



دانشکده علوم زمین

پایاننامه کارشناسی ارشد پترولوژی

پترولوژی و ژئوشیمی گابرودیوریتهای منطقه ماجراد

(جنوبشرق شاهرود)

نگارنده: پیام شاهولی کوهشوری

استاد راهنما :

دكتر محمود صادقيان

تیر ۱۳۹۷

مديريت تحصيلات تكميلي

فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد آقای پیام شاهولی کوهشوری با شماره دانشجویی ۹٤۱۰۰٦٤ رشته زمینشناسی گرایش پترولوژی تحت عنوان پترولوژی وژئوشیمی گابرودیوریتهای منطقه ماجراد (جنوب شرق شاهرود) که در تاریخ مناور برگزار گردید به شرح ذیل اعلام میگردد:

مـر د و د	Ý (.	·	بول (با درجه:]
	عملي	ـظري 🗌	وع تحقيق: ذ
امضاء	مرتبة علمي	نام ونام خانوادگی	عضو هيأت داوران
	دانشيار	دكتر محمود صادقيان	۱_ استادراهنمای اول
-	-	_	۲- استادراهنمای دوم
W	استاد	دکتر عزیز ا طاهری	۳–نماینده تحصیلات تکمیلی
1 p	استادیار	دکتر مریم شیبی	۴- استاد ممتحن اول
- Far	استاديار	دکتر مهدی رضائی کهخائی	۵-استاد ممتحن دوم

ن علوم، تحقيقات و فن نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر پرویز امیدی تاريخ و امضاء و مهر دانشكده: av, 4,9 دانشكده تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصی*) م*ی تواند از پایان نامه

مجدد نباید زودتر از ۴ ماه بر گزار شود).

ج

تقدیم به:

روح پاک و پر فتوح پدرم که عالمانه به من آموخت تا چگونه در عرصه زندگی، **ایستادگی** را تجربه نمایم.

و به مادرم، دریای بی کران فداکاری و عشق، آنکه آفتاب مهرش در آستانه قلبم، همچنان پا برجاست و **هرگز** غروب نخواهد کرد.

و در نهایت برادر و خواهرانم که لحظههای ناب مهربانی را به من آموختند و وجودشان مایه **دلگرمی** و صفایشان مایه آرامش است.

تقدیر و تشکر

سپاس بی کران پروردگار یکتا را که هستی مان بخشید و به طریق علم و دانش رهنمونمان شد و به همنشینی رهروان علم و دانش مفتخرمان نمود و خوشه چینی از علم و معرفت را روزیمان ساخت. از استاد بزرگوارم جناب آقای دکتر محمود صادقیان بسیار سپاسگذارم چرا که بدون راهنماییهای ایشان تأمین این پایان نامه بسیار مشکل مینمود. از سرکار خانم دکتر ویس کرمی به دلیل یاریها و راهنماییهای بی چشمداشت ایشان که بسیاری از سختیها را برایم آسانتر نمودند کمال تشکر و سپاس را دارم.

از ریاست محترم دانشکده علوم زمین دکتر امیدی و اساتید محترم دانشکده علوم، دکتر حبیب الله قاسمی، دکتر شیبی، دکتر رضایی، مهندس میرباقری، مهندس قوشهای، سرکار خانم مهندس سعیدی و مهندس فارسی، آقای محمدیان، آقای آجدانی، آقای آقایی، آقای ترابی کمال تشکر را دارم. و همینطور از دوستانم آقایان علی سیفیوند، حسین گوروئی، مهدی بازار نوئی و پیمان احمدی که در مراحل برداشت و آمادهسازی نمونهها و آقایان حمید رئیسی، زینالعابدین بخشی، مهدی قنبری ، قاسم حبیبی، محمد احمدی و علی اکبر اسدی که در روز دفاع از این پایان نامه به بنده لطف داشتند کمال قدردانی را دارم. همچنین از دیگر دوستانم آقایان اشکان عالیپور، اکبر عبدالهی، وحید کوهجانی، داود نادعلی، زهیر اسدی، فرزاد اکبری، امیر عابدینی، فریدون زرگوش، وحید شریفی، مجید عیدی، علیرضا آدینهوند، معین میشانی، آرمین داورپناه، صمد متینیفر، رضا جبارزادگان، یونس حنیفه و خانمها فضیلت، بلوچی، شکاری، اسکندری، عربزاده، حسینی، شیخی، کاظمی، علیپور و آقایی تشکر مینمایم.

در نهایت از تمامی کسانی که به هر نحوی مرا یاری کردهاند سپاسگزارم.

تعهد نامه

اینجانب پیام شاهولی کوهشوری دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته پترولوژی دانشـکده علـوم زمـین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه " پترولوژی و ژئوشیمی گابرودیوریـتهـای منطقـه مـاجراد (جنوبشرق شاهرود) "تحت راهنمائی دکتر محمود صادقیان متعهد میشوم .

تحقيقات در اين پاياننامه توسط اينجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .

در استفاده از نتایج پژوهش های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .

مطالب مندرج در پایاننامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .

کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به چاپ خواهد رسید .

حقوق معنوى تمام افرادى كه در به دست آمدن نتايح اصلى پايان نامه تأثير گذار بوده اند در مقالات مستخرج از پاياننامه رعايت مي گردد.

در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .

در کلیه مراحل انجام این پایاننامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاريخ

امضاي دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

مجموعه دگرگونی ماجراد (به سن نئوپروتروزوئیکپایانی)، در ۱۵۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود و در قسمت شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. در شمال تنگه ماجراد، چند توده آذرین کوچک مقیاس گابرودیوریتی (با وسعت تقریبی ۱۵ کیلومتر مربع) و چند دایک دیابازی به سن ژوراسیکمیانی به درون مجموعه دگرگونی ماجراد نفوذ کردهاند. بررسیهای صحرایی و پتروگرافی شواهدی از تفریقیافتگی از گابرو تا تونالیت را در این تودههای نفوذی نشان مىدهند. جايگيرى اين توده نفوذى به درون مرمرهاى ميزبان با اسكارنزايى همراه بوده است. پلاژيوكلاز، پيروكسن (از نوع اوژیت)، هورنبلند و بیوتیت (کانیهای اصلی)، روتیل، اسفن، آپاتیت، مگنتیت و زیرکن (کانیهای فرعی) و کلریت، اپیدوت، اسفن ثانویه و اکسیدهای آهن (کانیهای ثانویه) موجود در گابرودیوریتها و مشتقات تفریقیافته کوارتزدیوریتی تا تونالیتی میباشند. بافتهای گرانولار، افیتیک، سابافیتیک و پوئی کیلیتیک در این سنگها دیده می-شود. بررسیهای ژئوشیمیایی نشان میدهند که سنگهای مورد نظر دارای ماهیت کالک آلکالن هستند و بر اساس نمودارهای تمایز محیط زمینساختی، در محدوده بازالتهای کالک - آلکالن مرتبط با محیطهای کششی درون قارهای (حوضههای پشت کمانی) قرار می گیرند. بررسی نمودارهای نشان دهنده الگوی فراوانی عناصر خاکینادر و نمودارهای عنكبوتي بهنجار شده نسبت به كندريت و گوشته اوليه، نشان ميدهد كه آنها از عناصر سنگدوست بزرگيون (LILEs) و عناصر خاکینادر سبک (LREEs) غنی شدگی و از عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSEs) و عناصر خاکینادر سنگین (HREEs) تهیشدگی نشان میدهند. روند موازی تغییرات عناصر نادر خاکی و بالا بودن مقادیر LILE در این نمودارها به همراه طرحهای موجود در نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، ناسازگار و سازگار نسبت به یکدیگر، بیانگر منشأ واحد سنگهای گابرودیوریتی مورد مطالعه و نقش تبلور تفریقی، در تحول ماگمای سازنده این سنگها است. با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی انجام شده، ماگمای کالک آلکالن سازنده سنگهای گابرودیوریتی ماجراد، از ذوب بخشی درجه پایین حدود ۱۰ درصدی یک منبع گوشتهای زیر قارهای متاسوماتیسم شده با ماهیت اولیه اسپینللرزولیتی، در اعماق حدوداً ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری، در یک محیط کششی درون قارمای (حوضه پشت کمانی) حاصل شده است. شواهد ژئوشیمیایی نشاندهنده، اَلایش ماگمای تشکیلدهنده سنگهای گابرودیوریتی ژوراسیکمیانی منطقه ماجراد با پوستهای بالایی، در طی صعود ماگما و جایگیری میباشد.

كلمات كليدى: گابروديوريت، اسپينللرزوليتى، متاسوماتيسم، حوضه پشت كمانى، ژوراسيكميانى، شاهرود، ماجراد.

لیست مقالات مستخرج از این پایان نامه

الف) مقالات علمی پژوهشی:

۱- گابرودیوریتهای ماجراد در جنوبشرق شاهرود: شاهدی بر آغاز بازشدگی حوضه سوپراسابداکشن نئوتتیس شاخه سبزوار در ژوراسیک میانی. علوم زمین خوارزمی، در زیر چاپ.

ب) مقالات كنفرانسي:

۱- تحولات سنگ شناسی و پتروگرافی توده های گابرودیوریتی قطع کننده مجموعه دگر گونی – آذرین پروتروزوئیک پایانی ماجراد (جنوب شرق شاهرود)، بیست و چهارمین همایش بلور شناسی و کانی شناسی ایران. دانشگاه صنعتی شاهرود، بهمن ماه ۱۳۹۵.

۲- پترولوژی و ژئوشیمی گابرودیوریتهای ژوراسیکمیانی منطقه ماجراد (جنوب شرق شاهرود)،
بیست و پنجمین همایش بلور شناسی و کانی شناسی ایران. دانشگاه یزد، بهمن ماه ۱۳۹۶.

فهرست مطالب

فصل اول كليات
۱-۱- موقعیت جغرافیایی
۲-۱- راه های ارتباطی
۱ –۳– آب و هوا، پوشش گیاهی و حیات وحش۴
۱ –۴ – ژئومور فولوژی۵
۱ -۵- تاریخچه مطالعات پیشین
۱ -۶- هدف از مطالعه
۱-۷- روش انجام تحقيق
فصل دوم زمین شناسی عمومی
۲-۱- مقدمه
۲-۲- زمین شناسی عمومی منطقه
۲-۳- واحد های سنگی منطقه مورد مطالعه
۲-۳-۲ واحد های دگرگونی پرکامبرین۲
۲-۳-۲ واحد های سنگی ژوراسیک
۲-۳-۳ واحد های سنگی ائوسن
۲-۳-۴ رسوبات جوان (عهد حاضر)
۲-۴- گابروديوريتها
۲-۵- منابع معدنی منطقه مورد مطالعه
فصل سوم پتروگرافی۴۱
۲-۱-۳ مقدمه
فصل چهارم ژئوشیمی
۴ – ۱ – مقدمه
۴-۲- آماده سازی نمونه ها
۴-۳- منابع بروز خطا در طی آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونه ها
۴-۴- تصحیح داده های حاصل از تجزیه های ژئوشیمیایی
۴-۴-۱- تصحیح مربوط به حذف مواد فرّار (L.O.I)

۶۷	۲-۴-۴ تصحیح نسبت FE ₂ O ₃ /FEO
۷۲	۴-۵- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی۴
۷٣	۴-۵-۱- رده بندی نورماتیو
۷۶	۴-۵-۲- ردهبندی شیمیایی
٨٠	۴-۶- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی۴
٨١	۴-۶-۱- نمودار تغییرات عناصر اصلی نسبت به سیلیس (هارکر ۱۹۰۹)
۸۵	۴-۶-۲ نمودار تغییرات درصد اکسیدهای اصلی در برابر MGO
٩٠	۴-۷ - مقایسه فرآیندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی۴
٩٣	۴-۸ – نمودارهای چند عنصری (عنکبوتی) و بهنجار شده۴
٩٣	۴-۸-۱ - نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت
٩۶	۴-۸-۲ نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه
٩٧	۴-۹ - تعیین سری ماگمایی
٩٨	۴-۹-۹ تغییرات K2O در مقابلSIO (پیکسریلور و تیلور،۱۹۷۶) و TH در مقابل CO (هستیو همکاران، ۲۰۰۷)
٩٩	۴–۹–۲ نمودارهای ZR در مقابل P ₂ O ₅
۱۰	فصل پنجم محیط زمینساختی و پتروژنز
۱۰	۵–۱ – مقدمه۲
۱۰	۵ – ۲ – تعیین محیط زمین ساختی ۵
۱۰	۲ – ۲ – ۱ – نمودار ۲ -۲NB- ZR/4 - ۲ – نمودار ۲ –۱ – نمودار ۲ -۴
۱۰	۵ – ۲ – ۲ – نمودار TI/100-ZR-Y، (پییرس و کان، ۱۹۷۳)۴
۱۰	۵- ۲ – ۳ – نمودارهای سه گانه وود (۱۹۸۰)۵
۱۰	۵ – ۲ – ۴ – نمودار تغییرات Y در مقابل ZR (مولر و گروس، ۱۹۹۷)۶
۱۰	۵ – ۲ –۵ – نمودار تغییرات غلظتV نسبت به TI/1000 (شراویس، ۱۹۸۲)
۱۰	۵ – ۲ –۶ – نمودار TI/ZR-ZR ۸
۱۰	۵ – ۲ – ۲ – نمودار ۲ ₂ O در مقابل MGO۸
۱۰	۵ – ۳ – تعیین ویژگی های محل منشأ۹
۱۰	۵ – ۳ – ۱ – تعیین نوع گوشته محل منشأ و ویژگی های آن۹
۱۱	۵ – ۳ – ۲ – تعیین درجه ذوب بخشی۴
۱۱	۵ – ۳ – ۳ – تعیین عمق ذوب بخشی در ناحیه منشأ۵
۱۱	۵ – ۴ – بررسی نقش آلایش پوسته ای۹

۱۱۸	۵ – ۴ – ۱ – نمودار تغییرات NB/U در مقابل NB/SM (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶)
۱۱۹	۵ – ۴ – ۲ – نمودار RB/Y در مقابل NB/Y (پییرس، ۱۹۸۳)
۱۲۰	۵ – ۵ – الگوی زمینساختی
۱۲۸	۵ – ۶ – نتیجه گیری
۱۳۱	منابع فارسی

شکل ۱-۱: تصویر ماهواره ای منطقه ماجراد۲
و موقعیت توده های گابرودیوریتی مورد مطالعه بر روی آن۲
شکل۱-۲- نقشه تقسیمات کشوری و نقشه شهرستان های استان سمنان. منطقه مورد مطالعه با علامت ستاره مشخص
شده است۳
شکل ۱-۳: نقشه راه های دسترسی و موقعیت منطقه مورد مطالعه (ماجراد) نسبت به شاهرود (الف) و بیارجمند(ب).۳
شکل ۱-۴: تصویری از تعدادی آهو در غرب منطقه ماجراد
شکل ۲-۱- نقشه پهنه های ساختاری- رسوبی ایران (آقانباتی، ۲۰۰۴)
منطقه مورد مطالعه با کادر مستطیلی کوچک بر روی نقشه مشخص شده است
شکل ۲- ۲- نقشه زمین شناسی نشان دهنده موقعیت گابرودیوریت های شمال تنگه ماجراد و سنگ های میزبان آن
ها
این نقشه بر اساس مشاهدات صحرایی، تصاویر ماهواره ای گوگل ارث و نتایج تعیین سن به دست آمده (توسط ویس
کرمی و همکاران،۱۳۹۶) تهیه و ترسیم شده است
شکل ۲-۳- دورنمایی از مجموعه دگرگونی ماجراد (دید به سمت شمال)۲۲
شکل ۲-۴- تصاویری از زخنمون صحرایی میکاشیست های منطقه ماجرد
شکل۲-۵- تصاویری از حضور پورفیروبلاست های گارنت در میکاشیست های منطقه ماجراد۲۲
شکل ۲-۶- تصاویری از ردیف شدگی بلورهای کوارتز، بیوتیت و فلدسپار، در نمونه های گنیسی منطقه ماجراد ۲۳
شکل ۲-۷- تصاویری از شیست های سبز منطقه ماجراد و چین خوردگی های موجود در سطح آن ها۲۵
شکل ۲-۸- تصویری از اکتینولیت شیست های بودینه شده که در بین متاکربنات ها یافت می شوند
شکل ۲-۹- تصویری از پورفیرو بلاست های درشت اکتینولیت باساختار پرمانند در شیست های سبز غرب ماجراد ۲۶
شکل۲-۱۰- نمایی نزدیک از آمفیبولیت های چین خورده منطقه ماجراد
شکل۲-۱۱- نمایی نزدیک از سنگ های مرمری منطقه ماجراد۲۷
شکل۲-۱۲- شواهدی از چین خوردگی موجود در افق های مرمری منطقه ماجراد
شکل۲-۱۳- تصویری از قطع شدگی سنگ های مرمری توسط نفوذ دایک های گابرودیوریتی در منطقه ماجراد۲۸
شکل۲-۱۴- تصویری از نوارهای چرتی دگرگون شده موجود در سنگ های مرمری منطقه ماجراد۲۸
شکل۲-۱۵- نمایی از نوارهای چرتی در مرمرهای میزبان سنگ های گابرودیوریتی منطقه ماجراد۲۸
شکل ۲-۱۶- تصویری از کانه زایی مس (آزوریت و مالاکیت) و آهن در سنگ های متاکربناته منطقه ماجراد ۲۸
شکل ۲-۱۷- تصویری از رخنمون متاریولیت های منطقه ماجراد که به علت تخریب و دگرسانی پیریت های موجود در
این سنگ ها، به هماتیت، رنگ آن ها به قرمز تمایل پیدا کرده است۲۹
شکل ۲–۱۸– تصویری از رگه های سیلیسی پیریتدار موجود در سنگ های متاریولیتی منطقه ماجراد۲۹
شکل۲-۱۹- نمایی از تناوب سنگ های متاکربناته و متاپسامیت های چینخورده در منطقه ماجراد
شکل۲-۲۰- تصویری از لایه بندی موجود درسنگ های متاپسامیتی موجود در منطقه ماجراد
شکل ۲-۲۱- نمایی از واحد کنگلومرایی موجود در جنوب منطقه ماجراد (دید به سمت شمال شرق)۳۱
شکل ۲-۲۲- تصویری از قلوه های درشت گرانیتی در گنکلومرا واقع در قاعده توالی ژوراسیک در جنوب منطقه ماجراد
۳۱
شکل۲-۲۳- نمایی دور از بازالت های بالشی جنوب دوچاه، واقع در غرب مجموعه دگرگونی ماجراد۳۳

فهرست اشكال

شکل۲-۲۴- نمایی نزدیک بازالت های بالشی اواخر تریاس - ژوراسیک زیرین جنوب دوچاه واقع در غرب مجموعه
دگرگونی ماجراد
شکل ۲–۲۵– تصاویری از توالی آتشفشانی رسوبی ائوسن در جنوب مزرعه ماجراد، الف- نمای دور، ب- نمای نزدیک.
۳۳
شکل ۲-۲۶- دورنمایی از گابرودیوریت های ماجراد۳۵
(دید به سمت شرق)
شکل ۲-۲۷- تصویری از گابرودیوریت های ماجراد و مرمرهای میزبانشان (دید به سمت غرب)۳۵
شکل۲-۲۸- گسیختگی سنگ های گابرودیوریتی و پرشدن فضای بین بخش های گسیختهشده۳۶
توسط مشتقات تفریقیافته لوکودیوریتی تا تونالیتی، الف و ب
شکل۲-۲۹- نمای نزدیک از سنگ های لوکوگابرویی تا لوکودیوریتی دارای ساخت پگماتوئیدی، الف و ب ۳۶
شکل۲-۳۰- تصویری از اپیدوت زایی در گابرودیوریت های ماجراد
شکل۲-۳۱- تصویری از اپیدوت زایی در مرمرهای منطقه ماجراد۳۸
شکل۲-۳۲- نمای نزدیکی از اسکارن زایی و تشکیل گارنت های کلسیم دار شکلاتی در سطح تماس سنگ های
گابرودیوریتی و سنگ های مرمری منطقه ماجراد
شکل۲-۳۳- تصویری از اپیدوت و گارنت زایی موجود در مرمرهای منطقه ماجراد۳۸
شکل۲-۳۴- نمایی از رخنمون کانسارهای آهن و منگنز همراه با مرمرهای منطقه ماجراد (شمال شرق روستای مخروبه
ماجراد)
شکل۲-۳۵- تصویری از نمونه دستی کانه های حاوی آهن و منگنز در منطقه ماجراد۳۹
شکل۲-۳۶- تصویر از کانه زایی مس (آزوریت و مالاکیت) و آهن در سنگ های متاکربناته منطقه ماجراد۳۹
شکل ۳-۱- بافت افیتیک در سنگ های گابرودیوریتی.
شکل ۳-۲- بافت گرانولار در سنگ های گابرودیوریتی۴۶
شکل ۳-۳- بافت افیتیک در گابرودیوریت ها و جانشینی آمفیبول به جای پیروکسن۴۶
شکل ۳-۴- اورالیتی شدن پیروکسن و خرد شدگی شدید پلاژیوکلاز در سنگ های گابرودیوریتی۴۶
شکل ۳-۵- حضور روتیل به صورت سوزن های باریک در درون بیوتیت (PPL)۴۷
شکل ۳-۶- تشکیل اسفن در اطراف کانی های اوپک با ترکیب مگنتیت در سنگ های گابرودیوریتی۴۷
شکل ۳-۷- تصویر دیگری از تشکیل اسفن در اطراف کانی های اوپک۴۷
شکل ۳–۸- حضور تیغه درشت آپاتیت در پلاژیوکلازهای موجود در سنگ های گابرودیوریتی۴۷
شکل ۳-۹- حضور اپیدوت به صورت دانه های ریز در سنگ های گابرودیوریتی۴۷
شکل ۳-۱۰- بافت گرانولار در سنگ های دیوریتی
شکل ۳–۱۱– تصویری دیگر از بافت گرانولار در سنگ های دیوریتی۴۹
شکل ۳-۱۲- بافت میکروگرانولار در بخش های میکرودیوریتی۴۹
شکل ۳-۱۳- احاطه شدن هورنبلند توسط بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ های دیوریتی۴۹
شکل ۳–۱۴– تصویری از بافت گرانولار و حضور پلاژیوکلاز و هورنبلند در سنگ های دیوریتی۵۱
شکل ۳-۱۵- شکستگی موضعی بلور کشیده پلاژیوکلاز در سنگهای دیوریتی با بافت گرافیکی۵۱
شکل ۳-۱۶- تصویری از حضور بیوتیت و هورنبلند در
ديوريت ها (PPL).
شکل ۳–۱۷– تصویری از بافت سایه فشاری متشکل از بلورهای رشته ای شکل کوارتز در کنار تیغه مگنتیت در سنگ
های میکرودیور تی دارای بافت میکرو گرانولار

شکل ۳–۱۸– تصویر میکروسکوپی معرّف حضور روتیل به عنوان یک کانی فرعی مستقل در دیوریتها،۵۱
الف (XPL) و ب (PPL)
شکل ۳–۱۹– تصویری از حضور آپاتیت در بلورهای پلاژیوکلاز موجود در سنگهای دیوریتی
شکل ۳-۲۰- تصویری از حضور اسفن بیشکل در سنگهای دیوریتی. الف- به صورت یک کانی مستقل. ب- در اطراف
کانیهای اوپک در درون بلورهای هورنبلند
شکل ۳-۲۱- تصویر میکروسکوپی از سنگ های کوارتزدیوریتی با بافت گرانولار
شکل ۳–۲۲– تصویر میکروسکوپی از بلور آلکالی فلدسپار با بافت غربالی در سنگ های کوارتزدیوریتی با بافت گرانولار.
۵۴
شکل ۳-۲۳- تصویری از حضور کوارتز، بیوتیت و فنوکریست پلاژیوکلاز که شکستگی آن توسط ۵۴
کانی کوارتز پر شده است
شکل ۳-۲۴- تصویری از حضور گسترده بیوتیت در سنگ های کوارتزدیوریتی (PPL) ۵۴
شکل ۳-۲۵- تصویر میکروسکوپی از بافت گرانولار در بخش های تفریق یافته گابرودیوریت ها
شکل ۳-۲۶- تصویر میکروسکوپی از بافت پگماتوئیدی در بخش های تونالیتی گابرودیوریت ها ۵۶
شکل ۳-۲۷- تصویر میکروسکوپی از بافت گرانولار (سمت راست) و بافت میکروگرانولار (سمت چپ) در کنار یکدیگر
در بخش های تفریق یافته گابرودیوریت ها
شکل ۳–۲۸- تصویر میکروسکوپی از بافت پگماتوئیدی در بخش های لوکودیوریتی گابرودیوریت ها ۵۶
شکل ۳-۲۹- حضور کوارتز میلونیتی شده در زمینه ای از پلاژیوکلاز و تشکیل بافت گرافیکی در بخش های تفریق
یافته سنگ های گابرودیوریتی.
شکل ۳-۳۰- تشکیل اسفن در اطراف کانی های اوپک در بخش های تفریق یافته سنگ های گابرودیوریتی با بافت
پگماتوئيدى.
شکل ۳-۳۱- تصویری از هم یافتی گارنت دارای منطقه بندی زیبا با کانی هایی نظیر کلسیت، اپیدوت و کوارتز۵۹
شکل ۳-۳۲- تصویری از حضور کلسیت، اپیدوت و کوارتزهای ریز دانه در شکستگی های موجود در گارنت های بدون
ساختمان منطقه ای
شکل ۳-۳۳- تصویری از گارنت با منطقه بندی ترکیبی (زوناسیون) در اسکارن های هاله دگرگونی همبری. ۵۹۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰
شکل ۳-۳۴- همیافتی کلسیت با بافت گرانوبلاستی زیبا و گارنت با منطقه بندی ترکیبی
شکل ۳-۳۵- تصویری از حضورت کانی اپیدوت که در زمینهای از گارنت ها احاطه شده اند، الف (XPL) و ب (PPL).
۶۰
شکل ۳-۳۶- تصویری از حضور اپیدوت که به صورت جانشینی در شکستگی های موجود در گارنت ها جای گرفته
است، الف (XPL) و ب (PPL)
شکل ۳-۳۷- تصویری از همیافتی گارنت و کوارتز به صورت دانه های پراکنده یا اجتماعات کوارتزی با حاشیه مضرسی،
الف (XPL) و ب (PPL)
شکل ۳-۳۸- همیافتی فنوکریست پیروکسن با کلسیت، اپیدوت، کوارتز و گارنت در اسکارن های هاله دگرگونی ۶۱
شکل ۳-۳۹- حضور اسفن به عنوان یک کانی فرعی مستقل همراه با سایر کانی ها (PPL)۶۱
شکل ۳-۴۰- حضور اسفن به عنوان یک کانی فرعی در شکستگی های موجود در گارنت ها (PPL) ۶۱
شکل ۳-۴۱- حضور اکسیدهای آهن و مگنتیت در کلسیت و شکستگی های موجود در گارنت ها (PPL) ۶۱
شکل ۳-۴۲- موقعیت ترکیبی گارنت های متعلق به متاکربنات های شمال تنگه ماجراد بر حسب نسبت های مولی
گروسولار (Gr)، آندرادیت (Ad)، اسپسارتین + آلماندین (Sps+Alm) بر روی نمودار مثلثی Gr - Sps+ Alm - Ad
(برگرفته از ویسکرمی و همکاران،۱۳۹۶)

شکل ۴-۱- رده بندی نورماتیو اشتریکایزن و لومتر (۱۹۷۶) برای سنگ های گابرودیوریتی و موقعیت نمونه های مورد
مطالعه بر روی آن.
شکل۴-۲- طبقه بندی ژئوشیمیایی TAS جهت نامگذاری سنگ های نفوذی مورد مطالعه
شکل ۴-۳- طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگ های آذرین درونی مورد مطالعه۷۷
با استفاده از نمودار Na ₂ O+K ₂ O در مقابل SiO ₂ (میدلموست، ۱۹۸۵)
شکل ۴-۴- موقعیت نمونه های سنگی مورد مطالعه در نمودار طبقه بندی۷۸
Na ₂ O+K ₂ O در مقابل SiO ₂ (میدلموست، ۱۹۹۴).
شکل ۴–۵– موقعیت نمونه های منطقه مورد مطالعه در نمودار طبقه بندی سنگ های نفوذی۷۹
با استفاده از پارامترهای R ₁ -R ₂ (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰)
شکل ۴–۶– موقعیّت نمونه های گایرودیوریتی ماجراد، در نمودار تغییرات درصد اکسیدهای اصلی در برابر SiO ₂
(نموادرهای هار کر ۱۹۰۹)
شکل ۴–۷- موقعتت نمونه های گارودیو، پتی ماجراد، در نمودار تغییرات درصد اکسیدهای اصلی در برای ۸۸ MgO
(نمواد های فنه ۱۹۴۸). (نمواد های فنه ۱۹۴۸).
م او او ای او شکل ۴–۸- موقعتت ترکیبی سنگ های نفوذی بازیک – جدواسط ماجراد،۹۱
د. نمودا های تغییرات عناصر کمیاب در مقابل بکدیگر و نسبت های آن ها
ر کر را تی میدر - الگوی عناصر ناد. خاک پیمنجار شده نسبت به کند. بت برای سنگ های گاد ودیو، بتی منطقه ماجراد ۹۵.۰
سال محمد های الف- ناکامورا (۱۹۷۴)، پا- پاینتون (۱۹۷۴)، سال محمد محمد محمد محمد محمد محمد محمد محم
(2) (2)
سالی از از میروار بهدیار سال سیال به توسط اولیه (سال و سال وتوان ۱۹۸۹) استان ۱۹ درای زمونه های در یک مناطقه ماچران
برای سرح بیای سیایی مسلح به برای (SiQ در مقابل SiQ2 در کنیدام م تبامی ۹۷۶) در ۲h در مقابل CO
الاست. م ممکالات ۲۰۰۷)، جمت تعییز سری ماگمانی سنگ های منطقه ماجراد.
(هستی و همکران، ۲۰۰۰)، جهت طبیق سری ها مولی سنگ های منطقه هاجران
معن ١-١١- تموي 200 ٢ ترميني ٦ روي چستر و تحويه، ٢٠٢٧)،
جهت تعیین سری مانهایی سنگ های نفوذی بازیک – حدواسط منطقه ماجراد
سکل ۵-۱ - موقعیت نمونه های کابرودیوریسی روراسیک میانی ماجراد در نمودار نمایر محیط رمین ساختی – ۲۱/۹ V.hV (مدر ۱۹۸۶)
Ti/1000 א ב דייי או או אייי או אייי או אייי או אייי או דייי אייי א
سکل ۵-۱- موقعیت نمونه های کابرودیورینی ماجراد در نمودار نمایز محیط زمین ساحتی 5 ۲۰۱۲-۱۵۵۵ (۱۱
(پییرس و کان، ۱۹۷۱)
شکل ۵-۱- موقعیت نمونه های کابرودیوریتی ماجراد، در نمودارهای تمایز محیط زمین ساحتی وود (۱۹۸۰) ۱۰۶ مکار ۵-۹- موقعیت نمونه های کابرودیوریتی ماجراد، در نمودارهای تمایز محیط زمین ساحتی وود (۱۹۸۰)
شکل ۵-۴- نمودار تعییرات ۴ در مقابل ۲۲ (مولر و گروس، ۱۹۹۷)،
جهت تعیین محیط تکتونوما کمایی سنگ های کابرودیوریتی
شکل ۵–۵ – موقعیت نمونه های کابرودیوریتی ماجراد در نمودار متمایز کننده انواع بازالت ها
براساس نسبت های ۷-۱۱، (شراویس، ۱۹۸۲)
شکل ۵-۶ - موقعیت نمونه های گابرودیوریتی ژوراسیک میانی منطقه ماجراد، در نمودار ۱۱/۷۲-۷ (باگاس و همکاران،
٨٠٠٢).
شکل ۵–۷- موقعیت نمونه های گابرودیوریتی ژوراسیک منطقه ماجراد، در نمودار MgO در مقابل K2O (ویر کمپ،
٠ (۲ • ۲).
شکل ۵–۸ - نمودار عنکبوتی بهنجار شده سنگ های گابرودیوریتی ژوراسیک میانی منطقه ماجراد، نسبت به OIB،
سان و مکردوندفی (۹۸۹۱).

شکل ۵-۹- موقعیت نمونه های گابرودیوریتی ژوراسیک میانی منطقه ماجراد،
در نمودار ۲h / ۲h در مقابل ۲b/ Ta (پییرس ۱۹۸۲)
شکل ۵-۱۰- موقعیت ترکیبی گابرودیوریت های منطقه ماجراد
بر روی نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Sm (کوبان، ۲۰۰۷)
شکل ۵–۱۱– نمودار نسبت Tb/Yb)N) در مقابل La/Sm)N) (وانگ و همکاران،۲۰۰۲)، جهت تعیین حضور یا عدم
حضور گارنت در ناحیه منشأ سنگ های گابرودیوریتی ژوراسیک میانی در منطقه ماجراد
شکل ۵–۱۲– موقعیت ترکیبی گابرودیوریت های ژوراسیک میانی ماجراد، الف- نمودار Zr در برابر Y (ابوهماته، ۲۰۰۵)،
ب-موقعیت نمونه های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای Zr در برابر Y (,Sun and McDonough)
1989 (اقتباس از رستمی، ۱۳۹۶)
شکل ۵–۱۳- موقعیت ترکیبی گابرودیوریت های ماجراد
بر روی نمودار Ce/Yb) در مقابل Sm/Yb) (کرینیتز و همکاران ۲۰۰۶)
شکل ۵–۱۴- موقعیت ترکیبی گابرودیوریت های ماجراد در نمودار Ce/Yb در مقابل Ce (الام، ۱۹۹۱)
جهت تعيين عمق محل وقوع ذوب بخشى
شکل ۵–۱۵– موقعیت نمونه های گابرودیوریتی ژوراسیک منطقه ماجراد، در الف- نمودار La/Sm در مقابل La/Nb،
یان و ژائو (۲۰۰۸)، ب– نمودار Nb در برابر Nb/U، کورنلیوس و همکاران (۲۰۱۱)
شکل ۵-۱۶- نمودار تغییرات Nb/U در مقابل Nb/Sm (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶)،
جهت بررسی نقش آلایش در تحول ماگمای سازنده نمونه های مورد مطالعه
شکل ۵–۱۷-نمودار Rb/Y در مقابل Nb/Y (پیرس، ۱۹۸۳)،
جهت بررسی نقش آلایش پوسته ای در نمونه های مورد مطالعه
شکل ۵–۱۸- تصویر کاتادولومینسانس زیرکن های استخراج شده از گابرودیوریت های ماجراد
جهت تعیین سن (ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۶)
شکل ۵–۱۹– تصویری شماتیک از الگوی تکتونوماگمایی تشکیل ماگمای کالک آلکالن
سازنده سنگ های گابرودیوریتی منطقه ماجراد (اقتباس از ویس کرمی، در دست چاپ)
شکل ۵-۲۰- الگوی زمین ساختی نمادین برای نشان دادن نحوه زایش ماگمای بازی و نقش محل منبع گوشته ای
تعدیل شده و تعدیل نشده در تشکیل آن در حوضه کششی پشت کمانی در زیر پهنه شمال ایران مرکزی –البرز
جنوبی در زمان ژوراسیک میانی (رستمی، ۱۳۹۶)

فهرست جداول

دول ۳-۱: نشانههای اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی۴۲
دول ۴-۱- موقعیت جغرافیایی نمونه های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز شیمیایی
ندول ۴-۲- نتایج تجزیه ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه های
ابرودیوریتی ماجراد پس از حذف مواد فرّار و تصحیح مقادیر نسبت Fe ₂ O ₃ /FeO

فصل اول كليات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی

منطقه ماجراد در ۱۵۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود در استان سمنان واقع شده است. این منطقه در محدودهی نقشههای زمینشناسی ۱:۱۰۰۰۰ تحت عنوان ابریشمرود و درهدایی ۲۵۰۰۲۰خارتوران قرار گرفته است و دارای مختصات جغرافیایی ۰۰ ۵۵° تا ۰۴°۵۷ طول شرقی و ۰۰°۳۵ تا ۲۵°۶۶ عرض شمالی میباشد که در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار گرفته است. تصویر ماهوارهای منطقه مورد مطالعه در شکل ۱–۱ نشان داده شده است.



۲-۱- راه های ارتباطی

به علت دور از دسترس بودن منطقه ماجراد، راههای ارتباطی دسترسی به آن چندان مناسب نمیباشند ولی از طریق جاده آسفالته شاهرود – بیارجمند به پاسگاه دلبر و چندین راه خاکی فرعی دیگر میتوان به منطقه مورد مطالعه دسترسی پیدا کرد. موقعیت و راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه در شکلهای ۱-۲ و ۱-۳ نشان داده شده است.



شکل ۱-۲- نقشه تقسیمات کشوری و نقشه شهرستان های استان سمنان. منطقه مورد مطالعه با علامت ستاره مشخص شده است.



شکل ۱-۳: نقشه راه های دسترسی و موقعیت منطقه مورد مطالعه (ماجراد) نسبت به شاهرود (الف) و بیارجمند(ب).

۱–۳– آب و هوا، پوشش گیاهی و حیات وحش

منطقه ماجراد به علت قرار گرفتن در شمال کویر مرکزی ایران از لحاظ دسته بندی اقلیمی در گروه آب و هوای گرم و خشک و کویری (بیابانی تا نیمه بیابانی) قرار میگیرد. بالاترین درجه حرارت در فصل تابستان به ۴۴ درجه سانتی گراد و کمترین دما در فصل زمستان به ۱۵ درجه سانتیگراد زیر صفر می-رسد.

به علت پایین بودن میزان بارندگیهای سالیانه منطقه مورد مطالعه از پوشش گیاهی ضعیفی برخوردار بوده و رودخانه دائمی قابل توجهی در منطقه وجود ندارد و رودها گاه در فصل بهار پر آب میشوند. به همین دلیل هیچگونه روستا و آبادی در منطقه مورد مطالعه دیده نمیشود و زمینهای قابل کشاورزی و زرع کم هستند. منطقه خارتوران دارای مساحتی در حدود ۱۴۶۴۹۹۲۰هکتار میباشد که مساحت منطقه حفاظت شده ۱۰۳۷۱۲۰هکتار و مساحت پارک ملی ۱۰۱۰۷۳ هکتار است و توسط سه رشته کوه شترکوه در غرب ، تیر کوه در شمال غرب و کوه پیغمبر در جنوب شرق در بر گرفته شده است .

منطقه مورد مطالعه بخشی از منطقه حفاظت شده خارتوران به حساب می آید و از یک اکوسیستم قابل توجه از گیاهان و جانوران برخوردار میباشد که علت آن را می توان ناشی از ویژگی های منحصر به فرد ، پوشش گیاهی ویژه و شرایط ژئومورفولوژی (مناطق کوهستانی پرشیب، تپه ماهورها، تپههای ماسهای و پهنههای رسی) منطقه دانست.

پوشش گیاهی منطقه را گز و تاغ، گون، قیچ، اشنان، اسکنیل، بنه، بادام وحشی، درمنه، انواع گرامینه، وشق، کما و باریجه تشکیل میدهند. از عمدهترین گونههای جانوری در این منطقه حفاطت شده میتوان به جبیر، آهو، کل و بز، پازن، گورخر، یوزپلنگ، پلنگ، گربه وحشی، بزمچه، پرندگان شکاری، کبک و انواع مارها و… اشاره نمود (شکل ۱–۴).



شکل۱-۴: تصویری از تعدادی آهو در غرب منطقه ماجراد.

۱-۴- ژئومورفولوژی

ویژگیهای ریختشناسی هر منطقه را عواملی همچون ویژگیهای ساختاری، سنگشناسی، حرکات زمین شناسی و شرایط آب و هوایی تعیین میکند.

در منطقه ماجراد بخشهای پوشیده شده توسط مرمرهای آهکی – دولومیتی به واسطهی مقاومت در برابر فرسایش بلندترین نقاط ارتفاعی را به خود اختصاص دادهاند و دارای مورفولوژی مرتفع و پرتگاهی می-باشند و از سوی دیگری در محل رخنمون سنگهای گابرودیوریتی نیز منطقه دارای ارتفاع قابل توجهی است و دارای مورفولوژی مرتفع میباشند.

مناطقی که توسط سرزمینهای گنیسی پوشیده شدهاند و همچنین بخشی از سرزمینهای دارای سن ژوراسیک دارای ارتفاع پستتری نسبت به مناطق هم جوار میباشند و به صورت سرزمینهای تقریباً هموار یا تپه ماهوری رخنمون دارند. بخشهایی از مناطق فرو افتاده توسط رسوبات جوان مخروط افکنهای یا آبراههای جوان پوشیده شدهاند. معمولاً این منطقه دارای آب و هوای نسبتاً خشکی است، بارندگی به شدت کم و رودخانههای فصلی به ندرت دارای آب میباشند.

۱–۵– تاریخچه مطالعات پیشین

به علت دور از دسترس بودن منطقه ماجراد و عدم وجود راههای ارتباطی مناسب به غیر از تهیه نقشه زمین شناسی تحت عنوان ابریشم رود و دره دایی(قاسمی و حاجی حسینی ۱۳۸۳) مطالعه آکادمیک جامع دیگری بر روی این منطقه صورت نگرفته است، به جرأت میتوان گفت این منطقه تقریباً ناشناخته است.

مطالعات انجام شده در مناطق همجوار به شرح زیر می باشند:

- نوایی و همکاران (۱۳۶۵) در قالب تهیه نقشه زمین شناسی ۱۰۲۵۰۰۰ خارتوران این منطقه را مورد مطالعه قرار دادهاند. در این نقشه سن گرانیت ها را به بعد از ژوراسیک و قبل از کرتاسه نسبت دادهاند، البته با توجه به مطالعات جدید صورت گرفته، سن نسبت داده شده نادرست می باشد.

- حسینی(۱۳۷۴)، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است. بر اساس این مطالعات، توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه احتمالا از نوع I با ماهیت کالک آلکالن، درحاشیه قارهای و در یک محیط فرورانشی تشکیل شده است. براساس مطالعات جدید بسیاری از نتیجه گیریهای قبلی نادرست بوده و حقایق جدیدی به دست آمده است که در قالب رساله دکتری نامبرده شده در سال ۱۳۹۴ تنظیم شده است.

- کرمی (۱۳۸۲) درقالب رساله کارشناسی ارشد خود، پتروژنز مجموعه دگرگونی دلبر (جنوب شرق بیارجمند) را مورد مطالعه قرار داده است. به اعتقاد وی این پیکره شامل دو بخش مجزا با ویژگیهای کاملاً متفاوت است. بخش زیرین آن را مجموعهای متنوع از انواع گنیسها و میکا شیستها با مناظر میگماتیتی، ارتوآمفیبولیت و پاراآمفیبولیت به سن قبل از ژوراسیک زیرین (احتمالا پرکامبرین)، تشکیل میدهد که در محدوده دگرگونی درجه بالا در رخساره آمفیبولیت میانی- فوقانی و زون سیلیمانیت فوقانی دگرگون شده است. بخش فوقانی شامل تناوبی از نهشتههای ژوراسیک متشکل از کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل، سیلستون، میان لایههایی از گدازههای آندزی- بازالتی، آهکهای مارنی و شیلی نازک لایه و آهک-های ضخیم لایه است که در محدوده دگرگونی درجه پایین در حد رخساره شیست سبز دگرگون شدهاند. - قاسمی و حاجی حسینی (۱۳۸۳) در قالب تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰ دره دایی بخشی از این منطقه را مورد مطالعه قرار دادهاند. در شرح این نقشه گنیسهای منطقه را با عنوان متاگرانیتها نامبردهاند و سن آنها را به اشتباه تریاس در نظر گرفتهاند. همچنین سن دایکها را به بعد از ژوراسیک میانی و سن تودههای گرانیتوئیدی را به ژوراسیک پیشین- میانی نسبت دادهاند که با توجه به مطالعات جدید بخش قابل توجهی از نتیجه گیریهای حاصل از این مطالعه مردود می باشد.

– قاسمی و آسیابانها (۱۳۸۵) در مقالهای با موضوع معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر،
جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی، رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر را مورد بررسی قرار دادهاند.

- رحمتی ایلخچی و همکاران (۲۰۰۹ و ۲۰۱۰) در مقالهای تحولات ماگمایی و دگرگونی مجموعه دگرگونی شترکوه را مورد بررسی قرار دادهاند. آنها پروتولیت مجموعه دگرگونی شترکوه را غالباً ارتوگنیسهای رخساره آمفیبولیت (تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت) همراه با آمفیبولیتها (به صورت دایک و زینولیت) و مقادیر کمی متاسدیمنت و میکاشیست معرفی کردهاند.

- اکرمیان و همکاران (۱۳۸۹) با بررسی توالی نسبتاً ضخیمی از سنگهای آتشفشانی و آتشفشانیرسوبی منطقه خارتوران (جنوب شرق شاهرود) سن این سنگها را ائوسن میانی گزارش کردند که دارای ویژگی-های ژئوشیمیایی ماگماتیسم آداکیتی پر سیلیس است. آنها ماگماتیسم آندزیتی-داسیتی ائوسن میانی-فوقانی در منطقه زمان آباد (جنوب شرق شاهرود) را نشانهای از ماگماتیسم کالکوآلکالن حاشیه قارهای ایران مرکزی به شمار آوردند.

- برهمند م، (۱۳۸۹) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان" بررسی موقعیت چینهشناسی و پتروژنز بازالتهای نئوژن منطقه ی احمد آباد (خارتوران، جنوب شرق شاهرود)" - قاسمی و برهمند (۱۳۹۰)، گدازههای بازالتی الیگومیوسن شرق و جنوب شرق شاهرود را به عنوان شاهدی بر جایگاه پشت کمانی حوضه الیگو-میوسن ایران مرکزی در نظر گرفتهاند.

- مردانی (۱۳۹۰) به بررسی پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخسارهای سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی منطقه پهنواز (جنوب بیارجمند – شاهرود) در قالب رساله کارشناسی ارشد خود پرداخته است. سنگهای آتشفشانی پهنواز دارای ترکیب غالب تراکی بازالتی هستند و ماهیت آلکالن نشان میدهند. ماگمای سازنده تراکی بازالتهای مورد نظر از منشأ گارنت لرزولیتی حاصل شدهاند. این تراکی بازالتها از لحاظ جایگاه تکتونیکی در یک محیط کششی حاشیهای قارهای مرتبط با کمان ماگمایی حاشیه قارهای یا پشت کمانی تشکیل شدهاند.

- کاظمی (۱۳۹۰)، در رساله کارشناسی ارشد خود ماهیت و منشأ توده گرانیتوئیدی کیکی (جنوب غرب بیارجمند) و محیط زمین ساختی آن را مورد مطالعه قرار داده است. بر اساس مطالعات وی این توده دارای ترکیب سنگشناسی آلکالی گرانیت، گرانیت، گرانودیوریت است که تعدادی دایک مافیک با ترکیب گابرو-دیوریت تودهی مورد نظر را قطع کردهاند. براساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، سنگهای این توده در گروه گرانیتوئیدهای نوع I قرار دارند و دارای ماهیت کالک آلکالن و از نوع متاآلومین تا پرآلومین هستند. و در محیطی مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قارهای تشکیل شدهاند. نامبرده سن ژوراسیک به این توده نسبت داده است که امری نادرست است و برخی از دیگر نتیجه گیری-

- عزیزی (۱۳۹۱) پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگهای دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند) را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است. این توده با سن ۵۵۴ میلیون سال به درون مجموعه دگرگونی نئوپروتروزوئیک نفوذ کرده است، که طیف ترکیبی آن شامل سینوگرانیت، مونزوگرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت میباشد، با توجه به نمودارهای تمایز محیط زمین ساختی این توده از نوع گرانیتوئیدهای حاشیه قارهای است. – اصغرزاده (۱۳۹۲) زمینشناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایکهای دیابازی موجود در منطقه دلبر را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است. بر اساس مطالعات نامبرده، این منطقه دارای سه سری دایک بازیک تا حدواسط میباشد که شامل دایکهای گابرودیوریتی پرکامبرین، دایکهای گابرویی ژوراسیک میانی و دایک های بازالتی الیگومیوسن در منطقه دلبر است. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، دایکهای گابرویی ژوراسیک دارای ماهیت ساب آلکالن و دایک های بازالتی الیگومیوسن دارای ماهیت آلکالن هستند. به طور کلی به نظر میرسد، این دایکها در حوضه کششی-کافتی پشت کمانی اولیه ناشی از فرورانش مایل لیتوسفر اقیانوسی نئوتوتیس به زیر لیتوسفر قارهای ایران مرکزی، در زمانهای ژوراسیک میانی و الیگومیوسن تشکیل شدهاند.

- ابتهاج (۱۳۹۳) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان " پترولوژی و ژئوشیمی دایکهای دیابازی در منطقه غرب بند هزار چاه " پرداخته است. بر اساس مطالعات وی، مجموعه دگرگونی- آذرین بند هزارچاه، توسط تعدادی دایکهای کوارتزدیوریتی به سن نئوپروتروزوئیک و اجتماعات وسیعی از دایکهای گابرویی به سن ژوراسیک میانی قطع شده است. در نمودارهای تعیین سری ماگمایی و محیط زمین ساختی این سنگها ماهیت ساب آلکالن و پشت کمانی نشان میدهند. همچنین در نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت، غنی شدگی از LREE نسبت به HREE نشان میدهند. این غنی شدگی میتواند ناشی از تاثیر سازندگان زون فروانش و همچنین آلایش پوستهای باشد. براساس مطالعات پترولوژیکی ماگمای تشکیل دهنده دایکهای گابرویی از ذوب بخشی حدود ۱۰ درصدی یک منبع گوشتهای اسپینل لرزولیتی غنی شده واقع در اعماق کمتر از ۸۰ کیلومتر حاصل شده است.

دادپور (۱۳۹۳) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان " پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای
بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل (شرق سهل) و اهمیت ژئودینامیکی آنها "

پرداخته است. بر اساس مطالعات وی، سنگهای منطقه شترکوه، بر اساس قرارگیری در قاعده توالی رسوبی- تخریبی ژوراسیک و همچنین بر اساس نتایج مطالعات سنسنجی به روش U-Pb بر روی آپاتیتهای جدا شده از دایکهای مافیک قطع کننده مجموعه دلبر محدوده زمانی Ma 25 ± 251 که معادل با ژوراسیک میانی میباشد، این سنگها دارای سن ژوراسیک میانی میباشند. در نمودارهای تعیین سری ماگهایی، این سنگها ماهیت آلکالن نشان میدهند. بررسی تغییرات عناصر کمیاب نمونههای منطقه شترکوه در نمودارهای عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه، نشاندهنده غنیشدگی آنها از HREE و عناصر شدیداً ناسازگار و تهیشدگی آنها از HREE میباشد. روند موازی تغییرات عناصر نادر خاکی و بالا بودن مقادیر LLL در این نمودارها به همراه طرحهای موجود در سنگهای آذرین منطقه و نقش تبلور تفریقی، در تحول ماگمای سازنده سنگهای مزبور است. در نمودار چندعنصری بهنجارشده به IDA مینان غنیشدگی نمونههای منطقه نزدیک به یک است که این ام چندعنصری بهنجارشده به IDA، میزان غنیشدگی نمونههای منطقه نزدیک به یک است که این ام

براساس مطالعات پترولوژیکی ماگمای تشکیل دهنده این سنگهای بازالتی از ذوب بخشی درجه پائین (۷ تا ۱۴ درصدی) یک منبع گوشتهای غنی شده زیر لیتوسفر قارهای با ترکیب گارنت لرزولیتی، در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری، در یک محیط کششی درون قارهای حاصل شده است.

- بلاغی (۱۳۹۳) در رساله دکترای خود تحت عنوان " پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود) به بررسی این منطقه پرداخته است. براساس مطالعات وی، سنگ-های آذرین و دگرگونی در دو بخش شمال شرقی (کوه کلاته علاء الدین) و جنوب غربی منطقه (غرب کوه ملحدو) رخنمون دارند. مجموعه دلبر با مرز ناپیوسته توسط واحدهای رسوبی ژوراسیک و کرتاسه در ارتفاعات مرکزی منطقه معروف به کوه ملحدو پوشیده شده است. همچنین مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر و واحدهای سنگی ژوراسیک زیرین توسط دایکهای دیابازی ژوراسیک میانی قطع شدهاند. این دایکها در آهکهای ماسهای و فسیلدار ژوراسیک بالایی (معادل سازند دلیچای) و آهکهای کرتاسه زیرین (نئوکومین) نفوذ نکرده و دارای سن ژوراسیک میانی هستند. بر اساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و تحلیل نتایج آنالیز شیمیایی، دایکهای دیابازی قطع کننده مجموعه دلبر دارای ترکیب گابرو و مونزوگابرو و ماهیت آلکالن تا ساب آلکالن میباشند. این سنگهای از ذوب بخشی درجه پایین یک منبع گوشتهای غنی شده اسپینل لرزولیتی و فاقد گارنت منشا گرفته و در محیطهای کششی حوضههای پشت کمان ماگمایی بوجود آمده از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لیتوسفر قارهای ایران مرکزی در ژوراسیک میانی شکل گرفتهاند. نتایج تعیین سن دایکهای مافیک قطع کننده مجموعهی دلبر به روش dP-U بر روی آپاتیتهای جدا شده از این سنگها، محدوده زمانی M می ای این می-دهد که معادل با ژوراسیک میانی میانی میباشد و با روابط چینه شناسی آنها با سنگهای میزبانشان کاملاً

- جمالی (۱۳۹۳) و منصوری مقدم (۱۳۹۴) با مطالعه گنبدهای نیمه عمیق جنوب شرق سهل تا رزه (جنوب شاهرود) نتیجه گرفتند که سنگهای مورد مطالعه دارای ویژگیهای ماگماهای محیطهای کمان (جنوب شاهرود) نتیجه گرفتند که سنگهای مورد مطالعه دارای ویژگیهای ماگماهای محیطهای کمان قارهای هستند و طبق ویژگیهای ژئوشیمیایی از نوع آداکیتهای سیلیس پایین و آداکیتهای سیلیس پایین و آداکیتهای سیلیس بالا میباشند، و آداکیتهای سیلیس پایین (LSA) از ذوب پریدوتیت گوه گوشتهای متاسوماتیسم شده توسط سیالات آزاد شده در خلال فرورانش و دگرگونی لیتوسفر اقیانوسی فرورونده نئوتیتیس سبزوار، بوجود آمدهاند. آداکیتهای سیلیس بالا از تبلور مذابهای حاصل از ذوب ورقه فرو رونده خاتیتیس سبزوار، بوجود آمدهاند. آداکیتهای سیلیس بالا از تبلور مذابهای حاصل از ذوب ورقه فرو رونده حاصل شدهاند. اوجود آمدهاند آداکیتهای سیلیس بالا از تبلور مذابهای حاصل از ذوب ورقه فرو رونده حاصل شدهاند. وی سیاری (۱۳۹۴) بر اساس بررسی گنبدهای نیمه عمیق منطقه احمد آباد خارتوران (جنوب شرق شاهرود) به این نتیجه رسید که این گنبدهای نیمه عمیق دارای ماهیت آداکیتی پرسیلیس هستند. وی شاهرود) به این نتیجه رسید که این گنبدهای نیمه عمیق دارای ماهیت آداکیتی پرسیلیس هستند. وی شاهرود) به این نتیجه رسید که این گنبدهای نیمه عمیق دارای ماهیت آداکیتی پرسیلیس هستند. وی ماهرود) به این نتیجه رسید که این گنبدهای نیمه عمیق دارای ماهیت آداکیتی پرسیلیس هستند. وی بر این باور است که غنی شدگی از عناص LREE نیست به HREE، تهی شدگی از NB و TT و تمرکز

بالای K، Ba، Rb و Th بیانگر آلایش پوسته ای ماگمای سازنده سنگهای آداکیتی مورد مطالعه میباشد. مجموعه شواهد سنگشناختی و ژئوشیمیایی نشان میدهد که مجموع ماگمای سازنده این سنگهای آداکیتی پر سیلیس از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته و دگرگون شده نئوتتیس (شاخه سبزوار - درونه) در شرایط دما - فشار رخساره آمفیبولیت سرچشمه گرفتهاند.

- خبره (۱۳۹۶) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای دگرگونی- آذرین اواخر نئوپروتروزوئیک مجموعه احمد آباد- رضاآباد (جنوب شرق شاهرود) را مورد بررسی قرار داده است. - یوسفی (۱۳۹۶) در رساله دکترای خود تحت عنوان " پتروژنز و زمین شناسی ایزوتوپی سنگهای آذرین نفوذی پس از ائوسن نوار ماگمایی ترود – احمد آباد (جنوب شرق شاهرود) به بررسی این منطقه پرداخته است.

۱-۶- هدف از مطالعه

منطقه مورد مطالعه (مجموعه دگرگونی ماجراد) به سن نئوپروتروزوئیک پایانی با راستای کلی شمال شرق –جنوب غرب، یکی از مناطق پیسنگی و گندوانایی ایران است که در جنوب شرق شاهرود و در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. در این منطقه رخنمونهایی از تودههای نفوذی با ترکیب گابرو تا دیوریت مشاهده میشود که وسعت آنها به حدود ۱۵ کیلومتر مربع میرسد. باتوجه به مطالعات جدید صورت گرفته در منطقه جندق و پشت بادام احتمال تعلق داشتن این منطقه به اواخر تریاس، اوایل ژوراسیک زیاد است. از آنجایی که در این منطقه تاکنون مطالعه جامعی صورت نگرفته است، بنابراین مطالعه و بررسی دقیق این سنگها از جذابیت خاصی برخوردار بوده و میتواند ما را در شناخت ولکانیسم یا به عبارت کلیتر ماگماتیسم صورت گرفته در ژوراسیک زیرین تا میانی در منطقه مورد مطالعه راهنمایی کند.

در راستای انجام این پایان نامه اهداف زیردنبال خواهد شد:

۱- تعیین ترکیب کانیشناسی و سنگشناسی سنگهای مورد نظر. ۲- تعیین جایگاه چینهشناسی این واحدهای آذرین بازیک - حد واسط در ارتباط با سایر سنگهای رخنمون یافته در منطقه ماجراد. ۳- بررسی اثرات احتمالی فرایندهای دگرگونی ناشی از جایگیری این تودههای آذرین بر روی سنگهای ميزبانشان. ۴- آنالیز شیمی نمونههای سالم یا کم دگرسان شده و تعیین ویژگیهای ژئوشیمیایی آنها از جنبههای مختلف. ۵- بررسی توان کانهزایی احتمالی. ۶- تعیین محیط تکتونیکی تشکیل. ۷- تعیین ویژگیهای ژئوشیمیایی محل منشأ ماگمای سازنده آنها به کمک عناصر اصلی و فرعی. ۱-۷- روش انجام تحقيق مطالعات انجام شده به منظور انجام این تحقیق به شرح ذیل میباشد: - بررسی نقشههای زمینشناسی و راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه. - انجام مطالعات كتابخانهاي. - مطالعات صحرایی در طی چند نوبت و برداشت نمونههای سنگی در حد مطلوب. - تهيه ٧۵ مقطع نازک جهت انجام مطالعات پتروگرافي. - آنالیز تعداد۱۱نمونه با حداقل میزان دگرسانی به روشهای ICP_MS و ICP_AES. این نمونهها به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال شده است. برای پردازش دادههای ژئوشیمیایی از نرم افزار GCDkit استفاده شد. در نهایت با تحلیل دادهها و جمع-

۱۳

بندی حاصل از مطالعات کتابخانهای، صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی، پتروژنز، خاستگاه ماگمایی و

محیط تکتونیکی سنگهای گابرودیوریتی منطقه مورد مطالعه مشخص گردید و در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد موجود، تهیه و تدوین شده است.

فصل دوم زمین شناسی عمومی

۲–۱– مقدمه

مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد یکی از مناطق پیسنگی و گندوانایی ایران مرکزی محسوب میشود. این مجموعه با روند شمال شرق- جنوب غرب با طول تقریبی ۴۰ و عرض ۱۰ کیلومتر مجموعهای از سنگ-های دگرگونی و آذرین را دربر میگیرد و در ضمن در برخی نقاط توسط توالی رسوبی تریاسبالایی-ژوراسیکزیرین پوشیده شده است. رخنمونهای متعددی از این سرزمینها در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی یافت میشوند که از آن جمله میتوان به مناطقی در حد فاصل طرود- بیارجمند- میامی اشاره کرد. از جمله مطالعاتی که در این مناطق صورت گرفته می توان به (ملک پورعلمداری، ۱۳۸۴)، (قاسمی و آسیابان ها، ۱۳۸۵)، (حسنزاده، ۲۰۰۸)، (رحمتی ایلخچی و همکاران، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۰)، (عزیزی، ۱۳۹۱)، (همتی، ۱۳۹۲)، (بلاغی و همکاران، ۱۳۹۲)، (بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳)، (حسینی و همکاران، ۱۳۹۴)، (شفاییمقدم و همکاران، ۲۰۱۵)، (حسینی و همکاران، ۲۰۱۵)، (شفاییمقدم و همکاران، ۲۰۱۶) اشاره کرد که هر کدام به نوبه خود به رازگشایی پیچیدگیهای این سرزمینها کمک نمودهاند. مطالعه این مناطق با ویژگیهای گندوانایی در بازسازی تاریخچه زمین شناسی ایران در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک-پایانی- کامبرینزیرین و در ارتباط با کوهزایی کادمین در خور اهمیت بوده و میتواند در درک تحولات بخش گندوانایی ایران مفید باشد. در این مجموعه دگرگونی – آذرین، تودههای آذرین کوچک مقیاس و دایکهای دیابازی با ترکیب غالب گابرودیوریتی با سن ژوراسیک میانی نفوذ کردهاند، بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گابرودیوریتهای منطقه ماجراد موضوع اصلی مورد بحث در این پایاننامه میباشد.

۲-۲- زمین شناسی عمومی منطقه

مجموعه دگرگونی آذرین ماجراد در جنوب شرق شاهرود و در شمال روستای مخروبه ماجراد رخنمون دارد. این مجموعه طیف وسیعی از سنگهای آذرین و دگرگونی ناحیه ای به سن نئوپروتروزوئیک پایانی را شامل می شود. سنگهای دگرگونی شامل متاپلیتها (میکاشیست، گارنت میکاشیست تا گنیس و میگماتیت)، متابازیت (شیستسبز، اکتینولیتشیست، آمفیبولیت)، متاکربنات (مرمرهای آهکی و مرمرهای دولومیتی)، متاپسامیت، متاگریوک، و متاریولیت هستند. در این مجموعه دگرگونی – آذرین، متابازیتها و متاکربناتها سهم قابل توجهّی را به خود اختصاص دادهاند و به صورت طیف سنگی گسترده از شیستسبز تا گارنت آمفیبولیت و مرمرهای آهکی و دولومیتی و مرمرهای آهکی دارای نوارهای چرتی دگرگون شده رخنمون دارند. متاکربناتها با ضخامت قابل توجه، بالاترین بخش این توالیهای سنگی، را به خود اختصاص دادهاند. علاوه بر سنگهای نامبرده کانهزایی از نوع آهن و منگنز لایهای متراکم یا دانه-پراکنده نیز در این منطقه مشاهده می شود. براساس شواهد سنگ شناسی، دگرگونی ناحیه ای از نوع بارووین و در حد رخسارههای شیستسبز تا آمفیبولیت بر سنگهای والد این مجموعه تحمیل شده است. در بخش مرکزی و شمالی مجموعه ماجراد تعدادی توده نفوذی با ترکیب گابرو تا دیوریت رخنمون دارند که وسعت آنها به چندین کیلومتر مربع میرسد. سنگهای میزبان این تودههای گابرودیوریتی سنگهای متاپلیتی (گنیس، میکاشیستی، گارنتمیکاشیستی) متاکربناته (مرمرهای آهکی و دولومیتی) و متابازیتها (شیستسبز، آمفیبولیت و گارنتآمفیبولیت) میباشد. نفوذ این تودههای آذرین با دگرگونی مجاورتی همراه بوده است و در واقع شواهدی از پلیمتامورفیسم یا دگرگونی چند مرحلهای مشاهده می شود. با این وجود، شواهد صحرایی نشان میدهد که دگرگونی مجاورتی در سنگهایآهکی (مرمرهایکنونی) بارزتر و مشهودتر است.

در این تودههای گابرودیوریتی تغییرات ترکیبی از اعضای بازیک تا حدواسط همراه با تبلور و تفریق، شواهدی از تفریق ماگمایی و گسیختگی بخشهای قبلی مشاهده می شود بخشهای تفریق یافته دارای کانیهای روشن بیشتری هستند. پلاژیوکلاز مهمترین کانی فلسیک بخشهای روشن است در بخشهای تفریق یافته اندازه دانهها از بسیار ریز تا درشت متغیّر است و بخشهای تفریق یافته به صورت پگماتوئیدهای گابرودیوریتی، لوکودیوریت و تونالیت ظاهر شدهاند. این شواهد حاکی از افزایش کانیهای روشن و کاهش کانیهای مافیک میباشد. در حاشیههای تودههای نفوذی شواهدی از تزریق ماگماهای بازیک – حدواسط بهصورت دایک مشاهده میشود. در مجاورت تودههای گابرودیوریتی و مرمرها، اسکارن -زایی به صورت تشکیل قشرهای باریک و حاوی گارنتهای کلسیمدار قهوهای شکلاتی (آندرادیت – گروسولار) در صحرا مشاهده میشود. در برخی مناطق سنگهای مرمری با نوارهای چرتی زیادی همراه هستند که ضخامت آنها از چند سانتیمتر تا چند دسیمتر متغیّر است. نوارهای چرتی دگرگونشده تغییر رنگ داده و رنگ آنها از تیره به خاکستری روشن تا سبز تغییر پیدا کرده است که معرف افزایش اندازه سنگهای کوارتز در نوارهای چرتی و رشد و تشکیل دانههای اپیدوت میباشد. بر اثر تنشهای تحمیلی بر سنگهایآهکی در افقهای مرمری شواهد زیبایی از چینخوردگی مشاهده میشود، (موقعیت منطقه مورد مطالعه با کادر مستطیلی کوچک در شکل ۲–۱ بر روی نقشه مشخص شده است).

۲-۳- واحد های سنگی منطقه مورد مطالعه

بطور کلی واحدهای سنگی مختلف رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه را میتوان با توجه به نوع رابطه صحرایی با توده گابرودیوریتی، (شکل ۲-۲) به چند دسته اصلی زیر تقسیم نمود: ۱- واحدهای دگرگونی پرکامبرین ۲- واحدهای سنگی ژوراسیک

- ۳- واحدهای سنگی ائوسن
- ۴- رسوبات جوان (عهد حاضر)


شکل ۲-۱- نقشه پهنه های ساختاری- رسوبی ایران (آقانباتی، ۲۰۰۴). منطقه مورد مطالعه با کادر مستطیلی کوچک بر روی نقشه مشخص شده است.





۲.

۳-۲-۱ واحد های دگرگونی پرکامبرین

این واحدهای دگرگونی شامل متاپلیت، متابازیت، متاکربنات، متاریولیت، متاپسامیت و متاگریوک هستند (شکل ۲-۴).

الف – متاپلیت ها: این سنگها، سنگهای میزبان تودههای گابرودیوریتی منطقه ماجراد میباشند. مورفولوژی این سنگها تپه ماهوری است. متاپلیتها از میکاشیست، گارنتمیکاشیست تا گنیس و میگماتیت تشکیل شدهاند. این سنگها غالباً دارای رنگهای خاکستری، خاکستریتیره و سفید با شیستوزیته مشخص ناشی از جهتیابی میکاها هستند.

میکاشیست ها: میکاشیستها دارای بیوتیت و سطوح بسیار براق هستند، در برخی مناطق در شیستها، بیوتیتها به مسکوویت تبدیل شدهاند، مسکوویتهای ثانویه به وضوح در سطح سنگ دیده می شوند و این شیستها در حال گذر به سمت گنیس می باشند. در برخی مناطق رگههای سیلیسی در درون شیستها نفوذ کرده و آنها را قطع کردهاند. همچنین سنگهای میکاشیستی دارای بر گوارگی بارزی می باشند که ناشی از حضور فراوان بیوتیت و جهت یافتگی ترجیحی آنهاست. در برخی بخشهای شیستی فقط بیوتیت و مسکوویت دیده می شند. این مسکوویتها احتمالاً مسکوویتهای ثانویه می باشند که متعلق به فرایندهای نزدیک به آناتکسی هستند (شکل ۲-۴).

گارنت میکاشیست ها: گارنت میکاشیستها همراه با افقهای کربناته دیده میشوند، در گارنت میکاشیستها، گارنتها از اندازه میلیمتری تا سانتیمتری (زون گارنت، رخساره آمفیبولیت) به صورت لایههای متناوب در کنار هم مشاهده میشوند (لایههای کم گارنت و پر گارنت در کنار هم قرار گرفته اند). با پیدایش گارنت در میکاشیستها، این سنگها به تدریج به سنگهای گنیسی تبدیل میشوند. در برخی مناطق تحوّلات تدریجی بین میکاشیستها و گنیسها مشاهده میشود به گونهای که ترک این سنگهای این سنگهای گارنت و پر اینت در کنار هم قرار گرفته اند). با پیدایش گارنت در میکاشیستها، این سنگها به تدریج به سنگهای گنیسی تبدیل میشوند. در برخی مناطق تحوّلات تدریجی بین میکاشیستها و گنیسها مشاهده میشود به گونهای که تفکیک این سنگها با مرزهای مشخص از یکدیگر در بسیاری موارد مشکل میباشد (شکل ۲–۵).







شکل۲-۵- تصاویری از حضور پورفیروبلاست های گارنت در میکاشیست های منطقه ماجراد.

گنیس ها: از دیگر سنگهای دگرگونی در گروه متاپلیتها، گنیسها هستند، که از وسعت تقریباً زیادی در منطقه برخوردار میباشند و به رنگ خاکستری روشن دیده میشوند. از طرفی گنیسهای میلونیتی را داریم، در مناطقی که شدت میلونیتی زیاد باشد کانیها به صورت خطوط نواری بسیار باریک در کنار هم دیده میشوند و در مناطقی که میلونیتزایی ضعیف باشد فلدسپارها با چشم مشاهده میشوند. در بعضی مناطق آثار ذوب شدگی موضعی و تشکیل رگه و رگچههای کوارتزی و آپلیتی (مذاب گرانیتی) و پگماتیتهای موضعی و تشکیل لوکوسم (رگه های ارتوزی) در مقیاس دسیمتری تا سانتیمتری دیده میشود، حضور تورمالین یکی از شواهد گرانیتزایی است. در این سنگها کانیهای شاخص دگرگونی مانند گارنت دیده میشود. سنگهای گنیسی با نواربندی گنیسی یا ساخت گنیسوزیته مشخص میشوند. تفکیک باندهای تیره (غنی از بیوتیت و گارنت) و روشن (غنی از کوارتز و فلدسپار)، در ایجاد نواربندی گنیسی نقش داشته است. در سنگهای گنیسی در اثر میلونیتی شدن کانیهایی مانند فلدسپاتها بافت



شکل ۲-۶- تصاویری از ردیف شدگی بلورهای کوارتز، بیوتیت و فلدسپار، در نمونه های گنیسی منطقه ماجراد.

نواربندی گنیسی و رشد پورفیروبلاستهای گارنت و آلکالی فلدسپار در سنگهای گنیسی از ویژگیهای تفکیک کننده آنها از میکاشیستهاست (دادپور ۱۳۹۳). همچنین به اعتقاد بلاغی (۱۳۹۳)، حضور بقایای میکاشیستی در لابلای سنگهای گنیسی و حتی گرانیت گنیسی این امر را مورد تأیید قرار میدهد (شکل ۲-۶).

میگماتیت زایی: بر اساس مشاهدات صحرایی ترکیبات متاپلیتی و کوارتز و فلدسپاتی دگرگون شده (غالباً میکاشیستها) متحمل ذوببخشی شده و مذابهای فلسیک ایجاد شده در آغاز ذوببخشی، در لابلای این سنگها تزریق شده است. این رخداد، محصول دگرگونی ناحیهای دمای بالا در زمان پرکامبرین، است (قاسمی و آسیابانها، ۱۳۸۵). میگماتیتها، سنگهای مخلوط لایهای هستند، که از تناوب لایههای روشن گرانیتی و سنگهای دگرگونی تیره رنگ کاملاً برگواره (شیستها و گنیسها)، تشکیل شدهاند. به اعتقاد پترولوژیستها، میگماتیتها، نمایانگر ذوب بخشی موضعی و جدایش تحت فشار مذاب، به درون لایههای در بین مواد ذوب نشده باقیمانده هستند. به این صورت که پس از ذوب بخشی موضعی سنگهای پلیتی در بین مواد ذوب نشده باقیمانده هستند. به این صورت که پس از ذوب بخشی موضعی سنگهای پلیتی درجه بالا، جدایش مذاب گرانیتی به صورت لایههای روشن در میان پسمانده ترهرنگ تهیشدهای که پس از خارج شدن مذاب بر جای مانده است، صورت می گیرد (همام و همکاران،

ب – متابازیت ها: متابازیتها از دیگرسنگهای میزبان این تودههای گابرودیوریتی میباشند که به صورت میان لایهای همراه با متاکربناتها و متاپلیتها دیده میشوند و شامل شیست سبز، اکتینولیتشیست و آمفیبولیت میباشند.

شیست سبز: در بخشهای شمالی و شمال شرق منطقه ماجراد، شیستهای سبز دارای رخنمون بیشتری هستند. در سطح این سنگها چینهایی در مقیاس سانتیمتری نیز مشاهده می شود. در برخی مناطق شیستهای سبز پیریتدار مشاهده می شوند که پیریتها سطح بر گوار گی را قطع کرده اند و اندازه آنها از میلیمتر تا سانتیمتر متغیر میباشد. همچنین در بخشهایی از منطقه شیستهای لکهدار دیده میشوند، این شیستها دارای تجمعات موضعی از اکسیدهای آهن و منگنز میباشند (شکل ۲–۷). از سویی شیستهای سبز در برخی نقاط به صورت اکتینولیت شیست قابل مشاهده میباشند. اکتینولیت شیستها به رنگ سبز روشن تا تیره همراه با افقهای متاکربناته رخنمون دارند (شکل ۸–۲)، اکتینولیتها به صورت بلورهای سوزنی شکل ریز و درشت به رنگ سبز تیره در این سنگها یافت می شود. در شمال شرق ماجراد اکتینولیتها به صورت سوزنهای ریز سبز رنگ با ساختار متقاطع در سطح اکتینولیت شیستها با چشم غیر مسلح دیده میشوند. در غرب ماجراد اکتینولیتها به صورت بلورهای درشت با ساختار پرمرغی به اندازه چند میلیمتر تا چند سانتیمتر مشاهده میشوند (شکل ۹–۲). در برخی نمونه-های دستی اکتینولیت شیستها، کانهزایی به صورت مالاکیت همراه با مقادیری اپیدوت و کلریت در غرب ماجراد مشاهده شده است. لازم به ذکر است ضخامت افقهای آکتینولیت شیستی از چند سانتیمتر تا ده-ها مراد مشاهده شده است. لازم به ذکر است ضخامت افقهای آکتینولیت شیستی از چند سانتیمتر تا ده-ها متر متغیر است، طول این افقها نیز از دهها متر تا چند صد متر و گاه تا بیش از یک کیلومتر منغیر است. همچنین چینهایی در سطح این سنگها مشاهده میشود.



شکل۲-۷- تصاویری از شیست های سبز منطقه ماجراد و چین خوردگی های موجود در سطح آن ها.



شکل ۲-۸- تصویری از اکتینولیت شیست های بودینه شده شکل ۲-۹- تصویری از پورفیرو بلاست های درشت اکتینولیت که در بین متاکربنات ها یافت می شوند. -

آمفیبولیت ها: آمفیبولیتهای منطقه از دگرگونی دایکهای بازیک تشکیل شدهاند و طیفی از آمفیبولیت-شیست تا گارنت آمفیبولیت را شامل میشوند، در برخی مناطق آمفیبولیتها همراه با میکاشیستها، گنیسها و متاکربناتها دیده میشوند، آمفیبولیتها چین خوردگیهایی در مقیاس سانتیمتری نیز نشان میدهند (شکل ۲-۱۰).



شکل۲-۱۰- نمایی نزدیک از آمفیبولیت های چین خورده منطقه ماجراد.

ج – متاکربنات ها: متاکربناتها از دیگر گروه سنگهای میزبان این تودههای گابرودیوریتی هستند. متاکربناتها همان افقهای آهکی – دولومیتی توالی اولیه میباشند که در طی دگرگونی به مرمرهای آهکی و مرمر دولومیتی تغییر یافتهاند. این سنگها در بخشهای بالایی مجموعه دگرگونی به طور متناوب با متاپلیتها و متابازیتها یافت میشوند. حجم و تعداد افقهای کربناته، به ترتیب به سمت رأس توالی افزایش مییابد. متاکربناتها بالاترین بخش توالیهای سنگی منطقه را شامل می شوند که با ضخامت زیاد سهم قابل توجهّی از سنگهای منطقه مورد مطالعه را به خود اختصاص دادهاند و به صورت طیف سنگی گسترده از مرمرهای آهکی و دولومیتی رخنمون دارند. بر اثر تنشهای تحمیلی بر سنگهای آهکی در افقهای مرمری شواهد زیبایی از چینخوردگی در صحرا مشاهده میشود (شکل ۲–۱۲). از سوی دیگر در برخی مناطق دایکهای گابرودیوریتی به درون سنگهای مرمری نفوذ کرده و آنها را قطع کرده اند و متحمل دگرکونی مجاورتی شدهاندکه به اسکارن زایی منجر گشته است (شکل ۲–۱۳)، همچنین در برخی مناطق سنگهای مرمری با نوارهای چرتی دگرگون شده زیادی همراه هستند که ضخامت آنها از چند سانتیمتر تا چند دسیمتر متغیّر است. نوارهای چرتی دگرگون شده زیادی همراه هستند که ضخامت آنها از تیره به خاکستری روشن تا سبز تغییر پیدا کرده است که معرّف افزایش اندازه دانههای کوارتز در نوارهای چرتی و رشد و تشکیل دانههای اپیدوت میباشد (شکلهای ۴۲–۲ و ۲–۱۵) کانهزایی بصورت افقهای آهن، منگنز و مس بصورت آزوریت و مالاکیت نیز در درون این سنگهای متاکربناته دیده میشود که در بخش پتانسیل اقتصادی منطقه به صورت جامعتر به آن پرداخته شده است (شکل ۲–۱۹).



شکل۲–۱۱- نمایی نزدیک از سنگ های مرمری منطقه ماجراد.



شکل۲-۱۲- شواهدی از چین خوردگی موجود در افق های مرمری منطقه ماجراد.



شکل۲-۱۳- تصویری از قطع شدگی سنگ های مرمری توسط نفوذ دایک های گابرودیوریتی در منطقه ماجراد.



شکل۲-۱۴- تصویری از نوارهای چرتی دگرگون شده موجود در سنگ های مرمری منطقه ماجراد.



شکل۲-۱۶- تصویری از کانه زایی مس (آزوریت و مالاکیت) و آهن در سنگ های متاکربناته منطقه ماجراد.

شکل۲–۱۵- نمایی از نوارهای چرتی در مرمرهای میزبان سنگ های گابرودیوریتی منطقه ماجراد.

د- متاریولیت: متاریولیتها از دیگر سنگهای موجود در منطقه ماجراد میباشند، ریولیتهای منطقه همراه با متابازیتها و متاکربناتها دیده میشوند که غالباً دارای ضخامت کم و گسترش محدود میباشند. این نوع ریولیتها به رنگ سفید بوده، در سطوح ریولیتها رنگ قرمز آجری دیده میشود که ناشی از وجود پیریت در این سنگها میباشد (شکل ۲–۱۷)، رگههای سیلیسی پیریتدار و سیلیس خود سنگ در هنگام گرم شدن در امتداد درز و شکستگی و فولیشن یا عمود بر فولیشن قرار میگیرد، همچنین در سطوح متاریولیتی در مطوح متاریولیت. در برخی مناطق رخنمونی از توفهای سیلیسی با میان لایههایی از کربناتها دیده می شود. با قدم زدن به جلوتر گرانیتزایی نیز مشاهده می شود که در برخی مناطق گرانیتها دارای تورمالین می باشند، دمای ذوب و تشکیل گرانیتهای منطقه در حدود ۶۵۰ درجه سانتیگراد می باشد.





شکل ۲–۱۸- تصویری از رگه های سیلیسی پیریتدار موجود در سنگ های متاریولیتی منطقه ماجراد.

شکل ۲–۱۷- تصویری از رخنمون متاریولیت های منطقه ماجراد که به علت تخریب و دگرسانی پیریت های موجود در این سنگ ها، به هماتیت، رنگ آن ها به قرمز تمایل پیدا کرده است.

ذ- متاپسامیت ها و متاگری وک ها: گروه دیگری از سنگهای دگرگونی منطقه ماجراد، ترکیبات کوارتز و فلدسپاتی دگرگون شده و یا متاسندستون (متاپسامیتی- متاگریوکی) هستند. این سنگها دارای رنگ خاکستری تیره میباشند که به طور معمول در منطقه به صورت پراکنده رخنمون دارند و با میان لایههایی از متابازیتها و متاکربناتها همراه هستند (شکل۲-۱۹)، و چینخوردگی و برگوارگی نشان میدهند (شکل ۲-۲).





شکل۲–۱۹- نمایی از تناوب سنگ های متاکربناته و متاپسامیت های چینخورده در منطقه ماجراد.

۲-۳-۲ واحد های سنگی ژوراسیک

شکل۲-۲۰- تصویری از لایه بندی موجود درسنگ های متایسامیتی موجود در منطقه ماجراد.

واحدهای سنگی ژوراسیک، در اکثر بخشهای منطقه ماجراد رخنمون دارند و شامل توالی کنگلومرا، شیل، ماسه سنگ، آهک، ماسه سنگ آهکی و بازالت میباشند. در برخی مناطق، این واحدهای سنگی متحمل دگرگونی درجه پایین در حد رخساره شیست سبز شدهاند و به اسلیت و فیلیت تبدیل گشتهاند. الف – متاکنگلومرا: این واحد، به رنگ خاکستری، در بخشهای جنوبی منطقه ماجراد گسترش دارد و دارای جورشدگی و گردشدگی متوسط میباشد (شکل ۲–۲۱). ضخامت واحد کنگلومرایی حدود ۲۰۰ متر می باشد، قلوهها گرانیت گنیسی میباشند و اندازه آنها از چند سانتیمتر تا نزدیک به ۲ متر میرسد (شکل ۲–۲۲). کنگلومرای ژوراسیک به صورت متناوب همراه با شیل و ماسه سنگ رخنمون دارد و به صورت میکروکنگلومرا نیز دیده میشود.

در برخی مناطق کنگلومرا بر روی بخشهای گرانیت گنیسی قرار گرفته است. وجود این کنگلومرای چندزادی ضخیم نشان گر آن است، که به دنبال فاز کوهزایی سیمیرین پیشین در اواخر تریاس، منطقه دچار بالازدگی و فرسایش شدید شده و توالی رسوبی تخریبی ضخیم، معادل سازند شمشک را در حوضههای کششی فروافتاده محلی برجای گذاشته است (بلاغی، ۱۳۹۳).



شکل ۲-۲۲- تصویری از قلوه های درشت گرانیتی در گنکلومرا واقع در قاعده توالی ژوراسیک در جنوب منطقه ماجراد (دید به سمت شمال).

شکل ۲-۲۱- نمایی از واحد کنگلومرایی موجود در جنوب منطقه ماجراد (دید به سمت شمال شرق).

ب- آهک و ماسه سنگ آهکی: این واحد به صورت پراکنده در منطقه رخنمون دارد و شامل تناوبی از لایههای مارنی کرم رنگ و ماسه سنگهای دانه درشت به همراه عدسیهای کنگلومرایی بوده و با مورفولوژی ملایم در منطقه مورد مطالعه گسترش دارد. ضخامت ارتفاعات آهکی در حدود ۲۰۰ تا ۳۰۰ متر می باشد، در بخشهای مرزی افقهای آهکی، افقهای دولومیتی هم دیده می شود. همراه با دولومیت رگه و رگچههای چرتی حضور دارند، در داخل دولومیتها مالاکیت نیز دیده می شود.

ج – اسلیت و فیلیت: اسلیتها و فیلیتها دارای رنگ خاکستری تیره و با میان لایههایی از متاسندستون، آهکماسهای تبلور مجدد یافته و اسلیتهای زغالدار همراه هستند، چینخوردگی و کینگ باند در این سنگها کاملاً بارز است، ضخامت چینها از مقیاس میکروسکوپی تا دسیمتری متغیّر است. در برخی نقاط رگهها و رگچههای سیلیسی اسلیتها را قطع کردهاند. همچنین در برخی مناطق آغشتگی ضعیفی به اکسیدهای آهن و منگنز نیز دیده میشود.

د – سنگ های بازالتی: این سنگها، در قسمتهای جنوبی منطقه ماجراد، همراه با سنگهای مرمری و شیل، ماسهسنگ و آهک رخنمون دارند و به رنگ خاکستری تیره دیده میشوند. فعالیتهای ماگمایی در منطقه ماجراد، به صورت دایک، تودههای نفوذی کوچک و بزرگ و روانههای بازالتی دیده میشوند. ساخت بالشی و حضور فراوان حفرات یکی از ویژگیهای بارز این روانههای بازالتی میباشد. این حفرات غالباً توسط کانیهای ثانویه از قبیل کلریت، کلسیت و کوارتز پر شدهاند، در برخی مناطق رگچههای سیلیسی بازالتها را قطع کردهاند، همچنین در بعضی مناطق، بادامکهای کلسیتی خیلی کشیده شدهاند و بر روی سطوح فرسایشی آثار تخریب بادامکها به صورت حفرات فرو رفته به فراوانی مشاهده میشود، همچنین اپیدوتزایی و پیریتزایی نیز در سطح سنگهای بازالتی مشاهده می-شود. با توجه به اینکه بادامکها حفرات اولیه ناشی از خروج گاز از بخش فوقانی گدازهها میباشند، از این ویژگی مهم جهت تشخیص مرز بین روانههای مختلف استفاده شده است.

اگر گدازه در هنگام تبلور حاوی حبابهای اندک باشد، مقداری از حبابهای محبوس مانده در بالش به پوسته شیشهای آن می چسبد. بنابراین، بالشی با حبابهای حاشیهای خواهیم داشت (درویش زاده، ۱۳۸۱).

به طور کلی فعالیت ماگمایی در ژوراسیک در محیطهای کششی مربوط به کافتهای پشت کمان صورت گرفته است. در این محیطها، ایجاد شکستگیها و گسلهای موازی و صعود و تزریق ماگما در امتداد آنها سبب شکل گیری دایکهای موازی شده است. معمولاً با تشدید کشش در این محیطهای زمینساختی، ماگماتیسم به شکل فعالیت آتشفشانی ظاهر می شود. در این صورت جریانهای گدازه، غالباً به شکل گیری گدازههای بازالتی به صورت بین لایه ای با سنگهای رسوبی و یا سنگهای آتشفشانی تخریبی از نوع توفی می انجامد (شکلهای ۲-۲۳ و ۲-۲۴) (بلاغی، ۱۳۹۳).





شکل۲-۲۴- نمایی نزدیک بازالت های بالشی اواخر تریاس -ژوراسیک زیرین جنوب دوچاه واقع در غرب مجموعه دگرگونی ماجراد.

شکل۲-۲۳- نمایی دور از بازالت های بالشی جنوب دوچاه، واقع در غرب مجموعه دگرگونی ماجراد.

۲–۳–۳ واحد های سنگی ائوسن

واحد های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی: توالی آتشفشانی رسوبی ائوسن در جنوب مزرعه ماجراد رخنمون دارند. این توالی بهصورت گدازه های بازالتی، لیتیک توف و آگلومرا می باشد، ضخامت ظاهری آن-ها به حدود ۲۰۰ متر می رسد، این توالی به صورت یک نوار باریک به طول حدود ۵ تا ۱۰ کیلومتر با رنگ سیاه تا سیاه مایل به ارغوانی مشاهده می شود. در مناطق همجوار نظیر شمال شرق طرود، مجموعه چاه شیرین- طرود، احمدآباد تا عباس آباد این سنگ ها مناطق وسیعی را به خود اختصاص می دهند، اکرمیان (۱۳۸۹)، الهیاری (۱۳۸۹)، مردانی (۱۳۹۰)، یوسفی (۱۳۹۶) و... مطالعات گسترده ای را در رابطه با



شکل ۲-۲۵- تصاویری از توالی آتشفشانی رسوبی ائوسن در جنوب مزرعه ماجراد، الف- نمای دور، ب- نمای نزدیک.

۲-۳-۴ رسوبات جوان (عهد حاضر)

این رسوبات در امتداد و بستر کنونی آبراههها، جویبارها و رودخانهها متمرکز شدهاند، معمولاً فاقد جورشدگی و گرد شدگی هستند، این رسوبات سخت نشده میباشند و پهنههای صاف و کم شیب زمین-های منطقه را تشکیل میدهند و محصولاتی هستند که از فرسایش واحدهای سنگی مناطق همجوار، یا مناطق بالادست سرچشمه گرفتهاند و معمولاً از نهشتههای دانهریز مانند سنگریزه، رس و سیلت پدید آمدهاند.

۲-۴- گابرودیوریتها

در بخش مرکزی و شمالی مجموعه ماجراد تعدادی توده نفوذی کوچک با ترکیب گابرو تا دیوریت رخنمون دارند که وسعت آنها به حدود ۱۵ کیلومتر مربع می سد، رخنمون این سنگها نسبت به سنگ های اطراف خود مرتفعتر هستند، رنگ ظاهری این سنگها، سبز تیره، خاکستری تیره تا سیاه می باشد (شکل ۲–۲۶). در مناطق همجوار گابرودیوریتها دایکهایی گابرویی (دیابازی) با ضخامت چند سانتی متر تا یک و نیم متر نیز رخنمون دارند. برخی از این دایکها را می توان تغذیه کننده اصلی این تودههای گابرودیوریتی به شمار آورد، سنگهای میزبان این تودههای گابرودیوریتی، سنگهای متاپلیتی، متاکربناته و متابازیتها هستند (شکل ۲–۲۲). در این سنگها ساختهای پگماتوئیدی و گرانولار دیده می شوند. تفریق یافتگی و اسکارنزایی از فرایندهای بارزی هستند که شواهد وقوع آنها در مقیاس صحرایی به وضوح قابل بررسی و پیگیری است.





شکل ۲-۲۷- تصویری از گابرودیوریت های ماجراد و مرمرهای میزبانشان (دید به سمت غرب).

شکل ۲-۲۶- دورنمایی از گابرودیوریت های ماجراد (دید به سمت شرق). **الف- تفریق یافتگی**

در این تودههای گابرودیوریتی تغییرات ترکیبی از اعضای بازیک تا حدواسط همراه با تبلور و تفریق، شواهدی از تفریق ماگمایی و گسیختگی بخشهای قبلی مشاهده می شود در بخشهای تفریق یافته اندازه دانه ها از بسیار ریز تا درشت متغیّر است، در بخش های دانه ریز، رنگ سنگ سیاه مایل به سبز و یا کاملاً سیاه می باشد که مربوط به بخشهای حاشیهای و سقف توده بودهاند و در بخشهای تفریق یافته رنگ سنگ سفیدتر بوده و دارای کانی های روشن بیشتری هستند (شکل ۲–۲۸، الف و ب). پلاژیوکلاز مهم ترین کانی فلسیک بخشهای روشن است و بخشهای تفریق یافته به صورت پگماتوئیدهای گابرودیوریتی، لوکودیوریت و تونالیت ظاهر شدهاند (شکل ۲–۲۹، الف و ب).

این شواهد حاکی از افزایش کانیهای روشن و کاهش کانیهای مافیک میباشد. در انتهای بخشهای تفریقیافته، رگههای سیلیسی، کوارتزی و فرایند اپیدوتی مشاهده می شود، در این تودههای گابرودیوریتی اپیدوتزایی دارای گسترش زیادی میباشد، که این فرایند ناشی از ورود سیالات گرمابی آهن و منیزیم دار به درون سنگ و منجر شدن به اپیدوتزایی در سطح سنگ میباشد (شکل۲-۳۰).



شکل۲-۲۸- گسیختگی سنگ های گابرودیوریتی و پرشدن فضای بین بخش های گسیخته شده



توسط مشتقات تفریقیافته لوکودیوریتی تا تونالیتی، الف و ب.

شکل۲-۲۹- نمای نزدیک از سنگ های لوکوگابرویی تا لوکودیوریتی دارای ساخت پگماتوئیدی، الف و ب.



شکل۲-۳۰- تصویری از اپیدوت زایی در گابرودیوریت های ماجراد.

ب- دگرگونی مجاورتی

در حاشیههای تودههای نفوذی شواهدی از تزریق ماگماهای بازیک - حدواسط بهصورت دایک مشاهده می شود. نفوذ این تودههای آذرین با دگرگونی مجاورتی همراه بوده است و در واقع شواهدی از پلی-متامورفیسم یا دگرگونی چند مرحلهای مشاهده می شود. با این وجود، شواهد صحرایی نشان می دهد که دگرگونی مجاورتی در سنگهایآهکی (مرمرهایکنونی) بارزتر و مشهودتر است. در مجاورت تودههای گابرودیوریتی و مرمرها، اپیدوتزایی گسترده مشاهده میشود، در سنگهای مرمری قطعاتی با ابعاد چند میلیمتر تا چند دسیمتر و به ندرت چند متر دیده میشود که در آنها اپیدوتزایی صورت گرفته است شکل (۳۱–۲). با نزدیک شدن به مرز تودههای نفوذی، اسکارنزایی به صورت تشکیل قشرهای باریک و حاوی گارنتهای کلسیمدار قهوهای شکلاتی (آندرادیت – گروسولار) در صحرا مشاهده میشود (شکل-های۲-۳۲ و۲-۳۳).

دگرگونی مجاورتی صورت گرفته در این محل به این صورت میباشد که، انتشار سیالات سرچشمه گرفته از این تودههای نفوذی به تشکیل اپیدوت و گارنت منجر شده است. به نوعی در نزدیکی مرز توده که سیالات حاوی سیلیس و آلومینیوم بالاتر بودهاند گارنتزایی بارزتر است و با دور شدن از محل تماس و احتمالاً کاهش دما، اپیدوتزایی دیده میشود. با این وجود در برخی از تودههای سنگی سبز رنگ در بر گرفته شده در فاصله چند دسیمتری از کنتاکت، گارنت دیده میشود.

با توجه به اینکه در اطراف برخی از این قطعات سنگی سبز رنگ، مرمرها کاملاً سفید و فاقد کانیهای سیلیکاته رنگی می باشند این احتمال وجود دارد که دارای ترکیبات مارنی یا نا خالصیهای آلومینیومدار، سیلیسیمدار و آهنداری باشند که با فراهم شدن گرما برای آنها به طور مستقل شروع به گارنتزایی کردهاند. (شاید این قطعات در یک محیط توربیداتی به درون آهکها راه یافتهاند).

اندازه گارنتها از چند میلیمتر تا چند سانتیمتر متغیّر است و در برخی موارد به صورت تودهای نیز دیده میشوند. همچنین در نزدیکی کنتاکت برشیشدن و خردشدگی فراوان است، مرمرها خیلی تبلور مجدد یافتهاند، همچنین مالاکیت و کالکوپیریت نیز در این مناطق دیده میشود.





شکل۲-۳۱- تصویری از اپیدوت زایی در مرمرهای منطقه ماجراد.

شکل۲-۳۲- نمای نزدیکی از اسکارن زایی و تشکیل گارنت های کلسیم دار شکلاتی در سطح تماس سنگ های گابرودیوریتی و سنگ های مرمری منطقه ماجراد.



شکل۲-۳۳- تصویری از اپیدوت و گارنت زایی موجود در مرمرهای منطقه ماجراد.

۲-۵- منابع معدنی منطقه مورد مطالعه

در مجموعه سنگی اواخر نئوپروتروزوئیک در برخی نقاط کانهزایی آهن با ضخامت چند ده متری تا چند صد متری و به مقدار کمتر منگنز و مس (بصورت آزوریت و مالاکیت) همراه با سنگهای متابازیتی، متاکربناته و متاپلیتی رخنمون دارند. همراه با کانهزاییهای آهن، پیریت نیز به صورت پراکنده یافت می-شود. در شمال شرق ماجراد این کانهزاییها دارای ارزش اقتصادی میباشند و ذخیره آنها به چند هزار تن میرسد، ولی با توجه به واقع بودن این منطقه در محدوده پارک ملی توران در حال حاضر بهره برداری از این کانسارها با محدودیت روبهرو است. تصاویری از رخنمون صحرایی و نمونه دستی مربوط به این نمونهها در شکلهای (۳۴–۲، ۳۵–۲ و ۲–۳۶) نشان داده شده است.



منگنز در منطقه ماجراد.

شکل۲-۳۴- نمایی از رخنمون کانسارهای آهن و منگنز 🤍 شکل۲-۳۵- تصویری از نمونه دستی کانه های حاوی آهن و همراه با مرمرهای منطقه ماجراد (شمال شرق روستای مخروبه ماجراد).



شکل۲-۳۶- تصویر از کانه زایی مس (آزوریت و مالاکیت) و آهن در سنگ های متاکربناته منطقه ماجراد.

فصل سوم پترو *گ*رافی

۳–۱– مقدمه

خصوصیات پتروگرافی سنگهای آذرین، حاصل مجموعهای از رخدادها است که از هنگام تشکیل ماگما در محل منبع تا صعود، فوران، جایگزینی، تبلور و رخدادهای پس از آن در سطح یا داخل زمین اتفاق میافتد. ویژگیهای بافتی هر سنگ نیز وابسته به شرایط تشکیل سنگ شده است. اندازه کانیهای سنگهای آذرین به طور عمده به نرخ سرد شدن آنها در طول مراحل انجماد و همچنین به ترکیب شیمیایی ماگما و غلظت آن بستگی دارد. هدف از مطالعات پتروگرافی، بررسی نوع کانیها، بافتهای شیمیایی ماگما در مول مراحل انجماد و همچنین به ترکیب میمیایی ماگما و غلظت آن بستگی دارد. هدف از مطالعات پتروگرافی، بررسی نوع کانیها، بافتهای موجود، اندازه دانهها، فابریک یا رابطه هندسی اجزای تشکیل دهنده سنگ، تحولات قابل مشاهده سنگ موجود، اندازه دانهها، فابریک یا رابطه هندسی اجزای تشکیل دهنده سنگ، مورد نظر میباشد. به دنبال بررسی روابط و ویژگیهای صحرایی واحدهای مختلف سنگی در منطقه ماجراد در فصل دوم، در این فصل به روابط و ویژگیهای صحرایی واحدهای مختلف سنگی در منطقه ماجراد در فصل دوم، در این فصل به بررسی خصوصیات میکروسکوپی آنها میپردازیم.

جدول ۳-۱: نشانههای اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی.

نام کانی	علائم اختصاري	نام کانی	علائم اختصاري
بيوتيت	Bio	آپاتيت	Ар
پيروكسن	Px	روتيل	Ru
پلاژيوكلاز	Pl	اپيدوت	Epi
هورنبلند	Hb	كلريت	Chl
كوارتز	Qtz	كلسيت	Cal
زيركن	Zr	اسفن	Sph
اکسیدهای آهن	Opq	گارنت	Grt
اوپک	Opq	آلبيت	Ab
تيتانومگنتيت	T-Mag	مگنتیت	Mt

علائم اختصاری از Whitney and Evans (۲۰۱۰) اقتباس شده است.

به طور کلی بررسیهای صحرایی و پتروگرافی نشان میدهند که سنگهای آذرین در منطقه ماجراد، در محدوده گابرو تا دیوریت قرار گرفتهاند که از نظر بافتی و اندازه دانهها، دارای تنوع خاص مربوط به خود میاشند. علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی این فصل، در جدول ۳–۱ ارائه شدهاند. 7–۳– مشخصات پتروگرافی سنگ های آذرین منطقه ماجراد

ماگماتیسم ژوراسیک میانی منطقه ماجراد شامل طیف وسیعی از انواع سنگهای تفریقی مانند گابرودیوریت، دیوریت، کوارتزدیوریت، لوکودیوریت و تونالیت میباشد. پیامد جایگیری این تودههای نفوذی در برخی نقاط نیز بصورت اسکارنزایی مشاهده می شود.

الف- گابروديوريت

بر اساس مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از این واحدهای سنگی، کانیهای اصلی تشکیل دهنده این سنگها را بلورهای پیروکسن، پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، کوارتز و کانیهای اوپک تشکیل میدهند. این سنگها بافتهای گرانولار (دانهای)، افیتیک و سابافیتیک نشان میدهند (شکلهای ۳–۱ و ۳–۲). از دیگر بافتهای قابل مشاهده در سنگهای گابرودیوریتی میتوان به بافت پگماتوئیدی اشاره کرد. بافت پگماتوئیدی در بخشهای تفریق یافته سنگهای گابرودیوریتی به خوبی قابل مشاهده میباشد. بافت افیتیک نیز نشاندهنده رشد همزمان یا تقریباً همزمان مجموع پیروکسن و پلاژیوکلاز است (بست، افیتیک نیز نشاندهنده رشد همزمان یا تقریباً همزمان مجموع پیروکسن و پلاژیوکلاز است (بست، اوژیت درشت بلور و نیمه شکلدار محصور میشوند. کانیهای اصلی سنگ را پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و هورنبلند تشکیل میدهند، پلاژیوکلاز به صورت شکلدار و نیمهشکلدار، مشاهده میشود. پلاژیوکلازها اغلب دارای ادخالهایی از آپاتیت هستند.

پیروکسن اغلب به صورت نیمه شکل دار مشاهده می شود. برخی از پیروکسن ها در مراحل پایانی تبلور تفریقی توسط بیوتیت جایگزین شده اند و برخی نیز در طی فرایندهای دگرسانی اورالیتی شده اند و توسط آمفیبول جایگزین شدهاند (شکل۳–۳)، در برخی نقاط رگههای کوارتزی و کلسیتی شکستگیهای ایجاد شده در پیروکسنها را پر کردهاند (شکل۳–۴). به عقیده شلی (در آسیابانها، ۱۳۷۴) فرآیند کلریتیشدن و اورالیتی شدن عبارت از رشد یک کانی بر روی یک کانی دیگر یا جانشینی یک ذره به جای ذره دیگر است و هنگامی که رابطه بین ذرات یکنواخت باشد، کلریتیشدن رخ داده و به هنگام کاهش درجه یکنواختی بین ذرات مجاور، اورالیتی شدن اتفاق میافتد. در سنگهای گابرودیوریتی، فرایند اورالیتی شدن که یک فرایند ثانویه است قابل مشاهده میباشد. هورنبلند سبز، با رنگ سبز روشن به صورت نیمه شکل دار تا بی شکل یکی از کانیهای اصلی سازنده این سنگها است، این کانی در برخی موارد در اثر دگرسانی به کلریت و کلسیت تبدیل شده است. بیوتیت به صورت بلورهای نیمه شکل دار با چند رنگی قهوهای و ادخالهایی از بلورهای سوزنی شکل روتیل مشاهده می شود (شکل۳–۵).

کانیهای فرعی گابرودیوریتها شامل اسفن، آپاتیت، زیرکن، مگنتیت و تیتانومگنتیت میباشند. اسفن با ظاهر اسکلتی از کانیهای فرعی با فراوانی بالای موجود در سنگهای گابرودیوریتی و مشتقات تفریق یافته آنها سنگها به شمار میرود که هم در اطراف برخی از کانیها دیده می شود، هم به صورت هالهای اطراف کانیهای اوپک با ترکیب تیتانومگنتیتی را احاطه کرده است (شکلهای ۳-۶ و ۳-۷). این امر نشان میدهد که با کاهش تیتانیوم ماگما، به جای روتیل، اسفن متبلور شده است. اسفنهای موجود در سنگ-های گابرودیوریتی به صورت بیشکل و ریزدانه هستند. اسفنهای ثانویه در اثر خروج Ti موجود در کانی-های مافیک مانند پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت و واکنش آن با Ca و آزاد شده در خلال فرآیند متاسوماتیسم به وجود آمدهاند، یا در اثر دگرسانی کانیهای اوپک موجود در سنگ، مانند مگنتیت و تیتانومگنتیت، آزادسازی Ti و براساس واکنش زیر حاصل شدهاند.

(Fe,Ti)₃O₄ + CaO + SiO₂ = CaTiSiO₅ + Fe₂O₃+... فراوانی اسفن در نمونههای سنگی نشان دهنده بالا بودن میزان Ti در ماگمای سازندهی این سنگهاست. تیتانیوم در ساخت کانیهای اوپک از جمله تیتانومگنتیت و ایلمنیت مشارکت کرده است. مگنتیت و تیتانومگنتیت جزء کانیهای فرعی موجود در این سنگها محسوب می شوند و به صورت لکههای سیاه رنگ به همراه سایر کانیها در گابرودیوریتهای منطقه ماجراد دیده می شوند (شکل۳-۶). در برخی نمونهها آپاتیت نیز به صورت تیغههایی در پلاژیوکلازها دیده می شود، به عقیدهی براون⁽ (۲۰۰۱) اگر بلورهای آپاتیت به سرعت در محیط سرد شده باشند بسیار طویل بوده و حالت سوزنی و کشیده دارند (شکل۳-۸). حضور این کانی در گابرودیوریتهای منطقه ماجراد، معرف بالا بودن میزان P₂O₅ در ماگمای سازنده این سنگها ست.

بر طبق قانون روزنبوش^۲ کانیهایی که زودتر متبلور میشوند، در مذاب، آزادانه رشد میکنند و دارای حدود خارجی منظمتر (شکلدار) میباشند و بلورهایی که دیرتر متبلور میشوند به صورت مجموعه دانه-های نیمه شکلدار و بی شکل حضور دارند. به عنوان مثال، در حالتی که سرعت هستهبندی کم، و سرعت رشد بالا باشد، بلورهایی بزرگ ایجاد خواهد شد (فنوکریست)، اما اگر سرعت هستهبندی بالا بوده ولی سرعت رشد ثابت باقی بماند، میکروفنوکریست ایجاد خواهد شد (بست^۳، ۲۰۰۳). از سویی شکلدار بودن یک کانی همیشه تضمینی برای زودتر متبلور شدن آن نیست.

از کانیهای ثانویه موجود در این سنگها میتوان به اپیدوت، کلریت، کلسیت و اکسیدهای آهن اشاره نمود. در بین کانیهای ثانویه، اپیدوت از فراوانی بیشتری برخوردار است، در مراحل پایانی تفریق، با افزایش مقدار آب در محیط تبلور ماگما، شرایط برای تشکیل اپیدوت فراهم شده است، به طوری که حضور اپیدوت در بخشهای تفریق یافته امری شایع و فراگیر است. این کانی به صورت اجتماعاتی از بلورهای ریز، سوزنی و شعاعی، در درون، شکستگیها و به صورت رگههای سرشار از اپیدوت دیده میشود (شکل۳–۹).

3. Best

^{1.} Brown

^{2.} Rosenbush

کلریت نیز یکی دیگر از کانیهای ثانویه موجود در سنگهای گابرودیوریتی میباشد و وجود آن بیانگر حضور یک سیال آبدار در طی دگرسانی و خروج Na و Ca از هورنبلند یا پیروکسن میباشد. در سنگهای گابرودیوریتی، کلریت با فراوانی کم، به صورت دانههای ریز با رنگ آبی (آبی نفتی در XPL) بیشتر به صورت کانی پرکننده در شکستگیها حضور دارد.



شکل ۳-۱- بافت افیتیک در سنگ های گابرودیوریتی.



شکل ۳-۲- بافت گرانولار در سنگ های گابرودیوریتی.



شکل ۳-۳- بافت افیتیک در گابرودیوریت ها و جانشینی آمفیبول به جای پیروکسن.



شکل ۳-۴- اورالیتی شدن پیروکسن و خرد شدگی شدید پلاژیوکلاز در سنگ های گابرودیوریتی.





شکل ۳-۶- تشکیل اسفن در اطراف کانی های اوپک با ترکیب مگنتیت در سنگ های گابرودیوریتی. شکل ۳-۵- حضور روتیل به صورت سوزن های باریک در درون بیوتیت (PPL).





شکل ۳-۸- حضور تیغه درشت آپاتیت در پلاژیوکلازهای

های اوپک.



شکل ۳-۹- حضور اپیدوت به صورت دانه های ریز در سنگ های گابرودیوریتی.

ب- دیوریت/ میکرودیوریت

گروه دیگری از سنگهای موجود در منطقه ماجراد سنگهای دیوریتی و میکرودیوریتی هستند که دارای رنگ سبز تیره تا متمایل به سیاه میباشند. دیوریتها دارای بافت دانه درشت ری نسبت به میکرودیوریتها هستند، در واقع میکرودیوریتها بخشهای حاشیهای سنگهای دیوریتی بودهاند که سریعتر سرد شدهاند و بافت دانه ریزتری را تشکیل دادهاند. دیوریتها از لحاظ کانی شناسی تا حدودی مشابه سنگهای گابرودیوریتی هستند، با این تفاوت که فاقد کانی پیروکسن بوده یا مقدار پیروکسن موجود در آنها خیلی کانی شناسی تا حدودی مشابه سنگهای گابرودیوریتی هستند، با این تفاوت که فاقد کانی پیروکسن بوده یا مقدار پیروکسن موجود در آنها خیلی کمتر از مقدار پیروکسن موجود در سنگهای گابرودیوریتی است. بافت شاخص سنگهای دیوریتی است. بافت شاخص میکروگرانولار بافت اصلی این سنگهای ۳ میباشد، (شکلهای ۳ - ۱۰، ۳ - ۱۱ و ۳ - ۱۱).

از کانیهای اصلی تشکیل دهنده این سنگها میتوان به پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و کوارتز اشاره نمود. در سنگهای دیوریتی، پلاژیوکلاز به صورت تیغهای شکلدار و نیمهشکلدار دیده میشود که با ماکل پلیسنتیتیک و آلبیت – کارلسباد خود به راحتی در مقاطع میکروسکوپی قابل تشخیص میباشد و در برخی نقاط دارای شکستگیها و خردشدگیهایی است (شکل۳–۱۴). در میکرودیوریتها، پلاژیوکلاز به صورت ریز دانه و میکرولیت در زمینه سنگ، یافت میشود. میکرولیتهای پلاژیوکلاز نشاندهنده تبلور آنها در بخشهای حاشیهای سنگهای دیوریتی میباشند. به عقیده شلی (۱۹۹۳)، با بالا رفتن سرعت هستهبندی و رشد در یک ماگمای در حال سرد شدن، سرعت انتشار کم شده و مواد لازم برای رشد بلورها عمدتاً در کنارهها و گوشههای بلور انباشته میشود. این محلها با حجم زیادتری از ماگما محصور میشوند نقاط بلور رشد می کند و اشکال بلوری کشیده و تیغهای و تعداد زیادی میکرولیت پدید میآیند. هورنبلند سنگها طور رشد می کند و اشکال بلوری کشیده و تیغهای و تعداد زیادی میکرولیت پدید میآیند. هورنبلند



شکل ۳-۱۰- بافت گرانولار در سنگ های دیوریتی.



شکل ۳–۱۱– تصویری دیگر از بافت گرانولار در سنگ های دیوریتی.



> شکل ۳–۱۲– بافت میکرو گرانولار در بخش های میکرودیوریتی.

شکل ۳–۱۳- احاطه شدن هورنبلند توسط بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ های دیوریتی.

در برخی موارد این کانی حاصل دگرسانی پیروکسنها میباشد، در برخی مناطق، این کانی توسط بلورهای پلاژیوکلاز احاطه شده است (شکل ۳–۱۵). بیوتیت نیز به صورت لکهها و بلورهای نیمه شکل دار با چند رنگی قهوهای در مجاورت هورنبلندها در سنگهای دیوریتی مشاهده می شود (شکل ۳–۱۶).

کوارتز به صورت دانههای بی شکل تا نیمه شکلدار در مجاورت پلاژیوکلاز و هورنبلندها یافت می شود، در بعضی از مقاطع نازک درصد نسبتاً خوبی از فراوانی را به اختصاص داده است و چون مربوط به مراحل پایانی تفریق می باشد معمولاً به صورت بین دانه ای فضای بین سایر کانی ها را پر کرده است. همچنین در بخشی از نقاط میکرودیوریتی کوارتز به صورت فیبرهایی یک بافت سایه فشاری زیبا را در کنار تیغه های مگنتیت و پیریت ایجاد کرده که ناشی از فشار تحمیل شده بر آن ها می باشد (شکل ۳–۱۷). اسفن، آپاتیت، روتیل، مگنتیت و اکسیدهای آهن از کانیهای فرعی سنگهای دیوریتی و میکرودیوریتی هستند. روتیل با ته رنگ زرد و به صورت تیغهها و لکههایی به عنوان یک کانی فرعی مستقل در این سنگها محسوب میشود که معمولاً در درون هورنبلندها یافت میشود (شکل ۳–۱۸). در برخی نمونهها آپاتیت نیز به صورت تیغههایی درشت، کشیده و شکلدار در پلاژیوکلازها دیده میشود، وجود بلورهای نسبتاً درشت آپاتیت در مقاطع میکروسکوپی این سنگها امری جالب توجه میباشد و نشان میدهد که درصد 205 در این سنگها دارای مقدار قابل ملاحضهای میباشد (شکل ۳–۱۹).

اسفن نیز از کانیهای فرعی موجود در سنگهای دیوریتی به شمار میرود، در این سنگها اسفن یا به صورت مستقل (شکل ۳–۲۰، الف)، یا به صورت هالهای در اطراف برخی از کانیهای اوپک تشکیل شده است، این کانی گاهی به صورت ادخال در کانیهایی مانند هورنبلند نیز حضور دارد (شکل ۳–۲۰، ب)، اسفنهای موجود در سنگهای دیوریتی به صورت بی شکل و ریزدانه بوده که همانند اسفن موجود در سنگهای گابرودیوریتی، یا در اثر خروج Ti موجود در کانیهای مافیک مانند هورنبلند و بیوتیت و واکنش آن با Ca و آزاد شده در خلال فرآیند متاسوماتیسم به وجود میآیند، یا در اثر دگرسانی کانیهای اوپک موجود در سنگ، حاصل می شود.

همانگونه که قبلاً اشاره شد، فراوانی اسفن در نمونههای سنگی نشان دهنده بالا بودن میزان Ti در ماگمای سازنده آنها میباشد. حضور روتیل، کانیهای اوپک و اسفن به صورت ادخال در درون هورنبلندها باعث ایجاد بافت پوئی کیلیتی در این گونه سنگها شده است (شکلهای ۳–۱۸ و ۳–۲۰ ب).

از کانیهای ثانویه این سنگهای دیوریتی و میکرودیوریتی میتوان به کلسیت، اپیدوت و اکسیدهای آهن اشاره نمود. کلسیت و اپیدوت بیشتر از دگرسانی پلاژیوکلازها حاصل شدهاند.





شکل ۳-۱۴- تصویری از بافت گرانولار و حضور پلاژیوکلاز

سنگهای دیوریتی با بافت گرافیکی. (Qtz Mt 1 mm

شکل ۳–۱۷ - تصویری از بافت سایه فشاری متشکل از

بلورهای رشته ای شکل کوارتز در کنار تیغه مگنتیت در

شكل ۳-۱۵- شكستگى موضعى بلور كشيده پلاژيوكلاز در



شکل ۳–۱۶- تصویری از حضور بیوتیت و هورنبلند در دیوریت ها (PPL).



شکل ۳-۱۸- تصویر میکروسکوپی معرّف حضور روتیل به عنوان یک کانی فرعی مستقل در دیوریتها، الف (XPL) و ب (PPL).



شکل ۳-۱۹- تصویری از حضور آپاتیت در بلورهای پلاژیوکلاز موجود در سنگهای دیوریتی.



شکل ۳-۲۰- تصویری از حضور اسفن بیشکل در سنگهای دیوریتی. الف- به صورت یک کانی مستقل. ب- در اطراف کانیهای اوپک در درون بلورهای هورنبلند.

ج – کوار تزدیوریت

پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت و کوارتز کانیهای اصلی تشکیل دهنده کوارتزدیوریت-ها میباشند. این سنگها دارای بافت گرانولار و غربالی هستند، در آنها تعداد کمی از کانیها به صورت خودشکل هستند و بیشتر کانیها به صورت نیمه شکلدار و یا بیشکل میباشند (شکلهای ۳–۲۱ و ۳-۲۲). پلاژیوکلاز به صورت بلورهای شکلدار تا نیمه شکلدار در مجاورت سایر کانیها مشاهده میشود. هورنبلند نیز یکی دیگر از کانیهای اصلی این سنگها به حساب میآید که به صورت نیمه شکلدار و نسبتاً سالم یافت می گردد، در نور پلاریزه متقاطع دارای رنگ زرد نارنجی تا سبز سری دوم است. بلورهای درشت پلاژیوکلاز به صورت بلورهای شکلدار تا نیمه شکلدار دیده می شوند که از نظر فراوانی یکی از کانیهای عمده این سنگها به حساب می آیند و در برخی نقاط به اپیدوت و کلسیت دگرسان شدهاند. همچنین بلورهای درشت پلاژیوکلاز در برخی نقاط دچار شکستگی شدهاند که فضای درون این شکستگیها توسط کانیهای ثانویه نظیر، اپیدوت، کلسیت، کانیهای اوپک و کوارتز پر شده است (شکل ۳-۲۳). بیوتیت به صورت نیمه شکلدار با چند رنگی قهوهای در بین کانیهایی مانند پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار قرار گرفته است و از در صد فراوانی خوبی در این سنگها برخوردار می باشد (شکل ۳-۲۴). کوارتز یکی دیگر از کانیهای اصلی این سنگها بوده، که در برخی نقاط به صورت پراکنده و در جاهای دیگر به صورت اجتماعات دانهریز و به صوت بی شکل با حاشیههای مضرسی در کنار سایر کانیها دیده می شود.

کانیهای فرعی این سنگها شامل اسفن، آپاتیت و زیرکن میباشند. آپاتیت به صورت تیغههایی در بلور-های پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار قابل رؤیت میباشد، زیرکن در نور XPL شبیه اپیدوت بوده و در نور عادی با ته رنگ صورتی دیده میشود. از کانیهای ثانویه سنگهای کوارتزدیوریتی میتوان از اپیدوت، کلسیت و اکسیدهای آهن نام برد. اپیدوت به صورت دانههایی دربین سایر کانیها و یا به صورت ادخال-هایی در بلورهای آلکالی فلدسپار دیده میشود. کلسیت به صورت پراکنده و در درزهها و شکستگیهای سنگ مشاهده میشود (شکل ۳–۲۴). همچنین اکسیدهای آهن به صورت لکههای سیاه رنگ در مجاورت سایر کانیها یافت میشوند.



شکل ۳–۲۱ - تصویر میکروسکوپی از سنگ های کوارتزدیوریتی با بافت گرانولار.



شکل ۳–۲۳- تصویری از حضور کوارتز، بیوتیت و فنوکریست پلاژیوکلاز که شکستگی آن توسط کانی کوارتز پر شده است.



شکل ۳-۲۲- تصویر میکروسکوپی از بلور آلکالی فلدسپار با بافت غربالی در سنگ های کوارتزدیوریتی با بافت گرانولار.



شکل ۳-۲۴- تصویری از حضور گسترده بیوتیت در سنگ های کوارتزدیوریتی (PPL).

د- تونالیت / لوکودیوریت

تونالیتها و پگماتوئیدهای دیوریتی و لوکودیوریتی از شواهد بارز تفریق یافتگی تودههای نفوذی محسوب میشوند، این بخشهای تفریق یافته دارای رنگ روشن میباشند و دارای بافتهای گرانولار، پگماتوئیدی و گرافیکی میباشند شکلهای (۲۵–۳ و ۳–۲۶). با افزایش مقدار آب و فراوانی هورنبلند سبز، ترکیبات سنگی به سمت دیوریت، لوکودیوریت و تونالیت تحول پیدا کردهاند. بخشهای سفید تونالیتی بافتهای پگماتوئیدی و گرانولار و بخشهای سیاهتر دارای بافت میکروگرانولار میباشند (شکل ۳–۲۷). کانیهای اصلی این سنگها پلاژیوکلاز، کوارتز و هورنبلند سبز میباشند. پلاژیوکلاز درصد بالایی از کانیهای
تشکیل دهنده سنگ را به خود اختصاص داده است به طوری که در بخشهای لوکودیوریتی، پلاژیوکلاز کانی اصلی تشکیل دهنده سنگ میباشد (شکل ۳–۲۸)، این کانی به صورت بلورهای درشت شکلدار، نیمه شکل دار، تیغه ای و منشوری قابل مشاهده میباشد. هورنبلند به صورت نیمه شکل دار در این سنگ ها حضور دارد و نسبت به پلاژیوکلاز از درصد فراوانی کمتری برخوردار است. در مراحل پیشرفته تر تفریق با افزایش مقدار سیلیس، کوارتز نیز به جمع کانی های سازنده سنگ افزوده شده است، کوارتز به صورت دانه-هایی در مجاورت با سایر کانی ها، یا به صورت متمرکز در کنار یکدیگر با حاشیه های مضرسی، با خاموشی موجی و گاهی به صورت موزاییکی دیده میشود. حضور کوارتز به همراه پلاژیوکلاز منجر به ایجاد بافت گرافیکی در برخی از سنگهای منطقه شده است، در برخی نقاط، کوارتز تحت تاثیر زون های گسلی (میلونیتی) قرار گرفته و دچار خردشدگی شده است (شکل ۳–۲۹).

کانیهای فرعی این سنگها شامل، بیوتیت و اسفن میباشند. بیوتیت به صورت نیمه شکلدار تا بی شکل در بین سایر کانیها یافت می شود. میکروکلین به صورت بلورهای مکعبی خود شکل با بافت متقاطع و حالت پرتیتی در این سنگها قابل مشاهده می باشد. اسفن نیز یا به صورت مستقل یا به صورت هالهای در اطراف برخی از کانیهای اوپک قابل مشاهده می باشد (شکل ۳-۳۰).

از کانیهای ثانویه این سنگها میتوان به اپیدوت و کانیهای اوپک اشاره نمود. همانگونه که در ابتدای این فصل نیز اشاره شد، در مراحل پایانی تفریق، با افزایش مقدار آب در محیط تبلور ماگما، شرایط برای تشکیل اپیدوت فراهم میشود، به طوری که حضور اپیدوت در بخشهای تفریق یافته امری شایع و فراگیر است. در برخی موارد مقدار اپیدوت آنقدر زیاد است که میتوان سنگ را اپیدوتیت نامید (شکل ۳-۲۷).



2 mm شکل ۳-۲۵- تصویر میکروسکوپی از بافت گرانولار در بخش های تفریق یافته گابرودیوریت ها.



شکل ۳-۲۶- تصویر میکروسکوپی از بافت پگماتوئیدی در بخش های تونالیتی گابرودیوریت ها.

PI



1 mm شکل ۳-۲۸- تصویر میکروسکوپی از بافت پگماتوئیدی در بخش های لوکودیوریتی گابرودیوریت ها.

P

شکل ۳–۲۷- تصویر میکروسکوپی از بافت گرانولار (سمت راست) و بافت میکروگرانولار (سمت چپ) در کنار یکدیگر در بخش های تفریق یافته گابرودیوریت ها.





شکل ۳-۳۰- تشکیل اسفن در اطراف کانی های اوپک در بخش های تفریق یافته سنگ های گابرودیوریتی با بافت پگماتوئیدی.

شکل ۳–۲۹- حضور کوارتز میلونیتی شده در زمینه ای از پلاژیوکلاز و تشکیل بافت گرافیکی در بخش های تفریق یافته سنگ های گابرودیوریتی.

ذ- اسکارن

اسکارن سنگهایی شامل سیلیکاتها یا آلومینوسیلیکاتهای کلسیم، آهن، منیزیم و منگنزداری است که در طی دگرگونی ناحیهای، مجاورتی یا فرایندهای متاسوماتیسم مجاورتی وابسته به نفوذیهای آذرین در اثر جانشینی سنگهای کربناته یا دیگر سنگها تشکیل میگردد. بطور کلی، اسکارنها در جایی که توده نفوذی وجود داشته و سنگهای کربناته گسترش داشته باشند، پدید میآیند.

در برشهای میکروسکوپی مقاطع اسکارنی، گارنتها به صورت تمام شکلدار تا بی شکل مشاهده می شوند و در نور (PPL) به رنگ زرد عسلی می باشند (شکل ۳–۳۵ ب). همچنین گارنتها از نظر شکل، ضخامت و تعداد پهنهها (زوناسیون) از یک بلور به بلور دیگر دارای تفاوت می باشند. از کانی های اصلی تشکیل دهنده این سنگها می توان به گارنت، کلسیت، اپیدوت، کوارتز و به مقدار کمتر پیروکسن اشاره نمود (شکل ۳–

۳۱). کانیهای فرعی موجود در این سنگها نیز اکسیدهای آهن، منگنز، مگنتیت و اسفن میباشند. همچنین در برخی نقاط گارنتها دارای شکستگیهایی میباشند که این شکستگیها معمولاً توسط کانی-هایی نظیر کلسیت، اپیدوت، دانههای کوارتز و کانیهای اوپک پر شدهاند (شکل ۳-۳۲). همیافتی کلسیت – گارنت و اپیدوت – گارنت از پدیدههای شاخص و بارزتری در این سنگها میباشد. از ویژگیهای دیگر گارنتها که در نورهای (XPL) و (PPL) قابل مشاهده میباشد میتوان به وجود پهنهبندی (زوناسیون) اشاره کرد (شکل ۳-۳۳).

لذا مجموعه کانیهای زیر را میتوان تنها به اسکارن سازی نسبت داد:

Garnet + Epidote ± Magnetite ± Clinopyroxene +Tremolite – Actinolite ± Quartz ± Calcite کلیست به صورت بلورهای درشت شکل دار تا نیمه شکل دار با بافت گرانوبلاستی و رخهای متقاطع زیبا یکی از کانیهای اصلی در این سنگها میباشد که بلورهای آن به صورت موزاییکی در کنار یکدیگر یا همراه با سایر کانیها قابل مشاهده میباشند (شکل ۳–۳۴).

صورت ادخال درون گارنتها یافت می شود (شکلهای ۳-۳۹ و ۳-۴۰). همچنین اکسیدهای آهن، منگنز و مگنتیت به صورت لکههایی نیمه شکلدار تا بی شکل در مجاورت گارنتها و دیگر کانیها یا در شکستگی-های موجود در گارنتها یا به صورت جانشینی داخل گارنتها مشاهده می شوند (شکل ۳-۴۱).



شکل ۳-۳۲- تصویری از حضور کلسیت، اپیدوت و کوارتزهای ریز دانه در شکستگی های موجود در گارنت های بدون ساختمان منطقه ای.



شکل ۳-۳۱- تصویری از هم یافتی گارنت دارای منطقه بندی زیبا با کانی هایی نظیر کلسیت، اپیدوت و کوارتز.



شکل ۳-۳۴- همیافتی کلسیت با بافت گرانوبلاستی زیبا و گارنت با منطقه بندی ترکیبی.



شکل ۳-۳۳- تصویری از گارنت با منطقه بندی ترکیبی (زوناسیون) در اسکارن های هاله دگرگونی همبری.



شکل ۳-۳۶- تصویری از حضور اپیدوت که به صورت جانشینی در شکستگی های موجود در گارنت ها جای گرفته است، الف (XPL) و ب (PPL).



شکل ۳-۳۷- تصویری از همیافتی گارنت و کوارتز به صورت دانه های پراکنده یا اجتماعات کوارتزی با حاشیه مضرسی، الف (XPL) و ب (PPL).



شکل ۳–۳۸- همیافتی فنوکریست پیروکسن با کلسیت، اپیدوت، کوارتز و گارنت در اسکارن های هاله دگرگونی.



همراه با سایر کانی ها (PPL). (Ct (Grt (Opq) 2 mm

شکل ۳-۴۱- حضور اکسیدهای آهن و مگنتیت در کلسیت و شکستگی های موجود در گارنت ها (PPL).



شکل ۳-۴۰- حضور اسفن به عنوان یک کانی فرعی در شکستگی های موجود در گارنت ها (PPL).

ر – مطالعات شیمی گارنت

برای شناسایی شیمی گارنتها از آنالیزهای تجزیه نقطهای استفاده شده است (ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۶). جایگاه ترکیب گارنتها در نمودار مثلثی Gr - Sps+ Alm - Ad نشان دهنده نوسانات محدودی در سری محلول جامد گروسولار – آندرادیت میباشد و در تجزیه نقطهای کیفی گارنتها (EDS) همان-طور که پیش بینی شده بود ترکیب آنها را متمایل به قطب گروسولار نشان میدهد (شکل ۳-۴۲). گستره ترکیبی گارنتهای ماجراد منطبق با گستره ترکیبی گارنت در اسکارنهای آهن دنیاست. به طور کلی هدف از تعیین شیمی گارنت، شناخت الگوی تغییرات عناصر Ca ،Fe و Al به عنوان سازه-های اصلی گارنت بود. که در نهایت این الگو، تغییر ساختار از گارنت متمایل به گروسولار در هسته به سمت گارنت متمایل به آندرادیت در حاشیه را نشان میدهد.



شکل ۳-۴۲- موقعیت ترکیبی گارنت های متعلق به متاکربنات های شمال تنگه ماجراد بر حسب نسبت های مولی گروسولار (Gr)، آندرادیت (Ad)، اسپسارتین + آلماندین (Sps+Alm) بر روی نمودار مثلثی Gr - Sps+ Alm - Ad (بر گرفته از ویس کرمی و همکاران،۱۳۹۶).

فصل چهارم

ژئوشیمی

ژئوشیمی اولین بار توسط شونبین^۱ (۱۹۳۸)، کاشف اوزن، معرفی شد. ژئوشیمی علمی است که با شیمی کل زمین و اجزای تشکیل دهنده آن سرو کار دارد. یکی از کاربردهای ژئوشیمی، در ارتباط با پترولوژی است (رولینسون ۱۹۹۳). پس از تحلیل روابط صحرایی و پتروگرافی سنگها، مطالعه ویژگیهای ژئوشیمیایی آنها از اهمیّت زیادی برخوردار است. در پرتو مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی نتایج تجزیه شیمیایی نمونههای سنگی، میتوان به تفسیر صحیحتری از منشاء و پتروژنز سنگها دسترسی پیدا کرد. امروزه مطالعات پترولوژیکی جامع و کامل، به کمک تجزیه و تحلیل دقیق داده-های ژئوشیمیایی صورت میگیرند (رولینسون، ۱۹۹۳).

۲-۴- آماده سازی نمونه ها

پس از انجام مطالعات صحرایی و پتروگرافی، تعداد ۱۱ نمونه از سنگها بر اساس حداقل دگرسانی و تنوع ترکیبی آنها انتخاب شد و جهت تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا به روش ICP-MS تجزیه گردید. سپس نتایج بدست آمده توسط نرم -افزارهای مختلف پترولوژیکی مورد پردازش قرار گرفته است.

مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونهها به کمک GPS بر حسب UTM تعیین گردیده، به همراه نام سنگ و علامت اختصاری آنها در جدول (۱-۴) ارائه شده است. از بین ۱۱ نمونه از سنگها، تعداد هفت نمونه گابرودیوریت، دو نمونه گرانودیوریت، یک نمونه مونزو گابرو و یک نمونه از بخشهای تونالیتی جهت انجام آنالیز شیمیایی انتخاب گردید (لازم به ذکر میباشد که جهت حصول اطمینان نمونه تونالیتی (شماره۳۰۲) به صورت مجدد مورد آنالیز قرار گرفته است). با توجه به مطالعات صحرایی و پتروگرافی صورت گرفته (فصلهای دوم و سوم)، سنگهای آذرین مورد مطالعه براساس ترکیب کانیشناسی، سنگشناسی و تنوع بافتی به گروههای مختلف تقسیم میشوند (به فصلهای ذکر شده رجوع شود). پس از انتخاب نمونههای سنگی مناسب جهت انجام آنالیز شیمیایی سنگ کل،

^{1.} Shonbine

نمونههای سنگی پودر شد و توسط شرکت طیف کانساران بینالود به آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا ارسال گردید و به روش ICP-AES برای عناصر اصلی، مواد فرار و برخی از عناصر نادر (, Si, Ti,) کانادا ارسال گردید و به روش ICP-ME برای عناصر اصلی، مواد فرار و برخی از عناصر نادر (, Ti,)

جرمی نشری پلاسمای جفت شده القایی)، برای بقیه عناصر نادر مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. ICP- MS: روشی نسبتاً جدید است که به دلیل حد آشکارسازی بسیار پایین، درستی و دقت خوب، در حکم ابزاری مفید برای تعیین مقادیر عناصر فرعی یا جزئی و تعیین نسبتهای ایزوتوپی مورد پذیرش گسترده یا عامه قرار گرفته است (رولینسون، ۱۹۹۳). سپس، نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی توسط نرم افزارهای پترولوژیکی Gcpkit و Grapher مورد پردازش قرار گرفت. نتایج تجزیه شیمیایی نمونهها برای اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر کانیهای نورماتیو آنها، به صورت درصد وزنی (%Wt) و برای عناصر کمیاب و خاکینادر به صورت قسمت در میلیون (ICP)، در جدول (۲-۴) نمایش داده شده است. البته تصحیحات لازم از جمله حذف مواد فرآر (L.O.I.) و تصحیح نسبت نمایش داده شده است. البته تصحیحات لازم از جمله حذف مواد فرآر (L.O.I.) و تصحیح نسبت

	نام سنگ		موقعیت جغرافیایی به				
شماره نمونه	(بر اساس	علامت	UTM				
	ویژگیهای	اختصارى	عرض	طول			
	ژئوشیمیایی)		جغرافيايي	جغرافيايى			
Km-110	گابروديوريت	Gbd	3963950	405254			
Km-108/3	"	"	3963950	405254			
Km-166	"	"	3962829	402004			
Km-239	"	"	3964823	408530			
Km-242/3	"	"	3965014	408425			
Km-310	"	"	3962679	404183			
Km-350	"	"	3962181	409008			
Km-174	گرانوديوريت	Grd	3964471	407824			
Km- 303	"	"	3963854	404895			
Km-136	مونزو گابرو	MnGb	3965183	410244			
Km-302 a	توناتيت	Ton	3963893	405033			
Km-302 b	"	"	3963893	405033			

جدول ۴-۱- موقعیت جغرافیایی نمونه های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز شیمیایی.

۴-۳- منابع بروز خطا در طی آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونه ها

در طی آمادهسازی و تجزیه شیمیایی، ممکن است نمونههای سنگی از راههای گوناگونی آلایش پیدا کنند و یا نتایج حاصل با تردیدهایی همراه شود: آلایش در طبیعت، آلایش در خلال پودر کردن، خطاهای ناشی از کالیبراسیون، خطاهای ناشی از هم پوشانی پیکها و آلایش حاصل از واکنش گرهای ناخالص مورد استفاده در انحلال و تهیه نمونهها (رولینسون ۱۹۹۳). خطاهای آزمایشگاهی خارج از توان کار دانشجویی می باشند و تا آنجایی که مرتبط با کار دانشجو است باید با دقت انجام شود تا از بروز این خطاها جلوگیری شود. برای خرد کردن نمونههای سنگی مورد مطالعه از دستگاه سنگشکن فکی موجود در آزمایشگاه کانه آرایی دانشکده معدن دانشگاه صنعتی شاهرود استفاده شده است. از آنجایی که نمونههای مورد مطالعه به روش طیفسنجی جرمی نشری پلاسمای جفتشده القایی از آنجایی که نمونههای مورد مطالعه به روش طیفسنجی جرمی نشری مورد مطالعه از دستگاه سنگ کر روداست. داخل و هم پوشی پیکها، در اندازه گیری غلظت عناصر در نمونههای مورد مطالعه بسیار کم است. از سویی این روش دارای حد آشکارسازی بسیار پایین، درستی و دقّت بالایی می باشد. بنابراین می توان با

اطمینان بیشتری، نتایج بدست آمده را مورد تجزیه و تحلیل قرار داد.

۴-۴- تصحیح داده های حاصل از تجزیه های ژئوشیمیایی

قبل از استفاده از دادههای حاصل از تجزیههای ژئوشیمیایی و پردازش آنها، تغییرات و تصحیحات مربوط به حذف مواد فرّار (L.O.I) و نسبت Fe₂O₃/FeO بر روی آنها صورت می گیرد.

+-+-1 - تصحيح مربوط به حذف مواد فرّار (L.O.I)

میزان مواد فرّار در سنگهای ماگمایی معمولاً کمتر از ۱ درصد میباشد، افزایش درصد مواد فرّار در سنگها از فرایندهای ثانویه مانند هوازدگی و دگرسانی، ناشی میشود (میدلموست^۱، ۱۹۸۵). دادههای حاصل از تجزیههای ژئوشیمیایی، بیانگر میزان مواد فرّار (LOI) نمونههای مورد مطالعه در محدوده ۲/۳ تا ۴/۲ درصد میباشد. برای حذف مواد فرّار درصد (LOI) هر نمونه سنگی را از مقدار حاصل جمع

^{1.} Middlemost

اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد بدست آمده، مقدار جدید مجموع اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرّار آن حذف شده است. سپس نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضریبی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، بنابراین درصد اکسیدها، بدون در نظر گرفتن مواد فرّار محاسبه میشود. به عنوان مثال، روش محاسبه ضریب حذف مواد قرّار (Z) برای نمونه KM166 بدین صورت میباشد:

KM166: Sum =99.75, L.O.I = 1.4 Sum - L.O.I =99.75 -1.4 =98.35 Z =100/98.35 = 1.01

Fe₂O₃/FeO تصحيح نسبت -۲-۴-۴

در نتایج تجزیههای شیمیایی سنگها مقدار اکسید آهن به صورت Fe₂O₃ کل ارائه می شود. Feo در نتایج تجزیههای او پک وارد می شود. نسبت ساختمان سیلیکاتها و Fe₂O₃ در فازهای اکسیدی به صورت کانیهای او پک وارد می شود. نسبت Fe₂O₃/FeO در سنگهای آذرین به دلیل دگرسانی در شرایط اکسیدان افزایش می یابد. بنابراین مقادیر محاسبه شده آهن فرو FeO و آهن فریک Fe₂O₃ مقادیر واقعی نخواهد بود. برخی از سنگهای آذرین، در اثر دگرسانیهای ثانویه اکسید می شوند و نسبت Fe₂O₃/FeO در آنها افزایش می یابد، این افزایش، در ترکیب نورماتیو سنگها تأثیر عمدهای دارد. زیرا مکنتیت نورماتیو افزایش یافته و بنابراین در محاسبه نورم کانیهای سیلیکاته نظیر دیوپسید، هیپرستن و الیوین، Feo کم تری وارد می شود. با کم شدن این سیلیکاتها در نورم سنگ اکسید شده، سیلیس اضافی محاسبه می شود و در نتیجه، محاسبات نتایجی غیر واقعی و نامتعارف ارائه خواهند کرد (میدلموست، ۱۹۸۹).

sample	km166	km350	km239	km242.3	km136	km11	km310	km108.3	km174	km303	km341	km302	km302
						Major	Oxides ()	Wt%)					
SiO ₂	47.1	47.23	49.13	49.37	49.45	49.55	50.65	51.78	55.17	57.17	64.74	73.94	74.1
Al ₂ O ₃	14.65	14.61	16.2	16.11	17.32	16.93	15.7	12.61	14.96	22.37	16.7	15.01	14.93
Fe ₂ O ₃	13.55	14.52	8.94	8.74	10.09	8.24	7.36	8.03	10.96	3.8	3.88	1.42	1.36
MgO	5.95	5.79	7.75	8.31	3.81	8.43	8.4	8.19	2.37	0.83	1.73	0.3	0.3
CaO	10.2	10.14	10.57	11.49	8.84	10.68	11.82	12.85	4.57	6.88	4.13	1.99	1.99
Na ₂ O	3.01	3.32	3.05	2.71	4.75	2.71	2.45	2.82	4.49	6.26	6.52	6.5	6.48
K ₂ O	0.87	0.45	0.39	0.32	0.25	0.51	0.86	0.31	2.19	0.94	0.5	0.27	0.27
TiO ₂	2.44	2.39	1.23	0.87	2.64	0.67	0.56	1.09	1.9	0.79	0.64	0.17	0.17
P_2O_5	0.3	0.3	0.14	0.08	0.95	0.08	0.04	0.21	0.62	0.21	0.2	0.03	0.02
MnO	0.2	0.22	0.14	0.13	0.19	0.15	0.13	0.18	0.16	0.05	0.06	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.027	0.026	0.039	0.046	< 0.002	0.095	0.063	0.075	0.002	0.003	0.009	0.005	0.006
L.O.I	1.4	0.7	2.2	1.6	1.5	1.7	1.7	1.6	2.4	0.6	0.7	0.3	0.3
Sum	99.75	99.75	99.77	99.78	99.77	99.77	99.78	99.76	99.84	99.9	99.83	99.94	99.93
					T	race elem	ents(ppm)					
Ba	124	81	82	95	121	185	245	197	647	469	154	124	117
Rb	21.3	7.8	8.1	6	2.3	15.8	27.7	8.7	53	23.4	14.5	7.7	7.7
Sr	261.5	244.3	271.5	269.1	435.1	278.9	279.6	229.8	200.4	491.6	213	324	325.9
Cs	0.7	0.3	0.2	0.1	< 0.1	4.3	0.6	0.4	0.3	0.6	0.2	0.3	0.2
U	0.3	0.2	0.7	0.3	1.3	0.3	0.3	0.7	1.8	0.6	3.5	1.7	1.7
Th	1.1	1	3.1	1.2	4.8	1.2	1	3.4	11.5	3.3	15.1	12.7	12.2
Zr	170.7	163.3	130.5	73.4	216	61.6	44.4	137.4	295.3	101	584.6	125.5	135.1
Hf	4.3	4	3.1	2	4.7	1.5	1.2	3.5	7.2	2.3	13.3	3.8	3.9
Y	38.5	37.6	23.9	17.8	62.2	14.1	13.3	29.4	58.8	14.2	34.7	6	6.5
Ni	50	54	64	83	<20	113	68	48	<20	<20	26	<20	<20
Со	36	38	36.2	39.5	25.5	34.8	32.4	28.5	11.7	5.7	12.5	10.4	10.7
V	363	350	200	182	179	132	159	205	89	21	89	17	18

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه های گابرودیوریتی ماجراد پس از حذف مواد فرّار و تصحیح مقادیر نسبت Fe₂O₃/FeO.

ادامه جدول ۴-۲													
sample	km166	km350	km239	km242.3	km136	km11	km310	km108.3	km174	km303	km341	km302	km302
Sc	42	39	34	35	25	28	39	51	16	5	8	1	1
Та	0.5	0.4	0.4	0.3	1.8	0.2	0.1	0.3	1.5	0.6	1.2	0.2	0.2
Nb	6.5	6	5.6	3.3	38.8	3	1.8	6.7	26.5	8.9	16.5	2.2	2.3
Sn	2	2	1	<1	2	<1	<1	1	3	1	2	<1	<1
W	<0.5	0.5	0.6	<0.5	0.6	<0.5	0.8	< 0.5	1.2	<0.5	0.9	< 0.5	< 0.5
Be	1	1	2	<1	2	<1	<1	2	2	1	1	1	2
Ga	20.3	18.2	15.2	13.8	18.9	12.4	11.8	11.9	21.4	22.3	19.7	13.7	13.4
Rare eart elements(ppm)													
La	11.8	11.4	9.8	6.6	48.5	7.3	4.6	14.5	48.1	20.8	35.1	12.4	12.9
Ce	29.3	28.2	22.9	15.1	106.6	14.5	10.9	32.3	96	37.5	70.1	20.7	20.7
Pr	4.15	4.04	2.95	1.97	13.1	1.92	1.45	4.07	11.09	4.03	7.7	1.93	1.92
Nd	19.7	19.4	13.1	9.2	55.3	8.3	6.2	17.6	43.9	14.5	29.2	5.9	6.1
Sm	5.48	5.17	3.35	2.51	11.98	2.04	1.79	4.41	9.65	2.77	5.64	1.05	0.97
Eu	2.07	1.95	1.2	0.97	3.26	0.84	0.69	1.41	2.68	2.35	1.38	0.83	0.79
Gd	6.47	6.07	4.01	3.05	12.02	2.43	2.12	5.13	9.58	2.72	5.83	0.88	0.86
Tb	1.12	1.02	0.67	0.53	1.87	0.4	0.37	0.84	1.63	0.41	0.92	0.16	0.15
Dy	7.26	6.59	4.36	3.39	11.29	2.5	2.48	5.36	10.34	2.52	5.59	0.89	0.92
Ho	1.43	1.35	0.9	0.67	2.32	0.53	0.49	1.09	2.13	0.47	1.18	0.19	0.19
Er	4.15	3.94	2.64	2.05	6.31	1.5	1.39	3.24	6.12	1.39	3.6	0.66	0.65
Tm	0.57	0.52	0.36	0.27	0.84	0.2	0.2	0.42	0.86	0.2	0.51	0.1	0.1
Yb	3.67	3.3	2.24	1.72	5.22	1.28	1.21	2.67	5.6	1.11	3.51	0.63	0.71
Lu	0.57	0.52	0.34	0.25	0.73	0.18	0.18	0.38	0.85	0.18	0.55	0.1	0.12

	ادامه جدول ۴–۲													
sample	km166	km350	km239	km242.3	km136	km11	km310	km108.3	km174 ki	n303 km3	841 km302	km302		
	NORM (CIPW)													
Q	С	Or	Ab	An	Ne	Di	Ну	Ol	Mt	Il	Ар	Sum		
0	0	2.685	28.362	23.86	0	20.689	0.639	14.159	4.251	4.585	0.717	99.947		
0	0	5.228	25.897	24.294	0	20.783	1.165	13.148	3.996	4.714	0.723	99.947		
0	0	1.926	23.356	31.42	0	21.13	8.282	9.391	2.582	1.684	0.193	99.964		
0	0	2.362	26.451	30.092	0	18.404	7.495	9.791	2.657	2.395	0.34	99.988		
0	0	3.073	23.383	33.164	0	16.435	10.297	9.613	2.437	1.298	0.193	99.893		
0	0	5.182	21.137	29.875	0	23.9	10.072	6.377	2.176	1.085	0.097	99.9		
0	0	1.866	24.309	21.224	0	34.151	13.16	0.231	2.372	2.11	0.507	99.931		
7.015	0	13.282	38.991	14.57	0	3.78	11.433	0	5.709	3.705	1.507	99.993		
1.336	0	5.594	53.344	30.375	0	2.171	3.245	0	1.942	1.512	0.501	100.019		
0	0	1.503	40.901	25.643	0	10.47	3.96	7.232	2.978	5.105	2.29	100.082		
30.382	0.48	1.601	55.2	9.712	0	0	1.207	0	1.033	0.324	0.071	100.01		
30.648	0.409	1.602	55.036	9.778	0	0	1.176	0	0.99	0.324	0.048	100.01		

	ادامه جدول ۴–۲												
sample	e km166	km350	km239	km242.3	km136 km11	km310) km1	08.3 kn	n174 k	m303	km341	km302	km302
NORM CIPW (with Hb)													
Q	С	Or	Ab	An		Plan	Wo	Mt	II	Ар	Bi	Hbl	Sum
0	0	0	21.825	23.859		52.22616	0	4.251	4.585	0.717	4.26	39.335	98.832
0	0	0	21.786	24.293		52.72033	1.134	3.996	4.714	0.723	8.242	35.057	99.944
0	0	0	17.741	31.419		63.91172	0	2.582	1.684	0.193	2.942	39.76	96.32
0	0	0	21.39	30.091		58.45069	0	2.657	2.395	0.34	3.614	34.658	95.145
0	0	0	19.153	33.163		63.38979	0	2.437	1.298	0.193	4.685	30.901	91.83
0	0	0	19.163	29.874		60.92135	1.899	2.176	1.085	0.097	7.864	37.74	99.898
0	0	0	22.168	21.223		48.91106	5.756	2.372	2.11	0.507	2.837	42.956	99.928
13.946	0	2.578	38.989	14.569		27.20229	1.896	5.709	3.705	1.507	17.089	0	99.989
3.602	0	2.094	53.341	30.374		36.28263	1.093	1.942	1.512	0.501	5.556	0	100.015
0	0	0	37.636	25.642		40.52277	0	2.978	5.105	2.29	2.373	19.88	95.903
31.036	0.48	0.587	55.197	9.711		14.96118	0	1.033	0.324	0.071	1.564	0	100.005
31.289	0.409	0.608	55.033	9.778		15.08695	0	0.99	0.324	0.048	1.526	0	100.004

۴–۵– کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی

در رده بندی سنگ های مورد مطالعه

عناصر اصلی در نتایج تجزیه شیمیایی هر نمونه سنگی، غالباند. این عناصر شامل Mg ، Mn ، Fe ، Al ، Si، اس Mg ، Mn ، Fe ، Al ، Si، اس صلی در نتایج تجزیه شیمیایی به صورت درصد Ti ، K ، Na ، Ca وزنی (wt) اکسید بیان می شود.

در تجزیه شیمیایی سنگها، غلظت تمرکز اصلی (Na ،Ca ،Mn ،Mg ،Fe ،Al ،Ti ،Si) و K) بر حسب درصد وزنی اکسید آنها بیان می شود. از دادههای عناصر اصلی برای ردهبندی سنگها، تهیهی نمودارهای تغییرات، تعیین محیط تکتونیکی تشکیل مجموعههای آذرین استفاده می شود (رولینسون، ۱۹۹۳). یکی از کاربردهای مهم شیمی عناصر اصلی، در ردهبندی و نامگذاری سنگهای آذرین است. جهت نامگذاری سنگهای آذرین مورد مطالعه براساس مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی آنها، از ردهبندیهای نورماتیو و شیمیایی استفاده شده است.

مهم ترین کاربرد دادههای عناصر اصلی شامل موارد ذیل میباشند (رولینسون،۱۹۹۳): ۱– استفاده از آنها به منظور طبقهبندی و نام گذاری سنگها. ۲– تهیه نمودارهای تغییرات و نمایش دادهها به صورت نمودارهای دو متغیّره و یا سه متغیّره.

۳- به عنوان ابزاری جهت مقایسه با ترکیبات سنگی تعیین شده به روش تجربی و پیبردن به شرایط تشکیل سنگها.

۴- استفاده از این عناصر به همراه عناصر کمیاب جهت تعیین جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگهای آذرین.

۴–۵–۱– رده بندی نورماتیو

محاسبه نورم، روشی برای تعیین کانیشناسی سنگها براساس نتایج تجزیه شیمیایی آنهاست، به طوری که یک ردهبندی شبه کانیشناسی ارائه میدهد. مقادیر کانیهای مجازی ساخته شده به روش نورم، به شیوههای مختلف در نامگذاری سنگها استفاده میشوند. نورم CIPW پرکاربردترین روش محاسبه نورم است که در آن، شیمی سنگ به نسبت مولکولی تبدیل میشود و در نهایت، نسبت کانیهای نورماتیو دوباره با ضرب کردن در وزن مولکولی به درصد وزنی تبدیل میگردد که به نام نورم درصد وزنی شناخته میشود. برای تعیین مقدار کانیهای نورماتیو نمونههای مورد مطالعه، دو روش نورم CIPW و نورم آبدار (به کمک نرم افزار GCDKIT) محاسبه و تجزیه و تحلیل شده است و مقادیر بدست آمده در جدول ۴–۲ ارائه شده است.

به علت اینکه در اعضاء تفریق یافته تر، هورنبلند سبز و بیوتیت از فراوانی قابل توجهی برخوردار است، محاسبه نورم به روش نورم آبدار مقادیر منطقی تری از کانیها ارائه می دهد.

ردهبندی نورماتیو با استفاده روش اصلاحی مولر و براون (۱۹۷۷) و کمک گرفتن از نمودار اشتریکایزن^۱ و لومتر (۱۹۷۶)

در این روش از مقادیر نورماتیو کوارتز، ارتوز(آلکالی فلدسپار)، آنورتیت و آلبیت (پلاژیوکلاز) استفاده می-گردد. از این میان، مقادیر نورماتیو ارتوز، آنورتیت و آلبیت را انتخاب مینماییم و درصد آنها را نسبت به مجموع آنها محاسبه می کنیم (به عبارت دیگر آنها را به ۱۰۰ می سانیم). سپس درصد ارتوز و آنورتیت نورماتیو (درصدهای جدید) را به ترتیب بر روی محورهای X و Z نمودار مولر و براون (۱۹۷۷) (به معین وزیری، ۱۳۷۱ صفحات ۹۴ و ۹۵ رجوع کنید) منتقل می نماییم. با این عمل نقطهای بر روی نمودار مولر و براون بدست می آید. منحنی که به موازات سایر منحنیها از این نقطه می گذرد، وتر نمودار مثلثی را در

^{1.} Stereckeisen

نقطهای قطع می کند که معرّف فلدسپارهای آلکالن سنگ مورد نظر نسبت به کل فلدسپارهای سازنده آن سنگ میباشد. برای مثال اگر داشته باشیم:

Q = 30.41, Or = 29.15, Ab = 23.86, An = 10.10

Or = 46.19, Ab = 37.81, An = 16

در صورتی که با توجه به موارد ذکر شده در بالا مقدار ارتوز را در مقابل آنورتیت ترسیم مینماییم، نقطهای بدست می آید که در صورت عبور دادن یک منحنی از آن وتر نمودار مثلثی را در نقطه معرّف ۷۰ درصد آلکالی فلدسپار قطع می کند. یعنی ۷۰ درصد فلدسپارها از نوع آلکالن و ۳۰ درصد باقیمانده از نوع یلاژیوکلاز می باشد. حال اگر بنویسیم:

یا 100 - 30.41 = 65.59 سپس میتوانیم بنویسیم: سپس میتوانیم بنویسیم: 48.71 = (70 × 69.59/100) = 48.71 درصد پلاژیوکلاز پس از محاسبه و تصحیح 20.88 = درصد پلاژیوکلاز پس از محاسبه و تصحیح (نهایت خواهیم داشت: Q = درصد کوارتز = Q 48.71 P = درصد پلاژیوکلاز = 20.88

سپس به این ترتیب مقادیر P، A، P را برای نمونههای مورد نظر محاسبه مینماییم و بر روی نمودار مثلثی QAP ترسیم میکنیم و به کمک آنها موقعیت ترکیبی سنگهای گابرودیوریتی مورد مطالعه را

مشخص نموده، آنها را نامگذاری و ردهبندی می کنیم. نتایج این محاسبات برای سنگهای مورد مطالعه در شکل ۴-۱ نشان داده شده است. با توجه به این شکل، نمونههای مورد مطالعه در محدوده گابرودیوریت، مونزو گابرو، مونزودیوریت و لوکو گرانیت (تونالیت) قرار می گیرند.

با توجه به بافت و ساخت این سنگها، این نامگذاری و ترسیم موقعیت ترکیبی آنها در این نمودار منطقی به نظر میرسد. نمودار شکل ۴–۱ نشان میدهد که سنگهای آذرین توده گابرودیورتی ژوراسیک میانی منطقه ماجراد دارای طیف ترکیبی محدودی هستند و بین گروههای سنگی یک پیوستگی ترکیبی مشاهده می شود که می تواند بر نشأت گرفتن آنها از منابع ماگمایی مشترک دلالت نماید.



شکل ۴-۱-رده بندی نورماتیو اشتریکایزن و لومتر (۱۹۷۶) برای سنگ های گابرودیوریتی و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن.

۴-۵-۲- ردهبندی شیمیایی

یکی از مهم ترین ردهبندیهای شیمیایی، استفاده از نمودار ردهبندی مجموع آلکالی در مقابل SiO₂ است که توسط پژوهشگران متعدد نظیر کاکس^۱ و همکاران (۱۹۷۹) و میدلموست (۱۹۸۵) ارائه شده است. البته محدودههای تعریف شده برای سنگها، ممکن است اندکی متفاوت باشد.

استفاده از سیلیس در طبقهبندی شیمیایی سنگهای آذرین اهمیت خاصی دارد، زیرا سیلیس، جزء اکسیدهای اصلی سنگهای ماگمایی معمول در زمین به شمار میرود و مقدار سیلیس هر مذاب، خواص فیزیکی و ساختمانی آن را کنترل میکند (میدلموست، ۱۹۹۸). همچنین استفاده از مقادیر Na₂O و K₂O در محاسبات همراه با سیلیس، از اهمیت خاصّی برخودار است.

الف – نمودار Na₂O+K₂O در مقابل SiO₂ (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) در این نمودار، مجموع درصد وزنی Na₂O+K₂O در مقابل درصد وزنی SiO₂ ترسیم می گردد. محدوده آلکالن از ساب آلکالن توسط خطی جدا می شود که یکی از مزیت های این نمودار به شمار می رود. همانطور که در شکل (۲-۴) مشاهده می شود، نمونه های سنگی مورد مطالعه در محدوده گابرودیوریت تا لوکو گرانیت (تونالیت) قرار می گیرند. سنگهای منطقه مورد مطالعه ماهیت کالک آلکالن را نشان می دهند.

ب – نمودار Na₂O+K₂O در مقابل SiO₂ (میدلموست، ۱۹۸۵) این ردهبندی بیشتر بر اساس درصد وزنی SiO₂ در مقابل مجموع درصدهای وزنی Na₂O و K₂O استوار است. نمونههای سنگی مورد مطالعه در محدوده گابرودیوریت تا لوکوگرانیت (تونالیت) قرار می گیرند که به ردهبندی پتروگرافی بر اساس مشاهدات کانیشناسی و به واقعیت نزدیک است (شکل ۴-۴). ج) نمودار Na₂O+K₂O در مقابل SiO (میدلموست، ۱۹۹۴)

^{1.} Cox

همانطور که در شکل ۴-۴ مشاهده می شود نمونه های مورد مطالعه در محدوده گابرودیوریت تا لوکوگرانیت (تونالیت) قرار می گیرند.



شکل ۴-۳- طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگ های آذرین درونی مورد مطالعه با استفاده از نمودار Na₂O+K₂O در مقابل SiO₂ (میدلموست، ۱۹۸۵).



Na₂O+K₂O در مقابل SiO₂ (میدلموست، ۱۹۹۴).

د) نمودار R₁- R₂ دولاروش^۱ و همکاران (۱۹۸۰) نمودار طبقهبندی R₁- R₂ دولاروش و همکاران (۱۹۸۰) بیشتر برای سنگهای نفوذی سودمند است و بر اساس میلی کاتیون ارائه شده است.

$$R_1 = [4 \text{ Si- } 11(\text{Na+K}) - 2(\text{Fe+Ti})]$$
 $R_2 = 6 \text{ Ca+ } 2\text{Mg+A1}$

از مزایای این ردهبندی می توان به موارد زیر اشاره کرد: ۱- از شیمی تمام عناصر اصلی سنگ استفاده می-شود. ۲- برای همه سنگهای آذرین کاربرد دارد. ۳- مقایسهای وسیع میان دادههای مودال و شیمیایی انجام می دهد. ۴- در این روش درجه اشباع از سیلیس و تغییرات ترکیب فلدسپارها مشخص می شود. همانطور که مشاهده می شود طبق این ردهبندی نمونههای مورد مطالعه در محدوده گابرودیوریت، مونزوگابرو، گرانودیوریت و لوکوگرانیت (تونالیت) قرار می گیرند (شکل ۴-۵).

^{1.} De La Roche



از مجموع نمودارهای ژئوشیمیایی ارائه شده چنین برآورد میشود که نمونههای سنگی در محدوده ترکیبی گابرو، مونزوگابرو، مونزودیوریت، گابرودیوریت، گرانودیوریت و گرانیت واقع میشوند. باتوجه به پتروگرافی و شواهد ژئوشیمیایی نامهای گابرو و گابرودیوریت معقول و منطقیست. نامهای مونزوگابرو و مونزودیوریت بخاطر وجود K₂O قابل توجه در سنگ قابل توجیه است و با حضور مقادیر قابل توجه بیوتیت در نمونههای سنگی به خصوص گابرودیوریتها و دیوریتها سازگار است. نمونههای بیشتر تفریق-یافته که در آنها کوارتز از حضور قابل توجهی برخودار است با محدودهای ترکیبی گرانودیوریت سازگاری دارد.

تعدادی از نمونهها که در محدوده گرانیت واقع می شوند با توجه به ملاحظات ژئوشیمیایی و پتروگرافی سنگهای فلسیک مورد مطالعه نظیر غنی بودن از CaO (یعنی حضور گسترده پلاژیوکلاز)، حضور مقادیری کوارتز و عدم حضور کانیهای سیلیکاته پتاسیم دار به ویژه اورتوز، بهتر است از واژه تونالیت برای توصیف آنها استفاده کنیم.

۴-۶- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی

سنگ های گابرودیوریتی ماجراد به کمک نمودارهای تغییرات

با استفاده از نمودارهای چند متغیّره به ویژه نمودارهای تغییرات هارکر (۱۹۰۹) میتوان روابط ژئوشیمیایی و پترولوژیکی بین سنگهای موجود در یک منطقه را تعیین کرد. تغییرات مشاهده شده در این نمودارها از فرایندهایی نظیر تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی، آلایش و هضم پوستهای ناشی میشوند (ویلسون^۱، ۱۹۸۹). یکی از کاربردهای نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، تهیه نمودارهای تغییرات است، نمودارهای تغییرات، نمودارهای دو متغیّره یا سه متغیّرهای هستند که توسط پترولوژیستها برای بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب و تحولات پترولوژیکی در طی توسعه و مطالعه و بررسی نمود. در نمودارهای دو متغیّره، عنصر واقع بر محولات پترولوژیکی در طی توسعه و مطالعه و بررسی نمود. در نمودارهای دو متغیّره، عنصر واقع بر محور x باید به گونهای انتخاب گردد که بیشترین تغییرپذیری را میان نمونهها نشان دهد. بدین منظور غالباً اکسید سیلیس SiO که معمولاً

بیشترین گستره را در مجموعه دادهها نشان میدهد، برگزیده میشود (رولینسون، ۱۹۹۳). یکی از پر استفادهترین نمودارهای دو متغیره، نمودار درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO₂ (هارکر^۲، ۱۹۰۹)، است. اما به علت اینکه دامنه تغییرات SiO₂ در سنگهای مورد مطالعه (گابرودیوریت-ها) بسیار محدود است نمیتواند تغییر و تحولات سنگشناسی را به خوبی منعکس سازد، بنابراین به منظور بررسی فرآیندهای مؤثر در تبلور و تحول ماگمای سازنده گابرودیوریتها، علاوه بر نمودارهای تغییرات عناصر اصلی نسبت به سیلیس (هارکر ۱۹۰۹) (شکل ۴-۶)، از نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل MgO (فنر، ۱۹۴۸) (شکل ۴-۸)، نیز استفاده شده است، نمودارهای فنر (۱۹۴۸)، که به منظور بررسی روند تغییرات در سنگهای بازیک مورد استفاده قرار میگیرند، یکی از پرکاربردترین

^{1.} Wilson

^{2.} Harker

تغییرات FeO_t در مقابل SiO₂ کنیهای آهندار مافیک نظیر بیوتیت، پیروکسن و هورنبلند کانیهای اوپک شرکت می-FeO_t در ساخت کانیهای آهندار مافیک نظیر بیوتیت، پیروکسن و هورنبلند کانیهای اوپک شرکت می-کند. در این مجموعه با افزایش مقدار SiO₂ مقدار FeO_t کاهش مییابد، به علت تبلور کانیهای سیلیکاته مافیک یا اکسیدهای آهن یا خروج آنها از ماگما، در مراحل پیشرفته تفریق ماگمایی مقدار FeO_t کاهش مییابد و در مجموع نمودار FeO_t در مقابل SiO₂ از نمونههای گابرودیوریتی به سمت تونالیتها روند نزولی نشان میدهد. در یک نمونه از گرانودیوریتها مقدار آهن تا حدود ۲۰٪ میرسد، مقداری از این

تغییرات Al₂O₃ در برابر SiO₂ ینظیر بیوتیت، پلاژیوکلاز و ارتوکلاز شرکت میکند. مقدار Al₂O₃ در نمونه-Al₂O₃ در ساخت کانیهایی نظیر بیوتیت، پلاژیوکلاز و ارتوکلاز شرکت میکند. مقدار Al₂O₃ در نمونه-های مورد مطالعه از ۱۲/۲۵ در گابرودیوریتها تا ۲۲/۵ درصد وزنی در نمونه گرانودیوریتی متغیر است. با افزایش مقدار SiO₂، مقدار Al₂O₃ از نمونههای گابرودیوریتی به سمت نمونه گرانودیوریتی افزایش یافته و به حداکثر مقدار خود میرسد. از سویی تونالیتها به واسطه اینکه یک فاز تفریقیافته هستند مقدار SiO₂ آنها نسبت به سایر ترکیبات سنگی (گابرودیوریتها) بیشتر میباشد در حالیکه مشتقات کمتر تحول یافته دارای مقدار SiO₂ کمتری هستند و SiO₂ آنها بین ۴۷٪ تا ۲۰٫۵ متغیّر میباشد (شکل ۴–۶، الف).

۴-۶-۱ نمودار تغییرات عناصر اصلی نسبت به سیلیس (هارکر ۱۹۰۹)

جایگزینهای نمودار هار کر میباشند. در سنگهای بازیک، MgO سازنده مهم فازهای جامد در حال تعادل با مذابهای بازیک است و تغییرات زیادی را در نتیجـه حضور فازهای منیزیمدار در هنگام ذوب بخشی یا جدا شدن آنها در هنگام تبلور جزء به جزء، نشان میدهد (رولینسون، ۱۹۹۳). در نمودارهای فنر، روندهای معین و تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی نمونههای سنگی مختلف، نشاندهنده خویشاوندی احتمالی بین ماگمای سازنده سنگها میباشد. در نمودارهای هار کر SiO به عنوان اکسید شاخص، و در نمودارهای فنر روندهای فار میوان اکسید شاخص و در مودارهای هار کر میوان اکسید شاخص، و در میشود.

مقدار K₂O از گابرودیوریتها به سمت گرانودیوریتها افزازیش یافته و از گرانودیوریتها به سمت تونالیتها کاهش می یابد، مقدار این عنصر در سنگهای گابرودیوریتی از ۲/۳ درصد وزنی تا ۲/۹ درصد

تغییرات MgO در مقابل SiO₂ روند تغییرات این اکسید نزولی بوده و از گابرودیوریتها به سمت تونالیتها کاهش مییابد. این امر با کاهش کانیهای مافیک نظیر بیوتیت، کلینوپیروکسن و آمفیبول و افزایش تفریق در سنگهای تونالیتی سازگار است (شکل ۴-۶، ذ).

تغییرات MnO در مقابل SiO₂ روندی نزولی نشان میدهد و از ۲۲/۰ درصد وزنی در گابرودیوریتها تغییرات این اکسید در مقابل SiO₂ روندی نزولی نشان میدهد و از ۲۲/۰ درصد وزنی در گابرودیوریتها تا ۲/۰ درصد وزنی در تونالیتها متغیّر است. عنصر منگنز با آهن سازگار است و در ترکیب کانیهایی نظیر بیوتیت، کلینوپیروکسن، آمفیبول و کانیهای اوپک جانشین آهن میشود. پایین تر بودن MnO در بخش-های تونالیتی با کاهش کانیهای فرومنیزین و با تفریقیافتگی آنها سازگار است (شکل ۴-۶، د).

تغییرات CaO در مقابل SiO₂ در نمونههای سنگی مورد نظر، از گابرودیوریتها به سمت تونالیتها نمودار تغییرات CaO در برابر SiO₂ در نمونههای سنگی مورد نظر، از گابرودیوریتها به سمت تونالیتها روند نزولی به خود می گیرد (شکل ۴-۶، ج). در طی تبلور تفریقی، CaO وارد ساختمان کانیهایی مانند پلاژیوکلاز، پیروکسن غنی از کلسیم (اوژیت)، هورنبلند و آپاتیت می شود (داچنز و چارلیه^۱، ۲۰۰۵)، لذا مقدار آن در مایع باقیمانده کاهش می یابد.

فراوانی FeO_t به حضور دانههای مگنتیت در نمونه سنگی مورد نظر مربوط می شود. تونالیتها از آنجایی که یک فاز تفریق یافته هستند، فاقد کانی های مافیک یا به مقدار اندک هستند و دارای کمترین میزان FeO_t

هستند (شکل ۴-۶، ب).

تغییرات K₂O در مقابل SiO₂

^{1.} Duchesne and Charlier



تغییرات TiO₂ در برابر SiO₂ معمولاً حضور تیتانیوم به حضور کانیهایی نظیر سیلیکاتهای مافیک و اکسیدهای آهن، تیتانیومدار مربوط میشود. مقدار TiO₂ از گابرودیوریتها به سمت نمونه مونزوگابرویی افزایش یافته و از گرانودیوریتها تا بخشهای تونالیتی روندی کاهشی را نشان میدهد (شکل ۴–۶، ی).

تونالیتها بدلیل حضور پلاژیوکلازها بیشترین میزان Na₂O را دارا هستند (شکل ۴-۶، ز). تغییرات P₂O₅ در برابر SiO₂ P₂O₅ در گابرودیوریتها تا گرانودیوریتها دارای روندی افزایشی بوده و در تونالیتها کاهش مییابد. به علت اینکه آپاتیت در مراحل قبلی تفریق، از ماگما جدا شده و تبلور یافته، در نتیجه مذاب باقی مانده از 2O₅ و و سنگهایی که از آن تبلور یافتهاند دارای P₂O₅ کمتری میباشند، بنابراین در سنگهای تونالیتی که تفریق یافته ترین بخشهای سنگی هستند مقدار قابل توجّهی از این عنصر مشاهده نمی شود و مقدار P₂O₅ بین ۰ تا ۰/۱ تغییر می کند (شکل ۴-۶، ژ).

سنگی مورد نظر (در نمودارهای هارکر) روندی پراکنده را نشان میدهند (شکل ۴-۶، ر). تغییرات Na₂O در مقابل SiO₂ مقدار Na₂O و SiO از گابرودیوریتها به سمت تونالیتها در مجموع روندی افزایشی نشان میدهد. مقدار این عنصر از ۲/۲۵ درصد وزنی در گابرودیوریتها تا ۶/۵ درصد وزنی در تونالیتها متغیّر میباشد.

وزنی متغیّر است. در مجموع به علت اینکه سنگهای گابرودیوریتی تنوع سنگی چندانی ندارند، نمونههای سنگ مورد نظر (در نمودارهای هارکر) روندی ریاکندو را نشان می دهند (شکل ۴-۶ ر)





شکل ۴-۶- موقعیّت نمونه های گابرودیوریتی ماجراد، در نمودار تغییرات درصد اکسیدهای اصلی در برابر SiO₂ (نموادرهای هارکر ۱۹۰۹).

تغییرات TiO₂ در مقابل MgO براساس روند تغییرات مشاهده شده بر روی نمودار TiO₂ در مقابل MgO (شکل ۴-۷، ب)، با کاهش MgO، میزان TiO₂، بطور کلی روندی کاهشی نشان میدهد. تغییرات TiO₂ در مقابل MgO نشان می-

تغییرات Al₂O₃ در برابر MgO (شکل ۴–۷، الف)، دامنه تغییرات MgO از ۸/۴۵٪ درگابرودیوریتها، تا در نمودار Al₂O₃ در برابر MgO (شکل ۴–۷، الف)، دامنه تغییرات MgO از ۵۸/۴۵٪ درگابرودیوریتها، تا ۲۵٪ در تونالیتها متغیر است. تونالیتها به واسطه اینکه یک فاز تفریقیافته هستند مقدار MgO آنها نسبت به سایر ترکیبات سنگی (گابرودیوریتها) کمتر میباشد. مقدار Al₂O₃ در نمونههای مورد مطالعه از ۱۲/۴۵٪ در گابرودیوریتها تا ۲۲/۴۵٪ در گرانودیوریتها متغیر است. Al₂O₁ در ساخت فلدسپارها به ویژه پلاژیوکلازها مشارکت میکند و مقدار کمی از آن نیز وارد ساختار بیوتیت میشود، در نتیجه پلاژیوکلازها عامل کنترل کننده این اکسید میباشند.

MgO المودار تغییرات درصد اکسیدهای اصلی در برابر

سنگهای مورد مطالعه در تودههای گابرودیوریتی ژوراسیکمیانی منطقه ماجراد را میتوان باتوجه به رفتارهای ژئوشیمیایی، شواهد صحرایی و پتروگرافی به ۲ بخش تقسیم کرد: دسته اول سنگهای گابرویی و گابرودیوریتی هستند که در نمودارهای ژئوشیمیایی همبستگی بیشتری نشان میدهند و در بیشتر نمودارهای ژئوشیمیایی تمرکز مختص به خود را نشان میدهند و پیکره اصلی تودههای نفوذی مورد مطالعه را تشکیل میدهند (بیش از ٪۸۰). دسته دوم بخشهای تفریق یافته و خیلی تفریق یافتهاند که بصورت سنگهای دیوریتی، کوارتزدیوریتی و تونالیتی ظاهر شدهاند. این سنگها دارای مقدار SiO بیشتری هستند و تفریقیافتگی بیشتری را متحمل شده، کانیهای سیلیکاته مافیک و کانیهای اوپک رفتاری پراکنده نشان میدهند که متأثر از تفریق ماگمایی زیاد آنها میباشد. در ضمن به علت مشکلات ملاتای ایجام آنالیزهای بیشتر از این نمونههای سنگی مدوارهای ژئوشیمیایی عمدتاً دهد که مقدار TiO₂ از گابرودیوریتها به سمت مونزوگابروها افزایش مییابد و در مونزوگابروها به بالاترین مقدار خود یعنی ۲/۷۵ درصد وزنی میرسد. سپس با تبلور کانیهایی نظیر سیلیکاتهای مافیک و اکسیدهای آهن حاوی تیتانیم و جدایش آنها از ماگما، مقدار این اکسید از مونزوگابروها تا تونالیتها دوباره سیر کاهشی به خود گرفته است و از مقدار آن کاسته شده است.

کانیهای بارز حاوی تیتانیم در سنگهای مورد مطالعه عبارتند از: تیتانومگنتیت، ایلمنیت، اسفن و روتیل. تغییرات SiO₂ در برابر MgO

همانگونه که در نمودار SiO₂ در برابر MgO (شکل ۴–۷، ج) مشخص است، با افزایش تفریق، میزان SiO₂ افزایش و مقدار MgO کاهش مییابد. مقدار این عنصر از گابرودیوریتها و مونزوگابروها به سمت ترکیبات گرانودیوریتی و تونالیتی افزایش مییابد. الیوین و پلاژیوکلاز کلسیمدار به عنوان نخستین کانیهای تشکیل شده طی تبلور تفریقی، از SiO₂ فقیر هستند. بنابراین، مایع باقیمانده از سیلیس غنی میشود، به همین علت تونالیتها که یک فاز تفریق یافته هستند دارای بیشترین مقدار 200 میباشند. از سوی دیگر می بات می دار ی به میار می می می می می می می می می این و مقدار این عنصر از گابرودیوریتها و مونزوگابروها به سمت ترکیبات گرانودیوریتی و تونالیتی افزایش مییابد. الیوین و پلاژیوکلاز کلسیمدار به عنوان نخستین کانیهای تشکیل شده طی تبلور تفریقی، از SiO₂ فقیر هستند. بنابراین، مایع باقیمانده از سیلیس غنی میشود، به همین علت تونالیتها که یک فاز تفریق یافته هستند دارای بیشترین مقدار SiO₂ میباشند. از سوی دیگر به دلیل مشارکت MgO در ساختار کانیهای آهن و منیزیمدار نظیر بیوتیت و پیروکسن، مقدار این اکسید در مراحل انتهایی تفریق کاهش مییابد.

تغییرات K₂O در برابر MgO

براساس نمودار تغییرات K₂O در برابر MgO (شکل ۴-۷)، مقدار K₂O در بخشهای عمدتاً گابرویی روند خاصی نشان نمیدهد، ولی در سنگهای تفریق یافتهتر مقدار K₂O افزایش یافته است.

تغییرات Na₂O در مقابل MgO

در نمودار Na₂O در مقابل MgO (شکل ۴–۷، ذ)، با افزایش تفریق و کاهش MgO ، روندی صعودی و خطی درمقدار Na₂O مشاهده می شود به طوریکه از گابرودیوریت ها به سمت مونزو گابروها، گرانودیوریت ها و تونالیت ها مقدار مجموع این اکسید افزایش مییابد و در تونالیت ها به بالاترین مقدار خود می رسد که بیانگر افزایش میزان این اکسید در فازهای انتهایی تفریق است. این روند با خط سیر تبلور تفریقی و تحول ماگماهای سازنده گابرودیوریتهای ماجراد سازگار است.

تغییرات CaO در برابر MgO

در نمودار CaO در مقابل MgO (شکل ۴–۷، ر)، از گابرودیوریتها به سمت بخشهای تونالیتی روندی خطی و نزولی در مقدار CaO مشاهده میشود که بیانگر تحول تفریقی سنگهای مورد مطالعه در خلال تبلور تفریقی است، با پیشرفت روند تبلور تفریقی پلاژیوکلازهای کلسیکتر جای خود را به پلاژیوکلازهای سدیکتر میدهند. در بخشهای تفریق یافته مقدار CaO به کمترین مقدار خود در تونالیتها میرسد. تغییرات FeOt در برابر MgO

در نمودار تغییرات MgO در برابر FeOt (شکل ۴–۷، ۵)، با افزایش تفریق و کاهش MgO ، مقدار FeOt در دارای سیر کاهشی است. تغییرات FeOt در مقابل MgO نشان میدهد که ابتدا مقدار FeOt در ارای سیر کاهشی است. تغییرات FeOt در مقابل MgO نشان میدهد که ابتدا مقدار FeOt در کابرودیوریتها افزایش میابد، سپس با تبلور کانیهای مافیک آهندار مانند بیوتیت و مگنتیت در سنگهای مافیک و خروج آنها از مذاب، میزان FeOt در مذاب باقیمانده در مراحل انتهایی تفریق کاهش میابد، سازگار میابر FeOt در مذاب باقیمانده در مراحل انتهایی تفریق کاهش می است.

تغییرات P2O5 در برابر MgO

روند تغییرات P₂O₅ در مقابل MgO روندی نزولی است (شکل ۴–۲، ی). نمودار P₂O₅ در مقابل MgO نشان میدهد که از گابرودیوریتها به سمت مونزوگابروها، ابتدا مقدار P₂O₅ روند افزایشی دارد، در مونزوگابروها به بیشترین مقدار خود (حدود یکدرصد) میرسد. بررسیهای پتروگرافی سنگهای مونزوگابرویی نیز این موضوع را تأیید می کند، در این سنگها مقادیر قابلتوجهی آپاتیت به صورت بلورهای سوزنی ریز قابل مشاهده است. از آنجایی که با تبلور آپاتیت از مذاب مقدار P₂O₅ باقی مانده کاهش یافته



است، در نتیجه سنگهایی که از مذاب باقیمانده متبلور شدهاند دارای مقدار P₂O₅ کمتری هستند. تونالیتها که تفریق یافته ترین فاز سنگی مورد مطالعه هستند دارای حداقل مقدار P₂O₅ میباشند.

MgO شکل ۴-۷- موقعیّت نمونه های گابرودیوریتی ماجراد، در نمودار تغییرات درصد اکسیدهای اصلی در برابر MgO (نموادرهای فنر ۱۹۴۸).



به طور کلی، باتوجه به نمودارهای شکل ۴–۸، با کاهش مقدار MgO یا افزایش تفریق یافتگی میزان فراوانی عناصر اصلی، Na₂O و SiO2، افزایش و CaO، P₂O₅، P₂O5 و FeOt کاهش مییابد، هچنین K₂O و Al₂O₃ نیز روندی پراکنده را نشان میدهند.

طیف تغییرات MgO در نمونههای سنگی منطقه مورد مطالعه از ۰/۲۵ درصد وزنی تا ۸/۴۵ درصد وزنی میباشد که با توجه به این طیف تغییرات، تغییرات اکسیدهای اصلی در برابرMgO مورد ارزیابی قرار گرفتهاند. در نتیجه، در بیشتر این نمودارها، مشاهده می شود که نمونههای مورد مطالعه از یک روند خطی و در نمودارهای کمتری از یک روند غیر خطی و پراکنده پیروی می کنند.

۴-۷ - مقایسه فرآیندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی

به علت متغیّر بودن ضرایب توزیع عناصر کمیاب بین کانیهای اصلی تشکیل دهنده سنگ و مذابهای ماگمایی، برخی از عناصر یا گروههایی از عناصر میتوانند جهت شناسایی آن دسته از کانیهایی که در فرایند تفریق ماگمایی درگیر هستند، مورد استفاده قرار گیرند (ویلسون، ۱۹۸۹).

از جمله مفیدترین عناصر جهت بررسی سیر تحولی سنگهای آذرین نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر هستند. در مسیر تبلور تفریقی نسبت یک جفت عنصر با ناسازگاری بالا، که ضریب توزیع کلی آنها بسیار شبیه باشد، چندان تغییر نمی کند. بنابراین شیب خط همبستگی دو عنصر بسیار ناسازگار روی نمودار دو متغیّره، نسبت غلظت این عناصر را در منشأ مشخص می کند.

غلظت عناصر ناسازگار موجود در یک ماگما نسبت به فرآیند ذوب بخشی بسیار حساس است در حالی که غلظت عناصر سازگار هنگام تبلور تفریقی به شدت تغییر می کند. زمانی که نمودار تغییرات دو عنصر ناسازگار در مقابل یکدیگر، روندی خطی و صعودی را نشان می دهد که از مبدأ مختصات نیز می گذرد و همچنین زمانی که نمودار تغییرات عناصر سازگار – ناسازگار، روندی خطی و نزولی نشان دهند که از مبدأ مختصات می گذرد، در این صورت تبلور تفریقی، فرآیند غالب در جریان تشکیل سنگهای آذرین خواهد بود. از طرف دیگر، روند نزولی در نمودار تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به هم و روند صعودی در نمودار تغییرات عناصر سازگار – ناسازگار، بیانگر ذوب بخشی به عنوان فرآیند اصلی در تحولات ماگمایی می باشد. به اعتقاد رولینسون (۱۹۹۳)، عواملی نظیر ناهمگنی در منشأ، تغییر درجه ذوب بخشی، اختلاط و آلایش ماگمایی، می توانند باعث ایجاد تغییراتی در این روندها شود. در خلال فرایندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی به تر تیب غلظت عناصر ناسازگار و غلظت عناصر سازگار در ماگما به شدت تغییر می کنند.
زمانی که نسبتهای عناصر ناسازگار – ناسازگار با ضرایب توزیع مشابه در مذابهای بازالتی، عمدتاً با تبلور تفریقی تغییر نکرده باشد، میتوان به طور غیرمستقیم از مقایسه نسبت بین عناصر ناسازگار، ویژگیهای ماگمای مادر و منبع گوشتهای را استنباط کرد (لوسترینو⁽ و همکاران، ۲۰۱۲).

همانطور که در نمودارهای تغییرات عناصر سازگار در مقابل یکدیگر (V-O و V-Sc)، عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر (Zr-Hf ، Th -U،Y-Zr و Zr-Ce) و در نمودارهای تغییرات نسبتهای عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار (Ba/Y در مقابل Ba ، Ba ، Sc)، در شکل ۴-۸ مشاهده میگردد همگی دارای روندی خطی و صعودی میباشند. روند پیوسته و خطی، که در این نمودارها دیده میشود، نقش مؤثر فرآیند تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی آنها را نشان میدهد.



در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر و نسبت های آن ها.

1. Lustrino



۴-۸ - نمودارهای چند عنصری (عنکبوتی) و بهنجار شده

در نمودارهای عنکبوتی، فراوانی گروههایی از عناصر کمیاب و کمیاب خاکی موجود در نمونههای سنگی، نسبت به فراوانی این عناصر در سری نمونههای استاندارد، بهنجار میشود (رولینسون، ۱۹۹۳). این نمودارها برای نمایش دادههای عناصر کمیاب بر اساس گروهبندی عناصر ناسازگار نسبت به یک ترکیب اولیه مورد استفاده قرار میگیرند و برای نشان دادن شیمی بازالتها بسیار مفید هستند (رولینسون، ۱۹۹۳). برای بهنجارسازی، از مقادیر گوشتهای یا متئوریتهای کندریتی استفاده میشود و انحراف از ترکیب اولیه اندازهگیری میشود. بهنجارسازی نسبت به مقادیر کندریتی مناسبتر است. زیرا مقادیر کندریتی بر خلاف مقادیر ترکیب گوشته اولیه که تخمینی میباشند، مستقیماً از نمونههای بدست آمده، اندازهگیری میشوند (تامپسون^۱، ۱۹۸۲).

۴–۸–۱ – نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت

در نمودارهای بهنجار شده براساس الگوی ترکیبی کندریت، تعداد ۱۵ عنصر به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب میشوند. این عناصر با اعداد اتمی بین ۵۷ (La) تا ۷۱ (Lu)، به گروه عناصر نادر خاکی (REE) معروف هستند و به دلیل تغییر بسیار ملایم شعاع یونی، نمایشگرهای حساسی برای فرآیندهای مختلف آذرین مانند تفریق ماگمایی هستند. مقادیر مختلفی برای غلظت REE در متئوریت-های کندریتی، در مراجع مختلف بیان شده است. بنابراین ذکر مرجع دادههای مورد استفاده در زمان بهنجارسازی بسیار مهم است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹).

جهت بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت برای نمونههای مورد مطالعه از نمودارهای چند عنصری (ناکامورا^۲، ۱۹۷۴) و (باینتون^۳ ،۱۹۸۴)، (شکل ۴–۹، الف و ب) استفاده شده است. روندهای مشاهده شده در این نمودارها، ۳ گروه سنگی را در بر می گیرند که شامل، مونزو گابروها در

^{1.} Thompson

^{2.} Nakamura

^{3.} Boynton

بالا، گابرودیوریتها و گرانودیوریتها در بخش میانی نمودار و بخشهای تونالیتی در قسمت پایین می-باشد. سنگهای گابرودیوریتی ماجراد به طور کلی از عناصر خاکینادر سبک، اندکی غنیشدگی و از عناصر خاکینادر سنگین، اندکی تهیشدگی نشان میدهند. و نسبت به بخشهای مونزوگابرویی در بالا و بخشهای تونالیتی در پایین نمودار از شیب نزولی ملایمی برخوردار هستند. EREE ها نسبت به فازهای بلوری اولیه مانند اولیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز ناسازگارند و در نتیجه در خلال تفریق، به طور فزایندهای در مایعات تحول یافتهتر متمرکز میشوند (رولینسون، ۱۹۸۹). این نوع الگوی تغییرات عناصر خاکینادر میتواند به تفکیک کانیهای حاوی عناصر خاکی نادر سنگین نسبت به عناصر خاکینادر سبک در خلال تبلور تفریقی ماگماهای مافیک تا حدواسط باشد (رولینسون، ۱۹۹۹). به طور کلی غنیشدگی از عناصر خاکینادر سبک را میتوان به درجات ذوب بخشی پایین (کمتر از ۱۹درصد)، منبع گوشتهای نسبت داد (هیرشمن^۱ و همکاران، ۱۹۹۸).

نمونههای سنگی مونزوگابرویی و مونزودیوریتی نسبت به نمونههای گابرویی و گابرودیوریتی از عناصر خاکینادر، در مجموع غنیشدگی بیشتری نشان میدهند. با این وجود، غنیشدگی از عناصر خاکینادر سبک ملموستر است. این غنیشدگی با حضور کانیهای مستعد میزبانی این عناصر در سنگهای مونزوگابرویی و مونزودیوریتی قابل توجیه است. در این سنگها بیوتیت و آپاتیت از حضور چشمگیری برخوردار هستند. آپاتیت میتواند عناصر نادر خاکی سبک و سنگین را در خود جای دهد. بیوتیت معمولاً میزبان عناصر خاکینادر سبک میباشد. به علت اینکه در طی تفریق ماگمایی کانیهای در برگیرنده عناصر خاکینادر، متوسط و سنگین از ماگما متبلور میشوند، خروج آنها از مذاب، با تهیشدگی مذاب باقیمانده از این عناصر همراه است، بنابراین تونالیتها که از باقیماندههای تفریقیافته ماگماهای اولیه

^{1.} Hirschman

ناهنجاری مثبت Eu که در بخشهای تونالیتی دیده می شود به دلیل حضور پلاژیوکلاز می باشد، همچنین فراوانی عناصر La، در نمونههای سنگی می تواند مربوط به فراوانی پلاژیوکلاز در سنگهای مورد مطالعه

باشد. ضریب توزیع این عنصر در پلاژیوکلاز نسبت به سایر عناصر LREE بیشتر است. سنگهای منطقه ماجراد از عناصر خاکینادر سبک (LREE) غنی شدگی، و از عناصر خاکینادر سنگین (HREE) تهی شدگی نشان می دهند. که نشانگر این است که ماگمای آن ها محصول متاسوماتیسم منابع گوشتهای با درجه ذوب بخشی ۵ تا ۱۰ درصدی با ماهیت اولیه اسپینل لرزولیتی غنی شده سرچشمه گرفتهاند.

همچنین نمودار بهنجار شده به مقادیر کندریت باینتون^۱ (۱۹۸۴)، نشان میدهد که با تفریق ماگما و تحول به سمت ترکیبات مونزوگابرویی، گرانودیوریتی و بخشهای تونالیتی، عناصر خاکینادر سبک غنی-شدگی بارزی نشان میدهند که نقش فرایند تفریق ماگمایی در تکوین و تحول سنگهای مورد نظر را تأیید میکند (شکل ۴–۹–ب).



1. Boynton

۴-۸-۴ نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه

جهت بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونههای مورد مطالعه از مرجع پیشنهاد شده توسط سان و مک دونوف^۱ (۱۹۸۹) استفاده شده است (شکل ۴–۱۰). در این نمودار، غنیشدگی از LREE و تهیشدگی از HREE مشاهده میشود. در نمونههای مورد مطالعه، نسبت LREE/ HREE زیاد است و نمودار آنها از شیب نزولی تقریباً ملایمی برخوردار است. همچنین این نمودار تمرکز بالایی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) نظیر K, Pb ,Cs ,Th و تمرکز پایین از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند dN و Zr را نشان میدهد. در نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای گابرودیوریتهای ماجراد، بیهنجاری منفی Mb و Ti ,Nb و Pi به جدایش آپاتیت، تیتانومگنتیت، روتیل و ایلمنیت از ماگما (ریگن و گیل، ۱۹۸۹) و یا آلایش ماگما با مواد پوستهای (ژائو و همکاران، ۲۰۰۹) در حین صعود و جایگیری نسبت داده شده است.

همچنین تهی شدگی از Nb می تواند حاصل نشأت گیری از گوشته غنی شده یا آلایش ماگمایی باشد Kurt) et al 2008), از طرفی این تهی شدگی از Nb می تواند از خصوصیات ماگماهای مرتبط با فرورانش باشد. (گاس و کای^۲، ۲۰۰۹؛ کوالِنکو^۳و همکاران، ۲۰۱۰).

سنگهای مورد مطالعه غالباً نسبت به Pb غنی شدگی قابل توجهی نشان میدهند، با توجه به حضور گسترده کانیهای پتاسیک مافیک به ویژه بیوتیت در گابروها و دیوریت ها و عدم حضور آنکلاوهای دارای ماهیت پوستهای در این سنگها، میتوان نتیجه گرفت که غنی شدگی سنگهای مورد نظر از سرب، بیشتر از آنکه حاصل آلایش ماگمایی باشد با ذوب بخشی با نرخ کم یک خاستگاه گوشته ای متاسوماتیسم-شده در ارتباط است.

^{1.} Sun and McDonough

^{2.} Goss and Kay

^{3.} Kovalenko

بر اساس شواهد پتروگرافی نظیر تبدیل پیروکسن (اوژیت) و آمفیبول (هورنبلند سبز) به بیوتیت، متاسوماتیسم مورد نظر از نوع پتاسیک بوده است. سنگهای تونالیتی نسبت به سایر واحدهای سنگی سازنده تودههای گابرودیوریتی ماجراد، از عناصر خاکینادر سنگین تهیشدگی قابلتوجهی نشان میدهند. این امر از جدایش کانیهای سیلیکاته مافیک در مراحل قبلی و عدم وجود این کانیها در تونالیتها ناشی میشود. از سوی دیگر تونالیتها از Eu، غنیشدگی نشان میدهند، این پدیده ناشی از وجود مقادیر قابل توجه پلاژیوکلاز در تونالیتها میباشد.

فراوانی عناصر La و Ce در نمودار عنکبوتی بهنجار شده، میتواند مربوط به فراوانی پلاژیوکلاز در سنگهای مورد مطالعه باشد. ضریب توزیع این عنصر در پلاژیوکلاز نسبت به سایر عناصر LREE بیشتر است.



برای نمونه های سنگی منطقه ماجراد.

۴-۹ - تعیین سری ماگمایی

یکی دیگر از کاربردهای نتایج تجزیههای شیمیایی، استفاده از این نتایج در تعیین سری ماگمایی سنگها میباشد. سیر تدریجی تغییرات ترکیب شیمیایی و کانی شناسی از یک گدازه به گدازه دیگر نشانه رابطه خویشاوندی گدازهها با هم و منشأ گرفتن آنها از یک منبع مشترک میباشد (معین وزیری، ۱۳۷۱). عوامل دیگری نیز در تشکیل سنگهای مربوط به یک سری ماگمایی، نقش مهمی را ایفا مینمایند. تعیین این عوامل و نوع سری ماگمایی مربوط به یک مجموعه سنگی، یکی از مهمترین اهداف علم پترولوژی به حساب میآید. با استفاده از نمودارهای تغییرات شیمیایی، که تغییرات موجود در یک سری ماگمایی خاص را مورد بررسی قرار میدهند، میتوان نوع سری ماگمایی را تشخیص داده و به ویژگیهای پترولوژیکی و ژئوشیمیایی خاص آن پیبرد. در حال حاضر پنج سری ماگمایی مشخص شده است. این سریها عبارتند از: سری تولئیتی، آلکالن، کالک آلکالن، شوشونیتی و تحولی (انتقالی). هر کدام از این سریهای ماگمایی شامل محدوده سنگی از بازیک تا اسیدی میباشند. هر چند که مرز بین آنها به صورت یک خط در نمودارها مشخص شده است اما در واقع این مرز به صورت تدریجی است (ویلسون، در این بخش به شرح آنها خواهیم پرداخت.

Co تغییرات K₂O در مقابلSiO₂ (پیکسریلور و تیلور^۱،۱۹۷۶) و K₂O در مقابل Co (هستی^۲ و همکاران، ۲۰۰۷)

در این نمودارها سریهای ماگمایی تولئیتی، کالک آلکالن، کالک آلکالن با پتاسیم بالا – شوشونیتی از هم تفکیک میشوند، بر اساس این نمودارها، نمونههای گابرودیوریتی ماجراد در محدوده کالک آلکالن واقع میشوند (شکل ۴–۱۱، الف و ب). لازم به ذکر است، نمونههای سنگی تونالیتی در قلمرو ترکیبی سنگ-های تولئیتی قرار میگیرند. قرارگیری این سنگها در محدوده سنگهای تولئیتی صرفاً به معنای تولئیتی بودن آنها نیست. این امر از تهیشدگی قابل توجه تونالیتها از K2O ناشی میشود. گرایش سنگهای گرانودیوریتی به سمت سری کالک آلکالن پتاسیم بالا با حضور قابل توجه کانیهای سیلیکاته پتاسیک از جمله بیوتیت، قابل توجیه است. در مجموع سنگهای مورد مطالعه در قلمرو سنگهای ساب آلکالن

^{1.} Peccerillo & Taylor

^{2.} Hastie

(كالك آلكالن) قرار مى گيرند.



شکل ۴–۱۱- نمودارهای تغییرات الف- K2O در مقابل SiO2 (پیکسریلور و تیلور، ۱۹۷۶)، ب- Th در مقابلCo (هستی و همکاران، ۲۰۰۷)، جهت تعیین سری ماگمایی سنگ های منطقه ماجراد.

P_2O_5 در مقابل Zr در مقابل -4-4

نمودار Zr در مقابل درصد وزنی P₂O₅ (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶) جهت تعیین سری ماگمایی نمونههای منطقه مورد مطالعه ترسیم شده است (شکل ۴–۱۲). زیرکن یک عنصر ناسازگار در ماگماهای بازالتی بوده و معمولاً در طول فرآیندهای دگرسانی و یا هوازدگی به صورت پایدار باقی میماند (وانگ و همکاران، ۲۰۰۷). با توجه به دگرسانی نمونههای مورد مطالعه و مقاومت بیشتر Zr و P در برابر هوازدگی نسبت به عناصر آلکالی (Na و X)، این نمودار از اعتبار بالاتری برای تعیین سری ماگمایی برخوردار است. از طرف دیگر، ترکیبات آلکالن در مقایسه با سنگهای تولئیتی با مقادیر یکسان Zr، دارای P₂O₅ بالاتری است (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶) و این دو محدوده با یک خط مستقیم از هم جدا میشوند. تمامی نمونههای مورد مطالعه ای مرد مطالعه و مقاومت بیشتر کریبات آلکالن در مقایسه با سنگهای تولئیتی با مقادیر یکسان zr، دارای (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶) و این دو محدوده با یک خط مستقیم از هم جدا میشوند. تمامی نمونههای مورد مطالعه به جز نمونه مونزوگابرویی، بر روی این نمودار در محدودهی سری ساب آلکالن(کالک آلکالن)

قرارگیری نمونه مونزوگابرویی در محدوده سنگهای آلکالن، صرفاً به دلیل داشتن مقادیر بیشتری P₂O₅ میباشد و گر نه از نظر مجموعه یا سری ماگمایی با سایر سنگهای همراه تفاوت خاصی ندارد و به یک مجموعه سنگی تعلق دارد.



شکل ۴–۱۲ - نمودار P2O5 درمقابل Zr (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶)، جهت تعیین سری ماگمایی سنگ های نفوذی بازیک – حدواسط منطقه ماجراد.





پتروژنز

۵–۱– مقدمه

یکی از مهمترین مسائل در پترولوژی، تعیین محیط زمینساختی تشکیل دهنده سنگهای منطقه مورد مطالعه میباشد. ایده تمایز ماگماهای مربوط به جایگاههای زمینساختی مختلف به طریق شیمیایی نخستین بار در طی دو مقاله به وسیله پییرس و کان^۱ (۱۹۷۳و۱۹۷۱) بیان شد. این دو محقق نشان دادند که امکان تمایز بازالتهای تولید شده در جایگاههای زمینساختی معلوم، با استفاده از ژئوشیمی آنها و بر اساس عناصر T. T. V. T. و S. به عنوان شاخصهای بسیار مؤثر در تعیین محیطهای زمینساختی مختلف، وجود دارد. به این ترتیب آنها طرّاح نمودارهای زمینساختی – ماگمایی تعیین کننده یا تفکیک کننده جایگاه زمینساختی سنگهای آذرین شناخته میشوند. نمودارهای متمایز کننده زمینساختی – ماگمایی، نمودارهای تغییرات ژئوشیمیایی هستند که در آنها ماگماهای تولید شده در جایگاههای زمینساختی منفاوت را میتوان بر اساس ترکیب یا ویژگیهای ژئوشیمیشان از یکدیگر متمایز نمود. از مزایای این روش، سادگی نسبی و کاربرد وسیع نتایج آن میباشد که سبب شده است تا محیط فوران بازالتهای قدیمی و جدید را با توجه به نتایج آنالیز شیمیایی یک سنگ بر اساس عناصری که به راحتی بازالتهای قدیمی و جدید را با توجه به نتایج آنالیز شیمیایی یک سنگ بر اساس عناصری که به راحتی تعیین میشوند، شناسایی کرد. سنگهای بازالتی تقریباً در تمام محیطهای زمینساختی حضور دارند ولی

در عین حال هر کدام از این محیطها توسط خصوصیات ژئوشیمیایی خاص خود مشخص میشوند. به طورکلی جایگاه زمینساختی، نوع ماگما و روند تکامل آن تأثیر بسزایی بر روی شیمی عناصر خواهد داشت و غلظت عناصر در سنگهای آذرین تابعی از غلظت این عناصر در گوشته اولیه، درصد ذوب بخشی، فرایند تبلور، تفریق و تأثیر آلایش پوستهای است (ویلسون^۲ ۲۰۰۷). ویژگیهای صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگهای منطقه مورد مطالعه، در فصلهای گذشته مورد بررسی و مطالعه قرار گرفت. با تلفیق مجموعه بررسیهای صحرایی، پتروگرافی و نتایج آنالیزهای شیمیایی، این امکان فراهم آمد که

2. Wilson

^{1.} Pearce & Cann

بتوانیم در مورد ماگماتیسم منطقه و تحولات ماگمایی و ارتباط آن با ویژگیهای زمین شناسی منطقه، بحث نماییم. در این فصل ابتدا سعی شده است، با استفاده از ژئوشیمی، جایگاه زمینساختی سنگهای آذرین ژوراسیکمیانی منطقه مورد مطالعه مشخص گردد و در ادامه به بررسی خصوصیات محلمنشأ ماگمای سازنده این سنگها خواهیم پرداخت. در انتها با جمع بندی کلیه دادهها و اطلاعات، الگوی زمینساختی تشکیل سنگهای نفوذی ژوراسیکمیانی منطقه ارائه خواهد شد.

۵ – ۲ – تعیین محیط زمین ساختی

به اعتقاد ویلسون (۱۹۸۹)، هر یک از محیطهای زمینشناختی، مجموعه سنگهای خاص خود را دارند و توزیع سنگها با جایگاه زمینشناختی تغییر می کند. بنابراین یکی از هدفهای اصلی پتروژنز را می توان تعیین محیط تکتونو ماگمایی تشکیل سنگها دانست. به طور کلی برای ترسیم یک نمودار تمایز زمینساختی خوب، باید از عناصری استفاده گردد که نسبت به فرآیندهای ثانویه حساس نباشند و نیز اندازه گیری آنها، حتی در سطح غلظت پایین، توسط روشهای تجزیهای ساده، سریع و با دقت بالا امکان پذیر باشد (رولینسون، ۱۹۹۳). به علاوه، یکی از روشهای مناسب برای تعیین محیط زمینساختی استفاده از نسبتهای عناصر است. از میان عناصر مختلف، عناصر کمیاب دارای قدرت میدانی بالا (HFS) به شدت ناسازگار بوده و ضریب جدایش پایینی دارند و در برابر دگرسانی و دگرگونی درجه پایین، غیرمتحرک می باشند. تعداد زیادی نمودار متمایز کننده محیط زمینساختی برای بازالتها به کار گرفته شده است و در آنها از عناصر اصلی، فرعی و خاکینادر استفاده شده است. عناصر آم بازالتها به کار گرفته مؤثرترین متمایز کنندهها جهت تعیین محیطهای زمینساختی بازالتها به شمار می روند (پیبرس و کان، مؤثرترین متمایز کنندهها جهت تعیین محیطهای زمینساختی بازالتها به شمار می روند (پیبرس و کان، موثرترین متمایز کنندهها جهت تعیین محیطهای زمینساختی بازالتها به شمار می روند (پیبرس و کان، موثرترین متمایز کنندها ماگاهای کالک آلکالن سازنده گابرودیوریتهای منطقه ماجراد، از نمودارهای تمایز مینساختی مختله استفاده شده است که در ذیل به توضیح آنها می پردازیم. با توجه به تشابه زمینساختی مختلف استفاده شده است که در ذیل به توضیح آنها می پردازیم. با توجه به تشابه ژئوشیمیایی گابروها و بازالتها، نمودارهای متمایز کننده محیطهای زمینساختی بازالتها، برای تعیین محیطهای زمین شناختی گابروها مفید هستند.

۲Nb- Zr/4- Y – ۱ – ۲ – ۵ – ۲ – ۵

۵ – ۲ – ۲ – ۲ – نمودار 3×Ti/100-Zr-Y، (پییرس و کان، ۱۹۷۳)

در این نمودار با استفاده از مقادیر عناصر کمیاب HFS، انواع بازالتهای محیطهای مختلف زمینساختی را میتوان از یکدیگر متمایز ساخت. با استفاده از این نمودار بازالتهای فوران یافته در داخل ورقهها (WPB)، بازالتهای کالکآلکالن (CAB)، بازالتهای کف اقیانوس، بازالتهای کالکآلکالن و تولئیتهای جزایر اقیانوسی (CAB, MORB, IAT) و بازالتهای تولئیتی فقیر از پتاسیم مربوط به جزایر کمانی (IAT) از یکدیگر متمایز میشوند. عناصر ۲-Ii-Zr در حین فرایندهای ثانویه، تقریباً بدون تغییر باقی میمانند، به همین علت برای شناسایی خاستگاه سنگهای دگرسان شده نیز مفیدند (پییرس و کان،۱۹۷۳). در شکل ۵-۲ نمونههای گابرودیوریتی ژوراسیک میانی ماجراد در محدوده بازالتهای پشته-های میان اقیانوسی و بازالتهای جزایر اقیانوسی (میدانهای B و C) قرار میگیرند. بازالتهای درون ورقهای در مقایسه با سایر بازالتها از نسبت Ti/T بالاتری برخوردار هستند. این امر بیانگر یک منشأ

^{1.} Meschede

گوشتهای غنی شده برای این سنگهای گابرودیوریتی است.



۵– ۲ – ۳ – نمودارهای سه گانه وود⁽ (۱۹۸۰)

این نمودارها بر اساس عناصر HFS (از قبیل HFS, Nb و Ta, Zr, Hf, Nb ترسیم شدهاند. این عناصر در طی دگرسانی و دگرگونی درجه پایین نامتحرک بوده، لذا استفاده از آنها جهت تمایز محیط زمینساختی سنگهای گابرودیوریتی ماجراد مناسب میباشد. در این نمودارها، بازالتهای غنی شده پشته میاناقیانوسی (B-MORB)، بازالتهای معمول پشته میاناقیانوسی (N-MORB)، بازالتهای آلکالن درونورقهای (WPA)، تولئیتهای درون ورقهای (WPT)، بازالتهای کالکوآلکالن (CAB) و تولئیتهای جزایر کمانی از هم تفکیک شدهاند. در نمودارهای تمایز محیط زمینساختی وود (۱۹۸۰)، نمونههای گابرودیوریتی ژوراسیکمیانی منطقه ماجراد در محدوده بازالتهای کالک آلکالن قرار گرفتهاند (شکل ۵-۳).

1. Wood



شکل ۵-۳- موقعیت نمونه های گابرودیوریتی ماجراد، در نمودارهای تمایز محیط زمین ساختی وود (۱۹۸۰). ۵ – ۲ – ۴ – نمودار تغییرات ۲ در مقابل Zr (مولر و گروس، ۱۹۹۷)

طبق نمودار (مولر و گروس، ۱۹۹۷) نمونههای گابرودیوریتی منطقه ماجراد به ترتیب در محدوده سنگ-های آذرین وابسته به محیطهای کمان و عمدتاً سرچشمه گرفته از یک منشأ گوشتهای غنیشده قرار گرفتهاند (شکل ۵–۴). نشأت گرفتن مذابهای سازنده این سنگها از ماگماهای غنی شده سرچشمه گرفته از گوشته متاسوماتیسم شده، توسط ویژگیهای زیر تأیید می شود : ۱- ترکیب کانی شناسی این سنگها (یعنی وجود کانی های سیلیکاته آهن و منیزیم دار که در عین حال از کلسیم و آب (نظیر اوژیت و هورنبلند سبز) و پتاسیم و آب (مثل بیوتیت) غنی هستند) و ۲- حضور کانی های غنی از عناصر HSFEs (نظیر ر 2r,

U, Th, Hf, P و Ti) مانند زيركن، آپاتيت و اسفن.



۵ – ۲ –۵ – نمودار تغییرات غلظتV نسبت به Ti/1000 (شراویس^۱، ۱۹۸۲)

نمودار شراویس (۱۹۸۲)، بازالتهای آلکالن و بازالتهای جزایر اقیانوسی، بازالتهای تولئیتی و بازالتهای کمان اقیانوسی، بازالتهای پشتههای میان اقیانوسی و بازالتهای حوضههای پشت کمانی را از یکدیگر جدا می کند. محدودیت این نمودار آن است که محدودیتی بین بازالتهای پشتههای میان اقیانوسی و بازالتهای پشت کمانی در نظر گرفته نشده است (باگاس^۲ ، ۲۰۰۸). هر چند به نظر میرسد که فرایندهای تأثیرگذار در ماگماتیسم مناطق پشت کمان مشابه تشکیل بازالتها در حوضههای اقیانوسی است، اما فرایندهای موثر در ماگماتیسم پشت کمان تحت تاثیر پدیده فرورانش میباشد که سبب میشود تا ماگماتیسم این مناطق تنوع ژئوشیمیایی بیشتری نسبت به حوضههای اقیانوسی داشته باشند (تایلور و

- 1. Shervais
- 2. Bagas

^{3.} Taylor & Martinez

شدهاند (شکل ۵–۵).



شکل ۵-۵ - موقعیت نمونه های گابرودیوریتی ماجراد در نمودار متمایز کننده انواع بازالت ها براساس نسبت هایTi-V، (شراویس، ۱۹۸۲).

۵ – ۲ – ۶ – نمودار Ti/Zr-Zr

در نمودار باگاس^۱ و همکاران (۲۰۰۸)، که بر اساس Zr در مقابل Ti/Zr در نمودار زیر رسم شده است، نمونههای گابرودیوریتی ژوراسیک میانی ماجراد در قلمرو بازالتهای پشت کمانی واقع شدهاند (شکل ۵-۶).

MgO انمودار K_2O در مقابل - 4 - 4

در نمودار ویرکمپ^۲ (۲۰۱۰)، که بر اساس مقادیر MgO در مقابل K₂O رسم شده است، نمونههای گابرودیوریتی ژوراسیک میانی منطقه ماجراد، در خارج از محدوده بازالتهای کمانی و در قلمرو بازالتهای پشت کمانی، قرار می گیرند (شکل ۵–۷). با توجه به نمودارهای تعیین جایگاه محیط تکتونیکی، ویژگی-

1. Bagas

^{2.} Varekamp

های زمین شناسی منطقه و تحولات زمین ساختی ایران در دورههای زمانی تریاس و ژوراسیک و مستندات منتشر شده (مقالات رستمی، ۱۳۹۶؛ بلوچی (در دست چاپ)؛ کرمی (در دست چاپ))، بهترین جایگاه پاسخگویی محیط زمین ساختی تشکیل سنگهای آذرین بازیک – حدواسط اواخر تریاس – ژوراسیک میانی منطقه ماجراد، حوضههای پشت کمانی درون قارهای بودهاند.



عناصر کمیاب نسبت به اثرات ذوب بخشی حساس هستند و با استفاده از آنها میتوان ویژگیهای محل منبع نظیر نوع گوشته، ترکیب و میزان غنیشدگی آن را تعیین کرد.

۵ – ۳ – ۱ – تعیین نوع گوشته محل منشأ و ویژگی های آن

بین ویژگیهای عناصر ناسازگار و REE گابرودیوریتهای ژوراسیکمیانی منطقه ماجراد و بازالتهای پشتههای میاناقیانوسی غنی شده (EMORB) و بازالتهای نوع OIB تشابه زیادی وجود دارد. به طور کلی اگر ترکیب شیمیایی بازالتهای مناطق درون ورقهای به بازالتهای جزایر اقیانوسی شباهت داشته باشد، آنها از گوشته استنوسفری مشابهی منشأ گرفتهاند (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۰). بیشتر ماگماهای کافتهای قارهای ترکیبات خیلی مشابهی با بازالتهای درون ورقه اقیانوسی (OIB) نشان میدهند. به اعتقاد هاسه و رنو^۲ (۲۰۰۸)، بازالتهای درون ورقهای اقیانوسی از ستونهای گوشتهای عمیق در حال صعود منشأ گرفتهاند. همگام با تداوم کشش و زایش ماگما در مراحل اولیه رشد و توسعه حوضههای پشت کمان، بازالتها دارای شیمی مشابه با بازالتهای MORB و جزایر کمانی میباشند (ویلسون، ۱۹۸۹). در نمودارهای عنکبوتی، الگوی OIB توسط غنی شدگی از EREE و آنومالی مثبت OIB مشخص می شود (ثانگ و همکاران، ۲۰۱۰)، همچنین در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به OIB (سان ه

میشود (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۰). همچنین در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به OIB (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) (شکل ۵–۸)، میزان غنیشدگی سنگهای مورد مطالعه نزدیک به یک است که این امر میتواند، بیانگر استنوسفری بودن محل منشأ ماگمای اولیه باشد. پراکندگی مشاهده شده در رفتار عناصر Cs، dN و P (آنومالی مثبت و منفی) نیز عمدتاً با دگرسانی و تحرک بالای این عناصر در طی فرآیندهای ثانویه در ارتباط میباشد. از نسبت HFSE/LREE نیز به عنوان معیاری برای تعیین منشأ گدازههای بازالتی استفاده میشود. نسبتهای کمتر از یک نشاندهنده منشأ لیتوسفری و نسبتهای بالا شاخص منشأ استنوسفری میباشند (علی و انتافلوس⁷، ۲۰۱۱). میانگین نسبت Mb/La در گابرودیوریت-های ژوراسیکمیانی منطقه ماجراد ۹۹/۰ میباشد که نشاندهنده منشأ استنوسفری (شبیه IO) آنها میباشد. در مجموع میتوان چنین استنباط کرد که ماگماهای سازنده گابرودیوریتهای منطقه ماجراد از یک منبع گوشتهای با ترکیب مشابه با گوشته محل منبع بازالتهای پشتههای میان اقیانوسی غنیشده (OB) نشات یک منبع گوشتهای با ترکیب مشابه با گوشته محل منبع بازالتهای پشتههای میان اقیانوسی غنیشده گرفته است.

^{1.} Zhang

^{1.} Haase & Renno

^{2.} Ali & Ntaflos



شکل ۵–۸ – نمودار عنکبوتی بهنجار شده سنگ های گابرودیوریتی ژوراسیک میانی منطقه ماجراد، نسبت به OIB، سان و مکدونوف (۱۹۸۹).

نسبتهای عناصر ناسازگار برای نشان دادن منابع گوشتهای مفید هستند. زیرا این نسبتها در محل منبع گوشته و مخصوصاً در درجات بالای ذوب بخشی تغییر نمی کنند (ارنست و بوچان^۱، ۲۰۰۳). بنابراین از نمودار رسم شده بر اساس نسبتهای Th/Yb در مقابل Ta/Yb میتوان بهره گرفت (پییرس ۱۹۸۲). همانگونه که در این نمودار مشاهده می شود موقعیت ترکیبی سنگی گابرودیوریتهای ژوراسیکمیانی منطقه ماجراد، در راستای بردار گوشته غنی شده مشابه با گوشته محل منبع بازالتهای پشتههای میان-اقیانوسی غنی شده (EMORB) واقع شده است (شکل ۵-۹).



1. Ernst & Buchan

از نمودار تغییرات Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان^۱, ۲۰۰۷)، به منظور تعیین ترکیب محل منشأ تولید ماگما و تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ سنگهای مورد مطالعه استفاده شده است. تغییرات نسبت Sm/Yb نشاندهنده حضور عناصر خاکینادر متوسط و سنگین است و همچنین به حضور گارنت در محل منشأ، نسبت داده میشود (کوبان، ۲۰۰۷). بنابراین تغییرات dY/M منعکس کننده مذاب در حال تعادل با باقیمانده گارنت لرزولیتی یا فاقد گارنت است (شکل ۵–۱۰). نمونههای مابرودیوریتی ژوراسیک میانی منطقه ماجراد، در قلمرو محل منشأ عاری از گارنت قرار می گیرند و نتایج حاصل از مبحث نمودارهای عنکبوتی در فصل چهارم در مورد عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ ماگما و تهیشدگی HREE ها در آن را تأیید می کنند. در نمودار «(Tb/Yb) در برابر «(La/Sm) (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲) که عناصر نسبت به کندریت (بوینتون^۲، ۱۹۸۴) بهنجار شدهاند، نمونههای گابرودیوریتی ژوراسیکمیانی منطقه ماجراد، در محدوده اسپینل پریدوتیت قرار می گیرند (شکل ۵–۱۰).



^{1.} Coban

^{2.} Boynton



شکل ۵–۱۱– نمودار نسبت Tb/Yb)N) در مقابل La/Sm) (وانگ و همکاران۲۰۰۲)، جهت تعیین حضور یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ سنگ های گابرودیوریتی ژوراسیک میانی در منطقه ماجراد.

جهت تشخیص غنی شدگی و یا عدم غنی شدگی ناحیه منشأ گابرودیوریتهای منطقه ماجراد، از نمودارهای Zr در برابر Y (ابوهماته'، ۲۰۰۵)، (بر اساس دادههای سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) استفاده شده است. عناصر ناسازگار از قبیل HREE Zr, Y, Nb, Ti, P و فلزات انتقالی در طی دگرسانی ثانویه نامتحرک می باشند (ساکانی ^۲ و همکاران، ۲۰۱۱). بنابراین استفاده از این عناصر جهت بررسی ویژگیهای محل منشأ گابرودیوریتهای منطقه مناسب می باشد. نسبت Y/۲۶ در گوشته اولیه (PM) برابر با ۲/۴۶ محل منشأ گابرودیوریتهای منطقه مناسب می باشد. نسبت Y/۲۶ در گوشته اولیه (PM) برابر با ۲/۴۶ محل منشأ گابرودیوریتهای منطقه مناسب می باشد. نسبت Y/۴۶ در گوشته اولیه (PM) برابر با ۲/۴۶ می باشد که این نسبت در گابرودیوریتهای مورد بررسی در حدود ۴/۴۶ است. لذا می توان نتیجه گرفت می باشد که ماگمای تشکیل دهنده سنگهای گابرودیوریتی ژوراسیک میانی منطقه ماجراد، از یک منبع گوشته غنی شده نفی شده نشأت گرفته است. در نمودار Y در برابر Zr نمونههای مورد بررسی در محدوده گوشته غنی شده قرار گرفتهاند (شکل ۵–۱۲، الف).

^{1.} Abu-Hamatteh

^{2.} Saccani



شکل ۵–۱۲– موقعیت ترکیبی گابرودیوریت های ژوراسیک میانی ماجراد، الف- نمودار Zr در برابر Y (ابوهماته، ۲۰۰۵)، ب- موقعیت نمونه های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی و البرز در نمودارهای Zr در برابر Y (Sun and McDonough, 1989) (اقتباس از رستمی، ۱۳۹۶).

رستمی و همکاران، ۱۳۹۶ که بر اساس گردآوری نتایج آنالیز شیمیایی تعداد زیادی از سنگهای بازیک – حدواسط ژوراسیک ایران مرکزی نیز به این نتیجه نائل شدند که، مذابهای سازنده ماگماهای بازیک – حدواسط ژوراسیک میانی از گوشته غنیشده سرچشمه گرفتهاند. این نتیجه گیری با دادههای بدست آمده در طی تحقیق ساز گاری دارد و همدیگر را تأیید میکنند (شکل ۵–۱۲، ب). بر اساس این نمودارها (شکل ۵–۱۲، الف و ب)، ماگمای سازنده سنگهای مورد مطالعه از ذوب یک گوشته غنی شده نشأت گرفتهاند.

۵ – ۳ – ۲ – تعیین درجه ذوب بخشی

به منظور تعیین درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ تشکیل ماگماهای سازنده گابرودیوریتهای ماجراد، از نمودار کرینیتز و همکاران (۲۰۰۶)، استفاده شده است. این نمودار بر اساس تغییرات نسبتهای N(Ce/Yb) در مقابل ۸(Sm/Yb)، بهنجار شده به کندریت (سان و مکدونوف ۱۹۸۰)، رسم شده است (شکل ۵–۱۳). این نمودار علاوه بر تعیین درجه ذوب بخشی محل منشأ، ترکیب کانیشناسی مودال ناحیه منشأ را نیز نشان میدهد. این نمودار، معرّف آن است که گابرودیوریتهای ماجراد از ذوب بخشی حدود ۱۰ درصدی یک منشاء اسپینل لرزولیتی سرچشمه گرفتهاند.



شکل ۵–۱۳ موقعیت ترکیبی گابرودیوریت های ماجراد بر روی نمودار (Ce/Yb) در مقابل ای (Sm/Yb) (کرینیتز و همکاران ۲۰۰۶).

۵ – ۳ – ۳ – تعیین عمق ذوب بخشی در ناحیه منشأ

به طور کلی اعتقاد بر این است که اسپینل حداکثر تا عمق۸۰ کیلومتری پایدار میباشد ولی فاز گارنت میتواند تا بخشهای عمیق تر گوشته نیز حضور داشته باشد. با توجه به اینکه نمودارهای مورد استفاده برای گابرودیوریتهای ماجراد نشان دهنده نبود گارنت و حضور اسپینل در محل منشأ ماگمای سازنده سنگهای منطقه میباشد، میتوان حداقل عمق منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده این سنگها را حدود ۸۰ کیلومتر در نظر گرفت. در نمودار Ce/Yb در مقابل Ce (الام[']، ۱۹۹۲) (شکل ۵–۱۴) ذوب بخشی در اعماق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتر از سطح زمین صورت گرفته است و از سوی دیگر نشاندهنده ذوب یک ستون گوشتهای عمیق میباشد.

^{1.} Ellam



۵ – ۴ – بررسی نقش آلایش پوسته ای

در تشکیل سنگ های گابرودیوریتی ژوراسیک منطقه ماجراد

ماگماهای سازنده سنگهای آذرین، برای رسیدن به سطح یا نقاط کم عمق پوسته، ناگزیر به عبور از ضخامت زیادی از پوسته قارهای هستند. ضخامت پوسته قارهای، پایین بودن سرعت صعود ماگما، طولانی بودن مدت اقامت ماگما در اتاقهای ماگمایی و نرخ پایین تولید ماگما از قبیل عواملی هستند که میتوانند در بالا رفتن احتمال آلایشپوستهای ماگما، سهیم باشند (فورمن[']، ۲۰۰۷). به دلیل اینکه ماگماهای کالک آلکالن در هنگام صعود از لیتوسفر ضخیم قارهای عبور میکنند، بررسی اثر فرایندهای ماگماهای مانند آلایش و هضم سنگهای پوسته قارهای بر آنها دارای اهمیت زیادی میباشد.

غنی شدگی نمونه های سنگی مورد مطالعه از LREE، نشان دهنده آلایش پوسته ای ماگمای سازنده سنگ های گابرودیوریتی ژوراسیک میانی منطقه ماجراد می باشد، همچنین تهی شدگی از Nb می تواند معرّف آلایش پوسته ای ماگما باشد (شکل ۵–۸). سنگ های مورد مطالعه غالباً نسبت به Pb غنی شدگی

^{1.} Furman

قابل توجهی نشان میدهند، با توجه به حضور گسترده کانیهای پتاسیک مافیک به ویژه بیوتیت در گابروها و دیوریتها میتوان نتیجه گرفت که غنی شدگی سنگهای مورد نظر از سرب، با ذوب بخشی با نرخ کم یک خاستگاه گوشتهای متاسوماتیسم شده و آلایش ماگما با پوسته قارهای در ارتباط است. عناصر Lu و dY رفتار ژئوشیمیایی مشابهی دارند. در نتیجه نسبت Lu/Yb در طی تبلور تفریقی یا ذوب بخشی به میزان قابل توجهی تغییر نمی کند. ماگماهای مشتق شده از گوشته دارای نسبت پایین Lu/Yb با میانگین ۲۰۱۴ تا ۲۰/۵ هستند، در حالی که این نسبت در پوسته قارهای بالاتر بوده و حدود ۲۰۱۰ تا ۸۱/۰ میباشد (دای و همکاران، ۲۰۱۱). میانگین نسبت در پوسته قارهای بالاتر بوده و حدود ۲۰۱۰ تا ۸۱/۰ میباشد (دای و همکاران، ۲۰۱۱). میانگین نسبت و بیانگر مشتق شدن ماگمای این سنگها از منبع میباشد که بیشتر از میانگین پوسته قارهای است و بیانگر مشتق شدن ماگمای این سنگها از منبع

(۲۰۰۴)، اگر نسبت La/Nb در نمونههای بازالتی، بیشتر از ۱/۵ باشد نشان دهنده احتمال وجود آلودگی پوستهای است. این نسبت در نمونههای گابرودیوریتی ژوراسیک میانی منطقه ماجراد، در حدود ۲ میباشد، که آلایش پوستهای آنها را تأیید میکند.



شکل ۵–۱۵– موقعیت نمونه های گابرودیوریتی ژوراسیک منطقه ماجراد، در الف- نمودار La/Sm در مقابل La/Nb، یان و ژائو (۲۰۰۸)، ب– نمودار Nb در برابر Nb/U، کورنلیوس و همکاران (۲۰۱۱).

^{1.} Abdel – Fattah

برای نشان دادن اثرات آلایش پوسته قارهای، در نمونههای مورد مطالعه از نمودارهای La/Nb-La/Sm و برای نشان دادن اثرات آلایش ماگما با پوسته قارهای هستند (شکل ۸۵–۱۸ الف و ب). تهی شدگی از Nb و غنی شدگی از LREE معرّف ترکیبات پوسته ای است به طوری که مقادیر پایین Ub/V و مقادیر بالای Nb/L سنگها نسبت به ترکیبات پوسته ای است به طوری که مقادیر پایین Ub/V و مقادیر بالای La/Nb سنگها نسبت به ترکیبات گوشته، نشانگر نقش آلایش مقادیر پایین Ub/V و مقادیر بالای La/Nb سنگها نسبت به ترکیبات گوشته، نشانگر نقش آلایش مقادیر پایین Ub/V و مقادیر بالای La/Nb سنگها نسبت به ترکیبات گوشته، نشانگر نقش آلایش مقادیر پایین Ub/V و مقادیر بالای La/Nb میاشد. همانطور که ملاحظه میگردد، نمونههای گابرودیوریتی ژوراسیک میانی منطقه ماجراد، به طور کامل در محدوده معرّف پوسته قارهای قرار گرفتهاند که بوسته ای میاشد. از ایش ماگماهای سازنده سنگهای گابرودیوریتی ژوراسیکمیانی منطقه ماجراد، با ترکیبات پوستهای میانی منطقه ماجراد، به طور کامل در محدوده معرّف پوسته قارهای قرار گرفتهاند که پوسته ای میاشد. بر اساس این نمودار، نمونههای گابرودیوریتی ژوراسیکمیانی منطقه ماجراد، با ترکیبات نشان دهده میانی منطقه ماجراد، با ترکیبات پوستهای میاشد. بر اساس این نمودار، نمونههای مورد مطالعه در محدوده پوسته قارهای واقع شدهاند که به نشان دهنده بیانگر وجود آلایش ماگماهای سازنده سنگهای گابرودیوریتی مور مطالعه، توسط پوسته قارهای دهده بیانگر وجود آلایش در ماگمای تشکیل دهنده سنگهای گابرودیوریتی مورد مطالعه، توسط پوسته قارهای، در بیان دهنده میانگر وجود آلایش یوسته ای میاشد. این امر با تشکیل ماگما در محیطهای زمین- نقش آلایش در ماگمای تشکیل دهنده سنگهای گابرودیوریتی مورد مطالعه، توسط پوسته قارهای، در ساخت کششی درون قارهای بالایی پوسته قارهای میاشد. این امر با تشکیل ماگما در محیطهای زمین- طی صعود ماگما به ترازهای با بیت کلیتر می میاشد. این امر با تشکیل ماگما در محیطهای زمین- ساخت کششی درون قارهای یا به عبارت کلیتر با وجود یک محیط زمین ساخت کششی پشت کمانی

۵ – ۴ – ۱ – نمودار تغییرات Nb/U در مقابل Nb/Sm (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶).

برای نشان دادن عمق و جایگاه آلایش ماگماهای سازنده سنگهای مورد مطالعه، از نمودارهای کرینیتز و همکاران (۲۰۰۶)، استفاده شده است. همانگونه که شکل ۵–۱۶ نشان میدهد، سنگهای مورد مطالعه متحمل آلایش پوستهای با پوسته بالایی شدهاند.



۵ – ۴ – ۲ – نمودار Rb/Y در مقابل Nb/Y (پیپرس، ۱۹۸۳)

برای تفکیک تشخیص غنی شدگی به وسیله سیالات در زون فرورانش یا آلودگی پوستهای و غنی شدگی در موقعیت درون صفحهای می توان از این نمودار بهره برد. Rb در محیطهای مر تبط با فرورانش و یا آلودگی پوستهای از فراوانی بالایی برخوردار می باشد، در حالی که ماگماهای متعلق به محیطهای درون قارهای دارای فراوانی بالایی از Nb می باشند. نمونه های مورد مطالعه در شکل ۵–۱۷ از روند آلایش پوستهای درون تبعیت می کنند.



۵ – ۵ – الگوی زمینساختی

با بهرهگیری از مجموعه مطالعات صحرایی، پتروگرافی و نتایج آنالیزهای شیمیایی، میتوان چشماندازی در مورد ماگماتیسم و تحولات ماگمایی و ارتباط ماگماتیسم، با رویدادهای زمین شناسی منطقه مورد مطالعه ارائه داد. به اعتقاد ویلسون (۱۹۸۹)، چهار محیط اصلی را میتوان برای تولید سنگهای آذرین مشخص نمود: (۱) حاشیههای سازنده ورقهها (سیستمهای واگرای پشتههای میان اقیانوسی، کافت درون قارهای و محیطهای کششی پشت کمانی)، (۲) حاشیه مخرب ورقهها (جزایر کمانی و حواشی فعال قارهای)، (۳) محیطهای درون ورقههای اقیانوسی (جزایر اقیانوسی)، (۴) محیطهای درون ورقههای از از اتهای طغیانی، کافتهای قارهای و ماگماتیسم پتاسیک و اولتراپتاسیک).

سنگهای آذرین مورد مطالعه به صورت تودههای آذرین کوچک مقیاس و دایکهای دیابازی با ترکیب -غالب گابرودیوریتی میباشند که در درون مجموعه دگرگونی – آذرین ماجراد (به سن نئوپروتروزوئیک پایانی) نفوذ کردهاند، با توجه به نتایج حاصل از آنالیز زیرکنهای استخراج شده از گابرودیوریتهای ماجراد جهت تعیین سن به طور میانگین دارای سن ۱۶۶ میلیونسال (معادل ژوراسیکمیانی – آشکوب-های آلنین تا باتونین) میباشند (ویسکرمی و همکاران، ۱۳۹۶). لازم به ذکر است این تعیین سن به

روش U-Pb بر روی زیرکن و برای اولین بار بر روی این سنگها انجام شده است، تصاویر کاتدولومینسانس تهیه شده از زیرکنهای جدا شده از گابرودیوریتهای ماجراد نشان میدهد (شکل ۵–۱۸) که اغلب زیرکنها، شکلدار تا نیمه شکلدار، شفاف و دارای اشکال منشوری کوتاه تا طویل (حداکثر ۲۰۰ میکرون) هستند، برخی از آنها منطقهبندی ترکیبی نشان میدهند (ویس کرمی و همکاران، در دست چاپ). همانگونه که قبلاً اشاره گردید، در این تودههای نفوذی، شواهد بارز تفریقیافتگی از گابرو تا تونالیت مشاهده می شود. بر پایه داده های ژئوشیمیایی، فعالیت های ماگمایی اواخر تریاس- ژوراسیکمیانی دارای ماهیت کالک آلکالن تا آلکالن ضعیف میباشند ماگمای سازنده این سنگها دارای ماهیت کالکوآلکالن بوده، از عناصر سنگدوست بزرگیون (LILEs) و عناصر خاکی نادر سبک (LREEs) غنی شدگی و از عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSEs) و عناصر خاکی نادر سنگین (HREEs) تهی شدگی نشان می دهد. بر پایه این دادههای ژئوشیمیایی، و با توجه به موقعیت زمینساختی پهنهساختاری ایران مرکزی در دوره-های زمانی تریاس - ژوراسیک و با یقین بر این موضوع که ماگماتیسم مورد نظر در یک محیط درون ورقه قارهای انجام شده است، می توان به این امر پی برد که، ماگمای سازنده گابرودیوریتهای ماجراد، از ذوب-بخشی حدود ۱۰ درصدی گوه گوشتهای متاسوماتیسم شده با ماهیت اسپینل لرزولیتی واقع در بالای ورقه اقیانوسی نئوتتیس فرورانده، در اعماق ۸۰ تا۱۰۰ کیلومتری منشأ گرفتهاند. ماهیت کالک آلکالن سنگهای مورد مطالعه میتواند یکی از شواهدی باشد که تکتونیک کششی را تایید میکند، زیرا سنگهای کالک آلکالن عموما در مناطق کششی- کافتی مشاهده میشوند. ماگمای تشکیل شده در محیطهای زمینساخت کششی درون قارهای یا به عبارت کلی تر در محیطهای زمینساخت کششی پشت کمانی در حاشیه شمالی زون ایران مرکزی خود را به ترازهای بالاتر رسانده و در پوسته میانی جایگزین شده است که به درون حوضههای رسوبی این زمان فوران یافته و یا در مواردی به صورت اجتماعات دایکی بازیک سنگهای قدیمی تر را قطع کرده است. حوضه پشت کمانی، حوضههای کششی کوچک شکل گرفته در حواشی فعال قارهای و در ارتباط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قارهای میباشند که در داخل یا پشت نوار ماگمایی اصلی زون فرورانش تشکیل میشوند (ماتینز و همکاران، ۲۰۰۷ در برهمند، ۱۳۸۹)، همچنین در (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۶؛ رستمی و همکاران، ۱۳۹۶، شکاری و همکاران، ۱۳۹۶).

ورقه اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس، در خلال فرایند آبزدایی و متاسوماتیسم قرار گرفته و منجر به ایجاد سیالات غنی از LILE و تهی از HFSE شده است. اختلاط این سیالات با گوشته لیتوسفری زیر قارهای ایران مرکزی به تعدیل ناحیه منشأ سنگهای پشت کمانی ایران مرکزی منجر شده است.



شکل ۵–۱۸– تصویر کاتادولومینسانس زیرکن های استخراج شده از گابرودیوریت های ماجراد جهت تعیین سن (ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۶).

با توجه به یافتههای صحرایی و آزمایشگاهی گسترده صورت گرفته در سالهای اخیر در راستای انجام رسالههای دکتری (بلاغی، ۱۳۹۳ ؛ حسینی، ۱۳۹۴؛ بلوچی و همکاران(۱۳۹۶)؛ ویسکرمی (در دست چاپ)) و نتایج تعیین سنهایی که اخیراً به دست آمده است میتوان این تحولات را به شرح زیر خلاصه کرد: از اواخر تریاس حدود ۲۲۰ میلیون سال پیش، فعالیتهای ماگمایی بازیک تا اسیدی به صورت طیفی از گابرو تا گرانیت (عمدتاً گابرودیوریتی)، مجموعههای پیسنگی چاپدونی (کیقبادی، ۱۳۹۵) و جندق (بلوچی، ۱۳۹۶) را قطع کردهاند. به سمت شمال دامنه سنی این فعالیتهای ماگمایی به ژوراسیک میانی نیز میرسد. سنسنجیهای صورت گرفته بر روی زیرکنهای استخراج شده از گابرودیوریتهای ماجراد (۱۶۶میلیون سال معادل ژوراسیکمیانی) این موضوع را تأیید میکند (ویسکرمی، در دست چاپ). در منطقه جنوب و جنوبشرق شاهرود علاوه بر تودههای نفوذی، فعالیتهای ماگمایی به صورت گدازههای بازالتی زیردریایی و دایکهای دیابازی تظاهر پیدا کردهاند که در غرب مجموعه دگرگونی-آذرین بندهزار چاه، جنوب و غرب مجموعه شترکوه، شرق مجموعه دلبر و مجموعه ماجراد، قابل مشاهده این بندهزار چاه، جنوب و غرب مجموعه شترکوه، شرق مجموعه دلبر و مجموعه ماجراد، قابل مشاهده مستند (خبره، ۱۳۹۵؛ بلاغی اینالو، ۱۳۹۳ و حسینی، ۱۳۹۲). در برخی افقهای بازالتی، ساخت بالشی دیده میشود که میتواند بیانگر عمق زیاد حوضههای رسوبی به سن اواخر تریاس – اوایل ژوراسیک باشد. یکی از ویژگیهای بارز توالیهای رسوبی تریاس – ژوراسیک، وجود کنگلومرای قاعدهای چندزادی سرشار از قلوههای سنگی سرچشمه گرفته از مجموعههای پیسنگی اواخر نئوپروتروزوییک میباشد. ضخامت افقهای کنگلومرایی مورد نظر در شرق مجموعه بندهزار چاه به بیش از ۱۰۰۰ متر، در جنوب غرب میامی فی مالی کنگلومرایی مورد نظر در شرق مجموعه بندهزار چاه به بیش از ۱۰۰۰ متر، در جنوب غرب میامی فخامت کمتری برخوردار هستند (حسینی، ۱۳۹۲).

این توالیهای آتشفشانی – رسوبی، در رخداد کوهزادی سیمرینمیانی در ژوراسیکمیانی، دگرگون شده و به مجموعهای از سنگهای متاپلیتی (اسلیت و فیلیت) و متابازیتی (شیستسبز) با درجه دگرگونی پایین تا متوسط تبدیل شدهاند. الگوی زمینساختی– ماگمایی و نحوه تشکیل و تحول ماگمای کالک آلکالن سازنده سنگهای گابرودیوریتی ماجراد، در حاشیه شمالی ایران مرکزی به صورت نمادین ترسیم شده است (شکل ۵–۱۹).

همچنین، در شکل (۲۰-۵)، الگوی زمینساختی نمادین برای نشان دادن نحوه زایش ماگمای بازی و نقش محل منبع گوشتهای تعدیل شده و تعدیل نشده در تشکیل آن در حوضه کششی پشتکمانی در زیر پهنه شمال ایران مرکزی – البرز جنوبی در زمان ژوراسیک میانی به تصویر کشیده شده است (رستمی، ۱۳۹۶). طبق این الگوی زمین ساختی، کاهش فشار حاصل از کشش و بازشدگی قارمای سبب ذوببخشی گوشته لیتوسفری زیر قارهای و تشکیل مذاب بازالتی شده است، ماگمای تولید شده از طریق گسلهای کششی محلی، به طرف سطح زمین، بالا آمدهاند. احتمالاً این ماگماهای بازیک در یک حوضه کششی پشتکمانی اوليه نابالغ واقع در شمال ايران مركزي- البرز شرقي تشكيل و جايگزين شدهاند. تشكيل اين حوضه، ناشي از فرورانش مایل ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در زمان تریاس بالایی- ژوراسیکمیانی بوده است. با توجه به تهی شدگی نمونه های ایران مرکزی از عناصر HFSEs بهویژه Nb و نبود آنومالی منفی از عناصر HFSEs بهویژه Zr, P, Nb و Ti در نمونههای البرز، احتمالاً ماگمای سازنده سنگهای آذرین ژوراسیک ایران مرکزی، از ذوببخشی درجه بالاتر گوهگوشتهای تعدیل شده اسپینللرزولیتی روی ورقه فرورونده، تشکیل شده است. ماگماهای حاصل از ذوببخشی این منابع، از طریق فضاها و شکستگیهای ایجاد شده در امتداد گسلهای نرمال، خود را به سطح رسانده و در حین صعود به ترازهای بالاتر، متحمل فرآیندهای پترولوژیکی مختلف نظیر تفریق، اختلاط، هضم و آلایش پوستهای گردیده و به صورت روانه-های بازالتی، دایک یا تودههای نفوذی کوچک و بزرگ میکروگابرویی تا گابرودیوریتی در داخل توالی رسوبی سازند شمشک و معادلهای آن در ایران مرکزی، در زمان ژوراسیک میانی تزریق شدهاند (رستمی، .(1898

با توجه به آنچه تا اینجا ارائه شد، (نتایج صحرایی و ژئوشیمیایی صورت گرفته در این پایاننامه و همچنین نتایج حاصل از الگوی زمینساختی رساله دکتری (رستمی، ۱۳۹۶؛ ویسکرمی، در دست چاپ)، حضور این فعالیتهای ماگمایی (سنگهای گابرودیوریتی)، به عنوان شاهدی بر عملکرد ماگماتیسم سیمرین- میانی، در لبهشمالی پهنهساختاری ایران مرکزی و در محیطهای کششی درون قارهای (پشت کمانی) قابل توجیه است.








شکل ۵-۲۰ الگوی زمین ساختی نمادین برای نشان دادن نحوه زایش ماگمای بازی و نقش محل منبع گوشته ای تعدیل شده و تعدیل نشده در تشکیل آن در حوضه کششی پشت کمانی در زیر پهنه شمال ایران مرکزی –البرز جنوبی در زمان ژوراسیک میانی (رستمی، ۱۳۹۶).

۵ – ۶ – نتیجه گیری

مهم ترین نتایج بدست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و پیروژنتیکی بر روی گابرودیوریتهای ژوراسیک میانی به شرح زیر میباشند:

۱- مجموعه دگرگونی ماجراد (به سن نئوپروتروزوئک پایانی)، در ۱۵۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود و در قسمت شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. در این مجموعه تودههای آذرین کوچک مقیاس و دایکهای دیابازی با ترکیب غالب گابرودیوریتی نفوذ کردهاند، براساس نتایج سنسنجیهای صورت گرفته بر روی زیرکنهای استخراج شده از گابرودیوریتهای ماجراد به روشU-Pb این سنگها در حدود ۱۶۶ میلیون سال پیش (معادل با ژوراسیک میانی) تشکیل شدهاند. لازم به ذکر است این تعیین سن به روش U-Pb برای اولین بار در قالب رساله دکترای مرضیه ویسکرمی بر روی این سنگها انجام شده است.

۲- سنگهای میزبان این تودههای گابرودیوریتی، سنگهای متاپلیتی (گنیس، میکاشیستی، گارنت میکاشیستی) متاکربناته (مرمرهای آهکی و دولومیتی) و متابازیتها (شیستسبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت) میباشند. نفوذ این تودههای گابرودیوریتی به درون سنگهای متاکربناته با دگرگونی مجاورتی همراه بوده که در برخی مناطق به اسکارنزایی منجر شده است.

۳- بررسیهای صحرایی، پتروگرافی و نمودارهای ژئوشیمیایی نشان دهنده، شواهدی از تفریقیافتگی از گابرو تا تونالیت در این تودههای نفوذی میباشد. سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه، بطور کلی طیفی از گابرودیوریت، دیوریت، مونزوگابرو و تونالیت را شامل میشوند.

۴- کانیهای اصلی تشکیل دهنده سنگهای گابرودیوریتی شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن (از نوع اوژیت)، هورنبلند و بیوتیت میباشند. روتیل، اسفن، آپاتیت، اپیدوت، گارنت، مگنتیت و زیرکن به صورت کانیهای فرعی این سنگها و کانیهای ثانویه این سنگها شامل کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن میباشند. مهم ترین بافتهای سنگهای گابرودیوریتی عبارتند از: بافتهای گرانولار، افیتیک، ساب افیتیک و پوئی-کیلیتی هستند.

۵- حضور فراوان آپاتیت و اسفن در مقاطع میکروسکوپی سنگهای گابرودیوریتی مورد مطالعه، نشان دهنده بالا بودن مقادیر P و Ti در این سنگها است.

۶- بر پایه دادههای ژئوشیمیایی ماگمای سازنده سنگهای گابرودیوریتی ژوراسیکمیانی منطقه ماجراد، در نمودارهای تعیین سری ماگمایی، ماهیت کالک آلکالن نشان میدهد. بررسی تغییرات عناصر کمیاب نمونههای منطقه ماجراد در نمودارهای عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه، نشان میدهد که، این سنگها از عناصر سنگدوست بزرگیون (LILEs) و عناصر خاکینادر سبک (HREEs) غنیشدگی و از عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSEs) و عناصر خاکینادر سنگین (HREEs) تهیشدگی نشان میدهند. روند موازی تغییرات عناصر نادر خاکی و بالا بودن مقادیر LILE در این نمودارها به همراه طرحهای موجود در نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، ناسازگار و سازگار نسبت به یکدیگر، بیانگر منشأ واحد سنگهای گابرودیوریتی منطقه و نقش تبلور تفریقی، در تحول ماگمای سازنده سنگهای گابرودیوریتی است. در نمودار چندعنصری بهنجارشده به OID، میزان میزان ماگاری سازنده به مان منطقه نزدیک به یک است و بیانگر سرچشمه گرفتن آنها از ذوب گوشته غنیشده مشابه خاستگاه گوشتهای بازالت جزایر اقیانوسی میباشد.

۲- ماگمای کالک آلکالن سازنده سنگهای گابرودیوریتی ماجراد، از ذوب بخشی درجه پایین حدود ۱۰
درصدی یک منبع گوشتهای زیر قارهای متاسوماتیسم شده با ماهیت اولیه اسپینل لرزولیتی، در اعماق ۸۰
تا ۱۰۰ کیلومتری، در یک محیط کششی درون قارهای (پشت کمانی) نشأت گرفته است.

۸- شواهد ژئوشیمیایی نشان دهنده، آلایش پوستهای (آلایش با پوسته بالایی) ماگمای تشکیل دهنده سنگهای گابرودیوریتی ژوراسیکمیانی منطقه ماجراد، در طی صعود ماگما و جایگیری آن در پوسته بالایی میباشد.

منابع فارسى

- ابتهاج م، (۱۳۹۳)، پایاننامه کارشناسی ارشد، " پترولوژی و ژئوشیمی دایکهای دیابازی در منطقه غرب بندهزارچاه "، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- آسیابانها ع، (۱۳۷٤)، "بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی، ص ۲۳۲.
- اصغرزاده ز، (۱۳۹۲)، پایاننامه کارشناسی ارشد، " زمینشناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایکهای دیابازی موجود در منطقه دلبر " دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- آقانباتی س.ع، (۱۳۸۳)"زمین شناسی ایران" جلد ، چاپ اول، انتشارات سازمان زمین شناسی اکتشافات معدنی کشور، تهران، ص ۵۸۶.
- اکرمیان ا، قاسمی ح.ا، طاهری ع.ا. و صادقیان م، (۱۳۸۹)، "ماگماتیسم آندزیتی- داسیتی ائوسن میانی- فوقانی در منطقه زمانآباد، جنوب شرق شاهرود: نشانهای از ماگماتیسم کالکو آلکالن حاشیه قارهای ایران مرکزی"، چهاردهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، ۲۵ الی ۲۷ شهریور ماه، صفحه ۱- ۶. ارومیه.
- برهمند م، (۱۳۸۹)، پایان نامه ارشد: "بررسی موقعیت چینه شناسی و پتروژنز بازالتهای نئوژن منطقهی احمدآباد (خارتوران، جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱٤٥صفحه.
- بلاغی اینالو، م، (۱۳۹۳)، رساله دکتری: "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)" ، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بلاغی ز، (۱۳۹۳)، پایاننامه دکتری، "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود) "، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

بلاغی ز، صادقیان م، قاسمی ح، محجل م، و جای م، (۱۳۹۳)، "کانی شناسی، زمین شیمی و سن پرتوسنجی دایک های مافیک موجود در مجموعه ی دگر گونی دلبر، بیار جمند (جنوب خاور شاهرود) " مجله بلورشناسی و کانیشناسی ایران" سال بیست و دوم، شماره سوم، ص. ۴۷۱-۴۸۴.

- بلاغی ز،صادقیان م، قاسمی ح و محجل م، (۱۳۹۳)، "کانی شناسی، زمین شیمی و سن پرتوسنجی دایکهای مافیک کوجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، مجله بلور شناسی و کانی شاسی ایران.
- بلاغی، ز، صادقیان م، قاسمی ح. و محجل م، (۱۳۹۲)، "ژئوشیمی و سنسنجی U- Pb سنگهای گرانیتی کمپلکس دگرگونی- آذرین دلبر (بیارجمند)، جنوب شرق شاهرود"، هفدهمین همایش انجمن زمینشناسی ایران، تهران.
- بلوچی، س.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، ژای .م.، چیولی، ل.، یانبین، ژ.، (۱۳۹۶) شیمی کانی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی سنگهای آذرین نفوذی منطقه کلاته (شمال باختر خور): شاهدی بر ماگماتیسم تریاس بالایی در پهنه ساختاری ایران مرکزی، مجله بلور شناسی و کانی شناسی.
- جمالی ز، (۱۳۹۳) پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گنبدهای ساب ولکانیک منطقه خاور رزّه (شمال خاور ترود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- جمشیدی خ، (۱۳۸۹)، پایان نامه ارشد" :مطالعه ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حسینی ح، (۱۳۷٤)، پایاننامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیارجمند"، دانشکده زمین، دانشگاه تهران.
- حسینی ح، (۱۳۹۴)، پایان نامه دکتری "ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوییدی بند هزارچاه بیارجمند (جنوبخاور شاهرود)"، دانشکده علومزمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حسینی ح، (۱۳۹۴)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرنولوژی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- حسینی ح، صادقیان م و قاسمی ح، (۱۳۹۲)، "اهمیت کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی به سن اواخر تریاس-اوایل ژوراسیک در تعیین جایگاه چینه شناسی تودههای گرانیتوئیدی بند هزار چاه بیارجمند در جنوب غرب میامی"، هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی تهران.
- خبره د، (۱۳۹۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد:" پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای دگرگونی -آذرین اواخر نئوروتروزوئیک مجموعه احمدآباد -رضاآباد(جنوب خاور شاهرود")،دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- خبره، د؛ "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی آذرین رضا آباد (جنوبخاور شاهرود)"، پایاننامه کارشناسیارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۵)
- دادپور م، (۱۳۹۳)، پایاننامه کارشناسی ارشد، " پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل(شرق سهل) و اهمیت ژئودینامیکی آنها"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- درویشزاده ع، (۱۳۸۱)، "زمین شناسی پوسته اقیانوسی، پترولوژی و دینامیک درونی"، مترجم، جلد اول، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران، ^{۲۹ه} ص.
- رحمتی ایلخچی، م.، (۱۳۸۲)، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه" ، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- رستمی م، (۱۳۹۶)، رساله دکتری: " پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه زمینساختی بازالتهای الیگومیوسن نوار ترود - سبزوار (شمال ایران مرکزی)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- رستمی حصوری، م.، قاسمی، ح.، کاوان نانگ، پ.، رضایی، م.، مباشری، م.، شیمی کانیها و دما فشارسنجی دسته دایکهای دیابازی ژوراسیک غرب رضاآباد (جنوبغربی بیارجمند)، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال بیست و پنجم، شماره ۴، ص ۷۷۴–۷۶۱ (۱۳۹۶).

- سمیاری س، (۱۳۹۴)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گنبدهای ساب ولکانیک بعد از ائوسن منطقه احمدآباد خارتوران (جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- شکاری س، صادقیان م، قاسمی ح. و مینگو ج، (۱۳۹۶) "شیمی کانی و پتروژنز متاپلیتهای مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود)" مجله بلورشناسی و کانیشناسی ایران، در دست چاپ.
- عزیزی، م، (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد:"پترولیوژی و ژیوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگهای دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- قاسمی ح، برهمند م. و صادقیان م، (۱۳۹۰) "کدازه های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق شاهرود: شاهدی بر جایگاه پشت کمانی حوضه الیگو – میوسن ایران مرکزی" مجله پترولوژی، شماره هفتم، ص ۷۷–۹۴.
- قاسمی ح، لنکرانی م، همام م، (۱۳۸۹) "پترولوژی سنگهای آذرین" انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲^{۵۵} صفحه.
- قاسمی ح، و آسیابانها ع، (۱۳۸۰)، "معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق شاهرود، ایران مرکزی" مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، شماره ۱، دوره ۲۳، ص ۲٤۸- ۲۳۱.
- قاسمی ح، و حاجی حسینی ا، (۱۳۸٤)،" نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ دره دایی"، سازمان زمین شناسی کشور
- قاسمی، ح.، رستمی حصوری، م.، صادقیان، م.، (در دست چاپ)، "ماگماتیسم بازی در حوضه کششی پشت کمانی ژوراسیک زیرین – میانی در لبه شمالی پهنه های ایران مرکزی – جنوب البرز شرقی"، شاهرود – دامغان. فصلنامه علومزمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- کاظمی ک، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد:"پترولوژی و ژیوشیمی توده نفوذی جنوب کیکی، جنوب غرب بیارجمند"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.

- کیقبادی، ف، "ژئوشیمی و تعیینسن متابازیتهای پشتبادام"، ایرانمرکزی، پایاننامه کارشناسی-ارشد. دانشگاه دامغان (۱۳۹۵).
- مردانی بلداجی م، (۱۳۹۰)، پایاننامه ارشد: "پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخسارهای سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی منطقه پهنواز، جنوب بیارجمند- شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- معینوزیری ح، (۱۳۷۱) "پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ص ۵۵۰.
- معینوزیری؛ حسین، احمدی، علی (۱۳۷۱) "پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ص ^{۵۳۹}.
- ملک پور علمداری ۱، (۱۳۸٤)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه پتروفابریک و سن سنگهای دگرگونی ناحیه ای در کوههای علاءالدین و ملحدو، جنوب شرق شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.
- منصوری مقدم ب، (۱۳۹۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گنبدهای ساب ولکانیک منطقه جنوب شرق سهل (شمال شرق ترود)" ، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- نوایی ۱، صالحی راد م و مجندی ب، (۱۳۴۵)،" نقشه زمین شناسی ۲۵۰۰۰۰ اخارتوران"، سازمان زمین شناسی کشور.
- همام م، قاسمی ح و لنکرانی م، (۱۳۸۹)، "پترولوژی سنگهای دگرگونی" ، مترجم، چاپ اول، مشهد، ص ۳۸۲
- همتی ع، (۱۳۹۲)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوییدی میامی (جنوب باختر میامی)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- هوشمندزاده ع، علوی نائینی م و حقیپور، (۱۳۵۷)، "تحول پدیدههای زمین شناسی ناحیه ترود (از پرکامبرین تا عهد حاضر)"، سازمان زمین شناسی کشور، ص ۱۲٤.
- الهیاری س، (۱۳۸۹)، "پتروژنز سنگهای آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک عباس آباد" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ویس کرمی م، صادقیان م، قاسمی ح، شاه ولی پ و مینگو ج، (در دست چاپ)،" گابرودیوریتهای ماجراد در جنوب شرق شاهرود: شاهدی بر آغاز بازشدگی حوضه سوپراسابداکشن نئوتتیس شاخه سبزواردر ژوراسیک میانی" علوم زمین خوارزمی.

یوسفی ف، (۱۳۹۶)، رساله دکتری: "پترولوژی و ژئوشیمی گنبدهای آداکیتی پس از ائوسن احمدآباد خارتوران، جنوب خاور شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

References

- Abu-Hamatteh Z.S.H. (2005) "Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication" Journal of Asian Earth Sciences. 25, pp 557–581.
- 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 Orogen, Western Australia." Precambrian Research, 166(1), 168-184.
- Best G. (2003), "Igneous and metamorphic petrology", 729pp.
- Bogaerts, M., Scaillet, B., Liégeois, J.P., Auwera, J.V. (2003) "Petrology and geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Southern Norway) and the role of fractional crystallization in the genesis of Proterozoic ferro-potassic A-type granites" Elsevier Science 124, 149-184.
- Boynton W.V. (1984) "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed), Rare Earth Element Geochemistry" Elsevier, Amsterdam, pp 63– 114.
- Brown M. (2001) "Orogeny, migmatites and leucogranites: a review" Proc, Indian Acad, Sci, (Earth Planet. Sci), 110, pp 313-336.
- Brunet. M.F., V. Korotaev, M., V. Ershov, A., M. Nikishin, A. (2003) "The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling" Sedimentary Geology 156, 119-148.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. (1979), "The interpretation of igneous rocks", Geoge allen and uniwin, London. Pp.450.
- Dai J, Wang Ch, Hebert R, Li Y, Zhong H, Guillaume R, Bezard R. and Wei, Y. (2011) "Late Devonian OIB alkaline gabbro in the Zangbo Zone: Remnants of the Paleo-Tethys?" Gondwana Research 19, pp 232-243.
- De La Roche H., Leterrier J., Grandle Claude P., Marchel M., (1980). "A classification of volcanic and plutonic rocks using R1- R2 diagrams and major element analyses-its relationships and current nomenclature". Journal of Chemical Geology, 29, pp 183-210.

- Duchesne, J.C., Charlier, B. (2005) "Geochemistry of cumulates from the Bjerkreim– Sokndal layered intrusion (S. Norway). Part I: Constraints from major elements on the mechanism of umulate formation and on the jotunite liquid line of descent" Lithos 83, 229-254
- Ellam R.M. (1992) "Lithosperic thickness as a control on basalt geochemistry" Geology,20 pp 153-156.
- Ernst, R. E., & Buchan, K. L. (2003). "Recognizing mantle plumes in the geological record." Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 31(1), 469-523.
- Fenner C.N. (1948) "Incandescent tuff flows in southern Peru", Journal of Geological society of America Bulletin, V. 59, pp 879-893
- Furman T. (2007) "Geochemistry of East African Rift basalts: An overview" Journal of African Earth Sciences 48, pp 147–160.
- Goss, A. R., & Kay, S. M. (2009). Extreme high field strength element (HFSE) depletion and near-chondritic Nb/Ta ratios in Central Andean adakite-like lavas (~ 28° S,~ 68° W). Earth and Planetary Science Letters, 279(1), 97-109.
- Harker A. (1909), "The natural history of igneous rocks", Methuen, London.
- Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce J. A., Mitchell S.F. (2007) "Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram", Journal of Petrology., 48, pp 2341-2357.
- Hirschmann M.M. Ghiorso M.S. Wasylenki L.E. Asimow P.D. and Stolper E.M. (1998) "Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts", I. Method and composition to experiments. Journal of Petrology 39,pp 1091– 1115.
- Irvin T. and Baragar W.R.A. (1971) "A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks" Canadian Journal of earth Science Letters, 8, pp 523-548.
- Kovalenko, V. I.; Naumov, V. B.; Girnis, A. V.; Dorofeeva, V. A. And Yarmolyuk, V. V. "Average Composition of Basic Magmas and Mantle Sources of Island Arcs and Active Continental Margins Estimated from the Data on Melt Inclusions and Quenched Glasses of Rocks." ISSN 0869_5911, Petrology,(2010), Vol. 18, No. 1, pp. 1–26.
- Krienitz M. S. Hasse K. Mezger K. Eckardt V. and Shaikh-Mashail M. A. (2006) "Magma genesis and crustal contamination of continental intraplate lavas in northwestern Syria", Contrib Mineral Petrol. 151, pp 698–716.

- Kurt H., Asan K., Ruffet G. (2008) "The relationship between collision-related calcalkaline and within-plate alkaline volcanism in the Karacadge Area (KonyaTurkiye, Central Anatolia)", Journal of Chemie der Erde., 68, pp 155-176.
- Lustrino M, Keskin M, Mattioli M. and Kavak O. (2012) "Heterogeneous mantle sources feeding the volcanic activity of Mt. Karacadag" (SE Turkey)" Journal of Asian Earth Sciences 46, pp 120-139.
- Meschede M. (1986) "A method of discriminating between different type of mid- ocean ridge basalts and continental tholeites with the Nb-Zr-Y diagram" Chemical Geology, 56, pp 207-218.
- Middlemost E. A. K. (1985), "Magma and magmatic rocks, An Introduction to igneous petrology", Longman Group U. K, pp 73 86.
- Muller D, Rock N. M. S. and Groves D. I. (1992) "Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic rocks, from different tectonic setting: a pilot study" Mineral. Petrol, 46, pp 259 – 289.
- Nakamura N. (1974) "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites" Geochim. Cosmochim. Acta, 38, pp 757-775.
- Pearce J.A. and Cann J.R. (1973) "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses" Earth and Planet.Sci, Lett, 19, pp 290-300.
- Pearce, J. A. (1982). "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. Andesites", 525-548.
- Pearce, J. A., & Cann, J. R. (1971). "Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y" Earth and Planetary Science Letters, 12(3), 339-349.
- Peccerillo A., Taylor S. R. (1976) "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the kastamonu area, North Turkey", Journal of Contribution to Mineralogy and Petrology, 58, pp 63-81.
- Peccerillo R, Taylor S.R. (1976) "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northernTurkey" Contrib. Mineral. Petrol, 58, pp 63-81.
- Peccerillo, R., Taylor, S.R. (1976) "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northernTurkey" Contrib. Mineral. Petrol. 58, 63-81.
- Rollinson, H.R. (1993) "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation" Longman, Singapore, 397 pp.

- Saccani E, Beccaluva L, Photiades A. and Zeda O. (2011) "Petrogenesis and tectonomagmatic significance of basalts and mantle peridotites from the Albanian – Greek ophiolites and sub-ophiolitic mélanges. New constraints for the Triassic – Jurassic evolution of the Neo-Tethys in the Dinaride sector" Lithos 124, pp 227–242.
- Shehata A. and Theodoros N. (2011) "Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism un the Carpatian-Pannonian Region" Lithos.121, pp 176-188.
- Shelly D. (1993), "Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations", Chapman & Hall, London, 405 pp.
- Shervais J.W. (1982) "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas" Earth Planet. Sci. Lett, 59, pp 101-118.
- Singer S.B.A, Dungan M. and Layne D.G. (1995) "Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: Clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers" Am. Min. 80, pp 776-798.
- Streckeisen A., Le Maitre R.W. (1979) "Achemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks", Journal of Neues Yahrb. Mineral. Abh, 136, pp 169-206.
- Sun S. S., McDonough W.F. (1989). "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes" Geological Society of London, Special Publications., 42, pp 313–345.
- Taylor B., Martinez F. (2003) "Back-arc basin systematics", Journal of Earth and Planetary Science Letters, 210, pp 481-497.
- Thompson R.N. (1982) "British Tertiary volcanic province" Scoot. J. Geol, 18, pp 49 107.
- Tsuchiyama A. (1985) "Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diospide-albite-anorthosite, and origin of dusty plagioclase in andesite" Cont. Min.Pet., 89, pp 1-16.
- Varekamp J. C. Hesse A. and Mandeville C. W. (2010) "Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina)", Journal of Volcanology and Geothermal Research. VOLGEO-04527; No of Pages 16.
- Wang K, Plank T, Walker J.D. and Smith E.I. (2002) "A mantle melting profile across the basin and range, SW USA" Journal of Geophysical Research ECV 5, pp 1–21.
- Whitney D.L. and Evans, B.W. (2010) "Abbreviations for names of rock-forming minerals. Am. Mineral., 95, 185–187.

Wilson M. (1989). "Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Department of earth science", University of Leeds. pp 466.

Wilson M. (2007) "Igneous petrogenesis a global tectonic approach", Springer, 466 pp.

- Winchester J.A. and Floyd P.A. (1976) "Geological magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks" Earth and Plan. Sci, 28, pp 459-469.
- Wood D. A., Joron J. L., Treuil M. (1979)."Are-appraisal of the use o elements to classify and discriminate between magma series erupted in d tectonic settings", Journal of Earth Planet. Sci. Lett., 45, pp 326-336.
- Wood D.A. (1980) "The application of Th- Hf- Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province" Earth Planet. Sci. Lett, 50, pp 11 – 30.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M., & Muttoni, G. (2009) "The Cimmerian evolution of the Nakhlak–Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin." Geological Society, London, Special Publications, 312(1), 261-286.
- Zeng G, Chen L, Xu X, Jiang Sh. and Hofmann A. (2010) "Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China" Chemical Geology. 273: pp 35–45.

Abstract

Late Neoproterozoic Majerad igneous - metamorphic complex basement with NE-SW trend is located in the 150 km southeast of Shahrood and north edge of the Central Iran structural zone. In the north of Majeradpassage some small scale igneous body of gabbrodiorite (with an outcrop area of approximately 15 km²) and several Middle Jurassic diabasic dikes were intruded in to the Majerad igneous – metamorphic complex. Field observation and petrographic study show evidences of fractionation from gabbro to tonalite in these gabbrodiorits intrusion. The placement of these intrusion bodies in to the host marbles have been accompanied by skarn formation. Plagioclase, pyroxene (augite type), hornblende and biotite (main minerals), rutile, esfen, apatite, magnetite and zircon (secondary minerals) and chlorite, epidite, secondary esfen and iron oxides (secondary minerals) available in gabbradiorites and quartz diorite to tonalite derivatives. Granular, ophitic, subophitic and poikilitic textures are found in these rocks.

Geochemical studies indicate that magma forming of these rocks has calcalkaline nature and based on tectonic setting differentiation diagrams they are within the range of calcalkaline basalts associated with intracontinental extensional tectonic setting (back arc).

Investigating the trace and rare-earth elements patterns and chondritenormalized rare earth elements show that is enriched in large ion lithophile elements (LILEs) and also light rare earth elements (LREEs) and depleted in high field strength elements (HFSEs) and heavy rare elements (HREEs). The parallel patterns of the changes of rare earth elements and the high values of LILE in these diagrams, along with the main oxides patterns and ratio of incompatible and compatible elements, indicate the same origin of the of grabbrodioritic rocks studied and the role of crystallization in the evolution of magma origin of these rocks. According to geochemical and petrogenetic studies, calc-alkaline magma origin of the gabbrodiorite rocks is characterized by a low-grade melting of about 10% of a mantle source below the metasomatised continent with the primary nature of spinel-lazulite, in the depths of about 80 to 100 kilometers, in an intracontinental extensional tectonic setting. Geochemical evidence indicates the high crustal contamination of magma forming the Middle Jurassic generation of gabbrodioritic rocks in the Majerd region during placement and magma rising.

Key words: Gabbrodiorite, Spinel-Iherzolite, Metasomatism, Back arc basin, Middle Jurassic, Shahrood, Majerad.



Shahrood University of Technology Faculty of Earth Sciences

Title:

Petrology and geochemistry of gabbro - diorites of Majerad area (SE Shahrood)

Author:

Payam Shahvali Koh Shoori

Supervisor:

Dr. M. Sadeghian

MSc thesis

July 2018