



دانشكده علوم زمين

رشته زمینشناسی، گرایش ژئوشیمی

پایاننامه کارشناسی ارشد

بررسی ژئوشیمیایی سنگهای رسوبی سیلیسی-آواری سازند پادها در برش خوشییلاق، البرزشرقی

> نگارنده: مهدی حسینی استاد راهنما: دکتر مهدی جعفرزاده استاد مشاور: دکتر عزیزالله طاهری

| | | • |
|------------------|--------------|-----------------------|
| ث ماره: | | |
| تاريخ: ١٣٩٨/٢/١٠ | e, lleidauly | |
| | | والمتحاد ستريجا بهرود |
| | | مديريت تحسيلات تكميلى |

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

با نام و یاد خداوند متعان، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد آقای مهدی حسینی با شماره دانشجویی ۹۵۰۴۸۰۴ رشته زمین شناسی گرایش زمین شیمی تحت عنوان : بررسی ژئوشیمیایی سنگکهای سیلیسی –آواری سازند پادها در برش خوش ییلاق، البرز شرقی که در تاریخ ۱۳۹۸/۴/۱۰ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام میگردد:

| | | | and the second | |
|-------|--------------|---------------------------|--|--|
| | | مردود 🗌 | یل (با درجه جندل شریف) 🗹 | |
| | | عملی ک] | ع تحقيق: نظرى 🗌 | |
| اعضاء | مر تبهٔ علمی | نام ونام خانو ادکی | عضو هیأت داوران | |
| | استاديار | دکثر مهدی جعفرزاده | ۱۱ | |
| | | - | ۲۰۰۱ استادراهنمای دوم | |
| | استاد | دكتر عزيزالله طاهري | ۳ – استاد مشاور | |
| | استاد | دكثر حبيب الله قاسمى | ۴ – نماینده تحصیلات تکمیلی | |
| -X | استاديار | دکتر معصومه کردی | ۵- استاد ممتحن اول | |
| | استاديار | دکتر مسعود علی ہور اصل | ۶استاد ممتحن دوم | |

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر پرویز امیدی تاریخ و امضاء و مهر دانشکده: indre: marcalite

تبصره: در صورتی که کسی مردود شوه حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از بایان تامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).

تقديم به:

مادرم، همسرم و دخترم

تشکر و قدردانی

تشکر و سپاس بیپایان مخصوص خدایی است که بشر را آفریده و به او قدرت اندیشیدن داده و تواناییهای بالقوه را در وجود انسان قرار داده و او را امر به تلاش و کوشش نموده و راهنماییهایی را برای هدایت بشر فرستاده است.

پس از ارادت خاضعانه به درگاه خداوند بی همتا لازم است از استاد ارجمندم جناب آقای دکتر جعفرزاده که مرا در طی مراحل مختلف این پژوهش، صبورانه و مشفقانه راهنمایی کرده و از محضر علمیشان مستفیض گردانیدهاند تشکر و قدردانی نموده، همچنین از جناب آقای دکتر طاهری به خاطر سعه صدر و مشاوره-های دلسوزانه که در تهیه این پژوهش مرا مورد لطف خود قرار دادهاند تشکر و قدردانی نموده و موفقیت همگان را از درگاه احدیت خواهانم.

٥

مهدی حسینی تیرماه ۱۳۹۸

تعهد نامه

اینجانب مهدی حسینی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود

نویسنده پایان نامه بررسی ژئوشیمیایی سنگهای رسوبی سیلیسی-آواری سازند پادها در برش خوش ییلاق،

البرز شرقی تحت راهنمائی **دکتر مهدی حسینی** متعهد می شوم .

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

تاریخ ۱۳۹۸/٤/۱۰

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

در این مطالعه، یتروگرافی و ژئوشـیمی ماسهسنگها و شیلهای سازند یادها در برش خوش پیلاق در البرز شرقی به منظور بهدست آوردن اطلاعاتی بیشتر در مورد خاستگاه آنها مورد استفاده قرار گرفته است. سازند یادها در برش مورد مطالعه با ضخامت ۳۴۱ متر بر روی بازالتهای سلطان میدان به سن اردویسین یسین-سیلورین قرار گرفته است. پس از مطالعات صحرایی، تعداد ۲۰ نمونه ماسهسنگ متوسط دانه برای مطالعات نقطهشـماری و ۸ نمونه ماسهسنگی و ۲ نمونه شیلی جهت انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی و تعداد ۳ نمونه ماسه سـنگی و ۲ نمونه شـیلی جهت تعیین ترکیب کانیشـناسـی انتخاب شـدند. با استفاده از درصـدهای محاسـبه شده از دادههای نقطه شماری، ترکیب سنگشناسی این ماسهسنگها کوارتزآرنایت، سابآرکوز و سابلیتارنایت تشخیص داده شدهاند. میزان Q/Q+F در ماسهسنگها و ویژگیهای ژئوشیمیایی ماسه سنگها و شیلهای سازند پادها از جمله نسبت Al₂O₃/TiO₂ و نمودار TiO₂ در مقابل Zr ، ســـنگ مادر غالب این نهشـــتهها را می توان ســـنگهای آذرین فلســیک در نظر گرفت. نمودارهای QmFLt و QtFL، خاستگاه زمینساختی ماسهسنگهای سازند پادها را کراتون پایدار نشان میدهد. ژئوشــیمی نیز اکثراً جایگاه تکتونیکی حاشــیه غیر فعال قارهای و ریفتی را برای این نمونهها تأیید نموده است. با توجه به مطالعات جغرافیای قدیمه صورت گرفته در منطقه می توان بالاآمدگی های تکتونیکی و فرسایش بستر گرانیتی کادومین و همچنین ورود مواد آواری از سنگهای گرانیتی کراتون عربستان را به عنوان سنگ مادر دیگر رسوبات سازند پادها در نظر گرفت.

کلمات کلیدی: - ماسه سنگها- سازند پادها -خوشییلاق-البرز شرقی- لیتولوژی- جایگاه تکتونیکی-جغرافیای دیرینه - خاستگاه

لیست مقالات برگرفته از پایاننامه

۱- حسینی، مهدی؛ جعفرزاده، مهدی و طاهری، عزیز الله (۱۳۹۷) پتروگرافی و خاستگاه ماسهسنگهای سازند پادها (دونین زیرین – میانی) در برش خوشییلاق، البرز شرقی (بیست و یکمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه پیام نور قم)

۲- حسینی، مهدی؛ جعفرزاده، مهدی؛ طاهری، عزیز الله و زندمقدم، حامد (۱۳۹۸) پتروگرافی و ژئوشیمی سنگهای رسوبی سیلیسی-آواری سازند پادها در برش خوشییلاق، البرز شرقی: کاربردی جهت تحلیل خاستگاه، پژوهشهای چینهنگاری و رسوبشناسی دانشگاه اصفهان

فهرست مطالب

| صفحه | عنوان |
|---|-----------------------|
| ۱ | فصل اول: كليات |
| ۲ | ۱–۱– مقدمه |
| افیایی منطقه | ۱–۲– ویژگیهای جغر |
| جغرافیایی برش خوشییلاق و راههای دسترسی به آن۳ | ۱-۲-۱- مختصات |
| و پوشش گیاهی منطقه۴ | ۱-۲-۲ آب و هوا |
| رژی منطقه۵ | ۱-۲-۳- ژئومورفولو |
| ، تحقيق۵ | ۱ – ۳ – اهداف و اهمیت |
| ۶ | ۰۱–۴- روش تحقیق |
| کتابخانهای۶ | 1-4-1- مطالعات ` |
| صحرایی۷ | ۰ –۲–۴ مطالعات |
| َزمایشگاهی۷ | ۱–۴–۳– مطالعات آ |
| مقاطع نازک و مطالعات پتروگرافی۷ | ميوت - ۱ - ۳ - ۴ - ۱ |
| عات اشعه ایکس (XRD) | ۲-۳-۴-۱ مطال |
| عات ژئوشیمیایی (ICP-MS) | ۱–۴–۳–۳– مطال |
| لماعات حاصل از بررسیهای پتروگرافی و آنالیزهای ژئوشیمیایی۹ | ۴-۴-۴ تفسیر اط |
| باننامه۹ | ۱–۴–۵– نگارش پای |
| چه مطالعات قبلی۹ | ۱-۶- پیشینه و تاریخ |
| عمومی و چینهشناسی | فصل دوم: زمینشناسی |
| ىناسى | ۲-۱- موقعیت زمینش |
| چینەشناسی منطقه خوش ییلاق | ۲-۲- زمینشناسی و |
| ۱۵ | ۲-۲-۱- اردویسین |

| ۱۵ | ۲-۲-۱ سازند قلّی |
|----------------------------------|--------------------------------------|
| ۱۶ | ۲-۲-۲ سیلورین |
| ۱۷ | ۲-۲-۲-۱ سازند سلطانمیدان |
| ۱۸ | ۲ -۲-۳- دونين |
| بادها در ایران | ۲-۲-۳-۱ چینهشناسی و گسترش سازند ر |
| ش خوش ييلاق | ۲-۲-۳-۲ چینهشناسی سازند پادها در بر |
| ۳۰ | ۲-۲-۳-۳ سازند خوش ييلاق |
| ۳۳ | فصل سوم: دادەھا |
| ۳۴ | ۲–۱– مقدمه |
| ۳۴ | ۲-۳- پتروگرافی |
| درشت مورد مطالعه | ۳-۲-۱-اجزای تشکیل دهنده سنگهای دانه |
| متوسط مورد مطالعه۳۵ | ۳-۲-۲- اجزای تشکیل دهنده سنگهای دانه |
| ۳۶ | ۳-۲-۲-۱ کوارتز |
| ۳۷ | ۳–۲–۲–۲ فلدسپات |
| ۳۸ | ۳-۲-۲-۳- خردهسنگها |
| ٣٩ | ۳-۲-۲-۴ اجزای فرعی |
| ۴ | ۳-۲-۲-۵- سیمان |
| ۴۱ | ۳-۲-۲-۶- ترکیب سنگشناسی |
| ِيز مورد مطالعه۴۲ | ۳-۲-۳- اجزای تشکیل دهنده سنگهای دانه |
| ۴۳ | ۳-۳- ژئوشیمی |
| FF | ۳–۳–۱ عناصر اصلی |
| ۵۱ | ۳-۳-۲- عناصركمياب |
| ۵۱Sr , Rb , Ba : (LII | E) عناصر لیتوفیل بزرگ یون (E) |
| ۵۲ Nb ,Hf ,Zr ,U ,Th ,Y ,Sc ;(Hl | FSE) عناصر با قدرت میدان بالا |
| ۵۳ Ni , V ,Co ; | ۳-۳-۲-۳- عناصر کمیاب حدواسط (TTE) |

| فصل چهارم : خاستگاه |
|--|
| ۵۶ |
| ۲-۴- تعیین خاستگاه بر اساس پتروگرافی |
| ۴-۲-۲ ترکیب سنگمادر |
| ۴–۲–۲ جایگاه زمینساختی |
| ۴-۲-۳- آب و هوا در منطقه منشأ |
| ۴-۳- تعیین خاستگاه بر اساس ژئوشیمی۴ |
| ۴–۳–۱ لیتولوژی سنگمادر۴ |
| ۴–۳–۱–۱ تعیین لیتولوژی سنگمادر بر اساس عناصر اصلی۴ |
| ۴–۳–۱–۲ تعیین لیتولوژی سنگمادر بر اساس عناصر کمیاب۶۵ |
| ۴–۳–۲– جایگاه تکتونیکی |
| ۴–۳–۲–۱– تعیین جایگاه تکتونیکی بر اساس عناصر اصلی۴ |
| ۴-۳-۲ تعیین جایگاه تکتونیکی بر اساس عناصر کمیاب |
| ۴–۳–۳ هوازدگی منطقه منشأ |
| ۴-۴- جغرافیای قدیمه |
| فصل پنجم: نتیجه گیری و پیشنهادها۸۱ |
| ۵-۱- نتیجه گیری |
| ۸۳۸۳ پیشنهادها |
| منابع |
| منابع فارسی: |
| منابع انگلیسی: |

فهرست شكلها

| شکل ۱-۱: موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به برش خوشییلاق۴ |
|---|
| شکل۲-۱: تقسیمبندی واحدهای ساختاری-رسوبی ایران بر مبنای تقسیمبندی اشتوکلین۱۴ |
| شکل ۲-۲: نقشه زمینشناسی منطقه خوشییلاق در البرز شرقی و موقعیت برش |
| شکل ۲–۳: تطابق و همارزی رسوبات دونین در بخشهای مختلف البرز و ایران مرکزی۲۰ |
| شکل ۲-۴: ستون چینهشناسی سازند پادها در برش خوشییلاق و موقعیت نقاط |
| شکل ۲-۵: تصاویر صحرایی از مرز بین سازند سلطانمیدان و سازند پادها، |
| شکل ۲-۶: تصاویر صحرایی از اجزای موجود در داخل کنگلومراهای بخش ۱ |
| شکل ۲-۷: تصاویر صحرایی از کنگلومراهای بخش ۱ سازند پادها، |
| شکل ۲-۸: مرز بین بخش ۱ سازند پادها با ماسهسنگهای کوارتزی بخش ۲۲ |
| شکل۲-۱۱: تصاویر صحرایی از لیتولوژیهای بخش ۲ و ۳ سازند پادها |
| شکل۳-۱: تصاویر میکروسکوپی از اجزای تشکیل دهنده کنگلومراهای بخش ۱۳۵ |
| شکل۳-۲: تصاویر میکروسکوپی از انواع کوارتزهای تشکیل دهنده ماسهسنگهای۳۶ |
| شکل ۳-۶: نمودار مثلثی فولک (Folk, 1980) به منظور طبقهبندی نمونههای ماسهسنگی۴۱ |
| شکل ۳-۷: نمودار XRD مربوط به نمونه شیلیP-SH-3 از بخش۲ سازند پادها۴۳ |
| شکل ۳–۸: نمودار دوتایی اکسید آلومینیوم در مقابل سایر اکسیدهای عناصر اصلی۴۶ |
| شکل۳-۹: نتایج بههنجارسازی عناصر اصلی نمونههای ماسهسنگی سازند پادها۴۸ |
| شکل۳-۱۰: نتایج بههنجار سازی عناصر اصلی نمونههای شیلی سازند پادها |
| شکل۳-۱۱: طبقهبندی ژئوشیمیایی ماسهسنگها اقتباس از پتیجان و همکاران |
| شکل۳–۱۲: نتایج بههنجارسازی عناصر کمیاب نمونههای ماسهسنگی سازند پادها۵۳ |
| شکل۳-۱۳: نتایج بههنجارسازی عناصر کمیاب نمونههای شیلی سازند پادها |

| شکل۴-۱: نمودار تورتوزا و همکاران (Tortosa et al., 1991) به منظور تعیین لیتولوژی۵۸ |
|---|
| شکل ۴-۲: نمودار Qm-F-Lt دیکینسون و همکاران |
| شکل ۴-۳: نمودار Qt-F-L دیکینسون و همکاران |
| شکل۴-۴: تعیین شرایط آب و هوایی منطقه منشأ بر اساس دادههای پتروگرافی ماسهسنگهای۶۱ |
| شکل۴-۵: نمودار تابعی روسر و کورش |
| شکل۴–۶: دیاگرام مقادیر TiO ₂ در مقابل Zr |
| شکل۴–۲: دیاگرام دوتایی Cr/Th در مقابل Th/Sc |
| شکل۴–۸: نمودار Th/Sc در برابر Zr/Sc |
| شکل۴–۹: نمودار Th/Co در برابر La/Sc |
| شکل۴-۱۰: دیاگرام تفکیکی باتیا (Bhatia, 1983) برای تفکیک جایگاههای تکتونیکی |
| شکل ۴–۱۱: نمودار SiO2 در برابر لگاریتم K ₂ O/Na ₂ O جهت تفکیک جایگاه تکتونیکی۷۱ |
| شکل ۴–۱۲: نمودار تفکیکی ورما و آرمسترانگ۷۲ |
| شکل ۴–۱۳: دیاگرام مثلثی La-Th-Sc |
| شکلA++1: نمودار دوتایی SiO2 در مقابل مجموع Al ₂ O ₃ + K ₂ O+Na ₂ O در مقابل مجموع |
| شکل۴–۱۵: خلاصهای از طیفهای سنی زیرکنهای آواری در نمونههای سازند پادها۷۸ |
| شکل ۴-۱۶: نقشه جغرافیای قدیمه و مدل شماتیک از ورود رسوب در زمان تهنشست |

فهرست جداول

| جدول۳-۱: نتایج حاصل از نقطه شماری ماسهسنگهای سازند پادها۳۷ |
|--|
| جدول۳-۲: درصدهای محاسبه شده از نتایج نقطه شماری جهت استفاده در نمودار فولک۴۲ |
| جدول۳-۳: درصد اکسیدهای اصلی ماسهسنگها و شیلهای انتخابی از سازند پادها۴۵ |
| جدول۳-۴: مقادیر برخی از عناصر کمیاب ماسهسنگها و شیلهای انتخابی۵۱ |
| جدول۴-۱: محدوده نسبت عناصر کمیاب ماسهسنگهای و شیلهای |

فصل اول **کلیات**

۱-۱- مقدمه

سنگهای رسوبی منبع اصلی اطلاعات از شرایط گذشته سطح زمین هستند. سنگهای رسوبی آواری ممکن است حاوی قطعاتی از جایگاههای کوهزایی باشند که امروزه به دلایل مختلفی در سطح زمین دیده نمی شوند و ترکیب این سنگهای آواری تنها شاهد موجود از آن دسته از سنگهای مادر (Parent rock) هستند که تحت فرسایش طولانی مدت قرار گرفتهاند و لذا در بازسازیهای جغرافیای دیرینه اهمیت بسیار زیادی دارند (Pores, 2002; Boggs, 2009). ترکیب اجزای تشکیل دهنده رسوبات و سنگهای رسوبی سیلیسی-آواری نشان دهنده عملکرد فرآیندهای هوازدگی و فرسایش است که اغلب توسط آب و هوا و زمین شناسی منطقه منشأ (Source area) کنترل می شوند و پتروگرافی این سنگها اطلاعات مهمی از سنگ مادر را ارائه می کند که در بازسازی تکامل تکتونیکی و حوضه رسوب گذاری از عوامل اصلی به شمار می رود. علاوه بر این رسوبی سیلیسی-آواری، نیز می توان خاستگاه (Provenance) و سایر فرآیندهای رسوبات و سنگهای رسوبی می استفاده از ترکیب شیمیایی (عناصر اصلی و کمیاب) کل سنگ (Whole rock) رسوبی مانند هوازدگی، رسوبی سیلیسی-آواری، نیز می توان خاستگاه (Provenance) و سایر فرآیندهای رسوبی مانند هوازدگی، حمل و نقل و دیاژنز را ارزیابی نمود، چرا که ژئوشیمی سنگهای رسوبی سیلیسی-آواری تابع پیچیدهای از ویژگیهای سنگهای رسوبی، شدت و دوره هوازدگی، چرخه رسوبی مجدد، دیاژنز و جورشدگی می باشد ویژگیهای سنگهای رسوبی، شدت و دوره هوازدگی، چرخه رسوبی مجدد، دیاژنز و جورشدگی می باشد (Nesbitt and Young, 1982; McLennan et al., 2003)

رخنمونهای سازند پادها با سن دونین پیشین-میانی در اکثر نقاط کشور از البرز شرقی و بینالود، مرکز، شرق و جنوب شرق ایران از جمله طبس و کرمان گزارش شده است (علوی نائینی، ۱۳۷۲). وضعیت صفحه ایران در زمان دونین به گونه ای بوده است که رسوبات سازند پادها با لیتولوژی تقریباً مشابه و به صورت گسترده در اکثر نقاط ایران بر جای گذاشته شده است به طوری که در بیشتر نقاط کشور، این سازند اغلب از ماسه سنگ تشکیل شده است اما به طور محلی سایر نهشته های رسوبی از قبیل کنگلومرا، گل سنگ، دولومیت و تبخیری ها نیز در آن دیده شده است (زندمقدم، ۱۳۹۲). با این حال، مطالعات صورت گرفته بر روی سازند پادها بیشتر در ایران مرکزی و بلوک طبس انجام شده است (به عنوان مثال، حسینی برزی و سعیدی، ۱۳۸۹؛ زندمقدم، ۱۳۹۲) و توجه کمتری به آن در البرز شده است. از جمله مطالعاتی که در البرز بر روی سازند پادها صورت گرفته است میتوان به مطالعه اهریپور (۱۳۸۹) اشاره نمود که به بررسی ویژگیهای رخسارهای، بازسازی محیط رسوبی قدیمه و چینهنگاری سکانسی سازند پادها در البرز شرقی در سه برش میغان، خوش ییلاق و تیل آباد پرداخته است و تهنشست رسوبات سازند پادها در البرز را نیز به محیطهای مخروطافکنهای و دریاچهای نسبت داده است. با توجه به این که در مطالعات صورت گرفته بر روی سازند پادها در البرز شرقی مطالعات مرتبط با خاستگاه بهویژه از روشهای ژئوشیمیایی کلسنگ تاکنون صورت نگرفته است، لذا در این مطالعه، ماسهسنگها و شیلهای سازند پادها در برش خوش ییلاق (شکل ۱–۱) مورد بررسیهای پتروگرافی و ژئوشیمی در قالب مطالعات خاستگاه قرار گرفته است. چنین مطالعاتی میتواند منعکس کننده تاریخچه تکتونیک-رسوب گذاری نهشتههای سیلیسی-آواری مورد مطالعه

۱-۲- ویژگیهای جغرافیایی منطقه

۱-۲-۱ مختصات جغرافیایی برش خوش ییلاق و راههای دسترسی به آن

محدوده مورد مطالعه در دامنههای جنوبی بخش شرقی البرز در شمال شرق شهر شاهرود قرار گرفته است. برش مورد مطالعه در گردنه خوش ییلاق در ۸۰ کیلومتری شهر شاهرود و در نزدیکی روستای خوش ییلاق قرار دارد. مختصات جغرافیایی این برش شامل ۱۹۲ °۵۵ تا ۲۰۲ °۵۵ طول شرقی و ۵۰۲ °۳۶ تا ۵۱۲ °۳۶ عرض شمالی می باشد (شکل ۱–۱).

۱-۲-۲- آب و هوا و پوشش گیاهی منطقه

بارندگی متوسط سالیانه در منطقه خوشییالق ۴۰۰–۱۰۰ میلیمتر میباشد (جعفریان و جلالی، ۱۳۸۳). این منطقه کوهستانی بوده و اغلب اوقات با ابر و مه پوشیده میشود. در فصل گرما، دارای آب و هوای معتدل و در فصل سرما، دارای آب و هوای سرد میباشد و اغلب توسط برف پوشیده میشود. پوشش گیاهی در این منطقه زیاد انبوه نیست و شامل بوتههای گیاهی و درختان کوتاه قد اورس و زرشک کوهی میباشد. این منطقه دارای چشمههایی میباشد که آب روستای خوشییلاق را تأمین میکنند (جعفریان و جلالی، ۱۳۸۳).



شکل ۱-۱: موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به برش خوش ییلاق (با تغییرات از اهری پور، ۱۳۸۹)

۱-۲-۳- ژئومورفولوژی منطقه

روند عمومی ارتفاعات و عناصر ساختمانی در کوههای البرز تقریباً شرقی- غربی است. ارتفاعات منطقه عموماً در بخش شمالی آن واقع شده و بخشهای جنوبی غالباً از توپوگرافی ملایمی برخوردار میباشد. در بخشهای شمالی عمدتاً واحدهای سنگی اردویسین تا دونین (شامل آبستو و ابرسج، سلطانمیدان، پادها و خوش ییلاق) ارتفاعات منطقه را تشکیل داده و در بخشهای جنوبی، مناطقی پست و مشتمل بر دشتهای گسترده با ریخت شناسی تپه ماهوری و شامل آبرفتهای عهد حاضر همراه با مخروط افکنههای متعدد قرار دارند. به دلیل اختلاف ارتفاع زیاد از شمال به جنوب دو ریخت شناسی همسان داشته و چین خوردگی، گسل خوردگی، بالا آمدگی و فرسایش مستمر تأثیر زیادی در ریخت شناسی منطقه داشته است. در منطقه مورد مطالعه، اکثر درهها و فروافتادگیها از راستای گسلها تبعیت میکنند و وجود آبراهههای نسبتاً جوان با مقطع V شکل بیانگر بالاآمدگی شدید در منطقه میباشد (جعفریان، ۱۳۸۸).

۱-۳- اهداف و اهمیت تحقیق

غالب مطالعاتی که تاکنون بر روی سازند پادها در منطقه ایران مرکزی و طبس و به میزان کمتری در حوضه البرز صورت گرفته، بر روی محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی تمرکز داشته است (برای مثال، اهریپور، ۱۳۸۹؛ زندمقدم، ۱۳۹۲). ژئوشیمی سنگهای سیلیسی-آواری این سازند نیز در منطقه ایران مرکزی و طبس تا حدودی انجام شده و از دادههای ژئوشیمی کلسنگ به دست آمده در جهت تعیین خاستگاه رسوبات این سازند استفاده گردیده است (حسینی برزی و سعیدی، ۱۳۸۹؛ زندمقدم، ۱۳۹۲). اما در حوضه البرز و بهویژه در برش خوش ییلاق تاکنون هیچگونه مطالعه ژئوشیمیایی کلسنگ بر روی سنگهای سیلیسی-آواری سازند پادها صورت نگرفته است. این گونه مطالعات خاستگاهی بر روی نهشتههای سازند پادها می تواند بستر مناسبی را برای ایجاد دادههای جغرافیای قدیمه در منطقه البرز به وجود آورد و زمینهای مناسب را برای کارهای بعدی و مقایسه این دادهها با مناطق دیگر ایران از قبیل ایران مرکزی و طبس فراهم آورد.

بهطور خلاصه اهداف اصلی مورد نظر در این تحقیق عبارتند از:

الف) بررسی پتروگرافی و شناسایی اجزای تشکیل دهنده سازند پادها

ب) بررسی آنالیز عناصر اصلی و کمیاب ماسهسنگها و شیلهای سازند پادها

ب) بررسی میزان هوازدگی و نوع آب و هوای منطقه منشأ، با استفاده از ترکیبی از روشهای پتروگرافی و ژئوشیمی

ج) بررسی جایگاه تکتونیکی و نوع سنگ مادر نهشتههای سازند پادها با استفاده از روشهای پتروگرافی و ژئوشیمی

۱-۴- روش تحقیق

مطالعات صورت گرفته در این پژوهش شامل چند مرحله می باشد که بهطور مختصر در زیر اشاره شده است:

۱-۴-۱ مطالعات کتابخانهای

در این مرحله اطلاعات مورد نیاز در ارتباط با موضوع پژوهش از منابع مختلف گردآوری شد و مطالعات قبلی صورت گرفته بر روی این سازند مورد بررسی قرار گرفت و با بررسی نقشههای زمینشناسی، برش مورد نظر برای مطالعه انتخاب گردیده است.

1-۴-۲ مطالعات صحرایی

در این مطالعات، برش تعیین شده از سازند پادها در منطقه خوش ییلاق مورد پیمایش قرار گرفت و نمونه برداری از نهشتههای سازند پادها بر اساس ضخامت لایهها و تغییرات لیتولوژی، انجام گرفت و در نهایت تعداد ۴۰ نمونه از بخشهای ۱ و ۲ سازند پادها (۵ نمونه از بخش ۱ و ۳۵ نمونه از بخش ۲) برداشت شد. شایان ذکر است که ۵ نمونه بخش ۱ از قطعات تشکیل دهنده کنگلومرا تشکیل شده است که در واقع هر نمونه شامل حدود ۲۰ قطعه از درون کنگلومراست.

۱–۴–۳– مطالعات آزمایشگاهی

۱-۴-۳-۱ تهیه مقاطع نازک و مطالعات پتروگرافی

در این تحقیق تعداد ۵۰ عدد مقطع نازک (۳۰ نمونه از ماسهسنگها و ۲۰ نمونه از قطعات موجود در کنگلومراها) در کارگاه تهیه مقاطع نازک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شدند. به منظور تعیین فراوانی اجزای سازنده ماسهسنگها، ۲۰ نمونه از ماسه Gazzi, 1966; Dickinson, 1970; Ingersoll et al., منظور تعیین فراوانی اجزای سازنده ماسهسنگها، ۲۰ نمونه از ماسه سنگهای دانهمتوسط به روش گزی-دیکینسون (,.ex شطه شماری شدند. در سنگشناسی رسوبی به منظور تخمین تر کیب ماسهسنگها، شمارش تعدادی مشهد نقطه شماری شدند. در سنگشناسی رسوبی تا ۴۰۰) صورت می گیرد. روش گزی-دیکینسون برای نقطه شماری، به صورت مستقل توسط گزی(, Gazzi, Gazzi, 1966) و دیکینسون(ویش گزی-دیکینسون برای نقطه شماری، به صورت مستقل توسط گزی(, Gazzi تا ۴۰۰) صورت می گیرد. روش گزی-دیکینسون برای نقطه شماری، به صورت مستقل توسط گزی(, Gazzi زیر یا دوی تا ۲۰۰۶) مورت می گیرد. روش گزی-دیکینسون برای نقطه شماری، به صورت مستقل توسط گزی(, Gazzi زیر یا دوی از کار معمولاً بین در وی ترکیب ماسهسنگها کاهش یابد (Dickinson, 1970). تفاوت اولیهٔ بین این روشها در طبقهبندی دانههای ترکیب ماسهسنگها کاهش یابد (Weltje, 2002). تفاوت اولیهٔ بین این روشها در طبقهبندی دانههای چند-چندبلوری درشتبلور (فانریتیک) می باشد. اما معیارهای طبقهبندی برای دانههای تکبلوری، دانههای چند- واقع در روش گزی-دیکینسون، دانهها یا بلورهای تکبلوری در حد ماسه (دانههای فانریتیک، اندازه بلور از ۲۰۶۲۵-میلیمتر تجاوز کند) که تشکیل دهندهٔ بخشی از دانههای چندبلوری بزرگتر میباشند، به عنوان تکبلور طبقهبندی میشوند نه بهصورت دانههای چندبلوری. فقط دانههای چندبلوری دانهریز (دانههای آفانیتیک، اندازهٔ بلور کمتر از ۲۰۶۲۵-میلیمتر)، به عنوان خردهسنگها طبقهبندی میشوند(, Weltje

بر این اساس انواع مختلف دانههای موجود در شبکه ماسهسنگهای سازند پادها از جمله کوارتز (تکبلوری و چندبلوری)، فلدسپات (فلدسپات پتاسیمدار و پلاژیوکلاز) و خردهسنگها (آذرین، رسوبی و دگرگونی)، اجزای فرعی و سیمانهای مختلف مورد شمارش قرار گرفتند و در مرحله بعد درصد کوارتز، فلدسپات و خرده سنگها به عنوان اجزای اصلی ماسهسنگها، برای نامگذاری و مطالعات خاستگاه ماسهسنگها مورد استفاده قرار گرفتند. جهت نامگذاری پتروفاسیسها نیز از تقسیم بندی فولک (Folk, 1980) استفاده شده است. حدود ۲۰ مقطع نازک از قطعات مختلف موجود در کنگلومراهای بخشهای قاعدهای سازند پادها در برش خوشییلاق نیز تهیه شدند و به منظور تعیین پتروگرافی و ترکیب قطعات، مورد مطالعه قرار گرفتند.

(XRD) مطالعات اشعه ایکس (XRD)

پراش اشعه ایکس XRD، روشی برای اندازه گیری فواصل صفحات اتمی یا به عبارتی شناسایی ساختمان مواد میباشد، که منجر به تعیین نوع کانی یا کانیهای تشکیل دهنده نمونه میشود. آنالیز پراش اشعه ایکس بر روی پودر نمونه، از روشهای مورد استفاده در تعیین کانیهای مختلف تشکیل دهنده نمونه میباشد (Hiller, 2003). در این مطالعه برای تشخیص ترکیب شیمیایی و نوع کانیهای تشکیل دهندهی نمونههای شیلی و ماسه سنگی، تعداد ۵ نمونه جهت آنالیز به روش XRD به آزمایشگاه آنالیز مواد دانشگاه دامغان فرستاده شد و توسط دستگاه Back مورد Bruker مورد بررسی قرار گرفتند.

(ICP-MS) مطالعات ژئوشیمیایی (ICP-MS)

پس از توصیف نمونهها در صحرا و بررسیهای پتروگرافی، ۸ نمونه ماسهسنگی مناسب که کمترین میزان سیمان کربناته را دارا بودند و ۲ نمونه شیلی جهت آنالیز عناصر اصلی وکمیاب، به آزمایشگاه زرآزما در تهران ارسال شدند و به روش ICP-MS مورد آنالیز قرار گرفتند و عناصر اصلی (Major elements) و عناصر کمیاب (Trace elements) موجود در نمونهها اندازه گیری شدند.

۱-۴-۴- تفسیر اطلاعات حاصل از بررسیهای پتروگرافی و آنالیزهای ژئوشیمیایی
 ۱-۴-۴- نگارش پایان نامه

۱-۶- پیشینه و تاریخچه مطالعات قبلی

سازند پادها برای اولین بار توسط روتنر و همکاران (Ruttner et al., 1970) معرفی شد و برش الگوی آن در ارتفاعات ازبک کوه و در حوالی روستای گوشه کمر در ایران مرکزی انتخاب شد. سن این سازند به علت فقدان فسیل شاخص مورد شک و تردید است اما با توجه به جایگاه چینه شناسی و بررسی فونای موجود در سازندهای پائینی (نیور) و بالایی (سازندهای سیبزار و بهرام و شیشتوی ۱)، دونین پیشین تعیین شده است.

-بزرگنیا (Bozorgnia, 1973) برای اولین بار بیواستراتیگرافی فرامینیفرهای پالئوزوئیک را در کوههای مرکز و شرق البرز مطالعه نمود و برای سازند خوشییلاق سن دونین میانی تا پسین و برای سازند پادها، سن دونین پیشین تا میانی را در نظر گرفت. -قویدل سیوکی (Ghavidel- Syooki, 1994) پالینواستراتیگرافی و پالئوژئوگرافی سازندهای پادها و خوش-ییلاق را در ناحیه خوش ییلاق مطالعه نموده است و سن دونین پسین را برای این سازند در نظر گرفته است. -رفیقی اسکویی (۱۳۷۱) پالینولوژی سازند پادها را در ایران مرکزی مطالعه کرده است. وی ضخامت سازند پادها را در برشی در ایران مرکزی ۶۷۰ متر گزارش کرده و پنج بیوزون برای آن معرفی میکند. دادههای پالینولوژی نشان دهنده سن دونین پسین (فرازنین) و شرایط کم عمق دریایی (ساحلی) برای این سازند است.

-ونت و همکاران (Wendt et al., 2005) چینه شناسی، الگوهای رخسارهای و جغرافیای دیرینه دونین ایران را در شمال و مرکز ایران مطالعه کردند و سن دونین پیشین تا پسین را برای سازندهای پادها و خوش ییلاق تعیین نمودند.

-حسینی برزی و سعیدی (۱۳۸۹) به بررسی خاستگاه و جایگاه تکتونیکی سازند پادها بر اساس دادههای پتروگرافی ماسهسنگها در برش سمیرکوه زرند کرمان پرداختند و جایگاه تکتونیکی حاشیه قارهای کافتی و آب و هوای مرطوب را در زمان ته نشست این سازند در منطقه کرمان به دست آوردهاند.

- اهریپور (۱۳۸۹) رخسارههای رسوبی سازند پادها را در البرز شرقی (برش خوش ییلاق، میغان و تیل آباد) مورد مطالعه قرار داد و این رسوبات را جزء توالیهای همزمان با ریفت تفسیر نموده که در محیطی کاملاً قارهای (محیطهای مخروط افکنهای و دریاچهای) بر جای گذاشته شدهاند.

-زندمقدم (۱۳۹۲) آنالیز رخسارهها، جایگاه تکتونیکی، ژئوشیمی، دیاژنز و چینه نگاری سکانسی سازند پادها را در ایران مرکزی مطالعه کرده و سن دونین پیشین تا میانی را برای این سازند تأیید کرده است. این مطالعات منعکس کننده سنگ مادر اسیدی برای ماسهسنگهای سازند پادها است که در حاشیه غیرفعال اقیانوس پالئوتتیس رسوب گذاری نمودهاند.

پور سلطانی (۱۳۹۵) به بررسی پتروگرافی و دیاژنز ماسهسنگهای سازند پادها در حوضه بینالود پرداخته است و رخدادهای مراحل مختلف دیاژنز شامل ائوژنز، مزوژنز و تلوژنز را در ماسهسنگهای سازند پادها بررسی نموده است.

فردوست و همکاران (۱۳۹۷) با استفاده از روشهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی، خاستگاه ماسهسنگهای سازند پادها به سن دونین پیشین-میانی را در دو بلوک طبس و یزد، مورد مقایسه قرار داده و تهنشست نهشتههای سازند پادها را در ارتباط با بازشدن اقیانوس پالئوتتیس و حدفاصل تبدیل حاشیه ریفتی به حاشیه غیرفعال پالئوتتیس دانستهاند.

مقدم و همکاران (Moghaddam et al., 2017) با بررسی زیرکنهای آواری در نمونههای سیلیسی-آواری سازند پادها در برش خوشییلاق، زیرکنهایی با سن حدود ۲/۵ میلیارد سال، ۶۰۰ تا ۸۰۰ میلیون سال و ۴۰۰ تا ۵۰۰ میلیون سال را در نمونههای ماسهسنگی و قطعات کنگلومرایی سازند پادها مشخص نمودند.

فصل دوم زمینشناسی عمومی و چینهشناسی

۲-۱- موقعیت زمین شناسی

زون البرز یکی از زیر تقسیمات ساختاری-رسوبی پهنه ایران بر اساس تقسیم بندی اشتوکلین (, Stöcklin زون البرز یکی از زیر تقسیمات ساختاری-رسوبی ایران را شامل می بندی ساختاری ایران مرکزی (۳) شامل می شود (شکل ۲–۱). سایر زیر تقسیمات عبارتند از (۱) زون کپهداغ، (۲) زون ایران مرکزی، (۳) زون سنندج سیرجان، (۴) زون زاگرس، (۵) زون پلتفرم عربی، (۶) زون بلوک لوت و (۷) زون مکران و شرق ایران. به نظر علوی (Alavi, 1996)، زون البرز متشکل از رشته کوههای سینوسی شکل و به طول

حدود ۲۰۰۰ کیلومتر میباشد که از کشورهای ارمنستان و آذربایجان در شمال غرب ایران تا کوههای پاروپامیسوس (Paropamisus) در شمال افغانستان امتداد دارد. زون البرز که به سه بخش البرز شرقی، البرز مرکزی و البرز غربی تقسیم می گردد، به صورت کوههایی با روند شرقی – غربی در شمال ایران قرار دارد. برش خوش ییلاق، در بخش شرقی البرز واقع شده است و در واقع جزو قسمت غربی تا جنوب غربی از البرز شرقی می باشد.



شکل۲-۱: تقسیم بندی واحدهای ساختاری-رسوبی ایران بر مبنای تقسیم بندی اشتوکلین (Stöcklin, 1968) و موقعیت منطقه مورد مطالعه در البرز شرقی.

۲-۲- زمینشناسی و چینهشناسی منطقه خوش ییلاق (اردویسین تا کربونیفر پیشین) بهطور کلی برونزدگی بسیار خوبی از سنگهای پالئوزوئیک در بخشهای غربی البرز شرقی مشاهده می گردد و به طرف البرز مرکزی این رخنمونها بهتر و کامل تر نیز می شوند در صورتی که به سمت شرق و زون کپه داغ رخنمون این سنگها ضعیف تر می شود (اهری پور، ۱۳۸۹). رخنمونهای بسیار خوبی از سازند میلا، قلّی، سلطان میدان، پادها و خوش ییلاق در منطقه خوش ییلاق در بخش غربی البرز شرقی وجود دارد. اما برونزدگی سنگهای متعلق به سازند نیور در این ناحیه دیده نمی شود یا بسیار ناچیز است اما به سمت شرق و زون بینالود رخنمونهای خوبی از سازند نیور در این ناحیه دیده نمی شود یا بسیار ناچیز است اما به (اهری پور، ۱۳۸۹). واحدهای سنگی پالئوزوئیک موجود در منطقه خوش ییلاق به تر تیب زمان شامل سازند آبستو، سازند ابرسچ، سازند سلطان میدان، سازند پادها و سازند خوش ییلاق می باشد (شکل ۲–۲).



شکل ۲-۲: نقشه زمین شناسی منطقه خوش ییلاق در البرز شرقی و موقعیت برش اندازه گیری شده (با تغییرات از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰خوش ییلاق (جعفریان و جلالی، ۱۳۸۳))

۲-۲-۱ اردویسین

۲-۲-۱-۱ سازند قلّی

سنگهای اردویسین در ایران گسترش چندانی نداشته و سنگهای کامبرین پسین در بیشتر نواحی کشور مستقیماً و بهطور همشیب توسط سنگهای دونین میانی تا پسین، پرمین و یا حتی جوان تر پوشیده می شوند (طاهری و حیدرنیا، ۱۳۸۳). رخنمون های قابل توجهی از سنگهای اردویسین با عنوان سازند قلّی به سن اردویسین پسین در شمال شاهرود حضور دارند. نام این سازند از روستای قلّی در فاصله ۵۰ کیلومتری جنوب غرب بجنورد گرفته شده است و توسط افشار حرب (۱۳۷۳) معرفی شده است. اگرچه قویدل سیوکی (Ghavidel-Syooki, 2009) محيط تشكيل اين سازند را دريايي كمژرفا ميداند ولي تجزيه و تحليلهاي صحرایی مانند بررسی ساختارهای رسوبی، بیانگر تشکیل سازند قلّی در یک محیط دریایی ژرف است. مطالعات رخسارهای و محیط رسوبی این سازند در مقطع تیپ نشان دهنده تشکیل رسوبات سازند قلّی در یک سیستم بادبزن زیردریایی میباشد (لاسمی، ۱۳۷۹). سنگشناسی عمده سازند قلّی شامل ماسهسنگ، سیلتستون میکادار و شیلهای زیتونی و سبز تا خاکستری است. مرز زیرین سازند قلّی با سازند لشکرک، به صورت همشیب (Ghavidel-Syooki, 2009) و مرز بالایی آن با بازالتهای سلطانمیدان به سن اردویسین پسین-سیلورین نیز هم شیب است (درخشی و قاسمی، ۱۳۹۳). معادل سنگهای سازند قلّی در شمال غرب شاهرود و نزدیک روستای ابرسج توسط شهرایی (۱۳۶۹)، تحت عنوان سازند غیر رسمی ابرسج (Abarsej) معرفی شدہ است.

۲-۲-۲ سیلورین

در البرز شرقی سنگهای منتسب به سیلورین شامل سازندهای نیور (نیوار) و سلطانمیدان است که در منطقه خوش ییلاق، سنگهای متعلق به دوره سیلورین تنها شامل سنگهای آتشفشانی بازیک سازند سلطانمیدان میباشد (اهریپور، ۱۳۸۹).

۲–۲–۲–۱– سازند سلطانمیدان

رخنمونهای این سازند برای اولین بار توسط جنی (Jenny, 1977) در غرب روستای ابر، سازند سلطان میدان نامیده شد و سپس شهرابی (۱۳۶۹)، در نقشه زمین شناسی گرگان، آن را سازند نکارمن نام گذاری کرد که در کمیته ملی چینه شناسی، آن را به عنوان یک واحد غیر رسمی پذیرفته اند (اشرفی، ۱۳۸۷). سازند سلطان میدان از جنوب گرگان (دشت سلطان میدان در جنوب غربی گرگان و مینود شت) تا شمال شاهرود (گردنه خوش ییلاق، تیل آباد و میغان) به صورت گدازه های با حدود ۲۵۰ تا ۲۰۰ متر ضخامت رخنمون دارد نیز در آن وجود دارد. معمولاً رنگ تیره و ساخت بالشی دارند که نشانگر فعالیت های آندزیتی و تراکی آندزیتی است (آقانباتی، ۱۳۸۵). بسیاری از محققین معتقدند که سنگهای آتشفشانی بازیک در یک محیط ریفتی متعلق به دریای پالئوتتیس تشکیل شده اند (درخشی و قاسمی، ۱۳۹۳، درخشی و همکاران، ۱۳۹۳).

بازالتهای سازند سلطانمیدان بهطور همشیب بر روی سازند ابرسج (به سن اردویسین پایانی) قرار گرفتهاند و با یک ناپیوستگی فرسایشی توسط سازند پادها به سن دونین پیشین-میانی (Aharipour, 2010) یا اوایل دونین پسین (Aharipour, 2011) پوشیده میشوند. بر اساس مطالعات جعفریان (۱۳۸۸)، یکی از ویژگیهای مهم چینهشناسی مجموعه بازالتهای سلطانمیدان وجود یک لایهی آگلومرایی به ضخامت حدود ۱۰۰ متر در افقهای میانی تا فوقانی است. به عقیده ایشان از ویژگیهای این افق آگلومرایی که به صورت یک طبقه کلیدی در تمام بخشهای مجموعه دیده میشود، علاوه بر وجود قطعات مدور آتشفشانی، حضور زینولیتهای مدور صورتی رنگ گرانیتی است که گاهاً تا بیش از ۵۰ سانتی متر قطر دارد. در منطقه خوش ییلاق سازند سلطان میدان با ضخامت خوبی برونزدگی دارد.

۲ – ۲ – ۳ – دونين

توالیهای دونین در نواحی مختلفی از ایران دیده میشود ولی در البرز شرقی و مرکزی و ایران مرکزی، توالیهای نسبتاً کامل تری از آن وجود دارد (Wendt et al., 2005). در این بین، نهشتههای دونین پیشین در شرق ایران بیشتر یافت شدهاند اما در نواحی شمالی و غرب ایران گسترش چندانی ندارند (علوینائینی، ۱۳۷۲). در البرز شرقی، سنگهای رسوبی دونین شامل سازند پادها و خوش یلاق هستند که از بخش پیشین تا پسین توالی دونین را شامل می شوند (شکل ۲-۳). علوی و بلورچی (Alavi and Bolourchi) (1973 نیز در شمال غرب ایران به سازندهای مولی (دونین پیشین_میانی) و ایلانقره (دونین میانی_ پسین) اشاره میکنند که به ترتیب از رسوبات کربناته و سیلیسی-آواری تشکیل شدهاند. دونین پیشین در البرز مرکزی مشاهده نمیشود اما سنگهای دونین پسین به نام سازند جیرود وجود دارند که در واقع معادل سازند خوش ییلاق هستند. در ایران مرکزی، توالی دونین شامل سازندهای پادها، سیبزار، بهرام و شیشتوی ۱ میباشد. در بخشهایی از ایران مرکزی، بر روی سازند پادها دولومیت سیبزار قرار گرفته است. سازند سیبزار به سن دونین میانی (Ruttner et al., 1968) عمدتاً در بخشهای شرق ایران مرکزی (شمال بلوک طبس) رخنمون دارد و در اکثر نقاط ایران (بهویژه البرز و زاگرس) گزارش نشده است. نهشتههای دونین میانی_پسین در ایران مرکزی با سازند آهکی بهرام (Ruttner et al., 1968) مشخص می گردد. در ایران مرکزی سازند پادها در بیشتر مناطق بر روی سازند نیور قرار گرفته است (شکل ۲–۳). توالی دونین در منطقه خوش ییلاق شامل سازندهای پادها و خوش ییلاق است که بر روی سنگهای آتشفشانی سازند سلطان میدان قرار گرفتهاند (شکل ۲-۳) و توسط سازند مبارک متعلق به دوره کربونیفر پوشیده می شوند.

۲-۲-۳-۱ چینهشناسی و گسترش سازند پادها در ایران

اغلب مطالعاتی که بر روی نهشتههای دونین انجام شده، نشان میدهد که سازند عمدتاً سیلیسی-آواری پادها (Ruttner et al.,1968) متعلق به دونین پیشین تا اوایل دونین میانی است که بهطور گسترده در محدوده ایران مرکزی و البرز مرکزی و شرقی مشاهده میشود. سازند پادها برای اولین بار در نقشه زمین-شناسی ازبک کوه طبس توسط روتنر و همکاران (Ruttner et al., 1968) با ضخامت ۴۹۲ متر معرفی و مورد بررسی قرار گرفته است. این سازند در مقطع نمونه از تناوب ماسهسنگ و دولومیت در بخش پایینی و گچ، شیل قرمز و دولومیت در بخش بالایی تشکیل شده است (علوینائینی، ۱۳۷۲). سازند پادها علاوه بر نواحی ازبک کوه و درنجال واقع در شرق ایران مرکزی، در سایر نقاط ایران از جمله کاشان، انارک، اصفهان، کرمان، ناحیه جام سمنان، دامغان و نواحی شمال شرقی ایران در کوههای بینالود گسترش دارد (علوینائینی، ۱۳۷۲). این سازند با توجه به جایگاه چینهشناسی آن که در بین سازندهای سلطان میدان با سن سیلورین و سازند خوش ییلاق با سن دونین میانی تا پسین قرار دارد، دونین پیشین-میانی تعیین سن شده است.

| System Stage | | Stage | Alborz | | Central | |
|-----------------|------------------------------------|------------------------|---|--------------|----------------------------|-------------|
| | | Stuge | western | central | eastern | Iran |
| | pper | Famennian Ilanqareh | Geirud | | | |
| | n | Frasnian | | | | Bahram |
| Devonian | ldle | Givetian | | Khoshyeilagh | | |
| | Mid | Eifelian | Muli Anno Anno Anno Anno Anno Anno Anno Ann | | | Sibzar 7777 |
| | | Emsian | | | Padeha | |
| | Lower | Pragian | | | | Padeha |
| | | Lochkovian | | | ? | |
| | per | Pridoli | | | and the state of the state | |
| | h | Wenlock | | | Soltan Meidan | Niur |
| Silurian | Lower | Llandovery | | | | |
| x* x.) ** | Volcanic rocks Sandstone Limestone | | | | | |
| | • | Conglomer | ate | Shale | 4444 | Dolomite |

شکل ۲-۳: تطابق و همارزی رسوبات دونین در بخشهای مختلف البرز و ایران مرکزی (Wendt et al., 2005)

۲-۲-۲-۲ چینه شناسی سازند پادها در برش خوش ییلاق

در برش خوش ییلاق، سازند پادها با ضخامت ۳۴۱ متر بر روی بازالتهای سلطان میدان به سن اردویسین پسین-سیلورین قرار گرفته است. این سازند در برش خوش ییلاق دارای سه بخش است (شکل ۲-۴). بخش ۱ از ۹۳ متر کنگلومرا با میان لایههای توف سبز رنگ و بازالتهای بادامکی که با ناپیوستگی فرسایشی در روی بازالتهای سلطان میدان قرار گرفته، تشکیل شده است (شکل ۲-۵). این کنگلومراها از نوع ارتوکنگلومرا هستند که در قسمتهای میانی به صورت پاراکنگلومرا نیز دیده شده است (شکل ۲-۶ الف و ب، ۲-۷ الف). فابریک جهت یافتگی و ایمبریکاسیون در این کنگلومراها به صورت واضح قابل تشخیص نیست. از لحاظ اندازه ذرات، این کنگلومراها از ذراتی در حد ریگ تا قلوهسنگ تشکیل شدهاند. جنس غالب ذرات، آذرین است، اما در برخی از لایهها خردهسنگهای رسوبی از جنس ماسهسنگ، آهک و سیلتستون نیز فرآوان هستند (شکل ۲–۶). در بخش ۱ سازند پادها، علاوه بر کنگلومرا سنگهای دیگری مثل توفهای سبز و همچنین لایههایی از جنس بازالت تا آندزیت نیز به صورت بین لایه ای وجود دارد (شکل ۲–۷ ب). این توالی رخساره ای در بخش زیرین سازند پادها به رنگ قرمز و با ضخامت زیاد دیده می شود و بر اساس نظر اهری پور (۱۳۸۹) در بادبزنهای آبرفتی در کنار بلندی های آتشفشانی تشکیل شده است و فرآیندهای رسوبی با فعالیت آتشفشانی همزمان بودهاند.



شکل ۲-۴: ستون چینهشناسی سازند پادها در برش خوشییلاق و موقعیت نقاط نمونهبرداری شده به منظور مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمی(ستارههای سیاهرنگ: نمونههای ژئوشیمی ؛ ستارههای سفیدرنگ :نمونههای نقطه شماری)


شکل ۲-۵: تصاویر صحرایی از مرز بین سازند سلطانمیدان و سازند پادها، الف) مرز بین بازالتهای سازند سلطانمیدان و کنگلومراهای بخش ۱ سازند پادها، دید به سمت شرق. ب) نمای نزدیکتر از مرز زیرین سازند پادها در برش خوشییلاق.



شکل ۲-۶: تصاویر صحرایی از اجزای موجود در داخل کنگلومراهای بخش ۱ سازند پادها، الف) قطعاتی از جنس آهکی (Ls)، ماسه سنگی (Sst)، سیلتستونی (Sltst) و بازالتی (Bas) در ارتوکنگلومرای بخش ۱ سازند پادها، ب) قطعه گرانیتی (Grt)موجود در کنگلومراهای بخش ۱ سازند پادها.



شکل ۲-۷: تصاویر صحرایی از کنگلومراهای بخش ۱ سازند پادها، الف) نمونهای از پاراکنگلومراهای در بخش ۱ سازند

پادها، ب) میان لایههای بازالت بادامکی در قسمتهای بالایی بخش ۱ سازند پادها در برش خوش ییلاق.

بخش ۲ به ضخامت ۱۲۸ متر، با ۴۸ متر لایههای سفید رنگ غنی از کوارتز حاوی ساختمانهایی همچون لامیناسیون مورب و موازی شروع میشود که به نظر اهریپور (۱۳۸۹) به صورت ناپیوسته روی گدازههای بالشی بخش یک قرار می گیرد اما در مطالعه حاضر هیچ گونه مرز ناپیوستگی در منطقه مشاهده نشده است (شکلهای ۲–۸ و ۲–۹). این بخش در ادامه از ۸۰ متر ماسهسنگ همراه با میان لایههای شیلی قرمزرنگ (شکل ۲–۱۰) تشکیل شده است. ضخامت لایههای ماسهسنگی در این قسمت از ۱۰ سانتیمتر تا ۱/۱ متر متغیر است و ساختمانهای رسوبی از نوع لامیناسیون مورب (شکل ۲–۱۱ الف) در آنها مشاهده میشود. ضخامت شیلهای قرمزرنگ در این بخش از ۲ متر تا ۱۰ متر تغییر می کند. بر اساس مطالعات اهریپور مناوند پادها در برش خوش ییلاق به ضخامت ۱۲۰ متر و اکثراً از لایههای سیلابی تشکیل شدهاند. بخش ۳ سازند پادها در برش خوش ییلاق به ضخامت ۱۲۰ متر و اکثراً از لایههای کربناتی و میان لایههای ماسهسنگی تشکیل شده است و در ادامه با ناپیوستگی فرسایشی توسط سازند خوش ییلاق پوشیده میشود (شکل ۲– ۱۱ ب). این بخش از سازند پادها در محیطهای حاشیه دریاچه تا داخل دریاچه تشکیل شدهاند (اهریپور)



شکل ۲-۸: مرز بین بخش ۱ سازند پادها با ماسهسنگهای کوارتزی بخش ۲ سازند پادها، دید به سمت جنوب شرقی.



شکل ۲-۹: تصاویر صحرایی از ماسهسنگهای بخش ۲ سازند پادها، الف) ماسهسنگهای سفید رنگ کوارتزی نازک تا ضخیم لایه در شروع بخش ۲ سازند پادها، دید به سمت شمال غربی. ب) لامیناسیون مورب در ماسهسنگهای سفید رنگ کوارتزی بخش ۲ سازند پادها در برش خوشییلاق.



شکل ۲-۱۰: تصاویر صحرایی از لیتولوژیهای بخش ۲ سازند پادها، الف) مرز بین ماسهسنگهای سفید رنگ کوارتزی با شیل و ماسهسنگهای قرمز رنگ در بخش ۲، دید به سمت شمال غربی. ب) تناوب شیلهای قرمز رنگ با ماسهسنگهای ضخیم تا متوسط لایه قرمز رنگ در قسمتهای میانی بخش ۲، دید به سمت جنوب شرقی. Sh شیل، Sst ماسهسنگ



شکل۲–۱۱: تصاویر صحرایی از لیتولوژیهای بخش ۲ و ۳ سازند پادها، الف) ساخت رسوبی لامیناسیون مورب در ماسه-سنگهای قرمز رنگ بخش ۲ ، ب) مرز بین بخش۲ (Member 2) و بخش ۳ (Member 3) سازند پادها و همچنین مرز بالایی سازند پادها با سازند خوش ییلاق در برش خوش ییلاق دید به سمت شمال غربی .

۲-۲-۳-۳ سازند خوش ييلاق

این سازند برای اولین بار توسط بزرگنیا (Bozorgnia, 1973) در گردنهی خوش ییلاق در نزدیکی روستای خوش ییلاق معرفی شد و ضخامت کل این سازند ۱۳۰۰ متر اندازه گیری و به ۱۷ واحد تقسیم شده است. مرزهای زیرین و فوقانی این سازند با سازندهای پادها و مبارک مشخص است. آقانباتی (۱۳۸۵) در یک دید کلی سازند خوش ییلاق را در مقطع تیپ به ۴ بخش تقسیم بندی کرده است: ۱- بخش آواری پایینی، ۲- بخش کربناته پایینی، ۳- بخش آواری بالایی، ۴- بخش کربناته بالایی. ونت و همکاران (,.Wendt et al 2005) سازند خوش ییلاق را به ۳ بخش تقسیم بندی کردند که شامل بخش کربناته تحتانی، بخش سیلیسی-

- بخش کربناته تحتانی ۵۴۰ متر ضخامت دارد و از تناوب آهکهای وکستونی، پکستون اسکلتی و پلوئیدی، شیل و دولومیت تشکیل شده است و سن ژیوسن و فرازنین پیشین را دارد ولی مرز دقیق بین آن دو مشخص نمی باشد.
- بخش سیلیسی-آواری که از ماسهسنگها، سیلتستونها و شیلهای قرمز و بندرت سبزرنگ تشکیل شده است. در این بخش اجزای اسکلتی گزارش نشدهاند و سن آن بر اساس آهکهای فسیلدار زیرین و بالایی، فرازنین میانی تعیین گردیده است.
- بخش کربناته فوقانی از تناوب آهکهای اسکلتی و شیلها و به صورت استثنائی غنی از براکیوپود تشکیل شده است. مرز بین فرازنین – فامنین در بالای آخرین آثار تنتاکولیتها در نظر گرفته شده است. آهکهای نودولی این بخش سن فامنین پسین یعنی استرونین دارند.

قویدل سیوکی (۱۳۷۰) سازند پادها و خوش ییلاق را در ناحیه خوش ییلاق از نظر پالینواستراتیو گرافی و جغرافیای دیرینه مورد بررسی قرار داده است. و بر اساس بایوزون ها، برای سازند پادها سن فرازنین پیشین و برای سازند خوش ییلاق فرازنین میانی تا فامنین را پیشنهاد کرده است. اهری پور (۱۳۸۹)، ضخامت این سازند را حدود ۱۲۰۰ متر اندازه گیری نمود و بر اساس تغییرات لیتولوژی، رنگ سنگها و ویژگی های محیط رسوبی، این سازند را به ۱۷ واحد تقسیم نموده و محیط آن را دریای کم عمق تشخیص داد.

فصل سوم

دادهها

(پتروگرافی و ژئوشیمی)

۳–۱– مقدمه

بهطور کلی نهشتههای سازند پادها در اکثر رخنمونها و همچنین رخنمون مورد مطالعه در برش خوش-ییلاق، عمدتاً از سنگهای سیلیسی-آواری دانهدرشت (conglomerate)، دانهمتوسط (sandstone) و دانه-ریز (Shale)تشکیل شده است. در این فصل، به بررسی دادههای حاصل از بررسیهای پتروگرافی و ژئوشیمی بخشهای سیلیسی-آواری سازند پادها در برش خوش ییلاق، پرداخته خواهد شد. در ابتدا بر اساس مطالعهٔ مقاطع نازک میکروسکوپی و نتایج XRD، معرفی اجزای موجود در کنگلومراها، ماسهسنگها و شیلهای مورد مطالعه و نامگذاری آنها صورت خواهد گرفت و در ادامه دادههای حاصل از آنالیز ژئوشیمی (-ICP)

۳-۲- پتروگرافی

۳-۲-۱- اجزای تشکیل دهنده سنگهای دانه درشت مورد مطالعه

دامنه اندازه دانهها در این دسته از سنگها که در بخش ۱ سازند پادها مشاهده شدهاند، بین ریگ تا قلوهسنگ در تغییر بوده و دانهها دارای گردشدگی و جورشدگی متفاوتی هستند. از لحاظ ترکیبی، قطعات اصلی تشکیل دهنده این سنگها، اکثراً از نوع قطعات آذرین درونی و آتشفشانی و همچنین قطعات رسوبی آهکی و ماسه سنگی (شکل۳–۱) میباشند که در یک زمینه ماسهای قرار گرفتهاند. بر اساس تقسیم بندی پتی جان (Pettijohn, 1975) و تقسیم بندی باگز (Boggs, 2009)، این کنگلومراها عمدتاً در گروه کنگلومراهای چند منشأیی (Polymictic) قرار می گیرند. بر اساس میزان زمینه در لایههای مختلف (از ۵ درصد تا بیش از ۷۰ درصد متغیر)، سنگهای دانه درشت سازند پادها بین ارتوکنگلومرا تا پاراکنگلومرا در تغییر بوده و از این میان، ارتوکنگلومرا از فرآوانی بیشتری نسبت به پاراکنگلومرا برخوردار است.



شکل۳-۱: تصاویر میکروسکوپی از اجزای تشکیل دهنده کنگلومراهای بخش ۱ سازند پادها، الف) تصویر میکروسکوپی از یک قطعه آذرین موجود در کنگلومراهای سازند پادها. ب) تصویر میکروسکوپی از قطعه کربناته درشتبلور موجود در کنگلومراهای سازند پادها. ج) نمونهای از قطعات کربناته ریزبلور موجود در کنگلومراهای سازند پادها. د) تصویر میکروسکوپی از قطعه ماسهسنگی موجود در کنگلومراهای سازند پادها.

۲-۲-۲ اجزای تشکیل دهنده سنگهای دانهمتوسط مورد مطالعه

طبقهبندی ماسهسنگها عموماً بر اساس مطالعات میکروسکوپی صورت میگیرد و لازم است درصد انواع مختلف دانههای موجود تخمین زده شود (Tucker, 2001). این کار توسط نقطهشماری به روش گزی دیکینسون (Gazzi-Dickinson method in Ingersoll et al., 1984) بر روی ۲۰ نمونه ماسهسنگی دانه-متوسط مورد مطالعه، صورت گرفته است (جدول ۱). موقعیت نمونههای انتخاب شده برای مطالعات نقطه شماری در شکل ۲-۴ مشخص شده است. بر این اساس، دانههای شناسایی شده در ادامه بررسی

۳-۲-۲-۱- کوار تز

کوارتز یکی از مهمترین اجزای تشکیل دهنده ماسهسنگهای سازند پادها است که به علت پایداری مکانیکی و ثبات شیمیایی بالا، قدرت بقای زیادی در رسوبات دارد. همچنین وفور این کانی در سنگهای آذرین، دگرگونی و رسوبی ناحیه منشأ، دلیل دیگری بر فراوانی آن در رسوبات حمل شده میباشد (Pettijohn, 1975). بر اساس مطالعات نقطه شماری، کوارتزهای تکبلوری (شکل ۳–۲ الف) با خاموشی مستقیم (میانگین ۴۲ درصد از کل اجزا) فرآوانی بیشتری از کوارتزهای تکبلوری (شکل ۵–۲ الف) با خاموشی (میانگین ۵۵ درصد از کل اجزای تشکیل دهنده ماسهسنگها) دارند. کوارتزهای چندبلوری حدود ۴ درصد اجزا را تشکیل میدهند (شکل ۳–۲ ب). کوارتزهای تکبلوری با خاموشی مستقیم اکثراً دارای ادخالهایی از جنس زیرکن، آپاتیت، تورمالین و سوزنهای روتیل میباشند (شکل ۳–۲ ج و د).



شکل۳-۲: تصاویر میکروسکوپی از انواع کوارتزهای تشکیل دهنده ماسهسنگهای سازند پادها، الف) کوارتزهای تکبلوری با خاموشی مستقیم (Qm non) و موجی (Qm un) در ماسهسنگهای بخش۲ سازند پادها. ب) دانه کوارتز چندبلوری (Qp)در ماسهسنگهای سازند پادها. ج) ادخال از نوع تورمالین (Tur) در کوارتز تکبلوری. د) ادخالهایی از نوع سوزن روتیل (Rt) در کوارتز تکبلوری با خاموشی مستقیم.

| جدول۳-۱: نتایج حاصل از نقطه شماری ماسهسنگهای سازند پادها (علائم اختصاری در جدول: Straight: خاموشی |
|--|
| ىستقيم، Undulouse: خاموشى موجى، Plg: پلاژيوكلاز، Kf: فلدسپات پتاسيمدار، Sed: خردەسنگ رسوبى، Vol: خردە- |
| سنگ آتشفشانی، Cht: خردهسنگ چرتی، Met: خردهسنگ دگرگونی، Mtx: زمینه) |

| | Quartz | | | | | spar | Rock Fragment | | | | Cement | | | | | | |
|------------|--------------|---------------|---------------------|--------------------|-----|------|---------------|-----|-----|-----|--------|-----------|--------|----------|-----|----|-----|
| | Mono | crystal | Polycr | ystal | | | | | | | | | | | | 10 | |
| Sample no. | Straigh t | Undul ouse | < or = 3 Crystal | > 3 Cryst al | Kf | Plg | Cht | Sed | Vol | Met | Cal | Fe Oxi | Silica | Cla y | Mtx | c | Sum |
| Ps 11 | 125 | 82 | 0 | 5 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 55 | 0 | 0 | 5 | 274 |
| Ps 12 | 132 | 87 | 2 | 4 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 15 | 3 | 35 | 3 | 0 | 4 | 288 |
| Ps 13 | 120 | 91 | 2 | 4 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 12 | 5 | 33 | 2 | 0 | 3 | 273 |
| Ps 14 | 110 | 63 | 1 | 5 | 3 | 0 | 6 | 0 | 0 | 0 | 63 | 10 | 20 | 10 | 0 | 7 | 296 |
| Ps 15 | 115 | 77 | 0 | 2 | 2 | 0 | 8 | 0 | 0 | 0 | 28 | 14 | 35 | 0 | 0 | 4 | 285 |
| Ps 16 | 135 | 98 | 2 | 4 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 15 | 0 | 25 | 12 | 0 | 2 | 294 |
| Ps 17 | 139 | 88 | 2 | 5 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 23 | 3 | 22 | 0 | 0 | 2 | 285 |
| Ps 18 | 102 | 53 | 0 | 9 | 7 | 3 | 12 | 2 | 5 | 0 | 91 | 20 | 14 | 0 | 0 | 1 | 319 |
| Ps 19 | 101 | 58 | 2 | 5 | 10 | 5 | 4 | 0 | 0 | 0 | 94 | 5 | 5 | 0 | 0 | 2 | 291 |
| Ps 20 | 103 | 61 | 2 | 5 | 8 | 4 | 5 | 0 | 0 | 0 | 72 | 25 | 5 | 4 | 0 | 3 | 297 |
| Ps 21 | 98 | 53 | 0 | 6 | 9 | 4 | 2 | 0 | 0 | 0 | 80 | 16 | 10 | 0 | 0 | 6 | 284 |
| Ps 22 | 110 | 62 | 2 | 8 | 5 | 3 | 14 | 0 | 0 | 0 | 78 | 20 | 0 | 0 | 0 | 4 | 306 |
| Ps 23 | 107 | 54 | 3 | 5 | 15 | 10 | 14 | 0 | 0 | 0 | 51 | 30 | 5 | 0 | 28 | 5 | 327 |
| Ps 24 | 112 | 56 | 0 | 9 | 12 | 8 | 10 | 0 | 0 | 3 | 70 | 17 | 5 | 5 | 0 | 2 | 309 |
| Ps 25 | 135 | 75 | 5 | 7 | 13 | 8 | 3 | 0 | 0 | 0 | 29 | 10 | 5 | 0 | 0 | 0 | 290 |
| Ps 26 | 122 | 72 | 0 | 8 | 6 | 2 | 9 | 0 | 0 | 0 | 30 | 8 | 12 | 3 | 15 | 1 | 288 |
| Ps 27 | 129 | 80 | 0 | 5 | 9 | 8 | 4 | 0 | 0 | 0 | 29 | 0 | 8 | 0 | 0 | 1 | 273 |
| Ps 28 | 125 | 83 | 0 | 0 | 9 | 5 | 4 | 0 | 0 | 0 | 24 | 18 | 0 | 10 | 25 | 1 | 304 |
| Ps 29 | 134 | 79 | 0 | 5 | 8 | 3 | 12 | 0 | 0 | 0 | 20 | 0 | 4 | 4 | 15 | 1 | 282 |
| Ps 30 | 122 | 69 | 2 | 6 | 10 | 5 | 5 | 0 | 0 | 0 | 35 | 9 | 10 | 0 | 10 | 1 | 279 |
| Mean | 118 | 69 | 1.3 | 5.8 | 8.2 | 4 | 6.5 | 0.1 | 0.3 | 0.2 | 49.4 | 12 | 8.6 | 2.5 | 6 | 2 | 295 |

۲-۲-۲-۲- فلدسپات

یکی دیگر از اجزای اصلی تشکیل دهنده ماسهسنگها، فلدسپاتها (پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیمدار) می باشند. این کانیها از جمله نشانگرهای مهم برای تفسیر وضعیت حمل و نقل، خاستگاه و جغرافیای دیرینه میباشند (2011, بهطور میانگین Parsons et al., 2005; Amini, 2011). میباشند (ابهطور میانگین ۶/۰ درصد کل اجزا) در نمونههای مورد مطالعه اجزا) فراوانی بیشتری نسبت به پلاژیوکلاز (بهطور میانگین ۶/۰ درصد کل اجزا) در نمونههای مورد مطالعه را نشان میدهند و اکثراً از نوع میکروکلین و ارتوکلاز میباشند (شکل۳–۳ الف تا ج). آنالیز پراش اشعه ایکس بر روی نمونههای ماسهسنگی سازند پادها، ترکیب فلدسپاتها را اکثراً ارتوکلاز و آلبیت نشان میدهد (شکل۳–۳ د).



شکل۳-۳: انواع فلدسپاتهای تشکیل دهنده ماسهسنگهای سازند پادها، الف) فلدسپات پلاژیوکلاز (Plg) در لابهلای دانه-های کوارتز. ب) فلدسپات میکروکلین (Mc) با ماکل شبکهای مشخص. ج) فلدسپات پتاسیمدار ارتوکلاز (Orth) که کمی دگرسان شده است. د) نمودار XRD مربوط به یک نمونه ماسهسنگی سازند پادها که نشان دهنده وجود فلدسپاتهایی از نوع ارتوکلاز و آلبیت در این ماسهسنگهاست.

۳-۲-۲-۳ خردهسنگها

خردهسنگها یکی از مهمترین اجزا در ماسهسنگها هستند که بهصورت مستقیم ویژگیهای سنگهای مادر رسوبات و سنگهای رسوبی سیلیسی-آواری را نشان میدهند (Boggs, 2009). خردهسنگهای تشکیل دهنده این ماسهسنگها اکثراً از نوع خردهسنگ رسوبی چرت میباشد و به میزان بسیار کم خردهسنگ دگرگونی (شیستی)، ماسه سنگی و آتشفشانی (از نوع میکرولیتی) در بعضی مقاطع مشاهده شده است (شکل ۳-۴).



شکل۳-۴: تصاویر میکروسکوپی از انواع خردهسنگهای تشکیل دهنده ماسهسنگهای سازند پادها، الف) خردهسنگ رسوبی از نوع چرت (Cht) در ماسهسنگهای بخش۲ سازند پادها. ب) خردهسنگ دگرگونی (Meta) موجود در ماسهسنگ-های بخش۲ سازند پادها. ج) خرده سنگ ماسهسنگی (Sed) در ماسهسنگهای سازند پادها. د) خردهسنگ آتشفشانی از نوع میکرولیتی (Vol) در ماسهسنگهای بخش۲ سازند پادها.

۳-۲-۲-۴ اجزای فرعی

این کانیها معمولاً دارای فرآوانی کمتر از ۱ تا ۲ درصد در ماسهسنگها میباشند و شامل میکاها، کانیهای سنگین و کانیهای کدر میباشنند (Boggs, 2009). در مطالعات نقطه شاری بر روی ماسهسنگهای سازند پادها، کانیهای سنگین تا اندازهای که در مقاطع نازک قابل تشخیص هستند شمارش شدهاند و اکثراً از نوع زیرکن و تورمالین گرد شده میباشند (جدول ۳–۱ و شکل ۳–۵ الف و ب).

۳-۲-۲-۵ سیمان

سیمان تشکیل دهنده این ماسهسنگها نیز به ترتیب فرآوانی عبارتند از سیمان کربناته (بهطور متوسط ۱۴/۷ درصد کل اجزا) (شکل۳–۵ ج)، سیمان ۱۴/۷ درصد کل اجزا)، سیمان سیلیسی (بهطور متوسط ۵/۲۵ درصد کل اجزا) (شکل۳–۵ ج)، سیمان اکسیدآهن (بهطور متوسط ۸/۸ درصد کل اجزا) و سیمان رسی (بهطور متوسط ۶/۰ درصد کل اجزا) (شکل۳–۵ د).



شکل۳-۵: تصاویر میکروسکوپی از انواع اجزای فرعی و سیمانهای تشکیل دهنده ماسهسنگهای سازند پادها، الف) کانی سنگین زیرکن گرد شده (Zrn) در ماسهسنگهای سازند پادها. ب) تورمالین گرد شده (Tur) در ماسهسنگهای سازند پادها ج) سیمان رورشدی سیلیسی (C-Si) و سیمان کربناته (C-Ca). د) سیمان رسی (C-Clay) در ماسهسنگهای سازند یادها.

۳-۲-۲-۶- ترکیب سنگ شناسی

دادههای حاصل از نقطه شیماری مقاطع نازک در مرحله بعد به صورت درصدهای کوارتز، فلدسپات و خرده سنگ مشخص گردیدند (جدول ۳–۲). درصد اجزای اصلی تشکیل دهنده این ماسه سنگها (کوارتز، فلد سیات و خرده سینگ) بدون در نظر گرفتن سیمان، ماتریکس و اجزای فرعی عبارتند از کوارتز (از ۸۱۲۸ درصد تا ۹۹/۵۸ درصد به طور متوسط ۳۰/۷۲ درصد) و فلد سیات (از ۲۹/۱۰ درصد تا ۹۹/۵۸ درصد) درمد مایر ۹۰ درصد تا ۹۹/۵۸ درصد از کوارتز (از مار ۲۰۹۰ درصد) و فلد سیات (از ۲۹/۱۰ درصد تا ۹۹/۵۸ درصد) و مدوسیات (از ۲۹/۱۰ درصد تا ۹۹/۵۸ درصد) و خرده سنگ) به وار متوسط ۳۰/۷۲ درصد) و فلد میات (از ۲۹/۱۰ درصد تا ۹۹/۵۸ درصد) و خرده سنگ (از ۰ درصد تا ۹۹/۹۴ درصد) و مدوسیات (از ۲۹/۱۰ درصد) و درصد تا ۹۸/۱۲ درصد) و فلد میات (از ۲۹/۱۰ درصد) درصد) درصد، به طور متوسط ۸۱/۱۰ درصد) و خرده سنگ (از ۰ درصد تا ۹۹/۹۴ درصد، به طور متوسط ۳۰/۱۰ درصد) درصد) درصد، به طور متوسط ۲۰/۱۰ درصد) و خرده سنگ (از ۰ درصد تا ۹۸/۹ درصد، به طور متوسط ۳۰/۱۰ درصد) درصد) درصد، به طور متوسط ۲۰/۱۰ درصد) و خرده سنگ (از ۰ درصد تا ۹۸/۹ درصد، به طور متوسط ۳۰/۱۰ درصد) درصد) درصد، به طور متوسط ۲۰/۱۰ درصد) و خرده سنگ (از ۰ درصد تا ۹۸/۹ درصد، به طور متوسط ۳۰/۱۰ درصد) درصد) درصد، به طور متوسط ۳۰/۱۰ درصد) و خرده سنگ (از ۰ درصد تا ۹۸/۹ درصد، به طور متوسط ۳۰/۱۰ درصد) درصد) درصد، به طور متوسط ۳۰/۱۰ درصد) و خرده سنگ (از ۰ درصد تا ۹۸/۹ درصد، به طور متوسط ۳۰/۱۰ درصد) درصد) درصد، به طور متوسط ۳۰/۱۰ درصد) درصد، به طور متوسیا ۳۰/۱۰ درصد) و خرده سنگ (از ۰ درصد تا ۹۸/۹ درصد، به طور متوسیا ۳۰/۱۰ درصد) درصد) درصد، به طور متوسیا ۳۰/۱۰ درصد) درصد از ۱۰ درصد، به طور متوسیا ۳۰/۱۰ درصد) درصد تا ۹۸/۱۰ درصد، به طور متوسیا ۳۰/۱۰ درصد) درصد از ۱۰ درصد، به طور متوسیا ۳۰/۱۰ درصد) درصد از ۱۰ درصد به منظور بررسی سنگ مایران این نمونه ما، بر روی دیاگرام فولک (Folk, 1980) تر درصد (Folk, 1980) در درمد مده ده درماند (شکل ۳–۶).



شکل ۳-۶: نمودار مثلثی فولک (Folk, 1980) به منظور طبقهبندی نمونههای ماسهسنگی سازند پادها در برش خوش ییلاق

جدول۳-۲: درصدهای محاسبه شده از نتایج نقطه شماری جهت استفاده در نمودار فولک (Folk, 1980) و دیکینسون (Dickinson, 1985) (علائم اختصاری: Qm: کوارتز تکبلوری، Qt؛ کل کوارتزهای تکبلوری و چندبلوری به همراه چرت، (Dickinson, 1985) Lt:کل خرده سنگ ها به همراه کوارتزهای چندبلوری، L: خرده سنگ ها بجز چرت، R: کل خرده سنگ ها به همراه چرت، F:

| Sample no | | QmFLt (%) | | | QtFL(%) | | <i>QFR</i> (%) | | | | | |
|-----------|-------|-----------|-------|-------|---------|------|----------------|-------|------|--|--|--|
| | Qm | F | Lt | Qt | F | L | Q | F | R | | | |
| P.s 11 | 96.73 | 0.93 | 2.34 | 99.07 | 0.93 | 0.00 | 99.07 | 0.93 | 0.00 | | | |
| P.s 12 | 96.05 | 1.32 | 2.63 | 98.68 | 1.32 | 0.00 | 98.68 | 1.32 | 0.00 | | | |
| P.s 13 | 96.79 | 0.46 | 2.75 | 99.54 | 0.46 | 0.00 | 99.54 | 0.46 | 0.00 | | | |
| P.s 14 | 92.02 | 1.60 | 6.38 | 98.40 | 1.60 | 0.00 | 95.21 | 1.60 | 3.19 | | | |
| P.s 15 | 94.12 | 0.98 | 4.90 | 99.02 | 0.98 | 0.00 | 95.10 | 0.98 | 3.92 | | | |
| P.s 16 | 97.08 | 0.42 | 2.50 | 99.58 | 0.42 | 0.00 | 99.58 | 0.42 | 0.00 | | | |
| P.s 17 | 96.60 | 0.43 | 2.98 | 99.57 | 0.43 | 0.00 | 99.57 | 0.43 | 0.00 | | | |
| P.s 18 | 80.31 | 5.18 | 14.51 | 91.19 | 5.18 | 3.63 | 84.97 | 5.18 | 9.84 | | | |
| P.s 19 | 85.95 | 8.11 | 5.95 | 91.89 | 8.11 | 0.00 | 89.73 | 8.11 | 2.16 | | | |
| P.s 20 | 87.23 | 6.38 | 6.38 | 93.62 | 6.38 | 0.00 | 90.96 | 6.38 | 2.66 | | | |
| P.s 21 | 87.79 | 7.56 | 4.65 | 92.44 | 7.56 | 0.00 | 91.28 | 7.56 | 1.16 | | | |
| P.s 22 | 84.31 | 3.92 | 11.76 | 96.08 | 3.92 | 0.00 | 89.22 | 3.92 | 6.86 | | | |
| P.s 23 | 77.40 | 12.02 | 10.58 | 87.98 | 12.02 | 0.00 | 81.25 | 12.02 | 6.73 | | | |
| P.s 24 | 80.00 | 9.52 | 10.48 | 89.05 | 9.52 | 1.43 | 84.29 | 9.52 | 6.19 | | | |
| P.s 25 | 85.37 | 8.54 | 6.10 | 91.46 | 8.54 | 0.00 | 90.24 | 8.54 | 1.22 | | | |
| P.s 26 | 88.58 | 3.65 | 7.76 | 96.35 | 3.65 | 0.00 | 92.24 | 3.65 | 4.11 | | | |
| P.s 27 | 88.94 | 7.23 | 3.83 | 92.77 | 7.23 | 0.00 | 91.06 | 7.23 | 1.70 | | | |
| P.s 28 | 92.04 | 6.19 | 1.77 | 93.81 | 6.19 | 0.00 | 92.04 | 6.19 | 1.77 | | | |
| P.s 29 | 89.50 | 3.36 | 7.14 | 96.64 | 3.36 | 0.00 | 91.60 | 3.36 | 5.04 | | | |
| P.s 30 | 89.25 | 4.67 | 6.07 | 95.33 | 4.67 | 0.00 | 92.99 | 4.67 | 2.34 | | | |
| Mean | 87.35 | 5.81 | 6.83 | 93.85 | 5.81 | 0.33 | 90.73 | 5.81 | 3.45 | | | |

کل فلدسپاتها، Q: کل کوارتزهای تکبلوری و چندبلوری)

۲-۲-۳ اجزای تشکیل دهنده سنگهای دانهریز مورد مطالعه

بهدلیل ریز دانه بودن این پتروفاسیس شناسایی اجزای آن تا حدی مشکل میباشد، لذا آنالیز XRD بر روی دو نمونه شیلی انجام شده است تا اجزای آن دقیقتر شناسایی شوند. بدین ترتیب وجود اجزایی مانند کلسیت، کوارتز ، هماتیت و ارتوکلاز در این نمونهها مشخص شده است (شکل ۳–۷).



شکل ۳-۲؛ نمودار XRD مربوط به نمونه شیلیB--SH-3 از بخش۲ سازند پادها که کانیهای موجود بر روی آن نشان داده شده است.

۳-۳- ژئوشيمى

۱۰ نمونه از ماسهسنگها و شیلهای سازند پادها در برش خوش ییلاق (۸ نمونه ماسهسنگ، ۲ نمونه شیل) جهت مطالعات ژئوشیمیایی انتخاب و مورد آنالیز ICP-MS قرار گرفتند. موقعیت نقاط انتخاب شده برای مطالعات ژئوشیمی در شکل ۲-۴ مشخص شده است. در جداول ۳-۳ و ۳-۴ نتایج حاصل از آنالیز عناصر اصلی و کمیاب ماسهسنگها و شیلهای سازند پادها در برش مورد مطالعه نشان داده شده است.

۳–۳–۱– عناصر اصلی

مطالعه عناصر اصلی اغلب به ۱۰عنصر (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P) محدود می شود که به طور مرسوم در تجزیه شیمیایی به صورت اکسید بیان می شوند (Rollinson, 1993). همان طور که در جدول ۳- ۳ مشاهده می شود، SiO₂ در ماسه سنگهای مورد مطالعه از ۶۶/۹۸ تا ۹۴/۵۷ درصد (میانگین ۸۳/۷۳ درصد) متغیر است. مقدار این اکسید در شیلهای مورد مطالعه از ۵۳/۹۶ تا ۵۵/۱۲ درصد (میانگین ۵۴/۵۴ درصد) تغییر مینماید. Al2O3 در ماسهسنگها از ۰/۹۴ تا ۶/۸۴ درصد (میانگین ۳/۲۹ درصد) و در شیلهای مورد مطالعه از ۸/۸۵ تا ۱۱/۳۶ درصد (میانگین ۱۰/۱۰ درصد) در تغییر است. مطابق انتظار، شیلها Al₂O₃ بیشتری نسبت به ماسهسنگها دارند. میانگین اکسیدهای CaO و K₂O در ماسهسنگها به ترتیب ۴/۱۵ و ۱/۷۹ درصد می باشد، حال آن که میانگین CaO در شیلها ۶/۵۷ درصد و میانگین K2O در شیلها ۴/۶۱ درصد است. غنی تر بودن شیلها از نظر اکسید آلومینیوم و پتاسیم، می تواند نشان دهنده وجود فازهای رسی بیشتر در آنها باشد (Cardenas et al., 1996). مقادیر نسبتاً بالای CaO و Fe₂O₃ در برخی نمونهها می تواند به دلیل حضور سیمانهای دیاژنتیکی کلسیتی، و هماتیتی مربوط باشد که در مطالعات يتروگرافي به اثبات رسيده است (Das et al., 2006). به عقيده پتي جان (Pettijohn et al., ا (1987، میزان بالای K و فرآوانی آن نسبت به Na در ماسهسنگها نشان دهنده فرآوانی بیشتر فلدسیات پتاسیمدار نسبت به پلاژیوکلاز در ماسهسنگهای بدون رس، و فرآوانی ایلیت نسبت به مونتموریلونیت در ماسهسنگهای رسدار میباشد. سایر اکسیدها، در نمونههای ماسهسنگی و شیلی از مقادیر کمتری برخوردار هستند. بررسی روند تغییرات اکسیدهای مختلف نسبت به یکدیگر در ماسه سنگها و شیلهای سازند یادها ارتباطات خاصي را بين آنها آشكار مينمايد.

همان طور که در شکل ۳-۸ مشخص است، در ماسه سنگها، بین Al₂O₃ با SiO₂ و Na₂O ارتباط منفی وجود دارد. علاوه بر این، در نمونه های ماسه سنگی مطالعه شده میزان TiO₂، CaO ،Fe₂O₃ ،TiO و MnO

| با افزایش Al ₂ O ₃ افزایش نسبی مییابد و K ₂ O و MgO با Al ₂ O ₃ انطباق مثبت شدیدی نشان میدهند. در |
|--|
| شیلهای مورد مطالعه، بین Al ₂ O ₃ با CaO ، SiO ₂ و MnO ارتباط منفی وجود دارد اما P ₂ O ₅ ,TiO ₂ ,K ₂ O |
| Fe2O3, و Na2O انطباق مثبتی با Al2O3 نشان میدهند. تبعیت بیشتر اکسیدها از روند Al2O3، میتواند |
| نشان دهنده فرآوانی کانیهای رسی در نمونهها باشد چرا که این عنصر بهطور |

خاص در آلومينوسيليكاتها حضور دارد (Pettijohn et al., 1987; Das et al., 2006).

جدول۳-۳: درصد اکسیدهای اصلی ماسهسنگها و شیلهای انتخابی از سازند پادها در برش خوش ییلاق (S: نمونههای ماسهسنگی، SH: نمونههای شیلی)

| Samples | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | CaO | Fe ₂ O ₃ | K ₂ O | MgO | MnO | Na ₂ O | P ₂ O ₅ | TiO ₂ | LOI |
|---------|------------------|--------------------------------|------|--------------------------------|------------------|------|------|-------------------|-------------------------------|------------------|-------|
| P-S-13 | 94.57 | 2.13 | 0.19 | 0.43 | 0.68 | 0.09 | 0.05 | 0.85 | 0.05 | 0.25 | 0.82 |
| P-S-14 | 92.55 | 1.93 | 1.32 | 0.49 | 0.60 | 0.08 | 0.05 | 0.62 | 0.05 | 0.28 | 1.95 |
| P-S-16 | 93.86 | 1.25 | 1.38 | 0.30 | 0.41 | 0.05 | 0.05 | 0.68 | 0.05 | 0.09 | 1.81 |
| P-S-17 | 81.75 | 0.94 | 7.51 | 0.33 | 0.32 | 0.07 | 0.06 | 0.77 | 0.05 | 0.05 | 7.85 |
| P-S-23 | 66.98 | 6.52 | 7.88 | 3.86 | 4.41 | 0.48 | 0.05 | 0.45 | 0.11 | 0.95 | 8.23 |
| P-S-26 | 85.76 | 3.34 | 3.36 | 0.82 | 1.56 | 0.31 | 0.05 | 0.48 | 0.05 | 0.10 | 4.21 |
| P-S-28 | 70.10 | 6.84 | 7.62 | 1.09 | 4.72 | 0.57 | 0.06 | 0.53 | 0.06 | 0.25 | 8.03 |
| P-S-29 | 84.31 | 3.44 | 3.95 | 0.93 | 1.68 | 0.18 | 0.05 | 0.51 | 0.05 | 0.06 | 4.93 |
| P-SH-3 | 55.12 | 8.85 | 8.47 | 2.62 | 4.59 | 4.86 | 0.12 | 0.51 | 0.07 | 0.35 | 14.37 |
| P-SH-5 | 53.96 | 11.36 | 4.67 | 4.71 | 4.64 | 7.94 | 0.05 | 0.75 | 0.11 | 0.43 | 11.39 |



شکل ۳–۸: نمودار دوتایی اکسید آلومینیوم در مقابل سایر اکسیدهای عناصر اصلی موجود در ماسهسنگها و شیلهای سازند پادها (مربعهای سفید مربوط به نمونههای ماسهسنگی و مربعهای سیاه رنگ مربوط به نمونههای شیلی میباشد)

فرآیندهای کنترل کننده ترکیب عناصر در سنگهای رسوبی را میتوان با استفاده از نمودارهای بهنجار-سازی شبیه به نمودارهای عنکبوتی بررسی کرد. با این وجود، این نمودارها در سنگهای رسوبی استفاده گستردهای همانند نمودارهای معادل خود در سنگهای آذرین ندارند. این بههنجارسازیها مقیاسی است از این که رسوب تا چه اندازه تیپیک است. با این کار می توان غنی شدگی و تهی شدگی نامحسوس برخی از عناصر خاص را نیز نشان داد (Rollinson, 1993). مطالعات نشان دادهاند که غلظت بسیاری از عناصر در سنگهای رسوبی ریزدانه سراسر دنیا بهدلیل آمیختگی ناشی از چرخههای مکرر فرسایشی شبیه یکدیگرند. از این رو پراستفادهترین مقادیر بهنجارسازی در سنگهای رسوبی مربوط به شیل میانگین پس از آرکئن استراليا (PAAS; Post Archean Australian Average Shale) و ميانگين يوسته قارهاي بالايي (UCC;Upper Continental Crust) است (Rollinson, 1993). بەھنجارسازى نمونەھاى ماسەسنگى و شیلی سازند پادها نسبت به میانگین پوسته یقارهای بالایی (Taylor and McLennan, 1985) در شکلهای ۳-۹ و ۳-۱۰ نشان داده شده است. بر این اساس ماسه سنگهای مورد مطالعه در اکثر اکسیدها بجز SiO₂ و MnO نسبت به UCC، تخلیه شدیدی نشان میدهند. در نمونههای شیلی، تخلیه شدید در Na₂O و تخلیه جزئی در P2O₃ ، Fe₂O₃ ، P₂O₅ و TiO₂ دیده می شود و در اکسیدهایی همچون CaO و MgO غنی شدگی مشاهده می شود. SiO₂ و K₂O نیز مقادیری مشابه پوسته قارهای بالایی در نمونه های شیلی نشان میدهند. تخلیه شدید در میزان Na₂O در ماسهسنگها و شیلها را به تحرک زیاد این عنصر در طی هوازدگی شیمیایی، فرآیندهای دیاژنزی و آلتراسیونهای ثانویه نسبت میدهند (McLennan, 2001). با توجه به این موضوع که عناصر آهن و منگنز در حین دیاژنز متحرک می شوند (Rollinson, 1993)، تخلیه در میزان این عناصر در نمونههای شیلی نسبت به پوسته قارهای بالایی را می توان وابسته به عملکرد فرآیندهای دیاژنزی دانست. تهیتر شدن از K2O در نمونههای کوارتزآرنایتی (نمونههای ۱۳، ۱۴، ۱۵ و

۱۶) نسبت به UCC را می توان با توجه به انطباق مثبت این اکسید با Al₂O₃، به حضور کمتر فازهای رسی در این نمونهها نسبت داد.

از تحرک عناصر اصلی در طی هوازدگی، حمل و نقل و فرآیندهای پس از رسوبگذاری، میتوان در تعیین درجه بلوغ رسوبات استفاده کرد (McLennan et al., 1993). SiO₂/Al₂O₃ یک اندیس مورد استفاده برای تعیین بلوغ رسوبی است (Potter, 1978). این میزان در طی هوازدگی، حمل و نقل و چرخه مجدد در نتیجه افزایش کوارتز نسبت به اجزای ناپایدار مثل فلدسپات و خردهسنگها، افزایش مییابد و مقدار نسبت SiO₂/Al₂O₃ بالاتر از ۶ در سنگهای رسوبی، نشان دهنده مچوریتی یا بلوغ رسوبی بالا است (Roser et ...) مورد مطالعه میورد مطالعه میباشد.



پوسته قارهای بالایی بر اساس Taylor and McLennan, 1985).



شکل۳-۱۰: نتایج بههنجار سازی عناصر اصلی نمونههای شیلی سازند پادها نسبت به پوسته قارهای بالایی (مقادیر پوسته قارهای بالایی بر اساس Taylor and McLennan, 1985).

استفاده از ژئوشیمی عناصر اصلی میتواند در طبقهبندی شیمیایی سنگهای رسوبی آواری و همچنین در تفکیک بین رسوبات بالغ و نابالغ، موثر واقع گردد (Das et al., 2006). بر خلاف سنگهای آذرین، یافتن رابطه ساده بین کانی شناسی ماسهسنگها و ترکیب شیمیایی آنها مشکل است و بدین علت طبقه بندی ژئوشیمیایی ماسهسنگها از طبقه بندی کانی شناسی قراردادی ماسهسنگها بر اساس کوارتز، فلدسپات و خردهسنگ پیروی نمی کند، اما این روشها قادر به تفکیک واضح نهشتههای بالغ از نابالغ می باشند (Rollinson, 1993). یکی از شاخصهای بلوغ شیمیایی رسوبات، مقدار SiO₂/Al₂O₃ و نسبت SiO₂/Al₂O₃ می-باشد که فراوانی کوارتز، رس و فلدسپاتها را کنترل می کند (Potter, 1978). شاخص مفید دیگر در بلوغ شیمیایی، مقدار آلکالی (Na₂O+K₂O) و نیز مقدار فلدسپات است (Rollinson, 1993). پتی جان و همکاران ماسههای آواری معرفی کردند که با ترسیم log(Na₂O/K₂O) در مقابل (SiO₂/Al₂O₃) نمایش داده میشود. دادههای حاصل از آنالیزهای ژئوشیمی عناصر اصلی مربوط به ماسهسنگهای سازند پادها، بر روی نمودار پتیجان و همکاران(Pettijohn et al., 1972) ترسیم شده است و ترکیب ساب لیتارنایتی و ساب-آرکوزی برای این ماسهسنگها در برش خوش ییلاق به دست آمده است. (شکل۳–۱۱).



شکل۳–۱۱: طبقهبندی ژئوشیمیایی ماسهسنگها اقتباس از پتیجان و همکاران (Pettijohn et al., 1972). همانطور که مشاهده میگردد، ماسهسنگهای سازند پادها در محدوده سابلیتارنایت و سابآرکوز قرار گرفتهاند.

۳-۳-۲- عناصر کمیاب

مقادیر عناصر کمیاب ماسهسنگهای سازند پادها در برش خوش ییلاق در جدول (۳-۴) ارائه شده است.

جدول۳-۴: مقادیر برخی از عناصر کمیاب ماسهسنگها و شیلهای انتخابی از سازند پادها در برش خوش ییلاق بر حسب

پی پی ام

| Samples | Rb | Sr | Y | Zr | Nb | Cs | Ba | Hf | Ta | Th | U | Sc | V | Cr | Со | Ni | La |
|---------|----|-------|------|----|------|-----|------|------|------|------|-----|-----|----|----|------|----|----|
| P-S-13 | 15 | 15.9 | 0.5 | 63 | 3.5 | 0.6 | 45 | 1.51 | 0.19 | 2.61 | 0.5 | 0.6 | 16 | 11 | 1.1 | 5 | 15 |
| P-S-14 | 14 | 37.5 | 0.6 | 70 | 4.6 | 0.5 | 1952 | 1.71 | 0.28 | 2.66 | 0.4 | 1.1 | 15 | 7 | 1.0 | 5 | 12 |
| P-S-16 | 11 | 29.5 | 0.5 | 22 | 3.1 | 0.5 | 1509 | 0.5 | 0.19 | 0.85 | 0.2 | 0.7 | 16 | 8 | 1.2 | 7 | 8 |
| P-S-17 | 10 | 120.6 | 5.7 | 14 | 2.7 | 0.5 | 3418 | 0.5 | 0.18 | 0.46 | 0.2 | 1 | 14 | 8 | 1.0 | 6 | 7 |
| P-S-23 | 60 | 87.5 | 6.9 | 90 | 6.7 | 1.8 | 802 | 2.05 | 0.44 | 3.63 | 1.4 | 5.1 | 64 | 88 | 3.6 | 9 | 18 |
| P-S-26 | 31 | 66.5 | 1.8 | 29 | 3.2 | 0.7 | 913 | 0.5 | 0.25 | 0.72 | 0.5 | 0.8 | 13 | 11 | 2.4 | 5 | 7 |
| P-S-28 | 76 | 91.3 | 4.3 | 43 | 6.5 | 1.1 | 630 | 0.9 | 0.27 | 2.14 | 0.7 | 1.5 | 18 | 11 | 1.3 | 6 | 12 |
| P-S-29 | 36 | 65.1 | 2.3 | 18 | 3 | 0.8 | 701 | 0.5 | 0.2 | 0.64 | 0.5 | 0.8 | 13 | 10 | 1.1 | 4 | 7 |
| P-SH-3 | 94 | 110.9 | 9 | 61 | 7.9 | 4.8 | 549 | 1.62 | 0.57 | 5.93 | 1.4 | 5.7 | 42 | 26 | 6.1 | 16 | 19 |
| P-SH-5 | 95 | 102.5 | 11.2 | 75 | 15.7 | 3.7 | 496 | 1.76 | 1.14 | 8.34 | 2.4 | 8 | 59 | 40 | 12.6 | 32 | 32 |

Sr, Rb, Ba : (LILE) عناصر ليتوفيل بزرگ يون –۱-۲-۳

این عناصر، کاتیونهای بزرگ با بار کم میباشند که به عنوان کاتیونهای با قدرت میدان پایین LFSE نیز شناخته میشوند (Rollinson, 1993). به عنوان یک اصل کلی، عناصر ناسازگار وابسته به این گروه متحرک-اند. عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE) مانند روبیدیم، استرانسیم و باریم، مقادیر نسبتاً بالاتری را در مقایسه با سایر عناصر کمیاب نشان میدهند. باریم درنمونههای ماسهسنگی، در مقایسه با پوسته قارهای بالایی غنیشدگی نسبی نشان میدهد و در نمونههای شیلی مورد مطالعه، مشابه مقادیر کر میباشد (شکل ۳–1۲ و ۳–۱۲). روبیدیم در نمونههای ماسهسنگی نسبی نشان میدهد اما در نمونههای شیلی مشابه مقادیر پوسته قارهای بالایی است. استرانسیم در ماسهسنگهای برش مورد مطالعه از ۱۵/۹ تا ۲۰/۶ پیپیام (میانگین ۶۴/۲ پیپیام) و در شیلها از ۱۰۲/۵ تا ۱۱۰/۹ پیپیام (میانگین ۱۰۶/۷ پی-پیام) در تغییر است (جدول ۳-۴). در مقایسه با مقادیر UCC، عنصر Sr هم در نمونههای ماسهسنگی و هم در نمونههای شیلی تهیشدگی نشان میدهد (شکل ۳-۱۲). این امر را میتوان به آبشویی Sr در نمونههای ماسهسنگی در طی هوازدگی نسبت داد (Rollinson, 1993). محتوی کم Sr را به سنگهای منشأهای فقیر از پلاژیوکلاز نیز نسبت میدهند (Peng and Kerrich, 1990).

Nb ,Hf ,Zr ,U ,Th ,Y ,Sc ;(HFSE) عناصر با قدرت ميدان بالا (HFSE); Nb ,Hf ,Zr ,U ,Th ,Y ,Sc (HFSE)

این گروه از عناصر، کاتیونهای کوچک با بار زیاد را شامل میشوند. در کل نامتحرکاند (Rollinson, این گروه از عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) مانند (1993. بررسی نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی نشان میدهد که عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) مانند عنصر زیرکنیم در نمونههای ماسهسنگی مورد مطالعه از ۱۴ تا ۹۰ پیپیام در تغییر میباشد (میانگین (میانگین ۴۳/۶ پیپیام) و در شیلهای مورد مطالعه از ۱۶ تا ۹۵ پیپیام (میانگین ۸۸ پیپیام) در تغییر است. میزان هافنیم نیز در ماسه سنگهای مورد مطالعه از ۱۴ تا ۹۰ پیپیام (میانگین ۸۸ پیپیام) در تغییر است. میزان هافنیم نیز در ماسه سنگهای برش خوشییلاق از ۵/۰ پیپیام (میانگین ۲/۱ پیپیام) میند (میانگین ۱/۱ پیپیام) در شیل است. میزان هافنیم نیز در ماسه سنگهای برش خوشییلاق از ۵/۰ پیپیام (میانگین ۱/۱ پیپیام) میندر میناید. عنصر اسکاندیم در ماسه سنگهای مورد مطالعه از ۱۶ تا ۱۸ پیپیام (میانگین ۱/۱ پیپیام) میندر است. و در شیلهای مورد مطالعه از ۱۶ تا ۱۸ پیپیام (میانگین ۱/۱ پیپیام) میندر است. مینان هافنیم نیز در ماسه سنگهای مورد مطالعه از ۱۶ تا ۱۸ پیپیام (میانگین ۱/۱ پیپیام) میندر میناید. و در شیلهای مورد مطالعه از ۱۶ تا ۱۸ پیپیام (میانگین ۱/۱ پیپیام) میندر است. میناید مینای ایز در ماسه سنگهای مورد مطالعه از ۱۶ تا ۱۸ پیپیام (میانگین ۱/۱ پیپیام) میندر است عنصر اسکاندیم در ماسه سنگهای مورد مطالعه از ۱۶ تا ۱۸ پیپیام) نشان میدهد. در نمونههای ماسه سنگی، و در شیلها مقادیری از ۱۷ تا ۸۰ پیپیام (میانگین ۱۹۶ پیپیام) نشان میدهد. در نمونههای ماسه سنگی، و در شیلها مقادیری از ۲/۵ تا ۸۰ پیپیام (میانگین ۱۹۶ پیپیام) نشان میدهد. در نمونههای ماسه ماسه میده و در شیلها مقادیری از ۲۰ تا ۱۸ پیپیام میده و در نمونههای شیلی مورد مطالعه، عناصر توریم، و اینگین مان می دهند و در نمونههای شیلی مورد مطالعه، عناصر توریم، هافنیم و ایتریم تهیشدگی بیشتری اورانیم و اسکاندیم، تهیشدگی بیشتری

Ni, V, Co; (TTE) حدواسط (TTE); عناصر كمياب حدواسط (TTE)

در میان اعضای این گروه Ni و V نامتحرکاند. از میان عناصر کمیاب حدواسط (Ni و Ni میانگین در میان اعضای مانند وانادیم، کبالت و نیکل، عنصر وانادیم در برش مورد مطالعه از ۱۳ تا ۶۴ پی پی ام (میانگین ۲۱ پی پی ام) و در شیل ها از ۴۲ تا ۵۹ پی پی ام (میانگین ۵۰ پی پی ام) در تغییر است و نیکل در ماسه سنگ-های برش خوش ییلاق دارای مقادیری از ۴ تا ۹ پی پی ام (میانگین ۵۰ پی پی ام) است حال آن که در شیل ها مقادیر بالاتری از ۱۶ تا ۲۲ پی پی ام (میانگین ۲۲ پی پی ام) نشان می دهد. مقادیر این عناصر در نمونه های مقادیر بالاتری از ۱۶ تا ۲۳ پی پی ام (میانگین ۲۴ پی پی ام) نشان می دهد. مقادیر این عناصر در نمونه های مقادیر بالاتری از ۱۶ تا ۲۳ پی پی ام (میانگین ۲۴ پی پی ام) نشان می دهد. مقادیر این عناصر در نمونه های مقادیر بالاتری از ۱۶ تا ۳۲ پی پی ام (میانگین ۲۴ پی پی ام) نشان می دهد. مقادیر این عناصر در نمونه های مقادیر بالاتری از ۱۶ تا ۳۲ پی پی ام (میانگین ۲۴ پی پی ام) نشان می دهد. مقادیر این عناصر در نمونه های مقادیر بالاتری از ۱۶ تا ۳۲ پی پی ام (میانگین ۲۴ پی پی ام) نشان می دهد. مقادیر این عناصر در نمونه های مقادیر بالاتری از ۱۶ تا ۳۲ پی پی ام (میانگین ۲۴ پی پی ام) نشان می دهد. مقادیر این عناصر در نمونه های مقادیر بالاتری از ۱۶ تا ۳۲ پی پی ام (میانگین ۲۴ پی پی ام) نشان می دهد. مقادیر این عناصر در نمونه های می سیلی نسبت به مقادیر پوسته قارمای بالایی تهی شدگی نشان می دهند



[.]Taylor and McLennan, 1985)



(UCC: شکل۳-۱۳: نتایج به هنجار سازی عناصر کمیاب نمونه های شیلی سازند پادها نسبت به پوسته قاره ای بالایی Taylor and McLennan, 1985)

فصل چهارم **خاستگاه**

۴–۱– مقدمه

تعیین خاستگاه سنگهای سیلیسی آواری، توسط تکنیکهای مختلف از جمله مطالعه خاموشی موجی و چند بلوری بودن دانههای کوارتز (Basu et al., 1975; Basu, 1985; Tortosa et al., 1991)، بررسی انواع فلدسپاتها (Pittman, 1970; Amini, 2011; Scholonek and Augustsson, 2016)، انواع خردهسنگها Morton and Hallsworth, 2007; Meinhold 2010;)، انواع کانیهای سنگین موجود در ماسهسنگها و ژئوشیمی این کانیها (;Sevastjanova et al., 2012; Jafarzadeh et al., 2014; Morton et al., 2016 (Bhatia, 1983; McLennan, 2001; Armstrong-Altrin et al., 2004;) ماسهسنگهای سنگین بررسی میشود. در این فصل برای تعیین خاستگاه سازند پادها با توجه به انواع سنگهای سیلیسی آواری موجود در این سازند، از روشهای پتروگرافی ماسهسنگها و ژئوشیمی ماسهسنگها و شیلها استفاده شده موجود در این سازند، از روشهای پتروگرافی ماسهسنگها و ژئوشیمی ماسهسنگها و شیلها استفاده شده است.

۲-۴- تعیین خاستگاه بر اساس پتروگرافی

در فصل سوم به معرفی اجزای شناسایی و شمارش شده در ماسهسنگهای سازند پادها و میزان فرآوانی آنها در بین کل اجزای شناسایی شده پرداخته شد (جدولهای ۳–۱ و ۳–۲). موقعیت ماسهسنگهای نقطه شماری شده نیز در شکل ۲–۴ مشخص شده است. با توجه به درصد کوارتز، فلدسپات و خردهسنگها در ماسهسنگهای سازند پادها (جدول۳–۲)، این ماسهسنگها در طبقهبندی فولک (Folk, 1980) اکثراً در محدوده کوارتزآرنایت، سابلیتآرنایت و سابآرکوز (شکل ۳–۶) قرار گرفتهاند. بر این اساس میتوان با استفاده از این نتایج و کاربرد نمودارها و اندیسهای مختلف، به بررسی ترکیب سنگ مادر، جایگاه تکتونیکی منطقه خاستگاه و شرایط آب و هوایی منطقه خاستگاه پرداخت.

۴-۲-۱- ترکیب سنگ مادر

تشخیص لیتولوژی سنگمادر در ماسه سنگها نقش بسزایی در تفسیر جغرافیای قدیمه دارد. همان طور که در فصل سوم نیز بیان شد، کوارتز یکی از کانیهای بسیار مهم ماسه سنگها در تعیین خاستگاه می باشد و روش های آنالیزی مختلفی بر روی دانههای کوارتز در بررسی خاستگاه ماسه سنگها مورد استفاده قرار می گیرد. معمولاً میزان بالای کوارتزهای تک بلوری با خاموشی مستقیم نسبت به کوارتزهای با خاموشی موجی و چندبلوری، بیانگر سنگ مادر پلوتونیکی اجزای تشکیل دهنده ماسه سنگها است (; 1985, 1985 موجی و چندبلوری، بیانگر سنگ مادر پلوتونیکی اجزای تشکیل دهنده ماسه سنگها است (; 1985, 1981 موجی و چندبلوری، بیانگر سنگ مادر پلوتونیکی اجزای تشکیل دهنده ماسه سنگها است (; 1985, 1991 موجی و چندبلوری، بیانگر سنگ مادر پلوتونیکی اجزای تشکیل دهنده ماسه سنگها است (; 1985, 1991 موجی و چندبلوری، بیانگر سنگ مادر پلوتونیکی اجزای تشکیل دهنده ماسه سنگها است (; 1985, 1981 موجود و چندوار چهارتایی تورتوزا و همکاران (1901 , 2001 تر در ماسه سنگهای سازند پادها، در این مطالعه از نمودار چهارتایی تورتوزا و همکاران (1991 , 2001 تر در ماسه سنگهای سازند پادها، در این ماسه-سنگها استفاده گردیده است. بر اساس این نمودار، با تکیه بر خواص دانههای مختلف کوارتز موجود، سنگ منشأ ماسه سنگهای سازند پادها از نوع گرانیتی تعیین شده است (شکل ۴–۱). وجود فلدسپاتهای پتاسیم-دار از نوع میکروکلین (شکل ۳–۳) و ارتوکلاز در نمونههای ساب آر کوزی و ساب لیتارنایتی و فرآوان تر بودن آنها نسبت به پلاژیوکلازها نیز می تواند نشان دهنده سنگ مادرهای آذرین فلسیک برای نمونههای مورد آنها نسبت به پلاژیوکلازها نیز می تواند نشان دهنده سنگ مادرهای آذرین فلسیک برای نمونههای مورد مطالعه باشد. این نتایج بر اساس مطالعات اشعه ایکس (XRD) بر روی ماسه سنگهای مورد مطالعه نیز

میزان نسبت کوارتز به مجموع فلدسپات و کوارتز (Q/Q+F)) در ماسهسنگها نیز میتواند مشخص کننده لیتولوژی سنگ مادر باشد (Johnsson, 1993). این مقدار در سنگ مادرهای مافیک حدود صفر تا ۰/۱، در سنگ مادرهای حدواسط حدود ۰/۱ تا ۰/۳ و در سنگ مادرهای فلسیک بالاتر از ۰/۳ میباشد (Van De سنگ مادرهای سازند پادها ۰/۹۵ میباشد، میتوان (Kamp, 2010). با توجه به اینکه میانگین این نسبت در ماسهسنگهای سازند پادها ۰/۹۵ میباشد، میتوان یک سنگ منشأ آذرین فلسیک را به عنوان سنگ مادر اصلی این نهشتهها در نظر گرفت. اگرچه ترکیب ماسهسنگها بیانگر منشأ سنگهای آذرین درونی مانند گرانیت برای آنها است اما حضور مقادیر فرآوان کوارتزهای با گردشدگی خوب و بهویژه خردههای چرت، روتیل و زیرکن گرد شده (شکل ۳-۵ قسمت الف و ب) سنگ مادر از نوع سنگهای رسوبی قدیمی را نیز پیشنهاد میکند (Johnsson, 1993).



شکل۴-۱: نمودار تورتوزا و همکاران (Tortosa et al., 1991) به منظور تعیین لیتولوژی سنگمادر ماسهسنگهای سازند پادها در برش خوشییلاق (Qm un: کوارتز تکبلوری با خاموشی موجی؛ Qm non: کوارتز تکبلوری با خاموشی مستقیم)
۴-۲-۲- جایگاه زمینساختی

ذرات آواری ماسهسنگها به دلیل ارتباط نزدیک بین ترکیب ماسهسنگها و جایگاه زمینساختی و نواحی منشأ ماسهها (Dickinson and Soczek, 1979; Dickinson, 1985; Critelli et al., 1990; Garzanti et al., 2013; Garzanti et al., 2018)، برای کمک به شناسایی جایگاه زمینساختی حوضههای قدیمه مورد استفاده قرار می گیرند. در کار دیکینسون (Dickinson et al., 1983) در مطالعه بر روی ماسههای قدیمی، چهار ناحیهٔ منشأ اصلی شامل کراتونهای پایدار، بالا آمدگی پیسنگ، قوسهای ماگمایی و کوهزاییهای با چرخههای مجدد تشخیص داده شده است. در این مطالعه، با انتقال دادههای بهدست آمده از نقطه شماری مقاطع نازک (جدول ۳-۲) بر روی دیاگرامهای مثلثی دیکینسون و همکاران (Dickinson et al., 1983)، جایگاه زمین ساختی این ماسه سنگها مشخص گردیده است. براین اساس، نمودار QmFLt (شکل ۴–۲)، خاستگاه زمینساختی ماسهسنگهای سازند یادها را کراتونهای پایدار نشان میدهد. در عین حال وارد نمودن دادههای حاصل از نقطهشماری نمونههای مورد مطالعه در نمودار QtFL (شکل۴–۳)، نیز خاستگاه زمینساختی ماسهسنگهای سازند یادها، کراتونهای پایدار مشخص شده است. به عقیده دیکینسون و همکاران (Dickinson et al., 1983) ماسهسنگهایی که در کراتون پایدار قرار می گیرند شامل رسوبات بالغی می شوند که دارای سنگ مادری گرانیتوئیدی و گنایسی هستند (Dickinson, 1985). با توجه به اینکه در نواحی کراتونی، مورفولوژی نسبتاً مسطح میباشد، فرآیند حمل طولانی است و رسوبات به صورت کامل در معرض هوازدگی قرار می گیرند، لذا ماسهسنگهای حاصل از این نواحی، فرسایش سریعی متحمل نشدهاند و ترکیب عموماً کوارتزی دارند. این ماسهسنگها از فرسایش پی سنگ گرانیتی-گنایسی و لایههای قدیمی تری که دوباره وارد چرخه فرسایش شدهاند حاصل می شوند و بر روی پهنهٔ کراتونی و یا بعد از حمل در حاشیههای غیر فعال قارهها (passive margin) نهشته می شوند (Dickinson et al., 1983).



شکل ۴-۲: نمودار Qm-F-Lt دیکینسون و همکاران (Dickinson et al., 1983) به منظور تعیین نوع خاستگاه زمین-ساختی ماسهسنگهای سازند پادها در برش خوش ییلاق



شکل ۴-۳: نمودار Qt-F-L دیکینسون و همکاران (Dickinson et al., 1983) به منظور تعیین نوع خاستگاه زمینساختی

ماسهسنگهای سازند پادها در برش خوشییلاق

۲-۲-۳ آب و هوا در منطقه منشأ

آب و هوا از طریق تأثیر آن بر روی فرآیندهای هوازدگی، میتواند اثرات قابل توجهی بر روی ترکیب نهایی ماسهسنگها و در نتیجه بر روی تفسیرهای خاستگاه بگذارد (Jerzykiewicz, 1989; Boggs, 2009; Garzanti et al., 2018). آب و هوای گرم و مرطوب باعث توسعه دگرسانی و تخریب کانیهای ناپایدار و خردهسنگها میشود اما آب و هوای سرد و خشک باعث حفظ این اجزای ناپایدار می گردد (Boggs, 2009).

نسبت مجموع کوارتز به میزان فلدسپات و خردهسنگ (Qt/F+RF) در مقابل کوارتز پلی کریستالین و چرت بر روی فلدسپات و خردهسنگ (Qp/F+RF) میتواند شاخصی برای تعیین نوع آب و هوا در زمان ایجاد و تهنشست رسوبات باشد (Suttner and Dutta, 1986). در این مطالعه برای بررسی شرایط آب و هوایی در منطقه منشأ، از نمودار ساتنر و دوتا (Suttner and Dutta, 1986) استفاده شده است. در این نمودار (شکل ۴-۴) نمونههای ماسهسنگی سازند پادها در محدوده آب و هوای مرطوب قرار گرفتهاند و نشان دهنده شرایط آب و هوایی مرطوب در منطقه منشأ نهشتههای سازند پادها میباشد.



شکل۴-۴: تعیین شرایط آب و هوایی منطقه منشأ بر اساس دادههای پتروگرافی ماسهسنگهای سازند پادها با استفاده از نمودار ساتنر و دوتا (Suttner and Dutta, 1986).

۴–۳– تعیین خاستگاه بر اساس ژئوشیمی ۴–۳–۱– لیتولوژی سنگ مادر

۴–۳–۱–۱ تعیین لیتولوژی سنگ مادر بر اساس عناصر اصلی

ترکیب رسوبات آواری معمولاً نشان دهنده مجموعههای آذرین، دگرگونی و رسوبیهایی است که از آن حاصل شدهاند (,, 2012; Para et al. (1990; Critelli and Ingersoll, 1995; Para et al. (2018 (2012; Garzanti et al., 2018). یکی از فاکتورهای مورد استفاده در تشخیص انواع لیتولوژی نواحی منشأ، Roser and Korsch, 1988; (برای مثال، (برای مثال، (Roser and Korsch, 1988; 1983; 1983) McLennan et al., 2003; Jafarzadeh and Hosseini-Barzi, 2008; Hashemi Azizi et al., 2018; Toheri et al., 2018; 1918; ا با این حال باید به مواردی نیز توجه کرد: اول این که ممکن است سنگ مادر بدست آمده از مطالعات ژئوشیمیایی با سنگ مادر تعیین شده از مطالعات پتروگرافیکی همخوانی نداشته باشند و آمده از مطالعات ژئوشیمیایی با سنگ مادر تعیین شده از مطالعات پتروگرافیکی همخوانی نداشته باشند و تانیاً مسئله دیگری که باید به آن توجه داشت اینست که با این که معمولاً یک سنگ مادر خاص برای ایجاد رسوب نقش غالب را ایفا می کند، با این حال ممکن است مخلوطی از سنگ مادرهای مختلف در ایجاد رسوب نقش داشته باشند و شواهدی از اختلاط سنگ مادرهای مختلف در ژئوشیمی مشاهده شود (ncLennan دو a., 2003).

نسبت Al₂O₃/TiO₂ از نسبتهای مهم در تشخیص نوع سنگ مادر رسوبات سیلیسی-آواری میباشد. درصورتی که این نسبت در رسوبات کمتر از ۱۴ باشد، از سنگ مادرهای مافیک مشتق شدهاند اما در حالتی که این نسبت حدود ۱۹ تا ۲۸ باشد، رسوبات مربوط به سنگ مادرهای فلسیک میباشند (Anderson et که این نسبت بیش از (Al., 2004). در صورتی که این نسبت بیش از (al., 2004). مادرهای مادرهای مادرهای مادرهای اکثراً بالاتر از ۱۹ و در شیلهای سازند پادها بین ۲۵ و ۲۶ میباشد که نشان از مشتق شدن آنها از سنگ مادرهای فلسیک میباشد.

روسر و کورش (Roser and Korsch, 1988)، جهت تمایز بین رسوباتی که منشأ اولیهٔ آنها سنگهای آذرین مافیک، حدواسط یا فلسیک و یا رسوبات کوارتزی میباشد، نمودار متمایز کنندهٔ تابعی را پیشنهاد نمودهاند. در این تابع اکسیدها به صورت خام در محاسبه استفاده میشوند. تحلیل آنها بر اساس ۲۴۸ تجزیه شیمیایی از ماسه سنگها و شیلهای مربوط به سنگ مادرهای مختلف است (Rollinson, 1993). در این نمودار دو تابع تشخیص ۱ و ۲ به ترتیب در محورهای x و y قرار می گیرند.

روش محاسبه این توابع در زیر آورده شده است:

تابع تفکیکی ۱:

-1.733TiO₂+0.607Al₂O₃+0.76Fe₂O₃(t)-1.5MgO+0.616CaO+0.509Na₂O-1.224K₂O-9.09 تابع تفکیکی ۲:

0.445TiO2+0.07Al2O3-0.25Fe2O3(t)-1.142MgO+0.438CaO+1.475 Na2O+1.426 K2O-6.861

با ترسیم نمودن دادههای اکسیدهای نمونههای ماسه سنگی و شیلی سازند پادها بر روی دیاگرام روسر و کورش (Roser and Korsch, 1988)، اکثریت نمونهها در محدوده سنگ مادرهای رسوبی با چرخه مجدد کوهزایی و سنگ مادرهای آذرین فلسیک قرار گرفتهاند (شکل ۴–۵).



شکل۴-۵: نمودار تابعی روسر و کورش (Roser and Korsch, 1988)، که ماسهسنگهای سازند پادها در محدوده سنگهای رسوبی با چرخه مجدد کوهزایی و منشأهای آذرین فلسیک هستند (علامت دایره: ماسهسنگ؛ علامت مربع: شیل).

همچنین هایاشی و همکاران (Hayashi et al., 1997) نشان دادند که مقادیر TiO₂ در مقابل Zr میتواند باعث تفکیک سنگ منشأهای فلسیک، حدواسط و مافیک گردد. با قرار دادن نمونههای سازند پادها در این نمودار (شکل۴-۶)، اکثر نمونههای سازند پادها در محدوده سنگ مادر فلسیک قرار گرفتهاند بجز یک نمونه ماسه سنگی و دو نمونه شیلی که در محدوده سنگ مادرهای آذرین حدواسط قرار گرفتهاند.



شکل۴-۶: دیاگرام مقادیر TiO2 در مقابل Zr (Hayashi et al., 1997) که سنگ منشأهای فلسیک تا حدواسط را برای نمونههای سازند پادها در برش خوشییلاق نشان میدهد (علامت دایره: ماسهسنگ؛ علامت مربع: شیل).

۴–۳–۱–۲ تعیین لیتولوژی سنگ مادر بر اساس عناصر کمیاب

عناصر کمیاب که تحرک و انحاللپذیری کمتری در طول فرآیندهای رسوبی دارند از فاکتورهای مهم در تفکیک سنگ مادرهای رسوبات سیلیسی-آواری میباشند. به عنوان مثال، توزیع عنصری عناصری مانند Th، Sc، Th و Co در طول فرآیندهای رسوبی مانند دیاژنز و هوازدگی کمتر تحت تأثیر قرار میگیرند (Action 2004). نسبت بین برخی از عناصر کمیاب از قبیل Co Sc، Th و Co در طول فرآیندهای رسوبی مانند دیاژنز و هوازدگی کمتر تحت تأثیر قرار میگیرند (Collers). نسبت بین برخی از عناصر کمیاب از قبیل Th/Sc ، Cr/Th J.a/Sc ، Zr/Sc و Sh Th/Co ، Cr/Th J.a/Sc ، Zr/Sc و قبیل Collers). نسبت مادر اهمیت زیادی دارند (Collers قبیل Collers). ورونکویکز و محافذی (Action 2000; McLennan et al., 2003; Armstrong-Altrin et al., 2015 کوندی (Cond Podkovyrov 2000; McLennan et al., 2003; Armstrong-Altrin et al., 2015 کوندی (Cr/Th و Th/Sc مادرهای مختلفی را برای ماسهسنگها و گلسنگها معرفی نمودند. ترسیم در یک دیاگرام دوتایی، سنگ مادرهای مختلفی را برای ماسهسنگها و گلسنگها معرفی نمودند. ترسیم نمونههای سازند پادها در نمودار Th/Sc در برابر Wronkiewicz and Condie, 1987) (شکل ۴-



شکل۴-۲: دیاگرام دوتایی Cr/Th در مقابل Th/Sc (Wronkiewicz and Condie, 1987) و موقعیت نمونههای سازند پادها که بر روی آن مشخص شده است (علامت دایره: ماسهسنگ؛ علامت مربع: شیل؛ PAAS: شیلهای پس از آرکئن استرالیا).

بهطور کلی، عنصر زیرکنیم در طی هوازدگی شیمیایی از کمترین تحرکپذیری برخوردار است. بنابراین دارای فرآوانی بیشتری در ماسهسنگها است. به عقیده مکلنان و همکاران (McLennan et al., 1993) نسبت Zr/Sc میتواند نشان دهنده اثرات چرخههای مجدد رسوبی باشد بهطوری که با افزایش حمل و نقل این نسبت Zr/Sc میتواند نشان دهنده اثرات چرخههای مجدد رسوبی باشد بهطوری که با افزایش حمل و نقل این نسبت افزایش مییابد. از این رو مکلنان و همکاران (McLennan et al., 1993) نشان دادند که با قرار این نسبت Zr/Sc میتواند نشان دهنده اثرات چرخههای مجدد رسوبی باشد بهطوری که با افزایش حمل و نقل این نسبت افزایش مییابد. از این رو مکلنان و همکاران (McLennan et al., 1993) نشان دادند که با قرار دادن مقادیر این نسبتها در مقابل یکدیگر میتوان به ماهیت سنگ مادر و چرخههای رسوبی پی برد. ترسیم مقادیر نسبتهای Th/Sc در مقابل یکدیگر میتوان به ماهیت سنگ مادر و چرخههای رسوبی پی مرد. مادن مقادیر نسبتهای Th/Sc در مقابل یکدیگر میتوان به ماهیت سنگ مادر و چرخههای رسوبی پی برد. از سیم مقادیر نسبتهای Th/Sc در مقابل یکدیگر میتوان به ماهیت سنگ مادر و چرخههای رسوبی پی برد. مادن مقادیر نسبتهای Th/Sc در محدوده ترسیم مقادیر نسبتهای Th/Sc در مقابل یکدیگر میتوان به ماسهسنگهای سازند پادها در این نمودار (شکل +---) منعکس کننده سنگ مادر فلسیک برای ماسهسنگهای سازند پادها است و دو نمونه نیز در محدوده چرخه مجدد رسوبی با زیرکن فرآوان قرار گرفتهاند. علاوه بر این با ترسیم مقادیر نسبتهای La/Sc در مقابل این دو نسبت نیز تأییدی بر سنگ مادر فلسیک رسوبات مقابل Th/Co (Th/Co (Th/Co از تریز با یا ترسیم مقادیر نسبتهای Th/Co (Th/Co از تریز پادها است (شکل +-۹)).



شکل۴-۸؛ نمودار Th/Sc در برابر McLennan et al., 1993) Zr/Sc (بای ماسه سنگ های سازند پادها (علامت دایره: ماسه-

سنگ؛ علامت مربع: شیل؛ BAS: بازالت؛ AND: آندزیت؛ FEL: فلسیک؛ UCC : پوسته قارهای بالایی).



شکل۴-۹: نمودار Th/Co در برابر La/Sc (اقتباس از Cullers, 2002) برای ماسهسنگهای سازند پادها. این نمودار نشان دهنده سنگ مادر اسیدی برای نمونههای مورد مطالعه است (علامت دایره: ماسهسنگ؛ علامت مربع: شیل).

میزان نسبت Cr/Th ،Sc/Th ،La/Sc و Co/Th در ماسهسنگها و شیلهای سازند پادها را در مقایسه با مقادیر این نسبتها در پوسته قارهای بالایی (Taylor and McLennan, 1985) و نمونههای مشتق شده از سنگ مادرهای مافیک و فلسیک (Cullers et al., 1988)، در جدول ۴-۱ می توان مشاهده نمود. با توجه به این مقادیر مشخص می شود که نمونههای سازند پادها مشابهت بیشتری را با ماسهسنگها و شیلهای مشتق شده از سنگ مادرهای فلسیک نشان می دهد (جدول ۴-۱).

جدول۴-۱: محدوده نسبت عناصر کمیاب ماسهسنگهای و شیلهای سازند پادها در مقایسه با نسبت این عناصر در پوسته قارهای بالایی (Taylor and McLennan, 1985) و ماسهسنگهای مشتق شده از سنگ مادرهای فلسیک و مافیک

| | Sand from | Sand from | UCC | Sandstone | Shale from |
|----------------|-----------------|--------------|-------------|---------------------|--------------------|
| Elemental | mafic rocks | felsic rocks | (Taylor and | from Padeha | Padeha |
| Ratio | (Cullers et | (Cullers et | McLennan, | Formation | Formation |
| | al., 1988) | al., 1988) | 1985) | (this study) | (this study) |
| La/Sc | 0.4-1.1 | 2.5-16 | 2.7 | 3.5-25 | 3.3-4.0 |
| | | | | | |
| Sc/Th | 20-25 | 0.05-1.2 | 1.0 | 0.2-2.2 | 1.0-1.0 |
| Sc/Th Cr/Th | 20-25 22-100 | 0.05-1.2 | 1.0 3.3 | 0.2-2.2 2.6-24.2 | 1.0-1.0 4.4-4.8 |

(Cullers et al., 1988)

۴–۳–۲– جایگاه تکتونیکی

کاربرد ژئوشیمی برای تعیین جایگاه زمینساختی، در سالهای اخیر مورد استفاده زیادی قرار گرفته است Zimmermann and Bahlburg, 2003; Armstrong-Altrin et al., 2004; Armstrong-Altrin et al.,) واری این مطالعه از دیاگرامهای (2015; Zaid, 2015; Hashemi Azizi et al., 2018; Taheri et al., 2018) مختلف ژئوشیمیایی عناصر اصلی و عناصر کمیاب برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگهای سیلیسی-آواری سازند پادها استفاده شده است که در ذیل به بررسی آنها پرداخته میشود:

۴–۳–۲–۱– تعیین جایگاه تکتونیکی بر اساس عناصر اصلی

باتیا (Bhatia, 1983) نمودار تفکیکی بر اساس ترسیم دو بعدی عناصر اصلی ۶۹ نمونه ماسهسنگی با سن پالئوزوئیک که نمایانگر چهار محیط تکتونیکی مختلف شامل جزایر قوسی اقیانوسی (OIA)، جزایر قوسی قارهای (CIA)، حواشی فعال قارهای (ACM) و حواشی غیرفعال (PM) بودند، پیشنهاد نموده است. توابع تفکیکی درنمودار مربوطه عبارتند از:

تابع تفکیکی ۱:

-0.0447 SiO₂- 0.972 TiO₂+ 0.008 Al₂O₃- 0.267 Fe₂O₃+ 0.208 FeO- 3.082 MnO+ 0.140 MgO+ 0.195 CaO+ 0.719 Na₂O- 0.032 K₂O+ 7.510 P₂O₅+ 0.303

تابع تفکیکی ۲:

-0.421 SiO₂+1.988 TiO₂- 0.526 Al₂O₃- 0.551 Fe₂O₃- 1.610 FeO+ 2.720 MnO+ 0.881 MgO-0.907 CaO- 0.177 Na2O- 1.840 K₂O+ 7.244 P₂O₅+ 43.57

با ترسیم دادههای حاصل از آنالیز ماسهسنگهای سازند پادها بر روی دیاگرام تفکیکی باتیا (Bhatia, با ترسیم دادههای حاصل از آنالیز ماسهسنگهای سازند پادها بر روی دیاگرام تفکیکی باتیا (1983) (1983)، اکثر نمونهها در محدوده جایگاه غیرفعال قارهای قرار گرفتند (شکل۴–۱۰). با اینحال دو نمونه به شماره S-S-2 و S-S-2 نیز در محدوده حاشیه فعال قارهای پلات شدهاند. علت جابجایی این دو نمونه به محدوده فعال قارهای پلات شدهاند. علت جابجایی این دو نمونه به محدوده فعال قارهای پات شدهاند. علت جابجایی این دو نمونه به محدوده فعال قارهای پلات شدهاند. علت جابجایی این دو نمونه به محدوده فعال قارهای پلات شدهاند. علت جابجایی این دو نمونه به محدوده فعال قارهای پلات شدهاند. علت جابجایی این دو نمونه به محدوده فعال قارهای پلات شدهاند. علت جابجایی این دو نمونه نسبت به محدوده فعال قارهای نیز میتواند به دلیل بالا بودن اکسید آهن، کلسیم و منیزیم این دو نمونه نسبت به سایر نمونهها باشد (جدول ۳–۳) که به دلیل فرآوان تر بودن سیمانهای کربناته و سیمان آهندار در این دو نمونه باشد.



شکل۴–۱۰: دیاگرام تفکیکی باتیا (Bhatia, 1983) برای تفکیک جایگاههای تکتونیکی ماسهسنگها- در این نمودار چهار محدوده زمین ساختی حاشیه قارهای غیرفعال(PM)، جزایر قوسی اقیانوسی(OIA)، جزایر قوسی قارهای(CIA) و حاشیه-های قارهای فعال (ACM) مشخص شده است. با ترسیم نمودن دادههای ماسهسنگ پادها بر روی این دیاگرام، اکثریت دادهها جایگاه حاشیهٔ غیرفعال قارهای را برای جایگاه تکتونیکی این ماسهسنگها تایید میکنند.

محتوی SiO₂ و نسبت K₂O/Na₂O در ماسهسنگها از حساسترین نشانگرهای تفکیک جایگاههای تکتونیکی هستند. بر این اساس، روسر و کورش (Roser and Korsch, 1986) نموداری ارائه دادند که براساس فاکتورهای ذکر شده، تفکیک سه جایگاه تکتونیکی غیرفعال قارهای (Passive margin)، جایگاه فعال قارهای (Oceanic island arc) و حواشی جزایر کمانی اقیانوسی (Oceanic island arc) امکان پذیر می-فعال قارهای (Ice margin) و حواشی جزایر کمانی اقیانوسی (Ice and korsch) امکان پذیر می-باشد. با قرار دادن درصد SiO₂ در برابر K₂O+Na₂O میتوان جایگاه تکتونیکی ماسهسنگها را مشخص کرد (Roser and Korsch, 1986) که در مورد ماسه سنگهای سازند پادها نشان دهنده حاشیه غیرفعال است (شکل ۴–۱۱).



شکل ۴–۱۱: نمودار SiO2 در برابر لگاریتم K2O/Na2O جهت تفکیک جایگاه تکتونیکی (Roser and Korsch, 1986). این نمودار جایگاه تکتونیکی حاشیه غیرفعال را برای ماسهسنگهای سازند پادها نشان میدهد.

ورما و آرمسترانگ آلترین (Verma and Armstrong-Altrin, 2013) با استفاده از مقادیر اکسیدهای مختلف نمودار تفکیکی جدیدی برای جایگاههای تکتونیکی ریفتی، تصادمی و کمان ارائه نمودهاند. این نمودار فقط برای نمونههایی بایستی استفاده شود که میزان SiO₂ بین ۶۳ تا ۹۵ درصد داشته باشند و لذا برای نمونههای ماسه سنگی سازند پادها مورد استفاده قرار می گیرند. روش محاسبه توابع تفکیکی برای این نمودار در ادامه آمده است:

تابع تفکیکی ۱:

$$\begin{split} DF1(Arc-Rit-Col)m2 &= (0.608 \times ln(TiO_2/SiO_2)adj) + (-1.854 \times ln(Al_2O_3/SiO_2) adj) + (0.299 \times ln(Fe_2O_3t/SiO_2)adj) + (-0.550 \times ln(MnO/SiO_2) adj) + (0.120 \times ln(MgO/SiO_2)adj) + (0.194 \times ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (-1.510 \times ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (1.941 \times ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.003 \times ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 0.294. \end{split}$$

تابع تفکیکی ۲:

$$\begin{split} DF2(Arc-Rit-Col)m2 &= (-0.554 \times ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (-0.995 \times ln (Al2O_3/SiO_2)_{adj}) + (1.765 \times ln(Fe_2O_3t/SiO_2)_{adj}) + (-1.391 \times ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (-1.034 \times ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0.225 \times ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (0.713 \times ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.330 \times ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.637 \times ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 3.631 \end{split}$$

همان گونه که در شکل ۴–۱۲ نیز مشاهده می شود در این نمودار نیز نمونه های سازند پادها اکثراً در محدوده



حاشیه غیرفعال قارهای و ریفتی قرار گرفتهاند.

شکل ۴-۱۲: نمودار تفکیکی ورما و آرمسترانگ (Verma and Armstrong-Altrin, 2013) جهت تفکیک جایگاههای تکتونیکی ریفتی، برخوردی و کمان آتشفشانی.

۴–۳–۲ تعیین جایگاه تکتونیکی بر اساس عناصر کمیاب

بر خلاف سنگهای آذرین، که اکثر نمودارهای متمایز کننده آنها بر اساس شیمی عناصر کمیاب میباشد، چنین نمودارهایی برای ژئوشیمی رسوبی خیلی توسعه نیافتهاند. با این حال ترکیب بعضی از عناصر کمیاب به عنوان یک منبع مهم اطلاعات برای تعیین جایگاه تکتونیکی منطقه خاستگاه سنگهای رسوبی میباشد Taylor and McLennan, 1985; McLennan et al., 1993; McLennan et al., 2003; Armstrong-) Altrin et al., 2015). استفاده از عناصر كمياب، بخصوص عناصر غيرمتحرك مانند لانتانيم، توريم، زيركنيم، هافنیم، نیوبیم، اسکاندیم و تیتانیم در مطالعات خاستگاه اثبات شده است (Taylor and McLennan, 1985; McLennan et al., 2003). در واقع عدم تحرك و زمان اقامت كم اين عناصر در آب اقيانوس و رودخانه باعث می شود این عناصر به بخش تخریبی رسوبات وارد شوند و در نتیجه در تفکیک مناطق منشأ و جایگاههای تکتونیکی نقش مهمی را ایفا نمایند (McLennan et al., 2003). غلظتهای یک عنصر کمیاب در رسوبات، متأثر از مشخصات منشأ، هوازدگی، دیاژنز، جورشدگی رسوبات و ژئوشیمی خود عنصر است. عناصر کمیابی مثل توریم، اسکاندیم و لانتانیم در سنگهای تخریبی در شرایط هوازدگی، دیاژنز و سطوح يايين دگرگونی عموماً بدون تغيير میمانند (Bhatia and Crook, 1986; McLennan et al., 2003) و ویژگیهای شیمیایی سنگ مادر را نشان میدهند. بنابراین عناصر کمیاب، خاستگاه و منشأ دقیق تری را نسبت به عناصر اصلی نشان میدهند (Bhatia and Crook, 1986). باتیا و کروک (Bhatia and Crook,) 1986) از لانتانیم، توریم و اسکاندیم در قالب یک دیاگرام مثلثی به منظور تفکیک جایگاههای تکتونیکی در نیوزیلند استفاده کردند. در این تحقیق نیز از دیاگرام مثلثی La-Th-Sc باتیا و کروک (Bhatia and Crook) (1986 استفاده شده است. با ترسيم مقادير اين عناصر در نمودار مثلثي La-Th-Sc مشخص مي گردد که اکثر نمونههای مورد مطالعه در نزدیکی محدوده جایگاه تکتونیکی غیرفعال قارهای قرار گرفتهاند (شکل ۴-.(١٣



شکل ۴–۱۳: دیاگرام مثلثی La-Th-Sc (Bhatia and Crook, 1986) که نشان دهنده جایگاه تکتونیکی حاشیه غیرفعال قارهای برای ماسهسنگهای سازند پادها میباشد. A: جزایر قوسی اقیانوسی، B: جزایر قوسی قارهای، C: حاشیه فعال قاره-ای و D: حاشیه غیر فعال قارهای

۴-۳-۳- هوازدگی منطقه منشأ

هوازدگی یکی از مهمترین فرآیندهایی است که بیشترین تأثیر را در ژئوشیمی سنگهای سیلیسی-آواری دارد چرا که سنگهای متبلور پوسته قارهای بالایی که اکثراً سنگهای آذرین فلسیک هستند در واکنش به هوازدگی شیمیایی، فیزیکی و بیولوژیکی، کانیهای تشکیل دهنده خود را آزاد میکنند. در این میان هوازدگی شیمیایی، مهمترین فرآیند برای تخریب فلدسپاتها و تولید پیوسته کانیهای ثانویه است هوازدگی شیمیایی، مهمترین فرآیند برای تخریب فلدسپاتها و تولید پیوسته کانیهای ثانویه است وهوازدگی شیمیایی، مهمترین فرآیند برای تخریب فلدسپاتها و تولید پیوسته کانیهای ثانویه است (Nesbitt and Young, 1984; Fedo et al., 1995; Nesbitt et al., 1997; Perri, 2014). فرسایش و جورشدگی، در طول حمل و نقل مواد تولید شده در پروفیلهای هوازدگی، باعث ایجاد رسوبات ماسهای و گلی میشود. این رسوبات ماسهای و گلی حاوی نشانههایی از هوازدگی شیمیایی در داخل خود میباشند (Taylor and McLennan, 1985; McLennan et al., 2003) سنگ رسوبات سیلیسی-آواری، بینشی از شرایط هوازدگی موثر بر سنگهای منطقه منشأ و انواع سنگهای مادر تامین کننده این رسوبات ایجاد مینماید (برای مثال؛ Zaid , 2015; Zhou et al., 2017; Taheri et , 2018، (برای مثال؛ al., 2018; Van de Kamp, 2019).

برای تعیین درجهٔ هوازدگی رسوبات، اندیسهای متفاوتی برپایه نسبتهای مولی اکسیدهای عناصر متحرک (K2O, Na2O, CaO, MgO) نسبت به اکسیدهای عناصر غیرمتحرک مثل Al2O3 و TiO2 متحرک (K2O, Na2O, CaO, MgO) و Nesbitt and Young, 1982; Harnois, 1988; Chittleborough, 1991; Fedo et پیشنهاد شده است (al., 1995)، اندیسی برای تعیین هوازدگی ماسهسنگهای با میزان CaO بالا و متغیر، ارائه نمود. این اندیس به صورت زیر تعریف می شود:

$CIW' = [Al_2O_3/(Al_2O_3+Na_2O)] \times 100$

که در این فرمول اکسیدها بایستی به صورت نسبت ملکولی در نظر گرفته شوند. مقادیر این اندیس از حدود ۵۰ یا کمتر برای بیشتر سنگهای آذرین و دگرگونی غیر هوازده تا حدود ۱۰۰ برای باقیماندههای آلومینوسیلیکات خالص از قبیل کائولن در تغییر است. بنابراین، این مقیاس در واقع یک مقیاس عددی از مقادیر کانیهای موجود در یک رسوب سیلیسی-آواری که دستخوش هوازدگی شیمیایی شدهاند، میباشد (Nesbitt and Young, 1982). با محاسبه این فرمول برای نمونههای سازند پادها؛ میزان'CIV، بهطور متوسط ۹۰/۷۹ برای ماسهسنگها و برای شیلهای مورد مطالعه ۹۰/۷۷ بهدست آمده است. این اعداد را برای نمونههای سازند پادها در نظر گرفت.

ساتنر و دوتا (Suttner and Dutta, 1986) همچنین با استفاده از مقادیر اکسیدهای SiO₂ در مقابل مجموع K₂O ، Al₂O₃ و Na₂O شرایط آب و هوایی در منطقه منشأ را مورد بررسی قرار دادهاند. با استفاده از این نمودار، نمونههای ماسه سنگی سازند پادها اکثراً در محدوده آب و هوای مرطوب قرار گرفتهاند بجز دونمونه P-S-23 و P-S-28 که بهدلیل میزان کمتر SiO₂ در محدوده نیمه خشک قرار گرفتهاند (شکل ۴-



شکل۴-۴۱: نمودار دوتایی SiO2 در مقابل مجموع Al2O3+ K2O+Na2O ساتنر و دوتا (Suttner and Dutta, 1986) برای تعیین وضعیت آب و هوای دیرینه که بر این اساس نمونههای سازند پادها در محدوده مرطوب قرار گرفتهاند.

۴-۴- جغرافیای قدیمه

در زمان پرکامبرین پسین و پالئوزوئیک، صفحه ایران همراه با قطعاتی از کشورهای مجاور، متصل به صفحات آفریقا و عربستان و در حاشیه شمالی ابرقاره گندوانا قرار داشته است (Husseini, 1991; Ruban et al., 2017) (2007. پوسته قارهای ایران در زمان نئوپروتروزوئیک تا اوایل کامبرین منعکس کننده وجود کمان قارهای تحت عنوان "کادومین" (Cadomian continental arc) در حاشیه شمالی گندوانا بوده است که بعدها تحت تأثیر ریفتزایی قرار می گیرد (Moghaddam et al., 2017; Honarmand et al., 2018).

با توجه به زمان بازشدگی اقیانوس پالئوتتیس از اوایل اردویسین، در فواصل زمانی اردویسین و سیلورین رسوبات همزمان با ريفت تشكيل شدهاند ,Berberian and King, 1981; Derakhshi and Ghasemi) رسوبات همزمان با (2015 . با توجه به مراحل تشكيل اقيانوس يالئوتتيس كه بر اساس نظر اشتامفلي (Stampfli, 1978) و بولین (Boulin, 1991) به سه بخش ۱) بالاآمدگی حرارتی پوسته در پروتروزوئیک پسین ۲) ریفتینگ در یالئوزوئیک ییشین و ۳) فرونشینی حرارتی در دونین میانی و پسین تقسیم بندی شده است، بنابراین، نهشتههای سازند پادها به سن دونین پیشین-میانی می توانند در حدفاصل تبدیل حاشیه ریفتی به حاشیه غيرفعال يالئوتتيس تشكيل شده باشند. به عقيده زندمقدم (Zand-Moghadam, 2013) گسل هاي مختلف مورب لغز نرمال (strike-slip) که در حوضه ریفتی پالئوتتیس در زمانهای اردویسین تا اوایل دونین ایجاد شده، سبب بالاآمدگی و فرورفتگیهای مشخص نزدیک به یکدیگر شده است (block faulting) و هر قطعه بالا آمده می تواند نقش سنگ مادر را در رسوبات سازند یادها ایفا کند. فرآوانی بسیار زیاد دانههای زیر کن آواری با سن ۵۰۰ میلیون سال در ماسهسنگهای سازند پادها در برش خوش ییلاق (Moghaddam et al., 2017) می تواند تأیید کننده این بالاآمدگیهای تکتونیکی بستر گرانیتی کادومین و فرسایش این سنگها به عنوان سنگ مادر رسوبات سازند یادها باشد. هر چند وجود دانههای زیرکن آواری با سن ۶۰۰ تا ۷۰۰ میلیون سال در ماسهسنگهای سازند یادها در برش خوش پیلاق (شکل ۴–۱۵)، ورود مواد آواری از سنگ-های گرانیتی کراتون عربستان را نیز به عنوان سنگ مادر دیگر رسوبات سازند پادها نشان میدهد (Moghaddam et al., 2017). بررسي آناليز جهت جريان قديمه در زون البرز در زمان دونين توسط شرفي و همکاران (۱۳۹۷) نیز ورود رسوبات از کراتون عربستان را تأیید می نماید.

نتایج این مطالعه بر اساس دادههای ژئوشیمی کلسنگ و پتروگرافی ماسهسنگهای سازند پادها در برش خوشییلاق، نیز سنگ مادر فلسیک، جایگاه تکتونیکی ریفتی و حاشیه غیرفعال را برای منطقه خاستگاه این ماسه سنگها تأیید نموده است. با توجه به مشاهده زیرکنهای آواری با سن حدود ۴۵۰ میلیون سال در ماسهسنگهای سازند پادها در برش خوشییلاق (شکل ۴–۱۵) توسط مقدم و همکاران (Moghaddam)، فرسایش سنگهای پیش از دونین بهویژه سنگهای ماگمایی اوایل اردویسین (سازند سلطان میدان) و به دنبال آن رسوب گذاری در حاشیه پالئوتتیس نیز میتواند به عنوان سنگ مادر دیگر ماسهسنگهای سازند پادها در نظر گرفته شود (شکل ۴–۱۶). وجود قطعات بازالتی و گرانیتی در کنگلومراهای بخش پایینی سازند پادها میتواند تأیید کننده این سنگ مادر برای رسوبات کنگلومرایی سازند پادها مازند پادها مازند پادها در نظر گرفته شود (شکل ۲–۱۶). وجود قطعات بازالتی و گرانیتی در ماسهسنگهای سازند پادها در نظر گرفته شود (شکل ۴–۱۶). وجود قطعات بازالتی و گرانیتی در ماسهسنگهای سازند پادها در نظر میتواند تأیید کننده این سنگ مادر برای رسوبات کنگلومرایی سازند پادها میتواند تأیید کننده این سنگ مادر برای رسوبات کنگلومرایی سازند پادها میتواند تأیید کننده این سنگ مادر برای رسوبات کنگلومرایی سازند پادها میتواند تأیید کننده این سنگ مادر برای رسوبات کنگلومرایی سازند پادها میتواند تأیید کننده این سنگ مادر برای رسوبات کنگلومرایی سازند پادها میتواند تأیید کننده این سنگهای بخش ۲ سازند پادها میتواند تأیک مادر این سنگ مادر ماده مادر برای رسوبات کنگلومرایی سازند پادها میتواند آذرین در ماسهسنگهای بخش ۲ سازند پادها مشاهده سازند پادها مناه ماه میتواند آذرین در ماسه سازند یا دو ۲ سازند پادها میتواند آذرین در ماسه سنگهای بخش ۲ سازند پادها مشاهده نشده است.



شکل۴–۱۵: خلاصهای از طیفهای سنی زیرکنهای آواری در نمونههای سازند پادها در برش خوشییلاق در مطالعه مقدم و

همكاران (Moghaddam et al., 2017) به همراه وقايع اصلى تكتونوماگمايي شمال گندوانا-ايران.



دونين) (با تغييرات از Cocks and Torsvik 2002; Aharipour et al. 2010) (با تغييرات از

فصل پنجم

نتیجه گیری و پیشنهادها

۵–۱– نتیجه گیری

- ضخامت سازند پادها در برش خوشییلاق ۳۴۱ متر است که بر روی بازالتهای سلطانمیدان به سن اردویسین پسین-سیلورین قرار گرفته است.

– این سازند در برش خوش ییلاق دارای سه بخش است. بخش ۱ از ۹۳ متر کنگلومرا با میان لایههای توف سبز رنگ و بازالتهای بادامکی که با ناپیوستگی فرسایشی در روی بازالتهای سلطان میدان قرار گرفته، تشکیل شده است. بخش ۲ به ضخامت ۱۲۸ متر، با ۴۸ متر لایههای سفید رنگ غنی از کوارتز حاوی ساختمانهایی همچون لامیناسیون مورب و موازی شروع می شود و در ادامه از ۸۰ متر ماسه سنگ همراه با میان لایههای شیلی قرمز رنگ تشکیل شده است. بخش ۳ سازند پادها در برش خوش ییلاق به ضخامت ۱۲۰ متر و اکثراً از لایههای کربناتی و میان لایههای ماسه سنگی تشکیل شده است و در ادامه با ناپیوستگی فرسایشی توسط سازند خوش ییلاق پوشیده می شود.

- نتایج نقطه شماری و درصدهای محاسبه شده به منظور تعیین سنگ شناسی ماسه سنگهای سازند پادها، ترکیب سنگ شناسی ۳۵ درصد کوارتز آرنایت، ۴۵ درصد ساب آرکوز و ۲۰ درصد ساب لیتارنایت را برای ماسه سنگ های بخش ۲ سازند پادها مشخص نموده است.

- با توجه به میزان نسبت کوارتز به مجموع فلدسپات و کوارتز در در ماسهسنگهای سازند پادها که ۰/۹۵ می باشد و همچنین ویژگیهای ژئوشیمیایی ماسهسنگها و شیلهای سازند پادها از جمله نسبت می باشد و همچنین ویژگیهای ژئوشیمیایی ماسهسنگها و شیلهای سازند پادها از جمله نسبت مادر Algog/TiO2 و مقادیر TiO2 در مقابل Zr، می توان یک سنگ مادر آذرین فلسیک را به عنوان سنگ مادر اصلی این نهشتهها در نظر گرفت.

- دادههای بدست آمده از نقطه شماری مقاطع نازک ماسه سنگهای سازند پادها و استفاده از نمودارهای QmFLt و QtFL، خاستگاه زمین ساختی ماسه سنگهای سازند پادها را کراتون های پایدار نشان می دهد. استفاده از ژئوشیمی ماسهسنگها و شیلهای سازند پادها نیز اکثراً جایگاه تکتونیکی حاشیه غیرفعال قارهای و ریفتی را برای این نمونهها تأیید نموده است.

- با توجه به مطالعات جغرافیای قدیمه صورت گرفته در منطقه می توان بالاآمدگیهای تکتونیکی و فرسایش بستر گرانیتی کادومین و همچنین ورود مواد آواری از سنگهای گرانیتی کراتون عربستان را به عنوان سنگ مادر دیگر رسوبات سازند پادها در نظر گرفت.

- نقطه شماری ماسهسنگهای مورد مطالعه و مشخص نمودن نسبت مجموع کوارتز به میزان فلدسپات و خرده سنگ (Qt/F+RF) در مقابل کوارتز چندبلوری و چرت بر روی فلدسپات و خردهسنگ (Qp/F+RF)، برای بررسی شرایط آب و هوایی در منطقه منشأ، نشان دهنده شرایط آب و هوایی مرطوب در منطقه منشأ سازند پادها است.

- ژئوشیمی نمونهها و استفاده از اندیس 'CIW در نمونههای سازند پادها، بهطور متوسط عدد ۷۳/۶۹ را برای ماسهسنگها و عدد ۹۰/۷۷ را برای شیلهای مورد مطالعه نشان میدهد. این اعداد، هوازدگی متوسط تا بالا را به ترتیب برای این نهشتهها مشخص مینماید که وجود شرایط آب و هوایی مرطوب را در زمان تشکیل سازند پادها تأیید مینماید که با دادههای جغرافیای دیرینه و قرار داشتن ایران در عرضهای جغرافیایی ۱۵ تا ۳۰ درجه هماهنگی خوبی نشان میدهد.

۵-۲- پیشنهادها

-آنالیز ژئوشیمی کلسنگ نیز در دیگر بخشهای سازند پادها صورت گیرد و نتایج آن نتایج این بخش مقایسه گردد. - آنالیز روی زیرکنهای سازند پادها در ایران مرکزی نیز صورت گیرد و با نتایج بهدست آمده از مطالعه مقدم و همکاران از البرز شرقی مقایسه گردد.



منابع فارسی:

-آقانباتی ع، (۱۳۸۵) "زمین شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، تهران، ص ۶۱۹.

⊣شرفی ا، (۱۳۸۷) پایاننامه ارشد:"چینهنگاری و محیط رسوبی سکانس پالئوزوئیک زیرین در ناحیه نکارمن"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه آزاد شاهرود،

⊢افشار حرب ع، (۱۳۷۳) "زمین شناسی کپه داغ" انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنیکشور، طرح تدوین، شماره۱۱، ص ۲۷۵.

-اهری پور ر، (۱۳۸۹) رساله دکتری:"میکروفاسیس، محیط رسوبی و چینه شناسی سکانسی سنگهای رسوبی دونین (سازند پادها و خوش ییلاق) "، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی،

-پور سلطانی م، (۱۳۹۵) "پتروگرافی و دیاژنز ماسهسنگهای سازند پادها (دونین زیرین-میانی) در برش بوژان، حوضه رسوبی بینالود، شمال شرق ایران"**مجله پژوهشهای چینهنگاری و رسوبشناسی،** شماره ۴، دوره ۳۲، ص ۸۷.

-جعفریان ع، (۱۳۸۸) رساله دکتری: "پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسم مافیک پالئوزوئیک زیرین در البرز شرقی (ناحیه شاهرود- خوشییلاق) "، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران،

-جعفریان م. ب، جلالی ع، (۱۳۸۳) "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰خوش ییلاق"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-حسینی برزی م، سعیدی م، (۱۳۸۹) "برخاستگاه زمینساختی ماسهسنگهای سازند پادها در برش سمیرکوه، ایران مرکزی: با در نظر گرفتن تاثیر فرآیندهای دیاژنزی بر ترکیب ماسهسنگها"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۸، ص ۱۴۷.

-درخشی م، قاسمی ح، (۱۳۹۳) "ماگماتیسم اردوویسین-دونین در شمال شاهرود: شاهدی بر کافتزایی طولانی مدت پالئوتتیس در البرز شرقی"، **مجله پترولوژی،** شماره ۱۸، ص ۱۰۵. -درخشی م، قاسمی ح، سهامی ط، (۱۳۹۳) "زمین شناسی و سنگشناسی مجموعه بازالتی سلطانمیدان در رخنمونهای شمال و شمال خاور شاهرود، البرز خاوری، شمال ایران"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۱، دوره ۲۳، ص ۶۳.

-رفیقی اسکوئی ن، (۱۳۷۱) پایاننامه ارشد: "پالینواستراتیگرافی و پالئوژئوگرافی سازند پادها در مقطع تیپ (ازبک کوه) "، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران،

-زندمقدم ح، (۱۳۹۲) رساله دکتری: "آنالیز رخسارهها، جایگاه تکتونیکی، ژئوشیمی، دیاژنز و چینهنگاری سکانسی سازند پادها در ایران مرکزی"، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد،

-شرفی م، موسوی حرمی س.ر، محبوبی ا، جعفرزاده م، (۱۳۹۷) "پتروگرافی و ژئوشیمی ماسهسنگهای سازند جیرود در البرز مرکزی، کاربرد در تعیین خاستگاه و جایگاه زمین ساختی" مجله رسوب شناسی کاربردی، شماره ۱۲، دوره ۶، ص ۱.

-شهرابی م، (۱۳۶۹) "نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ چهارگوش گرگان"، سازمان زمین شناسی واکتشافات معدنی کشور.

-طاهری ع، حیدرنیا ح، (۱۳۸۳)، "چینهنگاری و محیط رسوبی سازند قلی در ناحیه دهملا"، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ص ۶۹۳ ، شاهرود

-علوی نائینی م، (۱۳۷۲) "چینه شناسی پالئوزوئیک ایران" انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، طرح تدوین، شماره ۵، ص ۴۹۲.

-فردوست ف، جعفرزاده م، زندمقدم ح، عابدینی مقانکی ف، (۱۳۹۷) "مقایسه ژئوشیمیایی ماسهسنگهای سازند پادها در شمال بلوک های طبس و یزد: کاربردی در جهت جغرافیای دیرینه" **مجله رخسارههای رسوبی**، جلد ۱۱، شماره ۱.

-قویدل سیوکی م، (۱۳۷۰) "پالینواستراتیوگرافی و پالئوژئوگرافی سازندهای پادها و خوش ییلاق واقع در ناحیه خوش ییلاق"، مجموعه مقالات دهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۱۴، تهران لاسمی ی، (۱۳۷۹) "رخسارهها، محیطهای رسوبی و چینهنگاری سکانسی نهشتههای پرکامبرین پسین و پالئوزوئیک ایران" انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۷۸، ص ۱۸۰.

منابع انگلیسی:

-Aharipour R. Moussavi M.R. Mosaddegh H. and Mistiaen B. (**2010**) "Facies features and paleoenvironmental reconstruction of the Early to Middle Devonian syn-rift volcano-sedimentary succession (Padeha Formation) in the Eastern-Alborz Mountains, NE Iran" **Facies.**, **56**, pp **279-294**.

-Alavi M. (**1996**) "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran" **J Geodyn., 21, 1,** pp **33.**

-Alavi M. and Bolourchi M.H. (**1973**) "Explanatory text of the Maku quadrangle map 1:250.000" Geological Survey of Iran, Geological Quadrangle, A1, pp 1-44

-Amini A. (2011) "Use of feldspar grains in provenance determination and the study of transportation and depositional history, examples from central and NW Iran" Geopersia., 1, 2, pp 11–24.

-Anderson P.O.D. Worden R.H. Hodgson D. and Flint S. (**2004**) "Provenance evolution and chemostratigraphy of a Paleozoic submarine fan complex: Tanqua Karoo Basin, South Africa" **Mar Petrol Geol., 21,** pp **555–577.**

-Armstrong-Altrin J.S. Lee Y. I. Verma S. P. and Ramasamy S. (2004) "Geochemistry of sandstones from the upper Miocene Kudankulam Formation, Southern India: implications for provenance, weathering, and tectonic setting", J Sediment Res., 74, 2, pp 285–297.

-Armstrong-Altrin J.S. Nagarajan R. Balaram V. and Natalhy-Pineda O. (2015) "Petrography and geochemistry of sands from the Chachalacas and Veracruz beach areas, western Gulf of Mexico, Mexico: Constraints on provenance and tectonic setting", J. S. Am. Earth Sci., 64, pp 199-216.

-Bagheri S. and Stampfli G.M. (2008) "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications" Tectonophysics., 451, 1-4, pp 123-155.

-Basu A. (1985). Reading provenance from detrital quartz, pp 231–247. In: "**Provenance of Arenites**", Zuffa, G.G. Reidel Publishing Company, Dorderchet, the Netherlands.

-Basu A. Young S.W. Suttner L.J. James W.C. Mack G.H. (**1975**) "Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation" **J. Sediment. Petrol.**, **45**, pp **871-882**.

-Berberian M. and King G.C.P. (**1981**) "Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran" **Can. J. Earth Sci.., 18,** pp **210-265.**

-Bhatia M.R. (1983) "Plate tectonics and geochemical composition of sandstones" J Geol., 91, pp 611–627.

-Bhatia M.R. (**1985**) "Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control" **Sediment Geol.**, **45**, **1-2**, pp **97-113**.

-Bhatia M.R. and Crook K.A.W. (**1986**) "Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins" **Contrib Mineral Petr.**, **92**, pp **181–193**.

-Boggs S. (2009), "Petrology of Sedimentary Rocks", Cambridge University Press, Cambridge, pp 610.

-Boulin J. (1991) "Structures in southwest Asia and evolution of the eastern Tethys" Tectonophysics., 196, pp 211-268.

-Bozorgnia F. (**1973**) "Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Alborz Mountains, Iran" NIOC, **Geological laboratories.**, **1**, pp **4-185**.

-Cardenas A. Girty G.H. Hanson A.D. and Lahren M.M. (**1996**) "Assessing differences in composition between low metamorphic grade mudstones and high-grade schists using log ratio techniques" **J Geol.**, **104**, pp **279–293**.

-Chittleborough D.J. (1991) "Indices of weathering for soils and palaeosols formed on silicate rocks" Aust. J. Earth Sci., 38, 1, pp 115-120.

-Cocks L.R.M. and Torsvik T.H. (2002) "Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review" J Geol Soc, London., 159, pp 631–644.

-Critelli S. De Rosa R. and Platt J.P. (**1990**) "Sandstone detrital modes in the Makran accretionary wedge, southwest Pakistan: implications for tectonic setting and long-distance turbidite transportation" **Sediment Geol.**, **68**, pp **241-260**.

-Critelli S. and Ingersoll R.V. (**1995**) "Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Southern California)" **Sedimentology., 42,** pp **783–804.**

-Critelli S. (**2018**) "Provenance of Mesozoic to Cenozoic circum-Mediterranean sandstones in relation to tectonic setting" **Earth Sci. Rev., 185**, pp **624-648**.

Cullers R.L. Basu A. and Suttner L.J. (**1988**) "Geochemical signature of provenance in sandsize material in soils and stream sediments near the Tobacco Root batholith, Montana, US" **Chem Geol.**, **70**, **4**, pp **335-348**.

-Cullers R.L. (2000) "The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian – Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies" Lithos., 51, pp 181–203.

-Cullers R.L. and Podkovyrov V.N. (2000) "Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: Implications for mineralogical and provenance control, and recycling" **Precambrian Res.**, 104, 1-2, pp 77–93.

۹.

-Cullers R.L. (2002) "Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA" **Chem Geol.**, **191**, **4**, pp **305–327**.

-Das B.K. AL-Mikhlafi A.S. and Kaur P. (2006) "Geochemistry of Mansar Lake sediments, Jammu, India: implication for source-area weathering, provenance, and tectonic setting" J Asian Earth Sci., 26, pp 649–668.

-Derakhshi M. and Ghasemi H. (2015) "Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: magmatic evidence for Paleotethys development" Arab J Geosci., 8, pp 849–866.

-Dickinson W.R. (1970) "Interpreting detrital modes of greywacke and arkose" J Sediment Petrol., 40, pp 695–707.

-Dickinson W.R. and Suczek C.A. (1979) "Plate tectonics and sandstone compositions" AAPG Bulletin., 63, pp 2164–2182.

-Dickinson W.R. Beard L.S. Brakenridge G.R. Evjavec J.L. Ferguson R.C. Inman K.F. Knepp R.A. Lindberg F.A. and Ryberg P.T. (**1983**) "Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting" **GSA Bulletin.**, **94**, pp **222–235**.

-Dickinson W.R. (1985). Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones, pp 333–363, In: "**Provenance of Arenites**", Zuffa, G.G. Reidel Publishing Company, Dorderchet, the Netherlands.

-Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., (**1995**). "Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance". Geology., **23**, pp **921–924**.

-Feng R. and Kerrich R. (**1990**) "Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: implications for provenance and tectonic setting" **Geochim. Cosmochim. Acta.**, **54**, **4**, pp **1061-1081**.

۹١

-Folk R.L. (**1980**), "**Petrology of Sedimentary Rocks**", Hemphill Publishing Co., pp 182, Austin, Texas.

-Garzanti E. Limonta M. Resentini A. Bandopadhyay P. C. Najman Y. Ando S and Vezzoli G. (2013) "Sediment recycling at convergent plate margins (Indo-Burman Ranges and Andaman–Nicobar Ridge)" Earth Sci Rev., 123, pp 113–132.

-Garzanti E. Dinis P. Vermeesch P. Andò S. Hahn A. Huvi J. Limonta M. Padoan M. Resentini A. Rittner M. and Vezzoli G. (**2018**) "Dynamic uplift, recycling, and climate control on the petrology of passive-margin sand (Angola)" **Sediment. Geol., 375,** pp **86-104.**

-Gazzi P. (**1966**) "Le arenarie del flysch sopracretaceo dell' Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro" **Mineral. Petrogr. Acta., 12**, pp **69-97**.

-Ghavidel-Syooki M. (**1994**) "Biostratigraphy and paleo-biogeography of some Paleozoic rocks at Zagros and Alborz Mountains, Iran" **Geology Survey Publication, Iran.**, pp **168**.

-Ghavidel-Syooki M. (2009) "Palynostratigraphy and paeogeography of Ordovician strata (Abastu and Abarsaj formations) from the southeastern Caspian Sea, northeastern Iran" CIMP, pp 13-14, Faro'19 Abstracts,

-Ghavidel-Syooki M. Javier Álvaro J. Popov L. Ghobadi Pour M. Ehsani M.H. and Anna Suyarkova A. (2011) "Stratigraphic evidence for the Hirnantian(latest Ordovician) glaciation in the Zagros Mountains, Iran" Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 307, pp 1–16.

-Grantham J.H. and Velbel M.A. (**1988**) "The influence of climate and topography on rockfragment abundance in modern fluival sands of the southern Blue Ridge Mountains, North Carolina" **J. Sediment. Res., 58**, pp **219-227**.

-Hashemi Azizi S.H. Rezaee P. Jafarzadeh M. Meinhold G. Moussavi Harami S.R and Masoodi M. (2018) "Early Mesozoic sedimentary–tectonic evolution of the Central-East Iranian Microcontinent:

Evidence from a provenance study of the Nakhlak Group" Geochemistry., 78, pp 340-355.

-Harnois L. (1988) "The CIW index: a new Chemical Index of Weathering" Sediment Geol., 55, pp 319-322.

-Hayashi K. Fujisawa H. Holland H.D. and Ohmoto H. (**1997**) "Geochemistry of 1.9 Ga Sedimentary Rocks from Northeastern Labrador, Canada" **Geochim. Cosmochim. Acta.**, **61**, pp **4115-4137**.

-Hillier S. (2003). Quantitative analysis of clay and other minerals in sandstones by X-ray powder diffraction (XRPD), pp **213-251**, In: "Clay Mineral Cements in Sandstones", Worden R.H and Morad S. IAS Special Publication.

-Honarmand M. Xiao W. Nabatian G. Blades M. L. dos Santos M. C. Collins A. S. and Ao S. (2018) "Zircon U-Pb-Hf isotopes, bulk-rock geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes from late Neoproterozoic basement in the Mahneshan area, NW Iran: Implications for Ediacaran active continental margin along the northern Gondwana and constraints on the late Oligocene crustal anatexis" **Gondwana Res., 57**, pp **48-76**.

-Husseini M.I. (**1991**) "Tectonic and depositional model of the Arabian and adjoining plates during the Silurian-Devonian" **AAPG Bulletin.**, **75**, pp **108-120**.

-Ingersoll R.V. Bullard T.F. Ford R.L. Grimm J.P. Pickle J.D. and Sares S.W. (**1984**) "The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point–counting method" **J Sediment Petrol.**, **54**, pp **0103–0116**.

-Jafarzadeh M. And Hosseini-Barzi M. (2008) Petrography and geochemistry of Ahwaz Sandstone Member of Asmari Formation, Zagros, Iran: implications on provenance and tectonic setting" **Rev Mex Cienc Geol.**, 25, pp 247–260.

-Jafarzadeh M. Moussavi-Harami S.R Friis, H. Amini A. Mahboubi A. and Lenaz D. (2014) "Provenance of the Oligocene–Miocene Zivah Formation, NW Iran, assessed using heavy mineral assemblage and detrital clinopyroxene and detrital apatite analyses" J. Afr. Earth Sci., 89, pp 56-71. -Jenny J.G. (1977) PhD. Thesis, "Geologie et stratigraphie de l Elburze Oriental entre Aliabad et Shahrud, Iran" Thèse présentée à la Faculté des Sciences de l Université de Genève., pp 238.

-Johnsson M.J. (1993). The system controlling the composition of clastic sediments, pp 1– 19, In: "**Processes controlling the composition of clastic sediments**", Johnsson, M.J., and Basu, A. GSA Special paper 284.

-Meinhold G. (2010) "Rutile and its applications in earth sciences" Earth Sci Rev., 102, pp 1–28.

-McLennan S.M. Hemming S. McDaniel D.K. and Hanson G.N. (1993). "Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics, pp 21–40, In: "**Processes controlling the composition of clastic sediments**", Johnsson, M.J. Basu, A. GSA Special Paper., 284

-McLennan S.M. (2001) "Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust" Geochem Geophys., 2, pp 1021–1045.

-McLennan S.M. Bock B. Hemming S.R. Hurowitz J.A. Lev S.M. and McDaniel D.K. (2003). The role of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks, pp 7-31, In: "Geochemistry of Sediment and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments", Lentz, D.R. Geological Association of Canada, Geo text 4

-Moghadam H.S. Li X.H. Griffin W.L. Stern R.J. Thomsen T.B. Meinhold G. Aharipour R. and O'Reilly S.Y. (**2017**) "Early Paleozoic tectonic reconstruction of Iran: Tales from detrital zircon geochronology" **Lithos., 268,** pp **87-101.**

-Morton, A. Knox R. and Frei D. (**2016**) "Heavy mineral and zircon age constraints on provenance of the Sherwood Sandstone Group (Triassic) in the eastern Wessex Basin, UK" **Proc Geol Assoc., 127,** pp **514-526.**

-Nesbitt H.W. and Young G.M. (**1982**) "Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites" **Nature.**, **299**, pp **715–717**.
-Nesbitt H.W. Fedo C.M and Young G.M. (**1997**) "Quartz and Feldspar Stability, Steady and Non-Steady-State Weathering, and Petrogenesis of Siliciclastic Sands and Muds" J. Geol., **102**, pp. **173-192**.

-Nesbitt H.W. (**2003**). Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks, pp 39– 51, In: "Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks", Lenz, D.R. Geological Association of Canada, Newfoundland, Geotext4.

-Parra J. G. Marsaglia K. Rivera K.S. Dawson S.T. Walsh J.P. (**2012**)"Provenance of sand on the Poverty Bay shelf, the link between source and sink sectors of the Waipaoa River sedimentary system" **Sediment Geol.**, **280**, pp **208-233**.

-Parsons I. P. Thompson M. R. Lee and Cayzer N. (**2005**) "Alkali feldspar microtextures as provenance indicators in siliciclastic rocks and their role in feldspar dissolution during transport and diagenesis" **J Sediment Res.**, **75**, pp **921–942**.

-Perri F. (2014) "Composition, provenance and source weathering of Mesozoic sandstones from Western-Central Mediterranean Alpine Chains" J. Afr. Earth Sci., 91, pp 32-43.

-Pettijohn F.J. Potter P.E. and Siever R. (1972), "Sand and Sandstone", NewYork, Springer-Verlag, pp 618.

-Pettijohn F.J. (1975), "Sedimentary rocks", Vol. 3. New York: Harper & Row.

-Pettijohn F.J. Potter P.E. and Siever R. (**1987**), "**Sand and Sandstone**", Berlin7 Springer-Verlag, pp 553.

-Pittman E.D. (**1970**) "Plagioclase feldspars as an indicator of provenance in sedimentary rocks" **J Sediment Petrol.**, **40**, pp **591–598**.

-Potter P.E. (1978) "Petrology and chemistry of modern Big River sands" J Geol., 86, pp 423–449.

-Rollinson H.R. (**1993**), "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation", Longman Scientific and Technical, Essex, England. -Roser B.P and Korsch RJ. (**1986**) "Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio" **J Geol.**, **94**, pp **635–650**.

-Roser B.P. and Korsch R.J. (**1988**) "Provenance signatures of sandstone–mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data" **Chem Geol.**, **67**, **pp 119–139**.

-Roser B.P. Cooper R.A. Nathan S. and Tulloch A.J. (**1996**) "Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand" **New Zeal J Geol Geop ., 39, 1,** pp **1-16.**

-Ruban D.A. Al-Husseini M. and Iwasaki Y. (2007) "Review of Middle East Paleozoic plate tectonics" GeoArabia., 12, pp 35–56.

-Ruttner A. Nabavi M.H. and Hajian J. (**1968**) "Geology of Shirgesht area (Tabas area, East Iran)" **Geological Society of Iran. No., 4,** pp **133.**

-Ruttner A.W. Nabavi M.H. and Alavi M. (**1970**) "Geological Map of Ozbak-Kuh, 1:100,000 Series, Geology Survey of Iran, Tehran.

-Sevastjanova I. Hall R. and Alderton D. (2012) "A detrital heavy mineral viewpoint on sediment provenance and tropical weathering in SE Asia" Sediment Geol., 280, pp 179–194.

-Scholonek C. and Augustsson C. (2016) "Can cathodoluminescence of feldspar be used as provenance indicator?" Sediment Geol., 336, pp 36–45.

-Stampfli G.M. (1978), PhD. Thesis, "Etude geologic general de L Elburz oriental au sud de Gonbad-e Quabus, Iran N-E" Geol. Depart. Geneve University,

-Stöcklin J. (1968) "Structural history and tectonics of Iran: a review" AAPG Bulletin., 52, pp 1229-1258.

Suttner L.J. and Dutta P.K. (1986) "Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy" J Sediment Petrol., 56, pp 329–345.

-Taheri A. Jafarzadeh M. Armstrong-Altrin J.S. and Mirbagheri S.R. (**2018**) "Geochemistry of siliciclastic rocks from the Shemshak Group (Upper Triassic–Middle Jurassic), north eastern Alborz, northern Iran: implications for palaeoweathering, provenance, and tectonic setting" **Geol Q.**, **62**, **3**, pp **522–535**.

-Taylor S.R. and McLennan S.M. (**1985**), "**The Continental Crust: Its Composition and Evolution**", Oxford, Blackwell, pp 312.

-Tortosa A. Palomares M. and Arribas J. (1991). Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis, pp 47–54, In: "**Developments in Sedimentary Provenance Studies**", Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. SASK GEO SP, 57.

Tucker M. E. (2001), "Sedimentary Petrology- An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks", 3rd Edition.

-Van De Kamp P. (**2010**) "Arkose, Subarkose, Quartz Sand, and Associated Muds Derived from Felsic Plutonic Rocks in Glacial to Tropical Humid Climates" **J Sediment Res., 80**, **10**, pp **895–918**.

-Van De Kamp P. (**2019**) "Provenance, shallow to deep diagenesis, and chemical mass balance in supermature arenites and pelites, Ordovician Simpson Group, Oklahoma and Kansas, U.S.A" **Sediment Geol.**, **386**, pp **79–102**.

-Verma S.P. and Armstrong-Altrin J.S. (2013) "New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Pre-Cambrian basins" Chem Geol., 355, pp 117-180.

-Von Eynatten H. and Dunkl I. (2012), Assessing the sediment factory: the role of single grain analysis" Earth Sci Rev., 115, pp 97–120.

-Weltje G.J (2002) "Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology" Earth Sci Rev., 57, pp 211–253.

-Weltje G.J. and von Eynatten H. (2004) "Quantitative provenance analysis of sediment: review and outlook" Sediment Geol., 171, pp 1–11.

-Weltje G.J. (**2012**) "Quantitative models of sediment generation and provenance: State of the art and future developments" **Sediment Geol.**, **280**, pp **4–20**.

-Wendt J. Kaufmann B. Belka Z. Farsan N. and Karimu Bavandpur A. (2005) "Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran Part II. Northern and central Iran" Acta Geol. Pol., 55, 1, pp 31-97.

-Wronkiewicz D. J. and Condie K. C. (**1987**) "Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance" **Geochim. Cosmochim. Acta.**, **51**, pp **2401–2416**.

-Zaid S. (2015) "Geochemistry of sandstones from the Pliocene Gabir Formation, north Marsa Alam, Red Sea, Egypt: Implication for provenance, weathering and tectonic setting" J. Afr. Earth Sci., 102, pp 1-17.

-Zand-Moghadam H. Moussavi-Harami R. Mahboubi A. and Rahimi B. (2013) "Petrography and geochemistry of the Early-Middle Devonian sandstones of the Padeha Formation the north of Kerman, SE Iran: Implication for provenance" **Boletín del Instituto de Fisiografía y Geologies'., 83,** pp 1-14.

-Zhou L. Friis H. Yang T. and Nielsen A. T. (**2017**) "Geochemical interpretation of the Precambrian basement and overlying Cambrian sandstone on Bornholm, Denmark: Implications for the weathering history" **Lithos., 286**, pp **369-387**.

-Zimmermann U. and Bahlburg H. (**2003**) "Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina" **Sedimentology., 50, 6,** pp **1079-1104.**

Abstract:

In this study, petrography and geochemistry of the sandstones and shales of Padeha Formation in Khoshyeilagh section in Eastern Alborz have been used to obtain more information on their provenance. Padeha Formation in the studied section has a thickness of 341 meters and is underlain by the Late Ordovician-Silurian SoltanMeydan basalts. After field studies, 20 medium-grained sandstone samples were selected for point-counting and 8 sandstone samples and 2 shale samples were selected for geochemical analysis and 3 sandstone samples and 2 Shalein specimens were selected for mineralogical composition. Based on the calculated percentages of point counted data, the composition of these sandstones has been detected as quartzarenites, subarkose and sublitharenites. Based on Q/Q+F in sandstones and geochemical properties of sandstones and shales, such as Al_2O_3/TiO_2 ratio and TiO₂ against Zr, the dominant source rock of these deposits can be considered as felsic igneous rocks. The QmFLt and QtFL diagrams show the tectonic setting of Padeha Formation sandstone as stable cratons. The geochemistry has also largely confirmed the tectonic setting of passive continental and rifted margins. Considering paleogeography of the region, tectonic uplifts and erosion of the Cadomian granitic basement and also the entrance of clastic materials from granitic rocks of Arabian craton can be considered as the other source rocks of the sediments of Padeha Formation.

Kay Works: - Sandstones - Padeh Formation - Khoshyeilagh section - Eastern Alborz - Lithology - Tectonic uplifts - Paleogeography - Provenance



Shahrood University of Technology

Master's thesis in geochemistry

Geochemical Investigation of Siliciclastic Sedimentary Rocks of Padeha Formation in Khoshyeilagh Section, Eastern Alborz

by : Mahdi Hosseini

Supervisor:

Dr. Mahdi Jafarzadeh

Advisor:

Dr. Azizollah Taheri

Spring 2019

۱..