

کاربرد روش‌های ژئوفیزیکی و فرکتال در شناسایی گسل‌های رسوبات آبرفتی منطقه درکه تهران

محسن جهان‌بین؛ گروه نفت و معدن و مواد، دانشکده مهندسی عمران و منابع زمین، واحد تهران مرکز، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

سید رضا مهرنیا*؛ دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

حمیدرضا شیروانی مهدوی؛ دانشیار گروه فیزیک، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران مرکز، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

حبیب رحیمی؛ دانشیار زلزله‌شناسی مهندسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۶/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۲/۰۸

چکیده

هدف اصلی این پژوهش شناسایی گسل‌ها در منطقه درکه تهران بود. برای این منظور، پروفیل‌های ژئوالکتریک با آرایه ونر-شلومبرژه، رادار نفوذی به زمین (GPR)، و برای سنجش فرکتالی پروفیل ژئوالکتریک از تابع نمای پراش-مسافت استفاده شد. در بازدیدهای میدانی انجام‌شده شکستگی‌ها و گسل‌خوردگی‌هایی با امتدادهای مختلف در سطوح وسیعی از سنگ‌های منطقه تشخیص داده شد. گسل شمال تهران مهم‌ترین و تأثیرگذارترین گسل منطقه مورد مطالعه است. از دیگر گسل‌های فرعی منطقه می‌توان به گسل‌های امامزاده داود و دربند و شیرپلا اشاره کرد. نتایج پردازش پروفیل ژئوالکتریک نشان‌دهنده افت بسیار شدید مقاومت ویژه در فاصله ۹۶ متری پروفیل به علت وجود یک زون گسلی است. کمینه تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی تحت روش فرکتالی انجام‌شده نشان‌دهنده روند خطی همراه با افت نسبی بعد فرکتال است. در برخی مناطق افزایش نامتعارف بعد فرکتال و ایجاد شرایط آشوبناک بیانگر مناطق گسله و خردشده است. همچنین، تغییرات مرتبط با افت شدید دامنه امواج الکترومغناطیسی در رادارگرام GPR در فواصل ۹۰ تا ۱۰۰ متری مؤید وجود حتمی زون گسلی در منطقه مورد مطالعه است.

کلیدواژگان: آرایه ونر، بعد فرکتال، رادار نفوذی به زمین، شلومبرژه، گسل شمال تهران.

مقدمه

منطقه درکه در شمال شهر تهران در بخش غربی کوهپایه البرز واقع شده است. ویژگی‌های جغرافیایی خاص و طبیعی منطقه و دسترسی مناسب، این مکان را به یکی از مراکز فراغتی و گردشگری منحصربه‌فرد تبدیل کرده است. قرارگیری منازل مسکونی در شیب‌های نامناسب و توپوگرافی غیرمعمول و بافت فرسوده و روستایی منطقه، به‌ویژه قرار گرفتن در حریم گسل‌ها و نوار زلزله شهر تهران، از عوامل مهم انتخاب این منطقه برای مطالعات ژئوفیزیکی است. گسل شمال تهران با روند شرقی-غربی مهم‌ترین گسل منطقه درکه است (برومند ۱۳۸۹) که از قسمت میانی منطقه عبور کرده و باعث جابه‌جایی نهشته‌های کواترنری شده است (رستمی بله‌کبودی ۱۳۹۵). اولین بار ریین^۱ (۱۹۵۵) به وجود این گسل در مرز میان کوهپایه و سنگ‌های سبز کوه‌های البرز (سازند ائوسن کرج) اشاره کرد. این گسل با طول ۱۱۰ کیلومتر (فردوسی ابراهیمی ۱۳۹۴) توسط چالنگو^۲ و همکارانش (۱۹۷۴) به دقت بررسی و گسل شمال تهران نامیده شد. مطالعات ژئوفیزیکی برای بررسی گسل‌ها بسیار حائز اهمیت‌اند. امروزه، تلاش برای شناسایی ساختارهای زیرسطحی و دستیابی به منابع زیرسطحی بسیار گسترش یافته

srmehrniya@pnu.ac.ir

1. Rieben

2. Tchalenko

* رایانامه نویسنده مسئول:

است. ژئوالکتريک یکی از ابزارهای شناسایی این ساختارهاست. یکی از اهداف ژئوالکتريک اندازه‌گیری مقاومت ویژه الکتريکی است، که پایه‌ای برای تشخيص لایه‌بندی و ساختمان داخلی زمین تلقی می‌شود (فدله^۱ و همکاران ۲۰۱۳). روش ژئوالکتريک برای شناسایی گسل‌های پنهان و زون‌های گسلی نیز کاربرد فراوان دارد (میرزاکرده و خلیلی ۱۳۹۴؛ قلمکاری و همکاران ۱۳۹۵؛ الله‌وردی میگونی و همکاران ۱۳۹۸؛ علیان‌نژادی و همکاران ۱۳۹۸؛ کاروس^۲ و پرنو ۱۹۸۵).

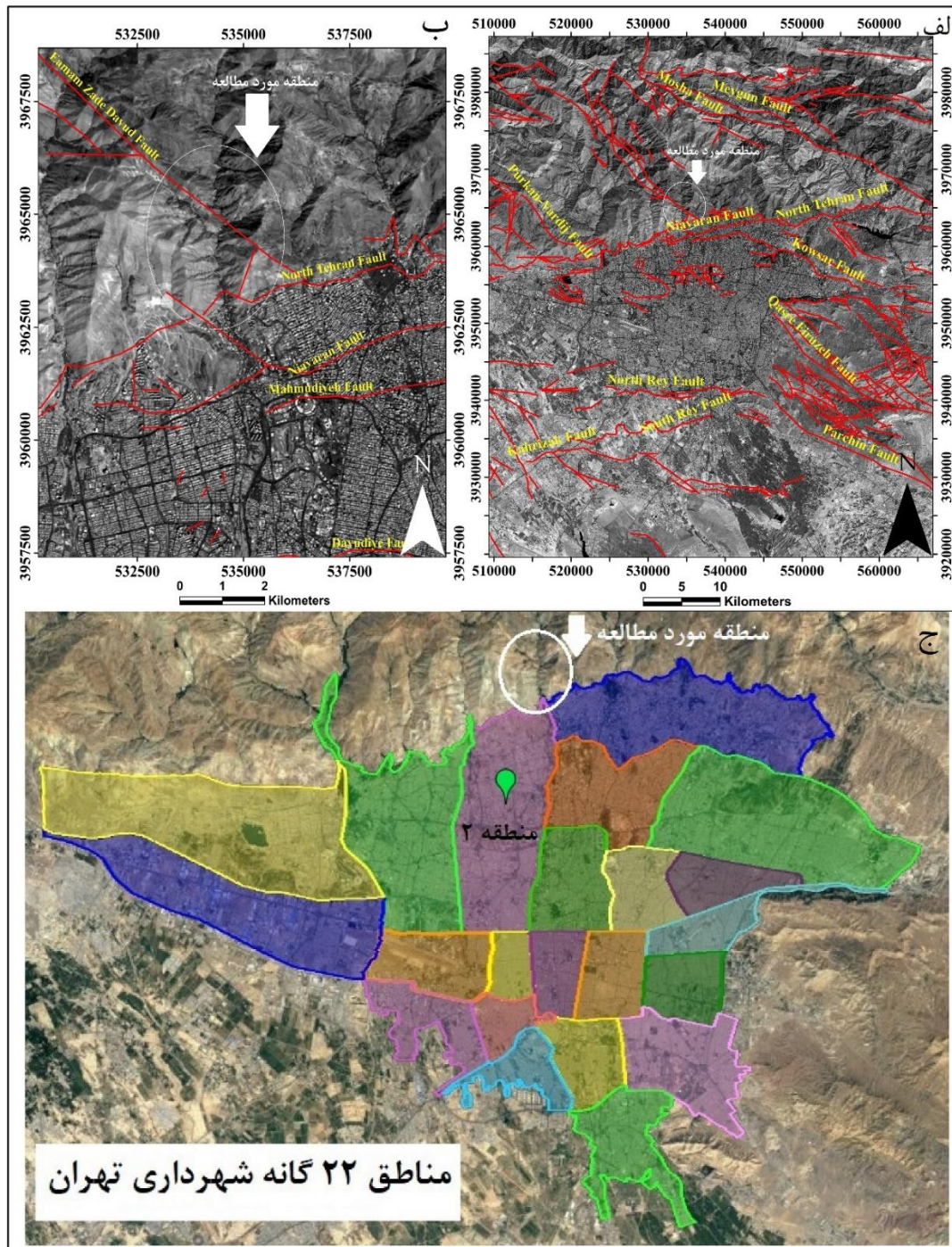
از دیدگاه نظری، ارزیابی تغییرات میدان مقاومت ویژه الکتريکی، در مناطقی که از استعداد کافی برای شکل‌گیری خطواره‌های گسلی برخوردارند، نیازمند بهره‌گیری از روش‌های مبتنی بر نظریه آشوب^۳ است که در آن، با استناد بر مفهوم توابع تکرارپذیر^۴، شاخص توزیع‌پذیری کمیت‌ها در مطابقت مکانی با حاشیه محیط‌های آشوبناک^۵ محاسبه و در قالب معادلات فرکتال بیان می‌شود (تورکات^۶ ۱۹۹۷). اصول هندسه فرکتال را اولین بار در سال ۱۹۸۳ میلادی مندلیبروت^۷ پایه‌گذاری کرد. منطلق حاکم بر معادلات فرکتالی مبتنی بر روش‌های غیرخطی است (مندلیبروت ۱۹۸۳؛ وی^۸ و پنگدا ۲۰۰۲؛ مهرنیا^۹ ۲۰۰۹؛ زو^{۱۰} و وانگ ۲۰۱۶؛ زو و همکاران ۲۰۱۶). اشکال موجود در هندسه کلاسیک (هندسه اقلیدسی) می‌توانند بدون بعد باشند. در طبیعت اشکال و رفتارهایی را می‌توان یافت که با هندسه کلاسیک قابل توصیف نیستند، از جمله گسل‌ها و فرایندهای زمین‌لرزه‌ای، اما هندسه فرکتال می‌تواند آن‌ها را توجیه و توصیف کند (فاتحی و همکاران ۱۳۹۰). تورکات (۱۹۹۲) مدل‌های فرکتالی زیادی را برای توزیع گسل‌ها در سطح پوسته زمین در یک منطقه ارائه کرده است. از مدل‌های فرکتالی برای بررسی سیستم گسل‌ها استفاده می‌شود (خطیب و شهریاری ۱۳۷۶؛ آقاشاهی اردستانی ۱۳۸۵؛ حاجی و رحیمی ۱۳۸۹؛ چرچی و همکاران ۱۳۹۰؛ علی‌پور و همکاران ۱۳۹۵؛ مندلیبروت ۱۹۸۳؛ تورکات ۱۹۹۲؛ پیرپاولو^{۱۱} ۲۰۰۲؛ دارسل^{۱۲} و همکاران ۲۰۰۳). با محاسبه بعد فرکتال ساختارهای خطی، همانند گسل‌ها، می‌توان بسیاری از ویژگی‌های آن‌ها را شناسایی و تراکم این ساختارهای خطی را تعیین و با یک‌دیگر مقایسه کرد (تورکات ۱۹۹۲). علاوه بر روش ژئوالکتريک و فرکتال، روش رادار نفوذی به زمین (GPR) نیز می‌تواند برای اثبات نتایج مهم باشد. رادار نفوذی به زمین یک روش ژئوفیزیکی با قدرت تفکیک بالاست که از امواج الکترومغناطیسی فرکانس بالا (۱۲/۵ تا ۲۵۰۰ مگاهرتز) برای آشکارسازی ساختارهای زیرسطحی استفاده می‌کند (محمدی‌ویژه ۱۳۸۷). مطالعات GPR در شناسایی گسل‌های پنهان عمدتاً از اواخر قرن ۲۰ میلادی در کشورهای مختلف آغاز و پژوهش‌های متعددی در این زمینه انجام شد (آندرسون^{۱۳} و همکاران ۱۹۹۴؛ رابرت^{۱۴} و همکاران ۲۰۱۵؛ علیان‌نژادی و همکاران ۱۳۹۸).

1. Fadele
2. Karous
3. Chaos theory
4. Recursive functions
5. Edge of chaos
6. Turcotte
7. Mandelbrot
8. Wei
9. Mehrnia
10. Zuo
11. Pierpaolo
12. Darcel
13. Anderson
14. Robert

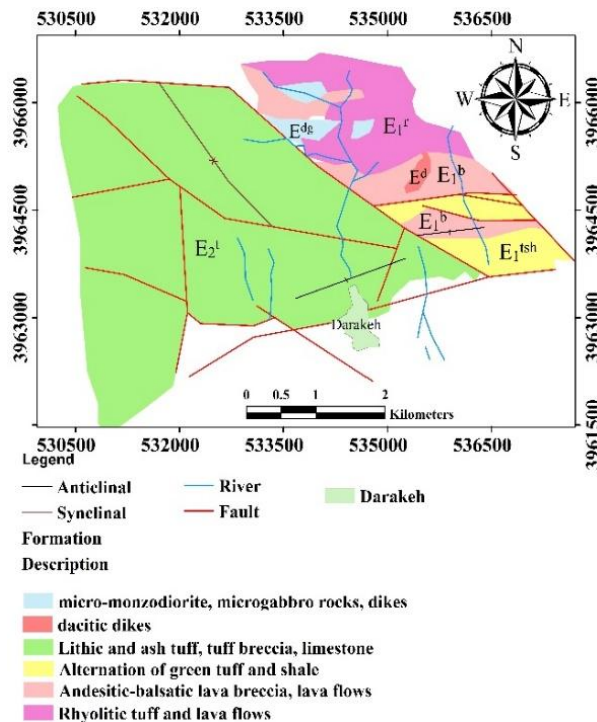
جایگاه زمین‌شناسی و ساختاری

منطقه درکه بر اساس تقسیم‌بندی‌های رسوبی-ساختاری ایران در جنوب البرز مرکزی قرار گرفته است (اشتوکلین^۱ ۱۹۶۸؛ بربریان^۲ و کینگ ۱۹۸۱) و در تقسیم‌بندی گانسر^۳ و هوبر^۴ جزئی از بخش جنوبی دوران سوم و در تقسیم‌بندی اشتوکلین در منطقه ترشیری جنوبی واقع شده است. این منطقه از جنوب به شهر تهران، از غرب به منطقه فرحزاد و اوین-درکه، از شرق به لویزان، و از شمال به ارتفاعات البرز محدود می‌شود (شکل ۱). گسل شمال تهران با ویژگی‌های زمین‌ساختی و زمین‌شناسی خود در جنوب منطقه، به مثابه یک گسل جداکننده، مرز ساختاری بین البرز جنوبی در شمال و ایران مرکزی در جنوب را تعیین می‌کند. در بخش شمالی گسل شمال تهران رخنمون‌های سنگی شامل واحدهای مختلف آتشفشانی، رسوبی-آتشفشانی، و رسوبی سازند کرج است (شکل ۲). این واحدهای سنگی در برخی مکان‌ها به شدت دچار چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی و راندگی شده‌اند. بخش جنوبی شامل رسوبات کنگلومرایی جوان به نام سازند هزاردره (میوسن پایانی و عده‌ای سن پلیوسن و برخی سن پلیوسن بالایی- پلیستوسن را نسبت دادند) (درویش‌زاده ۱۳۸۹)، و رسوبات کنگلومرایی جوان‌تر و سخت‌نشده به نام نهشته‌های رسوبی تهران است.

1. Stocklin
2. Berberian
3. Gansser
4. Hober



شکل ۱. الف) موقعیت منطقه درکه در شمال شهر تهران و گسل‌های اصلی تهران؛ ب) موقعیت منطقه مورد مطالعه با وضوح بیشتر؛ ج) جایگاه منطقه مورد مطالعه نسبت به مناطق بیست و دو گانه شهرداری تهران. منطقه ۲ شهرداری از خاور و باختر به فرحزاد و اوین- درکه محدود می‌شود.



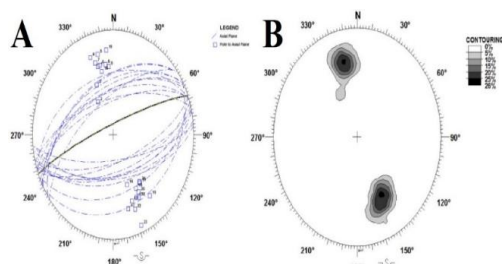
شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران)

از لحاظ تکتونیکی منطقه درکه به شدت تحت تأثیر جنبش‌های کوه‌زایی آلپی است و اکثر روندهای قدیمی، مانند محور چین‌ها و اثر محوری آن‌ها و شیب و امتداد لایه‌ها، به واسطه نیروهای تکتونیکی در حوادث تکتونیک آلپی به وجود آمده‌اند. با هدف تجزیه و تحلیل دگرریختی‌های حاصل از تنش‌های تکتونیکی منطقه مورد مطالعه، عناصر ساختاری، شامل چین‌خوردگی‌ها و شکستگی‌ها (درزه‌ها و گسل‌ها)، بررسی شد. یکی از چین‌خوردگی‌های اصلی منطقه در ابتدای ورود به منطقه مورد مطالعه روی تاق‌دیس درکه (مهم‌ترین ساختار تکتونیکی منطقه) مشاهده می‌شود. این تاق‌دیس دارای سنگ‌های واحد E_2^t در مدخل جنوبی درکه واقع شده است. مختصات سطح محوری چین بر اساس جهت شیب و شیب $338/82$ درجه و محور چین بر اساس پلانژ $251/9$ درجه است. با توجه به مقادیر به‌دست‌آمده برای محور و سطح محوری، این چین در تقسیم‌بندی فلوتی از نوع چین دارای سطح محوری با شیب تند و خط لولای با پلانژ 0 تا 10 درجه است. همچنین با داشتن زاویه بین یالی 70 درجه یک چین باز است (فلوتی 1964^2) (شکل‌های ۳ و ۴). با هدف بررسی شکستگی‌های تاق‌دیس درکه، درزه‌های آن اندازه‌گیری شد. درزه J_1 با محور چین زاویه 50 درجه دارد و در طبقه‌بندی شکستگی‌های مورب قرار می‌گیرد. امتداد درزه‌های J_2 با امتداد سطح محوری موازی است و جزء درزه‌های طولی قابل تفکیک است (شکل ۵). در منطقه درکه درزه‌های اصلی در سه مکان دیگر مطالعه شدند. ویژگی‌های مناطق مورد مطالعه در جدول ۱ آمده است (شکل‌های ۶ تا ۸). شواهدی از آثار گسل در سنگ‌های دارای رخنمون قابل مشاهده است (شکل ۹).

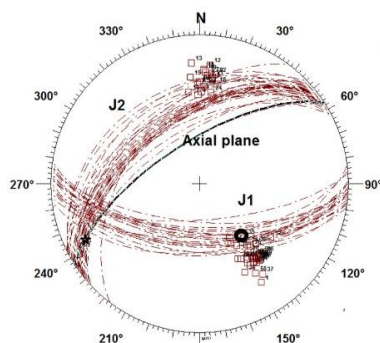
1. upright-horizontal
2. Fluety



شکل ۳. نمایی از رخنمون تاقدیس درکه در تصویر ماهواره‌ای گوگل ارت.



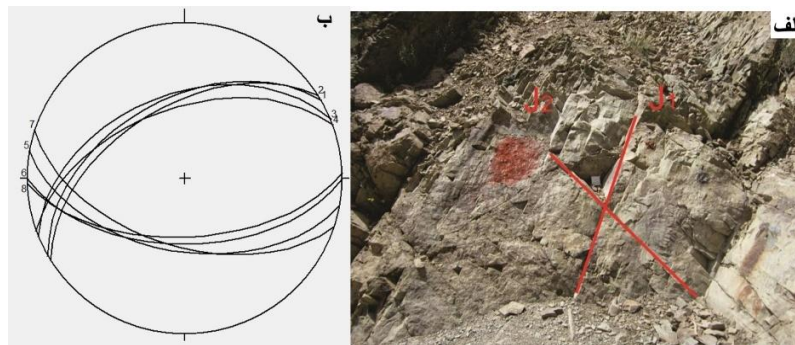
شکل ۴. A) استریوگرام حاصل از داده‌های برداشت‌شده از تاقدیس درکه؛ B) نمودار هم‌تراز قطب لایه‌بندی با هدف تعیین زاویه بین یال‌ها



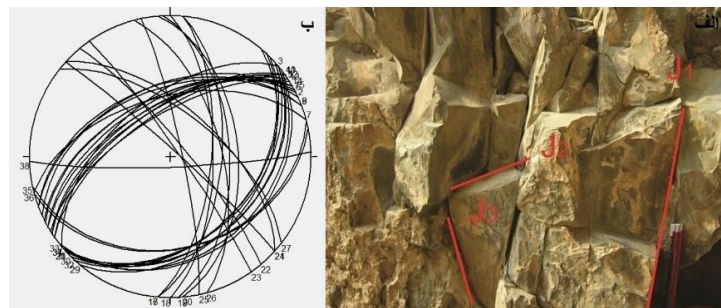
شکل ۵. نمایی از امتداد درزه‌های برداشت‌شده از تاقدیس درکه

جدول ۱. ویژگی‌های درزه‌های برداشت‌شده از منطقه مورد مطالعه (آهنگری ۱۳۹۵)

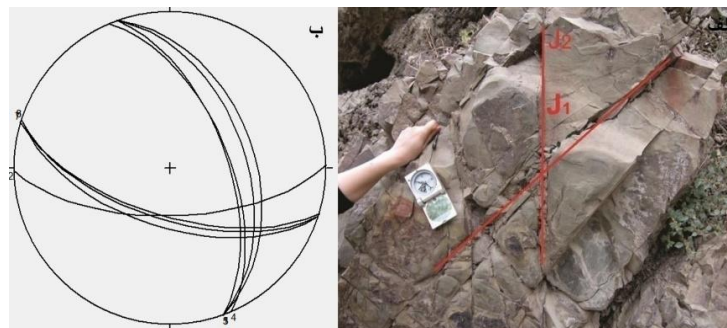
شماره شکل	سنگ‌شناسی	شیب	امتداد	مختصات جغرافیایی درزه‌ها
۶	آهک و توف	۴۵-۶۵°	NE-SW E-W	۵۱° ۲۲' ۴۸,۱۸ ۳۵° ۴۹' ۱۹,۰۸
۷	توف	۴۵-۷۰°	NE-SW NW-SE	۵۱° ۲۲' ۵۳,۲۰ ۳۵° ۴۸' ۳۶,۱۴
۸	آهک و توف	۴۵-۷۰°	NW-SE E-W	۵۱° ۲۲' ۵۴,۱۰ ۳۵° ۴۸' ۴۸,۶۸



شکل ۶. الف) درزه‌های مزدوج دارای روندهای NE-SW و E-W؛ ب) استریوگرام درزه‌های مزدوج شکل الف، دارای روند E-W



شکل ۷. الف) درزه‌های برداشت‌شده با روندهای NE-SW و NW-SE و N-S؛ ب) استریوگرام درزه‌ها دارای روند NE-SW و N-S



شکل ۸. الف) درزه‌های مزدوج با روندهای NW-SE و E-W؛ ب) استریوگرام درزه‌ها دارای روند NE-SW و E-W



شکل ۹. آثاری از گسل‌های منطقه که سبب بهم‌ریختگی لایه‌های سنگی و چین‌خوردگی و برش آن‌ها شده است.

روش کار

با هدف بررسی گسل‌های منطقه درکه، ضمن مشاهده آثار گسلی در رخنمون‌های سنگی منطقه مورد مطالعه، پژوهش حاضر انجام شد. در این پژوهش، با توجه به مطالعه نقشه‌های زمین‌شناسی و تکتونیکی منطقه و بررسی‌های صحرائی، دو مسیر برداشت برای پروفیل‌های ژئوالکتریک و رادار نفوذی به زمین تعیین شد. پردازش داده‌های GPR در نرم‌افزار ReflexW و پروفیل‌های ژئوالکتریک در نرم‌افزار RES2DINV انجام شد. با استفاده از داده‌های ژئوالکتریک مطالعات فرکتالی، با روش پراش- مسافت، انجام شد.

مقاومت الکتریکی

با بررسی مقاومت الکتریکی، به عنوان یکی از روش‌های ژئوالکتریک، می‌توان ساختارهای زیرسطحی را مطالعه کرد (میرزاکرده و خلیلی ۱۳۹۴؛ گارسیا^۱ و دیاز ۲۰۱۶؛ موسورو^۲ و همکاران ۲۰۱۷). این روش بر اساس انتقال جریان الکتریکی به داخل زمین، ایجاد اختلاف پتانسیل بین دو نقطه، و محاسبه مقاومت ویژه عمق‌های مختلف زمین طراحی شده است. از روش مقاومت الکتریکی می‌توان برای شناسایی گسل‌ها استفاده کرد (علیان‌نژادی و همکاران ۱۳۹۸). یک پروفیل با آرایه ونر- شلومبرژه برداشت شد و داده‌ها با نرم‌افزار RES2DINV مورد پردازش قرار گرفتند.

روش غیرخطی فرکتالی (تابع نمایی پراش- مسافت)^۳ در تحلیل کمیت ژئوالکتریک

برای اغلب مؤلفه‌های ژئوفیزیکی، مانند تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی و میدان گرانی و مغناطیسی، امکان استفاده از روابط فرکتال برای دستیابی به سطح براونی^۴ به منزله شاخص هندسی منطبق بر حاشیه محیط‌های آشوبناک وجود دارد. الگوی توزیع غیرخطی بی‌هنجاری‌ها، پس از محاسبه ضریب خط توابع لگاریتمی (بعد فرکتال)، به دست می‌آید. سنجش بی‌هنجاری‌های مقاومت ویژه الکتریکی به روش فرکتال دارای سه ویژگی منحصر به فرد است؛ مستقل بودن بی‌هنجاری از مقیاس مشاهدات و سنجش‌های دستگاهی^۵، مشتق‌ناپذیری تابع چگالی^۶، برخوردار بودن از مؤلفه ذاتی^۷ با الگویی از کمیت‌های متناظر. از دیدگاه اقلیدسی، معادله ابعادی متناسب با تغییرات سطح بی‌هنجاری ثابت است و بعد هندسی^۸ همه سطوح مساوی عدد ۲ است؛ در حالی که از دیدگاه هندسه فرکتال، ضریب زاویه متناسب با هر سطح عددی حقیقی با مقادیر بزرگ‌تر از ۲ و کوچک‌تر از ۳ است که بر حسب گوناگونی و سازوکار توزیع داده‌ها امکان پیدایش سطح متعارف براونی را با بیشینه کمیت‌های تکرارپذیر فراهم می‌آورد (تورارینسون^۹ و مگنوسون ۱۹۹۰).

از دیدگاه نظری، توابع فرکتال برگرفته از روابط نسبی- نمایی^{۱۰} خاصی هستند که در آن‌ها از ویژگی لگاریتمی

1. Garcia
2. Mosuro
3. variance-Distance
4. Brownian surface
5. scale independency
6. undifferentiable function
7. initial condition
8. geometrical dimension
9. Thorarinnson
10. power law relationships

کمیت‌های مستقل به منظور تعیین برد متغیرهای وابسته به توزیع استفاده می‌شود. مثلاً برای دو کمیت مفروض A و C با ضریب نمایی FD معادله پیشنهادی به شرح رابطه ۱ است (تیموریان مطلق^۱ و همکاران ۲۰۱۲):

$$A = C^{FD} \quad \text{رابطه ۱}$$

که کمیت‌های مفروض A و C به ترتیب متعلق به مجموعه‌های برد و قلمرو تابع مورد نظر است و FD به عنوان کمیت نمایی این تابع بدون واحد است. شرط لازم برای تبدیل نمای FD به ضریب زاویه خط فرکتال استفاده از مختصات لگاریتمی رابطه ۲ است (تیموریان مطلق و همکاران ۲۰۱۲):

$$\text{Log}(A) = \text{FD} \text{Log}(C) \quad \text{رابطه ۲}$$

بدیهی است تغییرات ضریب FD عامل جدایش جوامع مختلف از یک‌دیگر است و تعدد ضرایب (FD₁, FD₂)، حاکی از تغییر رفتار پدیده در خلال رویدادهای آشوبناک است. مارک^۲ و آرونسون (۱۹۸۴) رابطه ۳ را برای بررسی تغییرات سطح بی‌هنجاری (به روش غیرخطی و با استناد بر نتایج واریوگرافی) ارائه کردند:

$$E [(Z_p - Z_q)^2] = (d_{pq})^{2H} \quad \text{رابطه ۳}$$

که با فرض برخورداری از مؤلفه‌های ژئوالکتریک، مقادیر Z_p و Z_q به ترتیب بیانگر تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی در دو نقطه p و q واقع بر سطح بی‌هنجاری است و d_{pq} فاصله افقی بین نقاط یادشده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود امید ریاضی (E) در عبارت (Z_p - Z_q)² با بعد مسافتی d_{pq} متناسب است و ارتباط آن‌ها از نوع نمایی با توان 2H است؛ طوری که می‌توان نوشت (رابطه ۴):

$$2H = 3 - \text{FD} \quad \text{رابطه ۴}$$

با استنباط از مفاهیم آمار کلاسیک، امید ریاضی جمله E [(Z_p - Z_q)²] به دلیل وجود متغیرهای تصادفی^۳ با مفهوم پراش حاصل از تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی در نقاط Z_p و Z_q متناسب است. پس می‌توان نوشت (رابطه ۵):

$$E [(Z_p - Z_q)^2] = \sum (Z_i - Z)^2 / N \quad \text{رابطه ۵}$$

که در عبارت $\sum (Z_i - Z)^2 / N$ منظور از Z_i تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی (بر حسب اهم‌متر) و Z میانگین کمیت مورد نظر (بر حسب اهم‌متر) برای N برداشت متمایز از سطح بی‌هنجاری است. نتایج به‌دست‌آمده از رابطه‌های ۳ و ۴ و ۵ مؤید وجود ارتباط نسبی-نمایی بین پراش حاصل از تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی و مسافت اثر بی‌هنجاری‌هاست و متغیر نمایی 2H با بعد فرکتالی FD متناسب است. شرط لازم برای دستیابی به کمیت‌های مندرج در رابطه ۵ درون‌یابی داده‌های مقاومت ویژه الکتریکی با هدف ایجاد پیوستگی در شبکه برداشت منطقه مورد مطالعه است و شرط کافی آن استفاده از مختصات لگاریتمی برای دستیابی به ضریب زاویه خط است که تحت نام بعد فرکتال (FD) معرفی می‌شود (رابطه ۶):

1. Teymoorian-Motlagh
2. Mark
3. random variables

در رابطه ۶، یعنی معادله پراش- مسافت، کمیت‌های $\text{Log}(V_z)$ و $\text{Log}(D_z)$ به ترتیب لگاریتم‌های پراش و فاصله اثر آن‌ها از مرکز بی‌هنجاری هستند. پس از رسم تابع $\log V - \log D$ ، تغییرات بعد فرکتال نشان‌دهنده تمایل جامعه برای شکل‌گیری نقاط هم‌استقامت و در پی آن شکل‌گیری مؤلفه‌های متناظر در واحد سطح بی‌هنجاری است (مارک و آرونسون ۱۹۸۴).

برای مقادیر $(\text{FD} \leq 1)$ احتمال شکل‌گیری اجزای متناظر سطحی ضعیف است که غلبه سازوکارهای خطی^۱ در روند تکاملی جامعه را نشان می‌دهد (تورکات ۱۹۹۲). در مواردی که FD بین ۱ تا ۲ باشد، با وضعیت بینابینی^۲ مواجهیم؛ طوری که برخی از کمیت‌ها از ویژگی اجزای متناظر برخوردارند، اما، به دلیل کمبود توزیع فضایی، مؤلفه‌های ذاتی بیشینه تغییرات در بخش زمینه‌ای مشاهده می‌شوند که با ورود به آستانه محیط آشوبناک تضعیف می‌شوند (تورکات ۱۹۹۲). در چنین جوامعی، ظهور خصلت‌های شبه‌فرکتالی^۳ متداول است که به سهم خود احتمال دستیابی به الگوی خودتشابهی^۴ را افزایش می‌دهد (مندلبروت ۱۹۸۳). در جوامع مطلوب^۵، رسیدن به سطح تغییرات متناظر (سطح براونی) امکان‌پذیر و با تغییرات بعد $(2 > \text{FD} > 3)$ متناسب است (تورارینسون^۶ و مگنوسون ۱۹۹۰). به عبارت دیگر، معادله پراش- مسافت برای آن دسته از نقاط بی‌هنجاری که بعد فرکتالی‌شان حدود ۲ تا ۳ باشد مصداق دارد. در چنین برد پیوسته و معینی از متغیرهای تصادفی، سطح بی‌هنجاری در وضعیت مطلوب قرار دارد و از بیشترین اجزای متناظر برخوردار است. در این پژوهش، برای سنجش فرکتالی پروفیل مقاومت ویژه در که، از روش فرکتالی پراش- مسافت در سامانه تحلیلگر مکانی^۷ تحت نرم‌افزار ArcGIS استفاده شد. عملیات درون‌یابی داده‌ها با روش وزن‌دهی در فواصل معکوس^۸ انجام گرفت.

رادار نفوذی به زمین

خواص الکترومغناطیس مواد زمینی با فرکانس جریان متناوب اعمالی تغییر می‌کند. خصوصیات مربوط به فرکانس‌های زیاد، به‌ویژه برای مطالعات GPR، مهم است (دنیلز^۹ ۲۰۰۴). اخیراً روش GPR برای شناسایی گسل‌ها مورد توجه محققان قرار گرفته است (موریا^{۱۰} و همکاران ۲۰۱۳؛ بوبک^{۱۱} و همکاران ۲۰۱۵؛ لونینا^{۱۲} و همکاران ۲۰۱۸؛ ناکانیشی^{۱۳} و همکاران ۲۰۱۷؛ گافارو^{۱۴} و همکاران ۲۰۱۸). در این پژوهش از دستگاه مالا آتن ۵۰ مگاهرتز با سیستم ثبت رکورد زمان و $\text{Trig interval} = 0.2\text{s}$ و Autostack برای برداشت پروفیل رادار نفوذی به زمین به طول ۱۰۰ متر استفاده شد (شکل ۱۰). سرعت میانگین طی برداشت

1. linear processes
2. transition
3. quasi fractal
4. self-similar pattern
5. ideal
6. Thorarinsson
7. spatial analyst
8. IDW (inverse distance weighting)
9. Daniels
10. Maurya
11. Bubeck
12. Lunina
13. Nakanishi
14. Gafarov

داده 0.068m/ns بود. عمق نفوذ برای این دستگاه بین ۲۵ تا ۴۰ متر گزارش شده است (رینولدز^۱ ۱۹۹۷؛ دنیلز^۲ ۲۰۰۴؛ ژول^۳ ۲۰۰۹؛ مالا^۳ ۲۰۱۰). این دستگاه دارای وضوح افقی بالایی است که می‌تواند شرایط زیرسطحی را به‌خوبی نمایان سازد. به منظور پردازش داده‌ها از نرم‌افزار ReflexW و اعمال فیلترهایی نظیر Background removal, Dewow, Static correction, Average xy-filter, Bandpassbutterworth, Energy decay, Kirchhoff migration استفاده شد.

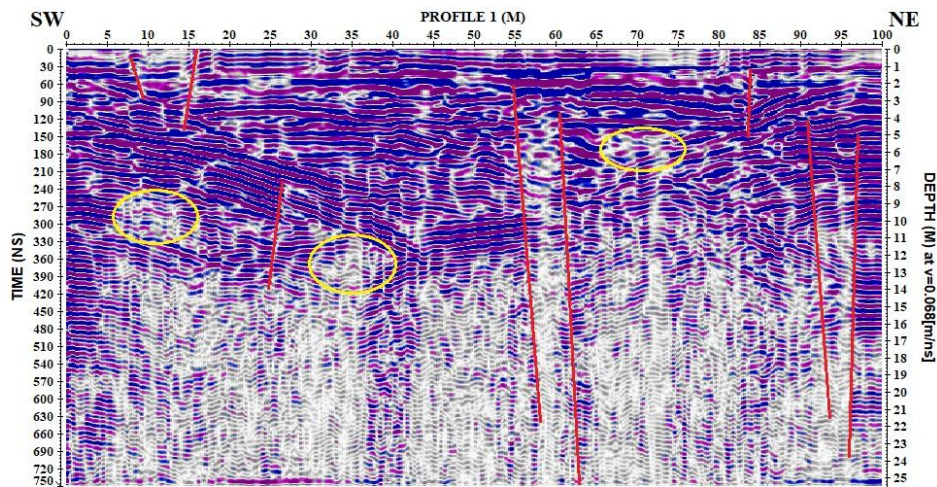


شکل ۱۰. تصاویری از دستگاه GPR مالا آنتن ۵۰ مگاهرتز و برداشت پروفیل‌ها در منطقه مورد مطالعه

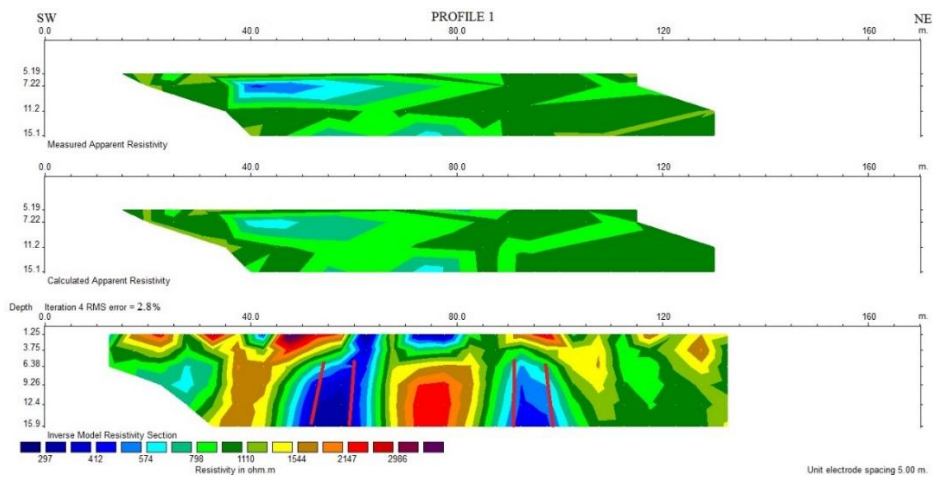
نتایج

اولین پروفیل GPR به طول ۱۰۰ متر در امتداد جنوب باختری- شمال خاوری در مسیر عبور گسل شمال تهران و پایین‌دست تاق‌دیس بزرگ در که روی واحد E_2^1 که سنگ‌های توف و سنگ آهک دارد برداشت شد. با توجه به لیتولوژی این قسمت امواج الکترومغناطیس به راحتی از لایه‌های زیرین عبور می‌کند. لایه‌بندی و دگرشیبی لایه‌ها کاملاً قابل تشخیص است. گسل خوردگی لایه‌های زیرسطحی با شواهد سطحی زمین و مشاهده آثار گسل‌ها بر دیواره‌ها قابل تطبیق است. در فاصله ۵۵ تا ۶۰ متری پروفیل در عمق ۴ متری وجود یک زون گسلی آشکار است. کاهش نفوذ امواج الکترومغناطیس بیانگر خردشدگی سنگ‌ها در این قسمت است. حفره‌هایی (دوایر زردرنگ در رادارگرام) قابل تشخیص‌اند که ممکن است به علت انحلال در سنگ‌های آهکی و فعالیت گسل‌ها به وجود آمده باشند. در فاصله ۹۰ تا ۹۵ متری پروفیل در عمق ۵ تا ۶ متری نیز زون گسلی دیگری مشاهده می‌شود (شکل ۱۱). در پروفیل مقاومت ویژه (شکل ۱۲) در فواصل ابتدایی پروفیل کاهش مقاومت ویژه مشاهده می‌شود که با شکستگی‌ها و حفره‌های رادارگرام GPR مطابقت دارد. در فاصله حدود ۵۰ تا ۶۰ متری کاهش زیاد مقاومت ویژه را مشاهده می‌کنیم و در رادارگرام GPR نیز در فاصله ۵۵ و عمق ۴ متری به بعد زون گسلی به وضوح مشاهده می‌شود. در فاصله ۹۰ تا ۹۵ متری کاهش مقاومت ویژه بار دیگر زون گسلی دیگری را اثبات می‌کند که در رادارگرام رادار نفوذی به زمین این زون نیز قابل مشاهده است.

1. Reynolds
2. Jol
3. Mala

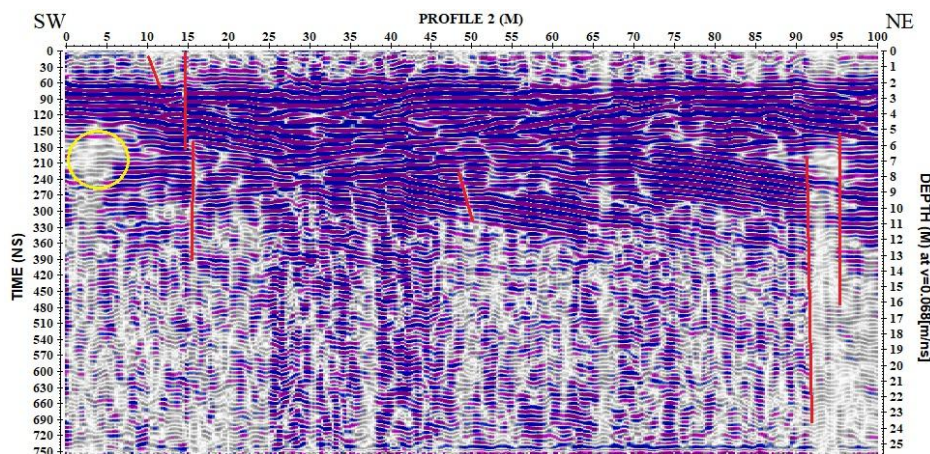


شکل ۱۱. اولین پروفیل رادار نفوذی به زمین در مسیر عبور گسل شمال تهران و تشخیص زون‌های گسلی در این رادارگرام

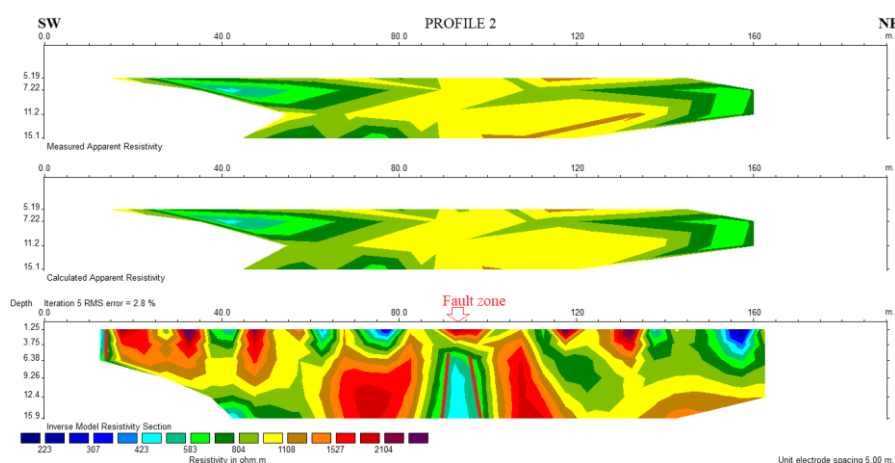


شکل ۱۲. نمایی از اولین پروفیل ژئوالکتریک برداشت‌شده در مسیر عبور گسل شمال تهران در پایین‌دست تاق‌دیس بزرگ در که

دومین پروفیل GPR به طول ۱۰۰ متر با روند شمال خاور- جنوب باختر برداشت شد. در این پروفیل یک حفره (دایره زردرنگ) در عمق ۶ متری در ابتدای شروع مسیر برداشت پروفیل قابل تشخیص است. گسل اصلی در فاصله ۱۵ متری پروفیل تشخیص داده شد. لایه‌بندی لایه‌ها تا عمق ۱۱ متری کاملاً قابل مشاهده است. یک زون گسلی در فواصل ۹۰ تا ۹۵ متری پروفیل تشخیص داده شد (شکل ۱۳). در فاصله ۱۵ متری پروفیل مقاومت ویژه (شکل ۱۴) یک گسل قابل تشخیص است که با رادارگرام پردازش‌شده GPR مطابقت دارد. در فاصله حدود ۹۰ تا ۹۸ متری کاهش مقاومت ویژه نشان‌دهنده وجود یک زون گسلی است که در رادارگرام رادار نفوذی به زمین نیز این زون تشخیص داده شده است (شکل ۱۳).



شکل ۱۳. رادارگرام حاصل از پروفیل GPR. شناسایی گسل اصلی منطقه در فاصله ۱۵ متری و تشخیص یک زون گسلی در انتهای مسیر برداشت



شکل ۱۴. نمایی از دومین پروفیل ژئوالکتریک با برداشت مقاومت ویژه ظاهری لایه‌های زیرسطحی منطقه مورد مطالعه

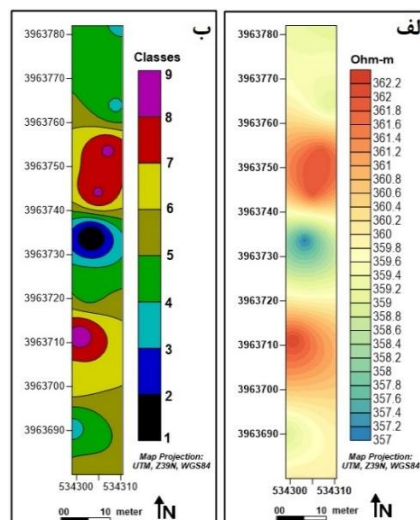
به منظور دستیابی به کمیت‌های مورد نظر و جایگزینی آن‌ها در تابع نمایی پراش- مسافت (رابطه ۶)، ابتدا داده‌های ژئوالکتریک برداشت‌شده توسط روش عکس مجذور فاصله مورد درون‌یابی زمین‌آماري قرار گرفتند (شکل ۱۵ الف). سپس داده‌ها برای نرمال شدن متغیرها و استخراج شاخص‌های آماری بار دیگر طبقه‌بندی شدند (شکل ۱۵ ب). جدول آماره‌های تصادفی^۱ مشتمل بر مقادیر کمی سطوح بی‌هنجاری (بر حسب متر مربع) و مقاومت ویژه الکتریکی متناسب با هر سطح (بر حسب اهم‌متر) به منزله مؤلفه‌های هندسی و زمین‌فیزیکی مرتبط با کمیت‌های Z_p ، Z_q ، d_{pq} تهیه شد (جدول ۲). کمیت‌های مورد نظر معادله پراش- مسافت (رابطه ۶) در Excel محاسبه شدند (جدول ۳). مطابق جدول ۳، افت‌وخیز حاصل از تغییرات خودپذیری در بخش مرکزی پروفیل ژئوالکتریک دارای رفتار خطی است؛ ولی به سطح توزیع اجزای متناظر (براونی) نمی‌رسد. زیرا به سرعت تغییر رویه می‌دهد. تنها در محدوده بعد فرکتال $0.59/$ تا $0.79/$ دارای رویه

1. random variable indications

خطی و نسبتاً منظم است. سایر بخش‌های تابع پراش- مسافت متأثر از عوامل تصادفی و آشوبناک است (جوامع با ابعاد بزرگ نامتعارف). به عبارت دیگر، نقاط هم‌استقامتی که بعد نزدیک به عدد ۱ دارند بیانگر توزیع مقاومت ویژه با ویژگی خطی هستند و در این پروفیل اکتشافی روند توزیع مقاومت ویژه الکتریکی وارد مرحله پیدایش اجزای متناظر نمی‌شود و تغییرات آن آشوبناک و فاقد نظم است. بنابراین در فاصله ۶ تا ۱۱ متری از کمینه تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی شاهد ایجاد روند خطی همراه با افت نسبی بعد فرکتال هستیم و در سایر فواصل با افزایش نامتعارف بعد فرکتال و ایجاد شرایط آشوبناک مواجهیم که نمودی از مناطق به‌شدت گسله با الگوی پراکنده و خردشده^۱ است. کمیت مقاومت ویژه الکتریکی در ناحیه‌ای که از توزیع خطی جزئی برخوردار است حدود ۳۵۸ اهم‌متر است و این کمیت تنها مؤلفه الکتریکی با نظم جزئی در الگوی توزیع مقاومت است. سایر کمیت‌ها رویه آشوبناک دارند. در این ناحیه بسیار کوچک انتظار داریم:

- توزیع نمایی مقاومت و رابطه آن با پیدایش مؤلفه‌های متناظر مستقل از مقیاس سنجش‌های میدانی باشد.
- این بخش از تابع پراش- مسافت حاوی شبه‌نقاط متناظر باشد و علائمی از ظهور سطح توزیع براونی را نشان دهد؛ اگرچه، به‌رغم پیدایش این رویه خطی، بی‌نظمی حاصل از پراش داده‌ها چیره شده و به جای ظهور اجزای متناظر شاهد تغییر رویه خطی به تصادفی هستیم. تغییرات زمین‌ساختی و نوفه‌های سطحی از عوامل بی‌نظمی مقاومت ویژه الکتریکی در ناحیه درکه تهران هستند.

پس از بررسی تغییرات مقاومت و دستیابی به کمیت‌های مورد نظر (جدول ۳)، نتایج مطابق شکل ۱۶ ارائه شدند. در شکل ۱۶ مقادیر زمینه و آستانه مقاومت دارای توزیع تصادفی تا آشوبناک هستند. روند خطی جزئی در محدوده بی‌هنجاری ۳۵۸ اهم‌متر حاصل شده است که با افت بعد فرکتال مواجهیم. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، این روند به توزیع مؤلفه‌ها در سطح براونی منجر نشده و به‌سرعت به یک روند تصادفی و آشوبناک تغییر رویه داده است. بدین ترتیب، هیچ‌یک از جوامع زمینه و آستانه و بی‌هنجاری مقاومت الکتریکی به سمت توزیع فرکتال نرفته‌اند و عمدتاً روند آشوبناک دارند که مهم‌ترین دلیل آن خردشدگی و به‌هم‌ریختگی شدید منطقه درکه (ناشی از تلاقی چندین گسل) است.



1. crushed zones

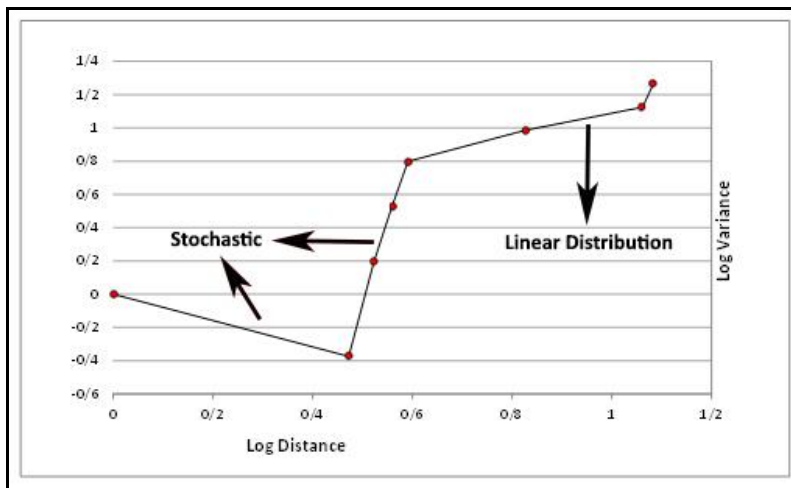
شکل ۱۵. الف) درون‌یابی داده‌های مقاومت ویژه الکتریکی در محیط Surfer با استفاده از روش وزن‌دهی در فواصل معکوس؛ ب) طبقه‌بندی مجدد داده‌های مقاومت ویژه الکتریکی (۹ رده) در محیط ArcGIS 10.6.1 به منظور دستیابی به آماره‌های مورد نیاز

جدول ۲. استخراج مؤلفه‌های آماری پیش‌فرض معادله پراش- مسافت (V-D) با استفاده از بسته نرم‌افزاری Spatial Analyst

VALUE	COUNT	AREA	MIN	MAX	RANGE	MEAN	STD	SUM
1	90	90.0000	357.0255	357.8630	0.8375	357.2332	0.2035	32150.9883
2	16	16.0000	357.7115	358.1576	0.4461	357.9120	0.1279	5726.5913
3	22	22.0000	358.2923	358.8792	0.5869	358.5286	0.1657	7887.6289
4	266	266.0000	358.8954	360.4020	1.5067	359.0989	0.2463	95520.3203
5	222	222.0000	359.1332	360.3567	1.2234	359.5773	0.1127	79826.1641
6	25	25.0000	359.9367	360.4983	0.5616	360.2370	0.1912	9005.9238
7	26	26.0000	360.5868	361.0837	0.4969	360.8072	0.1659	9380.9863
8	34	34.0000	361.0710	361.6614	0.5904	361.4133	0.1836	12288.0508
9	306	306.0000	360.6952	362.2545	1.5593	361.9185	0.2363	110747.0547

جدول ۳. کمیت‌های هندسی- آماری مورد نیاز برای تشکیل معادله V-D

VALUE	AREA	Cum Area	Distance (m)	Distance Dif. (m)	Resistivity	Variance	Log Distance	Log Variance	Fractality	FD
1	90	90/0000	5/3537	12/5544	357/1297	24/5154	1/09879551	1/389438482	Stochastic	7/87
2	16	106/0000	5/8102	12/0980	357/7989	18/3364	1/082712011	1/26331361	c	6/53
3	22	128/0000	6/3847	11/5234	358/4282	13/3429	1/061581445	1/125251788	Linear	0/59
4	266	394/0000	11/2017	6/7064	358/9681	9/6901	0/826491609	0/986330339		0/79
5	222	616/0000	14/0064	3/9017	359/5706	6/3021	0/591259276	0/799485852		8/42
6	25	641/0000	14/2878	3/6204	360/2491	3/3559	0/558751165	0/525803525		9/14
7	26	667/0000	14/5746	3/3335	360/8246	1/5785	0/522896277	0/1982558555	Stochastic	11/3
8	34	701/0000	14/9415	2/9666	361/4313	0/4221	0/472261481	-0/374574266	c	-0/79
9	306	1007/0000	17/9081	0/0000	362/081	0/0000	0	0		nd



شکل ۱۶. نمودار پراش- مسافت مقاومت ویژه الکتریکی در محدوده پروفیل ژئوالکتریک منطقه درکه تهران

نتیجه

روش‌های ژئوفیزیکی مورد استفاده در این پژوهش در شناسایی زون‌های گسلی و مکان‌یابی حفره‌ها بسیار کارآمد بودند. نتایج حاصل از ژئوالکتریک با رادار نفوذی به زمین مطابقت داشت و با شواهد صحرایی و بررسی آثار گسل‌ها در دیواره‌ها

و جابه‌جایی سنگ‌ها (شکل‌های ۶ تا ۹) در مسیرهای برداشت پروفیل‌های ژئوفیزیکی می‌توان به نتایج به‌دست‌آمده استناد کرد. نتایج حاصل از پروفیل‌های مقاومت ویژه الکتریکی نشان‌دهنده وجود مناطق با مقاومت الکتریکی کم (۴۱۲ تا ۵۷۴ اهم) و مقاومت الکتریکی بالا (۱۵۴۴ تا ۲۹۸۶ اهم) در کنار یک‌دیگر در فواصل ۵۰ تا ۹۵ متری پروفیل ۱ و وجود یک منطقه با مقاومت الکتریکی کم (۴۲۳ تا ۵۸۳ اهم) در فاصله ۹۰ تا ۹۵ متری پروفیل ۲ بین دو منطقه با مقاومت الکتریکی بالا (۱۵۲۷ تا ۲۱۰۴ اهم) است. مقاومت الکتریکی بالا نشان‌دهنده دانه‌درشت و خشک بودن رسوبات است. نتایج پروفیل‌های الکتریکی با نتایج پروفیل‌های GPR کاملاً منطبق است. در روش فرکتالی پراش- مسافت روش جدیدی برای بررسی تغییرات ژئوالکتریک معرفی شد. در این روش بعد فرکتالی نزدیک به عدد ۱ بیانگر توزیع مقاومت ویژه با ویژگی خطی است. دستیابی به بعد فرکتال $FD \geq 2$ نشان‌دهنده وجود اجزای متناظر در سطح براونی است که مرتبط با ظهور الگوهای تکرارپذیر در سطح بی‌هنجاری است. همچنین، این بعد فرکتالی نشان‌دهنده تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی در آستانه آشوبناک مرتبط با وجود زون‌های گسلی و مناطق خردشده است. در پروفیل GPR زون گسلی شناسایی شده در امتداد مسیر عبوری گسل شمال تهران قرار دارد. بنابراین، مطابقت همه نتایج به‌دست‌آمده نشان‌دهنده کارایی بالای دستگاه‌های مورد استفاده در این پژوهش و پردازش درست پروفیل‌های ژئوفیزیکی است که توانسته است عوارض و ساختارهای زیرسطحی را نشان دهد.

منابع

- آقاشاهی اردستانی، سمیه (۱۳۸۵). «لرزه‌زمین‌ساخت و توان لرزه‌زایی گسل زاهدان و اثر آن بر گستره شهر زاهدان»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، استاد راهنما: دکتر محمدمهدی خطیب، دانشگاه سیستان و بلوچستان، دانشکده علوم پایه.
- آهنگری، فرزانه (۱۳۹۵). «تحلیل چین‌خوردگی و دگرریختی‌های مرتبط در سازند کرج (بخش جنوبی البرز مرکزی- شمال تهران)»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، استاد راهنما: دکتر پرویز امیدی، دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکده علوم زمین.
- الله‌وردی میگوئی، فرامرز؛ مهدی محمدی‌ویژه؛ علی‌رضا فرخ‌نیا؛ الهام بوستان؛ حمید نظری (۱۳۹۸). «بررسی تکتونیک فعال و شناسایی گسل‌های جنبا به وسیله روش‌های ژئوفیزیکی (مطالعه موردی: گوهرتپه- بهشهر)»، علوم زمین، ۲۸، ش ۱۱۱، صص ۲۲۷ - ۲۳۶.
- برومند، مریم (۱۳۸۹). «بررسی نقش الگوی بافت شهری در کاهش آسیب‌های کالبدی ناشی از زلزله (نمونه موردی: شهرک غرب و درکه)»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، استاد راهنما: دکتر الهام امینی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران مرکزی، دانشکده هنر و معماری گروه شهرسازی.
- چرچی، عباس؛ محمدمهدی خطیب، محمد مظفرخواه، آرش برجسته (۱۳۹۰). «استفاده از تحلیل فرکتالی برای تعیین پویایی تکتونیک شمال منطقه لالی در شمال شرق خوزستان»، زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، د ۱، ش ۱، صص ۳۷ - ۴۷.
- حاجی، عرفان؛ بهنام رحیمی (۱۳۸۹) «مطالعه الگوهای آماری و فراکتالی سیستم‌های شکستگی منطقه تکنار، ایران

- مرکزی بر روی نقشه رسم شده از روش‌های دورسنجی»، مجله علوم دانشگاه تهران، د ۳۶، ش ۱، صص ۱۲۹ - ۱۳۶.
- خطیب، محمدمهدی؛ سهراب شهریاری (۱۳۷۶). «تحلیل فرکتالی سیستم گسلی نه‌بندان»، علوم زمین، س ۶، ش ۲۳ - ۲۴، صص ۲۲ - ۳۹.
- درویش‌زاده، علی (۱۳۸۹). *زمین‌شناسی ایران*، تهران، امیرکبیر، ج ۴.
- رستمی بله‌کبودی، صابر (۱۳۹۵). «پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش با استفاده از مدل فازی (مطالعه موردی: دامنه‌های مسلط بر منطقه ۲ کلان‌شهر تهران)»، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، استاد راهنما: دکتر مجید کریم‌پور ریحان، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران مرکزی، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، گروه جغرافیا.
- علی‌پور، رضا؛ امیرحسین صدر؛ پریسا امینی؛ سحر قمریان؛ معصومه ایزدی (۱۳۹۵). «تحلیل پویایی تکتونیکی گسل مروارید در پهنه گسلی جوان اصلی زاگرس با استفاده از داده‌های دورسنجی و تحلیل فرکتالی (تکتونیک)»، بیستمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران، صص ۸۱۴ - ۸۲۳.
- علیان‌نژادی، عباس؛ سید رضا مهرنیا؛ سلیمه کیمیگر؛ حبیب رحیمی؛ نسرین صدرمحمدی (۱۳۹۸). «ارزیابی روش‌های ژئوفیزیکی در شناسایی گسل‌های پنهان کواترنری واقع در رسوبات آبرفتی (مطالعه موردی: بوستان چیتگر)»، *کواترنری ایران*، د ۵، ش ۲، صص ۱۶۳ - ۱۸۳.
- فاتحی، محمد؛ محمد محجل؛ محمدمهدی خطیب (۱۳۹۰). «تحلیل فرکتالی گسل‌ها و ارتباط آن‌ها با زمین‌لرزه‌ها در پهنه برشی پانه‌ای شکل گسل دهشیر، غرب استان یزد»، *پژوهش‌های دانش زمین*، س ۲، ش ۸، صص ۳۶ - ۴۵.
- فردوسی ابراهیمی، مهسا (۱۳۹۴). «تحلیل خطر احتمالاتی جابه‌جایی دائم گسل سطحی با مطالعه موردی گسل شمال تهران»، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، استاد راهنما: دکتر حمید زعفرانی، مؤسسه آموزش عالی آل‌طه، دانشکده مهندسی عمران.
- قلمکاری، سارا؛ عبدالمجید اسدی؛ محسن پورکرمانی (۱۳۹۵). «به‌کارگیری روش ژئوالکترونیک در شناسایی گسله‌های پنهان دشت رونیز»، دومین همایش ملی مهندسی نفت ایران، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد امیدیه.
- محمدی‌ویژه، مهدی (۱۳۸۷). «برداشت، پردازش، و تفسیر داده‌های رادار نفوذی به زمین (GPR) در منطقه شاهرود و مقایسه نتایج آن با نتایج ژئوالکترونیک در منطقه مزبور»، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، استاد راهنما: دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی، دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکده مهندسی معدن نفت و ژئوفیزیک.
- میرزاکرده، عبدالواحد؛ مرضیه خلیلی (۱۳۹۴). «شناسایی مسیر گسل با استفاده از روش ژئوالکترونیک (مقاومت ویژه)»، کنفرانس بین‌المللی علوم و مهندسی، امارت-دبی، صص ۱ - ۱۱.

- Anderson, H., Beanland, S., Buck, G., Darby, D., Downes, G., Haines, J., Jackson, J., Robinson, R., & Webb, T. (1994). "The 1968 May 23 Inangahua, New Zealand, earthquake: An integrated geological, geodetic, and seismological source model", *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 37 (1), pp. 59-86, <https://doi.org/10.1080/00288306.1994.9514601>
- Berberian, M. & King, G.G. (1981). "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal Earth Science*, 18, pp. 210-265.
- Bubeck, A., Wilkinson, M., Roberts, G.P., Cowie, P.A., Mccaffrey, K.J.W., Phillips, R., &

- Sammonds, P. (2015). "The tectonic geomorphology of bedrock scarps on active normal faults in the Italian Apennines mapped using combined ground penetrating radar and terrestrial laser scanning", *Geomorphology*, 237, pp. 38-51, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.011>
- Daniels, D.J. (2004). *Ground penetrating radar*, second edition, the institution of Electrical Engineers, London.
- Darcel, C., Bour, O., & Davy, P. (2003). "Stereological analysis of fractal fracture networks", *Journal geophysical Research*, 108, pp. 13-14.
- Fadele, S. I., Jatau, B. S., Baba, A., & Adegoke, I. (2013). "Subsurface Electrical Resistivity Investigation at the Centre for Energy Research and Training, Ahmadu Bello University, Zaria, Kaduna State, Nigeria", *Journal of Engineering Research and Development*, 10 (5), pp. 19-26.
- Fluety, M.J. (1964). "The Description of Folds", *Proceedings of the Geologist Association*, 75 (35), pp. 461-492, [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7878\(64\)80023-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7878(64)80023-7)
- Gafarov, K., Ercol, M., Cirillo, D., Pauselli, C., & Brozzetti, F. (2018). "Extending Surface Geology Data through GPR Prospections: Quaternary Faulting Signature from the Campotenese Area (Calabria-Italy)", pp. 18-21, June 2018 17th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR). IEEE, Rapperswil, Switzerland, <https://doi.org/10.1109/ICGPR.2018.8441611>
- Garcia, K. & Díaz, D. (2016). "Three dimensional geo-electrical structure in Juncalito geothermal prospect, northern Chile", *Geothermics*, 64, pp. 527-537, <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.08.001>
- Jol, H.M. (2009). "Ground Penetrating Radar: Theory and applications", Elsevier, 524 pp, Amsterdam.
- Karous, M. & Pernu, T.K. (1985). "Combined sounding-profiling resistivity measurements with three-electrode arrays", *Geophysical Prospecting*, 33, pp. 447-459, <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1985.tb00445.x>
- Lunina, O.V., Gladkov, A.S., & Gladkov, A.A. (2018). "Surface and shallow subsurface structure of the Middle Kedrovaya paleoseismic rupture zone in the Baikal Mountains from geomorphological and ground-penetrating radar investigations", *Geomorphology*, 326, pp. 54-67, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.03.009>
- Mala (2010). "ProEx -Professional Explorer control unit, Operating manual", Mala, 60 pp, Mala.
- Mandelbrot, B.B. (1983). "The Fractal Geometry of Nature", W. H. Freeman, San Fransisco, 468 pp.
- Mark, D.M. & Aronson, P.B. (1984). "Scale Dependent Fractal Dimensions of Topographic Surfaces: An Empirical Investigation, with Applications in Geomorphology and Computer Mapping", *Mathematical Geology*, 16 (7), pp. 671-683, <https://doi.org/10.1007/BF01033029>
- Maurya, D.M., Chouksey, V., Joshi, P.N., & Chamyal, L.S. (2013). "Application of GPR for delin-eating the neotectonic setting and shallow subsurface nature of the seismically active Gedi fault, Kachchh, western India", *Journal of Geophysics and Engineering*, 10 (3), 12 pp, <https://doi.org/10.1088/1742-2132/10/3/034006>
- Mehrnia, S.R. (2009). "Using Fractal Filtering Technique for Processing ETM Data as Main

- Criteria for Evaluating of Gold Indices in North West of Iran”, International Conference on Computer Technology and Development, ICCTD, Kota Kinabalu, Malaysia, <https://doi.org/10.1109/ICCTD.2009.29>
- Mosuro, G.O., Omosanya, K.O., Bayewu, O.O., Oloruntola, M.O., Laniyan, T.A., Atobi, O., Okubena, M., Popoola, E., & Adekoya, F. (2017). “Assessment of groundwater vulnerability to leachate infiltration using electrical resistivity method”, *Applied Water Science*, 7, pp. 2195-2207, <https://doi.org/10.1007/s13201-016-0393-4>
- Nakanishi, T., Takemura, K., Matsuyama, H., Shimoyama, S., Hong, W., & Okuno, M. (2017). “Activity of the Funai fault and radiocarbon age offsets between shell and plant pairs from the latest Pleistocene to Holocene sediments under the Oita Plain, western Japan”, *Radiocarbon*, 59 (6), pp. 1737-1748, <https://doi.org/10.1017/RDC.2017.119>
- Pierpaolo, G. (2002). “Regional strain derived from fractal analysis applied to strike-slip fault systems in NW Sicily. Chaos, Solitons and Fractals”, *International Journal of Clothing Technology*, 14, pp. 71–76.
- Reynolds, J.M. (1997). “An Introduction to Applied and Environmental Geophysics”, Wiley, 796 pp, Chichester.
- Rieben, E.H. (1955). “The geology of Tehran plain”, *Am. J. Sci.* 253, pp. 617–639.
- Robert, D.J., Soga, K., ASCE, M., O'Rourke, T.D., & ASCE, D.M. (2015). “Pipelines Subjected to Fault Movement in Dry and Unsaturated Soils”, *International Journal of Geomechanics*, 16 (5), pp. 1-16, [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)GM.1943-5622.0000548](https://doi.org/10.1061/(ASCE)GM.1943-5622.0000548)
- Stocklin, J. (1968). “Structural History and tectonics of Iran, A review”, *American association of petroleum Geologists Bulletin*, 52, pp. 1229-1258.
- Tchalenko, J.S., Berberian, M., Iranmanesh, H., Bailly, M., & Arsovsky, M. (1974). “Tectonic framework of the Tehran region. In book: Contribution to the Seismotectonics of Iran”, Part 1 (29), pp. 7-46, Edition: First Publisher: Geol. Surv. Iran.
- Teymoorian-Motlagh, A., Ebrahimzadeh Ardestani, V., & Mehrnia, R. (2012). “Fractal method for determining the density of the stone tablet in Charak region (southern Iran)”, *Life Science Journal*, 9 (4).
- Thorarinsson, F. & Magnusson, S.G. (1990), “Bouguer density determination by fractal analysis”, *Geophysics*, 55 (7), pp. 932-935, <https://doi.org/10.1190/1.1442909>.
- Turcotte, D.L. (1992), “Fractals and Chaos in Geology and Geophysics”, *Cambridge University Press*, 398 p.
- Turcotte, D. L. (1997), “Fractals and Chaos in geology and geophysics”, 2nd edition, Cambridge Univ. press, 398 p.
- Wei, Sh. & Pengda, Zh. (2002). “Theoretical study of statistical fractal model applications to mineral resource prediction”, *Computers and Geosciences*, 28 (3), pp. 369-376, [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(01\)00052-8](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(01)00052-8)
- Zuo, R. & Wang, J. (2016). “Fractal/multifractal modeling of geochemical data: A review”, *Journal of Geochemical Exploration*, 164, pp. 33-41, <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2015.04.010>
- Zuo, R., Carranza, E.J.M., & Wang, J. (2016). “Spatial analysis and visualization of exploration geochemical data”, *Earth-Science Reviews*, 158, pp. 9-18, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.04.006>