

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

گرایش: پترولوژی

عنوان:

پترولوژی، ژئوشیمی و پتانسیل اقتصادی سنگ‌های آذرین شمال و شمال شرق

شاهرود

(زرین کمر، سیاه کوه و امیر آباد)

استاد راهنما:

دکتر حسین مهدیزاده شهری

استاد مشاور:

دکتر فردین موسیوند

نگارش:

محمد جواد مؤمن

تیرماه ۱۳۹۲

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده: علوم زمین

گروه: پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی

گرایش: پترولوژی

پایان نامه کارشناسی ارشد آقای محمد جواد مؤمن

تحت عنوان: پترولوژی، ژئوشیمی و پتانسیل اقتصادی سنگهای آذرین شمال و شمال شرق شاهرود
(زرین کمر، سیاه کوه و امیرآباد)

در تاریخ ۱۳۹۲/۰۴/۲۶ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی و با درجه
مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
	نام و نام خانوادگی : دکتر فردین موسیوند		نام و نام خانوادگی : دکتر حسین مهدیزاده شهری

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی : دکتر عزیز... طاهری		نام و نام خانوادگی : دکتر محمود صادقیان
			نام و نام خانوادگی : دکتر فرج... فردوست



دانشگاه صنعتی شاهرود

مدیریت تحصیلات تکمیلی
فرم شماره (۶)

بسمه تعالی

شماره :
تاریخ :
ویرایش :

فرم صورتجلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد آقای محمد جواد مؤمن رشته زمین شناسی گرایش پترولوژی تحت عنوان پترولوژی، ژئوشیمی و پتانسیل اقتصادی سنگهای آذرین شمال و شمال شرق شاهرود (امیرآباد، زرین کمر و سیاه کوه) که در تاریخ ۱۳۹۲/۰۴/۲۶ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

<input type="checkbox"/> قبول (با درجه : امتیاز ۱۳ تا ۱۸)	<input type="checkbox"/> دفاع مجدد	<input type="checkbox"/> مردود
---	------------------------------------	--------------------------------

۱- عالی (۲۰ - ۱۹)

۲- بسیار خوب (۱۸ - ۱۸/۹۹)

۳- خوب (۱۶ - ۱۷/۹۹)

۴- قابل قبول (۱۴ - ۱۵/۹۹)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنما	حسین مهدیزاده شهری	استاد	
۲- استاد مشاور	فردین موسیوند	استادیار	
۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	عزیزا... طاهری	استاد	
۴- استاد ممتحن	محمود صادقیان	استادیار	
۵- استاد ممتحن	فرج... فردوست	استادیار	

رئیس دانشکده: دکتر کریمی

تقدیر و تشکر:

اکنون که به یاری پروردگار مکارش این مجموعه به پایان رسیده است، مکارنده بر خود لازم می‌داند از عزیزانی که در راه پیشبرد و غنای علمی آن سهم اساسی داشته‌اند قدردانی نماید.

تحت از استاد بزرگوار جناب آقای دکتر حسین مهدیزاده شمیری که علاوه بر تمامی مراحل تحصیل به عنوان استاد راهنما نیز از بیچ کوشش و راهنمایی جهت بهتر شدن این پژوهش دریغ نورزیدند، سپاسگزاری می‌نمایم.

از جناب آقای دکتر فریدون موسوند که به عنوان استاد مشاور این پایان نامه همواره از راهنمایی‌های ایشان بهره‌جسته‌ام و چون برادری بزرگوار دلسوزانه مرا یاری نمودند کمال تشکر را دارم، کلیه اساتید بخصوص آقایان دکتر محمود صادقیان و دکتر عزیزالد طاهری که در مراحل مختلف تحصیل به عنوان استاد زحمات زیادی را متحمل شده‌اند و کالکنان زحمتش کرده زمین شناسی و دانشکده علوم زمین شناسی دانشگاه صنعتی شاهرود کمال تشکر را دارم.

و در پایان از همسر عزیزم و تمامی دوستان بخصوص آقای نجری، نورالکین، قربان پور و عزیزانی که به اشکال مختلف در به ثمر رسانیدن این مجموعه مرا یاری داده‌اند کمال تشکر و سپاسگزاری را می‌نمایم.

تعهد نامه

اینجانب محمد جواد مومن دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی / پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه پترولوژی، ژئوشیمی و پتانسیل اقتصادی سنگهای آذرین شمال و شمال شرق شاهرود تحت راهنمایی دکتر مهدیزاده متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ ۱۳۹۱/۰۴/۳۰

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .
استفاده از اطلاعات و نتایج موجو
- د در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

تقدیم ہے:

ہمہ کسانوں کی خدمت میں درند

چکیده..... ۱

۱- فصل اول: کلیات

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

۲- فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی

۲-۱- مقدمه..... ۱۰
 ۲-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه..... ۱۱
 ۲-۳- واحدهای سنگی منطقه..... ۱۳
 ۲-۴- زمین‌شناسی ساختمانی..... ۲۴
 ۲-۴-۱- بررسی عملکرد گسل‌ها و روند کلی آنها..... ۲۴
 ۲-۴-۲- چین‌ها..... ۲۷
 ۲-۵- زمین‌شناسی اقتصادی و پتانسیل معدنی..... ۲۸

۳- فصل سوم: پتروگرافی

۳-۱- مقدمه..... ۳۲
 ۳-۲- ویژگی‌های پتروگرافی سنگ‌های آذرین مناطق زرین‌کمر و سیاه‌کوه..... ۳۲
 ۳-۲-۱- تراکیت..... ۳۲
 ۳-۲-۲- تراکی‌اندزیت..... ۳۶
 ۳-۲-۳- تراکی‌بازالت..... ۴۰
 ۳-۲-۴- سینیت..... ۴۳
 ۳-۳- اختصاصات پتروگرافی سنگ‌های منطقه امیرآباد..... ۴۴
 ۳-۳-۱- تراکی‌اندزیت..... ۴۴
 ۳-۳-۲- آندزیت..... ۴۶
 ۳-۴- انواع سنگ‌های آذرآواری (ولکانو کلاستیک) موجود در منطقه..... ۴۹
 ۳-۴-۱- توفیت‌ها..... ۴۹
 ۳-۴-۲- توف شیشه‌ای..... ۵۰

- ۳-۴-۳- کریستال لیتیک توف شیشه‌ای..... ۵۰
- ۳-۴-۴- توف شیلی - آهکی..... ۵۱
- ۳-۵- سنگ‌های رسوبی..... ۵۳
- ۳-۶- تبلور ماگما..... ۵۳
- ۳-۷- نتایج پتروگرافی..... ۵۷

۴- فصل چهارم: ژئوشیمی

- ۴-۱- مقدمه..... ۶۱
- ۴-۲- منابع خطا در تجزیه شیمیایی..... ۶۶
- ۴-۳- تحلیل داده‌های حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی..... ۶۸
- ۴-۴- طبقه‌بندی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه..... ۶۹
- ۴-۴-۱- رده بندی شیمیایی..... ۷۱
- ۴-۴-۲- نمودارهای تغییرات عناصر..... ۷۳
- ۴-۴-۳- بررسی تحولات ماگمایی..... ۸۱
- ۴-۴-۴- نمودارهای عنکبوتی..... ۸۴
- ۴-۴-۵- تعیین سری ماگمایی..... ۸۶
- ۴-۴-۶- خلاصه مطالب..... ۸۸

۵- فصل پنجم: پتروژنز و جایگاه تکتونیکی

- ۵-۱- مقدمه..... ۹۰
- ۵-۲- جایگاه تکتونیکی..... ۹۰
- ۵-۳- پتروژنز..... ۹۷
- ۵-۳-۱- نظریات مربوط به پیدایش ماگماهای آکالن..... ۹۷
- ۵-۳-۲- آتشفشان‌های ترشیر در ایران..... ۹۸
- ۵-۳-۳- قلمروی تکتونیکی..... ۹۹
- ۵-۴- خلاصه مطالب..... ۱۰۳

فصل ششم: کانه‌زایی و دگرسانی

- ۶-۱- مقدمه..... ۱۰۵

- ۱۰۵.....۲-۶- چگونگی تشکیل کانسارهای طلائی اپی ترمال.....
- ۱۰۸.....۱-۲-۶- انواع کانسارهای طلائی اپی ترمال.....
- ۱۰۹.....۳-۶- شواهد دگرسانی و کانه‌زایی.....
- ۱۱۱.....۱-۳-۶- انواع دگرسانی و کانه‌زایی.....
- ۱۱۴.....۲-۳-۶- توالی پاراژنتیک کانی‌ها.....
- ۱۱۵.....۴-۶- روش‌های ژئوشیمی کانه‌زایی.....
- ۱۱۵.....۱-۴-۶- میکروسکوپ الکترونی و سیستم آنالیز (EDX).....
- ۱۱۸.....۲-۴-۶- آنالیز فایراسی (Fire Assay).....
- ۱۱۹.....۳-۴-۶- آنالیز چند عنصری (Multi Element).....
- ۱۱۹.....۵-۶- مدل کانه‌زایی و مقایسه آن با کانسارهای مشابه در ایران.....
- ۱۲۳.....*نتیجه گیری نهایی.....

پیوست‌ها

- ۱۲۷.....پیوست ۱- نتایج آنالیز چندعنصری (Multi Element).....
- ۱۲۷.....پیوست ۲- نتایج آنالیز فایراسی (Fire Assay).....
- ۱۲۸.....پیوست ۳- نتایج آنالیز چند عنصری از اخپانی (۱۳۹۲).....

منابع

- ۱۳۰.....*منابع فارسی.....
- ۱۳۴.....*منابع لاتین.....
- ۱۳۹.....*چکیده انگلیسی.....

فهرست جداول

صفحه	عنوان
۵۴.....	۳-۱- شرح ترتیب تبلور کانی‌ها.....
۶۱.....	۴-۱- موقعیت دقیق نمونه‌های سنگی منتخب.....
۶۳.....	۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی
۶۵.....	۴-۳- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب‌خاکی.....
۶۹.....	۴-۴- علائم به کار رفته برای نوع ترکیب سنگ‌های مورد مطالعه.....
۷۳.....	۴-۵- اسامی نمونه‌های سنگی بر اساس طبقه‌بندی‌های ژئوشیمیایی.....
۱۰۸.....	۶-۱- مقایسه کانسارهای طلای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون بالا و پایین
۱۰۹.....	۶-۲- مقایسه کانسارهای طلای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون پایین با منطقه.....
۱۱۴.....	۶-۳- توالی پاراژنتیک کانی‌ها
۱۲۰.....	۶-۴- مقایسه برخی از کانسارهای طلای نوع اپی‌ترمال مناطق مختلف شرق ایران.....

فهرست نمودارها

عنوان	صفحه
۱-۴ نمودار $R_1 - R_2$ دولاروش.....	۷۰
۲-۴ نمودار $Na_2O + K_2O$	۷۱
۳-۴ نمودار TAS	۷۲
۴-۴ نمودارهای درصد اکسید های اصلی درمقابل SiO_2	۷۷
۵-۴ نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی درمقابل SiO_2	۸۰
۶-۴ نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در برابر عناصر ناسازگار.....	۸۳
۷-۴ نمودارهای تغییرات عناصر سازگار در برابر عناصر ناسازگار.....	۸۳
۸-۴ نمودارهای تغییرات نسبت- نسبت عناصر کمیاب.....	۸۳
۹-۴ بررسی روند تفریق بر اساس نمودارهای مک لیمور.....	۸۴
۱۰-۴ نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به موب.....	۸۵
۱۱-۴ دیاگرام ابروین وباراگار.....	۸۷
۱۲-۴ دیاگرام کونو.....	۸۷
۱۳-۴ دیاگرام تفکیک فلوید.....	۸۷
۱-۵ نمودار تکتونیکی Zr درمقابل Y	۹۲
۲-۵ نمودار تکتونیکی Ti/Al_2O_3 در مقابل Zr/Al_2O_3	۹۲
۳-۵ نمودار تمایز تکتونیکی $Y - Nb^* - Zr/4$	۹۲
۴-۵ نمودارهای تمایز تکتونیکی Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3	۹۳
۵-۵ نمودارهای تمایز تکتونیکی TiO_2 در مقابل Al_2O_3	۹۳
۶-۵ نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr	۹۴
۷-۵ نمودار تمایز تکتونیکی $La/10 - Y/15 - Nb/8$	۹۴
۸-۵ نمودار تمایز تکتونیکی Nb/Th در مقابل Nb	۹۵
۹-۵ نمودارهای متمایز کننده محیط های زمین ساختی مولر و گروز.....	۹۶
۱۰-۵ نمودار دوتایی تفکیک کمان قاره ای از کمان پس برخوردی.....	۹۶
۱۱-۵ نمودار مثلثی تفکیک کمان قاره ای از کمان پس برخوردی.....	۹۶

فهرست شکل ها

صفحه

عنوان

- شکل ۱-۱- جایگاه زمین شناسی ایران ۳
- شکل ۱-۲- راه‌های ارتباطی به مناطق مورد مطالعه ۵
- شکل ۱-۳- زمین‌ریخت‌شناسی مناطق زرین کمر و سیاه کوه ۶
- شکل ۱-۲- نقشه پهنه‌های ساختاری ایران و جایگاه منطقه مورد مطالعه ۱۰
- شکل ۲-۲- نقشه زمین شناسی مناطق مورد مطالعه و موقعیت آنها نسبت به شاهرود ۱۲
- شکل ۲-۳- ستون چینه‌شناسی سازندهای دوران سنوزوئیک ۱۳
- شکل ۲-۴- رخمون واحد فوقانی سازند کرج در مناطق مورد مطالعه ۱۴
- شکل ۲-۵- نمای کلی از منطقه زرین کمر ۱۶
- شکل ۲-۶- نمایی از بافت پیریتی ۱۸
- شکل ۲-۷- نمایی از ساخت‌های منشوری ۱۹
- شکل ۲-۸- نمایی از واحد گچی موسوم به گچبون ۱۹
- شکل ۲-۹- نمای کلی از منطقه امیرآباد ۲۳
- شکل ۲-۱۰- پرتگاه گسلی ایجاد شده بر روی گسل میقان ۲۴
- شکل ۲-۱۱- نقشه گسل‌ها (میقان، زرین کمر، دینو) ۲۵
- شکل ۲-۱۲- شواهد گسل خبیج ۲۶
- شکل ۲-۱۳- مدل نمادین از ناودیس و تاقدیس دینو ۲۷
- شکل ۲-۱۴- نمایی از منطقه تپال و کارخانه سیمان شاهرود ۲۸
- شکل ۲-۱۵- نمایی از معدن گچ و رگه‌های آپال ۲۹
- شکل ۲-۱۶- نقشه پراکندگی نمونه برداری از مناطق زرین کمر و سیاه کوه ۳۰
- شکل ۲-۱۷- نقشه پراکندگی نمونه برداری از منطقه امیرآباد ۳۰
- شکل ۳-۱- تراکیت ۳۵
- شکل ۳-۲- تراکی آندزیت ۳۹
- شکل ۳-۳- تراکی بازالت ۴۲
- شکل ۳-۴- سینیت ۴۴
- شکل ۳-۵- تراکی آندزیت ۴۶
- شکل ۳-۶- آندزیت ۴۸

- شکل ۳-۷- توفیت..... ۵۲
- شکل ۵-۱۲- چشم‌اندازی از سنگ‌های آذرین پتاسیم‌دار نواحی مختلف تکتونیکی..... ۹۸
- شکل ۵-۱۳- ایجاد حوضه‌های اقیانوسی سیستان و سبزوار - نایین..... ۱۰۱
- شکل ۶-۱- تصویری شماتیک از نحوه تشکیل طلا و نقره در کانسارهای اپی‌ترمال..... ۱۰۶
- شکل ۶-۲- نمایی از منطقه سیاه‌کوه..... ۱۱۰
- شکل ۶-۳- دگرسانی و کانه‌زایی..... ۱۱۲
- شکل ۶-۴- رگه‌های سیلیسی، تراورتن و برش هیدرو ترمالی..... ۱۱۳
- شکل ۶-۵- تصاویر مقاطع صیقلی، نازک‌صیقلی و تصاویر میکروسکوپ الکترونی..... ۱۱۶
- شکل ۶-۶- پیک‌های مختلف اشعه X از عناصر، در میکروسکوپ الکترونی..... ۱۱۷
- شکل ۶-۷- پهنه‌های ساختاری - متالوژنیکی دارای پتانسیل طلا در ایران..... ۱۲۲
- شکل ۶-۸- موقعیت برخی از کانسارها و اندیس‌های مهم طلا در ایران..... ۱۲۲

فهرست نقشه ها

صفحه

عنوان

-
-
- ۱-۲- نقشه راه های ارتباطی به مناطق مورد مطالعه ۵
- ۲-۱- نقشه پهنه های ساختاری ایران ۱۰
- ۲-۲- نقشه زمین شناسی مناطق مورد مطالعه و موقعیت آن ها نسبت به شاهرود..... ۱۲
- ۲-۱۱- نقشه گسل ها (میقان، زرین کمر، دینو) و ناودیس دینو..... ۲۵
- ۲-۱۶- نقشه پراکندگی نمونه برداری از مناطق سیاه کوه و زرین کمر..... ۳۰
- ۲-۱۷- نقشه پراکندگی نمونه برداری از منطقه امیرآباد..... ۳۰
- ۳-۸- نقشه تهیه شده از مناطق زرین کمر و سیاه کوه با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰..... ۵۸

مقالات مستخرج شده از این پایان نامه

- ۱- رخداد کانه زایی اپی ترمال نقره- طلا(?) در منطقه زرین کمر و سیاه کوه، شمال شرق شاهرود. پنجمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، تابستان ۱۳۹۲.
- ۲- ژئوشیمی و پتروژنز سنگ های آذرین شمال و شمال شرق شاهرود (امیرآباد، زرین کمر و سیاه کوه). اولین همایش زمین شیمی کاربردی ایران، دانشگاه دامغان تابستان ۱۳۹۲.

چکیده

منطقه مورد مطالعه شامل سه مجموعه آتشفشانی به نام‌های امیرآباد، زرین‌کمر و سیاه‌کوه می‌باشد. سنگ‌های آتشفشانی امیرآباد در فاصله ۱۲ کیلومتری در شمال شهر شاهرود و مجموعه آتشفشانی زرین-کمر و سیاه‌کوه در فاصله ۳۶ کیلومتری در شمال شرقی این شهر واقع شده‌اند. منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنه ایران مرکزی بوده و در طی دوران سنوزوئیک به شدت تحت تأثیر فازهای کوهزایی آلپی قرار داشته و فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن در تمام طول آن دیده می‌شود.

ترکیب سنگ‌شناسی منطقه مورد مطالعه متنوع بوده، به این صورت که مناطق زرین‌کمر و سیاه‌کوه شامل تراکی‌بازالت، تراکی‌اندزیت، آندزیت و تراکیت و منطقه امیرآباد نیز شامل آندزیت و تراکی‌اندزیت می‌باشد. همچنین سنگ‌های آذرآواری، در مناطق مورد مطالعه پراکندگی وسیعی دارند.

این سنگ‌های آتشفشانی تنوعی از بافت‌های پورفیری، جریان‌ی و گلومروپورفیری را نشان داده و بطور عمده حاوی کانی‌های اولیه شامل مگنتیت، پیروکسن، پلاژیوکلاز و فلدسپات‌آلکان می‌باشند. این سنگ‌ها غالباً دگرسان شده‌اند و کانی‌های دگرسانی فراوانی نظیر سوسوریت، داموریت، اپیدوت، کلریت، کلسیت، سیدریت، کوارتز، سریسیت و کانی‌های رسی در اکثر آنها مشاهده می‌گردد.

داده‌های ژئوشیمیایی شامل اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر فرعی، کمیاب و نادر خاکی، مبین تفریق ماگمایی و تبلور تفریقی گسترده می‌باشد که این امر با شواهد پتروگرافی نیز تأیید می‌گردد. همچنین ماهیت آلکان این سنگ‌ها نیز محرز می‌باشد.

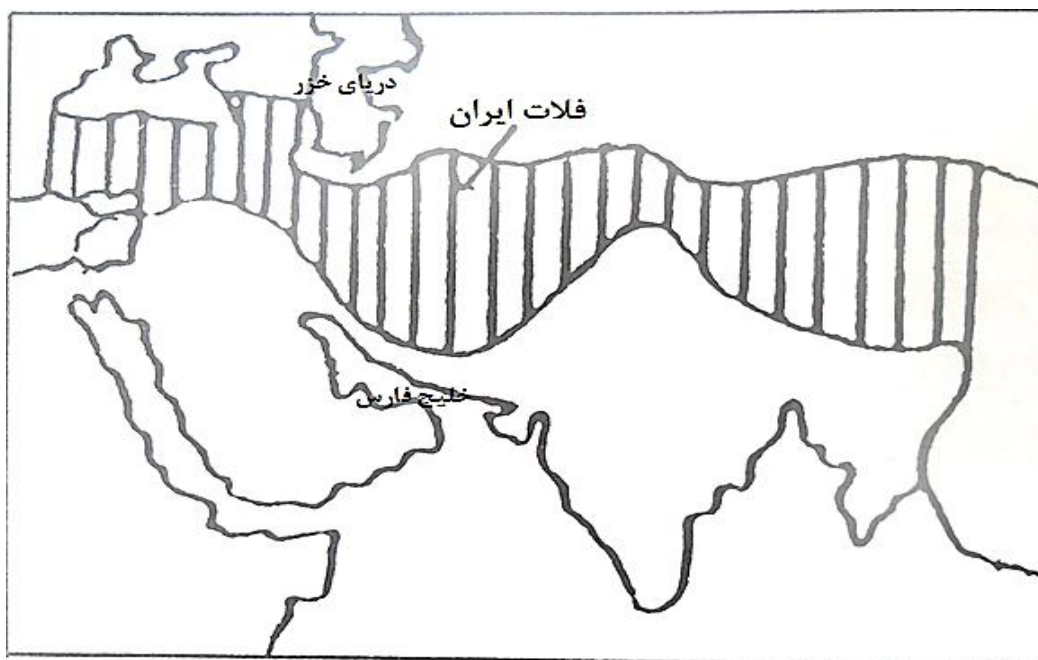
نتایج حاصل از مطالعات پترولوژی، ژئوشیمی و بررسی نمودارهای تکتونوماگمایی حاکی از این است که احتمالاً ماگمای اولیه، نشأت گرفته از گوشته فوقانی بوده و در محدوده کمان قاره‌ای تشکیل شده است.

از لحاظ پتانسیل اقتصادی، با توجه به شواهدی نظیر رگه‌های سیلیسی با بافت شانه‌ای، نهشته‌های تراورتنی، برش‌های هیدروترمالی حاوی پیریت، دگرسانی‌های آرژیلیتی، آدولاریا، سریسیتی، سیلیسی و کلریتی و همچنین عیار قابل توجه نقره در پهنه‌های دگرسانی، احتمال کانه‌زایی (طلا؟- نقره) اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون پایین در منطقه مورد مطالعه وجود دارد.

فصل اول

کلیات

کمر بند چین خورده آلپ - هیمالیا از مهمترین کمر بندهای کوهزایی است که موزاییکی از قطعات کوچک و بزرگ قاره‌ای و نوارهای مختلف کوهزایی را به نمایش می‌گذارد. تکوین و تکامل ساختاری این کمر بند از دیرباز توجه بسیاری از محققین را به خود معطوف داشته است. سرزمین ایران نیز به دلیل قرار گرفتن در این مسیر، همواره تحت تأثیر تحولات گوناگونی بوده است که هر یک به نوعی در شکل‌گیری طرح کنونی آن مؤثر بوده‌اند (شکل ۱-۱). دوره‌های ماگمایی متعددی پوسته ایران را از بدو تشکیل تاکنون تحت تأثیر قرار داده‌اند که رخداد ماگمایی سنوزوئیک از مهمترین آنها می‌باشد و موجب برجای گذاشتن نهشته‌های عظیم و بسیار گسترده سنگ‌های آذرآواری، آتشفشانی و درونی شده است. تقسیم بندی واحدهای ساختاری ایران براساس شباهت‌های سنگ‌شناسی، چینه‌شناسی و تکتونیکی، یکی از مسائل اصلی مورد توجه بوده است. از این میان، مسائل سنگ‌شناسی و پترولوژیکی آن با توجه به حجم بسیار زیاد ماگماتیسم سنوزوئیک، بیشتر مورد بررسی قرار گرفته و نظریات متفاوت و گاهی متناقض راجع به وقوع ماگماتیسم در ایران ارائه شده است که در این مبحث به شرح و بررسی بخش کوچکی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن البرز در مناطق زرین کمر، سیاه کوه و امیرآباد می‌پردازیم.



شکل ۱-۱- جایگاه زمین شناسی ایران در نوار چین خورده آلپ - هیمالیا (درویش‌زاده، ۱۳۸۳).

۱-۲ - موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی

الف - زرین کمر

ناحیه مورد نظر با مختصات ۰۷° ، ۵۵° تا ۱۰° ، ۵۵° طول شرقی و ۳۷° ، ۳۶° تا ۳۹° ، ۳۶° عرض شمالی در فاصله ۳۶ کیلومتری شمال شرقی شاهرود در استان سمنان قرار دارد. این منطقه قسمتی از دشت وسیع و حاصلخیز بسطام (موسوم به دشت پشت بسطام) می باشد که از نظر موقعیت جغرافیایی بخشی از کوهپایه‌ها، دامنه‌ها و ارتفاعات جنوبی البرز را شامل می شود. توده‌های آتشفشانی این منطقه در نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ورقه گرگان و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوش بیلاق با رنگ قرمز قابل رویت می باشد. جاده آسفالتی شاهرود - آزادشهر، تنها راه ارتباطی به منطقه است که از کنار کوه زرین کمر (غرب و شمال غربی منطقه) می گذرد. برای دسترسی به سایر نقاط منطقه باید از راههای خاکی منشعب از جاده آسفالتی، استفاده کرد.

ب - سیاه کوه

ناحیه مورد نظر با مختصات ۰۷° ، ۵۵° تا ۱۰° ، ۵۵° طول شرقی و ۳۵° ، ۳۶° تا ۳۶° ، ۳۶° عرض شمالی که در ضلع جنوب کوه زرین کمر قرار دارد. یکی از راههای ارتباطی آن جاده خاکی روستای کلاته خبیج بوده که در فاصله ۷ کیلومتری در ضلع شمال شرقی سیاه کوه قرار دارد. راه ارتباطی دیگر از روستای قهبج بوده که در فاصله تقریبی ۶ کیلومتر از جنوب غربی و ۱۱ کیلومتر از ضلع جنوب شرقی قرار دارد (شکل ۱-۲).

ج - امیرآباد (امیریه)

ناحیه مورد نظر با مختصات ۵۴° ، ۵۴° تا ۵۵° ، ۵۴° طول شرقی و ۲۹° ، ۳۶° تا ۳۰° ، ۳۶° عرض شمالی در فاصله ۱۲ کیلومتری شمال غربی شهرستان شاهرود قرار دارد. این منطقه قسمتی از دشت موسوم به پهن دره می باشد و در شمال شرقی ارتفاعات تپال که جزئی از ارتفاعات جنوبی البرز شرقی می باشد، قرار دارد. سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین شناسی گرگان با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ و با رنگ قرمز قابل رویت می باشد. راه دسترسی به این منطقه، از طریق جاده آسفالتی شاهرود - مچن است

که از شرق و شمال سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی عبور می‌کند. همچنین برای سهولت دسترسی به منطقه مورد نظر، می‌توان از جاده فرعی روستای امیریه و کارخانه سیمان استفاده نمود (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲- نقشه راه‌های ارتباطی به مناطق مورد مطالعه

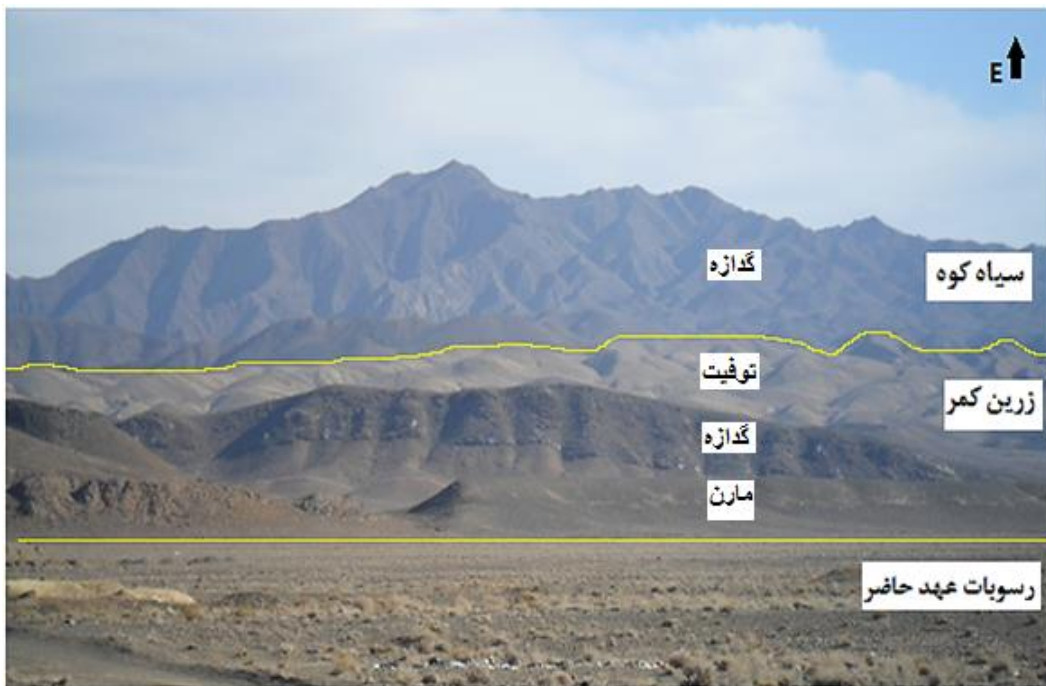
۱-۳- آب و هوا و جغرافیای انسانی

منطقه امیرآباد، در ارتفاعات شمالی شاهرود واقع شده است که بخشی از ارتفاعات البرز شرقی محسوب می‌شود. ارتفاعات البرز شرقی نسبت به ارتفاعات البرز غربی رو به نقصان گذاشته و کم عرض تر و باریک تر است. نزولات جوی در این منطقه منبع اصلی تغذیه رودها و قنات‌ها هستند. منطقه مورد مطالعه، در زمستان دارای آب و هوای نسبتاً سرد و خشک و در تابستان دارای آب و هوای معتدل می‌باشد. دامپروری و کشاورزی از مشاغل عمده مردم می‌باشد. همچنین قالی بافی نیز به طور محدود، یکی از راههای امرار معاش مردم منطقه قلمداد می‌شود. مهمترین روستای نزدیک به منطقه، روستای امیرآباد (امیریه) است. مناطق زرین کمر و سیاه کوه، دارای آب و هوای کوهپایه‌ای سردسیر است. میانگین بارندگی سالیانه به (۲۵۰ - ۱۵۰) میلی‌متر در سال می‌رسد، که اکثراً به صورت برف می‌باشد. کم بودن میزان بارندگی و وجود پهنه‌های مارنی گسترده در منطقه و اطراف آن، سبب شده تا سفره‌های آب زیرزمینی به خوبی تغذیه نشود و در نتیجه چشمه‌های این منطقه انگشت شمارند، و رودخانه دائمی وجود ندارد. از مهمترین روستاهای اطراف این مناطق می‌توان به کلاته خج، قهچ و چهارطاق اشاره کرد. مردم هر دو منطقه مسلمان و شیعه‌اند که گویش آنها، فارسی با لهجه محلی می‌باشد.

۴-۱- زمین ریخت شناسی

زمین ریخت شناسی هر دو منطقه نیز متأثر از آب و هوا، جنس سنگ‌ها و فعالیت‌های تکتونیکی است و شامل نواحی مرتفع و بخش‌های پست و فلات‌گونه می‌باشد سنگ‌های آذرین ریخت‌شناسی خشنی را به نمایش می‌گذارند و نهشته‌های کواترنری مناطق پست را تشکیل می‌دهند. بلندترین ارتفاع در منطقه زرین کمر (۲۰۱۹ متر) و در سیاه‌کوه به (۲۱۳۵ متر) می‌رسد (شکل ۱-۳). توفیت‌ها گسترش زیادی در منطقه دارند که هم بصورت لایه‌بندی با تناوب شیلی - مارنی و هم در بلافصل و زیر گدازه‌ها دیده می‌شوند.

منطقه امیرآباد در دامنه جنوبی رشته کوه‌های البرز شرقی قرار دارد که کوه‌های شاهوار، گاوخسبان، خوسنگ، سیاهه، بیدر، کردروی سرخان، کلب درویش، تپال، تل خاکستر، سیاه‌کوه و زرین کمر آنرا احاطه کرده‌اند. با توجه به سنگ‌شناسی، واحدهای آهکی در برابر فرسایش مقاوم هستند و بلندای بیشتری نسبت به مناطق مارنی و نرم اطراف خود دارند. بلندترین ارتفاع منطقه نزدیک به کوه تپال، (۲۱۹۵ متر) می‌باشد.



شکل ۱-۳- زمین‌ریخت‌شناسی مناطق زرین کمر و سیاه‌کوه (دید به سمت شرق).

۱-۵- مطالعات قبلی

مطالعات قبلی انجام گرفته در منطقه زرین کمر و سیاه کوه عبارتند از:

- تهیه نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ورقه گرگان، (۱۳۶۹) توسط کارشناسان زمین شناسی.
- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش خوش بیلاق، (۱۳۸۳) که توسط کارشناسان سازمان زمین شناسی تهیه شده است.
- محمد نوروزی، (۱۳۷۶) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد با عنوان پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شمال شرق بسطام، این منطقه را مورد بررسی قرار داده است.
- اکبر نورافکن، (۱۳۹۱) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد با عنوان تحلیل ساختاری چین خوردگی و گسلش در ناحیه چهل دختر (شمال شرقی شاهرود)، گسل‌ها و چین‌های این منطقه را مطالعه کرده است.

در مورد سنگ‌های آتشفشانی منطقه امیرآباد نیز مطالعات زیر انجام گرفته است:

- تهیه نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ورقه گرگان (۱۳۶۹) از کارشناسان زمین شناسی کشور.
 - نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گوش شاهرود (۱۳۸۰) از کارشناسان سازمان زمین شناسی کشور.
- تا زمان نگارش این پایان نامه هیچ‌گونه گزارش و مقاله‌ای در مورد سنگ‌های آتشفشانی منطقه امیرآباد ملاحظه نگردیده است.

۱-۶- هدف از مطالعه

در مطالعه سنگ‌های آتشفشانی مناطق مذکور (زرین کمر، سیاه کوه و امیرآباد)، سعی شده است که ارتباط آنها از نظر روابط صحرائی، پتروگرافی و بخصوص ژئوشیمی مورد مطالعه دقیق قرار گیرد تا بتوان در مورد منشأ، سازوکار تشکیل و تکامل آنها اظهار نظر نمود. این امر ما را در درک تحولات این بخش از ایران مرکزی یاری خواهد کرد. همچنین با توجه به مطالعات صحرائی، پتانسیل اقتصادی منطقه نیز مورد نظر قرار گرفته است.

در همین راستا اهداف زیر دنبال گردیده است:

- بررسی روابط صحرایی بین واحدهای آتشفشانی موجود در هر سه منطقه از لحاظ سنی و ساختاری

- بررسی پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی مناطق مورد مطالعه

- بررسی ماهیت ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، بویژه از لحاظ اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر

کمیاب و نادرخاکی

- تعیین پتروژنز و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی مناطق مورد مطالعه

- کمک به تهیه نقشه‌های زمین شناسی و اصلاح نقشه‌های تهیه شده قبلی

- مطالعه پتانسیل معدنی احتمالی مرتبط با این سنگ‌های آتشفشانی

- تهیه نقشه زمین‌شناسی با جزئیات سنگ شناسی از منطقه مورد مطالعه

۱-۷- روش مطالعاتی

الف- مطالعه و بررسی منابع و مطالعات قبلی.

ب- گردآوری اطلاعات از نقشه‌های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (از سازمان زمین شناسی کشور)، نقشه‌های

توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ (از سازمان نقشه برداری کشور) و تهیه تصاویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه (از

سازمان جغرافیایی کشور).

ج- مطالعات صحرایی و نمونه برداری از واحدهای سنگی براساس تنوع و عدم هوازدگی جهت تهیه

مقاطع نازک و انجام مطالعات پتروگرافی و انتخاب نمونه‌های مناسب برای تجزیه شیمیایی.

د- آماده‌سازی نمونه‌ها و ارسال آنها به آزمایشگاه جهت آنالیز به روش (XRF)، مطالعه با میکروسکوپ

الکترونی روبشی (SEM) و آنالیزهای فایراسی (Fire assay) و چندعنصری (Multi Element).

ه- تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی توسط نرم‌افزارهای پترولوژیکی مختلف، از جمله GCDkit و

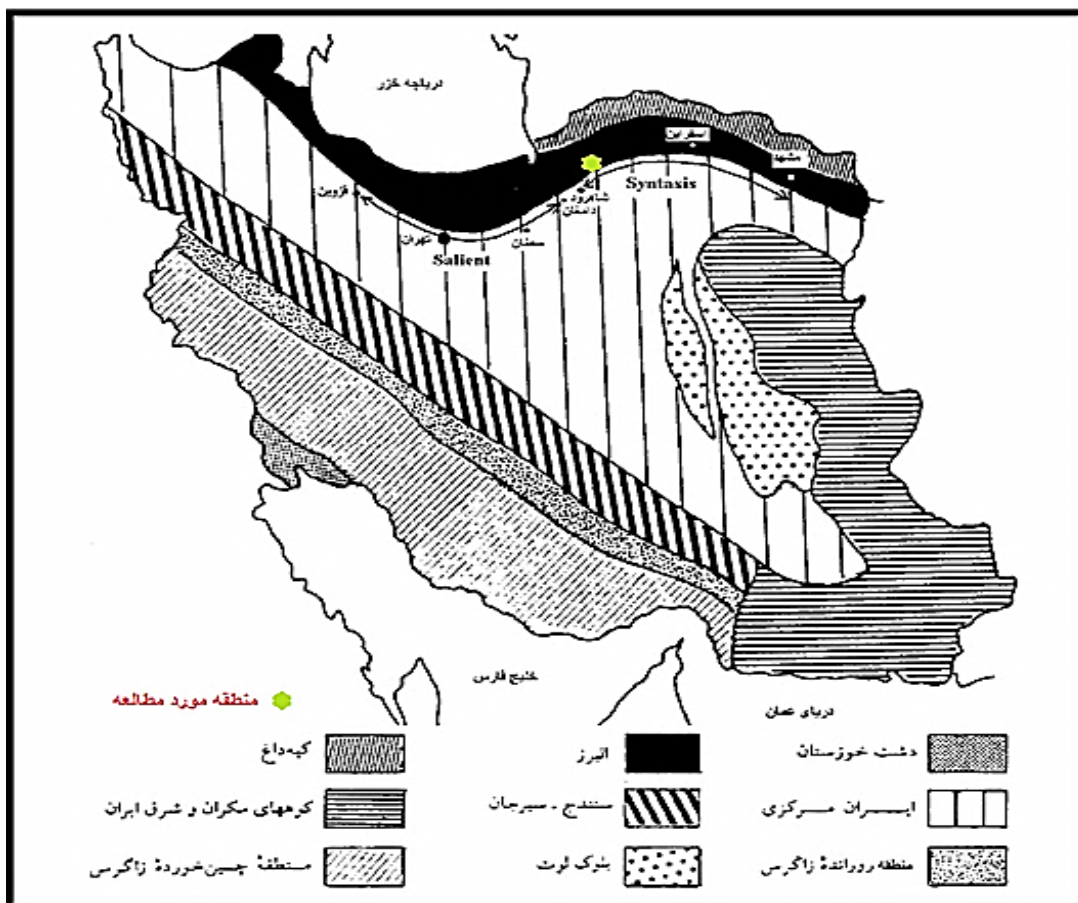
Igpet

و- تلفیق داده‌های صحرایی و آزمایشگاهی و تدوین پایان نامه.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی

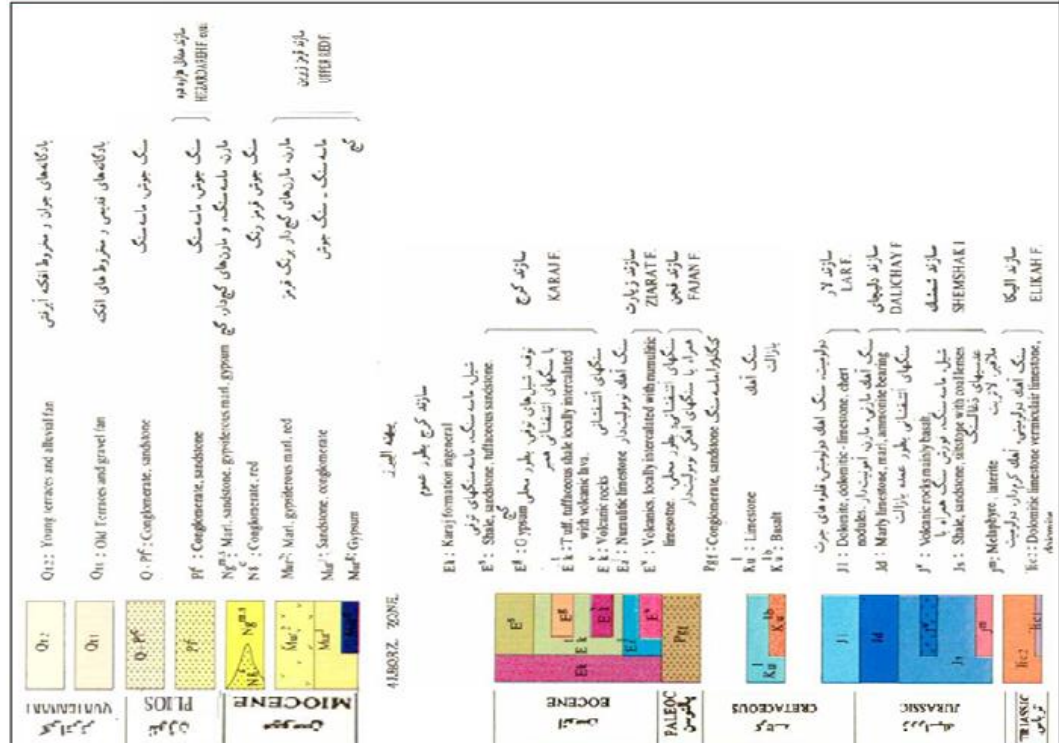
منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنه ایران مرکزی است (شکل ۱-۲) و می‌توان آن را مرز بین پهنه البرز با پهنه ایران مرکزی دانست. همانطور که می‌دانیم حد جنوبی البرز چندان روشن نیست. گسل تبریز، گسل گرمسار، گسل سمنان و گسل عطاری، مرز جنوبی البرز دانسته شده‌اند. ولی چنین به نظر می‌رسد که مرز شاخصی در مرز جنوبی البرز وجود نداشته باشد و گذر از پهنه ایران مرکزی به پهنه البرز، تدریجی باشد (آقابات، ۱۳۸۳). از اختصاصات بارز این پهنه (البرز) می‌توان به وجود رسوبات زغال‌سنگی ژوراسیک (لیاس) در قسمت اعظم این بخش اشاره کرد که بیانگر حرکات تریاس میانی و بالا آمدگی آن است. در طول سنوزوئیک، پهنه البرز به شدت تحت تأثیر فازهای کوهزایی آلپی قرار گرفته و فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن در تمام طول آن دیده می‌شود، به طوری که هرچه به سمت غرب حرکت کنیم، بر شدت این فعالیت افزوده می‌گردد (درویش زاده، ۱۳۸۳).



شکل ۱-۲- نقشه پهنه‌های ساختاری ایران و جایگاه منطقه مورد مطالعه (اشتولکلین - روتنر، ۱۹۸۳).

۲-۲- زمین شناسی عمومی منطقه


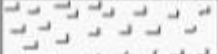




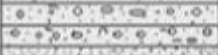
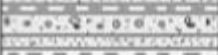

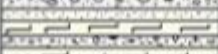
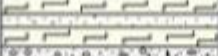
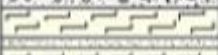
موقعیت زمین‌شناسی مناطق مورد مطالعه در (شکل ۲-۲) آورده شده است. فعالیت آتشفشانی سنوزوئیک البرز را باید ادامه فعالیت‌های کرتاسه پایانی دانست که به وسیله رسوبات کم‌عمق و پیش-رونده‌ی ائوسن، در اکثر نقاط پوشیده شده‌اند. اما اوج فعالیت آن از ائوسن میانی آغاز گردیده و بخش مهمی از آن سری آتشفشانی رسوبی (ولکانو - سدیمتر) ائوسن را بوجود آورده است. شدت فعالیت آتشفشانی در البرز در طول ترشیر یکنواخت نیست، چنانکه در اوسط ائوسن به حداکثر می‌رسد و بعد از یک دوره آرامش نسبی، مجدداً در میوسن و پلیوسن فعال می‌شود که از شدت خاصی نیز برخوردار بوده- است. همچنین اگر از سمت شرق به غرب (البرز) حرکت کنیم، شدت فوران‌ها و ضخامت سنگ‌های آتشفشانی زیادتر می‌شود (درویش زاده، ۱۳۸۴). به طور کلی در پالئوژن، فوران‌ها در تمام مناطق البرز اکثراً از نوع آندزیت، داسیت و ریولیت بوده و با توده‌های ایگنمبریتی و توف‌های فراوان همراه است. همچنین، نمونه‌های قدیمی‌تر البرز، اغلب دارای ماهیت کالکوالکالن بوده که تدریجاً به قطب آلکالن متمایل می‌شوند. فوران‌های جدید (پلیو - کواترنر) در اکثر نقاط البرز، آلکالن سدیک و پتاسیک می‌باشند (درویش زاده، ۱۳۸۳).



شکل ۲-۲- نقشه زمین شناسی مناطق مورد مطالعه و موقعیت آنها نسبت به شاهرود (قتباس از نقشه زمین شناسی ۱۲۵۰۰۰۰ گرگان، شهبازی، ۱۳۶۹)

۳-۲- واحدهای سنگی منطقه

واحدهای سنگی مرتبط با مناطق مورد مطالعه (از قدیم به جدید) شامل موارد زیر است شکل (۳-۲):

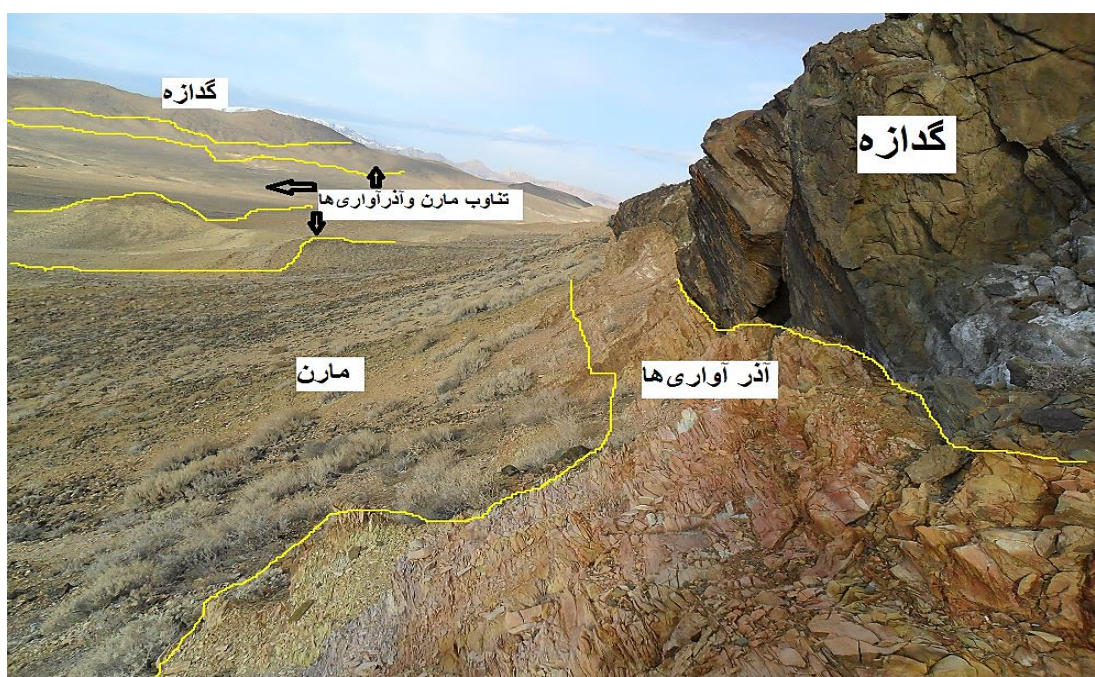
Erathem	System	Seri	Formation	Lithology	Description	
Cenozoic	Quaternary				High level piedmont and alluvial fan	
						
	Tertiary	Pliocene				Polymictic conglomerate with intercalations of sandstone and marl
						
		Miocene				Buff marl, light green gypsiferous marl with intercalations of sandstone
						
		Eocene	Karaj			Green tuff, shale, volcanics rocks, syenite, sandy limestone, gypsiferous marl and siltstone
						
		Paleocene	Ziarat			Yellowish limestone
						
Paleocene	Fajan			Red sandstone, conglomerate and shale		
						

شکل ۳-۲- ستون چین‌شناسی سازندهای دوران سنوزوئیک در منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس)، (مؤمن و نورافکن، ۱۳۹۱).

- مناطق زرین کمر و سیاه کوه

- سازند کرج

سنگ‌های آتشفشانی زرین کمر و سیاه کوه، واحد فوقانی معادل سازند کرج محسوب می‌شوند (جعفریان و جلالی، ۱۳۸۳). این واحد در مجموع از لایه‌های رسوبی (مارنی)، آذرآواری (توفیت) و سنگ‌های آتشفشانی تشکیل شده است (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۴- رخنمون واحد فوقانی سازند کرج در مناطق مورد مطالعه

به نظر یاسینی^۱ (۱۳۶۰)، این سازند کاملاً استثنایی تقریباً در تمام حجم خود از مواد آذرآواری زیردریایی تشکیل شده که همراه آن از طرفی مواد آتشفشانی و نفوذی نظیر گدازه، دایک، سیل و غیره و از طرف دیگر مواد رسوبی نظیر مارن و شیل دیده می‌شود. آنچه که بیش از همه در این سازند حائز اهمیت است، توفیت‌های گسترده‌ای است که در نتیجه رسوب مواد حاصل از انفجار آتشفشانی در محیط دریایی به وجود آمده است (شکل ۲-۵- الف). به طور کلی، سن این سازند از اواسط تا اواخر ائوسن میانی در برخی نقاط ممکن است تا اواخر ائوسن نیز ادامه داشته باشد (اشتوکلین، ۱۹۷۲).

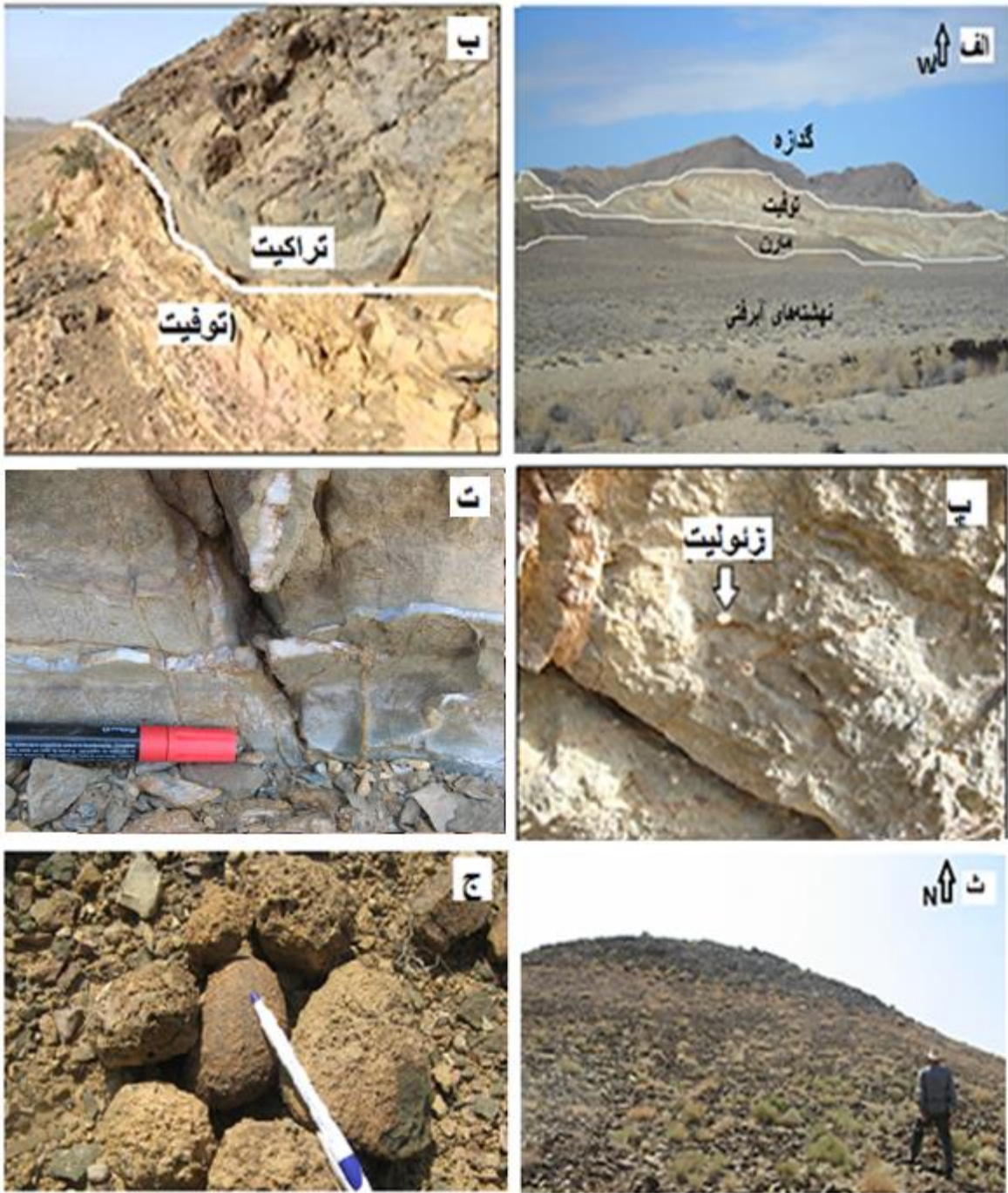
^۱ Yassini

- سنگ‌های آذرین

سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه؛ شامل تراکی‌بازالت، تراکی‌آندزیت، تراکیت و آذرآواری‌ها بوده و معادل سازند کرج می‌باشد. تناوب واحدهای گدازه‌ای، آذرآواری‌ها (توفیت) و رسوبی (مارن)، در تمامی منطقه مشاهده می‌شود (شکل ۲-۴). ضخامت و گسترش زیاد توفیت‌ها، معرف فعالیت انفجاری آتشفشان‌های زیردریایی است که به طور متناوب در مراحل آرامش نیز وجود داشته‌اند. رنگ واحدهای گدازه‌ای عمدتاً خاکستری تیره مایل به سبز است. کانی زئولیت (شکل ۲-۵-پ) و رگه‌های سیلیسی که شکستگی‌ها را پر کرده‌اند، نیز مشاهده می‌شود (شکل ۲-۵-ت).

- توپک (اشکال گرد آتشفشانی)

در دامنه یکی از توده‌های آتشفشانی در غرب منطقه زرین‌کمر، اشکال گرد و مدور آتشفشانی، از جنس تراکیت و لیتیک‌توف مشاهده می‌شود و می‌توان از طریق آنها محیط گذشته را بازسازی کرد، بطوریکه این اشکال گرد احتمالاً در اثر حرکت گدازه‌های مذاب بر روی سطح شیب‌دار و چسبیدن خاکسترهای آتشفشانی به آنها (مانند غلتیدن گلوله‌های برف بر روی دانه‌های برفی) ایجاد شده‌اند (شکل ۲-۵-ث). در واقع آنها را می‌توان در گروه سنگ‌های پیروکلاستیک قرار داد. سنگ‌های پیروکلاستیک حاصل سخت شدن آن دسته از انباشته‌هایی هستند که کیفیت قطعه قطعه شدن اجزای حاصله، حمل و رسوب یا انباشت آنها صرفاً توسط فرایندهای فورانی پیروکلاستیک کنترل گردد و متعاقباً متحمل حمل و باز نهشت قرار نگیرند.



شکل ۲-۵-الف) نمای کلی از منطقه زرین کمر (دید به سمت غرب).

ب) مرز بین گدازه های تراکیتی و واحدهای آذرآواری.

پ) وجود کانی‌های ثانویه ژئولیت در سنگ‌های آتشفشانی منطقه.

ت) تشکیل رگه‌های سیلیسی در منطقه.

ث) سنگ‌های آتشفشانی تراکیتی در شرق منطقه زرین کمر که در دامنه آن گلوله های مدور قرار دارند.

ج) اشکال گرد و مدور آتشفشانی (توپک) موجود در منطقه.

- ساخت پیریتی (Peperitic texture)

از پدیده‌های دیگر در منطقه مورد مطالعه، وجود بافت پیریتی است که نشانه‌ای از مخلوط شدن گدازه‌های گرم با رسوبات مرطوب و سرد می‌باشد (شکل ۲-۶-الف و ب).

پیریت؛ یک اصطلاح ژنتیکی برای سنگ‌هایی است که ضرورتاً به صورت درجا و در اثر از هم‌پاشیدگی ماگمایی که به داخل رسوبات منفصل یا کمی سیمانی شده به ویژه مرطوب نفوذ کرده و با آن مخلوط شده‌اند اطلاق می‌شود (وایت^۱ و مکفی^۲، ۲۰۰۱). این واژه برای اختلاط گدازه‌ها و نهشته‌های پیروکلاستیک گرم با رسوبات در مرز بین این واحدها به کار برده می‌شود.

در منطقه زرین‌کمر، زیرگدازه‌های ائوسن میانی و بر روی رسوبات شیلی-مارنی با طبقات نازک شیل آهکی-رسی و شیل‌های سیلتی، یک افق رسوبی-آذرین مشاهده می‌شود که در واقع همان ساخت پیریتی می‌باشد. ضخامت این افق رسوبی-آذرین تا ۲ متر نیز می‌رسد. در این افق، قطعات آذرین حدواسط (تراکیت و تراکی‌آندزیت) و اسیدی (توفیت) در یک زمینه از رسوبات آهکی تا مارنی سیلتی قرار گرفته‌اند. رنگ سبز مشخصی در مرز، نشان دهنده کلریتی شدن گدازه‌ها در تماس با آب بوده است (شکل ۲-۶-پ و ت). دگرسانی آپاسیتی در حاشیه گدازه با رنگ قهوه‌ای مشاهده می‌شود که معرف فوگاسیت^۳ بالای اکسیژن می‌باشد. در نمونه دستی، اشکال بیضی و چندضلعی با حاشیه‌های سیلیسی متبلور شده مشهود است و مجموعه درهم و غیرقابل تفکیکی از گدازه - رسوب تشکیل شده است.

^۱ White

^۲ McPhie



شکل ۲-۶- (الف) و (ب) نمای نزدیک از ساخت پیریتی و دگرسانی آپاسیتی (قهوه‌ای رنگ) و کلریتی (سبز) در بافت پیریتی. (پ) و (ت) نمای دیگر از بافت پیریتی و موقعیت آن در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

- ساخت‌های ستونی (منشوری)

در محدوده جنوب شرقی زرین کمر، توده‌های آتشفشانی تراکیتی با ساخت ستونی شبیه به بازالت‌های منشوری مشاهده می‌گردد (شکل ۲-۷). این ساخت‌ها معرف بالا بودن حجم گدازه بوده و به هنگام سرد شدن همزمان از اطراف به اشکال منشوری تبدیل شده است. در این حالت پوسته خارجی گدازه‌ها پس از انجماد، منقبض می‌شود و این عمل باعث ایجاد شکاف در سطح آن میشود. این شکاف‌ها بر سطح خارجی (سطح زمین) عمودند و به تدریج از سطح به اعماق گدازه ادامه پیدا می‌کنند. به هم رسیدن این شکافها، سبب پیدایش ساختمان‌های ستونی (ارگ بازالتی) یا ساختمان منشوری می‌شود. درازای این منشورها از (چند دسی متر تا ۲۵ متر) می‌رسد و پهنای آن نیز در حدود (۳۰ تا ۱۲۰ سانتی‌متر) است (درویش زاده، ۱۳۸۵).



شکل ۲-۷- نمایی از رخنمون ساخت‌های منشوری در منطقهٔ زرین‌کمر.

- تشکیلات میوسن

نهشته‌های میوسن در جنوب زرین‌کمر و در اطراف سیاه‌کوه گسترش دارند و تپه‌های کوتاهی را تشکیل می‌دهند. نهشته‌های این سازند از نوع کم‌عمق هستند و از یک رسوب‌گذاری سریع حکایت می‌کنند. این رسوبات مولاس‌گونه، به مارن‌های کویر جندق شباهت زیادی دارند و به نظر می‌رسد که در یک محیط کم‌عمق و در حوضه فرو افتاده به جا گذاشته شده‌اند (معین وزیری، ۱۳۷۷). این واحد در مجموع از مارن سبز و گاهی قرمز آجری، ماسه‌سنگ نازک لایه و گچ تشکیل شده است. در ضمن باید اشاره کرد که بالا آمدن گنبد گچی موسوم به گچبون نیز سبب تغییراتی در طبقات این واحد گردیده‌است (شکل-۲-۸).



شکل ۲-۸- نمایی از واحد گچی موسوم به گچبون در جنوب منطقهٔ مورد مطالعه (دید به سمت شرق)

منطقه امیرآباد

سازندها و تشکیلات مرتبط با منطقه امیرآباد، عبارتند از:

- سازند دلیچای

توالی‌های سازند دلیچای در ناحیه مورد نظر از ویژگی‌های خاصی برخوردار است و اساساً از تناوب-های - مارنی تشکیل شده است، به همین خاطر دارای رخنمون‌های کم ارتفاع می‌باشد. توالی‌های این سازند با (۲۸۴ متر) ضخامت در برش کوه تپال مورد مطالعه دقیق چینه‌شناسی و محیط رسوبی قرار گرفته است (گیاهی یزدی، ۱۳۷۸). به عقیده‌ی وی رخنمون‌های سازند دلیچای عمدتاً مربوط به بخش عمیق دریایی (openmarine facies) می‌باشد. براساس مطالعات سید امامی (۱۳۷۶)، بر روی آمونیت-های موجود، سن این سازند ژوراسیک میانی (بازوسین بالایی - کالوین) تعیین گردیده است.

- سازند لار

توالی‌های سازند لار در ناحیه مورد نظر از سنگ آهک‌های روشن حاوی تعداد کمی آمونیت تشکیل شده است. این سنگ آهک‌ها ابتدا ضخیم لایه بوده که تدریجاً به سنگ آهک‌های توده‌ای و صخره‌ساز تبدیل می‌شوند. این سنگ‌ها در قسمت فوقانی خود دارای نودول‌های چرت فراوان هستند که این چرت‌ها به عنوان یکی از اختصاصات بارز سازند لار معرفی می‌شود. مطالعه محیط رسوبی سازند لار توسط گیاهی یزدی (۱۳۷۸)، نشان می‌دهد که این سازند در محیط سدی، لاگونی و پهنه جزر و مدی تشکیل شده و یک رخنمون کم عمق دریایی است. سن سازند لار را براساس آمونیت‌های موجود ژوراسیک میانی (کالوین بالایی) - ژوراسیک بالایی تعیین کرده‌اند (سید امامی، ۱۳۷۶).

- واحد مارنی سبز رنگ

این واحد از مارن‌های سبز زیتونی تشکیل شده که در بین توالی‌های سنگ آهک‌های کرتاسه بالایی برونزد دارد. این واحد کم ارتفاع بوده و حدوداً دارای (۲۰۰ - ۱۵۰ متر)، ضخامت دارد (درویش زاده،

۱۳۸۲).

- واحد آهکی - مارنی:

سنگ آهک‌های ضخیم لایه با سن کرتاسه بالایی (سنومانین - کامپانین) متعلق به این واحد می‌باشد. این واحد از تناوب‌های سنگ آهک خاکستری روشن با مارن‌های روشن و متمایل به قهوه‌ای هستند که ضخیم‌لایه، توده‌ای و صخره‌ساز بوده و به مقدار زیاد فرسایش یافته‌اند. سنگ‌های آتشفشانی امیرآباد به صورت هم‌شیب بر روی این واحد قرار دارند (شکل ۲-۹-پ).

- سازند زیارت

این سازند در ناحیه مورد مطالعه از تناوب‌های متوسط لایه و خاکستری تا نخودی رنگ سنگ آهک نومولیت‌دار و سنگ آهک ماسه‌ای نومولیت‌دار تشکیل شده است (شکل ۲-۹-ج). آنها به طور هم‌شیب بر روی سازند فجن قرار گرفته‌اند و در مرز بالایی خود به طور هم‌شیب توسط توالی‌های سازند کرج پوشیده می‌شوند. توالی‌های این سازند با ضخامت تقریبی (۸۰ متر)، در منطقه مورد مطالعه قابل رؤیت هستند. براساس میکروفسیل‌های معرفی شده (شکل ۲-۹-ث)، سن ائوسن زیرین برای تناوب‌های سازند زیارت در منطقه مورد مطالعه مشخص شده است.

- واحد آذرین بیرونی

ترکیب سنگ شناسی این واحد، آندزیت و تراکی آندزیت می‌باشد (شکل ۲-۹-الف). سنگ‌های مذکور به شدت تکتونیزه بوده و اکثراً توسط رگه‌های سیلیسی همراه کلسیت و سیدریت قطع شده‌اند. با توجه به چنین دیدگاهی به بررسی ویژگی‌های صحرایی این دو واحد آتشفشانی می‌پردازیم.

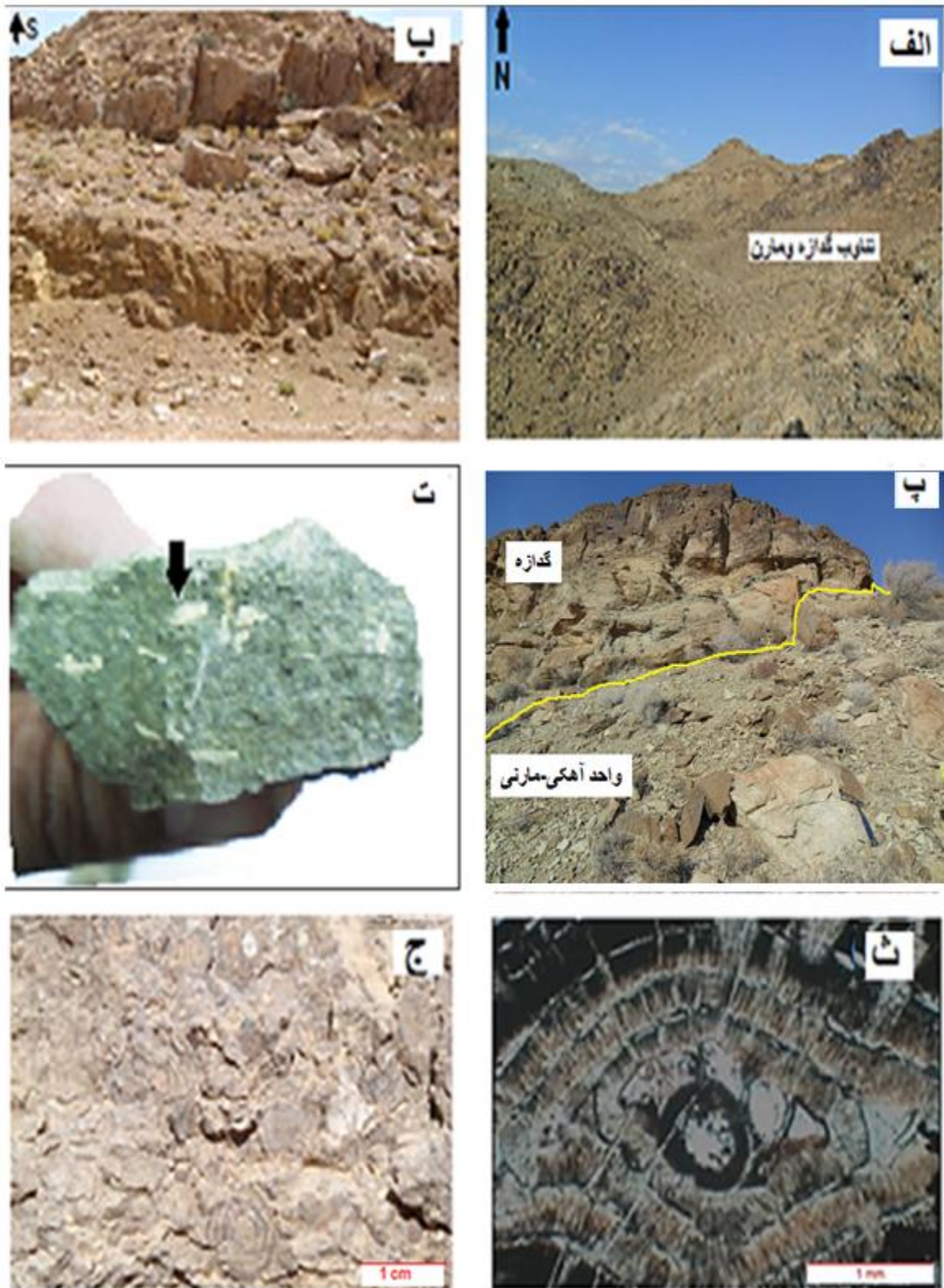
- تراکی آندزیت:

این واحد در جنوب روستای امیرآباد رخنمون دارد. در نمونه‌های دستی به رنگ‌های خاکستری متمایل به سبز روشن دیده می‌شوند که رنگ آنها حاصل دگرسانی کانی‌های آنها است (شکل ۲-۹-ت). رنگ نمونه‌های منطقه در حالت ایده‌آل، خاکستری با زمینه‌ای روشن می‌باشد. در برخی قسمت‌ها،

فنوکریست‌های پلاژیوکلاز را به وضوح می‌توان در نمونه‌های دستی مشاهده نمود. گاهی بلورهای پیروکسن و به ندرت آمفیبول نیز دیده می‌شود. در نمونه‌های دگرسان شده، کانی‌های ثانوی مانند کلریت، کلسیت و اپیدوت و اکسیدهای آهن به چشم می‌خورد. با توجه به مطالعات صحرایی صورت گرفته سن این سنگ‌ها احتمالاً مطابق با ائوسن یا جوانتر از آن است.

- آندزیت:

این سنگ‌ها به رنگ‌های خاکستری روشن تا کرم دیده می‌شوند (شکل ۲-۹-ب). آنها نیز مانند تراکی‌آندزیت‌ها بر اثر تحولات دگرسانی تغییر رنگ داده‌اند. فنوکریست‌هایی مانند فلدسپات و آمفیبول را در نمونه‌های دستی می‌توان مشاهده نمود و بندرت بلورهای پیروکسن نیز قابل رؤیت است. همچنین کانی‌های ثانویه‌ای مثل کلریت و کلسیت در سطح آنها دیده می‌شود.



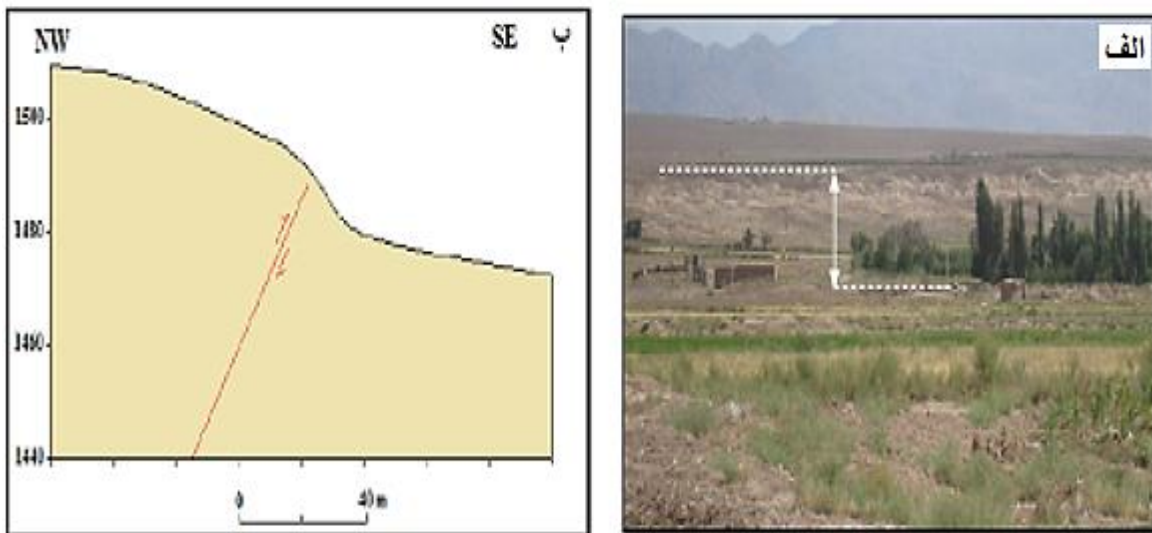
شکل ۲-۹- الف) نمای کلی از واحدهای آتشفشانی امیرآباد. (ب) محلول های گرمابی باعث دگرسانی (بخصوص آرژیلیتی) سنگها شده است. (پ) گدازه بر روی واحد آهکی - مارنی قرار گرفته است. (ت) فنوکریست های فلدسپات در نمونه دستی سنگ تراکی آندزیت، (ث) مقطع میکروسکوپی فسیل نومولیت موجود در آهک های ائوسن منطقه امیرآباد. (ج) فسیل نومولیت در مقیاس نمونه دستی موجود در سنگ های آهکی امیرآباد.

۲-۴- زمین شناسی ساختمانی

۲-۴-۱- بررسی عملکرد گسل‌ها و روند کلی آنها

- منطقه امیرآباد

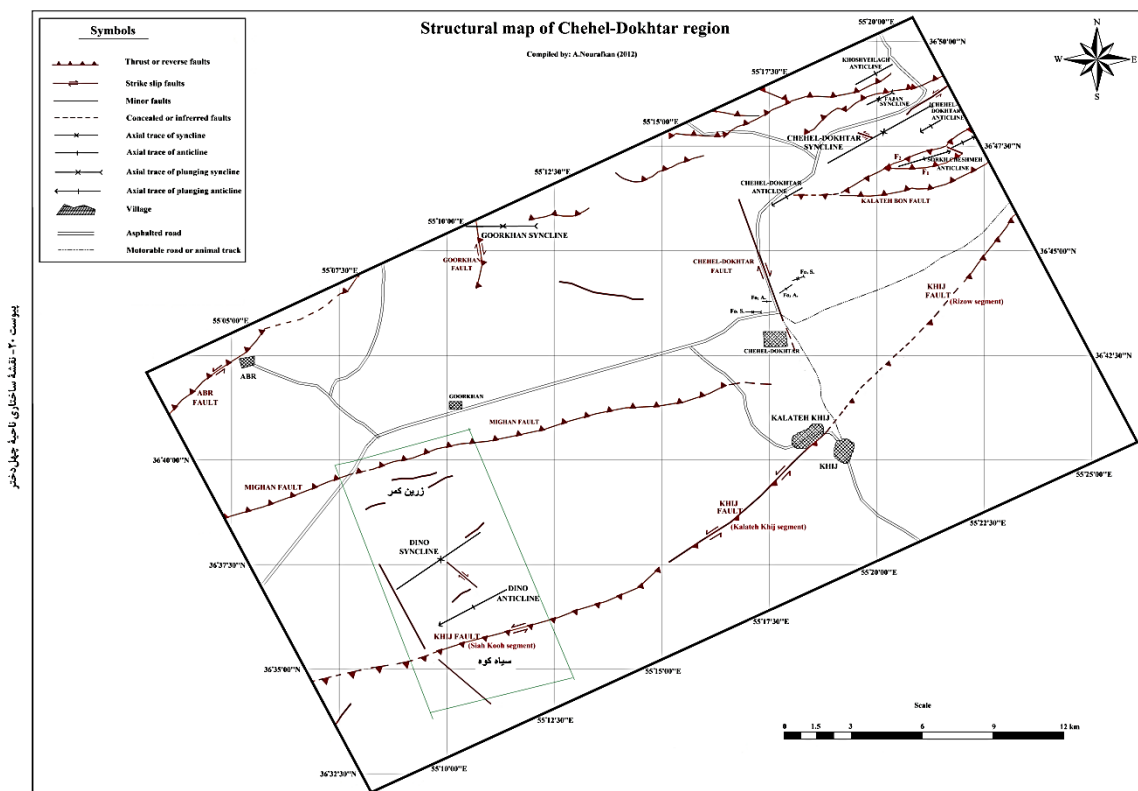
ارتفاعات البرز شرقی، نمایانگر عملکرد رویدادهای کوهزایی، خشکی‌زایی و حرکات زمین‌ساختی مختلف و در نتیجه چین خوردگی‌ها و گسل‌های متعدد ناشی از آنهاست. از گسل‌های قابل توجه وجود گسل میقان است که از منطقه زرین‌کمر تا گدازه‌های امیرآباد ادامه دارد. این گسل در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خوش بیلاق (۱۳۸۳)، یک گسل امتداد لغز با جهت جنوب شرقی معرفی شده است، اما نورافکن، (۱۳۹۱) جهت این گسل را کاملاً مخالف جهت معرفی شده اعلام داشته است. به این صورت که بر اثر عملکرد شیب لغز گسل میقان، بلوک شمال غربی این گسل بالا آمده و در طول این گسل اختلاف ارتفاع مشخصی بین بلوک‌های شمال غربی و جنوب شرقی ایجاد شده و پرتگاه‌های گسلی با ارتفاعات مختلف شکل گرفته‌است که ارتفاع این پرتگاهها در اطراف روستای قلعه نوخرقان به (۱۰متر)، نیز می‌رسد (شکل ۲-۱۰).



شکل ۲-۱۰- پرتگاه گسلی ایجاد شده بر روی گسل میقان با ارتفاع حدود (۱۰ متر) و مقطع عرضی ترسیم شده از آن (دید به سمت شمال غربی) (نورافکن، ۱۳۹۱).

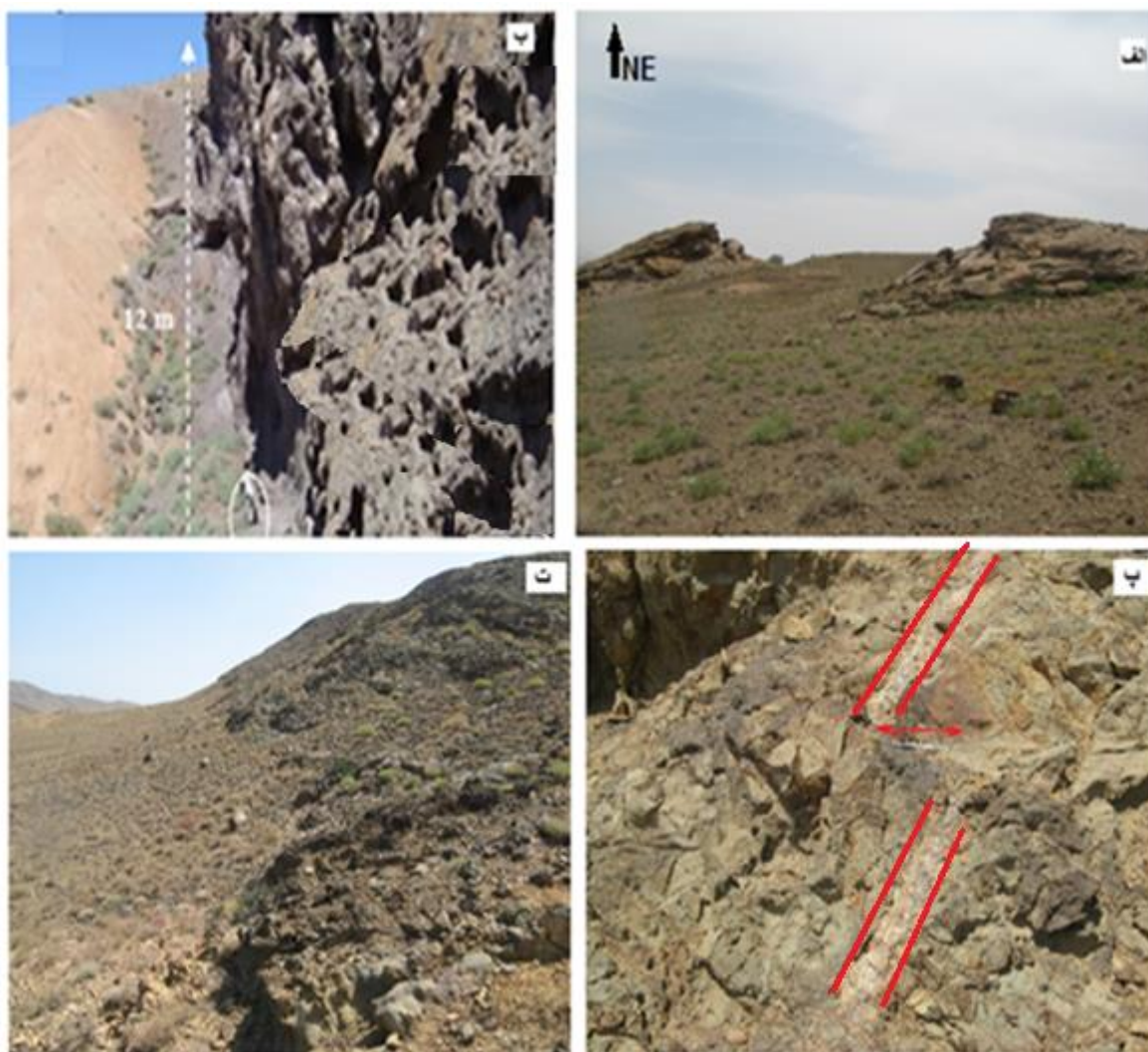
– منطقهٔ زرین کمر و سیاه کوه

گسل‌های مرتبط با این توده عموماً دارای روند NE-SW بوده و از نوع راندگی می‌باشند، گسل ده نو (دینو): این گسل در نقشهٔ زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خوش‌بیلاق، (جعفریان و جلالی، ۱۳۸۳) گسل دینو نام نهاده شده است. جاوید فخر و همکاران، (۲۰۱۱) این گسل را گسل خبیج با طول حدود ۵۵ کیلومتر و با راستای شمال خاوری جنوب باختری معرفی کرده‌اند و به سه قطعه با نام‌های کلاته‌خیج، سیاه کوه و ریزو تقسیم نموده‌اند. این گسل مهمترین گسل تأثیر گذار در منطقه است که از سیاه کوه گذر می‌کند. واحدهای سنگی رسوبی-ولکانیکی ائوسن در سطح این گسل، بر روی مارن‌های میوسن رانده شده‌اند. شاخه‌ای از گسل یاد شده از کوه گچبون عبور می‌کند که علاوه بر حرکت راندگی، حرکت امتداد لغز چپگرد نیز نشان می‌دهد شکل (۲-۱۱). از دیگر گسل‌های منطقه می‌توان به گسل زرین کمر و گسل گچبون اشاره کرد.



شکل ۲- ۱۱ - نقشهٔ گسل‌ها (میقان، زرین کمر، دینو) و ناودیس دینو (نورافکن، ۱۳۹۱).
(محدوده منطقه مورد مطالعه با کادر سبز رنگ مشخص شده است)

از شواهد گسل خیج در روی زمین، علاوه بر ایجاد پرتگاه گسلی (نورافکن، ۱۳۹۱)، حضور چشمه‌های تراورتن‌ساز در بخش شمال شرقی منطقه سیاه‌کوه می‌باشد شکل (۲-۱۲-الف و ب). در ضمن این گسل، مرز بین سیاه‌کوه و زرین‌کمر را مشخص می‌کند. در برخی مناطق شواهد گسلی مانند قطع شدگی و جابجایی واحدهای گدازه‌ای و رگه‌های سیلیسی به وضوح دیده می‌شود و معرف گسلش‌های بعدی یا کواترنری منطقه می‌باشد (شکل ۲-۱۲-پ).



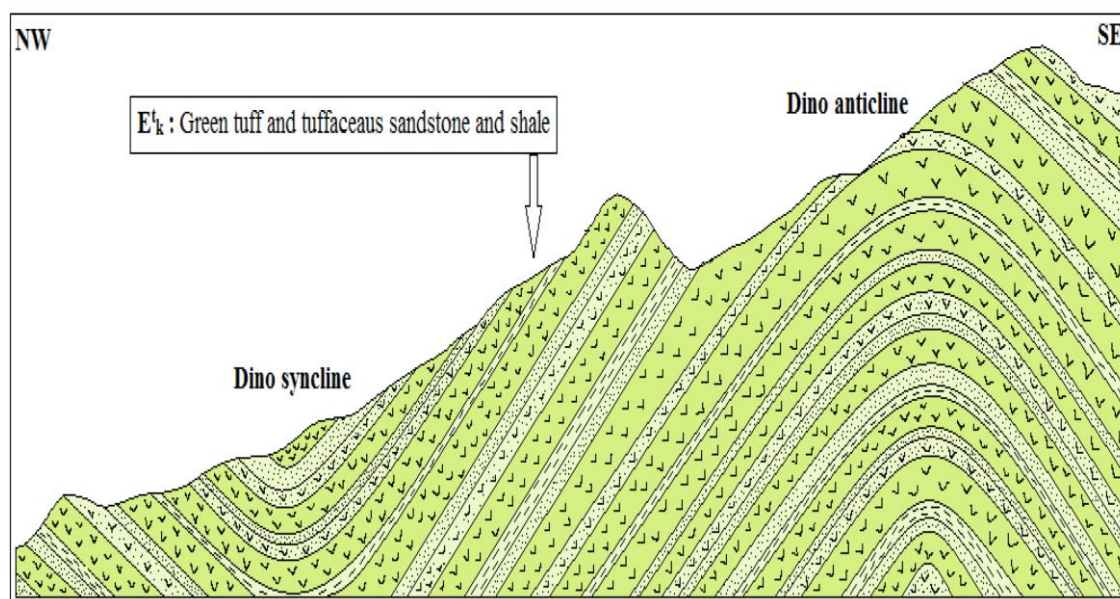
شکل ۲-۱۲- شواهد گسل خیج، الف) توده تراورتن در بخش شمال شرقی سیاه‌کوه. ب) پرتگاه ایجاد شده توسط گسل خیج در جنوب شرقی سیاه‌کوه (نورافکن). پ) و ت) جابجایی رگه سیلیسی و واحدهای گدازه‌ای در اثر گسل.

۲-۴-۲- چین ها

چین خوردگی‌های منطقه، اساساً شامل ساختمان‌های تاقدیس و ناودیس می‌باشد شکل (۲-۱۳). از مهمترین ساختمان‌های مرتبط با مناطق مورد نظر، می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- زرین کمر و سیاه کوه

تاقدیس و ناودیس دینو (دینو): این دو ساختمان، در شمال سیاه کوه و جنوب زرین کمر واقع شده‌اند. امتداد آنها شرقی - غربی بوده و طول محور هر یک از آنها، نزدیک به ۴ کیلومتر است، ناودیس دینو یک چین متقارن است؛ واحدهای شیلی، ماسه‌سنگی و توف‌های سازند کرج، یال‌ها و هسته این ناودیس را تشکیل داده‌اند (نورافکن، ۱۳۹۱)، (شکل ۲-۱۳). ولی تاقدیس دینو به لحاظ نزدیک بودن به گسل دینو، ساختمان نامتقارنی دارد (جعفریان و جلالی، ۱۳۸۳).



شکل ۲-۱۳- مدل نمادین از ناودیس و تاقدیس دینو در واحدهای شیلی، ماسه سنگی و توف‌های سازند کرج (نورافکن، ۱۳۹۱)

ناودیس شیرین چشمه: این ساختمان در شمال تپه گچبون واقع شده است و متشکل از مارن‌های میوسن است، طول محور آن حدوداً (۱۰ کیلومتر) است. این ناودیس، چین نامتقارنی محسوب می‌شود که به سمت شمال تمایل دارد (جعفریان و جلالی، ۱۳۸۳).

- امیرآباد

تاقدیس و ناودیس تپال: تاقدیس تپال در توالی های ژوراسیک و ناودیس تپال بیشتر در واحد سنگی کرتاسه بالایی واقع شده است. این تاقدیس و ناودیس دارای محوری در راستای شمال شرقی - جنوب غربی می باشد و به موازات گسل شاهرود قرار دارند (وزیری، ۱۳۸۰).

۲-۵- زمین شناسی اقتصادی و پتانسیل معدنی

- منطقه امیرآباد (کوههای تپال)

سنگ آهک های ژوراسیک بالایی (سازند لار) و کرتاسه بالایی است که در کنار رسوبات رسی عهد حاضر، ماده معدنی بسیار خوبی برای استفاده در تولید سیمان را دارا می باشد. همین ویژگی سبب احداث کارخانه سیمان شاهرود در مجاورت این واحد سنگی (جنوب غرب روستای امیرآباد) شده است (شکل ۲-۱۴).



شکل ۲-۱۴- نمایی از منطقه تپال و کارخانه سیمان شاهرود

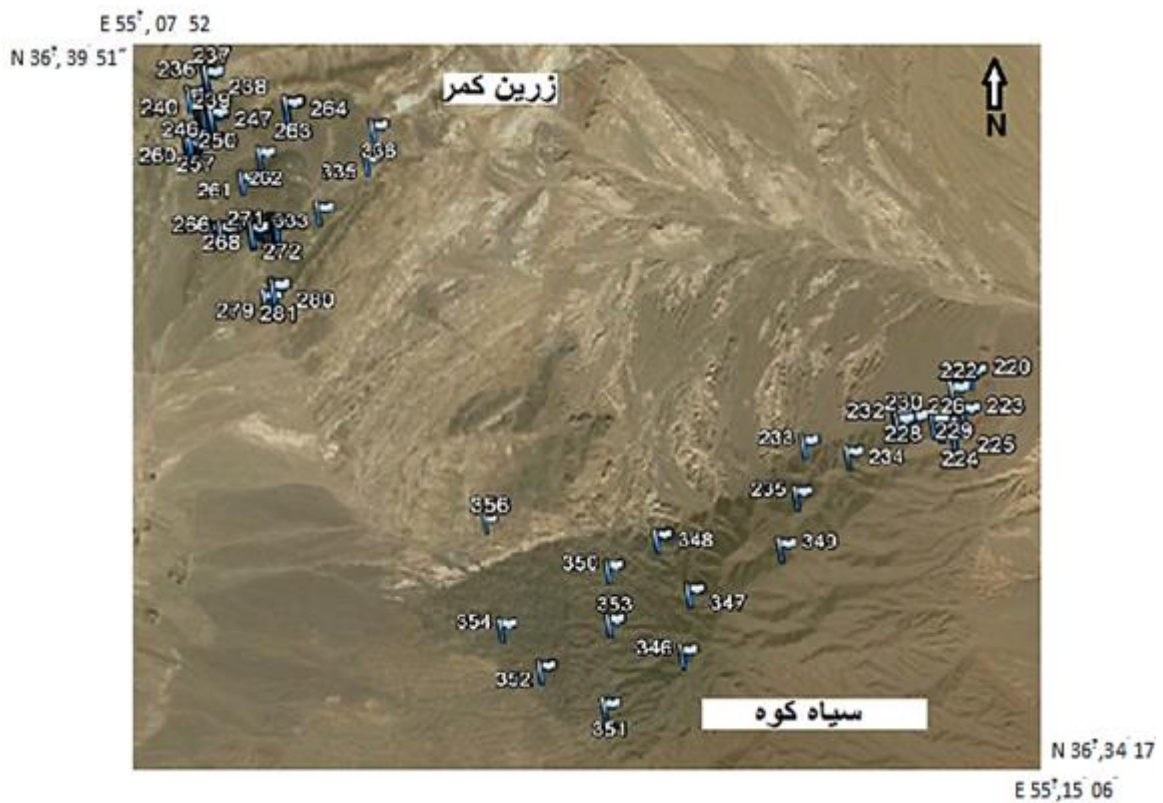
- زرین کمر و سیاه کوه

در جنوب این منطقه، رخنمون های زیادی از گچ در واحدهای سنگی میوسن واقع در تپه های کوه- گچبون گزارش شده است که می تواند به عنوان معادن گچ مورد بهره برداری قرار گیرد. همچنین وجود رگه های آگات و آپال در داخل این سنگ های آتشفشانی می تواند جنبه زینتی داشته باشد (جعفریان و جلالی، ۱۳۸۳)، (شکل ۲-۱۵).

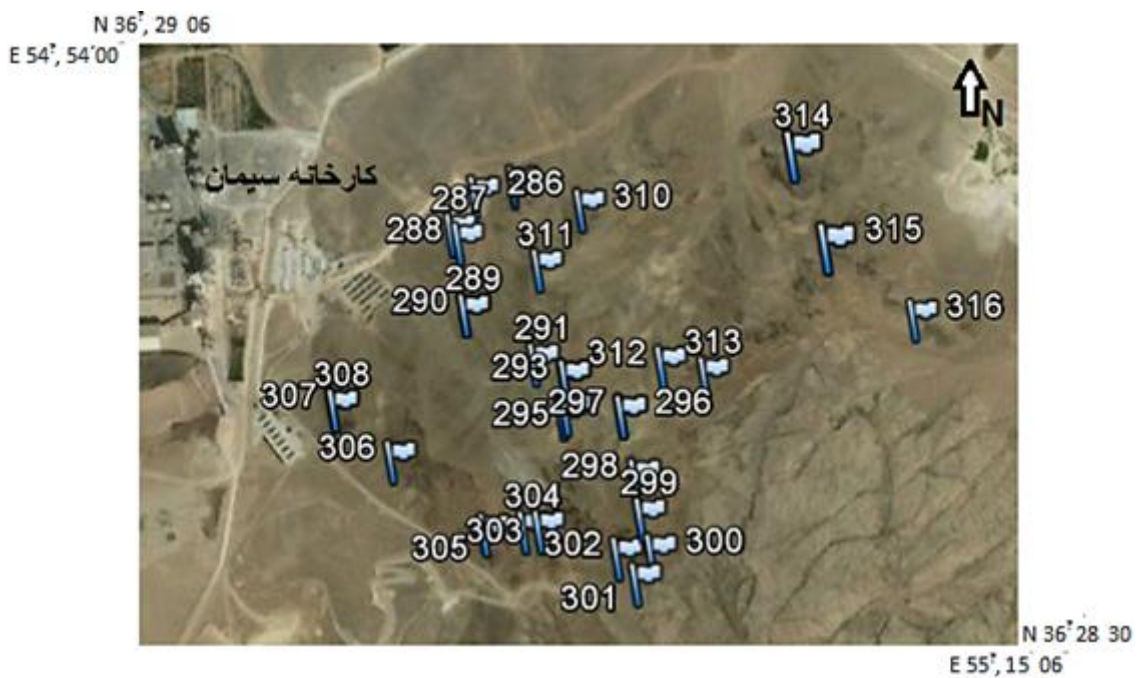


شکل ۲-۱۵- الف) نمایی از معدن گچ، موسوم به گچبون در جنوب منطقه زرین کمر و سیاه کوه. (ب) نمونه دستی از سنگ گچ منطقه. (پ) و (ت) رگه‌های متعدد آپال (سیلیس)، در سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه.

البته براساس مطالعات انجام گرفته در این پژوهش، شواهد کانه‌زایی طلا در این منطقه وجود دارد (مراجعه به فصل ششم). به نظر می‌رسد نام «زرین کمر» با کانه‌زایی طلا در آن بی‌ارتباط نباشد.



شکل ۲-۱۶- نقشه پراکندگی نمونه برداری از مناطق زرین کمر و سیاه کوه که با توجه به تنوع سنگی منطقه، نمونه برداری صورت گرفته است. (اقتباس از نرم افزار google earth)



شکل ۲-۱۷- نقشه پراکندگی نمونه برداری از منطقه امیرآباد که با توجه به تنوع سنگی منطقه، نمونه برداری صورت گرفته است. (اقتباس از نرم افزار google earth)

فصل سوم

پتروگرافی

در این فصل به توصیف ویژگی‌های میکروسکوپی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه خواهیم پرداخت. اهداف این مطالعه، شناسایی و تعیین نوع کانی‌ها، بافت و نام سنگ و ترتیب تبلورکانی‌ها است. بر این اساس از تمام بخش‌های مناطق مورد مطالعه حدوداً (۳۰۰ مورد) نمونه‌برداری شده و از آنها (۲۰۰ عدد) مقطع نازک تهیه گردیده است. بطور کلی نمونه برداری از سنگ‌های یک منطقه به دو صورت امکان پذیر است:

۱- از طریق شبکه‌بندی در متراژهای مختلف

۲- نمونه برداری به صورت آزاد که در این صورت تغییر ساخت، بافت و ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌ها در هر فاصله‌ای که اتفاق می‌افتد، نمونه برداری را الزامی می‌نماید. در مطالعه حاضر از روش نمونه‌گیری آزاد استفاده شده است.

۳-۲- ویژگی‌های پتروگرافی سنگ‌های آذرین منطقه زرین کمر و سیاه‌کوه

سنگ‌های آذرین این مناطق شامل تراکی‌بازالت، تراکی‌اندزیت، تراکیت، آندزیت و سینیت است. لازم به ذکر است که در اغلب سنگ‌های آتشفشانی این منطقه سیلیس بصورت فاز ثانویه در زیر و بلافصل گدازه‌ها دیده می‌شود.

۳-۲-۱- تراکیت

از آنجائیکه این سنگ‌ها، بخش وسیعی از منطقه مورد مطالعه را در بر می‌گیرند لذا کلیاتی در مورد این نوع سنگ‌ها عنوان می‌گردد؛ نام تراکیت از کلمه قدیمی یونانی تراکیس^۱، به معنی زبر و خشن گرفته شده است. این نام را برای این بکاربرده‌اند که تراکیت‌ها لمس زبر و خشن دارند. هائویی^۲ این نام را برای توصیف سنگ‌هایی که از گنبد آتشفشانی جریان می‌یافت و به آن دراکن‌فلس^۳ می‌نامیدند بکار برد.

سنگ دراکن‌فلس، یک کوارتزتراکیت پورفیری است که در آن درشت‌بلورهای منشوری شکل سانیدین، درشت‌بلورهای کوچک‌تر الیگوکلاز - آندزین و بیوتیت‌هایی که بخشی از آن تحلیل رفته، در خمیره‌ای

^۴ Trachys

^۵ Hauy

^۶ Drachenfels

ریزدانه از تیغک‌های جهت یافته فلدسپات قرار گرفته‌اند (آدابی و کریم پور، ۱۳۸۱).

تراکیت‌ها به صورت گدازه با سنگ‌های آذرآواری یافت می‌شوند. معمولاً گدازه‌ها دارای بافت‌های پورفیری هستند. عمده‌ترین بافت میکروسکوپی آنها شامل پورفیریتیک، میکروولیتیک، آمیگدالوئیدال هیالومیکروولیتیک پورفیری، جریان‌ی (تراکیتی) و گلومروپورفیریتیک بوده و شیشه در بین کانی‌ها به وفور یافت می‌شود. بافت گلومروپورفیری نیز از بافت‌های غالب در سنگ‌های منطقه است. به اعتقاد سو^۱ و همکاران (۲۰۰۹)، فرایند تشکیل گلومرول در آشیانه ماگمایی، در طی سه مرحله انجام می‌شود؛ ابتدا ماگمای بازالتی اولیه در آشیانه ماگمایی جایگزین و بر اثر تبلور و انباشت بلوری، اجتماعی از فنوکریست-ها را تشکیل می‌دهد. سپس، بر اثر تزریق ماگمای جدید به داخل آشیانه در حال تبلور، اختلاط ماگمایی رخ می‌دهد. سرانجام، این اختلاط باعث برهم خوردن ترکیب، دما و فشار حاکم بر آشیانه و ایجاد آشفستگی، جوشش، انفجار و قطعه قطعه شدن اجتماع فنوکریستی، دربرگرفته شدن تجمعات فنوکریستی از هم گسیخته توسط زمینه سریعاً سردشده سنگ خروجی و تشکیل بافت گلومروپورفیری می‌شود. در بعضی از گدازه‌ها حفره‌های ناشی از خروج گاز دیده می‌شود که با کوارتز پر شده‌است (شکل ۳-۱-ج).

الف - کانی‌های اصلی

فلدسپات

اغلب درشت‌بلورهای گدازه‌ها و توف‌های بلورین ایگنمبریت‌ها، فلدسپات‌های آلکالن (سانیدین یا انورتوکلاز) هستند و حجم بالایی از فنوکریست‌ها و ترکیب کانی‌شناسی تراکیت‌ها را شامل می‌شوند. این بلورها اکثراً به صورت خودشکل تا نیمه خودشکل، و کشیده می‌باشند. میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و فلدسپات‌آلکالن نیز در متن سنگ پراکنده‌اند و جهت یافتگی آنها تشکیل بافت تراکیتی داده است (شکل-۳-۱-الف). اندازه متوسط آنها (حدوداً ۳ میلی‌متر) است. فنوکریست‌ها دگرسانی، خوردگی‌های خلیج مانند، تجمعات گلومروپورفیری، منطقه‌بندی و ماکل کارلسباد، نشان می‌دهند (شکل ۳-۱-ب). کانی‌های آپک (اکثراً مگنتیت) و پیروکسن به صورت ادخال و ریزدانه در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز یافت می‌شوند.

^۱ Xu and et al

پیروکسن

از کانی‌های آهن و منیزیم‌دار معمول در تراکیت‌ها، پیروکسن سدیک (احتمالاً اژرین) و کمتر اوزیت، با بیرفرژانس سبزرنگ بصورت بلورهای بسیار ریز سوزنی و منشوری در حجم بسیار کم در این سنگ‌ها یافت می‌شود (شکل ۳-۱-پ). می‌توان گفت که از نظر حجمی حدود ۵٪ سنگ را شامل می‌شوند. همچنین بلورهای ریزی از پیروکسن‌ها در پلاژیوکلازها به صورت ادخال دیده می‌شود که تقدم تبلور آنها را نشان می‌دهد. ساختمان منطقه‌ای در تعداد اندکی از آنها مشاهده می‌شود.

آمفیبول

به مقدار بسیار کمتر نسبت به پیروکسن‌ها و بصورت تیغه‌ای و نیمه شکل‌دار و میکروکریستالین در سنگ دیده می‌شود، با توجه به خصوصیات نوری از نوع آمفیبول‌های سدیک می‌باشد.

کوارتز

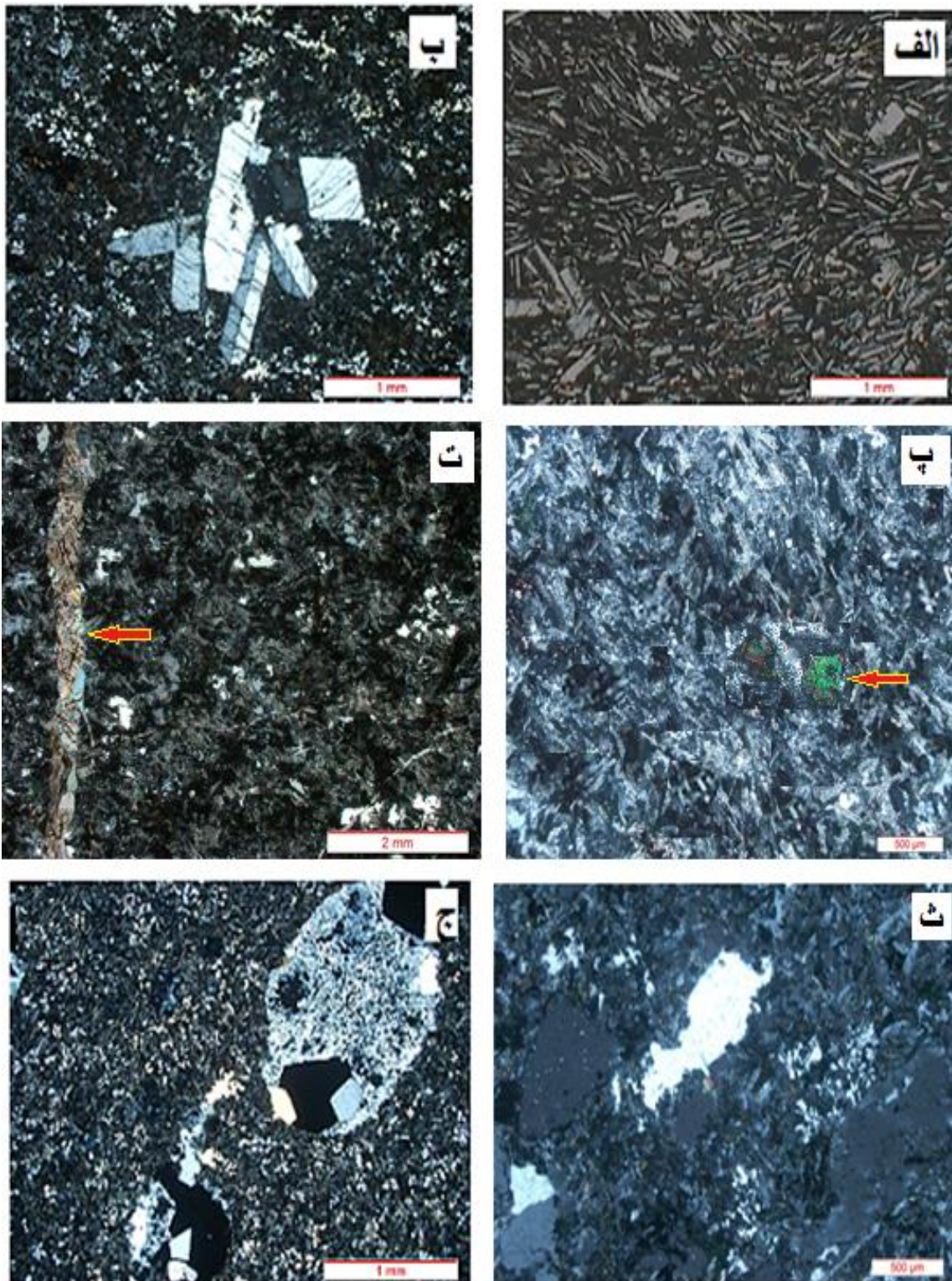
عموماً کوارتز یا تریدیمیت بصورت بلورهای کوچکی در زمینه سنگ و با حاشیه‌های خورده‌شده یا خلیج‌مانند دیده می‌شوند و اغلب بصورت ثانویه وارد سنگ شده است (شکل ۳-۱-ث).

کانی‌های فرعی

میزان کانی‌های تیره در این سنگ‌ها فراوان بوده و این کانی‌ها اکسیدهای آهن (مگنتیت و تیتانومگنتیت) و پیریت را شامل می‌شوند و به صورت ادخال در کوارتز، هورنبلند و پیروکسن یافت می‌شوند. همچنین آپاتیت، بصورت ادخال در پلاژیوکلازها حضور دارد (شکل ۳-۱-ج). در برخی از تراکیت‌ها اکسیدهای آهن - تیتان از کانی‌های اصلی به شمار می‌آیند.

ج - کانی‌های ثانویه

کانی‌های ثانویه شامل کلسیت، سرسیت، کلریت و کانی‌های رسی می‌باشد. علاوه بر این کلسیت توسط محلول‌های نفوذی از خارج سنگ وارد شده و بصورت رگچه‌ها و بافت بادامکی نیز دیده می‌شود (شکل ۳-۱-ت).



شکل ۳-۱- تراکیت (الف) جهت یافتگی میکروولیت‌های فلدسپات و ایجاد بافت تراکیتی (PPL). (ب) فنوکریست سانیدین و ماکل کارلسباد و ایجاد بافت گلومروپورفیری (XPL). (پ) تصویر میکروسکوپی بلورهای ریز پیروکسن، کلریت، فلدسپاتها و کانیه‌های آپک (XPL). (ت) ایجاد رگچه کلسیت در اثر نفوذ محلول‌های بیگانه در آن (XPL). (ث) خوردگی خلیج مانند در کوارتز بیگانه،

۳-۲-۲- تراکی آندزیت

این سنگ‌ها نسبت به تراکیت‌ها از فراوانی کمتری برخوردارند و بیشتر در جنوب شرقی منطقه- زرین کمر و سیاه‌کوه وجود دارند. در نمونه دستی همانند تراکی آندزیت‌های منطقه امیرآباد به رنگ خاکستری تا سبز تیره دیده می‌شوند. این سنگ‌ها سرشار از پورفیری‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند و پیروکسن بوده و بافت پورفیری- جریانی نشان می‌دهند.

در زیر میکروسکوپ، بافت پورفیری، گلومروپورفیری و جریانی از بافت‌های مشاهده شده در این سنگ‌هاست، کانی‌های اصلی، پلاژیوکلاز و هورنبلند می‌باشند. وفور هورنبلندهای شکل‌دار (کشیده) و همچنین پیروکسن در مقاطع میکروسکوپی یکی از ویژگی‌های بارز تراکی آندزیت‌های مورد مطالعه می- باشد.

الف- کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

این کانی به وفور در تراکی آندزیت‌ها، به صورت فنوکریست و ریز بلور مشاهده می‌گردد. فنوکریست‌ها، متوسط تا درشت بلور بوده و ماکل پلی‌سنتتیک نشان می‌دهند. زاویه خاموشی آنها (۲۸ تا ۳۲ درجه) اندازه‌گیری شده است که ترکیب آنها درحد آندزین قرار می‌گیرد. این کانی گاهی زونینگ نوسانی و دگرسان شده نشان می‌دهد (شکل ۳-۱- الف و پ). به همراه هورنبلندها، بافت گلومروپورفیری تشکیل می‌دهد. این حالت نشانه توقف ماگمای سازنده این پلاژیوکلازها در آشیانه ماگمایی و تشکیل آنها در یک محیط آرام است. پلاژیوکلازهای زمینه اکثراً ریزبلور و فراوانند. پلاژیوکلازهای منطقه غالباً دارای ادخال-

هایی از کانی‌های آپک، مانند هماتیت و مگنتیت هستند و بافت غربالی واضحی در آنها مشاهده می‌شود. بافت غربالی^۱ حاصل به دام افتادن ادخال‌های مذاب در بلور است. عوامل اصلی ایجاد بافت غربالی عبارتند از افزایش دما و کاهش فشار که در ادامه به توضیح هر یک می‌پردازیم.

- افزایش دما

با ورود ماگمای گرمتر به درون مخزن ماگمایی، افزایش دما منجر به انحلال بلورها می‌شود. آرایش ماگما با مواد خارجی باعث تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور و ایجاد بافت غربالی در پلاژیوکلاز می‌گردد (آسیابانها، ۱۳۸۰).

- کاهش فشار

استوارت^۲ و پیرس^۳ (۲۰۰۴) معتقدند که ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز حین حرکت سریع ماگما به سمت بالا و در نتیجه کاهش فشار، منجر به ایجاد بافت غربالی در پلاژیوکلازها می‌شود. با کاهش فشار، تمام فازها در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها تحت تأثیر انحلال قرار می‌گیرند. محصولات ناشی از انحلال پلاژیوکلاز، درون بلور سریعاً شروع به تبلور کرده و باعث ظهور بافت غربالی می‌گردد. بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز دچار دگرسانی سوسوریتی و داموریتی شده‌اند. در منطقه مورد مطالعه، احتمالاً کاهش فشار عامل اصلی تشکیل بافت غربالی بوده است.

فلدسپات آلکالن

این کانی به صورت فنوکریست‌های خودشکل و ماکل کارلسباد در مقطع میکروسکوپی بافت گلوپورپورفیری را تشکیل می‌دهد. از لحاظ فراوانی با پلاژیوکلازها تقریباً مساوی هستند. وجود فلدسپات آلکالن می‌تواند معرف مقدار بالای پتاسیم در گدازه می‌باشد.

⁷ Sieve texture

⁸ Stewart

⁹ Pearce

پیروکسن

بلورهای ریز پیروکسن تاحدودی ناقص هستند و به کلریت و آپک تبدیل شده‌اند، پیروکسن‌ها بیشتر از نوع سدیک و به رنگ سبز تیره هستند، خوردگی و گسیختگی در آنها معرف اولیه بودن آنها در تبلور تفریقی می‌باشد. چندرنگی و خاموشی مایل در آنها دیده می‌شود (شکل ۳-۱-ج).

هورنبلند

هورنبلندهای شکل‌دار و کشیده، فنوکریست‌های مافیک این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۳-۱-ب). کلریت‌زایی و اسفن‌زایی بعضاً در این کانی‌ها مشاهده می‌شود. رنگ این کانی از سبز تا قهوه‌ای متغیر است. در اثر تجمع این کانی با پلاژیوکلازها، بافت گلومروپورفیری در آنها مشاهده می‌شود. این کانی تحت تأثیر دگرسانی به کلریت، اپیدوت و کلسیت دگرسان شده است.

ب- کانی‌های فرعی

آپاتیت

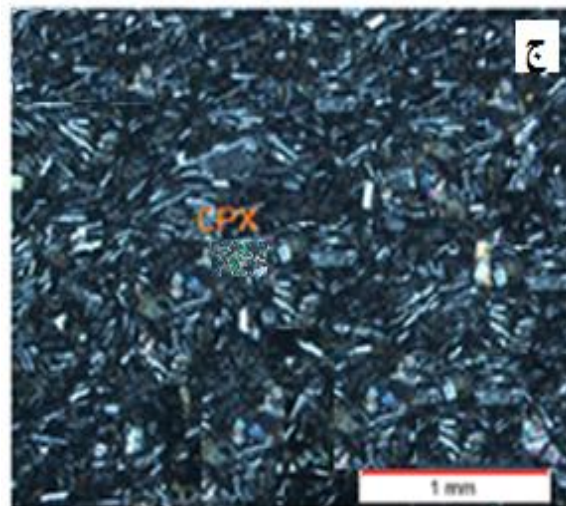
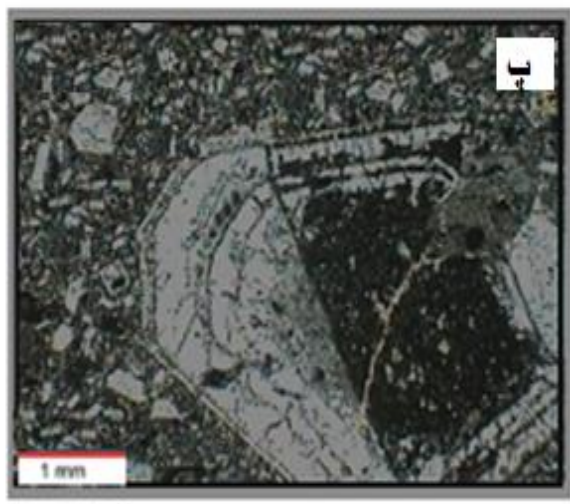
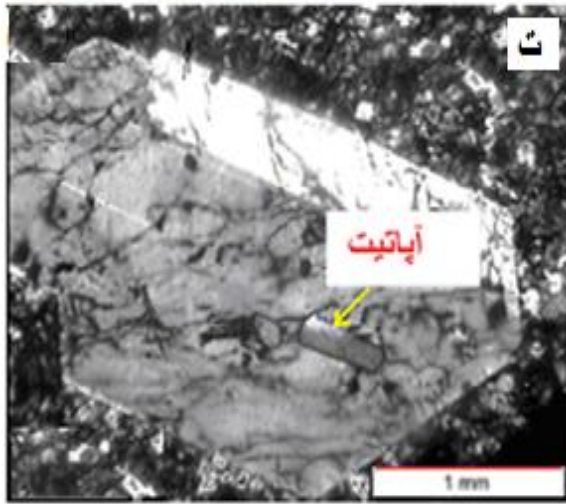
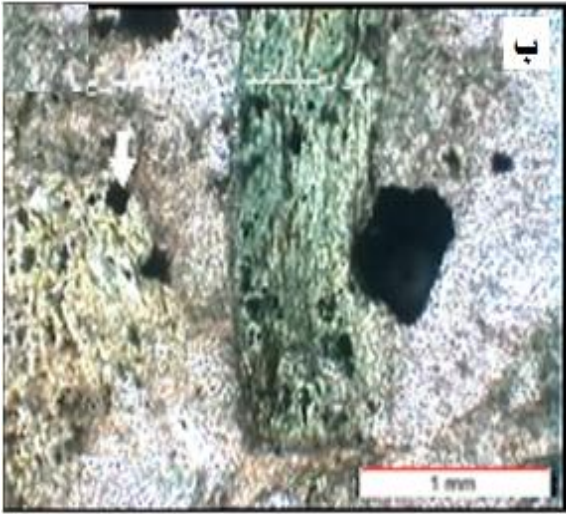
این کانی به میزان نادر و به صورت بلورهای کشیده (مستطیلی شکل) و ادخال مانند در بعضی از پلاژیوکلازها و پیروکسن یافت می‌شود (شکل ۳-۱-ت).

- کانی‌های آپک

این کانی‌ها اکسیدهای آهن (مگنتیت و تیتانومگنتیت) و پیریت را شامل می‌شوند و به صورت ادخال در کوارتز، پلاژیوکلاز، هورنبلند و پیروکسن یافت می‌شوند.

ج- کانی‌های ثانویه

اپیدوت، در اثر دگرسانی هورنبلند و پلاژیوکلاز حاصل شده است. کلسیت، در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند به وجود آمده است و بخش زیادی نیز از طریق محلول‌های نفوذی وارد سنگ‌ها شده است. از دیگر کانی‌های ثانویه مشاهده شده در این سنگ‌ها زئولیت می‌باشد، این کانی در اثر دگرسانی فلدسپات‌ها به وجود آمده است و پرکننده حفرات هستند.



شکل ۳-۲- تراکی‌اندزیت (الف) بافت گلومروپورفیری حاصل تجمع موضعی پورفیرهای پلاژیوکلاز (XPL). (ب) تصویر میکروسکوپی از هورنبلند کشیده همراه با کلریت و ادخال کانی آپیک (XPL)، (دگرسانی در سنگ مشهود است). (پ) پلاژیوکلاز شکل‌دار دارای بافت غربالی (XPL). (ت) حضور آپاتیت در پلاژیوکلازهای موجود در نمونه تراکی‌اندزیتی (XPL). (ث) فنوکریست‌های هورنبلند در نمونه دستی (ج) بافت میکرولیتی- پورفیری حاصل جهت‌یافتگی فلدسپات‌ها و پیروکسن با حاشیه‌های خورده شده (XPL).

۳-۲-۳- تراکی‌بازالت

در جنوب منطقه زرین‌کمر و سیاه‌کوه، توده‌های تراکی‌بازالت، با ظاهری دوکی‌شکل، مدور و یا بالشی دیده می‌شوند که معرف عمق آب در حدود (۱۵۰۰-۱۰۰۰ متر) در این منطقه هستند. این سنگ‌ها بصورت نواری تیره‌رنگ در منطقه زرین‌کمر به سمت شمال‌شرقی امتداد دارند (شکل ۳-۳- الف و ب). حفرات فراوان با پرشدگی سیلیس معرف خروج گاز از گدازه و فاز ثانویه سیلیس بوده که به آن ظاهری شبیه به بافت بادامکی داده است (شکل ۳-۳- ت). همچنین بلافصل این سنگ‌ها را توفیت‌های زردرنگی احاطه کرده است که معرف تناوب فعالیت انفجاری بعد از خروج تراکی‌بازالت می‌باشد. در نمونه دستی کاملاً ریزبلور بوده و هیچ کانی مشخصی را نمی‌توان تشخیص داد. در مقاطع میکروسکوپی، دارای بافت پورفیریتی با خمیره میکرولیتی- جریانی هستند (شکل ۳-۳- ث). فنوکریست‌های این سنگ‌ها شامل کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و اکسیدهای آهن در خمیره‌ای با همین ترکیب قرار گرفته‌اند.

کانی‌های اصلی

پیروکسن

پیروکسن از نوع کلینوپیروکسن و عمدتاً اوژیت و به صورت فنوکریست‌های خودشکل تا نیمه خودشکل و یا به صورت ریز بلور در زمینه سنگ وجود دارد. منطقه بندی، چندرنگی و خاموشی مایل در این فنوکریست‌ها دیده می‌شود. چند رنگی بلورهای اوژیت نشانگر وجود تیتان در سنگ است. بعضی از بلورهای کلینوپیروکسن دچار انحلال و خوردگی شده‌اند که حاکی از عدم تعادل کانی تحت شرایط فیزیکیوشیمیایی یا ترمودینامیکی جدید است (شکل ۳-۳- ث). درون بلورهای اوژیت، بلورهای آپیک وجود

دارد که نشان‌دهندهٔ تقدم تبلور آنها نسبت به کلینوپيروكسن است.

پلاژیوکلازها

پلاژیوکلازها بصورت بلورهای ریز و درشت، خودشکل و نیمه‌خودشکل بافتی پورفیری در سنگ بوجود آورده‌اند. از دیگر بافت‌های این سنگ‌ها می‌توان به بافت‌های میکرولیتی-جرینانی اشاره کرد. (شکل ۳-۳-ث).

در ماگماهایی که گرانیروی کمی دارند، بلورهای پلاژیوکلاز که در ضمن انجماد ماگما در حال حرکت بوده‌اند، حالتی جهت یافته و موجی شکل پیدا می‌کنند. این بافت را اصطلاحاً بافت جرینانی (تراکیتی) می‌نامند. بافت تراکیتی در اثر جهت‌یافتگی بلورهای فلدسپات در جهت جریان گدازه حاصل می‌شود (گوپتا، ۲۰۰۷).

الیوین

الیوین به مقدار خیلی کم در تراکی‌بازالت‌ها، بصورت دگرسان شده و دارای انحلال و خوردگی وجود دارد. انحلال و دگرسانی در حاشیهٔ بلور بیشتر از مرکز آن است که در امتداد این شکستگی‌ها، دگرسانی ایدنگسیتی بوقوع پیوسته و تا مرکز بلور ادامه دارد، به نظر دییر^۲ و همکاران (۱۹۹۱)، فرآیند ایدنگسیتی، یک تغییر و تبدیل پیوسته در ساختمان الیوین و یا پیروکسن است که در حالت جامد روی می‌دهد و طی آن ورود اتمهای هیدروژن درون ساختمان الیوین و اتصال آنها به اتمهای اکسیژن موجب آزاد شدن کاتیونهای Fe^{2+} ، Mg و Si شده و در عوض کاتیونهای Fe^{3+} ، Al و Ca وارد شبکه شده و جانشین آنها می‌گردند همچنین برخی از بلورهای الیوین کاملاً سرپانتینی شده‌اند (شکل ۳-۳-ج).

- کانی‌های فرعی

کانی‌های آپک

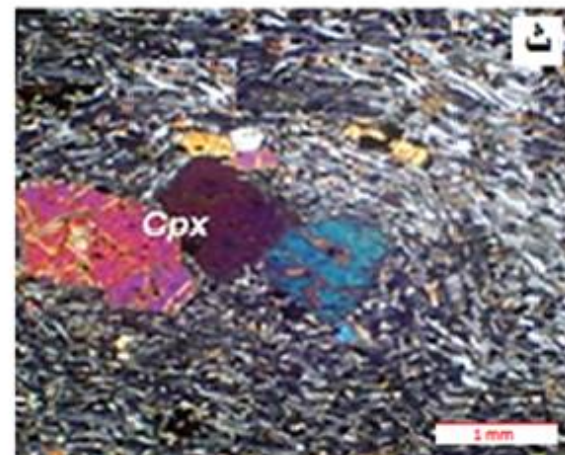
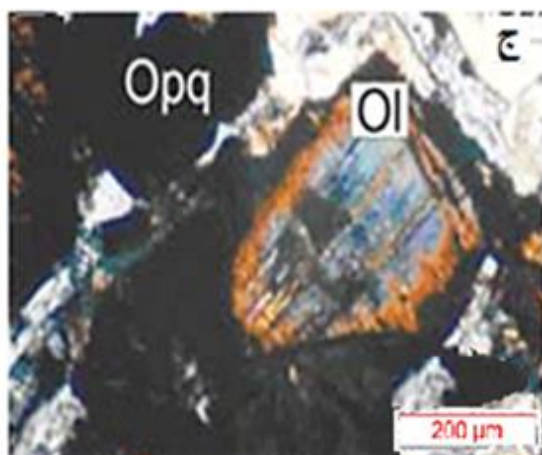
¹⁰ Gupta

¹¹ Deer

مگنتیت و تیتانومگنتیت از کانی‌های آپک در تراکی بازالت‌ها هستند. این کانی‌ها غالباً به صورت ادخال درون سایر کانی‌ها حضور دارند. (شکل ۳-۳-ث و ج)

کانی‌های ثانویه

بر اثر دگرسانی، بلورهای ریز الیوین سرپانتینی شده‌اند. سرپسیت و کلسیت و داموریت، حاصل دگرسانی فنوکریست‌ها و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز می‌باشند.



شکل ۳-۳- (الف) تراکی بازالت‌ها در نمای دور بصورت نواری تیره رنگ به سمت شمال امتداد دارند. (ب) اغلب تراکی بازالت‌ها با ظاهری دوکی‌شکل یا بالشی دیده می‌شوند و توفیت زردرنگ در بلافاصل آنها وجود دارد. (پ) حاشیه سریع انجماد در تراکی بازالت. (ت) بافت بادامکی در تراکی بازالت‌های منطقه، حفرات با سیلیس پر شده‌اند. (ث) کانی ریزالیوین (Ol) به طور کامل به سرپانتین (مرکز) و ایدنگسیت (حاشیه) دگرسان شده است، کانی آپک (Opq) نیز وجود دارد. (ج) ایجاد بافت گلومروپورفیری توسط فنوکریست‌های کلینوپیروکسن (Cpx) در زمینه‌ای از بافت تراکیتی، کانی‌های آپک بصورت ادخال و همچنین در متن سنگ پراکنده-اند.

۳-۲-۴- سینیت

از سنگ‌های ساب ولکانیک موجود در منطقه که به صورت محدود در دامنه شرقی کوه زرین کمر و همچنین در نزدیکی قلّه سیاه‌کوه قرار گرفته‌اند و از نظر ترکیب کانی‌شناسی و خصوصیات ماکروسکوپی می‌توان این سنگ‌ها را میکروسینیت و سینیت نامید. بطوریکه رنگ آن در روی زمین و نمونه‌دستی، گرم‌رنگ بوده و بلورهای فلدسپات با چشم غیر مسلح دیده می‌شوند، در زیر میکروسکوپ بصورت تمام بلورین و از نظر اندازه نسبی، دانه‌ها متوسط تا ریز بلورند و دارای بافت میکروگرانولار و پورفیریک می‌باشند.

الف - کانی‌های اصلی

فلدسپات‌ها

ارتوز، فراوان‌ترین کانی‌ها، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و دارای ماکل کارلسباد بوده و اغلب هوازده می‌باشد و در زیر میکروسکوپ کدر یا مات دیده می‌شود (شکل ۳-۴- الف). سانیدین، به مقدار کمتر و نسبت به ارتوز شفاف‌تر دیده می‌شود. پلاژیوکلازها فراوانی کمتری دارند بیشتر اسیدی بوده (آلبیت و به مقدار کمتر اولیگوکلاز)، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند.

هورنبلند

هورنبلند، اغلب سدیک و تیغه‌ای یا منشوری شکل و از نوع هورنبلند سبز هستند، در اندازه‌های متفاوت دیده می‌شوند و با فنوکریست فلدسپات‌آلکان بافت اینترگرانولار تشکیل داده است (شکل ۳-۴- الف و

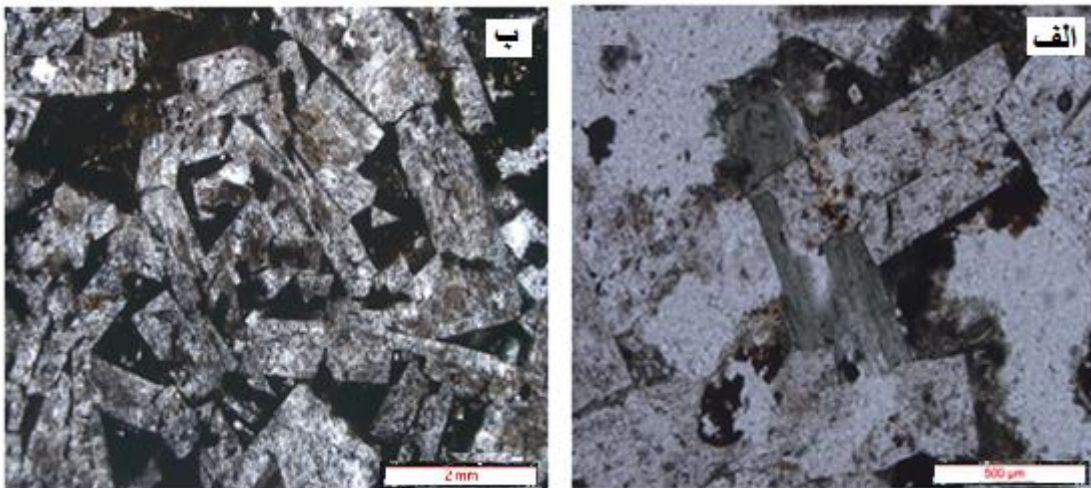
(ب).

ب- کانی‌های ثانویه و فرعی

تمرکزهای اغلب بی شکل کربنات که گاه اکسیدهای آهن و پیروکسن قابل توجه نیز آن را همراهی می‌کند در این نوع سنگ‌ها مشاهده می‌شود. بیشتر این کربنات‌ها حاصل تجزیه می‌باشند، بطور کلی کربنات و کوارتز بصورت ثانویه و هم از طریق شکستگی‌ها و درزه‌ها وارد سنگ گردیده‌اند.

ج- کانی‌های آپک

از کانی‌های آپک که نسبتاً به مقدار زیاد در سنگ مشاهده می‌شوند، می‌توان به وجود مگنتیت و هماتیت و همچنین پیریت اشاره نمود.



شکل ۳-۴- سینیت (الف) فنوکریست های فلدسپات آلکالن که به صورت درهم رشدی یا اینترگرانولار با هورنبلند دیده می‌شوند، کانی آپک در اطراف آن مشخص است (XPL). (ب) فنوکریست های فلدسپات و آپک (XPL).

منطقه امیرآباد

۳-۳- اختصاصات پتروگرافی سنگ‌های منطقه امیرآباد

سنگ‌های این منطقه اغلب شامل سنگ‌های آتشفشانی تراکی‌آندزیت و آندزیت می‌باشند. شایان ذکر است که رگه‌های سیلیسی فراوانی همانند مناطق زرین‌کمر و سیاه‌کوه در این سنگ‌ها دیده می‌شود.

۳-۳-۱- تراکی‌آندزیت

فلدسپات‌ها (بخصوص پلاژیوکلاز) و پیروکسن سازندگان اصلی این سنگ‌ها هستند (شکل ۳-۵-الف). مقادیر بسیار کمی از کانی‌های مافیک (هورنبلند) در این سنگ‌ها یافت می‌شود که بشدت دگرسان شده‌اند و به کلریت و اکسیدهای آهن تبدیل گردیده‌اند.

الف - کانی‌های اصلی

فلدسپات

فراوانی پلاژیوکلازها بیشتر از فلدسپات آلکالن و بیشترین حجم فنوکریست‌های تراکی‌اندزیت‌ها را شامل می‌شوند. اندازه این بلورها از (۰,۲ میلی‌متر تا ۱ سانتی‌متر) متغیر است. آنها اکثراً به صورت خودشکل تا نیمه‌خودشکل، تیغه‌ای و کشیده و ندرتاً به شکل مدور، دیده می‌شوند. بافت‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها شامل پورفیری، هیالوپورفیری و پورفیری - جریانی و در برخی موارد بافت اینترسرتال (شکل ۳-۵-ب) می‌باشد. اکثراً فنوکریست‌های فلدسپات آلکالن با ماکل کارلسباد دیده می‌شوند (شکل ۳-۵-پ). بلورهای ریز فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز در زمینه سنگ فراوان بوده و ایجاد بافت میکرولیتی و در بعضی مواقع بافت میکرولیتی - جریانی نموده‌اند (شکل ۳-۵-ت). فلدسپات‌های آلکالن به علت دگرسانی ظاهری کدر و مات دارند.

پیروکسن

بلورهای سوزنی و منشوری پیروکسن در این سنگ‌ها یافت می‌شوند. گاهی میکروفنوکریست‌هایی از پیروکسن، به صورت بی‌شکل و به شدت دگرسان شده دیده می‌شوند. در برخی مقاطع تجمعات گلومرول‌مانندی از این میکروفنوکریست‌ها در اندازه‌های خیلی کوچک به چشم می‌خورد که حداکثر اندازه آنها به (۱ میلی‌متر) می‌رسد (شکل ۳-۵-الف).

هورنبلند

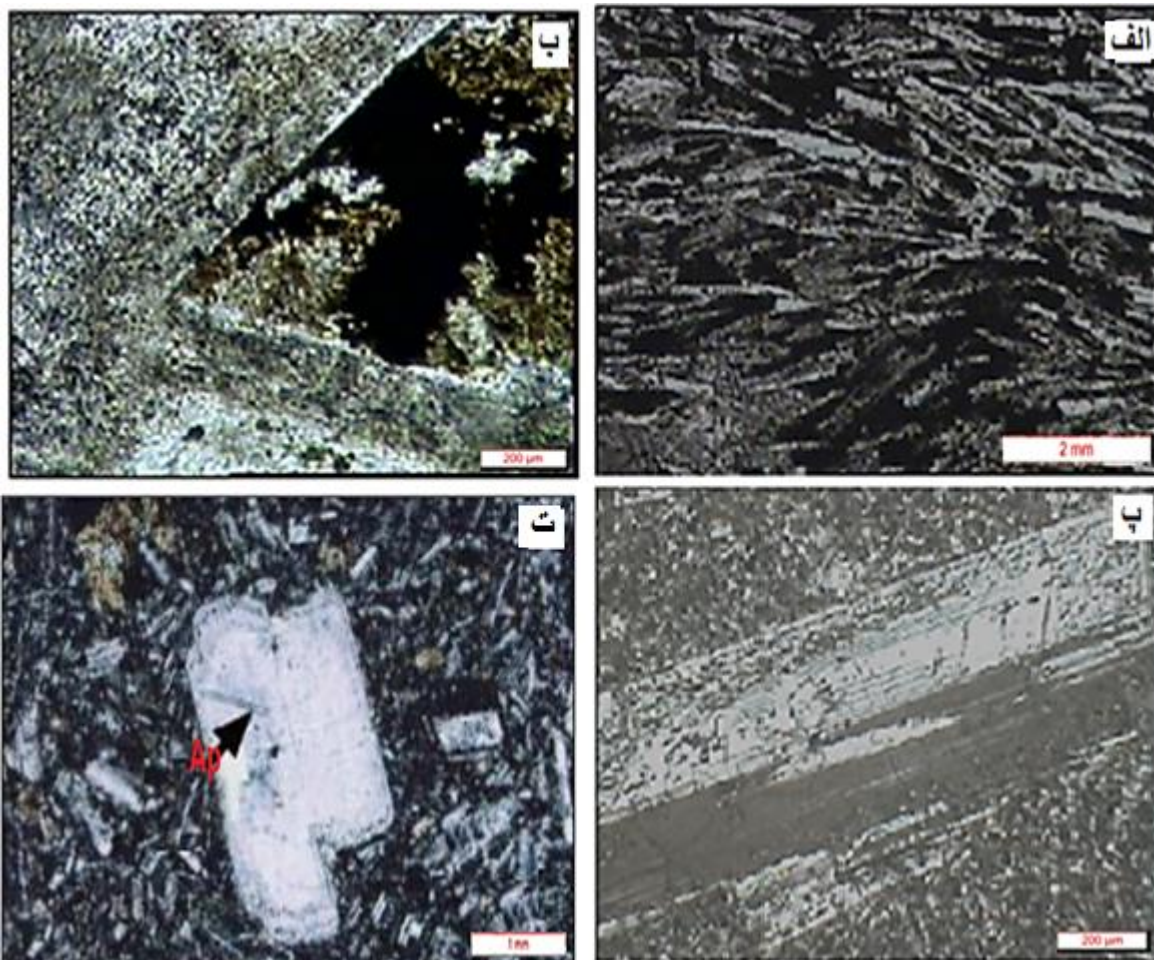
فراوانی این کانی در سنگ‌های تراکیتی بسیار کم می‌باشد و غالباً به کلریت و اکسیدهای آهن تجزیه شده‌اند.

ب-کانی‌های فرعی

آپاتیت در برخی از مقاطع به صورت ادخال در کانی‌های دیگر از جمله پلاژیوکلاز و پیروکسن یافت می‌شود (شکل ۳-۵-ث). کانی‌های آپک شامل هماتیت و مگنتیت و پیریت می‌باشند.

ج-کانی‌های ثانویه

اپیدوت، کلسیت، کلریت و سریسیت کانی‌های ثانویه‌ای هستند که در این نمونه‌ها به چشم می‌خورند.



شکل ۳-۵- تراکی آندزیت (الف) تصویری از ردیف شدگی فلدسپات‌ها و ایجاد بافت میکروولیتی- جریانی در تراکی آندزیت (XPL).

(ب) بافت اینترسرتال در تراکی آندزیت، (پلاژیوکلاز، کانی مافیک را در بر گرفته است)، (XPL). (پ) ماکل کارلسباد در فنوکریست

فلدسپات آکالن (XPL). (ت) ادخال آپاتیت (Ap) و آپک در پلاژیوکلاز (XPL).

۳-۳-۲- آندزیت

از نظر میزان فراوانی، این سنگ‌ها پراکندگی تقریباً یکسانی با تراکی آندزیت‌ها دارند. آندزیت‌های مذکور سرشار از پورفیرهای پلاژیوکلاز و پیروکسن بوده و بافت پورفیری و گاهی پورفیری-جریانی نشان می‌دهند (شکل ۳-۶-الف). کانی‌های اصلی موجود در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند می‌باشند. وفور هورنبلندهای لوزی‌شکل در مقاطع میکروسکوپی یکی از ویژگی‌های بارز آندزیت‌های مورد مطالعه است (شکل ۳-۶-ب).

الف- کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

این کانی به وفور در آندزیت‌ها به صورت فنوکریست و ریزبلور مشاهده می‌گردد. معمولاً فنوکریست‌های پلاژیوکلاز منطقه‌بندی و ماکل پلی‌سنتتیک نشان می‌دهند (شکل ۳-۶-پ). همچنین برخی از آنها، دارای ادخال‌هایی از کانی‌های آپیک هستند. بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی به داموریت و کلسیت دگرسان شده‌اند.

هورنبلند

هورنبلندهای شکل‌دار، درصد قابل توجهی از پورفیرهای مافیک این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۳-۶-ب). در برخی از نمونه‌ها، منطقه‌بندی ترکیبی در این کانی مشاهده می‌شود. رنگ این کانی از سبز تا قهوه‌ای متغیر است. در اثر تجمع این کانی با پلاژیوکلازها بافت گلومروپورفیری در آندزیت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۶-الف). این کانی تحت تأثیر دگرسانی به اپیدوت و کلسیت دگرسان شده است.

پیروکسن

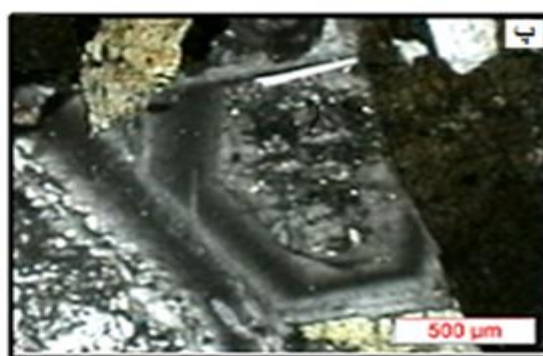
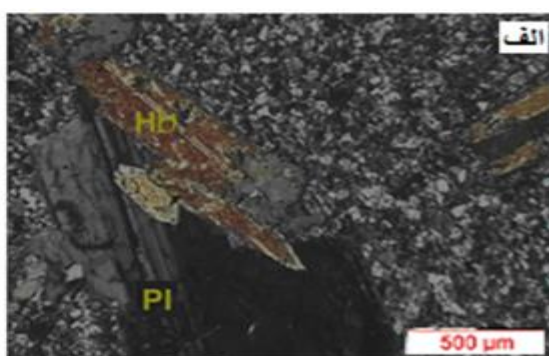
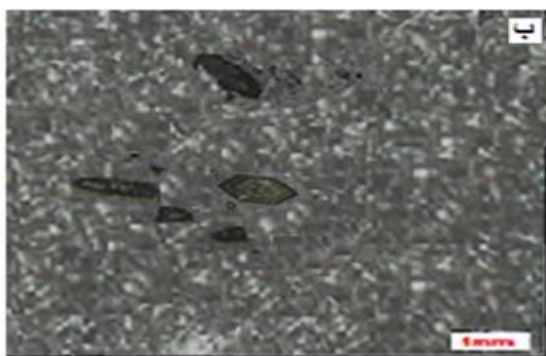
بلورهای سوزنی و منشوری پیروکسن در این سنگ‌ها یافت می‌شوند. گاهی میکروفنوکریست‌های کوچکی از پیروکسن‌ها به صورت بی‌شکل و به شدت دگرسان‌شده دیده می‌شوند. در برخی مقاطع تجمعات گلومرول‌مانندی از این میکروفنوکریست‌ها در اندازه‌های خیلی کوچک به چشم می‌خورد که حداکثر اندازه آنها به (۱ میلی‌متر) می‌رسد (شکل ۳-۶-ث).

ب- کانی‌های فرعی

کانی‌های آپیک شامل پیریت و اکسیدهای آهن (هماتیت و مگنتیت) می‌باشند و به صورت ادخال در فلدسپات‌ها و پیروکسن یافت می‌شوند. در برخی از مقاطع، اکسیدهای آهن - تیتان از کانی‌های اصلی به شمار می‌آیند. آپاتیت به میزان ناچیز در بعضی از پلاژیوکلازها یافت می‌شود.

ج- کانی‌های ثانویه

اپیدوت در اثر دگرسانی هورنبلند و پلاژیوکلاز ایجاد می‌شود. داموریت و کلسیت در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها بوجود می‌آیند. بخش زیادی از کلسیت از طریق محلول‌های نفوذی وارد سنگ‌ها شده است. کلریت یکی از مهم‌ترین کانی‌های حاصل از دگرسانی است که در سنگ‌های آذرین جانشین سیلیکات‌های فرومنیزین (هورنبلند و پیروکسن) می‌گردد و معمولاً با اپیدوت همراه می‌باشد.



شکل ۳-۶- الف) آندزیت؛ بافت گلمروپورفیری میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (Pl) و هورنبلند (Hb)، (XPL)، (ب) بافت پورفیری و هورنبلند لوزی شکل در آندزیت (XPL)، (پ) وجود پلاژیوکلاز دارای زونینگ در آندزیت (XPL)، (ت) بافت پورفیری در آندزیت، پیروکسن بطور کامل به کلریت دگرسان شده، کانی آپک نیز دیده می‌شود (XPL)، (ث) تجمعات گلمرول مانند کانی‌های پیروکسن و آپک، دگرسانی در پلاژیوکلازها مشهود است.

۳-۴- انواع سنگ‌های آذرآواری (ولکانوکلاستیک) موجود در منطقه

اصطلاح سنگ‌های آذرآواری به مجموعه سنگ‌های پیروکلاستیک، توفیت‌ها و سنگ‌های اپی کلاستیک اطلاق می‌گردد. سنگ‌های پیروکلاستیک حاصل سخت شدن آن دسته از انباشته‌هایی هستند که کیفیت قطعه قطعه شدن اجزای حاصله، حمل و رسوب یا انباشت آنها صرفاً توسط فرایندهای فورانی پیروکلاستیک کنترل گردد و متعاقباً متحمل حمل و باز نهشت قرار نگیرند. چنانچه نهشته‌های پیروکلاستیک پس از ته‌نشست اولیه مجدداً توسط فرایندهای حمل و باز نهشت متأثر گردند، منجر به تشکیل نهشته‌های اپی کلاستیک خواهند شد و سنگ‌های حاصل از سخت شدن این نهشته‌ها را سنگ-های اپی کلاستیک گویند. در شکل‌گیری توفیت‌ها (حدواسط) هر دو فرایند پیروکلاستیک و اپی کلاستیک سهیم هستند.

اغلب سنگ‌های ولکانوکلاستیک موجود در منطقه در حدفاصل ارتفاعات سیاه‌کوه و زرین‌کمر، در دو طرف یال‌های یک ناودیس نسبتاً بزرگ قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها عمدتاً قهوه‌ای تا کرم متمایل به صورتی و به مقدار خیلی کمتر لایه‌هایی با رنگ سبز مشاهده می‌شوند. مطالعات پتروگرافی انجام شده بر روی نمونه‌هایی که از سنگ‌های این قسمت از منطقه جمع‌آوری شده‌اند نشان می‌دهد که گروه‌های اصلی سنگ‌های موجود در منطقه عبارتند از:

۱- سنگ‌های پیروکلاستیک ۲- توفیت‌ها ۳- سنگ‌های رسوبی

۳-۴-۱- توفیت‌ها

مقدمه

سه متشکله اصلی فوران‌های انفجاری یعنی قطعات شیشه، ذرات بلورین و قطعات سنگی می‌توانند به نسبت‌های متفاوتی در خاکسترها و توف‌ها وجود داشته باشد. فراوانی این اجزا اولاً وابسته به درجه تبلور یافتگی ماگما، ثانیاً نوع فعالیت انفجاری و ثالثاً تأثیر فرایندهای جورشدگی در طی فوران‌های پیروکلاستیک می‌باشد.

۳-۴-۲- توف شیشه‌ای

این توف‌ها بطور کامل از ذرات خاکستر شیشه‌ای تشکیل شده‌اند و در مواردی ذرات شفاف و زاویه‌دار شیشه موسوم به شارد را در اشکال مختلف هلالی و داسی شکل می‌توان تشخیص داد، البته درصد بسیار اندکی را در برخی از تیغه‌ها شامل می‌گردند. خمیره شیشه‌ای این سنگ‌ها به میزان بسیار ناچیز و در برخی دیگر به میزان قابل ملاحظه‌ای تجدید تبلور یافته ولی بطور کلی میزان تجدید تبلور یافتگی در حدواسط این دو قرار دارد. نوع کانی‌های حاصل از تجدید تبلور که می‌توان با میکروسکوپ تشخیص داد اغلب عبارتند از کانی‌های ریز و نهان بلور سیلیسی یا رسی، ریز بلورهای کوارتز، تمرکزهایی از کربنات و کانی‌های آپیک و اکسید آهن نیز از دیگر اجزای تشکیل دهنده این نوع توف‌ها هستند.

بافت‌های مشاهده شده در این نوع سنگ‌ها، ویتریک و وزیکولار می‌باشد (شکل ۳-۷-الف). سهم اجزای پیروکلاستیک بلورین و سنگی موجود در این نمونه‌ها ناچیز و حداکثر (۲ تا ۵ درصد) کل سنگ را تشکیل می‌دهند و بیشتر از نوع کوارتز می‌باشند.

توف‌های شیشه‌ای در منطقه سیاه‌کوه در بین طبقات توف‌های دیگر و به صورت لایه‌بندی دیده می‌شود. در نمونه دستی، آفانیتیک هستند و به رنگ‌های خاکستری، قهوه‌ای و سبز دیده می‌شود در بعضی از آنها حفره وجود دارد و حفرات معمولاً با کلسیت پر شده‌اند.

۳-۴-۳- کریستال لیتیک توف شیشه‌ای

اجزای تشکیل دهنده:

۱- قطعات سنگی که از نظر جنس، بافت و اندازه متفاوت می‌باشند. قطر بعضی متجاوز از (۳ میلی‌متر) است و اغلب از نوع آذرین با بافت‌های پورفیریتیک، تراکیتی، میکروکریستالین و شیشه‌ای بوده که ترکیبی متوسط تا اسیدی دارند (شکل ۳-۷-ب و پ). فلدسپات و کوارتز از عمده کانی‌های اصلی موجود در قطعات سنگی هستند. برخی از این قطعات سنگی به کانی‌های رسی و به مقدار کمتر به کربنات تجزیه شده‌اند و در بعضی از آنها زیرکن و کانی‌های آپیک (اکسیدهای آهن) مشاهده می‌شود.

۲- قطعات و اجزای بلوری که فراوانی کمتری نسبت به قطعات سنگی داشته و شامل کریستال‌های کوارتز (حدود ۱/۹ میلی‌متر قطر) گاه با خوردگی خلیج مانند و خاموشی موجی وجود دارند.

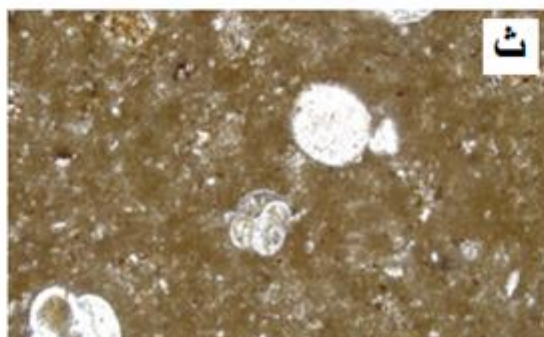
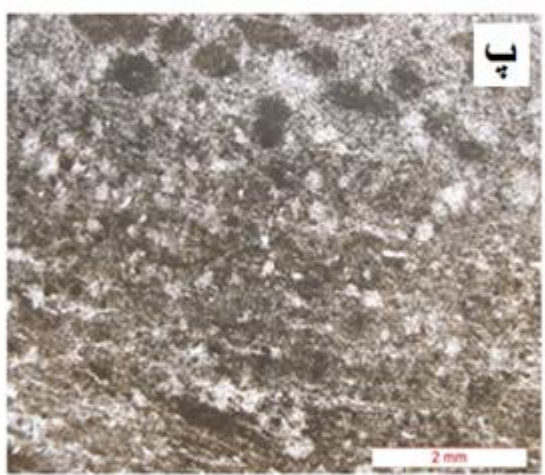
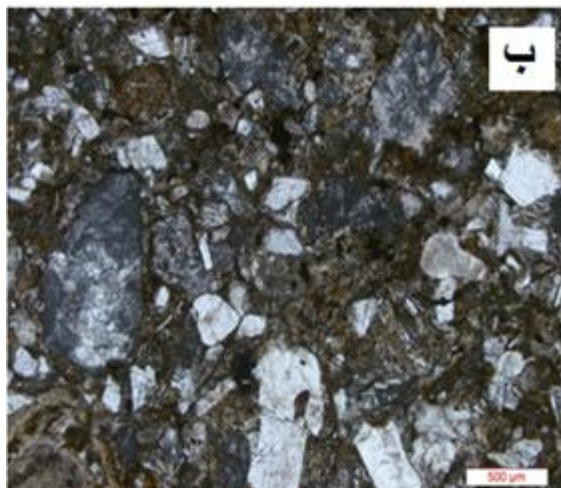
فلدسپات به مقدار کمتر و گاهی دارای ماکل کارلسباد، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با آثار شکستگی و خوردشدگی در اندازه‌های متفاوت از حداکثر (۱/۳ میلی‌متر) تا حداقل (۰/۰۵ میلی‌متر) قطر، قابل تشخیص هستند.

۳- زمینه: اجزای یاد شده فوق بعلاوه کانی‌های آپیک (اکسیدهای آهن) در زمینه‌ای از شیشه و کربنات قرار دارند. شیشه در بعضی نقاط تجدید تبلور دارد. کربنات گاه‌هاً تمرکز قابل توجهی دارد و در بعضی از نقاط آغشتگی آهن در حد وسیع دارد.

۳-۴-۴- توف شیلی - آهکی

این نوع توف‌ها گسترش بیشتری در منطقه دارند، فسیل‌های یافت شده در آنها از نوع پلاژیک و مربوط به نواحی عمیق بوده و بیشتر از انواع (*Globigeriatheka cf. Kugleri*) می‌باشند (شکل ۳-۷-ث). و سن ائوسن میانی را برای ما مشخص می‌سازند (طاهری، ۱۳۹۱ گفته شفاهی). لایه‌بندی توفیت‌های موجود در منطقه منظم و در نمونه‌دستی و صحرایی، با رنگ‌های عمدتاً قهوه‌ای کم‌رنگ تا زرد، صورتی و خاکستری مشاهده می‌شوند. بعضی از نمونه‌ها به راحتی با اسیدجوش می‌خورند. از نظر میکروسکوپی از مواد آتشفشانی کریپتوکریستالین تا میکروکریستالین ساخته شده‌اند، خورده‌های فلدسپات در آنها قابل مشاهده است. کلسیت بصورت اسپاری یا میکرایتی بین (۱۰ تا ۴۰) درصد سنگ را می‌سازد. رگه‌های

کلسیت اسپاری نیز در متن برخی از مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شوند. خورده‌های فسیلی و کلسیت معرف منشأ رسوبی برای این سنگ‌هاست.



شکل ۳-۷-الف) توف شیشه‌ای؛ قطعات سنگی در زمینه‌ای شیشه‌ای قرار گرفته‌اند (PPL). (ب) کریستال لیتیک توف شیشه‌ای و بافت پورفیری؛ قطعات سنگی و کانی‌های مختلف با اندازه‌های متفاوت دیده می‌شود (XPL). (پ) توف شیشه‌ای؛ بافت وزیکولار و کوارتزهای با حاشیه‌های خورده شده (PPL). (ت) لیتیک توف؛ قهوه‌ای رنگ در منطقه مورد مطالعه. (ث) توف شیلی - آهکی؛ فسیل پلاژیک (Globigeriatheka cf. Kugleri)، معرف سن ائوسن میانی در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (PPL).

۳-۵- سنگ‌های رسوبی

از سنگ‌های رسوبی موجود در منطقه دو نوع ماسه‌سنگ تشخیص داده شده است، که برای نام‌گذاری

آنها از تقسیم بندی فولک^۱ (۱۹۷۴) استفاده شده است:

۱- ماسه‌سنگ دانه متوسط (Medium sandstone, submature, calcarous, litharenite)

اجزای تشکیل دهنده: کوارتز پلی کریستالین، چرت، دانه‌های میکرایت، دولومیت، خرده‌سنگ ولکانیکی که بطور پراکنده در آن دیده می‌شوند.

۲- ماسه‌سنگ دانه ریز (Very fine sand stone, Immature, calcarous calcarenite)

اکثراً از کوارتز، چرت و خرده سنگ‌های آهکی تشکیل شده است.

۳-۶- تبلور ماگما

منظور از تبلور ماگما مجموعه شرایطی است که سبب می‌شود ماگما به عنوان ماده‌ای مذاب بر اثر سرد شدن به گروه‌های سنگی خاص تبدیل شود. طی فرایند تبلور، قوانین روزنبوش و سری واکنش باون، حاکم بر ترتیب تبلور کانی‌ها می‌باشند. قوانین روزنبوش^۲ بر سه اصل استوار است: اول آنکه اگر دانه‌هایی از یک کانی، دیگر دانه‌ها را احاطه کرده باشد، دومی زودتر متبلور شده است. دوم بلورهایی که اندازه

^۱ Folk

^۲ Rosenbusch

متفاوت دارند، بلورهای بزرگتر قدیمی‌ترند و اصل سوم کانی‌هایی که زودتر متبلور می‌شوند، دارای حدود خارجی منظم می‌باشند (خودشکل). معمولاً بلورهایی که دیرتر متبلور می‌شوند به صورت مجموعه دانه‌های نیمه شکل‌دار و بی‌شکل هستند. البته این اصول در همه جا صدق نکرده و دارای استثنائاتی است. سری واکنشی باون، روند واکنش خطی یک کانی با کانی دیگر را نشان می‌دهد. این سری دارای دو روند پیوسته و ناپیوسته می‌باشد. در سری پیوسته با کاهش حرارت، ترکیب کانی تغییر می‌کند اما در سری ناپیوسته با کاهش حرارت کانی درجه حرارت بالاتر ناپایدار شده و در ماگمای سیلیکاته حل و کانی جدیدی بوجود می‌آید.

کانی‌ها در هر گروه

ترتیب تبلور

(۱-۳) آورده شده

نام سنگ	نام کانی
---------	----------

سنگی در جدول

است؛

ترتیب تبلور کانی‌ها در مطالعه

نام سنگ	نام کانی
تراکی بازالت	
	الیوین
	مگنتیت
	پیروکسن
	پلاژیوکلاز

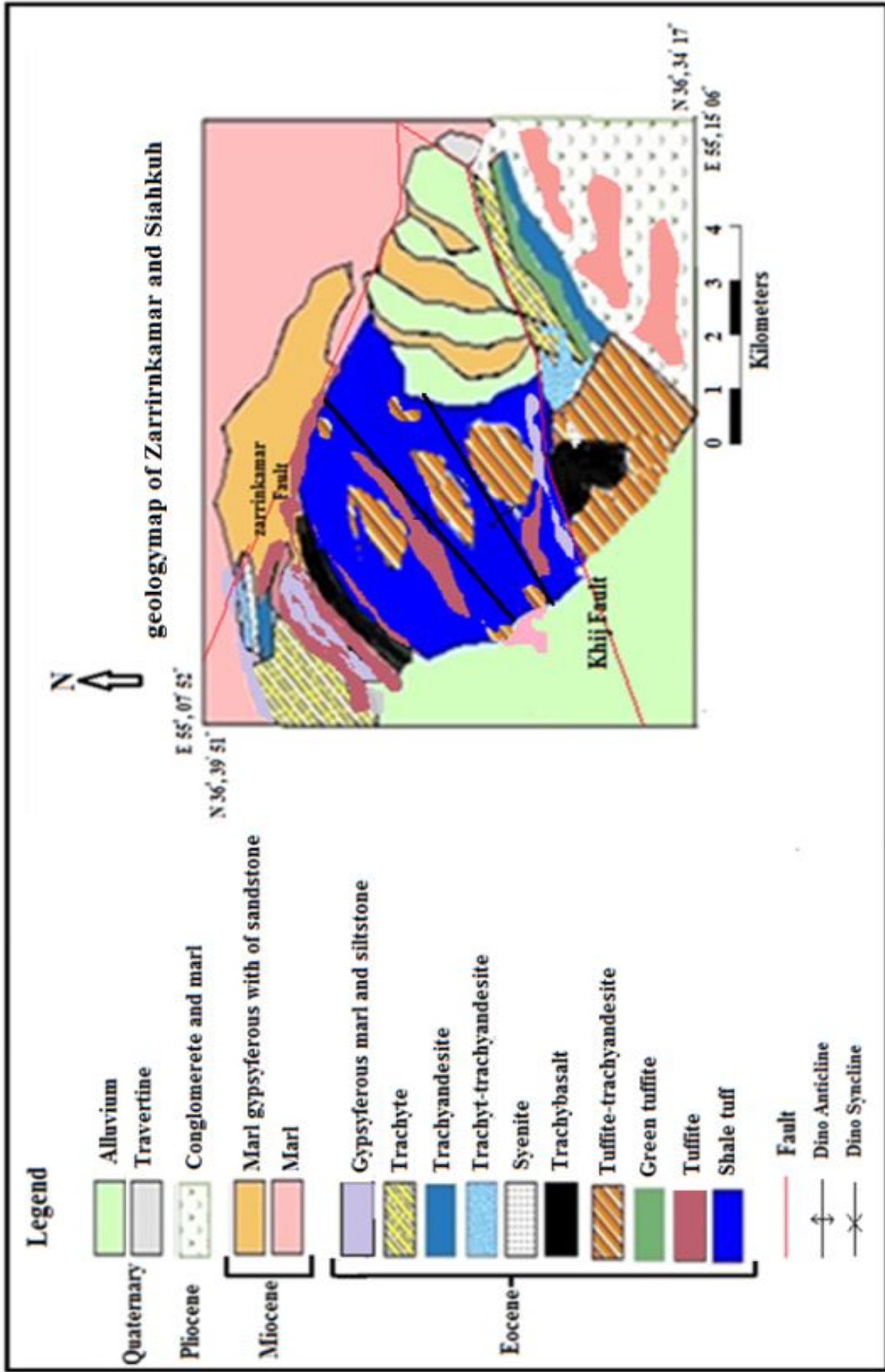
جدول ۱-۳- شرح گروه‌های سنگی مورد

	آندزیت
مگنتیت	_____
پیروکسن	_____
هورنبلند قهوه‌ای	_____
پلاژیوکلاز	_____
هورنبلند سبز	_____
نام سنگ	_____
نام کانی فلدسپات آلکالن	
	تراکیت
مگنتیت	_____
پیروکسن	_____
پلاژیوکلاز	_____
فلدسپات آلکالن	_____

نام سنگ	
نام کانی	
	تراکی آندزیت
مگنتیت	_____
پیروکسن	_____
هورنبلند قهوه‌ای	_____
پلاژیوکلاز	_____
هورنبلند سبز	_____

با توجه به مطالعات صحرائی و پتروگرافی، جزئیات سنگ شناسی مناطق زرین کمر و سیاه کوه که بر

روی نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ آن پلات شده است (شکل ۳-۸). البته در تهیه این نقشه، ویژگی-
های سنگ شناسی بخصوص سنگ شناسی آذرین مد نظر گرفته شده است.



شکل ۳-۸- نقشه زمین شناسی مناطق زرین کمر و سیاه کوه با جزئیات سنگ شناسی بر روی نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ آن به تصویر کشیده شده است.

۷-۲- نتایج پتروگرافی

- ۱- مناطق مورد مطالعه از نظر سنگ‌شناسی متنوع بوده و دارای ترکیب سنگ‌شناسی تراکی‌بازالت، آندزیت، تراکی‌آندزیت، تراکیت، سینیت و انواع مختلف سنگ‌های آذرآواری و انواعی نیز از سنگ‌های رسوبی هستند. از بین سنگ‌های نامبرده تراکیت‌های منطقه زرین کمر دارای بیشترین فراوانی می‌باشند.
- ۲- ترم‌های حدواسط نسبت به ترم‌های اسیدی و بازیک گسترش بیشتری دارند.
- ۳- فلدسپات‌های آکالن، (بخصوص سانیدین) چه به صورت فنوکریست و چه به صورت میکروولیت، از فراوان‌ترین کانی‌های موجود در سنگ‌ها هستند که اغلب دارای ماکل کارلسباد نیز می‌باشند.
- ۴- در سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه نیز اصلاً مشاهده نشده است. این مورد را به این شکل می‌توان توضیح داد که کانی‌هایی که عامل هیدروکسیل (OH) دارند مانند آمفیبول‌ها در محیطی که فاقد آب باشد متبلور نخواهند شد، در نتیجه یکی از شرایط تبلور آنها فشار بخار آب است، همچنین فشار اکسیژن محیط در تبلور این کانی‌ها بی‌تأثیر نیست، بنابراین تغییرات فشار بخشی بخار آب موجب می‌شود که کانی‌های هیدروکسیل دار کم و یا زیاد متبلور شوند.
- ۵- کانی‌های تیره (آپک) که بیشتر شامل اکسیدهای آهن مگنتیت، هماتیت، پیریت و بندرت گوتیت، در بیشتر نمونه‌ها بخصوص در تراکی‌آندزیت‌ها و تراکی‌بازالت‌ها به مقدار قابل توجه و به اشکال متفاوت وجود دارند. آرایش خاص آنها احتمالاً نشانه تبلور ماگما تحت فشار بخشی اکسیژن (فوگاسیته) است که طی مراحل اولیه به صورت مگنتیت و هماتیت از آن جدا شده است.
- ۶- کوارتز در تمامی سنگ‌های آذرین موجود در منطقه دیده شده است که بیشتر از ده درصد نبوده است ضمناً به صورت ثانویه در حفرات و شکستگی‌های سنگ‌ها و رگه‌ها وجود دارد.
- ۷- بافت‌های مشاهده شده در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بیشتر شامل بافت‌های تراکیتی، پورفیریتیک، پورفیریتیک فلونیدال، آمیگدالوئیدال، میکروولیتیک و گلومروپورفیری می‌باشد.
- ۸- دگرسانی گرمایی یکی از فرایندهایی است که بر روی سنگ‌های منطقه عمل کرده است، اگرچه در وهله اول ترکیب اولیه سنگ‌ها در تشکیل نوع دگرسانی مؤثر است، ولی عوامل دیگری مانند نفوذپذیری

سنگ‌ها، درجه حرارت و ترکیب سیالاتی که در سنگ‌ها نفوذ می‌کنند نیز اثر عمده‌ای را در بوجود آمدن نوع دگرسانی ایفاء می‌نماید، به همین علت است که اثر این پدیده بر روی سنگ‌های آندزیتی و تراکی- آندزیتی موجود در منطقه مورد مطالعه نسبت به سایر سنگ‌ها افزایش بیشتری نشان می‌دهد. همچنین نیروهای تکتونیکی باعث تسریع عملکرد دگرسانی در سنگ‌های منطقه شده‌است.

۹- محلول‌های گرمابی مؤثر در دگرسانی ذکرشده، غنی از سیلیس بوده چرا که در فضاها و درزه‌های موجود در سنگ‌ها با ضخامت‌های متفاوت از چند میلی‌متری تا (۴ الی ۵ سانتی‌متری) به وسیله کوارتز ریزدانه (کلسدون) پر شده است. همچنین وجود نودول‌هایی از کوارتز در داخل سنگ‌ها این مطلب را تأیید می‌نماید.

۱۰- سنگ‌های آذرآواری موجود در منطقه گسترش نسبتاً زیادی داشته و از لحاظ شکل ساختمانی تشکیل یک ناودیس بزرگ را داده‌اند.

۱۱- ضخامت و گسترش زیاد رسوبات آذرآواری، نشان‌دهنده تداوم فعالیت انفجاری آتشفشان‌های زیر- دریایی است که به طور متناوب مراحل آرامش نیز وجود داشته (تناوب توفیت‌ها با رسوبات آهکی و شیلی) و قطعات آتشفشانی حاصل از انفجار به صورت خاکستر در آب پخش شده‌اند که در بین آنها قطعات فلدسپات و کوارتز دیده می‌شوند.

۱۲- وجود تناوب‌های متعددی از ماسه‌سنگ و سیلتستون با سایر رسوبات و توفیت‌ها نمایانگر ناآرام بودن حوضه و پیشروی و پسروی آن می‌باشد.

۱۳- در بعضی از سنگ‌های آذرآواری تجدید تبلور (دویتریفیکاسیون) رایج است. زیرا شیشه‌ها از نقطه‌نظر ترمودینامیکی ناپایدار هستند، لذا پس از فوران متحمل تجدید تبلور می‌گردند.

۱۴- باتوجه به فسیل‌های یافت شده در منطقه (*Globigeriatheka cf. Kugleri*)، زمان فوران آتشفشان را می‌توان به ائوسن میانی، آشکوب لوتسین نسبت داد.

۱۵- خروج گازها و مواد فرار سبب تشکیل حفرات متعددی در گروهی از سنگ‌ها شده است که با مواد ثانوی نظیر کوارتز، کربنات (کلسیت و دولومیت) و زئولیت پر شده‌اند.

۱۶- پدیده‌های کائولینیتیزاسیون، کربناتیزاسیون و کلریتیزاسیون از متداولترین پدیده‌های ثانوی سنگ-

های آتشفشانی موجود در منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

۱۷- هورنبلندهای شکل‌دار و پیروکسن، کانی‌های فرومنیزین غالب از ویژگی‌های بارز آندزیت‌های منطقه امیرآباد می‌باشند.

۱۸- با توجه به فسیل یافت شده (نومولیت) در منطقه امیرآباد، سن ائوسن زیرین تا ائوسن میانی را می‌توان به آن نسبت داد.

۱۹- شباهت زیاد سنگ‌های این دو منطقه (زرین کمر و امیرآباد) و همچنین تشابه زمانی (سن نسبی)، معرف خروج همزمان بوده و وابستگی آنها را نشان می‌دهد.

۲۰- وجود بافت پیریتی و در منطقه زرین کمر، از مشاهدات نوین این منطقه بوده که تاکنون اشاره نشده است.

۲۱- حضور تراکی‌بازالت‌های با ظاهر بالشی و دوکی‌شکل و همچنین ساخت بادامکی در منطقه زرین کمر و برش‌های هیدروترمالی در منطقه سیاه‌کوه و همچنین وجود تراورتن در این مناطق بخصوص منطقه سیاه‌کوه تاکنون اشاره نشده است.

۲۲- وجود ساخت‌های منشوری و ستونی در منطقه زرین کمر، از مشاهدات نوین می‌باشد که تاکنون اشاره نشده است.

۲۳- وجود پیریت همراه با برش‌های هیدروترمالی و رگه-رگچه‌های سیلیسی، تراورتن و دگرسانی‌های همراه و در نتیجه احتمال کانه‌زایی (طلا؟- نقره) نوع اپی‌ترمال در منطقه از لحاظ پتانسیل اقتصادی نیز از موارد مطالعه نوین در منطقه مورد مطالعه است.

فصل چہارم

ژئوشیمی

در کنار مشاهده روابط صحرائی و پتروگرافی سنگ‌ها، استفاده از مطالعات ژئوشیمیایی نیز ضروری است. ژئوشیمی علمی است که ترکیب یک سنگ نسبتاً پیچیده را به یک سری اعداد ساده و قابل فهم تبدیل می‌کند. ولی آنچه در درجه نخست اهمیت قرار دارد، پردازش صحیح و آگاهانه داده‌های خام ژئوشیمیایی است که به وسیله روش‌ها و نرم‌افزارهای متعدد انجام می‌شود. آگاهی از میزان کارایی و نحوه ارائه نتایج در هر روش و دقت و صحت داده‌ها، به محقق کمک می‌کند تا با توجه به اهداف موردنظر، روش‌های مناسب را انتخاب کند.

در راستای انجام این تحقیق، پس از مطالعات صحرائی و پتروگرافی، برای مطالعات ژئوشیمیایی، رده-بندی و بررسی مسیر تحولات عناصر اصلی و کمیاب، تعداد ۲ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی منطقه امیرآباد و ۱۴ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی مناطق زرین‌کمر و سیاه‌کوه انتخاب و به روش (XRF) در شرکت کانساران بینالود مشهد آنالیز گردید. نتایج بدست آمده توسط نرم‌افزارهای پترولوژیکی (GCDkit) و (Igpert) پردازش شده است تا در نهایت بتوان درباره تکوین و تحول سنگ‌های مورد مطالعه، اظهار نظر صحیحی ارائه کرد (ژئوشیمی هر دو منطقه با هم کار شده است). محل دقیق برداشت نمونه‌ها به کمک (GPS) تعیین و در جدول (۴-۱) گزارش شده است. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌ها در جدول-های (۴-۱) مرتب شده است.

جدول ۴-۱- موقعیت دقیق نمونه‌های سنگی منتخب برای انجام آنالیز شیمیایی

نمونه	موقعیت جغرافیائی						نام سنگ
MOZ42	E 55°	7′	89″	N 36°	38′	43″	تراکی آندزیت
MOZ39	□	7′	93″	□	38′	27″	تراکی بازالت
MOZ36	□	7′	82.3″	□	38′	39.7″	تراکی آندزیت
MOZ34	□	7′	82″	□	38′	45.3″	تراکیت
MOZ15	□	8′	43″	□	38′	51.2″	تراکیت
MOZ41	□	8′	33″	□	37′	87.7″	تراکیت
MOZ16	□	8′	42″	□	38′	80.9″	تراکیت
MOZ7	□	8′	31″	□	39′	40.2″	تراکیت
MOZ1	□	7′	77.5″	□	38′	89.3″	تراکیت
MOZ11	□	9′	4.06″	□	39′	11″	تراکیت
MOZ31	□	8′	50.9″	□	37′	96.2″	تراکی بازالت
MOZ18	□	8′	15.9″	□	38′	65.2″	تراکی آندزیت
MOZ38	□	7′	93.8″	□	38′	36.7″	تراکیت
MOS27	□	55′	8.8″	□	37′	15.7″	تراکی بازالت
MOA3	E 54°	54′	96.9″	N 36°	29′	0″	تراکی آندزیت
MOA9	□	54′	38.2″	□	28′	69.1″	آندزیت

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و ترکیب نورماتیو نمونه‌های منطقه مورد مطالعه پس از انجام تصحیحات (تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO).

Sample	MOZ42	MOZ39	MOZ36	MOZ34	MOZ15	MOZ41	MOZ16	MOZ7
Major Oxides (wt%)								
SiO₂	58.49	49.81	58.05	58.54	60.16	61.04	59.87	60.37
TiO₂	0.86	1.04	0.85	0.86	0.83	0.64	0.75	0.65
Al₂O₃	14.15	13.59	14.81	13.78	16.12	16.49	14.86	16.19
Fe₂O₃	3.82	3.20	4.14	3.77	3.53	3.45	3.96	2.41
FeO(t)	8.63	10.39	10.34	8.54	7.83	6.89	7.91	6.83
MnO	0.51	0.67	0.48	0.45	0.24	0.29	0.63	0.12
MgO	2.35	3.14	2.77	2.52	1.85	1.94	3.05	1.24
CaO	5.75	6.15	6.47	4.42	3.60	3.85	4.73	3.17
Na₂O	6.10	4.91	6.86	5.95	5.21	5.36	6.90	5.40
K₂O	4.25	4.24	4.36	5.31	5.22	5.90	5.52	5.20
P₂O₅	0.6	1.04	0.7	0.6	0.9	0.8	0.4	0.8
SUM	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Norm(CIPW)								
Q	4.34	8.26	3.26	3.79	1.36	9.75	8.10	8.16
Or	19.03	25.12	25.86	31.43	25.00	34.94	32.72	30.73
Ab	24.64	25.75	36.53	36.24	38.86	26.01	30.31	44.06
An	16.76	18.48	17.82	18.64	16.21	14.27	17.61	16.20
Ne	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di	16.13	13.85	10.37	10.04	15.17	16.21	2.42	8.88
Hy	7.56	6.47	16.71	10.72	9.58	8.21	17.28	1.90
Ol	0.00	1.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ac	6.20	5.51	4.15	5.06	6.76	6.21	6.53	1.47
Mt	0.32	0.00	1.33	0.89	0.00	0.00	0.00	2.76
Il	1.64	0.76	1.62	1.63	1.58	1.22	1.43	1.80
Ap	0.14	0.02	0.17	0.21	0.29	0.19	0.33	0.24

علائم معرف کانی‌های نورماتیو عبارتند از :

Q: کوارتز، C: کروندوم، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Ne: نفلین، Di: دیوپسید، Wo: ولاستونیت، Hy: هیپرستن، Ol: اولیوین، Mt: مگنتیت، Il: ایلمنیت، Ap: آپاتیت.

ادامهٔ جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و ترکیب نورماتیو نمونه های منطقه مورد مطالعه پس از انجام

تصحیحات (تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO)

Sample	MOZ1	MOZ11	MOZ31	MOZ18	MOZ38	MOZ27	MOA9	MOA3
Major Oxides (wt%)								
SiO₂	57.46	61.42	49.78	57.45	59.63	54.60	61.14	60.31
TiO₂	0.64	0.76	1.41	1.01	0.65	1.05	0.74	0.66
Al₂O₃	16.38	15.38	12.64	15.68	15.28	12.52	15.59	15.13
Fe₂O₃	2.96	2.86	4.04	3.87	3.24	4.62	2.65	2.32
FeO(t)	6.93	5.72	11.08	9.05	7.48	10.04	6.30	6.63
MnO	0.13	0.27	1.64	1.37	0.22	1.53	0.46	0.21
MgO	2.18	1.44	5.63	2.37	2.38	3.15	1.28	2.10
CaO	3.12	3.11	5.74	4.47	4.17	3.14	3.17	3.37
Na₂O	4.34	4.52	3.63	3.93	3.31	3.33	4.53	4.86
K₂O	5.46	4.02	3.29	4.65	3.53	4.62	3.64	4.01
P₂O₅	0.4	0.5	1.12	0.8	0.11	1.4	0.5	0.4
SUM	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Norm(CIPW)								
Q	5.91	9.61	4.26	4.49	2.00	1.91	3.90	8.59
Or	32.38	29.66	19.49	27.67	32.73	45.48	33.32	31.23
Ab	33.42	32.79	36.54	29.58	28.80	25.30	38.38	32.65
An	18.12	16.41	26.52	21.36	17.33	19.21	16.86	13.42
Ne	0.00	0.00	1.57	0.00	1.55	0.00	0.00	0.00
Di	13.66	13.16	11.60	14.93	17.59	4.62	14.16	7.17
Hy	3.72	4.47	7.38	6.39	0.00	9.75	1.46	2.75
Ol	0.00	0.00	1.44	0.00	2.67	0.00	0.00	0.00
Ac	3.02	4.85	6.34	2.07	2.00	6.22	0.00	0.00
Mt	1.61	0.85	0.00	2.71	2.13	0.00	3.25	3.13
Il	1.23	1.45	1.31	2.04	1.26	1.23	1.40	1.25
Ap	0.05	0.17	0.14	0.15	0.26	0.16	0.27	0.24

جدول ۴-۳- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

Sample	MOZ42	MOZ39	MOZ36	MOZ34	MOZ15	MOZ41	MOZ16	MOZ7
Trace Element(ppm)								
Ba	147.1	158.2	188.1	155.4	190.3	368.2	252.4	345.1
Co	17.8	38.2	21.6	24.1	21.2	27.4	19.4	39.3
Cr	39.4	21.2	20.1	26.5	34.5	17.6	16.3	29.1
Cu	34.1	3.2	N	24.1	N	32.9	N	24.7
Nb	13.1	33.4	15.7	11.6	17.4	35.7	14.6	21.9
Ni	6.4	5.9	11.2	7.5	5.7	8.6	4.3	4.5
U	2.7	1.9	0.8	1.5	1.9	1.3	1.7	1.3
Th	6.2	4.1	6.5	7.4	14.1	13.9	10.4	14.2
Cl	307.2	326.1	221.4	292.1	303.6	516.7	345.3	326.2
Pb	8.2	11.6	17.2	6.4	9.3	3.4	16.1	19.2
Rb	88.9	250.2	123.1	84.7	87.4	227.3	260.5	214.6
Sr	739.2	672.6	498.7	596.2	534.7	436.4	509.8	834.9
V	127.1	126.3	111.3	103.4	120.9	86.2	109.1	87.1
W	N	47.2	17.2	N	N	31.5	27.5	36.5
Zr	745.1	92.5	115.6	231.4	819.2	840.6	714.6	546.9
Zn	54.4	27.3	50.4	54.7	120.7	99.7	48.8	86.7
Mo	0.5	0.1	N	N	N	N	N	0.4
Y	70.1	86.6	89.8	10.2	13.5	18.4	10.2	16.5
Rare Earth Element (REE) (ppm)								
Ce	64.1	57.2	48.6	56.3	36.2	58.1	29.4	31.2

ادامه جدول ۳-۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه های منطقه مورد مطالعه

Sample	MOZ1	MOZ11	MOZ31	MOZ18	MOZ38	MOZ27	MOA9	MOA3
Trace Element(ppm)								
Ba	345.2	234.1	462.4	242.3	325.5	373.2	332.1	154.9
Co	16.4	10.1	46.2	33.4	10.5	22.4	27.6	15.8
Cr	29.1	25.3	21.5	23.2	17.5	37.5	11.3	26.7
Cu	28.2	91.5	35.9	30.6	11.4	61.3	34.1	76.6
Nb	16.5	18.2	14.3	16.2	16.5	19.4	21.4	15.7
Ni	6.4	5.2	13.6	3.4	4.3	6.4	2.3	2.4
U	1.7	0.9	0.8	1.5	1.9	1.3	1.7	1.1
Th	5.4	6.5	11.4	7.3	6.2	8.1	9.5	7.2
Cl	307.5	326.1	221.3	292.7	303.2	516.8	345.4	326.1
Pb	14.1	17.2	4.3	11.4	26.3	3.6	16.3	19.4
Rb	98.0	94.1	123.6	84.4	87.1	227.2	110.0	214.1
Sr	879.2	678.6	479.7	5636.2	567.7	457.4	499.8	847.9
V	130.1	131.4	181.2	103.6	120.4	88.9	111.7	84.4
W	N	49.1	18.2	N	N	36.4	24.9	38.1
Zr	697.4	850.2	674.3	711.7	605.2	406.3	596.5	478.7
Zn	96.1	84.9	50.6	22.8	160.4	39.9	34.8	28.6
Mo	0.6	0.1	N	N	N	N	N	0.7
Y	12.1	86.1	89.4	50.7	91.4	98.2	11.2	16.0
Rare Earth Element (REE) (ppm)								
Ce	43.1	52.3	38.6	27.4	58.7	56.3	49.2	32.5

۲-۴ - منابع خطا در تجزیه شیمیایی

یکی از موارد بسیار مهم در آنالیزهای شیمیایی سنگ‌ها که بر تفسیر و تعبیرهای بعدی نتایج آنها تأثیر بسزایی دارد، درجهٔ دقت و اعتماد بر آنهاست. این امر به میزان خطایی بستگی دارد که در انجام آنها صورت می‌گیرد. هر چند امکان به صفر رساندن خطا عملاً ممکن نیست اما به حداقل رساندن آن، بطوری که قابل صرف نظر کردن باشد، امکان‌پذیر است.

بطور کلی منابع خطا در طی آنالیزهای شیمیایی سنگ‌ها عبارتند از:

۱- آلاینش در خلال پودرکردن ۲- آلاینش در طبیعت ۳- خطاهای ناشی از کالیبراسیون ۴- خطاهای ناشی از پوشش پیک‌ها

۱- آلاینش

آلاینش در طول آماده‌سازی نمونه، یک منبع مهم خطا در تجزیه شیمیایی است. به احتمال زیاد این اتفاق در طول خردکردن و پودرکردن نمونه‌ها رخ می‌دهد که هم به صورت آلاینش منتقل شده از نمونه-هایی که قبلاً آماده شده‌اند و هم از خود دستگاه آسیاب ناشی می‌شود. آلاینش منتقل شده، توسط تمیزکردن دقیق آسیاب برطرف خواهد شد. برای تجزیه‌هایی با بیشترین دقت، باید از آسیاب آگاتی استفاده کرد. با این حال آسیاب آگاتی نیز ممکن است آلاینش کمی ایجاد کند (رولینسون^۱، ۱۹۹۳).

۲- آلاینش در طبیعت

زمانی این اتفاق روی می‌دهد که نمونه به وسیله پوشش نازکی از رسوبات ناشی از مواد محلول در آبهای زیرزمینی یا آب دریا پوشیده شود و یا به دلیل طولانی بودن زمان بین نمونه‌برداری و پودرکردن، نمونه‌ها در معرض عوامل جوی قرار گرفته و آلودگی یابند. این موارد به وسیله شستشوی تکه‌های سنگ پس از بریدن و قبل از پودرکردن با HCl یک مولار، به مدت چند دقیقه برطرف می‌شود.

۳- خطای ناشی از کالیبراسیون

در تمامی روش‌های تجزیه‌ای، به استثناء برخی از کاربردهای طیف سنجی جرمی، غلظت‌ها نسبت به استانداردهایی با ترکیب معین یا نسبت به یک منحنی درجه‌بندی رسم شده بر پایه استانداردهایی با ترکیب معین اندازه‌گیری می‌شوند.

^۱ Rowlinson

۴- خطاهای ناشی از پوشش پیکها

در اکثر روش‌های تجزیه‌ای مورد استفاده در ژئوشیمی، تلاش کمی برای جدا کردن عنصر مورد تجزیه از باقی مانده نمونه سنگ یا کانی صورت می‌گیرد و تنها مورد استثناء طیف سنج جرمی است. بنابراین احتمال تداخل خطوط طیفی یا تداخل پیکها وجود دارد و در نتیجه مقادیر اندازه‌گیری شده عناصر ممکن است به طور مجازی بر اثر هم‌پوشی با پیکهای دیگر عناصر موجود در سنگ بالا رود که تأثیر این تداخلات باید محاسبه و حذف شود. بنابراین برای دستیابی به یک نتیجه مطلوب باید:

الف- از تعداد نمونه‌های بیشتری استفاده کرد.

ب- مطالعات صحرایی و سنگ‌شناسی میکروسکوپی یا همان پتروگرافی مدنظر قرار داده شود.

ج- دلایل انحرافات یا خطاهای احتمالی داده‌ها را پیدا کنیم و سعی نماییم به نحو مقتضی آنها را اصلاح کنیم.

د- معتبر بودن مؤسسه تجزیه کننده

۴-۳- تحلیل داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی

قبل از استفاده از تجزیه‌های شیمیایی، لازم است تغییراتی در آنها داده شود. از جمله این تغییرات می‌توان به حذف مواد فرار و تصحیح نسبت (Fe_2O_3/FeO) اشاره کرد. با توجه به این که بیشتر مواد فرار موجود در سنگ‌های آذرین بر اثر فرایندهای دگرسانی ثانوی وارد سنگ‌ها می‌شوند، لذا باید قبل از استفاده از داده‌های شیمیایی، آنها را تصحیح نمود. یک نمونه از این تغییرات، حذف مواد فرار از جمع اکسیدها و رساندن مجموع مقادیر اکسیدها به ۱۰۰ می‌باشد (میدل ماست^۱، ۱۹۸۹). برخی از سنگ‌های آذرین در نتیجه دگرسانی ثانویه، اکسید می‌شوند، یعنی نسبت (Fe_2O_3/FeO) آنها افزایش می‌یابد و این امر در ترکیب کانی شناسی نورماتیو سنگ تأثیر عمده‌ای می‌گذارد. بدین ترتیب سنگ

^۱ Middlemost

اکسید شده، مگنتیت بیشتری نشان خواهد داد و (FeO) کمتری جهت تشکیل نورم کانی‌های سیلیکاته مانند دیوپسید، هیپرستن و الیوین باقی می‌ماند. چنانچه مقدار این سیلیکات‌ها کمتر از حد عادی باشد در نورم سنگ اکسید شده، سیلیس اضافی ظاهر خواهد شد. جهت استاندارد کردن آهن سه ظرفیتی سنگ‌های ماگمایی باید محاسبات عددی خاصی را انجام داد که در اینجا از نموداری که نسبت‌های مختلف اکسیداسیون (Fe_2O_3/FeO) را در مورد سنگ‌های آتشفشانی نشان می‌دهد و توسط میدل موست (۱۹۸۹) ارائه گردیده، استفاده شده است. پس از اعمال تصحیحات لازم بر روی نتایج تجزیه‌های شیمیایی، می‌توان به تفسیر آنها پرداخت. از این داده‌ها می‌توان برای نام‌گذاری، طبقه‌بندی، ترسیم نمودارهای هارکر و عنکبوتی، تعیین سری‌های ماگمایی، جایگاه تکتونیک و تعیین خصوصیات پتروژنتیکی یا به عبارتی تعیین خصوصیات محل منشأ سنگ‌ها استفاده نمود.

۴-۴- طبقه‌بندی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه

یکی از کاربردهای نتایج تجزیه شیمیایی، رده‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های آذرین می‌باشد. برای طبقه‌بندی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از رده‌بندی‌های شیمیایی مختلفی استفاده شده است که در ادامه این مبحث، به شرح آنها خواهیم پرداخت.

جدول ۴-۴- علائم به کار رفته برای نوع ترکیب سنگ‌های مورد مطالعه.

نوع سنگ	تراکی بازالت	تراکی آندزیت	آندزیت	تراکیت
نماد	■	●	◆	▲

۴-۴-۱- رده‌بندی شیمیایی

رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین در واقع روشی است که می‌تواند صحت نام‌گذاری صورت گرفته براساس مشاهدات میکروسکوپی را بررسی نماید. رده‌بندی‌های مختلفی از سوی مؤلفین و محققین عرضه شده که از جمله می‌توان به طبقه‌بندی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)، لوباس و همکاران (۱۹۸۶)، کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، اشاره کرد. در ذیل به بررسی این نمودارها و تفسیر نمونه‌های سنگی مورد مطالعه می‌پردازیم.

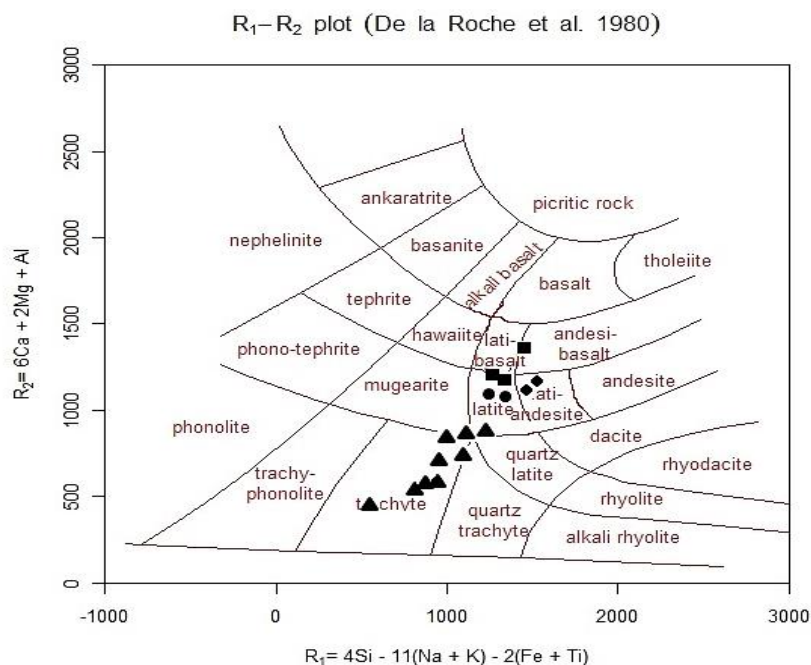
نمودار دولاروش و همکاران^۱ (۱۹۸۰)

دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)، سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی را بر اساس پارامترهای R_1 و R_2 رده بندی و نام‌گذاری کرده‌اند. پارامترهای R_1 و R_2 مطابق معادلات زیر تعریف می‌گردند.

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

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

این روش طبقه‌بندی چند مزیت دارد: ۱- در این طبقه‌بندی تقریباً از کل عناصر اصلی سنگ استفاده می‌شود. ۲- برای انواع مختلف سنگ‌های آذرین کاربرد دارد. ۳- ترکیبات کانی را می‌توان بر روی نمودار نشان داد و می‌توان داده‌های مودال را با هم مقایسه کرد. ۴- درجه اشباع شدگی از سیلیس و تغییر فلدسپات را می‌توان نشان داد (رولینسون، ۱۹۹۳). البته این نمودار خالی از اشکال نیست. از جمله می‌توان به دور از ذهن بودن مفاهیم R_1 و R_2 و دشوار بودن محاسبات و رسم این نمودار اشاره کرد. با توجه به شکل (۴-۱)، نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در محدوده‌های آندزیت‌بازالت، لاتیت‌بازالت، لاتیت، آندزیت، کوارتز تراکیت و تراکیت واقع شده‌اند.



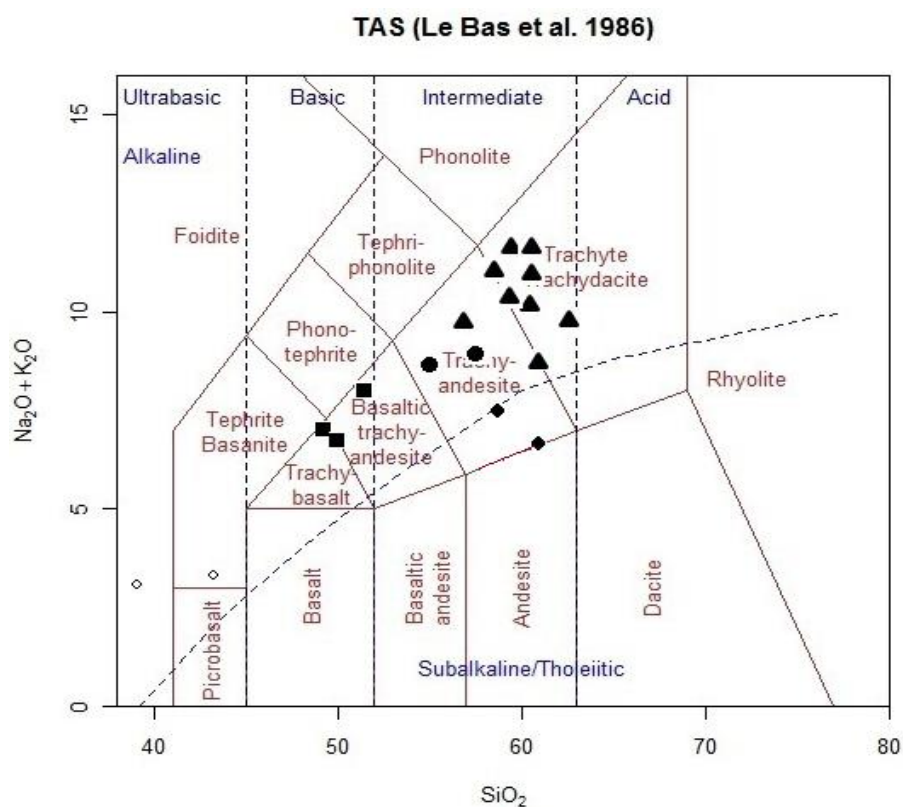
شکل ۴-۱- نمودار R_1-R_2 (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰) جهت طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه.

■ تراکی‌بازالت ● تراکی‌آندزیت ◆ آندزیت ▲ تراکیت

^۱ Delaroche and et al

نمودار لوباس و همکاران^۱ (۱۹۸۶)

در ترسیم نمودار لوباس از مجموع آلکالن ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در مقابل سیلیس استفاده می‌شود. نمودار مورد نظر کامل‌ترین نموداری است که می‌تواند به بهترین حالت، طیف سنگی منطقه مورد مطالعه را نشان دهد. بر مبنای نمودار (شکل ۴-۲)، نمونه‌های مورد مطالعه در طیف سنگی تراکیت، تراکی‌اندزیت، آندزیت، تراکی‌اندزیت‌بازالتی و تراکی‌بازالت قرار دارند.

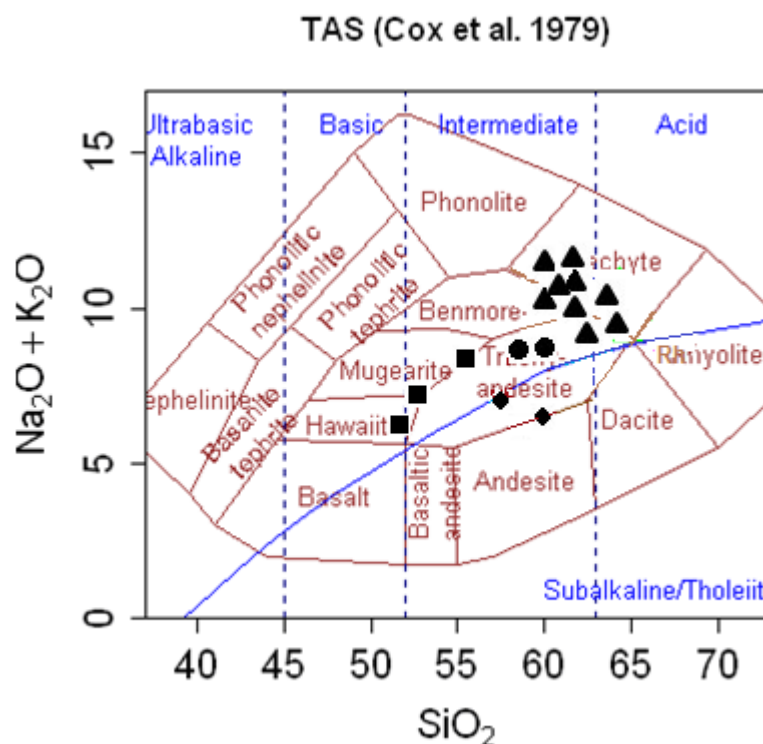


شکل ۴-۲- نمودار ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در مقابل SiO_2 (لوباس و همکاران، ۱۹۸۶) جهت رده‌بندی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه (علائم شبیه شکل ۴-۱ است).

^۱ Le Bas and et al

نمودار کاکس و همکاران^۱ (۱۹۷۹)

در این نمودار مجموع اکسیدهای آلکالن سنگ ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)، در مقابل سیلیس ترسیم می شود و به نام دیاگرام (TAS) نیز مشهور است. این نمودار کاربرد عملی زیادی دارد و محدوده سنگ های ساب-آلکالن را از آلکالن نیز جدا می کند. نمونه های منطقه مورد مطالعه در این نمودار نیز در محدوده های تراکیت، تراکی آندزیت، آندزیت، بنموریت، موژاریت، هاوایت و سری آلکالن قرار می گیرند (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۴- نمودار TAS (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) جهت نامگذاری سنگ های آذرین مورد مطالعه (علائم شبیه شکل ۱-۴ است).

^۱ Cox and et al

جدول ۴-۵- اسامی به دست آمده نمونه‌های سنگی که بر اساس طبقه‌بندی‌های ژئوشیمیایی انجام شده است.

نام سنگ	طبقه‌بندی
تراکیت، تراکی‌آندزیت، آندزیت، تراکی‌آندزیت‌بازالتی و تراکی‌بازالت	لوباس و همکاران، (۱۹۸۶)
تراکیت، تراکی‌آندزیت، آندزیت، بنموریت، موژاریت و هاوایت	کاکس و همکاران، (۱۹۷۹)
آندزیت‌بازالت، لاتیت‌بازالت، لاتیت، لاتیت‌آندزیت، کوارتز‌تراکیت و تراکیت	دولاروش و همکاران، (۱۹۸۰)

با توجه به جدول (۴-۵)، از نظر شواهد صحرایی و پتروگرافی، نمودار طبقه‌بندی لوباس و همکاران، (۱۹۸۶) به منطقه مورد مطالعه نزدیک‌تر است.

۴-۴-۲- نمودارهای تغییرات عناصر

در نمودارهای تغییرات عناصر از الگوی پراکندگی عناصر به منظور بررسی و شناخت فرایندهای تشکیل و تکامل سنگ‌ها، وابستگی یا عدم وابستگی آنها به یکدیگر و همچنین تعیین سری ماگمایی آنها استفاده می‌شود. اغلب روندها در نمودارهای تغییرات سنگ‌های آذرین، ناشی از فرایندهای پترولوژیکی نظیر تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی یا آرایش پوسته‌ای می‌باشند (ویلسون، ۱۹۸۹) که با استفاده از این نمودارها امکان تشخیص وجود یا عدم وجود تغییرات مرتبط و معنادار بین انواع سنگ‌ها وجود دارد. یکی از نمودارهای تغییرات عناصر که کاربرد زیادی دارد، نمودارهای دو متغیره است که در ذیل به توصیف برخی از این نمودارها می‌پردازیم.

نمودارهای دو متغیره

الف- درصد اکسید - درصد سیلیس (هارکر^۱، ۱۹۰۹)

ب- درصد اکسید - ضریب تفریق (تورنتن و تاتل^۲، ۱۹۶۰)

¹⁷ Harker

^۲ Thornton and Tattle

این نمودارها روند تحول ماگما را نشان می‌دهند و با یکدیگر هم‌پوشانی دارند. هرگاه بر روی این نمودارها ترکیب شیمیایی نمونه‌های مختلف یک سری تدریجی باشد، نشانه وجود خویشاوندی بین ماگماهای آن سری است. اما عدم پیوستگی نقاط در نمودارها و انقطاع خطی که از آن نقاط می‌گذرد می‌تواند نشانه عدم خویشاوندی بین ماگماهای آن سری باشد. مشروط بر آنکه نمونه‌گیری به طور کامل و جامع انجام گرفته باشد. همچنین در تفسیر روندهای مشاهده شده باید کاملاً احتیاط نمود، دلیل این امر ایجاد برخی روندهای مشابه در اثر فرآیندهای متفاوت در این نمودارها است. به عنوان مثال، فرایندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی ممکن است روندهای مشابهی را بر روی این نمودارها ایجاد نمایند (رولینسون، ۱۹۹۳).

- نمودارهای درصد اکسید - درصد سیلیس

این نمودارها را آلفرد هارکر از سال (۱۹۰۹) در کتاب تاریخ طبیعی سنگ‌های آذرین مرسوم کرد. در این نمودارها، تغییرات درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل تغییرات درصد وزنی SiO_2 نشان داده می‌شوند. مقدار سیلیس از متغیرهای مهم شیمیایی است که فرایندهای مختلف پتروژنتیک تأثیر مشخصی بر روی آن بر جای می‌گذارند. در نمودارهای هارکر مورد مطالعه مقادیر MgO , CaO , TiO_2 و FeO_t با افزایش SiO_2 کاهش و $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ و Al_2O_3 افزایش می‌یابند. همچنین روند پیوسته تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 را می‌توان به عنوان شواهدی مبتنی بر روند تحول شیمیایی ماگما در نظر گرفت و در حقیقت این روندها میانگین حقیقی تغییرات و روند تحولی بخش‌های متفاوت ماگمایی با ترکیب یکنواخت بشمار می‌روند. با در نظر گرفتن این روندها است که می‌توان به فرایندهای مختلف ذوب بخشی، تبلور تفریقی، اختلاط و آلیس پوسته‌ای ماگما دست یافت (ویلسون^۱، ۱۹۸۹). اینک به توصیف نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای مذکور می‌پردازیم. شایان ذکر است که قبل از بحث درباره تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 باید خاطر نشان کرد که پراکندگی‌ها و روندهای غیر طبیعی مشاهده شده در عناصری مانند Na_2O و Al_2O_3 احتمالاً به دلیل تغییرات مقادیر فنوکریست‌ها و

^۱ Wilson

پورفیرهای فلدسپات و آلودگی پوسته‌ای می‌باشد (شکل ۴-۴).

۱- تغییرات Al_2O_3 در مقابل SiO_2

در نمودار Al_2O_3 / SiO_2 با افزایش مقدار SiO_2 یا به تعبیری افزایش روند تفریق، مقدار Al_2O_3 افزایش می‌یابد. تغییرات میزان Al_2O_3 عمدتاً متأثر از تبلور فلدسپات‌ها، نظیر پلاژیوکلاز و ارتوکلاز است. دلیل این امر می‌تواند متأثر از فراوانی بیشتر فلدسپات در سنگ‌های آندزیتی و تراکیتی باشد (شکل ۴-۴ الف).

۲- تغییرات MgO در مقابل SiO_2

تغییرات MgO در مقابل SiO_2 روند نزولی نشان می‌دهد. این امر به دلیل مشارکت این اکسید در ساختمان کانی‌هایی چون اوژیت و الیوین است (شکل ۴-۴ ب).

۳- تغییرات CaO در مقابل SiO_2

میزان CaO با افزایش درصد SiO_2 ، روند کاهشی نشان می‌دهد. مهمترین کانی‌های کنترل کننده مقدار CaO ، پلاژیوکلازها و هورنبلند می‌باشند. در ابتدا افزایش پلاژیوکلاز باعث بالا رفتن درصد اکسید کلسیم شده، ولی به تدریج با افزایش جانشینی سدیم بجای کلسیم یا به عبارتی سدیک‌تر شدن پلاژیوکلازها در تراکیت‌ها از مقدار این عنصر کاسته شده است. در ادامه روند تفریق، مقدار هورنبلند و اسفن نیز در نمونه‌های تفریق یافته‌تر کاهش می‌یابد و باعث ایجاد روند منفی در نمودار تغییرات CaO - SiO_2 می‌گردد (شکل ۴-۴ پ).

۴- تغییرات K_2O در مقابل SiO_2

در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 ، روند منطقی افزایش K_2O با افزایش مقدار SiO_2 مشاهده می‌شود. شعاع یونی بزرگ پتاسیم ($1/38A^\circ$) مانع ورود این عناصر به شبکه کانی‌های تبلور یافته در مراحل اولیه تبلور (الیوین، پلاژیوکلاز کلسیک و پیروکسن) می‌شود. با افزایش تفریق، پتاسیم وارد کانی‌های فلدسپات-

آلکالن می‌شود و یا به عبارت دیگر، دلیل این افزایش به علت ظهور کانی‌های فلدسپات آلکالن یا ارتوکلاز در این نوع سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۴-۴-ت).

۵- تغییرات Na_2O در مقابل SiO_2

روند تغییرات این اکسید، مشابه K_2O ، یک روند افزایشی است. شعاع یونی بزرگ سدیم ($1/0.2\text{Å}$) و الکتروپوزیتیوتی کم، مانع ورود این عناصر به شبکه کانی‌های تبلور یافته در مراحل اولیه تبلور شده و با افزایش تفریق، سدیم وارد شبکه بلوری پلاژیوکلاز سدیک می‌شود (شکل ۴-۴-ث).

۶- تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2

با افزایش SiO_2 روند تقریباً کاهشی P_2O_5 مشاهده می‌شود. در سنگ‌های بازالتی بیشترین غنی‌شدگی از P_2O_5 مشاهده می‌شود. علت بالا بودن P_2O_5 ، تشکیل آپاتیت در مراحل اولیه تبلور است. فراوانی این اکسید در بازالت‌ها نشان‌دهنده ماهیت تقریباً آلکالن آنهاست. در مقابل، نمونه‌های تراکیتی دارای کمترین مقدار P_2O_5 می‌باشند. این پدیده با مشاهدات پتروگرافی و ادخال آپاتیت در پلاژیوکلازها، سازگار است (شکل ۴-۴-ج).

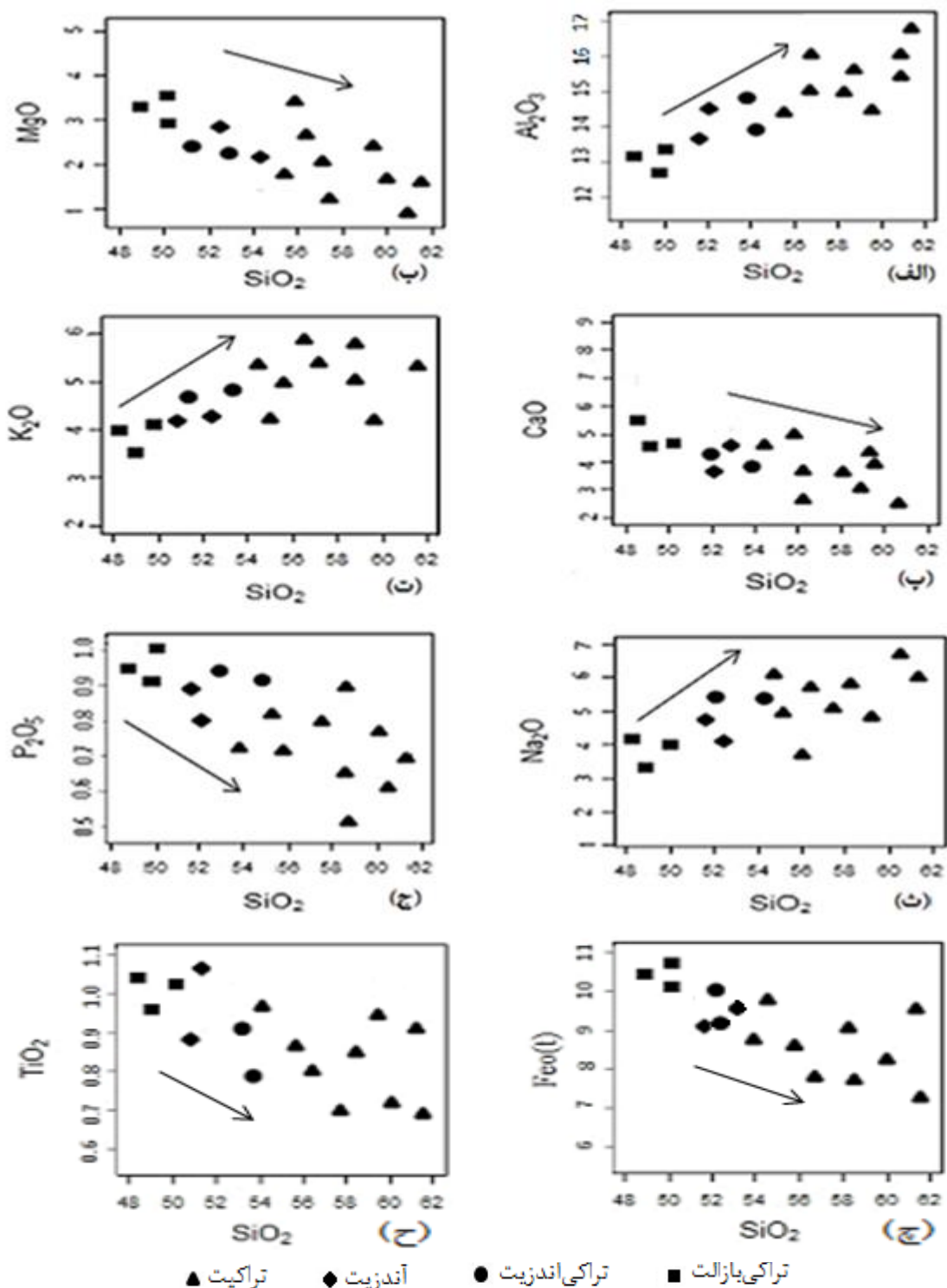
۷- تغییرات FeO_t در مقابل SiO_2

در نمودار FeO_t در مقابل SiO_2 ، درصد FeO کاهش می‌یابد. کانی‌های مافیک مانند آمفیبول و بخصوص، الیوین و پیروکسن بیشترین مصرف‌کننده‌های اکسیدهای آهن می‌باشند. بنابراین با کاهش کانی‌های الیوین و پیروکسن از ترکیبات بازالتی تا آندزیتی و تراکیتی، روند نزولی در نمودار مشاهده می‌شود. مگنتیت نیز یکی از حاملین FeO می‌باشد (شکل ۴-۴-چ).

۸- تغییرات TiO_2 در مقابل SiO_2

نمونه‌های مورد مطالعه روند کاهشی از TiO_2 نشان می‌دهند. دلیل تشابه این روند با روند تغییرات FeO را باید در تشابه خصوصیات ژئوشیمیایی عناصر Fe و Ti جستجو کرد. احتمالاً بیشترین مقدار

اکسیدتیتانیوم در ساختار تیتان‌اوزیت و تیتانومگنتیت در تراکی‌بازالت‌ها و تراکی‌اندزیت‌ها شده است. به-
 طور کلی اکسید تیتانیوم در ساختمان کانی‌های هورنبلند، ایلمنیت و مگنتیت بکار می‌رود که این امر با
 نتایج بدست آمده از مطالعات پتروگرافی سازگار است (شکل ۴-۴-ج).



شکل ۴-۴- نمودارهای درصد اکسیدهای اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)

- استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی در بررسی تغییرات برخی از عناصر فرعی و کمیاب

خاکی در مقابل SiO_2

عناصر فرعی و کمیاب خاکی نقش مهمی در مطالعات پترولوژیکی سنگ‌های آذرین داشته و هر جا که به کمک عناصر اصلی نتوان مسیر تحولات ماگماها را آشکار ساخت، به کمک این عناصر بخوبی می‌توان از عهده آن برآمد. عناصر کمیاب خاکی، عناصری جزئی با کمترین انحلال‌پذیری محسوب می‌شوند که هنگام دگرگونی درجه پایین، هوازگی و دگرسانی گرمایی نسبتاً نامتحرکند. همان طور که در شکل (۴-۵) مشاهده می‌شود، نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر SiO_2 نیز همانند نمودارهای فوق‌الذکر، روندهای معناداری را نشان می‌دهد که این امر نشان دهنده ارتباط ژنتیکی این سنگ‌ها با یکدیگر می‌باشد. در ضمن، عناصر Sr، Co و V در مقابل افزایش سیلیس روند کاهشی نشان می‌دهند. این عناصر، به جز (Sr) که عنصری دو ظرفیتی است، عناصری سازگارند و به صورت سه ظرفیتی، رفتاری مشابه آهن، منیزیم و تیتانیم داشته و جانشین Mg، Fe^{3+} و Ti، در کانی‌های آهن - منیزیم‌دار و تیتانومگنتیت می‌شوند. عناصر Rb و Ba روند مثبتی در مقابل افزایش سیلیس نشان می‌دهند. Ba^{2+} و Rb^+ از عناصر به شدت ناسازگارند که در شبکه کانی‌های فلدسپات و تا حدودی هورنبلند به جای Ca^{2+} و K^+ قرار می‌گیرند. پراکندگی مشاهده شده در این عناصر می‌تواند به دلیل تفاوت در مقدار فنوکریست‌های فلدسپات و هورنبلند در نمونه‌های مورد مطالعه باشد. در این نمودارها و نمودارهای قبلی، روند تفریق برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه تأیید می‌شود. حال با توجه به موارد ذکر شده به بررسی رفتار و تغییرات عناصر کمیاب در برابر SiO_2 می‌پردازیم.

Ba -

در نمودار تغییرات Ba در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۵-الف)، مطابق با روند معمول تفریق، مقدار Ba در ماگما با افزایش تفریق افزایش یافته و از نمونه‌های بازالتی به سمت تراکیت‌ها، روندی صعودی نشان می‌دهند. Ba در ماگما به صورت Ba^{2+} و با شعاع یونی (۱/۳۴) آنگستریم حضور دارد که به دلیل بار بیشتر و شعاع یونی مشابه با K^+ (۱/۳۳Å^o)، می‌تواند توسط کانی‌های پتاسیم‌دار (ارتوکلاز) تصرف شود. همچنین

Ba می‌تواند در شبکه بلوری پلاژیوکلاز و هورنبلند شرکت کند (معین وزیری، ۱۳۷۱). اما با وجود پلاژیوکلازهای کلسیک در بازالت‌ها، مقدار Ba در این سنگ‌ها کم‌تر از سنگ‌های آندزیتی و تراکیتی است. که این نشان دهنده تمایل این عنصر برای شرکت در کانی‌هایی نظیر ارتوکلاز و هورنبلند می‌باشد.

Rb -

در نمودار تغییرات Rb در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۵-ب)، مقدار Rb با افزایش SiO_2 ، از بازالت‌ها به سمت آندزیت‌ها و تراکیت‌ها افزایش می‌یابد. این روند با روند تغییرات K_2O در مقابل SiO_2 مشابه است. از آنجا که Rb جانشین K می‌شود، روند تغییرات مشاهده شده با پتروگرافی آندزیت‌ها و حضور فلدسپات آلکالن در خمیره سنگ مطابقت دارد.

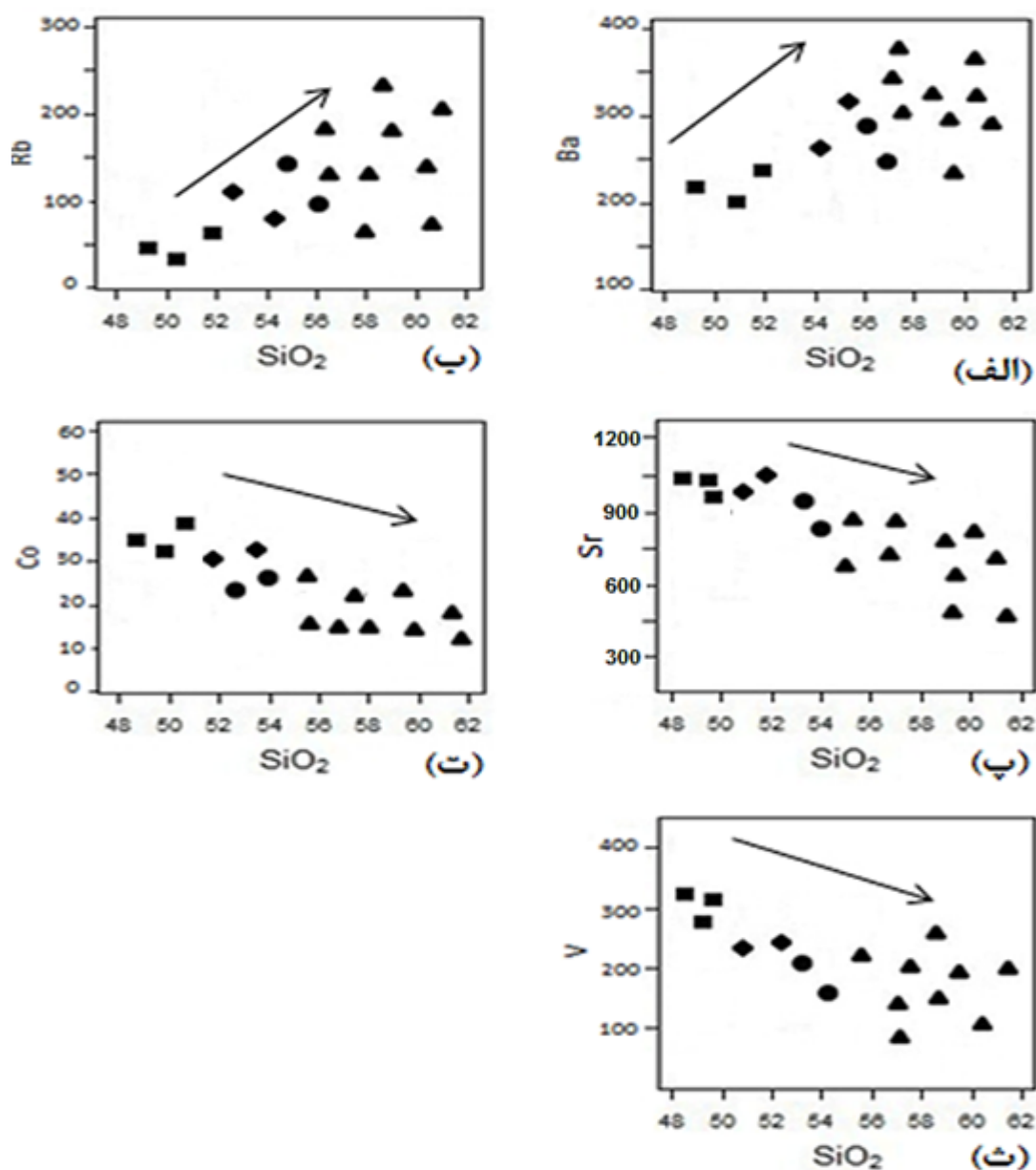
Sr -

در این نمودار با افزایش SiO_2 ، مقدار Sr از نمونه‌های بازالتی به سمت حدواسط روند تقریباً نزولی نشان می‌دهد و به سمت تراکیت‌ها شیب بیشتری دارد (شکل ۴-۵-پ). Sr از عناصر قلیایی کمیاب بوده که در اکثر کانی‌های کلسیم‌دار، رفتاری سازگار دارد. این عنصر در پلاژیوکلاز تراکم بالایی دارد و به هنگام فرایندهای ذوب یا تبلور، همانند عناصر سازگار رفتار نموده و جانشین کلسیم در ساختار پلاژیوکلاز می‌شود. در نمونه‌های مورد مطالعه با افزایش تفریق و کاهش میزان پلاژیوکلازهای کلسیک و تبلور فلدسپات‌های آلکالن، مقدار Sr کاهش می‌یابد. از آنجایی که Sr در ساختار پیروکسن و آمفیبول جانشین Ca می‌شود، با تبلور این کانی‌ها و خروج آنها از مذاب مقدار Sr در طی تفریق کاهش می‌یابد.

Co -

نمودار تغییرات Co در برابر SiO_2 (شکل ۴-۵-ت)، روند کاهشی نشان می‌دهد، به گونه‌ای که این روند، در نمونه‌های تراکیتی به یک روند خطی تبدیل می‌شود. روند ایجاد شده در این نمودار را می‌توان با تفریق الیوین و کلینوپیروکسن در سنگ‌های اولیه و یا عدم تبلور الیوین و تبلور کم‌تر کلینوپیروکسن در سنگ‌های تفریق یافته توجیه کرد. زیرا بخش اعظم کبالت ماگما در کانی‌های آهن و منیزیم‌دار اولیه، بخصوص در الیوین جانشین Mg و Fe می‌شود.

در این نمودار، میزان وانادیوم با افزایش SiO_2 از بازالت به سمت تراکیت کاهش می‌یابد (شکل ۴-۵-ث). مقادیر بالایی از وانادیوم (V^{+3}) جانشین Fe^{+3} در مگنتیت‌های اولیه می‌شود. از طرف دیگر وانادیم در شبکه کانی‌های اوزیت، اژرین و هورنبلند سبز نیز وارد می‌شود. روند منفی V با پیشرفت تفریق و افزایش SiO_2 ، بیانگر تفریق الیومین و کلینوپیروکسن است (یانگ^۱ و همکاران، ۲۰۰۵).



■ تراکی بازالت ● تراکی آندزیت ◆ آندزیت ▲ تراکیت

شکل ۴-۵- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل SiO_2 .

^۱ Young and et al

۴-۳- بررسی تحولات ماگمایی و نقش آنها در تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه

نمودارهای تغییر ترکیب (تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2) به طور معمول می‌توانند اطلاعات مفیدی در مورد وجود یا عدم وجود ارتباط زایشی بین نمونه‌ها را نشان دهند، ولی این نمودارها نمی‌توانند فرایندهای حاکم بر تحول ماگمایی، از قبیل تشخیص فرایند ذوب بخشی از تبلور بخشی را نشان دهند. لذا جهت تفکیک و تشخیص این دو فرآیند از یکدیگر، از نمودارهای عناصر سازگار در مقابل عناصر سازگار یا ناسازگار و نسبت‌های آن‌ها در مقابل یکدیگر استفاده می‌کنیم. در این نمودارها میزان تغییرات عناصر سازگار و ناسازگار در طی فرایند ذوب و تبلور بخشی متفاوت می‌باشند، به طوری که در فرایند ذوب بخشی عناصر ناسازگار بیشترین تغییرات را نشان می‌دهند، زیرا در ذوب بخشی، به هنگام ذوب، بخش‌های کوچکی از مذاب به طور ممتد حرکت می‌کنند و در مخزن ماگمایی ذخیره می‌شوند، بنابراین اولین مذابی که تشکیل می‌شود همهٔ عناصر ناسازگار را در بر می‌گیرد، در حالی که غلظت عناصر سازگار مانند Co و Cr در هنگام تفریق بلوری شدیداً تغییر می‌کند (رولینسون، ۱۹۹۳). این تغییرات در فرایند تبلور بخشی به دلیل تمایل شدید عناصر سازگار برای ورود به ساختمان کانی‌ها می‌باشد.

روندهای رسم شده در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار در صورتی که خطی و صعودی باشند و از مبدأ مختصات عبور کنند و یا در نمودارهای تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار به صورت منفی و کاهشی باشند، می‌توان گفت که تبلور تفریقی نقشی اساسی در تحول سنگ‌های منطقه داشته است. حالت عکس این قضیه زمانی رخ می‌دهد که، ذوب بخشی عامل اصلی تحولات ماگمایی سنگ‌های منطقه باشد. در این حالت نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به هم روند منفی و نمودارهای تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار، روند مثبتی را نشان می‌دهند (راجرز^۱ و همکاران، ۱۹۸۵).

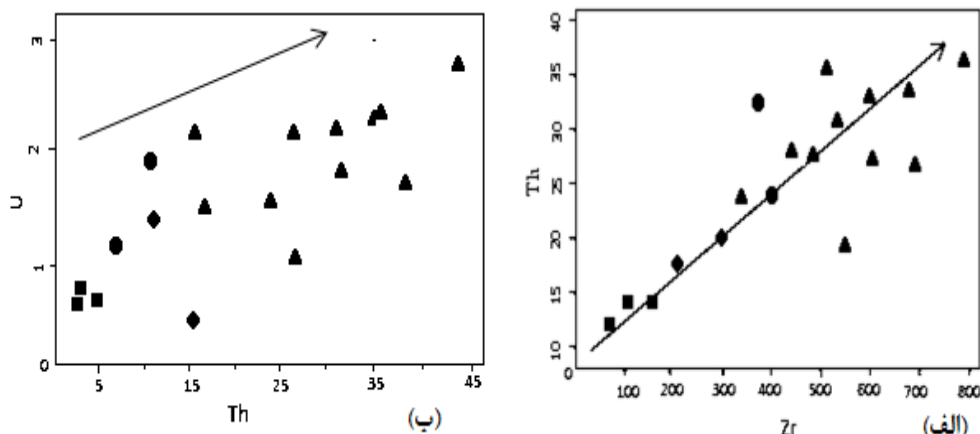
در این مبحث، برای بررسی نقش تبلور تفریقی در تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودارهای تغییرات عناصر سازگار در برابر عناصر ناسازگار و دو عنصر ناسازگار در برابر هم و همچنین از دیاگرام

^۱ Rogers and et al

برای تشخیص نقش تبلور تفریقی استفاده می‌کنیم. حال اگر تغییراتی در این نسبت‌ها دیده شود بیانگر ناهمگنی در منشأ است که ناشی از فرایندهایی نظیر تغییرات درجه ذوب بخشی، اختلاط و آرایش ماگمایی می‌باشد.

الف- نمودارهای تغییرات یک عنصر ناسازگار در مقابل یک عنصر ناسازگار

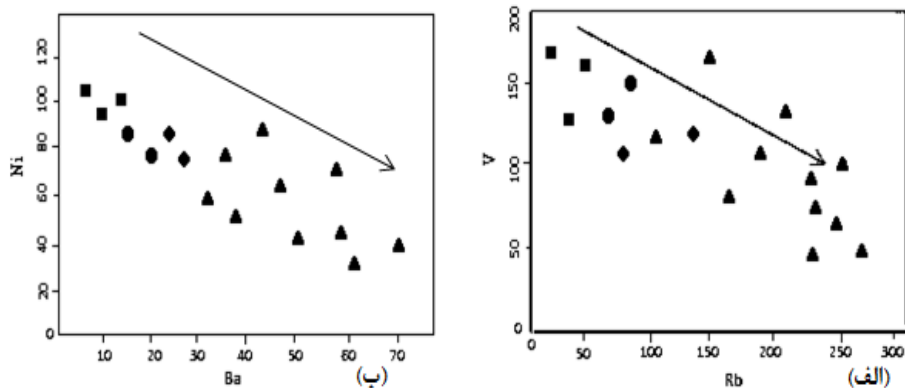
تغییرات جفت عناصر ناسازگار برای نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای U/Th و Th/Zr در (شکل ۴-۶ الف و ب)، نشان داده شده است. همانطور که دیده می‌شود، الگوی نشان داده شده توسط این نمودارها، روند خطی و صعودی نشان می‌دهند که از مبدأ مختصات نیز می‌گذرد. بنابراین، بر اساس این الگو فرایند غالب در تحولات ماگمایی منطقه، تبلور تفریقی می‌باشد.



شکل ۴-۶- نمودارهای تغییرات عنصر ناسازگار در برابر عناصر ناسازگار (علائم مشابه شکل ۴-۴).

ب- نمودار تغییرات عناصر سازگار در مقابل ناسازگار

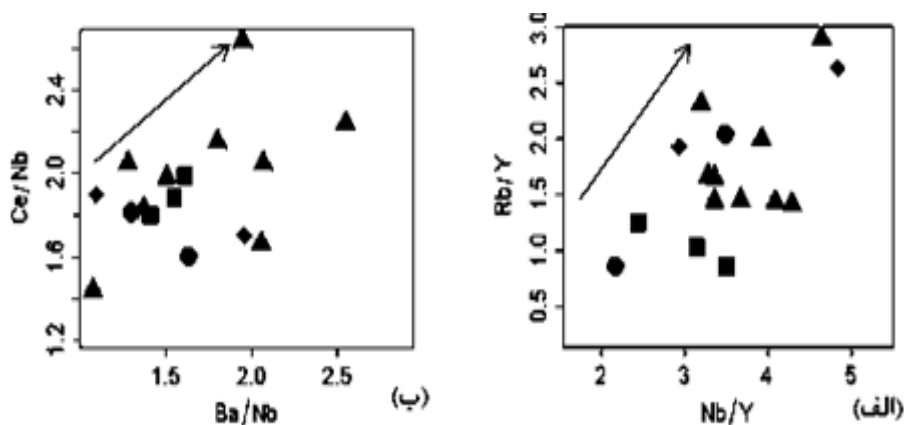
جهت تشخیص فرایند تبلور تفریقی در سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار تغییرات عناصر سازگار در مقابل ناسازگار نیز استفاده شده است (شکل ۴-۷). شیب منفی نمودارهای Ni/Ba و V/Rb ، نقش فرایند تبلور تفریقی را در تحولات ماگمایی سنگ‌های منطقه تأیید می‌کند.



شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات عناصر سازگار در برابر عناصر ناسازگار (علائم مشابه شکل ۴-۴).

ب- نمودار تغییرات نسبت - نسبت

نمودارهای نسبت - نسبت نیز همانند نمودارهای قبلی نقش مهمی در مشخص نمودن فرایندهای دخیل در تحول ماگما دارند. اصل مهم در استفاده از این نمودارها این است که فرض می‌شود نسبت عناصر ناسازگار در طی ذوب‌بخشی یا تبلور تفریقی تغییر نمی‌کند. همان گونه که در نمودارهای Rb/Y و Nb/Y - Ce/Nb - Ba/Nb (چامنی^۱ و همکاران، ۲۰۰۶)، مشاهده می‌شود، ارتباط ژنتیکی پیوسته‌ای در نمونه‌های مورد مطالعه دیده می‌شود که احتمال تشکیل آن‌ها را از یک منبع تولید ماگمای واحد، در اثر فرایند تبلور تفریقی بیان می‌کند (شکل ۴-۸).

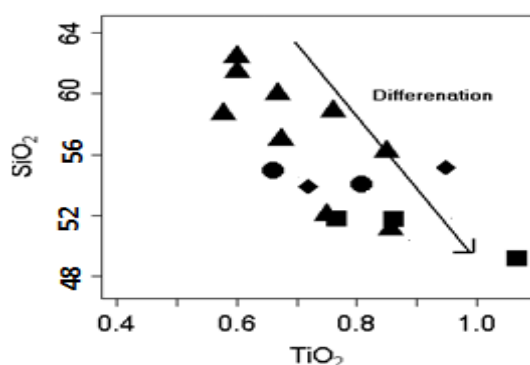


شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات نسبت - نسبت عناصر کمیاب.

¹⁶Tchameni and et al

ت- نمودار SiO_2 - TiO_2 جهت تشخیص روند تفریق

برای تشخیص روند تفریق از نمودارهای SiO_2 - TiO_2 مک‌لیمور^۱ (۱۹۹۹)، استفاده می‌شود. براساس این نمودار، عنصر تیتانیوم در طی روند تفریق سیر نزولی داشته که این امر می‌تواند با تشکیل مگنتیت در طی روند تفریق مرتبط باشد. این روند نسبتاً منطقی تفریق، مؤید تشکیل سنگ‌های منطقه در اثر تبلور-تفریقی می‌باشد (شکل ۴-۹).



شکل ۴-۹- بررسی روند تفریق (Differentiation)، بر اساس نمودارهای مک‌لیمور و همکاران (۱۹۹۹).

۴-۴-۴- نمودارهای عنکبوتی

نمودارهای عنکبوتی نمودارهایی هستند که بر اساس آنها مقادیر عناصر کمیاب نسبت به یک ترکیب اولیه مانند گوشته بررسی می‌شود و بر طبق آن می‌توان درجه تفریق یا ذوب بخشی هر عنصر را از یک الگوی توزیع اولیه مطرح کرد. بررسی عناصر کمیاب بخش اصلی پترولوژی مدرن بوده و نسبت به عناصر اصلی در متمایز کردن فرایندهای پترولوژی کارآیی زیادی دارند.

نمودار عنکبوتی به کار رفته برای بررسی رفتار ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به MORB (پیرس^۲، ۱۹۸۳) می‌باشد.

این نمودار در شکل‌های (۴-۱۰) نشان داده شده‌اند. یکی از مزیت‌های بهنجار کردن نمونه‌ها، نسبت با

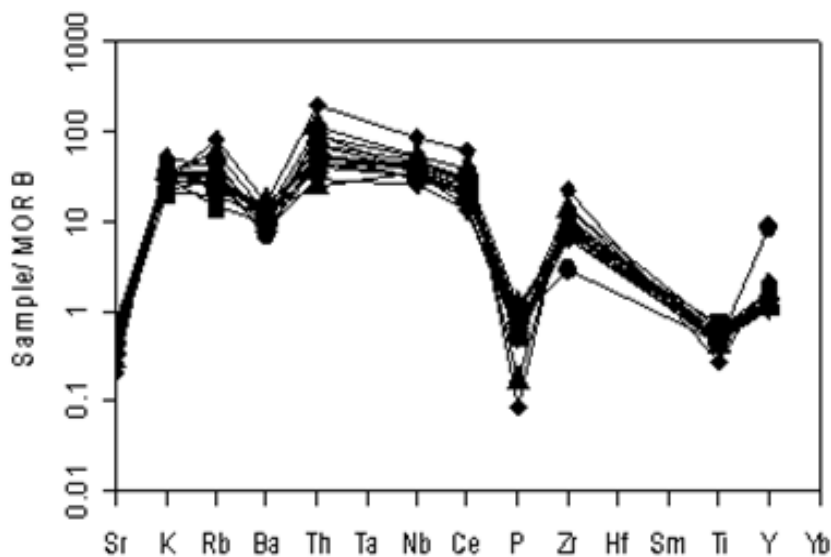
^۱ Mclemore

^۲ Pearce

این استانداردها این است که اولاً تغییرات فراوانی عناصر با عدد اتمی زوج و فرد حذف می‌شود و ثانیاً هر گونه جدایش و تفکیکی که از عناصر کمیاب نسبت به این استانداردها صورت گرفته باشد، به آسانی قابل تشخیص است.

– دیاگرام عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به MORB*

همانطور که در دیاگرام عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به MORB مشاهده می‌شود غنی‌شدگی عناصر K و Rb و تهی‌شدگی از عناصر P و Ti قابل مشاهده است (شکل ۴-۱۰). تقریباً تمامی نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک و ناسازگار غنی‌شدگی نشان می‌دهند. ولی عناصر خاکی نادر سبک دارای غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین می‌باشند. کاهش قابل ملاحظه Ti از ویژگی‌های شاخص محیط‌های کشتی بخصوص در پوسته قاره‌ای است (رولینسون^۱، ۱۹۹۳). کاهش میزان P در نمونه‌ها می‌تواند به دلیل تبلور و تفریق آپاتیت در آغاز فعالیت ماگمایی و همچنین آرایش پوسته‌ای باشد.



شکل ۴-۱۰- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به مورب (پیرس، ۱۹۸۳).

^۱ Rowllinson

* Mid oceanic ridge basalt

۴-۵- تعیین سری ماگمایی

سیر تدریجی تغییرات ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی از یک گروه سنگ آذرین به گروه سنگی دیگر، نشانه‌ خویشاوندی آنها با هم و منشأ گرفتن آنها از یک منبع مشترک است. طبق نظریه کونو^۱ (۱۹۶۸)، یک سری ماگمایی، مجموعه‌ای از سنگ‌های مختلف است که دارای ترکیب شیمیایی مختلف بوده و از یک ماگمای مادر در اثر تفریق حاصل شده باشد. به طور کلی در حال حاضر ۵ سری ماگمایی مشخص شده اند که عبارتند از:

۱- سری تولییتی^۲ - سری آلکالن^۳ - سری کالک‌آلکالن^۴ - سری شوشونیتی^۵ - سری تحولی

از نمودارهای متعددی که توسط مؤلفین برای تعیین سری‌های ماگمایی پیشنهاد شده است، از نمودار مجموع آلکالن در مقابل سیلیس ایروین و باراگار^۲ (۱۹۷۱)، کونو (۱۹۸۶) و نمودار تفکیک فلوید و وینچستر^۳ (۱۹۷۵)، استفاده می‌کنیم.

- نمودار مجموع آلکالن در مقابل سیلیس

این نمودارها توسط ایروین و باراگار (۱۹۷۱) و کونو (۱۹۸۶)، معرفی شده است و اساس آن مقدار سیلیس (SiO_2) در مقابل مجموع آلکالن ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) می‌باشد. بر اساس این دیاگرام ها، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آلکالن قرار می‌گیرند (شکل‌های ۴-۱۲ و ۴-۱۳).

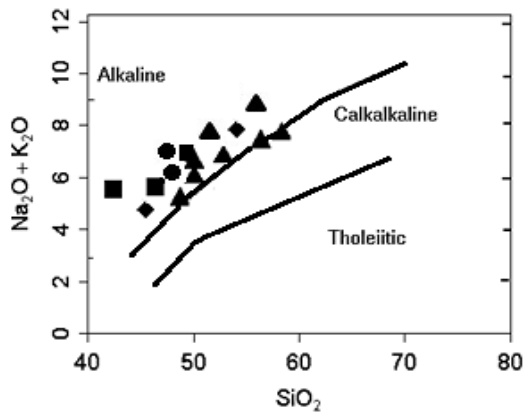
^۱ Kuno

^۲ Irvin and Bargar

^۳ Floyd and Winchester

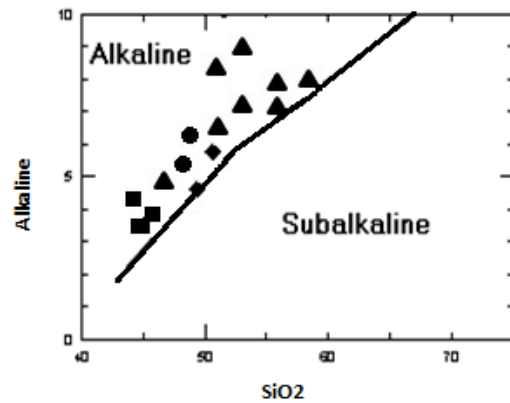
- دیاگرام تفکیک سری آلکالن از تولییتی

این نمودار که توسط فلویید و وینچستر (۱۹۷۵)، ارائه شده است، بر اساس مقدار زیرکونیم (Zr) در مقابل اکسیدفسفر (P_2O_5)، ترسیم شده است. بر طبق این نمودار که دارای دو محدوده آلکالن و تولییتی می باشد، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۴).



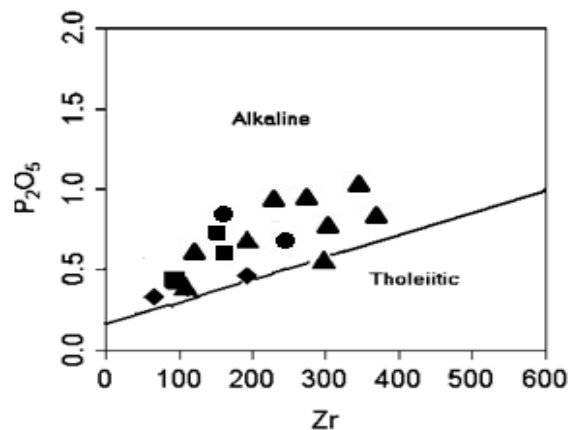
شکل ۴-۱۲- دیاگرام کونو، (۱۹۸۶)

و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.



شکل ۴-۱۱- دیاگرام ایروین و باراگار، (۱۹۷۱)

و نمایش نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.



شکل ۴-۱۳- دیاگرام تفکیک فلویید و وینچستر، (۱۹۷۵) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

۴-۶- خلاصه مطالب

- سنگ‌های مورد مطالعه طیف ترکیبی تراکی‌بازالت، تراکی‌اندزیت، آندزیت و تراکیت را پوشش می‌دهند ولی عمدتاً دارای ترکیب تراکیتی هستند (سنگ‌های منطقه امیرآباد شامل آندزیت و تراکی‌اندزیت و سنگ‌های منطقه زرین‌کمر و سیاه‌کوه شامل تراکی‌بازالت، تراکی‌اندزیت، آندزیت و تراکیت می‌باشد).
- در مجموع با بررسی نمودارهای هارکر می‌توان این چنین بیان کرد که:
- در ترکیبات سنگی مورد مطالعه، دامنه تغییرات SiO_2 ، بین (۴۹ تا ۶۲) درصد در نوسان است.
- با افزایش مقدار SiO_2 ، اکسیدهای Fe_2O_3 ، MgO ، MnO ، CaO ، TiO_2 و FeO روند کاهشی محسوسی نشان می‌دهند. در مجموع این شواهد مبین تفریق ماگمایی و تبلور تفریقی گسترده می‌باشند که این امر با شواهد پتروگرافی نیز تأیید می‌گردد.
- سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه دارای ماهیت آکالن هستند.
- با توجه به الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی (REE_s)، عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE_s) و عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSE_s)، سنگ‌های مورد مطالعه از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE_s) و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE_s) غنی‌شدگی نشان می‌دهند که می‌تواند در اثر تبلور تفریقی یا آرایش پوسته-ای حاصل شده باشد. در ضمن آنومالی منفی P و Ti مشاهده شده نیز ممکن است در اثر آغشتگی و اختلاط ماگما با مواد پوسته‌ای حاصل شده باشد.

فصل پنجم

پتروژنز و جایگاه تکتونیکی

در فصل‌های گذشته روابط صحرایی، ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های محدوده مطالعاتی مورد بررسی قرار گرفت. در این فصل با بهره‌گیری از این اطلاعات به چگونگی تشکیل سنگ‌های منطقه و جایگاه تکتونیکی آنها پرداخته می‌شود. در بررسی روابط صحرایی واحدهای مختلف سنگی منطقه، سنگ‌ها اغلب از نوع آتشفشانی تشخیص داده شد. مطالعات پتروگرافی نیز تغییرات پیوسته‌ای از حضور کانی‌هایی همچون پلاژیوکلاز، آمفیبول، فلدسپات‌آلکالن، کوارتز و پیروکسن را در سنگ‌های منطقه نشان می‌دهند. در این فصل با توجه به دیاگرام‌های تغییرات شیمیایی ارائه شده و مطالعات صورت گرفته، به بررسی منشأ و چگونگی تشکیل سنگ‌های منطقه (پتروژنز) و همچنین جایگاه تکتونیکی آنها می‌پردازیم.

۵-۲- جایگاه تکتونیکی

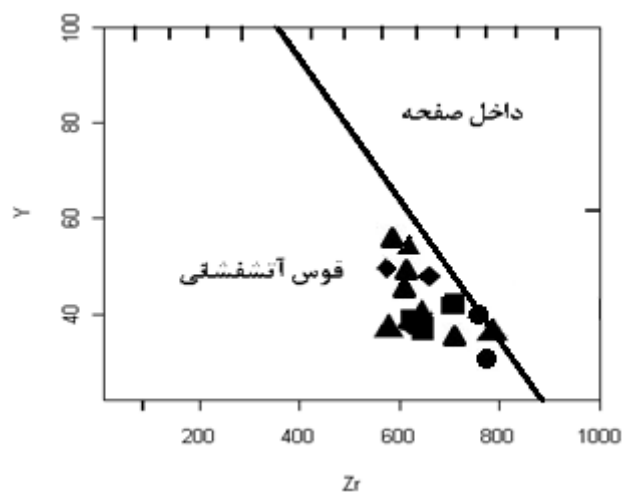
ایده استفاده از ماگماها برای تعیین محیط تکتونیکی، اولین بار توسط پیرس و کان^۱ (۱۹۷۳)، مطرح شد. این محققین نشان دادند که از داده‌های ژئوشیمیایی می‌توان برای تقسیم بندی بازالت‌های موجود در مناطق مختلف تکتونیکی استفاده کرد. در رسم این گونه دیاگرام‌ها سعی می‌گردد که بیشتر از عناصر کمیاب غیرمتحرک استفاده شود. اهمیت ویژه عناصر کمیاب غیرمتحرک در این است که این عناصر نسبت به فرایندهای ثانویه کمتر حساس بوده و اندازه‌گیری آن توسط روش‌های تجزیه‌ای با دقت بالا امکان پذیر است، همچنین در سیالات آبی نسبتاً غیرمتحرکند مگر این که فعالیت بالای (F⁻) وجود داشته باشد. از این رو این عناصر تحت شرایط گرمایی و دگرگونی بالاتر از رخساره آمفیبولیت پایدار خواهند بود (رولینسون^۲ ۱۹۹۳).

^۱ Pearse and Can

^۲ Rowllinson

الف) نمودار تکتونیکی Zr در مقابل Y

این نمودار توسط مولر و همکاران^۱ (۱۹۹۲)، بر اساس دو عنصر ناسازگار زیرکونیوم (Zr) در مقابل ایتریم (Y)، (برحسب ppm) ترسیم می‌شود. در این نمودار دو محدوده قوس آتشفشانی و داخل صفحات مشخص شده است. بر طبق این دیاگرام، اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده داخل قوس آتشفشانی و در مرز بین این دو محدوده قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱).

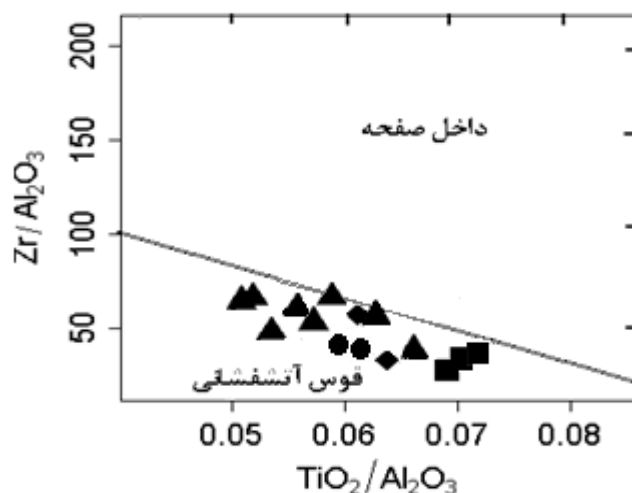


شکل ۵-۱- نمودار تکتونیکی Zr در مقابل Y (مولر و همکاران، ۱۹۹۲) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

ب) نمودار تکتونیکی $Zr/Al_2O_3 - Ti/Al_2O_3$

این نمودار که برای تفکیک محدوده‌های داخل صفحه از قوس آتشفشانی استفاده می‌شود، توسط مولر و همکاران (۱۹۹۲)، ارائه شده است. این نمودار بیشتر برای سنگ‌های آذرین پتاسیک کاربرد دارد. بر اساس این دیاگرام سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، در محدوده قوس آتشفشانی و در مرز بین این دو قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲).

^۱ Muller and et al

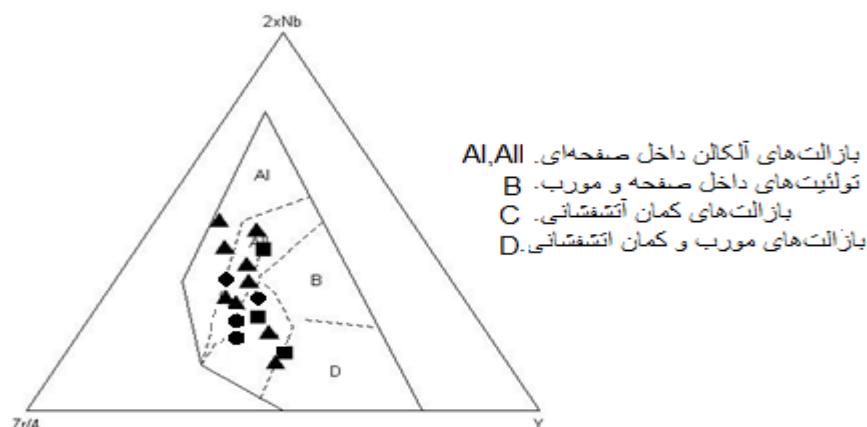


شکل ۵-۲- نمودار تکتونیکی Ti/Al_2O_3 در مقابل Zr/Al_2O_3 (مولر و همکاران، ۱۹۹۲)

و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

پ- نمودار تمایز تکتونیکی $Zr/4 - 2*Nb - Y$ (مشد^۱، ۱۹۸۶)

مشد (۱۹۸۶)، از عناصر کمیاب و غیر متحرک Nb، Zr و Y برای متمایز کردن انواع مختلف بازالت-های کف اقیانوس استفاده کرد و بازالت‌های آلکان داخلی صفحه‌ای (AI, AII)، تولیت‌های داخلی صفحه و مورب (B)، بازالت‌های کمان آتشفشانی (C) و بازالت‌های مورب و کمان آتشفشانی (D)، را از یکدیگر متمایز نمود. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در این نمودار، در میدان کمان آتشفشانی و بازالت‌های آلکان داخلی صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳).

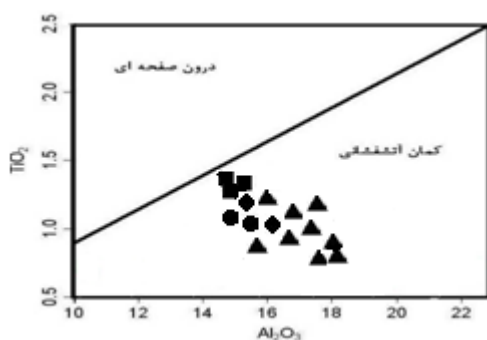


شکل ۵-۳ - موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی $Zr/4 - 2*Nb - Y$ (مشد^۱، ۱۹۸۶)

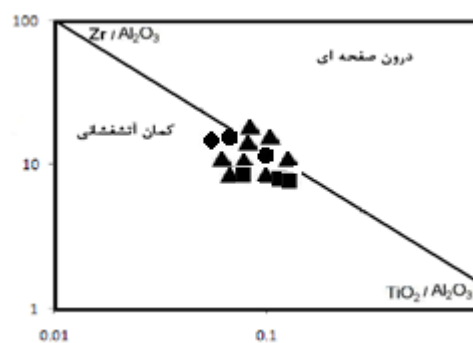
^۱ Mesched

ت- نمودارهای تمایز تکتونیکی Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 و TiO_2 در مقابل Al_2O_3 (مولر و براون، ۱۹۹۲)

مولر و براون (۱۹۹۲)، از نمودارهای تمایزی Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 و TiO_2 در مقابل Al_2O_3 ، به منظور تفکیک محدوده‌های کمان آتشفشانی از درون صفحه‌ای استفاده کردند. نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کمان آتشفشانی واقع می‌شوند (شکل ۴-۵ و ۵-۵). بازالت‌های کمان آتشفشانی در حاشیه‌های همگرای صفحات یعنی در حاشیه قاره‌ای فعال تشکیل می‌شوند (پیرس، ۱۹۷۳).



شکل ۵-۵- نمودارهای تمایز تکتونیکی TiO_2 در مقابل Al_2O_3 (مولر و براون، ۱۹۹۲) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

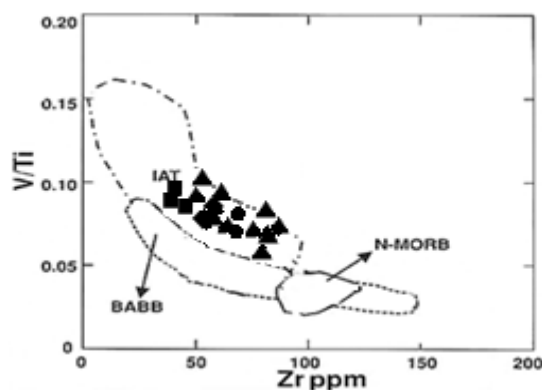


شکل ۴-۵- نمودارهای تمایز تکتونیکی Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 (مولر و براون، ۱۹۹۲) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

ت- نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr (وود^۱ و همکاران، ۱۹۹۳)

نمودار تعیین محیط تکتونیکی وود و همکاران (۱۹۹۳)، که بر اساس تغییرات نسبت V/Ti در مقابل Zr رسم شده است، توانایی کافی برای تفکیک سنگ‌های بازالتی موجود در محیط‌های تکتونیکی مختلف نظیر تولیت‌های جزایر کمانی، بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی نرمال و بازالت‌های حوضه پشت کمانی را دارا می‌باشد. نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار فوق در محدوده تولیت‌های جزایر کمانی واقع شده‌اند (شکل ۵-۶).

^۱ Wood Head



شکل ۵-۶- نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr (وود و همکاران، ۱۹۹۳) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

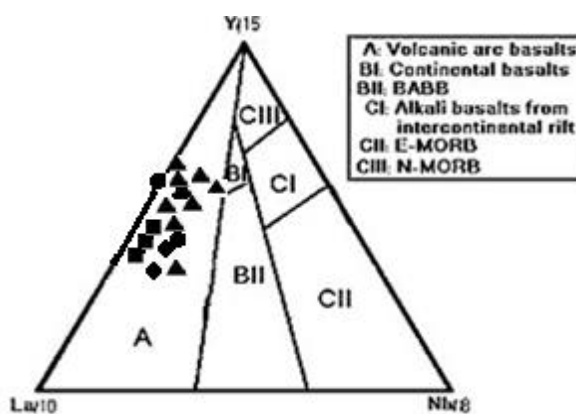
چ- نمودار تمایز تکتونیکی La/10 – Y/15 – Nb/8 (کابانیس^۱ و لوکول^۲، ۱۹۸۹)

در نمودار تمایزی La/10 – Y/15 – Nb/8 (کابانیس و لوکول، ۱۹۸۹ گالویان^۳ و همکاران،

۲۰۰۷)، که سه محدودهٔ بازالت‌های کمان آتشفشانی، بازالت‌های قاره‌ای و پشت‌کمانی و بازالت‌های

آلکان ریف‌ت درون قاره‌ای از یکدیگر تفکیک می‌شوند، نمونه‌های سنگی آلکان منطقهٔ مورد مطالعه در

محدودهٔ بازالت‌های کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۷).



شکل ۵-۷- نمودار تمایز تکتونیکی La/10-Y/15-Nb/8 (کابانیس و لوکول، ۱۹۸۹ گالویان، ۲۰۰۷) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

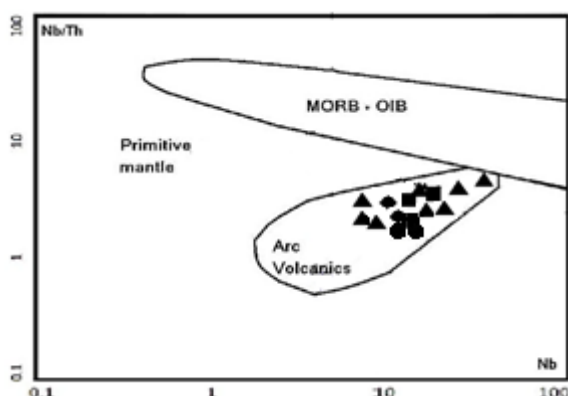
^۱ Cabanis

^۲ Le Colle

^۳ Galoyan

ح- نمودار تمایز تکتونیکی Nb/Th در مقابل Nb (بوزتاگ^۱ و همکاران، ۲۰۰۷)

بوزتاگ و همکاران (۲۰۰۷)، با استفاده از عناصر Nb و Th، بازالت‌های کمان آتشفشانی، مورب (MORB) و جزایر اقیانوسی را از یکدیگر تفکیک کردند. اکثر نمونه‌های مورد مطالعه به دلیل داشتن Nb و Th نسبتاً کم (کمتر از ۱۴ ppm)، در نمودار لگاریتمی تغییرات Nb/Th در مقابل Nb در محدوده کمان آتشفشانی واقع شده‌اند (شکل ۵-۸).



شکل ۵-۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی Nb/Th در مقابل Nb (بوزتاگ و همکاران، ۲۰۰۷).

خ- نمودارهای دوتایی و سه‌تایی مولر و گروز^۲ (۱۹۹۷)

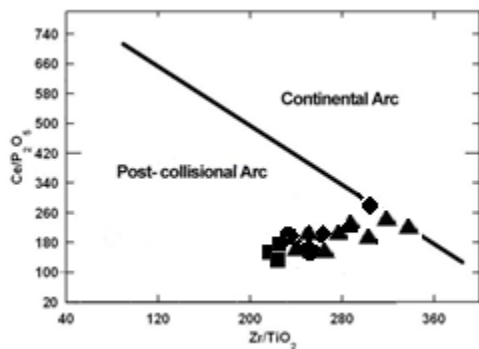
نمودارهای دوتایی و سه‌تایی مولر و گروز (۱۹۹۷)، برای تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی پتاسیم بالا مناسب هستند. در این نمودارها، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های مرتبط با کمان بوده و به طور مشخص از محیط زمین‌ساختی داخل صفحه‌ای مجزا می‌شوند (شکل ۵-۹). با توجه به این که محیط قوس آتشفشانی به دو محیط کمان‌های مربوط به فرورانش (نظیر حاشیه فعال قاره‌ای) و دیگری کمان‌های پس از برخورد تقسیم می‌شوند، از نمودار $Ce/P_2O_5-Zr/TiO_2$ (شکل ۵-۱۰)، به منظور تفکیک دو محیط کمانی فوق استفاده می‌گردد (مولر و گروز، ۱۹۹۷). در این نمودار، تمامی

^۱ Boztug

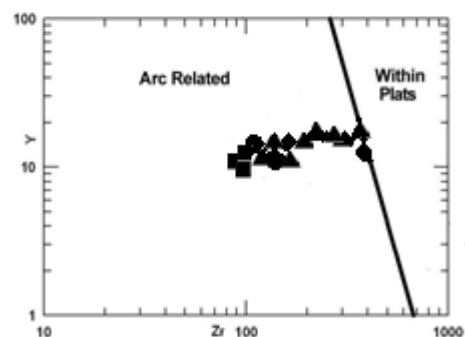
^۲ Muller and Groves

نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کمان پس برخوردی قرار گرفته‌اند.

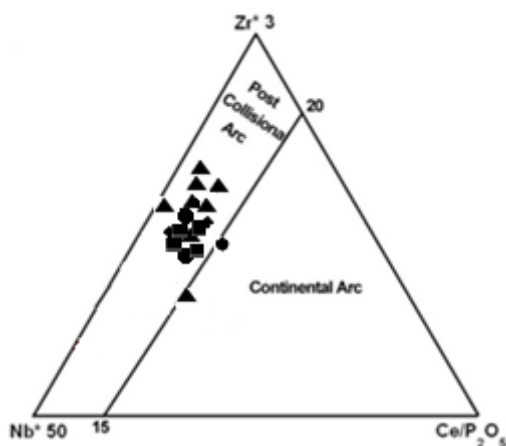
این امر در نمودار مثلثی Zr^*3-Nb^*50-Ce/P_2O_5 (شکل ۵-۱۱) نیز مشاهده می‌شود.



شکل ۵-۱۰- نمودار دوتایی تفکیک کمان قاره‌ای از کمان پس برخوردی، در نمودارهای متمایزکننده محیط‌های زمین‌ساختی مولر و گروز (۱۹۹۷) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.



شکل ۵-۹- تفکیک محیط درون صفحه‌ای از محیط مرتبط با کمان، در نمودارهای متمایزکننده محیط‌های زمین‌ساختی مولر و گروز (۱۹۹۷) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.



شکل ۵-۱۱- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار مثلثی تفکیک کمان قاره‌ای از کمان پس برخوردی، مولر و گروز (۱۹۹۷).

با توجه به نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به MORB و گوشته اولیه، غنی‌شدگی در LILE و LREE و تهی‌شدگی از HFSE در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، ماهیت آلكالین مرتبط با کمان حاشیه قاره‌ای فعال را تأیید می‌کند. منشأ ماگماهای آلكالین در محیط‌های کمانی را ذوب بخشی پایین گوته گوشته‌ای لیتوسفری می‌دانند که بوسیله سیالات حاصل از آب‌زدایی ورقه اقیانوسی فرورونده، غنی شده‌اند (آلدانماز^۱ و همکاران، ۲۰۰۰؛ مک دونالد^۲ و همکاران، ۲۰۰۱؛ عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸؛ کوالنکو^۳ و همکاران، ۲۰۱۰).

نظر به اینکه ماگمای مناطق مورد مطالعه از نوع آلكالین است، ابتدا خصوصیات این ماگماها و جایگاه های تکتونیکی تشکیل آنها مورد بررسی قرار می‌گیرد (شکل ۵-۱۲).

۵-۳-۱- نظریات مربوط به پیدایش ماگماهای آلكالین

طبق نظریه ویلسون^۴ (۱۹۹۶)، ماگماهای آلكالین در یکی از مناطق تکتونیکی زیر می‌توانند تشکیل شوند:

۱- صفحات همگرا که شامل جزایر قوسی و حاشیه فعال قاره‌ها هستند.

۲- مناطق میان اقیانوسی در بردارنده جزایر اقیانوسی

۳- مناطق داخل قاره‌ای که ریفت‌های قاره‌ای را شامل می‌شوند.

میدل ماست^۵ (۱۹۸۷)، نیز معتقد است که سنگ‌های آلكالین در یکی از محیط‌های تکتونیکی زیر می‌توانند بوجود آیند:

۱- پالئوریفت‌ها و ریفت‌های قاره‌ای ۲- جزایر اقیانوسی و سی‌مونت‌ها

۳- ورای منطقه ماگمایی در حاشیه‌های فعال قاره‌ای (از نظر زلزله‌ای) و جزایر اقیانوسی

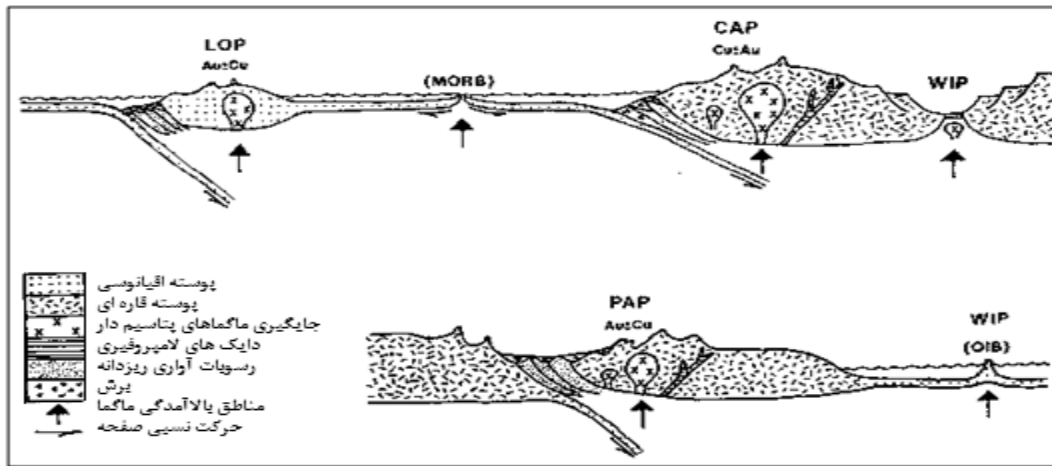
^۱ Aldanmaz and et al

^{۳۹} MC Donald and et al

^{۴۰} Kovalenko and et al

^۴ Willson

^۵ Middlemost



شکل ۵-۱۲- چشم‌اندازی از سنگ‌های آذرین پتاسیم‌دار نواحی مختلف تکتونیکی. CAP - قوس قاره‌ای، PAP - قوس پس از برخورد، LOP - قوس اقیانوسی پسین، WIP - موقعیت درون قاره‌ای، MORB - بازالت پشته میان اقیانوسی، OIB - بازالت جزایر اقیانوسی، (از میشل و گارسون، ۱۹۸۱ با تغییرات). این سنگ‌ها پتانسیل خوبی برای کانه‌زایی طلا و مس دارند.

کوشیرو^۱ (۱۹۸۰)، توسط کارهای تجربی نشان داده است که در فشار ۲۰ کیلو بار (تقریباً عمق ۶۰ کیلومتری) بازالت‌آلکان‌الیوین‌دار از ذوب بخشی لرزولیت‌اسپینل‌دار قابل ایجاد است. ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده در فشار زیاد یعنی جایی که صفحه بنیوف به عمق خیلی زیاد فرورفته می‌تواند بازالت‌های آلکان را تولید نماید (کونو^۲، ۱۹۶۶).

۵-۳-۲- آتشفشان‌های ترشیر در ایران :

درباره علت و چگونگی فعالیت آتشفشانی ترشیر و گسترش آن در ایران مرکزی به ویژه ائوسن، نظرات مختلفی از طرف محققین ارائه شده است. گاه این اختلافات بقدری زیاد است که سرنوشت کاملاً متفاوتی برای تحول پوسته ایران مطرح می‌گردد. عده‌ای از محققین از جمله عمیدی (۱۹۷۵)، هوشمند زاده (۱۳۵۷) ...، فعالیت آتشفشانی در ایران مرکزی را ناشی از سیستم ریفت قاره‌ای می‌دانند. همچنین این محققین وجود مقدار کافی پوسته اقیانوسی را جهت فرورانش رد می‌کنند. در مقابل افرادی مانند تکین^۳ (۱۹۷۲)، بربریان^۴ (۱۹۸۸) و معین وزیری (۱۳۷۷)، فعالیت آتشفشانی در ایران مرکزی را به پدیده فرورانش نسبت می‌دهند. در هر حال هر دو نظریه طرفداران و منتقدینی دارد. با توجه به رخساره‌های

^۱ Kushiro

^۲ Kuno

^۳ Takin

^۴ Berberian

رسوبی ترشیر ایران مرکزی بیشتر زمین شناسان بر این عقیده‌اند که رسوبات مزبور در یک محیط هورست و گرابنی نهشته شده‌اند. این مسئله نشان می‌دهد که در پوسته ایران مرکزی شکستگی‌های عمیقی وجود داشته است. امینی (۱۳۵۹)، علاوه بر مطرح کردن مسئله فرورانش و ریفت قاره‌ای، نظریه دیگری را هم در مورد ایران مرکزی مطرح کرده است و آن اینکه نقش منطقه کاسپین یا دریای مازندران در شمال ایران بی تأثیر در ژنز گدازه‌های پتاسیک دماوند نیست. گالپرین^۱ (۱۹۶۲)، در حقیقت نشان داد که جنوب کاسپین ساختمانی شبیه به یک گودال اقیانوسی دارد، زیرا موهو در ۴۰ کیلومتری به عمق فرو رفته و روی آن بوسیله ۲۰ تا ۲۵ کیلومتر رسوب پوشیده شده است. بنابراین ممکن است که بخشی از فعالیت ولکانیسم این منطقه متأثر از این پدیده باشد.

۵-۳-۳- قلمرو تکتونیکی

شواهد و ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پتروژنز مورد مطالعه، منشأ حوضه کمان در مناطق فرورانش حاشیه قاره‌ای فعال را برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه تأیید می‌کنند. آنچه که اکنون مسلم به نظر می‌رسد، فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس مسبب اصلی فعالیت‌های ماگمایی مزوزوئیک - سنوزوئیک ایران مرکزی - البرز بوده است. همزمان با شروع فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی و تشکیل نوار دگرگونی سنندج - سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه - دختر در طول مزوزوئیک، یک حوضه کششی پشت‌کمانی در پشت کمان ماگمایی ارومیه - دختر تشکیل شده است که با گسترش بیشتر به یک حوضه اقیانوسی کوچک با حضور پوسته اقیانوسی داغ تبدیل گردیده است. این حوضه اقیانوسی را به عنوان شاخه‌های شرقی نئوتتیس شناخته‌اند (شهاب پور، ۱۳۷۷، قاسمی و تالبوت، ۲۰۰۶). همزمان با آخرین رویدادهای فرورانش و بسته شدن نئوتتیس در امتداد زاگرس، و در اثر همگرایی و جمع شدن پوسته ایران زمین، این حوضه‌های اقیانوسی کوچک نیز شروع به بستن کرده‌اند و در اثر بسته شدن آن‌ها و فرارنده شدن قطعاتی از لیتوسفر اقیانوسی به داخل قاره، نوارهای افیولیتی موجود در ایران مرکزی نظیر افیولیت‌های تربت حیدریه، فریمان، سبزوار و ... تشکیل شده‌اند و یک کمان ماگمایی نیز در لبه شمالی ایران مرکزی تشکیل شده است فعالیت این کمان ماگمایی از ائوسن

^۱ Galperin

میانی - فوقانی شروع و تا کواترنر ادامه یافته است (عزیزی و جهانگیری، ۲۰۰۸).

به نظر می‌رسد که ماگمای ایجاد شده در منطقه مورد مطالعه نیز جزیی از نوار ماگمایی لبه شمالی ایران مرکزی، بخش جنوبی زون البرز شرقی یا بینالود باشد که در ائوسن میانی - فوقانی شکل گرفته است به طور کلی، کمان مزبور را می‌توان حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه شمالی ایران مرکزی در زمان ائوسن دانست. همگام با فرورانش و آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورونده، ذوب بخشی گوّه گوشته‌ای موجود در زیر لیتوسفر زیر قاره‌ای باعث شکل‌گیری ماگماهای مافیک غنی شده در محل حوضه‌های کششی پشت کمان اصلی ایران مرکزی گردیده است.

امروزه ارتباط بین فعالیت‌های آتشفشانی با سری‌های ماگمایی و تکتونیک صفحه‌ای امر مسلمی تلقی می‌گردد. ارائه الگوی تکتونو - ماگماتیسم درباره سنگ‌های هر منطقه، منوط به بررسی‌های همه جانبه و بدست آوردن داده‌های کافی است. اما به هر حال در این بخش مسائلی را در ادامه مطرح می‌نماییم.

آتشفشان‌های ترشیر فلات ایران از نظر ژئوشیمیایی (عناصر اصلی و کمیاب) دارای ویژگی‌های آتشفشانی هیبریدی اختلاط دو نوع ماگما مناطق کوهزایی و کراتونی است و احتمالاً ارتباطی با زون فرورانش ندارند درویش‌زاده (۱۳۷۰). در عین حال می‌دانیم که ایران در اواخر کرتاسه، شدیداً تحت تاثیر نیروهای کمپرسیونی (فشردگی) ناشی از بسته شدن اقیانوس نئوتتیس از سمت جنوب و جنوب غرب قرار داشته و با حرکت شبه قاره هندوستان به سمت شمال تحت تاثیر نیروهای فشردگی بوده است. در ضمن وجود سیستم هورست و گرابن و شکستگی‌های عمیق در پی‌سنگ ایران مرکزی، این تصور را در ذهن تداعی می‌کند که به ازای هر نیروی فشارشی، قطعات سازنده پی‌سنگ ایران در جهاتی فشرده و در جهات دیگر دچار کشش و انبساط شوند و این خود می‌تواند آتشفشان‌های ریفتی در برخی نقاط را همزمان با فشردگی در نقاط دیگر توجیه کند. به عقیده میدل‌موسست در نواحی مجاور با حاشیه فعال قاره‌ای و زون - های برخورد قاره - قاره ممکن است بطور محلی پوسته دچار کشش و باز شدگی شود و گسل‌های عمیق فعال شوند.

بنابراین هم می‌توان تناقضات موجود در مدل‌های آتشفشانی دو گانه فوق را تا اندازه‌ای برطرف کرد و هم وجود آتشفشان‌ها را در امتداد گسل‌ها قابل توجیه دانست. در این مورد باید امتداد و میزان نیروهای

مؤثر برخورد قاره‌های ایران و شکستگی‌های متفاوت موجود در آن را عامل تعیین کننده به شمار آوریم. طبق اظهارات اسپایس^۱، لنچ^۲ و میم^۳، (۱۹۸۴) در رشته کوه‌های واقع در شمال سبزواری یک کمربند افیولیتی وجود دارد که نشان از برخورد یک پوسته اقیانوسی با پوسته قاره‌ای پلیت توران است. سنگ‌های آتشفشانی جوان‌تر از افیولیت‌ها به سن ائوسن - پلیوسن دیده می‌شوند که هم در کمربند افیولیتی نفوذ کرده و هم آن را در بر گرفته‌اند. این سنگ‌های آتشفشانی تا مرز کوه‌های البرز ادامه دارند. طبق نظر این محققین بسته شدن ریفت میان خرد قاره ایران مرکزی و پلیت توران در زمان ائوسن رویداده است و آتشفشانی از نوع کالکو آکالان - آکالان از ذوب بخشی گوشته نتیجه شده و روی زون فرورانشی در سوی شمال شرقی به صورت یک گوه برجای مانده است. حرکت فشارشی با جهت شمال - شمال شرق باعث بسته شدن ریفت بین خرد قاره ایران مرکزی - شرقی و توران شده است و در نتیجه باعث تصادم جزیره قوسی با حاشیه توران در ائوسن شده است. در طی این تصادم پوسته اقیانوسی فرورونده متحمل شیرینگ (sheering) شده و ولکانیسم آندزیتی ایجاد کرده است.

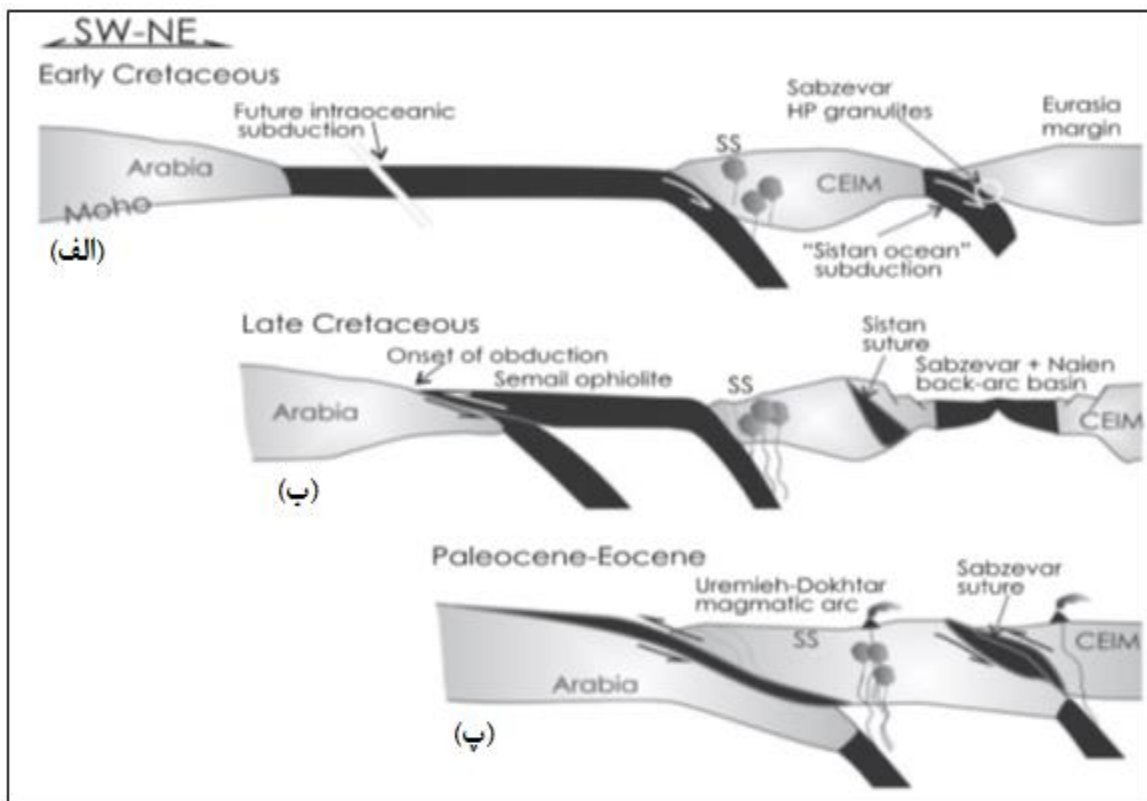
طبق نظر رزتی و همکاران^۴ (۲۰۱۰)، در زمان کرتاسه فوقانی حوضه پشت کمان (Back-arc) سبزواری - ناین تشکیل می‌شود. در زمان پالئوسن - ائوسن این حوضه پشت کمان فرورانش کرده و بسته می‌شود. فعالیت آتشفشانی ناشی از این فرورانش، ایجاد کمان ماگمایی کرده است که از شمال سبزواری تا جنوب البرز شرقی را در بر می‌گیرد (شکل ۵-۱۳). به نظر می‌رسد گدازه‌های ایجاد شده در منطقه مورد مطالعه وابسته به این کمان است.

^۱ Spies

^۲ Lensch

^۳ Mihm

^۴ Rosseti and et al



شکل ۵-۱۵- (الف و ب) ایجاد حوضه‌های اقیانوسی سیستان و سبزوار - نایین در طول فرورانش نئوتتیس (کرتاسه پیشین تا کرتاسه پسین). (پ) فرورانش حوضه پشت کمان سبزوار و ایجاد کمان ماگمایی (پالئوسن - ائوسن). (رزتی و همکاران، ۲۰۱۰).

۵-۴- خلاصه مطالب

- با توجه به نمودار K_2O/SiO_2 و مقادیر K_2O ، مشخص می‌شود که در منطقه مورد مطالعه ماگمای آلکالن غنی از پتاسیم وجود دارد.
- بیشترین حجم سنگ‌های آذرین منطقه مربوط به سنگ‌های آلکالن است که ترکیب تراکیتی دارند.
- مقدار تیتان در سنگ‌های حدواسط منطقه پایین می‌باشد.
- مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که تبلور سنگ‌های آتشفشانی منطقه بیشتر در سطح و یا نزدیک سطح زمین صورت گرفته است.
- آمفیبول که تبلور آن معرف بخار آب نسبتاً زیاد است در سنگ‌های آندزیتی و تراکی‌آندزیتی دیده می‌شود.
- ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه در یک محیط تکتونیکی کششی بدنبال حرکات فشارشی تشکیل شده است.
- وجود فنوکریست‌های فراوان پلاژیوکلاز مخصوصاً در دامنه‌های شرقی زرین کمر می‌تواند حاکی از توقف ماگمای اولیه منشأ گرفته از گوشته فوقانی در بین مخزن یا مخازن بین راه باشد.
- با توجه به نمودارهای تکتونوماگمایی، جایگاه تکتونیکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بیشتر محدوده کمان می‌باشد.

فصل ششم

کانه‌زایی و دگرسانی

۶-۱- مقدمه

از آنجا که فرآیند دگرسانی توسط سیالات کانه‌ساز عامل مهمی در تغییر ترکیب شیمیایی مواد اولیه تشکیل دهنده سنگ‌ها می‌باشد، لذا شناسایی پهنه‌های دگرسانی می‌تواند به شناسایی مناطق کانی-سازی منجر شود. عبور محلول‌های گرمابی از سنگ‌های پوسته سبب رخداد دگرسانی در آنها می‌گردد. این دگرسانی بصورت گسترش مجموعه‌ای از کانی‌ها مشخص می‌شود که با کانی‌های اولیه تشکیل دهنده سنگ‌ها متفاوت بوده و خود منعکس کننده ترکیب سنگ‌ها و خصوصیات و مقدار سیالاتی است که در این سیستم حرکت می‌کنند. مناطق دگرسانی، مجاری عبور سیالات گرمابی را در سنگ‌های پوسته نشان می‌دهند و راهنماهای مفیدی برای اکتشاف انواع کانسارها می‌باشند. ماهیت دگرسانی گرمابی، معرف ویژگی‌های سیالات مرتبط با تشکیل کانسنگ‌هاست و عموماً ارتباط نزدیکی بین واکنش‌های شیمیایی درگیر با رخداد دگرسانی با واکنش‌های مسئول ته‌نشست فلزات وجود دارد (راب^۱، ۲۰۰۵). سنگ‌های منطقه مورد مطالعه اغلب تراکیتی بوده و پتاسیم بالایی دارند. از لحاظ اقتصادی، امروزه ثابت شده است سنگ‌های آذرین پتاسیم‌دار، ارتباط نزدیکی با کانسارهای فلزات پایه و طلا دارند (موتشر و مونی^۲، ۱۹۹۳). از جمله مهمترین تیپ کانسارهای طلا، کانسارهای نوع اپی‌ترمال می‌باشد مانند کانسار طلای می‌زیما و طلای پورگرا در گینه نو (لوئیس^۳ و ویلسون، ۱۹۹۰ و ریچارد^۴ و کمچ، ۱۹۹۳). که در ادامه چگونگی تشکیل آنها ارائه می‌گردد.

۶-۲- چگونگی تشکیل کانسارهای طلای اپی‌ترمال

^۱ Robb

^۲ Mutschler and Mooney

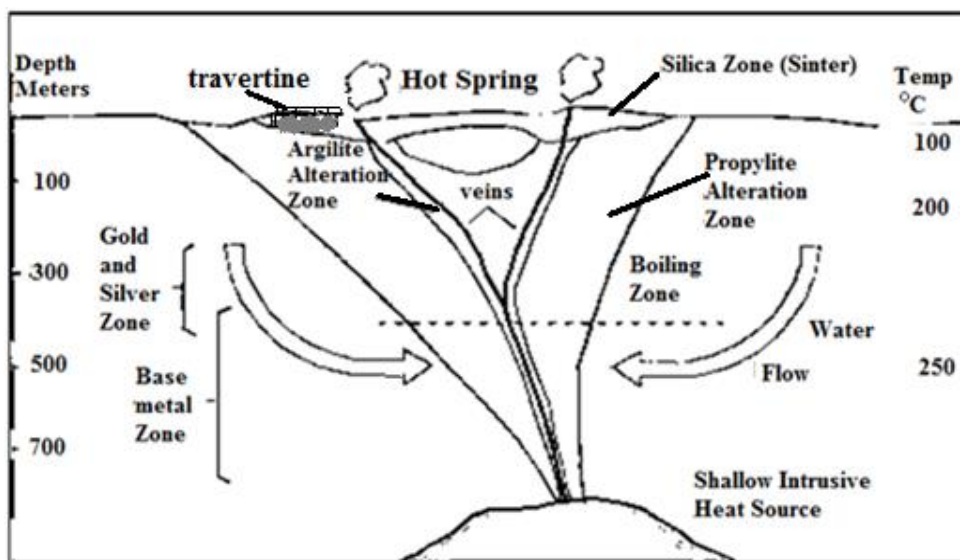
^۳ Lewis RW and Wilson GI

^۴ Richards and Kemech

کانسارهای اپی‌ترمال مربوط به بخش‌های کم عمق سیستم‌های هیدروترمالی مرتبط با ماگماتیسم نوع I می‌باشند و عموماً با ولکانیسم Subaerial همراهاند (تشکیل در دما و فشار پایین). آب‌های سطحی از طریق گسل‌ها و شکستگی‌های واقع در مناطق آتشفشانی به طرف پایین جریان می‌یابند و تحت تأثیر حرارت آزاد شده از سنگ‌های منطقه تشکیل چرخهٔ آب‌گرم را خواهند داد. این کانسارها در قسمت‌های فوقانی آتشفشان‌های کمان‌های اصلی دیده می‌شوند. ترکیب شیمیایی آب‌گرم ارتباط مستقیم با ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ‌های منطقه، میزان تخلخل، شکستگی و درجه حرارت محلول خواهند داشت. طلا در محلول‌های گرمابی در حرارت پایین بیشتر به صورت کمپلکس‌های بی‌سولفید حمل می‌شوند و کمپلکس‌های کلر نقش مهمی در انتقال طلا ندارند. بر این اساس می‌توان گفت که سنگ‌های آتشفشانی که در محیط آب دریا سرد شده‌اند، بدلیل بالا بودن املاح آب، محیط مناسبی برای تشکیل ذخیرهٔ طلا نخواهند بود (هنلی^۱، ۱۹۹۱). آرسنیک، جیوه و آنتیموان در محلول‌های اپی‌ترمال بیشتر به صورت کمپلکس‌های بی‌سولفید حمل شده، اما نقره، سرب و روی اکثراً به صورت کمپلکس‌های کلر در محلول حل می‌شوند. ضمن بالا آمدن محلول بدلیل کاهش فشار ایستابی، به تدریج گازهای HCl، CO₂، H₂S شروع به ظاهر شدن در محلول می‌کنند. عمقی که گازها شروع به ظاهر شدن می‌کنند تابع غلظت گازها و مقدار املاح محلول است. ظهور گازهای H₂S و CO₂ موجب افزایش PH محلول و در نتیجه باعث ناپایداری کمپلکس‌های کلر گردیده و سرب، روی و نقره به صورت سولفید برجای گذاشته خواهند شد. کانسارهای اپی‌ترمال از روی نوع کانی‌ها و نوع دگرسانی در سنگ‌های دیواره تشخیص داده می‌شوند. بافت کانی‌ها در اپی‌ترمال از نوع پرکنندهٔ فضاهای خالی (شانه‌ای و لایه‌ای متقارن) و در سنگ‌های کربناته و توف‌ها به صورت جانیشینی است و شکل کانسار اپی‌ترمال بیشتر به صورت رگه‌ای، رگچه‌ای و ذرات افشان می‌باشد. در این کانی‌سازی دگرسانی‌های آرژیلیک، آلونیتی، سرسیتیک، ژاسپروئید و پروپیلیتیک مشاهده می‌شود. تحقیقات روی چشمه‌های آب گرم فعال زلاندنو توسط کروپ (۱۹۸۷) و نقاط دیگر دنیا توسط هنلی (۱۹۸۶)، نشان می‌دهد که شباهت نزدیکی بین زون‌های ژئوشیمیایی و آلتراسیون ذخایر طلای اپی‌ترمال و چشمه‌های آب‌گرم وجود دارد. چشمه‌های آب‌گرم را بر اساس

¹ Henly

تکتونیک صفحه‌ای می‌تواند به چشمه‌های آب گرم کمر بند تکتونیکی مخرب، چشمه‌های آب گرم رژیم تکتونیکی سازنده و چشمه‌های آب گرم گسل‌های عمیق تقسیم کرد. چشمه‌های نوع اول و دوم حرارت خود را از ماگما می‌گیرند در صورتی که نوع سوم به دلیل نفوذ به اعماق زیاد گرم می‌شوند. مطالعه ترکیب شیمیایی سیالات درگیر، بررسی موقعیت تکتونیکی و پترولوژی سنگ‌های میزبان ذخایر طلائی اپی‌ترمال، ارتباط نزدیک آنها را با چشمه‌های آب گرم کمر بند تکتونیکی مخرب تأیید می‌کند. چشمه‌های آب گرم باعث تشکیل تراورتن نیز می‌شوند که یکی از شواهد کانسار اپی‌ترمال می‌باشد.



شکل ۱-۶- تصویری شماتیک از نحوه تشکیل طلا و نقره در کانسارهای اپی‌ترمال، با تغییرات از همیلتون^۱، ۲۰۰۶. (به پهنه‌های دگرسانی و رخداد رسوبات تراورتن توجه شود.)

پیریت و آرسنوپیریت قبلاً به عنوان کانی‌های با درجه حرارت بالا تلقی می‌شدند اما امروزه پیریت هم بصورت فرم هگزائگونال مربوط به حرارت بالا و هم به فرم مونوکلینیک مربوط به حرارت پایین یافت می‌شوند. در محل‌های جدایی فاز بدلیل بالا رفتن PH، زون آلتراسیون می‌تواند از نوع پتاسیک باشد. کانی مهم زون پتاسیک در ذخایر اپی‌ترمال، آدولاریا است. بتدریج که عمق کاهش می‌یابد، محلول شروع به جوشیدن می‌نماید (شکل ۱-۶). تغییراتی که در زون جوشش رخ می‌دهند عبارتند از: کاهش گازهای فوقانی و سرانجام افزایش شرایط اکسیدان محلول. شرایط اساسی در ناپایداری کمپلکس‌های بی‌سولفید

^۱ Hamilton

طلا را می توان کاهش سریع H₂S محلول، کاهش حرارت و اکسیداسیون نام برد.

۶-۲-۱- انواع کانسارهای طلای اپی ترمال

سیلیتو (۱۹۹۳)، کانسارهای اپی ترمال را بر اساس نوع دگرسانی و کانی شناسی به ۲ گروه تقسیم نمود:

الف- کانسارهای طلای اپی ترمال نوع سولفیداسیون بالا (High Sulphide) یا اسید - سولفات

ب- کانسارهای طلای اپی ترمال نوع سولفید پایین Low- Sulphide (آدولاریا - سرسیت)

در جدول (۶-۱) کانسارهای طلای اپی ترمال نوع سولفیداسیون بالا و نوع سولفید پایین با یکدیگر مقایسه شده اند (سیلیتو، ۱۹۹۳).

جدول ۶-۱- مقایسه کانسارهای طلای اپی ترمال نوع سولفیداسیون بالا و سولفیداسیون پایین از سیلیتو (۱۹۹۳).

سولفیداسیون پایین (LS) یا آدولاریا- سرسیت	سولفیداسیون بالا (HS) یا اسید سولفات	
نوع غنی از گوگرد در جزایر قوسی وحاشیههای قارهای و نوع فقیر از گوگرد در شرایط کشش واقع در قوسها و نیز در شرایط بعد از کوهزایی	جزایر قوسی و حاشیههای قارهای	موقعیت تکتونیکی
آندزیت، ریوداسیت، ریولیت	عمدتاً آندزیت - ریوداسیت	سنگهای آتشفشانی همراه
دارای گسترش کم و غیر واضح	دارای گسترش عرضی (معمولاً چند کیلومتر مربع) و واضح	مناطق دگرسانی
سرسیت یا ایلیت + آدولاریا، رزکولیت در کانسارهایی که همراه با سنگهای قلیایی هستند و در چند مورد کلریت	آلونیت متبلور بر روی سطح و پیروفیلیت در اعماق	کانیهای دگرسانی کلیدی
کلسدونی و یا کوارتز با بافت قشرگونه، کلوفر، تیغهای، کوکاد و شکافپیرکن	دانه ریز و توده‌های، عمدتاً دارای منشأ جانیشینی	کوارتز
موجود است و معمولاً منگنزدار میباشد	موجود نیست	کربنات
باریت و یا فلوریت بطور موضعی حضور دارند و باریت در بالای توده معدنی یافت میشود	باریت دارای گستردگی فراوان و با ماده معدنی توأم است، گوگرد بصورت شکافه- پراکن حضور دارد	سایر باطلهها
۱ تا ۲۰ درصد حجمی، لیکن معمولاً کمتر از ۵ درصد حجمی، عمدتاً پیریت	۱۰ تا ۹۰ درصد حجمی، عمدتاً دانه ریز و بعضاً بصورت پیریت لایهای	مقادیر کانیهای سولفیدی
اسفالریت، گالن و تتراهدريت معمول است. مس عمدتاً بصورت کالکوپیریت حضور دارد	سولفوسالتهای مس (انارژیت، لوزونیت) و سولفیدهای مس + مس - آهن (کالکوسیت، کوولیت، بورنیت) معمول میباشد و بعد از پیریت تشکیل میشوند	کانیهای سولفیدی کلیدی
(Cu, Pb, Zn) Ag, (Au) مقادیر Ag. در این کانسارها بالاست (منطقه زینکمر)	(Pb, Ag) As, Au, Cu	فلزات موجود
(Hg, Se, Te) As, Sb	۱۰۸ (Hg) Te, Zn, Sn, Mo, Sb, Bi	فلزاتی که بطور موضعی حضور دارند

جدول ۶-۲- مقایسه کانسارهای طلای اپی ترمال نوع سولفیداسیون پایین با منطقه زرین کمر و سیاه کوه

منطقه زرین کمر و سیاه کوه	سولفیداسیون پایین (LS) یا آدولاریا- سریسیت	
فوس آتشفشانی	نوع غنی از گوگرد در جزایر فوسی و حاشیه‌های فادهای و نوع فقیر از گوگرد در شرایط کنش واقع در فوس‌ها و نیز در شرایط بعد از کوهزایی	موقعیت تکتونیکی
سنگ‌های ولکانیکی حنواسط و تراکیتی و توف‌های اسیدی	آنزیت، ریوداسیت، ریولیت	سنگ‌های آتشفشانی همراه
دارای گسترش کم و غیر واضح	دارای گسترش کم و غیر واضح	مناطق دگرسانی
سریسیت یا ایلیت + آدولاریا، در کانسارهایی که همراه با سنگ‌های قلیایی هستند و در چند مورد کلریت	سریسیت یا ایلیت + آدولاریا، رزکولیت در کانسارهایی که همراه با سنگ‌های قلیایی هستند و در چند مورد کلریت	کانی‌های دگرسانی کلیدی
کلسدونی و یا کوارتز با بافت قشرگونه، کولفرم، تیغه‌ای، کوکاد و شکافه-پرکن	کلسدونی و یا کوارتز با بافت قشرگونه، کولفرم، تیغه‌ای، کوکاد و شکافه-پرکن	کوارتز
موجود است و معمولاً منگنزدار می‌باشد	موجود است و معمولاً منگنزدار می‌باشد	کربنات
	باریت و یا فلوریت بطور موضعی حضور دارند و باریت در بالای توده معدنی یافت می‌شود	سایر باطله‌ها
1 تا 20 درصد حجمی، لیکن معمولاً کمتر از 5 درصد حجمی، عمدتاً پیریت	عمدتاً 1 تا 20 درصد حجمی، لیکن معمولاً کمتر از 5 درصد حجمی، عمدتاً پیریت	مقادیر کانی‌های سولفیدی
	اسفالریت، گالن و تتراهدريت معمول است. مس عمدتاً بصورت کالکوپیریت حضور دارد	کانی‌های سولفیدی کلیدی
(Cu, Pb, Zn) Ag, (Au)	(Cu, Pb, Zn) Ag, (Au)	فلزات موجود
مقادیر Ag، در این کانسارها بالاست (منطقه زرین کمر)	مقادیر Ag، در این کانسارها بالاست (منطقه زرین کمر)	فلزاتی که بطور موضعی حضور دارند
(Hg, Se, Te) As, Sb	(Hg, Se, Te) As, Sb	نسبت گوگرد به فلز در کانی‌های سولفیدی
پایین	پایین	ماهیت سیالات کانسار ساز
خنثی، فقیر از گوگرد و احیایی	خنثی، فقیر از گوگرد و احیایی	منشأ سیالات کانسار ساز
عمدتاً حاوی آب‌های جوی	عمدتاً حاوی آب‌های جوی	همراهی با کانسارهای پورفیری
	کانسارهای طلا در اطراف کانسارهای مس پورفیری واقع در فیلیپین	

۶-۳- شواهد دگرسانی و کانه‌زایی

در شمال شرقی منطقه سیاه کوه، از مسیر روستای کلاته‌خیج، در نزدیکی سنگ‌های آتشفشانی، دو نوع توده تراورتنی دیده می‌شود که در یکی آثار فسیل گیاهی وجود دارد و دیگری ترکیب سیلیسی- کربناتی دارد و اکسیدهای آهن در آنها فراوان است. همچنین آثار شستشوی اکسیدهای آهن در جویبار قنات

بخوبی نمایان است (شکل ۶-۲- الف - ج). در نزدیکی توده‌های تراورتنی، آثار حفاری و سرباره معدنی مشاهده می‌شود که با توجه به گفته اهالی روستای کلاته‌خیج، این معدن جهت اکتشاف کانسار مس صورت گرفته است. ولی مطالعه سرباره‌های معدنی نشان می‌دهد که آن‌ها بیشتر از جنس هماتیت و تا حدودی مگنتیت می‌باشند. همچنین اکسیدهای آهن اغلب بصورت اَلِیژِیست (Fe_2O_3)، در لایه‌های سنگی منطقه دیده می‌شود. اَلِیژِیست، همان هماتیت ورقه‌ای شکل است (شکل ۶-۲- ح).



شکل ۶-۲- الف) نمایی از منطقه سیاه کوه؛ توده‌های سنگ‌های آتشفشانی، مارن، تراورتن و کنگلومرا (دید به سمت جنوب). (ب) قنات جاری در منطقه و رسوبات اکسیدهای آهن (هماتیت) در آن. (پ) و (ت) نمایی از دو توده تراورتنی. (ث) آثار فسیل گیاهی تراورتن. (ج) و (چ) تراورتن سلیسی-آهکی حاوی اکسیدهای آهن. (ح) رگه‌آلیزیست، در میان سنگ‌های تراکی‌اندزیتی.

۶-۳-۱- انواع دگرسانی و کانه‌زایی

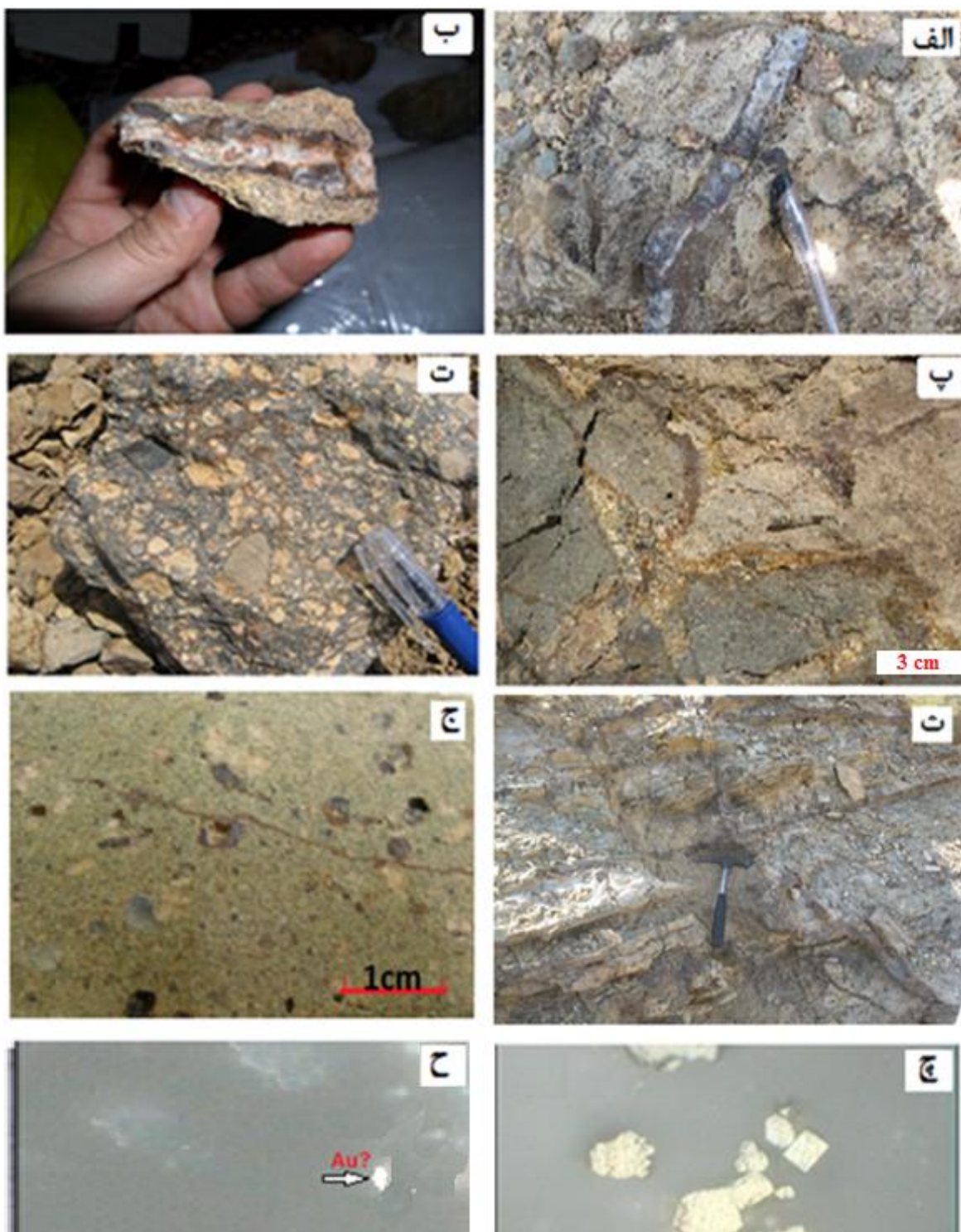
با توجه به مطالعات صحرایی و میکروسکوپی، دگرسانی‌های اصلی در منطقه مورد مطالعه شامل دگرسانی آرژیلیک، سریسیتی، کلریتی و سیلیسی می‌باشد. دگرسانی آرژیلیک با حضور کانی‌های رسی مشخص می‌شود. چنانچه مقادیر محدودی پتاسیم، کلسیم و منیزیم در سنگ باقی بماند صرف تشکیل مونت موریلونیت، ایلیت، هیدرومیکا و کلریت می‌شود. این کانی‌ها همراه با کائولینیت یا بدون کائولینیت به دگرسانی رسی حدواسط موسوم است (گیلبرت و پارک^۱، ۱۹۹۶). این نوع دگرسانی به رنگ‌های سفید، آجری تا قهوه‌ای روشن در اطراف درز و شکستگی‌های واحدهای آتشفشانی - آذرآواری ائوسن نمود بیشتری دارد و بعلت فراوانی کانی‌های رسی، خاصیت چسبندگی دارد. در مشاهده میکروسکوپی کانی سرسیت و آدولاریا جانشین فلدسپات آلکالن شده است. فلدسپات‌ها بطور عمده به کانی‌های رسی تبدیل می‌شوند (شکل ۶-۳- الف- ث). دگرسانی کلریتی به رنگ سبز در سنگ‌های حدواسط و اسیدی دیده می‌شود و معرف جاننشیتی کلریت بجای هورنبلند و پلاژیوکلاز می‌باشد. همانطور که در شکل دیده می‌شود در پهنه‌بندی دگرسانی، دگرسانی کلریتی در مرکز و دگرسانی آرژیلیک در اطراف آن قرار دارد (شکل ۶-۳- ب و ت). رگه‌های سیلیسی متعدد نفوذی در سنگ‌های منطقه دلیلی بر گسترش دگرسانی سیلیسی است (شکل ۶-۳- خ و د). سیلیسی شدن، یعنی اضافه شدن یا تولید سیلیس بصورت کوارتز و یا چندشکلی‌های آن نظیر کلسدونی، آپال و جسپار. وجود ساختار دروزه‌ای رگه‌های سیلیسی و سیلیسی - کربناتی و ساخت شانه‌ای در سنگ‌های آذرین از علائم وجود کانسار طلای اپی‌ترمال می‌باشد (شکل ۶-۶).

^۱ Guilbert and Park

۴- الف و ب). دگرسانی‌ها و ایجاد برش‌های هیدروترمالی (شکل ۴-۶- پ و ث) و تشکیل تراورتن و همچنین حضور پیریت در آنها، احتمال کانه‌زایی طلا را بالا می‌برد که برای این منظور، از نمونه‌های مورد نظر مقاطع نازک و نازک صیقلی تهیه شد همچنین برای دقیق‌تر دیدن پیریت یا طلا از روغن مخصوص میکروسکوپ یا ایل (Oil)، استفاده گردید در این مشاهده دو نوع پیریت شکل‌دار و بی‌شکل (کلوفرمی) تشخیص داده شد (شکل ۴-۶- ث). در یکی از نمونه‌ها درخشندگی بیشتری نسبت به پیریت نشان می‌دهد و احتمالاً نمونه طلا‌دار می‌باشد (شکل ۴-۶- ج).



شکل ۳-۶- دگرسانی و کانه‌زایی، (الف) و (ب) مسیر محلول گرمایی در سنگ‌های آتشفشانی منطقه و ایجاد دگرسانی کلریتی در مرکز و آرژیلی در اطراف آنها. (پ) توف آرژیلی شده. (پ) و (ت) دگرسانی کلریتی، رسی و سیلیسی. (ث) درشت بلورهای فلدسپات آلکالن کاملاً دگرسان شده در توف آرژیلی شده (XPL). (ج) دگرسانی کلریتی و آدولاریا در یک سنگ تراکیتی (XPL). (چ) کانی فلدسپات کاملاً سریسیتی شده (XPL). (ح) کانی پلاژیوکلاز دگرسان شده. (خ) رگه‌های سیلیسی در سنگ تراکیتی. (د) سیلیس میکروکریستالین حفره‌دار، در گدازه‌های تراکی‌اندزیتی (XPL).



شکل ۶-۴- الف) رخنمون رگه‌های سیلیسی و سیلیسی کربناتی حاوی اکسیدهای آهن در یک سنگ تراکی‌اندزیتی. (ب) ساختار دروزه‌ای رگه‌های سیلیسی با بافت شانه‌ای در اکثر نقاط منطقه مورد مطالعه. (پ) ایجاد برش هیدروترمالی و دگرسانی ناشی از محلول گرمابی. (ت) نمونه دستی از برش هیدروترمالی که حاوی پیریت می‌باشد. (ث) رگه‌های سیلیسی که همدیگر را قطع کرده‌اند. (ج) نمونه تراشه از سنگ تراکی‌اندزیتی حاوی حفره‌های سیلیسی. (چ) پیریت در برش‌های هیدروترمالی منطقه به اشکال کلوفرمی (بی- شکل) و شکل‌دار (بزرگنمایی ۱۰۰ برابر با استفاده از آیل). (ح) پیریت‌های بی‌شکل و احتمالاً طلا (Au?) در سنگ‌های تراکی‌اندزیتی. (بزرگنمایی ۱۰۰ برابر با استفاده از آیل).

۶-۳-۲- توالی پاراژنتیک کانی‌ها

براساس مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی، می‌توان دو مرحله برای تشکیل و تحول کانی‌ها در طی

کانه‌زایی و بعد از آن ارائه نمود (جدول ۶-۳) که عبارتند از:

۱- کانه‌زایی و دگرسانی؛ شامل ایجاد کانی‌هایی نظیر پیریت، طلا، الیژیست، کلسیت، کوارتز، کلریت، سربیسیت، آدولاریا و کانی‌های رسی.

۲- هوازدگی؛ شامل ایجاد کانی‌هایی نظیر هماتیت، گوتیت، سیدریت، کلسیت و کانی‌های رسی. همانطور که مشاهده می‌شود برخی کانی‌ها مانند هماتیت، کلسیت و کانی‌های رسی هم در اثر دگرسانی و هم در اثر هوازدگی ایجاد می‌شوند.

جدول ۶-۳- توالی پاراژنتیک کانی‌ها

نام کانی	کانه‌زایی و دگرسانی	هوازدگی
پیریت	_____	
طلا (?)	_____	
کوارتز	_____	
کلریت	_____	
سربیسیت	_____	

	_____	آدولاریا
_____	_____	کانی‌های رسی
_____	_____	کلسیت
_____	_____	هماتیت
_____		گوتیت
_____		سیدریت

۶-۴- روش‌های مطالعه ژئوشیمی کانه‌زایی

روش‌های ژئوشیمی بکاربرده شده برای تشخیص کانه‌زایی در منطقه مورد مطالعه عبارتند از:

۱- میکروسکوپ الکترونی روبشی (EDX)

۲- آنالیز فایراسی (Fire Assay)

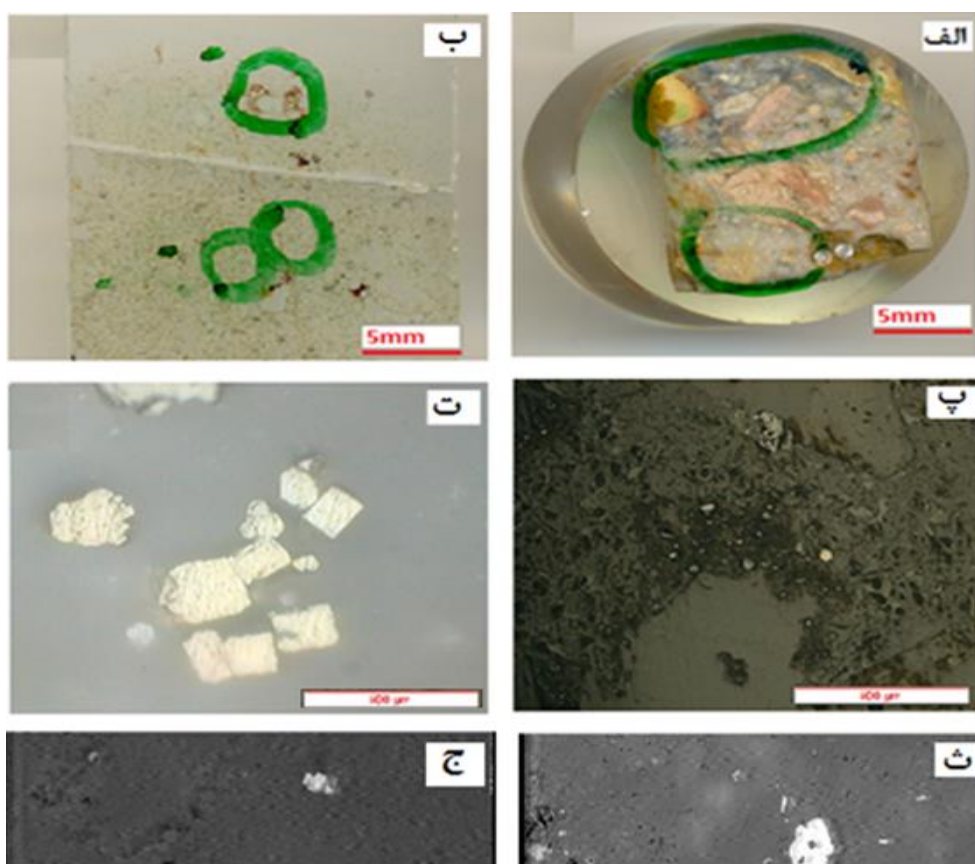
۳- آنالیز چندعنصری (Multi Element)

۶-۴-۱- میکروسکوپ الکترونی و سیستم آنالیز (EDX)

در میکروسکوپ الکترونی بجای نور از شعاع الکترونی استفاده می‌شود. چون طول موج الکترون بسیار کوتاه است می‌توان در میکروسکوپ‌های الکترونی بزرگنمایی تصاویر را بسیار بالا برد (تا حد یک میلیون برابر در بعضی از میکروسکوپ‌های الکترونی و یا بیشتر). اما استفاده از اشعه الکترونی محدودیت‌های خاصی نیز ایجاد می‌کند؛ از جمله اینکه شعاع الکترون تک طول موج می‌باشد و تصاویر حاصله سیاه و سفید هستند (رنگی نیستند)، اما در سیستم‌های مدرن که مجهز به نرم افزار (image analysis)، هستند می‌توان با ایجاد رنگ‌های مصنوعی (Pseudo-color)، تصاویر نسبتاً رنگی بدست آورد، دومین محدودیت اینست که الکترون بر خلاف نور نمی‌تواند به آسانی در هوا حرکت کند، در نتیجه باید در مسیر حرکت الکترون و محفظه نمونه خلأ بسیار قوی ایجاد کرد. با استفاده از پمپ (rotary) و پمپ (diffusion)، خلأ

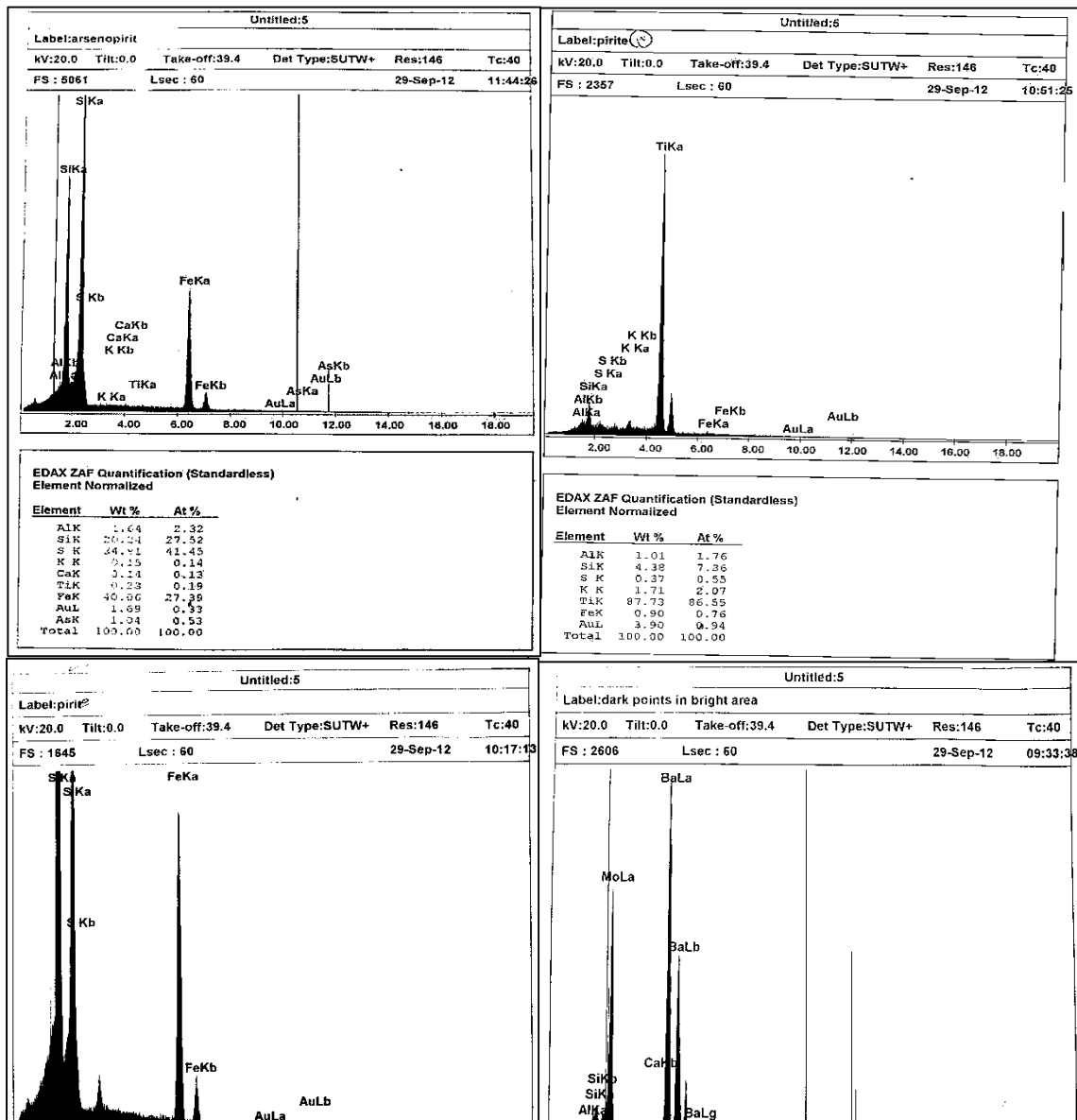
مورد نیاز ایجاد می‌شود. سیستم (edx)، اگرچه نمی‌تواند مانند (XRD)، فازها را تشخیص دهد و ترکیب شیمیائی آنها را معین کند، ولی عمدتاً آنالیز عنصری یعنی درصد وزنی و اتمی عناصر موجود را محاسبه می‌کند اما اگر برای آن تعریف شود که آنالیز اکسیدی انجام دهد، سیستم همه عناصر را اکسید فرض می‌کند و اطلاعات مربوط به ظرفیت، عدد و جرم اتمی عناصر در نرم افزار موجود می‌باشد و نتایج حاصله بصورت درصد اتمی و وزنی اکسیدها داده خواهد شد. در جدول درصد عناصر در ستون (Element)، و یا روی پیک‌ها حروف Ka و Kb در طرف راست عناصر نوشته می‌شوند، بصورت مثلاً Feka و یا Fekb. کلمات Ka و Kb یعنی K_{α} و K_{β} دلالت دارند به پیک‌های مختلف اشعه X که مثلاً عنصر آهن از لایه‌های الکترونی بیرونی خود متصاعد می‌کند. بعضی از عناصر دارای چندین پیک می‌باشند.

در این راستا از نمونه‌های برش هیدروترمالی (۱ عدد) و سنگ تراکی‌اندزیتی (۲ عدد) که حاوی پیریت بودند، آنالیز (EDX) در دانشگاه تربیت مدرس تهران انجام گرفت. به همین منظور ابتدا از نمونه‌های مورد مطالعه مقاطع صیقلی و نازک‌صیقلی تهیه گردید (شکل ۶-۵-الف و ب). سپس با استفاده از میکروسکوپ نوری و مشاهده پیریت و موارد مشکوک به حضور طلا در این نمونه‌ها (شکل ۶-۵-پ و ت)، بر آن شدیم جهت آنالیز دقیق‌تر، از میکروسکوپ الکترونی (SEM)، برای کاوش طلا و عناصر دیگر استفاده کنیم (شکل ۶-۵-ث و ج). ولی متأسفانه حضور طلا در این نمونه‌ها یافت نشد.



شکل ۵-۶ الف) عکس از مقطع صیقلی نمونه دستی برش هیدروترمالی. (ب) عکس از مقطع نازک - صیقلی از سنگ تراکی آندزیت. (پ) وجود پیریت در مقطع نازک - صیقلی سنگ تراکی آندزیت در زیر میکروسکوپ. (ت) پیریت در برش‌های هیدروترمالی منطقه (بزرگنمایی ۰۰ برابر با استفاده از آیل). (ث) و (ج) تصویر میکروسکوپ الکترونی (edx) از پیریت‌های موجود در نمونه‌ها، (بزرگنمایی، ۲۰۰۰X).

همان‌طور که در (شکل ۶-۶) مشاهده می‌شود عناصر Fe, Mo, Ti, Ba, Al و K مقادیر قابل توجهی دارند، ولی پیک Au، معرف عدم آشکارسازی آن است.



شکل ۶-۶- پیک‌های مختلف اشعه X از عناصر Au, Fe, Ba, Ti, Mo, ... با استفاده از روش میکروسکوپ الکترونی روبشی (edx) همچنین در پایین هر نمودار درصد وزنی عناصر مختلف بصورت عددی نوشته شده است. خط مستقیم عمود در منطقه AuLa و AuLb، معرف حدآشکارسازی آن است، ولی در این گراف‌ها عدم آشکارسازی را نشان می‌دهد.

۶-۴-۲- آنالیز فایراسی (Fire Assay)

از نمونه سنگ‌های برش هیدروترمالی (۲ عدد) و تراورتنی (۱ عدد)، به منظور آشکارسازی طلا و یا شواهد عنصری، آنالیزهای فایراسی (Fire Assay) و چند عنصری (Multy Elelement) توسط شرکت زرآزما واقع در تهران انجام گرفت (آنالیزهای ارسالی پیوست می‌باشد).

روش فایراسی در اصل روش تجزیه طلا با بازیابی کامل است (Total Recovery). در این روش تجزیه، ۳۰ گرم از نمونه تا دمای ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد ذوب می‌شود. در این حالت طلا و فلزات گرانبها مشتمل بر پلاتین و پالادیم از سرباره جدا و جذب ملغمه سرب می‌گردد. سرب در مرحله کوپلاسیون حذف و فلزات گرانبها در ملغمه نقره‌ای جدا می‌شود. در پایان، ملغمه نقره‌ای با استفاده از روش آکوارجیا محلول سازی شده و با استفاده از ICP یا AAS، اندازه‌گیری (خوانش) می‌گردد. این روش تجزیه، کماکان بهترین روش آنالیز کمی طلا در جهان بحساب می‌آید. ذکر این نکته ضروری است که برخی فلزات پایه با عیار متوسط تا بالا همانند کرومیت، سولفیدهای فلزی، سلنیدها و تلوریدها ممکن است در این روش مزاحمت ایجاد کنند و بازیابی طلا را کاهش دهند. در صورت اطلاع آزمایشگاه از وجود کانی‌های فوق در نمونه، می‌توان با تغییر اجزای تشکیل دهنده کمک ذوب و افزایش نسبت فلاکس به نمونه درصد بازیابی را افزایش داد. در بیشتر مواقع کاهش وزن نمونه می‌تواند باعث آزاد سازی درصد بیشتری از فلزات پایه،

بویژه در موارد مذکور گردد. بکارگیری کمک ذوب و مواد اولیه با کیفیت بالا (محصول کشور استرالیا) در شرکت زرآزما، باعث افزایش بازیابی و کیفیت نتایج طلا شده است. اندازه‌گیری عیار فلزات گرانبها بسته به میزان غلظت آن در نمونه توسط دستگاه ICP-OES و یا AAS انجام می‌شود. نتیجه آنالیز طلا به روش فایراسی با حد آشکارسازی (5ppb)، متأسفانه عدم آشکارسازی یا منفی می‌باشد.

۶-۴-۳- آنالیز چند عنصری (Multi Element)

آنالیز مولتی‌المنت بیشتر در مطالعات ژئوشیمی و پروژه‌های اکتشافی کاربرد دارد و عناصری که غلظت آنها بیشتر از ۱٪ باشد را نمی‌توان بطور کامل آنالیز نمود. در این روش، انحلال نمونه با استفاده از ۲ یا ۴ اسید مشتمل بر اسیدهای HF، HNO₃، HCl و HClO₄ صورت گرفته و در نهایت اندازه‌گیری مقادیر فلزات پایه و عناصر کمیاب با استفاده از ICP انجام می‌شود. این روش از آن جهت مقرون به صرفه است که طیف وسیعی از عناصر را با دقت مناسب اندازه‌گیری می‌کند.

نتیجه آنالیز مولتی‌المنت در نمونه‌های مورد مطالعه، متأسفانه عدم آشکارسازی یا منفی می‌باشد. شایان ذکر است اخیانی (۱۳۹۲)، از بخش شمال شرقی منطقه زرین‌کمر، از گدازه‌های تراکی‌آندزیتی دگرسان شده تعداد (۸ عدد) نمونه‌برداری کرده است. در نتایج آنالیز مولتی‌المنت برخی از این نمونه‌ها مقدار نقره (Ag)، در محدوده 2.9 - 3.4 ppm می‌باشد (جدول آنالیز پیوست شده است).

۶-۵- مدل کانه‌زایی و مقایسه آن با کانسارهای مشابه در ایران

با توجه به موقعیت ساختاری منطقه مورد مطالعه، می‌توان آن را با مناطق مختلف دیگر ایران که کانه‌زایی طلای نوع اپی‌ترمال یا نوع آهن-مس-طلا دار یا IOCG* دارند مقایسه نمود (جدول ۶-۴).

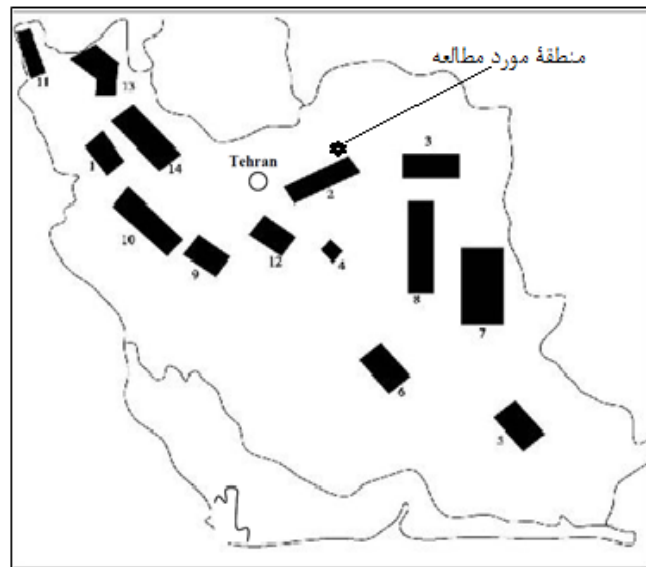
نظر به ویژگی‌های کانه‌زایی در منطقه زرین‌کمر و سیاه‌کوه از قبیل: ۱- نوع سنگ میزبان آلکالن (تراکیتی، تراکی آندزیتی و توفیت)، ۳- رگه و رگچه‌های سیلیسی با بافت شانه‌ای ۳- رخداد برش‌های هیدروترمالی (hydrothermal breccias) با زمینه غنی از پیریت ۴- پاراژنز کانی‌ها (آدولاریا، سریسیت، هماتیت، پیریت، کوارتز، کلسیت، کلریت، الیژیست، کانی‌های رسی و احتمالاً طلا؟) ۵- وجود دگرسانی - های (آدولاریا - سریسیت، آرژیلیتی و سیلیسی) و ۶- رخداد کلاک تراورتنی (travertine sinter) در بالای پهنه دگرسانی، به نظر می‌رسد کانه‌زایی از نوع اپی‌ترمال باشد.

*Iron oxide copper gold

جدول ۶-۴- مقایسه برخی از کانسارهای طلای نوع اپی‌ترمال مناطق مختلف شرق ایران با منطقه مورد مطالعه (کوهستانی، ۱۳۹۰).

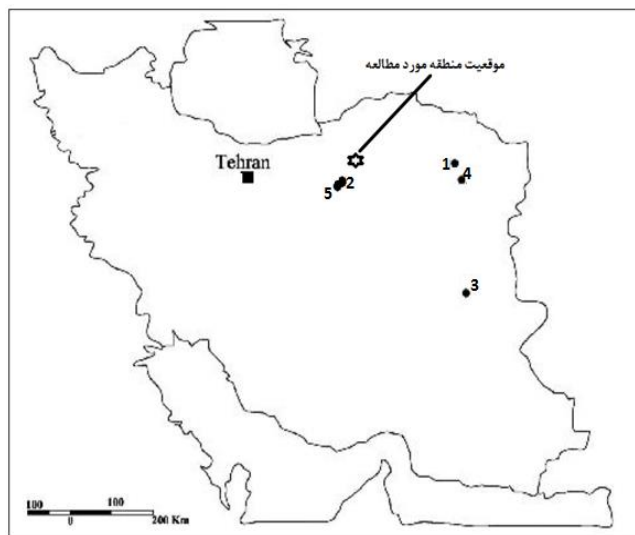
نام کانسار	قلعه زری	ارغش نیشابور	دارستان	کوه زر تربت حیدریه	گندی	زرین کمر و سیاه کوه
موقعیت	۱۱۰ کیلومتری جنوب غربی بیرجند	۴۵ کیلومتری جنوب غربی نیشابور	۱۰۰ کیلومتری جنوب-جنوب غربی دامغان	۳۵ کیلومتری غرب-شمال غربی تربت حیدریه	۱۲۱ کیلومتری جنوب شرق دامغان	۳۶ کیلومتری شمال شرق شاهرود
زون ساختاری	شرق ایران - بلوک لوت	ایران مرکزی	طرود - چاه شیرین	تکنار (ایران مرکزی)	طرود - چاه شیرین	مرز البرز شرقی - ایران مرکزی
سنگ میزبان	توف‌های اسیدی - آندزیتی	آندزیت، تراکی آندزیت، توف ریوداسیت، توده گرانیتوئیدی	توف برشی آندزیتی - داسیتی آندزیتی	سنگ‌های ولکانیکی حدواسط	توف‌های اسیدی	سنگ‌های ولکانیکی حدواسط و تراکیتی و توف‌های اسیدی
سن سنگ میزبان	ائوسن	ترسیر	ائوسن میانی	پالئوژن (ائوسن)	ائوسن	ائوسن میانی
ژئومتری	رگه‌ای	رگه‌ای	رگه‌ای	رگه‌ای و رگچه‌ای	رگه‌ای و مان‌تو مانند	رگه‌ای و رگچه‌ای
پاراژنز	پیریت، کالکوپیریت، آیکینیت، ماتیلدیت، بیسمونیت، بورنیت، کالکوزین، کولین، مس آزاد، کوارتز	طلا، استیبنیت، کالکوپیریت، پیریت، مارکاسیت، رآلگار، کوارتز و کلسیت	طلا، کالکوپیریت، پیریت، هماتیت، کوارتز، سریسیت، مقدار کمی کلریت، کلسیت، آدولاریا، باریت و کانی‌های رسی	اسپیکولاریت، طلا، کوارتز، کالکوپیریت، کالکوسیت، کوولیت، آزوریت، هیدروکسیدهای آهن، کربنات‌ها و کانی‌های رسی	گالن، اسفالریت، پیریت، طلا، کالکوپیریت، نقره، مالکیت، کالکوسیت، کوولیت، آزوریت، هیدروکسیدهای آهن، کربنات‌ها و کانی‌های رسی	هماتیت، پیریت، کوارتز، کلسیت، کلریت، آدولاریا، سریسیت، الیژیست، کانی‌های رسی و احتمالاً طلا؟
دگرسانی	پروپیلیتی، سریسیتی، آرژیلیتی، سیلیسی، تورمالینی و کربناتی	آرژیلیتی، سیلیسی، سریسیتی، پروپیلیتی و آلونیتی	آرژیلیتی، سیلیسی، کلریتی، سریسیتی، پروپیلیتی کائولینیتی	کلریتی، سیلیسی، به مقدار کم آرژیلیتی و پروپیلیتی	آرژیلیتی، سیلیسی، پیریتی	آرژیلیتی، سیلیسی، کلریتی، سریسیتی
تیپ	اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون پایین (IOCG)	اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون پایین	اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون پایین	اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون پایین (IOCG)	اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون پایین	اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون پایین
منابع	دیمه‌ور، (۱۳۷۸) کریم‌پور، (۱۳۷۷)	کیوان فر و عسگری، (۱۳۷۹) مهدوی و گورابجیری، (۱۳۸۱)	تاج‌الدین، (۱۳۷۷)	کریم‌پور و مظلومی، (۱۳۷۷) شهبازیان، (۱۳۷۹)	فرد، (۱۳۸۰)	تحقیق حاضر

البته رخداد الیژیست مشاهده شده در منطقه، از ویژگی‌های کانسارهای IOCG است ولی نظر به رخداد ناچیز آن و گسترش دگرسانی‌های آدولاریا - سریسیت، می‌توان گفت که بیشترین شباهت را با تیپ اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین دارد. همچنین از لحاظ موقعیت ساختاری مناطق مقایسه شده در شرق ایران واقع شده‌اند و ارتباط تکتونیکی نزدیکی دارند. نقشه پهنه‌های ساختاری - متالوژنیکی دارای پتانسیل طلا در ایران توسط اصفهانی‌نژاد و همکاران، (۱۳۷۹) تهیه شده است (شکل ۶-۷).



شکل ۶-۷ - پهنه‌های ساختاری - متالوژنیکی دارای پتانسیل طلا در ایران (اصفهانی‌نژاد و همکاران، ۱۳۷۹). ۱- پهنه تکاب
 ۲- نوار آتشفشانی - نفوذی طرود - چاه‌شیرین ۳- نوار آتشفشانی - نفوذی کاشمر - تربت حیدریه ۴- نوار آتشفشانی - نفوذی کالی - کافی - کوه‌کشی ۵- منطقه جبال‌بارز ۶- پهنه رفسنجان - شهربابک ۷- پهنه ده‌سلم - بیرجند ۸- پهنه فردوس - خوسف ۹- پهنه دگرگونه - پلوتونیک همدان - خمین ۱۱- پهنه ماکو - سلماس ۱۲- پهنه آتشفشانی - نفوذی کوه‌دم - ریزآب مریم ۱۳- پهنه اهر- ارسباران ۱۴- نوار آتشفشانی - نفوذی طارم.

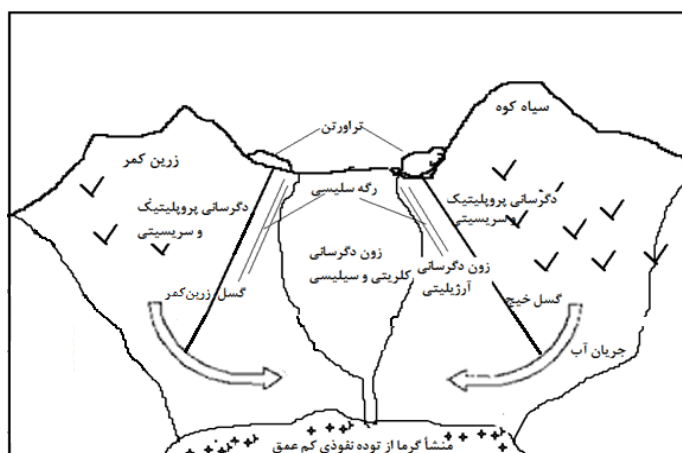
کانسارهای اپی‌ترمال در ایران از گسترش بیشتری نسبت به تیپ کوهزایی برخوردار بوده و در ارتباط با ماگماتیسم ترسیر می‌باشند. این کانسارها بیشتر از نوع سولفیداسیون پایین (یا حدواسط) هستند مثل برخی کانسارها در شمال شرق ایران شامل کانسارهای ارغش نیشابور و کانسارهای طلای دارستان و گندی در دامغان (کیوان‌فر و عسگری، ۱۳۷۹؛ کریمی سعیدآبادی و همکاران، ۱۳۸۹؛ تاج‌الدین، ۱۳۷۷؛ فرد و همکاران، ۲۰۰۶؛ شمعیان و همکاران، ۲۰۰۴). در شکل (۶-۸)، با توجه به جدول (۶-۳)، جایگاه منطقه مورد مطالعه و مناطق دیگر ایران که کانه‌زایی طلای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون پایین دارند نشان داده شده است.



شکل ۶-۸- موقعیت برخی از کانسارها و اندیس‌های مهم طلا در ایران براساس داده‌های جدول (۳-۶)، موقعیت منطقه مورد مطالعه نیز نشان داده شده است (۱- ارغش نیشابور ۲- دارستان ۳- قلعه‌زری ۴- کوه زرتربت حیدریه ۵- گندی). همراه با تغییرات از کوهستانی (۱۳۹۰).

در منطقه مورد مطالعه بافت برشی وجود دارد که در کانسارهای اپی‌ترمال نشانه رخداد جوشش در عمق حدوداً (۲۰۰ - ۵۰) متری یعنی در زیر پهنه‌های با بافت برش هیدروترمالی می‌باشد (رومبگر^{۶۳}، ۱۹۸۸) (شکل ۶-۱). در نتیجه در این کانسارها، کانه‌زایی و ته‌نشست طلای نوع اپی‌ترمال در زیر پهنه برشی رخ داده است و شاید بتوان با کاوش بیشتر آنرا اکتشاف و حتی استخراج کرد.

در یک جمع‌بندی می‌توان مدل کانه‌زایی منطقه زرین‌کمر و سیاه‌کوه را بصورت شماتیک جهت نشان دادن زمین‌شناسی، رخداد کانه‌زایی و دگرسانی و همچنین نقش گسل‌ها (خیج و زرین‌کمر) را در ایجاد رگه‌های سیلیسی و توده تراورتنی ترسیم کرد (شکل ۶-۹).



شکل ۶-۹- شکل شماتیک از مدل کانه‌زایی منطقه مورد مطالعه، به موقعیت گسل‌ها و ایجاد تراورتن و سیلیس در سطح توجه شود.

^{۶۳} Romberger

نتیجه گیری نهایی

- مناطق مورد مطالعه بخشی از یک نوار آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی است که در شمال و شمال شرق شاهرود در نزدیکی بسطام واقع شده است. این مناطق بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی و البرز شرقی می‌باشد.
- رخنمون‌های سنگی مورد مطالعه شامل سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن میانی - فوقانی، سنگ‌های رسوبی الیگوسن - میوسن می‌باشد.
- مناطق مورد مطالعه از نظر سنگ‌شناسی متنوع بوده و دارای ترکیب سنگ‌شناسی تراکی بازالت، تراکی - آندزیت، آندزیت و تراکیت، هستند. از بین سنگ‌های نامبرده تراکیت‌های منطقه زرین کمر دارای بیشترین فراوانی می‌باشند (ترکیب سنگ‌شناسی منطقه زرین کمر شامل تراکی بازالت، تراکی آندزیت، آندزیت و تراکیت و منطقه امیرآباد شامل آندزیت و تراکی آندزیت می‌باشد).
- سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن میانی - فوقانی منطقه مورد مطالعه، شامل تناوب گدازه‌های بازیک - حدواسط و سنگ‌های آذرآواری وابسته به همراه میان لایه‌های رسوبی (توف، توف - شیلی گلوبیژرین دار، برش هیدروترمالی، ماسه سنگ و آهک نومولیت دار) هستند که در یک محیط دریایی کم عمق تا نیمه عمیق تشکیل شده‌اند.
- این سنگ‌ها تنوعی از بافت‌های پورفیری، جریانی و گلمروپورفیری نشان می‌دهند.
- کانی‌های فلسیک غالب در سنگ‌های منطقه پلاژیوکلاز و فلدسپات‌های آلکالن (سانیدین) هستند. پلاژیوکلازها معمولاً ترکیبی در حد الیگوکلاز - آندزین دارند.
- هورنبلندهای شکل دار و پیروکسن، کانی‌های فرومنیزین غالب در سنگ‌های منطقه هستند. در واقع هورنبلندهای شکل دار لوزی شکل از ویژگی‌های بارز آندزیت‌های منطقه امیرآباد می‌باشند.
- سنگ‌های مورد مطالعه غالباً دگرسان شده‌اند. وجود کانی‌های ثانویه فراوان نظیر سوسوریت، داموریت، اپیدوت، کلریت، کلسیت، سربیسیت در اکثر نمونه‌ها، ناشی از عملکرد دگرسانی است.
- از دیگر ویژگی‌های سنگ‌های مورد مطالعه وجود کوارتز، کلسیت، اکسیدهای آهن (هماتیت، مگنتیت، سیدریت) و... بصورت ثانویه است که توسط محلول‌های هیدروترمال و بعد از تشکیل سنگ وارد آن‌ها شده‌اند.

بررسی نمودارهای هارکر نشان می دهد که:

- در ترکیبات سنگی مورد مطالعه، دامنه تغییرات SiO_2 بین ۴۹ تا ۶۲ درصد در نوسان است.
- با افزایش SiO_2 مقدار اکسیدهای Fe_2O_3 ، MgO ، MnO ، CaO ، TiO_2 و FeO روند کاهشی محسوسی نشان می دهند. در مجموع این شواهد مبین تفریق ماگمایی و تبلور تفریقی گسترده می باشند که این امر با شواهد پتروگرافی نیز تأیید می گردد.

- سنگهای آتشفشانی مورد مطالعه دارای ماهیت آکالن می باشند.

- با توجه به الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی (REE)، عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSE)، سنگهای مورد مطالعه از عناصر خاکی نادر سبک (LREE)، و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) غنی شدگی نشان می دهند که می تواند در اثر تبلور تفریقی یا آرایش پوسته-ای حاصل شده باشد.

- با توجه به نمودارهای تکتونوماگمایی، جایگاه تکتونیکی نمونه های مورد مطالعه بیشتر محدوده کمان آتشفشانی و مرتبط با رژیم های کششی بدنبال حرکات فشارشی می باشد، وجود چنین جایگاهی با توجه به موقعیت زمین شناسی منطقه توجیه پذیر است.

- دگرسانی های عمده در سنگ های منطقه، شامل دگرسانی آرژلیک، آدولاریا، سریسیتی، سیلیسی و کلریتی می باشد.

- از لحاظ پتانسیل اقتصادی، با توجه به شواهدی نظیر رگه های سیلیسی با بافت شانه ای، نهشته های تراورتنی، برش های هیدروترمالی حاوی پیریت، همچنین دگرسانی های مشاهده شده، احتمال کانه زایی (طلا ؟) - نقره) اپی ترمال نوع سولفیداسیون پایین در منطقه مورد مطالعه وجود دارد.

پیشنهادات

- تعیین سن دقیق سنگ‌های آذرین منطقه با روش‌های رادیوژنیک و تعیین نسبت‌های ایزوتوپی (مثل Nd-Sm) در سنگ‌های آتشفشانی جهت تجزیه و تحلیل دقیق‌تر محیط تکتونیکی ماگماتیسم یا پتروژنز در منطقه
- شناسایی و مطالعه رخنمون‌های سنگ‌های آتشفشانی یا آتشفشانی-رسوبی با دامنه سنی مشابه در مناطق مجاور
- مطالعه و نمونه برداری وسیع از مناطق دگرسانی و انجام آنالیزهای دقیق جهت کاوش طلا

پیوست ۱- نتایج آزمایشات آنالیز چندعنصری (Multi Element) از شرکت زرآزمای تهران.

Zarazma Mineral Studies Co,		Client: Mr.Momen Project: Private													
No.23,4 th St. Mohammad Ali Jenah Blvd.Tehran, IRAN, Tel:+98 21 4404 8364-6, Fax: Tel:+98 21 4404 8367															
CERTIFICATE OF ANALYSIS												91ZR-2773			
91ZR-02773Me	1														
Element	Ag	Al	As	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Ce	Co	Cr	Cu	Fe	K	
Unit	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
DL	0.1	100	0.5	5	0.2	0.2	100	0.1	1	1	1	1	100	100	
Method	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	
CO															
CO															
68	0.48	63128	3	395	5.2	0.38	5554	0.24	216	2	6	9	54517	53448	
30	0.43	62345	3	414	4.9	0.34	5129	0.31	217	2	6	9	52489	57616	

پیوست ۲- نتایج آزمایشات آنالیز فایراسی (Fire Assay) از شرکت زرآزمای تهران.

Zarazma Mineral Studies Co,		Client: Mr.Momen Project: Private	
No.23,4 th St. Mohammad Ali Jenah Blvd.Tehran, IRAN, Tel:+98 21 4404 8364-6, Fax: Tel:+98 21 4404 8367			
CERTIFICATE OF ANALYSIS		91ZR-2773	
Zarazma Mineral Studies Company			
Analytical Report			
Job No:			
Client Ref:	Client Name:		
Date Reported:	1391/10/05		
Element	Au		
Units	ppb		
DL	5		
ClientID/Scheme	PM-001		
CO			
CO			
30	<		
68	<		

پیوست ۳- نتایج آزمایشات آنالیز چندعنصری (Multi Element) از شرکت زرآزمای تهران (اخپانی، ۱۳۹۲). در ضمن شماره نمونه‌ها از ۱۲ تا ۱۹ مربوط به منطقه زرین کمر می‌باشد.

912R-03492Me		CERTIFICATE OF ANALYSIS													
Element	Ag	Al	As	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Ce	Co	Cr	Cu	Fe	K	
Unit	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
DL	0.1	100	0.5	5	0.2	0.2	100	0.1	1	1	1	1	100	100	
Method	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	ME-02	
CO															
CO															
1	0.22	67198	18.7	292	0.6	0.38	77385	0.25	19	17	62	61	36545	17630	
2	0.15	5815	2.1	43	0.2	0.38	78637	0.24	9	2	15	315	9021	1576	
3	0.19	78414	18	244	0.6	0.38	48758	0.25	22	19	66	71	39542	19858	
4	0.19	79090	29.7	277	0.9	0.38	30157	0.26	23	21	115	31	44489	17908	
5	0.2	82715	17.8	295	0.8	0.38	44618	0.25	24	17	91	76	33517	21139	
6	0.25	50081	9.4	167	0.2	0.38	116768	0.25	29	19	46	5667	17745	23236	
7	2.1	41834	12	157	0.4	0.38	75520	0.25	24	19	39	24843	15394	23083	
8	0.21	80628	113.2	258	0.4	0.38	46448	5.2	31	31	99	127	26889	18043	
9	0.25	81064	2.1	228	0.6	0.38	54998	0.25	29	30	98	93	63219	3508	
10	0.14	42547	2.3	44	0.6	0.38	10384	0.25	26	2	8	27	5246	1968	
12	0.35	14595	2.1	267	5.2	0.38	21458	0.27	18	4	45	17	57841	10341	
13	0.22	10783	2.1	60	3.2	0.38	13394	0.26	26	2	38	17	17817	7379	
14	1.6	55881	2.2	52	6.9	0.38	5815	0.26	174	7	5	7	133217	41763	
15	2.9	80476	2.4	37	7.4	0.38	2204	0.25	233	2	3	4	33181	57831	
16	2.9	70145	4.2	82	8.1	0.38	1750	0.25	215	3	3	21	64859	52129	
17	3.4	64320	2.6	67	7.9	0.38	13477	0.25	209	3	4	42	52685	43330	
18	2.4	64149	2.5	69	8	0.38	9880	0.26	203	2	4	16	49963	35427	
19	2.4	67496	2.4	42	6.7	0.38	18307	0.24	222	2	3	3	52464	45484	
20	0.18	100108	26.3	432	1	0.38	17331	2.3	22	27	96	100	17039	20161	
21	0.18	73274	372.4	346	1.5	0.38	48513	1.1	49	17	77	36	38850	20540	
22	0.2	70307	22.8	327	1.3	0.38	49098	0.28	38	14	73	41	31817	20685	
23	0.23	68628	23	231	1	0.38	62461	0.27	23	21	121	43	67429	14787	

منابع

منابع فارسی

- ۱- آقاناتی، س.، ع.، (۱۳۸۳)، "زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۲۰ ص.
- ۲- آدابی، م.، کریم‌پور، م.، (۱۳۸۱)، "نام‌گذاری و طبقه‌بندی جامع سنگ‌های رسوبی، آذرین و دگرگونی". انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.
- ۳- اخیانی، م.، (۱۳۹۱)، طرح پژوهشی، "بررسی و شناسایی زون‌های آلتراسیون با استفاده از تلفیق روش‌های سنجش از دور و (GIS) جهت تعیین آنومالی‌ها و مناطق با اهمیت اقتصادی استان سمنان"، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد شاهرود.
- ۴- اشتوکلین، ی.، (۱۹۷۲)، "بررسی مقدماتی زمین‌شناسی در ایران مرکزی (شرق ایران)". (ترجمه انتظام، ع.، افتخار نژاد، ج.)، سازمان زمین‌شناسی کشور. گزارش شماره ۲۲. ۸۶ ص.
- ۵- اصفهانی نژاد، م.، گیاهچی، پ.، موسوی ماکوئی، س. ع.، (۱۳۷۹)، نگاهی به وضعیت اکتشاف طلا در ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۶- امینی، ص.، (۱۳۵۹)، "مطالعه زمین‌شناسی و پترولوژی منطقه تاکستان"، پایان‌نامه فوق لیسانس، دانشکده علوم دانشگاه تهران.
- ۷- الهیاری، س.، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک-عباس‌آباد" دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۵۲ ص.
- ۸- امامی، م. ه.، (۱۳۷۹)، "ماگماتیسم در ایران" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸ ص.
- ۹- برهمند، م.، قاسمی، ح.، (۱۳۸۹)، "بررسی موقعیت چینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقه احمدآباد(خارتوران- جنوب شرق شاهرود)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۴۷ ص.
- ۱۰- تاج‌الدین، ح. ع.، (۱۳۷۷)، "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز اثر معدنی طلای دارستان (جنوب دامغان)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس.

- ۱۱- جعفریان، م.ب.، جلالی، ع.، (۱۳۸۳)، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوش ییلاق. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
- ۱۲- درویش زاده، ع.، (۱۳۶۴)، "بررسی ژئوشیمیایی آتشفشان‌های جوان از دیدگاه پلیت تکتونیک". مجموعه مقالات دومین سمپوزیوم انجمن نفت.
- ۱۳- درویش زاده، ع.، (۱۳۸۲)، "زمین شناسی ایران". تهران. انتشارات امیر کبیر. ۴۳۴ ص.
- ۱۴- درویش زاده، ع.، (۱۳۸۳)، "آتشفشانها و رخساره های آتشفشانی". انتشارات دانشگاه تهران. ۵۸۷ ص.
- ۱۵- عزتیان، ف.، (۱۳۸۰)، "اطلس سنگ‌های آذرین"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور. ۱۲۰ ص.
- ۱۶- رولینسون، ه.، (۱۳۸۴)، "کاربرد داده های ژئوشیمیایی"، (ترجمه مر، ف.، مدبر، س.)، تهران، مرکز نشر دانشگاهی. ۴۵۲ ص.
- ۱۷- سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، (۱۳۵۴)، نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان، انتشارات سازمان جغرافیایی کشور.
- ۱۸- سید امامی، ک.، (۱۳۷۶)، "کرتاسه بالایی در ایران". نشریه دانشکده فنی، دوره چهارم، شماره ۲۴.
- ۱۹- شهاب پور، ج.، آدابی، م.، (۱۳۷۷)، "نگرشی بر کانسار سازی آنتیموان در منطقه سپرزار" مجله بلور شناسی و کانی شناسی جلد ۵ - شماره ۱
- ۲۰- شهاب پور، ج.، (۱۳۸۴)، "زمین شناسی اقتصادی"، ویرایش سوم، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۵۴۴ ص.
- ۲۱- شهرابی، م.، (۱۳۶۹)، نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
- ۲۲- فرد، م.، (۱۳۸۰)، "کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار طلا، سرب، روی و مس (باریم) گندی (جنوب شرق دامغان)". پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۲۳- کریمی سعیدآبادی، ز.، مظاهری، س.ا.، کریم پور، م.ح.، (۱۳۸۹)، "زمین شناسی، آلتراسیون، کانی

سازی و ژئوشیمی محدوده جنوب ارغش (نیشابور)"، مجله زمین شناسی اقتصادی، ج ۲، ص ۱۶۷ تا ۱۸۹.

۲۴- کوهستانی، ح.، (۱۳۹۰)، "زمین شناسی، دگرسانی و ژئوشیمی ایزوتوپی و خاستگاه کانسار نقره- طلا چاه زرد، جنوب غربی یزد" رساله دکتری زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۴ص.

۲۵- کیوانفر، م، عسگری، ع.، (۱۳۷۹)، گزارش نقشه زمین شناسی- معدنی ۱/۵۰۰۰ ارغش- چشمه زرد جنوب خراسان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۲۶- گیاهی یزدی، ح.، (۱۳۸۶)، "مطالعه سنگ شناسی و محیط رسوبی سازندهای دلیچای و لار در ناحیه البرز خاوری"، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.

۲۷- معین وزیری، ح.، (۱۳۷۷)، "دیبچه ای بر ماگماتیسم ایران"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران، ۴۴۰ص.

۲۸- معین وزیری، ح.، احمدی، ع.، (۱۳۷۱)، "پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین" دانشگاه تربیت معلم، ۵۵۵ص.

۲۹- موسوی، الف.، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی منطقه چغندرسر (جنوب غرب عباس آباد) و کانه زائی وابسته به آن" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۴۸ص.

۳۰- مولر، د.، گرو، د.، (۱۳۸۶)، "سنگهای آذرین پتاسیم دار و کانسارهای طلا - مس همراه با آنها" (ترجمه عطاپور، ح.)، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۳۰۶ص.

۳۱- میدل موست، الف.، (۱۳۷۷)، "ماگماها و سنگهای ماگمایی"، ترجمه درویش زاده و آسیابانها، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۲۷ص.

۳۲- نوروزی، م.، (۱۳۷۶)، "پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی سنگهای آتشفشانی شمال شرق بسطام"، پایان نامه فوق لیسانس، دانشگاه تربیت معلم. ۱۵۷ص

۳۳- نورافکن، الف.، (۱۳۹۱)، "تحلیل ساختاری چین خوردگی و گسلش در ناحیه چهل دختر (شمال

- خاوری شاهرود)، " پایان نامه فوق لیسانس، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۸ص.
- ۳۴- وزیر، ح.، (۱۳۸۰)، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهرود. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
- ۳۵- همام، س.م.، (۱۳۸۵)، "سنگ شناسی آذرین"، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۷۸ص.
- ۳۶- هوشمندزاده، ع.، علوی نایینی، م.، حقی پور، ع.، (۱۳۵۷)، "تحول پدیده‌های زمین شناسی ناحیه ترود (از پرکامبرین تا عهد حاضر)". سازمان تحقیقات زمین شناسی و معدنی کشور، ۱۳۸ص.
- ۳۷- یاسینی، الف.، (۱۹۸۱)، "طرح کلی استراتیگرافی رسوبات نئوژن و دوران چهارم حوزه پارا تیس شرقی و تطابق آن با سری های هم زمان خود در حوزه تیس"، نشریه انجمن نفت. شماره ۸۳. صفحات ۱۳-۵.

منابع لاتین (Reference)

- Azizi H., Jahangiri A., (2008), "Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran" *Journal of Geodynamics* 45, 178–190.
- Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G. (2000), "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *J. Volcan*" *Geo. Res.* 102: 67– 95.
- Amidi, S.M., Emami, M.H., (1984), "Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation". *Geol. Rundsch.*, No. 35 pp. 917-932.
- Berberian, M., King, G.G., (1981), "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal Earth Science*, 18: 210-265.
- Best, G. (2003), "Igneous and metamorphic petrology" 729pp.
- Bogard P.J.F., Warner, G., (2003), "Petrogenesis of basanitic to tholiitic volcanic rock from the Miocene Vgelsberg", Central Germany" *Journal of Petrology* 44, 569 – 602.
- Boztug D., Ercin A. I., Kurucelik M. K., Goc D., Komur I., Iskenderoglu A., (2007), "Geochemical characteristics of the composite Kackar batholith generated in a Neo – Tethyan convergence system, eastern Pontides, Turkey" *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 286 – 302.
- Cabanis B. and Lecolle M., (1989), "Le diagramme La/10- Y/15- Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et / ou de contamination crustale". *C.R. Acad. Sci. Ser. II*, 309, 2023-2029.
- Cox K.G., Bell, J.D., Pankhursts, R.J., (1979), "The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin". 450p.
- De La Roche, H., (1980), "A of volcanic Classification of volcanic and plutonic rocks and associations". *Ears Schence*, 73, 135-149.
- Deer, W.A., Howie, R.A. Zussman, J., (1991), "an introduction to rock forming minerals" Longman., 528 pp.
- Floyd , P.A., Winchester, J.A., (1975), "Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements". *Earth planet. Sci. Lett.* 27, 211-218.
- Folk, R.L., (1974a), "Petrology of sedimentary Rocks". Hmphil. Austin. Texas. 159 pp.
- Froster, H., (1976), "Associations of volcanic rocks in the mountain South of Sabzevar (NE-Iran)" *international geological congress*, Vol. 2, pp 197-212.
- Galperin, E.I., et al., (1962), "Main characteristics of deep wave registered by deep seismic sounding hn the general part og the Caspian sea". *Deep sounding of the earth's crust in the U.S.S.R. Moscow. Gosloptekhizdat*, pp. 127-250 (in Russian).

- Galoyan G., Rolland Y., Sosson M., Melkonyan R., 2007. "Evidence for superposed MORB, oceanic plateau and volcanic arc series in the Lesser Caucasus (Stepanavan, Armenia)" *C. R. Geoscience* 339, 482 – 492.
- Ghasemi, A., Talbot, C. J., (2006), "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran)". *Journal of Asian Earth sciences*. 26 , 683-693.
- Guilbert, J.M., Park, F., (1985), "The geology of Ore deposits", W.H. freeman and company. New York, 985p.
- Gupta, Alok, K., (2007). "Petrology and genesis of igneous rocks" 479 pp.
- Harker, A., (1909), "The Natural History of Igneous Rock", Methuen Co. London.
- Henly, R. W., (1991), "Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions *Chemical Geology*", 11, 73-87
- Henderson, p., (1982), "Rare earth element geochemistry Elsevier science". Publishing company Inc. Evidence from mantle interaction-evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. *Journal of petrology*. vol. 36 , pp 1505-1527.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., (1971), "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks". *Can. J. Earth Sci.* vol 8. PP 523–548.
- Jahangiri, A., (2007), "Post collision Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geo dynamic implications" *Journal of Asian Earth Sciences* 433–447.
- Javidfakhr, B., Bellier, O., Shabaniyan, E., Ahmadian, S., Saidi, A., (2011b), "Plio-Quaternary tectonic regime changes in the transition zone between Alborz and Kopeh Dagh mountain ranges (NE Iran)", *Journal of Tectonophysics*, doi: 10.1016.
- Krupp, R.E., Seward, T.M., (1987), "The Rotokawa geothermal system, New Zealand": An active Epithermal Gold-depositing environment: *Econ.Geol.*, v.82, pp. 1109-1130.
- Le Bas, Le maitre, Sreckeisen, Zanettin., (1986), "A chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali-silica Diagram". *J. petrol.*, 27, part 3, 745-750.
- Lewis, R.W., Wilson, G.I., (1990), "Misima gold deposit". In: Hughes FE (ed) *Geology of the mineral resources of Australia and Papua New Guinea*. The Australian Institute of Mining and Metallurgy, Parkville. Pp 1741- 1745 (Australasian Inst Min Metall Monograph 14).
- Kouhestani, H., (2010), "Geological setting and timing of the Chah Zard breccia-hosted epithermal gold–silver deposit in the Tethyan belt of Iran", 16p
- Kovalenko, V. I.; Naumov, V. B.; Girnis, A. V.; Dorofeeva, V. A. And Yarmolyuk, V. V., (2010), "Average Composition of Basic Magmas and Mantle Sources of Island Arcs and Active Continental Margins Estimated from the Data on Melt Inclusions and Quenched Glasses of Rocks" ISSN 0869_5911, *Petrology*, Vol. 18, No. 1, pp. 1–26.

- Kuno. H., (1966), "Lateral variation of basalt magma across continental margins and island-arc". *Geol. Surv. Pap. Can.* 66(15), 317-336.
- Kuno. H., (1986), "Differentiation of basalt magmas. In: Hess H.H. and Poldervaart A. (eds.) *Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*", Vol. 2. Interscience, New York, pp. 623-688.
- Kushiro, I., (1980), "Change with pressure of degree of partial melting and K₂O content of liquids in the system, Mg₂SiO₄-KAlSiO₄-SiO₂", *C.I.W. Yb.* 79.267.71.
- McLemore, V. T., McMillan, N. J., Heizler, M., and McKee, C., (1999), "Cambrian alkaline rocks at Lobo Hill", Torrance County, New Mexico—more evidence for a Cambrian-Ordovician aulacogen; in Pazzaglia, F., Lucas, S. G., and Austin, G. S. (eds.), *Albuquerque country III: New Mexico Geological Society, Guidebook 50*, pp. 247–253.
- Macdonald, R., Hawkesworth, C. J. & Heath, E., (2000), "The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism" *Earth-Science Reviews.* 49: 1-76.
- Middlemost, E.A.K., (1994), "Naming materials in The magma/igneous rock System" *Longman Group u. k.*, pp.73-86.
- Muller, D., Rock, N.M.S., Groves, D.I., (1992), "geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic setting". A pilot study, *Mineral Petrol.*, 46,259-289.
- Muller, D., Groves, D.I., (1997), "Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization, Sec" Updated, Springer Verlag, p. 242.
- Mutschler. F.E., Mooney. T.C., (1993), "The shoshonite – porphyry Cu-Au association in the Coonambra district", N.S.W., Australia., *Mineral Petrol* 51, 229-321.
- Omrani J., Agard Ph., Whitchurch H., Benoit M., (2008), "Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences" *Lithos* 106, 380 – 398.
- Panteleyev, A., (1996), "Epithermal Au-Ag": Low Sulphidation, in *Selected British Columbia Mineral Deposit*.
- Pearce, J. A., Can, J.R., (1973), "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses". *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- Pearce J. A., Norry M.J., (1979), "Petrogenetic implications" if Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.
- Rogers, G., Sanders, A. D., Terrel, D. J., Verma, S. P., & Marriner, G F., (1985), "Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated" with ridge subduction in Baja California, Mexico, *Nature* No.315, pp. 389-392.
- Richards, J.P., Kemech, R. (1993), "The Porgera gold mine", Papua New Guinea magmatic hydrothermal to epithermal evolution of an alkali-type precious metal deposit *Econ Geol* 88: 755-781

- Robb, L. J., (2005), "Introduction to ore-forming processes", Blackwell publishing.
- Romberger, S. B., (1988), "Geochemistry of gold in hydrothermal deposits". U.S Geological Survey Bulletin, 1857-A, A9-A25
- Rosseti, F. Nasrabad, M. Vignaroli, G. Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. H., Moin Vaziri, H., (2010), "Early Cretaceous amphibolite dehydration melting preserved within the Tertiary Sabzevar ophiolitic suture (NE Iran)": significance for the closure of the Alpine Tethyan oceans in central Iran
- Rosseti, F. Nasrabad, M. Vignaroli, G. Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. H., Moin Vaziri, H., (2010), "Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran)": implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran, 9p.
- Rowllinson H. R., (1993), "using geochemical data": Evaluation, presentation, And interpretation: Exess, England, Longman scientific and The chemical, 325 pp.
- Ruttner, A.W., (1983), "The pre-liassic basement of the Aq-Darabad are (Eastern KopetDaq Range)." Geodynamic project in Iran. G.S.I.Report No.51, pp. 451-462.
- Shahabpour, J. (2007), "Island – arc affinity of the central Iranian volcanic belt" Journal of Asian Earth. Sci. 30, 652 – 665.
- Shamanian, G. H., Jeffery, W. H., Ke'iko, H. H., Jamshid, H., (2004), "The Gandy and Abolhassani Epithermal Prospects in the Alborz Magmatic Arc", Semnan Province, Northern Iran.
- Shtreckeisen, A., LeMaitre, R., (1979), "A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks". Neues jahrb. Mineral . Abh. 136, 169-206.
- Spies, O., Lensch, G., and Mihem, A., (1983), "Chemistry of the post – ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan, NE – IRAN. Geodynamic project (geotraverse) in Iran, Final report" Geo. Suv of Iran. Report no. 53.
- Stewart, M.L., Pearce T.H. (2004), "Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results" Amer. Min. 89: 348-351.
- Stocklin, J., (1968), "Structural history and tectonics of Iran, A review", American Association of petroleum Geologists Bulletin. v. 52, pp. 1229-1258.
- Stocklin, J., (1974), "Possible ancient continental margins in Iran". In: Burk, C. A. and Drake, C. A. (Eds). The geology of continental margins" Springer-Verlag, Berline, 873-887.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., (1989), "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts": Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London Special Publication, vol.42, pp.313-345.
- Takin, M., (1972), "Iranian geology and continental drift in the Middle East". Nature, 235

(5334), pp. 147-150.

-Talbot, J.Y., Chen, Y., Faure, M., (2005), "Magnetic fabric study of the Aigoual- saint Guiral-of Geophysical Research", vol. 110, B 121060.

-Taylor, B.E., (2007), "Epithermal gold deposits, in Goodfellow", W.D., ed., Mineral Deposits of Canada:, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 113-139.

-Tchameni, R., Pouclet, A., Penaye, J., Ganwa, A.A., Toteu, S.F., (2006), "chemistry of igneous rocks": Differentiation index, Am. Sci., vol. 258. 44, 511–529.

-Taylor, S.R., Cap, A.C., Blake, D.H., (1969). "Trace element abundances in andesites II". Spain. Bougainville and Fiji. Contrib Mineral Petrol. Vol. 23. 1-26.

-Thornton, C.P., and Tittle. O.F., (1960), "chemistry of igneous rocks": Differentiation index, Am. Sci., vol. 258. 664-684.

-White J.D.L., McPhie . b. J., (2001), "Peperite": a review of magma-sediment mingling. Journal of Volcanology and Geothermal.No.114. pp.17.

-Wilson, M., (1989), "Igneous Petrogenesis": A Global Tectonic Approach. London: Chapman and Hall, pp. 466.

-Wood Head, J., Eggins, S., 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. W., Jiang, N., Yang, K., Zhang, B.L., Liang, G. H., Mao, Q., Li, J. X., Du, S. J., Ma, Y. G., Zhang, Y. and Qin, K. Z. (2009), "Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanhao area". Western Yunnan, China. Lithos 113: 595-611.

-Yang, J.H., Chung, S. L., Wilde, S. A., Wu, F., Chu, M. F., Lo, C. H., Fan, H. R., (2005), "Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China": geochronological, geochemical and Nd–Sr isotopic evidence. Chemical Geology 214: 99–125.

Abstract

The study area involves three volcanic masses including Amirabad, Zarrinkamar and Siahkuh. The Amirabad mass is located 12 Km north of Shahrood, and Zarrinkamar and Siahkuh masses are located 36 Km northeast of Shahrood. The study area is a part of the Eastern Alborz zone, intensely superimposed by the Alpine orogenic phases during Cenozoic, and Eocene volcanic eruptions are observed through the area.

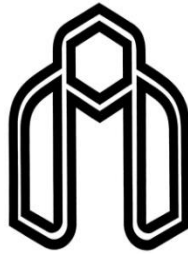
From petrographical point of view, there are different types of rocks in the area. The rocks in the Zarrinkamar and Siahkuh masses involve trachybasalt, trachyandesite, andesite, trachyte, and in the Amirabad mass include andesite and trachyandesite. Also pyroclastic rocks extends through the area.

These volcanic rocks show a variety of textures such as porphyry, flow, and gelomero porphyry, and dominantly contain primary minerals such as magnetite, pyroxene, plagioclase, and alkali feldspar.

These rocks are often altered and alteration minerals are abundant, such as saussurite, damurite, epidote, chlorite, calcite, siderite, quartz, and sericite.

Geochemical data such as major, minor and rare earth elements (REE), show spread of magmas differentiation and fractional crystallization, confirmed by petrographical evidences. Also, alkaline nature of the rocks is certain. The results of petrological and geochemisterical studies and investigation of tectono-magmatic diagrams show that the magma was originated from the upper mantle, and formed in a continental arc setting.

In terms of economic potential, according to the some evidences including traces of silica veins with comb texture, travertine deposits, hydrothermal breccias containing pyrite and also argilitic, adjularia, sericitic, silicic and chloritic alterations, and grade of silver considerable in altered zone, there is possibility type of low-sulfidation of epithermal gold mineralization in the area.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

Department of Petrology and Economic Geology

M.Sc.Thesis

**Petrology, Geochemistry and Economic potential of volcanic
rocks of North and East North of Shahrood
(Amirabad, Zarrinkamar and Siahkuh)**

By

Mohammad Javad Momen

Supervisor:

Dr. H. Mehdizadeh

Consulting Advisor:

Dr. F. Mousivand

July 2013