



وزارت
صنعت، معدن و تجارت
سازمان زمین شناسی و
اکتشافات معدنی کشور

مدیریت ژئومتیکس

گزارش نهایی پروژه:

شناسایی اولیه منابع زمین گرمایی ایران با منشا آذرین

با استفاده از تلفیق و مدل سازی

مجری طرح: محمد صادقی

توسط:

حمیدرضا جعفری ساروقی

تیر ۱۴۰۱

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

کشور

معدنی

فیات

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

سازمان

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

گزارش حاضر طبق کد ۹۷-۱۴۳-۲۷۴۵ گک ۱۴۰۱/۱۶ از شورای ارزیابی انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

مجاز انتشار گرفته است.

هر گونه استفاده از این گزارش به هر شکل و طریق بدون ذکر کامل ماخذ مجاز نمی باشد.

جعفری ساروقی ، ح ر ، شناسایی اولیه منابع زمین گرمایی ایران با منشا آذرین با استفاده از تلفیق و مدل سازی ، ۱۴۰۱ ، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Jafari Saroughi ,HR., Preliminary identification of Iran's geothermal resources with igneous origin using integration and modeling , 2022, Geological Survey of Iran.

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

سپاسگزاری

منت خدای را عزوجل که طاعتش موجب قربت است و به شکر اندرش مزید نعمت.

بدینوسیله از تمامی مسئولین، همکاران و افرادی که به گونه‌ای اینجانب را در مراحل مختلف انجام این پروژه راهنمایی و همراهی نموده‌اند کمال تشکر و قدردانی را می‌نمایم.

از جناب آقای دکتر صادقی ریاست محترم ژئومتیکس، جناب آقای مهندس فتوتی ریاست اسبق ژئومتیکس و همچنین جناب آقای دکتر تقوی ریاست محترم ژئوانفورماتیک سازمان به خاطر راهنمایی‌های ارزنده در انجام مراحل مختلف پروژه از جمله تلفیق و مدل سازی داده ها کمال تشکر و قدردانی را می‌نمایم.

از سرکار خانم استرابی که در زمینه مراحل داوری و چاپ نهایی این گزارش متحمل زحمات زیادی شدند، سپاسگزاری می‌نمایم.

حمیدرضا جعفری ساروقی

تیر ۱۴۰۱

سازمان زمین شناسی و
گسترش افق

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

چکیده

افزایش جمعیت و نیاز به منابع انرژی از یک سو و افزایش آلودگی های زیست محیطی ناشی از سوخت های فسیلی از سوی دیگر باعث شده تا اهمیت انرژی های تجدیدپذیر روز به روز در زندگی بشر بیشتر شود. در این میان انرژی زمین گرمایی با توجه به ماهیت آن از جمله قابل استفاده بودن بصورت ۲۴ ساعته و بدون در نظر گرفتن شرایط فصلی و آب و هوایی و غیره یکی از گزینه های مناسب در میان سایر انرژی های تجدیدپذیر می باشد. همچنین با توجه به شرایط خاص زمین شناسی کشور ما این انرژی می تواند تامین کننده بخشی از نیازهای کشور باشد. یکی از روشهایی که برای شناسایی منابع زمین گرمایی در زمان-هزینه کمتر بکار گرفته می شود، استفاده از تکنیک های نرم افزاری است. البته وجود اطلاعات اولیه مانند زمین شناسی، دورسنجی و ...، پیش نیار این روش است، به همین دلیل به کارگیری این روش در صورت وجود اطلاعات فوق آن را در زمان کوتاه با صرف هزینه کم میسر می سازد.

وقوع فعالیت های ولکانو-پلوتونیزم در مناطق مختلف کشور و بخصوص کمان ماگمایی ارومیه-دختر باعث رخداد مناطق مستعد زمین گرمایی متعدد شده است. برای شناسایی منابع احتمالی زمین گرمایی کشور در این پروژه از تلفیق و مدل سازی به روش **Index Overlay** بهره برده شده است.

برای اجرای این طرح (شناسایی منابع زمین گرمایی) تمام داده های موجود در قالب آنالوگ و دیجیتال، شامل اطلاعات زمین شناسی، ژئوشیمیایی، ژئوفیزیکی، دورسنجی و هیدروژئولوژی جمع آوری شد. در گام اول تمام داده های آنالوگ به دیجیتال تبدیل و داده های دیجیتال بررسی و با توجه به نیاز تفکیک و در گام دوم اطلاعات حاصل همراه با داده های دیجیتال دیگر پردازش شد. حاصل این مراحل تولید داده های همسان است که برای مدل سازی مورد استفاده قرار می گیرد.

با تکیه بر آخرین مدل های شناسایی منابع زمین گرمایی در جهان مدل بهینه تعریف شد. مدل مذکور بیانگر مراحل و نحوه انتخاب و ارزش گذاری فاکتورهای مربوطه است که در نهایت پس از تلفیق به شناسایی مناطق مستعد منجر می شود. در مدل مذکور اطلاعات زیر مدنظر قرار گرفت.

- لایه‌ی سنگ‌شناسی با ترکیب آذرین (درونی و بیرونی) و آذرآواری با سن سنوزوئیک
- لایه‌ی سنگ‌شناسی با ترکیب آذرین با سن سنوزوئیک براساس دوره‌های ترشیری و کواترنری
- لایه‌ی سنگ‌شناسی تراورتن‌ها

- بی‌هنجاریهای ژئوشیمیایی عناصر مرتبط از جمله جیوه، آرسنیک، استرانسیوم، لیتیوم

- بی‌هنجاری مغناطیس‌هوایی

- دگرسانی‌های هیدروترمالی

- گسل‌های برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی و ژئوفیزیک هوایی

هریک از لایه شامل تعدادی کلاسه است که این کلاسه‌ها براساس میزان تاثیرشان در شناسایی مناطق مستعد وزن‌دهی شده است. در نهایت لایه‌های مذکور در محیط GIS تلفیق و مناطق مستعد زمین‌گرمایی شناسایی شده است و از لایه چشمه‌های آبگرم نیز برای اعتبار‌سنجی محدوده‌های بدست آمده استفاده گردید.

۲	۱-۱- مقدمه
۲	۱-۲- اهداف پروژه
۳	۱-۳- روش کار
۵	۲-۱- ماگماتیسم ترشیری
۱۳	۲-۲- آتشفشان های ترشیری
۲۳	۲-۳- سنگ های آتشفشانی کواترنری
۲۹	۲-۴- گسل های ایران
۳۵	۳-۱- مقدمه
۳۵	۳-۲- جمع آوری و بررسی داده ها
۳۶	۳-۲-۱- سنگ شناسی
۳۶	۳-۲-۲- داده های ژئوشیمیایی
۳۷	۳-۲-۳- داده های ژئوفیزیک
۳۷	۳-۲-۴- گسلها
۳۷	۳-۲-۵- دگرسانی
۳۸	۳-۳- پردازش داده ها
۳۸	۳-۳-۱- رقومی سازی (DIGITIZATION)
۳۸	۳-۳-۲- تهیه جدول اطلاعاتی (ATTRIBUTE DATA)
۳۹	۳-۳-۳- داده پردازش (DATA PROCESSING)
۴۰	۳-۳-۳-۱- پردازش داده های زمین شناسی
۴۱	۳-۳-۳-۲- پردازش داده های ژئوشیمیایی
۴۲	۳-۳-۳-۳- پردازش داده های دورسنجی
۴۶	۳-۳-۳-۴- پردازش داده های ژئوفیزیکی
۴۸	۳-۳-۳-۵- پردازش داده های گسل ها و خطواره های ژئوفیزیک هوایی
۴۹	۳-۴- ساخت بانک اطلاعاتی

۵۱	۴-۱- مقدمه
۵۲	۴-۲- همپوشانی شاخصی
۵۲	۴-۲-۱- نقشه های نشانگر دوتایی (BINARY EVIDENCE MAPS)
۵۳	۴-۲-۲- نقشه های نشانگر چندتایی (MULTI CLASS MAPS)
۵۳	۴-۳- نقشه های نشانگر محدود مطالعه
۵۴	۴-۳-۱- سنگ میزبان
۵۵	۴-۳-۲- گسل
۵۵	۴-۳-۳- ژئوشیمیایی
۵۶	۴-۳-۴- دگرسانی
۵۶	۴-۳-۵- ژئوفیزیک هوایی
۵۷	۴-۴- تلفیق نهایی

فصل اول:

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

گیاث

۱- کلیات

۱-۱- مقدمه

گزارش موجود حاصل فعالیت‌های دفتری از قبیل جمع‌آوری، پردازش، تلفیق و مدلسازی داده‌ها به منظور شناسایی منابع زمین گرمایی در سطح کشور است. از داده‌های سنگ‌شناسی، گسلها، دگرسانی، ژئوفیزیک هوایی و ژئوشیمیایی برای دستیابی به هدف موردنظر بهره برده شده است. موارد مذکور پس از اعتبارسنجی و پردازش به روش همپوشانی شاخصی (Index Overlay) تلفیق و محدوده‌های مستعد مشخص شده است. بررسی نتایج مدلسازی و ارزیابی محدوده‌های شناسایی شده مستلزم بررسی‌های میدانی و برداشت و مطالعه نمونه است. در ادامه گزارش در فصل‌های جداگانه مراحل فعالیت‌ها آورده شده است.

۱-۲- اهداف پروژه

در این پروژه سعی می‌گردد با استفاده از تلفیق لایه‌های اطلاعاتی گوناگون و مدل‌سازی مربوطه به شناسایی اولیه مناطقی که می‌توانند از نظر منابع زمین گرمایی در کشور مناسب باشند دست یافته و محدوده‌هایی جهت انجام فعالیت‌های اکتشافی زمین گرمایی معرفی شوند. لازم به ذکر است در فازهای بعدی مسائل مهندسی از جمله گرادیان حرارتی، نحوه استفاده از منبع حرارتی و همچنین ملاحظات زیست محیطی در راستای نوع کاربرد و استفاده از سیستم ژئوترمالی هر محدوده بررسی خواهد شد.

۳-۱- روش کار

بطور کلی در شناسایی و اکتشاف منابع زمین گرمایی در هر ناحیه‌ای بسته به اطلاعات موجود، پس از جمع‌آوری و بررسی آنها روشهای مناسب اتخاذ می‌شود. در این راستا پس از مطالعات کتابخانه‌ای و اعتبارسنجی داده‌ها، کلیه اطلاعات زمین‌شناسی (زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی، ژئوفیزیکی، دورسنجی) جمع‌آوری شدند. داده‌های موجود پس از پردازش و آماده‌سازی در محیط نرم‌افزاری وارد شده که این عمل با استفاده از رقومی کردن و تکمیل جداول مربوط به اطلاعات انجام شد. از آنجا که مدل‌های شناسایی منابع زمین گرمایی راهکار بسیار خوبی در اتخاذ روشهای شناسایی بوده و کمک زیادی به زمین‌شناس می‌کند لذا ضروری است تا مدل‌های مختلف موجود در سایر کشورها نیز شناسایی شود. بر این اساس با توجه به مدل‌های گوناگون در سایر کشورهای جهان و تطبیق با شرایط زمین‌شناسی، ماگماتیسم و تکتونیک ایران و همچنین مشورت با زمین‌شناسان مربوطه، لایه‌های اطلاعاتی گوناگون امتیازدهی گردید و در نهایت این لایه‌ها تلفیق و مدلسازی شده و مناطق امیدبخش مشخص گردید.

فصل دوم:

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

زمین شناسی

۲- زمین شناسی

۱-۲- ماگماتیسزم ترشیری

مقدمه

در زمان سنوزویک، نیروهای فشارشی و تنش‌های رهایی ناشی از دو رخداد کوهزایی آلپ میانی و پایانی، موجب ماگمازایی شدید در گستره‌های پهناوری از ایران شده به گونه‌ای که ماگماتیسزم ترشیری با بیش از چند هزار متر مکعب حجم، بیشترین سنگ‌های ماگمایی ایران را تشکیل می‌دهند. به همین رو، به سنوزویک ایران «دوران ماگماتیسزم» نام داده‌اند. (امامی، ۱۳۷۹) بر این باور است که :

* شدیدترین فعالیت‌های آتشفشانی در اوایل ترشیری، به ویژه ائوسن، اتفاق افتاده است.

* ماگماتیسزم ترشیری، دارای تنوع سنگ‌شناسی از انواع اسیدی تا بازیک است و از نظر ژئوشیمیایی روندهای قلیایی و کلسیمی - قلیایی عمومیت بیشتر دارد. با این حال، برخی از آتشفشان‌ها ویژگی‌های شوشونیتی و گاه تولیثی دارند.

* ماگماتیسزم ترشیری به دو صورت نفوذی - آتشفشانی است. نفوذی‌های این گروه به طور عمده از نوع گرانیتوئیدی و تکاپوهای خروجی نیز به هر دو صورت گدازه‌ای و آذرآواری می‌باشد.

* آذرآواری‌های ترشیری گاه منشأ مستقیم ماگمایی دارند و گاه بر اثر فرسایش، حمل و رسوب‌گذاری بعدی (اپی کلاستیک) نهشته شده‌اند.

* در اواخر ترشیری، در بسیاری از نقاط ایران شرایط قاره‌ای چیره بوده، به همین رو در میوسن - پلیوسن پویایی سنگ‌های آتشفشانی متفاوت از پالئوسن - ائوسن است.

توده‌های نفوذی ترشیری

توده‌های نفوذی ترشیری ایران دارای تنوع زمانی و مکانی زیادی هستند و به جز موارد محدود، مطالعات سنگ‌ژئوشیمیایی و پرتوسنجی انجام شده بر روی این توده‌ها چندان زیاد نیست. لذا، در خصوص خاستگاه و حتی سن این توده‌ها پرسش‌های زیادی وجود دارد که هنوز پاسخ نهایی به آنها داده نشده است. با این حال، از نظر زمانی، توده‌های نفوذی ترشیری ایران را می‌توان به سه گروه ائوسن - الیگوسن، الیگوسن - میوسن و پلیوسن تقسیم کرد که با فازهای زمین‌ساختی و جایگاه چینه‌شناسی آنها انطباق دارد.

توده‌های نفوذی ائوسن - الیگوسن

نسبت دادن این توده‌ها به زمان ائوسن پسین - الیگوسن پیشین بیشتر به لحاظ جایگیری آنها در سنگ‌های آذرآواری و یا ردیف‌های رسوبی ائوسن است که گاه با داده‌های پرتوسنجی تأیید شده و این باور وجود دارد که توده‌های نفوذی مورد نظر حاصل ماگمازایی وابسته به رخداد کوهزایی پیرنئن است. نفوذی‌های ائوسن - الیگوسن ایران بیشتر از نوع گرانیت‌های میکادار، دانه درشت تا متوسط دانه، گرانودیوریت‌های هورنبلند - بیوتیت‌دار، مونزونیت و دیوریت هستند. ولی، در شمال باختری پهنه سنندج - سیرجان و همچنین در اطراف تهران، این توده‌ها بیشتر ترکیب بازیک دارند. مهم‌ترین نفوذی‌های ائوسن - الیگوسن عبارتند از:

«درکوه‌های طارم»، توده‌های نفوذی متعددی وجود دارد که در درون آذرآواری‌ها و گدازه‌های ائوسن (سازند کرج) جای گرفته‌اند. سن بعد از ائوسن برای بیشتر این توده‌ها محرز است ولی سن دقیق آنها مشخص نیست و این باور وجود دارد که نفوذی‌های مذکور ریشه‌ها و منابع ماگمایی، گدازه‌های ائوسن هستند. نفوذی‌های طارم ترکیب گرانودیوریتی دارند، ولی به طور محلی تا دیوریت و حتی گابرو تغییر جنس می‌دهند. رخنمون این توده‌ها به صورت دو نوار موازی است که با گسل‌های طولی و چین‌های ناحیه هم روند می‌باشند و به باور خایین (۱۹۷۵)، این توده‌ها ادامه جنوب خاوری نفوذی‌های ائوسن بالایی - الیگوسن کوه‌های قره‌داغ و قفقاز کوچک هستند.

ترکیب شیمیایی قلیایی، شکل نوار مانند، وابستگی به سنگ‌های آتشفشانی اسید و وجود شکستگی‌های عمیق سبب شده تا شکل‌گیری توده‌های نفوذی طارم نتیجه ذوب بخش پایینی پوسته و پیدایش ماگمایی گرانیتی، توسط مواد گرم گوشته دانسته شود.

از ویژگی‌های بارز نفوذی‌های طارم، ایجاد دگرسانی پیشرفته در سنگ‌های درون‌گیر است که در نقاط زیادی با تمرکز ذخایری از مس، طلا، سرب - روی (معدن زه‌آباد)، آهن و ۰۰۰ همراه می‌باشند. کانه‌زایی وابسته به نفوذی‌های ائوسن - الیگوسن محدود به کوه‌های طارم نیست. وضع مشابهی در کوه زر تربت‌حیدریه وجود دارد که شامل ۱۲ زون کانی‌سازی طلا با پاراژنز کوارتز، هماتیت و طلا و به طور عمده کوارتز، هماتیت، کالکوپیریت و طلا است (کریم‌پور، ۱۳۷۷).

«در آذربایجان»، به ویژه در نواحی کلیبر و سراب، توده‌های نفوذی ائوسن - الیگوسن بیشتر از نوع سینیت‌های نفلین و لوسیت‌دار با ترکیب شیمیایی آلومینیم و قلیایی هستند و مقدار پتاسیم آنها بیش از سدیم می‌باشد که از آن جمله می‌توان به سینیت پسودولوسیت‌دار رزگه (اهر)، سینیت آنالیسم‌دار باشکند (شمال میانه) اشاره کرد.

افزون بر توده‌های فوق، توده میرزا حسن کندلو (جنوب دشت مغان)، توده اوقلان داغ (باختر کوه سبلان) توده قره‌سو از جمله نفوذی‌های ائوسن - الیگوسن آذربایجان دانسته شده‌اند. از انواع نفلین‌دار این توده‌ها می‌توان آلومینا استحصال کرد که به فناوری پیچیده نیاز دارد.

در «زون سنندج - سیرجان»، نفوذی‌های ائوسن - الیگوسن، بیشتر از نوع درونی‌های بازی مانند گابرو و دولریت هستند. وجود بعضی برونزدهای اولترابازیکی سبب شده بود تا این توده‌ها بخشی از مجموعه‌های افیولیتی (آمیزه‌های رنگی) ایران دانسته شوند. مطالعات برو (۱۹۷۵) نشان داد که این توده‌ها با مجموعه‌های افیولیتی بی‌ارتباط هستند. مهم‌ترین نفوذی‌های مورد نظر عبارتند:

«توده‌های خارسره (خرزهره)»، واقع در جنوب قروه، که نوعی نفوذی بازیک درشت دانه با ترکیب گابرویی است ولی تنوع رخساره سنگ‌شناسی آن زیاد است. این توده به درون مجموعه آتشفشان - آهکی سنقر به سن ژوراسیک، تزریق و گدازه‌های آن را به هورنفلس‌های توده‌ای و مرم‌های آن را به اسکارن‌های حاوی آمفیبول و اسکاپولیت تبدیل کرده است. جایگاه چینه‌شناسی این توده به زمان پس از ژوراسیک و پیش از میوسن اشاره دارند. ولی پرتوسنجی دو نمونه سنگی، به روش پتاسیم - آرگون، به سن ۳۸ تا ۴۰ میلیون سال دلالت دارند (بلون و برو، ۱۹۷۵) که با مرز ائوسن - الیگوسن مطابقت دارد. لازم به ذکر است که شرایط رخداد این توده و قرارگیری آن در شمال باختری توده گرانیتهی الوند، یادآور نفوذی‌های بازیک ژوراسیک منطقه همدان است.

«توده کامیاران»، که در ابتدا نوعی مجموعه افیولیتی دانسته می‌شد، یک توده نفوذی بازیک است که به درون ردیف‌های ترشیری کرمانشاه تزریق شده است.

«توده کلاه‌سر»، که در ۱۰ کیلومتری شمال باختری گردنه مروارید (در مسیر کرمانشاه - سنندج) برونزد دارد شامل چند نفوذی بازیگ با ترکیب گابرویی است که همراهانی از سنگ‌های دولریتی، هارزبورژیت و لرزولیت دارد. این توده‌ها در فلیش‌های کرتاسه و ائوسن تزریق و هاله گرمابی غنی از اسکاپولیت و آمفیبول به وجود آورده‌اند. جدا از جایگاه چینه‌شناسی (تزریق در سنگ‌های ائوسن)، سن پرتوسنجی این توده، نشانگر سن الیگوسن است.

«گابروی پنجویین»، (نزدیک مرز عراق) و گرانودیوریت‌های کوه باسیری از جمله نفوذی‌های ائوسن - الیگوسن - زون سنندج - سیرجان است.

«در شمال و خاور تهران»، به جز گرانودیوریت قصر فیروزه، دیگر نفوذی‌های ائوسن - الیگوسن بازی و به طور عمده گابرویی هستند.

«گرانودیوریت قصر فیروزه»، در جنوب خاوری تهران، از نوع نفوذی‌های خاکستری رنگ دانه متوسط است که به داشتن بیگانه‌سنگ و هورنبلندهای سوزنی - سبز فراوان شاخص است. یکی دیگر از ویژگی‌های این نفوذی، رگه‌های میگروگرانییتی لامپروفیری، میکرودیوریتی و به ویژه آپلیتی گلی‌رنگ است که در جهت خاوری - باختری در بدنه توده قصر فیروزه نفوذ کرده‌اند. در مورد سن این توده نظرها متفاوت است. داوری (۱۳۶۶) به استناد سن پرتوسنجی $(41 \pm 1/6)$ میلیون سال، گرانودیوریت قصر فیروزه را مربوط به رویداد کوهزایی پیرنن می‌داند.

«گابرو مونزونیت سد کرج»، بهترین رخنمون را در تکیه‌گاه سد کرج (امیرکبیر) دارد. در اینجا، بخش پایینی توده، گابروی دانه درشت است که با یک گذر تدریجی به دیوریت مونزونیت، در بالا می‌رسد. شیب و امتداد توده با آذرآواری‌های مجاور یکسان است. به همین دلیل، به طور عموم از این توده به عنوان سیل سد کرج یاد می‌شود در حالی که در یک نگاه منطقه‌ای، توده موردنظر ساخت حلقوی (لوپولیت) دارد که در توفیت‌های سبز سازند کرج تزریق شده و بخشی از آن را به ویژه در حاشیه شمال توده، به هورنفلس‌های آمفیبول‌دار تبدیل کرده است. دیوریت سد کرج ۴۷ میلیون سال، و نوع روشن آن، ۳۴ میلیون سال سن دارد (بینا و همکاران، ۱۹۷۹).

«گابروی رودهن»، نفوذی کوچکی است که در جنوب رودهن، به درون توفیت‌های سازند کرج تزریق شده است. جدا از توده اصلی، زبان‌های از آن به صورت دایک دولریتی نیز برونزد دارد. گابرو و دایک دولریتی، سیمای خرد شده و رنگ سبز تیره دارند و شناسایی آنها در میان آذرآواری‌های مطبق سازند کرج آسان است. «گابروی مبارک‌آباد»، از گابروهای اولیوین‌دار است که در شمال روستای مبارک‌آباد (نزدیک ابعلی) به درون زون گسلی مُشا - فشم و توفیت‌های سازند کرج تزریق شده است به همین رو خرد شدگی و تجزیه گرمابی شدید دارد.

«در کوه‌های خاور ایران»، بر خلاف دیگر نقاط، در بخش جنوبی حوضه فلیشی خاور ایران (نهبندان - خاش) توده‌های نفوذی ائوسن - الیگوسن به درون نهشته‌های فلیشی کرتاسه - ائوسن تزریق شده‌اند. گرانیتوئیدهای زاهدان، گرانیت‌های خاور و جنوب خاوری خاش و توده‌های پراکنده دیگر از این مجموعه است که در بیشتر جاها با راستای عمومی چین‌ها هم‌روند هستند. لازم به ذکر است که نفوذی‌های مورد سخن، در اثر حرکات زمین‌ساختی ائوسن - الیگوسن در فلیش‌های ائوسن جای گرفته‌اند که گاه در هم‌بری آنها دگرگونی گرمایی مهم به وجود آمده و کانی‌هایی مانند اپیدوت، گارنت و ولاستونیت ظاهر شده است. موقعیت این توده‌ها نسبت به مجموعه‌های افیولیتی خاور ایران و همچنین نبود آتشفشانی شدید گویای آن است که نفوذی‌های زاهدان - خاش از نوع ماگماهای کم‌انرژی نبوده و نتیجه فرورانش صفحه‌ها نیستند. به باور پورحسینی (۱۹۸۳)، این نفوذی‌ها نتیجه آناتکسی بخش‌های ژرف فلیش‌های زابل است. توده‌های زیر انواع مهم این گروه هستند.

«گرانیتوئیدهای زاهدان»، به اندازه‌های متفاوت از باتولیت تا دایک هستند که به صورت جدا از یکدیگر، در باختر شهر زاهدان، در یک درازای ۱۲۰ کیلومتری تا حوالی شهرستان خاش، برونزد دارند. بخش اصلی گرانیتوئیدهای زاهدان شامل گرانودیوریت کوارتزار و مونزونیت - گرانیت است ولی سنگ‌شناسی این توده‌ها تغییرات زیاد دارد. بیوتیت‌های توده اصلی، نشانگر سن پرتوسنجی (پتاسیم - آرگون) ۳۳ - ۳۱ میلیون سال است (کمپ و همکاران، ۱۹۸۲).

«گرانیت خاش»، به سمت جنوب، دنباله گرانیتوئیدهای زاهدان را می‌توان در خاور و جنوب خاوری خاش دید که بیشتر از انواع گرانیت‌های دو میکابی و به شدت هوازده‌اند. رخنمون این توده‌های گرانیتی سیمای کشیده (بیضوی) دارد که محور کشیده آنها با گسل‌های منطقه به ویژه گسل سراوان موازی است.

«گرانیت دودره»، که در جنوب خاوری بیرجند، به درون آمیزه‌های افیولیتی تزریق شده، از جمله نفوذی‌های ائوسن - الیگوسن خاور ایران است که به دلیل داشتن قطعات کوچک و بزرگی از آمیزه‌های افیولیتی سن پس از کرتاسه پسین آن محرز است. تنش‌های وارد بر زون برخوردی بلوک لوت و کوه‌های خاور ایران سبب شده تا این گرانیت خردشدگی شدید داشته باشد.

«گرانیت گنیسی ده زالو»، همچنان از نفوذی‌های ائوسن - الیگوسن خاور ایران است که در زون برخوردی بلوک لوت و حوضه فلیشی خاور ایران برونزد دارد. این توده، نوعی گرانیت بیوتیت‌دار با سیمای گنیسی است و دگر شکلی آن نتیجه برخورد نهایی دو صفحه لوت و بلوک هیلمند در پایان ائوسن و تنش‌های بعدی است.

«در ایران مرکزی»، توده‌های نفوذی نسبت داده شده به ائوسن - الیگوسن را می‌توان در کمان ماگمایی ارومیه - بزمان و یا در بلوک لوت دید. در کمان ماگمایی ارومیه بزمان، مونزوگرانیت ناحیه زرنند ساوه و گرانیت - دیوریت‌های ساوه - اشتهارد با سن پرتوسنجی ۳۷ تا ۴۰ میلیون سال (کایا و همکاران، ۱۹۷۸) به سن الیگوسن پیشین هستند و در ضمن گرانیت گابروی حوالی شهربابک و گرانیت جبال بارز به سن ائوسن میانی تا پسین دانسته شده‌اند. از ویژگی‌های بارز نفوذی‌های ساوه - اشتهارد، تأثیر سیال‌های ماگمایی گرم برگدازه‌های مجاور است که با نوعی دگرسانی گرمایی به ویژه کانی‌زایی از نوع آلونیت (منطقه تاکستان)، کائولن (معدن گلاک ساوه)، باریت (معدن ورده و آرزبان ساوه)، سرب، روی، مس (معدن لاک در خاور اشتهارد - ساوه)، منگنز (رباط کریم) و ۰۰۰ همراه است. در بلوک لوت (مرکزی)، دیوریت کوه ریجی (ریگی) و دیوریت کوه عبدالهی از نفوذی‌های گروه ائوسن - الیگوسن است.

توده‌های نفوذی الیگوسن - میوسن

زمان الیگوسن - میوسن، در امتداد نوار پلوتونیک کرکس - جبال بارز، توده‌های نفوذی متعددی در آن جایگیری شده‌اند.

لازم به ذکر است که روند توده‌های نفوذی کرکس - جبال بارز، با روند ساختاری ناحیه هماهنگی و همخوانی دارد. جایگاه چینه‌شناسی و همچنین سن‌های پرتوسنجی سبب شده تا پورحسینی (۱۹۸۳) بر این باور باشد که جایگیری این توده‌ها از حدود الیگوسن میانی آغاز شده و در میوسن پیشین میانی به بیشترین شدت خود رسیده است. نامبرده به دو دلیل زیر، توده‌های الیگوسن - میوسن را نتیجه همگرایی صفحه‌های ایران و عربستان می‌داند.

* روند توده‌های نفوذی مذکور با امتداد زون فرورانش تتیس جوان هماهنگی دارد.

* در این توده‌ها نسبت بنیادی استرونسیم پایین است و به نظر می‌رسد که ماگما از ذوب گوشته و یا پوسته اقیانوسی حاصل شده باشد و لذا حاصل یک رژیم زمین‌ساختی کافی نیست.

با توجه به سن پرتوسنجی توده نفوذی نطنز ($m.a 5 \pm 24$) می‌توان نتیجه گرفت که فرورانش احتمالی پوسته اقیانوسی تتیس جوان به زیر صفحه ایران، در پالئوژن نیز فعال بوده است.

توده‌های نفوذی پلیوسن

بعضی از توده‌های نفوذی ایران به استناد سن پرتوسنجی و یا جایگاه چینه‌شناسی (تزریق در سنگ‌های میوسن) سن پلیوسن دارند. این گونه توده‌ها کوچک و پراکنده هستند و عمده‌ترین آنها عبارتند از :

«سینیت لواسان» شامل دو توده سینیتی پورفیروئید مجزاست که در شمال روستای لواسان به داخل توفیت‌های سبز ائوسن نفوذ کرده‌اند. سن این توده‌ها چندان مشخص نیست. به باور آسرتو (۱۹۶۶)، نفوذی‌های مذکور همزمان با راندگی مشا - فشم و در مرز میوسن - پلیوسن، تزریق شده‌اند. «گرانیت علم‌کوه» که در فاصله کمی از قلّه علم‌کوه (به بلندی ۴۸۶۰ متر) قرار دارد نوعی گرانیت توده‌ای قلیایی است که با رگه‌هایی از آپلیت‌های غنی از تورمالین، رگه‌های گرانوفیر، پورفیرهای بیوتیتی و دولریت‌های هورنبلنددار قطع شده است. ساختار این توده، باتولیت گونه با قطر حدود ۶ تا ۷ کیلومتر و پهنای هاله دگرگونی آن (رخساره آلبیت - اپیدوت) بین ۱ تا ۲ کیلومتر است. ولی، به صورت محلی، دگرگونی همبری تا رخساره آمفیبول - هورنفلس و حتی پیروکسن - هورنفلس است. گانسر و هوپر (۱۹۶۲)، سن این توده را بعد از دونین دانستند. سن پرتوسنجی این توده (۵-۳ میلیون سال) گویای جوان بودن آن است. در ضمن، نفوذ رگه‌های این گرانیت در سطوح راندگی سنگ‌های پالئوزویک بر روی ردیف‌های ژوراسیک پایینی - میانی (سازند شمشک) نشان می‌دهد که توده مذکور پس از جابه‌جایی‌های پلیوسن جایگیر شده است.

گفتنی است که گرانیت‌های پورفیری قلّه تخت سلیمان، (به بلندی ۴۲۰۰ متر)، سنگ‌های گرانودیوریتی غنی از هورنبلند و بیوتیت (واقع در خاور علم‌کوه) و سنگ‌های مونزونیتی از همزادهای گرانیت علم‌کوه هستند. سنگ‌های مونزونیتی به صورت عدسی‌هایی بین توف‌های نئوژن رخنمون دارند که حاکی از جوان بودن آنها است.

«باتولیت آکاپل» از نوع کوارتز مونزونیت و گرانودیوریت دانه متوسط تا درشت دانه و غنی از فلدسپارهای آلکالی پرتیتی و اولیگوکلاز - آلبیت است که در ۵ کیلومتری شمال خاوری علم‌کوه برونزد دارد. این باتولیت را رگه‌های آپلیتی - دیابازی و لامپروفیری قطع کرده‌اند. به باور گانسر (۱۹۶۲) دیابازها جوان‌تر از لامپروفیرها و آپلیت‌ها هستند. این باور وجود دارد که مونزونیت آکاپل و گرانیت علم‌کوه هم‌زمان (پلیوسن) اند.

«کوارتز پورفیر» جنوب دریای خزر، توده کوچکی است که رسوبات سُرخ‌رنگ نئوژن را قطع کرده است. این توده می‌تواند از جمله نفوذی‌های پلیوسن باشد.

«داسیت‌های دره نور» گنبد‌های نیمه آتشفشانی هستند که برونزد آنها روند خطی دارد و جایگیری آنها در زون گسلی دره نور را تداعی می‌کند. این گونه گنبد‌های داسیتی جوان را می‌توان در نواحی دیگری مانند داشکسن قروه، دید که جایگیری آنها با کانی‌زایی آنتیموان و طلا همراه است. در اینجا، کانه‌زایی از نوع رگه‌ای و زون‌های سیلیسی - سولفیدی طلا دار است که گنبد‌های داسیتی آق‌داغ و ساری‌داغ را بریده‌اند و با انواع دگرسانی گرمایی به ویژه آرژیلی و سیلیسی همراه هستند. عیار طلا در رگه‌های کانه‌دار از ۵۵ تا ۲۶۶ و در زون‌های سیلیسی سولفیدی از ۱۰ تا ۱۸ قسمت در میلیون تغییر می‌کند (راستاد و همکاران، ۱۳۷۹). در نوار افیولیتی عباس‌آباد (شاهرود) - سبزوار، ریوداسیت‌های آمفیبول‌دار در آمیزه‌های افیولیتی، سنگ‌های ائوسن و حتی نهشته‌های آواری سُرخ‌رنگ نئوژن تزریق شده‌اند و جوان بودن آنها قطعی است. با توجه به کانه‌دار بودن توده‌های مشابه در ناحیه قروه، مطالعه این توده‌ها از نظر کانی‌زایی پیشنهاد می‌شود.

«توده‌های قُهرود» در جنوب کاشان، از نوع گرانیت، گرانودیوریت و میکرو گابرو هستند که گدازه‌ها و توف‌های پلیوسن را با ایجاد هاله دگرگونی، به پهنای ۱/۵ تا ۲ کیلومتر، بریده‌اند. زاهدی (۱۹۷۳)، این توده‌ها را به سن پلیوسن می‌داند. حسن‌زاده (۱۳۵۷) ضمن مقایسه این توده‌ها با گرانیت کرکس، سن آنها را بعد از میوسن پیشین می‌داند. بعضی از دیوریت‌ها و دایک‌های گرانودیوریت پورفیری جبال‌بارز، به دلیل جایگیری و نفوذ در کنگلومرای میوسن و نئوژن از جمله نفوذی‌های پلیوسن هستند (دیمیتریویچ، ۱۹۷۳).

۲-۲- آتشفشان های ترشیری

در گستره‌های وسیعی از ایران، به ویژه در ایران مرکزی، بلوک لوت و دامنه‌های جنوبی البرز سنگ‌های آتشفشانی ترشیری گسترش و ستبرای درخور توجه دارند و چنین به نظر می‌رسد که به دنبال فشردگی‌های ناشی از رخداد کرتاسه پایانی (رویداد لارامین) و جریان‌های گرمایی وابسته، فازهای کششی سراسری، موجب ماگمازایی گسترده به صورت روانه‌های آتشفشانی و یا ردیف‌های آذرآواری شده که به ویژه در زمان ائوسن در بیشترین مقدار بوده و کم و بیش، همچنان در زمان‌های الیگوسن آغازی (۴۰ - ۳۷ میلیون سال پیش)، میوسن میانی (۲۲ - ۱۹ میلیون سال پیش) و پلیوسن (۱۲ میلیون سال پیش) تکرار شده و حتی آتشفشان‌های فعال و نیمه‌فعال کنونی ایران را می‌توان ادامه‌ای از همین تکاپوهای ماگمایی دانست (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). گفتنی است که روانه‌ها و آذرآواری‌های ترشیری ایران، آرایشی نزدیک به مثلث قائم‌الزاویه دارند که وتر آن کمان ماگمایی ارومیه - بزمان است و نوکل (منتشر نشده) به آن ماگماتیسم مرکزی Central Magmatic نام داده است.

داده‌های پرتوسنجی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری ایران چندان زیاد نیست و نتایج پاره‌ای از آن پرسش‌آمیز است. به همین رو، بیشتر مقایسه سنی بر مبنای جایگاه چینه‌نگاری است که بررسی آنها را در دو زمان پالئوژن و نئوژن ممکن می‌سازد.

آتشفشانی پالئوژن

آتشفشانی‌های تفکیک نشده پالئوژن به ویژه در بلوک لوت و ایران مرکزی رخنمون دارند. در بلوک لوت، سنگ‌های مذکور انواعی از سنگ‌های اسید (آذرآواری، روانه‌های ایگنیمبریتی و گدازه‌ها) تا سنگ‌های حدواسط با روند کلی سنگ‌های کلسیمی - قلیایی (داسیت آندزیتی، آندزی بازالت) و قلیایی (بازالت قلیایی) می‌باشند. در ایران مرکزی، سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن را می‌توان در کمان ماگمایی ارومیه - بزمان به ویژه در نواحی شهر بابک، اردستان، کاشان، آران، ساوه و غیره دید که در بعضی نقاط (شهر بابک) سنگ‌های زیر اشباع قلیایی (فنولیت، تفریت، بازانیت) در کنار سنگ‌های فوق اشباع (داسیت‌ها) دیده می‌شوند.

آتشفشانی پالئوسن

تکاپوهای خروجی پالئوسن، شامل پاره‌های سنگ‌های آتشفشانی و یا آتشفشانی - رسوبی به طور عمده با ترکیب آندزیتی هستند که از آن جمله می‌توان به سنگ‌های آندزیتی (قائن، تبریز)، آندزیت همراه با آتشفشانی - رسوبی (منطقه اردبیل) و پاره‌ای از سنگ‌های متاآندزیتی (منطقه بیرجند) اشاره کرد.

در «حوضه فلیشی خاور ایران» سنگ‌های آتشفشانی پالئوسن در سه ناحیه گزارش شده‌اند. در حوالی دریاچه هامون، آتشفشانی پالئوسن مجموعه‌های آتشفشانی - رسوبی است. در کوه دوپشتی، سنگ‌های موردنظر خاستگاه آذرآواری و تخریبی - آتشفشانی دارند و شامل توف و گری‌واک‌های آتشفشانی در زیر، گری‌واک آتشفشانی و گل‌سنگ توفی در وسط و گدازه‌های جوش خورده به همراه آواری‌های آتشفشانی وابسته در بالا هستند. در جان‌چی، خروجی‌های پالئوسن از نوع توف جوش خورده یا ایگنیمبریت با ترکیب تراکی بازالت است.

«در پهنه لوت» آندزیت‌های پیروکسن‌دار کوه عبداللهی و سنگ‌های نیمه اسیدی با ترکیب داسیتی و تراکیتی - داسیتی شمال لوت (خاور بشرویه) و سرانجام سنگ‌های بازالتی و رسوبی منطقه الله‌آباد، به سن پالئوسن است.

آتشفشانی ائوسن

ستبرترین واحدهای آتشفشان‌زاد ایران به سن ائوسن هستند که به ویژه در کمان ماگمایی ارومیه - بزمان، کوه‌های خاور ایران، بلوک لوت، جنوب بینالود، بخش جنوبی البرز و شمال باختری آذربایجان رخمون دارند. در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ایران، تنوع سنگ‌شناسی و محیط تشکیل (دریایی - قاره‌ای) درخور توجه است. در ضمن، ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها نیز تغییرات زیادی از اسیدی تا بازی دارد. ولی، در یک نگاه کلی، ویژگی بارز آتشفشانی اصلی ائوسن ایران دو ترکیبی بودن آن است. بدین‌سان که، ماگمای بازیک با منشأ گوشته‌ای، ضمن ذوب پوسته قاره‌ای موجب تشکیل ماگمای اسیدی شده است. به باور امامی (۱۳۷۹)، در آتشفشانی‌های ائوسن ایران، اختلاط ماگماهای اسید و بازیک یک پدیده فراگیر است که در تولید ماگمایی با ترکیب حدواسط گاه با ویژگی ژئوشیمیایی کلسیمی - قلیایی مؤثر می‌باشد. گفتنی است که تکاپوهای آتشفشانی ائوسن ایران ممکن است از نوع سنگ‌های گدازه‌ای، سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری و یا ردیف‌های آتشفشانی - رسوبی باشند.

«در ایران مرکزی» آتشفشانی ائوسن، به ویژه در کمان ماگمایی ارومیه - بزمان بیشترین گسترش را دارد. فوران‌های اولیه ائوسن ایران مرکزی از نوع کلسیمی - قلیایی و زیردریایی بوده و سپس انواع سنگ‌های آتشفشانی

که به طور متناوب کلسیمی - قلیایی بوده‌اند، با حجم‌های مختلف و بدون نظم و ترتیب خارج شده‌اند. در ائوسن پسین ترکیب گدازه‌ها به طرف قلیایی (سدیمی و یا پتاسیمی) و به شدت قلیایی گرایش پیدا کرده‌اند (حسن‌زاده، ۱۳۵۷، مهدوی، ۱۳۵۷). در منطقه «شهر بابک»، آتشفشانی ائوسن شامل چهار گام اصلی است.

گام نخست، به ضخامت حدود ۱۰۰۰ متر، شامل آگلومرا، لاپیلی توف و جریان‌های گدازه‌ای با ترکیب آندزیت و بازالت است.

گام دوم، از نوع بازانیت‌های لایه‌مانند و از پایین به بالا شامل ۷ لایه آذرآواری، لاپیلی توف، تراکی آندزیت، آندزیت، تراکی آندزیت، آندزیت و آگلومرا است.

گام سوم، شامل فنولیت و تفریت با نسبت‌های متفاوتی از فلدسپاتوئید است که با حدود ۱۵ متر نهشته‌های آواری آغاز و به طور دگرشیب سنگ‌های فاز قبلی (فاز دوم) را می‌پوشاند. این فاز ولکانیسم به سن ائوسن میانی دانسته شده است.

گام چهارم، شامل برش آتشفشانی (سُرخ‌رنگ)، بازالت (سیاه‌رنگ) آندزی بازالت (سبزنگ) و تراکی آندزیت (سیاه) به سن ائوسن پسین است.

در منطقه «راوند - نراق»، آتشفشانی ائوسن از نوع آتشفشانی - رسوبی، به ویژه آتشفشانی زیردریایی است که به طور دگرشیب بر روی سنگ‌های کرتاسه و در زیر ردیف‌های آواری سُرخ‌رنگ الیگوسن قرار دارند. در ائوسن پیشین، تکاپوهای آتشفشانی منطقه راوند - نراق از نوع انفجاری بوده که سنگ‌های حاصل به طور دگرشیب بر روی کنگلومرای قاعده ائوسن قرار گرفته‌اند. در ائوسن میانی، توف‌های نازک‌لایه حاوی میان‌لایه‌های آهک نومولیت‌دار، گاه تا ۲۰۰۰ متر ضخامت، شکل گرفته‌اند در ائوسن پسین، حجم بیشتر تکاپوهای آتشفشانی از نوع توف روشن‌رنگ با ترکیب ریولیتی تا ریوداسیتی است که از نظر بافت و ساخت تنوع زیاد دارد (امامی، ۱۳۷۹).

در منطقه «آران»، هفت نوع سنگ آتشفشانی از نوع بازالت اولیوین‌دار، آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی آندزیت، تراکیت، داسیتوئید و ریولیت پورفیری وجود دارد که ترکیب شیمیایی آنها نشانگر ماگمای شوشونیتی و تغییرات سنی آنها از ائوسن میانی تا ائوسن پسین است. آخرین تکاپوی آتشفشانی ناحیه آران، واحد آذرآواری با ساخت توده‌ای است که گاهی میان‌لایه‌هایی از آهک فسیل‌دار و گاهی ناخالصی ماسه‌ای دارد که گاهی دگرسانی گرمابی

موجب تشکیل بنتونیت و سایر رُس‌ها شده است. رنگ سُرخ بخشی از توف‌ها نشانهٔ نهشت در محیط خشکی دانسته شده است.

در منطقهٔ «ساوه»، تکاپوهای آتشفشانی ائوسن شامل سه بخش سنگ‌های آتشفشانی (ریولیت، داسیت و کمی آندزیت) محیط قاره‌ای، به سن لوتسین (در زیر)، سنگ‌های آتشفشانی (آذرآواری و کمی روانه‌های گدازه‌ای) با بین لایه‌های مارن، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک، به سن لوتسین پسین (در وسط) و روانه‌های آندزیتی ولایتی گاه با بافت پورفیری و لایه‌های آهکی به سن پربایونین (در بالا) است (کایا و همکاران، ۱۹۷۸).

در منطقهٔ «انار»، به ویژه در کوه مزاحم و کوه‌های نرکوه، سنگ‌های آتشفشان‌زاد ائوسن، به طور دگرشیب لایه‌های قدیمی‌تر را می‌پوشانند و از پایین به بالا شامل سنگ‌های آندزیت بازالتی، توف‌های سُرخ، تراکیت آندزیتی، توف و روانه‌هایی از گدازه‌های تراکیتی، آندزیتی، تراکی بازالت و برش است. در منطقهٔ «کویر بزرگ»، به ویژه در نواحی خور و کوه لطیف، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با پیکره‌های درونی کوچک همراه است که نشانگر نوعی آتشفشانی - نفوذی با ترکیب قلیایی از نوع بازالت آلکالی، تراکی بازالت، تراکی آندزیت و تراکیت دارند و ممکن است حاصل تفریق ماگمای بازالت قلیایی ائوسن باشند (دیمتریویچ ۱۹۷۳).

در منطقهٔ «بلوک لوت»، آتشفشانی‌های ائوسن در دو ناحیهٔ خاور بشرویه و خاور نایبندان (سه چنگی) برونزد دارند که شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری اسیدی با برتری با سنگ‌های آذرآواری و ایگنیمبریتی است. سنگ‌های حدواسط، دو روند کلی کلسیمی - قلیایی (داسیت، آندزیت، آندزی بازالت) و قلیایی (بازالت قلیایی، تراکی بازالت، تراکی آندزیت) دارند. در خاور بشرویه (شمال بلوک لوت)، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن شامل دو بخش اصلی توف‌های داسیتی سبز در زیر و آندزیت‌های بیوتیت‌دار در بالاست. در خاور نهبندان (سه چنگی)، مجموعهٔ آتشفشانی ائوسن از نوع جریان‌های داسیتی - آندزیتی همراه با آذرآواری با مقدار کمی آندزیت و جریان‌های بازالتی است. ردیف‌های آذرآواری این مجموعه سن پرتوسنجی $۴۹/۴ \pm ۲/۵$ میلیون سال (ائوسن میانی) دارند (آب و خاک، ۱۹۷۸).

«در البرز - آذربایجان»، فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن، شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های دریایی است که به طور عمده سن ائوسن میانی، و در چینه‌شناسی ایران «سازند کرج»، نام دارند این سازند با گسترشی از دامغان تا کوه‌های تالش (البرز مرکزی و باختری)، نشانگر تکاپوهای انفجاری شدید آتشفشان‌های زیردریایی در زمان ائوسن است که گاه تا ۳۰۰۰ متر ضخامت دارد. از نظر خاستگاه، سازند کرج شامل طیف گسترده‌ای از

سنگ‌های آتشفشانی، رخساره‌های حدواسط (توفیت و ماسه‌سنگ‌های توفی) و رخساره‌های رسوبی (سنگ‌آهک، شیل) است. واحدهای آتشفشانی سازند کرج منحصر به ردیف‌های آذرآواری نیست. در این سازند (کرج) می‌توان روانه‌های گدازه، با ویژگی‌ها و جایگاه چینه‌شناسی متفاوت را دید. در منطقه کلاک (خاور کرج)، در پایین‌ترین بخش سازند کرج، کهن‌ترین سنگ‌های آتشفشانی برونزد دارد که به طور عمده از نوع گدازه‌های زیردریایی برشی و حفره‌دار با ترکیب بازیک است ولی گاهی آتشفشانی‌های بخش پایینی سازند کرج از نوع دایک و یا گدازه‌های اسیدی غنی از سیلیس هستند. آتشفشانی‌های بخش میانی سازند کرج از نوع گدازه‌های تراکیتی و سنگ‌های آتشفشانی - آواری با ترکیب تراکیتی است که پدیده تفریق ماگمایی و تبلور بخشی در آنها آشکار است. در بالاترین افق‌های سازند کرج، سنگ‌های آتشفشانی به صورت سنگ‌های گدازه‌ای پورفیری ظاهر می‌شوند که ترکیب آنها بیشتر متمایل به حدواسط تا بازی (بازالت آکالی تا تراکیت) است و در محیط نزدیک قاره‌ای گسترش یافته و رنگ خاکستری متمایل به سُرخ قهوه‌ای دارند. روانه‌های گدازه‌ای بخش بالایی سازند کرج را به ویژه در شمال تهران، در کوه‌های تالش و در منطقه طارم می‌توان دید. در کوه‌های تالش گدازه‌های مورد سخن از نوع پیروکسن آندزیت پورفیری هستند. در منطقه طارم از انواع بازیک مانند الیوین - اوزیت بازالت می‌باشند.

«در منطقه اهر»، دو سوم رخنمون‌های سنگی از نوع سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی دوران سوم است که بخش بیشتر آنها به سن پالئوژن، به ویژه ائوسن هستند. از بررسی این رخنمون‌ها چنین دریافت می‌شود که تکاپوهای آتشفشانی متفاوتی بر حسب مکان و زمان صورت گرفته است. برای نمونه در جنوب باختری این ناحیه، فعالیت‌های آذرین از پالئوسن آغاز شده در حالی که در مناطق مرکزی تکاپوهای آتشفشانی بیشتر از ائوسن پیشین رخ داده و یا در شمال منطقه رسوب‌های آواری با خاستگاه آتشفشانی، به سن پس از ائوسن پیشین، برونزد دارند. به مجموعه رسوبی - آتشفشانی پالئوسن - ائوسن زیرین (پیش از لوتسین) منطقه اهر «سازند مجیدآباد» نام داده شده است. سازند مجیدآباد، خود با سنگ‌های آتشفشانی لوتسین پیشین - ائوسن بالایی پوشیده می‌شوند (قابل قیاس با گدازه‌های هم‌ارز سازند کرج). بنابراین، این سنگ‌های آتشفشانی در یک زمان کوتاه و بیشتر در زمان ائوسن زیرین - میانی، شکل گرفته‌اند.

«در منطقه لاهرود»، تکاپوهای آتشفشانی ائوسن از نوع تفریتی، تراکی آندزیت، هیالوکلاستیک، برش آتشفشانی، گدازه‌های بالشی با ترکیب آندزیتی - تفریتی است. در ضمن ماسه‌سنگ و مارن را می‌توان به همراه گدازه‌های آندزیت پورفیری، آندزیت بازالت، داسیت، ایگنیمبریت و ریوداسیت دید. در جنوب خاوری تبریز (ناحیه قره‌چمن - ترکمن‌چای)، سنگ‌های ائوسن در دو پهنه جداگانه برونزد دارند. در پهنه قره‌چمن، سنگ‌های آذرین با ترکیب آندزیت، ایگنیمبریت، آندزیت بازالت است که میان‌لایه‌های ناچیز رسوبی دارد. در باریکه سراب - بزگوش، ائوسن

با ردیف‌های مارنی گچ‌دار و نومولیت‌دار آغاز و با سنگ‌آهک‌های ماسه‌دار (به سن ائوسن زیرین) و سپس روانه‌های آندزیتی - بازالتی و گدازه‌های اسیدی ادامه می‌یابد.

آتشفشانی ائوسن - الیگوسن

حرکت‌های کوهزایی پیرنئن که در اواخر ائوسن و اوایل الیگوسن روی داده تأثیر درخور توجهی بر زمین‌شناسی ایران داشته است. یکی از پیامدهای این رویداد، گسترش محیط‌های خشکی است. به همین‌رو، تکاپوهای آتشفشانی این زمان، به طور عمده از انواع دریایی کم عمق تا قاره‌ای هستند که بیشتر آنها رنگ سُرخ و یا خاکستری تیره دارند که با رنگ مایل به سبز ردیف‌های آتشفشانی ائوسن تفاوت آشکار دارد.

«در ایران مرکزی» تکاپوهای آتشفشانی ائوسن - الیگوسن را می‌توان در نواحی قمصر، شهربابک - انار، جنوب سبزوار و ۰۰۰ دید.

«در البرز - آذربایجان» آتشفشانی‌های ائوسن - الیگوسن شامل ریولیت (انزلی - میانه)، داسیت (میانه) آندزیت (تبریز) و تراکی آندزیت، لاتیت و بازالت (میانه) است. این سنگ‌ها، فوق اشباع از سیلیس، با گرایش متفاوت پتاسیمی و یا سدیمی بوده و می‌توان منشأ پوسته‌ای را برای پاره‌ای از آنها پذیرفت. افزون بر سنگ‌های اسیدی یاد شده، سنگ‌های بازالتی با گرایش سدیمی نیز وجود دارد که خود منشأی برای آتشفشانی‌های حدواسط - اسیدی (تراکی آندزیت، فنولیتی - تراکیتی) بوده‌اند. جدا از روانه‌های گدازه‌ای محض، در بندرانزلی گدازه‌ها به همراه مواد آذرآواری هستند.

«در بلوک لوت» تکاپوهای آتشفشانی ائوسن - الیگوسن، از سنگ‌های گوناگون و در چند مرحله جداگانه تشکیل شده‌اند. در خاور گسل نایبندان، گروه آتشفشانی ائوسن - الیگوسن مجموعه‌ای از واحدهایی است که توسط یک نبود، با مدت زمان نامعین، از مجموعه‌های کهن‌تر (ائوسن) جدا شده‌اند. در قاعده این مجموعه، کنگلومرای ضخیمی وجود دارد که به تدریج به ماسه‌سنگ‌های دارای قطعات سنگی می‌رسد و کم و بیش با توالی جریان‌های آندزیتی همراه با رسوبات بین جریان‌ها، برش آذرآواری، توف‌های فلسیک، ریولیت پورفیری، توف‌های جوش خورده و ایگنیمبریت ادامه می‌یابد. سنگ‌های یاد شده به طور عمده سرشت کلسیمی - قلیایی و گاه ویژگی تولییتی و حتی قلیایی دارند. مطالعه پرتوسنجی سنگ‌ها به روش پتاسیم - آرگون، سن ائوسن - الیگوسن را تأیید می‌کند. در شمال بلوک لوت (خاور بشرویه)، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن - الیگوسن، از نظر ترکیب سنگ‌شناسی و شیمیایی قابل تقسیم به سه گروه سنگ‌های آتشفشانی اسیدی (ریولیت و ریوداسیت)، سنگ‌های آتشفشانی حدواسط

(داسیتی - آندزیتی، آندزیتی و تراکی آندزیتی) و گروه سنگ‌های بازیک (بازالت‌های قلیایی) هستند که برای منشأ آنها می‌توان ذوب پوسته، آرایش ماگمای گوشته‌ای با پوسته و یا منشأ گوشته‌ای و عمیق را متصور شد.

در منطقه سربیشه، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن - الیگوسن، شامل دو گروه سنگ‌های داسیتی و بازالتی است. بخش داسیتی این مجموعه فوق اشباع از سیلیس بوده و ویژگی سدیمی دارند و در قلمرو سنگ‌های کلسیمی - قلیایی قرار می‌گیرند. ولی، بخش بازالتی زیر اشباع از سیلیس و متعلق به سری قلیایی با روند سدیمی است (امامی، ۱۳۷۰).

آتشفشانی الیگوسن

در زمان الیگوسن، با تشدید حرکات زمین‌ساختی، شکستگی‌های ژرف سنگ‌کره، موجب بالا آمدن ماگمای بازالتی از گوشته شده که حاصل آن در مناطقی از ایران مرکزی (ساوه)، بلوک لوت (دهسلم و ۰۰۰)، آذربایجان (اهر)، البرز (بندرانزلی) گزارش شده است. در جنوب راه ساوه به همدان، در لابه‌لای ردیف‌های کنگلومرای الیگوسن (سازند سُرخ پایینی) میان لایه‌های ریولیتی دیده می‌شود. در بلوک لوت، به ویژه در منطقه سه‌چنگی، گدازه‌های منسوب به الیگوسن از نوع آندزیت‌های کم هوازده به رنگ خاکستری تیره تا سُرخ است که نوارهای جریانی، مترکم و توده‌ای دارد. سن پرتوسنجی این گدازه‌ها از $۳۷/۵ \pm ۲$ تا $۳۴ \pm ۱/۷$ میلیون سال گزارش شده است. در البرز - آذربایجان، بعضی سنگ‌های آذرآواری منطقه اهر و سنگ‌های لاتیتی منطقه انزلی به الیگوسن نسبت داده شده‌اند.

آتشفشانی الیگوسن - میوسن

در زمان الیگوسن - میوسن فعالیت‌های کششی محدود سبب شده تا بخشی از سنگ‌های این زمان از نوع روانه‌های گدازه‌ای باشد.

«در ایران مرکزی» گدازه‌های الیگوسن - میوسن از نوع داسیت، آندزیت، آندزیتی - بازالتی و برخی سنگ‌های آذرآواری و ایگنیمبریتی هستند که به ویژه از نواحی ساوه، کاشان و سبزواران گزارش شده‌اند. در مناطق بویین‌زهرا و کبودرآهنگ، گدازه‌های موردنظر از نوع فوق اشباع از سیلیس است و در قلمروی سنگ‌های کلسیمی - قلیایی قرار دارند.

«در بلوک لوت» به ویژه در نواحی تایباد، بیرجند، قائن و گزیک، روانه‌های الیگوسن - میوسن از نوع ریولیت، ریوداسیت، داسیت و گدازه‌های آندزیتی و آندزی بازالت هستند که همراهی از سنگ‌های آذرآواری دارند. این سنگ‌ها به طور عمده متعلق به سری سنگ‌های کلسیمی - قلیایی بوده و روند سدیمی دارند.

«در حوضه فلیشی خاور ایران» بیشتر سنگ‌های آتشفشانی نتیجه فعالیت‌های ماگمایی اولیگو - میوسن است که از آن جمله می‌توان به بازالت‌ها و ردیف‌های آتشفشانی - رسوبی محدوده دریاچه هامون اشاره کرد.

آتشفشانی نئوزن

برخلاف زمان پالئوزن که تکاپوهای آتشفشانی از نوع فوران شکافی Fissure eruption و یا به صورت دایک‌های تغذیه کننده است، آتشفشانی نئوزن ایران از نوع مرکزی همراه با تشکیل گروهی از آتشفشان‌های چینه‌ای است. در هر حال، در مواردی نیز، شکستگی‌های کششی خروج ماگما را ممکن ساخته‌اند (امامی، ۱۳۷۹).

«در کمان ماگمایی ارومیه - بزمان»، مخروط بزرگ آتشفشان کوه مزاحم، از جمله آتشفشانی‌های نئوزن شمال شهر بابک است که با مواد آتشفشانی (داسیت و داسیتوئید) و آذرآواری آغاز می‌شود و با کنگلومرا و ماسه‌سنگ و سرانجام با ۲۰ متر روانه آندزیتی پوشیده می‌شود. سنگ‌های رگه‌ای، در ارتباط با آتشفشان نئوزن این ناحیه، با حضور هورنبلند داسیتوئید و آندزیت مشخص می‌شوند. از ویژگی‌های این آتشفشانی، کانی‌سازی سولفیدی همراه با دگرسانی پیشرفته است که به ویژه در دهانه آتشفشان کوه مزاحم و ناحیه میدوک گسترش دارند. افزون بر آتشفشان کوه مزاحم، بعضی از نفوذی‌های نیمه‌آتشفشانی شمال شهر بابک را می‌توان از جمله فعالیت‌های آتشفشانی نئوزن دانست که از آن جمله می‌توان به استوک نرکوه جوزم (داسیت و آندزیت)، کوه قرمز (داسیت - آندزیت)، کوه دم (داسیت و آندزیت) اشاره کرد که در آن سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی رخنمون دارند.

«در بلوک لوت» به ویژه در حد فاصل فردوس - بشرویه، آتشفشانی نئوزن شامل دو گروه آندزیتی، یک گروه داسیتی و تعدادی دایک شعاعی و دایک حلقوی است که به طور دگرشیب، روانه‌های گدازه‌ای پالئوزن را می‌پوشانند. جریان‌های آندزیتی جوان و دایک‌های کوچک سیمای مخروط آتشفشانی دارند. در جنوب کوه شورآب، کویر رباط، اطراف کوه شیسویی و کوه تخیک، در بیش از چهل محل، می‌توان رخنمون‌های مخروطی شکل آتشفشانی نئوزن را دید که بیشتر آنها فقط چند صد متر ضخامت دارند. بزرگ‌ترین مخروط که گواه یک دهانه آتشفشان مرکزی است در شمال خاوری رباط - شور دیده می‌شود.

آتشفشانی میوسن

بخشی از سنگ‌های میوسن ایران از نوع روانه‌های گدازه‌ای و سنگ‌های آذرآواری است که به طور عمده در کمان ماگمایی ارومیه - بزمان و یا بلوک لوت دیده می‌شوند.

«در کمان ماگمایی ارومیه - بزمان»، سنگ‌های آتشفشانی میوسن به ویژه در حد فاصل قم - کاشان - اردستان رخنمون دارند. گدازه‌ها و آذرآواری‌های نیاسر، شامل چند صد متر مواد آذرآواری و روانه‌های آندزیتی - داسیتی است که بر روی ردیف‌های معادل سازند قم قرار دارند. در جنوب قهرود (روستای بارونق) سنگ‌های آتشفشانی میوسن به شکل‌های مختلف (سیل و روانه) بیشتر درون و یا بر روی سازند قم و به ندرت روی سازند سُرخ پایینی قرار دارند. سیل‌ها رنگ کرم روشن دارند ولی بیشتر توسط جلای سیاه رنگ پوشیده شده‌اند و دگرگونی ناشی از آنها حداکثر به ۲۵ متر می‌رسد. گدازه‌ها از نوع ریولیت و ریوداسیت است که بر روی لایه‌های چین‌خورده سازند قم و یا سنگ‌های قدیمی‌تر قرار دارند (امامی، ۱۳۷۹).

«در ناحیه نطنز - تسوج»، نیز آتشفشانی میوسن را می‌توان به صورت سیل و دایک‌های آندزیتی متعدد در داخل ردیف‌های رسوبی سازند قم دید. در حوالی اردستان، شدت این فعالیت آتشفشانی بیشتر از سایر مناطق است. افزون بر نواحی مذکور، گدازه‌های بازیک قلیایی (آنالیسم‌دار)، آندزیت و آذرآواری‌های شمال تفرش، ریوداسیت‌های منطقه ساوه، سنگ‌های بازیک منطقه کبودرآهنگ و تکاب، روانه‌های گدازه‌ای حدواسط، به سن میوسن هستند.

آتشفشانی پلیوسن

سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن ایران سه سیمای گنبدی‌های خروجی، روانه‌های گدازه‌ای و یا ردیف‌های آذرآواری و آتشفشانی رسوبی دارند که به ویژه در سه پهنه زیر دیده می‌شوند.

«در کمان ماگمایی ارومیه - بزمان»، در بیشتر جاها آتشفشانی پلیوسن با تکاپوهای انفجاری آغاز شده که با خروج مقدار توجهی خاکستر آتشفشانی و همچنین لاپیلی و بمب آتشفشانی همراه بوده است. پس از گام انفجاری، با کاهش گاز موجود، قطعات آتشفشانی در حد بمب دوکی شکل و کروی پرتاب شده‌اند که بر روی هم مخروط‌های آذرآواری گنبدی شکل را به وجود آورده‌اند که ترکیب سنگ‌شناسی و شیمیایی آنها ریولیتی - داسیتی و گاه آندزیتی - تراکی آندزیت است. از آن جمله می‌توان به گنبدی‌های خروجی مناطق سولقان، شکر بند، راهجرد و راونج در جنوب باختری قم اشاره کرد.

«در آذربایجان»، مانند ایران مرکزی، ماگماتیسیم پلیوسن به صورت جریان گدازه و یا توده‌های کوچک گنبدی است که یا سنگ‌های کهن‌تر از پلیوسن را می‌پوشانند و یا درون لایه‌های سُرخ نئوژن جایگیر شده‌اند. گدازه‌های آندزیتی شمال خاوری میانه و یا گنبد‌های آتشفشانی خروجی نواحی اهر و خواجه (خاور تبریز) از آن جمله است که بیشتر ترکیب اسیدی تا حدواسط دارند و از نوع سنگ‌های فوق اشباع از سیلیس و آلومین هستند. در منطقه سهند، افزون بر سنگ‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی، که در برپایی ساختار آتشفشان چین‌های اولیه سهند نقش داشته‌اند، سنگ‌های داسیتی نیز فراوان است.

«در بلوک لوت»، آتشفشانی پلیوسن در محیط قاره‌ای فوران کرده و نهشته‌های کهن‌تر را می‌پوشاند. از سنگ‌های گدازه‌ای این زمان می‌توان انواع سنگ‌های داسیتی - گاه تراکیتی شمال بلوک لوت، سنگ‌های داسیتی - آندزیتی و آندزیتی مناطق بشرویه و دهسلم و بازالت قلیایی مناطق قائن، شهرخت، بیرجند، گریک را نام برد. سنگ‌های بازالتی، به صورت روانه‌های گسترده دیده می‌شوند که به طور معمول جزو سری بازالت‌های قلیایی قاره‌ای هستند.

۳-۲- سنگ‌های آتشفشانی کواترنری

سنگ‌های آتشفشانی کواترنری نشانگر آخرین تکاپوهای ماگمایی ایران‌اندکه شکل‌گیری آتشفشان‌های چینه‌ای عظیم مانند سبلان، دماوند، تفتان، بزمان و ۰۰۰ حاصل آن است. برخی از این آتشفشان‌ها، از جمله بزمان و سبلان از زمان‌های پیش از کواترنری فعال بوده‌اند، ولی مخروط اصلی آنها در کواترنری در طی فازهای تناوبی گدازه‌ای و انفجاری و با انباشته شدن مواد خروجی بر روی هم شکل گرفته است. افزون بر آن، در این زمان، گدازه‌های بازالتی قلیایی کواترنری نیز، از طریق شکستگی‌های عمده، به سطح زمین رسیده‌اند تا روانه‌ها و سرتخت‌های بازالتی شمال باختر (ماکو، ارومیه) و خاور ایران (بلوک لوت) را بسازند. نوع و ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی کواترنری نشانگر آن است که منشأ بازالت‌ها از گوشته است که گاه در اثر پدیده تفریق بخشی و یا ذوب پوسته، سنگ‌های تراکی بازالتی، تراکی آندزیتی تا تراکیتی را به وجود آورده‌اند. عمده‌ترین مراکز آتشفشانی پلیوکواترنری ایران در زیر بررسی می‌شوند:

آتشفشان دماوند: مخروط دماوند، شاخص‌ترین آتشفشان چینه‌ای کواترنری ایران است که ارتفاع آن از سطح دریا ۵۶۷۰ متر (۵۶۱۱ متر- وزیر، ۱۳۶۲)، ولی از زمین‌های اطراف ۲۰۰۰ - ۱۶۰۰ متر است. دامنه کوه، به وسیله جریان‌های گدازه‌ای مکرر که بارها از قله و یا از مخروط‌های فرعی سرازیر شده‌اند و همچنین مواد آذرآواری شامل پامیس، توف و رسوبات لاهار پوشیده شده است. گدازه‌های دماوند گستره‌ای به وسعت ۴۰۰ کیلومتر را زیر پوشش دارد و قطر دهانه آتشفشان در حدود ۴۰۰ متر است. قسمت مرکزی دهانه، به وسیله دریاچه‌ای از یخ پوشیده شده و در حاشیه آن دودخان‌هایی وجود دارد که زمین‌های اطراف را به رنگ زرد در آورده‌اند. جدا از دهانه فعلی، شواهدی از دهانه‌های قدیمی را می‌توان دید.

یکی از این دهانه‌های قدیمی در پهلوی جنوبی و در ارتفاع ۱۰۰ متر قرار دارد که در حال حاضر، محل خروج گازها و دودخان‌ها است. در پهلوی شمالی دماوند اثر دیگری از یک دهانه قدیمی به قطر حدود ۹ کیلومتر دیده می‌شود که امروزه رودخانه نونال در آن جریان دارد. سنگ‌های دهانه قدیمی کمی بازیک‌تر از گدازه‌های جوان دماوند است. اگرچه بروس و همکاران (۱۹۷۷) با توجه به ترکیب شیمیایی گدازه‌ها، دماوند را آتشفشانی دیررس و دور از زاگرس می‌دانند که در تشکیل آن برخورد صفحه‌ها و پدیده فرورانش از نوع خاص و ذوب پوسته اقیانوسی نقش داشته، ولی جایگاه این مخروط در محل تلاقی البرز خاوری و باختری این ذهنیت را تقویت می‌کند که تلاقی گسل‌های عمیق پوسته، به ویژه انواع امتداد لغز شمال باختری و شمال خاوری، محل مناسبی برای رسیدن ماگما به سطح زمین بوده است.

کهن‌ترین گدازه‌های کواترنری دماوند از نوع بازالت قلیایی است که در نتیجهٔ تفریق ماگمایی پرمایه‌تر از سیلیس، ظاهر شده‌اند (ایران نژادی، ۱۳۷۰). به طور کلی، سنگ‌های دماوند از سه نوع بازیک، حدواسط و اسیدی هستند. انواع بازیک فقط شامل گدازه‌های بازالتی و تراکی بازالتی است ولی در انواع حدواسط و اسیدی، افزون بر گدازه‌ها، سنگ‌های آذرآواری و اپی‌کلاستیک نیز وجود دارد. حجم اصلی کوه دماوند را سنگ‌هایی تشکیل می‌دهند که از نظر سیلیس، حدواسط بوده و مقدار سنگ‌های بازیک، بسیار کمتر از دیگر سنگ‌هاست، به گونه‌ای که فراوان‌ترین گدازه‌های دماوند از نوع تراکیت است. سنگ‌های بازیک که ممکن است از نوع بازالت قلیایی اولیوین‌دار و تراکی بازالت باشند، کهن‌ترین روانه‌های دماوند هستند که به ویژه در نواحی پلور و رینه دیده می‌شوند. بیشتر سنگ‌های دماوند از نوع حدواسط و مقدار کمتری نیز از نوع اسیدی هستند که به دو صورت گدازه‌ها و سنگ‌های آذرآواری رخمون دارند. گدازه‌های حدواسط تا اسیدی، شامل انواع تراکی آندزیت و تراکیت هستند که بر حسب مقدار کانی‌های فرومیزین به انواع فرعی متفاوتی تقسیم می‌شوند. این گدازه‌ها حجم اصلی دماوند را تشکیل می‌دهند و در تمام جهات گسترش دارند. در بین سنگ‌های آتشفشانی دماوند، توف‌ها جایگاه ویژه دارند که شامل انواع متعددی از توف شیشه‌ای (در درهٔ هراز و شمال دماوند)، توف تراکیتی (در قله)، توف شیشه‌ای پامیسی (در رینه) هستند. جدا از سنگ‌های گفته شده، نهشته‌های جریان آذرآواری باختر دماوند و نهشته‌های بلوک مانند از فرآورده‌های آتشفشان دماوند هستند. به باور امامی (۱۳۷۹) از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی دماوند تغییراتی از بازالت قلیایی تا تراکیت را نشان می‌دهند و این سنگ‌ها در نمودار Kuno همگی در قلمرو سری قلیایی قرار دارند.

آلباخ (۱۹۶۶)، سن نخستین فوران دماوند را مربوط به اوایل ورم Wurm می‌داند. در ضمن سن‌سنجی رسوبات دریاچه‌ای ناشی از جریان گدازه‌های دماوند بر روی رودخانهٔ لار، به روش کربن ۱۴، سن ۳۸۵۰۰ سال را نشان داده است.

آتشفشان تفتان: آتشفشان تفتان در زون ساختاری نهبندان - خاش (کوه‌های خاور ایران)، در ۵۰ کیلومتری شمال خاش و ۹۹ کیلومتری جنوب - جنوب خاوری زاهدان قرار دارد. بلندی آن از سطح دریا ۳۹۴۰ متر و نسبت به زمین‌های اطراف ۲۰۰۰ متر است. ساختار اصلی کوه شامل دو قلهٔ مجزا است که بخشی زین مانند و باریک به هم وصل می‌شوند (گانسر، ۱۹۶۶). قلهٔ جنوب خاوری تا اندازه‌ای شکل مخروطی خود را حفظ کرده و با گدازه‌های آندزیتی ضخیم و جوان پوشیده شده است. دهانه در دامنهٔ جنوبی قله قرار دارد که قسمتی از آن در اثر انفجار و هوازدگی بعدی ویران شده است. خروج دودخان از دامنه و قله، ابرسفید و مشخصی را تشکیل می‌دهد که منظرهٔ یک آتشفشان فعال را به خوبی نمایش می‌دهد. گدازه‌های تفتان مساحتی حدود ۱۳۰۰ کیلومتر مربع را زیر پوشش

دارند. نخستین تکاپوی آتشفشانی، در بیست کیلومتری شمال باختری قله فعلی بوده و سپس مراکز دیگری در خاور این نقطه فعال شده‌اند. فعالیت این مراکز به صورت فوران‌های انفجاری بوده و حاصل آن برش‌های داسیتی و آگومرایی است. آخرین تکاپوی انفجاری تفتان دو فاز انفجاری است که حاصل آن ایگنیمبریت دامنه جنوبی (شمال ترشاب) و توف‌های گسترده در دشت‌های اطراف آتشفشان است. فعالیت‌های گدازه‌های تفتان، در کواترنری صورت گرفته که شامل گدازه‌های آندزیتی است که بر روی افق‌های توف قبلی ریخته‌اند. بنابراین تفتان یک آتشفشان چینه‌ای است که از پایین به بالا شامل سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های داسیتی در زیر، توف و ایگنیمبریت در وسط و گدازه‌های آندزیتی در بالاست که در بین آنها آذرآواری‌ها و گدازه‌های داسیتی از همه بیشتر است.

مطالعه سنگ‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های آتشفشان تفتان نشان می‌دهد که تفتان، آتشفشانی کلسیمی - قلیایی است که ماگمای آن در نتیجه نیروهای فشاری و فاز کوهزایی نئوژن حاصل شده است. گفتنی است که تفتان یکی از مراکز آتشفشانی کمان ماگمایی حاصل از فرورانش پوسته اقیانوسی عمان به زیر منشور برافزاینده قاره‌ای مکران است. دو مرکز آتشفشانی دیگر این کمان ماگمایی عبارتند از قلّه بزمان در شمال جازموریان و کوه سلطان در پاکستان.

آتشفشان‌های بازالتی پیرامون تفتان: آتشفشان بازالتی تخت رستم در ۲۰ کیلومتری جنوب تفتان و آتشفشان کوه چاه‌شاهی در شمال ایرانشهر، از جمله بازالت‌های جوان کواترنری ایران هستند. بازالت‌های چاه‌شاهی بسیار جوان است به گونه‌ای که روانه‌های آن، در مسیل‌ها، هنوز به طور کامل تخریب نشده‌اند. در هر حال، سن پرتوسنجی این بازالت‌ها به روش پتاسیم - آرگون، کمتر از نیم میلیون سال است که این سن نیاز به بازنگری دارد و سن‌های حدود چند ده هزار سال پذیرفتنی است.

آتشفشان بزمان: آتشفشان بزمان، در ۱۱۵ کیلومتری شمال باختری ایرانشهر و ۱۲۹ کیلومتری باختر خاش، شمال جازموریان و در پایانه جنوبی بلوک لوت قرار دارد. ارتفاع آن از سطح دریا ۳۴۹۰ متر و از زمین‌های اطراف ۲۱۰۰ متر است.

مخروط اصلی بزمان، از نوع آتشفشان چینه‌ای است که گدازه‌های آن از چند دهانه خارج شده است. این آتشفشان ساختار پیچیده‌ای دارد و انواع گدازه‌ها، مانند آندزیت، داسیت و ریوداسیت به ویژه در دامنه خاوری آن فراوان است. مخروط اصلی مجموعه‌ای از برش‌های ایگنیمبریتی، پامیسی و گدازه است که به طور متناوب قرار گرفته‌اند.

تجزیه شیمیایی گدازه‌های جدید مقدار SiO_2 را بیش از ۶۲ درصد (داسیت و ریوداسیت) و مقدار K_2O را کمتر از ۲ درصد نشان می‌دهد (درویش‌زاده، ۱۹۶۵) از این نظر شباهت زیادی به آتشفشان‌های جزایر کمانی دارد.

گفتنی است که آتشفشان بزمان بخش باختری زنجیره آتشفشانی کمان ماگمایی زون فرورانش مکران است که در مقایسه با تفتان، فاصله کمتری تا ژرفنا Trench دارد، به همین رو به نظر می‌رسد که صفحه فرورونده بخش بزمان، جدا از بخش تفتان بوده و شیب بیشتری داشته است. به همین رو شاید بتوان پذیرفت که ماگماتیسم بزمان کهن‌تر از تفتان است.

آتشفشان سهند: آتشفشان سهند در ۴۰ کیلومتری جنوب تبریز قرار دارد و ارتفاع آن از سطح دریا ۳۶۹۵ متر است. سهند مخروط بسیار پهن و گسترده‌ای از تناوب منظم گدازه و خاکستر است که چینه‌بندی منظم دارد و گستره‌ای حدود ۴۵۰۰ کیلومترمربع را زیر پوشش دارد.

سهند بیشتر از نوع گدازه‌های ریولیتی، داسیتی و آندزیتی‌اند که در بین آنها توفها و خاکسترهای فراوان دیده می‌شود. وجود خاکستر با قطعات پامیس در فواصل بسیار دور از قله (مراغه، میانه، بستان‌آباد) نشان می‌دهد که فوران‌های انفجاری سهند بسیار شدید بوده است. تغییرات سن پرتوسنجی گدازه‌های سهند، بین ۱۲ (میوسن میانی) تا ۰/۱۴ میلیون سال است (معین وزیری، امین سبحانی، ۱۳۶۵). تغییرات سن پرتوسنجی و وجود نهشته‌های آتشفشانی - آواری در بین توفها و گدازه‌ها نشان می‌دهند که آتشفشان سهند در چند مرحله فعالیت داشته و در بین مراحل فعالیت، آرامش نسبی همراه با فرسایش برقرار بوده است. سیمای لایه‌ای سنگ‌ها، دانه‌بندی رسوبات و وجود آثار انواع ماهی در خاکستری‌های خلعت پوشان تبریز سبب شده تا معین وزیری و امین سبحانی (۱۳۶۵)، بر این باور باشند که سهند به صورت جزیره و یا شبه‌جزیره کوهستانی بوده که با دریایی کم‌ژرفا احاطه می‌شده و مواد آتشفشانی ورودی به این محیط، به کمک جریان آب، به صورت یکنواخت در سطحی وسیع پراکنده می‌شدند. سهند، توده آذرین خروجی است که به صورت کلاهکی بر روی پایه‌ای از سنگ‌های رسوبی به سن‌های مختلف قرار گرفته است.

ضخامت مواد آتشفشانی بیش از ۸۰۰ متر برآورد شده است و در یک نگاه کلی، مواد آتشفشانی تشکیل دهنده سهند به ترتیب از پایین به بالا، عبارتند از کنگلومرای آتشفشانی، افق‌های پامیس‌دار و گدازه‌های آندزیتی، تناوبی از لایه‌های آگلومرای، روانه‌های برشی و لاهار و گدازه‌های داسیتی. بدین ترتیب، با توجه به وضع چینه‌شناسی،

سهند را می‌توان نوعی کلاسیک از یک آتشفشان چینه‌ای دانست. امامی (۱۳۷۰) بر اساس داده‌های جدید، بر این باور است که:

* در سهند تغییر و تحولات ماگمایی در طول زمان صورت گرفته و این تحولات ناشی از تفریق ماگمای اصلی بر اثر نیروی گرانش می‌باشد. به گونه‌ای که، در محفظه ماگمایی، از ماده مذاب اولیه با ترکیب آندزیتی (آندزیت قرمز گل)، سنگ‌های اسیدی شامل داسیت و ریوداسیت به وجود آمده است.

* با توجه به ترکیب شیمیایی سنگ‌ها، به نظر می‌رسد که ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌ها از ذوب بخشی پوسته زیرین حاصل شده باشد.

* با توجه به نتایج زمین‌گاه‌شماری Geochronology، مراکز آتشفشانی سهند از اواسط میوسن تا اواخر پلیستوسن، به طور متناوب فعال بوده‌اند.

آتشفشان سبلان: آتشفشان سبلان در ۴۰ کیلومتری جنوب باختری اردبیل و در ۲۵ کیلومتری جنوب خاوری مشکین‌شهر قرار دارد. ارتفاع آن از سطح دریا ۴۸۲۰ متر و گدازه‌های آن، سطحی معادل ۱۲۰۰ کیلومترمربع را زیر پوشش دارند. آتشفشان سبلان سه قله دارد که به دلیل فروریختگی به شدت فرسوده است. قله بلندتر «سبلان سلطان» و دو قله دیگر «هرم‌داغ» یا سبلان کوچک و «آقام‌داغ» یا کسری نام دارند. در بلندترین قله دریاچه‌ای وجود دارد که به احتمال باقیمانده دهانه آتشفشان است. آتشفشان مرکزی بر روی یک فراابوم خاوری - باختری از گدازه‌های ائوسن، فوران کرده است. آتشفشان سبلان از نوع نقطه‌ای و مخروط‌های آتشفشان چینه‌ای است که از نظر ساختار و حجم، شبیه آتشفشان‌های حاشیه قاره است، ولی از نظر ترکیب شیمیایی شباهتی با انواع حاشیه قاره‌ای ندارد.

در کار بازنگری شده دیدون و ژمن (۱۹۷۶) توسط ریو و باباخانی (۱۹۷۸)، فازهای شکل‌گیری سبلان به شرح زیر بیان شده است:

۱- فاز گدازه‌ای سبلان قدیم، که شامل ۵ مرحله ماگمازایی جداگانه است.

۲- فاز فرونشینی کالدرای و فعالیت انفجاری که با انباشت حدود ۱۰۰ متر نهشته‌های آذرآواری در دامنه شمالی همراه بوده است.

۳- فاز تشکیل گندها و جریان‌های گدازه سبلان جدید که با تشکیل روانه‌های تراکی آندزیت تا داسیت و شکل‌گیری بلندترین قسمت آتشفشان همراه بوده است.

به نظر می‌رسد که تحولات ماگمایی این آتشفشان را نباید به صورت یک تفریق ساده در نظر گرفت، بلکه به احتمال در روند عادی افزایش اسیدیته در حین تفریق، بازگشت به خصوصیت بازیک نیز صورت گرفته است. گفتنی است که، تکاپوی قدیمی سبلان از ائوسن شروع شده ولی آنچه که کوه سبلان را به وجود آورده در پلیوسن شروع به فعالیت کرده و تا آخرین دوره یخچالی ادامه داشته است. در یک نگاه کلی، در کوه سبلان سه سری آتشفشان قابل تشخیص است:

نخست، سری پیش از پیدایش کوه سبلان که در واقع شامل گدازه‌های میوسن و از جنس لاتیت - بازالت است.

دوم، سری پیش از پیدایش کالدرا از جنس لاتیت - آندزیت که به داسیت متحول شده‌اند.

سوم، سری پس از پیدایش کالدرا، یا سری بالایی که بخش اصلی آن ترکیب داسیتی دارد.

سری دوم و سوم در پلیو - کواترنری به وجود آمده‌اند.

بازالت‌های کواترنری آذربایجان: این سنگ‌ها که حاصل آخرین مرحله آتشفشانی در ایران هستند، با ترکیب کانی‌شناسی اولیوین بازالت گسترش متفاوتی در مناطق ماکو، سیه‌چشمه، اهر، کلیبر، مشکین‌شهر، باخر دریاچه ارومیه و ۰۰۰ دارند. اگرچه همه سنگ‌های موردنظر ترکیب کانی‌شناسی بازالتی دارند ولی ترکیب شیمیایی آنها یکسان نیست و از این نظر می‌توان آنها را به دو گروه تقسیم کرد.

بازالت‌های نوع اول با بافت پورفیری که ترکیب شیمیایی آنها مانند بازالت‌های قلیایی است و دیگری بازالت‌های نوع دوم که به ندرت پورفیری بوده و ترکیب شیمیایی آنها از نوع غنی از آلومین است. جدا از مناطق آذربایجان و کردستان، سنگ‌های آتشفشانی کواترنری را می‌توان در گستره‌های وسیعی از خاور ایران (جنوب طبرستان، جنوب بیرجند، نهبندان و ۰۰۰) دید که به طور عموم به نام بازالت‌های کواترنری شهرت دارند ولی وثوقی عابدینی (۱۳۷۶) بر این باور است که به جز جنوب بیرجند و جنوب فردوس، در دیگر مناطق، روانه‌های مذکور از انواع آندزیت تا داسیت با ماهیت قلیایی هستند و از این دیدگاه، پیوند ماگمای اولیه با کافت حتمی است.

۴-۲- گسل‌های ایران

گسل‌ها نوعی ساختار خطی، همراه با جابه‌جایی هستند که بر تحولات زمین‌ساختی و همچنین تکوین حوضه‌های ساختاری - رسوبی ایران اثر در خور توجه داشته‌اند. از این میان، اثر گسل‌های طولی عمده، هم‌زمان با جنبش‌های کوهزایی کاتانگایی (پرکامبرین پسین) به مراتب بیشتر است. روند این گسل‌ها در بیشتر جاها با روندهای زمین‌ساختی مربوط به چین‌خوردگی کاتانگایی همخوان است و در راستای شمالی - جنوبی قرار دارد، ولی روندهای شمال باختری - جنوب خاوری (روند زاگرس) نیز گزارش شده است. جدا از دو روند گفته شده. روند سومی در راستای شمال خاوری - جنوب باختری، بر گسل‌های ایران حاکم است، به گونه‌ای که سه امتداد اصلی قابل تشخیص است (نوگل سادات، ۱۹۷۸).

۱- جهت شمال باختری - جنوب خاوری که با امتداد زاگرس، زون سنندج - سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه-بزمان و البرز باختری هم روند است.

۲- جهت شمال خاوری - جنوب باختری که با امتداد البرز خاوری، گودال کویر بزرگ موازی است.

۳- روند شمالی - جنوبی، که با جهت یافتگی لوت و تمام مناطق خاور گسل نایبند و شمال بزمان، مشخص است. گسل‌های یاد شده، به طور عموم مرز واحدهای ساختاری - رسوبی مختلف ایران را تشکیل می‌دهند و با فعالیت خود، موجب تغییرات عمده در رخساره‌های سنگی، ستبرای رسوبات به ویژه تحولات زمین‌ساختی (ماگماتیسم، دگرگونی، شدت و الگوی چین‌خوردگی ۰۰۰) می‌شوند و لذا، شناخت آنها از نظر زمان تشکیل، فعالیت‌ها، تأثیر آنها بر زمین‌شناسی ایران و لرزه‌زمین‌ساخت بسیار ضروری است.

ویژگی‌های عمومی گسل‌های ایران

به جز حالت‌های استثنایی، ویژگی‌های زیر در گسل‌های ایران عمومیت دارد.

۱- گسل‌های دارای روند شمالی - جنوبی و یا شمال باختری - جنوب خاوری، به سن پرکامبرین پسین، و حاصل کوهزایی کاتانگایی هستند.

۲- گسل‌های شمالی - جنوبی و شمال باختری - جنوب خاوری از انواع امتدادلغز راستگرد هستند.

۳- گسل‌های دارای روند شمال خاوری - جنوب باختری، به سن دونین و حاصل عملکردهای احتمالی جنبش‌های زمین‌ساختی کالدونی هستند

۴- گسل‌های شمال خاوری - جنوب باختری تغییر شکل برشی چپگرد دارند.

۵- گسل‌های مربوط به رخدادهای زمین‌ساختی چرخه آلی بیشتر موازی روند زاگرس، یعنی امتداد تقریبی N140 درجه دارند.

۶- گسل‌های ایران نقاط ضعیف پوسته هستند که رها شدن انرژی متمرکز را ممکن می‌سازند و لذا گسل‌ها به ویژه انواع طولی عمده (با طول بیش از ده کیلومتر) در لرزه‌خیزی ایران نقش دارند (به جز گسل‌هایی که در ۷۰۰ هزار سال گذشته حرکت نداشته‌اند). در این میان، نباید گسل‌های بی‌نام نادیده گرفته شوند، چراکه بسیاری از گسل‌های بی‌نام نیز می‌توانند لرزه‌زا باشند. برای مثال می‌توان به بزرگ‌ترین زمین‌لرزه ایران با بزرگی ۷/۷ در ۱۶ سپتامبر ۱۹۷۸ (شهریور ۱۳۵۷) در شهر طبس اشاره کرد که بر روی یک گسل بی‌نام و ناشناخته روی داده است (بربریان، ۱۹۸۰).

۷- قرارگیری کانون زمین‌لرزه‌های سده بیستم در درازای بسیاری از گسل‌های ایران، نشان می‌دهد که بسیاری از گسل‌های ایران هنوز فعال هستند.

۸- گسل‌ها در تحولات زمین‌ساختی گوناگون (دگرشیبی، چین‌خوردگی، ماگماتیسم و ۰۰۰) نقش مؤثری داشته‌اند. برای نمونه، بسیاری از تکاپوهای آتشفشانی شکافی ایران از طریق گسل‌ها و بازشدگی آنها به سطح زمین رسیده‌اند.

۹- در ریخت زمین‌ساخت امروز ایران، گسل‌های طولی و عمده نقش سازنده داشته‌اند به گونه‌ای که بسیاری از روندهای ساختاری کنونی ایران نتیجه حرکت افقی و قائم گسل‌ها است.

۱۰- در بین گسل‌های ایران، انواع برگشته و راندگی‌ها، نقش بیشتری در دگرشکلی پوسته داشته‌اند. به گفته دیگر، دگرشکلی کنونی ایران بیشتر در ارتباط گسل‌های معکوس حدکوه و دشت به ویژه راندگی‌ها، و کمتر در ارتباط با گسل‌های امتداد لغز می‌باشند.

۱۱- بیشتر گسل‌های قدیمی دارای حرکت‌های راستگرد هستند در حالی که گسل‌های فعال کنونی همگی امتداد لغزچپ‌گرداند.

۱۲- برخی از گسل‌های فعال کنونی ایران، از نوع عمیق چند نقش می‌باشند. برای نمونه می‌توان به گسل‌های طولی برگشته - رانده پهنه‌های مکران و کپه‌داغ اشاره کرد که در زمان تشکیل حوضه رسوبی از نوع عادی بوده‌اند ولی پس از برقراری رژیم‌های فشارشی به انواع برگشته تبدیل شده‌اند.

۱۳- یک گسل در گذر تکاملی فعالیت خود، ممکن است گاه راستگرد، گاه چپگرد و گاه بدون حرکت باشد.

۱۴- در طول یک گسل، مقدار و سازوکار جابه‌جایی، یکسان و همانند نیست و ممکن است بخشی از یک گسل به صورت فشارشی و بخش دیگر آن به صورت کششی عمل کند.

دسته بندی گسل های ایران

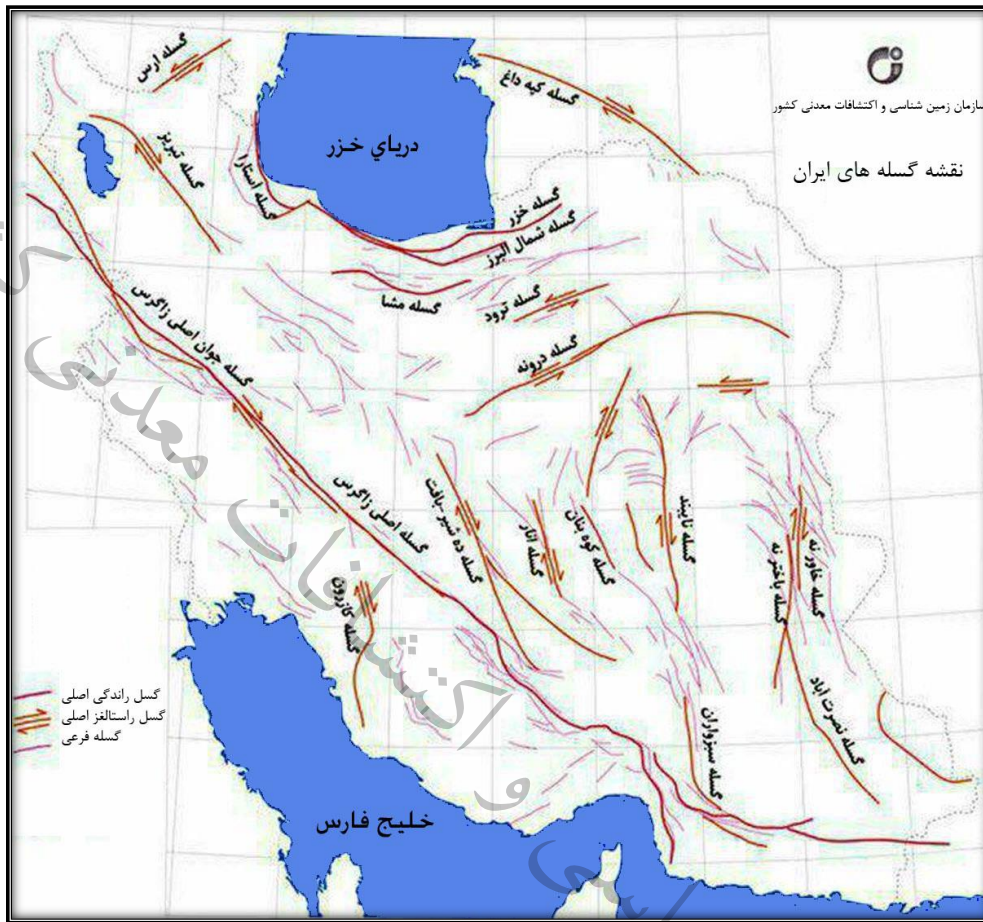
گسل های ایران را می توان بر اساس زمان پیدایش، زمان آخرین حرکت و پراکندگی جغرافیایی دسته بندی کرد. در نقشه لرزه زمین ساخت ایران (بربریان، ۱۹۷۶) گسل های ایران به سه دسته عمده زیر تقسیم شده اند:

۱- **گسل های زمین لرزه ای جوان:** که در طی رویدادهای زمین لرزه ای و مخرب زمان حال به وجود آمده اند و یا دوباره فعال شده اند مانند گسل ایپک، گسل دشت بیاض و ۰۰۰.

۲- **گسل های کواترنری:** گسل هایی هستند که در دو میلیون سال گذشته حرکت داشته اند (مانند گسل کلمرد) ولی به ظاهر زمین لرزه تاریخی و ثبت شده ندارند.

۳- **گسل های پیش از کواترنری:** این گسل ها سنی بیش از دو میلیون سال دارند ولی به احتمال از زمان جنبش های آلپ پایانی تاکنون حرکتی نداشته اند. با این حال، نباید این گسل ها را مرده تصور کرد چراکه ممکن است حرکت های جوان آنها ناشناخته باشد.

در ضمن، در بسیاری از حالات، ممکن است در اثر فرسایش، پوشش گیاهی و یا عملکرد انسان، نشانه حرکت های جوان این گسل ها از بین رفته باشد. لذا، هرگز نباید اهمیت این گسل ها را نادیده گرفت. در این نوشتار، دسته بندی گسل ها بر اساس پراکندگی جغرافیایی آنها است درباره زمان پیدایش، زمان آخرین حرکت و لرزه خیزی آنها مطالبی بیان شده است. نقشه گسل های اصلی ایران در شکل (۱-۱) آورده شده است.



شکل (۱-۱) نقشه گسل های اصلی ایران

سازمان زمین شناسی

فصل سوم:

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

پروژه‌های داده‌ها

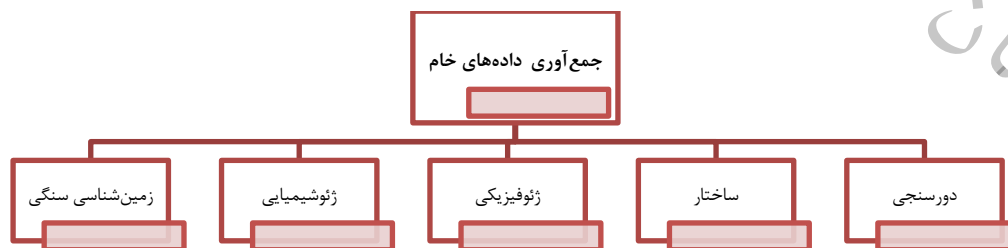
۳- پردازش داده‌ها

۱-۳- مقدمه

یکی از امتیازات روشهای اکتشافی بر مبنای تلفیق و مدلسازی صرفه‌جویی در نیروی انسانی، زمان و هزینه‌های لازم برای جمع‌آوری داده‌های اولیه است از طرفی پایه اصلی اکتشاف به روش مدلسازی، جمع‌آوری داده‌های اولیه است. چون نتایج نهایی در این روش وابسته به کمیت و کیفیت اطلاعات ورودی است. لذا جمع‌آوری داده‌های موجود یکی از گامهای اساسی در این روش است. اطلاعات جمع‌آوری شده پس از پردازش و همسان سازی وارد مرحله تلفیق می‌شود. بی تردید، هرچه داده‌های موجود دقیق‌تر باشد نتایج بهتری حاصل خواهد شد.

۲-۳- جمع‌آوری و بررسی داده‌ها

پیشگام مطالعات اکتشافی در هر روشی، جمع‌آوری و مطالعه اطلاعات و مستندات پیشین است. این اطلاعات شامل متون و علوم پایه زمین‌شناسی و داده‌های مکانی مرتبط با زمین‌شناسی و منابع زمین‌گرایی است. این اطلاعات از طریق اینترنت و یا مطالعات کتابخانه‌ای در آرگانهای دولتی و غیر دولتی مرتبط با علوم زمین‌شناسی و حتی بازدید میدانی قابل دست‌یابی است. داده‌هایی که می‌توان از آنها برای شناسایی منابع زمین‌گرایی استفاده کرد شامل تمام شواهد مستقیم و غیر مستقیم مرتبط با منابع زمین‌گرایی است که شامل ۵ لایه اطلاعاتی است (شکل ۱-۳).



شکل (۱-۳) لایه‌های اطلاعاتی مورد استفاده در مدلسازی

داده‌های جمع‌آوری شده پس از مطالعه و بررسی با توجه به نظر کارشناسی (براساس بررسی داده‌های موجود) و منابع تایید شده اعتبارسنجی می‌شوند تا از ورود اطلاعات اشتباه جلوگیری شده و در صورت امکان تصحیح گردد. بخشی از داده‌ها برای استفاده در مدلسازی نیاز به پردازش و یا آماده‌سازی دارند ولی بخشی دیگر می‌توانند به طور مستقیم مورد استفاده قرار گیرند.

۱-۲-۳- سنگ شناسی

واحدهای سنگی آذرین جوان به عنوان منشا اصلی حرارت نقش مهمی در شناسایی منابع زمین گرمایی دارند، می‌توان از آن بعنوان یکی از لایه‌های اطلاعاتی مفید استفاده کرد. با توجه به اینکه بیشترین فعالیت‌های ماگمایی در دوران سنوزوئیک بوده و عامل اصلی ایجاد سیستم زمین گرمایی نیز فعالیت‌های ماگمایی و آتشفشانی است از این لایه بعنوان یکی از لایه‌های اصلی اطلاعاتی استفاده شد. همچنین با توجه به منشا واحدهای سنگی تراورتنی که ناشی از فعالیت چشمه‌های آبگرم و سیستم‌های هیدروترمالی قدیمی و جدید هستند، لایه تراورتن‌ها نیز به عنوان یکی از لایه‌های سنگ شناسی استفاده گردید. در حال حاضر از نقشه‌های زمین شناسی یکپارچه با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ به عنوان منبع برای لایه سنگ‌شناسی در این پروژه استفاده شده است.

۲-۲-۳- داده‌های ژئوشیمیایی

داده‌های ژئوشیمیایی مورد استفاده در این پروژه از داده‌های اکتشافات ژئوشیمیایی سراسری ورقه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ کشور است. داده‌های ژئوشیمیایی پوشش کاملی از کل کشور ندارد که بعلت انجام نشدن تعدادی از برکه‌ها است. عدم وجود داده‌ها با پوشش کامل، ناهمسانی داده‌ها از نظر زمانی، دستگاه تجزیه و ... بی‌شک باعث بروز تفاوت‌هایی در نتایج شده که تاثیر آن منجر به کاهش دقت نتایج مدلسازی است.

۳-۲-۳- داده‌های ژئوفیزیک

اطلاعات ژئوفیزیک هوایی بکار گرفته شده در محدوده مورد مطالعه داده‌های مغناطیسی می‌باشد. داده‌های مذکور از جمله داده‌هایی است که بین سالهای ۱۹۷۴ و ۱۹۷۷ میلادی توسط دو پیمایش هوایی مغناطیسی با حساسیت بالا توسط Aero Service (Houston, Texas) برای سازمان زمین‌شناسی جمع‌آوری گردیده است. هدف از انجام این کار بدست آوردن اطلاعات بیشتری از تکتونیک و زمین‌شناسی ناحیه ای ایران و نیز تعیین زونهای مساعد جهت اکتشافات تفصیلی کانیها و هیدروکربن‌ها است. هواپیمای بکار رفته یک هدایت‌گر هوایی دوموتوره است که یک مگنتومتر بخار سزیم با حساسیت ثبت ۰/۰۲ گاما را حمل کرده است. فاصله خطوط پرواز از ۷/۵ کیلومتر و فاصله خطوط کنترلی (Tie Line) ۴۰ کیلومتر می‌باشد.

۳-۲-۴- گسلها

لایه اطلاعاتی گسلهای محدوده را نقشه‌های زمین‌شناسی، داده‌های ژئوفیزیکی تشکیل می‌دهند. در این مطالعات از داده‌های ساختاری نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ و ژئوفیزیکی هوایی (با خط پرواز ۷,۵ کیلومتر) استفاده شده است. داده‌های متعدد از ویژگی ساختاری در محدوده امکان بررسی و اعتبارسنجی آنها را فراهم می‌کند، همچنین به دلیل پوشش سطحی که امکان تعیین محل گسلها در نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای میسر نیست با استفاده از اطلاعات ژئوفیزیک هوایی می‌توان به موقعیت تقریبی آنها دست یافت. البته استفاده از این داده‌ها برای تعیین محل تقریبی گسلها نیاز به مهارت و تجربه کافی است.

۳-۲-۵- دگرسانی

دگرسانی‌های هیدروترمالی سنگهای میزبان از شواهد غیرمستقیم و اصلی مبنی بر وجود منبع حرارتی در عمق است. براین اساس نقشه‌های ماهواره‌ای ASTER سال ۲۰۰۰-۲۰۰۵ برای شناسایی دگرسانی‌های گرمابی آماده‌سازی و پردازش شد.

۳-۳- پردازش داده‌ها

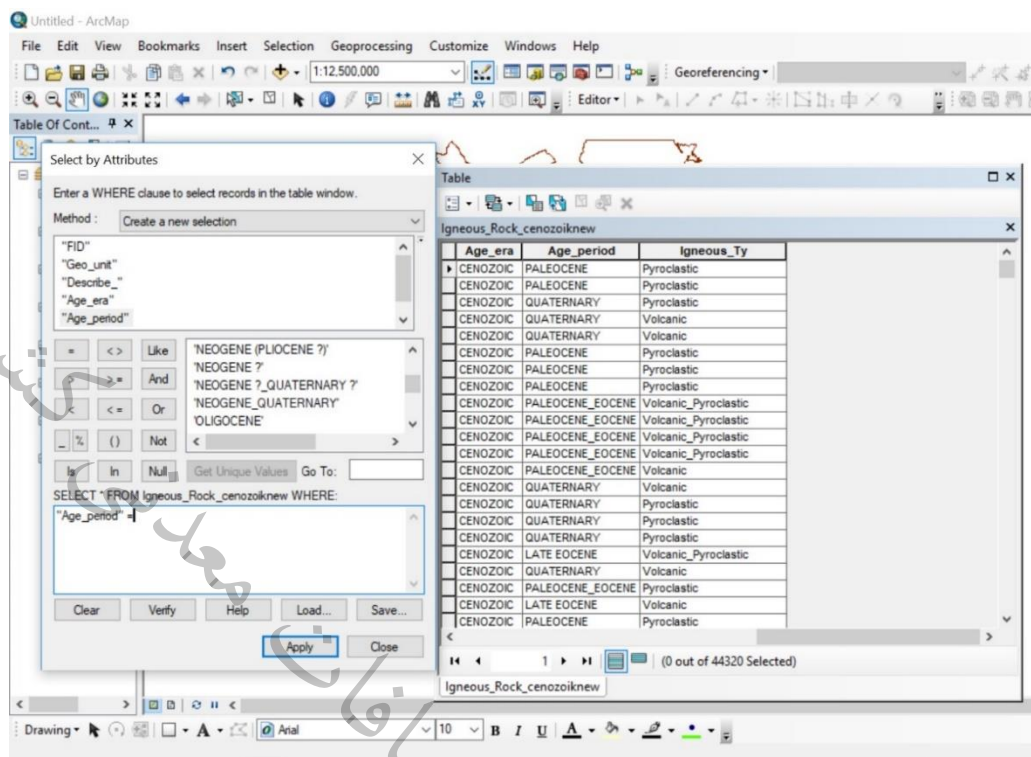
این مرحله شامل پردازش و آماده‌سازی داده‌های خام برای رسیدن و استخراج نقشه‌های رخدادی به منظور اکتشاف منابع مورد نظر است. از آنجا که اطلاعات در غالب فرمت واحدی نبود لذا می‌بایست با استفاده از تکنیکهای مختلف نرم‌افزاری داده به صورت فرمت واحد درآیند تا بتوان آنها را باهم تلفیق کرد. به طور کلی تکنیکهای یکسان‌سازی داده‌های مختلف را می‌توان در سه مورد تقسیم‌بندی کرد. این تکنیکها عبارتند از: رقومی کردن (Digitized)، تکمیل جدول مشخصات (Attribute Table)، داده پردازش (Data Processing).

۳-۳-۱- رقومی سازی (DIGITIZATION)

نقشه‌ها و داده‌های آنالوگ جمع‌آوری شده با قدرت تفکیک مناسب (dpi) اسکن و پس از توجیح مختصات به داده‌های دیجیتال تبدیل می‌شوند. این داده‌ها شامل داده‌های مکانی و محدوده‌های خاص هستند که با نقطه و خطوط نمایش داده شده‌اند. عملیات فوق در محیط نرم‌افزای GIS ترسیم و پس از ویرایش و تصحیح به صورت داده‌های تصویری دیجیتال قابل استفاده در مدلسازی تبدیل شدند.

۳-۳-۲- تهیه جدول اطلاعاتی (Attribute Data)

تمام داده‌هایی که از وضعیت آنالوگ به دیجیتال تبدیل شده‌اند. در نقشه مادر دارای مشخصات و ویژگی‌هایی هستند و نماینگر آن نقطه یا محدوده است. به منظور انتقال این اطلاعات از نقشه اولیه به نرم‌افزای که اطلاعات دیجیتال آن نقشه رقومی شده لازم است از طریق نوشتن ویژگی هر داده دیجیتال در ردیف مربوط به خود اطلاعات تصویری را معنی‌دار کرده و نیز در نمایش آنها در نقشه نهایی استفاده کرد. این اطلاعات خود مبنایی برای ارزش‌گذاری در مرحله مدلسازی هستند. شکل (۳-۲) تهیه جدول اطلاعات سنگ‌شناسی را نشان می‌دهد.



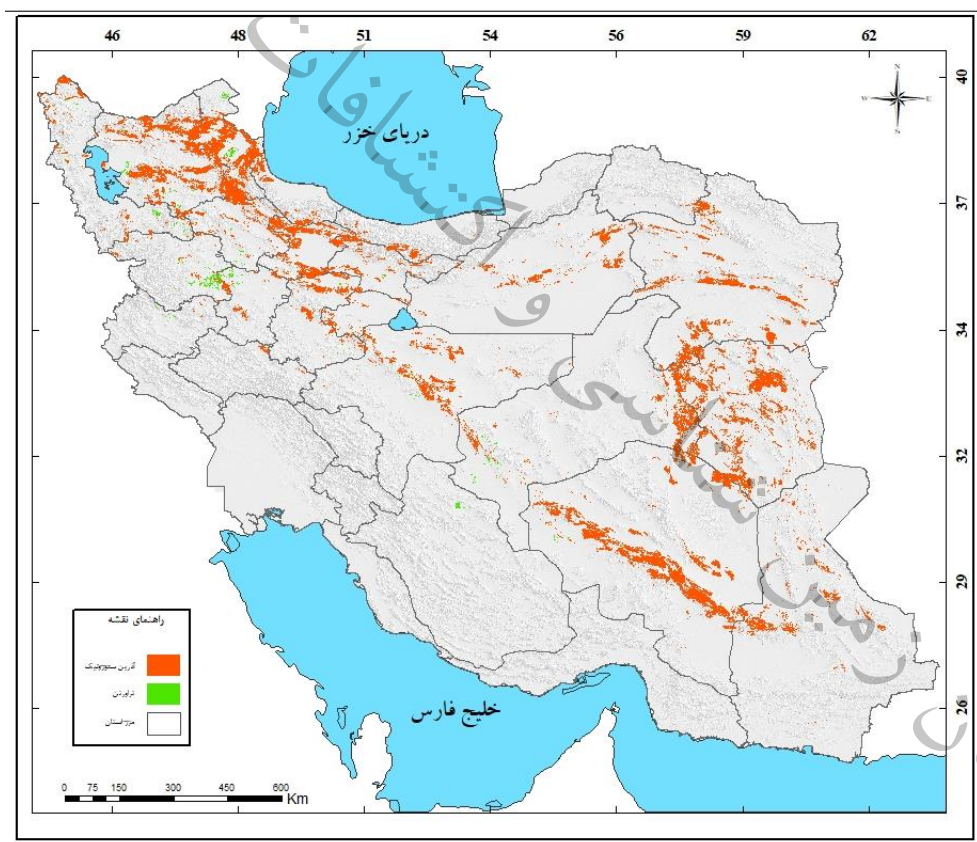
شکل (۲-۳) تهیه جدول اطلاعاتی سنگ‌شناسی

۳-۳-۳ داده پردازش (Data Processing)

به دنبال جمع‌آوری نمودن داده‌های مورد نیاز در یک پروژه‌ی سیستم اطلاعات جغرافیایی که در فصل گذشته اشاره شد، این اطلاعات می‌بایست مورد پردازش قرار گیرد. منظور از پردازش داده‌ها، نگاهی جهت‌دار به هر دسته از داده‌هاست که به موجب آن بتوان نقش سودمند آن گروه از اطلاعات را در مسیر دستیابی به هدف نهایی، استخراج نمود. بدیهی است که نتیجه‌ی این بررسی‌ها و یا به عبارتی پردازش، قابل نمایش بصورت نقشه‌ای خواهد بود که به آن نقشه‌ی نشانگر اطلاق می‌شود. بنابراین برای هر سری از داده‌ها، بر اساس هدف مورد نظر، می‌توان یک یا چند نقشه‌ی نشانگر داشت. از آنجا که از تلفیق نقشه‌های مذکور در نهایت نقشه‌ی پتانسیل مناطق مستعد زمین‌گرایی حاصل می‌شود، لذا هر چه این نقشه‌های نشانگر با دقت بیشتر و روش‌های مناسب‌تری تهیه گردند، نقشه‌ی نهایی نیز از دقت بالایی برخوردار خواهد بود.

۱-۳-۳-۳- پردازش داده‌های زمین‌شناسی

در این بررسی همانطور که در فصل جمع‌آوری اطلاعات اشاره شد مبنای اصلی نقشه‌های زمین‌شناسی می‌باشد. با توجه با مدل‌های موجود واحدهای سنگی آذرین بر اساس سن ترشیری و کواترنری و همچنین براساس نوع آنها یعنی پلوتونیک، ولکانیک، پیروکلاستیک و ساب‌ولکانیک تفکیک گردید. از آنجا که اطلاعات موجود به صورت رقمی بوده و ویژگی داده‌ها مشخص شده لذا امکان استخراج این اطلاعات به سهولت انجام می‌گیرد. نقشه واحدهای آذرین با سن سنوزوئیک و واحدهای سنگ‌های تراورتنی در شکل (۳-۳) آورده شده است.



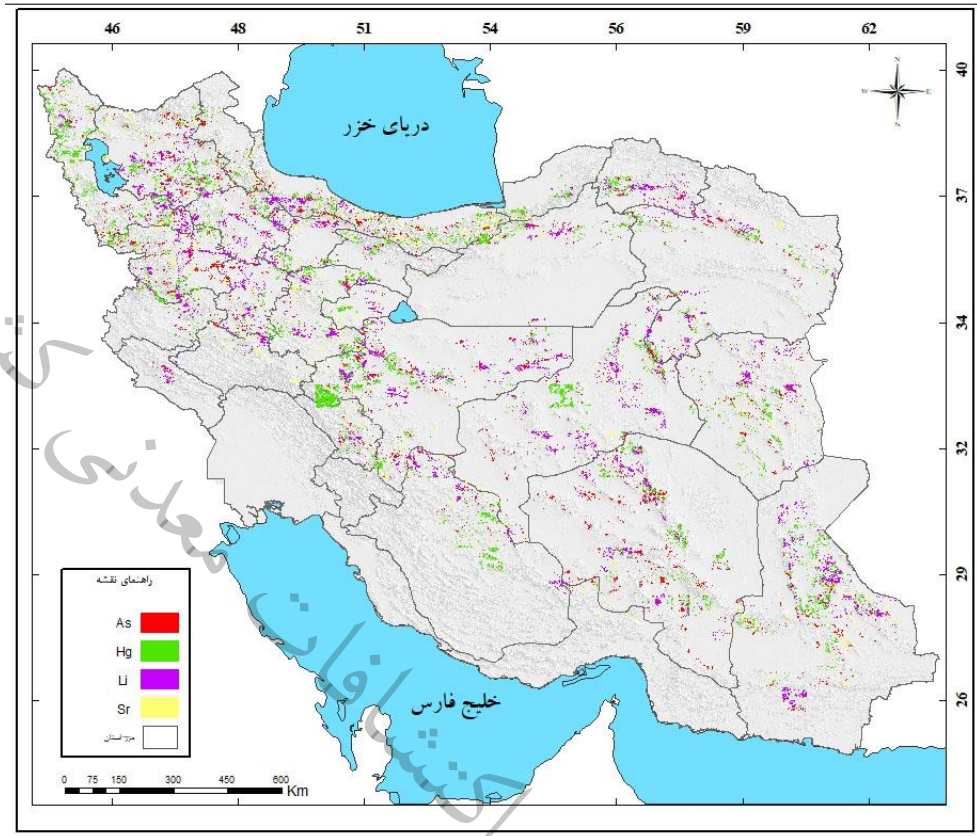
شکل (۳-۳) نقشه سنگ‌های آذرین سنوزوئیک و تراورتنی ها

۲-۳-۳-۳- پردازش داده‌های ژئوشیمیایی

ماهیت داده‌های ژئوشیمیایی به دو گروه دیجیتال و آنالوگ قابل تقسیم است. داده‌های آنالوگ شامل نقشه ژئوشیمیایی است که به صورت هارد دیسک در دسترس بوده و داده‌های اولیه یا پردازش شده آن به صورت فایل قابل تغییر و پردازش در موجود نیست که در بحث جمع‌آوری اطلاعات به آنها پرداخته شد.

اطلاعات دیجیتال بخشی از داده‌هاست که امکان پردازش و تغییر را به کارشناس با اپراتور می‌دهد. به طوریکه می‌توان با استفاده از تکنیکها و روشهای مختلف برحسب نیاز پردازش کرد. داده‌های ژئوشیمیایی (به صورت ورقه‌های یکصد هزار) شامل نتایج آنالیز نمونه‌های رسوب آبراهه‌ای در اندازه سیلت است. پس از آماده‌سازی داده‌ها (تصحیح مقادیر سنسورد، و خارج از ردیف) با استفاده از مقادیر میانگین و انحراف معیار طبق فرمول زیر آنومالیهای درجه یک برای عناصر مورد نظر (Sr, Hg, As, Li) مشخص شد. نقشه مناطق آنومال ژئوشیمیایی عناصر مرتبط با سیستم هیدروترمالی در شکل (۳-۴) آورده شده است.

سازمان زمین‌شناسی و
اکتشافات



شکل (۳-۴) نقشه مناطق آنومال ژئوشیمیایی عناصر مرتبط با سیستم هیدروترمالی

۳-۳-۳-۳- پردازش داده‌های دورسنجی

به طور کلی دو روش در پردازش تصاویر ماهواره‌ای (دورسنجی) وجود دارد. یکی از روشها مبتنی بر اطلاعات بصری تصویر است. کارشناس با استفاده از تغییرات رنگی تصویر و دانش خود از بازتاب رنگی دگرسانیه‌ها، نوع آن را مشخص می‌کند. این روش از یک سو نیاز به تجربه داشته و از سویی تشخیص رنگی در افراد مختلف همیشه یکسان نیست. روش دوم مبتنی ویژگیهای کانی‌شناسی و بازتاب امواج الکترومغناطیسی است. هر کانی در طول موج مشخصی بیشترین بازتاب را دارد. با توجه به این ویژگی و به کمک نرم‌افزار نوع کانی یا مجموعه کانی شناسایی و بدین طریق نوع دگرسانی مشخص می‌شود. تکنیکهایی مورد استفاده در این روش به طور مختصر آورده شده است.

- عملیات حسابی

از جمله روشهای مرسوم در پردازش تصاویر ماهواره ای استفاده از چهار عملگر حسابی جمع، ضرب، تفریق، تقسیم بین باندها به منظور بارزسازی عوارض خاصی در تصاویر مذکور می باشد. در بین چهار عمل اصلی، عملگرهای جمع و ضرب نتیجه ای مشابه داشته و باعث بارز شدن اطلاعات مشترک بین باندها می شوند و به عبارتی هدف اصلی در استفاده از این عملگرها تاکید بر اطلاعات مشترک می باشد.

در مقابل عملگرهای تفریق و تقسیم نیز عملکردی مشابه داشته و تاکید اصلی در این عملگرها در اختلاف بین باندها است. (در تقسیم باندها معمولاً باند حداکثر بر باند حداقل تقسیم می شود).

$$D = \frac{\text{Band}i}{\text{Band}j}$$

$$(i \neq j)$$

معمولاً در تقسیم باندها به جای استفاده از تقسیم معمولی از نسبت نرمال شده استفاده می شود.

$$D = \frac{b_i - b_j}{b_i + b_j}$$

$$(i \neq j)$$

نسبت فوق علاوه بر اینکه نتیجه را در رنج خاصی (۱-۱) نرمال می کند، باعث تعدیل توپوگرافی نیز در تصاویر می شود. مثلاً کانیهای رسی دارای بازتاب زیاد در باند ۵ و بازتاب کم در باند ۷ می باشد، یا مثلاً در باند ۴ پوشش گیاهی دارای بازتاب زیاد و بازتاب کم در باند ۷ می باشد. اکسیدهای آهن نیز در باند ۳ بازتاب زیاد و در باند ۱ بازتاب کمتری دارند.

از تفریق درجات روشنایی این باندها می توان مقادیر بیشتری برای درجات روشنایی کانیهای رسی پوشش گیاهی و اکسیدهای آهن در این تصاویر به دست آورد.

- استفاده از تحلیل مولفه های اصلی (P.C.A)

از تحلیل مولفه های اصلی اهداف متعددی مد نظر می باشد در انتقال تصاویر ماهواره ای به فضای PCA، به ترتیب که از مولفه P.C.A1 به طرف P.C.A های بالاتر می رویم از کمیت واریانس یا اطلاعات کاسته می شود و از P.C.A های آخر به خاطر کمبود اطلاعات تصویری تقریباً حالت نویزی خواهیم داشت. در P.C.A با دو مقوله کمیت و کیفیت اطلاعات روبرو هستیم اگر هدف کمیت اطلاعات باشد طبیعتاً P.C.A های اولیه قرار دارند اما زمانی هدف جستجوی نوع خاصی از اطلاعات است و نه کمیت آنها، بنابراین در این شرایط P.C.A، اهمیت پیدا می کند، به طور مثال برخی پدیده های زمین شناسی، مانند نواحی دگرسانی، نواحی آلتراسیون و کانیهایی خاص در P.C.A های آخر بهتر بارز می شوند، بنابراین جای کمیت و کیفیت اطلاعات اهمیت پیدا می کند. در مولفه های اصلی اطلاعات جدیدی به دست می آید که مثلاً در مورد تشخیص نواحی آلتراسیون این روش بسیار مؤثر است.

- تحلیل P.C.A بر اساس الگوریتم کروستا

جدول (۴-۱۲) بیانگر تبدیل مولفه های اصلی بر داده های خام باندهای ۱، ۴، ۵، ۷ TM منطقه می باشد. باندهای TM2, TM3 آگاهانه حذف گردیده اند تا از نقشه برداری اکسیدهای آهن صرف نظر گردد. در این محاسبه آماری P.C.A1 نشاندهنده شدت روشنایی Albedo تصویر، PC2 بیانگر کنتراست بین SWIR و محدوده مرئی، P.C.A3 مشخصه پوشش گیاهی و PC4 نمایانگر کانیهایی حاوی هیدروکسیل بصورت پیکسل های تیره می باشد. برای استخراج هیدروکسیل، بردار ویژه (Eigen vector) را برای باندهای TM5, TM7 در هر دو P.C.A4, P.C.A3 بررسی می کنیم تا مشخص شود در کدامیک ضریب بالا یا متوسط از هر دو باندها با علامت مخالف وجود دارد. همانطور که در جدول دیده می شود در P.C.A4 مقدار کوواریانس بردار ویژه برای TM7 بیشترین (۰، ۶۴۹۸) و برای TM5 کمترین (۰، -۶۴۹۸) می باشد. این مسئله با تئوری بازتاب شدید در TM5 و بازتاب کم در TM7 منطبق است و بنابراین پیکسل های حاوی کانیهایی هیدروکسیل تیره می شوند. پس برای آشکارسازی این موارد، بایستی از آشکارسازی Inter-frequency استفاده کرد تا پیکسل های حاوی هیدروکسیل روشنتر و دارای Dn بالاتری بشوند. تصویر ماهواره ای تصویر تک رنگ P.C.A4 بعد از آشکارسازی Inter-frequency می باشد.

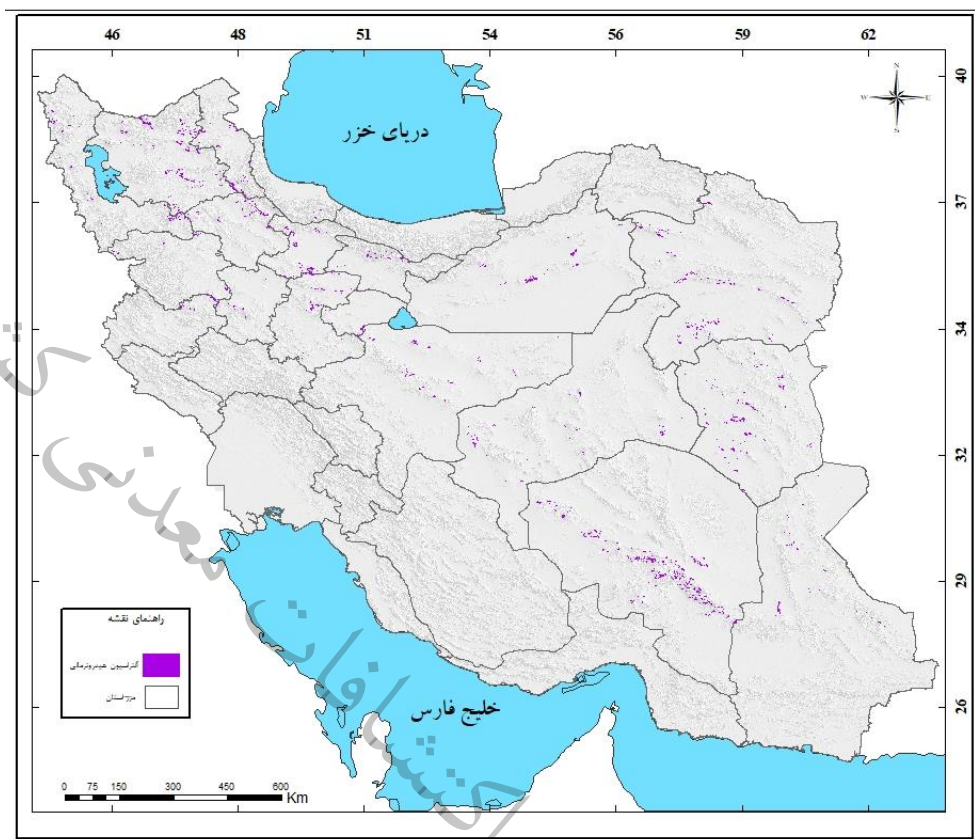
در این تصویر محل های کانسارهای گرمایی به صورت پیکسل های روشن دیده می شوند. این تصویر بنام تصاویر هیدروکسیل [H] کروستا خوانده می شود (لاگین ۱۹۹۱).

جدول (۳-۱) مدل P.C.A باندها

	B1	B4	B5	B7
P.C.A	0.4081	0.4848	0.5925	0.4972
P.C.A	0.6232	0.4601	-0.384	-0.501
P.C.A	-0.655	0.6840	0.1340	-0.289
P.C.A	-0.123	0.2907	-0.694	0.6460

در این مطالعه از روش دوم برای پردازش داده‌های دورسنجی استفاده و موقعیت رخداد مجموعه آلتراسیون های هیدروترمالی از جمله کانیهای کائولینیت-پیروفیلیت، آزیلیک، پروپیلنیک شناسایی شده است. در شکل (۳-۵) نقشه مناطق آلتراسیون های مرتبط با سیستم های هیدروترمالی آورده شده است.

سازمان زمین شناسی



شکل (۳-۵) نقشه آلتراسیونهای مرتبط با سیستم هیدروترمالی

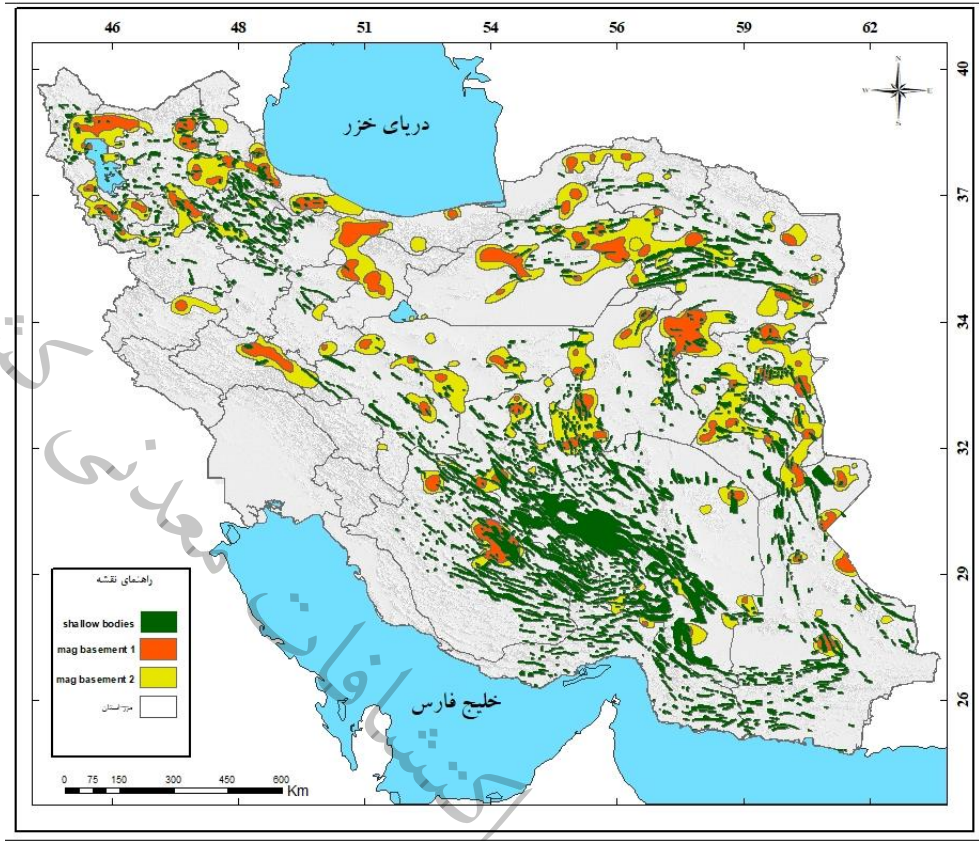
۴-۳-۳-۳- پردازش داده‌های ژئوفیزیکی

جهت تفسیر داده‌های مغناطیسی ابتدا نقشه شدت کل میدان مغناطیسی تهیه گردیده و سپس فیلترهای متفاوتی بر روی آن اعمال شده است. اولین فیلتر اعمالی، فیلتر بردار به قطب (Reduction to pole) می‌باشد. با استفاده از این فیلتر میدان مغناطیسی از یک عرض مغناطیسی که در آن بردار میدان زمین مایل و شیب دار است به قطب مغناطیس یعنی جایی که میدان القایی قائم می‌باشد، منتقل می‌گردد. زیرا اگر میدان زمین مایل باشد شکل بی‌هنجاری‌های مغناطیسی که بصورت القایی بوجود آمده اند نسبت به منبع بوجود آوردند، نامتقارن خواهد بود، ولی در صورتی که میدان القایی قائم باشد، بی‌هنجاری‌های بوجود آمده در اثر القاء مغناطیسی بر روی منبع خودشان قرار می‌گیرند.

لذا تفسیر اساسی داده های مغناطیس هوایی معمولاً بر روی تصاویر مختلف برگردان به قطب صورت می گیرد . اعمال این فیلتر با استفاده از زاویه میل (Inclination) و انحراف مغناطیس (Declination) صورت می گیرد.

جهت حذف اثرات ناحیه ای با طول موج بلند و تداخل بین بی هنجاری های مجاور از فیلتر مشتق قائم استفاده می شود. مشتق قائم در واقع یک فیلتر بالاگذر می باشد. زیرا فرکانسهای بالا را نسبت به فرکانسهای پائین افزایش می دهد. در نتیجه طول موجهای بزرگ که مربوط به منابع عمیق و منطقه ای می باشند و اثر بی هنجاریهای بزرگ بر روی بی هنجاریهای کوچک از بین رفته و بی هنجاریهای کوچک و محلی بخوبی نمایان می گردند.

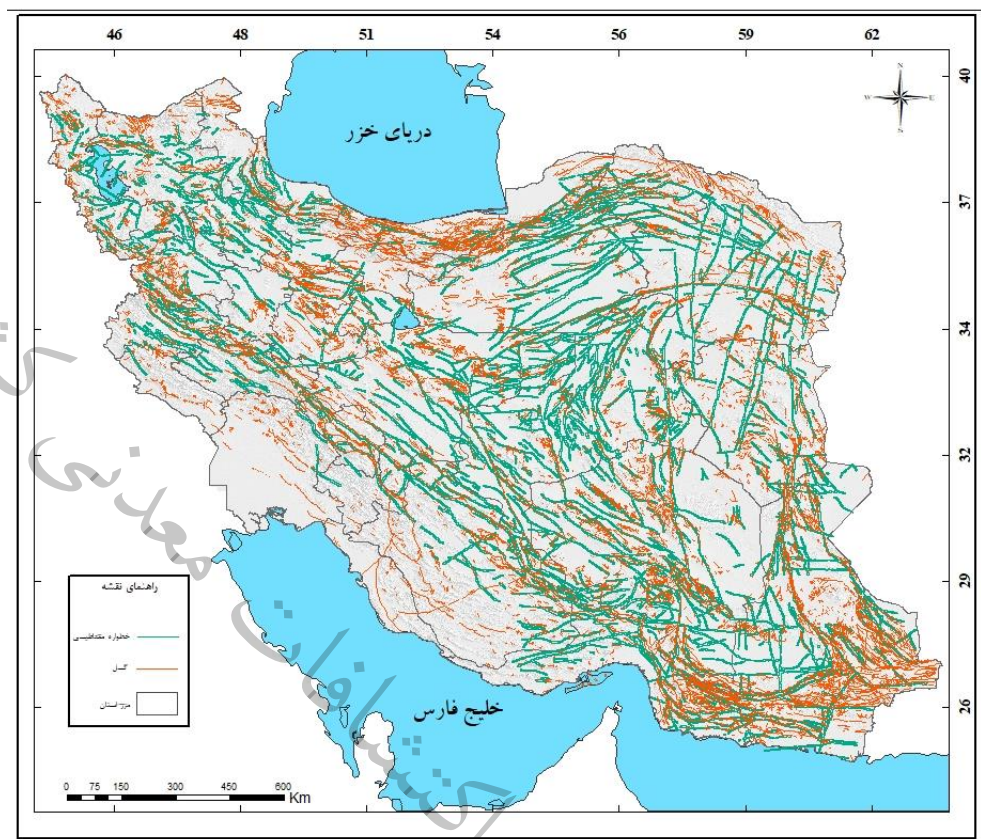
جهت بررسی آنومالیهای مغناطیسی در عمق از فیلتر ادامه فراسو یا گسترش به طرف بالا استفاده می شود. روش ادامه فراسو فرایندی است که توسط آن داده های میدان مغناطیسی از یک سطح مبنا به طریق ریاضی بر روی سطوح تراز در بالای مبنای اصلی تصویر می شوند. زمانی که مطالعه بر روی بی هنجاریهای عمیق مورد نیاز است جهت از بین بردن اثر بی هنجاریهای کم عمق از روش ادامه فراسو استفاده می شود. از نظر فیزیکی همان طور که ارتفاع در این روش افزایش می یابد اثر اجسام مغناطیسی کوچکتر و باریکتر نسبت به اثر اجسام مغناطیسی بزرگتر که بطور عمقی امتداد زیادی یافته اند از بین می رود. در شکل (۳-۶) نقشه basement مغناطیسی عمق کم و متوسط و Shallow Body حاصل از پردازش داده های ژئوفیزیک هوایی ۷/۵ دیده می شود.



شکل (۳-۶) نقشه‌های Basement مغناطیسی و Shallow Body

۵-۳-۳-۳- پردازش داده‌های گسل‌های زمین‌شناسی و خطوط‌های ژئوفیزیک هوایی

از آنجا که در مناطق زمین‌گرمایی ساختارهای تکتونیکی از مهمترین فاکتورهای شناسایی و عامل مهم است لذا شناسایی و تفکیک این ساختارها و نقش آنها در ایجاد مناطق مستعد می‌تواند راهنمای سودمندی در مدلسازی و در نهایت نقشه پتانسیل‌یابی باشد. نقشه خطواره‌های مغناطیسی حاصل از پردازش داده‌های ژئوفیزیک هوایی ۷/۵ و لایه گسل‌های ایران با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ در شکل (۳-۷) آورده شده است.



شکل (۳-۷) نقشه خطواره های مغناطیسی و گسل های ایران

۴-۳- ساخت بانک اطلاعاتی

نتیجه نهایی پردازش اطلاعات ساخت بانک اطلاعاتی محدوده مورد مطالعه است. ساخت یک پایگاه داده از اطلاعات موجود بیشترین وقت و زمان را در اکثر پروژه‌های GIS به خود اختصاص می‌دهد. این داده‌ها می‌تواند بصورت اشکال و اندازه‌های متفاوت بر حسب فرمت و ساختار داده‌ها موجود باشند. داده‌های زمین‌شناسی بایستی بصورت رقومی شده باشند، داده‌های ژئوشیمیایی معمولاً نقطه‌ای و بصورت فایل‌های ASCII شامل مختصات نمونه‌های آنالیز عناصر هستند که این داده برای مورد استفاده قرار گرفتن بایستی بصورت نقشه‌های شبکه‌ای درآورده شوند. داده‌های ژئوفیزیکی و تصاویر ماهواره‌ای نیز بصورت شبکه‌های عددی حاوی مقادیر مورد نظر می‌باشند. در این مطالعات داده‌های مورد استفاده بصورت رقومی تبدیل و در مدلسازی مورد استفاده قرار گرفت.

فصل چهارم

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
تلفیق و مدلسازی

۴- تلفیق و مدلسازی

۱- ۴- مقدمه

مدلسازی با استفاده از جبر نقشه‌ای و به کمک مدل‌هایی صورت می‌گیرد که دربرگیرنده قوانین تلفیق لایه‌های اطلاعاتی است. هدف نهایی در اکثر پروژه‌های سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی، ترکیب داده‌های مختلف از منابع گوناگون به منظور توصیف، تجزیه‌ی پدیده‌ها و یا ایجاد نقشه‌هایی جدید است که می‌توان در نهایت آنها را در تصمیم‌گیری‌ها مورد استفاده قرار داد. در این پروژه همانطور که اشاره شد، هدف دستیابی به نقشه‌های پتانسیل مناطق مستع زمین‌گرایی برای فعالیت‌های بعدی در منطقه بوده‌است لذا با توجه به این هدف، اطلاعات مفیدی جمع‌آوری شده‌اند، مورد پردازش قرار گرفتند. وزن‌دار نمودن جداگانه‌ی اطلاعات می‌تواند بر اساس تکیه بر داده‌ها و یا با تکیه بر نظر متخصصین صورت بگیرد که در هر یک از این رویه‌ها، روش مورد استفاده برای وزن‌دار کردن متفاوت خواهد بود. آنالیز رگرسیون لجستیکی، وزن‌های نشانگر و شبکه‌های عصبی مثال‌هایی از روش‌های با تکیه بر داده‌ها و روش‌های منطق فازی، همپوشانی شاخصی و تئوری دمپستر-شیفر مثال‌هایی از روش‌های با تکیه بر نظر متخصصین علوم زمین می‌باشد.

نقشه‌های نشانگر، هم می‌توانند بصورت دوتایی (دارای دو کلاس) یا بصورت چند کلاسی تهیه شده و مورد استفاده قرار گیرد. نقشه‌های دوتایی به این معناست که مناطق با ارزش مورد نظر با کلاس یک و مناطق دیگر با کلاس صفر مشخص می‌گردند، اما در نقشه‌های چند کلاسی، عارضه‌ها می‌توانند از گستره‌ی ارزش‌دار وسیعتری برخوردار باشند. محاسبه وزن‌های مربوط به هر نقشه نشانگر (یا کلاس‌های آنها) می‌تواند با تکیه بر داده‌های موجود، با تکیه بر نظر شخص یا اشخاص متخصص و یا ترکیبی از هر دو صورت گیرد که در هر مورد روش‌های

مختلفی برای وزن دادن وجود دارد. در این گزارش از روش همپوشانی شاخصی برای تلفیق داده‌ها استفاده شده است. در ادامه به طور مختصر به بیان روش مذکور پرداخته شده است.

۲-۴- همپوشانی شاخصی

نسبت دادن وزن‌ها می‌تواند با استفاده از روش‌های تکیه بر داده و یا تکیه بر دانش صورت بگیرد. بطور کلی قوانین فیزیکی و شیمیایی حاکم بر تشکیل منابع زمین گرمایی پیچیده‌تر از آن هستند که بتوان مستقیماً آنها را از روی تئوری ریاضی نتیجه‌گیری کرد. پیش‌بینی مناطق مستعد باید بر مبنای روابط تجربی و به کمک مدل توصیفی مربوطه صورت بگیرد.

همانطور که اشاره شد در روش همپوشانی شاخصی محاسبه‌ی وزن‌های مربوط به هر نقشه نشانگر می‌تواند با تکیه بر داده‌های موجود، با تکیه بر نظر شخص یا اشخاص متخصص صورت گیرد. نقشه‌های نشانگر، هم می‌توانند بصورت دوتایی (دارای دو کلاس) یا بصورت چند کلاسی تهیه شده و مورد استفاده قرار گیرد.

۱-۲-۴- نقشه‌های نشانگر دوتایی (BINARY EVIDENCE MAPS)

ساده‌ترین نوع وزن‌دار کردن زمانست که نقشه‌های ورودی دوتایی باشند و هر نقشه یک عامل وزنی منفرد داشته باشد. در نقشه‌های نشانگر دوتایی تعداد کلاسها دو بوده و دارای امتیازات صفر و یک هستند. این روش در مواردی که تعدد کلاس کم باشد قابل استفاده است. در صورت افزایش تعداد کلاسها به امتیازات متعدد نیاز می‌شود لذا بهتر است از نقشه‌های چند کلاسی استفاده کرد. نقشه رخداد دوتایی طبق فرمول زیر محاسبه می‌شود.

$$S = \frac{\sum_i^n W_i \text{class}(map_i)}{\sum_i^n W_i}$$

W_i : The weight of the i-th map

$\text{Class}(map_i)$: Either 1 for suitable and 0 for unsuitable

۲-۲-۴- نقشه‌های نشانگر چندتایی (MULTI CLASS MAPS)

زمانی که نقشه‌های چند کلاسه استفاده می‌شوند، هر کلاس از هر نقشه یک امتیاز متفاوت به خود می‌گیرد که این کار باعث می‌شود سیستم وزن‌دار کردن قابل انعطاف‌تر شود.

در روش همپوشانی شاخصی با نقشه‌های چند کلاسه، هر لایه‌ی اطلاعاتی شامل امتیازبندی جداگانه‌ای است و خود هر لایه نیز بطور جداگانه ارزش خاصی تحت عنوان وزن می‌گیرد. به این ترتیب قبل از شروع، برای هر لایه جدول مشخصاتی شامل این امتیازها ساخته می‌شود. بعد از وزن‌دهی از رابطه‌ی اصلی زیر استفاده می‌شود:

$$\bar{S} = \frac{\sum_{i=1}^n S_{ij} W_i}{\sum_{i=1}^n W_i}$$

در این رابطه \bar{S} امتیاز نهایی برای موضوع یا عارضه (پلی‌گون، پیکسل)، W_i وزن نقشه‌ی i ورودی و S_{ij} امتیاز کلاس j از نقشه i است. مقدار j به کلاسی که بطور واقعی در موقعیت جاری موجود است بستگی دارد.

هر نقشه باید با فهرستی از امتیازات یعنی یک فهرست برای هر کلاس نقشه، همراه باشد. امتیازات کلاس می‌تواند با کمک یک ویرایشگر به منظور دستیابی در مراحل مدل‌سازی، به داخل یک جدول مشخصات وارد شود. سپس این جدول می‌تواند بدون بروز تغییری در مراحل کار اصلاح شود. گاه امتیاز بعضی از کلاس‌ها منفی است. ناحیه‌هایی که چنین کلاسی دارند بطور خودکار در خروجی به کلاس صفر تبدیل می‌شوند و مورد نظر قرار نمی‌گیرند. بنابراین امتیازات نقشه می‌تواند بصورت اعداد صحیح مثبت یا اعداد حقیقی بدون محدودیت در گستره عددی انتخاب شوند.

تعدد کلاسها و انعطاف‌پذیری از یک سو و حذف داده‌های غیر مرتبط در مرحله پردازش (عدم حضور داده‌های با ارزش صفر) از سوی دیگر باعث شد تا روش اخیر برای تهیه نقشه‌های نشانگر بکار گرفته شود.

۳-۴- نقشه‌های نشانگر

پیش‌نیاز تلفیق داده‌ها تهیه نقشه‌های نشانگر است که از داده‌های پردازش یافته نتیجه می‌شود. پس از آماده‌سازی داده‌ها، برای هر کلاس از نقشه بسته به میزان اهمیت آن در هر مدل وزن داده می‌شود. یک کلاس از نقشه ممکن است در مدل‌های مختلف وزن متفاوت داشته باشد. کلاس‌ها اغلب به صورت داده‌هایی از نوع پلی‌گون است که پس از وزن‌گذاری ($10 \geq W \geq 1$) با استفاده از نرم‌افزار به تصویر تبدیل شده است (در برخی نقشه‌ها به دلیل تأثیرات حاشیه‌ای عوارض از بافر کردن برای پوشش آن استفاده شده است). هر پیکسل از تصویر وزن معادل

پلیگون مادر را به ارث می‌برد. از این عملیات نقشه‌هایی مکانی با ارزش اختصاصی حاصل می‌شود، که به عنوان لایه‌های اطلاعاتی به یکدیگر تلفیق و محدوده‌های امیدبخش شناسایی می‌شود.

لازم به ذکر است تعیین وزن هر یک از لایه‌ها و ضرایب تلفیق در این گزارش با استفاده از نتایج پژوهش‌ها و فعالیت‌های انجام شده در سایر کشورها که بصورت مقالات در دسترس می‌باشند و انطباق آنها با شرایط زمین شناسی ایران و همچنین مشورت و نظرسنجی از اساتید و زمین‌شناسان مرتبط با لایه‌های گوناگون بکار رفته، حاصل گردیده است و در نهایت چندین مدل حاصل شده است که پس از انجام عملیات تلفیق و مدل‌سازی بهترین مدل که نتایج آن با مظاهر سطحی مناطق مستعد زمین‌گرمایی یعنی چشمه‌های آبگرم منطبق و اعتبارسنجی گردید، بعنوان وزن‌ها و ضرایب و مدل نهایی استفاده شده است.

۱-۳-۴- سنگ میزبان

نقشه نشانگر سنگ میزبان، معرف ارزش مکانی هر پیکسل از نظر نوع و ترکیب سنگ‌شناسی برای مدل کانساری موردنظر است که می‌توان با تغییرات طیف رنگی آن را نمایش داد. ارزش مکانی هر پیکسل در بازه وزن پلیگون مادر قرار دارد. با توجه به مدل توصیفی، منابع زمین‌گرمایی اغلب با سنگهای آذرین به سن سنوزوئیک مرتبط هستند. اهمیت توده‌های نفوذی به دلیل نقش موتور حرارتی، منشا سیالات و ایجاد جریان همرفتی در تشکیل منابع ماگمایی-گرمابی و زمین‌گرمایی بیشتر از معادل‌های بیرونی است.

- گروه اول: سنگهای پلوتونیک
 - گروه دوم: سنگهای ولکانیک
 - گروه سوم: سنگهای پیروکلاستیک
 - گروه چهارم: سنگهای ساب ولکانیک
- گروه‌های مذکور به ترتیب دارای وزن ۳، ۲، ۱ و ۴ هستند.

۲-۳-۴- گسل

لایه اطلاعاتی گسل از نقشه‌های زمین‌شناسی و داده‌های ژئوفیزیک هوایی برگرفته شده است. پیش‌پردازش گسل‌های زمین‌شناسی مثل یکپارچه کردن یک گسل منقطع (که ممکن است به علت عوارض زمین‌شناسی از نظر پنهان بماند) با استفاده از سایر داده‌های زمین‌شناسی قبل از مرحله پردازش صورت گرفته است. گسل‌های زمین‌شناسی به دلیل قطعیت و گسل‌های ژئوفیزیکی به دلیل داشتن اطلاعات عمقی و تفکیک ساختارهای غالب مهم تلقی می‌شوند. از گسل‌های فوق Density گرفته شد.

با در نظر گرفتن مطالب فوق گسل‌های زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی به سه گروه اصلی به شرح زیر طبقه‌بندی شدند.

۱- تراکم بالا

۲- تراکم متوسط

۳- تراکم پایین

و وزن ۵، ۳ و ۲ به ترتیب به آنها داده شد.

۳-۳-۴- ژئوشیمیایی

نقشه نشانگر ژئوشیمیایی برای هر مدل مشابه لایه گسلی از ترکیب تک تک کلاسه‌ها (هر عنصر به عنوان یک کلاسه در نظر گرفته شده است) حاصل شده است. به این ترتیب که برای هر عنصر در یک لایه جداگانه مقادیر وزنی براساس مدل اختصاص یافته سپس نقشه‌های نشانگر عنصر مربوطه برای هر مدل تهیه شده است. کلاسه‌ها شامل بی‌هنجاریهای Li, As, Hg, Sr نمونه‌های سیلت، است. برای هر کدام از کلاسه‌ها وزنی مساوی و در مجموع ده داده شده است.

۴-۳-۴- آلتراسیون های هیدروترمالی

شناسایی و تشخیص نوع دگرسانی به روش دورسنجی یکی از ابزارهای کارآمد در شناسایی منابع زمین گرمایی است. از شاخصه‌های فعالیت های هیدروترمالی تشکیل هاله‌های دگرسانی است که از مقیاس سانتی متری تا کیلومتری متغیر است. هرچه ابعاد دگرسانی وسیع‌تر و تکامل یافته‌تر باشد به آسانی و با دقت بیشتری شناسایی خواهد شد.

۴-۳-۵- ژئوفیزیک هوایی

استفاده از ویژگی‌های فیزیکی مواد یکی دیگر از ابزارهای شناسایی آنهاست. اندازه‌گیری خاصیت مغناطیسی، دانسیته و هدایت یا مقاومت الکتریکی سنگهای میزبان از روشهای مرسوم در اکتشاف محسوب می‌شود. هرگاه میزان یک عنصر یا ترکیب در محدوده‌ای خاص نسبت به پیرامون غالب باشد ویژگی‌های آن عنصر یا ترکیب با استفاده از روشهای ژئوفیزیکی قابل اندازه‌گیری است. برای مثال توده‌های آذرین (غیردگرسان) که در مجاورت سنگهای رسوبی هستند به دلیل وجود عناصر فرومنیزیم با اندازه‌گیری میزان نسبی خاصیت مغناطیسی، توده‌های آذرین با بی‌هنجاری مغناطیسی قابل تشخیص است. با گرانی‌سنجی نیز توده‌آذرین به دلیل داشتن میزان دانسیته نسبی بیشتر (به دلیل فوق) از سنگهای رسوبی تفکیک می‌شود. روش ژئوالکتریکی بیشتر در مقیاس‌های بزرگ و در اکتشاف تفصیلی و نیمه تفصیلی و با برداشت زمینی برای ذخایر سولفیدی، منابع آب و نفت کاربرد دارد. دو روش قبلی هم در مقیاس ناحیه‌ای (برداشت هوایی) و هم در مقیاس تفصیلی (برداشت زمینی) به کار می‌رود.

با توجه به مقیاس محدوده مورد مطالعه و اطلاعات ژئوفیزیکی موجود، از روش مغناطیس‌سنجی هوایی برای تفکیک واحدهای آذرین و تشخیص گسستگی های بزرگ استفاده شده است. از آنجا که در مدل‌های موردنظر توده‌های نفوذی کم عمق و ساب‌ولکانیک اهمیت ویژه‌ای داشت با استفاده از تکنیک‌های نرم‌افزاری بی‌هنجاری‌های مربوط به توده‌های کم عمق تفکیک شده است. برای تهیه نقشه نشانگر وزن‌های متفاوتی برای بی‌هنجاری‌های مذکور در مدل اختصاص یافته است. لایه‌های Shallow Bodies و Curie depth از داده‌های ژئوفیزیک هوایی استخراج گردید. عمق کوری به سه دسته عمیق، متوسط و کم عمق تقسیم شد.

۴-۴- تلفیق نهایی

تلفیق لایه‌های اطلاعاتی (نقشه‌های نشانگر) با استفاده از همپوشانی شاخص‌ها (Index Overlay) یکی از روشهای مدلسازی دانش بنیان است.

بدین معنی که در مرحله تلفیق لایه‌ها کارشناس می‌تواند به هریک از آنها با توجه به دانش و در نظر گرفتن میزان اعتبار لایه‌ها، ضرایب کمتر یا بیش‌تر از یک اختصاص دهد. بدیهی است این عمل با تکرار و آزمایش و خطا همراه بوده و در نهایت ترکیب مطلوب انتخاب می‌شود.

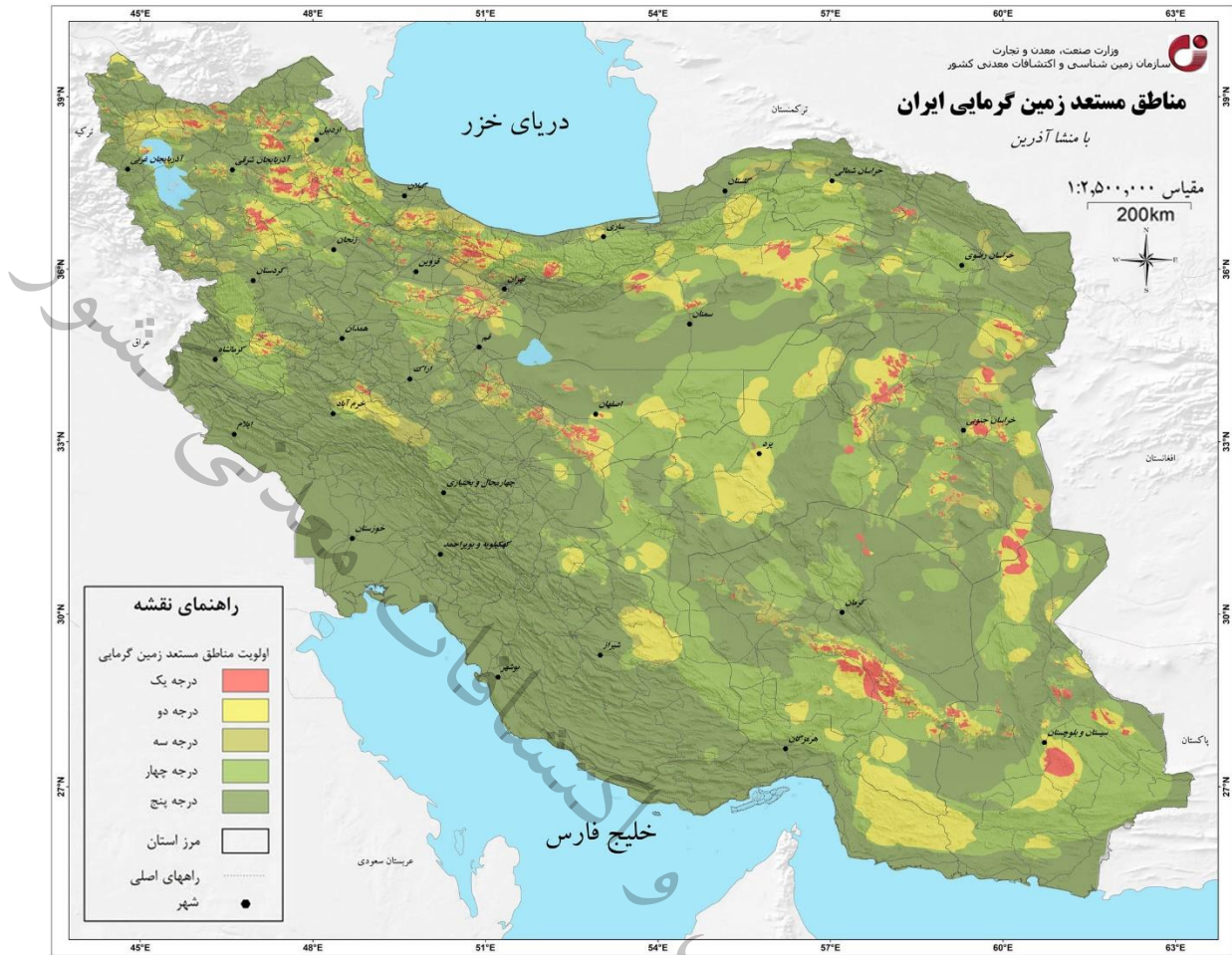
همانطور که قبلاً اشاره شد منطق ریاضی $S = \frac{\sum_i^n S_{ji} W_i}{\sum_i^n W_i}$ برای داده‌ها برقرار است. در این مرحله

پارامتر W_i به عنوان ضریب برای نقشه‌ها اعمال می‌شود به دلیل تنوع کلاس در لایه‌ی ژئوشیمیایی و گسلها، ابتدا با بکارگیری روش فازی OR لایه‌های فوق تلفیق و نقشه نشانگر واحدی حاصل شده است، سپس با نقشه‌های زمین‌شناسی، دگرسانی و ژئوفیزیکی تلفیق گردیده است. ضرایب نقشه‌ها در مدل مربوطه بر حسب اهمیت آن لایه در مدل موردنظر اختصاص می‌یابد. نقشه‌های نشانگر اختصاصی هر مدل طبق ضرایب جدول (۴-۱) باهم تلفیق و نقشه پتانسیل مربوطه حاصل شده است.

جدول (۴-۱) ضرایب نقشه‌های نشانگر در تلفیق نهایی

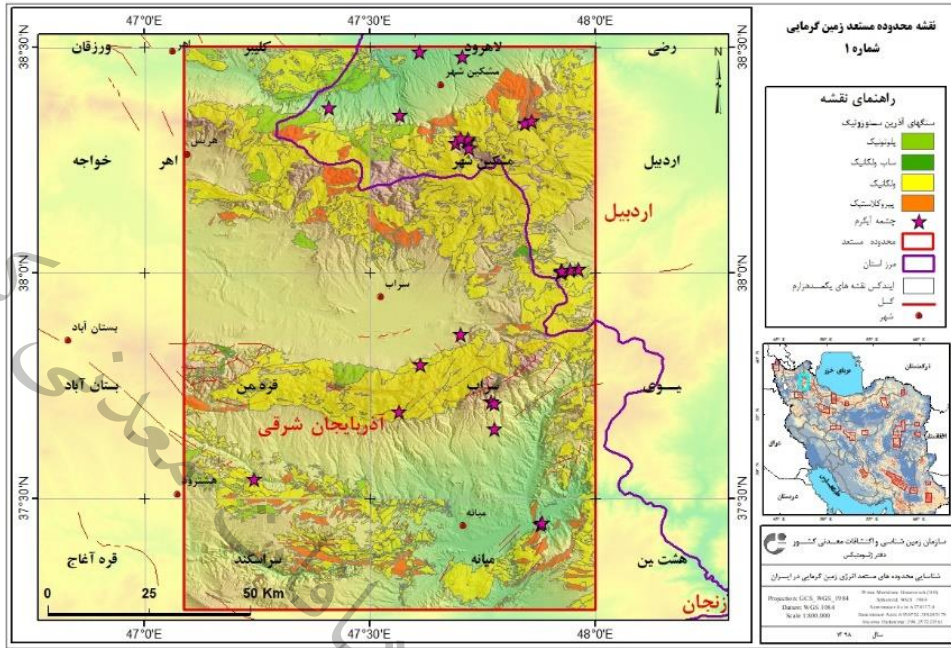
	ژئوفیزیک	دگرسانی	گسل	ژئوشیمیایی	زمین‌شناسی
منابع زمین گرمایی	۲	۱/۵	۲	۱/۵	۳

نقشه مناطق مستعد زمین گرمایی با منشا آذرین پس از انجام عملیات تلفیق و مدلسازی تهیه گردید که در شکل (۴-۱) آورده شده است. این نقشه در مقیاس ۱:۲,۵۰۰,۰۰۰ تهیه و مناطق مستعد زمین گرمایی با منشا آذرین با پنج اولویت از رنگ قرمز (اولویت اول) تا رنگ سبز تیره (اولویت پنج) مشخص شده است.

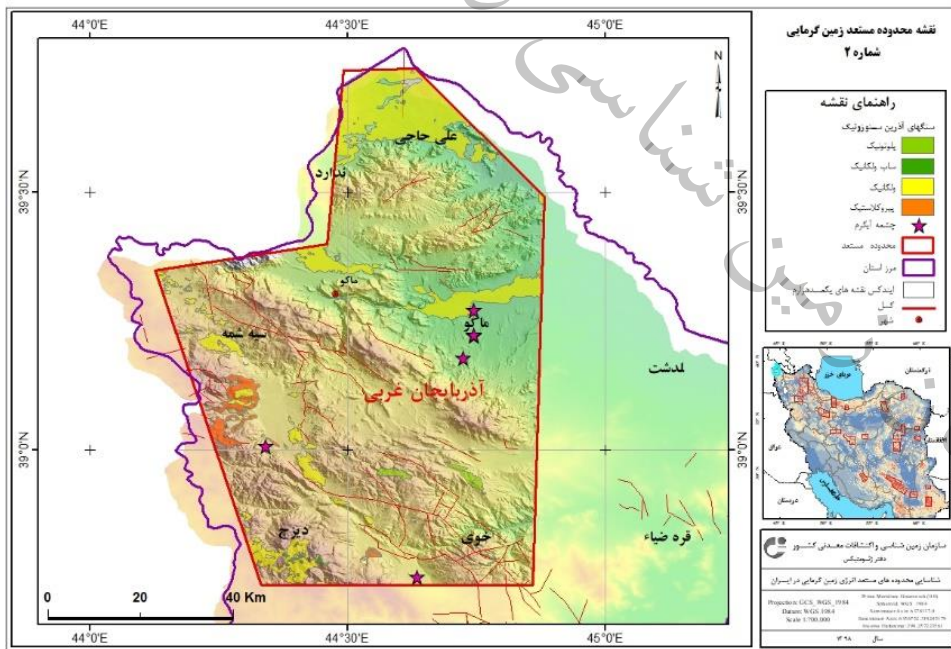


شکل (۴-۱) نقشه مناطق مستعد زمین گرمایی

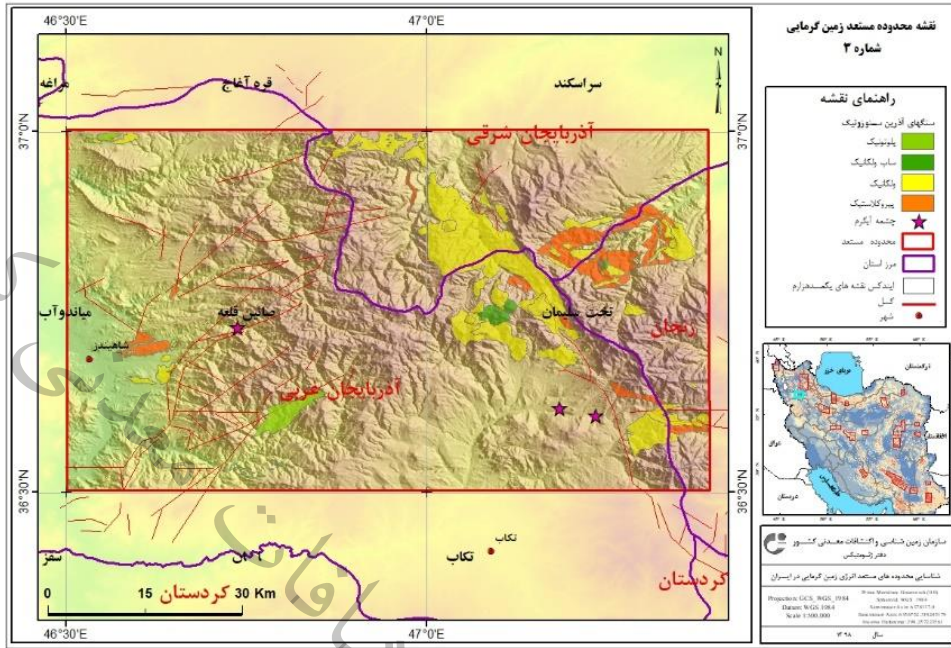
مناطق بدست آمده از عملیات تلفیق و مدلسازی با لایه چشمه های آبگرم اعتبارسنجی گردیده و جهت انجام فعالیت های اکتشافی نیمه تفصیلی ۱۹ محدوده انتخاب و معرفی می گردد. نقشه های محدوده های مستعد و موقعیت چشمه های آبگرم در آنها به تفکیک و در غالب نوزده محدوده در اشکال (۴-۲) الی (۴-۲۰) آورده شده است.



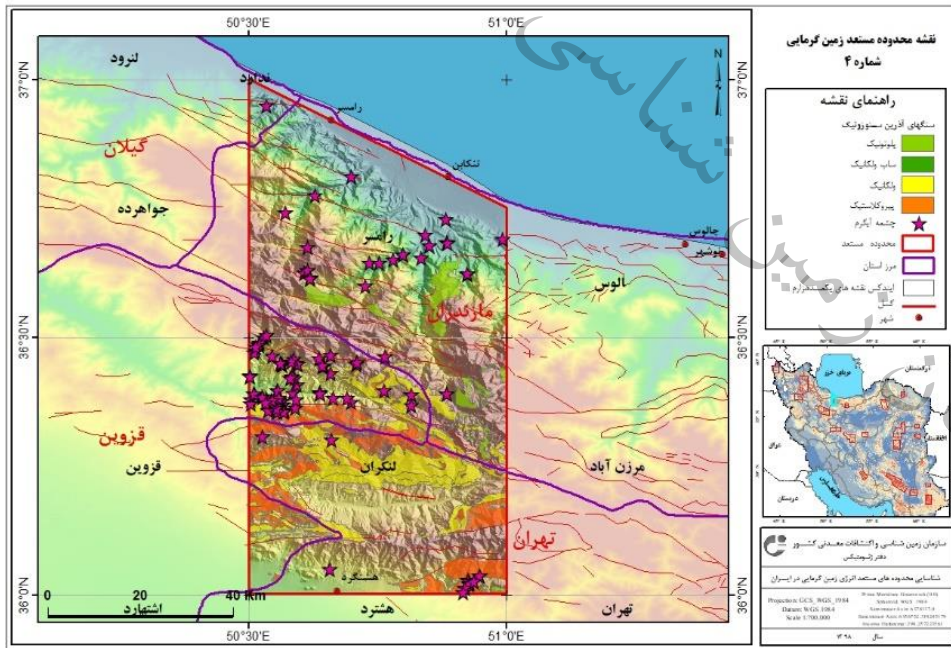
شکل شماره (۲-۴) نقشه محدوده مستعد شماره یک



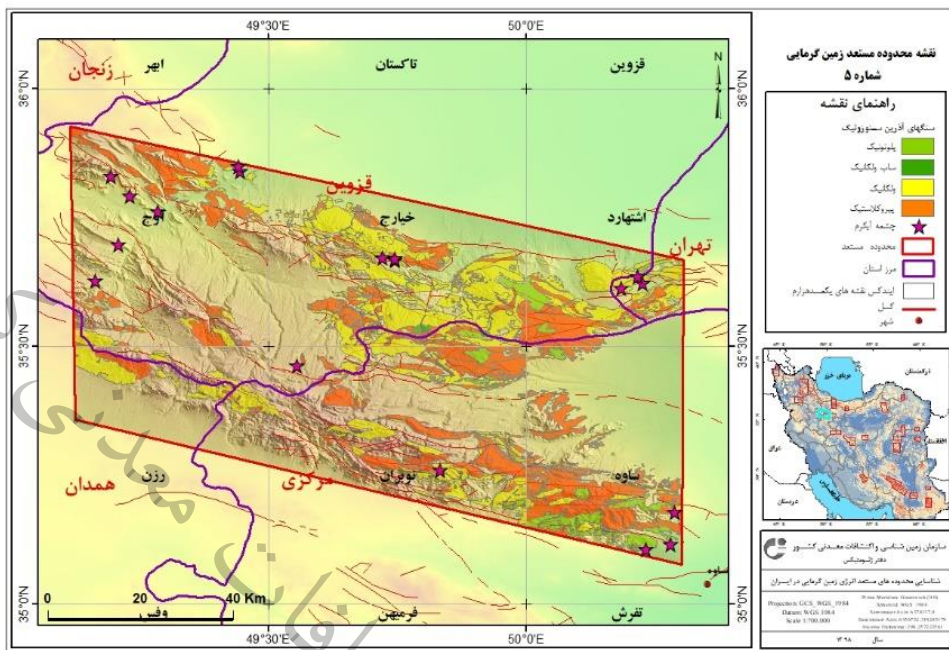
شکل شماره (۳-۴) نقشه محدوده مستعد شماره دو



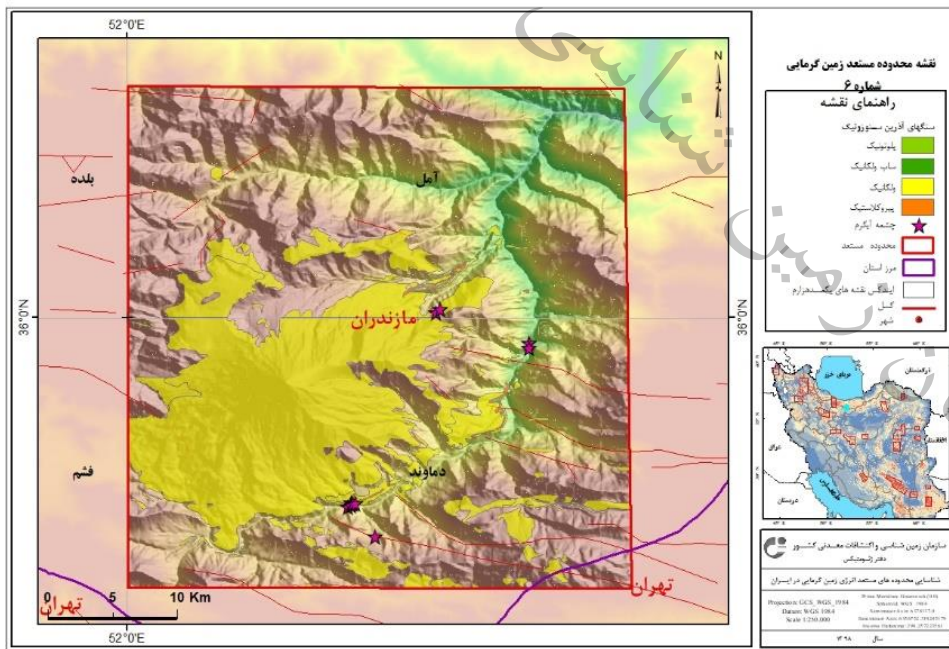
شکل شماره (۴-۴) نقشه محدوده مستعد شماره سه



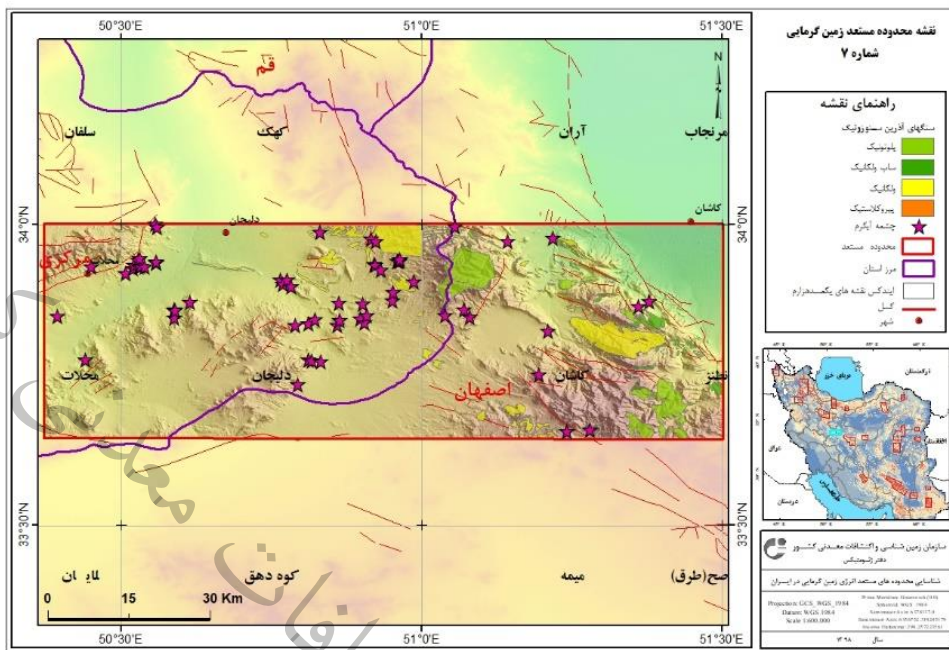
شکل شماره (۴-۵) نقشه محدوده مستعد شماره چهار



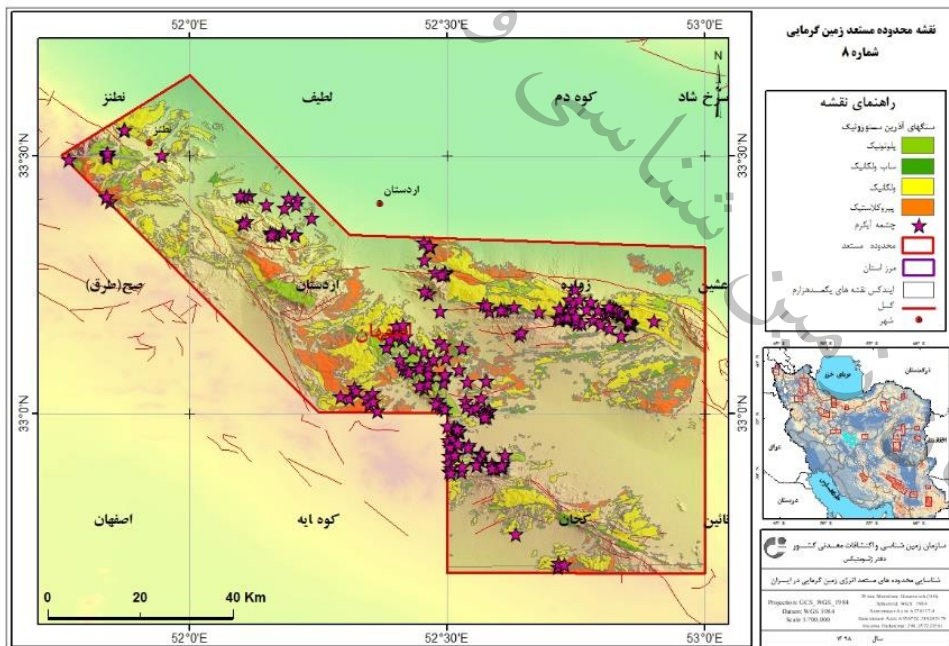
شکل شماره (۴-۶) نقشه محدوده مستعد شماره پنج



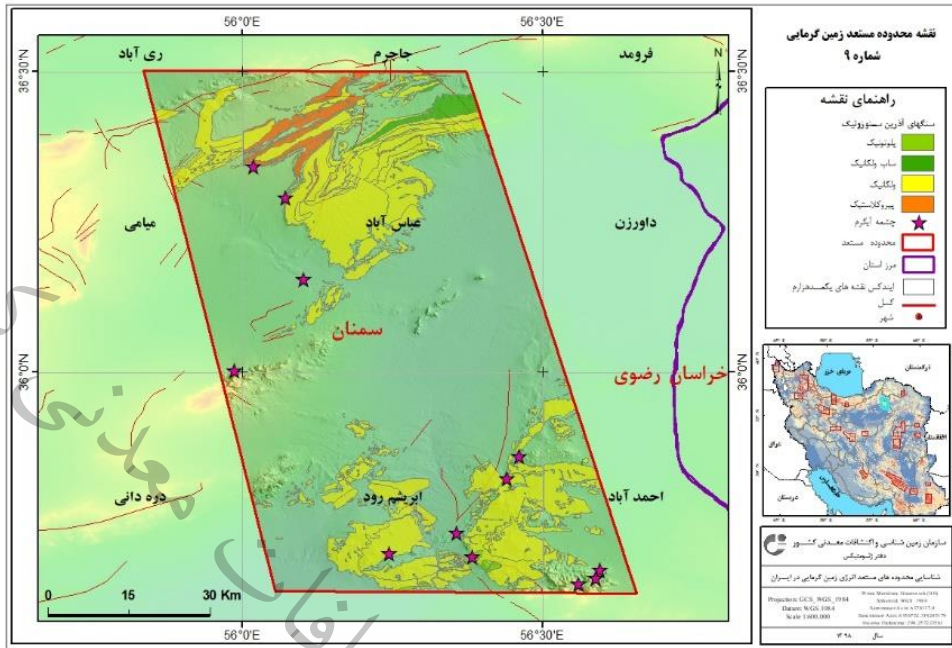
شکل شماره (۴-۷) نقشه محدوده مستعد شماره شش



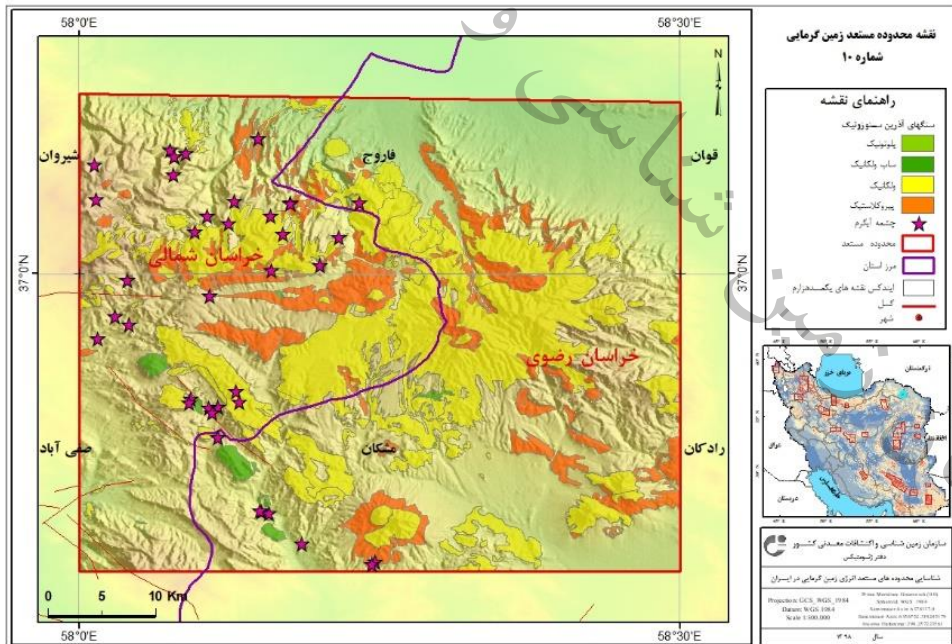
شکل شماره (۴-۸) نقشه محدوده مستعد شماره هفت



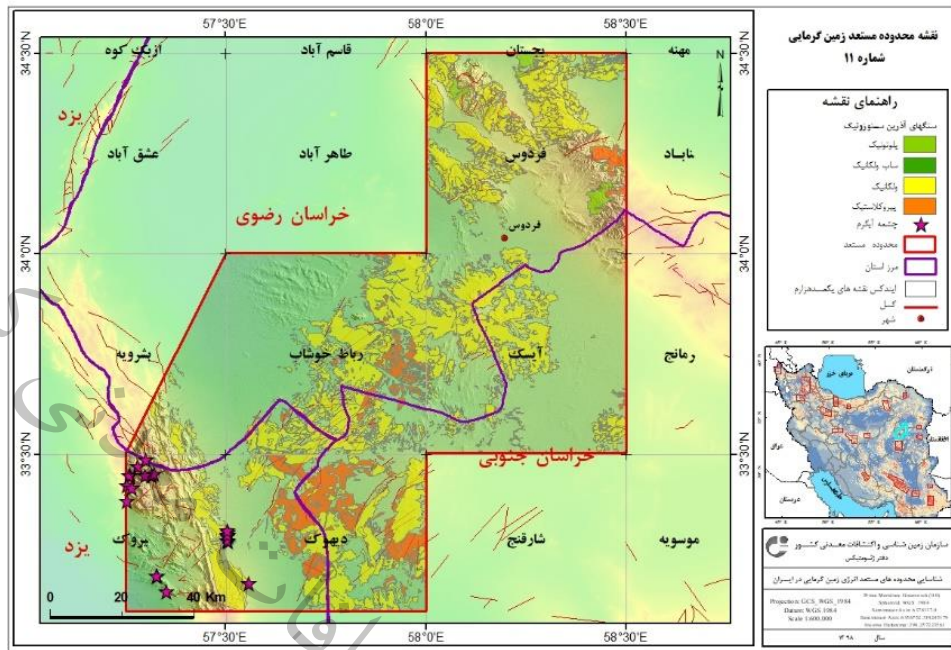
شکل شماره (۴-۹) نقشه محدوده مستعد شماره هشت



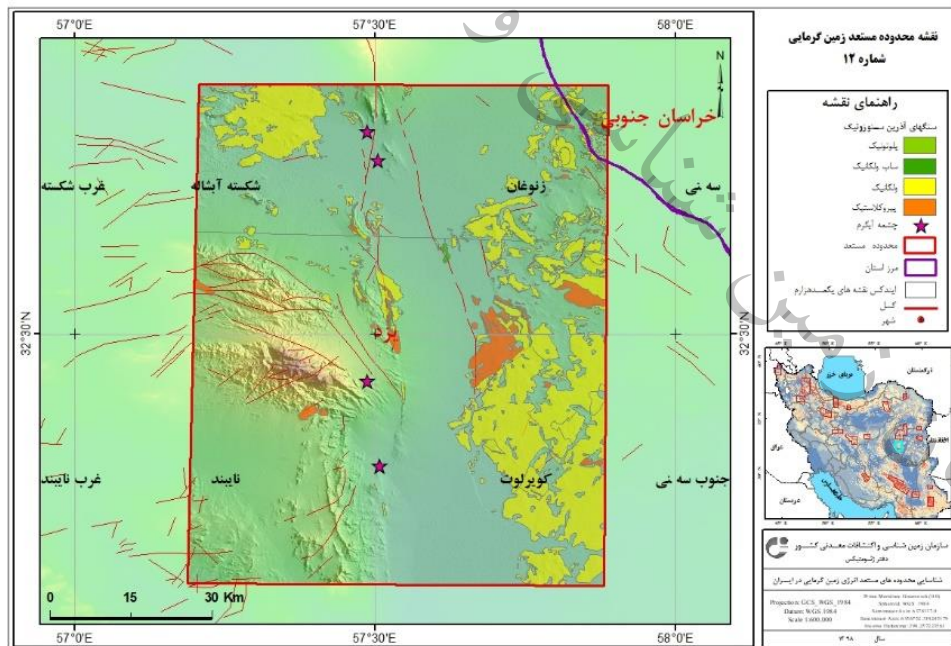
شکل شماره (۴-۱۰) نقشه محدوده مستعد شماره نه



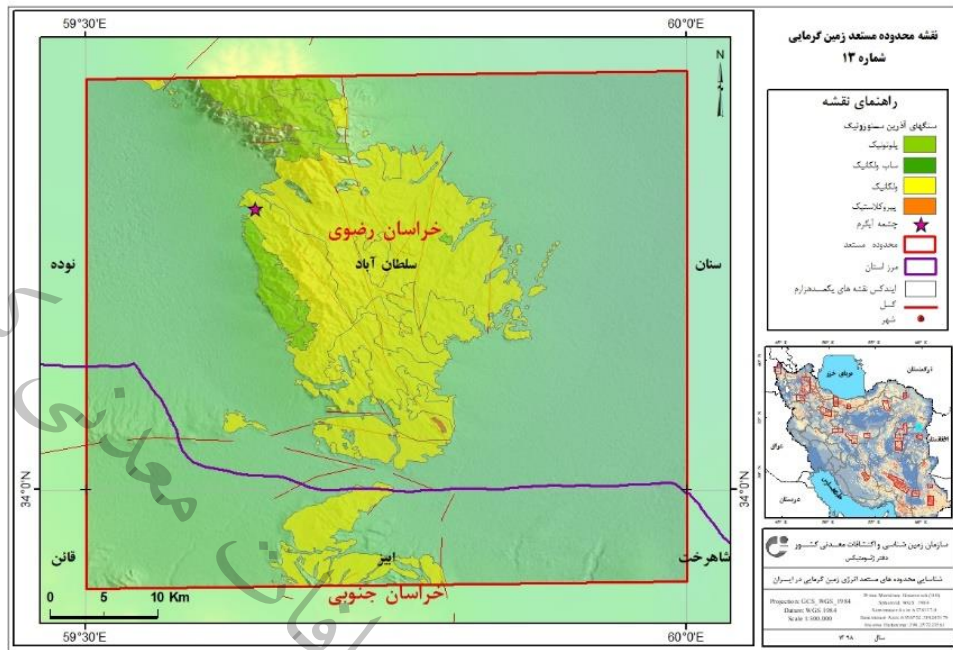
شکل شماره (۴-۱۱) نقشه محدوده مستعد شماره ده



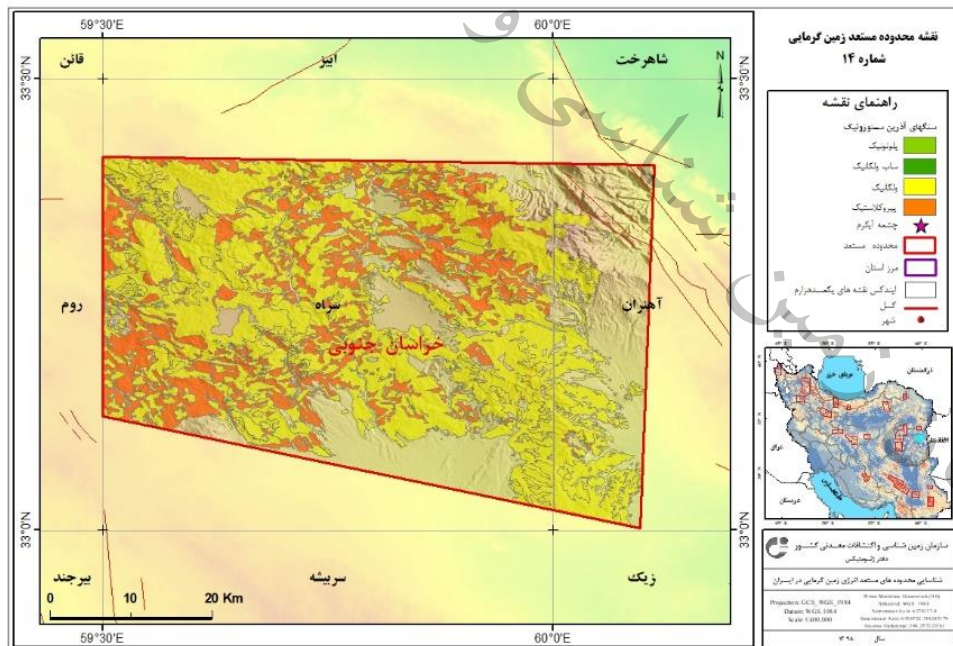
شکل شماره (۴-۱۲) نقشه محدوده مستعد شماره یازده



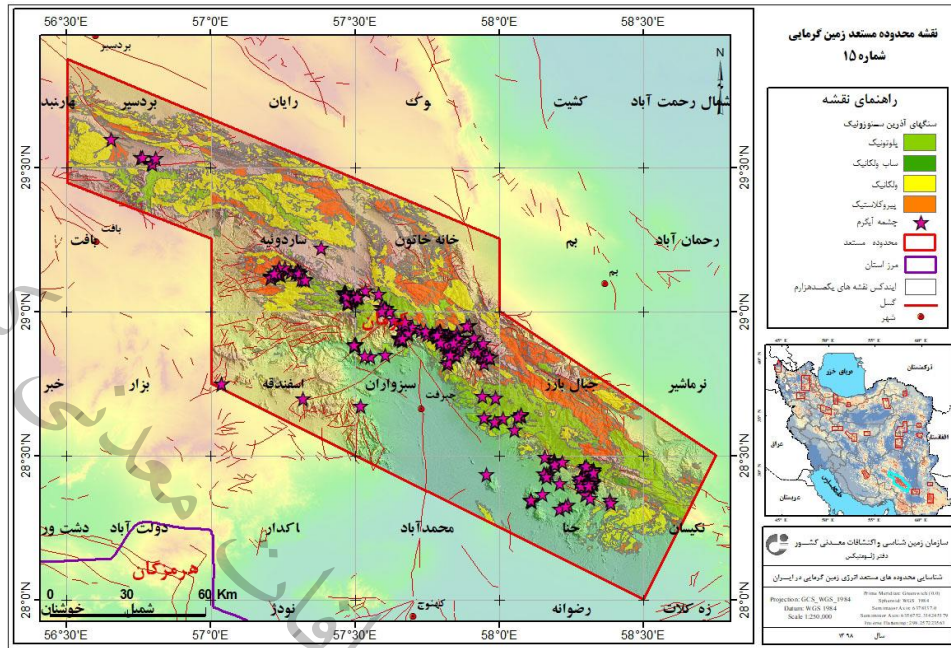
شکل شماره (۴-۱۳) نقشه محدوده مستعد شماره دوازده



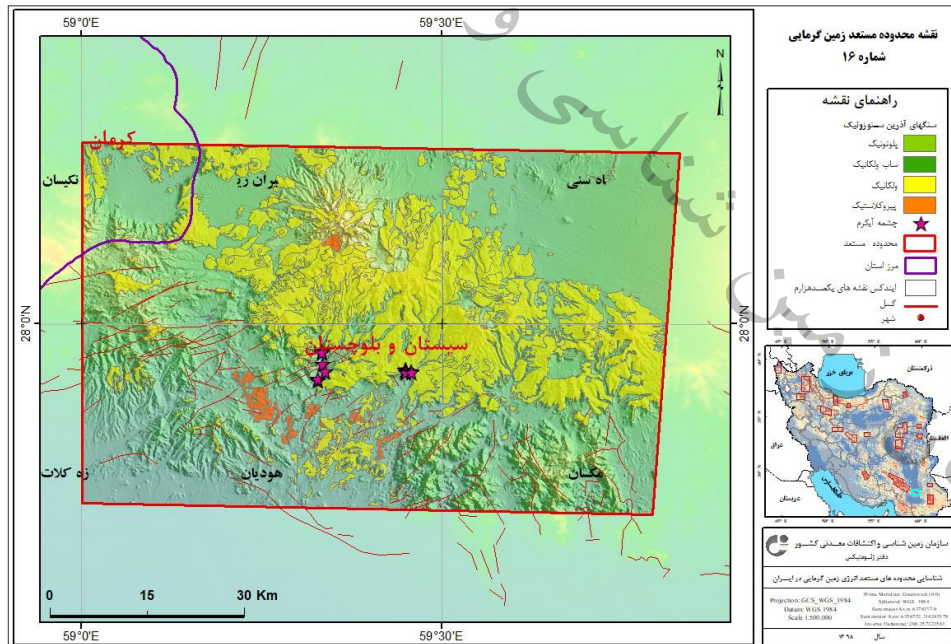
شکل شماره (۴-۱۴) نقشه محدوده مستعد شماره سیزده



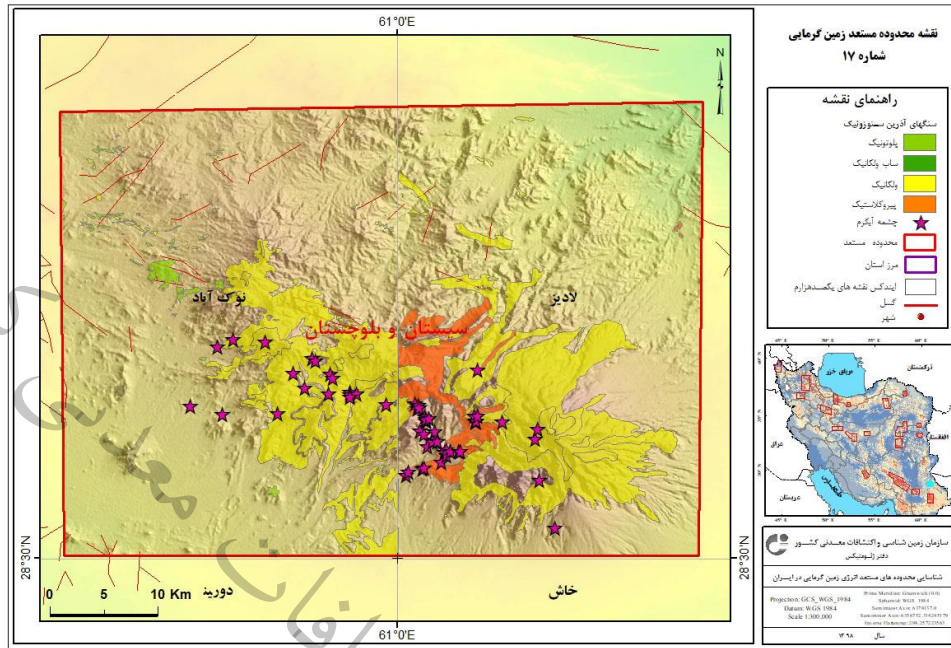
شکل شماره (۴-۱۵) نقشه محدوده مستعد شماره چهارده



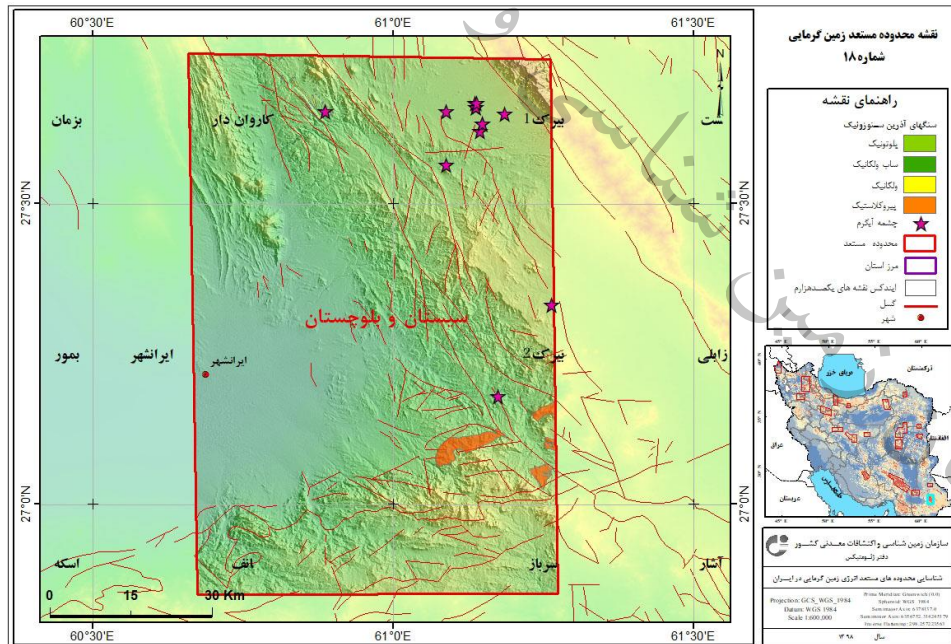
شکل شماره (۴-۱۶) نقشه محدوده مستعد شماره پانزده



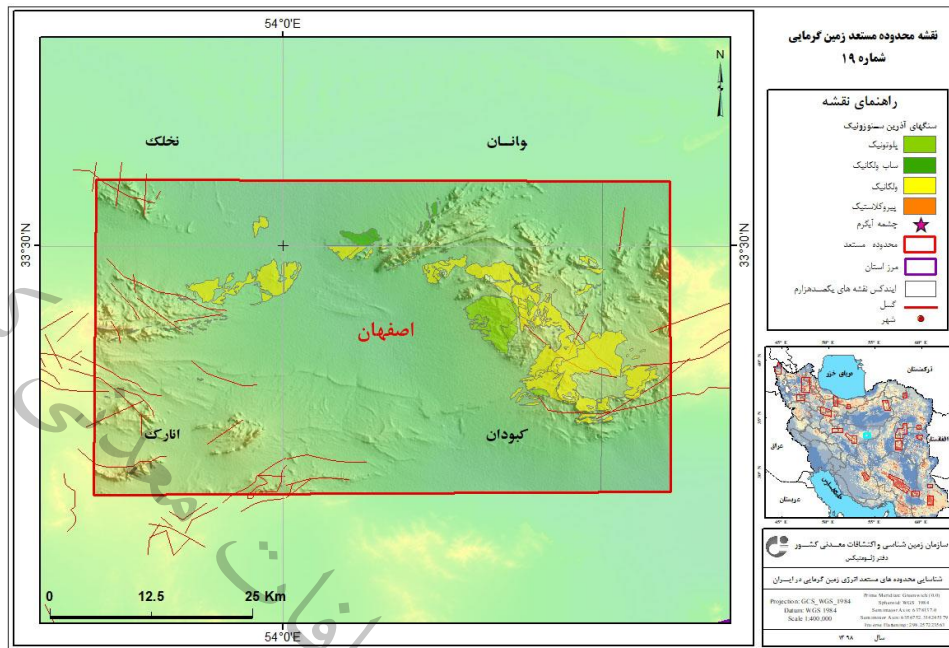
شکل شماره (۴-۱۷) نقشه محدوده مستعد شماره شانزده



شکل شماره (۴-۱۸) نقشه محدوده مستعد شماره هفده



شکل شماره (۴-۱۹) نقشه محدوده مستعد شماره هجده



شکل شماره (۴-۲۰) نقشه محدوده مستعد شماره نوزده

پیشنهادات:

در راستای شناسایی مناطق زمین گرمایی کشور پیشنهاد می شود محدوده های معرفی شده فوق مورد مطالعات دقیق تر همراه با بازدید های صحرائی و نمونه برداری قرار گیرد و در ادامه در فازهای بعدی ملاحظات مهندسی مربوطه از جمله میزان گرادیان حرارتی و نحوه استفاده از منبع حرارتی هر محدوده بررسی و همچنین مسائل زیست محیطی استفاده از منبع ژئوترمالی محدوده هایی که پروژه در آنها ادامه پیدا خواهد کرد، توسط کارشناسان مربوطه لحاظ گردد.

References:

ADELE MANZELLA and ISABELLA NARDINI 12-13 October 2015 CNR, Pisa – I. Integrated Methods for Advanced Geothermal Exploration.

Blewitt G., Coolbaugh M.F., Sawatzky D.L., Holt W., Kreemer C., Davis J.L. and Bennett R.A., 2003. Targeting of potential geothermal resources in the Great Basin from regional to basin scale relationships between geodetic strain and geological structures. *Geothermal Resources Council Transactions* 27, 3–8.

Bonham-Carter G.F., 1991. Integration of geoscientific data using GIS, In: *Geographical Information Systems: Principles and Applications*. Maguire D.J., Goodchild M.F. and Rhind D.W. (Eds.), Longman, Essex, pp. 171–184.

Browne P.R.L., 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 6, 229–248.

Colin F. Williams, Marshall J. Reed, and Robert H. Mariner Open-File Report 2008–1296. A Review of Methods Applied by the U.S. Geological Survey in the Assessment of Identified Geothermal Resources.

Coolbaugh M., Zehner R., Kreemer C., Blackwell D., Oppliger G., Sawatzky D., Blewitt G., Pancha A., Richards M., Helm-Clark C., Shevenell L., Raines G., Johnson G., Minor T. and Boyd T., 2005a. Geothermal potential map of the Great Basin, western United States. Nevada Bureau of Mines and Geology Map 151.

Chopra P.N. and Holgate F., 2005. A GIS analysis of temperature in the Australian crust. *Proceedings of World Geothermal Congress 2005, Antalya, April 24–29, 2005, Turkey*, pp. 1–7.

Hanano M., 2000. Two different roles of fractures in geothermal development, In: *Proceedings of World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, May 28–June 10, 2000*, pp. 2597–2602.

Katz S.S., 1991. Emulating the prospector expert system with a raster GIS. *Computers & Geosciences* 17(7), 1033–1050.

McNitt J.R., 1964. Geology of the Geysers thermal area. *Proceeding of United Nations Conferences on New Sources Energy 1961 2*: pp. 292–301.

Sertac Akar and Katherine R. Young National Renewable Energy Laboratory Presented at the Fourtieth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford, California January 26–28, 2015. *Assessment of New Approaches in Geothermal Exploration Decision Making*.

منابع فارسی:

– آقاباتی، س. ع. ۱۳۸۳، "زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

– امامی، م. ه.، ۱۳۷۹، "ماگماتیسم در ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

Abstract

The increase in population and the need for energy resources and the increase in environmental pollution caused by fossil fuels have caused the importance of renewable energy to increase in human life. Meanwhile, geothermal energy is one of the suitable options among other renewable energies due to its nature, including being usable 24 hours a day, regardless of seasonal and weather conditions, etc. Also, according to the special geological conditions of our country, this energy can supply part of our energy needs. One of the methods used to identify geothermal resources in less time and cost is to use software techniques. Of course, the existence of basic information such as geology, Remote sensing, etc., is a prerequisite for this method. For this reason, using this method in the presence of the above data makes it possible in a short time with low cost.

The occurrence of volcano-plutonism activities in different regions of the country, especially the Urmia-Dakhter magma arc, has caused the occurrence of numerous geothermal prone areas. It has been used Index Overlay method to identify possible geothermal resources of the Iran in this Project .

To implement this project (Identification of geothermal resources), all available data in analog and digital format, including geological, geochemical, geophysical, Remote sensing and hydrogeological data, were collected. In the first step, all the analog data was converted to digital and the digital data was checked and separated according to the need, in the second step, the resulting data was processed together with other digital data. The result of these steps is the production of identical data that is used for modeling. Based on the new models for identifying geothermal resources in the world, the best model was used. The mentioned model shows the steps and method of selecting and valuing the relevant factors, which finally leads to the identification of Geothermal areas after integration. The following information was considered in the mentioned model.

- petrological layer of igneous and pyroclastic with Cenozoic age. petrological layer of igneous with Cenozoic age based on the Tertiary and Quaternary periods. petrological layer of travertines . Geochemical anomalies of related elements such as mercury, arsenic, strontium, lithium. Aerial magnetism anomalies layer . Hydrothermal alterations layer. Faults layer taken from aerial geophysics and geological maps. Each of the layers includes a number of classes, which are weighted based on their effectiveness in identifying geothermal areas. Finally, the mentioned layers have been integrated in the GIS and geothermal areas have been identified. And the layer of hot springs was also used to validate these areas finally.

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور



وزارت صنعت، معدن و تجارت
سازمان زمین شناسی و
اکتشافات معدنی کشور
Ministry of Industry, Mine and Trade
Geological Survey of Iran

Management of Geomatics

Final Report of:

**Preliminary identification of Iran's geothermal resources
with igneous origin using integration and modeling**

Executive Manager: Mohammad Sadeghi

**By:
Hamid Reza Jafari Saroughi**

July 2022