‌گیرد. با مطالعه تغییرات این عناصر در نمونه‌های سنگی می‌توان فرآیندهای زمین‌شناسی کنترل شده توسط تعادل بلور-مایع یا بلور-سیال را متمایز کرد (رولینسون، ۱۹۹۳).

راجرز^۱ و همکاران (۱۹۸۵)، از نمودارهای خاصی برای تمایز فرآیند ذوب بخشی از تبلور تفریقی استفاده کرده‌اند. در این نمودارها تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و نیز عناصر سازگار- ناسازگار در برابر یکدیگر رسم می‌شود. در صورتی که نمودار تغییرات دو عنصر ناسازگار در مقابل یکدیگر دارای روند خطی و مثبت باشد و از مبدأ مختصات نیز بگذرد، هم‌چنین نمودار عنصر سازگار با عنصر ناسازگار نیز روند خطی و منفی نشان دهد، در این صورت فرآیند اصلی ارتباط بین سنگ‌ها تبلور تفریقی می‌باشد. از طرف دیگر اگر روند تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به هم منفی و روند عنصر سازگار در برابر ناسازگار، مثبت (صعودی) باشد، فرآیند غالب در تحولات ماگمایی، ذوب بخشی بوده است. به اعتقاد رولینسون (۱۹۹۳)، عواملی نظیر ناهمگنی در منشأ، تغییر درجه ذوب بخشی، اختلاط و آرایش ماگمایی، می‌توانند تغییراتی را در این روندها ایجاد کنند.

غلظت عناصر ناسازگار موجود در یک ماگما نسبت به فرآیند ذوب بخشی بسیار حساس است در حالیکه غلظت عناصر سازگار هنگام تبلور تفریقی به شدت تغییر می‌کند. زمانی که نسبت‌های عناصر ناسازگار- ناسازگار با ضرایب توزیع مشابه در مذاب‌های بازالتی، عمدتاً با تبلور تفریقی تغییر نکرده باشد، می‌توان به طور غیرمستقیم از مقایسه‌ی نسبت بین عناصر ناسازگار، ویژگی‌های ماگمای مادر و منبع گوشته‌ای را استنباط کرد (لوسترینو^۲ و همکاران، ۲۰۱۲ در کاظمی، ۱۳۹۱).

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 ، Ce/Zr و Zr/La) 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 ۴-۱۰، الف- ر). نمودارهای عناصر سازگار- ناسازگار (Co/Ba و V/Ba)، همگی روند خطی و نزولی را نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۰، ژ-ه). در تمامی این نمودارها

1- Rogers
2- Lustrino

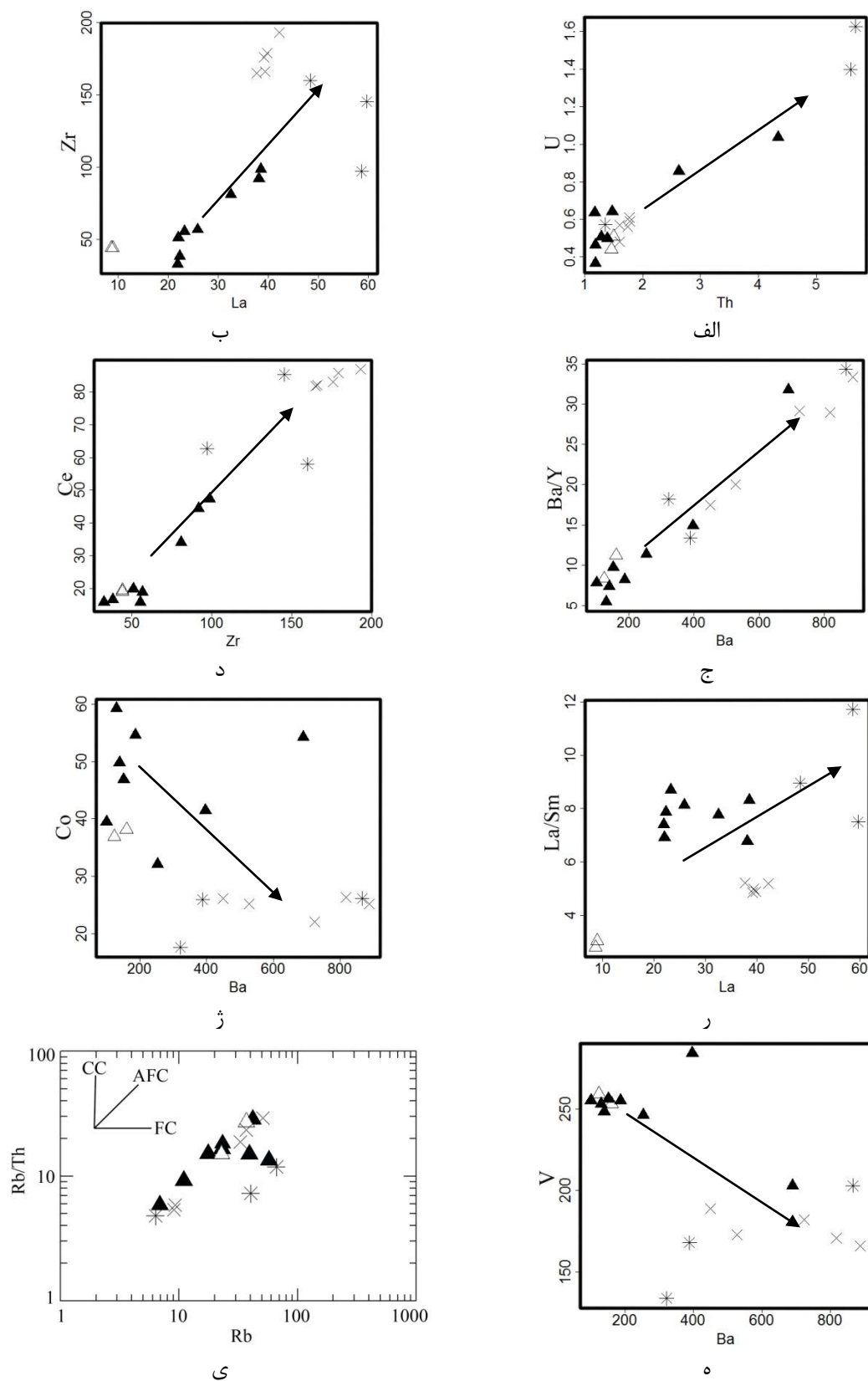
(همانند نمودارهای فتر و ضریب تفریق)، بین نمونه‌های گابرویی و دیوریتی روندی پیوسته و خطی برقرار است. این روند پیوسته، نقش مؤثر فرآیند تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی آن‌ها را نشان می‌دهد.

هم‌چنین جهت تشخیص فرآیند تبلور تفریقی نمودار Rb/Th در مقابل Rb (چامنی^۱ و همکاران، ۲۰۰۶)، برای نمونه‌های مورد مطالعه ترسیم شده است (شکل ۴-۱۰-۱). روند خطی با شیب مثبت رسم شده در این نمودار، نشان دهنده‌ی فرآیند تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC) در ضمن تحولات ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد. لذا علاوه بر منبع ماگمایی مافیک، هضم و آرایش منبع پوسته‌ای نیز در ایجاد آن‌ها مشارکت داشته است. بنا بر نظر رولینسون (۱۹۹۳)، نبود پراکندگی در نمودارهای دو متغیره عناصر سازگار- سازگار، تأکیدی بر عدم اختلاط ماگمایی در منشأ است.

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

نمودارهای چند عنصری و بهنجار شده نمودارهایی هستند که برای نمایش داده‌های عناصر کمیاب بر اساس گروه‌بندی عناصر ناسازگار نسبت به یک ترکیب اولیه مورد استفاده قرار می‌گیرند. با استفاده از این نمودارها می‌توان میزان انحراف هر ترکیب را از الگوی ترکیبی اولیه در طی فرآیندهای ذوب بخشی یا تبلور تفریقی تعیین کرد. الگوی ترکیب اولیه معمولاً گوشته پیش از تشکیل پوسته قاره‌ای و یا ترکیب کندریتی می‌باشد. لذا مقادیر عناصر کمیاب را نسبت به مقادیر عناصر کمیاب گوشته اولیه یا مقادیر کندریتی بهنجار می‌کنند. بهنجارسازی نسبت به مقادیر کندریتی مناسب‌تر است. زیرا مقادیر کندریتی بر خلاف مقادیر ترکیب گوشته اولیه که تخمینی می‌باشند، مستقیماً از نمونه‌های بدست آمده، اندازه‌گیری می‌شوند (تامپسون^۲، ۱۹۸۲).

1- Tchameni
2- Thompson



شکل ۴-۱: (الف تا ه) تغییرات عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر و نسبت‌های آن‌ها در نمونه‌های مورد بررسی، (ی) نمودار چامنی و همکاران (۲۰۰۶) برای نمونه‌های مورد بررسی، روندهای مشخص شده بر روی این نمودار عبارتند از: CC = آلایش پوسته‌ای، AFC = تبلور تفریقی همراه با هضم، FC = تبلور تفریقی، (علائم مشابه شکل ۴-۳).

یکی از مزیت‌های بهنجار کردن نمونه‌ها نسبت به این استانداردها این است که اولاً تغییرات فراوانی عناصر با عدد اتمی زوج و فرد حذف می‌شود. و ثانیاً هرگونه جدایش و تفکیکی که از عناصر کمیاب نسبت به این استانداردها صورت گرفته باشد به آسانی قابل تشخیص است. این نمودارها ممکن است تنها بر اساس عناصر کمیاب خاکی (REE) استوار باشند (نمودارهای بهنجار شده) و یا بر اساس عناصر کمیاب خاکی به همراه برخی دیگر از عناصر ناسازگار (نمودارهای چند عنصری یا عنکبوتی) ترسیم شوند. عناصر REE نسبت به سایر عناصر به مقدار کمتر در معرض هوازدگی و دگرسانی گرمایی قرار می‌گیرند، بنابراین الگوی فراوانی آن‌ها می‌تواند نشانه‌هایی از منشأهای آذرین سنگ‌ها را اثبات کند (رولینسون، ۱۹۹۳). صحت تفسیر نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی در گرو شناخت رفتار این عناصر در مذاب‌های گوناگون در طی فرآیندهای تحول ماگمایی می‌باشد. هرگونه تعبیر و تفسیر این نمودارها بایستی منطبق با شواهد صحرایی و پتروگرافی باشد.

۴-۷-۱ نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت

در نمودارهای بهنجار شده بر اساس الگوی ترکیبی کندریت، ۱۵ عنصر لانتانیدی با اعداد اتمی بین ۵۷ (La) تا ۷۱ (Lu)، به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب شده‌اند. ایتیریم (با عدد اتمی ۳۹) در گروه فلزات انتقالی قرار دارد. این عنصر با اینکه لانتانید نیست ولی جزء عناصر کمیاب خاکی طبقه‌بندی می‌شود چرا که عموماً با کانی‌های طبیعی و خصوصیات شیمیایی مشابه با لانتانیدها یافت می‌گردد. ایتیریم با وجود وزن اتمی پایین جزء گروه عناصر نادر سنگین طبقه‌بندی می‌گردد، زیرا خصوصیات آن به عناصر نادر سنگین نسبت به عناصر نادر سبک نزدیک‌تر است.

غلظت عناصر نادر خاکی (REE)، به دلیل تغییر بسیار ملایم شعاع یونی آن‌ها، نمایشگرهای حساسی برای فرآیندهای مختلف آذرین مانند تفریق ماگمایی هستند و در سنگ‌ها به طور معمول نسبت به یک مرجع استاندارد مشترک، که در بیشتر موارد مقدار این عناصر در شخانه‌های کندریتی است، بهنجار می‌شود. شخانه‌های کندریتی به دلیل این‌که مواد اولیه‌ی منظومه‌ی شمسی می‌باشند و

ممکن است با هسته سازی اولیه‌ی زمین مرتبط باشند، انتخاب شده‌اند (ویلسون، ۱۹۸۹). مقادیر مختلفی برای غلظت REE در شخانه‌های کندریتی، در مراجع مختلف بیان شده است، لذا بسیار مهم است که در زمان بهنجارسازی اعلام شود که از داده‌های کدام مرجع استفاده شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). عناصر خاکی نادر را معمولاً به صورت نمودار غلظت در برابر عدد اتمی نشان می‌دهند که غلظت در آن‌ها نسبت به مقدار مرجع کندریتی بهنجار شده و به صورت لگاریتمی بیان می‌شود.

الگوی تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت (ناکامورا^۱، ۱۹۷۴) بهنجار شده‌اند (شکل ۴-۱۱). بر اساس این نمودار، در الگوی عناصر کمیاب خاکی نسبت به مقادیر کندریتی نمونه‌های مورد مطالعه غنی‌شدگی دیده می‌شود. در این میان عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) تا ۱۰ برابر غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهند.

در نمونه‌های مورد مطالعه، نسبت LREE/ HREE زیاد است و نمودار آن‌ها از شیب نزولی تقریباً زیادی برخوردار است. این امر بیانگر درجه‌ی پایین ذوب بخشی محل منبع و تفریق یافته بودن نمونه‌هاست. اختلاف ناچیز اندازه یون‌ها باعث می‌شود عناصر LREE تا حدی ناسازگارتر از عناصر HREE باشند و بنابراین در مذاب باقیمانده، عناصر LREE غلظتی بیشتر از عناصر HREE داشته باشند و در طی روند تحولات ماگمایی در سنگ‌های تحول یافته‌تر متمرکز می‌شوند.

درجات کم ذوب بخشی (کمتر از ۱۰ درصد) می‌تواند منجر به تشکیل ماگمای بازالتی آلکالن شده (هیرشمن^۲ و همکاران، ۱۹۹۸) و یک غنی‌شدگی در الگوی عناصر کمیاب خاکی سبک (REE) نشان دهد (کالرز و گراف^۳، ۱۹۸۴). به اعتقاد سریواستوا و سین^۴ (۲۰۰۴)، با افزایش درجه ذوب بخشی تا حدود ۳۰ درصد از تمرکز REE به سرعت کاسته شده و بعد از آن (درجات ذوب بخشی بیشتر از ۳۰

1- Nakamura

2- Hirschman

3- Cullers and Graf

4- Sirvastava and Singh

درصد)، مذاب نمی‌تواند تغییرات مهمی در تمرکز عناصر کمیاب خاکی (REE) ایجاد کند. با توجه به مطالب فوق می‌توان استنباط کرد که شیب الگوی عناصر کمیاب خاکی (REE) می‌تواند نشان‌دهنده میزان ذوب بخشی باشد، به این صورت که در درجات بسیار پایین ذوب بخشی شیب این منحنی‌ها زیاد بوده و عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی بسیار بیشتری را نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهند. ولی با افزایش درجه ذوب بخشی شیب این منحنی‌ها کاهش یافته و از غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) کاسته می‌شود.

هم‌چنین مقادیر TiO_2 ، LREE و La/Yb بالا و HREE به‌طور نسبی پایین، می‌تواند نشان‌دهنده بالا بودن نسبت فشار $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ در ناحیه‌ی منشأ، عمق بیشتر تولید ماگما و یا منشأ گارنت لرزولیتی باشد. زیرا عناصر نادر خاکی سنگین معمولاً در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می‌گیرند. لذا وقتی که ذوب در اعماق بیشتری صورت می‌گیرد، عناصر HREE در گارنت موجود در منشأ متمرکز می‌شوند و از ورود آن‌ها به مذاب حاصل از ذوب بخشی جلوگیری شده، بنابراین نسبت HREE/LREE در فاز مایع کاهش می‌یابد (هی^۱ و همکاران، ۲۰۱۰). نسبت کندریتی Dy/Yb (بزرگتر از ۱/۵۷) نیز نشان‌دهنده حضور گارنت به عنوان یک فاز باقیمانده، در مذاب ناحیه منشأ است (عبدلفتاح^۲ و همکاران، ۲۰۰۴). این نسبت برای سنگ‌های منطقه بین ۲/۲۵ تا ۱/۸۱ می‌باشد.

به طور کلی، غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک را می‌توان به دو عامل درجات ذوب بخشی پایین (کمتر از ۱۵ درصد) منبع گوشته‌ای غنی شده (هیرشمن و همکاران، ۱۹۹۸) و آرایش ماگمایی توسط مواد پوسته‌ای نسبت داد (سریواستاوا و سین، ۲۰۰۴). با توجه به ماهیت آلکالن نمونه‌های مورد مطالعه، درجات ذوب بخشی پایین منبع گوشته‌ای غنی شده و وجود گارنت در ناحیه منشأ، در تشکیل ماگمای این سنگ‌ها، تأیید می‌شود.

1- He

2- Abdel- Fattah

همچنین به عقیده ماتسون و اوسکارسون^۱ (۲۰۰۵) نسبت بالای Ce/Yb در بازالت‌ها حاکی از درجه ذوب بخشی اندک و وجود گارنت در فاز باقی مانده است. با توجه به بالا بودن این نسبت در سنگ‌های منطقه (۳۶/۶۷ - ۱۰/۶۷)، نقش گارنت در سنگ منشأ و فرآیندهای ذوب شایان توجه است. الگوی تمامی عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه به صورت موازی با یکدیگر می‌باشد. در صورتی که یک مجموعه از سنگ‌های آذرین در اثر تحمل فرآیندهای تبلور تفریقی با یکدیگر مرتبط باشند، باید مقادیر عناصر کمیاب و نسبت آن‌ها به طور ثابت و پیوسته‌ای در سری تغییر کند (ویلسون، ۱۹۸۹). الگوی موازی نمونه‌ها، منشأ واحد و تحول آن‌ها را در طی فرآیند تبلور تفریقی ماگما تأیید می‌کند (نیکلسون^۲ و همکاران، ۲۰۰۴) و با نتایج بدست آمده در بخش‌های قبلی سازگار است.

همان‌طور که در شکل ۴-۱۱ مشاهده می‌شود، الگوی تغییرات LREE و HREE دیوریت‌ها دارای شیب نزولی بیشتری نسبت به گابروها می‌باشد که نمایانگر تفریق یافتگی این سنگ‌ها و اشتقاق آن‌ها از منبع ماگمایی مافیک سازنده‌ی گابروها است. ناسازگاری عناصر LREE نسبت به فازهای بلوری اولیه مانند الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز باعث تمرکز فزاینده این عناصر در مایعات تحول یافته‌تر در خلال تفریق می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳).

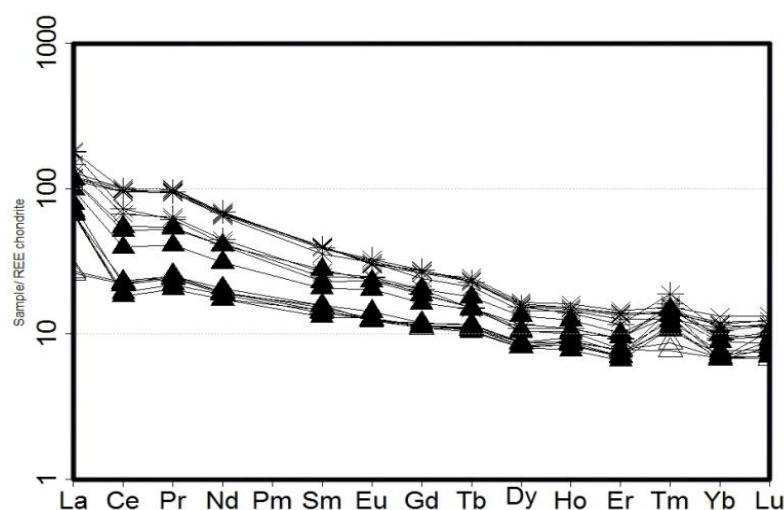
سنگ‌های مورد مطالعه فاقد آنومالی Eu می‌باشند. آنومالی Eu، توسط پلاژیوکلاز کنترل می‌شود و به فوگاسیتته اکسیژن وابسته است. با توجه به این که پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن جزء کانی‌های اصلی در سنگ‌های مورد مطالعه به حساب می‌آیند، نبود آنومالی منفی Eu نشانگر مهم نبودن نقش تفریق پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در طی تحول ماگما می‌باشد (ژنگ^۳ و همکاران، ۲۰۱۰). فراوانی عناصر La بخصوص در دیوریت‌ها می‌تواند مربوط به فراوانی پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد مطالعه باشد.

1- Mattsson and Oskarsson

2- Nicholson

3- Zhang

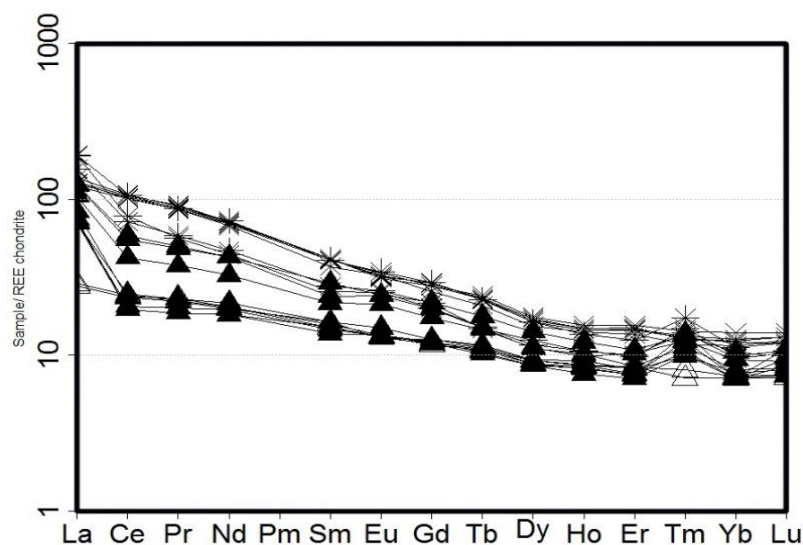
ضریب توزیع این عنصر در پلاژیوکلاز نسبت به سایر عناصر LREE بیشتر است.



شکل ۴-۱: الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) برای نمونه-های مورد بررسی، (علائم مشابه شکل ۴-۳).

همچنین در نمودار بهنجار شده به کندریت باینتون^۱ (۱۹۸۴)، غنی‌شدگی شدید (تا ۱۰۰ برابر مقادیر کندریتی) از عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، غنی‌شدگی (تا ۱۰ برابر مقادیر کندریتی) از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و الگوی موازی این تغییرات به خوبی دیده می‌شود (شکل ۴-۱۲). این ویژگی‌ها بیانگر طبیعت آکالن ماگمای گوشته‌ای و رخداد فرآیند تبلور تفریقی در تحول آن می‌باشد (نیکلسون و همکاران، ۲۰۰۴). از طرفی تهی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE)، نسبت به عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE)، به احتمال زیاد نشان‌دهنده وجود گارنت در ناحیه منشأ است (پاتینو^۲ و همکاران، ۲۰۰۰). در واقع مقادیر Yb_N کم‌تر از ۱۰ می‌تواند حضور گارنت را در فاز باقی مانده منبع ماگمایی ثابت کند (مرتز^۳ و همکاران، ۲۰۰۱ در برهمند، ۱۳۸۹) که میانگین Yb_N در سنگ‌های مورد بررسی برابر ۸,۵۶ می‌باشد.

1- Boynton
2- Patino
3- Mertz



شکل ۴-۱۲: الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (باینتون، ۱۹۸۴)، برای نمونه-های مورد بررسی، (علائم مشابه شکل ۴-۳).

در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت تامپسون (۱۹۸۲)، کلیه نمونه‌ها غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی نسبی از HREE نشان می‌دهند که به درجات پایین ذوب بخشی در منبع اشاره دارد (شکل ۴-۱۳). به عقیده تامپسون (۱۹۹۱) افزایش نسبت LREE/HREE معمولاً به وسیله فرآیند هضم و تفریق (AFC) و درگیری با مواد پوسته قاره‌ای غنی شده از LREE توضیح داده می‌شوند.

نسبت $(La/Yb)_N$ به وسیله آرایش پوسته‌ای، تأثیر می‌پذیرد، چرا که عناصر LREE در بخش بالایی پوسته قاره‌ای غنی‌شدگی نشان می‌دهند (ورما^۱، ۲۰۰۹). میانگین این نسبت در گابروها ۱۱/۳ و در دیوریت‌ها ۱۷/۶ می‌باشد.

فراوانی عناصر Ba، Rb و Sr و تمرکز آن‌ها در سنگ‌های تحول یافته‌تر معرف فرآیند تفریق بلوری در ماگمای سازنده این سنگ‌ها می‌باشد. زیرا عناصر مذکور جزء عناصر گروه LILE می‌باشند، بنابراین انتظار می‌رود در صورت وجود تفریق در بین نمونه‌ها، میزان این عناصر در سنگ‌های تفریق یافته

افزایش یابد (پیرس^۱، ۱۹۸۳). البته فراوانی این عناصر می‌تواند نشانه آرایش پوسته‌ای هم باشد.

پراکندگی مشاهده شده در عناصر Rb, Ba, K, Th و Sr (آنومالی مثبت و منفی) بخصوص در سنگ‌های دیوریتی را می‌توان به تأثیر آرایش پوسته‌ای و دگرسانی رخ داده بر روی این سنگ‌ها و تحرک بالای عناصر فوق نسبت داد. 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 فرآیند دگرسانی دارد (وانگ^۲ و همکاران، ۲۰۰۳).

در میان نمونه‌های مورد مطالعه آنومالی منفی در عنصر Ta نیز دیده می‌شود. به عقیده‌ی ویلسون (۱۹۸۹)، گودی‌های مشخصی که در الگوهای نمودار عنکبوتی در این عنصر وجود دارد، مشخصه‌ای برای تمام ماگماهایی هستند که توسط پوسته قاره‌ای آلوده شده‌اند. هم‌چنین آنومالی منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای و مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (ناگودی^۳ و همکاران، ۲۰۰۳). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای مافیک سازنده سنگ‌های مورد مطالعه تا حدودی متحمل آرایش با مواد پوسته‌ای شده‌اند. 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^۴، ۲۰۰۸ در برهمند، ۱۳۸۹).

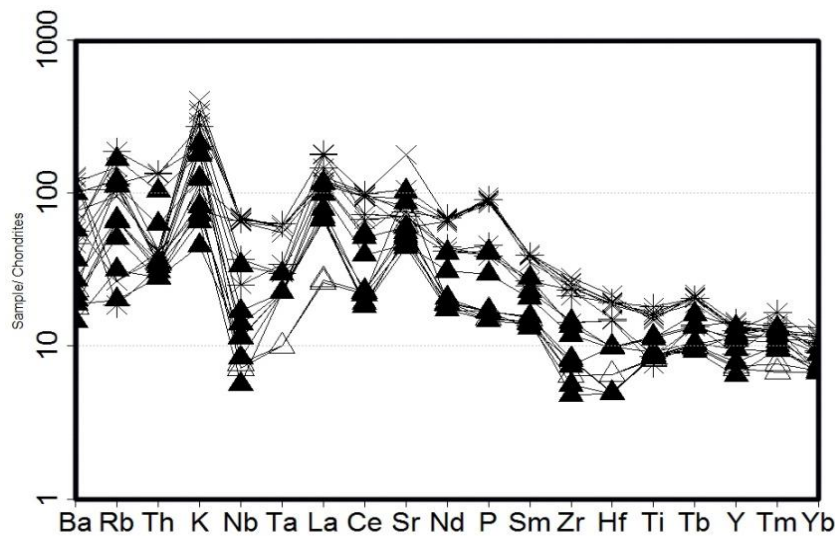
نبود آنومالی منفی عناصر Ti و P در این سنگ‌ها، نشانه‌ی غنی بودن ماگما از آن‌هاست و طبیعت آلکالن ماگمای سازنده‌ی آن‌ها را نشان می‌دهد. آنومالی مثبت P در نمونه‌های دیوریتی نسبت به سنگ‌های گابرویی ناشی از تفریق یافته‌تر بودن دیوریت‌ها می‌باشد. عناصر سنگین Y و Yb آنومالی منفی اندکی نشان می‌دهند که به حضور گارنت در منشأ این سنگ‌ها اشاره دارد (رولینسون، ۱۹۹۳) و از دیگر شواهد ماهیت آلکالن ماگماست.

1- Pearce

2- Wang

3- Nagudi

4- Keskin



شکل ۴-۱۳: نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲)، برای نمونه‌های مورد بررسی، (علائم مشابه شکل ۴-۳).

۴-۷-۲- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه

در نمودار عنکبوتی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه سان و مک‌دونوف^۱ (۱۹۸۹) نیز همانند نمودارهای کندریتی، در کلیه نمونه‌ها غنی‌شدگی از LREE، LILE و تهی‌شدگی نسبی از HREE مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۴). هر چند تهی‌شدگی آن‌ها نسبت به کندریت بیشتر می‌باشد. در نمونه‌های مورد بررسی آنومالی مثبت از عناصر Cs، Rb، Ba، K، La و Sr و آنومالی منفی از عناصر Nb، Ce، Pr و Zr همراه با نبود نابهنجاری Eu دیده می‌شود. از نمونه‌های گابرویی به سمت نمونه‌های دیوریتی میزان و شدت آنومالی‌های عناصر کاسته می‌شود، به گونه‌ای که نمونه‌های دیوریتی، الگوهای مسطح‌تری را به نمایش می‌گذارند. به نظر محققان مختلف (رولینسون، ۱۹۹۳؛ تمیزل^۲ و همکاران، ۲۰۱۲؛ ویر^۳ و همکاران، ۲۰۰۳؛ ویلسون، ۲۰۰۷؛ پیرس و پیت^۴، ۱۹۹۵) این نابهنجاری‌های مثبت در عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و منفی در عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) می‌تواند سه دلیل مشخص داشته باشد. (۱) به علت تهی بودن نسبی پوسته قاره‌ای از Nb و

1- Sun and McDonough

2- Temizel

3- Weyer

4- Peate

غنی بودن آن از LILE، آلودگی ماگمای گوشته‌ای توسط مواد پوسته قاره‌ای می‌تواند چنین طرح‌هایی ایجاد کند. (۲) به دلیل ضریب توزیع بالای HFSE و HREE در فازهای دیرگداز پسماندی نظیر آمفیبول پارگازیتی، فلوگوپیت، گارنت، زیرکن، تیتانیت، ایلمنیت و روتیل، و حضور فراوان این فازها در مواد دیرگداز محل منبع ماگماهای زون فرورانس (ورقه اقیانوسی فرورونده)، بنابراین ماگماهای این مناطق ناهنجاری منفی از این عناصر نشان می‌دهند. (۳) به دلیل نامحلول بودن HFSE در سیال آزاد شده از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورونده و حلالیت بالای LILE در این سیالات، مذاب تولید شده از ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده زون‌های فرورانس چنین طرح‌هایی ایجاد می‌کند. البته، تحرک بالای عناصر Cs، Rb و K در جریان دگرسانی را همیشه باید موردنظر داشت.

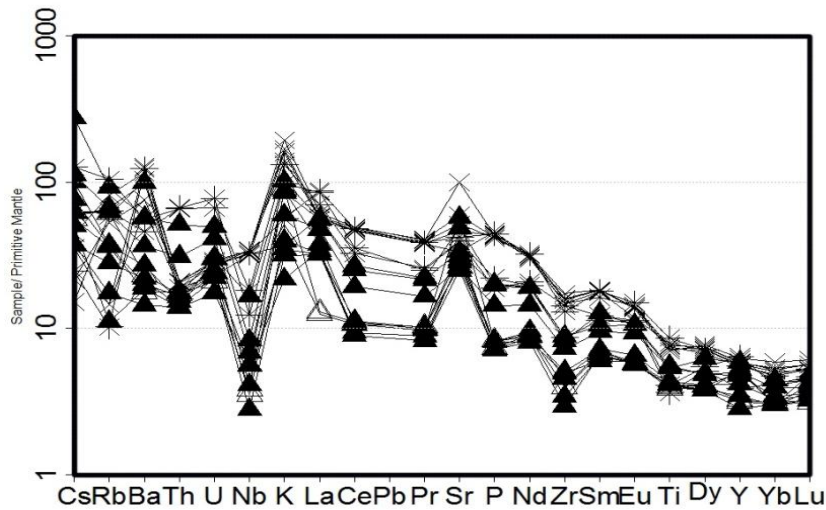
Sr و K در نمونه‌های مورد مطالعه غنی‌شدگی نشان می‌دهند که با حضور فراوان پلاژیوکلاز و آپاتیت در آن‌ها مطابقت دارد. غنی‌شدگی این عناصر حاکی از فقدان تفریق پلاژیوکلاز یا حضور آن در فازهای باقیمانده در منشأ و تجمع پلاژیوکلاز به عنوان یک فاز غالب در این نمونه‌ها می‌باشد.

شیب کاهشی از La به Yb در سنگ نشانگر درجه تفکیک بلوری و عمق ماگمای منشأ می‌باشد، زیرا گارنت باقیمانده در فشار بالا، عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) مذاب را کاهش داده و در خود تغلیظ می‌کند و در نتیجه الگوی عناصر نادر خاکی (REE) روندی شیب‌دار پیدا می‌کند (لنتز^۱، ۱۹۹۸).

تهی‌شدگی شدید در عنصر Nb و بالا بودن مقادیر Cs، Rb و U می‌تواند ناشی از آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای، اتفاق افتاده باشد، چرا که پوسته قاره‌ای برخلاف Nb و Ta، از این عناصر غنی می‌باشد (تامپسون، ۱۹۸۲). آنومالی منفی Ce احتمالاً نتیجه متحرک بودن این عنصر در طی فرآیند فرورانس است (رولینسون، ۱۹۹۳). هم‌چنین آنومالی منفی واضح عناصر HFS از جمله Nb مشخصه ماگماهای مشتق شده از یک گوشته متاسوماتیسم شده در منطقه فرورانس می‌باشد. روندهای تقریباً مشابه و

1- Lentz

موازی رسم شده در نمودارهای عنکبوتی می‌توانند معرف منشأ واحد برای این سنگ‌ها باشند (ویلسون، ۱۹۸۹).



شکل ۴-۱۴: نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، برای نمونه‌های مورد بررسی، (علائم مشابه شکل ۴-۳).

۴-۸- تعیین سری ماگمایی

یکی دیگر از کاربردهای نتایج تجزیه‌های شیمیایی، استفاده از این نتایج در تعیین سری ماگمایی سنگ‌ها می‌باشد. هر سری ماگمایی، یک مجموعه از سنگ‌های آذرین با ترکیب شیمیایی مختلف را دربر می‌گیرد که از تفریق یک ماگمای بازیک مادر و یا از ذوب یک سنگ منشأ واحد حاصل شده‌اند (کونو^۱، ۱۹۶۸). 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، آلكالن، کالک آلكالن، شوشونیتی و تحولی (انتقالی). در این بخش سعی شده است با استفاده از نمودارهای متمایز کننده‌ی مختلف، سری ماگمایی سنگ‌های منطقه و ارتباط بین آن‌ها تعیین شود.

1- Kuno

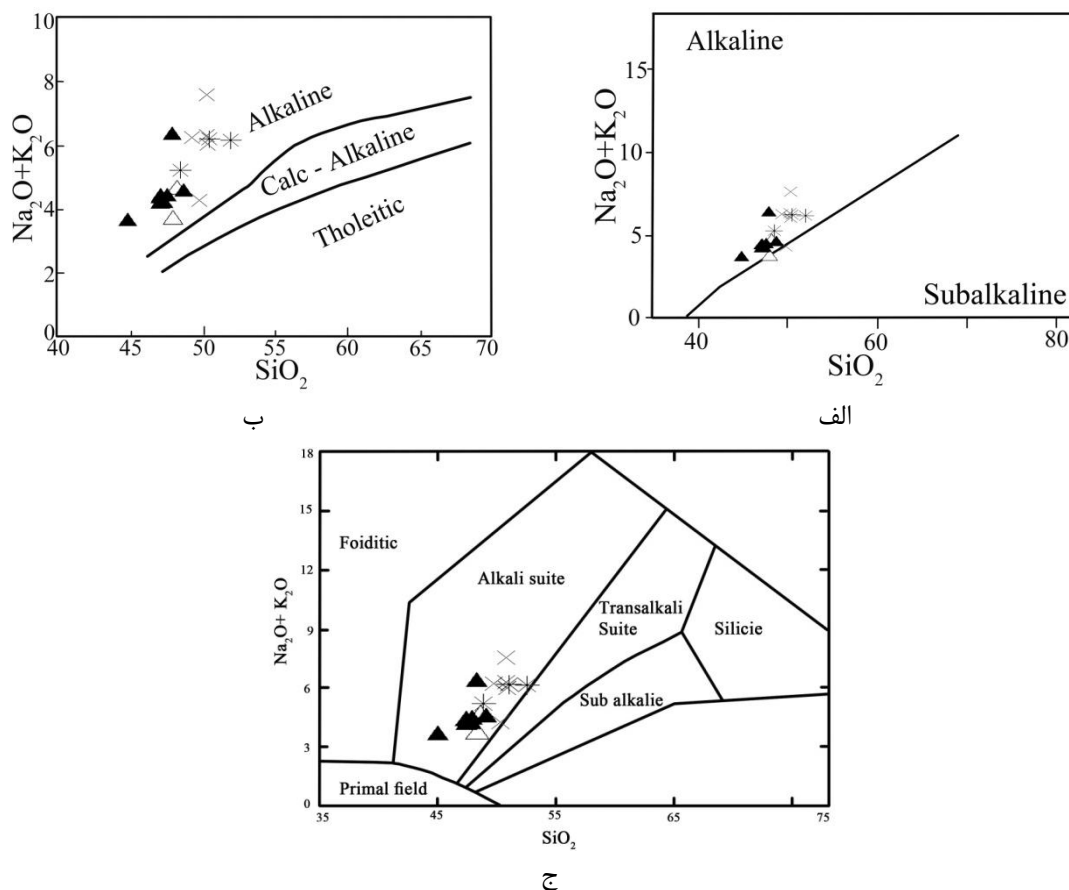
۴-۸-۱- نمودارهای مجموع آلكالی در مقابل سيليس

نمودار ايروين و باراگار (۱۹۷۱)

اين نمودار متمايز كننده سري ماگمائي بر اساس مجموع آلكالي در برابر سيليس مي باشد و بوسيله آن مي توان سنگ هاي ساب آلكالن را از آلكالن تفكيك نمود. اين نمودار علاوه بر اشباع شدگي از سيليس، ميزان مجموع آلكالي ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) نيز در نظر گرفته شده است، زيرا تحول اين دو اكسيد در تعيين سري ماگمائي اهميت ويژه اي دارد. در هر دو نمودار تمامي نمونه ها در محدوده سنگ هاي آلكالن واقع شده اند (شكل ۴-۱۵- الف و ب). از نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (كاكس و همكاران، ۱۹۷۹) كه جهت نام گذاري سنگ ها استفاده مي شود (شكل ۴-۳) نيز نتيجه گيري مشابهي استنباط مي شود.

نمودار ميدلموست (۱۹۹۴)

اين نمودار بر اساس مجموع آلكالي در مقابل سيليس رسم شده است و شامل سنگ هاي تحت اشباع و فوق اشباع از سيليس مي باشد. در نمودار ميدلموست (۱۹۹۴)، سنگ هاي آذرين به پنج دسته فوئيديتي، آلكالي، آلكالي- تحولي، ساب آلكالي و سيليسي تقسيم مي شوند. براساس اين نمودار (شكل ۴-۱۵- ج)، سنگ هاي مورد بررسي در محدوده ي سري آلكالن واقع مي شوند.



شکل ۴-۱۵: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین سری ماگمایی، الف و ب) نمودار (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)، ج) نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (میدلموست، ۱۹۹۴)، (علائم مشابه شکل ۴-۳).

۴-۸-۲- نمودار P_2O_5 در مقابل Zr (وینچستر و فلوید^۱، ۱۹۷۷)

در نمودار وینچستر و فلوید (۱۹۷۷)، از یک اکسید اصلی و یک عنصر کمیاب استفاده شده است. بر اساس رابطه این دو عنصر، این نمودار سری آلکالن را از سری ساب‌آلکالن جدا می‌کند. همه نمونه‌های مورد مطالعه در بخش آلکالی (قلیایی) قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۶-الف).

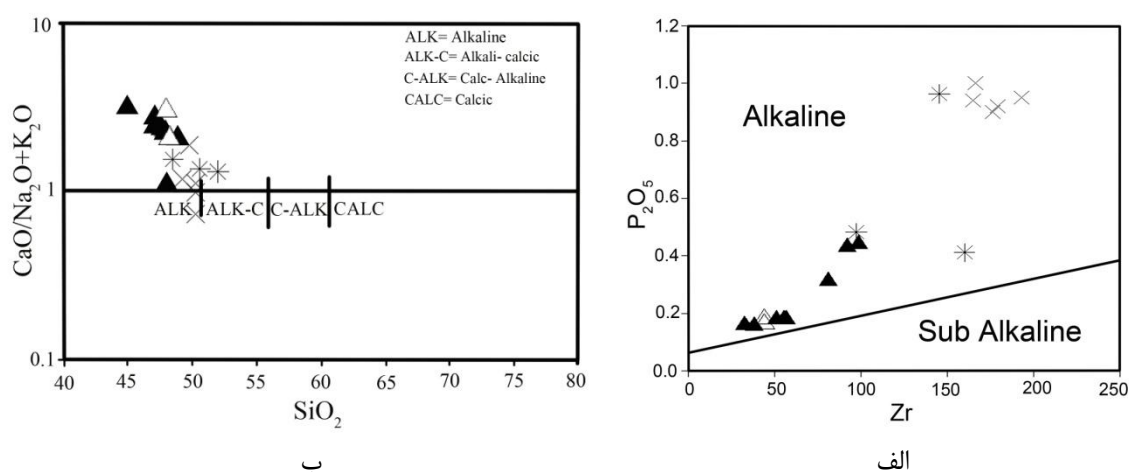
۴-۸-۳- نمودار شاخص Peacock در برابر SiO_2 (پکسریلو و تایلور^۲، ۱۹۷۶)

در این نمودار علاوه بر دو اکسید آلکالی Na_2O و K_2O ، میزان اکسید CaO نیز در نظر گرفته شده است. شاخص Peacock (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶) به صورت درصد وزنی CaO تقسیم بر

1- Winchester and Floyd
2- Peccerillo and Taylor

مجموع درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ تعریف می‌شود (بוגارد و وارنر^۱، ۲۰۰۳). بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده قلیایی واقع شده‌اند (شکل ۴-۱۶-ب).

با توجه به این نمودارها، نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه مؤید سری آلکالن می‌باشند. متأسفانه هیچ تعریف دقیقی برای سنگ‌های آلکالن در بین پترولوژیست‌ها وجود ندارد. سنگ‌های آلکالن دارای نسبت بالای آلکالن به سیلیس می‌باشند اما نسبت دقیق این اجزاء ثابت نشده است. حضور فراوان آپاتیت، کلینوپیروکسن‌های غنی از Ti، فلوگوپیت و الیوین، بدون حضور ارتوپیروکسن در نمونه‌های گابرو/دیوریتی مورد مطالعه، از شواهد پتروگرافی تأیید کننده ماهیت آلکالن ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها می‌باشد.



شکل ۴-۱۶: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تعیین سری ماگمایی، الف) نمودار P_2O_5 در برابر Zr (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۷)، ب) نمودار شاخص Peacock در برابر SiO_2 (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶)، (علائم مشابه شکل ۴-۳).

فصل پنجم

پتروژنز

۵-۱- مقدمه

پس از بررسی ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در فصل‌های قبل، به این نتیجه رسیدیم که این سنگ‌ها دارای ترکیب گابرودیوریتی و ماهیت قلیایی هستند.

بر اساس موقعیت چینه‌شناسی سنگ‌های آذرین مورد بررسی که در زمان الیگوسن میانی - پسین به صورت دایک، سیل و استوک‌های کوچک در سازند قرمز زیرین نفوذ کرده‌اند، می‌توان جایگاه پشت کمان در شمال حوضه ایران مرکزی را برای آن‌ها در نظر گرفت. بررسی‌های ژئوشیمیایی بیانگر تشکیل ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها از درجات پایین ذوب بخشی یک منبع گارنت‌دار و نقش تبلور تفریقی به عنوان فرآیند اصلی در شکل‌گیری ماگمای سنگ‌های منطقه است.

در این فصل ابتدا سعی شده است با استفاده از ژئوشیمی سنگ‌های آذرین، تا حد ممکن جایگاه زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه مشخص شود و در ادامه به بررسی خصوصیات محل منشأ ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های مورد مطالعه پرداخته می‌شود و در پایان با جمع‌بندی کلیه داده‌ها و اطلاعات، الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های منطقه ارائه خواهد شد.

۵-۲- تعیین محیط زمین‌ساختی

سنگ‌های آکالن در جایگاه‌های زمین‌ساختی مختلف، از مناطق قاره‌ای تا اقیانوسی و داخل ورقه-ای، به جزء پشته‌های میان اقیانوسی یافت می‌شوند (ژائو^۱ و همکاران، ۱۹۹۵). این جایگاه ممکن است مرتبط با فعالیت نقاط داغ و یا وابسته به محیط‌های زمین‌ساختی کششی بویژه کافت‌ها باشد (ویلسون، ۱۹۸۹). مطالعات پتروژنتیکی نشان می‌دهند که ماگماهای آکالن می‌توانند توسط ذوب بخشی گوشته‌ی متاسوماتیسم شده غنی از عناصر LREE و LILE تشکیل شده باشند. فیتون^۲

1- Zhao

2- Fitton

(۱۹۸۷)، ذوب بخشی درجه پایین گوشته استنوسفری همراه با تبلور تفریقی را عامل تشکیل مذاب‌های آلکالن دانسته است. ژئوشیمی خاص این سنگ‌ها، ابزاری ارزشمند در شناسایی فرآیندهای پوسته‌ای و گوشته‌ای مؤثر بر تشکیل آن‌هاست (آپادیای^۱ و همکاران، ۲۰۰۶).

به منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه از نمودارهای مختلفی که بیشتر بر اساس عناصر کمیاب طراحی شده‌اند، استفاده شده است. با توجه به دگرسانی سنگ‌های منطقه و امکان تحرک عناصر، سعی شده است از عناصری استفاده شود که دارای کمترین میزان تحرک باشند و از کاربرد نمودارهایی که بر مبنای عناصر متحرک طراحی شده‌اند، پرهیز شده است. به عقیده ولسون (۱۹۸۹)، عناصری مانند Rb, Sr, Ba, Ca, K, Na و احتمالاً LREEs متحرک هستند و برای تمایز محیط‌های زمین‌ساختی مناسب نیستند. از طرفی، در بسیاری از نمودارها استفاده از عناصر با شدت میدان بالا نظیر Ti, Zr, Y, Nb و P بدلیل نسبتاً غیر متحرک بودن این عناصر به فرآیندهای ثانویه مناسب به نظر می‌رسد و می‌توان آن‌ها را به آسانی حتی در غلظت‌های پایین و به طور ایده‌آل توسط یک روش ساده و با دقت خوب اندازه‌گیری کرد (رولینسون، ۱۹۹۳).

در نهایت باید توجه داشت که نمودارهای تمایزی به ندرت تأییدی قطعی بر یک محیط زمین-ساختی قدیمی ارائه می‌دهند. در بهترین حالت، از آن‌ها فقط می‌توان برای تعیین وابستگی استفاده کرد و هرگز نباید از آن‌ها به منزله‌ی دلیل اثبات یک محیط زمین‌ساختی قدیمی استفاده شود (رولینسون، ۱۹۹۳).

حال با در نظر گرفتن مطالب ذکر شده به بررسی جایگاه زمین‌ساختی و منشأ احتمالی تشکیل ماگمای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم.

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

در نمودارهای گورتون و شاندل^۱ (۲۰۰۰)، که بر اساس نسبت‌های لگاریتمی Th/Yb و Ta/Yb و شاندل و گورتون (۲۰۰۲)، که بر اساس نسبت Th/Ta در برابر Yb رسم شده‌اند، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های نواحی آتشفشانی درون صفحه‌ای (WPVZ) قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱-الف، ب). نمونه‌های مورد بررسی به دلیل تهی شدگی از Ta، در این نمودارها کمی پراکندگی نشان می‌دهند.

خطوط تقسیم بین زون‌های زمین‌ساختی بر اساس اختلافات درجه ناسازگاری میان Ta، Th و Yb رسم شده است. کمان‌های اقیانوسی، حاشیه‌های فعال قاره‌ای (ACM)، زون‌های آتشفشانی درون قاره‌ای (WPVZ)، بازالت‌های درون ورقه‌ای (WPB) و بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) ناحیه‌هایی را که قبلاً توسط پیرس (۱۹۸۲، ۱۹۸۳) تعیین شده است، مشخص می‌کند. این غنی‌شدگی تصاعدی هم‌چنین بر روی نمودار Th/Ta در مقابل Yb نشان داده شده که محدوده آتشفشانی درون ورقه‌ای یک گستره بسیار محدود از نسبت‌های (۶ - ۲) Th/Ta نسبت به زون حاشیه فعال قاره (۲۰ - ۶) Th/Ta یا زون‌های کمان‌های اقیانوسی (۷۵ - ۲۰) Th/Ta دارد (گورتون و شاندل، ۲۰۰۰). در نمونه‌های مورد بررسی نسبت (۹/۶۵ - ۱/۰۸) Th/Ta می‌باشد. به علت دگرسانی زیاد سنگ‌های منطقه و تحرک عنصر Th در آن‌ها، این سنگ‌ها برخی نمونه‌ها در میدان زمین‌ساختی مناسب خود قرار نگرفته‌اند.

۵-۲-۲- نمودار $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ پیرس و دیگران (۱۹۷۵)

پیرس و دیگران (۱۹۷۵) در مطالعه‌ای تجربی دریافتند که امکان دارد بازالت‌های اقیانوسی و غیر اقیانوسی را با یک خط مرزی مستقیم در نمودار مثلثی $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ از هم متمایز کرد. در این نمودار نمونه‌های مورد بررسی در زیر خط مرزی و در محدوده بازالت‌های قاره‌ای پیاده می‌شوند (شکل

1- Gorton and Schandl

۵-۱-ج). ماگماتیسم آلکالن بخوبی در مناطق قاره‌ای ظاهر شده است که نشانگر رژیم کششی است، و یک عبور تدریجی از ماگماتیسم کالک‌آلکالن کوهزایی به سمت ماگماتیسم درون ورقه‌ای قاره‌ای در مناطق متعدد نشان می‌دهد (موراتا و همکاران، ۲۰۰۵).

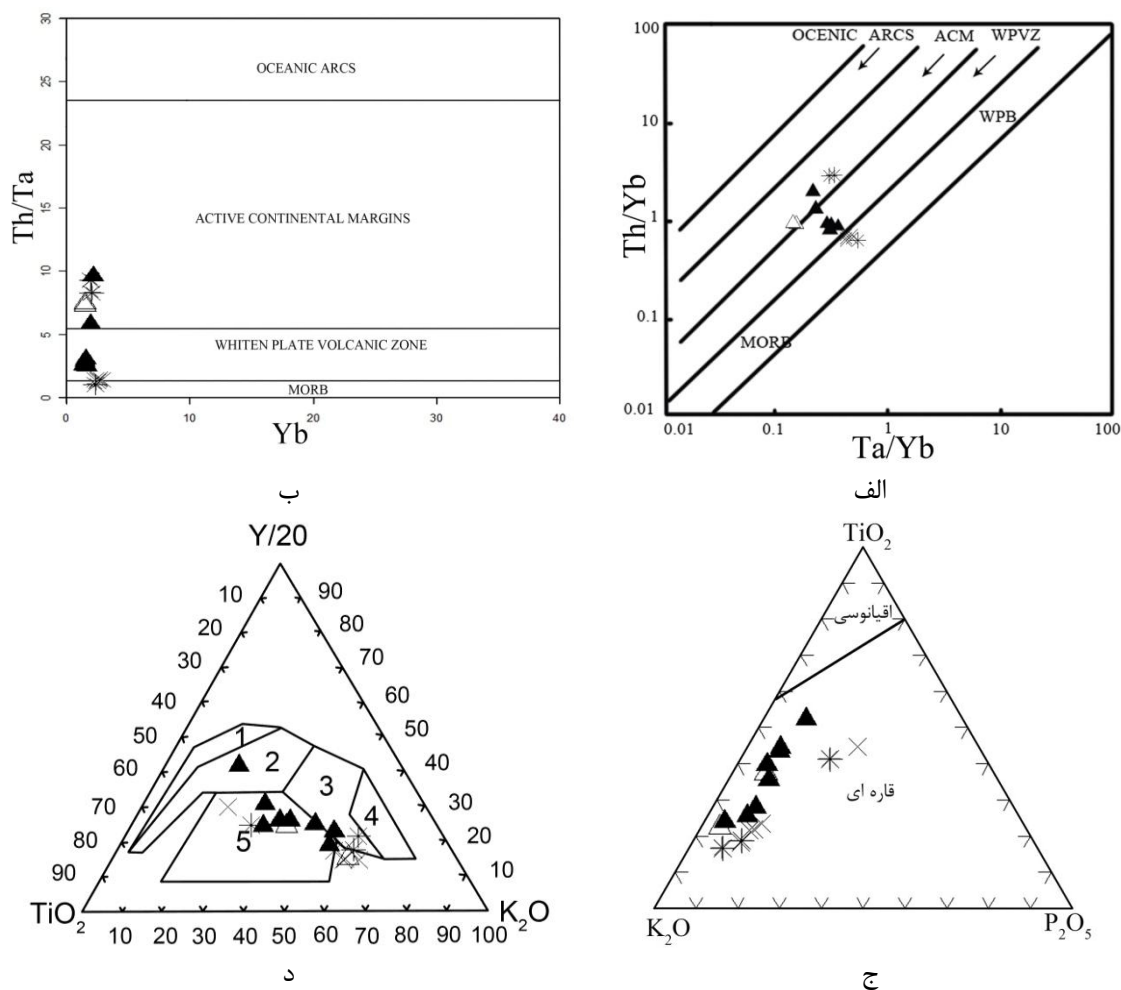
۵-۲-۳- نمودار مثلثی $\text{TiO}_2\text{-Y/20-K}_2\text{O}$

بییرمان^۱ (۱۹۹۶)، بر اساس مقادیر TiO_2 ، Y/20 ، K_2O ، نمودار مثلثی را برای تفکیک سنگ‌های موجود در محیط‌های تکتونوماگمایی مختلف طراحی کرده است. 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 ریف درون قاره‌ای (intra continental gabbros)، از یکدیگر تفکیک و به ترتیب با شماره‌های ۱ تا ۵ مشخص می‌شوند. معمولاً در ماگماهای داخل صفحه، عنصر ایتیریم غنی شدگی ندارد (رولینسون، ۱۹۹۳). بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه جزء گابروهای محیط‌های کششی درون قاره‌ای می‌باشند (شکل ۵-۱-د).

۵-۲-۴- نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr

عناصر HFSE و نسبتاً نامتحرک مانند Ti و Zr برای کمک به تفکیک کردن بازالت‌های جزایر کمانی از بازالت‌های حوضه پشت کمان، بسیار مفید هستند (وودهد^۲ و همکاران، ۱۹۹۳). نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی V/Ti در مقابل Zr وودهد و همکاران (۱۹۹۳)، که محیط‌های زمین‌ساختی تولیت‌های جزایر قوسی، بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی نرمال و بازالت‌های حوضه پشت کمانی را از یکدیگر تفکیک می‌کند در محدوده سنگ‌های بازالتی حوضه پشت کمانی واقع شده‌اند (شکل ۵-۲-الف).

1- Biermanns
2- Wood Head



شکل ۱-۵: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، الف) نمودار $Th/Yb-Ta/Yb$ (گورتون و شاند، ۲۰۰۰)، ب) نمودار $Th/Ta-Yb$ (شاند و گورتون، ۲۰۰۲)، ج) نمودار $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ پیرس و دیگران (۱۹۷۵)، د) نمودار مثلثی $TiO_2-Y_2O_3-K_2O$ (بیرمان، ۱۹۹۶)، (علائم مشابه شکل ۳-۴).

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

در نمودار تغییرات V در مقابل Ti/1000 که توسط شروه^۱ (۱۹۸۲) رسم شده است، بازالت‌های آلکالن و بازالت‌های جزایر اقیانوسی، بازالت‌های تولیتی و بازالت‌های کمان اقیانوسی، بازالت‌های مورب و بازالت‌های حوضه‌های پشت کمانی از یکدیگر تفکیک می‌شوند. نمونه‌های مورد بررسی در این نمودار، در قلمرو بازالت‌های حوضه پشت کمانی واقع شده‌اند (شکل ۲-۵-ب). میانگین نسبت Ti/V برای نمونه‌های مورد مطالعه ۲۸/۷۹ می‌باشد.

1- Shervais

ماگماتیسم آلکالن در محدوده‌های پشت کمان که معمولاً مرتبط با رژیم کششی است بوقوع می‌پیوندد که چرخش به سمت عقب اسلب باعث صعود گوشته و تولید مذاب می‌شود (موراتا و همکاران، ۲۰۰۵). همگام با تداوم کشش و زایش ماگما در مراحل اولیه رشد و توسعه حوضه پشت کمان، بازالت‌ها دارای شیمی مشابه با بازالت‌های MORB و جزایر کمانی هستند (ویلسون، ۱۹۸۹).

۵-۲-۶- نمودار FeO/MgO در مقابل TiO_2

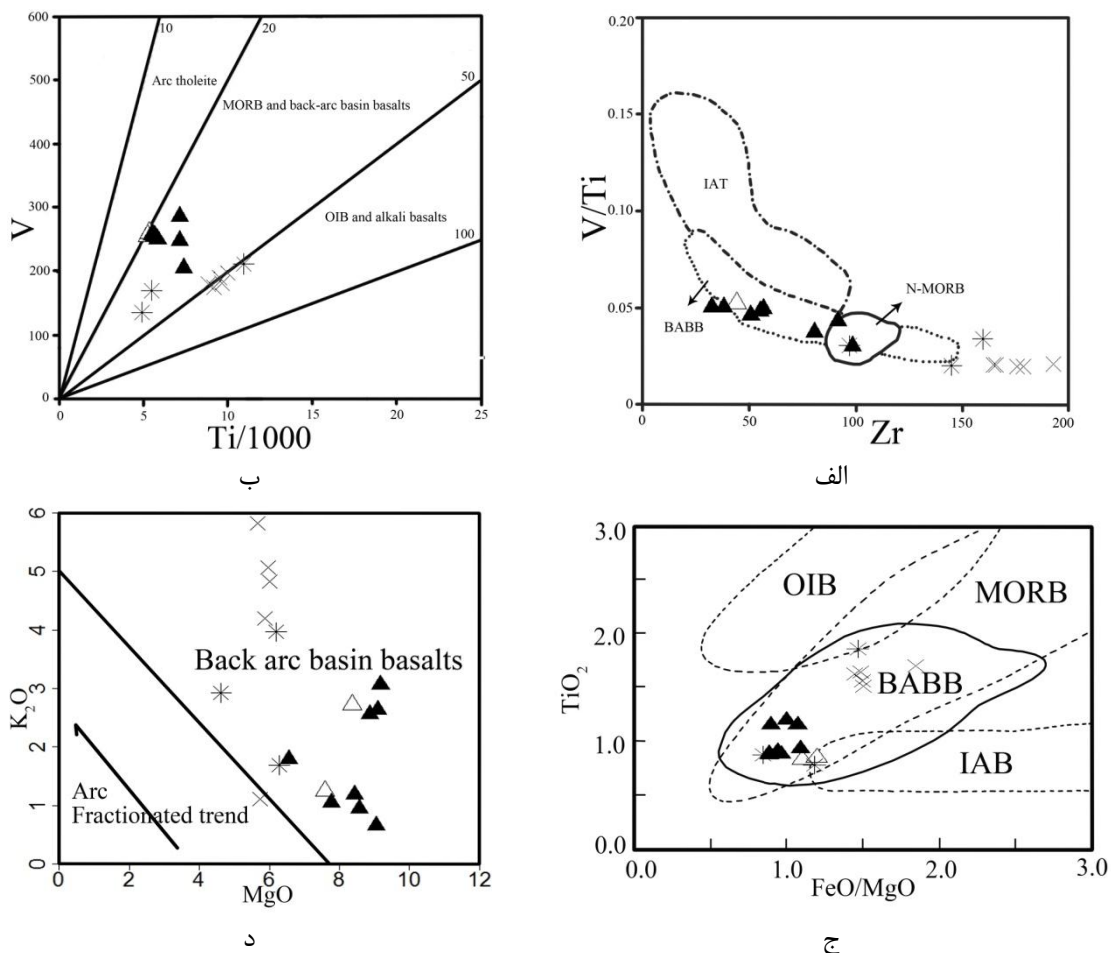
یکی دیگر از نمودارهایی که بر اساس آن می‌توان بازالت‌های محیط پشت کمانی را از دیگر محیط‌های زمین‌ساختی متمایز کرد، نمودار شاتو^۱ و همکاران (۲۰۰۶) می‌باشد که بر اساس پارامترهای FeO/MgO در مقابل TiO_2 طراحی شده است. در این نمودار نیز نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو بازالت‌های پشت کمانی قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۲-ج).

۵-۲-۷- نمودار MgO در مقابل K_2O

در نمودار وارکمپ^۲ (۲۰۱۰) که بر اساس MgO در مقابل K_2O رسم شده است، نمونه‌های مورد مطالعه در خارج از محدوده بازالت‌های کمانی و در قلمرو بازالت‌های پشت کمانی، قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲-د).

1- Shuto

2- Varekamp



شکل ۵-۲: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، الف) نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr (وودهد و همکاران، ۱۹۹۳)، ب) نمودار $Ti/1000-V$ (شروه، ۱۹۸۲)، ج) نمودار FeO/MgO در مقابل TiO_2 (شاتو و همکاران، ۲۰۰۶)، د) نمودار MgO در مقابل K_2O (وارکمپ، ۲۰۱۰)، (علائم مشابه شکل ۳-۴).

۵-۳- مقایسه‌ی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط زمین‌ساختی تشکیل

سنگ‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین پالتوژن در ایران و سایر نقاط

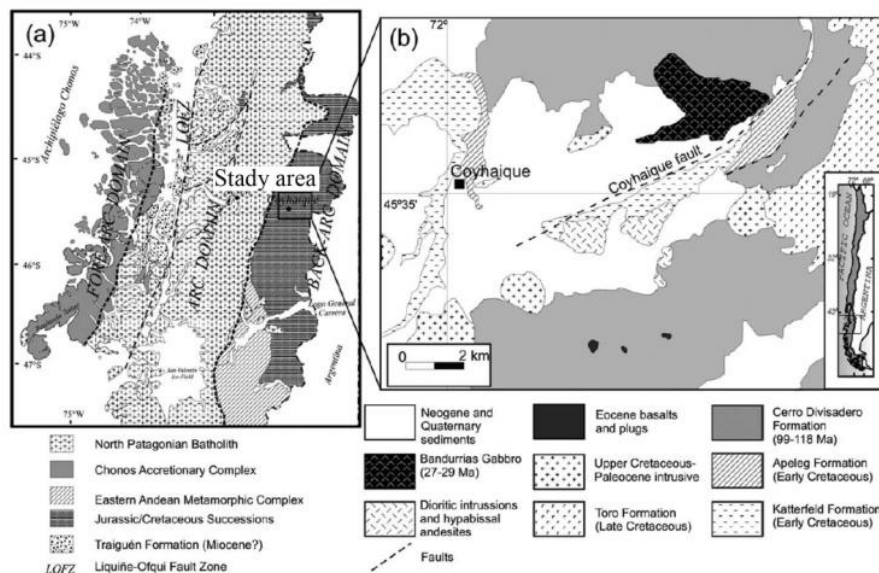
جهان

تلفیق یافته‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی و مقایسه آن‌ها با مطالعات مشابه انجام شده توسط دیگر پژوهشگران، این امکان را فراهم می‌آورد که در مورد ماگماتیسم و تحولات ماگمایی منطقه و ارتباط آن با رخدادهای زمین‌شناسی ناحیه‌ای ایران و جهان اظهار نظر کرد. از این رو نمونه‌های منطقه گرمسار به ترتیب با گابروهای آلکان باندیریاس (جنوب شیلی)، بازالت‌های آلکان جنوب

کهریزک و سنگ‌های بازالتی احمدآباد و کلاته‌سادات مقایسه شده‌اند.

۵-۳-۱- گابروهای آلکان باندیراس (جنوب شیلی)

مطالعات موراتا و همکاران (۲۰۰۵)، بیانگر حضور گابروهایی با ماهیت آلکان در منطقه باندیراس^۱ (جنوب کشور شیلی) واقع در حوضه پشت کمان پاتاگونیا^۲ می‌باشد (شکل ۵-۳). به اعتقاد وی این گابروها، نشانگر ماگماتیسم در خلال دوره الیگوسن پسین هستند که طبق روش K-Ar سن 29 ± 1 میلیون سال برای آن‌ها مشخص شده است.



شکل ۵-۳: نقشه زمین‌شناسی گابروهای منطقه باندیراس (جنوب کشور شیلی).

در مقایسه با دیگر گابروهای ترشیری از شمال پاتاگونیا، گابروهای باندیراس دارای مقادیر پایین SiO_2 و بالای MgO ، TiO_2 و P_2O_5 هستند و ماهیت آلکان دارند. بافت‌های غالب موجود در گابروهای باندیراس شامل بافت‌های اینترگرانولار تا گرانولار هستند. حضور بافت‌هایی مثل انواع افیتیک و ساب‌افیتیک بیانگر جایگزینی ماگما در حالت نیمه آتشفشانی است. کانی‌های اصلی گابروهای منطقه باندیراس شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین می‌باشند. بیوتیت، مگنتیت آنالسیم و آمفیبول از مهم‌ترین کانی‌های فرعی این گابروها هستند (موراتا و همکاران، ۲۰۰۵). نتایج

1- Bandurrias
2- Patagonian

آنالیز شیمیایی نمونه‌های گابرویی منطقه باندیراس در جدول ۵-۱ ارائه شده است.

جدول ۵-۱: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی گابروهای منطقه باندیراس پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (موراتا و همکاران، ۲۰۰۵).

Sample	COY.01.06	COY.01.07	COY.01.10	COY.01.11	COY.01.12
Major oxides (Wt%)					
SiO ₂	45.57	46.89	47.62	45.03	46.73
Al ₂ O ₃	14.16	16.2	16.4	16.19	17.2
CaO	8.69	10.2	10.41	8.53	9.76
K ₂ O	0.92	1.28	1.19	1.88	1.01
MgO	10.86	4.68	5.43	4.09	7.06
MnO	8.12	0.15	0.14	0.16	0.15
Na ₂ O	3.33	4.29	4.19	5.32	3.87
P ₂ O ₅	0.4	0.59	0.47	0.87	0.41
TiO ₂	1.71	2.68	2.2	2.59	2
Fe ₂ O ₃	1.71	3.15	2.32	4.4	2.64
FeO	10.67	8.07	8.07	6.31	8.12
LOI	1.39	1.79	1.42	4.45	0.95
Sum	99.66	99.97	99.86	99.82	99.9
Trace elements (ppm)					
Ba	210	220	240	610	230
Th	2.6	2.6	2	5.3	2.4
Nb	21	29	22	35	22
Sr	520	630	620	935	640
Zr	139	183	166	222	148
Cr	200	48	100	7	120
V	201	302	228	248	206
Ni	208	40	66	20	114
Co	47	37	38	32	39
Cu	40	55	55	40	45
Zn	113	1152	100	109	101
Hf	3.6	4.6	4.2	5	3.7
Rare earth elements (ppm)					
La	17	22	19	36	19
Ce	34	50	42	79	39
Nd	19	26	25	39	22
Sm	4.32	6.41	6.11	7.21	4.87
Eu	1.42	2.146	2.017	1.837	1.941
Gd	4.31	5.02	6.12	5.75	4.81
Dy	4.53	6.02	5.3	5.67	5.15
Ho	0.833	0.96	0.79	0.89	1.01
Er	1.69	2.48	1.79	2.28	1.91
Yb	1.56	1.9	1.84	2.14	1.66
Y	18	23	22	27	19
Lu	0.23	0.29	0.28	0.35	0.27

مقایسه نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) و

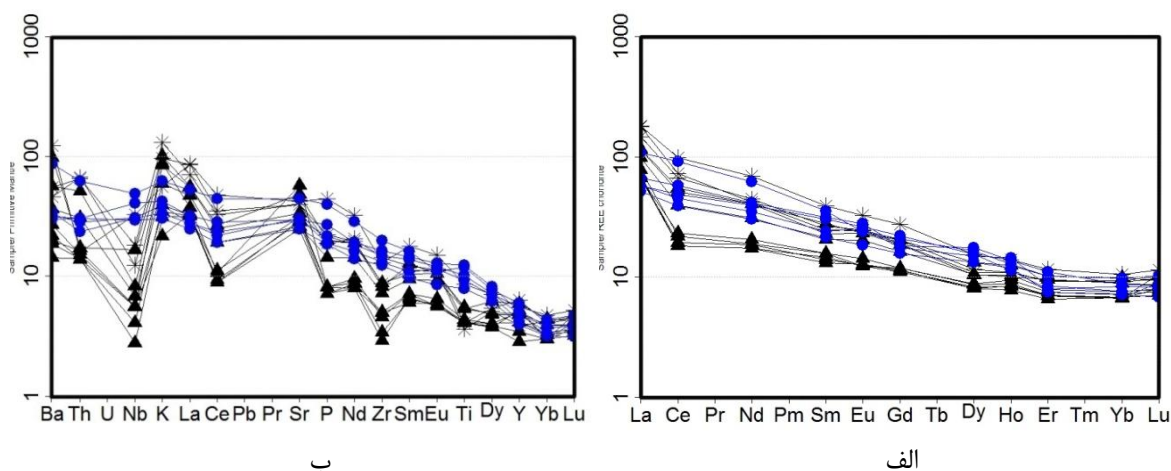
بهنجار شده به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) گابروهای منطقه باندیراس با نمونه‌های منطقه مورد مطالعه

نشان‌دهنده غنی‌شدگی همه‌ی نمونه‌ها از عناصر LREE و تهی‌شدگی از HREE می‌باشند (شکل

۵-۴ الف، ب). الگوی موازی REE بهنجار شده به کندریت در نمونه‌های هر دو منطقه دیده می‌شود.

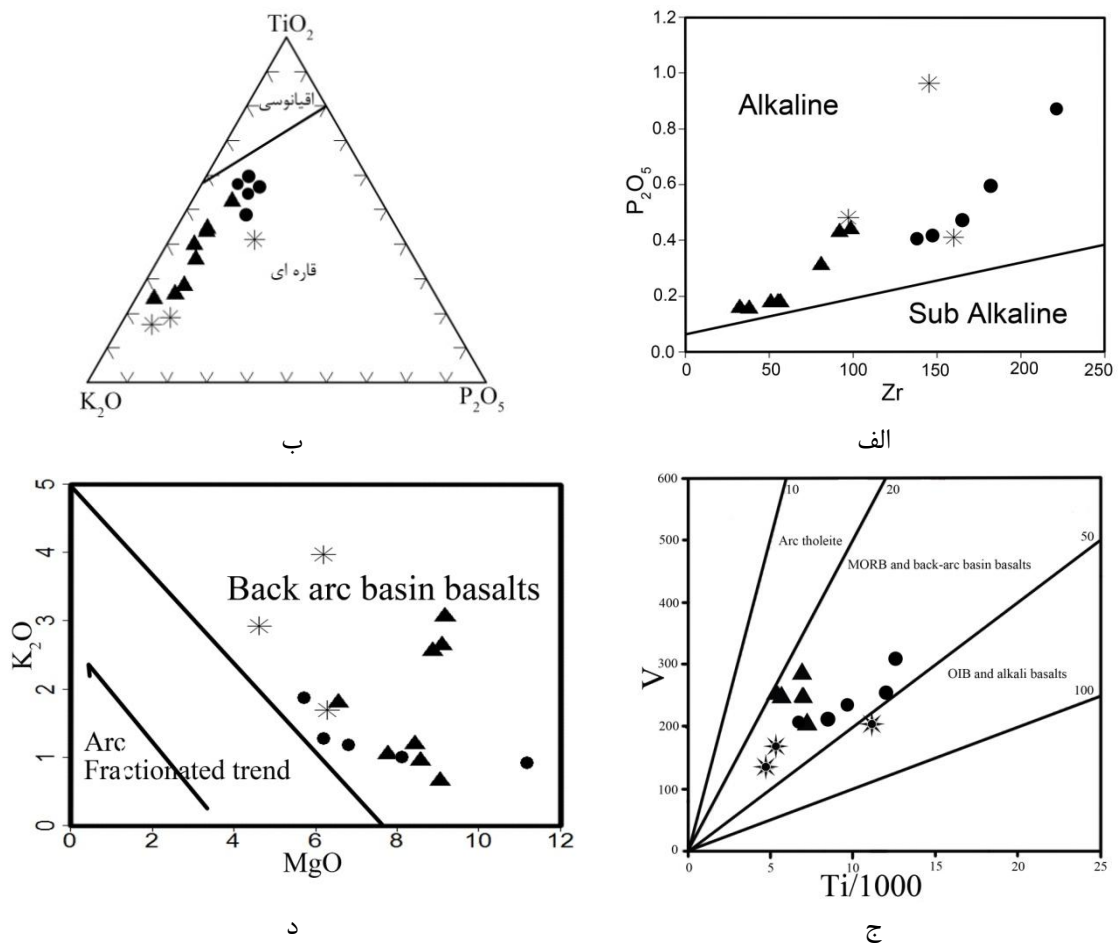
الگوی گابروهای باندریاس در این نمودارها به سنگ‌های دیوریتی نزدیک‌تر است و شیب کمی بیشتر از گابروهای مورد مطالعه منطقه گرمسار دارند. همان‌طور که در فصل قبل بدان اشاره شده، شیب نمودارهای چند عنصری می‌تواند معرف عمق و درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ باشد. در واقع شیب زیاد، معرف عمق زیادتر و درجه ذوب بخشی کم‌تر ناحیه منشأ است.

هم‌چنین در گابروهای باندریاس آنومالی منفی Ti، Nb و Ta مشاهده نمی‌شود و بدون آرایش پوسته‌ای می‌باشند. مقادیر Yb_N و Lu_N برای سنگ‌های باندریاس کمتر از ۱۰ می‌باشد که شاخص حضور گارنت بعنوان فاز باقیمانده در منبع گوشته‌ای است (موراتا و همکاران، ۲۰۰۵).



شکل ۴-۵: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و گابروهای منطقه باندریاس (●) در الف) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، (علائم مشابه شکل ۲-۴).

سنگ‌های آکالن مورد نظر (شکل ۵-۵-الف) در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی شروه (۱۹۸۲) و وارکمپ (۲۰۱۰)، در محدوده بازالت‌های قاره‌ای و حوضه‌های پشت کمانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۵-ب، ج، د). محیط‌های پشت کمانی درون قاره‌ای بطور عادی دارای نسبت‌های $(La/Yb)_N > 3$ ، $Ba/La > 10$ و $Sm/Nd < 0.3$ می‌باشند که این نسبت‌ها برای سنگ‌های منطقه به ترتیب بین (۲۸/۴۸ – ۱۳/۸۱)، (۱۷/۸۸ – ۴/۵۹) و (۰/۲۷ – ۰/۱۸) می‌باشد که نتایج بدست آمده توسط نمودارهای پترولوژیکی را تأیید می‌کند.



شکل ۵-۵: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و گابروهای منطقه باند ریاس (●) در الف) نمودار تعیین سری ماگمایی P_2O_5 در برابر Zr (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷)، ب) نمودار $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ پیرس و دیگران (۱۹۷۵)، ج) نمودار $Ti/1000 - V$ (شروه، ۱۹۸۲)، د) نمودار MgO در مقابل K_2O (وارکمپ، ۲۰۱۰)، علائم مشابه شکل ۴-۲).

۵-۳-۲- بازالت‌های آلکان جنوب کهریزک

به منظور اطمینان بیشتر از نتایج حاصل در این مطالعه، به بررسی سنگ‌های آذرین جنوب کهریزک که در نزدیکی توده‌های نفوذی گرمسار هستند، پرداختیم. توده آتشفشانی جنوب تهران (بخش جنوبی ناحیه کهریزک)، در حدود ۶۰ کیلومتری مسیر جاده قدیم قم- تهران و در شمالی‌ترین بخش ایران مرکزی واقع شده است.

سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری‌های جنوب کهریزک مربوط به ائوسن می‌باشند (ریبن^۱، ۱۹۵۵).

1- Rieben

ترکیب سنگ‌های آتشفشانی این منطقه، آندزیت تا بازالت است. از جمله کانی‌های موجود در گدازه-های بازالتی، پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین، ایلمنیت و مگنتیت می‌باشد. پلاژیوکلازها کم و بیش سوسوریتی شده‌اند که نشانگر کلسیم بالای آن‌ها می‌باشد. بلورهای کلینوپیروکسن گاهی دارای ادخال‌هایی از کانی‌های کدر و شیشه به صورت بافت غربالی است و در حاشیه آن‌ها منطقه‌بندی مشاهده می‌شود و برخی به ندرت سرپانتینیزه شده‌اند. کانی‌های اپک اغلب به میزان فراوان تشکیل دهنده زمینه‌اند (طوطی و همکاران، ۱۳۸۸). نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های آتشفشانی جنوب کهریزک در جدول‌های ۵-۲ ارائه شده است.

در شکل ۵-۶ (الف و ب) نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) و الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) هر دو محیط (گرمسار و جنوب کهریزک) آورده شده است که نمودارهای هر دو منطقه شباهت زیادی به هم دارند. هم‌چنین سنگ‌های مذکور از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به کندریت غنی شده‌اند در حالیکه از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) غنی‌شدگی کمتری نشان می‌دهند. این غنی‌شدگی شاید نشانگر درجات ذوب بخشی کمتر یک منشأ اساساً هموزن و نیز مراحل اولیه تفریق بلوری باشد (طوطی و همکاران، ۱۳۸۸).

فقدان آنومالی منفی واضح Eu در بازالت‌های جنوب کهریزک همانند آنچه که در بازالت‌های حوضه‌های پشت کمان شاخص وجود دارد و هم‌چنین تشابه در نسبت عناصر کمیاب در سنگ‌های منطقه و چندین محیط پشت کمان، دال بر گرایش سنگ‌های جنوب کهریزک به یک رژیم کششی است (طوطی و همکاران، ۱۳۸۸). هم‌چنین آنومالی منفی Nb در این بازالت‌ها مشاهده می‌شود که از این جهت نیز مشابه سنگ‌های منطقه گرمسار هستند.

جدول ۵-۲: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی منطقه جنوب کهریزک (طوطی و همکاران، ۱۳۸۷)، پس از حذف مواد فرآر و تصحیح مقادیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$.

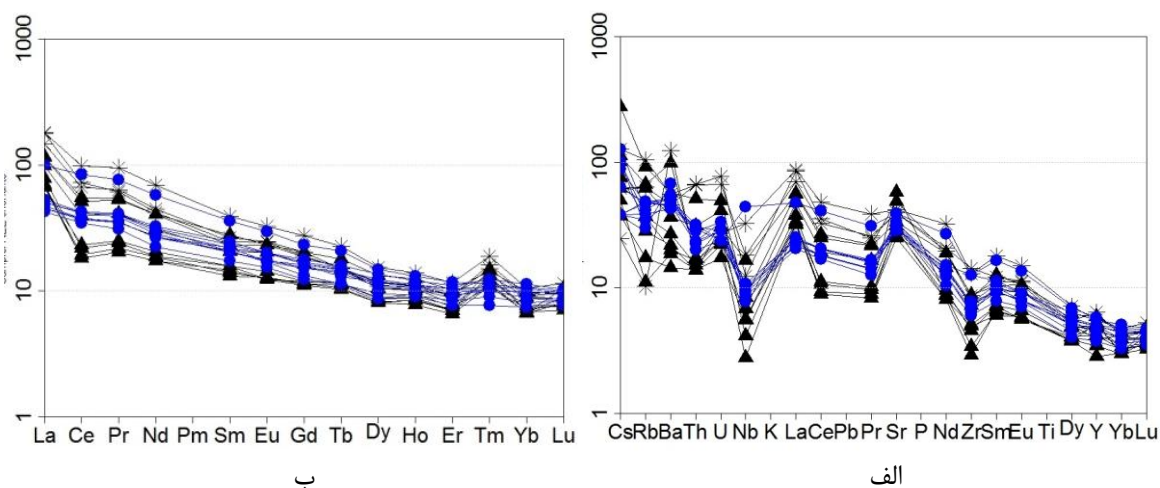
Sample	Ba1	Ba2	Ba3	Ba4	Ba5	Ba6	Ba7	Ba8	Ba9
Major oxides (Wt%)									
SiO ₂	49.61	50.1	50.68	50.54	50.54	50.95	48.0	50.2	49.5
Al ₂ O ₃	19.83	17.29	19.49	21	18.47	21.28	17.11	17.81	19.23
CaO	10.82	9.72	9.18	10.77	10.23	9.72	8.06	9.54	10.23
K ₂ O	1.34	1.33	1.64	1.22	1.18	1.48	1.75	1.55	1.36
MgO	3.99	6.73	3.84	4.14	4.62	4.03	6.79	4.49	4.21
MnO	0.14	0.15	0.14	0.13	0.15	0.16	0.23	0.14	0.14
Na ₂ O	2.87	2.58	3.08	2.58	2.89	3.01	2.85	3.01	2.88
P ₂ O ₅	0.3	0.33	0.36	0.26	0.34	0.29	0.98	0.36	0.35
TiO ₂	1.13	1.06	1.28	0.92	1.13	1	2.13	1.33	1.23
Fe ₂ O ₃	3.69	3.92	3.99	3.08	3.91	2.36	4.27	4.4	4.02
FeO	6.25	6.77	6.32	5.35	6.62	5.66	7.18	7.15	6.81
Sum	99.99	99.98	100	99.99	99.96	99.94	99.94	99.98	99.96
Trace elements (ppm)									
Ba	311.2	382	351	295.8	337.7	356.9	474.2	365	320.2
Co	35.5	48.1	34.3	36.8	43.2	35.9	36.1	43.3	43.2
Rb	30.3	26.4	29.3	24.6	21.9	30.9	19.1	29.9	30.2
Cs	0.5	1	0.5	0.3	0.3	0.3	0.8	0.7	0.3
Hf	2.2	1.9	2.1	1.7	2.6	2.3	3.5	2.3	2.4
Nb	6.9	5.5	6.9	6	6.6	6.4	31.5	7.2	7.7
Sr	641.8	603	621	667.6	659.6	713.3	827.9	624.6	689.8
U	0.6	0.6	0.5	0.6	0.7	0.5	0.5	0.7	0.6
Ta	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.5	1.8	0.5	0.5
Cu	68.1	78.1	86	56.7	70.2	99.8	48.3	78.1	74.1
Th	2.6	2	2.7	2.6	2.4	2.5	1.7	2	1.9
V	256	264	278	254	284	274	212	314	307
Ni	12.7	32.9	6.2	16.2	13	12.2	51.2	10.4	15.3
Zn	53	65	76	45	60	58	74	67	58
Zr	75.8	70.3	80.5	67.4	87.3	73.1	142	142	85.3
Rare earth elements (ppm)									
La	15	15.7	16.7	14.1	16.7	15	32.8	17.4	16.7
Ce	31.8	32.4	36.1	29.8	36.2	32.4	73.1	36.6	36
Pr	3.9	3.92	4.46	3.49	4.32	3.95	8.59	4.6	4.5
Nd	17.1	16.8	18.9	14	17.9	16.7	36.3	20.5	19.8
Sm	4.1	4.5	4.4	3.5	4.1	4.2	7.3	5	4.7
Eu	1.36	1.32	1.54	1.18	1.33	1.3	2.27	1.55	1.54
Gd	4.16	4.16	4.64	3.39	4.43	3.67	6.38	4.87	4.5
Tb	0.65	0.68	0.71	0.54	0.61	0.53	0.98	0.75	0.69
Dy	3.71	3.84	4	2.97	4.09	3.29	5.08	4.65	4.2
Ho	0.72	0.74	0.77	0.63	0.77	0.64	0.92	0.84	0.78
Er	1.98	2.06	2.34	1.73	2.21	1.88	2.64	2.47	2.34
Tm	0.34	0.3	0.3	0.23	0.3	0.27	0.34	0.37	0.32
Yb	1.99	1.92	2.18	1.62	2.15	1.76	2.31	2.49	2.34
Y	20.4	21.2	22.6	17.1	22.4	19	26.5	25.1	22.8
Lu	0.29	0.28	0.32	0.26	0.32	0.28	0.32	0.35	0.34

همه مطالعات صورت گرفته گویای ماگماتیسزم آکالن (شکل ۵-۷-الف) مرتبط با فروران‌ش در این

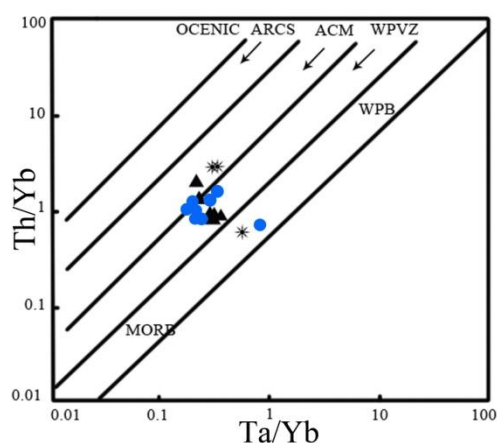
مناطق می‌باشد (طوطی و همکاران، ۱۳۸۸).

بررسی‌های ژئوشیمیایی حاکی از جایگاه درون ورقه‌ای قاره‌ای سنگ‌های آتشفشانی جنوب کهریزک می‌باشند. بر اساس نمودارهای تمایزی گورتون و شاند (۲۰۰۰)، نمونه‌های ناحیه جنوب کهریزک و سنگ‌های مورد مطالعه منطقه گرمسار، همگی در محدوده‌ی بازالت‌های درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۷-ب). نمونه‌های مورد بررسی هر دو منطقه در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی شروه (۱۹۸۲)، و در نمودار وودهد و همکاران (۱۹۹۳)، در محدوده سنگ‌های بازالتی حوضه پشت کمانی واقع شده‌اند (شکل ۵-۷-الف، ب).

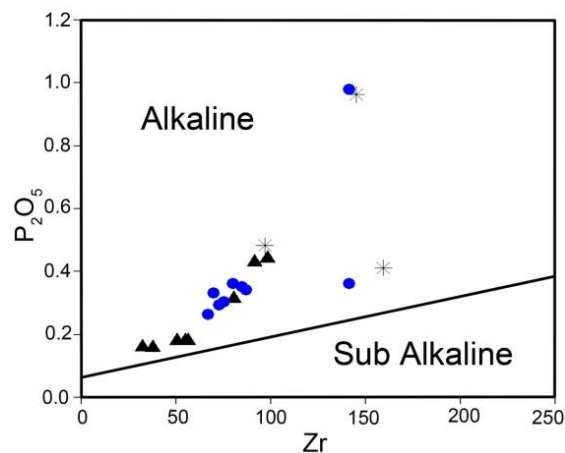
هم‌چنین وردل (۲۰۰۹) در منطقه گنداب در نزدیکی قم، به حضور سنگ‌های بازالتی به سن الیگوسن میانی - پسین (متعلق به ۳۳ میلیون سال قبل) در ایران مرکزی اشاره کرده و بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، محیط تشکیل آن‌ها را یک محیط کشتی درون قاره‌ای پشت کمانی دانسته است. البته این جایگاه، از نوع محیط‌های کشتی پشت کمانی اولیه (نظیر مناطق مرکزی قاره آمریکا) است که هنوز به مراحل زایش پوسته اقیانوسی و تشکیل جایگاه پشت کمانی بالغ (مانند دریای بین ژاپن و چین) نرسیده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰).



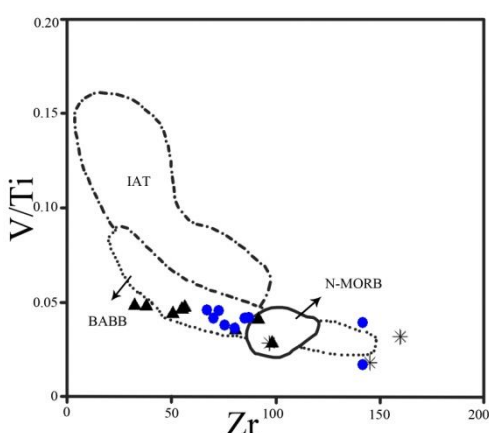
شکل ۵-۶: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و جنوب کهریزک (● در الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، ب) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، (علائم مشابه شکل ۴-۲).



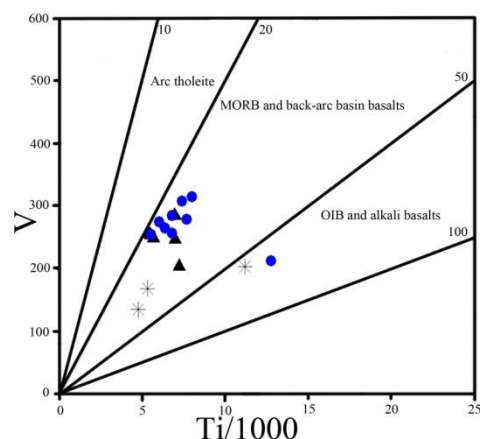
ب



الف



د



ج

شکل ۵-۷: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و جنوب کهریزک (●) در الف) نمودار تعیین سری ماگمایی P_2O_5 در برابر Zr (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۷)، ب) نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی Th/Yb-Ta/Yb (گورتون و شاند، ۲۰۰۰)، ج) نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی Ti/1000-V (شروه، ۱۹۸۲)، د) نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr (وودهد و همکاران، ۱۹۹۳)، (علائم مشابه شکل ۴-۲).

۵-۳-۳- احمدآباد و کلاته‌سادات

در گستره وسیعی از مناطق شرقی و جنوب شرقی شاهرود تا غرب سبزوار که بخش‌هایی از نقشه-های زمین‌شناسی مربوطه به ورقه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین (بهرودی و عمرانی، ۱۳۷۸) و احمدآباد (سلامتی، ۱۳۷۸) محسوب می‌شوند، روانه‌هایی از گدازه‌های بازالتی با ترکیب الیوین بازالت تا بازالت، به طور پراکنده در میان بخش زیرین توالی تخریبی-مارنی قرمز رنگ گچ‌دار الیگوسن (معادل با سازند قرمز زیرین) دیده می‌شوند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰).

سنگ‌های بازالتی احمدآباد و کلاته‌سادات به صورت روانه‌های ۵ تا ۵۰ متری، به رنگ خاکستری

تیره تا سیاه، با ساخت‌های حفره‌دار تا متراکم و کاملاً تازه و سالم، در داخل سازند قرمز زیرین دیده می‌شوند. در برخی موارد، حتی دایک‌های تغذیه کننده روانه‌ها را نیز می‌توان مشاهده کرد. در هر روانه، معمولاً بخش زیرین از جنس الیوین بازالت بوده، به طور تدریجی و نامحسوس در بالا به بازالت تغییر می‌کند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های میکرولیتی پورفیری، گلومروپورفیری و هیالوپورفیری هستند. کانی‌های اصلی آن‌ها شامل الیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن در الیوین بازالت‌ها، و پلاژیوکلاز و پیروکسن در بازالت‌ها هستند. کانی‌های کدر و ایدنگزیت نیز به ترتیب، کانی‌های فرعی و ثانویه موجود در آن‌ها هستند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰). نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های بازالتی منطقه احمدآباد و کلاته-سادات در جدول ۵-۳ ارائه شده است.

در نمودار بهنجار شده به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) نمونه‌های احمدآباد و کلاته-سادات همانند نمونه‌های گرمسار از عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، غنی‌شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) تهی‌شدگی نسبی نشان می‌دهند، با این تفاوت که به دلیل اولیه‌تر بودن ماگما و عدم تفریق آن، این غنی‌شدگی و تهی‌شدگی در نمونه‌های احمدآباد و کلاته-سادات بیشتر می‌باشد (شکل ۵-۸-الف).

الگوهای موازی طرح‌های بهنجار شده عناصر کمیاب سنگ‌های هر دو منطقه در نمودارهای عنکبوتی نیز، منشأ یکسان و رابطه تفریق آن‌ها را تأیید می‌کند. نمونه‌ها فاقد هرگونه ناهنجاری مثبت یا منفی Eu هستند. تهی‌شدگی نمونه‌ها از HREE نسبت به LREE، به احتمال زیاد نشان دهنده وجود گارنت در ناحیه منشأ است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰).

در مقایسه نمونه‌های منطقه احمدآباد و کلاته-سادات با نمونه‌های منطقه گرمسار از نمودار چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) استفاده شده است (شکل ۵-۸-ب). در این نمودار، همه نمونه‌ها، غنی‌شدگی از LREE و LILE و تهی‌شدگی نسبی از HREE نشان می‌دهند. هم‌چنین، نبود ناهنجاری منفی شاخص از HFSE، نشان می‌دهد که سنگ‌های ماگمایی مذکور،

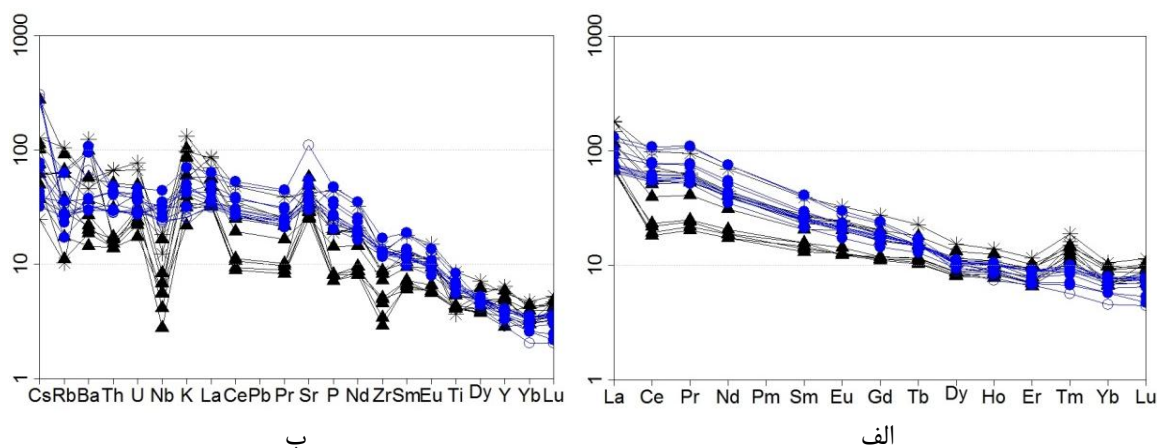
ویژگی‌های شاخص ماگماهای کمانی را نداشته، حاصل تبلور ماگماهای مشتق شده از منابع گوشته‌ای غنی‌شده زیر لیتوسفر قاره‌ای هستند. غنی‌شدگی سنگ‌های مورد مطالعه از Sr، با حضور پلاژیوکلاز فراوان در آن‌ها قابل توجیه است.

جدول ۳-۵: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی منطقه احمدآباد (AH) و کلاته‌سادات (ND) پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰).

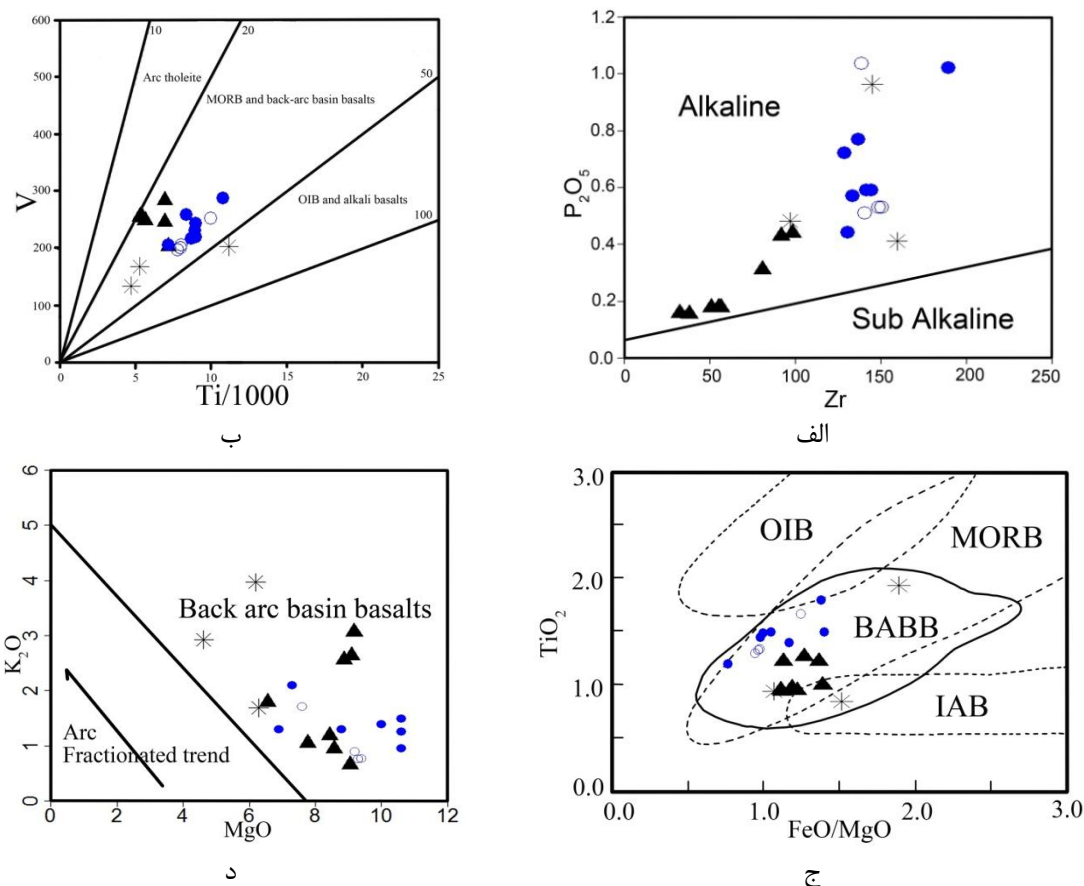
Sample	ND-1	ND-2	ND-3	ND-4	ND-5	ND-6	ND-7	AH-1	AH-2	AH-3	AH-4
Major oxides (Wt%)											
SiO ₂	47.5	46.7	47	46.7	51.3	50.8	48.3	48.9	49.3	49.3	48.2
Al ₂ O ₃	16.2	15.9	15.7	15.8	17	16.1	15.4	16.1	16.1	16.1	14.9
CaO	9.6	9.4	10.2	10.1	10.5	10.1	9.8	9.6	9.6	9.6	11.6
K ₂ O	1.3	1.4	0.96	1.26	1.5	1.3	2.1	0.77	0.9	0.78	1.71
MgO	8.8	10	10.6	10.6	10.6	6.9	7.3	9.3	9.2	9.4	7.6
MnO	0.15	0.17	0.15	0.16	0.19	0.17	0.14	0.14	0.14	0.13	0.126
Na ₂ O	3.4	3	3.4	3	3.7	5.4	5	3.8	3.7	3.8	3.26
P ₂ O ₅	0.72	0.59	0.57	0.59	0.44	0.77	1.02	0.53	0.53	0.51	1.037
TiO ₂	1.4	1.5	1.45	1.49	1.2	1.5	1.8	1.33	1.34	1.3	1.67
Fe ₂ O ₃	2.58	2.63	2.60	2.65	2.03	2.43	2.53	2.25	2.25	2.23	2.38
FeO	7.73	7.88	7.80	7.95	6.08	7.28	7.58	6.75	6.75	6.68	7.13
Fe ₂ O _{3t}	10.3	10.5	10.4	10.6	8.1	9.7	10.1	9	9	8.9	9.5
Trace elements (ppm)											
Ba	262	206	207	208	260	745	666	226	230	216	461
Cs	0.32	0.34	0.61	0.55	0.3	0.25	0.25	2.4	2.25	2.06	0.49
Ga	17.1	16.8	16.2	16.8	17.2	13.9	17.1	15.9	16.5	16	18.6
Hf	3	3.3	3.2	3.3	3.2	3.4	4.7	3.3	3.2	3.2	3.3
Nb	23	24.9	22.4	24.6	19.5	18.2	31.6	17.1	17.5	16.5	17.5
Rb	14.7	17.4	10.9	16.6	22.6	16.6	39.9	18	17.1	24.8	21.2
Sr	1160	863	769	847	743	1035	631	765	770	750	2330
Ta	2330	1.5	1.4	1.4	1.2	1	1.8	1.1	1.1	1	0.9
Th	3.72	2.5	2.55	2.47	3.66	3.43	4.06	2.39	2.43	2.83	3.62
U	0.75	0.6	0.57	0.57	0.87	0.79	0.97	0.64	0.61	0.63	0.84
V	258	219	217	231	206	243	287	201	205	197	252
Zr	129	145	134	142	131	137	190	149	151	141	139
Rare earth elements (ppm)											
La	34	25.5	24.3	24.3	24.4	29.3	43.4	22.3	22.6	21.5	40.3
Ce	68.1	52.9	50.6	53.9	47.5	66.1	93.7	47.4	49.1	45.6	87.4
Pr	8.32	6.7	6.37	6.93	5.82	8.66	12.3	6.48	6.65	6.18	11.95
Nd	32	26.1	24.9	27.4	22.1	34.4	47.4	26	26.5	24.6	47.7
Sm	5.81	5.03	4.97	5.28	4.31	6.01	8.33	5.15	5.22	4.95	8.16
Eu	1.81	1.65	1.6	1.66	1.34	1.77	2.29	1.54	1.61	1.54	2.13
Gd	5.11	4.89	4.65	4.99	4	5.28	6.66	4.59	4.84	4.55	6.37
Tb	0.71	0.72	0.69	0.72	0.61	0.7	0.81	0.7	0.72	0.72	0.77
Dy	3.49	3.73	3.65	3.83	3.22	3.27	3.54	3.6	3.67	3.52	3.06
Ho	0.64	0.72	0.71	0.74	0.62	0.59	0.62	0.71	0.71	0.69	0.52
Er	1.74	2.02	1.95	1.99	1.78	1.55	1.59	2.04	2.01	2.04	1.5
Tm	0.25	0.3	0.29	0.3	0.27	0.2	0.21	0.26	0.28	0.27	0.17
Yb	1.39	1.74	1.59	1.69	1.52	1.26	1.26	1.67	1.68	1.71	1
Y	16.3	18.5	17.8	18.6	16.4	14.9	16.1	17.7	18.6	17.3	13
Lu	0.22	0.26	0.25	0.25	0.24	0.18	0.16	0.26	0.28	0.27	0.15

نمونه‌های منطقه احمدآباد و کلاته‌سادات نیز همانند نمونه‌های منطقه گرمسار در نمودارهای تعیین سری ماگمایی در قلمرو سنگ‌های آکالن قرار می‌گیرند که از آن جمله می‌توان به نمودار وینچستر و فلوید (۱۹۷۷) اشاره کرد (شکل ۵-۹-الف).

با توجه به بررسی‌های قاسمی و همکاران (۱۳۹۰)، نمونه‌های منطقه احمدآباد و کلاته‌سادات در نمودارهای مختلف تعیین جایگاه زمین‌ساختی شروه (۱۹۸۲)، شاتو و همکاران (۲۰۰۶) و وارکمپ (۲۰۱۰) در خارج از محدوده بازالت‌های کمانی و در قلمرو بازالت‌های پشت کمانی (BABB)، قرار می‌گیرند (شکل ۵-۹-ب، ج، د) که از این نظر، مشابه نمونه‌های منطقه گرمسار می‌باشند. این جایگاه، حاکی از وجود یک محیط کششی پشت کمانی اولیه نابالغ در زمان الیگوسن-میوسن، در حوضه پشت کمان ماگمایی ارومیه-دختر، در بخش‌های وسیعی از ایران مرکزی است که با رسوب-گذاری نهشته‌های قاره‌ای (سازند قرمز زیرین)، دریایی کم عمق (سازند قم) و قاره‌ای (سازند قرمز فوقانی) و ماگماتیسم آکالن بازیک با منشأ گوشته‌ای، همراه بوده است.



شکل ۵-۸: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و نمونه‌های منطقه احمدآباد (○) و کلاته‌سادات (●) در الف) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، (علائم مشابه شکل ۴-۲).



شکل ۵-۹: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و نمونه‌های منطقه احمدآباد (○) و کلاته سادات (●) در الف) نمودار تعیین سری ماگمایی P_2O_5 در مقابل Zr (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)، ب) نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی $Ti/1000$ در مقابل V (شروه، ۱۹۸۲)، ج) نمودار FeO/MgO در مقابل TiO_2 (شاتو و همکاران، ۲۰۰۶)، د) نمودار MgO در مقابل K_2O (وارکمپ، ۲۰۱۰)، (علائم مشابه شکل ۴-۲).

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

۵-۴-۱- تعیین ترکیب محل منشأ ماگما

به منظور تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودار تغییرات Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان^۱، ۲۰۰۷)، استفاده شده است. تغییرات نسبت Sm/Yb نشان‌دهنده‌ی حضور $MREE$ و $HREE$ است و به وجود گارنت در منشأ نسبت داده می‌شود (کوبان، ۲۰۰۷). بنابراین تغییرات Sm/Yb منعکس‌کننده‌ی مذاب در حال تعادل با باقیمانده‌ی گارنت

1- Coban

لرزه‌لپیتی یا فاقد گارنت است. نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار (شکل ۵-۱۰-الف)، در قلمرو حضور گارنت در محل منشأ قرار می‌گیرند و نتایج بدست آمده در مبحث نمودارهای عنکبوتی فصل چهارم درباره حضور گارنت در ناحیه منشأ ماگما را تأیید می‌کنند.

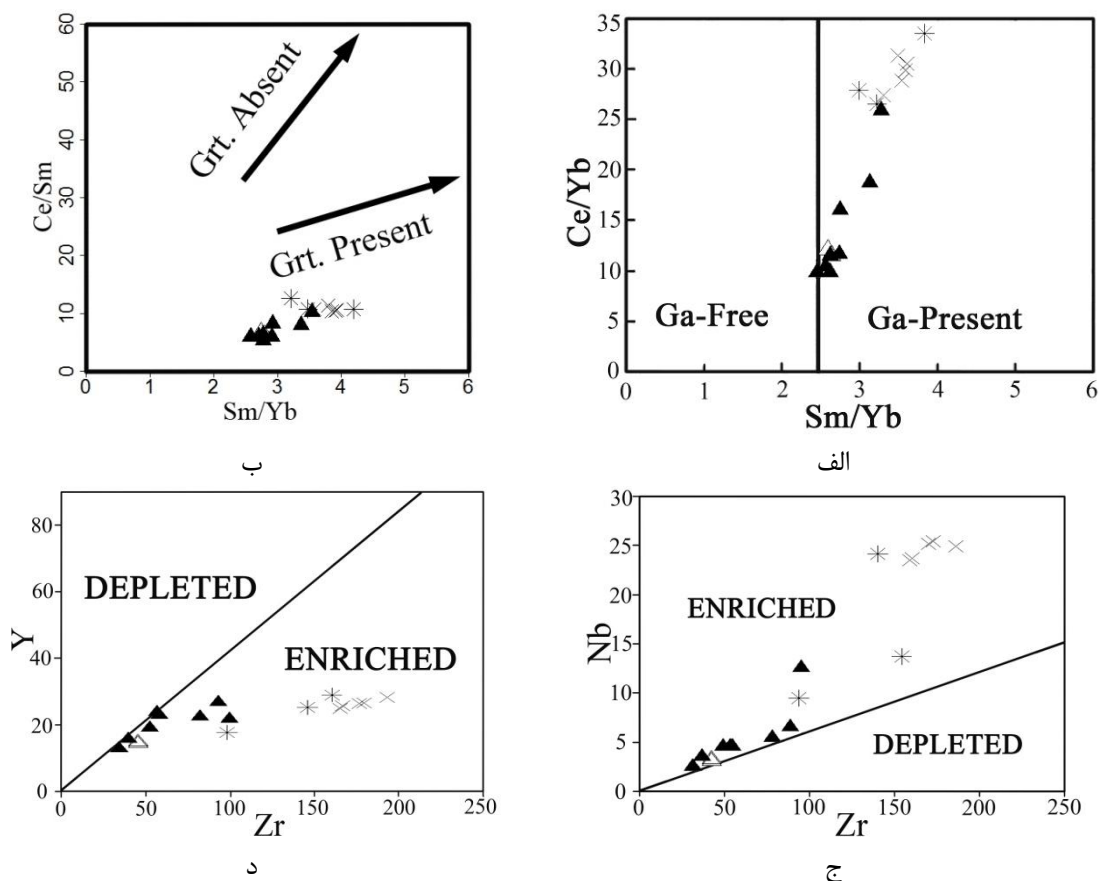
هم‌چنین با حضور گارنت در مذاب‌های بخشی‌گوشته، نسبت Sm/Yb در مقایسه با حالتی که گارنت حضور ندارد سریع‌تر افزایش می‌یابد (هاوکسورت^۱ و همکاران، ۱۹۹۴). گارنت دارای ضریب توزیع بسیار بالایی برای Yb ($D_{garnet/melt} = 6.6$) در مقایسه با Sm ($D_{garnet/melt} = 0.25$) می‌باشد (جانسون، ۱۹۹۴). بر همین اساس، با توجه به نمودار Sm/Yb در مقابل Ce/Sm کورتیس^۲ و همکاران (۱۹۹۹)، می‌توان حضور گارنت در باقی‌مانده ذوب را به وضوح مشاهده نمود (شکل ۵-۱۰-ب).

به منظور تشخیص غنی‌شدگی و یا عدم غنی‌شدگی ناحیه منشأ بازالت‌های آلکالن منطقه، از نمودارهای Nb در برابر Zr و Y در برابر Zr برگرفته از ابوهامته^۳ (۲۰۰۵) استفاده شده است. در این نمودار، از عناصر HFS استفاده شده است که در طول دگرسانی و دگرگونی درجات پایین، ثابت باقی می‌مانند. سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹)، بیان کردند که متوسط میزان Zr/Nb و Zr/Y برای گوشته‌ی اولیه به ترتیب برابر ۱۵/۷۱ و ۲/۴۶ است. در نمونه‌های مورد مطالعه، متوسط Zr/Nb در محدوده ۶/۲۵ تا ۱۶/۶۰ و متوسط Zr/Y بین ۵/۷۷ – ۲/۳۳ قرار دارد. با قرار دادن نمونه‌ها در نمودار ابوهامته (۲۰۰۵)، که بر اساس داده‌های سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹) رسم شده است، نمونه‌ها در محدوده‌ی منبع غنی شده قرار می‌گیرند و می‌توان نتیجه گرفت، ماگمای مافیک سازنده سنگ‌های مورد مطالعه از یک منبع گوشته غنی‌شده ریشه گرفته است (شکل ۵-۱۰-ج، د).

1- Hawkesworth

2- Curtis

3- Abu-Hamattah



شکل ۵-۱۰: موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در الف) نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷)، ب) نمودار Sm/Yb در مقابل Ce/Sm (کورتیس و همکاران، ۱۹۹۹)، ج) نمودار Nb در مقابل Zr، ابو همامه (۲۰۰۵) (بر اساس داده‌های سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، د) نمودار Y در مقابل Zr، ابو همامه (۲۰۰۵) (بر اساس داده‌های سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، (علائم مشابه شکل ۴-۳).

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

به منظور تعیین درجه ذوب بخشی محل منشأ ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار نسبت‌های عناصر کمیاب Dy/Yb در مقابل La/Yb تروال^۱ و همکاران (۱۹۹۴) و بوگارد و همکاران (۲۰۰۳) استفاده شده است. شکل ۵-۱۱- الف) نمودار تغییرات نسبت‌های Dy/Yb و La/Yb با تغییر درجه ذوب در دو منبع گارنت پریدوتیت و اسپینل پریدوتیت را نشان می‌دهد. با افزایش درجه ذوب، نسبت‌های Dy/Yb و La/Yb هر دو کاهش می‌یابند. از آنجا که Dy از عناصر MREE، La از عناصر LREE و Yb از عناصر HREE هستند، La و Dy ناسازگارتر از Yb هستند و در شروع

1- Thirwall

ذوب بخشی، مقدار آن‌ها در مذاب ایجاد شده زیاد و مقدار Yb بسیار کم است. لیکن با افزایش درجه ذوب بخشی، مقدار Yb نیز افزایش می‌یابد، لذا نسبت‌های Dy/Yb و La/Yb هر دو کاهش می‌یابند. این امر به معنی کاهش آلکالینیته سنگ‌ها نیز است.

نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار، بر روی منحنی ذوب گارنت پریدوتیت قرار می‌گیرند و درجه ذوب ۱۲ تا ۱۵ درصدی را نشان می‌دهند (شکل ۵-۱۱-الف).

۵-۴-۳- تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ

منبع ماگماتیسم درون ورقه‌ای در محیط‌های کششی مورد بحث می‌باشد. مخصوصاً این سوال که آیا منبع ماگماهای آلکالن در لیتوسفر است یا استنوسفر؟ به منظور تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه‌ی منشأ سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودار Ce در برابر Ce/Yb (الام^۱، ۱۹۹۱)، استفاده شده است (شکل ۵-۱۱-ب). در این نمودار عمق محل ذوب منبع، در حدود ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتر به دست آمده که بیانگر ذوب بخشی در محدوده زون گارنت لرزولیت و از یک منشأ گوشته‌ای لیتوسفری عمیق است.

از سوی دیگر، نسبت Zr/Ba به منظور تشخیص منشأ لیتوسفری (۵/۰ - ۳/۰) از منشأ استنوسفری (۷/۰ - ۵/۰) مورد استفاده قرار می‌گیرد (منزیس^۲ و همکاران، ۱۹۹۱ در کورک آغلو^۳، ۲۰۱۰). این نسبت برای سنگ‌های مورد مطالعه ۴۲/۰ - ۱۴/۰ است که بیانگر منشأ گرفتن این سنگ‌ها در نتیجه-ی ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای لیتوسفری حاوی گارنت می‌باشد.

همچنین الام (۱۹۹۱)، براساس تمرکز میانگین عناصر Sm، Yb و Ce، در مقابل عمق جدایش ماگما، مدلی را طراحی کرد که می‌توان عمق ذوب بخشی را به طور دقیق‌تر از مدل قبلی تعیین کرد. میانگین مقادیر عناصر Sm، Yb و Ce برای سنگ‌های مورد بررسی به ترتیب ۱/۷۹، ۴/۳۳ و ۳۸/۰۷ می‌باشد. بر اساس این نمودار، می‌توان عمق جدایش ماگمای مولد سنگ‌های مورد مطالعه را در حدود

1- Ellam
2- Menzies
3- Kurkcuoglu

۱۰۰ کیلومتر تعیین کرد که با عمق‌های بدست آمده از روش قبلی مطابقت دارد (شکل ۵-۱۱-ج).

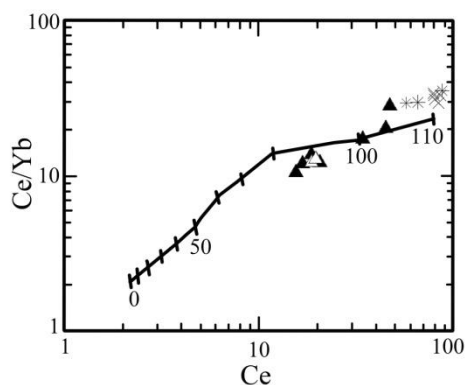
از طرفی برآوردهای آزمایشگاهی نشان‌دهنده‌ی پایداری فلوگوپیت در فشارهای نزدیک به ۳۵-۳۰ کیلوبار و یا عمق حداقل ۹۰-۱۰۰ کیلومتر می‌باشد (فورمن^۱، ۲۰۰۷). در نتیجه، با توجه به حضور فلوگوپیت و طبیعت آلکالن سنگ‌های مافیک مورد بررسی و هم‌چنین نتایج حاصل از نمودارهای تعیین ویژگی‌های پترولوژی محل منشأ سنگ‌های مورد مطالعه، یک ترکیب گارنت لرزولیتی برای محل منشأ این سنگ‌ها را در اعماق ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری نشان می‌دهد.

بازالت‌های با منشأ پلوم و بازالت‌های با منشأ غیر پلوم توسط نسبت‌های عناصر HFS از یکدیگر جدا شده‌اند. با توجه به این که نسبت‌های بالای Nb/Y و Zr/Y نشان‌دهنده‌ی منشأ گوشته‌ای ماگما است، پایین بودن مقادیر مطلق عناصر Nb، Y، Zr نشان‌دهنده‌ی درجه‌ی ذوب بخشی بالاتر است. ماگماهای مافیک مشتق شده از ذوب ستون گوشته‌ای دارای $\Delta Nb > 0$ و ماگماهای مشتق شده از ذوب گوشته تهی شده و پوسته دارای $\Delta Nb < 0$ می‌باشند (دای^۲ و همکاران، ۲۰۱۱). مقدار ΔNb از رابطه زیر محاسبه شده است:

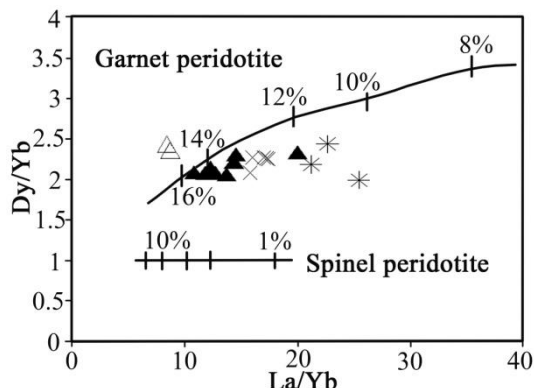
$$\Delta Nb = (1.74 + \text{Log} (Nb/Y) - 1.92 * \text{Log} (Zr/Y))$$

در نمودار فیتون و همکاران (۱۹۹۷)، منشأ پلومی و غیر پلومی ماگماها از یکدیگر مجزا شده است (شکل ۵-۱۱-د). همان‌طور که ملاحظه می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه در بالای خط ΔNb قرار گرفته و منشأ پلوم را نشان می‌دهند. به‌طور کلی ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد بررسی با تشکیل آن‌ها از یک منبع گوشته‌ای وابسته به پلوم سازگار است که از عناصر ناسازگار، بخصوص LREE غنی شده‌اند.

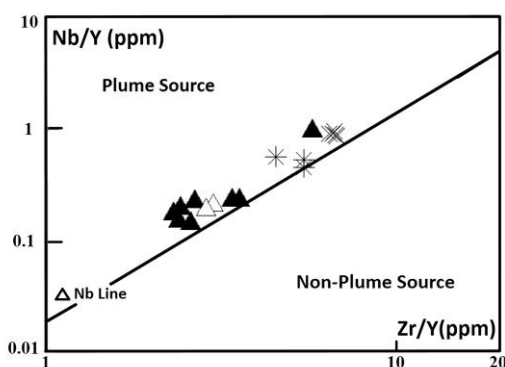
1- Furman
2- Dai



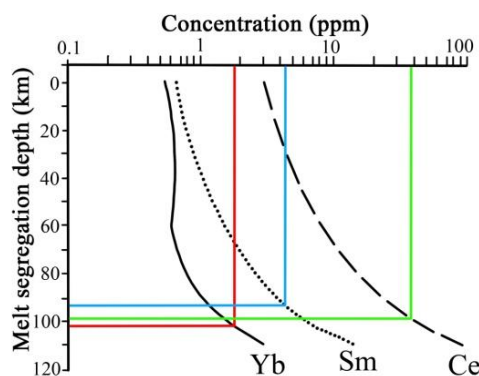
ب



الف



د



ج

شکل ۵-۱۱: موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در الف) نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb (تروال و همکاران، ۱۹۹۴، بوگارد و همکاران، ۲۰۰۳)، ب) نمودار Ce/Yb در مقابل Ce (الام، ۱۹۹۱)، ج) نمودار تمرکز میانگین عناصر Yb, Sm و Ce در مقابل عمق جدایش (الام، ۱۹۹۱)، د) نمودار Zr/Y در برابر Nb/Y، فیتون و همکاران (۱۹۹۷)، علائم مشابه شکل ۴-۳).

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

مطالعه

ماگماهای سازنده سنگ‌های آذرین، در طول مسیر حرکت خود از محل منشأ ماگما تا سطح زمین، تحت تأثیر عوامل مختلفی دچار تغییر در ترکیب شیمیایی می‌شوند. از جمله‌ی این عوامل می‌توان به تماس با دیواره‌ی مجرای صعود و ذوب سنگ دیواره، تماس و آرایش با سنگ‌های پوسته زمین، توقف و تبلور تفریقی در مخزن ماگمایی و اختلاط با ماگماهای دارای ترکیب شیمیایی متفاوت اشاره کرد. تأثیر نهایی تمامی عوامل مذکور بر ترکیب شیمیایی ماگما، آرایش ماگمایی نام دارد. 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 مهمی در آرایش ماگما داشته باشد. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، شواهد کافی برای اثبات نقش آرایش در تحول ماگمای والد خود را دارند. پارامترهای شیمیایی مختلفی برای دستیابی به درجات آرایش پوسته‌ای توسط پژوهشگران ارائه شده‌اند. به منظور بررسی نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه از نسبت برخی عناصر استفاده می‌کنیم.

استفاده از نسبت‌های عناصری که در نمودار عنکبوتی بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهند (Hf, Th, Nb, Ta, Yb, Zr) نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد مطالعه از نظر فراوانی و نسبت این عناصر بیشتر در حد فاصل آرایش با پوسته زیرین تا بالایی قرار می‌گیرند. مواد پوسته‌ای از K, Pb, و LILE غنی و از Ti, Ta/Nb و P فقیر هستند، لذا آرایش پوسته‌ای، فراوانی عناصر دسته اول را در ماگما بالا برده و از Ti, Ta/Nb و P می‌کاهد.

موقعیت نمونه‌های منطقه گرمسار به همراه ترکیب پوسته بالایی از تایلور و مک‌لنن^۱ (۱۹۸۵) با نماد (○) و ودپول^۲ (۱۹۹۵) با نماد (●) و ترکیب پوسته زیرین از ودپول (۱۹۹۵) با نماد (■) در نمودار عنکبوتی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹)، ترسیم شده است (شکل ۵-۱۲-الف). ترکیب پوسته قاره‌ای زیرین و بالایی در جدول ۴-۵ آورده شده است.

پوسته قاره‌ای با مقادیر اندک Nb مشخص می‌شود و بیشتر گدازه‌های آرایش یافته با پوسته توسط، هردو نسبت $Th/Nb_{pm} > 1$ و $La/Nb_{pm} > 1$ (بهنجار شده به گوشته اولیه) مشخص می‌شوند (سفونوا^۳ و همکاران، ۲۰۱۲) که میانگین این نسبت‌ها برای سنگ‌های مورد مطالعه به ترتیب برابر ۳،۴۴ و ۶،۲۲ می‌باشد.

1- McLennan
2- Wedepohl
3- Safonova

جدول ۴-۵: ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی از تایلور و مک‌لنن (۱۹۸۵)، (Wedepohl-U): ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی از ودپول (۱۹۹۵) و (Wedepohl-L): ترکیب پوسته زیرین از ودپول (۱۹۹۵)

Sample	T&M-U	Wedepohl-U	Wedepohl-L
Major oxides (Wt%)			
SiO ₂	66	64.9	58.05
Al ₂ O ₃	15.2	14.6	15.52
CaO	4.2	4.12	6.8
K ₂ O	3.4	4.04	1.85
MgO	2.2	2.24	5.23
MnO	-	-	0.12
Na ₂ O	3.9	3.46	2.86
P ₂ O ₅	-	-	0.2
TiO ₂	0.76	0.52	0.84
FeO	4.5	3.97	7.34
Trace elements (ppm)			
Ba	550	668	568
Co	10	11.6	38
Cs	3.7	5.8	0.8
Ga	17	14	5.4
Hf	5.8	5.8	4
Nb	25	26	11.3
Rb	112	110	41
Sn	5.5	2.5	-
Sr	350	316	352
Th	10.7	10.3	6.6
U	2.8	2.5	0.93
V	60	53	149
W	2	1.4	0.6
Zr	190	237	165
Mo	1.5	1.4	0.6
Cu	25	14.3	37.4
Zn	71	52	79
Ni	20	18.6	99
Ag	50	55	0.08
Rare earth elements (ppm)			
La	30	32.3	26.8
Ce	64	65.7	53.1
Pr	7.1	6.3	7.4
Nd	26	25.9	28.1
Sm	4.5	4.7	6
Eu	-	-	-
Gd	3.8	2.8	5.4
Tb	0.64	0.5	0.81
Dy	3.5	2.9	4.7
Ho	0.8	0.62	0.99
Tm	0.33	-	0.81
Yb	2.2	1.5	2.5
Y	22	20.7	27.2
Lu	0.32	0.27	0.43

سنگ‌های بازالتی که تحت تأثیر آرایش پوسته‌ای قرار گرفته‌اند دارای نسبت‌های $La/Ta > 22$ و

$La/Nb > 2.5$ می‌باشند (هارت^۱ و همکاران، ۱۹۸۴). مقدار این نسبت‌ها در سنگ‌های مورد بررسی به

1- Hart

ترتیب ۸۵/۴۳ - ۴۷/۳۸ و ۱۱/۱۰ - ۲/۵۷ می‌باشد که حاکی از تأثیر آلاینش پوسته‌ای بر آن‌هاست. حضور درشت بلورهای فلوگوپیت در برخی از سنگ‌های زون‌های حاشیه‌ای منطقه مورد مطالعه، نشان‌دهنده غنی بودن این سنگ‌ها از پتاسیم می‌باشد و می‌توان گفت که ناشی از بالا بودن درجه آلکالینیت این سنگ‌ها به علت آلاینش ماگمای بازیک سازنده سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای اسیدی بخصوص رسوبات تبخیری نمکی است.

یکی از شاخصه‌های مهم هضم و آلاینش پوسته‌ای، نسبت‌های بالای Ba/Zr است، به نحوی که در بازالت‌های قاره‌ای آلاینش یافته با پوسته، این میزان بین ۲ تا ۵ تغییر می‌کند (هوآنگ و فلور^۱، ۱۹۹۸ در جمشیدی، ۱۳۸۹). میانگین این نسبت در نمونه‌های مورد بررسی ۳/۷۹ است که به خوبی آغستگی این سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد.

ماگماهای مشتق شده از گوشته دارای نسبت پایین Lu/Yb با میانگین ۰/۱۵ - ۰/۱۴ هستند، در حالیکه این نسبت در سنگ‌های پوسته قاره‌ای بالاتر بوده و حدود ۰/۱۸ - ۰/۱۶ می‌باشد (دای و همکاران، ۲۰۱۱). میانگین این نسبت در نمونه‌های مورد بررسی ۰/۱۷ می‌باشد و بیانگر مشتق شدن ماگمای این سنگ‌ها از منبع گوشته‌ای و آلاینش آن با پوسته‌ای قاره‌ای می‌باشد.

نسبت La/Sm یک معیار حساس به آلودگی پوسته‌ای است (لایت‌فوت و کی‌آیز^۲، ۲۰۰۵). میانگین این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه برابر ۸/۱، در OIB حدود ۳/۷، در E-MORB حدود ۲/۴، در N-MORB حدود ۰/۹۶، در پوسته قاره‌ای فوقانی حدود ۶/۶ و در پوسته قاره‌ای تحتانی حدود ۲/۸ است. آنومالی منفی Nb یکی دیگر از شاخص‌های مهم برای تعیین آلاینش پوسته‌ای می‌باشد. متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای به شدت از Nb تهی شده است. لذا هر ماگمای آلاینش یافته با مواد پوسته‌ای، آنومالی منفی از Nb نشان می‌دهد (ناگودی و همکاران، ۲۰۰۳). همان‌طور که در نمودارهای عنکبوتی

1- Hoang and Flower
2- Lightfoot and .Keays

بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه (شکل ۴-۱۴) نیز مشاهده شد، تمامی نمونه‌های مورد مطالعه دارای آنومالی منفی Nb می‌باشند.

به منظور نشان دادن نقش آلایش پوسته‌ای در تشکیل ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار نسبت Nb/U در مقابل Nb (یان و ژائو^۱، ۲۰۰۸)، استفاده شده است (شکل ۵-۱۲-ب). در واقع، قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ترکیبات پوسته قاره‌ای، معرف دخالت ترکیبات پوسته‌ای در تحول ماگماهای سازنده سنگ‌ها و نه منشأ پوسته‌ای ماگما می‌باشد. محدوده MORB-OIB بیانگر محیط‌های گوشته‌ای می‌باشد.

در ادامه با استفاده از نمودارهای نسبت SiO_2 در مقابل Nb/U و La/Sm در مقابل Nb/U (کرینیتز^۲ و همکاران، ۲۰۰۶)، عمق و جایگاه آلایش ماگماهای مولد سنگ‌های مورد مطالعه، بررسی شده است (شکل ۵-۱۲-ج، د). با توجه به این که، مواد پوسته‌ای از Nb تهی‌شدگی و از LREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند، لذا نسبت Nb/U آن‌ها کمتر و نسبت La/Sm آن‌ها بیشتر از گوشته می‌باشد (هافمن^۳، ۱۹۸۸). نسبت Nb/U در سنگ‌های بازالتی اقیانوسی در حدود 49 ± 10 می‌باشد. این نسبت قابل مقایسه و مشابه با مقادیر گوشته فوقانی است. هم‌چنین نسبت Nb/U، میانگین پوسته قاره‌ای زیرین و فوقانی به ترتیب در حدود ۲۵ و ۹ می‌باشد. کاهش این نسبت در سنگ‌های مورد مطالعه نمی‌تواند ناشی از تبلور تفریقی باشد. زیرا کانی‌های تفریق یافته اولیه (الیوین و پیروکسن)، نمی‌توانند باعث تغییر این نسبت شوند (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶).

کاهش و افت نسبت Nb/U در سنگ‌های مورد مطالعه صرفاً ناشی از انجام تفریق بلوری در ماگمای اولیه نیست، زیرا تفریق فازهای کانایی این عناصر در خلال تفریق رخ نداده است. در نتیجه

1- Yan and Zhao

2- Krienitz

3- Hofmann

انطباق منفی بین SiO_2 و Nb/U مشخصه آلاینش پوسته‌ای ماگماست (آلدانماز^۱ و همکاران، ۲۰۰۰).

نسبت Nb/U سنگ‌های گابرودیوریتی منطقه در حدود ۱۰ می‌باشد و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودارها بیانگر این است که ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه مورد بررسی با ترکیبات پوسته قاره‌ای فوقانی آلاینش پیدا کرده است. در واقع نتایج به دست آمده با ویژگی نیمه عمیق بودن سنگ‌های منطقه انطباق کامل دارد. زیرا سنگ‌های نیمه عمیق می‌توانند در عمق‌های مختلف پوسته فوقانی توقف، تبلور و در نهایت به طور کامل منجمد شوند. باید به این نکته اشاره کرد که با توجه به این که ماگمای سازنده سنگ‌های گابرودیوریتی منطقه درون یک محیط پوسته قاره‌ای نفوذ نموده‌اند، لذا آلودگی پوسته‌ای می‌تواند یک امر قابل انتظار باشد.

مقادیر SiO_2 پایین (کمتر از ۵۰ درصد)، عدد منیزیم تقریباً بالا (۴۳) و از همه مهم‌تر، تهی‌شدگی نمونه‌ها از HFSE، نشان می‌دهند که آلاینش پوسته‌ای سنگ‌های مورد مطالعه، چندان گسترده نبوده و در تحول ماگمای سازنده این سنگ‌ها نقش چندانی نداشته است. این آلودگی بیشتر شامل ایجاد تغییر در مقادیر عناصر نادر سبک و ناسازگار است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰).

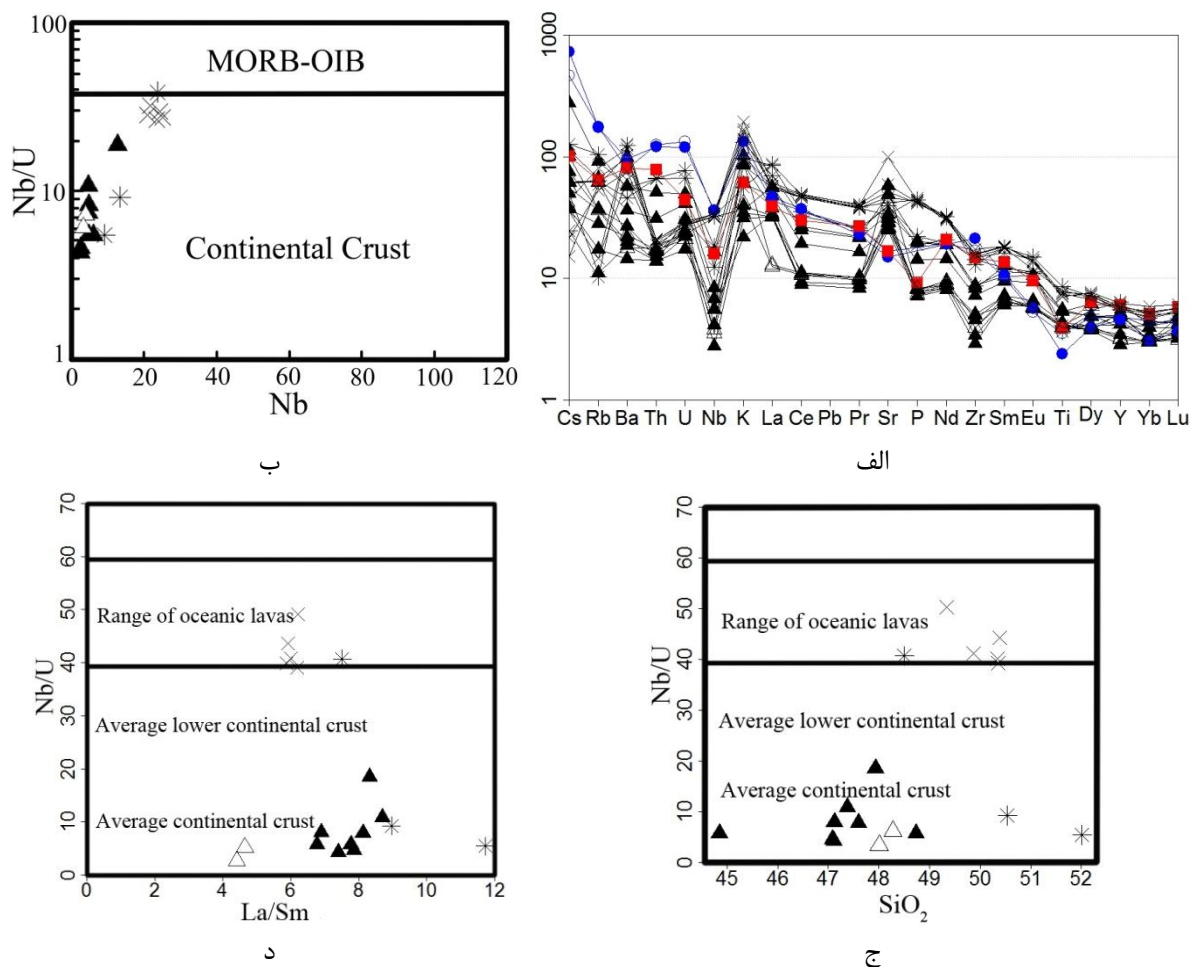
۵-۶- ارزیابی نقش سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده در غنی‌شدگی

ناحیه منشأ سنگ‌های مورد مطالعه

حوضه‌های پشت کمان و کمان‌های آتشفشانی همراه آن‌ها جزء سیستم‌های مهم و کلیدی زمین-شناسی در رشد و توسعه پوسته زمین قلمداد می‌شوند. این سیستم‌ها با فرآیندهای در هم پیچیده زمین‌شناسی شامل فرورانش، تولید مذاب و تحولات دینامیکی حوضه‌ها همراهی می‌شوند (کاندر و وینز^۲، ۲۰۰۶).

1- Aldanmaz

2- Conder and Wiens



شکل ۵-۱۲: موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، به همراه ترکیب پوسته بالایی از تایلور و مک‌لنن (۱۹۸۵) با نماد (○) و ودپول (۱۹۹۵) با نماد (●) و ترکیب پوسته زیرین از ودپول (۱۹۹۵) با نماد (■)، ب) نمودار Nb/U-Nb (یان و ژائو، ۲۰۰۸، ج) نمودار Nb/U-SiO₂ (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶، د) نمودار Nb/U-La/Sm (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶)، (علائم مشابه شکل ۳-۴).

ورود مکانیکی یک لیتوسفر اقیانوسی سرد به زیر لیتوسفر دیگر (اقیانوسی، قاره‌ای و شبه قاره‌ای) در مناطق فرورانش، موجب بوجود آمدن تغییرات بسیار مهم در گوشته و خود صفحه‌ی فرورونده می‌گردد. بروز این تغییرات فیزیکی-شیمیایی، به تشکیل ماگماهای متنوع در مناطق مذکور منجر می‌شود. علیرغم وجود ارتباط بسیار روشن بین فرورانش لیتوسفر اقیانوسی و تشکیل ماگما در جزایر کمانی و حواشی فعال قاره‌ای، باز هم نقش لیتوسفر فرورونده به هیچ وجه یک نقش ساده نیست.

یکی از مسائل اصلی در ارتباط با ماگماتیسم مناطق پشت کمان، شناخت نقش نسبی عوامل

تأثیرگذار بر روی منابع ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد. اگر چه به نظر می‌رسد که فرآیندهای تأثیرگذار در ماگماتیسم مناطق پشت کمان، مشابه تشکیل بازالت‌ها در حوضه‌های اقیانوسی باشد (تایلور و مارتینز^۱، ۲۰۰۳)، اما فرآیندهای تأثیرگذار در ماگماتیسم پشت کمان، بیشتر متأثر از پدیده فرورانش هستند و سبب می‌شود تا ماگماتیسم این مناطق تنوع ژئوشیمیایی بیشتری نسبت به حوضه‌های اقیانوسی داشته باشد. بنابراین، شاید بتوان نتیجه گرفت که به موازات دور شدن از محور پشته‌های میان اقیانوسی و نزدیک شدن به مناطق فرورانش، بر گوناگونی ترکیبی سنگ‌ها اضافه شود. بازشدگی در مناطق پشت کمان، ارتباط نزدیکی با توسعه کمان‌های آتشفشانی در مناطق مجاور دارد. بنابراین، ماگماتیسم در این مناطق به ناچار متأثر از مشتقات برگرفته شده از ورقه فرورونده نیز هست که با آزاد شدن آب کانی‌های آب‌دار سازنده این ورقه، بخش اصلی از ترکیبات مرتبط با فرورانش شکل می‌گیرند (تایلور و مارتینز، ۲۰۰۳).

فرورانش سبب تغییر و تبدلات شیمیایی بین گوشته و سطح زمین می‌شود و رشد پوسته قاره‌ای را باعث می‌گردد (کینساید و هال^۲، ۲۰۰۳). فرایند فرورانش نقش مؤثری در افزایش میزان نسبت LILE/HFSE دارد (هول^۳ و همکاران، ۱۹۸۴). به گونه‌ای که بالا بودن نسبت های LILE/HFSE و LREE/HREE از نشانه‌های فرورانش به شمار می‌روند (زانتی^۴ و همکاران، ۱۹۹۹).

الگوهای بسیاری نشان دهنده خصوصیت ماگماهای مرتبط با فرورانش هستند، که یکی از نمونه‌های آن مشارکت سیالات زون فرورانش در ایجاد غنی‌شدگی از Sr، K، Rb، Ba و U در ماگمای این مناطق است (سعادت و استرن^۵، ۲۰۱۱). سنگ‌های منطقه مورد مطالعه مقادیر نسبتاً بالای Al_2O_3 (۲۰/۳۴ – ۱۵/۹۰)، Th/Ce (۰/۱۰ – ۰/۰۲)، Nb/Zr (۰/۱۶ – ۰/۰۶) و Th/Nb (۰/۷۳ – ۰/۰۵) دارند که شاخص مشارکت مواد رسوبی فرورانده شده در تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه

1- Martinez

2- Kincaid and Hall

3- Hole

4- Zanetti

5- Stern

است.

احتمالاً ماگمای مادر سنگ‌های منطقه، محصول یک سری فرآیندهای متمایز است که غنی‌شدگی انتخابی را در عناصر LILE و LREE به وجود آورده‌اند. تصور می‌شود که این غنی‌شدگی و شباهت نمونه‌ها به ماگماهای مناطق فرورانش، در طی فرآیند فرورانش، به ارث رسیده باشد. روابط میان ماگماتیسم و زمین‌ساخت در این مناطق، مدل‌هایی را پیشنهاد می‌دهند که در آن‌ها، نازک‌شدگی سنگ‌کره زیر پوسته قاره‌ای، موجب بالا آمدگی گوشته و ذوب بخشی آن شده است. در این محیط پس از برخوردی، صعود ماگما و احتمالاً تولید آن، به وسیله گسل‌های امتداد لغز و زمین‌ساخت کششی همراه با آن، کنترل می‌شود (کسکین و همکاران، ۱۹۹۸).

به منظور تعیین روند غنی‌شدگی عنصری سنگ‌های مورد بررسی در ارتباط با محیط‌های زمین-ساختی از نمودار Nb/Y در مقابل Rb/Y (پیرس، ۱۹۸۳) استفاده شده است (شکل ۵-۱۳-الف). در این نمودار نمونه‌هایی که بالای خط $Rb/Y=1$ قرار می‌گیرند نشان دهنده محیط‌های درون ورقه‌ای غنی شده و محیط فرورانش غنی شده یا آلودگی پوسته‌ای است. نسبت Rb/Nb در سنگ‌های مورد مطالعه بین ۰/۲۸ تا ۹/۸۷ است که نشان دهنده زون فرورانشی غنی شده است.

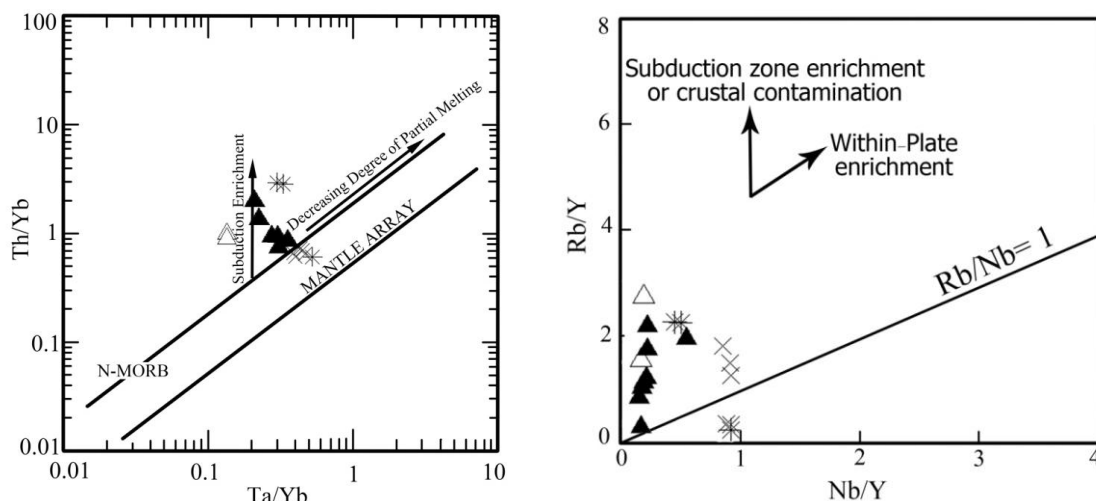
برای درک بهتر مطالب گفته شده از نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (پیرس، ۱۹۸۲)، استفاده شده است (شکل ۵-۱۳-ب). بطور قطع نسبت عناصر نادر مثل Th/Yb در برابر Ta/Yb در تفکیک سازنده‌های مرتبط با فرورانش مفید و سودمند است. حضور Yb در این نسبت‌ها در مخرج کسر به منظور به حداقل رساندن تغییرات ناشی از ذوب بخشی و تبلور تفریقی می‌باشد (سعادت و استرن، ۲۰۱۱).

در این نمودار کلیه ماگماهای بازالتی ایجاد شده از گوشته استنوسفری، ستون استنوسفری و یا گوشته لیتوسفری غنی شده در اثر ذوب بخشی درجه پایین استنوسفر، همگی در داخل و یا در نزدیکی محدوده آرایش گوشته‌ای تعیین شده با نسبت‌های ثابت Th/Ta قرار می‌گیرند. در حالی که

ماگماهای حاصله از گوشته غنی شده توسط سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده متاسوماتیم شده، در مسیر روند غنی شدگی فرورانشی قرار می گیرند. زیرا ناحیه منشأ غنی شده توسط فرآیندهای فرورانشی، دارای نسبت های بالاتر Th/Yb ، به Ta/Yb می باشند. معمولاً نسبت های عناصر Th/Yb و Ta/Yb تحت تأثیر تبلور تفریقی یا ذوب بخشی قرار نمی گیرند، و عمدتاً وابسته به ویژگی های محل منشأ ماگما می باشند. متاسوماتیسم ناحیه منبع که توسط فرآیندهای فرورانش انجام می شود، باعث غنی شدگی از Th نسبت به Ta شده و بنابراین سبب افزایش نسبت Th/Yb در مقایسه با Ta/Yb می شود. در واقع مواد فرورانشی، Th را با خود منتقل کرده ولی Ta و Yb را با خود حمل نمی کنند (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰)، (تمیزل و همکاران، ۲۰۱۲).

به عبارت دیگر بیشتر عناصر ناسازگار غیر متحرک (نظیر Th) ممکن است توسط مذاب های مشتق شده از تیغه فرورو یا رسوبات فرورانده شده و یا رسوباتی که بطور مستقیم به گوه گوشته ای الحاق شده اند (جانسون و پلانک^۱، ۱۹۹۹) کنترل گردند. در این نمودار، نمونه های آرایش نیافته درون نوار باریک با شیب ثابت که محدوده ترکیبات مختلف گوشته را نشان می دهد، واقع می شوند و پیکان به ترتیب از پایین به بالا معرف روند غنی شدگی گدازه های مناطق فرورانش (Subduction Enrichment) می باشد. چنانچه مشاهده می شود نسبت Ta/Yb در سنگ های مذکور تقریباً ثابت و در حدود (۰/۲۱ تا ۰/۵۴) است در حالی که نسبت Th/Yb آن ها بین (۰/۵۸ تا ۲/۸۰) تغییر می کند. به عبارتی دیگر نحوه قرار گیری نمونه های مورد مطالعه منطقه گرمسار بر روی نمودار خطی به موزات روند غنی شدگی گدازه های مناطق فرورانش است و ویژگی های ژئوشیمیایی این نمونه ها، نشان دهنده نقش مواد زون فرورانش در ناحیه منشأ می باشد. تمام این موارد بیانگر این است که مذاب های اولیه سنگ های گابرو دیوریتی منطقه گرمسار توسط برداشته شدن فشار از گوشته لیتوسفری غنی شده حاصل شده اند که قبلاً توسط سیالات حاصل از یک رخداد اولیه فرورانش دچار متاسوماتیسم شده اند.

1- Johnson and Plank



شکل ۵-۱۳: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در الف) نمودار Nb/Y در برابر Rb/Y (پیرس، ۱۹۸۳)، ب) نمودار تغییرات Ta/Yb در برابر Th/Yb (پیرس، ۱۹۸۲)، (علائم مشابه شکل ۴-۲).

۵-۷- الگوی زمین‌ساختی - ماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین مورد مطالعه

یکی از اهداف پتروژنز سنگ‌های آذرین، استفاده از داده‌های تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی و فرعی، به ویژه عناصر کمیاب و ایزوتوپ‌ها برای تبیین فرآیند تکوین ماگماها و چگونگی ارتباط آن‌ها با جایگاه‌های مختلف زمین‌ساختی می‌باشد.

در خصوص نحوه شکل‌گیری و الگوی زمین‌ساخت-ماگمایی ایران مرکزی نقطه نظرات متفاوتی وجود دارد، که می‌توان آن‌ها را به دو نظریه کافت درون قاره‌ای و فرورانش حاشیه کمان تقسیم نمود. عده‌ای از محققین مانند سبزه‌ای (۱۹۷۴)، عمیدی (۱۹۷۵)، امامی (۱۹۸۱)، عمیدی و امامی (۱۹۸۴) و... به نظریه کافت درون قاره‌ای، معتقد هستند. آنان فعالیت ماگمایی در این ناحیه را با پدیده فروانش مرتبط ندانسته و آن را صرفاً در اثر اتساع و شکاف پوسته می‌دانند. از طرفی به اعتقاد بربریان و کینگ (۱۹۸۱)، معین‌وزیری (۱۹۸۵)، علوی (۱۹۹۴، ۱۹۹۶)، شهاب‌پور (۲۰۰۴، ۲۰۰۷) و ... در نظریه فروانش حاشیه کمان، فروانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی را دلیل رخداد ماگماتیسم این ناحیه دانسته‌اند. اگرچه نظریه و مدل فروانش از مقبولیت بیشتری نسبت به نظریه

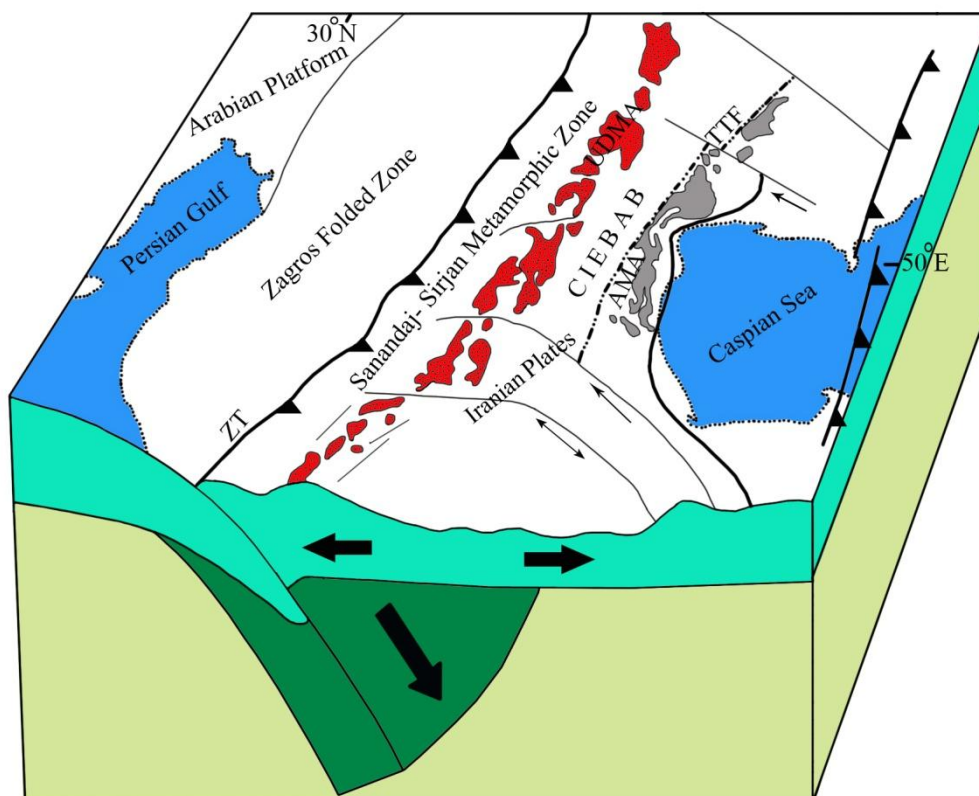
کافتی برخوردار است ولی از آنجا که برخی از شواهد سنگ‌شناختی و سنگ‌نگاشتی موجود، با مناطق فرورانش شناخته شده در نقاط دیگر زمین هماهنگی کامل ندارد، به همین خاطر نظریه فرورانش نیز مورد پذیرش همه زمین‌شناسان نیست. از جمله ایرادات اساسی این مدل عدم تطابق کامل سری‌های ماگمایی در نوار ارومیه- دختر با وضعیت یک فرورانش شاخص، عدم تطابق سنی بین ماگماتیسم نوار ارومیه- دختر، ایران مرکزی، البرز غربی- آذربایجان و برخی از نشانه‌های ژئوشیمیایی سنگ‌ها می- باشد. اما در سال‌های اخیر با افزایش داده‌ها، نظریه سومی مبنی بر حوضه پشت کمان توسط قاسمی و تالبوت^۱ (۲۰۰۶)، گاست^۲ و همکاران (۲۰۰۷)، وردل (۲۰۰۹)، برهمند (۱۳۸۹)، برهمند و قاسمی (۱۳۸۹)، قاسمی و همکاران (۱۳۹۰) و قاسمی و برهمند (۱۳۹۲)، و ... مطرح شده که به نظر می‌رسد این نظریه تا حدود زیادی اختلافات فاحش گذشته بین دو نظریه فرورانش حاشیه کمان و کافت درون قاره را مرتفع می‌سازد.

امروزه، با انجام مطالعات پترولوژیکی و زمین‌ساختی، انگاره محسوب نمودن حوضه فروافتاده‌ی شمال ایران مرکزی واقع در پشت نوار ماگمایی ارومیه- دختر به عنوان یک حوضه‌ی پشت کمانی تقویت شده است. شهاب پور (۲۰۰۷)، حوضه فروافتاده رفسنجان را به عنوان یک حوضه کششی درون قاره‌ای پشت کمانی بعد از ائوسن معرفی کرده است. عزیزی و معین‌وزیری (۲۰۰۹) نیز به وجود یک حوضه پشت کمان در امتداد گسل تبریز- تاکستان معتقدند. آسیابان‌ها و فودن^۳ (۲۰۱۲) براین باورند که چون مجموعه ماگمایی سنوزوئیک البرز در مقایسه با ارومیه- دختر از گودال فرورانشی کرتاسه - ائوسن دورتر است (حدود ۵۰۰-۲۰۰ کیلومتر)، پس به نظر می‌رسد که مجموعه ماگمایی سنوزوئیک البرز در یک رژیم کششی پشت کمانی در ورای کمان ماگمایی ارومیه- دختر تشکیل شده است (شکل ۵-۱۴).

1- Talbot

2- Guest

3- Foden



UDMA= Urumieh Dokhtar Magmatic Assemblage
 AMA= Alborz Magmatic Assemblage
 C I E B A B= Central Iran Extensional Back Arc Basin
 TTF= Tabriz- Takestan Fault
 ZT= Zagros Thrust

شکل ۵-۱۴: نقشه زمین‌ساختی ساده شده از فلات ایران با الهام از آسیابان‌ها و فودن (۲۰۱۲).

آنچه با بررسی‌های ژئوشیمیایی و کاربرد نمودارهای تشخیص جایگاه‌های زمین‌ساختی مشخص شد، وابستگی توده‌های مورد مطالعه با سن الیگوسن میانی - پسین، به جایگاه پشت کمان به همراه نشانه‌های ژئوشیمیایی زون فروران‌ش است. با صعود ماگمای آکالن مشتق شده از ذوب‌بخشی درجات پایین گوشته غنی‌شده، سنگ‌های با ترکیبات گابرو/دیوریت به صورت استوک، دایک و سیل در داخل سازند قرمز زیرین جایگزین شده‌اند.

منطقه گرمسار جزئی از حوضه کششی فروافتاده پشت کمانی ایران مرکزی در ترشیری محسوب می‌شود که توالی ضخیمی از سنگ‌های رسوبی عمدتاً تخریبی و تبخیری در آن نهشته شده‌اند. جایگاه پشت کمانی تعیین شده برای سنگ‌های مزبور، با جایگاه زمین‌ساختی این بخش از ایران مرکزی در

زمان الیگوسن - میوسن که توسط دیگر محققین از جمله قاسمی و همکاران (۱۳۹۰) و قاسمی و برهمند (۱۳۹۲) بیان شده است، کاملاً سازگار می‌باشد.

حوضه‌های پشت کمان در سطح گسترده‌ای در طی سالیان اخیر مورد مطالعه قرار گرفته‌اند که علت این مطالعات گسترده اهمیت این حوضه‌ها در فراهم کردن اطلاعات ارزشمند در مورد فرآیندهای زمین‌ساختی و ساختارهای لیتوسفری در یک حوضه روی زون فروورانش می‌باشد (ژو^۱ و همکاران، ۲۰۰۳).

حوضه‌های پشت کمانی شامل حوضه‌های کشتی کوچک شکل گرفته در حواشی فعال قاره‌ای و در ارتباط با فروورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای می‌باشند که در پشت نوار ماگمایی اصلی زون فروورانش تشکیل می‌شوند (هاوکینز^۲، ۱۹۹۴، و مارتینز و همکاران، ۲۰۰۷). به عقیده ویلسون (۱۹۸۹)، محیط‌های کشتی پشت کمانی همانند سیستم‌های واگرای پشته‌های میان اقیانوسی جزء حاشیه سازنده صفحات محسوب می‌شوند. مراحل تشکیل یک حوضه پشت کمان (شکل ۵-۱۵) به شرح ذیل است (تایلور و مارتینز، ۲۰۰۳):

A. در محل زون فروورانش، حرکت ورقه فرورونده باعث ایجاد جریان پهن‌رفتی در گوه گوشته‌ای می‌شود (بردارهای خط چین) و آب آزاد شده از ورقه فرورونده که میزان آن به سوی جبهه آتشفشانی زیاد می‌گردد به همراه پهن‌رفت عمودی ناشی از جریان کناری، سبب انبساط گوشته در بالای منحنی سالیدوس خود می‌شود. همگام با جریان پهن‌رفتی گوشته در این منطقه، ذوب ناشی از آب‌دار شدن پیشرونده رخ می‌دهد (یعنی ورود آب به گوشته سبب پایین آمدن دمای سالیدوس و بروز ذوب بخشی می‌گردد). مذاب حاصل به سمت بالا حرکت می‌کند (خطوط نقطه چین نازک کمرنگ) و ممکن است باعث تشکیل زنجیره‌هایی از کوه‌های زیردریایی پشت کمانی شود. به سمت جبهه آتشفشانی، گوشته به طور فزاینده‌ای از سازندگان مذاب تهی می‌شود و به

1- Xu

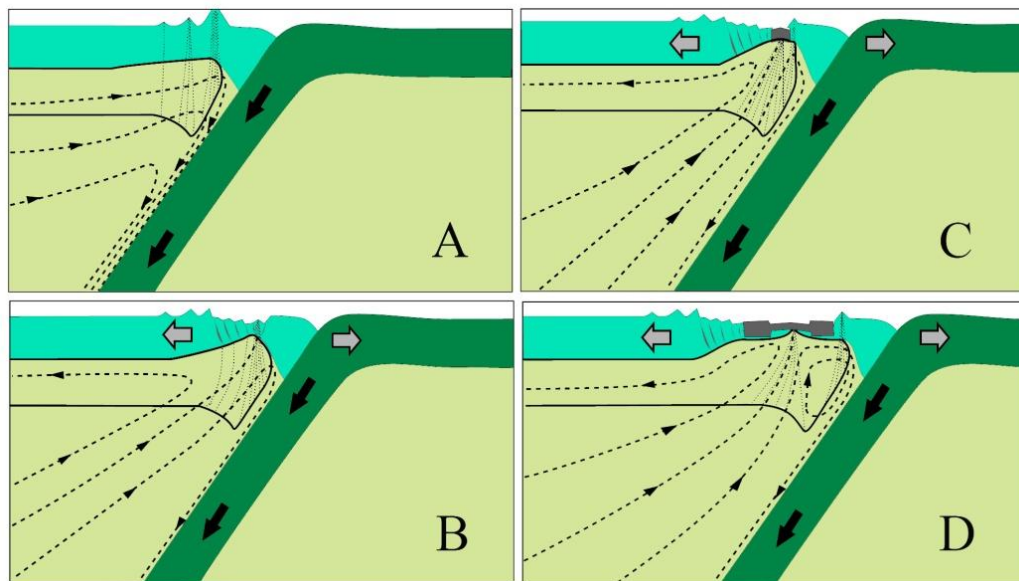
2- Hawkins

صورت پهن‌رفتی به همراه ورقه فرورونده به سمت پایین رانده می‌شود.

B. هنگامی که کشش پشت کمان آغاز می‌شود، لیتوسفر نزدیک به جبهه آتشفشانی که از نظر رئولوژیکی تضعیف شده، متحمل کافت‌زایی می‌گردد. مواد گوشته‌ای آبدار شده این منطقه، به صورت پهن‌رفتی به سمت بالا به داخل لیتوسفر در حال کشش و در حال نازک‌شدگی، وارد می‌شود و در فاز کافت‌زایی سبب ذوب گسترده می‌گردد. البته، اگر فرورانش کند باشد، سبب سرد شدن زیاد گوه گوشته‌ای و جلوگیری از ذوب گسترده آن می‌شود.

C. با افزایش کشش، یک مرکز در حال گسترش اقیانوسی در نزدیکی جبهه آتشفشانی روی گوشته شدیداً آبدار شده در حال پهن‌رفت، شکل می‌گیرد. در این مرحله، گسل‌های نرمال بزرگی ایجاد می‌شوند و با کاهش فشار از روی گوشته، استنوسفر در عمق زیاد شروع به ذوب بخشی و بالا آمدن می‌نماید. افزایش کشش و دور شدن هرچه بیشتر گسل‌های نرمال از یکدیگر، باعث فرو افتادگی حوضه‌ی میانی می‌شود.

D. با تداوم کشش و گسترش پشته، محور گسترش از جبهه آتشفشانی دور می‌شود. آبدار شدن گوشته از طرق سیالات آزاد شده از ورقه فرورونده، کاهش می‌یابد و در نتیجه عملکرد جریان گوشته‌ای و پهن‌رفت ناشی از تأثیر مرکز در حال گسترش، گوشته شدیداً تهی‌شده با گوشته تغییرنیافته اطراف خود مخلوط می‌شود. این فرایندها سبب اختلاط منابع مختلف گوشته‌ای و تعدیل ترکیب گوشته این مناطق می‌گردند و در نتیجه، ماگمای حاصل از آن، ویژگی‌های دوگانه محیط‌های کششی درون ورقه‌ای (کافتی) و فرورانش حاشیه قاره (کمانی) را به ارث می‌برد.



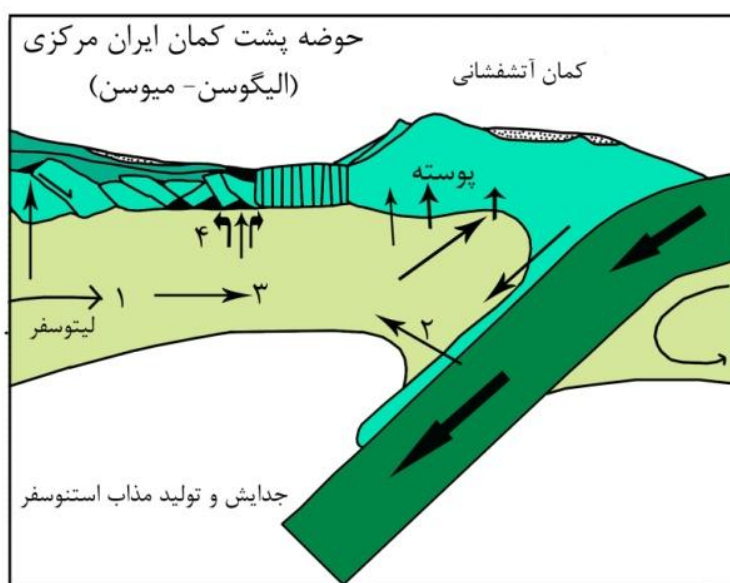
شکل ۵-۱۵: مدل ارائه شده توسط تایلور و مارتینز (۲۰۰۳) به منظور نشان دادن مراحل تشکیل حوضه پشت کمان.

برهمند (۱۳۸۹) ویژگی‌های ژئوشیمیایی وابسته به فروانش در ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی منطقه گرمسار را در یک رژیم کششی و در موقعیت درون ورقه‌ای و پشت کمانی، در طی الیگوسن پسین این گونه توجیه کرده است که منبع گوشته‌ای این سنگ‌ها، ویژگی‌های فروانش را از محیط‌های زمین‌ساختی قبلی خود کسب و حفظ کرده‌اند. این حالت را می‌توان حفظ طولانی مدت ویژگی‌های ژئوشیمیایی فروانش، به وسیله گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای نامید. به عبارت دیگر گوشته لیتوسفری می‌تواند در زمان فروانش 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 حوضه‌های پشت کمانی رخ می‌دهد.

چون گوشته محل منبع حوضه‌های پشت کمان نیز کاملاً متأثر از سازندگان درگیر در ماگماهای حوضه‌های کمانی است، بنابراین، برخی از ویژگی‌های ماگماهای حوضه‌های کمانی در ماگماهای حوضه‌های پشت کمان نیز دیده می‌شوند. به همین دلیل، گوشته‌های محل منبع ماگماهای حوضه‌های پشت کمان را گوشته‌های تعدیل شده می‌نامند. وردل (۲۰۰۹)، بر اساس مطالعاتی که بر روی ماگماتیسیم وابسته به محیط‌های کششی ایران مرکزی داشته است، بیان کرد، که این رویداد، یا به

تعبیر وی، تعدیل شدگی محل منشأ ماگماهای بازالتی الیگوسن ایران مرکزی، در طی فرآیند فرورانش کرتاسه- ائوسن تا فاز کششی الیگوسن- میوسن رخ داده است. تعدیل شدگی ناحیه منشأ ماگما، در تمامی سنگ‌های آذرین الیگوسن ایران مرکزی قابل مشاهده نبوده، بلکه مقدار و شدت تعدیل یافتگی ناحیه منشأ، با فاصله گرفتن از کمان، کاهش می‌یابد (وردل، ۲۰۰۹).

اصولاً چهار عامل ترکیب گوشته لیتوسفری این مناطق، نقش فرورانش در تحول ناحیه منشأ، واکنش بین گوشته لیتوسفری با سازندگان زون فرورانش و درنهایت، درجات مختلف ذوب بخشی و فرایندهای پساماگمایی در تعیین ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین محیط‌های پشت کمانی دخالت دارند که به صورت مسیرهای مجزا در (شکل ۵-۱۶) نشان داده شده‌اند (پیرس و استرن^۱، ۲۰۰۶). این نکته خصوصاً در مورد حوضه‌های پشت کمانی نابالغ که به مرحله اقیانوس‌زایی نرسیده‌اند (نظیر منطقه مورد مطالعه)، بیشتر صدق می‌کند.



شکل ۵-۱۶: مسیرهای چهارگانه مؤثر در تعیین ترکیب شیمیایی بازالت‌های پشت کمانی (BAB)، با الهام از طرح پیرس و استرن (۲۰۰۶).

برای توضیح دادن تغییرات منظم و نه خطی در تولید و ترکیب ماگما به عنوان تابعی از فاصله از

محل جبهه آتشفشانی (تایلور و مارتینز، ۲۰۰۳) مدلی طراحی کرده‌اند که در آن رشد و افزایش پوسته‌ای پشت کمان، توسط قطعه در حال فرورانش، اشکال گرمایی جریان و ویژگی‌های ترکیبی محل‌های منبع مذاب در گوه گوشته‌ای کنترل می‌شود. آن‌ها پیشنهاد داده‌اند که سیستم پهن‌رفتی در محیط‌های پشت کمان مشابه با همان سیستم در محیط‌های گسترش میان اقیانوسی است که به روی یک میدان جریان در روی زون فرورانش (SSZ) نقش بسته است. این امر اجازه می‌دهد که موادی که قبلاً متحمل ذوب و خروج مذاب شده‌اند و هم‌چنین قطعه فرورونده توسط جریان کناری گوه گوشته-ای دوباره در رژیم‌های ذوب حاکم بر مراکز گسترش پشت کمان وارد شوند (شکل ۵-۱۵-D) (تایلور و مارتینز، ۲۰۰۳).

مطابق مدل ذوب دو مرحله‌ای وودهد و همکاران (۱۹۹۳)، حرکت مذاب‌های گوشته‌ای از محل در حال گسترش در زیر نقاط پشت کمان به سمت کمان می‌باشد. عناصر ناسازگار مثل عناصر HFS (Zr، Nb، Ti و ...)، عناصر LIL (Rb، Pb و ...) و عناصر LREE (La، Ce و ...) در طی این دوره از ذوب خارج شده‌اند. در زمانی که این گوشته تهی‌شده همراه با اسلب سقوط می‌کند با سیالات آبدار خارج شده از قطعه فرورونده مخلوط می‌شود که این امر سبب غنی‌شدگی این ماگماها از عناصر LIL و LREE در حوضه‌های پشت کمان می‌گردد. عناصر HFS نسبت به LIL و LREE تحت شرایط انتقال آبدار نامتحرک‌تر هستند و به همین دلیل کمتر مشاهده می‌شوند. از این رو مواد گوشته‌ای شاخص تهی‌شدگی در عناصر HFS نسبت به عناصر LREE و LIL می‌باشد که علت آن شرایط از قبل موجود در حوضه پشت کمان و غنی‌شدگی به دنبال آن توسط سیالات آبدار است (کینساید و هال، ۲۰۰۳).

اجزای سازنده فرورانش هرچند در بسیاری از بازالت‌های حوضه پشت کمان (BABB) حضور دارند اما مطالعات اخیر نشان داده است که بازالت‌های حوضه پشت کمان در محیط‌های متمایز و خاصی فوران کرده‌اند. برای مثال بازالت‌های حوضه پشت کمان درون سیستم کمان ماریانا در یک حوضه

پشت کمان درون اقیانوسی منشأ گرفته‌اند در حالی که سیستم ریوکیو در ژاپن در یک حوضه پشت کمان درون قاره‌ای شکل گرفته است. به طور کلی پذیرفته شده است که گوشته در زیر حوضه پشت کمان نتیجه‌ای از واکنش و برهم‌کنش بین یک گوشته استنوسفری و گوشته شبیه مورب است (ژو و همکاران، ۲۰۰۳).

ماگماهای حوضه پشت کمان به وسیله کشش ناشی از فرورانش ورقه اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای و برداشته شدن فشار از روی مذاب گوشته استنوسفری در زیر یک پشته در حال گسترش که غیر قابل متمایز از MORB است، تولید می‌شوند. بنابراین، برخی از خصوصیات ترکیبی بازالت‌های پشت کمان، مشابه MORB است (ژو و همکاران، ۲۰۰۳). بازالت‌های حوضه پشت کمان و مورب از لحاظ میزان H_2O با هم متفاوت هستند. بازالت‌های حوضه پشت کمان آب بیشتری دارند چرا که آن‌ها H_2O را قبلاً از فرآیندهای فرورانش دریافت کرده‌اند. آب باعث بیشتر شدن درجه ذوب بخشی در این جایگاه نسبت به محیط مورب می‌شود (مهدی‌پور قاضی و همکاران، ۲۰۱۲).

همگام با شروع فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لبه‌ی جنوبی ایران مرکزی و تشکیل نوار دگرگونی سندنجد- سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه- دختر در طول مزوزوئیک، یک حوضه‌ی کششی پشت کمان در پشت کمان ماگمایی ارومیه- دختر در خلال مزوزوئیک- سنوزوئیک تشکیل شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰؛ قاسمی و برهمند، ۱۳۹۲؛ شهاب‌پور، ۲۰۰۴؛ قاسمی و تالбот، ۲۰۰۶).

به اعتقاد راموس و کای^۱ (۲۰۰۶)، بازالت‌های پشت کمانی و یا حوضه‌های پشت کمانی، مکان‌های گذر از بازالت‌های کمانی به بازالت‌های درون قاره‌ای می‌باشند. اگرچه در این مناطق پشت کمانی، گاه کشش‌ها آن‌قدر تداوم و گسترده‌گی دارند که تشکیل پشته‌ی میان اقیانوسی و گسترش بستر اقیانوس را موجب می‌شوند (مانند دریای چین و ژاپن)، اما در بسیاری از موارد، این حوضه‌ها در همان مراحل

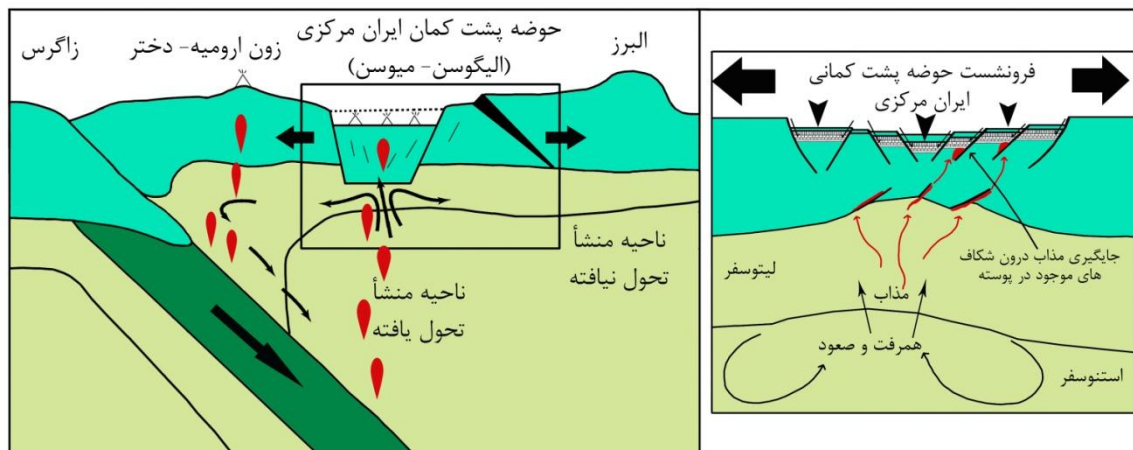
1- Ramos and Kay

کشش‌های آغازین و به صورت نواحی فروافتاده پشت کمانی باقی می‌مانند (مانند بخش‌های وسیعی از مناطق فروافتاده مرکزی قاره آمریکا در پشت کمان ماگمایی آند، در کانادا، آمریکا، مکزیک، شیلی و نقاط دیگر این قاره) (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰).

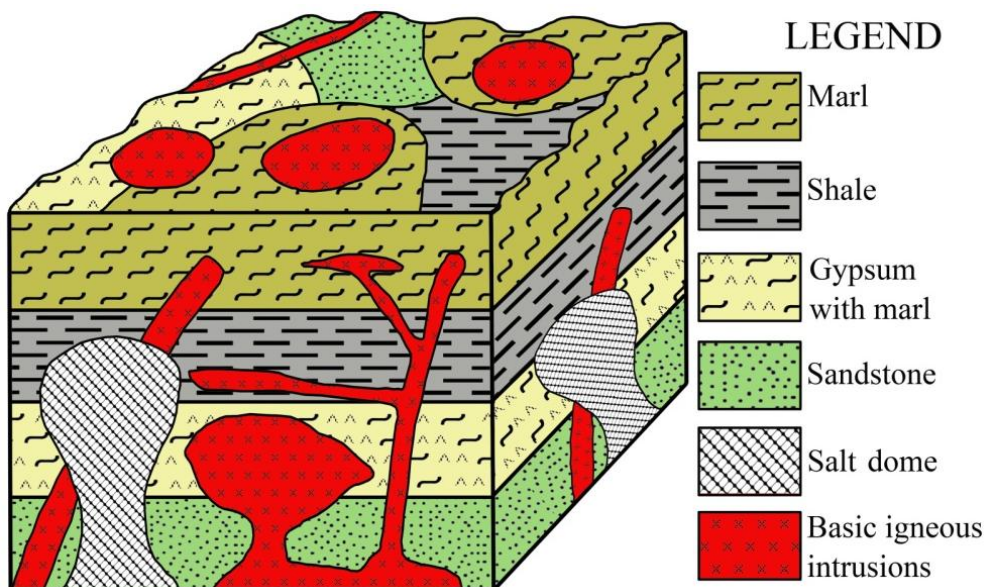
براین اساس و با استفاده از شکل ۵-۱۷ می‌توان گفت که از اواخر ائوسن تا میوسن، پوسته قاره‌ای پشت کمانی ایران مرکزی متحمل کشش، کاهش فشار وارد بر گوشته، ذوب بخشی و بالازدگی گوشته و در نهایت، تورم پوسته بوده است. در مراحل اولیه، ذوب بخشی در اعماق بیشتر و درجه‌ای کمتر رخ داده و مذاب‌های تولید شده به شدت از عناصر ناسازگار غنی بوده‌اند. با افزایش کشش در پشت کمان آتشفشانی و بالآمدگی و ذوب بخشی بیشتر گوشته‌ی فوقانی، بر حجم ماگمای تولیدی افزوده شده و زمینه برای صعود دیاپیری آن به افق‌های بالاتر فراهم شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰).

ماگمای حاصل در امتداد گسل‌های عمیق صعود کرده و در خلال بالآمدن، متحمل فرایندهای پترولوژیک مختلف نظیر تبلور تفریقی، همراه با هضم و اندکی آلیش پوسته‌ای شده است. در نهایت، ماگمای آلکالن مذکور توانسته به صورت توده‌های نیمه عمیق متعدد به درون سازند قرمز زیرین نفوذ کند (شکل ۵-۱۸).

بر اساس یافته‌های این تحقیق و الگوهای زمین‌ساختی ارائه شده برای بخش‌های شمالی حوضه ایران مرکزی و جنوب البرز در سنوزوئیک (مثل مطالعات قاسمی و تالبوت، ۲۰۰۶؛ کازمین و تیخونوف، ۲۰۰۸)، می‌توان گفت که ماگمای بازیک سازنده سنگ‌های مورد مطالعه، احتمالاً در یک حوضه کششی کافی پشت کمانی (BAB) اولیه و نابالغ، واقع در پشت نوار اصلی ماگمایی نوع آندی کالکوالکالن ایران مرکزی (ارومیه- دختر) در زمان الیگوسن- میوسن تشکیل شده‌اند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰).



شکل ۵-۱۷: مدل ارائه شده برای تحولات زمین‌ساختی در حوضه پشت کمانی ایران مرکزی در طی الیگو-میوسن.



شکل ۵-۱۸: بلوک دیاگرام توالی‌های رسوبی و آذرین موجود در سازند قرمز زیرین منطقه گرمسار.

فصل ششم

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۶-۱- نتیجه گیری

با توجه به کلیه مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، نتایج کلی به دست آمده از این پژوهش به شرح زیر می باشد:

- ✓ منطقه‌ی مورد مطالعه به عنوان بخشی از حاشیه شمالی حوضه پشت کمانی ایران مرکزی در شمال و شمال غرب گرمسار در استان سمنان واقع بوده و از واحدهای سنگی گوناگون با سن‌های مختلف شامل سازندهای قرمز پایینی، قم، قرمز بالایی و هزار درّه به همراه نهشته‌های کواترنر تشکیل شده است.
- ✓ بیشترین رخمون‌های سنگی منطقه، متعلق به دوره زمانی الیگوسن و سازند قرمز زیرین می باشد که شامل توالی‌های ضخیمی از مارن‌های ژپس‌دار قرمز رنگی هستند که در آن‌ها توده‌های متعدد آذرین نفوذ کرده‌اند.
- ✓ توده‌های نفوذی گابرو دیوریتی به صورت دایک، سیل و استوک به سن الیگوسن میانی - پسین دیده می شوند اما در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمسار، به اشتباه تحت عنوان واحد OI^V (واحد آتشفشانی) نامیده شده‌اند. مطالعات صورت گرفته نشان از نفوذی بودن این واحد دارد، بنابراین در این تحقیق، به جای واحد OI^V ، از واحد OI^{gb} ، به معنی واحد گابرویی در نقشه اصلاح شده استفاده گردیده است.
- ✓ بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و نمودارهای ژئوشیمیایی نشان می دهند که سنگ‌های آذرین مورد مطالعه، ماهیت گابرویی دارند و یک سری تفریقی از گابرو تا دیوریت را تشکیل می دهند.
- ✓ نمونه‌های گابرویی دارای بافت‌های گرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک هستند. در نمونه‌های حاشیه‌ی دایک‌ها به علت انجماد سریع، زمینه سنگ عمدتاً از ریز بلورها تشکیل شده و بافت‌های پورفیری، بادامکی و گلومرو پورفیری مشاهده می شود. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (اوژیت) کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را تشکیل می دهند. کانی‌های اپک، آپاتیت، الیوین و فلوگوپیت جزء کانی‌های فرعی سنگ به حساب می آیند و کلریت، پرهنیت، کلسیت، اپیدوت و سریسیت کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها را تشکیل می دهند.
- ✓ سنگ‌های دیوریتی نسبت به گابروها از فراوانی کمتری در منطقه برخوردار بوده و در مطالعات میکروسکپی انواع بافت‌های گرانولار، اینترگرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک را به نمایش می گذارند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز و به مقدار کم کلینوپیروکسن (اوژیت) می باشند و کانی - های اپک، هورنبلند، بیوتیت، آپاتیت و کوارتز کانی‌های فرعی و اورالیت، پرهنیت، کلریت، کانی -

- های ثانویه این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند.
- ✓ سنگ‌های مورد بررسی دارای ماهیت ماگمایی قلیایی بوده و روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب آن‌ها در مقابل عدد منیزیم و ضریب تفریق حاکی از منشأ گرفتن این سنگ‌ها از یک منبع ماگمایی واحد و نقش فرآیند تبلور تفریقی در تحول آن‌ها می‌باشد.
- ✓ نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌ها حاکی از غنی‌شدگی شدید آن‌ها از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و تهی‌شدگی نسبی از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) است. نسبت زیاد LREE/ HREE و شیب نزولی تقریباً زیاد نمودار بیانگر درجه‌ی پایین ذوب بخشی محل منبع و تفریق یافته بودن نمونه‌هاست. الگوی موازی نمونه‌ها، منشأ واحد و تحول آن‌ها را در طی فرایند تبلور تفریقی ماگما تأیید می‌کند.
- ✓ نبود نابهنجاری Eu، وجود نابهنجاری مثبت در عناصر Cs، K، Sr و Ba و تهی‌شدگی شدید از Nb و Zr از ویژگی‌های بارز این سنگ‌هاست. ماگمای مافیک سازنده سنگ‌های مورد مطالعه تا حدودی متحمل آلودگی با مواد پوسته‌ای شده است. تهی‌شدگی سنگ‌های گابرویی از HFSE و غنی‌شدگی آن‌ها از LILE، می‌تواند معرف نقش مواد فروران‌ش در تحول ناحیه منشأ ماگما باشد.
- ✓ نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونوماگمایی و نمودارهای تعیین کننده ویژگی‌های محل منشأ، نشان می‌دهند که ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها از ذوب بخشی حدود ۱۲ تا ۱۵ درصدی یک منبع گوشته لیتوسفری عمیق غنی شده گارنت لرزولیتی، در اعماق ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری، ایجاد و در یک محیط کششی درون قاره‌ای (حوضه پشت کمان) بالا آمده است.
- ✓ جایگاه پشت کمان تعیین شده برای سنگ‌های مزبور، با جایگاه زمین‌ساختی این بخش از ایران مرکزی در زمان الیگوسن- میوسن، کاملاً سازگار می‌باشد.

۶-۲- پیشنهادات

- ۱) مطالعه دقیق‌تر سازنده‌های منطقه به منظور شناخت بهتر محیط‌های زمین‌ساختی این دوره از ایران مرکزی.
- ۲) مطالعه عوامل ساختاری زمین‌ساختی موجود در منطقه به منظور تعیین نحوه جایگیری توده‌های آذرین در داخل سنگ میزبان خود.
- ۳) انجام آزمایشات میکروپروپ سنگ‌های مورد بررسی، برای تعیین ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌ها.
- ۴) انجام مطالعات ایزوتوپی به منظور تعیین منشأ و سن سنجی سنگ‌های آذرین منطقه به طور

دقیق تر و قابل اعتمادتر.

پیوست

پیوست (۱): نتایج خام تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه (مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی به درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب به قسمت در میلیون نشان داده شده است).

Sample	RS1	RS 2	RS 3	RS 4	RS 5	RS 6	RS 7	RS 8	RS 9	RS 10	RS 11
Major oxides (Wt%)											
SiO ₂	45.72	45.37	45.62	45.58	45.91	47.05	45.71	43.02	50.86	49.30	47.34
Al ₂ O ₃	16.93	16.79	17.18	16.95	15.23	19.23	16.83	18.05	19.89	19.73	16.28
CaO	8.98	11.02	10.09	10.27	6.28	8.99	9.02	11.00	8.01	8.22	7.78
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
K ₂ O	0.63	0.91	1.15	1.01	2.93	1.73	2.53	2.45	2.86	3.87	1.65
MgO	8.73	8.25	8.18	7.51	8.79	6.34	8.74	8.50	4.52	6.04	6.14
MnO	0.11	0.11	0.12	0.17	0.22	0.09	0.18	0.21	0.10	0.11	0.19
Na ₂ O	3.39	3.07	3.02	3.21	3.10	2.63	1.67	0.99	3.15	2.17	3.44
P ₂ O ₅	0.17	0.15	0.15	0.17	0.42	0.30	0.17	0.41	0.47	0.40	0.94
TiO ₂	0.88	0.85	0.86	0.91	1.15	1.12	0.86	1.11	0.77	0.86	1.82
Fe ₂ O _{3t}	10.94	9.76	10.51	10.92	11.72	9.06	10.30	10.16	7.13	6.83	12.00
LOI	3.5	3.71	3.11	3.28	4.16	3.43	3.95	4.03	2.19	2.41	2.29
Trace elements (ppm)											
Ba	130.3	100.5	152.3	139.4	688.6	254.1	187.6	396.8	321.5	388.6	865.3
Co	59.23	39.45	46.88	49.80	54.19	32.13	54.62	41.46	17.65	25.97	26.16
Cs	0.39	0.30	0.29	0.60	0.89	0.49	0.79	2.17	0.49	1.00	0.19
Ga	15.79	8.88	11.72	13.94	12.81	16.55	16.88	16.78	13.73	20.98	13.57
Hf	0.99	0.99	0.98	1.99	1.97	1.95	0.99	1.97	2.94	3.00	3.88
Nb	3.95	1.97	2.93	3.98	11.82	4.87	3.97	5.92	8.82	12.99	23.26
Rb	7.01	11.05	17.77	23.21	42.46	39.44	23.63	58.44	40.10	66.03	6.49
Sn	1.97	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	1.97	0.95	2.00	0.95
Sr	618.9	522.6	597.6	656.3	1024.	548.2	1211.	705.8	836.2	835.1	891.4
Ta	0.45	0.45	0.45	0.45	0.59	0.45	0.45	0.45	0.69	0.60	1.26
Th	1.18	1.18	1.17	1.39	1.48	2.63	1.29	4.34	5.69	5.59	1.36
Tl	15.79	20.71	22.46	13.94	9.36	2.63	1.99	0.99	6.18	4.20	1.16
U	0.37	0.46	0.63	0.50	0.64	0.86	0.51	1.04	1.63	1.40	0.57
V	253	255	256	248	203	246	255	284	134	168	203
W	1.97	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95
Zr	55.28	32.54	38.09	50.80	98.52	80.82	56.60	91.81	97.06	159.8	145.3
Y	23.69	12.82	15.63	18.92	21.67	22.40	22.84	26.65	17.65	28.97	25.19
Mo	52.32	64.10	62.50	51.79	37.44	18.50	19.86	10.86	22.55	29.97	10.66
Cu	142.1	143.9	90.82	98.61	102.4	110.0	249.2	192.5	106.8	122.8	62.98
Zn	59.23	20.71	29.30	64.74	43.35	46.74	148.9	100.6	32.35	98.90	46.51
Ni	56.27	64.10	49.80	55.78	110.3	15.58	48.66	36.53	21.57	39.96	47.48
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	23.20	21.89	22.27	22.01	38.52	32.52	25.82	38.10	58.63	48.35	59.69
Ce	15.79	15.78	16.60	19.92	47.29	34.08	18.87	44.42	62.75	57.94	85.27
Pr	2.27	2.27	2.44	2.79	6.11	4.58	2.68	5.92	6.86	7.09	10.66
Nd	10.86	10.85	11.72	12.95	25.62	19.47	11.92	25.67	26.47	27.97	43.60
Sm	2.67	2.96	2.83	3.19	4.63	4.19	3.18	5.63	5.00	5.39	7.95
Eu	0.99	0.95	0.98	1.10	1.77	1.56	0.94	1.78	1.86	1.90	2.52
Gd	3.16	3.06	3.13	3.29	5.12	4.48	3.28	5.63	5.20	5.59	7.56
Tb	0.49	0.48	0.53	0.55	0.71	0.69	0.54	0.84	0.72	0.70	1.07
Dy	2.76	2.76	2.83	2.99	3.55	3.60	2.98	4.54	3.73	4.00	5.23
Ho	0.59	0.54	0.59	0.66	0.73	0.70	0.62	0.87	0.76	0.76	0.97
Er	1.58	1.48	1.56	1.69	1.77	2.14	1.59	2.27	2.06	2.10	2.62
Tm	0.44	0.33	0.34	0.32	0.36	0.40	0.40	0.43	0.48	0.45	0.56
Yb	1.48	1.48	1.46	1.59	1.67	1.95	1.49	2.17	2.06	2.00	2.33
Lu	0.36	0.31	0.27	0.26	0.27	0.29	0.24	0.32	0.34	0.33	0.39

پیوست (۲): نسبت‌های عناصر مورد استفاده به همراه میانگین آن‌ها (av..) برای نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه، (N: بهنجار شده به کندریت)، (N PM: بهنجار شده به گوشته اولیه).

Sample	RS1	RS 2	RS 3	RS4	RS5	RS6	RS7	RS8	RS9	RS10	RS11	AV..
Zr/Ba	0.4	0.3	0.3	0.4	0.1	0.3	0.3	0.2	0.3	0.4	0.2	0.3
Zr/Nb	14.0	16.5	13.0	12.8	8.3	16.6	14.3	15.5	11.0	12.3	6.3	12.8
Zr/Y	2.3	2.5	2.4	2.7	4.5	3.6	2.5	3.4	5.5	5.5	5.8	3.7
Nb/U	10.8	4.3	4.6	8.0	18.5	5.7	7.8	5.7	5.4	9.3	40.7	11.0
Nb/zr	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1
Nb/Y	0.2	0.2	0.2	0.2	0.5	0.2	0.2	0.2	0.5	0.4	0.9	0.3
Th/Yb	0.8	0.8	0.8	0.9	0.9	1.4	0.9	2.0	2.8	2.8	0.6	1.3
Th/Ce	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1
Th/Ta	2.6	2.6	2.6	3.1	2.5	5.8	2.9	9.7	8.3	9.3	1.1	4.6
Ta/Yb	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.5	0.3
Rb/Th	5.9	9.3	15.2	16.6	28.7	15.0	18.3	13.5	7.1	11.8	4.8	13.3
Rb/Nb	1.8	5.6	6.1	5.8	3.6	8.1	6.0	9.9	4.5	5.1	0.3	5.2
Rb/Y	0.3	0.9	1.1	1.2	2.0	1.8	1.0	2.2	2.3	2.3	0.3	1.4
U/Th	0.3	0.4	0.5	0.4	0.4	0.3	0.4	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4
La/Ta	51.6	48.7	49.5	48.9	65.2	72.3	57.4	84.7	85.4	80.7	47.4	62.9
La/Nb	5.9	11.1	7.6	5.5	3.3	6.7	6.5	6.4	6.6	3.7	2.6	6.0
La/Yb	15.7	14.8	15.2	13.8	23.0	16.7	17.3	17.5	28.5	24.2	25.7	19.3
La/Sm	8.7	7.4	7.9	6.9	8.3	7.8	8.1	6.8	11.7	9.0	7.5	8.2
Sm/Nd	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Sm/Yb	1.8	2.0	1.9	2.0	2.8	2.2	2.1	2.6	2.4	2.7	3.4	2.4
Ce/Sm	5.9	5.3	5.9	6.3	10.2	8.1	5.9	7.9	12.5	10.7	10.7	8.1
Ce/Yb	10.7	10.7	11.3	12.5	28.2	17.5	12.7	20.5	30.5	29.0	36.7	20.0
Ce/Zr	0.3	0.5	0.4	0.4	0.5	0.4	0.3	0.5	0.6	0.4	0.6	0.4
Dy/Yb	1.9	1.9	1.9	1.9	2.1	1.9	2.0	2.1	1.8	2.0	2.3	2.0
Lu/Yb	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2
Ba/Zr	2.4	3.1	4.0	2.7	7.0	3.1	3.3	4.3	3.3	2.4	6.0	3.8
Ba/Y	5.5	7.8	9.8	7.4	31.8	11.3	8.2	14.9	18.2	13.4	34.3	14.8
Y/20	1.2	0.6	0.8	0.9	1.1	1.1	1.1	1.3	0.9	1.4	1.3	1.1
Ti/1000	5.5	5.3	5.3	5.6	7.2	7.0	5.4	6.9	4.7	5.3	11.2	6.3
Ti/V	21.6	20.7	20.8	22.7	35.4	28.3	21.0	24.4	35.2	31.4	55.0	28.8
FeO/MgO	1.3	1.2	1.3	1.5	1.3	1.4	1.2	1.2	1.6	1.1	2.0	1.4
(La/Yb) _N	10.6	10.0	10.2	9.3	15.5	11.3	11.7	11.8	19.2	16.3	17.3	13.0
(La/Nb) _N PM	6.1	11.5	7.9	5.7	3.4	6.9	6.7	6.7	6.9	3.9	2.7	6.2
(Th/Nb) _N PM	2.5	5.0	3.4	2.9	1.0	4.5	2.7	6.1	5.4	3.6	0.5	3.4

منابع

منابع فارسی:

- آرین م و فیضی ف، (۱۳۸۹) " نقش گسلش در گسترش سطحی نهشته‌های تبخیری محدوده ورامین- سمنان " فصلنامه علمی پژوهشی زمین و منابع واحد لاهیجان، سال سوم، شماره سوم.
- آرین م، (۱۳۹۰) "مفهوم زمین شناختی مرز البرز ایران مرکزی در گستره ی تهران تا سمنان و دیپایریسم نمک در طول آن " مجله نمک، سال اول، شماره سوم، صفحات ۱۳-۱.
- آسیابان‌ها ع، (۱۳۷۴) "بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی(ترجمه)"، انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، ۶۳۰ ص.
- آقائباتی ع، (۱۳۸۳) "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۵۸۶.
- اسدیان ف، پورکرمانی م و آرین م، (۱۳۸۶) " ژئومورفولوژی ساختمانی ساختارهای نمکی در گستره گرمسار- لاسجرد " پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶۰، صفحات ۷۵-۸۵.
- امینی ب، رشید ح و رضائیان ش، (۱۳۸۳) "گزارش ورقه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمسار".
- افتخارنژاد ج، (۱۳۵۹) "تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوزه- های رسوبی " نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، ۱۹-۲۸.
- بربریان م، قرشی م، ارژنگ‌روش ب، (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.

- بربریان م، قرشی م، طالبیان م و شجاع طاهری ج، (۱۳۷۵) "پژوهش و بررسی نو زمین ساخت لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه، گسلش در گستره سمنان" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۶۳، ۲۶۶ صفحه، صفحات ۶۵ - ۱۲۰.
- بربریان م و یاسینی ا، (۱۹۸۳)، "گوناگونی و گسترش رخساره‌ای و خط‌های کلی پارینه جغرافی نئوژن در ایران زمین" سازمان زمین شناسی کشور، بخش چهارم، گزارش ۵۲.
- برهمند م، (۱۳۸۹)، پایان نامه ارشد: "بررسی موقعیت چینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقه‌ی احمدآباد (خارتوران، جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۴۵ 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.
- تاکی س، درویش‌زاده ع، قادری م و خسروتهرانی خ، (۱۳۸۸) "توالی سنگ‌شناسی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی فاز دوی پالئوژن در منطقه دیلمان، البرز باختری"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، ص ۲۳۹-۲۵۲.
- جمشیدی خ، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: "مطالعه ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۵۴ صفحه.
- جهانی د، (۱۳۸۹) "رسوب شناسی و کانی شناسی پلایای گرمسار"، دو فصلنامه تخصصی نمک، سال اول، شماره اول، صفحات ۱-۱۶.
- درویش‌زاده ع، (۱۳۸۱) "زمین شناسی پوسته اقیانوسی، پترولوژی و دینامیک درونی"، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۶۹ صفحه.

- درّی م، (۱۳۷۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه زمین شناسی و چینه شناسی کوه کلرز (شمال گرمسار)" دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران، ۱۴۹ صفحه.
- درّی م، ب، بدخشان ممتاز ق و سیاره ع، ر، (۱۳۷۳) "گزارش نقشه زمین شناسی معادن نمک منطقه سیالک (شمال غرب گرمسار) و پی جویی پتاس در معادن فعال سمنان -گرمسار" سازمان زمین شناسی کشور، ۱۰۷ صفحه.
- رحیمزاده ف، (۱۳۷۳) "الیگوسن، میوسن، پلیوسن، طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران"، شماره ۱۲، سازمان زمین شناسی کشور، ۳۱۱ صفحه.
- رضائی دانا ل، (۱۳۸۲) پایان نامه ارشد: "به بیواستراتیگرافی سازند قم در منطقه گرمسار، شمال ده نمک" گرایش چینه شناسی و فسیل شناسی، دانشگاه تربیت معلم، ۱۵۰ صفحه.
- شهریاری س، صفایی ه و شریفی م، (۱۳۷۸) "تعیین محیط تکتونوماگمایی بازالت های همراه با گنبد های نمکی البرز مرکزی (منطقه گرمسار)"، فشرده مقالات سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شیراز؛ صفحات ۳۶۸-۳۹۰.
- صالحیان ش، (۱۳۹۰)، پایان نامه ارشد: "بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ های آذرین مافیک موجود در شیست های گرگان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۷۳ صفحه.
- صفایی ه، (۱۳۶۹)، پایان نامه ارشد: "سایزمو تکتونیک دیابیرهای گرمسار"، دانشگاه تربیت معلم.
- صفایی ه، (۱۳۷۴) "گسله مسبب زمین لرزه های گرمسار"، **مجله علوم زمین**. شماره ۱۴. صفحات ۲۹-۳۵.
- طوطی ف، یزدانی س و بازرگانی گیلانی ک، (۱۳۸۷) "زمین شیمی و سنگ زایی مجموعه آتشفشانی قلیایی- نیمه قلیایی شمال ایران مرکزی: نقش فرآیندهای تفریق بلوری و غنی شدگی سنگ های اسیدی تا بازی در یک محیط پشت کمان" **فصلنامه علوم زمین**. شماره ۶۷: ۲۱۰-۲۲۳.
- طوطی ف، و یزدانی س و بازرگانی گیلانی ک، (۱۳۸۸) "کاربرد عناصر فلزی، عناصر با شدت میدان بالا و عناصر لیتوفیل یون بزرگ در تشخیص جایگاه تکتونیکی پشت کمان منطقه جنوب کهریزک

- (جنوب تهران) "مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۳۵، شماره ۲، صفحات ۱۱ تا ۲۰.
- عبادتی ن، (۱۳۷۷)، پایان نامه دوره دکتری: "زمین ساخت و تکامل ژئودینامیکی گستره گرمسار"،
تکتونیک، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات.
- علیجانی ن، (۱۳۷۸) پایان نامه ارشد: "پتروگرافی و ژئوشیمی کانسارهای تبخیری (معدن راهراک)
گرمسار" گرایش رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشگاه تهران، ۱۹۳ صفحه.
- قاسمی ح، برهمند م و صادقیان م، (۱۳۹۰) "گدازه های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق
شاهرود: شاهدهی بر جایگاه پشت کمانی حوضه الیگو- میوسن ایران مرکزی" **مجله پترولوژی**،
سال دوم، شماره هفتم، صفحات ۷۷ تا ۹۴.
- قاسمی ح، برهمند م. (۱۳۹۲) پترولوژی و ژئوشیمی سنگ های آذرین موجود در سازند قرمز زیرین،
منطقه گرمسار. فصلنامه زمین شناسی ایران، تابستان ۱۳۹۲، سال هفتم، شماره بیست و ششم،
صفحات ۱۷ تا ۲۳.
- قاسمی ح، لنکرانی م، همام م، (۱۳۸۹) "پترولوژی سنگ های آذرین" انتشارات دانشگاه صنعتی
شاهرود، ۵۵۶ صفحه.
- قره چلو س، فیض نیا س، علوی پناه ک و میرآخورلو خ، (۱۳۸۸) "ارزیابی پهنه بندی شاخص شوری
زمین شناسی موثر بر تخریب آب و خاک (بررسی موردی: حوزه آبخیز حبله رود)" **نشریه مرتع و
آبخیزداری، مجله منابع طبیعی ایران**، دوره ۶۲، شماره ۴، صفحه ۵۲۷ تا ۵۳۷.
- کاظمی حسنوند ز، (۱۳۹۱)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی، ژئوشیمی و ویژگی های محل منشأ
سنگ های آذرین اردوویسین پایانی در سازند ابرسج، شاهرود" دانشکده علوم زمین، دانشگاه
صنعتی شاهرود.
- گزارش سالیانه اداره هواشناسی گرمسار، (۱۳۸۷).
- معین وزیری ح، (۱۳۷۱) "پتروگرافی و پترولوژی سنگ های آذرین"، انتشارات دانشگاه تربیت

معلم، ۵۵۵ صفحه.

- نبوی م، (۱۳۵۵) "دیباجه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- وزیری ح، مجیدی‌فرد م، (۱۳۸۹) "جایگاه چین‌شناسی نهشته‌های نمکی منطقه گرمسار، ایران مرکزی"، دوفصلنامه تخصص نمک، سال اول، صفحات ۱۷-۲۴.

منابع لاتین:

- Abdel – Fattah, M., A. M. Abdel– Rahman and Nasser P.E. (2004) "Cenozoic volcanism in the middle east: Petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon", **Geological Magazine, Cambridge University Press 141**, pp 545 – 563.
- Abu-Hamattah Z.S.H. (2005) "Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication" **Journal of Asian Earth Sciences**. 25, pp 557–581.
- Alavi M. (1994) "Tectonic of Zagros orogenic belt or Iran: New data and interpretations" **Tetonophysics, V. 229, Issues 3-4. P. 211-238.**
- Alavi M. (1996) "Tectono – Stratigraphic syntethesis and structural style of the Alborz Mountain system in Northern Iran" **Journal of Geodynamics, 21-33.**
- Aldanmaz E. Pearce J.A. Thirlwall M. F. and Mitchell J.G. (2000) "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey" **J. of. Volcan. geotherm. Res.** 102, pp 67-95.
- Amidi S. M. (1975) "Contribution a leُtude stratigraphique, Petrologique, et Petrochimique des roches magmatiques de la region de Natanz-Nain-Surk (Iran central)" **G. S. I. Theses, Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, France. 316P.**
- Amidi S.M. and Emami M.H. (1984) "Alkaline character of Eocene volcanism in the Middle part of central Iran and its geodynamic situation" **Geologische Rundschau, 73,3, 917-932 Stuttgart.**

- Asiabanha A. and Foden J. (2012) "Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran" **Lithos**, **148**: 98–111.
- Azizi H. and Moinevaziri H. (2009) "Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwest Iran" **Journal of Geodynamics** **47**, 167-179.
- Babaahmadi A. Safaei H. Yassaghi A. Vafa H. Naeimi A. Madanipour S. and Ahmadi M. (2010) "A study of Quaternary structures in the Qom region, West Central Iran" **Journal of Geodynamics**.
- Berberian M. and King G.C.P. (1981) "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran" **Can. J. Earth Sci.**, **V. 18**, P. 210-265.
- Berberian M. (1983) "The southern Caspian: A compression floored by a trapped modified oceanic crust" **Canadian Earth Sciences**, **20**, pp 163 – 183
- Best G. (2003), **"Igneous and metamorphic petrology"**, 729pp.
- Biermanns L. (1996) "Chemical classification of gabbroic-dioritic rocks, based on TiO₂, SiO₂, FeOt, MgO, K₂O, Y and Zr. Universitat Tubnigen, Institut und musium for geologie und palapntologie", **Third ISAG, St Malo (France)**.
- Bin Z. and Meiyin D. (2010) "Geological setting of Garmsar block", Iran. International Conference on Challenges in Environmental Science and Computer Engineering.
- Bogard P.J.F. and Warner G. (2003) "Petrogenesis of basanitic to tholiitic volcanic rock from the Miocene Vgelsberg, Central Germany" **Journal of Petrology** **44**, p. 569 – 602.
- Borming S. and Fuyuan, W. (2001) "Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: The wouduhe and baerzhe granites from the great Xing an mountains in NE China" **Lithosphere**, **59**, p. 171-198.
- Boynton W.V. (1984) "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed), Rare Earth Element Geochemistry" **Elsevier**, Amsterdam, pp 63–114.
- Brown M. (2001) "Orogeny, migmatites and leucogranites: a review" *Proc, Indian Acad, Sci, (Earth Planet. Sci)*, 110, pp 313-336.
- 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.

- Conder J. A. and Wiens D. A. (2006) "Seismic structure beneath the Tonga arc and Lau back-arc basin determined from joint Vp, Vp/Vs tomography" **Geochem. Geophys. Geosyst.**, 7, Q03018, doi:10.1029/2005GC001113.
- Cox K.G. Bell J.D and Pankhursts R.J. (1979), "**The interpretation of igneous rocks**" George Allen and Unwin. 450 pp.
- Cullers R. L. and Graf J.L. (1984) "**Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust**", Ontario Division Mines Miscellaneous Paper, No. 66.
- Curtis M. P. Leat T. Riley B. Storey I. Millar D. and Randall J. (1999) "Middle Cambrian rift-related volcanism in the Ellsworth Mountains, Antarctica: tectonic implications for the palaeo-Pacific margin of Gondwana" **Tectonophysics** 304: 275-299.
- Dai J. Wang Ch. Hebert R. Li Y. Zhong H. Guillaume R. Bezard R. and Wei Y. (2011) "Late Devonian OIB alkaline gabbro in the Zangbo Zone: Remnants of the Paleo-Tethys?" **Gondwana Research** 19, pp 232-243.
- 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, pp 183-210.
- Deer W. A. Howie R. A. and Zussman J. (1991) "**An introduction to rock forming minerals**" Longman., 528 pp.
- Duchesne J.C Charlier B. (2005) "Geochemistry of cumulates from the Bjerkreim–Sokndal layered intrusion (S. Norway). Part I: Constraints from major elements on the mechanism of cumulate formation and on the jotunite liquid line of descent" **Lithos**, 83, pp 229-254.
- Ellam R.M. Cox K.G. (1991) "An interpretation of Karoo picrate basalts in term of interaction between astenospheric magmas and the mantle lithosphere" **Earth and planetary science Letters**, 105, p. 330-342.
- Emami M.H. (1981), Ph.D. Theses, "Geologie de la region de Qom-Aran (Iran); Contribution a petude dynamique et geochimique du Volcanisme tertiaire de l Iran central", Sciences naturelles Univ. Sc. et Medicale de Grenoble. 489P.
- Fenner C. N. (1948) "Incandescent tuuf flows in southern Peru", **Geological society of America. Bulletin**, V. 59, pp. pp 879-893.
- Fitton J.G. (1987) "The Cameroon Line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism". In: Upadhyay, D., Raith, M.M., Mezger,

- K., Hammerschmidt, K. (2006) "Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India" **Lithos** 89, pp 447-477.
- Fitton J.G. Saunders A.D. Norry M.J. Hardarson B.S. and Taylor R.N. (1997) "Thermal and chemical structure of the Iceland plume", **Earth and Planetary Science Letters**, 153, p. 197 – 208.
 - Furman T. (2007) "Geochemistry of East African Rift basalts: An overview" **Journal of African Earth Sciences** 48, pp 147–160.
 - Ghasemi A. and Talbot C. J. (2006) "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", **Journal of Asian Earth Sciences** 26: pp 683-693.
 - Gorton M.P. and 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, p. 1065- 1073.
 - Guest B. Horton B. K. Axen G. J. Hassanzadeh J. and McIntosh W. C. (2007) "Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: implications for the onset of collisional deformation in northern Iran", **Tectonics** 26.
 - Harker A. (1909) "**The natural history of igneous rocks**", Methuen, London.
 - Hart S.R. (1984) "A large-scale isotopic anomaly in the southern hemisphere mantle", **Nature** 309, 753–757.
 - Hawkesworth C. J. Gallagher K. Hergt J. M. and McDermott F. (1994) "Destructive plate margin magmatism: Geochemistry and generation", **Lithos** 33, pp 169 – 188.
- Hawkins J.W. (1994) "Petrologic synthesis: Lau Basin transect", **Proc. ODP, Sci.Res.**, 135, pp 879-905.
- He Q. Xiao L. Balta B. Gao R. and Chen J. (2010) "Variety and complexity of the Late Permian Emeishan basalts, Reappraisal of plume-lithosphere interaction processes", **Lithos**, 119, pp 91-107.
 - Hibbard M.J. (1995) "Petrography to petrogenesis", Prentice Hall. 587. Pp
 - Hirschmann M.M. Ghiorso M.S. Wasylenski L.E. Asimow P.D. and Stolper E.M. (1998) "Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts", I. Method and composition to experiments. **Journal of Petrology** 39, pp 1091–1115.
 - Hoang N. and Flower M. (1998) "Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a ‘diffuse igneous province”, **Journal of Petrology**, 39, pp 369–395.

- Hofmann A.W. Jochum K.P. Seurfert M. and White W.M. (1988) "Nb, Pb, hñ oacenic basalts: New constraints on mantle evolution", **Earth and planetary Science letters**, **79**, pp 33- 45.
- Hole M. J. Saunders A. D. Marriner G. F. and Tarney J. (1984) "Subduction of pelagic sediments: Implication for the origin of Ceanomalous basalts from Alexander Islands", **Journal of Geological Society of London** **141**: 453-472.
- Hubber H. (1950) "Geological reconnaissance of the south-central Alborz and oil possibilities of the north-western Kavir area between Tehran and Semnan", Iranian Oil Company.
- Hubber H. (1966) "A short review of salt formation and salt structures in the East Tehran and south Semnan areas", Iranian Oil Company.
- Irvin T. and Baragar W.R.A. (1971) "A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks" **Canadian Journal of earth Science Letters**, **8**, pp 523-548.
- Jackson M. P. A. Cornelius R. R. Craig C. H. Gansser A. Stocklin J. and Talbot J.C. (1990) "Salt Diapirs of the Great Kavir, Central Iran", **Mem. Geol. Soc. Am. Vol. 177**, 139 P.
- Johnson M. C. and T. Plank (1999) "Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments", *Geochem.Geophys.Geosyst.*1(1), doi:10.1029/1999 GC 000014.
- Kalhor R. (1961) "Geology of Neogene Formations in Varamin- Garmsar area and evaluation of Abardej nose", **NIOC. Geol. Rep. No. 233**, 26p.
- Kasmin V. G. and 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**.
- Keskin M. Genc S. C. and Tuysuz O. (2008) "Petrology and geochemistry of post collisional middle Eocene volcanic unites in North – Central Turkey: Evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the Northern Neothethys ocean", **Lithos** 104, pp 267 – 305.
- Keskin M. Pearce J. A. and Mitehell J. G. (1998) "Volcano stratigraphy and geochemistry of collision - related volcanism on the Erzurum-Kars plateau, northeastern Tuerkey". **Journal of Volcanology and Geothermal Research** **85**: 355-404.

- Khan T. Murata M. Karim T. and 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.
- Kincaid C. and Hall P. S. (2003) "Role of back arc spreading in circulation and melting at subduction zones", **J. Geophys. Res.**, 108(B5), 2240, doi:10.1029/2001JB001174.
- Kirkpatrick R. J. (1977) "Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea volcano, Hawaii". **Geol. Soc. Am. Bull.**, 88, pp 78-84.
- Krienitz M. S. Hasse K. Mezger K. Eckardt V. and Shaikh-Mashail M. A. (2006) "Magma genesis and crustal contamination of continental intraplate lavas in northwestern Syria", **Contrib Mineral Petrol.** 151, pp 698–716.
- Kuno H. (1968) "Origin of andesite and its bearing on the island arc structure". **Bull.** Vol 32, pp 141 – 176.
- Kurkcuglu B. (2010) "Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from the Develidog volcanic complex, Central Anatolia, Turkey", **Journal of Asian Earth Sciences** 37, 42- 51.
- Le Bas. Le Maitre. Streckeisen and Zanettin. (1986) "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram" **Journal Petrol**, 27, Part 3, pp 375 – 750.
- 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. and zanettin B. (1989) "A classification of igneous rocks and glossary of terms", Blackwell, Oxford.
- Lentz D.R. (1998) "**Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulfide systems: The role of extensional geodynamics**", *Ore Geology Reviews*.
- Lightfoot P. C. and Keays R. R. (2005) "Siderophile and chalcophile metal variation in flood basalts from the Siberian Trap Noril'sk region: implications for the origin of the Ni-Cu PGE sulfide ores". **Economic Geology** 100: 439-462.
- Lustrino M. Keskin M. Mattioli M. and Kavak O. (2012) "Heterogeneous mantle sources feeding the volcanic activity of Mt. Karacadag (SE Turkey)" **Journal of Asian Earth Sciences** 46, pp 120-139.
- Martinez F. Okino K. Ohara Y. and Goffredi S.H. (2007) "Back-Arc Basins",

Oceanography, Volume 20, Number 1, pp 1-12.

- Marzouki F. Kerrich R. and Fyle W.S. (1979) "Epidotisation of diotites at Alhadah, Saudi Arabia: fluid influx into cooling plutons", **Contrib. J. Pet.**, 20, pp 487-554.
- Mason B., MOORE C.B. (1982) "**Principle of Geochemistry**".
- Mattsson H. and Oskarsson N. (2005) "Petrogenesis of alkaline basalts at the tip of a propagating rift: Evidence from the Heimaey volcanic centre, south Iceland", **Journal of Volcanology and Geothermal Research** 147, pp 245 – 267.
- Mehdipour Ghazi J. Moazzen M. Rahgoshay M. and Shafaii Moghadam H. (2012) "Geochemical characteristics of basaltic rocks from the Nain ophiolite (Central Iran); constraints on mantle wedge source evolution in an oceanic back arc basin and a geodynamical model", **Tectonophysics** 574–575 (2012) 92–104.
- Mertz D.F. Weinrich A.J. Sharp W.D. and 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, pp 19-26.
- Middlemost, E. A. K. (1994) "**Naming materials in the magma / igneous rock system**", Longman Group U. K., pp 73 – 86.
- Moine-Vaziri H. (1985) These d'Etat: "Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran", Univers. Paris-Sud, Orsay.
- Morata D. Oliva C. Cruz R. and Suarez M. (2005) "The Bandurrias Gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera", **Journal of South American Earth Sciences**, 18, pp 147–162.
- Nagudi N. Koberl Ch. and Kurat G. (2003) "Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda, and implications for its origin", **Journal of African earth sciences**, 36, pp 1-14.
- Nakamura N. (1974) "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites" **Geochim. Cosmochim. Acta**, 38, pp 757-775.
- Nicholson K.N. Black P.M. Hoskin P.W.O. and Smith I.E.M. (2004) "Silicic volcanism and back – arc extension related to migration of the late Cenozoic

- Australian – Pacific plate boundary", **Journal of volcano and Geotherm, Res**, **131**, p. 295 – 306.
- Patino L. C. Carr M. J. and Feigenson, M. D. (2000) Local and regional variations in Central American arc lavas controlled by variations in subducted sediment input", **Contributions to Mineralogy and Petrology** **138**: 265-283.
 - Pearce J.A. (1982) "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries", In: Thorpe R.S (ed), **Andesites**. Wiley, Chichester, pp 525-548.
 - 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. and Peate D.W. (1995) "Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas", **Annual Review of Earth and Planetary Sciences** **23**, pp 251–285.
 - Pearce J.A. and 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.
 - Pearce T.H. Gorman B.E. and Birkett T.C. (1975) "The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts", **Earth Planet. Sci. Lett.**, **24**, 419- 426.
 - Peccerillo R. and Taylor S.R. (1976) "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey" **Contrib. Mineral. Petrol**, **58**, pp 63-81.
 - Ramos V.A. and 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.
 - Reuter M. Piller W. E. Harzhauser M. Mandic O. and 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.
 - Rieben H. (1955) "The geology of the Tehran plain", **American Journal of Science**.

253: 617-639.

- Rogers G. Saunders A.D. Terrell D.J. Verma S.P. and Marriner G.F. (1985) "Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated, with ridge subduction in Baja California, Mexico" **Nature**, 315, pp 389– 392.
- Rollinson h.R. (1993), "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation", John Wiley and Sons, 325pp.
- Sabzehei M. (1974) "Les Melanges ophiolitiques de la region d Esfandagheh (Iran meridional)", Etude petrographique et structurale, interpretation dans Le Cadre Iranien, These presesetee al universite de Grenoble, 306 P.
- Saadat S. and Stern C.R. (2011) "Petrochemistry and genesis of olivine basalts from small monogenetic parasitic cones of Bazman stratovolcano, Makran arc, southeastern Iran", **Lithos** 125 (2011) 607–619.
- Safonova I.Y. Simonov V.A. Kurganskaya E.V. Obut O.T. Romer R.L. and Seltnmann R. (2012) "Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: Geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting", **Journal of Asian Earth Sciences** 49 (2012) 20–39.
- Schandl E .S and Gorton M. P. (2002) "Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments", **Economic Geology**, Vol. 97, pp 629-642.
- Shahabpur J. (2004) "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz", **Journal of Asian Earth sciences**, 24: 405-417.
- Shahabpour J. (2007) "Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt", **Journal of Asian Earth. Sci.** 30, 652 – 665.
- Shervais J.W. (1982) "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas", **Earth Planet. . Sci. Lett**, 59, pp 101-118.
- Shuto K. Ishimoto H. Hirahara Y. Sato M. Matsui K. Fujibayashi N. Takazawa E. Yabuki K. Sekine M. Kato M. and Rezanov A.I. (2006) "Geochemical secular variation of magma source during Early to Middle Miocene time in the Niigata area, NE Japan: Asthenospheric mantle upwelling during back-arc basin opening", **Lithos** 86, 1–33.
- Sirvastava R. K. and Singh R. K. (2004) "Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub – alkaline mafic dikes from the Central Indian craton: evidence for mantle metasomatism" **Asian Earth Science**, v.23, pp 373 – 389.

- Stocklin J. (1968) "Structural history and tectonics of Iran; a review, American Association of Petroleum" **Geologists Bulletin**, 52 (7), pp 1229-1258.
- Stocklin J. and Setudenia A. (1971) "Stratigraphic lexicon of Iran. Geological survey of Iran", No.18, 1- 376.
- Sun S.S. and McDonough W. F. (1989) "A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes". In: Saunders, A. D., Norry M. J. (eds), "**Magmatism in oceanic basins**". **Geology. Soc. London. Spec. Pub**, 42, pp 313 – 345.
- Taylor B. MartinezF. (2003) "Back-arc basin basalt systematic", **Earthand Planetary Science Letters** 210 (2003) 481- 497
- Taylor S.R. and McLennan S.M. (1985) "The Continental Crust: its composition and evolution", Oxford: Blackwell Scientific Publishers.
- Tchameni R. Pouclet A. Penay J. Ganwa A. A. and 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. Arsalan M. Ruffet G. and Peucat J.J. (2012) "Petrochemistry, geochronology and Sr– Nd isotopic systematics of the Tertiary collisional and post-collisional volcanic rocks from the Ulubey (Ordu) area, eastern Pontide, NE Turkey: Implications for extension-related origin and mantle source characteristics", **Lithos** 128, pp 126– 147.
- Thirwall F.M Upton B.j. and Jenkins C. (1994) "Intraction between continental lithosphere and Iceland plume-Sm-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, Ne Greenland" **Journal of Petrology**. 35, pp 839-879.
- Thompson R.N. (1982) "British Tertiary volcanic province" **Scoot. J. Geol**, 18, pp 49 – 107.
- Thompson R. A. (1991) "Oligocene Basaltic volcanism of the northern Rio Grande Rift: San Luis Hills, Colorado", **Journal of Geophysical Research** 96(B8): pp 13577-13592.
- Thoronton C. P. and Tattle O. F. (1960) "Chemistry of igneous rocks: Differentiation index" **Am. Sci.**, 258, pp 664 – 684.

- Upadhyay D. Jahn – Awe S. Pin C. Paquette J. L. and Braun I. (2006) "**Neoproterozoic alkaline magmatism at Sivamalai, Southern India**", Gondwana Research 10, pp 156 – 166.
- Varekamp J. C. Hesse A. and Mandeville C. W. (2010) "Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina)", **Journal of Volcanology and Geothermal Research. VOLGEO-04527; No of Pages 16.**
- 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.
- Verma S. P. (2009) "Continental rift setting for the central part of Mexican volcanic belt: A statistical approach", **The open Geology journal 3: 8-29.**
- Wang Y. Fan W. and 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 - 448.
- Wedepohl K. H. (1995) "The composition of the continental crust", **Geochim. Cosmochim. Acta. 59: 1217-1232.**
- Welch S. A. and Benfield G. F. (2002) "Modification of olivine surface morphology and reactivity by microbial activity during chemical weathering" **Geochim. Cosmochim. Ieta, 66**, pp 213 – 221.
- Weyer S. Munker C. and Mezger K. (2003) "Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system", **Earth and Planetary Science Letters 205**, pp 309-324.
- Wilson M. (1989) "**Igneous petrogenesis a global tectonic approach**", Department of earth science, University of leeds, 466 pp.
- Wilson M. (2007) "Igneous petrogenesis a global tectonic approach", **Springer, 466 p.**
- Winchester J. A. and 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. and Gamble J. (1993) "High field strength and transition element systematic in island 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.
- Xu X. O'Reilly S.Y. Griffin W.L. and Zhou X. (2003) "Enrichment of upper mantle peridotite: petrological, trace element and isotopic evidence in xenoliths from SE China", **Chem. Geol.** **198**, 163–188.
 - Yan J. and Xin Zhao J. (2008) "Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere–asthenosphere interaction" **Journal of Asian Earth Sciences**, **33**, pp 106 –121.
 - Zanetti A. Mazzucchelli M. Rivalenti G. and Vannucci R. (1999) "The Finero phlogopite-peridotite massif: An example of subduction-related metasomatism", **Contributions to Mineralogy and Petrology** **134**: 107-122.
 - Zhang Y. Liu J. and Guo Z. (2010) "Permian basaltic rocks in the Tarim basin, NW China: Implications for plume-lithosphere interaction", **Gondwana Research**, **18**, pp 596-610.
 - Zhao J.X. Shiraishi K. Ellis D.J. and Sheraton J. W. (1995) "Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamato mountains, east Antarctica: implications for the origin of syenite magmas", *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**, pp 1363 – 1382.

Abstract

A lot of gabbro-dioritic intrusions bodies as dykes, sills and small stocks out cropped in the lower red formation in north and north-west of Garmsar of Semnan province. Based on the field petrography and geochemical studies these rocks have a gabbroic composition and represent a differential series from gabbro to diorite. Gabbroic samples have granular, ophitic and subophitic textures. In samples, which were collected from dyke margins, rock matrix are mainly composed of microcrysts with porphyry, amygdaloidal and glomeroporphyritic textures due to rapid cooling. Plagioclase and Clinopyroxene (augite) are the main minerals in study rocks. Apatite, opaque, olivine and phlogopite are minor and accessory minerals and chlorite, prehnite, calcite, epidote and sericite are secondary minerals (alteration) in the rocks. Dioritic rocks have less abundance than the gabbroic rocks in the region and show ophitic, subophitic, granular and intergranular textures in thin-sections. Plagioclase and to a lesser extent clinopyroxene (augite) are the main minerals of dioritic rocks. Opaque, hornblende biotite, quartz and apatite are minor and accessory minerals and uraninite, prehnite and chlorite are secondary minerals of the study rocks. The studied rocks are alkaline in nature and Harker diagrams of major oxides and trace elements versus Mg# and D.I indicate a same magmatic source for them and their evolution via differentiation crystallization process. Normalization and Spider diagrams show an intensive enrichment in light rare earth elements (LREEs) and relative depletion in heavy rare earth elements (HREEs). Parallel pattern of the samples in these diagrams indicate a common source for the rocks and the role of differential crystallization in their genesis. The lack of Eu anomaly, existence of positive anomaly in Cs, K, Sr and Ba, and intensive depletion from Nb and Zr are distinct characteristics of these rocks. Mafic magma formed the studied rocks was affected by contamination with crustal materials. Depletion of gabbroic rocks in HFSEs and their enrichment in LILEs could be an Based on the tectonic setting discrimination diagrams, the studied rocks plot in the field of intra continental plate tectonic setting (back-arc basin). On the basis of geochemical studies, magma formed the study rocks was originated from about 12-15% partial melting of an enriched garnet lherzolite mantle source at 90 - 100 km depths in an initial extensional continental back-arc basin. These back-arc basin setting proposed for the mentioned rocks is completely compatible with the tectonic setting of this part of Central Iran during the Oligocene-Miocene times.

Keywords: Gabbro-diorite, intrusion, Oligocene, Lower Red Formation, Garmsar.



Shahrood University

Faculty of Earth Sciences

Department of Petrology and Economic Geology

**Stratigraphical position, petrology and geochemistry of igneous
intrusion exist in Lower Red Formation, North of Garmsar**

Reza Sarizan

Supervisor:

Dr. H.Ghasemi

Advisor:

Dr. A. Taheri

MSc thesis

May 2014