

کاربرد داده‌های Landsat 9 و ASTER در بارزسازی دگرسانی‌های ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ و ورزقان

شیوا زمانی^۱، مهدی هنرمند^۲، هادی شهرباری^۳، مهدیه حسینجانی‌زاده^۴، حسن محمدرضایی^۵، مجید امین‌زاده^۶

و عباس بنی‌اسدی^۷

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد سنجش از دور زمین‌شناختی*، دانشکده علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران. Shivazamani99@gmail.com

۲- دانشیار، دانشکده علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران. - استادیار، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه ولی عصر (عج) رفسنجان، رفسنجان، ایران.

۴- استادیار، دانشکده علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران.

۵- کارشناس ارشد تحقیقات زمین‌شناسی، امور تحقیق و توسعه، مجتمع مس سرچشمه، کرمان، ایران.

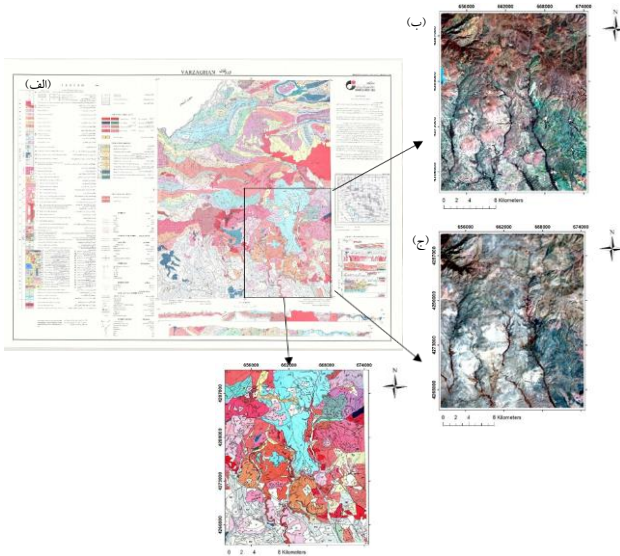
۶- کارشناس ارشد زمین‌شناسی، امور معدن، مجتمع مس سرچشمه، کرمان، ایران.

۷- کارشناس ارشد معدن، امور معدن، مجتمع مس سرچشمه، کرمان، ایران.

چکیده: باتوجه به اهمیت دگرسانی سنگ‌ها در اکتشاف مواد معدنی، بارزسازی این پدیده در مقیاس‌های ناحیه‌ای و محلی می‌تواند بسیار مفید باشد. محدوده مورد مطالعه در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ و در کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد. در این تحقیق از روش‌های ترکیب رنگی کاذب، نسبت‌گیری باندی، نقشه‌برداری زاویه طیفی (SAM) و آنالیز مولفه‌های اصلی (PCA) برای پردازش تصویر استفاده گردید. نتایج نشان داد ترکیب رنگی باندهای Landsat9 برای مطالعات سنگ‌شناسی کاربرد دارد. نسبت باندی ۲/۴ ماهواره Landsat9 برای بارزسازی اکسید آهن و نسبت‌های ترکیبی باندهای سنجنده ASTER برای شناسایی دگرسانی‌های فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک در منطقه مطالعاتی موثر بود. از آنالیز مولفه‌های اصلی باندهای ماهواره Landsat9 برای مشخص نمودن مناطق حاوی اکسید آهن استفاده شد. علاوه بر این، اجرای روش SAM با استفاده از باندهای سنجنده استر می‌تواند بطور موثری برای بارزسازی دگرسانی‌های فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک مورد استفاده قرار گیرد.

واژه‌های کلیدی: Landsat9، استر، دگرسانی، اکسید آهن، پردازش تصویر.

متن اصلی: با توجه به اینکه دگرسانی‌ها به عنوان یکی از شاخص‌های مهم در اکتشاف مواد معدنی هستند، شناخت این مواد در مقیاس‌های منطقه‌ای می‌تواند بسیار مفید باشد. مناطق سطحی در کانسارهای مس معمولاً با دگرسانی گرمایی و هوازدگی گسترده‌ای همراه هستند. کانیهای شاخصی که در هر یک از این مناطق دگرسانی در ارتباط با کانسارسازی مس خصوصاً نوع پورفیری وجود دارد، ویژگیهای طیفی خاصی دارند که بر اساس آن با استفاده از تصاویر ماهواره‌های چند طیفی قابل شناسایی هستند (Rowan and Mars, 2003). در این پروژه از سنجنده ASTER جهت بارزسازی دگرسانی پروپیلیتیک، آرژیلیک و فیلیک و از سنجنده OLI جهت بارزسازی اکسید آهن استفاده شده است. در این راستا از ترکیب رنگی کاذب، نسبت‌گیری باندی، روش آنالیز مولفه‌های اصلی (PCA) و روش نقشه برداری زاویه طیفی (SAM) استفاده شده است



شکل (۱) الف) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه ورزقان، ب) تصویر لندست ۸ با RGB: 351، ج) تصویر استر با RGB: 468.

جدول (۱)- تحلیل مولفه‌ها اصلی بر روی ۶ باند از باندهای سنجنده OLI منطقه برای مطالعه اکسید آهن.

Eigenvector	Band1	Band2	Band3	Band4	Band5	Band6	Band7
PC1	0.189958	0.230273	0.300985	0.443018	0.035058	0.536094	0.579144
PC2	0.025655	0.036011	-0.008914	0.098641	-0.982016	-0.128910	0.085217
PC3	0.267386	0.321935	0.407495	0.504546	0.108199	-0.536789	-0.323100
PC4	-0.071319	-0.119172	-0.256045	0.081353	0.147231	-0.621236	0.707759
PC5	0.592872	0.526722	-0.057207	-0.586962	-0.002952	-0.066984	0.137022
PC6	-0.433842	0.034581	0.762034	-0.424819	-0.027169	-0.129278	0.178795
PC7	-0.589034	0.741082	-0.306185	0.088456	0.016864	0.026615	-0.035655

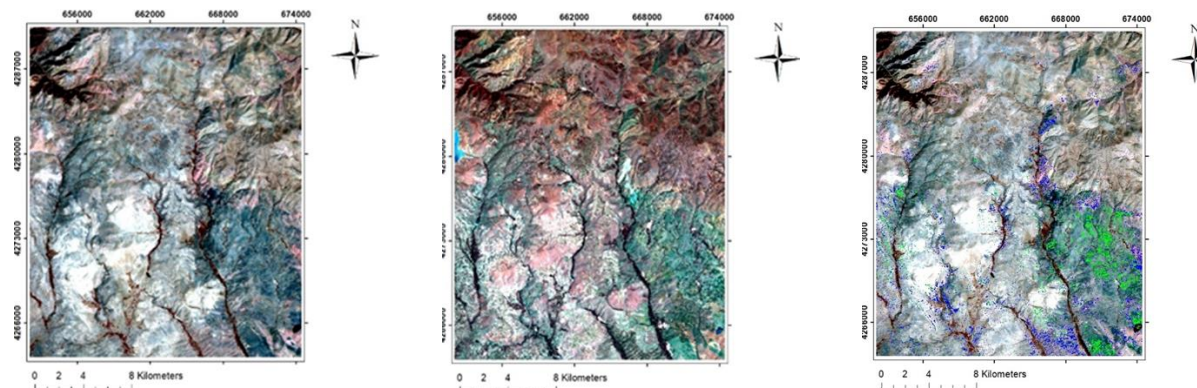
یافته‌ها: در این تحقیق RGB از باندهای ۶، ۴ و ۸ سنجنده استر برای شناسایی واحدهای دگرسانی استفاده شد که در این حالت دگرسانی پروپیلیتیک به رنگ سبز، دگرسانی آرزلیک و فیلیک به رنگ صورتی دیده می‌شود (شکل ۲). در این تحقیق برای مطالعه اکسید آهن، با استفاده از تحلیل مولفه اصلی، مولفه‌ای مورد استفاده قرار گرفت که در باندهای ۲ و ۴ بیشترین اختلاف را از لحاظ عددی یا در واقع بارگذاری را داشته باشند و همچنین مختلف‌العلامت باشند. که باتوجه به این نکته، مطابق جدول ۱ مولفه اصلی پنجم (PC5) مورد نظر ما برای منطقه مورد نظر می‌باشد و پیکسل‌های با رنگ روشن نشان دهنده مناطق حاوی اکسید آهن است. از روش SAM جهت بارسازی دگرسانی‌های پروپیلیتیک، آرزلیک و فیلیک با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای استر استفاده شد که پیکسل‌های قرمز مناطق حاوی دگرسانی پروپیلیتیک، پیکسل‌های سبز مناطق حاوی دگرسانی آرزلیک و پیکسل‌های آبی مناطق حاوی دگرسانی فیلیک را بارز کرده است (شکل ۳).

نتیجه: در این تحقیق برای بارسازی زون‌های دگرسانی در منطقه مورد مطالعه از روش نسبت گیری باندی B7+B9/B8 (پرپیلیتیک)، B4+B7/B6 (فیلیک)، B5+B4/B6 (آرزلیک) باندهای استر استفاده شد که برای بارسازی دگرسانی‌ها تا حدودی مناسب بود. نسبت باندی ۲/۴ باندهای لندست ۸ برای بارسازی اکسید آهن نتایج خوبی در بر داشت. روش دیگری که مورد استفاده قرار گرفت روش SAM بود که برای بارسازی دگرسانی فیلیک در منطقه بسیار مناسب تر بود. در ترکیب رنگی ۳، ۵ و ۱ سنجنده OLI اکسیدهای آهن به رنگ نارنجی تا قهوه‌ای نشان داده شد و ترکیب رنگی باندهای ۶، ۴ و ۸ استر دگرسانی آرزلیک و فیلیک به رنگ صورتی و دگرسانی پروپیلیتیک به رنگ سبز نشان داده شدند. در تحلیل آنالیز مولفه‌های اصلی باندهای Landsat9، PC5 اکسیدهای آهن را با پیکسل‌های روشن نمایش داده است. در مجموع مشخص شد باندهای ۲ و ۴ ماهواره Landsat9 برای نقشه برداری لیتولوژی و بارسازی اکسید آهن کاربرد بهتری دارد. کاربرد داده های سنجنده استر می تواند برای بارسازی دگرسانی‌های گرمابی از نوع فیلیک، آرزلیک و پروپیلیتیک موثر واقع شود.

مراجع

علوی پناه، ک.، ۱۳۸۲ "کاربرد سنجنش از دور در علوم زمین"، نوبت چاپ، (۱۱۰-۱۸۰)، انتشارات دانشگاه تهران، تهران.
هنرمند، م.، رنجبر، ج.، ۱۳۸۲ "مطالعه کانی های مناطق دگرسانی گرمابی به کمک تصاویر ETM+ در منطقه آوه ممزار - کوه پنج در استان کرمان، مجموعه مقالات یادهمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران یزد، ص ۸۴ تا ۸۶.

Rowan. L.C , Mars. J. C, 2003, Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Space borne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. Remote Sensing of Environment, 84: 350-366.

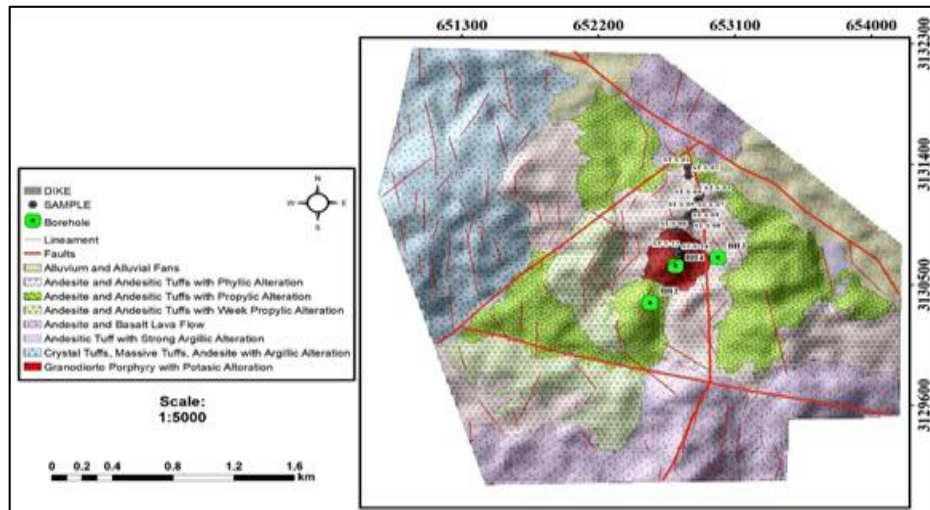


شکل (۲)- الف) تصویر RGB: 531 از باندهای ماهواره لندست ۸ که اکسید آهن به رنگ نارنجی، قهوه ایی می‌باشد. ب) تصویر RGB:468 از باندهای ماهواره استر که دگرسانی پروپیلیتیک به رنگ سبز، دگرسانی فیلیک و آرزلیک به رنگ صورتی دیده می‌شود ج) روش SAM جهت بارسازی دگرسانی پروپیلیتیک، آرزلیک و فیلیک که پیکسل‌های قرمز مناطق حاوی دگرسانی پروپیلیتیک، پیکسل‌های سبز مناطق حاوی دگرسانی

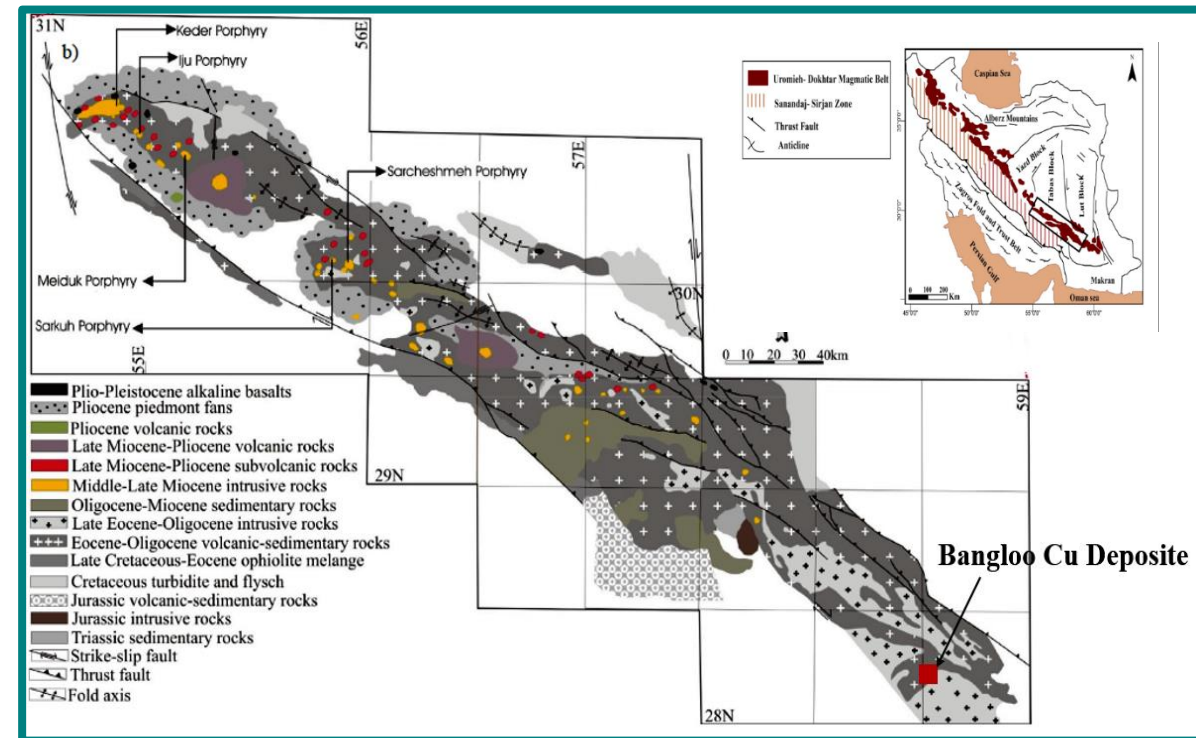
آرزلیک و پیکسل‌های آبی مناطق حاوی دگرسانی فیلیک را بارز کرده است .

بررسی پتانسیل کانه‌زایی مس پورفیری توده‌های نفوذی منطقه کوه اسفند (بنگلو) در مقایسه با سایر سیستم‌های پورفیری کمر بند مس کرمان، بر اساس مطالعات ژئوشیمی

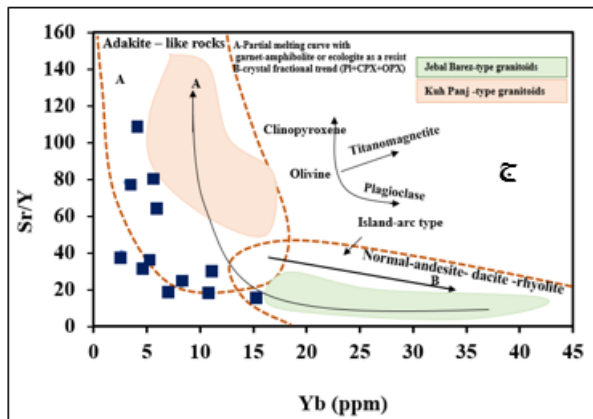
افسانه سلطانی^۱، علیرضا زراسوندی^۲، نادر تقی‌پور^۳، عادل ساکی^۴، محسن رضایی^۵، مرتضی سجادیان^۶



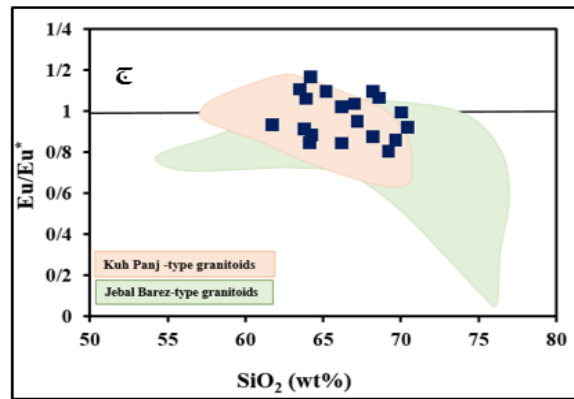
نقشه زمین شناسی ناحیه‌ای و نقشه زمین شناسی بزرگ مقیاس منطقه بنگلو به همراه موقعیت نمونه های برداشت شده



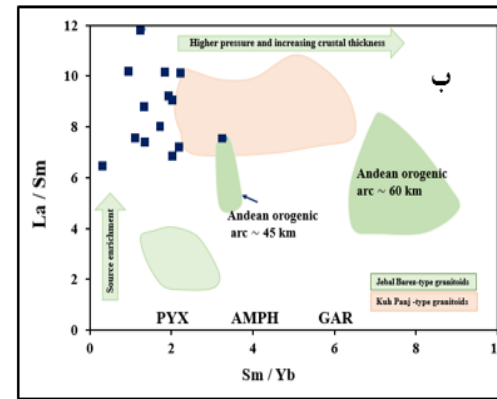
Bangloo Cu Deposit



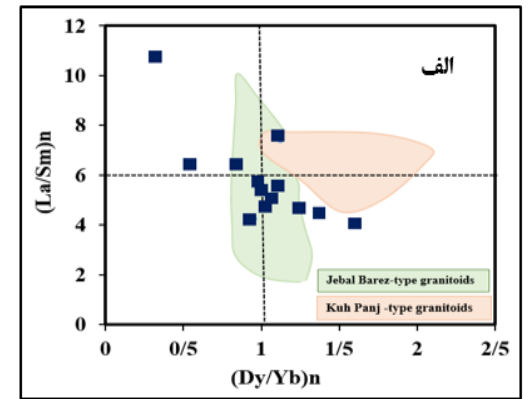
(Defant and Drummond, 1993) Sr/Y - Yb نمودار



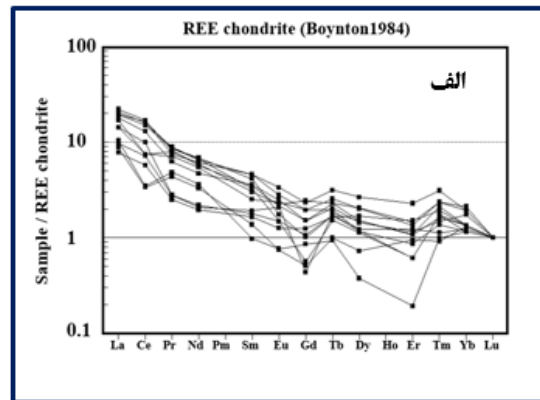
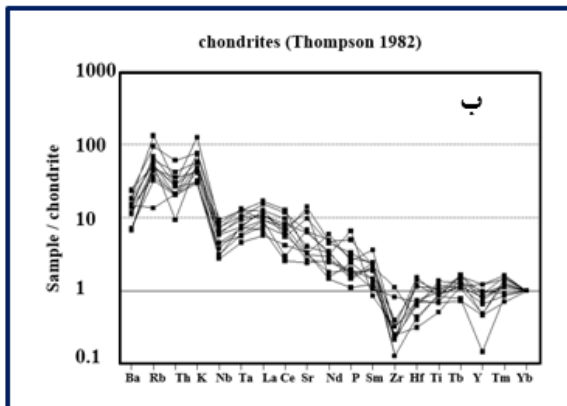
(Richard et al., 2001) Eu/Eu* - SiO₂ نمودار



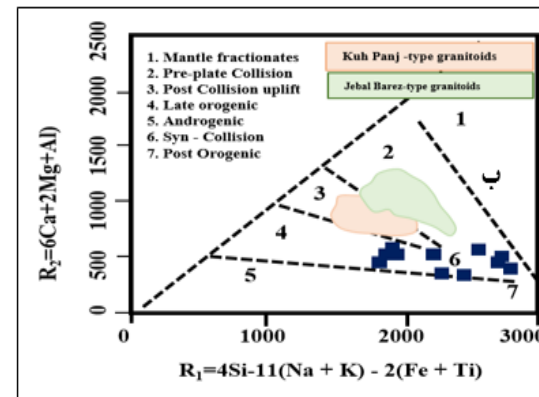
نمودار (La/Sm)n در مقابل (Dy/Yb)n (after Richards et al., 2012) نمونه‌های منطقه کوه اسفند، ب) نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb، مرزهای تقریبی توسط Kay،



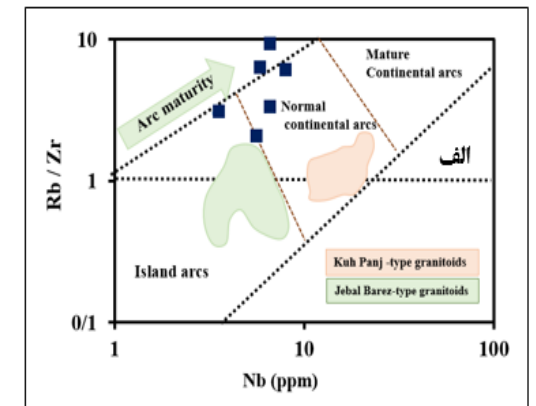
(2001)، سنگ‌های پورفیری KCMA در مقایسه با کمان‌های کوهزایی آند.



نمودار الگوی فراوانی عناصر کمیاب (Boynton, 1984) نرمالایز شده با کندریت‌ها نمونه‌های منطقه کوه اسفند، ب) نمودار الگوی تغییرات چندعنصری نرمالایز شده توسط کندریت‌ها (Thompson, 1982)، نمونه‌های منطقه کوه اسفند.



الف) نمودار Rb/Zr در مقابل Nb (Brown et al., 1984)، تمایز محیط جزایر قوسی از حاشیه فعال قاره‌ای نمونه‌های منطقه کوه اسفند، ب) نمودار



در مقابل [R₂ = 5Ca + 2Mg + Al] (De la Roche et al., 1980) نمونه‌های منطقه کوه اسفند



بیست و ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران
۲۱ و ۲۲ شهریور ماه ۱۴۰۲
دانشگاه ارومیه



مروری بر روش‌های مطالعه ارتباط هیدرولیکی رودخانه و آب زیرزمینی

یکی از مهمترین مباحث هیدرولیکی که در مطالعات هیدروژئولوژیکی یک منطقه بررسی ارتباط هیدرولیکی بین رودخانه‌ها و سفره‌های زیرزمینی است. در چند دهه اخیر لزوم مدیریت یکپارچه منابع آب باعث شده تا بررسی برهمکنش آب‌های سطحی (خصوصاً رودخانه‌ها) و آب‌های زیرزمینی اهمیت بالایی پیدا کند. در حال حاضر مراکز تحقیقاتی و دانشگاهی فراوانی در سرتاسر دنیا بر شناسایی مکانیزم‌ها، فرآیندها و پیامدهای برهمکنش آب‌های سطحی و زیرزمینی متمرکز شده‌اند. از این رو تکنیک‌ها متفاوت صحرائی به همراه روش‌های مختلف مدل‌سازی همگام با این تحقیقات توسعه پیدا کرده‌اند. در سراسر دنیا یکی از مهمترین انواع تبادلات آبی در حوضه‌های آبریز مابین رودخانه‌ها و آب‌های زیرزمینی رخ می‌دهد. اصولاً کمیت و کیفیت منابع آبی متاثر از این تبادلات آبی می‌باشد. در این پژوهش مهمترین روش‌های بررسی تبادلات آبی بین رودخانه‌ها و آب‌های زیرزمینی مورد بررسی قرار گرفته و مناسب‌ترین روش‌ها برای مناطق خشک و نیمه خشکی مانند کشور ایران معرفی شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: رودخانه، آب زیرزمینی، ارتباط هیدرولیکی، تبادلات آبی، مناطق خشک و نیمه خشک.



بیست و ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران
۲۱ و ۲۲ شهریور ماه ۱۴۰۲
دانشگاه ارومیه



بررسی برهمکنش رودخانه چهل چای و آب زیرزمینی با استفاده از روش اندازه گیری دبی رودخانه

با توجه به ارتباط منابع آب سطحی و زیرزمینی، مدیریت صحیح و منطقی منابع آب و جلوگیری از آلودگی منابع آب زیرزمینی توسط رودخانه ها نیازمند شناخت ارتباط متقابل منابع سطحی و زیرزمینی می باشد. از طرفی تعیین ارتباط هیدرولیکی بین رودخانه و آبخوان در مطالعات هیدروژئولوژیکی نیز اهمیت بسیار زیادی دارد. به منظور بررسی ارتباط هیدرولیکی رودخانه چهل چای با آبخوان دشت مینودشت- گنبد در طول مسیر جریان این رودخانه چهار ایستگاه در فواصل مناسب جهت اندازه گیری دبی رودخانه انتخاب شد. سپس دبی رودخانه در دی ماه ۱۴۰۱ در ایستگاههای مذکور با استفاده از سرعت سنج (مولینه) اندازه گیری شد. نتایج پژوهش نشان داد که رودخانه در طول مسیر خود به دو صورت دهنده و گیرنده عمل می کند. به طوری در خروجی حوزه آبخیز و ورودی به دشت (بر روی مخروط افکنه) رودخانه آبخوان را تغذیه می کند. در بخشی کوچکی از مسیر رودخانه، دبی رودخانه افزایش می یابد. این امر بیانگر آنست که رودخانه گیرنده است و آبخوان را زهکشی می کند. در ادامه و در ایستگاه آخر دبی رودخانه مجدا کاهش می یابد که این امر نشان دهنده نقش تغذیه کنندگی رودخانه چهل چای است. بنابراین روند کلی دبی در رودخانه کاهش است که این امر بیانگر نقش تغذیه کنندگی رودخانه چهل چای در بیشتر بخش های دشت می باشد.

واژه های کلیدی: رودخانه چهل چای، ارتباط هیدرولیکی، دبی رودخانه، سرعت سنج، آبخوان



بیست و ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران
۲۱ و ۲۲ شهریور ماه ۱۴۰۲
دانشگاه ارومیه



مکانیابی محل احداث کارخانه سنگبری در استان آذربایجان غربی با روش منطق فازی در

نرم افزار Arc GIS

ستیا یعقوب بادکی*^۱، سجاد چهرگانی^۲، جعفر عبدالهی شریف^۳، مهدی قنبرزاده^۴

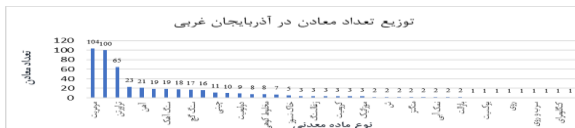
فرایند انتخاب بهترین و مناسب‌ترین مکان یا گزینه از بین گزینه‌های دیگر اغلب کار دشواری است. جهت تعیین بهترین مکان برای احداث یک کارخانه روش‌های زیادی تا کنون ارائه شده است از جمله این روش‌ها می‌توان به مدل‌های انتخاب محل احداث کارخانه، روش‌های تصمیم‌گیری چندمعیاره MCDM، استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی GIS، تلفیق روش‌های تصمیم‌گیری چند معیاره و سیستم اطلاعات جغرافیایی GIS-MCDM و روش‌های تصمیم‌گیری چندمعیاره فازی FMCDM اشاره کرد (صفری، ۱۳۸۸).

زمین شناسی و محدوده مورد مطالعه

اساس تقسیم‌بندی انجام شده برای واحدهای زمین‌شناختی و ساختمانی ایران، استان آذربایجان غربی درآرای سه زون است. از لحاظ موقعیت سیاسی استان آذربایجان غربی به مختصات جغرافیایی ۳۷،۵۵۲۸ درجه شمالی و ۴۵،۰۷۵۹ درجه شرقی یکی از ۳۱ استان ایران است که در شمال غربی این قرار گرفته است.

معادن تزئینی استان آذربایجان غربی

حدود ۱۱/۵ درصد از کل ذخایر قطعی و احتمالی سنگ‌های تزئینی یعنی حدود ۳۵ میلیارد تن، ۴ میلیارد تن در ایران و حدود ۷ درصد از ذخایر سنگ تزئینی ایران در استان آذربایجان غربی قرار دارد.



چکیده

سنگ‌های ساختمانی و نما یکی از مهمترین و باارزش‌ترین مواد معدنی در سطح جهان هستند. کشور ایران از نظر دارا بودن معادن سنگ ساختمانی جزو ۱۰ کشور اول جهان است. همچنین استان آذربایجان غربی با دارا بودن ۲۲۴ معدن سنگ ساختمانی یکی از استان‌های مهم در این زمینه است. اغلب محصولات استخراجی معادن استان به دلیل نبود کارخانه مناسب برای برش و فراوری به سایر استان و کشورهای اطراف صادر می‌گردد. در این مقاله با توجه به لایه‌های مختلف و اطلاعات موجود از استان و با کمک نرم افزار Arc GIS لایه‌های مختلف فاصله بندی شده و سپس با استفاده از منطق فازی برای هر لایه امتیاز دهی صورت گرفته است و در انتها با استفاده از عملگر گاما نقشه نهایی به دست آمده است. این نقشه نشان دهنده نقاط مناسب برای احداث این کارخانه است.

مقدمه

سنگ یکی از قدیمی‌ترین و پرکاربردترین موادی است که همواره از بدو زندگی بشر تا به امروز همراه او بوده و نقش اساسی را در زندگی انسان داشته است. مکان‌یابی کارخانه در سطوح استراتژیک تصمیم‌گیری بوده و نتایج حاصل از این تصمیم در طولانی مدت اثرات به سزایی از نظر اقتصادی، زیست محیطی، اجتماعی و فنی خواهد داشت. انتخاب مکان مناسب نقش مهمی در رقابت پذیری یک شرکت در بازار دارد و باید طوری انتخاب شود که باعث رسیدن و دست یابی به مزایای رقابتی و استراتژیک، در مقایسه با رقبای دیگر شود. کشور ایران با دارا بودن بیش از ۲۰ میلیارد تن ذخایر متنوع سنگ‌های تزئینی و نما جزء ۱۰ کشور عمده دارنده ذخایر سنگ بوده و با تولید انبوه سالانه‌ای که دارد، ۱۰ درصد از تولید جهانی را در بر می‌گیرد همچنین کشور ایران به لحاظ ذخایر سنگ‌های تزئینی رتبه سوم، از نظر ظرفیت فراوری جایگاه ششم و همچنین به لحاظ تنوع انواع سنگ‌های تزئینی رتبه اول را در دنیا دارد (عطائی، ۱۳۸۷).

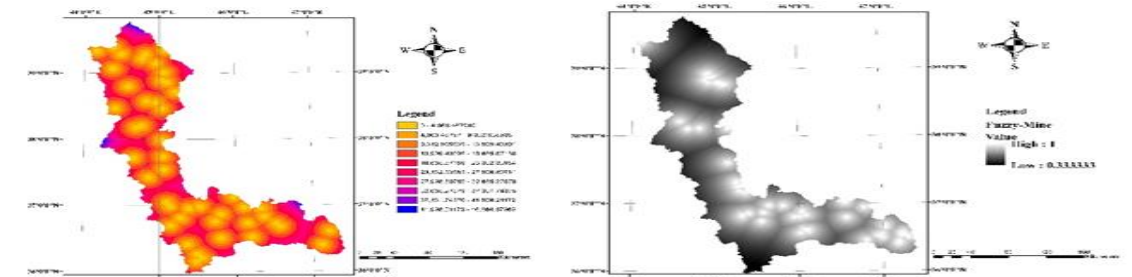
مطالعه در ارتباط با یافتن مناسب‌ترین محل جهت مکان یابی کاری است که توسط افراد و سازمان‌ها بر اساس روالی منظم انجام می‌شود. این کار ممکن است برای مکان یابی یک کارخانه و یا هر مکان دیگر انجام گیرد. استفاده از GIS برای انتخاب یک مکان به این صورت است که ابتدا تعدادی از لایه‌های اطلاعاتی تهیه شده که هر لایه اطلاعات و داده‌هایی از یک معیار تعیین کننده مکان جداگانه‌ای را شامل می‌شود.

منطق فازی

مجموعه‌های فازی در ریاضیات به مجموعه‌هایی گفته می‌شوند که عضویت همه یا بعضی از اعضای مجموعه به طور کامل مشخص و روشن نیست یعنی عناصر آن به صورت نسبی متعلق به آن مجموعه هستند. یک مجموعه فازی، در واقع تعمیم یافته یک مجموعه کلاسیک است. بطوریکه این اجازه را می‌دهد تا مقداری را در بازه (۰،۱) اختیار کند. مجموعه‌های فازی بر خلاف مجموعه‌های قطعی عناصر به دو دسته عضو و غیر عضو تقسیم نمی‌شوند بلکه میزان قطعیت عناصر مختلف در مجموعه‌های فازی بین ۰ و ۱ متغیر است.

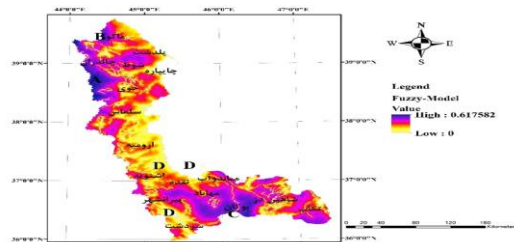
نتایج و بحث

در این مطالعه با توجه به اهداف انتخابی که مکانیابی کارخانه برای واحد سنگ‌بری بوده است، لایه‌های لازم در حد توان و کافی انتخاب و در محیط Arc GIS وارد شده است. این لایه‌ها شامل اطلاعات زیاد بوده و از اهمیت بسیاری برای مکانیابی برخوردار هستند. از جمله لایه‌های مورد استفاده در این مطالعه می‌توان به لایه‌های معادن استان، راه‌های استان، رودهای استان، پارک‌های ملی موجود در استان، مناطق حفاظت شده استان، ریل‌های راه‌آهن استان، حوزه‌های مربوط به وجود خطر سیل، مناطق گسلی موجود در استان، سدهای استان، شیب و ارتفاع استان اشاره نمود. برای مکانیابی باید ابتدا تاثیر فاصله نقاط مختلف موجود در هر لایه نسبت به اراضه‌های موجود در لایه تعیین گردد (شکل ۲). در مرحله بعد نزدیکی و دوره به هر یک از لایه‌ها و اطلاعات موجود در آن برای ایجاد کارخانه سنگبری مورد توجه قرار گیرد (شکل ۲). برای این منظور از قابلیت عضویت‌دهی نرم افزار Arc GIS که دارای توابع مختلفی است استفاده می‌شود. لایه‌های حاصل از عضویت‌دهی در نرم‌افزار Arc GIS که به صورت تئوری فازی به وجود آمده‌اند، در نقش مجموعه‌های فازی ظاهر شده و توسط عملگرهای مختلف می‌توانند ترکیب گردند. که در این مطالعه برای به دست آوردن نتیجه از عملگر گاما استفاده شده است. عملگر گاما بر حسب دو عملگر ضرب و جمع جبری است، که در حالت کلی با توجه به ویژگی‌ها خود توانایی یافتن بهتر جواب را دارا است.



شکل ۲) فاصله داری شهرها و عضویت دهی معادن استان

با استفاده از این عملگر در نهایت نقشه نهایی برای مکانیابی محل احداث کارخانه سنگبری به صورت شکل (۳) مشخص شده است. با توجه به نقشه به دست آمده در شکل (۵)، بیشترین امتیاز مربوط به محل احداث کارخانه سنگبری برابر ۰.۶۱۷ بوده که به طور کلی در سه منطقه A، B و C است. همچنین کمترین امتیاز مربوط به محل احداث نیز برابر صفر بود و مربوط به مناطق محافظت شده و پارک‌های ملی است که در شکل با D نشان داده شده است. در نهایت برای رتبه بندی محل‌های به دست آمده از منطق فازی در نرم‌افزار Arc GIS باید از نظرات کارشناسان خبره این موضوع بهره کامل را گرفت. همچنین پیشنهاد می‌گردد برای ادامه مطالعات لایه‌های دیگری همچون محل شهرک‌های صنعتی استان، پایانه‌های مرزی و شبکه توزیع برق و غیره نیز وارد نرم‌افزار گردد تا نتیجه حاصل به صورت کامل و با اشتباه کمتری باشد.



شکل ۳) نقشه نهایی مربوط به مکانیابی محل احداث کارخانه سنگبری با استفاده از عملگر گاما در Arc GIS

نتیجه گیری

با توجه به موقعیت جغرافیا استان آذربایجان غربی و قرارگیری آن در همسایگی سه کشور و نیز دارا بودن بخش عمده ای از ذخایر معادن سنگ ساختمانی و نما این استان نیازمند ایجاد و احداث یک کارخانه سنگبری در سطح پیشرفته است. ابتدایی‌ترین کار برای احداث هر پروژه‌ای انتخاب محل بهینه برای ساخت آن است. در این مطالعه از ویژگی منطق فازی نرم افزار Arc GIS برای مکانیابی استفاده شد. نتایج بیان کننده بهترین مکان‌ها و بدترین مکان‌ها با توجه به لایه‌های محل پارک‌های ملی، مناطق حفاظت، محل‌های احتمال وقوع سیل، گسل‌ها، سدها، جاده‌ها، خطوط ریلی راه‌آهن، رودها، معادن، شهرها، شیب و ارتفاع صورت گرفت. سه منطقه به عنوان بهترین محل برای ساخت کارخانه سنگبری یافت شد، که انتخاب مناسبترین آن‌ها نیازمند بررسی فنی و اقتصادی کارشناسان است. همچنین سه منطقه به دلیل قرار گیری در نزدیک محل‌های حفاظت شده به عنوان بدترین محل انتخاب شده است.

مراجع

آمار معادن استان آذربایجان غربی، ۱۴۰۰. سازمان صنعت، معدن و تجارت استان آذربایجان غربی.

عطائی، م، ۱۳۸۷. انتخاب محل مناسب برای احداث کارخانه آلومینا-سیمان با استفاده از روش الکترونیکی. نشریه بین المللی علوم مهندسی دانشگاه علم و صنعت ایران، ویژه نامه مهندسی مواد و معدن، دوره ۱۹، شماره ۹، صفحه ۵۵ تا ۶۳.

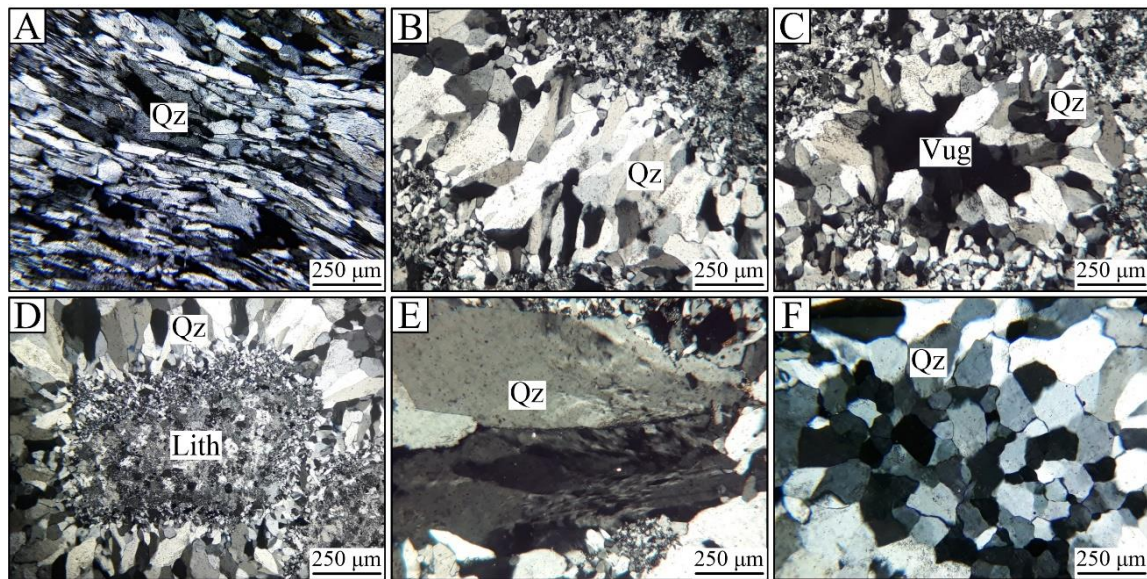
فصلنامه‌ی خبری، آموزشی و پژوهشی دنیای سنگ، ۱۴۰۰. شماره ۳۴، انجمن سنگ ایران.

صفری، م، ۱۳۸۸. انتخاب محل تاسیسات سطحی (سایت کارخانه و سد باطله) معدن سنگ آهن GIS و سنگان با استفاده از روش‌های تصمیم گیری چندمعیاره. دانشگاه صنعتی شاهرود.

کانی‌شناسی کانسنگ و باطله در رخداد معدنی سرب-روی-مس (طلا) اپی‌ترمال گوو-کمر، کمر بند فلز زایی طارم-هشتجین، استان اردبیل

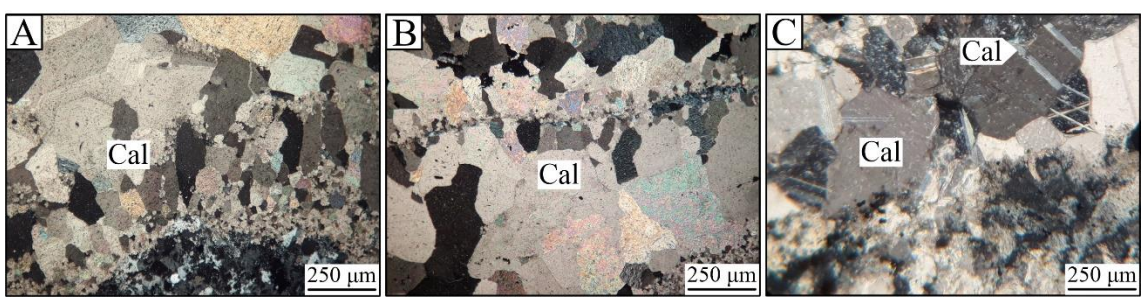
فاطمه حسنی سوقی^{۱*}، علی اصغر کلاگری^۲، قهرمان سهرابی^۳، رامین صادقی^۴

- ۱- دانشجوی دکتری، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
- ۲- استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
- ۳- دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران
- ۴- استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از انواع بافت‌های کوارتز موجود در رخداد معدنی گوو-کمر.

کلسیت دومین کانی باطله در رخداد معدنی گوو-کمر است که اغلب در مقیاس میکروسکوپی به صورت بلورهای ریز و درشت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با بافت رگچه‌ای، شانهای، پوسته‌ای، پرکننده فضای خالی و تیغه‌ای قابل رؤیت است (شکل ۴- A تا C). سریسیت و کلریت به صورت بلورهای ریز تا متوسط در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شوند. در برخی بخش‌ها، کلریت بافت اسفرولیتی نشان می‌دهد. اپیدوت به طور عمده به صورت بلورهای ریز تا متوسط بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار حضور دارد و اغلب بافت‌های رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی را نشان می‌دهد.



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از انواع بافت‌های کلسیت موجود در رخداد معدنی گوو-کمر.

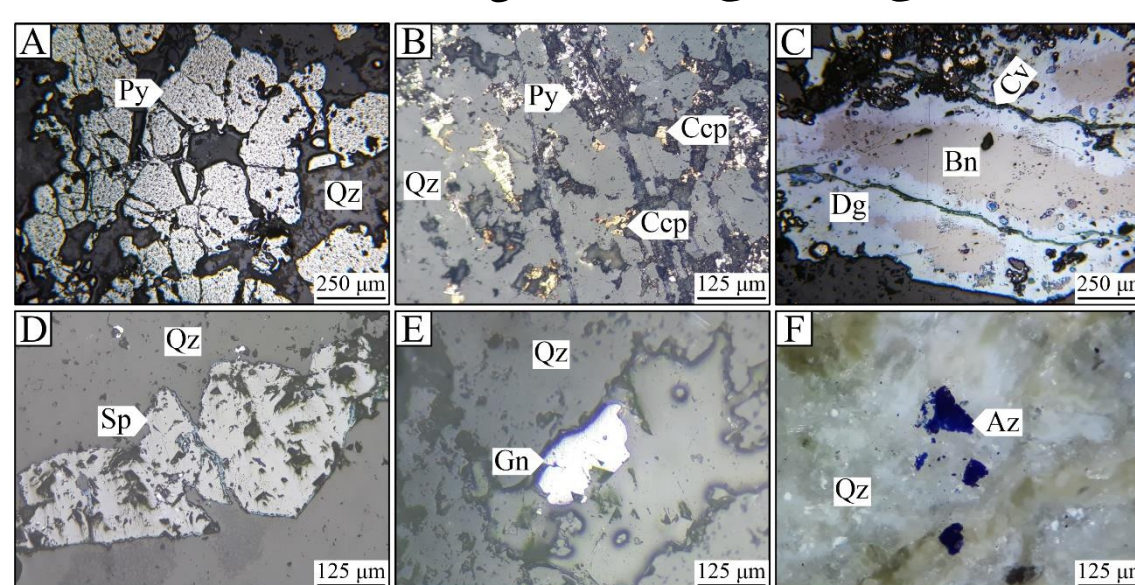
نتیجه‌گیری

مطالعات کانه‌نگاری نمونه‌های برداشت‌شده از پهنه‌های کانه‌دار در رخداد معدنی گوو-کمر نشان‌دهنده حضور پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، اسفالریت و گالن به همراه طلا است. گوتیت، هماتیت، کولیت، کالکوسیت، دیژنیت، مالاکیت و آزوریت در اثر فرآیندهای برون‌زاد تشکیل شده‌اند. کوارتز، کلسیت، سریسیت، کلریت و اپیدوت، کانی‌شناسی اصلی مواد باطله را در این رخداد معدنی تشکیل می‌دهند. بر اساس این مطالعات، بافت کانه‌ها و مواد باطله شامل رگه-رگچه‌ای، برشی، دانه‌پراکنده، جانیشینی، بازماندی، نواری، شانهای، پوسته‌ای، پرکننده فضای خالی، تیغه‌ای، کوکاد، پرماند و موزائیکی است. این ویژگی‌ها بیانگر کانه‌زایی نوع اپی‌ترمال در منطقه مورد مطالعه است.

مراجع

- Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East (scale 1:5,000,000). Geological Survey of Iran.
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Azizi, H., Wilkinson, C. M., Ganerod, M., 2015. Geochemistry and geochronology of the volcano-plutonic rocks associated with the Glojeh epithermal gold mineralization, NW Iran. *Open Geosciences* 7, 207-222.
- Ghorbani, M., 2013. The economic geology of Iran: Mineral deposits and natural resources. Springer, London, 569 p.

پیریت معمولاً به صورت هم‌رشد با کالکوپیریت و اسفالریت نیز حضور دارد (شکل ۲- B). بلورهای پیریت اغلب از حاشیه‌ها توسط گوتیت و هماتیت جانشین شده و تنها بقایایی از آنها به صورت بافت بازماندی قابل مشاهده است. کالکوپیریت از فراوانی کمتری نسبت به سایر کانی‌ها برخوردار بوده و به صورت بلورهای ریز نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و به حالت دانه‌پراکنده در زمینه سیلیسی یافت می‌شود (شکل ۲- B). بلورهای کالکوپیریت اغلب از حاشیه‌ها و در امتداد شکستگی‌ها به کولیت، کالکوسیت، دیژنیت، مالاکیت، آزوریت و گوتیت دگرسان شده‌اند. کانی بورنیت به طور عمده همراه با کالکوپیریت حضور داشته و به طور ترجیحی جانشین آن شده است. این کانی طی فرآیندهای برون‌زاد اغلب از حاشیه‌ها و در امتداد شکستگی‌ها به کولیت و دیژنیت دگرسان شده است (شکل ۲- C). اسفالریت پس از پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی در رخداد معدنی گوو-کمر بوده و به صورت بلورهای ریز تا درشت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود (شکل ۲- D). این کانی اغلب با بلورهای پیریت هم‌رشدی نشان می‌دهد. گالن به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و به حالت دانه‌پراکنده در زمینه سیلیسی حضور دارد (شکل ۲- E). این کانی معمولاً دارای رخ‌های مثلثی شکل بوده و اغلب به طور هم‌زمان با پیریت تشکیل شده است. طلا در ابعاد بسیار کوچک و به مقدار کم در بخش‌های کانه‌دار قابل مشاهده است. طلا اغلب به صورت آزاد داخل بلورهای کوارتزی یافت می‌شود. در برخی قسمت‌ها، طلا به صورت بلورهای بسیار ریز درون کالکوپیریت نیز مشاهده می‌شود. گوتیت، هماتیت، کولیت، کالکوسیت، دیژنیت و آزوریت حاصل فرآیندهای برون‌زاد هستند و اغلب به صورت پرکننده فضاهای خالی دیده می‌شوند (شکل ۲- F).



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از کانه‌های موجود در رگچه‌های کوارتزی رخداد معدنی گوو-کمر.

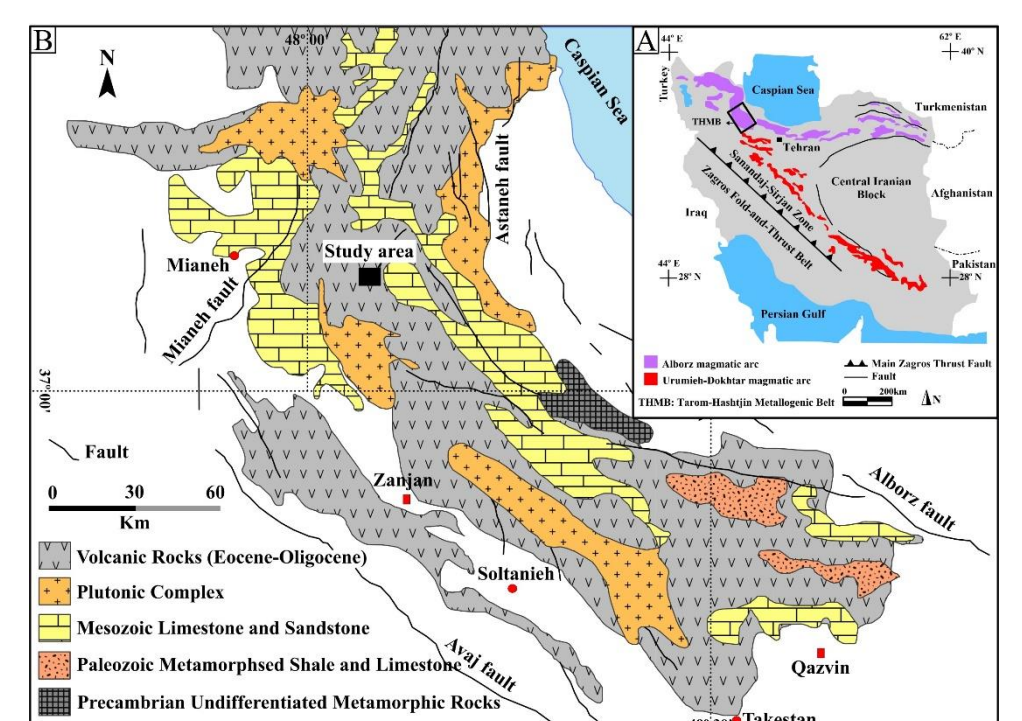
کوارتز باطله اصلی در این منطقه بوده که به صورت هم‌زمان با مرحله اصلی کانه‌زایی تشکیل شده است. این کانی به صورت بلورهای ریز تا درشت و بی‌شکل تا شکل‌دار در رگه-رگچه‌های کانه‌دار مشخص می‌شود. بلورهای کوارتز به رنگ شیری تا خاکستری تیره دیده شده و اندازه‌ای کمتر از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر دارند. در مقاطع میکروسکوپی، این کوارتزها معمولاً بافت‌های رگچه‌ای، برشی، نواری، شانهای، پرکننده فضای خالی، کوکاد، پرماند و موزائیکی را نشان می‌دهند (شکل ۳- A تا F).

چکیده

رخداد معدنی سرب-روی-مس (طلا) اپی‌ترمال گوو-کمر به عنوان بخشی از کمر بند فلز زایی طارم-هشتجین در فاصله تقریباً ۱۲ کیلومتری جنوب غرب هشتجین، استان اردبیل، شمال غرب ایران واقع شده است. کانه‌زایی در منطقه گوو-کمر به صورت رگه-رگچه‌ای در میزبان واحدهای سنگی آتشفشانی و آذرآواری ائوسن (سازند کرج) روی داده است. دگرسانی‌های گرمایی در منطقه مورد مطالعه شامل انواع دگرسانی‌های سیلیسی، فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک هستند. کانی‌های فلزی درون‌زاد در رخداد معدنی گوو-کمر شامل کانی‌های پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، اسفالریت، گالن و طلا هستند. کانی‌های فلزی برون‌زاد نیز در رخداد معدنی گوو-کمر متشکل از گوتیت، هماتیت، کولیت، کالکوسیت، دیژنیت، مالاکیت و آزوریت هستند. کانی‌های کوارتز، کلسیت، سریسیت، کلریت و اپیدوت، کانی‌های اصلی باطله را در این رخداد معدنی تشکیل می‌دهند.

مقدمه

کمر بند فلز زایی طارم-هشتجین از چهار واحد چینه‌ای-ساختاری تشکیل شده است که عبارتند از (Ghasemi Siani et al., 2015؛ شکل ۱): ۱) مجموعه سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین، ۲) مجموعه سنگ‌های دگرگونی کامبرین و پرمین، ۳) ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک وابسته به ژوراسیک تا کرتاسه و ۴) سنگ‌های آتشفشانی-نفوذی ائوسن-الیگوسن. چرخه فعالیت ماگمایی البرز در فاصله زمانی ائوسن-الیگوسن منجر به تشکیل و گسترش مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین (آتشفشانی، نفوذی و نیمه عمیق) و آذرآواری همراه با رخداد کانه‌زایی‌های متنوع در کمر بند فلز زایی طارم-هشتجین شده است (Alavi, 1991; Ghorbani, 2013).



شکل ۶- A: موقعیت کمر بند فلز زایی طارم-هشتجین در بخش غربی کمان ماگمایی البرز (با تغییراتی از علوی (Alavi, 1991)) و B: نمایی کلی از زمین‌شناسی کمر بند فلز زایی طارم-هشتجین.

بحث

پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی در رخداد معدنی گوو-کمر است و به صورت بلورهای ریز تا درشت (اندازه بین کمتر از ۱۰ میکرون تا چند میلی‌متر) بی‌شکل تا شکل‌دار با بافت دانه‌پراکنده و رگچه‌ای دیده می‌شود (شکل ۲- A). ضخامت رگچه‌های پیریتی از چند میکرون تا ۳۰۰ میکرون متغیر است.

منشاء رگه‌های اپی‌ترمال فلزات پایه و گرانها در منطقه قره‌چای - کورملا بر اساس شواهد ایزوتوپ‌های پایدار

زهرا حسنی سوقی^{۱*}، علی اصغر کلاگری^۲، قهرمان سهرابی^۳

- ۱- دانشجوی دکتری، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
۲- استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
۳- دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

چکیده

رگه‌های فلزات پایه و گرانهای قره‌چای - کورملا در فاصله ۲ کیلومتری جنوب شهر تیکمه‌داش و ۷۵ کیلومتری جنوب شرق تبریز قرار گرفته و بخشی از منطقه طلا دار میانه - بستان آباد در پهنه البرز غربی - آذربایجان است. کانه‌زایی در منطقه قره‌چای - کورملا به صورت رگه - رگچه‌های کوارتزی با میزبان واحدهای آتشفشانی - آذرآواری ائوسن و توده نفوذی آلکالی‌گرانیته رخ داده است. دگرسانی‌های قابل تشخیص در اطراف رگه - رگچه‌های کوارتزی شامل انواع سیلیسی، فلیک، آرزیلیک و پروپیلیتیک هستند. کانه‌زایی در منطقه قره‌چای - کورملا طی سه مرحله شکل گرفته است. در مرحله اول کانه‌زایی، کانی‌های کوارتز، پیریت، کالکوپیریت و بورنیت تشکیل شده‌اند. مرحله دوم کانه‌زایی با حضور کانی‌های کوارتز، گالن و اسفالریت به همراه پیریت و کالکوپیریت قابل شناسایی است. مرحله سوم کانه‌زایی حاوی کوارتز همراه با کانی‌های اکسیدی - هیدروکسیدی منگنز (پیرولوزیت و پسیلوملان) است. مقادیر ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد در منطقه قره‌چای - کورملا حاکی از آن است که سیالات کانه‌ساز در این منطقه دارای منشاء ماگمایی بوده‌اند.

مقدمه

به اتم‌های یک عنصر که عدد اتمی یکسان ولی عدد جرمی متفاوت دارند، ایزوتوپ می‌گویند. ایزوتوپ‌ها به دو دسته ایزوتوپ‌های پایدار و ایزوتوپ‌های ناپایدار تقسیم می‌شوند. ایزوتوپ‌های پایدار به عناصر دیگر تجزیه نمی‌شوند، در مقابل ایزوتوپ‌های ناپایدار پرتوزا هستند و هسته آن‌ها به مرور زمان متلاشی می‌شود و به عناصر دیگر تجزیه می‌شوند.

بحث

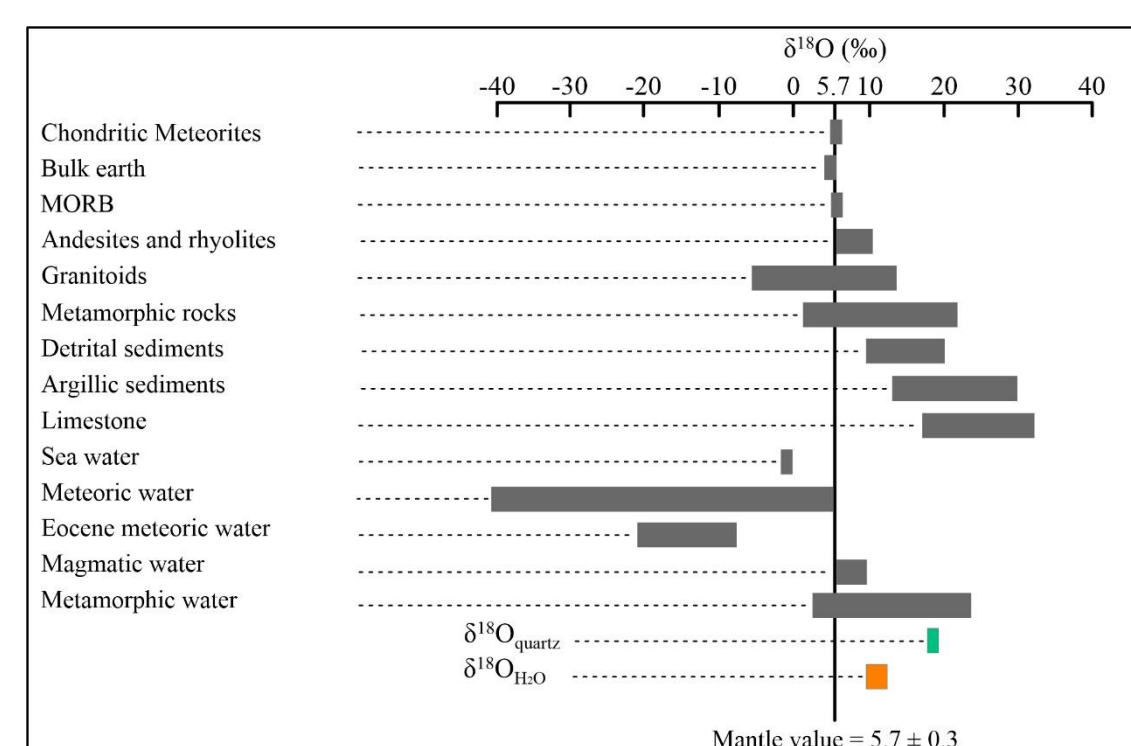
مقادیر ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد نمونه‌های منطقه قره‌چای - کورملا در جدول ۱ نشان داده شده است. مقدار $\delta^{18}\text{O}$ برای کوارتز مرحله اول کانه‌زایی $+18/2$ در هزار و برای کوارتز مرحله دوم کانه‌زایی در محدوده $+18/2$ تا $+18/8$ در هزار اندازه‌گیری شده است (جدول ۱). میزان $\delta^{18}\text{O}$ کوارتز مرحله سوم حدود $+18$ در هزار مشخص شده است (جدول ۱). ترکیب ایزوتوپی اکسیژن سیالات گرمابی در تعادل با کوارتز با استفاده از مقادیر میانگین دماهای همگن شدن میانبارهای سیال از همان مرحله کانه‌زایی (۲۹۵، ۲۷۴ و ۲۴۵ درجه سانتی‌گراد به ترتیب برای مراحل اول، دوم و سوم) و بر اساس رابطه پیشنهادی Méheut et al. (2007) محاسبه شد. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ سیال گرمابی در کوارتز مرحله اول کانه‌زایی حدود $+12/5$ در هزار و در کوارتز مرحله دوم کانه‌زایی در محدوده بین $+11/5$ تا $+12/1$ در هزار تعیین شد (جدول ۱). میزان $\delta^{18}\text{O}$ سیال گرمابی در کوارتز مرحله سوم کانه‌زایی نیز $+9/7$ در هزار به دست آمد (جدول ۱).

میزان $\delta^{34}\text{S}$ در کانی‌های سولفیدی (کالکوپیریت، گالن و اسفالریت) در گستره $-1/6$ تا $-3/6$ در هزار (با میانگین $-2/7$ در هزار) متغیر است (جدول ۱). اگر میانگین دمای همگن شدن میانبارهای سیال به عنوان دمای تعادلات ایزوتوپی در نظر گرفته شود، با استفاده از این دما و با توجه به معادله Li and Liu (2006)، مقدار $\delta^{34}\text{S}$ سیال گرمابی در تعادل با کانی‌های سولفیدی در بازه بین $-1/5$ تا $-3/4$ در هزار (با میانگین $-2/3$ در هزار) قرار دارد (جدول ۱).

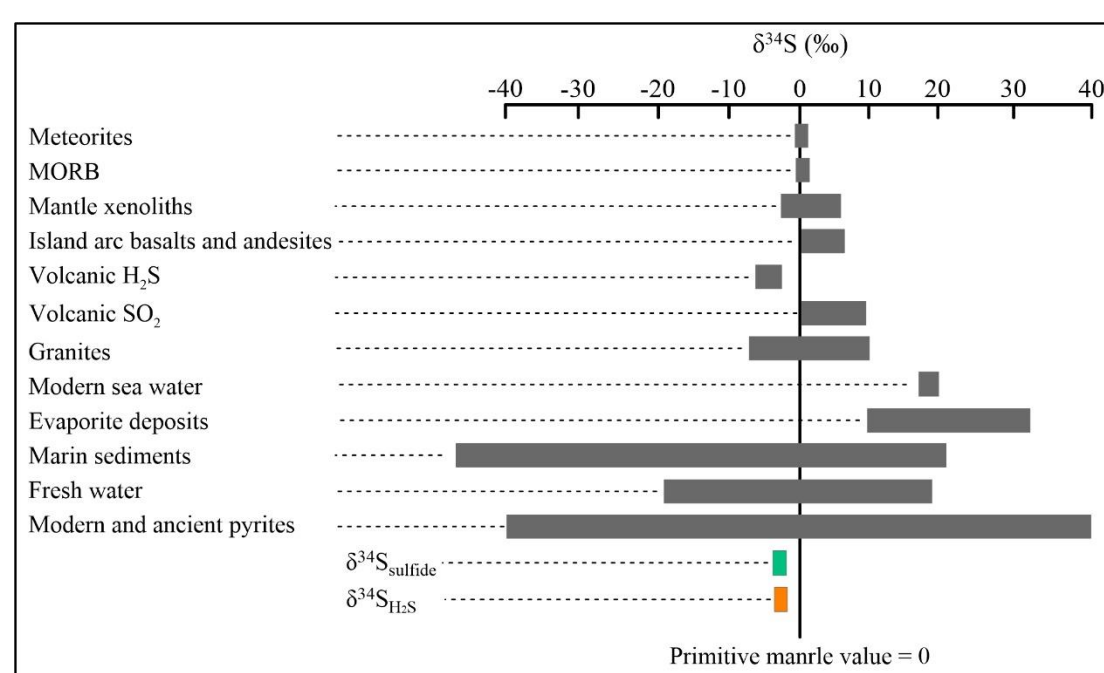
جدول ۱- مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و گوگرد در منطقه قره‌چای - کورملا.

Sample no.	Stages of mineralization	Mineral	$\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$ (% VSMOW)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (% VSMOW)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfide}}$ (% CDT)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ (% CDT)
T-01	1	Chalcopyrite			-3.3	-3.4
T-02	2	Chalcopyrite			-2.4	-2.5
T-03	2	Galena			-3.6	-1.5
T-04	2	Sphalerite			-1.6	-1.9
T-05	1	Quartz	+18.2	+12.5		
T-06	2	Quartz	+18.8	+12.1		
T-07	2	Quartz	+18.2	+11.5		
T-08	3	Quartz	+18.0	+9.7		

ترکیب ایزوتوپی اکسیژن سیال گرمابی در تعادل با کوارتز در منطقه قره‌چای - کورملا در بازه بین $+9/7$ تا $+12/5$ در هزار قرار دارد (جدول ۱) که نشان می‌دهد سیالات کانه‌ساز به طور عمده دارای منشاء ماگمایی بوده‌اند (شکل ۱). مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ کانی‌های سولفیدی (کالکوپیریت، گالن و اسفالریت) در منطقه قره‌چای - کورملا در رنج محدودی ($-1/6$ تا $-3/6$ در هزار) تغییر می‌یابد (جدول ۱) که نشان می‌دهد آن‌ها تحت شرایط فیزیکوشیمیایی پایدار تشکیل شده و از یک منبع نسبتاً همگن نشأت گرفته‌اند (شکل ۲). میزان $\delta^{34}\text{S}$ سیال گرمابی ($-1/5$ تا $-3/4$ در هزار) در منطقه قره‌چای - کورملا (جدول ۱) بیانگر منشاء ماگمایی (شکل ۲) گوگرد سیال کانه‌ساز است (Faure, 1986; Calagari, 2003; Chen et al., 2009; Hoefs, 2015). با توجه به اینکه سنگ‌های میزبان منطقه مورد مطالعه از نوع سنگ‌های آذرین هستند، احتمال بیشتری وجود دارد که گوگرد سیالات کانه‌ساز از شسته شدن سنگ‌های میزبان منشاء گرفته باشد.



شکل ۱- مقایسه مقادیر ایزوتوپی اکسیژن منطقه قره‌چای - کورملا با مقادیر ایزوتوپی اکسیژن در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی (Rollinson, 1993; Hoefs, 2015).



شکل ۲- مقایسه مقادیر ایزوتوپی گوگرد منطقه قره‌چای - کورملا با مقادیر ایزوتوپی گوگرد در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی (Rollinson, 1993; Hoefs, 2015).

نتیجه‌گیری

در حالت کلی، ترکیب ایزوتوپی اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$) در منطقه قره‌چای - کورملا ($+9/7$ تا $+12/5$ در هزار) پیشنهاد می‌کند که سیالات کانه‌ساز به طور عمده دارای منشاء ماگمایی بوده‌اند. همچنین، نتایج ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد ($\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$) در منطقه مورد مطالعه ($-1/5$ تا $-3/4$ در هزار) بیانگر منشاء ماگمایی سیال گرمابی است.

مراجع

- Calagari, A.A., 2003. Stable isotope (S, O, H and C) studies of phyllic and potassic-phyllic alteration zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21 (7), 767-780.
- Chen, Y.J., Pirajno, F., Li, N., Guo, D.S., Lai, Y., 2009. Isotope systematics and fluid inclusion studies of the Qiyugou breccia pipe-hosted gold deposit, Qinling Orogen, Henan province, China: implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews* 35 (2), 245-261.
- Faure, G., 1986. Principles of isotope geology, 2nd edition. John Wiley and Sons, New York, 589 pp.
- Hoefs, J., 2015. Stable isotope geochemistry, 7th edition. Springer International Publishing, Switzerland.
- Li, Y.B., Liu, J.M., 2006. Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides. *Geochimica Cosmochimica Acta* 70 (7), 1789-1795.
- Méheut, M., Lazzeri, M., Balan, E., Mauri, F., 2007. Equilibrium isotopic fractionation in the kaolinite, quartz, water system: prediction from first-principles density-functional theory. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71 (13), 3170-3181.
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman, United Kingdom, 352 pp.

بررسی تغییرات میدان مغناطیسی زمین به عنوان پیش‌نشانگرهای مغناطیسی برای زمین‌لرزه‌های ۱۴۰۰/۲۷/۰۴ و ۲۹/۰۱/۱۴۰۰ در بوشهر *علی شاهسوند^۱، همایون علیمرادی خمارتاجی^۲، حبیب رحیمی^۳، محمد امیری^۴.

چکیده:

کشور ایران به دلیل قرار گرفتن بر روی کمربند لرزه‌خیز آلپ-همپالیا همواره در معرض خطر وقوع زمین‌لرزه‌های مخرب قرار دارد و تاکنون چندین زمین‌لرزه بزرگ در آن به وقوع پیوسته است که باعث خسارات مالی و جانی زیادی شده است و همین امر موجب گردیده تا توجه به زمین‌لرزه و تحقیق در زمینه‌های مختلف آن تبدیل به امری ضروری و اجتناب ناپذیر گردد. در این تحقیق دو زمین‌لرزه رخ داده در استان بوشهر در تاریخ ۲۹ فروردین ۱۴۰۰ و ۲۷ تیر ۱۴۰۰ با بزرگی‌های ۵.۸ و ۵.۶ با استفاده از داده‌های ثبت شده ماهواره Swarm برای بررسی میدان مغناطیسی منطقه مورد نظر تحت بررسی قرار گرفته‌اند.

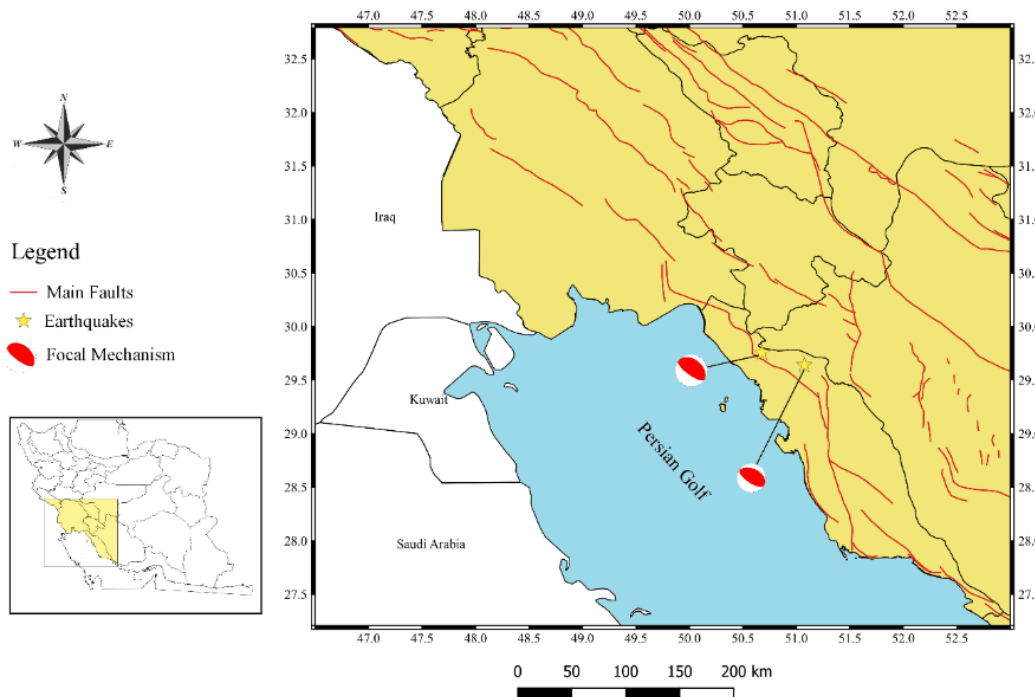
مقدمه و اهداف:

در کشورهای زلزله‌خیز مانند ایران که دارای جمعیت بالا، برج‌ها و ساختمان‌های بلند، بیمارستان، مراکز آموزشی، تجاری و تفریحی، شهرهای صنعتی، نیروگاه‌ها، پالایشگاه‌ها، چاه‌های نفت، سدها و ... هستند، داشتن آمادگی لازم جهت مقابله با زمین‌لرزه و تخمین از محدوده مکانی و زمانی وقوع آن از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشد. به همین دلیل یکی از مباحث مهم در کشورهای زلزله‌خیز، توانایی برآورد زمان وقوع با استفاده از پیش‌برخط و بررسی پیش‌نشانگرها قبل از رخداد زمین‌لرزه‌ها می‌باشد.

برای پیش‌بینی میان مدت و کوتاه مدت زمین‌لرزه‌ها می‌توان از پیش‌نشانگرها استفاده کرد. برای ثبت و به تصویر کشیدن پیش‌نشانگرها و یا تغییرات غیرخطی در شرایط فیزیکی زمین قبل از رویداد زمین‌لرزه از روش‌های ژئوفیزیکی، ژئوتکنیکی و لرزه-ای استفاده می‌شود.

بررسی‌ها در این مقاله شامل دو زمین‌لرزه می‌باشد که هر دو در استان بوشهر و به فاصله تقریبی ۳ ماه رخ داده‌اند. به گزارش مرکز لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران رویداد اول در تاریخ ۲۹ فروردین ۱۴۰۰ به وقت محلی ۱۲:۱۱:۴۹ در نزدیکی گناوه و با بزرگی ۵.۹ در مختصات عرض جغرافیایی ۲۹.۷۵۵۱ و طول جغرافیایی ۵۰.۶۷۸۴ رخ داده است. رویداد دوم در تاریخ ۲۷ تیر ۱۴۰۰ به وقت محلی ۲۰:۰۴:۱۷ در نزدیکی شهر خشت و با بزرگی ۵.۶ در مختصات عرض جغرافیایی ۲۹.۶۴ و طول جغرافیایی ۵۱.۰۷۴ رخ داده است. با توجه به این مسئله که ایران به پنج ایالت لرزه‌زمین‌ساختی تقسیم می‌شود (میرزانی و همکاران، ۱۹۹۸) این دو زمین‌لرزه هر دو در ایالت زاگرس قرار گرفته‌اند. در شکل ۱ می‌توان محل رومرکز این دو زمین‌لرزه را مشاهده کرد.

بررسی انجام شده در این مقاله بر روی داده‌های ماهواره‌ای جهت رصد کردن تغییرات میدان مغناطیسی زمین در منطقه‌ی مذکور می‌باشد. داده‌ها از بازه‌ی زمانی یک ماه پیش از وقوع زمین‌لرزه تا تاریخ رویداد زمین‌لرزه می‌باشند. این داده‌ها از طریق دو ماهواره‌های آلفا (A) و چارلی (C) وابسته به پروژه‌ی ماهواره‌ای Swarm به دست آمده‌اند.



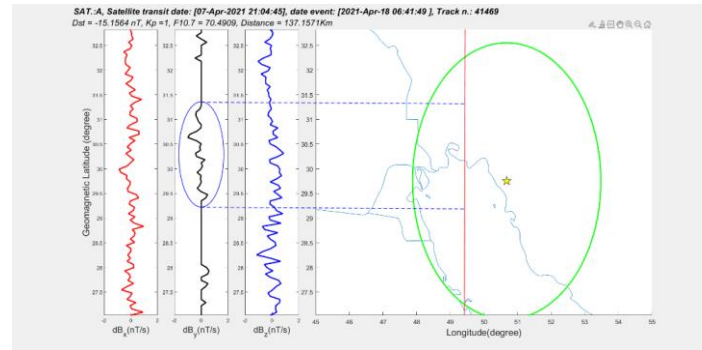
شکل (۱) - نمایش موقعیت مکانی رومرکز زمین‌لرزه‌های مورد بررسی.

نتیجه گیری

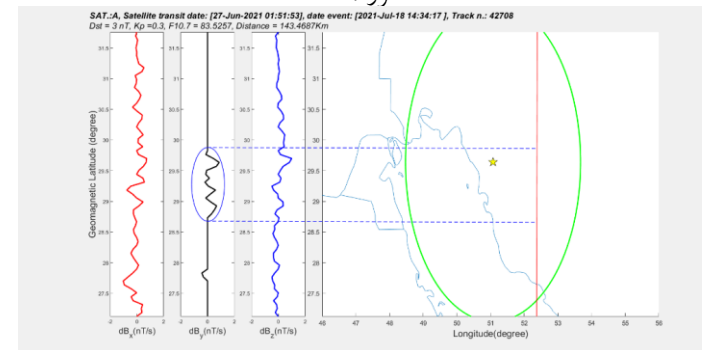
• این روش برای دو زمین لرزه مورد استفاده قرار گرفت و با توجه به نتایج به دست آمده می توان ناهنجاری های مغناطیسی پیش از وقوع زمین لرزه را در نزدیکی مناطق رومرکز زمین لرزه و در داخل ناحیه دوبروفسکی که با توجه به بزرگی هر زمین لرزه تعیین شد، مشاهده کرد. چنانچه این روش بررسی برای تعداد بالایی زمین لرزه مورد استفاده قرار بگیرد، می توان یک الگوریتم کلی از آن استخراج نمود که برای پیشرفت کار بررسی پیش نشانگرهای مغناطیسی و در نتیجه آمادگی برای مقابله مخاطرات زمین لرزه مفید واقع شود.

• مراجع

- امیری، م.، کرمانی، آ.، رحیمی، ح.، ۱۴۰۰، بررسی روش های پیش بینی میان مدت زمین لرزه با تمرکز بر پیش نشانگرهای لرزه شناختی، چهارمین همایش (گردهمایی) ملی علوم زمین، ۳-۲ اسفند ۱۴۰۰، تهران، ایران.
- مختاری، م.، شاه پسندزاده، م.، پیمینی فرد، ف.، مهشادزاده، ل.، شیرزایی، م.، مین، ب.، اکبری، م.، ۱۳۸۷، مقدمه ای بر مطالعات پیش بینی زمین لرزه، چاپ اول، شرکت ناقوس اندیشه، ۱۵۲ صفحه.
- Berberian, M., 1976. Contribution to the Seismotectonics of Iran, Part II. Geol. Surv. Iran, 39, 518p.
- Berberian, M., 2014. Earthquakes and Coseismic Surface Faulting on the Iranian Plateau; A Historical, Social, and Physical Approach. Elsevier, Developments in Earth Processes 17, 714 pages.
- Keilis-Borok, V.I., and Soloviev, A.A., (2003), Nonlinear dynamics of the lithosphere and earthquake prediction. Springer-verlag, Berlin, 166-172.
- Mirzaei, N., Mengtan, G., & Yuntai, C., 1998. Seismic Source Regionalization for Seismic Zoning of Iran: Major Seismotectonic Provinces. Journal of Earthquake Prediction Research 7, 465-495.
- I. P. Dobrovolsky, S. I. Zubkov, and V. I. Miachkin, "Estimation of the size of earthquake preparation zones," Pure Appl. Geophys., vol. 117, no. 5, pp. 1025-1044, 1979.
- A. De Santis, G. Balasis, F. J. Pavón-Carrasco, G. Cianchini, and M. Manda, "Potential earthquake precursory pattern from space: The 2015 Nepal event as seen by magnetic Swarm satellites," Earth Planet. Sci. Lett., vol. 461, pp. 119-126, 2017.
- K. J. Pinheiro, A. Jackson, and C. C. Finlay, "Measurements and uncertainties of the occurrence time of the 1969, 1978, 1991, and 1999 geomagnetic jerks," Geochemistry, Geophys. Geosystems, vol. 12, no. 10, 2011.



شکل ۲- ناهنجاری مشاهده برای رویداد ۲۹/۰۱/۱۴۰۰ شده توسط ماهواره ی آلفا در مولفه Y، ۱۱ روز پیش از وقوع زمین لرزه.



شکل ۳- ناهنجاری مشاهده شده برای رویداد ۲۷/۰۴/۱۴۰۰ توسط ماهواره ی آلفا در مولفه Y، ۲۱ روز پیش از وقوع زمین لرزه.

روش تحقیق

- همانطور که پیش از این گفته شد، داده های مورد نیاز برای بررسی پیش نشانگرهای مغناطیسی از طریق ماهواره های آلفا (A) و چارلی (C) و به وسیله سایت (<http://earth.esa.int/swarm>) به دست آمدند. پس از این کار داده ها در محیط نرم افزار متلب (MATLAB) به عنوان ورودی برای کدی که کار پردازش این داده ها را انجام می دهد، مورد استفاده قرار گرفتند.
- پس از اینکه داده های اولیه به روش مذکور در محیط نرم افزار متلب مورد پردازش قرار گرفتند، نمودارهای مربوط به هر بار عبور ماهواره از بالای ناحیه ی دوبروفسکی برای هر زمین لرزه به نمایش در می آید که با بررسی سه پارامتر Dst ، Kp و $F_{10.7}$ در صورت وجود ناهنجاری در هر یک از مولفه های مغناطیسی X (شمال)، Y (شرق) و Z (عمودی) مورد استفاده قرار گرفتند. در ادامه برخی از این ناهنجاری ها نمایش داده شده اند و مولفه های دارای ناهنجاری در آن ها مشخص گردیده است. رومرکز زلزله در این تصاویر با علامت ستاره طلایی رنگ مشخص شده است. همچنین خط سبز رنگ نشان دهنده ی محدوده ی دوبروفسکی و خط قرمز رنگ نشان دهنده ی مسیر عبور ماهواره بر فراز منطقه می باشد.



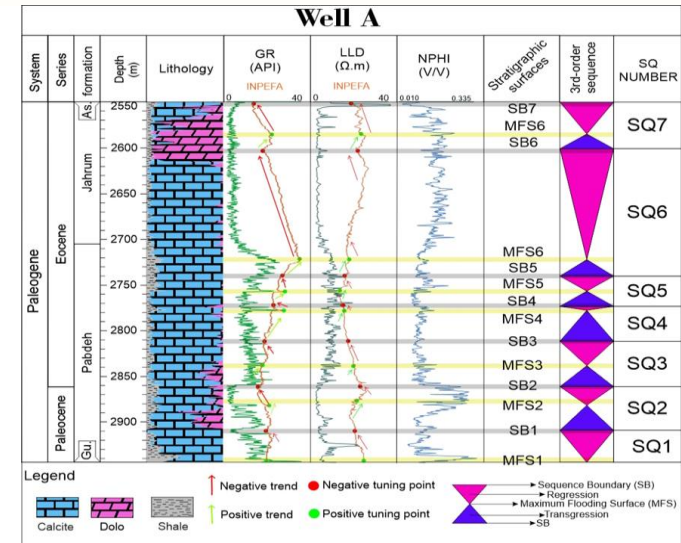
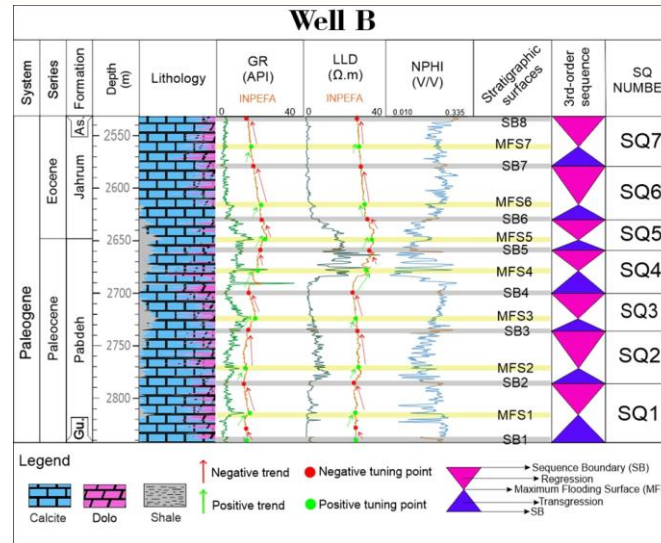
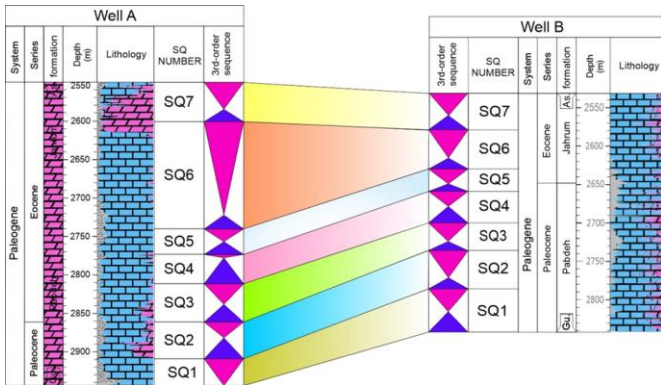
بیست و ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران
۲۱ و ۲۲ شهریور ماه ۱۴۰۲
دانشگاه ارومیه



بررسی چینه‌نگاری سکانسی سازندهای پابده-جهرم بوسیله روش‌های آماری در یکی از میادین نفتی فروافتادگی دزفول، جنوب غربی ایران

محدثه شوق انگیز^۱، علی اصغر ثیاب قدسی^۲، امید فلاحی خواه^۳

در این مطالعه، بر روی سازندهای پابده-جهرم که بترتیب با سن پالئوسن و ائوسن در حوضه رسوبی زاگرس شناخته می‌شوند، بررسی چینه‌نگاری سکانسی انجام شده است. زمین‌شناسان از دیرباز توجه خود را به سازندهای پابده و جهرم که به عنوان سنگ‌های منبع و مخزن در جنوب غربی ایران شناخته می‌شوند، معطوف داشته‌اند. مطالعه حاضر بر روی چینه‌نگاری سکانسی در دو چاه واقع در میادین نفتی فروافتادگی دزفول متمرکز شده است. در این تحقیق از نگارهای چاه و منحنی‌های INPEFA آن‌ها در نرم افزار Cyclog برای این بررسی استفاده شده است. با استفاده از این روش‌ها در هر چاه هفت سکانس رسوبی رده سوم شناسایی گردید که با یکدیگر انطباق نسبتاً خوبی داشته و تداوم جانبی توالی‌های چینه‌ای قابل ردیابی است. این تکنیک‌ها امکان شناسایی هفت توالی رسوبی مرتبه سوم در هر چاه را فراهم می‌آورد که همبستگی بسیار خوبی با یکدیگر دارند و می‌توان از آن‌ها برای ردیابی تداوم جانبی توالی‌های چینه‌شناسی استفاده کرد.



انطباق سکانس‌های رده سوم شناسایی شده سازندهای پابده - جهرم در دو چاه مورد مطالعه در یکی از میداین نفتی موجود در فروافتادگی دزفول

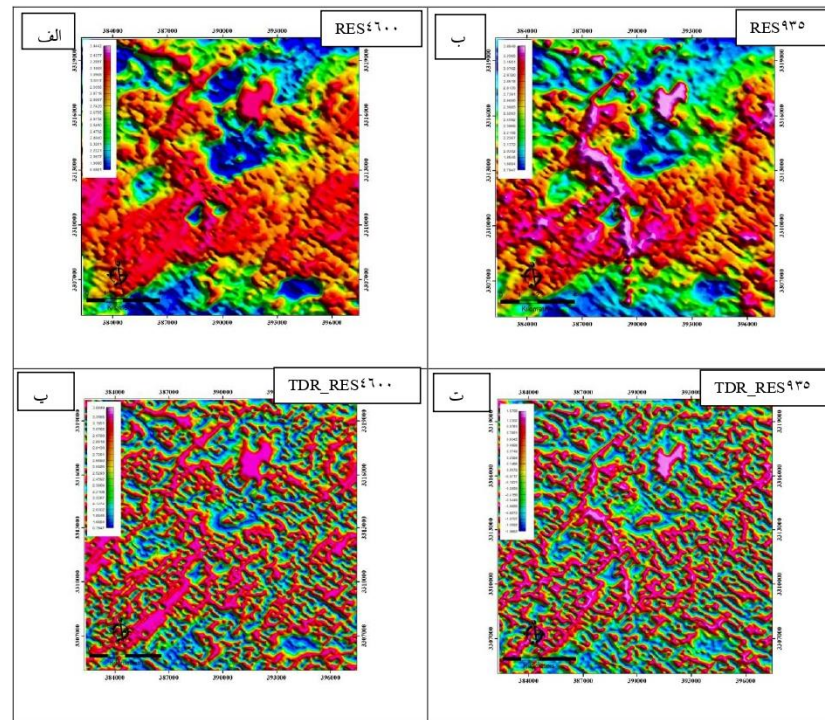
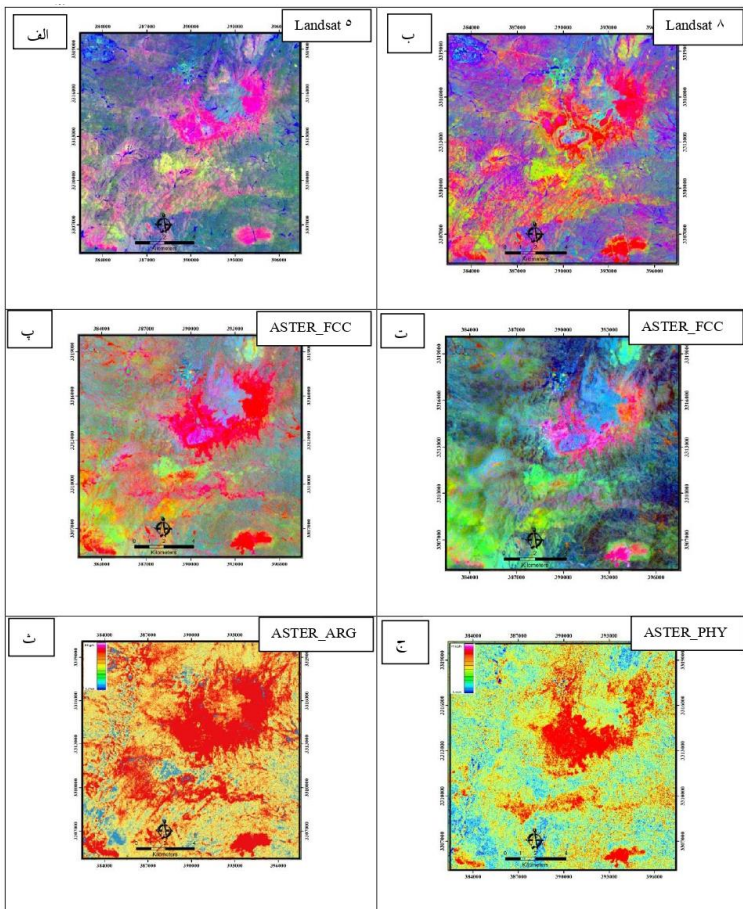
بررسی چینه نگاری سکانسی سازندهای پابده - جهرم از طریق روش INPEFA که برای نمودارهای پتروفیزیکی موجود

بررسی چینه نگاری سکانسی سازندهای پابده - جهرم از طریق روش INPEFA که برای نمودارهای پتروفیزیکی موجود

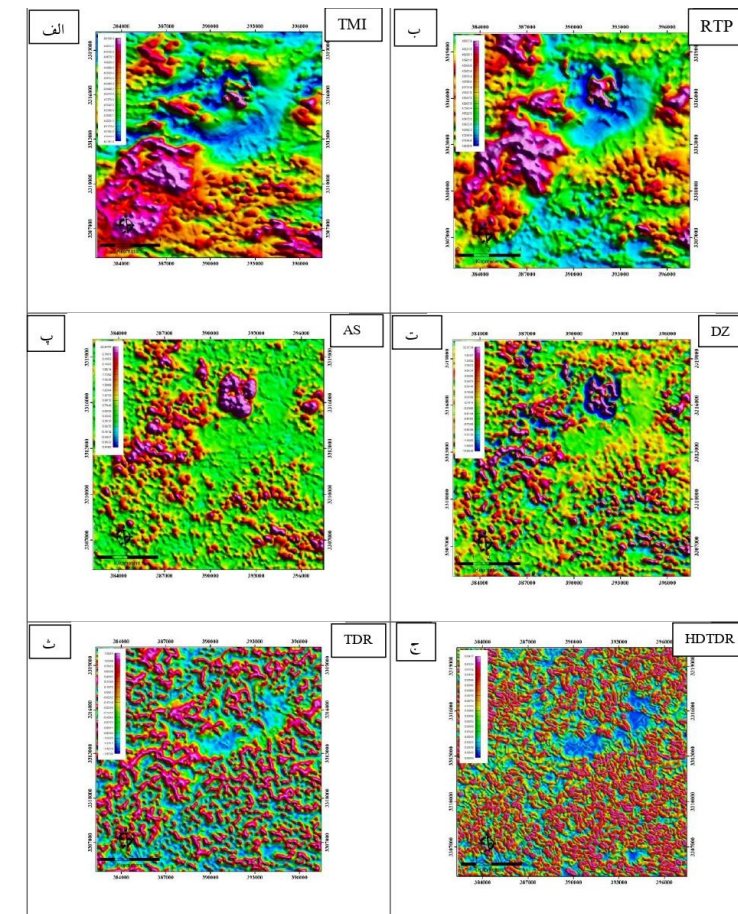
این پژوهش بر روی چینه‌نگاری سکانسی سازند پابده - جهرم در یکی از میداین نفتی فرو افتادگی دزفول تمرکز داشته و نتایج زیر حاصل شده: با توجه به ضخامت سکانس‌های رسوبی مورد مطالعه و تفسیرهای قبلی دیگران سکانس‌های تفسیر شده به عنوان سکانس رده‌ی سوم تفسیر میشود. در این مطالعه دو چاه متفاوت ۷ سکانس رده‌ی سوم برای سازندهای جهرم و پابده تشخیص داده شد. سکانس‌های رسوبی شناسایی شده در دوچاه با یکدیگر تطابق خوبی داشته و روند جانبی توالی‌های مورد مطالعه قابل ردیابی هستند.

کشف کانسار مس پورفیری سریدون و سایر محدوده های مستعد مس-طلا با استفاده از روش های ریاضی، داده های ژئوفیزیک هوابرد و تصاویر ماهواره ای

حجت شیرمرد*1، الناز حیدری 2 شهریار متوکل 3



شکل ۳: نتایج پردازش داده های ژئوفیزیک الکترومغناطیس هوابرد. الف- نقشه مقاومت ویژه در فرکانس ۴۶۰۰ هرتز. ب- نقشه مقاومت ویژه در فرکانس ۹۳۵ هرتز. پ- نقشه زاویه تیلت قائم برای مقاومت ویژه بدست آمده از فرکانس ۴۶۰۰ هرتز. ت- نقشه زاویه تیلت افقی برای مقاومت ویژه بدست آمده از فرکانس ۹۳۵ هرتز.



شکل ۲: نتایج پردازش داده های ژئوفیزیک مغناطیس سنجی هوابرد. الف- نقشه شدت کل میدان مغناطیس. ب- نقشه برگردان به قطب. پ- نقشه سیگنال تحلیلی. ت- نقشه مشق قائم. ث- نقشه زاویه تیلت قائم. ج- نقشه زاویه تیلت افقی.

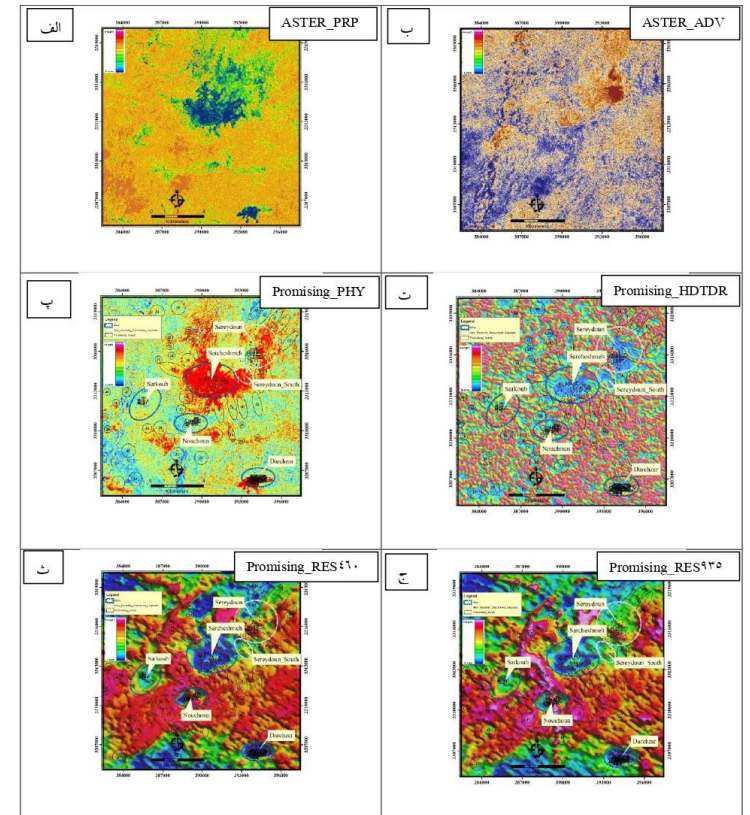


بیست و ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران ۲۱ و ۲۲ شهریور ماه ۱۴۰۲ دانشگاه ارومیه



کشف کانسار مس پور فیری سریدون و سایر محدوده های مستعد مس - طلا با استفاده از روش های ریاضی، داده های ژئوفیزیک هوابرد و تصاویر ماهواره ای

باتوجه به پردازش و تحلیل داده های ژئوفیزیک هوابرد مغناطیس سنجی و الکترومغناطیس و همچنین نتایج پردازش تصاویر ماهواره ای، محدوده سریدون به عنوان آنومالی با بالاترین اولویت شناسایی، تفکیک و پس از انجام حفاری های عمیق کشف شد. باتوجه بالا بودن میزان و شدت دگرسانی آرژلیک پیشرفته در محدوده آنومالی ژئوفیزیکی سریدون، می توان نتیجه گرفت که این کانسار عمیق بوده لذا نیاز به حفاری های شناسایی عمیق (حداقل ۱۰۰۰ متر) دارد. در نقشه های مقاومت ویژه، محدوده سریدون به دلیل دارا بودن زون های سیلیسی که در بخش های فوقانی کانسار تشکیل می شوند و شواهدی مبنی بر عمیق بودن زون کانی سازی دارند، لذا برخلاف محدوده های سرچشمه، نوچون، دره زار و سرکوه، این محدوده از مقادیر مقاومت ویژه نسبتا بالایی برخوردار می باشد. همچنین باتوجه به نقشه های مقاومت ویژه به نظر می رسد که کانسار سرکوه به سمت شمال شرق و جنوب غرب، کانسار نوچون نیز به سمت شرق و غرب و کانسار دره زار به سمت شمال و شمال غرب گسترش دارد. محدوده سریدون که قبلا توسط شرکت های مختلف بررسی و چندین گمانه نیز به عمق حدود ۶۰۰ متری حفر شده بود، به دلیل عدم دریافت نتایج مثبت، مقرر شده بود که به عنوان دامپ باطله معدن سرچشمه از آن استفاده شود که خوشبختانه این امر محقق نشد و کانسار سریدون به عنوان یک ذخیره در کلاس جهانی کشف و معرفی شد. تاکنون با حفر بیش از ۱۰۰ هزار متر گمانه اکتشافی ذخیره این کانسار حدود ۳.۵ میلیارد تن مس با عیار متوسط ۰/۴ درصد و عیار حد ۰/۱۵ درصد تخمین زده شده است. همچنین تعداد ۴۲ منطقه امید بخش دیگر نیز جهت انجام مطالعات اکتشاف تکمیلی در محدوده مورد مطالعه جهت اکتشاف کانی سازی مس پور فیری و مس طلای اپی ترمال شناسایی و پیشنهاد شد.



شکل ۱۵: نتایج پردازش و مناطق امید بخش شناسایی شده. الف- دگرسانی پروپلیتیک استخراج شده از تصویر ماهواره استر که نهی شدگی در این تصویر حائز اهمیت است. ب- دگرسانی آرژلیک پیشرفته استخراج شده از تصویر ماهواره استر که در محدوده سریدون شدت و گسترش آن بالا می باشد. پ- مناطق مستعد شناسایی شده (پلی گون های سفید) و معادن (پلی گون های مشکی) بر روی نقشه دگرسانی فیلکته. ت- مناطق مستعد شناسایی شده (پلی گون های سفید) و معادن (پلی گون های مشکی) بر روی نقشه زاویه تیلت افقی. ث- مناطق مستعد شناسایی شده (پلی گون های سفید) و معادن (پلی گون های مشکی) بر روی نقشه دگرسانی مقاومت ویژه فرکانس ۴۶۰۰ هرتز. ج- مناطق مستعد شناسایی شده (پلی گون های سفید) و معادن (پلی گون های مشکی) بر روی نقشه مقاومت ویژه فرکانس ۹۳۵ هرتز.

چکیده

جنوب استان اردبیل منطقه خلخال، از دیدگاه ژئودینامیکی و زمین ساختی از پیچیدگی ویژه‌ای برخوردار است. در همین راستا رژیم‌های تکتونیکی حاکم در زمان‌های مختلف زمین شناسی سبب دگرریختی سنگ‌ها شده است. آثار این دگرریختی‌ها در سنگ‌ها به صورت گسل‌ها، چین‌ها و دیگر ساختارهای تکتونیکی ثبت شده است. سازندهای مختلف زمین شناسی از پرموکرئونیفر تا عهد حاضر در این منطقه قابل مشاهده می‌باشند که در این تحقیق، ساختارهای دگرشکل یافته‌ی موجود در سازندهای آهکی کرتاسه و پس از آن، مورد مطالعه قرار گرفته اند. نتایج بررسی‌ها نشان می‌دهد رژیم تکتونیکی حاکم بر منطقه فشارشی-کششی می‌باشد، یعنی نیروهای غالب بر منطقه ابتدا به صورت فشارشی و سپس کششی عمل کرده است. راستای نیروهای وارده باعث شکل گیری ساختارهای خطی مختلف شده است که این ساختارها در زمان‌های مختلف تغییر روند داده و باعث ایجاد ساختارها و ناآرامی‌ها در منطقه شده است، به طوری که این ساختارها ابتدا دارای روند شمال غرب-جنوب شرق سپس روند شمال شرق و جنوب غرب را به خود می‌گیرد و در انتها دارای روند شمالی- جنوبی می‌شود که همین روند، روند غالب منطقه بوده و شکل گیری ساختارها بر همین مبنای انجام شده است.

بررسی تغییر روند ساختارهای خطی
جنوب استان اردبیل

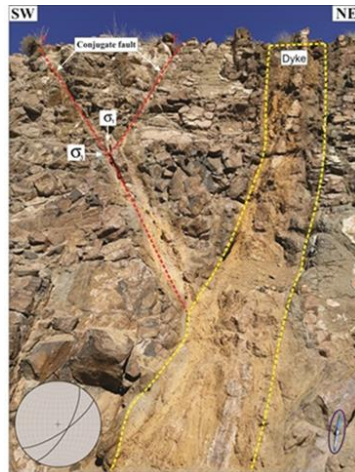
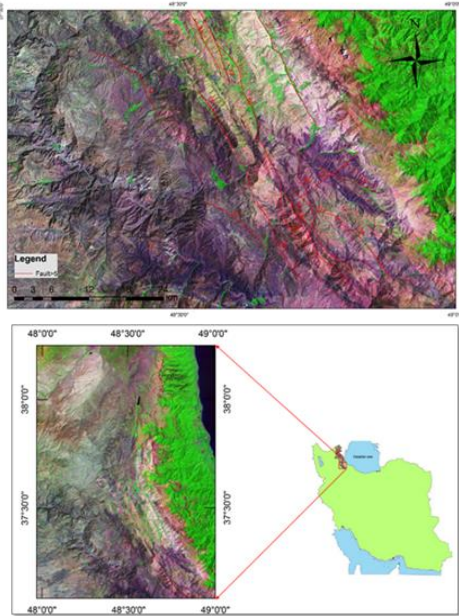
فاطمه صالحی دولق^۱، رامین صادقی^۲

۱. کارشناسی ارشد تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

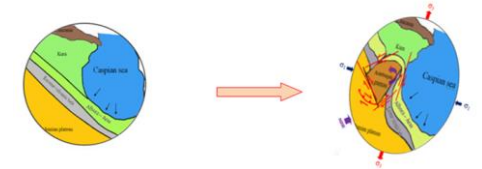
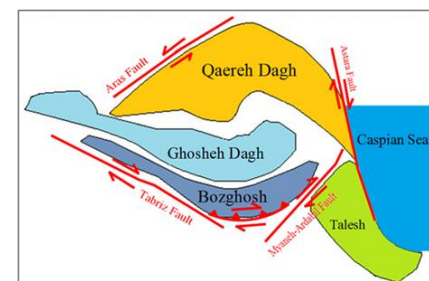
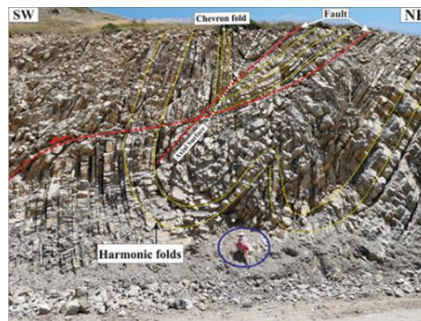
Fateme.salehi.3035@gmail.com

۲. استادیار، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

Raminsadeghi54@gmail.com



شکل ۳- خش لغز شیاری روی سطح گسل در منطقه برآمدگی و فرورفتگی در سطح گسل و ایجاد پله های گسلی در منطقه دید جنوب باختر



شکل ۶- طرح فرضی از تکامل خمش و چرخش البرز باختری

سمت چپ: عناصر ساختاری شمال باختر ایران قبل از چرخش و شکل گیری فلات آذربایجان

سمت راست: عناصر ساختاری شمال باختر ایران بعد از چرخش و شکل گیری فلات آذربایجان به همراه گسل‌های راستالغز اصلی کنترل کننده ساختاری منطقه

شکل ۵- کمربندهای چین خورده و رانده آذربایجان که پیکره های زمین ساختی انحنادار ا تشکیل داده اند و شامل تالش، بزقوش، قوشه داغ قره داغ بوده که به همراه گسل‌های منطقه دیده می‌شود.

شکل ۴- چین های تکتونیکی: چین های هماهنگ و چین جناغی به همراه گسلش

شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه و تصویر ماهواره ای و گسل های اصلی منطقه با طول بزرگتر از ۵ کیلومتر

مراجع

اسدیان، ع، میرزایی، ع.ر، ۱۳۸۷. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گوش خلخال-رضوانشهر. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

صادقی، ر، سعیدی، ع، آریز، م، قرشی، م، ۱۳۹۵. تفکیک فازهای تنش دیرین با استفاده از داده های سطوح لغزش گسلی در منطقه خلخال. فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۰۲، ص ۲۹۷-۳۰۲.

AlMarshak, S., Mitra, G., 1988. Basic Methods of Structural Geology. Pearson, 464 pages.

تفکیک دگرشکلی شکنا و شکل پذیر در منطقه سرو (شمال باختر ایران)

تروسکه صالحی، مهدی بهیاری

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

t.salehi712@gmail.com

۲- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

m.behyari@urmia.ac.ir

چکیده

منطقه سرو در غرب و شمال غرب ارومیه در استان آذربایجان غربی در زون ساختاری سندانج-سیرجان که تحت تاثیر فازهای مختلف دگرشکلی قرار گرفته است. با توجه به مطالعات صحرایی محدودی مورد مطالعه، تهیه مقاطع نازک و مطالعه آن ها در آزمایشگاه و بارسازی دگرسانی های منطقه سرو با پردازش بر روی تصاویر ASTER و همچنین تهیه نقشه چگالی و خطواره ها دارای ساختارهای دگرشکلی شکنا و شکل پذیر است. به همین منظور روش های تحلیلی مناسبی بر پایه تحلیل هندسه شکستگی های کششی، برگواگی ها به منظور تفکیک فازهای دگرشکلی به کار گرفته شده اند. بسیاری از سنگ های منطقه سرو متعلق پالئوزوئیک پایینی و پالئوزوئیک بالایی هستند که توده های گابرویی گرانیتی نفوذی در درون آن ها هستند، که در طی حوادث تکتونیکی خاص در زون های برشی میونیته شده اند. این منطقه به احتمال زیاد لبه پلاتفرم پالئوزوئیک ایران مرکزی است که در پالئوزوئیک بالایی نخست، تحت تاثیر ماگماهای بازیک و اسیدی قرار دارد بشدت تحت تاثیر حرکت های برشی قرار گرفته اند که باعث شده همه سنگ های پالئوزوئیک و توده های آذرین (گابرویی و گرانیت) و هاله های دگرگونی آن ها میونیته شوند. تحلیل ساختاری انجام گرفته در این منطقه نشان داد که واحدهای قدیمی پالئوزوئیک تحت تاثیر دگرشکلی شکل پذیر بوده است در حالی که واحدهای جوان سنوزوئیک با سازوکار شکنا دگرشکل شده است.

واژه های کلیدی: دگرشکلی شکنا، دگرشکلی شکل پذیر، دگرگونی، سرو، میونیته

مقدمه

محدوده ی مورد مطالعه در غرب و شمال غرب ارومیه در استان آذربایجان غربی قرار گرفته است این محدوده بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سرو (گنگچین) می باشد. برای بررسی تحولات پوسته ای به منظور بازسازی جایگاه تکتونیک و ژئودینامیک پیشین زمین نیاز به مطالعات بیشتر در این زمینه است. در این پژوهش سنگ های دگرگونی هم از نظر سنگ شناسی و هم از نظر روابط ساختاری و فرآیند میونیته شدن مورد بحث و بررسی قرار گرفته اند. در طول تکامل یک ناحیه برشی، محورهای کوتاه شدگی و کشش ثابت نیستند و یک الگوی ساختاری پیچیده را ایجاد می کنند که تحت آن انواع مختلف شکل بیضوی کرنش شکل می گیرند. تغییر شکل ناهمگن، توزیع کرنش اجزای هم محور و غیر هم محور، نرخ کرنش و عوامل محیطی همگی ناحیه برشی را افزایش می دهند (Behyari and Shahbazi 2019). دگرشکلی گاهی اوقات همراه با دگرگونی است و سنگ های آن دارای گسل، رگه های کششی-پوششی، درزه، بودین ها، برگواگی، خطوارگی و چین ها هستند (حاجیحسیینلو and حسن ۲۰۱۹). دگرشکلی در پهنه های برشی که دارای سنگ شناسی ناهمگن است می تواند سبب جزءبندی جریان بین لایه ها با مقاومت متفاوت شود. لایه های مقاوم تمایل دارند که نسبت به لایه های نامقاوم، بیشتر به صورت هم محور دگرشکل شوند. هدف این موضوع تفکیک محدوده های دگرشکلی شکنا و شکل پذیر در منطقه سرو می باشد.

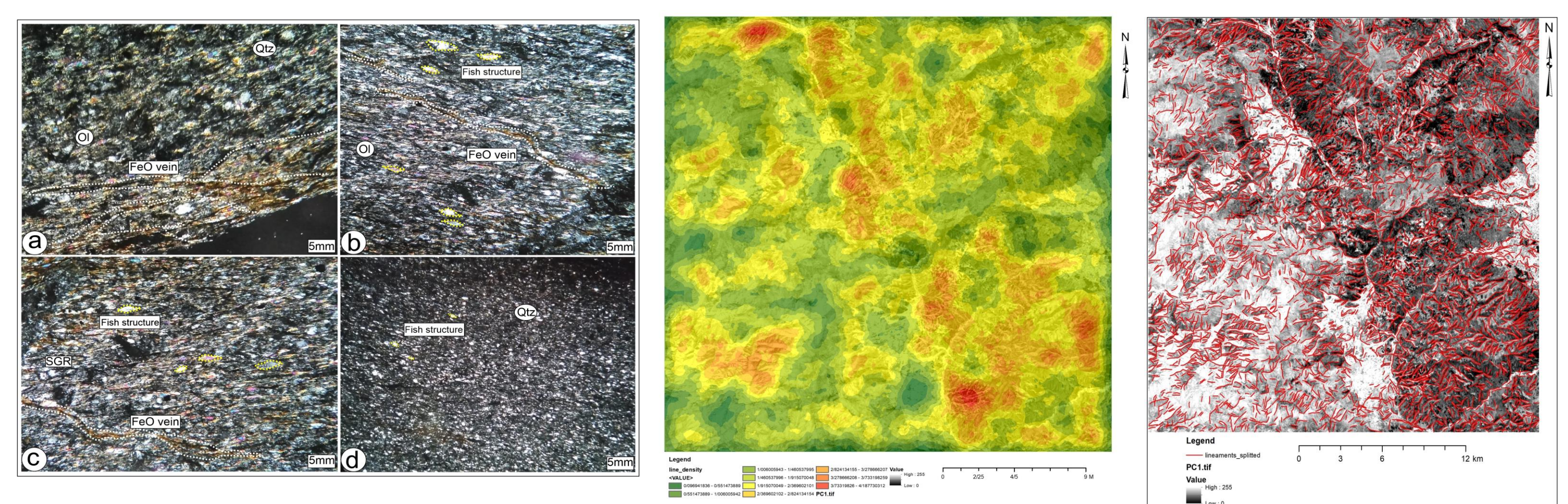
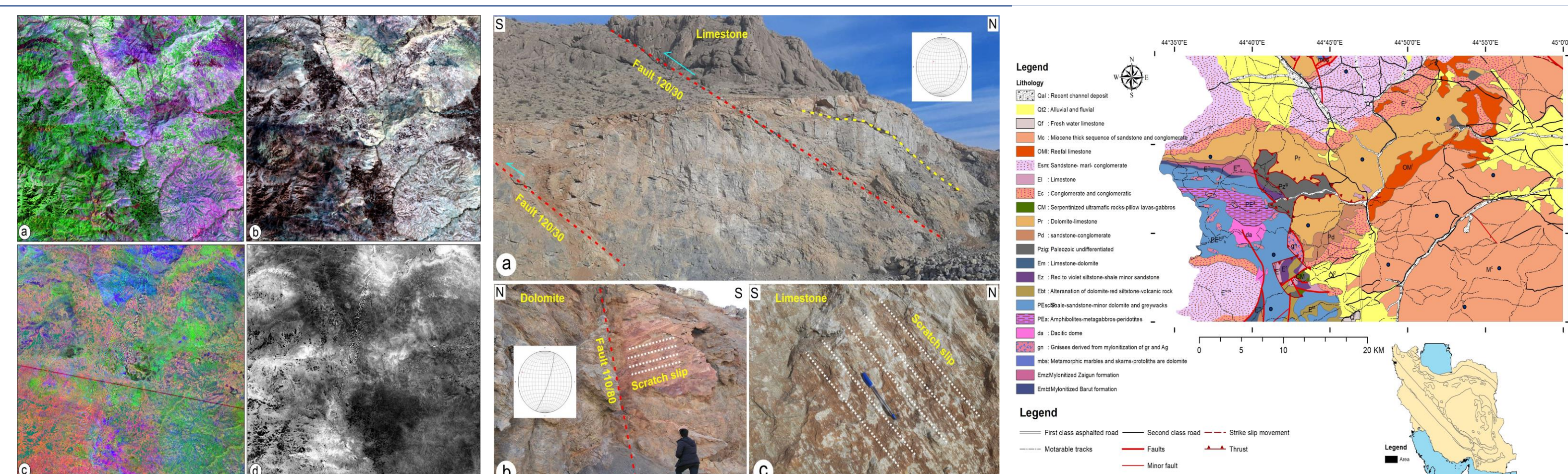
روش مطالعه

در این پژوهش برای تفکیک محدوده های دگرشکلی شکنا از شکل پذیر بازدید صحرایی در چندین ایستگاه از محدوده ی مورد نظر صورت گرفته است تا با استفاده از مطالعه مقطع های نازک به دست آمده از نمونه های دستی این تفکیک به درستی انجام شود. برای دگرسانی های منطقه مورد نظر از موزاییک کردن دو تصورماهواره ای ASTER در سنجش از دور و با اعمال نسبت های باندی مختلف بر روی آن صورت گرفته است. با استفاده از PCA و فیلترهای مورد نظر در محیط GIS نقشه چگالی، خطواره و شکستگی ها به دست آمدند.

گسل ها بارزترین ساختار در منطقه سرو هستند با توجه به نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سرو (گنگچین) گسل های محدودی مورد مطالعه بیشتر شامل گسل های راندگی و تعداد کمی گسل نرمال است. در یک پهنه برشی شکنا که در نتیجه شکستگی مکانیکی اجزای سنگ در عمق کم است محصولات بافتی مختلفی به وجود می آید که به دگرشکلی شکنا معروف است (قاسمی، پور 2019 et al.). حرکت شدید گسل ها موجب خردشدگی شدید سنگ ها در مرز حرکتی بلوک های مجاور و شکل گیری فابریک های کاتاکلاستیکی، برشی مختلف و به وجود آمدن درزه و شکستگی شده است که درجه دگرشکلی در یک پهنه برشی از حاشیه به طرف مرکز افزایش می یابد. Wobus, Heimsath et al. (2005). با توجه به بازدید صحرایی منطقه مورد مطالعه دارای گسل ها، شکستگی ها، خش لغز و صفحه ی گسلی است. دو گسل با اندازه ۳۰/۱۲۰ و جهت دید شمالی-جنوبی و آزیموت ۳۰۰ در موزای هم قرار دارند که لایه هایی از جنس آهک و آهک های کریستالیزه را قطع می کنند. آهک های کیستالیزه تا حدود زیادی تبدیل به مرمر شده اند که نشان دهنده ی Shear zone در منطقه است. گسل بعدی منطقه با اندازه ۸۰/۱۱۰ جهت دید شمالی-جنوبی و آزیموت ۱۹۰ لایه هایی از جنس دولومیت را قطع کرده است. کانی های اصلی تشکیل دهنده ی این مقطع کوارتز (Qtz)، همتایت (Hem)، فلدسپار (Fld) و پلاژیوکلاز (Pg) می باشد. میونیته ساختاری است که مربوط به فابریک می باشد و شاهد قوی برای دگرشکلی پهنه های شکل پذیر هستند. در پهنه هایی با عنوان پهنه میونیته تشکیل می شوند که مرز بین این پهنه با دیواره به صورت تدریجی تغییر می کند. معمولاً در میونیته ها برگواگی و خطوارگی دیده می شود. میونیته ها نشان دهنده ی وجود تنش بالا هستند به صورتی که تنش حاصل متاثر از دگرشکلی کریستال و پلاستیک است. با استفاده از مشاهدات می توان منطقه مورد مطالعه را به عنوان پهنه ی میونیته در نظر گرفت سنگ های منطقه نشان دهنده ی سنگ های دگرگونی در حد رخساره گنایس و آمفیبولیت و شیست هستند (Bellahsen, Bayet et al. 2019). مقطع های تیپیک میونیته دارای ساختار ماهی گون فراوانی می باشد که بشدت دگرشکل شده اند. شکستگی های داخل مقطع از آهن و احتمالاً طلا پر شده است که بیشتر کانه زایی آهن را داریم. شکستگی ها یا دگرشکلی شکنا ثانویه هستند که ابتدا میونیته بعداً شکستگی با کانه زایی به وجود آمده است. به علت دما و تنش بالای محیط کانی های کوارتز و البوین جهت یافته شدند و حالت ماهی گون پیدا کرده اند. کانی های کوارتز با مرز موجی و مضرس که در اثر لغزش یک نوع جهت یافتگی صفحه ای دارند دارای باز تبلور SGR هستند که باعث ایجاد برگواگی مایل در درجه حرارت متوسط ۵۰۰-۴۰۰ درجه شده است. در این مطالعه با استفاده از موزاییک کردن دو تصویر ماهواره ای برای شناسایی و تفکیک دگرسانی های هیدروترمالی مورد استفاده قرار می گیرد. که برای حذف اثرات پراکنش های جوی از روش پیش پردازش میانگین بازتابش داخلی طیفی (IARR) استفاده شد. باندی که میزان بازتاب در آن بیشتر باشد در صورت کسر و باندی که میزان جذب آن بالاتر باشد در مخرج کسر قرار می گیرد و با استفاده از این روش سایه ها و توپوگرافی در تصویر را می توان به حداقل رساند و تصویر را بارسازی کرد. از این تکنیک برای تهیه نقشه سنگ شناسی یک منطقه خاص، تهیه نقشه دگرسانی، بارسازی پوشش گیاهی و تعیین مرز بین واحدهای سنگی استفاده کرد. ترکیب رنگی کاذب (FCC) شامل باند های B4-B6-B8 که پهنه های دگرسانی فیلیک و آرژیلیک به رنگ قرمز تا صورتی و پهنه دگرسانی پروپیلیتیک به رنگ سبز نمایان شده است. تشخیص و استخراج خطواره ها در زمین شناسی معمولاً برای انتخاب مکان های مناسب کاربرد دارد. سازه هایی مانند: سدها، پل ها، جاده ها، مطالعات منابع آب و هیدروژئولوژی، اکتشافات مواد معدنی و به دلیل عدم دسترسی به برخی مناطق می بایست از تصاویر ماهواره ای بیشتری در زمین شناسی و اکتشافات معدنی استفاده کرد روش تصویری، نیمه اتوماتیک و اتوماتیک برای پردازش تصاویر ماهواره ای برای شناسایی خطواره ها وجود دارد (محمدپور، الدین et al. 2020) در این تحقیق از تصویر ماهواره ای ASTER خروجی PCA منطقه را می گیریم و با وارد کردن آن در نرم افزار Geomatica و اعمال پردازش های لازم داده ی به دست آمده را وارد محیط نرم افزار Arc GIS می کنیم نقشه خطواره ها و چگالی منطقه به طور اتوماتیک به دست می آید.

نتیجه گیری

منطقه ی مورد مطالعه که جزو نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سرو می باشد در شمال غرب ایران قرار گرفته است. با توجه به بازدیدهای صحرایی انجام گرفته و جمع آوری نمونه سنگ ها، مقطع های نازک میکروسکوپی از آن ها تهیه گردید. با توجه به مطالعه ی مقاطع نازک میکروسکوپی منطقه سرو دارای دو فاز دگرشکلی شکنا و شکل پذیر می باشد. با انجام پردازش های طیفی بر روی تصاویر ماهواره ای ASTER منطقه سرو، نقشه خطواره های منطقه تهیه گردید که شامل شکستگی های فراوانی می باشد و همچنین دگرسانی های فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک توسعه یافته اند. تحلیل ساختاری انجام گرفته در این منطقه نشان داد که واحدهای قدیمی پالئوزوئیک تحت تاثیر دگرشکلی شکل پذیر بوده است در حالی که واحدهای جوان سنوزوئیک با سازوکار شکنا دگرشکل شده است.



منابع

Alavi, M. and S. Kishvar (1991). "Tectonic map of the Middle East, Geological Survey of Iran." Scale 1:5,000,000: 1.

Behyari, M. and M. Shahbazi (2019). "Strain and vorticity analysis in the Zagros suture zone (W Iran): Implications for Neo-Tethys post-collision events." *Journal of Structural Geology* 126: 198-209.

Bellahsen, N., L. Bayet, Y. Denele, M. Waldner, L. Airaghi, C. Rosenberg, B. Dubacq, F. Mouthereau, M. Bernet and R. P. (2019). "Shortening of the axial zone, pyrenees: Shortening sequence, upper crustal mylonites and crustal strength." *Tectonophysics* 766: 433-452.

Stöcklin, J. (1968). "Structural history and tectonics of Iran: a review." *AAPG bulletin* 52(7): 1229-1258.

Wobus, C., A. Heimsath, K. Whipple and K. Hodges (2005). "Active out-of-sequence thrust faulting in the central Nepalese Himalaya." *Nature* 434(7036): 1008-1011.

احمدی، م. سادات and مالان (۲۰۲۲). "بررسی نواحی دگرسانی کانبار من بورفیری با استفاده از تصاویر ماهواره ای چندطیفی (سنیتل-۲، لندست-۸ و استر) و کنترل های زمینی (مطالعه موردی: کانبار من مسجدادغی-شمال غرب ایران)." *نشریه سنجش از دور و GIS* ۱۴(۳): ۴۲-۷۴.

حاجیحسیینلو and حسن (۲۰۱۹). "معرفی فازهای دگرشکلی در پهنه برشی قرین، شمال باختر خوی." *زمین ساخت* ۱۰(۳): ۶۸-۸۰.

قاسمی، ع. پور and پور (۲۰۱۹). "تاثیر گسل های راندگی و راستالغز بی سنگی بر هندسه ساختاری تاندیس امیران در زیرپهنه لرستان، باختر زاگرس." *زمین ساخت* ۱۱(۱): ۱-۱۴.

محمدپور، م. الدین، ا. ویسی، خالد، یحودی and عباس (۲۰۲۰). "استخراج اتوماتیک خطواره ها از تصاویر LASTER استفاده از تبدیل هاف، برگه ۱: ۱۰۰۰۰۰ جبال بارز." *زمین شناسی کاربردی پیشرفته* ۲۹(۴): ۲۷۴-۲۹۱.

تحلیل زمین آماری کیفیت آب زیرزمینی در آبخوان دشت جهرم استان فارس

عباس صدق آمیز - بخش مهندسی آب، دانشکده کشاورزی داراب،
دانشگاه شیراز - sedghamiz@shirazu.ac.ir

چکیده

این تحقیق در شهرستان جهرم و با هدف ارزیابی کیفی آب زیرزمینی دشت مربوطه انجام شده است. جهت انجام این مطالعه از آمار پارامترهای کیفی مربوط به ۵۶ چاه در سطح دشت استفاده شده است. پارامترهای کیفی مورد نظر شامل شوری، نسبت جذب سدیم، سولفات، مجموع آنیون‌ها، کلر و بی‌کربنات می‌باشد. از روش کرچینگ جهت تحلیل داده‌های مربوطه استفاده شده است. نتایج مدل‌سازی نشان داد که پارامترهای مذکور از ساختار فضایی مناسبی برخوردار می‌باشند، بطوریکه می‌توان عملیات پیش‌بینی مکانی هر یک از پارامترها را با دقت قابل قبولی با انجام رساند. در مرحله تست مدلها، ضرایب تعیین بدست آمده حاکی از وجود رابطه خطی قوی بین مقادیر اندازه‌گیری شده و پیش‌بینی شده است. نقشه‌های پهنه‌بندی نیز نشان می‌دهند که روند تغییرات پارامترها (بجز بی‌کربنات که شرقی - غربی است) عمدتاً از جنوب به سمت شمال به صورت افزایشی می‌باشد، که به استثنای نسبت جذب سدیم، با الگوی تغییرات خطای استاندارد مشابهت دارد.

روش تحقیق و منطقه مورد مطالعه

همانطور که توضیح داده شد، در این تحقیق تغییرات مکانی پارامترهای کیفی آب زیرزمینی توسط روش‌های زمین آماری مورد تحلیل و ارزیابی قرار گرفته است. پارامترهای کیفی مورد بحث شامل شوری آب (هدایت الکتریکی)، نسبت جذب سدیم، کلر، سولفات، آنیونها و بی‌کربنات می‌باشند، که اطلاعات مربوط به آنها از ۵۶ حلقه چاه موجود در سطح منطقه جمع‌آوری گردیدند. از اطلاعات مربوط به ۴۰ حلقه چاه برای مدل‌سازی و از اطلاعات ۱۶ چاه دیگر در مرحله تست مدلها استفاده شده است. مدل‌سازی برای هر یک از پارامترهای کیفی توسط روش کرچینگ و در بستر نرم افزار ArcMap انجام رسید و در نهایت روابط رگرسیونی پارامترها در مرحله تست و نقشه پهنه‌بندی هر یک از این پارامترها در سطح منطقه مورد بررسی و ترسیم قرار گرفتند. منطقه مورد مطالعه در محدوده شهر جهرم مرکز شهرستان جهرم، در عرض جغرافیایی ۲۸ درجه و ۱۹ دقیقه تا ۲۹ درجه و ۱۰ دقیقه شمالی و طول جغرافیایی ۵۲ درجه و ۴۵ دقیقه تا ۵۴ درجه و ۴ دقیقه شرقی واقع شده است.

نتایج و بحث

قبل از انجام مدل‌سازی، توجه به مشخصات آماری پارامترهای مذکور اهمیت دارد، چرا که روش‌های زمین آماری نسبت به برخی از این مشخصات حساس می‌باشند. بطور کلی برای مدل‌سازی زمین آماری، توصیه می‌شود که متغیرها دارای توزیع نرمال و فاقد هرگونه روندی باشند. لذا در مواردی که متغیر مورد نظر دارای توزیع نرمال نباشد، با استفاده از تبدیلات مختلف می‌توان آن را به توزیع نرمال نزدیک نمود. فرایند حذف روند نیز همزمان با مدل‌سازی در نرم افزار انجام می‌شود. جدول (۱) بهترین نتایج حاصل از مدل‌سازی را برای هر یک از پارامترهای کیفی آب زیرزمینی نشان می‌دهد. در این جدول علاوه بر ارائه درجانات حذف روند برای هر یک از پارامترها، مشخصات کلیدی دیگری از جمله نوع روش کرچینگ، بکار گرفته شده برای هر پارامتر و مدل تئوری سمیواربویگرام مناسب هر پارامتر که بهترین برازش را بر نقاط منحنی مربوطه داشته است، قابل مشاهده می‌باشد. همچنین بسته به ماهیت داده‌ها ممکن است که پارامتر مربوطه به شکل مکانی نامهمسان (Anisotrop) باشد، که در حین مدل‌سازی قابل لحاظ می‌باشد.

جدول (۱) - نتایج مربوط به مرحله مدل‌سازی پارامترهای کیفی

متغیر	نوع	مدل	دامنه	الزلفه	آستانه	تأهسانی	درجه حذف	مجدور میانگین مربعات
EC	Universal	Gaussian	۱۰۲۸۱	۰/۱۲	۰/۱۶	بده	دو	۰/۲۲۷۴
SAR	Ordinary	Spherical	۴۱۰۰	۰/۰۶	۰/۹۲	خیر	یک	۰/۱۱۲۸
SO4	Disjunctive	Exponential	۱۲۵۰	۰/۲۲	۰	بده	دو	۰/۹۲۴
Anion	Ordinary	Gaussian	۹۹۲۲	۰/۱۲	۰/۱۴	خیر	دو	۰/۴۸۱
Cl	Universal	Stable	۴۰۲۰	۰/۲۶	۰/۳۶	بده	سه	۱/۰۳۶
HCO3	Universal	Exponential	۷۸۰۲	۰/۱۱	۰/۰۷	بده	دو	۰/۲۵۴

معیار انتخاب هر مدل برای یک پارامتر مشخص، مقایسه مقادیر بدست آمده برای شاخص مجدور میانگین مربعات خطا در اجراهای مختلف بازای روش‌های مختلف کرچینگ، مدلها، مختلف سمیواربویگرام، فرض همسان یا نامهمسان بودن داده‌ها و شرایط دیگر است. مرحله بعد در انجام این مطالعه، مرحله تست مدل است که یکی از مراحل ضروری در فرآیند مدل‌سازی می‌باشد. جدول (۲) نتایج تست مدلها را برای پارامترهای مختلف جمع‌بندی و میزان دقت هر یک را بر اساس معیار مجدور میانگین مربعات خطا نشان می‌دهد. در این جدول، صرفنظر از مقادیر عرض از مبدأ، نزدیک‌ترین شیب به خط ۴۵ درجه را معادله رگرسیونی پارامتر EC با ضریب تعیین ۰/۹۵۵، به خود اختصاص داده است. البته بیشترین ضریب تعیین با مقدار ۰/۹۹۳، متعلق به پارامتر Cl است که بیان‌کننده قوی‌ترین رابطه خطی بدست آمده برای این پارامتر در مقایسه با سایر پارامترها است.

جدول (۲) - نتایج تست مدلها برای پارامترهای مختلف

پارامتر	معادله رگرسیونی	ضریب تعیین	مجدور میانگین مربعات خطا
EC	$y = 0.9936x - 34.291$	۰/۹۵۵	۳۷۵/۵
SAR	$y = 0.9235x + 0.1002$	۰/۹۷۷	۰/۱۵۷
SO4	$y = 0.9673x + 0.2224$	۰/۸۷۳	۱/۱۹
Anion	$y = 0.9625x + 0.1821$	۰/۸۴۶	۰/۵۹
Cl	$y = 1.0589x - 0.4838$	۰/۹۹۳	۱/۲۸
HCO3	$y = 0.94x + 0.0587$	۰/۹۱۱	۰/۳۳

نتیجه گیری

در این تحقیق که با هدف ارزیابی تغییرات مکانی پارامترهای کیفی آب زیرزمینی در دشت جهرم انجام شده است، در مرحله تست قوی‌ترین و ضعیف‌ترین رابطه خطی برتریب برای پارامترهای Cl و Anion بدست آمده. همچنین پارامتر کیفی شوری (EC) مناسب‌ترین کیفیت را برای بخش جنوبی و ضعیف‌ترین کیفیت را برای بخش شمالی دشت بدست داده است. برای پارامتر SAR، بخش‌های جنوبی، حائز کمترین مقادیر پیش‌بینی می‌باشند. تغییرات این پارامتر در جهت شمال غربی افزایشی بوده است. پارامتر SO4 کمترین مقادیر پیش‌بینی را برای بخش جنوبی و بیشترین مقادیر پیش‌بینی را برای نوار شمالی کسب کرده است. روند تغییرات مکانی خطای استاندارد برای این پارامتر، کم و بیش منطبق بر مقادیر پیش‌بینی شده آن در سطح دشت است. برای پارامتر Anion نحوه تغییرات مقادیر پیش‌بینی در سطح دشت تا حد زیادی شبیه به پارامتر EC می‌باشد. نحوه تغییرات مقادیر پیش‌بینی شده و خطای استاندارد برای پارامتر Cl مشابه هم می‌باشد. پارامتر HCO3، کمترین مقادیر پیش‌بینی را در بخش مرکزی و بیشترین مقدار آن را در بخش شمال غربی دریافت کرده است.



بیست و ششمین همایش زمین شناسی ایران

۲۱ و ۲۲ شهریور ماه ۱۴۰۲

دانشگاه ارومیه



تعیین بهترین چاههای پیزومتري جهت پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی با استفاده از سیستم استنتاج فازی-عصبی

عباس صدق آمیز - بخش مهندسی آب، دانشکده کشاورزی داراب، دانشگاه شیراز - sedghamiz@shirazu.ac.ir

چکیده

این تحقیق در محدوده قُطب‌آباد از توابع شهرستان جهرم واقع در استان فارس انجام شده است. هدف از انجام این مطالعه شناسایی چاههایی است که بهترین پیش‌بینی را برای عمق آب زیرزمینی در چاههای دیگر ممکن می‌سازند. به این منظور از سیستم استنتاج فازی - عصبی تطبیقی برای پیش‌بینی استفاده شده است. انتخاب گزینه‌های برتر نیز بر اساس مقایسه شاخص‌های خطای MAPE, MAE, RMSE انجام شده است. بدین شکل، بهترین و بدترین نتیجه بدست آمده برترتیب برای چاه شماره یک و سه می‌باشد که توسط چاههای شماره ۲ و ۵ با MAPE, MAE, RMSE برترتیب معادل ۰/۲۲، ۰/۱۶، ۰/۷۴ برای چاه شماره یک و ۱/۲۶، ۱/۶۵، ۱/۲۶ برای چاه شماره سه، پیش‌بینی شده‌اند. همچنین در روابط رگرسیونی بدست آمده، بالاترین ضریب تعیین مربوط به چاه شماره ۴ با مقدار حدوداً ۰/۹۹، و کمترین ضریب تعیین مربوط به چاه شماره ۳ با مقدار حدوداً ۰/۵۸ می‌باشد.

روش تحقیق و منطقه مورد مطالعه

در این تحقیق که در منطقه قُطب‌آباد در بخش کردیان شهرستان جهرم استان فارس در جنوب ایران انجام شده است، از سیستم استنتاج فازی - عصبی تطبیقی جهت پیش‌بینی نوسانات عمق آب زیرزمینی استفاده شده است. در این روش، قوانین سیستم های فازی با استفاده از الگوریتم های آموزش شبکه عصبی تقویت می شوند. در این مطالعه از روش های خوشه بندی فازی (FCM) و هیبرید برترتیب برای تولید قواعد فازی و آموزش مدل فازی-عصبی استفاده شده است و توابع عضویت از نوع گوسی در نظر گرفته شده‌اند. یکی از مهمترین و مؤثرترین پارامترها در دقت مدل، تعداد خوشه‌های در نظر گرفته شده در روش خوشه بندی فازی می‌باشد که توسط یک روش تکراری مورد محاسبه قرار می‌گیرد. پس از تنظیم پارامترها، مدل مذکور برای هر چاه مشخص در سطح دشت، با سایر چاهها بطور یک به یک اجرا می‌گردد و نتایج بدست آمده مورد مقایسه قرار می‌گیرند. نهایتاً چاهی که مناسب‌ترین مقادیر شاخص‌های خطا را داشته باشد، بعنوان بهترین چاه برای تخمین چاه مورد نظر انتخاب می‌گردد.

نتایج و بحث

همانطور که قبلاً توضیح داده شد هدف از انجام این مطالعه این است که برای هر چاه در سطح منطقه مذکور، درجه دقت نوسانات پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی توسط سایر چاههای موجود مورد ارزیابی قرار گیرد و مناسب‌ترین چاه بر اساس کمترین مقادیر شاخص خطا شناسایی گردد. جداول (۱) الی (۶) مقادیر شاخص‌های خطا، رتبه هر چاه در کسب بهترین نتیجه و تعداد بهینه خوشه را در روش فازی - عصبی برای چاههای مختلف نشان می‌دهند. در جدول (۱) ملاحظه می‌گردد، چاههای شماره ۲ و ۴ برترتیب با کسب رتبه‌های اول و دوم بهترین نتایج پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی را - با فاصله قابل توجه از نظر شاخص‌های دقت در مقایسه با چاههای دیگر - برای چاه اول داشته‌اند. این نتایج برترتیب با تعداد خوشه ۱۲ و ۸ در سیستم استنتاج فازی - عصبی برای چاههای شماره ۲ و ۴ بدست آمده‌اند.

جدول ۱- شاخص‌های دقت پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی در چاه اول و رتبه کسب شده توسط هر چاه

شماره چاه	RMSE	MAE	MAPE	رتبه	تعداد خوشه
۲	۰/۲۲	۰/۱۶	۰/۷۱	۱	۱۲
۳	۱/۲۳	۱/۲۷	۱/۰۹	۶	۶
۴	۰/۲۳	۰/۱۶	۰/۷۵	۲	۸
۵	۱/۱۰	۰/۱۹	۰/۸۶	۵	۱۲
۶	۱/۲۸	۱/۱۱	۰/۳۵	۳	۱۲
۷	۱/۲۹	۱/۱۲	۰/۵۸	۴	۵

جدول ۲- شاخص‌های دقت پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی در چاه دوم و رتبه کسب شده توسط هر چاه

شماره چاه	RMSE	MAE	MAPE	رتبه	تعداد خوشه
۱	۲/۱۶	۱/۸۸	۱/۲۲	۶	۱۲
۲	۲/۳۵	۱/۸۲	۱/۶۶	۵	۱۱
۳	۱/۶۸	۱/۲۷	۱/۲۱	۲	۵
۴	۱/۶۵	۱/۲۶	۱/۱۱	۱	۵
۵	۲/۲۱	۱/۸۵	۱/۷۹	۴	۱۲
۶	۱/۸۷	۱/۱۹	۱/۳۸	۳	۶
۷	۲/۱۶	۱/۸۸	۱/۲۲	۶	۱۲

جدول ۳- شاخص‌های دقت پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی در چاه سوم و رتبه کسب شده توسط هر چاه

شماره چاه	RMSE	MAE	MAPE	رتبه	تعداد خوشه
۱	۲/۱۶	۱/۵۲	۲/۳۲	۴	۷
۲	۲/۶۶	۱/۷۵	۱/۳۹	۵	۴
۳	۲/۷۸	۲/۰۲	۱/۸۹	۶	۷
۴	۱/۹۸	۱/۵۱	۲/۱۹	۳	۷
۵	۱/۳۲	۱/۰۳	۲/۵۱	۱	۱۲
۶	۱/۶۵	۱/۱۵	۲/۷۹	۳	۵

در جداول (۲) چاههای شماره ۴ و ۱ برترتیب رتبه‌های اول و دوم را در حصول بهترین نتایج پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی برای چاه دوم کسب نموده‌اند. در اینجا نیز فاصله قابل توجهی از نظر شاخص‌های دقت بین این دو چاه و چاههای دیگر وجود دارد.

جدول ۴- شاخص‌های دقت پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی در چاه چهارم و رتبه کسب شده توسط هر چاه

شماره چاه	RMSE	MAE	MAPE	رتبه	تعداد خوشه
۱	۱/۲۱	۰/۸۲	۱/۵۱	۲	۱۱
۲	۱/۱۱	۰/۳۹	۱/۰۵	۶	۶
۳	۱/۰۴	۰/۷۵	۱/۱۵	۱	۸
۴	۰/۳۱	۰/۱۷	۰/۸۸	۴	۶
۵	۰/۵۷	۰/۱۲	۰/۸۶	۵	۶
۶	۰/۸۲	۰/۳۹	۰/۲۲	۳	۱۲

جدول ۵- شاخص‌های دقت پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی در چاه پنجم و رتبه کسب شده توسط هر چاه

شماره چاه	RMSE	MAE	MAPE	رتبه	تعداد خوشه
۱	۲/۱۶	۱/۸۸	۱/۲۲	۶	۱۲
۲	۲/۳۵	۱/۸۲	۱/۶۶	۵	۱۱
۳	۱/۶۸	۱/۲۷	۱/۲۱	۲	۵
۴	۱/۶۵	۱/۲۶	۱/۱۱	۱	۵
۵	۲/۲۱	۱/۸۵	۱/۷۹	۴	۱۲
۶	۱/۸۷	۱/۱۹	۱/۳۸	۳	۶
۷	۲/۱۶	۱/۸۸	۱/۲۲	۶	۱۲

جدول ۶- شاخص‌های دقت پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی در چاه ششم و رتبه کسب شده توسط هر چاه

شماره چاه	RMSE	MAE	MAPE	رتبه	تعداد خوشه
۱	۲/۱۶	۱/۵۲	۲/۳۲	۴	۷
۲	۲/۶۶	۱/۷۵	۱/۳۹	۵	۴
۳	۲/۷۸	۲/۰۲	۱/۸۹	۶	۷
۴	۱/۹۸	۱/۵۱	۲/۱۹	۳	۷
۵	۱/۳۲	۱/۰۳	۲/۵۱	۱	۱۲
۶	۱/۶۵	۱/۱۵	۲/۷۹	۳	۵

این نتایج برترتیب با تعداد خوشه ۸ و ۱۱ در سیستم استنتاج فازی - عصبی برای چاههای شماره ۴ و ۱ بدست آمده‌اند. برای این چاه نیز، تعداد خوشه‌های محاسبه شده در سیستم استنتاج فازی - عصبی برای چاههای با رتبه‌های اول و دوم برترتیب برابر ۱۲ و ۶ می‌باشد. در جدول (۸) مقادیر شاخص‌های بدست آمده برای رتبه‌های برتر چاههای مختلف، با هم مقایسه شده‌اند. در این جدول، انتخاب رتبه چاهها بر اساس مقادیر حداقل، دست کم دو شاخص از سه شاخص موجود انجام شده است. بر این اساس عمق آب زیرزمینی در چاه شماره ۱ با بیشترین دقت توسط چاه شماره ۲ مورد پیش‌بینی قرار گرفته‌است و رتبه اول را به خود اختصاص داده است. به همین شکل چاههای شماره ۴، ۲، ۵، ۶ و ۳ برترتیب رتبه‌های دو الی ۷ را کسب نموده‌اند. همانطور که ملاحظه می‌گردد، میانگین نسبی درصد خطا برای چاه شماره ۱ کمتر از یک درصد، برای چاههای ۲، ۴، ۷ و ۵ بین یک و دو درصد، برای چاههای ۵ و ۶ بین دو تا چهار درصد و برای چاه شماره ۳ بیش از ۱۲ درصد می‌باشد. در مرحله بعد روابط رگرسیونی اعماق آب زیرزمینی برای هر چاه با بهترین چاه تخمین زنده آن چاه در سطح دشت مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. نتایج نشان داد که بیشترین ضریب تعیین مربوط به چاه شماره ۴ با مقدار ۰/۹۸۷۸، و کمترین مقدار آن مربوط به چاه شماره ۳ با مقدار ۰/۵۷۸ می‌باشد. به عبارتی بیشترین ارتباط خطی مربوط به چاه شماره ۴ و کمترین ارتباط خطی مربوط به چاه شماره ۳ است.

جدول ۸- رتبه‌بندی مجدد بر اساس دقت پیش‌بینی کسب شده توسط هر چاه تخمین زنده

شماره چاه	رتبه	MAPE	MAE	RMSE
۱	۲	۰/۷۱	۰/۱۶	۰/۲۲
۲	۱	۱/۰۵	۰/۷۵	۱/۰۴
۳	۵	۱/۲۱	۱/۲۶	۱/۲۳
۴	۳	۱/۰۸	۰/۵۲	۰/۶۹
۵	۴	۲/۱۷	۰/۷۲	۱/۱۹
۶	۶	۲/۵۱	۱/۰۳	۱/۳۲
۷	۴	۱/۸۸	۰/۶۸	۰/۶۱

جدول ۷- شاخص‌های دقت پیش‌بینی عمق آب زیرزمینی در چاه هفتم و رتبه کسب شده توسط هر چاه

شماره چاه	RMSE	MAE	MAPE	رتبه	تعداد خوشه
۱	۱/۰۶	۰/۷۷	۲/۲۲	۵	۹
۲	۱/۱۸	۰/۹۰	۲/۷۹	۶	۱۲
۳	۰/۹۱	۰/۷۹	۲/۳۸	۴	۱۲
۴	۰/۶۱	۰/۴۸	۱/۹۸	۱	۱۲
۵	۰/۸۲	۰/۶۹	۲/۱۹	۳	۶
۶	۰/۷۶	۰/۶۵	۲/۶۸	۲	۶

نتیجه گیری

نتایج نشان داده که بیشترین و کمترین دقت برترتیب مربوط به چاه شماره یک و سه می‌باشد که توسط چاههای شماره ۲ و ۵ پیش‌بینی شده‌اند. همچنین در روابط رگرسیونی بدست آمده، بالاترین ضریب تعیین مربوط به چاه شماره ۴ می‌باشد. به عبارتی عمق آب زیرزمینی در این چاه و چاه شماره ۲، قویترین رابطه خطی را برقرار نموده‌اند. کمترین ضریب تعیین نیز مربوط به چاه شماره ۳ می‌باشد. میتوان گفت که چاههای ۱ و ۲ در دسته چاههای با ضریب تعیین بالا (نزدیک به حداکثر) و چاه ۷ در دسته چاههای با ضریب تعیین نسبتاً پایین قرار می‌گیرد. چاههای شماره ۵ و ۶ نیز جزء چاههایی هستند که ارتباط خطی مقادیر عمق آب زیرزمینی مشاهده شده و محاسبه شده، در آنها متوسط است.



بیست و ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران ۲۱ و ۲۲ شهریور ماه ۱۴۰۲ دانشگاه ارومیه



پهنه‌بندی شوری آب زیرزمینی و بررسی تغییرات زمانی وسعت دامنه‌های مختلف شوری در سطح دشت داراب

عباس صدق آمیز - بخش مهندسی آب، دانشکده کشاورزی داراب،
دانشگاه شیراز - sedghamiz@shirazu.ac.ir

چکیده

این مطالعه در محدوده شهرستان داراب استان فارس با هدف بررسی روند تغییرات مکانی شوری آب زیرزمینی در سه مقطع زمانی، در سال‌های ۱۳۷۸، ۱۳۸۸ و ۱۳۹۸ انجام گردیده است. به این منظور پس از استخراج داده‌های سه متغیر حداقل، میانگین و حداکثر شوری آب زیرزمینی از اطلاعات موجود، نقشه‌های پهنه‌بندی برای هر یک از متغیرها ترسیم گردیدند. این نقشه‌ها نشان دادند که شوری برای هر سه متغیر از شمال شرقی به سمت جنوب غرب افزایش می‌یابد. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که در حالیکه برای کلاس‌های میانی شوری کاهش سطح اتفاق افتاده است، میزان افزایش سطح اراضی در کلاس‌های بالای شوری (>۴۰۰) به مراتب بیشتر از سطوح پایین شوری بوده است. با توجه به اهمیت متغیر حداقل و حداکثر شوری بترتیب در کشت زمستانه و تابستانه، کاهش میزان محصول و اجبار در تغییر الگوی کشت، بخصوص در فصل تابستان در بخش قابل توجهی از دشت اجتناب ناپذیر می‌باشد.

روش تحقیق و منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه (آبخوان دشت داراب) در جنوب شرقی استان فارس و محدود به عرض‌های جغرافیایی ۲۸° ۳۵' و ۲۸° ۴۸' شمالی و طول‌های جغرافیایی ۵۴° ۱۳' و ۵۴° ۴۴' می‌باشد. پس از جمع‌آوری اطلاعات، مجموعه داده‌های مربوط به مقادیر حداقل، میانگین و حداکثر شوری در هر یک از چاه‌ها و مربوط به هر یک از سال‌های ۱۳۷۸، ۱۳۸۸، ۱۳۹۸ تشکیل خواهد شد. در گام بعد جهت شناسایی الگوی تغییرات زمانی شوری در چاه‌های منطقه، آنها را بر اساس الگوریتم ژنتیک خوشه‌بندی می‌نمایم. در ادامه هر یک از این متغیرها برای هر سه مقطع زمانی مورد بحث پهنه‌بندی شده است و میزان توسعه شوری در سطح منطقه مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد. روش بکار گرفته شده برای درونیایی جهت دسترسی به نقشه‌های پهنه‌بندی روش کرینجنگ بایاسین تجربی می‌باشد.

نتایج و بحث

جدول (۱)، (۲) و (۳) وسعت شوری را در هر کلاس شوری در مقاطع زمانی مختلف بترتیب برای متغیر حداقل، متوسط و حداکثر شوری مورد مقایسه قرار داده‌اند. همانطور که ملاحظه می‌گردد، در جدول (۱) همانطور که ملاحظه می‌گردد، عمده تغییرات مثبتی (افزایش سطح شوری) که در مقدار این متغیر رخ داده است مربوط به حد پایین و بالای شوری می‌باشد، بطوریکه افزایش سطح در شوری متوسط ۴۵۰ میکروموس بر سانتیمتر از سال ۱۳۷۸ الی ۱۳۹۸ معادل حدوداً ۱۸۷ کیلومتر مربع می‌باشد، البته با توجه به اینکه شیب تغییرات در ده سال دوم شدت کم شده است. در حدود بالای شوری نیز، بیشترین تغییرات مربوط به کلاس شوری شماره ۱۰ می‌باشد، یعنی شوری متوسط ۵۰۰ میکروموس بر سانتیمتر که در آن ۱۵۶ کیلومتر مربع افزایش سطح را از ابتدا تا انتهای بازه زمانی شاهد هستیم. در اینجا بیشترین شیب تغییرات در ده ساله دوم، تقریباً با نرخ ۱۰ کیلومتر مربع در سال رخ داده است.

جدول ۱- مقایسه وسعت شوری در هر کلاس برای مقاطع زمانی مختلف برای متغیر حداقل شوری

کلاس شوری	وسعت در سال ۱۳۷۸ (Km ²)	وسعت در سال ۱۳۸۸ (Km ²)	وسعت در سال ۱۳۹۸ (Km ²)	تفاوت سال‌های ۱۳۷۸ و ۱۳۸۸ (Km ²)	تفاوت سال‌های ۱۳۷۸ و ۱۳۹۸ (Km ²)
۱	۶۱۳۸	۲۰۱۱۹	۲۱۳۷۷	۱۳۷۸۱	۱۵۲۳۹
۲	۲۳۳۱۵	۲۲۳۱۵	۲۳۱۱۵	-۱۰۰۰	۸۰۰
۳	۲۱۰۰۸	۲۸۲۵۵	۲۱۸۷۹	۷۲۴۷	-۹۲۲۹
۴	۱۸۱۵۵	۱۳۸۵۵	۱۲۵۵۵	-۴۳۰۰	-۵۶۰۰
۵	۲۸۳۱۲	۲۲۳۱۵	۲۲۳۱۲	-۳۹۹۷	-۶۰۰۰
۶	۱۱۰۰۰	۲۰۷۲۶	۲۰۲۱۶	۹۷۱۶	۱۱۰۰
۷	۲۱۰۰۰	۲۳۱۵۵	۱۰۰۰۰	۲۳۱۵۵	-۱۱۰۰۰
۸	۸۰۰۰	۲۸۳۱۵	۲۳۱۰۷	۲۰۳۱۵	۵۰۰۰
۹	۳۰۰۰	۱۰۰۰۰	۲۳۱۰۵	۷۱۰۵	۲۰۰۰
۱۰	۵۰۰۰	۵۰۰	۳۵۷۷	-۴۵۰۰	۳۰۷۷
۱۱	۲۰۰۰	۰	۱۵۹	-۲۰۰۰	۱۵۹

جدول ۲- مقایسه وسعت شوری در هر کلاس برای مقاطع زمانی مختلف برای متغیر میانگین شوری

کلاس شوری	وسعت در سال ۱۳۷۸ (Km ²)	وسعت در سال ۱۳۸۸ (Km ²)	وسعت در سال ۱۳۹۸ (Km ²)	تفاوت سال‌های ۱۳۷۸ و ۱۳۸۸ (Km ²)	تفاوت سال‌های ۱۳۷۸ و ۱۳۹۸ (Km ²)
۱	۱۲۷۹	۲۰۷۵	۱۰۰۰	۸۴۶	-۱۲۷۹
۲	۲۱۱۵۲	۲۳۱۰۸	۲۳۱۰۸	۱۱۵۵۶	۱۱۵۵۶
۳	۱۲۰۵۷	۲۱۳۸۸	۲۱۳۸۸	۹۱۸۱	۹۱۸۱
۴	۲۱۰۰۰	۱۵۱۵۲	۱۵۱۵۲	-۶۸۴۸	-۶۸۴۸
۵	۱۵۰۰۰	۲۳۱۰۰	۲۳۱۰۰	۸۱۰۰	۸۱۰۰
۶	۱۲۰۰۰	۲۳۱۵۲	۲۳۱۵۲	۱۱۱۵۲	۱۱۱۵۲
۷	۲۰۰۰۰	۲۱۱۵۲	۲۳۱۰۲	۱۱۱۵۲	۱۱۱۰۲
۸	۳۰۰۰	۲۳۱۵۲	۲۳۱۵۲	۲۰۱۵۲	۲۰۱۵۲
۹	۵۰۰۰	۱۵۱۵۲	۱۵۱۵۲	۱۰۱۵۲	۱۰۱۵۲
۱۰	۵۰۰۰	۰	۳۵۷۷	-۵۰۰۰	۳۰۷۷
۱۱	۲۰۰۰	۰	۱۵۹	-۲۰۰۰	۱۵۹

جدول ۳- مقایسه وسعت شوری در هر کلاس برای مقاطع زمانی مختلف برای متغیر حداکثر شوری

کلاس شوری	وسعت در سال ۱۳۷۸ (Km ²)	وسعت در سال ۱۳۸۸ (Km ²)	وسعت در سال ۱۳۹۸ (Km ²)	تفاوت سال‌های ۱۳۷۸ و ۱۳۸۸ (Km ²)	تفاوت سال‌های ۱۳۷۸ و ۱۳۹۸ (Km ²)
۱	۲۳۳۱۲	۲۳۳۱۲	۲۳۳۱۲	۰	۰
۲	۱۰۰۰۰	۱۰۰۰۰	۱۰۰۰۰	۰	۰
۳	۲۱۰۰۰	۲۳۳۱۲	۲۳۳۱۲	۲۳۳۱۲	۲۳۳۱۲
۴	۵۰۰۰	۵۰۰۰	۵۰۰۰	۰	۰
۵	۱۱۰۰۰	۱۱۰۰۰	۱۱۰۰۰	۰	۰
۶	۲۱۰۰۰	۲۳۳۱۲	۲۳۳۱۲	۲۳۳۱۲	۲۳۳۱۲
۷	۳۰۰۰	۳۰۰۰	۳۰۰۰	۰	۰
۸	۳۰۰۰	۳۰۰۰	۳۰۰۰	۰	۰
۹	۳۰۰۰	۳۰۰۰	۳۰۰۰	۰	۰
۱۰	۳۰۰۰	۳۰۰۰	۳۰۰۰	۰	۰
۱۱	۳۰۰۰	۳۰۰۰	۳۰۰۰	۰	۰

در جدول (۲) نیز ملاحظه می‌گردد که افزایش سطح، مربوط به حدود پایین و بالای شوری و کاهش سطح مربوط به شوری در رده‌های میانی می‌باشد. افزایش سطح در شوری متوسط ۴۵۰ میکروموس بر سانتیمتر از سال ۱۳۷۸ الی ۱۳۹۸ معادل حدوداً ۸۷ کیلومتر مربع می‌باشد، البته با توجه به اینکه شیب تغییرات در ده سال دوم کمتر از ده سال اول است. در حدود بالای شوری نیز، بیشترین تغییرات مربوط به کلاس شوری شماره ۹ می‌باشد، یعنی شوری متوسط ۴۵۰ میکروموس بر سانتیمتر که در آن ۱۸۱ کیلومتر مربع افزایش سطح را از ابتدا تا انتهای بازه زمانی شاهد هستیم. در اینجا نیز توجه به شیب نسبتاً شدید افزایش سطح شوری با میانگین ۷۰۰۰ میکروموس بر سانتیمتر که از ۰/۳ در ده سال اول تا حدوداً ۲ کیلو متر مربع در سال دوم افزایش داشته است، نیز حائز اهمیت می‌باشد. در ارتباط با حدود متوسط شوری، بیشترین کاهش سطح مربوط به شوری متوسط ۷۲۵ میکروموس بر سانتیمتر و کمترین مقدار آن مربوط به شوری متوسط ۱۶۵۰ میکروموس بر سانتیمتر می‌باشد. در جدول (۳) نیز بیشترین افزایش سطح به میزان ۲۳۸/۸۷ کیلومتر مربع در شوری متوسط ۶۲۵۰ میکروموس بر سانتیمتر با شیب تغییرات بسیار زیاد بخصوص در ده ساله دوم رخ داده است. در حد شوری با میانگین ۸۵۰۰ میکروموس بر سانتیمتر، تغییرات از دوره ده ساله دوم با شیب نسبتاً ملایمی شروع شده است. در پایین‌ترین حد شوری، یعنی شوری با میانگین ۴۵۰ میکروموس بر سانتیمتر، در ده سال اول یک روند شدیداً افزایشی و در ده ساله دوم یک روند شدیداً کاهش مشاهده می‌شود. در ارتباط با حدود متوسط شوری، بیشترین کاهش سطح به میزان ۳۵۴ کیلو متر مربع، مربوط به میانگین شوری ۹۵۰ میکروموس بر سانتیمتر می‌باشد. نکته قابل توجه این است که بر خلاف دو متغیر حداقل و میانگین، در اینجا شاهد افزایش سطح در شوری‌های میانی ۲۱۰۰-۱۱۰۰ میکروموس بر سانتیمتر هستیم.

نتیجه‌گیری

نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که کاهش سطح اراضی در رده‌های میانی شوری توسط افزایش سطح اراضی در رده پایین شوری (۵۰۰ - ۴۰۰ میکروموس بر سانتیمتر) و رده‌های بالایی آن (بیش از ۳۰۰۰ میکروموس بر سانتیمتر برای متغیر حداقل و میانگین شوری و بیش از ۴۰۰۰ میکروموس بر سانتیمتر برای متغیر حداکثر شوری) جبران شده است. میزان افزایش سطح در کلاس‌های بالای شوری (>۴۰۰۰) به مراتب بیش از سطوح پایین شوری است. این مقادیر برای سه متغیر حداقل، میانگین و حداکثر شوری آب زیرزمینی در کلاس‌های بالای شوری بترتیب ۲۸۷/۲۸۲، ۲۷۹/۶۱ و ۲۸۷/۲۸۷ کیلومتر مربع در مقابل ۳/۱۴۱، ۱۱/۵۲ و ۱۱/۵۲ کیلومتر مربع در کلاس (های) پایین شوری می‌باشد. با توجه به اهمیت متغیر حداکثر شوری در فصل گرما و گسترش ابعاد آن در دشت، کاهش میزان محصول و اجبار در تغییر الگوی کشت تابستانه در بخش قابل توجهی از دشت اجتناب ناپذیر می‌باشد. نتایج بدست آمده برای متغیر حداقل شوری که در فصل کشت زمستانه اهمیت دارد، حاکی از گسترش مناطق با شوری زیاد، منتهی در ابعادی کوچکتر نسبت به متغیر حداکثر شوری می‌باشد. در این مناطق نیز با توجه به وقوع بارش‌های جوی، مشکل کاهش تولید با احتمال ضعیف‌تری نسبت به متغیر حداکثر شوری محتمل است و ممکن است در ادامه کشت و زرع در سال‌های بعد، انتخاب رقم‌های مقاوم نسبت به شوری و یا تغییر الگوی کشت ضروری گردد.

کاربرد شبکه عصبی مصنوعی در پیش بینی سطح آب زیرزمینی آبخوان زیوه

امید اسدی گلمز^۱، کامران صوفی بوبکران^{۱*}، مهدی کرم پور^۱، عثمان صوفی بوبکران^۲

۱- کارشناس ارشد هیدروژئولوژی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

۲- کارشناس ارشد GIS و GIS، گروه RS و GIS، دانشکده برنامه ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

نویسنده مسئول kamransoufi@gmail.com

چکیده

یکی از رویکردهای اساسی در برنامه ریزی و مدیریت منابع آب دریافت یک مدل مناسب برای پیش بینی رفتار منابع آب تحت تأثیر متغیرهای مختلف این پدیده است. در این مطالعه برای پیش بینی سطح تراز آب زیرزمینی آبخوان زیوه از روش شبکه عصبی مصنوعی برگشتی (RNN) و پیشرو (FNN) استفاده گردید. پارامترهای ورودی شامل بارندگی، دما و تراز سطح ایستابی مربوط به ۷ پیرومتر در دوره زمانی ماه قبل و خروجی مدل نیز تراز سطح ایستابی در دوره مورد نظر طی دوره آماری ۱۴ ساله (۱۳۹۷-۱۳۸۴) بودند. معیارهای RMSE و R2 برای ارزیابی و مقایسه عملکرد مدل‌ها مورد استفاده قرار گرفت. نتایج حاصله نشان از دقت قابل قبول هر دو مدل در تخمین تراز سطح ایستابی می باشد. همچنین نتایج RMSE در مجموع دو مرحله آموزش و آزمایش برای مدل های FNN و RNN حاکی از برتری FNN نسبت به RNN می باشد. به ترتیب برابر با ۳۸/۰ و ۴۱/۰ می باشد

جدول ۱- نتایج شبکه عصبی برگشتی

ردیف	پیرومتر	مرحله آموزش		مرحله آزمایش	
		RMSE	R ²	RMSE	R ²
1	برازان	14%	92%	19%	94%
2	دیزج	27%	96%	31%	95%
3	گردیک	0.04%	90%	0.03%	88%
4	گردوان	13%	95%	31%	93%
5	کایر	13%	93%	25%	92%
6	خوراسب	23%	96%	32%	91%
7	زیوه	13%	94%	22%	85%

جدول ۲- نتایج شبکه عصبی پیشرو

ردیف	پیرومتر	مرحله آموزش		مرحله آزمایش	
		RMSE	R ²	RMSE	R ²
1	برازان	16%	90%	21%	94%
2	دیزج	30%	95%	35%	94%
3	گردیک	11%	85%	12%	61%
4	گردوان	15%	94%	34%	91%
5	کایر	14%	92%	25%	93%
6	خوراسب	19%	97%	31%	93%
7	زیوه	15%	94%	21%	84%

مقایسه مدل‌ها بر اساس میانگین RMSE مراحل آموزش و آزمایش در شکل ۲ نشان داده شده است. با توجه به نمودار مشاهده می شود که مدل FNN نتایج بهتری نسبت به مدل RNN دارد.

نتیجه گیری:

عدم وجود داده‌های کافی برای توسعه مدل‌های ریاضی به علت محدودیت‌های زمانی و همچنین زمان زیاد جهت اجرای مکرر این مدل‌ها کاربرد مدل‌های ریاضی را با محدودیت مواجه می‌کند. در چنین شرایطی، مدل‌های مبتنی بر هوش مصنوعی و ماشین‌های یادگیری می‌توانند جایگزین مناسبی به شمار آیند. در پژوهش صورت گرفته عملکرد روش‌های RNN، FNN برای بررسی نوسانات سطح آب زیرزمینی آبخوان زیوه با استفاده از پارامترهای دما، بارش و سطح تراز آب زیرزمینی در دوره آماری ۱۴ ساله (۱۳۹۷-۱۳۸۴) مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج حاکی از برتری نسبی از برتری FNN نسبت به RNN بود که با نتایج لی و همکاران (۲۰۱۹) مطابقت دارد. مقادیر مقدار عددی پارامتر RMSE در دو مرحله آموزش و آزمایش برای RNN به ترتیب ۱۷/۰ و ۲۳۷/۰ و برای مدل FNN نیز به ترتیب برابر با ۱۵/۰ و ۲۳/۰ می باشد.

منابع:

اصغری مقدم، ا.، ندیری، ع.، فیجانی، الف. (۱۳۸۸). پیش‌بینی مکانی غلظت فلونورید با استفاده از مدل‌های شبکه‌های عصبی مصنوعی و زمین‌آمار، فصلنامه دانش آب‌و خاک، جلد ۱۹، شماره ۲، ۱۴۵-۱۲۹.

نوردویی میلان، سامی، آریاآذر، ناصر، جوادی، سامانه، وازدار، بابک. (۱۳۹۹). شبیه‌سازی تراز سطح آب زیرزمینی با استفاده از مدل حداقل مربعات ماشین بردار پشتیبان و مقایسه آن با شبکه عصبی مصنوعی و رگرسیون خطی چند متغیره. هیدروژئولوژی، ۱(۱۵)، ۱۱۸-۱۳۳. doi: 10.22034/hydro.2020.10455

ندیری، ع. (۱۳۸۶). پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی در محدوده متروی تبریز با شبکه‌های عصبی مصنوعی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ۱۷۸ ص.

Alvisi, S., Mascellani, G., Franchini, M., Bardossy, A. (2005). Water level forecasting through fuzzy logic and artificial neural network approaches. Hydrol. Earth Syst. Sci. : 1107-1145

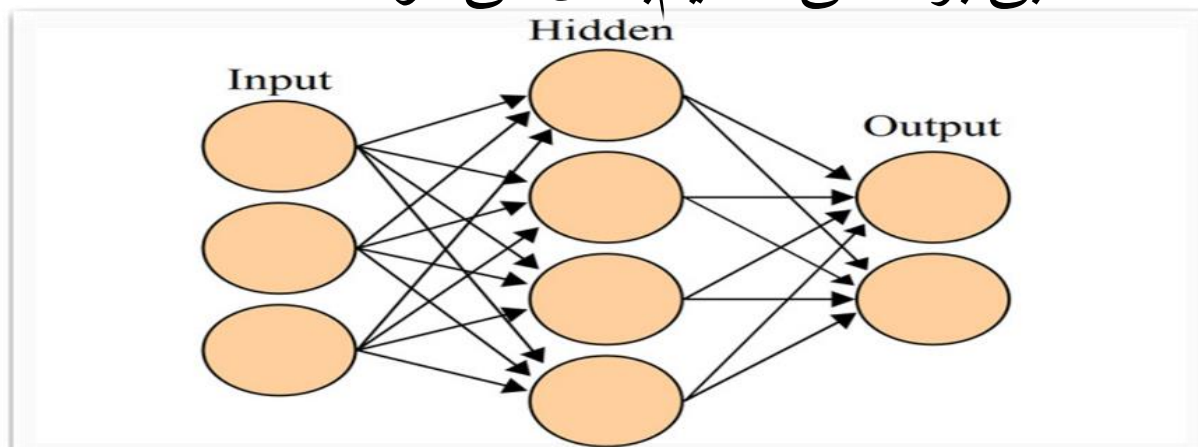
Chiang, Y. M., Chang, L. C., & Chang, F. J. (2004). Comparison of static-feedforward and dynamic-feedback neural networks for rainfall-runoff modeling. Journal of hydrology, 290(3-4), 297-311.

Hopfeil, J. J. (1982). Neural network and physical systems with emergent collective computational abilities. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 79, 2554-2558.

Nourani, V., Alami, M. T., & Aminfar, M. H. (2009). A combined neural-wavelet model for prediction of Ligvanchai watershed precipitation. Engineering Applications of Artificial Intelligence, 22(3), 466-472

شبکه های عصبی مصنوعی

شبکه‌های عصبی مصنوعی به علت غیرخطی بودن، کاربرد فراوانی در حل مسائل علوم مختلف دارند. این شبکه‌ها یک سیستم پردازشگر اطلاعات توده‌ای هستند که به صورت موازی قرار گرفته‌اند و عملکردی شبیه شبکه عصبی مغز انسان دارند (Hopfield, 1982) و قادر هستند ارتباط پنهان میان داده‌ها را کشف کنند. شبکه عصبی مصنوعی معمولاً شامل سه لایه ورودی برای دریافت داده‌های اولیه، لایه‌ی میانی یا مخفی که محل وزن دهی و پردازش داده‌ها می‌باشد و لایه آخر که شامل خروجی مدل می‌باشد. تعداد شمار گره‌ها و لایه‌های مخفی از طریق آزمون و خطا تعیین می‌گردد ارتباط مابین این لایه‌ها به وسیله نودها انجام می‌پذیرد. گره‌های لایه‌های مجاور به‌طور کامل باهم در ارتباط هستند. این ارتباط هم می‌تواند از لایه‌های مختلف به یکدیگر و همچنین از توده‌ای مختلف به یکدیگر در یک لایه صورت گیرد ولی بین گره‌های یک لایه ارتباطی وجود ندارد. هر گره لایه میانی دارای یک تابع عملگر است که به آن تابع تبدیلگر می‌گویند. شبکه‌های عصبی بر اساس آرایش گره‌های ورودی و خروجی و جهت جریان و پردازش داده‌ها به دو دسته شبکه‌های پیشرو و شبکه عصبی برگشتی تقسیم‌بندی می‌شوند.



شکل ۲- ساختار شبکه عصبی مصنوعی سه لایه

وجه تمایز شبکه پیشرو از برگشتی وجود حداقل یک ارتباط برگشت است (Chiang et al, 2004). در این تحقیق از شبکه عصبی پیشرو و برگشتی با پرسپترون چندلایه و الگوریتم لوبنبرگ-مارکوارت (MLP-LM) استفاده شده است

نتایج و بحث:

شبکه عصبی برگشتی

در مدل‌های هوش مصنوعی داده‌ها به دو قسمت آموزش و آزمایش تقسیم‌بندی می‌شوند. در این تحقیق ۸۰٪ داده‌ها (بازه زمانی ۸۴ تا ۹۴) و ۲۰٪ باقی‌مانده (بازه زمانی ۹۵ تا ۹۷) برای قسمت آزمایش انتخاب گردید. از پارامترهای مهم در کاهش خطای شبکه‌های عصبی مصنوعی، تقسیم‌بندی گره‌های میانی و تقسیم داده‌ها می‌باشد که با روش آزمون و خطا تعیین گردید. ورودی شبکه شامل بارش، دما و سطح آب زیرزمینی در گام زمانی T0-1 در بازه زمانی ۱۴ ساله (۹۷-۸۴) می‌باشد. خروجی شبکه‌های موجود نیز مقدار تراز آب زیرزمینی می‌باشد. برای تعیین تعداد گره‌های میانی در شبکه عصبی مصنوعی از روش آزمون و خطا استفاده شد. بدین ترتیب تعداد ۴ نود برای شبکه انتخاب گردید. پس از انجام مدل‌سازی مقادیر R2 و RMSE به‌طور جداگانه برای قسمت‌های آموزش و آزمایش محاسبه گردید که نتایج مربوطه در جدول ۱ آورده شده است.

شبکه عصبی پیشرو

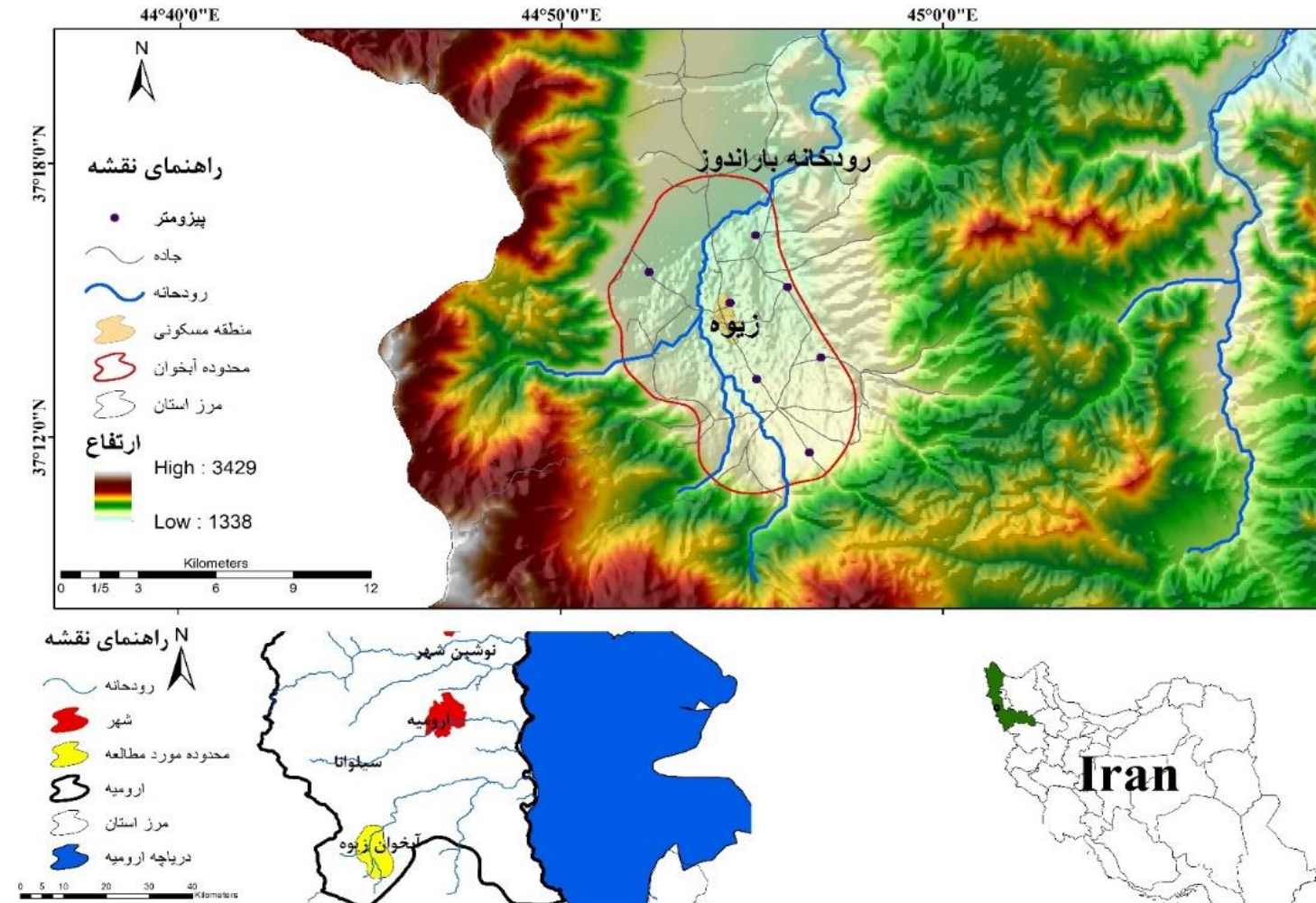
در این مدل نیز از شبکه عصبی با الگوریتم لوبنبرگ-مارکوارت (MLP-LM) استفاده شد. خروجی مدل بر اساس R2 و RMSE در جدول ۲ آورده شده است.

مقدمه:

استفاده از آب‌های زیرزمینی و مدیریت نادرست آن، سبب به وجود آمدن مشکلاتی در کشورهای مختلف از جمله ایران شده است. امروزه شبکه‌ی عصبی مصنوعی در مطالعات هیدرولوژی و مدیریت منابع آب کاربرد وسیعی دارد (نورانی و همکاران، ۲۰۰۹). محققین در مطالعات آب‌های زیرزمینی از روش‌های هوشمند به طور وسیعی استفاده کرده‌اند. ندیری (۱۳۸۶) توانایی ساختارهای مختلف شبکه‌های عصبی مصنوعی را برای پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی در محدوده‌ی متروی تبریز مورد بررسی قرار داد و بهترین ساختار را شبکه عصبی پیشرو با الگوریتم لوبنبرگ-مارکوارت معرفی کرد. اصغری مقدم و همکاران (۱۳۸۸) به پیش‌بینی مکانی غلظت فلونورید در دشت بازرگان و پلدشت با مقایسه مدل‌های شبکه عصبی مصنوعی و روش‌های زمین آماری و کوکریجینگ پرداختند و به این نتیجه رسیدند که مدل شبکه عصبی مصنوعی دارای تخمین دقیق‌تری نسبت به روش‌های زمین آماری می‌باشد. نوردویی میلان و همکاران (۱۳۹۹) در تحقیقی شبیه سازی تراز سطح آب زیرزمینی با استفاده از مدل حداقل مربعات ماشین بردار پشتیبان و مقایسه آن با شبکه عصبی مصنوعی و رگرسیون خطی چند استفاده کردند. نتایج نشان داد که هر سه مدل بکار رفته با دقت قابل قبولی قادر به شبیه سازی تراز سطح آب زیرزمینی هستند. هدف از این تحقیق استفاده از روش‌های شبکه عصبی پیشرو و برگشتی برای بررسی نوسانات سطح آب زیرزمینی آبخوان زیوه با استفاده از پارامترهای ورودی شامل متوسط بارش، دما در گام‌های زمانی T0 و تراز سطح آب زیرزمینی در گام زمانی T0-1 و در دوره آماری ۱۴ ساله (۱۳۹۷-۱۳۸۴) است.

روش‌ها:

شکل زیر موقعیت منطقه سیلوانا و آبخوان زیوه در جنوب غربی شهر ارومیه در استان آذربایجان غربی را نشان می‌دهد.



شکل ۱- موقعیت منطقه مطالعاتی.

دشت زیوه دارای ۹ حلقه پیرومتر که از این تعداد ۷ پیرومتر دارای آمار کامل ۱۴ ساله هستند. ورودی‌های مدل‌ها متوسط بارش، دما در گام زمانی T0 و تراز سطح آب زیرزمینی در گام زمانی T0-1 می باشند. که از این بین ۸۰٪ داده‌ها برای قسمت آموزش و ۲۰٪ داده‌ها نیز برای قسمت تست انتخاب شد. ابتدا داده‌ها در نرم افزار Excel 2019 مرتب سازی شدند. سپس با استفاده از کد نویسی در محیط نرم افزار Matlab 2017 عملیات شبیه سازی داده‌ها اجرا شد. داده‌های خروجی مدل‌ها در برنامه اکسل با داده‌های مشاهداتی مقایسه شدند و نتایج آن‌ها با استفاده از معیارهای ارزیابی R2 و RMSE مورد ارزیابی قرار گرفتند. معیارهای ضریب همبستگی (R2) و ریشه میانگین مربعات خطا RMSE با روابط زیر بدست می‌آیند.

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{N}}$$

رابطه رشد تورمالین و دگرشکلی در سنگ های دگرگونی ناحیه ای شرق همدان

سارا عبدالله زاده، دانشجوی کارشناسی ارشد تکنونیک، دانشگاه بوعلی سینا-همدان
لیلی ایزدی کیان، عضو هیئت علمی گروه زمین شناسی، دانشگاه بوعلی سینا-همدان
اشرف ترکیان، عضو هیئت علمی گروه زمین شناسی، دانشگاه بوعلی سینا-همدان

چکیده: در سنگ های دگرگونی شرق همدان کانی های تورمالین حضور دارند. تورمالین در رگه ها اغلب بی شکل است ولی در دایکهای پگماتوئیدی منطقه تورمالین های بزرگ و منشوری قابل مشاهده است. تورمالین ها در پگماتیت ها بصورت بافت های شانه ای و شعاعی و در آپلیت ها بصورت نواری تشکیل شده اند. همچنین در بخش هایی از منطقه بلورهای منشوری تورمالین مشاهده می شود که بودین شده اند. در رگه های پگماتوئیدی منطقه که در مرحله دوم دگرشکلی چین خورده اند تورمالین در حاشیه رگه ها از تشکیل شده و در چین خوردگی شرکت کرده است و نشان میدهد شکل گیری تورمالین در منطقه پیش از دگرشکلی دوم می باشد.

تورمالین های موجود در سنگ های ناحیه ای شرق همدان

تورمالین در شرایط دما، فشار و محیطهای زمین شناسی مختلفی تبلور می شود (Manning, ۱۹۸۲; Benard et al., ۱۹۸۵; London, ۱۹۹۹) و به علت پایداری و داشتن طیف گسترده ای از عناصر در ترکیب شیمیایی، در زمین دماسنجی و شناخت فرایندهای سنگ زایی (پتروژنتیک) کاربرد دارد (Henry and Guidotti, ۱۹۸۵; London, ۱۹۹۹). این کانی در محدوده گسترده ای از دما و فشار پایدار بوده و همچنین در برابر هوازدگی پایدار است (احمدی خلجی و همکاران، ۱۳۹۵). تورمالینهای مورد مطالعه در گستره شورل و آلکالی قرار می گیرند و همه ی تورمالینهای منطقه طبق نمودار MgO در برابر دارند (سلامی، ۱۳۹۵). بر اساس پژوهش های انجام شده روی تورمالین های موجود در ناحیه زمان آباد به کمک نمودارهای مختلف و هم چنین وجود نداشتن منطقه بندی، می توان گفت که تورمالین های موجود در این ناحیه اغلب از نوع شورل است (موسوی و شاهرخی، ۱۳۹۹). حضور تورمالین های خودشکل در پگماتیت های گرانیتی و وجود نداشتن منطقه بندی، نشانه روشنی از غنی بودن ماگمای خاستگاه این گرانیت ها از باست در حالی که تورمالین های موجود در، تورمالین های گرمابی (ماگماتی تاخیری) در سنگ های پگماتیتی هورنفلس ها وجود دارند. این نسبت در تورمالینهای موجود در پگماتیت هورنفلس ها کم تر است و نشان گر منشأ گرفتن بور از سیالات گرمابی است

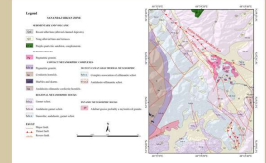
دگرشکلی های منطقه

در این منطقه همانند سایر قسمتهای این زیر زون سه مرحله دگرشکلی بزرگ مقیاس بصورت هم محور شکل گرفته است (شکل ۱). در اولین مرحله دگرشکلی منطقه (D1)، بر گواره (S1) و چین های نسل اول (F1) در منطقه تشکیل شده است. بر گواره نسل اول با تشکیل کانی های صفحه ای (مسکویت و بیوتیت) به موازات سطح محوری چین های نسل اول در منطقه تشکیل شده که به دلیل پدیده فراگذاری اغلب موازی با لایه بندی دیده می شود. به همراه این دگرشکلی، دگرگونی درجه پایین M1 در حد رخساره شیبست سبز رخ داده و پورفایروبلاست های گارنت، آندالوزیت به صورت همزمان با دگرشکلی نسل اول (Syn-D1) در سنگ های دگرگونی رشد کرده اند. مرحله دوم دگرریختی بوسیله چین خوردن مجدد سطح محوری چین های نسل اول و تشکیل چین های نسل دوم (F2) دیده می شود. بر گواره دوم (S2) نیز از نوع سطح محوری بوده و موازی سطح محوری چین های نسل دوم در منطقه شکل گرفته است. چین های نسل دوم به صورت چین های بسته، فشرده تا یال موازی، مایل تا خوابیده و یال برگشته در سنگ های دگرگونی ناحیه ای و مجاورتی تشکیل شده اند. این چین ها در گروه چین های مشابه (کلاسه های ۳، ۲، ۱c و موازی (۱B)) قرار می گیرند. بر گوارگی نسل دوم بیشتر از نوع شیبستوزیته سطح محوری (از نوع پیوسته تا فاصله دار) و در بخش هایی از نوع بر گوارگی میلونیته می باشد و از حالت افقی تا شیب دار تغییر می کند. در مرحله سوم دگرشکلی چین های ملایم تا باز این نسل به همراه بر گواره نسل سوم که آن نیز از نوع سطح محوری است تشکیل می شوند. این بر گوارگی در بخش هایی از خاور توده الوند بر گوارگی غالب را تشکیل می دهد و از نوع کنگره ای تا شکستگی می باشد (ایزدی کیان، ۱۳۸۸).



زمین شناسی عمومی و سنگ شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در شرق شهر همدان قرار دارد و از نظر تقسیمات ساختمانی در زون سنندج-سیرجان قرار میگیرد. مهمترین حادثه زمین شناسی این منطقه در ژوراسیک میانی رخ داده است (Shahbazi et al., ۲۰۱۰). سنگهای دگرگونی شرق همدان که در زون سنندج سیرجان قرار دارند، سه مرحله دگرشکلی شکل پذیر را نشان می دهند که در هر سه مرحله چین خوردگی و بر گوارگی بزرگ مقیاس شکل گرفته است. در این نوع سنگ ها اغلب در رگه ها و دایک های با ترکیب پگماتوئیدی تورمالین یافت میشود.



ویژگی های بافتی و ساختمانی موجود در بلورهای تورمالین

بلور های تورمالین در منطقه شرق همدان در آپلیتها و پگماتیت ها بصورت فراوان مشاهده می شود و ویژگیهای بافتی و ساختمانی متفاوتی را از خود نشان می دهد. این ویژگیها شامل چین خوردگی، بودین شدگی و رشد بافت شانه ای، شعاعی و ندولهای تغییر شکل یافته است که در ادامه توضیح داده می شود.

- چین خوردگی

همراه با رگه های پگماتوئیدی در منطقه تورمالین ها بصورت بی شکل رشد کرده اند و همراه با رگه ها تحت تاثیر چین خوردگی نسل دوم قرار گرفته اند (شکل ۲) و بصورت چین های بسته و یال موازی تغییر شکل داده اند. معمولاً تورمالین ها در حاشیه دو طرف رگه ها تمرکز شدید دارند و به سمت داخل رگه اثری از تورمالین دیده نمی شود.

- بودین شدگی

در برخی مناطق تحت تاثیر پهنه برشی بلورهای بزرگ و منشوری تورمالین تحت تاثیر نیروی کشش دچار شکستگی عمود بر روند بلور شده اند و در بین فضاها باز شده کانی هایی از قبیل کوارتز و پلاژیوکلاز رشد کرده است که نشان دهنده حضور سیالات ماگمایی بهنگام حادثه کشش و بودین شدگی در منطقه است.

- لایه بندی در آپلیت ها

لایه های غنی و فقیر از تورمالین باعث ایجاد ساخت نواری در آپلیت های منطقه شده است و لایه های غنی از تورمالین و فلدسپار لایه های تیره را ایجاد کرده اند و لایه های غنی از مسکویت و پلاژیوکلاز لایه های روشن را تشکیل داده اند. در برخی قسمتها صفحه لایه بندی به موازات دیواره دایک است و نشان می دهد که نیروهای تکتونیک در ساخت لایه بندی نقش دارند (Rockhold et al., ۱۹۸۷). این آپلیت های نواری در حاشیه برخی دایکهای آپلیتی - پگماتیتی دیده می شود و ناشی از میزان هسته بندی سریع در مذاب فوق سرد شده است.

- بافت شعاعی

رشد شعاعی بلورها که اکثراً در بخش داخلی پگماتیتها یا ضخامت زیاد مشاهده میشود، نشان دهنده ی سرعت بالای رشد میباشد. وجود ادخالهای مایع با چگالهایی کم و زیاد در کنار یکدیگر در این بلورها شاخص سرعت بالای تبلور در آنها میباشد.

- بافت شانه ای

رشد بلورهای طویل عمود بر دیواره از ویژگیهای ذاتی پگماتیت هاست که به آن بافت شانه ای (Comb structure) گفته می شود و نشان دهنده عدم تعادل در ماگما است (Nabelek et al., ۲۰۱۰). در شرایطی که ویسکوزیته ی مذاب بسیار بالا باشد میزان انتشار جانبی بسیار کم است، بنابراین رشد تنها در یک جهت و آن هم عمود بر دیواره صورت می گیرد. طول بلورهای عمود بر دیواره به تدریج به سمت داخل پگماتیت افزایش می یابد. اندازه این بلورها به فاصله بین دمای هسته بندی و دمای لیکوئیدوس کانی در طول نمودار دمایی در پگماتیت بستگی دارد، به شرط آنکه اجزاء لازم برای رشد بلورها در همه جهات موجود باشد. زمانی که یک بلور هسته بندی میکند، تا جایی رشد میکند که دما تقریباً معادل دمای لیکوئیدوس باشد. با پیشرفت تبلور در نتیجه ی مسطح شدن نمودار دما با زمان، بلورهایی که ایجاد میشود طولتر می شوند (سلامی، ۱۳۹۵). در واقع بافت شانه ای بافت انجماد یک طرفه است. در بسیاری از رگه ها بلورهای تورمالین انجماد یک جهته از حاشیه به سمت داخل را نشان می دهند که نشان می دهد از سمت دیواره به سمت داخل صورت گرفته است. در این نوع بافت ها تورمالین در حاشیه دیده می شود.

- ندولهای تورمالین

پراکندگی ندولهای تورمالین در زمینه آپلیتها بصورت ناهمگن است و در برخی مناطق بصورت منظم و پی در پی دیده میشوند، اما در برخی مناطق تمرکز آنها بسیار پایین است. این ندولها در زمینه آپلیتها بصورت خطی و جریانی دیده میشوند و بدون آنکه ارتباطی با یکدیگر داشته باشند، به صورت پراکنده و مستقل در آپلیتها میزبان دیده میشوند.

نتیجه گیری

کانی تورمالین در محدوده گسترده ای از دما و فشار پایدار بوده و همچنین در برابر هوازدگی پایدار است و بنابراین به علت پایداری و داشتن طیف گسترده ای از عناصر در ترکیب شیمیایی، در زمین دماسنجی و شناخت فرایندهای سنگ زایی (پتروژنتیک) کاربرد دارد. از طرفی بافت ها و ساختار های مختلفی که تورمالین میتواند در آن شرکت کند در تفسیر نحوه تبلور سیال و محیط تکتونیک منطقه می دهد. با توجه به برداشت های صحرائی در منطقه شرق همدان تورمالین ها قبل از دگرشکلی نسل دوم در رگه های پگماتوئیدی شکل گرفته اند. تکنونیک حاکم بر منطقه بر روی جهت یابی و نحوه رشد تورمالین تاثیر داشته و باعث چین خوردگی و بودین شدگی تورمالین شده است.

