



دانشکده علوم زمین گروه پترولوژی و زمینشناسی اقتصادی پایان نامه کارشناسی ارشد

شیمی کانی و تعیین شرایط تبلور در توده نفوذی قشلاق، منطقه خوش ییلاق، شمال شاهرود

دانشجو:

زهرا شيدايي الاشلو

استاد راهنما:

### دكتر حبيباله قاسمى

پایاننامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

بهمن ۱۳۹۶

		12 A	
		(*)	
	۶۱	ن معمد مصيلات دور م	
í	,		
شماره:			
تاريخ: ٦/ ١٢ ٧	باسمەتعالى	(M)	
N		داسکادهشتی با سرود	
		مديريت تحصيلات تكميلى	

فرم شماره (٣) صور تجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم زهرا شیدایی الاشلو با شماره دانشجویی ۹۴۱۰٬۷۷۴ رشته زمینشناسی گرایش پترولوژی تحت عنوان شیمی کانی و تعیین شرایط تبلور در توده نفوذی قشلاق، منطقه خوش ییلاق، شمال شاهرود که در تاریخ ۱۳۹۶/۱۱/۱۱ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام میگردد:

		مردود 🗌	قبول (با درجه: 1⁄2 )
		عملی 🔽	نوع تحقيق: نظرى 🗌
امضاء	مرتبة علمي	نام ونام خانوادگی	عضو هيأت داوران
te	استاد تمام	دكتر حبيب الهِ قاسمی	۱_استادراهنمای اول
			۲ – استادراهنمای دوم
			۳- استاد مشاور
	استاد	دکتر عزیز اله طاهری	۴ – نماینده تحصیلات تکمیلی
	استاديار	دكتر فرج اله فردوست	۵- استاد ممتحن اول
We	استاديار	دکتر مهدی رضایی	۶استاد ممتحن دوم

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: ولسم ور ایر م Tie ay 11/1 ٣

... تقدیم به بدر و مادر غریز م خدای رایسی شاکرم که از روی کرم پدر ومادری فداکار نصیبم ساختهٔ ما درسایه درخت برمار وجودثان بیاسایم وازر شه آنها شاخ و برک کسیرم واز سایه وجود شان دراه کسب علم ودانش تلاش نایم. والديني كه بودنشان تاج افتخاري است بر سرم و نامثان دليلي است بربودنم چرا که این دو وجود پس از پروردگارمایه بستی ام بوده اند دستم راکر فتند وراه رفتن را در این وادی زندگی پر از فراز و نشیب آموختند. آموزگارانی که برایم زندگی؛ بودن و انسان بودن رامعنا کردند حال این برک سنری است تحفه درویش تقدیم آنان . . . . به پاس تعبیر عظیم وانسانی شان از کلمه ایثار واز خودکذ شگان به مای عاطفه سر شار و کرمای امد بخش وجود ثان که در این سردترین روزگاران به ترین پشتیان است به پاس قلب بای بزرگشان که فریادرس است و سُرکر دانی و ترس در پناہشان به شجاعت می کراید وبه پاس محبت ، می بی در بغثان که هرکز فروکش نمی کند. این مجموعه را به مدر وماد عزیز م تقدیم می کنم .

ساس وقدر دانی سایس و سآیش محضوص خداوندی است که نعمت بزرک تعقل و انسانیت را به آ دمی ارزانی داشت و بمواره انسان را از خوان . نعمت پهی بی در یغش بهره مند ساخت. اینجانب در طول تحصیل از ر، سمود پهی ارزنده و بی دریغ افراد بزرگواری برخور دار بودم که بر خودلازم مىدانم از زحات بى شائبه ايثان با زبانى قاصر قدردانى نايم. درابتدا از اسآدرابهای بزرگوارم جناب آقای دکتر حبیب اله قاسمی که باسعه صدر وبزرگواری اینجانب رامشمول الطاف خود ساختند و تامی موانع موجودرابرایم ہموار نمودند شکر و قدردانی می نایم . بهچنین از **خانم سارا کردیده**، ساسکزاری نموده و از خداوند متعال برای این بزرگوارا توفیق و عمری باعزت و سربلندی رامسالت مى نايم. و سایس آخر را تقدیم می کنم به مهربانترین دوستانم ، **خانم محبوبه عرب زاده بنی اسدی، محبوبه طالبی زاده و سیاتوکلی** که بمیشه حامی و مثوق ىندە بودەاند.

زهراشدا بی الاسلو بهمن ماه ۱۳۹۶

در برخی نواحی زون البرز در قاعده سازند شمشک، یک سری سنگهای آذرین مافیک به صورت گدازه و یا تودههای نفوذی وجود دارند که توسط زمین شناسان متعددی در مناطق مختلف البرز از جمله البرز شرقی گزارش شدهاند. تودههای نفوذی مورد مطالعه در این منطقه دو سیل تفریق یافته، هر کدام به ضخامت حدود ۵۰ متر می باشند که در میان شیل ها و ماسه سنگ های بخش زیرین سازند شمشک رخنمون دارند. بخشهای بالا و پایین این سیلها دارای حاشیه انجماد سریع بوده و بسیار دانه ریز هستند. سنگهای آذرین سیلهای قشلاق شامل انواع سنگهای تفریق یافته مانند الیوین گابرو، گابرو-گابرودیوریت، دیوریت، مونزودیوریت – مونزونیت و سینیت میباشند. این سنگها دارای بافتهای دانهای، اینتر گرانولار و افیتیک بوده و از کانی های اصلی الیوین، فلدسپات (پلاژیو کلاز و آلکالی فلدسپات)، کلینوپیروکسن و آمفیبول تشکیل شدهاند. در نمودارهای پترولوژیکی و تکتونوماگمایی، ماهیت آلکالن و جایگاه درون ورقه قارهای این سنگها به اثبات رسیده است. در نمودارهای چند عنصری بهنجار شده به کندریت و گوشتهی اولیه، غنی شدگی از LREEs و عناصر شدیداً ناسازگار و تهی شدگی از HREEs و نبود ناهنجاری Eu مشاهده میشود. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسنهای موجود درسنگهای آذرین منطقه قشلاق غالباً از نوع اوژیت بوده و ، در محدوده پیروکسنهای گروه آهن- منیزیم- کلسیم (Quad) و فقير از سديم قرار مي گيرند. با توجه به محاسبات دما-فشارسنجي كلينوپيروكسن ها معلوم گرديد كه دمای تشکیل این کانی برابر ۱۱۰۰ تا ۱۱۵۵ درجهسانتی گراد، در فشارهای ۵ تا ۱۰ کیلوبار میباشد. ترکیب فلدسپاتهای موجود در سنگهای آذرین منطقه درگسترهای بین Ab20.91 An79.09 – Ab99.52 Ano.48 (آنور توكلاز، آلبيت) و Ab99.88 Oro.21 - Ab1.39 Or98.61 (آنور توكلاز، آلبيت) قرار مي گيرند. آمفیبولهای مورد بررسی موجود در این سنگها، در گروه آمفیبولهای کلسیک با ترکیب اکتینولیت، هورنبلند، منیزیوهورنبلند، هورنبلند چرماکیتی تا چرماکیت بوده، و از نظر تکتونیکی در گسترهی آمفيبولهاي درون ورقهاي قرار مي گيرند.

**کلمات کلیدی:** سازند شمشک، البرز شرقی، ماگماتیسم مافیک، سیل، قشلاق

## مقالات مستخرج از پایان نامه

۱- شیدایی الاشلو، ز، قاسمی، ح. "ژئوشیمی و پتروژنز سیل گابرویی قشلاق، شمال شاهرود: شاهدی بر ماگماتیسم آلکالن محیط کششی پشت کمانی ژوراسیک البرز شرقی"، نخستین کنگره بین الملی ژوراسیک ایران و کشورهای همجوار، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور \_ مشهد، مهر ۱۳۹۶.

۲- شیدایی الاشلو، ز، قاسمی، ح. " *شیمی کانی و شرایط فیزیکی تبلور در سیل گابرویی قشلاق (شمال شاهرود)*"، بیست و پنجمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه یزد، بهمن ۱۳۹۶.

### فهرست مطالب

صفحه	عنوان
	فصل اول: کلیات
۲	۱–۱– مقدمه
۲	۲-۱-موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راههای ارتباطی
۵	۱-۳- آب و هوا و پوشش گیاهی
۶	۱–۴– ژئومورفولوژی منطقه
۹	۱-۵- مطالعات پیشین
۱۳	۱–۶– اهداف مطالعه
۱۳	۱-۷- روش تحقیق

## فصل دوم: زمین شناسی عمومی منطقه

١۶	۲–۱– مقدمه
١٧	۲-۲- پیکرههای سنگی در بردارنده واحد آذرین قشلاق
۱۹	۲-۳- پیکره آذرین قشلاق
۲۷	۲-۴- تکتونیک منطقه مورد مطالعه
۳۰	۲-۵- منابع معدنی منطقه مورد مطالعه

## فصل سوم: پتروگرافی

۳۲	۳–۱– مقدمه
۳۲	۳-۲- مشخصات پتروگرافی سیل منطقه قشلاق
۳۴	۳-۲-۱ اليوين گابرو
۳۷	۲-۲-۲ گابرو – گابروديوريت
۴۲	۳-۲-۳ ديوريتها
49	۳-۲-۴ مونزونیت – مونزودیوریت
۴۸	۳-۲-۵ سينيت

# فصل چهارم: شیمی کانیها

۴–۱–مقدمه
۴-۲- مراحل انجا
۴-۳- ترکیب شی
۴-۴- شیمی کانے
۴–۴–۱– شیمی آ
۴-۴-۳-۱ تعيين
۴–۴–۲– شیمی پ
۴-۴-۲-۱- تعيين

شيمي كاني كلينوپيروكسن۶۴	۴-۴-۲-۲- تعیین محیط تکتونیکی سنگهای منطقه براساس
۶۷	۴–۴–۳ شیمی فلدسپات
۶۹	۵-۴- دما – فشارسنجی (Geothermobarometerry)
٧٠	۴-۵-۱-دما و فشارسنجی کلینوپیروکسن
٧٠	۴-۵-۱-۱- دماسنجي کلينوپيروکسن
٧٣	۴-۵-۱-۲- فشارسنجي کلينوپيروکسن
۲۵	۴-۵-۲- دما و فشار سنجی آمفیبول
۷۵	۴-۵-۲-۱- فشارسنجي آمفيبول
٧٩	۴-۵-۲ دماسنجی آمفیبول
٨٢	۴-۶- تعیین فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل آمفیبولها
λ٣	۴–۷– مدل تکامل تبلور کلینوپیروکسن و آمفیبول

## فصل پنجم: ژئوشیمی و پتروژنز

۸۶	
۵–۲– منابع بروز خطا در طی آمادهسازی و تجزیه شیمیایی نمونهها۸۷	
۵–۳–تحصیح دادههای حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی نمونهها۸۸	
۵-۳-۵- تحصیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I)	
۹۳Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO تصحیح نسبت -۲-۳-۵	
۴-۵- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و رده بندی سنگهای مورد مطالعه	
۹۵-۱-۴-۵ ردهبندی نورماتیو	
9۶-۲-۴-۵ ردهبندی شیمیایی	
۹۸-۴-۵- بررسی تغییر و تحولات سنگهای مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات۹۸	
۵-۵- بررسی تحولات ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب	
تفريق	
۵-۶- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر	
۵–۷– نمودارهای بهنجارشده	
۵-۷-۱ نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت	
۵-۷-۲ نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه	
۵-۸- تعیین سری ماگمایی	
۱–۸–۵ - نمودارهای Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O در مقابل SiO <sub>2</sub>	
۲-۸-۵- نمودارهای نسبت Y/Nbدر برابر Zr ،TiO <sub>2</sub> در مقابل P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> و Nb/Y در برابر Zr/TiO <sub>2</sub>	
۲-۸-۵–۳۰ نمودار Th در برابر Hastie <i>et al.</i> , 2001) Co-۸-۵	
۵-۹- جایگاه تکتونیکی	
۵-۹-۱- تعیین محیط تکتونوماگمایی تشکیل نمونههای بازیک آلکالن مورد مطالعه	
۵-۹-۲- تعیین محل منشأ سنگهای سیل منطقه قشلاق	
۵-۱۰- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگهای آذرین مورد مطالعه در قاعدهی سازند شمشک	

	فصل ششم
۱۳۴	۶-۱-۴ نتیجه گیری
۱۳۷	۲-۶- پیشنهادات
١٣٧	منابع

فهرست جداول

صفحه	منوان
	فصل سوم
يكروسكوپى	جدول ۳–۱- علائم اختصاری استفاده شده در تصاویر م

# فصل چهارم

۵۹	جدول۴-۴- نتایج ریزپردازش و محاسبه فرمول ساختمانی آمفیبولها
<i>\$</i> 9	جدول ۴-۵- نتایج تجزیهی مایکروپروب الکترونی بر روی کلینوپیروکسنها
۶۹	جدول ۴-۶- نتایج تجزیهی مایکروپروب الکترونی بر روی پلاژیوکلازها
Nimis and Taylor., )	جدول۴–۷- میزان دمای محاسبه شده برای کلینوپیروکسنها با استفاده از روش
۷۱	
زمين دماسنجي	جدول ۴–۸- مقادیر محاسبه شده دمای تشکیل بلورهای مختلف آمفیبول با استفاده از روش
٨٠	(Blundyand Hollad.,1990)
رمین دماسنجی( Ridolfi	جدول ۴–۹- مقادیر محاسبه شده دمای تشکیل بلورهای مختلف آمفیبول با استفاده از روش
۸۱	(et al,2010
۸۳	جدول۴-۱۰- مقادیر محاسبه شده LogfO2 سنگهای آذرین درونی قشلاق

# فصل پنجم

جدول ۵–۱– مشخصات نمونههای سنگی انتخاب شده جهت تجزیهی شیمیایی
جدول ۵–۲- نتایج خام تجزیه شیمیایی نمونههای منطقه قشلاق۹
جدول ۵–۳- نتایج خام تجزیه شیمیایی نمونههای جمشیدی(۱۳۸۹)
جدول ۵-۴- نتایج تجزیه شیمیایی نمونههای منطقه قشلاق پس از حذف مواد فرار و تحصیح مقادیرFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO
مقادیر کانیهای نورمتایو
جدول۵-۵- نتایج تجزیه شیمیایی نمونههای جمشیدی (۱۳۸۹) پس از حذف مواد فرار و تحصیح مقادیرFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO
مقادیر کانیهای نورمتایو
پيوست
جدول۴-۱- نتایج مایکروپ الکترونی آمفیبولهای موجود در سنگهای آذرین سیلهای قشلاق
جدول۴-۲- نتایج مایکروپ الکترونی پیروکسنهای موجود در سنگهای آذرین سیلهای قشلاق
جدول۴-۳- نتایج مایکروپ الکترونی فلدسپاتهای موجود در سنگهای آذرین سیلهای قشلاق

### فهرست اشكال

صفحه	عنوان
	فصل اول
۴	شکل ۱-۱- موقعیت زمینشناسی منطقه منطقه قشلاق در گردنه خوش ییلاق
۴	شکل۱-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه و راههای دسترسی به آن
۵	شکل۱-۳- عکس ماهواره ای از موقعیت توده آذرین که با کادر مشخص شده است
٨	شکل۱-۴- نقشه توپوگرافی منطقه قشلاق در گردنه خوش ییلاق
٩	شکل ۱-۵- تصویر ماهوارهای ۳بعدی از منطقه قشلاق در گردنه خوش ییلاق

	فصل دوم
۱۷	شكل ۲-۱-نقشه واحدهاي ساختماني - رسوبي ايران اشتوكلين (۱۹۶۸و۱۹۷۷)
۱۹	شکل ۲-۲- ستون چینهشناسی سازند شمشک در منطقهی قشلاق
74	شکل ۲-۳- نقشه زمین شناسی منطقه خوش ییلاق
۲۵	شکل۲-۴- شیلهای ذغالدار درون توالی شیل و ماسه سنگ سازند شمشک در منطقه قشلاق
۲۵	شکل۲-۵- ریشه درخت فسیل شده موجود درون رسوبات سازند شمشک در منطقه قشلاق
۲۵	شکل۲-۶- پوشیده شدن تدریجی سازند شمشک توسط سازند فارسیان در منطقه قشلاق
۲۵	شکل۲-۷- نمایی دور از حضور سیل قشلاق در لایههای شیلی- ماسه سنگی شمشک
۲۵	شکل۲-۸- تصویری از حضور گدازه بازالتی در منطقه قشلاق
شمشک۲۵	شکل۲-۹- الف- ب - نفوذ دایک مونزونیتی و میکروگابرویی به درون توالی شیل و ماسه سنگ سازند
۲۶	شکل۲-۱۰- تصویری از حاشیه انجماد سریع سیل قشلاق
78	شکل۲-۱۱- تصویری از اپیدوتزایی در سنگهای گابرویی و ایجاد رنگ سبز در سنگ
۲۶	شکل۲-۱۲- بلورهای درشت هورنبلند سبز در نمونه مونزونیتی
۲۶	شکل ۲-۱۳- نمایی نزدیک از حضور زینولیتهای ماسه سنگی پخته شده در سیل قشلاق
۲۷	شکل۲–۱۴– تصویری از تشکیل اکسیدآهن بر روی شیلهای
ق	شکل۲-۱۵- اسکارنزایی آهن (الیژیست) در سطح سنگهای آذرین مافیک نفوذی در منطقهی قشلا
ق	شکل۲-۱۶- تصویری از ماسه سنگ پخته شده و تغییر رنگ و اندازه دانه داده در مجاورت سیل قشلا
۲۹	شکل ۲-۱۷- نقشه ساده ساختارهای منطقه تهیه شده در محیط GIS

### فصل سوم

۳۶	شكل۳-۱- تصويري از نمونه دستي اليوين گابرو با ظاهر ملانوكرات در سيل قشلاق
	شکل۳-۲- تصویری از بافت اینترگرانولار و حضور الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در نمونه الیوینگابروی
۳۶	قشلاق(XPL)
۳۶	شکل۳-۳⊣لف- ب - تصویری از حضور کانی الیوین در نمونه الیوین گابروی قشلاق(XPL) ، (PPL)
۳۶	شکل۳-۴-الف- ب - تصویری از حضور کانی هورنبلند قهوهای در نمونه الیوین گابروی قشلاق(XPL) ، (PPL)
۴۰	شکل۳-۵- تصویری از نمونه دستی گابروی قشلاق با ظاهر مزوکرات

۴۰	شکل۳-۶- تصویری از بافت اینتر گرانولار و افیتیک در نمونه گابرویی قشلاق(XPL)
در	شکل۳-۷- تصویری از پلاژیوکلازهای دو نسلی و پلاژیوکلازهای دارای منطقه بندی ترکیبی و حاشیه خورده شده
۴۱	نمونه گابرویی قشلاق(XPL)
۴۱	شکل۳-۸-الف- ب - تصویری از پیروکسن اورالیتی شده در نمونه گابرویی قشلاق(XPL) ، (PPL)
۴۱	شکل۳-۹- تصویری از حضور کانی بیوتیت، در نمونه گابرودیورتی قشلاق(XPL)
	شکل۳-۱۰- الف- ب - تصویری از کانیهای اسفن، آپاتیت، هورنبلند، پلاژیوکلاز و آپاتیت در نمونههای گابرویی
۴۱	قشلاق(XPL) ، (XPL)
۴۲	شکل۳-۱۱- الف- ب - تصویری از حضور کانی الیوین در نمونه گابرویی قشلاق(XPL) ، (PPL)
۴۴	شکل۳-۱۲ تصویری از سنگ دیوریتی منطقه قشلاق
۴۴	شکل۳–۱۳– الف– ب – تصویری از بافت اینترگرانولار و میکرو گرانولار در نمونه دیوریتی قشلاق(XPL)
۴۵	شکل۳-۱۴- تصویری از پلاژیوکلازهای خودشکل و نیمه شکلدار در نمونه دیوریتی قشلاق (XPL)
۴۵	شکل۳-۱۵-تصویری از حضور آمفیبولهای سبز و بیوتیت در نمونه دیوریتی قشلاق(XPL)
۴۵	شکل۳-۱۶- تصویری از هورنبلند قهوهای و بافت پوئی کیلیتیک در نمونه دیوریتی قشلاق (XPL)
۴۵	شکل۳-۱۷- الف- ب - تصویری از کانی اسفن در نمونه دیوریتی قشلاق(XPL) ، (PPL)
۴۷	شكل۳–۱۸– تصویری از نمونه دستی مونزونیت منطقه قشلاق با ظاهر مزوكرات
۴۷	شكل۳-۱۹- تصويرى از بافت دانهاى نمونه مونزونيتى قشلاق(XPL)
۴۷	شکل۳-۲۰- تصویری از کانی ارتوکلاز در نمونه مونزونیتی قشلاق (XPL)
	شکل۳-۲۱- تصویری از کانی هورنبلند که از حاشیه به کانی پیروکسن تبدیل شده است در نمونه مونزودیوریتی
۴۷	قشلاق(XPL)
۴۸	شکل۳-۲۲- تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به کلریت در نمونه مونزونیتی قشلاق (XPL)
۴۸	شکل۳-۲۳- تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به کانی سریسیت در نمونه مونزونیتی قشلاق(XPL)
۴٩	شکل۳-۲۴- تصویری از نمونه دستی سینیت قشلاق با ظاهر لوکوکرات
۴٩	شکل۳–۲۵– تصویری از بافت دانهای نمونه سینیتی قشلاق (XPL)
۵۰	شکل۳-۲۶- تصویری از کانی پلاژیوکلاز دگرسان شده در نمونه سینیتی قشلاق (XPL)
۵۰	شکل۳-۲۷- تصویری از کانی ارتوکلاز که در  نمونه سینیتی قشلاق به فراوانی مشاهده میشود(XPL)
۵۰	شکل۳−۲۸-الف- تصویری از کانی هورنبلند در نمونه سینیتی قشلاق(XPL)
۵۰	شکل۳–۲۸–ب- تصویری از کانی هورنبلند در نمونه سینیتی قشلاق(PPL)
۵۰	شکل۳-۲۹– تصویری از کانی آپاتیت در نمونه سینیتی قشلاق(XPL)
۵۰	شکل۳-۳۰- تصویری از کانی ثانویه کلسیت در نمونه سینیتی قشلاق(XPL)

# فصل چهارم

، موجود در سنگهای آذرین سیلهای قشلاق۵۵	شکل ۴-۱-الف-ب-نمودار ردهبندی و نام گذاری آمفیبولهای
۵۶	شکل ۴-۲- نمودار تفکیک آمفیبولهای ماگمایی از دگرگونی
یبولهای آذرین و دگرگونی است۵۶	شکل ۴-۳- نمودار Al <sup>IV</sup> در مقابل Al <sup>VI</sup> که تفکیک کننده آمف

شکل ۴-۴- موقعیت امفیبولهای موجود در سنگهای درونی ژوراسیک قشلاق، الف-نمودار Na <sub>2</sub> O در مقابل SiO <sub>2</sub> ب-ج-	
ح-د- نمودارهای ارزیابی ماهیت سنگهای مورد مطالعه با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبولها۵۸	
شکل ۴–۵-موقعیت آمفیبولهای موجود در سنگهای آذرین سیلهای قشلاق در نمودار Na2O در مقابل Al2O3	
شکل ۴-۶- موقعیت آمفیبولهای مورد مطالعه در نمودار SiO <sub>2</sub> در مقابل TiO <sub>2</sub>	
شکل ۴-۷- موقعیت پیروکسن.های مورد مطالعه در نمودارQ-J	
شکل ۴-۸- موقعیت پیروکسن.های مورد بررسی در نمودار مثلثی Wo-En-Fs	
شکل ۴-۹- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار تعیین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسنها	
شکل ۴-۱۰- موقعیت کلینوپیروکسنهای سنگهای درونی ژوراسیک قشلاق در نمودار Ti+Cr+Na در Al	
شکل ۴–۱۱– موقعیت کلینوپیروکسنهای سنگهای آذرین سیلهای قشلاق در نمودار Ti در مقابل Ca+Na۶۳	
شکل ۴-۱۲- موقعیت کلینوپیروکسنهای سنگهای درونی ژوراسیک قشلاق در نمودار Ti در مقابل Ca۶۴	
شکل ۴–۱۳– موقعیت پیروکسن.ها در نمودار Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> در برابر TiO <sub>2</sub> +Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
شکل ۴–۱۴– موقعیت کلینوپیروکسنهای سنگهای درونی ژوراسیک قشلاق نمودار F1-F2F1-F2.	
شکل ۴–۱۵– موقعیت فلدسپاتهای مورده بررسی در نمودار Ab-An-Or	
شـــکـل ۴-۱۶- موقعیـت پیروکســنهـای مورد مطـالعـه در ســنـگهـای آذرین ســیـلهای قشــلاق در نمودار	
مثلثی۷۰	
شکل ۴–۱۷– موقعیت پیروکسن.ها در نمودار تعیین دما XPT در مقابل YPT	
شکل ۴–۱۸– موقعیت پیروکسن.ها در نمودار تعیین فشار XPT در مقابل YPT	
شکل ۴–۱۹–موقعیت پیروکسن.ها در نمودار Al <sup>VI</sup> در برابر Al <sup>IV</sup>	
شکل ۴–۲۰- موقعیت کلینوپیروکسن.ها در نمودار Al <sup>VI</sup> و Al <sup>VI</sup>	
شکل ۴–۲۱– موقعیت آمفیبولهای مورد مطالعه در نمودار Al <sub>Total</sub> در مقابل (Fe <sup>*</sup> +Mg	
شکل ۴–۲۲– موقعیت آمفیبولها در نمودار Ti در مقابل Al <sub>Total</sub>	
شکل ۴–۲۳- موقعیت آمفیبولهای در نمودار Al <sup>IV</sup> در مقابل (Fe/(Fe+MgFe/(Fe+Mg.	
شكل ۴-۲۴- مدل تكامل تبلور كلينوپيروكسنها و آمفيبولها	

فصل پنجم

۹۴	شكل SiO- (Na <sub>2</sub> O + k <sub>2</sub> O) - 1- نمودار (SiO- (Na <sub>2</sub> O + k <sub>2</sub> O)
دیبات نورماتیو و پارامترهای <sup>'</sup> Q و ANOR	شکل ۵-۲- ردهبندی سنگهای مورد مطالعه بر اساس تر
طقه قشلاق در نمودارNa <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O در مقابل SiO2	شکل ۵-۳- موقعیت سنگهای آذرین درونی ژوراسیک من
طقه قشلاق در نموداNa <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O در مقابل SiO2۹۸	شکل ۵-۴- موقعیت سنگهای آذرین درونی ژوراسیک من
۱۰۵ MgO د	شکل ۵-۵- نمودارهای درصد اکسید عناصر اصلی – درصد
ىر ضريب تفريق DI	شکل ۵- ۶ - نمودارهای درصد اکسید عناصر اصلی در براب
۲، Co در مقابل ضریب تفریق D.I Co در مقابل ضریب تفریق	شکل ۵-۷-نمودارهای عناصر کمیاب Zr ، Rb ، Ba ، Sr ، V،
یکدیگر	شکل ۵–۸- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل
ه کندریت برای نمونههای آذرین سیل قشلاق۱۱۶	شکل ۵-۹- نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت با
، گوشته اولیه برای نمونههای آذرین سیل قشلاق۱۱۸	شکل ۵-۱۰- نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به
، نمودارهای تعیین سری ماگمایی	شکل ۵–۱۱- موقعیت نمونههای آذرین سیل قشلاق بر روی
ای آذرین سیل قشلاق	شکل ۵-۱۲-نمودارهای تعیین سری ماگمایی برای نمونهه

177	ىيل منطقه قشلاق	Co برای نمونههای آذرین س	ل ۵–۱۳– نمودار Th در برابر	شک
174	ای آذرین سیل قشلاق	حیط تکتونوماکمایی سنگھ	ل ۵-۱۴- نمودارهای تعیین م	شک
ئابرويى سيل	کانی شناسی محل منشأ نمونههای گ	رجه ذوب بخشی و ترکیب	ل ۵–۱۵– نمودارهای تعیین د	شک
١٢۶			لاق	قشا
نسبت ۱۲۷ Sm/Yb	ودار تغییرات نسبت Ce/Sm در برابر	گابرویی سیل قشلاق در نمو	ل ۵–۱۶– موقعیت نمونههای ٔ	شک
١٢٨	ودار نمودار Dy/Yb در برابر La/Yb .	گابرویی سیل قشلاق در نمو	ل ۵–۱۷– موقعیت نمونههای	شک
١٢٩	ودار تغییرات Zr در برابر Y	گابرویی سیل قشلاق در نمو	ل ۵–۱۸– موقعیت نمونههای	شک
۱۳۰	ودار تغییرات Ce در برابر Ce/Yb	گابرویی سیل قشلاق در نمو	ل ۵–۱۹– موقعیت نمونههای	شک
۱۳۲	ز تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین	مولات تكتونيكى زون البرز ا	ل ۵-۲۰- تصویر نمادین از تح	شک



کلیات

#### ۱–۱– مقدمه

در برخی نواحی زون البرز در قاعده سازند شمشک، یک سری سنگهای آذرین مافیک به صورت گدازه و یا تودههای نفوذی وجود دارند که توسط زمین شناسان متعددی در مناطق مختلف البرز از جمله البرز شرقی گزارش شدهاند. سنگهای آذرین درونی موجود در بخش قاعدهای سازند شمشک، در منطقه قشلاق (ناحیه خوش ییلاق در شمال شاهرود) به شکل سیل، دایک و استوکهای کوچک دیده می شوند. تودههای نفوذی مورد مطالعه در این منطقه دو سیل تفریق یافته، هر کدام به ضخامت حدود ۵۰ متر می باشند که در میان شیلها و ماسه سنگهای بخش زیرین سازند شمشک رخنمون دارند. بخش های می باشند که در میان شیلها و ماسه سنگهای بخش زیرین سازند شمشک رخنمون دارند. بخش های بخش میانی، سنگها دارای حاشیه انجماد سریع بوده و بسیار دانه ریز هستند، اما با حرکت به سمت بالا و پایین این سیل ها دارای حاشیه انجماد سریع بوده و بسیار دانه ریز هستند، اما با حرکت به سمت کابرودیوریت ، مونزونیت – مونزودیوریت و سینیت می باشد. تودههای نفوذی مورد نظر قبلاً به طور کلی و تحت عنوان ماگماتیسم ژوراسیک، توسط مقدسی(۱۳۸۲) و جمشیدی (۱۳۸۹) مطالعه شدهاند، اما تاکنون در خصوص ترکیب شیمیایی کانیهای سازنده آنها (پیروکسن، فلدسپات و آمفیبول) و شرایط فیزیکوشیمیای حاکم بر تبلور ماگهای سازنده آنها، مطالعهای انجام نشده است؛ در این می مطالعه به بررسی این موارد خواهیم پرداخت.

در این فصل به بررسی موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی، پوشش گیاهی و ژئومورفولوژی منطقه پرداخته میشود و در نهایت به سابقه، هدف از انجام مطالعه و روش تحقیق اشاره میشود.

#### ۱-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راههای ارتباطی

منطقه مورد مطالعه در منطقه قشلاق (ناحیه خوش ییلاق) و در نزدیکی روستای حاجی آباد با مختصات جغرافیایی"۲۹ '۵۷ °۳۶ عرض شمالی و "۳۵ '۹۹ °۵۵ طول شرقی در فاصله ۹۰ کیلومتری شمال شرق شاهرود در استان سمنان و ۳۵ کیلومتری جنوب آزادشهر در استان گلستان واقع شده است (شکل۱۱۱۰۰۰۰۰ خوش ییلاق و ۲۵۰۰۰۰ گرگان محسوب می شود.
 محسوب می شود.
 محسوب می شود.
 ناحیه مورد مطالعه بالغ بر ۴۰ کیلومتر مربع وسعت دارد و از نظر جغرافیای سیاسی تابع استان گلستان می باشد. به طور کلی دسترسی به این منطقه به سه صورت امکان پذیر است:
 ۱- از سمت شهرستان شاهرود، کیلومتر ۹۰ جاده شاهرود به آزادشهر بعد از روستای تیل آباد (شکل ۱-

۲- از سمت شهرستان آزادشهر کیلومتر ۳۵ جاده آزادشهر به شاهرود بعد از روستای حاجیآباد (شکل۱-۲)

۳- از طریق شرق (در مسیر مشهد به شاهرود) میتوان از طریق جاده میامی به ریآباد، تیلآباد و غزنوی به این منطقه دسترسی پیدا کرد (شکل۱–۲).

تودههای آذرین مورد مطالعه در این منطقه دارای مختصات جغرافیایی "۳۶ '۱۹ °۵۵ طول شرقی و "۱۶ '۵۸ °۳۶ عرض شمالی میباشند. تصویر ماهوارهای حاصل از دادههای ماهوارهای لندست مربوط به منطقه قشلاق که موقعیت تودههای مورد مطالعه را نشان میدهد در (شکل۱-۳) آورده شده است.



شکل ۱-۱- موقعیت زمین شناسی منطقه قشلاق در گردنه خوش ییلاق.



شکل۱-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه قشلاق و راههای دسترسی به آن.



شکل۱-۳- عکس ماهوارهای از موقعیت تودههای آذرین که با کادر مشخص شده است.

## ۱–۳– آب و هوا و پوشش گیاهی

منطقه قشلاق، جزء مناطق کوهستانی با آب و هوای سرد بوده که به علت واقع شدن در یال شمالی البرز تا حدودی دارای آب و هوای معتدل سرد میباشد. حداقل درجه حرارت در فصل زمستان (آذر ماه لغایت اسفند ماه) به ۱۰- درجه سانتی گراد و حداکثر درجه حرارت در فصل تابستان (تیر لغایت شهریور ماه) به ۳۵- ۴۰ درجه سانتی گراد میرسد. نیمه شمالی رشته کوههای البرز دارای آب و هوای خنک و کوهستانی ولی نیمه جنوبی آن دارای آب و هوای خشک و کویری است. دلیل این امر آن است که منطقه قشلاق در حد فاصل دو نوع آب و هوای خشک و کویری از جنوب و مرطوب و پر باران خزری از شمال جای گرفته است. نزولات جوی در منطقه، اکثراً بصورت باران بوده و در بعضی از مواقع ریزشهای جوی به صورت برف سطح منطقه و بویژه ارتفاعات را میپوشاند. متوسط میزان نزولات جوی در سال به حدود ۲۰۰-۵۰۰ میلیمتر میرسد (بابازاده، ۱۳۹۱). مهم ترین بادهای محلی این منطقه عبارتند از (بابازاده، ۱۳۹۱): الف) باد کویری: باد کویری یا باد سیاه که باد دامغان نیز معروف است و از سمت جنوب به شمال میوزد. این باد همراه با گرد و خاک و هوای گرم است و موجب کاهش رطوبت نسبی منطقه و افزایش گرما میشود.

ب) باد تورانه: باد تورانه یا شمال این باد از شمال به جنوب میوزد و زمان وزش آن روزهای تابستان است. این باد باعث خشکی هوای منطقه شده و برای محصولات زراعی مفید میباشد. پ) باد شهریاری: از شمال غربی به جنوب شرقی میوزد و ابرهای باران زا را با خود به همراه دارد. وزش این باد از بهمن تا اردیبهشت ادامه دارد.

ت) باد میزان: جهت وزش این باد از سمت جنوب به سمت شمال است. فصل وزش آن پاییز بوده و نسیم خنکی را به همراه دارد.

رودخانهها و چشمههای متعددی در این منطقه جریان دارند که از جمله آنها می توان به رودخانههای تیل آباد، رودبار و خاک پیرزن اشاره نمود. منطقه مورد مطالعه به لحاظ نوع اقلیم و خاک دارای تنوع زیادی از نظر پوشش گیاهی است. در بخش شمال و شمال غربی منطقه می توان به درختان جنگلی پهن برگ همچون افرا، بلوط، راش، ولیک و از گیل اشاره کرد و در بخش جنوبی هم که پوشش گیاهی عمده این منطقه را تشکیل می دهد، گیاهان استپی مانند ارس، زرشک و غیره مشاهده می شود.

#### ۱-۴- ژئومورفولوژی منطقه

منطقه مورد مطالعه به دلیل اختلاف ارتفاع زیاد از شمال به جنوب دو ریختشناسی ناهمسان داشته و چین خوردگیها، گسل خوردگیها، بالا آمدگیهای مستمر و فرسایش تأثیر به سزایی بر ریختشناسی آن داشتهاند (درخشی، ۱۳۹۳). وضعیت توپوگرافی و ریختشناسی منطقه به دو قسمت تقسیم میشود:

۱- بخشهای جنوبی و قسمتهایی از شرق منطقه دارای توپوگرافی ملایم تری میباشند، که رسوبات
 کواترنری منطقه را شامل می شوند. این قسمتها بیشتر شامل پادگانههای قدیمی و مخروط افکنهها
 می باشند.

۲- منطقه مورد مطالعه و بخشهای شمالی آن که دارای توپوگرافی خشن و مرتفع است، بیشتر متأثر
 از سنگهای مافیکی و کنگلومرای بازالتی موجود در منطقه میباشند.

هر چند روند ارتفاعات و عناصر ساختاری البرز در مجموع تقریباً شرقی، غربی است، ولی در این منطقه روندها تقریباً شمال شرقی، جنوب غربی است که این تغییر روند به عملکرد گسلهای متعدد منطقه نسبت داده شده است (خسروتهرانی، ۱۳۸۴). بلندترین ارتفاعات منطقه مربوط به سنگهای آهکی سازند لار است و در درجه دوم سنگهای با سن کرتاسه بالایی، دولومیتها و ماسه سنگهای با سن پرمین قرار دارند. ارتفاعات درجه سوم توسط ماسه سنگهای سازند خوش ییلاق، آهکهای نازک لایه سازند الیکا و اسپلیت بازالتهای سلطان میدان و سازند شمشک تشکیل شدهاند. نهشتههای مارنی و ماسه سنگی میوسن در جنوب باختری منطقه ارتفاعات کوتاه تا متوسط را می سازند (علوی و صالحی راد، ۱۳۶۹). نقشه توپوگرافی منطقه قشلاق و تصویر ماهوارهای ۳ بعدی حاصل از دادههای ماهواره لندست به ترتیب در اشکال (۱–۴) و (۱–۵) آورده شدهاند.



شکل ۱-۴- نقشه توپوگرافی منطقه قشلاق در گردنه خوش ییلاق ( با تغییرات از نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان، سازمان تصویرنگاری و نقشهبرداری سازمان ملل و همچنین سازمان نقشهبرداری وزارت دفاع آمریکا ۱۹۹۹)



شکل ۱-۵- تصویر ماهوارهای ۳بعدی از منطقه قشلاق در گردنه خوشییلاق.

#### ۱–۵– مطالعات پیشین

سازند شمشک که نام خود را از دهکده و معدن زغال سنگ شمشک در شمال شرق تهران گرفته است، یکی از گسترده ترین توالیهای رسوبی است که در پهنه ایران ته نشین شده است و توسط زمین شناسان متعددی مورد مطالعه قرار گرفته است.

- ✓ سازند شمشک برای اولین بار توسط آسرتو (Assereto, 1966)، در البرز مرکزی معرفی شده
  است. نامبرده این سازند را به چهار واحد سنگی تقسیم نموده که از پایین به بالا شامل، ماسه
  سنگ پایینی، سری زغالدار پایینی، ماسه سنگ بالایی و سری زغالدار بالایی میباشد.
- ✓ طبقه گفته آقانباتی(۱۳۷۷) گروه شمشک در نقاط مختلف البرز با نام سازند شمشک مشاهده
  می شود و می توان سازندهای غیر رسمی جابان، طرزه، شهمیرزاد و دیکتاش را معادل آن
  دانست.
- ✓ درویشزاده (۱۳۸۹) سازند شمشک را در البرز، تناوبی از لایههای ماسه سنگ، شیل و
  ✓ سنگهای رسی دانسته، که در بین آنها لایههای زغال با ضخامت متفاوت قرار دارند. این

سازند در البرز مرکزی و شرقی عمدتاً دارای آثار زغال است و معادن مهم زغال سنگ کشور در این سازند گسترش دارد.

- ✓ وجود انباشتههای زغال سنگی در تریاس بالا \_ ژوراسیک میانی ایران موجب شده تا در سالهای(۱۹۷۶\_۱۹۷۳) مورد توجه کارشناسان شرکت ملی فولاد ایران قرار گیرد. این کارشناسان با بررسی نهشتههای پارالیک، آبرفتی، دلتایی، دریایی، تریاس پسین \_ ژوراسیک پایینی \_ میانی ایران را به دلیل وجود نشانههای ذخایر زغال سنگ اقتصادی رسوبهای زغالدار ایران نام دادهاند.
- ✓ کیمیایی (۱۹۷۵) با مطالعه رسوبات زغالدار شمشک در ناحیه شاهرود در شمال شرق ایران،
  فقدان میکروفسیلهای دریایی را در آنها حاکی از ته نشست رسوبات در آبهای کم عمق،
  دلتایی یا محیطهای لاگون میداند.
- ✓ طبق گفته (1981) Bragin et al عمده ذخایر دارای ارزش اقتصادی زغال سنگ ایران در شمال
  شرق ایران مربوط به تریاس بالایی تا ژوراسیک میانی\_ زیرین از لایههای زغال دار شمشک است.

بخشی از سنگهای ژوراسیک ایران خاستگاه ماگمایی دارند که ممکن است به صورت سنگهای آتشفشانی و یا توده نفوذی درون سازند شمشک قرار گرفته باشند که آنها نیز توسط زمینشناسان متعددی گزارش شدهاند.

 ✓ در بعضی مناطق فیروزکوه، کندوان، شمال قزوین، شمال سمنان، شاهرود و بخش خاوری سنندج – سیرجان سنگهای آتشفشانی در پایه رسوبهای گروه شمشک قرار دارند ( سازند جابان) که گاهی در اثر دگرسانی به لایههای آهندار با عدسیهای کوچک و بزرگ لاتریت و یا بوکسیت تبدیل شدهاند (آقانباتی، ۱۳۷۷،۱۳۸۳). نبوی (۱۳۶۱) افقهای آهندار یاد شده را سازند پرور نامیده است.

- ✓ نبوی (۱۹۷۵) ضمن بررسیهای زمینشناسی ناحیه سمنان، نهشتههای رسوبی و سنگهای آتشفشانی موجود واقع بین دو سازند اِلیکا (تریاس پایینی میانی) و سازند دلیچای و یا سازند لار (ژوراسیک میانی بالایی)، را به دلیل تشابههای سنگی و نیز جایگاه چینهشناسی برابر سازند شمشک دانسته است. وی نیزسنگهای آتشفشانی را بین دو سازند اِلیکا و شمشک در این ناحیه گزارش کرده و همچنین سازند آتشفشانی جابان را در این ناحیه معرفی کرده است.
- گلاوس (Glaus, 1964) در ناحیه کندوان، در حد فاصل سیاه بیشه و کمربن در حدود ۳۰ متر سنگهای آذرآواری در پایه گروه شمشک گزارش کرده است. وی در قاعده سازند شمشک البرز مرکزی سنگهای آذرین بازیک نیز گزارش کرده است.
- √ سنگهای آتشفشانی گروه شمشک در منطقه قزوین توسط دیویس و همکاران ( Davis et ) سنگهای آتشفشانی گروه شمشک در منطقه قزوین توسط دیویس و مکاران ( *al.*, 1975
- ✓ در نواحی قزوین رشت سنگ های گروه شمشک را با گسترش زیاد گزارش کرده اند و اعلام
  داشتهاند که این سنگها بطور معمول با ناهمسازی روی سنگهای تریاس میانی، پرمین و یا
  کهنتر قرار دارند (Annells *et al.*, 1975).
- ✓ ناحیه خوش ییلاق اولین بار توسط ژنی (Jenny, 1977) و اشتامفلی (Stampfeli, 1977) به صورت قسمتی از رساله دکتری که هدف آن زمین شناسی عمومی ناحیه شاهرود تا علی آباد بود مورد بررسی قرار گرفت، هر چند که این کار یک کار پترولوژیکی نبود ولی تا حدی سنگهای آتشفشانی مافیک ناحیه از نظر میکروسکوپی و همچنین ژئوشیمیایی عناصر اصلی بررسی شدند و برای اولین بار سنگهای بازالتی سلطان میدان توسط ژنی (Jenny, 1977) معرفی شدند.

- ✓ سازند شمشک در زون البرز شرقی در منطقه قشلاق (ناحیه خوش ییلاق) و در ناحیه طرزه،
  ✓ دارای بیشترین ضخامت می باشد (سید امامی ۲۰۰۶؛ سجادی و حکیمی تهرانی، ۱۳۸۷).
- ✓ راد (Rad, 1986) نیز این سازند را در ناحیه قشلاق بررسی نموده و آن را به شش واحد سنگی تقسیم کرده و رسوبات این سازند را محصول رسوبگذاری در یک سیستم رودخانهای ـ دلتایی میداند. وی پایین ترین بخش از رسوبات این سازند (واحد ماسهای ـ شیلی) را مرتبط با رسوبگذاری در محیط رودخانه مئاندری و بقیه واحدهای سازند را به سمت بالا به ترتیب، مرتبط با رسوبگذاری در کانالهای شاخهای (واحد ماسههای کانالی)، محیطهای باتلاقی (واحد شیل سیاه)، بخش جلویی دلتا (واحد ماسه یایینی)، فلات قاره (واحد شیل دریایی) و جزایر سدی (واحد ماسه بالایی) میداند.
- ۲۵ حضور یک توده آذرین درونی را درون سازند شمشک در ۲۵
  کیلومتری آزادشهر گزارش کرده که توسط مقدسی (۱۳۸۲) مورد مطالعه قرار گرفته است.
- ✓ مقدسی (۱۳۸۲) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد به مطالعه برونزدهای سنگهای مافیک
  قاعده سازند شمشک در مناطق شهمیراد، چشمه علی، طرزه و قشلاق در اطراف شاهرود و
  دامغان پرداخته و آنها را به صورت گدازههای بازالتی (در شهمیراد و چشمه علی) و سیل (در
  طرزه و قشلاق) مورد تائید قرار داده است. وی با بررسی پتروگرافی و ژئوشیمیایی این سنگها
  ماهیت همگی را آلکالن دانسته و متعلق به جایگاه کششی درون صفحهی قارهای دانسته است،
  این جایگاه با محیط کششی سازند شمشک سازگار است.
- ✓ میر باقری (۱۳۸۶) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد به مطالعه استراتیگرافی سازند شمشک
  در ناحیه خوش ییلاق پرداخته است.
- ✓ جمشیدی (۱۳۸۹) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد تحت عنوان ماگماتیسم مافیک قاعده
  سازند شمشک در زون البرز شرقی، سنگهای مورد مطالعه در مناطق قشلاق (ناحیهی خوش-ییلاق)، طزره، تالو و کلاتهی رودبار (شمال دامغان) را از نوع نفوذی و به شکل سیل، دایک و

استوکهای کوچک و در منطقهی چشمهعلی (شمال غرب دامغان) از نوع گدازه گزارش کرده است. نامبرده با مطالعات صحرایی و پتروگرافی، توده نفوذی قشلاق را به صورت یک سیل ضخیم (حدود ۱۰۰ متری) با طیف تفریقی الیوینگابرو، گابرو، دیوریت تا مونزونیت از پایین به بالا، درون بخش قاعدهای سازند شمشک گزارش کرده است. وی فعالیت ماگماتیسم آلکالن قاعدهی سازند شمشک را متعلق به یک محیط کششی درون قارهای دانسته که با جایگاه تکتونیکی حوضههای کششی رودخانهای \_ دریاچهای \_ دلتایی حاشیهی قارهای غیرفعال تریاس فوقانی \_ ژوراسیک زیرین البرز مطابقت دارد.

۱–۶– اهداف مطالعه

تودههای مورد مطالعه قبلاً به صورت کلی و تحت عنوان ماگماتیسم ژوراسیک توسط مقدسی (۱۳۸۲) و جمشیدی (۱۳۸۹) مطالعه شدهاند. لذا در این مطالعه به بررسی بیشتر ژئوشیمی سنگ کل و ترکیب شیمیایی کانیهای سازنده آنها (پیروکسن، فلدسپات و آمفیبول) برای بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور ماگمای سازنده تودههای مورد مطالعه خواهیم پرداخت.

#### ۱–۷- روش تحقیق

این مطالعه در پنج مرحله به شرح زیر صورت گرفته است:

۱- مطالعات کتابخانهای: در این مرحله در ابتدا ضمن بررسی و مطالعه مقالات و گزارشهای پیشین و موارد مشابه در دیگر نقاط جهان بوسیله بانکهای اطلاعاتی و اینترنت نسبت به تهیه کلیه نقشهها اعم از نقشه زمین شناسی و توپوگرافی و نیز تصاویر ماهوارهای از منطقه مورد مطالعه اقدام گردید.

۲- مطالعات میدانی شامل برداشت صحرایی: این مرحله شامل بازید کلی از منطقه و برداشت ۵۰ نمونه سنگی از تودههای آذرین مورد نظر، جهت تهیه مقاطع نازک و نازک \_ صیقلی و مطالعات ژئوشیمیایی بوده است. ۳- مطالعات آزمایشگاهی: در این پژوهش به منظور انجام مطالعات آزمایشگاهی از روشهای زیر استفاده شده است.

۳-۱- مطالعات پتروگرافی: به منظور انجام مطالعات پتروگرافی، تعداد ۵۰ عدد مقطع نازک از نمونههای منطقه تهیه و بوسیله میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفتهاند.

۳-۳- مطالعات مایکروپروب الکترونی: پس از مطالعات پتروگرافی دقیق، تعداد ۶ مقطع ناز ک \_ صیقلی از نمونه های مورد مطالعه تهیه گردید و برای انجام مطالعات مایکروپروب الکترونی (EPMA)، در آزمایشگاه دانشگاه لیسبون کشور پرتغال مورد تجزیه قرار گرفتند.

۴- پردازش دادهها توسط نرم افزارهای پترولوژیکی GCDKIT و Igpet و رسم نمودارهای مورد نیاز. ۵- نگارش پایان نامه و مقالات حاصل از آن.



زمین شناسی عمومی منطقه

#### **۱-۲** مقدمه

در زمین شناسی ایران، این باور وجود دارد که سرزمین ایران در بخش میانی کوهزاد آلپ – هیمالیا قرار دارد. این نوار از مغرب اروپا به طرف ترکیه و ایران کشیده شده است؛ و از هیمالیا تا سواحل اقیانوس آرام ادامه مییابد (درویشزاده، ۱۳۸۹). پهنه ایران بر اساس ویژگیهای ساختاری دارای پیچیدگیهایی است که اولین بار توسط اشتوکلین (Stocklin, 1968) به زونهای مختلف ساختمانی – رسوبی تقسیم بندی شده است؛ این زونها شامل، زاگرس چین خورده، زاگرس رورانده، سنندج – سیرجان، ایران مرکزی،کپه داغ، البرز، دشت خوزستان، بلوک لوت، مکران و شرق ایران میباشند.

زون البرز شامل مجموعه کوههایی است که در منتهی الیه شمالی ایران با روند شرقی – غربی از آذربایجان تا خراسان ادامه دارد. این رشته کوهها بخشی از نوار آلپ – هیمالیا در آسیای غربی میباشند؛ که از شمال به حوضه فرو رفته خزر و از جنوب به فلات مرکزی ایران محدود میشوند (درویشزاده، ۱۳۸۹). همچنین این رشته کوهها را میتوان از نظر ساختمانی و چینه شناسی به واحدهای مجزا تقسیم کرد، که شامل زونهای ساختاری، البرز باختری، البرز مرکزی، البرز خاوری، البرز شمالی و البرز جنوبی میباشند.

بر اساس تقسیم بندی واحدهای ساختمانی – رسوبی ایران که توسط اشتوکلین ( Stocklin, ) 1968,1977)، انجام شده است، منطقه قشلاق در زون البرز و در قسمت شرقی قرار دارد (شکل۲–۱). نهشتههای موجود در این منطقه با سن تریاس بالایی – ژوراسیک زیرین شامل لایههای کنگلومرا، شیل، ماسه سنگ و زغالدار میباشند (سازند شمشک) که با یک ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند اِلیکا قرار گرفتهاند (علوی، ۱۹۹۶).



شکل ۲-۱-نقشه واحدهای ساختاری- رسوبی ایران (Stocklin, 1968,1977)، بر گرفته شده از درخشی (۱۳۹۳) موقعیت منطقه قشلاق بر روی این نقشه با کادر مشخص شده است.

## ۲-۲- پیکرههای سنگی دربردارنده واحد آذرین قشلاق

تودههای نفوذی منطقه قشلاق در درون پیکرههای سنگی با سن تریاس بالایی – ژوراسیک زیرین (سازند شمشک) قرار دارند. چرخه رسوبی تریاس بالایی – ژوراسیک زیرین همزمان و یا اندکی پس از وقوع رخداد کوهزایی سیمیرین پیشین آغاز شده است. بعد از این رویداد، رسوبات برجای مانده عموماً نهشتههای آواری همزمان با تکتونیک و فلیش گونه از نوع شیل، سیلت سنگ و ماسه سنگ میباشند، که گاهی تناوبی از رسوبهای دریایی با سن لیاس پیشین در بین آنها مشاهده میشود (آقانباتی، ۱۳۹۳).

یکی از ضخیم ترین توالی های زمین شناسی در ایران، رسوبات ژوراسیک می باشند، که در نواحی البرز و البرزی مرکزی تحت عنوان سازند شمشک توسط آسرتو (Assereto, 1966) معرفی شده است. وی برش الگوی این سازند را در شمال تهران (گردنه شمشک) بررسی نموده و آن را به چهار زون سنگی تقسیم کرده است، که به ترتیب از پایین به بالا شامل، ماسه سنگ پایینی، سری زغال دار پایینی، ماسه سنگ بالایی و سری زغالدار بالایی میباشد. همچنین این سازند را نتیجه رسوبگذاری در محیط رودخانهای - دلتایی میداند. در بالاترین قسمت سازند شمشک، طبقات سنگ آهک با مجموعهی جانوری دریایی وجود دارد، که پیشروی دریا را نشان میدهد (Rad, 1986)، و در بخش پایینی آن فسیلهای گیاهی از نوع گیاهان آسیای مرکزی مشاهده میشود. سازند شمشک در البرز شرقی، مانند سایر نقاط دارای توالی شیل، ماسه سنگ به همراه افقهای متعدد زغال سنگی است، که این توالی نشاندهندهی رسوبگذاری در یک سیستم رود خانهای – دلتایی میباشد (میرباقری، ۱۳۸۶). به جز برخی از مناطق در بیشتر نقاط البرز شرقی، گذر تریاس میانی به تریاس بالایی ناپیوسته بوده است. این امر شواهدی از رویدادهای زمین ساختی سیمیرین پیشین را نشان میدهد که با سازند آهکی – دولومیتی اِلیکا مشخص میشود و نماینگر میکوی قارهای است. با پایان یافتن شرایط سکویی تریاس میانی و بالا آمدن زمین، رسوبات سازند شمشک نیز بر روی آن قرار میگیرند که نشانه پسروی دریا میباشد (شکل ۲–۲). به دنبال آن در ژوراسیک زیرین، پهنه البرز به سرعت بالا آمده است، که با گسترش کوهها و فرسایش شدید آنها، رسوبات کنگومرایی و ماسه سنگی تشکیل میشوند (آقانباتی، ۱۳۷۲).



شکل ۲-۲- ستون چینه شناسی سازند شمشک در منطقه یقشلاق (سجادی و حکیمی تهرانی، ۱۳۸۷).

## ۲-۳- پیکره آذرین قشلاق

منطقه قشلاق، در زون البرز شرقی و شمال شرق نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ خوش ییلاق (علوی و صالحی راد، ۱۳۶۹) قرار دارد (شکل۲-۳). سازند شمشک یکی از گسترده ترین سازندها در ایران به ویژه در کوههای البرز می باشد (Fursich *et al.*, 2005). این سازند در زون البرز شرقی در ناحیه خوش ییلاق، دارای گسترش زیاد با ضخامت ۱۲۸۰متر و تناوبی از شیل، ماسه سنگ و شیلهای زغال دار در منطقه قشلاق است (شکل۲-۴). رسوبات سازند شمشک در این ناحیه در بردارنده انواع مختلف پالینومورفهای خشکی، فسیلهای گیاهی و جانوری است (سجادی و حکیمی تهرانی، ۱۳۸۷) (شکل۲-۵). سنگهای بوکسیت و لاتریتدار قاعده سازند شمشک روی سازند اِلیکا (تریاس میانی – پایینی) به طور ناپیوستگی فرسایشی قرار می گیرند و به صورت تدریجی توسط سنگ آهکهای سازند فارسیان (معادل سازند دلیچای به سن ژوراسیک میانی) پوشیده می شود (شکل۲-۶) (سید امامی و همکاران، ۲۰۰۶). اغلب سنگهای آذرین موجود در سازند شمشک در منطقه قشلاق (ناحیه خوش ییلاق) به موازات لایه بندی شیل و ماسه سنگ، بخش قاعدهای این سازند رخنمون دارند. سنگهای آذرین مورد مطالعه، بخشی از تودههای نفوذی لایهای شکلی هستند که به موازات لایه بندی طبقات مجاور و در اعماق نسبتاً کم پوسته نفوذ کردهاند (شکل۲–۷). با توجه به شواهد موجود در منطقه این تودههای نفوذی دو سیل به موازات یکدیگر میباشند. گدازهها نیز تودههای لایهای یا صفحهای شکل هستند که در اثر فوران مواد مذاب به بر روی زمین ایجاد می شوند، و ممکن است بعداً توسط رسوبات پوشیده شوند (شکل۲-۸). بنابراین اگر گدازهها بین دو لایه رسوبی قرار گیرند ممکن است با سیل اشتباه شوند ولی برای تشخیص این دو از هم بر روی زمین باید به نکاتی توجه کرد. سیلها از نظر سنی از سنگهای دو طرف خود جوانتر میباشند، در صورتی که در گدازه، سنگهای زیرین قدیمتر و سنگهای رویی جوانتر از گدازه هستند. در مورد گدازه می توان قطعاتی از آن را در بین اجزای طبقه رویی پیدا کرد. بافت گدازهها معمولاً حفرهای میباشند، در صورتی که سیلها فاقد این نوع بافت میباشند. زائدههایی از سیل ممکن است در اثر فشار نفوذ در داخل طبقات بالا و پایین دیده شوند، ولی گدازهها فاقد این زائدهها میباشند. شدت دگرگونی در گدازهها فقط بر روی سنگ بستر مشاهده میشود، در صورتی که در مورد سیل این اثرات دگرگونی را در هر دو طرف سیل میتوان مشاهده کرد. سیلها تودههای نفوذی با ترکیبات مودال مختلف می باشند، که در تشکیل آن ها، اثرات فیزیکی جاذبه و اثرات شیمیایی تفریق ماگمایی، نقش موثری دارند (Wager and Brown, 1968). مکانیسم قوی برای تفریق ماگما، جدایش بلورها از مایع در توده ماگما است که این فرایند را تبلور تفریقی گویند (مقدسی، ۱۳۸۲). زمانی که در داخل یک سیل، تفریق ماگمایی صورت گیرد آن را سیل تفریق یافته می گویند، که در این حالت جنس سیل از کف تا سقف متغیر می باشد. با توجه به شواهد صحرایی، می توان گفت تودههای مورد مطالعه دو سیل تفریق

یافته، هرکدام به ضخامت حدود ۵۰ متر و به طول ۶۰۰ تا ۷۰۰ متر می باشند، که دارای تغییرات ترکیبی سنگی از پایین به طرف بالا به صورت تدریجی شامل الیوین گابرو، گابرو-گابرودیوریت، دیوریت، مونزونیت – مونزودیوریت و سینیت می باشند. توالی رسوبی سازند شمشک (شیل و ماسه سنگ) در برخی قسمتها توسط دایکها قطع شده است. دایکها، تودههای نفوذی آذرین صفحهای یا دیواره مانند هستند که شیب تندی دارند و لایه بندی یا بر گوارگی سنگهای در برگیرنده را قطع می کنند. در اعماق، دایکها موقعی تشکیل می شوند که ماگما توانایی لازم برای باز کردن شکستگیها و نفوذ در آنها را داشته باشد. اما در محیطهای سطحی و کم عمقتر، مکانیسم جایگزینی متفاوتتر است و ماگما با نفوذ در شکستگیهای قبلی آنها را پر می کند. در حقیقت فرق دایک و سیل تنها در نحوه قرار گرفتن این تودهها نسبت به طبقات اطراف است. اغلب دایکهای مشاهده شده در منطقه قشلاق دارای ترکیب میکروگابرویی و مونزونیتی هستند (شکل ۲–۹– الف و ب). بخشهای بالا و پایین سیلهای قشلاق دارای میکروگابرویی و مونزونیتی هستند (شکل ۲–۹– الف و ب). بخشهای بالا و پایین سیلهای قشلاق دارای درشت تر می شوند. حاشیه انجماد سریع این سیلها به رنگ تیره و بافت شیشهای است که بیانگر تر کیب درشت تر می شوند. حاشیه انجماد سریع این سیلها به رنگ تیره و بافت شیشهای است که بیانگر تر کیب ماگمای اولیه می باشد (شکل ۲–۱۰).

قسمتهای دانه درشت این سیلها به شدت هوازده شدهاند، و در بخشهای فرسایش یافته بلورهای درشت مافیک مشاهده می شود، اما قسمتهای دانه ریز این سیلها سالم تر باقی ماندهاند و در بخشهایی از آنها بلورهای مافیک دگرسان شده است، که دارای ترکیب سنگی در حد الیوین گابرو می باشند. کانیهای مافیک که ابتدا تشکیل می شوند، بخاطر چگالی بیشتر شان به طرف کف مخزن سقوط می کنند. پس در قسمت پایین میزان کانیهای مافیک از جمله الیوین بیشتر است. نمونههای سنگی با ترکیبات گابرویی در بخشهای تحتانی تودهها، دارای مقدار فراوان کلینوپیروکسن اوژیتی می باشند، که غالباً به اپیدوت دگرسان شدهاند و در منطقه به رنگ سبز مشاهده می شوند (شکل ۲–۱۱). ضمن حرکت به طرف بخشهای میانی و بالایی سیلها به دلیل تفریق یافتگی بیشتر، توالیهایی با دانه بندی درشت و رنگ بندی روشن تری مشاهده می شود و همچنین به تدریج درصد کانیهای مافیک از جمله الیوین کاهش

می یابد. لایه بندی غنی از الیوین در قاعده شکل می گیرد زیرا الیوین ها نسبت به پلاژیو کلاز ها در در جات پايين تري از فروتافت هسته بندي ميكنند (Cawthorn, 1996). بنابراين در سيلهاي اين منطقه لايه بندی حاصل از تغییرات جورشدگی دانهها و تغییرات چگالی می باشد. بر اساس قانون معروف استوکس ذرات کروی جامد موجود در یک مایع تحت اثر نیروی ثقل ته نشین می شوند و اگر تغییر اندازه دانهها در هر لایه توسط سقوط ثقلی بلورها بر طبق قانون استوکس ایجاد شده باشد، درشت ترین بلورهای هر فاز در قاعده متمرکز شده و به طرف بالا دانهها ریزتر می شوند. سرعت ته نشست بلور متأثر از اندازه دانه، ویسکوزیته و دانسیته متقابل مایع و بلور می باشد (مقدسی، ۱۳۸۲). طبق مطالعات دینامیک سیال حرکات کنوکسیون نقش مهمی در انجماد و تفریق مخزن ماگما بازالتی دارد ( Jellinek and Kerr, 2001). كنوكسيون انتشار مضاعف مكانيسمي براي تشكيل لايه بندي سنگهاي آذرين است. در کنوکسیون انتشار مضاعف، انتشار گرما و ماده هر دو رخ میدهند؛ بنابراین در یک سیستم لایه بندی شده از طریق کنوکسیون انتشار مضاعف، اگر تبلور رخ دهد و چگالی سیال را کاهش دهد، حرارت لایهها به طرف بالا کاهش می یابد و چگالی لایههای سردتر فوقانی بیشتر از لایههای پایینتر و گرمتر و کمتر تفریق یافته می شود، همانطور که در این سیل ها مشاهده می شود. در سنگ های مورد مطالعه بلورهای درشت هورنبلند سبز به اندازه چند سانتیمتر به همراه بیوتیت و آپاتیت مشاهده می شود که ماهیت لاميروفيري غني از آمفيبول، نوع آلكالن و تركيب كاميتونيتي – سانائيتي اين سيل را مشخص مي كند (شكل٢-١٢). لامپروفيرهاي آلكالن با تركيب كامپتونيت، مشخصاً از آمفيبول، تيتان اوژيت آلومينيمدار، اليوين و يا بيوتيت \_ فلو گوپيت (عموماً غني از Ti) تشكيل شدهاند، كه در زمينهاي از پلاژيوكلاز، آمفيبول و پیروکسن همراه با مقادیر کمتری فلدسپات آلکالن، فلدسپاتوئید، آپاتیت، اکسیدهای آهن \_ تیتان، زئولیت و کانیهای کربناته قرار دارند. ترکیب مودال سانائیت تا حد زیادی شبیه کامپتونیت است، فقط به جای پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن دارد. اکثر کامپتونیتها سنگهای ریز دانهای می باشند که به صورت دایک و سپل رخنمون پیدا می کند. در قسمتهای مختلف تودهها آنکلاوهای هم منشأ مشاهده می شود (اتولیت)، اینها قطعات حاشیه انجماد سریع تودهها هستند که در خلال بالا آمدن کنده و بالا آورده
شده و به طور بخشی تحلیل رفتهاند. و همچنین زینولیتهایی از جنس ماسه سنگ در سیلهای قشلاق دیده می شوند، که در اثر حرارت توده پخته شدهاند (شکل۲-۱۳).

در بخشهایی از این سیلها گسل خوردگی نیز مشاهده میشود، که بیانگر این است منطقه از نظر تکتونیکی فعال بوده و باعث بهم ریختگی توالیهای موجود در این منطقه شده است. ظاهراً ماگمای ایجاد کنندهی تودههای نفوذی مورد مطالعه نیز در راستای یک زون گسلی بالا آماده و سپس در راستای لایه بندی شیل و ماسه سنگ سازند شمشک به صورت سیل ادامه یافته است. در مرز تودهها با شیلها زونهایی با رنگهای متفاوت از جمله قرمز، زرد و قهوهای به وجود آمده است که حاصل تشکیل اکسیدهای آهن میباشد و نشانهای از کانهزایی در منطقه است (شکل ۲–۱۴). رگههای باریکی از آهن در حاشیه بالای سیلها و نیز در قسمتهای مختلف، بر روی سنگهای آذرین مافیک نفوذی شمشک مشاهده شده است که حاکی از غنی بودن آنها از آهن از نوع اولیژیست میباشد (شکل ۲–۱۵). رسوبات اطراف سیلها که بیشتر از ماسه سنگ و سیلتستون می باشد، در اثر حرارت حاصل از توده پخته شده



شکل۲-۳- نقشه زمین شناسی منطقه خوش ییلاق (با تغییرات از نقشه ۱:۱۰۰۰۰خوش ییلاق علوی و صالحی راد، ۱۳۶۹)، که موقعیت منطقه مورد بررسی بر روی ان با کادر مشخص شده است.



شکل۲-۴- شیلهای ذغالدار درون توالی شیل و ماسه سنگ سازند شمشک در منطقه قشلاق



شکل۲-۵- ریشه درخت فسیل شده موجود درون رسوبات سازند شمشک در منطقه قشلاق



Sandstone Shale Sill Sill Sandstone Sill

شکل۲-۶- پوشیده شدن تدریجی سازند شمشک توسط سازند فارسیان در منطقه قشلاق



شکل۲-۷- نمایی دور از حضور سیلهای قشلاق در لایه-های شیلی– ماسه سنگی شمشک.



شکل۲-۸- تصویری از حضور گدازه بازالتی در منطقه قشلاق



شکل۲-۹- نفوذ دایک مونزونیتی به درون توالی شیل و ماسه سنگ سازند شمشک



شکل۲-۹-ب- توالی شیل و ماسه سنگ سازند شمشک که توسط یه دایک میکروگابرویی قطع شده است.



شکل۲–۱۱- تصویری از اپیدوتزایی در سنگهای گابرویی و ایجاد رنگ سبز در سنگ.



شکل۲-۱۰- تصویری از حاشیه انجماد سریع سیل قشلاق



شکل ۲-۱۳- نمایی نزدیک از حضور زینولیتهای ماسه سنگی پخته شده در سیل قشلاق.



شکل۲-۱۲- بلورهای درشت هورنبلند سبز در نمونه مونزونیتی که نشان دهندهی ماهیت لامپروفیری سیلهای قشلاق است.



شکل۲-۱۴- تصویری از تشکیل اکسیدآهن در شیلهای مجاور توده که نشان دهندهی کانهزایی در منطقه قشلاق است.



شکل۲–۱۵– اسکارنزایی آهن (الیژیست) در سطح سنگ-های آذرین مافیک نفوذی در منطقهی قشلاق



شکل۲–۱۶- تصویری از ماسه سنگ پخته شده و تغییر رنگ و اندازه دانه داده در مجاورت سیل قشلاق

# ۲-۴- تكتونيك منطقه قشلاق

دگرشکلی اصلی نوار کوهزایی البرز، پس از رویداد زمینساختی سیمیرین پیشین و در طی دورهی مزوزوئیک رخداده است. ساختارهای زمینشناسی این ناحیه از نوع گسلهای تراستی و چینهای ناهماهنگ بوده، که در ارتباط با گسلهای با روند شرقی \_ غربی میباشند (علوی، ۱۹۹۶). منطقه قشلاق در البرز شرقی از نظر تکتونیکی فعال میباشد، این موضوع سبب دگرشکلی و بهمریختگی توالیهای سنگی این منطقه شده است. همچنین روند گسلهای این منطقه نیز مشابه گسلهای البرز با امتداد شمال غرب – جنوب شرق و از نوع راندگی و شیب سطوح گسلی اغلب به سمت N – N می باشد. گسلهای امتداد لغز در مقیاس کوچک نیز وجود دارند که معمولاً گسلهای تراستی را قطع کردهاند (علوی و صالحیراد، ۱۳۶۹).

این منطقه یک ناودیس بزرگ بوده که توسط سه گسل بزرگ رودبار، رحیم آباد و تخت، تکه تکه شده است. نیروهای حاصله از عملکرد دو گسل رحیم آباد و رودبار باعث، فشردگی در برخی از قسمتهای منطقه قشلاق و در بخشهای دیگر انسباط و بازشدگی، سبب ایجاد گسلهای بین لایهای میشود. بیشتر نیروها، باعث ایجاد تودههای سیل مانند در امتداد گسل رودبار شده است. اکثر گسلهای این منطقه پر مانند بوده و در اثر عملکرد گسلهای رحیم آباد ، رودبار میباشند که موجب شده منطقه قشلاق شدیداً تکتونیزه و خورد شده باشد و از شمال به سمت قشلاق به شدت عملکرد گسلها و نیروهای درونی افزایش می یابد.

شواهد صحرایی و دادههای بدست آمده توسط محیطهای نرم افزاری سنجش از دور و GIS (شکل۲-۳)، بیانگر آن میباشد که جهت راندگیها در گسلهای اصلی از شمال به جنوب بوده و همچنین در این منطقه، یال جنوبی البرز بر روی لبه شمالی ایران مرکزی رانده شده است (بابازاده، ۱۳۹۱).



شکل۲–۱۷- نقشه ساده ساختارهای منطقه قشلاق، تهیه شده در محیط GIS و با استفاده از تکنیک سنجش از دور (بابازاده، ۱۳۹۱).

### ۲-۵- منابع معدنی منطقه قشلاق

ایران دارای ذخایری غنی از مواد معدنی میباشد و میتوان گفت یکی از برجستهترین کشورهای دارای منابع معدنی در جهان است. عمده ذخایر دارای ارزش اقتصادی زغالسنگ ایران در شمال ایران مربوط به تریاس بالایی تا ژوراسیک میانی – زیرین و بخشی از لایههای زغالدار شمشک است ( Bragin *et*). (*al.*, 1981).

ناحیه زغال دار قشلاق که در البرز شرقی و در ناودیس اولنگ – قشلاق با امتداد شمال شرقی – جنوب غربی واقع شده است، دارای وسعت ۷۰ کیلومتر مربع و با طول جغرافیایی ۳۰°۳۲ – ۳۲° و عرض جغرافیایی '۵۵°۵۵ – ۲۰۰ ۵۵۵ میباشد که در بین دو استان سمنان و گلستان قرار دارد و راه دسترسی به این منطقه بوسیله جاده شاهرود – آزادشهر است. ناحیه زغال دار قشلاق شامل بخشهای زغال دار وطن، نرگسچال، کلات، زمستان یورت و ملچ آرام رودبار میباشد. زغال سنگ البرز شرقی از نظر میزان استخراج دومین استان کشور بعد از استان کرمان است.

از دیگر معادن فعال این منطقه می توان به معدن شن و ماسه در درهی تیل آباد که مصالح خود را از بستر رودخانههای خوش ییلاق – تیل آباد برداشت می کنند اشاره کرد. در منطقه مورد مطالعه، بخش شیلی سازند شمشک با توجه به عیار و نوع کروژن، توان تولید منابع هیدروکربونی مانند گاز را دارا میباشد. ماسه سنگهای بخش زیرین این سازند نیز از تخلخل و تراوایی مناسبی جهت ایجاد مخازن گازی برخوردار است (جمشیدی، ۱۳۸۹).

افقهای بوکسیت و لاتریت تشکیل شده در مرز پرمین و تریاس بالایی در قاعده سازند شمشک در منطقه خوش ییلاق می تواند از پتانسیل اقتصادی خوبی برخوردار باشد. براساس مطالعات میدانی صورت گرفته در این تحقیق، اسکارنزایی محلی از نوع مگنتیت در مجاورت تودههای نفوذی با آهکهای سازند فارسیان به همراه کانهزایی آهن (اولیژیست) مشاهده شده است. برای برآورد پتانسیل اقتصادی و توان معدنی این منطقه، مطالعات تخصصی تکمیلی روی آنها ضروری به نظر میرسد.



بر بروگرافی

#### ۳-۱- مقدمه

پتروگرافی شامل بررسی کانیها و بافتهای سنگها میباشد که میتواند شیمی و تاریخچه سردشدن (تبلور آذرین) و تبلور دوباره (دگرگونی) و سایر فرآیندهای موثر بر سنگها (مانند هوازدگی،دگرسانی و …) را نشان دهد. در این بخش به طور کلی ویژگیهای کانیشناسی و بافتی سنگهای منطقه قشلاق بررسی میشود. در این علم از میکروسکوپ، برای شناسایی و نامگذاری سنگها استفاده میشود. در حال حاضر استفادهٔ زیادی از دادههای شیمیایی در سنگ شناسی به منظور رده بندی و تقسیم بندی پتروژنتیکی سنگها میشود اما گویای تمام مسائل نبوده، از این رو مطالعهٔ دقیق سنگ سیلهای آزمایشگاه بسیار مهم به شمار میآید. بدین منظور تعداد ۵۰ مقطع نازک از نمونههای سنگی سیلهای قشلاق تهیه و مورد مطالعه قرار گرفتهاند. با توجه به مشاهدات روی زمین و نیز روشهای معمولی سنگ شناسی مشخص شد، ماگماتیسم منطقه قشلاق (ناحیه خوش ییلاق) دو سیل تفریق یافته با طیف گستردهای از انواع سنگهای تفریق یافته مانند الیوین گابرو، گابرو– گابرودیوریت، دیوریت، مونزونیت۔ مونزودیوریت و سینیت میباشد؛ که در این فصل به بررسی آنها پرداخته میشود.

#### ۲-۲- مشخصات پتروگرافی سنگهای تشکیل دهندهی سیلهای قشلاق

سنگهای آذرین سیلهای قشلاق شامل انواع سنگهای تفریق یافته مانند الیوین گابرو، گابرو-گابرودیوریت، دیوریت، مونزودیوریت – مونزونیت و سینیت میباشند. این سنگها دارای بافتهای دانهای، اینتر گرانولار و افیتیک بوده و حاوی کانیهای اصلی الیوین (در الیوین گابرو)، آلکالی فلدسپات، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و هورنبلند هستند. پلاژیوکلازها با توجه به آنالیز مایکروپروب که در فصل چهارم به طور کامل توضیح داده شده است، دارای گستره ترکیبی Ano.48 مایکروپروب که در فصل (لابرادوریت، بیتونیت) میباشند. و همچنین فلدسپات آلکالن نیز مورد آنالیز مایکروپرب قرار گرفته است و طیف ترکیبی میبونیت) میباشند. و همچنین فلدسپات آلکالن نیز مورد آنالیز مایکروپرب قرار گرفته است کلینوپیروکسنهای نمونههای سنگی نشاندهنده کارو را زیرتوکلاز، آلبیت) نشان میدهد. آنالیز مایکروپروب 15.24–15.03 میباشد. در این گروههای سنگی با پیشرفت فرایند تفریق از مقدار الیوین موجود در سنگها کاسته و بر میزان فلدسپات افزوده میشود. حضور کانیهای فرعی مانند اسفن، بیوتیت، آپاتیت و اپک در این نمونهها، ماهیت آلکالن ماگمای تشکیل دهنده این سنگها را تأیید میکنند. حضور آمفیبولهای درشت با منظره پگماتوئیدی به همراه بیوتیت و آپاتیت در نمونههای مورد مطالعه، ماهیت لامپروفیری غنی از آمفیبول، نوع آلکالن و ترکیب کامپتونیتی – سانائیتی این سیلها را نیز نشان میدهد. همانطور که بیان شد لامپروفیرهای غنی از آمفیبول شامل کانی مافیک اصلی آمفیبول هستند و بیشتر دارای بافت دانهای میباشند. آمفیبولها اغلب شکلدار تا نیمه شکلدار و بصورت درشت بلور در این سنگها مشاهده میشوند. افزون بر آمفیبول، کلینوپیروکسن نیز در این نوع لامپروفیرها حضور دارد. بلورهای کلینوپیروکسن گاهی بصورت بخشی با کانیهای ثانویه جایگزین شدهاند، که در زمینهای از پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن همراه با مقادیر کمتری ارتوکلاز، فلدسپاتوئید. آپاتیت، اکسیدهای آهن- تیتان، زئولیت و کانیهای کربناته قرار دارند. این نوع لامپروفیرها گاهی دارای بلورهای الیوین و بیوتیت نیز میباشند. نکته قابل مشاهده ی دیگر در این گروههای سنگی، وجود شواهد بلورهای الیوین و بیوتیت نیز میباشند. نکته قابل مشاهده ی دیگر در این گروههای سنگی، وجود شواهد بلوی کادر و بیوتیت نیز میباشند. نکته قابل مشاهده ی دیگر در این گروههای سنگی، وجود شواهد بلوتی عدم تعادل بیروکسن است. علائم اختصاری مورد استفاده در اشکال این فصل در جدول(۳-۱)، ذکر شده است.

نام کانی	علامت اختصاري	نام کانی	علامت اختصارى
اليوين	Ol	مگنتیت	Mgt
پيروكسن	Px	اسفن	Sph
پلاژيوكلاز	Pl	اپيدوت	Epi
هورنبلند	Hb	كلريت	Chl
بيوتيت	Bio	كلسيت	Ct
ارتوكلاز	Or		
آپاتیت	Ар		

جدول(۳-۱)- علائم اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی (جمشیدی،۱۳۸۹)

#### ٣-٢-١- اليوين گابرو:

الیوین گابروهای، سیلهای قشلاق در نمونه دستی عمدتاً به رنگ خاکستری تیره تا سیاه و بصورت ملانوکرات دیده میشوند (شکل۳–۱). بافت مشاهده شده در این سنگها دانهای و اینترگرانولار است. ترکیب کانی شناسی این سنگ شامل کانیهای اصلی الیوین، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول میباشد، و از کانیهای فرعی میتوان به کانی اپک (تیتانومگنتیت)، بیوتیت، اسفن و آپاتیتهای سوزنی شکل اشاره کرد (شکل۳–۲).

کانی الیوین، یک فاز انباشتی مهم و اولین فاز تبلور یافته از ماگما در بسیاری از سنگهای آذرین میباشد. این کانی در محل شکستگیها دچار دگرسانی شده است. بلورهای الیوین اغلب بی شکل بوده و شکل مدور برخی از بلورهای الیوین بیانگر وجود عدم تعادل ناشی از تغییر ترکیب شیمیایی محیط مذاب در اثر ته نشین بلور و دما یا فشار میباشد. اندازه آنها بین ۲ میلی متر تا ۶ میلی متر متغیر است و دچار دگرسانی به سرپانتین شدهاند. شکستگیهای فراوان الیوین توسط سرپانتین و کانی اپک (تیتانومگنتیت) پر شده است (شکل۳–۳ الف–ب). کانی اپک به عنوان یک فاز فرعی موجود در این سنگ در اثر دگرسانی الیوین به سرپانتین و تأثیر سیالات دوتریک ایجاد شده است. تیتانومگنتیت و سرپانتین در حاشیه الیوین به سرپانتین و تأثیر سیالات دوتریک ایجاد شده است. تیتانومگنتیت و ممن حرکت به طرف بخشهای میانی و بالاتر سیلها به دلیل تفریق یافتگی بیشتر به تدریج از درصد کانیهای مافیک مانند الیوین کاسته میشود.

پلاژیوکلازها بخش عمده کانیهای این سنگ را میسازند و دو نوع هستند ۱- بیشکل دانه درشت و بین کانیهای دیگر قرار دارند که ماکل پلی سنتتیک نشان میدهند. ۲-تقریباً ساب هدرال و دانه ریز با ماکل آلبیتی. بلورهای پلاژیوکلاز فاقد جهت گیری خاصی هستند و غالباً به صورت تصادفی در سنگ قرار گرفتهاند. پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی به سرسیت و اپیدوت تبدیل شدهاند. کلینوپیروکسنهای موجود در الیوین گابروها بیشتر از نوع اوژیت و به صورت بلورهای ریز تا متوسط، نیمه شکل دار تا بیشکل مشاهده میشوند. در برخی قسمتها در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز قرار گرفتهاند که میتواند نشانگر تبلور اولیه یا همزمان با پلاژیوکلازها باشد که سبب ایجاد بافت اینترگرانولار در سنگ شده است. کلینوپیروکسن پس از پلاژیوکلاز سومین کانی اصلی سنگ به شمار میآید. آمفیبول موجود در این سنگها از انواع هورنبلند قهوهای است که به صورت بین دانهای در این سنگ حضور دارد (شکل۳–۴–الف–ب). این کانی به دوشکل اولیه و ثانویه در زمینه سنگ دیده میشود. مایعاتی که آشیانه ماگمایی را پر میکنند دارای میزان بالایی آب میباشند که به آمفیبول این اجازه را میدهد Claeson and یا در این سنگی اندازه دارای میزان بالایی آب میباشند که به آمفیبول این اجازه را میدهد تا بصورت یک کانی پایدار و اولیه حتی در مجموعههای انباشتی اولیه تشکیل شود ( اطراف به آمفیبول سبز تبدیل شدهاند. در این واحد سنگی حدود ۲ درصد بیوتیت به عنوان یک فاز فرعی مهم نیز دیده میشود که در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شده است.

آپاتیت یک فاز فرعی معمول در بسیاری از سنگهای ماگمایی است که به شکل سوزنی و کشیده در پلاژیوکلازها به صورت ادخال یافت میشود که نشان از تبلور آن، قبل و یا همزمان باتشکیل پلاژیوکلازها دارد. حضور بلورهای سوزنی و طویل آپاتیت همچنین بیانگر سرعت بالای سرد شدن ماگما و بالا بودن

میزان P2O5 و ماهیت آلکالن ماگمای تشکیل دهندهی این سنگها است (Shelly, 1993). کانیهای ثانویه موجود در الیوین گابرو شامل سرپانتین، اپیدوت، کلریت، کلسیک وکانیهای اپک میباشند که در جریان فرایندهای دگرسانی الیوین، پلاژیوکلاز ، پیروکسن و بیوتیت ایجاد شدهاند. حضور اپیدوت معرف وجود آب در طی دگرسانی است (جمشیدی، ۱۳۸۹). واکنش تبدیل پلاژیوکلاز به اپیدوت بصورت ذیل میباشد.

 $3CaAl_2Si_2O_8 + Ca^{+2} + H_2O=2Ca_2Al_3Si_3O_{12} (OH) + 2H^+_{aq}$ ترتيب احتمالی تبلور کانیها با توجه به مطالعات پتروگرافی در اليوينگابروها به شکل ذيل بوده است:  $Ol \rightarrow Ol + Pl \rightarrow Pl+ Ap + Cpx \rightarrow Mgt+ Sph \rightarrow Hb$ 



شکل۳-۱- تصویری از نمونه دستی الیوین گابرو با ظاهر ملانوكرات در سيل قشلاق.



شکل۳-۲- تصویری از بافت اینترگرانولار و حضور اليوين، كلينوپيروكسن و پلاژيوكلاز در نمونه اليوين كابروي قشلاق(XPL)





شکل۳-۳-الف- تصویری از کانی الیوین با شکستگی فراوان که به سرپانتین تبدیل شده است. نمونه اليوين كابروى قشلاق (PPL)



شکل۳-۳-ب- تصویری از کانی الیوین با شکستگی فراوان که به سرپانتین تبدیل شده است. نمونه اليوين كابروي قشلاق(XPL)



شکل۳-۴-الف- تصویری از حضور کانی هورنبلند قهوهای در نمونه اليوين كابروي قشلاق(PPL)



شکل۳-۴-ب- تصویری از حضور کانی هورنبلند قهوهای در نمونه الیوین گابروی قشلاق(XPL)

#### ۳-۲-۲- گابرو \_ گابروديوريت:

سنگهای گابرویی و گابرودیوریتی در نمونه دستی دارای ظاهری تیره بوده و از لحاظ ضریب رنگی در گروه ملانوکرات تا مزوکرات قرار می گیرند (شکل۳–۵). در مقاطع نازک، بافت این سنگها اینتر گرانولار، دانه ای و افیتیک است (شکل۳–۶). پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن اوژیتی، آمفیبول و بیوتیت کانیهای اصلی و کانیهای ایک، آپاتیت، الیوین و اسفن کانیهای فرعی سازنده این سنگها میباشند. اوژیت و هورنبلندسبز به صورت بلورهای ریز تا متوسط، نیمه شکل دار تا بی شکل در برخی قسمتهای سنگ و در بین فضاهای بلورهای پلاژیوکلاز قرار گرفته اند که این امر نشانگر بافت اینتر گرانولار و همچنین بیانگر در بین فضاهای بلورهای پلاژیوکلاز قرار گرفته اند که این امر نشانگر بافت اینتر گرانولار و همچنین بیانگر به صورت ادخال در داخل پیروکسن و آمفیبول میباشد. گاهی بلورهای شکل دار پلاژیوکلاز و به صورت ادخال در داخل پیروکسن دیده می شوند که حاکی از تبلور زودتر یا همزمان پلاژیوکلاز و پیروکسن و ایجاد بافت افیتیک میباشد. این بافت، غالباً در سنگهای گابرویی و دیابازی مشاهده می شود و طول متوسط فلدسپاتهای محصور شده از قطر پیروکسن بیشتر نیست.

پلاژیوکلاز عمدهترین کانی روشن موجود در این سنگها است. این کانی عموماً شکل دار تا نیمه شکل دار و مستطیلی کشیده و گاهی جهت دار، در اندازه های غالباً متوسط تا درشت با ماکل پلی سنتتیک دیده می شود. وجود منطقه بندی ترکیبی، حاشیه خورده شده و پلاژیوکلازهای دو نسلی نشان از اختلاط ماگمایی و عدم پایداری شرایط در طی دوره تشکیل آنها است (شکل ۳–۷). در اثر تزریق مدوام ماگما به درون مخزن و تغییر شرایط پیرامون بلورهای پلاژیوکلاز، منطقه بندی ترکیبی در این بلورها که بیانگر تغییر ترکیب ماگما است تشکیل می شود (Holton *et al.*, 2000). منطقه بندی نشان دهنده ی آهسته بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت تبلور است (Shelly, 1993). پلاژیوکلازها به خصوص انواع درشت بلور آنها به سرسیت دگرسان شده اند.

فرایند متاسوماتیسم پتاسیک باعث تشکیل فلدسپات پتاسیم، بیوتیت و آپاتیت به صورت بین دانهای و بی شکل در نمونه های گابرودیوریتی شده است. تجمع موضوعی ارتوکلاز در برخی از سنگ های گابرودیوریتی نشان دهندهی تفریق این سنگ ها و تحول آن ها به سمت ترکیبات سینیتی است. در سنگهای گابرودیوریتی دو فرایند ثانویه قابل مشاهده است که عبارتند از کلریتی و اورالیتی شدن، که بیانگر رشد یک کانی بر روی یک کانی دیگر یا جانشینی یک ذره به جای ذره دیگر میباشند. لذا زمانی که رابطهای بین ذرات یکنواخت باشد، کلریتی شدن رخ میدهد و به هنگام کاهش درجهی یکنواختی بین ذرات مجاور، اورالیتی شدن اتفاق میافتد (Shelly, 1993).

کانی اوژیت در سنگهای گابرویی اغلب شکلدار تا بی شکل با فراوانی متغییر مشاهده می شود. هر چه به سمت ترکیبات تفریق یافته تر سیل های قشلاق پیش رویم از مقدار اوژیت کاسته می شود. این کانی به همراه پلاژیوکلاز علاوه بر دگرسانی به کلسیت، کلریت و اپیدوت، پدیده اورالیتی شدن نیز نشان می دهد (شکل ۳–۸ الف وب). اورالیت نوعی آمفیبول ثانویه می باشد که از یک بلور یا اجتماعی از بلورهای منشوری کوچک تشکیل شده است و جانشین بلورهای پیروکسن می گردد. آنالیز مایکروپروب بیانگر ترکیب اکتینولیتی آن است. این تجزیه معمولاً از اطراف یا امتداد کلیواژهای کانی اولیه شروع می شود و در داخل آن پیشروی می کند.

هورنبلند کانی مافیک دیگر گابروها است. بلورهای هورنبلند غالباً نیمه شکلدار تا بی شکل میباشند. برخی از هورنبلندها به کلریت، اپیدوت،کلسیت و اسفن دگرسان شدهاند و کانیهای ثانویه را در این سنگها به وجود می آورند. همچنین بعضی از هورنبلندها در اثر متاسوماتیسم پتاسیک به طور کامل یا ناقص به بیوتیت تبدیل شدهاند. واکنش زیر روش تبدیل هورنبلند به بیوتیت را نشان میدهد.

Ca<sub>2</sub> (Mg, Fe, Al )<sub>5</sub> (OH,F)<sub>2</sub> [ (Si,Al)<sub>4</sub> OH] +  $K^+$  = K(Mg,Fe)<sub>3</sub> AlSi<sub>3</sub>O<sub>10</sub> (OH)<sub>4</sub> +Ca<sup>2+</sup>+2Ca<sup>2+</sup> +...

یکی دیگر از کانیهای اصلی سازنده سنگهای گابرو و گابرودیوریتی قشلاق، بیوتیت است (شکل۳-۹). فراوانی بیوتیت در سنگهایی که دچار متاسوماتیسم پتاسیک شدهاند، بیشتر میباشد. در سنگهای گابرو و گابرودیوریتی دو نوع بیوتیت مشاهده میشود، بیوتیت اولیه غالباً شکلدار، دانه درشت و دارای چند رنگی قهوهای بارز است و بیوتیت ثانویه که حاصل فرایند متاسوماتیسم بوده و معمولاً تکه تکه و بر روی کانیهای مافیک قبلی نظیر اوژیت و هورنبلند سبز در یک روند خاص مشاهده میشود. برای

تشکیل بیوتیت در این سنگها نیاز به نفوذ سیالات داغ حاوی پتاسیم، آب و سایر مواد به درون شبکه ساختاری هورنبلند سبز و اوژیت و خروج عناصری مانند کلسیم، سدیم و پتاسیم از آن است. مهمترین کانیهای فرعی موجود در گابرو و گابرودیوریتها شامل کانیهای ایک، آپاتیت، الیوین و اسفن هستند(شکل۳- ۱۰الف و ب). فراوانترین کانی اپک موجود در سنگهای گابرودیوریتی، مگنتیت میباشد. کانیهای ایک غالباً در اثر دگرسانی، به اسفن و اکسید آهن تبدیل میشوند. آپاتیت به شکل سوزنی و کشیده و به صورت ادخال در پلاژیوکلازها یافت می شود، که بیانگر تبلور آن، قبل و یا همزمان با پلاژیوکلازها است. در نمونههای گابرویی، الیوین به مقدار بسیار کم حضور دارد که غالباً بی شکل و به صورت همرشد با کانی ایک در سنگ پراکنده است (شکل۳-۱۱الف و ب). اسفن از دیگر کانی های فرعی و مهم در سنگهای گابرویی تودههای نفوذی قشلاق است. این کانی نشانگر بالا بودن میزان Ti در ماگمای سازنده این تودهها میباشد. اسفن به دو صورت اولیه که مستقیماً از تبلور ماگما ایجاد شده است و ثانویه دیده می شود. اسفن اولیه شکل دار تا نیمه شکل دار بوده و به شکل کانی مستقل یا ادخال در پلاژیوکلازها و هورنبلند یافت میشود. اسفن ثانویه معمولاً بیشکل و ریز دانه و به همراه کانیهای ایک حاصل از دگرسانی هورنبلند سبز و اوژیت است. اسفنهای ثانویه در اثر خروج Ti موجود در کانیهای مافیک مثل پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت، و واکنش آن با Ca و Si آزاد شده در حین فرایند متاسوماتیسم تشکیل شدهاند. برخی از کانیهای ایک نظیر مگنتیت و تیتانومگنتیت در اثر دگرسانی و رهاسازی Ti، بخشی از اسفن موجود در سنگهای گابرودیوریتی را مطابق فرمول ذیل ایجاد میکنند:  $(Fe,Ti)_{3}O_{4} + CaO + SiO_{4} = CaTiSiO_{5} + Fe_{2}O_{3} + \dots$ 

مجموعه کانیهای ثانویه موجود در سنگهای مورد مطالعه در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها و کانیهای فرومنیزین مانند پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت به وجود آمدهاند. کانیهای اپیدوت، کلریت و کلسیت از کانیهای ثانویه این سنگها میباشند. حضور کلسیت نشانه هجوم محلولهای دارای دی اکسیدکربن به سنگ است. کلریت کانی ثانویهای است که در سنگهای آذرین جانشین سیلیکاتهای فرومنیزین ( هورنبلند، بیوتیت و اوژیت) میشود. این مجموعه کانیهای ثانویه در سنگهای مورد مطالعه، فرایند سوسوریتی شدن را نشان میدهند. ترتیب تبلور کانیها، فراوانی و روابط فازی در ترکیبات گابرودیوریتی به صورت زیر میباشد:

 $Ol \rightarrow Pl + Ap + Cpx \rightarrow Mgt + Sph \rightarrow Hbl \rightarrow BiO + Hm$ 



شکل۳-۵- تصویری از نمونه دستی گابروی قشلاق با شکل۳-۶- تصویری از بافت اینتر گرانولار و افیتیک در نمونه گابرویی قشلاق(XPL)





شکل۳–۸-الف- تصویری از پیروکسن اورالیتی شده در نمونه گابرویی قشلاق(PPL)



شکل۳-۷- تصویری از پلاژیوکلازهای دو نسلی و پلاژیوکلازهای دارای منطقه بندی ترکیبی و حاشیه خورده شده در نمونه گابرویی قشلاق(XPL)



شکل۳-۸-ب- تصویری از پیروکسن اورالیتی شده در نمونه گابرویی قشلاق(XPL)



شکل۳-۹- تصویری از حضور کانی بیوتیت، در نمونه گابروديورتي قشلاق(XPL)





شکل۳-۱۰-الف- تصویری از حضور کانی اسفن در نمونههای گابرویی قشلاق(PPL)

شکل۳-۱۰-ب- تصویری از حضور کانی اسفن در نمونههای گابرویی قشلاق(XPL)



شکل ۳-۱۱-الف- تصویری از حضور کانی الیوین در نمونه شکل ۳-۱۱-ب- تصویری از حضور کانی الیوین در گابرویی قشلاق(PPL)



نمونه گابرویی قشلاق(XPL)

#### ۳-۲-۳ دیوریتها:

دیوریتها پس از بخش گابرویی به تدریج از کرانه زیرین توده به سمت بخشهای بالاتر توده ظاهر می شوند. پلاژیوکلاز، آمفیبول، کلینوپیروکسن و بیوتیت اجزای اصلی و آپاتیت، اسفن، اپک و آلکالی فلدسپار کانیهای فرعی این سنگها را تشکیل میدهند (شکل۳-۱۲). این سنگها در مقاطع میکروسکوپی، دارای بافت گرانولار، میکروگرانولار، اینترگرانولار و گاهی بافت پگماتیتی میباشند (شکل۳-۱۳لف و ب). ضریب رنگی در سنگهای دیوریتی مورد مطالعه سیل قشلاق از مزوکرات تا لوکوکرات الوکوکرات الوکوکرات تا

فراوان ترین کانی موجود در دیوریت ها پلاژیو کلاز می باشد، که عمدتاً شکل دار تا نیمه شکل دار و با اندازهای چند میکرومتر تا چند میلیمتر، با ماکل پلی سنتیک و کارلسباد است، که در برخی از آن ها منطقه بندی نیز قابل مشاهده است (شکل۳–۱۴). پلاژیو کلازها غالباً تحت تأثیر سرسیتی شدن قرار می گیرند به این صورت که یون پتاسیم آزاد شده در طی فرایند متاسوماتیسم پتاسیک باعث سرسیتی شدن پلاژیو کلازها و تشکیل پوششی از فلدسپار پتاسیم در اطراف پلاژیو کلاز میشود. ارتو کلاز به صورت پوششی در اطراف پلاژیو کلازها و در اثر فرایند متاسوماتیسم و در نتیجه افزایش پتاسیم و جانشینی آن بر روی پلاژیو کلازهای قبلی تشکیل شده است. کلسیم خارج شده از پلاژیو کلازها در تولید اپیدوت و کلسیت مصرف میشود.

آمفیبول، فراوان ترین کانی مافیک دیوریت ها است، که معمولاً شکل دار و نیمه شکل میباشد. کانی هورنبلند سبز بر اثر متاسوماتیسم پتاسیک به بیوتیت تبدیل می شود و برخی در طی دگرسانی کلریت و اپیدوت را ایجاد می کنند (شکل۳–۱۵). ظاهر سبز متمایل به خاکستری سنگهای دیوریتی سیلهای قشلاق به دلیل وجود کانی های اصلی پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز میباشد. هورنبلند قهوه ای موجود در این سنگ ها اغلب سایر کانی ها را در برمی گیرد، که نشانگر بافت پوئی کیلیتیک است، این کانی به مقدار محدود در دیوریت های این منطقه دیده می شود (شکل۳–۱۶). در نمونههای دیوریتی کانیهای بیوتیت و اوژیت اغلب به مقدار کمتر مشاهده می شود. اوژیتها به همراه پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی به اپیدوت، کلریت و کلسیت تبدیل شدهاند و بیوتیت نیز در این نمونه سنگها در طی دگرسانی به کلریت تجزیه شده است.

کانیهای فرعی مشاهده شده در سنگهای دیوریتی شامل اسفن، آپاتیت و کانی اپک میباشد (شکل۳-۱۱۷ وب). اسفن به صورت شکلدار و نیمه شکلدار و یا غالباً بی شکل و ریز دانه در زمینه سنگ مشاهده می شود. انواع بی شکل آن در اثر تخریب اکسیدهای آهن با برجستگی بالا و به صورت ثانویه هستند و انواع شکلدار آن به شکل کانی مستقل اولیه و به صورت ادخال در هورنبلند و پلاژیوکلاز دیده می شود.

آپاتیت یکی دیگر از کانیهای فرعی و مهم بوده که در این گروه سنگی نسبتاً فراوان میباشد و غالباً به صورت سوزنهای طویل مشاهده میشود. این کانی اغلب در پلاژیوکلازها به صورت ادخال در اندازه چند میکرومتر، و نیز گاهی در هورنبلند سبز، بیوتیت یا کلینوپیروکسن یافت میشود. حضور گسترده آپاتیت، ماهیت آلکالن ماگمای سازندهی این سنگها را آشکار میسازد. کانی اپک در اندازه و فراوانیهای متغیر و به صورت مستقل یا همرشد با کانیهای بیوتیت و هورنبلند سبز در این گروه سنگها دیده میشود.

کانیهای ثانویه قابل مشاهده در نمونههای دیوریتی که معرف دگرسانی پروپلیتی یا سوسوریتی میباشد عبارتند از کلسیت، کلریت، اپیدوت که در زمینه این سنگها با فراوانی متغیر مشاهده میشود. در اثر دگرسانی کانیهای فرومنیزین مانند هورنبلند سبز و بیوتیت کلریت حاصل میشود، که بیانگر حضور فاز سیال در طی دگرسانی، خروج پتاسیم از بیوتیت و خروج Na و Ca از هورنبلند است. آزاد شدن یون کلسیم در نتیجه دگرسانی پلاژیوکلازها باعث تولید اپیدوت شده است. حضور اییدوت و کلریت معرف وجود آب در طی دگرسانی میباشد. کلسیت با فراوانی کمتر از دیگر کانیهای ثانویه سنگهای دیوریتی میباشد، که در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز یا کانیهای فرومنیزین کلسیمدار مانند هورنبلند و اوژیت ایجاد شده است. تبلور کانیهای موجود در ترکیبات دیوریتها به این ترتیب میباشد.

 $Ap \rightarrow Mgt \rightarrow Pl \rightarrow Hbl \rightarrow BiO \rightarrow Or$ 



شکل۳–۱۳-الف- تصویری از بافت اینتر گرانولار در نمونه دیوریتی قشلاق(XPL).



شکل۳-۱۲ تصویری از سنگ دیوریتی منطقه قشلاق.



شکل۳–۱۴– تصویری از پلاژیوکلازهای خودشکل و نیمه شکلدار در نمونه دیوریتی قشلاق (XPL).



شکل۳–۱۳– ب– تصویری از بافت میکروگرانولار نمونه دیوریتی متعلق به حاشیه انجماد سریع توده قشلاق(XPL).



شکل۳-۱۵-تصویری از حضور کانی هورنبلند سبز و بیوتیت در نمونه دیوریتی قشلاق(XPL).



شکل۳-۱۶- تصویری از هورنبلند قهوهای که کانی پلاژیوکلاز را در برگرفته و ایجاد بافت پوئی کیلیتیک در نمونه دیوریتی قشلاق کرده است (XPL).





شکل۳–۱۷-الف- تصویری از کانی اسفن در نمونه دیوریتی قشلاق(PPL)

شکل۳-۱۷-ب- تصویری از کانی اسفن در نمونه دیوریتی قشلاق (XPL)

# ۳-۲-۴- مونزونیت- مونزودیوریت:

سنگهای مونزونیتی و مونزودیوریتی سیلهای قشلاق از جمله سنگهای آذرین درونی دانه درشتی میباشند، که تقریباً در آنها میزان فلدسپات پتاسیم (ارتوکلاز) و پلاژیوکلاز با هم برابر است. این سنگها از لحاظ ضریب رنگی مزوکرات میباشند (شکل۳–۱۸). اغلب دارای بافتهای دانهای و پوئی کیلیتیک بوده، و کانیهای اصلی مشاهده شده در این سنگها شامل پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول میباشند (شکل۳–۱۹). کانیهای آپاتیت، اپک، بیوتیت و کوارتز کانیهای فرعی این سنگها هستند. پلاژیوکلازها اغلب شکلدار تا نیمه شکلدار بوده، که در بین آنها کانیهای مافیک شکلدار قرار گرفتهاند. همچنین برخی از پلاژیوکلازها دارای منطقه بندی ترکیبی هستند، که بیانگر تغییر ترکیب ماگما میباشد.

کانی فلدسپات پتاسیم موجود در این سنگها عمدتاً از نوع ارتوکلاز میباشد، که در زمینه این سنگها مشاهده می شود (شکل۳-۲۰). حضور ارتوکلاز در نمونه مونزودیوریتی، این سنگ را از نمونه دیوریتی متمایز می کند. مونزونیت، حدواسط سینیت و دیوریت است.

کلینوپیروکسن در سنگهای مونزونیتی و مونزودیوریتی اغلب از نوع اوژیت است. در اثر دگرسانی این کانی از حاشیه به آمفیبولهای آبی – سبز تبدیل میشود. در بعضی از مقاطع این سنگها آثار پیروکسنهای اورالیتی شده مشاهده میشود.

آمفیبول یکی دیگر از کانیهای مافیک موجود در این سنگها میباشد، که گاهاً شکلدار بوده و بخشی از آنها به شکل ثانویه و در طی دگرسانی پیروکسنها ایجاد شدهاند (شکل۳–۲۱). بیوتیت و کوارتز به مقدار بسیار اندک و در حدود ۰ تا ۵ درصد این سنگها را تشکیل میدهند.

بلورهای باریک و سوزنی شکل آپاتیت که به صورت ادخال در پلاژیوکلازها دیده می شود، بیانگر بالا بودن مقدار P2O5 در ماگمای سازنده این سنگها می باشد، و ماهیت آلکالن آن را نیز برملا می کند. کانی اپک حدود ۵ درصد در این سنگها وجود دارد که اغلب به صورت غیر خود شکل دیده می شود. مگنتیت کانی اپک قابل مشاهده در این سنگها است. از دگرسانی پلازیوکلاز و هورنبلند کانی ثانویه اپیدوت و کلریت به وجود می آید (شکل۳–۲۲). سریسیت از دگرسانی پلاژیوکلازها تشکیل می شود، که از دیگر کانی های ثانویه در مونزونیت و مونزودیوریت می باشد (شکل۳–۲۳). تبلور احتمالی کانی ها در سنگهای مونزونیتی و مونزودیوریتی به این ترتیب می باشد:

 $Ap \rightarrow Mgt \rightarrow Pl \rightarrow Hbl \rightarrow Or \rightarrow Q$ 





شکل۳–۱۹– تصویری از بافت دانهای نمونه مونزونیتی قشلاق(XPL)

شکل۳–۱۸– تصویری از نمونه دستی مونزونیت منطقه قشلاق با ظاهر مزوكرات





شکل۳-۲۰- تصویری از کانی ارتوکلاز در نمونه مونزونیتی قشلاق (XPL)

شکل۳-۲۱- تصویری از حضور کانی هورنبلند در نمونه مونزوديوريتي قشلاق(XPL)



شکل۳-۲۲- تصویری از دگرسانی هورنبلند به کلریت در شکل۳-۲۳- تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به کانی نمونه مونزونيتي قشلاق (XPL)



سریسیت در نمونه مونزونیتی قشلاق(XPL)

#### ۳-۲-۵ سینیت:

سینیت سنگ آذرین درونی دانه درشت با ظاهر لوکوکرات است، که دارای کانیهای اصلی پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کلینوپیروکسن، هورنبلند و بیوتیت میباشد (شکل۳-۲۴). کانیهای فرعی این سنگها را کوارتز، آپاتیت، اسفن و اپک تشکیل میدهند. بافت غالب اکثر سینیتها بافت دانهای است (شکل۳-

کانی پلاژیوکلاز اغلب شکلدار تا نیمه شکلدار و دارای ماکل پلی سنتتیک میباشد. در طی دگرسانی برخی از پلاژیوکلازهای درشت بلور به کانی سریسیت تبدیل شدهاند. مقدار کم این کانی در سینیتها باعث تمایز آنها از مونزونیتها میشود (شکل۳–۲۶). فلدسپاتهای پتاسیمدار فراوانترین کانیهای روشن در این سنگها میباشند. این گروه کانیها در سنگهای سینیتی سیلهای قشلاق اکثراً از نوع ارتوکلاز بوده که در زمینه سنگ به فراوانی مشاهده میشود (شکل۳–۲۷). میکروکلین در مقاطع این سنگ خیلی کمتر دیده شده است. ارتوکلاز یکی از کانیهای سازنده مهم سینیتهای است که در عمق متوسط و به صورت بسیار سریع متبلور میشوند.

کلینوپیروکسن در سینیتها از نوع اوژیت میباشد که در میان فلدسپاتها قرار گرفتهاند و به صورت نیمه شکلدار تا بی شکل مشاهده میشوند. هورنبلند بیشترین کانی مافیک موجود در این سنگها میباشد که معمولاً به صورت شکلدار و نیمه شکلدار دیده میشود. این کانی در اثر دگرسانی در سینیتها به کلریت و اپیدوت تبدیل شده است (شکل۳–۲۸ الف و ب). بیوتیت کانی مافیک دیگری است که در سینیت مشاهده میشود و دارای فراوانی کمتری نسبت به هورنبلند میباشد. کوارتز به مقدار بسیار کم در حدود ۰ تا ۵ درصد این سنگها را تشکیل میدهد. اگر میزان کوارتز در سینیت زیاد

آپاتیت به عنوان یک کانی فرعی به صورت سوزنی و کشیده در فلدسپاتها مشاهده می شود. ماهیت آلکالن ماگمای سازنده این سنگها را وجود آپاتیت اثبات می کند (شکل۳–۲۹). کانی اسفن در سینیتهای مورد مطالعه به صورت بی شکل و دانه ریز و به همراه کانی های اپک حاصل از دگرسانی

هورنبلند و کلینوپیروکسن دیده میشود. از کانیهای ثانویه موجود در این سنگها میتوان به سریسیت، اپیدوت، کلریت و کلسیت اشاره کرد (شکل۳-۳۰). سریسیت در اثر تجزیه و دگرسانی پلاژیوکلازها حاصل می شود. پلاژیوکلاز و هورنبلند نیز در طی دگرسانی به اپیدوت و کلریت تبدیل می شوند.



شکل۳-۲۴- تصویری از نمونه دستی سینیت قشلاق با شکل۳-۲۵- تصویری از بافت دانهای نمونه سینیتی ظاهر لوكوكرات

قشلاق (XPL)



شکل۳-۲۶- تصویری از کانی پلاژیوکلاز دگرسان شده شکل۳-۲۷- تصویری از کانی ارتوکلاز که در نمونه سینیتی قشلاق به فراوانی مشاهده میشود(XPL)

در نمونه سینیتی قشلاق (XPL)







سينيتى قشلاق(XPL)





شکل۳-۲۹- تصویری از کانی آپاتیت در نمونه سینیتی شکل۳-۳۰- تصویری از کانی ثانویه کلسیت در نمونه قشلاق(XPL)

سينيتى قشلاق(XPL)



پ سیمی کانی کا

#### ۴–۱–مقدمه

امروزه بررسی شیمی کانیها همراه با ژئوشیمی و پتروگرافی سنگها اهمیت ویژهای در مطالعه پترولوژیکی سنگهای آذرین داشته و با مطالعه شیمی کانیها میتوان نام دقیق کانیها و همچنین به شرایط ترمودینامیکی حاکم بر تشکیل سنگها، تحولات ماگما، عمق و درجه حرارت نهایی جایگیری تودهها و حتی به جایگاه تکتونیکی آنها پی برد. مطالعه شیمی کانیهای موجود در سنگهای مورد مطالعه منطقه قشلاق یکی از ابزارهای مورد استفاده برای بررسی منشأ آنها است. این بررسی از طریق آنالیزهای نقطهای و محاسبات فرمول ساختمانی این کانیها امکان پذیر میباشد.

استفاده از نتایج الکترون مایکروپروپ کانیها، که تحت عنوان میکرو آنالیزور پروپ الکترونی (EPMA) شناخته میشود، به منظور شناسایی، تعیین نوع و ترکیب شیمیایی دقیق کانیها و نیز بهرهگیری از نتایج بدست آمده در مطالعات دما ـ فشارسنجی میباشد. پس از بررسی و مطالعات پتروگرافی و انتخاب نمونههای مورد نظر، تعداد ۶ نمونه از نمونههای سالم و با حداقل دگرسانی انتخاب و از آنها، مقطع نازک ـ صیقلی تهیه و سپس با دستگاه ریز پردازنده الکترون مدل (JEOL EPMA JXA-8200R) با قطر باریکه الکترونی ۲MH، با ولتاژ شتاب دهنده KV و شدت جریان An ۱۵ در دانشگاه لیسبون پرتغال آنالیز گردیدند. نتایج آنالیز در جداول (۴–۱، ۴–۲، ۴–۲) (پیوست) آورده شده است. نتایج دستگاهی حاصله، مجموعاً شامل بیش از ۳۹۵ آنالیز نقطهای از نمونههای منطقه میباشند. در این فصل ابتدا به بررسی تغییرات کانیهای تشکیل دهنده سنگهای آذرین منطقه قشلاق پرداخته شده است و سپس با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن و آمفیبول موجود در این سنگها، شرایط دما و فشار تشکیل آنها مورد بررسی قرار گرفته است.

## ۲-۴- مراحل انجام کار با دستگاه الکترون مایکروپروپ

برای استفاده از دستگاه الکترون مایکروپروپ مدل (JEOL EPMA JXA-8200R) ابتدا از نمونههای مورد مطالعه، مقاطع نازک \_ صیقلی تهیه می شود. در آماده سازی این مقاطع باید دقت بالایی لحاظ

شود، چون وجود هر گونه خراش یا سطح ناصاف در مقاطع و نیز ضخامت نامناسب سبب ایجاد اشتباهاتی در نتایج تجزیه می شود و همچنین باید بر روی هر مقطع، نقاط مورد نظر برای انجام آنالیز علامت گذاری شود. پیش از شروع آنالیز باید مقاطع نازک – صیقلی بوسیله لایه نازکی از کربن آغشته شوند، تا نمونههای غیر رسانا به وسیلهی پوششی از کربن که بر روی آنها قرار می گیرد قابلیت هدایت بارهای الکتریکی ایجاد شده را پیدا کنند. لایهی کربن باید ضخامت مناسبی داشته باشد، زیرا تغییر در ضخامت پوشش کربنی باعث عدم صحت آنالیز می شود. در ادامه باید دستگاه میکروپروب بر اساس کانیهای استاندارد کالیبره شود. نمونه مورد مطالعه را در درون دستگاه قرار داده و سپس با مشخص کردن نقطهی مورد نظر شروع به انجام آنالیز می کنند. در این حین نقطهی مورد نظر تحت تأثیر الکترونها قرار می گیرد و در اثر واکنش بین نمونه و الکترونها، اتمهای موجود در نمونه بر انگیخته می شوند، که این عمل باعث تولید اشعه X می گردد. عمل شمارش تعداد اشعههای X ساطع شده از نمونه توسط اسپکترومتر صورت می گیرد، و بعد از تصحیحات لازم توسط دستگاه مقدار هر عنصر به صورت درصد اکسید مشخص می شود.

۴-۳- ترکیب شیمیایی کانیهای تشکیل دهندهی سنگهای آذرین سیلهای قشلاق، تأیید نتایج حاصل از مایکروپروب بر روی کانیهای موجود در سنگهای آذرین سیلهای قشلاق، تأیید کنندهی نتایج بدست آمده قبلی بر اساس شواهد پتروگرافی است. همانگونه که در مطالعات پتروگرافی عنوان شد پیروکسن، پلاژیوکلاز، آمفیبول و الیوین (در الیوین گابروها) کانیهای اصلی سنگهای آذرین سیلهای قشلاق را تشکیل میدهند، و کانیهای آپاتیت، اسفن و اپک نیز از کانیهای فرعی این سنگها موباشند. می استگهای قرین سیلهای قشلاق آذرین کنادهی تایج بدست آمده قبلی بر اساس شواهد پتروگرافی است. همانگونه که در مطالعات پتروگرافی عنوان شد پیروکسن، پلاژیوکلاز، آمفیبول و الیوین (در الیوین گابروها) کانیهای اصلی سنگهای آذرین سیلهای قشلاق را تشکیل میدهند، و کانیهای آپاتیت، اسفن و اپک نیز از کانیهای فرعی این سنگها می باشند. کانیهای ثانویه در این سنگها شامل کلسیت، اپیدوت، سریسیت وکلریت هستند. می به منظور انجام مطالعات مایکروپروب بیش از ۵۳۹ نقطه، مورد تجزیه قرار گرفته است.

فلدسپار و آمفیبول میباشند. تعداد ۱۰۶ آنالیز نقطهای مربوط به کلینوپیروکسن،۲۹۰ نقطه مربوط به فلدسپار و ۱۴۳ نقطه مربوط به کانی آمفیبول از سنگهای آذرین درونی منطقه قشلاق می باشد.

#### ۴-۴- شیمی کانیها

# ۴–۴–۱– شیمی آمفیبول

آمفیبول از جمله کانیهای سیلیکاته دو زنجیرهای است که عناصر زیادی را در ساختمان خود جای می دهد. بنابراین از ترکیب شیمیایی این کانی نیز می توان به سرشت تبلور ماگما پی برد. تغییرات ترکیب شیمیایی آمفیبولها در (جدول۴-۴ تعدادی از نمونهها) آورده شده است. ترکیب سنگ، فشار و فوگاسیته اکسیژن از جمله فاکتورهای مهم و تعیین کننده در ترکیب شیمیایی آمفیبولها محسوب می شوند. بلورهای آمفیبول در سنگهای آذرین سیلهای قشلاق از هر دو نوع آمفیبول سبز و آمفیبولهای میباشند که هر دو نوع را می توان به دو دسته آمفیبولهای اولیه ماگماتیک (نسل اول) و آمفیبولهای میباشند که هر دو نوع را می توان به دو دسته آمفیبولهای اولیه ماگماتیک (نسل اول) و آمفیبولهای ثانویه حاصل از دگرسانی (نسل دوم) تقسیم بندی نمود (بر اساس مطالعات پتروگرافی). آمفیبولهای نسل دوم در حاشیه آمفیبولهای نسل اول و یا کلینوپیروکسنها تشکیل می شوند. اساسی ترین پر شدن موقعیت B ساختمان بلوری توسط عناصر Na و AS، به چهار قلمرو اصلی آلکالی، سدیک-کلسیک، کلسیک و Fe-Mg-Mn تفکیک می شود. بر اساس این روش آمفیبولهای تجزیه شده در گروه آمفیبولهای کلسیک جای می گیرند و از نوع اکتینولیت، هورنبلند، منیزیوهورنبلند، هورنبلند چرماکیتی توسط رابطه زیر متمایز (شکل -۴–۱–الف و ب)، و دارای منشا آذرین هستند (شکل –۴ ۲). قلمرو کلسیک

 $\sum (Ca + Na) \ge 1$ ,  $Na \ge \cdot, \Delta \in Ca \ge 1/\Delta$ 

#### در این قلمرو چهار گروه مشخص شده است:

a-  $(Na+K)_A \ge \frac{1}{2} \cdot \frac{1}{\Delta Ti} < \frac{1}{\Delta \Delta Ti}$ b-  $(Na+K)_A \ge \frac{1}{2} \cdot \frac{1}{\Delta Ti} \ge \frac{1}{\Delta \Delta Ti}$ 

- c-  $(Na+K)_A < \frac{1}{2} \cdot \frac{1}{2} Ca_A < \frac{1}{2} \sqrt{\Delta Ca_A}$
- d-  $(Na+K)_A < \frac{1}{2} \cdot \frac{1}{\Delta Ca_A} \geq \frac{1}{2} \cdot \frac{1}{\Delta Ca_A}$

آمفیبولهای موجود در سنگهای مورد مطالعه از دو گروه a و b هستند. آمفیبولها بر روی نمودار <sup>IV</sup> Al <sup>IV</sup> در مقابل I<sup>V</sup> Al <sup>VI</sup> که تعیین کننده ی آمفیبولهای آذرین و دگرگونی است (Fleet and Barnett, 1978)، از نوع آمفیبولهای کلسیک فشار پایین با منشأ آذرین می باشند (شکل-۴-۳). در مقدار عناصر Al <sup>IV</sup>، Ca و Na در ترکیب آمفیبولها، تابع فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن میباشند. میزان اکسید تیتان این آمفیبولها متغیر بوده و مقادیر ۰/۰۲ تا ۵/۹۸ را نشان میدهند. با توجه به ویژگیهای ژئوشیمیایی و مطالعات میکروسکوپی اکثر این آمفیبولها به جز اکتینولیتها همان گونه که در مشاهدات پتروگرافی نیز ذکر شد اولیه بوده و در اثر آلتراسیون ایجاد نگردیدهاند.







شکل-۴-۳- نمودار <sup>۱۷</sup> Al در مقابل <sup>۱۷</sup> Al که تفکیک-کننده آمفیبولهای آذرین و دگرگونی است ( Fleet and Barnett, 1978)، که نشان میدهد آمفیبولهای مورد مطالعه از نوع آمفیبولهای کلسیک فشار پایین با منشأ آذرین هستند.

شکل-۴-۲- نمودار تفکیک آمفیبولهای ماگمایی از دگرگونی برای آمفیبولهای موجود در سنگهای درونی ژوراسیک منطقه قشلاق (Leake et al,1991).

# ۴-۴-۳-۱- تعیین محیط زمین ساختی و خاستگاه ماگمایی آمفیبولها از ویژگیهای ژئوشیمایی آمفیبولها که بیشتر بر پایهی بررسی زینولیتهای گوشتهای حاصل شده است، برای مقایسه محیطهای تکتونوماگمایی مختلف (به ویژه محیطهای فرورانش Subduction و درون ورقهای Intraplate یا ین تکتونوماگمایی مختلف (به ویژه محیطهای فرورانش ofter al.,2007) و درون (-S مقایسه محیطهای تکتونوماگمایی مختلف (به ویژه محیطهای فرورانش ofter al.) دارند. بر اساس نمودار ورقهای Na2O و Na2O و TiO2 پایین تری نسبت به انواع درون ورقهای (Amph)، دارند. بر اساس نمودار طبقهبندی تکتونوماگمایی (TiO2 پایین تری نسبت به انواع درون ورقهای (مقای (معلم) دارند. بر اساس نمودار ملبقهبندی تکتونوماگمایی (TiO2 پایین تری نسبت به انواع درون ورقهای منطقه قشلاق در گستره آمفیبولهای طبقهبندی تکتونوماگمایی (TiO2 با ماری منطقه قشلاق در گستره آمفیبولهای موجود در آلکالنها نسبت به ساب آلکالنها درون ورقهای قرار میگیرند (شکل۴-۴-الف). آمفیبولهای موجود در آلکالنها نسبت به ساب آلکالنها دارای مقادیر بیشتری از اکسیدهای TiO3 به Mg.Na، K، Ti میزان MgO Al2O3، Ogo و Na2O در مقابل TiO2 ماهیت آلکالن و ساب آلکالن آمفیبولها بررسی میزان دازد، به مقادیر اکسیدهای یاد شده، آمفیبولهای مورد مطالعه ماهیت آلکالن دارند، ولی برخی آمفیبولها، که متحمل دگرسانی شدهاند، ماهیت ساب آلکالن نشان میدهند (شکل۴-۴-ب-د). ترکیب

شیمیایی کانیهایی مانند آمفیبول و بیوتیت راهنمای مناسبی برای تعیین خاستگاه ماگمایی محسوب می شوند. با استفاده از فراوانی اکسیدهای تیتانیوم و آلومینیوم موجود در آمفیبول های مورد بررسی، خاستگاههای یوستهای و گوشتهای تفکیک شده است (Jiang et al.,2006). طبق نمودار TiO2 در مقابل Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، ترکیب آمفیبول ها بیانگر دخالت ماگمای گوشته ای و ترکیبات پوسته ای در تشکیل آن ها می باشد (شکل۴–۵). میزان عدد منیزیمی (#Mg) در آمفیبولها، فاکتور مناسب دیگری برای شناسایی منشأ ماگمای سازنده آنها است. عدد منیزیمی بیش از ۰/۷ معرف خاستگاه گوشتهای و مقادیر کمتر از ۰/۵ نشان دهندهی خاستگاه پوسته ای ماگما می باشند. مقادیر بین این دو عدد، بیانگر دخالت خاستگاه پوسته ای و گوشتهای در تشکیل ماگما هستند. گسترهی عدد منیزیمی (#Mg) ۰/۴۶–۰/۸۴ در آمفیبولهای سنگهای آذرین مورد مطالعه، بر نقش هر دو ماگمای پوستهای و گوشتهای دلالت دارد، و همچنین آمیختگی ترکیبات گوشتهای و پوستهای را برای این سنگها تأیید میکند. احتمال میرود ماگمای گوشتهای در اتاقک ماگمایی در منطقه یپوسته متبلور شده و در حین سرد شدن با مواد پوستهای آمیختگی پیدا کرده باشد، که این امر ترکیب شیمیایی آن را تغییر میدهد. (Droop (1987) نیز نموداری را طراحی کرده است، که بر اساس میزان SiO2 و TiO2 آمفیبول های متعلق به سنگهای کالک آلکالن، آلکالن، اولترامافیک و لامپروفیری از هم متمایز میشوند. با ترسیم آمفیبولهای مورد مطالعه بر روی این نمودار مشاهده می شود که نمونه های مورد بررسی در محدوده آلکالن- اولترامافیک واقع شدهاند (شکل۴-۶).





شکل۴-۴- موقعیت امفیبولهای موجود در سنگهای درونی ژوراسیک قشلاق، الف-نمودار Na<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> شکل۴-۴- موقعیت امفیبولهای موجود در سنگهای درونی ژوراسیک قشلاق، الف-نمودار Na<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (Coltori et al.,2007) برای تعیین محل تشکیل آمفیبولهای مورد مطالعه. شکل۴-۴-ب-ج-ح-د- نمودارهای ارزیابی ماهیت سنگهای مورد مطالعه با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبولها(Molina et al.,2009). شکل۴-۵-موقعیت آمفیبولهای موجود در سنگهای آمود مطالعه با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبولهای مورد مطالعه. شکل۴-۴-ب-ج-ح-د- نمودارهای ارزیابی آمفیبولهای مورد مطالعه. شکل۴-۴-ب-ج-ح-د- نمودارهای ارزیابی آمفیبولهای موجود در سنگهای قرار مطالعه با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبولها(Molina et al.,2009). شکل۴-۵-موقعیت آمفیبولهای موجود در سنگهای آذرین سیلهای قشلاق در نمودار Na<sub>2</sub>O در مقابل Al<sub>2</sub>O3 (Jiang et al.,1984) Al<sub>2</sub>O3 را



شکل۴-۶- موقعیت آمفیبولهای سیلهای قشلاق در نمودار SiO2 در مقابل TiO2 (Droop,1987)
Rock type	Gabbro		Monzonite		Synite		Diorite	
Sample	Z-11-2	Z-11-3	Z-14-1	Z-14-2	Z-22-1	Z-22-2	Z-19-1	Z-19-2
SiO <sub>2</sub>	52.90	55.12	41.20	42.06	42.13	41.71	50.66	51.90
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.10	5.72	4.81	4.98	4.88	0.69	0.09
$Al_2O_3$	2.30	0.86	11.52	11.02	11.22	11.08	1.44	3.97
FeO*	5.83	16.77	11.79	14.24	12.07	13.20	15.76	16.73
MnO	0.13	0.22	0.21	0.22	0.14	0.17	0.37	0.11
MgO	17.20	12.62	11.71	10.74	12.11	11.38	12.05	12.14
CaO	19.30	12.48	11.72	11.28	11.51	11.34	16.67	12.15
Na <sub>2</sub> O	0.35	0.22	2.97	2.78	2.86	2.86	0.93	0.36
$K_2O$	0.03	0.12	0.80	0.83	0.82	0.84	0.00	0.30
Cr2O3	0.68	0.10	0.08	0.06	0.06	0.11	0.17	0.07
Total	99.32	98.60	97.73	98.04	97.89	97.57	98.74	97.82
Si	7.45	7.99	6.12	6.27	6.23	6.23	7.50	7.59
Al <sup>IV</sup>	0.38	0.01	1.88	1.73	1.77	1.68	0.25	0.41
Al <sup>VI</sup>	0.00	0.14	0.13	0.20	0.18	0.18	0.00	0.28
Ti	0.06	0.01	0.64	0.54	0.55	0.55	0.08	0.01
Cr	0.08	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Fe <sup>+3</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14
Fe <sup>+2</sup>	0.69	2.03	1.46	1.77	1.49	1.65	1.95	1.90
Mn	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.05	0.01
Mg	3.61	2.73	2.59	2.39	2.67	2.53	2.66	2.65
Ca	2.91	1.94	1.86	1.80	1.82	1.81	2.65	1.90
Na	0.10	0.06	0.86	0.80	0.82	0.83	0.27	0.10
Sum Cations								
(B)(Ca+Na)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
BNa	0.00	0.05	0.06	0.23	0.21	0.22	0.00	0.10
(A)(Na+K)	0.10	0.03	0.08	0.76	0.80	0.80	0.27	0.06
Mg/Mg+Fe <sup>+2</sup>	0.84	0.57	0.64	0.57	0.64	0.61	0.58	0.58
Fe <sup>+3</sup> /Fe <sup>+3</sup> +Al <sup>VI</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.28

جدول۴–۴– نتایج ریزپردازش و محاسبه فرمول ساختمانی بر روی تعدادی از آمفیبولهای موجود در سنگهای سیلهای قشلاق بر پایه ۲۳ اکسیژن

## ۴-۴-۲- شیمی پیروکسنها

طبقه بندی و نامگذاری پیروکسنها به مقدار زیادی بر اساس شیمی بلوری آنها میباشد و واحد فرمولی آنها بر پایه شش اکسیژن محاسبه میشود (Vieten and Hamm, 1978). پیروکسنها با فرمول عمومی شیمیایی M2M1T<sub>2</sub>O<sub>6</sub> معین میشوند وکاتیونهای با کئوردینانسون اکتاهدرال در موقعیتهایM1 و M2 و کاتیونهای با کئوردینانسون تتراهدرال در موقعیت T قرار می گیرند (Morimoto, 1988). پیروکسنها با توجه به تعداد کل کاتیونها در موقعیتهای M<sub>1</sub> و M<sub>2</sub> و بر پایه شش اکسیژن به چهار گروه شیمیایی زیر تقسیم میشوند (Morimoto and Kitamura, 1983; Morimoto, 1988): ۱- پیروکسنهای گروه Ca-Mg-Fe (Quad)

- ۲- پیروکسنهای گروه Ca-Na
  - Na پیروکسنهای گروه Na
- ۴- دیگر پیروکسنها (Other)

بر این اساس، برای تعیین نوع پیروکسن، تعداد کاتیونهای Fe<sup>2+</sup> ،Mg ،Ca و Na موجود در موقعیت-های M در نمودار  $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$  و J = 2Na و  $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$  های M در نمودار ا پیروکسنهای مورد مطالعه در محدوده پیروکسنهای گروه آهن- منیزیم- کلسیم (Quad) و فقیر از سدیم قرار می گیرند (شکل۴–۷). همچنین در نمودار Wo-En-Fs، نمونههای مورد بررسی در گسترهی اوژیت قرار دارند (شکل۴–۸). بر مبنای فرمول ساختاری این کانی، ترکیب کلینوپیروکسنهای موجود در حد 1.93-45.22، En31.06-47.04، Wo23.72-41.93 وبا عدد منيزيم (Mg/Mg+Fe) در حدود 1.93-55.24 (Mg/Mg+Fe) در حدود 1.93 می باشند. مقدار عدد منیزیمی (Mg# =Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)) به عنوان یک شاخص مهم در بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی کلینوییروکسنها مورد استفاده قرار می گیرد. کلینوییروکسنها با عدد منیزیم بالای ۷۰ (Mg#>70) از یک ماگمای اولیه و کلینوپیروکسن های غنی از Fe از یک ماگمای به شدت تفریق یافته متبلور می شوند (Deer et al., 1992). لذا می توان گفت که پیروکسن های منطقه قشلاق با عدد منیزیم ۰/۷۱–۰/۸۵ از یک ماگمای اولیه در دمای بالا متبلور شدهاند. به طور معمول کانی کلینوپیروکسن در سنگهای آذرین قشلاق غنی از منیزیم و فقیر از آهن می باشند. برای تعیین فوگاسیته اکسیژن در محيط تشكيل پيروكسنها از نمودار Al<sup>IV</sup>+Na نسبت به Al<sup>IV</sup>+2Ti+Cr استفاده می شود ( Bence *et* schweitzer et al., 1979؛ al., 1975). این نمودار بر اساس موازنه ی Al موجود در موقعیت چهاروجهی و با Al و<sup>Cr+3</sup> موجود در موقعیت هشت وجهی بنا شده است. با توجه به این نمودار نمونهها در گستره بالای خط  $Fe^{+3}=0$  قرار می گیرند (شکل+-9). مقدار  $Fe^{+3}$  در پیروکسن ها بستگی به میزان اکسیژن

محیط تشکیل آنها دارد و از روی نمودار Al<sup>IV</sup>+Na نسبت به Al<sup>IV</sup>+2Ti+Cr قابل محاسبه میباشد (Schweitzer *et al.*, 1979 ؛ Bence *et al.*, 1975) ، هر چه فاصله نمونهها از خط Ee<sup>+3</sup>=0 بیشتر باشد، (Schweitzer *et al.*, 1979 ؛ Bence *et al.*, 1975) . به مقدار فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آنها نیز بیشتر است (Cameron and Papike, 1981). به منظور مطالعه دقیق ترکیب پیروکسنهای منطقه مورد مطالعه، ۱۰۶ آنالیز نقطهای روی آنها صورت گرفت. این کلینوپیروکسنها به طور میانگین واجد ۲۰/۱۰ درصد وزنی SiO2، ۲۵/۱۰ درصد CaO، کروت میاشند (CaO میانگین واجد ۲۰/۱۰ درصد وزنی ۲۰۵2، ۲۵/۱۰ درصد CaO، ۲۰/۱۰ درصد وزنی ۱۹۵2، ۲۱۰ درصد وزنی ۱۹۵۲ میباشند (CaO میانگین واجد ۲۰/۱۰ درصد وزنی ۲۰۵۵ درصد وزنی ۲۰۵۵ میباشند (۲۰۵۹ درصد وزنی ۲۰۵۵ میباشند (جدول ۴–۵ تعدادی از نقاط).



شکل۴-۸- موقعیت پیروکسنهای مورد بررسی در نمودار مثلثی Wo-En-Fs (Morimoto., 1988) که نشاندهندهی نوع پیروکسنهای سنگهای آذرین سیلهای قشلاق است

شکل۴-۷- موقعیت پیروکسنهای مورد مطالعه در نمودارQ-J (Morimoto.,1988) که نشاندهندهی ترکیب پیروکسنهای سنگهای آذرین سیلهای قشلاق است.



شکل۴-۹- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار تعیین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسنهای سیلهای قشلاق (Schweitzer *et al.*,1979 ؛ Bence *et al.*,1975).

# ۴-۴-۲-۱- تعیین سریهای ماگمایی سنگهای منطقه بر اساس شیمی کانی کلینوپیروکسن

همه عناصر موجود در ماگما میتوانند در کانی کلینوپیروکسن جای بگیرند، بنابراین ترکیب این کانی میتواند نماینده نوع ماگمایی باشد، که این کانی از آن منشأ میگیرد. تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی و کانیشناسی از یک گدازه به گدازهی دیگر نشانهی رابطهی خویشاوندی گدازه ها با هم و منشأ گرفتن آنها از یک منبع مشترک میباشد (معین وزیری، ۱۳۷۱). جهت تعیین سری ماگمایی سنگهای آذرین مورد مطالعه از نمودارهای مختلف استفاده شده است که در ادامه به معرفی آنها پرداخته میشود.

### الف- نمودار Ti+Cr+Na در برابر Al:

نمودار Ti+Cr+Na در مقابل Al، برای تفکیک کلینوپیروکسنهای آذرین و دگرگون توسط Berger) (et al, 2005 ارائه شده است. با توجه به این نمودار کلینوپیروکسنهای منطقه قشلاق در محدودهی آذرین قرار گرفتهاند (شکل ۴–۱۰).



، Al در Ti+Cr+Na شکل۴-۱۰- موقعیت کلینوپیروکسنهای سنگهای آذرین درونی ژوراسیک قشلاق در نمودار Berger *et al*, 2005).

ب- نمودار Ti در برابر Ca+Na:

مطالعه کلینوپیروکسنها یکی از مزایای، تعیین سری ماگمایی سنگهای مورد مطالعه میباشد. به این منظور از نمودار Ti در مقابل Na+Ca استفاده شده است (Letrrier *et al.*, 1982). ترکیب شیمیایی اکثر پیروکسنهای مورد مطالعه در محدوده آلکالن قرار می گیرد و برخی که دچار دگرسانی شدهاند ماهیت ساب آلکالن نشان میدهند (شکل ۴–۱۱).



(Le ،Ca+Na شکل۴–۱۱- موقعیت کلینوپیروکسنهای سنگهای آذرین سیلهای قشلاق در نمودار Ti در مقابل Terrier, 1982. (Terrier, 1982)

**۴-۴-۲-۲- تعیین محیط تکتونیکی سنگهای منطقه براساس شیمی کانی کلینوپیروکسن** یکی از مزایای مطالعه کلینوپیروکسنها، تعیین محیط تکتونیکی سنگهای مورد مطالعه میباشد. از جمله نمودارهایی که برای تشخیص محیط تکونیکی ماگما با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن به کار برده می شود، می توان به نمودارهایی که در زیر به تفسیر آنها پرداخته می شود، اشاره کرد.

#### الف- نمودار Ti در برابر Ca:

تمودار Ti در برابر Ca توسط (Sun and Bertrand, 1991) ارائه شده است، که بر اساس مقدار Ca و Ti در کلینوپیروکسن میباشد. در این نمودار، نمونههای با مقادیر بالای Ti در محدودهی غیر کوهزایی قرار می گیرند، و اگر نمونهها، دارای مقادیر بالای Ca باشند در محدودهی کوهزایی واقع میشوند شکل (۴- می گیرند، و اگر نمونهها، دارای مقادیر بالای Ca باشند در محدودهی کوهزایی واقع میشوند شکل (۴- ۱۲). با توجه به مقدار پایین تیتانیوم و میزان بالا کلسیم در نمونهها، محیط زمین ساختی سنگهای مورد بررسی از نوع محیط کوهزایی – کششی است؛ که دلالت بر محیط کششی پشت کمانی بعد از کوهزایی سیمیرین پیشین دارد.



شکل۴-۱۲- موقعیت کلینوپیروکسنهای سنگهای آذرین درونی ژوراسیک قشلاق در نمودار Ti در مقابل Ca، (Sun and Bertrand, 1991).

#### ب- نمودار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در برابر TiO<sub>2</sub>+Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>:

نمودار Al2O3 در برابر TiO2+Cr2O3 برای تعیین محیط تکتونیکی نمونههای مورد مطالعه توسط شیمی پیروکسنها میباشد. این نمودار توسط (Hout *et al.*,2002) پیشنهاد شده است، و به محدودهای Boninites ،N-MORB ،Back-arc basalts Island-arc tholeiite تقسیم بندی شده است. با توجه به این نمودار نمونههای مورد بررسی در محدوده Back-arc basalts قرار گرفتهاند (شکل۴–۱۳).



شکل۴–۱۳– موقعیت پیروکسن.های سنگهای آذرین درونی ژوراسیک قشلاق در نمودار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در برابر Hout et al., 2002) TiO<sub>2</sub>+Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

#### پ- نمودار F1 - F2:

نمودار  $F_1 - F_2$  برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگهای منطقه قشلاق به وسیله ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسنها توسط (Nisbet and pearce, 1977)، ارائه شده است. این نمودار کلینوپیروکسنهای بازالتهای آلکالن درون ورقهای را از دیگر ماگماها متمایز میکند. مقادیر  $F_1 - F_2$  را میتوان از طریق معادلات که در زیر آورده شده است بدست آورد. نتایج حاصل از بررسی نمونهها در نمودار  $F_1 - F_2$ . بیانگر این است که اکثر نمونهها در گستره بازالتهای درون ورقهای واقع شدهاند (شکل ۴–۱۴).  $\mathbf{F_1} = -(0.012*\text{SiO}_2) - (0.0807*\text{TiO}_2) + (0.0026*\text{Al}_2\text{O}_3) - (0.0012*\text{FeOt}) - (0.0026*\text{MnO}) + (0.0087*\text{MgO}) - (0.0128*\text{CaO}) - (0.0419*\text{Na}_2\text{O})$ 

 $\mathbf{F_{2}} = -(0.0469 * \text{SiO}_{2}) - (0.0818 * \text{TiO}_{2}) + (0.012 * \text{Al}_{2}\text{O}_{3}) - (0.0041 * \text{FeOt}) - (0.1435 * \text{MnO}) + (0.0029 * \text{MgO}) - (0.0085 * \text{CaO}) - (0.016 * \text{Na}_{2}\text{O})$ 



VAB= Volcanic-arc basalt OFB= Ocean-floor basalt WPT= Within-plate tholeiitic WPA= Within-plate alkaline

شکل۴-۱۴- موقعیت کلینوپیروکسن،های سنگهای درونی ژوراسیک قشلاق نمودار ۲۶-۲۰، (Nisbet and Pearce, 1977).

سیلھای	اذرين ا	سنگهای	کسنهای	كلينوپيروك	از	تعدادى	روى	بر	الكترونى	کروپروب	مايک	تجزيهى	نتايج	-۵-۴	جدول
						[ق.	قشلا								

Rock type	Gabbro				Diorite			
Sample	Z-11-1	Z-11-2	Z-11-3	Z-11-4	Z-19-1	Z-19-2	Z-19-3	Z-19-4
SiO <sub>2</sub>	53.36	53.31	53.57	52.58	52.86	52.94	53.80	52.88
TiO <sub>2</sub>	0.65	0.71	0.69	0.79	0.69	0.74	0.66	0.81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.93	1.78	1.82	2.43	1.99	1.81	1.39	1.88
$\mathrm{FeO}^*$	8.32	8.63	8.28	8.34	8.28	8.84	8.44	9.14
MnO	0.15	0.20	0.19	0.21	0.18	0.16	0.16	0.19
MgO	16.48	16.38	16.43	16.11	16.29	16.40	16.68	15.92
CaO	18.64	18.59	18.76	18.60	18.64	18.38	18.47	18.77
Na <sub>2</sub> O	0.21	0.22	0.18	0.21	0.20	0.20	0.19	0.21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.34	0.28	0.27	0.40	0.33	0.28	0.24	0.23
Total	100.08	100.10	100.18	99.67	99.45	99.74	100.04	100.04
T-sites								
Si	1.97	1.97	1.98	1.95	1.96	1.96	2.00	1.96
Al <sup>iv</sup>	0.057	0.054	0.056	0.073	0.060	0.057	0.045	0.059

Fe(iii)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
T-Total	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
M1 sites								
Al <sup>vi</sup>	0.026	0.023	0.022	0.032	0.026	0.022	0.015	0.022
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.010	0.008	0.008	0.012	0.010	0.008	0.007	0.007
Ti	0.018	0.020	0.019	0.022	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.895	0.891	0.889	0.880	0.891	0.898	0.903	0.871
Fe <sup>2+</sup>	0.052	0.059	0.062	0.054	0.054	0.052	0.057	0.078
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1-Total	1	1	1	1	1	1	1	1
M2 site								
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe(ii)	0.253	0.251	0.252	0.248	0.247	0.258	0.262	0.241
Mn	0.005	0.006	0.006	0.007	0.006	0.005	0.005	0.006
Ca	0.727	0.727	0.730	0.731	0.733	0.723	0.719	0.738
Na	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
К	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2-Total	1	1	1	1	1	1	1	1
	-	-						
Jadeite	2.61	2.28	2.23	3.28	2.64	2.19	1.5	2.27
Acmite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Augite	97.4	97.7	97.8	96.7	97.36	97.81	98.5	97.73
Wo	37.7	37.7	37.8	38.2	38.1	37.4	37.0	38.3
En	46.4	46.2	46.0	46.0	46.3	46.5	46.5	45.2
Fs	15.8	16.1	16.3	15.8	15.7	16.1	16.4	16.5

# ۴–۴–۳– شیمی فلدسپات

فلدسپاتها در تمامی واحدهای سنگی سیلهای قشلاق حضور دارند و یکی از کانیهای اصلی تشکیل دهنده این سنگها میباشند. ترکیب این کانیها میتواند اطلاعات ارزشمندی درباره شیمی ماگمای مادر و تحولات بعدی بر روی این ماگما شامل تفریق و یا اختلاط ماگمایی و غیره ارائه دهد. شواهد پتروگرافی حاکی از عملکرد متوسط تا شدید دگرسانی بر روی فلدسپاتها میباشد، این عامل باعث ایجاد پدیده سریستی شدن در آنها میشود. در نتیجه کانیهای ثانویه مانند: سریسیت، کلریت، کلسیت نیز در آنها مشاهده میشود. همچنین پلاژیوکلاز فراوانترین کانی فلسیک در نمونههای منطقه قشلاق است. برای پی بردن به ترکیب شیمیایی این کانیها، تعداد ۲۹۰ نقطه از آنها مورد آنالیز میکروپروب قرار گرفت و نتایج حاصل بر روی نمودار مثلثی An- Or- Ab (Deer *et al.*, 1992) پلات شد (شکل۵– ۵۱). گسترهی ترکیبی فلدسپاتهای منطقه قشلاق در محدوده آنورتوکلاز، آلبیت، لابرادوریت و بیتونیت میباشد. ترکیب شیمیایی فلدسپاتهای منطقه قشلاق در محدوده آنورتوکلاز، آلبیت، لابرادوریت و بیتونیت میباشد. ترکیب شیمیایی فلدسپاتهای منطقه قشلاق در محدوده آنورتوکلاز، آلبیت، لابرادوریت و بیتونیت میباشد. ترکیب شیمیایی فلدسپاتهای منطقه قشلاق در محدوده آنورتوکلاز، آلبیت، لابرادوریت و بیتونیت دارد بلکه به گازهای ماگمایی هم وابسته است، بنابراین تغییر در ترکیب شیمیایی فلدسپاتها تابعی از Ab20.91 An79.09 (لابرادوریت، بیتونیت) و Ab9.88 Oro20 - Ab1.39 Or98.62 (آنورتوکلاز، آلبیت) قرار می گیرند. جزء مولکولی ارتوز برای این نمونههای سنگی بین ۲/۰ تا ۹۸/۶۲ در تغییر است (جدول۴–۶ می گیرند. جزء مولکولی ارتوز برای این نمونههای سنگی بین ۲/۰ تا ۹۸/۶۲ در تغییر است (جدول۴–8 مرکز فلدسپاتها به سمت حاشیه آنهاست و بیانگر منطقهبندی عادی در آنها میباشد. نتایج حاصل از تجزیهی مایکروپروب الکترونی بر روی فلدسپاتهای منطقه قشلاق تأیید کنندهی شواهد پتروگرافی



شکل۴–۱۵– موقعیت فلدسپاتهای مورده بررسی در نمودار Ab-An-Or، (Deer 1992).

Rock type	Gabbro		Monzonite		Diorite		Syenite	
Sample	Z-11-1	Z-11-2	Z-14-1	Z-14-2	Z-19-1	Z-19-2	Z-21-1	Z-21-2
SiO <sub>2</sub>	53.68	52.98	68.63	68.30	53.53	53.63	67.50	69.53
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.07	0.00	0.00	0.05	0.06	0.06	0.01
$Al_2O_3$	28.23	28.37	18.68	18.86	27.56	28.16	17.74	18.26
FeO <sup>*</sup>	0.58	0.54	0.04	0.15	1.22	0.47	1.41	0.06
MnO	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.15	0.14	0.01	0.00	0.45	0.16	0.01	0.00
CaO	12.23	12.48	0.49	0.30	11.87	11.99	0.37	0.14
Na <sub>2</sub> O	3.97	3.96	11.26	10.59	4.10	4.20	11.46	11.66
K2O	0.18	0.19	0.09	1.22	0.47	0.19	0.04	0.04
Total	99.16	98.74	99.22	99.43	99.26	98.86	98.58	99.70
Si	2.44	2.42	3.01	3.00	2.44	2.44	3.00	3.03
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.53	1.55	0.98	0.99	1.50	1.53	0.94	0.95
Fe	0.02	0.02	0.00	0.01	0.05	0.02	0.05	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00
Ca	0.60	0.62	0.02	0.01	0.59	0.59	0.02	0.01
Na	0.35	0.36	0.97	0.91	0.37	0.38	1.00	1.00
К	0.01	0.01	0.01	0.07	0.03	0.01	0.00	0.00
Sum Cat								
Ab	36.57	36.07	97.12	91.61	37.37	38.36	98.06	99.15
An	62.32	62.78	2.35	1.45	59.81	60.49	1.74	0.65
Or	1.12	1.16	0.53	6.94	2.82	1.15	0.20	0.20

جدول ۴-۶- نتایج تجزیهی مایکروپروب الکترونی بر روی تعدادی از فلدسپاتهای سنگهای درونی ژوراسیک قشلاق.

# (Geothermobarometerry) دما – فشارسنجی -۵-۴

### ۴-۵-۱ - دما و فشارسنجی کلینوپیروکسن

### ۴-۵-۱-۱- دماسنجی کلینوپیروکسن

پیروکسنها به دلیل حساس بودن به حرارت برای برآورد دما مناسب میباشند. به این منظور برای تعیین زمین دماسنجی سنگهای آذرین مورد مطالعه از روشهای پیشنهادی ارائه شده در زیر استفاده میشود:

الف- روش تک کلینوپیروکسن لیندسلی و همکاران (Lindsley et al., 1983) بر اساس درصد مولکولی ولاستونیت – انستاتیت – لیندسلی و همکاران (Lindsley et al., 1983) بر اساس درصد مولکولی ولاستونیت – انستاتیت – فروسیلیت نمودار دماسنجی معرفی کردند، که برای دماسنجی کلینوپیروکسنها کاربرد گستردهای دارد. طبق نظر جیانگ و همکاران (Jiang et al., 2006) در صورتی میتوان از این نمودار برای کلینوپیروکسنها استفاده کرد که مجموعه Wo + En + Fs بیش از ۹۰ درصد باشد که در مورد کلینوپیروکسنهای سنگهای منطقه قشلاق این مطلب صدق میکند. بر این اساس، دماسنجی سنگهای مورد مطالعه نشان میدهد که دمای شروع تبلور در حدود ۱۰۰۰ تا ۱۵۵درجه سانتی گراد میباشد (شکل۴-۱۶).



شکل۴-۱۶- موقعیت پیروکسنهای مورد مطالعه در سنگهای آذرین سیلهای قشلاق در نمودار مثلثی Lindsley) et al.,1983)

ب – روش تک کلینوپیروکسن نیمیس و تایلر (Nimis and Taylor., 2000) استفاده از دماسنجی تک کانی کلینوپیروکسن برای بدست آوردن اطلاعاتی از گوشته بالایی نقش مهمی دارد. این ژئوترمومتر توسط نمیس و تیلور(Nimis and Taylor., 2000) ارائه شده است. نیمس و تیلور از یک ترکیب تجربی برای کالیبره شدن این دماسنجی در دماهای ۸۵۰ تا ۱۵۰۰ درجه سانتی گراد و فشار ۰ تا ۶۰ کیلوبار استفاده کردهاند. نتایج حاصل از دماسنجی کلینوپیروکسنها، برای نمونههای آنالیز شده در (جدول۴–۷) به صورت حداکثر، حداقل و میانگین ارائه شده است. دمای تشکیل کلینوپیروکسنها در حدود ۱۰۳۷ تا ۱۵۹ درجه سانتی گراد میباشد. فرمول استفاده در این روش به صورت زیر میباشد:

 $T(K) = 23166 + 39.28 P(Kbar) / 13.25 + 15.35 Ti + 4.50 Fe - 1.55 (Al + Cr - Na - Ka) + (Ln a^{cpx} en)^{2}$ 

Acpx en = (1-Ca-Na-K).1-1/2(Al+Cr+Na+K))

جدول ۴-۷- میزان دمای محاسبه شده برای کلینوپیروکسنهای موجود در سنگهای آذرین منطقه قشلاق، با استفاده از روش (Nimis and Taylor., 2000)

Nimis and Taylor., 2000									
Sample	$\mathrm{TC}^{\circ}$	Min	Max	Average					
Z-11		1037	1157	1101					
Z-19		1089	1133	1111					

پ - روش دماسنجی تشکیل کلینوپیروکسنها به روش (1997) Seosoo: روش سئوسو (Seosoo (1997)، به منظور تعیین دما پیروکسنهای موجود در سنگهای آذرین سیلهای قشلاق پیشنهاد شده است. در این روش که دما به صورت ترسیمی نمایش داده می شود، محور X و Y بر اساس دو شاخص XPT و YPT تعریف شده است. محاسبهی شاخص XPT و YPT به منظور تعیین موقعیت نقاط روی نمودار، به ترتیب با معادلات ۱ و ۲ امکان پذیر می باشد.

معادله ۱:

$$\label{eq:main_star} \begin{split} \mathbf{XPT} &= 0.446 SiO_2 + 0.187 TiO_2 - 0.404 Al_2 O_3 + 0.346 FeO(tot) - 0.052 MnO + \\ &0.309 MgO + \\ &0.431 CaO - 0.446 Na_2 O \end{split}$$

معادله ۲:  $\mathbf{YPT} = -0.369 \text{SiO}_2 + 0.535 \text{TiO}_2 - 0.317 \text{Al}_2\text{O}_3 + 0.323 \text{FeO}(\text{tot}) + 0.235 \text{MnO} - 0.516 \text{MgO} - 0.167 \text{CaO} - 0.153 \text{Na}_2\text{O}$ 

مزیت این روش دماسنجی این است، که حضور دو پیروکسن جهت دماسنجی الزامی نیست و برای انواع پیروکسنهای کلسیم- منیزیم- آهندار و منیزیم- آهندار قابل استفاده میباشد. بر اساس این روش دمای تشکیل کلینوپیروکسنهای موجود در سنگهای آذرین سیلهای قشلاق در حدود ۱۱۰۰ تا ۱۱۵۵ درجهی سانتیگراد به دست آمده است (شکل۴–۱۷).



شکل۵–۱۷– موقعیت پیروکسنهای موجود در سنگهای درونی ژوراسیک قشلاق در نمودار تعیین دما XPT در مقابل YPT (Seoso, 1997)

### ۴-۵-۱-۲- فشارسنجی کلینوپیروکسن

الف- روش فشارسنجی تشکیل کلینوپیروکسنها به روش (Seosoo (1997:

سئوسو (Seosoo, 1997)، به منظور تعیین فشار کلینوپیروکسنهای موجود در سنگهای مورد مطالعه نمودار XPT و YPT را ارائه داده است. در این نمودار محورهای X و Y بر اساس دو شاخص XPT و YPT تعریف شدهاند. با توجه به این نمودار میزان فشار تبلور پیروکسنها در نمونههای مورد مطالعه در حدود ۵-۱۰ کیلوبار میباشد (شکل۴–۱۸). برای محاسبه شاخصهای XPT و YPT به ترتیب از معادلات ۱ و ۲ استفاده شده است:

معادله ۱:

 $\textbf{XPT} = 0.446 SiO_2 + 0.187 TiO_2 - 0.404 Al_2O_3 + 0.346 FeO(tot) - 0.052 MnO + 0.309 MgO + 0.431 CaO - 0.446 Na_2O$ 

معادله ۲:

 $\mathbf{YPT} = -0.369 \text{SiO}_2 + 0.535 \text{TiO}_2 - 0.317 \text{Al}_2\text{O}_3 + 0.323 \text{FeO}(\text{tot}) + 0.235 \text{MnO} - 0.516 \text{MgO} - 0.167 \text{CaO} - 0.153 \text{Na}_2\text{O}$ 



شکل۴–۱۸- موقعیت پیروکسنهای موجود در سنگهای درونی ژوراسیک قشلاق در نمودار تعیین فشار XPT در مقابل YPT (Seoso, 1997)

ب - روش فشارسنجی تشکیل کلینوپیروکسن ها به روش (Helz (1973)

طبقه گفته (1973) Helz توزیع آلومینیوم در موقعیتهای چهاروجهی و هشت وجهی کلینوپیروکسنها معیار مناسبی برای محاسبه مقدار آب ماگما و میزان فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگهای آذرین است. با توجه به نمودار IN در برابر Al<sup>VI</sup> که توسط (Helz (1973) Helz ارائه شده است، پیروکسنها در فشار ۵ کیلوبار و مقدار آب ماگما تقریباً ۱۰ درصد متبلور شدهاند (شکل۴–۱۹).



Al<sup>IV</sup> شکل۴–۱۹-موقعیت پیروکسنهای موجود در سنگهای آذرین سیلهای قشلاق در نمودار Al<sup>VI</sup> در برابر Helz (1973)

پ - نمودار Al<sup>VI</sup> در برابر Al<sup>VI</sup>:

براساس نموداری که توسط (Aoki and Shiba, 1973) ارائه شده است، پیروکسنهای مورد مطالعه اکثراً در فشارهای متوسط تشکیل شدهاند، و این بیانگر آن است که تبلور پیروکسن ها در هنگام صعود، از اعماق با فشار متوسط به سمت بالا صورت گرفته است. (شکل۴-۲۰).



شکل۴-۲۰- موقعیت کلینوپیروکسنهای سنگهای آذرین سیلهای قشلاق در نمودار Al<sup>IV</sup> و Al<sup>IV</sup> و Al<sup>IV</sup>. (Shiba, 1973).

#### ۴-۵-۲- دما و فشارسنجی آمفیبول

آمفیبولها، مناسب ترین کانی برای تعیین دما – فشارسنجی سنگهای آذرین آهکی – قلیایی میباشند و در دماهای C°+۰۰°C بایدار محدودههای وسیعی از فشارهای۱–۲۳ Kbr پایدار هستند ( Leake et al., 1997). زیرا آمفیبولها تقریباً در تمام تودههای نفوذی آهکی – قلیایی، صرف نظر از ترکیبهای بازی – حدواسط یا اسیدی متبلور می شوند. لذا از نتایج آنالیز میکروپروپ آمفیبولها جهت تعیین عمق و فشار جایگیری سیلهای ژوراسیک قشلاق استفاده می شود.

#### ۴–۵–۲–۱– فشارسنجی آمفیبول

روشهای فشارسنجی برای آمفیبولها، بر اساس اندازه گیری مقدار AI موجود در این کانیها میباشد. زیرا میزان آلومینیوم موجود در ساختار آمفیبول رابطه مستقیم با تغییرات فشار و عمق جایگیری تودهها دارد. هرچه مقدار AI موجود در آمفیبولها بیشتر باشد، عمق بدست آمده برای تودهای مورد مطالعه بیشتر خواهد بود. مقدار آلومینیوم موجود در آمفیبولها با شرایط محیطی و مجموعهای از عوامل تغییر کرده و در نتیجه باعث ایجاد خطا در تعیین فشار میشود. لذا باید آمفیبولها دارای ویژگیهایی باشند تا تعیین فشار دقیق صورت گیرد. اولین ویژگی وجود مجموعه کانیهای کوارتز، فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند، اکسیدهای آهن، تیتانیم و تیتانیت در سنگهای آذرین مورد مطالعه است. پارامترهای مؤثر دیگر شامل فشار، دما، فوگاسیته اکسیژن و ترکیب سنگ کل میباشند که همگی در میزان Al موجود در آمفیبول تاثیر گذار هستند. با استفاده از نمودار AlTotal در مقابل (Fe<sup>\*</sup>+Mg) که توسط موجود در آمفیبول تاثیر گذار هستند. با استفاده از نمودار انجماد در مقابل (Fe<sup>\*</sup>+Mg) که توسط رد. با موجود به این نمودار فشار آمفیبولها در گسترهی ۵ تا ۵/۶ کیلوبار میباشد (شکل۴-۲۱). همچنین توجه به این نمودار فشار آمفیبولها در گسترهی ۵ تا ۵/۶ کیلوبار میباشد (شکل۴-۲۱). همچنین نمودار T1 در مقابل اماله ایماله در ایران تعیین فشار آمفیبولهای مورد مطالعه ترسیم شده است، که نشان میدهد آمفیبولهای آنالیز شده در سنگهای مورد مطالعه در فشار متوسط متبلور شدهاند (شکل۴-۲۲).



در مورد استفاده از آمفیبولها برای فشارسنجی روشهای مختلفی ارائه شدهاند که از جمله آنها میتوان به روشهای زیر اشاره کرد:

# ✓ (Hammarstrom and Zen, 1986)

مفیدترین روش فشارسنجی برای سنگهای آذرین است، که بر اساس Al موجود در آمفیبولها بدست میآید. همچنین اولین روشی میباشد، که نشان میدهد، میزان Altotal موجود در آمفیبولهای ماگمایی با فشار، رابطه خطی دارند.

Hammarstrom and Zen: P( $\pm$  3Kbar) = -3.92 + 5.03 Al(total)  $r^2 = 0.80$ بر اساس این روش میانگین فشار به دست آمده، براساس آمفیبولهای موجود در سنگهای آذرین سیلهای قشلاق ۴/۳ کیلوبار میباشد.

## ✓ روش هولیستر و همکاران (Hollister et al., 1987)

روش هولیستر و همکاران (Hollister *et al.*, 1987) براساس ترمودینامیک میباشد و لذا برای تودههای نفوذی (آهکی- قلیایی) که در فشار متوسط متبلور شدهاند، کاربرد دارد. خطای تعیین فشار براساس محتوای آلومینیم در آمفیبول، از  $\Upsilon \pm کیلوبار (روش هامسترام و زن، ۱۹۸۶) به ۱ <math>\pm کیلوبار کاهش$ مییابد. بدین ترتیب معادلهی جدیدی برای تعیین فشار تبلور آمفیبول و در نهایت فشار تشکیل سنگ-های دارای آمفیبول به شرح زیر ارائه شد:

Hollister et al. :  $P(\pm 1 \text{Kbar}) = -4.76 + 5.64 \text{ Al(total)}$   $r^2 = 0.97$ براساس محاسبات انجام شده با استفاده از این روش، در سنگهای آذرین سیلهای قشلاق میانگین فشار به دست آمده ۴/۶ کیلوبار میباشد.

#### (Johnson and Rutherford, 1989) روش جانسون و رادفورد (Johnson and Rutherford, $\sqrt{2}$

نخستین کالیبراسیون تجربی، که در دماهای C°۷۸۰-۷۲۰ و برای فشارهای ۲ تا ۸ کیلوبار و در حضور فاز سیّال پیشنهاد شده است. جانسون و رادفورد (Johnson and Rutherford, 1989) این فشارسنج را بر اساس محتوای AI آمفیبولهای آذرین در تعادل با مذاب، بیوتیت، کوارتز، سانیدین، پلاژیوکلاز، اسفن و مگنتیت یا ایلمنیت به صورت آزمایشگاهی کالیبره کردهاند. به واسطه تعادل فازهای یاد شده در گستره دما و فشار ذکر شده در بالا عمل همسنجی صورت گرفته است. معادلهی پیشنهادی در این روش به صورت زیر است:

Johnson and Rutherford:  $P(\pm 0.5 \text{Kbar}) = -3.46 + 4.23 \text{ Al(total)}$   $r^2 = 0.99$ براساس محاسبات انجام شده به وسیله این معادله، میانگین فشار به دست آمده برای سنگهای آذرین سیلهای قشلاق ۳/۵ کیلوبار میباشد.

#### √ روش اشميت (Schmidt, 1992)

این روش به طور تجربی در شرایط اشباع از آب و در فشارهای ۲/۵ تا ۱۳ کیلوبار و دماهای ۲۰۰- ۶۵۵ درجه سانتیگراد کالیبراسیون شده است. در جریان ایجاد تعادل بین مجموعه هورنبلند- بیوتیت-پلاژیوکلاز- ارتوکلاز- کوارتز- اسفن و مجموعه اکسیدآهن- تیتان- مذاب- بخار در یک حالت طبیعی در دمایی معادل ۱۵ تا ۲۰ درجه سانتیگراد بالاتر از خط انجماد، ترکیب و محتوای آلومینیوم کل آمفیبولها دستخوش تغییر میشود (Schmidt 1992, Helz 1973). معادلهی این تغییرات عبارت است از:

Schmidt:  $P(\pm 0.6 \text{Kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}(\text{total})$   $r^2 = 0.99$ این روش، دارای کمترین خطا نسبت به روشهای دیگر است و در فشارهای کمتر از ۲ کیلوبار نیز قابل کاربرد است. میانگین فشار محاسبه شده برای سنگهای آذرین سیلهای قشلاق ۴/۶ کیلوبار میباشد. بررسی معادلات بالا نشان میدهد که تمامی روشها بر اساس مقدار A1 موجود در ساختار آمفیبول ارائه شدهاند.

### ۴-۵-۲-۲- دماسنجی آمفیبول

### الف- دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز به روش (Blundy and Hollad, 1990)

با توجه به حضور کانیهای آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگهای مورد مطالعه از هر دو کانی میتوان برای محاسبه دمای نمونههای مورد بررسی استفاده کرد. از جمله روشهای مورد استفاده برای محاسبه دمای تشکیل آمفیبولهای منطقه قشلاق، دماسنجی با استفاده از ترکیب آمفیبول و پلاژیوکلاز میباشند. دماسنجی زوج کانیهای آمفیبول – پلاژیوکلاز همزیست یکی از متداولترین روشهای محاسبهی دما در سنگهای آهکی – قلیایی به شمار میرود.

بلوندی و هولاند (Blundy and Hollad., 1990) روشی برای تعیین دماسنجی بر اساس واکنش ادنیت – ترمولیت با استفاده از زوج آمفیبول – پلاژیوکلاز همزیست ارائه دادهاند، که در این روش پلاژیوکلازها نباید منطقهبندی نشان بدهند. لذا از پلاژیوکلازهایی استفاده میشوند که فاقد منطقهبندی ترکیبی بوده و با آمفیبولهایی که مورد دما-فشارسنجی قرار گرفتهاند همزیست باشند. این روش دماسنجی برای دماهای بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی گراد قابل استفاده است. محاسبه دما در این روش تابعی از فشار است، بنابراین لازم است تا فشار نیز محاسبه شود. به همین جهت، فشار در همه روابط دماسنجی با استفاده از زمین فشارسنجی (Schmidt, 1992) محاسبه شده است. این دماسنج بر اساس رابطه زیر

$$\begin{split} T[\pm 313] &= \{78.44 \ +Y_{ab\text{-}an} \ - \ 33.6X_{Na}{}^{M4} \ - \ (66.8 \ - \ 2.92P[kbar]) \ X_{Al}{}^{M2} \ + \ 78.5X_{Al}{}^{Ti} \ + \\ 9.4X_{Na}{}^{A} \} / \ 0.0721 \ - \ RLn \ [(27X_{Na}{}^{M4} \ X_{Si}{}^{T1} \ X_{An}{}^{plg}) \ / \ (64X_{Ca}{}^{M4} \ X_{Al}{}^{T1} \ X_{Ab}{}^{Plg})] \end{split}$$

پارامترهای استفاده شده در دماسنجی بالا شامل موارد زیر است:

$$\begin{split} X_{Si}^{T1} &= (Si-4) \ / \ 4 \\ X_{Al}^{T1} &= (8-Si) \ / \ 4 \\ X_{Al}^{M2} &= (Al+Si-8) \ / \ 2 \\ X_{Na}^{A} &= Ca + Na + Cm - 2 \\ X_{Na}^{M4} &= (2-Ca-Cm) \ / \ 2 \end{split}$$

$$\begin{split} X_{Ca}{}^{M4} &= Ca \ / \ 2 \\ Cm &= Si + Al + Ti + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg + Mn - 13 \\ R &= 0.0083144 \ (KJ \ / \ K \ mol) \end{split}$$

$$\label{eq:Xab} \begin{split} X_{Ab} > 0.5, \ Y_{Ab-An} = 3 K J \\ X_{Ab} < 0.5, \ Y_{Ab-An} = 12 (2 X_{Ab} - 1) + 3 K J \end{split}$$

-	U U,
Sampel	$T(C^{\circ})$
Z-11-1	894
Z-11-2	916
Z-11-3	886
Z-11-4	904
Z-11-5	702
Z-14-1	796
Z-14-2	842
Z-14-3	767
Z-14-4	730
Z-19-1	927
Z-19-2	720
Z-19-3	723
Z-19-4	787
Z-22-1	725
Z-22-2	849
Z-22-3	706
Z-22-4	700

جدول ۴–۸- مقادیر محاسبه شده دمای تشکیل بلورهای مختلف آمفیبول سنگهای آذرین سیلهای قشلاق با استفاده از روش زمین دماسنجی (Blundy and Hollad., 1990)

ب- دماسنجی آمفیبول به روش ریدولفی و همکاران (Ridolfi et al., 2010)

این روش به طور تجربی در شرایط، فشار ۱۰۰۰Mpa و دماهای ۷۵۰–۱۱۲۰درجه سانتیگراد کالیبراسیون شده است. (2010) Ridolfi *et al*, برای به دست آوردن دمای تبلور آمفیبولها معادلهای به صورت زیر ارائه دادهاند.

 $T_{R10}(C^{\circ}) = -151/487*Si+2/041$ 

بر اساس محاسبات انجام شده به وسیله این معادله، میانگین دمای به دست آمده برای آمفیبولهای موجود در سنگهای آذرین درونی سیلهای قشلاق ۹۳۶ سانتی گراد میباشد. در جدول (۴–۹) میتوان دمای به دست آمده، تعدادی از نمونهها را به وسیله این روش مشاهده کرد.

Sampal	$T(\mathbf{C}^{\circ})$
Samper	I(C)
Z-11-1	808
Z-11-2	813
Z-11-3	601
Z-11-4	628
Z-11-5	706
Z-14-1	996
Z-14-2	994
Z-14-3	977
Z-14-4	978
Z-19-1	673
Z-19-2	675
Z-19-3	654
Z-19-4	655
Z-22-1	974
Z-22-2	989
Z-22-3	992
Z-22-4	984

جدول ۴-۹- مقادیر محاسبه شده دمای تشکیل بلورهای مختلف آمفیبول با استفاده از روش زمین دماسنجی Ridolfi et al. (2010)

#### ۴-۶- تعیین فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل آمفیبولها

کانیشناسی و شیمی کانیها میتوانند برای شناخت چگونگی اکسایش ماگما مورد استفاده قرار گیرند. در این زمینه از دو روش نیمه کمی و کمی برای تخمین گریزندگی اکسیژن استفاده شده است. در روش نیمه کمی با استفاده از نمودار Al<sup>IV</sup> در مقابل (Fe+Mg) که توسط ,Anderson and Smite (1995) ارائه شده است، میتوان میزان گزیزندگی اکسیژن را در محیط تشکیل این کانیها برآورد کرد (شکل۴–۲۳). در این شکل ملاحظه میشود که نمونههای مورد بررسی همگی از گریزندگی اکسیژن نسبتاً بالایی برخوردار میباشند. به طور کلی، حضور همزمان اسفن + مگنتیت + کوارتز همراه با آمفیبول در سنگهای آذرین درونی قشلاق، حاکی از بالا بودن گریزندگی اکسیژن در ماگمای سازنده آنها است. وجود مگنتیت و اسفن اولیه نشانگر رفتار اکسایش ماگما میباشد. آمفیبولهای منطقه بیشتر غنی از منیزیم هستند که به گریزندگی بالا اکسیژن وابسته است.

برای ارزیابی کمی گریزندگی اکسیژن از روش پیشنهادی (Wones, (1989) استفاده شده است. استفاده از این روش مستلزم حضور مجموعهی اسفن + مگنتیت + کوارتز در سنگ است. برآورد کمی گریزندگی اکسیژن از رابطه (Wones, (1989) محاسبه میشود:

Log fo<sub>2</sub> = -30930/T + 14.98 + 0.142(P-1)/T که در آن T بر حسب کلوین و P بر حسب کیلوبار است. مقدار میانگین Log fo<sub>2</sub> برای سنگهای آذرین درونی مورد مطالعه برابر ۱۱/۵۷– میباشد. مقادیر محاسبه شده به وسیله رابطه بالا در جدول (۴–۱۰) برای تعدادی از نمونهها ارائه شده است.



شکل۴–۲۳- موقعیت آمفیبولهای موجود در سنگهای آذرین درونی قشلاق در نمودار Al<sup>IV</sup> در مقابل (Fe/(Fe+Mg) (Anderson and Smith., 1995)

جدول۴-۱۰- مقادیر محاسبه شده LogfO2 سنگهای آذرین درونی قشلاق (Wanes, 1989)

Sampel	Log <i>f</i> O <sub>2</sub>
Z-11-1	-15.41
Z-14-1	-11.15
Z-14-2	-11.91
Z-14-3	-11.3
Z-14-4	-11.72
Z-22-1	-11.26
Z-22-2	-11.54
Z-22-3	-11.76
Z-22-4	-11.41

۴-۷ مدل تکامل تبلور کلینوپیروکسن و آمفیبول

با توجه به مطالعات ژئوشیمی بر روی سنگهای آذرین درونی منطقه قشلاق معلوم گردید، این سنگها از یک ماگما بازالتی در عمق حدود ۱۰۰ کیلومتری در گوشته منشأ گرفتهاند. ماگما بازالتی، به دلیل گرانروی پایین و دما بالا، دارای تحریک بالایی است و درست بعد از تولید در گوشته، به سمت بالا حرکت میکند و به علت گرانروی بسیار بالای پوسته قارهای در آنجا متوقف می شود و شروع به تبلور میکند. بر اساس محاسبات دما – فشارسنجی این پژوهش بر روی کانیهای پیروکسن و آمفیبول مشخص شده ماگمای بازالتی سازندهی سنگهای نفوذی قاعدهی سازند شمشک در منطقه قشلاق پس از تولید در گوشته بالا آمده و در عمق حدود ۲۰ کیلومتری در پوسته قارهای انباشته شده و شروع به تبلور پیروکسن و آمفیبول کرده است. لذا در این عمق تبلور نهایی رخ میدهد، و باقیماندهی ماگما به همراه بلورهای شناور در آن از طریق شکافها و شکستگیها بالا آمده و به صورت تودههای نفوذی در زیر سطح زمین منجمد میشود؛ و البته بخشی از آن به صورت روانههای بازالتی فوران کرده است (شکل



شكل ۴-۲۴- مدل تكامل تبلور كلينوپيروكسنها و أمفيبولها در أشيانه ماگمايي طبق محاسبات دما-فشارسنجي.



د نوسمی و سرورنر برورنر

#### ۵–۱– مقدمه

ژئوشیمی یکی از مهمترین ابزارهای شناخت تحولات ماگمایی و مطلع شدن از روند ژنز ماگما میباشد. پس از بررسی و تحلیل روابط صحرایی و پتروگرافی و برای پی بردن به پترولوژی سنگهای آذرین که بدون مطالعات ژئوشیمیایی امکانپذیر نمیباشد و همچنین برای تفسیر ویژگیهای ماگمایی آنها از قبیل درجه ذوب، تبلور تفریقی، محل منشأ، آلایش ماگمایی و اختلاط، انجام تجزیههای شیمیایی از اهمیت زیادی برخوردار است. لذا به منظور بررسی سیر تحول عناصر و مطالعات ژئوشیمیایی سنگهای آذرین ژوراسیک قشلاق، پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی تعداد ۹ نمونه با حداقل دگرسانی جهت انجام تجزیه شیمیایی انتخاب گردید. پس از انتخاب نمونههای سنگی جهت آنالیز شیمیایی سنگ کل، نمونهها يودر شده و به منظور آناليز شيميايي عناصر اصلي، فرعي و كمياب به آزمايشگاه ACME كانادا ارسال شدند. عناصر اصلی و برخی از عناصر کمیاب به روش ICP-AES و عناصر فرعی و کمیاب خاکی به روش ICP-MS آنالیز گردیدهاند (با کد LF200). نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نمونهها برای اکسیدهای عناصر اصلی به صورت درصد وزنی(Wt%) و برای عناصر کمیاب به صورت قسمت در میلیون (PPM) ارائه شده است. تصحيحات لازم از جمله حذف مواد فرار (L.O.I) و تحصيح نسبت Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO) ارائه شده است. به روشهای معمول در پترولوژی برای تمامی نمونههای سنگی اعمال شده است. سپس نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی توسط نرم افزارهای پترولوژیکی مورد پردازش قرار گرفتند. از بین ۹ نمونه مورد آنالیز، ۲نمونه سینیت، ۲ نمونه دیوریت، ۱نمونه گابرو، ۱نمونه گابرودیوریت، ۲نمونه مونزونیت و ۱نمونه مونزوديوريت مي باشند. مختصات جغرافيايي و شماره نمونهها و محل برداشت آنها در جدول (۵-۱) ارائه شده است. همانطور که در فصل اول اشاره شده است، جمشیدی (۱۳۸۹) و مقدسی (۱۳۸۲) در پایاننامه کارشناسی ارشد خود به بررسی پترولوژی، پتروژنز تودههای نفوذی آذرین مورد مطالعه در منطقه قشلاق پرداختهاند. با توجه به شباهتهای بسیار زیاد بین نمونههای آنالیز شده، و برای بدست آوردن نتیجه جامع و کامل از مطالعات انجام شده از نمونههای جمشیدی (۱۳۸۹) که آنها نیز به روش

ICP مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتهاند در نمودارهای سری ماگمایی، تغییرات، بهنجارشده و عنکبوتی و جایگاه تکتونیکی استفاده شده است.

نتایج تجزیه شیمیایی نمونههای منطقه مورد مطالعه و نتایج آنالیز شیمیایی جمشیدی (۱۳۸۹) در جدولهای (۵-۲و۵-۳) نمایش داده شده است. و همچنین نتایج تجزیه شیمیایی نمونههای مورد مطالعه و جمشیدی (۱۳۸۹) و جمشیدی (۱۳۸۹) و مقادیر کانیهای و جمشیدی (۱۳۸۹) پس از حذف مواد فرار (L.O.I) و تحصیح مقادیر Fe2O3/FeO و مقادیر کانیهای نورماتیو در جدولهای (۵-۴و۵-۵) ارائه شده است.

		بایی به  UTM	موقعيت جغرافي	
شمارهی نمونه	نام سنگ	طول جغرافیایی شرقی	عرض جغرافیایی شمالی	محل نمونه- برداری
Z-4	سينيت	4093048	351387	قشلاق
Z-8	مونزوديوريت	4093048	351387	قشلاق
Z-11	گابرو	4093048	351387	قشلاق
Z-13	مونزونيت	4093048	351387	قشلاق
Z-14	مونزونيت	4093048	351387	قشلاق
Z-16	گابروديوريت	4093048	351387	قشلاق
Z-18	ديوريت	4093048	351387	قشلاق
Z-19	ديوريت	4093048	351387	قشلاق
Z-21	سينيت	4093048	351387	قشلاق

جدول ۵-۱- مشخصات نمونه های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز شیمیایی

### ۵-۲- منابع بروز خطا در طی آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونهها

آلودگی در هنگام آماده سازی نمونه میتواند یکی از منابع جدی خطا در تجزیه زمین شیمیایی باشد. آلودگی ممکن است در هنگام خردکردن و یا آسیاب نمودن نمونه، آلایش در طبیعت، خطاهای ناشی از کالبیراسیون، خطاهای ناشی از همپوشانی پیکها و آلایش حاصل از واکنشگرهای ناخالص مورد استفاده در انحلال و تهیه نمونه رخ دهد (Rollinson, 1993). بیشترین احتمال آلودگی در هنگام خردکردن و یا آسیاب کردن میباشد، که ممکن است در اثر وجود نمونههای تهیه شده پیشین در دستگاه و یا از خود دستگاه آسیاب باشد. خردایش اولیه نمونهها در آزمایشگاه کانه آرایی دانشگاه صنعتی شاهرود و با استفاده از دستگاه سنگ شکن فکی انجام گرفت. در این مرحله برای از بین بردن آلایش ناشی از اضافه شدن ترکیبات خرد شده قبلی که توسط دستگاه سنگ شکن صورت گرفته قبل از اینکه خردایش هر نمونه صورت گیرد دستگاه را کاملا با آب شستشو داده و قبل از خردایش نمونه، بخشی از هر نمونه توسط سنگ شکن خرد شده تا بخشهایی که دارای بادامک، رگههای ثانویه یا بخش هوازد بودهاند از نمونههای اصلی جدا شوند. منابع دیگر آلودگی که در طبیعت قرار دارند، در اثر پوشیده شدن نمونهها با نهشتههای حاصل از محلولهای آب دریا و آب زیرزمینی ایجاد شدهاند . برای رفع این آلودگی می توان پس از خرد کردن، و پیش از پودر کردن سنگ، آن را با اسید کلریدریک ۱درصد مولار به مدت چند دقیقه بر طرف کرد.

همان طور که پیشتر گفته شد یکی از عوامل بروز خطا می تواند خطاهای ناشی از کالبیراسیون و هم پوشانی پیکها باشد. ولی از آنجا که نمونههای مورد مطالعه در آزمایشگاه ACME کانادا، با دقت به روشهای ICP-MS و ICP-AES آنالیز شدهاند، احتمال بروز خطاهای گفته شده بسیار اندک است و همچنین حد آشکارسازی بسیار پایین، سرعت بالا و دقت و درستی بالای این روش سبب شده تا اطمینان بیشتری به نتایج آنالیز نمونهها و بحث و تحلیل آنها حاصل شود.

#### ۵–۳– تحصیح دادههای حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی نمونهها

قبل از استفاده از نتایج بدست آماده از آنالیز ژئوشیمیایی نمونههای مورد مطالعه و پردازش آنها نیاز است اصلاحاتی در مورد آنها صورت گیرد که این اصلاحات عبارتند از حذف مواد فرار (L.O.I) و تعیین نسبت Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO.

### ۵-۳-۱ تصیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I)

مقدار مواد فرار (L.O.I) در سنگهای ماگمایی کم است و حضور آن عمدتاً به دلیل فرایندهای ثانویه مانند دگرسانی و هوازدگی است (Wilson, 1989). دادههای حاصل از تجزیههای ژئوشیمیایی بیانگر این است که میزان مواد فرار (L.O.I) موجود در نمونههای مورد مطالعه بین ۲/۴ تا ۳ درصد است. به منظور حذف مواد فرار (L.O.I) موجود در نمونههای مورد مطالعه بین ۲/۴ تا ۳ درصد است. آن نمونه کم کرده و عدد بدست آماده مقدار جدید مجموع اکسیدها در سنگی خواهد بود که مواد فرار آن نمونه کم کرده و عدد بدست آماده مقدار جدید مجموع اکسیدها در سنگی خواهد بود که مواد فرار (L.O.I) برای هر نمونه سنگی، درصد II را از مقدار حاصل جمع اکسیدهای آن نمونه کم کرده و عدد بدست آماده مقدار جدید مجموع اکسیدها در سنگی خواهد بود که مواد فرار آن حذف شده است. سپس نسبت (۲۰۰تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضریبی در مقدار درصد آن حذف شده است. سپس نسبت (۲۰۰تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضریبی در مقدار درصد مور یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده تا اینکه درصد وزنی اکسیدها بدون مواد فرار محاسبه شود به عنوان مثال ضریب حذف مواد فرار (Z) برای نمونه که حمورت زیر محاسبه میشود .

Z-4: Sum = 99.87, L.O.I = 1.6 Sum - L.O.I = 99.87 - 1.6 = 98.27 Z = 100 / 98.27 = 1.017

Sample Z-4 Z-11 Z-13 Z-18 Z-19 Z-21 Z-8 Z-14 Z-16 Major oxides(wt%)  $SiO_2$ 57.89 43.75 49.97 51.96 51.61 49.72 50.38 50.18 57.84 TiO<sub>2</sub> 0.69 2.62 2.35 1.64 2.05 2.45 2.31 1.88 0.91 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 17.56 16.47 13.58 17.08 16.89 14.15 12.93 14.07 18.03 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>T 9.79 4.55 7.58 11.78 12.17 8.65 12.74 12.46 12.15 MnO 0.05 0.14 0.17 0.12 0.2 0.17 0.16 0.16 0.05 MgO 0.86 4.79 6.95 2.06 2.79 6.66 6.61 1.01 5.94 CaO 1.73 8.96 10.77 6.67 5.93 10.13 10.94 10.62 3.95 Na<sub>2</sub>O 4.25 2.34 2.23 2.52 8.23 6.3 6.54 5.11 2.41  $K_2O$ 2.07 5.24 0.73 2.69 0.94 0.68 0.69 1.97 1.13  $P_2O_5$ 0.19 1.69 0.26 0.64 0.67 0.27 0.27 0.2 0.28  $Cr_2O_3$ 0.006 0.003 0.038 0.002 0.004 0.038 0.004 0.026 0.039 L.O.I 1.6 3 0.4 3.2 1.9 0.7 0.7 0.6 3 SUM 99.87 99.57 99.73 99.76 99.74 99.73 99.74 99.75 99.83 Trace elements (ppm) 82.4 35.4 16.5 19.2 44.8 21 15.4 13.4 36.8 Rb Cs 0.9 0.8 0.6 0.1 0.6 0.6 0.4 0.5 0.8 Be 2 3 <1 3 3 2 <1 1 3 Sr 364 167.9 1321.9 821.4 751 362.7 369.6 396.3 398.6 Ba 1477 679 170 369 951 184 178 186 721 Sc <1 10 27 7 10 28 28 29 2

جدول ۵-۲- نتایج خام تجزیه شیمیایی نمونه های منطقه قشلاق

V	<8	235	232	44	83	248	240	240	12
Co	5.3	33	47.5	11.4	15.9	41.4	48.6	45.1	2.4
Ni	<20	<20	107	<20	<20	80	115	75	20
Ga	22.5	21.5	19.9	23.9	24.1	20.2	20.8	20	25.6
Y	31	33.2	26.8	41	38.2	25.7	27.5	23.9	37.3
Nb	53	120.6	15.4	53.8	48	15.7	15.2	11.3	53.9
Та	3.5	5.9	1	2.7	2.9	1	1	0.7	3.3
Zr	492.2	308.8	175.6	365.3	400.8	179.4	179.8	139.3	515.6
Hf	10.7	6.3	4.6	8.3	9.2	4.6	4.8	3.6	11.5
Sn	3	2	1	3	3	2	2	1	5
U	1.8	2.1	0.5	1.5	1.3	0.4	0.3	0.5	3.1
Th	7.5	7.8	1.6	6	5.7	1.4	1.3	1.1	9.9
W	0.6	0.9	<0.5	0.7	0.8	<0.5	<0.5	0.5	0.5
Rare earth ele	ements ( ppi	m)							
La	36.9	84.8	15.7	50.7	45.5	16	14.7	13.3	46.7
Ce	82.4	158.1	34.3	117.3	95.8	34.5	34.1	30.1	101.9
Pr	10.11	18.03	5	16.2	12.66	4.97	4.91	4.18	12.24
Nd	37.2	64.8	22.2	61.4	50.6	22	22.5	18.4	45.9
Sm	7.03	9.95	5.57	11.43	10.06	5.5	5.24	4.52	8.26
Eu	2.05	3.09	1.83	3.46	3	1.78	1.87	1.6	2.47
Gd	6.5	9.23	6.1	10.75	9.78	6.07	6	5.11	7.46
Tb	1.03	1.25	0.96	1.55	1.44	0.92	0.94	0.8	1.17
Dy	5.88	6.34	5.13	8.31	7.69	5.38	5.3	4.71	6.6
Но	1.14	1.21	1.05	1.54	1.5	1.02	1.01	0.93	1.3
Er	3.23	3.32	2.91	4.19	3.96	2.66	2.77	2.53	3.82
Tm	0.48	0.44	0.39	0.53	0.54	0.36	0.36	0.33	0.54
Yb	3.01	2.67	2.22	3.28	3.16	2.08	2.31	2	3.63
Lu	0.46	0.4	0.32	0.47	0.47	0.32	0.31	0.29	0.52

جدول ۵-۳- نتایج خام تجزیه شیمیایی نمونههای جمشیدی (۱۳۸۹)

Sample	GHJ-12	GHJ-16	GHJ-17	GHJ-18	GHJ-10	GHJ-20	GHJ-1
Major oxides (wt%	) )						
SiO <sub>2</sub>	44.7	43.38	42.8	41.46	47.75	41.13	54.66
TiO <sub>2</sub>	1.99	2.2	2.48	2.1	3.17	2.39	0.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.98	10.4	14.81	15.07	14.19	16.11	19.06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	7.94	7.92	7.83	9.35	5.23	8.15	1.89
MnO	10.88	13.79	4.4	8.99	3.61	4.84	1.27
MgO	12.62	13.71	12.33	12.08	12.46	11.82	8.66
CaO	0.18	0.18	0.12	0.14	0.076	0.15	0.048
Na <sub>2</sub> O	2.15	2.04	3.89	2.44	5.3	3.44	8.34
K <sub>2</sub> O	1.01	0.96	1.06	1.009	1.21	2.45	0.69
$P_2O_5$	0.29	0.28	0.36	0.27	0.59	1.77	0.28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.091	0.101	0.005	0.049	0	0	0
L.O.I	1.9	1.5	3.2	2.2	2	2.4	1.3
SUM	97.7	98.05	96.47	97.44	97.71	97.1	98.49
Trace elements(pp	om)						
Rb	20.1	18.4	27.3	20.1	40.4	40.8	12.9
Cs	0.4	0.3	0.3	0.5	0.8	0.8	0.5
Ве	1	2	2	1	2	2	2
Sr	468.9	405.6	679.9	372.8	451.3	1289	183.1

Ва	278	245	302	224	186	729	266
Sc	24	26	34.4	31	18	10	2
v	200	231	277	236	161	234	0
Со	59.3	71.3	34.4	53.9	33	33.5	7.6
Ni	283.1	380.6	61.8	102.2	30.4	13.7	1.5
Ga	16.1	14.6	21	18.3	24.3	20.9	22.2
Y	20.5	20.6	25.1	22.7	35.1	32.7	32.8
Nb	21.1	20.9	25.1	19.1	46.7	121	52.5
Та	1.3	1.4	1.5	1.2	2.9	6.1	3.1
Zr	177.7	165.1	185.5	149.6	305.5	267	377.6
Hf	4.7	4.4	5.4	4.6	8.4	5.8	9.1
Sn	2	1	1	2	2	2	2
U	0.7	0.6	0.8	0.5	1.3	1.8	2
Th	2.6	2.3	2.7	1.8	7	6.9	5.9
W	0	0	0	0	0.6	0.5	0
Rare earth elem	nents ( ppm )						
La	21.1	19.2	22.4	18.2	49.6	83.9	43.5
Ce	47.7	45	52.1	40.2	106	166.4	95
Pr	6.27	5.85	6.85	5.46	12.95	18.12	11.58
Nd	27.6	25.9	30.8	24.1	54.1	69.2	44.5
Sm	5.73	5.29	6.56	5.26	11.06	10.45	7.63
Eu	1.83	1.72	2.2	1.73	3.12	3.22	2.26
Gd	5.34	4.96	6.42	5.46	9.97	8.79	6.73
Тb	0.7	0.68	0.88	0.73	1.27	1.1	0.95
Dy	4.27	4.23	5.27	4.57	7.38	6.74	6.01
Но	0.74	0.76	0.94	0.82	1.27	1.2	1.11
Er	1.96	2.11	2.43	2.18	3.32	2.5	3.1
Tm	0.23	0.23	0.27	0.23	0.38	0.38	0.38
Yb	1.7	1.68	1.91	1.59	2.69	2.69	2.85
Lu	0.24	0.24	0.26	0.23	0.37	0.37	0.41

جدول ۵-۴- نتایج تجزیه شیمیایی نمونههای منطقه قشلاق پس از حذف مواد فرار و تحصیح مقادیر Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO و مقادیر کانیهای نورماتیو.

Sample	Z-4	Z-8	Z-11	Z-13	Z-14	Z-16	Z-18	Z-19	Z-21
Major oxides (wt%)									
SiO <sub>2</sub>	58.9	45.3	50.3	53.81	52.74	50.2	50.56	50.61	59.73
TiO <sub>2</sub>	0.7	2.71	2.36	1.69	2.09	2.47	2.33	1.89	0.93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.86	17.05	13.67	17.68	17.26	14.28	13.05	14.19	18.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.93	5.61	4.65	4.38	4.9	4.88	4.78	4.65	1.97
FeO	4.78	6.58	7.59	4.56	5.1	7.97	7.8	7.59	2.72
MnO	0.05	0.14	0.17	0.12	0.2	0.17	0.16	0.16	0.05
MgO	0.87	4.96	6.99	2.13	2.85	5.99	6.72	6.66	1.04
CaO	1.76	9.27	10.84	6.9	6.06	10.22	11.04	10.71	4.07
Na <sub>2</sub> O	6.41	4.4	2.35	6.77	5.22	2.43	2.25	2.54	8.49
K <sub>2</sub> O	5.33	2.14	0.73	1.17	2.74	0.94	0.68	0.69	2.03
$P_2O_5$	0.19	1.75	0.26	0.66	0.68	0.27	0.27	0.2	0.28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.004	0.006	0.038	0.004	0.003	0.026	0.038	0.039	0.002
Total	99.78	99.91	99.94	99.87	99.84	99.84	99.67	99.92	99.93
NORM ( CIPW )									

Q	0	0	6.857	0	0	7.509	8.329	6.614	0
С	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	31.499	12.647	4.314	6.914	16.193	5.5555	4.019	4.078	11.997
Ab	50.775	31.332	19.885	54.827	44.17	20.562	19.039	21.493	63.704
An	4.217	20.451	24.595	14.397	15.571	25.28	23.5	25.279	6.701
Ne	1.877	3.196	0	1.332	0	0	0	0	4.408
Di	0.802	4.059	15.514	7.867	2.767	12.237	17.139	16.029	5.588
Wo	0	0	0	0	0	0	0	0	0.601
Ну	0	0	10.219	0	1.623	9.247	8.793	9.158	0
01	1.258	7.339	0	1.162	2.938	0	0	0	0
I1	0.107	0.299	0.364	0.257	0.428	0.364	0.342	0.342	0.107
Mt	4.25	8.13	6.74	6.35	7.1	7.08	6.93	6.74	2.86
Ар	0.45	4.415	0.616	1.563	1.611	0.64	0.64	0.474	0.663
Total	92.081	87.814	87.687	90.967	89.879	86.988	87.077	87.664	95.256

جدول ۵-۵- نتایج تجزیه شیمیایی نمونههای جمشیدی (۱۳۸۹) پس از حذف مواد فرار و تحصیح مقادیر Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO و مقادیر کانیهای نورماتیو.

Sample	GHJ-12	GHJ-16	GHJ-17	GHJ-18	GHJ-10	GHJ-20	GHJ-1
Major oxides (wt%)							
SiO <sub>2</sub>	46.66	44.94	45.89	43.54	49.9	43.44	56.25
TiO <sub>2</sub>	2.08	2.28	2.66	2.21	3.32	2.53	0.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.51	10.78	15.88	15.83	14.83	17.02	19.62
$Fe_2O_3$	4.94	5.33	4.41	4.76	4.34	4.16	2.55
FeO	8.24	8.88	8.82	7.93	8.68	8.33	6.37
MnO	0.19	0.19	0.13	0.15	0.08	0.16	0.05
MgO	11.36	14.29	4.72	9.44	3.78	5.12	1.31
CaO	8.29	8.21	8.4	9.82	5.47	8.61	1.95
Na <sub>2</sub> O	2.25	2.12	4.18	2.57	5.54	3.64	8.59
K <sub>2</sub> O	1.06	1	1.14	1.06	1.27	2.59	0.71
$P_2O_5$	0.31	0.3	0.39	0.29	0.62	1.87	0.29
$Cr_2O_3$	0.096	0.111	0.006	0.052	0	0	0
Total	97.98	98.43	96.62	97.65	97.83	97.47	98.56
NORM ( CIPW )							
Q	0	0	0	0	0	0	0
С	0	0	0	0	0	0	1.869
Or	6.264	5.19	6.737	6.264	7.505	15.306	4.196
Ab	19.039	17.939	35.37	21.747	46.878	28.271	71.008
An	20.904	16.944	21.2	28.527	11.846	22.452	7.78
Ne	0	0	0	0	0	1.37	0.909
Di	9.106	11.388	7.138	8.708	0	0	0
Wo	0	0	0	0	0	0	0
Ну	22.807	15.095	0	0.055	8.198	0	0
O1	0.888	10.665	5.92	13.61	0.853	8.937	2.287
I1	0.406	0.406	0.278	0.321	0.171	0.342	0.107
Mt	7.17	7.72	6.4	6.9	5.14	6.04	3.7
Ар	0.734	0.711	0.924	0.687	1.469	4.429	0.687
Total	84.73	84.13	83.413	84.929	84.845	85.08	89.656

#### معرفي علائم كانيهاي نرماتيو

Q: كوارتز ، C: كروندوم، Or: ارتوز، Ab: آلبيت، An: آنورتيت، Ne: نفلين، Di: ديوپسيد، Wo: ولاستونيت، Hy: هيپرستن، O1: اليوين، I1: ايلمنيت، Ap: آپاتيت، Mt: مگنتيت.

#### Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO تحصيح نسبت-۲-۳-۵

در نتیجه تجزیههای ژئوشیمیایی نمونهها، مقدار اکسیدهای آهن بصورت Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> کل ارائه شده است. به همین دلیل باید مقدار آهن سه ظرفیتی (فریک، Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) و آهن دو ظرفیتی ( فرو، FeO) را بطور جداگانه بدست آورد. آهن فریک (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) بصورت کانیهای اپک و در فازهای اکسیدی به شکل مگنتیت دیده می شود و آهن فرو (FeO) در ساختمان کانیهای سیلیکاته وارد می شود.

برای تحصیح نسبت Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO از روش میدل موست (Middlemost, 1985) استفاده می شود. در این روش از نمودار مجموع Na<sub>2</sub>O+k<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> لومتر (Le maitre, 1976) (شکل ۵-۱) استفاده می شود، به این صورت که ابتدا موقعیت نمونه مورد نظر را بر روی نمودار تعیین کرده و سپس عدد مربوط به آن نقطه را نسبت به خطوط مجاورش که در این نمودار خطوط ممتد نشاندهنده سنگهای آذرین درونی و خطچین مربوط به سنگهای آتشفشانی است بدست آورده و عدد حاصل را در Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> کل ضرب کرده، حاصل آن معادل Feo می اشد و سپس Ee<sub>2</sub>O<sub>3</sub> کل را از OF کم کرده در نتیجه مقدار اصلی Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (آهن فریک) بدست می آید. بدین صورت مقادیر OF و Sof کم کرده در نتیجه در بعضی از سنگهای آذرین که در اثر دگرسانی ثانویه اکسید شدهاند نسبت OF و Sof کم محاسبه می شود. و این عامل در ترکیب کانی شناسی نورماتیو سنگ تاثیر می گذارد و سبب می شود که مقدار مگنتیت نورماتیو سنگ اکسید شده از مقدار واقعی آن بیشتر شود و همچنین Feo آن کمتر شود و میزان رو این مامل در ترکیب کانی شناسی نورماتیو سنگ تاثیر می گذارد و سبب می شود که مقدار مگنتیت



شکل ۵-۱- نمودار (Na<sub>2</sub>O + k<sub>2</sub>O) - SiO<sub>2</sub> (Na<sub>2</sub>O + k<sub>2</sub>O) که در آن خطوط نسبتهای اکسیداسیون برابر درصد (FeO/FeO +Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) برای سنگهای آذرین درونی با خطوط ممتد و برای سنگهای اتشفشانی با خطچین نمایش داده شده است. موقعیت ترکیبی نمونههای مورد مطالعه بر روی این نمودار مشخص شده است. سپس مقادیر FeO و FeO بوسیله محاسبات قبلا گفته شده بدست امده است. علائم به کار رفت در این نمودار عبارتند از سینیت برای پرهیز از استفادهی سیمبلهای مختلف نمونههای مونزونیت و مونزودیوریت و همچنین دیوریت به دلیل این که با هم در ارتباط هستن با سیمبل ● نمایش داده شده است و نمونههای گابرویی و گابرودیوریتی با سیمبل مشخص شده است. این علائم در شکلهای بعدی نیز مورد استفاده قرار گرفت است.

۵-۴- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی در ردهبندی سنگهای مورد مطالعه
#### ۵–۴–۱ – ردهبندی نورماتیو

محاسبه نورم روشی برای تعیین کانیشناسی سنگ از طریق آنالیز شیمی آن است. مقادیر محاسبه شده کانیهای مجازی از طریق روش نورم به شیوههای مختلفی در نامگذاری سنگ استفاده میشود که نورم C.I.P.W پر استفاده ترین روش محاسبه نورم می باشد. به این صورت که شیمی سنگ را با تقسیم کردن درصد وزنی اکسیدها به وزن مولکولی آنها به نسبت مولکولی تبدیل می کنند و در آخر، نسبت مای فرماتیو را با ضرب کردن در وزن مولکولی به درصد وزنی که به نام نورم درصد وزنی شناخته میشود تبدیل می کنند. مقدار نورم W.C.I.P.W که به کمک نرمافزار Tiber می محاسبه شده است را می توان در جدولهای (۵–۴ و ۵–۵) مشاهده کرد. در این قسمت جهت طبقه بندی سنگها با توجه به آنالیز نورماتیو از نمودار نورماتیو (۹–۵) مشاهده کرد. در این قسمت جهت طبقه بندی سنگها با توجه به می توان در جدولهای (۵–۴ و ۵–۵) مشاهده کرد. در این قسمت جهت طبقه بندی سنگها با توجه به می توان در جدولهای (۵–۴ و ۵–۵) مشاهده کرد. در این قسمت جهت طبقه بندی سنگها با توجه به می توان در جدولهای (۵–۴ و ۵–۵) مشاهده کرد. در این قسمت جهت طبقه بندی سنگها با توجه به می توان در جدولهای (۵–۴ و ۵–۵) مشاهده کرد. در این قسمت جه مایقه بندی سنگها با توجه به می توان در می دورانی و معوار نورماتیو (۲۹۲۹) معاسبه شده است. در این نمودار ، پارامتر که بر روی محور ۲ که نشانگر ترکیب در حال تغییر فلدسپار و پارامتر ANOR بر روی محور X، نمایانگر درجهی اشباع شدگی از سیلیس و مقیاسی از کوارتز و فلدسپاتوئید می باشند . پارامترهای که و ANOR به صورت زیر بدست می ایند:

> Q' = (Q / (Q + Or + Ab + An) \*100ANOR = An / (Or + An)\* 100

سنگهای آذرین درونی مورد مطالعه در این نمودار (شکل۵-۲)، در محدودهی سینیت، مونزونیت و دیوریت قرار گرفتهاند.



شکل ۵-۲- ردهبندی سنگهای مورد مطالعه بر اساس ترکیبات نورماتیو و پارامترهای 'Q و ANOR ( Stereckeisen ) 40%, Le metre %

#### -۲-۴-۵

یکی از بهترین روشهای ردهبندی شیمیایی، استفاده از نمودارهای ردهبندی مجموع آلکالی + Na2O Cox *et al* (1979) میباشد. این نمودارها بوسیله پژوهشگران بسیاری مانند (1979) K2O Middelmmost (1985) و Le Bas (1986) و Cox *et al* ارائه شدهاند که در این بخش از نمودارهای سنگهای آذرین درونی (Middelmmost (1985) و Cox *et al* (1979) استفاده شده است. تنها تفاوت این نمودارها از یکدیگر مرز بندی میدانهای مختلف آنها میباشد.

## الف – نمودار Na<sub>2</sub>0 + K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (Middlemost, 1985)

این نمودار ردهبندی بر اساس درصد وزنی SiO2 در مقابل مجموع درصد وزنی Na2O + K2O استوار است. با توجه به این نمودار (شکل۵-۳) سنگهای آذرین درونی ژوراسیک منطقه قشلاق در محدوده سینیت، مونزونیت، مونزودیوریت، گابرو، گابرودیوریت و دیوریت واقع شدهاند.



شکل ۵–۳- موقعیت سنگهای آذرین درونی ژوراسیک منطقه قشلاق در نمودارNa<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل (Middlemost,1985) SiO2

#### ب – نمودار Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O (Cox et al., 1979) SiO<sub>2</sub> در مقابل Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O

این نمودار روش TAS نیز نامیده میشود ( SiO<sub>2</sub> = SiO<sub>2</sub> و Total Alkali ) که اولین بار توسط کاکس و همکاران ( Cox *et al.*, 1979) برای سنگهای آذرین درونی ارائه شده است. در این نمودار بر اساس میزان SiO<sub>2</sub> سنگهای آذرین درونی به گروههای مختلف نظیر اولترابازیک، بازیک، اسیدی و حدواسط طبقه بندی شدهاند و همچنین توسط یک خط ممتد نمودار به دو محدوده آلکالی و ساب آلکالی تقسیم شده است (شکل ۵-۴). سنگهای آذرین درونی مورد مطالعه بر روی این نمودار، در محدودههای ترکیبی گابرو، گابرودیوریت، دیوریت، سینیت و سینودیوریت قرار گرفتهاند که تقریباً با نتایج بدست آماده از نمودار سیلیس در مقابل مجموع آلکالی، میدلموست (Middlemost, 1985) همخوانی دارند.



SiO2 شکل ۵-۴- موقعیت سنگهای آذرین درونی ژوراسیک منطقه قشلاق در نمودار Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل SiO2 شکل ۵-۴- موقعیت سنگهای آذرین درونی ژوراسیک منطقه قشلاق در نمودار Cox et al.,1979)

## ۵-۴-۳- بررسی تغییر و تحولات سنگهای مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات

یکی از پرکاربردترین نمودارهای دو یا سه متغیره، نمودارهای تغییرات نام دارند و توسط پترولوژیستها به منظور بررسی نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب و تحولات پترولوژیکی در مسیر توسعه تبلور ماگما پیشنهاد شدهاند. در نمودارهای تغییرات دو متغیره، غالباً از اکسید سیلیس برای نشان دادن بیشترین تغییرپذیری میان نمونهها استفاده میشود به این علت که بیشترین گستره را میان مجموعه دادهها نشان میدهد (Rollinson, 1993). پرکاربردترین نمودار دو متغیره، نمودار درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO2، (Rollinson) میباشد که به نمودارهای هار کر معروفاند. با توجه به ماهیت بازیک نمونهها، از نمودارهای درصد اکسید عناصر اصلی در مقابل MgO، فنر (Fenner, 1948) استفاده شده است. درنمونههای بازیک تغییرات که بین نمونهها کم است، به همین منظور به جای نمودارهای هار کر از نمودارهای فنر استفاده گردیده است. در این قسمت، به غیر از نمودارهای فنر از نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی ، کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل ضریب تفریق، برای بررسی تحول ماگمایی از زمان تشکیل تا زمان جایگزینی بکار رفته است.

#### الف – نمودارهای درصد اکسید – درصد MgO (Fenner, 1948)

یکی از پر استفاده ترین جایگزین نمودارهای هارکر (Hurker, 1909)، نمودار درصد اکسید عناصر اصلی در مقابل MgO نمودار فنر (Fenner, 1948) می باشد. به علت اینکه بیشتر نمونه های مورد مطالعه، ماهیت بازیک دارند، گسترهی غلظت SiO<sub>2</sub> ممکن است کم باشد، لذا به جای نمودارهای هار کر از نمودار درصد اکسید در مقابل درصد MgO استفاده شده است. در سنگهای بازیک، MgO سازندهی مهم فازهای جامد در حال تعادل با مذابهای بازیک است و تغییرات زیادی را در نتیجهی حضور فازهای منیزیمدار در هنگام ذوب بخشی یا جدا شدن آنها در هنگام تبلور جزء به جزء، نشان میدهد (Rollinson, 1993). با توجه به نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در برابر MgO (شکل ۵–۵)، روند تغییرات و منشأ سنگهای مورد مطالعه در این نمودارها مورد بررسی قرار گرفته است. تغییرات مقدار MgO در سنگها مورد مطالعه از ۸۷/۰درصد وزنی در نمونه سینیتی تا ۱۴/۲۹ درصد وزنی در نمونه گابرویی متغیر است. در تمام این نمودارها، نمونههای گابرو، گابرودیوریت، دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت و سینیت یک روند خطی نشان می دهند. مقادیر SiO₂ ،SiO₂، Na2O، و K2O و K2O در این نمودارها در نتيجه كاهش مقدار MgO يا افزايش تفريق يافتكي روند افزايشي و مقادير TiO ،CaO ،Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> T ، P2O3 روند کاهشی نشان میدهند، که بیانگر تفریق یافتن از نمونههای گابرو، گابرودیوریتی، دیوریت و مونزودیوریت به سمت مونزونیت و در آخر سینیت است که بازگو کننده منشأ گرفتن از یک منبع واحد بازیک می باشد.

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

در نمونههای آذرین ژوراسیک منطقه قشلاق همانطور که از نمودار MgO/SiO2 مشخص است هر چه از میزان MgO کاسته شود بر میزان SiO2 افزوده می شود (شکل۵–۵–الف). سیلیس به عنوان اصلی ترین اکسید سازنده سنگهای ماگمایی در طی روند تفریق همواره روند افزایشی داشته و مقدار آن معرف مراحل مختلف تفریق و انجماد ماگما می باشد. بنابراین میزان SiO2 در نمونههای گابرو، گابرودیوریتی، دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت و سینیت به ترتیب افزایش یافته است، به این دلیل که نخستین کانیهای تشکیل شده در حین تبلور تفریقی مانند الیوین، هورنبلند، اوژیت و بیوتیت، MgO موجود در مایع مذاب مصرف کرده و از غلظت آن در مایع باقیمانده کاسته شده است و در عین حال بر غلظت سیلیس افزوده شده است.

#### تغییرات Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در برابر MgO

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> موجود در نمونههای مورد مطالعه دارای طیفی متغیر از ۱۰/۷۸ درصد وزنی در نمونه گابرویی تا ۱۹/۰۲ درصد وزنی در نمونه سینیتی میباشد. در مراحل اولیه تبلور تفریقی کانیهای فرومنیزین از جمله الیوین و پیروکسن از ماگما جدا شده بنابراین بر مقدار نسبی Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در ماگما افزوده میشود، بنابراین میزان Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در نمونههای گابرویی، گابرودیوریتی، دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت و سینیت به ترتیب با افزایش تفریق یافتگی و کاهش میزان MgO روند افزایشی نشان میدهد شکل (۵–۵–ب). Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> معدتاً در ساختمان کانیهای فلدسپاردار نظیر پلاژیوکلاز و ارتوکلاز حضور دارد. افزایش مقادیر این دو کانی در نمونههای تفریق یافته افزایش دامیر میران MgO روند افزایشی نشان میدهد شکل (۵–۵–ب). در مای میدتر میران در مارکهای کانیهای فلدسپاردار نظیر پلاژیوکلاز و ارتوکلاز حضور دارد. افزایش مقادیر این دو کانی در نمونههای تفریق یافته افزایش دامیر مای میش MgO اثبات میکند و همچنین همبستگی منفی بین در Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و MgO در نمونهها یک شاهد شیمیایی برای تفریق پلاژیوکلاژ و ارتوکلاز در طی تحول ماگمایی میباشد (Jung and Hoernes, 2000).

#### تغییرات Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در برابر MgO

با کاهش MgO و افزایش تفریق یافتگی، میزان Fe2O3 کاهش مییابد (شکل۵–۵–ج). علت این روند کاهشی این میباشد که در طی تبلور تفریقی کانیهای مافیک آهندار همچون الیوین، اوژیت، هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت در سنگهای مافیک تشکیل میشوند که با کاهش میزان Fe2O3 تطابق دارد. در بین نمونههای منطقه قشلاق نمونههای مونزونیت و سینیت که تفریق یافتهترند و حاوی کانیهای مافیک کمتر میباشند، کمترین مقدار Fe2O3 را نشان میدهند.

## تغییرات CaO در برابر MgO

نمودار روند تغییرات CaO در برابر MgO فاقد یک روند یکنواخت است (شکل۵–۵–د)، به این علت که از ابتدای شروع تبلور، CaO در تشکیل کانی الیوین وارد نمی شود و مقدار آن افزایش می یابد ولی با شروع تبلور کانی هایی مانند پیروکسن کلسیم دار (اوژیت)، پلاژیوکلاز، آپاتیت و هورنبلند و مصرف آن در این کانی ها، مقدار آن در مذاب باقیمانده کاهش می یابد. با توجه به نمودار، مقدار بالای CaO با حضور کانی های ذکر شده در نمونه های گابرو–گابرودیوریتی سازگاری دارد و همچنین این نمونه ها دارای بیش از ۷ درصد MgO هستند، که همبستگی منفی را نشان می دهند، زیرا این قسمت از روند کاملاً تحت کنترل الیوین است به این دلیل که تبلور و تفریق الیوین در طی تبلور تفریقی باعث کاهش MgO و افزایش CaO در مایع باقیمانده می شود (جمشیدی، ۱۳۸۹). در مقدار CaO برابر با ۷ درصد یک نطقه عطف دیده می شود که بیانگر خروج این دو اکسید از مذاب و تفریق همزمان کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است (CaO ساز کاری دارد). که همچنین با مقدار پایین CaO در ای در در در در ای کاری دارد.

#### تغییرات TiO<sub>2</sub> در برابر MgO

در روند تغییرات TiO2 در برابر MgO دو روند صعودی و نزولی مشاهده میشود (شکل۵–۵–۵). در مراحل اولیه تبلور با کاهش MgO که در تشکیل الیوین مصرف شده است و افزایش تبلور تفریقی، میزان TiO2 در مذاب باقیمانده افزایش مییابد، بنابراین روندی افزایشی TiO2 در نمونههای گابرو– گابرودیوریت، دیوریت و مونزودیوریت که دارای کانیهای تیتاندار میباشند سازگاری دارد و سپس با شروع تبلور تفریقی پیروکسن، آمفیبول و تیتانومگنتیت از میزان TiO2 به مرور کاسته میشود و همزمان با کاهش MgO از نمونه ها مونزونیت به سینیت روند نزولی مشاهده میشود.

#### تغييرات MnO دربرابر MgO

روند تغییرات MnO در مقابل MgO مشابه روند تغییرات Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> میباشد شکل(۵–۵–و)، به این صورت که با کاهش MgO، مقدار MnO نیز از نمونههای گابرو – گابرودیوریتی، دیوریت و مونزودیوریت به سمت نمونههای تفریق یافته تر مانند مونزونیت و سینیت کاهش مییابد. دلیل شباهت روند MnO این میباشد که منگنز دارای شعاع یونی بزرگ است که میتواند جانشین آهن در کانیهای فرومنیزین شود. در نمونههای گابرو–گابرودیوریتی که سنگهای مافیک میباشند میزان اکسید منگنز در الیوین از سایر کاریهای میباشد که میتواند جانشین آهن در کانیهای فرومنیزین شود. در نمونههای گابرو–گابرودیوریتی که میتواند جانشین آهن در کانیهای فرومنیزین شود. در نمونههای گابرو–گابرودیوریتی که سنگهای مافیک میباشند میزان اکسید منگنز در الیوین از سایر کانیهای فرومنیزین (Vasques and Franz, 2000).

#### تغییرات Na<sub>2</sub>O در برابر MgO

با کاهش MgO و افزایش تفریق یافتگی میزان Na2O روند افزایشی نشان میدهد (شکل۵–۵–ز). سدیم به دلیل بزرگ بودن شعاع یونی (^A 1.02) در مراحل اولیه تبلور تفریق نمیتواند در شبکه کانیهایی هم چون الیوین، پلاژیوکلازکلسیمدار و پیروکسن شرکت کند. هرچه میزان تبلور تفریقی افزوده شود و میزان MgO کاسته شود، سدیم روند افزایشی بیشتری نشان میدهد که بیانگر این است در نمونههای تفریق یافته مانند مونزونیت و سینیت کانیهای سدیم دار از جمله فلدسپار آلکالن و پلاژیو کلازسدیک فراوان میباشد.

#### تغییرات K<sub>2</sub>O در برابر MgO

تغییرات K2O در سنگهای منطقه قشلاق از ۱/۶۸ درصد وزنی در نمونههای گابرویی تا ۵/۳۳ درصد وزنی در نمونههای سینیتی متغیر میباشد. روند تغییرات K2O در برابر MgO به این صورت میباشد که هر چه از میزان MgO کاسته شود و تبلور تفریقی افزایش یابد به میزان K2O افزوده میشود (شکل۵–۵–ح). با افزایش تفریق و تشکیل کانیهای فلدسپات پتاسیمدار و بیوتیت در نمونههای تفریق یافته تر مانند مونزونیت و سینیت، مقدار این اکسید نیز افزایش مییابد.

#### تغییرات P2O5 در برابر MgO

در جریان تبلور ماگمای بازیک ابتدا فازهای آهن و منیزیمدار نظیر الیوین و پیروکسن و فازهای کلسیم و آلومینیومدار نظیر پلاژیوکلازها متبلور میشوند که در هیچکدام از آنها P2O5 وارد نمیشود. بنابراین با تشکیل و تفریق این فازها و تشکیل سنگهای گابرویی، میزان P2O5 مذاب باقیمانده افزایش یافته، زمینه برای مشارکت آنها در ساخت کانی آپاتیت فراهم میشود. با شروع تبلور آپاتیت میزان P2O5 مذاب کاهش مییابد و در نتیجه در سنگهای سینیتی میزان آن به حداقل ممکن میرسد (شکل۵–۵– م).

## تغییرات CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در برابر MgO

کاهش نسبت CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> با افت میزان MgO، با تفریق کلینوپیروکسن منطبق است و نشان میدهد که تبلور این کانی عامل کنترل کننده، برخی از تغییرات شیمیایی این سنگها بوده است. برای توجیه این موضوع میتوان به نمودار روند تغییرات CaO در برابر MgO (شکل۵–۵–ی) نیز توجه کرد، که قسمتی از نمودار از تبلور کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز حمایت میکند، در عوض به نظر میرسد که تبلور الیوین دخالت چندانی در تفریق ماگما ندارد و فقط مقدار عدد منیزیم را با مصرف MgO در شبکه خود و جدا شدن از مذاب کاهش میدهد. روند کاهشی این نسبت با کاهش MgO در نمونههای مورد مطالعه بیانگر تفریق کلینوپیروکسن غنی از CaD به عنوان یکی از اجزای تفریق یافته ماگمای سازنده این سنگها در کنار الیوین است (جمشیدی، ۱۳۸۹).





شکل ۵-۵- نمودارهای درصد اکسید عناصر اصلی – درصد Mgo (فنر، ۱۹۴۸) برای نمونههای آذرین سیلهای قشلاق.

## ب – نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی – ضریب تفریق D.I (Differation. Index)

شاخص تفریق، میزانی از تفریق یا تحول ماگمایی است. این شاخص، از طریق جمع کردن کانیهای نورماتیو واقع در کف سری واکنش باون (کانیهای دما پایین) که شامل کانیهای روشن (اُرتوکلاز، آلبیت و کوارتز) میباشند، محاسبه می شود. این ضریب بر پایه کانی شناسی نورماتیو استوار است، لذا بصورت درصد وزنی بیان میشود و ممکن است از طیف ۲۰۱۰ تقسیم بندی شده باشد. نمودار تغییرات اکسید عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق برای نمونههای مورد مطالعه در (شکل۵-۶) نمایش داده شده است. با توجه به این نمودارها مشاهده می شود مقادیر SiO2 ،Al2O3 و K2O با افزایش D.I روند صعودی دارا میباشند و مقادیر TiO2 ،MgO ،Fe2O3 T،CaO و MnO با افزایش ضریب تفریق روند نزولی نشان میدهند. در نمودار (شکل ۵–۶–الف) با افزایش ضریب تفریق میزان سیلیس نمونههای منطقه قشلاق روند افزایشی نمایش میدهند. به طوریکه هر چه از سمت نمونههای گابرو–گابرودیوریت به طرف سنگهای تفریق یافته تر مانند مونزونیت و سینیت پیش رویم مقدار سیلیس نیز بیشتر می شود. بنابراین همانطور که گفته شد ضریب تفریق، نشان دهندهی روند تفریق ماگماست که با افزایش تفریق یافتگی، ترکیب مایع باقیمانده سیلیسی تر و فلسیک تر می شود (جمشیدی، ۱۳۸۹). مقدار Al2O3 موجود در نمونههای مورد مطالعه با افزایش ضریب D.I روند صعودی یافته است (شکل۵-۶-ب). میزان Al2O3 در نمونه گابرویی که دارای ۱۰/۷۸ درصد وزنی می باشد، کمترین مقدار این اکسید دیده شده است و در نمونه سینیتی، بیشترین مقدار Al2O3 که ۱۹/۶۲ درصد وزنی است مشاهده می شود. روند پراکنده نامحسوسی که در نمودار این اکسید دیده می شود در اثر وجود دگرسانی در برخی از نمونه ها می باشد. در مراحل اولیه تبلور که بیشتر کانیهای مافیک تشکیل می شود، این اکسید در مذاب باقی می ماند. بنابراین با افزایش میزان Al2O3 فلدسپات و پلاژیوکلاز بیشتری در نمونههای تفریق مانند مونزونیت و سینیت ایجاد می شوند. نمودار K2O در مقابل D.I (شکل۵-۶-م) روند پراکنده نشان می دهد که علت این روند می تواند دگرسانی نمونه ها در نتیجه ی تحرک و جابجایی این عنصر باشد، لذا با درجات مختلف دگرسانی در نمونهها سازگار دارد. متاسوماتیسم پتاسیک در نمونههای دیوریتی و سینیتی نیز یکی دیگر از دلیلهای پراکندگی روند است. روند تغییرات Na2O در مقابل D.I، با افزایش تفریق از نمونههای گابرو – گابرودیوریت و دیوریت به سمت نمونههای تفریق یافتهتر از جمله مونزونیت و سینیت، روند افزایشی است (شکل۵-۶-ح). با افزایش میزان Na<sub>2</sub>O پلاژیوکلازهای سدیک بیشتری در انتهای تبلور تفريقي تشكيل مي شوند. روند تغييرات CaO با افزايش ضريب تفريق روند نزولي نشان مي دهند. مقدار CaO در نمونههای مورد مطالعه از ۱/۷۶ درصد وزنی در سینیت و ۱۱/۴۰ درصد وزنی در دیوریت متغیر است. روند نمودار تغییرات CaO/D.I (شکل۵-۶-۵) مشابه روند نمودارهای MgO/D.I و Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/D.I (شکل۵-۶-ج-د) می باشد. این اکسیدها در طی فرایند تفریق، رفتار ژئوشیمیایی یکسانی دارا می باشند، به این صورت که آهن و منیزیم در ساختمان الیوین و پیروکسن مصرف شدهاند و کلسیم در شبکه پلاژیوکلاز و پیروکسن وارد میشود، بنابراین میزان این اکسیدها در مایع مذاب باقیمانده کاهش مییابند. با توجه به نمودار (شكل∆-۶-ز) معلوم مىشود كه با افزايش ضريب تفريق MnO روند نزولى مىيابد. منگنز می تواند در ساختمان کانی های آهن دار جانشین آهن دو ظرفیتی شود. کانی های آهن دار، مانند الیوین در مراحل ابتدایی تبلور تشکیل می شوند که باعث کاهش مقدار MnO در واحدهای تفریق یافته شده است. پراکندگی روند تغییبرات TiO2 در مقابل D.I (شکل۵-۶-و)، نشان میدهد که اکسید تیتان در ماگما در ساختمان اکسید آهن – تیتان، اوژیت، آمفیبول و مقداری در پیروکسن شرکت کرده است. بنابراین این روند تبلور، نسبتهای مختلفی از فازهای اکسید تیتانومگنتیت، اوژیت و آمفیبول را در مراحل متفاوت تفريق منعكس ميكند. روند تغييرات P2O5 نسبت به افزايش ضريب تفريق، روندي پراکنده میباشد (شکل۵-۶-ی)، بطوری که با افزایش D.I میزان P2O5 در نمونه دیوریتی افزایش یافته است، به دلیل وجود آپاتیت که طی مطالعات مقاطع نازک به صورت سوزنی، شکلدار و ادخال در کانیهای دیگر دیده شده است و سپس هر چه به سمت نمونههای تفریق یافته تر مثل مونزونیت و سینیت پیش رفته روند کاهشی رخ میدهد.





شکل ۵- ۶ - نمودارهای درصد اکسید عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق DI برای نمونههای آذرین سیلهای منطقه قشلاق.

۵–۵- بررسی تحولات ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق

### الف- نمودار تغییرات Sr در مقابل D.I

میزان Sr همراه با افزایش ضریب تفریق کاهش مییابد (شکل۵-۷-الف). این عنصر از عناصر قلیایی کمیاب است که در اکثر کانیهای کلسیمدار رفتار سازگاری دارد. به هنگام ذوب یا تبلور، استرانسیوم در کانیهای کلسیمدار دارای تمرکز بالایی است و مانند عناصر سازگار رفتار می کند و به جای کلسیم در ساختمان کانیهای پلاژیوکلاز و پیروکسن تیتاندار (اوژیت) پذیرفته میشود. در نمونههای بازیک مورد مطالعه منطقه قشلاق، نمونههای حدواسط به دلیل داشتن مقادیر بالای پلاژیوکلاز و پیروکسن، میزان استرانسیوم بالایی نیز دارا میباشند. لذا با افزایش ضریب تفریق و کاهش Sr، روند نزولی از نمونههای تفریق یافته مانند مونزونیت و سینیت که پلاژیوکلازهای آنها ماهیت سدیک (آلبیت) دارد

#### ب – نمودار تغییرات Ba در مقابل D.I

در نمودار تغییرات Ba در برابر D.I با افزایش ضریب تفریق مقدار باریم نیز روند صعودی مییابد (شکل۵–۷–ب). در این نمودار همچنین پراکندگی نامحسوسی دیده میشود که علت آن میتواند متاسوماتیسم پتاسیک و دگرسانی در نمونههای سینیتی و مونزونیت باشد. باریم میتواند وارد شبکه فلدسپات پتاسیم شود و همچنین به مقدار کمتر جانشین کلسیم در ساختار پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت میشود. بنابراین با توجه به نمودار، نمونههای حدواسط منطقه قشلاق دارای میزان باریم بیشتری نسبت به واحدهای ابتدایی و انتهایی تبلور دارا میباشند.

#### ج – نمودار تغییرات Rb در مقابل DI

نمودار تغییرات Rb در برابر D.I روند صعودی دارد (شکل۵-۷-ج). Rb قادر است در کانیهای پتاسیمدار مانند مسکویت، بیوتیت و فلدسپات پتاسیم جایگزین شود. روبیدیم مانند Ba در مایع مذاب باقیمانده طی فرایند اولیه تبلور ثابت باقی میماند، سپس با آغاز تبلور فلدسپار پتاسیم کاهش مییابد ( Ohara طی فرایند اولیه تبلور ثابت باقی میماند، سپس با آغاز تبلور فلدسپار پتاسیم کاهش مییابد ( Rb 2001 می فرایند اولیه تبلور ثابت باقی میماند، سپس با آغاز تبلور فلدسپار پتاسیم کاهش می داب کابرو – گابرودیوریت به سمت ترکیبات دیوریت و مونزودیوریت افزایش مییابد و در نمونههای تفریق یافته تر از جمله سینیت و مونزونیت به دلیل دگرسانی شدید این نمونهها و تحرک زیاد این عنصر کاهش یافته است.

#### د – نمودار تغییرات Zr در مقابل D.I

تغییرات Zr نسبت به ضریب تفریق در منطقه قشلاق سیر صعودی نشان میدهد (شکل۵–۷–د). میزان Zr از نمونههای گابرو–گابرودیوریت به سمت سینیت افزایش یافته است. Zr یک عنصر ناسازگار است و هنگام ذوب بخشی به صورت ناسازگار عمل کرده و لذا چون شعاع یونی نسبتا بزرگی دارد وارد کانیهای سنگساز نشده و در محصولات نهایی تفریق ماگمایی تراکم بالایی نشان میدهد، بنابراین میتواند اطلاعاتی در مورد منشأ گوشته در اختیار بگذارد.

## ه - نمودار تغییرات V در مقابل D.I

نمودار تغییرات وانادیم نسبت به ضریب تفریق برای نمونههای منطقه قشلاق، روند کاهشی ملایمی نشان میدهد (شکل۵–۷–۰). وانادیم $(V^{+3})$  جانشین آهن سه ظرفیتی (Fe<sup>+3</sup>) در مگنتیت میشود. با توجه به رونده مشاهده شده در نمودار مشخص میشود که مقدار این عنصر در سنگهای حدواسط مانند نمونههای گابرو-گابرودیوریت به دلیل حضور مگنتیت، اوژیت و هورنبلند در ترکیباتشان بیشتر است. روند نزولی  $V^{+3}$  با افزایش تفریق و کاهش کانیهای فرومنیزین مثل الیوین و کلینوپیروکسن مطابقت دارد.

## و – نمودار تغییرات CO در برابر D.I

نمودار تغییرات CO در مقابل ضریب تفریق (شکل۵–۷–و) دارای روند کاهشی مشخصی میباشد. کبالت دارای شعاع یونی تقریبا مشابهی با شعاع یونی منیزیم است، بنابراین میتواند جانشین منیزیم در کانیهای الیوین و پیروکسن شود. بخش زیادی از عنصر کبالت موجود در ماگما در مراحل ابتدایی تبلور بوسیله ترکیبات منیزمدار درجه حرارت بالا بخصوص الیوین از ماگما خارج میشود، به همین علت فراوانی این عنصر در نمونههای گابرو–گابرودیوریت بیشتر بوده و هر چه به سمت نمونههای تفریق یافته مانند سینیت پیش رویم از میزان این عنصر کاسته میشود.



شکل۵-۷- نمودارهای عناصر کمیاب Co ، V ، Zr ، Rb ، Ba ، Sr در مقابل ضریب تفریق D.I برای نمونههای آذرین

سیلھای قشلاق

## ۵–۶– نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر

نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در برابر یکدیگر جهت تشخیص و تفکیک تحولات ماگمایی و نقش فرایند تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی استفاده میشود. نمودارهای تغییرات Th/Zr .Ce/Zr ،Hf/Zr تغییرات Th/Zr ،Ce/Zr ،Hf/Zr تبیرات تکار ، (شکل۵–۸–الف تا ز) برای نمونههای مورد مطالعه منطقه قشلاق رسم شده است. تغییرات عناصر ناسازگار مانند AL تا ۲۰ برای نمونههای مورد مطالعه منطقه قشلاق رسم شده است. تغییرات Super یک (شکل۵–۸–الف تا ز) برای نمونههای مورد مطالعه منطقه قشلاق رسم شده است. تغییرات V/Th ،Ce/Zr ،Hf/Zr یه معربه ای مورد مطالعه منطقه قشلاق رسم شده است. تغییرات عناصر ناسازگار مانند AL اف تا ز) برای نمونههای مورد مطالعه منطقه قشلاق رسم شده است. تغییرات Super یک (سایط تبلور ماگمای بازالتی، با تغییرات Super محبستگی مثبت نشان میدهند (Kumar and Rathna, 2008). این نمودارها همگی دارای روند خطی و مثبت میباشند که از مبدأ مختصات نیز گذشتهاند، و نشاندهنده ی فرایند تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی منطقه میباشند. پراکندگی مشاهده شده در نمودار تغییرات BR با شعاع یونی بزرگ (LIL) ماگمایی منطقه میباشند. پراکندگی مشاهده شده در نمودار تغییرات BR با شعاع یونی بزرگ (LIL) ماگمایی منطقه میباشند یا را مبدأ مختصات نیز گذشتهاند، و نشاندهنده ی فرایند تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی منطقه میباشند. پراکندگی مشاهده شده در نمودار تغییرات BR با شعاع یونی بزرگ (LIL) در برابر Tr، احتمالاً منعکس کننده ی تحرّک این عنصر در دگرسانی درجه یائین بیشتر سنگهای مودر مطالعه در این منطقه است (Kumar and Rathna, 2007). روند پیوسته و خطی مشاهده شده در در برابر Tr، احتمالاً منعکس کننده ی تحرّک این عنصر در دگرسانی درجه یائین بیشتر سنگهای مودره مطالعه در این منطقه است (Kumar and Rathna, 2007). روند پیوسته و خطی مشاهده شده در در برابر Tr، احتمالاً منعکس کننده ی تحرّک این عنصر در دگرسانی درجه یائین بیشتر سنگهای مودر مطالعه در این منطقه است (Kumar and Rathna, 2007). روند پیوسته و خطی مشاهده شده در در برابر Tr، احتمالاً منعکس کننده ی تحرّک این عنصر در دگرسانی درجه یابزه و ضریب تفریق برای مودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر مشابه روند نمودارهای قنر و ضریب تفریق برای امودارهای روندهای یاروست تفریق ماگما میباشد.





شکل ۵-۸- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر.

#### ۵–۷– نمودارهای بهنجار شده

استفاده از نمودارهای بهنجار شده عناصر کمیاب و چند عنصری یکی از روشهای نمایش دادههای عناصر کمیاب به منظور بررسی فرایندههای پترولوژیکی است که در آن فراوانی گروههایی از عناصر کمیاب ناسازگار موجود در نمونههای سنگی، نسبت به فراوانی این عناصر در یک سری نمونههای استاندارد خاص بهنجار میشوند (درخشی، ۱۳۹۳). برای بهنجارسازی از مقادیر گوشتهای یا شخانههای کندریتی استفاده میشود و انحراف از ترکیب اولیه را اندازه می گیرند، که مفیدترین کاربرد آنها نشان دادن شیمی بازالت است (Rollinson, 1993).

#### ۵-۷-۱ نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت

در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) تعداد ۱۵ عنصر به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب شدهاند (شکل۵-۹-الف)، که این عناصر (Lu تا Lu) به گروه عناصر نادر خاکی (REE) معروف هستند و به علت تغییر بسیار کم شعاع یونی بیانگر فرایندهای مختلف آذرین از جمله تفریق ماگمایی میباشند. بررسی فراوانی عناصر خاکی نمونههای مورد مطالعه در نمودار به هنجار شده به کندریت نشان میدهد که همه نمونهها به طور نسبی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) تهی میباشند. یکی از ویژگی های مهم نمونههای منطقه که نسبت به مقادیر کندریتی بهنجار شدهاند، روند تدریجی غنی شدگی عناصر کمیاب خاکی از سمت عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) به سمت عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و عدم وجود که نسبت به مقادیر کندریتی بهنجار شدهاند، روند تدریجی غنی شدگی عناصر کمیاب خاکی از سمت عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) به سمت عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و عدم وجود تغییرات ناگهانی در شیب نمودارها است (درخشی، ۱۳۹۳). عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) یسبت به فازهای بلوری اولیه مانند الیوین، کلینوپیروکسن و پلازیوکلاز ناسازگارند و در نتیجه در خلال تفریق بطور فزایندهای در مایعات تحول یافته تر متمرکز میشوند (ROIIson, 1993). به طور کلی غنی شدگی از عناصر نادر خاکی سبک را میتوان به ۳ عامل تفریق بلوری، درجههای ذوب بخشی پایین و یک منبع گوشتهای غنی شده و یا آلایش ماگمایی توسط مواد پوستهای نسبت داد ( Sirvastava and Singh, 2004). همچنین الگوی موازی تغییرات عناصر کمیاب برای نمونههای مورد مطالعه نشان می دهد تحول این سنگها در طی تبلور تفریقی ماگما می باشد. با توجه به نمودار، نمونههای مورد مطالعه فاقد آنومالی Eu می باشند. آنومالی Eu بوسیله پلاژیوکلاز کنترل می شود وبه فوگاسیته اکسیژن مطالعه فاقد آنومالی Eu می باشند. آنومالی Eu بوسیله پلاژیوکلاز کنترل می شود وبه فوگاسیته اکسیژن وابسته است. در طی خارج شدن فلدسپارها از راه تفریق بلوری و در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن آنومالی منفی عاد می می در می شود وبه فوگاسیته یا یین اکسیژن وابسته است. در طی خارج شدن فلدسپارها از راه تفریق بلوری و در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن آنومالی منفی Eu در مذاب ایجاد می شود (Songlin *et al.*, 2008). حضور پلاژیوکلاز در نمونهها باعث عدم وجود آنومالی منفی این عنصر شده است که نشان می دهد تفریق پلاژیوکلاز نقش مهمی در تحول ماگما نداشته است. الگوی تغییرات نسبت EREE/HREE در نمونههای دیوریت ، سینیت و مونزونیت منطقه قشلاق در مقایسه با ترکیبات گابرو – گابرودیوریت این منطقه از شیب بیشتر برخوردار است که منطقه قشلاق در مقایسه با تی سنگها و جدایش آنها از منبع ماگمایی مافیک سازنده کابروها می بیشتر برخوردار است که بیانگر تفریق یادتی یافتگی بالای این سنگها و جدایش آنها از منبع ماگمایی مافیک سازنده گابروها می بیشد.



شکل ۵-۹- نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura , 1974) برای نمونههای آذرین سیلهای قشلاق.

#### ۵-۷-۲ نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه

به منظور بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونههای مورد مطالعه منطقه قشلاق از نمودار (Sun and Mcdonoug، 1989) استفاده شده است. این نمودار نیز مانند نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت در همه نمونهها غنی شدگی از LREE و تهی شدگی از HREE دیده می شود (شکل۵–۱۰). در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونههای مورد مطالعه، برخی ناهنجارهای مثبت و منفی در مقادیر Rb ، K ، Sr ، P ، Ti دیده می شود. تهی شدگی از Sr و Rb در نمونههای سینیت و مونزونیت در اثر تفریق فلدسپارها میباشد (Marks et al., 2004). با توجه به سازگاری بالای Sr با ترکیب پلاژیوکلاز، آنومالی منفی (تهی شدگی) این عنصر در نمونهها در نتیجه تفریق آن در طی تحولات ماگمایی است. علاوه بر آن تهی شدگی از Rb و K در نمونههای تفریق یافتهتر را باید به دلیل عملکرد دگرسانی و تحرک بالا آنها دانست. آنومالی مثبت Sr در نمونههای گابرو-گابرودیوریت با حضور پلاژیوکلاز و آپاتیت در این نمونهها مطابقت دارد. بنابراین ناهجاری مثبت Sr بیانگر تجمع پلاژیوکلاز به صورت یک فاز غالب در ترکیبات گابرو–گابرودیوریت میباشد و همچنین این عنصر به صورت سازگار در آیاتیت تمرکز یافته است (Prowatke and Klemme, 2006). تھی شدگی از Ti در نمونههای سینیت و مونزونیت با عدم حضور کانیهای تیتاندار در این نمونهها سازگار است. وجود ناهنجاری منفی P در نمونههای سینیت و مونزونیت منطقه را میتوان با توجه به سازگاری بالای این عنصر در ترکیب آپاتیت، به دلیل عدم حضور این کانی در محل منشأ و یا تفریق این کانی در محل منشأ ویا در طی تحول ماگمایی دانست. همچنین وجود ناهنجاری مثبت در مقادیر P، با حضور بسیار زیاد آپاتیت در نمونههای گابرو – گابرودیوریت و دیوریت کاملاً سازگار است. Nb و Ba در بیشتر نمونهها غنی شدگی نشان میدهند (جمشیدی، ۱۳۸۹). فراوانی عناصر La و Ce به دلیل ضریب توزیع زیاد این دو عنصر در پلاژیوکلاز نسبت به سایر عناصر LREE بیشتر می باشد. بالا بودن مقادیر عناصر U و Th و عناصر لیتوفیل بزرگ یون مانند Ba و Ce در ترکیبات گابرو – گابرودیوریت بیانگر آن میباشد.

که ماگمای سازنده سنگهای مورد مطالعه در حین صعود و جایگزینی دچار آلایش پوستهای با سنگ میزبان (شیل و ماسه سنگ سازند شمشک) شده است (Kurkcuglu *et al.*, 2008).



شکل-۵-۱۰- نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه ( Sun & Mcdonoug ، 1989) برای نمونههای آذرین سیلهای قشلاق.

## ۵–۸– تعیین سری ماگمایی

یکی از اهداف مطالعات ژئوشیمی سنگها، تعیین سری ماگمایی آنها میباشد. هر سری ماگمایی، یک مجموعه از سنگهای آذرین با ترکیب شیمیایی مختلف را در بر میگیرد که از تفریق یک ماگما بازیک مادر یا از ذوب یک سنگ منشأ واحد حاصل شدهاند (Kuno, 1968). در حال حاضر پنج سری ماگمایی تعیین شده است که هر کدام خصوصیات کانی شناسی، سنگ شناسی و ژئوشیمیایی مخصوص به خود را دارند. این سریها عبارتند از: سری تولئیتی، آلکالن، کالک آلکالن، شوشوئیتی و تحولی (انتقالی) که عوامل مختلف یا زمین یا می می می می ماگما یا در با می مختلف را در بر می گیرد که از تفریق یک ماگما بازیک مادر یا از ذوب یک سنگ منشأ واحد حاصل شدهاند (Kuno, 1968). در حال حاضر پنج سری ماگمایی تعیین شده است که هر کدام خصوصیات کانی شناسی، سنگ شناسی و ژئوشیمیایی مخصوص به خود را دارند. این سریها عبارتند از: سری تولئیتی، آلکالن، کالک آلکالن، شوشوئیتی و تحولی (انتقالی) که عوامل مختلفی از جمله اختلاط ماگمایی، آلودگی پوستهای، ناهمگن بودن منشأ، درجات مختلف ذوب بخشی و دگرسانی باعث می شوند که سنگها مختلف در یک سری وابستگی کاذب نشان دهند. جهت

تعیین سری ماگمایی سنگهای مورد مطالعه از نمودارهای مختلف استفاده شده است که در ادامه به معرفی آنها می پردازیم.

#### SiO<sub>2</sub> نمودارهای Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub>

به منظور تعیین سری ماگمایی سنگهای مورد مطالعه از نمودارهای درصد وزنی Na2O+K2O در مقابل درصد وزنی SiO2، (I971) Irvine and Baragar (1971) و Middlemost (1994) Irvine and Baragar (1971) و استفاده شده است. بر اساس این نمودارها، نمونههای مورد مطالعه منطقه قشلاق در محدودهی سری آلکالن واقع می شوند (شکل۵–۱۱–الف تا ج). ولی برخی از نمونههایی که متحمل دگرسانی شدهاند، ماهیت ساب آلکالن نشان می دهند. از شواهد پتروگرافی که بیانگر ماهیت آلکالن ماگمای سازنده این سنگها باشد، می توان به حضور فراوان آپاتیت و اِسفن در نمونههای گابرو-گابرودیوریت و دیوریت منطقه مورد مطالعه اشاره کرد.





شکل ۵–۱۱- موقعیت نمونههای آذرین سیلهای قشلاق بر روی نمودارهای تعیین سری ماگمایی .الف – نمودار Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (Irvine & Baragar, 1971) SiO<sub>2</sub> در مقابل سیلیس (Middlemost ,1994, SiO<sub>2</sub> ج - نمودار Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در برابر SiO<sub>2</sub> (Peccerillo et al., 1976).

# ۲-۸-۵ و Nb/Y و P2O5 و Zr ،TiO2 و Nb/Y و Nb/Y در برابر SV، TiO2 و Nb/Y و Nb/Y در برابر (Winchester and Floyd, 1975 , 1976 , 1977 رTiO2

نمودارهای نسبت Y/Nb در برابر Zr/TiO2 در مقابل P2O5 و P2O5 مر برابر Y/Nb در برابر Y/Nb در برابر Winchester) Zr/TiO2 (and Floyd, 1975,1976,1977 مرای تعیین ماهیت آلکالن نمونههای منطقه مورد مطالعه ترسیم شدهاند (شکل۵–۱۲–الف تا ج). نمودار Y/Nb در برابر TiO2، به محدودههای بازالتهای آلکالن که شامل بازالتهای آلکالن قارهای و جزایر قوسی میباشد، و نیز به تولئیتهای قارهای و مورب تقسیم بندی شده بازالتهای آلکالن قارهای و جزایر قوسی میباشد، و نیز به تولئیتهای قارهای و مورب تقسیم بندی شده سنت. نمونههای مورد مطالعه در این نمودار، محدوده بازالتهای آلکالن واقع شدهاند. با توجه به دگرسانی سنت موده مال مورد مطالعه در این نمودار، محدوده بازالتهای آلکالن واقع شدهاند. با توجه به دگرسانی سنتیهای مورد مطالعه و مقاومت بیشتر Zr و P در برابر هوازدگی نسبت به عناصر آلکالی (Na و X)، مودار نسبت zr در مقابل و P2O5 برای تعیین سن ماگمایی از ارزش بیشتری برخوردار است. در این نمودار تعیین می ماکمایی از ارزش بیشتری برخوردار است. در این نمودار تمام نمودار تمام نمودهای مورد مطالعه به جز سینیت در محدوده یا آلکالن قرار دارند، به این دلیل که در این داموانی و مقاومت بیشتر عر و P2O5 برای تعیین سن ماگمایی از ارزش بیشتری برخوردار است. در این نمودار تعیین می ماکمایی از ارزش بیشتری برخوردار است. در این نمودار تمام نمونهها مورد مطالعه به جز سینیت در محدوده یا آلکالن قرار دارند، به این دلیل که در نمودار تمام نمونهها مورد مطالعه به جز سینیت در محدوده یا آلکالن قرار دارند، به این دلیل که در نمودار تمام نمونهها مورد مطالعه به جز سینیت در محدوده یا کانی در نمونه سینیت با مقدار

پایین P2O5 در این نمونه مطابقت دارد. موقعیت نمونهها در نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO2 نیز در محدوده آلکالن قرار گرفته است، ولی برخی از نمونهها مانند سینیت و مونزونیت احتمالاً به دلیل آلودگی پوستهای این نمونهها ماهیت ساب آلکالن نشان میدهند؛ زیرا پوسته از Nb تهی شده است.



شکل ۵–۱۲– نمودارهای تعیین سری ماگمایی برای نمونههای آذرین سیلهای قشلاق ( & Winchester ۲۰۱۲-۱۹۲6- ۲۵۲۵, Floyd, ۱۹۲۶ )، الف- نمودار نسبت ۷/Nb در برابر Nb/Y در برابر Zr/TiO2 ، ج- Zr در مقابل P2O5

## (Hastie et al., 2001) Co در برابر Th نمودار -۳-۸-۵

برای شناسایی سری ماگمایی نمونههای مورد مطالعه از نمودار Th در برابر Co (Hastie et al., 2001) Co استفاده شده است (شکل۵–۱۳). این نمودار برای برای سنگهای ولکانیکی آلتره شده طراحی شده است و برای کاهش پیامد دگرسانی بکار میرود، که در آن Co جایگزین SiO<sub>2</sub> و Th جایگزین K<sub>2</sub>O میشوند (Hastie et al., 2001). بر پایه این نمودار نمونههای مورد مطالعه منطقه قشلاق کمابیش همگی در محدوده سری کالک آلکالن تا شوشونیتی هستند.



شکل ۵-۱۳- نمودار Th در برابر Co (Hastie et al., 2001) برای نمونههای آذرین سیلهای منطقه قشلاق.

## ۵-۹- جایگاه زمینساختی

در این بخش ابتدا جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگهای مورد مطالعه منطقه قشلاق و سپس خصوصیات محل منشأ، چگونگی تشکیل و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل آنها مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

**۵-۹-۱- تعیین محیط تکتونوماگمایی تشکیل نمونههای بازیک آلکالن سیلهای قشلاق** به منظور تشخیص جایگاه زمینساختی و منشأ احتمالی تشکیل ماگماهای آلکالن سازنده سنگهای مورد مطالعه از نمودارهای تمایز تکتونوماگمایی استفاده شده است. این نمودارها عمدتاً بر اساس استفاده از عناصر کمیاب نامتحرک بنا شدهاند، چون این عناصر در فازهای سیال نامحلول بوده و در طول هوازدگی و دگرگونی منتقل نمیشوند. عناصر نامتحرک نسبت به فرایندهای ثانویه حساس نیستند و میتوان آنها را به آسانی حتی در غلظتهای پایین توسط روش ساده و با دقت مناسب اندازه گیری کرد (Rollinson, 1993). عناصر Tr ، Nb، Zr ، Tl مفیدترین متمایز کنندهها در بازالتهای فوران کرده در محیطهای تکتونیکی مختلف به حساب میآیند (Pearce and Cann, 1973).

#### الف – نمودار Zr/4-Nb×2-Y

این نمودار متمایز کننده بازالتها بر اساس Zr, Nb, Zr میباشد، که از عنصر Nb در کنار سایر عناصر با شدت میدان بالا (HFS) استفاده شده است. در این نمودار محدودههای بازالتهای آلکالن درون ورقهای، تولئیتهای درون ورقهای، مورب و بازالتهای کمان آتشفشانی از یکدیگر متمایز میشوند. نمونههای گابرویی مورد مطالعه در قلمرو بازالتهای درون ورقهای (AII و AII ) واقع شدهاند (شکل۵– ۱۴–الف).

#### ب – نمودار تغییرات V در برابر Ti/1000

در نمودار تغییرات V در مقابل Ti/1000 (Shervais, 1982)، قلمروهای بازالتهای درون ورقهای (WPB)، مورب و بازالتهای پشت کمان و تولئیتهای کمان اقیانوسی (IAT) از یکدیگر تفکیک میشوند (شکل۵–۱۴–ب). نمونههای مورد مطالعه در این نمودار در محدوده بازالتهای پشت کمان و بازالتهای درون ورقهای قرار گرفتهاند.

## ج - نمودار تغییرات Zr در برابر Ti

نمودار تغییرات Zr در برابر Ti (Pearce, 1982)، دارای سه محدوده بازالتهای کمان آتشفشانی، بازالتهای درون ورقهای و بازالتهای مورب میباشد، که نمونههای گابرویی مورد مطالعه در محدوده بازاتهای درون ورقهای قرار دارد (شکل۵–۱۴–ج).

## د- نمودار تغییرات Zr در برابر نسبت Ti/Zr

نمودار Zr در برابر نسبت Ti/Zr، برای تفکیک بازالتهای پشت کمان و بازالتهای کمان آتشفشانی توسط (Bagas et al., 2008) معرفی شده است. با توجه به بالا بودن نسبت Ti/Zr در نمونههای گابرویی منطقه قشلاق، این نمونهها ویژگیهای پشت کمان را نشان میدهند (شکل۵–۱۴–د).





شکل ۵-۱۴- نمودارهای تعیین محیط تکتونوماکمایی سنگهای آذرین سیلهای قشلاق.

## ۵-۹-۲- تعیین محل منشأ سنگهای آذرین منطقه قشلاق

بر اساس ویژگیهای ژئوشیمیایی، سنگهای آذرین سیلهای قشلاق دارای ماهیت آلکالن میباشند. برای تشخیص خصوصیات محل منشأ ماگمای مادر این سنگها، از عناصر کمیاب نمونههای گابرویی که تفریق یافتهاند، استفاده میشود. با استفاده از نمودارهای عناصر کمیاب خاکی (REE) میتوان ترکیب، درجه ذوب بخشی و عمق محل منشأ ماگمای آلکالن سازنده سنگهای مورد مطالعه را مشخص کرد.

الف – نمودارهای نسبتهای عناصرکمیاب Sm/Yb در برابر Sm و Sm/Yb در مقابل La/Sm

به منظور تعیین درجه ذوب بخشی و ترکیب کانی شناسی محل منشأ ماگماهای آلکالن از نمودارهای نسبت عناصر کمیاب Sm/Yb در برابر Li and Chen, 2014) Sm و نسبت Sm/Yb در برابر La/Sm نسبت عناصر کمیاب Aldanmaz *et al.*, 2000) (Aldanmaz *et al.*, 2000) استفاده شده است (شکل۵–۱۵–الف و ب). نسبت La/Sm تحت تأثیر تغییرات کانیشناسی محل منشأ قرار نمی گیرد، بنابراین اطلاعات زیادی در مورد ترکیب شیمیایی منشأ در اختیار ما قرار میدهند (الهیاری، ۱۳۸۹). لذا برای اندازه گیری تهی شدگی و یا غنی شدگی محل منبع از LREE نسبت La/Sm مورد استفاده قرار می گیرد (Koglin et al., 2008). عنصر Sm در مقایسه با Yb در گوشته، رفتار ناسازگار دارد و چون این عنصر در ساختار پیروکسن و در صورت وجود در ساختار آمفیبول جای می گیرد، بنابراین در خلال ذوب بخشی گوشته، مقادیر آن در گوشته به شدت تغییر می کند (Li and Chen, 2014). بنابراین نسبت Sm/Yb می تواند برای تعیین ترکیب شیمیایی گوشته و درجه ذوب بخشی مورد استفاده قرار گیرد (Sm/Y می تواند برای تعیین ترکیب شیمیایی Sm/Yb در برابر La and Chen, 2014). در نمودار گیرد (Aldanmaz et al., 2000). در نمودار نسبت Sm/Yb در برابر Sm/Xb نمونههای گابرویی قشلاق بر روی منحی گارنت لرزولیت قرار گرفته و درجه نوب بخشی ۱۰-۱۶درصد را نشان می دهند. نمودار dm/Yb نسبت به Sm بیانگر تغییرات درجه ذوب بخشی در دو خاستگاه گوشته ای اسپینل لرزولیت و گارنت لرزولیت است. در این نمودار با افزایش درجه ذوب بخشی، از نسبت Sm/Yb و Sm کاسته می شود (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۵). سنگهای مورد فوب بخشی، از نسبت dm/Yb و Sm/Yb کاسته می شود (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۵). سنگهای مورد



شکل ۵–۱۵- نمودارهای تعیین درجه ذوب بخشی و ترکیب کانی شناسی محل منشأ نمونههای گابرویی سیلهای قشلاق، الف- Sm/Yb در برابر Sti & Chen, 2014) Sm ) ب- Sm/Yb در برابر Aldanmaz *et al.*,2000) La/Sm

## ب- نمودار تغییرات نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb

نمودار تغییرات نسبت Ce/Sm در برابر نسبت Sm/Yb (Coban, 2007)، به منظور تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ سنگهای مورد مطالعه استفاده می شود. تغییرات نسبت Sm/Yb بیانگر حضور MREE و MREE می باشد، که به وجود گارنت در منشأ نسبت داده می شود بیانگر منور (Hawkesworth *et al.*, 1994). بنابراین تغییرات نسبت (Sm/Yb منعکس کنندهی مذابهای در حال تعادل با یک منبع گارنتدار یا بدون گارنت است (Coban, 2007). موقعیت نمونههای گابرویی سیلهای قشلاق بر روی این نمودار حضور گارنت در محل منشأ را نشان می دهند (شکل ۵–۱۶).



Sm/Yb شکل۵-۱۶- موقعیت نمونههای گابرویی سیلهای قشلاق در نمودار تغییرات نسبت Ce/Sm در برابر نسبت Coban,2007)

#### ج- نمودار تغییرات نسبت Dy/Yb در مقابل La/Yb

در نمودار Dy/Yb در برابر Dy/Yb (منحنیهای درجههای ذوب بخشی منبع گارنت پریدوتیتی و اسپینل پریدوتیتی را نشان میدهند. در این نمودار، نسبتهای Dy/Yb و La/Yb محصولات ذوب رخسارههای اسپینل پریدوتیت در مقایسه با سنگ مادر منشأ تغییرات اندکی نشان میدهند، در مقابل محصولات ذوب گارنت پریدوتیت دارای تغییرات زیادی در نسبت Dy/Yb میباشند. کاهش آلکالینیته سنگها در نتیجه کاهش نبستهای Dy/Yb و La/Yb با افزایش درجه ذوب بخشی میباشد. با توجه به این نمودار، نمونههای گابرویی سیلهای قشلاق بر روی منحنی ذوب گارنت پریدوتیت با درجه ذوب بخشی ۱۴ درصد واقع شدهاند (شکل۵–۱۷).



شکل۵–۱۷ موقعیت نمونههای گابرویی سیلهای قشلاق در نمودار نمودار مودار در برابر Dy/Yb در برابر al,1994) (al,1994)

د- نمودار تغییرات Zr در مقابل Y

به منظور بررسی غنی شدگی یا عدم غنی شدگی محل منبع سنگهای مورد مطالعه از نمودار تغییرات Zr در برابر Y (Sun & Mcdonoug, 1989) استفاده می شود (شکل۵–۱۸). با توجه به این نمودار، نسبت Zr/Y در گوشته اولیه برابر با ۲/۴۶ است، اما این نسبت در نمونه های مورد مطالعه بین ۶/۸–۶/۵ می باشد. بنابراین این نمونه ها در محدوده گوشته غنی شده قرار می گیرند.



Sun & ) Y موقعیت نمونههای گابرویی سیلهای قشلاق در نمودار تغییرات Zr در برابر Y ( & Mcdonoug,1989)

## ه- نمودار تغییرات Ce در مقابل Ce/Yb

از نمودار تغییرات Ce در برابر Ce/Yb (Ellam, 1992) (Ce/Yb)، برای تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ استفاده می شود. نسبت بالای Ce/Yb، نشان دهنده ی ذوب بخشی اندک و باقی ماندن گارنت در منشأ می باشد. با توجه به این نمودار عمق رخداد ذوب بخشی و تشکیل ماگمای سازنده ی سنگهای مورد مطالعه منطقه قشلاق حدود ۲۰۰کیلومتر می باشد، که منطبق بر گوشته استنوسفری و عمق پایداری گارنت لرزونیت است (شکل۵–۱۹).



شکل۵–۱۹– موقعیت نمونههای گابرویی سیل قشلاق در نمودار تغییرات Ce در برابر Ce/Yb (Ellam,1992).

## ۵–۱۰– الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگهای آذرین سیلهای قشلاق در قاعدهی سازند شمشک

به نظر می سد در اثر حرکات فشارشی ناشی از بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در طول تریاس بالایی – ژوراسیک زیرین (رخدادکوهزایی سیمیرین پیشین)، ارتفاعات مهمی در شمال ایران شکل گرفته است. فرسایش این ارتفاعات، به تشکیل نهشتههای سیلیکاته – آواری گروه شمشک منجر شده است (Seyed فرسایش این ارتفاعات، به تشکیل نهشتههای سیلیکاته – آواری گروه شمشک منجر شده است (Seyed مروع فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر بلوک ایران در زمان تریاس بالایی – ژوراسیک زیرین شروع فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر بلوک ایران در زمان تریاس بالایی – ژوراسیک زیرین (Schmidt & Poli, 1998)، یک حوضه کششی – کافتی پشت کمانی در داخل رسوبات مولاسی شمشک، در شمال ایران (البرزجنوبی – شمال ایران مرکزی)، در ژوراسیک میانی تشکیل و گسترش یافته است (قاسمی و جمشیدی، ۲۹۹۰، ۱۳۹۰؛ ۱۹۵۹ جافتی پشت کمانی در داخل سوبات مولاسی شمشک، مودارهای تعیین ترکیب و درجهی ذوب بخشی محل منشأ، ماگمای آلکالن سازندهی سنگهای بازیک مورد مطالعه از ذوب بخشی ۱۰ تا ۱۶درصدی یک منشأ گوشتهای غنی شده با ترکیب گارنت – لروزلیت
در عمق حدود ۱۰۰ کیلومتری تشکیل شده است. این ماگماهای آلکالن در یک محیط کششی درون ورقهای بعد از فاز کوهزایی سیمیرین پیشین و احتمالاً در جریان فاز کوهزایی سیمیرین میانی جایگزین شدهاند. به عقیده (Wang et al., 2007) این فرایندهای کششی همراه با ناز کشدگی پوسته لیتوسفری، به توسعه فعالیتهای ماگماتیسم درون ورقهای در طول حاشیه غیرفعال گندوانا منجر شده است. کاهش فشار حاصل از کشش و بازشدگی قارهای به همراه گرمای ناشی از بالا آمدگی آرام گوشتهی استنوسفری سبب ذوب بخشی لیتوسفر زیر قارهای (SCLM) و تشکیل مواد مذاب شده است که از طریق گسلهای کششی محلی به طرف سطح صعود کردهاند. ماگمای آلکالن در حین صعود متحمل هضم و آلایش سنگهای یوستهای به ویژه ترکیبات آهکی سازند الیکا شده است. آنومالی مثبت سرب مشاهده شده در نمودارهای عنکبوتی به همراه مقادیر بالای عناصر لیتوفیل بزرگ یون مانند Ce ،Ba و K (به خصوص در ترکیبات گابرویی مورد مطالعه)، این مطلب را تأکید می کند (قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۲،۱۳۹۰). در (شکل۵-۲۰) تحولات تکتونیکی زون البرز، از دورهی تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین با الهام از طرح پیشنهادی (Wilmsen et al., 2009) برای تحولات تکتونیکی جنوب اوراسیا، نمایش داده شده است. همچنین، الگوی تکتونوماگمایی (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۶) و نحوهی تشکیل و جایگیری ماگمای آلکالن سازندهی سنگهای آذرین قاعدهی سازند شمشک در این زون به صورت شماتیک ترسیم شده است. بر اساس یاد شده، حضور سنگهای آذرین نفوذی و آتشفشانی آلکالن در قاعده و یا درون بخش-های زیرین سازند شمشک، با تشکیل ماگماهای آلکالن قارمای در محیطهای کششی محلی، پس از فاز کوهزایی سیمیرین پیشین و در خلال فاز کوهزایی سیمیرین میانی مطابقت دارد. این محیطهای کششی محلی در فاصلهی کوتاهی پس از تصادم تشکیل شدهاند.



شکل۵-۲۰- تصویر نمادین از تحولات تکتونیکی زون البرز از تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین با الهام از طرح (Wilmsen et al 2009)، و الگوی تکتونوماگمایی (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۶) و نحوه جایگیری ماگمای آلکالن سازنده-ی سنگهای آذرین قاعدهی سازند شمشک در منطقه البرز.



. تبایج ویشهادات

### ۶-۱- نتیجه گیری:

مهم ترین نتایج بدست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی، پتروژنتیکی و شیمی کانی بر روی سنگهای آذرین درونی قاعدهی سازند شمشک در زون البرز شرقی، به شرح زیر میباشند:

- ✓ سازند شمشک در بخشهای مختلف البرز از جمله منطقهی قشلاق در ناحیهی خوش ییلاق از گسترش زیادی برخوردار می باشد.
- در نقشه ی زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوش ییلاق (علوی و صالحی راد، ۱۳۶۹)، تودههای آذرین
   قاعده ی سازند شمشک در منطقه ی قشلاق (ناحیه خوش ییلاق) مشخص نشده اند، اما مطالعات
   صحرایی و پتروگرافی در این تحقیق نشان می دهد که سنگهای آذرین مورد مطالعه در این
   منطقه به صورت دو سیل تفریق یافته با طیف ترکیبی شامل الیوین گابرو، گابرو گابرودیوریت،
   دیوریت، مونزونیت مونزودیوریت تا سینیت درون بخش قاعده ای سازند شمشک حضور دارند.
- ✓ حضور فراوان آپاتیت و اسفن در مقاطع میکروسکوپی سنگهای آذرین مورد مطالعه، بیانگر بالا
   بودن مقادیر عناصر P و Ti در این سنگها و ماهیت آلکالن ماگمای سازندهی آنها است.
- ✓ روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی نمونههای مورد مطالعه نشاندهندهی منشأی واحد و نقش تبلور تفریقی همراه با اندکی هضم سنگهای پوستهای در تحول ماگمای آلکالن سازندهی سنگهای مورد مطالعه است.
- ✓ نمونههای مورد بررسی در نمودارهای چند عنصری و بهنجار شده به کندریت و گوشتهی اولیه،
   از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و عناصر شدیداً ناسازگار، غنی شدگی و از عناصر نادر خاکی
   سنگین (HREE) تهیشدگی نشان میدهند که با تشکیل ماگمای آلکالن سازندهی این سنگها
   از ذوب بخشی درجهی پائین یک منبع گوشتهای غنی شدهی زیر لیتوسفر قارهای در یک محیط
   کششی درون قارهای مطابقت دارد.

- ✓ براساس نمودارهای تمایز محیط تکتونوماگمایی و نمودارهای تعیین منشأ، ماگمای آلکالن مذکور، از ذوب بخشی درجهی پائین (۱۰ – ۱۶ درصدی) یک منبع گوشتهای گارنت ـ لرزولیتی غنی شدهی زیر لیتوسفر قارهای در این محیط کششی به وجود آمده است.
- ✓ فعالیتهای ماگماتیسم آلکالن قاعده یسازند شمشک در یک محیط کششی درون قارهای، با
   جایگاه تکتونیکی حوضههای کششی رودخانهای \_ دریاچهای \_ دلتایی حاشیه یقارهای غیرفعال
   تریاس فوقانی \_ ژوراسیک زیرین البرز مطابقت دارد.
- ✓ کلینوپیروکسنهای سنگهای آذرین درونی منطقه قشلاق غالباً از نوع اوژیت بوده و بررسیها نشان میدهند، در محدوده پیروکسنهای گروه آهن- منیزیم- کلسیم (Quad) و فقیر از سدیم قرار می گیرند
- ✓ بررسی مقدار Fe<sup>+3</sup> در کلینوپیروکسنهای مورد مطالعه مشخص می کند که فو گاسیته اکسیژن
   در زمان تشکیل سنگهای آذرین حاوی این کانی بالا بوده است.
- بررسیها نشان میدهند که کلینوپیروکسنهای سنگهای آذرین درونی منطقه قشلاق اکثراً در محدوده آلکالن قرار می گیرند و برخی که متحمل دگرسانی شدهاند ماهیت ساب آلکالن نشان میدهند.
- ✓ با توجه به نمودار Ti+Cr+Na در مقابل Al، کلینوپیروکسنهای مورد مطالعه ماهیت آذرین
   ✓ دارند.
- ✓ با توجه به محاسبات دما-فشارسنجی کلینوپیروکسنها معلوم گردید که دمای تشکیل این کانی برابر ۱۱۰۰ تا ۱۱۵۵ درجهسانتی گراد در فشارهای ۵ تا ۱۰ کیلوبار بوده است.
- Ab20.91 An79.09 Ab99.52 An0.48 در گستره بین Ab99.52 An0.48 (آنور تو کلاز، آلبیت) قرار می گیرند.
  (لابرادوریت، بیتونیت) و Ab99.88 Or0.21 Ab1.39 Or98.61 (آنور تو کلاز، آلبیت) قرار می گیرند.

- ✓ آمفیبولهای موجود در سنگهای آذرین درونی منطقه قشلاق در گروه آمفیبول های کلسیک
   قرار می گیرند و از نوع اکتینولیت، هورنبلند، منیزیوهورنبلند، هورنبلند چرماکیتی تا چرماکیت
   میباشند.
- ✓ آمفیبول ها بر روی نمودار <sup>IV</sup> Al <sup>IV</sup> در مقابل <sup>IV</sup> Al <sup>VI</sup> که تعیین کننده ی آمفیبول های آذرین و دگر گونی است، از نوع آمفیبول های کلسیک فشار پایین با منشأ آذرین می باشند.
- ✓ بر اساس نمودار طبقهبندی تکتونوماگمایی آمفیبولهای منطقه مورد مطالعه در گسترهی
   آمفیبولهای درون ورقهای (I-Amph) قرار می گیرند.
- ✓ با استفاده از میزان Al2O3، MgO، Al2O3 و K2O در مقابل TiO2 ماهیت آلکالن و ساب آلکالن
   آمفیبولها بررسی شده است. با توجه به مقادیر اکسیدهای یاد شده، آمفیبولهای مورد مطالعه
   ماهیت آلکالن دارند، ولی برخی آمفیبولها، که متحمل دگرسانی شدهاند، ماهیت ساب آلکالن
   نشان میدهند.
- ✓ طبق نمودار TiO2 در مقابل Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، ترکیب آمفیبول ها بیانگر دخالت ماگمای گوشته ای و ترکیبات
   پوسته ای در تشکیل آن ها است.
- با توجه به محاسبات ژئوترموبارومتری انجام شده برای آمفیبولهای مورد مطالعه مشخص می شود؛ دمای تبلور آنها به روش دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز به طور میانگین ۹۱۰ درجه سانتی گراد در فشار ۱ تا ۶ کیلوبار میباشد، و همچنین به روش ریدولفی همکاران Ridolfi et)
   (Ridolfi et دمای به دست آماده به طور میانگین ۹۳۶ درجه سانتی گراد است.
- ✓ شیمی کانیهای آمفیبول و پیروکسن بیانگر آن است که این سیلهای مورد مطالعه از یک
   ماگمای دارای ماهیت آلکالن، و در یک محیط کششی، با جایگاه درون ورقهای منشأ گرفتهاند.

#### ۶-۲- پیشنهادات:

به منظور شناخت کامل تر ماگماتیسم مافیک قاعده ی سازند شمشک در البرز شرقی، مطالعات تکمیلی زیر پیشنهاد می گردد:

- 🗸 استفاده از تصاویر ماهوارهای با دقت بالا برای تهیه و ترسیم نقشهی زمین شناسی دقیق منطقه.
- ✓ انجام مطالعات اقتصادی بر روی اسکارنزایی محلی (مگنتیت \_ گارنت \_ ولاستونیت) و همچنین
   بررسی ارتباط افقهای بوکسیتی و لاتریتی مناطق مختلف با سنگهای آذرین درون سازند
   شمشک.
- ✓ بررسیهای صحرایی وسیع بر روی سازند شمشک در سراسر زون البرز (از کپه داغ تا آستارا) و تهیهی نقشهها و ستونهای چینهشناسی دقیق به منظور درک روابط صحرایی واحدهای سنگی.
- ✓ انجام تجزیههای ایزوتوپی به روشهای Sm-Nd ،Rb-Sr و U-Th-Pb جهت تعیین سن و منشأی دقیق تشکیل سنگهای مورد مطالعه.

# منابع

- آقانباتی، ع. (۱۳۷۷)، "چینه شناسی ژوراسیک ایران" انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- آقانباتی، ع. (۱۳۹۳)، "زمین شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، چاپ اول،
   ۵۸۶ ص.
- الهیاری، س. (۱۳۸۹)، " پتروژنز سنگهای آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک –
   عباس آباد"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بابازاده، ش. (۱۳۹۱)، " پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه سنگهای بازالتی خوشییلاق ( شرق /ستان گلستان)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۱ص.
- خسروتهرانی، خ. (۱۳۸۴)، "زمین شناسی ایران، مزوزوئیک و سنوزوئیک" جلد دوم، انتشارات
   کلیدر، ۴۵۶ص.
- جمشیدی، خ. (۱۳۸۹)، *"مطالعه ما گماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"*،
   پایان نامه کارشناسی ارشد ،دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، ۱۰۵ص.
- قاسمی، ح. صادقیان، م. رستمی حصوری، م. ، " سنگهای آذرین بازیک ژوراسیک میانی شاهدی بر جایگاه پشت کمانی حوضه ژوراسیک در لبه شمالی ایران مرکزی و جنوب البرز"، نخستین کنگره بین المللی ژوراسیک ایران و کشورهای هم جوار، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور \_ مشهد، مهر ۱۳۹۶، ۳۳۰ص.

- درخشی، م. (۱۳۹۳)، " پترولوژی، ژئوشیمی و الگوی ژئودینامیکی تشکیل مجموعه های بازالتی سلطان میدان، شمال شاهرود"، پایان نامه دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود،۱۶۵ص.
  - درویشزاده، ع. (۱۳۸۹)، "زمین شناسی ایران" انتشارات امیر کبیر، ۹۰۱ صفحه.
- سبزهئی، م. (۱۳۷۳)، "برداشتهایی از گدازههای لایههای الترامافیک \_ مافیک اولاکوژنهای
   پالئوزوییک ایران زمین" سیزدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور.
- سجادی، ف.، حکیمی تهرانی، ز. (۱۳۸۷)، "پالئواکولوژی سازند شمشک در برش چینه شناسی خوش ییلاق، شمال شرق ایران، براساس پالینومورف ها" مجموعه ی مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، جلد اول، صفحات ۱۴۸–۱۵۵.
- علوی نائینی، م.، صالحیراد، ر. (۱۳۶۹)، *"نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ خوش ییلاق"* سازمان زمین شناسی کشور.
- مقدسی، ص. (۱۳۸۲)، "پترولوژی، پتروژنز و جایگاه چینهنگاری سنگهای آتشفشانی ژوراسیک
   در زون البرز شرقی" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۱۴ص.
- مقدسی، ص.، قاسمی ح. (۱۳۸۲)، *"زمین شناسی و ژئوشیمی سنگ های آذرین قاعده سازند شمشک در البرز شرقی" چ*کیده مقالات بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، صفحات ۲۷۲– ۲۷۱ .
- میر باقری، ر. (۱۳۸۶)، "سکانس استراتیگرافی سازند شمشک در ناحیه خوش ییلاق" پایاننامه
   کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۹۹ص.
- معین وزیری، ح.، احمدی، ع. (۱۳۷۱)، "پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین"، دانشگاه تربیت معلم، ۵۵۵ صفحه.
- نبوی، م.ح. (۱۳۶۱)، "شرح نقشهی زمین شناسی۱۰۰۰۰۰ ورقعی سمنان" سازمان زمین شناسی کشور.

#### Refrence

- Alavi, M. (1996) "Tectonostratigraphy synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran" J. of. Jeodyn. 21, 125-134.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J.G. (2000) "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey" J. of. Volcan. geotherm. Res. 102, 67-95.
- Assereto, R. (1966) *"The Jurassic Shemshak Formation in central Elborz (Iran)"* Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia 72, 1133-1182.
- Altunkaynak, S., Genç, S.C. (2008) "Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey)" Lithos 102, 316-340.
- Annells, R.N.; et al., (1975): "Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangles map". Geological Survey of Iran, E3 and E4, 94p.
- Aoki K., Shiba I., (1973): "Pyroxcene from lherzolite inclutions of Itinomegata", Japan, Lithos 6, 41-51.
- Anderson J. L and Smite D R .(1995): "*The effect of temperature and fO2 on the Al-in-hornblande barometer*". American Mineralogist.No.80,pp.549-559
- Bagas, L., Bierlein, F. P., English, L., Anderson, J. A., Maidment, D., & Huston, D. L., (2008): "An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca". 1864Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites-Tanami rogen,Western Australia, Precambrian Research 166: 168-184.
- Bragin . Y.N., Goluber, S.A. and polyanskiy B.V., (1981). "Paleogeography of marjor accumulation stages of lower Mesozoic coal deposits in Iran". lithology and mineral Resources, 16(1):50-59.
- Bucher, K and Frey, M .(1994): "Petrogenesis of metamorphic roks, 6th edition, complete revision of winklers text book, springer verlag". Cosmochim . Acta, No.42, pp.144-145.
- Bence, A.E., Papika, J. J., and Ayuso, R.A.,(1975):"Petrography of Atlantic island arcs. Bulletin of Volcanology".32:189-206.

- Blundy, J. D and Holand, T. J. B.(1990): "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer, Contributions to Mineralogy and petrology".No 104,PP.208-224.
- Claeson, D.T., Meurer, W.P. (2004): "Fractional crystalization of hydrous basaltic arc-type magmas and the formation of amphibole gabbroic cumulates" Contrib. Mineral. Petrol. 147, 288-304.
- Coban, H. (2007): "Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia" Earth-Science Reviews 80, 219-238.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. (1979): "*The interpretation of igneous rocks*" Geoge allen and uniwin, London.450p.
- Cawthorn, R.G. 1996. Layered intrusions. Netherlands.
- Davis B.T.C. and Boyd D.R.(1975): "The join Mg2Si2O6-CaMgSi2O6 at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites". J Geophy Res. 71, 3567-3576.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Longmans 696 p, 2th editions, London (1992).
- Droop, G.T.R., (1987):"A general equation for estimating Fe3+ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria". Mineralogical Magazine 51:431-437.
- Coltorti M., Bonadiman, C., Faccini,B., Gregoire,M.,O'Reilly,C.Y.,And Powell,W.,(2007):"*Amphiboles form supresubduction and intraplate lithospheric mantle*". Lithos 99:68-84.
- Cameron, M., and Papike, J. J.,(1981): "Structural and chemical variations". American Mineralogist 66:1-50.
- Ellam, R. M., (1992): "Lithosperic thickness as a control on basalt geochemistry". Geology 20:153-156.
- Fenner, C.N. (1948): "Incandescent tuff flows in southern Peru" Geological society of America. Bulletin, V. 59, p. 879-893.
- Floyd P.A. and Winchester J.A., (1975): "Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements". Eath Sci.Lett. 27, 211-218.

- Floyd P.A., and Winchester T.A., (1977): "Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements". Chem. Geol., Vol. 21, pp. 291-361.
- Floyed P.A., Winchester J.A. (1976): "Magmas type and tectonic setting discrimination using immobile elements", Earth and Planteray Science letters No 27, pp.211-218.
- Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., & Majidifard, M. R., (2005): "The Mid-Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, northern Iran: evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin". Geological Society, London, Special Publications 312(1): 189-203.
- Fleet M.E., Barnett R.L., "AIIV/AIVI partitioning in calciferous amphiboles form the Frood mine, Sudbury, Ontario", Canadian Mineralogist (1978) 527-532.
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J., Bech, F., (2010): "A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses". Journal of Volcanology and Geothermal Research 189(3), 340-346.
- Glaus, M., (1964): "Die Geologie des Gebiets noerdi ch des Kandevan-passes (Zentral Elburz), Iran, Mitt, Geol". Inst. Eidgen, Tech. Hochschule Univ. Zuerich, N.F.48, 165p.
- Hurker, A., (1909): "The tertiary igneous rocks of Skye". Mem. Geol. Surv, UK, 481 pp. (with corresponding Geological Survay maps on the scale of 1:63360 and 1:50000).
- Hawkesworth, C. J., Gallager, K., Hergt, J. M., McDermott, F., (1994): "Destructive plate margin magmatism: Geochemistry and generation". Lithos 33, 169 – 188.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., & Mitchell, S., (2007): "Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram". Journal of Petrology, 48(12): 2341-2357.
- Holton T., Jamtveit B. and Meakin p. (2000): "Noise and oscillatory zoning of minerals", Geochimica Acta, 64, 1893-1904.
- Hout, F., Hebert, R., Varfalvy, V., Beaudoin, G., Wang, C.S., Liu, Z.F., Cotton, J., Dostal, J., (2002): "The Beimarang mélange (southern Tibet) brings additional constraints in assessing the origin, metamorphic evolution and

*obduction processes of the Yarlung Zangbo ophiolite"*. Journal of Asian Earth Sciences., 21, 307-322.

- Helz, R.T.(1973): "*Phase reaction of basalts in their melting range at P H2O=5Kb*".Part II. M elt composition.J. Petro. No.17, PP. 139-193.
- Hynes, A., (1982): "A comparison of amphiboles from medium and low pressure metabasites". Contributions of Mineralogy and Petrology.81:119-125.
- Hammarstorm, J. M and Zen, E .(1986): "Aluminum in hornblend: An emprirical, Igneous geobarometer". American Mineralogist. No.71, PP.1297-1313.
- Hollister, L.S., Grisson, G.C., pters, E.K., Stowell, H.H and Sisson, V.B. (1987): "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressur of solidification of calc-alkaline plutons". American Mineralogist. No.72, PP.231-239.
- Irvin, T., Baragar, W.R.A. (1971): "A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks" Canadian Journal of earth Science Letters- V.8, pp. 523-548.
- Jung, S., Hoerness, S. (2000): "The major and trace- element and isotope (Sr-Nd-O) geochemistry of Cenozoic alkaline rift-type volcanic rocks from the rhon area (central Germany): petrology, mantle source characteristics and implication for asthenosphere- lithosphere interaction" J.of. volcan and geothermal res. 99, 27-53.
- Jenny, J. G., (1977): "Geologie et stratigraphy de l' Elburz oriental entre Aliabad et Shahrood, Iran, PhD". Thesis, Genève, 320p.
- Jellinek , A.M. , Kerr , R.C. (2001): "Magma dynamics , crystallization , and chemical differentiation of the 1959 Kilauea Iki lava lake , Hawaii , revisited". Jornal of volcanology and geothermal research .235-263.
- Jiang, Y. H., Jaiang, S.Y., Ling, H.F., Zhou, X.R., Rui,X.J. and Yang, W.Z., (2006):"Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang". Northwestern China: implications for granitoid genesis. Lithos 63:165-187.
- Johanson M. C and Rutherford, M.J .(1989): "Experimental calibarometr with application to long valley caldera (California) volcanic rocks Geol". No.17,PP.837-841.

- Kimyai, A. (1975): "Jurassic palynology assemblages from the Shahrud region, Iran" Geoscience and Man. 11, 117-121.
- Koglin, N., Kostopoulos, D., Reischmann, T. (2008): "Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of the Samothraki mafic suite, NE Greece: Trace-element, isotopic and zircon age constraints" Tectonophysics.
- Kumar, K.V., Rathna, K. (2008): "Geochemistry of the mafic dykes in the Prakasam Alkaline Province of Eastern Ghats Belt, India: Implications for the genesis of continental rift-zone magmatism" Lithos 104, 306-326.
- Kürkcüoğlu, K., Furman, T., Hanan, B. (2008): "Geochemistry of post-collisional mafic lavas from the North Anatolian Fault zone, Northwestern Turkey" Lithos 101, 416-434.
- Kuno H. (1968): "Origin of andesite and its bearing on the island arc structure". Bull. Vol 32, 141 – 176.
- Le Bas M.J.,Le Maitre R.W.,Sterckeisen A. & Zanettin, B.(1986): "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram". Journal of Geology 27, 745-750.
- Le Maitre R.W. (1976): "*The chemical variability of some common igneous rocks*". Journal Petrol., 17, 589 637.
- Li, Z., & Chen, B., (2014): "Geochronology and geochemistry of the Paleoproterozoic meta-basalts from the Jiao-Liao-Ji Belt, North China Craton: Implications for petrogenesis and tectonic setting". Precambrian Research 255: 653-667.
- Le Terrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., (1982): "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", Earth and Planetary Science Letters 59(1) 139-154.
- Lindsley, D.H.,(1983): "Pyroxene thermometry". Am.Miner.,68, 477-493.
- Leake,B.E.,Wolley,A.R.,Birch,W.D.,Burke,E.A.J.,Feraris,G.,Grice,J.D.,Hawtho rne,F.C.,Kisch,H.J., Krivovichev,V.G.,Schumacher,J.C.,Stephenson,N.C..N.and Whittaker, E.J.W.,(1997): "Nomenclature of amphiboles, additions and revisions to the international mineralogical association amphibole nomenclature". American Mineraligist 89:883-887.

- Le Bas M.J, (1962): "The Role of Aluminium in Igneous Clinopyroxenes with Relation to Their Parentage", American Journal of Science 260(4) 267-288.
- Marks, M., Halama, R., Wenzel, T., Markl, G. (2004): "Trace element variations in clinopyroxene and amphibole from alkaline to peralkaline syenites and granites: implications for mineral-melt trace-element partitioning" Chemical Geology 211, 185-215.
- Middlemost E.A.K. (1985): "Magma and magmatic rocks" Longman Group, London.
- Middlemost, E. A. K., (1994): "Naming materials in the magma / igneous rock system". Longman Groun u. k., 73 – 86.
- Molina, J., Scarrow, J., Montero, P.G. and Bea, F., (2009): "High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic- hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia". Contribution to Mineralogy and Petrology 158:69-98.
- Morimoto N., Fabrise J., Ferguson A., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K., Gottardi G., (1988): "Nomenclature of pyroxenes", American Mineralogist 173 1123-1133.
- Morimoto. N., Kitamura M., (1983): "Q-J diagram for classification of pyroxenes. Journal of the Japanese association of mineralogists." petrological and economic geologists. 78, 141 (in Japenese).
- Nakamura, N. (1974): "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites". Geochim. Cosmochim. Acta. 38, 757-775.
- Nisbet. E. G., Pearce. J. A., (1977): "Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic Settings". Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 63, P: 149-160.
- Nimis P and Taylor. (2000): "Single clinopyroxene thermobarometry for garnetperidotites. Part I.Calibration and testing of a Cr-in –Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer". Contributions to Mineralogy and Petrology.
- Ohara, M.J., Fry, N., Prichard, H.M. (2001): "Minor phases as carriers of trace elements in non – modal crystal – liquid separation processes I: Basic relationships". Journal of petrology. Vol.42.num.10.pp.1869-1885.

- Pearce, J.A., Cann, J.R. (1973): "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses" Earth and Planet.Sci. Lett. 19, 290-300
- Prowatke, S., Klemme, S. (2006): *"Trace element partitioning between apatite and silicate melts"* Geochim. Cosmochim. Acta. 70, 4513-4527.
- Pearce, J. A., (1982): "*Trace element characteristics of lava from destructive plate boundaries*". In: Thorpe, R. S. (ed.), Andesites, Wiley, Chichester. 525-548.
- Peccerillo, R., Taylor, S.R. (1976) "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northernTurkey" Contrib. Mineral. Petrol. 58, 63-81.
- Rad, F.K. (1986): "A Jurassic delta in the eastern Alborz, NE Iran". J.of. Petroleum 9, 281-294.
- Rollinson, H.R. (1993): "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation" Longman.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M, (2010): "Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and applicatiuon evaluating and plotting microprobe analyses of biotite from barren and mineralized magmatic suites Computers & Geosciences" 23,897-207.
- Shervais, J.W. (1982): "*Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas*" Earth Planet. Sci. Lett.59, 101-118.
- Stocklin, J. (1968): "*Structural history and tectonics of Iran*". a review, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52 (7), pp. 1229-1258.
- Stocklin, J., (1977): "Possible ancient continental margins in Iran. In: Burke, C.A., Drake, C.L. (Eds.), The Geology of Continental Margins". Springer, New York, pp. 873-887.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989): "Chemical and isotopic systematics of oceanic of basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry M.J. (eds), Magmatism in oceanic basins" Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42, 313-345.
- Shelly,D.,(1993): "Igneous and metamorphic rock under microscopeclassification features, microstructures and mineral preferred orientations". Chapman & Hall, London., p.405.

- Stampeli G, M., (1977): "Etud geologique generale de l'Elbourz oriental au sud de Gondad-e- Qabus, Iran NE". These Geneve, 329 p.
- Streckeisen A., Le Maitre R. (1979): "A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks". Neues jahrb. Mineral Abh. 136, 169 – 206.
- Sirvastava, R. K., & 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 Science, 23, 373 – 389.
- Seyed-Emami, K., Fursich, F.T., Wilmsen, M., Cecca, F., Majidifard, M.R., Schairer, G., Shekarifard, A. (2006): "Stratigraphy and ammonite of the upper Shemshak Formation (Toarcian-Aalenian) at Tazareh, eastern Alborz, Iran" J.Of. Asian Earth Science 28, 259-275.
- Soesoo A., (1997): "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations", Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen) 119- 55-60.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and Bence, A. E., (1979): "Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts". American Mineralogist, 64, 501-513.
- Sun, C. M., Bertrand, J.(1991): "Geochemistry of clinopyroxenes in plutonic and volcanic sequences from the Yanbian Proterozoic ophiolites (Sichuan Province, China) Petrogenetic and geotectonic implications". Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen: 71,243-59.
- Schmidt, M. W., & Poli, S., (1998): "Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation". Earth and Planetary Science Letters 163(1): 361-379.
- Schmidt, M. W.,(1992): "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hornbland barometr, contributions to Mineralogy and petrology". No.110, pp.304-310.
- Thriwall, F.M., Upton, B.J., Jenkins, C. (1994): "Interaction between continental lithosphere and Lceland plume- Sm- Nd- Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, Ne Greenland" Journal of Petrology 35, 839-879.
- Vásquez, P., Franz, Z. (2008)" "The Triassic Cobquecura Pluton (Central Chile): An example of a fayalite-bearing A-type intrusive massif at a continental margin" Tectonophysics 459, 66-84.

- Vieten K. and Hamm H. M., (1978): "Additional notes "On the calculation of the crystal chemical formula of clinopyroxenes and their contents of Fe3+ from microprobe analyses" Neues Jahrbuch der Mineralogie". Monatshefte, 71-83.
- Wilson, M. (1989): "Igneous Petrogenesis" Unwin Hyman, London. 466pp.
- Wager. I.,R. & Brown. G.M.(1968): "Layered ligneous Rocks Oliver & Boyd". Edinburgh.
- Wones, D.R., (1989): "Significance of assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks". American Mineralogist 74:744-749.
- Wang, Zh. Zhao, Y., Zou, H., Li, W., Liu, X., Wu, H., Xu, G., Zhang, S. (2006): "Petrogenesis of the Early Jurassic Nandaling flood basalts in the Yanshan belt, North China Craton: A correlation between magmatic underplating and lithospheric thinning" Lithos 96, 543-566.
- Wilmsen, M., Fursich, F., Syed Emami, K., Majidifard, M & Taheri, J., (2009): "The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland". Terra Nova 21: 211–218.



Points	SiO2	TiO2	AI2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	F	Total
Z-11-2-1	52.90	0.60	2.30	5.83	0.13	17.20	19.30	0.35	0.03	0.68	0.00	99.32
Z-11-2-2	52.75	0.54	2.59	5.93	0.06	16.67	19.72	0.25	0.00	0.95	0.13	99.59
Z-11-2-3	52.76	0.64	2.73	6.10	0.07	16.74	19.59	0.24	0.00	0.97	0.03	99.87
Z-11-2-4	52.52	0.63	2.68	6.01	0.12	16.75	19.68	0.23	0.00	0.84	0.02	99.48
Z-11-2-5	51.97	0.95	2.77	7.91	0.07	16.18	18.74	0.28	0.00	0.62	0.01	99.50
Z-11-2-6	52.41	0.86	2.35	7.98	0.17	16.17	18.94	0.25	0.00	0.44	0.00	99.55
Z-11-2-7	52.89	0.84	2.19	7.85	0.15	16.17	19.11	0.24	0.00	0.31	0.14	99.91
Z-11-2-8	52.90	0.97	1.85	10.44	0.28	15.66	17.85	0.24	0.00	0.11	0.09	100.39
Z-11-2-9	52.62	0.61	2.79	5.92	0.01	16.73	19.75	0.23	0.00	1.02	0.04	99.71
Z-11-2-10	52.99	0.82	1.90	9.17	0.18	16.52	17.86	0.20	0.01	0.22	0.01	99.89
Z-11-3-1	55.12	0.10	0.86	16.77	0.22	12.62	12.48	0.22	0.12	0.10	0.00	98.60
Z-11-3-2	48.10	0.23	7.84	21.09	0.18	10.58	8.74	0.33	0.48	0.06	0.00	97.64
Z-11-3-3	54.20	0.24	1.45	19.63	0.30	11.42	10.99	0.26	0.14	0.09	0.11	98.84
Z-11-3-4	53.82	0.14	1.40	20.24	0.30	9.72	12.15	0.23	0.12	0.07	0.00	98.19
Z-11-3-5	53.23	0.33	0.82	10.85	0.30	9.82	17.04	0.39	0.03	0.03	0.00	99.43
Z-11-3-0 Z 11 2 Z	51.59	0.10	4.32	20.15	0.20	9.06	11.07	0.35	0.34	0.13	0.00	90.09
Z-11-3-7	16 65	1.29	5.62	20.02	0.10	9.90	0.06	1.00	0.15	0.05	0.10	96.33
Z-11-4-1 7 11 4 0	40.00	1.20	5.02	21.72	0.22	0.90	9.90	1.90	0.75	0.04	0.09	97.00
Z-11-4-2	40.71	1.34	5.57	21.71	0.22	9.00	9.90	1.07	0.70	0.10	0.00	90.10
Z-11-4-3 7-11-4-4	40.02	1.40	5.53	21.30	0.20	8.81	10.00	1.01	0.02	0.07	0.02	97.09
Z-11-4-4	46 50	1.40	5.62	22.10	0.20	8.84	9.81	1.75	0.73	0.12	0.35	98.43
7-11-4-6	48.38	1.40	4 96	19.78	0.20	10.62	9.86	1.84	0.64	0.12	1.06	98.56
7-11-4-7	40.26	2 75	10.23	22.35	0.13	11.00	0.05	0.02	9.45	0.09	0.04	96.37
7-11-4-8	39.89	2.70	10.20	22.00	0.09	10.97	0.00	0.02	8.97	0.03	0.13	95.57
7-11-4-9	54 51	0.09	0.41	19.89	0.00	10.28	12 57	0.07	0.01	0.18	0.00	98.26
Z-11-4-10	52.87	0.43	0.71	23.41	0.51	16.61	4.97	0.04	0.02	0.06	0.00	99.62
Z-11-5-1	42.30	0.05	11.92	23.26	0.19	5.32	11.77	1.30	0.63	0.08	0.00	96.82
Z-11-5-2	48.21	0.04	0.00	46.74	1.49	0.11	0.20	0.00	0.01	0.15	0.13	97.09
Z-11-5-3	48.16	0.02	0.01	46.72	1.56	0.16	0.21	0.00	0.00	0.13	0.00	96.97
Z-14-1-1	41.20	5.72	11.52	11.79	0.21	11.71	11.72	2.97	0.80	0.08	0.20	97.93
Z-14-1-2	41.16	5.89	11.45	11.85	0.16	11.75	11.63	2.67	0.81	0.11	0.18	97.67
Z-14-1-3	41.17	5.70	11.58	12.17	0.13	11.84	11.67	2.65	0.79	0.11	0.33	98.13
Z-14-1-4	41.76	5.42	11.35	12.77	0.20	11.43	11.49	2.74	0.82	0.08	0.20	98.26
Z-14-1-5	41.58	5.53	11.44	12.87	0.18	11.40	11.51	2.62	0.81	0.08	0.34	98.34
Z-14-1-6	41.65	5.47	11.37	12.84	0.19	11.36	11.55	2.79	0.81	0.10	0.26	98.37
Z-14-1-7	41.34	5.40	11.20	12.78	0.19	11.42	11.50	2.81	0.81	0.04	0.26	97.75
Z-14-1-8	41.67	4.96	11.10	14.89	0.21	10.21	11.30	2.75	0.89	0.06	0.08	98.12
Z-14-1-9	41.58	5.43	11.39	12.82	0.18	11.51	11.50	2.78	0.80	0.07	0.19	98.26
Z-14-1-10	41.01	5.83	11.54	12.22	0.16	11.80	11.69	2.68	0.80	0.06	0.06	97.85
Z-14-2-1	42.06	4.81	11.02	14.24	0.22	10.74	11.28	2.78	0.83	0.06	0.10	98.14
Z-14-2-2	41.76	4.64	10.94	15.39	0.28	10.19	11.10	2.67	0.85	0.08	0.17	98.05
Z-14-2-3	41.15	5.76	11.38	12.24	0.13	11.72	11.48	2.75	0.79	0.06	0.16	97.63
Z-14-2-4	41.49	5.81	11.46	11.64	0.13	12.00	11.78	2.62	0.80	0.07	0.17	97.95
Z-14-2-5	40.88	5.98	11.65	11.79	0.18	12.03	11.70	2.58	0.80	0.08	0.25	97.91
Z-14-2-6	41.45	5.92	11.58	11.73	0.18	11.97	11.69	2.58	0.81	0.08	0.16	98.15
Z-14-2-7	41.26	5.78	11.51	12.37	0.17	11.74	11.49	2.58	0.83	0.07	0.07	97.88
Z-14-2-8	41.51	5.38	11.34	12.97	0.20	11.32	11.42	2.71	0.82	0.09	0.16	97.93
Z-14-2-9	39.13	0.00	23.28	10.05	0.14	0.01	22.58	0.00	0.00	0.05	0.00	95.24
Z-14-2-10	41.77	4.52	11.03	15.58	0.27	10.01	11.12	2.72	0.88	0.10	0.22	98.22
Z-14-Z-11 7 14 0 10	41.39	5.00	11.44	12.20	0.16	11.07	11.57	2.70	0.01	0.09	0.21	97.90
Z-14-2-12 7-14-2-13	41.04	5.04	11.55	11.73	0.15	12.04	11.05	2.07	0.80	0.09	0.13	97.47
7-14-2-13	41.20	5.32	11.30	13.05	0.19	11.2/	11 //	2.01	0.02	0.04	0.22	90.03
7-14-2-14	41.51	5.32	11.13	12.00	0.20	11.24	11 39	2.77	0.02	0.00	0.00	97.62
7-14-2-16	41.82	/ 71	10.02	15.14	0.13	10.16	11.07	2.70	0.03	0.03	0.10	97.02
7-14-2-10	41.87	5 11	11 10	13.48	0.21	10.10	11.32	2.77	0.04	0.04	0.26	97.04
7-14-2-18	37 18	4 17	11 16	14 41	0.21	10.70	11.36	2.12	0.86	0.00	0.62	93.39
Z-14-2-19	41.56	5.37	11 20	12 80	0 19	11 18	11 40	2.00	0.82	0.09	0.19	97 55
Z-14-2-20	42.01	4.81	11.04	14.38	0.28	10.46	11.24	2.72	0.84	0.05	0.16	97.99
Z-14-3-1	41.38	5.73	11.39	12.19	0.15	11.66	11.66	2.64	0.82	0.08	0.14	97.84
Z-14-3-2	41.20	5.70	11.41	12.09	0.13	11.84	11.73	2.62	0.83	0.09	0.26	97.88
Z-14-3-3	41.71	5.39	11.34	12.83	0.21	11.50	11.56	2.68	0.83	0.11	0.24	98.39
Z-14-3-4	41.56	5.46	11.38	12.59	0.16	11.52	11.59	2.66	0.79	0.11	0.10	97.92
Z-14-3-5	41.61	5.06	11.18	13.79	0.23	10.99	11.35	2.72	0.84	0.06	0.38	98.21
Z-14-3-6	27.04	0.16	18.25	30.21	0.62	12.15	0.13	0.03	0.02	0.08	0.00	88.67
Z-14-3-7	27.87	0.05	17.69	29.62	0.59	13.13	0.06	0.01	0.01	0.06	0.00	89.08
Z-14-3-8	41.61	5.07	11.13	13.66	0.23	10.94	11.36	2.70	0.83	0.10	0.37	98.00
Z-14-3-9	41.99	4.65	10.96	14.98	0.28	10.33	11.17	2.80	0.86	0.08	0.08	98.18

جدول۴-۱- نتایج مایکروپ الکترونی آمفیبولهای موجود در سنگهای آذرین سیلهای قشلاق

Z-14-4-1	41.70	5.14	11.29	13.64	0.17	10.84	11.36	2.78	0.86	0.07	0.19	98.02
Z-14-4-2	41.81	4.65	10.98	15.41	0.33	9.92	11.18	2.80	0.86	0.06	0.18	98.19
Z-14-4-3	41.74	4.63	10.83	15.66	0.22	9.71	11.17	2.80	0.87	0.08	0.16	97.87
Z-14-4-4	41.57	4.09	10.62	17.33	0.28	8.84	11.01	2.82	0.91	0.05	0.11	97.63
Z-14-4-5	41.67	4.46	10.82	16.73	0.26	9.29	10.99	2.81	0.88	0.05	0.19	98.14
7-14-4-6	42.03	4.62	10.99	15.48	0.26	10.02	11 15	2.82	0.87	0.10	0.23	98.57
71447	11.00	4.02	11.02	14.70	0.25	10.02	11.75	2.02	0.85	0.03	0.27	08.32
7 14 4 9	41.60	5.40	11.05	10 70	0.25	11.20	11.25	2.00	0.00	0.05	0.27	00.02
2-14-4-0	41.00	5.49	11.55	12.70	0.19	11.39	11.55	2.75	0.03	0.00	0.20	90.23
Z-14-4-9	41.52	5.36	11.24	13.22	0.22	11.00	11.45	2.75	0.84	0.08	0.13	97.81
Z-14-4-10	41.67	5.53	11.42	12.68	0.16	11.22	11.55	2.71	0.83	0.08	0.22	98.06
Z-14-4-11	41.73	4.82	11.00	14.71	0.23	10.28	11.28	2.74	0.85	0.10	0.21	97.94
Z-14-4-12	41.39	5.04	11.13	14.05	0.24	10.91	11.31	2.69	0.83	0.04	0.04	97.69
Z-14-4-13	41.61	5.37	11.20	13.11	0.13	11.25	11.52	2.74	0.82	0.05	0.13	97.93
Z-14-4-14	39.10	0.00	20.41	13.41	0.20	0.00	22.76	0.01	0.00	0.06	0.00	95.95
Z-14-4-15	39.62	0.03	24.20	8.89	0.17	0.01	23.22	0.01	0.00	0.06	0.08	96.28
Z-19-1-1	50.66	0.69	1.44	15.76	0.37	12.05	16.67	0.93	0.00	0.17	0.00	98.74
Z-19-1-2	51.90	0.09	3.97	16.73	0.11	12.14	12.15	0.36	0.30	0.07	0.00	97.82
Z-19-1-3	48.54	0.37	5.65	19.37	0.11	9.62	11.91	0.48	0.60	0.27	0.00	96.92
Z-19-1-4	52.22	0.11	3.21	17.87	0.18	11.53	12.06	0.30	0.16	0.07	0.01	97.73
7-19-1-5	53 23	0.06	2.52	16 20	0.13	12 91	12 30	0.20	0 11	0.10	0.04	97 81
7-19-1-6	52.65	0.14	3.04	17.36	0.15	12 64	11 44	0.24	0.33	0.11	0.00	98.09
7-19-1-7	52.86	0.34	2 59	16.60	0.24	12.66	11.82	0.27	0.16	0.05	0.00	97 58
7-10-1-9	51 00	0.07	3 31	17.83	0.12	11 55	12.26	0.27	0.10	0.00	0.00	97.50
7-10-1-0	51.30	0.07	1 /1	15 77	0.12	12.07	12.20	0.21	0.12	0.10	0.00	02 10
7 10 4 40	54.00	0.49	1.41	15.77	0.23	10.07	12.32	0.17	0.10	0.10	0.00	30.1Z
Z-19-1-10 Z 22 4 4	04.3Z	0.48	14.00	10.07	0.23	10.41	14 54	0.17	0.09	0.09	0.00	90.13
Z-ZZ-1-1	42.13	4.98	11.22	12.07	0.14	12.11	11.51	2.86	0.82	0.06	0.39	98.28
Z-22-1-2	41.50	5.17	11.82	12.09	0.20	12.02	11.49	2.88	0.84	0.07	0.20	98.26
Z-22-1-3	41.49	5.32	11.78	12.01	0.19	11.85	11.58	2.81	0.82	0.09	0.23	98.17
Z-22-1-4	41.49	5.31	11.78	12.21	0.18	11.87	11.54	2.90	0.82	0.02	0.06	98.17
Z-22-1-5	41.88	5.12	11.69	12.02	0.17	12.24	11.50	2.89	0.83	0.05	0.35	98.73
Z-22-1-6	41.37	4.97	11.91	12.05	0.17	11.95	11.60	3.08	0.89	0.06	0.15	98.21
Z-22-1-7	41.65	5.05	11.60	12.12	0.23	12.03	11.61	2.75	0.82	0.10	0.09	98.04
Z-22-1-8	41.66	4.99	11.49	12.22	0.19	12.02	11.49	2.86	0.85	0.03	0.33	98.11
Z-22-1-9	41.75	4.96	11.50	12.26	0.18	11.78	11.57	2.82	0.87	0.06	0.21	97.95
Z-22-1-10	42.07	4.93	11.17	12.00	0.18	12.12	11.51	2.79	0.82	0.08	0.30	97.97
Z-22-1-11	42.13	4.75	11.17	12.41	0.20	12.03	11.51	2.85	0.82	0.08	0.29	98.23
Z-22-1-12	42.37	4.61	10.95	13.12	0.18	11.38	11.50	2.85	0.86	0.05	0.06	97.94
Z-22-1-13	42.04	4.67	11.14	13.07	0.19	11.36	11.50	2.86	0.84	0.02	0.17	97.87
Z-22-1-14	41.92	4.69	11.16	13.39	0.19	11.25	11.47	2.88	0.88	0.10	0.14	98.06
Z-22-1-15	41.92	4.75	11.39	12.79	0.16	11.59	11.48	2.88	0.85	0.05	0.10	97.95
Z-22-2-1	41.71	4.88	11.08	13.20	0.17	11.38	11.34	2.86	0.84	0.11	0.19	97.76
7-22-2-2	42 41	4 56	10.69	13.66	0.22	11 25	11 25	2 78	0.85	0.06	0.25	97 98
7-22-2-3	41.82	4 71	11.08	13.53	0.20	11.08	11.39	2 75	0.89	0.08	0.22	97 75
7-22-2-4	42.02	4.71	11.00	13.46	0.20	10.81	11.00	2.70	0.00	0.00	0.22	97.76
7-22-2-5	42.09	4 47	10.83	14 25	0.19	10.01	11.10	2.00	0.00	0.08	0.07	97.74
7-22-2-6	42.26	4.80	10.86	13.25	0.10	11 21	11.00	2.01	0.84	0.08	0.18	97.84
7-22-2-7	/1 07	4.07	10.00	15.20	0.24	10.08	11 11	2.02	0.01	0.00	0.10	07.01
7 22 2 7	42.17	4.07	10.70	15.07	0.24	10.00	11.20	2.02	0.00	0.06	0.24	07.72
7-22-2-0	38.10	0.05	20.47	13.50	0.23	0.03	22.86	0.00	0.01	0.00	0.17	95.24
7 22 2 10	/1 /0	4.72	10.90	13.50	0.00	10.00	11 11	2.00	0.00	0.05	0.07	07.09
7 22 2 1	41.49	4.73	11.05	14.16	0.14	10.77	11.44	2.01	0.09	0.05	0.35	97.08
2-22-3-1	41.01	4.07	11.05	14.10	0.19	10.69	11.39	2.70	0.00	0.00	0.10	97.94
2-22-3-2	41.54	4.80	11.32	13.88	0.21	10.85	11.42	2.86	0.89	0.09	0.20	98.05
Z-22-3-3	42.11	4.66	10.75	13.92	0.19	11.08	11.34	2.86	0.87	0.05	0.22	98.05
Z-22-3-4	41.66	4.92	11.10	13.25	0.20	11.23	11.37	2.83	0.85	0.06	0.35	97.80
Z-22-3-5	42.10	4.82	10.93	13.12	0.21	11.37	11.51	2.84	0.84	0.06	0.13	97.93
Z-22-3-6	42.16	4.72	10.96	13.57	0.25	11.06	11.43	2.83	0.86	0.07	0.20	98.08
Z-22-3-7	42.43	4.45	10.91	13.90	0.16	10.91	11.39	3.03	0.87	0.07	0.22	98.34
Z-22-3-8	42.66	4.15	10.64	15.65	0.24	9.89	11.20	3.23	0.90	0.09	0.13	98.77
Z-22-3-9	42.14	4.39	10.68	15.05	0.25	10.27	11.32	2.84	0.91	0.08	0.02	97.94
Z-22-4-1	41.69	4.72	11.42	13.11	0.16	11.43	11.44	2.78	0.87	0.05	0.15	97.83
Z-22-4-2	41.73	4.73	11.36	12.93	0.20	11.52	11.47	2.82	0.89	0.10	0.27	97.99
Z-22-4-3	41.71	4.69	11.24	12.85	0.14	11.45	11.50	2.68	0.86	0.07	0.19	97.37
Z-22-4-4	41.52	4.63	11.25	12.95	0.16	11.42	11.53	2.83	0.88	0.07	0.22	97.44
Z-22-4-5	41.75	4.68	11.17	12.80	0.19	11.39	11.50	2.84	0.87	0.04	0.14	97.38
Z-22-4-6	41.78	4.84	11.42	12.33	0.15	11.82	11.58	2.82	0.86	0.07	0.24	97.90
Z-22-4-7	41.68	4,95	11,38	12.45	0.14	11.83	11.57	2.74	0.87	0.11	0.13	97.84
Z-22-4-8	41.75	4.89	11.35	12.32	0.17	11.79	11.58	2.77	0.86	0.08	0.11	97.65
Z-22-4-9	42.02	5.05	11.05	11.53	0.14	12 19	11.58	2.73	0.82	0.09	0.20	97 40
Z-22-4-10	41.16	5.63	11.51	11.49	0.14	12 11	11.63	2.66	0.84	0.07	0.15	97 39
7-22-4-11	41 52	5.60	11 73	11.55	0 17	12 16	11 64	2.81	0.83	0.07	0.15	98.22
7-22-4-12	42 10	5 16	11 14	11.35	0.19	12 43	11 65	2.81	0.84	0.08	0.23	97 08
7-22-4-13	41.31	5.09	11.35	12.31	0.23	11 48	11 48	2 78	0.84	0.06	0.31	97.23
7-22-4-14	40.85	5.00	11 45	12 32	0.10	11 51	11 51	2 7/	0.85	0.02	0.31	96.83
7-22 / 15	/1 11	5.10	11.40	12.02	0.13	11.50	11.51	2.74	0.00	0.02	0.01	07.10
2-22-4-1J	<b>TI.II</b>	0.10	11.40	14.44	0.21	11.00	11.01	2.13	0.07	0.00	0.24	31.12

Comment	SiO2	TiO2	AI2O3	V2O3	Cr2O3	FeO	MnO	ZnO	MaO	CaO	Na2O	Total
Z-11-1	53.36	0.65	1.93	0.03	0.34	8.32	0.15	0.03	16.48	18.64	0.21	100.14
Z-11-2	53.31	0.71	1.78	0.07	0.28	8.63	0.20	0.06	16.38	18.59	0.22	100.23
Z-11-3	53.57	0.69	1.82	0.08	0.27	8.28	0.19	0.05	16.43	18.76	0.18	100.31
Z-11-4	52.58	0.79	2.43	0.07	0.40	8.34	0.21	0.00	16.11	18.60	0.21	99.74
Z-11-5	53.06	0.48	3.20	0.02	1.17	5.57	0.00	0.01	17.51	18.89	0.29	100.21
Z-11-6	52.69	0.50	3.28	0.07	1.23	5.59	0.00	0.00	17.32	19.00	0.28	99.95
Z-11-7	52.78	0.52	3.29	0.02	1.25	5.67	0.00	0.00	17.24	18.76	0.27	99.81
Z-11-8	52.80	0.76	2.75	0.04	0.94	6.38	0.06	0.06	16.14	20.00	0.22	100.13
Z-11-9	53.16	0.83	2.02	0.05	0.27	8.59	0.18	0.00	16.13	18.54	0.22	99.99
Z-11-10	53.27	0.75	2.02	0.08	0.32	8.25	0.15	0.08	16.34	18.68	0.21	100.14
Z-11-11	52.81	0.65	2.49	0.04	0.67	6.90	0.07	0.09	16.31	19.50	0.24	99.77
Z-11-12	53.42	0.65	1.85	0.08	0.30	7.90	0.20	0.06	16.29	19.26	0.19	100.18
Z-11-13	52.97	0.55	2.39	0.06	0.49	7.06	0.13	0.03	16.48	19.17	0.25	99.58
Z-11-14	53.23	0.72	1.98	0.04	0.29	8.40	0.21	0.00	16.40	18.63	0.21	100.10
Z-11-15	52.11	1.10	1.92	0.08	0.04	12.27	0.20	0.04	14.41	17.57	0.23	99.97
Z-11-16	53.65	0.67	1.78	0.03	0.25	8.38	0.17	0.00	16.55	18.69	0.17	100.33
Z-11-17	53.33	0.67	2.07	0.06	0.36	8.06	0.18	0.06	16.46	18.95	0.22	100.42
Z-11-18	53.25	0.80	1.88	0.05	0.25	8.24	0.19	0.08	16.20	19.09	0.20	100.25
Z-11-19	53.39	0.80	1.66	0.06	0.16	10.20	0.26	0.08	16.05	17.79	0.18	100.65
Z-11-20	53.34	0.71	1.95	0.03	0.30	8.27	0.21	0.10	16.43	18.90	0.20	100.42
Z-11-21	53.25	0.84	2.01	0.06	0.27	8.83	0.19	0.00	16.52	17.96	0.21	100.13
Z-11-22	53.01	0.70	2.18	0.04	0.28	8.51	0.13	0.04	16.25	17.76	0.19	99.08
Z-11-23	53.13	0.73	1.77	0.08	0.30	8.38	0.18	0.08	16.42	18.47	0.21	99.75
Z-11-24	53.12	0.76	1.81	0.07	0.34	8.64	0.19	0.00	16.42	18.15	0.20	99.69
Z-11-25	53.27	0.70	1.81	0.06	0.35	8.17	0.24	0.03	16.34	18.88	0.22	100.09
Z-11-2-1	53.20	0.68	2.23	0.07	0.50	7.29	0.12	0.07	16.45	19.30	0.21	100.10
Z-11-2-2	53.45	0.63	1.72	0.08	0.28	8.66	0.19	0.00	16.57	18.60	0.20	100.37
Z-11-2-3	53.26	0.82	2.07	0.05	0.23	9.26	0.24	0.03	16.22	18.40	0.17	100.73
Z-11-2-4	52.85	0.77	2.02	0.06	0.27	8.17	0.18	0.00	16.46	18.68	0.20	99.65
Z-11-2-5	53.43	0.75	1.87	0.09	0.30	8.39	0.18	0.00	16.37	18.52	0.21	100.11
Z-11-2-6	53.35	0.72	1.74	0.05	0.26	8.39	0.19	0.12	16.65	18.44	0.22	100.11
Z-11-2-7	53.43	0.67	1.64	0.08	0.26	8.56	0.15	0.08	16.51	18.32	0.18	99.89
Z-11-2-8	53.44	0.65	2.21	0.05	0.48	7.39	0.16	0.00	16.71	19.13	0.20	100.43
Z-11-2-9	53.33	0.64	1.95	0.04	0.43	8.05	0.14	0.09	16.60	18.80	0.21	100.27
Z-11-2-10	53.43	0.70	1.64	0.05	0.28	8.43	0.15	0.03	16.59	18.80	0.18	100.28
Z-11-2-11	52.72	0.79	2.11	0.04	0.15	10.47	0.24	0.00	15.67	17.35	0.23	99.78
Z-11-2-12	52.74	0.54	3.14	0.02	0.91	5.35	0.04	0.00	16.91	20.08	0.24	99.97
Z-11-2-13	52.99	0.57	2.52	0.06	0.36	5.99	0.08	0.00	16.92	19.95	0.22	99.66
Z-11-2-14	53.40	0.56	2.60	0.03	0.40	5.82	0.08	0.00	16.88	19.91	0.17	99.84
Z-11-2-15	51.78	0.73	3.88	0.02	1.04	5.63	0.06	0.02	16.24	20.15	0.21	99.76
Z-11-2-16	52.15	0.71	3.74	0.03	1.14	5.66	0.01	0.00	16.70	19.60	0.21	99.95
Z-11-2-17	52.26	0.68	3.62	0.02	0.95	6.00	0.03	0.05	16.44	19.63	0.19	99.87
Z-11-2-18	52.53	0.67	3.19	0.05	0.91	5.86	0.10	0.03	16.67	19.93	0.22	100.16
Z-11-2-19	53.17	0.66	2.49	0.04	0.53	6.16	0.15	0.11	17.02	19.67	0.23	100.22
Z-11-2-20	53.40	0.53	2.61	0.06	0.52	5.88	0.12	0.05	17.06	20.07	0.22	100.52
Z-11-3-1	53.32	0.73	2.08	0.09	0.39	7.53	0.15	0.00	16.79	19.32	0.19	100.60
Z-11-3-2	53.46	0.69	1.96	0.08	0.32	7.66	0.20	0.01	16.63	19.32	0.20	100.53
Z-11-3-3	53.52	0.68	1.95	0.06	0.41	7.50	0.07	0.00	16.40	19.51	0.19	100.29
Z-11-3-4	52.97	0.60	2.54	0.05	0.73	7.05	0.05	0.04	16.54	19.50	0.22	100.30
Z-11-3-5	54.26	1.04	1.58	0.09	0.41	6.43	0.12	0.02	16.46	20.78	0.21	101.39
Z-11-3-6	51.94	0.25	2.47	0.06	0.06	20.01	0.15	0.04	10.57	11.23	0.36	97.13
Z-11-3-7	53.37	0.68	1.65	0.02	0.07	17.20	0.19	0.00	11.59	12.63	0.21	97.62
Z-11-3-8	52.96	0.79	2.01	0.04	0.35	9.12	0.19	0.00	16.23	18.24	0.24	100.15
Z-11-3-9	53.24	0.73	2.04	0.10	0.32	8.41	0.20	0.03	16.42	19.02	0.22	100.73
Z-11-3-10	53.59	0.67	1.73	0.05	0.23	8.82	0.17	0.01	16.71	18.33	0.20	100.50
Z-11-3-11	53.52	0.68	1.71	0.08	0.22	8.79	0.17	0.03	16.75	18.39	0.19	100.51
Z-11-3-12	53.49	0.51	2.49	0.03	0.66	6.20	0.06	0.04	17.14	19.78	0.20	100.60
Z-11-3-13	53.33	0.59	2.64	0.02	0.69	6.23	0.07	0.02	17.03	19.57	0.23	100.41
Z-11-3-14	53.37	0.70	1.72	0.06	0.18	9.36	0.22	0.00	16.41	18.19	0.22	100.41
Z-11-3-15	53.02	0.66	2.49	0.09	0.72	6.98	0.06	0.00	16.45	19.43	0.21	100.11
Z-11-3-16	53.50	0.63	1.94	0.08	0.35	7.53	0.17	0.00	16.72	19.14	0.23	100.28
∠-11-3-17	52.95	0.81	2.34	0.10	0.41	7.80	0.11	0.00	16.42	19.14	0.22	100.29
Z-11-3-18	53.05	0.78	2.34	0.08	0.59	7.56	0.11	0.00	16.29	19.54	0.24	100.57
Z-11-3-19	53.50	0.61	2.42	0.07	0.69	6.21	0.06	0.00	16.60	19.90	0.23	100.28
Z-11-3-20	52.81	0.86	2.67	0.07	0.57	7.95	0.14	0.02	16.23	18.93	0.25	100.49
Z-11-4-1	53.55	0.72	1.99	0.07	0.41	/.1/	0.16	0.02	16.92	19.21	0.21	100.41
Z-11-4-2	52.69	0.61	2.66	0.02	0.97	6.51	0.02	0.09	16.38	20.00	0.22	100.16
2-11-4-3	52.73	0.67	2.18	0.07	0.96	0.13	0.04	0.03	10.32	20.21	0.21	100.16
Z-11-4-4	52.97	0.62	2.56	0.06	0.73	0.58	0.11	0.00	10.50	19.79	0.23	100.21
<b>Z-11-4-5</b>	53.21	0.64	2.19	0.06	0.52	7.15	0.14	0.05	16.75	19.19	0.25	100.16

جدول۴-۲- نتایج مایکروپ الکترونی پیروکسنهای موجود در سنگهای آذرین سیلهای قشلاق

Z-11-4-6	52.90	0.58	2.25	0.05	0.62	6.45	0.06	0.13	16.28	20.30	0.27	99.88
Z-11-4-7	53.47	0.75	2.07	0.07	0.42	7.56	0.17	0.02	16.49	19.49	0.21	100.70
Z-11-4-8	53.02	0.76	2.15	0.05	0.49	7.51	0.14	0.04	16.43	19.39	0.22	100.19
Z-11-4-9	53.39	0.63	2.37	0.03	0.63	6.56	0.09	0.07	16.66	19.95	0.21	100.58
Z-11-4-10	53.61	0.59	1.77	0.09	0.37	7.24	0.17	0.00	16.81	19.14	0.22	100.02
Z-11-4-11	53.54	0.66	1.76	0.03	0.36	7.36	0.12	0.00	16.67	18.98	0.19	99.67
Z-11-4-12	52.54	0.69	2.49	0.05	0.17	10.36	0.16	0.00	15.35	17.49	0.24	99.53
Z-11-4-13	52.77	0.79	2.04	0.03	0.30	8.40	0.18	0.07	16.20	18.66	0.24	99.68
Z-11-4-14	52.76	0.84	2.37	0.09	0.21	8.68	0.16	0.04	16.18	18.61	0.20	100.13
Z-11-4-15	52.30	0.78	2.82	0.04	0.78	7.13	0.06	0.02	16.12	19.63	0.23	99.90
Z-11-4-16	52.79	0.68	2.45	0.07	0.64	6.68	0.10	0.05	16.47	19.61	0.21	99.74
Z-11-4-17	52.70	0.62	2.89	0.06	0.98	6.07	0.04	0.01	16.36	20.03	0.25	100.01
Z-11-4-18	53.30	0.69	2.10	0.09	0.44	7.63	0.15	0.00	16.55	18.83	0.20	99.98
Z-11-4-19	52.75	0.63	2.55	0.04	0.73	6.38	0.07	0.00	16.52	19.83	0.25	99.76
Z-11-4-20	53.22	0.67	2.59	0.03	0.76	6.34	0.09	0.00	16.50	19.97	0.24	100.42
Z-11-5-1	53.27	0.66	1.62	0.07	0.12	10.13	0.24	0.00	16.58	17.45	0.23	100.37
Z-11-5-2	53.17	0.80	1.71	0.07	0.17	9.51	0.23	0.03	16.44	18.19	0.22	100.51
Z-11-5-3	53.36	0.68	1.78	0.05	0.29	8.45	0.14	0.06	16.90	18.21	0.22	100.14
Z-11-5-4	53.50	0.67	1.87	0.07	0.30	8.45	0.18	0.08	16.88	18.36	0.21	100.55
Z-11-5-5	53.44	0.70	1.89	0.07	0.34	8.41	0.13	0.00	16.55	18.63	0.20	100.36
Z-11-5-6	54.65	0.18	1.73	0.06	0.33	11.42	0.14	0.00	15.80	12.60	0.20	97.12
Z-11-5-7	52.86	0.86	1.95	0.08	0.19	9.56	0.18	0.02	15.58	18.82	0.22	100.30
Z-11-5-8	52.95	0.72	1.81	0.05	0.24	8.29	0.20	0.06	16.39	18.79	0.21	99.70
Z-11-5-9	53.30	0.71	1.86	0.09	0.30	8.13	0.16	0.00	16.40	19.08	0.19	100.22
Z-11-5-10	53.29	0.75	2.18	0.06	0.47	7.65	0.18	0.00	16.62	19.14	0.22	100.57
Z-11-5-11	52.74	0.83	1.96	0.06	0.18	9.22	0.20	0.00	16.04	18.51	0.21	99.95
Z-11-5-12	53.15	0.82	2.04	0.12	0.28	8.61	0.16	0.00	16.34	18.67	0.24	100.42
Z-11-5-13	52.83	0.73	1.85	0.08	0.23	8.32	0.17	0.00	16.26	18.89	0.21	99.57
Z-11-5-14	52.54	0.81	1.98	0.04	0.18	8.75	0.21	0.01	16.18	19.08	0.24	100.01
Z-11-5-15	52.49	0.87	1.93	0.06	0.16	9.44	0.20	0.00	15.85	18.46	0.22	99.67
Z-19-1	52.86	0.69	1.99	0.09	0.33	8.28	0.18	0.02	16.29	18.64	0.20	99.56
Z-19-2	52.94	0.74	1.81	0.08	0.28	8.84	0.16	0.06	16.40	18.38	0.20	99.88
Z-19-3	53.80	0.66	1.39	0.07	0.24	8.44	0.16	0.04	16.68	18.47	0.19	100.15
Z-19-4	52.88	0.81	1.88	0.07	0.23	9.14	0.19	0.00	15.92	18.77	0.21	100.11
Z-19-5	52.47	0.96	1.81	0.07	0.09	11.19	0.22	0.03	15.36	17.40	0.24	99.80
Z-19-6	53.06	0.66	1.86	0.05	0.37	7.95	0.12	0.03	16.43	18.92	0.23	99.65

جدول۴-۳- نتایج مایکروپ الکترونی فلدسپاتهای موجود در سنگهای آذرین سیلهای قشلاق

Comment	SiO2	TiO2	AI2O3	FeO	CaO	Na2O	K2O	MnO	MgO	BaO	SrO	Total
z-11-1-1	53.68	0.12	28.23	0.58	12.23	3.97	0.18	0.01	0.15	0.05	0.06	99.26
z-11-1-2	52.98	0.07	28.37	0.54	12.48	3.96	0.19	0.00	0.14	0.06	0.02	98.83
z-11-1-3	53.45	0.04	28.34	0.57	12.49	4.09	0.20	0.00	0.16	0.03	0.10	99.46
z-11-1-4	54.35	0.10	27.67	0.59	11.66	4.63	0.27	0.00	0.10	0.10	0.00	99.45
z-11-1-5	54.22	0.11	27.72	0.60	11.46	4.53	0.26	0.00	0.12	0.00	0.03	99.03
z-11-1-6	52.93	0.11	28.94	0.56	12.96	3.64	0.19	0.01	0.18	0.00	0.14	99.66
z-11-1-7	53.60	0.09	28.77	0.55	12.61	3.98	0.17	0.01	0.15	0.00	0.12	100.04
z-11-1-8	54.34	0.06	27.98	0.60	12.01	4.47	0.26	0.00	0.07	0.06	0.08	99.92
z-11-1-9	54.60	0.10	27.63	0.67	11.40	4.58	0.27	0.02	0.09	0.11	0.00	99.48
z-11-1-10	55.96	0.12	26.83	0.61	10.60	5.09	0.32	0.00	0.10	0.04	0.22	99.89
z-11-1-11	56.09	0.12	26.92	0.61	10.56	5.06	0.35	0.04	0.07	0.12	0.06	99.98
z-11-1-12	54.59	0.08	28.13	0.59	11.57	4.43	0.25	0.04	0.06	0.00	0.00	99.73
z-11-1-13	53.58	0.09	28.18	0.57	12.20	4.00	0.22	0.01	0.15	0.00	0.00	99.01
z-11-1-14	52.71	0.03	29.16	0.45	13.11	3.65	0.15	0.00	0.14	0.00	0.00	99.40
z-11-1-15	55.48	0.15	27.27	0.63	10.78	4.85	0.30	0.01	0.08	0.00	0.07	99.63
z-11-1-16	57.05	0.09	26.44	0.74	9.73	5.56	0.37	0.02	0.07	0.01	0.07	100.15
z-11-1-17	53.82	0.06	28.45	0.72	12.08	4.10	0.21	0.00	0.07	0.00	0.06	99.57
z-11-1-18	57.92	0.08	25.85	0.62	8.91	5.79	0.44	0.00	0.06	0.13	0.07	99.87
z-11-1-19	58.07	0.02	25.76	0.56	9.17	6.04	0.42	0.02	0.03	0.06	0.06	100.21
z-11-1-20	57.03	0.03	26.00	0.58	9.30	5.63	0.42	0.00	0.08	0.00	0.00	99.06
z-11-1-21	53.60	0.09	28.67	0.53	12.62	3.92	0.20	0.03	0.11	0.04	0.05	99.86
z-11-1-22	51.36	0.10	29.66	0.52	13.76	3.31	0.15	0.00	0.17	0.00	0.00	99.03
z-11-1-23	53.23	0.07	28.92	0.52	12.80	3.67	0.17	0.01	0.13	0.10	0.00	99.60
z-11-1-24	53.18	0.09	28.66	0.55	12.66	3.82	0.17	0.05	0.16	0.03	0.06	99.42
z-11-1-25	54.42	0.08	28.04	0.61	11.95	4.13	0.24	0.02	0.15	0.01	0.22	99.87
z-11-2-1	54.10	0.06	28.22	0.57	11.88	4.13	0.23	0.02	0.12	0.01	0.08	99.40
z-11-2-2	52.31	0.07	28.43	0.56	12.58	3.79	0.17	0.04	0.19	0.00	0.15	98.31
z-11-2-3	53.15	0.03	27.98	0.57	11.72	4.17	0.22	0.01	0.13	0.02	0.18	98.17
z-11-2-4	52.58	0.09	28.35	0.62	12.36	3.92	0.19	0.00	0.07	0.00	0.16	98.32

z-11-2-5	53.70	0.11	27.20	0.69	11.32	4.59	0.27	0.05	0.08	0.08	0.01	98.09
7-11-2-6	53 23	0.00	28.23	0.60	12 3/	4.06	0.20	0.00	0.11	0.00	0.02	08.08
2-11-2-0	00.20	0.03	20.25	0.03	12.04	4.00	0.20	0.00	0.11	0.00	0.02	30.30
z-11-2-7	53.04	0.05	28.11	0.59	12.25	3.95	0.22	0.05	0.16	0.02	0.06	98.51
7-11-2-8	54 63	0.08	27 29	0.66	11 14	4 61	0.27	0.04	0.12	0.01	0.07	98 92
21120		0.00	21.20	0.00	11.14	4.01	0.21	0.04	0.12	0.01	0.07	00.02
z-11-2-9	54.75	0.09	26.74	0.56	10.84	4.93	0.31	0.00	0.09	0.02	0.00	98.33
7-11-2-10	54.34	0.05	27.92	0.51	11.83	4.34	0.24	0.00	0.16	0.06	0.00	99.44
- 44 0 44	50.00	0.00	00.00	0.50	40.00	1.40	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	00.00
z-11-2-11	52.83	0.06	28.36	0.58	12.29	4.13	0.20	0.00	0.14	0.00	0.11	98.68
z-11-2-12	52.81	0.05	28.54	0.51	12.50	3.71	0.19	0.02	0.11	0.00	0.18	98.64
- 11 0 10	E0 E0	0.14	20.16	0.40	10 50	2.00	0.17	0.00	0.12	0.00	0.06	00.17
2-11-2-13	52.52	0.14	28.10	0.49	12.52	3.99	0.17	0.00	0.12	0.00	0.06	98.17
z-11-2-14	52.35	0.04	28.64	0.51	12.78	3.87	0.17	0.02	0.14	0.05	0.00	98.56
7 11 2 15	<b>51 96</b>	0.00	20 60	0.44	12.00	2.62	0.14	0.00	0.10	0.00	0.00	07.07
2-11-2-13	51.00	0.00	20.00	0.44	12.09	3.02	0.14	0.00	0.10	0.00	0.00	91.01
z-11-2-16	50.58	0.06	29.58	0.52	13.68	3.06	0.10	0.07	0.10	0.00	0.02	97.77
7-11-2-17	52 00	0.11	28.02	0.58	12 18	1 00	0.21	0.00	0.00	0.06	0.07	98.40
	02.00	0.11	20.02	0.00	12.10	4.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.07	00.40
z-11-2-18	53.52	0.10	27.80	0.66	11.85	4.23	0.23	0.00	0.09	0.03	0.00	98.51
z-11-2-19	54.17	0.11	25.81	0.68	10.25	5.05	0.37	0.00	0.07	0.00	0.00	96.50
- 11 0 00	50.50	0.07	00.40	0.00	40.00	2.04	0.04	0.00	0.40	0.00	0.00	00.00
2-11-2-20	52.59	0.07	20.42	0.62	12.09	3.91	0.21	0.00	0.15	0.06	0.06	90.00
z-11-3-1	54.15	0.15	28.01	0.55	12.13	3.92	0.20	0.03	0.14	0.03	0.19	99.50
7-11-3-2	53.01	0.08	28 /17	0.52	12.61	3.67	0.15	0.00	0.10	0.00	0.04	98 75
21102	50.01	0.00	20.47	0.02	12.01	0.01	0.10	0.00	0.10	0.00	0.04	00.70
z-11-3-3	53.50	0.06	28.22	0.50	12.09	4.08	0.20	0.03	0.14	0.00	0.19	99.01
z-11-3-4	51.68	0.09	29.16	0.54	13.11	3.23	0.15	0.02	0.17	0.14	0.04	98.31
7-11-2-5	5/ 00	0.12	27 82	0.50	11 60	1 16	0.21	0.05	0.14	0.06	0.10	00.02
2-11-3-5	J4.00	0.13	21.03	0.08	11.00	4.10	0.21	0.00	0.14	0.00	0.19	33.0Z
z-11-3-6	54.93	0.01	27.31	0.57	11.18	4.43	0.25	0.00	0.09	0.04	0.11	98.93
z-11-3-7	53.82	0.04	27.79	0.62	11.77	4.12	0.21	0.03	0.08	0.00	0.07	98 54
- 11 0 0	EE CO	0.00	26.00	0.05	10.04	4.00	0.00	0.04	0.44	0.00	0.47	00.40
2-11-3-0	00.60	0.09	20.0ŏ	0.00	10.94	4.00	0.29	0.01	0.14	0.00	0.17	33.10
z-11-3-9	54.43	0.11	27.04	0.58	11.12	4.51	0.26	0.04	0.11	0.07	0.00	98.28
7-11-2-10	54 57	0.07	27 /6	0.67	11.04	1 59	0.20	0.01	0.10	0.00	0.05	08 84
2-11-3-10	54.57	0.07	21.40	0.07	11.04	4.00	0.29	0.01	0.10	0.00	0.00	30.04
z-11-3-11	54.16	0.09	27.33	0.59	11.73	4.17	0.25	0.00	0.11	0.02	0.00	98.44
7-11-3-12	53 78	0 14	27 43	0 70	11.34	4 23	0.24	0.00	0.09	0.06	0.13	98 15
- 11 0 12	E4.00	0.10	07.45	0.07	44.00	4 55	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	00.04
2-11-3-13	54.99	0.10	27.15	0.67	11.20	4.55	0.27	0.02	0.14	0.00	0.09	99.24
z-11-3-14	53.06	0.01	28.48	0.58	12.21	3.69	0.18	0.02	0.14	0.00	0.13	98.50
7-11-3-15	54 84	0.08	27 29	0.55	11 45	4 43	0.25	0.04	0.12	0.00	0.11	99 14
2-11-0-10	54.04	0.00	21.23	0.00	11.40		0.20	0.04	0.12	0.00	0.11	33.14
z-11-4-1	56.67	0.06	26.62	0.65	9.60	5.48	0.39	0.03	0.08	0.00	0.20	99.79
z-11-4-2	54.70	0.04	28.19	0.67	11.59	4.23	0.25	0.00	0.09	0.03	0.03	99.82
- 11 1 2	E4 02	0.07	20.22	0.60	11 71	4 1 2	0.00	0.10	0.11	0.00	0.10	00.49
2-11-4-3	54.05	0.07	20.33	0.00	11.71	4.12	0.23	0.10	0.11	0.09	0.10	99.40
z-11-4-4	53.88	0.10	28.10	0.61	11.94	4.28	0.24	0.03	0.14	0.01	0.16	99.47
7-11-4-5	54 73	0.09	27 27	0.63	11 25	4 55	0.26	0.04	0.06	0.00	0.21	99.08
2 11 4 0	54.70	0.00	21.21	0.00	11.20	4.00	0.20	0.04	0.00	0.00	0.21	00.00
z-11-4-6	53.46	0.06	28.35	0.56	12.19	4.01	0.20	0.07	0.11	0.01	0.08	99.09
z-11-4-7	53.89	0.02	28.27	0.58	11.95	4.08	0.19	0.00	0.11	0.00	0.06	99.15
- 11 / 0	51 /2	0.04	20.24	0.61	12.61	2 12	0.14	0.00	0.12	0.00	0.06	00.20
2-11-4-0	01.4Z	0.04	29.24	0.01	13.01	3.13	0.14	0.00	0.15	0.00	0.00	90.30
z-11-4-9	51.90	0.07	29.12	0.55	13.36	3.46	0.15	0.04	0.15	0.00	0.00	98.79
7-11-4-10	51 42	0.06	29 41	0.43	13 42	3 42	0.13	0.04	0.16	0.00	0.02	98.51
2 11 1 10	50.05	0.00	20.11	0.10	10.12	0.12	0.10	0.01	0.10	0.00	0.02	00.01
Z-11-4-11	50.25	0.00	30.31	0.73	14.41	2.49	0.14	0.01	0.21	0.00	0.00	98.54
z-11-5-1	52.92	0.06	28.70	0.56	12.23	4.40	0.21	0.00	0.13	0.01	0.00	99.22
7-11-5-2	53.03	0.05	28.25	0.57	12 30	4 26	0.10	0.02	0.26	0.00	0.36	00.27
2-11-3-2	55.05	0.05	20.25	0.57	12.50	4.20	0.19	0.02	0.20	0.00	0.50	33.21
z-11-5-3	52.40	0.15	28.58	0.59	12.32	3.97	0.18	0.04	0.14	0.01	0.00	98.38
z-11-5-4	51.34	0.02	29.42	0.52	13.49	3.53	0.14	0.01	0.15	0.00	0.00	98.61
7 11 5 5	51.22	0.04	20.22	0.50	12 20	2.40	0.12	0.04	0.16	0.01	0.06	09.20
2-11-3-3	51.55	0.04	29.52	0.50	13.29	5.40	0.15	0.04	0.10	0.01	0.00	30.29
z-11-5-6	49.49	0.05	30.47	0.48	14.61	2.88	0.09	0.00	0.11	0.00	0.15	98.33
z-11-5-7	50.44	0.03	29.63	0.48	13.54	3.16	0.13	0.00	0.16	0.00	0.08	97.65
7-11 5 0	19 10	0.04	21 61	0.46	15 5 4	2.07	0.07	0.00	0.12	0.02	0.05	09 59
∠-11-2-0	40.40	0.04	31.01	0.40	15.54	2.21	0.07	0.00	0.12	0.03	0.05	90.00
z-11-5-9	50.89	0.05	29.48	0.55	13.47	3.31	0.14	0.02	0.14	0.02	0.03	98.10
z-11-5-10	49,73	0.06	30.57	0.44	14.77	2.64	0.07	0.01	0.15	0.00	0.09	98.52
- 14 - 14	E4 40	0.00	07.00	0.00	10.00	4.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	00.75
2-11-5-11	54.48	0.09	21.39	0.62	10.98	4.83	0.30	0.00	0.08	0.00	0.00	98.75
z-11-5-12	50.48	0.07	29.53	0.61	13.62	3.40	0.16	0.00	0.10	0.00	0.00	97.97
7-11-5-13	51 36	0.03	29 77	0.56	13.24	3 / 8	0 17	0.05	0.12	0.00	0.08	98 86
2-11-3-13	51.50	0.05	29.11	0.50	13.24	3.40	0.17	0.05	0.12	0.00	0.00	30.00
z-11-5-14	53.12	0.10	28.59	0.65	12.34	4.05	0.21	0.00	0.13	0.00	0.05	99.23
z-11-5-15	48.89	0.08	31.08	0.49	14.91	2.30	0.08	0.09	0.11	0.01	0.00	98.05
7-1/-1.1	68 62	0.00	18.69	0.04	0.40	11.26	0.00	0.02	0.01	0.00	0.07	00.20
∠-1++-1-1	00.03	0.00	10.00	0.04	0.49	11.20	0.09	0.02	0.01	0.00	0.07	33.23
z-14-1-2	68.30	0.00	18.86	0.15	0.30	10.59	1.22	0.00	0.00	0.00	0.07	99.51
7-14-1-3	68,17	0.00	18.53	0.00	0.42	11.36	0.07	0.00	0.00	0.00	0.08	98.63
- 14 4 4	60.00	0.00	10.00	0.00	0.72	14 44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	00.50
Z-14-1-4	00.82	0.02	18.73	0.02	0.39	11.41	0.06	0.00	0.03	0.08	0.00	99.56
z-14-1-5	69.31	0.00	18.61	0.06	0.10	11.54	0.05	0.00	0.00	0.09	0.06	99.82
7-14-1-6	66.46	0.00	18 31	0.04	0.31	11 20	0.07	0.06	0.00	0.02	0.01	96 / 7
4 4 4 =	00.40	0.00	10.01	0.04	0.01	0.05	0.07	0.00	0.00	0.02	0.01	01.47
z-14-1-7	51.46	0.00	19.38	1.27	0.38	6.99	0.05	0.00	1.41	0.00	0.12	81.07
z-14-1-8	68.86	0.00	18.83	0.15	0.41	11.16	1.32	0.00	0.00	0.09	0.06	100.87
7 14 1 0	67.60	0.00	10.47	0.10	0.55	11 17	0.14	0.00	0.00	0.00	0.14	09.05
2-14-1-9	01.02	0.00	10.47	0.19	0.00	11.17	0.11	0.03	0.00	0.00	0.11	90.20
z-14-1-10	65.40	0.03	18.81	2.05	0.45	10.70	0.20	0.07	0.16	0.00	0.00	97.86
7-14-2-1	65.06	0.00	17.03	0.08	0.13	0.26	16.23	0.02	0.00	0.00	0.09	98 91
- 44.0.0	01.00	0.00	47.00	0.00	0.10	0.20	10.20	0.02	0.00	0.00	0.03	00.01
z-14-2-2	64.98	0.02	17.07	0.03	0.17	0.20	16.36	0.06	0.00	0.23	0.00	99.11
7-14-2-3	65.10	0.00	17.09	0.04	0.16	0.29	16.36	0.03	0.02	0.32	0.00	99.41

- 4404	C4 40	0.04	47.40	0.00	0.07	0.00	40.70	0.00	0.04	0.47	0.00	00.05
2-14-3-1	64.40	0.01	17.13	0.03	0.07	0.20	10.70	0.00	0.01	0.17	0.00	90.00
z-14-3-2	69.14	0.00	18.48	0.01	0.13	10.39	0.05	0.03	0.00	0.00	0.07	98.30
z-14-3-3	65.20	0.01	17.49	0.02	0.10	0.15	16.98	0.01	0.00	0.00	0.03	100.00
7-14-3-4	68 52	0.01	18 57	0.02	0.26	10.20	0.06	0.01	0.00	0.12	0.13	97.88
- 140 -	00.02	0.01	10.07	0.02	0.20	10.20	0.00	0.01	0.00	0.12	0.10	00.00
Z-14-3-5	69.15	0.00	18.42	0.00	0.17	10.51	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	98.30
z-14-3-6	68.84	0.00	18.57	0.02	0.26	10.36	0.12	0.00	0.00	0.00	0.09	98.25
z-14-3-7	68.36	0.00	18.56	0.01	0.40	10.08	0.09	0.07	0.00	0.00	0.00	97.57
7-14-3-8	68.03	0.00	18 57	0.08	0.45	9 91	0.13	0.02	0.01	0.04	0.11	97.35
- 14 2 0	69.07	0.00	10.07	0.00	0.20	10.14	0.10	0.00	0.00	0.07	0.06	07.40
2-14-3-9	00.27	0.00	10.37	0.03	0.30	10.14	0.11	0.00	0.00	0.07	0.06	97.42
z-14-3-10	64.38	0.00	17.08	0.03	0.10	0.32	16.73	0.06	0.01	0.04	0.04	98.78
z-14-3-11	64.39	0.00	17.55	0.01	0.07	0.44	16.17	0.00	0.00	0.98	0.05	99.65
7-14-3-12	65.32	0.00	17.32	0.05	0.03	0.40	16.62	0.05	0.01	0.11	0.00	99 90
- 110 12	00.02	0.00	47.45	0.00	0.00	0.10	10.02	0.00	0.01	4.00	0.00	00.07
2-14-3-13	03.00	0.01	17.45	0.04	0.11	0.42	10.32	0.03	0.00	1.05	0.01	99.27
z-14-3-14	64.71	0.01	17.32	0.13	0.09	0.29	16.59	0.01	0.02	0.28	0.00	99.44
z-14-3-15	64.46	0.00	17.10	0.06	0.06	0.44	16.34	0.00	0.00	0.27	0.11	98.84
7-14-3-16	65.32	0.00	17.33	0.07	0.14	1.32	15 10	0.00	0.00	0.14	0.00	99.43
- 14 2 17	64.19	0.00	17.05	0.05	0.10	0.57	16.10	0.01	0.00	0.25	0.00	09.51
2-14-3-17	04.10	0.03	17.05	0.05	0.19	0.57	10.10	0.01	0.00	0.25	0.02	90.51
z-14-3-18	64.78	0.00	17.00	0.05	0.12	0.25	16.69	0.03	0.00	0.10	0.04	99.05
z-14-3-19	64.94	0.03	17.37	0.06	0.08	0.31	16.79	0.04	0.01	0.42	0.06	100.09
7-14-3-20	64 61	0.00	17 21	0.00	0.21	0.29	16 52	0.02	0.00	0.36	0.17	99.41
- 44 4 4	01.01	0.00	47.45	0.00	0.21	0.20	40.70	0.02	0.00	0.00	0.04	400.40
Z-14-4-1	65.25	0.00	17.45	0.03	0.04	0.22	16.76	0.02	0.00	0.32	0.04	100.13
z-14-4-2	68.70	0.03	18.68	0.02	0.68	10.09	0.14	0.06	0.02	0.01	0.01	98.45
z-14-4-3	64.96	0.00	17.21	0.02	0.10	0.20	16.80	0.03	0.01	0.07	0.00	99.40
7-14-4-4	68 60	0.05	18 17	0.24	0.18	9.62	1.45	0.02	0.00	0.06	0.15	98 54
- 14 4 5	65.00	0.00	17.05	0.40	0.00	0.02	16.00	0.02	0.00	0.00	0.00	100.04
2-14-4-5	10.00	0.00	17.25	0.12	0.03	0.21	08.01	0.00	0.01	0.19	0.09	100.35
z-14-4-6	68.97	0.00	18.59	0.05	0.60	10.10	0.17	0.03	0.01	0.04	0.00	98.56
z-14-4-7	64.96	0.02	17.35	0.10	0.12	0.89	15.77	0.05	0.01	0.15	0.10	99.52
7-14-4-9	68 76	0.00	10.22	0.16	0 07	10.04	0.07	0.01	0.01	0.01	0.04	00.20
- 14 4 0	65.50	0.00	17.07	0.10	0.40	0.04	10.07	0.00	0.01	0.01	0.04	100.10
z-14-4-9	65.53	0.01	17.27	0.00	0.16	0.21	16.80	0.08	0.01	0.00	0.07	100.12
z-14-4-10	68.46	0.00	18.52	0.07	0.33	10.44	0.09	0.02	0.02	0.00	0.00	97.96
7-14-4-11	64 97	0.00	17 01	0.05	0.14	0.30	16 91	0.00	0.00	0.24	0.13	99 73
7 14 4 12	60.00	0.00	10.21	0.04	0.46	10.24	0.22	0.02	0.02	0.00	0.06	09.24
2-14-4-12	00.00	0.00	10.01	0.04	0.40	10.24	0.52	0.05	0.02	0.00	0.00	30.34
z-14-4-13	68.73	0.00	18.62	0.05	0.61	9.86	0.25	0.03	0.00	0.00	0.02	98.16
z-14-4-14	65.46	0.02	17.37	0.01	0.04	0.24	16.60	0.00	0.00	0.38	0.07	100.19
7-19-1-1	53 53	0.05	27.56	1 22	11 87	4 10	0.47	0.00	0.45	0.00	0.14	99 40
7 10 1 2	52.62	0.06	29.16	0.47	11.00	4.20	0.10	0.00	0.16	0.00	0.11	09.06
2-19-1-2	53.05	0.00	20.10	0.47	11.99	4.20	0.19	0.00	0.10	0.00	0.11	90.90
z-19-1-3	52.85	0.02	28.65	0.55	12.87	3.78	0.17	0.02	0.17	0.00	0.02	99.09
z-19-1-4	52.49	0.08	28.96	0.44	12.66	3.71	0.17	0.02	0.12	0.00	0.00	98.64
7-19-1-5	53 45	0.05	28 74	0.48	12 52	3 79	0.17	0.00	0.16	0.00	0.00	99.37
7 10 1 6	52.00	0.00	20.71	0.10	12.02	4.07	0.17	0.00	0.10	0.00	0.00	08.05
2-19-1-0	53.09	0.07	20.31	0.49	12.60	4.07	0.17	0.00	0.13	0.00	0.01	96.95
z-19-1-7	51.39	0.45	24.98	6.07	12.13	3.71	0.36	0.01	0.88	0.07	0.21	100.26
z-19-1-8	53.69	0.04	28.15	0.55	12.17	3.93	0.20	0.00	0.09	0.00	0.13	98.94
7-10-1-0	58 71	0.03	25.03	0.54	8 18	6.23	0.52	0.00	0.06	0.02	0.18	90 40
- 10 1 10	50.00	0.00	20.00	0.01	40.40	0.20	0.02	0.00	0.00	0.02	0.10	00.10
2-19-1-10	55.55	0.06	20.49	0.60	12.43	3.99	0.19	0.01	0.05	0.00	0.07	99.24
z-19-2-1	52.18	0.09	29.15	0.53	12.72	3.52	0.15	0.00	0.11	0.04	0.13	98.62
z-19-2-2	53.61	0.07	27.74	0.46	11.92	3.90	0.18	0.00	0.15	0.12	0.12	98.27
7-10-2-3	51 66	0.04	29.25	0.56	12 99	3 38	0.13	0.06	0.15	0.06	0.00	98.28
2 13 2 3	51.00	0.04	20.20	0.00	12.00	0.00	0.10	0.00	0.10	0.00	0.00	00.20
z-19-2-4	51.20	0.03	30.11	0.47	13.68	3.09	0.12	0.03	0.12	0.00	0.19	99.09
z-19-2-5	53.12	0.06	28.65	0.59	12.16	3.78	0.19	0.04	0.09	0.02	0.05	98.76
z-19-2-6	51.12	0.00	28.48	0.89	12.55	3.57	0.16	0.00	0.15	0.02	0.09	97.03
7-19-2-7	51.60	0.21	26.05	0.83	11 79	3 75	0.21	0.00	0.20	0.09	0.08	94.83
- 10 2 0	51.00	0.21	20.00	0.00	10.00	4.00	0.21	0.00	0.20	0.00	0.00	09.70
Z-19-2-8	54.96	0.11	27.04	0.56	10.63	4.99	0.29	0.03	0.10	0.03	0.00	98.72
z-19-2-9	55.37	0.06	26.57	0.53	10.41	4.86	0.28	0.00	0.13	0.00	0.00	98.20
z-19-2-10	53.86	0.06	26.96	0.54	10.98	4.49	0.23	0.00	0.15	0.05	0.08	97.39
7-19-2-11	52.81	0.12	27.83	0.51	12 08	4 20	0.20	0.00	0.18	0.00	0.01	97 94
- 10 - 10	54.00	0.12	21.00	0.01	12.00	4.20	0.20	0.00	0.10	0.00	0.01	00.74
z-19-2-12	54.99	0.07	27.15	0.64	10.78	4.65	0.27	0.00	0.12	0.00	0.05	98.71
z-19-2-13	51.87	0.01	28.72	0.50	12.72	3.53	0.16	0.01	0.12	0.00	0.06	97.70
z-19-2-14	53.51	0.11	28.13	0.50	12.19	4.09	0.19	0.01	0.16	0.09	0.22	99.21
7-19-2-15	52 73	0.07	28.00	0.57	11 01	3 03	0 10	0.03	0.15	0.00	0.00	97.66
7 10 2 16	54 55	0.06	26.00	0.56	10.09	1 47	0.04	0.00	0.10	0.00	0.11	07.00
2-13-2-10	04.00	0.00	20.09	0.50	10.98	4.4/	0.24	0.00	0.12	0.00	0.11	91.98
z-19-2-17	53.70	0.08	26.81	0.53	10.90	4.49	0.23	0.02	0.15	0.02	0.22	97.15
z-19-2-18	53.12	0.08	28.35	0.50	12.35	3.73	0.18	0.00	0.15	0.01	0.24	98.69
z-19-2-19	56,60	0.07	25.76	0.63	9.33	5.48	0.39	0.00	0.08	0.05	0.15	98 55
7-10-2.20	56 56	0.06	26.27	0.56	0.60	5.10	0.26	0.02	0.00	0.00	0.04	00.24
2-13-2-20	07.00	0.00	20.31	0.00	3.00	3.49	0.30	0.02	0.09	0.09	0.04	33.24
z-21-2-1	b7.50	0.06	17.74	1.41	0.37	11.46	0.04	0.00	0.01	0.00	0.18	98.76
z-21-2-2	69.53	0.01	18.26	0.06	0.14	11.66	0.04	0.00	0.00	0.00	0.06	99.76
z-21-2-3	69.25	0.00	17.93	0.05	0.08	11.67	0.03	0.04	0.00	0.07	0.11	99.23
7-21-2-4	69.67	0.01	18 15	0.00	0.16	11 50	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	00 72
	03.07	0.01	10.10	0.09	0.10	44.50	0.02	0.03	0.00	0.09	0.01	00.12
2-21-2-5	09.14	0.00	18.17	0.03	0.19	11.53	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	99.12
z-21-2-6	68.71	0.01	18.10	0.02	0.18	11.49	0.04	0.02	0.01	0.00	0.06	98.65
z-21-2-7	69.45	0.00	18.32	0.00	0.24	11.34	0.02	0.00	0.00	0.03	0.10	99.51
7-21-2-8	68 55	0.00	18 11	0.01	0.41	11 20	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	98 55
	60.00	0.00	10.00	0.00	0.05	14 50	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	00.53
2-21-2-9	09.30	0.00	10.30	0.00	0.25	dC.11	0.04	0.02	0.01	0.00	0.02	99.57
z-21-2-10	68.72	0.00	17.77	0.00	0.25	11.38	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	98.19
z-21-2-11	63.70	0.00	16.55	0.03	0.04	0.20	16.55	0.10	0.00	0.89	0.00	98.06
7-21-2-12	64 21	0.00	16 98	0.02	0.01	0.20	16 59	0.00	0.01	0.75	0.00	98.87
	64.00	0.00	16.00	0.02	0.05	0.20	16.40	0.03	0.01	0.00	0.07	00.07
2-21-2-13	04.00	0.00	10.04	0.04	0.05	0.29	10.40	0.07	0.01	0.82	0.07	99.09
z-21-2-14	64.46	0.02	16.85	0.03	0.05	0.23	16.56	0.02	0.00	1.16	0.13	99.52
z-21-2-15	63.76	0.03	16.63	0.01	0.07	0.25	16.64	0.00	0.00	0.58	0.00	97.97
7-21-2-16	64.83	0.00	17 04	0.03	0.03	0.25	16.61	0.00	0.00	1 09	0.02	99.89
- 21 2 10	64.74	0.00	17.04	0.00	0.00	0.20	16.01	0.00	0.00	0.00	0.02	00.70
2-21-2-11	04.74	0.00	17.11	0.00	0.03	0.21	10.04	0.02	0.00	0.92	0.06	99.72
z-21-2-18	64.33	0.03	16.61	0.04	0.05	0.64	16.61	0.01	0.00	0.66	0.00	98.99
z-21-2-19	64.22	0.00	16.47	0.01	0.03	0.23	16.57	0.04	0.00	0.93	0.13	98.61
	_											

7-21-2-1	60.27	0.00	19.26	0.03	0.07	11.52	0.03	0.08	0.00	0.00	0.10	00.56
2-21-3-1	09.37	0.00	10.00	0.03	0.07	11.52	0.03	0.00	0.00	0.00	0.10	99.00
Z-21-3-2	69.12	0.00	18.29	0.02	0.13	11.31	0.04	0.05	0.00	0.00	0.04	99.00
z-21-3-3	69.42	0.00	18.02	0.01	0.21	11.25	0.03	0.02	0.00	0.06	0.05	99.06
z-21-3-4	69.79	0.00	18.20	0.00	0.27	11.24	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	99.56
7-21-3-5	69.04	0.00	18.00	0.02	0.16	11 37	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	98.64
- 21-3-5	00.04	0.00	17.70	0.02	0.10	10.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	00.04
2-21-3-0	00.04	0.00	17.79	0.01	0.34	10.89	0.03	0.06	0.01	0.00	0.04	98.00
z-21-3-7	69.59	0.07	18.04	0.03	0.27	11.32	0.04	0.04	0.00	0.05	0.04	99.48
z-21-3-8	69.23	0.00	18.45	0.00	0.34	11.30	0.04	0.02	0.00	0.04	0.12	99.54
7-21-3-9	68 97	0.04	17 73	0.04	0.23	11.09	0.05	0.00	0.01	0.05	0.09	98.30
- 21 2 40	00.01	0.04	17.10	0.00	0.20	11.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	07.00
2-21-3-10	69.03	0.00	17.40	0.00	0.23	11.10	0.03	0.00	0.01	0.00	0.05	97.92
z-21-3-11	65.46	0.00	17.00	0.04	0.00	0.16	16.82	0.00	0.02	0.03	0.00	99.53
z-21-3-12	65.46	0.00	17.24	0.05	0.01	0.17	16.46	0.00	0.00	0.75	0.04	100.19
7-21-3-13	65 11	0.02	16.87	0.05	0.01	0.23	16 64	0.01	0.00	0.59	0.00	99.53
2-21-0-10	05.11	0.02	17.00	0.00	0.01	0.25	10.04	0.01	0.00	0.03	0.00	00.00
2-21-3-14	65.03	0.00	17.06	0.03	0.05	0.17	10.58	0.00	0.00	0.67	0.04	99.63
z-21-3-15	64.96	0.02	17.43	0.02	0.08	0.24	16.42	0.00	0.00	0.80	0.02	99.98
z-21-3-16	65.54	0.01	16.95	0.01	0.00	0.20	16.85	0.05	0.00	0.79	0.12	100.51
7-21-2-17	65.32	0.04	16.49	0.03	0.00	0.25	16.02	0.01	0.01	0.26	0.00	00.51
2-21-3-17	03.52	0.04	10.40	0.03	0.00	0.55	10.92	0.01	0.01	0.30	0.00	99.51
z-21-3-18	64.54	0.02	16.67	0.00	0.05	0.23	16.43	0.00	0.00	1.07	0.06	99.05
z-21-3-19	64.84	0.02	16.80	0.08	0.07	0.21	16.60	0.00	0.00	0.73	0.02	99.38
z-21-3-20	64.50	0.00	16.89	0.00	0.02	0.27	16.44	0.03	0.01	0.91	0.13	99.19
7-21-4-1	69.46	0.01	18 75	0.00	0.19	11.62	0.02	0.00	0.00	0.04	0.11	100.21
22141	00.40	0.01	10.10	0.00	0.10	11.02	0.02	0.00	0.00	0.04	0.11	100.21
z-21-4-2	69.52	0.00	18.43	0.07	0.11	11.33	0.02	0.00	0.01	0.00	0.05	99.54
z-21-4-3	69.42	0.00	18.85	0.01	0.40	11.42	0.05	0.00	0.00	0.00	0.09	100.23
z-21-4-4	69.44	0.00	18.81	0.00	0.16	11.75	0.04	0.00	0.01	0.01	0.12	100.34
7-21-4-5	60.53	0.02	19.67	0.03	0.12	11.62	0.03	0.03	0.00	0.07	0.00	100.14
- 21-4-0	09.00	0.02	10.07	0.03	0.13	44 74	0.03	0.03	0.00	0.07	0.00	100.14
∠-∠1-4-6	09.73	0.01	18.65	0.04	0.10	11.71	0.03	0.00	0.02	0.05	0.13	100.48
z-21-4-7	69.00	0.00	18.74	0.00	0.39	11.52	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	99.70
z-21-4-8	69.44	0.00	18,36	0.00	0.07	11,61	0.03	0.00	0.00	0.07	0.04	99.64
7-21-4.0	60.21	0.00	18.60	0.00	0.06	11 22	0.04	0.00	0.00	0.00	0.06	90.40
- 21-4-9	03.21	0.00	10.09	0.00	0.00	44 55	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	00.70
∠-∠1-4-10	69.26	0.00	18.61	0.00	0.30	11.55	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	99.76
z-21-4-11	67.82	0.00	18.20	0.03	0.00	6.66	6.00	0.00	0.01	0.20	0.00	98.92
z-21-4-12	65,13	0.00	17,66	0.06	0.01	0.22	16,41	0.02	0.01	1,17	0.01	100.70
7-21-4.12	64.24	0.00	17.52	0.00	0.06	0.21	16.52	0.02	0.01	0.02	0.00	00.52
2-21-4-13	04.24	0.00	17.03	0.00	0.00	0.21	10.52	0.02	0.01	0.92	0.00	J9.5∠
z-21-4-14	64.20	0.01	17.30	0.02	0.02	0.24	16.53	0.03	0.00	0.73	0.09	99.16
z-21-4-15	65.49	0.00	17.65	0.07	0.05	0.23	16.65	0.00	0.01	0.63	0.04	100.82
7-22-1-1	65.23	0.00	17/0	0.02	0.00	0.33	16 59	0.00	0.00	0.15	0.24	100.05
- 22 1 1	00.20	0.00	17.40	0.02	0.00	0.00	10.00	0.00	0.00	0.10	0.24	00.00
Z-22-1-2	65.57	0.01	17.09	0.04	0.02	0.37	16.81	0.00	0.00	0.09	0.00	99.99
z-22-1-3	65.34	0.01	16.88	0.02	0.06	0.64	16.67	0.04	0.00	0.00	0.21	99.87
z-22-1-4	66.07	0.00	17.32	0.03	0.06	0.37	16.46	0.00	0.00	0.46	0.00	100.77
z-22-1-5	66.37	0.00	17.28	0.03	0.20	1.15	15.58	0.00	0.00	0.12	0.36	101.09
7-22-1-6	67.26	0.00	19.90	0.13	1.40	0.16	0.64	0.00	0.00	0.07	0.19	07.74
2-22-1-0	07.20	0.00	10.03	0.15	1.40	0.07	1.00	0.00	0.00	0.07	0.10	07.00
Z-22-1-7	67.65	0.00	18.67	0.09	1.34	8.97	1.06	0.03	0.00	0.03	0.07	97.90
z-22-1-8	68.05	0.03	18.84	0.06	1.37	9.11	1.27	0.00	0.00	0.02	0.02	98.76
z-22-1-9	67.30	0.00	18.90	0.09	1.39	9.04	1.11	0.04	0.02	0.02	0.00	97.91
7-22-1-10	67.21	0.01	19.92	0.04	1 40	0.10	0.62	0.00	0.00	0.00	0.00	07 20
2-22-1-10	07.51	0.01	10.00	0.04	1.40	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	101.00
Z-22-2-1	65.52	0.00	17.63	0.11	0.31	0.37	16.74	0.01	0.00	0.20	0.19	101.06
z-22-2-2	67.31	0.00	18.91	0.08	1.34	9.07	0.98	0.00	0.00	0.00	0.06	97.76
z-22-2-3	65.71	0.01	17.10	0.07	0.08	0.37	16.67	0.00	0.00	0.17	0.15	100.33
7-22-2-4	68 16	0.00	19.05	0.09	1 11	9.14	1.08	0.00	0.00	0.07	0.07	98 75
- 22 2 4	00.10	0.00	13.05	0.00	0.04	0.00	10.50	0.00	0.00	0.07	0.07	101.00
2-22-2-5	66.18	0.00	17.59	0.02	0.04	0.33	10.56	0.00	0.02	0.19	0.06	101.00
z-22-2-6	66.21	0.00	18.82	0.03	1.26	9.05	0.99	0.02	0.00	0.02	0.00	96.41
z-22-2-7	66.50	0.00	19.29	0.06	1.41	9.10	1.89	0.00	0.02	0.08	0.10	98.44
7-22-2-8	63 44	0.00	17.56	0.83	0.02	0.34	16 27	0.00	0.16	0.38	0.01	99.00
7-22-2-0	64.36	0.00	17.01	1.01	0.10	0.39	16.54	0.00	0.00	0.13	0.19	99.72
2-22-2-9	04.30	0.00	17.01	1.01	0.10	0.39	10.34	0.00	0.00	0.13	0.19	99.72
z-22-2-10	67.38	0.05	19.55	0.03	1.59	9.18	0.36	0.07	0.03	0.03	0.05	98.31
z-22-3-1	68.13	0.00	19.06	0.02	0.75	10.85	0.19	0.00	0.00	0.00	0.04	99.04
7-22-3-2	67 94	0.00	19.52	0.02	0.80	10.97	0.24	0.00	0.00	0.01	0.05	99.55
7.22.2.2	66.41	0.03	10.53	0.00	1 /1	10.02	0.99	0.05	0.00	0.00	0.00	09.42
	07.50	0.03	10.00	0.03	0.50	10.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	00.42
z-22-3-4	67.53	0.00	19.34	0.11	0.52	11.02	0.04	0.02	0.00	0.00	0.17	98.74
z-22-3-5	66.78	0.02	20.07	0.11	1.73	10.21	0.10	0.04	0.00	0.03	0.06	99.14
z-22-3-6	64.13	0.03	17.88	0.04	0.01	0.37	16.55	0.03	0.00	0.95	0.06	100.05
7-22-3-7	65 12	0.00	17 72	0.11	0.10	0.71	16.40	0.01	0.00	0.27	0.07	100.49
	64.44	0.00	17.00	0.14	0.00	0.00	10.40	0.00	0.00	0.00	0.00	00.24
2-22-3-8	04.41	0.02	11.33	0.11	0.00	0.88	10.48	0.02	0.00	0.00	0.06	99.31
z-22-3-9	63.92	0.02	17.96	0.05	0.03	0.55	15.76	0.00	0.00	2.14	0.06	100.48
z-22-3-10	64.59	0.00	17.44	0.11	0.00	0.31	16.70	0.01	0.00	0.33	0.13	99.62
7-22-4-1	68.00	0.00	19 79	0.13	1 46	10.87	0.05	0.07	0.01	0.00	0.00	100.39
7 22 4 2	67.02	0.00	19.01	0.05	1.75	11.04	0.06	0.03	0.02	0.00	0.07	00.26
2-22-4-2	07.93	0.00	10.01	0.05	1.20	11.04	0.06	0.03	0.02	0.00	0.07	99.20
z-22-4-3	70.15	0.02	18.51	0.03	0.23	11.46	0.03	0.00	0.00	0.05	0.09	100.58
z-22-4-4	69.31	0.00	18.43	0.02	0.07	11.75	0.03	0.01	0.00	0.04	0.00	99.65
7-22-4-5	69 64	0.01	18 49	0.00	0.08	11.83	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	100 10
7 22 4 6	6F 02	0.00	17.40	0.05	0.05	0.45	16 50	0.00	0.00	0.00	0.05	100.70
2-22-4-0	00.93	0.00	17.42	0.05	0.05	0.45	10.52	0.03	0.00	0.08	0.25	100.79
z-13-1	69.60	0.00	18.97	0.04	0.37	11.32	0.03	0.00	0.00	0.00	0.14	100.48
z-13-2	69.11	0.00	18.70	0.05	0.30	11.35	0.04	0.05	0.01	0.00	0.00	99.60
z-13-3	70.51	0.00	18.73	0.02	0.26	11.37	0.04	0.00	0.00	0.00	0.06	100.98
7-13-4	68 87	0.02	18 50	0.00	0.25	11 27	0.07	0.07	0.02	0.00	0.00	99.07
- 10-4	00.07	0.02	10.00	0.00	0.20	44.01	0.07	0.07	0.02	0.00	0.00	00.01
2-13-5	69.27	0.00	18.24	0.02	0.09	11.21	0.06	0.00	0.02	0.00	0.10	99.01
z-13-6	70.36	0.00	18.86	0.01	0.25	11.47	0.06	0.00	0.00	0.00	0.11	101.11
z-13-7	70.02	0.00	18.68	0.04	0.16	11.31	0.04	0.00	0.00	0.06	0.16	100.47
7-13-9	68.79	0.01	18 77	0.03	0.41	11.01	0.05	0.01	0.00	0.04	0.10	00.20
- 10-0	00.76	0.01	10.77	0.03	0.41	41.07	0.05	0.01	0.00	0.04	0.19	33.23
z-13-9	69.45	0.02	18.80	0.07	0.13	11.22	0.19	0.01	0.05	0.00	0.12	100.05
z-13-10	69.13	0.00	18.61	0.03	0.20	11.26	0.02	0.05	0.00	0.04	0.02	99.35
z-13-11	65.30	0.07	17,47	0.06	0.00	0.22	16,71	0.07	0.00	0.73	0.07	100.69
7-13-12	64 45	0.00	17 19	0.22	0.01	0.89	16 40	0.00	0.00	1.00	0.10	100.26
7-12-12	65.20	0.00	17.50	0.06	0.02	0.29	16.57	0.00	0.00	0.74	0.11	100.49
- 40 4 1	05.20	0.00	47.47	0.00	0.02	0.20	10.07	0.00	0.00	0.74	0.11	100.40
2-13-14	65.86	0.05	17.47	0.00	0.03	U.18	16.78	0.00	0.00	0.56	0.05	100.99
z-13-15	65.86	0.00	17.52	0.03	0.02	0.21	16.43	0.05	0.00	0.91	0.08	101.11
z-13-16	65,41	0.00	17,33	0.06	0.10	0.21	16,55	0.03	0.01	0.83	0.11	100.62
7-13-17	65.02	0.00	17.61	0.02	0.00	0.21	16 /7	0.03	0.00	0.02	0.02	100.35
- 10-17	64.40	0.00	17.01	0.02	0.00	0.21	10.47	0.00	0.00	0.90	0.02	00.00
∠-13-18	64.48	0.02	17.34	0.00	0.05	0.23	16.49	0.00	0.00	0.69	0.08	99.38
z-13-19	65.66	0.00	17.59	0.03	0.02	0.20	16.44	0.00	0.02	1.10	0.03	101.10
z-13-20	65.51	0.05	17.65	0.02	0.01	0.21	16.57	0.05	0.00	1.04	0.00	101.11

## Abstract

In some parts of the Alborz Zone at the base of the Shemshak Formation, there are a series of mafic igneous rocks in the form of lava or intrusive masses that have been reported by numerous geologists in different regions of the Alborz, including the Eastern Alborz. The intrusive mass studied in this region are two differentiated Sills, each with a thickness of about 50 m, which are located among the shales and sandstones in the lower part of the Shemshak Formation. The upper and lower parts of these Sills have child margins and are very fine grained. Gheshlagh Sill igneous rocks include differentiated rocks such as Olivine-Gabbro, Gabbro-Gabbrodiorite, Diorite, Monzodiorite-Monzonite and Syenite. These rocks show granular, intergranular, and ophitic textures and are composed of the main minerals of olivine, feldspar (plagioclase and alkali feldspar), clinopyroxene and amphibole. In the petrological and tectonomagmatic discrimination diagrams, the alkaline nature of the magma and intracontinental plate setting of these rocks, have been proved. In the the Chondrite and primary mantle normalized and multi-element diagrams, enrichments in the LREEs and LILEs and depletion in the HREEs and the absence of Eu anomaly are observed. The chemical composition of the clinopyroxenes of the Gheshlagh igneous rocks is often of the augite type and plott in the field of the iron-magnesiumcalcium and poor of sodium pyroxene group (Quad). Applying the thermobarometery calculations on the clinopyroxenes have been resulted to the temperatures of 1100 to 1155 °C at the pressures of 5 to 10 k bar for crystallization of this mineral. The composition of the feldspars of these igneous rocks are in the range of Ab20.91 An79.09 - Ab99.52 An0.48 (labradorite- bytwonite) and Ab<sub>1.39</sub> Or<sub>98.61</sub> - Or<sub>0.12</sub> Ab<sub>99.88</sub> (albite- anorthoclase). The amphiboles of these rocks are in the group of the calcic amphiboles with actinolite, hornblende, magnesiohornblende, tchermakitic hornblende to tchermakite, and tectonically plott in the field of the intra-plate amphiboles.

Keywords: Shemshak Formation, Eastern Alborz, Mafic Magmatism, Sill, Gheshlagh



Shahrood University of Tecnology

Faculty of Earth Sciences M.Sc. Thesis in petrology

# Mineral chemistry and determination of crystallization conditions in the Qeshlagh Pluton, Khosh Yhosh area, North of Shahrood

By

Zahra Sheydaei Olashloo

Supervisor: Dr. H.Ghasemi

Feb 2018