



ای تو آغاز، تو انجام، تو بالا، تو فرود

ای سراینده‌ی هستی، سر هر سطر و سرود

بازگردان به سخن، دیگر بار آن شکوه ازلی، شادی و زیبایی را، داد و دانایی را.

تو سخن را بده آن شوکت دیرین، آمین!

نزد و شنیدگی روز نخستین، آمین!



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد اکتشاف مواد معدنی

مطالعه و شناسایی مناطق احتمالی فرونشست در منطقه میامی با استفاده از داده‌های دورسنجی، ژئوفیزیکی و آب‌های زیرزمینی

نگارنده:

سهیلا ولی‌خانی

اساتید راهنما

دکتر علیرضا عرب‌امیری

دکتر سوسن ابراهیمی

اساتید مشاور

دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی

اسفند ۱۳۹۸

تقدیم بہ

خانوادہ مہربان و دلسوزم

و

استاد بزرگوارم

شکر و قدردانی

حال که بیاری پروردگار دوره کارشناسی ارشد به اتمام رسیده است بر خود لازم می‌دانم اتنان قلبی و مراتب پاس‌گزاری خود را از تمامی عزیزان و بزرگوارانی که در این پژوهش، ایجاب رایاری نموده‌اند ابراز نمایم.

از استادیار جناب آقای دکتر علیرضا عرب امیری و خانم دکتر سوسن ابراهیمی که زحمت راهنمایی این پایان‌نامه را قبل فرموده و در طول انجام این تحقیق، همواره بنده را از دانش و حمایت ایشان بهره‌مند ساخته‌اند شکر می‌نمایم. هم‌چنین از آقایان، دکتر ابوالقاسم کاکار و روحانی و مهندس امیر شمسی که در تمامی مراحل انجام پایان‌نامه به عنوان مشاور ایجاب رایاری نموده‌اند کمال شکر را دارم. از زحمات خانم دکتر مه‌آسا روستایی که در انجام پایان‌نامه از هیچ‌کلی دریغ نفرمودند پاس‌گزارم. از عوائل اداره آب منطقه‌ای استان سمنان که با د اختیار قرار دادن داده‌های مورد نیاز ایجاب را در انجام این تحقیق یاری نمودند تقدیر و شکر می‌نمایم. از مسئولین محترم دانشگاه معدن، نفت و ژئوفیزیک از جمله آقایان علی اکبر رجبی، حسین شاه‌حسینی و حسن طالع‌زاری نهایت قدردانی را دارم. از دوستان خوبم خانم مهندس شهناز آقاییان مهندس محمدی و مهندس خان احمدی صمیمانه شکر می‌کنم و برای بقی آرزوی موفقیت دارم.

در پایان از خانواده بزرگوارم، سیدی پر مهر پدرم، دقای خیرمادم و لگ‌های بی‌دریغ خواهرم مهربانم و حمایت‌های برادر مهربانم، در تمامی مراحل تحصیل، پاس‌گزارم.

تعمدنامه

اینجانب سهیلا ولی خانی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته مهندسی اکتشاف معدن دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه مطالعه و شناسایی مناطق احتمالی فرونشست در منطقه میامی با استفاده از داده های دورسنجی، ژئوفیزیکی و آب های زیرزمینی تحت راهنمایی دکتر علیرضا عرب امیری و دکتر سوسن ابراهیمی متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود . استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

افزایش جمعیت و نیاز روزافزون بشر برای تامین آب مورد نیاز، استفاده از منابع زیرزمینی را بیش از پیش مورد توجه قرار داده است. برداشت بیش از حد مجاز از منابع زیرسطحی منجر به رخداد زیست محیطی فرونشست خواهد شد؛ که با نشست قائم تدریجی یا ناگهانی سطح زمین، می تواند در مناطق مسکونی، صنعتی و کشاورزی آثار مخربی را به دنبال داشته باشد. آبخوان دشت میامی، یکی از آبخوان های آزاد و کم ضخامت ایران مرکزی است که دارای اقلیمی خشک بوده و به دلیل نبود رودخانه دائمی و بارش کم، استفاده از منابع زیرزمینی برای مصارف کشاورزی را بیشتر کرده است.

جهت تعیین میزان فرونشست در منطقه، ابتدا پس از مدل سازی یک بعدی سونداژهای الکتریکی با استفاده از نرم افزار IX1D، ضخامت رس در بالای لایه آبدار، تخمین زده شد. نتیجه مطالعات ژئوفیزیک نشان می دهد، بخش غربی آبخوان از آبرفت ریزدانه تشکیل شده و مقدار رس بالایی را در این ناحیه نشان می دهد. مطالعات حاصل از تصاویر ماهواره Sentinel1A و تهیه تصویر تداخل نگاشت در نرم افزار گاما، فرونشست آشکاری را در جنوب غربی روستای مهدی آباد با نرخ ۳ سانتی متر در سال نشان می دهد. مطالعات حاصل از چاه های مشاهده ای و تهیه نقشه تراز آب زیرزمینی و افت آب زیرزمینی در بازه بیست ساله (۱۳۷۵ تا ۱۳۹۵) حاکی از تغییر تراز آب زیرزمینی در آبخوان دشت میامی است و سی متر اختلاف تراز را در بازه زمانی بیست ساله نشان می دهد.

با توجه به مطالعات انجام شده در منطقه، مهمترین عوامل مؤثر در ایجاد فرونشست، برداشت بیش از حد مجاز از منابع آب زیرزمینی و عواملی نظیر تکتونیک و ضخامت لایه های رسوبی تحکیم نیافته می باشد؛ که در ایجاد فرونشست در دشت میامی مؤثر بوده است.

کلمات کلیدی: فرونشست، تداخل سنجی راداری، ژئوالکتریک، رس سنگ، آب های زیرزمینی، آبخوان دشت میامی، ArcGIS

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات

۱

۱-۱ مقدمه..... ۲

۲-۱ تاریخچه فرونشست..... ۳

۳-۱ اهمیت و ضرورت مسئله..... ۶

۴-۱ روش تحقیق..... ۷

۵-۱ ساختار پایان نامه..... ۸

فصل دوم: زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و مفاهیم فرونشست

۹

۱-۲ مقدمه..... ۱۰

۲-۲ راه‌های دسترسی به منطقه..... ۱۱

۳-۲ اقلیم و هیدرولوژی منطقه..... ۱۲

۴-۲ زمین‌شناسی دشت میامی..... ۱۲

۵-۲ گسل‌های منطقه مورد مطالعه..... ۱۶

۶-۲ فرونشست..... ۱۷

۶-۲-۱ انواع فرونشست..... ۲۰

۶-۲-۲ فرونشست در خاک‌های ناپایدار..... ۲۱

۶-۲-۳ فرونشست در اثر انحلال نمک‌ها..... ۲۱

۶-۲-۴ فرونشست در خاک‌های رسی..... ۲۲

۶-۲-۵ فرونشست در سنگ‌های آهکی..... ۲۲

۶-۲-۶ انواع فروچاله..... ۲۳

۲۸.....	۳-۱ مقدمه.....
۲۸.....	۳-۲ روش مقاومت ویژه الکتریکی.....
۳۰.....	۳-۲-۱ روش سونداژزنی.....
۳۱.....	۳-۳ مزایا و معایب روش های مقاومت ویژه.....
۳۱.....	۳-۴ روش های تفسیر سونداژهای الکتریکی.....
۳۲.....	۳-۳-۱ تفسیر کیفی.....
۳۲.....	۳-۳-۲ تفسیر کمی.....
۳۳.....	۳-۴ مقاومت ویژه الکتریکی سنگ ها.....
۳۴.....	۳-۵ تفسیر سونداژهای برداشت شده.....
۳۶.....	۳-۵-۱ تفسیر یک بعدی سونداژها با استفاده از نرم افزار.....
۳۹.....	۳-۵-۲ تفسیر دو بعدی پروفیل های مقاومت ویژه.....
۴۲.....	۳-۵-۳ نقشه هم ضخامت رس.....

۴۶.....	۴-۱ مقدمه.....
۴۷.....	۴-۲ انواع سنجنده ها.....
۴۷.....	۴-۳ سیستم راداری با روزنه مصنوعی.....
۴۹.....	۴-۴ تداخل سنجی راداری.....
۵۰.....	۴-۴-۲ تداخل سنجی تک گذره.....
۵۱.....	۴-۴-۳ تداخل سنجی چندگذره.....
۵۲.....	۴-۵ مراحل پردازش تصویر.....
۵۲.....	۴-۵-۱ ثبت هندسی تصاویر.....

۵۲	۴-۵-۲ تشکیل تداخل نما.....
۵۳	۴-۶ مزایای روش تداخل سنجی راداری.....
۵۳	۴-۷ پیش پردازش در نرم افزار گاما.....
۵۴	۱-۷-۴ ماهواره Sentinel1A.....
۵۴	۴-۷-۲ تهیه تداخل نما.....
۵۶	۴-۷-۳ بازیابی فاز و زمین مرجع کردن.....
۵۶	۴-۷-۴ تهیه نقشه نهایی.....
۶۱	فصل پنجم: آبهای زیرزمینی
۶۲	۵-۱ مقدمه.....
۶۲	۵-۲ مفاهیم و اصطلاحات هیدروژئولوژی.....
۶۲	۵-۲-۱ تقسیم بندی آبخوانها.....
۶۳	۵-۲-۲ تخلخل.....
۶۴	۵-۲-۳ هدایت هیدرولیکی (ضریب نفوذپذیری).....
۶۴	۵-۲-۶ ضریب ذخیره و آبدهی ویژه.....
۶۵	۵-۲-۷ آبدهی مجاز.....
۶۵	۵-۳ پارامترهای هیدروژئولوژی در آبخوان.....
۶۵	۵-۳-۱ هدایت هیدرولیکی.....
۶۷	۵-۳-۲ آبدهی ویژه.....
۶۸	۵-۴ روش کار.....
۷۰	۵-۵ تفسیر نقشه های آب زیرزمینی.....
۷۰	۵-۵-۱ تراز آب زیرزمینی در سال ۱۳۷۵.....
۷۲	۵-۵-۲ تراز آب زیرزمینی در سال ۱۳۹۵.....

۷۵.....۴-۵-۵ برداشت سالیانه آب زیرزمینی.....

۷۵.....۵-۵-۵ نقش گسل ها بر روی آب زیرزمینی.....

۷۵.....۶-۵-۵ درصد رس در چاه های مشاهده ای.....

۷۸.....۷-۵-۵ تفسیر پروفیل نیم رخ چاه های انتخابی.....

۸۳ فصل ششم نتیجه گیری و پیشنهادات

۸۴.....۱-۶ نتیجه گیری.....

۸۶.....۲-۶ پیشنهادات.....

۸۸ مراجع

فهرست اشکال

شکل ۱-۲ نقشه زون های ساختاری ایران..... ۱۰

شکل ۲-۲ نقشه راهنمای راه های دسترسی..... ۱۱

شکل ۳-۲ نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه..... ۱۳

شکل ۴-۲ فرونشست در دشت های ایران..... ۱۸

شکل ۵-۲ انواع فروچاله ها..... ۲۶

شکل ۱-۳ اندازه گیری مقاومت ویژه الکتریکی زمین..... ۲۹

شکل ۲-۳ موقعیت سونداژها بر روی نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه..... ۳۵

شکل ۳-۳ مدل حاصل از تفسیر سونداژ s112 در نرم افزار IX1D..... ۳۷

شکل ۴-۳ منحنی و مدل برازش شده به داده های سونداژ s112 در نرم افزار IX1D..... ۳۷

شکل ۵-۳ مدل حاصل از تفسیر سونداژ s87 در نرم افزار IX1D..... ۳۸

شکل ۶-۳ منحنی و مدل برازش شده به داده های سونداژ s-87 در نرم افزار IX1D..... ۳۹

شکل ۷-۳ پروفیل شماره ۱۲-LL..... ۴۱

شکل ۸-۳ پروفیل شماره ۱۴-NN..... ۴۱

شکل ۹-۳ نقشه هم ضخامت رس..... ۴۳

شکل ۱-۴ سیستم تصویر برداری راداری..... ۴۹

شکل ۲-۴ هندسه تداخل سنجی راداری تک گذره..... ۵۱

شکل ۳-۴ مراحل تشکیل تداخل نما در نرم افزار گاما..... ۵۵

شکل ۴-۴ تصویر SAR در محدوده دشت بر روی تصویر Hill shade..... ۵۹

شکل ۴-۵	نگاشت جابجایی در دشت میامی.....	۶۰
شکل ۵-۱	منطقه‌بندی هدایت‌هیدرولیکی در دشت میامی.....	۶۶
شکل ۵-۲	منطقه‌بندی آبدهی ویژه آبخوان در دشت میامی.....	۶۷
شکل ۵-۳	موقعیت چاه‌های مشاهده‌ای و گسل‌ها روی نقشه زمین‌شناسی.....	۶۹
شکل ۵-۴	خطوط تراز آب زیرزمینی در سال ۱۳۷۵.....	۷۱
شکل ۵-۵	خطوط تراز آب زیرزمینی در سال ۱۳۹۵.....	۷۳
شکل ۵-۶	افت تراز آب زیرزمینی در سال ۱۳۹۵ و ۱۳۷۵.....	۷۴
شکل ۵-۷	دبی چاه‌های بهره‌برداری.....	۷۶
شکل ۵-۸	نقشه میزان درصد رس در چاه‌های مشاهده‌ای در محدوده دشت میامی.....	۷۷
شکل ۵-۹	نیم‌رخ زمین‌شناسی تعدادی از چاه‌ها روی پروفیل AB.....	۸۰
شکل ۵-۱۰	نیم‌رخ زمین‌شناسی تعدادی از چاه‌ها روی پروفیل CD.....	۸۱
شکل ۵-۱۱	نیم‌رخ زمین‌شناسی تعدادی از چاه‌ها روی پروفیل EF.....	۸۲

فهرست جداول

جدول ۳-۱	مقاومت ویژه برخی از انواع سنگ و آب.....	۳۴
جدول ۳-۲	نتایج برداشت دو سونداژ الکتریکی و فاصله الکترودی آن‌ها.....	۳۵
جدول ۵-۱	مقادیر هدایت هیدرولیکی در دشت میامی.....	۶۶
جدول ۵-۲	مقادیر آبدهی ویژه آبخوان در دشت میامی.....	۶۸

فصل اول: کلیات

۱-۱ مقدمه

در سال‌های اخیر خشک‌سالی و بحران کم‌آبی، یکی از مهم‌ترین و زیان‌بارترین رخدادهای محیط زیست شناخته شده است. تداوم خشک‌سالی، که ناشی از مصرف بی‌رویه و غیر اصولی آب در بخش‌های کشاورزی، صنعتی و حوزه شهری بوده است؛ باعث افت سطح سفره آب‌های زیرزمینی و تخریب آبخوان‌ها شده است. اثرات مخرب برداشت غیر اصولی آب محدود به این موارد نمی‌شود؛ بلکه تبعات مخرب دیگری نظیر فرونشست^۱ و ایجاد فروچاله‌ها را در پی خواهد داشت؛ که با گذشت زمان پدیدار می‌شوند. فرونشست یا «زلزله خاموش» از جمله مهم‌ترین مخاطرات زمین‌شناسی است؛ که به دلیل تلفات جانی پایین‌تر، نسبت به پدیده‌های ناگهانی نظیر سیل و زلزله کمتر مورد توجه قرار گرفته است. امروزه با توجه به رشد سریع جمعیت و صنعتی شدن شهرها، نیاز به بهره‌برداری از آب، بیش از پیش مورد توجه قرار گرفته است. در این موارد سطح ایستابی آب پایین‌تر رفته و لایه‌های خاک فشرده‌تر می‌شوند؛ از این رو شناسایی فرونشست ناشی از برداشت آب امری مهم و ضروری تلقی می‌شود (شادفرد و همکاران، ۱۳۹۴).

طبق تعریف انستیتو زمین‌شناسی ایالات متحده پدیده فرونشست زمین، شامل فروریزش یا نشست رو به پایین سطح زمین است؛ که می‌تواند دارای بردار جابجایی اندک باشد و در مقیاس بزرگ رخ دهد. فرونشست می‌تواند در اثر پدیده‌های طبیعی زمین‌شناختی مانند انحلال شیمیایی (فاطمی عقدا، ۱۳۸۲)، آب‌شدگی یخ‌ها و تراکم نهشته‌ها، حرکات تکتونیک (Barends et al., 1995)، خروج گدازه جامد و یا فعالیت‌های انسانی نظیر معدنکاری، برداشت آب زیرزمینی (قاضی فرد و امامی ۱۳۸۸) ایجاد شود.

بر اساس بررسی‌های صورت گرفته در چند دهه اخیر این پدیده با عملکرد نامناسب بشر، مخصوصاً برداشت‌های ناصحیح از منابع سیالی و غیر سیالی زیرسطحی همچون آب‌های زیرزمینی؛ منابع معدنی و متروک ماندن و فروریزش تأسیسات زیر نفت و گاز (Barends et al., 1995) روند رو به رشدی به خود گرفته است.

^۱Subsidence

^۲Sinkhole

رشد بی‌وقفه فعالیت‌های بشر، رخداد فرونشست را تشدید کرده و می‌تواند اثرات مورفولوژیکی سطحی نظیر تخریب تأسیسات، جاده‌ها، فرودگاه‌ها و اثرات زیرسطحی مانند شبکه‌های آب‌رسانی، تونل‌های شهری و... را به همراه داشته باشد (شمشکی و انتظام سلطانی، ۱۳۸۴).

۱-۲ تاریخچه فرونشست

بر اساس اطلاعات کارگروه فرونشست در سازمان یونسکو (^۱IHP) قدیمی‌ترین فرونشست شناخته‌شده در ایالات متحده آمریکا در سال ۱۹۰۰ میلادی به وقوع پیوسته است؛ که در اثر بهره‌برداری و برداشت بی‌رویه آب‌های زیرزمینی ایجاد شده است. از سال ۱۹۶۵، یونسکو اولین برنامه جهانی خود را برای چرخه‌های آب‌شناختی تحت عنوان دهه جهانی آب‌شناسی آغاز کرد؛ که بررسی فرونشست‌ها در سال‌های بعد یکی از برنامه‌های اصلی این سازمان شد. در مقیاس جهانی، خطر فرونشست زمین بر اثر افت سطح آب در بین سال‌های ۱۹۷۰ هم‌زمان با صنعتی شدن و رشد شهرنشینی است، به اوج خود رسید و گزارش‌های متعددی از فرونشست زمین خصوصاً از نقاط خشک و کم باران در سراسر جهان ارائه گردید. در آوریل ۱۹۷۵ گروه کاری فرونشست در پاریس شکل گرفت؛ که اساس کار آن بررسی رابطه شکل‌گیری این پدیده با آب‌های زیرزمینی بود. در سال‌های اخیر بررسی‌های بیشتری در کشورهای پیشرفته به‌ویژه ایالات متحده و ژاپن در این زمینه انجام شده است؛ که با کنترل مصرف آب و تغییر در الگوی مصرف، توانستند فرونشست را در بسیاری از مناطق این دو کشور کنترل نمایند. در این مطالعات از روش‌های جدید مانند دستگاه‌های مکان‌یابی جغرافیایی پیشرفته (^۲GPS)، رادار (^۳InSAR & ^۴SAR) برای مکان‌یابی فرونشست‌ها به صورت گسترده‌ای استفاده شده است. رخداد فرونشست در بسیاری از کشورهای جهان مکزیک، آمریکا، استرالیا، کلمبیا، چین،

^۱ International Hydrological programmer

^۲ Global Positioning System

^۳ Interferometric Synthetic Aperture Radar

^۴ Synthetic Aperture Radar

تایلند، هند، ایران، هلند، ونزوئلا، مصر، عربستان سعودی، انگلستان، فرانسه، فلسطین اشغالی، لهستان و سوئد فرونشست زمین گزارش شده است (Ruilin, 2006).

در حال حاضر از میان ۴۳ مخاطره زمین‌شناختی شناخته‌شده در دنیا ۳۲ مورد در ایران رخ داده است؛ که ۵ مخاطره زمین‌شناختی اصلی شامل زمین‌لرزه، سیل، زمین‌لغزش، خشک‌سالی و فرونشست کشور را به طور جدی تهدید می‌کند. در کشور حدود ۶۰۰ دشت آبرفتی مطالعاتی وجود دارد؛ که نیمی از آن‌ها با مشکل کم‌آبی مواجه هستند. با افزایش خشک‌سالی در کشور، استفاده از منابع آب زیرزمینی افزایش یافته و رخداد فرونشست در بسیاری از دشت‌ها از جمله دشت مشهد گزارش شده است (Lashgaripoor, 2014).

نشست منطقه‌ای در ایران برای اولین بار در سال ۱۳۴۶ در دشت رفسنجان مورد بررسی قرار گرفت؛ که میزان نشست حاصل از افت آب زیرزمینی ۵ تا ۱۵ سانتی‌متر گزارش شده است (حسینی میلانی، ۱۳۷۳). در بررسی‌های اخیر پدیده فرونشست منطقه‌ای زمین در ارتباط با افت سطح آب‌های زیرزمینی در بسیاری از دیگر دشت‌های کشور از جمله در تهران و معین‌آباد ورامین (شمشکی و انتظام سلطانی، ۱۳۸۴) دشت سیرجان، زرنند و کرمان (لشگری پور، ۱۳۸۷) و اردکان یزد (آمیغ‌پی و همکاران، ۱۳۸۸) گزارش شده است.

صالحی و همکاران (۱۳۹۰) فرونشست دشت مهیار جنوبی اصفهان را با استفاده از روش تداخل‌سنجی راداری مورد مطالعه و بررسی قرار داده است. در این تحقیق با بررسی هیدروگراف بر مبنای پیزومترها، افت سطح آب زیرزمینی و برداشت صحرایی رخداد فرونشست مورد بررسی قرار گرفت. مطالعات نشان می‌دهد که افت ممتد سطح ایستابی منجر به کاهش فشار منفذی و افزایش تنش مؤثر در منطقه و در نهایت رخداد فرونشست و ایجاد ترک و شکاف در دشت مهیار جنوبی گردیده است.

محمدی (۱۳۹۱) دشت میامی جنوبی در شهرستان شاهرود را با استفاده از داده‌های حاصل از آزمون پمپاژ، لاگ حفاری، هیدروگراف چاه مشاهده‌ای، ارزیابی هیدروژئولوژیکی مورد بررسی قرار داده است. در این مطالعات جریان آب زیرزمینی با استفاده از کد Mudflow در قالب نرم‌افزار GMS شبیه‌سازی شده است. پس از ترسیم هیدروگراف‌ها، ۱۲ چاه مشاهده‌ای به‌عنوان دوره پایدار انتخاب و مدل مفهومی آبخوان تهیه شد و کالیبراسیون

و صحت‌سنجی (برای بررسی سه وضعیت در آبخوان) صورت گرفته است. در وضعیت اول و دوم خشک‌سالی و ترسالی اعمال‌شده، که به ترتیب با افت شدید پیزومتر و بالا آمدن سطح آن رخ داده و در وضعیت سوم با اصلاح دبی چاه بهره‌برداری افت سطح آب به مقدار زیادی جبران می‌گردد.

شادفرد و همکاران (۱۳۹۴) فرونشست منطقه بومین‌زها را پس از تهیه نقشه و عملیات میدانی، نقشه پراکنش فرونشست به کمک GPS موردبررسی قرار داده‌اند. بعد از تحلیل اطلاعات با روش سلسله مراتبی^۱ (AHP) نتایج نشان داد، فاکتور برداشت بی‌رویه آب زیرزمینی در درجه اول و سنگ‌شناسی و شرایط تکتونیکی منطقه در درجه دوم اهمیت قرار گرفته است. همچنین نتایج حاصله نشان می‌دهد که ۵۵ درصد از منطقه در پهنه‌بندی با خطر زیاد قرار دارد.

رکنی و همکاران (۱۳۹۵) تغییرات ژئومورفولوژیکی دشت نیشابور و شکاف و ترک‌های حاصل از فرونشست را با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای Landsat و Spot و نرم‌افزارهای Excel، Arc GIS و Surfer مورد بررسی قرار دادند. نتایج حاصل از این تحقیق نشان می‌دهد؛ افت شدید آب‌های زیرزمینی سبب ایجاد شکاف‌های منقطع، حفرات مدور و چاله‌ها گردیده و به اراضی کشاورزی و سیستم آبیاری خساراتی وارد کرده است. همچنین تغییر شیب زمین تهدیدی برای خطوط شبکه انتقال نفت و گاز و پروژه عمرانی راه‌آهن سراسری تهران - مشهد شده است.

عفیفی (۱۳۹۵) دشت حاصلخیز فاروق- سیدان شهرستان مرودشت را با استفاده از داده‌های آماری موجود و رابطه تجربی لامب- ویتمن بررسی کرده است. این مطالعات نشان می‌دهد؛ که دو منطقه با خطر فرونشست خیلی زیاد و زیاد وجود دارد و عامل اصلی این فرونشست فشردگی میان لایه‌های رسی و برداشت بی‌رویه آب‌های زیرزمینی بوده است.

تورانی و همکاران (۱۳۹۷) در غرب استان گلستان در محدوده شهر گرگان فرونشست را با روش تداخل سنجی راداری موردبررسی قرار داده‌اند. مطالعات انجام شده بر مبنای روش تداخل‌سنجی راداری و تصاویر ماهواره

^۱ Analytical hierarchy process

Envisat در محیط نرم افزارهای SARSCAPE و ENVI می باشد. همچنین نمودار بارش، سطح ایستابی آب و شرایط تکتونیکی منطقه بررسی قرار گرفت. با توجه به وضعیت پیچیده زمین شناختی منطقه، عوامل تکتونیکی در افزایش روند فرونشست منطقه دخیل بوده است.

۱-۳ اهمیت و ضرورت مسئله

بخش بزرگی از ایران مرکزی، شرق و جنوب شرق اقلیم خشک و نیمه خشک دارند و به دلیل بارش کم سالیانه و نبود رودخانه دائمی یا فصلی؛ بخش عمده آب این مناطق از منابع زیرزمینی تأمین می شود. برداشت بی رویه از سفره آب های زیرزمینی فشار مؤثر بین ذره رسوبات را افزایش داده و منطقه را مستعد فرونشست می کند. اگرچه رخداد فرونشست به آهستگی رخ می دهد اما خسارات ناشی از آن می تواند پرهزینه و جبران ناپذیر باشد. در این میان تأسیساتی که گستردگی و ارتفاع بیشتری دارند، بیشتر در معرض خطرات ناشی از آن قرار می گیرند.

پیامدهای محیطی فرونشست شامل آسیب رساندن به سازه های دست ساز بشر مانند تأسیسات، خطوط انتقال نیرو، جاده ها، سیستم آبیاری و ایجاد شکاف بر روی سطح زمین، سیلاب ها و زلزله ها، تداخل آب شور و شیرین و فشرده شدن خاک است. فرونشست همچنین باعث بروز پدیده ای که در اصطلاح آن را رشد چاه می نامند، می شود. در این پدیده به نظرمی رسد که لوله از سطح زمین بالا آمده، در حالی که لوله ثابت بوده و سطح زمین است که دچار فرونشست شده و به سمت پایین حرکت کرده است. از دیگر آثار فرونشست زمین می توان به نامطلوب شدن کیفیت آبخوان، آلودگی آبخوان با کودهای کشاورزی، کاهش رطوبت و ذخایر آبی اشاره کرد. فرونشست با تغییر در توپوگرافی منطقه، هیدرولوژی منطقه را تغییر داده و باعث ایجاد سیلاب های عظیم و مخرب و زلزله های ۴ تا ۵ ریشتری در منطقه می شود، در صورتی که قبل از ایجاد فرونشست در منطقه هیچ سابقه ای گزارش نشده است (شمشکی و همکاران، ۱۳۸۴). از این رو شناسایی فرونشست قبل از وقوع، امری مهم و ضروری تلقی شده و کاهش خسارات و تلفات را منجر شده و از پیشروی آن جلوگیری به عمل آید.

هدف از این پژوهش شناسایی فرونشست در منطقه میامی می‌باشد؛ که یکی از بزرگ‌ترین و مهم‌ترین دشت‌های استان سمنان می‌باشد. کشاورزی با استفاده از آب‌های زیرزمینی در این بخش رایج و فعال است. شواهد نشان می‌دهد، طی سال‌های اخیر سطح آب‌های زیرزمینی در این منطقه به شدت افت کرده است؛ لذا رخداد فرونشست در آینده نه‌چندان دور در این ناحیه بسیار محتمل است. به همین دلیل بررسی عوامل شکل‌گیری فرونشست و ارائه راهکار مناسب برای ممانعت از گسترش آن قابل‌توجه و ضروری به نظر می‌رسد. بر این اساس پایش نرخ و دامنه فرونشست، اندازه‌گیری تغییرات و اثرات مورفولوژیکی ناشی از آن در چنین مناطقی می‌تواند گام مؤثری در پیشگیری و کنترل نسبی این پدیده بشمار آید. از طرفی مناطق شهری به دلیل تمرکز جمعیت و تأسیسات متعدد شهری آسیب‌پذیرتر هستند. لذا شناسایی مناطق فرونشست و اندازه‌گیری میزان آن می‌تواند نقش مؤثری در مدیریت این پدیده و پیش‌بینی وقوع آن ایفا نماید.

۴-۱ روش تحقیق

برای انجام این تحقیق مراحل زیر به ترتیب انجام خواهد شد:

- ۱- جمع‌آوری داده‌ها و گزارش‌های موجود در منطقه مورد مطالعه شامل زمین‌شناسی (سنگ‌شناسی، تکتونیک) و اقلیم‌شناسی^۱ (بارندگی، دما، باد، تبخیر و آب‌های جاری).
- ۲- در مرحله دوم، با استفاده از پیرومترهای موجود در منطقه، ضرایب هیدرودینامیک، نقشه‌های ضرایب ذخیره در منطقه مذکور، ویژگی‌های سفره آب‌های زیرزمینی و تغییرات سطح سفره آب را مورد بررسی قرار خواهد گرفت تا قابلیت انتقال آب و میزان ذخیره برآورد شود. با استفاده از چاه‌های مشاهده‌ای عمق و تراز آب زیرزمینی در آن قابل‌مشاهده خواهد بود و بررسی ریز یا درشت‌دانه بودن خاک با استفاده از چاه‌های مشاهده‌ای امکان‌پذیر می‌گردد.

^۱ climatology

۳- برای آگاهی از ویژگی کیفی و کمی آب و رفع و تکمیل پیچیدگی‌های موجود در برداشت زمین‌شناختی بررسی‌های ژئوفیزیکی اهمیت ویژه‌ای دارد. در این مرحله با استفاده از سونداژهای ژئوالکتریک موجود در منطقه به بررسی دانه‌بندی نهشته (ریز یا درشت‌دانه بودن خاک)، تفکیک لایه‌های زیرزمینی، نقشه تغییرات ضخامت آبرفت و تا حدودی ضخامت لایه‌های آبدار پرداخته خواهد شد.

۴- با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای In SAR موجود در منطقه می‌توان مناطق باثبات را از مناطقی که دچار جابجایی شده، شناسایی و جداسازی کرد.

۵- در مرحله پایانی، ضمن بررسی داده‌های تکتونیکی موجود، از این داده‌ها برای ارزیابی و تشخیص دلایل احتمالی فرونشست در منطقه استفاده خواهد شد و همچنین مناطق مذکور با مختصات و ترتیب اهمیت معرفی خواهد شد.

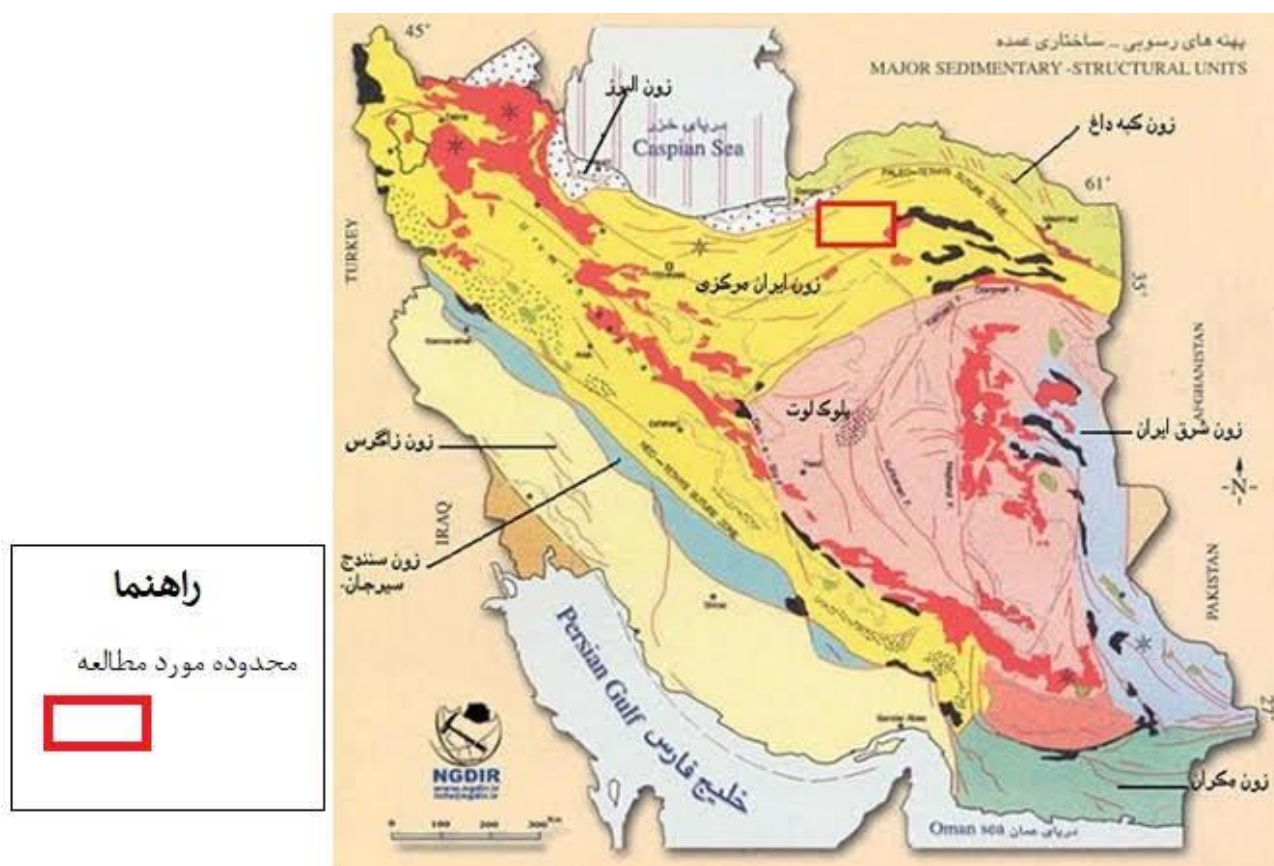
۱-۵ ساختار پایان‌نامه

در فصل اول کلیات فرونشست و تاریخچه‌ای مطالعات آن در دنیا و ایران ارائه خواهد شد؛ همچنین اهمیت موضوع و روش تحقیق پایان‌نامه بیان می‌گردد. فصل دوم به زمین‌شناسی منطقه میامی و دلایل ایجاد فرونشست پرداخته خواهد شد، در این فصل با توجه به نقشه‌های زمین‌شناسی، داده‌های آب‌وهوایی و اقلیم منطقه مورد بررسی قرار گرفته و اطلاعاتی از وضعیت و ویژگی سفره آب‌های زیرزمینی ارائه می‌شود. فصل سوم به مطالعات و تحلیل داده‌های ژئوفیزیکی موجود در منطقه پرداخته خواهد شد؛ که می‌توان به داده‌های مانند عمق سنگ کف، ضخامت آبرفت اندازه‌گیری شده و دانه‌بندی خاک دست یافت. در فصل چهارم تحلیل و بررسی تصاویر ماهواره‌ای In SAR و نتایج حاصل از این بررسی‌ها مطرح می‌شود؛ که مناطق پایدار از مناطقی که دچار فرونشست شده‌اند، شناسایی و جداسازی خواهند شد. فصل پنجم داده‌های چاه‌های مشاهده‌ای بررسی می‌شود. سپس به نتایج حاصل از بررسی‌های صورت گرفته و تلفیق این داده‌ها پرداخته خواهد شد و در فصل ششم نتیجه‌گیری، پیشنهادات و راهکارهایی جهت جلوگیری یا به حداقل رساندن پدیده فرونشست ارائه خواهد شد.

فصل دوم: زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و مفاهیم فرونشست

۲-۱ مقدمه

منطقه مورد مطالعه (دشت میامی) در شهرستان میامی و استان سمنان واقع شده است؛ که از نظر تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ساختاری جزئی از ایران مرکزی محسوب می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۳). قسمت اعظم محدوده مورد مطالعه در برگه ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم و در وسعت کمتری در برگه ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان واقع شده است. وسعت این منطقه ۱۵۰۰ کیلومتر مربع بوده و در محدوده طول جغرافیایی $55^{\circ} 24'$ تا $55^{\circ} 58'$ و عرض جغرافیایی $36^{\circ} 00'$ تا $36^{\circ} 20'$ قرار گرفته است (شکل ۱-۲). رشته کوه‌های موجود در محدوده دشت میامی دارای امتداد جنوب‌غربی - شمال‌شرقی بوده و کوه‌های کنی در شمال و کوه‌های قبله و میامی در جنوب منطقه قرار گرفته‌اند.



شکل ۱-۲ نقشه زون‌های ساختاری ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳)

۲-۲ راه‌های دسترسی به منطقه

دشت میامی، در مسیر تهران به مشهد واقع شده است؛ که از شمال به استان‌های گلستان و خراسان شمالی، از شرق به استان خراسان رضوی و از غرب به شهرستان شاهرود محدود شده است. بزرگراه شاهرود- سبزوار از مهم‌ترین راه‌های ارتباطی منطقه است و جاده‌های خاکی در منطقه برای دسترسی به روستاها وجود دارد (شکل ۲-۲). همچنین راه‌آهن سراسری محور تهران- مشهد در مسیر محدوده قرار گرفته است. مهم‌ترین منطقه شهری در محدوده مورد مطالعه، شهر میامی است.



شکل ۲-۲ نقشه راهنمای راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه، محدوده مورد مطالعه با مستطیل آبی مشخص شده است (سازمان نقشه‌برداری کشور).

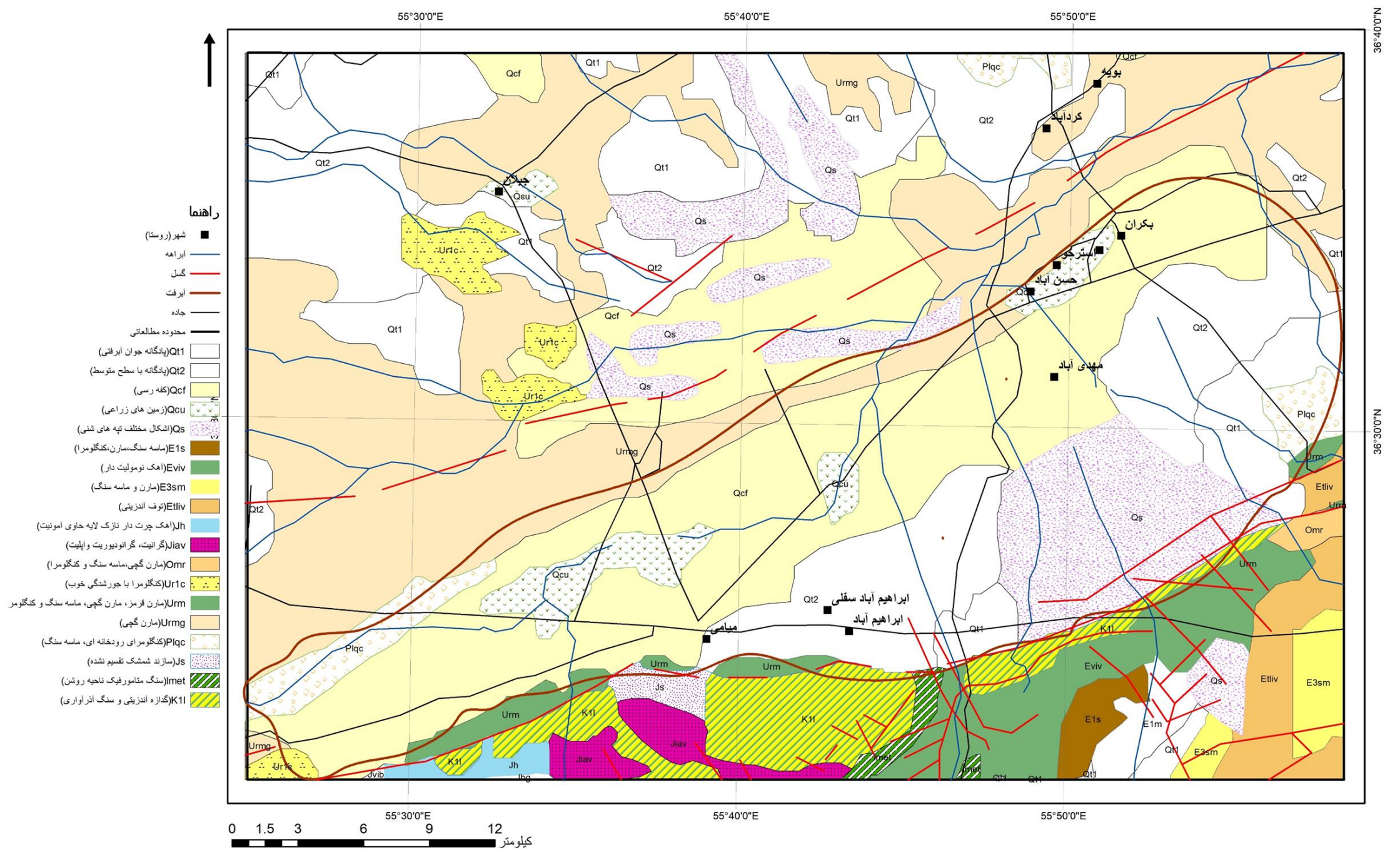
۲-۳ اقلیم و هیدرولوژی منطقه

به‌طور کلی، منطقه‌ی مورد مطالعه دارای آب و هوایی سرد و خشک است؛ ولی بخش‌هایی از نواحی مرکزی و جنوبی گرم و خشک و بخش‌های شمالی سرد و خشک است که در بهار معتدل، در تابستان گرم و خشک بوده و در پاییز و زمستان سرد است و در این فصول بارندگی به صورت برف و باران می‌باشد.

حوضه رودخانه زرین‌کمر در مرز شمالی و غرب منطقه، پس از گذر از روستاهای خیج، مزج و جیلان در جهت جنوب شرق به کال میامی می‌پیوندد و به دلیل بارش کم، اغلب جریانات به صورت فصلی و سیلابی بوده؛ لذا پتانسیل سطحی حوضه ضعیف می‌باشد و هیچ رودخانه فصلی در منطقه وجود ندارد. همچنین آب مصرفی توسط چشمه‌ها، قنات‌ها و چاه‌ها تأمین می‌شود. (گزارش سازمان آب منطقه‌ای استان سمنان، ۱۳۹۱)

۲-۴ زمین‌شناسی دشت میامی

قسمت وسیعی از محدوده مورد مطالعه در برگه ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم واقع شده است، هرچند تعدادی از سونداژهای ژئوفیزیک در برگه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان قرار گرفته است. عناصر اصلی ساختاری ناحیه شامل شکستگی‌ها، گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها عمدتاً در برگه جاجرم واقع شده است. نقشه زمین‌شناسی محدوده، در شکل (۲-۳) نشان داده شده است. مهم‌ترین اختصاصات زمین‌شناسی در این محدوده، گسترش چشمگیر رسوبات دوران سوم به‌خصوص رسوبات مارنی، ماسه‌سنگی و کنگلومرای است. شکل‌پذیری رسوبات دوران سوم، موجب تشکیل ناودیس و تاقدیس محلی شده که گسترش و برونزد آنها در امتداد شمال شرق- جنوب غرب است. این رسوبات موجب افزایش میزان املاح آب و به وجود آمدن سفره محدود آبی و کم‌ضخامت با پتانسیل آبی نسبتاً ضعیفی شده است.



شکل ۲-۳ نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه

در بخش شمالی دشت میامی به جز نواحی شمال، شمال غرب و شرق ری آباد، عمده رسوبات نئوژن می باشند و غالباً از مارن، ماسه سنگ مارنی، مارن گچی و کنگلومرا تشکیل شده اند. در بخش شمال و شمال غرب و شرق ری آباد رسوبات مربوط به سازند لار است که در قاعده آهک نازک لایه و در قسمت فوقانی آهک ضخیم لایه برونزد دارد. همچنین رسوبات سازند شمشک در منطقه رخنمون دارد که در اثر فرسایش رسوبات و حمل و نقل و سپس رسوب گذاری، آبرفت نسبتاً با کیفیتی با ضخامت کم در محدوده تشکیل شده است (گزارش سازمان آب منطقه ای استان سمنان، ۱۳۹۰).

براساس نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه جاجرم (افتخارنژاد و آقانباتی، ۱۳۷۰)، ناحیه میامی عمدتاً از سنگ های رسوبی تشکیل شده اند. مهمترین سازندهای موجود در منطقه از قدیم به جدید به شرح زیر است:

واحد سنگی ژوراسیک (JUSM): این واحد با تناوبی از شیل، مارن و ماسه سنگ نازک لایه قهوه ای رنگ آغاز شده است و به شیل سبز تیره با میان لایه های شیلی آهکی فروزنز تبدیل می شود. این واحد با ناپیوستگی بر روی واحد کوارتزیت و میکاشیست های قدیمی تر با سن نامعلوم جای گرفته است و در بعضی قسمت ها توسط دایک های دیابازی قطع می شود.

واحد (G1) شامل سنگ های گرانیت، گرانودیوریت و آپلیت می باشند که در بخش های کوچکی از محدوده برونزد دارند. این واحد توسط لایه های کنگلومرای ژوراسیک پایانی پوشیده شده است. لذا جای گیری این توده های نفوذی به پیش از ژوراسیک پایانی (به طور احتمالی به ژوراسیک میانی) نسبت داده می شود.

سازند شمشک: این سازند بر اثر سازوکار گوناگون کوهزایی و تغییر شکل های حاصل، به طور کلی بهم ریخته بوده و در منطقه رخنمون و تناوب مشخصی ندارد. این سازند دربرگیرنده شیل های سبزرنگ تا خاکستری با میان لایه ماسه سنگ نازک لایه و سنگ آهک کنگلومرا است. در همبری گسله، عدسی های کوچک از زغال درون این واحد دیده شده است، همچنین همبری این سازند با سازند الیکا در زیر سازند دلیچای در بالا به واسطه گسل های فراوان مشخص نمی باشد.

سازند لار: بالاترین بخش از نهشته‌های ژوراسیک را در محدوده مورد مطالعه، ردیفی از سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه زیست‌آواری و میکرایتی تشکیل می‌دهد؛ که نشان‌دهنده محیط عمیق رسوب‌گذاری است. رنگ این واحد خاکستری روشن تا کرم بوده که حاکی از سطوح هوازده آن می‌باشد و در برخی لایه‌ها چرت به صورت گرهک دیده می‌شود.

واحدهای سنگی ائوسن (ESM): پس از واحدهای کواترنری، واحدهای سنگی ائوسن زیرین بیشترین گسترش را منطقه دارند. ائوسن زیرین با پیشروی گسترده دریا همراه بوده؛ که حاصل رسوبات کنگلومرایی و ماسه سنگ مارنی است. در واحد ماسه سنگ مارنی، فسیلی یافت نشده ولی در واحد (EM) مارن نومولیت‌دار و ماسه سنگ، لایه‌های مارنی نومولیت‌دار وجود دارد، که فسیل‌های زیرین ائوسن زیرین آن را معلوم می‌کند.

واحد (E4ML) ماسه و ماسه‌سنگ توفی همراه با شیل سبز تیره می‌باشد و در زیر آهک و آهک‌مارنی نومولیت‌دار (E4QP) قرار گرفته است.

واحد (EV) سنگ‌های آندزیتی-آندزیت بازالتی پیروکسن‌دار با بافت حفره‌ای را شامل می‌شود؛ که حفرات آن توسط کوارتز همراه با آغشتگی‌های مالاکیتی پر شده است.

واحد سنگی نئوژن (N_g^c): این واحد شامل کنگلومرای خاکستری تیره، قهوه‌ای و قرمز رنگ با قطعات یک تا سی سانتی‌متر است که دارای جورشدگی متوسط، گردشدگی خوب و لایه‌بندی متوسط تا ضخیم می‌باشد. جنس قطعات گرانیت، ماسه‌سنگ، کوارتزیت و سنگ آهک است.

واحد (NG2CS) تناوب کنگلومرا، ماسه‌سنگ و مارن با لایه‌بندی خوب و با رنگ قرمز است که روی واحد (N_g^c) جای گرفته است و در حاشیه گسل میامی با یک روند شرقی-غربی رخنمون دارد.

واحدهای سنگی کواترنری: این واحد بیشترین رخنمون را در منطقه دارد، بیشتر لایه‌ها افقی بوده و یا از شیب توپوگرافی پیروی می‌کنند. رسوبات کمتر سخت شده در اندازه قلوه‌سنگ و پاره‌سنگ و ریگ با میان دانه‌های ریزتر ماسه‌ای و مارنی و رسی است.

واحد (QT3) پادگانه‌های جوان و دشت‌های آبرفتی، متشکل از رسوبات سخت نشده با قطعات گرد شده شامل شن و ماسه است که از فرسایش سنگ‌های قدیمی و به‌ویژه مخروط افکنه‌های کم‌ارتفاع دربرگیرنده انباشته‌های ریزدانه شن و ماسه است.

واحد (QC) کفه رسی است که تا اندازه‌ای مسطح بوده و شامل انباشته‌های کواترنری در کف و حاشیه رودخانه به صورت ماسه سنگ‌های ریزورشت و قطعه سنگ‌های سیلابی در حال تشکیل است.

واحد (QS) اشکال مختلف تپه‌های شنی است که شامل ماسه لس و رس است که در اثر فعالیت باد به شکل هلالی و موجی شکل دیده می‌شود. در بعضی از مناطق این تپه‌ها شکل ثابت به خود گرفته و روی آن‌ها کشاورزی صورت می‌گیرد.

۲-۵ گسل‌های منطقه مورد مطالعه

گسل‌های منطقه عمدتاً دارای روندهای شرقی- غربی، شمال‌غرب- جنوب‌شرق و شمال‌شرق- جنوب‌غرب هستند. دشت میامی در کنار گسل میامی (که به آن گسل شاه‌رود هم می‌گویند) قرار گرفته؛ که این گسل نقش اساسی در شکل‌گیری و مورفولوژی منطقه دارد. گسل میامی با روند شرقی-غربی، جداکننده زون بینالود از ایران مرکزی است و نقش به‌سزایی در تغذیه آبرفت دشت میامی دارد. این گسل یکی از قدیمی‌ترین گسل‌های پوستانه ایران است؛ که فعالیت آن از پرکامبرین تا عهد حاضر قابل شناسایی است (گزارش سازمان آب منطقه‌ای استان سمنان، ۱۳۹۱).

گسل میامی با طول گسلش بیش از ۱۵۰ کیلومتر یک زون گسله بوده و از چندین گسل موازی با روند کلی N75E تشکیل شده است. این گسل دارای مولفه امتداد لغز از نوع معکوس یا راندگی است؛ که شیب صفحه گسله متغیر بوده و در سطح زمین نزدیک به ۷۵ تا ۸۵ درجه به سمت جنوب است. محدوده گسترش گسل میامی از غرب شاهرود تا نواحی تایباد است و به دو بخش شرقی و غربی تقسیم می‌شود. بخش غربی دارای امتداد شمال شرق - جنوب غرب با حرکت چپگرد می‌باشد و بخش شرقی آن شمال غرب - جنوب شرق با حرکت راستگرد است. در بخش شرقی گسله‌های فرعی از این گسل بوجود آمده، که یکی از آنها گسله سنگ بستر شاندیز است؛ که مرز بینالود و کپه داغ را در جنوب مشهد تشکیل داده است (آقاباتی، ۱۳۸۳).

۲-۶ فرونشست

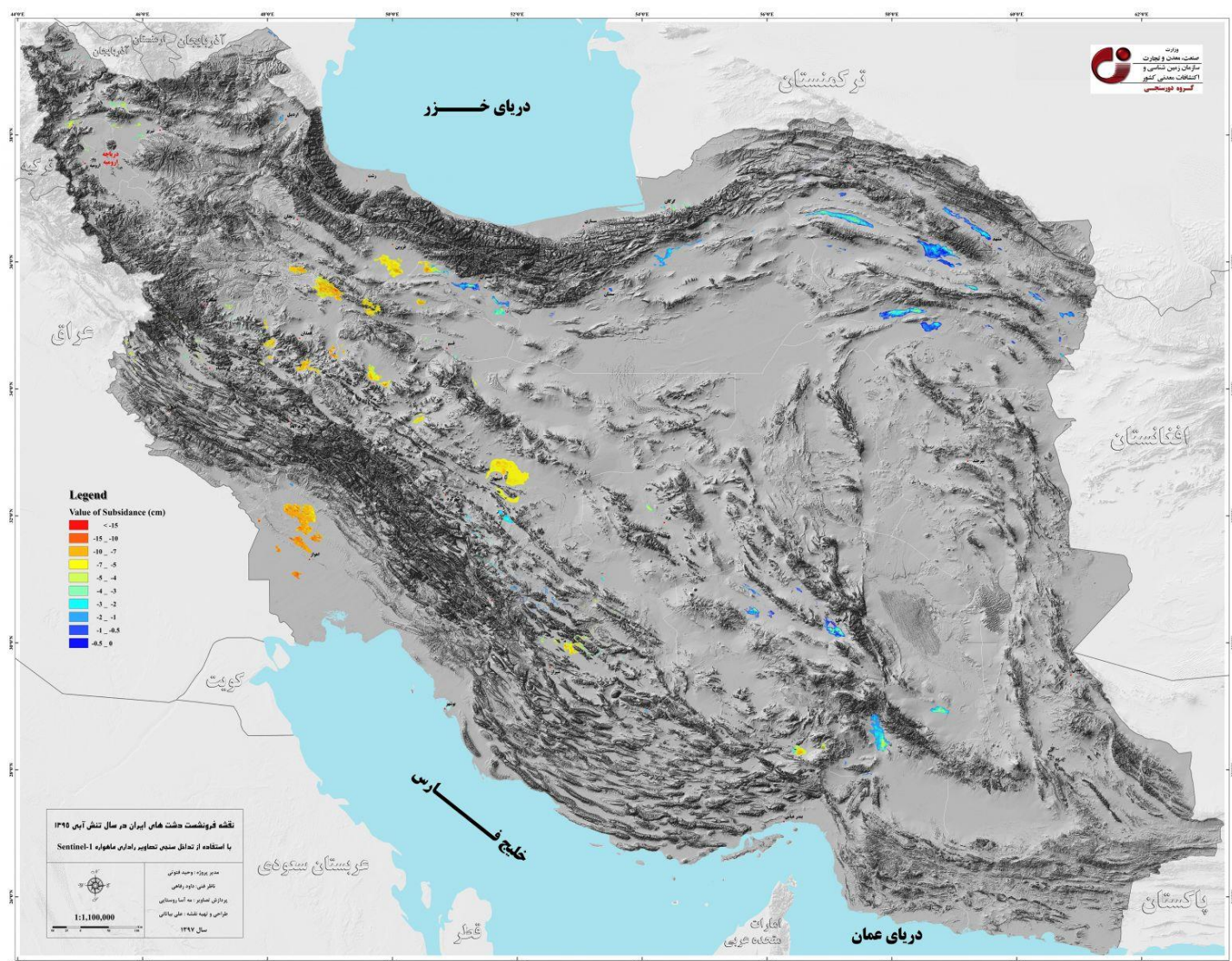
همان گونه که در فصل یک مطرح شد، پدیده فرونشست زمین شامل فروریزش یا نشست قائم رو به پائین سطح زمین است؛ که می‌تواند دارای بردار جابجایی افقی اندک باشد. فرونشست می‌تواند به صورت تدریجی یا حفرات ناگهانی سطح زمین که دارای جابجایی مواد زیرسطح زمین هستند، رخ دهد (Galloway et al., 1999).

این تعریف نشست^۱ در خاک‌های دستی و زمین لغزش^۲ها که دارای بردار جابجایی افقی هستند را شامل نمی‌شود.

^۱ settlement

^۲ Landslide

فرونشست دشت‌های ایران در بازه زمانی تنش آبی سال ۱۳۹۵ با استفاده از فناوری تداخل‌سنجی راداری و تصاویر ماهواره Sentinel-1A به همت گروه دورسنجی در مدیریت ژئوماتیکس سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شد و نقشه مرتبط با آن در سال ۱۳۹۷ و با مقیاس یکصد هزارم منتشر شده است (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۴ فرونشست در دشت‌های ایران (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۹۷)

نشست در خاک به صورت نشست تحکیم و نشست آبی رخ می‌دهد. نشست تحکیم ناشی از تغییر حجم خاک اشباع به علت رانده شدن آب موجود در حفرات است. نشست آبی ناشی از تغییرات شکل الاستیک خاک خشک، خاک مرطوب و یا خاک اشباع بدون هرگونه تغییری در میزان آب است (طاحونی، ۱۳۷۱).

وقتی یک خاک تحت تاثیر افزایش تنش مؤثر قرار گیرد ابتدا نشست آنی رخ می‌دهد. در صورتی که خاک ماسه‌ای باشد به علت زهکشی سریع آب حفره‌ای، نشست آنی و تحکیم همزمان رخ می‌دهد. زمانی که خاک رسی تحت تاثیر تنش مؤثر قرار می‌گیرد، ابتدا نشست آنی رخ می‌دهد، در این حال زهکشی آب حفره‌ای سریع انجام نخواهد شد. لذا افزایش فشار آب حفره‌ای ناشی از بارگذاری به‌طور تدریجی و در یک زمان طولانی بعد از نشست آنی رخ می‌دهد و باعث کاهش غیرقابل بازگشت در ظرفیت ذخیره‌سازی کل سیستم آبخوان می‌شود. برداشت منابع زیرزمینی، کاهش فشار هیدرواستاتیکی و افزایش فشار منفذی را در پی خواهد داشت؛ که با تغییر شکل جزئی همراه است و در صورت حضور لایه‌های با قابلیت فشرده‌گی غیر قابل بازگشت، می‌تواند منجر به رخداد فرونشست شود (Galloway et al., 1999).

روخداد فرونشست در دو محیط امکان‌پذیر است:

✓ سنگ‌های انحلال‌پذیر (سنگ‌آهک، دولومیت، گچ و نمک) و نهشته‌های جوان تحکیم نیافته که به وسیله دیگر رسوبات مدفون شده‌اند، یا فروچاله‌های کهن پر شده با رسوبات تحکیم نیافته که فشار هیدرواستاتیکی روبه بالای آب زیرزمینی در نگهداری آن‌ها مؤثر است.

✓ رسوبات جوان و تحکیم نیافته و نیمه تحکیم یافته با تخلخل بالا که در زیر رسوبات آبرفتی، دریاچه‌ای یا رسوبات دریایی کم عمق واقع شده‌اند. این محیط‌ها شامل آبخوان‌های محصور و نیمه‌محصور ماسه‌ای یا شنی همراه با میان لایه‌های رسی است (شمشکی و همکاران، ۱۳۸۴).

فرونشست منطقه‌ای زمین به دلیل افت سطح آب زیرزمینی عمدتاً در رسوبات تحکیم نیافته یا نیمه تحکیم یافته که در مجاورت لایه‌های شن و ماسه قرار دارد، صورت می‌گیرد. به عبارتی افت سطح ایستابی باعث کاهش فشار آب منفذی و افزایش تنش مؤثر وارد بر رسوبات آبخوان می‌شود (طاحونی، ۱۳۷۱). در چنین شرایطی یک تراکم غیرالاستیک به دلیل افزایش تنش مؤثر در خاک رخ داده و چیدمان دانه‌های خاک بهم خورده و چیدمان جدید باعث کاهش حجم و ضخامت عمودی لایه‌ها و در نهایت نشست می‌گردد (Bell, 1999).

بیشترین فرونشست را می‌توان در معادن زغال‌سنگ مشاهده کرد، که به دلیل وجود ذخایر زغال‌سنگ در میان لایه‌های رسی، آهکی و ماسه‌ای، سقف معدن تضعیف شده و احتمال از بین رفتن ستون‌های تقویتی را افزایش می‌دهد (Farmer, 1975).

بین فرونشست زمین و حجم آب زیرزمینی استخراج شده رابطه مستقیمی وجود دارد که با برداشت آب، سطح آب کاهش می‌یابد. در عملکرد نشست زمین تراکم برگشت ناپذیر در قسمت هایی از سفره که خاک های ریزدانه دارند رخ می دهد و در اثر آن زهکشی آب از لایه ریزدانه به دلیل افت فشار هیدرولیکی (در اثر افت تراز آب) انجام می گیرد. لایه‌های رسی ریزدانه بسیار تراکم پذیرند، اما تنظیم فشار تخلخل آن ها کند، وابسته به زمان و دائمی است (گودرزی‌نژاد، ۱۳۷۷). در چنین حالتی افزایش تنش موثر موجب تراکم خاک گردیده و آرایش دانه های خاک به هم می خورد، در نتیجه آرایش جدیدی در دانه بندی خاک رخ می دهد که باعث کاهش حجم و ضخامت عمودی لایه و در نهایت نشست زمین می شود (Galloway et al., 1999).

تنش موثر در هر عمقی از خاک از رابطه ۱-۲ محاسبه می‌شود:

$$P_i = P_t - P_h \quad (۲-۱)$$

در این رابطه P_i تنش موثر، P_t تنش کل و P_h فشار منفذی در هر نقطه است. اگر فشار هیدرولیکی کاهش یابد و یا تنش کل افزایش یابد، مقدار تنش موثر نیز افزایش می یابد. در سیستم آبخوان محصور یا آزاد با افزایش بهره‌برداری کاهش فشار پیژومتری رخ می‌دهد؛ که باعث افزایش تنش و در نهایت فرونشست می‌شود (طاحونی، ۱۳۷۱).

۲-۶-۱ انواع فرونشست

فرونشست در مواردی رخ می‌دهد که مواد زیرزمینی قادر به حرکت به سمت حفرات زیرزمینی باشند که با توجه به ساختار زمین در برخی از سنگ‌ها رخ می‌دهد. این حفرات می‌توانند به صورت غار انحلالی بزرگ در

سنگ‌های آهکی وجود داشته باشد و یا به صورت حفرات ریزدانه در سنگ‌های شکل‌پذیر و متخلخل یافت می‌شود که از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان رس، سیلت و برخی ماسه‌ها را نام برد (Galloway et al., 1999).

۲-۶-۲ فرونشست در خاک‌های ناپایدار

خاک‌های ناپایدار به دو گروه خاک رمبنده^۱ (فروریزنده) و خاک واگرا تقسیم می‌شوند. خاک‌های رمبنده، تحت تنش یکسان، با افزایش درصد رطوبت، میزان کاهش حجم بسیار زیادی از خود نشان می‌دهند. به طور کلی می‌توان رمبندگی را ریزش ناگهانی خاک در اثر از دست رفتن مقاومت عامل پیوند دهنده ذرات خاک تعریف نمود (Zadeh and Dehbad, 1993). این نوع خاک به رنگ قهوه‌ای روشن است و در دشت‌های ساحلی، مناطق بیابانی و آتشفشانی وجود دارد. به دلیل ریز بودن ذرات، خاک حالت چسبندگی دارند؛ که در اثر افزایش رطوبت، مواد شسته شده و باعث فرسایش سطحی می‌شوند (بلوری بزاز و معروف ۱۳۹۱).

وجود رس واگرا عامل ایجاد گسیختگی سطح زمین است. خاک واگرا به خاکی اطلاق می‌شود که حالت فیزیکی-شیمیایی دانه‌های آن به گونه‌ای است که در تماس با آب، ذرات منفرد رس پراکنده و از یکدیگر جدا می‌شوند. در این حالت خاک رس به شدت فرسایش پذیر است؛ به طوری که حتی تحت تأثیر تنش‌های بسیار کوچک و با گرادیان هیدرولیکی کم روان می‌شود (معروف و بلوری بزاز ۱۳۹۳).

۲-۶-۳ فرونشست در اثر انحلال نمک‌ها

نمک‌ها در توالی رسوبی به صورت گسترده وجود دارند؛ که در چرخه آب زیرزمینی دچار انحلال شده و باعث فرونشست طبیعی و آرام می‌شوند و در مناطقی که جریان‌ات آب شور در امتداد مرزهای سنگی فرونشست‌های خطی را به وجود می‌آورد. نشست سطحی معمولاً دارای عمق ۵ متر، عرض ۱۰۰ متر و طول ۵ کیلومتر می‌باشند؛ که استخراج بی‌رویه نمک از جریان‌ات آب بسیار شور موجب تشدید رخداد فرونشست خطی می‌شود. استخراج

^۱ Collapsible soil

معدنکاری انحلالی از طبقات عمیق و استخراج نمک در سنگ‌های خشک فاقد فرونشست است (قاضی‌فرد، ۱۳۸۸).

۲-۶-۴ فرونشست در خاک‌های رسی

خاک رس دارای تخلخل بالا و دانه‌های شکل‌پذیر رسی است؛ که این ویژگی رس، تراکم‌پذیری خاک را بالا برده و در اثر خروج آب از خاک‌های رسی تحکیم آنی رخ می‌دهد و در ادامه در اثر تجدید ساختمان، تراکم رس به‌صورت غیرالاستیک و برگشت‌ناپذیر بوده و تحکیم ثانویه رخ می‌دهد. میزان تحکیم رس در اثر خروج آب تشدید می‌شود و فرونشست ناشی از آن بستگی به درصد رطوبت اولیه رس و تنش اعمال شده (در صورت اعمال بارگذاری) دارد؛ که به‌وسیله آزمایش تحکیم در آزمایشگاه مورد بررسی قرار می‌گیرد (طاحونی، ۱۳۷۱).

۲-۶-۵ فرونشست در سنگ‌های آهکی

سنگ آهک تنها سنگ معمولی است که قابلیت انحلال در آب را دارد و رخساره‌های کارستی بر روی سطوح سنگی رخنمون یافته و یا در زیر خاک، روی مرز سنگی و در داخل سنگ ایجاد می‌شود. امروزه اصطلاح کارستی‌شدن برای مناطقی که دچار انحلال شده‌اند: اعم از انحلال در سنگ کربناته و یا غیرکربناته به‌کار می‌رود. کارستی‌شدن پدیده‌ای فرسایشی است؛ که ساز و کار آن، انحلال توسط آب اسیدی در سطح و زیر سطح زمین است. از نظر هیدروژئولوژی این نواحی، محل مناسبی برای ذخیره‌سازی آب زیرزمینی هستند و نهایتاً از نظر زیست‌محیطی، آلودگی آب‌های زیرزمینی را نیز به‌همراه دارند. فروچاله‌ها هر نوع فرورفتگی روی سنگ به شکل گودال‌هایی در نواحی کارستی^۱ و غیرکارستی شناخته می‌شوند؛ که در مناطقی که تشکیلات آبرفتی با ضخامت کمتر از ۵۰ متر روی سنگ بستر آهکی و کارستی را می‌پوشاند. افت سطح آب زیرزمینی و انحلال کانی‌های قابل حل، عامل اصلی ایجاد این گودال‌ها در سطح زمین است (بلورچی و دادستان ۱۳۸۲).

^۱ Karst

۲-۶-۶ انواع فروچاله

الف) فروچاله انحلالی^۱: انحلال‌های آهسته در زیر رخنمون‌ها یا توپوگرافی‌های آهکی به کمک فروریختگی‌های کوچک مقیاس، این نوع از فروچاله‌ها را به وجود می‌آورد. فروچاله‌های انحلالی اشکال فراوان کارستی است؛ که تشکیل آنها در مقیاس‌های زمانی زمین‌شناسی صورت می‌گیرد و به آرامی توسعه می‌یابند. به دلیل این که سرعت تشکیل آنها کند است، خطرات ناشی از فرونشست را ایجاد نمی‌کند. انواع قدیمی این فروچاله‌ها ۱۰۰ متر طول و ۱۰ متر عمق دارند و همچنان پتانسیل افزایش ابعاد را خواهند داشت (خانلری، ۱۳۸۴).

ب) فروچاله ریزشی^۲: فروچاله ریزشی توسط شکست آبی پیش‌رونده و سقوط سقف‌های آهکی بر روی حفرات بزرگ یا مجموعه‌ای از حفرات کوچک تشکیل می‌شوند. سنگ آهک‌های سالم، مقاوم بوده و ریزش‌های حفره‌ای بزرگ مقیاس نادری دارند (اغلب دره‌های عمیق آهکی، حفرات و غارهای ریزشی نیستند). هر چند که فروچاله‌های ریزشی بزرگ مقیاس رایج نیستند؛ ولیکن ریزش‌های کوچک مقیاس به فرسایش کارست‌ها کمک کرده و یک پیوستگی ساختاری بین انواع فروچاله‌های ریزشی و انحلالی به وجود می‌آورند. این نوع فروچاله‌ها در دراز مدت باعث تشکیل فروچاله‌های بسیاری می‌شوند؛ اما این نوع فروریختگی به ندرت باعث گسیختگی زمین می‌شود (کریمی، ۱۳۹۰).

ج) فروچاله مدفون^۳: فروچاله مدفون، پتانسیل نشست غیریکنواخت بر روی پرشدگی متراکم شده را دارند. زمانی که فروچاله‌های ریزشی یا انحلالی قدیمی توسط خاک، واریزه و یا رسوبات بخاطر تغییر محیط پر شده باشند، به وجود می‌آیند. آنها ممکن است اجزای اشکال منفرد و جدا افتاده‌ای از یک مورفولوژی کارستی باشند و همچنین می‌توانند شامل فروچاله‌های پر شده، لوله‌های پر شده با خاک و لوله‌های برشی کوچک بدون هیچگونه آثار و علائم سطحی باشند. نشست آهسته مواد پرکننده فروچاله‌های مدفون که شاید به دلیل انحراف

^۱ Solution Sinkhole

^۲ Collapse Sinkhole

^۳ Buried Sinkhole

سطح آب‌زیرزمینی باشد، می‌تواند فرونشست‌های کم‌عمقی را ایجاد می‌کنند؛ مانند فروچاله‌های تراکمی آفریقایی جنوبی (www.bgs.ac.uk).

(د) فروچاله‌های دارای پوشش سنگی^۱: این فروچاله‌ها، قابل مقایسه با فروچاله‌های ریزشی هستند، با این تفاوت که یک سقوط و حفره‌زایی تحتانی پوشش سنگی غیر قابل انحلال قرار گرفته روی حفرات کارستیک آهک زیرین نیز وجود دارد. این فروچاله‌ها، در کارست‌های قدیمی یا کارست بین‌چینه‌ای همراه با حفرات بزرگ در سنگ‌آهک‌های دفن شده تشکیل شده و در رخنمون‌های سنگی غیر قابل انحلال، قابل رویت هستند (Waltham and Fookes, 2005).

(ه) فروچاله پرشونده^۲: زمانی که قسمت‌های پائینی خاک به داخل درز و شکاف سنگ آهک زیرین شسته شود، قسمت‌های فوقانی ریزش کرده و سطح زمین به آهستگی فرونشست می‌کند. در خاک رس چسبنده، یک پیوستگی مورفولوژیکی و ژنتیکی بین فروچاله فرونشستی و پرشونده وجود دارد. هر دو نوع فروچاله ممکن است در یک منطقه با تغییر در شرایط بارش و جریان بوجود آیند و فرایند فرونشست را ایجاد کنند و همچنین می‌توان فرونشست را فرایند پرشوندگی با سرعت بالا تصور کرد. این فروچاله‌ها، از معمول‌ترین انواع کارست است؛ که از هر دو نوع می‌توان بعنوان فروچاله‌های فرونشستی یاد کرد و از مهمترین خطرات مهندسی به شمار می‌روند (مقیم، ۱۳۹۱).

(و) فروچاله فرونشست^۳: این نوع فروچاله خطرناک‌ترین فروچاله در فعالیتهای مهندسی است؛ که عامل فروریختگی بر روی سنگ آهک می‌باشد و دارای پوشش خاکی بوده و در بالای سنگ حفره ایجاد می‌کند. در نتیجه شست‌وشوی خاک به سمت پایین، به داخل شکاف سنگ بستر ریزش می‌کند و اغلب خاک‌ها به اندازه کافی چسبنده هستند؛ که این نوع کارست‌ها بتوانند بطور ناگهانی در آنها تشکیل شوند. این فروچاله‌ها

^۱Caprock sinkholes

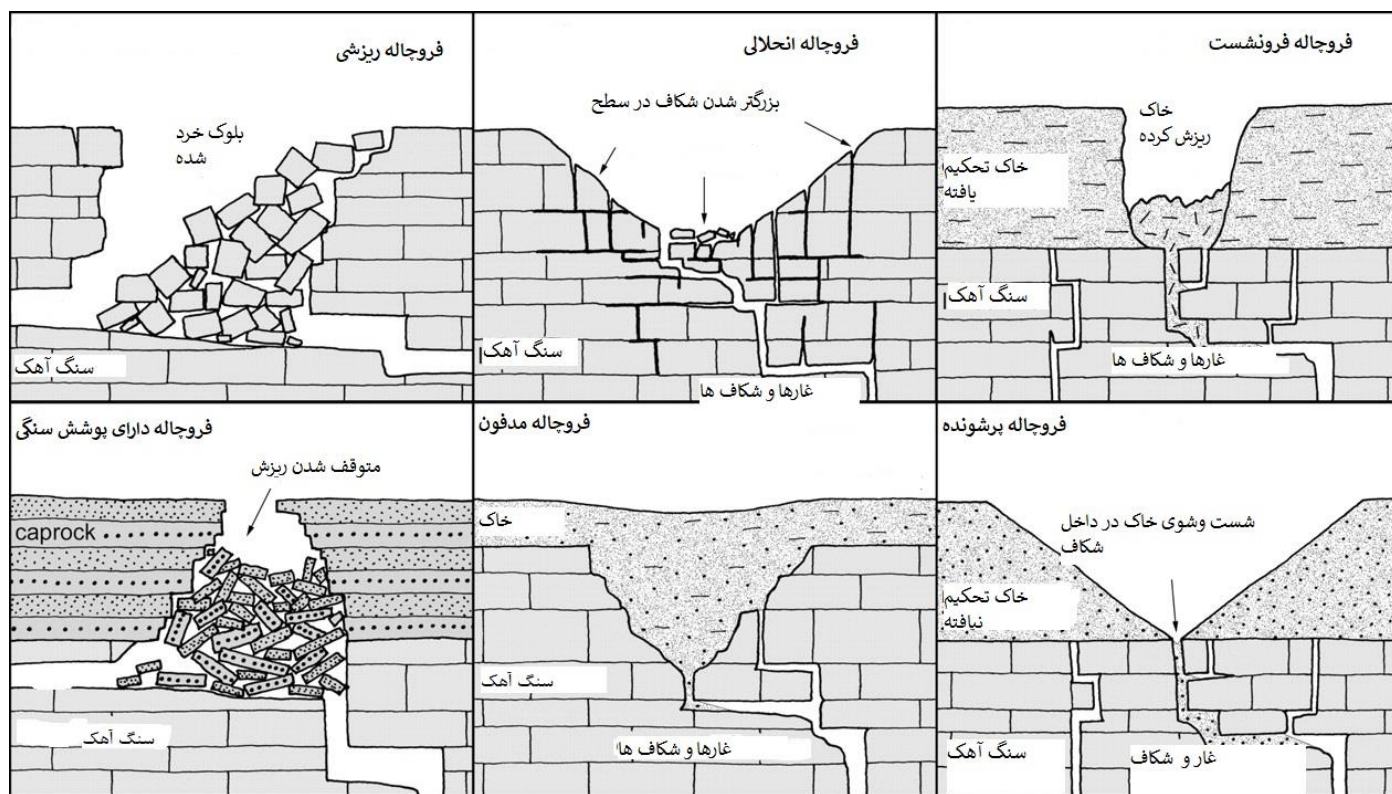
^۲Suffusion sinkholes

^۳Subsidence Sinkhole

می‌توانند عرضی برابر ۱ تا ۱۰۰ متر داشته باشند و اغلب در خاک‌های با ضخامت ۲ تا ۱۵ متر مشاهده می‌شوند (قاضی‌فرد، ۱۳۸۸).

ز) فرونشست در معادن: در بسیاری از موارد اگر ماده معدنی در عمق باشد، استخراج آن به‌صورت زیرزمینی انجام می‌گیرد. نشست زمین برحسب روش معدنکاری متفاوت و پدیده‌ای غیرقابل اجتناب و قابل پیش‌بینی است. از متداول‌ترین روش‌های معدنکاری زیرزمینی می‌توان روش کارگاه استخراج، اتاق و پایه و جبهه‌کار بلند را نام برد. روش اتاق و پایه برای لایه‌های کم‌شیب و نازک مانند رگه‌های زغال‌سنگ قبل از سال ۱۹۴۰ استفاده شده است؛ که در این معادن قدیمی استخراج بیش از حد ماده معدنی خطر فرونشست در درازمدت را ایجاد کرده است (مجدی، ۱۳۸۴).

در روش کارگاه استخراج برای استخراج رگه کانی و هر شکل دیگری از توده کانی مناسب بوده و با حفر کارگاه استخراج حفرات زیرزمینی ایجاد شده است. هم‌چنین در روش جبهه‌کار بلند که معمولاً برای استخراج زغال-سنگ و ماده معدنی کم‌شیب و لایه‌ای استفاده می‌شود؛ با حفر راهروهای بلند در داخل ماده معدنی استخراج صورت می‌گیرد، که بلافاصله پس از ایجاد جبهه کار در صورت رها نمودن سقف بدون سیستم نگه‌داری ایمن، طبقات رویی در اثر وزن خود سقوط کرده و موجب شکست و ریزش سقف شده و سطح را دچار فرونشست می‌کند (ترابی، ۱۳۷۲).



شکل ۲-۱۵ انواع فروچاله ها (www.bgs.ac.uk)

فصل سوم: روش مقاومت ویژه الکتریکی

۳-۱ مقدمه

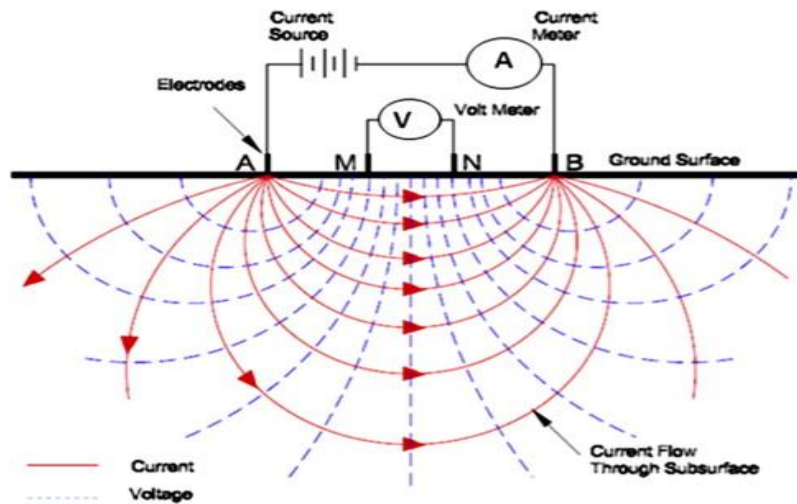
روش ژئوالکتریک یک روش کم‌هزینه، سریع و کارآمد می‌باشد که برای بدست آوردن اطلاعات زمین‌شناسی از عمق زمین، نظیر ساختارهای زمین‌شناسی، منابع فلزی سولفیدی، ضخامت لایه‌ها، عمق سطح آب و عمق کف سفره بکار می‌رود. مطالعات آب‌شناسی در گذشته غالباً توسط حفر چاه صورت می‌گرفت؛ اما امروزه با توجه به وقت و هزینه‌های لازم جهت حفر چاه، برداشت داده‌های سونداژ مقاومت ویژه در مجاورت چاه‌های آب نقش مهمی را ایفا می‌نماید.

از این روش ژئوفیزیکی برای مطالعات و بررسی آب‌های زیرزمینی، ویژگی‌های زمین‌شناسی و زمین‌ساختی تشکیلات، تفکیک مرز بین آب‌های شور و شیرین زیرزمینی، تفکیک و برآورد ضخامت لایه‌ها، عمق سنگ بستر و تعیین موقعیت بی‌هنجاری‌ها استفاده می‌شود.

۳-۲ روش مقاومت ویژه الکتریکی

آب‌های زیرزمینی، حفرات و ساختارهای مجزای دفن شده در اعماق کم زمین، با روش‌های مقاومت‌ویژه قابل آشکارسازی هستند. زیرا تفاوت بارزی در ویژگی‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی با محیط دربرگیرنده خود نشان می‌دهند (محمدی ویژه، ۱۳۸۹). روش مقاومت‌ویژه الکتریکی، از روش‌های مهم اکتشاف آب‌زیرزمینی است؛ که با کمک تعیین ساختارهای زمین‌شناسی، عمق و ضخامت لایه آبدار را تعیین کرده و با بدست آوردن رابطه اساسی بین پارامترهای ژئوفیزیکی و هیدروژئولوژیکی محیط آبخوان، برای مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی استفاده می‌شود (Asfahani, 2007).

روش مقاومت‌ویژه بر اساس خاصیت فیزیکی هدایت الکتریکی (رسانندگی الکتریکی) و یا عکس آن مقاومت ویژه الکتریکی زمین عمل می‌کند. در این روش جریان الکتریکی از طریق دو الکتروود جریان A و B به زمین تزریق شده و اختلاف پتانسیل به‌وجود آمده با الکترودهای پتانسیل M و N اندازه‌گیری می‌شود (شکل ۳-۱).



شکل ۱-۳ اندازه‌گیری مقاومت ویژه الکتریکی زمین (Corvallis, 2000)

مقاومت ویژه الکتریکی زمین که یک خاصیت کلی است با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\rho_a = K \frac{V}{I} \quad (۱-۳)$$

در این رابطه V اختلاف پتانسیل، I شدت جریان ارسال شده و ρ مقدار مقاومت ویژه ظاهری^۱ است و K فاکتور هندسی نامیده می‌شود. روش مقاومت ویژه با آرایش الکترودی ونر^۲، شولومبرژه^۳، دوقطبی-دوقطبی و ... قابل انجام است؛ که ضریب K بسته به نوع آرایش الکترودها، از رابطه کلی زیر بدست می‌آید:

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}\right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN}\right)} \quad (۲-۳)$$

در زمین‌های همگن^۴ و همسانگرد^۵، مقاومت ویژه بدست آمده از این معادله، ثابت و مستقل از فاصله الکترودی و موقعیت الکترودها در سطح زمین است. در این حالت، مقاومت ویژه بدست آمده، مقاومت ویژه حقیقی^۶ زمین مورد نظر می‌باشد.

^۱ Apparent Resistivity

^۲ Wenner

^۳ Schlumberger

^۴ Homogeneous

^۵ Isotropic

^۶ True Resistivity

روش‌های مقاومت‌ویژه به صورت سونداژزنی^۱ برای تغییرات عمقی و پروفیل‌زنی^۲ برای تغییرات عرضی مقاومت-ویژه مواد زیرسطح انجام می‌شود.

۳-۲-۱ روش سونداژزنی

در این روش الکترودهای جریان، جریان الکتریکی را به زمین ارسال کرده و در همان حال اختلاف پتانسیل در سطح زمین توسط الکترودهای پتانسیل اندازه‌گیری می‌شود. به منظور آشنایی با روش سونداژزنی مقاومت ویژه که داده‌های آن در این پایان‌نامه مورد استفاده قرار گرفته است، این روش به‌طور اختصار توضیح داده می‌شود.

روش سونداژزنی مقاومت ویژه معمولاً با استفاده از آرایش شولومبرژه انجام می‌شود که در آن فاصله الکترودی، فاصله بین مرکز آرایش از الکترودهای جریان است و آن را با $AB/2$ نشان می‌دهند. در این روش مرکز آرایش ثابت بوده و فاصله الکترودی افزایش می‌یابد. در این آرایش برای تمامی فاصله‌های الکترودی رابطه $AB \geq 5MN$ برقرار است. با افزایش فاصله الکترودی جریان به عمق بیشتری از زمین نفوذ کرده و می‌توان به لایه‌بندی‌های زیرسطحی و آنومالی‌های موجود پی برده و مقاومت ویژه واقعی آن‌ها را بدست آورد.

اطلاعاتی که از یک سونداژ ژئوالکتریک ثبت می‌شود متغیرهای مستقل و وابسته است، که متغیر مستقل فاصله الکترودی و متغیر وابسته مقاومت ویژه ظاهری است. همچنین اطلاعات کمکی نظیر نوع آرایش الکترودی، آزمون خط برداشت و موقعیت مرکز الکتروود در یک بررسی ژئوفیزیکی ثبت می‌گردد (Ginzburg, 1979).

^۱ Vertical Electrical Sounding

^۲ Electrical Resistivity Profiling

۳-۳ مزایا و معایب روش‌های مقاومت-

ویژه

روش‌های مقاومت‌ویژه از لحاظ نظری، با وجود چشمه‌ای با ابعاد معین و کنترل‌شده و نتایج کمی حاصل، از مهم‌ترین روش‌های ژئوفیزیکی شمرده می‌شود؛ اما در عمل این روش حساسیت زیادی به تغییرات کوچک مقاومت در مجاورت سطح زمین دارد و سطح نویز بالاست (حاجب حسینی، ۱۳۷۵).

از مزیت‌های قابل ملاحظه این روش، می‌توان به وسایل و تجهیزات ساده و ارزان قیمت و تفسیر نسبتاً ساده داده‌های برداشت شده در مقایسه با سایر روش‌های ژئوفیزیکی مشابه اشاره کرد. همچنین در روش پروفیل‌زنی، با وجود قابلیت آشکارسازی نسبتاً پایین، مقاومت‌ویژه را می‌توان برای آشکارسازی و اکتشاف آنومالی‌های هادی یا مقاوم از نظر الکتریکی نسبت به سنگ میزبان به کار برد (کامکار روحانی، ۱۳۸۴).

۳-۴ روش‌های تفسیر سونداژهای

الکتریکی

در تفسیر سونداژ ژئوالکتریک، ابتدا داده‌های بدست آمده از سونداژها بر روی کاغذ کالک شفاف با محورهای لگاریتمی رسم می‌شود و سپس با استفاده از منحنی‌های استاندارد دو لایه‌ای، تفسیر ساده‌ای صورت می‌پذیرد. تفسیر سونداژهای الکتریکی به صورت کیفی و کمی انجام می‌شود؛ اما بهترین روش جهت تفسیر صحیح و بدست آوردن نتایج قابل اطمینان، روش کمی انجام تطبیق جزء به جزء است. به این منظور از منحنی‌های کمکی برای تعیین محل مناسب مبدأ منحنی دولایه‌ای استفاده می‌شود. روش تطبیق جزء به جزء تا سال ۱۹۸۰ روش اصلی تفسیر نتایج بدست آمده از سونداژها بوده و پس از آن، برنامه‌های کامپیوتری مانند IX1D امکان تهیه نتایج بهتری را فراهم کرده است (Mooney, 1980).

۳-۳-۱ تفسیر کیفی

در تفسیر کیفی یک منحنی سونداژ آنچه مورد توجه قرار می‌گیرد، نقاط بیشینه و کمینه و تغییر شیب بر روی منحنی است، که هر کدام از این نقاط می‌تواند معرف وجود یک لایه با مقاومت ویژه متفاوت برای طبقات افقی باشد. این قاعده کلی نبوده و برای این که یک لایه بتواند روی منحنی نشان داده شود، باید دارای ضخامت کافی و مقاومت ویژه مناسب با طبقات مجاور خود باشد (Mooney, 1980).

در اینجا منظور از لایه، لایه‌های ژئوالکتریک می‌باشد که می‌تواند بر لایه‌های زمین‌شناسی منطبق باشد و یا نباشد. برای مثال چند لایه با لیتولوژی و یا سن متفاوت ممکن است مقاومت ویژه یکسانی داشته باشند و تشکیل یک لایه ژئوالکتریکی را بدهند (کلاگری، ۱۳۷۱).

۳-۳-۲ تفسیر کمی

برای تفسیر صحیح یک سونداژ الکتریکی باید منحنی ترسیم شده را به یک منحنی هموار تبدیل کرد. همچنین تفسیر با توجه به دیگر سونداژها صورت گیرد و در صورتی که اطلاعات چاه آب در منطقه موجود باشد، برای تفسیر بهتر سونداژ از اطلاعات چاه نیز استفاده شود. تفسیر کمی سونداژهای ژئوالکتریک با کمک منحنی استاندارد انجام می‌شود و تفسیر کامل و درست، مستلزم اطلاعات جامع زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و تبحر کافی مفسر در مسائل ژئوفیزیکی است (Reynolds, 1997).

منحنی‌های استاندارد برای طبقات افقی دو تا چهار لایه تهیه و به صورت گروهی طبقه‌بندی می‌گردد، سپس می‌توان منحنی مشابه سونداژ بدست آمده را تعیین کرد. برای استفاده از منحنی‌های استاندارد، منحنی سونداژ مربوط به طبقات افقی باید دارای شرایط زیر باشد:

✓ شیب قسمت بالارونده نباید بیشتر از ۴۵ درجه باشد.

✓ شعاع انحنای منحنی در نزدیکی نقطه ماکزیمم نباید از حد معینی کوچک‌تر باشد (این مقدار تقریباً

برابر با نسبت ۲ در مقیاس لگاریتمی انتخاب شده است).

در صورتی که شرایط بالا در سونداژ الکتریکی صدق کند، تفسیر با تطبیق جزء به جزء با آباک‌های استاندارد انجام می‌شود. نقطه تقاطع محورهای قائم و افقی منحنی استاندارد بر روی کاغذ لگاریتمی با علامت (+) مشخص می‌شود، طول این نقطه معادل ضخامت لایه اول و عرض آن مقاومت ویژه لایه اول را نشان می‌دهد. با این روش مدلی بدست می‌آید که شامل پارامترهای تعداد لایه، مقاومت ویژه لایه و عمق لایه خواهد بود و می‌توان تفسیر کمی را با استفاده از این مدل انجام داد (Mooney, 1980).

۳-۴ مقاومت ویژه الکتریکی سنگ‌ها

به دلیل تخلخل موجود بین دانه‌ها، مقاومت ویژه الکتریکی بیشترین تغییرات را در میان ویژگی‌های فیزیکی سنگ‌ها و کانی‌ها نشان می‌دهد. مقاومت ویژه الکتریکی مواد زیرسطحی متأثر از تخلخل و نفوذپذیری آب موجود در ترکیبات سنگ‌ها و میزان املاح موجود در آب است (حاجب حسینی، ۱۳۷۵).

دامنه تغییرات مقاومت ویژه سنگ‌ها بسیار وسیع است و می‌تواند از سازندی به سازند دیگر تغییر کند، سازندهای حاوی آب شیرین (آب بدون املاح) مقاومت بالایی را نشان می‌دهند. همچنین کانی‌های رسی تمایل دارند یونیزه شوند و به حالت یون‌های آزاد برسند. بطور کلی سنگ‌های رسوبی مقاومت ویژه پایین یا متوسط دارند و سنگ‌های آذرین و دگرگونی مقاومت ویژه بالایی از خود نشان می‌دهند. جدول ۳-۱ مقاومت ویژه برخی از انواع آب و سنگ را نشان می‌دهد.

جدول ۳-۱ مقاومت ویژه برخی از انواع سنگ و آب (Mooney 1980)

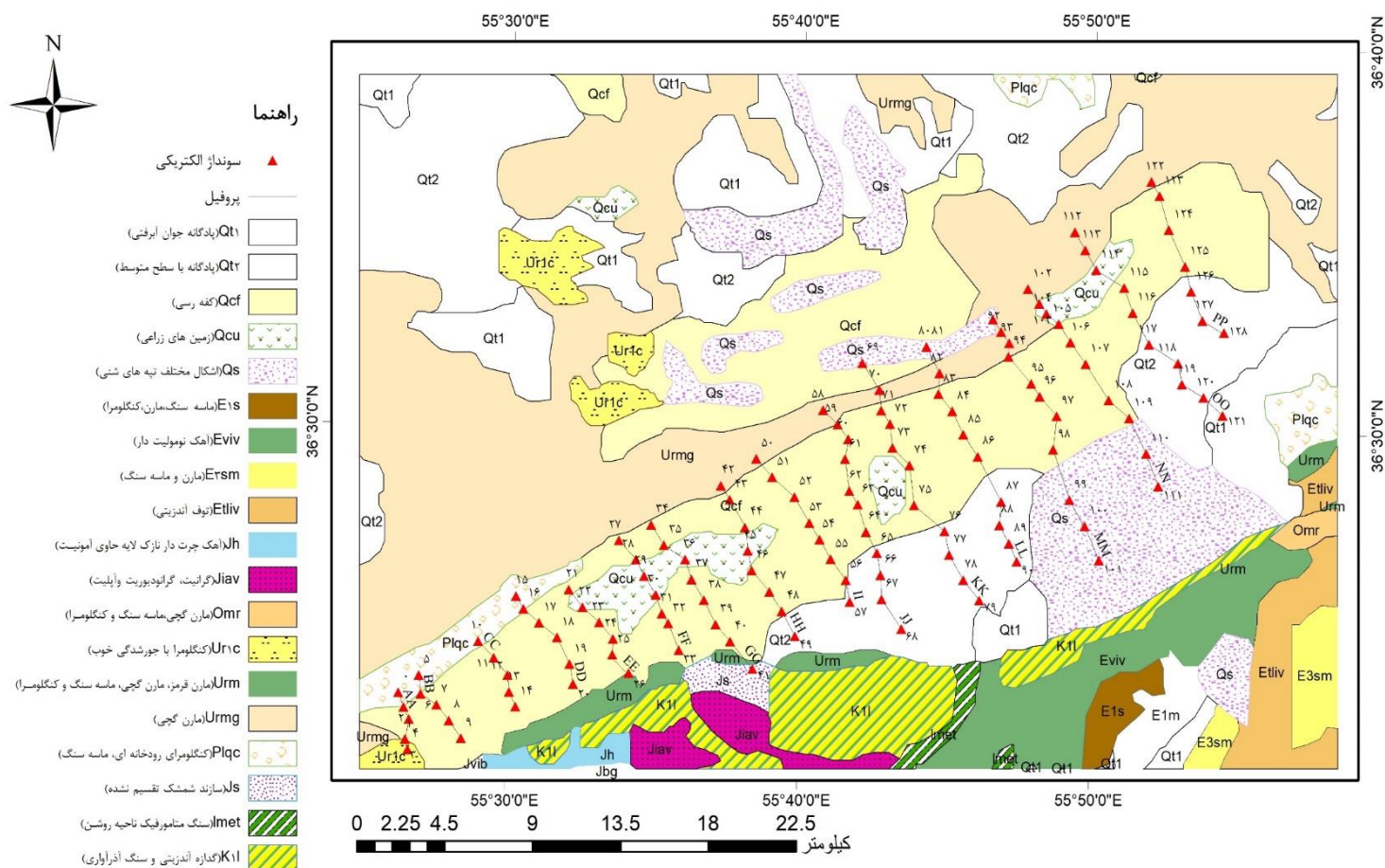
نوع آب یا سنگ	مقاومت ویژه الکتریکی (اهم متر)
آب دریا	کمتر از ۰,۲
آب سفره‌های آبرفتی	۱۰-۳
آب چشمه طبیعی	۱۰۰-۵۰
شن و ماسه اشباع از آب شیرین	۵۰۰-۵۰
شن و ماسه اشباع از آب شور	۵-۰,۵
رس	۱۰۰-۱
مارن	۷۰-۳
آهک	۱۰۰۰۰-۳۰۰

۳-۵ تفسیر سونداژهای برداشت شده

در این پروژه، داده‌های ژئوالکتریک در محدوده میامی جنوبی که براساس قرارداد منعقد شده بین شرکت سهامی آب منطقه‌ای استان سمنان و شرکت زمین کاوگستر (وابسته به جهاد دانشگاهی دانشگاه تهران) برداشت شده است، مورد استفاده قرار گرفته است. در این پروژه، ۱۳۰ سونداژ در ۱۶ پروفیل با آرایش شولمبرژه برداشت شده‌اند. نقشه موقعیت سونداژها بر روی نقشه زمین‌شناسی، در شکل ۳-۲ آورده شده است. در این فصل برای رعایت اختصار، پردازش و تفسیر دو سونداژ ۱۱۲ و ۸۷ مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد. نتایج برداشت چند سونداژ به همراه فاصله الکترودی، در جدول ۳-۲ آمده است.

جدول ۳-۲ نتایج برداشت دو سونداژ الکتریکی و فاصله الکترودی آنها.

AB/2	MN	S112	S87
6.81	0.3	125	17
14.7	1	82	15
31.6	3	55	9.8
68.1	3	38	6.55
147	10	22	9.4
215	10	31	14.9
316	30	46	25
464	30	63	41



شکل ۳-۲ موقعیت سوندازها بر روی نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه

۳-۵-۱ تفسیر یک بعدی سونداژها با استفاده از نرم افزار

ابتدا داده های برداشت شده با استفاده از منحنی استاندارد و کمکی، به روش انطباق منحنی ها مورد تفسیر کمی یک بعدی قرار گرفتند. با استفاده از این روش عمق، ضخامت و مقاومت ویژه لایه ها تعیین شده و نتایج حاصل به عنوان مدل اولیه برای نرم افزار IX1D مورد استفاده قرار گرفت. خطای حداقل مربعات مدل اولیه با استفاده از نرم افزار محاسبه و در صورت بالا بودن خطا (تا زمانی که مدل از واقعیت دور نشود) به حداقل رسانده شد و مدل با بهینه ترین خطا، به عنوان مدل نهایی انتخاب شد. با توجه به این که جنس رسوبات دشت میامی رسی بوده و تغییرات مقاومت ویژه رس و آب شور، مشابه هم هستند؛ لذا تشخیص لایه آبدار دشوار می باشد. در سونداژ ۱۱۲ با توجه به مدل، از ابتدای سونداژ تا عمق حدوداً ۴۲ متری مقاومت ویژه لایه ها بالاست. از عمق ۴۲ متری مقاومت لایه ها به زیر ۵۰ اهم متر کاهش می یابد. این مقاومت می تواند مقاومت ویژه لایه رسی در لایه های پنجم و ششم باشد؛ که تا عمق ۱۰۷ متری ادامه دارد. این احتمال وجود دارد که لایه آبدار در لایه هفتم قرار گرفته و سطح برخورد به آب در عمق ۱۰۷ متری باشد. با توجه به مقاومت ویژه پایین، سنگ بستر از نوع رسی است و از عمق ۱۴۵ متری شروع می شود. مدل بدست آمده از نرم افزار در شکل ۳-۳ و منحنی مدل برازش شده در شکل ۳-۴ نشان داده شده است.

Resistivity Model

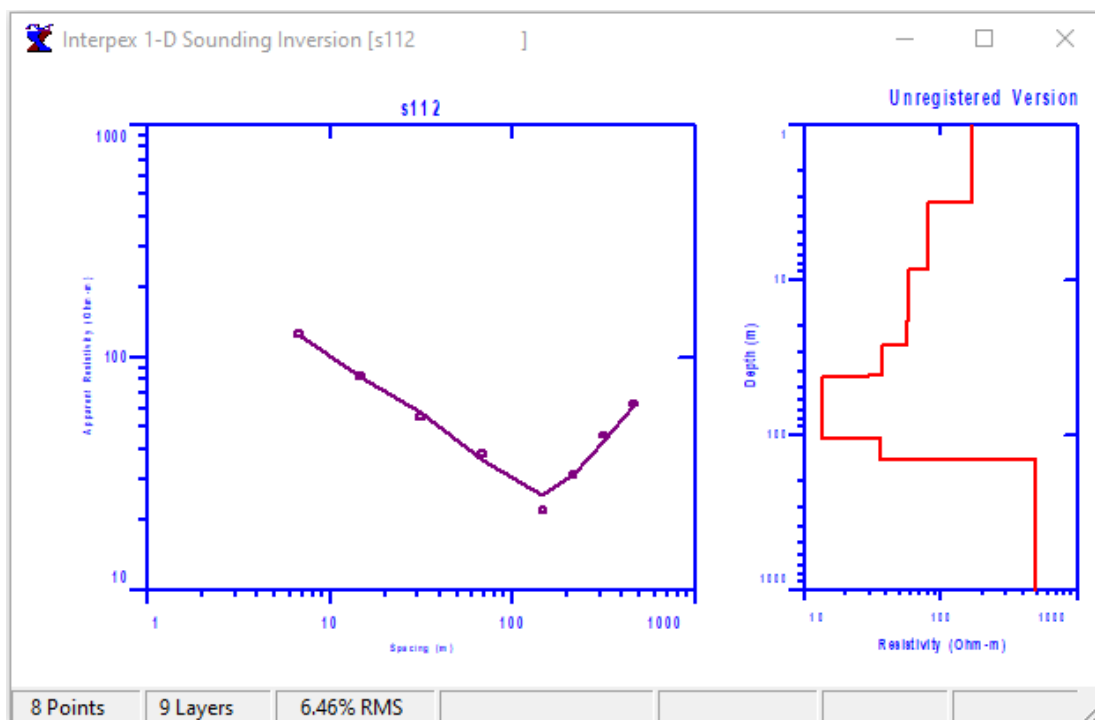
Surface Elevation: 1061.0 Fitting Error: 6.4625

☒ Use Depth Instead of Thickness Units: (meters)

#	Rho	Fix?	Thick	Depth	Elev	Fix?
1	168.55	☐	3.5862	3.2349	1057.8	☐
2	79.680	☐	5.4491	8.6840	1052.3	☐
3	57.914	☐	9.8297	18.514	1042.5	☐
4	55.776	☐	8.3324	26.846	1034.2	☐
5	36.880	☐	14.867	41.713	1019.3	☐
6	28.970	☐	1.4200	43.133	1017.9	☐
7	13.549	☐	64.248	107.38	953.62	☐
8	36.453	☐	38.341	145.72	915.28	☐
9	494.02	☐				☐
10		☐				☐
11		☐				☐
12		☐				☐

 Column Math:

شکل ۳-۳ مدل حاصل از تفسیر سونداژ s112 در نرم افزار IX1D



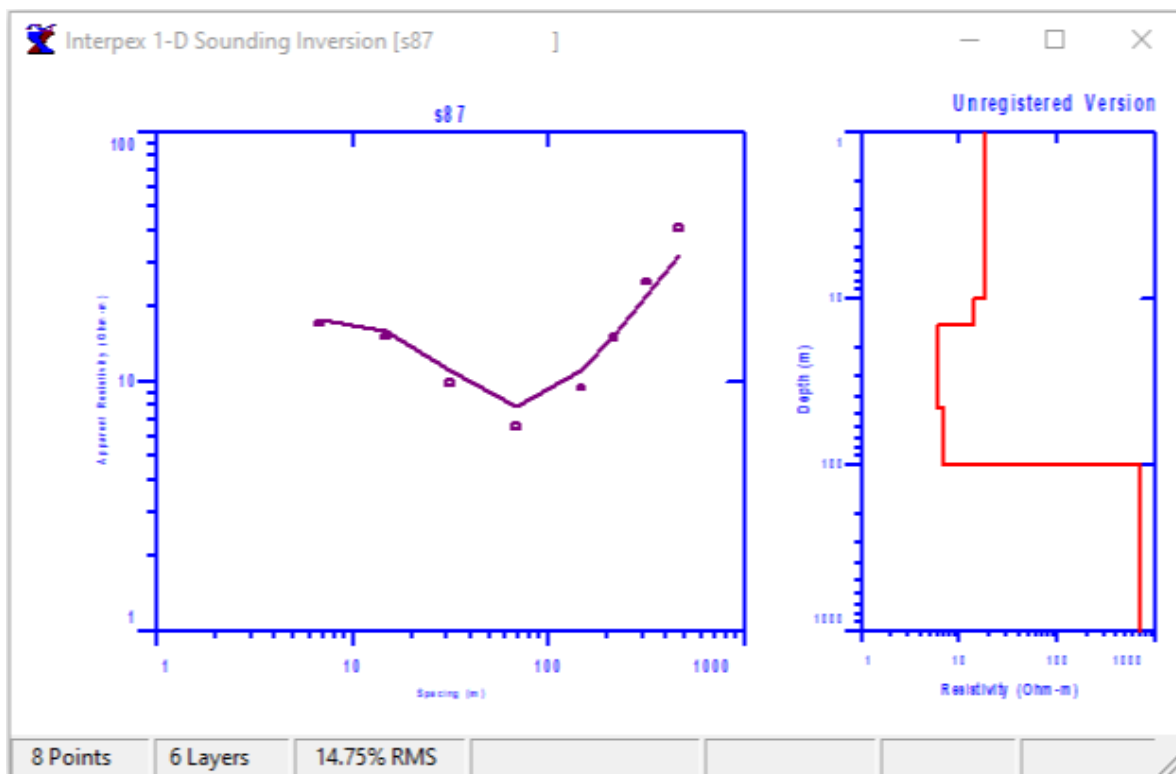
شکل ۴-۳ منحنی و مدل برازش شده به داده های سونداژ s112 در نرم افزار IX1D

در سونداژ ۸۷ مقاومت‌ویژه تمامی لایه‌ها پایین و مقادیر آن زیر ۵۰ اهم‌متر است. مقاومت‌ویژه پایین نشان می‌دهد که رس در سطح وجود داشته و می‌توان گفت آبخوان از نوع رسی است. تغییرات مقاومت‌ویژه رس و آب، طبق جدول (۱-۳) مشابه بوده و تفسیر لایه‌ها با وجود رس با خطا همراه است. مقاومت ویژه لایه‌رسی آبدار می‌تواند از مقاومت‌ویژه آب پایین‌تر باشد؛ پس با توجه به مدل بدست آمده لایه چهارم، در عمق ۴۶ متری می‌تواند لایه‌رسی آبدار باشد و لایه پنجم در متری لایه آبدار باشد.

چاه پیزومتر تاجی در فاصله ۲ کیلومتری از سونداژ مورد نظر قرار گرفته است. سطح آب مشاهده شده در سال ۱۳۹۰ در عمق ۴۲ متری است، اما با توجه به فاصله زیاد نتیجه و ریزش چاه، نتیجه حاصل از پیزومتر نمی‌تواند قابل اعتماد باشد.

#	Rho	Fix?	Thick	Depth	Elev	Fix?
1	18.000	☐	3.2349	4.7000	1010.3	☐
2	18.000	☐	5.3000	10.000	1005.0	☐
3	14.000	☐	4.7000	14.700	1000.3	☐
4	6.0000	☐	31.300	46.000	969.00	☐
5	7.0000	☐	54.000	100.00	915.00	☐
6	700.00	☐				☐
7		☐				☐
8		☐				☐
9		☐				☐
10		☐				☐
11		☐				☐
12		☐				☐

شکل ۳-۵ مدل حاصل از تفسیر سونداژ s87 در نرم‌افزار IX1D



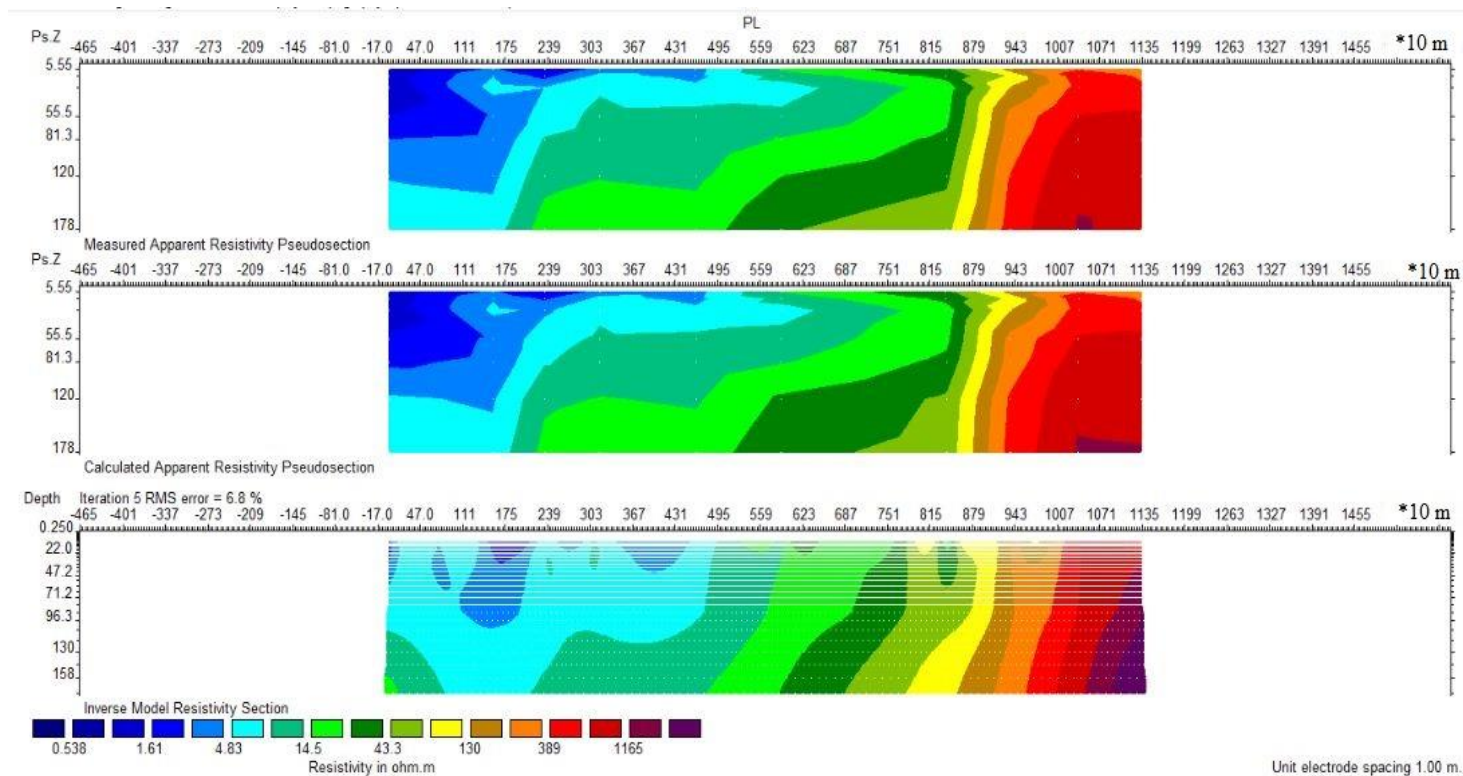
شکل ۳-۶ منحنی و مدل برازش شده به داده‌های سونداژ s-87 در نرم‌افزار IX1D

۳-۵-۲ تفسیر دوبعدی پروفیل‌های مقاومت‌ویژه

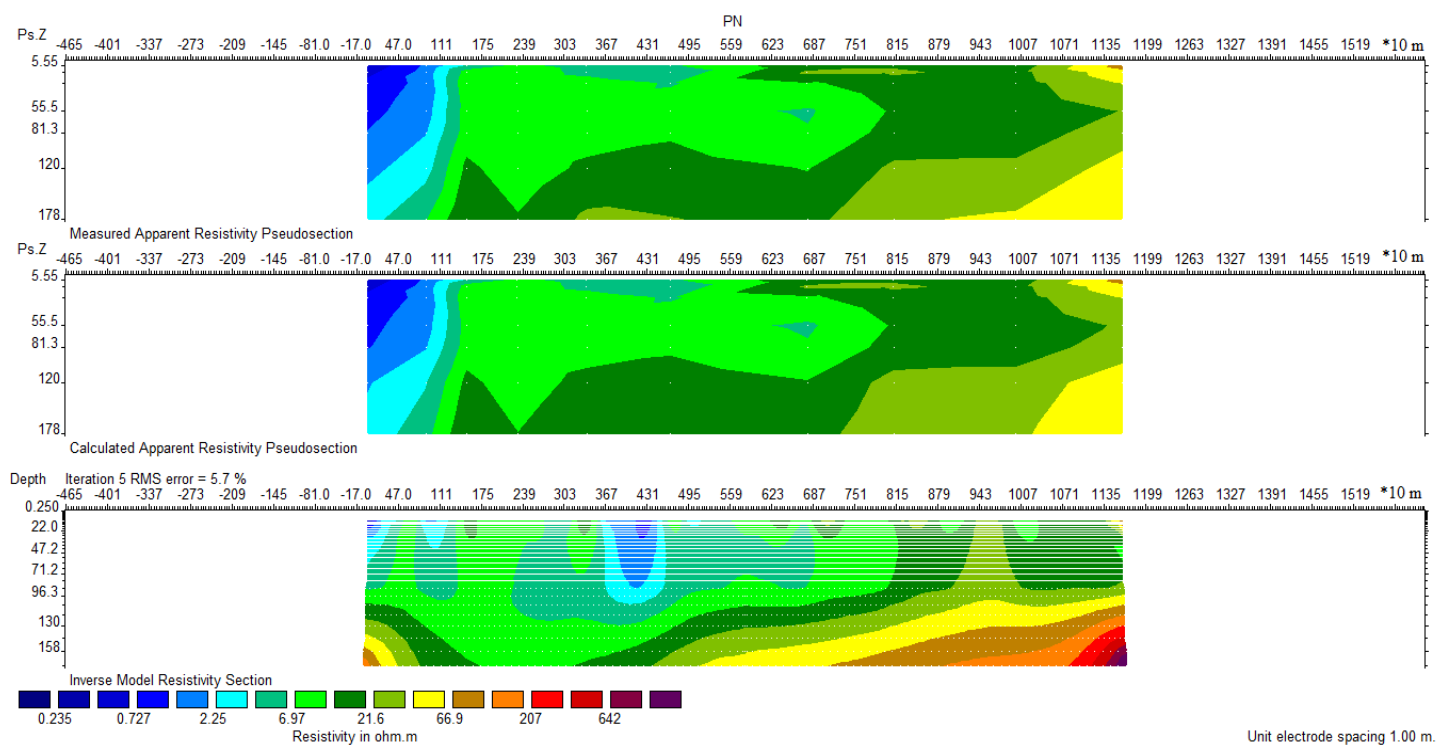
جهت به‌دست آوردن اطلاعات سطحی و عمقی از منطقه، دو پروفیل NN و LL تهیه گردید که در شکل ۳-۳ و ۷ و ۸-۳ نشان داده شده است. با توجه به فاصله زیاد سونداژها در پروفیل‌های تهیه شده، برای به دست آوردن مقطع دقیق‌تر، فاصله هر سونداژ با سونداژ مجاور به ۱۰ تقسیم و سپس وارد نرم‌افزار Res2dinv شد. پروفیل NN که به‌طور تقریبی در روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق رسم شده است (شکل ۳-۷) از مارن گچی شروع شده که محدوده کمی را در بر می‌گیرد و تعداد کمی سونداژ در زمین‌های کشاورزی است عمده این سونداژها در واحد کفه رسی کواترنری و به سمت جنوب‌شرق منطقه به واحد تپه‌های شنی منتهی می‌گردد. نتایج مطالعات ژئوفیزیک نشان می‌دهد، مقاوت ویژه در مارن گچی، زمین‌های کشاورزی و کفه‌های رسی تقریباً پایین بوده و به تدریج در تپه‌های شنی مقاوت ویژه بالاتر رفته و مقادیر متوسطی را نشان می‌دهد. با توجه به عمق رسوبات در نواحی شمالی و جنوبی منطقه جنس سنگها در عمق‌های حدود ۸۰ متر تغییر یافته و

سنگهای مربوط به عمق های بیش از ۸۰ متر از مقاومت ویژه بالاتری برخوردار است که می تواند ناشی از تغییرات لیتولوژی در این عمق مربوط باشد. همچنین انحنا و گود افتادگی مقاومت ویژه در نواحی شمالی تا مرکزی این پروفیل حاکی از ضخامت بیشتر رسوبات کفه های رسی در این منطقه است. بر روی سونداژ ۱۰۶ شیب کاهشی مقاومت ویژه از سطح به عمق دیده می شود که می تواند به تفاوت لیتولوژی دو واحد مارن گچی و رسوبات کفه رسی مرتبط باشد، از طرفی حضور گسل های پنهان نیز می تواند دلیلی بر این تفاوت باشد.

نتایج حاصل از پروفیل LL که به طور تقریبی در روند شمال غرب - جنوب شرق رسم شده است (شکل ۳-۸) که دو سونداژ ابتدایی در واحد تپه های شنی و مارن گچی انجام گرفته ولی تعداد بیشتر سونداژها در واحدهای کفه رسی و در نواحی جنوب شرقی در واحد پادگانه های متوسط قرار گرفته است. نتایج این پروفیل نشان می دهد، مقاومت ویژه در نواحی مارن گچی، تپه های شنی و کفه های رسی پایین بوده و به تدریج در نیمه جنوبی کفه های رسی شروع به افزایش کرده و مقادیر متوسط مقاومت ویژه را نشان می دهد. نواحی جنوب شرق منطقه که از پادگانه های متوسط تشکیل شده است مقاومت ویژه بالاتری را نشان می دهد، به طوریکه می توان مرز این واحد را با کفه رسی جدا کرد. همچنین تفاوت لیتولوژی مارن گچی و رسوبات کفه رسی نیز در این پروفیل به صورت شیب کاهشی مقاومت ویژه مشخص می باشد، از طرفی حضور گسل های پنهان نیز می تواند دلیلی بر این تفاوت باشد. این پروفیل تغییرات چشمگیری را در عمق نشان نمی دهد و می توان گفت تا عمق ۱۶۰ متری رسوبات دارای همان لیتولوژی است که در سطح دیده می شود.



شکل ۳-۷ پروفیل شماره LL-۱۲ (واحد‌ها بر حسب متر و طول واقعی ۱۰ برابر روی شکل)

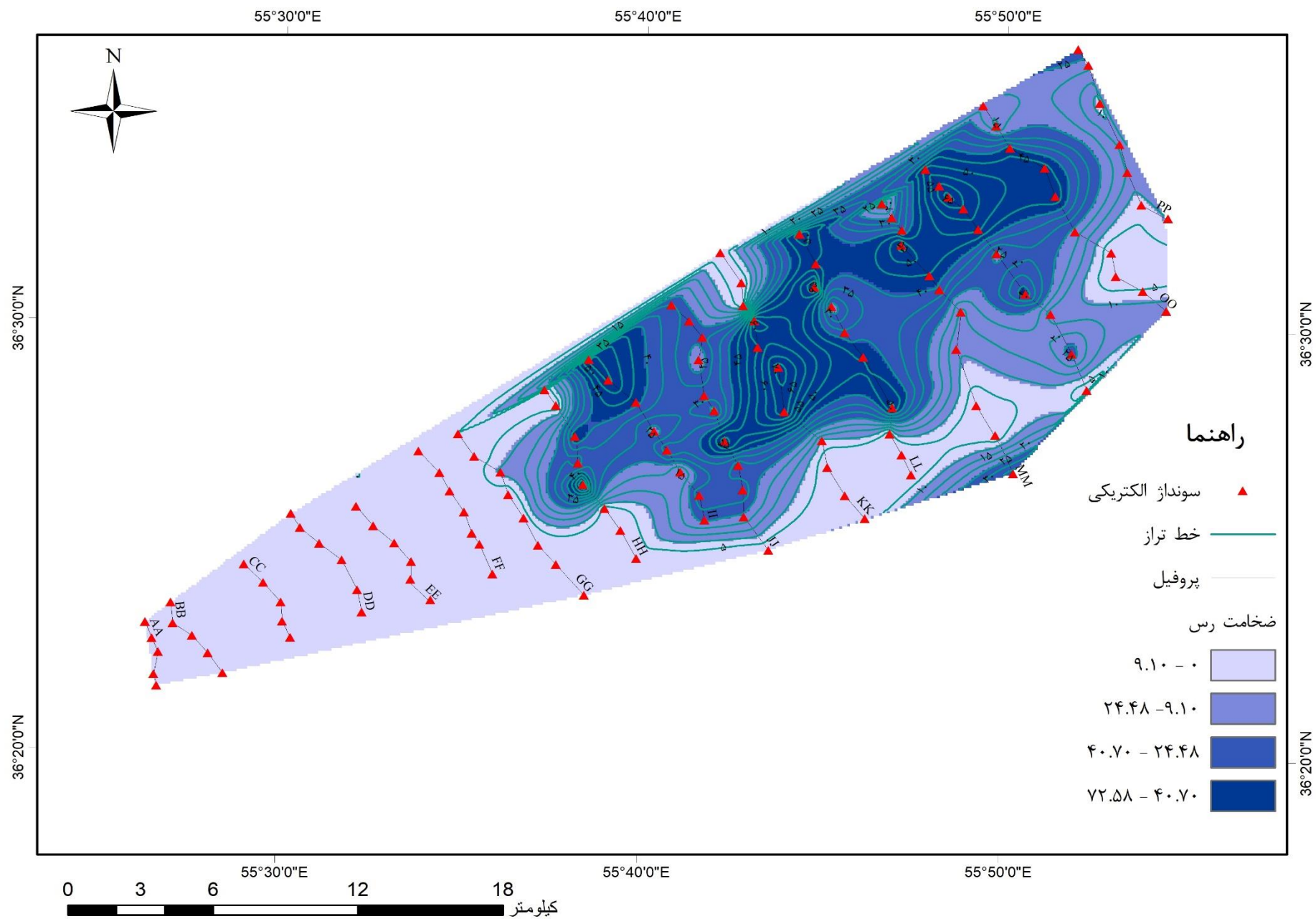


شکل ۳-۸ پروفیل شماره NN-۱۴ (واحد‌ها بر حسب متر و طول واقعی ۱۰ برابر روی شکل)

۳-۵-۳ نقشه هم‌ضخامت رس

همان‌طور که قبلاً ذکر شد، یکی از کاربردهای ژئوفیزیک تشخیص لایه رسی آبدار و تخمین سنگ بستر است. بدین منظور، پس از تشخیص سنگ بستر و لایه آبدار با استفاده سونداژها، ضخامت آبرفت رسی در بالای لایه آبدار تشخیص داده شد؛ به این صورت که لایه‌هایی که مقاومت‌ویژه زیر ۱۰۰ اهم‌متر داشتند؛ به‌عنوان آبرفت رسی در نظر گرفته شد. با توجه به اینکه نقشه تهیه شده نمی‌توانست نتایج قابل قبولی ارائه کند. لذا لایه‌های با مقاومت‌ویژه زیر ۲۰ اهم‌متر در بالای لایه آبدار به عنوان لایه رس‌دار در نظر گرفته شد. سپس نقشه هم‌ضخامت لایه رس‌دار ترسیم شد. نقشه تهیه شده در شکل ۳-۷ نشان داده شده است.

از ۱۶ پروفیل برداشت شده در ۷ پروفیل اول، به دلیل مقاومت‌ویژه بالا، لایه رس‌دار تشخیص داده نشد. ضخامت رسوبات از جنوب‌غربی به سمت مرکز و شمال‌شرقی دشت، در راستای جهت شیب عمومی منطقه، افزایش می‌یابد؛ که نشان‌دهنده تجمع رسوبات درشت‌دانه در سمت جنوب‌غربی منطقه است و به سمت شمال شرق منطقه تجمع دانه‌ریزها افزایش می‌یابد. در محدوده میانی دشت روی پروفیل kk بیشترین میزان ضخامت لایه رس‌دار، بیش از ۷۰ متر است. با توجه به ضخامت رس در بخش مرکزی و شمال‌شرقی دشت می‌توان با دیگر شواهد این مناطق را مستعد فرونشست دانست.



شکل ۳-۹ نقشه هم‌ضخامت رس

فصل چهارم: تداخل سنجی راداری

۴-۱ مقدمه

سنجش از دور علم نسبتاً جدیدی است و از اوایل سال ۱۹۶۰ کاربردهای مختلفی در مطالعات شهری، زیست محیطی و زمین‌شناسی داشته است که به صورت هوابرد و فضابرد در طول موج‌های طیف الکترومغناطیس، اطلاعات مورد نیاز عوارض را جمع‌آوری می‌کند. امواج میکروویو قابلیت نفوذ از ابرها و باران را دارند و وابسته به نور خورشید نیستند، این مساله باعث شده که سنجش زمین با استفاده از امواج میکروویو مستقل از زمان و هرگونه شرایط آب و هوایی امکان‌پذیر باشد. هم‌چنین این امواج قابلیت عبور کاملاً عمیقی در پوشش‌های گیاهی نسبت به امواج نوری دارند (Ul原因, 2014).

تکنیک تداخل‌سنجی راداری از دهه ۱۹۹۰ به‌عنوان ابزاری مفید در پایش جابجایی‌های زمین از جمله فرونشست شناخته شده است؛ که با دقت زیاد می‌تواند با روش‌های سیستم مکان‌یابی جهانی^۱ و ترازیابی^۲ قابل مقایسه باشد (دهقانی، ۱۳۸۸). این تکنیک با پوشش زمینی پیوسته و قدرت تفکیک مکانی و زمانی مناسب، یکی از بهترین روش‌های سنجش از دور، جهت بررسی تغییرات سطح زمین است. فاز تصاویر برداشت شده در یک منطقه در زمان‌های مختلف پیکسل به پیکسل مقایسه و اختلاف فاز تصاویر، جابجایی سطح زمین را نشان می‌دهد (حاجب، ۱۳۹۷). همان‌طور که در فصل دو توضیح داده شد، عمده حرکات فرونشست در راستای قائم رخ می‌دهد، این روش می‌تواند روند فرونشست را در طول زمان ارزیابی و پیش‌بینی نماید (روستایی، ۱۳۹۷).

^۱ GPS

^۲ Leveling

۴-۲ انواع سنجنده ها

سنجنده‌های سنجش از دور به دو کلاس کلی تقسیم می‌شوند: سنجنده‌های فعال که به عنوان رادار^۱ها شناخته می‌شوند و سنجنده‌های غیرفعال که تحت عنوان رادیومتر^۲ها شناخته می‌شوند. هردو کلاس شامل آنتن و دریافت کننده هستند، با این تفاوت که رادارها دارای فرستنده نیز هستند.

سیستم تصویربرداری راداری به دو دسته رادار با روزنه حقیقی (RAR^۳) و رادار با روزنه مصنوعی (SAR^۴) تقسیم می‌شوند که به صورت هواپرد و فضاپرد کاربرد دارند. رادارها شامل عناصر فرستنده^۵، سیستم ثبت^۶ و پردازش داده (برای پردازش همزمان) و سیستم آنتن گیرنده^۷ می‌باشد.

در سیستم‌های راداری امواج ماکروویو به زمین ارسال شده و بخشی از انرژی آن توسط اجسام جذب و بخشی از آن بازپراکنش می‌شود، هرچه انرژی بازگشتی از یک شی بیشتر باشد تصویر روشن‌تر دیده می‌شود، بنابراین در یک تصویر SAR نقاط تیره و روشن خاکستری رنگی را ایجاد می‌کند که اگر در کنار هم الگوی قابل تفسیری را ایجاد کنند می‌توان اطلاعات قابل توجهی را از آن استخراج کرد (ITC, 1999).

۴-۳ سیستم راداری با روزنه مصنوعی

در این نوع سیستم‌ها یک آنتن با طول بلند شبیه‌سازی می‌شود، بنابراین یک عارضه می‌تواند در مدت زمان طولانی‌تری مشاهده شده و اطلاعات مربوط به آن جمع‌آوری گردد. برای شبیه‌سازی آنتن سیگنال‌های بازگشتی از یک شی در تمام مدت زمانی که شی در میدان دید سنجنده قرار دارد ثبت می‌گردد و سپس مورد پردازش قرار می‌گیرند (CCRS, 2006).

^۱ Radar (Radio Detection and Ranging)

^۲ Radiometer

^۳ Real Aperture radar

^۴ Synthetic Aperture radar

^۵ Transmitter

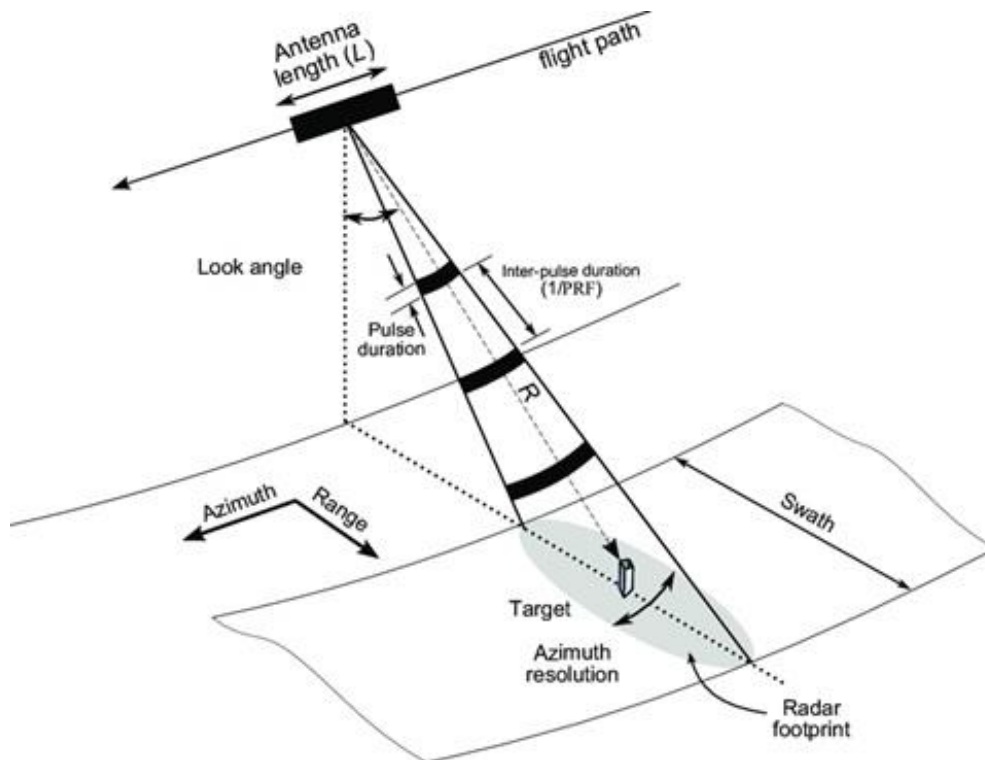
^۶ Recorder

^۷ Receiver

در سیستم‌های SAR اساس قدرت تفکیک در امتداد محور y یا جهت پرواز و نرخ تغییرات فاز و فشردگی پالس‌های دریافتی صورت می‌گیرد. سیگنال برگشتی از هدف زمینی بازپراکنش شده و تعدادی از آنها توسط آنتن گیرنده دریافت می‌گردد و پس از ارسال به ایستگاه زمینی مورد پردازش قرار می‌گیرد. این روش باعث می‌شود تا تصویر مختلط منفردنگر^۱ SLC قابل درک شود. میزان تاخیر پالس ارسالی متناسب با قدرت تفکیک در امتداد برد است. همچنین قدرت تفکیک در امتداد آزیموت با توجه به اندازه‌گیری شیفت فرکانس سیگنال برگشتی به چندین پالس قابل درک قابل محاسبه است. پس از فشردگی سازی در راستای برد و آزیموت می‌توان به قدرت تفکیک مکانی مناسبی رسید.

یک تصویر SAR شامل دو نوع اطلاعات می‌باشد، اطلاعات دامنه که اندازه تابش یا پس‌پراکندگی برگشت داده شده از یک نقطه زمینی را اندازه می‌گیرد و اطلاعات فاز که شامل حالت موج در زمان دریافت سیگنال برگشتی است. اگر موجی که برگشت داده می‌شود در هر لحظه طی مسیر رفت و برگشت، عدد صحیحی از طول موج باشد اطلاعات هندسی را ارائه می‌دهد؛ که می‌تواند در کاربردهایی با هدف استخراج توپوگرافی و یا تعیین جابجایی زمین مورد توجه قرار گیرد (Bouaraba et al., 2018).

^۱ Single Look Complex



شکل ۴-۱ سیستم تصویربرداری راداری (Bouaraba et al., 2018)

۴-۴ تداخل سنجی راداری

یکی از روش‌هایی که در اندازه‌گیری فرونشست زمین به کار می‌رود، روش تداخل سنجی راداری است. این روش، برای اولین بار در سال ۱۹۸۰ به عنوان روشی جهت تعیین توپوگرافی زمین و تهیه مدل رقومی استفاده گردید و سپس با استفاده از این روش، حوادث طبیعی مانند حرکات زمین در اثر رانش زمین، فرونشست، زمین‌لرزه و یخچال‌های طبیعی شناسایی شد (روستایی، ۱۳۹۷).

در این روش تصاویر مختلط راداری که دارای مقادیر فاز و دامنه موج برگشتی از عارضه به سمت سنجنده هستند با یکدیگر تلفیق شده و تصویری به نام تداخل نگاشت^۱ ایجاد می‌کنند. تداخل نگاشت تصویری است که از اختلاف فاز دو تصویر به دست آمده در دو زمان مختلف که از نظر هندسی به طور دقیق بر روی هم منطبق شده اند، حاصل می‌شود (حقیقت‌مهر، ۱۳۹۰).

^۱ Interferogram

۴-۲-۴ تداخل سنجی تک‌گذره

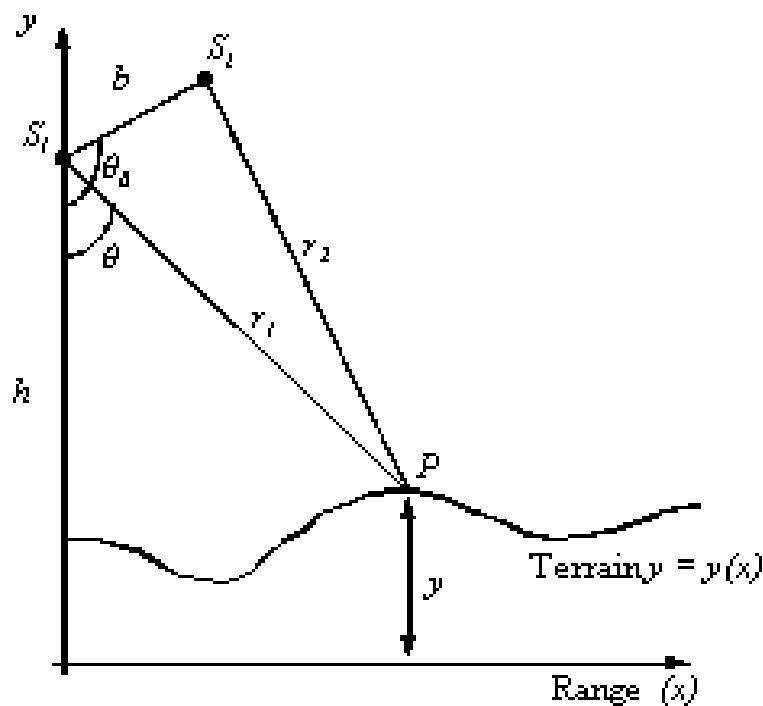
در این حالت اگر دو آنتن نصب شده در راستای پرواز باشند به آن تداخل سنجی در راستای پرواز^۱ نامیده می‌شود و از آن برای حرکت حرکت یخچال‌ها و بلوک‌های یخی و سرعت امواج اقیانوس‌ها استفاده می‌شود. در صورتی که دو آنتن در جهت عمود بر جهت پرواز باشد به آن تداخل سنجی عمود بر جهت پرواز^۲ می‌گویند که در آن مکان عرضی مسیر تا حدی متفاوت است (Hoen, 2001). در این حالت اختلاف فاز دو آنتن راداری که بر روی ماهواره نصب شده اندازه‌گیری و تغییرات در راستای دید ماهواره ثبت می‌شود که می‌توان جابجایی‌های سریع و توپوگرافی سطح زمین را با این روش بررسی کرد.

ماهواره راداری در مدارهای قطبی قرار گرفته‌اند که دو زاویه دید نسبت به نقطه می‌توانند داشته باشند، یک زاویه دید هنگامی به وجود می‌آید ماهواره از قطب شمال به سمت قطب جنوب حرکت کند که پایین‌گذر^۳ نامیده می‌شود، زاویه دیگر بالاگذر نامیده می‌شود و حرکت از قطب جنوب به سمت قطب شمال است (روستایی، ۱۳۹۷). شکل ۴-۲ هندسه تداخل سنجی تک‌گذره را نشان می‌دهد.

^۱ Along track

^۲ Across track

^۳ Descending



شکل ۲-۴ هندسه تداخل سنجی راداری تک گذره www.earth.esa.int

۳-۴-۴ تداخل سنجی چندگذره

در عبور دوگذره مختلف با هندسه تقریباً مشابه تنها وجود یک آنتن نیاز است، که آنتن تصاویر را در یک زمان خاص، دریافت کرده و سپس در زمانی دیگر مجدداً از منطقه تصویربرداری می‌کند (روستایی، ۱۳۹۷). این روش بر پایه اطلاع دقیق از مسیر پرواز استوار است و بنابراین برای سیستم‌های ماهواره‌ای مناسب است. استفاده از این روش برای نظارت بر تغییر شکل زمین، زمین‌لغزش، فرونشست زمین و مطالعات آتشفشان، بسیار حائز اهمیت است (شیدایی، ۱۳۹۳).

۴-۵ مراحل پردازش تصویر

۴-۵-۱ ثبت هندسی تصاویر

به علت متفاوت بودن مدارها و همچنین ثبت اطلاعات هر تصویر از مکان مختلف، هندسه تصویربرداری دو تصویر با یکدیگر متفاوت هستند و به همین دلیل عوارض دو تصویر در حالت معمول برهم منطبق نیستند و لازم است اطلاعات یک تصویر نسبت به تصویر دیگر جابجا یا انتقال داده می‌شوند تا همپوشانی خوبی صورت گیرد که این عمل را ثبت یک تصویر نسبت به تصویر دیگر می‌گویند.

۴-۵-۲ تشکیل تداخل نما

در مرحله بعد یکی از تصاویر به عنوان تصویر اصلی^۱ و دیگری را پیرو^۲ انتخاب می‌شوند که ضرب هر سیگنال پیکسل اول در مزدوج مختلط تصویر دوم یک پیکسل در تصویر راداری را به صورت یک عدد مختلط نمایش می‌دهد. اگر X و Y دو سیگنال تصویر رادار باشند روابط زیر را خواهیم داشت:

$$x = Ae^{-i\varphi_1} \quad \text{رابطه (۴-۱)}$$

$$y = Be^{-i\varphi_2} \quad \text{رابطه (۴-۲)}$$

که در این روابط A و B دامنه سیگنال هر پیکسل و φ فاز سیگنال است و تداخل نمای حاصل به صورت زیر خواهد بود:

$$xy^* = (Ae^{-i\varphi_2}) * (Be^{-i\varphi_2}) = A * Be^{(\varphi_2 - \varphi_1)} \quad \text{رابطه (۴-۳)}$$

^۱ Master

^۲ Slave

که در این رابطه y^* مزدوج مختلط است (Raucoules et al., 2003). اختلاف فاز هر پیکسل در تصویر اصلی و پیرو بین صفر تا 360° درجه تغییر می کند و با تغییرات در هندسه تصویربرداری، توپوگرافی، جابه جایی سطح زمین، تغییرات اتمسفر و نویز مرتبط است (روستایی، ۱۳۸۹).

۴-۶ مزایای روش تداخل سنجی راداری

در بین روش های زمینی و ماهواره ای، تکنیک تداخل سنجی راداری، حرکات ناشی از فرونشست زمین را به خوبی نشان می دهد و قابلیت اندازه گیری جابجایی سطح را تا کسری از موج راداری (۳ تا ۷۰ سانتی متر) در پوشش مکانی بسیار وسیع (100^*100 کیلومتر مربع) و با قدرت تفکیک مکانی بالا (20^*20 متر) دارد. از دیگر تفاوت های این روش با دیگر روش های ژئودیتیکی و غیرژئودیتیکی می توان به امکان تهیه سری زمانی جابجایی به کمک تصویربرداری مکرر در هر منطقه در بازه زمانی کوتاه (بعنوان مثال ۳۵ روز) اشاره کرد (دهقانی، ۱۳۸۸).

از دیگر مزیت های تکنیک راداری، می توان سهولت برداشت داده، دسترسی آسان به داده، صرفه جویی در زمان و هزینه نام برد. همچنین بروزرسانی مطالعات نشست با استفاده از تصاویر آرشو آژانس فضایی اروپا، که به طور رایگان در اختیار کاربران قرار می گیرد، یکی دیگر از مزایای علم سنجش از دور می باشد (روستایی، ۱۳۹۷).

۴-۷ پیش پردازش در نرم افزار گاما

نرم افزار گاما^۱ که به زبان برنامه نویسی ANSI C نوشته شده، بر روی سیستم عامل UNIX و PC/NT و PC/LINUX قابل اجراست. در این نرم افزار از روش مرحله ای و کدنویسی با ساختار کاملاً مشخص استفاده شده است. تصاویر خام ماهواره Sentinel 1A دریافت و در نرم افزار گاما شناسایی و قابل خواندن می شود (روستایی، ۱۳۸۹).

^۱ GAMMA

۱-۷-۴ ماهواره Sentinel1A

ماهواره Sentinel1A توسط آژانس فضایی اروپا در قالب برنامه کوپرنیک، در آوریل ۲۰۱۴ به فضا پرتاب شد. این ماهواره مدار قطبی، در محدوده طول موج ماکروویو و باند C (5.405GHz) تصویربرداری می‌کند و مجهز به رادار روزنه مصنوعی است که تصاویری با قدرت تفکیک بالا را ارائه می‌دهد.

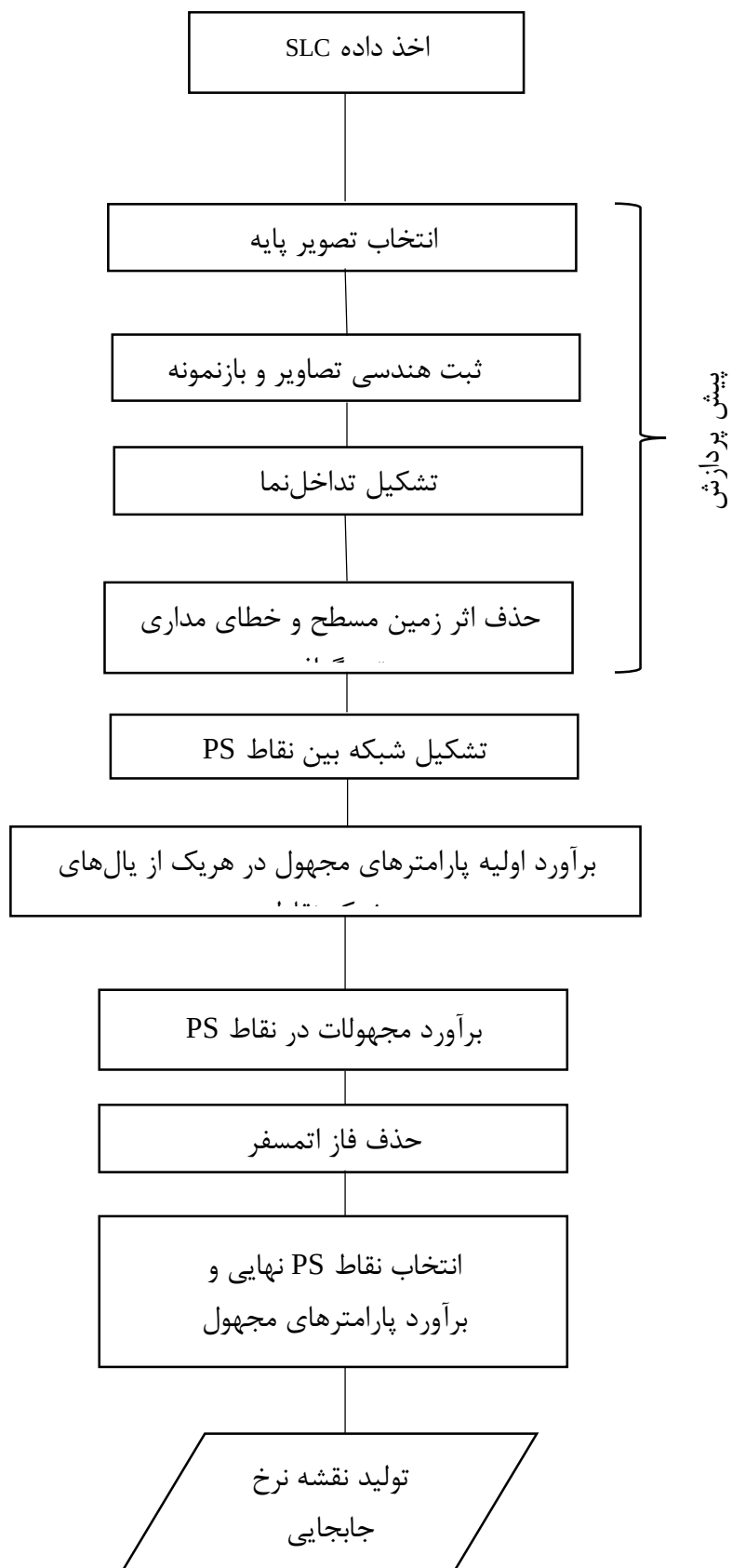
ماهواره Sentinel1A در تمامی ساعات شبانه‌روز و هرگونه شرایط آب‌وهوایی قادر به تصویربرداری عوارض سطح زمین است. از کاربردهای مهم این ماهواره می‌توان به پایش مخاطرات سطح زمین و نقشه‌برداری از سطح زمین، جنگل، خاک و آب اشاره کرد. همچنین پایش مناطق یخ‌بسته دریاها و پشتیبانی امدادرسانی در مواقع بحران و مخاطرات طبیعی با استفاده از این ماهواره امکان‌پذیر است (www.sentinel.esa.int).

۴-۷-۲ تهیه تداخل‌نما

برای تهیه تداخل‌نما به وسیله نرم‌افزار گاما از پردازشگر^۱ ISP استفاده می‌شود. این پردازشگر از الگوریتم‌های بسیاری که برای تولید تهیه تداخل‌نما، نقشه‌های ارتفاعی، نقشه‌های هم‌فازی و محصولات تداخل‌سنجی تفاضلی مورد نیاز است تشکیل شده است. الگوریتم تهیه تداخل‌نما با برآورد خط مبنا از داده مداری و ثبت هندسی دو تصویری که از نظر مداری و فاصله زمانی نسبت به یکدیگر مناسب باشند، آغاز می‌گردد. سپس تداخل‌نما همراه با فیلترگذاری باند طیفی تولید می‌گردد. تکمیل‌کننده این بخش از فرآیند تداخل‌سنجی مسطح‌سازی تداخل‌نماست که با حذف روند فاز زمین مسطح صورت می‌گیرد (محمدی، ۱۳۸۹).

ترتیب انجام مراحل ذکر شده در شکل ۴-۳ نشان داده شده است:

^۱ Interferometric SAR Processor



شکل ۳-۴ مراحل تشکیل تداخل‌نما در نرم‌افزار گاما (روستایی، ۱۳۹۷)

۴-۷-۳ بازیابی فاز و زمین مرجع کردن

با توجه به ماهیت تصویربرداری رادار با دریچه مصنوعی این تصاویر دارای اطلاعات مقدار فاز مطلق نیستند و فاز موجود، پنهان در بازه صفر تا ۳۶۰ درجه است. در واقع زاویه فاز و اختلاف فاز در یک تداخل نما مشخص نیست، ولی مقدار آن در این بازه تغییر می کند. در مرحله بازیابی فاز، مقدار مطلق فاز به دست می آید. برای انجام این مرحله الگوریتم های مختلفی وجود دارد. در این الگوریتم ها فازهایی که دارای کیفیت کم هستند نادیده گرفته شده و از فازهایی که دارای کیفیت بالایی می باشند، در پردازش تصاویر استفاده می شود. پس از بازیابی فاز، در این مرحله با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی زمین به ارتفاع و مختصات پیکسل، زمین مرجع می شود.

۴-۷-۴ تهیه نقشه نهایی

برای این کار از تصاویر مختلط منفردنگر، از سوی آژانس فضایی اروپا تهیه گردید. برای این کار از تصاویر پایین گذر^۱ از ماهواره Sentinel 1A انتخاب شد. تصاویر در بازه زمانی شش ماهه، که از تاریخ ۰۷ جولای ۲۰۱۶ (۱۷ تیر ۱۳۹۵) تا ۱۲ دسامبر ۲۰۱۶ (۲۲ آذر ۱۳۹۵) تصویربرداری شده، انتخاب و با استفاده از این تصاویر تداخل نما تشکیل شد. هر نوار تصویر با استفاده از فایل های همراه به فرمت خواندنی نرم افزار گاما تبدیل و ثبت هندسی در راستای تصویر مرجع صورت گرفته است. بازیابی فاز به کمک تصویر همبستگی و تهیه نگاشت جابجایی زمین مرجع شده، توسط مدل ارتفاعی رقومی زمین با قدرت تفکیک ۹۰ متر انجام شده است. شکل ۴-۵ تصویر نهایی تداخل سنجی راداری را نشان می دهد. با توجه به اینکه در این محدوده چاه های بهره برداری متعددی حفر گردیده برای تفسیر بهتر تداخل سنجی طیفی، موقعیت نقاط چاه های بهره برداری و مشاهده ای نیز روی تصویر قرار داده شده است.

^۱ Descending

در این تصویر، در محدوده میانی دشت میامی، پدیده فرونشست مشاهده شده است که با رنگ آبی در تصویر دیده می‌شود. در بیشتر تصاویر SAR، الگوی فرونشست تکرارپذیر است و در فصول گرم سال، نشست آشکاری در تصویر دیده می‌شود که با زمین‌های زراعی و آبرفت‌های عهد حاضر منطبق است. منطقه دشت میامی، طبق نقشه زمین‌شناسی بر روی آبرفت‌های عهد حاضر (کواترنری) قرار گرفته و بررسی لاگ حفاری چاه‌های پیژومتر نشان می‌دهد، جنس خاک در این محدوده لایه رس‌دار دانه‌ریز است. همان‌طور که در تصویر ۴-۵ مشخص شده است تعداد چاه‌های بهره‌برداری در منطقه تراکم بالایی دارد و عمده برداشت آب برای مصارف کشاورزی استفاده می‌شود.

۴-۴-۶ خروجی نرم‌افزار گاما و نمایش آن در محیط نرم‌افزار

ArcGIS

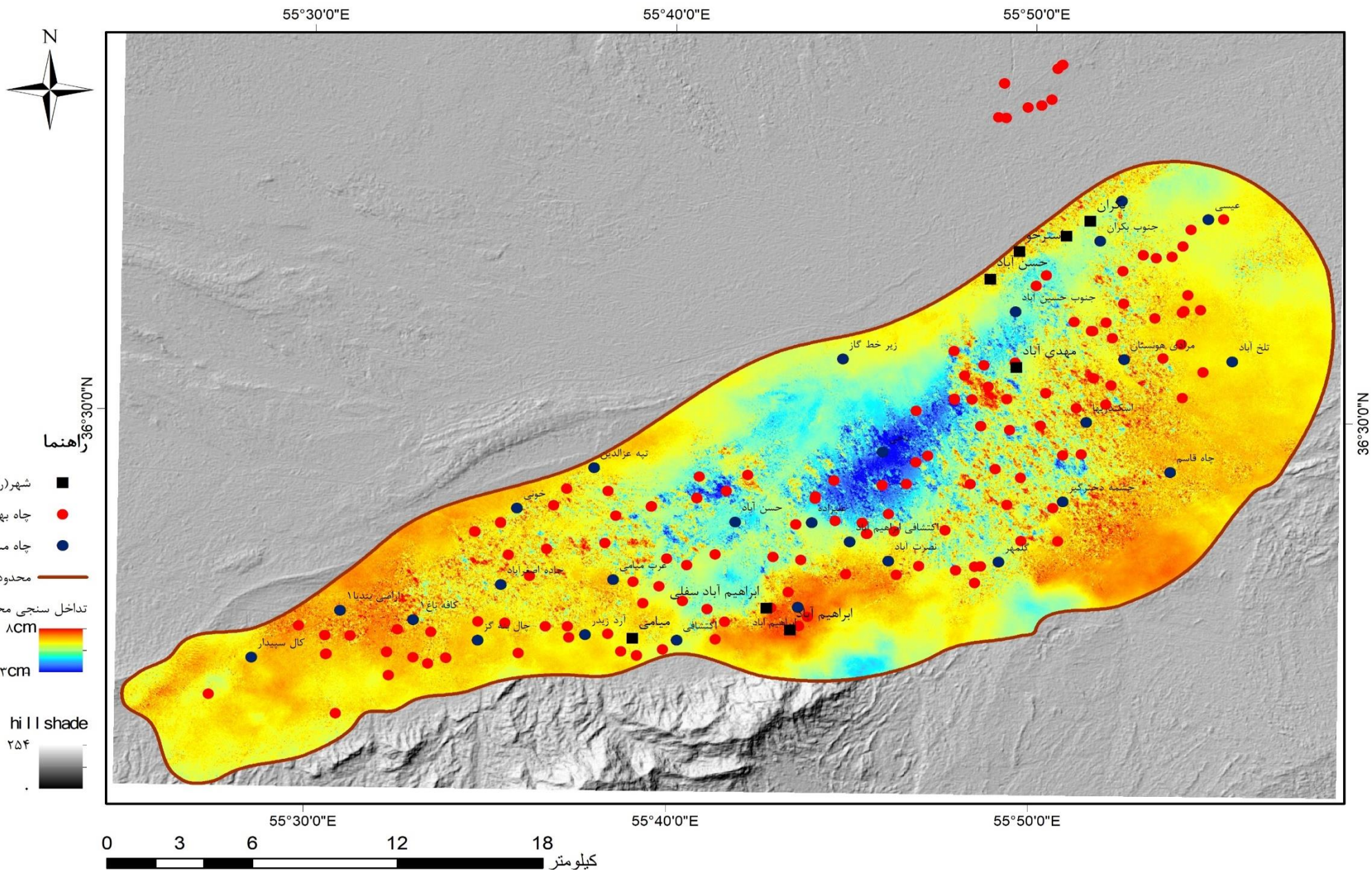
شکل (۴-۴) تصویر نهایی تداخل‌سنجی راداری ژئورفرنس شده بر روی تصویر Hill shade در نرم‌افزار ArcGIS را نشان می‌دهد. با توجه به این که در این محدوده چاه‌های بهره‌برداری متعددی حفر گردیده، برای تفسیر بهتر تداخل‌سنجی طیفی، موقعیت نقاط چاه‌های بهره‌برداری و مشاهده‌ای نیز روی تصویر قرار داده شده است.

در تصاویر InSAR، الگوی فرونشست تکرارپذیر است و در فصول گرم سال، نشست آشکاری در تصویر دیده می‌شود؛ که با زمین‌های زراعی و آبرفت‌های عهد حاضر منطبق است. در این تصویر، در محدوده میانی دشت میامی، پدیده فرونشست مشاهده شده است؛ که با فیلتر رنگ آبی در تصویر دیده می‌شود.

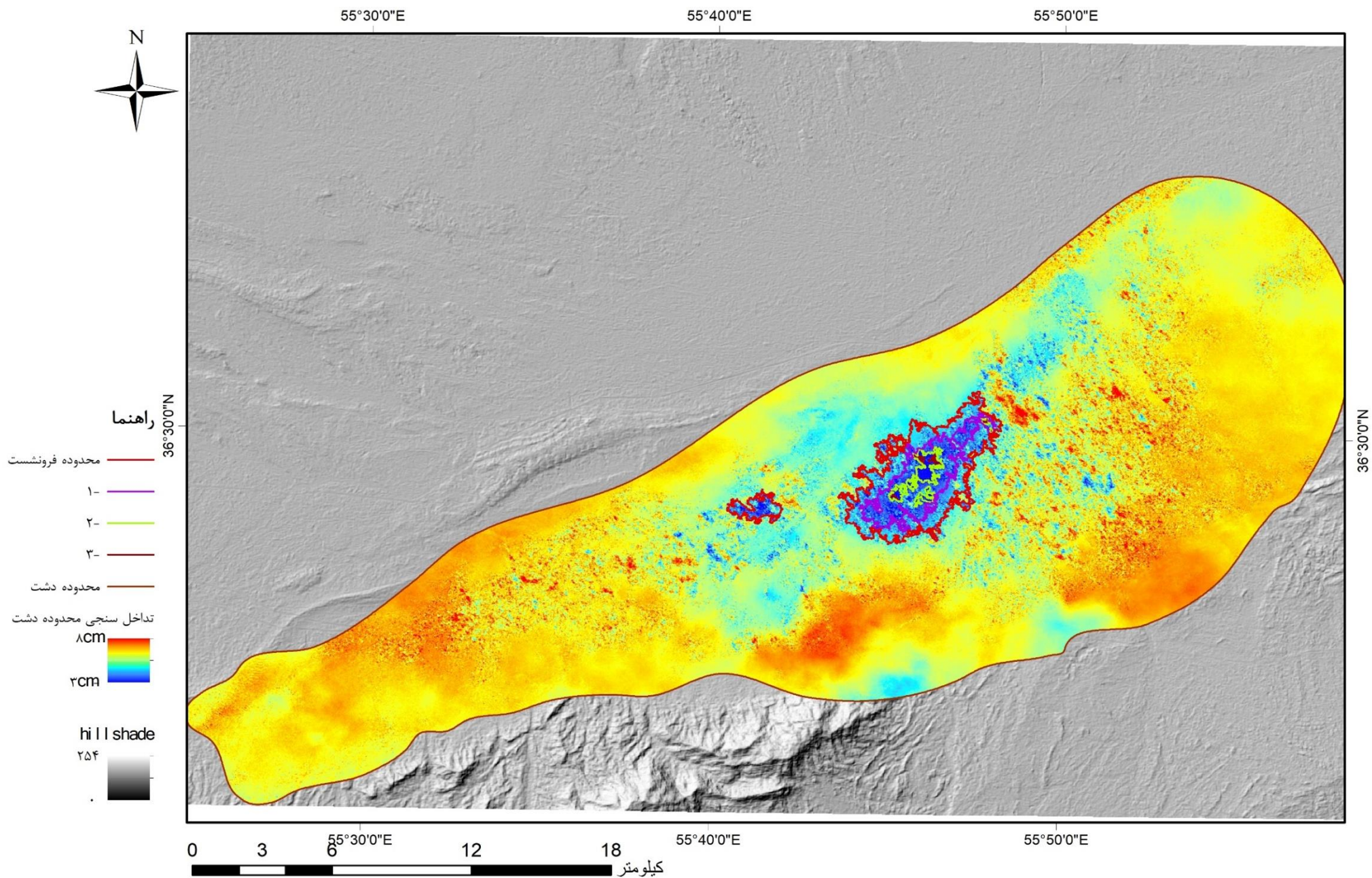
در بخش شمال غربی و بخش‌هایی از شمال شرقی، نقاط آبی رنگی مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده تغییر فاز در داخل دشت است؛ این تغییرات فاز همراه با شرایط زمین‌شناسی، می‌تواند به عنوان منطقه مستعد فرونشست در منطقه مطالعاتی معرفی شود.

۴-۴-۶-۲ نگاشت نهایی نرخ فرونشست در دشت

نگاشت نهایی نرخ جابجایی در بازه شش ماهه از سال با منحنی‌های میزان، در شکل ۴-۵ نشان داده شده است. خط قرمز در اطراف محدوده، نشان‌دهنده مرز فرونشست است و بیشینه میزان جابجایی در داخل محدوده فرونشست ۳ سانتی‌متر است. خطوط مضرس کنتوری، نشان‌دهنده دقت بالای تصاویر راداری بوده و هموارسازی خطوط باعث از بین رفتن بخشی از اطلاعات و کاهش دقت خواهد شد.



شکل ۴-۴ تصویر SAR در محدوده دشت بر روی تصویر Hill shade



شکل ۴-۵ نداشت جابجایی در دشت میامی

فصل پنجم: آب های زیرزمینی

۵-۱- مقدمه

آب زیرزمینی یکی از مهم‌ترین منابع تأمین آب شیرین مورد نیاز انسان در چند دهه اخیر می‌باشد. امروزه بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی برای مصارف کشاورزی، صنعت و شرب اهمیت دارد. اصطلاح آب زیرزمینی یا آب زیرسطحی، غالباً به تمامی آب‌های قابل برداشت زیرسطحی گفته می‌شود (صداقت، ۱۳۹۲).

آب زیرزمینی تغییرات وسیعی در فرآیندهای ژئولوژیکی دارد و برای تخمین درست از فرآیندهای هیدرولوژی و منابع حوضه آبریز، ارزیابی آلودگی محیط زیست و مخاطرات طبیعی مانند زمین‌لغزش‌ها و فرونشست دشت‌ها، بررسی تغییرات آب زیرزمینی امری مهم تلقی می‌شود. در حوضه‌های مناطق خشک و نیمه خشک، تهیه آب تمیز، کافی و ارزان برای مصارف گوناگون، حائز اهمیت بوده و منجر به بهره‌برداری بالایی از سفره‌های آب زیرزمینی می‌شود (کیانی، ۱۳۹۶).

۵-۲- مفاهیم و اصطلاحات هیدروژئولوژی^۱

برای مطالعه آب‌های زیرزمینی، برخی پارامترهای مرتبط مورد بررسی قرار می‌گیرد در اینجا لازم است قبل از بررسی، در مورد برخی مفاهیم هیدروژئولوژی توضیحات مختصری ارائه گردد:

۵-۲-۱- تقسیم‌بندی آبخوان‌ها

آبخوان‌ها یا سفره آب زیرزمین، از نظر نفوذپذیری به سه دسته کلی آتی تقسیم می‌شوند:

^۱ Hydrogeology

- ✓ آبخوان آزاد^۱: تشکیلاتی با نفوذپذیری بالا که قابلیت ذخیره و انتقال آب را دارند و فشاری بر سطح ایستابی وارد نمی‌شود. سطح ایستابی در آبخوان‌های آزاد، معمولاً از توپوگرافی محل تبعیت می‌کند و نوسانات سطح ایستابی در آن به میزان تغذیه و تخلیه سفره و یا حجم آب ذخیره شده در آن بستگی دارد.
- ✓ آبخوان نیمه‌تراوا^۲: این نوع آبخوان قابلیت ذخیره‌سازی حجم بالای آب را دارد؛ ولی آب، آزادانه به چاه انتقال نمی‌یابد و مقاومت بالایی نسبتاً بالایی در مقابل جریان آب دارند و انتقال آب به صورت نشت است و مقدار و جهت آن به اختلاف فشار موجود در دو طرف لایه بستگی دارد.
- ✓ آبخوان محصور^۳ (تحت فشار): آبخوانی که بین دو لایه با نفوذپذیری پایین قرار گرفته است (Galloway et al., 1999).

۵-۲-۲ تخلخل^۴

نسبت حجم فضای خالی موجود در خاک به حجم کل آن نمونه را تخلخل می‌گویند. رابطه تخلخل به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\alpha = \frac{V_v}{V_t} \times 100 \quad (۱-۵)$$

در این رابطه V_v حجم فضای خالی موجود در سنگ و V_t حجم کل سنگ و α تخلخل مطلق را برحسب درصد نشان می‌دهد (صداقت، ۱۳۹۲).

^۱ Aquifer

^۲ Aquitard

^۳ Aquifer Unconfined

^۴ Porosity

۵-۲-۳ هدایت هیدرولیکی^۱ (ضریب نفوذپذیری)

یک ویژگی مهم حرکت آب زیرزمینی در رسوبات، هدایت هیدرولیکی است که توانایی یک محیط متخلخل برای عبور آب از میان رسوبات را نشان می‌دهد و در رسوبات و سنگ‌ها به اندازه تخلخل و میزان فضای خالی و نحوه ارتباط آن‌ها باهم بستگی دارد (Galloway et al., 1999).

واحد هدایت هیدرولیکی همانند سرعت، متربرثانیه و یا سانتی‌متربر ثانیه، تعریف می‌شود اما به‌علت کوچک بودن این واحد آن را بر حسب متربرروز، بیان می‌کنند. مقدار هدایت هیدرولیکی را با استفاده از روش‌های مختلف آزمایشگاهی و صحرایی برای اندازه‌گیری می‌کنند (صداقت، ۱۳۹۲).

۵-۲-۶ ضریب ذخیره^۲ و آبدهی ویژه^۳

حجم آب، به ازای واحد افت سطح ایستابی در هر واحد از سطح افقی آبخوان، ضریب ذخیره نامیده می‌شود و ظرفیت آبدهی آبخوان را نشان می‌دهد. در آبخوان‌های آزاد این پارامتر، آبدهی ویژه نامیده می‌شود و شاخصی است که میزان حجم خارج شدن و یا داخل شدن آب را در محیط‌های متخلخل نشان می‌دهد. (صداقت، ۱۳۹۲).

آبدهی ویژه به حجم آبی گفته می‌شود که در اثر پایین یا بالا رفتن سطح ایستابی (یا پیزومتریک) به اندازه یک واحد از هر واحد سطح آبخوان خارج شده و یا به ذخیره آن افزوده شود. میزان آبدهی ویژه با تخلخل مؤثر در لایه‌های رسوبی متبسط است و به اندازه دانه‌ها، شکل و توزیع منافذ و تراکم لایه بستگی دارد.

ضریب ذخیره با استفاده از روش‌های مختلف صحرایی و آزمایشگاهی اندازه‌گیری می‌شود که معمول‌ترین آن استفاده روش صحرایی، آزمون‌های پمپاژ چاه است (Galloway et al., 1999).

^۱ Permeability coefficient

^۲ Storage Coefficient

^۳ Specific yield

۵-۲-۷ آبدهی مجاز

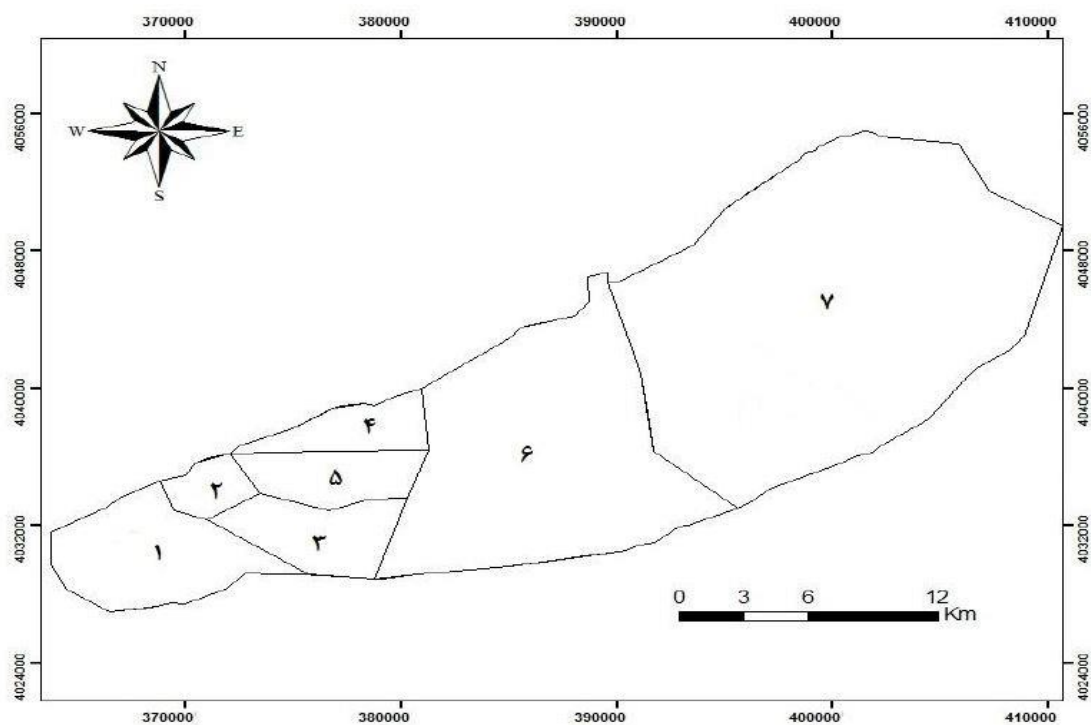
میزان برداشت مجاز، از چاه آب زیرزمینی به طوری که به آثار نامطلوبی روی پایین رفتن دائمی سطح آب زیرزمینی نداشته باشد، تحت عنوان آبدهی مجاز مطرح می شود. این تعریف مفهوم هیدرولیکی نداشته، اما آثار برداشت بیش از حد مجاز آب زیرزمینی، منجر به رخداد فرونشست، ترک خوردن خاک، نفوذ آب شور به آبخوان و... شود.

۵-۳ پارامترهای هیدروژئولوژی در آبخوان

۵-۳-۱ هدایت هیدرولیکی

آبخوان دشت میامی از نوع آزاد است و پارامترهای هدایت هیدرولیکی و آبدهی ویژه به دلیل عدم اطلاعات آزمایش پمپاژ، از مطالعات قبلی استفاده شده است. محمدی در سال ۱۳۹۰ با استفاده از لاگ چاههای حفاری، دشت میامی را بر اساس هدایت هیدرولیکی تقسیم بندی کرده است. در این مطالعات دشت به ۷ منطقه تقسیم شده و در هریک از مناطق، مقدار هدایت هیدرولیکی مشخص شده است.

پیشتر اشاره شد که، با توجه به شکل (۳-۷)، نقشه هم ضخامت رس، در بخش جنوب غربی دشت، جنس رسوبات عموماً ماسه ای بوده و میزان رس پایین بوده و به سمت مرکز و شمال شرقی دشت مقدار رس افزایش یافته؛ با افزایش رس، هدایت هیدرولیکی کاهش می یابد. منطقه بندی آبخوان، در شکل (۵-۱) و مقادیر هدایت هیدرولیکی، در جدول (۵-۱) نشان داده شده است. همان گونه که در منطقه بندی نشان داده شده است. مناطق ۲، ۳، ۴ و ۵ بیشترین هدایت هیدرولیکی را بر حسب متربروز داشته و کمترین مقادیر مربوط به مناطق ۶، ۷ و ۱ می باشد.



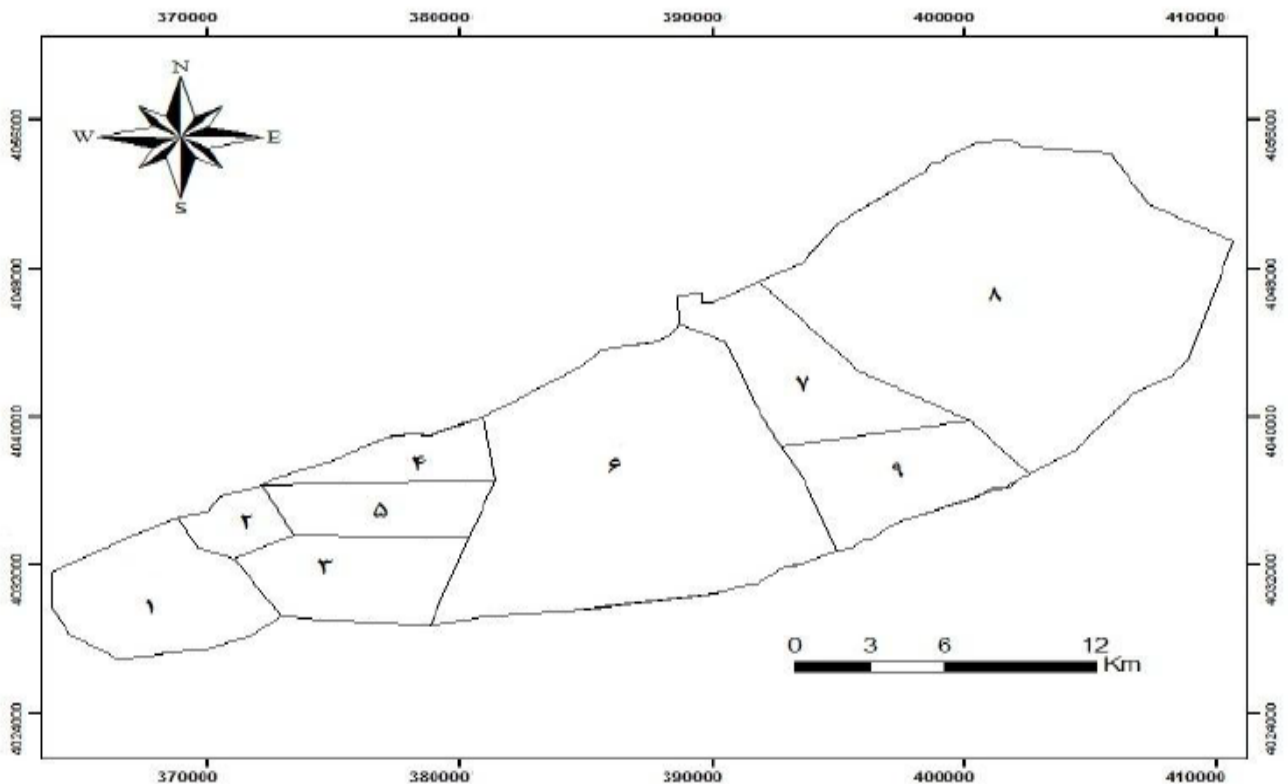
شکل ۵-۱ منطقه بندی هدایت هیدرولیکی در دشت میامی (محمدی ۱۳۹۰)

جدول ۵-۱ مقادیر هدایت هیدرولیکی در دشت میامی (محمدی ۱۳۹۰)

شماره منطقه	هدایت هیدرولیکی اولیه (m/day)
۱	۴
۲	۱۶/۷
۳	۱۵
۴	۱۰
۵	۱۱
۶	۳
۷	۴

۵-۳-۲ آبدهی ویژه

پارامتر دیگری که در دشت میامی با استفاده از مدل سازی بررسی شده است، آبدهی ویژه در شرایط ناپایدار (دوره یک ساله) و پایدار (بازه یک ماهه) است (محمدی، ۱۳۹۰). منطقه بندی آبدهی ویژه در شکل (۵-۲) و مقادیر آن، برحسب درصد، در جدول (۵-۲) نشان داده شده است. با توجه به جدول (۵-۲) بیشترین آبدهی ویژه در دشت مربوط به مناطق ۲، ۳ و ۵ می باشد. آبدهی ویژه بالا در دشت می تواند نشان دهنده وجود ذرات ماسه ای دانه درشت و عدم وجود رس در محدوده دشت باشد؛ که تغذیه و تخلیه به آسانی امکان پذیر است.



شکل ۵-۲ منطقه بندی آبدهی ویژه آبخوان در دشت میامی (محمدی ۱۳۹۰)

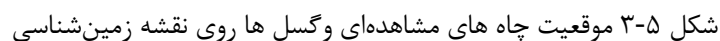
جدول ۵-۲ مقادیر آبدهی ویژه آبخوان در دشت میامی (محمدی ۱۳۹۰)

شماره منطقه	آبدهی ویژه (درصد)
۱	۰/۰۰۶
۲	۰/۰۰۹۱
۳	۰/۰۰۹۵
۴	۰/۰۰۶۵
۵	۰/۰۰۸۵
۶	۰/۰۰۳
۷	۰/۰۰۵
۸	۰/۰۰۶
۹	۰/۰۰۴

۵-۴ روش کار

ابتدا، داده‌های چاه‌های مشاهده‌ای طی سال‌های ۱۳۷۵ تا ۱۳۹۵، که توسط سازمان آب منطقه‌ای استان سمنان حفر شده، مورد استفاده قرار می‌گیرد. برای این کار، با استفاده از داده‌های موجود، سطح تراز آب زیرزمینی در سال آبی مورد نظر در نرم‌افزار Excel محاسبه شد و الگوی آب زیرزمینی برای دو بازه سال آبی ۱۳۷۵ (قدیمی‌ترین سال آبی) و ۱۳۹۵ (جدیدترین سال آبی) در نرم‌افزار ArcGIS، با استفاده از روش درون‌یابی کریجینگ ترسیم، سپس مقایسه‌ای بین این دو سال آبی انجام شد. افت آب زیرزمینی بین سال آبی ۱۳۷۵ و ۱۳۹۵، در نرم‌افزار Excel

منطقه بر روی نقشه زمین‌شناسی در شکل ۵-۳ نشان داده شده است.



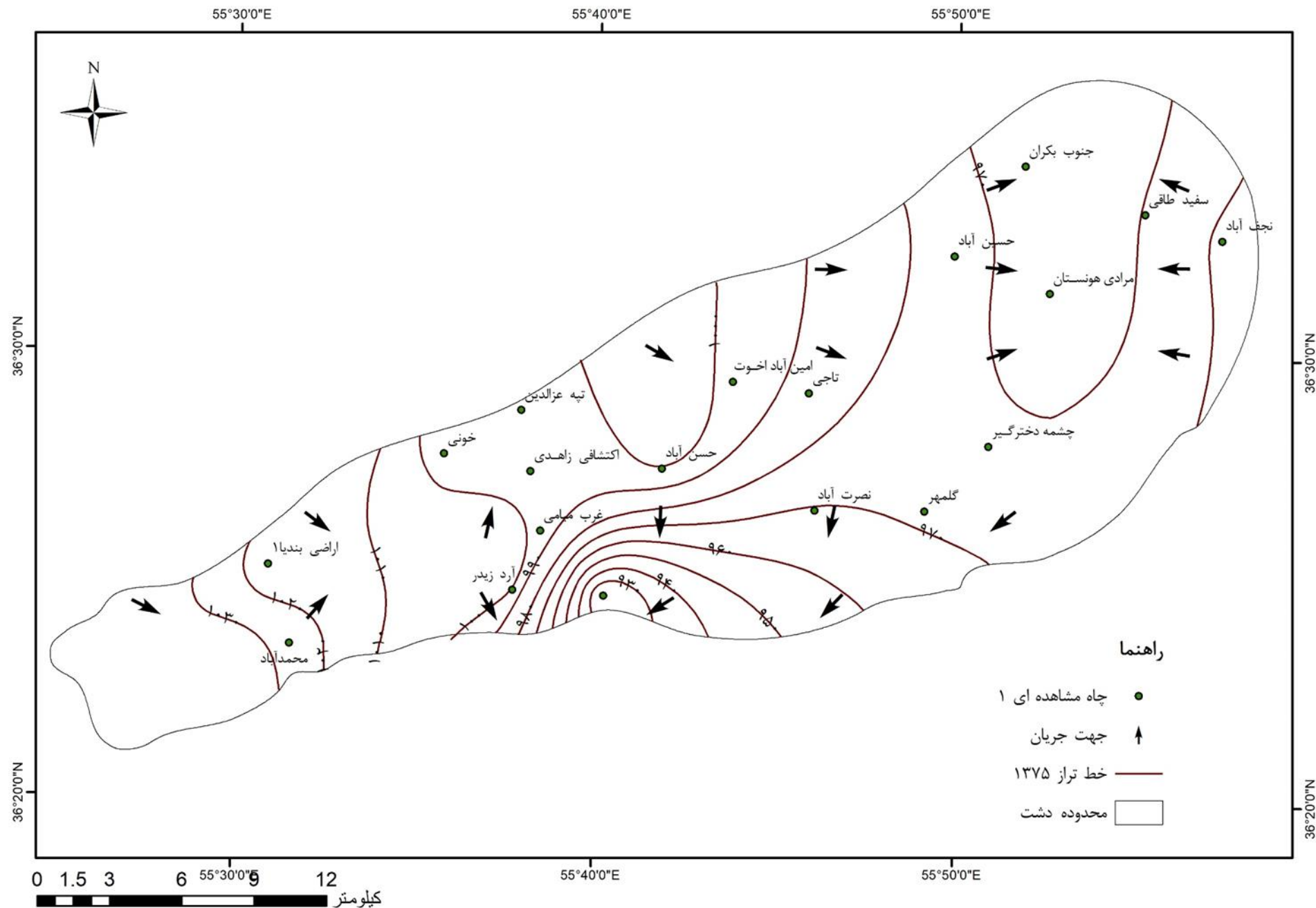
٤٩

ArcGIS با استفاده از روش همسایگی طبیعی ترسیم شد. همچنین دبی چاه‌های بهره‌برداری، برحسب مترمکعب در سال، طبقه‌بندی شد؛ تا میزان برداشت در مناطق حساس مشخص شود.

۵-۵ تفسیر نقشه های آب زیرزمینی

۵-۵-۱ تراز آب زیرزمینی در سال ۱۳۷۵

شکل (۴-۵)، نقشه خطوط تراز آب زیرزمینی در سال ۱۳۷۵ را نشان می‌دهد. سطح تراز آب زیرزمینی در سال ۱۳۷۵، در بخش جنوب غربی دشت (ورودی دشت) ۱۰۳۰ متر بوده و مقدار آن تا ۹۷۰ متر در بخش شمال شرقی دشت (خروجی دشت) متغیر است. جهت جریان آب زیرزمینی، به سمت مرکز دشت، در امتداد شیب عمومی منطقه تغییر می‌کند. در محدوده شرق دشت، یک فرورفتگی در تراز آب زیرزمینی ایجاد شده که نشانگر تخلیه آب زیرزمینی است و جهت جریان آب زیرزمینی از طرفین به سمت مرکز فرورفتگی بوده است. در بخش مرکزی دشت، روی خط تراز ۱۰۰۰ متر جهت جریان به سمت جنوب بوده و این نشان می‌دهد، تخلیه در محدوده جنوبی دشت صورت گرفته است. طبق نقشه تراز آب زیرزمینی در سال ۱۳۷۵، بخش‌هایی از مرز شمالی و جنوب غربی دشت، مرز از نوع مرز ورودی بوده و سبب تغذیه آبخوان می‌شود.



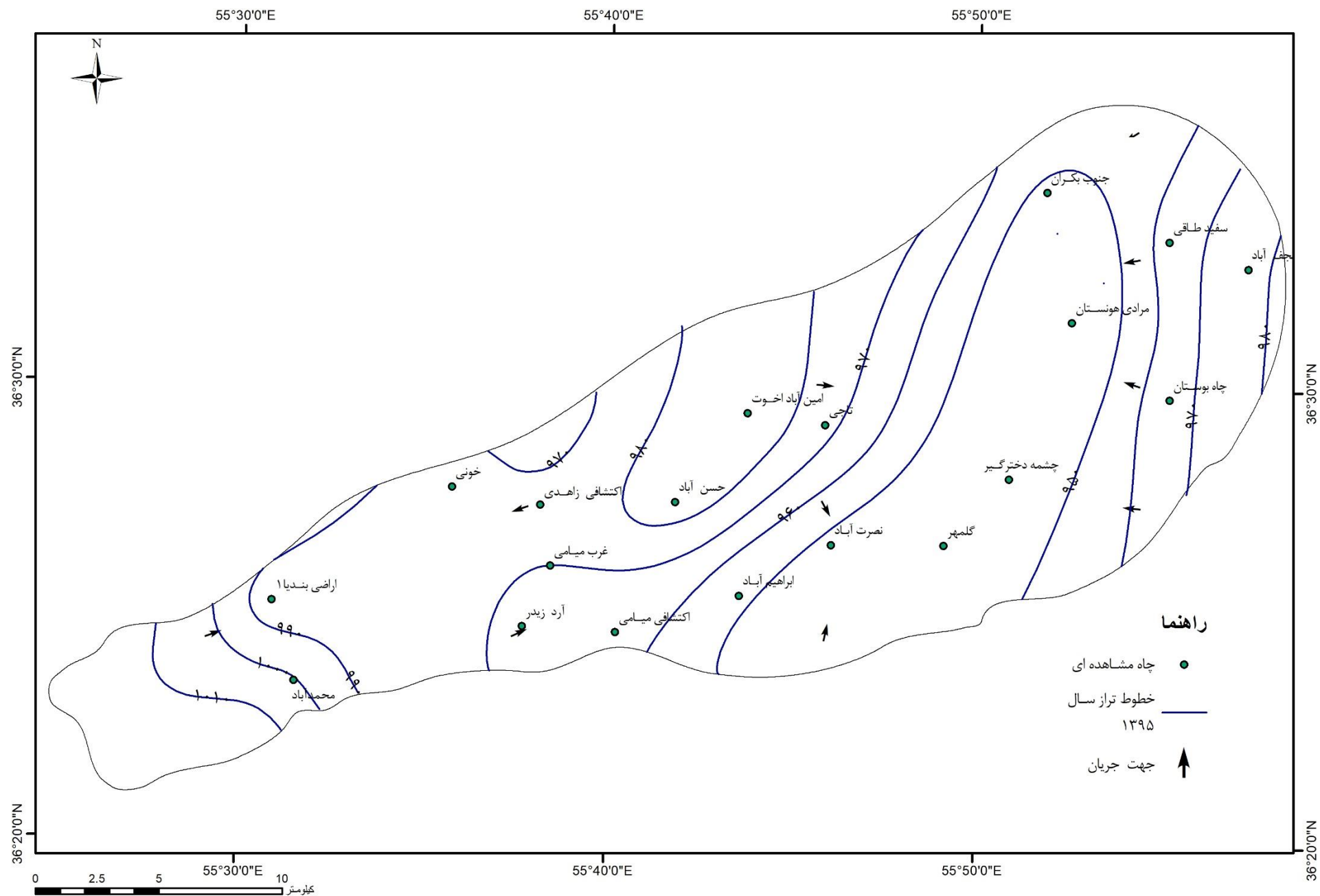
شکل ۴-۵ خطوط تراز آب زیرزمینی در سال ۱۳۷۵

۵-۲ تراز آب زیرزمینی در سال ۱۳۹۵

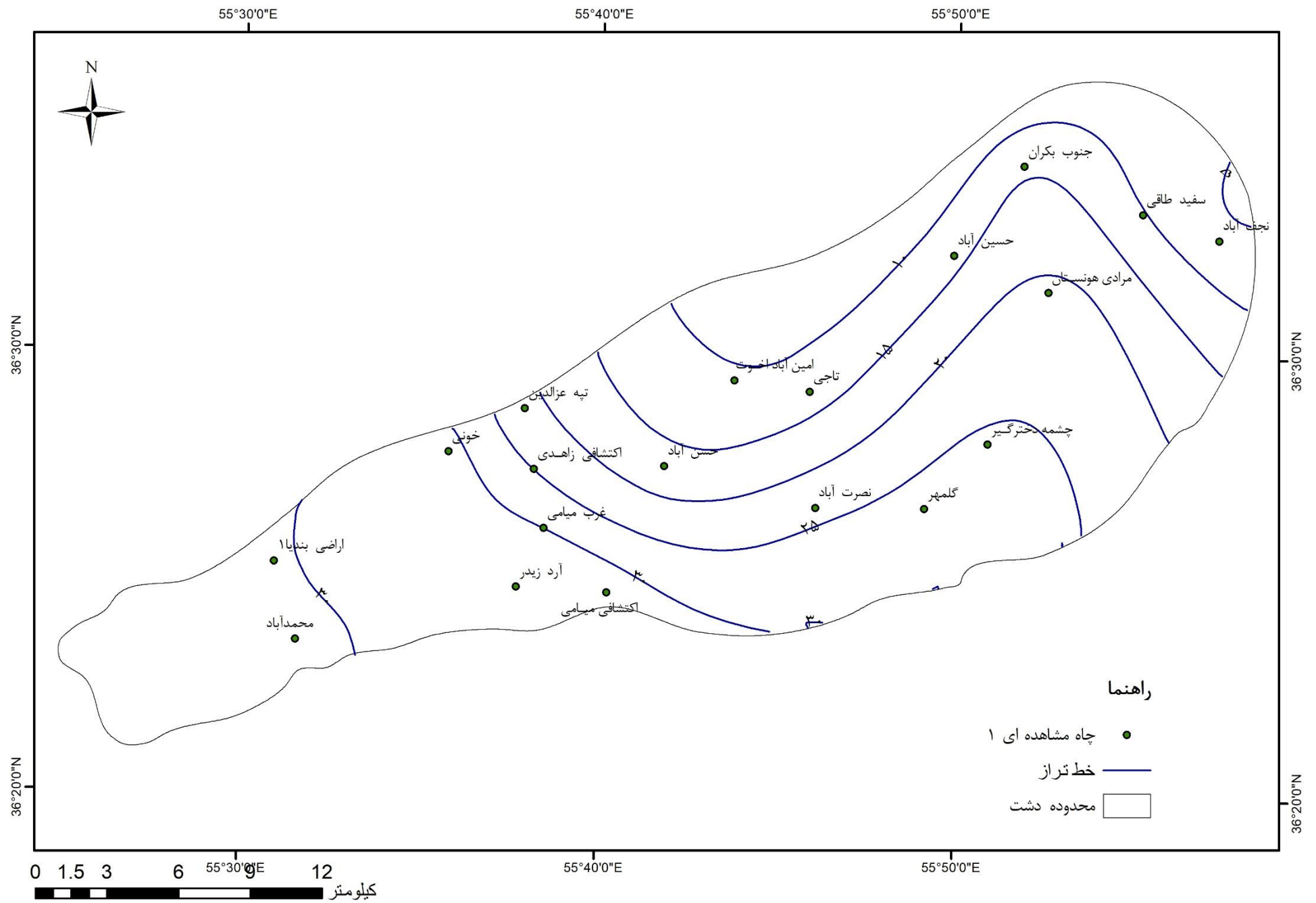
در نقشه (۵-۵)، الگوی تراز آب زیرزمینی در سال ۱۳۹۵ نشان داده شده است، در این سال سطح تراز آب زیرزمینی در بخش جنوب شرقی دشت برابر ۱۰۱۰ متر بوده و به سمت مرکز دشت از مقدار آن کاسته شده و در شمال شرقی دشت سطح تراز به ۹۵۰ متر می‌رسد. میزان افت آب زیرزمینی را در بازه آبی بیست ساله در شکل (۵-۵) نشان می‌دهد که بیش‌ترین افت در بخش جنوب شرقی منطقه حدود ۳۰ متر و کمترین میزان افت در شمال شرقی دشت روی خط تراز ۵ متر رخ داده است. افت بالای آب زیرزمینی در بخش جنوب غربی دشت نشان‌دهنده این است تراکم رسوبات درشت‌دانه و ماسه‌ای در این بخش بیشتر بوده و در این ناحیه به دلیل جنس خاک، علاوه بر افت سریع، تغذیه آبخوان نیز به آسانی صورت می‌گیرد.

با توجه به شکل (۴-۶) روی نقشه hillshade در دشت میامی تغییرات توپوگرافی شدید وجود نداشته و تغییرات آب زیرزمینی در دشت مرتبط با تغییرات توپوگرافی نیست. همچنین با توجه به شکل (۳-۷) نقشه هم‌ضخامت رس، در مناطق میانی و شمال شرقی دشت، میزان رس افزایش و میزان تراوایی کاهش می‌یابد. به علت ریزدانه بودن رس و نیروهای جاذبه بین ملکولی بین ذرات آب و خاک، آب به راحتی نمی‌تواند از میان منافذ لایه رسی حرکت کند و میزان افت تراز آب زیرزمینی به سمت شرقی دشت کاهش یافته و در شمال شرقی دشت کمترین میزان افت آب رخ داده است.

در بخش میانی دشت در خط تراز ۹۷۰ متر یک برگشت خط تراز مشاهده می‌شود و در مرکز دشت، تراز آب افزایش می‌یابد. این تغییر الگو در تراز آب زیرزمینی می‌تواند در اثر برداشت بیش از حد مجاز آب زیرزمینی در دشت میامی باشد. در طی چندین سال اخیر کاهش بارندگی در محدوده دشت میامی، باعث شده آبخوان به خوبی تغذیه نشود. تغذیه نامناسب و برداشت بیش از حد منابع زیرزمینی مهم‌ترین عامل فرونشست در دشت میامی بوده؛ در نتیجه تغییر تراز آب زیرزمینی در این دشت رخ داده است.



شکل ۵-۵ خطوط تراز آب زیرزمینی در سال ۱۳۹۵



شکل ۵-۶ افت تراز آب زیرزمینی در سال ۱۳۹۵ و ۱۳۷۵

۵-۵-۴ برداشت سالیانه آب زیرزمینی

برداشت سالیانه چاه‌های بهره‌برداری در دشت، با استفاده از روش همسایگی طبیعی دسته‌بندی شد. اندازه و رنگ دایره‌ها نشان‌دهنده میزان برداشت در سال است. با توجه به نقشه ۵-۶، در محدوده غربی دشت برداشت از چاه‌های بهره‌برداری و تراکم چاه کمتر است و به سمت مرکز و شمال شرق دشت، تعداد روستاها بیشتر شده، تراکم چاه و میزان برداشت افزایش یافته و مقدار برداشت در بسیاری از چاه‌ها، ۱۲۹۰۹۶۰۰۰ مترمکعب در سال است.

در جنوب غربی روستای مهدی‌آباد بیش‌ترین تراکم چاه و برداشت بالا وجود دارد، این محدوده، طبق نقشه InSAR در فصل چهارم، نرخ فرونشست در این محدوده ۳ سانتی‌متر است. شکل ۵-۷ دبی سالیانه در دشت را نشان می‌دهد، محدوده افزایش دبی بر روی نقشه مشخص شده است.

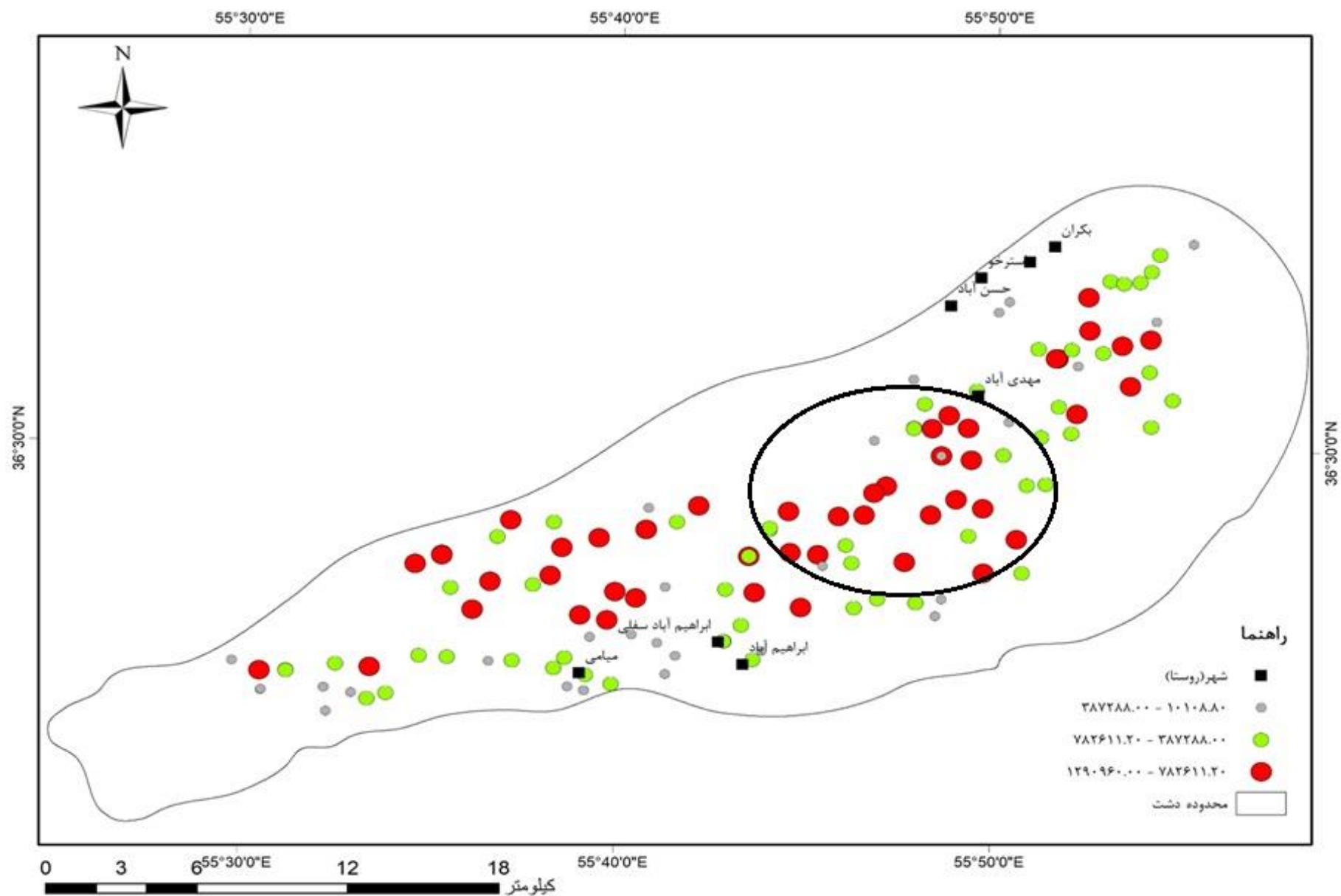
۵-۵-۵ نقش گسل‌ها بر روی آب زیرزمینی

باتوجه به مسیر آبراهه‌ها و گسل‌ها احتمالی در بخش شمالی محدوده در نقشه زمین‌شناسی، تراز آب زیرزمینی تغییر شدیدی را در بخش مرکزی دشت داشته و با توجه به افزایش خطوط تراز، این احتمال وجود دارد که گسل، آب زیرزمینی را زهکشی کند.

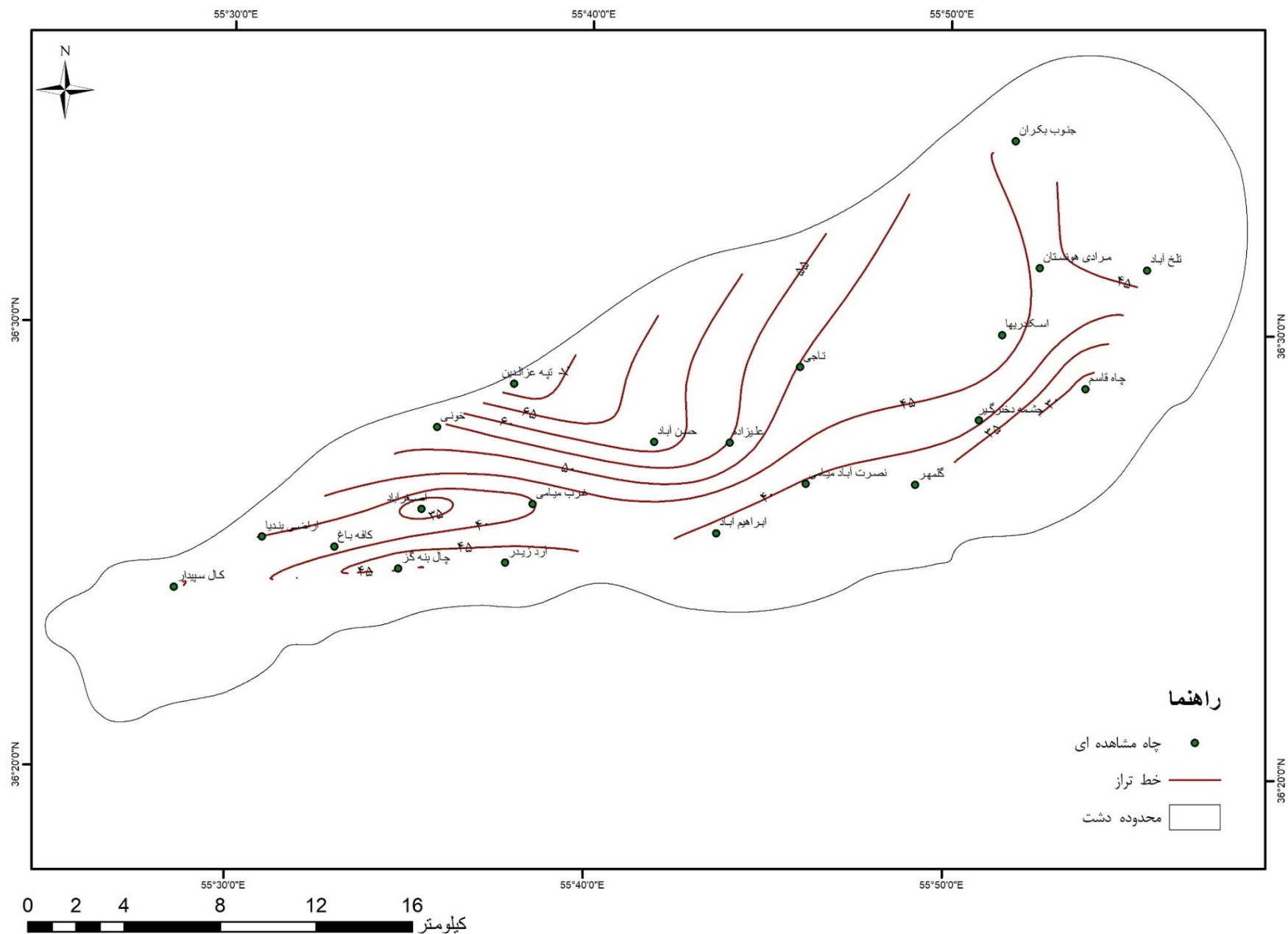
گسل‌های احتمالی شمال محدوده، با توجه به شواهد آب‌شناسی کاملاً مطابقت دارد. همچنین، با توجه به شواهد زمین‌شناسی انطباق گسل‌های احتمالی و مسیر آبراهه می‌تواند وجود گسل در منطقه را اثبات کند.

۵-۵-۶ درصد رس در چاه‌های مشاهده‌ای

نقشه درصد رس در چاه‌های مشاهده‌ای که در شکل ۵-۸ نشان داده شده، در جنوب غربی میزان رس کمترین مقدار خود را داشته و این درصد در محدوده میانی دشت در چاه مشاهده‌ای تپه‌عزالدین به بیش از ۷۰ درصد میزان رس در محدوده فرونشست به‌طور میانگین به بیش از ۵۵ درصد می‌رسد.



شکل ۷-۵ دبی چاه‌های بهره‌برداری برحسب مترمکعب در سال



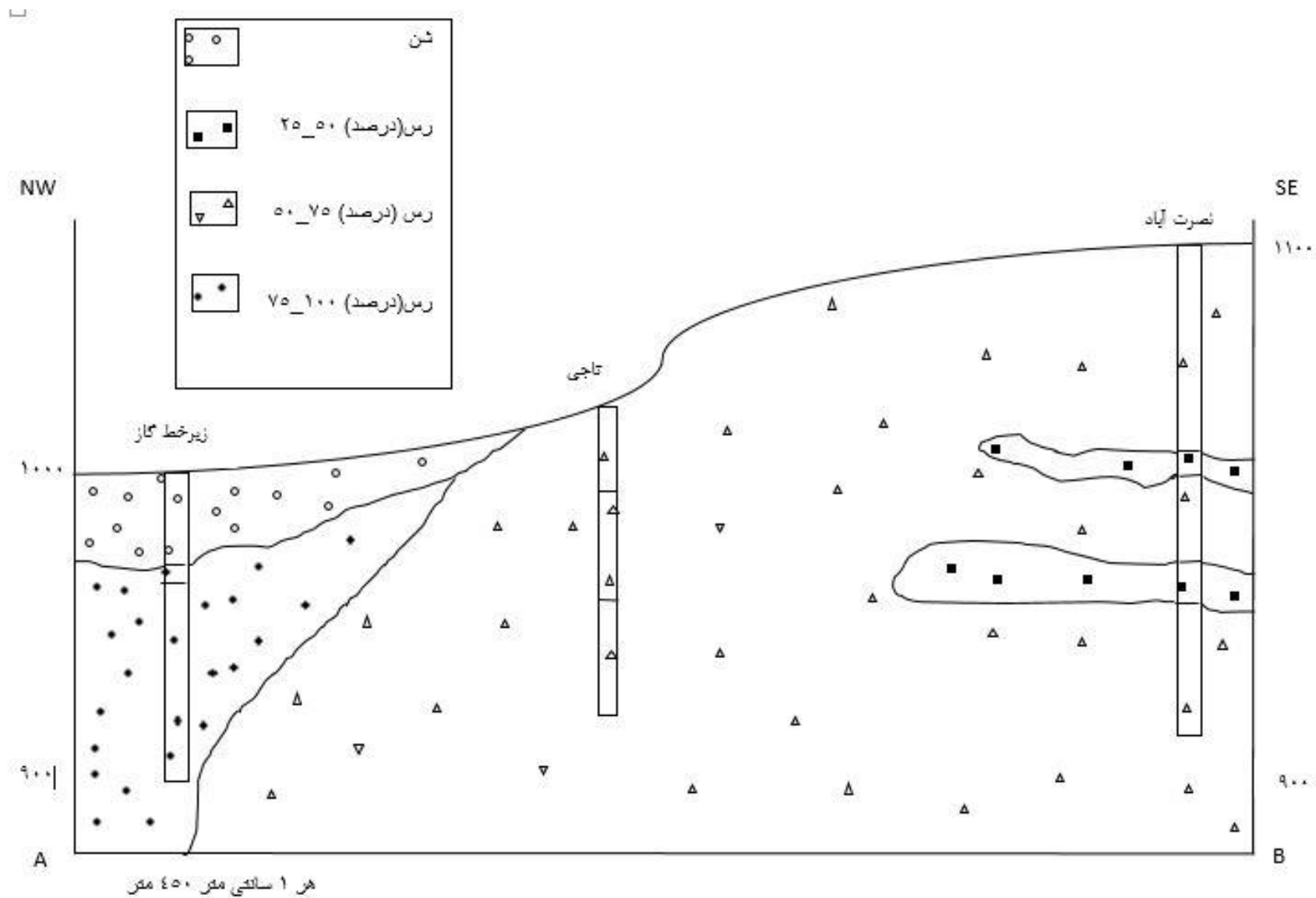
شکل ۵-۸ نقشه میزان درصد رس در چاه‌های مشاهده‌ای در محدوده دشت میامی

۵-۷ تفسیر پروفیل نیم‌رخ چاه‌های انتخابی

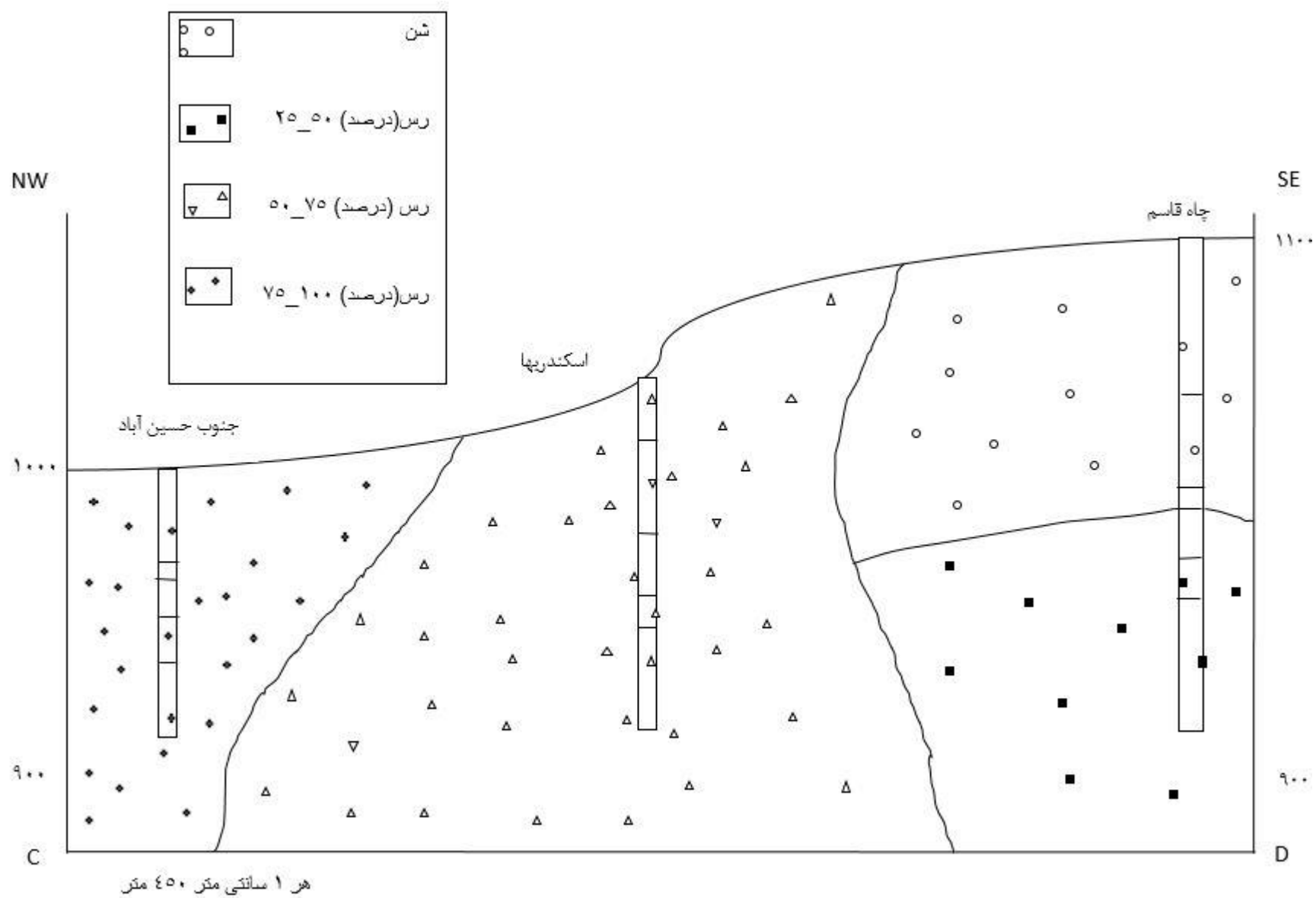
جهت بررسی لیتولوژی و ضخامت رسوبات در عمق چاه‌ها نیم‌رخ سه پروفیل AB, CD, EF مورد بررسی قرار گرفت (شکل‌های ۵-۹، ۵-۱۰ و ۵-۱۱). موقعیت این پروفیل‌ها بر روی شکل ۵-۳ آورده شده است. لازم به ذکر است در انتخاب پروفیل‌ها سعی شده است که دو پروفیل به موازات پروفیل‌های ژئوفیزیک زده شود. پروفیل AB چاه‌ها به موازات پروفیل LL ژئوفیزیک و پروفیل CD چاه‌ها به موازات پروفیل NN ژئوفیزیکی انتخاب شده‌اند. نتایج حاصل از پروفیل AB که در امتداد شمال‌غرب- جنوب‌شرق می‌باشد نشان می‌دهد، مقدار رس به سمت جنوب شرق در حال کاهش است که با نتایج حاصل از پروفیل LL ژئوفیزیکی مطابقت دارد (شکل ۵-۹). چاه زیر خط گاز در واحد مارن گچی زده شده که دارای رس بیشتری است و در پروفیل ژئوفیزیک دارای مقاومت ویژه پایینتری نیز هست. چاه تاجی در واحد کفه رسی زده شده که از میزان رس متوسط تری برخوردار است و با داده‌های ژئوفیزیک با مقاومت ویژه متوسط تایید می‌شود. چاه نصرت آباد در واحد پادگانه متوسط زده شده که از میزان رس کمتری برخوردار است و با داده ژئوفیزیک که از مقاومت ویژه بالاتری برخوردار است مطابق دارد.

نتایج حاصل از پروفیل CD که در امتداد شمال‌غرب- جنوب‌شرق می‌باشد نشان می‌دهد میزان رس از شمال منطقه به سمت جنوب در حال کاهش است (شکل ۵-۱۰) که با داده‌های ژئوفیزیک همخوانی دارد. چاه جنوب حسین آباد در واحد کفه رسی زده شده که از میزان رس بالایی برخوردار است و مطابق با داده‌های ژئوفیزیک، دارای مقاومت ویژه پایینی است. چاه اسکندری‌ها در ابتدای واحد تپه‌های شنی با مقاومت ویژه متوسط تری زده شده و دارای مقادیر رس متوسطی است که با داده‌های ژئوفیزیک همخوانی خوبی دارد. چاه قاسم نیز در واحد تپه‌های شنی زده شده که از رس متوسط تا پایینی برخوردار است.

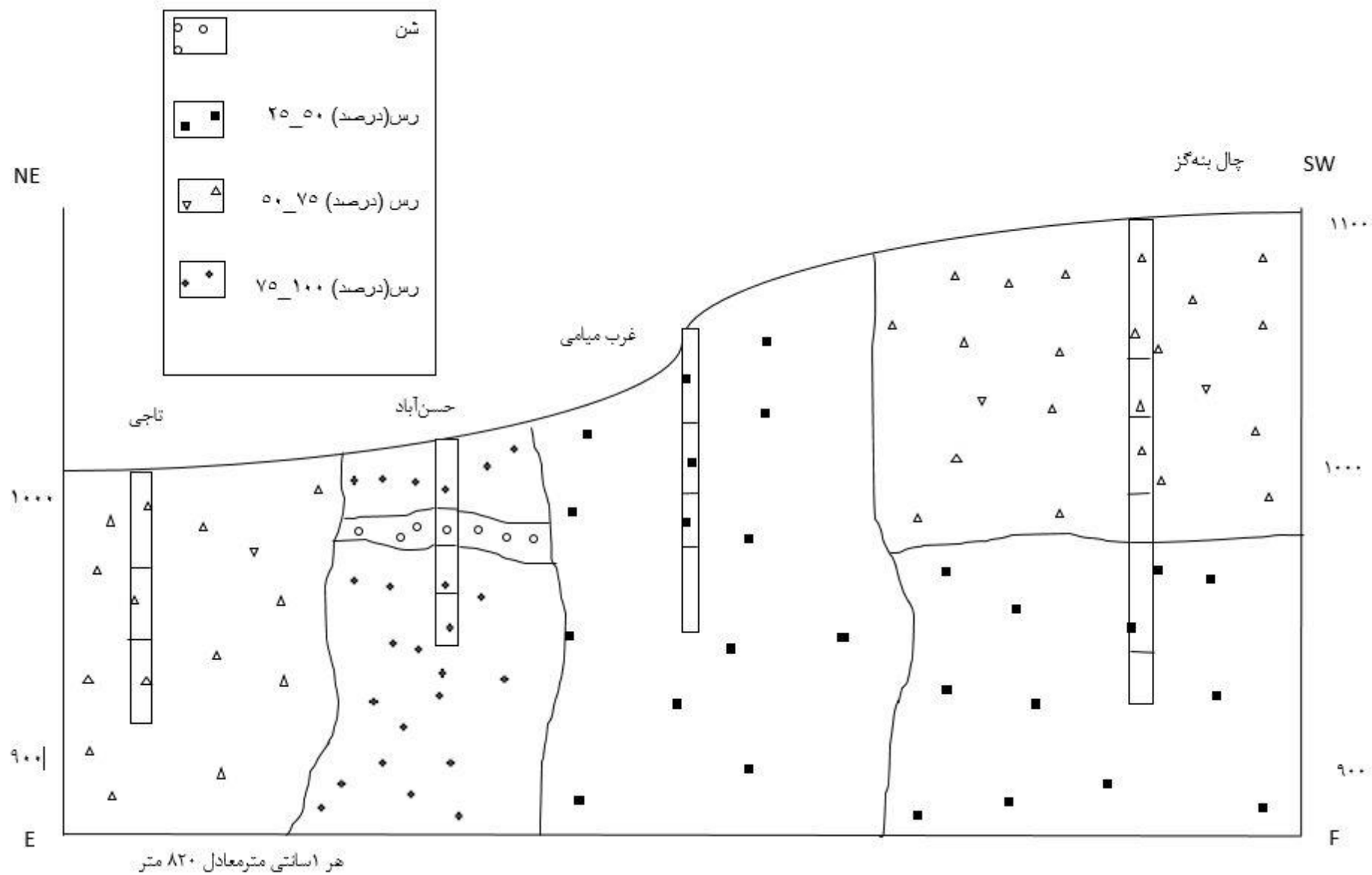
پروفیل EF با روند شرقی - غربی طوری انتخاب شده است که عمود بر پروفیل ژئوفیزیک LL زده شده و به مرکز فرونشست (چاه تاجی) ختم می گردد (مطابق با تصاویر سار، شکل ۴-۴). در این پروفیل از غرب به شرق میزان رس در حال افزایش است و تمام چاه ها در واحد کفه رسی زده شده است.



شکل ۵-۹ نیم رخ زمین شناسی تعدادی از چاه ها روی پروفیل AB



شکل ۵-۱۰: انیمارخ زمین‌شناسی تعدادی از چاه‌ها روی پروفیل CD



شکل ۵-۱۱ نیم رخ زمین شناسی تعدادی از چاه ها روی پروفیل EF

فصل ششم نتیجه گیری و پیشنهادات

۶-۱ نتیجه‌گیری

دشت میامی یکی از دشت‌های مهم استان سمنان است که در زون ایران مرکزی واقع شده و در اقلیم خشک و نیمه‌خشک با بارش‌های پراکنده قرار گرفته است. در این محدوده هیچ‌گونه رودخانه دائمی و فصلی وجود ندارد و آب مصرفی در این نواحی از منابع زیرزمینی تامین می‌شود. مهم‌ترین واحدهای سنگی در دشت میامی رسوبات کواترنری است که بخش وسیعی از منطقه شامل رسوبات مارنی، رسی، ماسه‌سنگی و کنگلومرایی است.

مهم‌ترین واحدهای رسوبی در منطقه مورد مطالعه از کفه‌های رسی (شامل ماسه‌های ریز و درشت و رس)، پادگانه‌های متوسط (حاوی شن و ماسه)، تپه‌های شنی (حاوی ماسه و رس) و مارن گچی همراه با رس تشکیل شده است. باتوجه به زمین‌شناسی حاکم بر منطقه، می‌توان گفت بخش اعظمی از این واحدها به دلیل حضور رس در بین رسوبات فاقد ارزش آبی است و سازندهای آهکی کوه‌های میامی مهم‌ترین آبخوان آهکی، تک‌سفره‌ای و آزاد موجود در منطقه است.

مطالعات ژئوالکتریک انجام شده در دشت میامی، توانسته به خوبی پراکندگی رس را نشان دهد. طبق بررسی‌های صورت گرفته، بخش میانی دشت میامی که از واحد کفه رسی تشکیل شده است بیشترین ضخامت رس بر روی لایه آبدار را دارد و نواحی جنوب‌غربی دشت که متعلق به واحدهای تپه‌های شنی و پادگانه‌های آبرفتی است؛ میزان رس پایین بوده و یا فاقد رس است. از آنجا که رس تحکیم نیافته دشت را مستعد فرونشست خواهد کرد؛ لذا احتمال رخداد فرونشست در بخش‌های مرکزی و شمال‌شرقی محدوده مورد مطالعه که از واحدهای رسوبی ریزدانه رسی تشکیل شده است بالاتر خواهد بود.

با توجه به تصاویر تداخل‌سنجی راداری (InSAR)، بخش میانی دشت میامی متحمل فرونشست با نرخ متوسط ۳ سانتی‌متر در یک بازه شش‌ماهه شده است. مطابق با نقشه زمین‌شناسی (شکل ۲-۴)، بخش شمال‌غربی، نواحی مرکزی و بخش‌های شمال‌شرقی دشت میامی از رسوبات آبرفتی رسی مربوط به زمان کواترنری تشکیل شده است. همچنین در اطراف ناحیه فرونشست، زمین‌های کشاورزی متعددی وجود دارد که به دلیل نبود

منابع آب سطحی از منابع زیرزمینی آبیاری می‌شوند. در این بخش طبق نقشه مزبور و نقشه هم‌ضخامت رس (شکل ۳-۷)، جنس رسوبات آبرفتی کواترنری ریزدانه است. با توجه به داده‌های ژئوفیزیک که حاکی از میزان رس بالا در نواحی مرکزی و شمال غرب منطقه است؛ بنابراین این نتایج می‌تواند تأکیدی بر صحت داده‌های تصاویر تداخل‌سنجی راداری داشته باشد که تاییدی بر ایجاد فرونشست در منطقه خواهد داشت.

تعدد چاه‌های بهره‌برداری در منطقه و برداشت بیش از حد مجاز آب برای مصارف کشاورزی، باعث تغییر در الگوی آب زیرزمینی طی بازه بیست ساله در دشت شده است. قسمت جنوب‌غربی محدوده به‌دلیل جنس رسوبات ماسه‌ای از تخلخل بالاتری برخوردار است؛ لذا تخلیه و تغذیه آب به آسانی صورت می‌گیرد. این عملکرد باعث ایجاد افت بالاتر آب زیرزمینی خواهد شد؛ اما به‌دلیل بالا بودن میزان ماسه در خاک و مقادیر کم دانه‌های رسی فرونشست در این بخش رخ نمی‌دهد. در بخش غربی دشت، به‌دلیل ریزدانه بودن و خاصیت مویینگی، سطح آب بالاتر و میزان آبدهی کم‌تر است؛ اما در این بخش، برداشت آب زیرزمینی بیش از تغذیه آبخوان بوده و تغذیه به آسانی انجام نمی‌شود. به همین دلیل سطح آب زیرزمینی پایین رفته و فرونشست در منطقه رخ داده است. مطالعات حاصل از چاه‌های منطقه و نمیرخ‌های رسم شده در طول فواصل مختلف نشان می‌دهد که مقادیر بالای رس در عمق هم در واحدهای کفه‌های رسی و مارن گچی وجود دارد.

با توجه به مطالعات حاصل از ژئوالکتریک، تداخل‌سنجی راداری و داده‌های حاصل از چاه‌ها، نواحی مرکزی دشت میامی به دلیل میزان رس بالاتر در رسوبات امکان فرونشست تدریجی را در سفره‌های آبدار بیشتر کرده است. از آنجا که فرونشست در سفره‌های ماسه‌ای به‌طور ناگهانی صورت می‌گیرد هیچ‌گونه تغییر ناگهانی در بخش‌های جنوبی منطقه که از واحدهای حاوی شن و ماسه و رس کم برخوردار است مشاهده نشده است. با توجه به مطالعات انجام شده با روش‌های ذکر شده و عوامل موثر در ایجاد فرونشست، به نظر می‌رسد برداشت بیش از حد مجاز از منابع آب زیرزمینی و ضخامت لایه‌های رسوبی تحکیم‌نیافته و حاوی رس بالاتر، عوامل اصلی ایجاد فرونشست در دشت میامی باشند.

۶-۲ پیشنهادات

در این بخش، براساس نتایج حاصل از تحقیق، موارد زیر به صورت پیشنهاد مطرح می‌گردد :

- ✓ انجام برداشت‌های مقاومت‌ویژه، با آرایه‌های پروفیل‌زنی مانند دوقطبی-دوقطبی و... جهت شناسایی گسل‌های احتمالی در بالای محدوده مورد مطالعه و اثرات آن بر روی آبرفت و نیز بررسی ارتباط گسل و فرونشست در محدوده مورد مطالعه.
- ✓ نفوذ پذیری خوب، عمق و ضخامت مناسب رسوبات آبرفتی از مهم‌ترین شرایط طرح‌های تغذیه مصنوعی می‌باشد. در بخش جنوب‌غربی، آبرفت درشت‌دانه قرار گرفته؛ لذا شرایط لازم را برای اجرای تغذیه مصنوعی به منظور جلوگیری از پیش‌روی فرونشست را داراست.
- ✓ بهره‌برداری اصولی و هدفمند از منابع آب زیرزمینی و اصلاح شیوه‌های آبیاری فعالیت‌های کشاورزی، در منطقه به‌ویژه در محدوده فرونشست توصیه می‌شود.

مراجع

آقاناتی س.ع، (۱۳۸۳) "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی ایران ص ۶۵۰ و ۶۵۱.

آمیغ‌پی، م.، عربی س.، طالبی، ع.، (۱۳۸۸) "بررسی فرونشست یزد با استفاده از روش تداخل‌سنجی - راداری و ترازابی دقیق"، نشریه علوم زمین، سال بیستم شماره ۷۷، ص ۱۵۷-۱۶۴.

بلورچی، م. ج.، دادستان ا.، (۱۳۸۲) "فرونشست زمین و اثرات ماندگار"، گروه زمین‌شناسی مهندسی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

بلوری بزاز، ج.، معروف، م. ع.، (۱۳۹۱) "شناسایی و ارزیابی خصوصیات خاک‌های رمبنده (مطالعه موردی شمال شرق ایران)"، نشریه زمین‌شناسی مهندسی، جلد پنجم، شماره ۲ و ۱ ص ۲۷-۴۰.

پورسرداری، ب.، (۱۳۹۰) "مدل‌سازی و تفسیر سونداژهای الکتریکی به منظور اکتشاف آب زیرزمینی و ایجاد ارتباط بین نتایج مدل‌سازی با پارامترهای آب در میامی جنوبی"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

تلفورد، دبلیو. ام.، جلدارت، ال. پی.، شریف، آر. ای.، وکیز، دی. ای.، (۱۹۸۹) "ژئوفیزیک کاربردی"، ترجمه حاجب حسینی، ح.، و زمردیان، ح.، انتشارات دانشگاه تهران.

تورانی، م.، آق‌آتابای م.، روستایی، م.، (۱۳۹۷) "مطالعه فرونشست در غرب استان گلستان با استفاده از تداخل سنجی راداری"، مجله آمایش جغرافیایی فضا، فصلنامه علمی - پژوهشی دانشگاه گلستان، سال هشتم، شماره ۲۷، ص ۱۱۷-۱۲۸.

جعفریان، م. ط.، (۱۳۹۱) "گزارش چاه‌های پیزومتری در دشت میامی"، شرکت آب‌منطقه‌ای استان سمنان، اداره امور آب شاهرود.

حاجب، ز.، موسوی، ز.، معصومی، ز.، رضایی، ا.، (۱۳۹۷) "بررسی فرونشست دشت قم با استفاده از تداخل سنجی راداری"، مجموعه مقالات هجدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ص ۳۵۲-۳۵۵.

حسینی میلانی، م.، (۱۳۷۳) "اضافه برداشت از منابع آب زیرزمینی و اثرات آن"، مجموعه مقالات کنفرانس ملی منابع آب زیرزمینی، سیرجان، ص ۹۱-۹۸.

حقیقت مهر، پ.، (۱۳۸۹) "مطالعه فرونشست سطح زمین ناشی از استخراج آبهای زیرزمینی و چاههای نفتی به کمک تداخل سنجی راداری"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده ژئودزی و ژئوفورماتیک، دانشگاه خواجه نصیرالدین طوسی.

حقیقت مهر، پ.، ولدان زوج، م.ج.، تاجیک، ر.، جباری، س.، صاحبی، م.ر.، اسلامی، ر.، گنجیان، م.، دهقانی، م.، (۱۳۹۰) "تحلیل سری زمانی فرونشست هشتگرد با استفاده از روش تداخل سنجی راداری و سامانه موقعیت یابی جهانی"، نشریه علوم زمین، سال بیست و دوم، شماره ۸۵، ص ۱۰۵-۱۱۴.

خانلری، غ.ر.، (۱۳۸۴) "روش های مطالعه فروچاله ها و شناخت فاکتورهای مؤثر بر رفتار آن ها"، کنفرانس خطرات فروچاله ها در مناطق کارستی "شرکت آب منطقه ای غرب.

داس، ب. ام.، (۱۳۷۱) "اصول مهندسی ژئوتکنیک"، طاحونی ش، چاپ اول، ناشر مترجم.

دهقانی، م.، (۱۳۸۸) "تعیین نرخ فرونشست و مدل سازی آن به کمک روش تداخل سنجی راداری"، رساله دکترای تخصصی، دانشکده مهندسی ژئودزی و ژئوفورماتیک، دانشگاه خواجه نصیرالدین طوسی. رکنی، ج.، حسین زاده، س.ر.، لشگری پور، غ.ر.، ولایتی، س.، (۱۳۹۵) "بررسی فرونشست زمین، چشم-اندازها و تحولات ژئومورفولوژی ناشی از آن در دشتهای تراکمی مطالعه ی موردی: دشت نیشابور"، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، دوره ششم، شماره بیست و چهارم، ص ۲۱-۳۸.

روستایی، م.، (۱۳۸۹) "کاربرد تداخل سنجی راداری در مطالعه تغییر شکل پوسته با نگرشی بر زمین لرزه ۲۵ مارس ۲۰۰۶ بندرعباس"، رساله دکترای تخصصی، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.

روستایی، م.، (۱۳۹۷) "بررسی فرونشست دشت قزوین با نگاهی ویژه بر تصاویر راداری"، گزارش سازمان زمین شناسی و اکتشافات کشور.

شادفر، ص.، نصیری، ا.، چیتگر، س.، احمدی، ع.، (۱۳۹۴) "پهنه‌بندی خطر فرونشست با استفاده از روش تحلیل سلسله مراتبی ناحیه مورد مطالعه (بویین‌زهر)" ، فصلنامه علوم جغرافیایی سرزمین علمی، سال دوازدهم شماره چهل و هشتم، ص ۱۰۱-۱۱۶.

شمشکی، ا.، انتظام، ا.، (۱۳۸۴) "بررسی مکانیسم و علل تشکیل شکاف‌های زمین در منطقه معین آباد - ورامین"، سازمان زمین‌شناسی ایران، گزارش اولیه.

شمشکی، ا.، بلورچی م ج ، انصاری مقدم ف، (۱۳۸۴)، "بررسی فرونشست زمین در دشت تهران - شهریار"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش اولیه.

شیدایی، گ.، (۱۳۹۳) "پایش سطح آب زیرزمینی با استفاده از تحلیل داده‌های خردگرانی‌سنجی و بررسی میزان فرونشست اطراف چاه آب به روش تداخل‌سنجی راداری در منطقه‌ی بسطام" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

صالحی، ر.، غفوری، م.، لشکری‌پور، غ.ر.، دهقانی، م.، (۱۳۹۲) "فرونشست دشت مهیار جنوبی با استفاده از تداخل‌سنجی راداری"، فصلنامه علمی پژوهشی مهندسی آبیاری و آب ، سال سوم، شماره یازدهم، ص ۴۷-۵۷.

صداقت، م.، (۱۳۹۲) "زمین و منابع آب"، چاپ چهارم، انتشارات دانشگاه پیام نور، ص ۵۱ و ۲۵ و ۳۳.

عفیفی، م.ا.، قنبری، ع.، طبخی، ف.، (۱۳۹۲) "ارزیابی پتانسیل فرونشست و عوامل موثر بر آن مطالعه موردی دشت سیدان فاروق"، اولین همایش سراسری محیط زیست، انرژی و پدافند زیستی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد میبد، ص ۱۲۱-۱۳۲.

فاطمی عقدا، س.م.، نخعی، م.، بیت الهی، ع.، علیاری، ع.، (۱۳۸۰) "بررسی مکانیزم تشکیل فروچاله‌های دشت مرکزی همدان"، مجموعه مقالات دومین کنفرانس زمین‌شناسی مهندسی و محیط زیست ایران، جلد دوم، ص ۷۰۱-۶۹۳.

کامکار روحانی، ا.، (۱۳۸۴) "کاربرد روش‌های ژئوالکتریک برای تشخیص گسترش و کیفیت آلودگی خاک و آب زیرزمینی همراه با مثال موردی"، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین.

کریمی، ح.، (۱۳۹۰) "بررسی ساز و کار تشکیل فروچاله‌های دشت جابر در جنوب شرق استان ایلام" مجله زمین‌شناسی کاربردی، شماره دوم، جلد اول.

کلاغری، ع.ا.، (۱۳۷۱) "اصول اکتشافات ژئوفیزیکی"، جلد اول، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تبریز، ص ۱۸۰.

کیانی، ط.، یوسفی، ز.، (۱۳۹۶) "نقش گسل فعال در تراز آب زیرزمینی حوضه آبریز شهر چای ارومیه"، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی سال هفدهم شماره ۴۷، ص ۶۱-۷۵.

گرگوری، ای.اس.، (۱۳۷۲) "الفبای معدنکاری"، سید رحمان ترابی، چاپ اول، مرکز نشر دانشگاهی تهران.

لشگری پور، غ.ر.، (۱۳۸۷) "بررسی نشست زمین در دشت نیشابور و ارتباط با افت سطح آبهای زیرزمینی"، طرح پژوهشی شرکت سهامی آب منطقه‌ای خراسان، دانشگاه فردوسی مشهد.

لشگری پور غ.ر.، غفوری، م.، رستمی بارانی، ح.، (۱۳۸۷) "بررسی علل تشکیل شکاف‌ها و فرونشست زمین در غرب دشت کاشمر"، مجموعه مقالات مطالعات زمین‌شناسی ایران، جلد ۱، شماره ۱، ص ۹۵-۱۱۰.

مجدی، ع.، (۱۳۸۴) "پیش‌بینی نشست سطح زمین در اثر استخراج لایه‌های زغال‌سنگ با استفاده از توابع ریاضی" نشریه دانشکده فنی، جلد چهل، شماره اول.

محمدی، آ.، (۱۳۸۹) "ارزیابی تراکم مخزن و فرونشست سطح میادین هیدروکربوری با استفاده از روش تداخل سنجی تفاضلی رادار و مدل‌سازی‌های ژئومکانیکی، مطالعه موردی میدان نفتی درود"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

محمدی، س.، (۱۳۹۱) "مدلسازی ریاضی آبخوان میامی در استان سمنان" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

محمدي ويژه، م.، كامكار روحاني، ا.، (۱۳۸۹) "بررسی ساختارهای مدفون نزدیک سطح زمین با استفاده از روش های GPR و مقاومت ویژه: یک مطالعه موردی"، فصلنامه علوم زمین، سال بیستم، شماره ۸۰، ص ۶۳-۷۰.

معروف، م.ع.، بلوری بزاز، ج.، (۱۳۹۳) "اصلاح و بهسازی خاک های رمبنده"، نشریه زمین شناسی ایران، جلد هشتم شماره، ص ۲۵۱۳-۲۵۳۴.

مقیمي، ه.، (۱۳۹۱) "هیدرولوژی کارست"، انتشارات دانشگاه پیام نور، ص ۹۹.

نظام عظیمي، س.ا.، (۱۳۹۲) "پیش بینی احتمال فرونشست دشت قزوین با توجه به بیلان منفی آب زیرزمینی و راهکارهای جلوگیری یا کنترل آن" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی عمران_مدیریت منابع آب، دانشگاه خواجه نصیرالدین طوسی.

والتم، ای.سی.، (۱۳۸۸) "مبانی زمین شناسی مهندسی" قاضی فرد، ا.، امامی، س.ن.، چاپ دوم، انتشارات جهاد دانشگاهی، ص ۲۲۵-۲۳۲-۲۳۳.

Asfahani, J. (2007). "Electrical earth resistivity surveying for delineating the characteristics of ground water in a semi-arid region in the Khanasser Valley, northern Syria" *Hydrological Processes: An International Journal*, 21(8), 1085-1097.

Barends, F. B., Brouwer, F. J., & Schröder, F. H. Land subsidence (The Hague, 16-20 October 1995). IAHS-AISH publication.

Bell, F. G. (1999). *Geological Hazards. Their Assessment, avoidance and mitigation*, vol.1. Canada Center for Remote Sensing: CCRS (2006) "Fundamentals of remote sensing" www.ccrs.nrcan.gc.ca/resource/tutor/fundamental.

Bouaraba, A., Belhadj-Aissa, A., & Closson, D. (2018). Drastic Improvement of Change Detection Results with Multilook Complex SAR Images Approach. *Progress In Electromagnetics Research*, 82, 55-66.

Farmer, I. W., & Attewell, P. B. (1975). A note on the similarities between ground movement around soft ground tunnels and longwall mining excavations. *Mining Engineering*, 134, 392-402.

Galloway, D. L., Jones, D. R., & Ingebritsen, S. E. (1999). Land subsidence in the United States (Vol. 1182). US Geological Survey.

Ginzburg, A., & Levanon, A. (1976). DETERMINATION OF A SALT-WATER INTERFACE BY ELECTRIC RESISTIVITY DEPTH SOUNDINGS/Détermination d'un interface d'eau salée à l'aide des mesures verticales de résistivité électrique. Hydrological Sciences Journal, 21(4), 561-568.

<https://www.bgs.ac.uk/research/engineeringGeology/shallowGeohazardsAndRisks/sinkholes/home.html>

<https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions/sentinel-1>

Lashkaripour, G. R., Ghafoori, M., & Maddah, M. M. (2014). An investigation on the mechanism of land subsidence in the Northwest of Mashhad city, NE Iran. Journal of Biodiversity and Environmental Sciences (JBES) Vol, 5, 321-327.

ITC, (1990), “Principles of remote sensing”, ITC core module, version 1, Enscheda, Netherland.

Mooney, H. M. (1980). Handbook of engineering geophysics. vol. 2: Electrical resistivity, Bison Instruments. Inc., Minnesota.

Reynolds, j. M., (1997), “An Introduction to Applied and Environmental Geophysics” pp 418-459.

Ruilin, H. (2009). Urban land subsidence in China. Engineering geology for tomorrow's cities. Geological Society, London, Engineering Geology Special Publication**, (on CD-ROM insert, Paper 786).

Ulbay T.F, Long G.D, (2014) Microwave Radar and Radiometric Remote Sensing, University of Michigan Press.

Waltham, A. C., & Fookes, P. G. (2003). “Engineering classification of karst ground conditions. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, 36(2), 101-118.

Zadeh, A. M.H., Dehbadi, M. R.H., (1993) “What is nature and origin of the loose deposits of Iran and what are their engineering problems?”, Proceeding of the Second International Seminar on soil Mechanics and Foundation Engineering, Iran, Tehran.

Abstract

Growing population and the increasing need for human to supply the needed water have been made the use of underground resources more that over. Overdraft of subsurface resources will be lead to a subsidence environmental event that can lead to devastating effects in residential, industrial and agricultural areas with a gradual or sudden subsidence. The Mayamey Plain aquifer is one of the free and low- thickness aquifers of central Iran, with a dry climate and increased use of underground resources for agricultural use due to the lack of permanent rivers and low rainfall.

In order to determine the amount of subsidence in the area, after one-dimensional modeling of electrical catheters using IX1D software, the thickness of the clay at the top of the aquifer was estimated. The results of geophysical studies show that the western part of the aquifer is composed of fine alluvium and shows high clay content in this area. Studies of Sentinel1A satellite and Prepare Interferogram in GAMMA software show a clear subsidence in the southwest of Mehdi Abad village at a rate of 3 cm per year. Piezometer well studies and groundwater level mapping and groundwater mapping in the twenty year period (during 1996 to 2016) indicate changes in groundwater level in the Mayamey Plain aquifer and indicate a 30 m elevation difference over the twenty year period gives.

On the basis of the current studies, the most effective factors to the subsidence are overdraft of groundwater resources and factors such as tectonics and thickness of unstable sedimentary layers that have contributed to subsidence in the Mayamey Plain.

Keywords: Subsidence, Radar Interferometry, Geoelectric, Rock Clay, Groundwater, Mayamey Plain Aquifer, ArcGIS

Keywords: Subsidence, Radar Interferometry, Geoelectric, Rock Clay, Groundwater, Mayamey Plain Aquifer, ArcGIS



Shahrood University of
Technology

Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering

M.Sc. Thesis in Mineral Exploration

Study and identify of land subsidence in Mayamey area using Remote sensing, Geophysics and Underground water data

By:
Soheila Valikhani

Supervisors:
Dr. Alireza Arab-Amiri
Dr. Susan Ebrahimi

Advisors:
Dr. Abolghasem Kamkar-Rouhani

2020