بر نال جرز



دانشکده: علوم زمین

# گروه: پترولوژی و زمینشناسی اقتصادی

مطالعهی پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آذرین مافیک موجود در شیست-

های گرگان

شيوا صالحيان

استاد راهنما:

دکتر حبیب الله قاسمی

استاد مشاور:

دكتر محمد قويدل سيوكى

پایان نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

زمستان ۱۳۹۰

تقريح به

ive flit

تقدير و تشكر

به نام خداوند که آسمان را آفرید و زمین را آفرید و مردم را آفرید و شادی را برای مردم قرار داد. واین منم، بندمی کوچکی که پیش نگاهم پرده از گوشهی این آفرینش برداشته شد، هرچند به اندازمی لیاقت چشمانم...

از پدر، مادر و خواهر مهربانم که در تمام این روزها، حمایت خود را از راه دور بر من ارزانی داشتند سپاسگزارم. همچنین سپاس فراوان دارم از همسرم که در تمام طول دوران تحصیل، شانه به شانه با من بود.

از استاد راهنمای ارجمندم، جناب آقای دکتر حبیبالله قاسمی، که با تلاش همهجانبه و صبر، در تمام مراحل آموزشی و عملی این پایان نامه، همراه و راهنمای اینجانب بودند، بسیار سپاسگزارم.

از استاد مشاور گرانقدرم، جناب آقای دکتر محمد قویدل سیوکی ، که در تمام مراحل تنظیم این پایاننامه، از آغاز تا پایان، از راهنماییهای ارزشمند ایشان برخوردار بودم، کمال تشکر را دارم.

از اساتید و کارکنان محترم دانشکده ی علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، آقایان دکتر محمود صادقیان، دکتر ناصر حافظی مقدس، دکتر عزیزالله طاهری، دکتر حسین مهدیزاده ی شهری، مهندس علیرضا خانعلی-زاده و خانم مهندس فارسی بسیار سپاسگزارم.

از زحمات دوستان خوبم، طاهره سهامی، رویا اسکندری، ماریه میرابراهیمی، آدونیس آملی، سمیه تیموری، رقیه رضوی وخدیجه مسلمی که مرا در مراحل مختلف انجام این پایاننامه یاری دادند، بسیار متشکرم.

در نهایت لازم میدانم از زحمات آقای دکتر مرتضی درخشی تشکر و قدردانی نمایم.

شیستهای گرگان، بخشی از زون ساختاری البرز شرقی هستند. این مجموعه تحت تأثیر دگرگونی ناحیهای در حد سطوح پایین رخسارهی شیست سبز قرار گرفته و دارای طیف سنگی فیلیت تا شیست میباشد. شیستها دارای تنوع ترکیبی زیادی هستند و مراحل مختلف دگرشکلی به صورت برگوارگیهای S2 ،S1 ،S2 در آنها دیده میشود. بسیاری از محققین حضور سنگهای آذرین مافیک را در نقاط مختلف این مجموعه گزارش نمودهاند. این سنگها به شکل میان-لایههای نازک گدازه در توالی شیستهای گرگان و همچنین به شکل تودههای نفوذی کوچک و دایکهای پراکنده در منطقه رخنمون دارند. میانلایههای گدازه با ظاهر ملانوکرات، دارای ساخت جریانی و حفرهدار هستند، به شدت دگرسان شده و ترکیب بازالتی نشان میدهند. کانیهای اصلی تشکیلدهندهی آنها پلاژیوکلاز به شکل میکرولیت در زمينه و فنوكريست و همچنين كلينوپيروكسن به شكل فنوكريست هستند. حضور اسفن ثانويه در اطراف کلینوپیروکسنها نشان میدهد که جنس آنها بیشتر از نوع تیتاناوژیت است. به علت دگرسانی و دگرگونی درجهی پايين، كانى هاى متنوعى از قبيل كلريت، اپيدوت، اسفن، آلبيت، سوسوريت، سريسيت، زوئزيت، كلينوزوئزيت، اپیستاسیت، کلسیت، کوارتز و ... به شکل ریز دانه، رگهای و دانهای در این سنگها تشکیل شده است. مهمترین بافت-های موجود در بازالتها، بافتهای پورفیری، گلومروپورفیری و پورفیری- تراکیتی است. تودههای نفوذی کوچکی به-ویژه در درهی ناهارخوران در داخل شیستها رخنمون دارند. ظاهر آنها ملانوکرات و جنس آنها عمدتاً گابرویی است. ترکیب شیمیایی آنها، شباهت زیادی به بازالتهای منطقه دارد. این سنگها نیز به شدت تحت تأثیر دگرگونی و دگرسانی قرار گرفته و طیف وسیعی از کانیهای ثانویه را نشان میدهند. بافتهای مهم مشاهده شده در گابروها، شامل گرانولار، اینترگرانولار، افتیک و سابافتیک است. در کل منطقه و به صورت پراکنده، دایکهای کوچکی وجود دارند که جنس آنها از بازالت تا آندزیت و تراکیت متغیر است. در این سنگها، مقدار کلینوپیروکسن بسیار کم است و یا دیده نمی شود، پلاژیوکلاز به مقدار قابل توجهی افزایش یافته و فلدسپاتهای آلکالن به شکل فنوکریست در آنها ظاهر شده است. در مطالعات پتروگرافی، می توان یک طیف تبلور تفریقی از بازیک به حد واسط را در سنگهای منطقه مشاهده کرد. در بررسیهای ژئوشیمیایی، حضور مقادیر قابل توجهی از الیوین و مقدار کمی فلدسپاتوئید نورماتیو در بعضی از نمونهها، تحت اشباع بودن ماگمای والد از سیلیس را نشان میدهد. به علاوه، این ماگما دارای ماهیت آلکالن بوده است. نمودارهای عنکبوتی حاکی از غنی شدگی نمونهها از LREE و LILE و تهیشدگی آنها از HREE هستند. این امر به درجات پایین ذوب بخشی در محل منشأ اشاره دارد. به علاوه، غنی بودن نسبی این سنگها از HFSE ، نبود تهی شدگی از Ti و أنومالی مثبت Nb، نشاندهندهی یک منبع غنی شده برای این سنگها ، عدم الایش آنها به پوستهی ا قارهای و مشابهت نزدیک آنها به ماگمای آلکالن و محیطهای درون ورقهی قارهای است. الگوهای موازی موجود در نمودارهای عنکبوتی و نسبت نزدیک به ۱ در نمودارهای بهنجار شده نسبت به OIB، نشاندهندهی مشابهت منشأ آنها با محل منشأ ماگماهای OIB است. با توجه به نتایج حاصل از نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی و تعیین ویژگیهای محل منشأ، این نمونهها در یک محیط کافت درون ورقهی قارمای و از ذوب بخشی ۱۰ – ۲ درصدی یک منبع گوشته-ی آستنوسفری با ترکیب گارنت اسپینل لرزولیت در عمق ۱۱۰- ۱۰۰ کیلومتری بوجود آمدهاند. این محیط با رژیم کششی حاکم بر لبهی شمال شرقی ابرقارهی گندوانا و تشکیل ریفت توران در زمان اردوویسین - سیلورین که منجر به تشکیل اقیانوس پالئوتتیس و جدا شدن البرز و ایران مرکزی از گندوانا شده است، مطابقت دارد.

کلمات کلیدی: سنگهای آذرین مافیک، شیستهای گرگان، البرز شرقی

چکیدہ:

مقالات مستخرج از این پایاننامه:

- ✓ سنگهای مافیک موجود در شیستهای گرگان : شاهدی بر کافتزایی در لبهی شـمالی ابرقـارهی
  گندوانا در اردوویسین سیلورین. نوزدهمین همایش بلور شناسی و کانی شناسی ایـران، دانشـگاه
  گلستان، تابستان ۱۳۹۰.
- ✓ مطالعهی پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آذرین مافیک موجود در شیستهای گرگان. نوزدهمین
  ✓ همایش بلور شناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه گلستان، تابستان ۱۳۹۰.
- ✓ مطالعهی ویژگیهای پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آذرین مافیک موجود در شیستهای گرگان
  ۱: بازگوکنندهی بخشی از تاریخ پالئوزوییک زیرین صفحهی ایران. اولین همایش ملی علمی
  دانشجویی انجمن علمی زمین شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، پاییز ۱۳۹۰.

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
ب	تقديم
5	تقدیر و تشکر
ు	چکیدہ
٥	مقالات مستخرج از پایاننامه
9	فهرست مطالب
ط	فهرست شکلها
س	فهرست جدولها
١	فصل اول، كليات
٢	۱–۱– موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقهی مورد مطالعه
۴	۱- ۲- آب و هوا و جغرافیای انسانی
۵	۱- ۳- زمین ریخت شناسی
۶	۱- ۴- تاریخچهی مطالعات قبلی
٨	۱ – ۵– هدف از مطالعه
٩	۱ – ۶- روش های مطالعاتی
۱.	فصل دوم، زمین شناسی عمومی و چینهشناسی منطقه
١١	۲– ۱– پیکره های سنگی منطقه
11	۲- ۱- ۱ - اردوویسین (شیستهای گرگان)

۲-۱-۲- دونین (پادها و خوش ییلاق) و کربونیفر (مبارک)	١٨
۲- ۲- مشخصات صحرایی شیستهای گرگان	74
۲- ۳- تکتونیک منطقه	34
فصل سوم، پتروگرافی	۳۷
۳- ۱- مقدمه	۳۸
۳- ۲- پتروگرافی سنگهای دگرگونی	۳٩
۳- ۲- ۱- اسلیتها و فیلیتها	۳٩
۳- ۲- ۲- شیستها	47
۳- ۲- ۳- میلونیتها و فیلونیتها	49
۳- ۳- پتروگرافی سنگهای آذرین درونی (گابروها و گابرودیوریتها)	۵۴
۳- ۴- پتروگرافی سنگ های آذرین بیرونی	۵۹
۳- ۴- ۱ - بازالتها	۶.
۳- ۴- ۲- آندزی بازالتها، آندزیتها، تراکیتها	<del>99</del>
۳- ۴ - ۳ - توفها	۶۷
فصل چهارم، ژئوشیمی	٧٠
۴– ۱ – مقدمه	۲۱
۴- ۲- منابع بروز خطا در نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی	۷٣
۴- ۳- تصحیح نتایج تجزیهی شیمیایی	۷٣
۴- ۳-۱ - تصحیح مربط به مواد فرار (L.O.I)	٧۴

- ۲- ۲- تصحیح نسبت Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	۷۵
- ۴- کاربرد نتایج تجزیههای شیمیایی عناصر اصلی در طبقهبندی و نامگذاری سنگها	۷۵
- ۴- ۱- طبقهبندهای نورماتیو	۷۶
- ۴- ۲- طبقهبندهای شیمیایی	۷۷
- ۵- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگها به کمک نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب	٨۶
- ۶- نمودارهای بهنجار شدهی عناصر کمیاب و نادر خاکی	٨٧
- ۶-۱-۶ نمودارهای بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی	٨٨
- ۶-۲- نمودارهای عنکبوتی (چند عنصری)	٩٠
- ۶- ۳- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به OIB	٩۵
'- ۷- تعیین سری ماگمایی	٩٧
- ۷- ۱- نمودار سیلیس در مقابل آلکالی (میدلموست،۱۹۹۱)	٩٧
'- ۷- ۲- نمودار شاخص پیکاک در برابر SiO <sub>2</sub> (پسریلو و تیلور،۱۹۷۶)	٩٨
- ۷- ۳- نمودار P <sub>2</sub> O5 در مقابل Zr (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۶)	٩٩
- ۷- ۴- نمودار Zr/TiO <sub>2</sub> *0.0001 در مقابل Nb/Y (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۵)	١٠٠
- ۷- ۵- نمودار TiO2 در مقابل Y/Nb (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۵)	١٠٠
صل پنجم، پتروژنز	1.7
۱– مقدمه ۱–۱– مقدمه	۱۰۳
- ۲- تعیین جایگاه زمینساختی	۱۰۳
-۲-۱-۱ نمودارهای مثلثی سه گانهی وود (۱۹۸۰)	1.4

۵- ۹- الگوی زمینساختی- ماگمایی تشکیل سنگهای منطقهی مورد مطالعه	۱۳۳
۵– ۱۰– مدل سنگزادی پیشنهادی	۱۳۸
فصل ششم، نتیجه گیری و پیشنهادات	141
۶-۱- نتیجهگیری	147
۶- ۲- پیشنهادات	144
پيوستها	149
منابع	107
چکیدہی انگلیسی	180

# فهرست شكلها

صفحه	شمارهی شکل
٣	شکل ۱– ۱– نقشهی زمینشناسی ۱/۱۰۰۰۰ گرگان
۴	شکل ۱– ۲- موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به منطقه
۱۵	شکل۲- ۱- سطح تماس بالایی شیستهای گرگان با آهکهای دگرگون نشده کرتاسه پسین، حضور قطعات شیستهای گرگان در کنگلومرای قاعدهی آهکهای کرتاسه، حضور قطعات گدازه به همراه شیل در شیستهای گرگان، ماسهسنگهای قرمز لالون در نزدیکی روستای فاضلاباد و بخشی از سازند ابستو در نزدیکی روستای فاضل آباد که روی ماسهسنگهای سرخ لالون قرار می گیرد.
١٧	شکل۲- ۲- توزیع استراتیگرافی گونههای پالینومورف موجود در شیستهای گرگان در منطقهی رادکان، جنوب شهر کردکوی، جنوب شرقی دریای مازندران، شمال ایران
٢٣	شکل ۲- ۳- توزیع استراتیگرافی گونههای شناخته شدهی پالینومورف در سازندهای پادها، خوشییلاق و مبارک
۲۵	شکل۲- ۴- لایهبندی و برگوارگی بارز در شیستهای گرگان در جادهٔ توسکستان.
79	شکل۲-۵- ساخت حفره دار و جریانی در میان لایه های گدازهای درون شیستهای گرگان در جادهی توسکستان.
78	شکل ۲- ۶- رگهی کوارتز ثانویه در متابازیتهای شیستهای گرگان در جادهی توسکستان
77	شکل ۲- ۷- نمای گدازههای بازالتی محمدآباد (معادل سازند سلطان میدان) بر روی شیستهای گرگان در جادهی محمدآباد
29	شکل ۲-۸- خرد شدگی هیدرولیکی بازالتهای محمدآباد، پر شدن شکستگی ها به وسیلهی کوارتز و رگه- های کوارتز ثانویه در گدازههای محمدآباد.
79	شکل ۲- ۹- حضور اپیدوت روی سطوح شکستگی بازالتهای محمدآباد بر اثر دگرسانی و حفرات آگاتی پر شده از کوارتز، کلسیت، اپیدوت در بازالتهای محمدآباد.
٣٠	شکل ۲- ۱۰- حضور استوکهای کوچک و کنتاکت آنها با شیستهای گرگان. در درهی ناهارخوران

۵۸	شکل ۳– ۲۸- بلور سوزنی آپاتیت در گابرو
۵۸	شکل۳- ۲۹- حضور کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن و اسفن حاصل از تجزیهی کلینوپیروکسن در متاگابرودیوریت
۵۸	شکل ۳- ۳۰- نمونهای از متاگابرودیوریتهای منطقه
۵۹	شکل ۳- ۳۱- حضور زوئزیت و کلینوزوئزیت در نمونهی متاگابرویی بر اثر دگرسانی پلاژیوکلاز
۵۹	شکل ۳- ۳۲- حضور زوئزیت و کلینوزوئزیت، کاریت و اسفن در گابرویی
۵۹	شکل ۳- ۳۳- نمونهای از گابروهای میلونیتی شدهی جادهی رادکان
54	شکل ۳– ۳۴– بافت هیالومیکرولیتی پورفیری موجود در بازالتها.
54	شکل ۳- ۳۵- حالت جریانی در گدازهی بازالتی و بافت هیالوپورفیری، بادامکی.
<b>۶</b> ۴	شکل ۳- ۳۶- درشت بلور پیروکسن در کنار حفرهی پر شده از کلریت و بافت آمیگدالوئیدال در بازالت
54	شکل ۳- ۳۷- درشت بلور کلینوپیروکسن در کنار حفرهی پر شده از کلریت در نمونه بازالتی که کاملاً با کلریت جانشین شده است
۶۵	شکل ۳- ۳۸- استیپلوملان با آگریگات شعاعی در نمونهی بازالتی
۶۵	شکل ۳– ۳۹– بافت گلومروپورفیری در بازالتها
۶۵	شکل ۳- ۴۰- بافت گلومروپورفیر در بازالت
<del>9</del> 9	شکل ۳- ۴۱- مدل ژنتیکی برای تشکیل تجمعات گلومروپورفیری از ژو و همکاران (۲۰۰۹).
۶۸	شکل ۳- ۴۲- حضور درشتبلور فلدسپات آلکالن در آندزیت
۶۸	شکل ۳- ۴۳- درشت بلور کلینوپیروکسن دارای حاشیهی واکنشی در آندزی بازالت
۶۸	شکل ۳- ۴۴- حضور کوارتز ثانویه در حفرات موجود در آندزیت و رگهی کلسیتی ثانویه و بافت هیالومیکرولیتی در آندزیت

شکل ۳- ۴۵- خمیدگی ماکل در پلاژیوکلاز بر اثر فشار ناشی از دگرگونی دینامیکی و بافت مالیہ کریا تر بیر فرم در آندیزیت	۶۸
هیانومیکرونینی پورخیری در اندریت شکل ۳– ۴۶– بافت هیالوگلومروپورفیری در تراکیت	۶٩
شکا ۲۳ - بافت گارمیند فی میتاکتی د تاکتی	۶٩
سکل ۲۱ - ۲۱ - باقت کلومروپورفیری و کرائیتی در کرائیت	,
شکل ۳– ۴۸– نمونهای از متاتوفهای منطقه	۶۹
شکل ۳– ۴۹– نمونهای از متاتوفهای موجود در منطقه	۶٩
شکل۴-۱- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار طبقه بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹) برای سنگ- های آتشفشانی	Y۸
شکل۴- ۲- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار طبقهبندی میدلموست و همکاران (۱۹۷۹) برای	۲٩
سنگهای آتشفشانی	
شکل۴-۳- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار طبقهبندی R1-R2 دلاروش و همکاران (۱۹۸۰) برای سنگهای آتشفشانی	٨٠
شکل۴- ۴- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودارهای طبقهبندی سنگهای آتشفشانی بر اساس	٨٢
عناصر كمياب نامتحرك	
شکل ۴- ۵- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودارهای طبقهبندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹) و میدلموست و همکاران (۱۹۷۹) برای سنگهای درونی	٨٣
شکل۴- ۶- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار طبقهبندی R1-R2 دلاروش و همکاران (۱۹۸۰)	٧۴
برای سنگهای درونی	
شکل ۴– ۷– نمودار طبقهبندی دبوئن ولوفور (۱۹۸۳)	٨۶
شکل ۴– ۸- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا ۱۹۷۴).	٨٩
شکل۴- ۹- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار چند عنصری یا عنکبوتی بهنجار شده نسبت به	٩٣
کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲)	٩٨
سکل ۱- ۱۰- موقعیت نمونههای مورد مصانعه در نمودار بهنجار سده نسبت به توسیهی اونیه (سن و	

مکدونوف،۱۹۸۹)

۱۹۷۴) مربوط به سنگهای مورد مطالعه و سنگهای مافیک منطقهی اسامورنا

شکل ۵– ۱۳– مقایسهی ژئوشیمی نمونههای مورد مطالعه و بازالتهای موجود در سازند ابرسج در شمال ۱۱۹ شاهرود

شکل ۵- ۱۴- مقایسهی محیطزمینساختی تشکیل نمونههای مورد مطالعه و بازالتهای موجود در سازند ۱۲۰ ابرسج در شمال شاهرود

شکل ۵– ۱۵– موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودار تعیین محل منشأ بر اساس Nb/Y در برابر ۱۲۲ Zr/Y (ویور، ۱۹۹۱ و کاندی،۲۰۰۳)

شکل ۵- ۱۶- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودارهای تعیین ویژگیهای محل منشأ (آلدانماز و ۱۲۴ همکاران، ۲۰۰۰)

شکل ۵- ۱۷- نمودار تعیین ویژگیهای محا منشأ بر پایهی نسبتهای عناصر کمیاب La/Yb در برابر ۱۲۵ Sm/Yb (جانسون و همکاران، ۱۹۹۰)

- شکل ۵- ۱۸- نمودارهای تعیین غنیشدگی و تهیشدگی در منشأ (ابوهماته، ۲۰۰۵) ۲۲۷
- شکل ۵– ۱۹- موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودار تعیین عمق ذوب بخشی بر اساس Ce در برابر ۱۲۸ (الام و کاکس، ۱۹۹۱) Ce/Yb
- شکل ۵- ۲۰- نمودارهای سه گانهی فیسک و همکاران (۱۹۸۸) ۱۳۱
- شکل ۵- ۲۱- نمودارهای تعیین آلودگی پوستهای (یان و ژائو، ۲۰۰۸)

شکل ۵- ۲۲- مدل زمینساختی- ماگمایی ارائه شده برای تشکیل ماگمای سنگهای آذرین منطقهی ۱۳۹ مورد مطالعه.

شکل ۵– ۲۳– مدل سنگزادی پیشنهادی

14.

# فهرست جدولها

جدول ۳- ۱- علائم اختصاری کانی های موجود در تصاویر فصل ۳	۳۸
دول ۴- ۱- مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونههای موجود در شیستهای گرگان برای	٧٢
جزیهی شیمیایی	
دول ۴– ۲- علائم به کار رفته برای انواع ستگها در نمودارهای ژئوشیمیایی	٧٢
دول ۴– ۳– تقسیم بندی نمودار A-B دبوئن و لوفور (۱۹۸۳)	٨۵

فصل اول كليات

١

#### 1-1- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقهی مورد مطالعه

مجموعه دگرگونی گرگان درنواری به طول ۱۱۰ کیلومتر و پهنای ۲تا ۱۰ کیلومتر به موازات راستای عمومی ساختار البرز در طولهای جغرافیایی ۵۳ درجه و ۳۸ دقیقه تا ۵۴ درجه و ۵۷ دقیقه شرقی و عرضهای جغرافیایی ۳۶ درجه و ۳۸ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۵۶ دقیقه شمالی واقع شدهاست. بهترین راههای دسترسی به منطقه، مسیرهای شمالی- جنوبی قطع کنندهی رشته کوههای البرز مانند مسیر توسکستان به گرگان، جاده نهارخوران، جاده گرگان به فاضل آباد وجادهی کردکوی به رادکان میباشد. نقشهی زمین شناسی منطقهی مورد مطالعه در شکل (۱–۱) آورده شده است.

این منطقه از طریق راهآهن سراسری (راه آهن شمال)، از شهر گرگان تا بندر ترکمن و از آنجا به ساری، سوادکوه، گرمسار و تهران متصل شده است. بهترین راه ارتباطی بین شهرهای استان گلستان، اتوبان شرق به غرب استان و مسیرهای قطع کنندهی کوههای البرز به صورت شمال به جنوب مثل مسیر توسکستان، جادهی محمدآباد، جادهی ناهارخوران و جادهی کردکوی به رادکان میباشد (شکل - ۲).







شکل ۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به منطقهی مورد مطالعه (اقتباس از اطلس راههای ایران)

## ۲-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی

بر پایهی تقسیمات اقلیمی ایران، آب و هوای ناحیهی گرگان در شمال رشته کوههای البرز از نوع معتدل خزری است. میانگین دما در زمستانها به ۸ درجه و در تابستانها به ۲۶ درجهی سانتی گراد میرسد. میانگین بارندگی سالانه ۵۰۰ تا ۶۰۰ میلیمتر درسال است. میانگین رطوبت در فصول سرد به ۷۸ درصد و در فصول گرم به ۷۱ درصد میرسد. آب و هوای منطقهی گرگان در بخشهای شمالی به صورت معتدل خزری بسیار مرطوب تا معتدل خزری و در بخشهای جنوبی، مدیترانهای با باران بهاره است. رودخانههای دائمی و فصلی، آب را از جنوب به شمال و به تالاب گرگان هدایت میکنند. مهمترین رودخانههای ناحیه شامل نکا، گرگنج و گلوگاه هستند. رودخانهی نکا که بزرگترین رودخانهی ناحیه است، تنها رودخانه مهم طولی است که از خاور به باختر جریان دارد و از پیوستن رودخانههای عرضی تغذیه می شود. جنگلهای مرطوب دامنه یشمالی البرز، در مشرق به جنگلهای مینودشت وگلستان می رسند. قله ی چالویی شاه کوه از مهمترین قلههای استان گلستان است که ارتفاع آن به ۳۷۵۰ متر می رسد. مراتع عمده یقشلاقی استان در جلگه ی گرگان قرار دارند که بین رودخانه ی گرگان و مرکز ترکمنستان واقع هستند. در اقتصاد استان، کشاورزی و بویژه دامداری نقش اساسی دارد. صنایع عمده، به کشاورزی، جنگل وصنایع دستی وابسته هستند. زبانهای رایج در این است می راساسی دارد. صنایع عمده ی قرگان قرار دارند که بین مودخانه ی گرگان و مرکز ترکمنستان واقع هستند. در اقتصاد استان، کشاورزی و بویژه دامداری نقش اساسی دارد. صنایع عمده، به کشاورزی، جنگل وصنایع دستی وابسته هستند. زبانهای رایج در این است می دارد. صنایع مده، به کشاورزی و بلوچی اکثریت جمعیت این استان را ترکمنها تشکیل می دهد رفتوت رودسری، ۱۳۸۵.

#### 1–۳– زمین ریخت شناسی

از دیدگاه زمین ریخت شناسی، گستره ای وسیع از نیمه ی شمالی، در دشت آبرفتی گرگان قرار گرفته است که ارتفاع پست ترین نقطه ی ارتفاعی آن حدود ۲۸ متر پایین تر از سطح آب دریای آزاد بوده و کوه های جنوبی این ناحیه مثل کوه کهکشان به ارتفاع ۳۸۴۴ متر از سطح آب دریا ارتفاع دارند. با کم شدن ارتفاع به ویژه در دامنه شمالی کوه های البرز، با تغییر جنس خاک، شیب زمین، دما و میزان بارش، درختان و گیاهان جنگلی کمتر می شوند.

مجموعهی دگرگونی گرگان از نظر ناهمواری به سه ناحیهی زیر تقسیم می شود (فتوت رودسری ۱۳۸۵) :

۱. ناحیهی کوهستانی: این ناحیه از ارتفاع ۵۰۰ متری تا بیش از ۳۰۰۰ متری را در بر می گیرد و پوشیده از گیاهان جنگلی و مرتعی است.

۲. ناحیهی کوهپایهای: این ناحیه شامل تپههای کوچک باد رفت، تپه ماهورها و بدبوم ها است که پوشیده از اراضی جنگلی هستند. ۳. نواحی جلگهای و اراضی پست: ارتفاع این ناحیه در حاشیهی دریای مازندران و خلیج گرگان پایین تر از سطح دریای آزاد و به تدریج به سمت شرق به ارتفاع افزوده می شود .این منطقه محل استقرار اکثر شهرها و روستاهای استان است.

#### ۱-۴- تاریخچهی مطالعات قبلی

شیستهای گرگان، سنگهایی با درجهی پایین دگرگونی هستند که در قسمتهای مرتفع کوه-های البرز در نواری به طول ۲۵۱۵ - ۱۱۰ کیلومتر و عرض ۱۰ - ۲ کیلومتر در جنوب دریای مازندران از گرگان تا بهشهر و علیآباد کشیده شدهاند. این مجموعهی دگرگونی در دامنهی شمالی کوههای البرز به ضخامت ۲۰۰۰ متر رخنمون دارد. اشتال<sup>۱</sup> (۱۹۱۱) و تیتز (۱۸۷۱)<sup>۲</sup> نخستین کسانی هستند که حضور تناوبی از فیلیت، سریسیت کلریت شیست و کوارتزیت را به همراه میانلایههای افیولیت (؟) در بخشهای قاعدهای این تناوب گزارش کردهاند. گانسر<sup>۲</sup> (۱۹۵۱)، بهدلیل رخنمون این سنگها در بخشهای قاعدهای این تناوب گزارش کردهاند. گانسر<sup>۲</sup> (۱۹۵۱)، بهدلیل رخنمون این سنگها در جنوب شهر گرگان، نام شیستهای گرگان را برای این سنگها بهکار برده است. ماهیت اولیه، سنگ مادر، سن دگرگونی و جایگاه واقعی زمینشناسی شیستهای گرگان تا مدتها به صورت یک معما بود. ژنی (۱۹۷۷)، برای اولین بار رخسارهی شیست سبز (پرهنیت – پومپلهایت و دمای ۲۵۰ درجه) را برای دگرگونی این سنگها پیشنهاد داد (باید توجه داشت که رخسارهی تعییین شده توسط ژنی (۱۹۷۷)، از نظر درجهی دگرگونی، پایینتر از رخسارهی شیست سبز قرار میگیرد و نتیجهی گزارش شده توسط وی، اشتباه است). بسیاری از محققین سن سنگ مادر و دگرگونی شیستهای گران را

<sup>1 -</sup> Stahl

<sup>2-</sup> Tietze

<sup>3-</sup>Gansser

<sup>4-</sup>Hubber

افشار حرب، ۱۹۷۹؛ ۱۹۹۴؛ ژنی (۱۹۵۷). دلالوی ۲ و همکاران (۱۹۸۱)، سن ۲۱۱ میلیون سال را برای دگرگونی این سنگها تعیین کردند. بربریان<sup>۳</sup> و همکاران(۱۹۷۳)، یک سری آهکهای فوزولیندار با سن پرمین را در نزدیکی شیستهای گرگان گزارش کردند که در آنها ساختارهای انحلالی در اطراف فوزولینها توسعه یافته است. به عقیدهی آنها این آهکها دلیلی بر فعالیتهای کوهزایی پس از پرمین (تریاس میانی – پسین) در این منطقه هستند (=کوهزایی سیمرین پیشین). علاوه بر این، آنها از رسوبات دگرگون نشدهای صحبت کردهاند که به صورت ناپیوسته روی شیستهای گرگان را می-پوشانند (رسوبات شمشک با سن تریاس پسین – ژوراسیک). در قاعدهی این رسوبات، ضخامتی از کنگلومرا وجود دارد که قطعات شیستهای گرگان در آن دیده می شود. در مورد سن سنگ مادر شیستهای گرگان، هوبر (۱۹۵۷)، یک سری تنتاکولیتس متعلق به سیلورین – دونین را به طور مبهم گزارش کرد. حمدی (۱۹۹۵) نیز از شیستهای گرگان دو کنودونت مربوط به پالئوزوئیک (بدون تعیین پالئوزوییک پیشین یا پسین) نام برده است. چندین نمونهی پراکنده از شیستهای گرگان توسط قويدل سيوكي (١٩٩٢) مورد بررسي قرار گرفت. نتايج اين مطالعه مبهم بود، ولي شاهپسندزاده (١٩٩٢)، اين نمونه ها را مربوط به دونين – كربونيفر دانسته است. اخيراً ولايتي (٢٠٠۴)، سن ميوسن را برای سنگ مادر مجموعه ی دگرگونی گرگان پیشنهاد کرده است که هیچ تطابقی با واقعیات زمین-شناسی منطقه ندارد.

هوشمندزاده (۱۳۶۷)، مطالعاتی را بر روی شیستهای گرگان انجام داده و درجهی دگرگونی آنها را بررسی کرده است. ایشان همچنین مطالعاتی بر روی ایگنمبریتهای محمدآباد، سازند لالون، شیرگشت وسلطان میدان (بازالتهای سیلورین) انجام داده و نتیجه گرفته است که مجموعه دگرگونی

3-Berberian

<sup>1 -</sup> Jenny

<sup>2-</sup> Delaloy

گرگان با ضخامتی بیش از ۲۰۰۰ متر در یک حوضهی رسوبی در حال فرونشست با یک رژیم آواری – آتشفشانی تشکیل شده است..

قویدل سیوکی (۲۰۰۸)، واحد شیستی گرگان را بر اساس مطالعات پتروگرافی به دو بخش تقسیم کرده است:

۱- واحد شیستی پایینی. سنگ مادر این واحد، شامل یک توالی از رسوبات ماسهای تا سیلتی دانه ریز است که دگرگون شده است. این سنگ ها غیر متورق بوده و یا تورق کمی دارند. جنس آنها از مواد سیلیسی آواری و کربنات بوده و توسط دو دایک از جنس تراکیآندزیت، قطع شدهاند.

۲- واحد متاولکانیک و متاسدیمنت بالایی. این واحد از سنگهای آذرین دگرگون شده غیر متورق شامل متاتوف، تراکیآندزیت و همچنین متاسدیمنت تشکیل شده است.

از نظر ایشان درجهی دگرگونی شیستهای گرگان در حد رخسارهی شیست سبز (دمای ۲۵۰-۲۲۰ درجهٔ سانتی گراد) است. ایشان بر طبق مطالعات پالینواستراتی گرافی، سن سنگ مادر این شیستها را مربوط به زمان اردویسین پسین دانسته است. همچنین به اعتقاد ایشان، این سنگها در یک محیط دریایی کمعمق، ناشی از باز شدن اقیانوس پالئوتتیس در این زمان تشکیل شدهاند.

۱–۵– هدف از مطالعه

شیستهای گرگان به عنوان یکی از واحدهای سنگ چینهای مهم و کلیدی در زمین شناسی ایران، اگرچه مورد توجه محققان زیادی بوده است، اما تحقیقات آنان بیشتر از دیدگاه چینه شناسی بوده است و تا کنون هیچ گونه مطالعه پترولوژیکی بر روی واحدهای آذرین این مجموعه انجام نگرفته است. بر اساس گزارش های منتشر شده، سنگهای آذرین بازیک دگرگون شده، بخش قابل توجهی از این شیستها را تشکیل دادهاند. نظر به این که مطالعه پترولوژی، ژئوشیمی و در نتیجه تعیین محیط زمینساختی دیرینه تشکیل این سنگ ها میتواند بازگوکنندهی بخش مهمی از تاریخچهی زمین-ساختی-ماگمایی ایران باشد، لذا این مطالعه از اهمیت و جایگاه خاصی برخوردار است.

۱-۶- روش های مطالعاتی

در مسیر انجام این پژوهش، ابتدا به گردآوری اطلاعات مقدماتی از طریق مطالعات کتابخانهای، اینترنت و دیگر بانکهای اطلاعاتی پرداخته شد. پس از این مرحله و تعیین هدف اصلی پژوهش، عملیات صحرایی در منطقه صورت گرفت و حدود ۱۰۰ نمونه یسنگی از چهار منطقه یتوسکستان، محمدآباد، دره یناهارخوران و مسیر رادکان برداشت شد. از این نمونهها، حدود ۷۰ مقطع نازک جهت مطالعات میکروسکپی تهیه و تعداد ۸ نمونه جهت انجام آنالیز شیمیایی به روش ICP-MS به آزمایشگاه SGS کشور کانادا فرستاده شد. برای تفسیر و رسم نمودارهای ژئوشیمیایی از نرم-افزارهای SGS کشور کانادا فرستاده شده است. در نهایت با گردآوری کلیه ینتایج حاصل از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، یک مدل پتروژنتیکی برای منطقه ی مورد مطالعه و تشکیل سنگهای مافیک موجود در شیستهای گرگان، پیشنهاد شد.

فصل دوم زمین شناسی عمومی و چینه شناسی منطقه

### ۲-۱- پیکره های سنگی منطقه

به دلیل تنوع واحدهای سنگچینهای و هدف این مطالعه که صرفاً بر روی پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آذرین مافیک موجود در شیستهای گرگان است، در این بخش صرفاً به توصیف واحدهای سنگچینهای اردویسین تا کربونیفر میپردازیم.

۲-۱-۱- اردویسین (شیستهای گرگان)

شیستهای گرگان، قدیمیترین سنگهای موجود در محدودهی مورد مطالعه هستند. واحد سنگ چینهای شیستهای گرگان برش الگو ندارد. یکی از بهترین رخنمونهای این واحد را میتوان در دره-ی ناهارخوران (در جنوب گرگان)، مشاهده کرد.

قویدل سیوکی (۲۰۰۸)، با مطالعه یپالینواستراتیگرافی شیستهای گرگان در منطقه یرادکان، سن آنها را به طور دقیق تعیین کرده است. شیستهای گرگان در این منطقه دارای فسیلهای فراوانی از قبیل آکریتارشها، کیتینوزوآها، اسکولکودونتها و گراپتولیتها میباشند (شکل ۲-۲). وی پنج بیوزون کیتینوزونی برای شیستها و یک بیوزون فرامینیفری برای سنگ آهکهای دگرگون نشده روی شیستهای گرگان پیشنهاد کرده است که در زیر به شرح هر یک از آنها میپردازیم.

I - بيوزون كيتينوزوآيى Belonechitina robusta در قسمت قاعدهاى شيست هاى گرگان ديده مىشود كه تا ۳۶۱ متر ضخامت دارد. در اين زون، بيوزونهاى كيتينوزوآيى Magochitina communis، Cyathochitina campanulaeformis Belonechitina sp A., Belonechitina micracantha رونههاى Rhabdochitina usitata ،Euconochitina communis آكريتارشى B.Longispinosum delicatum ،Baltisphaeridium oligopsakium Polygonium gracile Multiplicisphaeridium bifurcatum ،Gorgonisphaeridium antiquum، ديده مي شوند.

II – بیوزون کیتینوزوآیی Armoricochitina nigerica دارای ضخامت ۲۸۳/۵ متر است. در این بیوزون گونههای کیتینوزوآیی Spinachitina bulmani Jagenochitina baltica Dactylofusa اکریتارشی مانند Spinachitina bulmani Jagenochitina baltica V. subglobosum Sylvanidium paucibrachium Orthosphaeridium insculptum striata دیده می شوند که نشان دهنده ی سن اواخر کاتین می باشند.

III - بیوزون کیتینوزوآیی Ancyrochitina merga که دارای ۳۳۰ متر ضخامت است. گونههای کیتینوزوآیی E. communis Euconochitina lepta در این بیوزون نشاندهندهی بالاترین بخش آشکوب کاتین در شمال ابرقارهی گندوانا هستند.

IV - بیوزون کیتینوزوآیی Tanuchitina elongate در بخش بالایی شیستهای گرگان وجود دارد که ضخامت آن ۷۸۸ متر است و سن هیرنانتین پیشین را نشان میدهد. گونههای کیتینوزوآیی Hercochitina crickmayi ، Tanuchitina offelongata ، Tanuchitina ontariensis گزارش شده است.

−V بیوزون Spinachitina oulebsiri در بالاترین قسمت شیستهای گرگان کشف شدهاست، ضخامت آن به ۶۱۶ متر میرسد و مربوط به اواخر هیرنانتین است. گونههای کیتینوزوآیی Belonechitina kordkuyensis n. sp. Spinachitina aidaiae n. sp Euconochitina sp. در این بیوزون دیده می شوند. در نتیجه، بر اساس بیوزونهای آکریتارش و کیتینوزآیی مشاهده شده در شیستهای گرگان در منطقهٔ رادکان، سن اردوویسین پسین (کاتین – هیرنانتین) برای این مجموعهی دگرگونی پیشنهاد می شود.

VI- بیوزون فرامینیفری Nezzazata – Globutruncana نیز در آهکهای دگرگون نشدهای که به صورت ناپیوسته بر روی شیستهای گرگان قرار گرفتهاند، گزارش شده است. این بیوزون نشان-دهندهی سن کرتاسهی پسین میباشد. از نشانههای این بیوزون، ظهور گونههای فرامینیفری و (Globutruncana) Hedbergella planispira Nezzazata sp. (Globutruncana) الیگوستیگنیدی مانند .Calcisphaerula innominata Marginotrunca pseudolinneiana

گونهها آکریتارش مشاهده شده در منطقهی رادکان با دیگر نقاط جهان از جمله لیبی، مراکش، الجزیره، عربستان سعودی، پرتغال، انگلستان، ایالات متحده و کانادا شباهت زیادی دارند. این شباهت نشان دهندهی انتشار جهانی گونههای آکریتاش در اردویسین پسین (سانتبین تا هیرنانتین بالایی) در سراسر کرهی زمین است، اما حضور بیوزونهای کیتینوزوآیی بویژه Belonechitina robusta ، Belonechitina robusta مراسر کرهی زمین است، اما حضور بیوزونهای کیتینوزوآیی بویژه Belonechitina robusta ، ماورات و Belonechitina robusta راسر کرهی زمین است، اما حضور بیوزونهای کیتینوزوآیی بویژه Januchitina elongata ، Ancyrochitina merga ، Armoricochitina nigerica مورهد که منطقهی مورد مطالعه در زمان مذکور، بخشی از ابرقارهی گندوانا گزارش شدهاست، نشان میدهد که منطقهی مورد مطالعه در زمان مذکور، بخشی از ابرقارهی گندوانا بوده است. از سوی دیگر، موره گونههای مختلف پالینومورف از جمله کیتینوزوآ، آکریتارش و اسکولکودنت در شیستهای گرگان، بیانگر یک محیط دریایی کمعمق با شرایط اقلیمی سرد و عرضهای جغرافیایی بالا برای این قسمت از کوههای البرز میباشد. در نهایت با توجه به گونههای فرامینیفری مشاهده شده در آهکهای فسیلدار دگرگون نشده روی شیستهای گرگان، سن کرتاسهی پسین برای این آهکها در نظر گرفته شده است (شکل ۲ – ۱ – الف). در قاعدهی این آهکها، ضخامتی از کنگلومرا وجود دارد که قطعات دگرگون شیستهای گرگان در آن دیده میشود (شکل ۲ – ۱ – ب). با توجه به سن تعیین شده برای این آهکها و حضور کنگلومرای قاعده ی آن، می توان گفت این سنگها در پی پیشروی دریا پس از یک دوره ی خشکی زایی ۲۵۰–۳۳۰ میلیون ساله بوجود آمدهاند و سن آنها از سن دگر گونی شیست-های گرگان نیز جوان تر است. در مورد سطح زیرین شیستهای گرگان نیز نظر قویدل سیوکی (۲۰۰۸) با دیگر محققین متفاوت است. بر خلاف نظر زمین شناسان دیگری مانند گانسر (۱۹۵۱)، ژنی (۱۹۷۷)، دلالوی و همکاران (۱۹۸۱) و... که مرز زیرین شیستهای گرگان را نامشخص و این مجموعه ی دگر گونی را پی سنگ زون ساختاری البرز شرقی میدانستند، قویدل سیوکی (۲۰۰۸)، بخش هایی از سازند ابستو (اردویسین پیشین) و ابرسچ (اردویسین پسین) که بر طبق مطالعات پالینواستراتیگرافی از نظر سنی قابل مقایسه با سنگ مادر شیستهای گرگان (اردویسین پسین) هستند را در نزدیکی روستای فاضل آباد در جنوب گرگان گزارش نموده که به صورت ناپیوسته و بدون واژه ی پی پی بر روی سازند لالون قرار گرفتهاند (شکل ۲– ۱– ه و ی). به همین دلیل وی نسبت دادن واژه ی پی پی در این شیستهای گرگان، مردود میداند. همچنین از نظر وی حضور قطعات گدازهای در اندازههای متفاوت در میان شیستهای گرگان نشان می دهد که این سنگهای آذرین طی یک واژه ی پی نگر را به شیستهای گرگان، مردود میداند. همچنین از نظر وی حضور قطعات گدازهای در اندازههای متفاوت در میان شیستهای گرگان نشان می دهد که این سنگهای آذرین طی یک واژه ی پی نگر را به شیستهای گرگان، مردود میداند. همچنین از نظر وی حضور قطعات گدازهای بر اندازههای متفاوت در میان شیستهای گرگان نشان می دهد که این سنگهای آذرین طی یک وازیند آتشفشانی و همزمان با رسوبگذاری رسوبات اولیه ی شیستهای گرگان در یک محیط دریایی









د



٥

ى

شکل ۲-۱- الف – سطح تماس بالایی شیستهای گرگان با آهکهای دگرگون نشده کرتاسه پسین. ب- حضور قطعات شیستهای گرگان در کنگلومرای قاعدهی آهکهای کرتاسه. ج و د- حضور قطعات گدازه به همراه شیل در شیست-های گرگان. ه- ماسهسنگهای قرمز لالون در نزدیکی روستای فاضل اباد. ی- بخشی از سازند ابستو در نزدیکی روستای فاضل آباد که روی ماسهسنگهای سرخ لالون قرار می گیرد. (عکسها از قویدل سیوکی، ۲۰۰۸)

بيوزونهاي كيتينوزواًيي شناخته شده در شيستهاي گرگان قابل مقايسه با همين بيوزونها در سازند قلی هستند. بنابراین، شیستهای گرگان از نظر زمانی معادل سازند قلی و قدیمیتر از سازند سلطانمیدان (معادل گدازههای بازالتی محمدآباد) میباشند. قویدل سیوکی و همکاران (۲۰۱۱)، سازند قلی را از دیدگاه پالینواستراتیگرافی به صورت دقیق مورد مطالعه قرار داده و بر اساس گونههای آکریتارش و کیتینوزوآی موجود در این سازند، سن اردوویسین پسین (کاتین- هیرنانتین) را برای این سازند تعیین کردهاند. به عقیده یقویدل سیوکی و همکاران (۲۰۱۱)، نمونههای پالینومورف موجود در سازند سلطانمیدان، مجموعهی آکریتارشی را نشان میدهند که معمولاً در رسوبات سیلورین پسین دیده میشوند. بر اساس این آکریتارشها، سن سازند سلطان میدان نباید کمتر از آشکوب Gorstian (اوایل Ludlow، اوایل سیلورین پسین) باشد. ایشان در این مطالعه، بر اساس سن سنجی ایزوتوپی U - Pb بر روی کانی زیرکن یک سری خردهسنگ گرانیتی که در قاعده و افق دیگری به فاصلهی ۷۵ متر از افق قبلی در این سازند دیده می شوند، عدد ۶/۴  $\pm$  ۶/۴ را برای این قطعات گرانیتی گزارش نمودهاند که این عدد نشاندهندهی آشکوب Telychia، اواخر Liandovery، (اواخر سيلورين پيشين) است كه با سن پالينولوژيكي بدست آمده براي سازند سلطانميدان مطابقت دارد. بنابراین با توجه به مطالعات دقیق انجام شده، سن سنگ مادر شیستهای گرگان، اردویسین پسین میباشد. رسوبات دریایی کمعمق به همراه گدازههای بازالتی در شیستهای گرگان، نشاندهندهی کافتزایی لبهی شمالی ابرقارهی گندوانا و باز شدن پالئوتتیس در اردویسین پسین هستند. در نهایت، بسته شدن پالئوتتیس و برخورد این مجموعهی کافتی به جنوب اورازیا در زمان تریاس پسین (رتین)، موجب دگرگون شدن شیستهای گرگان شده است.


شکل ۲- ۲- توزیع استراتیگرافی گونههای پالینومورف موجود در شیستهای گرگان در منطقهی رادکان، جنوب شهر کردکوی، جنوب شرقی دریای مازندران، شمال ایران (قویدل سیوکی، ۲۰۰۸). گونههای مشاهده شده در منطقه به شرح زیر میباشد : (اعداد مربوط به ستونهای زیر شکل است).

1- Evitta remota; 2- Navifusa ancepsipuncta; 3- Baltisphaeridum oligopsakium; 4- Dactilofusa platynetrella; 5- Gorgonisphaeridium antiquum; 6- Veryhachium trispinosum; 7- Multiplicisphaeridium bifurcatium; 8- Baltisphaeridium longispinosum; 9- Actinotodissus crassus; 10- Veryhachium lairdii; 11-Poligonium gracil; 12- Veryhachium europaeum; 13- Multiplicisphaeridium irregulare; 14- Pirea ornata; 15- Baltisphaeridium perclarum; 16- Villosacapsula setosapellicula; 17- Veryhachium reductum; 18-Ordovicidium elegantulum; 19- Orthosphaeridium rectangulare; 20- Dactylofusa cabottii; 21-Tunisphaeridium eisenackii; 22- Dactylofusa striata; 23- Disparifusa psakadoria; 24- Orthosphaeridium insculaptum; 25- Veryhachium triangulatum; 26- Neoveryhachium carminae; 27- Villosacapsula irrorata; 28- Veryhachium subglobosum; 29- Sylvanidium paucibrachium; 30- Desmochitina piriformis; 31-Belonechitina robusta; 32- Belonechitina sp.A; 33- Conochitina chydea; 34- Belonechitina wesenbergensis; 35- Cyathochitina sp. A; 36- Cyathochitina campanulaeformis; 37- Euconochitina communis; 38- Rhabdochitina usitata; 39- Conochitinasp.A.; 40- Belonechitinamicracantha; 41-Pistillachitinapistilliformis; 42- Armoricochitinanigerica; 43- Lagenochitina baltica; 44- Desmochitina minor; 45- Lagenochitina prussica; 46- Calpichitina lenticularis; 47- Desmochitina nodosa; 48-Desmochitina cocca; 49- Rhabdochitina gracilis; 50- Spinachitina bulmani; 51- Ancyrochitina merga; 52-Angochitina comuunis; 53- Plectochitina sylvanica; 54- Euconochitina lepta, 55- Hercochitina sp.; 56-Hercochitina crickmayi; 57- Tanuchitina elongata; 58- Tanuchitina ontatiensis; 59- Euconochitina moussegoudaensis; 60- Spinachitina aff. Oulebsiri; 61- Belonechitina kordkuyensis; 62- Spinachitina aidaensis; 63- Spinachitina oulensiri; 64- Tanuchitina aff. Elongata; 65- Nezzazata sp.; 66- Marsonella trochus; 67- Ticinella sp.; 68- Hedbergella planispira; 69- Globotruncana pseudolinneiana; 70-Calcisphaerula innominata; 71- Pithonella ovalis.

# ۲-۱-۲ دونین (پادها و خوش ییلاق) و کربونیفر (مبارک)

رسوبات دونین و کربونیفر در سلسله جبال البرز، ایران مرکزی و زاگرس گسترش زیادی داشته و غالباً قابل دسترس هستند. تاکنون، مطالعات زیادی بر روی محیط رسوبی و سن این رسوبات انجام شده است (اهریپور و همکاران، ۲۰۰۹؛ بزرگنیا، ۱۹۷۳؛ قویدل سیوکی، ۱۹۹۴؛ اصیلیان مهابادی، ۱۳۷۴؛ احمدزاده، ۱۹۵۷، ۱۹۷۴؛ توکلی، ۱۹۷۷؛ زمان، ۲۰۰۱). اما قویدل سیوکی و اوونز (۲۰۰۷) مطالعات دقیق پالینواستراتیگرافی بر روی سازند پادها، خوش ییلاق و مبارک در کوه ازم در شمال شرقی شهر جاجرم انجام دادهاند (شکل ۲ – ۳). از نظر پالینواستراتیگرافی در منطقهی کوه ازم ۸ بیوزون به شرح ذیل در سازندهای پادها، خوش ییلاق و قسمتی از سازند مبارک معرفی شده است :

- زون تجمعی آکریتارش/ اسپور I : این زون در قاعده یپارهسنگ b سازند پادها دیده می شود و ۵۷ متر ضخامت دارد. این بخش بیشتر از شیل و ژیپس هوازده تشکیل شده و ویژگی بارز آن Papulogabata ، Chomotriletes vedugensis ، Ava و Papulogabata ، Chomotriletes vedugensis نخستین پیدایش گونههای آکریتارش مانند Chomotriletes vedugensis ، Chomotriletes دو گونه آکریتارشی Chomotriletes و ... است. دو گونه آکریتارش و vedugensis ovedugensis و vedugenata annulata و ... است. دو گونه آکریتارشی vedugensis vedugensis و vedugensia annulata محدود به زون تجمعی I هستند. در میان گونههای مختلف آکریتارشی موجود در این زون، گونه فیتوپلانکتونی Remotriletes vedugensis بیشتر مورد توجه است زیرا این گونه نشان دهنده ی سن فرازنین برای این بخش از سازند پادها می باشد. علاوه بر گونههای آکریتارشی، گونههای مختلف میوسپور مانند emphunisporites rotates و emphunisporites rotates این گونه های مختلف میوسپور مانند rotates vedugensi و emphunisporites rotates این گونه می می دیده می شوند. این گونه ای بیشتر در رسوبات دونین میانی – اوایل دونین پسین گزارش شده و نشاندهنده آشکوب ژیوسین – فرازنین پسین هستند.

- زون تجمعی آکریتارش/ اسپور II : این زون تجمعی نیز در پارهسنگ b سازند پادها دیده می-شود، ۱۴۳ متر ضخامت دارد و بیشتر از شیل هوازده و ژیپس تشکیل شده است. از ویژگیهای این زون ظهور گونههای آکریتارش مانند Gorgonisphaeridium abstrusum و صوبات فرازنین پایینی در غرب استرالیا است. Gorgonisphaeridium abstrusum قبلاً در رسوبات فرازنین پایینی در غرب استرالیا (پلیفورد و درینگ<sup>۱</sup>، ۱۹۸۱) و رسوبات فرازنین ایران (قویدل سیوکی، ۲۰۰۳) گزارش شدهاند. همچنین گونهی Stellinium comptum در رسوبات فرازنین پسین در ایالات متحده (ویکاندر و لوبلیچ<sup>۲</sup>، ۱۹۹۷ و ویکاندر و پلیفورد، ۱۹۸۵) و اوایل دونین پسین ایران (قویدل سیوکی، ۱۹۸۸، لوبلیچ<sup>۲</sup>، ۱۹۹۴ و ویکاندر و پلیفورد، ۱۹۸۵) و اوایل دونین پسین ایران (قویدل سیوکی، ۱۹۸۸، در ۱۹۹۴، ۱۹۹۴، ۲۰۰۱) دیده شده است. در نزدیکی سطوح بالایی این زون تجمعی، میوسپور گونهی سن فرازنین در رسوبات این زمان ایران است (قویدل سیوکی، ۲۰۰۳). بر اساس گونههای آکریتارش و میوسپور مشاهده شده در این ایران است (قویدل سیوکی، ۲۰۰۳). بر اساس گونههای آکریتارش در میوسپور مشاهده شده در این اینتروال، سن فرازنین برای این بخش از سازند پادها در نظر گرفته شده است.

- زون تجمعی آکریتارش/ اسپور III : این زون تجمعی در بالاترین بخش پارهسنگ b و سراسر پارهسنگ C سازند پادها حضور دارد. این زون تجمعی دارای ۶۲ متر ضخامت است و از شیل و آهک فسیل دار تشکیل شده است. این زون تجمعی با ظهور آکریتارش گونه ی Veryhachium آهک فسیل دار تشکیل شده است. این زون تجمعی با ظهور آکریتارش گونه ی Veryhachium مشخص می-آهک فسیل دار تشکیل شده است. این زون تجمعی با ظهور آکریتارش گونه ی می می فسیل دار تشکیل شده است. این زون تجمعی با ظهور آکریتارش گونه ی می-آهک فسیل دار تشکیل شده است. این زون تجمعی با ظهور آکریتارش گونه ی می-می فسیل دار تشکیل شده است. این زون تجمعی با ظهور آکریتارش گونه ی می فرد. گونه ی Daillidum pentaster به مین دونین پسین، آشکوب فرازنین – فامنین است (له هریس<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۰). گونه ی Daillidum pentaster نیز نشان دهنده ی سن دونین پسین، آشکوب ژیوسین پسین – فمینین پسین است که در سازند شیشتو نیز دیده می شود (هاشمی و پلیفورد، ۱۹۹۸). گونه ی Multiplici sphaeridiium ramispinosum

**3**- Le Herisse

<sup>1 -</sup> Playford & Dring

<sup>2</sup> - Wicander & Loeblich

رسوبات دونین پیشین و پسین و بویژه آشکوب ژیوسین– فمینین دیده میشود (کلبات<sup>۱</sup>، ۱۹۹۰). در این بخش از سازند پادها، گونههای براکیوپد مانند Sucatospirifer iranicus حضور دارند که مؤید بالاترین بخش فرازنین – پایینترین بخش فامینین هستند. بنابراین بر اساس گونههای آکریتارش و براکیوپد موجود در این اینتروال، سن این بخش از سازند پادها، بالاترین بخش فرازنین – پایینترین بخش فامینین تعیین شده است.

اهریپور و همکاران (۲۰۰۹) نیز، سازند پادها را در سه منطقهی خوش ییلاق، تیل آباد و میقان مورد مطالعه قرار داده است. از نظر ایشان، سن این سازند از دونین پایینی تا میانی و رخسارهی آن کافتی است. در این سازند، ذرات طبق الگوی خاصی رسوب کردهاند و با سنگهای آتشفشانی-رسوبی مافیک همراه هستند. این شواهد نشان دهندهی تشکیل این سازند در مرحلهی ابتدایی باز شدن یک ریفت قارهای است.

- زون تجمعی آکریتارش/ اسپور IV : این زون تجمعی در پارهسنگ b سازند پادها و قاعده ی سازند خوش ییلاق دیده می شود، ۱۲۱ متر ضخامت دارد و جنس آن در سازند پادها از شیل هوازده و ژیپس در قسمتهای پایینی تا شیل هوازده و آهک در بخشهای بالایی تغییر می کند. قسمت قاعده ای سازند خوش ییلاق نیز از آهکهای فسیل دار، ماسه سنگ و شیل تشکیل شده است. این زون تجمعی با ظهور گونه های مختلف میوسپور مانند Mystricosporites porrectus است. این زون تجمعی با ظهور گونه های مختلف میوسپور مانند Muser and and and زون تجمعی با ظهور گونه های مختلف میوسپور مانند Densosporites rotates و شیل تشکیل شده است. این گونه ها در رسوبات دونین بالایی و آشکوب فامینین دیده می شوند. نمونه ی همین گونه ها در سازند جیرود نیز گزارش شده است (کیمیایی، ۱۹۷۳). در میان گونه های میوسپوری مشاهده شده در این زون، دو گونه ی Auroraspora torqata و Grandispora نشان دهنده ی آشکوب فرازنین

<sup>1</sup> - Colbath

پسین – فامینین پیشین میباشند. همچنین گونههای فیتوپلانکتون موجود در این زون مانند. Gorgonisphaeridium ohioensis و Dictyotidium litum، نشانگر سن دونین پسین هستند. بنابراین، بر اساس گونههای فسیلی مشاهده شده برای این بخش از سازند پادها و قاعدهی سازند خوشییلاق، سن فرازنین پسین– فامینین پیشین در نظر گرفته شده است.

- زون تجمعی آکریتارش و اسپور (V) . این زون تجمعی در سازند خوش ییلاق دارای ۳۳/۵ متر ضخامت است و از آهک و شیل تشکیل شده است. در این زون گونههایی از اسپور مانند *Grandispora cornouta ، Reugospora flexuosa ، Retusotriletes phillipsii* ، مشاهده شدهاند که در واقع فیتوپلانکتونها و میوسپورهای محیط دریایی هستند و و آشکوب فامنین را برای این قسمت از سازند خوش ییلاق نشان میدهند.

- زون تجمعی میوسپور (VI) . این زون تجمعی در قسمت های بالایی سازند خوش ییلاق کشف شده و ۲۹/۵ متر ضخامت دارد و از شیل و سنگ آهک فسیل دار تشکیل شده است. در واقع این زون تجمعی بین دو زون تجمعی دیگر در سازند خوش ییلاق قرار گرفته است. در این زون گونهی Vallatisporites به وفور ظاهر میشود. همین طور میتوان گونههای Retispora lepidophyta پسین هستند.

- زون تجمعی میوسپور (VII) . این زون تجمعی در بالاترین قسمت سازند خوش ییلاق دیده شده و دارای ۲۲ متر ضخامت است و از شیل و سنگ آهک فسیل دار تشکیل شده است. در این قسمت گونهای از کیتینوزوآ به نام Angochitina devonica یافت شد که نشان دهندهی اشکوب فامنین میباشد. با توجه به مطلعات دقیق قویدل سیوکی و اوونز (۲۰۰۷)، سن دونین پسین (آشکوب فامنین) برای سازند خوش ییلاق پیشنهاد شده است.

- زون تجمعی میوسپور (VIII) . سازند مبارک در مقطع تیپ خود دارای ۴۵۰ متر ضخامت است ولی در کوه ازم، ۳۰۶ متر ضخامت دارد که در مطالعه یقویدل سیوکی و اوونز (۲۰۰۷)، ۱۰۴ متر آن مورد مطالعه قرار گرفتهاست. این سازند بیشتر از سنگ آهک با میان لایه های شیل تشکیل شده است هر دوی این لایهها دارای میکرو و ماکروفوناهای نشان دهندهی کربونیفر پیشین هستند (افشار حرب ۱۹۷۹، بزرگ نیا ۱۹۷۳). در این منطقه، سازند مبارک به صورت دگرشیب در زیر سازند الیکا مربوط به تریاس پیشین قرار می گیرد. دادههای بیواستراتیگرافی، نشان دهندهی یک نبود چینه شناسی بین سازند مبارک و الیکا است که در کربونیفر میانی - پسین و پرمین رخ داده است. از مجموع ۸ زون تجمعی معرفی شده در کوه ازم توسط قویدل سیوکی و اوونز (۲۰۰۷)، زون هشتم در سازند مبارک توسعه یافته است. این زون تجمعی، بیشتر در افقهای شیلی خاکستری رنگ قاعدهی سازند مبارک مطالعه شدهاند، زیرا لایههای آهکی فسیل دار برای مطالعات پالینواستراتیگرافی کیفیت لازم را دارا نبودند. قاعدهی این زون تجمعی با پیدایش فسیلی به نام Retispora lepidophita و گونههای کیتینوزوآ مشخص می شود. انواع میوسپورها مانند vallatisporites verrucosus، Retusotriletes incohatus و آكريتارشهايي مثل Gorgonisphaeridium ohioensis، Gorgonisphaeridium abstrusum در این سازند یافت می شوند که تمامی اینها مؤید سن می سی-سی پین پیشین (تورنانسین) برای قاعدهی سازند مبارک هستند.



شکل ۲–۳- توزیع استراتیگرافی گونههای شناخته شدهی پالینومورف در سازندهای پادها، خوشییلاق و مبارک. (اقتباس از قویدل سیوکی و اوونز (۲۰۰۷)) گونههای مشاهده شده در منطقه به شرح زیر میباشد : (اعداد مربوط به ستونهای زیر شکل است).

1- Chomotriletes vedugensis; 2- Papulogabata annulata; 3- Lophosphaeridium segregium; 4-Helosphaeridium guttatium; 5- Gorgosphaeridium plerispinosum; 6- Gorgosphaeridium discissum; 7-Dictiyotidium torosum; 8- Cymatiosphaera perimembrana; 9- Solisphaeridium inaffectum; 10-Solisphaeridium spinoglobosum; 11- Dictyotidium araiomegronium; 12- Gorgosphaeridium abstrusum; 13- Stellinium comptom; 14- Veryhachium pannuceum; 15- Multiplicisphaeridium ramispinosum; 16-Angochitina devonica; 17- Daillidum pentaster; 18- Gorgosphaeridium ohioensis; 19- Deltotosoma intonsum; 20- Ammonidium loriferum; 21- Dictyotidium craticulum; 22- Dictyotidium litum; 23-Crassiangalina tesselita; 24- Cymatiospheridium melikera; 25- Striatostellula sparsa; 26- Poliedryxium pharaonis; 27- Maranhites perplexus; 28- Emphanisporites rotatus; 29- Retusotriletes rotundus; 30-Retusotriletes distunctus; 31- Geminospora lemurata; 32- Ancyrospora ampulla; 33- Hystricosporites porrectus; 34- Auroraspora torquata; 35- Grandispora gracilis; 36- Densosporites rotatus; 37-Retosotriletes philipsii; 38- Rugospora flexusa; 39- Grandispora cornuta; 40- Retispora lepidophyta; 41-Vallattisporites posillites; 42- Indotriradites explanatus; 43- Hymenozonotriletes (Diaphanospora) perplexa; 44- Diducites mucronatus; 45- Retispora macroteticulata; 46- Verruciretusispora loboziakii; 47-Raistrickia variabilis; 48- Apiculiretusispora fructicosa; 49- Grandispora echinata; 50- Verrucosisporites nitidus; 51- Vallattisporites verrucosus; 52- Retusotriletes incohatus; 53- Dictyotriletes submarginatus.

## ۲-۲- مشخصات صحرایی شیستهای گرگان

در نقشهٔ زمینشناسی ۱:۱۰۰۰۰ گرگان (شکل ۱-۱)، شیستهای گرگان با سن اردوویسین نشان داده شده و وسعت قابل توجهی از منطقه را به خود اختصاص دادهاند. مطالعات صحرایی در منطقهی مورد مطالعه در چهار مسیر جنوب به شمال توسکستان، محمدآباد، ناهارخوران و کردکوی به رادکان انجام شده است که در زیر به بررسی ویژگیهای صحرایی شیستهای گرگان در هریک از مسیرهای یاد شده میپردازیم.

الف - توسکستان : در این قسمت از کوههای البرز شیستهای گرگان در کنار جاده رخنمون دارند. از نظر نمونهی دستی میتوان این سنگها را به اسلیت، فیلیت و شیست تقسیم کرد که تا حدودی ویژگیهای سنگ والد در آنها حفظ شده است. رنگ آنها از قهوهای و ارغوانی تا سبز و خاکستری دیده میشوند و متحمل دگرسانی وسیعی شدهاند . شیستها دارای لایهبندی و برگوارگی واضحی میباشند (شکل ۲ - ۴)، سست بوده و به راحتی خرد میشوند. گسلهای متعددی در محل دیده میشوند که باعث ایجاد زونهای برشی و تشکیل میلونیتها و فیلونیتها در منطقه شدهاند. از مهمترین ویژگی-مهای سنگهای این منطقه، حضور میان لایههای گدازهای با ضخامت ۳۰ - ۱۰ سانتیمتر در توالی شیستهای گرگان است که در نمونهی دستی ملانوکرات بوده و به رنگهای قهوهای و خاکستری تیره شیستهای گرگان است که در نمونهی دستی ملانوکرات بوده و به رنگهای قهوهای و خاکستری تیره مشاهده میشوند. ساخت جریانی، بادامکی و حفرهدار به خوبی در این سنگها حفظ شده و به شدت تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفتهاند (شکل ۲ - ۵). در این سنگها رگههای کوارتزی ثانویه نیز مشاهده میشوند (سکل ۲ - ۶). به طور منطقهای، در نزدیکی علیآباد، این شیستها توسط سنگهای



شکل۲-۴-لایهبندی و برگوارگی بارز در شیستهای گرگان در جادهٔ توسکستان.



شکل۲-۵- ساخت حفره دار و جریانی در میان لایه های گدازهای درون شیستهای گرگان در جادهی توسکستان.



شکل ۲-۶- رگهی کوارتز ثانویه در متابازیتهای شیستهای گرگان در جادهی توسکستان.

ب – محمدآباد : سنگهای آذرین بیرونی با حجم قابل توجه در محمدآباد بر روی شیستهای گرگان مشاهده میشوند (شکل ۲– ۲). این گدازهها معادل بازالتهای سازند سلطانمیدان در شمال شاهرود هستند. این سنگها دارای ساخت حفرهدار بوده و رگههای اپیدوت و حفرات آگاتی پر شده از کوارتز، کلسیت و اپیدوت ناشی از دگرسانی و همچنین رگههای کوارتز ثانویه در آنها دیده میشود (شکل ۲– ۸– ب، ۲– ۹– الف و ب). گاهی در این سنگها کلسیت حالت سودومرف پیدا کرده است. به دلیل برخورد ناگهانی گدازه با آب دریا در هنگام خروج، شکستگیهایی با محصولات بِرِشی در سنگ ایجاد و کوارتز در این شکستگیها متبلور شده است (شکل ۲– ۹– الف).

ج – ناهارخوران : مهمترین ویژگی سنگهای این منطقه، رخنمون سنگهای آذرین نفوذی به شکل استوکهای کوچک است که توالی شیستهای گرگان را قطع کردهاند (شکل ۲– ۱۰). این سنگها در نمونهی دستی سبز رنگ هستند و آثار بسیار ضعیفی از شیستوزیته در آنها دیده میشود. علاوه بر این، در این منطقه آثار مراحل مختلف دگرشکلی به صورت چینخوردگی و کینک باند در شیستهای گرگان به وضوح دیده میشود (شکل ۲– ۱۱ و ۲– ۱۲). همچنین کنتاکت شیستهای گرگان با استوکهای آذرین در بعضی از نقاط درهی ناهارخوران قابل مشاهده است.

د – کردکوی به رادکان : در این منطقه شیستهای گرگان رخنمون وسیعی دارند و سنگهای آذرین به شکل میانلایههای گدازهای و دایکهای کوچک در توالی شیستهای گرگان دیده میشوند (شکل ۲- ۱۳). این سنگها در نمونهی دستی ملانوکرات هستند و به رنگ قهوهای تیره تا سیاه دیده میشوند. همچنین دگرسانی به شدت روی آنها تأثیر گذاشته و موجب تشکیل رگههای اپیدوت سبز رنگ شده است. به علت وقوع گسل خوردگی در شیست های گرگان و تودههای نفوذی درون آنها، سنگها در نزدیکی گسل تحت تأثیر قرار گرفته و حالت فیلونیتی و میلونیتی به خود گرفته اند. بافت چشمی در نمونه های دستی و مقاطع میکروسکپی به وضوح دیده میشود (شکل ۲- ۱۴). همین طور بافت پورفیروکلاستی، پورفیرهای دوکی شکل و چرخش شیستوزیته به دور پورفیرها، نشان دهندهٔ تأثیر گسل روی این سنگها است. رگه های کوارتزی ثانویه نیز در سنگ حضور دارند که بر اثر پر شدگی شکستگیهای ایجاد شده توسط گسل، توسط محلولهای غنی از سیلیس ، به وجود آمدهاند (شکل ۲– ۱۵). این حالت به خوبی در منطقهٔ رادکان و تاحدودی در شیستهای منطقهٔ توسکستان قابل مشاهده است. در نزدیکی منطقهی جهاننما در جنوب کردکوی، این شیستها با کنتاکت گسلی در زیر آهک مبارک قرار داشته و در رادکان، این شیستها بر روی سازند شمشک رانده شدهاند.





شکل ۲- ۷- نمای گدازههای بازالتی محمدآباد (معادل سازند سلطان میدان) بر روی شیستهای گرگان در جادهی محمدآباد.



شکل ۲- ۸- (الف) حالت برشی موجود در بازالتهای محمدآباد بر اثر برخورد با آب دریا و پر شدن شکستگی ها به وسیلهی کوارتز. (ب) رگههای کوارتز ثانویه در گدازههای محمدآباد.



شکل ۲- ۹- (الف) حضور اپیدوت روی سطوح شکستگی بازالتهای محمدآباد بر اثر دگرسانی. (ب) حفرات آگاتی پر شده از کوارتز، کلسیت، اپیدوت در بازالتهای محمدآباد.



شکل ۲- ۱۰- حضور استوکهای کوچک و کنتاکت آنها با شیستهای گرگان. در درهی ناهارخوران.



شکل۲- ۱۱- نمونه هایی از چین خوردگی های نسل اول (F1) شیست های گرگان در درهی ناهارخوران و ایجاد برگوارگی همزمان با دگرگونی ناحیهای.



ب

ა

الف



<del>ج</del>

شکل ۲- ۱۲- (الف و ب) نمونههایی از ایجاد دگرشکلی (S<sub>1</sub>) به صورت برگوارگی و دگرشکلی (S<sub>2</sub>) به صورت خطوارگی سطح محوری در شیستهای گرگان خطوارگی سطح محوری در شیستهای گرگان در درهی ناهارخوران. (ج و د) حضور کینکباند در شیستهای گرگان در درهی ناهارخوران.



شکل ۲- ۱۳- حضور دایک و استوک کوچک موجود در جاده ی رادکان و کنتاکت آنها با شیستهای گرگان.



شکل ۲- ۱۴- بافت چشمی و حالت دوکی در میلونیت های موجود در جادهی رادکان



شکل ۲- ۱۵- رگههای کوارتزی ثانویه در شیستهای گرگان در جادهی رادکان

### ۲- ۳- تکتونیک منطقه

فتوت رودسری (۱۳۸۳)، تکتونیک منطقهی مورد مطالعه را در قالب پایان نامهی کارشناسی ارشد، مورد بررسی قرار داده است. به عقیدهی وی از نظر ساختمانی، این مجموعه، دو مرحله چین خوردگی با الگوی هم محور را تحمل کرده است. چینهای نسل اول (F1) ، به صورت چینهای پلیهارمونیک، تنگ تا یال موازی برگشته و یا خوابیده (شکل۲– ۱۱) به همراه برگوارگی سطح محوری (S1)، همزمان با دگرگونی ناحیهای در منطقه به وجود آمدهاند. چینهای نسل دوم (F2)، موجب تشکیل رخهای کنگرهای S<sub>2</sub>، به صورت رخهای سطح محوری در بخش شمالی ناحیهی مورد نظر شدهاند (شکل ۲- ۱۳).

ایشان بر اساس تحلیل ساختاری منطقه، سه نسل گسلهای رانده را در منطقه در نظر گرفتهاند:

نسل اول  $(T_1)$  : سطوح لایه بندی و چین های نسل اول  $F_1$  را قطع نموده ولی برگوارگی  $S_2$  را قطع نکردهاند، لذا همزمان یا بعد از چین خوردگی نسل اول تشکیل شدهاند.

نسل دوم (T<sub>2</sub>) : سنگهای دگرگونی مزبور توسط گسلهای راندهی نسل دوم (T<sub>2</sub>) بر روی متاولکانیک های محمدآباد رانده شدهاند. با توجه به پوشیده شدن سطح گسلهای راندهی T<sub>2</sub>، سن جایگزینی آنها را قبل از رتین – لیاس میدانند.

نسل سوم (T<sub>3</sub>) :گسلهای راندهی نسل سوم (T<sub>3</sub>) سبب جایگزینی واحدهای ساختمانی کرتاسه-ی فوقانی بر روی ورقهی راندهی قبلی میشوند.

در بررسی صحرایی اولیه از مجموعهٔ دگرگونی گرگان، وجود پهنههای برشی با رفتار شکلپذیر و شکنا، هم روند با برگوارگی غالب در سطح آن ها مشخص می شود. از طرفی این بخشها، دگرگونی بسیار پایینی دارند. این پهنهها گستردگی زیادی دارند و بعضی از آن ها با انبوهی از سنگ های بیگانه (Olistolite) همراهند. با مطالعهی هندسی و کینماتیک، این پهنهها به سه نوع تقسیم شدهاند:

الف- پهنهی برشی مهدی راجه در بخش شمالی : این پهنه با شیب کم به سمت جنوب قرار گرفته و بررسی آن با مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی همراه بوده است. این پهنه دارای ساز وکار معکوس میباشد و به عنوان پهنهی برشی گسل خزر در نظر گرفته میشود. ب- پهنههای برشی معکوس بخش جنوبی مجموعهی دگرگونی گرگان : این پهنهها با فواصل مختلف، دارای راستای تقریباً شرقی- غربی و شیب شمال- شمال شرق هستند. این پهنهها، از پهنهی برشی مهدیراجه آغاز شده و تا درازنو ادامه مییابند و دارای ساز و کار معکوس میباشند.

ج- پهنهی برشی ناهارخوران- توسکستان : این پهنه در شرق با شیب زیاد و به سمت شمال قرار گرفته است و یک روند افزایش شیب از ناهارخوران به سمت توسکستان را نشان میدهد.

با توجه به مطالعات انجام شده در منطقه، پهنههای برشی بخش شرقی در مجموعهی دگرگونی گرگان به پهنههای برشی بخش جنوبی متصل هستند. مطالعات قبلی انجام گرفته در داخل مجموعه-ی دگرگونی گرگان نشان داده که چینها و گسلهای منطقه، همزمان با جایگزینی مجموعه دگرگونی گرگان ایجاد شدهاند. ساز و کار پهنههای برشی نیز ارتباط نزدیکی با ساختارهای شناسایی شده در منطقه دارد و به نظر میرسد این پهنهها همزمان با جایگزینی مجموعهی دگرگونی گرگان در حاشیه-ی شمالی ایران ایجاد شدهاند.

فصل سوم پتروگرافی

۳-۱-۳ مقدمه

در این فصل خصوصیات میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی منطقه، نوع کانیها، بافتها، دگرسانیهای موجود، نام سنگها و در نهایت روند تبلور ماگما مورد بررسی قرار میگیرد.به طورکلی، سنگهای موجود در منطقهی مورد مطالعه را میتوان به دو دسته تقسیم کرد:

۱ - سنگهای دگرگونی که شامل اسلیت، فیلیت، شیست، فیلونیت و میلونیت هستند و تا حدودی ماهیت سنگ اولیه در آنها حفظ شده است.

۲- سنگهای آذرین که به صورت دایک، تودههای نفوذی و میان لایههای گدازه در شیستهای گرگان حضور دارند. این سنگها که کلاً به دو حالت نفوذی و خروجی دیده میشوند، گاهی دارای برگوارگی ضعیفی هستند که نشاندهندهی وقوع رخداد دگرگونی بعد از تشکیل آنهاست. آنها شامل گابرو، بازالت، تراکیت و آندزیت بوده و به شدت تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفتهاند. در جدول (۳-۱) علائم اختصاری استفاده شده در تصاویر این فصل برای کانیها، آورده شده است.

Срх	كلينوپيروكسن	Ca	كلسيت
Plg	پلاژيوكلاز	Stp	استيپنوملان
Kf	فلدسپات آلکالن	Esp	اسفن
Ab	آلبيت	Zo	زوئيزيت
Chl	كلريت	Czo	كلينوزوئيزيت
Epi	اپيدوت	Act	اكتينوليت
Ар	اَپاتىت	Epis	اپيستاسيت
		Q	كوارتز

جدول ۳- ۱- علائم اختصاری کانی های موجود در تصاویر این فصل

# ۳- ۲- پتروگرافی سنگهای دگرگونی

## ۳- ۲- ۱- اسلیتها و فیلیتها

این سنگها از سنگ مادر پلیتی بوجود آمدهاند. اعتقاد بر این است که دگرگونی این سنگها، ابتدا به تبلور مجدد و تغییر کانیهای رسی موجود منجر میشود. اندازهی دانهها در حد میکروسکپی باقی میماند اما در پاسخ به تنش حاکم، جهتیابی ترجیحی جدیدی در سنگ شکل میگیرد. سنگ ریز دانه حاصل، به طور شاخص، یک رخ سنگی عالی نشان میدهد و اسلیت نامیده میشود. با تغییر تدریجی کانیهای رسی به مسکویت و کلریت، تغییرات بلورشناختی ساب میکروسکپی که فقط با آنالیز پرتو ایکس قابل تشخیص هستند، در سیلیکاتهای ورقهای رخ میدهند. تداوم دگرگونی، معمولاً موجب افزایش اندازهی دانهها میشود، در حالی که جهتیابی ترجیحی کانیهای ورقهای حفظ می-گردد. افزایش میانگین اندازه دانهها باعث تشکیل یک سنگ دانهریز به نام فیلیت میشود که شباهت زیادی به اسلیت دارد ولی سطوح رخ آن تیره نبوده، بلکه براق و ابریشمی هستند. در این مرحله از دگرگونی، ممکن است پورفیروبلاستهای کوچکی شروع به رشد کنند و به شکل برآمدگی-

اسلیتهای منطقهی مورد مطالعه آنقدر دانهریز هستند، که تشخیص آنها از شیلهای نادگرگون و شناخت کانیهای موجود در زمینهی آنها بسیار مشکل است. این سنگها دارای لایهبندی یکسان هستند و بافت بسیار دانهریز تا پورفیروبلاستی نشان میدهند. پورفیرها بیشتر از جنس کوارتز، آلبیت دانه ریز و یا تجمع هردوی این کانیها میباشند. زمینهی این سنگها در بعضی مقاطع، اکسید آهن قهوهای رنگ (هماتیت) و در بعضی مقاطع کلریت به همراه پیریت بسیار دانهریز است. رنگ ارغوانی و قهوهای اسلیتها نشاندهندهی آهن سهظرفیتی و رنگ سبز اسلیتها نشاندهندهی حضور آهن دو

<sup>1-</sup> Blatt

ظرفیتی است (درویش زاده-۱۳۸۵) ( شکل۳–۱). در این اسلیتها، مراحل مختلف دگرشکلی تا حدودی قابل تشخیص است. سطح برگوارگی اولیه  $(\mathbf{S}_0)$  ، ناشی از ردیفشدگی کانیهای ورقهای رسی و کلریت در لایههای مجزا است. در مرحلهی بعدی این لایهها چین خورده و سطح محوری چینها، دگرشکلی  $(S_1)$  را تشکیل دادهاند. در مرحلهی سوم، این سطوح محوری نیز دچار چین خوردگی شده و دگرشکلی (S2) را ایجاد کردهاند (شکل۳–۲). پاشیه و ترو (۱۹۹۶)، بر این باورند که در سنگهای دارای چندین مرحله دگرشکلی و برگوارگی، مراحل مختلف دگرشکلی مشتمل بر برگوارگی و چین خوردگی ، می توانند به دو شکل ایجاد شوند: اول، حضور فازهای دگرشکلی با جهت-گیری مشابه. در این حالت تشخیص چندین مرحله دگرشکلی از لحاظ بافتی و ساختی غیر ممکن است. دوم، مراحل مختلف دگرشکلی شامل برگوارگی و بوجود آمدن چین خوردگیهای ٔ بعدی بر روی سطوح تورق قبلی، توسط یک فاز دگرشکلی پیشرونده بوجود میآیند و  ${
m S}_2$  بر روی  ${
m S}_1$  تشکیل میشود. بسیاری از برگوارگیهای چین خورده که در زونهای برشی دیده میشوند بر اثر همین فرایندهای سینوسی شکل گرفتهاند. فرایند تشکیل این چین ها در زونهای برشی مشابه فرایند تشکیل چینهای ثانویه است، با این تفاوت که در این حالت چینخوردگیها به شکل قوی گسترش نمییابند و در همهی لایهها دیده نمیشوند بلکه حالت محلی دارند. آغاز این فرایند را میتوان در حضور نوعی غیر همگنی در لایههای سنگی جستجو کرد.

احتمالاً سنگ اولیهی این اسلیتها، ماسه سنگ دانهریز با خمیرهی گلی بوده است. باتوجه به حضور گل و پیریت که نشاندهندهی کمبود فشار اکسیژن و انرژی پایین موجود در محیط تشکیل

- 2- Trouw
- 3- foliation
- 4- folding

<sup>1-</sup>Passchier

سنگ هستند، می توان حدس زد سنگ مادر این اسلیتها در محیطهای کم انرژی تشکیل شده باشند.

فیلیتها نیز از لحاظ کانیشناسی و بافت، خصوصیات اسلیتها را نشان میدهند با این تفاوت که از اسلیتها دانه درشتتر هستند. در آنها، برگوارگیهای S<sub>1</sub>, S<sub>0</sub>, S<sub>2</sub> با وضوح بیشتری قابل تشخیص هستند. این سنگها دارای دو جهت چینخوردگی هستند. علاوه بر این، در تعدادی از مقاطع فیلیتی، لایهبندی ترکیبی به صورت بین انگشتی کاملاً قابل مشاهده است. در این لایهبندی، ذرات دانهریز پلیتی، تدریجاً به ذرات دانه درشتتر کوارتزی تبدیل میشوند ( شکل۳-۳). رگههای کلسیتی ثانویه نیز در این سنگها حضور دارد



شکل ۳- ۱- حضور اکسید آهن در زمینهی اسلیت (PPL)



(PPL) شکل -7- حضور سه سری برگوارگی ( $S_1$ ، $S_0$  و  $S_2$ ) در اسلیتها (PPL)



شکل ۳- ۳- لایهبندی ترکیبی در فیلیتها. دانههای ریزپلیتی به صورت بین انگشتی به دانههای درشتتر کوارتزی تبدیل شدهاند (PPL).

۳-۲-۲- شیستها

شیستها بیشترین حجم سنگهای منطقه را تشکیل میدهند. دانهبندی ریز تا متوسط دارند و ماهیت سنگ اولیه در بیشتر آنها حفظ شده است (شکل ۳–۴). این سنگها ازدگرگونی سنگهای رسوبی مثل ماسهسنگهایی با بافت نابالغ، کوارتزآرنایت، کوارتز وک، گلسنگ و سنگهای آتشفشانی مثل گدازههای بازالتی و توفها تشکیل شدهاند. کانیهای اصلی تشکیل دهندهی این شیستها شامل کلریت، اپیدوت، آلبیت و کوارتز است. علاوه بر اینها، کلسیت، بیوتیت، استیپنوملان، اسفن وسوسوریت نیز در مقاطع دیده میشود (شکلهای۳– ۴، ۳–۵، ۳– ۶ و ۳–۷) . به عقیدهی وایزمن<sup>۱</sup> (۱۹۳۴)، این مجموعه کانی، نشان دهندهی رخسارهی شیست سبز در متابازیتهای سری بارووین است. ریموند<sup>۲</sup> (۲۰۰۲)، پاراژنزهای معرف رخسارهی شیست سبز در سنگهای سیلیکاته- آلکالی-کلسیک (SAC)، را به شرح ذیل معرفی می کند:

<sup>1-</sup>Wiseman

<sup>2-</sup>Raymond

پاراژنز ۱- کوارتز+ فلدسپات آلکالن + میکای سفید + کلریت + مگنتیت

پاراژنز ۲- کوارتز+ آلبیت + اپیدوت + میکای سفید + کلریت + تیتانیت

پاراژنز ۳- کوارتز+ فلدسپات آلکالن + پلاژیوکلاز + میکای سفید + کلریت + بیوتیت + مگنتیت

در شیستهای منطقهی مورد مطالعه، پاراژنز ۲ را میتوان مشاهده کرد. به جای میکای سفید، سوسوریت ناشی از تجزیهی پلاژیوکلازها و اسفن ناشی از تجزیهی کانیهای فرومنیزین بویژه کلینوپیروکسن در مقاطع تشکیل شده است. ولی با توجه به حضور دو نوع سنگ مادر پلیتی و متابازیت در منطقه، این پاراژنزها کلی به نظر میرسند. یاردلی<sup>۱</sup> (۱۹۸۹)، حضور پاراژنز کلریت + مسکویت فنژیتی+ کوارتز + آلبیت ± کلسیت ± استیپنوملان ± پاراگونیت را نشانهی زون کلریت در سری بارووین سنگهای پلیتی میداند. همچنین به عقیدهی وینتر<sup>۲</sup> (۲۰۰۱)، پاراژنز کلریت + آلبیت با اکتینولیت + اپیدوت + کوارتز ± کلسیت ± بیوتیت ± استیپلوملان نشانهی ظهور رخسارهی شیست سری بارووین سنگهای پلیتی میداند. همچنین به عقیدهی وینتر<sup>۲</sup> (۲۰۰۱)، پاراژنز کلریت + آلبیت آلبیت، اپیدوت، اکتینولیت و کوارتز.

در آن دسته از شیستهای منطقه که حاصل دگرگونی گدازههای بازالتی و توفها هستند، بافت غالب از نوع بلاستوپورفیر است (شکل ۳–۸). جنس پورفیرها از دانههای درشت پلاژیوکلاز به شدت آلبیتی و سوسوریتی شده و کلینوپیروکسنهایی است که به شدت به کلریت تجزیه شدهاند، (شکل ۳– ۹). در اطراف اینها و در امتداد درز و شکافها، اکسید آهن مشاهده می شود. بعضاً، کلینوپیروکسن در این مقاطع به کانیهای ایک تجزیه شده و بازماندههایی از آن در میان کانیهای ایک باقی مانده است.

<sup>1-</sup>Yardley

<sup>2-</sup>Winter

تجزیه شدگی به اپیدوت نیز در کلینوپیروکسنها دیده می شود. پورفیرهای پلاژیوکلاز به سریسیت تجزیه شدهاند و ظاهر آن ها غبار آلود است.

در مناطقی که شیستها از دگرگونی سنگ مادر ماسه سنگی ایجاد شدهاند، بافت میتواند به صورت کاملاً ریزدانه یا پورفیروبلاست باشد. پورفیرها حاصل تجمع دانههای ریز کوارتز و یا دانههای ریز کوارتز به همراه آلبیت هستند که بر اثر دگرگونی ایجاد شدهاند. زمینه معمولاً بسیار دانه ریز است به طوری که تیره به نظر میرسد. پیریت به صورت پراکنده در زمینهٔ بعضی مقاطع دیده میشود. کلریت به صورت دانهریز و نواری در زمینه حضور دارد. دگرسانی غالب در این شیستها، دگرسانی کلریتی و سریسیتی است که حاصل هوازدگی پلاژیوکلاز و کانیهای آهندار زمینه می باشد. بر اثر دگرسانی کانیهای آهندار، اکسید آهن نیز در زمینهی بعضی شیستها دیده میشود. رگههای ثانویه که جنس غالب آنها کلسیتی است، در این شیستها در اندازههای مختلف حضور دارند. باتوجه به حضور کانیهای مختلف، میتوان شیستهایی با نامهای مختلف مثل کلریت شیست، استیپنوملان شیست، کلریت اپیدوت شیست، کلسیت کلریت اپیدوت شیست و ... را در منطقه مشاهده کرد که همگی نمایانگر رخسارهی شیست سبز میباشند.



شکل ۳-۴- تجزیه یکلینوپیروکسن به اکتینولیت و اسفن شکل ۳- ۵- بافت گلومروپورفیر اولیه، جهت یافتگی در شیست سبز با سنگ مادر گابرویی (PPL)



ترجیحی، حضور کلریت در زمینه و حضور کلسیت و اکسید آهن در پورفیرها در میانلایههای متابازالتی (PPL)



متاگابرو (XPL)



شکل ۳- ۶- پاراژنز کوارتز، اپیدوت، کلسیت، آلبیت در شکل ۳- ۷- حضور استیپنوملان، کلریت، آلبیت و رگهی کلسیتی در یک دایک گابرویی که در حد رخسارهی شیست سبز دگرگون شده است (XPL).



شکل ۳- ۸- بافت بلاستوپورفیر، جانشینی کلسیت به جای پلاژیوکلاز، خمیدگی پلاژیوکلاز بر اثر فشار، حضور کلریت دانهای به شکل ایک در زمینهی شیست سبز (XPL) و اکسید آهن در زمینه در میانلایههای متابازالتی(XPL)



شکل ۳- ۹- شیستوزیتهی بارز، کلریت نواری و اپیدوت

### ۳-۲-۳ میلونیتها و فیلونیتها

میلونیتها و فیلونیتهای موجود در منطقه، ناشی از عملکرد موضعی زونهای برشی بر روی توالی شیستهای گرگان هستند. در واقع، دگرگونی دینامیکی آخرین مرحلهی دگرگونی است زیرا که شیستها، اسلیتها، فیلیتها و متابازیتها را متأثر کرده است. همانند شیستها، حالت آذرین و رسوبی اولیهی این سنگها نیز در برخی موارد حفظ شده است. سنگهای دیناموکلاستی، به علت ارتباط با مناطق گسلی و دیگر مناطق دارای دگرشکلی، معمولاً ویژگیهای خاص این مناطق را نشان ميدهند. انواع ميلونيتي، معمولاً داراي لايهبندي هستند و ممكن است كليواژ مضرسي، بودين يا ساختار جریانی نشان دهند. لایهبندی و برگوارگی در این سنگها، در همهی مقیاسها از میکروسکپی، نمونهی دستی، تا رخنمون صحرایی و ... دیده می شود. انواع کاتاکلاستی، نسبت به میلونیتها، در سطح وسیعتری حضور دارند ولی بیشتر در سطوح صاف و صیقلی صخرهها، گسلهای فرعی و چینهای خمیده دیده می شوند. روند میلونیتی شدن از روند تشکیل سنگهای کاتاکلاستیک، بسیار پیچیدهتر است و شامل مراحل متوالی دگرشکلی، برگشت به حالت اولیه و تبلور مجدد میباشد. در طول دگرشکلی، ممکن است انحلال فشاری باعث پیشرفت و توسعهی فابریکی خاص در سنگها شود، ولي روند دگرشکلي در اصل يک فرايند فيزيکي است. ميلونيتي شدن، معمولاً روشهاي شیمیایی متاسوماتیسم و تبلور دوباره را نیز شامل می شود. بنابراین، بعد از فرایند دگرشکلی، سیالات از اهمیت ویژهای برخوردارند. دیگر عوامل کنترل کنندهی میلونیتی شدن شامل ترکیب شیمیایی کانیهای سنگ مادر، فشار منطقهای، دما و همگنی تودهی سنگ مادر است (ریموند،۲۰۰۲).

در منطقهی مورد مطالعه، میلونیتها عموماً از زمینهی دانه ریز تشکیل شدهاند. کانیهای اصلی موجود در زمینهی انواع متابازیتی شامل کلریت و میکرولیتهای پلاژیوکلاز هستند که دارای جهت یافتگی میباشند. پورفیروکلاستهای موجود نیز بیشتر از جنس پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن هستند که دارای گوشههای شکسته، حالت دوکی و کشیده می باشند (شکل ۳–۱۱) و به شدت دچار

دگرگونی برگشتی شدهاند. کلینوپیروکسنها شدیداً کلریتی شدهاند و این تجزیه شدگی در طول شکافها و شکستگیها شدیدتر است، پلاژیوکلازها به سریسیت تجزیه شدهاند و گاهی پورفيروكلاستهاى درشت پلاژيوكلاز به صورت پزودومورف با كلسيت جانشين شدهاند. به علت تجزیهی کانیهای آهندار، اکسید آهن در زمینه دیده می شود. در میلونیت هایی که از سنگ مادر رسوبی ایجاد شدهاند، زمینه بیشتر از جنس کوارتز دانهریز، کلریت، مسکویت و آلبیت است. پورفیروکلاستها بیشتر از جنس تجمع دانههای ریز کوارتز هستند و بیشتر کوارتزها دارای خاموشی موجی می اشند که این امر نشان دهنده یحضور فشار در محیط است. این پورفیروکلاست ها حالت دوکی داشته و باعث ایجاد بافت چشمی در سنگ شدهاند. کانیهای ایک به صورت پراکنده در سنگ دیده می شوند که بیشتر از جنس پیریت هستند. خمیدگی بارز رخ، در پورفیروکلاستهای کلسیتی، نشانگر یک برش راستگرد در محیط است (شکلهای ۳- ۱۲ و ۳- ۱۳). کشیدگی کلریت به شکل دنباله در انتهای پورفیرهای اپیستاسیت (بافت دنباله)، یکی دیگر از شاخصهای برش راستگرد در محيط مي باشد (شكل ٣ -١۴). در بعضي از نمونه ها كه بيشتر از جنس كلريت و بيوتيت كلريتي شده-اند، می توان شاهد حالت میکاماهی ٔ بود که مانند دیگر نشانههای برش در منطقه، نشانگر یک برش راستگرد در محیط هستند (شکل ۳ - ۱۵). به عقیدهی وینتر (۲۰۰۱)، از سطوح خارجی دگرشکل شدهی بعضی از پورفیروکلاستها که به شکل دنباله درمیآیند، میتوان به عنوان مقیاسی برای تعیین جهت برش استفاده کرد. این نوع پورفیروکلاستها به ۵ نوع تقسیم میشوند (سیمپسون ً و اشمیت ً (۱۹۸۳)، سیمپسون (۱۹۸۵)، پاشیه و سیمپسون (۱۹۸۶)، پاشیه و ترو (۱۹۸۶)): در نوع  $\Theta$  دنباله دیده نمی شود و در نوع  $\Phi$  دنباله به شکل متقارن است. هیچ یک از این دو نوع پورفیروکلاست، نشان دهنده جهت برش نمی باشند. نوع  $\sigma$  دارای دنباله ی پهن و نامتقارنی است که بخش بیرونی آن

- 2-Simpson
- 3- Schmidt

<sup>1-</sup> Micafish

نسبتاً صاف است و سطح داخلی به سمت صفحهی میانی تقعر دارد (این صفحه با زون برش موازی است و پورفیروکلاست را به دو قسمت مساوی تقسیم میکند). این نوع می تواند جهت برش را نشان -دهد زیرا سطوح خارجی به موازات نیروی برش، به دو جهت کشیده می شوند. در پورفیروکلاستهای نوع  $\delta$  هر دو طرف دنباله خمیده هستند و در قسمت داخلی فرورفتگی ایجاد میشود. اعتقاد بر این است که این پورفیروکلاستها مانند پورفیروکلاستهای نوع  $\sigma$  تشکیل میشوند و خمیدگی بر اثر چرخش هستهی مرکزی بوسیلهی نیروی برشی بوجود میآید. این نوع پورفیروکلاست نیز مانند پورفيروكلاست نوع σ نشاندهندهي جهت برش هستند ولي بايد به اين نكته توجه داشت كه جهت نشان داده شده توسط این نوع دنباله، در جهت خلاف نیروی برش واقعی است. پورفیروکلاستهای نوع complex object با چرخش مجدد نوع  $\delta$  بوجود می آیند و جهت برش نشان داده شده توسط این گروه، مانند پورفیروکلاستهای گروه ۵، جهت واقعی نیروی برشی است. میکاماهیها، پورفیروکلاست نیستند، بلکه تک بلورهای میکا هستند که به شکل پورفیروکلاستهای خمیرهای تیپ صدر آمدهاند و در میکا کوارتز میلیونیتها و اولترامیلونیتها بسیار شایع میباشند. محور بلند میکاماهیها، مانند پورفیروکلاستهای تیپ ۵ ، به سمت جهت کشش قرار می گیرد و از این بلورها برای تعیین شاخصهای برش استفاده میشود، لیستر و اسنوک<sup>۲</sup> (۱۹۸۴)، پیشنهاد دادهاند که میکاماهی بر اثر ترکیبی از فرآیندهای خزش محور (۰۰۱)، چرخش، لایهبندی و تبلور مجدد در طول زمان ایجاد می شوند (شکل ۳- ۱۰ ، شکل های ۳- ۱۶، ۳-۱۷و ۳- ۱۸). با توجه به ساختهای جریانی و برگوارگی موجود در شیستهای منطقه قبل از عملکرد گسل، طبق طبقه بندی هیگینز (۱۹۷۱) (شکل ۳–۱۹)، میلونیتهای منطقهی مورد مطالعه در دستهی شیستهای میلونیتی و فیلونیتها قرار می گیرند. در سالهای بعد، این طبقهبندی کمی تغییر یافت و در طبقهبندی جدید هیگینز، این سنگ

- 2- Snoke
- 3- Higgins

<sup>1-</sup> Lister

ها در دستهی میلونیتها جای میگیرند (وینتر، ۲۰۰۱) (شکل ۳- ۲۰). طبق طبقهبندی ریموند (۱۹۹۳)، از سنگهای دینامیکی، سنگهای مورد مطالعه در گروه پروتومیلونیتها دستهبندی می-شوند (شکل ۳–۲۱). در طبقهبندی وایز<sup>۱</sup> (۱۹۸۵) برای سنگهای دینامیکی نیز، این سنگها در دستهی پروتومیلونیت قرار میگیرند (شکل ۳–۲۲). با توجه به قرارگیری سنگهای منطقه در دستهی میلونیتها، میتوان گفت این سنگها، در مناطق نسبتاً عمیق گسلی، جایی که سنگها از حالت شکنندگی خارج میشوند و رفتار شکل پذیر بروز میدهند، به وجود آمدهاند (پاشیه و ترو (۱۹۹۶) در وینتر (۲۰۰۱)) (شکل ۳–۲۲).



شکل ۳– ۱۰- انواع مختلف پورفیروکلاستهای خمیرهای و میکاماهی که شاخص برش محسوب میشوند (پاشیه و سیمپسون<sup>۲</sup>، ۱۹۸۶). (اقتباس از وینتر، ۲۰۰۱)

<sup>1-</sup>Wise

<sup>2-</sup>Simpson





شکل ۳- ۱۱- حالت دوکی، کشیدگی و خرد شدگی در شکل ۳- ۱۲- خمیدگی رخ در پورفیروکلاست کلسیت بر پورفیروکلاستهای موجود در متابازالتهای میانلایهای اثر برش در متاتوف (XPL). (XPL)





محور چینها تجمع پیدا کرده است (XPL)





میکاماهی در متاتوف (PPL).



شکل ۳- ۱۵- بیوتیتهای کلریتی شده به شکل شکل ۳- ۱۶- پورفیروکلاستهای خمیرهای تیپ σ در متابازالتهای میلونیتی منطقه (PPL)



شکل ۳- ۱۷- پورفیروکلاستهای خمیرهای تیپ شکل ۳- ۱۸- سه جهت شیستوزیته در شیست سبز complex object در متابازالتهای میلونیتی منطقه میلونیتی. میکاماهیها در زمینه مشخص هستند (XPL). توسکستان (XPL)



شکل ۳- ۱۹- نمودار طبقهبندی هیگینز (۱۹۷۱) برای سنگهای دگرگونی دینامیکی. (اقتباس از ریموند، ۲۰۰۲)
درصد ماتریکس	سنگ بدون چسبندگی اولیه	سنگ با چسبندگی اولیه			
دانەرىز		بدون برگوارگی	لوارگی	دارای برگ	حضور شیشه در خمیره
50-	يرش گسلى	ميكروبرش	پروتوميلونيت	بلاستوميلونيت (اک تيلور محدد	بزودو
70- 90-	گج گسلی	كاتاكلازيت	ميلونيت التراميلونيت	ر بر بیور یارز یاشد) -	تاكيليت

شکل ۳-۲۰- نمودار تغییر یافتهی طبقهبندی هیگینز (۱۹۷۱) برای سنگهای دگرگونی دینامیکی. (اقتباس از وینتر،۲۰۰۱)

سنگهای دارای برگوارگی	سٿيک وارگي)	کاتاکلا (یدون برگ	برگوارگی ضعیف به	میلونیتی (دارای برگوارگی)	
تا غیر برگواره به همراه شیشه	ب دانه <mark>ها</mark>	انداژه <mark>ی غال</mark>	همراه دانه- های شکسته		
در خمیرہ	<1/16	>1/16	و حرد سده		-100 2
بزويدو	کەژ	يرش	شبه	پروتوميلونيت	و الم واي طعات س
تاكيلية	72	كاتاكلازيتى	ميلونيت	ارتوميلونيت	1 روکلاس باگ
9		1		التراميلونيت	- 10 3

شکل ۳- ۲۱- طبقهبندی ریموند (۱۹۹۳) برای سنگهای دگرگونی دینامیکی (اقتباس از ریموند، ۲۰۰۲)



شکل ۳- ۲۲- طبقهبندی وایز (۱۹۵۸) برای سنگهای دگرگونی دینامیکی. (اقتباس از ریموند، ۲۰۰۲)



شکل ۳- ۲۳- شکل شماتیک یک منطقهی برشی که ارتباط انواع سنگهای دگرگونی دینامیکی را با عمق گسل نشان میدهد (پاشیه و ترو، (۱۹۹۶) در وینتر، ۲۰۰۲).

# ۳ – ۳ – پتروگرافی سنگهای آذرین درونی (گابروها و گابرودیوریتها)

سنگهای آذرین نفوذی موجود در منطقه از جنس گابرو و گابرودیوریت هستند.گابروها بیشترین حجم سنگهای آذرین درونی منطقه را تشکیل میدهند. از نظر صحرایی به صورت دایکهای کوچک تا استوکهای نسبتاً کوچک در منطقه رخنمون دارند. در نمونهی دستی، دارای رنگ سبز تا قهوهای و خاکستری هستند و عموماً متحمل درجات متوسط تا شدید دگرسانی شدهاند. در واقع رنگ ظاهری این سنگها در ارتباط مستقیم با دگرسانی رخ داده در آنهاست که باعث تشکیل گستردهی کانیهای دگرسان نظیر کلریت، اپیدوت، کلسیت و سریسیت شده است. از دیگر خواص صحرایی این گابروها، حضور پیریت و اپیدوت به صورت رگهای در آنها است. رگههای ثانویهی موجود در گابروها حجم نسبتاً کمی دارند و بیشتر از جنس کوارتز هستند. پلاژیوکلاز و پیروکسن، اصلیترین کانیهای تشکیل دهنده ی این سنگها میباشند، سنگهای گابرودیوریتی نسبت به گابروها حاوی مقادیر بیشتری پلاژیوکلاز و مقادیر کمتری پیروکسن میباشند.

پلاژیوکلازها به شکل منشوری و تختهای دیده میشوند و در برخی موارد تقریباً به طور کامل سوسوریتی شدهاند. طول این کانیها عموماً بین ۱ تا ۵ میلیمتر بوده و در بیشتر آنها ماکل پلی-سینتتیک مشاهده میشود. در سوسوریتی شدن، آلبیت از آنورتیت جدا میشود، آلبیت در این شرایط پایدار است ولی آنورتیت به اپیدوت تبدیل میشود و همگی در زمینهی آلبیتی محصور می گردند. در مقاطع معمولاً به همراه آلبیت و اپیدوت، کلسیت و سریسیت نیز مشاهده میشود. به عقیدهی شلی (۱۹۹۴)، وجود سوسوریت نشان دهندهی تمرکز محصولات واکنشی گرمابی در محلهای خاص است. مارزوکی<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۷۹)، عقیده دارند که بعد از سوسوریتی شدن، اپیدوتی شدن گسترده ای

<sup>1-</sup> Marzouki

آلبیتی)، همراه است به طوری که در مراحل اولیهی سوسوریتی شدن، آلبیت تولید میشود و نهایتاً با افزایش Ca و آب، اپیدوت پدید میآید.

پیروکسنها، عموماً از نوع کلینوپیروکسن میباشند و با توجه به حضور اسفن ثانویه ناشی از تجزیهی کلینوپیروکسنها، میتوان حدس زد که جنس آنها بیشتر از نوع تیتاناوژیت است و حضور این کانی، نشانهی آلکالن بودن ماگمای اولیه است. کلینوپیروکسنها در مقاطع دارای اندازهی بزرگ تا متوسط هستند، معمولاً خودشکل نیستند و فضای بین بلورهای مستطیلی پلاژیوکلاز را پر کردهاند و باعث ایجاد بافت اینتر گرانولار شدهاند. این امر بدلیل تبلور اولیهی پلاژیوکلاز و تبلور بعدی پیروکسن در این سنگها میباشد (شکل ۳-۲۵). همچنین در بعضی از مقاطع، بلورهای بزرگ پیروکسن، بلورهای خودشکل پلاژیوکلاز را به صورت کامل یا ناقص در بر گرفتهاند و بافت افتیک و ساب افتیک را ايجاد كردهاند (شكل ٣ -٢٤). ثابت شده است كه اين بافت، عملاً بيانگر تبلور همزمان پلاژيوكلاز و پیروکسن است و به دلیل تفاوتهای موجود در خواص بلوری این دو کانی ایجاد می شود (بلت و همکاران، ۲۰۰۶). کلینوپیروکسنها به شدت تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفتهاند و به کلریت، اپیدوت، اسفن، استیپنوملان، اکسید آهن، کانیهای ایک و گاهی آمفیبول تجزیه اند. تجزیه شدگی در امتداد شکستگیها شدیدتر است. اپیدوت به صورت پراکنده در میان و حاشیهی بلورهای پیروکسن قرار گرفته است. در متابازیتهای منطقه، مجموعهی کلریت، زوئیزیت، کلینوزوئیزیت، آلبیت، اکتینولیت، اپیدوت، کلسیت و اسفن دیده می شود که معرف دگرگونی در حد رخسارهی شیست سبز است (شکل .(74 -7

آپاتیت به عنوان کانی فرعی در بعضی از نمونههای گابرودیوریتی منطقهی ناهارخوران قابل مشاهده است که ظاهر سوزنی و کشیده دارد. بلورهای آپاتیت در محیط متعادل در مجاورت یک فاز مایع اصولاً کوتاه بوده و از انتها به هرمهایی ختم میشوند که یالهای گرد شده و سطوح شکسته دارند. به عقیدهی براون<sup>۱</sup> (۲۰۰۱)، اگر بلورهای آپاتیت به سرعت در محیط سرد شود، حالت طویل و سوزنی پیدا میکند. حضور آپاتیت با این حجم در گابروها، تأییدی بر ماهیت آلکالن ماگمای تشکیل دهندهی این سنگها است (شکلهای ۳-۲۷ و ۳-۲۸).

در گابرودیوریتها، علاوه بر خصوصیات مشاهده شده در گابروها، میزان کلینوپیروکسن کاهش پیدا میکند (شکلهای ۳ –۲۹ و ۳ – ۳۰) و بیوتیت به شکل اولیه و ثانویه در اطراف کلینوپیروکسنها دیده میشود. این بیوتیتهای ثانویه از تجزیهی کلینوپیروکسنها ایجاد شدهاند. در مقاطع میکروسکپی، پلاژیوکلازها به زوئیزیت، کلینوزوئیزیت و اپیدوت تجزیه شدهاند. حضور این پاراژنز نشان دهندهی دگرگون شدن این سنگها در حد رخسارهی شیست سبز است. با توجه به دگرگون شدن گابروها و گابرودیوریتها در حد رخسارهی شیست سبز است. با توجه به دگرگون شدن گابروها و مابرودیوریتها در حد رخساره شیست سبز و همچنین تأثیر دگرگونی دینامیکی بر روی این سنگ-

زوئیزیت اورتورومبیک و کلینوزوئیزیت مونوکلینیک، هر دو در متابازیتها وجود دارند. بین کلینوزوئیزیت (Ca2 Al<sub>3</sub> Si<sub>3</sub> O<sub>12</sub>. OH) و اپیدوت (Ca2 Al<sub>5</sub> Si<sub>3</sub> O<sub>12</sub>. OH) محلول جامد پیوستهای وجود دارد. زوئیزیت و کلینوزوئیزیت، پلیمورف هم بوده و ممکن است هرکدام از آنها همانند پلیمورفهای سیلیکاتهای آلومینیوم منحصر به شرایط فشار- حرارت خاصی باشند. ولی متأسفانه چنین حالتی، وجود خارجی ندارد. در اثر جانشینی <sup>4</sup> Fe<sup>+3</sup> به جای Al در کلینوزوئیزیت، محلول جامد شدیدی بین این کانی و اپیدوت بوجود میآید، در حالی که زوئیزیت مقادیر خیلی کمی Fe در خود میپذیرد. اثر تفاوت رفتار این سازندههای اضافی باعث میشود که کلینوزوئیزیت- اپیدوت در طیف وسیعی از شرایط دگرگونی در سنگهای آهندار حضور داشته باشند. در چنین شرایطی زوئیزیت نیز پایدار بوده و در واقع همراه با کلینوزوئیزیت میتواند وجود داشته باشد. در مدتها در داشته باشد. در چنین شرایط

<sup>1-</sup>Brown

مباحث علمی تصور بر این بود که کلینوزوئیزیت- اپیدوت، پلیمورف حرارت بالاتری است ولی کار اخیر جنکینس<sup>۱</sup>، نیوتن<sup>۲</sup> و گلدسمیت<sup>۳</sup> (۱۹۸۴) ثابت نمود در شرایطی که آهن وجود ندارد، زوئیزیت آنتروپی بالاتری داشته، بنابراین نسبت به کلینوزوئیزیت فرم حرارت بالاتر است. در سنگهای دگرگونی با ترکیب بازالتی، در واقع زوئیزیت و کلینوزوئیزیت فقیر از آهن، خاص دگرگونی نسبتاً فشار بالا یا حرارت بالا میباشند. در حالی که اپیدوت در درجات پایین گسترش بیشتری دارد (یاردلی، ۱۳۷۲).



شکل ۳- ۲۴- نمودار ACF مربوط به پاراژنز کانیها در متابازیتهای رخسارهی شیست سبز (اقتباس از وینتر،

(7 • • )

- 2-Newton
- 3- Goldsmith

<sup>1-</sup> Jenkins





ناهارخوران (xpl).

شکل ۳- ۲۵- بافت اینترگرانولار در گابروهای منطقهی شکل ۳- ۲۶- نمونهای از گابروهای منطقه با بافت ساب افتیک (xpl).





ناهارخوران (xpl)







حضور كلينوپيروكسن، پلاژيوكلاز و فلدسپات ألكالن و كلينوپيروكسنها به كلريت تجزيه شدهاند (xpl). اسفن حاصل از تجزیهی کلینوپیروکسن (xpl).

شکل ۳- ۲۹- نمونهای از گابرودیوریتهای منطقه. شکل ۳- ۳۰- نمونهای از متاگابرودیوریتهای منطقه.



شکل ۳- ۳۱- حضور زوئزیت و کلینوزوئزیت در نمونهی شکل ۳- ۳۲- حضور زوئزیت، کلینوزوئزیت، کلریت و گابرویی که بر اثر دگرسانی از پلاژیوکلازها بوجود آمدهاند اسفن در گابرو (xpl). (xpl).



شکل ۳-۳۳- نمونه ای از گابروهای میلونیتی شده جادهی رادکان

# ۳- ۴- پتروگرافی سنگ های آذرین بیرونی

در میان سنگهای آذرین بیرونی، بازالتها ترکیب غالب در منطقه هستند. علاوه بر بازالت، آندزیت و تراکیت نیز با حجم بسیار کمتر از بازالتها وجود دارند. حجم محدودی از توفهای دگرگون شده نیز در منطقه مشاهده میشوند.

**۳- ۴- ۱- بازالتها** 

بازالتها در سرتاسر منطقه به صورت گدازه مشاهده می شوند. در نمونه ی دستی رنگ خاکستری تیره، سبز و سیاه نشان می دهند و ساخت حفره دار و جریانی در آنها قابل تشخیص است. ساخت حفره دار بر اثر کم شدن فشار روی گدازه و خارج شدن گاز از آن ایجاد می شود. این حفره ها به وسیلهٔ کلسیت، کلریت و اپیدوت پر شده اند و بافت بادامکی ایجاد کرده اند.

از نظر میکروسکپی، کانیهای اصلی بازالتها را کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل میدهد. زمینه بیشتر بازالتها از تیغههای ریز پلاژیوکلاز تشکیل شده است که گاهی حالت جریانی (تراکیتی) و حفرهدار نشان میدهند. (شکلهای ۳– ۳۴ و ۳– ۳۵). این امر نشان دهنده فشردگی یا جریان ماگما در خلال تبلور است (بلت و همکاران، ۲۰۰۶) در بعضی از مقاطع، حفرات کاملاً با کانی-های ثانویه مانند کلریت پر شده و بافت آمیگدالوئیدال ایجاد کردهاند (شکل ۳– ۳۶). پلاژیوکلازهای درشت و خودشکل به همراه کلینوپیروکسنها، درشت بلورهای سنگ را تشکیل میدهند. پلاژیوکلازها به شدت سریسیتی شده و حالت غبارآلود دارند. به علاوه، به زوئزیت، کلینوزوئزیت و اپیستاسیت تجزیه شدهاند. همچنین بر اثر فشار ناشی از دگرگونی، گاهی پلاژیوکلازها دارای ماکل خمیده هستند.

کلینوپیروکسنها معمولاً خودشکل هستند که این امر نشان دهندهی تعادل آنها با ماگما است. این کانی به شدت کلریتی شده و در میان بلورهای آن، دانههای ریز و درشت اپیدوت حاصل از تجزیه دیده میشود. به علاوه، پیروکسنها به اکسیدهای آهن و کانیهای ایک تجزیه شدهاند. جنس کانی-های ایک بیشتر از پیریت و مگنتیت است. در بعضی از نمونههای بازالتی، پیروکسنها کاملاً تجزیه و به وسیلهی کلریت و اپیدوت جایگزین شدهاند، به صورتی که فقط قالبی از پیروکسنها باقی مانده است (شکل۳–۳۷). تجمع استیپنوملانهای ثانویه در اطراف کلینوپیروکسنها در بعضی مقاطع قابل توجه است (شکل ۳– ۳۵).

استیپنوملان، یک فیلوسیلیکات از گروه میکاهاست و فرمول عمومی آن به شکل K(Fe<sup>+2</sup>.Mg.Fe<sup>+3</sup>)<sub>8</sub> (Si,Al)<sub>12</sub> (O,OH)<sub>27</sub> است. این کانی بیشتر در نهشتههای آهندار مانند سازند آهن نواری و مناطق دگرگونی رخسارههای شیست سبز و شیست آبی دیده میشود. دارای دونوع فری استیپلوملان (دارای آهن زیاد یا آهن سه ظرفیتی) و فرو استیپلوملان (دارای آهن کم یا آهن دو ظرفیتی) است و گاهی خاصیت رادیواکتیویته نشان میدهد. به عقیدهی هاتون (۱۹۳۸)، استيپنوملان بهوسيلهي آهن دو ظرفيتي تشكيل مي شود ولي با گذشت زمان، آهن دو ظرفيتي آن به آهن سه ظریتی اکسایش مییابد. در واقع چون یون فرو (Fe<sup>+2</sup>) از یون فریک (Fe<sup>+3</sup>) بزرگتر است، جایگزینی آن در سیستم تبلور تریکلینیک مشکل است و برای جایگزینی به یک سیستم تبلور اکتائدر بزرگتر نیاز دارد. استیپنوملان را در زونهای دگرگونی رخسارهی شیست سبز، میتوان به همراه كانیهای آلبیت، آپاتیت، مسكویت، زوئزیت و كلینوزوئزیت مشاهده كرد. این كانی بیشتر دارای تجمعات صفحهای است ولی گاهی به شکل شعاعی و پر مانند نیز مشاهده می شود. این تجمعات نادر بیشتر در مناطق کششی، ریزچینها، رگههای کوارتزی و در داخل شیستوزیته سنگها دیده می شوند. تجمع شعاعی این کانی، نشان دهندهی تأثیر دگرشکلیهای وسیع در منطقه، قبل از تشکیل استیپنوملان است (شکل ۳- ۳۸). محققان زیادی اعتقاد دارند که تجمع نهایی این کانی، پس از اتمام تأثیر دگرشکلیها در منطقه، شکل می گیرد.

بازالتها به همراه مجموعهی شیستهای گرگان تحت تأثیر دگرگونی قرار گرفتهاند. مجموعه کانیهای آلبیت، اپیدوت، کلریت، زوئیزیت، کلینوزوئیزیت و استیپنوملان حاضر در بازالتها، نشان دهندهی حد پایین رخسارهی شیست سبز است.

<sup>1-</sup> Hutton

بافتهای غالب بازالتها ار نوع پورفیری، پورفیری جریانی، تراکیتی، گلومروپورفیری و هیالو-میکرولیتیپورفیری هستند و به علت دگرگونی، کمی شیستوزیته در این بازالتها دیده میشود.تجمع درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و ترکیب هر دو بلور باعث ایجاد بافت گلومروپورفیری شده است (شکلهای ۳- ۳۹ و ۳- ۴۰). کرکپاتریک<sup>۱</sup> (۱۹۷۷) و کمپبل<sup>۲</sup> (۱۹۷۸)، تجمع بلورهایی از یک نوع و تشکیل گلومرول را در نتیجهی نطفهبندی ناهمگن این کانیها میدانند. در حالی که باستین<sup>۳</sup> (۱۹۵۰) و پارک<sup>۴</sup> و مینز<sup>۵</sup> (۱۹۹۶)، تشکیل تجمعاتی از بلورهای مشابه را نتیجهی برخورد تصادفی این کانیها با یکدیگر میدانند. اما فیلپوتس<sup>۶</sup> و دیکسون<sup>۷</sup> (۲۰۰۲)، با توجه به قرارگیری بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن در کنار یکدیگر و ایجاد گلومرول پیشنهاد دادهاند که هر دو کانیسم نطفه بندی ناهمگن و برخورد تصادفی بلورها میتوانند باعث تشکیل گلومرولهایی از انواع

به عقیدهی هلز<sup>۸</sup> (۱۹۸۷)، (در شلی، ۱۹۹۳)، بلورهایی که به طور اتفاقی با هم برخورد می کنند، در صورتی که شبکهی بلوری آنها موازی یکدیگر باشد و یا در جهات روابط ماکلی و یا بعضی روابط اپی تاکسیال مناسب قرار گیرند، به همدیگر میچسبند. این مکانیسم که توسط هلز (۱۹۸۷)، برای الیوینهای نیمه شکلدار آتشفشان کیلوآ ارائه شده است، به مکانیسم سینوس معروف است. به اعتقاد

- 3- Bastin
- 4- Park
- 5- Means
- 6- Philpotts
- 7- Dickson
- 8- Helz

<sup>1-</sup> Kirkpatrick

<sup>2-</sup> Campbell

ژو<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۹)، بافت گلومروپورفیری شامل فنوکریستهای تجمع یافته<sup>۲</sup> است که در ۳ مرحله تشکیل می شود. در مرحله ی اول و طی جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمایی، فنوکریست ها از مذاب متبلور می شوند. در مرحلهی دوم، با تزریق تصادفی مذاب به داخل ماگمای در حال تبلور در اتاق ماگمایی، مذاب های مختلط تولید می شوند. کاهش چگالی و گرانروی مذاب احاطه کنندهی این فنوکریستها، باعث تجمع فنوکریستهای چگالتر به صورت انباشتی در کف آشیانهی ماگمایی می-شود (ژو و همکاران، ۲۰۰۹ برگرفته از هوفس<sup>۳</sup>، ۱۹۸۲). اتاق ماگمایی مذکور ممکن است از طریق سیستم دایک با آشیانههای ماگمایی عمیقتر در ارتباط باشد. لذا در مرحلهی سوم، تزریق ماگمای چگال تر با حرکات سریع رو به بالا، سبب آشفتگی مخزن، انتقال و در نتیجه، اختلاط مذاب می شود. همچنین، این دایکها میتوانند فشار زیادی را از آشیانهی ماگمایی عمیقتر به طرف اتاق ماگمایی در حال جایگزینی انتقال دهند. اگر فشار ماگما در اتاق ماگمایی اخیر، بیشتر از مقاومت سنگ میزبان باشد، سنگ میشکند و مذاب به وسیلهی گرادیان فشار به درون شکستگیها نفوذ کرده و آنها را یر می کند. سپس، این مذاب به سمت بالا حرکت کرده و در آشیانههای ماگمایی کم عمق تر جایگزین می شود. در این زمان، کاهش فشار، یک نیروی انبساطی قوی برای فنوکریستهای انباشتی ایجاد می-کند و سبب جوشش و احتمالاً انفجار در مذاب مذکور می شود. حال آن که، تزریق و انتقال مذاب، تنش برشی را بین فنوکریستها و مذاب تحریک میکند. نیروی انبساطی و تنش برشی، باعث شکسته شدن و تولید تجمعات گلومروپورفیری برشی و قطعه قطعه می شوند که با صعود مذاب، به طرف بالا آورده میشوند. اتصال گلومروپورفیریها در مذابهای درونی، احتمالاً به کاهش دما و افزایش گرانروی

3-Hughes

<sup>1-</sup> Xu

<sup>2-</sup> Accumulated phenocrysts

ناشی از آن مرتبط است (بیکر<sup>۱</sup>، ۱۹۹۸). در شکل (۳- ۴۱)، مدل ژنتیکی معرفی شده توسط ژو و همکاران (۲۰۰۹) برای تشکیل تجمعات گلومروپورفیری ارائه شده است (جمشیدی، ۱۳۸۹).





شکل ۳- ۳۴- بافت هیالومیکرولیتی پورفیری موجود در شکل ۳- ۳۵- حالت جریانی در گدازهی بازالتی و بافت بازالتها. حالت جریانی گدازه مشخص است و هیالوپورفیری، بادامکی. حفرهها با کلریت پر شدهاند استيپلوملان هاى ثانويه در اطراف كلينوپيروكسن در حال (XPL). تجزیه دیده می شود (XPL)





شکل ۳- ۳۶- درشت بلور پیروکسن در کنار حفره ی پر شکل ۳- ۳۷- درشت بلور کلینوپیروکسن در کنار حفره-شده از کلریت و بافت آمیگدالوئیدال در بازالت (XPL) می پر شده از کلریت در نمونه بازالتی که کاملاً با کلریت جانشین شده است (ppl)

1-Baker



شکل ۳- ۳۸- استیپلوملان با آگریگات شعاعی در نمونه- شکل ۳- ۳۹- بافت گلومروپورفیری در بازالتها که ی بازالتی (XPL)



شکل ۳– ۳۹– بافت گلومروپورفیری در بازالتها که حاصل تجمع درشتبلورهایی از کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینهای از ریزبلورهای پلاژیوکلاز بوجود آمده است (XPL).



شکل ۳- ۴۰- بافت گلومروپورفیر در بازالت که گلومرولها حاصل تجمع درشتبلورهای کلینوپیروکسن هستند (XPL).



شکل ۳- ۴۱- مدل ژنتیکی برای تشکیل تجمعات گلومروپورفیری از ژو و همکاران (۲۰۰۹).

# ۳- ۴- ۲- آندزی بازالتها، آندزیتها، تراکیتها

در میان گدازهها، علاوه بر بازالت، حجم کمتری از سنگهای آذرین بیرونی با ترکیب حد واسط وجود دارند. این سنگها در صحرا به حالت لایههای گدازه و دایک دیده میشوند، ملانوکرات بوده و در نمونهی دستی رنگ خاکستری روشن تا سبز دارند. کانی اصلی این سنگها را پلاژیوکلاز تشکیل میدهد که به شکل پورفیرهای درشت و تیغههای کوچک در زمینه دیده میشود. این پلاژیوکلازها، بیشتر تحت تأثیر دگرسانی سریسیتی قرار گرفته و ظاهر غبارآلود دارند. علاوه بر پلاژیوکلاز، در بعضی از مقاطع پورفیرهای فلدسپات آلکالن دیده میشود که نشان دهندهی بالا رفتن غلظت عناصر آلکالن در ماگما هستند و کاملاً دگرسان شدهاند (شکل ۳– ۴۲). در آندزیبازالتها تعداد کمی بلور کلینوپیروکسن وجود دارد، ولی در آندزیتها پیروکسن دیده نمی شود. کوارتز ثانویه نیز در آندزیتها به شکل رگه و یا در حفرهها ظاهر می شود (شکلهای ۳- ۴۳ و ۳- ۴۴). همچنین در این سنگها، درشت بلورهای فلدسپات آلکالن دیده می شود. در تراکیتها، میزان فلدسپات آلکالن افزایش پیدا می-کند.

کانیهای ایک در بیشتر مقاطع حضور دارند. کلریت نیز به عنوان کانی تجزیهای در بیشتر مقاطع در حجم قابل توجهی وجود دارد. شیشهی مافیک موجود در زمینهی برخی نمونههای مورد مطالعه، کاملاً به کلریت دگرسان شده است که این امر به مافیک بودن شیشههای زمینه اشاره دارد. پلاژیوکلازها علاوه بر سریسیت به مجموعهی زوئزیت، کلینوزوئزیت و اپیدوت تجزیه شدهاند که نشان دهندهی دگرگونی در حد رخسارهی شیست سبز است. بر اثر فشار ناشی از دگرگونی، گاهی ماکل پلاژیوکلازها خمیده شده است (شکل ۳ –۴۵).

بافتهای غالب این سنگها شامل هیالومیکرولیتی پورفیری، گلومروپورفیری و تراکیتی هستند (شکل های ۳- ۴۶ و ۳- ۴۷). در تراکیتها ساخت جریانی و حالت گدازهای کاملاً بارز است. رگههای کلسیتی، متداول ترین رگههای موجود در این سنگها هستند.

#### ۳- ۴- ۳- توفها

این سنگها در صحرا به شکل میان لایههای گدازهای با ضخامت ۲۰ - ۳۰ سانتیمتر، در میان شیستهای گرگان مشاهده میشوند. در نمونهی دستی و مقاطع میکروسکپی، ساخت و بافت حفرهدار و جریانی آنها کاملاً بارز است. در مقاطع میکروسکپی، کانی اصلی تشکیل دهندهی آنها پیروکسن، پلاژیوکلاز، کلریت، بیوتیت، قطعات رسوبی و کلسیت است. پورفیرها به شدت خرد شدهاند و فقط آثاری از آنها باقی مانده است. توفها دانه ریز هستند و به شدت تحت تأثیر آلتراسیون قرار گرفتهاند. از کانیهای تجزیهای مهم میتوان به کلریت اشاره کرد که در همهٔ مقاطع دیده میشود. اکسید آهن نیز در اکثر مقاطع بر اثر تجزیهی کانیهایی مثل پیروکسن و بیوتیت ایجاد شده است و به زمینهی سنگها، رنگ قهوهای داده است. با توجه به تأثیر دگرگونی در حد رخسارهی شیست سبز، علاوه بر بافت جریانی و حفرهدار، شیستوزیته نیز در این سنگها دیده می شود (شکلهای ۳- ۴۸ و ۳- ۴۹).







آندزيت (XPL)

شکل ۳- ۴۲- حضور درشتبلور فلدسیات آلکالن در شکل ۳- ۴۳- درشت بلور کلینوییروکسن در آندزی بازالت که دارای حاشیهی واکنشی و در حال تجزیه به اکتینولیت است. همچنین در طول شکستگیها به اپیدوت تجزیه شده است (XPL).



شکل ۳- ۴۴- حضور کوارتز ثانویه در حفرات موجود در شکل ۳- ۴۵- خمیدگی ماکل در پلاژیوکلاز بر اثر فشار آندزیت و رگهی کلسیتی ثانویه و بافت هیالومیکرولیتی انشی از دگرگونی و بافت هیالومیکرولیتی پورفیری در در آندزیتها (XPL)



آندزيتها (XPL)







شکل ۳- ۴۶- بافت هیالوگلومروپورفیری در تراکیتها. شکل ۳- ۴۷- بافت گلومروپورفیری و تراکیتی در تراکیت. گلومرول ها از تجمع بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن گلومرول ها از تجمع درشت بلورهای فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز ایجاد شدهاند (XPL)



شکل ۳- ۴۸- نمونهای از متا توفهای منطقه (PPL)



شکل ۳- ۴۹- نمونهای از متا توفهای موجود در منطقه. این سنگها دانهریز هستند و حالت جریانی در آنها حفظ شده است. در حد رخسارهی شیست سبز دگرگون شدهاند و شیشهی مافیک موجود در زمینه به کلریت تجزیه شده است (XPL)

**فصل چهارم** ژئوشیمی

۴–۱– مقدمه

با توجه به این واقعیت که از روی ترکیب شیمیایی سنگهای آذرین میتوان به ویژگیهای محل منبع و شرایط تشکیل ماگمای سازندهی آنها پی برد، میتوان به اهمیت مطالعات زمینشیمیایی سنگهای مختلف در مسیر پژوهشهای پترولوژی پی برد. به اعتقاد رولینسون<sup>۱</sup>(۱۹۹۳)، بیشترین سودمندی پژوهشهای زمینشیمیایی، هنگام آزمودن یک مدل یا انگارهی خاص بروز میکند. این مدل یا انگاره در نهایت به شناخت روشنی از روابط زمینشناختی منجر میشود. بنابراین، هر پژوهش زمینشیمیایی موفق، باید بر پایهی شناخت کامل زمینشناسی ناحیه باشد. در صورتی که روابط میان نمونهها نامشخص و ارتباط آنها با زمینشناسی ناحیه آشکار نباشد، انجام دادن تعداد زیادی نمونه -برداری و بازگشت به آزمایشگاه، فایدهای در بر نخواهد داشت. به طور عادی، از زمینشناسی برای تفسیر زمینشیمی استفاده میشود و عکس آن به ندرت رخ میدهد، در بهترین حالت نیز نتایج مبهم خواهند بود.

با توجه به نتایج به دست آمده از مشاهدات صحرایی و پتروگرافی سنگهای منطقه، به منظور بررسیهای زمینشیمیایی، تعداد ۸ نمونه با کمترین دگرسانی ، انتخاب و برای آنالیز به آزمایشگاه SGS کشور کانادا ارسال شد. در این آزمایشگاه، روش ICP-AES برای تعیین غلظت عناصر اصلی و تعدادی از عناصر کمیاب مثل Ba و روش ICP-MS برای تعیین غلظت دیگر عناصر کمیاب به کار گرفته می شود. نام سنگ، شماره و موقعیت جغرافیایی محل برداشت نمونهها، در جدول ۴-۱ آورده شده است. جدول ۴-۲ نیز شامل علائم به کار رفته در جدول برای هر سنگ در نمودارهای مختلف می باشد. به منظور پردازش دادهها و رسم نمودارهای زمین شیمیایی و تصحیحهای انجام شده بر روی نتایج آنالیز، از نرمافزارهای ig pet، GCD Kit استفاده شده است.

<sup>1 -</sup>Rollinson

شمارەي	نام سنگ	محل نمونه برداری	طول جغرافيايي	عرض جغرافيايي
نمونه			شرقی (utm)	شمالی (utm)
S.A.4.2	آندزىبازالت	محمدآباد	40 S.303003	4078594
S.A.4.4	بازالت	محمدآباد	40 S.303003	4078594
		ناهارخوران		
S.B.1.6	تراكىآندزيت	(میانلایههای	40 S.275661	4069508
		گدازهای شیستهای		
		گرگان)		
S.B.2.8	گابرو	ناهارخوران	40 S.275460	4070702
S.B.3.3	گابرو	ناهارخوران	40 S.275243	4070758
S.B.3.6	متا گابرو	ناهارخوران	40 S.275243	4070758
S.D.3.1	آندزی بازالت	رادکان	408.242262	4061153
S.D.6.1	گابرو	رادکان	408.241211	4059304

جدول ۴- ۱- مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونههای موجود در شیستهای گرگان برای تجزیهی شیمیایی

جدول۴- ۲- علائم به کار رفته برای انواع ستگها در نمودارهای ژئوشیمیایی

بازالتهای جادهی محمدآباد	•
میانلایههای گدازهای موجود در شیستهای گرگان	▲.
گابروهای درهی ناهارخوران	
دایکهای جادهی رادکان	•

۲-۴ منابع بروز خطا در آنالیزهای زمین شیمیایی نمونه های سنگی نتایج تجزیه ای ممکن است به دلایل گوناگون دچار خطا شوند. این دلایل شامل:

۱- آلودگی: آلودگی در هنگام آمادهسازی نمونه، یکی از منابع مهم خطا در تجزیهی ژئوشیمیایی است. این آلودگی هنگام خرد کردن و آسیاب کردن نمونه رخ میدهد و ممکن است به صورت آلودگی دوگانهی حاصل از نمونههای تهیه شدهی پیشین، یا از خود دستگاههای خرد کننده و آسیاب باشد. منابع دیگر آلودگی در طبیعت قرار دارند ، از جمله هنگامی که نمونه با اندکی از نهشتههای حاصل از محلولهای آب دریا یا آب زیرزمینی پوشیده میشود. آلودگی حاصل از واکنشگرهای ناخالص مورد استفاده در انحلال و تهیهی نمونه نیز ممکن است حتی هنگام استفاده از مواد شیمیایی بسیار خالص، مهم باشد.

۲- درجهبندی کردن (کالیبراسیون دستگاه): در روشهای تجزیهی ژئوشیمیایی، دادمها با استانداردهای حاصل از نمونههای به خوبی تجزیه شدهی محلی یا نمونههای مرجع بینالمللی، مقایسه میشوند (گووینداراجو٬۱۹۸۴ و ابی٬۱۹۸۹). در هر مورد، استانداردها باید با استفاده از دقیقترین روش فن ممکن، تجزیه شوند. درستی تجزیهی نهایی آشکارا به درستی استانداردهای مورد استفاده در درجهبندی بستگی دارد و خطاهای سیستماتیک به آسانی وارد کار میشوند. (رولینسون، ۱۹۹۳)

# ۴–۳– تصحیح نتایج تجزیهی شیمیایی

دادههای حاصل از آنالیز، به صورت خام در تفسیرهای ژئوشیمیایی مورد استفاده قرار نمی گیرند. بعضی از موارد مانند موار فرار موجود در نمونهها (LOI) و فرایند اکسایش آهن که در طول آن FeO

<sup>1-</sup> Govindaraju

<sup>2-</sup> Abbey

به Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> تبدیل میشود، روی نتایج به دست آمده، تأثیر مستقیم میگذارند. بنابراین باید قبل از استفاده از این دادهها، به تصحیح این دو مورد در نتایج آنالیز شیمیایی اقدام نمود.

# 4-۳-۴ تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I)

سنگهای آذرین، به صورت اولیه یا در اثر فرایندهای ثانویه مانند دگرسانی و هوازدگی، حاوی مقادیر مختلفی از مواد فرار مانند  $H_2O^-$  (آب موجود در ساختار مولکولی)،  $H_2O^-$  (رطوبت)، CO2. مقادیر مختلفی از مواد فرار مانند  $H_2O^-$  (آب موجود در ساختار مولکولی)،  $SO_2$  و... هستند که میزان مجموع این مواد فرار با نام L.O.I در نتایج آنالیز شیمیایی محاسبه می-شوند. نمودارهای استاندارد پترولوژیکی، که پایه اصلی مطالعات ژئوشیمیایی را تشکیل میدهند، به شوند. نمودارهای استاندارد پترولوژیکی، که پایه اصلی مطالعات ژئوشیمیایی را تشکیل میدهند، به شوند. نمودارهای استاندارد پترولوژیکی، که پایه مطالعات ژئوشیمیایی را تشکیل میدهند، به بیاید مواد فرار را از ترکیب شیمیایی نمودارها، مناور استفاده و به بقیه ترکیبات اضافه کرد. میزان مواد فرار را از ترکیب شیمیایی نمونههای مورد مطالعه حذف و به بقیه ترکیبات اضافه کرد. میزان مواد فرار به طور معمول در سنگهای ماگمایی کمتر از ۵/۱ درصد میاشد (میدلموست<sup>1</sup>، ۱۹۸۵)، ولی نمونههای منطقه ی مورد مطالعه دارای ۲/۰۲ تا ۹/۰۶ درصد مواد فرار هستند. این افزایش مواد فرار را می توان به تأثیر شدید فرایندهای تانویه مانند دگرسانی، هوازدگی، دگرگونی در افزایش مواد فرار را می توان به تأثیر شدید فرایندهای ثانویه مانند دگرسانی، هوازدگی، دگرگونی در افزایش مواد فرار را می توان به تأثیر شدید فرایندهای ثانویه مانند دگرسانی، هوازدگی، دگرگونی در افزایش مواد فرار را می توان به تأثیر شدید فرایندهای ثانویه مانند دگرسانی، هوازدگی، دگرگونی در بیدوت، سوسوریت و... نسبت داد.

به منظور حذف مواد فرار، درصد L.O.I مربوط به هر نمونهی سنگی را از مقدار حاصل جمع اکسیدهای آن نمونه (SUM)، کم میکنیم. عدد به دست آمده، مقدار جدید مجموع اکسیدها در سنگ بدون مواد فرار است. برای محاسبهی دوبارهی درصد وزنی هریک از اکسیدها، این عدد را در مقدار درصد هریک از آنها ضرب کرده تا درصد وزنی اکسیدها بدون مواد فرار محاسبه گردد (تیموری، ۱۳۸۹). به عنوان مثال، ضریب حذف مواد فرار (Z) برای نمونهی S.A.4.2 به شرح زیر میباشد:

<sup>1-</sup> Middlemost

# SUM= 98.9 LOI= 2.07 SUM- LOI= 96.83 Z= 100/96/83= 1.03

#### Fe2O3/FeO تصحيح نسبت -۲-۳-۴

تفسیر نتایج آنالیز شیمیایی، نسبت به حالت اکسایش آهن یعنی تبدیل FeO به Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> حساس است. این تبدیل بیشتر در اثر عوامل ثانویه ی دگرسانی و هوازدگی اتفاق میافتد. این واکنش خصوصاً در محاسبه ینورم کانی ها بسیار مشکل آفرین است. این مسئله در سنگهای مافیک که در آن ها مقدار آهن بسیار بیش از سنگهای فلسیک است، شدیدتر است (رولینسون، ۱۹۹۳). زیرا هنگامی که FeO به FeO اکسید میشود، در محاسبه ینورم کانی ها، FeO کمتری برای تشکیل کانی های سیلیکاته ی آهندار مثل الیوین، پیروکسن و آمفیبول شرکت می کند. اگر مقدار این سیلیکاتها از حد معمول کمتر باشد، در نورم سنگهای اکسید شده، سیلیس اضافی ظاهر خواهد شد. میدلموست (۱۹۸۹)، گسترهای از نسبتهای اکسایش آها جد معمول کمتر باشد، در نورم سنگهای اکسید شده، سیلیس اضافی ظاهر خواهد شد. بیرون کشیده است. با قرار دادن نمونه های اکسایش کو FeO را برای کار با سنگهای آتشفشانی از میان مراجع زمین شناسی بیرون کشیده است. با قرار دادن نمونه های منطقه مورد مطالعه بر روی این نمودار، برای هر نمونه عددی به دست می آید که بیانگر نسبت آورده شده است. با قرار دادن نمونه های منطقه مورد مطالعه بر روی این نمودار، برای هر نمونه عددی به دست می آید که بیانگر نسبت آورده شده است. با قرار دادن نمونه های منطقه مورد مطالعه بر روی این نمودار، برای هر نمونه عددی به دست می آید که بیانگر نسبت میزان Fe2O<sub>3</sub>/FeO آن نمونه است. با در دست داشتن این عدد، میزان واقعی FeO و Fe2O هر نتایج آنالیز شیمیایی مربوط به هر نمونه

> Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / FeO= 0.35 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (t)= 14.93 0.35FeO + FeO= 14.93 FeO= 11.05 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>= 3.88

۴-۴- کاربرد نتایج تجزیهی شیمیایی عناصر اصلی در طبقهبندی و نامگذاری سنگها عناصر اصلی در دادههای آنالیز شیمیایی به شکل اکسید و با مقیاس درصد محاسبه میشوند. این عناصر شامل Nn ,Fe ,Al ,Ti ,Si هستند. زمین شیمیدانان از این عناصر برای ردهبندی سنگها، تهیهی نمودارهای تغییرات و به عنوان وسیلهای برای مقایسه با ترکیب سنگهای تعیین شده به روش تجربی که شرایط تشکیل آنها مشخص است، استفاده میکنند (رولینسون، ۱۹۹۳). نمودارهای ردهبندی سنگها، به دو گروه کلی تقسیم میشوند. اول نمودارهای طبقهبندی شیمیایی مبتنی بر اکسیدهای عناصر اصلی و دوم، نمودارهای طبقهبندی مبتنی بر کانی-شناسی – شیمیایی (نورماتیو). طبقهبندیهای مذکور برای سنگهای مورد مطالعه به شرح ذیل می-باشد:

#### ۴–۴–۱– طبقهبندی نورماتیو

محاسبهی نورم راهی برای تعیین کانیشناسی سنگ از طریق تجزیهی شیمیایی آن است و در موضوع ردهبندی سنگها، ارائهی یک ردهبندی شبه کانیشناختی را ممکن میسازد. نورم CIPW پر استفادهترین روش محاسبه است (رولینسون، ۱۹۹۳). باید توجه داشت این ردهبندی با فرض بر خشک بودن ماگما انجام می گیرد، به این معنی که از کلیهی L.O.I موجود در نمونهها چشمپوشی می شود. با توجه به دگرسانی وسیعی که در منطقه ی مورد مطالعه صورت گرفته است و باعث حضور چشمگیر کانیهای آبدار در سنگها شده است، فرض بر خشک بودن ماگما باعث اختلاف زیادی در میزان کانیهای محاسبه شده و مقدار واقعی آنها می شود. نتایج محاسبهی نورم CIPW نمونههای مورد مطالعه در جدول ۴–۳ آورده شده است. همان طور که مشاهده میشود، حدود ۲۰ –۷ درصد اليوين به صورت نورماتيو در نمونهها وجود دارد، در حالي كه در هيچيك از مقاطع ميكروسكپي مورد مطالعه، بلور اليوين مشاهده نمى شود. در تعدادى از نمونهها، حدود ۳ درصد نفلين نورماتيو محاسبه شده است که نشان میدهد ماگمای تشکیل دهندهی این سنگها، تا حدودی تحت اشباع از سیلیس بوده است که این امر با میزان سیلیس موجود در این سنگها، مطابقت دارد. در نمونههایی که تحت اشباع از سيليس نيستند، نفلين ديده نمى شود ولى هيپرستن نورماتيو وجود دارد. مقادير ايلمنيت نسبتاً بالای این نمونهها نشان دهندهی غنی بودن ماگمای والد از عنصر Ti است که این امر و

همچنین مقادیر نزدیک به یک درصد کانی آپاتیت، از ویژگیهای ماگمای آلکالن هستند. مقدار آلبیت موجود در نمونهها از میزان آنورتیت آنها بیشتر است که علت آن، وقوع دگرسانیهای کلریتی، سوسوریتی و سریسیتی در کانیهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و خروج Ca از سنگ به صورت تشکیل کلسیت و تبدیل آنورتیت ناپایدار در محیط دگرسانی به آلبیت پایدار در این شرایط است. دلیل بالا بودن عنصر Na در نتیجهی آنالیز شیمیایی سنگهای مورد مطالعه نیز همین فعالیت آلبیتی شدن میباشد.

# ۴–۴–۲– طبقهبندی شیمیایی

در بسیاری از نمودارهای طبقهبندی شیمیایی سنگهای آذرین از اکسید SiO<sub>2</sub> و مجموع اکسیدهای K<sub>2</sub>O+ Na<sub>2</sub>O (مجموع آلکالن) استفاده میشود. به این نمودارها، نمودارهای TAS یا نمودارهای مجموع آلکالن در برابر SiO<sub>2</sub> می گویند. از مهمترین این نمودارها میتوان به ردهبندی کاکس<sup>1</sup> و همکاران (۱۹۷۹) و ردهبندی میدلموست (۱۹۹۴)، اشاره کرد. این نمودارها برای هر دو دستهی سنگهای آتشفشانی و درونی به صورت جداگانه ترسیم شده است. SiO<sup>2</sup> فراوان ترین اکسید در سنگها است که مقدار آن در هر سنگ، باعث تغییر شرایط فیزیکی و شیمیایی و در نتیجه تغییر نام آن سنگ خواهد شد. یکی از مواردی که باید در هنگام استفاده از این دیاگرامها لحاظ شود، تحرک عناصر آلکالن میباشد. به عبارتی بدلیل تحرک بالای عناصر آلکالن بویژه پتاسیم که در این نمودارها از اهمیت بالایی برخوردار است، استفاده از این دیاگرامها موازده و دگرسان شده باید با احتیاط همراه باشد.

<sup>1-</sup> Cox

# - نمودارهای طبقه بندی سنگهای آتشفشانی

الف- نمودار K<sub>2</sub>O+ Na<sub>2</sub>O در برابر SiO<sub>2</sub> (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)

این نمودار علاوه بر تعیین نام سنگها بر اساس میزان K<sub>2</sub>O+ Na<sub>2</sub>O در برابر SiO<sub>2</sub> میزان اسیدیته سنگها و همچنین سری ماگمایی آنها را نشان می دهد. بر اساس این نمودار، سنگهای مناطق رادکان و میان لایه های گدازه ای درون شیست های گرگان در محدوده ی بازالت و بازالت های محمدآباد در محدوده ی هاوایی ایت و بر روی خط مرزی تراکی آندزیت – موژه آریت قرار می گیرند (شکل ۴–۱).



شکل۴–۱- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار طبقه بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹) برای سنگهای آتشفشانی

ب- نمودار K<sub>2</sub>O+ Na<sub>2</sub>O در برابر SiO<sub>2</sub> (میدلموست و همکاران، ۱۹۷۹) این نمودار توسط میدلموست (۱۹۹۴) مانند نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹) بر اساس مجموع آلکالن در مقابل SiO<sub>2</sub> ترسیم شده ولی مرزهای این نمودار و اسامی سنگها با نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹) قدری متفاوت است. بر اساس این نمودار، سنگهای مناطق رادکان و میانلایههای گدازهای درون شیستهای گرگان در محدودهی تراکی بازالت و بازالتهای محمدآباد در محدودهی تراکیبازالت- تراکیآندزیت بازالتی قرار می گیرند (شکل ۴-۲).



شکل۴– ۲- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار طبقهبندی میدلموست و همکاران (۱۹۷۹) برای سنگهای آتشفشانی.

ج- نمودار R<sub>1-</sub>R<sub>2</sub> دلاروش و همکاران (۱۹۸۰)

دلاروش و لوتریه (۱۹۷۳) و دلاروش و همکاران (۱۹۸۰)، یک طرح ردهبندی برای سنگهای آتشفشانی و نفوذی بر پایهی نسبتهای کاتیونی ارائه شده بر حسب میلیکاتیون تهیه کردند. این نتایج بر روی یک نمودار دو متغیره x-y و با استفاده از رسم پارامترهای  $R_1$  و  $R_2$ ، ترسیم میشود.  $R_1$  بر روی محور x پیاده و به صورت زیر تعریف میشود:

# $R_{1=}[4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)]$

نشان دهندهی آهن کل است.  ${
m R}_2$  روی محور  ${
m y}$  پیاده می شود و به صورت زیر تعریف می شود: Fe

2- Leterrier

<sup>1-</sup> De La Roche

# $R_2 = (Al + 2Mg + 6Ca)$

مزایای این ردهبندی به شرح زیر است (رولینسون، ۱۹۹۳):

۱- از شیمی تمامی عناصر اصلی سنگ در ردهبندی استفاده شده است.

۲- این روش به آن اندازه کلی هست که برای همهی سنگهای آذرین کاربرد داشته باشد.

۳- ترکیب کانیها را میتوان روی نمودار پیاده کرد و مقایسهای وسیع میان دادههای مودال و شیمیایی انجام داد.

۴- میزان اشباعی از سیلیس و تغییر ترکیب فلدسپارها را میتوان نشان داد.

بر اساس این نمودار، سنگهای مورد مطالعه در منطقهی رادکان و میان لایههای گدازهای درون شیستهای گرگان در محدودهی موژهآریت و گدازههای محمدآباد در دو محدودهی موژهآریت و بر روی خط مرزی تراکیت – تراکی فنولیت قرار می گیرند (شکل ۴– ۳).



شکل۴-۳- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار طبقهبندی R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub> دلاروش و همکاران (۱۹۸۰) برای سنگ-های آتشفشانی.

د- طبقهبندی سنگهای آتشفشانی به وسیلهی نمودارهای عناصر کمیاب نامتحرک

این نمودارها بر اساس عناصر کمیاب نامتحرک HFS رسم شدهاند. با توجه به این که دگرسانی و درجات پایین دگرگونی، روی توزیع HFSE تأثیری ندارند (مانیا<sup>۱</sup> و همکاران،۲۰۰۷)، این نمودارها برای نامگذاری و طبقهبندی سنگهای دگرسان و دگرگون کاربرد زیادی دارند. بر اساس این نمودارها، تمام سنگهای منطقهی مورد مطالعه بیشتر در محدودهی آلکالی بازالت و در نمودار Zr/TiO<sub>2</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub> وینچستر و فلوید (۱۹۷۷) (شکل ۴–۴– د) در محدودهی الکالی بازالت- ساب آلکالی-بازالت قرار می گیرند (شکل ۴–۴).



الف

1- Manya









د

شکل۴-۴- موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودارهای طبقه بندی سنگهای آتشفشانی بر اساس عناصر کمیاب نامتحرک. الف- نمودار 2r/Ti\* 0.0001 در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷). ب- نمودار Nb/Y در مقابل Zr/Ti (پیرس، ۱۹۹۶). ج- نمودار Nb/Y در مقابل 2r/TiO2 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷). د- نمودار Zr/TiO2 در مقابل SiO2 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)

## نمودارهای طبقهبندی سنگهای درونی

الف- نمودارهای TAS از کاکس و همکاران، (۱۹۷۹) و میدلموست و همکاران، (۱۹۸۵)

با توجه به مطالبی که در شرح نمودارهای TAS قبلی برای سنگهای آتشفشانی گفته شد، این نمودارها بر اساس میزان SiO<sub>2</sub> رسم شدهاند که تغییرات این اکسید، کلیهی شرایط فیزیکی و شیمیایی ماگماها و در نتیجه سنگها را تحت کنترل دارد. به همین دلیل این نمودارها از مفیدترین نمودارهای طبقهبندی شیمیایی سنگهای آذرین درونی و آتشفشانی به شمار میآیند. اسامی نوشته شده در مرزهای این نمودار، معادل درونی سنگهای نوشته شده در نمودارهای TAS برای سنگهای آتشفشانی می شمار می آیند. اسامی نوشته شده در مرزهای این نمودارها رای سنگهای آتشفشانی می شمار می آیند. اسامی نوشته شده در مرزهای این نمودار، معادل درونی سنگهای نوشته شده در نمودارهای می این نمودار، معادل درونی سنگهای نوشته شده در نمودارهای می آیند. اسامی نوشته شده در مرزهای این نمودار، معادل درونی سنگهای نوشته شده در نمودارهای می این نمودار، معادل درونی سنگهای نوشته شده در نمودارهای می باشد (آسیابانها، ۱۳۸۶).

بر اساس نمودار TAS کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، سنگهای نفوذی درهی ناهارخوران و دایک-های منطقهی رادکان در محدودهی گابرو قرار می گیرند. همچنین بر اساس نمودار TAS میدلموست و همکاران (۱۹۸۵)، سنگهای منطقهی رادکان در محدودهی مونزو گابرو و سنگهای درهی ناهارخوران در محدودهی گابرو قرار می گیرند (شکل ۴–۵).



شکل ۴- ۵- الف- موقعیت نمونه های مورد مطالعه در طبقه بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹) برای سنگهای درونی و ب- موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودار طبقه بندی میدل موست و همکاران (۱۹۷۹).

ب- نمودار کاتیونی دلاروش و همکاران (۱۹۸۰)

توضیحات این نمودار در بخش قبلی، برای سنگهای آتشفشانی آورده شده است. باید توجه کرد که این نمودار برای طبقهبندی سنگهای درونی مناسب تر است و پژوهشگران مدعیاند که استفاده از نمودار  $R_1 R_2$  ساده تر از ردهبندیهای دیگر بر پایه ینورم است (رولینسون، ۱۹۹۳). بر اساس این نمودار، نمونههای درهی ناهار خوران در محدوده ی آلکالی گابرو و نمونه ی منطقه ی رادکان در محدوده ی سینو گابرو قرار می گیرند (شکل ۴ – ۶).



شکل۴- ۶- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار طبقهبندی R1-R2 دلاروش و همکاران (۱۹۸۰) برای سنگهای درونی.

ج- نمودار کاتیونی (P-Q) و (A-B) دبوئن و لوفور ( (۱۹۸۳)

در نمودار کاتیونی (P-Q) دبوئن و لوفور (۱۹۸۳)، دو پارامتر P و Q وجود دارد که بر اساس معادلات زیر تعریف می شود:

- 1- Debon
- 2 Le Fort

# Q=Si/3-(K+Na+2 Ca/3)P=K-(Na+Ca)

در واقع پارامتر Q معرف کوارتز و پارامتر P معرف تغییر در ترکیب پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپات است. بر اساس این نمودار نمونه های منطقه ی ناهار خوران و رادکان در محدوده ی گابرو قرار می گیرند (شکل 4 - Y - 1اف).

در نمودار A-B دبوئن و لوفور، از دو پارامتر A و B استفاده شده که این دو پارامتر از معادلات زیر تعریف می شوند:

A = Al - (K + Na + 2Ca)

B=Fe+Mg+Ti

در این نمودار با توجه به میزان آلومین موجود در نمونهها، شش بخش مجزا تعریف می شود: (آسیابان ها،۱۳۸۶)

	موسكويت > بيوتيت	Ι
محدودهي آلومين	مسكويت < بيوتيت	II
	بيوتيت ± مقدار كمى آمفيبول	III
	بيوتيت، آمفيبول ± پيروكسن	IV
محدودهي متا ألومين	كلينوپيروكسن± آمفيبول± بيوتيت	V
	مجموعه کانیهای غیر عادی (کربناتیتها و	VI
	(	

ل ۱– ۱– تفسیم بندی تمودار 🗖 🗖 دبون و لوفور ( ۱۸۱۱) (افتباس از اسپای)ها، ۱۱۸۷)	(1386	آسيابانها،	(۱۹۸۳) (اقتباس از	A-B دېوئن و لوفور (	۔ تقسیم بندی نمودار	جدول ۴- ۳
---	-------	------------	-------------------	---------------------	---------------------	-----------

بر اساس این نمودار، نمونهها در محدودهی چهار و پنج یعنی در محدودهی متا آلومین قرار می-گیرند (شکل ۴– ۷– ب).



شکل ۴- ۷- نمودار طبقهبندی دبوئن ولوفور (۱۹۸۳). الف- نمودار P-Q ب- نمودار A-B.

۴–۵– بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگها به کمک نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب

نمودارهای تغییرات، ابزار بسیار مهمی هستند تا حجم بزرگی از اطلاعات عددی حاصل از نتایج آنالیز شیمیایی را که به تنهایی نشانگر هیچ گونه اطلاعات روشنی نیستند به طور گویا و خلاصه نشان داده و یک همبستگی عالی (مثبت یا منفی) میان هرکدام از عناصر اصلی و SiO<sub>2</sub> یا MgO نشان میدهند. مرسوم است که از این انسجام زمین شیمیایی قوی میان عناصر اصلی برای نشان دادن وجود فرایندی که روابط میان عناصر اصلی را توضیح میدهد، استفاده گردد. اما گاهی نمودارها به جای نشان دادن یک روند خاص، تعدادی نقطهی پراکنده را نشان میدهند. دلایل زیادی برای عدم نمونهها متعلق به یک ماگمای واحد نباشند. این امر حتی در مورد گدازههای یک آتشفشان خاص نیز صادق است. ۲- یک مجموعهی تفکیکی در حال تغییر در حین تبلور جزء به جزء. در این حالت ممکن است تعدادی از اکسیدها یک روند خطی خاص داشته باشند ولی بعضی دیگر از اکسیدها روند پراکنده نشان دهند (رولینسون،۱۹۹۳).

با توجه به توضیحاتی که در بالا آورده شد و توجه به این نکته که نمونه برداری از منطقهی مورد مطالعه از لایههای مختلف گدازه با ترکیب یکنواخت بازالتی و دایکها و تودههای نفوذی گابرویی انجام شده است، نمودارهای هارکر و فنر رسم شده برای آنها، روند خاصی نشان نمیدهند.

# ۴- ۶- نمودارهای بهنجار شدهی عناصر کمیاب و نادر خاکی

نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی مناسبترین و قابل اعتمادترین ابزار شناخته شده در جهت تعیین نوع سنگ منشأ، ذوب بخشی سنگ منشأ، تبلور جزئی ماگما و تفکیک سریهای ماگمایی می-باشند. این قابلیت مربوط به ضریب انتشار متفاوت عناصر نادر خاکی در کانیهای مختلف میباشد. صحت تفسیر این نمودارها عنکبوتی در گرو شناخت رفتار این عناصر در مذابهای گوناگون در طی فرایندهای تحول ماگمایی میباشد. هرگونه تعبیر و تفسیر این نمودارها بایستی منطبق با شواهد صحرایی و پتروگرافی باشد. در این میان نمودارهای REE اهمیت بسزایی دارد. درجات کم ذوب بخشی (کمتر از ۱۰ درصد) میتواند منجر به تشکیل ماگمای بازالتی آلکالن شده که یک غنیشدگی در الگوی LREE نشان میدهد (کالر و گراف<sup>۱</sup>، ۱۹۸۴ ، واس و راجر<sup>۲</sup>،۱۹۸۰). یعنی با افزایش

3- Hammer

<sup>1-</sup> Culler & Graf

<sup>2-</sup> Wass & Roger
### ۴-۶-۴ نمودار بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی

دادههای REE، معمولاً در نوعی از نمودارهای استاندارد بیان می شوند که در آنها عناصر به ترتیب افزایش عدد اتمی بر روی محور X مرتب می شوند و تمرکزهای بهنجار شده ی این عناصر به مقادیر آنها در شخانههای کندریتی (معمولاً با مقیاس لگاریتمی) بر روی محور Y قرار می گیرند. غلظتهای واقعی که برای هر کدام از REE تصویر می شود، در نهایت یک الگوی زیگزاگ نشان می دهند. این الگو منعکس کننده ی فراوانی طبیعتاً بالاتر عناصر با عدد اتمی زوج نسبت به انواع با عدد اتمی فرد است. بنابراین، یکی از دلایل تقسیم کردن بر مقادیر شخانهای، هموار کردن این تغییرپذیری طبیعی به منظور آسان سازی مقایسه ی الگوها می باشد. شخانههای کندریتی نیز به این دلیل به عنوان استاندارد بهنجار سازی انتخاب شدهاند که آنها معرف نمونههای نسبتاً تغییر نیافته ی مواد منظومه ی شمسی هستند و در بسیاری از مطالعات به عنوان مرجع ژئوشیمیایی مورد استفاده قرار می گیرند.

<sup>4-</sup> Srivastava & Singh

بنابراین نمودار بهنجار شده به کندریت یک نمونهی معین، نشان دهندهی الگوی مقایسهای آن با ترکیب یک شخانه است. مقادیر مختلفی برای غلظت REE در شخانههای کندریتی، در مراجع مختلف بیان شده است، لذا بسیار مهم است که در زمان بهنجارسازی اعلام شود که از دادههای کدام مرجع استفاده شده است (بلت<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۶).

در نمودار بهنجار شده به کندریت ( ناکامورا<sup>۲</sup>، ۱۹۷۴)، که برای سنگهای آتشفشانی و درونی به صورت جداگانه ترسیم شده است، غنی شدگی نمونهها از LREE و تهی شدگی نسبی آنها از HREE بارز است که این امر را میتوان به درجات پایین ذوب بخشی از یک منبع گوشتهای غنی شده نسبت داد. از مقایسهی الگوها میتوان به این نتیجه رسید که میانلایههای گدازهای درون شیستهای گرگان تفریقیافتهتر از دیگر سنگهای مافیک منطقه هستند و یا اینکه احتمالاً به مراحل اولیهی ذوب منبع مربوط میباشند (شکل ۴– ۸).



شکل ۴- ۸- موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا ۱۹۷۴). الف- برای سنگهای آتشفشانی. ب- برای سنگهای درونی

<sup>1-</sup> Blatt

<sup>2-</sup>Nakamura

۴-۶-۲- نمودارهای عنکبوتی (چند عنصری)

در نمودار چند عنصری یا عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون<sup>۱</sup>، ۱۹۸۲)، آنومالی منفی شدیدی در عناصر Ba ,Rb ،K ،Sr دیده میشود. این عناصر به همراه عناصر با شدت میدان پایین، عناصر متحرک هستند و بر اثر عوامل ثانویه مثل دگرسانی، هوازدگی و دگرگونیهای درجهی پایین به شدت تحت تأثیر قرار گرفته و جابهجا میشوند (لی<sup>۲</sup> و همکاران،۲۰۰۱). بر همین اساس، آنومالی منفی شدید این عناصر را میتوان به جابهجایی توسط دگرسانیهای شدید ایجاد شده در سنگهای منطقه به ویژه دگرسانی شدید فلدسپاتها و پیروکسنهای موجود در آنها نسبت داد.

اگر آنومالی منفی عناصر متحرک را نادیده بگیریم، در کل این نمودارها نیز غنی شدگی نمونهها از LREE و تهیشدگی نسبی آنها از HREE را نشان میدهند که به درجات پایین ذوب بخشی در منبع اشاره دارد. با توجه به این نمودارها، آنومالی مثبت کوچکی در عناصر Nd و Ti دیده میشود. این آنومالیهای مثبت از ویژگیهای ماگماهای آلکالن نظیر OIB هستند (ویجایاکومار<sup>۳</sup> و همکاران، این آنومالیهای مثبت از ویژگیهای ماگماهای آلکالن نظیر OIB هستند (ویجایاکومار<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۸). این آنومالی در سنگهای در سنگهای در میاری منفی این آنومالیهای مثبت از ویژگیهای ماگماهای آلکالن نظیر OIB هستند (ویجایاکومار<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۸). این آنومالی در سنگهای درونی چشمگیرتر از سنگهای آتشفشانی است. آنومالی منفی نیوبیوم شاخص سنگهای قارهای و بیانگر مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (ساندرز<sup>۴</sup> و همکاران، ۱۹۹۲)؛ کنت<sup>۵</sup>، ۱۹۹۵؛ ناگودی<sup>۶</sup> و همکاران، ۲۰۰۳). به عقیدهی این محققین بازالتهای قارهای که بوسیلهی آلایش یافتهاند، فاقد آنومالی منفی

2- Li

- 5- Kent
- 6- Nagudi

<sup>1-</sup> Tompson

<sup>3-</sup>Vijaya Kumar

<sup>4-</sup> Saunders

نیوبیوم میباشند. همچنین نبود تهی شدگی از Nb در نمودارهای چندعنصری نشان دهندهی عدم حضور ماگماتیسم لیتوسفری است (نوژکین<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۸).

آنومالی منفی عناصر کمیاب با شدت میدان پایین، در سنگهای آتشفشانی شدیدتر از انواع درونی است. دلیل این تفاوت را میتوان در ساختار فیزیکی این سنگها جستجو کرد. ساخت و بافت حفرهدار و متخلخل سنگهای آتشفشانی، باعث تسهیل ورود و گردش سیالات در سنگ شده و دگرسانی توسط سیالات تشدید میشود.

میزان عنصر Ti در پوسته نسبت به گوشته بسیار پایین است به طوری که آنومالی منفی این عنصر را نشانه آلودگی پوسته ای سنگها میدانند (تامپسون، ۱۹۸۲). بنابراین میتوان آنومالی مثبت Ti در سنگهای منطقه ی مورد مطالعه را به منشأ گوشته ای عمیق آنها نسبت داد. این آنومالی مثبت، در سنگهای درونی بیشتر از سنگهای آتشفشانی نمود پیدا کرده است و تأثیر آن در ترکیب کانی-شناسی سنگهای منطقه به صورت تشکیل تیتان اوژیت و اسفن ثانویه ی حاصل از تجزیه ی آن انعکاس شناسی سنگهای منطقه به صورت تشکیل تیتان اوژیت و اسفن ثانویه ی حاصل از تجزیه ی آن، انعکاس یافته است (شکل ۴ – ۹). به علاوه در مورد نمونه های بازالتی، مقادیر بالای HFSE و LREE و عدم تهی شدگی در Nb و Th از ویژگی های شاخص بازالتهای درون ورقه ای شامل کافته ای قاره ای و جزایر اقیانوسی هستند (استوارت <sup>۲</sup> و راجرز<sup>7</sup>، ۱۹۹۶ و سان و مکدانوف، ۱۹۸۹). در میان نمونه های مورد مطالعه تنها در دو نمونه ی آتشفشانی آنومالی ضعیفی در عنصر Ta دیده میشود. به عقیده ی ویلسون (۱۹۸۹)، گودی های مشخصی که در الگوهای نمودار عنکبوتی در این عنصر وجود دارد،

2-Rogers

<sup>7-</sup> Nozhkin

<sup>1-</sup> Stewart

گرفت میزان آلودگی پوستهای این سنگها بسیار کم است. به عقیده یکنلی<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۵)، نسبتهای Ce/Y و Zr/Y در طی تبلور تفریقی نسبتاً ثابت و بدون تغییر باقی می ماند، در حالی که تغییرات زیاد در مقادیر این نسبتها بازتاب دهنده ی درجات بالای آلایش پوسته ی می باشد. مقادیر Ce/Y و Zr/Y برای سنگهای منطقه ی مورد مطالعه به ترتیب شامل ۱/۲ تا ۲/۱ برای Ce/Y و ۵/۹ تا ۸/۱ برای Zr/Y می باشد. با توجه به مطالب عنوان شده، پایین بودن نسبی تغییرات موجود بین عناصر مذکور در منطقه ی مورد مطالعه، دلیل دیگری مبنی بر تأثیر نسبتاً کم آلایش ماگمایی بر روی نمونه های منطقه است (درخشی، ۱۳۸۳).

به عقیده یبلت و همکاران (۲۰۰۶)، شیمی کلی ماگماهای آلکالن، به ویژه در سنگهای وابسته به جزایر اقیانوسی و کافتهای قارهای، شباهت زیادی را نشان می دهند. مقادیر بالای TiO<sub>2</sub> به صورت ناهنجار، غلظت به طور غیر عادی بالای برخی از عناصر ناسازگار (آلکالیها، تیتان، فسفر، LREE و HFSE)، نشان می دهد که این ماگماها یا از گوشتهای غیرعادی بالا آمدهاند و یا از درجات خیلی پایین ذوب گوشته در اعماق زیاد حاصل شدهاند. این تفسیر (ذوب درجه پایین) بر این حقیقت استوار است که عناصر ناسازگار به طور ترجیحی به مذاب تمایل دارند و در درصد بسیار کم مذاب تولیدی به شدت متمرکز می شوند و تداوم ذوب باعث رقیق شدگی این عناصر می شود. این دانشمندان بر این نشان می دهند که گوشتهی در کافت شرق افریقا به عنوان نمونهی بارز امروزی کافتهای قارهای، نشان می دهند که گوشتهی زیرین این کافت، گوشته ی لیتوسفری زیر قارهای معمولی نیست، بلکه آستنوسفر برآمده به سوی بالاست. ظاهراً لیتوسفر در آغاز کافترایی، گسیخته شده و گوشتهی آستنوسفری از میان آن بالا می آید و مستقیماً در تماس با پوستهی قارهای زیرین قرار می گیرد. بر آستنوسفری از میان آن بالا می آید و مستقیماً در تماس با پوسته ی قارهای زیرین قرار می گیرد. بر آستاس نظریهی هافمن و وایت (۱۹۸۲)، منشا این ستونهای گوشتهای در نزدیکی مرز هسته در آور می گیرد. بر آستان مورد از میان آن بالا می آید و مستقیماً در تماس با پوسته ی قارهای زیرین قرار می گیرد. بر

3- Conly



شکل۴– ۹- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار چند عنصری یا عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲). الف- برای سنگهای آتشفشانی. ب- برای سنگهای درونی

گوشته یاولیه، ترکیب گوشته پیش از تشکیل پوسته یقاره ای است (رولینسون،۱۹۹۳). در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته یاولیه (سان و مک دونوف،۱۹۸۹) نیز مانند دیگر نمودارهای بهنجار شده، غنی شدگی از عناصر خاکی کمیاب مشهود است. بطور کلی ضرایب جدایش کانیهایی مثل الیوین و کلینوپیروکسن برای عناصر کمیاب، کم بوده (1>D) و عناصر کمیاب عموماً نسبت به این کانیها ناسازگارند و تمایل به باقیماندن در مذاب دارند (ویلسون،۱۹۸۹؛ پانتر<sup>۱</sup> و همکاران،۲۰۰۰). حضور این کانیها زبدلیل توانایی بسیار کم در جذب عناصر کمیاب) مبین غنی شدگی یکسان برای تمام REEها در مذاب است (ویلسون،۱۹۸۹). بنابراین غنی شدگی عناصر خاکی کمیاب در نمونههای مورد مطالعه را می توان به حضور این کانیها در محل منبع مذاب نسبت داد (درخشی، ۱۳۸۳).

در این نمودار، عناصر سنگینی مثل Y و Yb تهی شدگی نشان میدهند. این امر به حضور گارنت در محل منشأ این سنگها اشاره دارد (رولینسون،۱۹۹۳). ضریب توزیع این عناصر سنگین وزن در گارنت بالا است. پس با توجه به حضور گارنت در منشأ، این عناصر در ساختمان بلوری گارنت تجمع

<sup>1-</sup>Panter

پیدا کرده و در ماگمای ایجاد شده، آنومالی منفی پیدا میکنند. آنومالی مثبت Ti نیز به شکل حضور تیتان اوژیت و اسفن ثانویه در این سنگها تجلی مییابد. بالا بودن میزان Ti وP در این سنگها، نشان دهندهی ماهیت آلکالن این ماگما است (بلاغی، ۱۳۸۷). پیک مثبت عنصر Nb، نشانهی خوبی است تا به این نتیجه برسیم که منبع این سنگها بیشتر از قسمتهای آستنوسفری گوشته است تا قسمت لیتوسفری (تامیسون، ۱۹۸۹ و ویلسون، ۱۹۸۹). مقادیر پایین و سازگار Y، مقادیر بالای نسبتهای Zr/Y و TiO<sub>2</sub>/Y در این سنگها نشاندهندهی حضور گارنت در محل منشأ است (فری<sup>۱</sup> و روی<sup>۲</sup>، ۱۹۸۷). در نمونههای مورد مطالعه به استثناء دونمونه که دارای آنومالی منفی ضعیف Eu هستند، آنومالی محسوس Eu دیده نمی شود. فوگاسیتهی اکسیژن یکی از عوامل کنترل کنندهی آنومالي Eu است. شرايط احيا باعث أنومالي مثبت اين عنصر مي شود ولي شرايط اكسيدان باعث مي-شود Eu مانند دیگر REE عمل کند و فاقد آنومالی باشد (رولینسون،۱۹۹۳) خروج فلدسپار در اثر تفریق بلوری و در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن، باعث ایجاد آنومالی منفی Eu در مذاب می شود. با توجه به این که پلاژیوکلاز جزء کانی های اصلی در سنگ های مورد مطالعه به حساب میآید، عدم وجود آنومالی Eu، نشان از نقش کم تفریق پلاژیوکلاز در تحول ماگماهای سازنده سنگهای مورد مطالعه دارد و نشان دهندهی این است که تبلور و تفریق پلاژیوکلاز در شرایط فشار پایین رخ داده است. همچنین این آنومالی می تواند متأثر از ترکیبات محل منشأ ماگما باشد (آباته<sup>۳</sup> و همکاران، ۱۹۹۸، یینگ<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۷). (شکل ۴– ۱۰).

- 3- Roy
- 1-Abate
- 2-Ying

<sup>2-</sup> Frey







ب

شکل ۴- ۱۰- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشتهی اولیه (سان و مک-دونوف،۱۹۸۹). الف- برای سنگهای آتشفشانی. ب- برای سنگهای درونی.

OIB نمودار عنکبوتی بهنجار شده به

نمونهها در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به OIB (سان و مکدونوف،۱۹۸۹)، یک الگوی هموار نزدیک به ۱ نشان میدهند. این امر مشابهت ماگمای آنها را با چنین ماگماهایی که از ذوب گوشتهی آستنوسفری بهوجود میآیند، تأیید میکند. همچنین غنی شدگی LILE، عدم تهیشدگی در HFSE، آنومالی مثبت Nb (تانگ<sup>۱</sup> و همکاران،۲۰۰۶)، تمرکز بالای عنصر Ti (پریتولاک<sup>۲</sup> و hHFSE لیوت<sup>۳</sup>،۲۰۰۷)، نبود آنومالی Eu و نزدیک بودن نسبتهای La/Nb و Nb/Ta در نمونههای مورد مطالعه (۸۸/۰ و ۸۸/۱۸) به سنگهایی با منشأ OIB (۷۷۲ و ۶/۲۰ - ۱۴/۶) (سان و مک-دانوف،۱۹۸۵)، تأییدی بر شباهت ماگمای تشکیل دهندهی منشأ این سنگها با ماگماهای نوع OIB است . الگوی موازی طرحهای بهنجار شدهی عناصر کمیاب سنگهای منطقه در نمودار عنکبوتی نشاندهندهی منشأ ماگرا این سنگها یا ماگماهای نوع OIB است . الگوی موازی طرحهای بهنجار شدهی عناصر کمیاب سنگهای منطقه در نمودار عنکبوتی مشان دهندهی منشأ ماگرا این سنگها یا ماگماهای نوع محل است . الگوی موازی طرحهای بهنجار شده عناصر کمیاب سنگها با ماگماهای نوع محل است . الگوی موازی طرحهای بهنجار شده مناصر کمیاب سنگها ما ماگماهای نوع محل است . الگوی موازی طرحهای بهنجار شده ی عناصر کمیاب سنگهای منطقه در نمودار عنکبوتی منشأ ماگماهای نوع محل منشأ ماگماهای نوع محل است . الگوی موازی طرحهای بهنجار شده ی عناصر کمیاب سنگها با ماگماهای نوع محل است . الگوی موازی طرحهای بهنجار شده ی عناصر کمیاب سنگها ما ماگماهای نوع محل است . الگوی موازی طرحهای بهنجار شده ی عناصر کمیاب سنگها ما ماگماهای نوع محل است . الگوی موازی طرحهای بهنجار شده ی عناصر کمیاب سنگهای منطقه در نمودار عنکبوتی منشان ماگماهای نوع OIB ماگماهای منطقه در نمودار منگرا و محل است . الگوی موازی مازی و محل این سنگها با یکدیگر است (شکل ای دار). چون محل منشان ماگماهای نوع OIB ماگماهای نوع OIB ماگماهای نوع OIB ماگمای ماگماهای نوع OIB ماگمای ماگماهای نوع OIB ماگماهای نوع OIB ماگماهای نوع OIB ماگماهای نوع OIB ماگمای ماگماهای ماگماهای ماگماهای ماگماهای ماگماهای ماگمای ماگماهای ماگماهای ماگماهای نوع OIB ماگماهای ماگماهای ماگماهای نواند که مان گرفته است.



شکل ۴- ۱۱- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به OIB (سان و مک-دونوف،۱۹۸۹). الف- برای سنگهای آتشفشانی. ب- برای سنگهای درونی.

1- Tang

2- Prytulak

3- Elliott

#### ۴–۷– تعیین سری ماگمایی

طبق نظر کونو<sup>۱</sup> (۱۹۶۸)، یک سری ماگمایی، یک مجموعه از سنگهای مختلف آتشفشانی است که دارای ترکیب شیمیایی مختلف بوده، از یک ماگمای بازیک مادر، در نتیجهی تفریق حاصل شدهاند. اخیراً روشن شده که علاوه بر تبلور بخشی، مکانیسم ذوب سنگ منشأ نیز میتواند موجب تنوع سنگهای آذرین شود. در مجموع، مسیر تدریجی تغییرات ترکیب شیمیایی و کانیشناسی از یک گدازه به گدازهی دیگر، نشانهی رابطهی خویشاوندی گدازهها با هم و منشأ گرفتن آنها از یک منبع مشترک است. خواه این منبع یک سنگ مادر مشترک باشد، خواه یک مخزن ماگمایی مشترک تفریق یافته. (معینوزیری و احمدی، ۱۳۸۳)

با توجه به اهمیت بسیار زیاد تعیین سریهای ماگمایی که با استفاده از آن، تعیین ویژگیهای محل تشکیل ماگما ممکن میشود، نمودارهای استاندارد زیادی بر پایهی نمونهبرداری از سنگهایی که سری ماگمایی آنها مشخص و از محل تشکیل ماگمای آنها اطمینان قطعی وجود دارد، تهیه شده است. با استفاده از این نمودارها و مقایسهی ترکیب شیمیایی نمونهها مورد مطالعه با ترکیب شیمیایی این نمونهها، میتوان سری ماگمایی سنگهای مورد مطالعه را تعیین نمود.

## ۲-۲-۴ نمودار سیلیس در مقابل آلکالی (میدلموست،۱۹۹۱)

این نمودار شامل سنگهای تحت اشباع و فوق اشباع از سیلیس میباشد. علاوه بر اشباع شدگی از سیلیس، میزان مجموع آلکالی (Na<sub>2</sub>O+ K<sub>2</sub>O) نیز در نظر گرفته شده است، زیرا تحول این دو اکسید در تعیین سری ماگمایی اهمیت ویژهای دارد. در این نمودار همهی نمونههای مورد مطالعه در محدودهی آلکالی قرار می گیرند (شکل ۴– ۱۲).

<sup>1-</sup>Kuno



شکل ۴– ۱۲– موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی سیلیس در برابر آلکالی (میدل-موست، ۱۹۹۱)

۴-۲-۲-۲ نمودار شاخص پیکاک در برابر SiO<sub>2</sub> (پکسریلو<sup>۱</sup> و تیلور ۱۹۷۶٬<sup>۲</sup>)

در این نمودار علاوه بر دو اکسید آلکالی K<sub>2</sub>O و Na<sub>2</sub>O، میزان اکسید Cao نیز در نظر گرفته شده است. به نسبت درصد وزنی Cao به مجموع درصد وزنی Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O شاخص پیکاک می-گویند (بوگارتس<sup>۳</sup> و همکاران،۲۰۰۳). اولین قسمت این نمودار نشان دهنده ویژگی آلکالی و چهارمین قسمت نشان دهنده ویژگی کالکآلکالی است. در این نمودار، بیشتر نمونههای مورد مطالعه در محدوده یآلکالی قرار می گیرند (شکل ۴– ۱۳).

<sup>1-</sup>Peccerillo

<sup>2-</sup> Tailor

<sup>3-</sup>Bogaerts



شکل ۴- ۱۳- موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودار شاخص پیکاک در برابر SiO<sub>2</sub> (پکسریلو و تیلور،۱۹۷۶)

(۱۹۷۶، نمودار  $P_2O_5$  در مقابل Zr (فلوید و وینچستر) (ما ا

در این نمودار از یک اکسید اصلی و یک عنصر کمیاب استفاده شده است. بر اساس رابطهی این دو عنصر، این نمودار سری آلکالن را از سری سابآلکالن جدا میکند. همهی نمونههای مورد مطالعه در بخش آلکالی ( قلیایی) قرار می گیرند (شکل ۴– ۱۴).



شکل ۴– ۱۴– موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی P2O5 در برابر Zr (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۶)

۴-۷-۴ نمودار Zr/TiO<sub>2</sub>\*0.0001 در مقابل Nb/Y (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۵)

در این نمودار از نسبت عناصر استفاده شده است. بر این اساس، با توجه به میزان نسبت Nb/Y، این نمودار به دو بخش کلی تقسیم میشود. سمت راست نمودار، شامل سری آلکالن و سمت چپ، شامل سری سابآلکالن است. کلیهی نمونههای مورد مطالعه در قسمت سری آلکالن قرار می گیرد (شکل ۴– ۱۵).



شکل۴– ۱۵– موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی Zr/TiO<sub>2</sub>\*0.0001 در مقابل (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۵) Nb/Y

(فلوید و وینچستر،۱۹۷۵) Y/Nb (نمودار  $TiO_2$  در مقابل Y/Nb

در این نمودار که در آن از یک اکسید اصلی در مقابل نسبت دو عنصر کمیاب استفاده شده است، سه بخش MORB، تولهایتهای قارهای و سری آلکالن از یکدیگر تفکیک شدهاند. با توجه به بالا بودن میزان TiO<sub>2</sub> و غلظت پایین عنصر Y در سنگهای منطقهی مورد مطالعه، بیشتر نمونهها در محدودهی آلکالن قرار می گیرند (شکل۴–۱۶).

بنابراین کلیهی نمودارهای مورد استفاده حاکی از طیف آلکالن ماگمای سازندهی سنگهای منطقه هستند.



شکل۴– ۱۶- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی TiO2 در مقابل Y/Nb (فلوید و وینچستر،۱۹۷۵)

فصل پنجم

# پتروژنز

۵- ۱- مقدمه

مشاهدات صحرایی، مطالعات پتروگرافی و بررسیهای ژئوشیمیایی سنگهای آذرین مورد مطالعه، نشان میدهند که آنها را میتوان به چهار دستهی کلی تقسیم کرد: میان لایههای گدازهای داخل شیستهای گرگان، گدازههای بازالتی محمدآباد، تودههای نفوذی کوچک و دایکهای نفوذی گابرویی درهی ناهارخوران و منطقهی رادکان. از طریق مطالعات پتروگرافی و بررسیهای ژئوشیمی به این نتیجه رسیدیم که سنگهای آتشفشانی دارای طیف بازیک تا حد واسط شامل بازالت، آندزیبازالت، تراکیآندزیت و تراکیت هستند. جنس سنگهای درونی نیز عمدتاً گابرویی است ولی حجم کمی از گابرودیوریت تا دیوریت نیز مشاهده می شود. مطالعات ژئوشیمیایی نشان داد که این مجموعه دارای منبع مشترکی میباشند. آنومالی مثبت عناصری مانند Nb و Ti، تفریق شدید LREE نسبت به HREE، بالا بودن میزان LILE، همگی نشان دهندهی یک منشأ عمیق شبیه به محل منشأ OIB برای این سنگها هستند. در این فصل، با توجه به ویژگیهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی که در فصل ۳ و ۴ مورد بررسی قرار گرفت، جایگاه زمینساختی تشکیل این سنگها و خصوصیات محل منشأ آنها مورد مطالعه قرار گرفته و در نهایت یک الگوی زمینساختی- ماگمایی برای محیط قدیمهی منطقه ارائه می شود. به منظور مقایسه و نتیجه گیری منطقی، از دادههای زمین شیمی مناطق ابرسج و نکارمن در شاهرود و جنوب بهاباد (بافق- یزد) در ایران مرکزی نیز استفاده شده است.

### ۵–۲– تعیین جایگاه زمینساختی

در این فصل، از نمودارهای تمایز محیط زمینساختی که بر اساس عناصر HFS رسم شدهاند، برای تعیین ویژگیهای محیط زمینساختی تشکیل سنگهای منطقه استفاده شده است. با توجه به دگرگونی سنگها در حد رخسارهی شیست سبز و دگرسانی وسیعی که در این سنگها اثر گذاشته است، از عناصر S است. این عناصر نسبت به فرایندهای ثانویه مثل دگرگونی-

های درجهی پایین و دگرسانی حساس نیستند و جابهجا نمیشوند. همچنین این عناصر در طول هوازدگی و دگرگونی در فاز سیال انتقال نمییابند (ویلسون<sup>۱</sup>، ۱۹۸۹). در نهایت با ید توجه داشت که نمودارهای تمایزی به ندرت تأییدی قطعی بر یک محیط زمینساختی قدیمی ارائه میدهند. در بهترین حالت، از آنها فقط میتوان برای تعیین وابستگی استفاده کرد و هرگز نباید از آنها به منزلهی دلیل اثبات یک محیط زمینساختی قدیمی استفاده شود. (رولینسون، ۱۹۹۳)

۵-۲-۱- نمودارهای مثلثی سه گانهی وود<sup>۲</sup> (۱۹۸۰)

این سه نمودار، بر اساس عناصر HFS، توسط وود (۱۹۸۰) ارائه شدند. در همهی این نمودارها، بر اساس تغییرات عناصر متحرک، چهار منطقه به صورت جداگانه ترسیم شده است. IAT و CAB در یک محدوده قرار می گیرند ولی با توجه به نسبت ۳=Hf/Th ، به دو محیط مجزا تقسیم می شوند (رولینسون،۱۹۹۳).

CAB= بازالتهای کمان قارهای

IAT= تولهایتهای جزایر کمانی

N تيپ MORB =N-MORB

E-MORB و MORB = WPT و تولهایتهای درون ورقهای

WPA= بازالتهای آلکالن درون ورقهای

<sup>1-</sup> Wilson

<sup>2-</sup>Wood

نمونههای مورد مطالعه در هر سه نمودار در محیط WPA یعنی بازالتهای آلکالن درونورقهای قرار می گیرند (شکل ۵–۱).



5

شکل ۵- ۱- موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز تکتونیکی وود (۱۹۸۰). الف- نمودار Th ،Hf/3، الف- نمودار ۲۵، ۲۱ ، Th ،Hf/3 (علائم مانند جدول ۴-۲) م

۲-۵-۲-۵ (مشد<sup>۱</sup>، ۱۹۸۶) که ۲-۲-۲-۱ نمودار تمایز محیط زمینساختی ۱۹۸۶ Y- Z<sup>\*</sup>Nb- ۲ (مشد<sup>۱</sup>

مشد (۱۹۸۶)، روی نمودار Y- Zr/4 نشان داد که چهار میدان اصلی بازالتی را میتوان از هم تشخیص داد. نکتهی مهم این است که با وجود چندین میدان همپوشانی در این نمودار، فقط بازالتهای قلیایی و درونصفحهای و MORB نوع E را میتوان بدون ابهام تشخیص داد (رولینسون، ۱۹۹۳).

AI= بازالتهای قلیایی درون ورقهای

AII= بازالتهای قلیایی درون ورقهای و تولهایتهای درون ورقهای

MORB =B نوع غنی شده

MORB =D نوع عادی و بازالتهای کمان آتشفشانی

بیشتر نمونههای مورد مطالعه در این نمودار، در منطقهی AI قرار گرفتهاند که نشاندهندهی بازالتهای قلیایی درون ورقهای هستند (شکل ۵-۲). دو نمونه نیز در منطقهی AII قرار می گیرند. یعنی ویژ گیهای آنها تا حدودی با تولهایتهای درون ورقهای همپوشانی دارد.

<sup>1-</sup> Meschede



شکل ۵-۲- نمودار تمایز زمینساختی مشد (۱۹۸۶) و قرارگیری نمونههای مورد مطالعه در محدودهی بازالتهای قلیایی درونورقهای

۵-۲-۳- نمودار تمایز محیط زمینساختی Zr در برابر Zr/Y برای بازالتها (پیرس<sup>۱</sup> و نوری<sup>۲</sup>، ۱۹۷۹)

پیرس و نوری (۱۹۷۹)، دریافتند که نسبت Zr/Y پیاده شده در برابر ضریب تفکیک Zr، تمایزی مؤثر بین بازالتهای جزایر کمان اقیانوسی، MORB و بازالتهای درون ورقهای به دست میدهند (رولینسون، ۱۹۹۳).

A= بازالتهای کمان آتشفشانی

MORB =B

C= بازالتهای درون ورقهای

<sup>1-</sup> Pearse

<sup>2-</sup>Norry

بر اساس این نمودار، کلیهی نمونهها در منطقهی C، یعنی بازالتهای درون ورقهای قرار می گیرند (شکل ۵–۳).



شکل ۵–۳- نمودار تمایز تکتونیکی پیرس و نوری (۱۹۷۹) و قرارگیری نمونه-های مورد مطالعه در محدودهی بازالتهای درون صفحهای

۵-۲-۴- نمودار TAKTIP (شاندراسخارام و پارتاسارتی ، ۱۹۷۸)

 $TiO_2/P_2O_5$  (نسبت K<sub>2</sub>O) به کل آلکالن) در برابر K<sub>2</sub>O/Total alkali در این نمودار از نسبت K<sub>2</sub>O) و استفاده شده است. با کمک این نمودار میتوان بازالتهای محیط کافتی را از بازالتهای دیگر محیط استفاده شده است. با کمک این نمودار میتوان بازالتهای محیط کافتی را از بازالتهای دیگر محیط استفاده شده است. با کمک این نمودار میتوان بازالتهای محیط کافتی را از بازالتهای دیگر محیط استفاده شده است. با کمک این نمودار میتوان بازالتهای محیط کافتی را از بازالتهای دیگر محیط استفاده شده است. با کمک این نمودار میتوان بازالتهای محیط کافتی را از بازالتهای دیگر محیط استفاده شده است.

با توجه به این نمودار، تمامی نمونهها یک محیط کافتی را نشان میدهند که این جایگاه با محیط کافتی ایران مرکزی والبرز در پالئوزوییک زیرین تطابق دارد (قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷) (شکل ۵-۴).

- 3- El Hasan
- 4- El Malabeh

<sup>1-</sup> Chandrasekharam

<sup>2-</sup>Parthasarthy



شکل۵- ۴- نمودار تمایز محیط زمینساختی (شاندراسخارام و پارتاسارتی، ۱۹۷۸) و قرارگیری نمونهها در میدان سنگهای آتشفشانی محیط کافت قارهای

۵-۲-۵- نمودار تمایز محیط زمینساختی Yb/Ta در برابر Y/Nb (ابی<sup>۱</sup>، ۱۹۹۳)

این نمودار، بر اساس نسبتهای Yb/Ta و Yb/Ta، دو محیط IAB (بازالتهای جزایر قوسی) را از OIB (بازالتهای جزایر اقیانوسی) جدا می کند. بازالتهای قلیایی، نسبت Y/Nb پایینی دارند که این امر به دلیل بالا بودن میزان Nb در بازالتهای قلیایی است (پیرس و کان، ۱۹۷۳) و این نسبت در هنگام دگرگونی و دگرسانی ثابت میماند (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷). نمونههای منطقهی مورد مطالعه در منطقهی OIB و نزدیک به آن قرار می گیرند که نشان دهندهی شباهت محل منشأ آنها با



شکل ۵- ۵- نمودار تمایزمحیط زمینساختی Yb/Ta در برابر Y/Nb (ابی، ۱۹۹۳) و قرار گیری نمونههای مورد مطالعه در محدودهی منشأ OIB مانند

این نمودار که توسط شروه (۱۹۸۲) رسم شده است. بر اساس تغییرات V در مقابل Ti/1000 سه منطقه را از هم تفکیک کرده است: بازالتهای آلکالن و OIB، بازالتهای تولهایتی و بازالتهای کمانهای اقیانوسی، MORB و بازالتهای حوضههای پشت کمانی. بر اساس این نمودار، نمونهها در منطقهی بازالتهای آلکالن و OIB قرار می گیرند (شکل ۵-۶).

<sup>1-</sup> Shervais



شکل ۵-۶- نمودار تمایز محیط زمینساختی شروه (۱۹۸۲) و قرارگیری نمونههای مورد مطالعه در میدان OIB و آلکالی بازالت

۵-۲-۷ نمودار تمایز محیط زمینساختی Ta/Yb در برابر Th/Yb (گورتون، ۲۰۰۰)

در این نمودار لگاریتمی، چهار منطقه از هم جدا می شوند. WPB ( بازالتهای درون ورقهی قاره-ای) ، WPVZ (کمربندهای آتشفشانی درون ورقهای) و ACM (حاشیهی فعال قارهای).

دو ناحیهی MORB و WPB به وسیلهی نسبت Ta/Yb از هم جدا می شوند. نمونه های مورد مطالعه دارای نسبت Ta/Yb بیشتر از ۱ هستند، بنابراین در محدودهی WPB قرار می گیرند که نشان دهنده ی بازالت های درون ورقه ای است (شکل ۵-۷).



شکل ۵- ۷- نمودار تمایز محیط زمینساختی گورتون (۲۰۰۰) و قرارگیری نمونههای مورد مطالعه در محدودهی WPB

در این نمودار همهی نمونهها به جز بازالتهای محمدآباد، در محدودهی بازالتهای قلیایی قارهای قرار می گیرند (شکل ۵–۸). موریسون (۱۹۷۸) دریافت که این نمودار در متمایز کردن بازالتهایی با هیپرستن و نفلین نورماتیو که در رخسارهی زئولیت و شیست سبز دگرگون شدهاند، ناموفق است. بدین ترتیب که همهی بازالتها در میدان تولهایت قرار می گیرند، در حالی که در واقع، شیمی این بازالتها احتمالاً چیزی میان قلیایی و تولهایتی است (رولینسون،۱۹۹۳). به همین دلیل میتوان قرار گرفتن بازالتهای محمدآباد در محدودهی تولهایت را توجیه کرد.



شکل ۵– ۸– نمودار تمایز محیط زمینساختی Nb/Y در برابر Zr/P2O5 (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۵) و قرارگیری نمونههای مورد مطالعه در محدودهی بازالتهای قلیایی قارهای و تولهایتهای اقیانوسی و قارهای

## ۵-۳- شواهد حضور کافت درون ورقهی قارهای

تمامی نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی و بهویژه نمودارهای تمایز محیط زمینساختی، تشکیل این سنگها را در یک محیط کافت درون ورقهی قارهای نشان میدهند. به منظور اطمینان بیشتر از نتایج حاصل شده، به مطالعهی سنگهای آذرین کافتی کامبرین- اردوویسین منطقه اسامورنا در جنوب غربی ایبریا (منطقهای میان اسپانیا و پرتغال) پرداختیم. سنگهای مطالعه شده در این منطقه در یک واقعهی مهم کافتزایی در شمال ابرقارهی گندوانا بوجود آمدهاند. این سنگها به دو دستهی کلی سنگهای آذرین مربوط به مراحل اولیهی کافتزایی و سنگهای آذرین مربوط به مراحل اصلی کافتزایی تقسیم میشوند. با توجه به دادههای ژئوشیمی موجود، سنگهای مافیک موجود در شیستهای گرگان با سنگهای آذرین مربوط به مرحلهی اصلی کافتزایی در اسامورنا قابل مقایسهاند. این دسته سنگها در اسامورنا شامل طیف وسیعی از سنگهای آذرین درونی و بیرونی هستند. سنگهای آتشفشانی شامل بازالت، ریولیت وحجم کمی از سنگهای آذرین شدهاند که این عمل به وسیعی از این ماگماهای آذرین در لایههای رسوبی بالای جایگزین شدهاند که این عمل به وسیلهی تعداد زیادی دایک انجام شده است. سنگهای آذرین درونی، تودههای نفوذی کم حجم هستند و گاهی به صورت دایکهای صفحهای نشانداده میشوند. دایکهای بزرگتر نیز وجود دارند که حجم بیشتری اشغال و اسکارن سازی کردهاند. بیشتر این سنگ-ها از جنس گابرو هستند، ولی گاهی ترکیب حد واسط نیز وجود دارد که میتواند نشان دهندهی

در شکل (۵-۹)، نمودارهای بهنجار شده نسبت به OIB و REE کندریت هر دو محیط (شیست-های گرگان و اسامورنا) آورده شده است. اگر آنومالی منفی عناصر K ،Sr و Rb را که بر اثر دگرسانی در سنگهای مافیک شیستهای گرگان بوجود آمده نادیده بگیریم، نمودارهای هر دو منطقه شباهت زیادی به هم دارند که این امر نشان دهندهی منشأ مشابه این سنگها است. الگوی مسطح و نزدیک به ۱ در نمودارهای بهنجار شده به OIB هر دو منطقه، تهی شدگی از HREE و غنی شدگی از LREE به در هر دو منطقه دیده میشود. در سنگهای منطقهی اسامورنا، آنومالی بسیار ضعیفی از u دیده میشود که این آنومالی در سنگهای مافیک شیستهای گرگان وجود ندارد، ولی به علت دیده میشود که این آنومالی در سنگهای مافیک شیستهای گرگان وجود ندارد، ولی به علت در شکل (۵–۱۰) نیز نمودارهای تعیین محیط زمینساختی ۲۰/۱۵0، ۲۶، ۲۶ (پیرس وکان،۱۹۷۳)، برای سنگهای بازیک مرحلهی اصلی کافتزایی اسامورنا و سنگهای مافیک شیست-های گرگان، نشان داده شده است. با توجه به این دو نمودار، میتوان گفت تمرکز سنگهای هر دو منطقه در محیط D دیاگرام است که به WPB (بازالتهای درون ورقهای) اشاره میکند. این مقایسهها، میتواند تأییدی بر تشکیل سنگهای آذرین مافیک شیستهای گرگان در یک محیط کافت درون ورقهی قارهای باشد.



شکل ۵- ۹- نمودار بهنجار شده نسبت به OIB (سان و مکدونوف،۱۹۸۹). الف- مربوط به سنگهای مورد مطالعه. ب- مربوط به سنگهای مافیک منطقهی اسامورنا و نمودارهای بهنجار شده نسبت به REE کندریت (ناکامورا ۱۹۷۴). ج- مربوط به سنگهای مورد مطالعه. د- مربوط به سنگهای مافیک منطقهی اسامورنا



شکل ۵- ۱۰- نمودارهای تعیین محیط زمین ساختی ۲۰/۱۵0 ، Zr (پیرس وکان،۱۹۷۳) ، الف- سنگ-های بازیک مرحلهی اصلی کافتزایی اسامورنا، ب- سنگهای مافیک شیستهای گرگان

4-4- مقایسهی جایگاه تکتونیکی سنگهای مورد مطالعه با سنگهای آذرین ایران مرکزی در جنوب بهاباد (بافق- یزد) و بازالتهای موجود در سازند ابرسج در شمال شاهرود (البرز شرقی)

منطقهی بهاباد، متعلق به زون ساختاری ایران مرکزی و بخشی از بلوک پشت بادام است. تودههای نفوذی این منطقه، در بین مجموعهی سنگی پرکامبرین نفوذ کردهاند و با توجه به شواهد زمین-شناسی موجود، سن آنها اواخر اردوویسین تا اوایل سیلورین می باشد که دقیقاً مطابق با سن سنگ-های آذرین مافیک موجود در شیستهای گرگان است. به عقیدهی بلاغی و همکاران (۱۳۸۷)، این سنگها در یک محیط زمینساختی کششی مرتبط با کافتزایی قارهای در کامبرین زیرین تا آغاز سیلورین در ایران مرکزی شکل گرفتهاند که میتوان این محیط را به باز شدن اقیانوس پالئوتتیس و تأثیر آن در ایران مرکزی مرتبط دانست. بنابر این میتوان نتیجه گرفت که این سنگها، معادل

سنگهای نفوذی منطقهی بهاباد دارای ترکیب گابرو، دیوریت، سینیت تا گرانیت هستند و بافت-های گرانولار، افتیک، ساب افتیک، میرمکیت، گرافیک و پورفیروئید نشان میدهند. گابروها متحمل فرایند متاسوماتیسم شدید شدهاند. این سنگها دارای ماهیت آلکالن، ساب آلکالن، متا آلومین تا پرآلومین میباشند. سنگهای این منطقه دارای نسبت LREE/HREE بالایی هستند و نمودارهای عنکبوتی آنها از شیب نزولی زیادی برخوردار میباشند. در نمونههای گابرویی هیچگونه آنومالی Eu مشاهده نمیشود. در غلظت عناصری مانند K، Ba، Rb پراکندگی دیده میشود که این امر را می-توان به متاسوماتیسم تحمیل شده براین سنگها و تحرک بالای این عناصر نسبت داد. عدم وجود آنومالی منفی Ti و P در این سنگها، نشان دهنده ی غنی بودن ماگما از آنها است و طیف آلکالن ماگمای سازنده را نشان میدهد. تهی شدگی از عناصر سنگین مانند Y و Y در این سنگها از دیگر شواهد ماهیت آلکالن ماگما است.

در شکل (۵– ۱۱)، موقعیت سنگهای منطقهی مورد مطالعه و سنگهای جنوب بهاباد از لحاظ محیط زمینساختی و ژنز، مورد مقایسه قرار گرفته و شباهت موجود در هر دو منطقه نمایش داده شده است.







شکل ۵- ۱۱- مقایسهی محیط زمینساختی نمونههای مورد مطالعه (■) و سنگهای گابرویی جنوب بهاباد (♦). الف- نمودار تمایز زمینساختی مشد (۱۹۸۶). ب- نمودار تمایز زمینساختی مولن (۱۹۸۳). ج- نمودار تمایز زمین-ساختی مولر و همکاران (۱۹۷۶).

در شکل (۵– ۱۲) نیز، شباهت ژئوشیمیایی سنگهای مافیک موجود در شیستهای گرگان و سنگهای مافیک جنوب بهاباد در نمودارهای بهنجار شده به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲)، نمودار عنکبوتی بهنجار شده به REE کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، نمودار بهنجار شده نسبت به گوشتهی اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) و نمودار عنکبوتی بهنجار شده به OIB (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) دیده می شود.





شکل ۵- ۱۲- مقایسهی نمونههای مورد مطالعه و سنگهای گابرویی جنوب بهاباد. الف- نمودار بهنجار شده به REE کندریت(ناکامورا، ۱۹۷۴). ب- نمودار چند عنصری بهنجار شده به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲). ج- نمودار بهنجار شده به گوشتهی اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹). د- نمودار بهنجار شده به OIB (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹). (علائم مانند شکل ۵- ۱۲)

در مقایسهی سنگهای آذرین مافیک موجود در شیستهای گرگان با بازالتهای موجود در سازند ابرسج در شمال شاهرود نیز شباهت این سنگها از نظر ترکیب شیمیایی، محیط تشکیل، منشأ و... نمایش داده شده است (شکلهای ۵– ۱۳ و ۵– ۱۴). بازالتهای سازند ابرسج در شمال شاهرود نیز، در فرایند جدایش البرز وایران مرکزی از گندوانا بر اثر تشکیل کافت توران در اردوویسین- سیلورین، بوجود آمدهاند. در این قسمت از البرز، سازند ابرسج ( معادل سازند قلی و سنگ مادر شیستهای گرگان در البرز شرقی و سازند شیرگشت در ایران مرکزی) در اردوویسین تشکیل شده است. سنگ-های آذرین به شکل میانلایههای گدازه و دایکهای سطحی از جنس بازالت، در توالی رسوبی سازند ابرسج دیده می شوند. این بازالتها، دارای خصوصیات ژئوشیمیایی محیطهای کششی با محل منشأ مشابه OIB هستند و طبق نمودارهای تمایز محیط زمین ساختی، در محیطهای کافت درون ورقهی قارهای تشکیل شدهاند. در نهایت، تداوم تزریق ماگمای آلکالن، باعث ایجاد بازالتهای سازند سلطان- در نمودارهای بهنجار شده به کندریت، گوشتهی اولیه و OIB، بازالتهای موجود در سازند ابرسج، شباهت بسیار زیادی به سنگهای آذرین مافیک موجود در شیستهای گرگان نشان میدهند. در نمودارهای تمایز تکتونیکی رسم شده با هدف مقایسه نیز شباهت محیط تشکیل این سنگها، نمایش داده شده است.



شکل ۵- ۱۳- مقایسهی نمونههای مورد مطالعه و بازالتهای موجود در سازند ابرسج در شمال شاهرود. الف-نمودار بهنجار شده به REE کندریت(ناکامورا، ۱۹۷۴). ب- نمودار چند عنصری بهنجار شده به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲). ج- نمودار بهنجار شده به گوشتهی اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹). د- نمودار بهنجار شده به OIB (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹). (■- نمونههای منطقهی مورد مطالعه، ●- نمونههای بازالتی موجود در سازند ابرسج)



شکل ۵- ۱۴- مقایسه محیط تشکیل نمونه های مورد مطالعه و بازالت های موجود در سازند ابرسج در شمال شاهرود. الف- نمودار تمایز تکتونیکی Tr-Ti (پیرس و کان، ۱۹۷۳)، ب- نمودار تمایز تکتونیکی شروه (۱۹۸۲)، ج-نمودار Nb/16 ، Th ، Zr/16 (وود، ۱۹۸۰). د- نمودار تمایز تکتونیکی مشد (۱۹۸۶). (علائم مانند شکل ۵- ۱۵)

## ۵- ۵- تعیین ویژگیهای محل منشأ سنگهای آذرین منطقهی مورد مطالعه

نتایج حاصل از نمودارهای تعیین محیط زمینساختی حاکی از این است که سنگهای آذرین مافیک موجود در شیستهای گرگان در یک محیط کافت درون ورقهی قارهای و با یک منبع گوشته-ای مشابه نوع OIB ایجاد شدهاند. با توجه به موقعیت جغرافیایی دیرینهی منطقهی البرز، میتوان این محیط را به کافت پالئوتتیس در شمال شرقی ابر قارهی گندوانا نسبت داد، که باعث جدایش البرز و ایران مرکزی از شمال این ابر قاره شده است. با توجه به تمامی این مطالب، در این بخش به بررسی خصوصیات محل منشأ این سنگها، عمق ذوب و درجهی ذوب بخشی به وسیلهی نمودارهای عناصر کمیاب میپردازیم.

۵- ۵- ۱- نمودار Nb/Y در برابر Zr/Y (ویور<sup>۱</sup>، ۱۹۹۱ و کاندی،۲۰۰۳)

با توجه به این که نسبتهای بالای Nb/Y و Zr/Y نشانهی منشأ گوشتهای ماگما است، پایین بودن مقادیر مطلق عناصر Nb ،Y ،Zr نشانهی درجهی ذوب بخشی بالاتر است. در این نمودار، منشأ پلومی و غیر پلومی ماگماها از یکدیگر مجزا شده است و نمونههای منطقهی مورد مطالعه منشأ پلومی (ستونهای گوشتهای در حال صعود) را نشان میدهند (شکل ۵–۱۵). در این نمودار، علائم اختصاری شامل منابعی است که برای پلومهای گوشتهای تعریف شده است.

DEP- گوشتهی غنی شده با عمق زیاد

EN- پلومھای غنی شدہ

REC- پلومهایی با منشأ بازیافت شده که شامل EM<sub>2</sub> ،EM<sub>1</sub> هستند. منشأ این سه بلوم به طور قطعی شناخته نشده است ولی احتمال ضعیفی وجود دارد که EM<sub>1</sub> از منشأ پوستهی پلوم به طور قطعی شناخته نشده است ولی احتمال ضعیفی وجود دارد که HIMU از منشأ پرستهی پلاژیک و یا لیتوسفر قارهای، EM<sub>2</sub> منشأ پوستهی رسوبات قارهای فرورانده شده و HIMU از منشأ پوستهی پوستهی ایت روانکن<sup>۲</sup>, ۲۰۰۲).

PM- گوشتەي اوليە

DM- گوشتهی تهی شدهی کم عمق که تولید کنندهی N- MORB است (کاندی، ۲۰۰۴).

<sup>1-</sup>Weaver

<sup>2-</sup> Van Keken



شکل ۵– ۱۵– موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار تعیین محل منشأ بر اساس Nb/Y در برابر Zr/Y (ویور، ۱۵– ۵) ا

۵- ۵- ۲- نمودارهای نسبت عناصر کمیاب La در برابر La/Sm و Sm در برابر Sm ک

این دو نمودار توسط آلدانماز<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۰) رسم شده است. با توجه به نمودار La در برابر La/Sm میتوان به نوع منشأ (ICN، MORB E- MORB ،OIB)، غنی شدگی و تهی شدگی منشأ (خط Errichment- Depletion)، پترولوژی منشأ (منحنیهای deterzolith، ایله -gt-lherzolith، (منحنیهای الماتحات)، -gt-sp lherzolith، المحتوان گوشته اولیه (PM) و گوشته یتهی شده (DMM) نیز در این نمودار مشخص شده است. آلدانماز گوشته اولیه (PM) و گوشته یتهی شده (DMM) نیز در این نمودار مشخص شده است. آلدانماز دهنده ی سنگها، توسط فراوانی و ضرایب REE تعیین می گردد. در نتیجه ی ذوب بخشی یک منبع گوشته اسپینل - لرزولیتی، نسبت REE تعیین می گردد. در نتیجه ی ذوب بخشی می برد. این نسبت در مورد منشأ گوشته ای گارنت - لرزولیتی، افزایش درجه ی ذوب بخشی در مذاب کاهش می یابد. نمودار، نمونه های مورد مطالعه در یک نقطه تمرکز پیدا کردهاند ولی روند مثبت بسیار ضعیفی نشان می دهند (شکل۵–۱۶ – الف). نمونه ها بین دو منحنی گارنت لرزولیت و اسپینل لرزولیت قرار می گیرند

<sup>1-</sup> Aldanmaza

که نشان دهنده یی یک منشأ گارنت - اسپینل لرزولیتی است که دچار ۱۰ - ۲ درصد ذوب بخشی شده -اند. محل قرارگیری نمونه ها در منطقه ی OIB نشان دهنده ی یک محل منشأ مشابه با محل منشأ OIB برای این نمونه ها است. روند ضعیف مثبت مشاهده شده در نمونه ها، با نمودار غنی شدگی مطابقت دارد. می توان نتیجه گرفت ماگمای سازنده ی این سنگ ها از ذوب ۱۰ - ۲ درصدی یک منبع غنی شده ی OIB مانند با ترکیب گارنت - اسپینل لرزولیت بوجود آمده است.

در منحنی Sm در برابر Sm/Yb (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰) نیز می توان به ویژگیهای پترولوژی محل منشأ، تهی شدگی یا غنی شدگی محل منبع و درصد ذوب بخشی پی برد. ضریب توزیع Sm و Yb در اسپینل، تقریباً برابر است. بنابراین در درجات مختلف ذوب بخشی، نسبت Sm/Yb در برابر Sm در مذاب حاصل شده و تفالهی باقی مانده تغییر چندانی نمی کند. بنابراین اگر این دو نسبت به صورت یک منحنی در نمودار نشان داده شده شوند، شیب این نمودار تقریباً ثابت است (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰)، ولی برای ذوب منشأ گارنت لرزولیتی، این وضعیت متفاوت است. در گارنت، ضریب توزیع Yb نسبت به Sm بالاتر است و این تفاوت در ضرایب توزیع، بسیار چشمگیر است. در درجات پایین ذوب بخشی، این دو عنصر در کانی گارنت و مذاب به شدت از هم تفریق پیدا یافته و غلظت Sm در مذاب افزایش پیدا می کند. به همین دلیل، اگر این نسبتها در نمودار مقابل یکدیگر رسم شوند، شیب این منحنی در درجات پایین ذوب بخشی، شیب تندی خواهد بود (جانسون'۱۹۹۴،). در این نمودار، نمونههای منطقهی مورد مطالعه در نزدیکی منحنی ذوب گارنت اسپينل لرزوليت قرار مي گيرند ولي بيشتر به سمت منحني ذوب گارنت لرزوليت تمايل دارند كه نشان دهندهی نقش پررنگتر گارنت نسبت به اسپینل در منشأ این سنگها است. نمونهها روند مثبتی نشان میدهند که منطبق بر روند مثبت غنی شدگی در منبع است، همچنین نمونهها، نشان دهندهی

<sup>1-</sup> Jhonson
درجات پایین ذوب بخشی در (۱۵-۲ درصد) مییاشند که تأیید کنندهی نتایج حاصل از نمودار قبلی (La/Sm در برابر La/Sm) است (شکل ۵- ۱۶ - ب).



شکل ۵- ۱۶- موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودارهای تعیین ویژگیهای محل منشأ (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰). الف- نمودار La در برابر La/Sm ب- نمودار Sm در برابر ۲۰۰۶).

۵- ۵- ۳- نمودار نسبت عناصر کمیاب La/Yb در برابر Sm/Yb (جانسون<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۰)

در این نمودار، برای منشأ سنگها به جای واژه ی لرزولیت که نوعی پریدوتیت است، از واژه ی کلی پریدوتیت استفاده شده است. جانسون و همکاران (۱۹۹۰)، دو منحنی مربوط به ذوب گارنت پریدوتیت و اسپینل پریدوتیت را بر پایه ی تغییر نسبتهای La/Yb و Sm/Yb در ذوب بخشی گارنت و اسپینل رسم نمودهاند. ضریب توزیع عناصر As، Yb، در اسپینل تفاوت چندانی ندارد. بنابراین در طول ذوب بخشی نسبت لی/Yb و Sm/Yb تغییر چندانی نمی کند. بر همین اساس، شیب منحنی ذوب بخشی در منبع اسپینل پریدوتیت نیز شیب کم و نسبتاً ثابتی است. این در حالی است که در سیستم گارنت، dY یک عنصر سازگار و Al و Sm عناصری ناسازگار هستند، بنابراین در هنگام ذوب بخشی، به شدت تفریق حاصل می کنند. به همین دلیل شیب منحنی ذوب گارنت پریدوتیت، زیاد و متغیر است (ژو<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۵). در این نمودار، نمونههای مورد مطالعه، به سمت منحنی ذوب گارنت بریدوتیت تمایل دارند. بنابراین میتوان گفت ماگمای تشکیل دهنده ی این سمت منحنی ذوب گارنت بریدوتیت تمایل دارند. بنابراین میتوان گفت ماگمای تشکیل دهنده ی این



شکل ۵- ۱۷- نمودار تعیین ویژگیهای محا منشأ بر پایهی نسبتهای عناصر کمیاب La/Yb در برابر Sm/Yb شکل ۵- ۱۹- نمودار تعیین ویژگیهای محا منشأ بر پایهی نسبتهای عناصر کمیاب ک

<sup>1-</sup> Johnson

<sup>1-</sup> Zhou

## ۵- ۶- تعیین غنی شدگی و یا تهی شدگی ناحیهی منشأ سنگهای آذرین مورد مطالعه

به این منظور، از نمودارهای Nb در برابر Zr و Y در برابر Zr ابوهماته<sup>۱</sup> (۲۰۰۵) استفاده شده است. در این نمودار، از عناصر HFS استفاده شده است که در طول دگرسانی و دگرگونی درجات پایین، ثابت باقی میمانند (کاندی٬، ۲۰۰۴). سان و مک دانوف (۱۹۸۹)، بیان کردند که متوسط میزان Nb/Zr و Y/Zr برای گوشتهی اولیه به ترتیب برابر ۱۵/۷۱ و ۲/۴۶ است. در نمونههای مورد مطالعه، متوسط Nb/Zr برای سنگهای گابرویی ۰/۱۷ و برای بازالتها ۰/۱۳ است. همچنین متوسط Y/Zr برای گابروها ۱۵/۱۵ و برای بازالتها ۱/۱۴ است. با قرار دادن نمونهها در نمودار ابوهماته (۲۰۰۵)، که بر اساس دادههای سان و مکدانوف (۱۹۸۹) رسم شده است، نمونهها در محدودهی منبع غني شده قرار مي گيرند (شكل ۵- ۱۸). ويجاياكومار 7 و راتنا ۲۰۰۸) بر اين باورند كه آلكالي بازالتهای درون قارمای از منبع غنی شدمای بالا میآیند که این منابع در طول زمان و با ادامه یافتن عمل ذوب بخشی، به شدت تهی می شود. این نکته به شکل سادهتر توسط بلت و همکاران (۲۰۰۶) برای ماگماهای OIB که شباهت زیادی به ماگماهای کافت درون ورقهی قارمای دارند، اینچنین بیان شده است: دلایلی وجود دارد که پیشنهاد میکنند غنی شدگی بسیاری از بازالتهای جزایر اقیانوسی از عناصر نادر را نمی توان به طور ساده، ناشی از درجات پایین ذوب بخشی دانست. این امر، بیشتر منعکس کنندهی یک منبع گوشتهای دارای غلظت بالاتری از این عناصر نسبت به گوشتهی تهی شده است. یکی از دلایل پیشنهاد لیتوسفر اقیانوسی فرورانده به عنوان منبع سازندهی بازالتهای اقیانوسی، این است که این منبع، به طور مشخص حاوی غلظتهای بالاتری (حدود ده برابر) از این عناصر نسبت به گوشتهی تهی شدهای است که از آن، مشتق گردیده است.

- 2- Cnodie
- 3- Vijayakumar
- 4- Rathna

<sup>1-</sup> Abu- Hamatteh



شکل ۵- ۱۸- نمودارهای تعیین غنیشدگی و تهیشدگی در منشأ (ابوهماته، ۲۰۰۵)

# ۵-۷- تعیین عمق ذوب بخشی ناحیهی منشأ

به منظور تعیین عمق ذوب بخشی ناحیهی منشأ سنگهای مورد مطالعه، از نمودار Ce در برابر Ce/Yb الام<sup>۱</sup> و کاکس<sup>۲</sup> (۱۹۹۱) استفاده شده است. بر اساس این نمودار، ذوب بخشی منشأ این سنگها در عمق ۱۱۰- ۱۰۰ کیلومتری شکل گرفته است (شکل ۵–۱۹). این عمق زیاد مطابق با عمق تعیین شده برای بخش آستنوسفری گوشته است. این امر با نتایج حاصل از نمودارهای تعیین ویژگی-های پترولوژی محل منشأ سنگهای مورد مطالعه، که نشان دهندهی یک ترکیب گارنت لرزولیتی برای محل منشأ این سنگها است، مطابقت دارد. وجود مقادیر نسبتاً بالای Nb در این سنگها نیز نشان دهندهی منشأ آستنوسفری آنهاست (تامپسون ۱۹۸۹ و ویلسون، ۱۹۸۹). همچنین محدودهی نشان دهنده منشأ آستنوسفری آنهاست (تامپسون ۱۹۸۹ و ویلسون، ۱۹۸۹). همچنین محدودهی

2- Cox

<sup>1-</sup> Ellam

نشان میدهد که منبع این سنگها، یک گوشتهی ناهمگن آستنوسفری با مقادیر متفاوت غنی شدگی است (گارسیا<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۸).

تاکنون منابع زیادی برای ماگماهای مناطق کافتی پیشنهاد شده است. به عقیده ویجایاکومار و راتنا (۲۰۰۸)، این منابع پیشنهادی به شرح ذیل میباشند: ۱- گوشته یآستنوسفری غنی شده به وسیله متاسوماتیسم ۲- لایه های مرزی حرارتی که به وسیله ی پلوم های گوشته ای آستنوسفری غنی شدهاند ۳- پلوم های گوشته ای عمیق ۴- گوشته ی غنی شده ی موجود در زیر پوسته ی قاره ای ۵-گوشته ی لیتوسفری زیر قاره ای با حالت ورقه ورقه شده که مجدداً وارد چرخه ی آستنوسفری شده است ۶- قسمت زیرین پوسته ی قاره ای که تحت تأثیر متاسوماتیسم قرار گرفته، مخصوصاً در فرایند تشکیل ماگماهای گرانیتی تیپ A. با توجه به نتایج حاصل از نمودارهای تعیین ویژگی های محل منشأ سنگهای مورد مطالعه، در نظر گرفتن پلوم های گوشته ای عمیق و یا گوشته ی آستنوسفری غنی شده به وسیله ی متاسوماتیسم، برای ماگم ای والد این سنگها، منطقی به نظر می دسد.



شکل ۵– ۱۹– موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار تعیین عمق ذوب بخشی بر اساس Ce در برابر Ce/Yb شکل ۵– ۱۹– موقعیت نمونههای (الام و کاکس، ۱۹۹۱)

3- Garsia

# ۵- ۸- تعیین نقش آلایش پوستهای در تشکیل سنگهای آذرین مورد مطالعه

ماگماهای سازندهی سنگهای آذرین، در طول مسیر حرکت خود از منشأ ماگما تا سطح زمین، تحت تأثیر عوامل مختلفی دچار تغییر در ترکیب شیمیایی میشود. از جملهی این عوامل میتوان به تماس با دیوارهی مجرای صعود و ذوب آنها، تماس با سنگهای پوستهی زمین، توقف در مخزن ماگمایی، تبلور تفریقی و اختلاط با ماگماهای دارای ترکیب شیمیایی متفاوت اشاره کرد. تأثیر نهایی تمامی عوامل مذکور بر ترکیب شیمیایی ماگما، آلایش ماگمایی نام دارد. صدیقی و همکاران (۲۰۱۰)، بر این باورند که افزایش نسبت عناصری مانند K/Rb ،Ba/Y ،Sr/Y ،K/Y ،La/Yb و کاهش در نسبت عناصری مانند Ti/Zr ،Ba/Nb ،Ti/Ba ،Zr/Nb نشان دهندهی آلایش یوستهای در ماگماها و سنگها است. همچنین لی و همکاران (۲۰۰۱) اعتقاد دارند بازالتهای آلکالنی که در ریفتهای قارهای و یا جزایر اقیانوسی تشکیل میشوند، به علت سرعت بالای صعود ماگما، کمتردچار آلودگی پوستهای میشوند. بر اساس مطالعات ژئوشیمی انجام شده بر روی سنگهای منطقه، نبود تهی شدگی از HFSE، مقادیر پایین SiO<sub>2</sub> و Th (لی و همکاران،۲۰۰۱)، به کمرنگ بودن نقش آلودگی پوستهای در این سنگها اشاره دارد. به منظور بررسی تأثیر آلودگی پوستهای در ماگمای تشکیل دهندهی سنگهای مورد مطالعه، از نمودارهای ژئوشیمی بر پایهی اکسید عناصر اصلی و عناصر كمياب استفاده شده است.

فیسک و همکاران (۱۹۸۸)، برای تعیین میزان آلودگی ماگماهای مختلف، سه نمودار سهتایی رسم کردند. اولین نمودار (شکل ۵- ۲۰- الف)، بر پایهی سه اکسید اصلی P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ،K<sub>2</sub>O ،TiO<sub>2</sub> رسم شده

2- Fisk

<sup>1-</sup> Siddiqui

است. روند آلودگی پوستهای، به صورت یک خط به سمت افزایش K<sub>2</sub>O در نمودار تعیین شده است. موازی بودن روند نمونهها با این خط، نشان دهندهی بالا رفتن میزان  ${
m K}_2{
m O}$  در نمونهها و نشانهی آلودگی پوستهای آنها است (صدیقی و همکاران، ۲۰۱۰). از علل دیگر تغییر غلظت K در نمونههای سنگی می توان به دگرسانی و تحرک بالای این عنصر در جریان دگرسانی اشاره کرد. نمونههای مورد مطالعه در این نمودار، روند منظمی ندارند و این امر نشان دهندهی عدم تأثیر آلودگی پوستهای و در نتیجه عدم تغییر در نسبت عناصر اصلی است. در نمودار (شکل ۵- ۲۰- ب)، از نسبتهای عناصر کمیاب Y/Nb ،Rb/Y ،Zr/Nb به طور طبیعی در سنگهای پوستهای بالاتر از گوشته است، به همین دلیل، افزایش این نسبت در سنگها نشان دهندهی آلودگی آنها به وسیلهی سنگهای پوستهای است (صدیقی و همکاران، ۲۰۱۰). نمونههای مورد مطالعه در این نمودار نیز روند منظمی نشان نمیدهند که حاکی از عدم آلودگی پوستهای در آنها است. در نمودار (شکل ۵- ۲۰- ج)، سه عضو نهایی نمودار، نسبتهای عناصر کمیاب Zr/NB (گ هستند. به طور طبیعی نسبت ،Ba/Y در سنگهای پوستهای، بالاتر از گوشته است و افزایش این نسبت، نشاندهندهی آلودگی پوستهای سنگهای بالا آمده از گوشته است (صدیقی و همکاران،۲۰۱۰). در این نمودار، نمونهها یک روند افزایشی منظم در نسبت ،Ba/Y نشان میدهند. این روند نشان میدهد سنگهای منطقهی مورد مطالعه تا حدودی تحت تأثیر آلودگی یوستهای قرار گرفتهاند.



ج

شکل ۵- ۲۰- نمودارهای سه گانه یفیسک و همکاران (۱۹۸۸). الف- نمودار ۲۵۵، P2O5، K2O، TiO2. ب- نمودار Zr/Y Ba/Y ،Zr/Nb، Rb/Y،Zr/Nb

۵- ۸- ۳- نمودارهای بررسی آلودگی پوستهای یان و ژائو<sup>۲</sup> (۲۰۰۸)

با توجه به میزان پایین نسبت Nb/U در پوستهی قارهای نسبت به گوشته، یان و ژائو (۲۰۰۸) نموداری بر پایهی Nb در برابر Nb/U رسم نمودهاند. میزان متوسط Nb/U در سنگهای بازالتی اقیانوسی، حدود ۱۰± ۴۹ میباشد. این میانگین در سنگهای منطقهی مورد مطالعه ۳۶/۵۱ و به

1- Yan

2- Zhao

محدودهی بازالتهای اقیانوسی بسیار نزدیک است. بنابراین آلودگی پوستهای در نمودارهای مورد مطالعه تأثیر ناچیزی داشته است. قرار گرفتن نمونهها در نزدیکی خط جدا کنندهی محدودهی MORB-OIB از پوستهی قارهای نیز نشان دهندهی عدم آلودگی این ماگما توسط پوستهی قارهای است. مقادیر پایین Nb/U در میانلایههای گدازهای شیستهای گرگان نشان میدهد در مراحل آغازین کافت زایی، میزان آلایش پوستهای بالاتر بوده است که این امر را میتوان به توقف ماگما در زیر پوستهی قارهای قبل از ایجاد شکاف اصلی ریفت و در نتیجه ذوب سنگهای پوستهای نسبت داد (شکل ۵–۲۱– الف).

در نمودار La/Nb در برابر La/Sm (یان و ژائو، ۲۰۰۸)، میزان متوسط La/Nb در بازالتهای اقیانوسی نزدیک به ۱ است. بالا رفتن این نسبت در سنگها، نشان دهندهی آلودگی پوستهای است. در سنگهای منطقهی مورد مطالعه، نسبت La/Nb برابر ۱۸۸۸ است که در نزدیکی خط جدا کنندهی MORB- OIB از پوستهی قارهای قرار میگیرد و این نشان دهندهی تأثیر کم آلودگی پوستهای در این سنگها است (شکل ۵–۲۱– ب).



شکل ۵– ۲۱– نمودارهای تعیین آلودگی پوستهای (یان و ژائو، ۲۰۰۸). الف– نمودار Nb در برابر Nb/U. ب– نمودار La/Sm در برابر La/Nb

۵- ۹- الگوی زمینساختی- ماگمایی تشکیل سنگهای منطقهی مورد مطالعه

محیطهای کششی قارهای بزرگ مقیاس، احتمالاً بیانگر مراحل آغازین کافتزایی در هرکدام از ورقههای قارمای (به هنگام شروع شکستن و یا باز شدن آنها برای ایجاد یک پوستهی اقیانوسی جدید) میباشند (مانند آنچه که در ۲۰۰ تا ۱۲۰ میلیون سال پیش در حوضهی اقیانوس اطلس فعلی رخ داده است). از این جهت بر واژهی احتمالاً تأکید می شود که در نقاط مختلف جهان، کافتهای ناقص بسیاری وجود دارند که هرگز به مرحلهی بلوغ کامل یعنی تشکیل کامل پوستهی اقیانوسی نرسیدهاند. یکی از محیطهای امروزی که بسیاری از متخصصین زمینساخت و پترولوژی با اطمینان بر این باورند که تنشهای کششی سبب کشیدگی قاره و گسیختگی آن می شوند، سیستم کافتی شرق آفریقاست که از سوریه در شمال تا موزامبیک در جنوب ادامه دارد. گسلش عادی وجه بارز این رژیم کششی است و در اثر چنین گسلشی، ردیفی از درمهای کافتی با گرابنهای زیبا و تماشایی در امتداد سراسر طول این زون ایجاد شده است. کافت شرق آفریقا، در حال حاضر از نظر آتشفشانی فعال است. این فعالیت احتمالاً ناشی از رژیمی با تنش کششی بزرگمقیاس در پوسته است که سبب ایجاد گسلش عادی و تشکیل مسیرهایی برای عبور ماگمای مشتق از گوشته و رسیدن سریع آن به سطح شده است. ستونهای گوشتهای نیز به عنوان منبع ماگماتیسم و کافتزایی در این ناحیه پیشنهاد شده است (بلت و همکاران، ۲۰۰۶).

زانچی<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۹)، تأثیر کوهزایی ائوسیمرین (تریاس پایانی) را در شمال ایران مورد بررسی قرار دادهاند. به عقیدهی آنها، کوهزایی سیمرین در تریاس پایانی – ژوراسیک آغازی، بر اثر مراحل نهایی بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس و پیوستن خرد قارهی جدا شده از ابرقارهی گندوانا به اورازیا بوجود آمده است. اتصال این خرد قاره (که باعث بوجود آمدن البرز و ایران مرکزی شد) به

<sup>1-</sup> Zanchi

گندوانا، بر پایهی دو دلیل بیان میشود: ۱- پیسنگ پالئوزوییک مشترک بین این خردهقاره و دیگر نقاط گندوانا که به صورت یکپارچه، تحت تأثیر کوهزایی پان آفریکن قرار گرفته است. ۲- ساختار پرکامبرین- کامبرین موجود در این خردهقاره که با ساختارهایی با همین سن در زاگرس قابل مقایسه است. به علاوه سازند لالون (کامبرین آغازی) در دیگر مناطق جدا شده از گندوانا مانند منطقهی نمک پاکستان، عربستان، اردن و ترکیه نیز مشاهده شده است. ایران در زمان پرمین آغازی، به عنوان تکهای جداگانه، به سمت شمال در حرکت بوده است. در زمان تریاس پسین، در پی برخورد ایران با ابر قارهی اورازیا، کوهزایی ائوسیمرین باعث ایجاد دگرشکلی وسیعی در شمال ایران شد. دادههای دیرینه مغناطیسی (ونسینک<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۷۸)، بس<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۹۸)، متونی<sup>۳</sup> و همکاران (۲۰۰۹))، نشان میدهند البرز و ایران مرکزی از آغاز پرمین در عرضهای جغرافیایی جنوبی و در تریاس آغازی-میانی در عرضهای جغرافیای شمالی بودهاند. محل عبور این خرد قاره در پرمین میانی- بالایی، در نزدیکی خط استوا تعیین شده است. شواهد حاکی از آن است که یک فرورانش فعال در طول پرموتریاس در حاشیهی جنوبی اورازیا وجود داشته که امروزه نیز در ساحل جنوبی خزر ادامه دارد (بربریان و کینگ (۱۹۸۱)، علوی (۱۹۹۱)، بولن<sup>۴</sup> (۱۹۹۱)، روتنر<sup>۵</sup> (۱۹۹۳)، علوی و همکاران (۱۹۹۷)). فرورانش این پوستهی اقیانوسی در شمال ایران و باز شدن نئوتتیس در جنوب آن، باعث جدایش ایران از ابرقارهی گندوانا و اتصال آن به حاشیهی جنوبی اورازیا شده است.

در راستای همین پژوهش، زانچی و همکاران(۲۰۰۹)، در اطراف شهر گرگان و در طول رودخانهی نکا، دست به انجام مطالعات صحرایی زده و موفق به کشف سه واحد تکتونواستراتیگرافی مجزا در بین

- 2-Besse
- 3-Muttoni
- 4-Boulin
- 5-Ruttner

<sup>1-</sup> Wensink

ساحل دریای خزر تا گسل البرز شمالی شدند. این سه واحد شامل ۱- شیستهای گرگان در منطقهی انبوه جنگلی در کوههای مرتفع (با ارتفاع ۲۴۰۰ متر) که به موازات ساحل خزر ادامه دارد. ۲-ساختارهای رسوبی پالئوزوییک – تریاس شمال ایران که در طول کوهزایی سیمرین دگرشکلی حاصل کردهاند. ۳- ساختارهای رسوبی تریاس- کرتاسه که به صورت ناپیوسته دو واحد قبلی را پوشش می-دهند. شیستهای گرگان، مناطق دارای توپوگرافی مرتفع در حاشیهی شمال شرقی ساحل خزر- از نکا تا علیآباد را تشکیل میدهند. گسل تراستی فعال گرگان (خزر) مرز شمالی شیستهای گرگان را تشکیل میدهد. این مجموعهی دگرگونی به وسیلهی گسل رادکان که به سمت شمال راندگی دارد، روى ساختارهاى پالئوزوييك شمال ايران رانده شده است. شيستهاى گرگان به طور كلى از اسليت و فیلیت به همراه ساختارهای کمضخامت آتشفشانی، آتشفشانی- رسوبی تشکیل شده است. تودههای نفوذی کوچک مافیک نیز در جنوب گرگان، داخل این شیستها تزریق شده است. همچنین، لایههای نازک مرمر فسیل دار در فیلیتها دیده می شود. گروه شمشک به صورت ناپیوسته این واحد را می-پوشاند. یک برگوارگی نسبتاً افقی (S1) توسط کلریتهای دانهریز و سریسیت، باعث تشکیل کلیواژ اسلیتی در متا پلیتها شده است و توسط فاز دوم دگرشکلی (D2) چین خوردگی پیدا کرده است. این چین خوردگی باعث ایجاد کلیواژ  $\mathbb{S}_2$  در این سنگها شده است. این فاز دگرشکلی به صورت کینک باند و چینهای کوچکمقیاس در منطقه قابل مشاهده می باشد (شکل ۲- ۱۲). برگوارگی، در سنگ-های متاولکانیک نیز دیده میشود. بر گوار گی  $S_1$  با روند نسبتاً افقی است، دارای چینهای بازی با میل D<sub>1</sub>) ، ENE- WSW ، (D<sub>1</sub>) با طول موجهای کیلومتری است. مطالعات، نشاندهندهی یک فاز دگرشکلی قوی همراه با ساختمانهای S-C در شیستهای گرگان است. چینهای فشردهی موازی نیز در پایین ترین قسمتهای آهکهای مبارک دیده می شوند که در طول گسلها ایجاد شده اند. سن سنجی K-Ar روی نمونههای شیستهای گرگان نشان میدهد که دگرگونی و دگرشکلی این مجموعه بر اثر کوهزایی ائوسیمرین در ۲۰۰ تا ۲۵۰ میلیون سال پیش ایجاد شده، ولی دادههای پالینواستراتیگرافی حاکی از رسوب کردن سنگ مادر شیستهای گرگان ( معادل با سازند قلی در البرز شرقی) دراردوویسین پایانی- سیلورین آغازین است.

همان طور که قبلاً گفته شد، سازند شمشک به صورت ناپیوسته روی شیستهای گرگان قرار گرفته است. این سازند به وسیلهی یک لایهی کنگلومرایی ناهموار آغاز می شود و به سرعت به ماسهسنگ-های بیوکلاستیک دریایی تغییر پیدا میکند که تحت تأثیر دگرگونی قرار گرفتهاند. سازند لار (ژوراسیک بالایی) و آهک قلعهموران، کل مجموعهی دگرگونی را پوشش میدهند. در شرق درهی نکا، گروه شمشک وجود ندارد و واحدهای پالئوزوییک به همراه آهک قلعهموران مستقیماً روی شیستهای گرگان قرار میگیرند. نبود ساختارهای آغاز کرتاسهی بالایی، نشان دهندهی ارتفاع بالای منطقه بر اثر کوهزای سیمرین و محاصرهی آن توسط دریای کمعمق در کل زمان مزوزوییک است. لازم به ذکر است شواهد کوهزایی ائوسیمرین در البرز غربی به شکل قوی تری در مجموعه شاندرمن و سنگهایی با دگرگونی درجهی پایین شامل اسلیتهای متعلق به پالئوزوییک پایانی قابل مشاهده است. در این قسمت از البرز، گروه شمشک تحت تأثیر دگرگونی قرار نگرفته و به صورت دگرشیب این دو واحد را می پوشاند. محققین دیگری از جمله قویدل سیوکی (۲۰۰۸)، اهری پور (۲۰۰۹) و قاسمی و درخشی (۱۳۸۷)، جدا شدن ایران از گندوانا و پیوستن آن به اورازیا را بر اثر باز شدن اقیانوس پالئوتتیس در شمال شرقی، گندوانا مورد تأیید قرار دادهاند، اما در مورد زمان این جدایش و آغاز باز شدن اقیانوس پالئوتتیس، با زانشی و همکاران (۲۰۰۹) اتفاق نظر ندارند. به عقیدهی این پژوهشگران، ایران که تا قبل از زمان اردوویسین بخشی از شمال شرقی ابرقارهی گندوانا بوده است، در زمان اردوویسن پایانی (هیرنانتین-کاتین)، به وسیلهی یک کافت درون ورقهای از این قاره جدا شده و در زمان اردوویسین تا دونین این کافت منجر به تشکیل اقیانوس پالئوتتیس شده است. در نتیجهی باز شدن این کافت و تشکیل اقیانوس پالئوتتیس، بخشهای البرز و ایران مرکزی از شمال شرقی گندوانا جدا و به سوی حاشیهی جنوبی اورازیا حرکت کردهاند. با توجه به نتایج مطالعات قبلی، شیستهای گرگان و سازند

پادها در یک محیط کافتی کم عمق مربوط به اقیانوس پالئوتتیس در زمان اردوویسین پسین- دونین تشکیل شدهاند. بنابراین، نتایج حاصل از این مطالعه که بر روی سنگهای آذرین مافیک موجود در شیستهای گرگان از دیدگاه پترولوژی بوده است، با نتایج حاصل از مطالعات قبلی و محیط رسوبی پیشنهادی برای این قسمت از ورقهی ایران در زمان اردوویسین پسین، مطابقت دارد.

به طور خلاصه، به نظر میرسد که در زمان اردوویسین پایانی، پایههای اولیهی کافت در شمال شرقي گندوانا ظاهر شده است (كافت توران). شواهد اين كافت در البرز (قاسمي و خانعليزاده-زير چاپ) و ایران مرکزی (بلاغی و همکاران، ۱۳۸۹) دیده می شود. با پیشرفت زمان، این کافت رفته رفته وسيع تر شده و در زمان سيلورين – دوونين تشكيل پوسته اقيانوسي را داده است. در زمان کربونیفر- پرمین، ایران مرکزی و البرز در طول یک مسیر جنوب به شمال در نزدیکی خط استوا، در حال دور شدن از گندوانا و نزدیک شدن به اورازیا بودهاند. در طول این زمان، شیستهای گرگان در اردوویسین پایانی- سیلورین، سازند پادها در دونین میانی و سازند خوش ییلاق در دونین میانی-بالایی تشکیل شدهاند که دارای رخسارههای تخریبی و تخریبی- کربناته بوده و به عقیدهی اهری پور (۲۰۰۹) و قویدل سیوکی (۲۰۰۷) دو سازند اخیر دارای رخسارههای آواری محیطهای کافتی و محيطهای کشندی – ميان کشندی میباشند. در کربونيفر، پوستهی اقيانوسی بلوغ کامل يافته و سازند مبارک با جنس آهک و رخسارهی محیطهای سد زیستی- آواری، تالاب، پهنهی کشندی و دریای باز، ایجاد شده است (قویدل سیوکی، ۲۰۰۷). در نهایت، خرده قارهی ایران در زمان تریاس پسین، با حاشیهی جنوبی ابرقارهی اورازیا برخورد کرده و کوهزایی ائوسیمرین بوجود آمده است. بر اثر این کوهزایی، منطقه دچار دگرشکلی و دگرگونی در حد رخسارهی شیست سبز شده و ارتفاع آن افزایش یافته و منطقهی البرز از آب خارج شده است. حضور رخسارههای قارهای سازند شمشک و نبود ساختارهای آغاز کرتاسهی بالایی، نشان دهندهی همین خشکی زایی هستند (زانچی و همکاران، ۲۰۰۹) (شکل ۵– ۲۲).

# ۵- ۱۰- مدل سنگزادی پیشنهادی

طبق نتایج حاصل شده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی این پژوهش، به نظر میرسد سنگهای آذرین مافیک موجود در شیستهای گرگان، بر اثر باز شدن کافت درون ورقهی قارهای در شمال شرقي گندوانا و تشکيل اقيانوس پالئوتتيس بوجود آمدهاند. بر اساس مدل پتروژنيکي پیشنهادی که از مدل ارائه شده توسط کورتی<sup>۱</sup>(۲۰۰۹)، برای تشکیل ریفت شرق آفریقا در اتیوپی، اقتباس شده است (شکل ۵-۲۳)، ریفتزایی با نازک شدگی و کشش پوسته بر اثر یک رژیم تکتونیکی کششی آغاز شده است. همزمان با نازک شدگی پوسته، فشار روی سنگهای گوشتهای کاهش پیدا کرده و باعث بالا آمدن گوشتهی آستنوسفری شده است. این سنگها با ترکیب گارنت اسپینل لرزولیت در عمق ۱۱۰- ۱۰۰ کیلومتری دچار ذوب بخشی شده و ماگمای بازیک با ترکیب آلکالن تولید کردهاند. این ماگماها به وسیلهی گسلهای نرمال ایجاد شده در منطقهی کشش به سطح راه پیدا کرده و لایههای گدازهای با ترکیب بازالتی را بوجود آورده است. بخشی از ماگما نیز به شکل دایک یا تودههای نفوذی در داخل یوسته نفوذ و سنگهای گابرویی را ایجاد کرده است. با ادامه یافتن رژیم کششی، فشار بیشتری از روی گوشته برداشته شده و آستنوسفر به سطح نزدیکتر شده است. بالا آمدن آستنوسفر، در نهایت باعث ایجاد یک شکستگی بزرگ و تشکیل کافت اصلی در پوستهی قارهای شده است. در این مرحله، گدازههای بازالتی با حجم زیاد و با سرعت بالا صعود کرده و به سطح زمین رسیدهاند و بازالتهای سلطان میدان را بوجود آوردهاند. در ادامه و با گسترش این کافت، پوسته-ی اقیانوسی پالئوتتیس بوجود آمده و البرز و ایران مرکزی کاملاً از ابرقارهی گندوانا جدا شدهاند.

<sup>1-</sup> Corti



شکل ۵- ۲۲- مدل تکتونوماگمایی ارائه شده برای منطقهی مورد مطالعه. (۵) در اردویسین آغازی، ریفت توران در شمال گندوانا (شمال ایران)، شکل گرفته است. بر اثر این کافتزایی، فعالیتهای آتشفشانی مافیک وسیعی در این منطقه رخ داده است. (b) تحول کافت توران به پوستهی اقیانوسی پالئوتتیس، به بعد از دونین باز میگردد. (c) در طول دورهی اردویسین- سیلورین، ساختارهای اولیهی همزمان با کافتزایی ( شیستهای گرگان و سازند آتشفشانی محمدآباد) در حوضهی کافتی پالئوتتیس بوجود آمدند (مراحل ۱ و ۲). همزمان با گسترش کافت پالئوتتیس به سمت شمال (که در تصویر b نمایش داده شده است) و فرونشست حوضه بر اثر تشکیل گسلهای نرمال جوان در طول دونین آغازی- میانی، ساختارهای همزمان با کافتزایی جدید (سازند پادها) بوجود آمدهاند (مرحلهی ۳). (اقتباس از اهریپور و همکاران، ۲۰۰۹)



شکل ۵- ۲۳- (۵) با آغاز یک رژیم کششی در پوستهی قارهای، گسلهای نرمال بزرگی ایجاد شده و با کاهش فشار از روی گوشته، آستنوسفر در عمق زیاد شروع به ذوب بخشی و بالا آمدن می نماید. دور شدن بیشتر گسلهای نرمال از یکدیگر، باعث فرو افتادگی حوضهی میانی می شود. این مرحله، آغاز تشکیل کافت است و با فعالیتهای پراکندهی آتشفشانی که در کل منطقهی فرونشست بوجود می آید، همراه است. (b) در این مرحله، گسلها بیشتر از یکدیگر فاصله می گیرند، گسلهای جدید با فرم اریب در مرکز منطقهی فرونشست ایجاد شده و دگرشکلی در این منطقه آغاز می شود. ماگماتیسم این مرحله، در گسلهای اریبی متمرکز است. (c) پس از مدت زمان کوتاهی، فعالیتهای می شود. ماگماتیسم این مرحله، در گسلهای اریبی متمرکز است. (c) پس از مدت زمان کوتاهی، فعالیتهای فعالیتهای ماگمایی، به صورت آشکار در منطقهی میانی درهی کافتی ظهور پیدا کرده و فعالیتهای ماگمایی، کاملاً به فعالیتهای ماگمایی با ویژگیهای محیطهای کششی تبدیل می شود. (b) فعالیت کافت در نتیجهی افزایش تزریق ماگما و تشکیل تودههای نفوذی، نازک شدن پوسته بر اثر رژیم تکتونیکی کششی و بالا رفتن دمای محیط، بیشتر شده و در نهایت منجر به تشکیل پوستهی اقیانوسی جدید می شود. در نهایت، فروافتادگی حوضهی کافتی که به علت تبلور افزایش است، به وسیلهی گرمای منتشر شده از آستنوسفر بالا آمده، محدود می شود (ابینگر<sup>1</sup>، ۲۰۰۵ در کورتی، در حال

1- Ebinger

فصل ششم

نتیجه گیری و پیشنهادات

# ۶-۱-۶ نتیجهگیری

با توجه به کلیهی مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، نتایج کلی به دست آمده از این پژوهش به شرح زیر میباشد:

سنگهای مورد مطالعه، بخشی از زون ساختاری البرز شرقی هستند و با توجه به سن این سنگها (اواخر اردوویسین – سیلورین)، پیسنگ این قسمت از صفحه یایران را تشکیل میدهند.

این سنگها به شکل میانلایههای نازک آتشفشانی با ساخت حفرهدار و جریانی در توالی 🛠 شیستهای گرگان، تودههای نفوذی کوچک با ساخت دانهای متراکم و دایکهای سطحی در منطقه دیده میشوند و تمامی آنها تحت تأثیر دگرگونی در حد رخسارههای شیست سبز، دگرگونی دینامیکی و دگرسانیهای گستردهی کلریتی، سریسیتی و آلبیتی قرار گرفتهاند. سنگهای آتشفشانی عمدتاً بازالتی و سنگهای نفوذی عمدتاً گابرویی میباشند، حجم کمی از آندزیت و تراکیت نیز در منطقه دیده میشود. در مطالعات پتروگرافی، میتوان شاهد روند تبلور تفریقی در میان این سری از سنگها بود. حضور آپاتیت، تیتان اوژیت و اسفن ثانویه نشان دهندهی ماهیت آلکالن این سنگها است. بافتهای گرانولار، اینترگرانولار، افتیک و ساب افتیک مهمترین بافتهای مشاهده شده در سنگهای نفوذی و بافتهای جریانی، آمیگدالوئیدال، پورفیری، گلومروپورفیری، هیالومیکرولیتی پورفیری و تراکیتی از مهمترین بافتهای موجود در سنگهای آتشفشانی هستند. از انواع بافتهای دگرگونی موجود در این سنگها میتوان به بافتهای چشمی، دنباله، میکاماهی، شیستوزیته و لایه-بندی ترکیبی اشاره کرد. به علاوه، آثار مراحل مختلف دگرشکلی به صورت کینک باند و ریز چینها، در این سنگها دیده می شود. حضور بسیار کمرنگ آثار عدم تعادل در ترکیب شیمیایی ماگما مانند خليج خوردگي، حاشيهي واکنشي و منطقهبندي شيميايي در کانيهايي مانند پلاژيوکلاز و کلینوپیروکسن، نشان میدهد ماگمای والد این سنگها در یک محیط متعادل، سرد و متبلور شده و متحمل آلایش پوستهای چندانی نشدهاند. ترکیب کانیشناسی سنگهای آتشفشانی و نفوذی منطقه، شباهت زیادی نشان میدهند.
 کانیهای اصلی این سنگها شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از جنس تیتان اوژیت هستند. درصد کمی از فلدسپات آلکالن نیز در تراکیتها و آندزیتها دیده میشود. دگرگونی درجهی پایین و دگرسانی، باعث بوجود آمدن حجم وسیعی از کانیهای ثانویهی متنوع مانند اپیدوت، کلسیت، کلریت، کوارتز، اسفن، زوئیزیت، کلینوزوئیزیت، سوسوریت، سریسیت، آلبیت، کانیهای ایک و... شده

مطالعات زمین شیمیایی به ماهیت آلکالن ماگمای والد اشاره دارند. روندهای موازی موجود در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت، گوشتهی اولیه و OIB، نشان دهندهی ماگمای والد مشترک سنگهای مورد مطالعه هستند. همچنین تمامی این نمودارها گویای غنی شدگی این سنگها از LILE و LILE و تهی شدگی نسبی آنها از HREE می باشند. به علاوه، الگوی هموار موجود در نمودار بهنجار شده به OIB، نشان دهندهی شباهت منشأ این سنگها به منشأ OIB است. بالا بودن عناصری مانند آل Mac

نتایج به دست آمده از نمودارهای تمایز محیط زمینساختی حاکی از تشکیل این سنگها در یک محیط کافت درون ورقهی قارهای هستند. طبق نمودارهای تعیین ویژگیهای محل منشأ، سنگهای آذرین این منطقه از ذوب بخشی ۱۰-۲ درصدی از منبع گوشتهی آستنوسفری با ترکیب گارنت لرزولیت در عمق ۱۱۰- ۱۰۰ کیلومتری، بوجود آمدهاند. این محیط با کافتزایی شمال ابرقارهی گندوانا در اردوویسین- سیلورین که منجر به تشکیل اقیانوس پالئوتتیس و جدا شدن البرز و ایران مرکزی از این قاره شده، مطابقت دارد.

این سنگها دارای آلودگی پوستهای ناچیزی هستند که این امر از ویژگیهای ماگماهای مناطق کافت قارهای است.

🛠 با توجه به شباهتهای موجود در سن، ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل این سنگها با

بازالتهای موجود در سازند ابرسج در شمال شاهرود و گابروهای جنوب بهاباد در بافق، می توان نتیجه گرفت محیط تشکیل این سنگها مشترک و مربوط به فرایند کافتزایی شمال گندوانا در ار دوویسین - سیلورین و تشکیل اقیانوس پالئوتتیس بوده است.

#### ۶-۲- پیشنهادات

تا امروز، مطالعات گستردهای از دیدگاه چینهشناسی و تکتونیکی بر روی شیستهای گرگان به انجام رسیده و این مطالعات منجر به کشف قسمتهای زیادی از تاریخ پیچیدهی جدایش بخشهای شمالی صفحهی ایران از ابرقارهی گندوانا در زمان پالئوزوییک شده است، اما این پژوهش، تنها تلاش کوچکی است که به مطالعه و شناخت سنگهای آذرین موجود در این شیستها، از دیدگاه پترولوژی پرداخته است. همواره باید به این نکته توجه داشت که تعیین محیط دقیق قدیمهی تشکیل سازندها و گروههای مختلف سنگی هر نقطه از این کرهی خاکی، بدون مطالعات دقیق پترولوژی و شناخت ویژگیهای سنگ-های آذرین که تمامی رخدادهای مهم ماگمایی و تکتونیکی را از آغازیترین زمانهای تشکیل این سیاره در خود ثبت کردهاند، میسر نمیباشد. بر این اساس و با توجه به اهمیت شناخت هرچه بیشتر شیست-های گرگان در زون ساختاری البرز شرقی در جهت کشف نکات مجهول این بخش از زمین شناسی ایران در پالئوزوییک، پیشنهاد میشود:

با توجه به محدود بودن تعداد آنالیزهای شیمیایی در این مطالعه و اهمیت تعداد نمونهها در نتایج به دست آمده از مطالعات ژئوشیمیایی که پایه و اساس آنها بر بررسیهای آماری استوار است و همچنین گستردگی جغرافیایی منطقهی مورد مطالعه، لذا انجام مطالعات پترولوژیکی دیگری با هدف برداشت نمونههای سنگی از مکانهایی که در این پژوهش، تحت پوشش قرار نگرفته و انجام تعداد بیشتری آنالیز شیمیایی از سنگهای آذرین مافیک موجود در شیستهای گرگان به جهت بررسیبردای در این زمینه، پیشنهاد می شود.

 با توجه به تلاشها ناموفق چندی از محققین برای تعیین سن ایزوتوپی دقیق شیستهای گرگان به روش K-Ar ، تعیین سن صحیح ایزوتوپی این سنگهای آذرین مافیک بهوسیلهی روش-های مناسب تر سن سنجی سنگهای دگرگونی درجهی پایین و دگرسان (مانند روش Sm-Nd) می تواند تأیید مناسبی برای زمان دقیق تشکیل ریفت توران و شکل گرفتن سنگ والد شیستهای گرگان در زون ساختاری البرز شرقی در این محیط باشد.

 با این که مجموعهی دگرگونی گرگان، مساحت قابل توجهی از منطقهی شمال ایران را پوشش میدهد و تعیین ویژگیهای دقیق دگرگونی ناحیهای شکل گرفته در این سنگها، کمک قابل توجهی در جهت شناخت دقیق فرایند پیوستن بخشهای شمالی ایران به ابر قارهی اورازیا و ترسیم مدل تکتونیکی صحیح این فرایند خواهد بود، تاکنون هیچ پژوهشی با دیدگاه پترولوژی دگرگونی و تعیین ویژگیهای پتروفابریک شیستهای گرگان در این منطقه انجام نشده و کمبود این اطلاعات در زمین شناسی این بخش از ایران، محسوس است.

در نهایت با توجه به رعایت نشدن اندازهی واقعی تودههای نفوذی گابرویی موجود در شیست های گرگان، به ویژه در درهی ناهارخوران، در نقشهی زمینشناسی ۱:۱۰۰۰۰ گرگان، بازبینی این
 نقشه و انجام تصحیحات لازم، حایز اهمیت میباشد.

پيوستھا

Sample	S.A.4.2	S.A.4.4	S.B.1.6	S.B.2.8	S.B.3.3	S.B.3.6	S.D.3.1	S.D.6.1
Major oxides (wt %)								
SiO <sub>2</sub>	53.45	50.4	46	47.59	47.77	44.9	47.84	50.7
TiO <sub>2</sub>	3.06	2.71	3.6	3.6	2.14	4.42	2.27	1.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.24	14.59	18.79	15.9	17.74	15.14	19.09	16.58
FeO	11.05	10.02	12.12	9	9	12.4	8.96	8.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.88	3.52	3.64	1.81	1.81	2.05	2.69	2.59
MnO	0.07	0.19	0.05	0.18	0.15	0.17	0.21	0.17
MgO	2.22	5.18	7.3	6.79	6.9	5.61	7.11	4.87
CaO	2.84	6.8	2.07	10.23	8.72	10.6	5.28	7.95
Na <sub>2</sub> O	7.31	5.15	4.86	4.24	3.99	3.6	5.43	5.15
K <sub>2</sub> O	0.07	1.08	0.6	0.2	0.73	0.15	0.01	0.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37	0.31	0.87	0.49	0.43	0.45	0.41	0.59
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.02	0.01	< 0.01	0.02	< 0.01
			(	CIPW Norn	n			
Or	0.414	6.382	3.546	1.182	4.314	0.886	0.059	0.827
Ab	61.855	39.498	41.124	29.300	28.915	24.448	42.204	43.578
An	8.564	13.503	4.586	23.761	28.339	24.708	23.516	21.655
Ne	-	2.210	-	3.563	2.626	3.258	2.028	-
Di	2.640	15.001	-	19.321	9.899	20.641	-	11.495
Ну	6.128	-	18.454	-	-	-	-	0.640
Ol	7.665	12.389	9.594	12.308	17.604	13.14	20.806	12.479
Mt	5.626	5.104	5.278	2.624	2.624	2.972	3.9	3.755
Il	5.814	5.149	6.840	6.840	4.066	8.398	4.313	3.268
Ap	0.876	0.734	2.061	1.161	1.018	1.066	0.971	1.397
Cc	-	-	8.465	-	-	-	1.528	-
SUM	99.582	99.970	99.948	100.060	99.406	99.518	99.326	99.094

پیوست (۱) نتایج تجزیهی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی به درصد وزنی و عناصر کمیاب و عناصر خاکی به (ppm) نمونههای سنگی مناطق توسکستان، محمدآباد، ناهارخوران و رادکان پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت آهن

Trace Elements (ppm)								
Ba	30	350	500	200	770	140	60	100
Со	31.6	37.8	22.9	39	40.8	50.8	34.5	34
Cs	< 0.1	< 0.1	0.3	0.8	0.9	2	< 0.1	< 0.1
Ga	16	24	28	18	19	23	20	19
Hf	6	6	7	4	4	5	4	5
Nb	20	20	37	29	31	32	29	26
Rb	0.8	12.9	4.8	4.1	15.7	4.5	0.4	2.9
Sn	3	3	3	2	2	3	2	2
Sr	60	380	110	450	870	860	250	400
Та	1	1	2.1	1.5	1.6	1.9	1.5	1.4
Th	2.1	2.1	3.8	2.8	3.2	3.1	3.4	2.9
U	0.58	0.61	1.65	0.67	0.75	0.72	0.8	0.7
V	297	329	296	207	167	431	216	123
Zr	199	201	274	154	156	172	153	200
Cu	25	70	28	192	56	104	89	62
Zn	89	150	150	129	84	125	82	99
Ni	43	47	11	74	99	51	61	28
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Мо	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
T1	<0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	<0.5	< 0.5	< 0.5	<0.5
REE (ppm)								
La	11.8	22.8	48	23.7	24	24.5	22.5	24.7
Ce	31.5	54.8	116	53.6	52.4	54.4	50	57
Pr	4.04	6.96	14.3	6.52	6.16	6.59	5.75	7.02
Nd	18.6	29.9	59	27.9	25	28	22.8	29.8
Sm	4.6	7.1	12.1	5.9	5.2	6.2	4.6	6.8

Eu	1.3	2.43	3.8	2.07	1.76	2.05	1.49	1.96
Gd	4.52	6.76	10.2	5.62	4.78	5.82	4.29	7.06
Tb	0.77	1.1	1.48	0.83	0.75	0.88	0.64	1.11
Dy	4.91	6.62	7.82	4.8	4.25	4.8	4.06	6.66
Но	1.1	1.38	1.49	0.97	0.89	1.01	0.88	1.43
Er	2.95	3.71	3.69	2.64	2.48	2.62	2.44	3.74
Tm	0.4	0.48	0.47	0.33	0.29	0.33	0.28	0.49
Yb	2.5	2.8	2.9	1.9	1.7	2	2	2.9
Lu	0.3	0.35	0.39	0.23	0.22	0.27	0.25	0.37
Y	24.5	34	36.4	25.3	22	25.9	22.9	36.6
LOI	2.07	2.25	5.14	3.7	3.3	2.86	5.69	2.53
SUM	98.9	96.9	97.7	97.2	98	99.4	95.3	100.6

Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Ne: نفلین، Di: دیوپسید، Hy: هیپرستن، Ol: الوین، Mt: مگنتیت، Il: ایلمنیت، Ap: آپاتیت، Cc: کلسیت.

- : برابر صفر

پیوست (۳) نتایج تجزیه ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی به درصد وزنی و عناصر کمیاب و عناصر خاکی به (ppm)

Samples	T.D.2.3	T.D.2.1	T.D.1.8				
Major Oxides(Wt %)							
SiO <sub>2</sub>	49.36	52.63	48.99				
TiO <sub>2</sub>	2.76	3.12	3.39				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.86	13.56	14.99				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3 T</sub>	12.60	14.61	15.10				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.10	3.37	3.48				
FeO	10.50	11.24	11.62				
MnO	0.22	0.22	0.30				
MgO	6.77	4.72	5.12				
CaO	7.06	7.51	5.57				
Na <sub>2</sub> O	4.62	3.07	5.21				
K <sub>2</sub> O	0.32	0.13	0.65				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.38	0.54				
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01				
Trace Elements (ppm)							
Ba	160	120	200				
Со	48	44.2	44.6				
Cs	0.3	1.3	0.4				
Ga	24	26	24				
Hf	2	3	4				
Nb	20	23	36				
Rb	4.1	3.6	13.6				
Sn	1	2	2				
Sr	280	280	290				

نمونههای سنگی منطقهی ابرسج پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت آهن

Та	1.1	1.3	1.9				
Th	2.2	3.1	4.8				
U	0.49	0.84	1.14				
V	312	393	375				
Zr	178	187	252				
Cu	19	86	105				
Zn	242	151	196				
Ni	46	44	34				
Ag	1	1	1				
W	1	1	2				
Мо	2	2	2				
Tl	0.05	0.05	0.05				
REE (ppm)							
La	17.6	24	23				
Ce	40.6	50.4	53.6				
Pr	5.69	7.06	7.68				
Nd	24.8	28.9	32.5				
Sm	6.10	6.80	7.80				
Eu	2.18	2.52	2.23				
Gd	6.43	6.95	8.01				
Tb	1.01	1.11	1.23				
Dy	5.58	6.38	7.48				
Но	1.11	1.22	1.47				
Er	2.95	3.28	3.84				
Tm	0.41	0.47	0.57				
Yb	2.40	2.70	2.30				
Lu	0.33	0.43	0.53				
Y	29.9	32.8	39.8				

- آسیابانها، ع.، (۱۳۷۵)، **"بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی"**، ترجمه، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، ۶۳۰ صفحه.

- آقانباتی، ع. (۱۳۸۳)، **"زمین شناسی ایران"،** انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

- بلاغی، ز. (۱۳۸۷)، پایاننامه کارشناسی ارشد، " پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آذرین جنوب بهاباد (بافق – یزد)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۴ صفحه.

- بلت، ه؛ تریسی، ر؛ اونز، ب؛ (۱۳۸۹) " پترولوژی سنگهای آذرین". ترجمهی حبیبالله قاسمی، محمد لنکرانی، سید مسعود همام.، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۵۵۶ صفحه.

- بلت، ه؛ تریسی، ر؛ اونز، ب؛ (۱۳۸۹) " پترولوژی سنگهای دگرگونی". ترجمهی سید مسعود همام.، حبیبالله قاسمی، محمد لنکرانی، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۵۵۶ صفحه.

- تیموری، س. س. (۱۳۸۹)، پایاننامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و تحلیل رخسارههای آتشفشانی جنوب جیرنده، شرق لوشان، شمال غرب قزوین"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- حمدی، ب. (۱۳۷۴).**" سنگهای رسوبی پرکامبرین - کامبرین در ایران**"، طرح تدوین کتاب، ۳۵۳ صفحه. - درخشی. م. (۱۳۸۵)، "پترولوژی و ژئوشیمی و موقعیت چینهشناسی سنگهای آذرین پالئوزوییک زیرین منطقهی شیرگشت، شمال طبس"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۵۴ صفحه.

- درویش زاده، ع. آسیابانها، ع. (۱۳۷۰). **"ماگماها و سنگهای ماگمایی(ترجمه)"،** انتشارات دانشگاه تهران، ۵۲۷ صفحه.

- درویش زاده، ع. (۱۳۸۰)، "زمین شناسی ایران"، انتشارات امیر کبیر، ۹۰۱ صفحه.

- درویشزاده، ع. (۱۳۸۱)." زمین شناسی پوستهی اقیانوسی (ترجمه)"، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۶۹ صفحه.

- شاه پسندزاده، م. (۱۳۷۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "تحلیل ساختاری و تفسیر محیط رسوبی مجموعه سنگهای دگرگونی گرگان (شیستهای گرگان)" ، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران.

- علوی نائینی، م. (۱۹۹۳). **"چینهشناسی پالئوزوئیک ایران"،** انتشارات سازمان زمینشناسی کشور

- فتوت رودسری، ح. (۱۳۸۵)، پایاننامه کارشناسی ارشد، "تحلیل ساختاری پهنههای برشی در مجموعه دگرگونی گرگان"، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس تهران.

- قاسمی، ح. (۱۳۷۸)، ترجمه، "مبانی بافتها و زیرساختهای دگرگونی"، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود. - قاسمی، م.، ر.، (۱۳۶۹)، "زمینشناسی، چینه شناسی و زمینشناسی ساختمانی ناحیه چهارده (البرز خاوری)" پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران.

- قاسمی، ح؛ درخشی؛ م. (۱۳۸۷) کانی شناسی، ژئوشیمی و نقش فرایند جدایش مکانیکی بلورهای الیوین در تشکیل سنگهای آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت؛ شمال غرب طبس، ایران مرکزی. مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال شانزدهم، شماره دوم تابستان سال ۱۳۸۷ صفحات ۲۰۷ تا ۲۲۴.

- قویدل سیوکی، م. (۱۳۷۰)، "پالینواستراتیگرافی و پالئوژئوگرافی سازندهای پادها و خوش ییلاق واقع در ناحیه خوش ییلاق"، سازمان زمینشناسی کشور، دهمین گردهمایی علوم زمین.

- قویدل سیوکی، م. (۱۳۷۱)، "مطالعه پالینولوژیکی تعدادی نمونه از رسوبات مربوط به کاشمر، بیجار، ساغند یزد و گرگان و تعیین سن نسبی آنها بر مبنای وجود عناصر پالینولوژی"، گزارش دیرینه شناسی آزمایشگاهها و تحقیقات زمین شناسی واحد اکتشافات و تولیدات وزارت نفت، شماره ۴۰۴، ص ۲۱–۱۴.

- کنگی، ع. (۱۳۷۱)، "تحلیل ساختاری جنوب شرق دریای خزر (گستره رود نکا)"، رساله کارشناسی ارشد زمین ساخت، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد شمال تهران.

- لاسمی، ی. (۱۳۷۵)."محیطهای رسوبی سنگهای اردویسین ایران(توالیهای همزمان با ریفت) و تشکیل حاشیهی واگرای پالئوتتیس"، هفدهمین گردهمایی علوم زمین

- لاسمی، ی. (۱۳۷۹). "رخسارههای محیطهای رسوبی و چینهنگاری سکانسی نهشته سنگهای پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی - معین وزیری، ح. (۱۳۷۱). "پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۵۳۹ صفحه.

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

- ولایتی، س. (۱۳۷۹)، "**گزارش اولین گردههای قارچی ایران (از شیستهای گرگان)"،** چهارمین همایش انجمن زمینشناسی ایران، تبریز.

- هوشمندزاده، ع. حمدی، ب. نبوی، م. ح. (۱۳۶۷)، "سنگهای پرکامبرین – کامبرین پائینی"، مجموعه مقالات سمینار بررسی دخایر و توان معدنی استان یزد (مقاله پایانی)، وزارت معادن فلزات – اداره کل معادن وفلزات استان یزد، ۹۷ صفحه.

منابع لاتين:

-Abate, B; Koeberl, K; Buchanan, P, C; Korner, W. (1998), "Petrography and geochemistry of basaltic and rhyodacitic rocks from Lake Tana and the Gimjabet-Kosober areas (North Centner Ethiopia)". Journal of African Earth Science. Vol. 26, NO. 1, pp. 119-134.

-Abbey, S., (1989), **"The evolution of reference materials for rock analysis"** In Ahmedali S.T. (ed.), X-ray fluorescence analysis in the geological sciences: Advances in methodology. Geol. Assan. Canada: Short course 7, 1-38.

-Alavi, M., (1991), **"Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran".** Geological society of American Bulletine, 103, 983-992.

-Alavi, M., (1996), "Tectonstratigraphic synthesis and structural style of the alborz mountain system in Northern Iran", Geodynamic, 21 (1), pp. 1-33.

-Alavi, M., Vazir, H., Seyed- Emami, K., & Lasemi, Y., (1997), "The Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband areas in Central and Northern

**Iran as remnants of the Southern Turanian active continental margin''.** Geological society of American Bulletine, 109, 1563-1575.

-Aharipour, R., Moussavi. M.R., Mosaddegh, H., Mistiaen, B.,(2009) "Facias features and paleoenviromental reconstruction of the Early to Middle Devonian syn- rift volcano- sedimentary succession (Padeha Formation) in the Eastern Alborz Mountains, NE Iran". Espringer- verlag, 50. pp 279- 294.

-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.

-Aldanmaza E., Ko<sup>°</sup>pru<sup>°</sup>bas Va N,. Gu<sup>°</sup> rera O<sup>°</sup>.F,. Kaymakc<sub>3</sub>Vb N,. Gourgaud A. "Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: Implications for mantle sources and melting processes". Lithos, 86, 50–76.

-Assereto, R., (1966), "**The Jurassic shemshak formations in centeral Elburz** (**Iran**)", preliminary note: Rivista Itailana di paleontologia et stratigrafia, v. 72, pp. 1132-1182.

-Assereto, R., (1963), "**The Paleozoic formations in centeral Elburz (Iran**)", preliminary note: Rivista Itailana di paleontologia et stratigrafia, v. 69, pp. 503-543.

-Bastin, E.S.(1950), Interpretation of ore textures. "Geological society of America Memoir". 45, 101 pp

-Berberian, M., Hushmandzadeh, A., Lotfi, M., "Deformational phases and related metamorphism in Goragn area", Geological survey of Iran, interal report, 16 p.

-Berberian, M., & King, G.C.P., (1981) "Twards a paleogeography and tectonic evolusion of Iran", Canadian journal of Earth Sciences, Vol.18, pp 210-256.

-Bergstrum, S. M., Chen, X., Garierrez - Marco, J.C., Dronov, A., (2008) "The new choronostratigraphic classification of the Ordovivian systems and its relation to major rejional serias and stages and  $\delta^{13}$ C chemostratigraphi" Lethaia, 10.1111, j 1502-3931.2008.00136.x

-Besse, J., Torcq, F., Gallet, Y., Ricou, L.E., Krystyne, L., & Saidi, A., (1998), "Late Permian to Late Triassic palaeomagnetic date from Iran: constraints on the migration of Iranian block through the Tethian Ocean and initial destruction of Pangaea". Geophysical Journal International, 135, 75-92.

-Bouline, J., (1991), "Structures in Southwest Asia and evolution of the Eastern Tethys". Tectonophysics, 196, 211-268.

-Chandrasekhram. D., and Parthasarthy. A., (1978), **''Geochemical and tectonic** studies on the coastal and inland Deccan Trap volcanic and a model for the evolution of Deccan Trap volcanism'', N. JB, Mineral. Abh., 132: 128-145.

-Colbath, G.K., (1990), "Devonian (Givetian- Frasnian) organic- walled phytoplankton from the limeston of Billy Hills reef complex. Caning basin, Western Australia.", Palaeontographica Abteilung B, 217, pp 87-145. -Condie, K,C.,2003, "Incompatible element ratio in ocenic basalts and komatiites: tracking deep mantle sources and continental growth rates with times". Geochem. Geophys.Geosysts. 4.1.

-Condie, K.C., Bobrow, D.J., Card, K.D., 1987. **''Geochemistry of Precambrian mafic dykes from southern Superior Province of the Canadian Shield''**. In: Halls, H.C., Fahrig, W.F. (Eds.), Mafic Dyke Swarms, Geological Association of Canada Special Paper No. 34, pp. 95–108.

-Condie, K.C., (2003), "Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: tracking deep mantle sources and continental groth rates with time." Geochem. Geophys. Geosyst. 4(1).

-Conly, A.J., Brenan, J.M., Bellon, H., Scott, S.D., 2005. "Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalı'a Region, Baja California Sur, Mexico". Journal of Volcanology and Geothermal Research 142, 303–341

-Corti, G., (2008), "Control of rift obliquity on the evolution and segmentation of the main Ethiopian rift". Nature Geoscience 1, 258-262.

-Cox K. G., Bell, J.D., "Pankhurts, R. J., (1979)." **The interpretation of igneous rocks** ". George Allen and Unwin., 450 pp.

-Crooly, B.J., Floyed, P.A., Winchester, J.A., (2000) "Search for the deep mantle component in mafic lava using a Nb-Y-Zr plot. Can. J." Earth Sci. 38, pp 813-824.

-Cullers, R.L., Graf, T.L., (1984): "**Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultra basic rocks.**" Im: Henderson, P., (ED.), rare earth elements Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, PP.237-247. -Debon, F., & P.Le Fort., (1983), "**Chemical- mineralogical classification of common plutonic and association**". Earth science, 73, 135-149.

-Delaloy, M., Jenny, J., Stampfli, G., (1981), "**K-Ar dating in estern of elburz** (**Iran**)", Tectonophisics 79, T27-T36.

-De La Roche, H. (1980). "A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses-its relationships and current nomenclature." Chem. Geol., 29, 183-210.

-Eby, G.N. (1992), "Chemical subdivision of the A- type granitoids: petrogenetic and tectonic implications". Geology 20, 641- 644.

-Ebinger, C., (2005), **"Continental breakup: the East African perspective".** Astromony and geophysics 46, 2, 16- 2.21.

-Etheridge, M.A., (1983), "Differential stress magnitudes during regional deformation and metamorphism: upper bound imposed by tensile fracturing". Geology, 11, 231-4.

-Ellam, R.M., Cox, K.G., (1991) "An interpretation of Karoo picrate basalts in term of interaction between astenospheric magmas and the mantle lithosphere". Earth and planetary science Letters, **105**, pp 330-342.

-El- Hasan. T., and Al- Malabeh. A., (2008), **''Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of El- Lajjoune Pleistocen Alkali Basalts of Central Jordan''**. Jordan Journal of earth and environmental Sciences, volume 1, number 2, 53- 62.

-Fery, F., Green. D, and Roy, S., 1978, "Intergrated models of basalt petrogenesis: Astudy of Quartz toleiites to Olivin melilites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrologycal data".J. Petrol, 19, pp 436-513

-Fisk, M.R., B. G., J. Upton and C.E. Ford., (1988), "Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of Reunion island, Indian ocean." Jour. Geophysc. Res, Vol. 93, 4933-4950.

-Floyd, P, A; Kelling, G; Gokcen, S, L; Gokcen, n. (1991), "Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic Melange, South Turkey". Chemical Geology 89, pp. 263-280.

-Gansser A., (1951a), "**Geological reconnaissance in Gorgan and surrounding area**", National Iran Oil Company, Unpublished interal geological report no. 10, 37p

-Gansser A., (1951a), "Geological summary reporte on the area No.3 (Caspian sea)", National Iran Oil Company, Unpublished interal geological report no. 29, 26p.

-Ghavidel – Syooki, M., (1988), **"Palynostratigraphy and paleoecology of the Faraghan formation of Southern Iran."** Ph.d thesis. Mishigsn state university, East Lansing (unpublished).

-Ghavidel – Syooki, M., (1992), "Palynostratigraphy and paleogeography of Padeha and Khoshyeilagh formations in Kuh-e-Ozom, Kopet-Dagh region,Northeastern Iran,", ", National Iranian Oil Company, Paleontological reports, No 407(unpublished).

-Ghavidel – Syooki, M., (1994), **''Biostratigraphy and paleo- biogeography of some Paleozoic rocks at Zagros and Alborz mountain''**, Geological survery of Iran with cooperation of Deputy Ministry of project and planning, 18, pp 1- 168.

-Ghavidel – Syooki, M., (2001), **"Palynostratigraphy and Palaeogeography of the late Devinian stratain Northeastern Esfahan city, Central Iran."**, in Goodman, D. K., Clarke, R.T., (eds), Proceeding of the IX international playnogical congrees, 1996, Houston, Texas, U.S.A, pp 37-51.

-Ghavidel – Syooki, M. ,(2003), **"Palynostratigraphy of Devonian sediments in the Zagros basin, Southern Iran",** Review of Paleobotany and palynology, 127, pp 241-268.

-Ghavidel – Syooki, M. ,(2008), "**Palynostratigraphy and Palaeogeography of the Upper Ordovician Gorgan Schists (Southeastern Caspian Sea), Eastern Alborz Mountain Ranges, Northern Iran**", Comunicaçóes Geológicas, 2008, t. 95, pp. 123-155.

-Ghavidel- Syooki, M., (2007) "Palinostratigraphy and palaeogeography of the Padeha, Khoshyeilaghand Mobarak formations in the eastern Alborz range.

(**Kopet- Dagh region**), northeastern Iran''. Revieue de micropaleontologie, **50**, pp 129-144.

-Ghavidel- Syooki, M., Hassanzadeh, J., Vecoli, M., (2011), **"Palinology and isotope geochronology of the upper Ordovician- Silurian saccesstions (Ghelli and Soltan meidan formations) in the Khoshyeilagh area, Eastern Alborz range, Northern Iran, stratigraphic and palaeogeographic implications", Review of Paleobotany and palynology, 164, pp 251- 271.** 

-Gorton, M. P., Schandl, E. S. (2000), "From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc - related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks". Canadian Mineralogist, Vol. 38, pp. 1065-1073.

-Govindaraju, K., (1984), "**1984 compilation of working values and sample description for 170 international reference samples of mainly silicate rocks and minerals.**" Geostandards Newsletter, Spesial Issu no. 8.

-Gutierrez Marco, J. C., Rabano, I., San Jose, M. A., Herrans, P., Sarmiento, G.N., (1995), "Oretanian and Dobrotivian stages v.s Lianvirn- Liandeilo series in the Ordovician of the Iberian Peninsula", Pacific section of society of sedimentary geology (SEPM), Fullerton, California, 77, 55-59.

-Gutierrez Marco, J. C., Rabano, I., Sarmiento, G.N., Acenolaza, G. F., San Jose, M. A., Pieren, A. P., Herrans, P., Couto, H. M., Picerra, J. M., (1999), "Faunal dynamics betwin Iberia and Bohemia during the Oretanian and Dobrotivian (late middleearliest upper Ordovician) and biogeographic relation with Avalonia and Baltica ", Acta univercitatis carolinae, Geologica 43(1/2), pp 487-490.

-Gutierrez Marco, J. C., Rabardel, M., Rabano, I., Sarmiento, G.N., San Jose, M. A., Herrans, P., Pieren, A. P., (2002), "Ordovician in 'Gibbons, W., and Moreno, R., (eds): The geology of Spain", The geological society of London, UK, pp 31-49.

-Hammer, J.E., Coombs, M.L., Shamberger, P.J., Kimura, J.I., (2006). "Submarin silver in North Kona: A window in to the early magmatic and growth history Hualalai Volcan, Hawaii," Jurnal of Volcanology and Geothermal Research 151,157-188.

-Hashemi, H., Playford, G., (1998)., "Upper Devonian Palynomorphs of Shishtu Formation, Central basin Iran", Palaeontographica Abteilung B, 246, pp 115-212. -Hawlicek, V., Marek. L., (1973), "Bohemian Ordovician and its international correlation" Casopis pro mineralogii a geologii. 18, pp 225-232.

-Higgins, M.W., (1971), "Cataclastic rocks", USGS Prof, pp 687.

-Hofmann A,W., Jochum, K,P., Seurfert, M., White, W,M., 1988. "**Nb, Pb, hn oacenic basalts: New constraints on mantle evolution**". Earth and planetary Science letters, 79, pp 33-45

-Hubber, H., (1957), "Geological reporte on south Gorgan mountain front between Nika and Shah-Pasand", National Iran Oil Company, Unpublished interal geological report no. 164, 39p.
-Jenny, J., (1977), **"Percambrian et paleozoiqe in ferieure, del Elburz oriental enre Aliabad et Shahrood"**, Iran du inrod-east, Eclogae geologica helvetiae, 70(3), pp. 761-770.

-Johnson, K.T.M; Dick, H.J.B; Shimizu, N. (1990), "Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites." J. Geophys. Res. 95, pp. 2661–2678.

-Johnson, K.T.M. (1994) "Experimental cpx/and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures; petrogenetic implications" Mineral. Mag. 58, 454-455.

-Jenkins, D.M., Newton, R.C., & Goldsmith, J.R., (1984). "Relative stability of Fefree zoisite and clinozoisite". Journal of Geology, 93, 663-72.

-Kent, R., (1995). "Continental and oceanic flood basalt provinces: current and future perspective. In: Srivastava, R.K., Chandra, R. (Eds.)", Magmatism in Relation to Diverse Tectonic Settings, A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 17–42

-Kirkpatrick, R. J. (1977), "Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea volcano, Hawaii". Geol. Soc. Am. Bull., 88, 78-84.

-Kuno, H. (1968), **"Origin of andesite and its bearing on the island arc structure"**. Bull. Vol 32, pp. 141 – 176.

-Le – Harisse, A., Servaise, T., Wicander, R., (2000), "Devonian acritarchs and related forms", courier Forshungsinstitute Senckenberg ,220. pp195-205

-Li, X,h., Li, Z,X., Zhou ,H., Liu, Y., D.Kinny, P. 2001, "U- Pb zircon geochronology, Geochemystry, and Nd isotopic study of Neoprotrozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China: implications for the initial rifting of Rodinia". Precamberian Research 113, pp135-154.

-Lister, G.S., and Snoke, A.W., (1984), "S-C mylonites", struct, Geol, 6, 617-638.

-Manya, Sh., Maboko, M.A.H., Nakamur, E., (2007). **"The geochemistry of high-Mg andesite and associated adakitic rocks in the Musoma-Mara Greenstone Belt, northern Tanzania: Possible evidence for Neoarchaean ridge subduction?"**. Precambrian Research 159, 241–259.

-Meschede M., (1986). "A method of discriminating between different types of mid – ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb- Zr- Y diagram". Chem. Geo., 56, 207 – 218.

-Middlemost, E. A. K. (1985), "Magma and magmatic rocks, An Introduction to igneous petrology". Longman Group U. K., PP. 73 – 86.

-Middlemost, E. A. K. (1989), "Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks", Chem. Geol, 77, 19-26.

-Middlemost, E. A. K. (1994)," Naming materials in the magma / igneous rock system". Longman Groun u. k, pp. 73 – 86.

-Muller, D. Rock, N. M. S, Groves, D. I.,(1992) "Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic rocks, from different tectonic setting: a pilot study", Mineral. Petrol, 46, 259 – 289.

-Muttoni, G., Mattei, M., Balini, M., Zanchi, A., Gaetani, M., Berra, F., (2009) "The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic" South Caspian to Central Iran Basins". 312, pp7-29.

-Nagudi ,N., Koberl , Ch. , Kurat, G., (2003). Petrography and geochemistry of the Singo granite ,Uganda .and implications for its origin. Journal of African earth sciences , 36 .pp.1-14

-Nakamura N. (1974). "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites". Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 757 – 775.

-Paris, F., (1990), **"The Ordovician chitinozoan biosones of the northern Gondwana domain"**, Review of Paleobotany and palynology, 66, pp 181-209.

-Park, Y. and Means, W.D. (1996), "Direct observation of deformation processes in crystal mushes". Journal of Structural Geology, 18, 847-58

-Panter, H.S., Hart, S.R., Kyle, Ph., Blusztanjn, J., Wilch, T., 2000. "Geochemistry of Late Cenozoic basalts from the Crary Mountains: characterization of mantle sources in Marie Byrd Land, Antarctica". Chemical Geology 165.215–241

-Passchier, C.W., and Simpson., (1986), **Porphyroclast systems as kinematic indicators''**, J, Struct, Geol, 8, 831-843.

-Passchier, C.W., and Trouw, R.A.J., (1996), "Microtectonics", springer, verlog. Berlin.

-Pearce, J.A. (1983), "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva". Cheshire, UK, pp. 230-249.

-Pearce, J.A. and Norry, M.J., (1979), "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks." Contrib. Minral.Petrol., 69, 33-47.

-Philpotts, A.R. and Dickson, L.D. (2002): "Milimeter- scale model layering and the nature of the upper solidification zone in thick flood- basalt flow and other sheets of magma". Journal of structural Geology, 24,1171-7.

-Piccirillo, E.M., Justin-Visentin, E., Zanettin, B., Joron, J.L., Treuil, M., (1979). "Geodynamic evolution from plateau to rift: Major and trace element geochemistry of the central eastern Ethiopian plateau volcanics." Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abt. 158, 139–179.

-Playford, G., Dring, R. S., (1981), "Late Devonian acritarchs from Carnarvon basin western Australia", Spesial papers in paleontology, 27, pp1-78

-Prytulak. J., Elliott, T., (2007), **"TiO<sub>2</sub> enrichment in ocean island basalts".** Earth and Planetary science letters, 263, pp.388-403.

-Ramond, L. A., (2002), **"The study of igneous, sedimentry & metamorphic rocks"**, McGraw-Hill, second edition.

-Rolinson, H. (1993)."Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", Longman.

-Ruttner, A.W., (1993), **"Southern borderland of Triassic Laurasia in north-east Iran"**. Geologische Rundschau, 82, 110-120.

-Salehi- Rad, M. R., (1979), "Etude Geologique de la region de Gorgan (Alborz oriental, Iran)", PhD. Thesis, Universite de Paris – sud, 162p.

-Sanchez- Garcia.T., Quesada, C., Bellido, F., Dunning, G.R., Gonzales del Tanago, J., 2008, **"Two step magma flooding of the upper crust during rifting: The Early Paleozoic of the Ossa Morena Zone (SW Iberia)"**. Tectonophysics, 461, pp72-90

-Saunders, A.D., Storey, M., Kent, R., Norry, M.J., (1992). "Consequences of plum– lithosphere interactions. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.)", Magmatism and the Causes of Continental Break-up, Geological Society of London Special Publication 68, pp. 41–60.

-Shervais, J.W. (1982)," **Ti–V plots and the petrogenesis of modernophiolitic lavas**". Earth Planet. Sci. Lett. 59, pp. 101–118.

-Siddiqui, R.H., Brohi, I.A and Haidar, N., (2010), "Geochemistry, petrogenesis and crustal contamination of hotspot related volcanism on the north western margin or Indian continent and its implications for paleosedimentary envaironments". Sindh Univ. Res. Jour. (Sci. Ser), vol 42 (2). 15-34.

-Simpson, C., (1985), "**Deformation of granitic rocks across the brittle – ductile transition**", J. Struct. Geol, 7, 503, 511.

-Srivastava, R.K., Singh, R.K. (2004). "Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub alkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism", Jurnal of Asia Earth sciences 23(2004)373-389. -Stahl, A. F., (1911), "Handbuk der regionalen geologie – Persian". V. Band 8, Hildelberg,

-Stockline, J., (1955), "**Strtigreaphical studies in the East- Mazandaran and Elburze between Nika and Damghan**", National Iran Oil Company, Unpublished interal geological report no. 141, 36p.

-Stockline, J., (1968), "**Structural history and tectonics of Iran a review**", A. A. P. G. Bull, pp. 1229- 1258.

-Sun S. S., McDonough W. F. (1989) " A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes". In: Saunders, A. D., Norry M. J. (eds), "Magmatism in oceanic basins". Geology. Soc. London. Spec. Pub., **42**, pp 313 – 345.

-Tang, Y. J., Zhang, F.H., Ying, J.F. (2006) "Asthenosphere-lithospheric mantle interaction in an extensional regime: Implication from the geochemistry of

**Cenozoic basalts from Taihang Mountains, North China craton''.** Chemical Geology, 233, pp.309- 327.

-Thompson, L S. and Hotchkiss, H., (1937), "**Preliminary reporte on the geological reconnaissance of NE Iran**", National Iran Oil Company, Unpublished interal geological report no. 141, 38p

-Thompson R. N. (1982)." British Tertiary volcanic province". Scoot. J. Geol., 18, 49 – 107.

-Tietze, E., (1877), "**Ein Ausflug nach dem Siahkuh (schwarzer Berg) in persian**", mitt geogr, Ges. Wien, (N.F.), v, 18, pp, 257-267.

-Van Keken, P.E., Hauri, E.H., Ballentine, C.J., (2002), **"Mantle mixing: the generation, preservation and distruction of chemical heterogenaty".** Annu. Rev. Earth planet, SCI. 30, 493-525.

-Vijay Kumar, K., Rathana, K. (2008)," Geochemistry of the mafic dykes in the Prakasam alkaline province of Eastern Ghats Belt, India: Implications for the genesis of continental rift-zone magmatism." Lithos 104, pp. 306–326.

-Wass, S.Y., Roger, N.W., (1980). "Mantle metamorphism- Precursor to alkaline continental volcanism". Geochem. Cosmochim. Acta44,1811-1823. -Wensink, H., Zijderveld, J.D and Varekamp, J.C., (1978), "Paleomagnetism and ore mineralogy of some basalts of the Geirud Formation of late Devonian- early Carbonirerous age from the Southern Alborz – Iran". Earth & Pelanetary Science Letters, 41, 441- 450

-Weaver, B,L., 1991, "The origin of ocean island basalt end- member composision trase element and isotopic constrain". Earth Planet. Sci, Lett 104, pp 381- 39

-White, J. D. L; McPhie, J; Skilling, I. P. (2000), "Peperite: a useful geneticterm". Bull. Volcanol. 62, pp. 65-66.

-Wicander, R., Loeblich, A. R., (1977), "Organic – walled microphytoplankton and its stratigraphic from the upper Devinian Antrim shale, Indiana, U.S.A.", Palaeontographica Abtelung, B.160, pp 69-165.

-Wicander, R., Playford, G., (1985), "Acritarchs and spors from the Upper Devonian Lime Creec formation, Lowa, U.S.A.", Micropaleontology, 13, pp97-138.

-Winchester, J,A., Floyed, P,A., 1977, "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation produces using immobile elements". Chemical Geology, 20, 325- 342

-Winter. J. D., (2001), **"An Intruduction to igneous and metamorphic petrology"**, Prontic Hall, pp 467- 470.

-Wilson, M., 1989, **''Igneouse petrogenesis'**'. A Global Tectonice approach. Unwin Hyman, London.

-Wise, D.U., Dunn, D.E., Engeldar, J.T., Geiser, P.A., Hat, R.D., Kish, S.A., Odom, A.L and Schamel, S., (1984), " Fault- related rocks: suggestion for terminology", Geology, 12, 391- 394.

-Wiseman, J.D.II., (1934), "**Thecentrl and south –west Highland epidiories: a study in progressive metamorphism**". Quarterly Journal of the Geological Society, London, 90, 354-417.

-Wood D. A., Joron J. L., Treuil m. (1979). "A re – appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings." Earth Planet. Sci. Lett. 45, 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, 11 - 30.

-Yardley, B. W.D., Mackenzie, W., Guilford, C., (1990), "Altas of metamorphic rocks and their textures", longman scientific and technical.

-Yan, J.,Zhao, X,J., 2008, "Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: the role of lithosphere – astenofphere interaction". Journal of Asian Earth Science, 36,pp 103-121

-Ying, J; Zhang, H; Sun, M; Tang, Y; Zhou, X; Liu, X. (2007), "Petrology and geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi Province, Western North China Craton: implication for magma mixing of different Source in an extensional regime". Lithos, 01566, pp. 1-22.

-Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A. & Sabouri, J. (2009), **The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) Orogeny in North Iran, In Book of "South Caspian to Centeral Iran Basins",** Edited by M. F. Brunet, M. Wilmsen and J. W. Granath, Published by The Geological Society London, pp. 31-57.

-Zhou, M.F., Robinson, P.T., Lesher, C.M., Keays, R.R., Zhang, C.J., Malpas, J., (2005), "Geochemistry, petrogenesis and metallogenesis pf the Panzhihua gabbroic layered intrusion and associated Fe, Ti,V, oxid deposits, Sichuan Province, SW China". Journal of Petrology, No. 46, 2253- 2280.

## Abstract:

Gorgan Schists have a wide range of rocks including slate and philite to schists. They have a wide compositional range and show different stages of deformation as  $S_0$ ,  $S_1$  and  $S_2$  foliations. The mafic igneous rocks have been reported by many resaerchers in this complex. These igneous rocks exit as interbeds of lava flows in schists as well as small intrusion and scattred dykes. Interbeds of lava flows are melanocratic and have vesicular and flowing structures. They have basaltic composition and altered extensively. Plagioclase as microlite in matrix and as phenocrysts are the main minerals of these rocks. Existence of sphen around the cpx show that the cpx is Ti- augite. A various minerals such as chlorite, epidote, sphen, albite, sericite, zoizite, clinozoizite, calcite, quartz and ... as micrograns, veins and coarse grains formed in these rocks. Porphyric, glomeroporphyric and trachyty- porphiric are the main textures of basalts. Small intrusiouns, specially in Naharkhoran vally intruded in these schiste. Their appearences are melanocrate and have gabbroic composition. Their chemical compositions are very simillar to basalts. These rocks affected intensively by metamorphism and alteration and show a wide range of secondery minerals.Gabbros have granular, intergranular, ophitic and subophitic textures. Small dykes with basaltic. Trachytic and andesitic compositions, exist in whole area. In these rocks, CPX is low or absent, plagioclase increeses and alkali feldspars appears as phenocryst. In petrographical studies, can be seen a fractional crystallisation range from basic to intermediate in igneous rocks. In geochemical studies, exitence a lot of normative olivine and small amounts of feldspatoid in some rocks, indicate SiO<sub>2</sub> undersaturation of parental magma. Indeed, this magma had alkaline nature. Spider diagrams show LREE and LILE enrichments and HREE depletions. These indicate low grade partial melting of sourse region. Forthermore, relative enrichment in HFSE (absence of Ti depletion and existence of Nb positive anomaly) indicate an enriched sourse for these rocks, absence of contamination with continental crust and similsrity of them with interacontinental alkaline magma, parallel patterns in spider diagrams and ration close to 1 in OIB normalaize diagrams, indicate the semilarity of their sourse to OIB magma sourse. Based on the results of tectonic discrimmination diagrams and sourse region characteristic, these rocks had been formed from 2-10% partial melting of an asthenospheric mantle sourse with garnet spinel lherzolitic composition in 100-110 km depth in an intercontinental rift environment. This environment consistent with extensional regime governed on northeast edge og Gondwana Supercontinent and fomation of Turan rift in Ordoviciane - Silurian that resulted to creation of Paleotethys ocean.

Keyword: Mafic igneous rocks, Gorgan Schists, Eastern Alborz



## Shahrood University of Technology Faculty of Earth Sciences Department of Petrology and Economic Geology MSc thesis

The study of petrology and geochemistry of igneous mafic rocks in Gorgan Schists

By

Shiva Salehian

Supervisor:

Dr. H. Ghasemi

Advisor:

Dr. M. Ghavidel Syooki

January 2012