

استفاده از داده‌های رسوب‌شناسی و اقلیم برای بررسی خاستگاه ریزگرد، مطالعه موردی: منطقه خور و بیابانک (استان اصفهان)

حامد مرادی^۱، حسن محسنی^{۲*}، رضا بهبهانی^۳ و مجید معینی نجف‌آبادی^۴

۱- دانشجوی دکترا رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

۳ و ۴- کارشناس ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

نویسنده مسئول: mohseni@basu.ac.ir

دریافت: ۱۴۰۰/۴/۱ پذیرش: ۱۴۰۰/۸/۲۲

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

در پژوهش حاضر خاستگاه ریزگردها در خور و بیابانک مورد بررسی قرار گرفت. در این مطالعه، ۲۸ نمونه از رسوبات سطحی (ماسه بادی) در منطقه مورد مطالعه، برای بررسی رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی نمونه‌برداری انجام گردید. از نظر دانه‌بندی بیش‌تر رسوبات در اندازه ماسه بسیار ریز، و چند نمونه در اندازه سیلت و رس بوده که می‌توانند به وسیله باد و توفان تا مسافت و مدت زمان زیادی حمل گردند. شناخت پدیده‌های اقلیمی از راهکارهای کاهش خسارات ناشی از مخاطرات طبیعی می‌باشد. داده‌های روزانه، ماهانه و سالانه مربوط به ریزگرد، میزان بارندگی و سرعت و راستای وزش باد مربوط به بازه زمانی ۱۳۷۰ تا ۱۳۸۹ از سازمان هواشناسی کشور دریافت گردید. بررسی‌ها نشانه چیرگی راستای باد شمال خاوری و باختر به خاور است. کانی‌های سنگین روشن مانند پیروکسن، بیوتیت، آمفیبول، کانی‌های سنگین تیره (کانی‌های اپک) در رسوبات شناسایی گردیدند. پیروکسن در رسوبات منطقه‌ی مورد مطالعه از فراوانی بالایی برخوردار است (۱- ۱/۲ درصد کل رسوب و ۵ تا ۱۰ درصد کانی‌های سنگین) و بیشتر از نوع کلینوپيروكسن (اوژیت) است. با توجه به پراکندگی درصد ذرات زیر ۶۳ میکرون و وضعیت مورفولوژیکی و اقلیمی و راستای وزش بادهای، چنین دریافت گردید که بخش باختری منطقه خور و بیابانک، می‌تواند کانون اصلی تولید ریزگرد در منطقه به شمار آید. شناخت کافی از خاستگاه و زمان بروز آن می‌تواند در کاهش خسارات زیست بوم ناشی از آن مؤثر باشد. بدین خاطر، چشمه‌های تولید و انتشار ریزگردها مورد مطالعه قرار گرفته است. بر اساس مطالعات انجام شده، در شمال خاوری اصفهان بیانگر خاستگاه سنگ‌های آذرین اسیدی حدواسط و افیولیت‌های منطقه انارک و سنگ‌های الترامافیک دگرسان شده‌ی پروتروزوییک تا پالئوزوییک پیشین انارک- خور و نیز مجموعه‌های افیولیتی رخنمون یافته در راستای گسل‌هایی مانند نایین دهشیر- بافت و غیره است.

واژگان کلیدی: ریزگرد، رسوب‌شناسی، خور و بیابانک (استان اصفهان)، پتروگرافی، کانی‌های سنگین، داده‌های اقلیم

۱- پیشگفتار

و دید افقی را میان یک تا دو کیلومتر محدود می‌کند و برای بیماران تنفسی بسیار زیان‌آور است. بیشترین ریزگرد در مناطق خشک و نیمه‌خشک روی می‌دهد (رئیس‌پور، ۱۳۸۷). کشور ایران نیز به دلیل همجواری با بخش وسیعی از پهنه‌های بیابانی تحت اثرات نامطلوب این پدیده قرار می‌گیرد (زراسوندی، ۱۳۹۲). گرچه تشکیل بیشتر توفان‌های ریزگردی در ایران بویژه در بخش‌های باختری ماهیت فرامنطقه‌ای داشته و از شمال آفریقا، و شبه جزیره عربستان و بیابان‌های عراق و سوریه سرچشمه می‌گیرد. برخی نیز نقش جبهه‌های کم فشار سودانی و پرفشار

یکی از مهم‌ترین مخاطراتی که استان‌های باختری، جنوب باختری و مرکز کشور را در چند سال اخیر به شدت رنج می‌دهد، پدیده ریزگرد است که شناخت منشأ شکل‌گیری و زمان رویداد آن می‌تواند در کاهش خسارات پیامد آن مؤثر باشد. کانون‌های تشکیل ریزگرد بیشتر در مناطقی که توپوگرافی پست، اقلیم خشک و میانگین بارش کم‌تر از ۱۲۵ میلی‌متر در سال دارند، تشکیل می‌شوند (محمدی، ۱۳۸۹). ریزگرد^۱ توده‌ای از ذرات جامد ریز غبار و گاه دود (با قطر کمتر از ۲/۵ میکرون) است که در جو پخش شده

¹ Dust

۲- موقعیت جغرافیایی

شهرستان خور و بیابانک با مساحتی بالغ بر ۱۱ هزار کیلومتر مربع در شمال خاوری استان اصفهان قرار دارد (شکل ۱). محدوده شهرستان خور و بیابانک در زون ایران مرکزی قرار دارد. میانگین ارتفاع منطقه از سطح آب‌های آزاد ۹۸۰ متر است. متوسط بارش سالیانه استان ۱۶۰ میلی‌متر است. استان اصفهان از مناطق خشک کشور محسوب می‌شود و متوسط دوره ۳۰ ساله بارندگی آن ۱۷۳/۶ میلی‌متر است (نقل از وبگاه اداره کل هواشناسی استان اصفهان، ۱۳۹۳). کم‌ترین میزان بارندگی مربوط به منطقه خور و بیابانک در شمال خاوری استان با ۸۳/۳ میلی‌متر و بیش‌ترین آن در مناطق کوهستانی جنوب در شهرستان سمیرم با ۵۲۰/۵ میلی‌متر در دوره بلندمدت است. به دلیل واقع شدن استان اصفهان در دامنه‌های خاوری زاگرس، توده‌های هوا در گذر از کوه‌های زاگرس رطوبت خود را از دست داده و در قسمت‌های مرکزی و خاوری استان، بارش کمی ایجاد می‌کنند (شکل ۲).

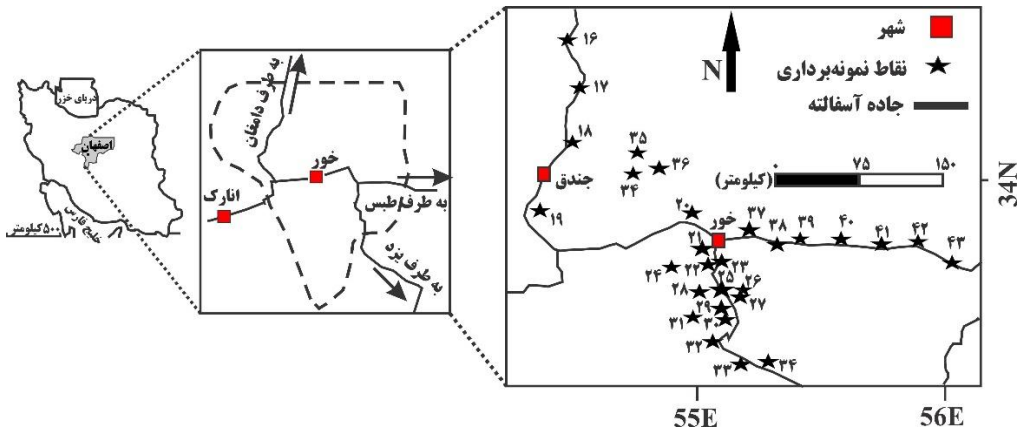
۳- زمین‌شناسی منطقه

منطقه خور و بیابانک در خرد قاره ایران مرکزی، بخشی از ایران میانی است که با زمین‌درزهای افیولیتی سیستان، ناین، بافت، گسل دورونه و افیولیت‌های کاشمر- سبزوار احاطه شده و توسط گسل‌های درازی بریده شده است. (شکل ۳). در ناحیه انارک- جندق، حدود ۷۰۰۰ متر از سنگ‌های پریدوتیتی، گابرو، دیاباز، بازالت، شیل، سنگ‌آهک به سن نئوپروتروزویک گزارش شده‌اند (آقنابتی، ۱۳۸۹). افیولیت‌های انارک سن پروتروزویک بالایی دارند و می‌توان آن‌ها را در ارتباط با نواحی پشت کمان اقیانوسی دانست. مجموعه دگرگونی جندق در پروتروزویک و مجموعه دگرگونی‌های پشت‌بادام و بیاضه در پالئوزویک پایینی وجود دارد. در ناحیه خور (ایران مرکزی) سنگ‌های دگرگونی و به سن اردویسین پسین می‌باشد (آیستوف و همکاران، ۱۹۸۴). در خاور ایران مرکزی به ویژه در نواحی طبس، جام، باختر کاشمر، کاشان، انارک، نیشابور، خور رخساره‌های آواری و گاه گدازه‌های آتشفشانی (سیلورین) گسترش قابل توجه دارند. بر روی آن‌ها سازند نیور (سیلورین) با سنگ مایه آهک‌های مرجانی با میان لایه‌هایی از دولومیت قرار گرفته است. این آهک‌ها دارای مرجان، براکیوپود، تریلوبیت و

عربستان را در کشیده شدن ریزگرد به سمت ایران موثر می‌دانند (علیخانی، ۱۳۷۴). همچنین نقش مناطق محلی درونی بویژه نواحی بیابانی کم بارش که یک سوم سطح کشور را پوشانده‌اند، را نباید از نظر دور داشت. شناخت خاستگاه دانه‌های ماسه‌ای که از سوی باد جابجا می‌شوند چندان آسان نیست، زیرا ممکن است این دانه‌ها مربوط به چرخه قدیمی تر ماسه‌سنگ‌ها باشند (گارزانتی و همکاران، ۲۰۱۳). کاربرد پتروگرافی و کانی‌های سنگین تکنیک‌های مفیدی در مورد بررسی تلماسه‌هاست، چرا که مستقیماً بازتاب دهنده‌ی زادگاه رسوبات می‌باشند (گارزانتی و همکاران، ۲۰۱۳). تعیین خاستگاه و محیط رسوبگذاری رسوبات از طریق کانی‌های سبک و سنگین موجود در آن‌ها ابزاری رایج و گسترده در زمین‌شناسی است (مورتون و همکاران، ۱۹۹۴؛ وانگ، ۲۰۰۲ و چیرین و همکاران، ۲۰۰۴). مطالعات کانی‌های سنگین می‌تواند نشانه‌های مفیدی از خاستگاه و رویدادهای هر ناحیه ارایه نماید (بیرنکا، ۲۰۰۴؛ اوکی، ۲۰۰۵ و لوو، ۲۰۰۹). به عنوان مثال برخی از کانی‌ها مانند اپیدوت از مناطق دگرگونی سرچشمه گرفته، در حالی که کانی‌هایی مانند تورمالین و آپاتیت نشانه سنگ‌هایی با خاستگاه آذرین می‌باشند (تاکر، ۱۹۸۸). کانی‌های سنگین متنوعی می‌توانند از خاستگاه تا محل رسوبگذاری حمل گردند (زاک، ۲۰۰۴). مجموعه‌ای از کانی‌های سنگین با پایداری بالا و شدت هوازدگی کم می‌توانند به حوضه رسوبی انتقال یابند. شناسایی اجزای تشکیل‌دهنده رسوبات، به شناسایی خاستگاه رسوبات آواری کمک می‌کند. بنابراین، در پژوهش کنونی نیز تلاش گردید تا از بررسی کانی‌های سنگین برای پی بردن به خاستگاه احتمالی رسوباتی که سطح دشت‌های ناحیه را می‌پوشانند بهره‌گیری شود. شناخت کافی از خاستگاه و زمان بروز آن می‌تواند در کاهش خسارات ناشی از آن مؤثر باشد. در این پژوهش نیز چشمه‌های تولید و انتشار ریزگردها مورد مطالعه قرار گرفته است. زیرا امروزه خسارت‌های سنگینی ناشی از بروز ریزگردها به کشور تحمیل می‌شود که از جمله‌ی آن‌ها می‌توان به تعطیلی کسب و کار، ادارات، آموزش، پروازها و تهدید سلامت گروه‌های در معرض خطر اشاره نمود. موضوع بیابان‌زایی نیز همواره بخش‌های خشک و نیمه‌خشک کشور را تهدید می‌نماید.

خور، کاشان، جام، تروند گزارش شده است. سازند بهرام (دونین بالایی) شامل سنگ‌آهک‌های آبی - خاکستری و سیاه است که میان‌لایه‌هایی از شیل‌های مارنی تیره‌رنگ دارد. سازند شیشتو (دونین پایانی - کربونیفر زیرین) دارای دو افق تخریبی و آهکی می‌باشد. سازند سردر (کربنیفر - پرمین) شامل نهشته‌های شیلی ماسه‌سنگی است (آقنابتی، ۱۳۸۹).

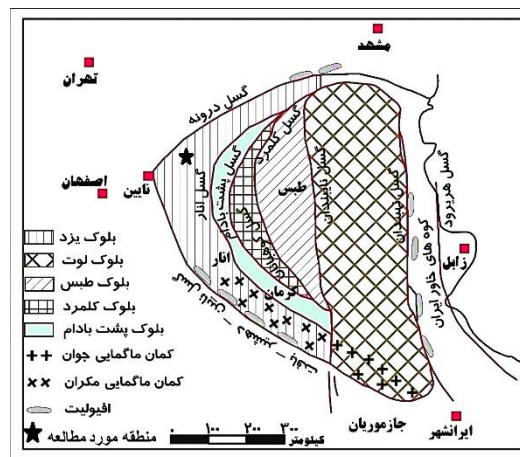
همچنین کنودونت هستند. درون سازند نیور گدازه‌های بازالتی است که گاه تا حدود ۱۵۰ متر ستبراً دارند. سازند پاها (سن دونین زیرین) رخساره تخریبی متشکل از ماسه‌سنگ و دولومیت و دو افق ژئوسی است. سازند سیبزار (دونین میانی) شامل دولومیت‌های خاکستری است. سازند سیبزار در نواحی ازبکوه، شیرگشت، فردوس، خواف، بشرویه، تایباد، کاشمر، کوه‌های بینالود، انارک،



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های ارتباطی آن (اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ راه‌های اصفهان).



شکل ۲. نقشه میانگین هم‌بارش سالانه استان اصفهان (بر گرفته از سایت هواشناسی اصفهان، با اندکی تغییرات)



شکل ۳. محدوده خرد قاره ایران مرکزی و زیر پهنه‌های آن (آقنابتی، ۱۳۸۹ با اندکی تغییرات)

آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و آزمایشگاه رسوب‌شناسی دانشگاه بوعلی‌سینا همدان انجام شده است. برای شناسایی اجزایی تشکیل‌دهنده رسوبات ۱۰ نمونه انتخاب شده و از آن‌ها برش‌نازک به ضخامت ۰/۰۳ میلی‌متر تهیه شده و با میکروسکوپ بررسی گردید. برای بررسی کانی‌های سنگین، ذرات بین ۲ تا ۳ فی جدا گردیدند. برای از میان برداشتن کانی‌های رسی نمونه‌ها، هر یک از آن‌ها را کاملاً شستشو داده و با دستگاه ماوراء صوت تمیز شدند، و پس از حذف کربنات کلسیم و اطمینان از خشک شدن نمونه‌ها، جدایش ثقیلی به وسیله مایع سنگین بروموفورم و قیف دکانتور انجام شد (گروسر و همکاران، ۱۹۹۰). کانی‌های سنگین توسط میکروسکپ بینوکولار بررسی گردیدند و با روش برآورد چشمی تلاش گردید افزون بر شناسایی کانی‌ها، درصد فراوانی هر یک نیز برآورد گردد. برای تهیه برش‌های نازک از نمونه‌های مناسب با توجه به هدف مطالعه، دانه‌های با اندازه ماسه‌ریز تا متوسط روی لام چسبانده شده و برش نازک بدست آمده برای به روش Gazzi-Dickinson Method (اینجیرسول و همکاران، ۱۹۸۴) نقطه شماری گردید. ۳۵۰ نقطه از هر برش نازک با استفاده از دستگاه نقطه شمار مکانیکی و نرم افزار Jmicrovision V. 1.2.7 (برای ثبت شمارش‌ها) شمارش شدند.

برای شناسایی خاستگاه رسوبات سطحی منطقه مورد مطالعه ۲۸ نمونه از رسوبات سطحی گردآوری و پودر ذرات در اندازه ماسه به روش فلورسانس پرتو ایکس (XRF) آنالیز است. برای خاستگاه یابی افزون بر آن ۴ نمونه از رسوبات سطحی و ۴ نمونه از سنگ‌های با بیشترین رخنمون در پیرامون منطقه برای بررسی میزان REE به روش ICP-MS در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی واحد کرج مورد آنالیز قرار گرفتند.

تحلیل داده‌های آماری سازمان هواشناسی کل کشور شامل پارامترهایی مانند داده‌های روزانه، ماهانه و سالانه ریزگرد، بارندگی و سرعت و جهت وزش باد مربوط به دوره آماری بیست ساله (۱۳۷۰ تا ۱۳۸۹) (به علت کامل بودن اطلاعات ایستگاه‌های هواشناسی در مناطق مورد مطالعه) با استفاده از نرم‌افزارهایی مانند SPSS. 22، WORPLOT. 7 و Excel 2013 صورت گرفته است.

سنگ‌های پرمین متشکل از آهک و دولومیت سازند جمال است. به لایه‌های شیلی - کربناتی تریاس پایینی سازند سرخ شیل نام داده شده است. سازند شتری، معرف سنگ‌های دولومیتی تریاس میانی ایران مرکزی است که هم‌ارز بخش دولومیتی سازند الیکا در البرز است. فرسایش‌پذیری آن ناچیز است. از تریاس پسین تا ژوراسیک میانی شیل، ماسه‌سنگ و گاهی آهک بر جای گذاشته شده که سازند نایبند نامیده می‌شود. طبقات تریاس بالا - ژوراسیک میانی ایران رسوب‌های زغالداراند که در حوضه‌های پیش‌بوم^۱ باتلاقی - مردابی نزدیک به ساحل انباشته شده‌اند (آقناباتی، ۱۳۸۹). سنگ‌های کرتاسه پایین ایران مرکزی دو رخساره متفاوت دارد. در گستره‌های وسیعی از این پهنه، رخساره سنگ‌های کرتاسه پایین نشانگر سکوه‌های کربناتی است، ولی در فروافتادگی‌های محدود به زون‌های گسلی، حوضه فرونشست درخور توجه داشته و به همین رو در این گونه نواحی، سنگ‌های کرتاسه پایین رخساره فلیش گونه دارند. رخساره‌های کرتاسه پایین ایران مرکزی، شامل شیل و ماسه‌سنگ‌های سبز، با ستبرای زیاد (۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر) است که «سازند شیل بیابانک» معرف آن‌ها می‌باشد (آقناباتی، ۱۳۸۹). عمده سنگ‌های سنوزوییک شامل سازندهای قرمز زیرین، سازند قم و سازند قرمز رویی است که بویژه در ناحیه جندق رخنمون خوبی دارند. دشت‌ها نیز پوشیده از رسوبات جوان کواترنری هستند.

۴- مواد و روش‌ها

۲۸ نمونه رسوب سطحی (رسوبات بادی) از منطقه با گستره‌ای به پهنای ۹ کیلومتر مربع، گردآوری گردید (شکل ۱). برای هر نمونه خاص، در آغاز ۶ نمونه از سطحی به گستره ۸ مترمربع برداشت و با هم مخلوط گردید. سپس مخلوط بدست آمده به چهار قسمت مساوی تقسیم شد. آنگاه دو قسمت از آن دوباره با هم مخلوط گردید و نمونه نهایی از آن برداشت شد. نمونه‌ها پس از انتقال به آزمایشگاه خشک شدند، سپس با ترازوی دیجیتال وزن شده و قطر ذرات رسوبی به روش‌های متناسب اندازه‌گیری گردید. آماده‌سازی نمونه‌ها به روش (لوپس و مک‌کونچی، ۱۹۹۴) انجام گرفت. آزمایش‌های این پژوهش در

¹ Foreland

۵- نتایج

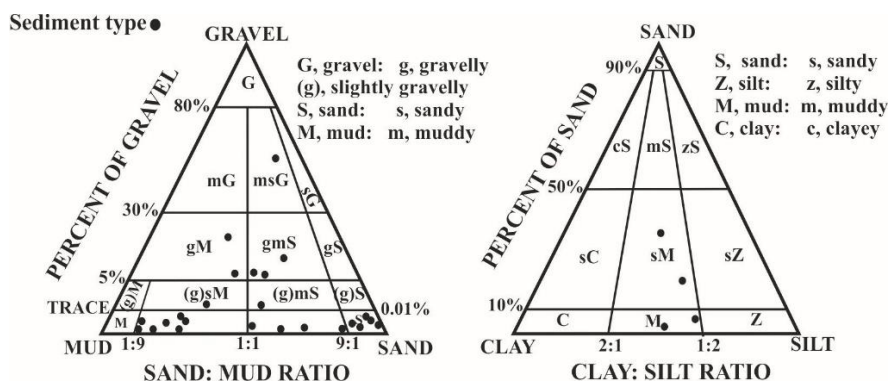
نتایج حاصل از دانه‌سنجی نمونه‌های منطقه خور و بیابانک نشان می‌دهد (جدول ۱) که، رسوبات مورد مطالعه در اندازه گراول، ماسه ریز، سیلت و رس و اکثراً در محدوده‌های ماسه و گل ماسه‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۴) جورشدگی رسوبات متوسط تا بسیار بد می‌باشد. کج‌شدگی رسوبات در منطقه خور و بیابانک خیلی به سمت ذرات دانه ریز (مثبت) کج‌شده تا تقریباً متقارن است، و کشیدگی رسوبات اکثراً متوسط کشیده، کشیده، پهن و خیلی پهن می‌باشند. این واقعیت بیانگر آن است که رسوبات این منطقه توانایی تولید ریزگرد را دارند.

پدیده‌های هواشناسی بر طبق تعریف سازمان جهانی هواشناسی به ۱۰۰ کد دسته‌بندی می‌شوند که از این ۱۰۰ کد، تعدادی از آن‌ها به ریزگرد اختصاص دارد و کدهایی که در این پژوهش از آن‌ها استفاده شده است، بصورت مختصر توضیح داده می‌شود (اداره هواشناسی کل کشور، ۱۳۹۳):

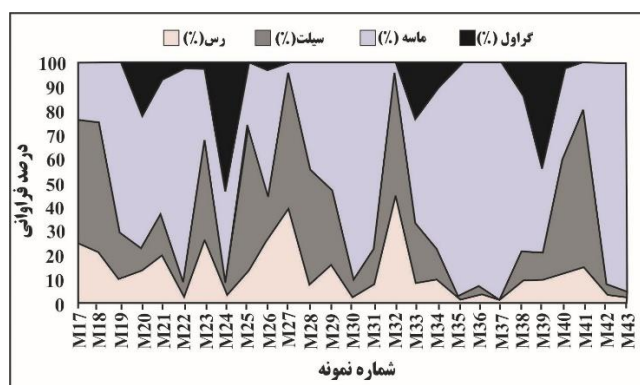
- ۱ - WW=06 گرد و خاک معلق در هوا که در اثر توفان شن و خاک نقاط خارج از ایستگاه به ایستگاه آمده.
- ۲ - WW=07 گرد و خاک یا شنی که به‌وسیله باد در ایستگاه و یا نزدیکی آن در ساعت دیدبانی بلند شده باشد.
- ۳ - WW=09 توفان گرد و خاک در ساعت دیدبانی در اطراف ایستگاه.

جدول ۱. نتایج دانه‌سنجی رسوبات سطحی منطقه خور و بیابانک

شماره نمونه	گراول (%)	ماسه (%)	سیلت (%)	رس (%)	جورشدگی (فی)	کشیدگی	کج‌شدگی	تیپ رسوب
M16	۰/۷	۲۰/۴	۵۰/۶	۲۸	۲/۱۴	۰/۸۲	-۰/۳۱	گل ماسه‌ای
M17	۰/۰۵۵	۲۳/۳	۵۰/۹	۲۵/۷۵	۲/۰۴	۰/۷۷	-۰/۱۳	گل ماسه‌ای
M18	۰/۲۳	۲۴/۸	۵۳/۱۴	۲۱/۸۱	۲/۰۳	۰/۶۳	۰/۰۱	گل ماسه‌ای
M19	۰/۰۵	۷۰/۱	۱۹/۵۸	۱۰/۲۷	۲/۰۱	۱/۱۱	۰/۵۶	ماسه گلی
M20	۲۲/۳	۵۵/۰۴	۸/۶۶	۱۴/۰۳	۳/۸	۰/۹۳	۰/۲۲	ماسه گلی گراولی
M21	۰/۰۴	۶۰/۲۱	۱۸/۷۵	۲/۱۵	۳/۳	۰/۸	۰/۲	گل ماسه‌ای
M22	۲/۶	۸۹/۴۵	۵/۰۴	۲/۹	۱/۷۵	۱/۴۵	-۰/۰۳	ماسه گلی با کمی گراول
M23	۲/۱۲	۲۹/۶	۴۰/۷۵	۲۷/۵	۲/۶۲	۰/۷۷	-۰/۴	ماسه گلی با کمی گراول
M24	۵۴/۶۴	۳۸/۰۱	۳/۶۶	۳/۶۸	۲/۲۸	۱/۵۵	۰/۷۴	گراول ماسه گلی
M25	۰/۸	۲۵/۶	۶۰/۹۴	۱۲/۶۶	۱/۹۴	۰/۹۶	۰/۲۶	گل ماسه‌ای
M26	۱/۹۸	۵۵/۳۱	۱۵/۵۴	۲۷/۱۶	۳/۰۶	۰/۶۶	۰/۲۵۴	ماسه گلی
M27	۰/۰۵	۳/۳۱	۵۶/۶۵	۳۹/۵۳	۱/۱۳	۰/۸۸	-۰/۲۴	گل
M28	۰/۲۶	۴۵/۰۵	۴۶/۱	۸/۵۸	۱/۷۸	۱/۱۷	۰/۳۳	گل ماسه‌ای
M29	۰/۷۹	۵۱/۷۹	۳۱/۰۶	۱۶/۳۶	۲/۴۶	۰/۸۳	۰/۴۱	ماسه گلی
M30	۰/۲	۸۹/۹۶	۷/۱	۲/۷۴	۰/۹۷	۱/۳۱	۰/۰۶	ماسه گلی
M31	۰/۳	۷۶/۹	۱۴/۶۶	۸/۱۴	۱/۸	۱/۷۸	۰/۳۹	ماسه گلی
M32	۰	۳/۶۴	۵۰/۲	۴۶/۱۶	۱/۱۷	۰/۹۳	-۰/۳۸	گل
M33	۲۳/۹۶	۴۲/۵۳	۲۴/۸	۸/۷۱	۳/۴۷	۰/۷	۰/۰۵	ماسه گلی گراولی
M34	۱۱/۴	۶۵/۸۲	۱۲/۲۵	۱۰/۵۲	۳/۲۲	۱/۴۷	۰/۰۷	ماسه گلی گراولی
M35	۱/۱۵	۹۵/۴۹	۱/۱۲	۲/۳	۰/۸۸	۰/۹۶	۰/۶	ماسه
M36	۰/۰۳	۹۳/۲	۲/۰۷	۴/۷	۱/۴۶	۲/۲۴	۰/۳۳	ماسه
M37	۰/۰۱	۹۸/۶۱	۰/۴۱	۰/۹۶	۰/۶۲	۰/۷۷	۰/۱۶	ماسه
M38	۱۳/۲	۶۵/۰۴	۱۱/۵۴	۱۰/۲۳	۳/۰۶	۱/۷	۰/۰۵	ماسه گلی گراولی
M39	۴۴/۹۵	۳۴/۰۳	۱۰/۲۱	۱۰/۵۴	۳/۶۷	۰/۸۴	۰/۵۶	گراول گلی
M40	۲/۰۱	۳۶/۷	۴۸/۵۴	۱۲/۷۵	۲/۲۵	۱/۳	۰/۲۴	گل ماسه‌ای
M41	۰	۱۸/۹۵	۶۵/۲۵	۱۵/۸۱	۱/۸۸	۰/۸۸	۰/۱۴	گل
M42	۰/۳	۹۲/۵۳	۲/۸۲	۴/۳۶	۱/۸۴	۱/۵۸	-۰/۰۵	ماسه
M43	۰/۳۱	۹۵	۲/۴	۲/۲۸	۰/۸۱	۱/۱۹	۰/۰۷	ماسه



شکل ۴. نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار طبقه‌بندی (فولک، ۱۹۷۴) رسم شده است.



شکل ۵. تغییرات اندازه ذرات در رسوبات سطحی منطقه خور و بیابانک، چیرگی با ذرات ریز بوده و گراول سهم ناچیزی دارد.

۵-۱- تحلیل آماری داده‌های اقلیم

در ایستگاه خور و بیابانک در دوره آماری ۱۳۷۰ تا ۱۳۸۹ به طور متوسط سالانه ۲۴/۳ روز همراه با ریزگرد بوده است، که سال ۱۳۷۰ با ۵۳ روز ریزگرد (حدود یک هفتم روزهای سال) و سال‌های ۱۳۷۹ و ۱۳۸۶ با ۷ روز به ترتیب دارای بیشترین و کمترین روزهای ریزگرد بوده‌اند (شکل ۶). در این ایستگاه در دوره آماری (۱۳۷۰ - ۱۳۸۹) در فصل بهار بیشترین روزهای ریزگردی گزارش شده است به گونه‌ای که در این بیست سال ۲۳۷ روز ریزگرد در فصل بهار روی داده است. فصل پاییز با مجموع ۳۹ روز رویداد ریزگرد در بازه بیست ساله کمترین مقدار را در بین فصول دارد. در فصل تابستان مجموع تعداد روزهای همراه با ریزگرد ۱۱۷ روز و در فصل زمستان ۹۳ روز می‌باشد (شکل ۷). در ایستگاه خور و بیابانک در طی دوره آماری (۱۳۷۰ - ۱۳۸۹) مجموع تعداد روزهای همراه با ریزگرد در فصل بهار ۲۳۷ بیشترین و فصل پاییز با ۳۹ روز کمترین روزهای ریزگرد را نشان می‌دهد.

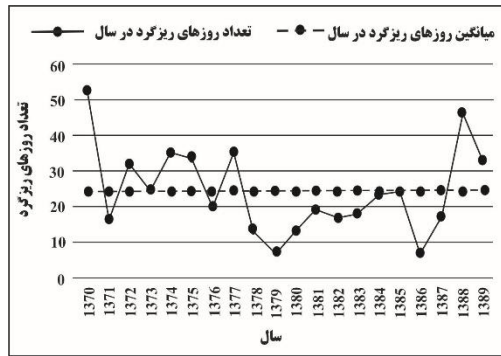
۵-۲- نمودار ماهانه ریزگرد

به طور متوسط بیش‌ترین روزهای ریزگرد در منطقه خور و بیابانک در فصول بهار و تابستان اتفاق افتاده است و بین

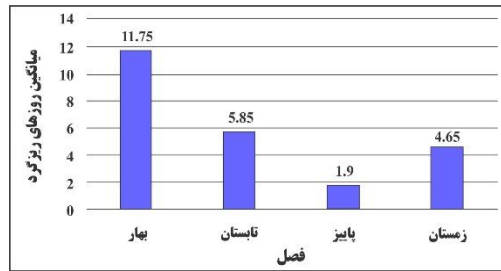
تعداد روزهای ریزگردی و روزهای خشک همبستگی مستقیم وجود دارد (شکل ۸). این نتیجه‌گیری با مطالعات پیشین در این منطقه کاملاً تطابق دارد (حجتی و همکاران، ۲۰۱۲). در این منطقه تعداد روزهای ریزگردی بین ۲۴ تا ۹۱ روز در نوسان بوده است و روند رو به کاهش روزهای ریزگرد از فروردین تا شهریور قابل مشاهده است (شکل ۹). این الگوی فصلی به دست آمده با دستاورد گزارش ریزگرد در صحرا هم‌خوانی نشان می‌دهد (مولین و همکاران، ۱۹۹۸؛ میدلتون و گودی، ۲۰۰۱؛ بارکان و همکاران، ۲۰۰۵؛ انجیلستدر و همکاران، ۲۰۰۶، گودی و میدلتون، ۲۰۰۶ و گیورگی و همکاران، ۲۰۱۳).

۵-۳- تعداد رخداد ریزگرد در منطقه و خارج از منطقه

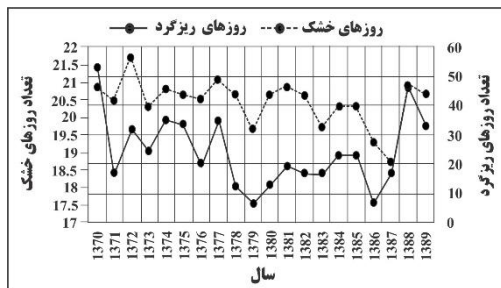
مقایسه‌ی بین گرد و خاک معلق در هوا که در اثر توفان شن و خاک نقاط خارج از ایستگاه به ایستگاه آمده (WW=06) با گرد و خاک یا شنی که به‌وسیله باد در ایستگاه و یا نزدیکی آن در ساعت دیدبانی بلند شده (WW=07)، بیانگر این است که تعداد رخداد ریزگرد وارد شده از خارج از منطقه در اوایل دوره بررسی بیش‌تر بوده، اما در اواخر دوره برعکس شده است (شکل ۱۰).



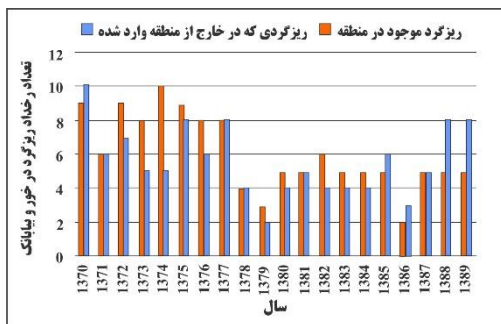
شکل ۶. نمودار سالانه و میانگین سالانه روزهای ریزگرد در بازه زمانی بیست ساله (۱۳۷۰ تا ۱۳۸۹) در ایستگاه خور و بیابانک



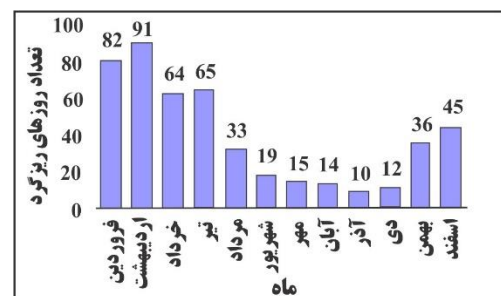
شکل ۷. میانگین فصلی روزهای ریزگرد در خور و بیابانک در سال‌های ۱۳۷۰ تا ۱۳۸۹



شکل ۸. همبستگی بین روزهای ریزگرد و روزهای خشک در خور و بیابانک



شکل ۹. نمودار ماهانه مجموع تعداد روزهای ریزگرد در بازه بیست ساله

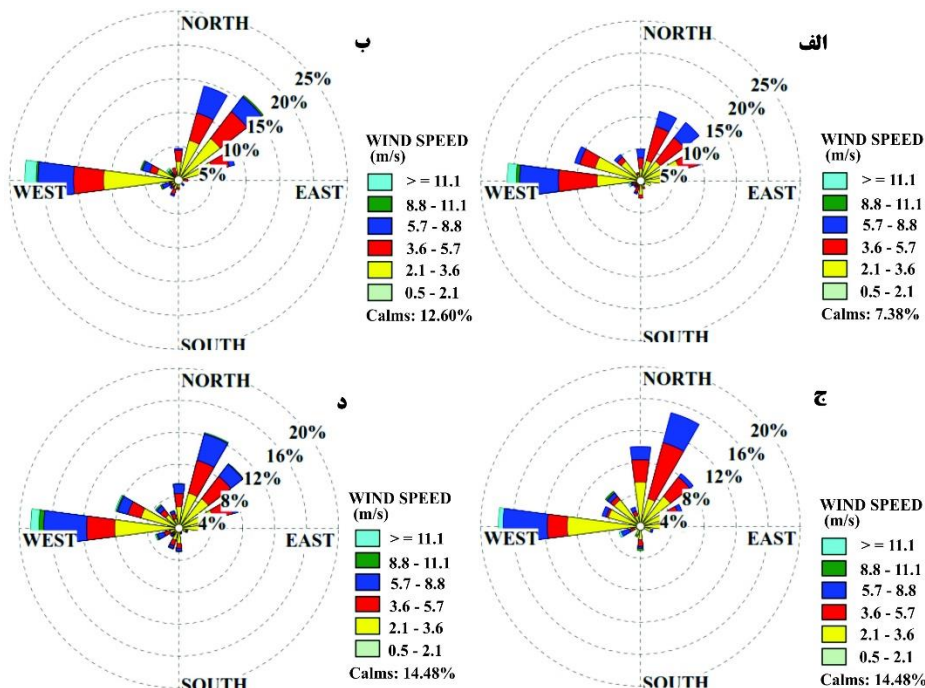


شکل ۱۰. نمودار مقایسه‌ی تعداد رخداد ریزگردهای که در منطقه در خور و بیابانک و خارج از منطقه اتفاق افتاده است.

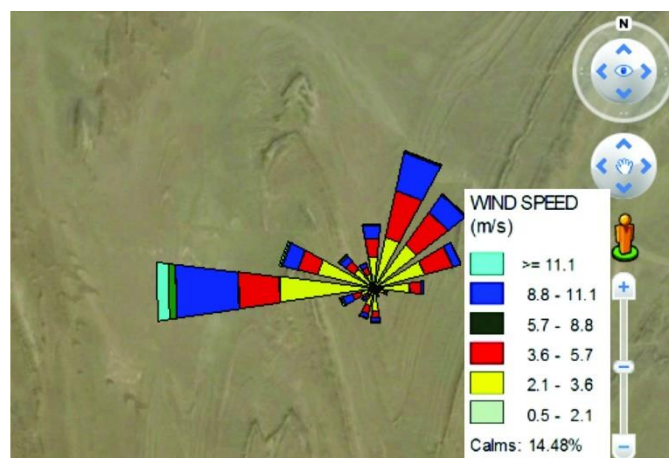
۵-۴- نمودار گلباد

برای شناسایی راستای حرکت احتمالی رسوبات در منطقه مورد مطالعه، راستای حرکت باد چیره در منطقه بررسی گردید. شکل ۱۱ راستای چیره باد را شمال خاور و باختر به خاور نشان می‌دهد. این موضوع می‌تواند به شناسایی حرکت احتمالی رسوباتی که توسط باد حمل و نقل شده‌اند کمک کند. در شکل ۱۱ الف، ب و ج به ترتیب راستای چیره وزش باد در سال‌های ۱۳۷۰، ۱۳۷۷ و ۱۳۸۹ و شکل ۱۱ د میانگین ۲۰ ساله راستای چیره باد برای منطقه خور ۱۱ متر بر ثانیه در خور و بیابانک است (شکل ۱۴).

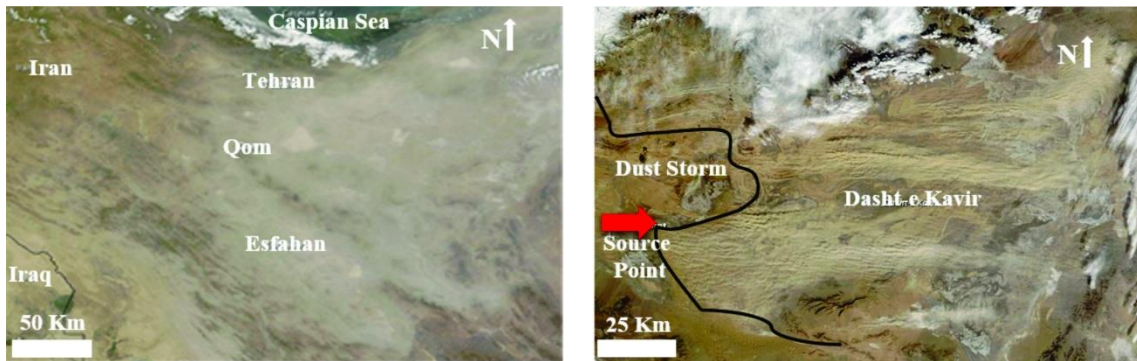
و بیابانک نشان می‌دهد. افزون بر آن، راستای چیره تلماسه‌های بادی در منطقه روندی شمال - جنوب و شمال خاوری - جنوب باختری دارند که با راستای وزش باد همخوانی دارد (شکل ۱۲). این می‌تواند دلیل شکل گرفتن تلماسه‌ها و حرکت رسوبات در نتیجه باد باشد (حتی و همکاران، ۲۰۱۲). بنابراین رسوبات بجای مانده در منطقه می‌تواند خاستگاه دو گانه خارجی و منطقه‌ای داشته باشد (شکل ۱۳). میانگین ۲۰ ساله سرعت وزش باد در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که بیش‌ترین رده ۲/۱ - ۳/۶ متر بر ثانیه در خور و بیابانک است (شکل ۱۴).



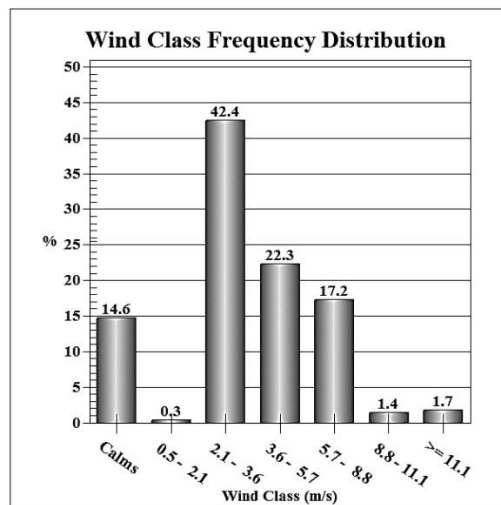
شکل ۱۱. نمودارهای الف، ب، ج، نمودارهای مربوط به راستا و سرعت باد در سال‌های ۱۳۷۰، ۱۳۷۷ و ۱۳۸۹ و نمودار د، مربوط به میانگین ۲۰ ساله راستا و سرعت باد در منطقه خور و بیابانک می‌باشد.



شکل ۱۲. میانگین ۲۰ ساله راستای وزش باد ناحیه منطقه شمال خاور اصفهان (خور و بیابانک) بر روی تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google Earth.



شکل ۱۳. راست) تصویر ماهواره‌ای توفان ریزگرد ۱۱ ژانویه ۲۰۱۳ در دشت کویر، به زیبایی پیداست که خاستگاه ریزگرد از سمت باختر ایران یعنی کشورهای همسایه می‌باشد. چپ) تصویر ماهواره‌ای توفان ریزگرد در روزهای نخست ماه جولای ۲۰۰۹ که در عراق روی داد و تا آسمان ایران گسترش یافت (MODIS, November, 28, 2014).



شکل ۱۴. نمودار ستونی رده‌های سرعت وزش باد (بر حسب متر بر ثانیه) در منطقه خور و بیابانک

۵-۵- پتروگرافی و کانی‌های سنگین

پتروگرافی

کاربرد پتروگرافی و کانی‌های سنگین تکنیک‌های مفیدی در مورد دونه‌های ماسه‌ای است، زیرا بازتاب دهنده‌ی خاستگاه رسوبات می‌باشند (گارزانتی و همکاران، ۲۰۱۳). بررسی برش نازک و صیقلی رسوبات ماسه‌ای دانه متوسط و ریز، نشان می‌دهد که این رسوبات متشکل از خرده‌سنگ‌های رسوبی، آذرین و دگرگونی و کانی‌های سبک کوارتز، فلدسپات و کانی‌های سنگین تیره و روشن می‌باشند که در زیر به آن‌ها پرداخته می‌شود.

خرده‌سنگ‌های رسوبی شامل سنگ‌آهک، دولومیت و چرت و سنگ‌های آواری (شیل و ماسه‌سنگ) (شکل ۱۵ ه و شکل ۱۶ الف و ی) می‌باشند. میانگین خرده‌سنگ‌های رسوبی در رسوبات ۴۷٪ است که ۴۳٪ سنگ‌آهک و ۴٪ غیرکربناته هستند (جدول ۲). خرده‌سنگ‌های آهکی شامل میکرایت و بایومیکرایت می‌باشند (شکل ۱۶ پ، ت،

ه و ی). خرده‌های بایوکلاستی روزه‌داران بسیار ریز، بریوزاً و جلبک در نمونه‌ها به چشم می‌خورند. دانه‌های سنگ آهک احتمالاً از سنگ‌های رسوبی کرتاسه و به طور جزئی از سازند قم به سن ترشیری (الیگو- میوسن) واقع در منطقه‌ی جندق خاستگاه گرفته‌اند. میزان درصد ذرات سنگ‌آهک در ماسه‌ها از باختر به سمت خور و بیابانک افزایش می‌یابد. سنگ‌آهک زیستی- تخریبی توده‌ای و قهوه‌ای رنگ احتمالاً از خاستگاه آهک‌های کرتاسه ناحیه اصفهان است که قطعات رودیست دارد (شکل ۱۶ ه و ی). خرده‌سنگ‌های آذرین نسبت به دیگر دانه‌های خرده‌سنگی (رسوبی) فراوانی کمی دارند (جدول ۲). خرده‌سنگ‌های آتشفشانی شامل شیشه‌ها (شکل ۱۵ پ)، و پالاگونیت (شکل ۱۶ ب) می‌باشد. فراوانی آن‌ها از باختر به سمت خاور منطقه مورد مطالعه کاهش می‌یابد، احتمالاً خرده‌سنگ‌های آتشفشانی (شیشه‌های آتشفشانی) در منطقه از کمر بند سنگ‌های آتشفشانی واقع در باختر

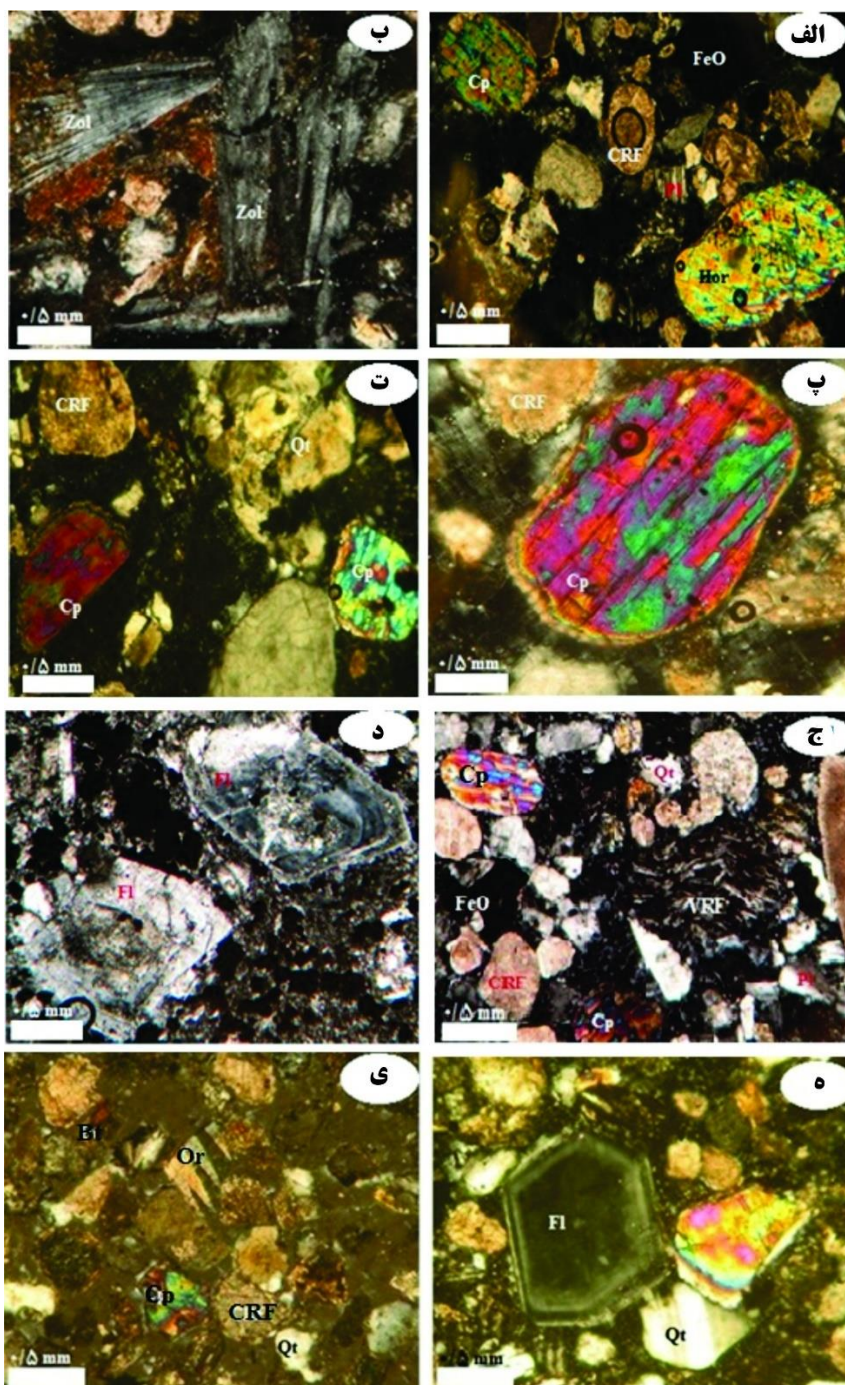
شدند. مگنتیت و پیروکسن و آپاتیت از فراوان‌ترین کانی سنگین این رسوبات می‌باشند. مگنتیت بیشتر به صورت اکتاهدرال بوده و با جلای چرب قابل تشخیص است (شکل ۱۷ ج). برای شناخت آپاتیت از محلول اسید کلریدریک استفاده شد، چون این محلول باعث حل شدن کانی آپاتیت می‌شود. دانه‌های زیرکن اکثراً بی‌رنگ و دارای اشکال گردشده می‌باشند و به ندرت دارای اشکال منظم هندسی هستند که این مشخصه سنگ آذرین می‌باشد. کانی‌های سنگین موجود در رسوبات منطقه خور و بیابانک می‌توانند از سنگ‌های الترامافیک دگرسان شده‌ی منسوب به پروتروزویک تا پالئوزویک پیشین انارک- خور و افیولیت‌های انارک که بخشی از پوستهٔ اقیانوسی تتیس کهن هرات می‌دانند که پس از چرخش خردقاره در مکان فعلی رخنمون یافته و یا واقع در انارک- خور و حتی افیولیت‌های کرتاسه خاستگاه گرفته باشند (هاتف، ۱۳۷۴). برای شناخت دقیق کانی‌ها از نمونه‌ها برش نازک تهیه شد. مهم‌ترین کانی‌های شناسایی شده عبارتند از: آمفیبول (هورنبلند)، مگنتیت، هماتیت، ایلمنیت، پیروکسن (اوژیت)، گارنت، روتیل، آپاتیت، بیوتیت (شکل ۱۶).

پیروکسن فراوان‌ترین کانی سنگین در نمونه‌های مورد مطالعه (میانگین فراوانی کل ۱ - ۱/۲ درصد و فراوانی آن در ذرات ماسه ریز ۵ - ۱۰ درصد) در نمونه M43 می‌باشد. پیروکسن‌ها بیشتر کلینوپيروکسن و از نوع اوژیت بوده‌اند. اوژیت از پیروکسن‌های آواری رایج است و با رنگ‌های گوناگون سبز، گاهی قهوه‌ای و زرد قهوه‌ای دیده می‌شود (شکل ۱۵ الف) و در انواع مختلف سنگ‌های آذرین الترامافیک و حدواسط مخصوصاً در گابرو، دولریت، آندزیت، بازالت و برخی از پریدوتیت‌ها معمول است (مانگ و موریر، ۱۹۹۲). به ندرت در برخی از نمونه‌ها، ارتوپيروکسن (هیپرستن) مشاهده شده است. پیروکسن‌ها به لحاظ شیمیایی در رسوبات ناپایدارند و در اولین مرحله دیاژنز انحلال می‌یابند. بنابراین، تنها در رسوبات قدیمی خیلی خوب سخت و متراکم شده و یا در رسوبات جوان پیدا می‌شوند (مانگ و موریر، ۱۹۹۲). خاستگاه پیروکسن‌ها احتمالاً از سنگ‌های الترامافیک دگرسان شده‌ی منسوب به پروتروزویک تا پالئوزویک پیشین انارک- خور می‌باشد که در محدوده برونزد دارند.

منطقه خاستگاه گرفته‌اند، که اندازه درشت خرده‌سنگ‌ها، نشانه نزدیک بودن منشأ است. خرده‌های دگرگونی شامل اسکاپولیت است (جدول ۲). درصد آن از سمت شمال باختر به سمت خاور کاهش یافته و بیش‌ترین فراوانی در قسمت‌های شمال منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌گردد. خاستگاه خرده‌سنگ‌های دگرگونی می‌تواند از سنگ‌های الترامافیک دگرسان شده‌ی منسوب به پروتروزویک تا پالئوزویک پیشین انارک- خور و دگرگونه‌های ایران مرکزی باشد (شکل ۱۵ ب).

کانی‌های سبک: کوارتز فراوان‌ترین کانی رایج در رده ماسه متوسط است (جدول ۲). فراوانی آن تقریباً از سمت شمال و باختر به سمت خاور کاهش می‌یابد (کوارتزها بیشتر از نوع آتشفشانی و با خاموشی مستقیم و تک بلور هستند). فلدسپات‌ها بعد از کوارتز در رده دوم قرار گرفته‌اند (جدول ۲). دانه‌های فلدسپات از پلاژیوکلاز و مقداری نیز فلدسپات‌های پتاسیم‌دار (میکروکلین و ارتوز) تشکیل شده‌اند (شکل ۱۵ ت، ه و ی). روند فراوانی آن از شمال به سمت جنوب و خاور منطقه مورد مطالعه نامنظم است. به احتمال زیاد این ذرات فلدسپات، از مجموعه سنگ‌های گرانیتویدی مزوزویک به شکل رگه‌های آپلیتی، دایک‌ها، میکرواستوک‌ها، استوک‌های پگماتیتی از باتولیت اصلی توده آذرین اسیدی واقع در انارک- خور خاستگاه گرفته‌اند. کوارتز و فلدسپات از کانی‌های سیلیکاته روشن مشاهده شده در نمونه‌ها هستند. فراوانی کوارتز مونوکریستالین و پلی کریستالین با هم در حدود ۱۷٪ و فلدسپات ۱۱٪ است. فلدسپات‌ها عمدتاً از جنس پلاژیوکلاز و به مقدار کم‌تر ارتوکلاز (شکل ۱۵ ی) است. به دلیل وجود کوارتز در انواع خرده سنگ‌ها، نسبت دادن آن‌ها به یک خاستگاه خاص ممکن نیست. خاستگاه فلدسپات‌ها ممکن است از سنگ‌های آذرین اسیدی، حدواسط و حتی بازیک موجود در منطقه (مجموعه سنگ‌های گرانیتویدی مزوزویک و باتولیت اسیدی واقع در انارک - خور) باشد. جایگاه این توده‌ها نسبت به منطقه مورد بررسی با راستای چیره باد همخوانی دارد.

کانی سنگین: کانی‌های سنگین حدود ۲ درصد کل رسوبات منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند (شکل ۱۵ الف، پ، ت و ج). کانی‌های سنگین با میکروسکوپ دوچشمی (بیناکولار) و با توجه به مشخصاتی مانند رنگ، سیستم تبلور، جلا، سختی، رخ، ماکل و شفافیت شناسایی



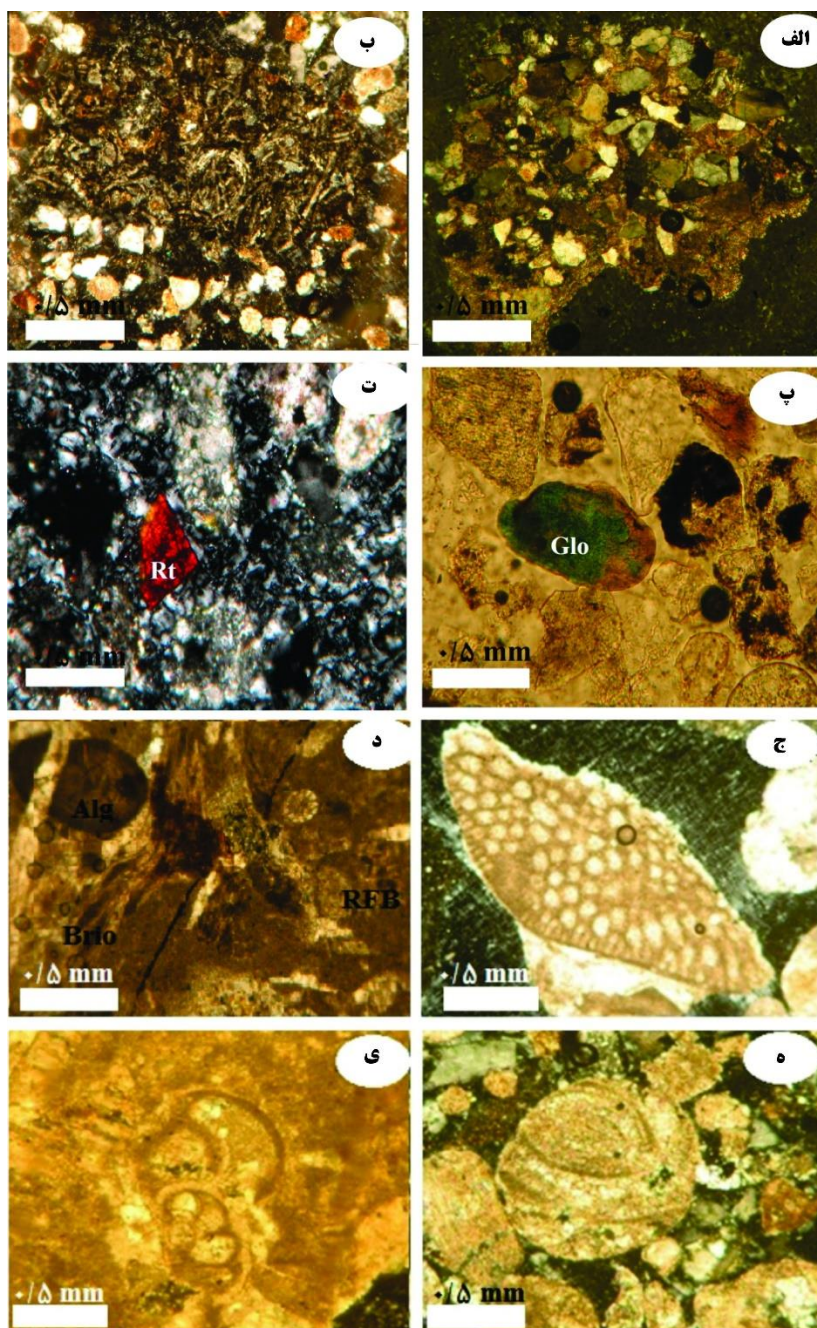
شکل ۱۵. عکس‌های میکروسکوپی برش نازک در پلاریزه (XPL)، الف) اکسید آهن (FeO)، کلینوپروکسن (Cpx)، هورنبلند (Hor)، خرده‌های کربنات (CRF) (M41)، ب) اسکاپولیت با اکسید آهن در اطراف آن (M17)، پ) کلینوپروکسن (Cpx)، خرده‌های کربنات (CRF) (M43)، ت) کلینوپروکسن (Cpx)، خرده‌های کربنات (CRF)، کوارتز (Qt) (از نوع پلی‌کریستالین با خاموشی موجی) (M43)، ج) کلینوپروکسن (Cpx)، کوارتز (Qt)، خرده‌های ولکانیکی (VRF)، خرده‌های کربنات (CRF)، اکسید آهن (FeO) (M43)، د) فلدسپات (Fl)، ه) کوارتز (Qt) منوکریستال، فلدسپات (Fl) (M43) و ی) خرده‌های کربنات (CRF)، کلینوپروکسن (Cpx)، بیوتیت (Bt)، کوارتز (Qt)، ارتوکلاز (Ort) (M43).

وجود داشته باشد، به صراحت می‌توان منشأ سنگ و لیتولوژی را با دقت بالایی تشخیص یا با توده‌های ماسه‌ای انطباق داد. زیرا به لحاظ شیمیایی پایداری کم، آمفیبول‌ها به آسانی تحت تأثیر آب و هوا و فرایندهای دیاژنز قرار

آمفیبول از کانی‌های تشکیل دهنده در سنگ‌های آذرین و دگرگونی و در رسوبات گسترده هستند. آمفیبول‌ها می‌توانند به آسانی در رسوبات آواری جای گیرند. در تجمع کانی سنگین غنی از آمفیبول، اینکه کدام نوع از آمفیبول

می‌کنند (مانگ و موریر، ۱۹۹۲). زاویه خاموشی بین ۱۲ تا ۳۴ درجه، برجستگی بالا، چند رنگی سبز و قهوه‌ای در PPL مشاهده می‌گردند (شکل ۱۵ الف). بیشترین فراوانی آمفیبول مربوط به نمونه رسوب M43 (۱ - ۱/۵ درصد) می‌باشد. هورنبلند در سنگ‌های ولکانیک، آمفیبول در بازالت، تراکیت، آندزیت، تغریت و توفها یافت می‌گردد (مانگ و موریر، ۱۹۹۲).

می‌گیرند. رسوبات چرخه سوم اغلب تهی از آمفیبول هستند، به هر حال آمفیبول‌ها ممکن است در برخی از توالی‌های قدیمی به خوبی حفظ شده باشند (مانگ و موریر، ۱۹۹۲). آمفیبول موجود در نمونه‌ها عبارتند از هورنبلند سبز با فراوانی بیشتر و هورنبلند قهوه‌ای می‌باشد. هورنبلندها با بلورهای کشیده و منشوری، رخ یک جهته و گاهی دو جهته اغلب خیلی منظم‌اند و همدیگر را قطع



شکل ۱۶. عکس‌های میکروسکوپی برش نازک رسوبات در (XPL) و (PPL) تصویر الف) خرده ماسه‌سنگی (M22)، ب) خرده شیشه‌ای (پالائونیت) (M35)، پ) گلاکونیت در PPL سبز رنگ مشخص است (M16)، ت) وجود کانی روتیل؟ (M18)، ج) بریوزوآ (M38)، د) بریوزوآ (Brio)، جلبک (Alg) و خرده‌های آهکی (CRF) (M20) و ه) و ی) روزنه‌دار در برش‌های مختلف (M38) در رسوبات منطقه خور و بیابانک می‌باشند.

جدول ۲. درصد خرده‌سنگ‌ها و کانی‌ها در رسوبات منطقه خور و بیابانک

شماره نمونه	M17	M19	M27	M30	M32	M33	M34	M36	M40	M43	میانگین (%)
خرده‌سنگ آذرین	۱۰	۶	۱۷	۸	۱۲	۱۰	۹	۱۰	۸/۵	۸	۹/۸۵
خرده‌سنگ رسوبی	۴۵	۴۸	۳۰	۶۰	۳۵	۶۰	۶۶	۵۱	۵۵	۵۸	۵۰/۸
خرده‌سنگ دگرگونی	۹/۵	۸	۱۲	۶	۱۲/۵	۹/۵	۸/۵	۸	۸	۷	۹/۱
کوارتز	۲۶	۲۳	۲۴	۱۵	۲۵	۱۰	۱۰	۱۱	۱۴	۱۴	۱۷/۲
فلدسپات	۸	۱۳	۱۵	۱۰	۱۴	۹	۴	۱۸	۱۱	۱۰	۱۱/۲
کانی سنگین	۱/۵	۲	۲	۱	۱/۵	۱/۵	۲/۵	۲	۳/۵	۳	۲/۰۵

کم‌تر از کانی‌های سیلیکاته تیره است. کانی‌های تیره موجود در نمونه‌ها به احتمال زیاد از توده‌های دگرگونی (دگرگونی‌های واقع در منطقه انارک- خور) و مجموعه سنگ‌های گرانیتوییدی مزوزوییک باتولیت آذرین اسیدی واقع در انارک- خور خاستگاه گرفته‌اند (هاتف ۱۳۷۴).

هماتیت در PPL به رنگ خاکستری ولی در XPL به رنگ قهوه‌ای متمایل به سرخ دیده می‌شود. این کانی تحت شرایط اکسیداسیون متوسط تا قوی یک کانی پایدار است. این کانی بیش‌تر در خاور منطقه مورد مطالعه در نمونه‌های (M41, M42, M43) تمرکز دارد (شکل ۱۶ الف، ب و ...). خاستگاه هماتیت بیش‌تر سنگ‌های آذرین درونی است. مگنتیت با انعکاس خاکستری و تهرنگ مایل به قهوه‌ای و انعکاس کم‌تر از هماتیت مشخص می‌شود. فراوانی آن در نمونه‌ها کم‌تر از هماتیت است. بیش‌ترین فراوانی مربوط به نمونه‌های M40, M41, M43 خاور خور و بیابانک است (شکل ۱۶ الف، ت). ایلمنیت کانی تیتانیوم‌دار می‌باشد. این کانی همراه با مگنتیت در کانسارهای پلاسری، در سنگ‌های آنورتیتی و الترامافیک و به عنوان یک کانی فرعی در سنگ‌های دگرگونی و آذرین تشکیل می‌شود. ایلمنیت در برش صیقلی رنگ قهوه‌ای مایل به صورتی دارد (مارشال، ۲۰۰۴). فراوانی این کانی در نمونه‌ها ناچیز بوده است (شکل ۱۶ د). لیمونیت در منطقه مورد مطالعه نسبت به سایر کانی‌های دیگر کم بوده و رنگ قهوه‌ای متمایل به قرمز دارد و در نمونه‌های بخش‌های شمال منطقه مشاهده گردیده است (شکل ۱۷ د). گوتیت به صورت اشکال نامنظم و به رنگ قرمز مایل به قهوه‌ای دیده می‌شود و به صورت یک محصول جدید از هوازدگی کانی‌های آهن‌دار پدید می‌آید (شکل ۱۷ د). پیریت در برش صیقلی، رنگ سفید مایل به زرد و انعکاس بالا دارد و از کالکوپیریت روشن‌تر می‌باشد. پیریت به مقدار خیلی کم مشاهده شده است (شکل ۱۷ پ).

بیوتیت به صورت بلورهای کشیده با یک جهت رخ موازی، خاموشی مستقیم، چندرنگی قهوه‌ای، سبز، زرد و قرمز در XPL و چندرنگی قهوه‌ای تیره و روشن در PPL قابل تشخیص است (شکل ۱۵ ی) فراوانی این کانی در بخش شمال و شمال باختری منطقه بیش‌تر از قسمت‌های دیگر است. خاستگاه بیوتیت ممکن است از گابروهای باشد که در ایران مرکزی در منطقه مورد مطالعه نیز گسترش دارند که به آن‌ها اشاره می‌شود. در خاور ایران مرکزی به ویژه در نواحی انارک - خور رخساره‌های آواری و گاه گدازه‌های آتشفشانی نیز (سیلورین) گسترش قابل توجه دارند که می‌توانند خاستگاه بیوتیت باشند. گلاکونیت از جمله کانی‌هایی است که در دو گروه کانی‌های سنگین و روشن پیدا می‌شود و معمولاً به طور ذرات گلاکونیتی نامنظم دیده می‌شوند. برجستگی گلاکونیت در ذرات آواری کاملاً مشهود است (مانگ و رایت، ۲۰۰۷) (شکل ۱۶ ج).

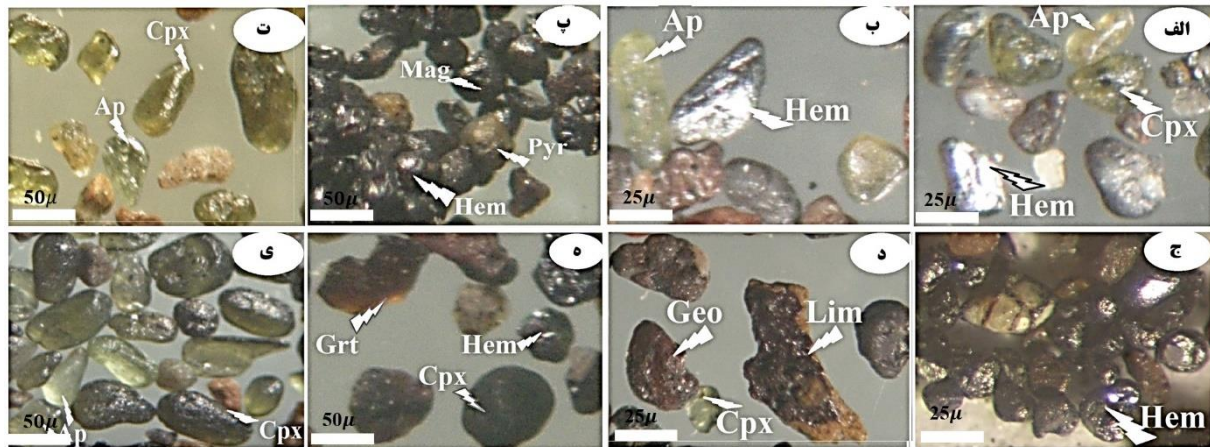
آپاتیت به مقدار زیاد و منفرد و به صورت بلورهای شکل‌دار میله‌ای با خاموشی مستقیم مشاهده شده است. آپاتیت در XPL سفید، زرد متمایل به سبز، سبزی و در PPL به صورت بی‌رنگ با برجستگی بالا می‌باشد. اما در نمونه‌های رسوب در زیر میکروسکوپ بیناکولار به صورت آبی کم رنگ و سبز آبی مشاهده می‌شود (شکل ۱۶ الف). آپاتیت به عنوان یک کانی فرعی در تمامی سنگ‌های آذرین وجود دارد (پاکزاد و همکاران، ۱۳۹۱). بیش‌ترین مقدار فراوانی این کانی در خور و بیابانک مشاهده گردید. خاستگاه این کانی احتمالاً از مجموعه سنگ‌های گرانیتوییدی مزوزوییک است.

کانی‌های فلزی

کانی‌های فلزی موجود در نمونه‌ها به دو صورت هم‌رشدی با سیلیکات‌ها (حاصل کانه‌زایی ماگمایی) یا ثانویه حاصل از دگرسانی سیلیکات‌ها و برخی به صورت مجزا مشاهده می‌شوند (شکل ۱۶ ج). در مجموع فراوانی کانی‌های فلزی

کانی‌ها از آن‌ها و اینکه منطقه به لحاظ توانایی تولید ریزگرد در چه وضعیتی قرار دارد، پی‌برد.

بر اساس مطالعه کانی‌های سنگین و پتروگرافی موجود می‌توان به شناسایی توده‌های نفوذی آذرین، سنگ‌های دگرگونی و رسوبی موجود در منطقه و منشا گرفتن این



شکل ۱۷. تصاویری از نمونه‌های رسوبات در منطقه خور و بیابانک با توجه به ویژگی‌های اصلی مانند، شکل کانی، رنگ، جلا و ... هر کدام از کانی‌های سنگین شناسایی و نام‌گذاری شده است. $Cpx =$ کلینوپیکروکسن، $Geo =$ گوتیت، $Mag =$ مگنتیت، $Hem =$ هماتیت، $Pyr =$ پیریت، $Lim =$ لیمونیت، $Grt =$ گارنت و $Ap =$ آپاتیت لازم به ذکر است که کانی پایدار مانند هماتیت با چگالی بالا (۵/۳۰) و مگنتیت با چگالی حدود (۵/۲۰) در اندازه رسوبات ۱۲۵ میکرون (۲- فی) غالب و در رسوبات با اندازه ۲۵۰ میکرون (۳- فی) کانی‌های بسیار پایدار مانند ZRT با چگالی کم‌تر نسبت به مگنتیت فراوانند، تصاویر الف، ب، ج و د دارای با مقیاس ۱۲۵ میکرون (۳ فی) - پ، ت، ه و ی با مقیاس ۲۵۰ میکرون (۲ فی) هستند.

۶- بحث

سنگ‌های الترامافیک دگرسان شده‌ی پروتروزویک تا پالئوزویک پیشین انارک-خور و نیز مجموعه‌های افیولیتی رخنمون یافته در راستای گسل‌هایی مانند ناین دهشیر-بافت و غیره است (محسنی و همکاران، ۲۰۱۷). سنگ‌های اولترامافیک - مافیک و توف‌های وابسته موجود در نواحی انارک، پشت بادام با تردید می‌توانند نمونه‌هایی از سنگ‌های افیولیتی پرکامبرین جوان باشد (آقانباتی، ۱۳۸۹). هوشمندزاده و همکاران (۱۹۷۹) ضمن نسبت دادن این افیولیت‌ها به پرکامبرین پسین، آن‌ها را مربوط به یک اشتقاق درون قاره‌ای می‌دانند که از انارک تا بیابانک - بافق دو صفحه قاره‌ای را از یکدیگر جدا می‌کرده است. در نتیجه بر اساس نمودارهای شکل ۱۸ (محسنی و همکاران، ۲۰۱۷) می‌توان به این نتیجه دست یافت که رسوبات سطحی موجود در منطقه شمال خاوری استان اصفهان می‌تواند از افیولیت‌ها و الترامافیک‌ها منشا گرفته باشند. روش‌های آنالیز آماری، ابزار قوی است، که می‌تواند در تفسیر داده‌های عناصر مورد استفاده قرار گیرد. امروزه تقریباً از روش‌های آماری (تک‌متغیره و چندمتغیره) به طور گسترده‌ای در تمام مطالعات زمین‌شناسی برای بررسی غلظت عناصر، توزیع و تجمع آن‌ها استفاده می‌شود

سنگ‌های مناطق مورد مطالعه از دید ترکیب سنگ‌شناسی، دامنه گسترده‌ای از سنگ‌های بازیک تا اسیدی و انواع نفوذی، نیمه‌زرف و خروجی به همراه سنگ‌های روبي و کمی دگرگونی را شامل می‌شود. تجزیه و تحلیل ژئوشیمیایی عناصر اصلی ۲۸ نمونه از رسوبات سطحی نشان می‌دهد که، خاستگاه رسوبات بیانگر منشا گرفتن از سنگ‌های آذرین اسیدی حدواسط و مافیکی می‌باشد (محسنی و همکاران، ۲۰۱۷). نمونه‌های رسوبات منطقه مورد مطالعه نشانه جزایر قوس اقیانوسی، جزایر قوس قاره‌ای و حاشیه فعال قاره‌ای است. ترکیب عناصر نادر خاکی^۱ و عناصر کمیاب^۲ نمونه رسوب (۴) نمونه از شمال خاوری اصفهان) و نمونه سنگ (۴) نمونه از شمال خاوری اصفهان) از رخنموهای منطقه مورد مطالعه بررسی شد. الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت نشانگر یک الگوی به نسبت پر شیب غنی از عناصر LREE با نسبت بالای LREE/ HREE و بی‌هنجاری منفی Eu است. این الگو در رسوبات و نمونه سنگ‌های مطالعه شده شبیه هم می‌باشد که بیانگر منشا گرفتن از سنگ‌های آذرین اسیدی حدواسط و افیولیت‌های منطقه انارک و

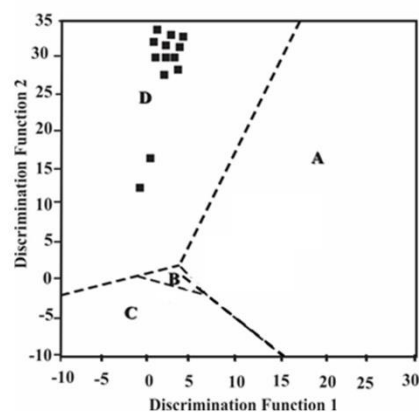
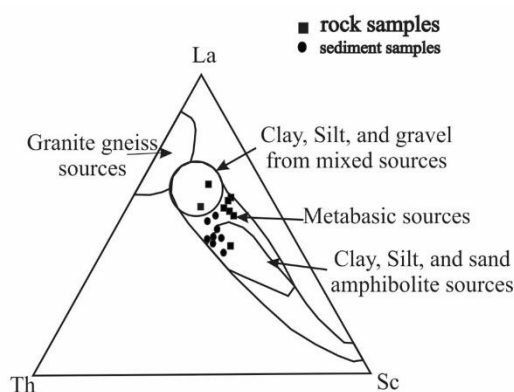
² Trace element

¹ rare earth element

این مطالعه نیز از این روش برای تمایز منشأ زمین‌زاد از بشرزاد و همچنین برای تعیین علت‌های موثر بر تغییرپذیری کمیت‌های زمین‌شیمیایی استفاده می‌شود. در PCA اجزای اصلی بر اساس ارتباط ماتریسی محاسبه و از واریمکس به عنوان روش چرخشی در آنالیز استفاده می‌شود (لی و همکاران، ۲۰۰۶). به طور کلی مولفه‌هایی که مقدار ویژه آن‌ها بیش‌تر از ۱ باشد با اهمیت تلقی شده و برای تحلیل‌های بعدی در نظر گرفته می‌شوند (نواک، ۱۹۹۸). در این مطالعه نیز از این روش برای تمایز خاستگاه و همچنین برای تعیین علت‌های مؤثر بر تغییرپذیری کمیت‌های زمین‌شیمیایی استفاده می‌شود.

البته باید خاطر نشان کرد که در صحراها و نواحی که ذرات گرد و غبار فاصله طولانی را طی نمی‌کنند از این اکسیدها به منظور تعیین منشأ و یا احتمالاً چند منشایی بودن ذرات استفاده می‌شود. امروزه مطالعات نشان می‌دهد که ترکیب عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی بهترین نشانگر جهت تعیین منشأ ذرات گرد و غبار می‌باشند (زرآسوندی، ۱۳۹۲). بر اساس مطالعات صورت گرفته در این پژوهش و نتایج حاصل از گزارش‌های XRD, XRF, ICP-MS نتایج یکسانی از منشأ احتمالی بدست آمد.

(قشلاقی و مور، ۲۰۰۷). این روش‌ها در تعیین خاستگاه آلاینده‌ها، ارزیابی تغییرات عناصر و عوامل کنترل کننده آن‌ها و به طور کلی در تحلیل مشخصات سامانه‌های زیست‌محیطی مورد استفاده قرار می‌گیرند (کلی و همکاران، ۱۹۶۶؛ لاین و همکاران، ۲۰۰۲). در این پژوهش از مهم‌ترین و رایج‌ترین روش‌های آماری استفاده شده است که هر یک می‌توانند در تحلیل داده‌ها به کار گرفته شوند. از این رو با هدف بررسی پتانسیل احتمالی منشأ رسوبات از این مناطق پیرامون اطراف خور و بیابانک در استان اصفهان، و نقش آن‌ها در تولید رسوباتی که ممکن است به عنوان منشأ رسوبات درآیند، از آنالیز آماری پراکندگی عناصر رسوبات سطحی منطقه مورد مطالعه برای شناخت خاستگاه رسوبات استفاده شده است (مرادی و همکاران، ۱۳۹۶). این روش در واقع یک روش غیرپارامتریک است که مستلزم هیچ‌گونه پیش فرضی در مورد توزیع فراوانی داده‌ها نیست. در روش تحلیل مولفه‌ی اصلی (PCA) متغیرهایی که در یک مولفه قرار می‌گیرند معمولاً دارای صفات مشترک یا مشابهی هستند. از روش آماری تحلیل مولفه‌ی اصلی در مطالعات ژئوشیمی برای تعیین منشأ عناصر شیمیایی و یا برای رده‌بندی متغیرهای زمین‌شیمیایی با مشخصات یکسان استفاده می‌شود (قشلاقی، ۱۳۸۹). در



■ sample of NE Isfahan

شکل ۱۸. راست) نمودارهای تابعی کیفیت کننده بر اساس نسبت اکسیدهای اصلی (باتیا، ۱۹۸۳)؛ شمال خاوری اصفهان (خور و بیابانک)

A = جزایر قوسی اقیانوسی، B = جزایر قوسی قاره‌ای، C = حاشیه قاره‌ای فعال و D = حاشیه قاره‌ای غیرفعال

Discrimination Function 1: $-0.0447 \text{ SiO}_2 - 0.972 \text{ TiO}_2 + 0.008 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.267 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 3.082 \text{ MnO} + 0.140 \text{ MgO} + 0.195 \text{ CaO} + 0.719 \text{ Na}_2\text{O} - 0.032 \text{ K}_2\text{O} + 7.51 \text{ P}_2\text{O}_5 + 0.303$

Discrimination Function 2: $-0.421 \text{ SiO}_2 + 1.988 \text{ TiO}_2 - 0.526 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.551 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 1.610 \text{ FeO} + 2.720 \text{ MnO} + 0.881 \text{ MgO} + 0.907 \text{ CaO} + 0.177 \text{ Na}_2\text{O} - 1.84 \text{ K}_2\text{O} + 7.244 \text{ P}_2\text{O}_5 + 43.57$

چپ) نمودار سه گوشه عناصر کمیاب (Th, SC, La) برای منشأ احتمالی شمال خاوری اصفهان برای نمونه‌های رسوب و نمونه‌های سنگ منطقه مورد مطالعه که بیشترین رخنمون را دارند (نقل از محسنی و همکاران، ۲۰۱۷).

نتیجه‌گیری

نسبت به منطقه مورد بررسی با راستای چیره باد در منطقه همخوانی دارد.

سپاسگزاری

نویسندگان از معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه بوعلی سینا همدان برای تامین بخشی از هزینه‌های انجام این پژوهش در چارچوب پژوهانه به نویسنده دوم سپاسگزاری می‌نمایند. هزینه عملیات صحرایی و نمونه‌برداری از سوی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تامین گردیده است. نظرات انتقادی، موشکافی دقیق و اصلاحات ویرایشی داوران ناشناس در بهبود کیفیت مقاله نقش بسزایی داشته است.

منابع

- اداره کل هواشناسی استان اصفهان (۱۳۹۳) سازمان هواشناسی کل کشور (<http://www.esfahanmet.ir>).
- آقائباتی، ع (۱۳۸۹) زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، چاپ سوم، ۶۰۶ ص.
- پاکزاد ح. ر. مکی‌زاده م. ع. پسندی م. علی‌نیاپی، ز (۱۳۹۱) ترکیب و منشأ ماسه‌های آبرفتی و بادی پلایای گاوخونی (جنوب‌خاور اصفهان)، پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال بیست و هشتم، شماره پیاپی ۴۸، شماره سوم، ص ۶۵ - ۸۲.
- رئیس‌پور، ک (۱۳۸۷) تحلیل آماری و همبستگی پدیده گرد و غبار در استان خوزستان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۸۹ ص.
- زرآسوندی، ع (۱۳۹۲) ترکیب و منشأ زمین‌شیمیایی توفان‌های گرد و غبار در استان خوزستان با استفاده از زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی (REE) تاکید بر شاخص‌های زمین‌زیست محیطی، همایش تخصصی ریزگردها، پایش، اثرات و راهکارهای مقابله با آن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۷ ص.
- علیخانی، ب (۱۳۷۴) آب و هوای ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ اول، ۲۲۴ ص.
- قشلاقی، ا (۱۳۸۹) ارزیابی زیست‌محیطی معدنکاری و استحصال کانسنگ در معدن سرب- روی انگوران، رساله دکتری، دانشگاه شیراز، بخش علوم زمین، ص ۵۶-۷۶.
- محمدی، ع (۱۳۸۹) رسوب‌شناسی و ژئوشیمی نهشته‌های پلایای جازموریان، فصلنامه علمی- پژوهشی خشک بوم، سال اول، شماره ۱، ۱۲ ص.

۱- با توجه به تیپ غالب رسوبی گل‌های ماسه‌ای می‌توان گفت که در فصول خشک به علت کمبود بارش‌ها و خشک بودن رسوبات منفصل و با توجه به قرارگیری منطقه مورد مطالعه در منطقه خشک و در معرض بیابان‌زایی و توفان ماسه، همزمان با وزش بادهای توفان‌های ریزگرد در منطقه ایجاد می‌گردد.

۲ - نمودارهای گلباد راستای چیره باد را شمال خاور و باختر به خاور نشان می‌دهند، و این موضوع می‌تواند به شناسایی حرکت احتمالی رسوباتی که توسط باد حمل و نقل شده‌اند کمک کند.

۳ - اول فصل بهار و تابستان بیش‌ترین تعداد روزهای ریزگردي سال را به خود اختصاص داده است.

۴ - فراوانی کوارتز (مونوکریستالین و پلی‌کریستالین با هم) بیشتر از فلدسپات است. به دلیل وجود کوارتز در انواع خرده‌سنگ‌ها، نسبت دادن آن‌ها به یک خاستگاه خاص ممکن نیست. خاستگاه فلدسپات‌ها ممکن است از سنگ‌های آذرین اسیدی، حدواسط و حتی بازیک موجود در منطقه (مجموعه سنگ‌های گرانیتوئیدی مزوزوئیک و باتولیت اسیدی واقع در انارک- خور) باشد. جایگاه این توده‌ها نسبت به منطقه مورد بررسی با راستای چیره باد همخوانی دارد.

۵- خرده‌سنگ‌ها به ترتیب فراوانی رسوبی، آذرین و دگرگونی در منطقه مشاهده گردید.

۶ - کانی‌های سنگین در نمونه‌های ماسه‌ای مطالعه شده شامل پیروکسن، بیوتیت، اپیدوت، آپاتیت، گلوکونیت و روتیل می‌باشد. مگنتیت و پیروکسن از فراوان‌ترین کانی سنگین این رسوبات می‌باشند که از سنگ‌های الترامافیک دگرسان شده‌ی منسوب به پروتروزوئیک تا پالئوزوئیک پیشین انارک- خور می‌باشد که در محدوده برونزد دارند.

۷ - با توجه پوشیده شدن منطقه با رسوبات دوران چهارم، بسیاری از نواحی آن، یا کانون ایجاد ریزگردند و یا در معرض تبدیل شدن به کانون‌های ریزگرد قرار دارند. در خاور منطقه مورد مطالعه خاستگاه کانی‌های تیره موجود در نمونه‌ها به احتمال زیاد از توده‌های دگرگونی (دگرگونی‌های واقع در منطقه انارک- خور) و مجموعه سنگ‌های گرانیتوئیدی مزوزوئیک و باتولیت آذرین اسیدی واقع در انارک- خور خاستگاه گرفته‌اند. جایگاه این توده‌ها

- recycling of Arabian Desert sand: *Earth-Science Reviews*, 120: 1-19.
- Goudie, A. S. and Middleton N. J (2006) *Desert Dust in the Global System*. Springer. 287 p.
- Gyorgy, V., Janos, K. and Gabor, U (2013) Analysis of Saharan dust intrusions into the Carpathian Basin (Central Europe) over the period of 1979–2011: *Journal of Global and Planetary Change*, 100: 333–342.
- Grosz, A. E., Berquist, Jr. C. R. and Fisher C. T (1990) A procedure for assessing heavy mineral resources potential of continental shelf sediments. In: Berquist Jr., C. R. (Ed.), *Heavy Mineral Studies – Virginia Inner Continental Shelf*, Virginia Div. Min. Res. Publ., 103: 13 – 30.
- Hojati, S., Khademi, H., Faz Cano, A. and Landi, A (2012) Characteristics of dust deposited along a transect between central Iran and the Zagros Mountains, 2012: 27–36.
- 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. *Sedimentary Petrology*, 54: 103-116.
- Kelly, J., Thornton, I. and Simpson, P. R (1996) urban geochemistry, a study of the influence of anthropogenic activity on the heavy metal content of soils in traditionally industrial and nonindustrial areas of Britain. *Applied Geochemistry*, 11 (1e2): 363e 370.
- Lee, C. S., Li X. D., Shi W. Z., Cheung, C. S. and Thornton, I (2006) Metal contamination in urban, suburban, and country park soils of Hong Kong: a study based on GIS and multivariate statistics, *Sci. Total Environ*, 356: 45–61.
- Liu, J. J., Jiang, X. G., Zheng, X. J., Kang, L., and Qi, F. Y (2004) an Intensive Mongolian Cyclone Genesis Induced Severe Dust Storm. *TAO*, 15: 1019 -103.
- Lin, S. Hsieh, I. J., Huang, K. M. and Wang, C. H (2002) Influence of the Yangtze River and grain size on the spatial variations of heavy metals and organic carbon in the East China Sea continental shelf sediments. *Chemical Geology*, 182: 377–394.
- Lewis, D. W. and McConchie, D (1994) *Analytical sedimentology*, Chapman & Hall, 197 p.
- Low, D. G., Sylvester, P. and Enachescu, M (2009) Heavy mineral Provenance of prospective reservoir sandstone in the Flemish Pass and Orphan basins: CSPG CSEG CWLS Convection, Canada: 148 – 151.
- مرادی، ح.، محسنی، ح.، معینی نجف‌آبادی، م. و بهبهانی، ر (۱۳۹۶) بررسی منشأ برخی عناصر در رسوبات سطحی استان سمنان و شمال‌خاوری اصفهان با استفاده از روش‌های آماری چندمتغیره، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و ششم، شماره ۱۰۴، ص ۲۹۷–۳۰۸.
- هاتف، م. ع (۱۳۷۴) زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه خور- جندق (ایران مرکزی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، ۱۴۸ ص.
- هوشمندزاده، ا.، علوی نایینی، م. و حقی‌پور، ع (۱۳۵۷) تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه تروود، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- Aistov, L., Melnikov, B., Kriviyakin, B. and Morozov, L (1984) *Geology of the Khour area (Central Iran)*. Explanatory text of the Khour Quadrangle Map 1:250,000.
- Bhatia, M. R., Crook, K. W (1986) Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 92: 93–181.
- Barkan, J., Alpert, P. Kutiel, H. and Kishcha, P (2005) Synoptics of dust transportation days from Africa toward Italy and central Europe. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 110, D07208, 14 p.
- Biernacka, J (2004) Heavy mineral suites in Oligocene – Miocene sediments (Fore Sudetic monocline, SW Poland): Provenance signals versus weathering alteration: *Geologia Sudetica*, 36: 1 – 19.
- Cherian, A., Nayanarpandian, C., Rajamanickam, V (2004) Light minerals of beach sediments from Southern Tamilnadu, south east coast of India: *Oceanologia*, 46 (2): 233-252.
- Cullers, R. L (1994) The controls on the major and trace element variation of shales, siltstone and sandstones of Pennsylvanian- Permian age from uplifted continental blocks in Colorado of platform sediment in Kansas, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 4955-4972
- Engelstaedter, S., Tegen, I. and Washington, R (2006) North African dust emissions and transport. *Earth-Science Reviews*, 79: 73–100.
- Folk, R. L (1974) the distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature, *Journal of Geology*, 62: 18 p.
- Garzanti, E. P., Vermeesch, S., Ando, G., Vezzoli, M., Valagussa, K., Allen, K., Kadi, A. and Al-Juboury, A. I. A (2013) Provenance and

- Tucker, M. E (1988) *Techniques in sedimentology*. Blackwell, Oxford, 394 p.
- Wong, F. L (2002) Heavy mineral provinces of Palos Verdes margin, southern California: *Continental Shelf Research*, 22: 899-910.
- Zack, T., Voneynatt, H. and Kronz, A (2004) Rutile geochemistry and its Potential use in quantitative provenance studies, *sedimentary geology*, 171: 37 - 58.
- Mange, M. A. and Wright, D. T (2007) Heavy Minerals in use, *Development in sedimentology* 58, Amsterdam, 1283 p.
- Mange, M. A. and Maurer, H. F. W (1992) Heavy Minerals in Colour, Heavy mineral descriptions and colour plates, Springer-Verlag, 10: 39 – 113.
- Marshal, D. D., Anglin, D. C. and Mumin H (2004) Ore mineral atlas. Geological Association of Canada, 112 p.
- Middleton N. J. and Goudie A. S (2001) Saharan dust: sources and trajectories. *Transactions of the Institute of British Geographers NS*, 26: 165–181.
- Mohseni, H. Moradi, H. Behbahani, R. and Moeeni. M (2017) Geochemistry of siliciclastic sediments of the Semnan Province and NE of Isfahan Province (Iran), implication for provenance, *Geopersia*, 7 (1): 55-69.
- Morton, A. C. and Hallsworth, C (1994) Identifying provenance – specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstone, *Sedimentary Geology*, 90: 241 – 256.
- Moulin, C., Lambert, C. E., Dayan, U., Masson, V., Ramonet, M., Bousquet, P., Legrand, M., Balkanski, Y. J., Guelle, W., Marticorena, B., Bergametti, G. and Dulac, F (1998) Satellite climatology of African dust transport in the Mediterranean atmosphere. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 103 (D11): 13137–13143.
- Natsagdorj, L., Jugder, D., and Chung, Y. S (2002) Analysis of dust storms observed in Mongolia during 1937-1999. *Atmospheric Environment*, 37:1401-1411.
- Nowak, B (1998) Contents and relationship of elements in human hair for a non-industrialized population in Poland. *Sci. Total Environ*, 209: 59-68.
- Okay, N. and Ergum, B (2005) Source of basinal sediments in the Marmara Sea investigated using heavy minerals in the modern beach sand: *Marian Geology*, 216: 1 -15.
- Qishlaqi, A. and Moore, F (2007) Statistical analysis of Accumulation and Sources of Heavy Metals Occurrence in Agricultural Soils of Khoshk River Banks, Shiraz, Iran. *American-Eurasian Journal Agriculture and Environmental Science*, 2(5): 565-573