

## کانی‌شناسی و منشأ رسوبات ماسه‌ای دریای عمان در محدوده استان سیستان و بلوچستان

مریم سلیمانی<sup>۱</sup>، حمیدرضا پاکزاد<sup>۲\*</sup>، مهرداد پسندی<sup>۲</sup>، محمد علی مکی زاده<sup>۲</sup>، موسی نقره ئیان<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۲- استادیار دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۳- استاد دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۷/۱۶

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۲/۱۲/۱۹

### چکیده

رسوبات ماسه‌ای دریای عمان تحت تاثیر ورود انواع ذرات تخریبی از واحدهای زمین‌شناسی مجاور قرار دارند. جهت شناسایی کانی‌ها و منشأ آنها، ۱۶ نمونه از رسوبات سطحی بستر دریا برداشت گردید. از ذرات در اندازه ماسه دانه ریز نمونه‌ها، مقاطع نازک و صیقلی تهیه گردید. بررسی مقاطع توسط میکروسکوپ پلاریزان و انعکاسی نشان‌دهنده حضور دو گروه کانی‌های سبک به ترتیب فراوانی شامل کوارتز، فلدسپات و مسکویت و کانی‌های سنگین پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، کلریت، زیرکن، گلوکونیت، اپیدوت، تورمالین و مگنتیت در رسوبات می‌باشد. از میان کانی‌های سبک، کوارتز بیشترین فراوانی را داشته و ادخال مینرال‌های مختلف در این کانی، منشأ پلی ژنیک آن را نشان می‌دهد. منشأ عمده کانی‌های سبک رسوبات، توده‌های آذرین درونی خصوصاً گرانیت‌های نواحی فنوج و ایرانشهر می‌باشند. کانی‌های سنگین سیلیکاته غالباً از سنگهای آذرین نظیر گرانیت‌ها، پگماتیت‌ها و رگه‌های هیدروترمال و واحدهای دگرگونی منطقه از جمله شیست سبز و آمفیبولیت‌های واقع در افیولیت ملانژهای منطقه مکران منشأ گرفته‌اند. کانی مگنتیت عمدتاً از افیولیت ملانژهایی نظیر واحد قلامان در غرب منطقه و فلیش‌های به سن ائوسن در شرق منطقه آزاد شده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** زون مکران، کانی‌های سبک، کانی‌های سنگین، منشأ

## مقدمه

سنگ های حوضه آبریز و منشایابی رسوبات صورت نگرفته است.

منطقه مورد مطالعه بخشی از منطقه زیر جزر و مدی دریای عمان در محدوده استان سیستان و بلوچستان می‌باشد که تحت تاثیر ورود انواع کانی-ها و ذرات تخریبی قرار گرفته است. در مطالعات زمین‌شناسی، منطقه شرق ایران را معمولاً به عنوان یک واحد مستقل بررسی می‌کنند. این منطقه در اواخر دوران سوم زمین‌شناسی در اثر جنبش‌های کوه زایی از دریا جدا شده و در آن ابتدا رسوبات آهکی از نوع دریایی و سپس رسوباتی با مواد نسبتاً درشت و نرم روی هم انباشته شده‌اند (گرنده و مک کلی، ۲۰۰۶؛ سعادت و استرن، ۲۰۱۱). از میان ساختارهای زمین‌شناسی، زون مکران بیشترین سهم را در ریخت‌شناسی منطقه دارا می‌باشد. قدیمی‌ترین سنگ‌های این زون را ملانژهای رنگی تشکیل می‌دهند که به کرتاسه فوقانی- پالئوسن تعلق دارند. بر روی این واحد، رسوبات ضخیم فلیشی ائوسن و الیگوسن متشکل از تناوبی از ماسه‌سنگ، شیل و مارن قرار دارند. رسوبات تخریبی نئوژن که عمدتاً از ماسه سنگ و کنگلومرا تشکیل شده، دارای ضخامتی حدود ۵۰۰۰ متر است (نبوی، ۱۳۵۵). کمپلکس‌های اصلی منطقه شامل کمپلکس قلامان (متاولکانیک، رخساره شیست سبز و شیست آبی، ترکیبات افیولیت ملانژ)، کمپلکس بجگان و دیدار (پلتیک شیست، آمفیبولیت، فیلیت، میان لایه‌های آهک و مارن) و کمپلکس دورکان (متاولکانیک، فیلیت، شیست، متاسدیمنت، آهک، پیلولاوا، مقدار کمی توف) می‌باشند (مک کال، ۲۰۰۲). هدف اصلی این تحقیق بررسی پتروگرافی رسوبات ماسه‌ای و شناسایی انواع کانی‌های سبک و سنگین در رسوبات و تعیین منشأ کانی‌ها است.

ذرات رسوبی که از سطح خشکی‌ها وارد محیط رسوبی می‌گردند دارای تنوع بسیاری می‌باشند. در این بین ترکیبات سیلیکاته مانند ذرات تخریبی سیلیسی اهمیت زیادی داشته و در محیط رسوبی همراه با کانی‌های سنگین انباشته می‌شوند. بنابراین مطالعه رسوبات بستر دریاها و بررسی کانی‌های سبک و سنگین و ذخائر معدنی سواحل از جمله اهداف مهم در بررسی‌های زمین‌شناسی دریایی محسوب می‌گردند (استافرس و راس، ۱۹۷۹؛ وایت، ۱۹۸۲؛ پرینس و دیگران، ۲۰۰۰). کانی‌شناسی سنگ منشا یکی از مهمترین فاکتورهای تعیین کننده ترکیب و توزیع کانی‌ها و بویژه کانی‌های سنگین در رسوبات می‌باشد (سرلیس و دیگران، ۲۰۱۰). بررسی کانی‌شناسی رسوبات و بویژه رسوبات ماسه‌ای اطلاعاتی در خصوص منشا این رسوبات در اختیار می‌گذارد (مورتون، ۱۹۹۱؛ گنزالز و دیگران، ۲۰۰۷؛ کاسپر زوبیلاگا و زولزی رویز، ۲۰۰۷؛ لاهیجانی و توکلی، ۲۰۱۲؛ مارتینز و دیگران، ۲۰۱۲). بخش عمده‌ای از کانیهای رسوبات ساحلی از فرسایش سنگهای رخنمون یافته موجود در حوضه آبریز رودخانه های جریان یافته به محیطهای دریایی منشا می‌گیرند. تحقیقات متعددی در خصوص اثر کانی‌شناسی سنگ منشا بر ترکیب رسوبات ساحلی صورت پذیرفته که از جمله می‌توان به (آنجلیدیس و آلوپی، ۲۰۰۰؛ ال کامار و دیگران، ۲۰۰۷؛ گنزالز و دیگران، ۲۰۰۷؛ کاسپر زوبیلاگا و زولزی رویز، ۲۰۰۷؛ کارانزا-ادواردز و دیگران، ۲۰۰۹؛ یالسین، ۲۰۰۹؛ جسس و دیگران، ۲۰۱۰، ۲۰۱۳؛ مارتینز و دیگران، ۲۰۱۲) اشاره نمود، ولی تاکنون مطالعه ای در خصوص ارتباط کانی‌شناسی رسوبات ساحلی دریای عمان با لیتولوژی

## روش کار

کانی‌های سنگین از سایر ذرات در اندازه ماسه دانه‌ریز استفاده شد (مانگه و ماورر، ۱۹۹۲). پس از تهیه مقاطع نازک و صیقلی، این مقاطع توسط میکروسکوپ پلاریزان و انعکاسی مورد مطالعه قرار گرفتند. کانیهای سبک و سنگین و خرده‌سنگ‌ها شمارش شده و درصد هریک به تفکیک (پتی جان و دیگران، ۱۹۷۳؛ فولک، ۱۹۷۴) تعیین گردید (جدول ۲).

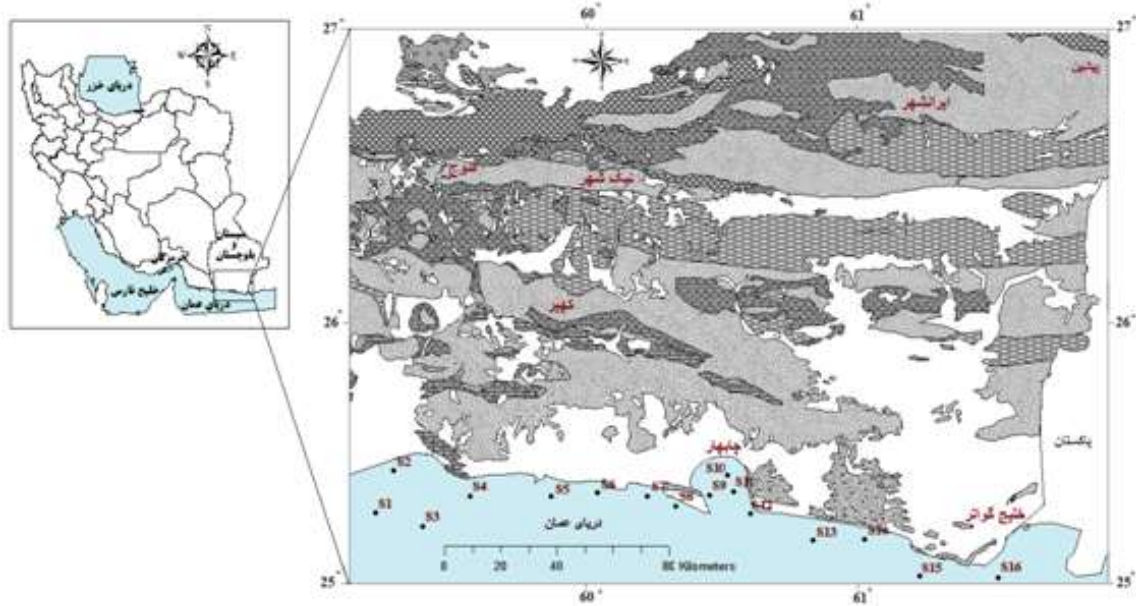
نمونه‌برداری از ۱۶ نقطه از عمق ۱۰ تا ۴۸ متری با استفاده از دستگاه گراب از رسوبات سطحی بستر انجام گرفت (جدول ۱، شکل ۱). دانه‌بندی کامل رسوبات به روش الک مرطوب انجام شد (لیندهولم، ۱۹۸۷؛ تاکر، ۱۹۸۸). جهت تشخیص کانی‌های سبک موجود در بخش ماسه رسوبات، مقاطع نازک تهیه و بررسی گردید. همچنین از روش جداسازی توسط بروموفورم جهت تفکیک

جدول ۱: مختصات جغرافیایی نقاط نمونه‌برداری

ایستگاه		N		E		عمق نمونه برداری (m)
	°	'	"	°	'	"
S1	۲۵	۱۷	۴۲/۹	۵۹	۱۶	۴۳/۹
S2	۲۵	۲۴	۳۷/۸	۵۹	۲۰	۱۲/۸
S4	۲۵	۲۰	۱۰/۵	۵۹	۳۶	۵۵/۶
S5	۲۵	۱۹	۲/۹	۵۹	۵۳	۴۲/۹
S6	۲۵	۱۹	۵۵/۱	۶۰	۶	۱۷/۲
S7	۲۵	۱۹	۱۳/۷	۶۰	۱۵	۳۷/۲
S8	۲۵	۱۸	۶/۸	۶۰	۲۱	۲۸/۵
S9	۲۵	۲۰	۹/۶	۶۰	۲۸	۳۴/۲
S10	۲۵	۲۲	۷/۱	۶۰	۲۹	۱۸/۳
S11	۲۵	۲۱	۳/۹	۶۰	۳۳	۸/۳
S12	۲۵	۱۸	۳۵/۳	۶۰	۳۲	۳۸/۲
S13	۲۵	۱۱	۴۲/۲	۶۰	۵۰	۲۰/۶
S14	۲۵	۱۱	۱۹/۲	۶۱	۱	۲۶/۴
S15	۲۵	۰	۱۳/۲	۶۱	۱۳	۱۷/۱
S16	۲۵	۰	۷/۲	۶۱	۲۹	۱۲/۱

جدول ۲: فراوانی کانی‌های رسوبات ماسه‌ای دریای عمان (بر طبق روش (پتی جان و دیگران، ۱۹۷۳) و (فولک، ۱۹۷۴).

S16	S15	S14	S13	S12	S11	S10	S9	S8	S7	S6	S5	S4	S2	S1	
۲۵	۱۰	۱۵	۴	۱۵	۲۰	۴	۲۰	۵	۵۰	۳۰	۳۰	۲۰	۱۵	۲	کوارتز
۳	۴	۵	۲	۵	۱۰	<۱	۱۰	<۱	۵	۵	۵	۷	۲	۱	فلدسپات
۱۲	۸	۱۰	۲	۵	۴	۲	۰	۳	۵	۸	۴	۱۰	۵	۰	بیوتیت
۴	<۱	<۱	۱	<۱	<۱	<۱	۰	۰	۳	۱	۰	<۱	۳	۰	موسکویت
۰/۲۵	۰	۰	<۱	۰	۰	<۱	<۱	۰	۰	۰	<۱	۴	۵	۰	آمفیبول
۰/۲۵	۱	۰/۲۵	۰/۲	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۵	۰	۰	۰/۲۵	۰	۰	۰	۱	۰	پیروکسن
۳	۲	<۱	۲	۱	۲	<۱	۲	۱	<۱	۲	۵	۳	<۱	<۱	کلریت
۰	<۱	۰	۰	<۱	۰	۰	۰	<۱	۰	<۱	۰	۰	۵	۰	اپیدوت
۰/۲۵	۰	۰	۰	۰	۰/۲۵	۰	۰/۲۵	۰	۰/۲۵	۰/۲	۰	۰/۲	۱۰	۰	گلاکونیت
<۱	<۱	<۱	<۱	۱	۱	<۱	<۱	<۱	۱	۱	<۱	۱	۱	<۱	کانی سنگین (اپاک)



راهنمای نقشه



شکل ۱: نقاط نمونه‌برداری و نقشه لیتولوژی کلی منطقه مورد مطالعه (تهیه شده بر اساس نقشه زمین‌شناسی ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰،۰۰۰) (آفاقی و سالک، ۱۳۵۶)

کانی‌های موجود در رسوبات مورد بررسی به ۲ دسته کلی کانی‌های سبک و کانی‌های سنگین قابل تقسیم می‌باشند. کانی‌های سنگین نیز به ۲ دسته کانی‌های سنگین سیلیکاته (روشن) و اپاک (تیره) دسته‌بندی می‌گردند. از لحاظ گردشگری، حدود ۵۰ درصد کانی‌های کوارتز و فلدسپات به صورت گرد و نیمه‌گرد شده، ۳۰ درصد نیمه

حوضه‌های آبریز منطقه مورد مطالعه بر اساس نقشه رقومی ارتفاعی با وضوح ۹۰ متر در محیط ArcGIS 10.1<sup>®</sup> تعیین گردیده‌اند. لیتولوژی‌های اصلی محدوده حوضه‌های آبریز بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ مشخص شده‌اند.

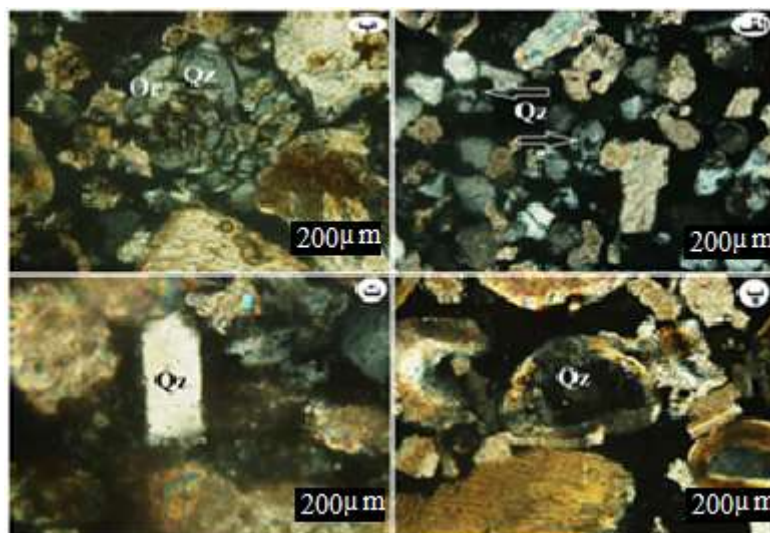
### بحث و بررسی

پ). در این کوارتزها ادخال‌هایی از فلدسپات‌های تجزیه شده نیز دیده می‌شوند. از ادخال‌های دیگر می‌توان به کانی‌های بیوتیت (شکل ۳ الف)، آپاتیت (شکل ۳ ب)، زیرکن و کانی‌های اپاک (شکل ۳ پ) اشاره نمود. ادخال آپاتیت منشأ گرانیات را برای کوارتزهای حاوی این ادخال نشان می‌دهد (سرایی، ۱۳۷۳). به طور کلی می‌توان گفت که کوارتزهای با ادخال زیاد در مقاطع بیانگر منشأ آذرین برای این کوارتزها می‌باشند (چریان، ۲۰۰۴).

زاویه‌دار و ۲۰ درصد زاویه‌دار می‌باشند. کانی‌های سنگین نظیر زیرکن و بیوتیت بصورت نیمه‌گرد شده مشاهده می‌گردند.

### کانی‌های سبک

۱- کوارتز: کوارتز فراوان‌ترین کانی در رسوبات منطقه محسوب می‌گردد (جدول ۲). کوارتزهای پلی کریستالین موجود در نمونه‌ها شامل مجموعه به هم پیوسته‌ای از بلورهای کوچک با خاموشی موجی بوده که نشان‌دهنده منشأ احتمالی دگرگونی برای این نوع کانی‌ها می‌باشند (مارگولیس و کرینسلی، ۱۹۷۴) (شکل ۲ الف و



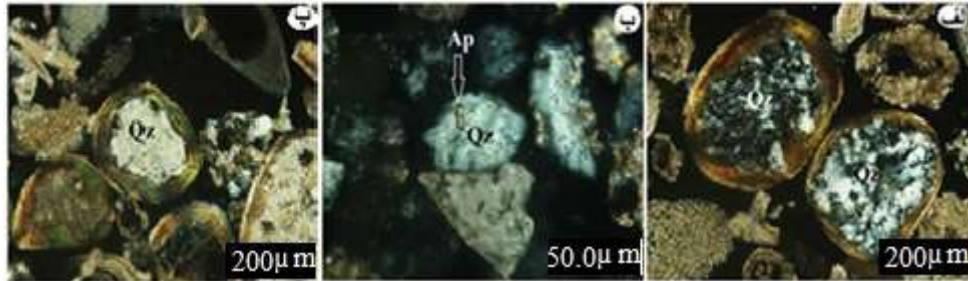
شکل ۲: تصاویر میکروسکوپی انواع کوارتز (الف) کوارتز پلی کریستالین (Qz) با منشأ احتمالی دگرگونی (ب) رشد تداخلی کوارتز (Qz) و ارتوکلاز (Or) با بافت گرانوفیریک و با منشأ گرانیات (پ) کوارتز مونوکریستالین (Qz) دارای خاموشی موجی با منشأ احتمالی دگرگونی (ت) کوارتز مونوکریستالین (Qz) کشیده با منشأ ولکانیکی

زاویه‌دار خصوصاً در غرب منطقه مورد نظر نشان می‌دهد که منشأ این گروه از کوارتزها به محل رسوبگذاری بسیار نزدیک بوده و از نوع سیکل اول است. کوارتزهای گرد و نیمه‌گرد می‌توانند از نوع سیکل دوم باشند و منشأ آنها احتمالاً فلیش‌های ائوسن و ماسه‌سنگ‌های کرتاسه است. بطورکلی

هم چنین رشد تداخلی کوارتز با کانی‌هایی هم- چون ارتوکلاز (شکل ۲ ب) نیز نشان‌دهنده منشأ گرانیات برای آنها است (بوگس، ۱۹۹۲). حضور برخی کوارتزهای کشیده نشان‌دهنده منشأ ولکانیک برای این گروه از کانی‌ها می‌باشد (یانگ و دیگران، ۲۰۰۳) (شکل ۲ ت). وجود کوارتزهای

لیتولوژیکی در منطقه می‌باشند (سورش و دیگران، ۲۰۱۰).

دانه‌های کوارتز در رسوبات مورد مطالعه به صورت چند منشایی بوده و بیانگر وجود چندین واحد



شکل ۳: تصاویر میکروسکوپی انواع کوارتز (Qz) با ادخال‌های متفاوت (XPL) (الف) کوارتزهای پلی کریستالین با ادخال‌های بیوتیت (ب) کوارتز با ادخال آپاتیت و با منشأ گرانیت (پ) کوارتز مونوکریستالین با ادخال کانی‌های اپاک

۲- کانی‌های فلدسپار: در نمونه‌های ماسه‌ای منطقه، فلدسپارها شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، سانیدین، ارتوکلاز و میکروکلین می‌باشند. بطور کلی فراوانی این گروه از کانی‌ها از غرب به طرف خلیج گواتر دارای روند افزایشی می‌باشد.

**پلاژیوکلاز:** پلاژیوکلازها به دو صورت سالم (شکل ۴ الف) و دگرسان شده مشاهده می‌گردند. از بارزترین ویژگی‌های پلاژیوکلازهای مشاهده شده در مقاطع، وجود زونینگ و دگرسانی در این کانی‌ها می‌باشد. در برخی از نمونه‌ها، خصوصاً نمونه‌های ایستگاه‌های واقع در غرب منطقه، پلاژیوکلازها دگرسانی از نوع کائولینیتی شدن را متحمل شده‌اند (شکل ۴ پ و ث). این نوع پلاژیوکلازها سدیک بوده و منشأ گرانیت را برای این کانیها نشان می‌دهند. دگرسانی‌های کلریتی (شکل ۴ ب) و سرسیتی (شکل ۴ ت) نیز در پلاژیوکلازهای منطقه مشاهده می‌گردند. برخی از این کانی‌ها به شدت تحت تاثیر کربناته شدن قرار گرفته‌اند (شکل ۴ ج). به علاوه در برخی از نمونه‌ها دو یا چند نوع دگرسانی در یک کانی پلاژیوکلاز قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۴ پ). دگرسانی سرسیتی غالباً در سنگ‌های آذرین غنی از آلومینیوم و سنگ‌های رسوبی نظیر شیل‌ها و مارن‌ها رخ می‌دهد و پلاژیوکلازهای موجود در این نوع سنگ‌ها به دلیل مقاومت بیشتر در مقابل واکنش‌های شیمیایی، پس از هورنبلند و بیوتیت تحت تاثیر دگرسانی قرار می‌گیرند (کریم‌پور، ۱۳۷۴). در منطقه مورد نظر، این نوع دگرسانی (سرسیتی) در پلاژیوکلازها اکثراً با دگرسانی‌هایی از جمله کلریتی و رسی شدن (نوع کائولینیت) همراه می‌باشد (شکل ۴ ج) که دلیل عمده آن تغییر آهن، منگنز و آلومینیوم در اطراف زون‌های آلتراسیون فوق است (کرل و نوواک، ۲۰۰۲).

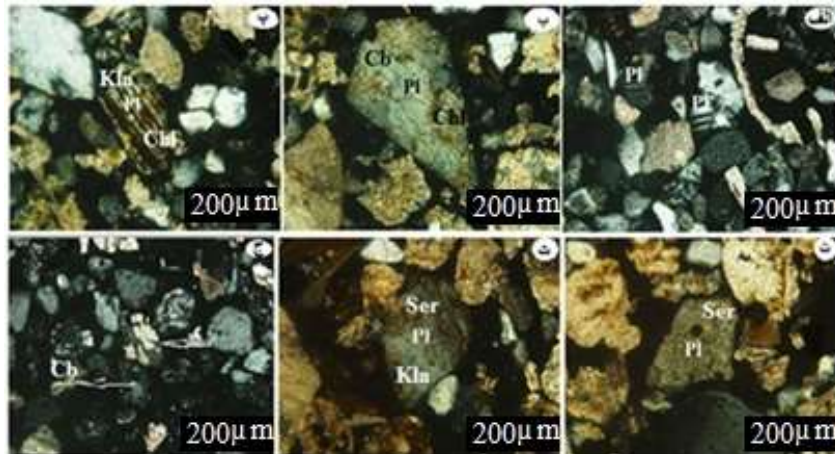
منشأ عمده پلاژیوکلازها در رسوبات منطقه مورد مطالعه را می‌توان پیلولواوی افیولیتی و آندزیت-بازالت‌ها در نظر گرفت (آرشادی و مهدوی، ۱۳۶۶؛ احمدزاده هروی، ۱۳۶۶).

**ارتوکلاز:** کانی‌های ارتوکلاز در غرب منطقه مورد مطالعه دارای فراوانی بیشتری هستند. در نمونه‌های مورد مطالعه، ارتوکلاز به علت دگرسانی از نوع کائولینیتی شدن کمی مه آلود به نظر می‌رسد (شکل ۵ الف). منشأ اصلی ارتوکلازها، گرانیت‌های دانه درشت موجود در حوضه آبریز منطقه (آرشادی و مهدوی، ۱۳۶۶) می‌باشند.

۲- کانی‌های فلدسپار: در نمونه‌های ماسه‌ای منطقه، فلدسپارها شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، سانیدین، ارتوکلاز و میکروکلین می‌باشند. بطور کلی فراوانی این گروه از کانی‌ها از غرب به طرف خلیج گواتر دارای روند افزایشی می‌باشد.

**پلاژیوکلاز:** پلاژیوکلازها به دو صورت سالم (شکل ۴ الف) و دگرسان شده مشاهده می‌گردند. از بارزترین ویژگی‌های پلاژیوکلازهای مشاهده شده در مقاطع، وجود زونینگ و دگرسانی در این کانی‌ها می‌باشد. در برخی از نمونه‌ها، خصوصاً نمونه‌های ایستگاه‌های واقع در غرب منطقه، پلاژیوکلازها دگرسانی از نوع کائولینیتی شدن را متحمل شده‌اند (شکل ۴ پ و ث). این نوع پلاژیوکلازها سدیک بوده و منشأ گرانیت را برای این کانیها نشان می‌دهند. دگرسانی‌های کلریتی (شکل ۴ ب) و سرسیتی (شکل ۴ ت) نیز در پلاژیوکلازهای منطقه مشاهده می‌گردند. برخی از این کانی‌ها به شدت تحت تاثیر کربناته شدن قرار گرفته‌اند (شکل ۴ ج). به علاوه در برخی از نمونه‌ها دو یا چند نوع دگرسانی در یک کانی پلاژیوکلاز قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۴ پ). دگرسانی سرسیتی غالباً در سنگ‌های آذرین غنی از

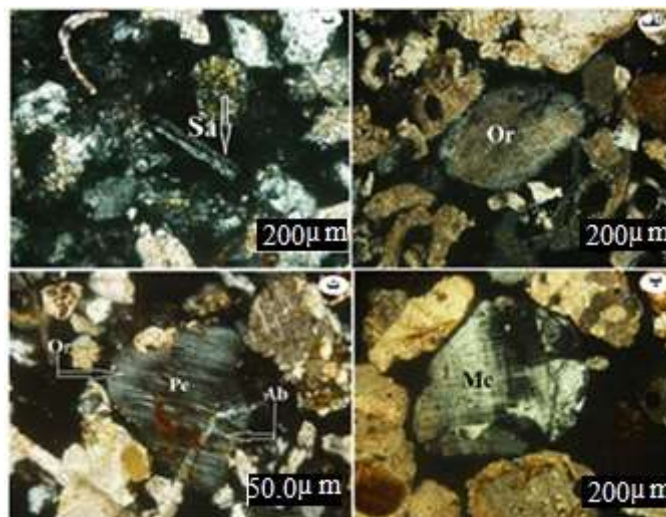




شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی کانی‌های پلاژیوکلاز (Pl) (XPL) (الف) بلورهای سالم پلاژیوکلاز (ب) کلریتی و کربناته شدن پلاژیوکلاز (پ) پلاژیوکلاز در حال تجزیه همراه با کائولینیتی و کلریتی شدن به موازات رخها (ت) سرسیتی شدن (ث) سرسیتی به همراه کائولینیتی شدن (ج) دگرسانی کربناته پلاژیوکلاز

بافت پورفیری و وجود آن بصورت فنوکریست‌های کوچک در سنگهای ولکانیکی منطقه، به احتمال زیاد از سنگ‌های آتشفشانی رخنمون یافته در بخش غربی زون مکران (مک کال، ۲۰۰۲) مانند ریولیت منشأ گرفته است.

**سانیدین:** سانیدین در نمونه‌ها به شکل تیغه‌ای، در ابعاد کوچک و همراه با ماکل کارلسباد یا ماکل ساده مشاهده می‌گردد. این کانی در برخی از نمونه‌ها به شدت تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفته است (شکل ۵ ب). و به دلیل قرارگیری در یک



شکل ۵: تصاویر میکروسکوپی انواع فلدسپات (XPL) (الف) ارتوکلاز دگرسان شده (کائولینیتی شده) (ب) کانی سانیدین به همراه ماکل کارلسباد (پ) میکروکلین موجود در خرده‌سنگ آذرین با منشأ گرانیته (ت) پرتیت (Pe) شامل رگه‌های آلبیت (Ab) در ارتوکلاز (Or)

گرانیتهایی حاوی میکروکلین در نمونه‌های موجود در ایستگاه‌های واقع در رسوبات مرکز منطقه قابل مشاهده هستند، بنابراین این نوع از

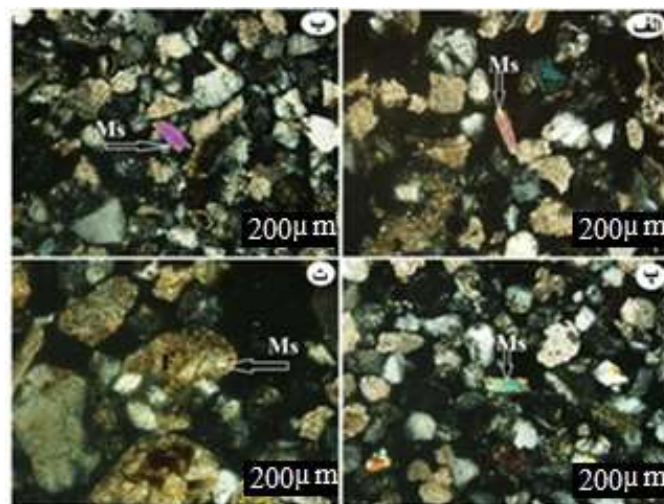
**میکروکلین:** مجموعه دو ماکل آلبیت و پری-کیلین در این کانی، معمولاً یک بافت شبکه‌ای به آن می‌دهد (شکل ۵ پ). با توجه به این که

مسکویت اشاره نمود. به عنوان نمونه، فلدسپات-هایی که در مقاطع تبدیل به مسکویت‌های درشت دانه شده‌اند (شکل ۶ ت)، نشان دهنده دگرسانی از نوع فیلیک یا دگرسانی کوارتز- سرسیت در منطقه می‌باشند. این نوع دگرسانی در نتیجه بیرون رانده شدن سدیم، کلسیم و منیزیم از سنگ‌های آلومینوسیلیکاتی و ورود پتاسیم و یا در اثر به کار گرفته شدن پتاسیم مربوط به فلدسپات‌های موجود در سنگ برای تشکیل سرسیت، ایجاد می‌شود (شهاب‌پور، ۱۳۸۷). آهن حاصل از دگرسانی کانی‌های مافیک با آهن و گوگرد موجود در سیالات گرمابی تولید پیریت می‌نماید، لذا کانی‌های مشخصه این دگرسانی شامل کوارتز، سرسیت و پیریت می‌باشند (لوول و گیلبرت، ۱۹۷۰). این نوع از مسکویت مشخصاً ویژه مناطق فرورانش است و حضور آن در رسوبات منطقه مورد مطالعه با منطقه فرورانش مکران کاملاً همخوانی دارد. بنابراین منشأ اصلی آنها را می‌توان گرانیتهای منطقه که در ارتباط با سیستم‌های پورفیری هستند، در نظر گرفت.

کانی‌ها را می‌توان به گرانیتهای دمای پایین در منطقه، خصوصاً گرانیتهای شمال نیک‌شهر نسبت داد (احمدزاده هروی، ۱۳۶۶).

**پرتیت:** در نمونه‌های رسوب منطقه مورد مطالعه، رگه‌های آلبیت در زمینه‌ای از کانی ارتوکلاز مشاهده می‌گردند (شکل ۵ ت). درصد این نوع از فلدسپات‌ها در مقاطع مورد بررسی بسیار ناچیز بوده و اکثراً از گرانیتهای و گرانودیوریت‌های بخش غربی منطقه آزاد گردیده‌اند (آرشادی و مهدوی، ۱۳۶۶).

**۳- مسکویت:** مسکویت در نمونه‌های مورد بررسی عمدتاً به دو صورت کشیده و پهن مشاهده می‌گردد. عموماً مسکوویت‌های کشیده دارای منشأ دگرگونی می‌باشند (یاردلی و دیگران، ۱۹۹۶) (شکل ۶ الف). مسکوویت‌های پهن اکثراً منشأ آذرین را نشان می‌دهند (عزتیان، ۱۳۸۰)، (شکل ۶ ب و پ). در برخی از نقاط از جمله رسوبات غرب منطقه، این کانی تحت تاثیر تجزیه و دگرسانی زیاد قرار گرفته است. از نشانه‌های دگرسانی در منطقه منشأ، می‌توان به تبدیل سایر کانی‌ها به



شکل ۶: تصاویر میکروسکوپی انواع کانی‌های مسکویت (Ms) (XPL) (الف) مسکویت کشیده با منشأ سنگ‌های دگرگونی (شیست) (ب و پ) مسکویت پهن با منشأ سنگ‌های آذرین (ت) دگرسانی کانی‌های فلدسپات به مسکویت (دگرسانی فیلیک)

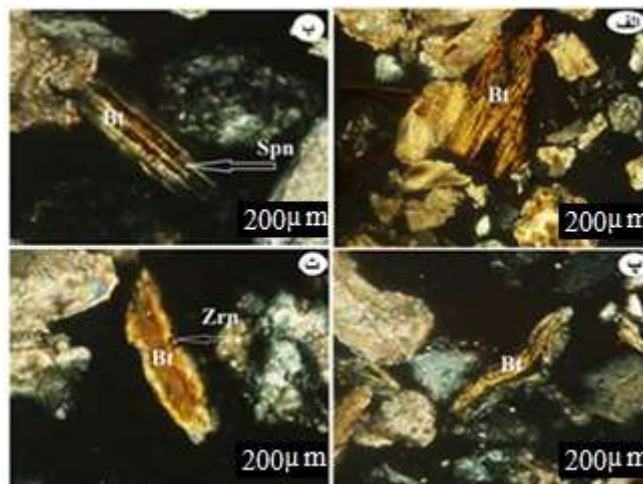


### کانی‌های سنگین

از کانی‌های سنگین سیلیکاته در نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان به بیوتیت، آمفیبول، کلریت، پیروکسن، زیرکن، گلوکونیت، اپیدوت، تورمالین و مگنتیت اشاره نمود.

**۱- بیوتیت:** این کانی پس از کوارتز جزء کانی‌های با فراوانی زیاد در منطقه محسوب می‌شود (جدول ۲). بیوتیت در رسوبات مورد مطالعه به دو شکل سالم و دگرسان شده قابل مشاهده است. دگرسانی بیوتیت عمدتاً از نوع کلریتی شدن بوده که این نوع تجزیه با آزاد نمودن اکسیدهای آهن همراه است (شکل ۷ الف). در برخی از نمونه‌های منطقه، بیوتیت به طور کامل به کلریت تبدیل شده است، در صورتی که در برخی از نمونه‌ها، بیوتیت را

بدون هیچ گونه دگرسانی و تغییر می‌توان مشاهده نمود. هم‌چنین تجمع کانی‌های اسفن و زیرکن در امتداد رخ‌های این کانی را می‌توان احتمالاً در اثر آلتراسیون زیاد بیوتیت در منطقه در نظر گرفت (شکل ۷ ب و ت). بیوتیت غالباً از پگماتیت گرانیته، دیوریت و گابروهای موجود در منطقه منشأ می‌گیرد، ولی به طور کلی بیوتیت‌های کلریتی شده (شکل ۷ پ) نشان دهنده آزاد شدن این کانی از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (شیست) (حاج حسنی و مرتضوی، ۲۰۱۰) پراکنده در منطقه می‌باشد. هم‌چنین تجمع کانی‌های اسفن و زیرکن در امتداد رخ‌های این کانی را می‌توان احتمالاً در اثر آلتراسیون زیاد بیوتیت در منطقه در نظر گرفت (شکل ۷ ب و د).

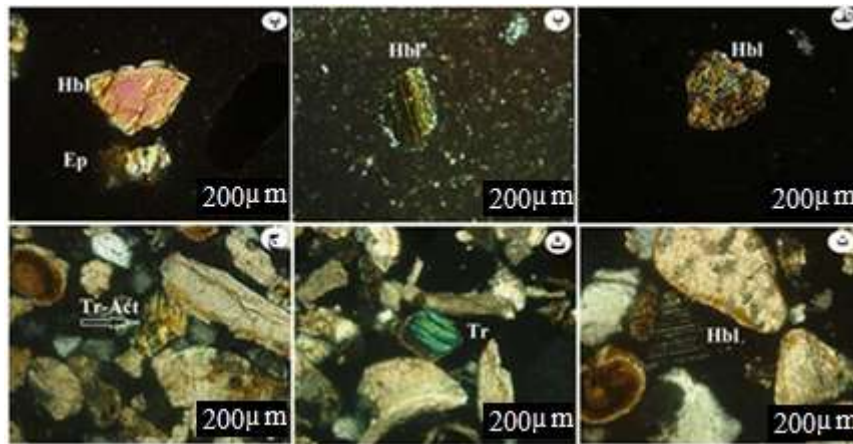


شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی انواع بیوتیت (Bt) (XPL) (الف) بیوتیت کلریتی شده همراه با اکسیدهای آهن آزاد شده به موازات رخ‌ها (ب) بیوتیت همراه با تجمع کانی‌های اسفن (Spn) در امتداد رخ‌ها (پ) بیوتیت کلریتی شده همراه با تغییر شکل ورقه‌ها (ت) ادخال زیرکن (Zrn) در بیوتیت

**۲- آمفیبول:** برخی از این کانی‌ها ماکل ساده یا پلی سنتتیک از خود نشان می‌دهند (شکل ۸ ت). از انواع آمفیبول‌های موجود در این رسوبات می‌توان به هورنبلند قهوه‌ای یا هورنبلند سوخته (opacity) (شکل ۸ الف)، هورنبلند سبز (شکل ۸ ب)، ترمولیت و اکتیتولیت اشاره نمود. اپیدوت کانی عمده همراه با این گروه از کانی‌های سنگین

می‌باشد (شکل ۸ پ). هورنبلند سبز عموماً خاص سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه بوده و به میزان فراوان از گرانودیوریت و آمفیبولیت‌های موجود در غرب منطقه مطالعاتی (ناحیه فنوج) به رسوبات مورد مطالعه در دریای عمان وارد شده - است، در صورتیکه هورنبلند قهوه‌ای از سنگ‌های ولکانیکی منطقه منشأ می‌گیرد. کانی‌های ترمولیت

ماورر، ۱۹۹۲). به احتمال قوی درصد بالایی از این کانی‌ها از شیت‌ها (شیت‌های کمپلکس قلامان در ناحیه نیک‌شهر) و آمفیبولیت‌های غرب منطقه آزاد شده‌اند (مک‌کال، ۲۰۰۲).



شکل ۸: تصویر میکروسکوپی انواع کانی‌های هورنبلند (Hbl) (XPL) (الف) کانی‌های هورنبلند قهوه‌ای (ب) هورنبلند سبز (پ) همراهی هورنبلند با اپیدوت (Ep) (ت) ماکل پلی سننتیک در هورنبلند قهوه‌ای (ث) کانی ترمولیت (Tr) (ج) ترمولیت-اکتینولیت آزبستی (Tr-Act)

مهدوی، ۱۳۶۶؛ احمدزاده هروی، ۱۳۶۶؛ حاج حسنی و مرتضوی، ۲۰۱۰).

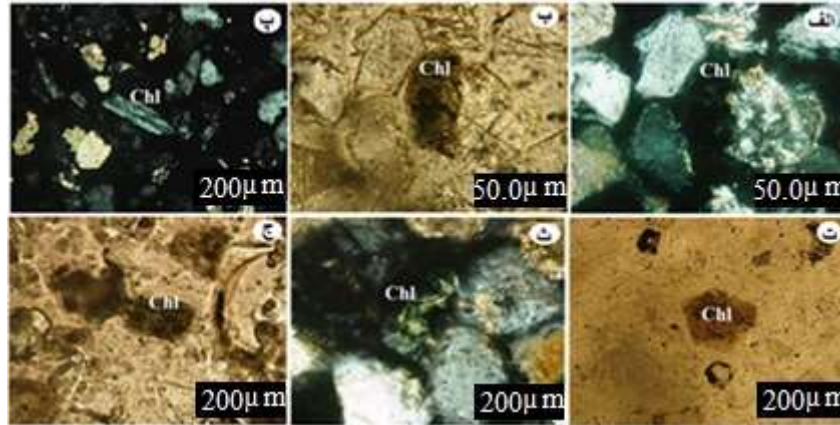
۴- پیروکسن: پاراژنز این کانی در نمونه‌های مورد بررسی عمدتاً کانی‌های آمفیبول و گارنت می‌باشد (شکل ۱۰ ب و پ). از انواع پیروکسن‌های موجود در رسوبات ماسه‌ای مورد مطالعه می‌توان به اوژیت و ولاستونیت اشاره نمود. منشأ اصلی کانی‌های پیروکسن، سنگ‌های آذرین موجود در منطقه خصوصاً پیروکسن گابروهای افیولیت فنوج می‌باشند، در حالی که منشأ برخی از کانی‌های پیروکسن از جمله کانی اوژیت (یا دیوپسید) و ولاستونیت را می‌توان سنگ‌های دگرگونی مجاورتی منطقه خصوصاً کمپلکس‌های دگرگونی بجگان، دیادر و دورکان در نظر گرفت (موریموتو، ۱۹۸۸). این کانیها در سنگ‌های آذرین فقط در پریدوتیت‌های غنی از منیزیم که اکثراً در شمال زون مکران متمرکز شده‌اند، مشاهده می‌شوند. دگرسانی را به طور خاص می‌توان در پیروکسن-های نوع ولاستونیت مشاهده نمود (شکل ۱۰ ت)،

(شکل ۸ ث) و اکتینولیت با رنگ سبز تیره و بعضاً به شکل آزبستی یا رشته‌ای (شکل ۸ ج) در مقاطع نازک و صیقلی وجود داشته و عموماً با رخ ساده در نور PPL قابل شناسایی می‌باشند (مانگه و

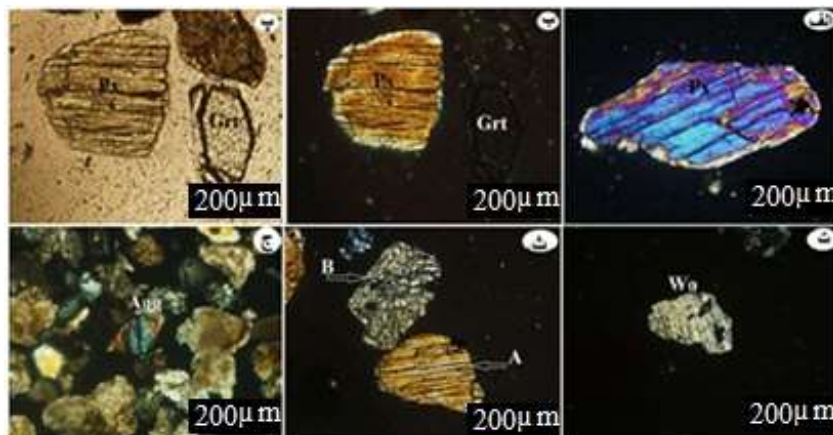
۳- کلریت: این کانی در رسوبات منطقه پس از بیوتیت فراوان‌ترین کانی سنگین در این محدوده به حساب می‌آید (جدول ۲). کلریت در رسوبات منطقه با بی رفرنژانس و پلی کروئیسیم ضعیف به رنگ سبز قابل شناسایی و تفکیک از سایر کانی‌ها می‌باشد (شکل ۹ الف). کانی‌های کلریت در برخی از نمونه‌های مورد بررسی از نوع پنین هستند (شکل ۹ پ). این کانی در رسوبات مورد مطالعه عمدتاً با اذخال‌هایی نظیر کانی‌های اپاک و اکسید آهن همراه بوده (شکل ۹ ب) و در برخی از نمونه‌ها از جمله نمونه‌های موجود در شرق منطقه، کلریت‌هایی با ساخت شعاعی مشاهده می‌گردند (شکل ۹ ث). درصد بالایی از کانی‌های بیوتیت در این نمونه‌ها در اثر دگرسانی به کانی کلریت تبدیل شده است (شکل ۹ ج). منشأ اصلی این نوع کانی سنگین، متاولکانیک‌ها و شیت‌های موجود در کمپلکس‌های دگرگونی واقع در بخش فنوج و متاولکانیک‌های مجدد کریستاله شده کمپلکس دورکان در مرکز منطقه می‌باشد (آرشادی و

ث) و گردشگری بالای کانی‌های اوژیت (شکل ۱۰ ج) مشخص می‌باشد.

گرچه ولاستونیت‌های سالم نیز در برخی از مقاطع مشاهده می‌گردند. حمل‌شدگی زیاد کانی‌های پیروکسن در مقاطع طولی و عرضی آنها (شکل ۱۰



شکل ۹: تصاویر میکروسکوپی انواع کلریت (Chl) (الف) کلریت با بی‌رفرنزانس ضعیف در نور پلاریزه (ب) آزاد شدن اکسید آهن در اثر آلتراسیون بیوتیت به کلریت در نور طبیعی (پ) کلریت درشت بلور نوع Pennine (ت) دانه‌های اپاک در کلریت (PPL) (ث) کلریت با ساخت شعاعی (ج) جانیشینی کلریت در کانی بیوتیت (PPL).



شکل ۱۰: تصاویر میکروسکوپی کانی‌های پیروکسن (Px) (الف) پیروکسن درشت بلور با رنگ اینترفرانس سری ۳ (XPL) (ب) پیروکسن همراه با گارنت (Grt) (XPL) و (پ) (PPL) (ت) کانی ولاستونیت (Wo) (ث) A: مقطع طولی پیروکسن، B: مقطع عرضی پیروکسن (ج) کانی اوژیت (Aug)

نمونه‌های ایستگاه‌های واقع در شرق منطقه، زیرکن همراه با زونینگ و یک هاله متامیکت و یا هاله پلی کروئیک دیده می‌شود (شکل ۱۱ الف). هاله پلی کروئیک نشان‌دهنده فرایند دگرسانی و آبدگیری زیرکن است. در واقع می‌توان گفت که زیرکن با هاله پلی کروئیک به مرور زمان و در اثر

۵- زیرکن: حضور زیرکن بصورت ادخال در برخی از کانی‌ها مانند کوارتز نشان‌دهنده منشأ ماگمایی این کانی می‌باشد (کلاین و هولبات، ۱۹۹۳) و به احتمال بسیار زیاد این نوع از زیرکن-ها از گرانیت‌های منطقه آزاد شده‌اند (حاج حسنی و مرتضوی، ۲۰۱۰). در برخی از نمونه‌ها از جمله

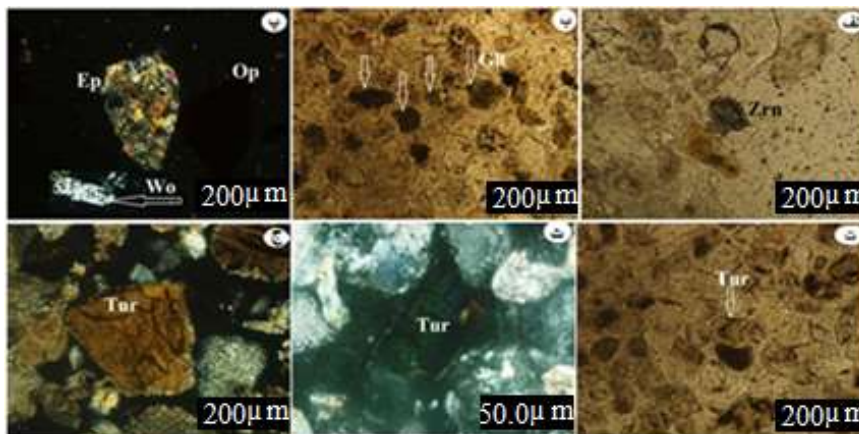
بیشتر از آهک‌ها و کمپلکس‌های دگرگونی رخنمون یافته در غرب زون مکران منشا می‌گیرد (مک کال، ۲۰۰۲).

۸- **تورمالین:** این کانی با ابعاد درشت و تا حدودی تمام شکل دار در برخی از نمونه‌های مورد بررسی حضور یافته که به دلیل وجود ادخال سیالات در آن به احتمال زیاد از پگماتیت‌ها و رگه‌های هیدروترمال موجود در منطقه آزاد شده است (کرایناین، ۱۹۴۶؛ هاوهورن و هنری، ۱۹۹۱) (شکل ۱۱ ث و ت). در رسوبات مورد مطالعه برخی از کانی‌های تورمالین تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفته اند (شکل ۱۱ ج).

فرایند دگرسانی به هاله متممیکت تبدیل می‌گردد (فدو و دیگران، ۲۰۰۵).

۶- **گلوکونیت:** بیشترین فراوانی این کانی در غرب منطقه مطالعاتی و به خصوص در ایستگاه نمونه‌برداری S<sub>2</sub> در محدوده فنوج دیده شده است که علت آن حضور ماسه‌سنگ گلوکونیتی واقع در غرب منطقه (نسه، ۱۹۹۱) می‌باشد (شکل ۱۱ ب).

۷- **اپیدوت:** در نمونه‌ها غالباً تجمعی از کانی‌های اپیدوت به شکل گرد شده مشاهده می‌شود (شکل ۱۱ پ). پاراژنز عمده این کانی در مقاطع مورد مطالعه، کانی‌های اپاک پیروکسن از نوع ولاستونیت می‌باشند (شکل ۱۱ پ). این کانی



شکل ۱۱: تصاویر میکروسکوپی (الف) هاله پلی‌کروئیک در زیرکن (Zrn) (ب) دانه‌های گلوکونیت (Glt) (PPL) (پ) همراهی اپیدوت با کانی اپاک (Op) و پیروکسن نوع ولاستونیت (Wo) (ت) تورمالین (Tur) با پلی‌کروئیسیم معکوس (ث) تورمالین همراه با ادخال سیالات (ج) تورمالین دگرسان و شکسته شده در XPL

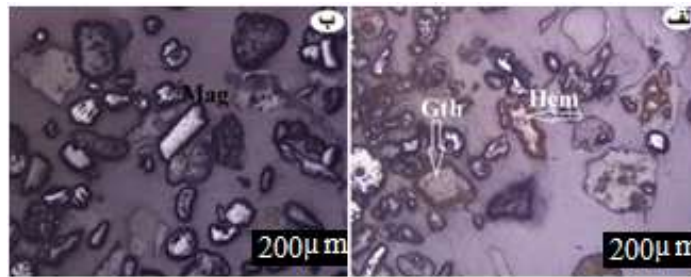
### نتیجه‌گیری

رسوبات ماسه‌ای منطقه مورد مطالعه شامل دو گروه کانی‌های تخریبی سبک و سنگین می‌باشند. از میان کانی‌های سبک، کوارتز بیشترین فراوانی را نشان می‌دهد. این کانی عمدتاً از فلیش‌های ائوسن و ماسه سنگ‌های کرتاسه منطقه منشا گرفته و از نوع سیکل دوم می‌باشد. فراوانی گروه کانی‌های فلدسپار شامل پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، میکروکلین،

۹- **مگنتیت:** این گروه از کانی‌های اپاک نسبت به کانی‌های پاراژنز خود مانند هماتیت و لیمونیت فراوانی بیشتری دارند. در برخی از نمونه‌های مورد مطالعه، هم رشدی هماتیت و مگنتیت قابل مشاهده است (شکل ۱۲ ب). این کانی عمدتاً از افیولیت ملائزهایی نظیر واحد قلامان در غرب و فلیش‌های به سن ائوسن در شرق منطقه منشا می‌گیرد (مک کال، ۲۰۰۲).



سانیدین و پرتیت از غرب به سمت خلیج گواتر، روندی افزایشی نشان می‌دهد. انواع دگرسانی‌ها از جمله کائولینیتی، کلریتی و سرسیتی شدن در پلاژیوکلازها مشاهده می‌شوند.



شکل ۱۲: تصاویر میکروسکوپی کانی‌های سنگین تیره در نور انعکاسی (الف) هماتیت (Hem) و گوئیتیت (Gth) (ب) مگنتیت (Mag)

تبلور مجدد کمپلکس دورکان در مرکز منطقه آزاد و به حوضه رسوبگذاری وارد شده است. کانی‌های پیروکسن و آمفیبول در غرب منطقه به میزان بالاتری نسبت به بخش‌های شرقی مشاهده می‌شوند. این ذرات از گرانودیوریت و گابروهای افیولیت فنوج و کمپلکس قلامان، کمپلکس‌های دگرگونی بجگان، دیدار، دورکان و شیست‌های کمپلکس قلامان منشأ گرفته‌اند. زیرکن، اپیدوت و تورمالین از روند فراوانی خاصی در رسوبات منطقه برخوردار نبوده و منشأ آنها می‌تواند از سنگهای ماگمایی، رگه‌های هیدروترمال و کمپلکس‌های دگرگونی منطقه باشد. کانی گلوکونیت در شرق منطقه فراوانی چندانی نداشته و بیشترین فراوانی این کانی در غرب منطقه دیده شده است که علت آن حضور ماسه‌سنگ گلوکونیتی واقع در غرب منطقه است. مگنتیت نسبت به کانی‌های پاراژنز خود مانند هماتیت و لیمونیت فراوانی بیشتری دارد. در برخی از نمونه‌های مورد مطالعه، هم رشدی هماتیت و مگنتیت مشاهده می‌شود. مگنتیت عمدتاً از افیولیت ملائزهای غرب منطقه آزاد گشته است.

نمودند، تشکر و قدردانی می‌شود. از همکاری آقای مهندس کمالی عضو هیأت علمی دانشکده فنی و

دگرسانی در ارتوکلازها غالباً از نوع کائولینیتی است. منشأ اصلی این گروه از کانی‌ها، گرانیتهای موجود در افیولیت ملائزها، گرانودیوریت‌ها، پیلولاوای افیولیتی و آندزیت-بازالت‌ها و ماسه سنگ‌های آواری منطقه در نظر گرفته می‌شود. از میان کانی‌های ورقه‌ای، مسکویت و بیوتیت دارای بیشترین فراوانی در شرق منطقه (همجوار با مرز ایران و پاکستان) هستند. بیوتیت به دو شکل سالم و دگرسان شده قابل مشاهده می‌باشد. دگرسانی بیوتیت عمدتاً از نوع کلریتی بوده که با آزاد نمودن اکسیدهای آهن همراه است. دو نوع مسکویت کشیده و پهن در رسوبات مشاهده می‌گردند. مسکویت‌های کشیده عموماً از منشأ دگرگونی بوده و مسکویت‌های پهن اکثراً منشأ آذرین دارند. مسکویت‌ها بیشتر از گرانیتهای گرانودیوریت‌های شرق منطقه آزاد شده‌اند. فراوانی کلریت از مرز استان‌های هرمزگان و سیستان و بلوچستان به سمت خلیج گواتر از یک روند افزایشی برخوردار می‌باشد. این کانی عمدتاً با ادخال‌هایی نظیر کانی‌های اپاک و اکسید آهن همراه است. کلریت عمدتاً از متاولکانیک‌های با

#### قدردانی

از تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان که با حمایت‌های مالی زمینه انجام این تحقیق را فراهم



مهندسی دانشگاه اصفهان جهت همکاری در

نمونه‌برداری سپاسگزاری می‌گردد.

### منابع

- آرشادی، س. و مهدوی، م.ا.، ۱۳۶۶. نقشه زمین شناسی فنوج، مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور، تهران.
- آفاقی، آ. و سالک، م.، ۱۳۵۶. نقشه زمین شناسی ایران (ورقه ۶)، مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰، شرکت ملی نفت ایران، تهران.
- احمدزاده هروی، م.، ۱۳۶۶. نقشه زمین شناسی کهیر، مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور، تهران.
- سرابی، ف.، ۱۳۷۳. سنگ شناسی آذرین، انتشارات دانشگاه تهران، تهران، ۳۰۹ ص.
- Fedo, C.M., Sircombe, K.N. and Rainbird, R., 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. In Zircon. Edited by J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 53, p. 270–303.
- Folk, R.L., 1974. Petrology of Sedimentary rocks: Hemphill publishing Company, Texas, 182 p.
- Gonzalez, R., Araújo, M.F., Burdloff, D., Cachão, M., Cascalho, J., Corredeira, C., Dias, J.M.A., Fradique, C., Ferreira, J., Gomes, C., Machado, A., Mendes, I. and Rocha, F., 2007. Sediment and pollutant transport in the Northern Gulf of Cadiz: a multi-proxy approach: Journal of Marine Systems v. 68, p. 1–23.
- Grando, G. and McClay, K., 2006. Morphotectonics domains and structural styles in the Makran accretionary prism, offshore Iran: Sedimentary Geology, v. 2, p. 1-23.
- Hajhasani, H. and Mortazavi, M., 2010. Petrogenesis of basaltic - gabbroic rocks in south-west of Iranshahr. An example of Oman oceanic crust: International Applied Geological Congress, p. 1123-1128.
- شهاب پور، ج.، ۱۳۸۷. زمین شناسی اقتصادی، انتشارات دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ۵۴۳ ص.
- عزتیان، ف.، ۱۳۸۰. اطلس سنگهای آذرین (بر اساس آخرین مصوبه کمیته IUGS)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۱۴۶ ص.
- کریم پور، م.ج.، ۱۳۷۴. زمین شناسی اقتصادی کاربردی، انتشارات مشهد، مشهد، ۴۰۰ ص.
- نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین شناسی ایران: انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، تهران، ۱۰۹ ص.
- Angelidis, M.O. and Aloupi, M., 2000. Geochemical study of coastal sediments influenced by river-transported, pollution: southern evoikos gulf, Greece: Marine Pollution Bulletin, v. 40, p. 77-82.
- Boggs, S., 1992. Petrology of sedimentary rocks: Macmillan Publishing Company, New York, 707 p.
- Carranza-Edwards, A., Kasper Zubillaga, J.J., Rosales-Hoz, L., Morales de la Garza, E.A. and Lozano-Santa Cruz, R., 2009. Beach sand composition and provenance in a sector of the southwestern Mexican Pacific: Revista Mexicana de Ciencias Geologicas, v. 26, p. 433-447.
- Cherian, A., 2004. Light minerals of beach sediments from Southern Tamiladu, south east coast of India: Oceanologia, v. 46, n. 2, p. 233-252.
- El-Kammar, A.M., Arafa, I.H. and El-Sheltami, O.R., 2007. Mineral composition and environmental geochemistry of the beach sediments along the eastern side of the Gulf of Suez, Egypt: Journal of African Earth Sciences, v. 49, p. 103–114.

- Howhorne, F.C. and Henry, D.J., 1991. Classification of the minerals of the Tourmaline group: *European Journal of Mineralogy*, v. 11, p. 201-215.
- Jesus, C.C., de Stigter, H.C., Richter, T.O., Bóer, W., Mil-Homens, M., Oliveira, A. Rocha, F., 2010. Trace metal enrichments in Portuguese submarine canyons and open slope: anthropogenic impact and links to sedimentary dynamics: *Marine Geology*, v. 271, p. 72-83.
- Kasper Zubillaga, J.J. and Zolezzi Ruiz, H., 2007. Grain size, mineralogical and geochemical studies of coastal and inland dune sands from El Vizcaíno Desert, Baja California Peninsula, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24, p. 423-438.
- Klein, C. and Hurlbut, C.S., 1993. *Manual of Mineralogy*: Wiley, New York, 681 p.
- Korbel, P. and Novak, M., 2002. *The complete encyclopedia of minerals*: Book Sales, Germany, 296 p.
- Krynine, P.D., 1946. The Tourmaline group in sediments: *Journal of Geology*, v. 54, p. 65-87.
- Lahijani, H. and Tavakoli, V., 2012. Identifying provenance of South Caspian coastal sediments using mineral distribution pattern: *Quaternary International*, v. 261, p. 128-137
- Lindholm, R., 1987. *A Practical Approach to Sedimentology*: Springer-Verlag, Berlin, 276 p.
- Lowell, J.D. and Guilbert, J.M., 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: *Economic Geology*, v. 65, p. 373-408.
- Mange, M.A. and Maurer, H.F.W., 1992. *Heavy minerals in colour*: Chapman and Hall, London, 147 p.
- Margolis, S.V. and Krinsley, D.H., 1974. Processes of formation and environmental occurrence of microfeatures on detrital quartz grains: *American Journal of Science*, v. 274, p. 449-464.
- Martins R., Azevedo M. R., Mamede R., Sousa B., Freitas R., Rocha F., Quintino V. and Rodrigues A.M., 2012. Sedimentary and geochemical characterization and provenance of the Portuguese continental shelf soft-bottom sediments: *Journal of Marine Systems*, v. 91, p. 41-52.
- McCall, G.J.H., 2002. A summary of the geology of the Iranian Makran: *The Geological Society of London*, v. 195, p. 147-204.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes: *American Mineralogist*, v. 73, p. 1123-1133.
- Morton, A.C., 1991. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance studies. In: Morton A.C., Todd S.P. & Haughton P.D.W. (eds) *Developments in Sedimentary Provenance*: Geological Society of London, Special Publication, v. 57, p. 31-45.
- Nesse, W.D., 1991. *Introduction to optical mineralogy*: Oxford University Press, New York, 335 p.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R., 1973. *Sand and sandstone*: Springer-Verlag, Berlin, 618 p.
- Prins, M.A., Postma, G. and Weltje, G.J., 2000. Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the late Quaternary: the Makran continental slope: *Marine Geology*, v. 169, p. 351-371.
- Saadat, S. and Stern, C.R., 2011. Petrochemistry and genesis of olivine basalts from small monogenetic parasitic cones of Bazman stratovolcano, Makran arc, southeastern Iran: *Lithos*, v. 125, p. 607-619.
- Serelis, K.G., Kafkala, I.G., Parpodis, K. Lazaris, S., 2010. Anthropogenic and geogenic contamination due to heavy

metals in the vast area of Vari, Attica: Proceedings of the 12th International Congress, Bulletin of the Geological Society of Greece.

- Stoffers, P. and Ross, D.A., 1979. Late Pleistocene and Holocene sedimentation in the Persian Gulf-Gulf of Oman: Sedimentary Geology, v. 23, p. 181-208.

- Suresh, G.M., Solai, A. and Chandrasekar, N., 2010. Light minerals, XRD and SEM studies in the depositional environments between Tuticorin and Thiruchendur, South East Coast of India, Tamil Nadu: International Journal of Geomatics and Geosciences, v. 1, p. 233-251.

- Tucker, M.E., 1988. Techniques in sedimentology: Blackwell Scientific Publications, Oxford, 394 p.

- White, R.S., 1982. Deformation of the Makran accretionary sediment prism in the Gulf of Oman (north-west Indian Ocean): Geological Society, v. 10, p. 357-372.

- Yalcin, M.G., 2009. Heavy mineral distribution as related to environmental conditions for modern beach sediments from the Susanoglu (Atakent, Mersin, Turkey): Environmental Geology, v. 58, p. 119-129.

- Yang, S.Y., Jung, H.S., Lim, D.I. and Li, C.X., 2003. A review on the provenance discrimination of sediments in the Yellow Sea: Earth Science Reviews, v. 63, p. 93-120.

- Yardley, B.W.D., Mackenzie, W.S. and Guiford, C., 1996. Atlas of metamorphic rocks and their texture: Longman, New York, 126 p.