

مدیریت زمین شناسی مهندسی و زیست محیطی
گروه زمین شناسی مهندسی

بررسی فرونشست زمین در دشت تهران - شهریار (گزارش نخست)



شهریور ۱۳۸۴

شماره گزارش: ۰۶/۰۲-۸۴Engeo

تهیه کنندگان:

امیر شمشکی ، محمدجواد بلورچی ، فرهاد انصاری

با همکاری :

ایمان انتظام ، علیرضا سیاره ، سوزان کریم نژاد

مسعود محمودپور، هادی پورفرضی

محمود اسد بیگی ، احمد راصدی

مدیر اجرایی :

محمدجواد بلورچی

گروه زمین شناسی مهندسی ، گروه زمین شناسی زیست محیطی

گروه اطلاعات زمین مرجع (GIS)

تشکر و قدردانی

پس از سپاس و ثنای فراوان به درگاه با عظمت پروردگار یکتا ، بر خود لازم می دانیم که از همکاری و راهنماییهای مفید دانشمندان و پژوهشگران دانشگاههای آکسفورد ، کمبریج انگلستان بویژه پرفسور جیمز جکسون (J. Jackson) ، دکتر اروان پتی یر (E. Pathier) و پرفسور بری پارسونز (B.Parsons) در زمینه پردازش داده های ماهواره ای رادار در شیوه InSAR قدردانی نمائیم.

همچنین از مسئولین و کارکنان قسمتهای مختلف سازمان آب منطقه ای تهران از جمله دفتر امور مطالعات بویژه آقایان دکتر سبزواری ، مهندس جهان بین و مهندس حیدریان کمال تشکر را داریم.

از مسئولین و کارشناسان محترم سازمان مدیریت و برنامه ریزی کشور بویژه آقای مهندس تفضلی معاونت محترم فنی ، آقای مهندس خندانل مدیر کل دفتر صنایع و معادن و آقای دکتر قانع فر قدردانی می گردد.

از تلاش و همکاری مسئولین و کارکنان مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن بخصوص آقای دکتر طباطبایی سپاسگزاری می نمائیم.

از تلاش و پی گیری ریاست و کارشناسان سازمان نقشه برداری کشور بویژه آقایان دکتر ممد ، دکتر جمور و مهندس منتظرین تشکر می نمائیم .

چکیده

در راستای اندازه گیری های انجام شده توسط سازمان نقشه برداری کشور و اعلام رخداد پدیده فرونشست در دشت جنوب غربی تهران، سازمان مدیریت و برنامه ریزی کشور مسئولیت بررسی این پدیده و شناسایی عوامل مؤثر در شکل گیری آن را به سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور سپرد.

درگام نخست پس از جمع آوری آمار و اطلاعات مورد نیاز به منظور صحت سنجی و تعیین محدوده فرونشست، بررسی داده های InSAR با همکاری محققین دانشگاههای کمبریج و اکسفورد انجام گرفت. این بررسی ها نشان داد که در منطقه وسیعی از جنوب غرب تهران با مساحت حدود ۱۶ کیلومتر مربع پدیده فرونشست منطقه ای با الگوی "V" شکل و بیشینه نرخ نشست حدود ۱۶ سانتی متر برسال شکل گرفته و فرونشست در آن همچنان ادامه دارد.

در راستای علت یابی رخداد پدیده فرونشست منطقه مورد نظر در هفت فصل به شرح زیر مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت.

- | | |
|---------------------|----------------|
| ۱- کلیات | ۵- سنجش از دور |
| ۲- فرونشست تهران | ۶- تکتونیک |
| ۳- آبریز زمین شناسی | ۷- ژئوتکنیک |
| ۴- ژئوفیزیک | |

بررسی ها تا این مرحله نشان می دهد که عامل اصلی این رویداد، افت شدید سطح آب زیرزمینی و ضخامت زیاد نهشته های ریز دانه است.

درجهت کنترل این پدیده و کاهش خسارت های احتمالی، لازم است که در گام نخست هرچه سریعتر نسبت به کاهش بهره برداری از آب زیرزمینی و اعمال مدیریت صحیح منابع آب اقدام لازم صورت پذیرد. در ضمن پایش شریانهای حیاتی از جمله خطوط انتقال سوخت، راه آهن، راه، خطوط انتقال نیرو در داخل و پیرامون محدوده فرونشست تا رسیدن به پایداری این ناحیه و توقف نشست ضروری است.

فهرست

۱- کلیات	۱
۱-۱- مقدمه	۱
۲-۱- هدف	۱
۳-۱- جغرافیا	۲
۴-۱- مروری بر مطالعات انجام شده	۲
۵-۱- هواشناسی و اقلیم	۴
۵-۱-۱- دما	۵
۵-۱-۲- تبخیر	۵
۵-۱-۳- رطوبت نسبی	۵
۵-۱-۴- باد	۵
۵-۱-۵- بارندگی	۶
۶-۱-۵-۱- آبهای سطحی - رودخانه‌ها	۶
۶-۱-۵-۱-۱- رودخانه کرج	۶
۶-۱-۵-۱-۲- رودخانه چیتگر	۷
۶-۱-۵-۱-۳- رودخانه کن	۷
۶-۱-۵-۱-۴- رودخانه حصارک	۸
۶-۱-۵-۱-۵- رودخانه فرحزاد	۸
۶-۱-۵-۱-۶- رودخانه اوین و درکه	۸
۶-۱-۵-۱-۷- رودخانه فصلی ولنجک	۹
۶-۱-۵-۱-۸- رودخانه دربند	۹
۶-۱-۵-۱-۹- رودخانه دارآباد	۹
۶-۱-۵-۱-۱۰- رودخانه سرخه حصار	۱۰
۷-۱-۵-۱- طبقه‌بندی اقلیمی	۱۰
۶-۱- زمین شناسی	۱۰
۶-۱-۱- ائوسن زیرین - میانی (سازند کرج)	۱۱
۶-۱-۲- کواترنری	۱۳
۲- فرونشست تهران	۱۸
۱-۲- مقدمه	۱۸
۲-۲- تاریخچه بررسی فرونشست در جهان	۱۸
۳-۲- تاریخچه مطالعه فرونشست در کشور	۱۹

۲-۴- ویژگیهای ریخت شناسی فرونشست تهران	۲۰
۳- آب زمین شناسی	۲۳
۱-۳- مقدمه	۲۳
۲-۳- ویژگی های سفره آب زیرزمینی	۲۳
۱-۲-۳- عمق آب زیرزمینی	۲۴
۲-۲-۳- تراز آب زیرزمینی	۲۴
۳-۲-۳- تغییرات سطح سفره آب زیرزمینی	۲۸
۴-۲-۳- نوسانات سالیانه سطح سفره آب زیرزمینی	۳۰
۳-۳- ضریب های هیدرودینامیک سفره آب زیرزمینی	۳۱
۱-۳-۳- قابلیت انتقال آب	۳۱
۲-۳-۳- ضریب ذخیره	۳۲
۴-۳- بهره برداری از منابع آب زیرزمینی	۳۴
۴- ژئوفیزیک	۳۵
۱-۴- مقدمه	۳۵
۲-۴- تغییرات ضخامت آبرفت	۳۵
۳-۴- تغییرات ارتفاع سنگ کف	۳۷
۵- سنجش از دور	۳۹
۱-۵- مقدمه	۳۹
۲-۵- محدوده فرونشست	۳۹
۳-۵- میزان فرونشست	۴۶
۶- تکتونیک	۵۲
۷- ژئوتکنیک	۵۸
۱-۷- مقدمه	۵۸
۲-۷- روش محاسبه میزان فرونشست در اثر تراکم رسوبات	۶۱
۱-۲-۷- تئوری الاستیک	۶۲
۲-۲-۷- تئوری لگاریتمی	۶۴
۳-۷- ضخامت رسوبات ریز دانه در گستره تهران	۶۶
۴-۷- مدل اولیه فرونشست	۶۶
- نتیجه گیری	۷۰
- پیشنهادها	۷۳
- منابع مورد استفاده	۷۴

۱- کلیات

۱-۱- مقدمه

در پی گزارش سازمان نقشه برداری کشور مبنی بر کاهش تراز سطح زمین در امتداد جاده کمربندی تهران (بزرگراه آزادگان) و همچنین حداثه‌های سه راه آذری تا تقاطع بزرگراه آزادگان با آیت‌الله سعیدی (جاده قدیم ساوه)، طی نامه شماره ۵/۵۱۳/۲۰۱۴۸۵ مورخ ۸۳/۱۲/۱۰ سازمان مدیریت و برنامه‌ریزی کشور، مسئولیت بررسی این پدیده و شناسایی عوامل مؤثر در شکل‌گیری آن به سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور سپرده شد. در این راستا بررسی‌های اولیه مشخص نمود که کاهش تراز سطح زمین در رابطه با وقوع پدیده فرونشست در این ناحیه است. بر این اساس در گام نخست به منظور صحت‌سنجی و تعیین محدوده فرونشست با همکاری محققین دانشگاه‌های آکسفورد و کمبریج انگلستان با استفاده از روش پیشرفته InSAR وجود این پدیده اثبات و محدوده آن مشخص گردید.

در ابتدای سال ۱۳۸۴ در اولین گزارش پدیده فرونشست و عوامل مؤثر در شکل‌گیری آن شرح داده شد. در گزارش بعدی امکان‌سنجی مقدماتی علت وقوع این پدیده در ناحیه مورد بررسی ارائه گردید. تا زمان تهیه این گزارش بعنوان گزارش اولیه، به منظور بررسی جامع این پدیده، تعیین راه‌حل‌های اصلی ممانعت از گسترش آن و مشخص نمودن راهبرد ادامه مطالعات درازمدت با همکاری سازمانهای مرتبط بویژه وزارت نیرو، سازمان نقشه‌برداری کشور و وزارت مسکن و شهرسازی میزان قابل ملاحظه‌ای از آمار و اطلاعات مورد نیاز گردآوری شده است. با هدف بالابردن سرعت و دقت در تحلیل نهایی، گام به گام با پیشرفت مطالعات آمار و اطلاعات گردآوری یا تهیه شده، وارد محیط سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) گردیده است.

۱-۲- هدف

هدف از این پژوهش شناخت ویژگیهای پدیده فرونشست جنوب غرب تهران، عوامل مؤثر در شکل‌گیری پدیده و ارائه راهکارهای مناسب به منظور ممانعت از گسترش آن می‌باشد. لذا در این گزارش موارد زیر مورد بررسی قرار گرفته است.

- (۱) ویژگیها و محدوده فرونشست تهران با استفاده از داده‌های روزمینی و سنجش از دور
- (۲) جغرافیا
- (۳) اقلیم و هیدرولوژی
- (۴) زمین شناسی
- (۵) آب زمین‌شناسی (هیدروژئولوژی)
- (۶) ژئوفیزیک
- (۷) تکتونیک
- (۸) ژئوتکنیک
- (۹) مدل رخداد فرونشست

۳-۱- جغرافیا

آبخوان دشت تهران با موقیت جغرافیایی $35^{\circ} 28' 6''$ تا $35^{\circ} 49' 42''$ عرض شمالی و $51^{\circ} 33' 13''$ تا $51^{\circ} 6' 37''$ طول شرقی قرار دارد. این آبخوان از شمال به دامنه جنوبی رشته کوه‌های البرز، از جنوب به کوه‌های آراد و فشاویه، از شرق به ارتفاعات سه پایه، قوچک، بی‌بی‌شهربانو و در ادامه مسدود به رودخانه شور تا محمودآباد خرابه و از غرب به محدوده شرقی دشت کرج، یعنی از وردآورد به شهریار و در امتداد جاده شهریار به رباط کریم محدود می‌شود.

مساحت دشت بالغ بر ۲۲۵۰ کیلومتر مربع می‌باشد که حدود ۳۵۰ کیلومتر مربع آن کوهپایه و بیرون زدگی‌های داخل دشت و ۱۹۰۰ کیلومتر مربع آن قسمت هموار دشت می‌باشد. متوسط ارتفاع دشت ۱۱۰۰ متر و حداکثر ارتفاع در قله توچال به ۳۹۳۳ متر می‌رسد.

راه ارتباطی دشت تهران از نوع آسفalte درجه ۱ و راه‌های ارتباطی بین شهرها و آبادی‌های واقع در این دشت از نوع آسفalte درجه ۲ می‌باشد.

تراکم منابع آب زیرزمینی (چاه عمیق و نیمه عمیق- قنات و چشمه) و نوع بهره برداری در نقاط مختلف متفاوت است بطوریکه بیشترین درصد و تراکم چاه‌های نیمه عمیق در منطقه شمیرانات، چاه‌های عمیق در غرب و جنوب دشت تهران و قنات (که بیشتر آنها خشک شده‌اند) در شهر تهران حفاری شده است.

۱-۴- مروری بر مطالعات انجام شده

دشت تهران و پیرامون آن بدلیل موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی ویژه خود، بیش از سایر نقاط کشور مورد توجه اولین پژوهشگران زمین‌شناسی که غیر ایرانی بودند قرار گرفت. استال (Stahl) را می‌توان اولین پژوهشگری دانست که در مقام مدیریت کل پست ایران، از سال ۱۸۹۷ تا ۱۹۱۱ البرز را در سفرهایش پیمود و به ارائه مطالبی پیرامون زمین‌شناسی تهران پرداخت. کلاب (Clapp) در نوشتاری تحت عنوان (Tehran and the Elburz) زمین‌شناسی و جغرافیای تهران را بطور اجمالی در سال ۱۹۳۰ مورد کندوکاو قرار داد. اولین مطالعات مهم چین‌شناسی و تکتونیک در سال ۱۹۳۱ توسط ری ویره (Riviere) با بررسی کوه بی‌بی‌شهربانو در سه پایه صورت گرفت. وی در سال ۱۹۳۴ در نوشتاری تحت عنوان (contribution a l'etude geologique de l'Elburz) مقادیر بسیار زیادی از کارهای پیشینیان خود را اصلاح کرد و مسائل جدید را مورد بررسی و تحقیق قرار داد. ریین (Rieben) از سال ۱۹۵۳ تا ۱۹۶۶ چین‌شناسی آبرفت‌های تهران که متأثر از عملکرد عوامل تکتونیکی هستند را مورد بررسی قرار داد. هویر (Huber) در سال ۱۹۶۰ مطالعات کاملی را بر روی آبرفت‌های فرحزاد انجام داد. ناظمی (۱۹۶۱) به ارائه مطالبی در مورد زمین‌شناسی بی‌بی‌شهربانو در مسگرآباد پرداخت. در سال ۱۹۶۱ درش (Dresch) آثار ریین (Rieben) را مرور کرد و با همکاری بوبک (Bobek) زمین‌ریخت‌شناسی کوهپایه تهران را تشریح نمود. پدرامی (۱۳۵۷) به ارائه مطالبی مختصر در مورد رسوبات کواترنر اطراف تهران پرداخت. چالنگو و همکاران (Tchalenko et al) در سال ۱۹۷۴ به دنبال سلسله مطالعات لرزه زمین ساخت ایران، بویژه شمال ایران مرکزی، شهر تهران را نیز از این دیدگاه مورد کنکاش قرار دادند. قرشی و ارژنگ روش (۱۳۵۸) در نوشتاری تحت عنوان «معرفی و بررسی گسله‌های کواترنر ناحیه تهران» گسله‌های جدیدی را به مجموعه شناخته شده تا آن زمان افزودند و به اختصار آنها را مورد تجزیه و تحلیل قرار دادند. بربریان و همکاران (۱۳۶۴) گزارش شماره ۵۶ سازمان زمین‌شناسی کشور را تحت عنوان «پژوهش و بررسی ژرف نو زمین‌ساخت، لرزه ساخت و خطر زمین‌لرزه- گسلش در گستره تهران و پیرامون» تهیه نموده‌اند.

گزارش نهایی و تکمیلی ژئوالکتریک دشت تهران (۱۳۴۸) توسط اداره کل آبهای زیرزمینی تهیه شده است.

انگالانس (Engalenc) در سال ۱۹۶۸ طی پژوهشی همه جانبه منطقه تهران را از دیدگاه زمین‌شناسی، زمین‌ریخت‌شناسی و آبهای زیرزمینی مورد بررسی قرار داد.

گزارشهای سر الکساندر گیب (Sir Alexander Gibb & Partners) از سال ۱۹۵۸ تا ۱۹۷۳ و نیل و جونز (Knill & Jones) در سال ۱۹۶۸ را می‌توان اولین گزارشهای تفصیلی در زمینه آبهای زیرزمینی تهران دانست.

بررسیهای مختلفی توسط کارشناسان شرکت تماب و اداره کل امور آب استان تهران و غیره در زمینه وضعیت کمی آبخوان دشت تهران صورت گرفته است که از آنجمله می‌توان به طرح مطالعات آبهای زیرزمینی و مدل ریاضی دشت تهران، ورامین و شهریار، گزارش مطالعات آبهای زیرزمینی دشت تهران (جلد اول در سال ۱۳۵۷ و جلد دوم در سال ۱۳۷۷) توسط اداره کل امور آب استان تهران اشاره کرد.

گزارش تکمیلی بیلان آب و توسعه بهره‌برداری از سفره آب زیرزمینی دشت تهران در گزینه‌های گوناگون در سال ۱۳۷۱ توسط شرکت تماب تهیه شده است.

گزارش وضعیت منابع آب و بیلان آب زیرزمینی دشت تهران توسط اداره کل امور آب استان تهران در اسفند ۱۳۷۳ مورد بررسی قرار گرفت.

رضائیان، م (۱۳۷۶) به مطالعه عملکرد گسله‌ها بر تغییرات سطح ایستابی آبهای زیرزمینی دشت تهران پرداخته است (پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی).

قماش، ع (۱۳۷۶) پیش‌بینی نشست منطقه‌ای زمین در اثر استخراج آب و پائین انداختن سطح ایستابی آب زیرزمینی را مورد بررسی قرار داده است (پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شریف).

پایش کمی سفره آبهای زیرزمینی تهران و اثر برداشت بیش از حد دراز مدت در آن (۱۳۸۰) توسط اداره کل امور آب استان تهران ارائه شده است.

اثرات خشکسالی بر منابع آبی استان تهران و ارائه راه‌حلهای عملی به منظور مقابله با آن در سال (۱۳۸۰) توسط سازمان آب منطقه‌ای تهران تهیه شده است.

۱-۵-۵- هواشناسی و اقلیم

دشت تهران در جنوب دامنه‌های البرز میانی قرار گرفته است و کوههای البرز این منطقه را از دریای مازندران جدا می‌سازد به همین جهت دریای مازندران تأثیر کمی روی آب و هوای منطقه دارد. توده‌های هوایی که منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهند در زمستانها بطور عمده مدیترانه‌ای از سمت غرب، قطبی بری و قطبی شمالی از سمت شمال غربی و شمال، قطبی بحری از شمال غرب و در تابستانها بری و تروپیکال از منشأ کویر ایران یا صحرای عربستان و یا جریانات شمال غربی از اروپای مرکزی می‌باشد.

۱-۵-۱- دما

میانگین دمای روزانه (دمای متوسط سالانه) از ۱۰ درجه سانتیگراد در مناطق کوهستانی تا ۱۶/۹ درجه سانتیگراد در دشت تهران (مهرآباد) متغیر است و در مناطق جنوبی دشت تهران مقدار آن افزایش می‌یابد. حداکثر دما تا ۴۲/۵ درجه سانتیگراد به ثبت رسیده است و در عین حال سرمای ۲۳/۵ درجه زیر صفر پدیده‌ای مشهود می‌باشد. در توزیع ماههای گرم و سرد، دی‌ماه با کمترین درجه حرارت سردترین ماه سال و مردادماه با حداکثر درجه حرارت گرمترین ماه سال به حساب می‌آید.

۱-۵-۲- تبخیر

مقدار تبخیر در دشت تهران حدود ۲۵۰۰ میلیمتر در سال برآورد می‌گردد. البته در مناطق جنوبی تبخیر زیاده‌تر و هرچه به شمال دشت نزدیک شویم از میزان آن کاسته می‌شود.

۱-۵-۳- رطوبت نسبی

به موجب آمار و اطلاعات موجود میزان نم نسبی هوا در ایستگاه مهرآباد بین ۱۴ و ۱۰۰ درصد در تغییر است. توزیع مقادیر حداکثر و حداقل رطوبت نسبی به ترتیب در زمستان زیاد و حدود ۷۵ درصد و در تابستان به حداقل ۱۵ درصد می‌رسد و رطوبت نسبی سالانه بطور متوسط ۴۱/۳ درصد می‌باشد.

۱-۵-۴- باد

جهت غالب باد و جریانهای شدید هوا در دشت تهران در فصول بهار، پائیز و زمستان از سمت غرب است و در تابستان باد غالب از سمت جنوب شرق می‌وزد. سرعت متوسط ماهانه وزش باد تا ۲۰ کیلومتر در ساعت محاسبه شده است.

بطور کلی جریانات عمومی هوا در استان تهران تابع "بادهای غربی" می باشد. امتداد عمومی این جریانات، با جهت کلی کوههای البرز موازی بوده و بدین ترتیب تأثیر این کوهها بیشتر بصورت کاهش سرعت متوسط باد در دره‌های کوهپایه‌های جنوبی ظاهر می‌گردد. پیشروی دامنه‌های جنوبی ارتفاعات شرق کرج سبب انحراف وزشهای سطحی این جریانات به سوی بعضی از قسمتهای دشتهای جنوبی مانند شهریار گشته و افزایش سرعت نسبی باد را در این نقاط پدید می‌آورد.

۱-۵-۵- بارندگی

میانگین بارندگی سالانه در جنوب دشت تهران کمتر از ۲۰۰ میلیمتر و در شمال دشت تا حدود ۵۰۰ میلیمتر می‌رسد. منحنی‌های هم باران منطقه نشان می‌دهد که باران دشت تهران از جنوب به شمال افزایش می‌یابد و باران متوسط دشت تهران در حدود ۲۵۰ میلیمتر برآورد می‌شود. رژیم بارش مدیترانه‌ای است بدین معنی که فصل بارندگی منطبق بر نیمه سرد سال و فصل خشک منطبق بر تابستان است. تغییرات بارندگی تهران از سالی به سال دیگر فاحش بوده، می‌تواند تا ۵ برابر تغییر کند.

میانگین ۸۹ ساله بارندگی تهران ۲۳۶/۵ میلیمتر در سال محاسبه شده است. در طی این مدت کمترین بارندگی سالانه ۹۱/۴ میلیمتر بوده که در سال ۱۳۷۳ اتفاق افتاده است و پربارانترین سال ۱۳۰۱ است که میزان بارندگی به ۵۶۰ میلیمتر رسیده است.

بطور کلی فصل بارندگی از اوایل پائیز یعنی مهرماه شروع و تا اواخر بهار یا خرداد ادامه دارد. دی‌ماه با ۱۷/۴ درصد بارندگی سالانه پرباران‌ترین و تیرماه کم باران‌ترین ماه سال به‌شمار می‌رود و در فصل زمستان ۴۷/۵ درصد بارندگی سالانه ریزش می‌نماید.

۱-۵-۶- آبهای سطحی- رودخانه‌ها

عمده‌ترین عوامل طبیعی تغذیه آبخوان دشت تهران در طول تاریخ زمین شناسی، ریزشهای جوی، جریان رودخانه‌های دائمی و فصلی و سیلابها بوده که در مخروط افکنه‌ها و مسیله‌ها، بسترهای

شن و ماسه‌ای، با نفوذپذیری و ضریب ذخیره بالا، آبخوان را تغذیه میکند. علاوه بر عامل طبیعی مذکور در سالهای اخیر پساب آبهای انتقالی به دشت تهران از حوزه‌های مجاور و از طریق چاههای جنبی عامل مصنوعی تغذیه آبخوان می‌باشد.

بطور کلی ۱۰ رودخانه به منطقه مورد مطالعه وارد میشود که بترتیب از غرب به شرق عبارتند از: کرج، چیتگر، کن، حصارک، فرحزاد، درکه، ولنجک، دربند، دارآباد و سرخه‌حصار. این رودخانه‌ها از ارتفاعات جنوبی البرز سرچشمه می‌گیرند.

بخش قابل توجهی از مجموعه جریانهای یاد شده در طی مسیر از سطح بستر آنها نفوذ نموده، وارد آبخوان می‌گردند. مجموع نفوذ بدست آمده از جریانهای سطحی ناحیه (غیر از کن) در مجموع معادل ۱۶/۴۷ M.C.M در سال می‌باشد.

۱-۵-۶-۱- رودخانه کرج

حوضه آبریز رودخانه کرج از شمال به حوضه آبریز رودخانه چالوس، هراز، طالقان رود و از شرق به حوضه آبریز کردان محدود می‌شود. رودخانه کرج از شاخه‌های ولایت رود (گاجر)، وارنگ رود، سیرا، شهرستانک، مورود، ارنگه، آزادبر، کندوان، کیل، آسارا، سپهسالار و نشترود تشکیل شده است که همگی از ارتفاعات البرز سرچشمه می‌گیرند. سرچشمه ولایت رود از کلون بستک (با ارتفاع ۴۱۵۰ متر) و خل نو (با ارتفاع ۴۳۷۵ متر) می‌باشد. شاخه سیرا از کوههای نازوکهار (با ارتفاع ۴۱۰۸ متر) و رودخانه شهرستانک از دامنه‌های شمالی توچال (با ارتفاع ۳۹۳۰ متر) و شاه نشین سرچشمه می‌گیرد.

مساحت حوضه آبریز کرج ۲۸۰۰ کیلومتر مربع، درازای آبراهه اصلی ۲۴۵ کیلومتر و میانگین آبدهی آن ۱۲/۶ متر مکعب بر ثانیه می‌باشد. از دهه ۴۰ با ساخت سد امیر کبیر بر روی این رودخانه و اختصاص بخش عمده آب آن برای شرب اهالی تهران؛ بطور نسبی دشتهای جنوب کرج، جنوب غرب تهران و شهریار بجز در زمانهای سیلابی از آب این رودخانه محروم شده‌اند.

۱-۵-۶-۲- رودخانه چیتگر

رودخانه چیتگر یا قوریچای (ازگی) از ارتفاعات شمال وردآورد و ازگی سرچشمه گرفته و از شرق وردآورد عبور نموده به دشت وارد می‌شود. این رودخانه در دره خود دارای جریان دائمی است.

مقدار جریان سالانه این رودخانه در دوره ۲۰ ساله حدود ۲۰ میلیون متر مکعب است که در بستر و مخروط افکنه مسیر خود نفوذ نموده و سفره آب زیرزمینی ناحیه شهریار را تغذیه می‌نماید. مساحت آبرگیر آن ۶۹ کیلومتر مربع است.

۱-۵-۶-۳- رودخانه کن

رودخانه کن از مهمترین رودخانه‌های منطقه بشمار می‌رود. این رودخانه که در تغذیه سفره آب زیرزمینی غرب و جنوب غربی تهران نقش اساسی را بر عهده دارد. از ارتفاعات شمال سولقان سرچشمه می‌گیرد و از دهکده کن عبور نموده در اراضی یافت‌آباد گسترده می‌شود. جریان سالانه رودخانه کن با آبرگیری به وسعت ۲۰۰ کیلومتر مربع برابر با حدود ۷۲ میلیون متر مکعب است. این رودخانه پس از عبور از روستای غار و دره دوتویه به رودخانه جاجرود پیوسته، در جنوب پشاپویه به رودخانه کرج می‌پیوندد.

در ارتباط با میزان نفوذ از بستر رودخانه کن بداخل آبخوان، اندازه گیریها و محاسبات نشان می‌دهد که بطور تقریب تمامی دبی پایه رودخانه به آبخوان نفوذ می‌کند. مقدار نفوذ از طریق رودخانه کن و مرز غربی دشت با توجه به اندازه گیریها و روابط داری و با استفاده از نقشه‌های تراز و قابلیت انتقال معادل $33/48 \text{ M.C.M}$ در سال بدست آمده است.

۱-۵-۶-۴- رودخانه حصارک

این رودخانه از ارتفاعات شرق کن سرچشمه می‌گیرد و پس از عبور از دهکده حصارک به دشت تهران وارد می‌شود. مساحت آبرگیر آن حدود ۱۴ کیلومتر مربع است. مقدار جریان سالانه این رودخانه حدود ۳ میلیون متر مکعب است که بطور کلی در مخروط افکنه شمالی دشت نفوذ می‌نماید.

۱-۵-۶-۵- رودخانه فرحزاد

از ارتفاعات شمالی امامزاده داود سرچشمه گرفته پس از عبور از امامزاده داوود و روستاهای یونجه زار و فرحزاد از دره عمیقی که در تپه‌های سری A حفر نموده به اراضی طرشت وارد شده و دنباله این رودخانه از میدان آزادی و غرب پادگان جی می‌گذرد. جریان سالانه رودخانه فرحزاد با

آبگیری حدود ۱۸ کیلومتر مربع حدود ۵ میلیون متر مکعب است که تمام آن در پوشش آبرفتی دشت تهران نفوذ می‌نماید.

۱-۵-۶-۲- رودخانه اوین و درکه

از ارتفاعات شمال درکه سرچشمه می‌گیرد و پس از عبور از درکه، اوین و ونک از شمال شهرآرا می‌گذرد و در این نقطه به رودخانه قلقلی وارد می‌شود. برای جلوگیری از ورود سیلاب این رودخانه بمحل بیمارستان امام خمینی و پادگان جمشیدیه مسیر آن را که از امیرآباد عبور می‌کرد را تغییر دادند و مسیر جدید از جنوب دریا نو گذشته و خیابان آزادی را در نزدیکی پیسی کولا قطع می‌کند، سپس از شرق فرودگاه بطرف جنوب دشت جریان می‌یابد.

جریان سالانه این رودخانه با آبگیری به وسعت ۲۳ کیلومتر مربع در دوره ۲۰ ساله حدود ۱۶ میلیون متر مکعب برآورد و محاسبه گردیده است.

۱-۵-۶-۷- رودخانه فصلی ولنجک

از ارتفاعات شمالی سرچشمه می‌گیرد و پس از عبور از تپه‌های زعفرانیه بطرف جنوب شرقی سرازیر گردیده و در حوالی سیدخندان به رودخانه دربند می‌پیوندد.

مساحت حوضه آبریز این رودخانه در حدود ۱۰ کیلومتر مربع می‌باشد. جریان سالانه این رودخانه در دوره ۲۰ ساله حدود یک میلیون متر مکعب است.

۱-۵-۶-۸- رودخانه دربند

از ارتفاعات شمالی سرچشمه می‌گیرد و پس از عبور از آبشار پس‌قلعه و دهکده پس‌قلعه به دربند می‌رسد و پس از عبور از کاخ سعدآباد از زیر پل تجریش گذشته و سپس بطرف جنوب شرقی روان می‌شود و در حوالی سیدخندان به رودخانه ولنجک و مسیل منظریه پیوسته و در کانالی در غرب نارمک جاری می‌گردد. در این مکان رودخانه دارآباد نیز به این مسیله‌ها پیوسته ، در موازات تهران نو بطرف جنوب جریان می‌یابد و در انتها بطرف جنوب دشت روان می‌گردد.

وسعت آبرگیر این رودخانه در حدود ۳۰ کیلومتر مربع می‌باشد. جریان سالانه این رودخانه در دوره ۲۰ ساله حدود ۲۰ میلیون متر مکعب در سال برآورد گردیده است.

۱-۵-۶-۹- رودخانه دارآباد

این رودخانه از ارتفاعات شمالی اقدسیه سرچشمه می‌گیرد و پس از عبور از روستاهای دارآباد و غرب اراج در غرب نارمک با رودخانه‌های ولنجک و دربند و سپس به مسیل سرخه حصار می‌پیوندد.

وسعت آبگیر این رودخانه در حدود ۱۵ کیلومتر مربع است و جریان سالانه آن در دوره ۲۰ ساله در حدود ۱۳ میلیون متر مکعب در سال برآورد و محاسبه گردیده است.

۱-۵-۶-۱۰- رودخانه سرخه حصار

رودخانه سرخه حصار از ارتفاعات البرز و شرق تهران و از کوهپایه‌های لشکرک سرچشمه گرفته و از سمت شمال در جهت جنوب جریان یافته و پس از وارد شدن رودخانه‌های دربند و دارآباد به آن، در انتها به رودخانه جاجرود می‌پیوندد.

۱-۵-۷- طبقه‌بندی اقلیمی

بر اساس طبقه‌بندی دو مارتن (De Martonn) اصلاح شده، دشت تهران در ردیف اقلیم‌های خشک بیابانی به حساب می‌آید.

بر اساس طبقه‌بندی سیلیانینف، دشت تهران در شمار مناطق خشک شدید قرار می‌گیرد.

۱-۵-۸- زمین شناسی

حوضه آبریز دشت تهران از دیدگاه زمین‌شناختی در واحد مرکزی منطقه (Zone) البرز قرار دارد. این واحد از شمال به جنوب به چهار بخش تقسیم می‌شود.

(۱) البرز مرتفع: متشکل از سنگهای پالئوزوئیک، مزوزوئیک و ترسیر که بواسطه فازهای مختلف کوهزایی، چین خوردگیهای شدیدی در آنها صورت پذیرفته و روی هم رانده شده‌اند. به همین دلیل این بخش از ارتفاع زیادی برخوردار است.

۲) چینهای حاشیه ای : بطور عمده از سنگهای آتشفشانی _ آذرآواری سازند کرج , متعلق به ائوسن تشکیل یافته است. گسل موشا _ فشم مرز البرز مرتفع و چینهای حاشیه ای محسوب می گردد. سنگهای بخش چینهای حاشیه ای به آرامی چین خورده و در امتداد روراندگی شمال تهران بر روی بخش کوهپایه و دشت (Pediment) رانده شده اند.

۳) کوهپایه و دشت (Pediment): این بخش از نهشته های آبرفتی تشکیل یافته است. این نهشته ها از فرسایش شدید البرز در راستای گسلهای گوناگون بوجود آمده اند. کوهپایه بطور نسبی از نهشته های قدیمی (پلیوسن و پلیو- پلئستوسن) است که از نفوذپذیری متوسطی برخوردار می باشند. به سمت جنوب , دشت با نهشته های آبرفتی جدید (کواترنر) قرار دارد. این نهشته ها تا کناره کویر جنوب تهران گسترش یافته اند. این آبرفتها بدلیل نفوذپذیری بالایی که دارند با در بر گرفتن آبخوانهای گسترده و مهم , از اهمیت ویژه ای برخوردار می باشند.

۴) آنتی البرز : این بخش به تپه ماهورها و کوههای کم ارتفاع شرق تهران مانند ارتفاعات سه پایه گفته می شود. قرار دادن این ارتفاعات در بخشی مجزا , بدلیل پیچیدگی مرز جنوبی البرز با ایران مرکزی می باشد. در این ناحیه علاوه بر چین خوردگی شدید دوران سنوزوئیک , دو فاز چین خوردگی دیگر در کرتاسه مشخص است که هیچیک از آنها در البرز شناخته نشده , ولی در ایران مرکزی قابل شناسایی است. در واقع بخش آنتی البرز نسبت به سایر قسمتهای البرز چین خورده تر است. براساس نقشه زمین شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (نگاره ۱-۱) , واحدهای زمین شناسی موجود در محدوده مورد مطالعه به شرح زیر می باشند.

۱-۵-۸-۱- ائوسن زیرین- میانی (سازند کرج)

- واحد E^{tsv}_1

واحدی است که بطور عمده شامل توفهای سبزرنگ توده ای و شیل می باشد و در برخی نقاط گدازه های داسیتی و گدازه های زیردریایی برشی و کاوکار با ترکیب بازیک را به همراه دارد. این واحد در بخشهای جنوبی رشته کوه البرز برونزد دارد. بطور محلی دایکها و توده های میکرودیوریتی- میکروگابروئی در آنها نفوذ کرده است.

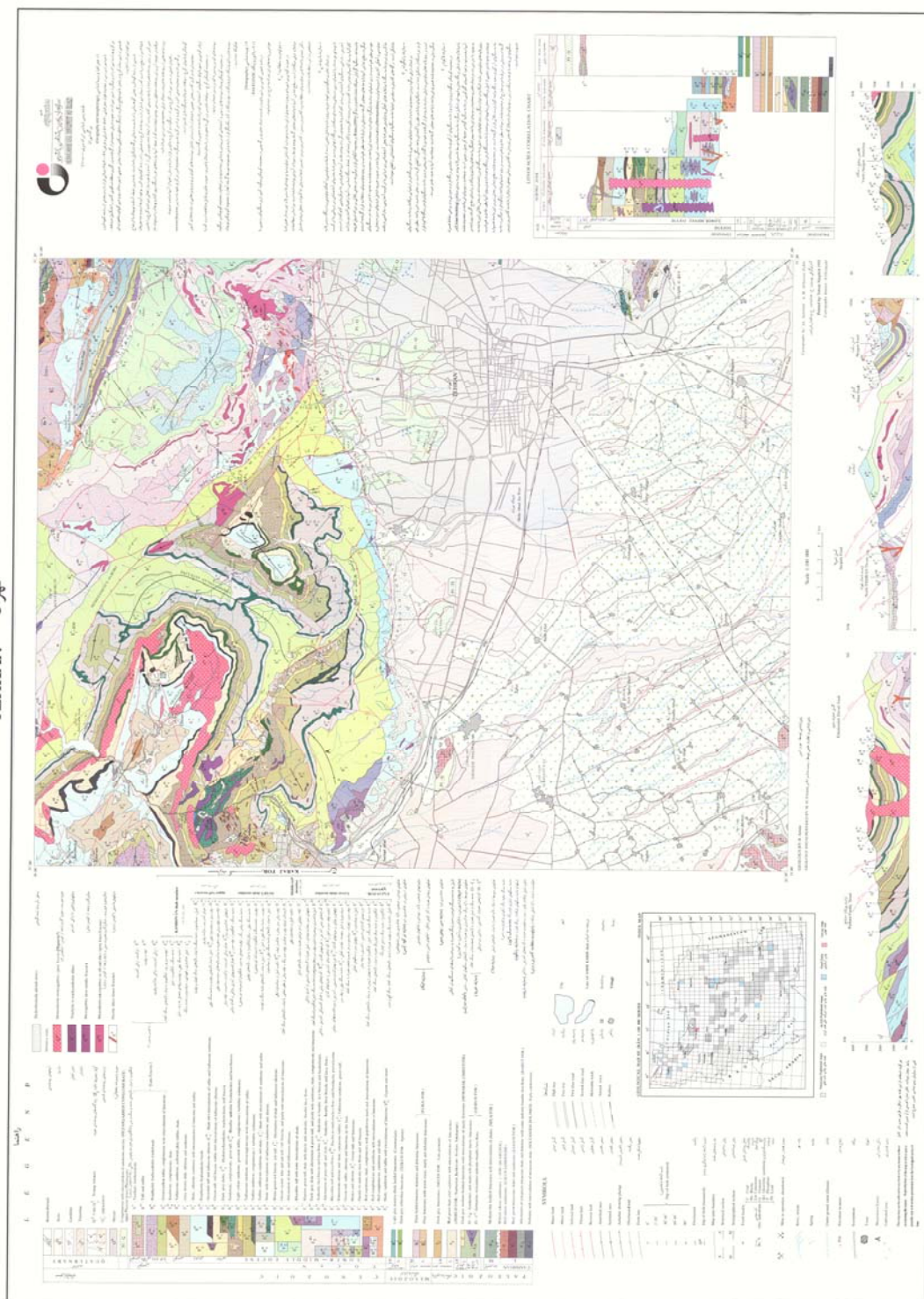
- واحدهای E^{ba}_1 و E^{ab}_1

این بخشهای آتشفشانی با ترکیب بازیک در پیرامون روستای کلاک و شمال فرحزادبرونزد دارند. ترکیب آنها آندزیتی- بازالتی بوده و بصورت گدازه برشی کاوگذار و هیالوکلیستیک دیده می‌شوند. قطعات برش دارای قطری در حدود چند سانتیمتر تا چند دسیمتر و بافت متخلخل است.

- واحد E_2^t

شامل انواع مختلف توفهای سبزرنگ است و ترکیب آنها بیشتر داسیتی و ریوداسیتی است. این توفها بدلیل نداشتن شیل و گدازه‌های آتشفشانی از واحد زیرین قابل تفکیک است. این واحد در دره سولقان، دره وردیج، جاده کرج- چالوس (در حوالی روستای بیلقان) و شمال فرحزاد برونزد دارد. بیشتر به رنگ سبز تا سبز مایل به آبی دیده می‌شود. ضخامت آنها در دره وردیج ۸۱۵ متر اندازه‌گیری شده است ولی بسمت غرب از ضخامت آنها کاسته می‌شود. این واحد در بالاترین قسمت رفته رفته به شیلهای واحد E_3^{ss} تبدیل می‌شود.

تهران TEHRAN



نگاره ۱-۱- نقشه زمین شناسی تهران (با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰)

- واحد E_3^{ss}

شامل شیل و توفیت است که بطور همشیب و با سطح تماس تدریجی بر روی توفهای سبزرنگ واحد E_3^t قرار گرفته است. ضخامت آن در دره وردیج ۱۳۱ متر اندازه گیری شده است.

- واحد E_3^b

شامل توف و برش بحالت توده‌ای، کریستال لیتیک توف سبز رنگ و در برخی نقاط همراه با کنگلومرا و ماسه سنگ توفی است. این واحد نسبت به واحد زیرین و بالایی رنگ روشن دارد. ضخامت این واحد در دره وردیج ۵۷ متر اندازه گیری شده است و شیل‌های E_3^{sh} بطور همشیب و عادی بر روی آنها جای گرفته است.

- واحد E_3^{sh}

این واحد شامل شیل با میان لایه‌های ماسه سنگ و توفیت است. در حوالی روستای وردیج توف ریولیتی به رنگ روشن و عدسی مانند با قطری نزدیک به یک متر در داخل شیلها قرار دارد که خود گواه بر وجود محیط آشفته (توریدیتی) است. ضخامت این واحد در حوالی وردیج ۳۵۷ متر اندازه گیری شده است.

- واحد E^{tr}

این واحد در حوالی قلعه حسن خان همراه با توفهای ریولیتی و ایگنبریت برونزد دارد. سنگها بیشتر از نوع تراکیت- تراکی آندزیت است. سنگهای آتشفشانی این واحد در عمق کم، محیط نمناک و اکسیدکننده و قاره‌ای تشکیل یافته و رنگ آنها خاکستری متمایل به بنفش و قرمز است.

۱-۵-۸-۲- کوآترنری

- واحد PI-Q (سازند هزار دره)

سازند هزار دره با آبرفتهای بخش A از تقسیمات ریبِن (Rieben, ۱۹۵۵, ۱۹۶۶) معادل است. این واحد در قسمتهای شمالی تهران، شمال محدوده البرز مرکزی برونزد دارد و شامل کنگلومرای همگن دارای قلوه سنگ، شن و ریگ است که فضای بین این دانه‌ها را ماسه و سیلت پر کرده است و تشکیل کنگلومرای را داده که میزان چسبندگی آن بطور نسبی خوب و درصد تخلخل آن بسیار کم است.

ویژگیهای سازند هزار دره به شرح زیر می باشد:

ضخامت زیاد (۱۲۰۰m)، سازند همگن، لایه بندی منظم که بطور محلی دارای لایه ها و عدسیهایی از رس و ماسه است، سیمان خوب و سخت شده، اندازه متوسط قلوه ها (۱۰-۲۵ cm)، درجه هوازدگی پیشرفته قلوه ها، رنگ خاکستری روشن، شیب زیاد لایه ها و چین خوردگی آنها، قلوه ها نیمه گرد شده، ۹۰٪ آنها متشکل از سازند کرج و ۱۰٪ از بقیه سنگها (این نشان دهنده آنست که در زمان رسوبگذاری

واحد یاد شده، کوههای البرز در حال بالا آمدن و فرسایش بوده است) (بربریان، قرشی و همکاران، ۱۳۶۴).

سازند هزار دره نهشته رودخانه‌های سیلابی بزرگی است که از سوی شمال شرقی دشت تهران و از میان کوههای البرز و سه پایه به سوی جنوب و جنوب شرقی تهران همزمان با بالا آمدن البرز کوه جاری بوده‌اند. با توجه به این که رسوبات تبخیری مانند گچ و نمک در این سازند دیده نمی‌شود، به احتمال زیاد رسوبگذاری سازند هزار دره با حرکات تکتونیکی و تغییرات آب و هوایی همزمان بوده است بطوریکه در این زمان نسبت به عهد حاضر دارای گرمای کمتر و رطوبت بیشتری بوده است.

سن این سازند با توجه به فسیلهای یافت شده در آن پلیوسن بالایی است.

سازند هزار دره در بخش زیرین دارای تخلخل بسیار کم و مقاومت مکانیکی بسیار زیاد است و هر چه به قسمت‌های بالا سازند نزدیک‌تر می‌شویم تخلخل زیادتر و مقاومت مکانیکی کمتر می‌شود. قلوه‌های موجود در بخش بالای هزار دره تازه (Fresh) بوده، در سیمانی از سیلت و ماسه سست قرار گرفته‌اند.

نیروهای زمین ساختی وارده به رسوبهای این سازند در راستای شمالی- جنوبی و یا شمال شرقی- جنوب غربی باعث چین خوردگی و گسلش آنها گردیده است و پس از فرسایش رسوبات شمال تهران (واحد Bn ربین) با دگرشیبی آن را پوشانده است.

- واحد Q_1^4 (سازند کهریزک)

کلیه نهشته‌هایی که بصورت دگرشیب بر روی قلوه‌های سازند A قرار گرفته‌اند بوسیله Rieben (۱۹۵۵) سازند B نامیده شد. ربین برش نمونه این سازند را در شمال کهریزک انتخاب کرد و به همین دلیل عنوان سازن کهریزک نیز به آن اطلاق می‌شود. از آنجائیکه ویژگیهای این سازند در برش نمونه با مشخصات آن در سایر قسمت‌ها به خصوص بخشهای شمالی دشت تهران تفاوت بسیار دارد، لذا بربریان و همکاران (۱۳۶۴) این سازند را در شمال تهران با نام سازند آبرفتی ناهمگن شمال تهران (Bn) و در جنوب تهران با نام سیلتهای رسی کهریزک (Bs) مورد اشاره قرار می‌دهند که در این گزارش از تقسیم‌بندی نام برده استفاده می‌شود.

- سازند آبرفتی ناهمگن شمال تهران (آبرفتهای Bn)

این سازند به شکل تپه‌های بلند در کوهپایه تهران (باغ فیض، دانشگاه شهید بهشتی، جاده شمیران) رخمون دارد و ضخامت سازند تا ۶۰ متر میرسد. سازند متشکل از مخلوطی از شن، ریگ و

قلوه سنگ، رس، گاهی هم بلوک‌های درشت و پراکنده است که به طور نامتجانس همراه با رس و ماسه می‌باشد و در جنوب تهران از رس‌های خالص‌تر تشکیل شده است.

ویژگی‌های سازند آبرفتی ناهمگن شمال تهران به شرح زیر است:

این سازند کنگلومرای سخت نشده، ناهمگن، جور نشده، دارای لایه‌های لسی، دارای سیمان و استحکام کم است. اندازه قلوه‌ها از چند سانتیمتر تا چند متر متغیر بوده و در خمیره‌ای از ماسه و سیلت قرار دارد. قلوه‌سنگ‌های آن از نظر اندازه، جنس و منشأ مواد با یکدیگر متفاوت می‌باشند، شیب لایه‌های آن کم و بیشترین شیب تا ۱۵ درجه است و رنگ آن تیره‌تر از سازند هزاردره است و دارای عدسیه‌های رسی و سیلتی و لایه‌های کم ضخامت همراه با قلوه‌های با لکه‌های سیاهرنگ (اکسید آهن-منیزیم) می‌باشد. با حضور لکه‌های نامنظم می‌توان آنها را از A تفکیک کرد. این لکه‌ها به خصوص در لایه‌های سست متشکل از ریگ و قلوه‌های ماسه‌ای تحکیم نیافته که در معرض نفوذ آب‌های زیرزمینی هستند یافت می‌شود (Rieben, ۱۹۵۵).

سن این سازند را رین کواترنر معرفی کرده است. سن آن بطور احتمال کواترنر آغازین است. ضخامت این سازند به سمت جنوب کم می‌شود. وجود قطعه سنگ‌های بزرگ و بشدت فرسوده شده در قسمت پائینی این سازند و ناهمگنی و غیریکنواختی قطعه‌ها ممکن است نشانه‌هایی از اثر حمل رسوبات یخچالی در زیر واحد زیرین این سازند باشد (Rieben, ۱۹۶۶).

سازند Bn به علت ناهمگن بودن دارای مقاومت مکانیکی و تخلخل متغیر می‌باشد و این ویژگیها از یک لایه به لایه دیگر تغییر می‌کند. به طور کلی پخش تخلخل بسیار نامنظم است.

- سیلت‌های رسی کهریزک (آبرفت‌های Bs)

این واحد از سیلت و رس‌های کرم و بژرنگ تشکیل شده و به واسطه کارکرد گسل‌های کهریزک، جنوب ری و شمال ری رخنمون یافته است. در گستره ری و کهریزک دور از گسله‌های شمال و جنوب ری و کهریزک به وسیله پوشش بسیار نازکی از رسوبات دانه ریز آبرفت‌های D پوشیده شده است. در بخش‌های شمالی‌تر بوسیله دامنه جنوبی مخروط افکنه‌های آبرفت‌های C پوشیده می‌شود.

به نظر می‌رسد که در زمان ته‌نشست Bn سیلاب‌های بزرگ وجود داشته، این سیلابها در جنوب تهران دشت‌های سیلابی را تشکیل داده، رسوبگذاری مواد دانه‌ریز (دور از کوهپایه) موجب تشکیل سیلت‌های رسی کهریزک شده است.

امکان تعیین سن دقیق این سازند از طریق شواهد فسیلی و باستان‌شناسی میسر نشده است (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴).

- واحد Q_2^t (سازند آبرفتی تهران)

سازند آبرفتی تهران یا آبرفت‌های C (Rieben, ۱۹۵۵, ۱۹۶۶) شامل آبرفت‌های جوان مخروط افکنه‌ای است که از دامنه جنوبی البرز به سمت جنوب ادامه داشته و بخش هموار دشت تهران بطور عمده بوسیله آن پوشیده شده است. این آبرفت‌ها اغلب از فرسایش و رسوب مجدد سازندهای هزار دره و کهریزک بوجود آمده‌اند. سنگ کف در زیر بخش‌های آبرفتی، سنگ‌های سازند کرج (توف) است.

سازند آبرفتی تهران متشکل از نهشته‌های سیلابی و رودخانه‌ای جور نشده با ضخامت حدود ۶۰ متر است و در جنوب تهران دارای شیب تقریبی ۱۰ درجه است. رسوبات آن همگن و متشکل از قلوه‌سنگ، شن و ریگ در خمیره‌ای از ماسه سیلت می‌باشند.

سازند آبرفتی تهران در نزدیکی کوهپایه شکل مخروط افکنه‌ای روشنی دارد و به سمت جنوب تبدیل به لایه‌های سیلتی کم شیب می‌شود. این سازند کوهزایی را تحمل نکرده است و نهشته‌ها سخت نشده و افقی هستند و دارای لایه‌های کنگلومرایی قرمزرنج و لایه‌های هوازده و لاتریتی می‌باشند. لایه‌های لاتریتی نشان دهنده ایست‌هایی در رسوبگذاری هستند.

سه بخش در آبرفت C قابل تشخیص است: بخش بالایی متشکل از رس و خاک قرمزرنج که تشکیل دهنده بخش بالایی دشته‌ها و پادگانه‌ها است. بخش میانی متشکل از قلوه‌سنگ‌های گرد می باشد. بخش زیرین متشکل از قلوه، شن و ریگ با مقداری رس در بین آنها و با ضخامت حدود ۲۰۰ متر است. این سه بخش در همه جای تهران دیده نمی‌شود.

بطور کلی رسوبات آبرفتی تهران (C) همگن بوده، بسبب داشتن سیمان سست میان قلوه‌ها نفوذپذیر بوده و از دیدگاه مقاومت مکانیکی دارای مقاومت نسبی بالایی است. در نتیجه رسوبات آبرفتی تهران بهترین انبار آب را بویژه در مخروط افکنه‌های گستره تهران تشکیل می‌دهند. مهمترین مخروط افکنه‌های اصلی این سازند عبارتند از:

مخروط افکنه کرج که در مسیر رودخانه کرج تشکیل شده و یکی از وسیع‌ترین و عمیق‌ترین مخروط افکنه‌های زون تهران است و از نظر منابع آب زیرزمینی بسیار غنی است. چون سنگ‌های حوزه آبخیز این رودخانه بیشتر توف‌های کرج هستند. این مخروط افکنه درشت دانه بوده و رس در آن کمتر وجود دارد. وسعت آن ۲۱۰ کیلومتر مربع و ضخامت رسوبات آبرفتی آن حدود ۶۰ متر است.

مخروط افکنه کن در شمال غرب تهران قرار دارد و یکی از منابع مهم آبهای زیرزمینی است و قسمت مهمی از آب زیرزمینی تهران در این مخروط افکنه جمع می‌شود. گسترش آن ۱۲۰ کیلومتر مربع و ضخامت رسوبات ۳۰۰ متر است.

نبوی (۱۳۵۵) براساس روش C^{14} سن لایه‌های زیرین آبرفت‌های تهران را حدود ۵۰۰۰۰ سال پیش و سن قسمتهای پایانی آن را حدود ۷۰۰۰ سال پیش به دست آورد.

- واحد Qal (آبرفت‌های کنونی یا آبرفت‌های هولوسن)

آبرفت‌های کنونی یا آبرفت‌های D (Rieben, ۱۹۵۵, ۱۹۶۶) متشکل از جوانترین نهشته‌های رودخانه‌ای یا سیلابی با سن حدود ۷۰۰۰ تا ۱۲۰۰۰ سال است و در بستر رودخانه‌ها، مسیل‌ها، پادگانه‌های آبرفتی، مخروط افکنه‌های جوان بر جای گذاشته شده‌اند.

در شمال تهران آبرفت متشکل از رسوبات دانه درشت منفصل (قلوه‌سنگ، شن گرد شده بدون سیمان) و بطور کامل نفوذپذیر است و در جنوب تهران متشکل از رسوبات دانه‌ریز (سیلت و رس) است.

یکی از نقاط مناسب برای مشاهده این آبرفت رودخانه واریش در مغرب رودخانه کن است. در دیواره این رودخانه از حوالی پل اتوبان تا حوالی پل جاده مخصوص در مسافتی به طول حدود ۴ کیلومتر این آبرفت دیده می‌شود. ضخامت کل آبرفت در این مقطع حدود ۱۴ متر است که توسط افق هوازده (قرمزرنگ) ۴ هزار سال پیش به ۲ واحد، هر یک با ضخامت حدود ۷ متر تقسیم می‌شود. این آبرفت دارای روکشی از شن و قلوه‌سنگ و رسوبات دانه‌ریزتر به ضخامت تقریبی یک متر می‌باشند که بر روی رسوبات لاتریتی قدیمی تر ته‌نشین شده‌اند.

۲ - فرونشست تهران

۲-۱ - مقدمه

طبق تعریف انستیتو زمین شناسی ایالات متحده ، پدیده فرونشست زمین شامل فروریزش یا نشست رو به پائین سطح زمین است که می تواند دارای بردار جابجایی افقی اندک باشد. حرکت از نظر شدت ، وسعت و میزان مناطق درگیر محدود نمی باشد و فرونشست می تواند در اثر پدیده های طبیعی زمین شناختی مانند انحلال ، آب شدگی یخها و تراکم نهشته ها ، حرکات آرام پوسته و خروج گدازه از پوسته جامد زمین و یا فعالیتهای انسانی نظیر معدنکاری ، برداشت آبهای زیرزمینی و یا نفت ایجاد شود.

از نظر یونسکو این پدیده عبارت است از فروریزش یا نشست سطح زمین که به علت های متفاوتی در مقیاس بزرگ روی می دهد. به طور معمول این اصطلاح به حرکات قائم رو به پایین سطح زمین که می تواند با بردار اندک افقی همراه باشد ، گفته می شود. پدیده یادشده، زمین لغزه ها (Landslide) را بدلیل اینکه حرکت آنها دارای بردار افقی قابل توجهی می باشد و همچنین نشست (settlement) در خاکهای دستی را شامل نمی شود.

رویداد فرونشست بطور معمول در دو محیط و سازوکار مختلف امکان پذیر است :

الف) سنگهای انحلال پذیر (سنگ آهک ، دولومیت ، گچ و نمک) که توسط نهشته های تحکیم نیافته مدفون شده اند ، یا فروچاله های کهن پر شده با نهشته های تحکیم نیافته که فشار هیدرواستاتیکی رو به بالا آب زیرزمینی در نگهداری آنها موثر است.

ب) نهشته های جوان تحکیم نیافته و رسوبات آواری نیمه تحکیم یافته با تخلخل بالا که در زیر نهشته های آبرفتی ، دریاچه ای و یا نهشته های دریایی کم عمق واقع شده اند. بطور معمول چنین محیط هایی شامل آبخوانهای بسته یا نیمه بسته ماسه ای یا شنی (با تراوایی بالا و تراکم پذیری پایین) همراه با میان لایه های رسی (با تراوایی قائم کم و تراکم پذیری بالا) است که تحت تنشهای بکر (Virgin Stress) می باشند.

۲-۲ - تاریخچه بررسی فرونشست در جهان

بر اساس اطلاعات کارگروه فرونشست در سازمان یونسکو (IHP) قدیمی ترین فرونشست شناخته شده در ایالت آلاباما ی ایالات متحده در سال ۱۹۰۰ میلادی بوقوع پیوسته است. اساس مطالعات این

کار گروه بررسیهای تفصیلی بر روی ۴۲ فرونشست در ۱۵ کشور جهان بوده است. از حدود سال ۱۹۶۵، یونسکو اولین برنامه جهانی خود را برای چرخه های آشناسختی تحت عنوان دهه جهانی آشناسی آغاز نمود که در سالهای بعد مطالعه فرونشستها به یکی از موضوعهای اصلی آن تبدیل گشت. در آوریل ۱۹۷۵ گروه کاری فرونشست در پاریس شکل گرفت که اساس کار آن بررسی ارتباط این پدیده با آبهای زیر زمینی بود.

از آن تاریخ تا به امروز بررسی های بیشتری در این زمینه در کشور های پیشرفته به ویژه در ایالات متحده و ژاپن انجام شده است که نتیجه آن کنترل شدید مصرف آب و تغییر در الگوی مصرف و توقف فرونشست ها در بسیاری از موارد بوده است. در این بررسی ها از روشها و تکنیکهای جدید مانند سیستمهای مکان یابی جغرافیایی پیشرفته (GPS)، رادار (SAR & InSAR) برای مکان یابی فرونشستها به صورت گسترده ای استفاده شده است.

۲-۳- تاریخچه مطالعه فرونشست در کشور

با توجه به مصرف بی رویه آب در سطح کشور و داده های پراکنده مربوط به پایین رفتن سطح آب زیر زمینی در کشور، تشخیص اینکه فرونشستها و پیامد های حاصل از آن به پدیده ای مشکل ساز در کشور تبدیل گشته، کار دشواری نیست. بررسی های موردی در بخش های مختلف کشور نیز نمایانگر این امر می باشد. سازمان زمین شناسی کشور به عنوان مسئول بررسی مخاطرات زمین شناسختی کشور پیشگام در مطالعه این پدیده و خطرهای وابسته به آن در کشور بوده است. در ادامه برخی از بررسی های موردی انجام گرفته در این زمینه اشاره شده است.

- دشت رفسنجان، مشهد و کرمان که بسیاری از آثار پدیده فرونشست در آن دیده شده است و اولین گزارش این سازمان تحت عنوان "مطالعات فروریزش زمین در شمال غرب کرمان" در سال ۱۳۷۷ تهیه شده است.

- دشت کبودآهنگ و فامنین در استان همدان که فروچالهای متعددی در این دشت دیده شده و روند شکل گیری آنها حتی نیروگاه شهید مفتاح را تهدید می نماید و گزارش آن تحت عنوان "بررسی ساز و کار فرونشستها و خطرات ناشی از آن در دشت کبود آهنگ، فامنین و همه کسی که در سال ۱۳۸۱ تهیه شده است.

- دشت معین آباد ورامین در استان تهران که در آن شکاف زمین به طول ۲/۴ کیلومتر در منطقه مشاهده شد که حتی تا امروز شکافهایی به موازات آن در حال شکل گیری است و روند گسترش آن خطوط نیرو را تهدید می نماید و گزارش آن تحت عنوان " بررسی مکانیسم و علل تشکیل شکافهای زمین در منطقه معین آباد ورامین " در سال ۱۳۸۳ تهیه شده است .
 - دشت نظر آباد در استان تهران که بعضی از آثار فرونشست بصورت بالا آمدن لوله چاهها از سطح زمین و ماسه دهی چاهها مشاهده گردیده است و مطالعات تکمیلی قرار است در این منطقه صورت پذیرد . گزارش مقدماتی آن تحت عنوان " بررسی علت ماسه دهی و شکست لوله جدار چاههای آب در محدوده شهرستان نظر آباد " در سال ۱۳۸۳ تهیه شده است .
 - در جنوب باختر تهران بزرگ اندازه گیری های سازمان نقشه برداری کشور نشستی به میزان حدود یک و نیم متر را در ۹ سال گذشته نشان می دهد .
- بر اساس بررسی های صورت پذیرفته ، شواهدی در دست است که نشان می دهد این پدیده در دشت های دیگر ایران چون اراک ، نهاوند ، خمین ، گلپایگان ، نطنز ، یزد ، ابر کوه و مشهد در حال شکل گیری است.

۲-۴- ویژگیهای ریخت شناسی فرونشست تهران

فرونشست تهران با مساحت حدود ۴۱۵/۶۴ کیلومتر مربع در موقعیت جغرافیایی "۳۱' ۳۱° ۳۵ تا "۴۱' ۳۶° ۳۵ عرض شمالی و "۴۱' ۵۸° ۵۰ تا "۳۳' ۲۲° ۵۱ طول شرقی در جنوب غربی شهر تهران قرار دارد. محیط این پهنه حدود ۹۷/۱۷ کیلومتر می باشد. میزان فرونشست در قسمتهای مختلف متفاوت و دارای الگوی "V" شکل است. بیشینه نرخ فرونشست حدود ۱۶ سانتیمتر بر سال برآورد شده است.

فرونشست و شکافهای زمین (Fissure) که به آهستگی و به تدریج گسترش می یابند شاید همان تاثیر خطرهای ناگهانی و فاجعه بار مانند سیل و زلزله را نداشته باشد و یا در منطقه در حال فرونشست شاید خرابی به میزان گسترده مشاهده نشده، حتی آثار سطحی حاصل از آن نیز براحتی قابل تشخیص نباشد؛ با این وجود بطور معمول خسارتهای ناشی از فرونشست ها و شکافهای زمین ترمیم ناپذیر ، پرهزینه و مخرب می باشند . به عنوان نمونه فرونشستها می توانند به تخریب سیستمهای آبیاری و خاکهای حاصلخیز کشاورزی (با پایین آوردن تخلخل آنها) منجر شوند . خسارت به چاهها در منطقه های فرونشست روستایی و شهری به طور کامل متداول بوده ، موجب خرابی چاهها و ایجاد

پدیده ای می شود که در اصطلاح به آن رشد چاهها می گویند. در این پدیده بنظر میرسد که لوله چاه از سطح زمین بالا آمده ، در حالی که لوله ثابت بوده و این سطح زمین است که پایین رفته است (نگاره های ۱-۲ تا ۲-۲). مناطق شهری به دلیل تراکم جمعیت ، ساختمانها و شریان های حیاتی به طور ویژه آسیب پذیرتر می باشند . این پدیده می تواند به خیابانها، پل ها و بزرگراهها آسیب زده ، خطوط آبرسانی ، گاز و فاضلاب را مختل کرده ، به پی ساختمانها آسیب رسانده ، موجب ترک در آنها گردد . در این حالت سازه هایی که وسعت زیادتر و ارتفاع بیشتری دارند آسیب پذیرترند . به عنوان نمونه خطوط راه آهن ، سدهای خاکی ، تصفیه خانه ها و کانالها از آسیب پذیری زیادتری برخوردار هستند. به طور کلی هر سازه ای که در مسیر شکل گیری شکاف (*Fissure*) یا فروچاله (*Sinkhole*) واقع شده باشد، در معرض آسیب بیشتری قرار دارد. پدیده فرونشست با ایجاد تغییر در وضعیت توپوگرافی منطقه می تواند سبب بروز تغییرات چشمگیری در هیدرولوژی منطقه شود . به عنوان مثال در این مناطق ممکن است سیلاب های عظیم و مخربی بوقوع بپیوندد در حالی که قبل از ایجاد فرونشست از هیچ سابقه ای بر خوردار نبوده است . از سوی دیگر این پدیده می تواند با ایجاد تغییر در وضعیت زمین آبشناختی منطقه از قبیل جهت و سرعت جریان آب زیر زمینی ، بیلان آب زیر زمینی و غیره نتیجه های ناهنجار بیشتری در پی داشته باشد.



نگاره ۱-۲- نمایشی از اثر فرونشست زمین در اطراف چاه شماره ۳ در احمد آباد مستوفی (حدود ۳۰ سانتیمتر نشست در بازه زمانی ۳ ساله)



نگاره ۲-۲- اثر فرونشست زمین در منطقه احمد آباد مستوفی به صورت پدیده رشد لوله جدار چاه

۳- آب زمین‌شناسی

۳-۱- مقدمه

دشت تهران - شهریار با موقعیت جغرافیایی $35^{\circ} 28' 6''$ تا $35^{\circ} 49' 42''$ عرض شمالی و $51^{\circ} 37' 37''$ تا $51^{\circ} 13' 33''$ طول شرقی بدلیل دارا بودن پهنه‌هائی وسیع از زمینهای مسکونی، کشاورزی و صنعتی از جنبه‌های مختلف بویژه اقتصادی، سیاسی و اجتماعی جزو مهمترین دشت‌های ایران محسوب می‌گردد. وجود ویژگیهای یاد شده در حالی است که در سطح دشت بجز چند رودخانه فصلی و کم اهمیت رودخانه دائمی پرآب و مهمی جریان ندارد. در گذشته بخش عمده آب مورد نیاز این دشت از طریق شبکه گسترده‌ای از قناتها و آب رودخانه های کرج و کن تأمین می‌گردیده است. بر اساس اولین آمار موجود از منابع آب زیرزمینی دشت تهران، در سال ۱۳۴۵ تعداد ۵۲۲ رشته قنات دائمی موجود بوده که در مجموع میزان آبدهی سالیانه آنها حدود ۳۹۳ M.C.M بوده است. سازگاری سازوکار سامانه قناتها با شرایط طبیعی و حفظ موازنه بین عوامل تغذیه و تخلیه آبخوان باعث گردیده بود تا طی قرن‌ها وضعیت با ثباتی بر منابع آب زیرزمینی تهران حاکم باشد. بتدریج توسعه بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی با حفر روزافزون چاههای عمیق و نیمه عمیق بدون توجه دقیق به وضعیت آب زمین شناختی منطقه، عدم رعایت حریم قناتها و چاهها، گسترش بی‌رویه شهر و در نهایت عدم مدیریت صحیح در بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی سبب گردید تا این سامانه با ثبات دستخوش تحولاتی نامطلوب شود. نتیجه این تحولات ناخوشایند تغییر قابل توجه تراز آب زیرزمینی در پهنه‌های وسیعی از دشت تهران بوده که هر یک به نوبه خود مشکل‌های فراوانی در پی داشته است. از جمله پیامدهای نامطلوب این تغییرات ایجاد پهنه‌های زه گرفته یا فرونشسته‌ای است که هر ساله خسارات و هزینه‌های زیادی را بر کشور تحمیل می‌نماید. با نگرش به آنچه گفته شد، در این فصل ویژگیهای کمی آبخوان تهران مورد بررسی قرار گرفته است.

۳-۲- ویژگی‌های سفره آب زیرزمینی

با در نظر گرفتن وضعیت زمین‌شناختی و آب زمین شناختی، سفره آب زیرزمینی دشت تهران - شهریار را می‌توان به سه بخش تقسیم نمود.

الف) سفره شمالی: بطور نسبی منطقه وسیعی را از کوهپایه‌های البرز تا تپه‌های عباس‌آباد، یوسف‌آباد و بزرگراه جلال آل احمد شامل می‌شود. این منطقه دارای سنگ کف چین خورده با بیرون زدگیهای محلی است و بطور غالب از نوع آبرفت‌های سری A با نفوذپذیری کم می‌باشد. قسمتی از آب این سفره توسط چاه و قنات برداشت شده، بقیه آن به صورت جریان آب زیرزمینی به داخل سفره اصلی دشت تهران تخلیه می‌شود.

ب) سفره اصلی: این سفره از شمال به دامنه‌های جنوبی تپه‌های لویزان، مجیدیه، عباس‌آباد و شهرک غرب، از غرب به آبخوان دشت کرج و ارتفاعات تخت رستم و جارو، از شرق به دامنه ارتفاعات شرقی تهران، گسل سرخه حصار، کوههای سه پایه، بی‌بی‌شهربانو و آبخوان دشت ورامین و از جنوب به دامنه شمالی ارتفاعات کهریزک و آراد محدود می‌باشد. در این بخش آبرفت بطور عمده از نوع سری C و B با نفوذپذیری زیاد تا متوسط است.

ج) سفره آب‌های محلی: نهشته‌های پرکننده دره‌های موجود در آبرفت‌های سری A و B، آبخوانهای کوچک محلی و محدودی را تشکیل داده‌اند که بعلت گسترش کم، عدم ارتباط هیدرولیکی با یکدیگر و ضخامت کم آبرفت در آنها بطور معمول از قدرت آبدهی اندکی به میزان حدود ۵ تا ۱۰ لیتر بر ثانیه برخوردار می‌باشند. در تعداد کمی از این سفره‌ها قدرت آبدهی به ۵۰ الی ۶۰ لیتر بر ثانیه نیز می‌رسد. از جمله این سفره‌ها می‌توان به سفره دره مقصود بیک در شمال تهران اشاره نمود. این سفره بدلیل ارتباط هیدرولیکی با پهنه آبرفتی تجریش و برخورداری از تغذیه گسل آبدار شمال غربی- جنوب شرقی ولنجک و رودخانه دربند، از دیدگاه آبشناسی بطور نسبی دارای پتانسیل خوبی است.

۱-۲-۳- عمق آب زیرزمینی

سطح آب زیرزمینی در حاشیه شمال شرقی دشت در بیشترین عمق قرار دارد. در این نواحی عمق آب زیرزمینی بر اساس آخرین آمار موجود (سال آبی ۸۳-۸۲) به بیش از ۱۳۵ متر می‌رسد. به سمت جنوب و شرق بتدریج از مقدار آن کاسته شده، بطوری که در جنوب شرق دشت به کمتر از ۲ متر می‌رسد. (نگاره ۱-۳)

۲-۲-۳- تراز آب زیرزمینی

با استفاده از اندازه‌گیری‌های ماهیانه سطح پیزومتری در پیزومترهای منطقه، در یک دوره ۱۳ ساله (سال آبی ۷۱-۷۰ تا ۸۳-۸۲) و سال آبی ۴۸-۴۹ اقدام به تهیه نقشه تراز آب زیرزمینی شده است.

نقشه تراز آب زیرزمینی سال آبی ۸۳-۸۲ نشان می‌دهد که حداکثر رقوم خط تراز در حاشیه شمال شرقی دشت به مقدار بیش از ۱۲۰۰ متر و حداقل رقوم تراز آب زیرزمینی به مقدار کمتر از ۹۹۰ متر در جنوب شرق محدوده مورد مطالعه می‌باشد. (نگاره ۳-۲)

جهت جریان آب زیرزمینی در مطابقت با شیب عمومی دشت از شمال به سمت جنوب و در نهایت به سمت جنوب شرقی است. البته در بعضی پهنه‌ها بعثت تغییرات میزان نفوذپذیری و عمق سنگ کف، موقعیتهای محلی و ویژگی های هندسی گذرگاه های آب زیرزمینی و نیز تغذیه و زهکشهای جانبی آبخوان، در جهت عمومی آب زیرزمینی انحراف هایی بوجود آمده است. بعنوان مثال در بخش غربی بدلیل تغذیه زیرزمینی از حوضه‌های آبریز مجاور و تعدادی از رودخانه‌های موجود، خطوط جریان نسبت به رودخانه و حوضه آبریز حالت واگرا پیدا نموده است.

شیب سطح آب زیرزمینی (گرادیان هیدرولیک) در شمال و شمال غرب دشت بیشترین مقدار را دارد. در این نواحی بیشترین مقدار گرادیان هیدرولیک حدود ۵۰ در هزار می‌باشد. زیاد بودن مقدار شیب سطح آب زیرزمینی در این قسمتها بطور عمده بعثت شیب زیاد سنگ کف و مجاورت با یک سد زیرزمینی است.

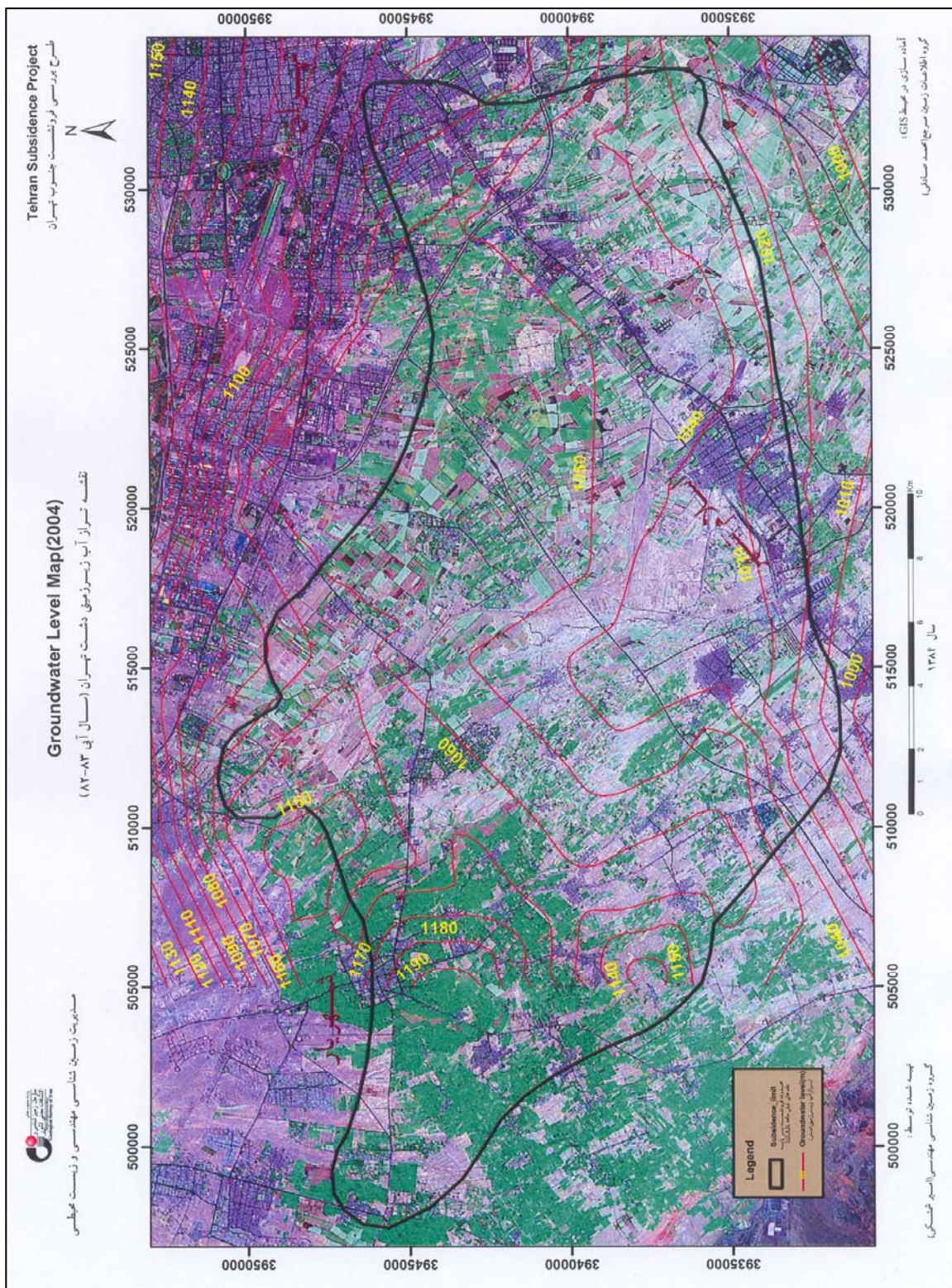
کمترین میزان شیب سطح آب زیرزمینی به میزان حدود ۰/۹ در هزار در قسمتهای میانی دشت (حداصل سعیدآباد تا گلدسته) مشاهده می‌گردد. با وجود این که برداشت آب زیرزمینی در این بخش‌ها بسیار زیاد می‌باشد، زیاد بودن میزان نفوذپذیری و همچنین کم بودن شیب سنگ کف باعث کاهش چشمگیر در میزان گرادیان هیدرولیک شده است.

گرادیان هیدرولیک در سایر نواحی بطور متوسط در محدوده اعداد ۵ تا ۸ در هزار قرار دارد.

در بخش شرقی دشت جهت عمومی جریان از شمال به سمت جنوب و در بخش غربی جهت عمومی جریان از شمال غرب به سمت جنوب شرق می‌باشد.

بر اساس نقشه تراز آب زیرزمینی محدوده مورد مطالعه را در امتداد خطی با روند شمال غرب- جنوب شرق که بطور نسبی از وسط دشت می‌گذرد می‌توان به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم نمود.

با نگرش به این‌که ارتفاعات شمال دشت بطور عمده از سازندهای زمین شناختی با نفوذپذیری بسیار کم تا نفوذپذیر تشکیل یافته‌اند، ارتباط هیدرولیکی ضعیفی با آبخوان دارد. به همین دلیل نفوذ آب از بستر رودخانه‌ها، آبراهه‌ها و مسیل‌ها، نفوذ حاصل از پساب‌های خانگی و جریانهای سیلابی



نگاره ۳-۲- نقشه تراز آب زیرزمینی دشت تهران (سال آبی ۸۳-۸۲)

بیشترین نقش را در تغذیه بخش شمالی بر عهده دارند. در بخش جنوبی تغذیه آبخوان بیشتر تحت تأثیر جریانهای ورودی زیرزمینی از سوی غرب حوضه و آبهای برگشتی کشاورزی است.

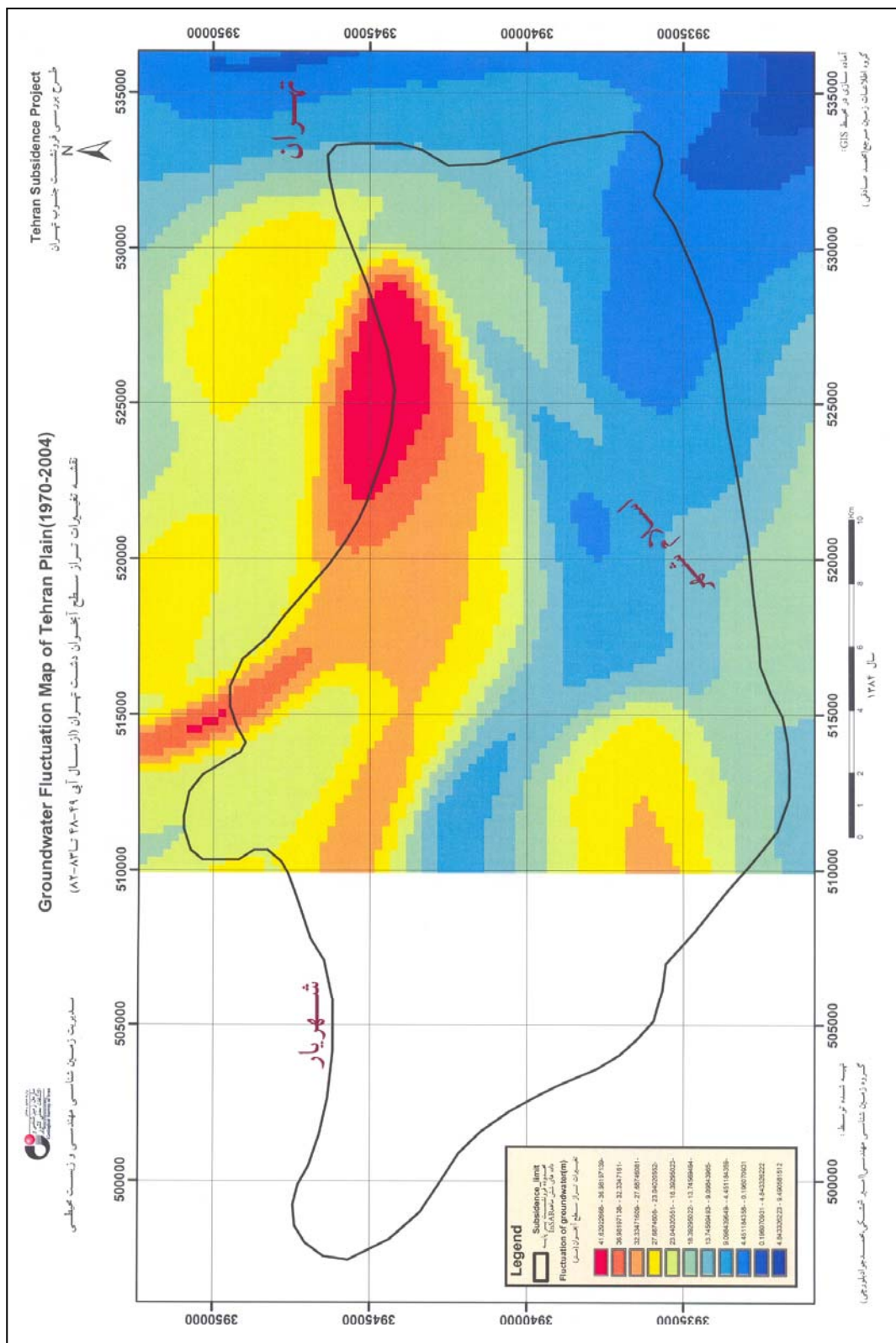
۳-۲-۳- تغییرات سطح سفره آب زیرزمینی

تغییرات عمق سطح سفره آب زیرزمینی در طول ۳۵ سال بر اساس آمار پیزومترهای موجود از سال ۴۸-۴۹ تا ۸۲-۸۳ مورد بررسی قرار گرفته و نقشه مربوط به آن ترسیم گردیده است (نگاره ۳-۳). با توجه به این نقشه، محدوده مطالعاتی را از دیدگاه میزان افت و بالاآمدگی سطح آبهای زیرزمینی، به بخشهای ذیل می‌توان تقسیم نمود.

الف) بخش شمال شرقی: در این بخش میزان تغییرات سطح ایستابی بطور متوسط ناچیز و متمایل به صفر می‌باشد. به سمت شرق سطح آبخوان روندی افزایشی داشته، حداکثر به بیش از ۱۰ متر می‌رسد. این بخش بدلیل نزدیکی به جبهه‌های ورودی شمالی و مناطق با نفوذپذیری زیاد، از پتانسیل تغذیه ای بالایی برخوردار است. با وجود این که رسوبات آبرفتی در این ناحیه دانه درشت می‌باشند، بدلیل ضخامت کم از قابلیت انتقال بالایی برخوردار نیستند. به این دلیل سطح سفره آب زیرزمینی بویژه در قسمتهای شرقی روند افزایشی نشان می‌دهد. به سمت غرب سطح آبخوان روندی کاهشی دارد.

ب) بخش شمال غربی: در این بخش سطح ایستابی روند کاهشی دارد و بطور متوسط حدود ۲۰ متر افت نشان می‌دهد. بیشینه افت در حوالی یافت‌آباد به میزان حدود ۴۱/۶ متر مشاهده می‌گردد. موقعیت مرزهای هیدرولوژیک و جهت جریان آب زیرزمینی نشانگر آن است که سهم آب دریافتی در این محدوده در مقایسه با میزان تخلیه بسیار کم می‌باشد. از سوی دیگر به نظر می‌رسد که بخش قابل ملاحظه ای از این افت به کاهش میزان نفوذ آب از بستر رودخانه کن، در اثر نقش منفی معدن شن و ماسه خلیج مرتبط می‌باشد. طی فاز مطالعاتی بعدی، بررسیهای تکمیلی در این زمینه صورت خواهد گرفت.

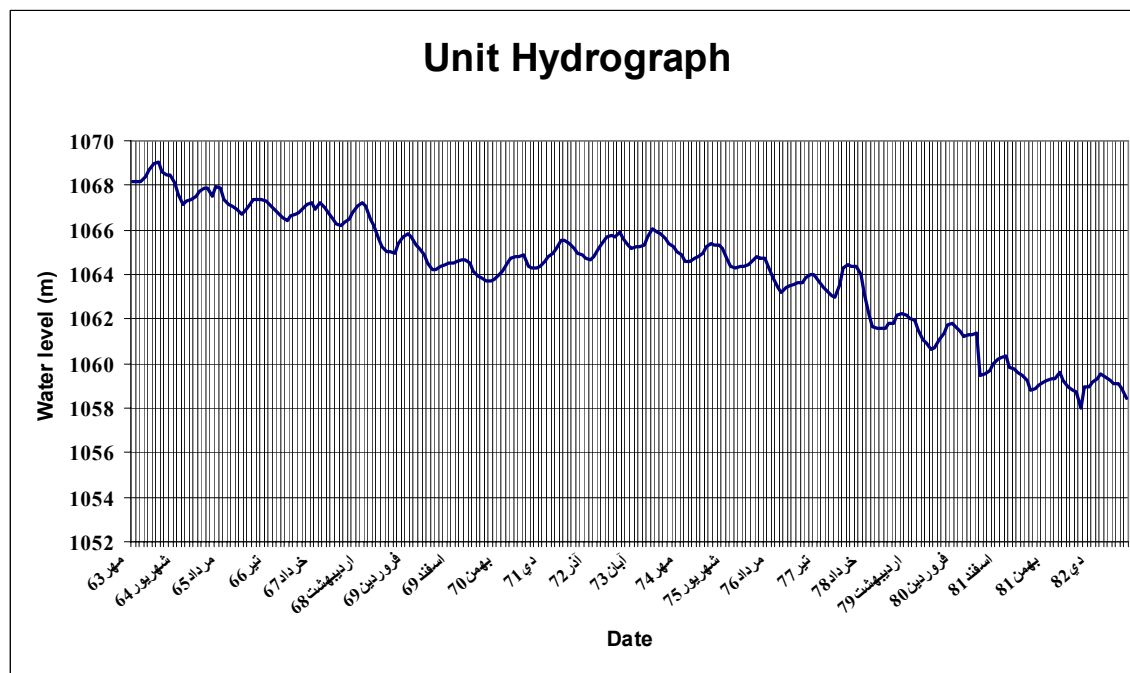
ج) بخش جنوبی: سطح ایستابی در این بخش بطور متوسط حدود ۷ متر افت نموده است. سطح آبخوان بطور نسبی از قسمت میانی به سمت شرق، افزایش و به سمت غرب کاهش نشان می‌دهد؛ به طوری که میزان این تغییرات بین ۱۰+ تا ۳۰- متغیر می‌باشد. بدلیل ویژگی آبرفتهای ریز دانه، تغییری هر چند ناچیز در میزان تغذیه یا تخلیه سفره، تفاوتی محسوس در ارتفاع سطح آب زیرزمینی ایجاد می‌نماید. بالا رفتن سطح آبخوان طی ۳۵ سال گذشته در بخش شمال شرقی باعث گردیده تا میزان جریانهای زیرزمینی به سمت جنوب شرق دشت افزایش یابد. با توجه به ریز دانه بودن رسوبات در این بخش، افزایش جریانهای زیرزمینی سطح آبخوان را به میزان چشمگیری بالا برده است.



نگاره ۳-۳- نقشه تغییرات تراز سطح آبخوان دشت تهران (از سال آبی ۴۸-۴۹ تا ۸۲-۸۳)

۳-۲-۴- نوسانات سالیانه سطح سفره آب زیرزمینی

برای مشخص نمودن میزان تغییرات ذخیره مخزن آب زیرزمینی، با استفاده از آمار چاههای پیزومتری و نقشه تیسن، هیدروگراف واحد نوزده ساله (سال آبی ۶۵-۶۴ تا ۸۳-۸۲) رسم گردیده است (نگاره ۳-۴). بر اساس این هیدروگراف سطح سفره آب زیرزمینی دارای روند نزولی بوده، بطوری که از سال آبی ۶۵-۶۴ تا ۸۳-۸۲ حدود ۹/۲۵ متر افت نموده است. طی این سالها فقط از سال آبی ۷۱-۷۰ تا ۷۴-۷۳ هیدروگراف روندی صعودی یافته، دوباره از سال آبی ۷۵-۷۴ روندی نزولی می یابد. سطح آبخوان از سال آبی ۷۱-۷۰ تا ۸۳-۸۲ حدود ۵/۳ متر و بطور متوسط سالیانه حدود ۴۰ سانتیمتر افت نموده است. با استفاده از قانون $\frac{3}{8}$ سیمپسون (Simpson's $\frac{3}{8}$ Rule) تغییر حجم بین سطح آبخوان طی دوره یاد شده برابر ۶/۶۳۷۸- کیلومتر مکعب بوده که بیانگر تغییری به میزان ۵/۰۸- متر می باشد. در این روش متوسط سالیانه افت سطح ایستابی حدود ۳۹ سانتیمتر بوده که با عدد محاسبه شده بر مبنای هیدروگراف واحد همخوانی دارد.



نگاره ۳-۴- هیدروگراف واحد آبخوان دشت تهران (سال آبی ۶۵-۶۴ تا ۸۳-۸۲)

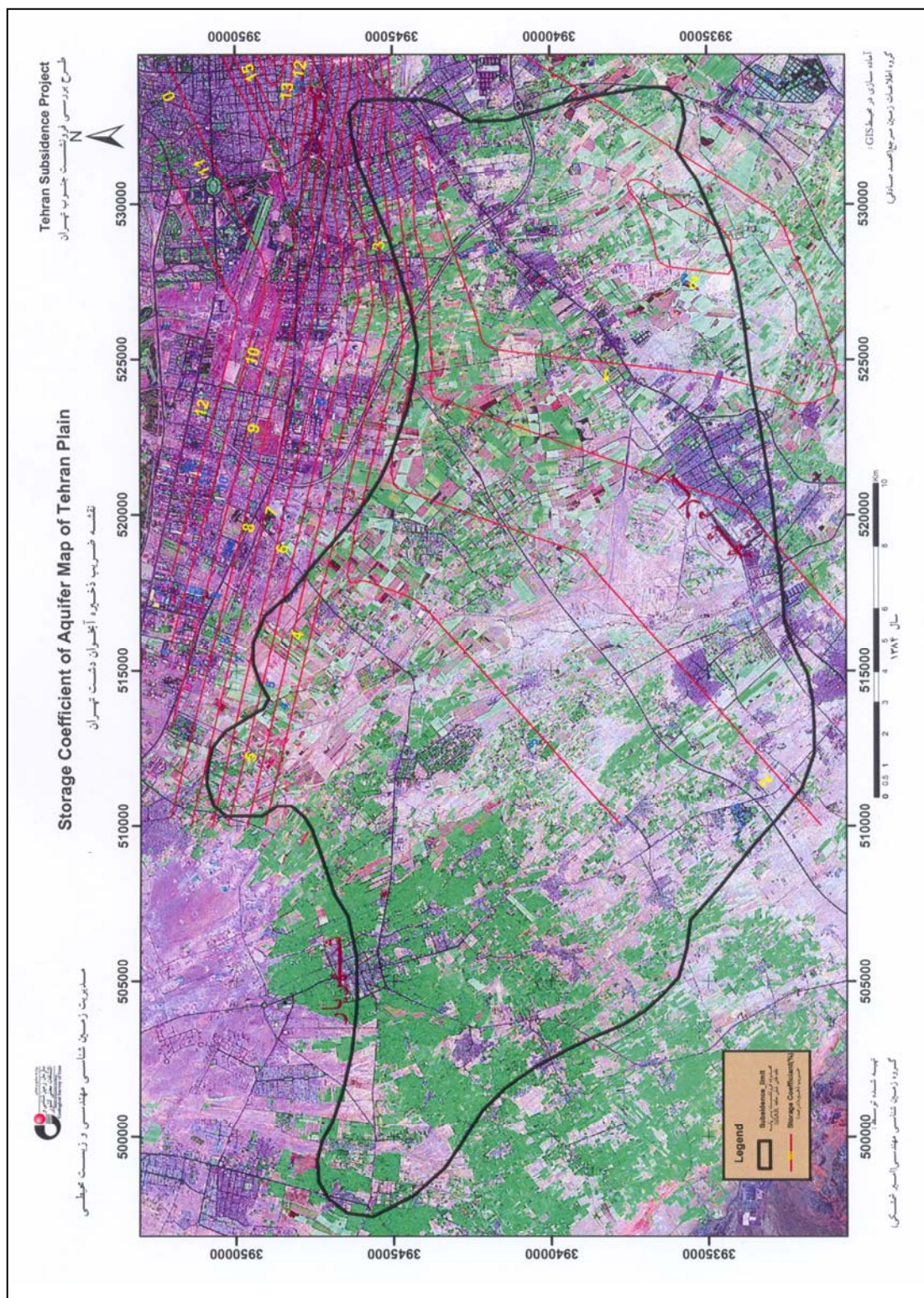
۳-۳- ضریب های هیدرو دینامیک سفره آب زیرزمینی

۳-۳-۱- قابلیت انتقال آب

با توجه به نقشه قابلیت انتقال (نگاره ۳-۵)، میزان قابلیت انتقال آب (T) از رقم ۲۵۰۰ متر مربع بر روز در قسمتهای میانی (حوالی احمد آباد مستوفی تا خلیج) و غرب دشت (حوالی شهریار و شهرک اندیشه) تا کمتر از ۲۰۰ متر مربع بر روز در جنوب و حدود ۵۰ متر مربع بر روز در شمال شرقی دشت متغیر می باشد. کاهش میزان قابلیت انتقال آب در نواحی جنوبی، بیشتر بدلیل کم بودن میزان هدایت هیدرولیکی رسوبات و در نواحی شمالی بویژه شمال شرقی بدلیل کاهش ضخامت لایه اشباع است.

۳-۳-۲- ضریب ذخیره

با توجه به نقشه ضریب ذخیره (نگاره ۳-۶)، میزان ضریب ذخیره در شمال شرق دشت از ۱۵ درصد بیشتر بوده، لیکن در قسمتهای جنوبی به کمتر از ۱ درصد کاهش می یابد. میزان متوسط ضریب ذخیره بجز در ناحیه شمالی، در سایر قسمتها حدود ۱ تا ۳ درصد می باشد. کاهش ضریب ذخیره در نواحی یاد شده بدلیل وجود رسوبات آبرفتی ریز دانه است. مقدار ضریب ذخیره متوسط دشت تهران - شهریار حدود ۵ درصد می باشد.



۳-۴- بهره برداری از منابع آب زیرزمینی

بهره برداری از آبخوان دشت تهران توسط چاههای عمیق ، نیمه عمیق و قنات صورت می گیرد. تعداد کل قناتهای دایر در سال ۱۳۴۵ ، ۵۲۲ رشته و میزان آبدهی سالیانه آنها حدود ۳۹۳ میلیون متر مکعب بوده است. با گسترش حفر چاه از دهه ۴۰ بویژه در سالهای اخیر ، تعداد قناتهای دایر و مقدار آبدهی سالیانه آنها بسیار کاهش یافته است.

بر پایه آمار و اطلاعات جمع آوری شده ، مجموع چاههای عمیق و نیمه عمیق محدوده دشت تهران در سال ۱۳۴۷ ، ۱۳۶۲ و ۱۳۷۳ به ترتیب ۲۵۹۴ ، ۳۸۰۵ و ۴۲۷۲ حلقه بوده است. بر اساس آخرین آمار (سال ۸۳-۸۲) تعداد کل چاهها شامل چاههای عمیق ، نیمه عمیق و دستی ، ۲۶۰۷۶ حلقه می باشد. در جدول ۱-۳ میزان تخلیه چاهها و قناتها در سالهای مختلف آماربرداری ارائه گردیده است.

جدول ۱-۳- مقایسه میزان تخلیه چاهها و قناتها در سالهای مختلف آماربرداری _ تخلیه بر حسب میلیون متر مکعب

تاریخ آماربرداری	تخلیه چاهها	تعداد چاهها	تخلیه قناتها	تعداد قناتها	تخلیه کل
۱۳۴۷	۶۳۸,۸	۳۹۰,۶	۳۹۳	۵۲۲	۱۰۳۱,۸
۱۳۶۲	۹۸۵,۷	۷۳۰,۴	-	-	-
۱۳۷۳	۹۶۱,۹	۸۹۵,۰	۲۷۲	۲۸۶	۱۲۳۳,۹
۱۳۸۲	۹۰۱,۴	۲۶۰,۷۶	۷۱	۷۶	۹۷۲,۴

بدین ترتیب با وجود این که از سال ۱۳۴۷ تا ۱۳۸۲ به تعداد چاهها به میزان بسیار زیادی افزوده شده ، میزان تخلیه کاهش یافته است. این مطلب بیانگر کاهش دبی چاهها و قناتهای منطقه ، بدلیل کاهش سطح سفره آب زیرزمینی می باشد.

۴- ژئوفیزیک

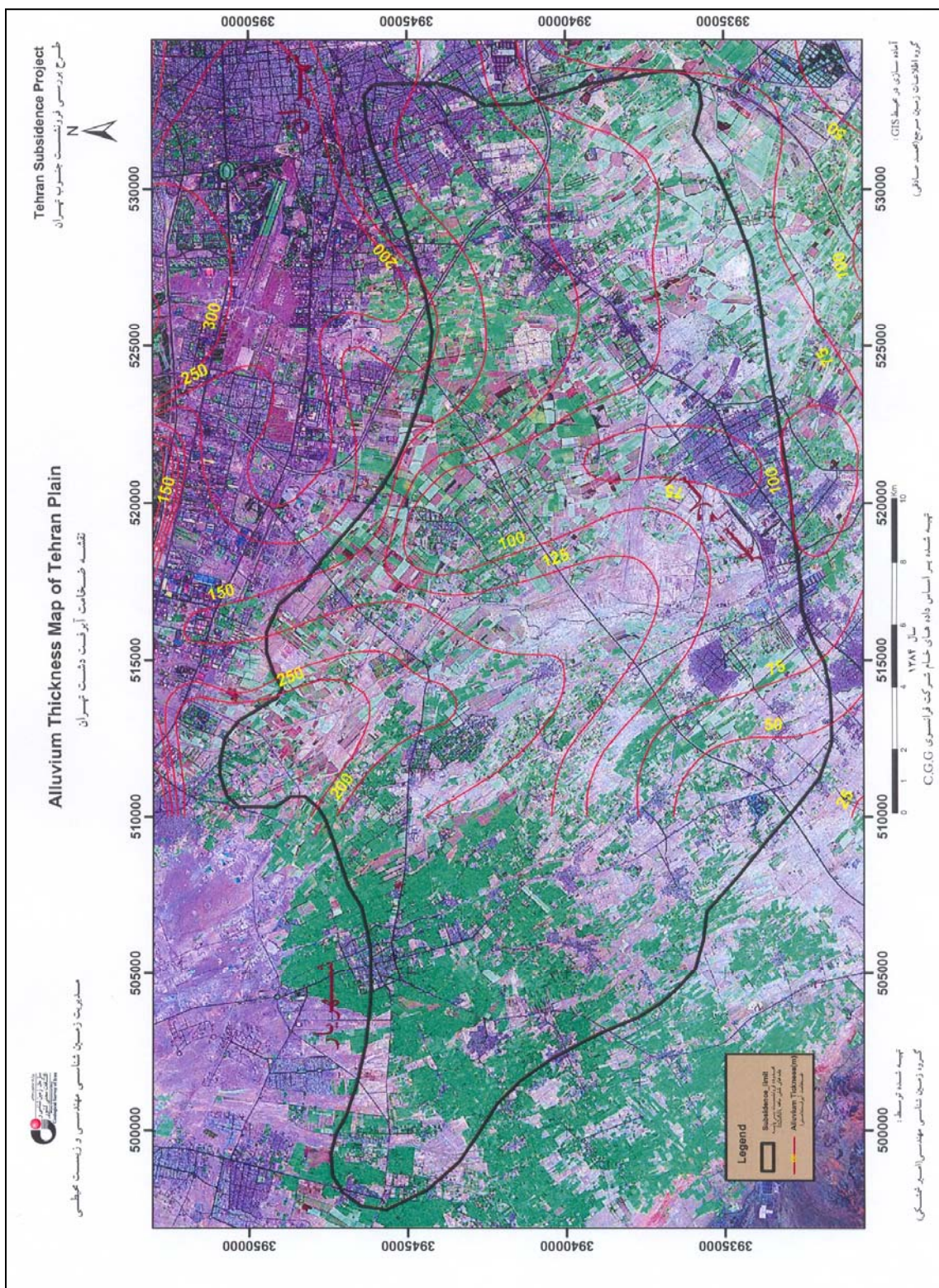
۴-۱- مقدمه

بررسیهای ژئوفیزیکی به منظور تکمیل و رفع پیچیدگیهای موجود در برداشتهای زمین‌شناختی، همچنین ویژگیهای کمی و کیفی آب از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. برای نیل به اهداف یاد شده، مطالعات ژئوفیزیک دشت تهران- کرج طی سالهای ۱۳۴۳ تا ۱۳۴۶ در چهار مرحله توسط شرکت فرانسوی C.G.G انجام پذیرفت. طی این مطالعات در مجموع ۳۰۹ سونداژ الکتریکی انجام شد که از این تعداد ۱۹ سونداژ الکتریکی با فاصله الکترودهای فرستنده ۶۰۰۰ متر و پنج سونداژ الکتریکی با فاصله الکترودهای فرستنده ۴۰۰۰ متر و ۳۹ سونداژ با فاصله الکترودهای فرستنده ۳۰۰۰ متر و بقیه بیشتر با فاصله الکترودهای فرستنده ۲۰۰۰ متر می‌باشد.

آبرفتهای جدید دشت دارای مقاومت ویژه الکتریکی بیش از ۳۰۰ اهم متر (در اوایل مخروط افکنه‌ها) تا حدود ۲۰ اهم متر (در قسمتهای پائین دشت) تغییر می‌کند. مقاومت ویژه الکتریکی آبرفتهای قدیمی در حدود ۲۰ تا ۳۰ اهم متر است. مقاومت ویژه آندزیت‌های موجود در کناره دشت که در قسمتهای زیادی سنگ کف آبخوان را تشکیل می‌دهد، حدود ۳۰ اهم متر می‌باشد.

۴-۲- تغییرات ضخامت آبرفت

به منظور تهیه نقشه تغییرات ضخامت آبرفت (نگاره ۴-۱)، منحنیهای الکتریکی حاصل از سونداژهای ژئوالکتریک تفسیر و لایه‌های زیرزمینی موجود در محل هر سونداژ بواسطه مقاومت الکتریکی آنها از هم تفکیک گردیده است. سپس با تلفیق این داده‌ها با داده‌های زمین‌شناسی و اطلاعات حاصل از لوگ چاهها، ضخامت آبرفتهای کواترنر مورد محاسبه قرار گرفته است. بنابراین نقشه یاد شده شامل ضخامت آبرفتهای هزاردره (سری A ربین) نمی‌باشد. بر اساس این نقشه بیشترین ضخامت آبرفت در شمال و شمال‌غرب دشت در قسمت ناودیس مشاهده می‌گردد. ضخامت آبرفت در قسمت شمالی به بیش از ۴۰۰ متر و در قسمت شمال‌غربی به حدود ۳۰۰ متر می‌رسد. در بخشهایی از شمال، شرق، جنوب شرق و جنوب غرب دشت، بدلیل بالا آمدگی سنگ کف ضخامت آبرفت به کمتر از ۲۵ متر نیز می‌رسد.



نگاره ۴-۱- نقشه ضخامت آبرفت دشت تهران

۴-۳- تغییرات ارتفاع سنگ کف

نقشه تغییرات ارتفاع سنگ کف (نگاره ۴-۲) در سامانه اطلاعات جغرافیائی (GIS) با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی (DEM) سازمان نقشه‌برداری کشور (در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰) و نقشه تغییرات ضخامت آبرفت تهیه گردیده است. بررسی این نقشه نشان می‌دهد که یک برآمدگی با راستای بطور نسبی شمالی- جنوبی محدوده مورد مطالعه را به دو حوضه بزرگ زیرزمینی شرقی (حوضه کن) و غربی (حوضه کرج) تفکیک می‌کند. در محدوده حوضه غربی یک ناودیس کشیده مشاهده می‌شود که راستای آن بطور نسبی موازی با برآمدگی یاد شده است. این حوضه حاوی رسوبات دانه‌ریز می‌باشد. در قسمت شمالی حوضه شرقی یک ناودیس بزرگ با عمقی بیشتر از ناودیس قبلی وجود دارد که حاوی رسوبات آبرفتی دانه درشت است. در محدوده جنوب نقشه قسمتی از شمال یک ناودیس دیگر مشاهده می‌شود که بنظر می‌رسد عمق آن نسبت به ناودیس‌های یاد شده کمتر می‌باشد. رسوبات داخل این ناودیس از نوع رسوبات دانه ریز است.

۵- سنجش از دور

۵-۱- مقدمه

با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای رادار در شیوه InSAR، پیرامون شهر تهران دو منطقه اصلی فرونشست مورد شناسایی قرار گرفته که یکی در جنوب غرب تهران و دیگری در جنوب دشت ورامین واقع می‌باشد. این نتیجه از تحلیل داده‌های ماهواره‌ای مورد نظر و مدل ارتفاعی رقومی منطقه با استفاده از برنامه نرم افزاری روی پک (ROI-Pac software) بدست آمده است. با این که سعی شده تا حد امکان با اجرای روشهای ویژه میزان نوفه (noise) در داده‌های ورودی کاهش یابد، در محدوده جنوب غرب تهران با افزایش دوره زمانی بدلیل افزایش میزان نوفه، اطلاعات خروجی (information) به قدری مخدوش می‌شود که برای دوره زمانی بزرگتر از یک سال بیشتر سطح پهنه فاقد اطلاعات می‌گردد. به نظر می‌رسد که ایجاد این مشکل در رابطه با فعالیتهای کشاورزی منطقه است. خوشبختانه این مورد در پهنه فرونشست جنوب دشت ورامین نمود ندارد.

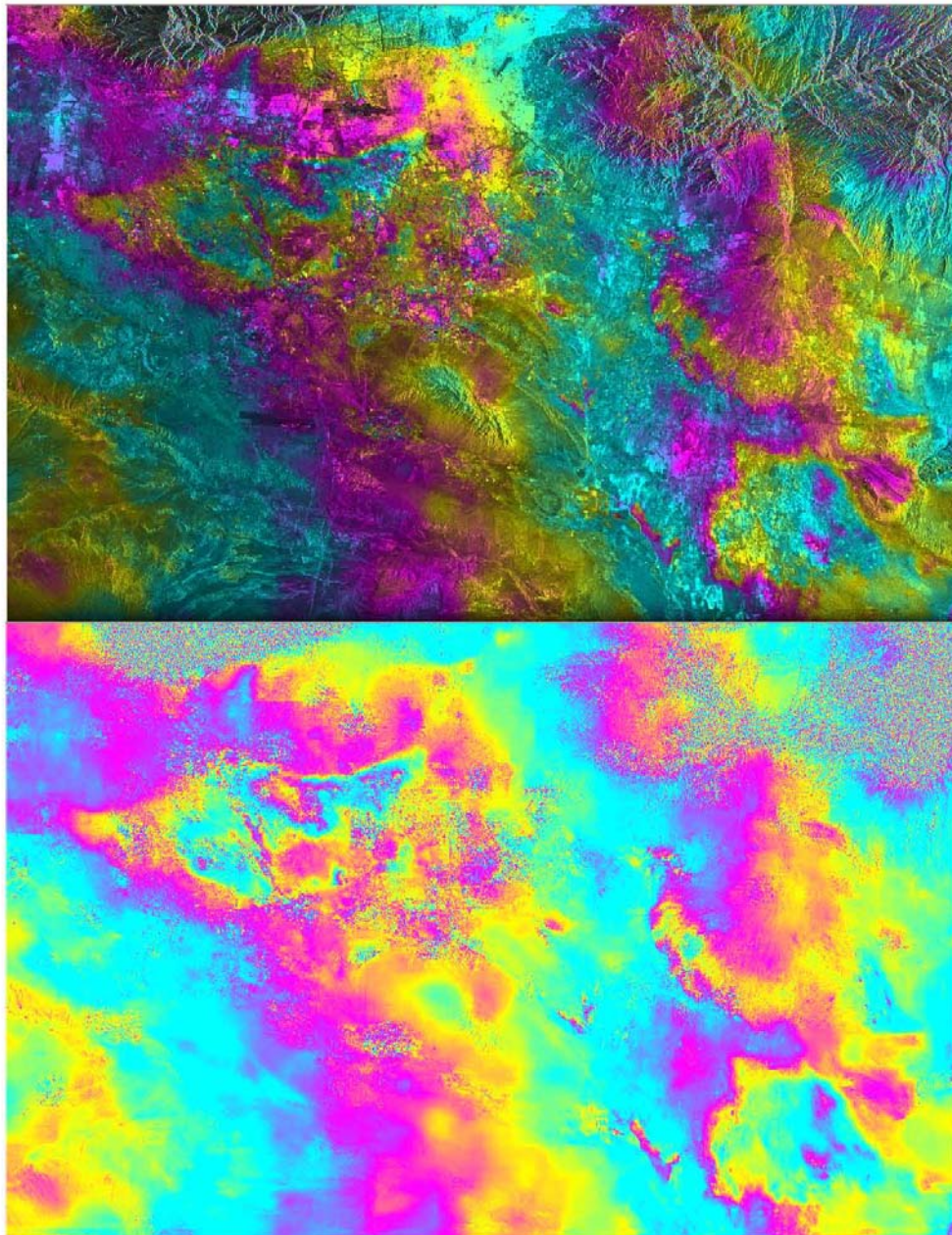
با توجه به موقعیت مکانی و ویژگیهای فرونشست، پهنه جنوب غرب تهران از اهمیت بیشتری برخوردار می‌باشد.

۵-۲- محدوده فرونشست

در شیوه InSAR با پردازش دو نگاره رادار حاصل از سنجنده‌های ماهواره‌ای در مقطع زمانی مورد نظر، مناطقی که دچار جابجایی شده باشند با ایجاد باندهای طیف رنگی از آبی به صورتی نسبت به مناطق با ثبات تفکیک می‌گردند.

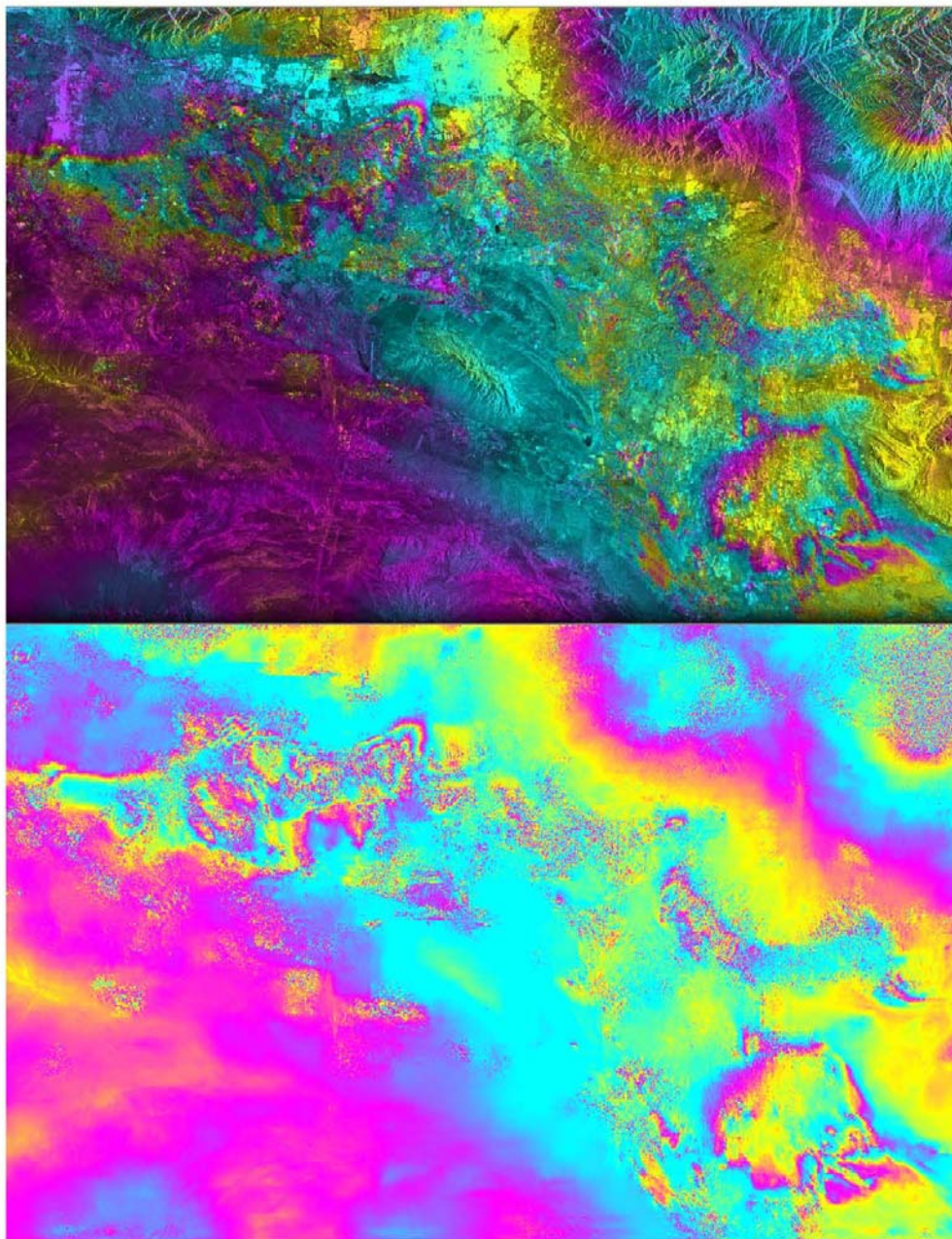
در پهنه‌های فرونشست با فرض این که جابجایی فقط با مؤلفه قائم صورت پذیرفته، هر طیف رنگی نمایانگر حدود ۳ سانتیمتر نشست است. بنابراین در شیوه InSAR نقاطی که در هر جهت فضایی دچار جابجایی شده باشند به همراه میزان جابجایی با دقتی در حد سانتیمتر مورد شناسایی قرار می‌گیرند. بدین منظور در محدوده جنوب غرب تهران پردازش داده‌ها در دوره‌های زمانی ۲ ماهه، ۳ ماهه، ۴ ماهه، ۶ ماهه، یک ساله و ۱/۵ ساله انجام پذیرفته و نتیجه آن در نگاره‌های ۵-۱ تا ۵-۶ ارائه گردیده است. بر اساس این نگاره‌ها پهنه فرونشست نمایی خفاش گون دارد. مساحت و محیط این گستره در دوره زمانی ۶ ماهه به ترتیب ۴۱۵/۶۴ کیلومتر مربع و ۹۷/۱۷ کیلومتر می‌باشد.

int_050109_050320/ ~2 months



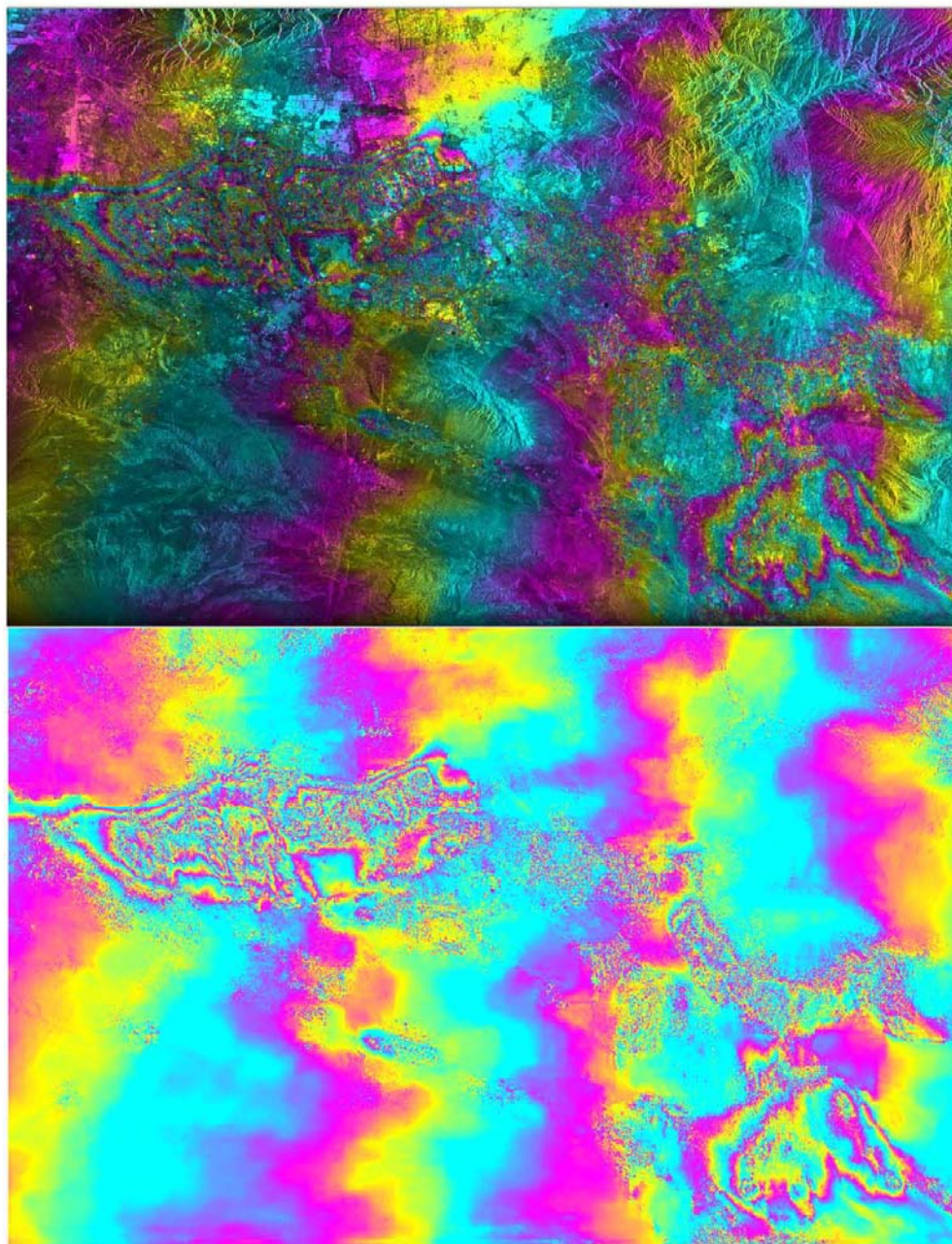
نگاره ۵-۱- نگاره حاصل از پردازش داده های ماهواره ای رادار در شیوه InSAR در بازه زمانی ۲ ماهه

int_040926_050109/ ~3 months



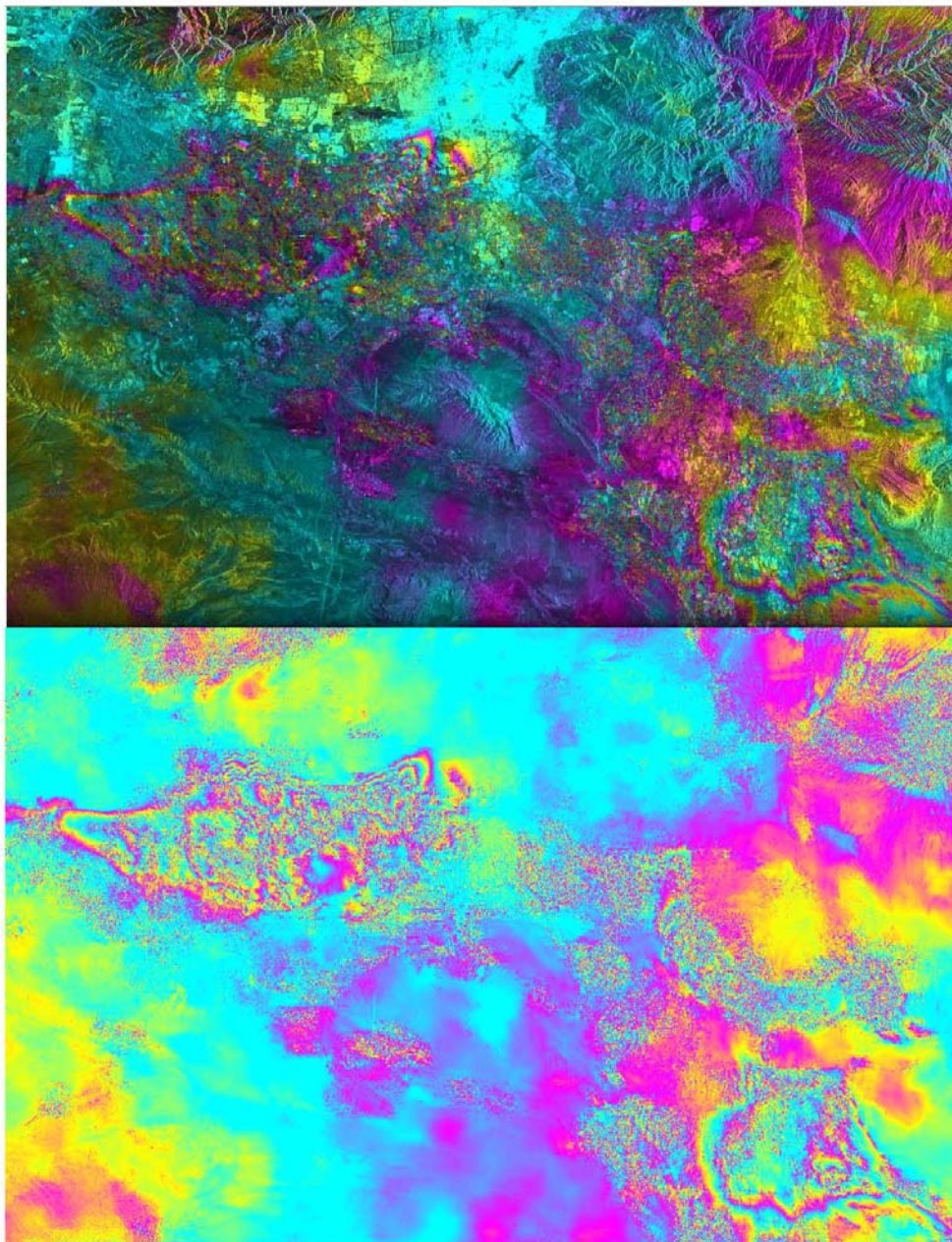
نگاره ۵-۲- نگاره حاصل از پردازش داده های ماهواره ای رادار در شیوه InSAR در بازه زمانی ۳ ماهه

int_040509_040926/ ~4 months



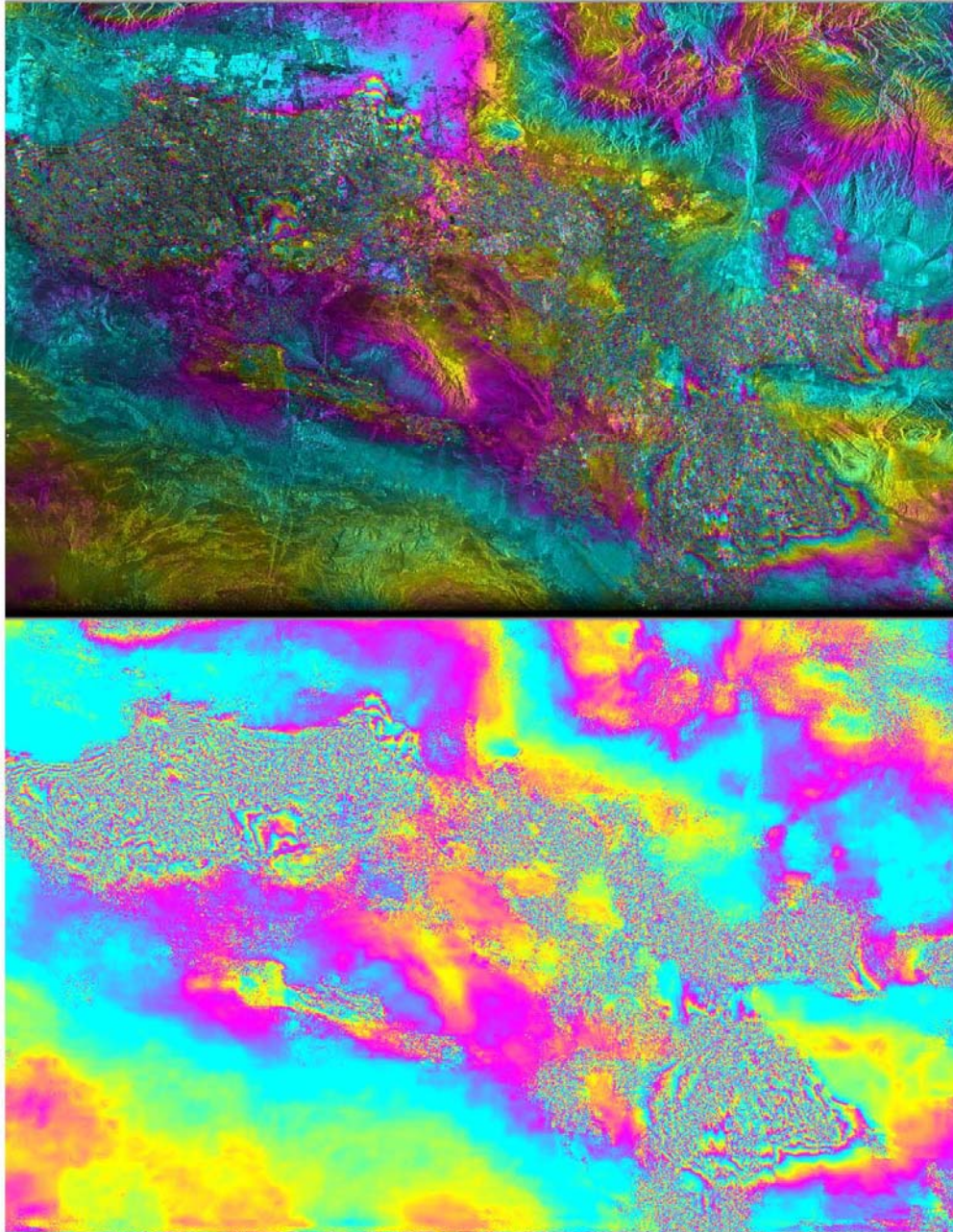
نگاره ۵-۳- نگاره حاصل از پردازش داده های ماهواره ای رادار در شیوه InSAR در بازه زمانی ۴ ماهه

int_040926_050320/ ~6 months



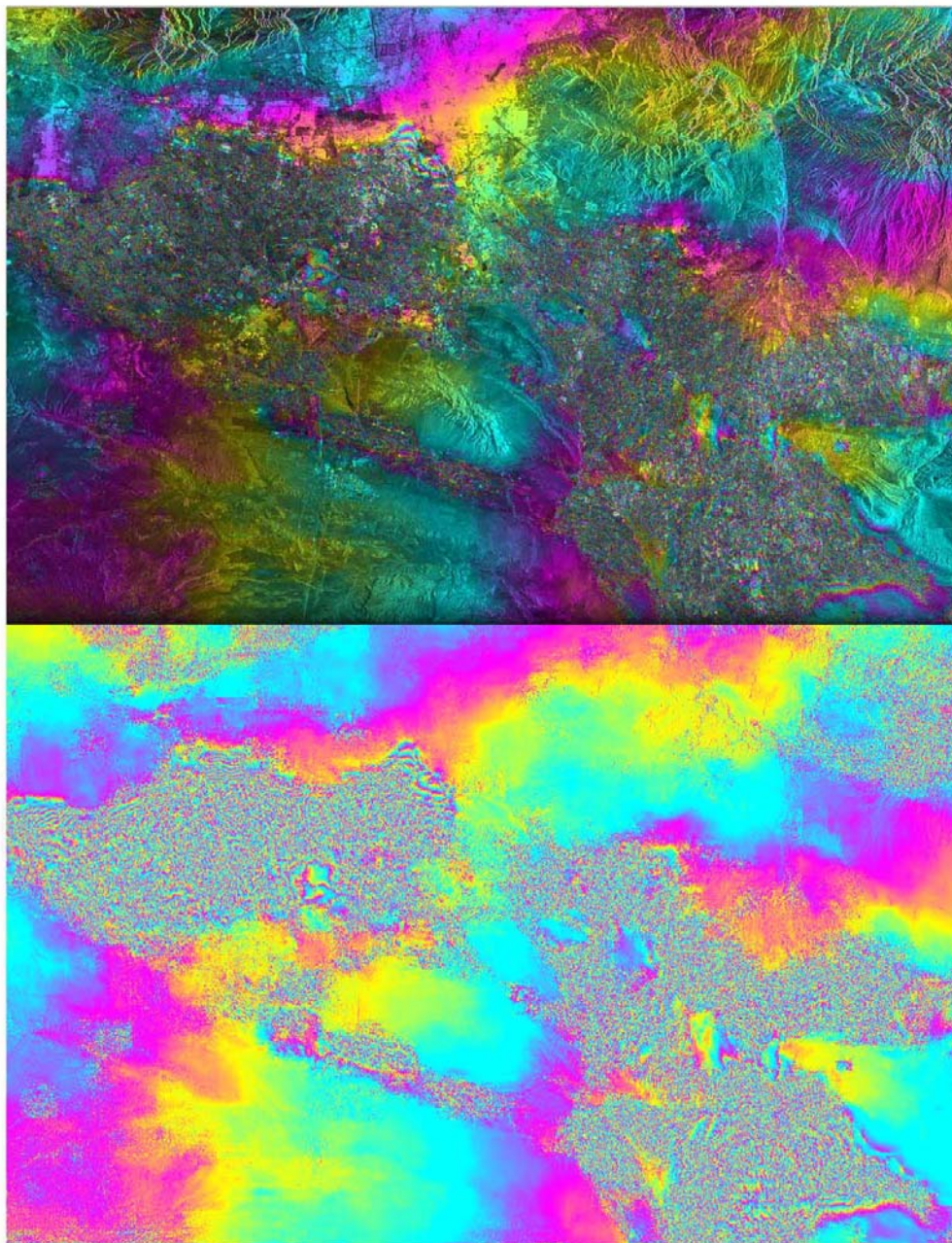
نگاره ۵-۴- نگاره حاصل از پردازش داده های ماهواره ای رادار در شیوه InSAR در بازه زمانی ۶ ماهه

int_030803_040822/ ~1 year



نگاره ۵-۵- نگاره حاصل از پردازش داده های ماهواره ای رادار در شیوه InSAR در بازه زمانی ۱ ساله

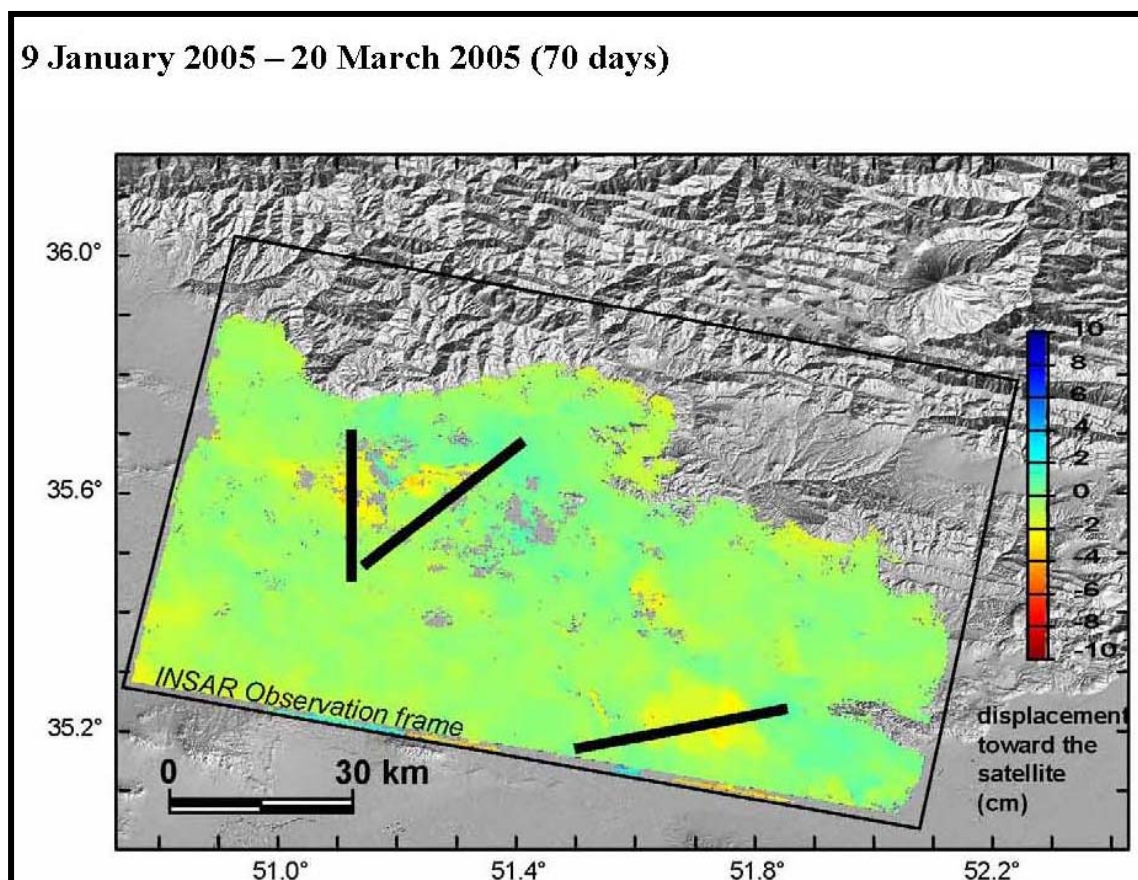
int_031012_050424/ ~1.5 year



نگاره ۵-۶- نگاره حاصل از پردازش داده های ماهواره ای رادار در شیوه InSAR در بازه زمانی ۱/۵ ساله

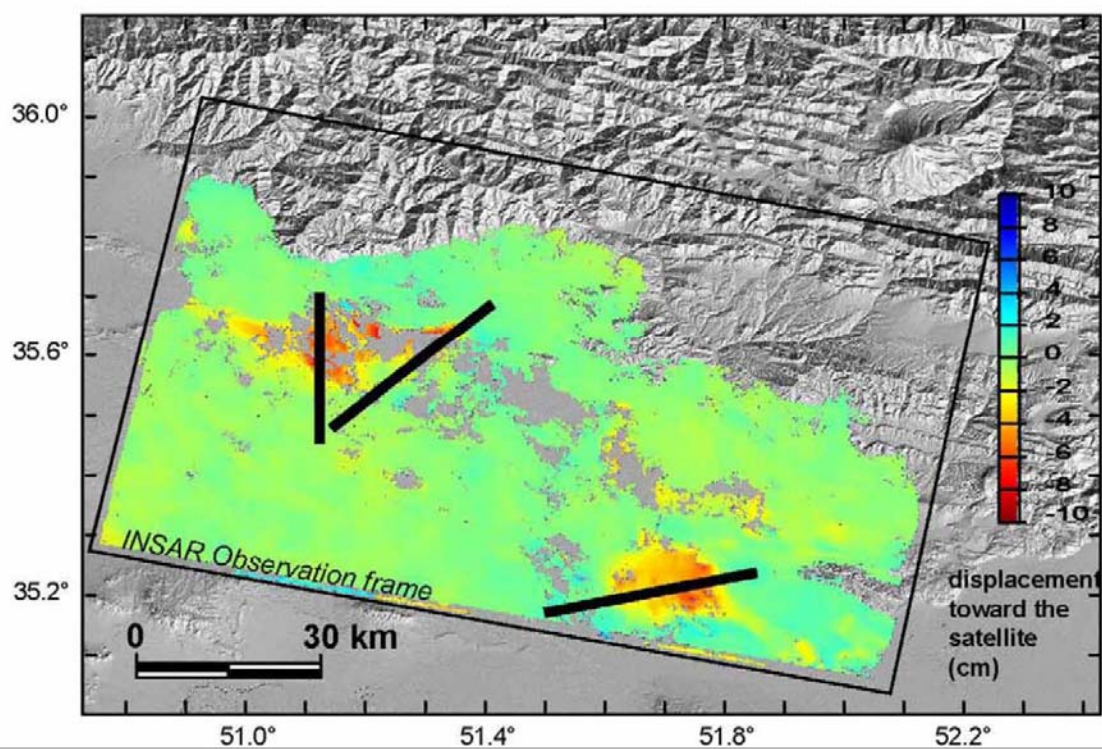
۳-۵- میزان فرونشست

با تحلیل طیفهای رنگی حاصل از پردازش داده‌های ماهواره‌ای، نقشه میزان فرونشست در دوره‌های زمانی ۷۰، ۱۷۵ و ۳۱۵ روزه تهیه و در نگاره‌های ۷-۵ تا ۹-۵ ارائه گردیده است. دو برش با شماره ۱ و ۳ به ترتیب با امتداد شمال شرق- جنوب غرب و شمال- جنوب (نگاره ۱۰-۵) از این نقشه‌ها تهیه شده است (نگاره‌های ۱۱-۵ تا ۱۲-۵). بررسی این دو برش نشان می‌دهد که الگوی فرونشست جنوب غرب تهران 'V' شکل می‌باشد. بیشینه نرخ فرونشست در مقطع ۱ و ۳ به ترتیب ۱۵ و ۱۶ سانتیمتر بر سال برآورد شده است.



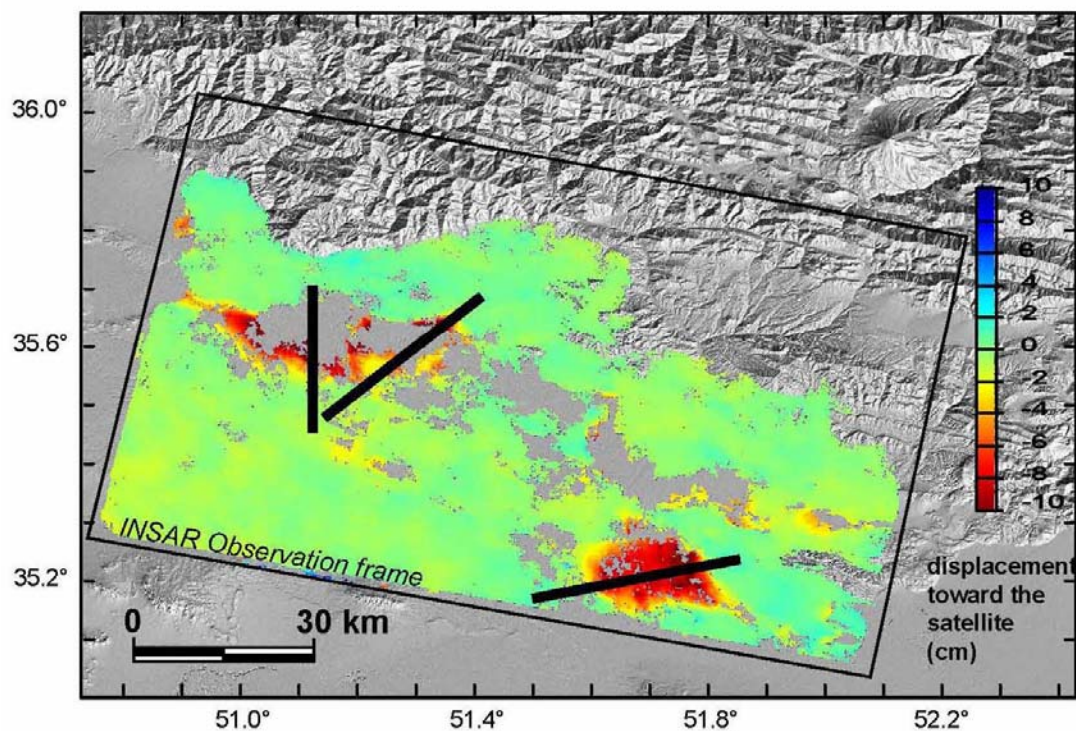
نگاره ۷-۵- نقشه میزان جابجایی پیرامون محدوده مطالعاتی در بازه زمانی ۷۰ روزه

26 September 2004 – 20 March 2005 (175 days)

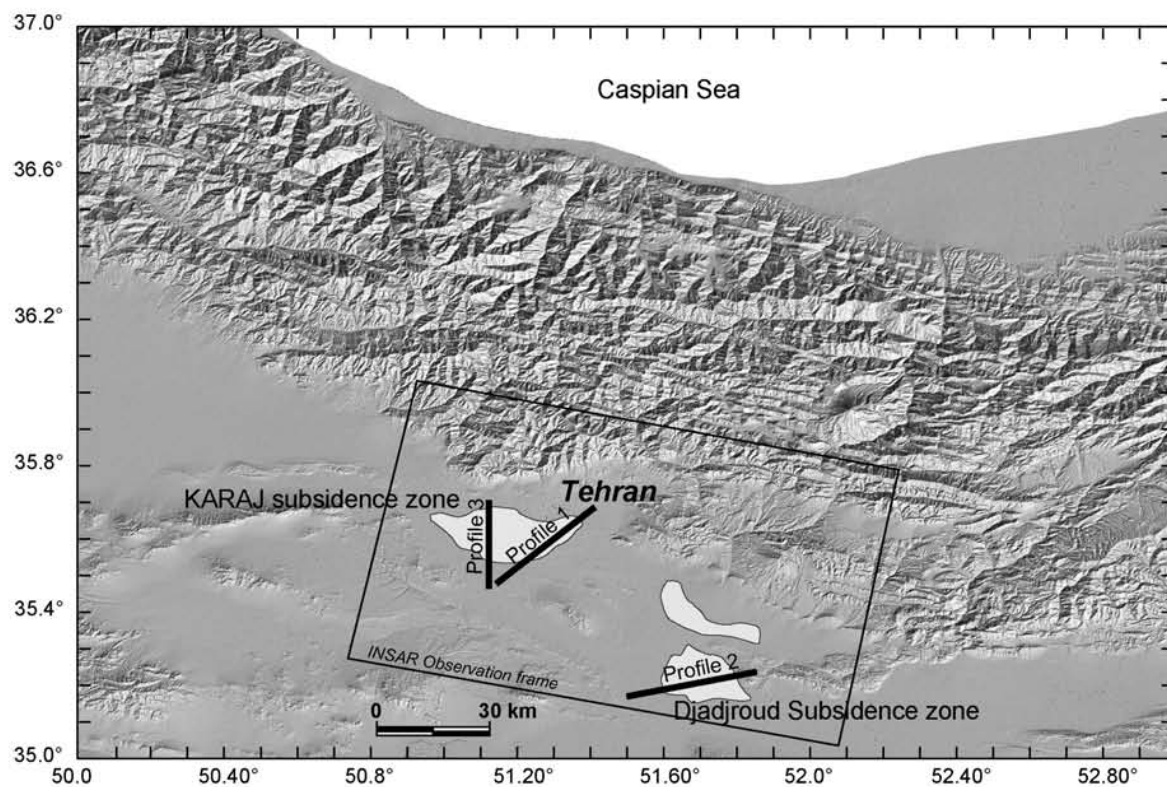


نگاره ۵-۸- نقشه میزان جابجایی پیرامون محدوده مطالعاتی در بازه زمانی ۱۷۵ روزه

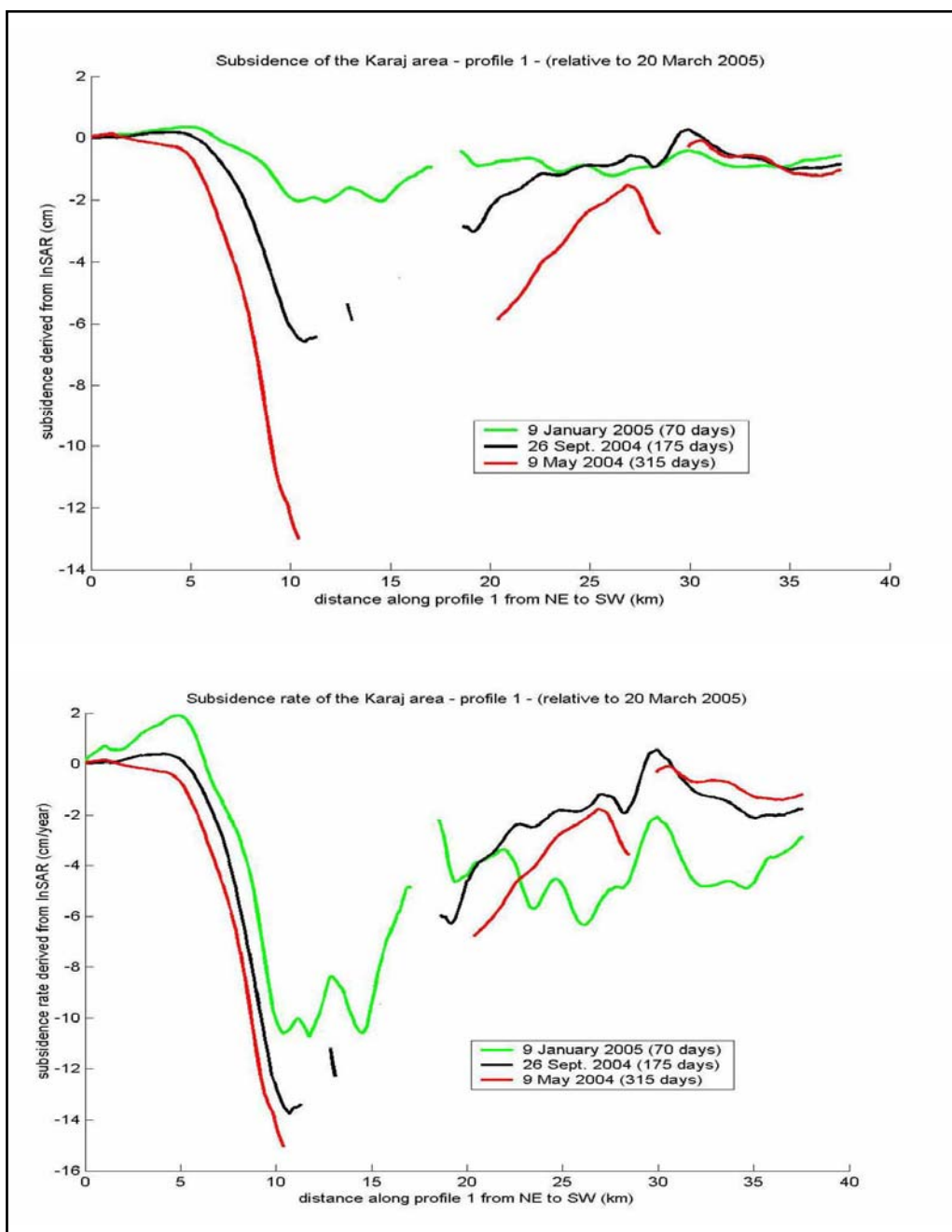
9 May 2004 – 20 March 2005 (315 days)



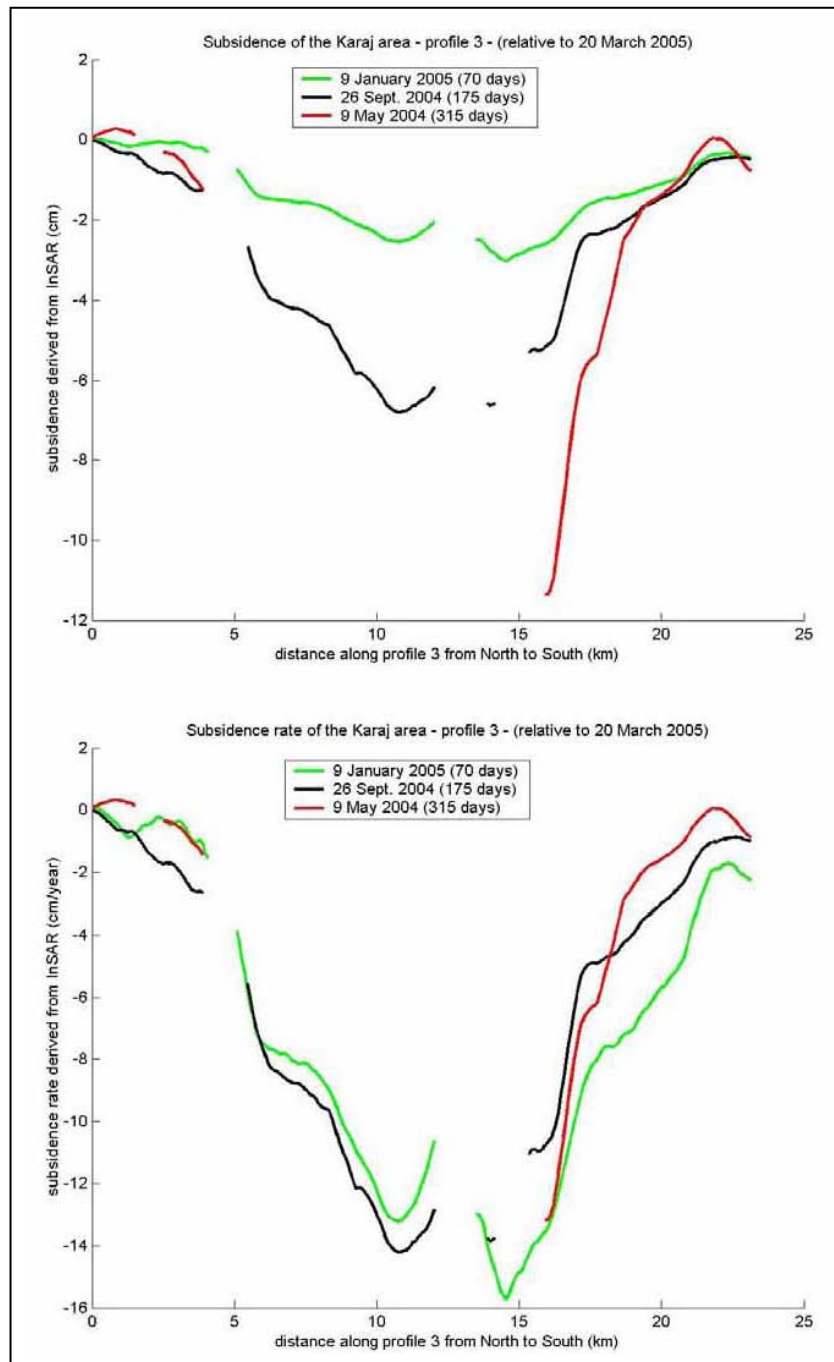
نگاره ۵-۹- نقشه میزان جابجایی پیرامون محدوده مطالعاتی در بازه زمانی ۳۱۵ روزه



نگاره ۵-۱۰- نقشه موقعیت برشهای تهیه شده از نقشه های میزان جابجایی پیرامون محدوده مطالعاتی در بازه های زمانی مختلف



نگاره ۵-۱۱- برش شماره ۱ با امتداد شمال شرق - جنوب غرب از نقشه های میزان جابجایی
 پیرامون محدوده مطالعاتی در بازه های زمانی مختلف



نگاره ۵-۱۲- برش شماره ۳ با امتداد شمال شرق - جنوب غرب از نقشه های میزان جابجایی
 پیرامون محدوده مطالعاتی در بازه های زمانی مختلف

۶- تکتونیک

شهر تهران بر روی دامنه جنوبی بخش مرکزی رشته کوه های البرز و در فرونشست پای کوه های البرز که در راستای گسله های گوناگون در حال فرایش است جای دارد.

کوه های البرز با روند عمومی خاوری- باختری، بخشی از کمربند کوهزایی بسیار فعال و جوان آلپ- هیمالیا به شمار می آیند که طی حرکت های کوهزایی آلپی پایانی به صورت کنونی در آمده اند. این رشته کوه ها در شمال کشور از خراسان تا آذربایجان ادامه داشته و بخش مرکزی ایران را از ناحیه فرو افتاده خزر جدا می کنند.

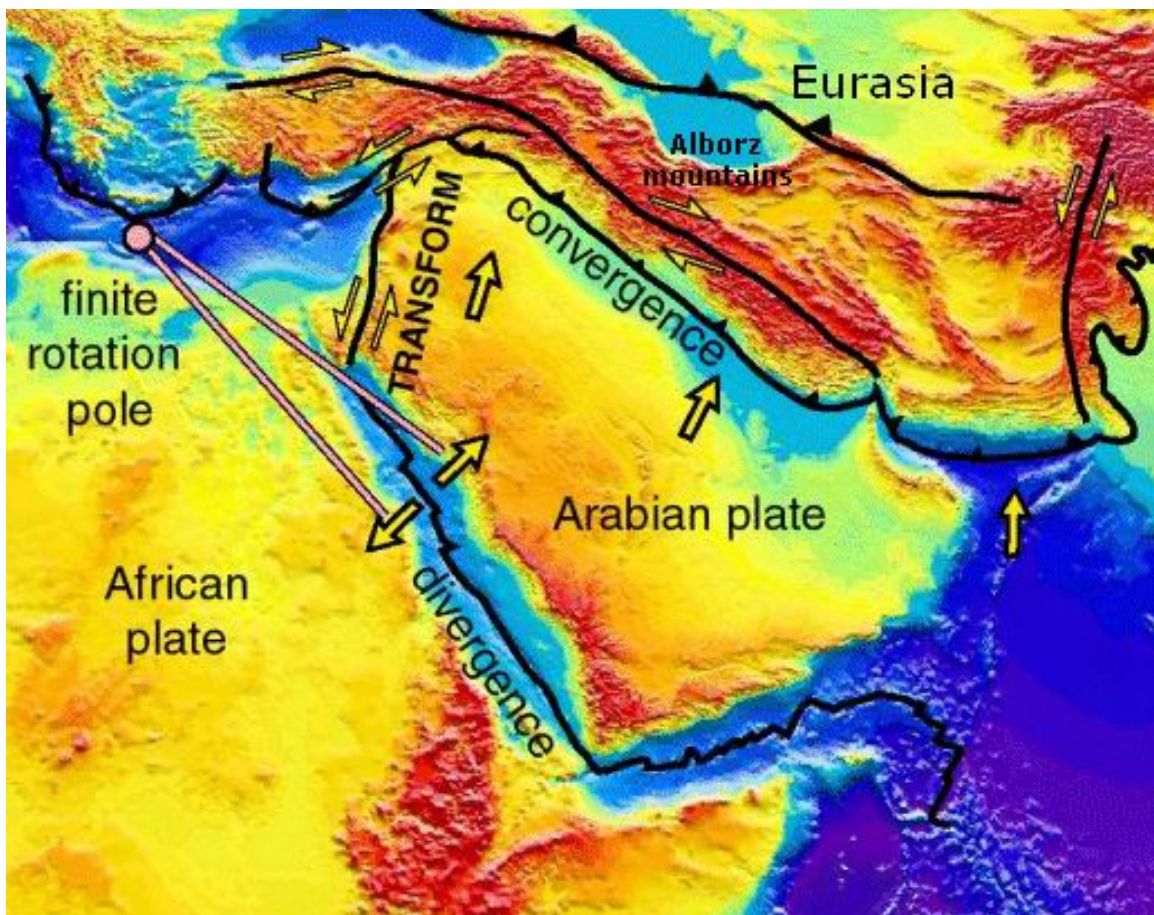
این ناحیه تحت اثر حرکت های کوهزایی و گسله های متعدد ایجاد شده است و پیچیدگی های زیادی دارد.

در نتیجه تنش های ایجاد شده ناشی از حرکت صفحه عربستان به سوی شمال و برخورد آن با صفحه اوراسیا، دگرشکلی های شدیدی در ایران روی داده است. دگرشکلی پوسته زمین پاسخی است به حرکت صفحه ها در پهنه ای گسترده که بطور نسبی تمام پهنای ایران را در برگرفته و تا ترکمنستان ادامه می یابد. بلوک های لوت و هلمند اجازه جابجایی بلوک ایران مرکزی را به سوی خاور نمی دهند، به این ترتیب دگرشکلی کوه های البرز و نیز کپه داغ، به صورت کوتاه شدگی به سوی شمال بین بلوک ایران مرکزی و صفحه اوراسیا نمود می یابد (نگاره ۵-۱).

در طی دوران سنوزویک ناحیه البرز به شدت تحت تاثیر فازهای کوهزایی آلپی قرار داشته و فعالیت های آتشفشانی ائوسن در تمام طول آن دیده می شود. در این زمان البرز مرکزی در حال فرونشینی تدریجی بوده و در آن رسوبات آذرآواری یا توفیت های البرز نهشته می شده است. در طی الیگوسن آغازی، فعالیت ماگماتیسم به صورت نفوذ توده های متعدد کوچک دیده می شود. در نهایت آتشفشانی عظیم دماوند نشانه ای از ادامه آخرین فعالیت ماگماتیسم مربوط به فاز آلپی پایانی در این ناحیه است.

به طور معمول تاریخچه تکتونیکی البرز را در دو فاز جداگانه به شرح زیر در نظر می گیرند:

- ۱- فاز فشارشی دوره میوسن بین بلوک ایران مرکزی و حوضه خزر جنوبی با راستای شمالی- جنوبی و کوتاه شدگی ناشی از آن.
- ۲- فاز فشارشی پلیوسن- کواترنری با راستای شمالی تا شمال خاوری و کوتاه شدگی ساختارهای البرز که همچنان ادامه دارد.



نگاره ۵-۱- تشکیل و دگرشکلی کوههای البرز در نتیجه کوتاه شدگی پوسته بین ایران مرکزی و صفحه اوراسیا

پژوهش های انجام شده دو جهت متفاوت تنش را بویژه در سازند های ائوسن نشان داده است. در اثر این تنش ها برخی از گسله های با راستای جنوب خاوری- شمال باختری که سن پس از ائوسن دارند، پس از پلیوسن دوباره فعال شده اند. مطالعه آبرفت های چین خورده و گسله ناحیه تهران، نشانگر وجود تنشی با راستای شمالی- جنوبی تا شمال خاوری- جنوب باختری است که در زمان پس از پلیستوسن عامل دگر شکلی بوده است.

از دیدگاه چینه شناسی و زمین ساختی، البرز دارای ویژگی های یکنواختی نبوده و بدین سبب می توان آن را با توجه به جایگاه جغرافیایی به البرز خاوری (با روند شمال خاوری- جنوب باختری)، البرز مرکزی (با روند کم و بیش خاوری- باختری) و البرز باختری (با روند جنوب خاوری- شمال باختری) تقسیم نمود.

در بخش مرکزی و خاوری، رشته کوه های البرز تاقدیس گون (anticlinorium) بزرگی را در حاشیه شمالی ایران مرکزی تشکیل می دهند که از تاقدیس های فشرده و ناودیس های باز ساخته شده است.

به سبب رانده شدن کوه های البرز بر روی دشت خزر در راستای گسله خزر در بخش شمالی و رانده شدن این کوه ها بر روی دشت تهران در امتداد گسله شمال تهران در جنوب، شدت دگر شکلی در این مناطق به بیشترین مقدار خود رسیده است.

محدوده کوهستانی ناحیه البرز مرکزی در شمال تهران، توسط یک سری از چین های با روند جنوب خاوری- شمال باختری تا خاوری باختری و راندگی هایی که به سوی شمال شیب دارند و اغلب در سنگ های سازند ائوسن کرج توسعه یافته اند شکل گرفته است. راندگی ها دارای راستای خاوری- باختری هستند که از محور مرکزی البرز بر روی هم و به سوی جنوب و شمال رانده شده اند.

حد شمالی این مجموعه با گسله شناخته شده مشا- فشم که گسله ای است با شیب به سوی شمال و گسله شمال تهران که شاخه ای از آن به حساب می آید محدود می شود. تغییر تند توپوگرافی بین محدوده کوهستان (قله توچال با ارتفاع ۳۹۳۳ متر) و محدوده شمالی دشت مرکزی با ارتفاع میانگین ۱۳۰۰ متر را نشانه جابجایی های قائم صورت گرفته در راستای گسله شمال تهران می دانند که مرز بین محدوده کوهستانی تشکیل شده از سازند های سنگی ائوسن و آبرفت های نهشته شده در فرونشست جنوب البرز در این ناحیه را تشکیل می دهد.

این فرونشست زمین ساختی که بخش جنوبی آن در حاشیه شمال باختری کویر مرکزی قرار دارد از دو بخش پهنه کوهپایه در شمال و فرونشست شمال ایران مرکزی در جنوب تشکیل شده و با نهشته های آبرفتی ناشی از فرایش کوه های البرز پر شده است.

این نهشته های آبرفتی طی فازهای کوهزایی اصلی و فرعی پاسادین چین خورده و گسله شده اند. کوهزایی پاسادین در ناحیه تهران به وضوح و با شدت ظاهر گردیده است. لایه های سازند هزار دره در این زمان چین خورده اند و گسل مدفون تهران- کرج در این زمان تشکیل شده و سبب چین خوردن پله ای (en echelon) سازند هزار دره از تهران تا نزدیکی کرج گردیده است (پدرامی، ۱۳۵۷).

گسل مدفون و چپگرد تهران- کرج در کوهزایی پاسادین اصلی ایجاد گردیده و قسمتی از حرکت بلوک ایران به سمت خاور را تأمین می کند (پدرامی، ۱۳۵۷).

رودخانه های بخش شمالی کوهپایه البرز در ناحیه تهران، راستای شمالی- جنوبی دارند و از بخش های مرتفع کوه های البرز سرچشمه گرفته ، پس از گذر از پهنه کوهپایه به سوی جنوب روان می شوند. شیب عمومی زمین در این ناحیه از شمال به سوی جنوب می باشد که به سبب وجود بادزن های آبرفتی بزرگ و دیگر نهشته های فرایش یافته و چین خورده و گسله و نیز عملکرد رودخانه ها و فرسایش ریخت شناسی متنوعی پدید آمده است.

در فرونشستی که طی فازهای تکتونیکی یاد شده در امتداد حاشیه جنوبی کوه های البرز در ناحیه تهران تکامل یافته، سازند های آبرفتی مختلفی تشکیل شده است. در این میان سازند آبرفتی هزار دره قدیمی ترین و گسترده ترین واحدی است که رخنمون های آن در این منطقه به خوبی قابل مشاهده و بررسی می باشند. این سازند که نقش مهمی در شناخت و ارزیابی ویژگی های زمین ساختی این ناحیه دارد، به همراه سایر سازندهای آبرفتی این محدوده توسط پژوهشگران مختلف مورد بررسی قرار گرفته و تقسیم بندی شده است.

این سازند اولین بار توسط Rieben (۱۹۶۶) بررسی شده و به چهار بخش به شرح زیر تقسیم بندی شده است:

- ۱- سازند آبرفتی هزار دره (آبرفت های A)
- ۲- سازند آبرفتی ناهمگن شمال تهران (آبرفت های Bn) و سیلت های رسی کهریزک (آبرفت های Bs)
- ۳- سازند آبرفتی تهران (آبرفت های C)

۴- آبرفت های کنونی (آبرفت های D)

این پژوهشگر سازند آبرفتی هزار دره را از نظر چینه شناسی ادامه رسوبگذاری سازند قرمز بالایی می داند که در مناطقی نظیر پارچین و شمال ایوانکی با مرز تدریجی بر روی آن قرار گرفته است.

همچنین سازند آبرفتی هزار دره حاصل سیلاب های بزرگی دانسته شده که همزمان با برپایی کوه های البرز به سوی جنوب و جنوب خاوری تهران جاری بوده اند. ویژگی های رسوب شناسی این سازند نیز نشان دهنده فرایش و فرسایش کوه های البرز در زمان رسوب گذاری آن است.

سازند هزار دره (A) با دگرشیبی توسط سازند آبرفتی ناهمگن شمال تهران (Bn) پوشیده می شود. پیش از رسوبگذاری سازند اخیر تنش های با راستای عمومی جنوب باختری- شمال خاوری سبب چین خوردگی و گسلش سازند هزاردره گردیده و چین های اغلب نامتقارن با راستای خاوری- باختری تا جنوب خاوری- شمال باختری پدید آورده اند. فرایش تکتونیکی و فرسایش شدید سازند هزار دره (A)، مصالح تخریبی زیادی فراهم آورده و سبب رسوب گذاری سازند آبرفتی ناهمگن شمال تهران (Bn) با دگر شیبی بر روی آن گردیده است. به علت شیب کم لایه های این سازند، احتمالاً پس از رسوبگذاری جنبش های تکتونیکی ضعیفی آن را تحت تاثیر قرار داده است.

سیلت های رسی کهریزک (Bs) که به اعتقاد Rieben در پرتگاه گسلی کهریزک و گسله های جنوب ری و شمال ری برونزد دارند، بخش ریز دانه معادل آبرفت های Bn تقسیم بندی وی به شمار می آیند.

آبرفت های C و آبرفت های D بخش های جوان تر این تقسیم بندی را تشکیل داده و به ترتیب نهشته های سطحی بادزن های آبرفتی جوان و بستر رودخانه ها و مسیل ها را شامل می شوند. به این ترتیب جنبش های تکتونیکی پلیوسن- کواترنر را با توجه به تقسیم بندی Rieben و درارتباط با نهشته های یاد شده می توان در دو فاز خلاصه نمود:

طی فاز اول و اصلی سازند هزار دره چین خورده و گسله شده و سازند B با دگرشیبی بر روی آن قرار می گیرد و طی فاز دوم که فاز ضعیف تری است واحد های سازند B کمی شیب دار می شوند.

تقسیم بندی دیگری توسط پدرامی (۱۳۶۰) در مورد نهشته های آبرفتی گستره تهران ارائه شده است. بر مبنای این تقسیم بندی نهشته های آبرفتی ناحیه تهران به دو بخش قدیمی و جدید (به ترتیب متعلق به کواترنر زیرین تا میانی و کواترنر بالایی) تقسیم می شوند. در این تقسیم بندی سازند هزار دره (A) که بخش زیرین و قدیمی این طبقه بندی را تشکیل می دهد، رخساره درشت دانه قسمتهای

بالایی سازند قرمز زبرین دانسته شده که یکی از علت های آن، کام و زبانه شدن لایه های بالایی این سازند با سازند هزار دره عنوان شده است. در این تقسیم بندی سازند هزار دره خود به واحد های فرعی دیگری تقسیم می شود.

بخش جوان تر این طبقه بندی که به کواترنر بالایی تعلق دارد، با مجموع آبرفت های B و C و D طبقه بندی Rieben معادل بوده و خود بر مبنای درشت دانه یا ریز دانه بودن به دو گروه هفت جوی (رخساره درشت دانه در مناطق کوهپایه و مرتفع) و دریای نمک (رخساره مناطق پست تر و انتهای حوضه) طبقه بندی می شود.

پدramی (۱۳۵۷)، عامل چین خوردگی سازند هزار دره را عملکرد گسله جانبی (wrench fault) چپگرد موجود در سازند کرج (مدفون در زیر سازند هزار دره و قرمز زبرین) می داند که کمی پیش از کوهزایی پاسادنین پدید آمده و چند نوبت پس از آن تا کنون، حرکت های برشی در سطح این گسل (و همچنین گسل قدیمی تر شمال تهران) تشدید شده اند.

بررسی های ژئودتیک در ۱۲ ایستگاه GPS در منطقه البرز مرکزی بین سال های ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۲، نشان دهنده حرکت کمربند البرز به سوی اوراسیای باختری است که در نتیجه آن کوتاه شدگی با راستای شمالی- جنوبی و با نرخ حدود ۵ میلی متر در سال رخ می دهد. افزون براین وجود برش راستا لغز از نوع چپگرد با نرخ حدود ۴ میلی متر در سال در این ناحیه آشکار شده است. بر این مبنای الگویی که با داده های دست آمده سازگاری نشان می دهد کوتاه شدگی و برش چپگرد پیشنهاد شده است. از سوی دیگر حل صفحه های گسلی زمین لرزه های روی داده در حاشیه جنوبی البرز با حرکت راستالغز چپگرد همخوانی دارد.

با توجه به تاریخچه تکتونیکی پیچیده و تنش های زیادی که این ناحیه تحمل نموده، شکستگی های فراوانی در واحد های سنگی و بویژه نهشته های آبرفتی منطقه که از دیدگاه این بررسی از اهمیت زیادی برخوردار هستند، پدید آمده که شناخت موقعیت و ویژگی های ساختاری آنها نقش مهمی در ارزیابی دلایل رویداد پدیده فرونشست زمین در این ناحیه دارد. نتایج حاصل از بررسی حاضر بیانگر وجود سیمای تکتونیکی - رسوبی است که در روند شکل گیری فرونشست ها در منطقه مورد بررسی نقش تعیین کننده ای دارند.

۷ - ژئوتکنیک

۱-۱ - مقدمه

یکی از علتهای مهم در وقوع پدیده فرونشست زمین، عاملهای ژئوتکنیکی است. فرونشست ممکن است در اثر پدیده تحکیم و تراکم و یا فرسایش و تغییرات حجمی خاکهای ناپایدار ایجاد گردد. بطور معمول شکل گیری فرونشست زمین در یک پهنه وسیع بدلیل تراکم رسوبات ریز دانه در اثر پایین رفتن سطح آب زیرزمینی و شکل گیری نشستهای محدود محلی بدلیل تراکم خاک در اثر بارگذاری و یا حضور خاکهای ناپایدار است. با این وجود در بررسی پدیده فرونشست از نقش خاکهای ناپایدار نیز نباید غفلت نمود. بطور کلی خاکهای ناپایدار در ۵ گروه به شرح زیر می باشند.

(۱) خاکهای منبسط شونده: این خاکها جزو گروه خاکهای رسی و بطور معمول مخلوطی از کانیهای رسی و غیر رسی است. مشخصات ژئوتکنیکی این خاکها توسط بخش رسی آنها کنترل می شود. این گروه از خاکها دارای مقدار قابل توجهی کانی مونتئوریونیتی اند که با آبدگیری متورم و بر اثر از دست دادن آب منقبض می شود. در رسهای مونتئوریونیتی چرخه های خشک و مرطوب شدن تغییر متفاوت حجم را به همراه دارد که همین فرایند عامل اصلی خسارت ناشی از این مواد است.

مقدار کانیهای مونتئوریونیتی موجود در خاک مهمترین عامل در تورم پذیری آن است. با این حال عوامل دیگری نیز چون بافت خاک و مقدار کربناتهای آن در این امر سهیم اند. برخی از مهمترین عوامل مؤثر در تورم پذیری رسها عبارتند از:

الف- رسها اغلب اندازه کلئیدی (0.001 میلی متر) دارند. در نتیجه سطح مخصوص، یعنی میزان سطح پیرامونی دانه ها در واحد حجم بسیار زیاد است. با توجه به این نکته رسها قادرند آب زیادی را به سطح خود جذب نمایند.

ب- مقدار کربنات خاک نشانه ای از شرایط فیزیکی و شیمیایی محیط خاک است. کربناتها در خاک عمدتاً به صورت کلسیت (CaCO_3) اند. کربناتها نقش سیمان را به عهده دارند و با به هم چسباندن ذرات ریز رس، ذرات و دانه های درشت تری را به وجود می آورند. در نتیجه این عمل از قابلیت خمیری خاک کاسته شده و در مقابل مقاومت خاک افزایش می یابد.

پ- آب و هوا مهمترین عامل محیطی مؤثر بر خاکهای منبسط شونده است، زیرا این عامل است که عمق سطح ایستابی و منطقه فعال رطوبت خاک را کنترل می نماید. مشکل خاکهای منبسط شونده در اقلیمهای مرطوب، که سطح ایستابی نزدیک سطح زمین است، کمتر دیده می شود. در مقابل در نواحی

خشک سطح ایستابی در اعماق زیاد قرار داشته ، در نتیجه تأثیر کمی بر مقدار رطوبت خاک در نواحی سطحی دارد.

ت- گیاهان ممکن است به علت جذب آب بویژه در فصلهای خشک، کاهش حجم زیادی را در خاکهای مستعد به وجود آورند.

ث- در خاکهای منبسط شونده واقع در دامنه‌ها ، نوع خاصی از خزش صورت می‌گیرد. به این نحو که در خلال تورم خزش ایجاد شده عمود بر شیب دامنه و در خلال انقباض به موازات نیروی گرانی است. در نتیجه مولفه برآیند این دو در جهت شیب دامنه قرار می‌گیرد. تورم پذیری خاکهای رسی را به روشهای مختلف از جمله با آزمون تورم آزاد می‌توان سنجید.

۲) خاکهای فروریزنده (*Hydro-compaction*) : این نوع از فرونشست زمین که به برداشت آب زیرزمینی ارتباط ندارد، زمانی اتفاق می‌افتد که یک خاک خشک و نرم خیس شود. این خاکها به محض آنکه از آب اشباع می‌شوند حجمشان به سرعت کاهش می‌یابد. این خاکها در طبیعت اغلب به صورت نیمه اشباع یا خشک یافت می‌شوند و مانند خاکهای منبسط شونده تا زمانی که رطوبت خاک تغییر نکند، مشکلی ایجاد نمی‌کنند. خاکهای فروریزنده اغلب مصالحی در حد ماسه ، لای و رس هستند که در محیطهای خشک در پای دامنه کوهها بر جای گذاشته شده‌اند. این خاکها که به صورتی نیمه پایدار ته‌نشین شده‌اند، بر اثر آبگیری و اشباع به صورت ناپایدار در می‌آیند. به نظر می‌رسد که ساخت خاک در حالت نیمه اشباع، به علت کشش سطحی آبی که در محل تماس بین ذرات قرار دارد، پابرجاست. بر اثر آبگیری و اشباع خاک منافذ از آب پر شده و کشش سطحی صفر می‌شود و خاک فرو می‌ریزد.

این خاکها وقتی خشک‌اند بارهای زیادی را تحمل می‌کنند ولی زمانی که در نتیجه نفوذ آب خیس شوند ، فرونشست قابل ملاحظه‌ای نشان می‌دهند. بطوری که در آنها تراکم به میزان ۲۵ درصد غیرعادی نمی‌باشد. اگر خاک بطور نسبی عمیق باشد ، این عمل می‌تواند فرونشست چند متری را سبب شود.

آبی که سبب متلاشی شدن ساختمان خاک می‌گردد ممکن است از کانالهای جدید آبیاری، مزارع تحت آبیاری، جریان سطحی حاصل از بارندگی روی جاده‌ها و پشت‌بام‌ها، جمع کردن آب به وسیله سدها و خاکریزها و غیره تأمین گردد. اختلاف میزان فرونشست بین پهنه های خیس شده ، یا بین پهنه های خیس شده و خیس نشده، خسارت را افزایش داده ، حتی ممکن است باعث ایجاد شکاف‌هایی (*Fissure*) در سطح زمین گردد.

۳) خاکهای روانگرا: خاکهای مستعد روانگرایی (Liquefaction) ماسه‌های ریزدانه و لایه‌هایی (Silt) هستند که از تراکم کمی برخوردار بوده، بطور معمول به حالت اشباع می‌باشند. در صورتی که این خاکها تحت تأثیر بارگذاری لرزشی مانند زمین‌لرزه‌های طبیعی یا زمین‌لرزه‌های القایی قرار گیرند، به سرعت متراکم می‌شوند. متراکم شدن سریع باعث افزایش ناگهانی فشار آب بین منفذی می‌گردد که در نتیجه آن مقاومت برشی به سرعت کاهش می‌یابد، تا حدی که گاه مقاومت برشی به صفر رسیده، خاک مانند مایعات جریان می‌یابد.

۴) رسهای سریع (Quick Clay): رسهای سریع یا رسهای حساس بطور معمول نهشته‌های یخچالی در حد رس هستند که در کشورهای اسکاندیناوی و در امتداد رودخانه سن لوران در شرق کانادا یافت می‌شوند. سازوکار گسیختگی این خاکها هنوز مورد بحث است. بررسیهای آزمایشگاهی نشان داده است که پودر سنگ غنی از کوارتز با یک رطوبت ثابت می‌تواند هم به صورت مایع و هم به صورت جامد عمل کند. این ویژگی با سرعت تنجش نمونه کنترل می‌شود. به این ترتیب که در سرعتهای کم تنجش به صورت جسم جامد و در سرعتهای زیاد تنجش (ضربه)، به صورت مایع رفتار می‌کنند.

۵) خاکهای آلی (Peat): خاکهای آلی همچون پیت‌ها و مواد تورب دار، اغلب خاکهای کشاورزی خوبی را تشکیل می‌دهند. سطح آزاد آب در این خاکها ممکن است بسیار بالا و جهت امور زراعی نیازمند زهکشی باشد. وقتی سطح آزاد آب در چنین خاکهایی توسط زهکشی پایین می‌رود، فرونشست نه تنها در نتیجه افزایش فشار بین دانه‌ای، بلکه به علت انقباض (در موقع ازدست دادن آب) و بیواکسیداسیون مواد آلی به وسیله میکروارگانیسم‌ها (وقتی اکسیژن اتمسفری در خاک به طرف عمق حرکت می‌کند) نیز می‌تواند بوقوع پیوندد. خشک شدن خاک‌های آلی آن‌ها را در مقابل فرسایش بادی و آتش آسیب پذیر می‌سازد. خاکهای آلی اغلب دارای عمق محدودی هستند. زهکشی چنین خاکهایی برای کشاورزی ممکن است منجر به نابودی کامل آنها گردد.

بسیاری از نشست‌های محلی و محدود زمین در پهنه تهران می‌تواند در رابطه با وجود خاکهای ناپایدار و مشکل آفرین باشد. ولی احتمال شکل‌گیری فرونشست تهران با چنین اندازه و ویژگیهایی در اثر وجود این خاکها بسیار ضعیف است. با این وجود در ادامه بررسیها نقش خاکهای ناپایدار و مشکل آفرین با تفصیل بیشتری مورد توجه قرار خواهد گرفت.

۲-۷ - روش محاسبه میزان فرونشست در اثر تراکم رسوبات

برای محاسبه میزان فرونشست در اثر افزایش P_i (فشار بین دانه‌ای)، رابطه بین P_i و نسبت پوکی (e) در مواد مورد نظر باید معلوم گردد. این رابطه به طور تجربی با یک استحکام سنج، که بار فرآیندهای را روی یک نمونه اشباع قرار می‌دهد و ارتفاع تعادل نمونه را بعد از هر افزایش بار اندازه می‌گیرد، تعیین می‌گردد. نمونه از قسمت فوقانی و تحتانی به وسیله دو صفحه متخلخل فشرده می‌شود، متخلخل بودن این دو صفحه به خاطر آن است که آب اضافی فضاهای خالی در اثر فشردگی نمونه فرصت بیرون آمدن را داشته باشد. نتیجه چنین آزمایشی برحسب نسبت پوکی e در نمونه و P_i مربوطه بیان می‌شود.

نمونه‌هایی از رابطه e در مقابل P_i برای سه نوع از مواد (ماسه فشرده، ماسه نرم و رس)، که توسط تایلور (۱۹۸۵) و ترزاقی و پک (۱۹۴۸) به دست آمده، نشان می‌دهد که در صورت افزایش P_i ، e در نتیجه آرایش دوباره ذرات کاهش می‌یابد. در مقادیر بسیار زیاد P_i (به طور مثال، $100-150 \text{ kg/cm}^2$)، شکستگی و خردشدگی دانه‌های منفرد ممکن است اتفاق افتد، که باعث کاهش بیشتر در e شده، ماسه‌ها را مانند رس‌ها و سیلت‌ها تراکم پذیر می‌گرداند.

باتوجه به این که تراکم در نتیجه کاهش در حجم فضاهای خالی V_v است، فرونشست را می‌توان توسط رابطه‌های زیر بیان نمود:

$$S_u = V_{v1} - V_{v2} \quad (1) \quad \text{فرونشست}$$

$$Z_1 = V_{v1} - V_s \quad \text{حجم فضاهای خالی پیشین} ; V_{v2} : \text{حجم فضاهای خالی پسین}$$

$$Z_1 = e_1 V_s + V_s \quad \text{ارتفاع } Z_1 : \text{حجم کلی بر واحد سطح}$$

$$V_s = \frac{Z_1}{e_1 + 1} \quad \text{نسبت پوکی } e$$

$$V_{v1} = Z_1 \frac{e_1}{e_1 + 1} \quad (2) \quad \text{حجم مواد جامد } V_s$$

حجم فضاهای خالی بعد از تراکم عبارتند از:

$$V_{v2} = V_s e_2$$

$$V_{v2} = Z_1 \frac{e_2}{e_1 + 1} \quad (3)$$

با جایگزینی رابطه ۲ و ۳ در رابطه ۱، معادله زیر برقرار می‌گردد:

$$S_u = Z_1 \frac{e_1 - e_2}{e_1 + 1} \quad (4)$$

معادله یاد شده بیانگر تراکم یک لایه خاک در ارتباط با ارتفاع اولیه لایه و تغییر نسبت پوکی است.

برای محاسبه میزان فرونشست استفاده از تئوری الاستیسیته و تئوری لگاریتمی کمک بسیار مناسبی است. در این تئوریها عبارتهای مدول الاستیسیته یانگ و اندیس تراکم خاک مطرح می‌شوند. بدیهی است که مدول الاستیسیته و اندیس تراکم برای یک خاک ثابت نمی‌باشند اما کمیت‌هایی هستند که بطور تقریبی رفتار خاک را برای مجموعه خاصی از تنش‌ها توصیف می‌کنند. شوربختانه آمار و اطلاعات ژئوتکنیکی مورد نیاز برای محاسبه میزان فرونشست و مدلسازی پدیده در محدوده مورد بررسی بسیار کم و ناکافی است (نگاره ۷-۱). با توجه به این که بیشتر این محدوده در پهنه زمینهای کشاورزی قرار دارد، بجز در تعداد معدودی از مکانهای با اهمیت همچون مجتمع اداری شهرستان شهریار بنظر نمی‌رسد که آمار و اطلاعات به میزان کافی موجود باشد. بنابر این لازم است نسبت به تکمیل این داده‌ها اقدام فوری صورت پذیرد. تئوریهای یاد شده در زیر شرح داده شده است.

۷-۲-۱- تئوری الاستیک

برپایه تئوری الاستیک فرض می‌شود که فرونشست در واحد ارتفاع، با تغییر بعد نسبی S_u / Z_t به طور خطی با افزایش فشار خارجی $P_{i2} - P_{i1}$ تغییر می‌کند. فاکتور تناسب به نام مدول الاستیسیته یانگ خوانده می‌شود و با علامت E مشخص می‌گردد. در فرمول زیر E بدین ترتیب محاسبه می‌شود.

$$E = \frac{P_{i2} - P_{i1}}{S_u / Z_1} \quad (5)$$

که به صورت زیر نیز نوشته می‌شود:

$$S_u = (P_{i2} - P_{i1}) \frac{Z_1}{E} \quad (6)$$

با ترکیب معادلات ۴ و ۶، E به صورت زیر محاسبه می‌گردد.

$$E = \frac{e_1 + 1}{(e_1 - e_2) / (P_{i1} - P_{i2})} \quad (7)$$

این محاسبه را می‌توان از روی منحنی e در مقابل P_i مواد مورد نظر با به کار بردن نمو کوچکی از e انجام داد، یا معادله ۷ را می‌توان به شکل دیفرانسیل زیر درآورد.

$$E = \frac{e + 1}{de / dp_i} \quad (8)$$

بدین ترتیب محاسبه E توسط تعیین شیب منحنی e در مقابل P_i به ازای مقادیر مختلف P_i امکان پذیر می شود.

برخلاف اجسام الاستیک واقعی که دارای E ثابت هستند، تراکم خاک پس از افزایش معینی از P_i کاهش می یابد. بنابراین در محاسبه میزان فرونشست، مقدار E باید در ارتباط با P_i در نظر گرفته شود. برای دامنه کوچکی از تغییرات P_i ، E تغییر زیادی نخواهد کرد و می توان آن را ثابت فرض کرد. میزان E در رسوب های دانه ریز بسیار کمتر از رسوب های دانه درشت است (جدول ۷-۱)، به این دلیل قابلیت تراکم رسوب های ریز دانه خیلی بیشتر از ماسه ها و سنگریزه ها می باشد. بدین ترتیب فرونشست شدید تنها در جاهایی اتفاق می افتد که رسوب های رسی ضخیمی وجود داشته و یا در بین لایه های آبدار، لایه های سیلت و رس قرار داشته باشند. موادی مانند پیت و زمین تورب دار که دارای منشاء آلی هستند، دارای تراکم پذیری بیشتری می باشند.

جدول ۷-۱- مقدار مدول الاستیسیته (E) برای مواد مختلف

نوع خاک	$E(kg/cm^2)$
شن و ماسه متراکم	۲۰۰۰-۱۰۰۰۰
ماسه متراکم	۵۰۰-۲۰۰۰
ماسه نرم	۱۰۰-۲۰۰
رس و سیلت متراکم	۱۰۰-۱۰۰۰
رس نرم	۱۰-۵۰
پیت	۱-۵

۷-۲-۲- تئوری لگاریتمی

با توجه به بررسی های ترزاقی و پک (۱۹۴۸) وقتی e در مقابل $\log p_i$ رسم می شود، منحنی های S به دست می آیند که قسمتهای مسطح در مقادیر کم و زیاد $\log p_i$ نشان داده می شوند. ولی قسمت های خطی به ازای مقادیر میانی P_i به دست می آیند. شیب قسمتی از منحنی که خطی می باشد، به صورت زیر بیان می شود:

$$\tan \alpha = \frac{e_1 - e_2}{\log P_{i2} - \log P_{i1}} \quad (9)$$

این شیب اندیس تراکم (C_c) نامیده می‌شود. بدین ترتیب معادله یاد شده را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$e_1 - e_2 = C_c \log \frac{P_{i2}}{P_{i1}}$$

با جایگزینی طرف راست این معادله به جای $e_1 - e_2$ در معادله ۴، معادله لگاریتمی تراکم به دست می‌آید:

$$S_u = Z_1 \frac{C_c}{e_1 + 1} \log \frac{P_{i2}}{P_{i1}} \quad (10)$$

برای رس‌ها مقدار C_c بطور معمول از ۰٫۱ تا ۱ تغییر می‌کند. این اندیس بطور نسبی به صورت خطی با حد روانی (L_q) رس، مطابق معادله زیر تغییر می‌کند (اسکمپتون، ۱۹۴۴).

$$C_c = 0.007(L_q - 10 \text{ percent}) \quad (11)$$

مقدار e_1 بطور معمول بین ۰٫۷ و ۱٫۳ طوری تغییر می‌کند که جمله $e_1 + 1$ در معادله (۱۰) از ۱٫۷ تا ۲٫۳ تغییر می‌نماید و این تغییر تنها ۱۵ درصد از متوسط ۲ می‌باشد. از سوی دیگر خطای C_c بویژه در زمانی که داده‌های آزمایشگاهی در مورد شرایط صحرایی به کار می‌رود، به احتمال زیاد بیشتر از ۱۵ درصد است. بنابراین جمله $C_c / (e_1 + 1)$ در ضریب تراکم C_u می‌تواند ادغام گردد (کولین و پوتما، ۱۹۴۴). در نتیجه می‌توان معادله (۱۰) را به صورت زیر خلاصه نمود:

$$S_u = Z_1 C_u \log \frac{P_{i2}}{P_{i1}} \quad (12)$$

مقادیر C_u محاسبه شده توسط کولین و پوتما (۱۹۴۴)، در جدول زیر ارائه گردیده است.

جدول ۷-۲- مقادیر ضریب تراکم (C_u) برای مواد مختلف

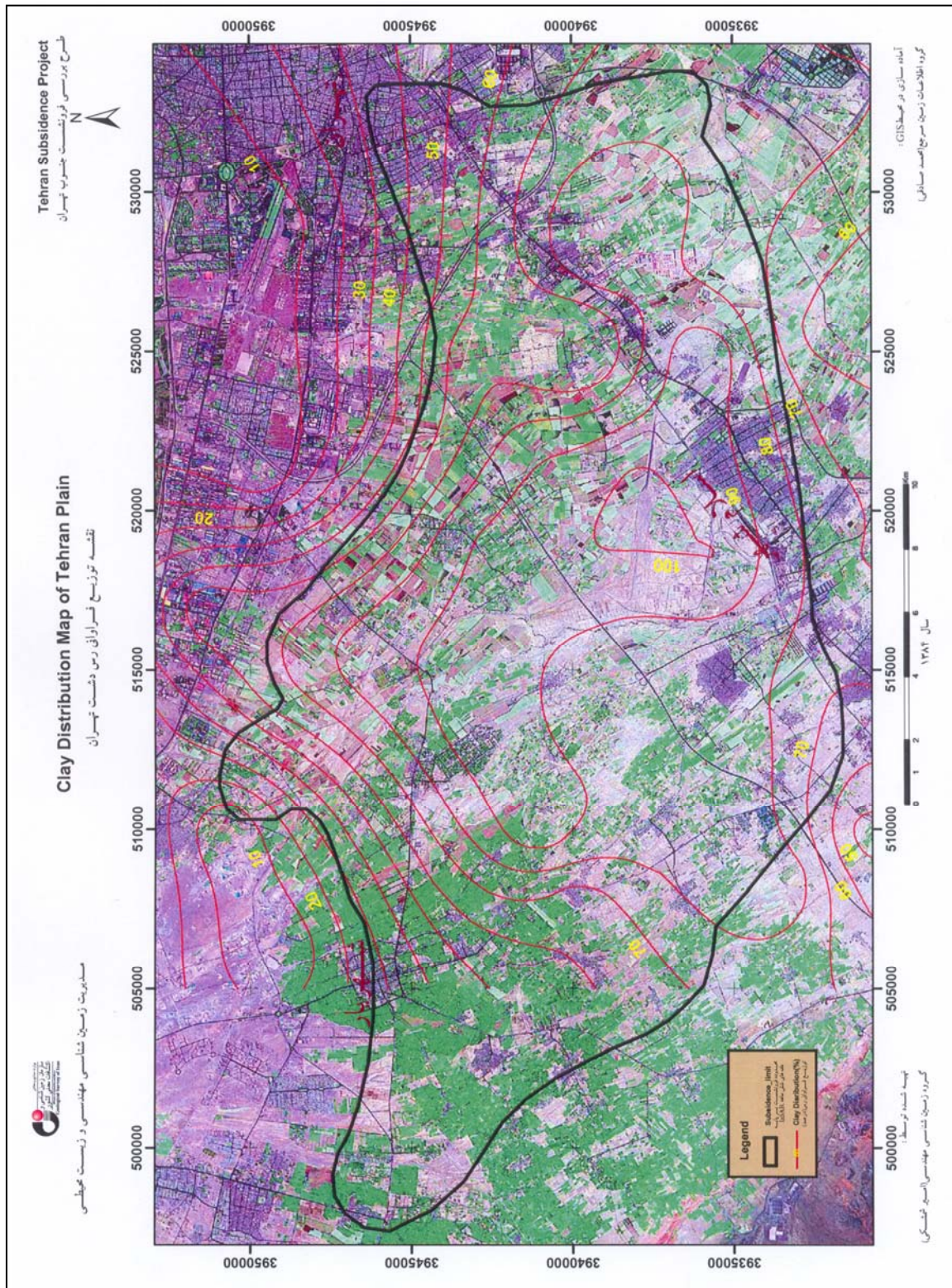
C_u	نوع خاک
۰٫۰۰۵-۰٫۰۵	ماسه
۰٫۰۵-۰٫۱۰	سیلت
۰٫۱۰-۰٫۳۰	رس
۰٫۲۰-۰٫۸۰	پیت

۳-۷- ضخامت رسوبات ریز دانه در گستره تهران

یکی از عامل‌های مهم در شکل‌گیری و میزان فرونشست زمین در اثر تراکم، گسترش و ضخامت مواد رسوبی ریز دانه بویژه رس می‌باشد. بنابراین نقشه توزیع و ضخامت رس بر اساس لوگ چاه‌های اکتشافی آب تهیه و به ترتیب در نگاره‌های ۷-۲ تا ۷-۳ ارائه گردیده است. نحوه گسترش و ضخامت رس در محدوده مطالعاتی رابطه معنی‌داری با میزان فرونشست نشان می‌دهد. در ادامه بررسی‌ها با تکمیل داده‌های ژئوتکنیکی و با استفاده از نقشه عامل‌های مؤثر احتمالی از جمله نقشه ضخامت رس الگوی فرونشست تهران و میزان نقش پدیده تراکم در ایجاد آن ارائه خواهد شد.

۴-۷- مدل اولیه فرونشست

با توجه به بررسی‌های صورت گرفته تا این مرحله و در راستای زمینه‌سازی ادامه مطالعات مدل اولیه فرونشست با تاکید بر نقش کاهش تراز آب زیرزمینی و ضخامت نهشته‌های ریزدانه با استفاده از سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) تهیه و در نگاره ۷-۴ ارائه گردیده است. این مدل همخوانی بسیار خوبی با اندازه‌گیری‌های صورت گرفته توسط سازمان نقشه برداری کشور و همچنین تحلیل‌های تصاویر InSAR درباره زمانی یکساله نشان می‌دهد.



نگاره ۷-۲- نقشه توزیع فراوانی رس دشت تهران

- نتیجه گیری

- (۱) فرونشست تهران با مساحت حدود $415/64$ کیلومتر مربع در موقعیت جغرافیایی $35^{\circ} 31' 21''$ تا $35^{\circ} 41' 36''$ عرض شمالی و $50^{\circ} 58' 41''$ تا $51^{\circ} 22' 33''$ طول شرقی در جنوب غربی شهر تهران قرار دارد. محیط این پهنه حدود $97/17$ کیلومتر می باشد.
- (۲) میزان فرونشست در قسمتهای مختلف متفاوت و دارای الگوی "V" شکل است.
- (۳) بیشینه نرخ فرونشست حدود 16 سانتیمتر بر سال برآورد شده است.
- (۴) نقشه تراز آب زیرزمینی سال آبی $82-83$ نشان می دهد که حداکثر رقوم خط تراز در حاشیه شمال شرقی دشت به مقدار بیش از 1200 متر و حداقل رقوم تراز آب زیرزمینی به مقدار کمتر از 990 متر در جنوب شرق محدوده مورد مطالعه می باشد.
- (۵) در بخش شرقی دشت جهت عمومی جریان از شمال به سمت جنوب و در بخش غربی جهت عمومی جریان از شمال غرب به سمت جنوب شرق می باشد.
- (۶) بر اساس نقشه تراز آب زیرزمینی محدوده مورد مطالعه را در امتداد خطی با روند شمال غرب- جنوب شرق (گسل احتمالی) که بطور نسبی از وسط دشت می گذرد، می توان به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم نمود.
- (۷) با نگرش به این که ارتفاعات شمال دشت بطور عمده از سازندهای زمین شناختی با نفوذپذیری بسیار کم تا نفوذپذیر تشکیل یافته اند، ارتباط هیدرولیکی ضعیفی با آبخوان دارد. به همین دلیل نفوذ آب از بستر رودخانه ها، آبراهه ها و مسیل ها، نفوذ حاصل از پساب های خانگی و جریانهای سیلابی بیشترین نقش را در تغذیه بخش شمالی بر عهده دارند. در بخش جنوبی تغذیه آبخوان بیشتر تحت تأثیر جریانهای ورودی زیرزمینی از سوی غرب حوضه و آبهای برگشتی کشاورزی است.
- (۸) محدوده مطالعاتی را از دیدگاه میزان افت و بالا آمدگی سطح آبهای زیرزمینی از سال آبی $48-49$ تا $82-83$ به بخشهای شمال شرقی، شمال غربی و جنوبی می توان تقسیم نمود. در بخش شمال شرقی میزان تغییرات سطح ایستابی بطور متوسط ناچیز و متمایل به صفر می باشد. در بخش شمال غربی سطح ایستابی روند کاهشی دارد و بطور متوسط حدود 20 متر افت نشان می دهد. بیشینه افت در حوالی یافت آباد به میزان حدود $41/6$ متر مشاهده می گردد. موقعیت مرزهای هیدرولوژیک و جهت جریان آب زیرزمینی نشانگر آن است که سهم آب

دریافتی در این محدوده در مقایسه با میزان تخلیه بسیار کم می باشد. سطح ایستابی در این بخش بطور متوسط حدود ۷ متر افت نموده است. سطح آبخوان بطور نسبی از قسمت میانی به سمت شرق، افزایش و به سمت غرب کاهش نشان می دهد؛ به طوری که میزان این تغییرات بین ۱۰+ تا ۳۰- متغیر می باشد. بدلیل ویژگی آبرفت‌های ریز دانه، تغییری هر چند ناچیز در میزان تغذیه یا تخلیه سفره، تفاوتی محسوس در ارتفاع سطح آب زیرزمینی ایجاد می نماید. بالا رفتن سطح آبخوان طی ۳۵ سال گذشته در بخش شمال شرقی باعث گردیده تا میزان جریانهای زیرزمینی به سمت جنوب شرق دشت افزایش یابد.

۹) متوسط سالیانه افت سطح آبخوان تهران حدود ۳۹ سانتیمتر است.

۱۰) میزان قابلیت انتقال آب (T) از رقم ۲۵۰۰ متر مربع بر روز در قسمتهای میانی (حوالی احمد آباد مستوفی تا خلیج) و غرب دشت (حوالی شهریار و شهرک اندیشه) تا کمتر از ۲۰۰ متر مربع بر روز در جنوب و حدود ۵۰ متر مربع بر روز در شمال شرقی دشت متغیر می باشد.

۱۱) کاهش میزان قابلیت انتقال آب در نواحی جنوبی، بیشتر بدلیل کم بودن میزان هدایت هیدرولیکی رسوبات و در نواحی شمالی بویژه شمال شرقی بدلیل کاهش ضخامت لایه اشباع است.

۱۲) مقدار ضریب ذخیره متوسط دشت تهران - شهریار حدود ۵ درصد می باشد. میزان متوسط ضریب ذخیره بجز در ناحیه شمالی، در سایر قسمتها حدود ۱ تا ۳ درصد می باشد. کاهش ضریب ذخیره در نواحی یاد شده بدلیل وجود رسوبات آبرفتی ریز دانه است.

۱۳) با وجود این که از سال ۱۳۴۷ تا ۱۳۸۲ به تعداد چاهها به میزان بسیار زیادی افزوده شده، میزان تخلیه کاهش یافته است. این مطلب بیانگر کاهش دبی چاهها و قناتهای منطقه، بدلیل کاهش سطح سفره آب زیرزمینی می باشد.

۱۴) ضخامت آبرفت در قسمت شمالی به بیش از ۴۰۰ متر و در قسمت شمال غربی به حدود ۳۰۰ متر می رسد. در بخشهایی از شمال، شرق، جنوب شرق و جنوب غرب دشت، بدلیل بالا آمدگی سنگ کف ضخامت آبرفت به کمتر از ۲۵ متر نیز می رسد.

۱۵) یک برآمدگی با راستای بطور نسبی شمالی - جنوبی محدوده مورد مطالعه را به دو حوضه بزرگ زیرزمینی شرقی (حوضه کن) و غربی (حوضه کرج) تفکیک می کند. در محدوده حوضه غربی یک ناودیس کشیده مشاهده می شود که راستای آن بطور نسبی موازی با برآمدگی یاد شده است. این حوضه حاوی رسوبات دانه ریز می باشد. در قسمت شمالی حوضه شرقی یک

ناودیس بزرگ با عمقی بیشتر از ناودیس قبلی دیده می شود که حاوی رسوبات آبرفتی دانه درشت است. در محدوده جنوب نقشه قسمتی از شمال یک ناودیس دیگر مشاهده می شود که بنظر می رسد عمق آن نسبت به ناودیس های یاد شده کمتر می باشد. رسوبات داخل این ناودیس از نوع رسوبات دانه ریز است.

(۱۶) بررسی های ژئودتیک در ۱۲ ایستگاه GPS در منطقه البرز مرکزی بین سال های ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۲، نشان دهنده حرکت کمربند البرز به سوی اوراسیای باختری است که در نتیجه آن کوتاه شدگی با راستای شمالی- جنوبی و با نرخ حدود ۵ میلی متر در سال رخ می دهد. افزون براین وجود برش راستا لغز از نوع چپگرد با نرخ حدود ۴ میلی متر در سال در این ناحیه آشکار شده است. بر این مبنا الگویی که با داده های دست آمده سازگاری نشان می دهد کوتاه شدگی و برش چپگرد پیشنهاد شده است.

(۱۷) نحوه گسترش و ضخامت رس در محدوده مطالعاتی رابطه معنی داری با میزان فرونشست نشان می دهد.

- پیشنهادها

- ۱) کاهش بهره برداری از منابع آب زیرزمینی بویژه در مناطقی که با افت زیاد مواجه هستند.
- ۲) جلوگیری از برداشت شن و ماسه در مناطق بالا دست و در داخل محدوده فرونشست به علت اثر منفی این برداشت ها در تغذیه سفره آب زیرزمینی
- ۳) تغییر الگوی کشت و استفاده از روشهای نوین آبیاری مانند آبیاری تحت فشار، قطره ای و بارانی، کشت گلخانه ای ، عدم کشت محصولات غیر راهبردی و یا استفاده از آبهای تصفیه شده پسابهای شهری برای آبیاری به منظور کاهش بهره برداری از آب زیرزمینی
- ۴) تغییر الگوی مصرف آب در بخش صنعت و استفاده از چرخه های بسته آب
- ۵) تهیه ترازنامه آب با دقت بالا و در نظر گرفتن نقش ساختارهای زمین شناختی و مرزهای آبریز زمین شناختی به منظور اعمال مدیریت منابع آب
- ۶) پایش پی در پی سازه های مهم شریانهای حیاتی در پیرامون و داخل محدوده فرونشست تا زمان کنترل این پدیده در جهت کاهش مخاطرات ناشی از تغییرات ناگهانی و تخریب شریانهای حیاتی
- ۷) برآورد اثر فرونشست در طراحی و احداث سازه ها و شریانهای حیاتی در محدوده فرونشست
- ۸) انجام بررسی های تکمیلی ژئوتکنیکی، ژئوفیزیکی و آبریز زمین شناختی به منظور دستیابی به مدل نهائی و تهیه نقشه خطر فرونشست

منابع مورد استفاده

- ۱- آمار و اطلاعات موجود در دفتر امور مطالعات آب استان تهران , از سال ۱۳۴۶ به بعد
- ۲- احمدی , ح , فیض نیا , س, ۱۳۷۸ , سازندهای دوره کواترنر (مبانی نظری و کاربردی آن در منابع طبیعی) , انتشارات دانشگاه تهران , چاپ اول
- ۳- بربریان , م , قریشی , م , ارزنگ روش , ب , مهاجر اشجعی , ا , ۱۳۶۴ , بررسی نو زمین ساخت و لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه در ناحیه تهران بزرگ و پیرامون , سازمان زمین شناسی کشور , گزارش شماره ۵۶
- ۴- پدرامی , منوچهر , ۱۳۵۷ , مطالبی مختصر در مورد رسوبات کواترنر اطراف تهران , , سازمان زمین شناسی کشور
- ۵- پدرامی , منوچهر , ۱۳۶۰ , کوهزایی پاسادین و زمین شناسی ۷۰۰۰۰۰ سال گذشته ایران , سازمان زمین شناسی کشور
- ۶- درویش زاده , علی , ۱۳۷۰ , زمین شناسی ایران , نشر دانش امروز
- ۷- سازمان آب منطقه ای تهران , ۱۳۴۷ , مشخصات چاههای عمیق و نیمه عمیق تهران
- ۸- سازمان آب منطقه ای تهران , ۱۳۶۵ , گزارش پیزومترهای حفاری شده در دشت های تهران و کن
- ۹- سازمان آب منطقه ای تهران , ۱۳۷۴ , گزارش تلفیق مطالعات منابع آب حوزه آبریز دریاچه نمک
- ۱۰- سازمان آب منطقه ای تهران , ۱۳۶۵ , گزارش پیزومترهای حفاری شده در دشت های تهران و کرج
- ۱۱- سازمان آب منطقه ای تهران , ۱۳۷۳ , گزارش وضعیت منابع آب و بیلان آب زیرزمینی دشت تهران
- ۱۲- سازمان آب منطقه ای تهران , ۱۳۸۰ , گزارش پایش کمی سفره آبهای زیرزمینی تهران و اثر برداشت بیش از حد درازمدت در آن
- ۱۳- سازمان آب منطقه ای تهران , ۱۳۸۰ , اثرات خشکسالی بر منابع آبی استان تهران و ارائه راه حل‌های عملی به منظور مقابله با آن

- ۱۴- سازمان آب منطقه ای تهران , ۱۳۷۷ , گزارش مطالعات مدل ریاضی کمی دشت تهران (جلد دوم)- طرح مطالعات آبهای زیرزمینی و مدل ریاضی کمی و کیفی دشتهای تهران - ورامین - شهریار , شرکت مهندسی مشاور مهتاب قدس
- ۱۵- سازمان آب منطقه ای تهران , ۱۳۷۶ , گزارش مطالعات آبهای زیرزمینی دشت شهریار (جلد اول) - طرح مطالعات آبهای زیرزمینی و مدل ریاضی کمی و کیفی دشتهای تهران - ورامین - شهریار , شرکت مهندسی مشاور مهتاب قدس
- ۱۶- شمشکی , امیر , ۱۳۷۹ , هیدروژئولوژی و بیلان آب حوضه آبریز دشت ورامین , پایان نامه کارشناسی ارشد آبشناسی (هیدروژئولوژی) , دانشگاه شهید بهشتی
- ۱۷- شرکت فرانسوی C.G.G , ۱۳۴۶ , گزارش مطالعات ژئوفیزیک دشت تهران
- ۱۸- معماریان , حسین , ۱۳۷۴ , زمین شناسی مهندسی و ژئوتکنیک , انتشارات دانشگاه تهران , چاپ اول
- ۱۹- مدل ارتفاعی رقومی (DEM) با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ , سازمان نقشه برداری کشور
- ۲۰- نقشه زمین شناسی چهارگوش تهران , مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ , سازمان زمین شناسی کشور
- ۲۱- Bouwer , H. , ۱۹۷۸ , Groundwater hydrology , Mc Graw Hill , ۵۷۲p
- ۲۲- Poland , Joseph F. , ۱۹۸۴ , Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal , Unesco
- ۲۳- Rieben , H. , ۱۹۵۵ , The geology of the Tehran plain , Amer , Jour.,Sci. , p۶۱۷-۶۳۹
- ۲۴- Vernant , Ph. , ۲۰۰۴ , Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, Earth and Planetary Science letters ۲۲۳ , p۱۷۷-۱۸۵

۱- کلیات.....	۱
۱-۱- مقدمه.....	۱
۲-۱- هدف.....	۱
۳-۱- جغرافیا.....	۲
۴-۱- مروری بر مطالعات انجام شده.....	۲
۵-۱- هواشناسی و اقلیم.....	۴
۵-۱-۱- دما.....	۵
۵-۱-۲- تبخیر.....	۵
۵-۱-۳- رطوبت نسبی.....	۵
۵-۱-۴- باد.....	۵
۵-۱-۵- بارندگی.....	۶
۵-۱-۶- آبهای سطحی- رودخانه‌ها.....	۶
۵-۱-۶-۱- رودخانه کرج.....	۶
۵-۱-۶-۲- رودخانه چیتگر.....	۷
۵-۱-۶-۳- رودخانه کن.....	۷
۵-۱-۶-۴- رودخانه حصارک.....	۸
۵-۱-۶-۵- رودخانه فرحزاد.....	۸
۵-۱-۶-۶- رودخانه اوین و درکه.....	۸
۵-۱-۶-۷- رودخانه فصلی ولنجک.....	۹
۵-۱-۶-۸- رودخانه دربند.....	۹
۵-۱-۶-۹- رودخانه دارآباد.....	۹
۵-۱-۶-۱۰- رودخانه سرخه حصار.....	۱۰
۵-۱-۷- طبقه‌بندی اقلیمی.....	۱۰
۶-۱- زمین‌شناسی.....	۱۰
۶-۱-۱- ائوسن زیرین- میانی (سازند کرج).....	۱۱
۶-۱-۲- کواترنری.....	۱۳
۲- فرونشست تهران.....	۱۸
۱-۲- مقدمه.....	۱۸
۲-۲- تاریخچه بررسی فرونشست در جهان.....	۱۸
۳-۲- تاریخچه مطالعه فرونشست در کشور.....	۱۹

۲-۴-ویژگیهای ریخت شناسی فرونشست تهران	۲۰
۳-آب زمین شناسی	۲۳
۳-۱-مقدمه	۲۳
۳-۲-ویژگی های سفره آب زیرزمینی	۲۳
۳-۲-۱-عمق آب زیرزمینی	۲۴
۳-۲-۲-تراز آب زیرزمینی	۲۴
۳-۲-۳-تغییرات سطح سفره آب زیرزمینی	۲۸
۳-۲-۴-نوسانات سالیانه سطح سفره آب زیرزمینی	۳۰
۳-۳-ضرب های هیدرودینامیک سفره آب زیرزمینی	۳۱
۳-۳-۱-قابلیت انتقال آب	۳۱
۳-۳-۲-ضرب ذخیره	۳۲
۳-۴-بهره برداری از منابع آب زیرزمینی	۳۴
۴-ژئوفیزیک	۳۵
۴-۱-مقدمه	۳۵
۴-۲-تغییرات ضخامت آبرفت	۳۵
۴-۳-تغییرات ارتفاع سنگ کف	۳۷
۵-سنجش از دور	۳۹
۵-۱-مقدمه	۳۹
۵-۲-محدوده فرونشست	۳۹
۵-۳-میزان فرونشست	۴۶
۶-تکتونیک	۵۲
۷-ژئوتکتیک	۵۸
۷-۱-مقدمه	۵۸
۷-۲-روش محاسبه میزان فرونشست در اثر تراکم رسوبات	۶۱
۷-۲-۱-تئوری الاستیک	۶۲
۷-۲-۲-تئوری لگاریتمی	۶۴
۷-۳-ضخامت رسوبات ریز دانه در گستره تهران	۶۶
۷-۴-مدل اولیه فرونشست	۶۶
- نتیجه گیری	۷۰
- پیشنهادها	۷۳
منابع مورد استفاده	۷۴