

دانشکده : علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد

پتروژنز سنگهای آذرین نئوژن شمال عنبر آباد (مشکان)

على تنها

استاد راهنما : دکتر حبیب ا... قاسمی

تابستان ۱۳۸۸





دانشجو **علی تنها** 

استاد راهنما **دکتر حبیبا... قاسمی** 

اساتيد مشاور دکتر محمود صادقيان دکتر فرجا... فردوست

پایان نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

تابستان ۸۸

ارد ۲ ۰ دانشگاه صنعتی شاهرود دانشکده : علوم زمین گروه : پترولوژی و زمینشناسی اقتصادی پایان نامه کارشناسی ارشد آقای علی تنها تحت عنوان: پتروژنز سنگهای آذرین نئوژن شمال عنبر آباد (مشکان) 🛹 تاريخ ١٣٨٨/۴/٣ توسط كميته تخصصي زير جهت اخذ مدرك كارشناسي ارشد مورد ارزيابي و اساتيد مشاور: اساتيد راهنما: امضاء امضاء نام و نام خانوادگی : دکتر محمود صادقیان ام و تام خانوادگی : دکتر حبیب ا... قاسمی لم و نام خانوادگی : نام و نام خانوادگی : دکتر فرج ا... فردوست اساتید داور: امضاء نماينده تحصيلات تكميلى امضاء نام و نام خانوادگی : و مع خانوادگی : دکتر حسین مهدیزاده 00 و تا خانوادگی : دکتر آرزو عابدی ا خاتوادگى : - و نام خانوادگی :

تشكر و قدرداني

با تکیه بر فضل الهی و مساعدت های صورت گرفته، این رساله را به اتمام رسانیدم. هر چند که واژهها و کلمات قاصر از بیان زحمات و تلاشهای این بزرگواران است، لیکن بر خود لازم میدانم مراتب تشکر و قدردانی خود را ابراز نمایم.

از جناب آقای دکتر حبیب ا... قاسمی استاد راهنمای گرامی که در طول انجام این تحقیق با صبر و حوصله و علاقه مندی در همه زمینهها، راهنماییها و ارشادات ارزندهای ارائه فرمودند، صمیمانه تشکر و قدردانی مینمایم.

از آقای دکتر محمود صادقیان که اینجانب را در بررسیهای صحرایی و نمونهبرداری یاری رسانیدند و همچنین از آقای دکتر فرجا... فردوست، کمال تشکر و امتنان را دارم.

از کارشناسان آزمایشگاه آقایان مهندس میرباقری و مهندس علیرضا خانعلیزاده جهت همکاری در پیشبرد رساله تشکر مینمایم. کمکهای دوستان محترم آقایان علی صادقی، محمدحسین خواجه-زاده، بهنام مهربان، غلامرضا ثوابی و خانم زهرا عابدی که هر یک به نوعی در بخشهای مختلف این رساله سهیم بودهاند، قابل تقدیر است.

هر چند تلاشها و کمکهای علمی صورت گرفته راهگشا و راهنمای بسیار ارزشمندی در طی نگارش این پایاننامه بوده است، اما بی شک همدلی، همراهی صمیمانه و کمکهای بیشائبه همسرم را مهمترین عامل به پایان رسیدن این رساله میدانم. لذا خداوند را به خاطر الطاف بیکرانش حمد و سپاس گفته و نهایت تشکر و قدردانی را از همسرم دارم.

حمایتها و پشتیبانی خانواده عزیز و بزرگوارم در تمامی مراحل زندگی شامل حال من بوده و ضمن تشکر، سلامتی آنها را از درگاه خداوند متعال خواستارم. دانشجو تأیید می نماید که مطالب مندرج دراین پایان نامه ( رساله ) نتیجه تحقیقات خودش می باشد و در صورت استفاده از نتایج دیگران مرجع آن را ذکر نموده است.

کلیه حقوق مادی مترتب از نتایج مطالعات ، آزمایشات و نو آوری ناشی از تحقیق موضوع این پایان نامه ( رساله ) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد .

ماه و سال: تیر ماه سال ۱۳۸۸

### چکیدہ

نوار آتشفشانی کالکوآلکالن- آلکالن سنوزوئیک جنوب قوچان در شمال نوار افیولیتی سبزوار در لبه جنوبی زون بینالود قرار دارد. این نوار از سنگهای بازیک- حدواسط ائوسن، سنگهای بازیک میوسن زیرین و سنگهای حدواسط- اسید پلیو-پلئیستوسن تشکیل شده است. در این نوار آتشفشانی، فعالیتهای ماگمایی از ائوسن (حدود ۴۰ میلیون سال قبل) شروع شده و تا پلیو- پلئیستوسن (حدود ۲ میلیون سال قبل) ادامه داشته است. سن سنگهای آتشفشانی این نوار از جنوب (در مجاورت نوار افيوليتي) به سمت شمال (در جنوب قوچان) از ائوسن به پليو- پلئيستوسن تغيير مي كند. بخش شمالی کمان به سن نئوژن، اساساً از واحدهای آذرآواری و گنبدهای تراکیآندزیتی، آندزیتی، تراکیتی، تراکیداسیتی، داسیتی و ریوداسیتی به سن پلیو- پلئیستوسن (۲ تا ۱۱ میلیون سال قبل) تشکیل شده است. وجود آنکلاوهایی از سنگهای آتشفشانی ائوسن و همچنین آنکلاوهای گنایسی، مارنی، سیلتستونی و پلیتی، ظهور و عدم حضور برخی از فازهای کانیها، خوردگی و عدم تعادل شیمیایی فنوکریستها و بافت غربالی از نشانه های وقوع آلایش ماگمایی در این سنگها هستند. سنگهای سازنده گنبدهای نئوژن از عناصر نادرخاکی سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون، غنی شدگی و از عناصر خاکی نادر سنگین تھیشدگی نشان میدھند. آنومالی منفی از عناصر با شدت میدان بالا که از ویژگیهای شاخص محیطهای قوسی است، نیز در نمونههای این Ti و Nb, P) نظیر HFSE( گنبدها دیده می شود. شواهد ژئوشیمیایی موجود در سنگهای این گنبدها حاکی از ماهیت کالکوآلکالن، نقش تبلور تفریقی و فرایندهای هضم و آلایش ماگمایی در تکوین و تحول ماگمای آنها، ماهیت فرورانشی قوس قارهای منطقه، وجود یک سنگ منبع اکلوژیتی یا گارنت آمفیبولیتی حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده شده سبزوار است. بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی خاص سنگهای منطقه مشخص نمود که خصوصیات آنها بسیار شبیه آداکیتها بوده و در گروه آداکیتهای غنی از سیلیس قرار می گیرند. این ماگمای آداکیتی، آخرین مذابهای حاصل از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده شده جوان و داغ نئوتتیس سبزوار و گوه گوشتهای روی آن در یک زون فرورانش قوسی جوان با شیب به سمت شمال است که به زیر لبه جنوبی زون بینالود فرورانده شده است. كلمات كليدى: پترولوژى، ژئوشيمى، گنبد، قوس قارەاى، آداكيت، قوچان لیست مقالات مستخرج از این پایان نامه:

۱- پتروژنز گنبدهای نیمه آتشفشانی شمال مشکان (جنوب قوچان)، شانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه گیلان، رشت، ۱۳۸۷

۲- اولین گزارش از ماگماتیسم آداکیتی نئوژن در جنوب قوچان، دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، اهواز، ۱۳۸۷

## فهرست مطالب

صفحه	عنوان
الف	تصويب نامه
بب	تشكر و قدردانی
ت	اقرارنامه
ث	چکیدہ
ح	ليست مقالات
۲	فهرست مطالب
٠	فهرست جداول
ż	فهرست اشكال

## فصل اول: كليات

٢	۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی
٢	۱-۲- آب و هوا و جغرافیای انسانی
۴	۱ – ۳ – زمینریختشناسی
۴	۴-۱- مطالعات قبلی
۵	۱ –۵– هدف از مطالعه
٧	۱-۶- روش تحقیق و سیر مطالعاتی

### فصل دوم: زمین شناسی عمومی

۹ ــــــــــــــــــــــــــــــــــــ
۲-۲- زمین شناسی عمومی منطقه
۲-۳- پیکرههای سنگی اصلی منطقه
۲-۳-۲ واحدهای رسوبی
۲-۳-۲ – الف- ژوراسیک
۲–۳–۱ – ب– ائوسن
۲–۳–۱ ج – میوسن
۲۰ – ۱ – ۱ – د- پليوسن- کواترنر
۲-۳-۲ سنگهای آذرین
۲–۳–۲– الف- سنگهای آذرین ائوسن- میوسن زیرین ۲۲

74	۲-۳-۲ ب- گنبدهای آذرین نئوژن
۳١	۲-۴- دگرگونی مجاورتی
٣٣	۲–۵- زمین شناسی ساختمانی منطقه
۳۵	۲-۶- پتانسیلهای معدنی
۳۶	۲-۷- خلاصه

## فصل سوم: پتروگرافی

۳٩	۳–۱ – مقدمه
٣٩	۳-۲- ویژگیهای پتروگرافی سنگهای آذرین منطقه
4.	۳-۲-۲ بازالتها
44	٣-٢-٢- آندزيتها
۵١	۳-۲-۳- تراکیآندزیتها
۵۵	٩-٢-٣- داسيتها
۶١	۳–۲–۵– ريوداسيتها
94	۳-۲-۶- ريوليتها
<i>99</i> .	۳-۳- پتروگرافی آنکلاوها
٧٠	٣- ۴- ترتيب تبلور
۷١	۳-۵- خلاصه

# فصل چهارم: ژئوشیمی

۲۵ ــــــــــــــــــــــــــــــــــــ
۲-۲- آمادهسازی و تجزیه ژئوشیمیایی نمونهها
۴-۳- تغییرات عناصر کمیاب در اثر هوازدگی
۴-۴- تصحیح نتایج آنالیز شیمیایی
۴-۵- ردهبندی و نامگذاری سنگهای آذرین
۴-۵-۱ - طبقهبندی شیمیایی- کانی شناسی (نورماتیو) سنگها۷۷
۴–۵–۲ طبقهبندی شیمیایی سنگها
۴-۵-۲-۱ - طبقه بندی دولارش و همکاران
۸۰ ــــــــــــــــــــــــــــــــــــ
۴-۵-۲-۳- طبقه بندی فلوید و وینچستر
۴-۶- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی به کمک نمودارهای تغییرات۸۰

۲–۶–۱ نمودارهای هار کر
۲-۶-۱ - نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO <sub>2</sub> (هارکر)
۲-۹-۱-۲ نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO <sub>2</sub> (هارکر)
۲-۶-۲ نمودارهای ضریب تفریق
۲-۶-۳- نمودارهای ضریب انجماد
۲-۶-۴ نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب ۹۹
۲-۷- تعیین سری ماگمایی
۲-۷-۱ نمودار AFM ایروین و باراگار (۱۹۷۱)
۲-۷-۲ نمودار Y در مقابل Zr لومتر (۱۹۸۹)
۲-۷-۲ نمودار K <sub>2</sub> O در مقابل SiO <sub>2</sub> پکسریلو و تایلور(۱۹۷۶)
۲-۸- نمودارهای عنکبوتی
۱۹۹۰ بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی خاص
١١٤ - ١٠ - خلاصه

# فصل پنجم: پتروژنز و جایگاه تکتونیکی

119	۵–۱–۵ مقدمه
نشكيل آداكيتها	۵-۲- جایگاههای تکتونیکی و محل منبع ت
ونوماگمایی تشکیل آداکیتهای منطقه	۵-۳- خصوصيات محل منشأ و الگوي تكتو
داکیتی منطقه	۵-۴- فرآیندهای مؤثر در تحول ماگمای آد
۱۳۶	۵-۵- پتروزنز آداکیتهای مورد مطالعه
دیگر آداکیتهای گزارش شده در ایران و جهان	۵-۶- مقایسه آداکیتهای جنوب قوچان با د
144	۵-۷-خلاصه
149	نتیجهگیری نهایی
	منابع
۱۵۰	منابع فارسی
۱۵۱	منابع لاتين
181	پيوست
١۶٨	چکیدہ انگلیسی ( <b>Abstract</b> )

فهرست جداول

	جدول ۲-۱- نتایج حاصل از تعیین سن رادیومتری به روش پتاسیم- آرگن سنگ کل نمونه های منطقه
١٢	مشکان، جنوب قوچان (قاسمی و فتاحی، ۱۳۸۲)
	جدول ۴–۱- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه با ویژگیهای ژئوشیمیایی مطرح شده توسط
۱۱۳	كاستيلو (۲۰۰۶)
141	جدول ۵-۱- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتهای مورد مطالعه با دیگر ماگماهای آداکیتی جهان
	فهرست نمودارها
۴۷	نمودار ۳-۱- نمودار ترکیب شیمیایی - فشار سیستم آلبیت- آنورتیت
	فهرست اشكال
۳	شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راههای دسترسی به آن
	شکل ۲-۱- نمایش مورفولوژی منطقه مورد مطالعه با استفاده از نرم افزار سه بعدی Global Mapper و تلفیق
۶	با نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان
١٠	۔ شکل ۲-۱- تقسیمبندی واحدهای ساختاری ایران از نظر نبوی (۱۳۵۵)
	شکل ۲-۲- بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان که توسط سازمان زمین شناسی کشور (۲۰۰۰)
١٢	تهيه شده است
	شکل ۲–۳- تصویر ماهوارهای Landsat منطقه مورد مطالعه که در شمال زون فرورانشی – افیولیتی سبزوار
۱۴	قرار دارد. تصویر مورد نظر با نقشههای زمینشناسی ۱:۱۰۰۰۰ مشکان و صفی آباد تلفیق شده است
	شکل ۲-۴- نقشه زمین شناسی اصلاح شده واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه که با استفاده از دادههای
۱۵	ماهوارهای و در نرمافزار فتوشاپ، رسم شده است
	شکل۲-۵- صعود گنبد ارسنگ در امتداد مرز گسل در شمال روستای دهنه اجاق. لایههای شیلی در بالا قرار
	دارند
١٧	( دید بهسمت شرق)
	شکل ۲-۶- کشیدگی لایههای شیلی در جهت حرکت گسل به سمت پایین (حرکت راستگرد گسل). همچنین
١٧	پختگی در مرز بین این واحد رخ داده است
١٧	شکل ۲-۷- لایههای شیلی که در بین سنگهای گنبد ارسنگ به دام افتادهاند( دید بهسمت غرب)
۱۹	شکل ۲-۸- نمایی از واحد ماسه سنگی- شیلی ائوسن شمال روستای داراب ( دید به سمت غرب)
۱۹	شکل ۲–۹– واحد ماسهسنگی -شیلی ائوسن که توسط بازالتهای ائوسن پوشیده شده است
۱۹	شکل ۲-۱۰- ریپلمارکهای موجود در واحد ماسهسنگی- شیلی ائوسن
۱۹	شکل ۲–۱۱– آنکلاو سیلتستونی متعلق به واحد ماسهسنگی- شیلی درون تراکیآندزیتهای گنبد قوچقو

	شکل ۲-۱۲- نمایی از واحد شیلی- مارنی گچدار ائوسن و نفوذ تراکی آندزیتهای گنبد قوچقو در آن( دید به
۲۰.	سمت شمالشرق)
۲۰.	شکل ۲-۱۳- حضور آنکلاو مارنی واحد شیلی- مارنی ائوسن در داسیت گنبد ماهرخکوه
۲۰.	شکل ۲-۱۴- حضور آنکلاو شیلی واحد شیلی- مارنی ائوسن در داسیت گنبد زهان
	شکل ۲–۱۵- نمایی از واحد کنگلومرایی – ماسهسنگی پلیوسن در حوالی روستای گاهانبالا (دید به سمت
۲۲.	غرب)
۲۲.	شکل ۲-۱۶- نمای نزدیکی از قطعشدگی واحد کنگلومرایی - ماسهسنگی پلیوسن توسط گنبد گاهان
۲۳.	شکل ۲-۱۷- نمای نزدیکی از واحد آگلومرایی در حوالی شمال روستای فتحآباد
۲۳.	شکل ۲–۱۸– قطعات بازالتی تشکیل دهنده آگلومرا ( شمال روستای فتحآباد)
۲۳.	شکل ۲-۱۹- تصویری از وجود بمب آتشفشانی در واحد آگلومرایی (شرق روستای بام)
۲۳.	شکل ۲-۲۰- مرز بین گدازه های بازالتی و اسکوریهای آندزیتی در قسمت شمال شرقی روستای بام
۲۴.	شکل ۲-۲۱- نمای نزدیکی از واحد اسکوری آندزیتی با رنگ قهوهای روشن
749	شکل ۲-۲۲- تصویر صحرایی از اسکوری آندزیتی
۲۴.	شکل ۲-۲۳- بازالت اسپیلیتی همراه با کانی های زئولیت و کلسیت موجود درآن
	شکل ۲-۲۴- شمایی از آمفیبولهای کشیده و ایجاد ساخت جریانی در گنبدهای آداکیتی (شمال روستای
۲۵.	داراب)
۲۵.	شکل ۲-۲۵ حضور آمفیبولهای کشیده در سنگهای آداکیتی (شمال گنبد گاهان)
	شکل ۲-۲۶- نفوذ گنبد خیران در سازند شمشک که در امتداد گسل نفوذ کرده و بالا آمده است (شمال
۲۶.	روستای دهنه اجاق)
ل روستا	شکل ۲-۲۷- حضور فنوکریستهای پلاژیوکلاز و آمفیبول همراه با آنکلاو سیلتستونی در گنبد خیران(شما
۲۶.	دهنه اجاق)
۲۷.	شکل ۲–۲۸- نمایی نزدیک از ایجاد حاشیه انجماد سریع در داسیتهای گنبد خیران
۲۸.	شکل ۲-۲۹- نمایی از گنبد قوچقو در نزدیکی روستای قوزهزن (دید به سمت شمالغرب)
۲۸.	شکل ۲-۳۰- شمایی از کانهزایی اسفن در ریولیتهای گنبد قوچخوار ( شمال شرق روستای اردنج)
۲۸.	شکل ۲-۳۱- حضور آنکلاو سیلتستونی در تراکیآندزیتهای گنبد قوچقو (شمال روستای قوزه زن)
۲۹.	شکل ۲-۳۲- نمایی از استوک تراکیآندزیتی شمالغرب روستای فتحآباد
۲۹.	شکل ۲-۳۳- حضور رگه هیدروترمالی در تراکیآندزیتهای استوک فتحآباد
	شکل ۲-۳۴- نمای نزدیکی از نفوذ تراکیآندزیتهای گنبد گاهان در کنگلومرای پلیوسن (جنوب شرق روستای
۳۰.	گاهان بالا)

	شکل ۲-۳۵- شمایی از ساخت جریانی ناشی از جهت یافتگی آمفیبولها در گنبد گاهان (جنوب شرق روستای
۳۰.	گاهان بالا)
۳۰.	شکل ۲-۳۶- حضورآنکلاو سیلتستونی در نمونه داسیتی گنبد گاهان
۳۰.	شکل ۲–۳۷–- نمایی از شکلگیری ساختار شکفتن قارچ گونه در داسیتهای گنبد گاهان
	شکل ۲–۳۸– دورنمایی از گنبد داسیتی – ریوداسیتی ماهرخکوه واقع در جنوب روستای ینگجه (دید بهسمت
۳١.	جنوبغرب)
۳١.	شکل ۲-۳۹- حضورآنکلاو مارنی در گنبد داسیتی ماهرخکوه
۳۲.	شکل ۲-۴۰- وجود آنکلاو شیلی- مارنی در داسیتهای گنبد ماهرخکوه
۳۲.	شکل ۲-۴۱- حضور آنکلاو مارنی در ریوداسیتیهای گنبد ماهرخکوه
	شکل ۲-۴۲ تصویر میکروسکپی نمونه شیلی در محل کنتاکت نفوذ گنبد خیران و ظهور کانیهای کوارتز،
۳۲.	فنژيت و سريسيت در آن
	شکل ۲-۴۳- نقشه پراکندگی گسلهای منطقه مورد مطالعه بر اساس نقشه های زمین شناسی مشکان و صفی
۳۵.	آباد و مشاهدات صحرایی صورت گرفته
47.	شکل ۳-۱- تصویر میکروسکپی از فنوکریستهای ایدنگسیتی شده الیوین در بازالتهای ائوسن
47.	شکل ۳-۲- بافت هیالومیکرولیتیک پورفیری در  بازالتها و ایدنگسیتی شدن الیوین
	شکل ۳-۳- حضور پلاژیوکلازهای میکرولیتی، الیوینهای گرد و مدور و فنوکریست کلینوپیروکسن در بازالتها و
۴٣.	ايجاد بافت هيالوميكروليتيک پورفيري جرياني در آن
۴٣.	شکل ۳-۴- ایجاد بافت گلومروپورفیری و تحدب بلورهای الیوین و تعقر بلورهای پیروکسن
4٣.	شکل ۳-۵- تجمع دو نسل تیغهای و میکرولیتی پلاژیوکلاز در سنگ بازالتی
4٣.	شکل ۳-۶- ایجاد حاشیه خلیج خورده در فنوکریست کلینوپیروکسن همراه با بافت غربالی
	شکل ۳-۷- تجمع گلومرولی پیروکسنها در بازالت، ریزبلورهای پیروکسن و الیوین بصورت گرد و مدور در زمینه
۴٣.	سنگ مشاهده میشوند
	شکل ۳–۸- حضور فنوکریست اسکلتی الیوین در بازالت، که در امتداد شکستگیها به کانیهای ثانویه تبدبل
4٣.	شده است
	شکل ۳-۹- الیوینهای دگرسان شده همراه با حاشیههای خورده شده و خلیج مانند در بازالت (XPL،
44.	بزرگنمایی ۴۰ برابر).
	شکل ۳–۱۰- ادخالهایی از کانیهای اوپک در بلور کلینو پیروکسن که حاکی از تقدم تبلور آنهاست، خلیج
44.	خوردگی در این فنوکریست چشمگیر است
44.	شکل ۳–۱۱- پر شدن حفرات موجود در بازالت توسط کانیهای ثانویه کلسیت
44.	شکل ۳-۱۲- وفور اکسیدهای آهن و تیتان ثانویه در نمونهای از بازالتهای ائوسن)

۴٩	ئىكل ٣-١٣- آنكلاو بازالتى موجود در آندزيت
۴٩	شکل ۳-۱۴- تجمع گلومرولی پیروکسنهای تیغهای در آندزیت که میتواند در نتیجه رشد بلوری از مرکز باشد
۵۰	سُکل ۳-۱۵- تجمع فنوکریستهای پلاژیوکلاز در آندزیت
۵۰	نکل ۳-۱۶- حضور فنوکریستهای پیروکسن در آندزیت
۵۰	سُکل ۳–۱۷– حضور فنوکریستهای آمفیبولهای سوخته در آندزیتها که در جهت جریان ردیف شدهاند
۵۰	شکل ۳–۱۸– ادخال پلاژیوکلاز در آمفیبول سوخته در آندزیت
	شکل ۳–۱۹- فنوکریست کشیده و بزرگ آمفیبول سوخته در آندزیت، بافت غربالی در قسمت مرکزی این بلور
۵۰	ىشاھدە مىشود (PPL، بزرگنمايى ۴۰ برابر).
۵۱	شکل ۳-۲۰- اکسیداسیون شدید آمفیبولها در آندزیت و تبدیل آنها به اکسیدهای آهن
۵۱	نیکل ۳-۲۱- اسکوری آندزیت که بخشهای وسیعی از آن را شیشه در بر گرفته است
	سُکل ۳-۲۲- بلور کلسیت ثانویه در مرکز اسکوری آندزیت، اکسیدهای آهن نیز در قسمت پایین تصویر دیده
۵۱	ىىشود (XPL، بزرگنمايى ۴۰ برابر)
	نیکل ۳-۲۳- حضور کانیهای ثانویهای همچون کلریت، اپیدوت، کلسیت و اکسیدهای آهن در زمینه اسکوری
۵۱	ندزيت
	نیکل ۳-۲۴- بلورهای تیغهای، کشیده و نیمه خودشکل پلاژیوکلاز در تراکیآندزیت حکایت از رشد سریع و
۵۵	نیر تعادلی این کانیها دارد
۵۵	نیکل ۳-۲۵- فنوکریست پلاژیوکلاز موجود در تراکیآندزیت که از مرکز دچار دگرسانی سوسوریتی شده است
	نکل ۳-۲۶- تجمع کانیهای آمفیبول  سوخته همراه با بافت غربالی در تراکیآندزیت، اکسیداسیون آمفیبولها
۵۶	ر این سنگها کمتر از آندزیتها است
۵۶	نیکل ۳-۲۷- آمفیبول کشیده در تراکیآندزیت که از حاشیهها دچار انحلال و خوردگی شده است
	نیکل ۳–۲۸– تکه تکه شدن بلور سانیدین بر اثر راهیابی مذاب به درون آن در تراکیآندزیت، بلورهای ریز
۵۶	کشیده بیوتیت هستند
	نیکل ۳–۲۹- وفور بلورهای سانیدین در یک نمونه تراکیآندزیتی همراه با بافت غربالی و دگرسانی در برخی از
۵۶	الهن
۵۶	نىكل ٣-٣٠-وجود بافت غربالى در فنوكريست فلدسپات در تراكىآندزيت
۵۶	نیکل ۳-۳۱- وفور کانیهای بیشکل کوارتز در زمینه سنگ تراکیآندزیتی
۵۷	نىكل ٣-٣٢- تجمع گلومرولى پيروكسنها در تراكىآندزيت
	شکل ۳-۳۳- حضور بلور آپاتیت در مرکز پلاژیوکلاز، غالب خمیره سنگ تراکیآندزیتی را شیشه تشکیل می-
۵۷	.هد

	شکل ۳-۳۴- ساختمان منطقهای در فنوکریست پلاژیوکلاز در داسیت، ماکلهای کارلسباد و پلی سنتتیک در
۵٩	ديگر پلاژيوكلازها ديده مىشوند
	شکل ۳-۳۵- ایجاد حاشیه واکنشی در فنوکریست پلاژیوکلاز موجود در داسیت و برهمرشدی این کانی با
۵٩	كوارتز
۵٩	شکل ۳-۳۶- بافت غربالی چرخشی زیبا در پلاژیوکلاز داسیت
	شکل۳–۳۷- فنوکریست بسیار بزرگ پلاژیوکلاز در داسیت که بافت غربالی پیشرفته در مرکز را به همراه
۵٩	منطقەبندى در حاشيە نشان مىدھد
	شکل ۳–۳۸- بلورهای بیشکل کوارتز در داسیت با حاشیههای خورده شده در قسمت بالا و درهمرشدی گرد
۶.	شكل آن در مركز و پايين تصوير
	شکل ۳-۳۹- بلورهای بیوتیت در اندازهها و شکلهای مختلف در داسیت، در مرکز تصویر تجمع این بلورها
۶.	ﻣﺸﺎﻫﺪﻩ ﻣﻰﺷﻮﺩ
۶.	شکل ۳-۴۰- فنوکریست بیوتیت در داسیت که بطور کامل اکسیده شده است،
	شکل ۳-۴۱- فنوکریستهای آمفیبول موجود در داسیتها، سوختگی در آنها بسیار کمتر از بیوتیتها و فقط در
۶.	حاشيه رخ داده است
۶.	 شکل ۳-۴۲- بلورهای نیمهخودشکل و شکلدار فلدسیات همراه با فنوکریست پلاژیوکلاز در داسیت
	شکل ۳–۴۳– بلور خودشکل آیاتیت در مرکز تصویر و فنوکریست فلدسیات در سمت چپ تصویر که دچار
۶.	خوردگی نیز شده است
	شکل ۳–۴۴– دگرسانی در داست گنید ارسنگ و تشکیل کانیهای ثانویهای همچون کلریت، کلست، سرسیت
۶١	ه ایندهت در آن.
	ر پیر ر اران شکل ۳–۴۵– فنوکرست بلاژیوکلاز در روداست، ماکل بله سنتتیک و منطقهبندی بههمراه یافت غریالی
۶٣	توسعه نیافته از خصوصیات بار: آن می باشد.
	ر
۶٣	مدین به می رسد چند مر درمای چرریز در از ریز مسیح از معریری ریبار است رواید از این منابع گذاشته است.
, ,	شكال ۲۳–۲۷ فنوك بست خودشكا بفادسات بالدافت غايال الديب بوداست، ديانوينه سنگ فادساتوام باينام
<b>6</b> ٣	مندن ۲۰۱۲ میلو دریست خودستان عناسپات با باعث عربانی در ریوه سیت، در رمینه است عناسپانهای ریربلور خده کار دیمار خدرگ شدماند
۲ ۳	حودسکل کچار حورت کی ستان در
۲۱ ۲۳	مکل ۲–۲۱ ریزبلورهای کرد ومدور و بی سکل تواریز در زمینه زیوداسیت همراه با فتو کریست پلاریو کلار
71 cxc	سکل ۱–۱۹ فنو کریست بیونیت با خاسیه سوخته در ریوداسیت، این بلور از مرکز دچار خورد کی سده است
77	شکل ۲-۵۰- تجمع بیوتیتها در ریوداسیت، همه آنها در حاشیه به آنسید آهن تبدیل شدهاند
	شکل ۳–۵۱- فنوکریست امفیبول در گوشه سمت راست تصویر، این کانیها در ریوداسیتها دمتر دچار
99.	اكسيداسيون شدهاند

<i>99</i>	شکل ۳-۵۲- بلورهای ریز فلدسپات در ریولیت که اکثراً نیمه خودشکل میباشند
	شکل ۳–۵۳– فنوکریستهای بسیار درشت و بیشکل کوارتز با بافت غربالی بهمراه ریزبلورهایی از این کانی در
<b>9</b> 9	زمينه سنگ ريوليتي
<i>9</i> 9	شکل ۳-۵۴- فنوکریستهای گرد و مدور کوارتز با حاشیه خلیج خورده در ریولیت،
	شکل ۳-۵۵- حضور میکرولیتهای بیوتیت در ریولیت همراه با بلورهای پلاژیوکلازهای تیغهای که بافت غربالی و
<b>9</b> 9	خوردگی نیز نشان میدهند
۶٩.	شکل ۳-۵۶- آنکلاو اتولیت در بازالت، کانیهای قابل تشخیص در آن شامل الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز است
۶٩.	شکل ۳-۵۷- آنکلاو اتولیت در تراکی آندزیت، این آنکلاو تحت تأثیر سنگ در برگیرنده خود قرار گرفته است
	شکل ۳-۵۸- آنکلاو سیلتستونی که در مرکز تصویر قرار دارد و سنگ در برگیرنده آن (داسیت) در گوشه راست
۶٩.	مشخص است
	شکل۳-۵۹- آنکلاو سیلتستونی که بصورت نواری رنگی در مرکز سنگ داسیتی قرار گرفته و شامل کانیهای
۶٩.	كوارتز، سرسيت، فنژيت و فلدسپات است
۶٩.	شکل۳-۶۰- آنکلاو مارنی در سمت چپ با کانیهایی مانند کلسیت، اپیدوت و کانیهای رسی
	شکل ۳-۶۱- آنکلاو شیلی – مارنی در داسیت، نوار روشن در سمت راست مارنی بوده و شامل کانیهای اپیدوت،
۶٩.	كلسيت و كوارتز است
	شکل ۳–۶۲- ورود سیالات ماگمایی به درون آنکلاو شیلی – مارنی در تراکیآندزیت که بر اثر آن کانیهای
۷۰.	پيروكسن، پلاژيوكلاز و اپيدوت به صورت تيغهاي رشد كردهاند
۷۱.	شکل ۳-۶۳- نمایش گرافیکی ترتیب تبلور کانیهای تشکیل دهنده سنگهای مورد مطالعه
٧٩.	شکل ۴-۱- نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس ( <b>TAS</b> )
	شکل ۴–۲- نمودار طبقه بندی نورماتیو سنگهای منطقه مورد مطالعه بر اساس ضریب رنگین نورماتیو
٧٩.	(N.C.I) و ترکیب نورماتیو پلاژیوکلاز (N.C.P)، (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)
	شکل ۴-۳- ردهبندی سنگهای منطقه با استفاده از ترکیب نورماتیو پلاژیوکلاز و کوارتز نورماتیو (اشتریکایزن و
۸۱.	لومتر، ۱۹۷۹)
	شکل ۴–۴– موقعیت نمونههای منطقه مورد مطالعه در نمودار طبقهبندی سنگهای آتشفشانی با استفاده از
۸۲.	پارامترهای <b>R1-R2</b> (دولارش و همکاران، ۱۹۸۰).
۸۲.	شکل ۴–۵- موقعیت نمونههای منطقه مورد مطالعه در نمودار طبقهبندی میدلموست (۱۹۹۴)
λ٧.	شکل ۴-۶- موقعیت نمونههای مورد مطالعه بر روی نمودار طبقهبندی سنگهای آتشفشانی
	شکل ۴–۷– نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل <b>SiO</b> 2 (نمودارهای هارکر) نمونههای مورد
٨٩.	مطالعه
٩٢.	شکل ۴–۸- نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل درصد <b>SiO</b> 2

۹۲	شکل ۴-۹- نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی سنگهای منطقه مورد مطالعه در مفابل اندیس تفریق
۹۷	شکل ۴–۱۰- نمودار عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق
۱۰۱	شکل ۴–۱۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نمونههای مورد مطالعه در برابر اندیس انجماد
	شکل ۴–۱۲– موقعیت نمونه های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار– ناسازگار و
۱۰۲	سازگار – ناسازگار.
۱۱۳	شکل ۴–۱۳– نمودارهای نسبت-نسبت عناصر ناسازگار
	شکل ۴–۱۴– نمودار <b>AFM</b> ایروین و بارگار ( ۱۹۷۱) و قرارگیری نمونههای منطقه در موقعیت سری کالک-
۱۰۵	آلكالن.
۱۰۵	شکل ۴–۱۵– نمودار <b>۲</b> در مقابل <b>Zr.</b>
۱۰۶.	شکل ۴–۱۶- نمودار درصد وزنی K2O در مقابل SiO <sub>2</sub>
۱۰۶.	شکل ۴–۱۷- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه
۱۰۶.	شکل ۴–۱۸- نمودار عنکبوتی هنجار شده چند عنصری نسبت به متئوریت کندریتی
۱۰۷	شکل ۴-۱۹- نمودار عنکبوتی هنجار شده چند عنصری نسبت به متئوریت کندریتی
۱۰۷	شکل ۴-۲۰- نمودار عنکبوتی هنجار شده چند عنصری نسبت به مورب
	شکل۴–۲۱-نمودار عنکبوتی هنجار شده چند عنصری سنگهای پلیو-پلئیستوسن منطقه نسبت به پوسته
	بالايى١١۴
114	شکل ۴-۲۲- نمودار <b>Sr/Y</b> در مقابل <b>۲</b>
۱۱۵	شکل ۴–۲۳- نمودار La/Yb در مقابل Yb
۱۱۵	شکل ۴–۲۴– نمودار درصد وزنی MgO در مقابل SiO <sup>2</sup>
۱۱۵	شکل ۴–۲۵- نمودار Sr در مقابل درصد وزنی K2O+Na2O
171	شكل ۵-۱- نمودار تكتونيكی Ti-Zr
۱۲۳	شکل ۵-۲- نمودار SiO2-Zr/TiO2
۱۲۳	شکل ۵–۳- نمودار <b>TiO</b> 2 در مقابل SiO <sub>2</sub>
۱۲۳	شکل ۵-۴- نمودار <b>P2O5</b> در برابر SiO2
174	شکل ۵-۵- نمودار <b>Th/Ce</b> در مقابل SiO <sub>2</sub>
174	شکل- ۵-۶- نمودار FeOt/MgO در برابر SiO2
174	شکل ۵-۷ نمودار <b>MgO</b> در مقابل SiO <sup>2</sup>
۱۲۵	شکل ۵–۸- نمودار Al₂O₃ در مقابل SiO₂
170	شکل ۵-۹- نمودار <b>Yb</b> در مقابل SiO <sub>2</sub>

۱۲۵	شکل ۵–۱۱- نمودار <b>MgO</b> در مقابل SiO <sup>2</sup>
175	شکل ۵–۱۲– نمودار LaN/YbN در مقابل YbN(ppm)
۱۲۷	شكل ۵–۱۳- نمودار تغييرات نسبت <b>Ti/Y</b> در مقابل <b>Rb/Ba</b>
پلئيستوسن منطقه	شکل ۵–۱۴– مدل تکتونیکی تشکیل ماگماهای سازندهٔ تودههای نیمه نفوذی آداکیتی پلیو–
ه در جنوب قوچان ۱۲۹	مورد مطالع
ررانش قوس قارمای	شکل ۵-۱۵- مدل پترولوژیکی چکونگی تشکیل انواع ماگماهای آداکیتی در مناطق فرو
١٣١	
۱۳۳	شکل ۵- ۱۶- تفکیک منشأ غنیشده و تهیشده با استفاده از نمودار Y در مقابل Z <b>r</b>
۱۳۳	شکل ۵– ۱۷– تفکیک منشأ غنیشده و تهیشده با استفاده از نمودار Nb در مقابل Z <b>r</b>
۱۳۵	شکل ۵- ۱۸- پراکندگی نمونههای منطقه بر روی نمودار <b>K/Rb</b> در مقابل SiO <sup>2</sup>
۱۳۵	شکل۵- ۱۹- پراکندگی نمونههای منطقه بر روی نمودار <b>Rb/Zr</b> در مقابل SiO <sub>2</sub>
185	شکل ۵-۲۰- نمودار K2O/Na2O در مقابل Rb/Zr
185	شکل ۵– ۲۱- نمودار <b>LA/Yb</b> در مقابل <b>Ce</b>
۱۳۷	شکل ۵– ۲۲– نمودار <b>(La/Yb)</b> در مقابل <b>(Yb)</b> ، شکل ۵– ۲۲– نمودار ۱۳
۱۳۸	شکل ۵- ۲۳- نمودار Sr/Y در مقابل ۲
14.	شکل ۵-۲۴- نمودارهای نسبت عناصر سازگار و ناسازگار به عنصر <b>Th</b>
141	شکل ۵–۲۵– نمودارهای نسبت– نسبت عناصر ناسازگار و سازگار

# فصل اول

كليات

راههای ار تباطی ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و

منطقه مورد مطالعه درحد فاصل بین ۶۰ کیلومتری جنوب غرب قوچان و ۵۰ کیلومتری جنوب شرق اسفراین، در راستای شمال غربی-جنوب شرقی بصورت کشیده بین طولهای جغرافیایی <sup>۲</sup>۵۷<sup>°</sup>۴۷ تا <sup>`</sup>۸۸<sup>o</sup>۸۸ شرقی و عرضهای جغرافیایی <sup>`</sup> ۳۷<sup>o</sup> ۳۶ تا <sup>`</sup> ۵۸<sup>o</sup> ۳۶ شمالی قرار دارد. دسترسی به این منطقه علیرغم کوهستانی بودن، بواسطه راههای موجود چندان مشکل نیست. از مسیر اصلی ارتباطی سبزوار – اسفراین، جاده فرعی روستای بام جدا میشود که در ادامه به سهراهی آبروان میرسد. برای دسترسی به هر کدام از گنبدهای مورد نظر، با استفاده از جادههای درجه ۲ و ۳ که از این جاده منتج میشود، میتوان استفاده نمود. جاده مذکور تا روستای بام آسفالته و بعد از آن به سمت سهراهی آبروان تا روستای در گاهآباد خاکی میباشد. در شکل ۱–۱ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راههای دسترسی به آن نشان داده شده است.

روستاهای دهنهاجاق، بام، قوزهزن، اردنج، درگاهآباد، داراب، گاهانبالا، کوشک، یام و آبروان در مسیر دسترسی به منطقه مورد مطالعه قرار دارند. فعالیتهای آتشفشانی که موضوع این رساله میباشد، در اطراف این روستاها قابل مشاهده هستند. گنبدهای آتشفشانی مورد بررسی شامل ارسنگ، خیران، قوچقو، قوچخوار، گاهان، زهان و ماهرخکوه میباشند.

۱–۲– آب و هوا و جغرافیای انسانی

این منطقه دارای آب و هوای سرد و مرطوب کوهستانی است. اختلاف دمایی بین فصول سرد و گرم در آن بهطور متوسط بالای ۲۴ درجه است (بهارفیروزی،۱۳۷۷). میانگین بارندگی منطقه ۲۵۰ میلیمتر و بیشتر بهصورت برف است. رودخانههای فصلی زیادی در منطقه وجود دارند که بیشتر آنها به غیر از رودخانه دائمی ولی کمآب ینگجه، به کال شور ریخته و در نهایت از منطقه خارج میشوند. با توجه به وجود آتشکدههای فراوان در شهرهای شمالی این منطقه از جمله درگز و آثار باستانی مربوط به دوران ساسانیان در شیروان، میتوان به تاریخچه طولانی سکونت در این مناطق پیبرد.



منطقه مورد نظر در کادر نشان داده شده است.. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راههای دسترسی به آن-۱-شکل ۱

روستاهای زیادی با جمعیت نسبتاً کم در منطقه پراکندهاند که بزرگترین آنها روستای بام است. بخش صفیآباد بیشترین امکانات اداری و دولتی را در میان روستاهای منطقه دارا میباشد. شغل اکثر مردم کشاورزی و دامداری است و محصولات آنها بیشتر پنبه، غلات، چغندرقند، زیره و بادام همچنین است. مردم منطقه دارای گویش کردی- ترکی و فارسی با لهجه خراسانی هستند ساکنین این روستاها از لحاظ اقتصادی و توان مالی در سطح پایین به سر میبرند.



### ۱–۳– زمین ریخت شناسی

حضور گنبدهای آتشفشانی جوان و وضعیت کوهستانی منطقه سبب ایجاد مورفولوژی نسبتاً مرتفع گردیده است. حداکثر ارتفاع منطقه متعلق به قله شاهجهان با ارتفاع حدود ۳۰۳۰ متر از سطح دریا است. پس از آن میتوان به قله ماهرخکوه اشاره کرد. گنبدهای آتشفشانی بصورت سوزنی و شیب-دار، درههایی پرشیب را ایجاد کردهاند که مورفولوژی خشن دارند و بطور کلی بلندترین ارتفاعات محدوده مورد مطالعه را شامل میشوند. در شکل ۱-۲ وضعیت زمینریختشناسی منطقه با )، به صورت سه بعدی آورده شده است. محدوده مورد Inglobal mapperاستفاده از تصویر ماهوارهای ( مطالعه توسط خط قرمز مشخص شده است. مهمترین عامل تأثیرگذار بر روی مورفولوژی منطقه فعالیتهای تکتونیکی جوان و جنس سنگهاست. مخروطافکنههای کواترنر، رسوبات آبراههای و پهنه-

۱-۴- مطالعات قبلی

سنگهای آتشفشانی و نیمه آتشفشانی جنوب قوچان توسط محققین متعددی از جمله اسپایس و همکارن (۱۹۸۳)، بومان و همکاران (۱۹۸۳)، بهارفیروزی و همکاران (۱۳۷۷)، قریب (۱۳۸۲)، رادفر (۱۹۹۹)، امینی (۲۰۰۰)، فتاحی (۱۳۸۲)، قاسمی و فتاحی (۱۳۸۳) و قاسمی (۲۰۰۴)، مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است. در نتیجه این تحقیقات ارتباط ماگماتیسم مورد نظر با زون افیولیتی سبزوار محرز گردیده است. این محققین بیان میدارند که فرورانش ورقه اقیانوسی سبزوار و آبزدایی آن سبب ذوب گوه گوشته ای گردیده و فعالیتهای ماگماتیسمی منطقه را بوجود آورده است. بهار فیروزی (۱۳۷۷) نیز پتانسیلهای اقتصادی منطقه را در گزارش مطالعات اکتشاف چکشی مورد بررسی قرار داده است. قریب (۱۳۸۲) به مطالعه ساختارها و واحدهای مختلف منطقه با استفاده از دادههای دورسنجی پرداخته، رادفر (۱۹۹۹) نقشه زمین شناسی ۲۰۰۰۱:۱ صفی آباد و امینی (۲۰۰۰) نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۱:۱ مشکان را تهیه نمودهاند. زون افیولیتی سبزوار نیز توسط محققینی نظیر فورستر (۱۹۶۸)، صدرالدینی (۱۹۷۴)، وزیریتبار (۱۹۷۶)، علویتهرانی (۱۹۷۵– ۱۹۷۶– ۱۹۷۷)، نقرهئیان (۱۹۸۲)، باروز و همکاران (۱۹۸۳)، شجاعت و همکاران (۲۰۰۳)، رهگشای و همکاران (۲۰۰۴)، ایدون (۱۳۶۹)، تقویپور و همکاران (۱۳۶۹)، چنانی و همکاران (۱۳۶۹)، بازوبندی (۱۳۷۲)، سودیشعار (۱۳۷۵)، ادهمی (۱۳۷۶)، ایزدپناه (۱۳۷۷)، امینی (۱۳۷۸)، حمزه پور (۱۳۷۹)، مصلحی (۱۳۸۳) و...، مورد مطالعه قرار گرفته است.

اما این مطالعات بیشتر بر روی سنگهای افیولیتی صورت گرفته و لذا فعالیتهای آتشفشانی دور از زون افیولیتی، کمتر مورد توجه قرار گرفته است. در این تحقیق سعی شده است ضمن شرح ویژگیهای صحرایی، آزمایشگاهی و ژئوشیمیایی آتشفشانهای نئوژن منطقه، ارتباط آنها با زون فرورانش سبزوار مشخص گردد.

۱-۵- هدف از مطالعه

حضور یک زون ماگمایی جوان در منتهی الیه شمالی زون افیولیتی سبزوار سبب توجه ویژه به این منطقه شده است. نظر به اینکه در این خصوص مطالعه جامع و کاملی صورت نگرفته است لذا در این تحقیق اهداف ذیل دنبال شده است:

- بررسی روابط صحرایی بین واحدهای سنگی آذرین موجود در منطقه. - بررسی پتروگرافی سنگهای تشکیل دهنده گنبدهای نیمهعمیق مورد مطالعه. - بررسی ماهیت ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه بویژه از لحاظ عناصر کمیاب و کمیابخاکی. - تعیین پتروژنز و جایگاه تکتونیکی رخداد گنبدهای نیمهعمیق مورد مطالعه. - مطالعه پتانسیلهای معدنی احتمالی مرتبط با این گنبدها.

- تعميم نتايج حاصل از اين مطالعه در بررسي علل ماگماتيسم سنوزوئيک اين بخش از ايران زمين.





و تلفیق با Global Mapperشکل ۱–۲– نمایش مورفولوژی منطقه مورد مطالعه با استفاده از نرم افزار سه بعدی مشکان. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰

### ۱–۶– روش تحقیق و سیر مطالعاتی

سلسله اقداماتی که برای دستیابی به اهداف این رساله انجام شده به شرح ذیل است: - بررسی مطالعات قبلی مرتبط با منطقه، مناطق مجاور و مناطق مشابه در سایر نقاط جهان. - استفاده از نقشههای زمینشناسی با مقیاس ۱۰۱۰۰۰۰، نقشههای توپوگرافی با مقیاس ۱۰۵۰۰۰۰، نقشه راههای ارتباطی، تصاویر ماهوارهای و بررسی اطلاعات قبلی که در نتیجه جمع-آوری این مدارک، دید کلی نسبت به منطقه مورد مطالعه حاصل گردید.

- بازدید صحرایی و نمونهبرداری از واحدهای سنگی، تهیه مقاطع نازک و انجام آنالیز شیمیایی از نمونههای منتخب.

Petrograph، Igpet- پردازش دادههای ژئوشیمیایی توسط نرمافزارهای پترولوژیکی مختلف ازجمله GCDkit و

- تجزیه و تحلیل دادههای صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی.

- جمعبندی اطلاعات و دادههای بدستآمده و مقایسه آنها با دادههای موجود درباره مجموعههای

سنگی مناطق مشابه در ایران و سایر مناطق دنیا.

جهت دستیابی به اهداف مذکور، منطقه مورد مطالعه در بیش از ۱۲۰ ایستگاه مورد بررسی و نمونه-برداری قرار گرفت و از نمونههای برداشت شده، ۵۱ عدد مقطع نازک تهیه گردید. پس از انجام مطالعات میکروسکپی، ۲۰ نمونه از واحدهای سنگی منطقه بر اساس تنوع سنگشناسی آنها انتخاب در کشور کانادا آنالیز گردیدند. نتایج حاصل از مطالعات ACME و مطالعات در آزمایشگاه ژئوشیمی صحرایی، مقاطع نازک، ژئوشیمیایی، تکتونیکی و پتروژنز منطقه در قالب این پایان نامه کارشناسی ارشد تدوین گردیده است.

زمينشناسي عمومي منطقه

فصل دوم

#### ۲–۱– مقدمه

منطقه مورد مطالعه قسمتی از برگههای نقشههای زمینشناسی ۱۰۰٬۰۰۰ مشکان و صفی آباد است که در شمال غربی استان خراسان رضوی قرار دارد. در راستای این مطالعه گنبدهای نیمه-آتشفشانی نئوژن واقع در شمال، شمال شرق و شمال غرب روستا و گسل عنبر آباد در نقشه زمین-شناسی مشکان، مورد بررسی قرار گرفته است. بعلاوه، بخشهایی از مناطق شمال شرقی نقشه صفی-آباد نیز که در ارتباط با گنبدهای نیمه آتشفشانی مورد نظر است، بررسی شده است. درخصوص موقعیت زمین شناسی این منطقه نظرات مختلفی از سوی محققین ارائه شده است. از نظر نبوی موقعیت زمین شناسی این منطقه نظرات مختلفی از سوی محققین ارائه شده است. از نظر نبوی است (۱۳۵۵)، در تقسیم بندی واحدهای ساختاری ایران زمین این ناحیه در زون بینالود قرار دارد (شکل بخشی از زون سبزوار به حساب می آید. اما آنچه که به صورت خلاصه می توان بیان داشت این است که این منطقه جزئی از زون بینالود بوده که دنباله شرقی رشته کوههای البرز می باشد. علوی تهرانی (۱۹۷۶)، در نقشه چهار گوش زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ سبزوار، و امینی (۲۰۰۰)، در نقشه زمین شناسی صفی آباد، واحدهای نقشه زمین شناسی صفی آباد، واحدهای سنگی منطقه را تفکیک کردهاند. در این منطقه رخساره های قبل از مزوزوئیک کاملاً شبیه به ایران مرکزی است، اما رخساره های مزوزوئیک آن به رخساره های البرز شباهت دارند (بهارفیروزی، ۱۳۷۷).

بررسیهای صحرایی و سنسنجیهای ایزوتوپی نشان دادهاند که سنگهای گنبدهای نیمهنفوذی نئوژن در بین سنگهای میزبان رسوبی ژوراسیک و کرتاسه، سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی – رسوبی ائوسن، مارنها و ماسهسنگهای میوسن و حتی کنگلومرای پلیستوسن نفوذ کردهاند و دارای ترکیب اسیدی تا حدواسط میباشند. ترکیب سنگشناسی آنها از تراکیآندزیت، تراکیت، داسیت، ریوداسیت تا ریولیت متغیر است. نظر به اینکه سنگهای منطقه مورد مطالعه از لحاظ موقعیت تکتونیکی و نوع ترکیبات سنگی شباهتهای زیادی به آداکیتها و بخصوص آداکیتهای غنی از سیلیس دارند، لذا در این تحقیق سعی شده است در جهت اثبات این موضوع، خصوصیات و ویژگیهای مرتبط با این نوع ترکیبات سنگی مورد بررسی و مقایسه قرار گیرد.



شکل ۲-۱- تقسیم بندی واحدهای ساختاری ایران از نظر نبوی (۱۳۵۵). منطقـه مـورد مطالعـه بـا علامـت □ مشخص شده است.

### ۲-۲- زمین شناسی عمومی منطقه

بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط اسپایس و همکاران (۱۹۸۰)، حدود ۸۰ میلیون سال قبل شاخهای از حوضه اقیانوسی فعال نئوتتیس در منطقه سبزوار وجود داشته، که در فاصله اواخر کرتاسه تا اوایل ترشیاری بسته شده است. در ائوسن، انباشتههای آتشفشانی- رسوبی در این حوضه برجای گذاشته شده است. حرکات کوهزایی ائوسن پایانی- الیگوسن سبب تغییر رژیم دریایی ائوسن به قارهای شده و پس از آن، فعالیتهای آتشفشانی (فاز کوهزایی پیرینه) در مرز زمانی الیگوسن-میوسن و پلیو-پلئیستوسن، موجب پیدایش ماگماتیسم حدواسط تا اسیدی شده که به صورت توده- های سابولکانیک متعددی ظاهر شده است. در میوسن در حوض ه ای رسوبی پراکنده منطقه، رسوباتی نظیر کنگلومرا، ماسهسنگ و مارن نهشته شده است.

کوهزایی آلپی پسین موجب چینخوردگی ملایم نهشتههای میوسن شده است. حرکات کوهزایی بعد از پلیوسن در اوایل کواترنر موجب چینخوردگی پایانی منطقه، آخرین تظاهرات ماگماتیسم و ایجاد شکل امروزی آن گردیده است. در شکل ۲-۲ بخشی از نقشه زمین شناسی ۲۰۱۰۰۰ مشکان که منطقه مورد مطالعه را در بر می گیرد، آمده است. شکل ۲-۳ نیز تصویر ماهوارهای این منطقه را نشان می دهد. در این تصویر ابتدا منطقه وسیعی به همراه زون افیولیتی سبزوار نشان داده شده است. بنابراین همانطور که ملاحظه می شود، فعالیتهای ماگماتیسمی منطقه مورد مطالعه در قسمت شمالی این زون دیده می شود. نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه پس از بازدیدهای صحرایی، شمالی این زون دیده می شود. نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه پس از بازدیدهای صحرایی، بصورت کلی در شکل ۲-۴ ترسیم شده است. این نقشه اگر چه تفاوت کلی با نقشه محرایی، از جمله می توان به تغییر نام سنگهای گنبد قوچقو از میکرومونزودیوریت به تراکی آندزیت، توده گرانودیوریتی ارسنگ به داسیت، تغییر سن برخی سنگهای بازالتی ائوسن به میوسن و افزوده شدن تعداد بیشتری گنبدهای کوچک به این نقشه اشاره کرد. در اینجا موقین به میوسن و افزوده شدن پلیو- پلئیستوسن مورد مطالعه بیشتر و مورد تأکید قرار گرفته است.



شکل ۲-۲- بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ مشکان که توسط سازمان زمین شناسی کشور (۲۰۰۰) تهیه شده است. راهنمای این نقشه بطور مجزا در صفحه بعد به نمایش در آمده است.

				رد. ۲۵ ه. سیلت و ماسه، شکل نعده بادرنها در پائین ترین (تدیمرترین) سنلم تراز، 👌 ۲۰ - سیلت و ماسه با عنسیهانی از شن، شکل نعده دشت آبرفتن (بشدی) -
Γ	TT		tm d al	Q <sup>fm</sup> : Mud, silt and sand, forms lowest (youngest) level fans. Q <sup>d</sup> <sub>2</sub> : Silt and sand with lenses of gravel forms alluvial plane (dasht).
		H	Q 2 2 2 2	2 aal : Recent alluvium. Q cs : Culluvium and scree.
12	11		Q V.f Qtr QV.	ی اندازی در مانه همراد با عدسیهای شنی، شکل نفند در های پر شده - 🕞 ، ترابرش به زند خداستری . در م 🚺 : Sily clay, silt and sand, with gravel packets forms filled valley. 🛛 و 'f : Grey to cream traverlin.
			2	fa ta an
	ARY	ш	o <sup>fg</sup> <sub>2</sub> a <sup>stg×</sup> <sub>2×</sub> o <sup>ag</sup> <sub>2</sub>	$O_2^{-}, O_2^{-}$ : Gravel unconsolidated and uplifted, forms intermediate level fans ( $O_2^{-}$ ), terraces ( $O_2^{-}$ ), and alluvial apron ( $O_2^{-}$ ). تعدی دفت رویندی زیده کرده ( $O_2^{-}$ ), $O_2^{-}$ : $O_2$
	ERN	ENI	offer the off	بترتوب کې اينده هار کې اي ونده های توغي ( کې ) د سمخ در درسخه د
	UAT	STOC	Q 2 Q 2 2	ر الم
	a	LEIS	Plogd	PF-Q : Light grey to pink dacitic - rhyodacitic domes.
			PI-Q <sup>da</sup>	PP-Q <sup>da</sup> : Light grey dacitic andesite, quartz trachyandesite as domes and thick lava.
i.		CEN	PI-QV PI-QVC	Pi-Q: : Reddish grey quartz trachyandesitie, andesitie - dacitie lava flows. Pi-Q : Laddish grey quartz trachyandesitie, andesitie - dacitie lava flows. Pi-Q : Ladha reve lahar. volanie condicidie ovoclasities.
		PLIO	a Pl-Q Py	Pl-Q <sup>®</sup> : Reddish grey trachyandesitie - dacitic lava breecia and lava flows.
y				PI-Q" : Light gray acidic pumicic tuff breecia, aggiomerate with lahar. () المنظر المريحية السيدي المريحية السيدي المريحية السيدي المريحية المنظر المريحية المريحية المريحية المنظ
			PI-O <sup>C</sup>	PI-Q <sup>°</sup> : Grey conglomerate well rounded, poorly graded, consolidated, stratified and folded.
	j.		L . CI WAR	
	وژن		ab .	b Dark greenish grev foldie basattie dikes and lava flows
		INE	em	M - دېچې و ددارهای باراغی فويد دار به رخه هخصری بيره غاڼ به سبز . M
		IOCE	M	M sm : Red to green alternation of shale and gypelforous mart with intercalations of sandstone, ، بناوب شهرا د با ميلاليه على ماسه سنك، كنكلومرا و كي به رنك قرمز تا سبز M sm : Red to green alternation of shale and gypelforous mart with intercalations of sandstone ( ) محمد المعرف
		W	M Contraction	eongonierate and sproving for and the and to be intercalations. المعالي به تر من ۲۰۰۰ معالي به تر من ۲۰۰۰ معالی به تر من ۲۰۰۰ M <sup>C</sup> : Reddish grey consolomerate with and to be intercalations.
	$\vdash$		10	
	ш		E <sub>3</sub> <sup>tr</sup>	E <sup>fr</sup> : Pinkish Brown trachyandesitie, quartz trachyandesitie lava and lava breccia المالي به صدرتی در التر تعالی المالي المالي التركيب والکی آندزيشی بکارلتر تراکی آندزيشی به رنگ قهرهای مايل به صدرتی - E fr
		ш	e b	E Vb : Dark greenish to reddish grey vesiculated spilltic basaltic - andesitic lavas, hyaloclastics with التريش السيليتي مطره دار، فيالوكلستيكها همراه با توف و توفيت. و ماسه 🛛 E Vb
			Eth E3	3 سنگ توفی به رنگ خاکستری تیره مایل به سبز و یا قرمز ۲۰ "turt, turthe and turfaceous sandstone. " منگ توفی به رنگ خاکستری تیره مایل به سبز و یا قرمز ۲۰ "
			3	جع ، نین اماد و نوار سین مرتب سر این به رند خلاصتری رز شن طرح ایران جای ایران می کند. استان می خلاصتری رز شن طرح ایران جای ایران می کند. استان می کند ایران می کند که دیک دیک میگرای می می
	z	-		E - ۲۰۰۶ برای برای برای برای برای این این این این این این این این این ا
0			SIL STRUCTURE	ε عادر در اینهای کارادو سکاردو سکارد مرکز مرکز می شده امتریتی . ۱۷ - از این
		A	mg	E3 : recoins grey anernation or nematitized turnine, turnaceous sandstone, shale and ancesitic : basafile lava flows. تريب عن و عدارهای تعارف الله و عدارهای و عد و عدارهای و عدا و عدارهای و عد و عدارهای و ع و عدال محدالهای و عدارهای و عدالهای و عد
	ш		E <sub>3</sub>	E ج 🗧 : Light green gypsiferous sitty, marty snale with intercatations of gypsum, sandstone, turthe and limestone. ترتفت العمال المرافع المراف
-		_	E	ت 3 : تناوب ماسه سنگ و شهل همراه با میلدلایه های کنگزمراثی و نوغی . ق 3 : Hed alternation of sandstone and shale with conglomerate and tuff intercalations.
	0	z		
	Ŭ		E	E 💈 : تالوب خیل، سیلتستون و ماسه سنگ به رنگ حاکستری مایل به سبز روغن
0			F sh	z z z z z z z z z z z z z z z z z z z
			-2	د عنه های خاکستری تیره مایل به ینفش و در بخش می همراه با ماسه سنگ . 2 =
	0	ш	E cs	E es : Grey conglomerate with sandstone intercalations.
		ш		E z 🕐 : Ank greenish grey vesiculated andesitic basaltic lava flows and hyaloclastics. E y
2				E 📶 : oftey to cream marl and nummulitic limestone. الله عنه المحاوليت بار به رنگ خاکستري نا كرم ·
	ш	_	, m 🐔	E mg : Light green to pink gypsiferous mari and gypsum. ويشن نا صورتى ۲۰ و mg : Light green to pink gypsiferous mari and gypsum.
			2 <sup>2</sup> 2 Eng	E 👖 : Light green to red gypsiferous mari, shale, gypsum with limestone intercalations. ج 🗧 : مارنهای کچ دار، شیل، کچ مدراد با میادلاینغای آمکی به رنگ سبز روشن تا قرمز
0				الم
		U I		e <sup>cs</sup> : Reddish congiomerate with sandstone intercalations.
	-	•	E m2 31	
z			1 4	E m 2 : Greenish grey shale and marl with intercalations of nummulitic limestone. د به دارن هدراه با مبادلایههای آهکی نومزلیت دار به رنگ خاکستری مایل به سبز 🗧 🗧 : شهراه با میادلایههای آهکی نومزلیت دار به رنگ خاکستری مایل به سبز .
			E	s <sup>1</sup> : Upb area alternation of shale and tuffaceous sandstone.
	A	0	c CS	
		0	<b>-</b> 1	E <sup>B1</sup> : Geenish grey alternation of nummulitic limestone, siltestone and calcareous sandstone. الله عنه المحافية عنه المحافية ا محافية المحافية المحاف
m				E ، جریانهای گذارد و گذاردهای برخس شده تراکی آندریش - گزارتر تراکی آندریش میراه با ترف به رنگ . Beddish grey trachyandesitic, quartz trachyandesitic lava flows and lava breecia with tuff. 😢
	۵.	_	EY EI	ا حکستری مالی و تریز. الا ی از این الی مذہب یک جاکست ی مالی به سیا تیده
υ			m1 🛷	E ": : Greenish grey mari, siltstone with sandstone and limestone intercalations
	1	- u	E 1	E : - ۲۶ آهک نرمولیت بار کرم رنگ همراه با مارن · Firam nummulitic linestone with mari.
		2	ES SC	E 3: تتاریب سیلنستون، سیلستون، اسکار و شیل همراه با میلالارمهای ماسه سنگی . [5] تاریخ سیل مدراه با میلالارمهای ماسه سنگی . [5] تاریخ سیل مدراه با میلالارمهای ماسه سنگی . [5] تاریخ سیل مدراه با میلالارمهای ماسه سنگی . [5] تاریخ میل مدراه با مدلارمهای ماسه سنگی . [5] تاریخ میل مدراه با مدلارمه ماسه سنگی . [5] تاریخ میل مدراه با مدلارمه ماسه سنگی . [5] تاریخ میل مدراه با مدلارمه ماسه سنگی . [5] تاریخ میل مدراه با مدلارمه ماسه سنگی . [5] تاریخ مدراه با مدلارمه ماسه سنگی . [5] تاریخ مدل مدارمه مدراه با مدلارمه مدل مدراه با مدلارمه مدراه با مدلارمه مدل مدلومه مدل مدراه با مدلارمه مدراه با مدلارمه مدلومه مدلومه مدلومه مدراه با مدلومه مد
_		_	1.1.1	E 🖁 ؛ کنگلوبرا، مېگرېکنگلوبرا به رنگ خاکسترى مايل به قرمز ؛
0	<u>0</u>	Ś	K <sup>ls</sup>	is: Light grey to cream limestone with sandstone. د بن با یا مالیه سنگ به دیگه هاکسته می در شن با کرد. 🔥 📩 این از ا
-	MASS		in the second	
	JUL	×.	K T	الله المراجع : ا المراجع : المراجع : الم
			K 1	د الدورية المي دار و أهك رويق و در مواردي همراه با ميانلايهاي ماريش به رنگ كرم . (Cream Orbitolina limestone, reefal limestone localy with intercalations of mart (TIZKUH FORMATION). ا
0		đ		ر سرد بیوین ( این ایک بال سر محمد لابه به یک جاکست دیا کا در اساند لار) · ( arey to cream Thick bedded limestone and dolomitic limestone ( AB ECBMATION) · ( بال ایک بال سر محمد لابه به یک جاکست دیا کا در اساند لار) ·
S	Ľ.	2	-1	
ш	٥	¥.	J.,	و <sup>4</sup> : تناوب شیل، سیلتستون و ماسه سنگ به رنگ خاکستری (سازند شمشک) · (Grey alternation of shale, siltestone and sandstone (SHEMSHAK FORMATION).
N		-		L Determined to the second second determine the sec
OIC		IE	D'	است الله المحرف المراكب المعالي المحرف المراكب المحرف المحرف المحرف المحرف المحرف المحرف المحرف المحرف المحرف ا redisfis gray calcareous sandstone (AlarRan Linestone with intercanations of redisfis gray calcareous) من المحرف المح
SOZO		2	p d	a 2: Dark grey thick bedded bituminose doiomite and doiomitic limestone الم
PALE			The second s	d
		EA	e	🖕 : دولر میشهای دوندای به رنگ تمونای (سازدند سلسلانیه ؟). د 🖞
				S Y M B O L S
			SUBVOLCA	ىلېكېا DIKES سىنگەلى دىدە زىڭ NIC ROCKS
		1		tr : Grey quartz trachyandesitic to trachyandesitic dikes. میکروگوارنز، مونزودیند. سال التراین مونزودیند.
			mad	rt : بایکهای گارارتز دراگی اندریش به رنگ کنتری : ۲۵ اندریش به رنگ کنتری : ۲۵ اندریش به رنگ کنتری : ۲۵ اندریش به دیک کنتری : ۲۱
		1		a: Light grey daeite - quartz andesitie dikes. da: ادایکهای دادستهای - کرارت ترزی این دریک دادستان کاستری دریشن این دریک این دریک دریک دادستان از این این دری
		-		nd : Micromonzodiorite. میکردیونیوریبرویند : md ba ba : Dark grey basaltic - andesitic dikes (Eocene).
			mgd	ba : دایکهای بازالتی دانتریتی خلاف (افرسن) ، به معنی دانتریتی در و (افرسن) ، به معنی دانتریتی در افرانی میرد (افرسن) ، به معنی دانتریتی در مدن ،
		-	And a set of the set of the set of the	
			mmd	and : Micropyroxen monzodiorite. s: Silicified rocks, silicic veins.

ادامه شکل ۲-۲- راهنمای نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ مشکان.



شکل ۲–۳– تصویر ماهوارهای Landsat منطقه مورد مطالعه که در شمال زون افیولیتی سبزوار قرار دارد. تصویر مورد نظر با نقشههای زمینشناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان و صفیآباد تلفیق شده است.



شکل۲- ۴- نقشه زمینشناسی اصلاح شده واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه که با استفاده از دادههای ماهوارهای و در نـرم-افزار فتوشاپ، رسم شده است. گنبدهای ساب ولکانیک مورد مطالعه در نقشه به صورت اعداد ۱ تا ۶ معرفی گردیـده و اسـامی آنها در حاشیه راهنمای نقشه آمده است.

### ۲-۳- پیکرههای سنگی اصلی منطقه

پیکرههای سنگی منطقه شامل سنگهای رسوبی و آذرین میباشند، اما قسمت عمدهٔ آنها را سنگهای آذرین تشکیل دادهاند. تنوع سنگشناسی زیاد بوده و سن سنگهای منطقه از ژوراسیک تا عهد حاضر تغییر میکنند.

۲-۳-۱ واحدهای رسوبی

جهت توصیف ویژگیهای صحرایی سنگهای رسوبی منطقه و ارتباط آنها با گنبدهای سـابولکانیـک مورد مطالعه، هر یک از واحدها و سازندها را با توجه به ترتیب سنی جداگانه بررسی میکنیم.

الف- ژوراسیک

- سازند شمشک

نهشتههای این سازند به چهار بخش قابل تفکیک است که از بین آنها بخش سوم در تماس با گنبدهای سابولکانیک مورد مطالعه میباشد. لیتولوژی بخش سوم این سازند شامل شیلهای خاکستری تیره تا سیاه همراه با میانلایههایی از ماسهسنگ دانه ریز کوارتزآرنایتی است که در شمال روستای دهنه اجاق واقع در ورقه زمین شناسی صفی آباد، گنبد سابولکانیک ارسنگ آن را قطع کرده است. در نتیجه این نفوذ، در شیلها پختگی ایجاد شده و مرز حرارتی در حدود ۱ متر را ایجاد نموده است. در اثر گسل خوردگی در مرز بین شیل و واحد آذرین، کشیدگی لایههای رسوبی به سمت حرکت گسل به وضوح مشاهده می شود (شکل ۲–۵ و ۲–۶). گاهی قطعات بزرگی از سنگ میزبان در گنبد سابولکانیک ارسنگ به دام افتاده است (شکل ۲–۷). حد زیرین سازند شمشک در تمامی زون البرز بصورت ناپیوستگی بوده که خود نشان دهنده فاز کوهزایی مهم سیمیرین پیشین است. در این منطقه نیز، حد زیرین این سازند نامشخص است ولی حد بالایی آن با پیشروی گسترده دریا به سازند دلیچای ختم می شود (فخر، ۱۹۷۵–۱۹۷۷). علی رغم اهمیت اقتصادی این
پیجویی و اکتشافات پراکنده جهت کشف لایههای زغالی احتمالی در حال انجام میباشد (رادفر، ۱۹۹۹).



شکل ۲-۵- صعود گنبد ارسنگ در امتداد مرز گسل در شمال شکل ۲-۶- کشیدگی لایههای شیلی در جهت حرکت روستای دهنه اجاق. لایههای شیلی در بالا قرار دارند گسل به سمت پایین (حرکت راستگرد گسل). همچنین ( دید بهسمت شرق). پختگی در مرز بین این واحد رخ داده است.



شکل ۲-۷- لایههای شیلی سازند شمشک که در بین سنگهای داسیتی گنبد ارسنگ به دام افتادهاند (در امتداد رودخانه دهنهاجاق، دید بهسمت غرب).

شایان ذکر است که سازند دلیچای و برخی تشکیلات کرتاسه در منطقه مورد مطالعه وجود دارنـد، ولی به این علت که توسط تودههای نیمهنفوذی قطع نشدهاند و ارتباطی بین آنها وجود نـدارد، از ذکر خصوصیات و ویژگیهای صحرایی آنها خودداری شده است. سازند دلیچای در مرز زیرین بـه سازند شمشک و در حد فوقانی خود به سازند لار ختم میشود (رادفر، ۱۹۹۹)، و در محدوده گنبـد خیران در شمال نقشه زمینشناسی صفیآباد رخنمونهای وسیعی از آن مشاهده میشود. واحدهای دیگر کرتاسه که شامل لایههای آهکی و گاهی شیلی- مارنی میباشند، در مرکز نقشه زمینشناسی مشکان و صفیآباد دیده میشوند و فاصله زیادی با گنبدهای نیمهعمیق مورد مطالعه دارند. – سازندلار

این واحد به طور عمده از آهکهای یکنواخت با لایهبندی ضخیم به رنگ خاکستری روشن تشکیل شده است. در شرق و جنوب شرق گنبد خیران استوکهای کوچک داسیتی در آن نفوذ کردهاند و سبب پختگی در مرز تماس آنها شدهاند. مرز تحتانی آن، سازند دلیچای بوده ولی مرز فوقانی آن اکثراً بریده و گسله میباشد.

ب- ائوسن

- واحد ماسەسنگى- شيلى

این واحد دربرگیرنده تناوب ماسهسنگ و شیل همراه با میانلایههای کنگلومرایی، توفی، توفیتی، به رنگ قرمز با ستبرایی نزدیک به ۷۰۰ متر است (رادفر، ۱۹۹۹). گدازههای آندزیتی، بازالتی-آندزیتی ائوسن بر روی آنها قرار دارند و تودههای نیمهنفوذی داسیتی- تراکیآندزیتی پلیو-پلئیستوسن آنها را قطع کردهاند (شکل ۲-۸ و ۲-۹). بیشترین گسترش این واحد در اطراف گنبدهای قوچخوار و قوچقو میباشد. همراهی این واحد با واحد شیلی – مارنی گچدار، از روستای فتحآباد تا نزدیکی روستای داراب مشاهده میشود. در حوالی گنبد نیمهنفوذی قوچخوار اشکال رسوبی همچون ریپلمارک در ماسهسنگهای ریزدانه آن دیده میشود (شکل ۲-۱۰). این آثار نشاندهنده محیط دریایی و ساحلی کمعمق میباشد. آنکلاوهای سیلتستونی این واحد در تراکی-آندزیتهای گنبد قوچقو دیده میشود (شکل ۲-۱۰).

# - واحد شیلی- مارنی گچدار سبز روشن

این واحد دربر گیرنده شیلهای مارنی، سیلتی گچدار همراه با میان لایه های سنگ گچ، ماسهسنگ، توفیت و سنگ آهک میباشد. در لایه های گچی گاهی بلور های زیبای گچ دیده می شود. در برخی موارد میزان سنگ گچ در این واحد و واحد شیلی- مارنی گچدار قرمز قابل توجه است و میتواند مورد بهره برداری قرار گیرد. این واحد، به رنگ خاکستری روشن مایل به سبز روشن و در برخی موارد مایل به قرمز به ستبرای نزدیک به ۶۰۰ متر است. مرز زیرین آن، واحد ماسهسنگی- شیلی ائوسن میباشد،

شایان ذکر است که تودههای نیمهنفوذی تراکیآندزیتی پلیو- پلئیستوسن در برخی مناطق این واحد را قطع نمودهاند (شکل ۲–۱۲). حضور آنکلاوهای مارنی و شیلی این واحد در اندازههای مختلف در گنبدهای ماهرخ کوه، زهان، قوچ خوار و گاهان در خور توجه است (شکل۲–۱۳ و ۲–۱۴). لازم به ذکر است که این واحد از نظر گسترش مهمترین واحد رسوبی منطقه بوده که به عنوان سنگ میزبان گنبدهای مورد نظر، محسوب می شود.

ج – ميوسن

- واحد شیلی مارنی گچدار قرمز تا سبز

این واحد شامل تناوب شیل و مارن گچدار همراه با میانلایههای ماسهسنگ، کنگلومرا و سنگ گچ به





شکل ۲-۸- نمایی از واحد ماسه سنگی- شیلی ائوسن. شکل ۲-۹- واحد ماسهسنگی-شیلی ائوسن که توسط شمال روستای داراب ( دید به سمت غرب). بازالتهای ائوسن پوشیده شده است.







سنگی- شیلی درون تراکیآندزیتهای گنبد قوچقو.





شکل ۲-۱۲- نمایی از واحد شیلی- مارنی گچدار ائوسن و نفوذ شکل ۲-۱۳- حضور آنکلاو مارنی واحد شیلی- مارنی ائوسن تراکی آندزیتهای گنبد قوچقو در آن( دید به سمت شمال شرق). در داسیت گنبد ماهرخ کوه. در نقاط پست لکههای سفید رنگ برف هستند.



شکل ۲-۱۴- حضور آنکلاو شیلی واحد شیلی- مارنی ائوسن در داسیت گنبد زهان.

رنگ قرمز تا سبز است. در برخی موارد لایهها، رگهها و رگچههای گچ در نهشتههای این واحد، به-ویژه در مارنها دیده میشود. ضخامت این مجموعه به حدود ۹۰۰ متر میرسد (رادفر، ۱۹۹۹) و در اطراف روستای زهان، گنبد ساب ولکانیک پلیوپلئیستوسن آن را بریده است. نهشتههای رسوبی پلیوکواترنر عمدتاً به طور ناپیوسته بر روی این واحد قرار گرفتهاند.

- د- پليوسن-كواترنر
- واحد کنگلومرایی- ماسەسنگی

این واحد، لایه و کنگلومرای ضخیمی را با روند جنوبشرقی – شمالغربی در اطراف اکثر تودههای نیمهنفوذی نئوژن تشکیل میدهد (شکل ۲–۱۵). از خصوصیات منحصر به فرد این واحد، نفوذ گنبد تراکیآندزیتی – داسیتی پلیو– پلئیستوسن در آن و عدم حضور قطعات سنگی گنبدهای نیمه نفوذی در آن میباشد (شکل ۲–۱۶). مقطع چینهشناسی این واحد در نزدیکی روستای گاهانبالا از نظر تعیین سن نسبی نفوذ گنبد تراکیآندزیتی– داسیتی گاهان، بسیار مهم است. گنبد مذکور سنی جوانتر از این واحد کنگلومرایی دارد.

رخنمون این واحد به صورت کنگلومرای خاکستری رنگ با گردشدگی خوب و جورشدگی متوسط تا ضعیف میباشد که قطعات آن با سیمانی از جنس کربنات کلسیم به یکدیگر متصل شدهاند. جـنس قطعات آن در این منطقه ماسهسنگی و آهکی است و ذرات ریزدانه موجود در بین آنها سبب کاهش تخلخل این واحد گردیده است. اندازه قطعات حداکثر به ۱ متر میرسد. یکی از ویژگیهای این واحد سنگی چینخورگی کمشیب آن است. در برخی مناطق، در بخشهای بالایی این واحد میان لایـه-های چند متری از مواد آذرآواری و لاهارهای حاصل از فعالیتهای آتشفشانی پلیو- پلئیستوسن دیده میشود (امینی، ۲۰۰۰).

– پادگانەھای آبرفتی

در دامنهها، نهشتههای آبرفتی دانهدرشت با مصالح شنی و حاوی لایهها و عدسیهای درشتدانه و ریزدانه دیده میشود. بسیاری از ویژگیهای فیزیکی آنها مشابه با آبرفتهای بسیار درشتدانه است که از جمله آنها میتوان به تخلخل، عدم وجود سیمان و میزان هوازدگی اشاره کرد. پادگانههای آبرفتی اکثراً از تغییر سطح اساس بوجود میآیند و بیشتر اوقات افقی هستند و در سرتاسر رودخانه-ها مشاهده می شوند.

۲-۳-۲ يېکرەھاي آذرين

سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه به طور کلی به دو دسته تقسیم می شوند. دسته اول سنگهای عمدتاً آگلومرایی، بازالتهای اسپیلیتی شده، اسکوریهای آندزیتی و گدازههای بازالت- آندزیتی ائوسن که به عنوان سنگهای میزبان گنبدهای نیمهعمیق شناخته می شوند. دسته دوم، گنبدهای نيمهعميق پليو- پلئيستوسن هستند كه موضوع اصلي مورد بررسي در اين رساله ميباشند. اين تقسیم بندی بر اساس مشاهدات 🔰 چینه شناختی و سن پیکره های آذرین موجود در منطقه صورت گرفته است، در عین حال نوعی تمایز سنگشناختی نیز وجود دارد. به طوری که سنگهای آذرین ائوسن ترکیب مافیک و سنگهای پلیو- پلئیستوسن حدواسط تا اسیدی هستند.







۲-۳-۲ الف- سنگهای آذرین ائوسن – میوسن زیرین

سنگهای آذرین ائوسن – میوست زیرین، از نوع آتشفشانی و آتشفشانی – رسوبی بوده و شامل واحدهایی همچون آگلومرا، بازالتها و آندزیتها هستند، که گاهی نیز بصورت اسکوری مشاهده می – شوند. این واحدها با ضخامتهای متفاوت در اکثر نواحی منطقه مورد مطالعه برونزد دارند و توسط واحدهای رسوبی بعد از ائوسن و میوسن پوشیده شدهاند. واحد آگلومرایی ضخامت زیادی نداشته و بیشتر از قطعات بزرگ بازالتی و آندزیتی که سختشدگی نسبتاً خوبی دارند، تشکیل شده است (شکل ۲–۱۷ و ۲–۱۸). قطعاتی همچون بمب آتشفشانی در واحد آگلومرایی در حوالی شمال روستای فتحآباد دیده می شود (شکل۲–۱۹). قطعات سنگی دارای بلورهای بسیار ریز بوده و آفانیتیک هستند بطوری که فنوکریستها در آنها بخوبی قابل مشاهده نیستند.

واحد آندزیت – بازالتی دربرگیرنده تناوب بازالت هماتیتی شده، ماسهسنگ توفی، شیل و گدازه-های آندزیت – بازالتی است. رنگ خاکستری مایل به قرمز داشته و در نزدیکی روستای قوزهزن به رنگ قرمز مایل به سیاه در میآید. مگنتیتهای موجود در این سنگها اکثراً هماتیتی شدهاند. ضخامت این واحد متغیر بوده و در این منطقه حدود ۱۵۰ متر میباشد (امینی، ۲۰۰۰). این واحد همچنین به صورت تناوب گدازههای بازالتی– آندزیتی هیالوکلاستیکی، تراکیآندزیتی همراه با گدازههای برشی شده، توفیت هماتیتی شده، لیتیکتوف و ماسهسنگ توفی گسترش دارد و در اطراف اکثر گنبدهای نیمهنفوذی پلیو– پلئیستوسن مشاهده میشود.

همچنین واحد اسکوری - اسپیلیتی شده نیز در منطقه در اثر تغییر ماهیت گدازه ایجاد شده است،

به گونهای که فوران گدازه با ترکیب بازالتی در زیر آب منجر به تشکیل اسپیلیت شده است. در اطراف روستای کلاتهبام در ورقه زمین شناسی مشکان، اسکوری آندزیتها به صورت متناوب با گدازههای متراکم بازالتی دیده می شوند (شکل ۲-۲۰، ۲-۲۱ و ۲-۲۲). این اسکوری آندزیتها، نشان دهنده فوران در محیط کم عمق آبی هستند. در نزدیکی روستای داراب این واحد کاملاً بازالتی بوده و اسپیلیتی شده است. بلورهای زئولیت و کلسیت در حفرات آنها به وفور و به صورت ثانویه تشکیل شدهاند (شکل ۲-۲۲).



شکل ۲- ۱۷- نمای نزدیکی از واحد آگلومرایی در حوالی شمال روستای فتحآباد.



شکل ۲- ۱۸- قطعات بازالتی تشکیل دهنده آگلومرا ( شـمال روستاي فتحآباد).





شکل ۲-۱۹- تصویری از وجود بمب آتشفشانی در واحد شکل ۲-۲۰- مرز بین گدازه های بازالتی و اسکوری-های آندزیتی در قسمت شمال شرقی روستای بام. آگلومرایی (شرق روستای بام).



شکل ۲-۲۱- نمای نزدیکی از واحد اسکوری آندزیتی با شکل ۲-۲۲- تصویر صحرایی از اسکوری آندزیتی ( به رنگ قهوهای روشن.



حفرات موجود در سنگ توجه شود).



شکل ۲-۲۳ - بازالت اسپیلیتی همراه با کانی های زئولیت و کلسیت موجود درآن.

# ۲-۳-۲-ب- سنگهای آذرین نئوژن

سنگهای آذرین خروجی و نیمهعمیق با سن جوانتر از ائوسن، دارای ترکیب تراکیتی، تراکیآندزیتی، داسیتی، ریوداسیتی و ریولیتی میباشند. آنها به صورت گنبد، تودههای نیمهعمیق، دایک یا آپوفیز در بین سنگهای میزبان خود نفوذ کردهاند. سنگهای میزبان شامل واحدهای رسوبی عمدتاً شیلی و آهکی ژوراسیک و کرتاسه، آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن – میوسن زیرین، مارنها و ماسه-سنگهای میوسن و حتی کنگلومرای پلیو- پلئیستوسن میباشند. از لحاظ موقعیت تکتونیکی و نوع ترکیبات سنگی شباهتهای بسیار زیادی به آداکیتها دارند، از این رو خصوصیات، ویژگیها و ارتباط گنبدهای سابولکانیک با یکدیگر مورد بررسی و انطباق قرار می گیرد.

یکی از شواهد صحرایی منحصر به فرد این آداکیتها، حضور فنوکریستهای درشت و کشیده آمفیبول است که در اغلب سنگهای گنبدهای مورد مطالعه دیده می شود. به عقیده دوفان و دورمون (۱۹۹۰) و ماری و همکاران (۱۹۹۶)، آمفیبول کانی معمول آداکیتهای واقعی می باشد. همچنین تجمع کانیهایی نظیر پلاژیوکلاز، پیروکسن و مگنتیت به صورت گلومروپورفیری در اغلب سنگهای آداکیتی مشاهده می شود. بلورهای آمفیبول در تمامی این سنگها خود شکل تا نیمه خود شکل هستند (شکل ۲-۲۴ و ۲-۲۵)، که میتواند به دلیل حضور طولانی مدت ماگمای آبدار در اتاق ماگمایی قبل از خروج باشد.

روند گسترش این گنبدها مشابه روند گسترش سنگهای بازالتی- آندزیتی ائوسن بوده و شمالغربی - جنوب شرقی است. در مجموعههای سنگی که توسط این گنبدها قطع شدهاند دگرگونی مجاورتی باریکی دیده میشود که با پختگی و گاهی تغییر فازهای کانیشناختی همراه است. سن برخی از این گنبدها توسط اسپایس و همکاران (۱۹۸۳) و قاسمی و همکار (۱۳۸۳) بهروش K-Ar سنگ کل حدود ۲-۳ میلیون سال تعیین شده است. سن نسبی آنها نیز با توجه به نفوذ ایس گنبدها در واحد کنگلومرای پلیوسن و از طرفی عدم حضور قطعات سنگی آنها در ماسهسنگهای میوسن که در تمامی مناطق توسط همین گنبدها قطع شدهاند، تأیید میشود. با توجه به اینکه یکی از اهداف این تحقیق بررسی ارتباط پترولوژیکی بین گنبدها میباشد، بدین ترتیب به بررسی خصوصیات اجمالی هر یک از این گنبدها میپردازیم.





شکل۲-۲۴- شمایی از آمفیبولهای کشیده و ایجاد شکل۲-۲۵- حضور آمفیبولهای کشیده در سنگهای ساخت جریانی در گنبدهای آداکیتی (شمال روستای آداکیتی (شمال گنبد گاهان). داراب).

- گنبدهای نیمه نفوذی خیران و ارسنگ

گنبدهای مذکور در شمال روستای دهنهاجاق در ورقه زمینشناسی صفیآباد بصورت تودههایی نسبتاً کشیده در بخشهای شیلی واحد سوم سازند شمشک (شکل ۲-۲۶)، نفوذ کردهاند. گاهی آپوفیزهایی از آنها در سنگهای آهکی لار نیز تزریق شده و سبب پختگی و تغییراتی در شیلها و آهکها گردیدهاند. در نقشه زمینشناسی ۱:۱۰۰۰۰ صفیآباد که توسط سازمان زمینشناسی کشور تهیه شده است، ترکیب 💿 سنگشناسی این گنبدها دیوریتی تا میکروکوارتزدیوریتی ذکر شده، که پس از بررسیهای صحرایی، میکروسکپی و آنالیز شیمیایی، ترکیب آنها تراکیتی، داسیتی، ریوداسیتی و ریولیتی تعیین گردید. قسمتهای مرکزی این گنبدها درشت بلورتر بوده و به میکروگرانودیوریت می سد (شکل۲-۲۷). فنوکریستهای پلاژیوکلاز در این قسمت به احتمال زیاد داموریتی شدهاند. همچنین این گنبدها دارای حاشیه انجماد سریع بوده (شکل۲-۲۸)، که در این نواحی بلورهای آن کاملاً ریزدانه و حاوی شیشه زیاد در زمینه میباشد. حضور آنکلاوهایی از جـنس شیلی، ماسهسنگی و سیلتستونی در آنها مشهود است که وقوع فرآیند آلایش و هضم سنگ میزبان را اثبات می کند. همچنین بلورهای آمفیبول، بیوتیت و پلاژیوکلاز بصورت کشیده در نمونه-دستی سنگ قابل تشخیص میباشند. تجمعات گلومروپورفیری از کانیهای تیره نیز در آن مشاهده مى شود. تجزيه پلاژيوكلازها و فلدسپاتها، حضور حفرات پر شده با كلسيت كه به اكسيد آهن أغشته شدهاند، رگچههای کلسیتی و مقادیر نسبتاً زیاد اکسیدهای آهن در برخی نقاط این گنبدها حاکی از دگرسان شدن آنهاست.



شکل ۲-۲۶ - نفوذ گنبد خیران در سازند شمشک شـکل ۲-۲۷- حضـور فنوکریسـتهای پلاژیـوکلاز و که در امتداد گسل نفـوذ کـرده و بـالا آمـده اسـت آمفیبول همراه با آنکلاو سیلتستونی در گنبد خیران

(شمال روستای دهنه اجاق).

(شمال روستای دهنه اجاق).



شکل ۲–۲۸- نمایی نزدیک از ایجاد حاشیه انجماد سریع در داسیتهای گنبد خیران.

# - گنبدهای قوچقو و قوچخوار

این گنبدها در نزدیکی روستاهای قوزهزن و اردنج در ورقه زمینشناسی مشکان قرار دارند و درون گدازههای بازالتی- آندزیتی ائوسن و همچنین ماسهسنگها، شیلها و مارنهای میوسن جای گرفتهاند، بطوری که در مارنها حالت پختگی و تغییر فازهای کانیشناختی ایجاد کردهاند. این دو گنبد شباهتهای زیادی از نظر ترکیب سنگشناسی با یکدیگر دارند و استوکهای کوچک بسیار زیادی در فاصله بين آنها قرار دارد. تركيب سنگشناسي اين گنبدها عمدتاً كوارتزتراكيآندزيتي، داسيتي، ریوداسیتی و ریولیتی است. مورفولوژی آنها خیلی خشن نبوده و از ارتفاع زیادی نیز برخوردار نیستند. در نقشه زمینشناسی ۱:۱۰۰۰۰ مشکان ترکیب آنها را میکرومونزونیتی عنوان کردهاند، که یس از بررسیهای صحرایی و میکروسکیی صحت آن تأیید نشد. سطح شکست صدفی و داشتن لبه-های تیز از خصوصیات بارز سنگهای واریزهای در دامنههای آنهاست که دلیل آن شیشهای بودن خمیره سنگ است. کانیهای پلاژیوکلاز و آمفیبولهای سوخته بهصورت خیلی ریز، کشیده و جهـت-یافته در آنها دیده میشوند و بافت تراکیتی و جریانی را ایجاد نمودهاند (شکل ۲-۲۹). ترکیب غالب این گنبدها، تراکی آندزیتی است اما بخشهای تفریق یافته با ترکیب ریولیتی نیز در آنها دیده می-شود و ظاهر تیره و روشنی به گنبد داده است. ریولیتها غالباً در قسمتهای درز و شکافدار دگرسان شدهاند و گاهی کانه زایی در آنها دیده میشود که در بررسیهای میکروسکپی بیشتر بـهصـورت بلورهای اسفن مشاهده می گردد (شکل۲-۳۰). آنکلاوهایی از جنس گدازههای ائوسن - میوسن زیرین، سیلتستونها، ماسه سنگها و مارنهای ائوسن و میوسن در سنگهای این گنبدها رؤیت می-شود (شکل ۲- ۳۱).





شکل ۲-۲۹- نمایی از گنبد قوچقو در نزدیکی روستای قوزهزن شکل ۲-۳۰- شمایی از کانهزایی اسفن در ریولیتهای گنبد (دید به سمت شمال غرب).



شکل ۲-۳۱ - حضور آنکلاو سیلتستونی در تراکیآندزیتهای گنبد قوچقو (شمال روستای قوزه زن).

در فاصله بین این دو گنبد، یک توده نیمهنفوذی دیده می شود که ترکیب آن به سمت تراکی-آندزیت تا آندزیت متمایل است که بلورهای مگاپورفیری آمفیبول همراه با پیروکسنها، ظاهری تیره رنگ به سنگ داده است. همچنین فاز نهایی فعالیتهای ماگمایی به صورت رگههای هیدروترمالی بسیار نازک از جنس کوارتز در آن قابل رؤیت است که به عنوان فاز تأخیری و تفریق یافته تراکی-آندزیتها محسوب می شود. ضخامت این رگهها تا حدود ۱ سانتیمتر می رسد (شکل ۲-۳۲ و ۲-۳۳).





شکل ۲-۳۲ - نمایی از استوک تراکی آندزیتی شمال - شکل ۲-۳۳- حضور رگه هیدروترمالی کوارتز در تراکی-غرب روستای فتح آباد.

# – گنبد گاهان

این گنبد در جنوب و غرب روستای گاهانبالا قرار دارد. جنس آن بیشتر کوارتزتراکی آندزیتی و داسیتی است که جهت یافتگی کانیهای آمفیبول سوخته در آنها، بافت تراکیتی را بخوبی نمایان می سازد (شکل ۲-۲۴، ۲-۳۵ و۲-۳۶). همچنین قسمتهای حاشیهای این گنبد دارای ظاهری قرمز رنگ است که به دلیل تأثیر اکسیداسیون می باشد. این گنبد اهمیت زیادی از نظر چینه شناختی دارد، زیرا نفوذ در کنگلومرای پلیو- پلئستوسن و قطع کردن این واحد به شکل بسیار تیپیک توسط آن رخ داده است. بدین ترتیب این گنبد از لحاظ سن نسبی از این واحد کنگلومرایی جوانتر است. سن مطلق آن به روش پتاسیم – آرگن حدود ۱/۸ میلیون سال بدست آمده است (قاسمی و همکار، می گذارد. شایان ذکر است که ساختار درونی ستون مانندی (شعاعی – رشتهای) در گنبد تشکیل می گذارد. شایان ذکر است که ساختار درونی ستون مانندی (شعاعی – رشتهای) در گنبد تشکیل دهنده آن توجیه نمود. آثار چنین پدیدهای را میتوان بهوضوح در قسمتهای مرکزی ایـن گنبـد مشاهده نمود (شکل ۲-۳۷).





شکل ۲–۳۴- نمای نزدیکی از نفوذ تراکیآندزیتهای گنبد 🛛 شکل ۲–۳۵- شمایی از ساخت جریانی ناشی از جهت گاهان در کنگلومرای پلیو- پلئیستوسن (جنوب شرق یافتگی آمفیبولها در گنبد گاهان (جنوب شرق روستاي گاهان بالا).

روستای گاهان بالا).



شکل ۲-۳۶- حضور آنکلاو سیلتستونی در نمونه داسیتی شکل ۲-۳۷- نمایی از شکل گیری ساختار شکفتن گنبد گاهان.



قارچ گونه در داسیتهای گنبد گاهان.

# - گنبدهای ماهرخکوه و زهان

این دو گنبد در مرکز ورقه زمینشناسی مشکان با ارتفاع زیاد و در فاصلهای نهچندان دور از یکدیگر قرار دارند. مورفولوژی این گنبدها خشن بـوده و دارای شـکل سـوزنی ماننـدی مـیباشـند. از نظـر ترکیب، این گنبدها متشکل از تراکیآندزیتهای برشیشده، تراکیآندزیت و تراکیت درحاشیهها و ترکیب داسیتی و ریوداسیتی در مرکز هستند. گنبد ماهرخ کوه ترکیب سنگ شناسی کاملتری نسبت به دیگر گنبدهای منطقه دارا میباشد و سرشار از کانیهای آمفیبول سوخته و سوزنی شکلی هستند که ساخت جریانی به سنگ دادهاند و عمدهترین فنوکریست قابل مشاهده با چشم غیر مسلح محسوب می شوند. قطعات برشی شده، ترکیب تراکی آندزیتی داشته و خمیره دربرگیرنده این قطعات نیز با آنها هم جنس بوده و مبیّن پدیده خودبر شی شدن تراکی آندزیتهاست. بعد از این بخش تراکی آندزیتی، تراکیتهای خاکستری رنگی قرار دارند که آنها نیز متحمل پدیده خودبر شی شدهاند. در این تراکیتها، فنوکریستهای فلدسپات خود شکل تا اندازه ۳-۲ میلی متر بخوبی دیده می-شوند، اما بر خلاف بخش تراکی آندزیتی، آمفیبولها ریزبلور بوده و به صورت میکروفنوکریست وجود دارند.

در این گنبدها، آنکلاوهای متفاوتی همچون بازالتی، مونزونیتی، شیستی، گنایسی، مارنی و سیلتستونی قابل رؤیت است. آنکلاوهای بازالتی و مونزونیتی عمدتاً در اندازههای کوچک (درحد چند سانتیمتر) دیده میشوند. همچنین در آنکلاوهای شیستی و گنایسی، حاشیههای ذوب شده بسیار باریک شیشهای و تیره رنگ مشاهده می گردد. در سنگهای تراکیتی و داسیتی از میان آنکلاوهای موجود، انواع مارنی حجم بیشتری را به خود اختصاص دادهاند و اندازه آنها تا چندین سانتیمتر متغیر است (شکل ۲–۳۸، ۲–۳۹، ۲–۹۰ و ۲–۴۱). آنکلاوهای سیلتستونی نیز در اندازه و حجم کمتر یافت میشوند.

## ۲-۴- دگرگونی مجاورتی

از آنجایی که گنبدهای نیمهعمیق منطقه مورد مطالعه در واحدهای رسوبی و آذرین قبل از پلیوکواترنر نفوذ کردهاند، لذا انتظار آن بود که هالههای دگرگونی مجاورتی در آنها مشاهده شود، اما در بررسیهای











شکل ۲-۴۰- وجود آنکلاو شیلی- مارنی در داسیتهای شکل ۲-۴۱- حضور آنکلاو مارنی در ریوداسیتیهای گنبد ماهرخ کوه (لکه های اطراف آنک لاو در اثر بارش گنبد ماهرخ کوه. قطرات باران ایجاد شده است).

صحرایی چنین وضعیتی مشاهده نگردید. احتمالاً عدم وجود هاله دگرگونی واضح بین آنها به نحـوه نفوذ و جایگیری گنبدها مرتبط میباشد. در سطح تمامی گنبدها دگرگونی مجاورتی در سنگهای میزبان دیده نمیشود و فقط آثار پختگی (حدوداً ۱ متر) در شیلهای شمشک در سطح تماس گنبد خیران دیده می شود. بررسی کانی شناسی این شیلها در محل سطح تماس با گنبد مذکور، حاکی از تبلور مجدد و ظهور کانیهایی مانند کوارتز، فنژیت و سریسیت گردیده است (شکل ۲-۴۲). کانیهای رسی و مواد آلی در زمینه سنگ به وفور یافت میشوند.



شکل ۲-۴۲- تصویر میکروسکپی نمونه شیلی در محل کنتاکت نفوذ گنبد خیران و ظهور کانیهای کوارتز، فنژیت و سریسیت در آن (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

۲–۵– زمینشناسی ساختمانی منطقه فعالیتهای تکتونیکی منطقه سبب گسلخوردگی، شکستگی، چینخوردگی و بالازدگی مجموعههای سنگی گردیده است. این فعالیتها به طور کلی در اثر بسته شدن حوضه اقیانوسی فعال در منطقه سبزوار در حدود ۸۰ میلیون سال قبل در حد فاصل کرتاسه تا اوایل ترشیاری بر اثر فاز کوهزایی آلپی صورت گرفتهاند. به عقیده اسپایس و همکاران (۱۹۸۳) نوار افیولیتی سبزوار، باقیمانده پوسته اقیانوسی بخش شرقی نئوتتیس است که تا کرتاسه فوقانی فعال بوده و در اواخر این دوره به دنبال جنبشهای کوهزایی آلپی (لارامید) شروع به بسته شدن کرده است. در آغاز ائوسن و با شکل گیری یک زون فرورانش پرشیب به سوی شمال، یک قوس ماگمایی از نوع جزایر کمانی در بخش جلویی لبه جنوبی زون البرز شرقی ( و یا زون بینالود) ایجاد شده است. در ائوسن بالایی، این کمان با لبه بنوبی زون البرز شرقی برخورد کرده و با فرارانش دراز گودال اقیانوسی و بخشی از پوسته اقیانوسی نئوتتیس سبزوار بر روی این لبه جنوبی، افیولیتها و دگر گونههای سبزوار و نوار ماگمایی انوسن شمال آن تشکیل شدهاند. این برخورد با ضخیمشدگی پوسته و فرورفتن ناپیوستگی موهو به عمق

بیشتر همراه شده است. ناهنجاریهای ثقلی این ناحیه، منفی و بین ۱۲۰ – تا ۱۳۰ – میلی گال بوده، که حاکی از ضخامت زیاد پوسته در این منطقه است (بهارفیروزی و همکاران،۱۳۷۷). با اتصال این كمان به لبه صفحه شمالي، فعاليتهاي أتشفشاني، طبيعت كالكوألكالن حاشيه قارهاي يافتهاند. تداوم فرورانش پوسته اقيانوسي تا پليو- پلئيستوسن ادامه يافته و محصولات فوراني جوان با طبيعت ماگماتیسم آداکیتی حاشیه قاره را عمدتاً در منطقه مشکان در جنوب قوچان بوجود آورده است. اسپایس و همکاران (۱۹۸۳) با نمونهبرداری منظم و تعیین سن نمونهها به روش پتاسیم \_ آرگون، سن آنها را بین ۲/۷ تا ۴۱ میلیون سال تعیین کرده، و مهاجرت جبهه آتشفشانی به سمت شمال را به اثبات رساندهاند. این ارقام به خوبی با موقعیت جایگیری این سنگها همخوانی دارد به طوری که سنگهای قدیمی (۴۱ میلیون سال) اساساً در جنوب منطقه مشکان و یا در داخل افیولیتهای سبزوار قرار دارند در حالی که سنگهای جوان (۲/۷ میلیون سال) عموماً در قسمتهای مرکزی و شمالی منطقه مشکان رخنمون دارند. تعیین سنهای رادیومتری به روش پتاسیم- آرگن سنگ کل بر روی نمونه های نئوژن منطقه مورد مطالعه که توسط قاسمی و فتاحی (۱۳۸۲)، انجام شده است نیز، وقوع ماگماتیسم جوان در این منطقه را تأیید می کند (جدول۲-۱). همچنین نفوذ گنبد گاهان در واحـد کنگلومرایی پلیوکواترنر که در این فصل جزئیات آن عنوان گردید، حکایت از سن بسیار جوان برای سنگهای آداکیتی نئوژن منطقه میباشد.

روند عمومی ساختار نهشتههای این منطقه شمالغربی – جنوب شرقی است و محور چین خوردگیها و گسلهای اصلی همگی از این روند تبعیت می کنند. این گسلها عمدتاً از نوع راندگی و دارای جابجایی افقی راستگرد می باشند. از مهمترین آنها می توان به گسل عنبر آباد، فتح آباد، زنفت، گلبین، نوروزی و دهنو اشاره کرد که بجز گسل فتح آباد تقریباً همگی در جنوب منطقه مورد مطالعه قرار دارند. گسل عنبر آباد با همان روند و درازای نزدیک به ۱۵ کیلومتر موجب راندگی سنگهای آتشفشانی ائوسن و کنگلومرای پلیو - پلئیستوسن روی نهشتههای مایل به قرمز و سبز میوسن گردیده است. گسل فتح آباد در بخش شمال غربی ورقه مشکان با روند N40W موجب جابجایی واحدهای ائوسن شده است (امینی، ۲۰۰۰). در نزدیکیهای این گسله گنبدهای نیمهعمیق مورد بحث نئوژن دیده می شود. نقشه پراکندگی گسلهای اصلی منطقه در شکل ۲-۴۳، نشان داده شده است.

چینخوردگیهای منطقه بهصورت تاقدیس و ناودیس در زمان فاز کوهزایی پاسادنین تکامل نهایی خود را یافته است که از آن جمله میتوان به ناودیس عنبرآباد، با نهشتههای مایل به قرمز رنگ میوسن (سازند قرمز بالایی) در هسته مرکزی آن اشاره کرد. به احتمال زیاد چینخوردگی نهشته-های ائوسن که عمدتاً گدازههای بازالتی – آندزیتی میباشند در اوایل اولیگوسن و بر اثر فازهای کوهزایی برابر با پیرینه رخ داده است.

جدول۲-۱- نتایج حاصل از تعیین سن رادیومتری به روش پتاسیم- آرگن سنگ کـل نمونـه هـای منطقـه مشـکان، جنوب قوچان (قاسمی و فتاحی، ۱۳۸۲).

r							
شـــماره	نوع سنگ	وزن نمونه	<b>K</b> <sub>2</sub> <b>O</b>	<sup>36</sup> Ar exp	<sup>40</sup> Ar*	$^{40}$ Ar gr	سن نمونه
نمونه		(گرم)	)%wt(	10 <sup>-9</sup> Cm <sup>3</sup>	%	10 <sup>-9</sup> Cm <sup>3</sup>	مليون سال
FM.9	تراكيت	۱/۰۰۹۱	١/٨٢	1/194	۲۷/۶	۱/۳۳۷	$\cdot / \cdot \lambda \pm T / T q$
FM.9	تراكيت	•   ۶ • ۶ •	١/٨٢	1/26.	۱۹/۴	۱/۴۵۵	۰/۱۲± ۲/۳۳
FM37	تراکی آندزیت	۱/۰۰۹۲	1/57.	١/٧۴٨	۱۹/۸	1/787	۰/۱۳± ۲/۵۷
FM35	داسیت	•/8188	١/۶٩٠	۰/۹۲۵	۵۶/Y	۵/۸۱۴	・/٣± ヽ・/۶
FM29	اليوين بازالت	١/• ١٨٧	١/٧٨٠	۲/•۶۸	۶۵/۲	11/74.	۰/۵± ۱۹/۵

## ۲-۶- پتانسیلهای معدنی

در منطقه مورد مطالعه معدن فعال دیده نمیشود و کانسارزاییها بیشتر به عنوان اثرهای معدنی معرفی میشوند. از جمله آثار معدنی موجود در منطقه میتوان به کانههای مس و آهن، سنگ گچ، زغالسنگ، سنگهای ساختمانی و فیروزه اشاره کرد. کانیزایی مس به طور پراکنده در اکثر نقاط دیده میشود که عمدتاً شامل کربناتهای مس به صورت مالاکیت و کمتر آزوزیت و سیلیکاتهای مس مانند کریزوکولا میباشد. امینی (۲۰۰۰) در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان به رگه- های سیلیسی مالاکیتدار در بخش بالای نهشته های میوسن اشاره کرده است. همچنین بهار فیروزی (۱۳۷۷) در بررسی چکشی نقشه زمین شناسی مشکان وجود این رگه ها را اثبات کرده است. آثار شدادی در برخی مناطق که عمدتاً جهت استخراج مس صورت گرفته دیده می شود.



شکل۲-۴۳- نقشه پراکندگی گسلهای منطقه مورد مطالعه بر اساس نقشه های زمین شناسی مشکان و صفی آباد و مشاهدات صحرایی صورت گرفته.

آثار کانهزایی آهن نیز توسط بهارفیرزی (۱۳۷۷) معرفی شده، به طوری که نگارنده در واحدهای بازالتی- آندزیتی ائوسن در نزدیکی روستای قوزهزن آثاری از نمونههای معرفی شده را به صورت هماتیت و اولژیست مشاهده نموده که در حد پیجویی بوده و دارای ارزش اقتصادی نمی باشند. در جنوب شرقی اسفراین از سنگ گچهای واحد شیلی- مارنی گچدار ائوسن به صورت جزئی بهره-برداری می شود. در بخشهای جنوب غربی اسفراین در واحد سوم شمشک اکتشاف زغال سنگ در حال انجام است. همچنین ریولیتها، سنگهای نیمهنفوذی مشابه و حتی آندزیتها و تراکی آندزیتها به دلیل سختی، استحکام، دوام و حجم زیاد میتوانند بهعنوان سنگنما مورد اکتشاف قرار داد تا پس از تأیید اقتصادی بودن مورد بهرهبرداری قرار گیرند.

## ۲–۷– خلاصه

بدین ترتیب از بررسیهای صحرایی و جمعبندی مطالب این فصل میتوان به نکات زیر پی برد: - منطقه مورد مطالعه در حد فاصل جنوبغرب شهرهای قوچان و شرق اسفراین، در شمال مشکان واقع شده است. این منطقه بخشی از زون ساختاری بینالود و البرز شرقی محسوب میشود. - واحدهای سنگی آتشفشانی متنوعی در منطقه در ارتباط با فعالیتهای ماگماتیسمی زون فرورانشی سبزوار بوجود آمده است، که عمدتاً شامل بازالت – آندزیتهای ائوسن، بازالتهای میوسن زیرین و گنبدهای نیمهعمیق حدواسط تا اسیدی پلیوپلئیستوسن می باشند.

- روند کلی گنبدهای نیمهنفوذی نئوژن شمالغربی- جنوبشرقی بوده و در واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن و میوسن زیـرین، تشـکیلات و سـازندهای رسـوبی ژوراسـیک، ائوسـن، میوسن و حتی پلیو- پلئیستوسن نفوذ کردهاند. قطع شدن کنگلـومرای پلیـو- پلئیستوسـن توسـط گنبد سابولکانیک گاهان، حاکی از سن بسیار جوان این گنبد میباشد.

- آنکلاوهای بسیار متنوعی از سنگهای میزبان در گنبدهای نیمهعمیق دیده شده است که می توان به آنکلاوهای بازالتی، مونزونیتی، شیستی، گنیسی، سیلتستونی، شیلی – مارنی، شیلی و مارنی اشاره کرد. آنکلاوهای مارنی بیشترین حجم را در بین آنها به خود اختصاص داده است. حضور این آنکلاوها مبیّن وقوع فرآیندهای هضم و آلایش ماگمایی در حین صعود ماگما به ترازهای بالاتر پوسته می باشد.

- دگرسانی وسیع در منطقه، بر روی سـنگهای نیمـهعمیـق مشـاهده نمـیشـود و مجمـوع درصـد ژئوشیمیایی سنگ کل را تحت تأثیر قرار نداده است. - دگرگونی مجاورتی در مرز بین گنبدهای سابولکانیک و سنگهای میزبان مشاهده نمی شود، که می تواند به نحوه نفوذ و شرایط ماگمایی مر تبط باشد. نفوذ سریع و سرد بودن ماگمای تشکیل دهنده این گنبدها از جمله عوامل عدم تشکیل دگرگونی مجاورتی است.

- از لحاظ تکتونیکی گنبدهای جوان زیاد تحت تأثیر قرار نگرفتهاند و راندگیهای مهمی در آنها دیده نمیشود.

- پتانسیل معدنی حائز اهمیتی در منطقه وجود نداشته ولی در عین حال پیجوئی و اکتشافات معدنی در حال انجام میباشد.

# فصل سوم

مطالعات پتروگرافی و طبقه بندی سنگ

۳–۱– مقدمه

جهت توصیف ویژگیهای میکروسکپی سنگهای منطقه مورد مطالعه، از آنها مقاطع نازک تهیه گردید. بررسیهای پتروگرافی جهت تشخیص بهتر روابط صحرایی، نامگذاری دقیقتر، شناخت ترکیب کانیشناسی، بافت و ترتیب تبلور کانیها صورت می گیرد. همچنین شواهدی از تحولات ماگمایی نظیر تبلور تفریقی، هضم، آلایش و ... را میتوان از بررسیهای پتروگرافی بدست آورد. تحولات ماگمایی در نتیجه یک سری رویدادها در طی تشکیل ماگما تا صعود، فوران و جایگزینی انجام می شود.

سنگهای آذرین مورد مطالعه از نوع سابولکانیک و گدازهای بوده، لذا دانهریز تا بسیار دانهریز و دارای خمیره زیاد میباشند، بنابراین برای شناسایی بهتر و نامگذاری دقیق تر آنها از نتایج آنالیز شیمیایی در نمودارهای ردهبندی نیز استفاده شده است. طیف ترکیبی سنگهای آذرین منطقه شامل بازالت، آندزیت، تراکیآندزیت، داسیت و ریولیت میباشد. سنگهای حدواسط و اسیدی، مربوط به فعالیتهای پلیو-پلئیستوسن بوده که به صورت گنبدهای نیمهعمیق در منطقه وجود دارند. با توجه به این که از لحاظ ژئوشیمیایی سنگهای منطقه مورد مطالعه ویژگیهای آداکیتی دارند، بررسیهای پتروگرافی نیز ماهیت آن را تأیید میکند. حضور آمفیبول در تمامی سنگهای منطقه مورد مطالعه مبیّن صحت مطالب ذکر شده است (دوفان و دورموند، ۱۹۹۰). آداکیتها از لحاظ کانی-شناسی شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز، بیوتیت، کلینوپیروکسن، آپاتیت، اسفن، همراه با حضور یا عدم

# ۲-۳- ویژگیهای پتروگرافی سنگهای آذرین منطقه

در اینجا بررسیهای میکروسکپی سنگها بر اساس ترتیب ترکیب آنها از مافیک تا اسیدی صورت می-گیرد. همانطور که در فصل قبل نیز اشاره کردیم، سنگهای مافیک دارای سن ائوسن و میوسن زیرین و سنگهای حدواسط و اسیدی مربوط به پلیو- پلئیستوسن میباشند. به طور کلی سنگهای ائوسن و میوسن زیرین در دو گروه بازالتها و آندزیتها و سنگهای پلیو- پلئیستوسن با ترکیب تراکی-آندزیت، داسیت و ریولیت بررسی شدهاند.

#### ٣-٢-١- بازالتها

بخش بزرگی از سنگهای آذرین ائوسن – میوسن زیرین منطقه به صورت گدازه های بازالتی می باشند که در اطراف بیشتر گنبدهای پلیو – پلئیستوسن به عنوان سنگ میزبان دیده می شوند. رنگ سطح تازه آنها در نمونه های دستی سیاه، سیاه متمایل به قهوه ای، سبز تیره تا خاکستری است. بازالتها در نمونه های دستی و در رخنمونه ای مناطق مختلف دارای شدت دگرسانی متغیر می باشند. فنو کریستهای الیوین در این سنگها ایدنگسیتی شده اند و به رنگ قرمز در سطح سنگ دیده می شوند (شکل ۳–۱). ایدنگسیتی شدن از حاشیه ها و شکستگیها شروع شده و تا مرکز بلورها ادامه می یابد.

در حوالی روستای قوزهزن، گدازههای بازالتی به شدت هماتیتی و شده اند که حاصل دگرسانی مگنتیت ها، الیوین ها و کلینوپیروکسن ها می با شند. در نتیجه این دگرسانی آهن آنها آزاد شده و رنگ این مجموعه به قهوه ای متمایل به قرمز تبدیل شده است. الیوین در همه نمونه های بازالتی وجود نداشته و در برخی از آنها به ندرت دیده می شود. در مقاطع میکروسکپی، بلوره ای الیوین بطور بخشی تا کامل دگرسانی نشان می دهند. در حوالی روستای داراب برخی رخنمونه ای بازالتی-اسپیلیتی را می توان مشاهده نمود که حاصل فوران زیر دریایی می با شند. رنگ این بازالتها کاملاً سیاه و تیره بوده و شدت دگرسانی در آنها بالاست. بافت غالب آنها میکرولیتی ک پورفیری، میکرولیتی و ندر تأ هیالومیکرولیتیک پورفیری جریانی می باشد (شکل ۳-۲ و ۳-۳). الیوینها و کلینوپیروکسنها حالت اسکلتی دارند که به دلیل تغییر ترکیب مذاب در اثر تفریق، هضم و آلایش ماگما و یا رشد سریع این بلورها میتواند باشد. از نظر تقدم و تأخر تبلور میتوان به تحدب و تقعر وجوه کانیها اشاره کرد، به طوری که سطوح محدب سریعتر از سطوح مقعر متبلور شدهاند. بنابراین همانطور که در شکل ۳–۴ مشاهده میشود، سطوح بلورهای الیوین به شکل محدب و سطوح بلورهای کلینوپیروکسن به صورت مقعر تشکیل شدهاند که حاکی از تقدم تبلور الیوینها میباشد.

- کانیهای اصلی

پلاژيوکلاز

بیشترین حجم را در بین فنوکریستهای سنگهای بازالتی دارا میباشد. این کانی به صورت فنوکریست، تیغهای، میکرولیتی و سوزنی شکل دیده میشود (شکل ۳–۵). برخی از آنها ماکل پلیسنتیک نشان میدهند و گاهی بافتهای اینترسرتال یا اینترگرانولار نیز ایجاد میکنند. بیشتر بلورها در جهت جریان قرار گرفته و بافت تراکیتی نشان میدهند. اندازه آنها بین ۲/۲ تا ۴ میلیمتر است که اکثراً خودشکل تا نیمه خودشکل هستند. بافتهایی نظیر منطقهبندی و غربالی بهندرت در پلاژیوکلازهای موجود در بازالتها مشاهده گردید.

# پيروكسن

کلینوپیروکسنها حجم اصلی پیروکسن را در بازالتها شامل میشوند و اورتوپیروکسنها بهندرت دیده میشوند. کلینوپیروکسنها اغلب نیمهخودشکل هستند و برخی از آنها حاشیه خلیج مانندی نشان میدهند (شکل ۳–۶). از میان کلینوپیروکسنها، دیوپسید فراوانی بیشتری داشته و به طور متداول اکثر فنوکریستها را تشکیل میدهند.

بلورهای ریز کلینوپیروکسن در بین پلاژیوکلازهای ریز و فنوکریستها بهچشم میخورند. میزان دگرسانی فنوکریستها از ریزبلورها بیشتر است. اورتوپیروکسنها سالمتر و دگرسانی ناچیزی نشان میدهند و اندازه آنها اکثراً در حدود ۰/۳ میلیمتر میباشند. تجمعات گلومروپورفیری این کانیها همراه با دیگر کانیهای تیره از خصوصیات بارز این بازالتها محسوب می شود (شکل ۳–۷). – کانیهای فرعی

## اليوين

اندازه این بلورها حداکثر به ۲ میلیمتر میرسد و اکثراً به شکل گرد و مدور دیده میشوند. اکثر آنها دارای حاشیههای خورده و خلیج مانندی هستند که به دلیل تغییر ترکیب مذاب در اثر تفریق، هضم و آلایش ماگما ایجاد شده است. میزان خوردگی و انحلال در این بلورها متفاوت است، بطوری که در برخی از نمونهها بلور به شکل اسکلتی در آمده است (شکل ۳–۸ و ۳–۹). کانیهای واکنشی در اطراف این الیوینها مشاهده نمیشود که میتواند مبیّن ماهیت آلکالن و کمسیلیس ماگمای آنها باشد. در یکی از مقاطع میزان بلورهای الیوین قابل توجه هستند و تا ۱۰ درصد حجم سنگ را شامل میشوند به طوری که میتوان سنگ را الیوین بازالت نامید.

## آمفيبول

بهصورت بلورهای کوچک و ریز در زمینه سنگ وجود دارد و مقدار آن ناچیز میباشد. این بلورها در جهت جریان قرارگرفته و دگرسان شدهاند.

## کانیهای او پک

این کانیها به شکل بلورهای مکعبی در خمیره سنگ و به صورت ادخالهای خودشکل در برخی کانیها مشاهده می شوند (شکل ۳-۱۰). این امر حاکی از تقدم تبلور آنهاست.

## - کانیهای ثانویه

از جمله این کانیها می توان به کلریت، اورالیت، زئولیت، ایدنگسیت، کلسیت، سریسیت، اکسیدهای آهن و تیتان اشاره کرد (شکل ۳–۱۱ و ۳–۱۲). گاهی بلورهای خودشکل اپیدوت در حفرات پراکنده

این سنگها دیده می شوند. کلسیت در مرکز این حفرات جایگزین شده و بلورهای اپیدوت به صورت شعاعی رشد کردهاند. بلورهای زئولیت نیز به اشکال رشتهای- شعاعی و درهم در این حفرات به چشم می خورند. به عقیده شلی<sup>۱</sup> (در آسیابانها، ۱۳۷۴)، فرایند کلریتی شدن و اورالیتی شدن عبارت از رشد یک کانی بر روی کانی دیگر یا جانشینی یک ذره به جای ذره دیگر است و هنگامی که رابطه بین ذرات یکنواخت باشد، کلریتی شدن رخ داده و به هنگام کاهش درجه یکنواختی بین ذرات مجاور اوراليتي شدن به وقوع مي پيوندد.





شکل ۳-۱- تصویر میکروسکپی از فنوکریستهای شکل ۳-۲- بافت هیالومیکرولیتیک پورفیری در بازالتها و ایدنگسیتی شده الیوین در بازالت (XPL، بزرگنمایی ۴۰ ایدنگسیتی شدن الیوین (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).





ایجاد بافت هیالومیکرولیتیک پورفیری جریانی در آن نشان میدهد (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۳- حضور پلاژیوکلازهای میکرولیتی، الیوینهای شکل ۳-۴- ایجاد بافت گلومروپورفیری و تحدب بلورهای گرد و مدور و فنوکریست کلینوپیروکسن در بازالتها و الیوین و تعقر بلورهای پیروکسن که تقدم تبلور الیوینها را

'-Shelly

(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).





شکل ۳-۵- تجمع دو نسل تیغهای و میکرولیتی شکل ۳-۶- ایجاد حاشیه خلیج خورده در فنوکریست پلاژیوکلاز در سنگ بازالتی (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). کلینوپیروکسن همراه با بافت غربالی (فنوکریست نیز در جهت جریان قرار گرفته است) (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



زمینه سنگ مشاهده می شوند (XPL، بزرگنمایی ۴۰ است (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). برابر).



شکل ۳-۷- تجمع گلومرولی پیروکسنها در بازالت، شکل ۳-۸- حضور فنوکریست اسکلتی الیوین در بازالت، ریزبلورهای پیروکسن و الیوین بصورت گرد و مدور در که در امتداد شکستگیها به کانیهای ثانویه تبدبل شده



۴۰ برابر).



شکل ۳-۹- الیوینهای دگرسان شده همراه با حاشیههای شکل ۳-۱۰- ادخالهایی از کانیهای اوپک در بلور کلینو خورده شده و خلیج مانند در بازالت (XPL، بزرگنمایی پیروکسن که حاکی از تقدم تبلور آنهاست، خلیج خوردگی در این فنوکریست چشمگیر است (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).





شکل ۳–۱۲– وفور اکسیدهای آهن و تیتان ثانویه در نمونهای از بازالتها (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

شکل ۳–۱۱– پر شدن حفرات موجود در بازالـت توسـط کانیهای ثانویه کلسیت (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

## ۳-۲-۲- آندزیتها

این گدازهها نیز مانند بازالتها از جمله سنگهای تشکیل دهنده واحدهای ائوسن و میوسن زیرین می باشند. در اغلب مناطق همراهی آندزیتها با بازالتها مانع از تفکیک آنها از یک دیگر به عنوان واحدهای مجزا می گردد. آندزیتها نیز بهعنوان سنگ میزبان گنبدهای پلیو- پلئیستوسن به حساب میآیند. در برخی مناطق بصورت اسکوریهای آندزیتی بوده و دارای رنگ قهوهای روشن تا قهوهای سوخته همراه با ساخت حفرهای هستند. در بررسیهای میکروسکپی، آنکلاوهایی از قطعات بازالتی درون این آندزیتها دیده میشود که چرخش بلورهای پلاژیوکلاز در اطراف آنها مشهود است (شـکل ۳–۱۳). اکثر این آنکلاوها اندازههایی کمتر از چند سانتیمتر دارند و به اشکال مدور دیده می شوند. در ضمن وجود آنکلاوهای هممنشأ (اتولیت) در مقاطع میکروسکپی آندزیتها محرز است. همچنین گاهی بلورهای پیروکسن اطراف یکدیگر جمع شده و گلومرول ایجاد کرده که میتواند در نتیجه رشد بلوری از مرکز باشد (شکل ۳-۱۴). بافت غالب آنها میکرولیتیک پورفیری و هیالومیکرولیتیک پورفیری است. میزان شیشه در آندزیتها متغیر است. با این وجود نسبت بلور به شیشه در مجموع بالاتر بوده و مقدار ریزبلورها بسیار بیشتر از شیشه میباشد. آندزیتها سرشار از فنوکریستهای کشیده و آمفیبولهای سوخته شکلدار میباشند. وفور آمفیبولهای سبز شکلدار با مقطع شـش ضـلعی بـا حاشیه سوخته در مقاطع میکروسکیی یکی از ویژگیهای بارز این سنگهاست.

– کانیہای اصلی

پلاژيوكلاز

این بلورها به صورت فنوکریست و ریزبلور در مقاطع میکروسکپی دیده میشوند. فنوکریستها منطقهبندی و بافت غربالی نشان میدهند که نشانه دهنده عدم تعادل میباشد. بافت غربالی در مرکز و حاشیه پلاژیوکلازها دیده میشود (شکل ۳–۱۵)، که حاصل به دام افتادن ادخالهای مذاب در بلورهاست. تشکیل چنین بافتی دارای تفاسیر پتروژنتیکی متفاوتی است ولی محققین مختلف (در آسیابانها، ۱۳۸۰)، سه علت اصلی برای ایجاد این حالت بیان کردهاند که عبارتند از:

- تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور

ورود ماگمای تازه به داخل یک مخزن در حال تبلور یا هضم و آلایش ماگما با مواد خارجی، موجب تغییر ترکیب شیمیایی و دمای آن میشود که در مجموع بر پایداری ترمودینامیکی فنوکریستهایی که در شرایط قبل از این متبلور شده و پایدار بودهاند، اثر میگذارد. از طرفی، عدم تعادل ترکیبی را بدین صورت میتوان تشریح کرد که در یک مخزن ماگمایی با منطقهبندی حرارتی قائم که لایههای سردتر در نقاط فوقانی مخزن قرار دارند و در آنجا پلاژیوکلازهای سدیکتر متبلور میشوند، ایـن بلورهای تازه تشکیل شده میتوانند به علت نیروهای کنوکسیونی ناشی از اختلاف حرارتی، به کـف مخزن فرو رفته و مسلماً در آنجا با محیطی گرمتر مواجه میشوند که به هیچ وجه با آن در تعادل نیستند و همین عدم تعادل میتواند منجر به خوردگی شیمیایی ایـن بلورهـا شـود (تسـوچی یامـا، ۱۹۸۵).

- کاهش سریع فشار به نظر نلسون و مونتانا<sup>۲</sup> (۱۹۹۲)، فرایند تشکیل بافتهای غربالی در پلاژیوکلازها ممکن است بر اثر افت سریع فشار خشک (همراه یا بدون کاهش اندک دما) بوجود آمده باشند. چنانچه خوردگی

<sup>&</sup>lt;sup>°</sup> -Nelson & Montana

کانیها را قابل مقایسه با ایجاد بافتهای غربالی بدانیم، بدون شک یکی از عوامل بروز این پدیـده را میتوان کاهش فشار ماگمایی یا افت سریع فشار دانست.

– افزایش دما

با ورود یک ماگمای گرمتر بهداخل یک مخزن ماگمایی، افزایش دما در محیط تبلـور امکان پذیر می گردد که قطعاً اثرات آن جدا از تأثیرات مربوط به تغییر ترکیب شیمیایی ماگما نیست (نیکسون و پیرس<sup>7</sup>، ۱۹۸۷). استفان<sup>4</sup> و همکاران (۱۹۹۲) با انجام آزمایشاتی بر روی سیستم ایزوترمال (فشار در مقابل ترکیب شیمیایی) برای پلاژیوکلازها نشان دادند که با کاهش فشار، ترکیب شیمیایی غنی از آنورتیت خواهد شد، اما به علت شیب نزدیک به قائم منحنیها، این تغییرات چندان قابل توجه نیست. حضور سازندگان اضافی نظیر دیوپسید این نقش را برجستهتر میکند؛ بهطوری که با کاهش فشار، افزایش شدیدتری را در میزان درصد آنورتیت پلاژیـوکلاز خـواهیم داشت. علت ایـن امـر ناپایداری دیوپسید در حین کاهش فشار است. به این ترتیب ترکیب مایع باقیمانده پس از تهنشینی و جذب همزمان پلاژیوکلاز و دیوپسید در سیستم آلبیت– آنورتیت – دیوپسید تغییر خواهـد کـرد. بهطور کلی پلاژیوکلاز و دیوپسید هر دو با کاهش فشار بهصورت نیمهپایدار درآمده و قابل حل شدن میباشند. اما در فشار کمتر از ۱۸ الی ۱۰ کیلوبار، دیوپسید کاملاً ناپایدار می شود و در نتیجه نسبت میباشند. اما در فشار کمتر از ۱۸ الی ۱۰ کیلوبار، دیوپسید کاملاً ناپایدار می شود و در نتیجه نسبت دیوپسید به پلاژیوکلاز به سرعت کاهش می ایاد و به تبعیت آن مایع باقیمانده از کلسیم غنی می دیوپسید به پلاژیوکلاز به سرعت کاهش می اید و به تبعیت آن مایع باقیمانده از کلسیم غنی می

<sup>&</sup>lt;sup>r</sup> -Nixon & Pearce

<sup>&</sup>lt;sup>•</sup>-Stephan



نمودار ۳-۱-الف) نمودار ترکیب شیمیایی - فشار سیستم آلبیت- آنورتیت در ۱۳۲۵ درجه سانتیگراد بـدون حضـور سازندگان اضافی و ب) نمودار ترکیب شیمیایی - فشار سیستم آلبیت- آنورتیت در ۱۲۳۰ درجه سانتیگراد (اسـتفان و همکاران، ۱۹۹۲).

علاوه بر سازندگان اضافی مانند دیوپسید، درصد آب ماگما نیز از جمله عوامل مهمی است که میزان تأثیر کاهش فشار را در تغییر ترکیب پلاژیوکلاز تحت کنترل دارد. حضور آب همزمان با کاهش فشار سبب کاهش چسبندگی ماگما و درنتیجه افزایش میزان انتشار و سرعت صعود ماگما به سطح زمین خواهد داشت. در این هنگام با افت منحنیهای سالیدوس و لیکوئیدوس، بلورها تحت تأثیر فرآیند تحلیلیافتگی قرار می گیرند. اما خروج سریع بخارات در طی فوران ماگما باعث صعود منحنیهای سالیدوس و لیکوئیدوس و توقف تحلیلیافتگی خواهد شد (استفان و همکاران، ۱۹۹۲). با توجه به توضیحات ذکر شده، اگر چه گسترش بافت غربالی در کلینوپیروکسنهای مورد مطالعه به شدت گسترش آن در بلورهای پلاژیوکلاز نیست، اما با توجه به خوردگی بلورهای کلینوپیروکسن و تحلیل یافتگی حواشی بلور و تبلور ریزبلورهای کلینوپیروکسن در زمینه (شکل ۳–۱۶)، میتوان مهمترین مکانیسم تشکیل بافت غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز را به افت سریع فشار ماگمایی توأم با حضور سازندگان اضافی (دیوپسید) نسبت داد. فنوکریستها اغلب کشیده و در برخی مقاطع از مرکز بلور دچار خوردگی شدهاند. ریزبلورهای موجود در زمینه، سوزنی شکل هستند و اغلب سالم بوده و هیچ علائم و شواهدی از خوردگی نشان نمیدهند.

## پيروكسن

از نوع کلینوپیروکسن بوده و مقدار آنها در همه سنگها یکسان نیست. گاهی مقدار کلینوپیروکسنها بقدری افزایش مییابد که حجم زیادی از فنوکریستهای سنگ را به خود اختصاص میدهند. اندازه برخی از فنوکریستها تا ۵ میلیمتر نیز میرسد. ریزبلورهای منفرد کلینوپیروکسن اکثراً نیمه خودشکل میباشند. آنها گاهی به صورت تجمعات گلومرولی نیز مشاهده می گردند.

آمفيبول

یکی از ویژگیهای شاخص در آندزیتهای منطقه، وفور آمفیبولهای سوخته و شکلدار در آنها می،اشد (شکل ۳–۱۷). این کانی به طور تقریبی کمتر از ۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل داده و بهصورت مقاطع ششوجهی و سوزنی دیده میشوند. اندازه آنها حداکثر به ۳ میلیمتر میرسد و اکثراً به-صورت فنوکریست هستند. ادخالهایی از پلاژیوکلاز نیز در این کانی دیده میشود که نشانه تقدم یا همزمانی تبلور پلاژیوکلاز می،اشد (شکل ۳–۱۸). بافت غربالی در برخی فنوکریستهای آمفیبولهای سوخته مشاهده میشود (شکل ۳–۱۹). پدیده اکسیداسیون آمفیبولها که به نام سوختگی آمفیبولها مشاخته میشود، با شدتهای متفاوت در بلورهای این کانی دیده میشود. در برخی از فنوکریستهای شناخته میشود، با شدتهای متفاوت در بلورهای این کانی دیده میشود. در برخی از فنوکریستها، هسته آن سالم باقیمانده و اکسیداسیون تنها بر حاشیه خارجی آنها اثر کرده است. گاهی شدت این اکسیداسیون به حدی زیاد است که از بلور آمفیبول اولیه چیزی باقینمانده و بلور تماماً بـه اکسید آهن ثانویه تبدیل شده است (شکل ۳–۲۰). اکسیداسیون، هورنبلند معمولی را به هورنبلند بـازالتی تبدیل می کند. دییر و همکاران (۱۹۹۱) در توصیف چگونگی تشکیل هورنبلندهای بازالتی معتقدند که هورنبلند معمولی به واسطه تحمل حرارت زیاد گدازه – تا حدود ۸۰۰ درجه سانتی گراد- در مجاورت هوا، به هورنبلند بازالتی تبدیل می شود. طی این عمل هیدروژنی که یونهای هیدروکسیل را تشکیل می دهد، جدا شده و یونهای اکسیژن آزاد می شوند. آزاد شدن یونهای اکسیژن موجب تبدیل ۲۰ Fe به ۴۳ می گردد و بدین ترتیب 3O4 Fe (مگنتیت) تولید می شود.

## - کانیهای فرعی

از جمله کانیهای فرعی آندزیتها میتوان به بیوتیت و فلدسپات آلکالن اشاره کرد. بیوتیتها بصورت پولکهای کشیده و ریزبلور بوده که متحمل اکسیداسیون نیز شدهاند. فلدسپاتهای آلکالن نیز درصـد حجمی بسیار کمی را در سنگ شامل شده و دگرسانی در آنها دیده نمیشود.

- کانیهای ثانویه

همانطور که در بررسیهای صحرایی اشاره کردیم، در فورانهای آندزیتهای محیطهای کمعمق دریایی اسکوری آندزیتی تشکیل شده است (شکل ۳–۲۱). اسکوریها حفرات زیادی داشته و برخی از آنها توسط کلسیت پر شدهاند (شکل ۳–۲۲). همچنین در زمینه سنگ کلسیت، کلریت، کوارتز، اپیدوت و اکسیدهای آهن بصورت ثانویه دیده می شود (شکل ۳–۲۲). داموریت و زئولیت عمدتاً در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها ایجاد شدهاند.




شکل ۳-۱۳- آنکلاو بازالتی موجود در آندزیت (به چرخش شکل ۳-۱۴- تجمع گلومرولی پیروکسنهای تیغهای در پلاژیوکلازها در اطراف آن توجه شود). (XPL، بزرگنمایی ۴۰ آندزیت که می تواند در نتیجه رشد بلوری از مرکز باشد (XPL، برابر).



بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۱۵- تجمع فنوکریستهای پلاژیوکلاز در آندزیت. برخی شکل ۳-۱۶- حضور فنوکریستهای پیروکسن در آندزیت، از آنها دارای بافت غربالی بوده و از حاشیه دچار خوردگی شدهاند خوردگی در بلور سمت راست (دیوپسید) کاملاً مشهود است (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳–۱۷- حضور فنوکریستهای آمفیبولهای سوخته در آندزیتها که در جهت جریان ردیف شدهاند (PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳–۱۸– ادخال پلاژیوکلاز در آمفیبول سوخته در شکل ۳–۱۹– فنوکریست کشیده و بزرگ آمفیبول

آندزیت، (به پلاژیوکلازهای خودشکل و نیمه خود شکل سوخته در آندزیت، بافت غربالی در قسمت مرکزی این با بافت غربالی توجه کنید) (PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



بلور مشاهده می شود (PPL، بزر گنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۲۰- اکسیداسیون شدید آمفیبولها در آندزیت و شکل ۳-۲۱- اسکوری آندزیت که بخشهای وسیعی از تبدیل آنها به اکسیدهای آهن (PPL، بزرگنمایی ۴۰ آن را شیشه در بر گرفته است، وفور پلاژیوکلازها در این سنگ قابل توجه است (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).





شـکل ۳-۲۲- بلـور کلسـیت ثانویـه در مرکـز اسـکوری شکل ۳-۲۳- حضور کانیهای ثانویه ای همچون کلریت، آندزیت، اکسیدهای آهن نیـز در قسـمت پـایین تصـویر اپیدوت، کلسیت و اکسیدهای آهـن در زمینـه اسـکوری آندزیت (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). دیده می شود (XPL، بزر گنمایی ۴۰ برابر).

## ۳-۲-۳- تراکی آندزیتها

تراكي آندزيتها جزء اولين واحدهاي آتشفشاني پليو-پلئيستوسن هستند كه قاعده گنبدهاي بزرگ را تشکیل داده و گاهی ساختمان اصلی استوکهای کوچکی را در منطقه تشکیل دادهاند. بیشترین حجم این سنگها درگنبدهای قوچقو، قوچخوار و ماهرخکوه دیده می شوند. رنگ این واحد در سطح تازه نمونههای دستی، خاکستری روشن تا خاکستری قرمز متمایل به قهوهای است و بافت پورفیری جریانی در سطح آنها مشخص است. از جمله فنوکریستهای قابل تشخیص در نمونههای دستی می-توان به فلدسپات، پلاژیوکلاز و آمفیبول اشاره کرد. آنکلاوهای متنوعی با ترکیب بازالتی، مونزونیتی، دگرگونی، مارنی، و سسیلتستونی در این سنگها دیده می شود. این آنکلاوها بیشتر در مقاطع میکروسکپی قابل بررسی و تشخیص هستند. اندازه آنها در مقایسه با دیگر آنکلاوهای موجود در سنگهای اسیدی پلیوپلئیستوسن کوچکتر است. کوچک بودن این آنکلاوها می تواند به دلیل دمای نسبتاً بالاتر ماگما بوده که سبب هضم و انحلال آنها گردیده است.

عمده ترین بافت میکروسکپی آنها شامل هیالومیکرولیتیک پورفیری و هیالومیکرولیتیک پورفیری جریانی است. از جمله ویژگیهای بارز این سنگها حضور آمفیبولهای شکل دار با حاشیه سوخته، خوردگیهای خلیج مانند، بافتهای غربالی و ساختمانهای منطقهای در پلاژیوکلازها میباشد.

- کانیہای اصلی

#### پلاژيوکلاز

بیشترین حجم فنوکریستها و ترکیب کانیشناسی اصلی تراکیآندزیتها را شامل می شود. بلوره ای آنها اکثراً به صورت خودشکل تا نیمهخودشکل، تیغهای و کشیده هستند (شکل ۳–۲۴). اشکال بلوری کشیده پلاژیوکلازها نتیجه رشد سریع و غیر تعادلی آنهاست. علت آن است که بلوری با سطوح بلورین مشخص که از یک ماگمای در حال سرد شدن رشد می کند، هنگامی که دارای سطوح صاف و منظم باشد، در پایین ترین سطح انرژی خود قرار دارد. این حالت نیازمند آن است که همگام با رشد سریع بلور، محل انتشار بتواند اتمها را به محلهای مناسب انتقال دهد. در عمل امکان چنین پدیدهای بسیار کم است، زیرا در یک ماگمای در حال سرد شدن در حالی که سرعت هسته-معدتاً در کنارهها و گوشههای بلور انباشته میشود این محلها با حجم زیادتری از ماگما محصور میشوند و در صورتی که عمل انتشار همراه با رشد بلورها پیشرفت کند، کنارهها و گوشههای بلور میشوند و در صورتی که عمل انتشار همراه با رشد بلورها پیشرفت کند، کنارهها و گوشههای بلور بریعتر از بقیه نقاط بلور رشد می کند و اشکال بلوری کشیده و تیغهای و تعداد زیادی میکرولیت پدید میآیند (شلی، ۱۹۹۳). فنوکریستهای پلاژیوکلاز، دگرسانی، بافت غربالی، خوردگیهای خلی یخ مانند، تجمعات گلوموپورفیری، منطقهبندی و ماکلهای پلیسنتتیک و کارلسباد از خود نشان می-دهند. دگرسانی به صورت سوسوریتی شدن در مرکز اکثر آنها ایجاد کانیهای ثانویه نموده است (شکل ۳–۲۵).

### آمفيبول

بیشترین حجم فنوکریستهای مافیک این سنگها را شامل میشوند. تفاوت عمده این فنوکریستها با آمفیبولهای موجود در آندزیتها، میزان سوختگی و شکل بلوری آنهاست. حاشیه سوختگی در آمفیبولهای تراکیآندزیتها بسیار کمتر از آمفیبولهای موجود در آندزیتها میباشد (شکل ۳–۲۶). اشکال بلوری آمفیبولهای موجود در تراکیآندزیتها اکثراً کشیده و سوزنی بوده و اندازه آنها بین ۱/۰ تا ۳ میلیمتر متغیر است، در حالی که این بلورها در آندزیتها عمدتاً به فرم منشوری دیده میشوند (شکل ۳–۲۷). در تراکیآندزیتها این بلورها در آندزیتها عمدتاً به فرم منشوری دیده می شوند آمفیبولها نیز همانند بلورهای پلاژیوکلاز، دچار انحلال و خوردگی شیمیایی شدهاند. خوردگیها بیشتر در مرکز این بلورها مشاهده میشود.

- کانیهای فرعی

#### بيوتيت

بزرگترین بلورهای بیوتیت اندازهای در حد ۱ میلیمتر دارند و بهتر است که از واژه میکروفنوکریست برای آنها استفاده شود. میزان آنها در تراکیآندزیتها ناچیز است. بیوتیت نیز طی یک واکنش اکسیداسیونی مشابه آمفیبولها، دچار سوختگی شده و به اکسیدهای آهن تبدیل می گردد. طی این عمل اکسیدهای آهن از حاشیهها و رخها بلور را مورد تهاجم قرار داده و اغلب بهطور کامل بهصورت پزدومورف در قالب این کانی جانششین شدهاند. ادخالهایی از مگنتیت (کانیهای اوپک) در آنها وجود دارد.

فلدسيات آلكالن

عمدتاً ریزبلور و نیمه خودشکل بوده، گاهی همرشدیهایی با بلورهای کوارتز نشان میدهند. بطور کلی مقدار فلدسپات در تراکیآندزیتها زیاد نیست و بیشتر از نوع سانیدین هستند. در شکل ۳– ۲۸، یکی از بلورهای سانیدین در اثر نفوذ مذاب به درون آن تکه تکه شده است و قطعات آن مانند تکه-های پازل کنار یکدیگر دیده میشوند. بسیاری از نمونههای سانیدین، بافت غربالی و برخی از آنها نیز دگرسانی نشان میدهند (شکل ۳–۲۹ و ۳–۳۰). افزایش مقدار سانیدین و در عین حال کاهش پلاژیوکلازها، مجموعه سنگ را به سمت تراکیت پیش میبرد.

### کوار تز

بلورهای آن بی شکل و ریز بوده، در اطراف فنوکریستها و در خمیره دیده می شوند. در برخی موارد برهم رشدیهایی بین کوارتز و فلدسپاتها مشاهده می شود. اندازه برخی از آنها گاهی تا ۱ میلیمتر نیز می رسد. برخی از بلورهای کوچک کوارتز نیز پسمانده های هضم آنکلاوها هستند که در خمیره پراکنده اند و زینوکریست محسوب می شوند. میزان این کانی گاهی در برخی نمونه ها تا اندازه ای افزایش می یابد که می توان واژه کوارتز تراکی آندزیت را به سنگ اطلاق کرد (شکل ۳–۳۱).

#### پيروكسن

بلورهای بسیار ریز سوزنی و منشوری در حجم بسیار کم از نوع کلینوپیروکسن در این سنگها یافت میشوند. گاهی میکروفنوکریستهای کوچکی از پیروکسنها بصورت گرد و مدور و به شدت دگرسان شده دیده میشوند. در برخی مقاطع، تجمعات گلومرول مانندی از فنوکریستهای پیروکسن که به شدت دچار خوردگی و حالتهای خلیج مانند شدهاند، به چشم میخورد (شکل ۳–۳۲). گاهی بلورهای ریزی از پیروکسنها در آمفیبولها و پلاژیوکلازها به صورت ادخال دیده میشود که تقدم تبلور آنها را نشان میدهد.

کانیهای او پک

کانیهای تیره، اغلب حاصل اکسیداسیون آمفیبولها و بیوتیتها هستند و میزان کانیهای تیره اولیه در این سنگها کم است. آپ**اتیت** این کانی به مقدار خیلی ناچیز و بصورت بلورهای بسیار کوچک و کشیده در برخی از پلاژیوکلازها دیده میشود (شکل ۳–۳۳). – **کانیهای ثانویه** شامل کلسیت، کلریت، اپیدوت و کانیهای اوپک میباشند که غالباً در نتیجه دگرسانی کانیهای مافیک و نیز در نتیجه سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها ایجاد شدهاند.

#### ۳-۲-۴ داسیتها

این سنگها بیشترین حجم گنبدهای پلیو- پلئیستوسن منطقه مورد مطالعه را تشکیل میدهند. بخش عمدهای از گنبدهای گاهان، کوه زهان، کوه ارسنگ و خیران و حتی قسمتهای مرکزی ماهرخ کوه ترکیب داسیتی دارند. داسیتها در نمونههای دستی به رنگ خاکستری تا کرم روشن دیده میشوند و فنو کریستهای آمفیبول، پلاژیو کلاز و فلدسپات آلکالن در آنها مشاهده میشود. بافت غالب این سنگها فلسیتیک پورفیری بوده و در عین حال بافتهای فلسیتیک میکرولیتیک پورفیری، گرانوفیری، هیالوفلسیتیک پورفیری نیز از خود نشان میدهند. در برخی نمونههای گنبد خیران و ارسنگ در ورقه زمین شناسی صفی آباد، در قسمتهای مرکزی این گنبدها داسیتهایی با بافت میکرو گرانیتی به چشم میخورد. علت در شت بودن این کانیها میتواند به خاطر سرد شدن آهستهتر قسمتهای درونی گنبد باشد، به طوری که حتی در نمونههای دستی فنو کریستهای پلاژیوکلاز، فلدسپات و بلورهای کوارتز قابل تشخیص است.





شـکل ۳-۲۴- بلورهای تیغهای، کشمیده و نیمه خودشکل شکل ۳-۲۵- فنوکریست پلاژیوکلاز موجود در تراکی آندزیت پلاژیوکلاز در تراکی آندزیت حکایت از رشد سریع و غیر تعادلی که از مرکز دچار دگرسانی سوسوریتی شده است (XPL، این کانیها دارد (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۲۶- تجمع کانیهای آمفیبول سوخته همراه با بافت شکل ۳-۲۷- آمفیبول کشیده در تراکیآندزیت که از حاشیه-غربالی در تراکی آندزیت، اکسیداسیون آمفیبولها در این سنگها ها دچار انحلال و خوردگی شده است، به ادخالهای کانیهای کمتر از آندزیتها است (PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۲۸- تکه تکه شدن بلور سانیدین بر اثر راهیابی مذاب شکل ۳-۲۹- وفور بلورهای سانیدین در یک نمونه تراکی-به درون آن در تراکی آندزیت، بلوره ای ریز کشیده بیوتیت آندزیتی همراه با بافت غرب الی و دگرسانی در برخی از آنها هستند (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

بزرگنمایی ۴۰ برابر).



تیره و پلاژیوکلازها توجه کنید (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).





زمینه سنگ توجه کنید (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۳۰- وجود بافت غربالی در فنوکریست فلدسپات شکل ۳-۳۱- وفور کانیهای بی شکل کوارتز در زمینه سنگ آلکالن در تراکیآندزیت، به بلورهای بیشکل کوارتز در تراکیآندزیتی، بافت غربالی در پلاژیوکلازها و فلدسپاتهای آلكالن قابل توجه است (XPL، بزر گنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۳۲- تجمع گلومرولی پیروکسنها در تراکی- شکل ۳-۳۳- حضور بلور آپاتیت در مرکز پلاژیوکلاز، غالب آندزیت، به خوردگی و حاشیه خلیج مانند این بلورها خمیره سنگ تراکی آندزیتی را شیشه تشکیل میدهد (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). توجه کنید (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

- کانیہای اصلی

## يلاژيوكلاز

این کانی اغلب به صورت فنو کریست به اندازه های حداکثر تا ۵ میلیمتر به صورت خود شکل تا نیمه شکل دیده می شود. ریز بلورهای پلاژیوکلاز در خمیره به صورت کشیده و در جهت جریان قرار گرفتهاند. ماکلهای پلیسنتتیک، منطقهبندی، بافت غربالی و برهمرشدی در فنوکریستها مشاهده می گردد (شکل۳-۳۴ و۳-۳۵). ظهور منطقهبندی در پلاژیوکلازها علاوه بر اینکه وقوع نوعی عدم تعادل را در حین تبلور و انجماد نشان میدهد، حاکی از گسترش تغییر پارامترهای فیزیکی و شیمیایی در مخزن ماگمایی نیز هست. در یکی از نمونهها، پلاژیوکلاز بافت غربالی و چرخشی

جالبی را به نمایش می گذارد (شکل ۳–۳۶). همراهی ساختمان منطقه ای با بافت غربالی در پلاژیوکلازهای سنگهای گنبد زهان و ماهرخکوه به وفور دیده می شود (شکل ۳–۳۷). علت چنین پدیده ای را می توان تغییر ترکیب شیمیایی در نتیجه هضم آنکلاوهای مختلف بویژه آنکلاوهای مارنی دانست. زیرا هضم این آنکلاوها موجب بالا رفتن میزان کلسیم در ماگما شده است. واکنش فنوکریستها با این آنکلاوها و کاهش میزان سیلیس شرایط را برای تشکیل بافت غربالی فراهم آورده است. از طرفی این افزایش کلسیم همراه با کاهش سریع دما همراه شده و درنتیجه زمان لازم برای همگن شدن ترکیب پلاژیوکلاز را در اختیار نگذاشته است.

کوارتز

این کانی عمدتاً به صورت ریز بلور، گرد و مدور و یا بی شکل فضای بین سایر کانیها را پر کرده است. حواشی گرد شده در بلورهای کوارتز نشانگر انحلال و خوردگی این کانی توسط محیط در برگیرنده-اش می باشد. همر شدی با فلدسپاتها و ایجاد بافت گرانوفیری از جمله مشخصات آنهاست (شکل ۳-۳۸).

بيوتيت

بصورت فنوکریستهایی غالباً کشیده و باریک در اندازه هایی تا حدود ۳ میلیمتر دیده می شود. همچنین بیوتیتها بصورت صفحهای با اندازه متوسط ۱٫۵ میلیمتر در داسیتها مشاهده می شوند (شکل ۳–۳۹). میزان بلورهای ریز موجود در خمیره بیشتر از فنوکریستهاست. اکسیداسیون در بیوتیتها نسبت به آمفیبولها بیشتر بوده و به رنگ قهوهای تیره درآمدهاند (شکل ۳–۴۰). برخی از بلورهای بیوتیت دارای حاشیه غنی از اکسیدهای آهن ثانویه هستند. دگرسانی به کلریت در محل رخها مشاهده می شود. به همراه آمفیبولها در تجمعهای گلومروپورفیری کانیهای تیره شرکت می-کنند.

آمفيبول

از نظر حجمی، آمفیبول در داسیتها سهم کمتری نسبت به بیوتیت در بین کانیهای مافیک دارد. اغلب آنها در حد کم دچار سوختگی شدهاند (شکل ۳–۴۱). این امر میتواند بدلیل دمای کمتر ماگمای داسیتی نسبت به ماگماهای مافیکتر و همچنین حالت نفوذی و در نتیجه عدم انتقال و سوختن آنها در خلال فوران این سنگها باشد. سوختگی آمفیبولها در آندزیتها بیشترین حد را داشته و در داسیتها به کمترین حد خود میرسد و حتی در برخی مقاطع هیچگونه علائمی از سوختگی نشان نمیدهند. میزان خوردگی در آنها پیشرفته نبوده و در مراحل ابتدایی قرار دارد. از ویژگیهای آنها میتوان به خود شکلی بلورها، ماکل ساده و قرارگیری در جهت جریان اشاره کرد. این آمفیبولها از نوع هورنبلند سبز و گاهی قهوهای میباشاند. در برخی موارد، بافت گلوموپورفیری همراه با پلاژیوکلازها در آنها قابل رؤیت است.

فلدسيات آلكالن

فلدسپاتهای آلکالن موجود در داسیتها از نوع سانیدین بوده که بصورت فنوکریستهای خودشکل و نیمه خود شکل دیده میشوند. میزان فنوکریستها نسبت به بلورهای ریز خمیره بسیار کمتر است. اغلب فلدسپاتهای آلکالن به همراه کوارتز زمینه سنگ را تشکیل میدهند. دگرسانی در این کانی همانند پلاژیوکلازها در گنبدهای مختلف کمی متفاوت بوده ولی در مجموع دگرسانی کمی نشان میدهند. افزایش میزان فلدسپاتها در برخی از سنگها چشمگیر است. بافت غربالی نیز در فنوکریستها به چشم میخورد (شکل ۳-۴۲).

### - کانیهای فرعی

کانیهای فرعی همچون کانیهای اوپک، اسفن و آپاتیت در سنگ وجود دارد (شکل ۳-۴۳). کانیهای مذکور بیشتر به صورت ادخال در کانیهای دیگر قابل مشاهدهاند.

- کانیهای ثانویه

کانیهای ثانویه شامل کلریت، کلسیت، سرسیت، کانیهای رسی و اپیدوت میباشـند (شـکل ۳-۴۴). اکسیدهای آهن ثانویه حاصل دگرسانی کانیهای اصلی در سنگ نیز جزء این کانیها محسوب می-شوند. میزان دگرسانی کانیها در گنبدهای مختلف، متفاوت میباشد.



پلاژیوکلازها دیده میشوند (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).





شکل ۳-۳۴- ساختمان منطقه ای در فنو کریست پلاژیوکلاز شکل ۳-۳۵- ایجاد حاشیه واکنشی در فنو کریست پلاژیوکلاز موجود در داسیت، ماکلهای کارلسباد و پلی سنتتیک در دیگر در داسیت و برهمرشدی این کانی با کوارتز (XPL، بزرگنمایی ۴۰

برابر).



شکل ۳-۳۶- بافت غربالی چرخشی زیبا در پلاژیوکلاز شکل۳-۳۷- فنوکریست بسیار بزرگ پلاژیوکلاز در داسیت که بافت داسیت، به رشد ثانویه در حاشیه این بلور توجه کنید (XPL، غربالی پیشرفته در مرکز را به همراه منطقه بندی در حاشیه نشان





پایین تصویر (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

میدهد (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۳۸- بلورهای بی شکل کوار تز در داسیت با حاشیه- شکل ۳-۳۹- بلورهای بیوتیت در اندازه ها و شکلهای مختلف در های خورده شده در قسمت بالا و برهمرشدی آن در مرکز و داسیت، در مرکز تصویر تجمع این بلورها مشاهده می شود (PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



اکسیده شده است، سوختگی این کانی را با آمفیبول در شکل سوختگی در آنها بسیار کمتر از بیوتیتها و فقط در حاشیه رخ بعدی مقایسه کنید (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).





شکل ۳-۴۰- فنوکریست بیوتیت در داسیت که بطور کامل شکل ۳-۴۱- فنوکریستهای آمفیبول موجود در داسیتها، داده است (PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۴۲- بلورهای نیمه خودشکل و شکل دار فلدسپات آلکالن شـکل ۳-۴۳- بلـور خودشـکل آپاتیـت در مرکـز تصـویر و همراه با فنوکریست پلاژیوکلاز در داسیت (XPL، بزرگنمایی ۴۰ فنوکریست فلدسپات آلکالن در سمت چپ تصویر که دچار خوردگی نیز شده است (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). برابر).



شکل ۳-۴۴- دگرسانی در داسیت گنبد ارسنگ و تشکیل کانیهای ثانویهای همچون کلریت، کلسیت، سرسیت و اپیدوت در آن (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

#### ۳-۲-۵ ریوداسیتها

ریوداسیتها حجم وسیعی نداشته و بیشتر در گنبدهای ماهرخ کوه، ارسنگ و قسمتهای شرقی گنبد قوچخوار دیده می شوند. خصوصیات و ویژگیهای صحرایی آنها مشابه داسیتهاست و در بررسیهای صحرایی و میکروسکپی به سختی می توان این دو را از یکدیگر متمایز ساخت. یکی از دلایل این امر، وجود شیشه و خمیره زیاد در آنهاست. بنابراین جهت تشخیص دقیق و نامگذاری از دادههای آنالیز شیمیایی استفاده شده است. رنگ ریوداسیتها در نمونههای دستی خاکستری تا کرم روشن و گاهی صورتی روشن می باشد. فنوکریستهای آمفیبول، کوارتز و پلاژیوکلاز در آنها قابل مشاهده است. ریوداسیتها نیز مانند دیگر سنگهای پلیو- پلئیستوسن حاوی آنکلاوهای مختلفی از جمله از نوع مارنی هستند.

- کانیهای اصلی

در ریوداسیتها، فنوکریستهای پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن بیشترین حجم را به خود اختصاص داده و از نظر حجمی تقریباً یکسان میباشند. بافت فلسیتیکمیکرولیتیک پورفیری حاصل وجود چنین کانیهایی در ریوداسیتهاست.

#### – پلاژيوكلاز

این بلورها عمدتاً خود شکل تا نیمهخودشکل بوده و بصورت فنوکریست و میکرولیت دیده می شوند. ماکلهای پلی سنتتیک و کارلسباد و همچنین بافت غربالی در مرکز و گاهی حاشیه های آنها به شکل توسعه نیافته دیده می شود. خوردگی های خلیج مانند در برخی از این فنوکریستها به همراه منطقه-بندی به چشم می خورد. بیش از ۳۰ درصد حجمی سنگ را شامل شده و اندازه آنها حداکثر به ۳ میلیمتر می رسد (شکل۳–۴۵ و ۳–۴۶)

### فلدسپات آلكالن

فلدسپاتها از نوع سانیدین بوده و عمدتاً ریزبلور هستند. بلورهای نیمهخودشکل بیشتر بصورت فنوکریست و بلورهای خودشکل اغلب ریز میباشند. بلورهای آن حداکثر به ۱ میلیمتر میرسند و بندرت دگرسان شدهاند. در زمینه سنگ برهمرشدیهایی بین آنها و کوارتز مشاهده میشود. بافت غربالی و خوردگی نیز در آنها دیده میشود (شکل ۳-۴۷).

### کوارتز

این کانی به صورت فنو کریستهای گرد و مدور با اندازه هایی حداکثر تا ۲/۵ میلیمتر در ریوداسیت ها وجود دارد. خورد گیهای خلیج مانند در بلورهای کوارتز چه در فنو کریستها و چه در ریزبلورها امری رایج و عادی است (شکل ۳–۴۸). برهمر شدیهای زیادی بین این کانی و پلاژیو کلازها مشاهده می-گردد و بافتی شبیه به گرانوفیری را ایجاد نمودهاند.

#### بيوتيت

اکثر بیوتیتها دچار اکسیداسیون شده و در حاشیه آنها اکسیدهای آهن مشاهده می گردد که منجر به ایجاد رنگ قهوهای تا قهوهای سوخته در آنها شده است. این بلورها در ریوداسیتها نسبت به سنگهای داسیتی صفحهای تر و پهن تر هستند و دارای اندازهای در حدود ۱/۵ میلیمتر می باشند (شکل ۳–۴۹ و ۳–۵۰).

### - کانیهای فرعی

از جمله کانیهای فرعی می توان به آمفیبولها اشاره کرد. این کانی در ریوداسیتها اکسیداسیون ناچیزی متحمل شده و اغلب سالمند (شکل ۳–۵۱). اندازه آنها نیز نسبت به آمفیبولهای موجود در سنگهای تراکیآندزیتی و داسیتی کوچکتر و حتی از درصد حجمی کمتری برخوردارند. آپاتیت و کانیهای تیره نیز از جمله کانیهای فرعی ریوداسیتها محسوب می شوند.

#### - کانیهای ثانویه

میزان کانیهای ثانویه در این سنگها بسیار کم بوده و شامل اکسیدهای آهن، کلسـیت و سریسـیت میباشد.





شکل ۳-۴۵- فنوکریست پلاژیوکلاز در ریوداسیت، ماکل پلی- شکل ۳-۴۶- رشد چند مرحله ای پلاژیوکلاز در ریوداسیت سنتتیک و منطقهبندی بهمراه بافت غربالی توسعه نیافته از که تصویری زیبا از حالت زونینگ را به نمایش گذاشته است (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر). خصوصیات بارز آن می باشد (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).





شکل ۳-۴۷- فنوکریست خودشکل فلدسپات با بافت غربالی در شکل ۳-۴۸- ریزبلورهای گرد ومدور و بیشکل کوارتز در ریوداسیت، در زمینه سنگ فلدسپاتهای ریزبلور خودشکل دچار زمینه ریوداسیت همراه با فنوکریست پلاژیوکلاز (XPL، خوردگی شدهاند (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).









۵۱-۳- فنوکریست آمفیبول در گوشه سمت راست تصویر، این کانیها در ریوداسیتها کمتر دچار اکسیداسیون شدهاند (XPL- فنوکریست آمفیبول در گوشه سمت راست تصویر، این ۲۰ برابر).

### ۳-۲-۴ ريوليتها

این سنگها با رنگ خاکستری روشن و حضور فنوکریستهای کوارتز قابل تشخیص هستند. ریولیتها محصول نهایی فرآیند تفریق ماگمایی در مجموعه آتشفشانی سنگهای منطقه مورد مطالعه می-باشند. در برخی مناطق محلولهای هیدروترمالی سبب تأثیر بر فلدسپاتها و پلاژیوکلازها گردیده و آنها را دگرسان نموده است. این سنگها درون داسیتها نفوذ کردهاند و بیشترین حجم آنها در گنبدهای ارسنگ و قوچخوار دیده شدهاند، ولی در مجموع حجم این سنگها کم میباشد. بافت عمده آنها پورفیری، جریانی و گرانوفیری است. مقدار کانیهای مافیک در سنگهای ریولیتی گنبد قوچخوار بسیار ناچیز میباشد.

نکته حائز اهمیت در مورد ریولیتها، تفاوت چشمگیر در میزان آنکلاوها در مقایسه با دیگر سنگهای گنبدهای مورد بررسی منطقه میباشد. مقدار آنکلاوها در این سنگها بسیار کم است به نحوی که بندرت میتوان آنها را مشاهده نمود. دلیل این امر را میتوان این چنین توجیه نمود که چون ریولیتها محصول نهایی تفریق ماگمایی بوده و از میان گنبدها بین سنگهای داسیتی و ریوداسیتی تزریق شدهاند و با سنگهای پوستهای در ارتباط مستقیم نیستند، آنکلاوی در آنها مشاهده نمی-گردد. آمفیبول در این سنگها دیده نمیشود و بیوتیت به عنوان کانی مافیک در حد ناچیز قابل رؤیت است.

- کانیهای اصلی

### فلدسپات آلكالن

میزان فنوکریستهای این کانی و ریزبلورهای آنها در برخی مقاطع تا نیمی از حجم سنگ را در بر می گیرد. فنوکریستها اکثراً نیمه شکل دار هستند در حالی که ریز بلورهای موجود در زمینه، بی شکل می باشند و اندازه آنها حداکثر به ۱ میلیمتر می رسد. همچنین بافت غربالی و همرشدی این کانی با کوارتز مشهود می باشد. ترکیب اکثر این فلدسپاتهای آلک الن، سانیدین است و گاهی نیز میکروفنوکریست از ارتوکلاز در میان آنها دیده می شود (شکل ۳–۵۲).

### کوارتز

این کانی بیشتر بصورت ریزبلور در خمیره و به مقدار کمتر به صورت فنوکریست دیده میشود و عمدتاً به صورت گرد و مدوّر و بیشکل هستند (شکل۳-۵۳). همرشدیهای بین آنها با فلدسپاتها و گاهی پلاژیوکلازها، بافتهای شبه گرانوفیری و گرافیکی را ایجاد نموده است. خلیجخوردگی در بلورهای کوارتز از جمله خصوصیات بارز میکروسکپی ریولیتهاست (شکل ۳-۵۴).

## پلاژيوكلاز

پلاژیوکلازها اغلب بهصورت میکروفنوکریست بوده و کمتر از ۱۵ درصد کل سنگ را شامل میشوند. میکروفنوکریستها بهصورت تیغهای و نیمه شکلدار میباشند (شکل۳-۵۵) و ماکل پلیسنتتیک، ساختمان منطقهای و دگرسانی ضعیفی نشان میدهند.

### - کانیهای فرعی و ثانویه

کانیهای فرعی این سنگها شامل بیوتیت و آپاتیت میباشد. کانیهای ثانویه نیز در ریولیتها بسیار ناچیز بوده که میتوان به کلریت، کلسیت و سریسیت اشاره کرد.









کنید (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



کوارتز با بافت غربالی بهمراه ریزبلورهایی از این کانی در زمینه سنگ ریولیتی (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۵۴- فنوکریستهای گرد و مدور کوارتز با حاشیه شکل ۳-۵۵-حضور میکرولیتهای بیوتیت در ریولیت خلیج خورده در ریولیت، به زمینه شیشهای سنگ توجه همراه با بلورهای پلاژیوکلازهای تیغهای که بافت غربالی و خوردگی نیز نشان میدهند (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).

## ۳-۳- يتروگرافي آنكلاوها

ماگماهای گنبدهای نیمهعمیق منطقه در حین صعود و جایگزینی در سنگهای پوستهای تحت تأثیر فرآیندهای آلایش و هضم قرار گرفتهاند. هنگامی که دمای ماگما زیاد است و در مراحل اولیه نفوذ قرار دارد، می تواند منجر به هضم سنگها و یا قطعاتی که درونش افتاده، شود و خصوصیات ژئوشیمیایی ماگما متأثر از ترکیب شیمیایی این قطعات گردد. حال اگـر دمـا و طـول مـدت تبلـور ماگما در حدی نباشد که این قطعات را هضم نماید، این قطعات را بهصورت آنکلاو در خود حمـل و به عنوان شاهد آلایش حفظ می کند. از جمله ایـن آنکلاوهـا مـیتـوان بـه انـواع بـازالتی، گنیسـی، شیستی، مارنی، سیلتستونی، شیلی و مارنی- شیلی اشاره کرد. هضم و آلایش این قطعات سنگی در حجمهای زیاد، تأثیر بسزایی در تکوین و تحولات ماگمایی منطقه داشته و خصوصیات و ویژگیهای ژئوشیمیایی آنها را متأثر نموده است. شواهد آلایش از طریق بررسی ویژگیهای عناصر کمیاب در مباحث ژئوشیمی نیز قابل درک و اثبات است. در اینجا ما به بررسی اجمالی خصوصیات میکروسکپی آنها میپردازیم.

در سنگهای سازنده گنبدهای پلیو- پلئیستوسن بجز آنکلاوهایی که به آنها اشاره نمودیم، گاهی آنکلاوهای هممنشأ (اتولیت) نیز مشاهده می گردد. این آنکلاوها بخشهای حاشیهای و سریع سرد شده همان ماگمای در حال صعود هستند که مجدداً درون ماگما قرار گرفته و بنابراین همجنس شدهاند. آنکلاوهای بازالتی حاوی کانیهای کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول میباشند (شکل ۳-شدهاند. آنکلاوهای بازالتی حاوی کانیهای کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول میباشند (شکل ۳-۵۵). اغلب کانیها در این آنکلاوها سالم بوده و دگرسانی کمی نشان میدهند. همچناین نموناهای از آنکلاو اتولیتی کوارتز مونزونیتی را میتوان در تراکیآندزیتها مشاهده کرد که تحت تأثیر حرارت بالای ماگمای تراکیآندزیتی قرار گرفته است (شکل ۳-۵۷). گاهی تشخیص تجمعهای گلومرولی این کانیها از آنکلاوهای هممنشأ دشوار است و براحتی نمیتوان آن دو را از یکدیگر متمایز ساخت. اندازه این آنکلاوها کوچک است و در مقاطع میکروسکپی به اندازه ۴ میلیمتر میرسند.

بعضی اوقات نیز بلورهای ریز خمیره و کریستالیتها در اطراف آنکلاوها و حتی برخی از گلومرولها تجمع یافته و حتی چرخیدهاند. این امر حاکی از تجمع بلورها در ضمن صعود و یا جریان یافتن در محلهایی است که تحرک در آنها کمتر بوده است. شاید نقاط یاد شده از قدرت جذب بالاتری برای نگهداری این ریزبلورها و کریستالیتها به دور خود برخوردار بودهاند. وقتی قطعهای آنکلاو به درون ماگما میافتد، به دلیل جذب گرمای ماگما، اطراف آن به سرعت سرد شده و میکرولیتها در اطراف آن تشکیل میشوند.

از آنکلاوهای رسوبی که عمدهترین آنکلاوها را شامل میشوند میتوان به آنکلاوهای سیلتستونی و مارنی اشاره کرد. برخی از آنکلاوهای سیلتستونی در گنبد گاهان دارای ریزبلورهایی از کوارتز، فلدسپات و کانیهای رسی هستند و دگرگونی حرارتی در این سنگها منجر به تجدید تبلور گردیده است (شکل ۳–۵۸). در نمونهای از آنکلاو سیلتستونی کوچک در داسیت گنبد زهان حرارت زیاد ماگما سبب ظهور کانیهایی ماند کوارتز، سریسیت، فنژیت و احتمالاً فلدسپات شده است (شکل ۳– ۵۹). آنکلاوهای مارنی بیشترین حجم را در بین آنکلاوهای منطقه مورد مطالعه دارا میباشند و تاثیر بسزایی در تحولات ماگمایی گنبدهای پلیو- پلئیستوسن داشتهاند و در بررسیهای میکروسکپی حاوی کانیهای کلسیت، اپیدوت و زئولیت میباشند و تغییرات کانیشناسی و بافتی محسوسی در آنها مشاهده نمی گردد (شکل ۳–۶۰). از آنکلاوهای رسوبی دیگر میتوان به آنکلاو شیلی – مارنی اشاره کرد که در بررسی میکروسکپی تفاوت عملکرد ماگما بر روی آنها مشخص است (شکل ۳–۹۱). از جمله کانیهایی که در قسمت مارنی میتوان مشاهده کرد شامل کلسیت، اپیدوت، سیاه و تیره درآمده است. برای درک بهتر این موضوع میتوان مشاهده کرد شامل کلسیت، اپیدوت، سیاه و تیره درآمده است. برای درک بهتر این موضوع میتوان به شکل ۲–۳۹ در فصل دوم مراجه نمود. در نمونه دیگری از این نوع آنکلاوها، ورود سیالات ماگمایی بدرون بخش مارنی است که سبب رشد کشیده و تیغهای کانیهایی مانند کلینوپیروکسن، اپیدوت و پلاژیوکلاز گردیده است (شکل ۳– ۲۵).

در بازدیدهای صحرایی که از سنگهای پلیو- پلئیستوسن منطقه داشتیم، با آنکلاوهای دگرگونی (شیستی و گنیسی) مواجه نشدیم. اما از آنجایی که حضور این نوع آنکلاوها در سنگهای منطقه توسط فتاحی (۱۳۸۲) گزارش شده است و به دلیل اهمیت آنها از نظر تحولات ماگمایی، به طور مختصر به تغییرات کانیشناسی و بافتی این نوع آنکلاوها با توجه به مطالب ارائه شده در پایان نامه ایشان اشاره می کنیم. آنکلاوهای شیستی و گنیسی در سنگهای تراکیآندزیتی پلیو- پلئیستوسن دیده شدهاند. کانیهایی که در این آنکلاوها مشاهده شده است شامل کردیریت، آندالوزیت، ریزبلورهای کلینوپیروکسن، بیوتیت و خمیرهای سرشار از کوارتز و فلدسپات ریز بلور میباشد. پورفیروبلاستهای کردیریت اغلب خودشکل بوده و ماکل شعاعی- چرخشی به خوبی در آنها کلینوپیروکسن در حفرات و شکستگیهایی که با خارج از آنکلاو در تماس بودهاند، بوجود آمده که این امر می تواند بیانگر دخالت سیالات در زمان تشکیل ریز بلورهای این کانی باشد. بلورهای سوزنی شکل بیوتیت به همراه پورفیروبلاستهای کردیریت، بافت سنگ را بصورت پورفیرونماتوبلاستیک نشان میدهند. به نظر فتاحی (۱۳۸۲) سنگ اولیه این آنکلاوها احتمالاً پلیتی بوده که طی فاز دگرگونی ناحیهای به شیست و گنیس تبدیل شده است. از جمله شواهد این دگرگونی وجود بافت نماتوبلاستی و حضور کردیریت در آنها میباشد.





تشخيص در آن شامل اليوين، پيروكسن و پلاژيوكلاز تحت تأثير سنگ در برگيرنده خود قرار گرفته است است (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



مشخص است (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

شکل ۳-۵۶- آنکلاو اتولیت در بازالت، کانیهای قابل شکل ۳-۵۷- آنکلاو اتولیت در تراکیآندزیت، این آنکلاو (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳–۵۸- آنکلاو سیلتستونی که در مرکز تصویر قرار شکل ۳–۵۹- آنکلاو سیلتستونی که بصورت نواری رنگی دارد و سنگ در برگیرنده آن (داسیت) در گوشه راست در مرکز سنگ داسیتی قرار گرفته و شامل کانیهای كوارتز، سرسيت، فنژيت و فلدسيات است (XPL،





شکل ۳-۶۰- آنکلاو مارنی در سمت چپ با کانیهایی مانند شکل ۳-۶۱- آنکلاو شیلی – مارنی در داسیت، نوار روشن در کلسیت، اپیدوت و کانیهای رسی، به حاشیه انجماد سریع بین سمت راست مارنی بوده و شامل کانیهای اپیدوت، کلسیت و آنکلاو و داسیت توجه کنید (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

کوارتز است، دو نوار تیره جنبی آن شیلی هستند و ذوب شدهاند (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۶۲- ورود سیالات ماگمایی به درون آنکلاو شیلی – مارنی در تراکیآندزیت که بر اثر آن کانیهای پیروکسن، پلاژیـوکلاز و اپیدوت به صورت تیغهای رشد کردهاند (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

## ۳–۴– تر تیب تبلور

با پیشرفت تفریق و تبلور، کانیهای سازنده سنگهای مورد مطالعه به ترتیب متبلور شدهاند. این ترتیب تبلور را میتوان با وجود شواهدی که در بررسیهای پتروگرافی مشخص میشود، پی برد. از جمله این شواهد می توان به شکل کانیها، فراوانی آنها، ادخال کانیها در یکدیگر (دربر گرفته شدن آنها توسط یکدیگر) و گاهی تحدب و تعقر سطوح آنها اشاره کرد. با توجه به مطالب ارائه شده و قانون روزنبوش در مورد ترتیب تبلور کانیها در سنگهای مختلف، ترتیب تبلور کانیهای سازنده سنگهای منطقه مورد مطالعه بصورت ترسیمی در شکل ۳–۶۳، به نمایش درآمده است. همانطور که در شکل نیز مشخص است، کانی شناسی سنگهای ائوسن و میوسن زیرین که شامل بازالتها و آندزیتهاست، متفاوت از سنگهای پلیو- پلئیستوسن می باشد.

کانیهای تشکیل دهنده		بازالتها		
Ol				
Pl				
Срх				
آندزيتها				
Pl				
Срх				
Hb		_		
Apa				
San				
	تراكىآندزيت			
Hb				
Pl		_		
San				
Sph				
Qrz				
Apa				
	داسیت و ریوداسیت			
Pl				
San				
Orz				
Hb				
Bio				
	ريوليت			
Qrz				

San	
Bio	
Pl	

شکل ۳-۶۳- نمایش گرافیکی ترتیب تبلور کانیهای تشکیل دهنده سنگهای مورد مطالعه.

اليرين : OI	هررتبلند : Hb	سائېدېن : San
يلاۋىركلار : <b>PI</b>	آپانېت : Apa	الىقى : Sph
کلینوپیروکسن : Cpx	برتيت : Bio	کرارتز : Qrz

۳–۵– خلاصه

- در این فصل، سنگهای آذرین منطقه در دو گروه بررسی شدند که از نظر سنی و ترکیب سنگ شناسی با یکدیگر متفاوت میباشند. گروه اول، سنگهای آذرین بازالتی - آندزیتی ائوسن و میوسن زیرین هستند که به صورت گدازه در منطقه رخنمون دارند و گروه دوم شامل سنگهای آذرین حدواسط تا اسیدی پلیو-پلئیستوسناند که به صورت گنبد در آنها نفوذ کردهاند.

- گنبدهای نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه از نظر سنگشناسی متنوع بوده و دارای ترکیب سنگ شناسی تراکیآندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت هستند. از بین سنگهای نامبرده داسیتها دارای بیشترین فراوانی میباشند.

- شکلدار با حاشیه سوخته و بیوتیتهای کشیده (رشتهای)، کانیهای فرومنیزین غالب در سنگهای منطقه این سنگها تنوعی از بافتهای پورفیری، جریانی، گلومروپرفیری و غربالی نشان میدهند. - کانیشناسی سنگهای بازالتی- آندزیتی ائوسن و میوسن زیرین (میزبان) شامل الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول میباشد. این کانیها برای سنگهای آذرین پلیو- پلئیستوسن شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، فلدسپات آلکالن، کوارتز و بیوتیت بوده که تفاوت چشمگیری با سنگهای ائوسن نشان میدهند.

- ترکیب کانی شناسی سنگهای پلیو- پلئیستوسن شباهت زیادی با ترکیب ایدهال سنگهای آداکیتی دارد. - خوردگیهای خلیج مانند، بافتهای غربالی و اسکلتی، برهمرشدیها، ساختمان منطقهای و حاشیه-های سوخته که هر کدام در کانیهایی مانند پلاژیوکلازها، فلدسپاتهای آلکالن، آمفیبولها و کوارتزها دیده می شود، از مهمترین ویژگیهای میکروسکپی این سنگهاست.

- هورنبلندهای هستند. در واقع هورنبلندهای شکلدار (لوزی شکل با حاشیه سوخته) و بیوتیتهای رشتهای به ترتیب از مشخصات بارز آندزیتها و ریولیتهای منطقه میباشند.

- دگرسانی در سنگهای نیمهعمیق منطقه مورد مطالعه شدت زیادی نداشته و عمده دگرسانی در پلاژیوکلازها دیده میشود که در برخی سنگها به کانیهای رسی، سریسیت و کلسیت تبدیل شدهاند. - آنکلاوهایی با ترکیب متنوع (آنکلاوهای بازالتی، گنیسی، شیستی، مارنی، سیلتستونی، شیلی و مارنی - شیلی) با ابعاد میلیمتری تا سانتیمتری در این سنگها وجود دارند. وجود آنکلاوهایی از سنگهای میزبان در نمونههای مورد مطالعه حاکی از آن است که فرایند آلایش پوستهای در تکوین و تحول گنبدهای مورد مطالعه نقش داشته است.

- با توجه به مطالعات پتروگرافی سنگهای نیمهعمیق منطقه مورد مطالعه، ترتیب تبلور کانیهای مهم تشکیل دهنده این سنگها شامل هورنبلند، پلاژیوکلاز، سانیدین و کوارتز میباشد.



۴–۱– مقدمه

ژئوشیمی علمی است که ترکیب یک سنگ نسبتاً پیچیده را به یک سری اعداد ساده قابل فهم تبدیل میکند. به منظور استفاده از ژئوشیمی اولین گام درک اصول دقیق آن و رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ماگمای سیلیکاتی و سیالات وابسته به آنها میباشد (هندرسون °،۱۹۸۲). بهعبارت دیگر ژئوشیمی قویترین ابزارهای قابل دسترس برای تشریح منشأ و تحول سنگها را در اختیار ما قرار می-دهد.

بههمین منظور، از میان سنگهای نیمهعمیق گنبدهای نئوژن و آتشفشانی منطقه مورد مطالعه تعداد ۲۰ نمونه پس از بررسی دقیق میکروسکپی با توجه به تنوع سنگشناسی و حداقل هوازدگی جهت آنالیز شیمیایی سنگ کل انتخاب شد. مختصات جغرافیایی محل برداشت این نمونهها در پیوست بر حسب UTM آمده است. ابتدا سنگهای مورد نظر با آسیاب سرامیکی در کارگاه کانهآرایی دانشگاه صنعتی شاهرود پودر گردیدند. سپس به منظور آنالیز شیمیایی سنگ کل عناصر اصلی، کمیاب و کمیابخاکی به آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا ارسال شدند. آنالیز شیمیایی نمونهها به روش ICP-MS انجام گردیده است. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی منطقه مورد مطالعه نیز در پیوست آمدهاند. همانطور که در فصلهای قبلی اشاره شد، فتاحی (۱۳۸۲) رساله کارشناسی ارشد خود را درباره پتروژنز گنبد ساب ولکانیک ماهرخ کوه انجام داده است. در این مطالعه ۶ نمونه سنگی منتخب از سنگهای آذرین تشکیل دهنده این گنبد آنالیز شیمیایی شدهاند. با توجه به اینکه در این رساله نیـز از این گنبد نمونهبرداری صورت گرفته و شباهتهای بسیار زیادی بین نمونههای آنالیز شده وجـود دارد، بنابراین از نمونههای فتاحی(۱۳۸۲) نیز در نمودارهایی مانند نمودارهای تغییرات، سری ماگمایی، نمودارهای عنکبوتی و جایگاه تکتونیکی استفاده شده است. نتایج ایـن آنـالیز در پیوسـت اورده شده است.

۴-۲-آمادهسازی و تجزیه ژئوشیمیایی نمونهها

<sup>°-</sup>Henderson

قبل از بحث و بررسی در مورد روابط ژئوشیمیایی سنگها باید به فرآیندهایی که احتمالاً نتایج تجزیه شیمیایی سنگها را تحت تأثیر قرار میدهند، اشاره نمود. مهمترین این عوامل عبارتند از: آلایش در طول آمادهسازی نمونه، آلایش ناشی از ورود مواد سازنده قطعات آسیاب، منابع آلایش موجود در طبیعت (پوشش نازک رسوبات بر روی نمونهها) خطای ناشی از کالیبراسیون، خطای ناشی از همپوشانی پیکها و خطای آشکارسازی دادههای ژئوشیمیایی اشاره کرد.

- با توجه به اینکه جهت آسیاب کردن نمونههای سنگی منطقه مورد مطالعه، از آسیاب سرامیکی استفاده شده است، بدین ترتیب آلایش عناصر فلزی در مرحلهٔ آسیاب کردن نمونهها نقشی نداشته است. از طرفی نمونههای منطقه به روش ICP-MS مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتهاند، بنابراین میتوان با اطمینان بیشتری نتایج بدست آمده را مورد تجزیه و تحلیل قرار داد. ICP-MS (طیف-سنجی جرمی نشری پلاسمای جفت شده القایی) روشی به نسبت تازه است که از توسعه طیف سنجی نشری پلاسمای جفت شده القایی) روشی به نسبت تازه است که از توسعه طیف روش ابتدا محلول نمونه از میان پلاسمایی از آرگون عبور داده میشود که دمای محیط آن در گستره ۲۰۰۰۱ – ۲۰۰۰ درجه کلوین است. پلاسمای جفت شده القایی جریانی از اتمهای آرگون است که از راه گرمایش القایی یک پیچه پرتو- بسامدی گرم شده و مشتعل شده است. نمونه در پلاسمای آرگون، تفکیک یونی شده و سپس از میان منفذی بسیار کوچک به درون سیستم خلأ آشکارسازی بسیار پایین و درستی و دقت بسیار بالا، برای تجزیههای ایزوتوپی و آنالیز عناصر جزئی بسیار مناسب است (جز<sup>۷</sup> و دیگران، ۱۹۹۰)

۴–۳– تغییرات عناصر کمیاب در اثر هوازدگی

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup>- Date & Jarvis

<sup>2-</sup>Jenner

بطور کلی عنصر Th و عناصر HFS، عناصر نادر خاکی و عناصر انتقالی در طول دگرسانی هیدروترمال نامتحرکاند (ژو<sup>^</sup>، ۱۹۹۹و هاکسوورد<sup>۹</sup>، ۱۹۹۷). در اثر انحلال، Mg به آسانی منتقل میشود و از طریق فرآیند دگرسانی در برخی سنگهای مافیک حاوی الیوین و پیروکسن تغییر خواهد کرد. اما Mg در سنگهای اسیدی تا حدواسط نامتحرک است و به مقدار زیاد تحت تأثیر دگرسانی قرار نمی گیرد، زیرا این سنگها تهی از الیوین و پیروکسزاند (ژو، ۱۹۹۹). در مجموع برخی درگرسانی قرار نمی گیرد، زیرا این سنگهای مافیک حاوی الیون و مقدار زیاد تحت تأثیر از عناصر اصلی قرار نمی گیرد، زیرا این سنگها تهی از الیوین و پیروکسزاند (ژو، ۱۹۹۹). در مجموع برخی درگرسانی قرار نمی گیرد، زیرا این سنگها تهی از الیوین و پیروکسزاند (ژو، ۱۹۹۹). در مجموع برخی از عناصر اصلی مانند Tr به آسانی توسط دگرسانی هیدروترمال منتقل نمی شوند، از عناصر اصلی مانند Tr به آی این این میشون و آمانی توسط دگرسانی هیدروترمال منتقل نمی شوند، از عناصر اصلی مانند Tr به آی این این آی را این آی را این آی توسط دگرسانی می را این این آی را این را این آی را این را این آی را این آی را این آی را این آی را این را این آی را این آی را این را این را این را این آی را این را این را این را این آی را این را این را این آی را این را این آی را این را ای را این را ای را این را این را این را این را این را این را ای را ای را این را ای را ا را می را ای را ای

### ۴-۴- تصحیح نتایج آنالیز شیمیایی

قبل از استفاده از دادههای تجزیههای شیمیایی در ترسیم نمودارها و تجزیه و تحلیل دادهها، تصحیحاتی در مورد آنها اعمال میشود. از جمله این تصحیحات میتوان به حذف مواد فرار و تصحیح نسبت Fe2O3/FeO اشاره کرد. تصحیحات مذکور در رابطه با نمونههای مورد مطالعه اعمال گردیده و مقادیر تصحیح شده و نورم محاسبه شده بر اساس آنها به همراه نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب به ترتیب در جداولی در پیوست آورده شدهاند.

## ۴-۵- رده بندی و نامگذاری سنگهای آذرین

طبقهبندی سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه بر اساس اطلاعات حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی به دو صورت انجام شده است

### ۴-۵-۴- طبقهبندی شیمیایی - کانی شناسی (نورماتیو) سنگها

نورم ترکیب کانی شناسی مجازی سنگهای مورد مطالعه است که با استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی نمونه های سنگی محاسبه می شود. سپس بر مبنای کانی های ساخته شده و با استفاده از نمودار های

<sup>8</sup>-Zhou

<sup>9-</sup>Howkesworth

<sup>`-</sup>Smith

چند متغیره و یا دو متغیره طبقهبندی و نامگذاری سنگها صورت می گیرد. همچنین می توان جهت تعریف پارامترهایی نظیر ضریب تفریق از نورم استفاده کرد. نتایج مقادیر نورماتیو در پیوست آمده است.

برای ردهبندی سنگها با توجه به نتایج آنالیز نورماتیو، از نمودارهای 'Anor-Q و N.C.I و ر مقابل N.C.P N.C.P استفاده شده است. نمودار N.C.I (Normative Color Index) در مقابل N.C.P (۱۹۷۱) و بر اساس دو متغیر (۱۹۷۱) و بر اساس دو متغیر فریب رنگین نورماتیو در مقابل ترکیب نورماتیو پلاژیوکلاز ارائه گردیده است (شکل۴–۱). ضریب رنگین نورماتیو پلاژیوکلاز ارائه گردیده است (شکل۴–۱). N.C.I=Ol+Opx+Cpx+Mt+IIm+Hem N.C.P=100An/(An+Ab+5/3Ne)

نمودار'Q-Anor (اشتریکایزن و لومتر<sup>۱</sup>٬ ۱۹۷۹)، مشکل اصلی مقدار آلبیت در ساختمان پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن را در نمودار QAPF که بسیار شبیه به نمودار مورد نظر است، برطرف ساخته است (شکل۴-۲). بطور کلی سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه در دیاگرام N.C.I در مقابل Anor-Q در محدوده ریولیت، داسیت، آندزیت و بازالت قرار میگیرند. همچنین در دیاگرام 'Anor-Q در محدوده ریولیت، داسیت، کوارتزلاتیت، آندزیت و بازالت جای دارند.

## ۲-۵-۴ طبقهبندی شیمیایی سنگها

در این طبقهبندی معمولاً تغییرات یک یا دو اکسید که در ساختمان کانیهای اصلی سنگ نقش اساسی دارند، نسبت به تغییرات سیلیس ترسیم میشوند. همچنین در برخی طبقهبندیهای شیمیایی، از تغییرات عناصر کمیاب یا نسبت بین دو نوع از این عناصر در مقابل سیلیس استفاده میگردد. طبقهبندیهای بکار گرفته شده در این بخش بیشترین مطابقت را با بررسیهای میکروسکپی و صحرایی سنگهای مورد مطالعه دارند.

۴–۵–۲–۱– طبقهبندی دولارش و همکاران

<sup>``-</sup> Irvin &Bargar

<sup>2-</sup>Streckeisen and Lometr

دولارش و همکاران<sup>۱۲</sup> (۱۹۸۰) الگوی طبقهبندی سنگهای آذرین آتشفشانی و نفوذی را بـر اسـاس نسبتهای کاتیونی آنها که بصورت میلیکاتیون بیان میشوند، پیشنهاد نمودند. از مزیت این طبقـه-بندی

میتوان به تعداد عناصر بیشتر بکار گرفته شده در این نمودار نسبت به دیگر طبقهبندی ها اشاره کرد. با توجه به شکل (۴–۳) که برای سنگهای آتشفشانی ترسیم شده است، نمونههای سنگی منطقه در



شکل ۴-۱- نمودار طبقه بندی نورماتیو سنگهای منطقه مورد مطالعه بر اساس ضریب رنگین نورماتیو (N.C.I) و ترکیب نورماتیو پلاژیوکلاز (N.C.P)، (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱).



\* توجه: تمامی علائم استفاده شده در اشکال این فصل و فصل پنجم شبیه علائم شکل ۴–۱ میباشد و از تکرار مجدد اسامی آنها خودداری شده است.

<sup>&</sup>lt;sup>۱</sup><sup>۳</sup>- De La Roche



شکل ۴-۲- ردهبندی سنگهای منطقه با استفاده از ترکیب نورماتیو پلاژیوکلاز و کوارتز نورماتیو (اشتریکایزن و لومتر، ۱۹۷۹).

محدودههای آلکالیبازالت، بازالت، کوارتزلاتیت، آندزیت، تراکیداسیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت قرار دارند.

۲-۵-۴ طبقهبندی میدلموست

این نمودار توسط میدلموست (۱۹۹۴)، بر اساس مجموع Na<sub>2</sub>O +K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> ترسیم شده است. این نمودار توسط محققین مختلفی ارائه گردیده است، اما نمودار استفاده شده (شکل ۴–۴) بیشترین همخوانی را با بررسیهای پتروگرافی نمونههای سنگی دارد. نمونههای منطقه مورد مطالعه در این نمودار در محدودههای، آندزیت، تراکیآندزیت، تراکیداسیت، داسیت و ریولیت قرار می گیرند. دو نمونه نیز در مرز بین بازالت و آندزیت قرار گرفتهاند. ۴–۵–۲–۲– طبقهبندی فلوید و وینچستر این نمودار بر اساس نسبت بین عناصر کمیاب Zr/TiO<sub>2</sub> درمقابل SiO<sub>2</sub> توسط فلوید و وینچستر<sup>1</sup>

(۱۹۷۷) ارائه شده است. در نمودار شکل ۴–۵، نمونه های سنگی مورد مطالعه در محدوده های

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup><sup>2</sup>- Floyd & Winchester

ترکیبی ساب آلکالی بازالت، آلکالی بازالت، آندزیت، ریوداسیت، داسیت و نهایتاً یک نمونه نیز در مرز ریولیت قرار می گیرند.

# ۴-۶- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی به کمک نمودارهای تغییرات

جهت بررسی روند تغییرات بین سنگهای آذرین یک ناحیه و همچنین تعیین روابط پتروژنتیکی در جریان توسعه و تبلور ماگما، استفاده از نمودارهای تغییرات شیمیایی بسیار سودمند میباشد. بدین منظور نمودارهای گوناگونی توسط پترولوژیستها ارائه شده است که از آن جمله میتوان به نمودارهای عناصر اصلی و کمیاب در برابر SiO<sub>۲</sub> (هارکر<sup>°۱</sup>، ۱۹۰۹)، اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در برابر ضریب تفریق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)، اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب انجماد (کونو، ۱۹۵۹) و همچنین نمودارهای عناصر کمیاب در برابر یکدیگر اشاره کرد. این نمودارها، روند تحول ماگما را از هنگام تشکیل تا زمان جایگزینی و انجماد نشان میدهند.

معمولاً هرگاه تغییرات ترکیب شیمیایی بین یک سری از سنگهای ماگمایی تدریجی باشد و یا بر هم پوشش داشته و در یک محدوده قرار گیرد، نشانه وجود خویشاوندی مابین ماگمای آن سری سنگی است ولی عدم پیوستگی نقاط در نمودار و انقطاع منحنی که از نقاط میگذرد، میتواند نشانه عدم وجود خویشاوندی بین ماگمای آن سری باشد، مشروط بر آنکه نمونه گیری بطور کامل و جامع انجام گرفته باشد (رولینسون، ۱۹۹۳). همچنین در تفسیر روندهای مشاهده شده باید کاملاً احتیاط نمود، دلیل این امر ایجاد برخی روندهای مشابه در اثر فرآیندهای متفاوت در این نمودارهاست. به عنوان مثال، فرایندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی ممکن است روندهای مشابهی را بر روی این نمودارها ایجاد نمایند.



شکل۴-۴- موقعیت نمونه های منطقه مورد مطالعه در نمودار طبقه بندی میدلموست (۱۹۹۴).



شکل ۴-۵- موقعیت نمونههای مورد مطالعه بر روی نمودار طبقهبندی سنگهای آتشفشانی (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷).

#### ۴–۶–۱– نمودارهای هارکر

روندهای مشاهده شده برای اکسیدهایی مانند 302، NgO، Al2O، و P2O5، CaO ،FeO MgO، Al2O و TiO2 نزولی می باشد (شکل ۴–۶). میزان این اکسیدها در طی تبلور ماگما، در نتیجه تشکیل کانیهای اصلی مصرف کننده این اکسیدها در مایع باقیمانده کم می شود. روند اکسیدهایی نظیر 20X و Na2O و Na2O با مصرف کننده این اکسیدها در مایع باقیمانده کم می شود. روند اکسیدهایی نظیر 20X و Na2O با مصرف کننده این اکسیدها در مایع باقیمانده کم می شود. روند اکسیدهایی نظیر 20X و Na2O با مصرف کننده این اکسیدها در مایع باقیمانده کم می شود. روند اکسیدهایی نظیر 20X و Na2O با مصرف کننده این اکسیدها در مایع باقیمانده کم می شود. روند اکسیدهایی نظیر 20X و Na2O با فزایش میزان سیلیس به صورت خطی با شیب ملایم و گاهاً یکنواخت و مثبت است (شکل ۴–۶). در برخی نمودارها نیز پراکندگیهایی مشاهده می شود که می تواند مر تبط با حضور فنوکریستها و تغییرات مقادیر آنها در سنگهای مختلف در روند تبلور تفریقی و یا آلایش پوسته قارهای در طی صعود ماگما باشد (قدمی، ۲۰۰۸). نمودارهای عناصر کمیایی همچون dR در مقابل و مابل افزایش سیلیس روند افزایشی و عناصری مانند ۲. P و V روندهایی کاهشی دارند (شکل ۴–۲) که افزایش سیلیس روند افزایشی و عناصری مانند ۲. P و V روندهایی کاهشی دارند (شکل ۴–۷) که در او در ای در مابل می در در در می معرد ماگما باشد (قدمی، ۲۰۰۸). نمودارهای عناصر کمیایی همچون dR در (شکل ۴–۷) که معود ماگما باشد (میل آن اشاره خواهیم کرد.

در این نمودارها بین نمونههای ائوسن- میوسن زیرین (بازالتی- آندزیتی و بهخصوص بازالتی) و سنگهای پلیو- پلئیستوسن (حدواسط تا اسیدی)، وقفهای چشمگیر مشاهده می شود. به نظر می- رسد تنها عامل ایجاد کننده این وقفه ترکیبی، میزان SiO<sub>2</sub> باشد. سنگهای حدواسط و اسیدی دارای ۶۰ تا ۷۳ درصد SiO<sub>2</sub> هستند، در حالیکه مقدار SiO<sub>2</sub> در بازالتها در محدوده ۴۶ تا ۵۳ درصد می باشد. بنابراین اختلاف حدود ۱۰ درصدی مقدار SiO<sub>2</sub> بین این دو گروه سنگی، عامل ایجاد کننده وقفه مذکور است. با این حال روند تغییرات نمونههای بازالتی – آندزیتی در تمامی نمودارها با نمونههای تراکی آندزیتی، داسیتی، تراکیداسیتی، ریوداسیتی و ریولیتی هماهنگی دارد. اگر چه نمونههای پلیو – پلئیستوسن نمی توانند ترمهای تفریق یافته ماگماهای بازالتی و آندزیتی ائوسن – میوسن زیرین باشند، ولی می توان بیان داشت که همگی این سنگها از یک محل منبع مشترک منشأ گرفتهاند. با این تفاسیر، در همه نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و فرعی در برابر یکدیگر، سنگهای بازالتی از سنگهای حدواسط – اسید جدا گردیده و برای نشان دادن روندهای تفریق بین

۴–۶–۱–۱–۱ نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO2(نمودار هارکر)

### تغییرات Al<sub>2</sub>O3 در برابر SiO2

مهمترین کانیهای کنترل کننده مقدار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در سنگهای منطقه مورد مطالعه پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن میباشند. سنگهای بازالتی، آندزیتی و حدواسط منطقه به دلیل بالا بودن میزان این کانی در آنها، نسبت به سنگهای اسیدی و ریولیتی از مقادیر بالاتری از اکسید آلومینیم برخوردارند. این تغییرات با نتایج مطالعات پتروگرافی سنگهای منطقه مطابقت میکند. پراکندگی نمونهها در این نمودار به دلیل تفاوت در اندازه فنوکریستالهای پلاژیوکلاز و تغییرات مقادیر آنها در سنگهای مختلف است.

#### تغییرات MgO در برابر SiO2

روند نزولی مقدار این اکسید در برابر سیلیس، در سنگهای منطقه با کاهش مقدار کانیهای مافیک از سنگهای بازالتی به سمت سنگهای اسیدی بسیار مشخص است. در سنگهای بازالتی ائوسن-میوسن زیرین به دلیل حضور کانیهایی نظیر الیوین و کلینوپیروکسن مقدار MgO خیلی بالاتر از
سایر نمونههاست. در تمامی نمودارهای تغییرات، سنگهای بازالتی خصوصیات متفاوت و جدا نسبت به بقیه نمونهها از خود نشان میدهند. این حالت به دلیل ترکیب سنگشناسی و کانیشناسی متفاوت آنها با دیگر سنگهای حدواسط و اسیدی منطقه میباشد.

تغییرات FeO در برابر SiO2

کانیهای مافیک مانند الیوین، پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت بیشترین مصرف کنندههای این اکسید میباشند. بنابراین با کاهش این کانیها از ترکیب بازالتی به سمت ریولیتها روند نزولی در نمودار مشاهده میشود.

### تغییرات CaO در برابر SiO<sub>2</sub>

میزان این اکسید توسط پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و هورنبلند کنترل می گردد. بالا بودن میـزان CaO در سنگهای بازالتی و حدواسط با حضور این کانیها در آنها مطابقت دارد. با ادامه روند تفریق و کاهش این کانیها در نمونههای ریوداسیتی و ریولیتی تفریق یافته، میزان CaO نیز کاهش مییابد. فراوانی بسیار کم یا عدم حضور هورنبلند، از شواهد پتروگرافی تأیید کننده این موضوع میباشد.

### تغییرات P2O5 در برابر SiO2

در نمودار تغییرات P2O5 در مقابل SiO2 نمونههای مورد مطالعه روند نزولی محسوسی را نشان میدهند. نمونههای بازالتی دارای بیشترین مقدار P2O5 و نمونههای ریولیتی کمترین میزان این اکسید را دارا میباشند. علت بالا بودن P2O5، تشکیل آپاتیت در مراحل اولیه تبلور است. فراوانی این اکسید در بازالتها نشان دهنده ماهیت آلکالن آنهاست.

### تغییرات TiO2 در برابر SiO2

روند کاهشی میزان TiO<sub>2</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub> در نمونههای مورد مطالعه، مصرف این اکسید در ساختار اکسیدهای آهن تیتاندار از جمله تیتانومگنتیت را نشان میدهد. این امر با مطالعات پتروگرافی و حضور این کانیها در سنگهای بازالتی و آندزیتی سازگار است. سنگهای اسیدی و ریولیتها از مقدار TiO<sub>2</sub> بسیار کمی برخوردارند.

#### تغییرات K2O در برابر SiO2

بر اساس نمودار تغییرات K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> با ادامه روند تفریق میزان K<sub>2</sub>O از نمونههای بازالتی و آندزیتی به سمت سنگهای اسیدی افزایش مییابد. دلیل این افزایش، تبلور فلدسپاتهای آلکالن (بخصوص ارتوکلاز) و بیوتیت (مخصوصاً در ریولیتها) در سنگهای اسیدی است.

# تغییرات Na2O در برابر SiO2

روند افزایشی Na<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> نیز بیانگر افزایش میزان Na<sub>2</sub>O در نمونههای اسیدی است. عنصر سدیم با داشتن شعاع یونی بزرگ در شبکه کانیهای مراحل اولیه تبلور وارد نشده و با پیدایش فلدسپارهای آلکالن و پلاژیوکلازهای سدیک در نمونههای تفریق یافتهتر مقدار آن افزایش مییابد. در این نمودار همراه با افزایش میزان Na<sub>2</sub>O، پراکندگی شاخصی در بین نمونههای پلیو-پلئیستوسن مشاهده می گردد که می تواند در اثر آلایش ماگمایی با پوسته قارهای در حین صعود نیز باشد.

۴–۶–۱–۲– نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO2(نمودار هارکر)

#### نمودار تغییرات Rb در مقابل SiO<sub>2</sub>

در این نمودار با افزایش SiO<sub>2</sub> مقدار Rb از بازالتها به سمت ریولیتها افزایش مییابد. این روند با نمودار تغییرات K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> مشابه است که میتواند به دلیل جانشینیRb با K باشد. این نمودار نیز روند تفریق ماگمایی را بین سریهای سنگی حدواسط- اسیدی منطقه نشان میدهد. تغییرات **U وTh در مقابل SiO**2

با افزایش مقدار SiO<sub>2</sub> عناصر Th, Th روند افزایشی نشان میدهند و این میزان در ریولیتها به Th = 18.3-24.5 ppm). این دو عنصر دارای بیشترین مقدار خود میرسد (Th = 18.3-24.5 ppm).

شعاع یونی بزرگتر از ۰/۱ انگسترم و همچنین دارای ظرفیت زیاد هستند. لذا از عناصر بسیار ناساز گارند و با افزایش تفریق مقدار آنها در سنگهای اسیدی مراحل انتهایی تفریق افزایش مییابد.

این عنصر جزء عناصر خاکی کمیاب سنگین (HRRE) بوده که در کانیهایی مانند الیوین، پیروکسن و آمفیبول تمرکز مییابد. بنابراین با افزایش میزان SiO<sub>2</sub> در ریولیتها و سنگهای اسیدی روند نزولی این عنصر مشاهده می شود.

تغییرات V در مقابل SiO<sub>2</sub>

تغییرات Er در برابر SiO2

در این نمودار روند تغییرات عنصر سازگار V در مقابل SiO<sub>2</sub> نزولی مشاهده می شود. وانادیوم (V) رفتاری سازگار دارد و احتمالاً به صورت<sup>+3</sup>V در ماگما حضور داشته و جانشین<sup>+3</sup>Fe در مگنتیت می شود. این عنصر رفتاری مشابه آهن، منیزیم و تیتانیم در فرآیندهای تبلور و ذوب از خود نشان می دهد. وانادیم به واسطه ویژگیهای ژئوشیمیایی خود، معمولاً در ساخت کانیهای آهن و منگنزدار از جمله پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت مشارکت می کند.

در تمامی نمودارهای تغییرات بین سنگهای پلیو- پلئیستوسن (تراکیآندزیتها، تراکیداسیتها، داسیتها، ریوداسیتها و ریولیتها) پیوستگی آشکاری مشاهده می شود که نشان دهنده روند تفریق از سنگهای حدواسط به سمت سنگهای اسیدی و تمایز کامل آنها از نمونههای بازیک است.

#### تغییرات Y در برابر SiO<sub>2</sub>

روند نزولی این نمودار به دلیل ویژگیهای خاص ژئوشیمیایی ایتریم میباشد. ایتریم جزء عناصر با شدت میدان بالا (HFS) و سازگار است که در کانیهای مافیک بیشترین تمرکز را داراست. بنابراین بررسی این نمودار نیز حاکی از روند تبلور تفریقی از سنگهای حدواسط به سمت سنگهای اسیدی و جدایش کامل بازالتها میباشد.





شکل ۴-۶- نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO<sub>2</sub> نمونههای مورد مطالعه. نمونههای بازالتی از نمونههای حدواسط- اسیدی تفکیک شدهاند و در نموداری جداگانه (حدواسط-اسیدها) ترسیم شدهاند.

ادامه شکل ۴-۶- نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO<sub>2</sub> نمونههای مورد مطالعه.نمونههای بازالتی



شکل۴-۷- نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل درصد SiO2 و ایجاد روندهای مثبت و منفی در آنها. نمونههای بازالتی از نمونههای حدواسط- اسیدی تفکیک شدهاند و در نموداری جداگانه (حدواسط-اسیدها) ترسیم شدهاند.



ادامه شکل ۴–۷- نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل درصد SiO2 و ایجاد روندهای مثبت و منفی در آنها. نمونههای بازالتی از نمونههای حدواسط- اسیدی تفکیک شدهاند و در نموداری جداگانه (حدواسط-اسیدها) ترسیم شدهاند.

۴-۶-۲- نمودارهای ضریب تفریق

این نمودارها توسط تورنتن و تاتل<sup>۱۲</sup> (۱۹۶۰) ارائه گردیدهاند و از مجموع کانیهای روشن موجود در سنگ و از طریق نورم محاسبه می گردد: ضریب تفریق (D.I) = کوارتز + ارتوکلاز + آلبیت + نفلین + لوسیت در واقع ضریب تفریق، بیانگر روند تفریق ماگماست که هرچه بیشتر پیش میرود، ترکیب مایع باقی مانده پر سیلیستر و فلسیکتر میشود. این مایع باقیمانده به نام مایع باقیمانده پتروژنی معروف است. نمودارهای اکسیدهای اصلی سنگهای منطقه در مقابل ضریب تفریق در شکل ۴-۹، ترسیم شدهاند. در نمودارهای مورد نظر اکسیدهای SiO2 و SiO2 روند کاهشی نشان می دهند. افزایشی و اکسیدهای میه می دو و و و و و و و و SiO2، و P2O3 روند کاهشی نشان می دهند.

<sup>&</sup>lt;sup>11</sup>- Thoronton & Tattle

مجموع این تغییرات معرف پیشرفت تفریق ماگمایی، کاهش مقدار کانیهای مافیک (الیوین و کلینوپیروکسن) و تبلور فلدسپار پتاسیم (سانیدین) و پلاژیوکلاز (آلبیت و الیگوکلاز) در مراحل پایانی تبلور تفریقی و تشکیل ماگماهای کاملاً اسیدی همچون ریولیتها میباشند. مقدار اکسید پتاسیم در سنگهای ریولیتی منطقه نسبت به دیگر سنگهای حدواسط و اسیدی بیشتر است که در نتیجه تبلور بیوتیت میباشد. در مورد عناصر کمیاب عواملی همچون سازگاری یا ناسازگاری آنها، شعاع یونی، قوانین جانشینی و بار یونی نقش اساسی در چگونگی ایجاد روندهای شیمیایی و تفریقی دارند.

عناصری مانند Ba و La با افزایش روند تفریق، در مجموع روندی افزایشی نشان میدهند و عناصری مانند Sc و V با افزایش اندیس تفریق در مجموع روندی کاهشی نشان میدهند (شکل ۴-

باریم (Ba) دارای شعاع یونی ۱/۳۵ آنگستروم بوده و جزء عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) بشمار میآید. این عنصر برای پی بردن به پدیده تبلور تفریقی در سنگهای حدواسط و اسیدی از مؤثرترین عناصر است، زیرا این عنصر به شدت وابسته به فازهای کانیایی اصلی مثل فلدسپاتها و میکاهاست. این عنصر ناسازگار تمایل دارد در طی تفریق در فاز مذاب باقی بماند و لذا با افزایش روند تفریق، روند افزایشی نشان میدهد (رولینسون، ۱۹۹۳).

لانتانیم (La) جزء عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) محسوب می شود. این عنصر به دلیل شعاع یونی بزرگ در مذاب باقی می ماند و با ادامهٔ تفکیک بلوری، غلظت آن به طور مداوم در مذاب باقیمانده افزایش می یابد. به همین دلیل، عناصر کمیاب خاکی سبک در این سیستمها ماهیت ناسازگار دارند، گرچه کانیهای دارای شبکه بلوری گسترده نظیر زیرکن، آپاتیت و گارنت، به آسانی بسیاری از یونهای این گونه عناصر را می پذیرند.

اسکاندیم (Sc) شعاع نزدیک به <sup>۲۰</sup> Fe<sup>۲۰</sup> داشته و بنابراین می تواند جانشین آن شود. این عنصر از گروه عناصر با شدت میدان بالا بوده و در پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت تمرکز می یابد. این عنصر بدلیل عدم توانایی در متعادل کردن بار مثبت اضافی که از طریق سایر جانشینیهای مناسب دیگر بهوجود میآید، در الیوینهای اولیه متمرکز نمیشود (مر، ۱۳۷۱). بدین ترتیب Sc در ماگمای باقیمانده جمع شده و با شروع تبلور پیروکسنها، جانشین<sup>+۲</sup>Fe در این کانیها میگردد. همانطور که در نمودار اسکاندیم در مقابل ضریب تفریق مشاهده میشود، بیشترین تمرکز این عنصر در بازالتهاست و ریولیتها کمترین میزان را به خود اختصاص دادهاند.

همان گونه که بیان شد، نمودارهای اندیس تفریق عناصر کمیاب و اصلی سنگهای مورد مطالعه، بیانگر تفریق ماگمایی میباشند. منظور از تفریق ماگمایی، روند تحول از آندزیتها به سمت ریولیتهاست و بازالتها گروهی جداگانه محسوب میشوند.



شکل ۴-۸- نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی سنگهای منطقه مورد مطالعه در مفابل اندیس تفریق. نمونـه-های بازالتی از نمونههای حدواسط- اسیدی تفکیک شدهاند و در نموداری جداگانه (حدواسط-اسیدها) ترسیم شـده-اند.





ادامه شکل ۴-۸- نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی سنگهای منطقه در مفابـل انـدیس تفریـق. نمونـههـای بازالتی از نمونههای حدواسط- اسیدی تفکیک شدهاند و در نموداری جداگانه (حدواسط-اسیدها) ترسیم شدهاند.

ادامه شکل ۴-۸- نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی سنگهای منطقه در مفابـل ضـریب تفریـق. نمونـههـای بازالتی از نمونههای حدواسط- اسیدی تفکیک شدهاند و در نموداری جداگانه (حدواسط-اسیدها) ترسیم شدهاند.



شکل ۴-۹- نمودار عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق تورنتن و تاتل (۱۹۶۰)، و موقعیت نمونه ها بر روی آن. نمونه های بازالتی از نمونه های حدواسط-اسیدی تفکیک و در نموداری جداگانه (حدواسط-اسیدها) ترسیم شدهاند.

# ۴-۶-۳- نمودارهای ضریب انجماد

این نمودار توسط کونو<sup>۱۷</sup> (۱۹۵۹) معرفی شده است و به صورت زیر تعریف می گردد: S.I=100\*(MgO/Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O+FeO<sub>tot</sub>+MgO)

نمودارهای ضریب انجماد برای نمونههای مورد مطالعه ترسیم شده است (شکل۴–۱۰). به عقیده کونو (۱۹۵۹) اگر ضریب انجماد کوچکتر از ۳۲ باشد، نشانگر وجود ترمهای تفریق یافته است. این مقدار برای نمونههای سنگهای گنبدهای پلیو- پلئیستوسن بین ۱۹۸۸ تا ۲۵/۳ میباشد. البته بازالتهای ائوسن با توجه به دارا بودن مقادیر بالای منیزیم در ترکیب خود، ضریب انجمادی بالاتر از ۳۲ نشان میدهند که امری بدیهی است. بطور کلی در نمونههای حدواسط تا اسیدی پلیو-پلئیستوسن منطقه، فرآیند تفریق ماگمایی مشاهده میشود و سنگهای بازالتی ائوسن به طور جداگانه مورد بررسی قرار می گیرند.



شکل ۴–۱۰- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نمونههای مورد مطالعه در برابر اندیس انجماد. نمونههای



ادامه شکل ۴–۱۰- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نمونههای مورد مطالعه در برابر اندیس انجماد. نمونههای بازالتی از نمونههای حدواسط- اسیدی تفکیک شدهاند و در نموداری جداگانه (حدواسط-اسیدها) ترسیم شدهاند.

# ۴-۶-۴ نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب

برای پی بردن به چگونگی تغییرات موجود در بین سنگهای منطقه و ارتباط زایشی آنها با یکدیگر از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نیز استفاده شده است. عبور روندها از مبدأ، نشانگر شروع پذیرش عناصر سازگار در ساختمان کانیهای سنگساز است. با پیشرفت تبلور تفریقی مقدار عناصر ناسازگار در مذاب باقیمانده افزایش یافته و یک خط با شیب مثبت بهوجود می آورند. روند خطی یا غیر خطی بین عنصر سازگار و عنصر ناسازگار، بیانگر رابطهٔ آنها طی تبلور تفریقی است که با کاهش مقدار عناصر سازگار در مقدار عناصر ناسازگار افزوده می شود. معمولاً فرض می شود که نسبت عناصر مقدار عناصر سازگار در مقدار عناصر ناسازگار افزوده می شود. معمولاً فرض می شود که نسبت عناصر ناسازگار در طی ذوب بخشی یا تبلور تفریقی تغییر نمی کند و نسبت این عناصر ناسازگار که دارای ضرایب جدایش تقریباً یکسانی هستند، می تواند نشان دهندهٔ نسبت این عناصر در محل منشا باشد (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹). حال اگر تغییراتی در این نسبتها دیده شود، بیانگر فرآیندهایی نظیر تغییرات درجهٔ ذوب بخشی، اختلاط و آلایش ماگمایی می باشد.

با توجه به اینکه هر دو عامل ذوب بخشی و تبلور تفریقی میتوانند منجر به تشکیل طیف سنگی منطقهٔ مورد مطالعه شده باشند، جهت تشخیص و تفکیک نقش هر کدام از این عوامل از نمودارهای عناصر ناسازگار – ناسازگار و سازگار – ناسازگار در برابر یکدیگر استفاده میکنیم. در شکل (۴ – ۱۱) نمودارهای دو عنصر ناسازگار و یا، یک عنصر سازگار با یک عنصر ناسازگار، در مقابل یکدیگر رسم شده است. به نظر راجرز<sup>۱۸</sup> و همکاران (۱۹۸۴ و ۱۹۸۰) اگر روندهای مشاهده شده در این نمودارها به صورت خطی مثبت یا منفی باشند، فرآیند اصلی ارتباط بین آنها تبلور تفریقی خواهد بود و در غیر این صورت ذوب بخشی متعادل منشأ، عامل اصلی است. به عنوان مثال،

<sup>\^</sup>-Rogers

به عقیدهٔ برخی از پترولوژیستها (نظیر فری<sup>۱۰</sup> و همکاران، ۲۰۰۲؛ رائو و رای<sup>۲۰</sup>، ۲۰۰۶) طی درجات مختلف ذوب، بین تمرکز Zr و Nb انطباق خطی ایجاد نمی شود. بنابراین در صورتی که انطباق خطی بین آنها مشاهده شود به دلیل تبلور تفریقی در ماگما خواهد بود.

این امر بدلیل حساسیت بیشتر Nb نسبت به Zr در درجات مختلف ذوب میباشد. در واقع پایین تر بودن نسبت Zr/Nb حاکی از کمتر بودن درجهٔ ذوب بخشی میباشد (ویور<sup>۲۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۶). همچنین روندهای خطی Nb در برابر Zr نشان دهندهٔ مشتق شدن آنها از منشأ گوشتهای مشابه و نیز تبلور تفریقی به عنوان فرآیند غالب میباشد (آلوارو<sup>۲۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۶).

سنگهای منطقه در نمودارهای La-Nb ، Hf-Th ، Zr-Nb و Hf-Zr و Hf-Zr که عناصر جفت ناسازگار می-باشند، روندهایی با شیب مثبت نشان میدهند. همچنین روندهایی با شیب منفی در نمودارهای -V Sc-Hf ، Sc-Zr ،Ba و Ni-Ba که یک عنصر سازگار در مقابل عنصر ناسازگار رسم شده است، مشاهده میشود (شکل ۴–۱۱). بنابراین با توجه به این نمودارها روند تبلور تفریقی مجدداً تأیید میگردد.

همچنین در نمودار Nb در مقابل Zr پراکندگی اندکی دیده می شود. با توجه به اینکه این عناصر به طور طبیعی نامتحرک در نظر گرفته می شوند، لذا تصور بر این است که در طی آلتراسیون تحرک پیدا نمی کنند (کیفر<sup>۳۳</sup>و همکاران، ۲۰۰۲). از این رو می توان دلیل احتمالی این پراکندگی را در ارتباط با آلایش ماگمایی دانست.

همانگونه که در نمودارهای نسبت- نسبت عناصر ناساز گار Ce/Nb-Ba/Nb و Rb/Y-Nb/Y و Rb/Y-Nb/Y (شکل۴-۱۲) مشاهده می شود، ارتباط ژنتیکی پیوسته ای میان سنگهای منطقه وجود دارد و از این رو احتمال تشکیل آنها از یک منبع تولید ماگمای واحد، زیاد است. همانطور که اشاره شد، فرض می شود که نسبت عناصر ناسازگار در طی ذوب بخشی یا تبلور تفریقی تغییر نمی کند.

- )- Weaver
- ۲۲- Alvaro
- <sup><sup>vv</sup></sup>- Kipher

۱۹-Frey

۲۰- Rai



شکل ۴–۱۱- موقعیت نمونه های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسـازگار و سـازگار – ناسازگار. نمونههای بازالتی از نمونههای حدواسط- اسیدی تفکیک شدهاند و در نموداری جداگانه (حدواسط-اسیدها) ترسیم شدهاند.



شکل ۴–۱۱– موقعیت نمونه های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناســازگار و ســازگار – ناسازگار. نمونههای بازالتی از نمونههای حدواسط- اسیدی تفکیک شدهاند و در نموداری جداگانه (حدواسط-اسیدها) ترسیم شدهاند.



شکل ۴-۱۲- نمودارهای نسبت- نسبت عناصر ناسازگار و موقعیت نمونه های منطقه که پیوستگی و ارتباط ژنتیکی بین آنها مشاهده می شود.

## ۴–۷– تعیین سری ماگمایی

طبق نظر کونو (۱۹۶۸) یک سری ماگمایی، مجموعهای از سنگهای آذرین با ترکیب شیمیایی مختلف است که از تفریق یک ماگمای بازیک مادر و یا از ذوب یک سنگ منشأ (سنگ مادر) حاصل شده باشند. بررسی تغییرات ترکیبی سنگهای یک سری ماگمایی بر اساس نمودارهای تغییرات (هارکر) صورت می گیرد. پیوستگی ترکیبی نمونههای سنگی حاکی از خویشاوندی و تعلق آنها به یک سری ماگمایی است و عدم پیوستگی ترکیبی آنها، عدم ارتباط آنها و منشأ گرفتن از دو منبع متفاوت را نشان می دهد. البته به شرط آنکه نمونه برداری به طور کامل از تمام انواع سنگها صورت گرفته باشد.

جهت تعیین سری ماگمایی نمونههای آذرین مورد مطالعه از نمودارهای مختلف استفاده شده است که در زیر به شرح آنها خواهیم پرداخت.

### 4-۷-۴ نمودار AFM ایروین و باراگار (۱۹۷۱)

نم ودار AFM معروفت رین نم ودار تغیی رات مثلثی است که در رأس های آن از پارامترهای AFM معروفت رین نم ودار به طور معمول A=(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O), F=(FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), M=MgO), M=MgO) برای تشخیص روندهای تولئیتی و کالک – آلکالن به کار می رود. کونو (۱۹۶۸) و ایروین و باراگار (۱۹۷۱) خطهای جدا کننده سریهای کالک – آلکالن و تولئیتی را بر روی آن مشخص کردهاند. در نمودار AFM ترسیم شده برای نمونههای مورد مطالعه از خط جدا کننده ایروین و باراگار استفاده شده است و بر اساس این نمودار تمام نمونهها به جز یک نمونه، ماهیت کالک – آلکالن دارند (شکل -۱۳۳۹).

۲-۷-۴ نمودار Y در مقابل Zr لومتر (۱۹۸۹)

این نمودار که توسط لومتر<sup><sup>۲۲</sup> و دیگران (۱۹۸۹) ارائه شده است، دارای سه قلمرو تولئیتی، انتقالی و کالکآلکالن میباشد. طبق این دیاگرام، اکثر نمونهها در قلمرو کالک-آلکالن قرار میگیرنـد (شـکل ۴-۱۴).</sup>

# ۴−۷−۴ نمودار SiO2 در مقابل K2O (پکسریلو و تایلور°<sup>۲</sup>، ۱۹۷۶)

این نمودار از مناسب ترین نمودارهای سری ماگمایی برای نشان دادن سنگهایی با ماهیت کالکوآلکالن می باشد. در این نمودار اکثر سنگهای منطقه مورد مطالعه در محدوده سری کالک-آلکالن قرار می گیرند. برخی از نمونه های ریولیتی نیز به دلیل حضور کانیهای فلدسپات الکالن و بیوتیت در محدوده سری کالک-آلکالن پتاسیم بالا جای گرفتهاند (شکل ۴–۱۵).

# ۴-۸- نمودارهای عنکبوتی

از جمله روشهای بررسی عناصر کمیاب به منظور پی بردن به فرآیندهای پترولوژیکی، استفاده از نمودارهای عنکبوتی است. نمودارهای عنکبوتی جهت بررسی میزان تغییر و تحولات ماگماهای مولد نسبت به ماگماهای اولیه، درصد ذوب بخشی و همچنین منشاء و قرابتهای ژنتیکی آنها از اهمیت خاصی برخوردارند. در این نمودارها، فراوانی گروههایی از عناصر کمیاب ناسازگار، بهصورتی قانونمند شدهاند که بتوانند برآوردی از فراوانی این عناصر نسبت به مرجع باشند و بنابراین قادر به نشان دادن هر گونه غنیشدگی و یا تهیشدگی نسبت به مرجع هستند.

سنگی، نسبت به فراوانی این عناصر در سری نمونههای استاندارد خاص بهنجار می شود

<sup>1</sup><sup>4</sup>-Le Maitre

<sup>&</sup>lt;sup>°°</sup>-Peccerillo & Taylor

(رولینسون<sup>۲۰</sup>، ۱۹۹۳). نمودارهای عنکبوتی ممکن است تنها بر اساس عناصر کمیاب خاکی (REE) و یا بر اساس عناصر کمیاب خاکی به همراه برخی دیگر از عناصر ناسازگار (نمودارهای چند عنصری) ترسیم شوند و با مقایسه آنها با ترکیب کانی شناسی شاخص محل منبع، میتوان به میزان انحراف آنها از ترکیب منبع اولیه پیبرد. نمودارهای عنکبوتی بکار رفته برای بررسی رفتار ژئوشیمیایی در شکلهای ۴–۱۶ تا ۴– ۲۰ نشان داده شدهاند و عبارتند از:

-نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به متئوریت کندریتی (سان و مک دونوف<sup>۷۷</sup>،



شکل ۴-۱۳- نمودار AFM ایروین و بارگار ( ۱۹۷۱) و قرارگیری نمونههای منطقه در موقعیت سری کالکآلکالن.

<sup>&</sup>lt;sup>۲۱</sup>-Rolinson

<sup>&</sup>lt;sup>vv</sup>- Sun & Me Donugh



- نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و قدیمی (وود<sup>۲۸</sup> و همکاران، ۱۹۷۹). - نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به MORB (پیرس<sup>۲۹</sup>، ۱۹۸۳). - نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE) بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا<sup>۳۰</sup>، ۱۹۷۴). - نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده نسبت به پوسته بالایی (تایلور و مک لنان<sup>۳۱</sup>، ۱۹۸۵).

<sup>r.</sup>- Nakamura

۲۸-Wood

۲۹- Pesrs

<sup>&</sup>quot;-Taylor & McLennan



شکل۴-۱۶- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (وود و همکاران، ۱۹۷۹).

Sample/ REE chondrite

شکل ۴-۱۷- نمودار عنکبوتی هنجار شده چند عنصری نسبت به متئوریت کندریتی (ناکامورا، ۱۹۷۴).



شکل ۴–۱۸- نمودار عنکبوتی هنجار شده چند عنصری نسبت به متئوریت کندریتی (سان،۱۹۸۰). 100 Sample/MORB 10 -0.1

شکل ۴-۱۹- نمودار عنکبوتی هنجار شده چند عنصری نسبت به مورب (پیرس، ۱۹۸۳).

Ce Р Zr

Rb

S к Ва Th Та Nb Hf

Sm Ti Y



شکل۴-۲۰- نمودار عنکبوتی هنجار شده چند عنصری سنگهای پلیو- پلئیستوسن منطقه نسبت به پوسته بالایی (تایلور و مک لنان،۱۹۸۵).

همانطور که در این نمودارها دیده میشود، الگوی تمامی عناصر کمیاب سنگهای منطقه مورد مطالعه بهصورت موازی با یکدیگر میباشند. به عقیدهٔ ویلسون (۱۹۸۹) اگر یک مجموعه از سنگهای آذرین در اثر تحمل فرآیندهای تبلور تفریقی یا ذوب بخشی با یکدیگر مرتبط باشند، در نتیجه باید مقادیر عناصر کمیاب و نسبتهای آنها بطور ثابت و پیوستهای در سری تغییر کند. موازی بودن الگوی عناصر در سنگهای منطقه نیز تأیید کنندهٔ این امر و نیز نتایج بدست آمده در بخشهای قبلی مبنی بر منشأ واحد این سنگها و نقش تبلور تفریقی به عنوان سازوکار اصلی تشکیل آنهاست. در ایـن نمودارهـا عناصر کمیاب خـاکی سـبک(IREE) نسـبت بـه عناصر کمیاب خـاکی سنگین(HREE) غنیشدگی بیشتری نشان میدهند. بـه عقیده کـارلز و گـراف<sup>۲۲</sup> (۱۹۸۴) الگـوی عناصر کمیاب خاکی ممکن است ترکیب اولیه ماگمای والد را نشان دهد. این پدیده میتواند نشانهٔ حضور گارنت در محل منشأ باشد که با حفظ HREE در ساختمان خود موجب تهـیشـدگی ایـن عناصر در ماگمای ایجاد شده میگردد. از سویی، تفریق یافتگی عناصر IREE نسبت بـه HREE ممکن است به علت مشارکت الیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسـن در فرآینـد تفریـق نیـز باشـد ممکن است به علت مشارکت الیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسـن در فرآینـد تفریـق نیـز باشـد (رولینسون، ۱۹۹۳). نتایج آزمایشات تجربی نشان دهنده این است که ماگمای بازالتی ساب آلکـالن

<sup>&</sup>lt;sup>rr</sup>- Cullers & Graf

میتواند از ذوب بخشی ۱۵ الی ۳۰ درصدی پریدوتیتهای گوشته فوقانی تشکیل شود (رینگ وود<sup>۳۳</sup>، ۱۹۶۸و گرین<sup>۴۳</sup>، ۱۹۷۳). درجات ذوب بخشی (کمتر از ۱۰ درصد) منجر به تشکیل ماگمای بازالتی آلکالن شده (هیرشمن<sup>۳۰</sup> و همکاران، ۱۹۹۸) و یک غنی شدگی در الگوی عناصر کمیاب خاکی سبک نشان میدهد (واس و راجرز<sup>۳۳</sup>، ۱۹۸۰؛ کالرز و گراف، ۱۹۸۴).

نتایج حاصل از بررسی نمودارهای عنکبوتی سنگهای مورد مطالعه با معیارهای ژئوشیمیایی آداکیتها مطابقت نشان میدهند. سنگهای آداکیتی منطقه مورد مطالعه از عناصر خاکی کمیاب سبک LREE (مانند Nd ،Ce ،La و Pr) غنی شدگی و از HREE (مانند Tm ،Yb ،Lu و Er) تهی شدگی نشان می دهند.

همچنین از عناصر لیتوفیل بزرگ یون که کاتیونهای با قدرت میدان پایین دارنـد (LILES ؛ ماننـد K،Rb،Cs و Ba) غنیشدگی و از عناصر با قدرت میدان بالا (HFS ؛ مانند Y، Ta ,Zr ,Hf ،Zr ، Y و Ti) تهیشدگی نشان میدهنـد. اینها از ویژگیهای بارز سـنگهای قوسـهای آتشفشانی و سـریهای کالکوآلکالن

است (گیل، ۱۹۸۱؛ هاکسورث<sup>۳۷</sup> و همکاران، ۱۹۹۱؛ محمد و همکاران، ۲۰۰۰؛ کاستیلو<sup>۳۸</sup> و همکاران، ۲۰۰۶). همانطور که در نمودارهای بهنجار شده عناصر با گوشته نیز مشاهده می شود، غنی شدگی از عناصر بزرگ یون عالا و تهی شدگی از عناصر HFSE کاملاً مشهود است. غنی-شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون با وجود گارنت در منشأ تشکیل آنها در ارتباط می باشد، به-طوری که عناصر SHFS در گارنت تمرکز پیدا می کنند و فاز مذاب از HFSE فقیر و از عناصر بزرگ یون LILE غنی می شود. همچنین غنی شدگی بیشتر عناصر کمیاب خاکی سبک ممکن است در نتیجه درجات کم ذوب بخشی (کمتر از ۱۵/) منبع گوشتهای و یا آلایش ماگما با مواد پوستهای باشد (سریواستاوا و سینک، ۲۰۰۴).

- <sup>°°</sup>- Hirschman
- <sup>r1</sup>-Vas & Rogers
- <sup>\*v</sup>-Hawkesworth <sup>\*^</sup>-Castillo
- -Castillo

<sup>&</sup>lt;sup>rr</sup>-Ringwood

<sup>&</sup>lt;sup>۳</sup>٤-Green

بهعلاوه، غنی شدگی از عناصر LREE ناشی از آزاد شدن سیالات حاصل آبزدایی پوسته اقیانوسی و انحلال این عناصر در سیال و ورود آنها به گوه گوشته ای محل ذوب و مشارکت آن در مذاب است. اما عناصر HFSE به دلیل تمرکز در فازهای دیرگداز باقیمانده در پوسته اقیانوسی دگرگون شده و عدم انحلال آن در سیال وارد مذاب نمی شود و در نتیجه مذاب از آن تهی می گردد. همچنین آنومالی مثبت در Eu و حالت مقعر برای عناصر کمیاب خاکی متوسط MREE دیده می شود. این وضعیت بیانگر حضور آمفیبول به عنوان فاز بر جای مانده در منشاً می باشد (گرومت و سیلور<sup>۳۰</sup>). (۱۹۸۷).

همچنین نمونههای سنگی از Nb و Ta تهیشدگی نشان میدهند. مقدار آنومالی منفی برای بازالتها کمتر از سنگهای اسیدی و ریولیتی میباشد. بعلاوه، آنومالی منفی Nb شاخص سنگهای قارهای و بیانگر مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (کنت<sup>3</sup>، ۱۹۹۵؛ ناگودی<sup>1</sup> و همکاران، ۲۰۰۳). به عقیده این محققین بازالتهای قارهای که به وسیله آلایش پوستهای متأثر نشدهاند و یا به مقدار خیلی کم آلایش یافتهاند، دارای آنومالی کوچک و یا فاقد آنومالی منفی نیوبیوم هستند. بنابراین دلیل این تهی شدگی کلی نمونهها از Nb، تهی بودن شدید ترکیب متوسط پوسته از ایس عنصر است، که هر ماگمایی که با مواد پوستهای آلایش یابد این آنومالی منفی را در خود منعکس خواهد کرد.

نمونههای مورد مطالعه از عناصر Ti و Nb آنومالی منفی نشان میدهند. میزان تمرکز این عناصر Ca، K، Sr و توسط ایلمینیت، روتیل و اسفن کنترل میشود. آنومالی منفیNb و غنی شدگی شدید Ca، K، Sr و غنی شدگی شدیت، روتیل و اسفن کنترل می شود. آنومالی منفی Nb و غنی شدگی شدی شدی و اختلاط ماگما با مواد غنی شدگی قارهای حاصل شده باشد (رولینسون، ۱۹۹۳).

<sup>&</sup>lt;sup>r</sup>•-Gromet & Sillver

<sup>&</sup>lt;sup>£</sup>·-Cont

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>'- Nagudi

به طور کلی در مورد Sr نیز میتوان غنیشدگی در نظر گرفت، که این امر میتواند ناشی از وفور کانی پلاژیوکلاز در این نمونهها قلمداد شود. گرچه دگرسانی هیدروترمالی ممکن است باعث کاهش Sr شود (ژو، ۱۹۹۵)، ولی در عین حال مقادیر آن بالا بوده و بین (۱۳۰/۵ – ۷۶۵/۱) میباشد. بیهنجاریهای یوروپیم، به ویژه در ماگماهای فلسیک، عمدتاً توسط فلدسپارها کنترل میشود، زیرا این عنصر در حالت دو ظرفیتی در پلاژیوکلازها و فلدسپار پتاسیم عنصری سازگار به شمار میآید. بنابراین این عنصر در سنگهای منطقه به دلیل حضور این کانیها در آنها آنومالی مثبت نشان می-دهد.

دیاگرام بهنجار شده چند عنصری نمونههای پلیو- پلئیستوسن منطقه مورد مطالعه نسبت به پوسته بالایی غنیشدگی و یا تهیشدگی شدیدی را نشان نمیدهد. در این نمودار فقط از نمونههای سنگی گنبدهای پلیو- پلئیستوسن استفاده شده که ترکیب آنها حدواسط تا اسیدی میباشد. این عدم تغییرات کلی میتواند به دلیل نقش بسیار زیاد و اساسی پوسته فوقانی در هنگام تشکیل و یا تحولات ماگمایی گنبدهای مورد مطالعه باشد.

آنچه که می توان بر اساس نمودارهای عنکبوتی بیان داشت این است که سنگهای منطقه مورد مطالعه حاصل منشأ گرفتن ماگما از یک گوه گوشتهای متاسوماتیزه غنی از عناصر نادر خاکی سبک و لیتوفیل بزرگ یون می باشند.

این گوه گوشتهای بر روی یک ورقه فرورونده قرار دارد که فرآیندهای تبلور تفریقی و همچنین آلایش ماگمایی با مواد پوستهای در ماگمای حاصل از آن بهوقوع پیوسته است. همچنین تهیشدگی سنگهای منطقه مورد مطالعه از عناصر نادر خاکی سنگین بهدلیل باقی ماندن این عناصر در گارنت ناحیه منشأ میباشد. برخی از محققین نیز حضور فازهای تیتان دار پسماندی مانند روتیل، ایلمنیت و آمفیبول پارگازیتی تیتاندار و آپاتیت را در سنگهای اکلوژیتی پوسته اقیانوسی فرورونده و یا گوه گوشتهای ذوب نشده محل منبع، دلیـل تهـیشـدگی عناصـر HFS مـیداننـد (برنـان<sup>۲۰</sup> و همکاران، ۱۹۹۵؛ استالدر<sup>۳۰</sup> و همکاران،۱۹۹۸؛آیرس و واستون<sup>۴۱</sup>،۱۹۹۱).

# ۴–۹– بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی خاص

مقادیر بالای عناصر Rb Sr/Y و عدد منیزیم (Mg#) و نسبتهایی همچون، Rb/La Sr/Y و Vb و نسبتهایی مانند، Rb/La K/La مانند، Yb و Vb و Vb و Vb و imit on a constructure (سن و المحصوصیات ژئوشیمیایی متفاوت از سنگهای آتشفشانی ایدهال نشان می دهند (سن و دون<sup>63</sup>, ۱۹۹۴ و کاستیلو، ۲۰۰۶). مقایسه این مقادیر (جدول ۴–۱) با ماگماهای آداکیتی شباهتهای زیادی بین آنها آشکار می کند. این مقادیر تداعی کننده مذابهای حاصل از فرورانش شباهتهای زیادی بین آنها آشکار می کند. این مقادیر تداعی کننده مذابهای حاصل از فرورانش معاهتهای زیادی بین آنها آشکار می کند. این مقادیر تداعی کننده مذابهای حاصل از فرورانش معاهتهای زیادی بین آنها آشکار می کند. این مقادیر تداعی کننده مذابهای حاصل از فرورانش معود است الهاهای زیادی بین آنها آشکار می کند. این مقادیر تداعی کننده مذابهای حاصل از فرورانش معود المتهای زیادی بین آنها آشکار می کند. این مقادیر تداعی کننده مذابهای حاصل از فرورانش معود المالعه (اشکال ۴–۱ تا ۴–۵) ترکیب سنگ شناسی گنبدهای ساب ولکانیک پلیو- پلئیستوسن ایده آل برای آداکیتهای حاصل از مذابهاب ورقه فرورانش محصوب شود (رپ و واتسون<sup>13</sup>، ۱۹۹۹). این ترکیب میتواند به عنوان یک ترکیب سنگ شناسی ایده آل برای آداکیتهای حاصل از مذابهاب ورقه فرورانش محصوب شود (رپ و واتسون<sup>13</sup>، ۱۹۹۵). بنابراین با توجه به اینکه محدوده سنگ شناسی آداکیتها از آندزیت تا ریولیت متغیر است، سنگهای بازالتی منطقه مورد مطالعه در بررسیهای ژئوشیمیایی مربوط به آداکیتها حذف شدهاند.

طبق نظر کاستیلو (۲۰۰۶)، آداکیت یک اصطلاح پترولوژیکی است که در سال ۱۹۷۸ اولین بار توسط کای معرفی شد. این واژه برای سنگهای آندزیتی- داسیتی (حدواسط) جزیره کاس در مجمع الجزایر آلثوشین برای سنگهای نفوذی یا خروجی قوسهای سنوزوئیک همراه با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی جوان (با سن کمتر یا مساوی ۲۵ میلیون سال) سنوزوئیک استفاده شده است. در واقع این سنگها دارای ترکیب و منشأ متفاوت میباشند، اما در تعریف جهانی دوفان و درومون (۱۹۹۰)

- <sup>£</sup>\*-Ayers & Waston
- °-Senn & Doun

<sup>&</sup>lt;sup>۲</sup>-Bernan

<sup>&</sup>lt;sup>٤</sup> -Stadler

<sup>&</sup>lt;sup>17</sup>-Rapp & Watson

واژه آداکیت برای سنگهای اسیدی تا حدواسط که غالباً ترکیب ریولیت تا آندزیت دارند، بکار میرود که در اثر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده و تبلور تفریقی ماگمای حاصله در فشار بالا به وجود آمدهاند و یا ماگمای حاصل از ذوب گوه گوشتهای متاسوماتیسم شدهی بالای ورقه اقیانوسی فرورانده شده هستند.

- واژه آداکیت برای تعریف سنگهای آذرین درونی و بیرونی غنی از سیلیکات با نسبتهای Sr/Y و La/Yb زیاد که در اثر ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده به زیر کمان آتشفشانی در مناطق فرورانش جوان شکل می گیرند، به کار برده می شود (کاستیلو، ۲۰۰۶).

آداکیت نوعی ماگمای اسیدی غنی از آب میباشد که در شرایط فشار بخار آب بالا تشکیل شده است (پروتو<sup>۷</sup> و همکاران،۱۹۹۹). آداکیت ماگمایی است، غنی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LREE) و همچنین سرشار از عناصر Sr ،Na و Al (پیکاک<sup>۸</sup>، ۱۹۹۴).

ماگماهای غیر آداکیتی با سنگشناسی همسان، Sr زیاد بالایی نداشته و آنومالی منفی نشان می-دهند (قدمی، ۲۰۰۸)، در حالی که ماگماهای منطقه مورد مطالعه آنومالی مثبت از Sr دارند. همچنین از نمودارهایی مانند Sr/Y در مقابل Y (کاستیلو، ۲۰۰۶)، La/Yb در مقابل Vb (دوفان و دورمون، ۱۹۹۵) برای تشخیص آداکیتی بودن سنگهای منطقه مورد مطالعه استفاده شده است (شکل ۴–۲۱ و ۴–۲۲). با توجه به آنکه در مذاب آداکیتی عناصر لیتوفیل بزرگ یون از جمله La جمع شده و dv به عنوان یک عنصر خاکی نادر در فاز دیرگداز مانند گارنت حضور دارد، این نمودار پیشنهاد شده است. همچنین آداکیتهای منطقه از نظر میزان سیلیس با توجه به نمودارهای ارائه شده توسط مارتین و همکاران ۲۰۰۵ (شکل ۴–۳۲ تا ۴–۲۵)، در گروه غنی از سیلیس قرار می گیرند. سنگهای آداکیتی غنی از سیلیس حاصل ماگمای ایجاد شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده هستند که با گوه گوشتهای نیز واکنش داده است (مارتین<sup>۴3</sup> و همکاران، ۲۰۰۲).

- <sup>£</sup><sup>v</sup>- Prouteu
- <sup>1</sup>-Peacock

<sup>&</sup>lt;sup>٤</sup> - Martin

آداکیتها از نظر میزان سیلیس به انواع غنی و کم سیلیس تقسیم میشوند. آداکیتهای کم سیلیس دارای مقادیر پایین این اکسید، ۵۰٪< SiO<sub>2</sub> < ۲۰٪ ، و میزان عناصر سازگار بیشتر نسبت به آداکیتهای غنی از سیلیس میباشند (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵). مقدار Nb/Ta آداکیتهای غنی از سیلیس بالا و میانگین ۱۴ میباشد، که این میزان برای سنگهای منطقه مورد مطالعه میانگین ۱۴/۳ است. ذوب در فشارهای بالا در محل منشأ، باقیمانده اکلوژیتی (گارنت+کلینوپیروکسن+روتیل) و در فشارهای پایین، باقیمانده گارنت – آمفیبولیتی (گارنت+آمفیبول) ایجاد خواهد کرد. باقیمانده اکلوژیتی موجب پیدایش مذابهایی با نسبت Nb/Ta بالاتر در مقایسه با باقیمانده آمفیبولیتی خواهد شد، که میتواند به دلیل تأثیر روتیل باشد (فلوی<sup>۰۰</sup> و همکاران، ۲۰۰۰؛ فلوی و همکاران، ۲۰۰۲؛ اشمیت<sup>۰۰</sup> و همکاران، ۲۰۰۴).

معادلهای درونی سنگهای آداکیتی را تحت عنوان "آداکیتهای نفوذی" معرفی کردهاند. این سنگها نیز مانند گروههای خروجی خود به نوع غنی از سیلیس و کم سیلیس تقسیم میشوند. تونالیتها و ترنجمیتها بهطور عمده خصوصیات ژئوشیمایی آداکیتهای غنی از سیلیس را از خود بروز میدهند و معادلهای درونی این سنگهای بیرونی در نظر گرفته میشوند. ایان سانگها را با علامت اختصاری TTG (تونالیت، ترنجمیت و گرانودیوریت) نشان میدهند و حاصل ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش شده هستند که مستقیماً به درون پوسته نفوذ کردهاند. سانگهای درونی معادل آداکیتهای کیم سیلیس، ساناکیتوئیدها هستند که از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش شده و واکنش با گوه گوشتهای حاصل شدهاند (روگرز و ساندرز<sup>۲۰</sup>، ۱۹۸۹؛ کلمن<sup>۳۰</sup>، ۱۹۹۵؛ کالموس <sup>۱۰</sup>و همکاران، ۲۰۰۳؛ کلمان،

> جدول ۴–۱– مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه با ویژگیهای ژئوشیمیایی مطرح شده توسط کاستیلو (۲۰۰۶).

- 1- Foley
- °'-Schmidt
- °<sup>7</sup>-Rogers & Saunders
- °۳-Kelmen
- °'-Calmus

مقادیر محاسبه شده برای آداکیتهای	معيارهاي شناخت آداكيتها
منطقه مورد مطالعه (جنوب قوچان).	
SiO <sub>2</sub> >61.3	SiO <sub>2</sub> >56
Al₂O₃≥16.38	$Al_2O_3 \ge 15$
MgO < 3.5	MgO < 3
Sr>130	Sr>300
Eu فقدان آنومالی منفی	Eu فقدان آنومالی منفی
Y<18.6	Y<15
Sr/Y>46.57	Sr/Y>20
Yb<1.54	Yb<1.9
La/Yb > 25.6	La/Yb >20
(Ta:1.36, Nb:19.46)	HFSE (Nb, Ta) مقدار کم
مقدار کمHFSE	
1.86 ميانگين	Rb/La مقدار کم
20.19 ميانگين	Ba/La مقدار کم



شکل ۴–۲۱- نمودار Sr/Y در مقابل Y (کاستیلو، ۲۰۰۶) و موقعیت نمونههای مورد مطالعه بر روی آن. نمونههای بازالتی بر روی تمامی نمودارهای آداکیتی حذف شده است.



شکل ۴-۲۲- نمودار La/Yb در مقابل Yb (دوفان و دورمون، ۱۹۹۵) و قرارگیری نمونه های مورد مطالعه درون میدان آداکیتها (مقادیر محاسبه شده برای این عناصر بر اساس مقادیر کندریتی ناکامورا (۱۹۷۴) نرمالایز شده است.



شکل ۴–۲۳- نمودار درصد وزنی MgO در مقابل SiO<sub>2</sub> (مارتین و شکل ۴–۲۴- نمودار Sr در مقابل درصد وزنی K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵) و قرارگیری نمونهها در محدوده آداکیتهای غنی همکاران، ۲۰۰۵) و قرارگیری نمونههای منطقه مورد مطالعه در

از سیلیس (بازالتها به دلیل بالابودن میزان منیزیم و پایین بودن محدوده آداکیتهای غنی از سیلیس. میزان سیلیس خارج از محدوده های مورد نظر در این نمودار قرار

گرفتهاند).



شکل ۴–۲۵– نمودار درصد وزنی CaO+Na<sub>2</sub>O در مقابل (ppm (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵) و موقعیت نمونهها در محدوده آداکیتهای غنی از سیلیس (LSA : آداکیتهای با سیلیس پایین و HAS : آداکیتهای با مقادیر سیلیس بالا).

۴–۱۰– خلاصه

- به طور کلی سنگهای مورد مطالعه بر اساس نمودارهای طبقه بندی نورماتیو و شیمیایی طیف ترکیبی آلکالیبازالت، بازالت، آندزیت، تراکیآندزیت، تراکیداسیت، کوارتزلاتیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت را پوشش میدهند و از این میان داسیتها بیشترین حجم را دارا میباشند. این تنوع ترکیب در سنگهای منطقه میتواند مبین دو منشاً احتمالی متفاوت و همچنین تفریق گسترده باشد.

- بررسی نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر سیلیس، ضریب تفریق و ضریب انجماد حاکی از نقش موثر تفریق ماگمایی و تبلور تفریقی بین نمونههای منطقه مورد مطالعه میباشد. وقفه-ای ترکیبی بین سنگهای بازالتی- آندزیتی ائوسن - میوسن و حدواسط- اسیدی پلیو- پلئیستوسن در تمامی این نمودارها مشاهده می شود. این نکته را بایستی اشاره کرد که سنگهای آذرین پلیو-پلئیستوسن حاصل تفریق سنگهای بازالتی ائوسن نیستند.

- وجود روند خطی مثبت در نمودارهای جفت عناصر ناسازگار و روند خطی منفی در نمودار عناصر ناسازگار در برابر عناصر ناسازگار، مبیّن تبلور تفریقی در سنگهای حدواسط- اسید منطقه مورد مطالعه است.

- سنگهای نیمه عمیق مورد مطالعه دارای ماهیت کالک-آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا میباشند. - با توجه به الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی (REEs)، عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSE)، سنگهای مورد مطالعه از عناصر خاکی نادر سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون غنی شدگی نشان میدهند که میتواند در اثر منشأ متاسوماتیک سنگها، تبلور تفریقی یا آلای ش پوسته ای حاصل شده باشد. در ضمن آنومالی منفی Nb و Ti نیز ممکن است، در اثر آغشتگی و اختلاط ماگما با مواد پوسته ای حاصل شده باشد. ماگماهای ایجاد شده در زونهای فرورانش، دارای آنومالی منفی شاخص از عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSE) هستند که از متمرکز شدن این عناصر در فازه ای شاخص از عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSE) هستند که از متمرکز شدن این عناصر در فازه ای عنکبوتی، غنی شدگی نمونه های مورد نظر نسبت به LREE را میتوان به متاسوماتیسیم منشاء عنکبوتی، غنی شدگی نمونه های مورد نظر نسبت به LREE را میتوان به متاسوماتیسیم منشاء

روندهای مشاهده شده در نمودارهای عنکبوتی با معیارهای ژئوشیمایی ماگمای سازندهٔ آداکیتها سازگار است. غنیشدگی از عناصر LREE در مقایسه با HREE در نمودارهای عنکبوتی، آنومالی منفی Ti ،Nb و مقادیر بالای آلومینیم ویژگی بارز ماگماهایی است که در مناطق فرورانش تشکیل میشوند.

- مقادیر بالای عناصر Rb ،Sr و عدد منیزیم (#Mg) و نسبتهایی همچون، Rb/La ،Sr/Y و Rb/La ،K/La و Mg و نسبتهایی مانند، Ba/La ،Rb/La ،K/La ، از خصوصیات به همراه مقادیر پایین عناصر Nb ،Ta و Y و نسبتهایی مانند، Ba/La ،Rb/La ،K/La ، از خصوصیات رئوشیمیایی بارز سنگهای آتشفشانی آداکیتی میباشد. با مقایسه این مقادیر با سنگهای منطقه مشخص گردید که سنگهای سازنده گنبدهای نیمه عمیق مورد نظر، دارای ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتها می-باشند و در گروه آداکیتهای غنی از سیلیس قرار می گیرند. - مقدار Nb/Ta آداکیتهای منطقه مورد مطالعه میانگین ۱۴/۳ است و از ویژگیهای آداکیتهای غنی از سیلیس میباشد. بالا بودن این مقدار میتواند به دلیل ذوب در فشارهای بالا و ایجاد باقیمانده اکلوژیتی (گارنت+کلینوپیروکسن+روتیل) در محل منشأ باشد. باقیمانده اکلوژیتی موجب پیدایش مذابهایی با نسبت Nb/Ta بالاتر میگردد، که میتواند به دلیل تأثیر بیشتر روتیل باشد.

- واژه آداکیت غالباً برای سنگهای اسیدی تا حدواسط (با ترکیب ریولیت، داسیت تا آندزیت) که دارای یک سری ویژگیهای ژئوشیمیایی خاص هستند، به کار میرود. منشأ ماگماهای آداکیتی متنوع بوده اما غالباً در اثر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده و تبلور تفریقی ماگمای به وجود آمده در فشار بالا حاصل میشوند. منشأ آداکیتها در فصل بعدی بهطور کامل مورد بررسی قرار خواهد گرفت.
فصل پنجم

جایگاه تکتونیکی و پتروژنز

در فصلهای گذشته روابط صحرایی، ویژگیهای پتروگرافیکی و ژئوشیمیایی سنگهای آذرین منطقه بررسی شد. با توجه به ویژگیهای توصیف شده در فصول قبل، نمونههای منطقه دارای طیف ترکیبی بازیک و حدواسط تا اسیدی و ماهیت کالکوآلکالن و همچنین آداکیتی هستند. نظریات و عقاید مختلفی در مورد منشأ، نحوه تکوین و تکامل و جایگاه تکتونیکی ماگماهای آداکیتی بیان شده است. در عین حال، با توجه به نمودارها و دیاگرامهای مختلف ارائه شده در فصل چهارم، الگوی خاص مناطق فرورانش حاشیه قارهای برای سنگهای آداکیتی منطقه مورد مطالعه ارائه گردید. با بهره گیری از این اطلاعات، در این فصل به منشأ و محیط تکتونیکی تشکیل آداکیتها و سنگهای آداکیتی منطقه خواهیم پرداخت.

## ۵-۲- جایگاههای تکتونیکی و محل منبع تشکیل آداکیتها

همانطور که تا کنون از نمودارهای مختلف و مباحث عنوان شده مشخص گردید، سنگهای منطقه در محدوده کالکآلکالن و در نتیجه فرآیند فرورانش ورقه اقیانوسی به زیر پوسته قارهای بهوجود آمدهاند. Tiکنون نیز جهت تعیین جایگاه تکتونیکی از نمودارهای مختلفی مانند نمودار تکتونیکی دو متغیره (پیرس و کان،۱۹۷۳) استفاده می کنیم. در این نمودار سنگهای منطقه مورد Zr در مقابل (ppm) مطالعه در محدوده ماگماهای حاصل از مناطق قوس قارهای قرار می گیرند (شکل ۵–۱).

: محدوده ماگماهای تولئیتی جزایر قوسیA : محدوده ماگماهای بازالتی نواحی قوس قارهای، محدوده ماگماهای بازالتی پشتههای میان اقیانوسی B و محدوده ماگماهای تولئیتی جزایر قوسی : محدوده ماگماهای بازالتی پشتههای میان اقیانوسیD

همچنین می توان از نسبتهای عناصر کمیاب نیز برای تمایز محیطهای تکتونیکی مختلف استفاده کرد. به عقیده وود و همکاران (۱۹۷۹) در سنگهای کالکوآلکالن تشکیل شده در قوس قارهای نسبت عناصر میباشد. این نسبتها برای سنگهای منطقه مورد مطالعه ۱۵/۲۲–۲/۲۳ La/Ta و La/Taکمیاب است، که تأییدی بر جایگاه تشکیل قوس قارهای آنهاست. همچنین :La/Ta و ۲۹/۵ – ۱۱ :Th/Ta است، که تأییدی بر جایگاه تشکیل قوس قارهای منطقه محاسبه شد، اگر این نسبت Ba/La نسبت آرکولوس و پائول<sup>۵۵</sup> (۱۹۸۶) نیز برای نمونههای منطقه محاسبه شد، اگر این نسبت Ba/La نسبت بزرگتر از ۳ باشد، نمونهها مربوط به سنگهای آتشفشانی قوس قارهای خواهد بود. این مقادیر برای سنگهای منطقه بین ۴۴/۷–۸/۴ متغیر است که نشان دهنده جایگاه قوس قارهای است.



شکل ۵-۱ - نمودار تکتونیکی Ti-Zr (پیرس و کان،۱۹۷۳) و موقعیت سنگهای منطقه مورد مطالعه در محدوده قوس قارهای.

نظر به اینکه ماگمای آداکیتی منطقه مورد مطالعه در زون فرورانشی قوس قارهای تشکیل شده است، لازم است به عوامل احتمالی دخیل در تولید ماگما در این مناطق، اشارهای داشته باشیم. ماگماهای حاصل در چنین مناطقی ممکن است : ۱) از ذوب مستقیم پوسته اقیانوسی فرورانش شده حاصل شوند. ۲) حاصل متاسوماتیزم و ذوب گوه گوشتهای بالای ورقه فرورانش شده باشند. ۳) ذوب پوسته تحتانی مافیک و ضخیم، سبب ایجاد ماگما شده باشد. ۴) مشارکت رسوبات روی پوسته فرورانده شده در ایجاد ماگماهای مذکور نقش داشته باشد. ۵) فرآیندهای مختلف، مانند مجموع عوامل بالا و یا بخشی از این عوامل ممکن است ماگماهای منطقه مورد مطالعه را ایجاد کرده باشند. بنابراین در ادامه مباحث سعی شده است به نقش هر یک از این عوامل و تأثیر آنها در ایجاد ماگمای منطقه مورد بررسی اشاره شود.

با توجه به اینکه برای آداکیتها منشأهای مختلفی پیشنهاد شده است، بنابراین جهت درک بهتر تفاوتهای ژنزی میان آنها به شرح اجمالی این منشأها میپردازیم.

۱) آداکیتهای مشتق شده از فرورانش پوسته اقیانوسی که با گوشته پریدوتیتی واکنش داده است (ساجونا <sup>۵</sup>و همکاران، ۲۰۰۰، پروتئو<sup>۷۵</sup> و همکاران، ۲۰۰۱، بوردن<sup>۸۵</sup> و همکاران، ۲۰۰۲ و مارتین و همکاران، ۲۰۰۵). به نظر این محققین اغلب آداکیتهای جهان حاصل این منشأ بوده و از نظر سنی خیلی جوان هستند (۱۰ تا ۲۵ میلیون سال) و ناشی از فرورانش یک پوسته گرم یا فرورانش پشته اقیانوسی داغ میباشند، بنابراین این سنگها در طیف محدودی از شرایط دما- فشار تشکیل میشوند. ۲) سنگهای آداکیتی که از ذوب پوسته ضخیم تحتانی مافیک مشتق شدهاند (آترتون و پتفورد<sup>۵</sup>، پتفورد (۱۹۹۳) به تشکیل آداکیتها از ذوب پوسته مخدودی از شرایط دما- فشار تشکیل میشوند. یک پوسته ضمی آداکیتی که از ذوب پوسته ضخیم تحتانی مافیک مشتق شدهاند (آترتون و پتفورد<sup>۵</sup>، پتفورد (۱۹۹۳) به تشکیل آداکیتها از ذوب پوسته بازالتی تحتانی در کمانهای قارهای واقع بر روی منشأ گرفتن ماگما از منابع زیر پوستهای است. تشکیل آداکیتها از ذوب مواد قطعه پوسته ای نیازمند شرایط گرمایی بطور غیرعادی داغ است (پیکاک و همکاران، ۱۹۹۴؛ پیکاک و وانگ، ۱۹۹۹). ذوب بخشی پروتولیتهای مافیک تنها در رخساره انتقالی آمفیبولیت به اکلوژیت در حداقل فشار ۱۵ تو بخشی پروتولیتهای مافیر تا ۱۹۹۵ ماست (پیکاک و همکاران، ۱۹۹۴؛ پیکاک و وانگ، ۱۹۹۹). ذوب مرایط گرمایی بطور غیرعادی داغ است (پیکاک و همکاران، ۱۹۹۴؛ پیکاک و وانگ، ۱۹۹۹). ذوب بخشی پروتولیتهای مافیک تنها در رخساره انتقالی آمفیبولیت به اکلوژیت در حداقل فشار ۱۵ تا ۲۵

۳) برخی از آداکیتها در زونهای برخورد دیده می شوند (ساجونا و همکاران، ۲۰۰۰؛ پروتئو و همکاران، ۲۰۰۱؛ جهانگیری، ۲۰۰۷) اما آنها در جایگاههای بعد از برخورد نیز دیده شدهاند ( ژو و همکاران، ۲۰۰۶). عقیده براین است که آنها در جایگاههای بعد از برخورد، از ذوب پوسته تحتانی به وجود می-

59-Atherton & Perford

<sup>°&</sup>lt;sup>¬</sup>-Sajona

<sup>°&</sup>lt;sup>v</sup>-Proteo

<sup>°^-</sup>Borden

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> - Mueir <sup>1</sup> - Jonsun

آیند. ذوب پوسته تحتانی در اثر تراوش ماگماهای عمیق غنی از پتاسیم صورت میگیرد. حتی در زونهای فرورانش هم پتروژنز آداکیتها میتواند به ذوب پوسته تختانی مافیک یا نفوذ ماگماهای مافیک یا تفریق بلوری فشار بالای ماگمای بازالتی آبدار مربوط باشد. براساس نظر مارتین و همکاران (۲۰۰۵) آداکیتهای پرسیلیس شاخص مذابهای ورقهای حاصل از سنگهای مافیک فرورونده هستند در حالی که آداکیتهای کم سیلیس منطبق بر ذوب گوه گوشتهای پریدوتیتی هستند که ترکیب آنها توسط واکنش با مذابهای ورقه ای فلسیک تغییر یافته است.

برخی محققین نیز مدلهای دیگری برای پتروژنز آداکیتها معرفی کردهاند که در زیر به آنها اشارهای میشود.

- سنگهای آداکیتی مشتق شده از اتساع پوسته تحتانی که با گوشته پریدوتیتی واکنش داده است (کای<sup>۲</sup>، ۱۹۹۳، دوفان و همکاران، ۲۰۰۲ و وانگ و همکاران، ۲۰۰۴).

- ذوب گوه گوشتهای و سپس تفریق ماگمای حاصل در فشار بالا (مکفرسون<sup>۳</sup>، ۲۰۰۶) و یا وقوع فرآیند تفریق همراه با آلودگی (گاریسون و دیویدسون<sup>۶۴</sup>، ۲۰۰۳).

- ذوب پریدوتیت گوشتهای تحت شرایط آبدار (استرن<sup>۴</sup> و همکاران، ۱۹۹۶).

آداکیتهای حاصل از ذوب ورقه فرورانش شده خالص که با گوشته پریدوتیتی واکنش نداده است کاس<sup>۰۷</sup> و همکاران، ۱۹۹۵). (سورنسن وگروسمان<sup>۶۶</sup>، ۱۹۸۹ و کپژینس

بدین منظور جهت تشخیص بهتر منشأ ماگماهای آداکیتی منطقه مورد مطالعه از نمودارهای ژو و همکاران (۱۹۸۳) که محدوده هر کدام از این منشأها مشخص میباشد، استفاده کردهایم. آنها از برای پی بردن به منشأ آداکیتها استفاده کردند. 2r/TiO2 SiO2-برخی نمودارهای هارکر و نمودار همانطور که در شکلهای ۵–۲ تا ۵–۱۲ مشاهده میکنید، سنگهای آداکیتی منطقه در محدوده ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده و محدوده ماگماهای حاصل از ذوب پوسته تحتانی قرار میگیرند.

<sup>1</sup><sup>£</sup>-Garison & Dividson

<sup>11</sup>-Sorensen & Grosman

<sup>&</sup>lt;sup>۱۲</sup>-Kay

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>"-Macpherson

<sup>&</sup>lt;sup>۱</sup>°-Estern

<sup>&</sup>lt;sup>vv</sup>-Kepezhinskas

(استرن و کیلیان، ۱۹۹۹) نمونههای منطقه مورد مطالعه SiO<sub>2</sub> در مقابل MgOهمچنین در نمودار در قلمروهای آداکیتهای مشتق از پوسته تحتانی ضخیم و مذابهای مشتق از منابع متابازالتی و .اکلوژیتی قرار می گیرند (شکل۵–۱۱)

در واقع تمایز سنگهای آداکیتی حاصل از ذوب پوسته تحتانی با آداکیتهای مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده تا حدودی مشکل است. زیرا ممکن است ماگمای حاصل از ذوب ورقه فرورونده در حین صعود با پوسته آلایش پیدا کند و کمبود عناصر پوستهای را در ماگما جبران کند (گوچر و همکاران<sup>۸</sup>، ۲۰۰۰). با این حال فاکتورهایی جهت تمایز نسبی آنها وجود دارد: - فوگاسیته اکسیژن که در ماگمای حاصل از ذوب پوسته تحتانی نسبت به ماگمای مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده کمتر میباشد. در نمونههای مورد مطالعه فوگاسیته بالای اکسیژن (حضور اکسیدهای آهن و تیتانیوم از جمله مگنتیت) میتواند شاهدی برای منشأ ذوب ورقه اقیانوسی برای سنگهای منطقه مورد مطالعه باشد.

بیشتری نسبت به آداکیتهای حاصل از ذوب Th/Ce و Th- آداکیتهای حاصل از ذوب پوسته تحتانی بخشی ورقه فرورونده دارند. همانطور که در نمودارهای عنکبوتی فصل چهارم مشخص گردید، نمونه-هر چند ممکن است این غنیشدگی در اثر . هستندThهای مورد مطالعه دارای آنومالی مثبت از آلایش ماگمایی نیز صورت گرفته باشد و خصوصیاتی نظیر ماگماهاهای حاصل از ذوب پوسته تحتانی به نمایش درآورد.

- برخی از انواع سنگهای آداکیتی از توانایی زیادی برای داشتن کانسارهای مس و طلا برخوردارند که از این میان آداکیتهای مشتق شده از ذوب پوسته تحتانی محتمل ترین آنها محسوب می شوند. کانسارزایی مس در منطقه مورد مطالعه در حد وسیع نبوده و تنها آثار چکشی از حضور کانسارهای مس گزارش شده است.

درومون، ۱۹۹۵) نیز که قلمرو منشأهای آداکیتی بر (دوفان و<sub>N</sub>(Yb)) در مقابل La/Yb]ز نمودار روی آن مشخص شده است، استفاده کردهایم. همانطور که در نمودار شکل ۵–۱۲ مشاهده می کنید،

<sup>1</sup><sup>^</sup>- Gutsher





قرار گیری نمونههای مورد مطالعه بر روی محدوده آداکیتهای

مشتق شده از پوسته تحتانی.

TiO<sub>2</sub> (wt %) Delaminated lower crust-derived adakitic rocks οĽ 50 55 60 75 65 SiO2 (wt%)

Subducted oceanic

crust-derived adakites

Thick lower

crust-derived

adakitic rock

(ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و SiO2در مقابل TiO2 شکل ۵-۳- نمودار قرار گیری نمونه های مورد مطالعه درون محدوده آداکیتهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورانش شده و همچنین آداکیتهای مشتق شده از پوسته تحتانی.

1.4

1



(ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و قرارگیری نمونههای مورد مطالعه درون محدوده آداکیتهای مشتق SiO<sub>2</sub> در برابر P<sub>2</sub>O5شکل ۵-۴- نمودار شده از پوسته اقیانوسی فرورانش شده و همچنین آداکیتهای مشتق شده از پوسته تحتانی.



گيرند.



(ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و قرارگیری نمونههای مورد مطالعه درون محدوده آداکیتهای SiO2 در مقابل Th/Ceشکل ۵-۵- نمودار مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورانش شده.



(ژو و همکاران، SiO<sub>2</sub> در برابر FeOt/MgOشکل ۵-۶- نمودار ۱۹۸۳) و قرارگیری نمونههای مورد مطالعه در محدوده پوسته اقرانیس فیرانشیشده



همکاران،۱۹۸۳) و موقعیت نمونهها در محدوده پوسته



(ژو و همکاران، SiO₂ در مقابل MgOشکل ۵-۷- نمودار

۱۹۸۳) و موقعیت نمونه های مورد مطالعه در محدوده پوسته



(ژو و همکاران، ۱۹۸۳) SiO2 در مقابل Ybشکل ۵-۹- نمودار و قرارگیری نمونهها در محدوده پوسته اقیانوسی فرورانش شده





شکل ۵–۱۱– نمودار MgO در مقابل SiO<sub>2</sub> (استرن وکیلیان) و نمایش نمونههای مورد مطالعه بر روی آن



شکل ۵–۱۲– نمودار LaN/YbN در مقابل (YbN(ppm) (دوفان و درومون، ۱۹۹۵) و موقعیت نمونههای مورد مطالعه بر روی آن.

با توجه به نمودارهای فوق، منشأ سنگهای آداکیتی منطقه، پوسته اقیانوسی فرورانش شده و پوسته ضخیم تحتانی بیان شد. به جهت تأیید نقش مؤثر پوسته ضخیم تحتانی در شکل گیری و تحول استفاده می شود (ترنر<sup>۹۹</sup> و Rb/Ba در مقابل Ti/Yماگمای آداکیتی منطقه، از نمودار تغییرات نسبت )، مورب و پوسته UDهمکاران، ۱۹۹۶) (شکل ۵–۱۳). بر اساس این نمودار، موقعیت پوسته فوقانی ( ) نمایش داده شده است. همان گونه که در این دیاگرام مشاهده می شود، نمونههای مورد LCتحتانی ( مطالعه در محدوده پوسته تحتانی قرار می گیرند (شکل ۵–۱۳).



شکل ۵–۱۳– نمودار تغییرات نسبت Ti/Y در مقابل Rb/Ba (ترنرو همکاران، ۱۹۹۶)و موقعیت قرار گیری نمونههای مورد نظر یر روی آن.

۵-۳- خصوصیات محل منشأ و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل آداکیتهای منطقه بطور کلی تمامی شواهد و ویژگیهای بهدست آمده حاکی از منشأ قوسهای آتشفشانی مناطق فرورانش حاشیه قارهای برای سنگهای منطقه هستند. از شواهد دیگر میتوان به حضور کانیهای آبدار در سنگهای منطقه و ماهیت کالکوآلکالن ماگمای آنها اشاره کرد. ماگمای کالکوآلکالن نسبت به ماگمای تولئیتی از سیلیس غنیتر و نسبت به موربها و یا بازالتهای جزایر اقیانوسی اکسیداسیون بیشتری نشان میدهد (اولمر ۲۰ ۲۰۰۱). همچنین ماگمای قوسها نسبت به موربها و یا بازالتهای تهی شدگی کالکوآلکالن نسبت به ماگمای تولئیتی از سیلیس غنیتر و نسبت به موربها و یا بازالتهای جزایر اقیانوسی اکسیداسیون بیشتری نشان میدهد (اولمر ۲۰ ۲۰۰۱). همچنین ماگمای قوسها نسبت تهی شدگی عامل و LRL فی مدی او از عناصر عامل و LLL به موربها و کندریتها از عناصر تهی شدگی عامل مودهد (ودهد ۲۰۰۱). همچنین ماگمای قوسها نسبت نشان میدهند (گیل، ۱۹۸۱؛ پیرس، ۱۹۸۲؛ هاکثورث و همکاران، ۱۹۹۱؛ وودهد و همکاران، ۱۹۹۳؛ وهمکاران، ۱۹۹۳؛ وهمکاران، ۱۹۹۳؛ وردهد (اولم که ۲۰۰۶). اقیانوسی نئوتتیس است. به عقیده اسپایس<sup>۲۷</sup> و همکاران (۱۹۸۳)، فعالیت حوضه اقیانوسی سبزوار در اواخر کرتاسه به دنبال جنبشهای کوهزایی آلپی متوقف شده است. در نتیجه جنبشهای زمین-ساختی لارامید در پایان کرتاسه و آغاز ائوسن و پس از حاکم شدن یک فاز همگرایی، یک زون فرورانش به سمت شمال با شیب تقریباً تند ایجاد شده است. در نتیجه این امر، فعالیتهای آتشفشانی کالکوآلکالن حاشیه قارهای ایجاد شده است. سن این نوار آتشفشانی از جنوب در مجاورت زون افیولیتی و دگرگونی سبزوار به سمت شمال در جنوب قوچان (منطقه مورد مطالعه) از ائوسن میانی به پلیو-پلئیستوسن تغییر میکند.

شکل گیری ماگما در محل منشأ قوسهای آتشفشانی حاشیه قارهها حاصل آبزدایی پوسته اقیانوسی فرورونده و ذوب گوه گوشتهای روی آن در نتیجه ورود سیالات آزاد شده از صفحه فرورونده میباشد. در آغاز فرورانش، پوسته اقیانوسی آب خود را با خروج آب بین ذرهای رسوبات از دست میدهد. سپس در اعماق زیادتر، در نتیجه واکنشهای دگر گونی یعنی گذر از مرحله دیاژنز به رخساره زئولیتی آب به مصرف میرسد و سرانجام در مرحله عبور از رخساره شیست سبز به آمفیبولیت و در نهایت به اکلوژیت، آب خود را کاملاً از دست میدهد.

را از قطعه LREE)، و همچنین عناصر Rb و R، Ba، Sاین آب میتواند عناصر لیتوفیل بزرگ یون ( اقیانوسی فرورونده شسته و به گوشته پریدوتیتی بالای زون بنیوف حمل کند. این عناصر به همراه آبی که در انتقال آنها شرکت دارد، جذب گوشته پریدوتیتی بالای سطح بنیوف شده و در نتیجه کانیهای آبدار تشکیل میشوند (عمدتاً آمفیبول نوع پارگازیت و میکای نوع فلوگوپیت). البته عناصر بهدلیل نامحلول و نامتحرک بودن در قطعه فرورونده دگرگونه باقی میمانند و وارد گوه گوشته-HFS

بطور کلی این سیالات موجب متاسوماتیسم گوه گوشتهای فوقانی می شوند. بعلاوه این سیالات باعث کاهش دمای شروع ذوب و بالا رفتن مقدار مذاب تولید شده نیز می شوند. ذوب بخشی این گوشته متاسوماتیزم شده آبدار، معمولاً بهدنبال ناپایداری آمفیبول در دماهای بالاتر از ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد انجام میشود. ماگمای حاصل از میان گوشته و سپس پوسته بالا میآیند و معمولاً در مخازن ماگمایی درون پوسته ذخیره میشوند و قبل از رسیدن به سطح زمین (فوران آتشفشانی)، بر اثر تبلور جزء به جزء و انجام واکنشهای شیمیایی با سنگ دیواره، دچار تغییر و تحول میگردند (ژوتو و موری<sup>۲۷</sup>، ۱۹۹۸). ماگمای ایجاد شده دارای ماهیت کالکآلکالن، غنی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون و غنی از آب است.

همانطور که اشاره شد این ماگما در طی صعود میتواند در ترازهای بالاتر، فرآیندهای مختلفی را پشت سر بگذارد که با توجه به شواهد موجود در منطقه مورد مطالعه، فرآیند تفریق ماگمایی همراه با آلایش پوستهای این ماگما را متحول کرده است. به منظور درک بهتر نحوه تشکیل آداکیتهای جنوب منطقه، در داخل زون افیولیتی سبزوار، مدل فرورانش زون سبزوار را به صورت شماتیک به نمایش درآوردهایم (شکل ۵–۱۴). بنابراین با توجه به آنچه که ذکر شد، ماگماهای آداکیتی منطقه حاصل ذوب گوه پوسته اقیانوسی فرورانده شده سبزوار میباشد. نحوه تشکیل این ماگما مشابه مناطق فرورانش اقیانوسی است.

<sup>&</sup>lt;sup>vr</sup>-Zhuto & Maury



شکل ۵–۱۴– مدل شماتیکی تکتونیکی تشکیل ماگماهای سازندهٔ تودههای نیمه نفوذی آداکیتی پلیو- پلئیستوسن منطقه مورد مطالعه در جنوب قوچان.

همانطور که در مباحث قبل عنوان کردیم، ماگمای آداکیتی منطقه مورد مطالعه غنی از سیلیس می-باشد. نحوه شکل گیری انواع ماگماهای آداکیتی در جایگاه قوس قارهای توسط محققینی همچون (مکفرسون و همکاران، ۲۰۰۶) در مدل تکتونیکی شکل ۵–۱۵، ترسیم شده است. ) در اعماق ۲۰ الی ۸۰ کیلومتری و در فشار حدود ۲۵ Slab به نظر این محققین ذوب ورقه اقیانوسی ( کیلوبار می تواند منجر به تشکیل ماگمای آداکیتی غنی از سیلیس شود (مکفرسون و همکاران، ۲۰۰۶؛ مونتنر و همکاران، ۲۰۰۸؛ اولمر و همکاران، ۲۰۰۸). اگر ماگمای حاصل به طور مستقیم فوران کند، تولید ماگماهای غنی از سیلیس را خواهد نمود. در صورتی که این ماگما به درون گوشته بالایی نفوذ کند، پس از متاسوماتیزم گوه گوشتهای و ذوب آن به سطح زمین ریخته و ماگماهای آداکیتی گروه کم سیلیس و یا آندزیتهای منیزیم بالا را تولید مینماید. در صورتی که ماگمای مذکور در فشارهای کم تحت تأثیر فرآیند تبلور تفریقی قرار گیرد، سنگهای حدواسط و اسیدی مربوط به همین گروهها را ایجاد میکند.

به نظر مونتنر <sup>۹</sup> و همکاران (۲۰۰۸)، آبزدایی ورقه فرورانده شده، منجر به تولید مذابهای اولیه آندزیتی و بازالت آندزیتی معمول میشود. ماگمای حاصل مسیرهای متفاوتی را در طی صعود سپری خواهد کرد. در صورتی که تفریق این ماگما در فشارهای بالا و با اجزاء اصلی گارنتدار صورت گیرد، به احتمال زیاد سنگهای آداکیتی غنی از سیلیس تشکیل میشود. واکنش این ماگما با سنگهای پوستهای میتواند تولید سنگهای داسیتی را نماید (مکفرسون و همکاران، ۲۰۰۶؛ مونتنر و همکاران، ۲۰۰۸؛ اولمر و همکاران، ۲۰۰۸). تفریق کنترل شده توسط آمفیبول در محل منشأ در فشارهای پایین تر و اعماق کمتر، منجر به تحول آندزیتهای تفریق شده گردیده که حاوی مقادیر نسبتاً بالای خواهند بود. اگر تفریق در این شرایط توسط Yrv۶ و نسبت متوسط ماکران، ماکما با سنگهای زبازالت، آندزیت، داسیت و ریولیت) تولید خواهد شد BADR پیروکسن کنترل شود، سنگهای معمول (کلمن<sup>۵۷</sup>، ۲۰۰۸). حال اگر همین مذاب با گوه گوشتهای واکنش دهد ماگمای آداکیتی کم سیلیس و آندزیتهای با میزان منیزیم بالا تولید خواهد شد. ذوب مستقیم پوستهای نیز منجر به ایجاد ماگماهای

<sup>v</sup><sup>ε</sup>-Montener

<sup>&</sup>lt;sup>v°</sup>-Colman



شکل ۵–۱۵– مدل پترولوژیکی چکونگی تشکیل انواع ماگماهای آداکیتی در مناطق فرورانش قوس قارهای (مکفرسون و همکاران، ۲۰۰۶).

## ۵-۴- فرآیندهای مؤثر در تحول ماگمای آداکیتی منطقه

، از جمله ویژگیهای ماگماهای قوسهای قارهای HFSهمانطور که اشاره شد، تهی شدگی از عناصر است. یکی از دلایل این تهیشدگی، نامحلول بودن این عناصر در آب است و در نتیجه قابلیت انتقال بهوسیله سیالات ناشی از آبزدایی لیتوسفر اقیانوسی به گوه گوشتهای را ندارند (تاتسومی<sup>۹۷</sup> و همکاران، ۱۹۸۶؛ موری<sup>۷۷</sup> و همکاران، ۱۹۹۲؛ برنان<sup>۸۷</sup> و همکاران، ۱۹۹۴؛ مانکر<sup>۹۷</sup> و همکاران، ۲۰۰۴). در طول آبزدایی صفحه فرورونده، HFSEاما شواهد آزمایشگاهی اخیر نشان داده است که تحرک احتمالاً با افزایش فشار و مقادیر سیالات آزاد شده، افزایش مییابد (برنان و همکاران، ۱۹۹۹؛

<sup>76</sup> - Tatsumi
<sup>77</sup> - Maury
<sup>78</sup> - Bernan
<sup>79</sup> - Manker
<sup>80</sup> - Schtalder

از HFSE دیگر سازوکارهای پیشنهاد شده در مورد تحول ماگمای آداکیتی شامل: خروج عناصر گوشته در اثر ذوب بخشیهای قبلی (مک کلوش و گمبل<sup>۸۱</sup>، ۱۹۹۱؛ گمبل و همکاران، ۱۹۹۳؛ وودهد و همکاران، ۱۹۹۳)، جدا شدن ترجیحی این عناصر در فازهای جامد دیر گداز در خلال ذوب بخشی و در فازهای جامد انباشتی در طول تفریق ماگما (گرین و پیرسون<sup>۸۲</sup>، ۱۹۸۶؛ ریگان و گیل<sup>۸۳</sup>، ۱۹۸۹؛ الیوت<sup>۹۴</sup> و همکاران، ۱۹۹۷؛ فولی و همکاران، ۲۰۰۲؛ اشمیت و همکاران، ۲۰۰۴؛ مانکر و همکاران، الیوت<sup>۹۸</sup> و یا باقی ماندن این عناصر در داخل استنوسفر بواسطه تأثیر متقابل سنگ/مذاب در طول میباشد (کلمن و همکاران، ۱۹۹۰ و ۱۹۹۳). صعود ماگما

جدایش ترجیحی آنها در فازهای جامد دیرگداز شامل ورود این عناصر به داخل آمفیبول (هافمن<sup>۸۸</sup>، ۱۹۹۵؛ تیپولو<sup>۹۸</sup> و همکاران، ۲۰۰۰) و فازهای باقیمانده تیتانیمدار مانند روتیل، اسفن و ایلمینیت در را در خود نگه میدارند (برنان و HFSEمحل منشأ (پوسته اکلوژیتی) است که بهطور انتخابی عناصر همکاران، ۱۹۹۵؛ اشتالدر، ۱۹۹۸). روتیل بدلیل قابلیت انحلال بالایی که در مذابهای بازالتی دارد، در طول ذوب پریدوتیت در گوه گوشتهای ناپایدار میباشد (ریسون و واتسون<sup>۹۸</sup>, ۱۹۹۷). بنابراین تهی-طول ذوب پریدوتیت در گوه گوشتهای ناپایدار میباشد (ریسون و واتسون<sup>۹۸</sup>, ۱۹۸۷). بنابراین تهی-توسط تمرکز فازهای تیتانیومدار در محل منشأ ماگماهای قوس، در اکلوژیت HFSEشدگی عناصر تیتاندار یا گارنت آمفیبولیت در صفحات فرورونده عمیق صورت میگیرد (برنان، ۱۹۹۴؛ اشتالدر،

همچنین برای تشخیص غنیشدگی محل منشأ میتوان از نمودارهای نسبتهای عناصر ناسازگاری (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) استفاده کرد (شکلهای ۵–۱۶ و ۵–۱۷). Y-Zr و Nb-Zrهمچون این نمودارها نشان میدهند که سنگهای منطقه مورد مطالعه از گوشته غنی شده از این عناصر بوجود

Ce/Yb تهیشده هستند. به نظر ژتو و موری (۱۹۹۹) اگر نسبت HFSEآمدهاند و از عناصر سازگار و

<sup>81</sup> -McCuloch & Gamble

<sup>83</sup>-Reagan & Gill
 <sup>84</sup>-Eliut
 <sup>85</sup>-Hafman
 <sup>86</sup>-Tiepolo
 <sup>87</sup>-Ryerson & Watson

<sup>^1</sup>-Green & Pearson

در سنگهای حاصل از قوسهای آتشفشانی قارهای بیشتر از ۱۵ درصد باشد، این مناطق قوسی غنی شده هستند. در سنگهای منطقه مورد مطالعه این نسبت بین ۹۴/۲–۹۴/۴ تغییر می کند که حاکی از غنی شدگی محل منشأ تشکیل آنها می باشد. این نسبتها در واقع مستقل از تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی هستند و این غنی شدگی می تواند از متاسوماتیسم شدید منبع گوشته ای، ناهمگنی منشأ، نرخ پایین ذوب بخشی محل منشأ و آلودگی ماگما با مواد پوسته ای حاصل شده باشد. با توجه به جایگاه تکتونیکی و شواهد مختلف صحرایی و آزمایشگاهی تمامی این فرآیندها به خصوص آلایش ماگمایی در تکوین مجموعه های سنگی منطقه مشکان مؤثر بوده اند.



در مورد آلودگی پوستهای نیز میتوان به وجود آنکلاوها به عنوان بهترین شاهد آلایش پوستهای اشاره کرد (هیبارد و ساباتیه<sup>۸۸</sup>، ۱۹۹۸). در منطقه مورد مطالعه سنگهای نیمه عمیق دارای آنکلاوهای فراوان با ترکیب متنوع (بازالتی، شیستی، گنیسی، مارنی، سیلتستونی و شیلی) هستند. همچنین افزایش سدیم، پتاسیم و روبیدیم در سنگهای مختلف میتواند دلیلی برای آلایش ماگما با پوسته

88 - Hibard & Sabatiye

AFC در بررسی جزئی تر روند مشاهده شده، نشان میدهد که نمونههای ریولیتی نیز در امتداد روند قرار گرفتهاند. بنابراین می توان نتیجه گرفت ماگمای آداکیتی تفریق یافته در طی صعود به ترازهای بالاتر پوسته با سنگهای میزبان آلایش یافته است. شواهد صحرایی (حضور آنکلاوهای مختلف)، شواهد پتروگرافی (حضور میکروآنکلاوها، بافتهای غربالی و خوردگیهای خلیج مانند) و شواهد ژئوشمیایی (غنی شدگی از عناصر کمیاب خاکی سبک) مؤید این امر است. همانطور که قبلاً اشاره کردیم، آداکیتهای منطقه مورد مطالعه از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی (تبلور تفریقی همراه با هضم) تشکیل شدهاند. در واقع این نظریه AFCفرورونده و رخداد فرآیند مطابق با نظریه کاستیلو (۲۰۰۵) می باشد.

برای AFCکاستیلو (۲۰۰۵)، تأکید زیادی برای ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده و رخداد فرایند متحمل میشود دلیل AFCتشکیل ماگمای آداکیتی دارد و در واقع تحولاتی را که ماگما طی فرایند بر ژئوشیمی متفاوت آداکیتها با بقیه ماگماهای مناطق فرورانش میداند.

در طی تبلور تفریقی نسبتاً Zr/Yو Ce/Y همچنین به عقیده کنلی<sup>۹۰</sup>و همکاران (۲۰۰۵) نسبتهای بدون تغییر و ثابت باقی میماند، در حالی که تغییرات زیاد در مقادیر این نسبتها بازتاب درجات بالای برای سنگهای منطقه مورد مطالعه به ترتیب شامل Zr/Y و Ce/Yآلایش پوستهای میباشد. مقادیر می باشد. بنابراین بالا بودن تغییرات موجود بین عناصر Zr/Y و ۵ تا ۲۷/۶ برای ۲/۲Ce/Y تا ۹ برای مذکور در منطقه مورد مطالعه میتواند دلیلی دیگر بر تأثیر زیاد آلایش ماگمایی بر روی آنها باشد. La/Yb. منظور تشخيص نقش آلايش ماگمايي و تغييرات درجه ذوب سنگ منشأ، از نمودار نسبت استفاده می کنیم. به عقیده هامر<sup>۹۱</sup>و همکاران (۲۰۰۶)، وجود روند خطی بین مقادیر Ceدر برابر می تواند نشان دهنده تغییر درجه ذوب بخشی در یک منشأ گوشته ای مشابه و یا بیانگر Ce و La/Yb اختلاط دو ماگمای تولید شده از منشأ غیر مشابه باشد. همانطور که در شکل ۵-۲۱، مشاهده می-وجود ندارد. بنابراین نقش اختلاط ماگمایی و تغییرات Ce و La/Ybگردد، روند خطی بین نسبت درجه ذوب بخشی بر اساس این نمودار منتفی می گردد. همچنین شواهد پتروگرافی، نسبتهای عناصر کمیاب و ویژگیهای ژئوشیمیایی حاکی از نقش اساسی و موثر تبلور تفریقی و آلایش ماگمایی در تشکیل سنگهای منطقه می اشند و نشانه هایی از اختلاط ماگمایی نشان نمی دهند. هر چند برای قطعیت بخشیدن به تأیید و یا نقض عوامل تأثیر گذار بر تکامل ماگمایی، استفاده از اطلاعات و داده-های ایزوتوپی کمک شایانی خواهد کرد



Rb/Zr شکل ۵–۱۸- پراکندگی نمونههای منطقه بر روی نمودار که حاکی از نقش آلایش پوستهای میباشد SiO₂در مقابل (دیویدسون و همکاران، ۱۹۷۸).



(اسپرانسا و Rb/Zr در مقابل K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O شکل ۵-۲۰- نمودار همکاران، ۱۹۹۲)، و روند تبلور تفریقی همراه با آلایش ماگمایی بیانگر FC) درمورد نمونههای منطقه مشاهده میشود. AFC تبلور تفریقی می باشد.



در K/Rbشکل ۵–۱۹– پراکندگی نمونههای منطقه بر روی نمودار که حاکی از نقش آلایش پوستهای میباشد (دیویدسون SiO2مقابل و همکاران، ۱۹۷۸).



(هامر و همکاران، Ce در مقابل LA/Ybشکل ۵–۲۱– نمودار ۲۰۰۶)، جهت بررسی نقش اختلاط ماگمایی و یا تغییر در درجات ذوب بخشی در منشأ (عدم وجود روند خطی بین نمونههای منطقه میتواند دلیلی بر نفی تأثیر این عوامل در تکامل ماگمایی منشأ باشد).

۵–۵– پتروژنز آداکیتهای مورد مطالعه با توجه به خصوصیات ذکر شده، ماگماهای آداکیتی منطقه مورد مطالعه مرتبط با حاشیههای قارهای فعال است. در مجموع آداکیتها از ذوب بازالتهای آبدار (دگرگون شده)، تشکیل می شوند. این بازالتها می توانند تحت فشار موجود در اعماق پوسته یا گوشته بالایی ناپایدار شوند و در نتیجه با برجای گذاشتن یک تفاله گارنت آمفیبولیتی یا اکلوژیتی، ماگمایی با ویژگیهای ژئوشیمیایی خاص همچون آداکیتها را بهوجود آورند (گاریسون و دیویدسون، ۲۰۰۳).

همچنین ماگماتیسم محیطهای قوسی ممکن است، در اثر تفریق مذابهای گوشتهای و یا مذابهای حاصل از صفحه فرورونده نیز حاصل شود. تحول مذابهای حاصل از ذوب بخشی صفحه فرورونده، در بالا (ماگمای آداکیتی) میشود (اویارزون<sup>۹۲</sup> fO2 شرایط خاص باعث تشکیل ماگمایی با محتوای آب و در جایگاه تکتونیکی قوس، محل تشکیل ماگما، توسط دمای محل برخورد ورقه و همکاران، ۲۰۰۱). فرورونده و گوه گوشتهای کنترل میشود.

زمانی که گرادیان زمین گرمایی در زون بنیوف بالا باشد، ورقه فرورونده قبل از اینکه آب خود را کاملاً از دست دهد، ذوب شده و ماگمای آداکیتی ایجاد مینماید (پیکاک<sup>۹</sup>، ۱۹۹۶). برای تشکیل ماگمای آداکیتی، ورقه اقیانوسی تا اعماق حدود ۶۰ تا ۲۰ کیلومتری در گوشته فرو میرود و دگرگون میشود. برای ذوب بخشی سنگهای دگرگون شده مزبور دمایی بالاتر از ۲۰۰۰ درجه سانتیگراد نیاز است. براساس آزمایشات تجربی که توسط اسکایه<sup>۹۴</sup> و همکاران (۲۰۰۲) انجام شده در تعریف آداکیت مطرح شد، ماگمای آداکیتی غنی از آب میباشد. این آب میتواند توسط فرآیندهای آبزدایی از ورقه اقیانوسی و از شکسته شدن سرپانتیتهای موجود در لایه زیرین پوسته اقیانوسی تأمین گردد ( اشمیت و پلی<sup>۵</sup>، ۱۹۹۵).

همانطور که در نمودار شکل ۵-۲۲ مشاهده می کنید، نمونه های مورد مطالعه با ذوب بخشی یک منشأ گارنت آمفیبولیتی با نرخ حدود ۲۵ درصد یا اندکی بیشتر مطابقت مینمایند. همچنین نمونه-

<sup>92</sup> - Oyarzun
<sup>93</sup> - Peacock
<sup>94</sup> - Scaillet
<sup>95</sup> - Schmit & Poli

(دوفان و دورموند، ۱۹۹۰)، از روند ذوب بخشی Y در مقابل Sr/Yهای مورد مطالعه بر روی نمودار

ورقه فرورونده تبعيت ميكنند (شكل ۵-٢٣).



Y

شکل ۵–۲۳– نمودار Sr/Y در مقابل Y (دوفان و دورموند، ۱۹۹۰) و تبعیت نمونهها از ذوب بخشی ورقه فرورونده.

از آنجایی که در منطقه فرورانشی قوس قارهای مورد نظر (زون فرورانشی سبزوار)، تنها ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده شده عامل اصلی تشکیل و تحولات ماگمای آداکیتی منطقه مورد مطالعه نمی باشد، بنابراین می توان فرآیندهای مختلفی را عامل چنین تحولاتی دانست. از جمله این فرآیندهای مختلف )، متاسوماتیزم و ذوب گوه گوشتهای، ذوب، آلایش پوسته تحتانی مافیک Slabمیتوان به ذوب ورقه ( و آلایش پوستهای و مشارکت رسوبات روی پوسته فرورانده شده اشاره کرد. نقش و تأثیر این عوامل در مباحث قبل مورد تأکید قرار گرفت.

وقفه ترکیبی و زمانی بین گدازههای بازالت- آندزیتی ائوسن، بازالتهای میوسن و سنگهای تراکی آندزیتی تا داسیتی گنبدهای پلیو- پلئیستوسن از جمله مسائل مبهم ژنتیکی منطقه به حساب می-ها و ویژگیهای ژئوسیمیایی بین این دو گروه آید. دیاگرامهای تغییرات شیمیایی، اسپایدر دیاگرام سنگی شباهتهای بسیار زیادی را برای آنها به نمایش میگذارد. در بررسیهای صحرایی نیز ارتباط نزدیکی بین آنها مشاهده میشود، به طوری که سنگهای حدواسط و اسیدی پلیو-پلئیستوسن به درون بازالت و آندزیتهای ائوسن – میوسن نفوذ کردهاند. بنابراین منشأ این سنگها یکسان بوده و از یک

خاطر نشان می شود که خلاً موجود در اثر عدم نمونه برداری نمی باشد، زیرا برداشتهای صحرایی کامل و طی سالهای قبل نیز توسط محققین دیگر صورت گرفته است.

در این راستا با توجه به شباهتهای زیادی که در دیاگرامهای مختلف مشاهده میشود، سعی شده است تا با اتکا بر نمودارهای عناصر کمیاب نیز ارتباط زایشی بین این دو گروه سنگی اثبات شود. (شاو<sup>۹</sup>،۱۹۷۶) (شکل ۵–۲۲) و همچنین نمودارهای Thنمودارهای نسبتهای عناصر کمیاب در مقابل (شکل ۵–۲۵) روندهای زایشی Nb/Y در مقابل Rb/Y و Ba/Nb در مقابل Se/Nbنسبت- نسبت یکسانی را برای این سنگها نشان میدهند.

مجموعه نمودارها و شواهد ذکر شده در این رساله نشان میدهند که ماگمای سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه از نوع کالکوآلکالن پتاسیم متوسط – بالا و متعلق به یک قوس غنی شده حاشیه قارهای بوده است که به دلیل آلودگی با مواد پوستهای، عناصر پتاسیم، روبیدیم، استرانسیم، باریم، سدیم و توریم آن افزایش یافته است. سنگهای آتشفشانی منطقه بین سبزوار - کاشمر - قوچان <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr بومن<sup>۹۰</sup>و همکاران (۱۹۸۳) نسبت که منطقه مورد مطالعه را نیز شامل میشود اندازه گیری کردهاند. آنها حدود تغییرات این نسبت را بین ۲۰۳۵/ تا ۲۰۶۰/ و مقدار متوسط ۲۰۴۶/ گزارش نمودهاند. این نسبتها با نشأت گیری سنگهای منطقه از:

> - ذوب بخشی یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده و رسوبات روی آن در یک زون فرورانش حاشیه قاره slab- یا ذوب بخشی گوه گوشتهای روی - و آلودگی ماگمای حاصل با مواد پوسته قارهای در خلال صعود، مطابقت دارد.



<sup>97</sup> -Bomen



(شاو، ۱۹۷۶)، همانطور که مشاهده می ppm( Th)وشکل ۵-۲۴- نمودارهای نسبت عناصر سازگار و ناسازگار به عنصر ( شود، روند زایشی یکسان بین تمامی نمونههای منطقه دیده میشود.



شکل ۵-۲۵- نمودارهای نسبت- نسبت عناصر ناسازگار و سازگار ( روند مثبت بین نمونههای منطقه دیده می شود).

۵-۶- مقایسه آداکیتهای جنوب قوچان با دیگر آداکیتهای گزارش شده در ایران و جهان همان طور که در بخشهای قبلی بیان شد، ترکیب سنگشناسی و خصوصیات ژئوشیمیایی سنگهای منطقه مورد مطالعه (جنوب قوچان) آداکیتی میباشد. در این بخش مناطقی که در آنها سنگهایی با مرکیب آداکیتی گزارش شده است، را بررسی می کنیم (جدول ۵-۱). سنگهای منطقه مورد مطالعه از ترکیب آداکیتی گزارش شده است، دا بررسی می کنیم (جدول ۵-۱). سنگهای منطقه مورد مطالعه از ایمان شده است، دا بررسی می کنیم (جدول ۵-۱). سنگهای منطقه مورد مطالعه از آداکیتی گزارش شده است، دا بررسی می کنیم (جدول ۵-۱). سنگهای منطقه مورد مطالعه از ایمان شده است، دا بررسی می کنیم (جدول ۵-۱). سنگهای منطقه مورد مطالعه از ایمان آداکیتی گزارش شده است، دا بررسی می کنیم (جدول ۵-۱). سنگهای منطقه مورد مطالعه از آداکیتی آتشفشان آنتیسانا واقع در اکوادور نشان میدهند. همچنین شباهت سنگهای آداکیتی منطقه مورد مطالعه با ماگماتیسم آداکیتی ایران مرکزی (کرمان- شمال غرب شهربابک) بیشتر محرز است ( جدول ۵-۱).

نام مناطق	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Mgo	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Y	Sr	Sr/Y	Yb	La/Yb
آداکیتهای منطقه مورد مطالعه جنوب قوچان	بیشتر از ۶۱٫۳	بیشتر از ۱۶,۳۸	کوچکتر از ۳٫۵	۳,۷۰ تا ۶٫۵۳	۴,۳ تا ۴,۳	کمتر از ۱۸٫۶	۱۳۰ تا ۲۱۰	میانگین ۴۶,۵۷	کوچکتر از ۱٫۵۴	میانگین ۲۵٫۶
کوارتز دیوریت تا گرانودیوریتهای منطقه دکسینگ چین	۵۹,۸۸ تا ۶۸,۲۵	۱۴٫۵۷ تا ۱۵٫۴۸	۱٫۸ تا ۳٫۸	۲٫۸۵ تا ۴٫۰۹	ሬ 1,۷۶ ኖ,۴۷	کمتر از ۱۳	ت ۱۸۳ ۴۴۰	لت ۲۰ ۱۳۰	کوچکتر از ۱٫۱۷	کوچکتر از ۴۵
گدازه شبه آداکیتی آتشفشان آنتیسانا در اکوادور	۵۳ تا ۶۷	بزرگتر از ۱۴	۱٫۳ تا ۴٫۸۸	۳,۳ تا ۴,۳۰	७ १,६९ ۳,٩٠	کمتر از ۱۹٫۳	5 ۵۳۵ ۷۹۰	میانگین ۳۰	کوچکتر از ۱٫۷۳	کوچکتر از ۳۳
ماگماتیسم آداکیتی قوس قارمای زون ارومیه- دختر ایران	۵۰ تا ۲۹	میانگین ۱۶٫۵	۰,۲۲ تا ۵,۰۶	۰,۷۸ تا ۶٫۸۹	۹,۲۴ تا ۹,۲۴	کمتر از ۵۳	۲۲۰ تا ۹۶۰	کوچکتر از ۱۴۰	کوچکتر از ۲٫۴۹	کوچکتر از ۳۰
ولکانیسم آداکیتی شمال غرب شهر بابک (کرمان)	بیشتر از ۶۳	میانگین ۱۶	کمتر از ۲٫۲	۴,۳۵ تا ۵,۰۵	۱٫۶ تا ۲٫۵۹	کمتر از ۱۰٫۵	بزرگتر از ۵۸۴	بزرگتر از ۶۰	کوچکتر از ۱٫۱	کوچکتر از ۱۹٫۹۷
ولکانیسم آداکیتی گنبدهای ساب ولکانیک شمال غرب یران (تبریز)	۶۵ تا ۷۲	۱۵ تا ۱۵	کمتر از ۳	۳تا ۵	۳٫۵ تا	۱۰ تا ۲۰	ت ۳۰۰ ۲۰۰	۲۰ تا ۵۸	کوچکتر از ۱٫۵	۲۰ تا ۴۵
تودههای نفوذی و ولکانیکهای آداکیتی موسوما-را (شمال تانزانیا)	97	میانگین ۱۷	۳,۰ تا ۴,۴	میانگین ۴٫۲	میانگین ۲٫۵	کمتر از ۲۰	۷۰۰ تا ۱۰۰۰	ت ۲۰ ۱۳۱	میانگین ۱٫۶	۱۱ تا ۸۰
گرانودیوریتهای منطقه کیوشو در جنوب شرق ژاپن	۶۳ تا ۶۸	16,16	کمتر از ۴٫۵	۳,۶ تا ۴,۱۰	کمتر از ۲	میانگین ۲۰	۳۴۳۹۰ ۲۳۰	۲۰ تا ۸۰	کوچکتر از ۱	ىيانگىن ۲۵

جدول ۵-۱- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتهای مورد مطالعه با دیگر ماگماهای آداکیتی جهان.

ام مناطق	عدم آنومالی Euمنفی	نهی شدگی از HFSE	جایگاہ نکتونیکی	سن	پتروژنز	<sup>86</sup> Sr/Sr <sup>87</sup>	Rrfrence
آداكيتهاي منطقه					ذوب بخشى ورقه		
	. 1.	. 1.	قوس سنوزوئيک	پليو	اقيانوسى فرورانش شده	ميانگين	
مورد مطالعه جنوب	دارد	دارد		كواترنر	AFCسبزوار و فرایند	۰,۷۰۴۶۰	
ئوچان 							
کوار تز دیوریت تا							
گرانودیوریتهای				٢	ذوب پوسته تحتانی و	1+. V. 1616	
منطقه دکسینگ	دارد	دارد	درون قارہ ای	مزورونيت	حروج ما دمای ادا دیدی در اد . ہفت قارہ ای	•	وانک، ۲۰۰۶
چين						<b>,</b>	
گدازه شبه آداکیتی					متاسوماتیسہ گوہ گوشته		
آتشفشان آنتيسانا	دارد	دارد	ماگماتیسم		ای فوقانی ورقه فرورانش	۰,۷۰۴۲۶ تا	وردون، ۲۰۰۲
در اکوادور			قوس سنوزوئيك	ترشيارى	شده	۰,۷۰۴۵	
ماگماتیسم آداکیتی			ة	۵ تا ۱۰	-slabذوب بخشی جاما کا Break Off		
فوس قارمای زمن	دار د	دا, د	فوس سنورونيت	مينيون سال	ورقه فرورانش شده	محاسبة فسدة	عمرانی،۲۰۰۸
رون ریخترابران	,	,			اقيانوسي به زير پوسته		6,
رونيد وحكر ايران					قارەاي		
ولكانيسم آداكيتى							
شمال غرب شهر	دارد	دارد	قوس سنوزوئيک	جوانتر از	بعد از پایان فرورانش و	محاسبه نشده	قدمی، ۲۰۰۸
ابک (کرمان)				ميوسى	همراه با تکنونیک نسسی محلی		
،لکانىسى آداكىتى					ى ذوب بخشى پوستە		
کنیدهای ساب			بر روی منطقه		تحتانی ضخیم یا ورقه	مديثة مساحم	م الم
، لکانیک شمال	دارد	دارد	قوس ولكانيكى	ميوسن	اقيانوسي فرورانش شده	معربة مست	جهانگیری. ۲۰۰۴
نوب نوب ایران (تیریز)					AFCهمراه با		
نودهای نفوذی و							
بر دور کی کی کی کی کو جاتی کو ا					ذوب بخشى ورقه		
زداکیت میں میں ا	دارد	دارد	فعاليت زون	نئو آركئن	اقيانوسى فرورونده با	محاسبه نشده	ژائی، ۲۰۰۴
ادا دیدی موسوما –ر،			فرورانشی		تركيب گارنت امفيبوليت		
	1						
کرانودیوریتهای			قوس تكتونيكي	ک تاسه	ذوب بخشے, یوسته	محاسبه نشده	
منطقه کیوشو در	دارد	دارد		,	تحتانی مافیک	·	کینوشیتا، ۲۰۰۱
جنوب شرق ژاپن							

مباحث ارائه شده در پتروژنز که جمعبندی خصوصیات و ویژگیهای صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگهای منطقه مورد مطالعه میباشد نتایج زیر را در بردارد: - ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای منطقه مورد مطالعه حاکی از آداکیتی بودن آنها میباشد که با توجه به نمودارهای جایگاه تکتونیکی ارائه شده در این فصل، سنگهای منطقه در میدانهای فرورانش حاشیه مخرب صفحات، با ماهیت کالکوآلکالن قرار می گیرند.

- مطالعات انجام شده نشان میدهند، ماگمای سازنده سنگهای نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده (فررورانش ورقه اقیانوسی سبزوار به زیر ورقه قارهای) در یک زون فرورانش قوسی، از طریق نرخ ذوب بخشی پایین تا متوسط و فرآیند تبلور تفریقی همراه با آلایش ماگمایی حاصل شدهاست. ماگمای آداکیتی تفریق یافته، در طی صعود به ترازهای بالاتر پوسته با سنگهای میزبان آلایشیافته است. شواهد صحرایی (حضور آنکلاوهای متنوع) و شواهد پروتره پروتره و بالایش ماگمایی حاصل شدهاست. ماگمای آداکیتی تفریق یافته، در طی صعود به ترازهای بالاتر پوسته با سنگهای میزبان آلایشیافته است. شواهد صحرایی (حضور آنکلاوهای متنوع) و شواهد پروتروگرافی (حضور میکروآنکلاوها و بافتهای نامتعادل) مؤید این امر هستند. شواهد ژئوشیمیایی انیز وقوع فرآیند آلایش ها میزبان آلایشیافته است. شواهد صحرایی و سایر عناصر لیتوفیل بزرگ یون از جمله پروگرافی (حضور میکروآنکلاوها و بافتهای نامتعادل) مؤید این امر هستند. شواهد ژئوشیمیایی انیز وقوع فرآیند آلایش ها میزبان ماکمای در یاد پتاسیم و سایر عناصر لیتوفیل بزرگ یون از جمله را در ماگمای سازنده این سنگها مید میکنو از بهای بالایش ماگمای سازدیه و سایر عناصر لیتوفیل بزرگ یون از جمله را در ماگمای سازنده این سنگها تأیید میکند. بنابراین ماگمای سازنده گنبدها در طی صعود به را در ماگمای سازنده این سنگها تأیید میکند. بنابراین ماگمای سازنده گنبدها در طی معود به مارا در ماگمای سازنده این سنگها تأیید میکند. بنابراین ماگمای سازنده ای آلایش ماگمایی (مدهان بالاین ماگمای) مازهای ماگمای از می ماگمای

) در اعماق ۷۰ الی ۸۰ کیلومتری و در فشار حدود ۲۵ کیلوبار میتواند منجر به Slabذوب ورقه ( تشکیل ماگمای آداکیتی غنی از سیلیس شود. اگر ماگمای حاصل بهطور مستقیم فوران کند، ماگماهای غنی از سیلیس تولید خواهد نمود. همچنین این ماگما میتواند از آبزدایی ورقه فرورانده شده که در فشارهای بالا دچار تفریق گردیده و با اجزاء اصلی گارنتدار در محل منشأ در ارتباط است، نیز ایجاد شده باشد. - همچنین بررسیها نشان میدهد که ترکیب سنگ منشأ، سنگهای متابازیک (گارنت آمفیبولیت) است که از ذوب بخشی آن در درجات پایین تا متوسط سنگهای آداکیتی منطقه حاصل گردیده است.

- در نمودارهای ارائه شده جهت تشخیص منشأ سنگهای آداکیتی، نمونههای منطقه مورد مطالعه در محدوده ورقه اقیانوسی فرورانش شده قرار می گیرند. از آنجایی که ذوب ورقه به تنهایی نمیتواند همچون توجیه گر ایجاد ماگماهای آداکیتی منطقه و تحولات آن باشد، بنابراین عوامل دیگری متاسوماتیزم و ذوب گوه گوشتهای در اثر سیالات آزاد شده از آبزدایی ورقه فرورانده شده، ذوب و آلایش پوسته تحتانی مافیک و مشارکت رسوبات روی پوسته فرورانده شده نقش اساسی در تشکیل ماگمای منطقه مورد مطالعه داشتهاند.

- از نظر ژنتیکی سنگهای آذرین بازالتی- آندزیتی ائوسن – میوسن و سنگهای با ترکیب حدواسط تا اسیدی پلیو- پلئیستوسن هم منشأ بوده و همبستگی بین این سنگها در اکثر نمودارهای ژئوشیمیایی کاملاً آشکار است.

نتيجهگيرى نهايى

با توجه به حجم و گستردگی مطالب ارائه شده، در این بخش سعی گردیده تا چکیدهای از مهمترین نتایج مورد بررسی، عنوان گردد:

منطقه مورد مطالعه در حد فاصل جنوبغرب شهرهای قوچان و شرق اسفراین، در شمال مشکان
 واقع شده است. این منطقه بخشی از زون ساختاری بینالود و البرز شرقی محسوب میشود.
 واحدهای سنگی آتشفشانی متنوعی در این منطقه در ارتباط با فعالیتهای ماگمای زون فرورانشی
 سبزوار بوجود آمده است، که عمدتاً شامل بازالت – آندزیتهای ائوسن، بازالتهای میوسن زیرین و
 گنبدهای نیمهعمیق حدواسط تا اسیدی پلیوپلئیستوسن میباشد.

- روند کلی گنبدهای نیمهنفوذی نئوژن، شمالغربی- جنوب شرقی بوده و در واحدهای سنگی ژوراسیک، ائوسن، میوسن و حتی پلیوسن نفوذ کردهاند. قطع شدن کنگلومرای پلیوسن توسط یکی از گنبدهای سابولکانیک، حاکی از سن بسیار جوان این گنبد میباشد.

- آنکلاوهای بسیار متنوعی از سنگهای میزبان در گنبدهای نیمهعمیق دیده میشود، که میتوان به آنکلاوهای بازالتی، مونزونیتی، شیستی، گنیسی، سیلتستونی، شیلی-مارنی، شیلی و مارنی اشاره کرد. آنکلاوهای مارنی بیشترین حجم را در بین آنها به خود اختصاص داده است. حضور این آنکلاوها مبیّن وقوع فرآیندهای هضم و آلایش ماگمایی در حین صعود ماگما به ترازهای بالاتر پوسته میباشد.

- گنبدهای نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه از نظر سنگ شناسی متنوع بوده و دارای ترکیب سنگ شناسی تراکیآندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت هستند. از بین سنگهای نامبرده داسیتها دارای بیشترین فراوانی میباشند.

- در بررسیهای میکروسکپی، این سنگها تنوعی از بافتهای پورفیری، جریانی، گلومروپرفیری و غربالی را نشان میدهند. - کانی شناسی سنگهای بازالتی - آندزیتی ائوسن و میوسن زیرین، شامل الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول می باشد. کانیهای گنبدهای پلیو - پلئیستوسن شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، فلدسپات آلکالن، کوارتز و بیوتیت بوده که تفاوت چشمگیری از لحاظ کانی شناسی با سنگهای ائوسن نشان میدهند.

- ترکیب کانی شناسی سنگهای پلیو- پلئیستوسن شباهت زیادی با ترکیب ایدهال سنگهای آداکیتی دارد. ترکیب سنگ شناسی آداکیتهای ایده آل آندزیت تا داسیت میباشد.

- خوردگیهای خلیج مانند، بافتهای غربالی و اسکلتی، برهمرشدیها، ساختمان منطقهای و حاشیه-های سوخته که هر کدام در کانیهایی مانند کوارتز، پلاژیوکلازها، فلدسپاتهای آلکالن و آمفیبولها دیده میشود، از مهمترین ویژگیهای میکروسکپی این سنگهاست.

- هورنبلندهای شکلدار با حاشیه سوخته و بیوتیتهای کشیده (رشتهای)، کانیهای فرومنیزین غالب در سنگهای منطقه هستند. در واقع هورنبلندهای شکلدار (لوزی شکل با حاشیه سوخته) و ورقههای بیوتیت، به ترتیب از مشخصات بارز آندزیتها و ریولیتهای منطقه میباشند. - دگرسانی در سنگهای نیمهعمیق منطقه مورد مطالعه شدت زیادی نداشته و عمده دگرسانی در پلاژیوکلازها دیده میشود که در برخی سنگها به کانیهای رسی، سریسیت و کلسیت تبدیل شدهاند. - برای طبقهبندی مناسبتر، بررسی تغییر و تحولات ماگمایی و همچنین تعیین ژنز و منشأ ماگماهای منطقه از ویژگیها وخصوصیات ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب سنگهای منتخب

- بطور کلی سنگهای مورد مطالعه بر اساس نمودارهای طبقهبندی نورماتیو و شیمیایی طیف ترکیبی آلکالیبازالت، بازالت، آندزیت، تراکیآندزیت، تراکیداسیت، کوارتزلاتیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت را شامل میشوند، و از این میان داسیتها بیشترین حجم را دارا میباشند. این تنوع ترکیب در سنگهای منطقه میتواند مبین دو منشاً احتمالی متفاوت و همچنین تفریق گسترده باشد. - بررسی نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر سیلیس، ضریب تفریق و ضریب انجماد حاکی از نقش موثر تفریق ماگمایی و تبلور تفریقی بین نمونههای منطقه مورد مطالعه میباشد. وقفه-ای ترکیبی بین سنگهای بازالتی- آندزیتی ائوسن - میوسن و حدواسط- اسیدی پلیو- پلئیستوسن در موجود در آنهاست. این SiO2تمامی این نمودارها مشاهده میشود. این وقفه تنها در تفاوت میزان نکته را باید اشاره کرد که سنگهای آذرین پلیو- پلویستوسن حاصل تفریق سنگهای بازالتی ائوسن و میوسن نیستند.

- وجود روند خطی مثبت در نمودارهای جفت عناصر ناسازگار و روند خطی منفی در نمودار عناصر ناسازگار در برابر ناسازگار، مبیّن تبلور تفریقی در سنگهای حدواسط - اسید منطقه مورد مطالعه است. و عناصر با (LILE)، عناصر لیتوفیل بزرگ یون(REEs)- با توجه به الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی ، سنگهای مورد مطالعه از عناصر خاکی نادر سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ (HFSE)قدرت میدانی بالا یون غنیشدگی نشان میدهند که میتواند در اثر منشأ متاسوماتیک سنگها، تبلور تفریقی یا آلایش نیز ممکن است، در اثر آغشتگی و اختلاط ماگما با مواد TT و dNپوستهای باشد. در ضمن آنومالی منفی پوستهای حاصل شده باشد، و یا باقی ماندن این عناصر در فازهای دیرگداز در محل منبع باشد. ماگماهای ایجاد شده در زونهای فرورانش، دارای آنومالی منفی شاخص از عناصر با قدرت میدانی بالا هستند که از متمرکز شدن این عناصر در فازهای دیرگداز ناحیه منشأ و عدم مشارکت آنها در (HFSE) مذاب حاصل، ناشی گردیده است. با توجه به نمودارهای عنکبوتی، غنیشدگی نمونههای مورد نظر را میتوان به متاسوماتیسم منشاء گوشتهای توسط سیالات آزاد شده از ورقه فرورانده LREE

روندهای مشاهده شده در نمودارهای عنکبوتی با معیارهای ژئوشیمایی ماگمای سازندهٔ آداکیتها سازگار Ti، Nb، رنمودارهای عنکبوتی، آنومالی منفی HREE در مقایسه با LREE از عناصر است. غنیشدگی .میشوند مقادیر بالای آلومینیم ویژگی بارز ماگماهایی است که در مناطق فرورانش تشکیل و Mg# و عدد منیزیم (Sr/Y ،La/Yb ،K2O/Na2O ) و نسبتهایی همچون، #Mg و عدد منیزیم (Sr/Y ،La/Yb ،K2O/Na2O ، از خصوصیات K/La،Rb/La ،Ba/La و نسبتهایی مانند، Yb و Y و Nb ، Y و Y. مقادیر پایین عناصر ژئوشیمیایی بارز سنگهای آتشفشانی آداکیتی میباشد. با مقایسه این مقادیر با سنگهای منطقه مشخص رودید که سنگهای سازنده گنبدهای نیمه عمیق مورد نظر، دارای ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتها بوده و در گروه آداکیتهای غنی از سیلیس قرار می گیرند.

آداکیتهای منطقه مورد مطالعه بطور متوسط ۱۴/۳ است که از ویژگیهای آداکیتهای Nb/Ta- مقدار غنی از سیلیس میباشد. بالا بودن این مقدار میتواند به دلیل ذوب در فشارهای بالا و ایجاد باقیمانده اکلوژیتی (گارنت+کلینوپیروکسن+روتیل) در محل منشأ باشد. باقیمانده اکلوژیتی موجب پیدایش بالاتر می گردد، که می تواند به دلیل تأثیر بیشتر روتیل باشد.Nb/Taمذابهایی با نسبت - مطالعات انجام شده نشان میدهد که ماگمای سازنده سنگهای نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده (فررورانش ورقه اقیانوسی سبزوار به زیر ورقه قارهای) در یک زون فرورانش قوسی، از طریق نرخ ذوب بخشی پایین تا متوسط و فرآیند تبلور تفریقی همراه با آلایش ماگمایی حاصل شدهاست. ماگمای آداکیتی تفریق یافته، در طی صعود به ترازهای بالاتر پوسته با سنگهای میزبان آلایش یافته است. شواهد صحرایی (حضور آنکلاوهای متنوع) و پتروگرافی (حضور میکروآنکلاوها و بافتهای نامتعادل) مؤید این امر هستند. شواهد ژئوشیمیایی (مقادیر زیاد پتاسیم و سایر ) نیز وقوع فرآیند آلایش را در ماگمای سازنده این Rb وSr، Baعناصر لیتوفیل بزرگ یون از جمله سنگها تأیید میکند. بنابراین ماگمای سازنده گنبدها در طی صعود به ترازهای بالاتر و جایگزینی در ) شدهاند.AFC پوسته قارهای متحمل فرایندهای تفریق توأم با آلایش ماگمایی ( ) در اعماق ۷۰ الی ۸۰ کیلومتری و در فشار حدود ۲۵ کیلوبار میتواند منجر به Slab- ذوب ورقه ( تشکیل ماگمای آداکیتی غنی از سیلیس شود. اگر ماگمای حاصل به طور مستقیم فوران کند، ماگماهای غنی از سیلیس تولید خواهد نمود. همچنین این ماگما میتواند از آبزدایی ورقه فرورانده شده

که در فشارهای بالا دچار تفریق گردیده و با اجزاء اصلی گارنتدار در محل منشأ در ارتباط است، نیز ایجاد شده باشد.

- همچنین بررسیها نشان میدهد که ترکیب سنگ منشأ، متابازیک (گارنت آمفیبولیت) است که از ذوب بخشی آن در درجات پایین تا متوسط سنگهای آداکیتی منطقه حاصل گردیده است. - در نمودارهای ارائه شده جهت تشخیص محل منشأ سنگهای آداکیتی، نمونههای منطقه مورد مطالعه در محدوده ورقه اقیانوسی فرورانش شده قرار می گیرند. از آنجایی که ذوب ورقه فرورانده شده به تنهایی نمیتواند تشکیل ماگماهای آداکیتی منطقه را توجیه نماید، بنابراین عوامل دیگری همچون متاسوماتیزم و ذوب گوه گوشتهای، ذوب و آلایش پوسته تحتانی مافیک و مشارکت رسوبات روی پوسته فرورانده شده نیز در تشکیل ماگمای منطقه مورد مطالعه نقش داشتهاند.

اسیدی پلیو- پلئیستوسن هم منشأ بوده و همبستگی بین این سنگها در اکثر نمودارهای ژئوشیمیایی

کاملاً آشکار است.
الف – منابع فارسی (۱۳۸۳). زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات .- آقانباتی، سید علی ۵۸۶ ص. .معدنی کشور - آسیابانها، عباس (۱۳۷۴). بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین ودگرگونی(ترجمه)، انتشارات دانشگاه بين اللملي امام خميني، ۶۳۰ ص. \_ امینی ب. ۲۰۰۰: نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ چهار گوش مشکان. سازمان زمین شناسی و اكتشافات معدني كشور. \_ بهار فیروزی خ.، اژدری ع.، سیاری، ع. ۱۳۷۷ گزارش مطالعات اکتشاف چکشی محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (گزارش داخلی). - تنها ع.، قاسمی ح. ۱۳۸۷: پتروژنز گنبدهای نیمه آتشفشانی شمال مشکان (جنوب قوچان). شانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه گیلان، رشت. صفحات ۳۸۵ تا ۳۹۰. - رادفر، ج، ۱۳۸۰، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ صفی آباد، انتشارات سازمان زمین شناسی و اكتشافات معدنى كشور. \_ ژوتو ت.، موری ر. ۱۹۹۸: زمین شناسی پوسته اقیانوسی و دینامیک درونی (ترجمه علی درویشزاده)، انتشارات دانشگاه تهران. صالحی نژاد، ح. ۱۳۸۷: بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبدهای ساب ولکانیک منطقه باشتین -(جنوب غربی سبزوار)، پایان نامه کارشناسی ارشد. \_ علوی تهرانی ن. ۱۹۷۶: نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهار گوش سبزوار. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. - فتاحى ا. ١٣٨٢: يتروژنز، رخساره ها و مكانيسم فوران آتشفشان ماركوه، جنوب غرب قوچان. یایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود. - قاسمی ح.، فتاحی ا. ۱۳۸۳: ماگماتیسم نئوژن در منطقه سرولایت، جنوب قوچان. مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، صفحات ۲۹۲-۳۰۲. - قاسمي ح.، تنها ع.، صادقیان م. و خانعلي زاده ع. ١٣٨٧: اولین گزارش از ماگماتیسم آداکیتي نئوژن در جنوب قوچان. دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران. اهواز. - نبوی م. ۱۳۵۵: دیباچهای بر زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Alvaro, J.J., Ezzouhairi, H., Vennin, E., Ribeiro, M.L., Clausen, S., Charif, A., Ait-Ayad, N., and Moreira, M.E., 2006. The early-Cambrian Boho volcano of the El Graraa massif, Moroco; Petrology, Geodynamic setting and coeval sedimentation, Journal of African Earth Science, 44, 396-410.

-Arculus R.J., Powell R.1986. Source component mixing in the regions of arc magma generation. J.Geopy.Res, 91, 5913-5926.

- Atherton, M. P. Petford, N., 1993. Generation of sodium rich magmas from newly under plated basaltic crust. Earth and Planetary Science Letters, vol. 192, PP. 561–570

-Ayers, J.C., Watson, E.B., 1991. Solubility of apatite, monazite, zircon, and rutite in super critical fluids with implications for subduction zone geochemistry. Phil. Trans. R. Soc. London A, 335, 365-375.

-Ayers, J.C. 1998. Trace element modeling for aqueous fluid-peridotite inter action in the wedge of subduction zones. Conti. Mineral. Petrol, 132, 390-404.

- Bourdon, E., Eissen, J. P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Cotton, J. & Hall, M. L. (2002). Adakite-like lavas from Antisana volcano (Ecuador): evidence for slab melt metasomatism beneath the Andean Northern Volcanic Zone. Journal of Petrology 43, 199–217.

-Brenan, J.M., Shaw, H.F., Reyerson, F.J., Phinney, D.L. 1995. Mineral-aqueous Fluid partitioning of trace elements at 900 c and 2 Gpa: Constraints on the rare element chemistry of mantle and deep crustal fluids. Geochim. Cosmochim. Acta, 59, 3331-3350.

- Calmus, T. et al., 2003. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites ("bajaites") from Baja California, Mexico: the role of slab melts. Lithos, 66, 77-105.

- Castillo, P. R., 2006. An over view of adakite petrogenesis, Chinese science bulletin, report No, pp. 257-268.

- Clemens, J.D., Kovalenko, A.V., Xiao, L., 2007. Experimental constraints on the origin of potassic adakite and sanukitoid magmas, Sixth International Hutton Conference on granitic rocks, Stellenbosch, South Africa.

- Date A.R. and Jarvis K.E., 1989, The applications of ICP-MS in the earth sciences.

- Davidson, J.P., De Silva, S.L., Holden, P. and Holliday, A.N., 1990. Small-Scale disequilibrium in a magmatic inclusion and its more sillicic host. J. Geophysics. Res., 95:17661-17675.

- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 1991. an introduction to rock forming minerals. Longman., 528p.

- Defant, M. J., Drummond, M. S., 1990. Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc, . Journal of Geology, vol. 45. PP 575–598.

- Defant, M. J., Drummond, M. S., 1993. Adakites: Some variations on a theme. Acta Petrologica Sinica, vol. 23, pp. 189–190.

- Defant, M. J., Drummond, M. S., 1995. Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc, . Journal of Geology, vol. 66. pp 343-345.

- De La Roche, H., (1980). A of volcanic Classification of volcanic and plutonic rocks and associations . Ears Schence, 73, 135-149.

- Drake M.J. and Weill D.F., 1975, Partition of Sr, Ba, Ca, Y,  $Eu^{2+}$ ,  $Eu^{3+}$ , and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 689-712.

- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. M. & Bourdon, B. (1997). Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. Journal of Geophysical Research 102, 14991–15019.

- Esperanca, S., Crisci, M., derosa, R., Mazuli R., 1992. The role of-The crust in The magmatic evolution of The Island lipari (Aeolian island, Italy). Contributions To Mineralogy To Island Arc. Journal of Geology. vol 86. PP 323-334.

- Floyd , P.A., Winchester, J.A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobike elements. Earth planet. Sci. Lett. 27, 211-218.

- Foley, S.F., Barth, M.G., Jenner, G.A., 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. Geochimica and Cosmochimica Acta, 64, 933-938.

- Foley, S.F., Tiepolo, M., Vannucci, R., 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. Nature, 417, 637-640.

- Frey, F.A., Weis, D., Borisova, A.y, 2002. Involvement of continental crust in the formation of the cretaceous Kerguelen plateau: New perspectives from ODP leg 120 sites. Journal of the petrology. Vol.43. num. 7. pp.

- Gamble, J.A., Smith, I.E.M., Mc Culloch, M.T., 1993. The geochemistry and petrogenesis of basalts from the Taupo volcanic zone and Kermadec island arc, S. W. Pacific. 54, 265-290.

-Ghasemi H. 2006: Petrology and geochemistry of Markooh Neogene Volcano, South Quchan, Northeast Iran. International conference on continental volcanism IAVCEI2006. May 14-18, Guangzhou, China.p103.

- Gill, J., 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer, Berlin, No report, pp 390.

-Green N.L. 1981: Geology and petrology of Quaternary volcanic rocks, Garibaldi Lake area, south western British columbia summary. Geol. Soc. Am. Bull. Part 1, 92, 697-702.

- Green T.H.Pearson N.J., 1986, Rare-earth element partitioning between sphene and coexisting silicate liquid at high pressure and temperature. Chem. Geol., 55, 105-119.

- Gromet, L. P. & Silver, L. (1987). REE variations across the Peninsular Ranges Batholith: implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. Journal of Petrology 28, 75–125.

- Hamer R.E.,2006, The mathematics of geochronometry: Equations for use in regression calculations. National Physical Research Laboratory, Geochronology Division C.S.I.R., South Africa.

- Harker, A., 1909. The Natural History of Igneous Rock, Methuen Co. London.

- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M., and McDermott, F., 1997. Mantle and slab contributions in arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 21, 175-204.

- Hawkesworth, C.J., Hergt, J.M., Ellam, R.M., and McDermott, F., 1991. Element fluxes associated with subduction related magmatism. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 335, 393-405.

- 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.

- Hibbard, M. Sabatiye, J., 1998 The magma mixing origin of mantal feldspars. Contrib. Mineral. Petrol. vol 79, PP 158-170.

Hirschman, M., (1998). Origin of the Transgressive granophyres from the Layered Series of the Skaergaard intrusion, East Greenland. In: Geist, D.J., White, C.M. (Eds), J. Volcano. Geotherm. Res. 52, 185-207.

-Hofmann, A.W. 1995: Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. Earth. Planet. Sci. lett, 131, 341-356.

-Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Sci, 8, 523-548.

- Jahangiri, A, 2004. Petrological and Geochemical Area Ahar Songoon Granitoids in the NW Iran. Journal of petrology. vol 36, 1508-1587.

- Jahangiri, A, 2007. Geochemical and geodynamic implications Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran.

- Jenner G.J., Longerich H.P., Jackson S.E., and Fryer B.J., 1990, ICP-MS a powerful tool for high precision trace-element analysis in earth sciences: evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples. Chem. Geol., 83, 133-148.

- Johnson, K., Barnes, C. G. & Miller, C. A., 1997. Petrology, geochemistry, and genesis of high-Al tonalite and trondhgemites of the Cornucopia stock, Blue Mountains, Northeastern Oregon. Journal of Petrology, vol. 38, pp1585-1611.

- Kay, R.W, 1978. Aleutianma gnesianandesites-melts from subducted Pacific ocean crust. J. Volcanol.Geotherm. Res. 4, pp.117–132.

-Kelemen, P. B. (1990). Reaction between ultramafic rocks and fractionating basaltic magma1. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. Journal of Petrology 31, 51^98.

- Kelemen, P., 2008. Aleutian primitive andesites: from the mantle, but how? Geochimica

and Cosmochimica Acta, 72(12), A458.

- Kelemen, P.B., 2003. One View of the Geochemistry of Subduction-related Magmatic Arcs, with Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. In: R.L. Rudnick (Editor), Treatise on geochemistry. Vol. 3: the crust. Elsevier B.V., Amsterdam.

- Kelemen, P. B., Joyce, D. B., Webster, J. D. & Holloway, J. R. (1990). Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma 2. Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150^10508C and 5 kbar. Journal of Petrology 31, 99^134.

- Kelemen, P. B., Shimizu, N. & Salters, V. J. M. (1995). Extraction of mid-ocean ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. Nature 375, 747^753.

- Kelemen, P. B., Braun, M. & Hirth, G. (2000). Spatial distribution of melt conduits in the mantle beneath oceanic spreading ridges: observations from the Ingalls and Oman ophiolites. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 1, 1999GC000012.

- Kent, R., 1995. Continetal and oceanic flood basalt provinces: current and future perspective. In: Srivastava, R.K., A. A. Balkema, Rotterdam, PP. 17-42.

- Kepezhinsksas, P.K., Defant, M.J., Drummond, M.S., 1995. Na metasomatism in the island arc mantle by slab-melt peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. Journal of Petrology, vol. 36, pp.1505–1527.

- Kuno. H., 1986. Differentiation of basalt magmas. In: Hess H.H. and poldervaat a.(eds.) Basalts: The poldervaat treatse on rocks of basaltic composition, Vol. 2. Interscience, Newyork, pp. 623-688.

-Le Bas, Le maitre, streckeisen and zanettin. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali-silica Diagrame. J.Petrol, 27, Part 3, 745-750.

- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyer Le Bas, M.J., Sabine, P.n., Schmid, R., Sorensen, streckeisen, A., Wooly, A.R., and Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.

- Macpherson, R., 2006. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3-8 GPa. Chemical Geology, vol.160, pp. 335-356.

- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F., Champion, D., 2002. An over view of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos. Vol.79, pp. –24.

- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. & Champion, D. (2005). An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos 79, 1–24.

- McCulloch M.T., Gambell S.C., 1991, Nd and Sr isotopes in kimberlites and lamproites from western Australia: an enriched mantle origin. Nature, 302, 400-403.

-Maury, R., Sajona, F.G., Pubellier, M., Bellon, H., Defant, M.J., 1996. Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes : l'exemple de Mindanao (Philippines). Bulletin de la Société Géologique de France, 167, 579-595.

- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in The magma/igneous rock System Longman Groun u. k., pp.73-86.

- Mohammad, A. Hassanen, Saiid, A., 2000. Geochmistry and Petrogenesis of Pan-African I- type granitioids at Gable Iglo Ahmar, Eastrn Desert, Egxpt J. of African Earth Ciences, vol. 22, PP. 29-42.

- Muir, R. J., Weaver, S. D., Bradshaw, J. D., Eby, G. N. & Evans, J. A. (1995). Geochemistry of the Cretaceous Separation Point Batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. Journal of the Geological Society, London 152, 689–701.

- Muri, R. J., Weaver, S. D., Bradshaw, J. D., Eby, G. N. Evans., J. A, 1992. Geochemistry of the cretaceous Separtion Point Batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. Journal of the Geological Society, London, vol. 152, pp. 689-701.

- Nagudi, N.O, K oberl, CH., Kurat, G., 2003. Petrography and geochemistry of The Syenogranite, Uganda and implications for its origine. Journal of African earth Sciences. vol 35, pp. 51-59.

- Nakamura, M., and Shimakita, S., 1974. Dissolution origin and syn-entrapment compositional change of melt inclusion in plagioclase. Earth and Planetary Science Letters, 161, 119-133.

- Neilsen R.L., Montana H.L., 1992, A model for the simulation of combined major and trace element liquid lines of descent. Geochim. Cosmochim. Acta, 52, 27-38.

- Nicholson, H., Pearce, S., (1987). Olivine tholeiites from Krafla, Iceland: evidence for variation in the melt fraction within a plume. J. Petrol. 33, 1105-1124.

- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., Jolivet, L., (2008) Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountain, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. Lithos, 106, 380-398.

- Oyarzun, R., Marquez., A., Lillo, J., Lopez, I. Rivera, S., 2001. Giantvs small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic vs normal calcalkaline magmatism. Mineralitzaion deposite. vol.36, pp.794-798.

- Peacock, S.M., 1996. Thermal and petrological structure of subduction zones. In: Bebout, G. E., et al.(Eds) Subduction: Top to Bottom. Monograph American Geophysical Union, vol. 96, pp.119–133.

- Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. Earth and Planetary Science Letter, vol. 121, pp.227-244.

- Pearce, J.A. 1983. Trace element characteristics of lavas form destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S (ed), Andesites. Wiley, chichester.

- Pearce .J. A., and 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., Kempton, P.D., Nowell, G.M., and Noble, S.R., 1999. Hf-Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in western Pacific arc-basin systems. Journal of Petrology, 40, 1579-1611.

- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol. 58, 63-91.

- Prouteau, G., Pichavant, M. Maury, R.C., 1999. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. Nature, vol.410,pp. 197–200.

- Rajamani, V., Shivkumar, K., Hanson, G.N., Shirey, S.B., 1985.Geochemistry and petrogenesis of amphibolites, Kolar schist belt, south India: evidence for komatilitic magma derived by low percentages of melting of the mantle. Journal of Petrology 26, 92–123.

- Rao, D.R., and Rai, H., 2006. Signatures of rift environment in the production of garnet-amphibolites and eclogites from Tso-Morari region, Ladakh, India: A geochemical study. Gondwana Research, 9, 512–523.

- Rapp, R. P. & Watson, E. B. (1995). Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling. Journal of Petrology 36, 891–931.

- Reagan, M. K. & Gill, J. B. (1989). Coexisting calc-alkaline and high niobium basalts from Turrialba Volcano, Costa Rica: implications for residual titanite in arc magma sources. Journal of Geophysical Research 94, 4619–4633.

- Rogers, J.J.W., and Rayland, P.C. 1980. Trace elements in continental margine magmatism. Part I. Geol. Soc. Am. Bull, 91, 196-198.

- Rogers, J.J.W., Suayah, l.B., Edwards, J.M. 1984. Trace elements in continental margine magmatism. Part IV. Geol. Soc. Am. Bull, 95, 1437-1445.

- Rollinson, H. 1993. Using geochemical data: ealuation, presentation, interpretation. Longman.

- Ryerson F.J. and Watson H.W., 1987, Implications of liquid-liquid distribution coefficeients to mineral-liquid partitioning. Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 921-932.

- Sajona, F. G., Maury, R. C., Pubellier, M., Leterrier, J., Bellon, H. & Cotton, J., 2000. Magmatic source enrichment by slab-derived melt in a yong post-collision setting centeral Mindano (Philippines). Lithos, vol.54, pp. 173-206.

- Schmidt, M.W., Dardon, A., Chazot, G., Vannucci, R., 2004. The dependence of Nb and Ta rutile-melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes. Earth and Planetary Science Letters, 226, 415-432.

- Schmidt, M. W. Poli, S., 1995. Experimentally based water budget for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. Earth and Planetary Science Letters, vol. 163, pp. 361–379.

- Scaillet, M. Evans, G., 2002. B. Scaillet and B. Evans, The 15 June 1999 eruption of Mount Thermal and petrological structure of subduction zones. In: Bebout, G.E., et al.(Eds.) Subduction: Top to Bottom. Monograph. American Geophysical Union, vol.96, pp. 119–133.

- Sen, N. Dunn, NG ., 1994. C. Sen and T. Dunn, Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 Gpa: implications for the origin of adakites, Contrib. Mineral. Petrol. Vol. 117, pp. 394–409.

- Shaw, D. M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. Geoduica et Cosmocluimica Acta, vol. 34, pp. 273-243.

- Shtreckeisen, A., LeMaitre, R., 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. Neues jahrb. Mineral . Abh. 136,169-206.

- Smith, R. E. & Smith, S. E. (1976). Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Na in classification of basaltic magmas. Earth and Planetary Science Letters 32, 114–120.

- Spies, O., Lensch, G., and Mihem, A. 1983. Chemistry of the post-ophiolithic tertiary volcanics between sabzevar and Quchan/NE-IRAN. Geodynamic project (geotraverse) in Iran, final report. Geo. Suv of Iran. Report no.53.

- Srivastava, R.K., and Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. Journal of Asian Earth Sciences, 23, 373-389

- Stalder, R., Foley, S.F., Brey, G.P., Horn, l. 1998. Mineral – aqueos fluid partitioning of trace elements at 900-1200 c and 3-5.7 Gpa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. Geochim. Cosmochim. Acta, 62, 1781-1801.

- Stephan, T., Nelson, ST., and Montana. A., 1992. Sieve- textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. Am. Min., 77, 1242-1249.

- Stern, C. R. Kilian, R., 1999. Role of the subducted slab mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the evidence from mantle interaction-evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. Jornal of petrology, vol. 36, pp.1505-1527.

- Stern, C. R. (1996). Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral Volcanic Zone. Contributions to Mineralogy and Petrology 123, 263–281.

-Sun, S.S., and MC Donough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, AD. And Norry, M.J. (eds), Magmatism in oceanic basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub, 42, 313-345.

- Tatsumi, y., Hamilton, D.L., Nesbitt, R.W. 1986. Chemical Characteristics of fluid plase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks. J.Volcanol. Geotherm. Res, 29, 293-310.

- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Geoscience texts. Blackwell, Oxford, 312 pp.

- Thoronton, C.P., and Tattle. O.F., 1960. chemistry of igneous rocks: Differention index, Am. Sci., v258. 664-684.

-Tiepolo, M., Vannucci, R., Oberti, R., Foley, S., Bottazzi, P., and Zanetti, A., 2000. Nb and Ta in corporation and fractionation in titanian pargasite and kaersutite: Crystal chemical constraints and implication for natural systems. Erth planet. Sci. Lett., 176,185-201. -Tsuchiyama, A. 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside – albite – anorthite and origin of dusty plagioclase in andesites. Conti. Mineral. Petrol., 89, 1-16.

- Turner, S., Hawkesworth, C. J., van Calsteren, P., Heath, E., Macdonald, R. & Black, S. (1996). U-series isotopes and destructive plate margin magma genesis in the Lesser Antilles. Earth and Planetary Science Letters 142, 191–207.

- Ulmer, P., 2007. Differentiation of mantle-derived calc-alkaline magmas at mid to lower crustal levels: experimental and petrologic constraints. Periodico Di Mineralogia, 76(2-3), 309-325.

- Ulmer, P. 2001. Partial meltingin the manthe wedge-the role of  $H_2O$  in the genesis of mantle-drived arc-related magma. In Rubie, D., Vander Hilst, R. (eds). Processes and Consequences of deep subduction, Elsevier. 215-232.

- Wang, Y. J., Liao, C. L., Fan, W. Peng, T. P., 2004. Early Mesozoic OIB-type alkaline in basalt in central Jiangxi Province and its tectonic implication .Geochemica, vol. 33, pp. 109-117. (in Chinese with English abstract).

- Weaver, B., Kar, A., Davidson, J., Colucci, M., 1996., Geochemical characteristics of volcanic rocks from ascension island, south Atlantic ocean. PII: 14-4.

- Welch, S. A., and Banfield, G. F., 2002. Modification of olivine surface morphology and reactivity by microbial activity during chemical weathering. Geochim. Cosmochim. Icta., 66, 213-221.

-Willson, M. 1989. Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Unwin Hyman. London.

-Winchester, J.A., and Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol, 20, 325-343.

-Wood, D.A., Joron, J.L., and Treui, M. 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series in different tectonic settings, Earth. Planet. Sci. lett, 45, 326-336.

-Woodhead, J., Eggins, S., and Gamble, J., 1993. High field strength and transition element systematics in island and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase extraction and a depleted mantle wedge. Earth and Planetary Science Letters, 114, 491-504.

- Xiao, L., Xu, Y.G., Mei, H.J., Zheng, Y.F., He, B., Pirajno, F., 2004. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: implications for plume–lithosphere interaction. Earth and Planetary Science Letters 228, 525–546.

- Xing-Wang Xu., Xin-Ping Cai., Bao-Lin Zhang., Jie Wang. 2004. Explosive microfractures induced by K-metasomatism. Journal of Asian Earth Sciences, 23,307–319.

- Xu G, Wang D X., 1999. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional Tectonic Setting: Dexing, South China: Implications for the Genesis of Porphyry Copper Mineralization. Journal of petrology, vol.17, pp. 457-459.

- Xu, Grasso, P, Mahtab, A, 1995. Use of Schmidt hammer for estimating mechanical properties of weak rock. Proc. 6th International IAEG Congress, vol. balkema, Rotterdam, pp. 511-519.

- Zandt, G., Gilbert, H., Owens, T. J., Ducea, M., Saleeby, J. & Jones, C. H. (2004). Active foundering of a continental arc root beneath the southern Sierra Nevada in California. Nature 431, 41–46.

UTMجدول الف- مشخصات و مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونههای سنگی آنالیز شده بر حسب

شماره نمونه	نام سنگ	عرض جغرافیایی شمالی	طول جغرافیایی شرقی
T 4-2		٤٠٨٦٥٣.	09108.
T 14-5	بازالت	٤.٨٦٥٣.	09.Y.V
T 8-1		2.40414	٦٨٣
T 1-10		2.10111	019221
T 2-2	آندزيت	2.41744	09.7.4
<b>T</b> 14-1		٤ • ٨٦٥٣ •	09107.
T 13-3		٤٠٦١٩٣٠	11.907
T 13-4	ريوداسيت	5.2198.	11.907
T 13-8		٤٠٦١٩٣٠	71.907
A 8		5.78489	092097
T 9-2	ريوليت	£•VVTV£	7159
T 7-5		٤ • ٨٣٣٧٩	017100
T 10-1		5.71015	7.5709
T 5-13		٤٠٨٥٩٤٦	090.72
T 10-5	داسیت	5. 1015	7.2709
A 5		٤ • ٦٧١٣ •	09.909
T <sub>12-12</sub>		5.11459	٦١.٩٢٩
T 5-5	تراکی داسیت	٤٠٨٥٩٤٦	090.72
T 14-4		5. V T E E E	717.72
T 6-2	تراکی آندزیت	٤ • ٨٣٣٨٨	09110

جدول - نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانیهای نورماتیو و عناصر کمیاب نمونههای . Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO منطقه مورد مطالعه (جنوب قوچان) پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت (مواد فرار صرفاً جهت اطلاع آورده شده است). عناصر اصلی به صورت اکسید و برحسب درصد و آورده شده است. آورده شده است.

نوع سنگ	تراکی آندزیت		ريوليت			ريوداسيت			بازالت	
شماره نمونه	Т6-2	T7-5	Т9-2	<b>A8</b>	T13-8	T13-4	T13-3	T14-5	T4-2	<b>T8-1</b>
محار با داشت	شمال روستای	گنبد قوچ	گنبد قوچ	گنبد		گنبد		جنوب گسل	روستای کلاته	روستای
	فتح آباد	خوار	خوار	ارسنگ		ماهرخ کوه		نوروزى	بام	داراب
Major Oxide										
SiO <sub>2</sub>	59.875	73.066	66.025	69.906	69.906	68.82	69.41	50.422	50.827	47.047
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.36	16.38	21.483	16.792	16.792	18.748	16.774	18.417	19.261	18.369
FeO	2.75	4.14	0.42	1.64	1.64	1.39	2.12	3.5	6.23	7.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.102	1.655	0.211	0.657	0.657	0.558	1.062	1.399	1.868	2.22
)FeO(total	3.852	5.795	0.631	2.297	2.297	1.948	3.182	4.899	8.098	9.62
MgO	3.557	0.291	0.454	0.694	0.694	0.636	0.687	4.891	6.924	8.224
CaO	4.722	0.442	1.454	3.713	3.713	3.323	4.08	8.976	7.858	9.19
Na <sub>2</sub> O	4.155	5.306	5.007	4.497	4.497	4.192	4.454	3.702	3.79	4.302
K <sub>2</sub> O	2.495	3.648	3.978	2.073	2.073	1.97	2.151	1.758	1.52	0.945
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.171	0.262	0.231	0.231	0.232	0.232	1.489	1.171	1.612
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.301	0.063	0.114	0.101	0.101	0.098	0.112	0.5	0.441	0.547
MnO	0.062	0	0.02	0.04	0.04	0.03	0.04	0.155	0.113	0.144
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.007	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.022	0.022	0.026
L.O.I	2	1.5	0.7	2.8	3.4	2.9	1.5	2.9	2.4	0.5
										Norm
Apatite	0.71	0.14	0.27	0.04	0.23	0.23	0.26	1.22	1.02	1.27
Ilmenite	1.32	0.31	0.5	0.9	0.44	0.44	0.44	2.97	2.22	3.06
Orthoclase	15.04	20.5	23.64	16.77	12.21	11.64	12.57	10.91	8.98	5.58
Albite	35.85	42.69	42.61	49.66	37.92	35.47	13.27	32.9	32.07	22.24
Anorthite	21.88	1.69	6.51	1.56	17.7	15.85	19.21	29.88	31.06	28.02
Crundum	0.98	2.9	6.61	5.55	0.64	3.61	0	0	0	0
Magnetite	1.63	2.28	0.31	1.39	0.95	0.81	1.52	2.13	2.71	3.22
Hematite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diopside	0	0	0	0	0	0	0.07	10.73	4.08	11.31
Hyperstene	12.23	6.35	1.34	2.15	3.88	3.35	4.33	5.05	3.23	0
Quartz	10.36	23.13	18.22	22.19	26.03	28.3	24.33	0	0	0
Olivine	0	0	0	0	0	0	0	4.22	14.63	17.63
Nepheline	0	0	0	0	0	0	0	0	1	7.67
Sum (%)	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
D.I	61.27	86.34	84.50	88.43	76.18	75.41	74.16	43.80	41.05	35.51
S.I	27.98	3.02	3.60	0.80	8.79	7.27	7.16	31.66	34.06	35.61

نوع سنگ	تراکی آندزیت		ريوليت			ريوداسيت	)		بازالت	
شماره نمونه	Т6-2	T7-5	Т9-2	A8	T13-8	T13-4	T13-3	T14-5	T4-2	<b>T8-1</b>
Trace Ele	ement									
Sc	9	2	3	3	3	3	4	26	21	25
Ba	579	489	672	502	502	493	491	1276	304	210
Be	1	2	2	1	1	1	1	2	2	1
Со	16	0.4	1.8	3.3	3.3	3.1	3.6	29.5	28.2	36.3
Cs	0.2	0.7	0.4	0.8	0.8	0.6	1	0.3	5.7	0.7
Ga	16.1	14.2	14.5	16.6	16.6	16	15.9	17.7	15.6	16.6
Hf	4.2	4.1	4	2.9	2.9	3	2.9	4.4	4	4.1
Nb	22.1	27.9	26.4	8.2	8.2	7	8.1	30.5	20	22.2
Rb	57.6	81.4	58.7	43.5	43.5	39.3	44.7	35.9	26.9	13.5
Sn	1	4	1	1	1	1	1	1	1	2
Sr	462.5	130.5	270.2	488	488	442.6	470.2	765.1	570	663.9
Ta	1.4	2.3	2.3	0.6	0.6	0.5	0.6	1.7	1.2	1.2
Th	9.3	23.9	18.3	4.5	4.5	4.9	5.1	3.8	3.9	2.7
U	2	3.8	2.8	1.6	1.6	1.4	1.6	1.2	1	0.6
V	98	8	14	18	18	19	21	199	142	194
W		1./	0.9	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.5
Zr	166.8	140.7	14/	98.1	98.1	105.7	95 7.5	164.2	1/1.8	181./
Y	16.1	15.6	9.8	8	8	5.8	/.5	23	21.2	22.7
La	30 50 (	25.5	25.1	19.4	19.4	18.1	17.9	28.5	23.8	24.9 54.7
Ce Dr	59.0	40.J	33.3 2.40	34.1	34.1	31.5	31.7	50.7	48.9	54.7
Pr Na	0.19	5.14 17 4	5.42 11	5.05 12.6	5.05 12.6	5.51 11.4	5.57 11.5	0.72	5.0 20.5	0.70
ING Sm	20.8	17.4	176	12.0	12.0	11.4	11.5	23.8 4 91	20.5	20.4 5.22
SIII En	5.5	0.52	1.70	2 0.6	2 0.6	1.65	1.95	4.01	4.00	5.52 1.71
Eu Cd	1.03	2.63	1.61	1.82	1.82	1.5	1.60	1.0	3.08	5.05
- Gu Th	0.52	0.48	0.27	0.26	0.26	0.2	0.24	0.76	0.66	0.78
	2.69	276	1.56	1.37	1 37	1.04	1 27	4.2	3.76	4 32
Ho	0.55	0.53	0.32	0.26	0.26	0.19	0.24	0.83	0.76	0.82
Er	1.52	1 45	0.92	0.20	0.20	0.12	0.21	2.31	2.1	2.19
Tm	0.28	0.24	0.15	0.11	0.11	0.08	0.11	0.34	0.34	0.35
Yb	1.52	1.54	1.11	0.65	0.65	0.52	0.64	2.15	2	2.07
Lu	0.26	0.22	0.19	0.11	0.11	0.08	0.1	0.33	0.32	0.3
Mo	0.3	0.3	0.1	0.1	0.1	0.3	0.3	2.1	1.7	0.4
Cu	19.4	1.2	2.9	4.1	4.1	6.5	6.1	28.3	5.2	44.3
Pb	1	2.8	2.1	0.6	0.6	0.9	0.6	1.6	1.3	0.7
Zn	41	48	11	6	6	5	6	64	43	42
Ni	21.9	0.5	1.6	0.9	0.9	1.3	1.3	46.9	75.9	66.4
As	2.6	0.6	5	0.5	0.5	0.6	0.5	1.9	2	0.6
Cd	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Sb	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ag	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Au	1.5	6.4	3.7	1.9	1.9	14.5	0.5	0.5	1.6	0.8
Hg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Tl	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Se	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5

ادامه جدول ب (نتايج آناليز ژئوشيميايي منطقه مورد مطالعه)

نوع سنگ			داسيت				آندزيت			تراکی داسیت	
شماره نمونه	A5	T12-12	T5-13	T10-1	T10-5	T2-2	T14-1	T1-10	T14-4	T5-5	
محل	گنبد	گنبد	گنبد قوچ	د	گنب	روستای	جنوب گسل	شرق روستای	جنوب گسل	گنبد قوچ	
برداشت	ارسنگ	زهان	قو	ان	گاھ	كلاته بام	نوروزى	كلاته بام	نوروزى	قو	
Major Oxide	•										
SiO2	65.346	67.936	65.564	66.44	66.798	64.73	61.332	61.675	65.082	63.396	
Al2O3	19.192	17.307	17.072	18.104	17.556	19.543	18.255	18.128	18.503	19.814	
FeO	2.21	1.39	1.67	0.8	2.16	7.45	3.19	3.77	0.26	1.47	
Fe2O3	0.883	0.557	0.835	0.4	0.865	2.236	1.118	1.321	0.131	0.589	
FeOtotal	3.093	1.947	2.505	1.2	3.025	9.686	4.308	5.091	0.391	2.059	
MgO	1.395	0.928	2.664	1.433	1.35	0.367	1.936	1.859	0.743	2.369	
CaO	2.444	4.7	4.488	4.554	4.673	3.988	7.765	6.036	3.362	3.639	
Na2O	5.284	4.498	4.644	4.015	4.172	3.805	4.118	4.157	4.61	6.537	
K2O	2.454	1.745	1.057	1.85	1.922	1.816	1.362	2.043	4.311	0.701	
TiO2	0.458	0.272	0.435	0.335	0.337	0.612	0.594	0.654	0.578	0.427	
P2O5	0.159	0.274	0.167	0.127	0.116	0.222	0.263	0.313	0.253	0.148	
MnO	0.081	0.04	0.052	0.051	0.051	0.02	0.061	0.041	0.052	0.02	
Cr2O3	0.002	0.002	0.008	0.003	0.003	0.008	0.003	0.006	0.002	0.003	
L.O.I	2.3	1.8	0.9	2.3	0.9	0.4	1	0.9	1.7	2.2	
Norm											
Apatite	0.37	0.64	0.39	0.3	0.27	0.49	0.61	0.73	0.6	0.35	
Ilmenite	0.87	0.52	0.84	0.65	0.64	1.11	1.13	1.24	0.67	0.82	
Orthoclase	14.52	10.35	6.33	11.14	11.36	10.24	8.05	12.07	26.03	4.18	
Albite	44.75	38.2	39.84	34.63	35.3	30.73	34.05	35.18	39.05	55.81	
Anorthite	11.1	21.6	21.46	22.18	22.43	17.5	27.31	24.77	17.35	17.24	
Crundum	3.78	0.13	0.54	1.55	0.39	4.39	0	0	0.76	2.06	
Magnetite	1.28	0.81	1.23	0.59	1.25	2.92	1.62	1.92	0	0.86	
Hematite	0	0	0	0	0	0	0	0	0.13	0	
Diopside	0	0	0	0	0	0	7.82	2.59	0	0	
Hyperstene	6.2	4.04	8.5	4.33	6.15	11.53	5.04	8.17	0	7.51	
Quartz	17.13	23.71	20.87	24.62	22.2	21.09	13.58	13.33	14.47	11.17	
Olivine	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Nepheline	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Sum (%)	4.0.0		100				100	100		100	
)Phases(	100	100	100	100	100	100	100	100	99.87	100	
D.I	76.39	72.25	76.05	70.44	68.87	62.05	56.46	60.57	80.36	71.17	
S.I	11.55	9.10	21.80	15.49	10.20	3.37	20.43	10.47	5.32	18.66	

ادامه جدول ب (نتايج آناليز ژئوشيميايي منطقه مورد مطالعه)

نوع سنگ			داسيت			آندزيت			تراکی داسیت	
شماره نمونه	A5	T12-12	T5-13	T10-1	T10-5	T2-2	T14-1	T1-10	T14-4	T5-5
Trace Ele	ment									
Sc	6	4	9	8	7	11	8	11	3	7
Ba	476	389	323	409	436	439	569	460	1175	258
Be	1	1	1	1	1	1	1	1	3	1
Co	/	4./	9.1	07	6.5	9.5	10.9	12.9	/.5	4
	0.5	0.9	0./ 14.6	0.7	0.7	0.9	0.9	1.0 16 1	1.8	0.2
Ga Uf	13.8	10.8	14.0	10.5	13.0	10.4	17.5	10.1	19.1	15
	5.2 24.4	2.0 6.0	5.7 14 A	2.9	2.9	4.5	3.4 16	4.5	0.9 81 /	5.0 14.6
Rh	24.4 66 4	37.6	32.4	10.0 44 8	43.5	22.2 44 9	31.8	20.9 46 3	127.7	14.0
Sn	1	1	1	1	+3.5 1	1	1	1	2	10.5
Sr	346.1	563.8	512.2	507.8	516.3	469.4	710	563.7	759.7	489.8
Ta	2.5	0.5	1.1	0.9	0.9	1.5	1.1	1.3	5.6	1.1
Th	12.8	4.7	10.3	7	7	11.1	7.9	9.5	33.7	10
U	3.7	1.4	2.6	2.1	1.9	2	1.6	2.1	3.9	2.5
v	44	21	61	45	41	61	68	82	33	60
W	1.2	0.5	0.8	0.7	0.7	1.1	0.8	1.8	2.2	0.5
Zr	111.4	93.5	133.1	104	99.5	170.9	126.6	169.1	284.8	134.4
Y	11.8	18.6	13.3	8.1	7.2	14.2	9.4	14.9	13.3	13.4
La	28.9	38.1	26	19.3	19.3	27.5	30.2	32.6	74.6	21
Ce	48.3	79.1	44.1	33.6	31.5	49.5	52.8	57.1	122	41.4
Pr	5.05	8.9	4.72	3.64	3.43	5.44	5.54	6.12	11.33	4.52
Nd	16.9	31.6	16.3	12.9	11.5	20.1	18.5	21.6	33.7	15.6
Sm	2.67	4.74	2.79	2.15	1.93	3.37	2.91	3.63	4.38	2.52
Eu	0.72	0.79	0.76	0.63	0.6	0.95	0.96	1.03	1.3	0.68
Gđ	2.38	4.43	2.62	1.84	1.6/	3.27	2.54	3.19	3.43	2.5
	0.50	0.01	0.4	0.27	0.25	0.3	0.50	0.49	0.44	0.59
Dy Ho	2.01	5.50 0.62	2.25	0.28	0.27	0.52	0.34	2.73	2.31	2.5
Fr	1.13	1.67	1.28	0.28	0.27	1.42	0.92	1.52	1.27	1.31
Tm	0.2	0.25	0.21	0.12	0.12	0.23	0.12	0.25	0.21	0.21
Yb	1.31	1.39	1.39	0.77	0.72	1.37	0.88	1.54	1.39	1.35
Lu	0.2	0.19	0.22	0.12	0.12	0.21	0.14	0.23	0.22	0.21
Мо	1	0.1	0.2	1.2	1.2	0.1	0.6	1.7	1.3	0.1
Cu	8.6	6	3.3	20.3	22.5	11.3	13.4	13	4	1.4
Pb	16.7	0.8	5.3	0.7	0.4	4.2	1.4	4.8	15.1	0.7
Zn	39	6	29	25	26	32	11	33	37	6
Ni	8	1.6	16.7	7.1	7.7	24.4	7.3	19.1	3.2	20.8
As	0.5	1.8	2.3	0.5	0.5	1.5	1	10.8	1.7	2.7
Cd	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ag	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
AU U~	0.5	1.4	0.5	1.9	0.5	0.5	1.4	0.5	1.2	1.8
	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Se	0.5	0.5	0.5	0.5	0.1	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5

.(۱۳۸۲)	فتاحى	كوه،	ماهرخ	گنبد	سنگی	۶ نمونه	شیمیایی	آناليز
---------	-------	------	-------	------	------	---------	---------	--------

Sample	Fm.3	Fm.29	Fm.6	Fm.35	Fm.17	Fm.10
	بازالت	بازالت	آندزيت	ريوداسيت	ريوداسيت	داسيت
SiO2	50.7	51.21	60	68.6	70.8	65.8
Al2O3	18.05	17.9	16.62	16.1	16.03	15.9
FeO	3.24	5.94	2.52	0.99	0.54	0.27
Fe2O3	5.71	3.36	2.68	2.41	2.06	2.23
MgO	5.8	5.72	1.7	1.36	0.65	0.8
CaO	7.5	7.3	5.3	4.24	3.44	3.5
Na2O	5	4.6	4.2	3.8	4.2	4.4
K2O	1.3	1.7	1.4	1.6	1.8	2
TiO2	1.1	1.2	0.6	0.4	0.3	0.3
P2O5	0.65	0.73	0.35	0.12	0.12	0.15
MnO	0.15	0.18	0.06	0.06	0.05	0.06
Ba	275	320	410	430	490	460
Со	32	31	15	8	5	7
Cs	0.73	0.77	0.98	0.67	0.8	0.76
Hf	7.2	6.3	6.4	5.9	6.9	7
Nb	26	22	15	7	7.5	9
Rb	40	37	38	41	47	43
Sr	820	850	440	500	455	458
Та	0.81	0.87	0.72	0.91	0.68	0.78
Th	3.5	3.6	11	5.5	5	4.8
V	150	125	85	21	29	25
Zr	137	120	121	132	140	138
Y	22	24	16	6.5	6	5
La	32	32	28	18	20	17
Ce	61	55	49	34	33	30
Nd	25	27	18	11.5	12	10.3
Sm	5.5	5	3.2	2.2	2	1.85
Eu	1.63	1.62	1	6.4	0.7	0.55
Gd	4.5	4	3.2	1.85	1.5	1.2
Tb	0.56	0.43	0.72	0.48	0.61	0.54
Dy	3.9	4	2.8	1.3	1	0.9
Er	2.3	2.3	1.6	0.7	0.46	0.5
Yb	2.2	2	1.42	0.46	0.35	0.37
Ni	325	250	254	141	180	150

## Abstract

Cenozoic calc-alkaline volcanic belt of south of Quchan is located in north of Sabzevar ophiolitic belt in south side of Binaloud zone. This belt has been composed of Eocene basic-intermediate rocks and Neogene basic and intermediate-acid rocks. In this arc, magmatic activities has been started since Eocene (about 40 Ma ago) and continued to Pliopleistocene (about 2 Ma ago). The ages of volcanic rocks range from Eocene to Plio-pleistocene from south (in adjacent to the ophiolitic and metamorphic belt) to north (in south of Quchan) respectively. Neogene northern part of this arc composed of pyroclastic units and several domes contain trachyandesites, trachytes, dacites and rhyodacites(2-12 Ma ago) Existence of Eocene volcanic enclaves and gneissic, siltstonic, marlly and pellitic enclaves, appearance and disappearance of some mineral phases, corrosions and chemical disequilibriums of some phenocrysts and sieve textures are some evidences of magmatic contamination.

A clear positive anomaly in LREE and LILE and a negative anomaly in HREE found in the rocks of Neogene domes. Negative anomalies in HFSE(e.g. P, Nb, Ti) which is the indicator of arc settings, also found in the rocks. Calc-alkaline nature, the role of fractional crystallization, assimilation and magmatic contamination in the genesis and evolution of magma, continental arc subduction setting, presence of an eclogitic or garnet-amphibolitic source rock resulted from metamorphism of subducted oceanic crust in the area indicated by geochemical evidences. geochemical characteristics studies indicate rocks the area have adakitic nature and are from type high silicic adakite. This adakitic magma was the latest melts resulted from partial melting of Sabzevar Neotethyan subducted oceanic crust and its overlaying mantle wedge in a young arc subduction zone with northward dip that subducted beneath the south side of Binalood zone.

Keywords: Petrology, Geochemistry, Continental arc, Adakite, Quchan



**Faculty Of Science** 

## Petrogenesis of Neogene Igneous Rocks in the North Anbarabad (Mashkan)

Ali Tanha

Supervisor: Dr. H. Ghasemi

Summer 2009