



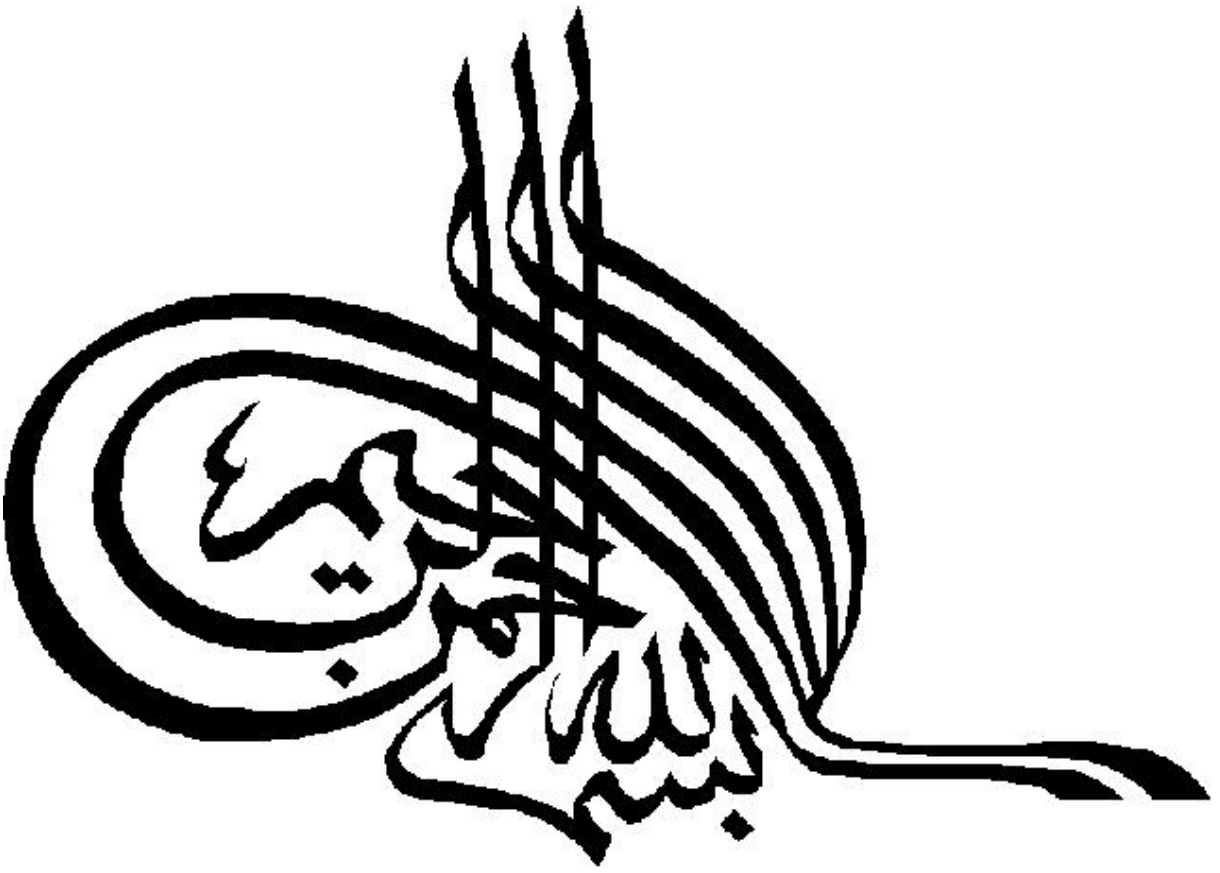
دانشکده علوم زمین
پایان نامه کارشناسی ارشد
گرایش آبشناسی

مدل سازی ریاضی فرونشست دشت شهریار

آناهیتا فتوت اسکندری

اساتید راهنما:
دکتر فرامرز دولتی ارده جانی
دکتر غلامحسین کرمی

شهریور ۱۳۸۷



تقدیم بہ

روح پدری

و

ماہور مہربانم

کہ فریمہ دلری از آہناست ...

تشکر و قدردانی

سپاس خدای را عزوجل که طاعتش موجب قربت است و به شکر اندرش مزید نعمت. با پایان بردن فصل نوینی از زندگی سعی در ابراز بندگی داشتم که امید آن دارم خدای تعالی پذیرای آن باشد. در این راه از یاری‌های آسمانیش نتوانم چیزی گفت که زبان یارای گفتش را ندارد. ولی در وسع خویش از فرشتگان آسمانی و زمینی او تشکر می‌نمایم تا رعایت ادب و احترام شده باشد. از اساتید راهنمایم جناب آقای دکتر دولتی ارده‌جانی و جناب آقای دکتر کریمی نهایت تشکر و سپاس را دارم، چرا که علاوه بر کسب علم و ادب، با سرلومه بودنشان دریچه نوینی از زندگی علمی را بر من گشودند. تشکر ویژه خویش را تقدیم می‌کنم به دوست و همکلاسی عزیزم، سرکار خانم مهندس اعظم ممّری، که همواره مرا از کمکها، پیشنهادات و دگرمی‌های بی‌شائبه‌اش بهره‌مند ساخت و از هیچ‌گونه کمکی به بنده دریغ ننمود. از راهنمایی‌های ارزنده جناب آقای مهندس کاظمی‌کلیان که با صبر و حوصله فراوان در انتساب موضوع پایان‌نامه مرا یاری دادند، تشکر می‌نمایم.

از همکاری صمیمانه مهندسان مقرر سازمان نقشه‌برداری کشور به ویژه بخش نقشه‌برداری زمینی، معاونت مطالعات منابع آب، بخش آبی زیرزمینی شرکت آب منطقه‌ای تهران به ویژه جناب آقای مهندس شاهویی، شرکت آب و فاضلاب تهران بزرگ به ویژه جناب آقای مهندس قربانیان در ارائه اطلاعات سپاس فراوان دارم. از جناب آقایان دکتر ناصری، مهندس توانا، مهندس بهنام، مهندس امرونی حسینی، سرکار خانم مهندس ستّاری، سرکار خانم تبریزی و همچنین از آقایان *H. Başağaoğlu* و *K.J. Larson* به سبب کمک‌های بدون چشم‌داشتشان قدردانی می‌کنم. از دوستان عزیزم سرکار خانم دکتر کیعانک روشن‌طبری، سرکار خانم دکتر پانته آ داوودی‌فر و سرکار خانم آهنگری به موجب پیکیری‌ها و تشویق‌هایشان و از خانم‌ها ام‌البنین اسماعیلی، فرخ اسماعیلی و سرکار خانم ملکوتیان به سبب همکاری‌هایشان قدردانی می‌نمایم. از تمامی عزیزانی که به نوعی مرا در انجام این کار یاری دادند سپاسگزارم. در پایان از خانواده عزیزم که مفضل‌گرم زندگی‌اند، سپاسگزارم.

آناهیتا فُتُوت اسکندری

تابستان ۱۳۸۷

چکیده

دشت شهریار که در جنوب غرب دشت تهران قرار گرفته، تحت تأثیر پدیده فرونشست واقع شده است. چاه‌های حفر شده در منطقه مورد مطالعه و آمار موجود نیز بیانگر بهره‌برداری بی‌رویه از آب زیرزمینی منطقه می‌باشد. امروزه مدل‌های ریاضی، ابزار مهمی در مدیریت منابع آب زیرزمینی هستند که کاربرد وسیع و گسترده‌ای یافته‌اند. در این تحقیق، جهت شبیه‌سازی فرونشست منطقه مورد مطالعه از مدل PMWIN استفاده شده است. در این راستا پس از گردآوری داده‌های موجود، مدل تهیه و اطلاعات اولیه در آن وارد گردید. مدل تهیه شده برای مهر ۱۳۸۲ تحت شرایط پایدار، اجرا و هدایت هیدرولیکی و ضریب هدایت مرزها کالیبره شد. پس از واسنجی مدل در حالت پایدار، این عمل در حالت ناپایدار نیز صورت پذیرفت و آبدهی ویژه آبخوان برای سال آبی ۱۳۸۲-۸۳ تعیین گردید. سپس در مرحله صحت‌سنجی، با استفاده از داده‌های مشاهده‌ای سال آبی ۱۳۸۳-۸۴ مدل اجرا و نتایج حاصل از آن با شرایط حاکم بر آبخوان مقایسه شد. پس از آن، میزان فرونشست زمین برای سال آبی ۱۳۸۹-۹۰ توسط مدل پیش‌بینی گردید. نتایج حاکی از آن است که با فرض ثابت ماندن شرایط آب و هوایی منطقه و بهره‌برداری از چاه‌ها، فرونشست زمین روندی صعودی خواهد داشت.

فهرست مطالب

چکیده	الف
فهرست مطالب	ب
فهرست شکل ها	ه
فهرست جداول	ز

فصل اول: مقدمه ۱

۱-۱- بیان مسئله و اهداف مطالعه	۲
۲-۱- ساماندهی پایان نامه	۲
۳-۱- موقعیت جغرافیایی و راه های ارتباطی	۳
۴-۱- هواشناسی منطقه	۳
۵-۱- زمین شناسی منطقه	۶
۱-۵-۱- چینه شناسی منطقه	۶
۱-۱-۵-۱- دوره ائوسن میانی	۷
۲-۱-۵-۱- دوره ائوسن پسین	۷
۳-۱-۵-۱- دوره الیگوسن	۱۳
۴-۱-۵-۱- دوره پلیوسن- پلیستوسن	۱۳
۵-۱-۵-۱- دوره کواترنر	۱۴
۶-۱- زمین شناسی ساختمانی منطقه	۱۴
۷-۱- مورفولوژی منطقه	۱۵
۸-۱- هیدرولوژی منطقه	۱۵
۱-۸-۱- رودخانه رباط کریم	۱۶
۲-۸-۱- رودخانه چیتگر	۱۶
۳-۸-۱- رودخانه کرج	۱۶
۹-۱- هیدروژئولوژی منطقه	۱۷
۱۰-۱- هیدروشیمی منطقه	۲۰

فصل دوم: پدیده فرونشست و مروری بر تحقیقات پیشینان ۲۳

فصل سوم: مدل‌های آب زیرزمینی و مدل مورد استفاده ۳۳

۳۳.....	۱-۳- تعریف مدل‌سازی
۳۵.....	۲-۳- طبقه‌بندی مدل‌های آب زیرزمینی
۳۵.....	۱-۲-۳- مدل‌های فیزیکی
۳۵.....	۱-۱-۲-۳- مدل‌های کوچک مقیاس
۳۶.....	۲-۱-۲-۳- مدل‌های آنالوگ
۳۷.....	۲-۲-۳- مدل‌های ریاضی
۳۸.....	۱-۲-۲-۳- مدل‌های تحلیلی
۳۸.....	۲-۲-۲-۳- مدل‌های عددی
۴۱.....	۳-۳- طراحی یک مدل عددی
۴۴.....	۴-۳- معرفی مدل PMWIN
۴۴.....	۱-۴-۳- تعریف
۴۷.....	۲-۴-۳- مفاهیم طراحی سیستم جریان آب زیرزمینی با مدل PMWIN
۴۷.....	۱-۲-۴-۳- تقسیمات فضایی
۴۸.....	۲-۲-۴-۳- تقسیمات زمانی
۴۹.....	۳-۲-۴-۳- معادله جریان آب زیرزمینی به کار رفته در مدل PMWIN
۵۰.....	۴-۲-۴-۳- معادلات ذخیره در MODFLOW
۵۰.....	۵-۲-۴-۳- معادلات اساسی هدایت هیدرولیکی در MODFLOW
۵۴.....	۶-۲-۴-۳- بسته نرم‌افزاری چاه
۵۵.....	۷-۲-۴-۳- بسته نرم‌افزاری مرز با بار هیدرولیکی عمومی
۵۶.....	۸-۲-۴-۳- بسته نرم‌افزاری تغذیه
۵۷.....	۹-۲-۴-۳- بسته نرم‌افزاری ذخیره بین لایه‌ای
۵۸.....	۵-۳- رابطه تغییر هد آب زیرزمینی و فشردگی رسوب

فصل چهارم: ساخت مدل عددی دشت شهریار با استفاده از مدل PMWIN ۵۹

- ۱-۴- تهیه مدل مفهومی ۵۹
- ۱-۱-۴- ضخامت و وضعیت سفره آبرفتی ۵۹
- ۲-۴- ساخت مدل عددی ۶۰
- ۱-۲-۴- تعریف وضعیت هندسی مدل ۶۰
- ۲-۲-۴- پارامترهای ورودی ۶۴
- ۳-۲-۴- چاه‌های تخلیه ۶۷
- ۴-۲-۴- مرز با بار عمومی یا GHB ۶۷
- ۵-۲-۴- تغذیه ۶۸
- ۶-۲-۴- داده‌های مشاهده‌ای ۷۰
- ۳-۴- اجرای مدل ۷۰
- ۴-۴- واسنجی مدل عددی برای شرایط پایا ۷۱
- ۵-۴- واسنجی مدل عددی برای شرایط ناپایا ۷۲
- ۶-۴- صحت‌سنجی ۸۰
- ۷-۴- پیش‌بینی مدل ۸۵

فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات ۹۰

- ۱-۵- نتیجه‌گیری ۹۰
- ۲-۵- پیشنهادات ۹۲

منابع فارسی ۹۳

منابع انگلیسی ۹۴

پیوست ۹۷

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی محدوده مطالعاتی دشت شهریار در استان تهران و راه‌های ارتباطی آن ۴
- شکل ۲-۱- نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه ۸
- شکل ۳-۱- تغییرات یون کلر ۲۲
- شکل ۱-۳- دستگاه مختصات در نظر گرفته شده برای حل معادلات جبری ۴۰
- شکل ۲-۳- یک سیستم آبخوان فرضی تقسیم‌بندی شده در MODFLOW ۴۸
- شکل ۳-۳- محاسبه قابلیت هدایت از طریق چند منشور که به صورت سری قرار گرفته‌اند ۵۲
- شکل ۴-۳- محاسبه قابلیت هدایت بین گره‌ها با استفاده از مقادیر قابلیت انتقال و ابعاد سلول‌ها ۵۳
- شکل ۵-۳- نمودار شماتیکی برای نشان دادن بسته نرم‌افزاری مرز با بار هیدرولیکی عمومی ۵۵
- شکل ۶-۳- رسم جریان Q_b از یک مرز با بار هیدرولیکی عمومی به داخل یک سلول به صورت تابعی از بار هیدرولیکی در سلولی که در آن h_b بار هیدرولیکی منبع است ۵۶
- شکل ۱-۴- شبکه به کار رفته برای محدوده آبخوان ۶۲
- شکل ۲-۴- سلول‌های فعال و غیرفعال محدوده مدل همراه با چاه‌های مشاهده‌ای ۶۳
- شکل ۳-۴- سلول‌های حاوی چاه‌های بهره‌برداری و سلول‌های مرزی با بار هیدرولیکی عمومی ۶۹
- شکل ۴-۴- منطقه‌بندی پارامتر هدایت هیدرولیکی و مقادیر مربوط به آن ۷۳
- شکل ۵-۴- برازش بارهای هیدرولیکی مشاهده‌ای و محاسبه‌ای در مرحله کالیبراسیون در شرایط ناپایا ۷۳
- شکل ۶-۴- منطقه‌بندی و مقادیر بهینه شده پارامتر آبدی و ویژه در مرحله کالیبراسیون در شرایط ناپایا ۷۴
- شکل ۷-۴- برازش مقادیر محاسبه‌ای و مشاهده‌ای فرونشست در یک دوره تنش (۸۴-۱۳۸۳) در چاه‌های مشاهده‌ای نصیرآباد و سلطان‌آباد ۷۵
- شکل ۸-۴- برازش مقادیر محاسبه‌ای و مشاهده‌ای فرونشست در یک دوره تنش (۸۴-۱۳۸۳) در چاه‌های مشاهده‌ای دهشاه پایین و ویره ۷۶
- شکل ۹-۴- برازش مقادیر محاسبه‌ای و مشاهده‌ای فرونشست در یک دوره تنش (۸۴-۱۳۸۳) در چاه‌های مشاهده‌ای حصارزیرک و کیکاور ۷۷
- شکل ۱۰-۴- برازش هد مشاهده‌ای و محاسبه‌ای در یک دوره تنش (۸۴-۱۳۸۳) در چاه‌های مشاهده‌ای نصیرآباد، سلطان‌آباد و دهشاه پایین ۷۸
- شکل ۱۱-۴- برازش هد مشاهده‌ای و محاسبه‌ای در یک دوره تنش (۸۴-۱۳۸۳) در چاه‌های مشاهده‌ای ویره، حصارزیرک و کیکاور ۷۸
- شکل ۱۲-۴- برازش مقادیر مشاهده‌ای و محاسبه‌ای فرونشست در دوره تنش (۸۴-۱۳۶۸) در چاه‌های مشاهده‌ای حصار زیرک و یقه ۸۱

- شکل ۴-۱۳- برآزش مقادیر مشاهده‌ای و محاسبه‌ای فرونشست در دوره تنش (۸۴-۱۳۶۸) در چاه‌های مشاهده‌ای چیچکلو و یوسف‌آباد ۸۲
- شکل ۴-۱۴- برآزش هد مشاهده‌ای و محاسبه‌ای در دوره تنش (۸۴-۱۳۷۵) در چاه‌های مشاهده‌ای حصار زیرک و یقه ۸۳
- شکل ۴-۱۵- برآزش هد مشاهده‌ای و محاسبه‌ای در دوره تنش (۸۴-۱۳۷۵) در چاه‌های مشاهده‌ای چیچکلو و یوسف‌آباد ۸۴
- شکل ۴-۱۶- پیش‌بینی مدل از فرونشست زمین برای دوره زمانی ۸۵-۱۳۸۴ الی ۹۰-۱۳۸۹ برای چاه‌های مشاهده‌ای نصیرآباد و سلطان‌آباد ۸۶
- شکل ۴-۱۷- پیش‌بینی مدل از فرونشست زمین برای دوره زمانی ۸۵-۱۳۸۴ الی ۹۰-۱۳۸۹ برای چاه‌های مشاهده‌ای دهشاه پایین و ویره ۸۷
- شکل ۴-۱۸- پیش‌بینی مدل از فرونشست زمین برای دوره زمانی ۸۵-۱۳۸۴ الی ۹۰-۱۳۸۹ برای چاه‌های مشاهده‌ای حصار زیرک و کیکاور ۸۸
- شکل ۴-۱۹- نقشه پیش‌بینی فرونشست دشت شهریار تا سال آبی ۹۰-۱۳۸۹ ۸۹

فهرست جداول

جدول ۱-۱- متوسط بارندگی ماهانه (بر حسب میلی متر).....	۵
جدول ۲-۱- متوسط دمای ماهانه (بر حسب درجه سانتی گراد).....	۵
جدول ۳-۱- متوسط بارندگی سالانه و متوسط دمای سالانه ایستگاه‌های شاخص دشت مورد مطالعه.....	۵
جدول ۴-۱- وضعیت اقلیمی ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه در اقلیم‌نمای دومارتن.....	۶
جدول ۵-۱- لیتولوژی واحدهای زمین‌شناسی قابل رخنمون در منطقه مورد مطالعه.....	۹
جدول ۶-۱- مقاومت مخصوص لایه‌های دشت تهران-شهریار.....	۱۸
جدول ۱-۲- نواحی اصلی فرونشست زمین در اثر اضافه برداشت آب زیرزمینی.....	۲۵
جدول ۱-۳- خلاصه‌ای از داده‌های مورد نیاز برای ساخت مدل ریاضی.....	۴۳
جدول ۲-۳- بسته‌های نرم‌افزاری مدل PMWIN.....	۴۶
جدول ۱-۴- مختصات جغرافیایی و مشخصات چاه‌های مشاهده‌ای دشت شهریار.....	۶۶

فصل اول: مقدمه

آب زیرزمینی که سهم اندکی از چرخه آب در طبیعت را دارا می‌باشد، حاصل نفوذ مقدار کمی از ریزش‌های جوی در شکاف و درزهای سنگ‌ها در نواحی کوهستانی و خلل و فرج زمین‌ها در دشت آبرفتی می‌باشد. در سرزمین خشک و نیمه‌خشک ایران که متوسط بارندگی آن کمتر از یک سوم متوسط بارندگی در سایر نقاط کره زمین است، منابع آب زیرزمینی مخزن مهم و قابل اطمینانی برای بهره‌برداری محسوب می‌شوند. در چندین دهه اخیر با رواج حفاری چاه‌ها و بهره‌برداری بیش از اندازه از آنها به دلایل گوناگون از جمله شرب، استفاده در کشاورزی، صنعت و غیره حالت تعادل سفره‌های آب زیرزمینی اکثر دشت‌های ایران به هم خورده است، به این ترتیب که عمق برخورد به سطح آب رو به افزایش و حجم آبخوان‌ها رو به کاهش گذارده که این مسائل مقدمات کمبود شدید آب، خالی شدن مخازن و در پی آن فرونشست زمین را موجب می‌شود. از این رو مدیریت صحیح در زمینه برداشت از آب زیرزمینی می‌تواند از بروز مشکلات مذکور به طور قابل توجهی جلوگیری نماید.

۱-۱- بیان مسئله و اهداف مطالعه

فرونشست زمین یکی از مشکلات رایج شهرهای تهران و کرج می‌باشد. رشد روزافزون جمعیت و استفاده هرچه بیشتر از منابع آب زیرزمینی سبب کاهش سریع این منابع در این مناطق شده است. از این رو تعیین میزان فرونشست و برآورد روند آن در آینده جهت کنترل استفاده از منابع آب زیرزمینی از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشد. با استفاده از اطلاعات و داده‌های در دسترس و مدل‌سازی ریاضی آنها، می‌توان میزان فرونشست و علت اصلی ایجاد آن را شناسایی نمود. با پیش‌بینی میزان آن در آینده، اثرات سوء آن را متذکر شد و جهت کند یا متوقف نمودن آن راهکارهایی ارائه داد که انجام این امور با استفاده از مدل‌سازی ریاضی میسر می‌باشد.

دشت شهریار که در جنوب غرب تهران و جنوب کرج قرار دارد به دلیل بهره‌برداری بیش از اندازه از آب زیرزمینی به جهت استفاده در کارهای کشاورزی، صنعت و شرب نیز به معضل فرونشست مبتلا شده است. با عنایت به این که مدل‌سازی فرونشست دشت شهریار هنوز انجام نشده است، هدف از این تحقیق تهیه مدل‌سازی دشت مذکور با استفاده از نرم‌افزار PMWIN5.3^۱ می‌باشد.

۱-۲- ساماندهی پایان‌نامه

این تحقیق دربردارنده ۵ فصل می‌باشد که در فصل اول آن به بیان مسئله و اهداف مطالعه و نیز به بیان کلیاتی راجع به هواشناسی، زمین‌شناسی، مورفولوژی، هیدرولوژی، هیدروژئولوژی و هیدروشیمی منطقه مورد مطالعه پرداخته شده است.

در فصل دوم مروری اجمالی بر تحقیقات و مطالعات قبلی انجام شده در این زمینه آورده شده است. در فصل سوم، تعریف مدل‌سازی، طبقه‌بندی مدل‌های آب زیرزمینی، معادلات اساسی حاکم بر جریان آب زیرزمینی، طراحی یک مدل عددی و معرفی مدل PMWIN آمده است.

در فصل چهارم، پس از تهیه مدل مفهومی دشت، مدل عددی آبخوان تهیه و برای یک سال آبی کالیبره و صحت‌سنجی گردیده، میزان فرونشست برای شش سال آینده پیش‌بینی شده است. بر اساس نتایج به عمل

^۱ Processing MODFLOW for Windows 5.3

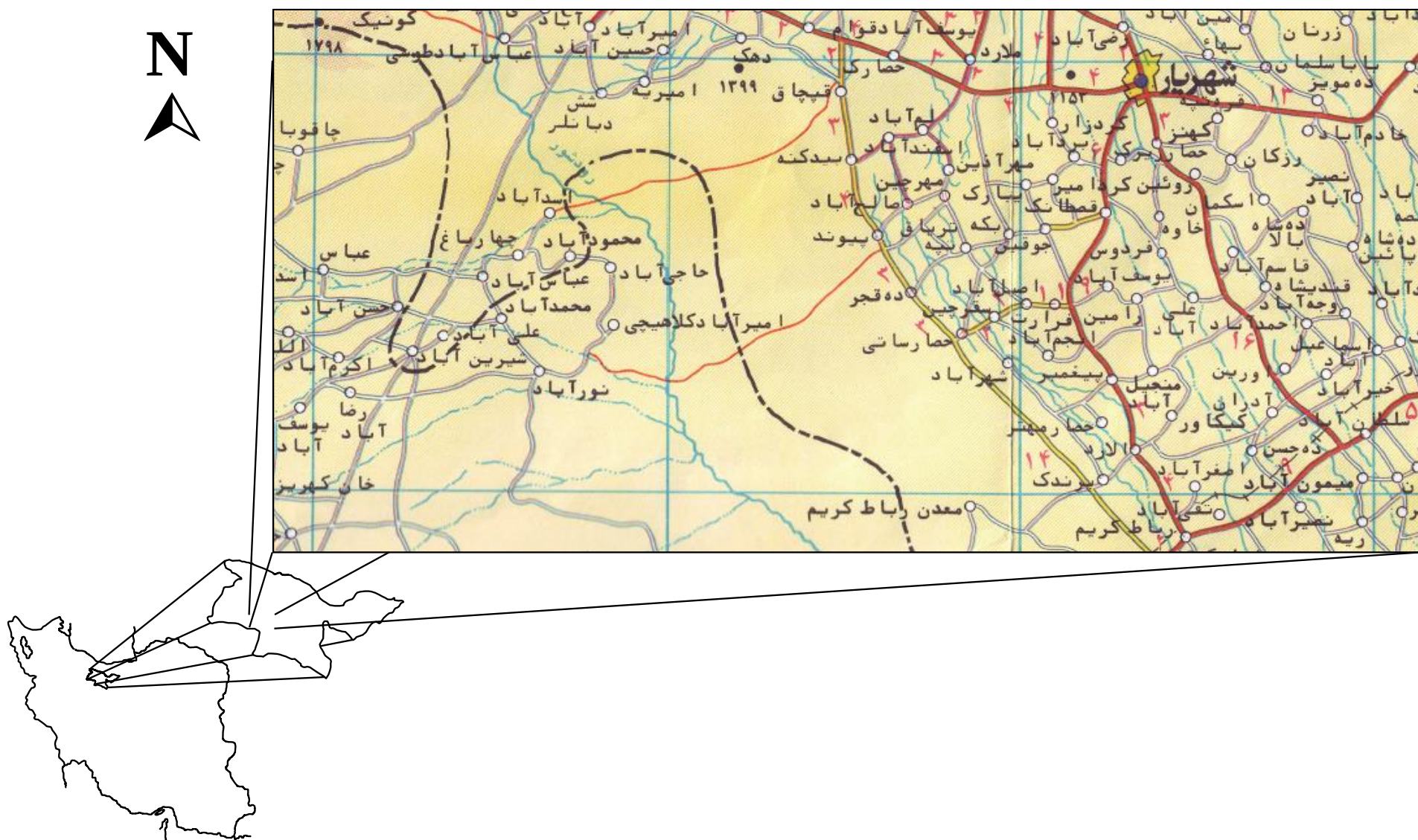
آمده، میزان فرونشست افزایش خواهد داشت که جهت کند یا متوقف نمودن آن در آینده، باید راهکارهایی اساسی از جمله کاهش برداشت از آب زیرزمینی، ایجاد چاه‌های تزریق و انجام طرح‌های تغذیه مصنوعی مناسب ارائه گردد.

۱-۳- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی

دشت شهریار با وسعتی در حدود ۶۵۰ الی ۷۰۰ کیلومتر مربع در دامنه جنوبی رشته کوه البرز واقع شده که از شرق به رودخانه کن، از غرب به رودخانه کرج (جاده کرج به رباط کریم)، از شمال به شهران-چیتگر-کرج و از جنوب به تپه ماهورهای کنگلومرای پلیوسن در راستای رباط کریم-شهرری محدود گردیده است. این دشت در مختصات جغرافیایی ۳۵ درجه و ۳۰ دقیقه تا ۳۵ درجه و ۴۰ دقیقه عرض شمالی و ۵۰ درجه و ۴۵ دقیقه تا ۵۱ درجه و ۱۰ دقیقه طول شرقی قرار گرفته است. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در شکل (۱-۱) نشان داده شده است.

۱-۴- هواشناسی منطقه

از آنجا که داده‌های آماری ایستگاه‌های بارندگی حوضه آبریز دشت شهریار دارای کمبود یا نواقصی بوده و حوضه مورد نظر بین ایستگاه‌های بارندگی فرودگاه تهران، پرندک شهریار و دانشکده کشاورزی کرج واقع شده، متوسط ارزش‌های بارندگی این ایستگاه‌ها می‌تواند تا حدودی برای دشت مورد قبول واقع شود (شرکت مهندسی مشاور مهتاب قدس، ۱۳۸۶). جدول (۱-۱) متوسط بارندگی ماهانه برای یک دوره آماری ۳۰ ساله برای ایستگاه‌های مهرآباد، کرج و پرندک را نشان می‌دهد.



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی محدوده مطالعاتی دشت شهریار در استان تهران و راه‌های ارتباطی آن

یکی از عوامل مؤثر در تغییرات دمای یک منطقه، ارتفاع و در درجه بعد موقعیت محلی می‌باشد. به طور کلی دما با ارتفاع رابطه عکس دارد، به گونه‌ای که با افزایش ارتفاع، دما کاهش می‌یابد. دشت شهریار نیز از این قاعده مستثنی نمی‌باشد و تغییرات میانگین سالانه دما بر حسب ارتفاع حدود ۶/۵ درجه سانتی‌گراد برای هر ۱۰۰۰ متر ارتفاع است. همان طور که در جدول (۱-۲) آمده، متوسط دمای ماهانه دو ایستگاه فرودگاه مهرآباد و دانشکده کشاورزی کرج با افزایش ارتفاع ایستگاه از سطح آزاد آب دریا، کاهش یافته و فقط در مورد ایستگاه پرندک این حالت مشاهده نمی‌گردد که علت آن را می‌توان به موقعیت محلی این ایستگاه در جوار ارتفاعات دشت شهریار نسبت داد.

جدول ۱-۱- متوسط بارندگی ماهانه بر حسب میلی‌متر (مهاب قدس، ۱۳۸۶)

شهریور	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	اسفند	بهمن	دی	آذر	آبان	مهر	
۰/۹	۰/۹	۲/۷	۷/۳	۱۹/۹	۲۷/۰	۲۶/۴	۲۲/۲	۲۱/۰	۲۷/۹	۱۳/۶	۵/۶	پرندک
۱/۳	۱/۸	۲/۴	۷/۳	۲۱/۰	۳۵/۲	۴۰/۰	۳۵/۵	۳۷/۵	۳۲/۰	۱۹/۶	۶/۶	مهرآباد
۰/۸	۱/۵	۳/۲	۱۰/۹	۲۸/۷	۴۰/۲	۳۹/۹	۳۳/۰	۲۹/۹	۳۰/۵	۲۱/۴	۷/۵	کرج

جدول ۱-۲- متوسط دمای ماهانه بر حسب درجه سانتی‌گراد (مهاب قدس، ۱۳۸۶)

شهریور	مرداد	تیر	خرداد	اردیبهشت	فروردین	اسفند	بهمن	دی	آذر	آبان	مهر	ارتفاع از سطح دریا (متر)	
۲۵/۹	۲۸/۱	۲۶/۶	۲۳/۵	۱۷/۵	۱۱/۷	۶/۶	۳/۷	۳/۹	۶/۶	۱۲/۸	۱۹/۵	۱۰۷۰	پرندک
۲۶/۶	۲۹/۶	۲۹/۲	۲۵/۵	۲۰/۱	۱۴/۳	۸/۶	۴/۹	۴/۲	۷/۶	۱۳/۸	۲۰/۸	۱۱۹۱	مهرآباد
۲۳	۲۵/۷	۲۵/۱	۲۱/۷	۱۶/۹	۱۱/۷	۶/۳	۲/۱	۲/۱	۵/۵	۱۱/۴	۱۷/۹	۱۳۱۲	کرج

با توجه به متوسط بارندگی سالانه و متوسط دمای سالانه سه ایستگاه شاخص دشت مورد مطالعه در جدول (۱-۳) و تعیین حدود ضریب خشکی آنها، وضعیت اقلیمی این ایستگاه‌ها در اقلیم دو مارتن در جدول (۱-۴) آورده شده است. براساس تقسیم‌بندی اقلیمی در سیستم دوما رتن، اقلیم اصلی دشت جزو مناطق خشک بیابانی است و مناطق کوهستانی در زمره مناطق مرطوب قرار می‌گیرد.

جدول ۱-۳- متوسط بارندگی سالانه و متوسط دمای سالانه ایستگاه‌های شاخص دشت مورد مطالعه (مهاب قدس، ۱۳۸۶)

نام ایستگاه	متوسط بارندگی سالانه (میلی‌متر)	متوسط دمای سالانه (درجه سانتی‌گراد)
پرندک	۱۷۵/۳	۱۵/۵
مهرآباد	۲۴۰/۱	۱۷/۱
کرج	۲۴۷/۵	۱۴/۲

جدول ۴-۱- وضعیت اقلیمی ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه در اقلیم نمای دومارتن (مهاب قدس، ۱۳۸۶)

نوع اقلیم		خشک بیابانی	نیمه‌خشک	مدیترانه‌ای	نیمه‌مرطوب	مرطوب	بسیار مرطوب
حدود ضریب خشکی	۵-۱۰	۱۰-۲۰	۲۰-۲۴	۲۴-۲۸	۲۸-۳۵	۳۵-۵۵ (A)	۳۵< (B)
ایستگاه‌ها	پرنده مهرآباد تهران	کرج					

۱-۵-۵- زمین‌شناسی منطقه

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه بر اساس گزارشات شرکت مهندسی مشاور مهاب قدس (مهاب قدس، ۱۳۷۴ و مهاب قدس، ۱۳۸۶)، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه کرج و همچنین نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ورقه تهران مورد بررسی قرار گرفته است. در بررسی‌های زمین‌شناسی، شناخت ویژگی‌های زمین‌شناسی به لحاظ واحدهای سنگی و آبرفت در تشکیل مخازن آب زیرزمینی و نیز اثرات کیفی آنها در تحول کیفیت شیمیایی منابع آب در حاشیه و محدوده دشت مورد نظر است.

۱-۵-۱- چینه‌شناسی منطقه

دشت شهریار که قسمت اعظم آن در ورقه کرج قرار گرفته، بیشتر شامل مجموعه‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن میانی و پسین در گستره البرز مرکزی و ایران مرکزی بوده و رخنمون‌های وابسته به پیش از ائوسن در آن گسترش ندارد. نقشه زمین‌شناسی منطقه در شکل (۱-۲) نشان داده شده است. واحدهای چینه‌ای در این ناحیه براساس تقسیم‌بندی زمانی (کرونواستراتیگرافی) شامل سه مجموعه ائوسن میانی-پسین، الیگوسن و نئوژن است. لیتولوژی سازندهای رخنمون‌یافته در منطقه در جدول (۱-۵) آورده شده است.

سازندهای زمین‌شناسی که در دشت شهریار رخنمون دارند، به ترتیب از قدیم به جدید به طور مختصر معرفی می‌شوند (نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه کرج و ۱:۲۵۰۰۰۰ ورقه تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مهاب قدس، ۱۳۷۴ و مهاب قدس، ۱۳۸۶):

۱-۵-۱-۱- دوره ائوسن میانی

الف- واحد E_1^{t2}

این واحد در غرب دهکده بیدگنه شامل لایه‌هایی از ماسه‌سنگ توفی، توف‌های بلوردار سبز رنگ و توف کنگلومرای ریوداسیتی است. رنگ سبز توف‌ها نشان‌دهنده محیط احيایی می‌باشد.

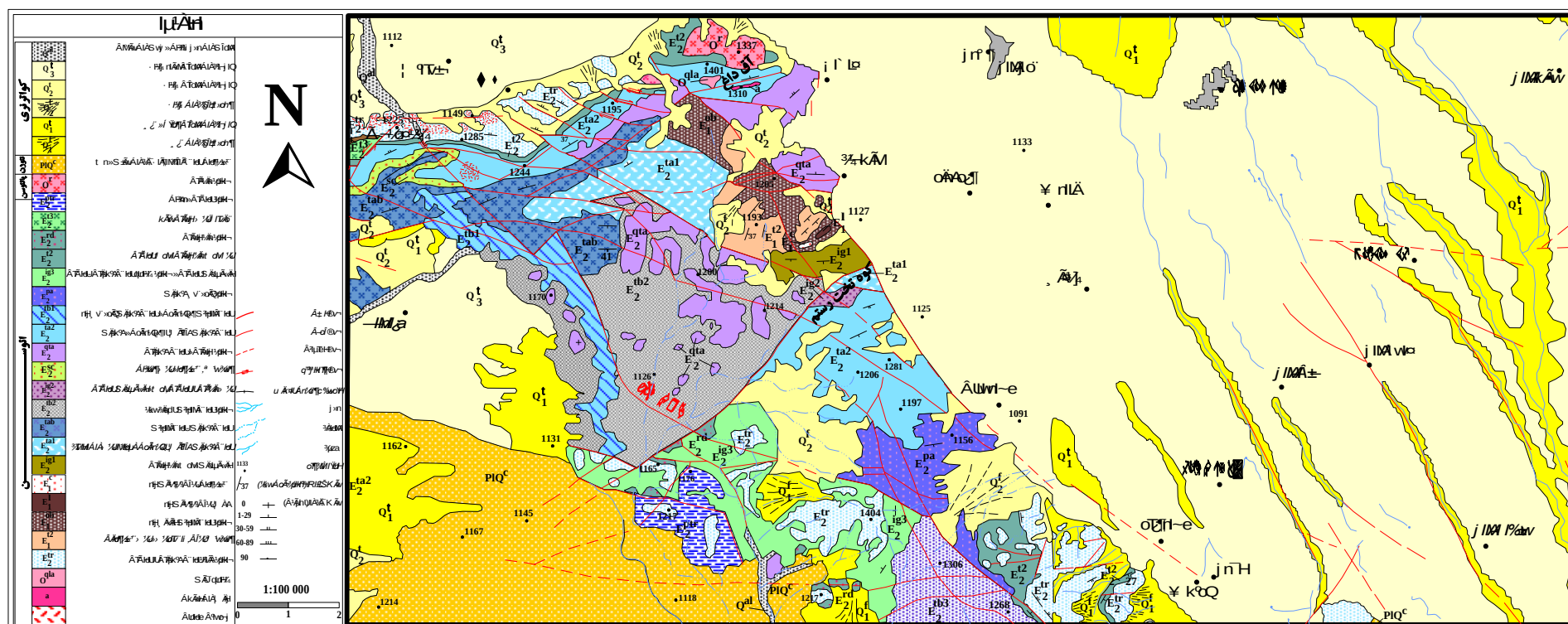
ب- واحد E_1^{ob}

این واحد در غرب دهکده بیدگنه بر روی رخنمون‌های واحد E_1^{t2} قرار گرفته و شامل سنگ‌های آتشفشانی تراکی بازالتی و آتشفشانی-رسوبی با سن لوتسین است. بخش آذرآواری آن شامل آهک‌های توفی (E_1^l) و کنگلومرای توفی (E_1^c) لایه‌ای یا عدسی شکل است. سنگ‌های آهکی دارای آثار فسیلی فراوان از صدف شکم‌پایان، دوکفه‌ای و نومولیت است که میکروفسیل‌های شناسایی شده در این واحد سن لوتسین را برای آن تعیین می‌کنند. گونه‌های فسیلی واحد کنگلومرای E_1^c ، سن ائوسن میانی تا پسین را نشان می‌دهند. رسوب‌گذاری بخش آهکی و کنگلومرای نشان‌دهنده یک دوره توقف فعالیت‌های آتشفشانی و آرامش محیط رسوبی دریایی است.

۱-۵-۱-۲- دوره ائوسن پسین

الف- واحد E_2^{ig1}

این واحد بر روی واحد E_1^{t2} ائوسن میانی جای گرفته است. سنگ‌های این واحد شامل گدازه‌های ایگنیمبریتی، ریوداسیتی و تراکیتی است که در بخش‌هایی شکل روانه‌ای داشته، ولی گاه به صورت برش نیز دیده می‌شود. در بخش‌های زیرین، روانه ایگنیمبریتی گاه رخساره فلامه پیدا می‌کند. رنگ خاکستری تا قرمز ایگنیمبریت‌ها بیانگر محیط اکسیدان و فوران‌های محیط خشکی است. در میان ایگنیمبریت‌ها لایه‌های توفی با همان ترکیب کانی‌شناسی نیز دیده می‌شود. چون در جنوب غربی آبادی بیدگنه این واحد بر روی واحد E_1^{ob} قرار گرفته، شاید بتوان سنی پس از لوتسین به آن نسبت داد.



جدول ۱-۵- لیتولوژی واحدهای زمین‌شناسی رخنمون‌یافته در منطقه مورد مطالعه

ردیف	زمان زمین‌شناسی	علامت اختصاری	لیتولوژی
۱	کواترنری	Q_3^f و Q_3^t	پادگانه‌های آبرفتی و مخروط‌افکنه‌های بسیار جوان
۲		Q_2^f و Q_2^t	پادگانه‌های آبرفتی و مخروط‌افکنه‌های جوان
۳		Q_1^f و Q_1^t	پادگانه‌های آبرفتی و مخروط‌افکنه‌های کهن
۴	پلیوسن-پلیستوسن	PIQ^C	کنگلومرای تراکم نیافته با میان‌لایه‌های سیلت و رس
۵	الیگوسن	O^r	گدازه ریولیتی
۶	ائوسن پسین	E_2^{tr}	گدازه هیالوتراکی آندزیتی تا تراکیتی
۷		E_2^{t3}	کریستال توف داسیتی سفید
۸		E_2^{t2}	توف برش ریوداسیتی و برش تراکیتی
۹		E_2^{ig3}	ایگنیمبریت تراکیتی و گدازه کوارتز تراکی آندزیتی-تراکیتی
۱۰		E_2^{pa}	گدازه پیروکسن آندزیت
۱۱		E_2^{ta2}	تراکی آندزیت آفانتیک تا مگاپورفیری و آندزیت
۱۲		E_2^{sc}	ماسه‌سنگ، کنگلومرا و توف ماسه‌ای
۱۳		E_2^{qta}	گدازه داسیتی و تراکی آندزیتی
۱۴		E_2^{ig2}	توف ریولیتی تا تراکیتی، برش و ایگنیمبریت تراکیتی
۱۵		E_2^{tb2}	گدازه تراکی بازالت تجزیه شده
۱۶		E_2^{tab}	تراکی آندزیت-تراکی بازالت
۱۷		E_2^{tb1}	تراکی بازالت مگاپورفیری و تراکی آندزیت پیروکسن‌دار
۱۸		E_2^{ta1}	تراکی آندزیت آفانتیک تا پورفیری همراه با توف‌های وابسته
۱۹		E_2^{ig1}	ایگنیمبریت و برش ریوداسیتی
۲۰	ائوسن میانی	E_1^{ob}	گدازه تراکی بازالت الیوین‌دار
۲۱		E_1^{t2}	ماسه‌سنگ توفی، خاکستر توف و توف کنگلومرای

ب- واحد E_2^{ta1}

این واحد بر روی واحد ایگنیمبریت‌های E_2^{ig1} جای گرفته و شامل گدازه‌های خاکستری رنگ تراکی آندزیتی پورفیری تا آفانتیک و توف‌هایی با همین ترکیب است که بخش توفی آن بر اثر فرسایش، دره‌هایی کم‌ژرفا را میان گدازه‌ها پدید آورده است. گاه گدازه‌ها در بخش‌های سطحی کاوک‌دار هستند که کاوک‌ها از کلسیت و سیلیس پر شده‌اند.

ج- واحد E_2^{tb1}

در دیواره رودخانه شور واحد E_2^{ta1} تغییر رخساره داده و به شکل واحد E_2^{tb1} با گدازه‌های مگاپورفیری تراکی‌بازالتی سرشار از پلاژیوکلاز (گاه میزان آن تا ۵۰ درصد حجم کل سنگ می‌رسد) همراه با توف‌هایی با همین ترکیب دیده می‌شود که گدازه‌ها حالت برشی پیدا کرده‌اند. ضخامت بخش گدازه‌ای ۱۰۰ تا ۲۰۰ متر

و بخش توفی ۴۰ تا ۵۰ متر است. گدازه‌ها با دایک‌های تراکی آندزیتی آفانتیک به ابعاد ۲۰ تا ۳۰ سانتی‌متر بریده شده است. پدیده دگرسانی، این سنگ‌ها را گاه به شکل افق‌هایی از خاک درآورده است که رگه‌های نازک باریتین و اکسید آهن حاصل دگرسانی گرمایی در آنها دیده می‌شود.

د- واحد E_2^{tab}

در مسیر آبادی شش به رودخانه شور، سنگ‌هایی با ظاهر آفانیتی و رنگ خاکستری روشن تا تیره با رخساره ورقه‌ای بر روی واحد E_2^{ta1} دیده می‌شود که تپه‌ماهورهایی با فرسایش نرم پدید آورده است. این سنگ‌ها بیشتر ترکیب تراکی آندزیتی تا تراکی بازالتی دارند که به سوی جنوب ترکیب آنها بازیگ می‌شود. در این واحد، کانی‌سازی باریت به شکل رگه‌ای انجام شده و در یک گستره ۵ تا ۶ متری چندین رگه ۶۰ تا ۷۰ سانتی‌متری و گاه نازک باریت همراه اکسید آهن و کلسیت دیده می‌شود. ضخامت این واحد حدود ۱۹۰ متر است.

ه- واحد E_2^{tb2}

به سوی جنوب، واحد تراکی آندزیتی-تراکی بازالتی E_2^{tab} به تدریج به واحد تراکی بازالتی E_2^{tb2} تبدیل می‌شود. در این سنگ‌ها دگرسانی بسیار شدید است، به طوری که ناحیه به صورت پهنه سفید رنگی درآمده است.

و- واحد E_2^{ig2}

سنگ‌های این واحد بیشتر از توف‌های تراکیتی تا ریولیتی، ایگنیمبریت‌ها و برش‌های ریولیتی و کوارتز تراکیتی است. ایگنیمبریت‌ها آنکلاوهای از ماگمای بازیگ دارند که بیانگر آغشتگی ماگمای اسیدی و بازیگ است. محیط تشکیل ایگنیمبریت‌ها قاره‌ای است و سنگ‌هایی توده‌ای هستند که اثر لایه‌بندی مجازی در آنها دیده می‌شود. برش‌های این واحد جوش‌خورده با سطحی متخلخل است که گاه بر اثر نفوذ محلول‌های دگرسان کننده رگه‌هایی از کلسیت و باریتین دارد.

ز- واحد E_2^{qta}

این واحد بین دهکده بیدگنه و قهچاق رخنمونی برابر واحد E_2^{ig2} و به شکل گدازه‌هایی به رنگ خاکستری روشن با پورفیرهای درشت فلدسپات با ترکیب کوارتز تراکی آندزیتی دارد که گاه به علت اکسیداسیون به رنگ قرمز درآمده است. گدازه‌ها احتمالاً در محیطی نیمه‌قاره‌ای تا قاره‌ای بیرون ریخته و دایک‌هایی از

همان گونه، آنها را بریده است. به سوی جنوب این منطقه، گدازه‌ها به شکل تپه ماهورهایی با ترکیب داسیتی بر روی واحد E_2^{tb2} قرار گرفته‌اند.

ح- واحد E_2^{sc}

پیرامون رود شور و در جنوب کوه قره‌گچیک رخنمونی برابر واحد E_2^{ig2} به شکل لایه‌های سنگ ماسه‌ای قرمز ریز تا درشت دانه، گاه کنگلومرایی با لایه‌بندی خوب و شیب ملایم ۱۵ تا ۱۷ درجه به نام واحد E_2^{sc} پدیدار است که ضخامتی در حدود ۵۸ متر دارد. وجود لایه‌های سنگ ماسه که گاه دارای دانه‌بندی تدریجی و چینه‌بندی مورب است، نشانه‌ای از آرامش محیط رسوبی و فرسایش برآمدگی‌های پیرامون و سرانجام ته‌نشینی در محیطی ساحلی و کم‌ژرفا است. در کنگلومراها، دانه‌ها گردشگی خوبی ندارند، از این‌رو می‌توان نتیجه گرفت که عمل حمل و رسوب‌گذاری دانه‌ها در مسافتی اندک صورت گرفته است. در میان لایه‌های سنگ ماسه، سیلتستون، شیل و گاه توف سبز دانه‌ریز با رخساره ورقه‌ای نیز دیده می‌شود.

ط- واحد E_2^{ta2}

در پیرامون دهکده قجر، رخنمون‌های این واحد به صورت گدازه‌های تراکی آندزیتی پورفیری تا مگاپورفیری و گاه آندزیتی با ضخامت حدود ۴۰۰ تا ۵۰۰ متر دیده می‌شود. به نظر می‌رسد که هم‌زمان یا پس از انجماد کامل این گدازه‌ها، محلول‌های دگرسان‌کننده گرمایی از کناره بیرونی وارد و موجب دگرسانی آنها شده و کانی‌های گروه سیلیس، میکا و کلریت جانشین کانی‌های اصلی شده‌اند. این گدازه‌ها از محیط کم‌ژرفای کولابی و حتی قاره‌ای بیرون آمده‌اند و بودن بلورهای ژئپس رشته‌ای در آنها ممکن است به تصاعد گازهای SO₂ و SO₃ وابسته باشد.

ی- واحد E_2^{pa}

در برخی از نواحی بر روی سنگ‌های تراکی آندزیتی واحد E_2^{ta2} گدازه‌هایی با ظاهر ورقه‌ای و درزه‌هایی با فواصل ۱۵ سانتی‌متری جای گرفته است. همبری این گدازه‌ها با واحد E_2^{ta2} در بیشتر جاها تدریجی است و نمی‌توان محدوده‌ای برای آن در نظر گرفت. درزه‌ها سبب ورقه شدن و در نتیجه فرسایش این سنگ‌ها شده و آنها را به صورت تپه‌های کوتاه درآورده است. در این گدازه‌ها دگرسانی به ویژه اکسیداسیون و سیلیسی شدن بسیار شدید است (دگرسانی پروپیلیتی). رنگ سنگ‌ها در سطح هوازده، قرمز و در سطح تازه شکسته، خاکستری متمایل به قهوه‌ای است. آنها ترکیب آندزیتی و بافت شیشه‌ای دارند. وجود لایه‌ای از اسکوری در

کف این بخش می‌تواند نشانگر انفجار باشد که تکه‌های اسکوری را در پهنه‌ای پراکنده کرده و سپس گدازه پیروکسن آندزیت تا الیوین بازالت بیرون ریخته است. حفرات بادامی شکل در این سنگ‌ها با سیلیس، مس و زئولیت با رخساره فیبرواسفرولیتی پر شده است. این گدازه‌ها به گدازه‌های تراکی بازالتی الیوین‌دار واحد E_2^{tb3} تبدیل می‌شوند.

ک- واحد E_2^{ig3}

رخمون‌های اسیدی واپسین بخش ائوسن در این محدوده، از تغییرات سنگ‌شناسی جانبی زیادی برخوردار است. مهمترین و گسترده‌ترین این رخمون‌ها واحد E_2^{ig3} به شکل ایگنیمبریت‌های ریولیتی تا کوارتز تراکیتی با عدسی‌های کشیده سفید رنگ در امتداد جریان است. این سنگ‌ها بافت روانه‌ای داشته و در سطح به رنگ صورتی روشن مایل به بنفش بوده است که گاه بر اثر دگرسانی به رنگ سبز، زرد و قرمز دیده می‌شود. این واحد با ضخامت حدود ۴۰۰ متر و ریختار بارزتر (به علت نافرسودگی) بر روی سنگ‌های پورفیری دگرسان شده جای گرفته، که خود با دایک‌های بازیگ بریده شده است. این واحد پیرامون پادگان پرندک، به شکل گدازه‌های تراکیتی گاه با رخساره برشی دیده می‌شود، که ناشی از فرآیند آمیختگی ماگمای اسیدی و بازیگ است. در جنوب دهکده شش، ترکیب این گدازه‌ها تا تراکی آندزیت کوارتزدار هم تغییر می‌کند. به سمت جنوب ورقه معادل واحد E_2^{ig3} گدازه‌های ریوداسیتی و گنبدی شکل واحد E_2^{rd} است.

ل- واحد E_2^{t2}

این واحد در جنوب آبادی شش به شکل توف‌های آهن‌دار قرمز رنگ در زیر ایگنیمبریت‌های واحد E_2^{ig3} جای دارد و گونه‌ای درجه‌بندی ثقلی که بیانگر محیط رسوبی نیمه‌قاره‌ای است را نشان می‌دهد. در جنوب پرندک، توف برش‌های قرمز رنگ تراکیتی با دانه‌های نیمه‌گرد شده وجود دارد، که در جاهایی نیز لایه‌بندی مجازی نشانگر تغییر ترکیب، مانند افزایش سیلیس در این سنگ‌ها پدیدار است. توف‌ها در اثر تنش‌های زمین ساختی خرد شده و حالت برشی به خود گرفته‌اند.

م- واحد E_2^{t3}

ایگنیمبریت‌های واحد E_2^{ig3} با توف‌های بلوردار، سنگی سفید تا سبز داسیتی، با لایه‌بندی نازک پوشیده شده است. توف‌های این واحد در نتیجه گسلش، شیب برگشته به سوی جنوب پیدا کرده است.

ن- واحد E_2^{tr}

رخمون‌های اسیدی بخش واپسین ائوسن، با گدازه‌های تراکیتی تا هیالوتراکی آندزیتی این واحد به حالت افقی و یا با شیب کم پوشیده می‌شوند. به درستی واپسین فعالیت ماگمایی ائوسن در زون ایران مرکزی، همین تراکیت‌ها هستند که به ندرت بافت پورفیری داشته و در جنوب تخت رستم با ضخامت حدود ۷۰ تا ۸۰ متر دیده می‌شوند. در بخش‌هایی گدازه‌ها حالت ورقه‌ای پیدا کرده‌اند که در برخی جاها می‌توان آنها را به نام واحد E_2^{ptr} جدا نمود. این سنگ‌ها در بخش‌های سطحی متخلخل و کم و بیش اکسیده و در برخی جاها حتی اپیدوتیزه شده‌اند. در این واحد، بخش‌های برشی از جنس گدازه‌ها نیز دیده می‌شود که گمان می‌رود تکه‌های فرآورده انفجار نخستین باشد که سبب باز شدن مجاری آتشفشان شده است. در این گدازه‌ها گاه دایک‌های تغذیه کننده را نیز می‌توان دید.

۱-۵-۳- دوره الیگوسن

الف- واحد O^r

در کوه آق‌داغ فعالیت ماگمایی پس از ائوسن پسین به صورت توده ریولیتی با شکل گنبدی است. این توده در بخش‌های سطحی کاوک‌های بی‌شمار (بافت تافونی) دارد و در بخش‌های کناری گونه‌ای لایه‌بندی کاذب که بیانگر حالت جریانی توده است را نشان می‌دهد. این سنگ‌ها در سطح تازه شکسته به رنگ خاکستری و در سطح هوازده زرد قهوه‌ای است. توده ریولیتی آق‌داغ به صورت یک واحد نیمه‌آتشفشانی است و گمان می‌رود در آغاز الیگوسن و پی‌آمد ماگماتیسیم اسیدی این زمان جایگزین شده است. این توده با دایک‌های دیابازی بریده شده است.

۱-۵-۴- دوره پلیوسن- پلیستوسن

الف- واحد PlQ^C

واحدی آواری است که ردیف‌هایی از کنگلومرای سخت نشده تا نیمه‌سخت دارد. کنگلومراها دانه‌هایی به اندازه ریگ، قلوه و حتی بزرگ‌تر در حد ۶ تا ۷ سانتی‌متر بوده و زاویه‌دار بوده و بیشتر از همان سنگ‌های آتشفشانی منطقه جدا شده است. با توجه به زاویه‌دار بودن دانه‌ها، چنین پنداشته می‌شود که آنها از راهی دور آورده نشده و خاستگاهشان در کنار حوضه رسوبی بوده است. این تکه‌ها در زمینه‌ای از ماسه، سیلت و

رس جای گرفته‌اند. شیب این نهشته‌ها اندک تا افقی است. به دلیل داشتن سیمان سست، عوامل فرسایش موجب ایجاد دره‌های بسیار و شبکه آبراهه‌های انشعابی (تیپ هزار دره) در این رسوب‌ها شده است. رنگ عمومی آنها زرد مایل به قرمز و سن این واحد احتمالاً پلیوسن پسین تا پلیستوسن است.

۱-۵-۱-۵- کوآترنر

الف- واحدهای Q_1^f و Q_1^t

پرشدگی حوضه‌های قاره‌ای از کوآترنر کهن در این ناحیه آغاز شده که در آن رسوبات آبرفتی کم تحول یافته شامل شن و قلوه سنگ با به هم چسبیدگی متفاوت و سیمان ماسه‌ای و جورشدگی بد و دانه‌های ناهمگن (واحد Q_1^t) به چشم می‌خورد. واحد Q_1^f در دامنه برخی کوه‌ها دیده می‌شود و شامل مخروط‌افکنه‌های بلند متشکل از قلوه‌سنگ، شن و ماسه است.

ب- واحدهای Q_2^f و Q_2^t

واحد Q_2^t شامل رسوبات آبرفتی پست‌تر از واحد Q_1^t و متشکل از قلوه‌سنگ، ریگ و ماسه است و واحد Q_2^f نیز به صورت مخروط‌افکنه‌های نیمه‌بلند در دامنه برخی از کوه‌ها دیده می‌شود.

ج- واحدهای Q_3^f و Q_3^t

واحد Q_3^t شامل رسوبات آبرفتی جوان و پوشش دشت‌هاست و واحد Q_3^f مخروط‌افکنه‌های پست و پادگانه‌های آبرفتی جوان را به وجود آورده است.

۱-۶- زمین‌شناسی ساختمانی منطقه

منطقه مورد مطالعه از نظر ساختار زمین‌شناسی در زون ایران مرکزی جای می‌گیرد. سنگ‌های آتشفشانی این ناحیه در کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر قرار دارد. ویژگی این منطقه برتری داشتن گسل خوردگی بر چین خوردگی است. در برخی موارد حتی گسل‌ها توسط آبرفت‌ها پوشیده شده‌اند. هرچند دشت شهریار متأثر از تعداد زیادی گسل کوچک و بزرگ از جمله گسل شور است، ولی این گسل‌ها چندان اهمیت ندارند (نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه کرج، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور).

۱-۷- مورفولوژی منطقه

گستره مورد مطالعه همراه با دشت تهران، شمالی‌ترین فرونشست ایران مرکزی به حساب می‌آیند. این گستره با وسعتی حدود ۱۳۰ کیلومتر مربع در جنوب غربی دشت تهران و جنوب کرج و بین رودخانه‌های شادچای و کرج واقع شده است. از دیدگاه ریخت‌شناسی و هیدروژئولوژی، رودخانه‌های شادچای و کرج و مخروط‌افکنه‌های آنها و نیز فرآیندهای تکتونیکی گذشته و در حال تکوین، شرایط ویژه‌ای برای منطقه ایجاد نموده است. توزیع سه شاخه و یا انگشتی رودخانه کرج در تمامی سیستم دشت در دوران پربابی به ویژه در زمان‌هایی که آب منظمی از طریق سد کرج در رودخانه رها می‌شود، عامل مؤثر در تغذیه آبخوان دشت است. رودخانه شور نیز پس از زهکشی آبها از کویر اشتهارد با راستای شرقی-غربی جریان یافته، سپس شمالی-جنوبی می‌شود و پس از پیوستن به رودخانه سرود به دریاچه حوض سلطان می‌ریزد. شیب عمومی دشت از شمال به جنوب است که با توجه به تفاوت‌های تراز توپوگرافی ۱۱۸۰ تا ۱۰۷۰ متر از سطح دریا و ۱۰/۵ کیلومتر (از حاشیه شمالی تا ناحیه خروجی دشت) برابر ۱۰/۴۸ در هزار است. در نگاه اول، دشت شهریار دو قسمت کاملاً متمایز دارد: حاشیه غربی شامل ارتفاعاتی با سازندهای کنگلومرای پلیوسن و گدازه‌های ولکانیکی ائوسن و حاشیه شرقی (که از زمین‌های کشاورزی پوشیده شده) شامل رسوبات آبرفتی جوان و به مقدار بسیار کمتر رسوبات آبرفتی کهن. حاشیه شرقی از اواسط دشت با اختلاف ارتفاع ناگهانی از حاشیه غربی مشخص و تا شرق دشت (ناحیه خروجی) ادامه دارد. حداکثر ارتفاع در بخش غربی منطقه مورد مطالعه برابر ۱۴۰۴ متر و در بخش شرقی برابر ۱۱۸۰ متر و حداقل ارتفاع در بخش غربی برابر ۱۱۱۲ متر و در بخش شرقی برابر ۱۰۷۰ متر است (نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه کرج و ۱:۲۵۰۰۰۰ ورقه تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مهاباد قدس، ۱۳۷۴ و مهاباد قدس، ۱۳۸۶).

۱-۸- هیدرولوژی منطقه

رودخانه‌های چیتگر و کرج که نقش اساسی در تغذیه آبخوان و نیز بهبود کمی و کیفی آن دارد، دارای خصوصیات هیدرولوژیکی به شرح زیر است (مهاباد قدس، ۱۳۷۴ و مهاباد قدس، ۱۳۸۶):

۱-۸-۱- رودخانه رباط کریم

این رودخانه از کوه‌های شمالی شهر کرج سرچشمه گرفته و حوضه آبرگیر آن از شرق به محدوده حوضه آبرگیر رودخانه کرج و از غرب به رودخانه شور منتهی شده است. این شاخه در پایین دست از شهریار عبور کرده و نهایتاً به رودخانه کرج می‌ریزد. این رودخانه به دلیل موقعیت حوضه آبرگیر از پتانسیل آبی قابل توجهی بهره‌مند نمی‌باشد.

۱-۸-۲- رودخانه چیتگر

سرشاخه‌های این رودخانه از کوه‌های لیچه و لیزان سرچشمه گرفته است. حوضه آبرگیر این شاخه از شمال و شمال غربی با شاخه کندور که به رودخانه کرج می‌پیوندد هم‌جوار می‌باشد. این حوضه از شرق به زیرحوضه‌های سرشاخه کن محدود می‌گردد. این شاخه پس از عبور از پارک چیتگر در پایین دست زرنان پایین، نزدیک محل ده مویز به رودخانه کرج می‌ریزد.

۱-۸-۳- رودخانه کرج

حوضه آبرگیر این رودخانه از شمال به حوضه آبرگیر رودخانه چالوس، هراز و طالقان‌رود و از شرق به حوضه آبرگیر رودخانه کردان محدود می‌شود. رودخانه کرج از شاخه‌های ولایت‌رود (گاجره)، وارنگ‌رود، سیرا، شهرستانک، مورود، ارنکه، آزادبر-کندوان، کیل، آسارا، سپهسالار و نشترود تشکیل شده است که همگی از ارتفاعات البرز سرچشمه می‌گیرند، ولی سرشاخه‌های اصلی آن به نام‌های وارنگه‌رود و ولایت‌رود می‌باشند که به ترتیب از کوه پالون گردان و کوه کلمب‌بستک سرچشمه می‌گیرند. این دو شاخه در پایین دست روستای وارنگه‌رود در مسیر گاجره به هم پیوسته و در بالا دست هتل گچسر در مسیر جاده کرج-چالوس به رودخانه کندوان می‌ریزند. پایین دست هتل گچسر نیز شاخه نسبتاً مهم آزادبر (که از کوه‌های اندرس و آرنک‌چال در شمال حوضه سرچشمه می‌گیرد) به رودخانه گچسر پیوسته و رودخانه کرج را تشکیل می‌دهند. تا محل پیوستن شاخه شهرستانک به این سیستم، چند شاخه کوچک و آبراهه فصلی به آن ملحق می‌گردد. رودخانه شهرستانک هم از سرشاخه‌های مهم رودخانه کرج می‌باشد که خود از کوه‌های تارپیشه و قله توچال و کوه

رندان سرچشمه می‌گیرد. در واقع این زیرحوضه مرز مشترک بین زیرحوضه کرج و رودخانه‌های جاری در شمال دشت تهران می‌باشد. پس از الحاق شاخه شهرستانک به سیستم رودخانه کرج، این سیستم به سیرا رسیده و در آنجا شاخه کلوان به آن ملحق می‌شود. این شاخه نیز از کوه‌های گردن‌گاه و کناربزرگ سرچشمه می‌گیرد. کمی پایین دست سیرا، دو شاخه مورود از چپ و نشت‌رود از راست به سیستم اتصال می‌یابند. کل سیستم فوق به دریاچه پشت سد امیرکبیر وارد می‌گردد و شاخه واریان هم از ساحل چپ وارد دریاچه سد می‌شود. بین حوضه خروجی از سد تا محل بیلقان دو شاخه مهم هفت‌چشمه و کندور نیز به سیستم اضافه می‌گردند. در محل بیلقان مقداری از آب رودخانه به منظور تأمین قسمتی از آب شرب شهر تهران، توسط کانال جدا شده و مورد بهره‌برداری قرار می‌گیرد. مازاد آب هم به دشت تهران وارد می‌شود و در نهایت پس از خروج از دشت تهران و اتصال با شاخه کن به رودخانه شور پیوسته، وارد حوضه رودخانه قم و دریاچه حوض سلطان می‌گردد. حوضه آبگیر رودخانه‌های فوق همگی پرشیب بوده و بستر آنها نیز دارای همین مشخصه است. رودخانه کرج را می‌توان در ردیف رودخانه‌های با رژیم برفی-بارانی به شمار آورد.

۱-۹- هیدروژئولوژی منطقه

با بررسی رقوم سطوح ایستابی چاه‌های مشاهده‌ای، نقشه‌های تراز، مقایسه آن با نقشه‌های توپوگرافی و با استناد به مطالعات اکتشافی، آبخوان این ناحیه از نوع آزاد است. از لحاظ ویژگی‌های خاص تکتونیکی و زمین‌شناسی، این آبخوان با آبخوان دشت تهران یکپارچه می‌باشد. جهت عمومی جریان آب زیرزمینی از شمال به سمت جنوب و جنوب‌شرقی است. قدیمی‌ترین چاه‌هایی که در شبکه مشاهده‌ای دشت قرار دارند، مربوط به سال ۱۳۲۱ می‌باشد. از آن سال تاکنون نسبت به تکمیل شبکه موجود اقدام شده است. تعدادی از این چاه‌ها نیز علیرغم وجود آمار خوب و مناسب دراز مدت به دلایلی از جمله تخریب توسط اهالی و نیز در پی وقوع دوره‌های خشکسالی سال‌های اخیر به دلیل افزایش عمق سطح آب، خشک و از شبکه مطالعاتی حذف گردیده‌اند. متوسط تغییرات سطح آب زیرزمینی دشت شهریار در سال آبی ۸۰-۱۳۷۹ و در طی دوره مرطوب (۲۱۰ روز) به میزان ۰/۷۴ متر افزایش و در طی دوره خشک (۱۵۵ روز) به میزان ۱/۲۴ متر کاهش داشته است، در نتیجه متوسط افت سطح آب زیرزمینی در طی سال مورد بررسی برابر ۰/۵ متر می‌باشد.

همچنین در فاصله فروردین ۱۳۷۵ تا مهر ۱۳۸۳ (۸/۵ سال) سطح آب زیرزمینی دشت، در مجموع ۱۱/۴۱ متر افت داشته است. شیب هیدرولیکی در بخش جنوب غربی دشت شهریار برابر ۴/۰ در هزار می باشد. عمق سطح آب در محدوده ورودی دشت شهریار تا ۱۲۰ متر و در بخش های میانی دشت تا ۸۰ متر می رسد (مهتاب قدس، ۱۳۸۶).

مقدار قابلیت انتقال از شمال به جنوب دشت روند کاهشی دارد، به طوری که مقدار آن در شمال در محدوده رودخانه کرج ۲۲۵۰ متر مربع در روز و در محدوده رودخانه شادچای ۲۵۰۰ متر مربع در روز می باشد و به سمت جنوب در ناحیه خروجی دشت تا ۲۰۰ متر مربع در روز کاهش می یابد (مهتاب قدس، ۱۳۷۴). با توجه به نتایج حاصل از مطالعات گذشته و مطالعات ژئوفیزیکی اخیر، مقیاس مقاومت مخصوص لایه ها در دشت های تهران و شهریار تعیین گردیده که در جدول (۱-۶) آمده است.

جدول ۱-۶- مقاومت مخصوص لایه های دشت تهران-شهریار (مهتاب قدس، ۱۳۸۶)

جنس	مقاومت مخصوص (اهم متر)
واریزه ها و مخروط افکنه خشک	۱۰۰ <
شن و قلوه سنگ آبدار	۲۰۰-۲۰
لیمون سطحی	۲۰-۱۰
شن و ماسه و رس نسبتاً آبدار	۴۵-۱۵
سازند هزار دره (آبرفت های سری A)	۶۰-۱۰
رسوبات مربوط به میوپلیوسن	۱۵-۵
سنگ های آندزیت	۵۰-۳۰
طبقات سبز (توف های آتشفشانی)	۱۰۰ <

ضخامت آبرفت در مکان های مختلف دشت متفاوت و تابع شرایط توپوگرافی، رسوب گذاری و وضعیت سنگ کف می باشد. در بخش شمال غربی دشت شهریار بین رودخانه های کرج و شادچای ضخامت این نهشته ها به بیش از ۲۵۰ متر می رسد. با توجه به روند تغییرات منحنی ها، کاهش ضخامت آبرفت از نواحی شمالی به جنوبی و خروجی دشت هماهنگ با دور شدن از محورهای رسوب گذاری عمده تاً روندی کاهشی داشته و در منتهی الیه ناحیه خروجی دشت به کمتر از ۵۰ متر می رسد. از شمال تا میان دشت، بیشترین ضخامت آبرفت

بین بخش جنوبی قلعه حسن خان، سعیدآباد تا حوالی محور قلعه حسن خان-شهریار می باشد (مهاب قدس، ۱۳۷۴).

افزایش مقدار RT^1 می تواند دلیل بر زیاد بودن مقاومت مخصوص الکتریکی لایه آبدار (ناشی از قابلیت نفوذ خوب لایه) و یا دلیل بر ضخامت قابل توجه لایه اشباعی باشد. به هر صورت بالا بودن مقدار مقاومت عرضی از ویژگی های مثبت آبخوان به حساب می آید. مناطق محدوده مخروط افکنه رودخانه کرج و نواحی شمال غربی دشت شهریار، به دلیل دانه درشت بودن نهشته های آبرفتی و پایین بودن درصد رس و میزان املاح شیمیایی و نیز ضخامت قابل توجه لایه اشباعی (متجاوز از ۲۰۰ متر)، دارای مقاومت عرضی بیش از ۱۰۰۰۰ اهم متر هستند و از نظر آبدهی در ردیف بسیار خوب تا عالی قرار می گیرند. بخش میانی دشت، به دلیل ازدیاد درصد املاح و مواد رسی و نیز کاهش ضخامت لایه اشباعی، مقاومت عرضی بین ۳۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ اهم متر دارد و از نظر آبدهی در رده خوب قرار دارد. نواحی دارای درصد رس بالا و رسوبات آبرفتی ریزدانه نسبت به دیگر نواحی دارای مقاومت عرضی بین ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ اهم متر و آبدهی در رده متوسط تا خوب می باشند. بخش جنوبی دشت دارای مقاومت عرضی بین ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ اهم متر بوده و از نظر آبدهی در رده متوسط قرار دارد. بخش های جنوبی و خروجی دشت که از رسوبات آبرفتی ریزدانه با ضخامت کم تشکیل شده، مقاومت عرضی کمتر از ۱۰۰۰ اهم متر داشته، میزان املاح موجود در آب این مناطق بسیار بالاتر می باشد. مقاومت مخصوص الکتریکی شهریار تا کاووسییه ۸۰ تا ۲۷۰ اهم متر برای لایه های آبدار و ۸۴ تا ۵۰۰ اهم متر برای لایه های خشک و حداکثر ضخامت در امتداد روستاهای وردآورد-رضی آباد برابر ۳۰۰ متر می باشد. مقاومت مخصوص الکتریکی لایه های رسی و متراکم و غیر قابل نفوذ به انواع سنگ کف برابر ۱۷ تا ۵۰ اهم متر می باشد. ضخامت آبرفت در قسمت میانی دشت (حوالی مهدی آباد) ۲۶۵ متر می باشد. در امتداد کن، مهدی آباد، ده مویز و اسکمان، مقاومت مخصوص الکتریکی لایه های آبرفتی آبدار برابر ۲۸،۵ تا ۸۵ اهم متر، لایه مقاوم رسی و یا مارنی به عنوان سنگ کف معمولاً کمتر از ۲۰ اهم متر و لایه های خشک سطحی آبرفت برابر ۲۰ تا ۳۰۰ اهم متر است. مقاومت مخصوص الکتریکی در مسیر ابتدای بزرگراه تهران-کرج تا روستای حاجی آباد و منجیل آباد، بین ۱۰ اهم متر و در برخی نواحی تا ۵۰ اهم متر برای سنگ کف، ۲۰ تا ۲۲۰ اهم متر برای لایه های خشک سطحی و ۱۰ تا ۱۴۰ اهم متر برای لایه های آبدار متغیر می باشد.

¹ Resistances-Transversales

حداکثر ضخامت آبرفت در این ناحیه ۲۵۰ متر می‌باشد و در قسمتی از ناحیه، احتمال وجود دو گسل (به دلیل جابه‌جایی اندک سنگ کف مارنی) می‌رود. مقاومت مخصوص الکتریکی در امتداد مانی‌آباد و مافین‌آباد به طرف بخش جنوبی رباط‌کریم شهریار، ۱۴ تا ۶۵ اهم متر برای لایه‌های خشک سطحی، ۱۱ تا ۱۰۰ اهم‌متر و یا کمی بیشتر برای لایه‌های آبدار آبرفتی، ۴ تا ۱۰ اهم متر برای لایه آبدار لب شور و ۵ تا ۱۰ اهم‌متر برای سنگ کف آبرفت می‌باشد. حداکثر ضخامت آبرفت در این ناحیه ۱۵۵ متر می‌باشد. مقاومت مخصوص الکتریکی در مسیر حوالی فیروزآباد به طرف رباط‌کریم شهریار، ۹ تا ۱۱۲ اهم متر برای لایه‌های خشک سطحی، ۱۰ تا ۶۴ اهم متر برای لایه‌های آبدار و ۳ تا ۱۲ و ۳ تا ۴۵ اهم متر برای سنگ کف آبرفت (بر حسب نوع و ناحیه) می‌باشد (مهاب قدس، ۱۳۸۶).

بر پایه آمار و اطلاعات منابع آب دریافتی از تعداد ۳۷۰۰ حلقه چاه بهره‌برداری در محدوده مطالعات آب زیرزمینی دشت توسط مهندسین مشاور مذکور، از مجموع چاه‌های بهره‌برداری شده طی سال‌های ۷۳-۷۴ تعداد ۳۰۹۱ حلقه چاه دارای تجهیزات بهره‌برداری (موتور و پمپ) و فعال بوده‌اند. آمار حاصله نشان می‌دهد که مجموعه بهره‌برداری‌ها از آبخوان دشت از طریق چاه صورت می‌گیرد و هیچ گونه چشمه یا قنات دایری در محدوده مورد مطالعه وجود ندارد. چاه‌های بهره‌برداری فعال در سال مذکور از نظر نوع مصرف و تعداد به شرح زیر است:

۸۵۸ حلقه	- چاه‌های بهره‌برداری کشاورزی
۲۵۳ حلقه	- چاه‌های بهره‌برداری شرب
۷۳۶ حلقه	- چاه‌های بهره‌برداری صنعت

(برگرفته از داده‌های شرکت آب منطقه‌ای تهران)

۱-۱۰- هیدروشنیمی منطقه

همان طور که در مطالعات مهندسان مشاور مهاب قدس (۱۳۸۶) آمده، روند افزایش هدایت هیدرولیکی در دشت شهریار از نواحی شمالی و ورودی به سمت نواحی مرکزی و خروجی دشت می‌باشد، به طوری که از ۴۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر در ابتدای دشت و در حواشی رودخانه کرج شروع و در منتهی‌الیه خروجی در

محدوده شهرک واوان به ۱۲۵۰ میکروموس بر سانتی متر می رسد. به دلیل بافت مناسب آبخوان، آنومالی خاصی که سبب تغییر و جهش در روند هدایت هیدرولیکی گردد در سطح دشت مشاهده نمی شود و تنها بین رودخانه چیتگر و قلعه حسن خان و به صورت محدود و محلی مقدار هدایت هیدرولیکی افزایش می یابد که با توجه به ماهیت سولفات آن، به نظر می رسد تحت تأثیر سنگ کف باشد.

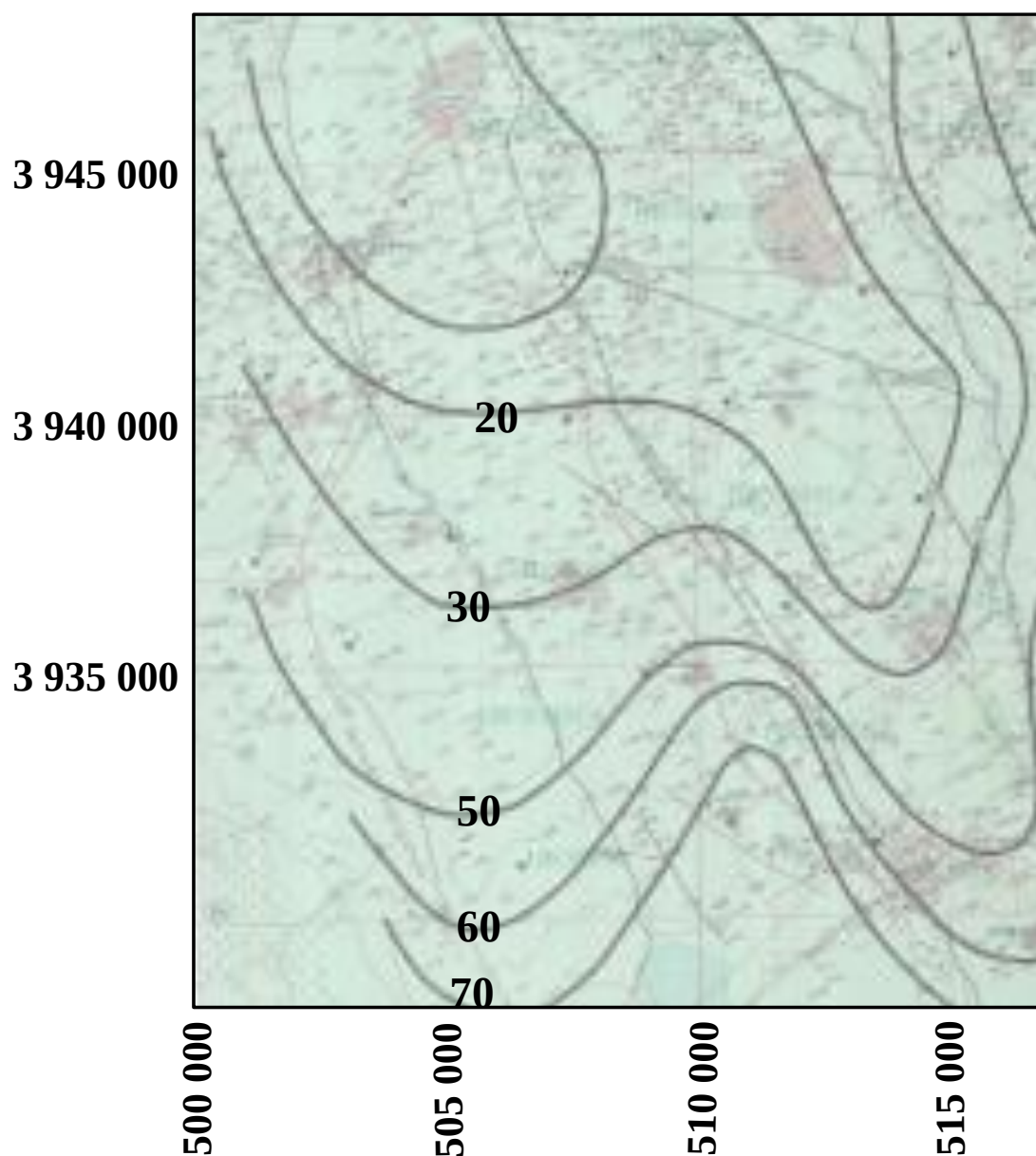
طبق مطالعات مهندسان مشاور مذکور، روند تغییرات یون کلر نسبتاً متناسب با تغییرات هدایت ی و به طور کلی روند افزایش آن از بخش های شمالی به سمت نواحی میانی و جنوبی دشت می باشد. در منتهی الیه شمال غربی دشت شهریار مقدار این یون به حداقل ۱۰ میلی گرم در لیتر می رسد. در نواحی شمالی دشت و در ابتدای رودخانه چیتگر که مقدار آن با ۲۰۰ میلی گرم در لیتر شروع می گردد، تحت تأثیر سنگ کف با ماهیت لیتولوژیکی ترکیبات گچی می باشد. در بخش های میانی دشت شهریار (که تحت تأثیر جریان های ورودی با کیفیت بسیار مناسب از مرز غربی دشت است) مقدار آن کاهش می یابد. روند تغییرات این یون در دشت تدریجی و در منتهی الیه خروجی دشت شهریار به حداکثر ۲۵۰ میلی گرم در لیتر افزایش می یابد.

همان طور که در شکل (۱-۳) نشان داده شده، تغییرات یون کلر در نواحی شمال غرب، جنوب غرب، غرب، جنوب و مرکز دشت شهریار، به ترتیب بین ۶ تا ۲۸، ۵۴ تا ۸۴، ۸ تا ۳۸، ۵۱ تا ۹۵ و ۱۴ تا ۸۲ میلی گرم در لیتر در نوسان می باشد، در حالی که تغییرات یون سولفات در همین نواحی به ترتیب بین ۴۰ تا ۶۵، ۶۶ تا ۱۹۶، ۳۶ تا ۶۶، ۸۰ تا ۱۳۳ و ۵۶ تا ۷۱ میلی گرم در لیتر و تغییرات یون بی کربنات در نواحی مذکور به ترتیب بین ۱۳۰ تا ۲۰۳، ۱۹۱ تا ۴۱۲، ۱۳۷ تا ۲۲۸، ۲۳۰ تا ۵۳۷ و ۱۸۶ تا ۲۱۹ میلی گرم در لیتر در نوسان می باشد (مهاب قدس، ۱۳۷۴، مهاب قدس، ۱۳۸۶).

با توجه به تغییرات یون های کلر، سولفات و بی کربنات، نواحی شمال غرب دشت شهریار در ردیف آب های خوب تا قابل قبول از نظر شرب، نواحی جنوب غرب در ردیف آب های خوب تا نامناسب، نواحی غرب، جنوب و مرکز در ردیف آب های خوب از نظر شرب قرار می گیرند.

رابطه بین هدایت هیدرولیکی و مجموع املاح محلول به صورت $T.D.S.=0.71 E.C.$ می باشد. تیپ آب کلیه نمونه ها به صورت بی کربنات ها بوده و لذا در مصرف آب اشکال چندانی ایجاد نمی نماید. نتایج آزمایش های هیدروکربوری حاکی از آن است که منابع آب زیرزمینی به آلاینده های هیدروکربوری آلوده نشده اند.

بررسی‌های کیفی نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌های این ناحیه دارای خاصیت رسوب‌دهندگی هستند (همان منبع).



شکل ۱-۳- تغییرات یون کلر

فصل دوم: پدیده فرونشست و مروری بر تحقیقات

پیشینیان

فرونشست^۱ عبارت است از پایین افتادن سطح زمین به صورت موضعی یا منطقه‌ای، یکنواخت یا غیریکنواخت، منظم یا غیرمنظم در اثر عواملی از قبیل استخراج سیالات (مانند آب، گاز و نفت)، انحلال املاح، استخراج معادن، مسائل ژئوتکنیکی و غیره. در هر منطقه‌ای که فرونشست رخ می‌دهد، یک یا چند عامل از عوامل مذکور نقش دارد. بر طبق تعریف انستیتو زمین‌شناسی ایالات متحده، فرونشست، فروریزش یا نشست رو به پایین سطح زمین است که می‌تواند دارای بردار جابه‌جایی افقی اندک باشد که این حرکت از نظر شدت، وسعت و میزان مناطق درگیر محدود نمی‌باشد و فرونشست می‌تواند در اثر پدیده‌های طبیعی زمین‌شناختی مانند انحلال، آب‌شدگی یخ‌ها و تراکم نهشته‌ها، حرکات آرام پوسته و خروج گدازه از پوسته جامد زمین و یا فعالیت‌های انسانی نظیر معدن‌کاری، برداشت آبی زیرزمینی و یا نفت ایجاد شود. تعریف یونسکو از پدیده فرونشست، فروریزش یا نشست سطح زمین است که به علل مختلف در مقیاس بزرگ روی می‌دهد و معمولاً به حرکات قائم رو به پایین سطح زمین که می‌تواند با بردار اندک افقی همراه باشد، گفته می‌شود. این تعریف، زمین‌لغزش‌ها^۲ را به دلیل اینکه حرکت آنها دارای بردار افقی قابل توجهی می‌باشد و نیز نشست^۳ در خاک‌های دستی را شامل نمی‌شود. پمپاژ چاه‌ها منجر به تراکم خاک می‌گردد که سرانجام ارتفاع سطح زمین را کاهش می‌دهد. این فرآیند تحت عنوان فرونشست زمین شناخته شده است.

¹ Subsidence

² Land Slide

³ Settlement

به دلیل گسترش وسیع فرونشست زمین در سطح بین‌المللی و مسائل گسترده ناشی از آن، فرونشست زمین یکی از عناوینی بود که توسط یونسکو^۱ در لیست پروژه‌های نیازمند پژوهش و انتقال تکنولوژی قرار گرفت. این برنامه شامل دهه بین‌المللی هیدرولوژیکی (HID) بود که در سال ۱۹۶۵ شروع شد.

تاریخچه همایش‌های فرونشست زمین شامل پنج همایش FISOLS 95 است که توسط IAHS/UNESCO با تأکید بر هیدرولوژی و استخراج سیال از مخازن زیرزمینی تشکیل شده است.

برندز و همکاران^۲ (۱۹۹۵) عنوان کردند که بیش از ۱۵۰ ناحیه فرونشست معاصر، تعدادی با فرونشست حدود ۱۰ متر در کشورهایی از قبیل مکزیک، ژاپن و ایالات متحده شناخته شده است. اغلب این نواحی احتمالاً در چند دهه اخیر به دلیل استخراج شدید منابع طبیعی جهت تأمین نیازهای افزایش جمعیت و توسعه صنعت در بسیاری از کشورهای توسعه یافته جهان ایجاد شده‌اند. در جدول (۱-۲) تعدادی از نواحی اصلی فرونشست زمین که در اثر اضافه برداشت آب زیرزمینی ایجاد شده، آمده است.

اغلب نواحی اصلی فرونشست سراسر جهان در نیم قرن اخیر توسعه یافته‌اند که احتمالاً در طی جنگ جهانی دوم شروع شده و تاکنون ادامه داشته است. بیشتر این نواحی در امتداد سواحل هستند و زمانی این پدیده کاملاً آشکار می‌شود که آب دریاچه یا اقیانوس نسبت به ساحل بالا می‌آید. معمولاً فرونشست معمولی که ناشی از استخراج سیالات زیرزمینی است، پدیده ظرفیتی می‌باشد (غالباً در سطح وسیع سه‌بعدی و سرعت کم) که درون خشکی‌ها شاهی ندارد تا این که یا ترازبایی دقیق انجام شود یا خطوط لوله زیرزمینی شکسته شوند، پوشش (جدار) چاه شکسته یا بالای سطح زمین قرار بگیرد، الگوهای زهکشی سطحی تغییر کند یا کانال‌ها قادر به حمل جریان‌های طراحی شده اولیه نباشند (Barends et al., 1995).

در جهان امروز، فرونشست به معضلی بزرگ برای دولت‌ها تبدیل شده است، چرا که این پدیده اثرات زیان‌باری در محدوده وقوع ایجاد می‌کند از قبیل خطرات سیلاب، نشست ساختمان‌ها (ترک‌خوردگی یا شکست)، ایجاد مشکلاتی در طراحی و پشتیبانی ساختارهای زهکشی و انتقال آب، به‌هم‌خوردن شیب کانال‌ها و آبراهه‌ها، آسیب به چاه‌ها و صدمه به دیگر ساختارهای مهندسی مثل پل‌ها، خطوط لوله، پوشش‌های کانال^۳ و سدهای آبرگیری و در نهایت خسارات مادی فراوان.

¹ United Nations Educational, Scientific, and Cultural Organization

² Barends et. al.

³ Canal Linings

جدول ۲-۱- نواحی اصلی فرونشست زمین در اثر اضافه برداشت آب زیرزمینی (Ploand, 1972)

محل	محیط ته‌نشینی و سن	گستره عمق فشردگی لایه‌ها (متر)	حداکثر فرونشست (متر)	مساحت فرونشست (کیلومتر مربع)	زمان اصلی وقوع
ژاپن: اوساکا	دریای کم‌عمق و آبرفتی؛ کواترنری	۱۰-۴۰۰	۳	۱۹۰	۱۹۶۸-۱۹۸۲
توکیو	دریای کم‌عمق و آبرفتی؛ کواترنری	۱۰-۴۰۰	۴	۱۹۰	۱۹۲۰-۱۹۷۰+
مکزیک: مکزیکوسیتی	دریاچه‌ای و آبرفتی؛ سنوزوئیک پسین	۱۰-۵۰	۹	۱۳۰	۱۹۳۸-۱۹۷۰+
تایوان: حوضه تایپه	دریاچه‌ای و آبرفتی؛ کواترنری	۱۰-۲۴۰	۱/۳	۱۳۰	۱۹۶۱-۱۹۶۹+
ایالات متحده:					
آریزونا، مرکز	دریاچه‌ای و آبرفتی؛ سنوزوئیک	۱۰۰-۵۵۰	۲/۳	۶۵۰	۱۹۴۸-۱۹۶۷
کالیفرنیا: دره سانتاکلارا	دریای کم‌عمق و آبرفتی؛ سنوزوئیک پسین	۵۵-۳۰۰	۴	۶۵۰	۱۹۲۰-۱۹۷۰
دره سن‌جوآکین (سه‌زیر ناحیه)	دریاچه‌ای و آبرفتی؛ سنوزوئیک پسین	۶۰-۱۰۰۰	۲/۹-۹	۱۱۰۰۰ (>۰/۳)	۱۹۳۵-۱۹۷۰+
ناحیه لانکاستر	دریاچه‌ای و آبرفتی؛ سنوزوئیک پسین	۶۰-۳۰۰	۱	۴۰۰	۱۹۵۵-۱۹۶۷+
نوادا: لاس وگاس	آبرفتی: سنوزوئیک پسین	۶۰-۳۰۰	۱	۵۰۰	۱۹۳۵-۱۹۶۳
تگزاس: هوستون-گالوستون	دریای کم‌عمق و رودخانه‌ای؛ سنوزوئیک پسین	۶۰-۶۰۰	۱-۱/۵	۶۸۶۰ (>۰/۱۵)	۱۹۴۳-۱۹۶۴+
لوئیزیانا: باتون روگ	دریای کم‌عمق و رودخانه‌ای؛ میوسن و هلوسن	۵۰-۶۰۰	۱/۳	۶۵۰	۱۹۳۴-۱۹۶۵+

امروزه کشورهای بسیاری از جمله ایالات متحده، ژاپن، هلند، عربستان، ایتالیا، چین، ونزوئلا و غیره درگیر پدیده فرونشست بوده و سال‌هاست که درصدد یافتن روش‌هایی جهت کنترل و پیش‌گیری از آن می‌باشند. در ابتدا باید دید چه عواملی در فرونشست تأثیر دارد. پدیده فرونشست توسط تعدادی از پژوهش‌گران طبقه‌بندی شده که با استفاده از مطالعات آنان بهتر می‌توان عوامل مؤثر در فرونشست را شناسایی نمود. پروکوپوویچ پدیده فرونشست را از نظر تکوینی طبقه‌بندی نموده است. در طبقه‌بندی او تمام انواع فرونشست به دو گروه تقسیم می‌شوند (Poland 1984):

۱- فرونشست ناشی از عوامل درونی (که ریشه در فرآیندهای درون زمین دارند)،

۲- فرونشست ناشی از عوامل بیرونی (که نهایتاً بر سطح زمین اثر می‌گذارند).

از نظر خامه‌چیان (۱۹۹۵) فرونشست می‌تواند به دو صورت باشد:

۱- ناشی از عوامل طبیعی از قبیل چین‌خوردگی، رانش قاره‌ای، گسل، آتشفشان.

۲- ناشی از عوامل مصنوعی که همان فعالیت انسان می‌باشد از قبیل ساخت و ساز، استخراج سیال (آب، گاز و نفت)، استخراج معادن.

برندز و همکاران (۱۹۹۵) بیان کردند که فرونشست^۱ در اغلب نقاط جهان، به ویژه در نواحی دلتایی پرجمعیت از عوامل طبیعی از قبیل حرکت تکتونیکی و بالا آمدن سطح دریا، از فعالیت‌های بشر از قبیل استخراج شدید آب زیرزمینی، سیالات زمین‌گرمایی، نفت و گاز یا استخراج زغال، سولفور، طلا و معدن‌کاری دیگر جامدات، یا ساخت‌های زیرزمینی (تونل زدن) و یا از دیگر عوامل مختلط از قبیل آبفشرده‌گی^۲ رسوبات سست نهشته شده، اکسیداسیون و انقباض رسوبات آلی یا توسعه فروچاله‌ها^۳ در نواحی کارستی نتیجه می‌شود.

از دیدگاه لوفگرن^۴ (۱۹۶۸) عوامل مؤثر در فرونشست عبارتند از: میزان افزایش در فشار مؤثر (یعنی بزرگی افت در سطح ایستابی)، ضخامت و تراکم‌پذیری نهشته‌ها، عمقی که در آنجا قرار دارند، مدت زمانی که بارگذاری افزایشی اعمال شده و احتمالاً سرعت و نوع تنش اعمال شده.

^۱ Land Surface Sinking

^۲ Hydro-compaction

^۳ Sinkholes

^۴ Lofgren

از نظر تاد^۱ (۱۹۸۰)، کاهش سطح پیزومتریک، آفشردگی، خشک شدن خاک‌های آلی و تشکیل فروچاله پدیده‌های مرتبط با فرونشست هستند.

فرونشست تدریجی به عنوان پیامد تحکیم در مواد تحکیم‌نیافته وقتی رخ می‌دهد که سطح ایستایی افت کرده است. درجه فرونشستی که رخ می‌دهد منعکس‌کننده ضخامت و نسبت نهشته‌های تحکیم‌نیافته به تحکیم‌یافته است. ضخامت این نهشته‌ها از اطراف تغییر می‌کند، به این ترتیب موجب افزایش در پتانسیل فرونشست می‌گردد که موجب می‌شود شکاف‌های بزرگی در سطح رخ بدهد. در حقیقت، مهمترین و شاخص‌ترین شکاف‌ها غالباً نواحی فرونشست را مشخص می‌کنند. فرونشست کل از چند سانتی‌متر تا بیش از ۹ متر متغیر است. وقفه زمانی بین کاهش سطح ایستایی و فرونشست زمین، نسبتاً کوتاه است.

حرکت آب از رسوبات، فشارهای منفذی را کاهش داده و به عنوان یک پیامد، فشار مؤثر را افزایش می‌دهد. پنمن^۲ (۱۹۷۸) مشاهده کرد که برای هر یک متری که سطح آب کاهش یابد، یک فشار مؤثر عمودی افزایش‌یابنده برابر $1 \frac{Mg}{m^2}$ بر زیرلایه‌ها وارد می‌شود و در برگشت منجر به تحکیم می‌شود که به تراکم‌پذیری مواد دربرگیرنده بستگی دارد. نتیجه کل، فرونشست سطح است.

تاد (۱۹۸۰) همچنین عنوان نمود که در زغال نارس یا زمین کودی با سطح ایستایی سطحی، کاهش سطح ایستایی، مثلاً به وسیله زهکشی، فرونشست زمین را ایجاد می‌کند که عوامل مسبب آن شامل (۱) آبرفتگی (انقباض) در اثر خشک‌شدگی، (۲) تحکیم توسط افت نیروی شناور آب زیرزمینی، (۳) تراکم با زراعت، (۴) فرسایش بادی، (۵) آتش‌سوزی و (۶) اکسیداسیون بیوشیمی. فرونشست خاک‌های آلی در هلند، اتحاد جماهیر شوروی سابق و در مناطق مختلف ایالات متحده مورد توجه قرار گرفته است.

چنان‌که در گزارش ارائه شده از طرف سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی در سال ۱۳۸۴ آمده، روپداد فرونشست به طور معمول در دو محیط و ساز و کار مختلف امکان‌پذیر است:

۱- سنگ‌های انحلال‌پذیر (سنگ آهک، دولومیت، گچ و نمک) که توسط نهشته‌های تحکیم‌نیافته مدفون شده‌اند، یا فروچاله‌های کهن پر شده با نهشته‌های تحکیم‌نیافته که فشار هیدرواستاتیکی رو به بالای آب زیرزمینی در نگهداری آنها مؤثر است.

¹Todd

² Penman

۲- نهشته‌های جوان تحکیم‌نیافته و رسوبات آواری نیمه‌تحکیم‌یافته با تخلخل بالا که در زیر نهشته‌های آبرفتی، دریاچه‌ای و یا نهشته‌های دریایی کم‌عمق واقع شده‌اند. معمولاً چنین محیط‌هایی شامل آبخوان‌های بسته یا نیمه‌بسته ماسه‌ای یا شنی (با تراوایی بالا و تراکم‌پذیری پایین) همراه با میان‌لایه‌های رسی (با تراوایی قائم کم و تراکم‌پذیری بالا) است که تحت تنش‌های بکر می‌باشند.

از دید تاد (۱۹۸۰)، ریزش سطح زمین وقتی رخ می‌دهد که آب از انواع مشخصی از خاک‌ها برداشت شود. نواحی مستعد شامل (۱) نهشته‌های آبرفتی سست کم رطوبت، شامل جریان‌ات گلی و (۲) نهشته‌های لسی کم رطوبت هستند و مثال آن فرونشست سطحی در غرب دره سن‌جوآکین کالیفرنیا می‌باشد. خاک‌ها با حجم بالای حفرات و چگالی پائین (۱/۱ تا ۱/۴ گرم بر سانتی‌متر مکعب) خشک می‌شوند، ولی وقتی آب آبیاری در آنها مورد استفاده قرار می‌گیرد، ساختار حفرات درونی بالای آنها ریزش می‌کند که موجب فرونشست نامتعادل سطح زمین می‌شود. این فرونشست سطحی می‌تواند بر آبیاری، زهکشی، شبکه فاضلاب و سیستم انتقال تأثیر بگذارد. آبیاری به شیوه آبپاشی و استفاده از خطوط لوله برای انتقال آب، مناسب‌ترین وسیله در این زمین‌ها می‌باشند.

پمپاژ در چاه‌های آرتزین، فشارهای اضافی مؤثری را تحمیل می‌کند که منجر به تراکم آبخوان اصلی مثل سفره‌های نیمه‌تراوای^۱ واقع در بالا و پایین آبخوان می‌شود. به عنوان نتیجه‌ای از پمپاژ، فشار آب در سفره‌های نیمه‌تراوا نیز کاهش می‌یابد، پس فشارهای مؤثر افزایش می‌یابد. به دلیل اینکه اغلب مواد سفره‌های نیمه‌تراوا خاک‌های ریزدانه هستند، فرآیند تراکم بسیار آهسته و کند است، اما اوج تراکم نهایی بسیار بزرگتر از آبخوان اصلی است که معمولاً از مواد درشت‌دانه تشکیل یافته است. فرونشست کلی زمین در هر خط عمودی، جمع جبری تراکم‌های تمامی لایه‌های خاک است که شامل آبخوان و سفره‌های نیمه‌تراوا می‌باشد. از نظر تئوری، باید یک برگشت پس از توقف پمپاژها وجود داشته باشد، ولی این قبیل نشست‌های^۲ منفی (بالاآمدگی صعودی) کاملاً توسعه نمی‌یابند. اگر سطح آب در آبخوان آزاد یا سطح پیزومتریک در یک آبخوان آرتزین به طور دوره‌ای نوسان کند، نشست ممکن است مهم باشد. بر طبق نتایج آزمایش ترزاقی و پک^۳ (۱۹۶۷)، با افزایش در تعداد چرخه‌های بارگذاری، بزرگی رشد نشست، کاهش یافته و در مراحل بعدی به صفر نزدیک می‌شود، اما نشست نهایی کل، چندین برابر بزرگتر از نشست ایجاد شده توسط اولین چرخه

¹ Aquitards

² Settlement

³ Terzaghi and Peck

است. آبخوان‌های آزاد، تراکم کمتری از آبخوان‌های آرتزین را تحمل می‌کنند. پمپاژ از این آبخوان‌ها تنها زمانی منجر به فرونشست زمین می‌شود که شالوده آنها بیشتر سفره‌های نیمه‌تراوا هستند تا لایه‌های ناتراوا^۱. احتمالاً مینزر و هارد^۲ (۱۹۲۵) اولین کسانی بودند که تراکم آبخوان‌های آرتزین را که ناشی از کاهشی در فشار آب بود، تشخیص دادند (Ismail Kashef, A.A.).

برداشت آب از گچ^۳ در ۱۵۰ سال گذشته، موجب فرونشست بیش از ۰/۳ متری در بعضی نواحی لندن شده است (Wilson and Grace, 1942). در سال ۱۸۲۰، هد آرتزین در گچ حدود ۹/۱ mAOD + بود، ولی حدود ۱۹۳۶ این هد در بعضی مناطق تا ۹۰ mAOD - کاهش داشته است. سال‌های ۱۸۶۵ و ۱۹۳۱، میانگین فرونشست بین ۶۰ و ۱۸۰ میلی‌متر در اکثر مناطق لندن به دست آمده است.

کاریلو^۴ (۱۹۴۸) نشان داد که فرونشست در قسمت‌هایی از مکزیکوسیتی با سرعت ۱ میلی‌متر در روز اتفاق افتاده است. فرونشست، حاصل برداشت آب از چندین آبخوان ماسه‌ای واقع در رس بسیار نرم با منشاء ولکانیک می‌باشد. آبخوان‌های زیر سطح شهر از عمق تقریباً ۵۰ متری زیر سطح زمین تا حدود ۵۰۰ متری گسترش دارند. آب به مدت بیش از ۱۰۰ سال برداشت شده است. کاریلو نشان داد که در سال ۱۹۴۴، نرخ برداشت ۷ متر بر ثانیه بوده و افت در هد استاتیک چاه‌ها در گستره ۲/۰۵-۰/۴ متر در سال قرار داشته است. حدود ۱۹۵۹، میانگین فرونشست در اغلب شهر حداقل ۴ متر بوده است و در قسمت شمال شرقی ۷/۵ متر. ولی یک ممنوعیت در بهره‌برداری، در سال ۱۹۵۳، موجب کاهش سرعت در برداشت گردید و سطح پیرومتریک در گمانه‌ها حدود ۳۰ متر زیر سطح ایستابی گذشته، بود که این عدد با افزایش در فشار مؤثر عمودی حدود ۳۰۰ کیلوپاسکال همخوانی دارد.

لایه‌های ضخیم ریزدانه با زهکشی آهسته ممکن است سال‌ها یا ده‌ها سال طول بکشد تا با افزایش در فشار اعمال شده سازگار شوند، در حالی که نهشته‌های درشت دانه به سرعت سازگار می‌شوند. اما سرعت تحکیم سفره‌های نیمه‌تراوای با زهکشی آهسته، با زمان کاهش می‌یابد و معمولاً پس از چندین سال بارگذاری، کوچک می‌شود. لوفگرن^۵ (۱۹۷۹) که ۲۰ سال اندازه‌گیری دقیق صحرایی در دره‌های سن‌جواکین و کلارا در

¹ Aquicludes

² Meinzer and hard

³ Chalk

⁴ Carillo

⁵ Lofgren

کالیفرنیا را ثبت کرده است، رابطه نزدیکی بین فشارهای هیدرولیکی القاء شده توسط پمپاژ آب زیرزمینی و تحکیم رسوبات را نشان داده است.

فرونشست زمین که از تراکم رسوبات ریزدانه نتیجه می‌شود که در چندین محل در ایالات متحده رخ داده است. فرونشست حاصل از برداشت نفت و گاز نیز مناطقی در ایالات متحده، ایتالیا، ژاپن و ونزوئلا را متأثر نموده است (Todd, 1980).

از نظر تاد (۱۹۸۰)، فرونشست زمین در مناطق پمپاژ شدید از آبخوان‌های محبوس مشاهده شده است که نمونه بارز آن را سن‌جوز کالیفرنیا ذکر کرده و بیان می‌دارد که در یک دوره ۱۵ ساله (۱۹۳۵-۱۹۲۰) میانگین نسبت فرونشست ۱/۱۳ این منطقه به این موضوع اشاره می‌کند که سطح زمین به ازای هر ۱۳ متر کاهش سطح پیزومتريک، ۱ متر فرونشست پیدا می‌کند.

فرونشست سطح زمین در نواحی‌ای رخ می‌دهد که برداشت شدید آب زیرزمینی وجود دارد، جایی که برداشت بیشتر از تغذیه طبیعی باشد و سطح آب کاهش یابد. فرونشست از تحکیم نهشته‌های رسوبی که نتیجه فشار مؤثر افزایش یافته است، حاصل می‌شود (Bell, 1988b).

در خلال ۵۰ سال گذشته، زهکشی شدید برای اهداف کشاورزی جزایر در دلتای ساکرامنتو-سن‌جواکوین کالیفرنیا، سطح زمین را ۳ تا ۵ متر زیر سطح دریا بیش از دیگر مناطق کاهش داده است.

از نظر تاد، فروچاله‌های جدید غالباً در نواحی‌ای توسعه یافته‌اند که سطح ایستابی توسط پمپاژ کاهش یافته است. برای مثال، پمپاژ آب زیرزمینی از یک آبخوان دولومیتی برای خشک نمودن معدن در فاروست‌رند، آفریقای جنوبی، منجر به تشکیل ۸ فروچاله با قطر بزرگتر از ۵۰ متر و عمق بیش از ۳۰ متر در دوره ۳۹ ماهه شده است. همچنین فروچاله بزرگ آلاباما پس از کاهش محلی سطح ایستابی به طور ناگهانی ظاهر شده که علت آن را حرکت رس زیرسطحی بالای غار همزمان با نرخ کاهش سطح ایستابی می‌دانند.

بسیاری از فروچاله‌ها که در اثر فعالیت‌های بشر به وجود آمده‌اند، موجب کاهش در سطح ایستابی می‌شوند، به ویژه آن دسته از سینکل‌هایی که در اثر برداشت شدید ایجاد گشته‌اند. برای مثال، جمال^۱ (۱۹۸۶) نشان داد که ۷۰ فروچاله در استان‌های سمینول و ارنج کالیفرنیا مرکزی در ۲۰ سال گذشته ظاهر شده‌اند و اغلب در ماه‌هایی از سال توسعه یافته‌اند که بارندگی حداقل بود و برداشت آب زیرزمینی بالا (یعنی آوریل و می).

¹ Jammal

از دیگر موادی که در آن فرونشست رخ می‌دهد، پیت است. پیت یا زغال نارس، تراکم‌پذیرترین مواد است و بسیار متخلخل، در واقع، گستره محتوای آب آن ممکن است به بیش از ۲۰۰٪ برسد. نشست از پیت همیشه منجر به فرونشست می‌شود. فنلندز^۱ یک مثال کلاسیک است که پیت آن محل به مدت بیش از ۴۰۰ سال نشست داشته و ضخامت بعضی قسمت‌های پیت به نصف کاهش یافته است. برای مثال، در سال‌های بین ۱۸۴۸ و ۱۹۳۲ یک فرونشست کلی ۲/۷ متری ثبت شده، در حالی که ضخامت پیت ۶/۷ متر بوده است. طبق اعلام نظر شرکت ملی نفت ایران، دشت خوزستان به دلیل استخراج نفت و گاز سال‌های متمادی در حال فرونشست است. نخستین ناحیه‌ای که در کشور ما فرونشست در آن مشاهده و گزارش شده رفسنجان است که مهمترین عامل فرونشست آن، افت سطح آب زیرزمینی می‌باشد که وجود زمینهای کشاورزی و باغهای پسته رفسنجان نقش اساسی را در استفاده بیش از حد از آب زیرزمینی دارند. طی بیست سال گذشته سطح آب زیرزمینی این دشت بیش از ۲۰ متر پایین رفته و مناطق مختلفی از دشت، سالانه بین ۵ تا ۱۵ سانتی‌متر فرونشست داشته‌اند (رحمانیان، ۱۳۷۷).

متأسفانه پژوهش در خصوص فرونشست در ایران قابل قیاس با تحقیقات جهانی نمی‌باشد. این پژوهش‌ها عمدتاً توصیفی بوده و به دلیل فقدان یک سیستماتیک، برنامه‌ریزی شده و پیوسته نتوانسته اهداف مشخصی را دنبال نماید. در کشور ما چاه‌های پیژومتریک معمولاً توسط سازمانهای آب منطقه‌ای حفر و عمق آب زیرزمینی و نوسانات آن به طور ماهانه برداشت می‌شود که در این خصوص نیز کمبودهایی دیده می‌شود. به طور کلی، امروزه بر روی مدل‌سازی ریاضی پدیده فرونشست حاصل از برداشت آب زیرزمینی مطالعه زیادی صورت نگرفته است. همان‌طور که ذکر گردید دلیل آن، رخ دادن این پدیده در درازمدت و در پی عدم توجه به این معضل، نبود آمار و اطلاعات کافی است. تنها سازمان زمین‌شناسی آمریکا چندین سال است با نصب کشش‌سنج درون چاه‌های مناطقی که فرونشست داشته‌اند از جمله کالیفرنیا، با داشتن داده‌های کافی به صورت دقیق‌تری به این موضوع پرداخته است.

در ایران نیز که فرونشست سابقه سی و چند ساله دارد، چند صباحی است مسئولین درصدد مقابله با این معضل برآمده‌اند. چرا که در اثر عوامل یاد شده به خصوص مدیریت نادرست در زمینه برداشت غیراصولی و بی‌رویه آب زیرزمینی بسیاری از دشت‌های کشور از قبیل رفسنجان، مشهد، کرمان، خوزستان، تهران، همدان

¹ Fenlands

و غیره با معضل فرونشست مواجه شده‌اند، در حالی که این پدیده زمانی تنها در برخی استان‌ها مانند کرمان و یزد رخ می‌داد.

در این پایان‌نامه، فقط فرونشست مرتبط با برداشت آب زیرزمینی مدنظر بوده و مورد بررسی قرار گرفته است. بر اساس مطالعات انجام شده، به طور کلی عوامل بسیاری از نظر کمی و کیفی، در فرونشست زمین در اثر برداشت آب زیرزمینی مؤثرند، مانند تخلخل مواد تشکیل‌دهنده لایه‌های خاک، تراکم، نوع، جنس و ترکیب لایه‌ها، نحوه پمپاژ، ساختار زمین‌شناسی منطقه، هدایت هیدرولیکی لایه‌های آبدار، بارندگی، دما و غیره.

فصل سوم: مدل‌های آب زیرزمینی و مدل مورد استفاده

۳-۱- تعریف مدل سازی

سیستم‌های جریان آب زیرزمینی را می‌توان به سه روش تحلیلی، صحرایی یا با استفاده از مدل‌ها بررسی نمود. زمانی که تجزیه و تحلیل مستقیم عملی نباشد و بررسی‌های صحرایی به دلایل مختلف میسر نگردد، مدل‌سازی و روش‌های تجزیه و تحلیل عددی بهترین روش مطالعه می‌باشد. محققین مختلف تعاریف متفاوتی از مدل آب زیرزمینی دارند. در یک تعریف ساده، مدل در واقع یک سمبل، یک نماینده یا یک الگو از یک محیط یا یک سیستم واقعی است که ممکن است در آن، فرآیندهای مختلفی در حال وقوع باشد. انجمن مصالح و آزمایش‌های مواد آمریکا، مدل و برنامه کامپیوتری را به صورت زیر تعریف می‌کند: یک مدل، مجموعه‌ای از مفاهیم در قالب یک معادله ریاضی است که فهم یک پدیده طبیعی را به تصویر می‌کشد (حاتمی ورزنه و کبودانیان اردستانی، ۱۳۷۷). در تعریفی دیگر، مدل ابزاری است که خواص مکانی و زمانی یک سیستم یا بخش‌هایی از آن را به صورت فیزیکی یا ریاضی شبیه‌سازی می‌کند (چیت‌سازان و کشکولی، ۱۳۸۱). به کار بردن مدل و نتایج حاصل از آن اصطلاحاً شبیه‌سازی نامیده می‌شود. یک مدل آب زیرزمینی در واقع فرم ساده‌شده‌ای از یک سیستم واقعی آب زیرزمینی است که به طور تقریبی، همبستگی بین عمل و

عکس‌العمل هیدرودینامیکی را در یک سیستم ارائه می‌دهد. در واقع تلاش مدل‌های آب زیرزمینی بر آن است که مسائل پیچیده جریان آب زیرزمینی را حل نمایند (Perikett, 1975).

در سال‌های اخیر، تهیه مدل آبی زیرزمینی به صورت بخش عمده تعداد زیادی از پروژه‌های مربوط به بهره‌برداری، حفاظت و پاک‌سازی آبی زیرزمینی درآمده است (Kresic, 1997). با ادامه پیشرفت سخت‌افزاری و نرم‌افزاری رایانه و تهیه سهل‌تر آنها، نقش مدل‌ها در علوم کمی زمین، نظیر هیدروژئولوژی نیز افزایش می‌یابد. اما ضروری است که هر نوع مدل آب زیرزمینی تفسیر شود و به طور مناسبی مورد استفاده قرار گیرد. محدودیت‌های مدل نیز باید درک شود. مدل‌سازی آب زیرزمینی به منظور تأمین آب، مسائل کیفی، مطالعات نشست زمین ناشی از پمپاژ بیش از حد، شناخت کلی و بهتر سیستم‌های آب زیرزمینی مورد استفاده قرار می‌گیرند. مدل‌هایی که بتوان از آنها در حل معادلات جریان آب زیرزمینی استفاده نمود، متعدد می‌باشد. معادلات اساسی مدل‌های عددی، معادلات دیفرانسیل جزئی حاکم بر جریان آب زیرزمینی در یک محیط متخلخل است که بر مبنای معادله پیوستگی حاصل می‌شود. با اعمال فرضیات حاکم، معادلات مزبور با توجه به هندسه آبخوان، خصوصیات هیدرولیکی، شرایط آبخوان، شرایط اولیه و شرایط مرزی قابل حل می‌باشد. مدل‌ها در زمینه‌های چگونگی راهبری فرآیند جریان در یک سیستم، ارائه نمایش‌های فیزیکی ساده‌ای از سیستم و نمایش‌های ریاضی از سیستم‌های فیزیکی کارایی دارند. با وجود کاربرد وسیع و فراگیر مدل‌های عددی، چون نتایج تعدادی از مدل‌های آب زیرزمینی با خطا همراه بوده است، برخی از هیدروژئولوژیست‌ها، معتقدند که مدل‌های آب زیرزمینی کارایی مناسب را ندارند و بی اعتبار می‌باشند (Konikow and Bredehoeft, 1992). ولی همچنان که اشاره شد این مدل‌ها به عنوان ابزاری کارآمد و مفید برای حل مسائل پیچیده منابع آب مورد استفاده قرار می‌گیرند و بعضی از شیوه‌های مدیریتی به این طریق قابل اجرا و پیگیری می‌باشند. علاوه بر محدودیت‌های صرفاً فنی، نظیر صحت محاسبات (سخت‌افزاری/نرم‌افزاری)، دو نکته در مورد هر مدلی صادق است: ۱) مدل بر اساس مفروضات گوناگونی در ارتباط با سیستم واقعی است، پارامترهای هیدروژئولوژیکی و هیدرولوژیکی مورد استفاده در مدل، تقریبی از پارامترهای واقعی روی زمین هستند که هرگز نمی‌توان آنها را با دقت صددرصد تعیین کرد. ۲) سیستمی از معادلات جبری جایگزین معادلات دیفرانسیل نظری توصیف کننده جریان آب زیرزمینی می‌شود که کم و بیش صحیح هستند. بنابراین مشخص است که قابل اعتماد و خوب بودن مدل، به تهیه‌کننده یا

تهیه‌کنندگان آن بستگی دارد و تا زمانی که تمام محدودیت‌های آن به طور واضح مشخص نشده باشد، نباید از آن استفاده کرد (Kresic, 1997). پیش از توضیح درباره تقسیمات مدل‌ها، معادلات دیفرانسیل جزئی حاکم بر جریان آب زیرزمینی در یک محیط متخلخل مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۳-۲- طبقه‌بندی مدل‌های آب زیرزمینی

مدل‌های جریان آب زیرزمینی ممکن است به روش‌های متفاوتی تقسیم‌بندی شوند. مدل‌ها ممکن است بر اساس ابعاد فضایی به صورت یک، دو، سه بعدی و یا شبه سه بعدی تقسیم‌بندی شوند. مدل‌ها ممکن است هم به صورت پایا و هم ناپایا و یا به طور اختیاری برای هر یک از دو وضعیت در نظر گرفته شوند. مدل‌ها ممکن است به مدل‌های جریان آب زیرزمینی و مدل‌های انتقال مواد محلول تقسیم‌بندی شوند. بر اساس این طبقه‌بندی، یک سیستم واقعی به دو روش فیزیکی و ریاضی شبیه‌سازی می‌گردد.

۳-۲-۱- مدل‌های فیزیکی

پیش از پیدایش کامپیوتر، هیدروژئولوژیست‌ها بیشتر از این مدل‌ها برای تشریح مسائل هیدروژئولوژیکی استفاده می‌کردند. مدل‌های فیزیکی در یک تقسیم‌بندی کلی شامل مدل‌های آنالوگ^۱ و مدل‌های کوچک‌مقیاس^۲ هستند.

۳-۲-۱-۱- مدل‌های کوچک‌مقیاس

از مهمترین مدل‌های کوچک‌مقیاس می‌توان به مدل‌های ماسه‌ای اشاره کرد که در واقع این مدل‌ها، مدل‌های فیزیکی کوچک شده‌ای از سیستم‌های جریان آب زیرزمینی می‌باشند که امکان عبور آب یا سیال دیگری را از خلال ماسه یا یک محیط متخلخل دیگر فراهم می‌کنند. ستون ماسه‌ای داری نمونه‌ای از این مدل‌ها بود از دیگر مدل‌های کوچک‌مقیاس می‌توان به تانک‌های شیشه‌ای^۳ اشاره کرد که برای نشان دادن چگونگی پخش ردیاب‌ها در محیط‌های متخلخل ساخته شده‌اند. این مدل‌ها امروزه کمتر مورد استفاده قرار

¹ Analog models

² Small scale models

³ Dye tracer/Glass tank

می‌گیرند چون علاوه بر پرهزینه بودن قادر به تشریح پیچیدگی‌های موجود در سیستم‌های هیدروژنولوژیکی نیستند.

۳-۲-۱-۲- مدل‌های آنالوگ

مدل‌های آنالوگ بر اساس شباهت‌های ریاضی قوانین حاکم بر متغیرهای کنترل‌کننده جریان آب زیرزمینی و آن دسته از متغیرهایی که جریان‌های خطی سیاله گرما و الکتریسیته را توجیه می‌کنند، طراحی شده‌اند. مهمترین این مدل‌ها، مدل‌های آنالوگ-الکترونیک و آنالوگ-ویسکوز سیال می‌باشد.

الف- مدل‌های آنالوگ-الکترونیک

مدل‌های الکترونیک از مهمترین مدل‌های تشابهی برای مطالعه حرکت آب زیرزمینی هستند. در این مدل‌ها جریان برق در مدارهای الکترونیک مقاومت‌ها یا دیگر محیط‌های هادی، شبیه به جریان آب در محیط‌های متخلخل در زیر زمین است. عبور جریان برق از یک محیط هادی با استفاده از قانون اهم به صورت زیر بیان می‌شود:

$$I = \varepsilon_0 \frac{dE}{dx} \quad (۱-۳)$$

که در آن:

ε_0 : هدایت الکترونیک ویژه

$\frac{dE}{dx}$: گرادیان ولتاژ

I : جریان در واحد سطح

این معادله شبیه معادله دارسی ($q = k \frac{\sigma h}{\sigma x}$) می‌باشد.

یک مدل آنالوگ-الکترونیک از یک مدار الکترونیک که مجموعه منظمی از خازن‌ها و مقاومت‌ها می‌باشد تشکیل شده است. ایجاد یک میدان الکترونیک در مدلی از منبع آب زیرزمینی، شبیه به جریان زیرزمینی در نمونه اصلی است. بار هیدرولیکی با ولتاژ، گرادیان هیدرولیک با گرادیان ولتاژ، نفوذپذیری با هدایت الکترونیک ویژه و خطوط هم‌پتانسیل جریان آب با خطوط هم‌پتانسیل جریان برق قابل مقایسه می‌باشند. اولین مدل‌های

کامپیوتری بر اساس همین مدل‌های آنالوگ ساخته شده‌اند. ایراد اصلی این مدل‌ها این است که چون بر اساس یک سری شرایط، ساده‌سازی‌ها، فرضیات و قاعده‌ها برای یک مشکل هیدروژئولوژیکی خاص طراحی شده‌اند در صورت پیچیدگی سیستم، مدل نیز باید تغییر کند.

ب- مدل‌های ویسکوز-سیال^۱

وقتی در مدل‌های دو بعدی از مایعی ویسکوز استفاده شود جریان ورقه‌ای را می‌توان با نزدیک‌تر کردن دیواره‌های مدل، به طوری که فاصله آن ۱ یا ۱۰ میلی‌متر شود ایجاد کرد. مدل‌های ویسکوز-سیال را از دو صفحه شیشه‌ای یا پلاستیکی، با فاصله ثابت می‌سازند. مخازنی نیز برای کنترل جریان سیال بین دو صفحه، به طرفین یا دو انتهای مدل، نصب می‌کنند. به مدل ساخته شده از طریق لوله‌های باریکی بین صفحات، مایع اضافه شده یا برداشت می‌شود (برای شبیه‌سازی تغذیه و تخلیه). جریان‌های یکنواخت مثل نفوذ باران با رشته‌ای از لوله‌ها شبیه‌سازی می‌شود. استفاده از روغن یا گلیسرین در مدل باعث کارکرد مطلوب آن می‌گردد و افزودن رنگ به سیال باعث نمایش بهتر سطح ایستایی می‌شود.

۳-۲-۲- مدل‌های ریاضی^۲

مدل‌های ریاضی به طور گسترده‌ای برای ارزیابی کمی و کیفی مخازن آب زیرزمینی به کار برده می‌شوند. در مدل‌های ریاضی، سیستم‌های هیدروژئولوژی در دست بررسی و مطالعه به وسیله فرمول‌ها و روابط ریاضی حاکم، توصیف می‌گردد. پس از ارائه معادله ریاضی حاکم بر سیستم، این معادله را می‌توان با مدل‌های تحلیلی یا عددی حل کرد.

در سال‌های اخیر به علت پیشرفت و کاربرد وسیع کامپیوترهای شخصی، مدل‌های عددی به عنوان ابزاری کارآمد برای مدیریت و پیش‌بینی مسائل آب زیرزمینی مطرح شده و این کارایی نسبت به مدل‌های فیزیکی، آنها را کاربردی‌تر کرده است (Todd, 1980). با وجود این که مدل‌های ریاضی نیاز به کنترل تجهیزات آزمایشگاهی ندارند، کاربرد آنها آسان است و نسبت به مدل‌های فیزیکی هزینه کمتری دارند، می‌توانند مسائل گسترده و پیچیده‌ای را حل نمایند.

¹ Viscous-Fluid models

² Mathematical models

۳-۲-۱- مدل‌های تحلیلی^۱

مدل‌های تحلیلی ابزاری قوی برای ارزیابی مخازن آب زیرزمینی می‌باشند که با استفاده از یک ماشین حساب با قابلیت برنامه‌نویسی یا به وسیله یک کامپیوتر شخصی می‌توان آنها را سریع، دقیق و با هزینه کم حل نمود. در مدل‌های تحلیلی تمام پارامترها به صورت میانگین در نظر گرفته می‌شود و شرایط مرزی به صورت مرزهای ساده و با هندسه مشخص منظور می‌گردد. در واقع یک آبخوان با شکل هندسی معین، مورد بررسی قرار می‌گیرد و عکس‌العمل سیستم نسبت به پمپاژ و دیگر عوامل با کاربرد راه حل ثابت و معین معادله دیفرانسیلی مربوطه تعیین می‌شود. این مدل‌ها محدود به سیستم‌های فوق‌العاده ساده می‌باشند. حل معادله لاپلاس در واقع یک نوع مدل تحلیلی می‌باشد که به صورت تابع ریاضیاتی فرمول تاپس بیان می‌گردد. البته باید متذکر شد که این راه حل‌ها محدود به شرایط زیر می‌باشد:

۱- محیط باید از هندسه ساده‌ای برخوردار باشد.

۲- محیط باید همگن و همسو باشد.

در بسیاری از مدل‌های تحلیلی فرض شده که سفره همگن و همسو است و ضرایب نفوذپذیری، انتقال و ذخیره، ثابت است. چنین فرضیاتی سبب می‌شود که شبیه‌سازی انجام شده دقیق نباشد خصوصاً اگر سیستم تحت مدل‌سازی پیچیده باشد. این پیچیدگی سبب می‌شود که نتایج بدست آمده از مدل‌سازی تحلیلی بسیار خام باشد. در چنین مواردی معمولاً از مدل‌های عددی استفاده می‌شود، تا وضعیت سیستم‌های هیدروژئولوژیکی به خوبی در نظر گرفته شوند.

۳-۲-۲- مدل‌های عددی^۲

به دلیل شرایط پیچیده آبخوان، مرزهای هیدروژئولوژیکی پیچیده و شکل هندسی نامعین، استفاده از مدل‌های تحلیلی عمدتاً محدود کننده و با پیشرفت تکنولوژی و ورود کامپیوترها در عرصه‌های علمی، کاربرد مدل‌های عددی رو به افزایش است. در مدل‌سازی عددی، معادلات ریاضی که معمولاً به صورت معادلات دیفرانسیل است به یک مجموعه معادلات جبری تغییر داده می‌شود. این معادلات جبری نهایتاً به فرم یک ماتریس بزرگ درمی‌آیند و در نهایت با فرآیندهای تکراری و با استفاده از کامپیوتر برای آن متغیر انتخابی که

^۱ Analytical models

^۲ Numerical models

سیستم را توجیه می‌کند، تخمین لازم زده می‌شود. مدل‌های عددی را می‌توان به صورت نوشتن برنامه‌های کامپیوتری با استفاده از نرم‌افزارها برای حل معادلات جبری حاصل از روش‌های عددی حل کرد. بهترین برنامه‌های کامپیوتری آنهایی است که ورودی‌ها یا داده‌ها را با مناسب‌ترین و ساده‌ترین شکل دریافت کرده و پس از پردازش، معادلات اساسی را حل و خروجی‌ها را به بهترین شکل ممکن (که بیشتر به صورت گرافیکی است) نشان دهد. مدل‌های عددی بر اساس تقریب‌سازی معادلات دیفرانسیل جریان و روش‌های حل عددی سیستم معادلات جبری، به پنج روش سیستم جریان آب زیرزمینی را شبیه‌سازی می‌کنند که شامل روش‌های تفاضل محدود^۱، اجزاء محدود^۲، حجم‌های محدود، تفاضل محدود کامل شده و روش معادله انتگرال مرزی می‌باشد (یوسفی ناغانی، ۱۳۸۱). در روش‌های عددی، سیستم را به N نقطه محدود کرده سپس معادلات دیفرانسیل جزئی حاکم بر جریان آب زیرزمینی با N معادله جبری برای N نقطه جایگزین می‌شود. دو روش تفاضل محدود و اجزاء محدود که روش‌های کاربردی‌تر مدل‌های عددی هستند در ادامه توضیح داده می‌شوند.

الف- روش تفاضل‌های محدود

یکی از روش‌های عددی مورد استفاده در هیدروژئولوژی که امروزه اساس حل بسیاری از مدل‌ها و بسته‌های کامپیوتری را تشکیل می‌دهد، روش تفاضل‌های محدود، می‌باشد. در این روش، محیط جریان یا سیستم تحت بررسی به طور منظم شبکه‌بندی شده و سپس جریان‌های مربوط به یک زون منفرد^۳ از سفره تحت بررسی، تحلیل می‌شود و معادلات جبری آن در این شبکه به دست می‌آید. شکل (۳-۱) مختصات محلی یک سیستم را در یک دستگاه دکارتی نشان می‌دهد.

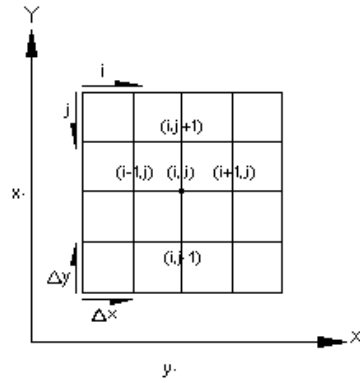
اصول روش تفاضل‌های محدود این است که در این روش، مشتقات با تفاضل‌های بین نقاط گرهی جایگزین می‌شود. با توجه به تعریف مشتق اول، بار هیدرولیکی بین دو نقطه (i, j) و $(i+1, j)$ با استفاده از معادله زیر به دست می‌آید:

$$\frac{\partial h}{\partial x} = \frac{\Delta h}{\Delta x} = \frac{h_{(i+1,j)} - h_{(i,j)}}{\Delta x} \quad (۳-۲)$$

^۱ Finite Difference Method or FDM

^۲ Finite Element Method or FEM

^۳ Single zone



شکل ۳-۱- دستگاه مختصات در نظر گرفته شده برای حل معادلات جبری (Wang and Anderson, 1981)

مشتق دوم را نیز می‌توان از تفاضل مشتق اول در آن نقطه به دست آورد:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{(h_{(i+1,j)} - h_{(i,j)}) - (h_{(i,j)} - h_{(i-1,j)})}{\Delta x^2} \quad (3-3)$$

به روش مشابه می‌توان معادله (۳-۳) را برای محور y نیز نوشت:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{(h_{(i,j+1)} - h_{(i,j)}) - (h_{(i,j)} - h_{(i,j-1)})}{\Delta y^2} \quad (4-3)$$

و در نهایت برای هر دو محور مختصاتی، معادله زیر را خواهیم داشت:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{(h_{(i,j+1)} - h_{(i,j)}) - (h_{(i,j)} - h_{(i,j-1)})}{\Delta y^2} + \frac{(h_{(i+1,j)} - h_{(i,j)}) - (h_{(i,j)} - h_{(i-1,j)})}{\Delta x^2} \quad (5-3)$$

با فرض شبکه‌های مربعی، Δx و Δy برابر می‌باشند. پس معادله بالا را می‌توان در شرایط پایا به صورت زیر بازنویسی کرد:

$$h_{(i-1,j)} + h_{(i+1,j)} + h_{(i,j-1)} + h_{(i,j+1)} - 4h_{(i,j)} = 0 \quad (6-3)$$

در واقع معادله (۶-۳) معادله جبری معادل معادله دیفرانسیل مرتبه دوم (معادله لاپلاس) می‌باشد که به کمک کامپیوترهای دیجیتالی به صورت عددی حل می‌شود. یکی از کاربردی‌ترین مدل‌های تفاضل محدود که

توسط سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده (USGS^۱) تهیه شده و در اختیار هیدروژئولوژیست‌ها قرار گرفته، مدل MODFLOW می‌باشد.

ب- روش اجزاء محدود

در روش اجزاء محدود بر خلاف روش تفاضل محدود که در آن از شبکه‌های چهار گوش استفاده می‌شود، از شبکه‌های چند وجهی استفاده می‌گردد. به عبارت دیگر تفاوت این دو روش در چگونگی تقسیم‌بندی منطقه می‌باشد. در روش تفاضل محدود محل نقاط است که باید مشخص گردد ولی در این روش محل المان‌ها می‌بایست تعیین شود. رعایت نظم مشخص در چگونگی شکل دادن به المان‌ها اهمیتی ندارد و این گره‌ها هستند که سیستم تحت مدل‌سازی را تعریف می‌کنند. المان‌ها توسط گره‌ها تعریف می‌گردند، گره‌ها ممکن است در محل نقاط چند وجهی‌ها، درون آنها و یا وسط اضلاع در نظر گرفته شوند و در واقع نشانگر نقاطی می‌باشند که در آنها پارامترهای نامعلوم محاسبه خواهد شد. مساحت منطقه مورد مطالعه توسط گره‌های در نظر گرفته شده، تعیین می‌گردد. اساس ریاضی به کار گرفته شده در عناصر محدود، در قیاس با روش تفاضل محدود مشکل‌تر می‌باشد و راه حل‌های روش اجزاء محدود معمولاً بر اساس روش گالرکین^۲ استوار می‌باشد.

۳-۳- طراحی یک مدل عددی

ساخت یک مدل ریاضی شامل مراحل است که به طور خلاصه در زیر اشاره می‌گردد.

۱- طرح مسئله و تعیین هدف: در این مرحله، مسئله مورد بحث مشخص و هدف از ساخت مدل روشن می‌گردد.

۲- آماده‌سازی داده‌های مورد نیاز برای مدل: داده‌های مورد نیاز برای ساخت یک مدل به طور خلاصه در جدول (۳-۱) آورده شده است. این داده‌ها را می‌توان به طور کلی به دو گروه تقسیم نمود. گروه (الف) داده‌هایی که سیستم جریان را از لحاظ هندسی تعریف می‌کنند و شامل ضخامت و گسترش جانبی واحدهای هیدرواستراتیگرافی می‌باشند. گروه (ب) داده‌های هیدروژئولوژیکی که شامل اطلاعاتی درباره بار هیدرولیکی،

^۱ United State Geological Survey

^۲ Galerkin's method

جریان‌هایی که برای فرموله کردن مدل تحلیلی لازم است و همچنین خصوصیات سفره و تنش‌های هیدروژئولوژیکی می‌باشند.

۳- مدل مفهومی: مدل مفهومی در واقع تعریف تصویری از یک سیستم جریان آب در غالب نقشه‌ها و مقاطع عرضی و پایگاه اطلاعات داده‌ای می‌باشد. هدف از ساخت یک مدل مفهومی درک کامل هیدروژئولوژی، هیدرولوژی و دینامیک جریان آب زیرزمینی در داخل و اطراف منطقه مورد مطالعه می‌باشد. در واقع با توسعه یک مدل مفهومی، آزاد یا محبوس بودن سفره، تغذیه و تخلیه، جریان‌های مصرفی و تولید، جریان‌های ورودی و خروجی و جهت جریان آب زیرزمینی برای مدل‌ساز مشخص می‌گردد.

۴- انتخاب معادله حاکم و کد رایانه‌ای: کد، یک برنامه کامپیوتری است که شامل یک الگوریتم می‌باشد و مدل ریاضی را به صورت عددی حل می‌کند. کد رایانه‌ای انتخاب شده باید بتواند به بهترین وجه، آبخوان را شبیه‌سازی و هدف تهیه مدل را برآورد نماید.

۵- طراحی مدل: این مرحله شامل طراحی شبکه، انتخاب مراحل زمانی، شرایط اولیه و تنظیمات مرزی و انتخاب مقدماتی مقادیر پارامترهای سفره و تنش‌های هیدروژئولوژیکی می‌باشد.

۶- واسنجی: برای اینکه از مدل در جهت مدیریت بهره‌برداری از سفره استفاده گردد بایستی مدل با منطقه مورد نظر تطبیق داده شود. هر مدل آب زیرزمینی دارای یک سری پارامترهای مجهول است که بایستی در طول مراحل واسنجی^۱ مدل با مقایسه نتایج شبیه‌سازی و مشاهدات صحرایی تعیین شود. بدین صورت که مقادیر ضرایبی که عدم قطعیت در آنها وجود دارد آنقدر تغییر داده می‌شود تا مقادیر سطح آب مشاهده‌ای و محاسبه‌ای تقریباً و در حد قابل قبولی بر هم منطبق شود. روش‌های واسنجی مدل‌های آب زیرزمینی شامل روش‌هایی مبتنی بر سعی و خطا و بهینه‌سازی اتوماتیک می‌باشد. روش سعی و خطا در واسنجی مدل آب زیرزمینی، یکی از قدیمی‌ترین و در عین حال مؤثرترین روش‌ها می‌باشد. در این روش مقادیر پارامترهای مدل در ابتدا به عنوان داده ورودی به مدل داده می‌شود و پس از اجرای مدل، مقایسه بین مقادیر سطح آب مشاهده‌ای و محاسبه‌ای انجام می‌شود. در صورتی که تفاوت قابل ملاحظه‌ای وجود داشته باشد پارامترها بایستی با دید کارشناسی تصحیح و مجدداً به مدل اضافه و اجرا گردد. این پروسه تا حصول نتایج قابل قبول تکرار می‌گردد. با توجه به محدودیت‌های این روش، امروزه در مدل‌سازی آب زیرزمینی از روش کالیبراسیون اتوماتیک استفاده می‌شود.

¹ Calibration

جدول ۳-۱- خلاصه‌ای از داده‌های مورد نیاز برای ساخت مدل ریاضی

گروه	داده‌های مورد نیاز
الف: ساختار فیزیکی	نقشه‌های زمین‌شناسی برای تعیین گسترش عمودی و جانبی سفره و همچنین مرزهای سیستم
	نقشه‌های توپوگرافی
	نقشه‌های کنتموری مشخص کننده ارتفاع سنگ کف و لایه‌های محدود کننده
	نقشه‌های هم‌ضخامت آبخوان
	نقشه‌های نشان‌دهنده گسترش و ضخامت آبراهه‌ها و رسوبات برجای مانده از آنها
ب: ساختار هیدروژئولوژیکی	نقشه‌های هم‌پتانسیل و هم‌سطح ایستابی
	هیدروگراف‌های ارتفاع آب زیرزمینی و ترازهای آب سطحی و مقادیر تخلیه.
	نقشه‌های هدایت هیدرولیکی و قابلیت انتقال
	نقشه‌ها و مقاطع بیان کننده خصوصیات سفره و لایه‌های محدود کننده
	مقدار هد الکتریکی و توزیع آن برای رودخانه‌ها و رسوبات بر جای مانده از آنها
	توزیع زمانی و مکانی تبخیر و تعرق، تغذیه آب زیرزمینی، تداخل آب سطحی و زیرزمینی، تخلیه طبیعی و پمپاژ.

نیومن^۱ در سال ۱۹۷۷ برآورد پارامترها به طریق اتوماتیک را به دو روش مستقیم و غیر مستقیم تقسیم نموده است. در روش مستقیم تعداد معادلات موجود بیشتر از تعداد مجهولات می‌باشد در نتیجه از نظر ریاضی نمی‌تواند فقط دارای یک جواب باشد. به هر حال هدف نهایی این است که خطاهای به وجود آمده بین مقادیر محاسبه‌ای و مشاهده‌ای کمینه گردد. در روش غیر مستقیم ابتدا پارامترهای هیدرولیکی مشاهده‌ای و سایر پارامترها به مدل داده می‌شود و محاسبات از طرق حل پیشرونده انجام می‌گیرد. مقادیر محاسبه‌ای و مشاهده‌ای مقایسه شده و در صورت اختلاف داشتن، تصحیح مقادیر پارامترها با استفاده از کمینه‌سازی^۲ تابع هدف انجام می‌شود. در واقع معیار این روش بر مبنای حداقل کردن اختلاف مقادیر محاسبه‌ای و مشاهده‌ای می‌باشد. به طور ساده‌تر می‌توان بیان داشت که روش غیرمستقیم حل اتوماتیک، روش دستی آزمون سعی و خطا می‌باشد که در آن پارامترها تا رسیدن به جواب مطلوب به صورت تکراری

^۱ Neuman

^۲ Minimization

تصحیح می‌شود. در این روش به دلیل بیشتر بودن تعداد مجهولات از تعداد معادلات، ناگزیر به استفاده از روشهای بهینه‌سازی می‌باشند. روش غیرمستقیم از نظر زمانی نسبت به روش مستقیم طولانی‌تر است ولی جوابهای حاصله از نظر فیزیکی منطقی‌تر می‌باشد. در حداقل کردن تابع هدف، به طور معمول از تئوری حداقل مربعات^۱ و یا حداکثر درست‌نمایی^۲ استفاده می‌شود. برای حل آن از روشهای مبتنی بر الگوریتم گوس- نیوتن و گرادیان استفاده می‌گردد. آنچه که در مرحله کالیبراسیون مدل‌سازی حائز اهمیت است علاوه بر تصحیح پارامترها در محل کنترل توزیع مکانی پارامترها در کلیه شبکه‌های مدل می‌باشد که اصطلاحاً پارامترسازی نامیده می‌شود. مدل MODFLOW از روش بهینه‌سازی غیرمستقیم برای کالیبراسیون استفاده می‌کند.

۷- صحت‌سنجی^۳ مدل: مرحله صحت‌سنجی به منظور ایجاد اعتماد بیشتر به مقادیر پارامترهای کالیبره شده انجام می‌شود. در این مرحله از داده‌های صحرایی که تاکنون مورد استفاده قرار نگرفته‌اند استفاده می‌شود. با انجام مراحل بالا نتیجه موجود همان مدل ریاضی است که از توانایی بالا در جهت مدیریت سیستم و پیش‌بینی وضعیت آن در شرایط آینده برخوردار می‌باشد.

۸- پیش‌بینی^۴: در مرحله پیش‌بینی پاسخ سفره نسبت به تنش‌های آینده (تنش‌هایی که انتظار می‌رود در آینده تغییری نکنند) کمی می‌شود.

۳-۴- معرفی مدل PMWIN

۳-۴-۱- تعریف

Processing MODFLOW for Windows یا همان PMWIN یک سیستم شبیه‌سازی برای مدل‌سازی جریان آب زیرزمینی و فرآیند انتقال مواد محلول می‌باشد. PMWIN در واقع ترکیبی از مدل‌های MT3D, UCODE و PMPATH, MT3DMS, MO3CD, PEST, MODFLOW88, MODFLOW96 می‌باشد. PMWIN برای شبیه‌سازی سیستم جریان آب زیرزمینی از دو کد اصلی MODFLOW،

^۱ Least squares

^۲ Maximum likelihood

^۳ Verification

^۴ Prediction

(MPDFLOW 88 (McDonald و MODFLOW 96 (Harbughand and McDonald, 1996a, 1996b and Harbughand 1988) استفاده می‌کند. MODFLOW یک مدل تفاضل محدود، قطعه‌ای و سه بعدی به زبان فرترن ۷۷ است که توسط سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده تهیه شده است. کاربرد MODFLOW توصیف و پیشگویی سیستم جریان آب زیرزمینی می‌باشد. از زمان انتشار اولین نسخه MODFLOW، کدهای گوناگونی در آن برای شبیه‌سازی حالات خاص در سیستم جریان آب زیرزمینی توسط طراحان گوناگون توسعه داده شده است. MODFLOW می‌تواند تأثیر چاه‌ها، رودخانه‌ها، زهکش‌ها، بارهای هیدرولیکی وابسته به مرز، تغذیه و تبخیر و تعریق را توسط بسته‌های نرم‌افزاری شبیه‌سازی نماید. در جدول (۲-۳) بسته‌های نرم‌افزاری موجود در MODFLOW به همراه علامت اختصاری و بسته‌های استفاده شده در این تحقیق نشان داده شده است. علاوه بر برنامه شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی (MODFLOW)، PMWIN از چند برنامه دیگر برای شبیه‌سازی انتقال مواد محلول، مسیرهای جزئی حرکت و فرایند تخمین پارامتر استفاده می‌کند. PMWIN برای شبیه‌سازی انتقال مواد محلول از سه برنامه MT3D، MT3DMS و MOC3D استفاده می‌کند. هریک از این مدل‌ها به طور مختصر در ادامه توضیح داده می‌شوند.

MT3D: یک مدل انتقال مواد محلول می‌باشد که معادلات انتقال شامل فرآیندهای پهنرفت-پراکندگی-واکنش‌پذیر سه بعدی را با استفاده از روش Eulerian-Lagrangian حل می‌کند. ساخت این مدل بر این فرض استوار است که تغییر در غلظت حوضه تأثیری بر جریان حوضه ندارد. این فرض به کاربر این امکان را می‌دهد تا یک مدل جریان آب زیرزمینی را ساخته و کالیبره کند. بعد از کامل شدن مدل جریان، MT3D انتقال مواد محلول را با استفاده از بارهای هیدرولیکی محاسبه شده و ترم‌های مختلف جریان (که در MODFLOW ذخیره شده است) شبیه‌سازی می‌کند. MT3D برای شبیه‌سازی غلظت یک نوع آلاینده منفرد در آب زیرزمینی با در نظر گرفتن فرآیندهای پهنرفت، پراکندگی و بعضی از واکنش‌های شیمیایی ساده (واکنش‌های تعادلی برگشت‌پذیر^۱ و واکنش‌های شیمیایی برگشت‌ناپذیر مرتبه اول مثل واپاشی رادیواکتیو و تجزیه بیوشیمیایی) به کار می‌رود.

¹ Equilibrium-controlled linear

جدول ۳-۲- بسته‌های نرم‌افزاری موجود و استفاده شده در PMWIN

ردیف	بسته‌های موجود در MODFLOW	علامت اختصاری	بسته‌های استفاده شده
۱	Density Package	-	
۲	Drain Package	-	
۳	Evapotranspiration	ET	
۴	General Head boundary Package	GHB	✓
۵	Horizontal Flow Barriers Package	HFB	
۶	Interbed Storage Package	-	✓
۷	Recharge Package	RECH	✓
۸	Reservoir Package	RES	
۹	River Package	RIV	
۱۰	Stream flow-Routing Package	STR	
۱۱	Time-Variant Specified-Head Package	-	
۱۲	Well Package	WEL	✓
۱۳	Weting Capability Package	-	

MT3DMS: این مدل در واقع مدل MT3D توسعه یافته می‌باشد. پسوند MS آن، برگرفته شده از ساختار Multi-Species (چند-نوعی) می‌باشد. MT3DMS از سه روش Eulerian-Lagrangin، TVD و روش تفاضل محدود استاندارد برای حل معادلات انتقال جرم استفاده می‌کند.

MO3D: مدل MO3D تغییرات غلظت یک ترکیب شیمیایی واحد را که تحت تأثیر فرآیندهای پهنرفت، پراکندگی هیدرودینامیکی (پخش ملکولی و پراکندگی مکانیکی) مخلوط یا رقیق‌شدگی از منبع سیاله را محاسبه می‌کند. PMWIN برای شبیه‌سازی مسیرهای جزئی جریان و زمان حرکت جریان از مدل PMPATH (Chiang and Kinzelbach, 1994, 1998) استفاده می‌کند. PMPATH نتایج محاسبات را به

صورت خروجی‌های گرافیکی (خطوط کنتوری، خطوط هم‌افت و بردارهای سرعت) ارائه می‌دهد. دو برنامه دیگر ارائه شده در PMWIN، PEST (Doherty et al 1994) و UCODE (Poeter and Hill, 1998) می‌باشند که برای فرآیند تخمین پارامتر به کار می‌روند.

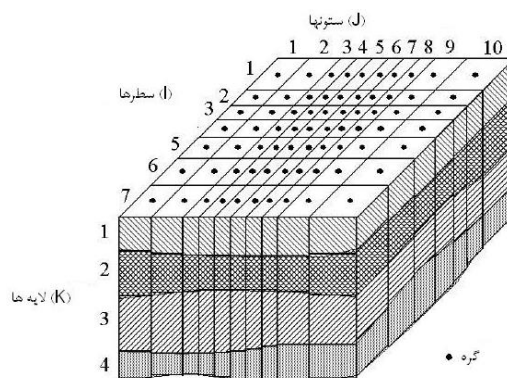
۳-۴-۲- مفاهیم طراحی سیستم جریان آب زیرزمینی با مدل PMWIN

همان طور که در بالا ذکر شد PMWIN برای شبیه‌سازی سیستم جریان آب زیرزمینی از برنامه MODFLOW استفاده می‌کند. به همین علت در ادامه، به توضیح جنبه‌های کلی مدل MODFLOW که این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته و شامل مفاهیم ساختاری و چگونگی کارکردشان است، پرداخته می‌شود. قابل ذکر است که توضیحات بیشتر در این رابطه در پیوست آورده شده است.

۳-۴-۲-۱- تقسیم‌بندی فضایی^۱

شکل (۳-۲) تقسیم‌بندی فضایی یک آبخوان را توسط یک شبکه از بلوک‌ها نشان می‌دهد. هر کدام از این بلوک‌ها، یک سلول نامیده می‌شود. موقعیت هر یک از بلوک‌ها بر حسب شماره ردیف، ستون و لایه‌ها به وسیله یک سیستم شماره‌گذاری i ، j و k مشخص می‌گردد. برای سیستمی با n سطر، n ستون و n لایه، i شماره سطر، j شماره ستون و k شماره لایه می‌باشد. برای مثال در شکل (۳-۲)، سیستمی با ۷ سطر، ۱۰ ستون و ۴ لایه نشان داده شده است. در نوشتن معادلات مدل، این فرض پذیرفته شده است که لایه‌ها معمولاً از واحدهای هیدروژئولوژیک افقی تشکیل شده‌اند، بنابراین طبق مختصات کارتیزین، ضریب k تغییرات در جهت z را نشان می‌دهد. نظر به اینکه شماره‌گذاری لایه‌ها از بالا به پایین است، افزایش ضریب k به معنای کاهش ارتفاع می‌باشد. به همین ترتیب، ردیف‌ها در جهت موازی محور x ‌ها در نظر گرفته می‌شوند. به طوری که افزایش شماره ردیف (i) به معنای کاهش y است و ستون‌ها در جهت موازی محور y طوری در نظر گرفته می‌شوند که افزایش شماره ضریب j ، با افزایش x همراه باشد. شکل (۳-۲) با این فرضیات بنا گردیده است. در کاربرد مدل، فرض بر آن است که ردیف‌ها و ستون‌ها در جهت موازی محورهای عمود بر هم در لایه‌ها هستند. بنابراین نیاز به مشخص کردن مختصات x ، y و z نخواهد بود.

¹ Space discretization



شکل ۳-۲- یک سیستم آبخوان فرضی تقسیم‌بندی شده در MODFLOW (Chiang and Kinzelbach, 2000)

در هر سلول یک نقطه به نام گره قرار دارد که محاسبات بار هیدرولیکی برای این نقطه انجام می‌شود. دو طریقه برای قرار گرفتن سلول‌ها نسبت به محل گره‌ها آرایش مرکز بلوکی^۱ و آرایش مرکز نقطه‌ای^۲ وجود دارد. در هر دو روش، آبخوان ابتدا به وسیله دو دسته خطوط موازی و متعامد تقسیم می‌شود. در روش مرکز بلوکی، بلوک‌های ایجاد شده از برخورد این خطوط موازی، سلول‌ها را تشکیل می‌دهند و گره‌ها در مرکز این سلول‌ها قرار دارند. در روش مرکز نقطه‌ای، گره‌ها در محل برخورد خطوط موازی قرار داشته و سلول‌ها در اطراف این گره‌ها طوری ساخته می‌شوند که وجوه وابسته به آنها در مرکز بین دو گره مجاور قرار گیرند. در این حالت، فاصله گره‌ها طوری انتخاب می‌شود که خصوصیات هیدرولیکی سیستم به طور کلی در یک سلول یکنواخت باشد. معادلات تفاضل محدود برای هر دو روش مورد استفاده قرار می‌گیرد ولی در مدل حاضر از روش مرکز بلوکی استفاده شده است.

۳-۲-۴- تقسیمات زمانی^۳

اصلی‌ترین مؤلفه در تقسیمات زمانی، گام زمانی^۴ می‌باشد که از اجتماع گام‌های زمانی، یک دوره تنش^۵ حاصل می‌گردد. برای هر دوره تنش، کاربر می‌بایست زمان کلی، تعداد گام‌های زمانی (NSTP) و ضریب افزایش گام زمانی (TSMULT) را مشخص نماید. به طوری که طول گام زمانی m برابر با گام زمانی $(m-1)$ قبل ضرب در ضریب افزایشده می‌باشد. سری که هر عدد آن برابر با ضریب ثابتی ضرب در مقدار قبلی

^۱ Block-centered

^۲ Point-centered

^۳ Time discretization

^۴ Time step

^۵ Stress period

می‌باشد، سری هندسی گفته می‌شود و طول اولین گام زمانی (Δt_1) از معادله زیر برای یک سری هندسی تعیین می‌گردد.

$$\Delta t_1 = \frac{TSMULT - 1}{TSMULT^{NSTP} - 1} \quad (7-3)$$

طول دوره تنش و گام زمانی در محاسبه مقادیر بار هیدرولیکی برای شرایط پایا بی‌تأثیر می‌باشد. اطلاعات مربوط به تقسیمات زمانی همراه با تقسیمات مکانی در فایلی تحت عنوان فایل تقسیمات مکانی و زمانی^۱ وارد می‌گردد.

۳-۲-۴-۳- معادله جریان آب زیرزمینی به کار رفته در مدل PMWIN

شکل عمومی معادله جریان به کار رفته در این مدل به شکل زیر است:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (8-3)$$

که در این معادله:

x ، y و z : مختصات کارتیزین در امتداد محورهای اصلی تنسور هدایت هیدرولیکی (متر)،

K_{xx} ، K_{yy} و K_{zz} : اجزا اصلی تنسور هدایت هیدرولیکی (متر بر ثانیه)،

h : هد هیدرولیکی (متر)،

W : فلاکس حجمی بر واحد حجم منابع یا مصارف آب (T^{-1})،

S_s : ذخیره ویژه مواد آبخوان (L^{-1})،

t : زمان (ثانیه)

¹ Discretization file

۳-۴-۲-۴- معادلات ذخیره در MODFLOW

در بیان ذخیره^۱، این نکته مهم است که مقدار ضریب ذخیره در طی شبیه‌سازی ثابت باقی می‌ماند یا نه. برای لایه‌ای که ضریب ذخیره آن در طی شبیه‌سازی ثابت باقی می‌ماند، معادلات ذخیره به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = SS_{i,j,k} (DEL R_j . DEL C_i . THICH_{i,j,k}) \frac{h_{i,j,k}^m - h_{i,j,k}^{m-1}}{t^m - t^{m-1}} \quad (9-3)$$

که در آن:

$\frac{\Delta V}{\Delta t}$: مقدار ذخیره آب در سلول (متر مکعب بر ثانیه)

$DEL C_i, DEL R_j$ and $THICH_{i,j,k}$: ابعاد سلول (متر)

$h_{i,j,k}^m$: هد هیدرولیکی در سلول i, j, k در انتهای گام زمانی m (متر)

$h_{i,j,k}^{m-1}$: هد هیدرولیکی سلول i, j, k در انتهای گام زمانی $m-1$ (متر)

t^m : زمان در انتهای گام زمانی m (ثانیه)

t^{m-1} : زمان در انتهای مرحله زمانی $m-1$ (ثانیه)

معادلات ذخیره در لایه‌ای که دارای سطح ایستابی می‌باشد به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = SY_{i,j,k} (DEL C_i . DEL R_j) \frac{h_{i,j,k}^m - h_{i,j,k}^{m-1}}{t^m - t^{m-1}} \quad (10-3)$$

که در این معادله $SY_{i,j,k}$ ، آبدهی ویژه سلول می‌باشد.

۳-۴-۲-۵- معادلات اساسی هدایت هیدرولیکی در MODFLOW

هدایت هیدرولیکی یکی از مؤلفه‌های قانون داری است. قانون داری برای جریان یک بعدی در منشوری از مواد متخلخل به صورت زیر می‌باشد:

¹ Storage

$$Q = \frac{-KA(h_1 - h_2)}{L} \quad (۱۱-۳)$$

که در آن:

Q : دبی عبوری (متر مکعب بر ثانیه)

A : سطح مقطع عمود بر جریان (متر مربع)

$h_2 - h_1$: اختلاف مقادیر بار هیدرولیکی در عرض منشور و موازی با جریان (متر)

با تعریف قابلیت هدایت^۱ به شکل زیر:

$$C = \frac{KA}{L} \quad (۱۲-۳)$$

معادله دارسی را می توان به صورت زیر نوشت:

$$Q = C(h_1 - h_2) \quad (۱۳-۳)$$

از طرف دیگر، تعریف C برای جریان افقی در یک منشور عبارت است از:

$$C = \frac{TW}{L} \quad (۱۴-۳)$$

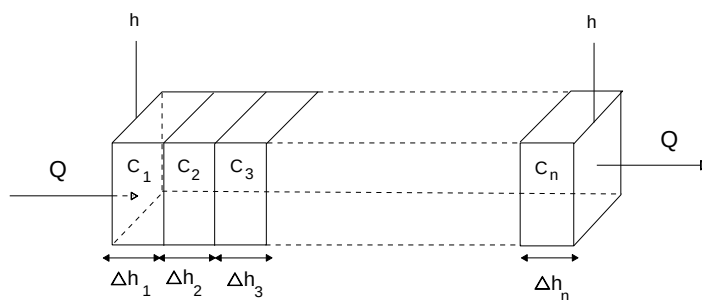
که در این معادله:

T : قابلیت انتقال در جهت جریان (متر مربع بر ثانیه)

W : عرض منشور (متر)

برای محیط آنیزوتروپ، قابلیت هدایت در سه جهت جریان یکسان نمی باشد. چنانچه منشور از مواد متخلخل شامل دو یا چند زیرمجموعه باشد که به طور سری در کنار هم قرار داشته باشند (شکل ۳-۳) و قابلیت هدایت هر مجموعه معین باشد، در این صورت قابلیت هدایت کل منشور قابل محاسبه می باشد.

^۱ Conductance



شکل ۳-۳- محاسبه قابلیت هدایت از طریق چند منشور که به صورت سری قرار گرفته‌اند (یوسفی ناغانی، ۱۳۸۱)

قابلیت هدایت معادل برای کل منشور با میزان جریان عبوری در منشور به تغییرات بار آبی در عرض آن می‌باشد. به عبارت دیگر:

$$C = \frac{Q}{h_A - h_B} \quad (۱۵-۳)$$

با فرض پیوستگی مقادیر بار هیدرولیکی در عرض هر مقطع رابطه زیر به دست می‌آید.

$$\sum_{i=1}^n \Delta h_i = h_A - h_B \quad (۱۶-۳)$$

با جایگزینی تغییرات بار هیدرولیکی در عرض هر مقطع با استفاده از قانون دارسی، معادله زیر حاصل می‌گردد.

$$\sum_{i=1}^n \frac{q_i}{C_i} h_A - h_B \quad (۱۷-۳)$$

از آنجایی که جریان یک بعدی است و فرض می‌گردد که هیچ‌گونه کاهش یا افزایشی در مقدار ذخیره وجود ندارد، تمام q_i برابر با جریان کلی می‌باشد. بنابراین:

$$\frac{h_A - h_B}{Q} = \sum_{i=1}^n \frac{1}{C_i} \quad (۱۸-۳)$$

$$Q \sum_{i=1}^n \frac{1}{C_i} = h_A - h_B \quad (۱۹-۳)$$

با مقایسه معادلات (۱۸-۳) و (۱۴-۳) نتیجه می‌شود که:

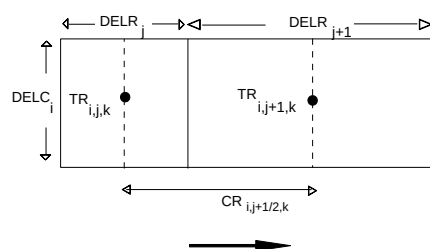
$$\frac{1}{C} = \sum_{i=1}^n \frac{1}{C_i} \quad (20-3)$$

بنابراین برای یک مجموعه که به صورت سری ردیف می‌گردد، عکس قابلیت هدایت معادل برابر با مجموع عکس تک تک آنها می‌باشد. برای هر دو مقطع این قابلیت هدایت معادل برابر است با:

$$C = \frac{C_1 C_2}{C_1 + C_2} \quad (21-3)$$

الف- هدایت هیدرولیکی افقی و قابلیت انتقال

معادلات تقاض محدود در MODFLOW، قابلیت هدایت معادل بین گره‌های سلول‌های مجاور را که قابلیت هدایت شاخه‌ای^۱ نامیده می‌شود بیشتر از خود سلول‌ها به کار می‌گیرد. ترم‌های CR و CC، قابلیت هدایت بین دو گره مجاور را به ترتیب در جهت ستون‌ها و ردیف‌ها تعیین می‌نماید. پرونده LPF، داده‌های ورودی مربوط به هدایت هیدرولیکی افقی برای تک تک سلول‌ها را می‌خواند و قابلیت هدایت بین گره‌ها را با استفاده از روش زیر محاسبه می‌کند. بر اساس این روش مقدار قابلیت هدایت (حاصل ضرب هدایت هیدرولیکی در ضخامت سلول) ثابت فرض می‌شود که این امر سبب تغییر گسسته قابلیت انتقال بین سلول‌های مجاور می‌گردد. با استفاده از این فرض و اینکه گره‌ها در مرکز سلول باشند، قابلیت هدایت بین دو گره، معادل قابلیت هدایت نصف سلول‌هایی می‌باشد که به صورت سری قرار گرفته‌اند. شکل (۳-۴) دو سلول را در جهت ردیف بر اساس فرضیات فوق نشان می‌دهد.



شکل ۳-۴- محاسبه قابلیت هدایت بین گره‌ها با استفاده از مقادیر قابلیت انتقال و ابعاد سلول‌ها (Kresic, 1997)

¹ Branch conductance

ب- هدایت عمودی

محاسبه قابلیت هدایت عمودی با فرض اینکه گره‌ها در مرکز سلول و تغییرات هدایت هیدرولیکی عمودی، در مرز لایه‌ها باشد، صورت می‌گیرد.

توضیحات بیشتری درباره هدایت هیدرولیکی افقی و عمودی در پیوست آمده است.

۳-۴-۲-۶- بسته نرم‌افزاری چاه^۱

بسته نرم‌افزاری چاه، چاه‌های پمپاژ یا تزریقی را با استفاده از میزان مشخص شده توسط کاربر در هر دوره تنش، شبیه‌سازی می‌کند. مقادیر منفی Q ، نشان‌دهنده چاه تخلیه و مقادیر مثبت نشان‌دهنده چاه تزریقی است. از مقدار Q چاه به عنوان یک پارامتر برای کالیبراسیون اتوماتیک توسط مدل‌های معکوس UCODE و PEST استفاده می‌شود. مقدار پمپاژ یا تزریق از یک سلول چاه در طی یک دوره تنش، ثابت است و تابعی از مساحت و ارتفاع سلول می‌باشد. البته با این فرض که چاه در کل ضخامت سلول حفر شده باشد. MODFLOW می‌تواند چاه‌هایی را که در بیش از یک لایه حفر شده‌اند، از طریق تصحیح کردن مقدار تزریق یا پمپاژ برای چاه شبیه‌سازی کند. مقدار تزریق یا پمپاژ برای یک چاه چند لایه‌ای برابر با مجموع آنها برای هر لایه خاص است. برای لایه‌های محبوس، مقدار پمپاژ یا تزریق برای هر لایه (Q_k) می‌تواند به طور تقریبی توسط فرمول زیر محاسبه شود.

$$Q_k = Q_{total} \frac{T_k}{\sum T} \quad (22-3)$$

که در این معادله:

Q_k : دبی از لایه K به یکی از چاه‌ها در یک دوره تنش (متر مکعب بر ثانیه)

Q_{total} : دبی کل دوره تنش (متر مکعب بر ثانیه)

T_k : قابلیت انتقال لایه K (متر مربع بر ثانیه)

$\sum T$: مجموع قابلیت انتقال همه لایه‌هایی که چاه در آنها قرار دارد.

¹ Well

۳-۴-۷- بسته نرم افزاری مرز با بار هیدرولیکی عمومی

بسته نرم افزاری جریان وابسته به بار هیدرولیک^۱، جریان وابسته به بار هیدرولیکی که از یک مرز عبور می کند را شبیه سازی می کند که مقدار این جریان با استفاده از فرمول زیر به دست می آید:

$$Q_{bi,j,k} = C_{bi,j,k} (h_{bi,j,k} - h_{i,j,k}) \quad (۲۳-۳)$$

که در این معادله:

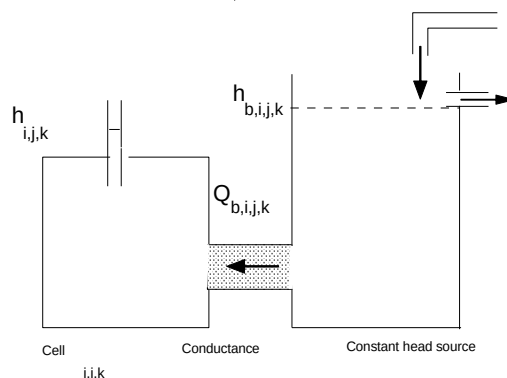
$Q_{bi,j,k}$: جریان به داخل سلول از منبع (متر مکعب بر ثانیه)

$C_{bi,j,k}$: ضریب رسانایی بین منبع خارجی و سلول i, j, k (متر مربع بر ثانیه)

$h_{bi,j,k}$: بار هیدرولیکی منبع خارجی (متر)

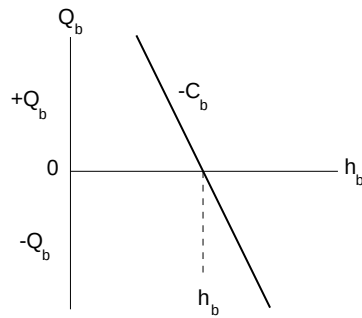
$h_{i,j,k}$: بار هیدرولیکی سلول i, j, k (متر)

مقادیر $C_{bi,j,k}$ ، $h_{bi,j,k}$ در طی یک دوره تنش ثابت می باشند. برای شبیه سازی حالت ناپایا با چندین دوره تنش این مقادیر برای هر دوره می تواند متفاوت باشد. رابطه بین سلول i, j, k و منبع خارجی به صورت شماتیک در شکل (۳-۵) نشان داده شده است. بار هیدرولیکی منبع آب بدون توجه به سایر عوامل همواره در سطح $h_{bi,j,k}$ ثابت می باشد. شکل (۳-۶) منحنی رابطه $Q_{bi,j,k}$ را در مقابل $h_{i,j,k}$ ، مطابق با معادله (۳-۲۳) نشان می دهد. این بسته حدی برای مقدار جریان قائل نمی باشد و با افزایش اختلاف بار هیدرولیکی بین سلول i, j, k و منبع، جریان وارد و خارج گردیده از سلول بدون هیچ گونه محدودیتی افزایش می یابد.



شکل ۳-۵- نمودار شماتیکی برای نشان دادن بسته نرم افزاری مرز با بار هیدرولیکی عمومی (Kresic, 1997)

¹ General Head Boundary or GHB



شکل ۳-۶- رسم جریان Q_b از یک مرز بار هیدرولیکی عمومی به داخل یک سلول به صورت تابعی از بار هیدرولیکی، در سلولی که در آن h_b بار هیدرولیکی منبع است (Kresic, 1997).

۳-۴-۲-۸- بسته نرم افزاری تغذیه^۱

بسته نرم افزاری تغذیه، برای شبیه سازی مقدار تغذیه به سیستم آب زیرزمینی مورد استفاده قرار می گیرد. مقدار تغذیه در یک سلول آبخوان با توجه به فرمول زیر به دست می آید.

$$Q_R = I_R (DEL.R.DELC) \quad (۳-۲۴)$$

که در این معادله:

I_R : شدت تغذیه (متر بر ثانیه)

$DEL.R.DELC$: مساحت یک سلول مدل (متر مربع)

تغذیه در مورد یک سلول از کل شبکه سلول های عمودی واقع در موقعیت (i, j) به کار می رود و نیازی نیست تا به طور هم زمان تغذیه به همه سلول های واقع در اعماق مختلف داده شود. زیرا تغذیه طبیعی از بالا به آب زیرزمینی راه می یابد. در ساده ترین حالت، سطح فوقانی سیستم آب زیرزمینی روی لایه شماره یک مدل قرار می گیرد. ولی موقعیت عمودی لایه فوقانی سیستم با مختصات افقی و زمان، با بالا و پائین رفتن سطح ایستابی تغییر می کند. برای مشخص کردن سلول دریافت کننده تغذیه در ستون عمودی سلول های شبکه، سه گزینه وجود دارد که عبارتند از:

۱- تغذیه فقط برای لایه بالایی شبکه به کار رود.

۲- دادن مقدار تغذیه به هر سلول از شبکه عمودی (شماره لایه با پارامتر $I_{RICH_{ij}}$ مشخص می شود).

¹ Richarge

۳- تغذیه برای فعال‌ترین سلول در یک شبکه عمودی به کار رود و از آنجایی که کاربر می‌تواند لایه‌ای که در آن تغذیه به کار می‌رود، پیش‌بینی کند این کار به طور اتوماتیک توسط نرم‌افزار انجام می‌شود.

۳-۴-۲-۹- بسته نرم‌افزاری ذخیره بین‌لایه‌ای^۱

بسته نرم‌افزاری ذخیره بین‌لایه‌ای، برای محاسبه حجم آب آزاد شده از ذخایر و شبیه‌سازی تراکم الاستیک و غیرالاستیک لایه‌های قابل تراکم موجود سفره به علت استخراج آب طراحی شده است. این بسته نرم‌افزاری فقط در حالت ناپایا مورد استفاده قرار می‌گیرد. آب زیرزمینی تحت شرایطی که بار هیدرولیکی کاهش می‌یابد، از ذخیره آزاد می‌شود. حجم آب آزاد شده از قابلیت تراکم آب و خاک می‌باشد، زیرا کاهش در بار هیدرولیکی باعث افزایش فشار مؤثر به اسکلت خاک و کاهش فشار آب می‌شود. این بسته نرم‌افزاری، فشردگی هر لایه از مدل را به صورت زیر محاسبه می‌کند:

$$\Delta b_e = S_{ske} b_0 \Delta h \quad (۲۵-۳)$$

$$\Delta b_i = S_{skv} b_0 \Delta h \quad (۲۶-۳)$$

که در آنها:

Δb_e : تغییر در ضخامت، مثبت برای فشردگی و منفی برای بازشدگی (متر)

Δb_i : فشردگی غیرالاستیک (متر)

S_{ske} : جز اسکلتی ذخیره ویژه الاستیک (L^{-1})

S_{skv} : جز اسکلتی ذخیره ویژه غیرالاستیک (L^{-1})

b_0 : ضخامت درون لایه (متر)

Δh : تغییر در هد (متر)

¹ Interbed storage

۳-۵- رابطه تغییر هد آب زیرزمینی و فشردگی رسوب

رابطه بین تغییر هد آب زیرزمینی و فشردگی رسوب بر اساس اصل فشار مؤثر است که توسط ترزاکی (۱۹۲۵) توسعه یافت، جایی که فشار مؤثر (σ') تحت عنوان اختلاف بین فشار کل (σ)، که فشار ژئواستاتیک یا بار کل است، و فشار منفذی یا فشار سیال یا بار طبیعی (u) بیان می‌شود:

$$\sigma' = \sigma - u \quad (۲۷-۳)$$

فشار مؤثر، فشار ژئواستاتیک و فشار سیال معمولاً در واحدهای نیرو بر واحد سطح بیان می‌شوند. اگر سطح ایستابی در یک آبخوان آزاد افزایش یا کاهش یابد، فشار ژئواستاتیک تغییر خواهد کرد. تغییر نهایی در فشار مؤثر در آبخوان آزاد می‌تواند بدین‌گونه بیان شود (Poland and Davis, 1969):

$$\Delta p' = -\gamma_w (1 - n + n_w) \Delta w t \quad (۲۸-۳)$$

که در آن:

$\Delta p'$: تغییر در فشار مؤثر (نیرو بر متر مربع)

n : تخلخل (بدون بعد)

n_w : محتوای رطوبت بالای سطح ایستابی به عنوان کسری از حجم کل (بدون بعد)

$\Delta w t$: تغییر در سطح ایستابی (متر)

کاهش هد در یک آبخوان محصور اگرچه فشار ژئواستاتیک را تغییر نمی‌دهد، با فرض اینکه سطح ایستابی بالایی ثابت می‌ماند، موجب افزایشی برابر با همان مقدار در فشار مؤثر می‌شود. افزایش در فشار مؤثر برای تغییر داده شده در هد می‌تواند به صورت زیر بیان شود:

$$\Delta p' = -\gamma_w \Delta h \quad (۲۹-۳)$$

که در آن Δh ، تغییر در هد در آبخوان محصور (متر) می‌باشد.

تغییر در فشار مؤثر برای یک آبخوان آزاد کمتر از آبخوان محبوس است.

فصل چهارم: ساخت مدل عددی دشت شهریار با

استفاده از مدل PMWIN

۴-۱- تهیه مدل مفهومی

برای تبدیل یک مدل مفهومی به یک مدل ریاضی، داشتن داده‌های پایه لازم است. برای تهیه و آماده‌سازی این داده‌ها در شبیه‌سازی آب زیرزمینی لازم است که از مشخصات فیزیکی یک آبخوان اطلاعات حتی‌المقدور دقیق و کافی وجود داشته باشد. مشخصات فیزیکی آبخوان شامل موارد بسیاری از جمله موقعیت و گستردگی مکانی، ضخامت لایه‌های محصورکننده، موقعیت آب سطحی و زمین ساخت می‌شود. در واقع هر چه شناخت ما از آبخوان بیشتر باشد نتیجه شبیه‌سازی به واقعیت نزدیک‌تر خواهد بود. به همین علت در این قسمت وضعیت آبرفت که در تشکیل سفره آب زیرزمینی مؤثر می‌باشد، مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۴-۱-۱- ضخامت و وضعیت سفره آبرفتی

به طور کلی داده‌های دشت شهریار اندک و در بسیاری از موارد با کمبودهایی مواجه است، ولی سعی شده که مدل‌سازی دشت با توجه به داده‌های در دسترس صورت پذیرد. با توجه به بررسی‌های زمین‌شناسی و هیدروژئولوژیکی، آبخوان دشت شهریار یک آبخوان پیوسته و آزاد می‌باشد. با توجه به لاگ زمین‌شناسی حفاری چاه‌ها، مقاطع ژئوالکتریکی منتخب در آبرفت منطقه و شنیدن صدای ریزش آب از داخل برخی چاه‌های موجود در منطقه می‌توان به وجود آبخوان معلق سطحی و وجود لایه‌های سیلت و رسی و یا کاملاً رسی به صورت عدسی‌های کوچک و پراکنده در سطح دشت و مرتبط با آبخوان اصلی پی برد. حداکثر

ضخامت آبرفت در نواحی شمالی و میانی دشت است و به سمت غرب و جنوب، ضخامت آن کاهش می‌یابد. کاهش ضخامت آبرفت از نواحی شمالی به جنوبی و خروجی دشت هماهنگ با دور شدن از محورهای رسوب‌گذاری عمده‌تر روندی کاهشی داشته و در منتهی‌الیه ناحیه خروجی دشت به کمتر از ۵۰ متر می‌رسد. حداکثر ضخامت آبخوان حدود ۲۶۰ متر است. در این دشت، سفره آب زیرزمینی تقریباً از خواص هیدرودینامیکی یکسان و همچنین سنگ کف یکنواختی برخوردار می‌باشد. با استفاده از سطوح آب چاه‌های مشاهده‌ای، روند کلی جریان از شمال به جنوب و جنوب‌شرق تشخیص داده شده است. دو رودخانه کرج و شادچای از دشت عبور می‌کنند.

۴-۲- ساخت مدل عددی

در این مرحله می‌توان پس از شناخت کامل آبخوان و ساخت مدل مفهومی، برای ساخت مدل عددی منطقه، اقدام کرد. ساخت یک مدل عددی را می‌توان در دو مرحله^۱: ۱- تعریف وضعیت هندسی مدل و ۲- ورود پارامترها بررسی کرد.

۴-۲-۱- تعریف وضعیت هندسی مدل

شکل، اندازه، شبکه مدل و وضعیت مرزها در این مرحله تعریف می‌شود.

۴-۲-۱-۱- طراحی شبکه

برای حل معادلات دیفرانسیل جزئی، محیط باید به اجزاء کوچک‌تری به نام سلول تقسیم شود. در روش تفاضلات محدود، معمولاً منطقه مطالعاتی با استفاده از دو دسته خطوط موازی عمود بر هم، به تعدادی سلول مستطیلی و یا مربعی تقسیم می‌گردد. معمولاً در مدل‌سازی آب زیرزمینی، ابعاد سلول‌ها از ۵۰۰ متر تا ۲ کیلومتر به صورت یکنواخت و یک اندازه یا به صورت متغیر و با توجه به وجود آمار و اطلاعات انتخاب می‌شود. مدل ریاضی به کار رفته در این تحقیق نیز نیازمند یک شبکه می‌باشد که با توجه به وسعت دشت شهریار و آمار و اطلاعات موجود شبکه ۵۰۰×۵۰۰ متری مورد استفاده قرار گرفته است. به منظور شبکه‌بندی دشت مورد نظر، از نقشه‌های رقومی شده ۱:۱۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی استفاده شده

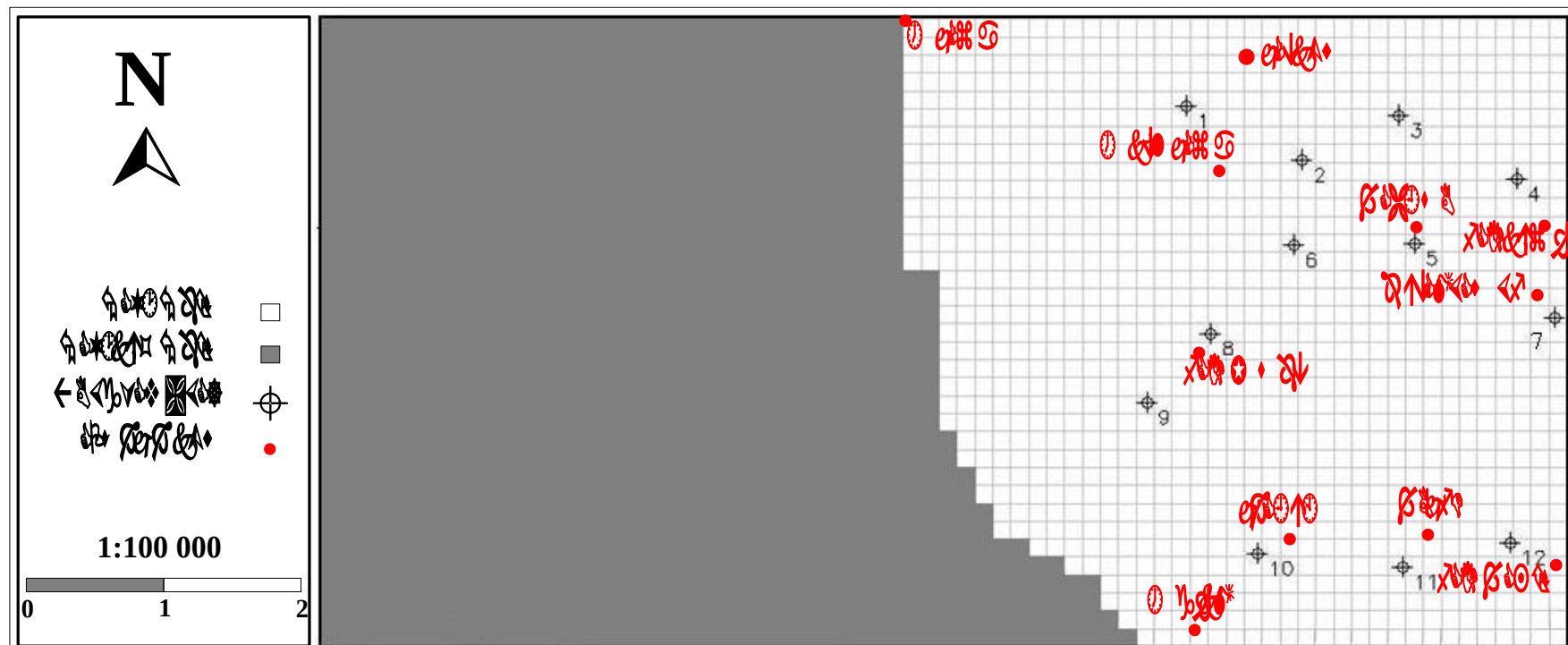
است. سپس شبکه اختلاف تفاضلات محدود بر روی منطقه مورد مطالعه قرار داده و به این ترتیب، شبکه‌ای متشکل از ۳۶ سطر و ۷۶ ستون به وجود آمد. شکل (۴-۱) شبکه به کار گرفته شده برای محدوده مدل را نشان می‌دهد. مرحله بعد از شبکه‌بندی محدوده مدل، تعیین نوع سلول‌هاست. ۳ نوع سلول در MODFLOW وجود دارد که شامل: ۱- سلول‌های فعال، ۲- غیرفعال و ۳- با بار ثابت می‌باشد.

سلول‌های غیرفعال، سلول‌هایی هستند که در پروسه شبیه‌سازی هیچ گونه جریانی به آنها وارد یا خارج نمی‌شود و مدل بار هیدرولیکی را برای سلول‌های مذکور محاسبه نمی‌کند. این نوع سلول‌ها در مدل با کد صفر در آرایه مرزی IBOUND مشخص می‌گردند. سلول‌های فعال یا سلول‌هایی با بار هیدرولیکی متغیر، سلول‌هایی هستند که مدل برای آنها بار هیدرولیکی را محاسبه می‌کند و با کد ۱ در آرایه مرزی IBOUND مشخص می‌شوند. سلول‌های با بار هیدرولیکی ثابت، سلول‌هایی هستند که برای توصیف مرزهای مدل که دارای بار هیدرولیکی دائم‌اند نظیر تماس آبخوان با رودخانه به کار می‌روند و در آرایه مرزی IBOUND با کد ۱- مشخص می‌گردند. از مجموع ۲۷۳۶ سلول موجود در شبکه مدل، ۱۲۲۷ سلول فعال و ۱۵۰۹ سلول غیرفعال می‌باشد.

شکل (۴-۲) سلول‌های فعال و غیرفعال محدوده مدل را نشان می‌دهد. ضمناً هیچ سلولی با بار هیدرولیکی ثابت در محدوده مدل وجود ندارد. علاوه بر سلول‌های قرار گرفته در خارج از محدوده آبخوان، ۵ سلول نیز در محدوده آبخوان به عنوان سلول‌های غیرفعال در نظر گرفته شده است.

۴-۱-۲-۲- شرایط مرزی

حل معادلات دیفرانسیل جزئی آب زیرزمینی از طریق عددی مستلزم تعیین شرایط مرزی از نظر هیدرولیکی و استفاده از اطلاعات موجود در این مرزها می‌باشد در غیر این صورت قابل حل نخواهند بود. تعیین شرایط مرزی یکی از مشکل‌ترین مراحل در مدل‌سازی آب زیرزمینی می‌باشد. شرایط طبیعی مانند مرزهای غیرقابل نفوذ و همچنین مناطق تغذیه و تخلیه آبخوان، در اغلب موارد خیلی دورتر از محدوده مورد نظر در مدل قرار دارد. به نظر می‌رسد بهترین کار، در کاهش خطای تعیین شرایط مرزی، بسط و توسعه محدوده مدل تا سرحدات طبیعی سفره است که در اکثر موارد به دلیل حجم شدن محدوده کاری، تهیه



شکل ۴-۲- سلول‌های فعال و غیرفعال محدوده مدل همراه با چاه‌های مشاهده‌ای

مدل نمی‌کند، بلکه باعث ورود خطای بیشتر در نتیجه بالا رفتن عدم قطعیت‌ها^۱ در نتایج می‌شود. از این‌رو محدوده بیلان و مدل در بیشتر حالات با محدوده سفره متفاوت می‌باشد. از طرف دیگر، مرزهای سفره عموماً به صورت خطوط مستقیم نمی‌باشد، در حالی که در شبکه‌بندی، مرزهای مدل به صورت خط مستقیم در نظر گرفته می‌شود. در نتیجه مرزهای مدل کاملاً بر محدوده طبیعی محدوده بیلان سفره منطبق نبوده و بین این دو تفاوت وجود دارد. بدیهی است که این تفاوت، زمانی بیشتر می‌گردد که تعیین شرایط مرزی به دلیل ساختار زمین‌شناسی منطقه خیلی پیچیده باشد. برای تعیین شرایط مرزی لازم است تا ارتفاع سطح ایستابی برای یک زمان معین مشخص باشد. مرزهایی که بر اساس ارتفاع سطح ایستابی تعریف می‌گردند تحت عنوان مرزهای هیدرولیکی نامگذاری می‌شوند (چیت‌سازان و کشکولی، ۱۳۸۱). این مرزها می‌توانند به صورت مرزهای فاقد جریان (مرزهای موازی با خطوط جریان) یا به صورت مرزهای جریانی با بار هیدرولیکی معلوم باشند که با نقشه خطوط هم‌پتانسیل تعیین می‌گردند. در تعیین مرزهای منطقه مورد مطالعه نیز از نقشه هم‌پتانسیل دشت برای مهر ۱۳۸۲، بر اساس مقادیر اندازه‌گیری شده سطح آب در چاه‌های مشاهده‌ای استفاده شده است.

مرزهای شمالی منطقه بیشتر از نوع ورودی^۲ و مرزهای جنوبی منطقه از نوع خروجی^۳ می‌باشند

۴-۲-۲- پارامترهای ورودی

پارامترهای ورودی مدل را می‌توان به سه گروه: ۱- تقسیمات مکانی، ۲- تقسیمات زمانی و ۳- پارامترهای هیدروژئولوژیکی تقسیم کرد.

۴-۲-۲-۱- تقسیمات مکانی

به منظور تکمیل فایل تقسیمات مکانی می‌بایست ارتفاع بالایی و پائینی لایه مشخص گردد. یکی از مشکلات معمول در هنگام مشخص کردن بخش فوقانی و تحتانی لایه، موضوع درون‌یابی است. مدل‌های عددی آب زیرزمینی نیاز به تخصیص ارتفاع لایه تحتانی، فوقانی و پارامترهای دیگر به هر سلول دارد. چون داده‌های موجود غالباً محدود به نقاط پراکنده نامنظم در محدوده مدل است، تخمین پارامترها برای تک‌تک سلول‌ها

¹ Uncertainty

² Inflow

³ Outflow

درون‌یابی) امری ضروری و لازم می‌باشد. در کد اولیه MODFLOW این پارامترها به صورت دستی برای تک‌تک سلول اختصاص می‌یافت، اما امروزه با استفاده از درون‌یابگرهای مجزا نظیر Surfer و یا درون‌یابگرهای داخلی این کار انجام می‌گیرد. Field Interpolator ابزاری است در PMWIN که عمل درون‌یابی برای سلول‌ها را با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری انجام می‌دهد. به منظور تعیین ارتفاع بالایی در هر سلول، از نقشه نقاط ارتفاعی و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ استفاده شده است. برای تعیین ارتفاع بالایی سلول‌ها، نقاط ارتفاعی اندازه‌گیری شده با استفاده از ابزار Digitizer به صورت فایل XYZ درآمده و با پسوند dat ذخیره شدند. سپس با استفاده از ابزار Field Interpolator این فایل بازخوانی و به روش کریجینگ^۱، درون‌یابی گردید. بدین ترتیب ارتفاع بالایی تک‌تک سلول‌های واقع در شبکه مدل تعیین گردید. ارتفاع پائینی سلول‌ها (سنگ کف)، نیز مطابق روش بالا و با استفاده از حداکثر عمق چاه‌های بهره‌برداری در هر سلول، بررسی‌های ژئوالکتریکی و اکتشافی تعیین گردید.

۴-۲-۲-۲- شرایط اولیه و انتخاب گام‌های زمانی

شرایط اولیه شامل مقادیر بار هیدرولیکی برای هر سلول فعال و سلول دارای بار هیدرولیکی ثابت در مدل محاسبه می‌شود. این مقادیر که باید بالاتر از ارتفاع کف سلول‌ها باشند، برای شروع محاسبات تکراری مدل ضروری هستند. برای تعیین شرایط اولیه از داده‌های اندازه‌گیری شده توسط چاه‌های مشاهده‌ای موجود در منطقه استفاده شده است. با توجه به موقعیت چاه‌های مشاهده‌ای واقع در محدوده مدل، با استفاده از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی، شبکه تائسن منطقه تهیه شده و ارتفاع واحد سطح آب، از مهر ۱۳۶۸ تا شهریور ۸۴ محاسبه گردید. سپس هیدروگراف واحد سطح آب از سال آبی ۱۳۷۵-۷۶ تا سال آبی ۸۴-۱۳۸۳ ترسیم گردید. با توجه به نوسانات بسیار کم هیدروگراف واحد دشت، در مهر ۱۳۸۲ نسبت به ماه‌های دیگر و با توجه به آماربرداری سال ۸۳-۱۳۸۲ از منابع آب دشت شهریار، مهر ۱۳۸۲ به عنوان شرایط اولیه انتخاب گردید. سپس با استفاده از داده‌های چاه‌های مشاهده‌ای در مهر ۱۳۸۲ بار هیدرولیکی اولیه به همه سلول‌های مدل از طریق درون‌یابی اختصاص داده شد. مشخصات چاه‌های مشاهده‌ای که موقعیت جغرافیایی آنها در حوالی روستاهای دشت شهریار در شکل (۴-۲) نشان داده شده

^۱ Kriging

است و همچنین ارتفاع سطح آب این چاه‌ها در مهر ۱۳۸۲ در جدول (۴-۱) آورده شده است. گام زمانی در حالت پایا معمولاً سالانه و در حالت ناپایا ماهانه می‌باشد. انتخاب این گام بستگی به داده‌ها و اطلاعات در دسترس دارد. در این تحقیق، دوره و گام زمانی برای حالت پایا و ناپایا ماهانه می‌باشد و مدل برای یک ماه واسنجی می‌گردد.

جدول ۴-۱- مختصات جغرافیایی و مشخصات چاه‌های مشاهده‌ای دشت شهریار

ردیف	نام چاه	UTM(X)	UTM(Y)	ارتفاع چاه (متر از سطح دریا)	ارتفاع سطح آب - مهر ۸۲ (متر)
۱	حصارزیرک	۵۰۴۵۰۰	۳۹۴۴۱۰۰	۱۱۳۵/۰۸۹	۱۱۱۳/۴
۲	دینارآباد	۵۰۷۷۰۰	۳۹۴۲۶۰۰	۱۱۲۳/۱۶۵	۱۰۷۵/۳
۳	بالابان	۵۱۰۵۰۰	۳۹۴۳۹۰۰	۱۱۲۰/۸۷۳	۱۰۶۹/۸
۴	نصیرآباد	۵۱۳۷۰۰	۳۹۴۲۰۰۰	۱۱۰۷/۰۷۸	۱۰۷۴/۲
۵	اسکمان	۵۱۰۹۰۰	۳۹۴۰۲۰۰	۱۱۰۱/۸۱۱	۱۰۵۲/۵
۶	ویره	۵۰۷۵۰۰	۳۹۴۰۲۰۰	۱۱۰۷/۷۲۹	۱۰۶۳/۱
۷	دهشاه پایین	۵۱۴۸۰۰	۳۹۳۸۰۰۰	۱۰۸۴/۳۶	۱۰۳۰/۶
۸	یوسف‌آباد	۵۰۵۲۰۰	۳۹۳۷۶۰۰	۱۰۹۶/۲۳۸	۱۰۳۲/۵
۹	یقه	۵۰۳۵۰۰	۳۹۳۵۶۰۰	۱۰۹۰/۶۳۵	۱۰۶۷/۵
۱۰	کیکاور	۵۰۶۵۰۰	۳۹۳۱۲۵۰	۱۰۶۲/۲۵۱	۱۰۳۹/۸
۱۱	آدران	۵۱۰۵۰۰	۳۹۳۰۸۰۰	۱۱۵۹/۷۸۱	۱۰۱۴/۶
۱۲	سلطان‌آباد	۵۱۳۵۰۰	۳۹۳۱۵۰۰	۱۰۵۵/۵۰۳	۱۰۲۲

۴-۲-۲-۳- پارامترهای هیدروژئولوژیکی

پارامترهای هیدروژئولوژیکی، هدایت هیدرولیکی، ضریب ذخیره، آبدهی ویژه، ضریب نشت عمودی و موارد دیگر را شامل می‌شود. چون آبخوان دشت شهریار یک آبخوان تک لایه از نوع آزاد می‌باشد، لازم است تا هدایت هیدرولیکی و آبدهی ویژه (در شرایط غیرماندگار) برای سلول‌های شبکه مدل تعریف گردد. هدایت هیدرولیکی یک پارامتر حساس در تهیه مدل است که باید سعی شود تا طراحی مدل با استفاده از مقادیر واقعی K که در صحرا و ترجیحاً توسط آزمایش پمپاژ به دست آمده صورت گیرد. از آنجایی که آزمایشات پمپاژ در این منطقه انجام نشده است، ابتدا با استفاده از اطلاعات تهیه شده از مطالعات شرکت مه‌باب قدس (۱۳۷۴ و ۱۳۸۶) درباره دشت‌های تهران-شهریار، منطقه‌بندی اولیه هدایت هیدرولیکی صورت گرفت.

سپس این منطقه‌ها در طی مرحله کالیبراسیون تا حدودی تغییر داده شده و مقادیر اولیه هدایت هیدرولیکی در طی مرحله کالیبراسیون تصحیح گردید.

۴-۲-۳- چاه‌های تخلیه

برای شبیه‌سازی چاه‌های تخلیه از بسته نرم‌افزاری چاه استفاده شده است. این بسته نرم‌افزاری برای شبیه‌سازی میزان برداشت آب از چاه‌ها و یا مقدار تغذیه با جریان معین در یک دوره زمانی به کار می‌رود و مستقل از سطح شبکه و سطح آب زیرزمینی می‌باشد. مقادیر تخلیه و تغذیه توسط چاه به صورت جریان معین در مدل منظور می‌شود که این مقدار در هر گام زمانی مربوط به سفره، افزوده و یا از آن برداشت خواهد گردید. علامت منفی نشانگر تخلیه (برداشت) و مثبت بیانگر تغذیه سفره می‌باشد. در این تحقیق، مقدار برداشت چاه یا چاه‌های بهره‌برداری واقع در یک سلول، به مرکز آن (گره) اختصاص داده می‌شود. ۱۸۴۷ حلقه چاه عمیق و نیمه‌عمیق در محدوده مدل واقع می‌باشد. لازم به توضیح است که تمرکز چاه‌های بهره‌برداری در منطقه عمدتاً در شرق منطقه مورد مطالعه یعنی مرکز دشت می‌باشد. ۱۶۵ سلول واقع در محدوده مدل، حاوی چاه‌های بهره‌برداری می‌باشد که در هر دوره پمپاژ، برای هر سلول، اطلاعات لایه مورد پمپاژ، ردیف، ستون و مقدار پمپاژ بر حسب متر مکعب بر روز وارد گردید. داده‌های بالا حاکی از آن است که بسیاری از سلول‌ها حاوی چندین چاه هستند. سلول‌های حاوی چاه‌های تخلیه منطقه مورد مطالعه در شکل (۳-۴) نشان داده شده‌اند، در حالی که تعداد چاه درون هر سلول مشخص نشده است. با توجه به منابع بهره‌برداری آب زیرزمینی، هیچ‌گونه چشمه یا قنات فعالی در محدوده مدل قرار نگرفته است.

۴-۲-۴- مرز با بار عمومی^۱ یا GHB

برای شبیه‌سازی جریان‌های عبوری از مرزها، از این بسته نرم‌افزاری استفاده شده است. برای هر سلول واقع در مرز می‌بایست یک فاکتور قابلیت هدایت^۲ و یک فاکتور ارتفاع سطح آب تعریف کرد. سلول‌های مرزی با بار هیدولیکی معلوم در شکل (۳-۴) نشان داده شده‌اند. از آنجایی که اطلاعات دقیقی در مورد جریان‌های ورودی و خروجی منطقه وجود ندارد، ۷ فاکتور قابلیت هدایت اولیه برای مرزهای جریانی منطقه تعیین شد.

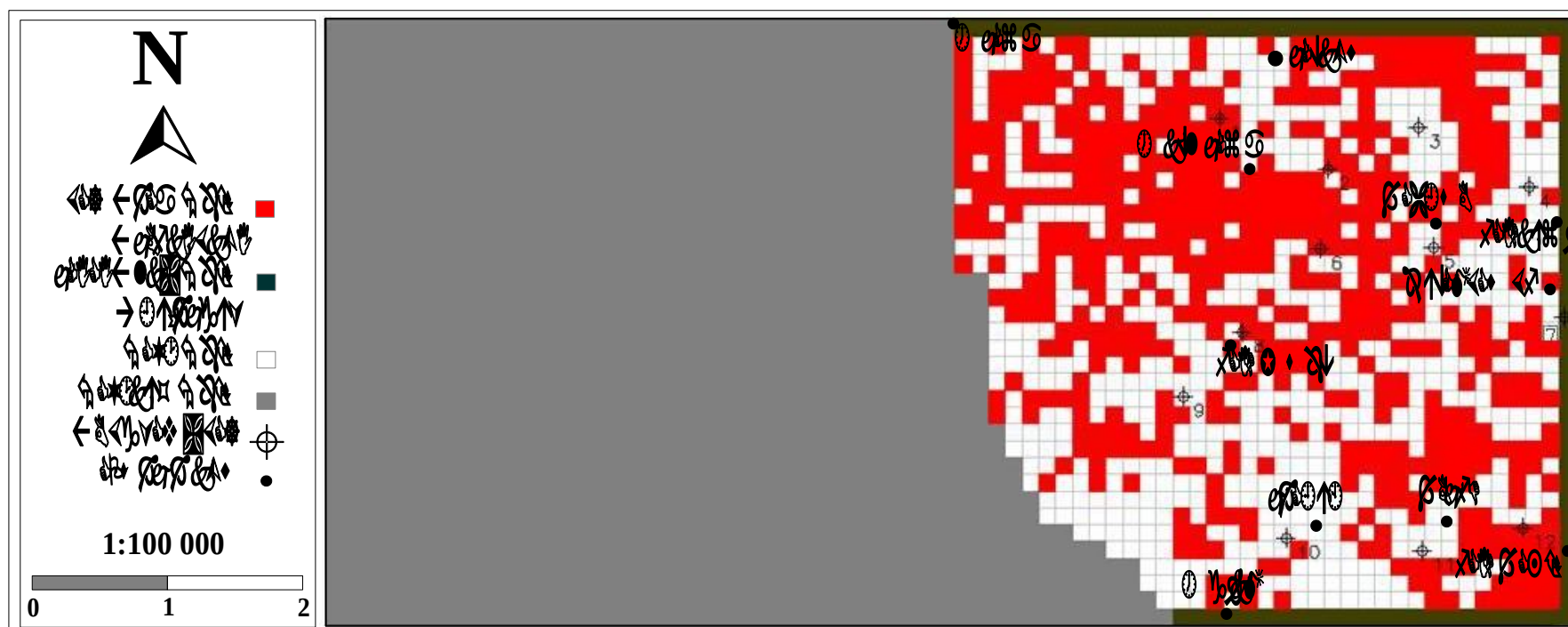
^۱ General Head Boundary

^۲ Conductance

این مقادیر در طی مرحله کالیبراسیون در شرایط پایا بهینه گردید و چون جریان ورودی تابعی از قابلیت هدایت می‌باشد، مقادیر جریان‌های ورودی و خروجی نیز به این ترتیب بهینه گردید. در مرزهای وابسته به بار هیدرولیکی، خروجی یا ورودی بودن مرز، بسته به بار هیدرولیکی در سلول‌های مرزی و سلول‌های مجاور برای شبکه مدل منظور شده، ولی این عمل برای شرایط پایا مشکل می‌باشد.

۴-۲-۵- تغذیه

مقادیر تغذیه هر سلول، به صورت شدت تغذیه به مدل داده می‌شود. مدل، جریان تغذیه را از حاصل ضرب شدت تغذیه در مساحت سلول محاسبه می‌کند. به دلیل عواملی مثل شدت بارش، جنس خاک‌ها، شیب زمین، پوشش گیاهی و کاربری آن، توپوگرافی و ساختارهای زمین‌شناسی، تغذیه در قسمت‌های مختلف دشت یکسان نمی‌باشد. میزان تغذیه در واحد سطح و در واحد زمان بستگی به شرایط آب و هوایی منطقه، مقدار بارش‌های جوی در آن دوره، سیلاب‌های جاری به دشت و نفوذپذیری خاک منطقه دارد. جهت محاسبه آب نفوذ یافته از نزولات جوی، از آمار و اطلاعات تبخیر و تعرق و بارندگی ایستگاه‌های پرندک، کرج و مهرآباد استفاده شده است. با در نظر گرفتن ۲۰ درصد نیاز رطوبتی خاک منطقه (با توجه به اقلیم خاک معتدل منطقه) و محاسبه تبخیر و تعرق پتانسیل، حجم بارندگی مفید بر روی آبخوان شهریار برآورد و به صورت شدت تغذیه به سلول‌های شبکه مدل داده شده است. با استفاده از بسته تغذیه‌ای می‌توان تغذیه ناشی از آب برگشتی کشاورزی، صنعتی و شرب را نیز به صورت جداگانه برآورد نمود و به مدل داد. به طور کلی میزان آب مصرفی کشاورزی در دشت شهریار نیز همانند سایر دشت‌های ایران بیش از ۹۰ درصد کل آب برداشتی از آبخوان را شامل می‌شود. با توجه به اینکه آب برگشتی کشاورزی به آبخوان، تحت تأثیر عوامل بسیاری از جمله نفوذپذیری خاک، نوع کشت، سیستم آبیاری، تناوب آبیاری و عوامل دیگر می‌باشد، لذا با توجه به نفوذ سطحی آبرفت دشت شهریار، حدود ۱۸/۷۳ درصد از آب مصرفی در بخش کشاورزی به داخل آبخوان نفوذ می‌کند، بنابراین آب برگشتی کشاورزی به آبخوان محاسبه و مقدار آن بر مساحت تعداد سلول‌هایی که در محدوده اراضی آبی کشاورزی قرار گرفته، تقسیم و مقدار تغذیه به صورت شدت تغذیه به این سلول‌ها اختصاص داده شده است. حجم آب مصرفی در بخش‌های شرب و صنعت در محدوده مطالعاتی شهریار با در نظر گرفتن ضریب ۶۶ درصد برای آب برگشتی شرب و ۳۵ درصد برای آب برگشتی صنعت،



شکل ۴-۳- سلول‌های حاوی چاه‌های بهره‌برداری و سلول‌های مرزی با بار هیدرولیکی عمومی

حجم آب نفوذی برای سلول‌های محدوده شرب و صنعت برآورد و به سلول‌های واقع در این محدوده‌ها داده شده است.

۴-۲-۶- داده‌های مشاهده‌ای

داده‌های مشاهده‌ای استفاده شده در این تحقیق، ارتفاع سطح ایستابی اندازه‌گیری شده در چاه‌های مشاهده‌ای و نیز داده‌های فرونشست زمین در منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

۴-۳- اجرای مدل

بعد از بازبینی، تصحیح اشتباهات احتمالی و رفع خطاهای اعلام شده توسط برنامه، مدل اجرا می‌شود. البته قبل از اجرای مدل، کاربر می‌بایست یکی از چهار بسته محاسباتی موجود در MODFLOW را انتخاب کند. نقطه مشترک در تمام بسته‌های محاسباتی، معیار تغییر بار هیدرولیکی برای همگرایی و حداکثر تعداد تکرار مجاز است. اگر اجرای مدل به علت وجود خطا، پرت بودن مقادیر اولیه پارامترها در رگرسیون و یا مقدار نزدیک به صفر برای برخی پارامترها متوقف نشود، اتمام اجرای مدل از دو طریق انجام می‌شود:

۱- چنانچه همگرایی با توجه به حداکثر تکرارها حاصل شود، بدین معنی که بار آبی برای همه سلول‌های فعال مدل در طول یک تکرار، کمتر از خطای مجاز (که توسط کاربر مشخص می‌شود) تغییر نماید، اجرای مدل متوقف می‌گردد.

۲- چنانچه تعداد تکرارها برابر با حداکثر تعداد تکرارها (که توسط کاربر مشخص می‌شود) گردد و هنوز همگرایی مورد نظر حاصل نشده باشد، اجرای مدل متوقف می‌شود، بدون اینکه نتیجه نهایی حاصل شده باشد. در این حالت بایستی تعداد تکرارها، پارامترهای سفره از قبیل هدایت هیدرولیکی، شرایط مرزی (بیشتر برای حالت پایا) ضریب ذخیره، آبدهی ویژه، تغذیه و دیگر عوامل را تغییر داد.

۴-۴- واسنجی مدل عددی برای شرایط پایا

واسنجی عبارت است از فرآیند تعیین مجموعه‌ای از شرایط مرزی، تنش‌ها و پارامترهای هیدروژئولوژی که نتایج به دست آمده از آن به صورت بسیار نزدیکی با بارهای هیدرولیکی اندازه‌گیری شده و جریان‌های صحرایی برازش داشته باشد. در این تحقیق واسنجی مدل در حالت پایا به منظور بهینه کردن پارامترهای هدایت هیدرولیکی و فاکتور قابلیت هدایت برای محاسبه جریان‌های ورودی و خروجی از مرزهای نفوذپذیر برای مهر ۱۳۸۲ (شرایط پایا) صورت گرفته است. منطقه مورد مطالعه براساس نقشه نفوذپذیری، منطقه‌بندی و مقادیر هدایت هیدرولیکی مربوط به این مناطق براساس لاگ حفاری چاه‌های مشاهده‌ای و پی‌زومتری تعیین شده است. واسنجی مدل به منظور کم کردن تابع هدف به کمک الگوریتم لورنبرگ-مارکوات آغاز گردید. در ابتدای فرآیند واسنجی، با وارد کردن همه پارامترهای مدل در رگرسیون فرآیند تخمین پارامتر ممکن است با جواب‌های مناسبی همراه نباشد که علت آن را باید در یکی از موارد زیر جستجو کرد (یوسفی ناغانی، ۱۳۸۱):

- حساسیت پائین برخی از پارامترها

- وابستگی بالای برخی از پارامترها

- عدم واگرایی برخی از پارامترها به مقادیر بهینه

- عدم نمایش واقعی از سیستم فیزیکی مدل

فرایند واسنجی به کمک رگرسیون غیرخطی، برآورد مقدار پارامترهای مختلف به صورت تکراری صورت گرفت. تعداد ۱۴ راهنمایی مفید برای واسنجی مدل با استفاده از رگرسیون غیرخطی توسط هیل^۱ در سال ۱۹۸۸ پیشنهاد شده است. Composite scale sensitive، ماتریس ضرایب همبستگی و فواصل اطمینان پارامتری، سه خصوصیت آماری مهم در تعیین عدم قطعیت پارامترها می‌باشند. در این تحقیق به ویژه از Composite scale sensitive به منظور بهینه کردن پارامترها استفاده شده است. به این ترتیب که پس از اولین رگرسیون مدل، حساسیت پارامترها سنجیده و پارامترهای با حساسیت بیشتر که نشان‌دهنده دقیق‌تر

¹ Hill

بودن داده‌های مشاهده‌ای است در مرحله بعدی رگرسیون نیز وارد می‌شوند، اما پارامترهایی با حساسیت پائین که نشان‌دهنده کافی نبودن اطلاعات مشاهده‌ای هستند از رگرسیون خارج می‌گردند. پس از دستیابی به مقادیر بهینه برای پارامترهای حساس، در مرحله بعد پارامترها با حساسیت پائین نیز وارد رگرسیون شده و مقادیر آنها نیز بهینه شده است. پس از دستیابی به مقادیر پارامتری نسبتاً بهینه، مقادیر نهایی پارامترها با اجرای متعدد مدل حاصل شده است. به این ترتیب مقادیر مناسب هدایت هیدرولیکی و منطقه‌بندی نهایی آنها با رسیدن به برازش مناسب بین بارهای هیدرولیکی مشاهده‌ای و محاسبه‌ای تثبیت شد. منطقه‌بندی نهایی پارامتر هدایت هیدرولیکی (k) و مقادیر مربوط به هر منطقه در شکل (۴-۵) آورده شده است.

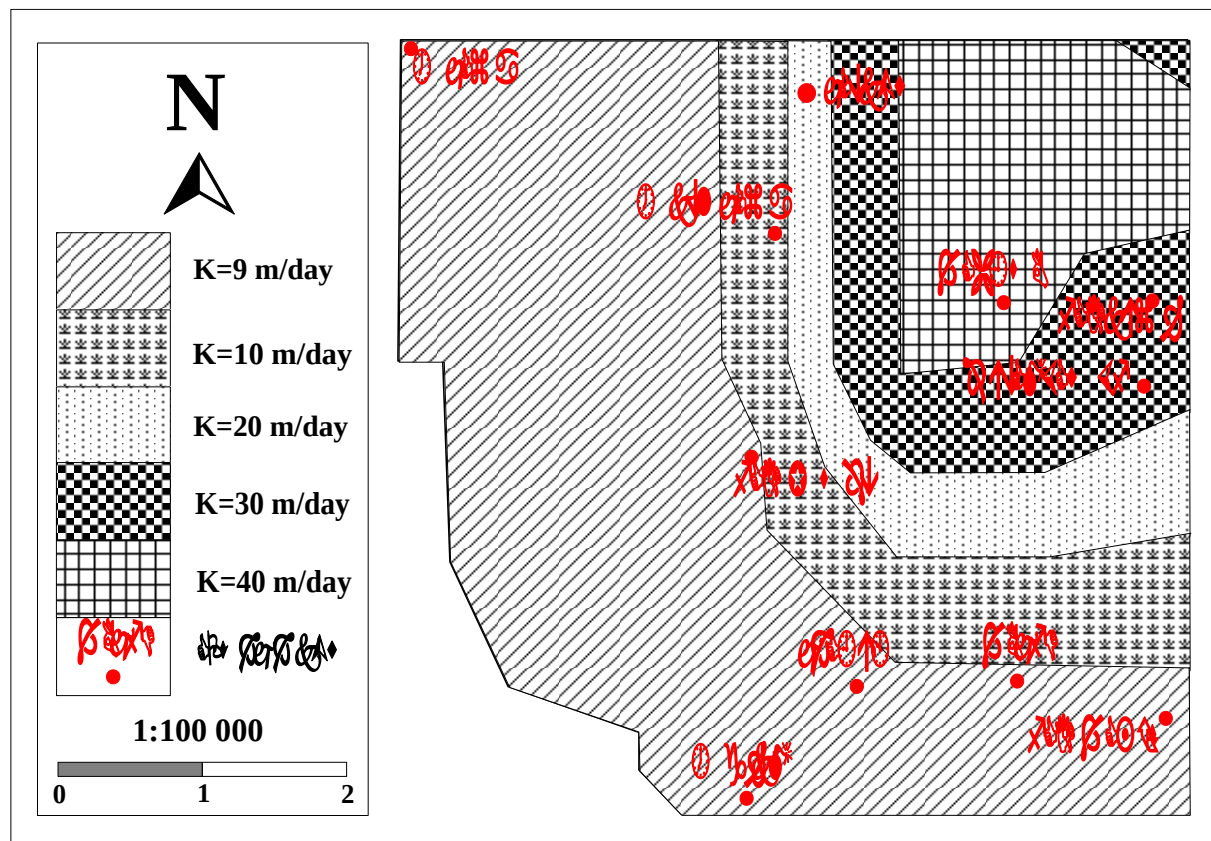
به طور کلی در حالت پایا، رژیم جریان آب در آبخوان به صورت پایا فرض می‌شود (از تغییرات حجم آب در مخزن آب زیرزمینی صرف‌نظر می‌گردد) و با وجود داشتن تغذیه و تخلیه در سیستم، معادله دیفرانسیلی جریان آب زیرزمینی به صورت معادله لاپلاس می‌باشد. در مرحله کالیبراسیون در حالت پایا، بیشتر تصحیح مقادیر هدایت هیدرولیکی و میزان تغذیه و تخلیه طبیعی مدل مدنظر می‌باشد.

۴-۵- واسنجی برای شرایط ناپایا

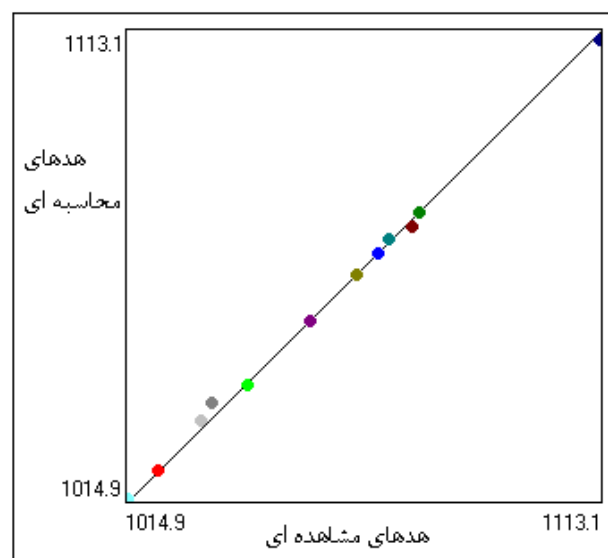
بعد از واسنجی مدل در حالت پایا، این کار در حالت ناپایا نیز انجام می‌شود. واسنجی هر مدل، باید از قبل دارای هدفی از خطای قابل قبول باشد. دامنه خطای قابل قبول عمدتاً به هدف مدل بستگی دارد. این خطا برای شبیه‌سازی سیستم جریان آب زیرزمینی تا چند فوت قابل قبول است (چیت‌سازان و کشکولی ۱۳۸۱). واسنجی در حالت ناپایا به دلیل اینکه:

- ۱- جریان آب زیرزمینی به طور طبیعی غیرماندگار است و اغلب در معرض تغییرات مصنوعی است.
 - ۲- هدف معمول مدل پیش‌بینی است که از لحاظ تعریفی وابسته به زمان است.
 - ۳- پارامتر ذخیره‌ای آبخوان که برای پیش‌بینی مدل ضروری می‌باشد را نمی‌توان از حالت پایا به دست آورد.
- در این مرحله از ضرایب هیدرودینامیکی آبخوان، آبدهی ویژه بهینه گردیده است. در این تحقیق در شرایط ناپایا ابتدا با ثابت در نظر گرفتن پارامترهایی که در مرحله واسنجی پایا بهینه شده، پارامتر آبدهی ویژه و

منطقه‌بندی آن برای مهر ۱۳۸۲ بهینه گردید. برازش بارهای هیدرولیکی مشاهده‌ای و محاسبه‌ای دوازده چاه مشاهده‌ای منطقه مورد مطالعه در شکل (۴-۵) آورده شده است.

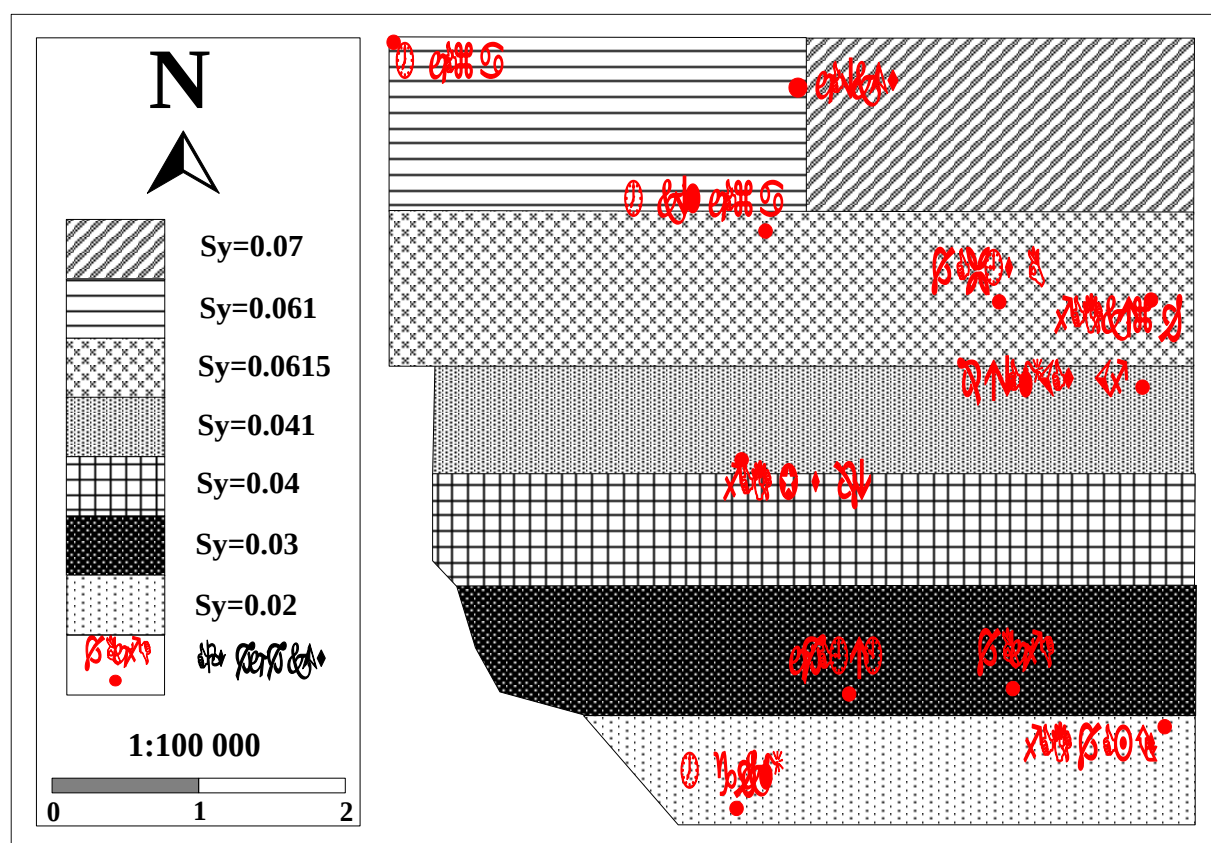


شکل ۴-۴- منطقه‌بندی پارامتر هدایت هیدرولیکی و مقادیر مربوط به هر منطقه



شکل ۴-۵- برازش بارهای هیدرولیکی مشاهده‌ای و محاسبه‌ای در مرحله کالیبراسیون در شرایط ناپایا

همان طور که شکل نشان می‌دهد، هدهای هیدرولیکی محاسبه‌ای (نقاط) تقریباً بر هدهای هیدرولیکی مشاهده‌ای (خط اریب وسط) منطبق شده‌اند که نشان‌دهنده کالیبراسیون نسبتاً خوبی در مرحله ناپایا می‌باشد. منطقه‌بندی و مقادیر بهینه شده پارامتر آبدهی ویژه در مرحله کالیبراسیون در شرایط ناپایا در شکل (۶-۴) نشان داده شده است.

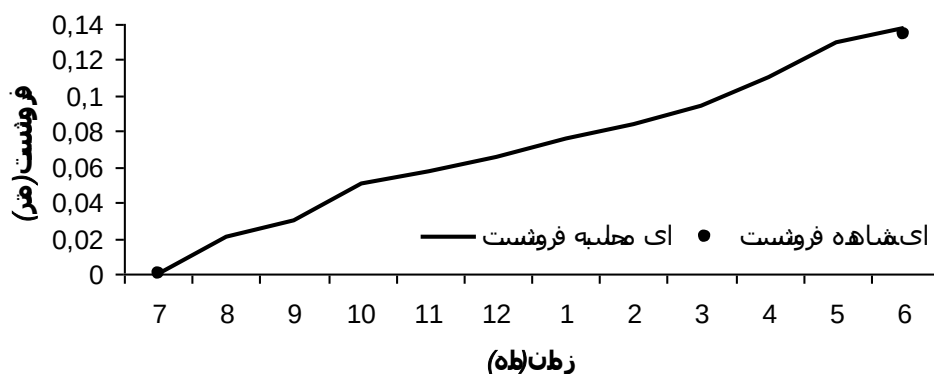


شکل ۶-۴- منطقه‌بندی و مقادیر بهینه شده پارامتر آبدهی ویژه در مرحله کالیبراسیون در شرایط ناپایا

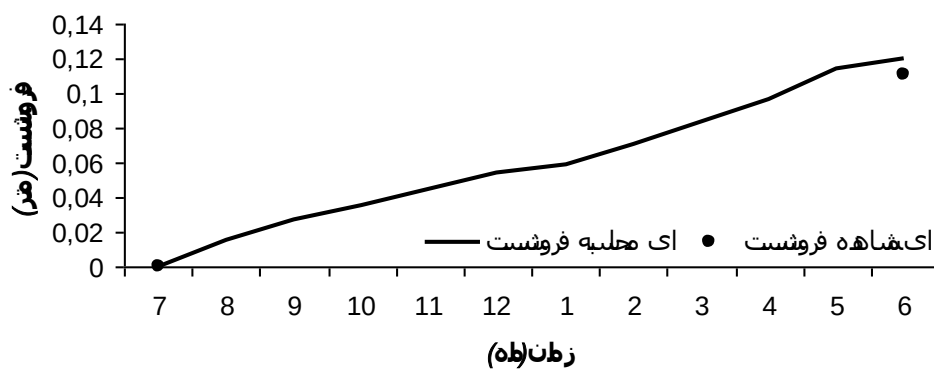
پس از انجام این مرحله، برای سال آبی ۸۴-۱۳۸۳ با انتخاب یک دوره تنش، پارامتر فرونشست با استفاده از بسته نرم‌افزاری ذخیره درون‌لایه مورد بررسی قرار گرفته است. با استفاده از این بسته نرم‌افزاری در هنگام بهینه کردن این مقادیر سعی شده است تا حداکثر تطابق با شرایط و خصوصیات محل وجود داشته باشد. برای بهینه کردن پارامتر فرونشست، ابتدا منطقه مورد مطالعه به منطقه‌های کوچکتری تقسیم و سپس مقادیر نسبت داده شده به هر منطقه به روش سعی و خطا تا رسیدن به بهترین برازش بین فرونشست واقعی و محاسبه‌ای تغییر داده شده است. برازش مقادیر محاسبه‌ای و مشاهده‌ای فرونشست در شش چاه مشاهده‌ای با تطبیق مناسب، در شکل‌های (۴-۷) تا (۴-۹) مقایسه شده است. همان طور که در این شکل‌ها نشان داده

شده، فقط یک داده آماری در سال مورد نظر در منطقه وجود دارد. با توجه به این امر اگر چه مقایسه جواب پایانی با داده آماری امکان پذیر است ولی در خصوص فاصله زمانی آغاز و پایان فرونشست نمی توان هیچ گونه اظهار نظری ارائه داد. وجود داده های بیشتر در منطقه، این مشکل را برطرف خواهد نمود.

نصیرآباد



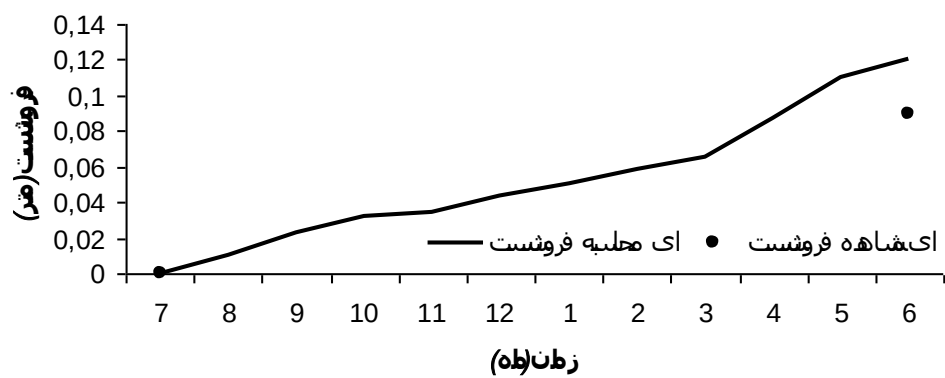
آبادسلطان



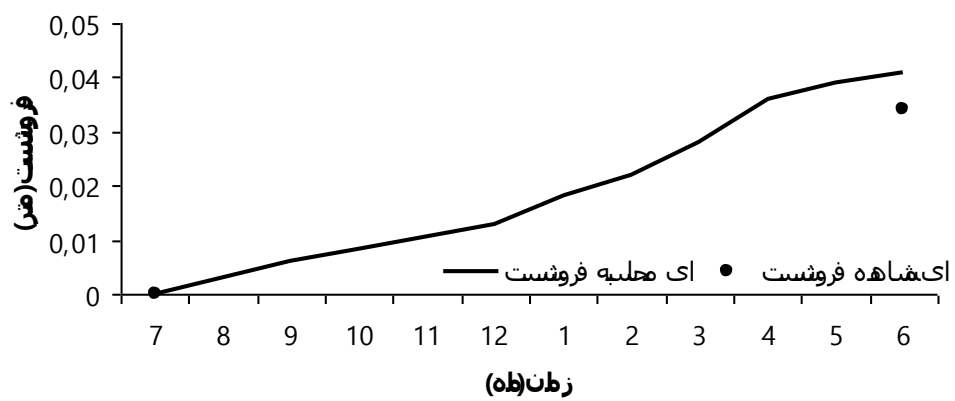
شکل ۴-۷- برآزش مقادیر مشاهده ای و محاسبه ای فرونشست در یک دوره تنش (۸۴-۱۳۸۳) در چاه های مشاهده ای

نصیرآباد و سلطان آباد

پایین دهه‌ها



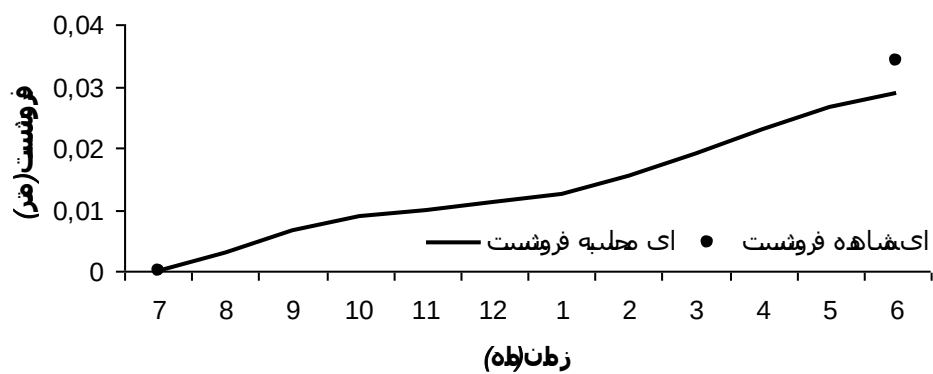
ویره



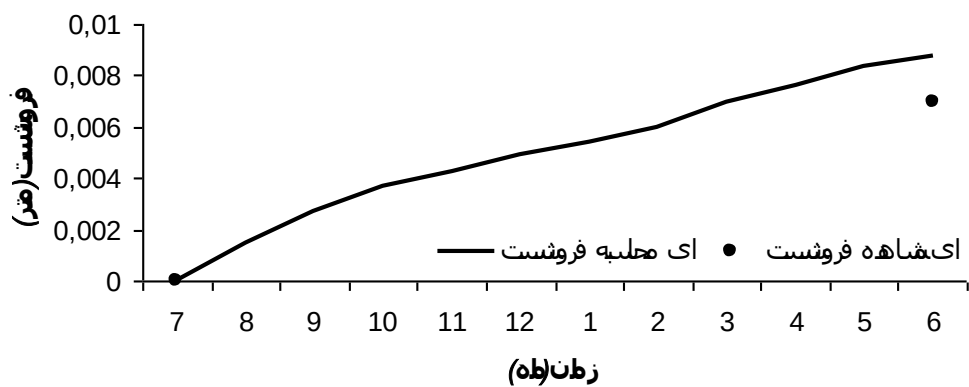
شکل ۴-۹- برآزش مقادیر مشاهده‌ای و محاسبه‌ای فروشته در یک دوره تنش (۸۴-۱۳۸۳) در چاه‌های مشاهده‌ای

ویره و دهشاه پایین

زیرک حصار

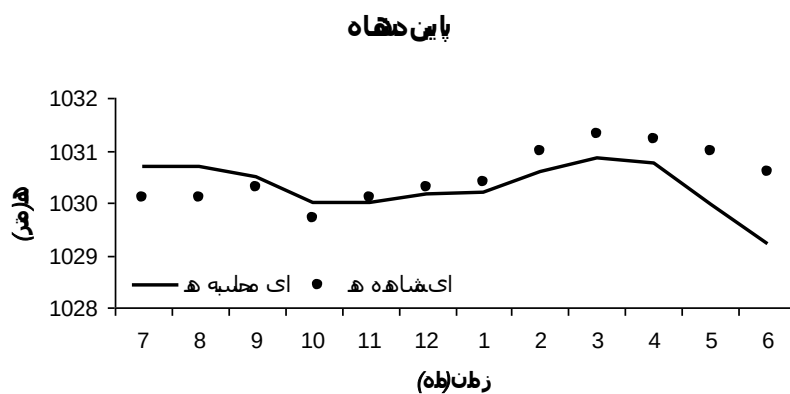
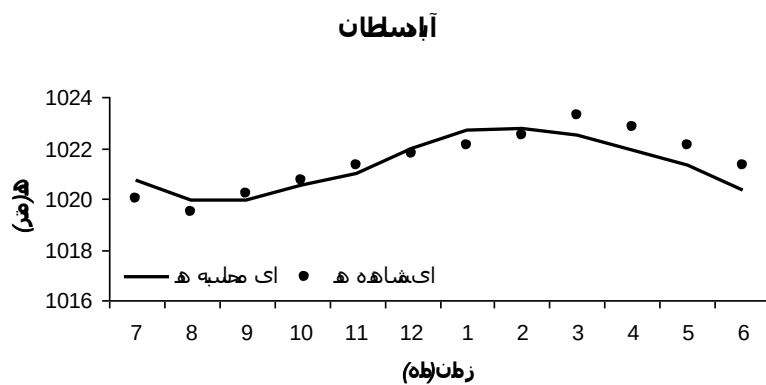
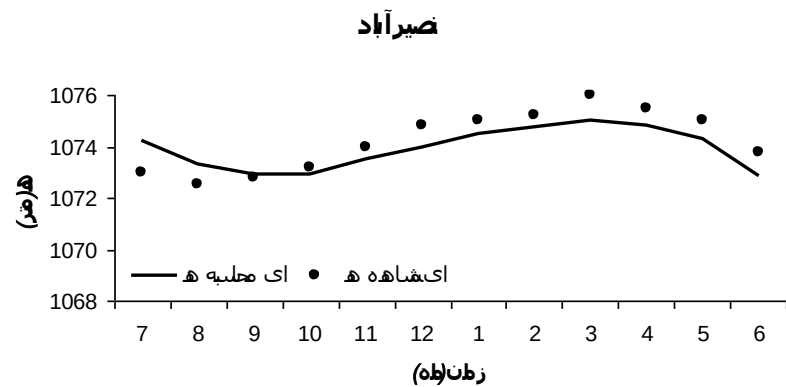


کیکاور



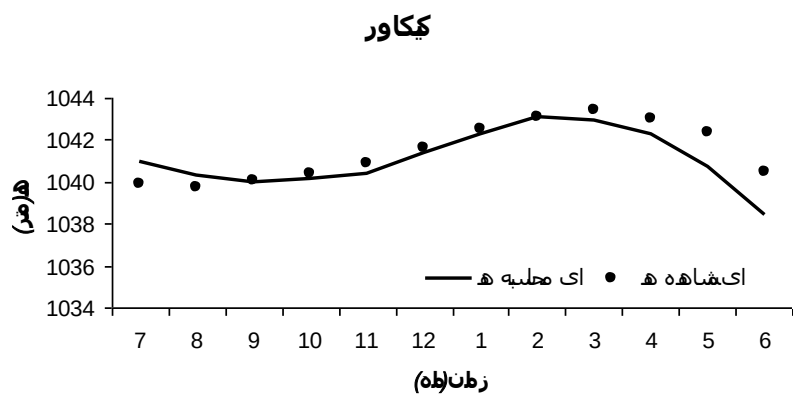
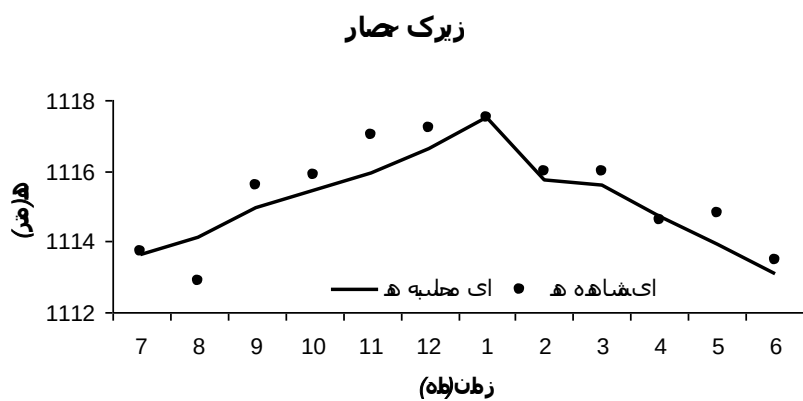
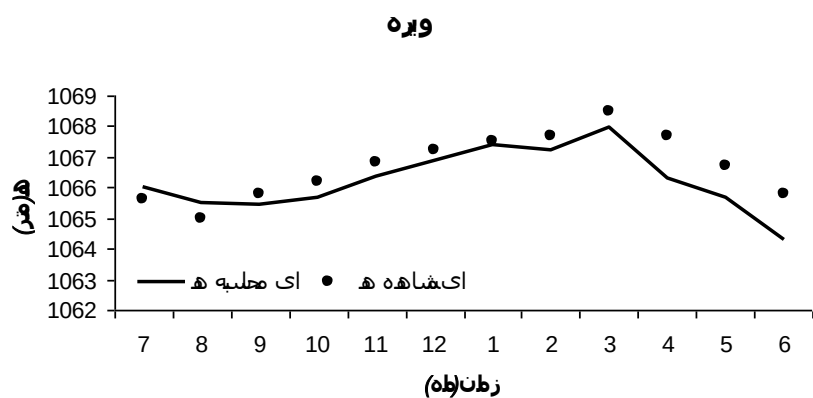
شکل ۴-۹- برآزش مقادیر مشاهده‌ای و محاسبه‌ای فروشست در یک دوره تنش (۸۴-۱۳۸۳) در چاه‌های مشاهده‌ای حصار زیرک و کیکاور

در شکل‌های (۴-۱۰) و (۴-۱۱) هد هیدرولیکی مشاهده شده و محاسبه شده توسط مدل برای سال آبی ۸۳-۸۴ مقایسه شده است



شکل ۴-۱۰- برآزش هد مشاهده‌ای و محاسبه‌ای در یک دوره تنش (۸۴-۱۳۸۳) در چاه‌های مشاهده‌ای

نصیرآباد، سلطان‌آباد و دهشاه پایین



شکل ۴-۱۱- برازش هد مشاهده‌ای و محاسبه‌ای در یک دوره تنش (۸۴-۱۳۸۳) در چاه‌های مشاهده‌ای

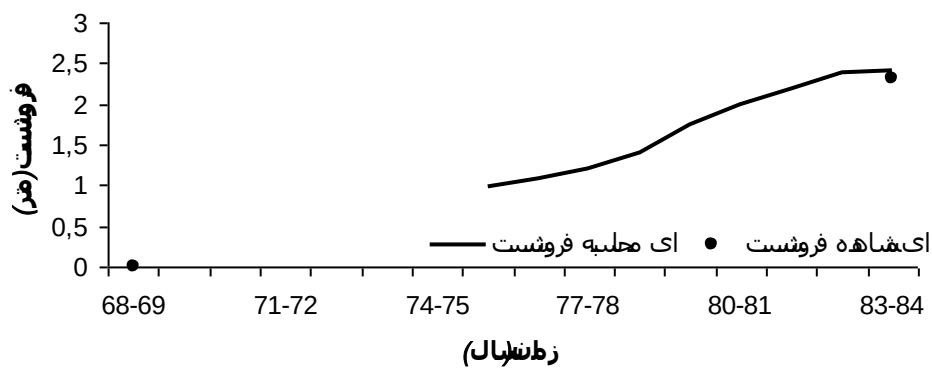
ویره، حصارزیرک و کیکاور

۴-۶- صحت‌سنجی^۱

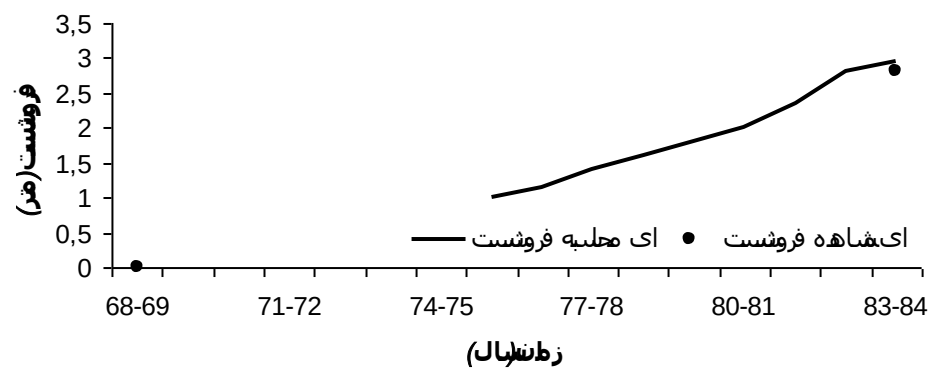
در مرحله صحت‌سنجی با استفاده از داده‌های اضافی که تاکنون مورد استفاده قرار نگرفته‌اند، مدل اجرا و شرایط حاصل از مدل با شرایط معلوم و حاکم بر آبخوان مقایسه شده است. پارامترهای بهینه شده در شرایط پایا (هدایت هیدرولیکی و فاکتورهای قابلیت هدایت در بسته نرم‌افزاری شرایط مرزی) و ناپایا (آبدهی ویژه)، در این مرحله تغییر داده نشده‌اند. مدل ساخته شده برای سال آبی ۸۴-۱۳۸۳ صحت‌سنجی گردیده است. در این مرحله نیز داده‌های مشاهده‌ای اولین ماه سال آبی (مهر ۱۳۸۲) به عنوان شرایط اولیه در نظر گرفته شده است. در این مرحله نیز بعد از بازبینی، تصحیح اشتباهات احتمالی و رفع خطای محاسبه شده توسط برنامه، مدل در سال آبی مزبور اجرا گردیده است. نتیجه نهایی مدل به صورت هیدروگراف مقایسه‌ای بین مقادیر مشاهده‌ای و محاسبه‌ای به دست آمده در مرحله صحت‌سنجی (مهر ۱۳۷۵ تا شهریور ۱۳۸۴) در شکل‌های (۴-۱۲) و (۴-۱۳) نشان داده شده است.

¹ Verification

زیرک حصار



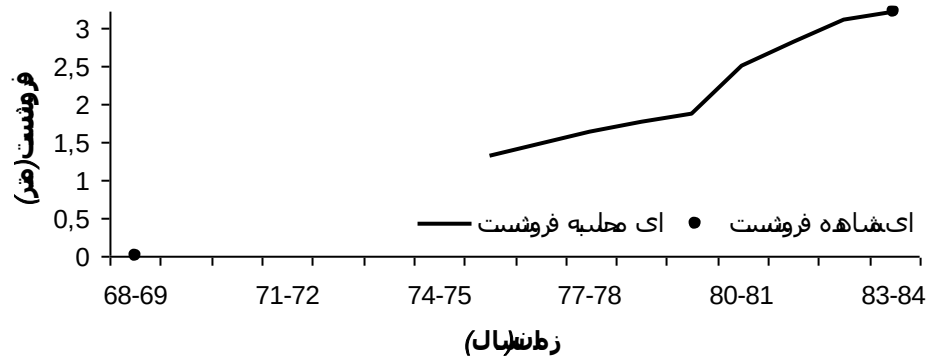
یقه



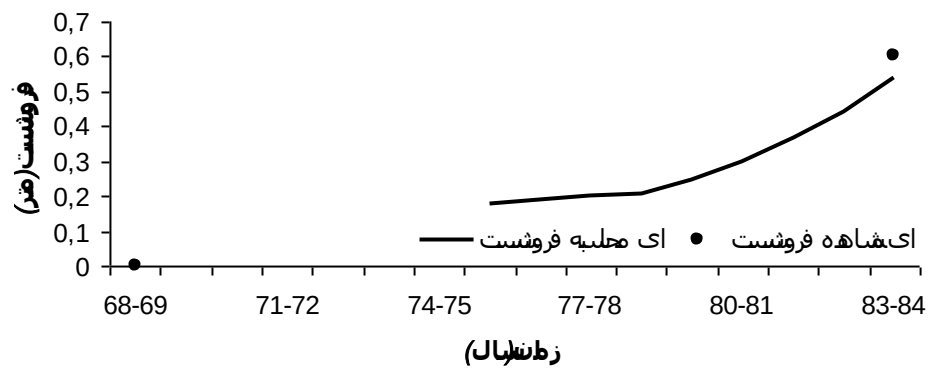
شکل ۴-۱۲- برآزش مقادیر مشاهده‌ای و محاسبه‌ای فرونشست در دوره تنش (۱۳۶۸-۸۴) در چاه‌های مشاهده‌ای

حصار زیرک و یقه

چچکلو



آباد یوسف

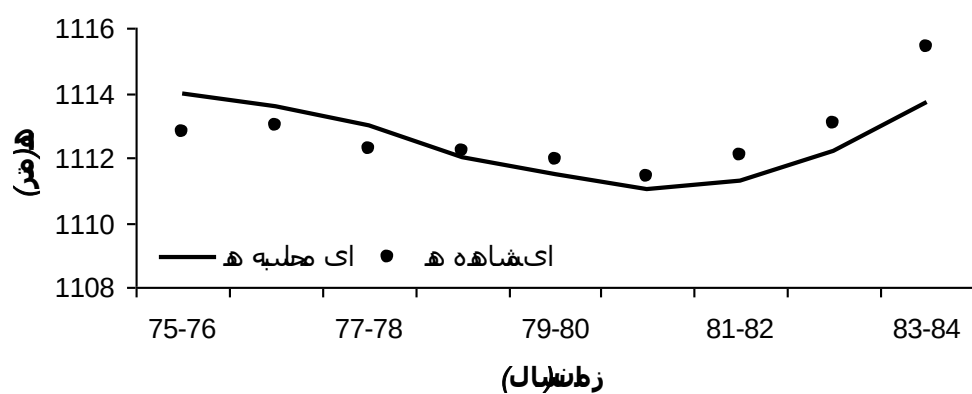


شکل ۴-۱۳- برآزش مقادیر مشاهده‌ای و محاسبه‌ای فرونشست در دوره تنش (۸۴-۱۳۶۸) در چاه‌های مشاهده‌ای

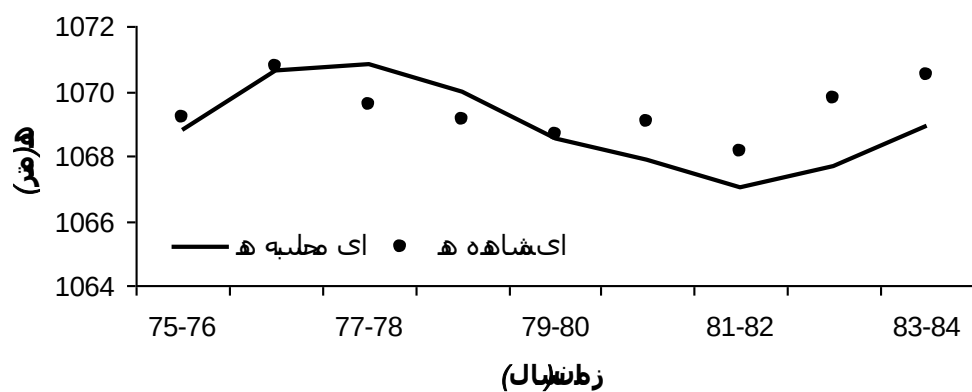
چیچکلو و یوسف‌آباد

در شکل‌های (۴-۱۴) و (۴-۱۵) برازش هد مشاهده شده و محاسبه شده در سال آبی ۷۶-۷۵ الی ۸۴-۸۳ نشان داده شده است.

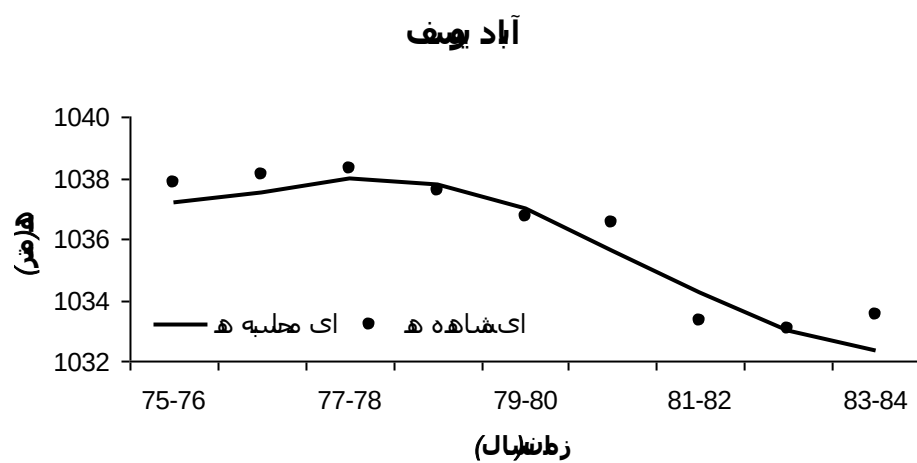
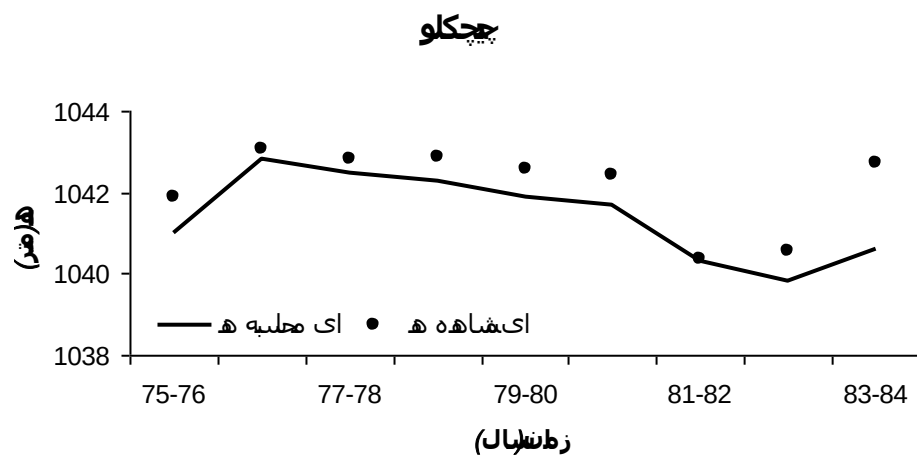
زیرک حصار



یقه



شکل ۴-۱۴ - برازش هد مشاهده‌ای و محاسبه‌ای در دوره تنش (۸۴-۱۳۷۵) در چاه‌های مشاهده‌ای حصار زیرک و یقه



شکل ۴-۱۵- برآزش هد مشاهده‌ای و محاسبه‌ای در دوره تنش (۸۴-۱۳۷۵) در چاه‌های مشاهده‌ای چچکلو و یوسف‌آباد

با مقایسه داده‌های محاسبه‌ای توسط مدل با داده‌های مشاهده شده فرونشست در شکل‌های (۷-۴) تا (۹-۴) و با مقایسه داده‌های محاسبه‌ای توسط مدل با داده‌های مشاهده شده هد هیدرولیکی در شکل‌های (۱۰-۴) و (۱۱-۴)، مشخص می‌شود با اینکه داده‌های مشاهده‌ای جهت مقایسه کم می‌باشد، می‌توان نتیجه گرفت که مدل تا حدود زیادی این توانایی را دارد که به درستی فرونشست را مدل‌سازی نماید.

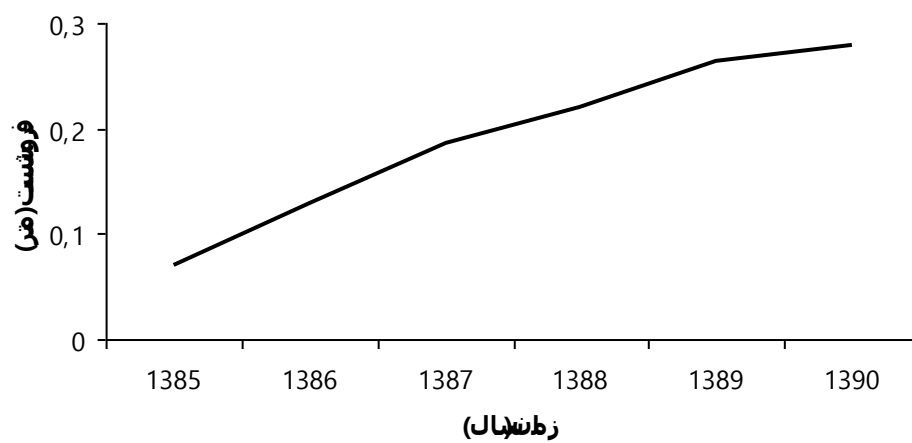
۷-۴- پیش‌بینی مدل

پس از انجام مراحل بالا، با فرض اینکه شرایط ذکر شده بدون تغییر مانده یعنی میزان تغذیه و تخلیه از آبخوان در سال‌های آتی به همین منوال باشد، میزان فرونشست برای شش سال آینده یعنی تا سال آبی ۱۳۸۹-۹۰ پیش‌بینی می‌شود. میزان فرونشست پیش‌بینی شده دشت شهریار تا سال آبی ۱۳۸۹-۹۰ در شکل‌های (۱۶-۴) تا (۱۸-۴) و نقشه پیش‌بینی فرونشست تا سال آبی مذکور در شکل (۱۹-۴) آورده شده است.

نصیرآباد



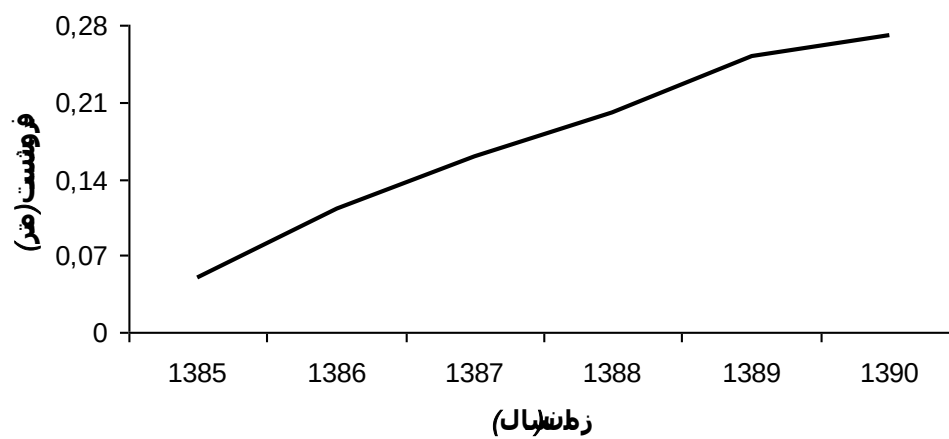
آبادسلطان



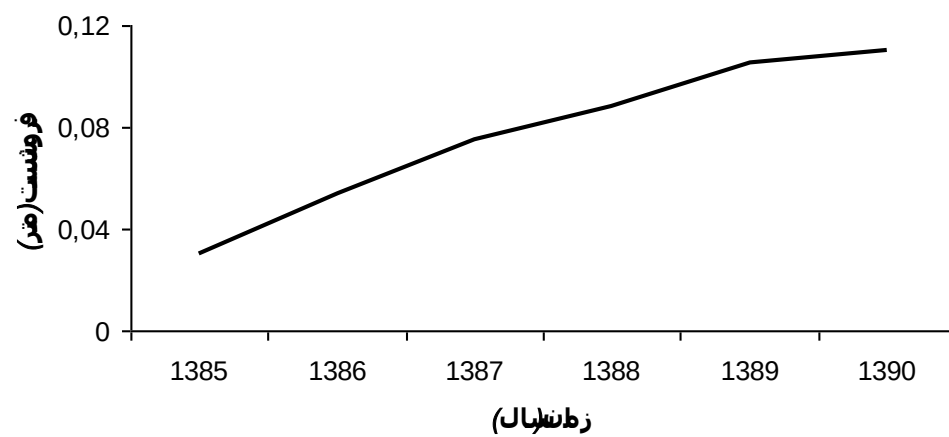
شکل ۴-۱۶- پیش‌بینی مدل از فرونشست زمین برای دوره زمانی ۸۵-۱۳۸۴ الی ۹۰-۱۳۸۹ برای چاه‌های مشاهده‌ای

نصیرآباد و سلطان‌آباد

پایین دهه‌ها



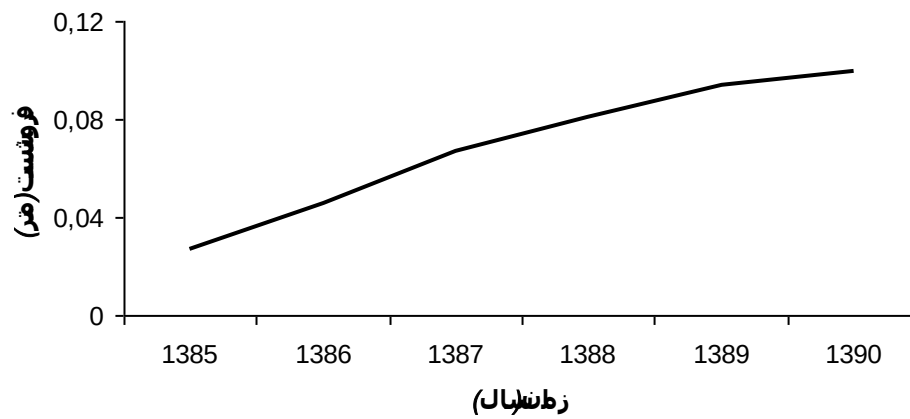
ویره



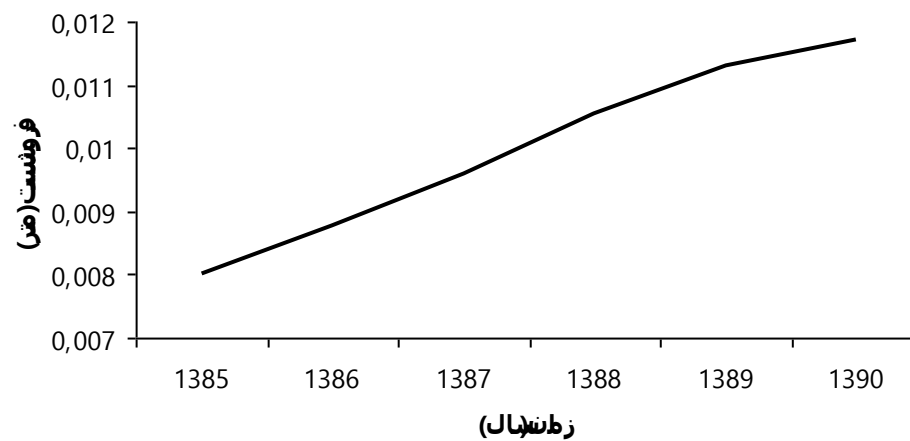
شکل ۴-۱۷- پیش‌بینی مدل از فرونشست زمین برای دوره زمانی ۸۵-۱۳۸۴ الی ۹۰-۱۳۸۹ برای چاه‌های مشاهده‌ای

دهشاه پایین و ویره

زیرک حصار

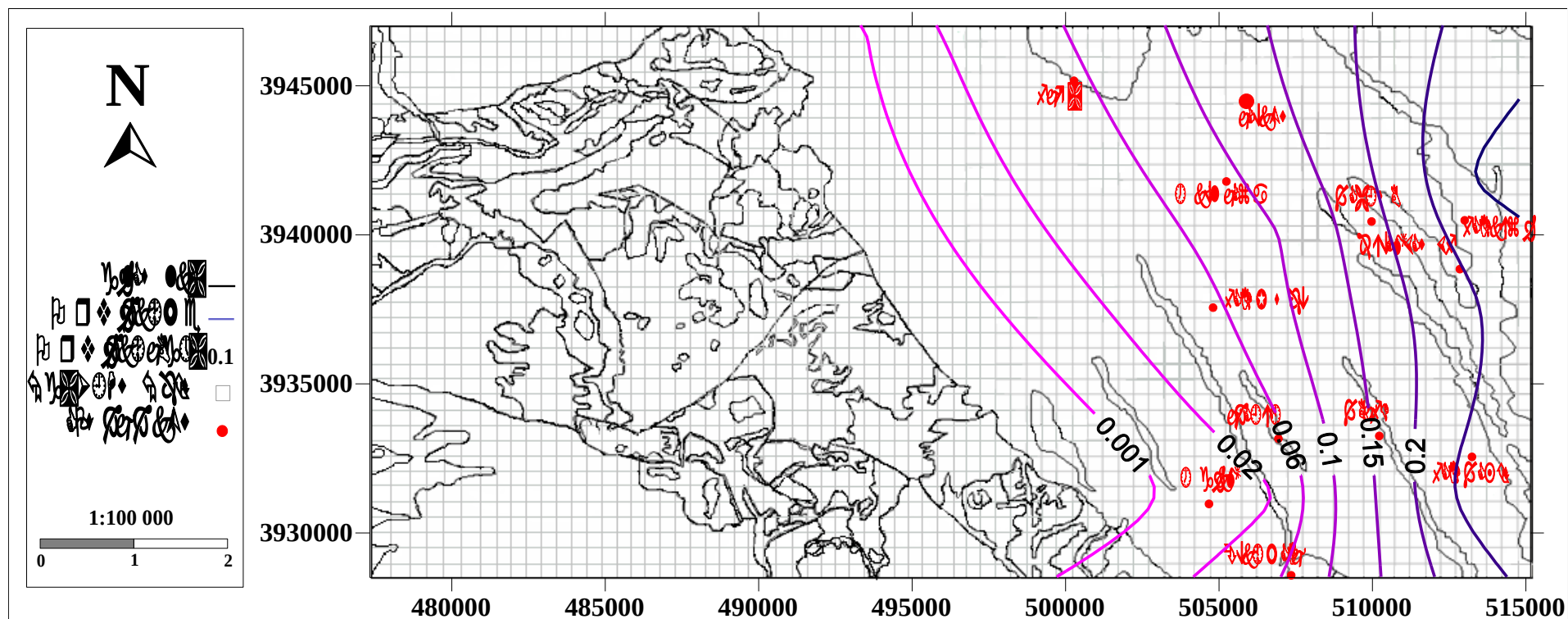


کیکاور



شکل ۴-۱۸- پیش‌بینی مدل از فرونشست زمین برای دوره زمانی ۸۵-۱۳۸۴ الی ۹۰-۱۳۸۹ برای چاه‌های مشاهده‌ای

حصار زیرک و کیکاور



شکل ۴-۱۹- نقشه پیش‌بینی فرونشست دشت شهریار تا سال آبی ۱۳۸۹-۹۰

فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۵-۱- نتیجه‌گیری

با توجه به فقدان آمار و داده‌های کافی دشت شهریار نسبت به تکنولوژی امروزی و با توجه به این نکته که تحقیقات و آماربرداری سازمان‌های مربوطه بدون توجه به مسئله فرونشست و فقط در رابطه با آب زیرزمینی بوده، نتایجی که از مدل به دست آمده، می‌تواند دارای نواقص یا کمبودهایی باشد، به طوری که در برخی از نواحی، تجزیه و تحلیل آمار امکان ندارد. با توجه به بررسی‌های انجام شده و داده‌های موجود از قبیل هیدروژئولوژیکی و هیدروشیمیایی، هیدروگراف چاه‌های مشاهده‌ای، داده‌های فرونشست سازمان نقشه‌برداری، نتایج خروجی از واسنجی مدل و دیگر موارد، بارش کم، تغذیه اندک آبخوان و برداشت بسیار زیاد از آبخوان موجب فرونشست زمین در منطقه در درازمدت شده که نیازمند توجه هرچه بیشتر جهت جلوگیری از وسعت این پدیده است.

۵-۱-۱- در مرحله واسنجی در شرایط پایا، مقادیر مربوط به هر منطقه از پارامتر هدایت هیدرولیکی که توسط مدل به دست آمده است خطایی دارد و با توجه به اینکه این خطا اندک است، قابل صرف‌نظر کردن می‌باشد.

۵-۱-۲- در مرحله واسنجی در شرایط ناپایا که خروجی مدل، مقادیر مربوط به هر منطقه از پارامتر آبدهی ویژه می‌باشد، خطایی دارد ولی همان طور که در شکل ۴-۵ آورده شده است از تعداد ۱۲ حلقه چاه مشاهده‌ای، برازش بارهای هیدرولیکی مشاهده‌ای و محاسبه‌ای ۶ حلقه چاه تقریباً بر هم منطبق هستند و

این مقدار برای ۵ حلقه چاه انطباق بسیار خوبی دارد و تنها این مقدار برای یک حلقه چاه دارای انطباق قابل قبولی می‌باشد.

۵-۱-۳- در مرحله واسنجی در شرایط ناپایا، برازش مقادیر مشاهده‌ای و محاسبه‌ای فرونشست ۶ حلقه چاه که آمار فرونشست مشاهده‌ای آنها در سال ۸۵-۱۳۸۴ موجود بوده است، انطباق قابل قبولی را نشان می‌دهند. همان طور که نتایج در شکل‌های ۴-۷ تا ۴-۹ آورده شده است، این برازش برای دو حلقه چاه مشاهده‌ای نصیرآباد و سلطان‌آباد انطباق بهتری نسبت به سایر چاه‌ها دارد. این مقدار برای چاه مشاهده‌ای دهشاه پایین انطباق کمتر و در نتیجه خطای بیشتری دارد.

۵-۱-۴- در مرحله صحت‌سنجی، برازش مقادیر مشاهده‌ای و محاسبه‌ای فرونشست ۴ حلقه چاه در دوره تنش (۸۴-۱۳۶۸) در دو حلقه چاه حصارزیرک و یوسف‌آباد تقریباً با مقادیر هد در همان دوره زمانی مطابقت دارد. یعنی در همان زمان که هد افزایش داشته، فرونشست با شیب کمتری افزایش یافته و بالعکس هر زمان که هد کاهش داشته، فرونشست با شیب بیشتری افزایش یافته است. در حالی که در حلقه چاه یقه بین سال‌های آبی ۷۷-۷۸ تا ۷۶-۷۷ و ۸۱-۸۲ تا ۸۳-۸۲ و در حلقه چاه چیچکلو بین سال‌های آبی ۸۰-۷۹ تا ۸۱-۸۰ میزان فرونشست به نسبت هد، کمی تناقض وجود دارد.

۵-۱-۵- در مرحله پیش‌بینی، مدل برآورد نموده تا سال آبی ۹۰-۱۳۸۹ در سه حلقه چاه نصیرآباد، سلطان‌آباد و دهشاه پایین (در شرق دشت) در حدود ۳۰ سانتی‌متر و در سه حلقه چاه ویره، حصارزیرک و کیکاور در حدود ۱۰ سانتی‌متر فرونشست رخ خواهد داد. همان طور که پیشتر ذکر گردید، بیشترین میزان بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی مربوط به نواحی شرقی و مرکزی دشت و کمترین آن مربوط به نواحی غربی دشت می‌باشد. با توجه به این موضوع، فرونشست بیشتر در ناحیه شرقی قابل توجیه است ولی فرونشست کمتر در ناحیه مرکزی که تمرکز چاه‌ها در آن محل زیاد می‌باشد را باید با مطالعه بیشتر در زمین‌شناسی آن ناحیه توجیه نمود.

۵-۲- پیشنهادات

با توجه به وضعیت سفره آب زیرزمینی شهریار که در منطقه خشک و نیمه‌خشک واقع شده و نیز کیفیت نسبتاً خوب آب آن، باید برنامه مدیریتی صحیح و کارآمدی جهت برداشت معقولانه از این ذخایر هم به جهت استفاده بهینه از این ذخایر ارزشمند و هم به لحاظ جلوگیری از وقوع بیشتر پدیده زیان‌بار فرونشست طرح‌ریزی و اجرا نمود. بنابراین پیشنهادات زیر ضروری به نظر می‌رسد.

۵-۲-۱- از لحاظ توسعه بهره‌برداری پیشنهاد می‌گردد که دشت شهریار همچنان ممنوعه بحرانی باقی مانده و علاوه بر آن برای جلوگیری از افت بیشتر سطح آب، ساعات کارکرد چاه‌های بهره‌برداری در این دشت کاهش داده شود.

۵-۲-۲- علاوه بر کاهش بهره‌برداری، ایجاد چاه‌های تزریق در مناطق کشاورزی و صنعتی دشت که فرونشست بیشتری را متحمل شده‌اند، معقولانه به نظر می‌رسد.

۵-۲-۳- به علت عدم وجود داده‌های آزمایش پمپاژ جامع و کامل در نقاط مختلف دشت، پیشنهاد می‌شود که به منظور شناخت دقیق‌تر و کامل‌تر خصوصیات هیدرودینامیکی سفره در نقاط مختلف دشت، آزمایشات پمپاژ انجام پذیرد.

۵-۲-۴- یکی از راهکارهای اساسی برای بهبود آبخوان‌هایی که در وضعیت بحرانی به سر می‌برند، انجام طرح‌های تغذیه مصنوعی می‌باشد. با توجه به بحرانی بودن وضعیت آبخوان شهریار، مطالعه و انجام تغذیه مصنوعی در محل مناسب و با استفاده از مهار آب سطحی می‌تواند یکی از راه‌های جلوگیری از فرونشست باشد.

۵-۲-۵- پیشنهاد می‌شود درون چاه‌های منطقه (و نیز سایر مناطق مشابه) از کشت‌سنگ جهت مطالعه دقیق‌تر فرونشست در سال‌های آینده استفاده شود. این کار علاوه بر کمک به مدیریت بهتر در زمینه بهره‌برداری از آبخوان (و یا آبخوان‌ها) به پیش‌بینی و پیشگیری از فرونشست نیز کمک شایانی می‌نماید.

منابع فارسی

- چیت‌سازان، م. و کشکولی، ح.ع. (۱۳۸۱). مدل‌سازی آبهای زیرزمینی و حل مسائل هیدروژئولوژی، انتشارات دانشگاه شهید چمران اهواز، ۶۰۶ ص.
- حاتمی ورزنده، م. و کبودانیا اردستانی، م. (۱۳۷۷). آشنایی با مدل‌سازی کامپیوتری در تحقیقات آبهای زیرزمینی، مجله آب و فاضلاب، شماره ۲۸، ص ۲۷-۴۱.
- دانائیان، م. (۱۳۷۹). بررسی امکان کاربرد مدل‌های کامپیوتری در مطالعه وضعیت قنوت، مجموعه مقالات اولین همایش بین‌المللی قنات، ص ۳۱۱-۳۲۲.
- دولتی ارده‌جانی، ف.، شفایی، س.ض.، سرشکی، ف.، مرادزاده، ع.، خالوکاکایی، ر. و میکائیل، ر. (۱۳۸۵). استفاده از مدل‌سازی ریاضی برای تخمین مشکلات ناشی از نشست خاک در معادن سطحی نواری، ششمین همایش ایمنی، بهداشت و محیط زیست در معادن و صنایع معدنی، ص ۲۴-۱۲.
- سامانی، ن. و کاظمی‌گلیان، ر. (۱۳۸۱). هیدروژئولوژی و مدیریت آبخوان قوچان-شیروان با استفاده از مدل عددی MODFLOW 2000، مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ص ۴۳-۳۹.
- شمشکی، ا.، بلورچی، م.ج.، انصاری، ف. (۱۳۸۴). بررسی فرونشست زمین در دشت تهران-شهریار (گزارش نخست)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۸۴-۰۶/۰۲، ۸۴ ص.
- صداقت، م. (۱۳۷۸). زمین و منابع آب (آبهای زیرزمینی)، مرکز چاپ و انتشارات دانشگاه پیام نور، ص ۲۹۴-۲۷۹.
- عربی، س.، مالکی، ا.، طالبی، ع.، گزارش فرونشست جنوب تهران (۱۳۸۶). سازمان نقشه‌برداری کشور، اداره کل نقشه‌برداری زمینی، اداره ترازیبی دقیق، ۷۴ ص.
- عربی، س.، مالکی، ا.، طالبی، ع.، گزارش فرونشست شهریار (۱۳۸۶). سازمان نقشه‌برداری کشور، اداره کل نقشه‌برداری زمینی، اداره ترازیبی دقیق، ۲۰ ص.
- علیزاده، ا. (۱۳۸۵). اصول هیدروژئولوژی کاربردی، چاپ بیستم (با تجدید نظر)، دانشگاه امام رضا (ع)، ۸۰۸ ص.
- علیزاده، ا. (۱۳۸۳). گزارش مطالعات مدل ریاضی محدوده مطالعاتی مشهد، شرکت آب منطقه‌ای خراسان، کمیته تحقیقات کاربردی.
- سامانی، ن. و کاظمی‌گلیان، ر. (۱۳۸۱). هیدروژئولوژی و مدیریت آبخوان قوچان-شیروان با استفاده از مدل عددی MODFLOW 2000، مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ص ۴۳-۳۹.
- کشکولی، ح.ع. (۱۳۷۸). نشت و آبهای زیرزمینی، انتشارات دانشگاه شهید چمران اهواز، ۵۵۰ ص.
- گزارش ادامه مطالعه وضعیت هیدروژئوژیکی دشت‌های دارای شبکه پیزومتریک (۸۲-۱۳۷۵)، اردیبهشت ۸۳، شرکت آب منطقه‌ای تهران، معاونت مطالعات و پژوهش منابع آب.
- گزارش بهنگام‌سازی تلفیق مطالعات منابع آب، حوزه آبریز و قره‌قوم (جلد دوم)، بررسی‌ها و مشخصات عمومی (۱۳۸۴)، مهندسین مشاور آبنمود توس.

گزارش تلفیق مطالعات منابع آب حوزه آبریز دریاچه نمک، جلد اول (۱۳۷۷). وزارت نیرو، مرکز تحقیقات منابع آب (تماب)، تلفیق مطالعات، آمار و اطلاعات و بررسی مقدماتی آن، جلد دوم (چاه‌های بهره‌برداری)، خلاصه گزارش آزمایش پمپاژ. گزارش طرح مطالعات آب زیرزمینی و مدل ریاضی کمی و کیفی دشت‌های تهران - ورامین - شهریار، گزارش مطالعات آب زیرزمینی دشت شهریار (۱۳۷۶)، سازمان آب منطقه‌ای تهران.

گزارش طرح مطالعات بهینه بهره‌برداری کمی، کیفی و آلودگی منابع آب زیرزمینی دشت‌های تهران - شهریار، مطالعات مدل ریاضی کمی و کیفی آبخوان دشت‌های تهران و شهریار (۱۳۸۶)، مهندسین مشاور مهتاب قدس.

نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰/۰۰۰ ورقه کرج، تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور.

نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۲۵۰/۰۰۰ ورقه تهران، تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور.

یوسفی ناغانی، ب. (۱۳۸۱). بهینه‌سازی پارامترهای هیدرولیکی آبخوان داریان با استفاده از روش‌های تعیینی (رگرسیون غیرخطی) و تصادفی (الگوریتم ژنتیک)، دانشگاه شیراز.

یوسفی ناغانی، ب.، عابدینی، م.ج. و کمپانی زارع، م. (۱۳۸۲). شناسایی و تقلیل منابع عدم قطعیت (نایقینی) در مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی با استفاده از روش واسنجی (کالیبراسیون) خودکار تعیینی، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، <http://www.ngdir.ir>

منابع انگلیسی

- Banta, E.R. (2006). Modifications to MODFLOW boundary conditions and an adaptive-damping scheme for Picard iterations for a highly nonlinear regional model, U.S. Geological Survey.
- Barends, F.B.J., Brouwer, F.J.J. and Schröder, F.H. (1995). Land subsidence (natural causes, measuring techniques, the Groningen gasfield), A.A. Balkema Publishers.
- Bell, J.W., Amelung, F. and Ramelli, A.R. (2002). Land subsidence in Las Vegas, Nevada, 1935-2000: New Geodetic Data Show Evolution, Revised Spatial Pattern, and Reduced Rates, Environmental and Engineering Geoscience, 8 (3), 155-174.
- Doulati Ardejani, F., Baafi, E.Y. and Shafaei, S. Z. (2006). Modelling of groundwater recovery process for prediction of land settlement in surface mines, International Journal of Mining, Reclamation and Environment, 21(4), 271-284.
- Doulati Ardejani, F., Singh, R.N. (2004). Assessment of groundwater rebound in backfilled open cut mines using the finite element method, Journal of Rock Mechanics and Tunnelling Technology, 10(1), 1-16.
- Doulati Ardejani, F., Singh, R.N, Baafi, E. and Porter, I. (2003). A Finite Element Model to: 2. Simulate Groundwater Rebound Problems in Backfilled Open Cut Mines, Mine Water and the Environment, 22, 39-44.
- Ferronato, M., Gambolati, G., Teatini, P., Baù, D. (2005). Stochastic poromechanical modeling of anthropogenic land subsidence, International journal of Solids and Structures, 43(2006), 3324-3336.
- Harbaugh, A.W., Banta, E.R., Hill, M.C. and McDonald, M.G. (2000). MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model-User Guide to Modularization Concepts and the Ground-Water Flow Process.
- Harbaugh, A.W. and McDonald, M.G. (1996). User's documentation for MODFLOW-96, an update to the U.S. Geological Survey Modular Finite-Difference Ground-Water Flow Model, Open File Report 96-485.
- Hill, M.C. (1998). Methods and guidelines for effective model calibration, U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 98-4005.

Hill, Mary C., Banta Edward R., Harbaugh, Arlen W. and Anderman, Evan R. (2000). MODFLOW–2000, The U.S. Geological Survey Modular Ground–Water Model–User Guide to the Observation, Sensitivity and Parameter–Estimation Processes and Three Post–Processing Programs.

Hoffmann, J., Leake, S.A., Galloway, D.L. and Wilson A.M. (2003). MODFLOW 2000 ground–water model–user guide to the subsidence and aquifer–system compaction (SUB) package, U.S Geological Survey Ground–Water Resources Programs, 03-233.

Hu, J.C., Chu, H.T., Hou, C.S., Lai, T.H., Chen, R.F. and Nien, P.F. (2005). The contribution to tectonic subsidence by groundwater abstraction in the Pingtung area, Southwestern Taiwan as determined by GPS measurements, *Quaternary International*, 147(2006), 62-69.

Khamechyan, M. (1995). Study on geotechnical and geoenvironmental aspects of land subsidence due to withdrawal of ground water, PhD thesis, Saga University, Japan.

Linsley, R.K., Kohler, M.A. and Paulhus, J.L.H. (1989). *Hydrogeology for engineers*, 325-327.

Ismail Kashef, A.A. (1992). *Groundwater engineering*. McGraw–Hill International Editions.

Kasmarek, M.C. and Robinson, J.L. (2004). Hydrogeology and simulation of ground–water flow and land–surface subsidence in the northern part of the Gulf Coast aquifer system, Texas, In Cooperation with the Texas Water Development Board and the Harris–Galveston Coastal Subsidence District, Scientific Investigations Report 2004-5102.

Kasmarek, M.C. and Strom, E.W. (2002). Hydrogeology and simulation of ground–water flow and land–surface subsidence in the Chicot and Evangeline aquifers, Houston area, Texas, U.S Geological Survey, In Cooperation with the City of Houston, Water-Resources Investigations Report 02-4022.

Konikow, L.F. and Berdehoeft, J.D. (1992). Ground water models can not be validated, *Advances in Water Resources*, 15, 75-83.

Kresic, N. (1997). *Quantitative solutions in hydrogeology and groundwater modeling*, Lewis Publishers, New York, 460 p.

Larson, K.J., Başağaoğlu, H. and Mariño, M.A. (2001). Prediction of optimal safe ground water yield and land subsidence in the Los Banos–Kettleman City area, California, Using a calibrated numerical simulation model, *Journal of Hydrology*, 242 (2001) 79-102.

Leake, S.A. and Prudic, D.E. (1991). Documentation of a Computer Program to Simulate Aquifer–System Compaction Using the Modular Finite–Difference Ground–Water Flow Model, U. S. Geological Survey Techniques of Water–Resources Investigations, Book 6, Chapter A2.

Leake, S.A. and Galloway, D.L. (2007). MODFLOW ground–water model–user guide to the subsidence and aquifer–system compaction package (SUB–WT) for water–table aquifers, U. S. Geological Survey Ground–Water Resources Program, Techniques and Methods 6-A23.

McDonald, M.G. and Harbaugh A.W. (1998). A modular three–dimensional finite–difference ground–water flow model, U.S. Geological Survey, Techniques of Water-Resources Investigations, 6-41.

McWhorter, D. and Sunada, K. (1977). *Ground water hydrology and hydraulic*, New York: McGraw-Hill, Inc.

Neuman, S.P. (1973). Calibration of distributed parameter groundwater flow models viewed as a multiple-objective decision process under uncertainty, *Water Resources Research*, 9(4), 1006-1021.

Perikett, T.A. (1975). Modeling technique for ground water resource evaluated, *Advances in hydro science*. Vol. 10, Academic press, Inc. 418 p.

Phien-uej, N., Giao, P.H. and Nutalaya, P. (2006). Land subsidence in Bangkok, Thailand, *Engineering Geology*, 82(2006), 187-201.

Poland, J.F. (1984). Guidebook to studies of land subsidence due to ground–water withdrawal, Prepared for the International Hydrological Programme. Working Group 8.4, U.S. of America, 340.

Poland, J.F. (1972). Subsidence and its control in underground waste management and environmental implication, *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 18, 50-71.

Poland, J.F. and DAVIS, G. H. 1969. Land subsidence due to withdrawal of fluids, in Varnes, D. J., and Kiersch, G., eds. *Reviews in engineering geology*, v. 2. Geol. Soc. America, p.187-269.

Requirements of Groundwater Availability Models for The Carrizo–Coast and Ogallala Aquifers in Texas. Texas Water Development Board (TWDB).

Ritzema, H., Veltman, D. and Wösten, H. (2004). A system to support decision making for peatland management in the humid tropics, Proceedings 12th International Peat Congress, 1, 720-725.

Todd, D.K. (1980). Ground water hydrology, Second Edition, John Wiley and Sons, Inc, 253-266

Waltham, A.C. (1989). Ground subsidence, Blackie & Son Limited, London. Published in the USA by Chapman and Hall. New York.

Wang, H.F. and Anderson, M.P. (1981). Introduction to groundwater modeling finite different methods. W.H. FREMANAND Company, 234.

Yoosef Naghani, B. (2002). Parameter optimization Daryan aquifer using deterministic. 338 p.

Wurbs, R.A. and James, W.P. (2007). Water Resources Engineering.

WWW.pmw.in.net

پیوست

معادلات اساسی حاکم بر جریان آب زیرزمینی و مدل
مورد استفاده

معادلات اساسی حاکم بر جریان آب زیرزمینی از قانون دارسی^۱ و معادله پیوستگی تشکیل شده است.

$$q_{xj} = k_{xj} \frac{\partial f}{\partial x_j} \quad (۱)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} q_x + \frac{\partial}{\partial y} q_y + \frac{\partial}{\partial z} q_z = 0 \quad (۲)$$

- معادله عمومی جریان آب زیرزمینی در لایه آبدار تحت فشار

رفتار یک سفره محبوس یا تحت فشار توسط معادله عمومی جریان بررسی می‌گردد که از ترکیب معادلات اساسی نظیر معادله پیوستگی و اصل بقای انرژی یا جرم مشتق شده است.

- شرایط ناپایا

معادله اساسی حاکم بر جریان آب زیرزمینی در شرایط غیرهمسو، ناهمگن، ناپایا، سه بعدی و برای شرایط محبوس عبارتست از:

$$\frac{\partial}{\partial x} [k_x \frac{\partial h}{\partial x}] + \frac{\partial}{\partial y} [k_y \frac{\partial h}{\partial y}] + \frac{\partial}{\partial z} [k_z \frac{\partial h}{\partial z}] = S_s \frac{\partial H}{\partial t} \quad (۳)$$

که در این معادله:

h : بار هیدرولیکی (متر)

S_s : ذخیره ویژه (L^{-1})

t : زمان (ثانیه)

x, y, z : محورهای مختصات عمود بر هم (متر)

این معادله یک معادله دیفرانسیل جزئی خطی است که توزیع مکانی و زمانی بار هیدرولیکی را نشان می‌دهد. با فرض شرایط همگن، معادله بالا به صورت زیر خلاصه می‌شود:

$$k_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + k_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + k_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (۴)$$

و چنانچه لایه آبدار، همگن و ایزوتروپ فرض گردد، معادله به صورت زیر بیان می‌شود:

^۱ Darcy's law

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_s}{k} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (5)$$

آن معادله برای شرایط پایا، همسو و دو بعدی به صورت زیر می‌باشد:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{S_s}{k} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (6)$$

با قرار دادن $S = S_s b$ و $T = kb$ در معادله، می‌توان نتیجه زیر را در حالت یک بعدی گرفت:

$$T \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (7)$$

که در این معادله:

S : ضریب ذخیره (بدون بعد)

T : قابلیت انتقال (متر مربع بر ثانیه)

b : ضخامت سفره (متر)

ضریب ذخیره یک لایه آبدار عبارت است از حجم آبی که هر واحد از سطح افقی سفره، به ازاء واحد افت سطح ایستابی (در سفره‌های آزاد) یا سطح پیزومتریک (در سفره‌های تحت فشار) می‌تواند آزاد کند. در لایه‌های آبدار آزاد، ضریب ذخیره همان آبدهی ویژه است.

- شرایط پایا

شرایط پایا شرایطی است که تغییرات بار هیدرولیکی نسبت به زمان صفر باشد که در این صورت میزان حجم آب ورودی و خروجی برابر است و هیچ تغییری در حجم ذخیره به وجود نمی‌آید البته به شرطی که: اولاً: آب تراکم‌ناپذیر باشد.

ثانیاً: هیچ منبع مصرف^۱ یا تولیدی^۲ وجود نداشته باشد.

^۱ Sink
^۲ Source

تحت چنین شرایطی، عبارت $\frac{\partial h}{\partial t}$ در سمت راست معادله عمومی جریان صفر شده و شرایط جریان پایا برقرار

می‌شود در این صورت، معادله عمومی جریان در حالت سه بعدی به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[-k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[-k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[-k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right] = 0 \quad (8)$$

که این معادله همان معادله مشهور لاپلاس می‌باشد.

- معادله عمومی جریان آب زیرزمینی در لایه آبدار آزاد

در سفره‌های آزاد، آب در اثر زهکشی منافذ، انبساط آب و فشردگی سفره خارج می‌گردد، ولی سهم دو مکانیزم انبساط و فشردگی سفره معمولاً ناچیز می‌باشد. پس آبی که از لایه‌های آبدار آزاد توسط چاه‌های پمپاژ خارج می‌شود، حاصل زهکشی از منافذ سفره و بی‌آب شدن بخشی از سفره، در حین پائین رفتن سطح ایستابی است. بنابراین، برداشت آب از یک سفره موجب کاهش حجم آب ذخیره آن می‌شود. مقدار این کاهش حجم در لایه‌های آبدار آزاد به سهولت از حاصل ضرب حجم سفره بین دو سطح ایستابی قبل و بعد از تخلیه در میانگین آبدهی ویژه به دست می‌آید.

آبدهی ویژه^۱ عبارت است از ظرفیت سفره آزاد در رهاسازی آب. ضریب ذخیره همان آبدهی ویژه است و از چند درصد تا ۳۰-۲۰ درصد تغییر می‌کند. در لایه‌های آبدار آزاد، محل و موقعیت سطح ایستابی را می‌توان نسبت به زمان و مکان با حل معادله زیر در صورتی که $S_s = 0$ باشد، به دست آورد:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right] = 0 \quad (9)$$

این معادله در سفره‌های همسو و همگن به معادله لاپلاس^۲ تبدیل می‌شود.

سمت راست معادله صفر است، نه به این دلیل که جریان پایا است بلکه به دلیل اینکه $S_s = 0$ می‌باشد. دامنه نوسان جریان برای حل معادله ثابت نیست، زیرا موقعیت سطح آب نسبت به زمان متغیر می‌باشد. راه حل ریاضی جریان در لایه آبدار آزاد، حل معادله در زون اشباع است که در نتیجه توزیع مکانی و زمانی

^۱ Specific yield

^۲ Laplace

ارتفاع سطح آب به ازاء تغییرات ذخیره سفره محاسبه خواهد شد. مشکلات حاکم بر حل معادله مزبور، سبب گردید که هیدروژئولوژیست‌ها یک راه حل تقریبی را به کار گیرند. به منظور به دست آوردن راه حل معادله بالا در سفره آزاد، دوپوئی^۱ در سال ۱۸۶۳ فرضیاتی را وضع کرد که عبارتند از:

۱- سرعت جریان با تانژانت شیب هیدرولیکی صرف نظر از علامت آن متناسب می‌باشد.

۲- جریان در هر مقطع قائمی از سفره، افقی و یکنواخت است. به عبارت دیگر سفره و سنگ زیرین آن افقی است.

فرضیات دوپوئی^۲ علاوه بر حل تقریبی معادله مزبور، سبب محدودیت کاربرد همه‌جانبه آن نیز می‌شود. با در نظر گرفتن فرضیات دوپوئی- فورشهایمر^۳ و مفهوم موازنه جرمی^۴ و چنانچه آب به عنوان یک سیال تراکم‌ناپذیر در تعادل حجمی فرض شود، معادله بوزینسکی غیرخطی حاصل می‌گردد.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[kh \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[kh \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[kh \frac{\partial h}{\partial z} \right] = S_y \frac{\partial h}{\partial t} \quad (10)$$

این معادله برای لایه آزاد در شرایط همسو، غیر همگن، سه بعدی و ناپایا به کار گرفته می‌شود. این معادله به علت غیرخطی بودن، دارای راه حل تحلیلی بسیار پیچیده می‌باشد و احتیاج به ریاضیات پیشرفته دارد. برای شرایط همگن معادله به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[h \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[h \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[h \frac{\partial h}{\partial z} \right] = \frac{S_y}{k} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (11)$$

- معادله عمومی جریان آب زیرزمینی با مؤلفه تغذیه یا تخلیه

در تمام معادلات بالا فرض شده که هیچ‌گونه منبع تغذیه یا تخلیه در لایه آبدار وجود نداشته باشد. بر این اساس تمام آب ورودی یا خروجی از سفره در طول مرزهای خارجی سیستم محاسبه می‌شود. به هر حال توابع تغذیه یا تخلیه نظیر پمپاژ چاه‌ها، نشت از طریق لایه محبوس کننده، تبخیر و تعرق از سطح آب و تغذیه طبیعی یا مصنوعی ممکن است به طور یکنواخت توزیع گردد و یا نسبت به زمان و مکان در سفره

¹ Dupuit

² Dupuit assumptions

³ Dupuit-Forchheimer assumptions

⁴ Mass balance

تغییر نماید. در چنین شرایطی تابع عمومی ω به طرف راست معادله اضافه می‌گردد، اگر علامت ω مثبت باشد، نشاندهنده تابع تخلیه و اگر منفی باشد، حاکی از تغذیه سفره است. در حالت‌های یک بعدی، دو بعدی و سه بعدی تابع ω مبین میزان جریان به ترتیب به ازای واحد طول، سطح و حجم می‌باشد که عبارتست از:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[kh \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[kh \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[kh \frac{\partial h}{\partial z} \right] = S_y \frac{\partial h}{\partial t} \pm \omega \quad (12)$$

میزان نفوذ قائم ω یک کمیت اسکالر به ازاء واحد سطح می‌باشد. با فرآیندی مشابه، در سفره‌های آزاد با مولفه نفوذ قائم ثابت داریم:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[h \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[h \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[h \frac{\partial h}{\partial z} \right] = \frac{S_y}{k} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} - \frac{\omega}{k} \quad (13)$$

معادله مزبور در شرایط سفره همگن، همسو، سه بعدی، آزاد، ناپایا و با مؤلفه نفوذ قائم ثابت برقرار می‌باشد. چنانچه به معادله حاکم بر جریان آب زیرزمینی در لایه آبدار آزاد با مؤلفه نفوذ قائم (در شرایط پایا، یکنواخت، ایزوتروپ و سه بعدی)، تابع ω (تغذیه) اضافه گردد معادله مشهور پواسیون^۱ حاصل می‌گردد (McWhorter, 1977). همچنین معادله عمومی جریان آب زیرزمینی در لایه آبدار آزاد در شرایط همسو، ناهمگن، دو بعدی و با وجود توابع تغذیه و تخلیه به صورت زیر خواهد بود:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[kh \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[kh \frac{\partial h}{\partial y} \right] + R(x, y, t) - Q(x, y, t) = S_y \frac{\partial h}{\partial t} \quad (14)$$

این معادله نیز به معادله بوزینسک^۲ معروف است که تابع $R(x, y, t)$ ، میزان تغذیه سطح آب و تابع $Q(x, y, t)$ ، میزان تخلیه از سطح آب با دیمانسیون $\frac{L}{T}$ می‌باشد.

- معادلات و سایر بسته‌های نرم‌افزاری موجود در مدل PMWIN

- معادله تفاضل محدود

معادله جریان آب زیرزمینی به طریق تفاضل‌های محدود، از کاربرد معادله پیوستگی نتیجه می‌شود که در آن

¹ Puasion equation

² Bossinesq equation

مجموع کل جریان‌های ورودی و خروجی یک سلول، مساوی با میزان تغییرات ذخیره آن قرار داده می‌شود. با فرض ثابت بودن جرم مخصوص آب زیرزمینی، معادله پیوستگی برای نشان دادن بیلان جریان در یک سلول به قرار زیر است:

$$\sum Q_i = SS \frac{\Delta h}{\Delta t} \Delta V \quad (15)$$

که در این معادله:

Q_i : میزان جریان ورودی به سلول (متر مکعب بر ثانیه)

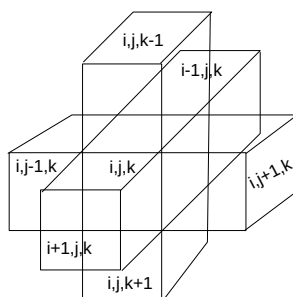
SS : ذخیره ویژه در فرمول تفاضل‌های محدود (L^{-1})

$\frac{\Delta h}{\Delta t}$: تغییر بار هیدرولیکی در طول زمان (متر بر ثانیه)

ΔV : حجم سلول (متر مکعب)

جمله سمت راست برابر با حجم آب اضافه شده به ذخیره آبخوان، در طول دوره Δt در ازای تغییر بار هیدرولیکی به میزان Δh است. معادله (۱۵) بر حسب جریان ورودی و افزایش ذخیره نوشته شده است. جریان خروجی تخلیه به صورت جریان ورودی با علامت منفی و تلفات نیز با علامت منفی نشان داده می‌شوند. شکل (۱) یک سلول i, j, k و شش سلول مجاور آبخوان $i, j-1, k$ ، $i+1, j, k$ ، $i-1, j, k$ ، $i, j+1, k$ ، $i, j, k-1$ و $i, j, k+1$ را نشان می‌دهد.

برای سهولت استدلال، جریان ورودی به سلول i, j, k مثبت فرض می‌شود و علامت منفی در مقابل فرمول داری از کلیه جملات حذف گردیده است.



شکل ۱- سلول i, j, k و نمایه‌ها برای شش سلول مجاور (کازمی‌گیان، ۱۳۸۱)

متعاقب این قراردادهای، جریان به داخل سلول i, j, k در جهت ردیف‌ها از سلول $i, j-1, k$ با استفاده از قانون دارسی به صورت زیر به دست می‌آید:

$$q_{i,j-\frac{1}{2},k} = KR_{i,j-\frac{1}{2},k} \Delta c_i \Delta v_k \frac{(h_{i,j-1} h_{i,j,k})}{\Delta r_{j-\frac{1}{2}}} \quad (۱۶)$$

که در این معادله:

$h_{i,j,k}$: بار هیدرولیکی در گره i, j, k (متر)

$h_{i,j-1,k}$: بار هیدرولیکی در گره $i, j-1, k$ (متر)

$q_{i,j-\frac{1}{2},k}$: دبی خروجی از فاصله بین سلول‌های i, j, k و $i, j-1, k$ (متر مکعب بر ثانیه)

$KR_{i,j-\frac{1}{2},k}$: هدایت الکتریکی در امتداد ردیف‌ها، بین گره‌های i, j, k و $i, j-1, k$ (متر بر ثانیه)

$\Delta c_i \Delta v_k$: مساحت وجه عمود بر جهت ردیف‌ها (متر مربع)

$\Delta r_{j-\frac{1}{2}}$: فاصله بین گره‌های i, j, k و $i, j-1, k$ (متر)

با وجودی که این مبحث بر اساس جریان به سلول مرکزی شکل گرفته است ارتباط دادن اندیس $j-\frac{1}{2}$ در

معادله (۱۶) با یک نقطه معین بین گره‌ها گمراه کننده است. ترجیحاً در این معادله، جمله $KR_{i,j-\frac{1}{2},k}$

هدایت هیدرولیکی مؤثر برای کل ناحیه بین گره‌هاست که معمولاً به صورت یک میانگین هارمونیک محاسبه می‌شود. در این صورت معادله فوق، مقدار دقیق جریان از بلوک‌های i, j, k و $i, j-1, k$ با سطح مقطع $\Delta c_i \Delta v_k$ را برای حالت ثابت و یک بعدی نشان می‌دهد.

برای جریان به داخل سلول از پنج وجه دیگر آن، معادلات به همان شکل است. باید توجه داشت که هر یک از این معادلات جریان از یک وجه، سلول i, j, k را بر حسب بار هیدرولیکی، ابعاد شبکه‌بندی و هدایت هیدرولیکی را بیان می‌کنند. با ترکیب نمودن اندازه‌های هر شبکه و هدایت الکتریکی در یک ضریب ثابت به نام رسانایی هیدرولیکی^۱، فرمول‌ها را می‌توان به صورت ساده‌تر بیان کرد:

^۱ Hydraulic conductance

$$CR_{i,j-\frac{1}{2},k} = KR_{i,j-\frac{1}{2},k} \Delta c_i \Delta v_k / \Delta r_{j-\frac{1}{2}} \quad (۱۷)$$

که در این معادله:

$CR_{i,j-\frac{1}{2},k}$: رسانایی در ردیف i و لایه k، بین گره‌های i, j, k و $i, j-1, k$ (متر مربع بر ثانیه)

با جایگزین کردن رسانایی از معادله (۱۷) در معادله (۱۶) خواهیم داشت:

$$q_{i,j-\frac{1}{2},k} = CR_{i,j-\frac{1}{2},k} (h_{i,j-1,k} - h_{i,j,k}) \quad (۱۸)$$

جریان از خارج آبخوان را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$a_{i,j,k,n} = p_{i,j,k,n} h_{i,j,k} + q_{i,j,k,n} \quad (۱۹)$$

که در این معادله:

$a_{i,j,k,n}$: جریان از n امین منبع خارجی به داخل سلول i, j, k (متر مکعب بر ثانیه)

$p_{i,j,k,n}$: ضریب ثابت (متر مربع بر ثانیه)

$q_{i,j,k,n}$: ضریب ثابت (متر مکعب بر ثانیه)

به طور کلی اگر N منبع خارجی یا تنش داشته باشیم که بر سلول مورد نظر تأثیرگذار باشند، جریان ترکیبی همه آنها به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$QS_{i,j,k} = \sum_{n=1}^N a_{i,j,k,n} = \sum_{n=1}^N p_{i,j,k,n} h_{i,j,k} + \sum_{n=1}^N q_{i,j,k,n} \quad (۲۰)$$

با ارائه تعاریف $p_{i,j,k}$ و $q_{i,j,k}$ به صورت زیر:

$$p_{i,j,k} = \sum_{n=1}^N p_{i,j,k,n} \quad (۲۱)$$

$$q_{i,j,k} = \sum_{n=1}^N q_{i,j,k,n} \quad (۲۲)$$

عبارت مربوط به میزان جریان خروجی به صورت زیر نوشته خواهد شد:

$$QS_{i,j,k} = P_{i,j,k} \cdot h_{i,j,k} + Q_{i,j,k} \quad (23)$$

با استفاده از فرمول پیوستگی برای سلول i, j, k و در نظر گرفتن جریان از هر شش سلول مجاور و نیز شدت جریان خروجی (QS) خواهیم داشت:

$$q_{i,j-\frac{1}{2},k} + q_{i,j+\frac{1}{2},k} + q_{i-\frac{1}{2},j,k} + q_{i+\frac{1}{2},j,k} + q_{i,j,k-\frac{1}{2}} + q_{i,j,k+\frac{1}{2}} + QS_{i,j,k} = SS_{i,j,k} \frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t} \Delta r_j \Delta c_i \Delta v_k \quad (24)$$

که در این معادله:

$$\frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t}: \text{مقدار تقریبی مشتق بار هیدرولیکی نسبت به زمان}$$

$$SS_{i,j,k}: \text{ذخیره ویژه سلول } i, j, k \text{ (} L^{-1} \text{)}$$

$$\Delta r_j \Delta c_i \Delta v_k: \text{حجم سلول } i, j, k \text{ (متر مکعب)}$$

با جایگزینی معادلات مناسب مربوطه در معادله (24)، محاسبات تقریبی تفاضل‌های محدود برای سلول i, j, k به صورت زیر به دست می‌آید:

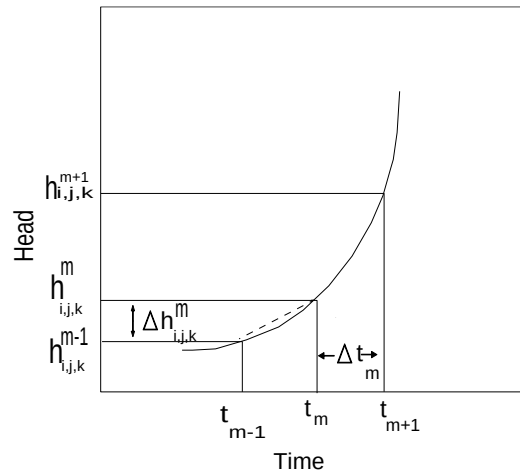
$$\begin{aligned} & CR_{i,j-\frac{1}{2},k} (h_{i,j-1,k} - h_{i,j,k}) + CR_{i,j+\frac{1}{2},k} (h_{i,j+1,k} - h_{i,j,k}) + CC_{i-\frac{1}{2},j,k} (h_{i-1,j,k} - h_{i,j,k}) \\ & + CC_{i+\frac{1}{2},j,k} (h_{i+1,j,k} - h_{i,j,k}) + CV_{i,j,k+\frac{1}{2}} (h_{i,j,k+1} - h_{i,j,k}) + CV_{i,j,k-\frac{1}{2}} (h_{i,j,k-1} - h_{i,j,k}) \\ & + p_{i,j,k} h_{i,j,k} + Q_{i,j,k} = SS_{i,j,k} (\Delta r_j \Delta c_i \Delta v_k) \end{aligned} \quad (25)$$

سپس محاسبات تقریبی تفاضلات محدود، برای مشتق زمانی بار هیدرولیکی $\left(\frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t} \right)$ باید بر حسب بار

هیدرولیکی در زمان‌های خاص نوشته شود. در شکل (۲) هیدروگراف بار هیدرولیکی در گره i, j, k نشان داده شده است. در این شکل بر روی محور افقی دو مقطع زمانی t_m و t_{m-1} و در محور قائم بار هیدرولیکی در گره i, j, k در زمانهای t_m و t_{m-1} به ترتیب با $h_{i,j,k}^m$ و $h_{i,j,k}^{m-1}$ نشان داده شده است. مشتق زمانی بار هیدرولیکی در زمان t_m از تقسیم تفاضل بار هیدرولیکی $h_{i,j,k}^m - h_{i,j,k}^{m-1}$ بر فاصله زمانی $t_m - t_{m-1}$ به دست می‌آید:

$$\left(\frac{\Delta h_{i,j,k}}{\Delta t} \right) = \frac{h_{i,j,k}^m - h_{i,j,k}^{m-1}}{t_m - t_{m-1}} \quad (26)$$

بنابراین شیب هیدروگراف (مشتق زمانی) به طور تقریبی از تغییر بار هیدرولیکی گره مورد نظر در فاصله زمانی مشخص شده محاسبه می‌گردد.



شکل ۲- هیدروگراف سلول i, j, k (کاظمی‌گیلان، ۱۳۸۱)

این شیوه محاسباتی تقریبی، تفاضل پسرونده نامیده می‌شود زیرا $\frac{\Delta h}{\Delta t}$ برای یک فاصله زمانی از زمان محاسبه جریان t_m به سمت عقب تخمین زده می‌شود. روش‌های دیگری هم برای محاسبه $\frac{\Delta h}{\Delta t}$ وجود دارد. به عنوان مثال می‌توان فاصله زمانی را طوری انتخاب کرد که از زمان محاسبه، جریان آغاز شود و به زمان‌های بعدی منتهی گردد یا فاصله زمانی را طوری انتخاب نمود که زمان محاسبه جریان در مرکز آن قرار گیرد. این روش‌ها ممکن است از لحاظ محاسباتی ناپایا باشند. به این معنی که در خلال محاسبه بار هیدرولیکی در فواصل زمانی متوالی، مقدار خطای محاسبات مرتباً افزایش می‌یابد. در حالت غیر ماندگار خطاها به هر دلیل که وارد محاسبات شوند در جریان‌های متوالی محاسبات، مرتباً افزایش یافته و در نهایت از کنترل خارج می‌گردند. در حالی که روش تفاضل پسرونده همیشه پایا است به این معنی که، خطاهای ورودی به محاسبات در هر زمان به مرور کاهش می‌یابند. به این دلیل روش تفاضل پسرونده با وجودی که برای هر گام زمانی منجر به تعداد زیادی معادلات می‌شود که باید به طور هم زمان حل شوند، نسبت به روش‌های دیگر ترجیح داده می‌شوند. معادله (۲۵) را می‌توان با استفاده از تفاضل پسرونده برای تعیین

مقادیر جریان در زمان t_m (انتهای گام زمانی) نوشت و مشتق زمانی بار هیدرولیکی را در فاصله زمانی t_m و t_{m-1} به طور تقریبی به دست آورد:

$$\begin{aligned} & CR_{i,j-\frac{1}{2},k} (h_{i,j-1,k}^m - h_{i,j,k}^m) + CR_{i,j+\frac{1}{2},k} (h_{i,j+1,k}^m - h_{i,j,k}^m) + CC_{i-\frac{1}{2},j,k} (h_{i-1,j,k}^m - h_{i,j,k}^m) \\ & + CC_{i+\frac{1}{2},j,k} (h_{i+1,j,k}^m - h_{i,j,k}^m) + CV_{i,j,k+\frac{1}{2}} (h_{i,j,k+1}^m - h_{i,j,k}^m) + CV_{i,j,k-\frac{1}{2}} (h_{i,j,k-1}^m - h_{i,j,k}^m) \\ & + p_{i,j,k} h_{i,j,k}^m + Q_{i,j,k} = SS_{i,j,k} \frac{(\Delta r_j \Delta c_i \Delta v_k) (h_{i,j,k}^m - h_{i,j,k}^{m-1})}{t_m - t_{m-1}} \end{aligned} \quad (27)$$

معادله (27) روش حل تفاضل پسرونده معادله دیفرانسیل جریان آب زیرزمینی است. از آنجایی که بار هیدرولیکی در زمان t_m مجهول است، پس عبارت بالا، یک معادله γ مجهولی است که مستقیماً قابل حل نمی‌باشد. اما اگر چنین معادله‌ای برای تک تک سلول‌های فعال در شبکه نوشته شود، n معادله n مجهولی به دست می‌آید که می‌توانند به طور هم زمان حل شوند. به طور کلی هدف مدل‌سازی عددی در حالت غیرماندگار، پیش‌بینی توزیع بار هیدرولیکی در زمان‌های متوالی با استفاده از بار هیدرولیکی اولیه، شرایط مرزی، پارامترهای هیدرولیکی و عوامل بیرونی است. توزیع بار هیدرولیکی اولیه، مقادیر $h_{i,j,k}^1$ را برای هر گره از شبکه مشخص می‌کند به این معنی که مقادیر بار هیدرولیکی در ابتدای اولین گام زمانی، روی محور زمان معلوم است. اولین گام در حل مسئله پیدا کردن بار هیدرولیکی $(h_{i,j,k}^2)$ در زمان t_2 (انتهای گام زمانی اول) می‌باشد. معادله (27) در این حالت به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$\begin{aligned} & CR_{i,j-\frac{1}{2},k} (h_{i,j-1,k}^2 - h_{i,j,k}^2) + CR_{i,j+\frac{1}{2},k} (h_{i,j+1,k}^2 - h_{i,j,k}^2) + CC_{i-\frac{1}{2},j,k} (h_{i-1,j,k}^2 - h_{i,j,k}^2) \\ & + CC_{i+\frac{1}{2},j,k} (h_{i+1,j,k}^2 - h_{i,j,k}^2) + CV_{i,j,k+\frac{1}{2}} (h_{i,j,k+1}^2 - h_{i,j,k}^2) + CV_{i,j,k-\frac{1}{2}} (h_{i,j,k-1}^2 - h_{i,j,k}^2) \\ & + p_{i,j,k} h_{i,j,k}^2 + Q_{i,j,k} = SS_{i,j,k} \frac{(\Delta r_j \Delta c_i \Delta v_k) (h_{i,j,k}^2 - h_{i,j,k}^1)}{t_2 - t_1} \end{aligned} \quad (28)$$

معادله‌ای به این شکل برای هر سلول از شبکه نوشته می‌شود که در آن بار هیدرولیکی با زمان متغیر است و برای به دست آوردن بار هیدرولیکی در زمان t_2 ، دستگاه معادلات چند مجهولی باید به طور هم‌زمان حل شود. با معلوم شدن بار هیدرولیکی، همین روال محاسبات برای تشکیل دستگاه معادلات چند مجهولی، این بار برای بار هیدرولیکی مجهول در زمان t_3 ، تنظیم و به طور هم زمان حل می‌شود تا بار هیدرولیکی در زمان

t_3 به دست آید. این روال به تعداد گام‌های زمانی مورد نیاز و حل مسأله برای طول زمان دلخواه، ادامه می‌یابد.

- هدایت هیدرولیکی افقی و قابلیت انتقال

با جایگزینی قابلیت هدایت مربوط به هر نصف سلول (معادله ۳-۱۴) در معادله (۳-۲۱)، معادله زیر به دست می‌آید.

$$CR_{i,j+\frac{1}{2},k} = \frac{\frac{TR_{i,j,k} \cdot DELC_i}{\frac{1}{2} DELR_j} \cdot \frac{TR_{i,j+1,k} \cdot DELC_i}{\frac{1}{2} DELR_{j+1}}}{\frac{TR_{i,j,k} \cdot DELC_i}{\frac{1}{2} DELR_j} + \frac{TR_{i,j+1,k} \cdot DELC_i}{\frac{1}{2} DELR_{j+1}}} \quad (29)$$

که در این معادله:

$TR_{i,j,k}$: قابلیت انتقال در جهت ردیف برای سلول i, j, k (متر مربع بر ثانیه)

$DELR_j$: عرض سلول در ستون j (متر)

$DELC_i$: عرض سلول در ردیف i (متر)

با ساده کردن این معادله، معادله زیر به دست می‌آید.

$$CR_{i,j+\frac{1}{2},k} = 2DELC_i \frac{TR_{i,j,k} \cdot TR_{i,j+1,k}}{TR_{i,j,k} \cdot DELR_{j+1} + TR_{i,j+1,k} \cdot DELR_j} \quad (30)$$

معادله مزبور قابلیت هدایت معادل در جهت ردیف بین گره‌های i, j, k و $i, j+1, k$ را محاسبه می‌نماید.

چنانچه همین مراحل برای گره‌های دو سلول مجاور در جهت ستون‌ها به کار رود محاسبه $CC_{i+\frac{1}{2},j,k}$ به

صورت زیر در می‌آید.

$$CC_{i+\frac{1}{2},j,k} = 2DELR_j \frac{TR_{i,j,k} \cdot TR_{i+1,j,k}}{TR_{i,j,k} \cdot DELC_{i+1} + TR_{i+1,j,k} \cdot DELC_i} \quad (31)$$

این معادله نیز هدایت معادل در جهت ستون بین گره‌های i, j, k و $i, j+1, k$ را محاسبه می‌نماید که در آن $TC_{i,j,k}$ قابلیت انتقال سلول i, j, k در جهت ستون می‌باشد.

چنانچه قابلیت انتقال بین سلول‌ها صفر باشد، (T) معادلات (۳-۲۰) و (۳-۲۱) برای محاسبه قابلیت هدایت به کار نمی‌روند. در نتیجه قابلیت انتقال به صورت زیر محاسبه می‌گردد:

$$TR_{i,jk} = THICH_{i,j,k} \cdot HK_{i,j,k} \quad (32)$$

$$TC_{i,j,k} = THICH_{i,j,k} \cdot HK_{i,j,k} \cdot HANI_{i,j,k} \quad (33)$$

که در این معادلات:

$HK_{i,j,k}$: هدایت هیدرولیکی سلول i, j, k در جهت ردیف (متر بر ثانیه)

$HANI_{i,j,k}$: نسبت هدایت هیدرولیکی در جهت ستون‌ها به هدایت هیدرولیکی در جهت ردیف‌ها

$THICH_{i,j,k}$: ضخامت اشباع سلول i, j, k (متر)

مقادیر $HK_{i,j,k}$ و $HANI_{i,j,k}$ به صورت داده‌های ورودی تعیین و $THICH_{i,j,k}$ با استفاده از ارتفاع سلول‌ها در فایل تقسیمات مکانی و زمانی محاسبه می‌شود.

محاسبه ضخامت به نوع لایه آبدار (آزاد یا محبوس) نیز بستگی دارد. چنانچه لایه آبدار محبوس باشد، ضخامت سلول برابر است با:

$$THICH_{i,j,k} = (TOP_{i,j,k} - BPT_{i,j,k}) \quad (34)$$

که در این معادله:

$TOP_{i,j,k}$: ارتفاع فوقانی سلول i, j, k (متر)

$BOT_{i,j,k}$: ارتفاع تحتانی سلول i, j, k (متر)

مقادیر $TOP_{i,j,k}$ و $BOT_{i,j,k}$ از داده‌های ورودی در فایل تقسیمات مکانی و زمانی تعیین می‌شوند. چنانچه لایه آبدار، آزاد و یا قابل تبدیل باشد، ضخامت اشباع در طی شبیه‌سازی بر اساس بار هیدرولیکی ($HNEW_{i,j,k}$) محاسبه می‌شود.

$$if \rightarrow HNEW_{i,j,k} \geq TOP_{i,j,k} \Rightarrow THICK_{i,j,k} = (TOP_{i,j,k} - BOT_{i,j,k}) \quad (35)$$

$$if \rightarrow HNEW_{i,j,k} \geq BOT_{i,j,k} \Rightarrow THICK_{i,j,k} = (HNEW_{i,j,k} - BOT_{i,j,k}) \quad (36)$$

$$if \rightarrow HNEW_{i,j,k} \leq BOT_{i,j,k} \Rightarrow THICK_{i,j,k} = 0 \quad (37)$$

در ابتدای هر تکرار از معادلات جریان، ضخامت برای محاسبه قابلیت انتقال مجدداً با استفاده از معادلات بالا محاسبه می‌گردد. چنانچه سلولی خشک گردد (معادله ۳۳) سلول مزبور هیچ گونه جریانی ندارد و مرز آن غیرفعال می‌شود. به منظور جلوگیری از فراتر رفتن سطح ایستابی نسبت به ارتفاع بالایی لایه آبدار، بهتر است ارتفاع فوقانی لایه دارای سطح ایستابی برابر با ارتفاع سطح زمین باشد که در چنین وضعیتی، هیچ وقت سطح ایستابی به ارتفاع سطح زمین در طی شبیه‌سازی مدل نمی‌رسد.

به روش محاسبه قابلیت هدایت بین دو گره مجاور فوق‌الذکر، میانگین هارمونیک گفته می‌شود. دلیل این نامگذاری با بازنویسی معادله (۳۰) یا (۳۱) به صورت زیر محرز می‌گردد.

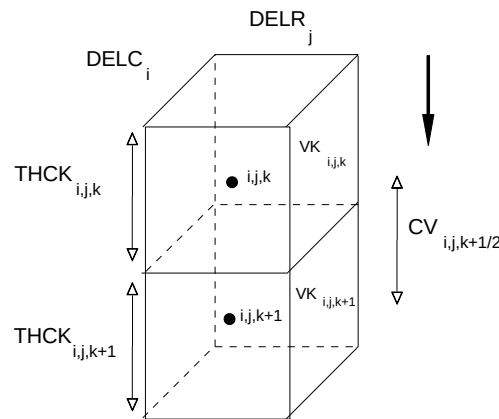
$$CR_{i,j+\frac{1}{2},k} = \left(\frac{\frac{1}{2} DELR_j + \frac{1}{2} DELR_{j+1}}{\frac{1}{2} DELR_j + \frac{1}{2} DELR_{j+1}} \right) \frac{DEL C_i}{\frac{1}{2} DELR_j + \frac{1}{2} DELR_{j+1}} \quad (38)$$

در این معادله، عبارت داخل پرانتز، میانگین هارمونیک قابلیت انتقال دو نیمه‌سلول مجاور هم می‌باشد که با مقایسه معادله (۳-۱۴)، قابلیت هدایت معادل در امتداد ردیف بین گره‌ها i,j,k و $i,j+1,k$ را محاسبه می‌نماید.

- هدایت عمودی

همان‌طور که قبلاً ذکر شد، محاسبه قابلیت هدایت عمودی با فرض اینکه گره‌ها در مرکز سلول و تغییرات هدایت هیدرولیکی عمودی، در مرز لایه‌ها باشد، صورت می‌گیرد. شکل (۳) وضعیت دو سلول در لایه‌های K و K+1 را نشان می‌دهد.

تحت این شرایط، قابلیت هدایت عمودی بین دو گره، معادل قابلیت هدایت نصف دو سلول مجاور هم می‌باشد.



شکل ۳- محاسبه قابلیت هدایت عمودی بین دو گره (Ching and Kinzelbakh, 2000)

با جایگزینی قابلیت هدایت نیمه سلول ها، (معادله ۳-۱۴) در معادله (۳-۲۰)، معادله قابلیت هدایت عمودی بین دو گره به دست می آید:

$$CV_{i,j,k+\frac{1}{2}} = \frac{1}{\frac{DELR_j \cdot DELC_i \cdot VK_{i,j,k}}{\frac{1}{2} THICK_{i,j,k}}} + \frac{1}{\frac{DELR_j \cdot DELC_i \cdot VK_{i,j,k+1}}{\frac{1}{2} THICK_{i,j,k+1}}} \quad (39)$$

که در این معادله:

$VK_{i,j,k}$: هدایت هیدرولیکی عمودی سلول i, j, k (متر بر ثانیه)

$THICK_{i,j,k}$: ضخامت اشباع سلول i, j, k (متر)

معادله (۳۹) را می توان به صورت ساده تر نوشت:

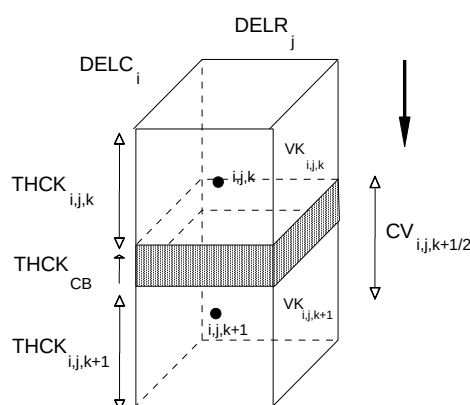
$$CV = \frac{DELR_j \cdot DELC_i}{\frac{\frac{1}{2} THICK_{i,j,k}}{VK_{i,j,k}} \cdot \frac{\frac{1}{2} THICK_{i,j,k+1}}{VK_{i,j,k+1}}} \quad (40)$$

چنانچه لایه نیمه محبوس کننده ای سبب جدایی دو لایه K و K+1 گردد (شکل ۴)، با در نظر گرفتن فرضیات

زیر می توان لایه محبوس کننده را در مدل شبیه سازی کرد.

۱- هدایت الکتریکی افقی لایه محبوس کننده ناچیز باشد.

۲- تنها اثر لایه موجود، محدود کردن جریان عمودی بین سلول ها باشد.



شکل ۴- محاسبه محاسبه قابلیت هدایت عمودی بین دو گره با واحد نیمه‌محبوس‌کننده بین گره‌ها

(Ching and Kinzelbakh, 2000)

در این صورت اثر واحد نیمه‌محبوس‌کننده در محاسبه قابلیت هدایت عمودی بین گره‌ها در نظر گرفته می‌شود. چنین لایه‌هایی تحت عنوان لایه نیمه‌ترا معرفی می‌گردند (McDonald and Harbaugh, 1998). در این حالت، لایه تحتانی لایه فوقانی (K)، لایه نیمه‌محبوس‌کننده (CB) و نیمه بالایی لایه تحتانی (K+1) در محاسبه قابلیت هدایت عمودی به کار گرفته می‌شود.

$$CV = \frac{1}{\frac{DELR_j \cdot DELC_i \cdot VK_{i,j,k}}{\frac{1}{2} THCK_{i,j,k}}} + \frac{1}{\frac{DELR_j \cdot DELC_i \cdot VK_{CB_{i,j,k}}}{\frac{1}{2} THCK_{CB}}} + \frac{1}{\frac{DELR_j \cdot DELC_i \cdot VK_{i,j,k+1}}{\frac{1}{2} THCK_{i,j,k+1}}} \quad (41)$$

که در آن:

$VK_{CB_{i,j,k}}$: هدایت هیدرولیکی عمودی واحد نیمه‌محبوس‌کننده (متر بر ثانیه)

$THICK$: ضخامت اشباع سلول (متر)

- بسته نرم‌افزاری تبخیر و تعرق^۱

بسته نرم‌افزاری تبخیر و تعرق برای شبیه‌سازی تعرق گیاهان و تبخیر مستقیم خروج آب از منطقه اشباع آب زیرزمینی به کار می‌رود. روش کار مبتنی بر فرضیات زیر است:

۱- وقتی سطح ایستابی بالاتر از یا هم‌سطح با سطح تبخیر و تعرق باشد، تبخیر و تعرق از آبخوان با حداکثر شدت (که توسط کاربر تعیین می‌شود) صورت خواهد گرفت.

¹ Evapotranspiration

۲- اگر عمق سطح ایستابی نسبت به سطح تبخیر و تفرق از حد معینی که عمق توقف نامیده می‌شود بیشتر باشد، تبخیر و تفرق از سطح ایستابی متوقف خواهد شد.

۳- بین این دو حد، میزان تبخیر و تفرق از سطح ایستابی متوقف می‌شود.
این موضوع را می‌توان با معادلات زیر بیان کرد:

$$R_{EM} = R_{ETM} \quad h > h_s \quad (42)$$

$$R_{ET} = 0 \quad h < h_s = d \quad (43)$$

$$R_{ET} = R_{ETM} \left[\frac{h - (h_s - d)}{d} \right] \quad (h_s - d) \leq h \leq h_s \quad (44)$$

که در معادلات بالا:

R_{ET} : مقدار تبخیر و تفرق در واحد سطح ایستابی (متر بر متر ثانیه)

h_s : ارتفاع سطح تبخیر و تفرق (متر)

h : ارتفاع سطح ایستابی در سلول مدل (متر)

R_{ETM} : حداکثر مقدار تبخیر و تفرق (متر بر متر ثانیه)

برای استفاده از روش تفاضل‌های محدود، میزان حجمی تبخیر و تفرق مورد نیاز است که مقدار آن با استفاده از معادله زیر به دست می‌آید:

$$Q_{ET} = R_{ET}(DELR.DELC) \quad (45)$$

که در این معادله Q_{ET} ، تبخیر و تفرق به صورت حجم آب در واحد زمان می‌باشد.

تبخیر و تفرق تنها از یک سلول در ستون عمودی که در زیر منطقه $DELR.DELC$ واقع است، خارج می‌گردد. کاربر، این سلول را به کمک یکی از دو گزینه زیر که توسط بسته فراهم شده است، مشخص می‌کند:

۱- تبخیر و تفرق همواره از بالاترین لایه مدل خارج می‌گردد.

۲- کاربر با استفاده از آرایه شاخص لایه (I_{ET}) تعیین می‌کند که تبخیر و تفرق از چه سلولی در ستون عمودی صورت می‌گیرد.

Q_{ET} ، هیچ گونه تأثیری بر سلول‌های با بار ثابت و غیرفعال ندارد.

- بسته نرم‌افزاری زهکشی^۱

بسته نرم‌افزاری زهکشی، دو نوع زهکش باز و بسته را شبیه‌سازی می‌کند. تفاوت آن با بسته رودخانه در این است که در بسته زهکشی، جریان فقط از آبخوان به سمت زهکش می‌باشد و زمانی که بار هیدرولیکی در آبخوان به زیر ارتفاع زهکش نزول کرد، جریان متوقف می‌شود. میزان جریان ورودی به زهکش QD با استفاده از معادلات زیر محاسبه می‌شود:

$$QC = CD(h - d) \quad h > d \quad (46)$$

$$QD = 0 \quad h \leq d \quad (47)$$

که در این معادلات:

CD: هدایت هیدرولیکی زهکش (متر بر ثانیه)

h: هد هیدرولیکی در سلول آبخوان (متر)

d: ارتفاع زهکش در سلول زهکش (متر)

- بسته نرم‌افزاری رودخانه^۲

بسته نرم‌افزاری رودخانه، جریان بین آبخوان و منبع آب سطحی، نظیر رودخانه یا دریاچه را شبیه‌سازی می‌کند. اگر بار هیدرولیکی یک سلول رودخانه بیش از ارتفاع زیرین بستر رودخانه R_{BOT} باشد، مقدار نشت از رودخانه به سفره از طریق فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$Q_{RIV} = C_{RIV}(h_{RIV} - h) \quad (48)$$

که در این معادله:

Q_{RIV} : جریان بین رودخانه و آبخوان (متر مکعب بر ثانیه)

H_{RIV} : بار هیدرولیکی رودخانه (متر)

C_{RIV} : هدایت هیدرولیکی بستر رودخانه (متر مربع بر ثانیه)

¹ Drain

² River

h : بار هیدرولیکی سلول (متر)

در صورتی که آب از رودخانه به سمت آبخوان جریان داشته باشد، Q_{RIV} مثبت و برعکس آن، منفی در نظر گرفته می‌شود.

$$C_{RIV} = \frac{kLW}{M} \quad (49)$$

که در این معادله:

k : هدایت هیدرولیکی مواد بستر رودخانه (متر بر ثانیه)

L : طول آبراهه رودخانه در سلول (متر)

W : عرض آبراهه رودخانه در سلول (متر)

M : ضخامت بستر رودخانه (متر)

زمانی که بار هیدرولیکی در آبخوان به زیر بسته رودخانه نزول پیدا کند، مقدار نشت بستر رودخانه از معادله زیر به دست می‌آید:

$$Q_{RIV} = C_{RIV}(h_{RIV} - R_{BOT}) \quad h > R_{BOT} \quad (50)$$

که در آن R_{BOT} ارتفاع کف آبراهه رودخانه است.

- بسته نرم‌افزاری نهر^۱

بسته نرم‌افزاری نهر شکل اصلاح شده بسته نرم‌افزاری رودخانه می‌باشد که توسط مک دونالد و هارباگ (۱۹۸۸) طراحی شده است. از این بسته برای روندیابی جریان از یک یا تعدادی رودخانه، نهر، کانال و یا جوی علاوه بر محاسبه تراوش بین سیستم رودخانه و آبخوان به کار می‌رود. رودها و آبراهه‌ها به بازه‌ها و قطعاتی تقسیم می‌شوند. قطعه به آبراهه‌ای گفته می‌شود که جریان از منابع آب سطحی به ابتدای آن افزوده و در صورت برداشت از انتهای آن کاسته می‌شود. یک بازه، قسمتی از یک قطعه است که در یک سلول، در شبکه سلول‌های مورد استفاده برای حل مسأله قرار می‌گیرد. یک قطعه امکان دارد از یک یا تعداد بیشتری

¹ Stream flow-Routing

بازه تشکیل شود. قطعات به ترتیب و از دورترین قطعه شماره‌گذاری می‌شوند هر دو قطعه باید به ترتیب به برنامه داده شوند. استفاده از قطعه در تفهیم روندیابی جریان رودخانه، محاسبه جریان در مقاطعی که شاخه‌ها به هم می‌پیوند یا از هم جدا می‌شوند را به سادگی در مدل امکان‌پذیر می‌سازد بازه‌ها مبنای محاسبه تراوش بین آب سطحی و زیرزمینی به شمار می‌رود.

- بسته نرم‌افزاری مانع در برابر جریان افقی^۱

بسته نرم‌افزاری مانع در برابر جریان افقی، تأثیر ساخت‌های زمین‌شناسی با نفوذپذیری پائین همانند گسل‌های عمودی یا دیواره‌های سدی^۲ که مانع جریان افقی یا جریان آب زیرزمینی می‌شود را محاسبه می‌کند. از آنجایی که عرض سد (مانع جریان) در مقابل ابعاد افقی سلول‌ها در شبکه تفاضل محدود ناچیز است بنابراین عرض مانع، صریحاً در بسته مورد استفاده قرار نمی‌گیرد بلکه یکی از دو حالت زیر اتفاق می‌افتد:

۱- اگر لایه نامحدود باشد، هدایت هیدرولیکی بر عرض تقسیم می‌شود.

۲- اگر لایه محدود باشد، قابلیت انتقال تقسیم بر عرض می‌شود.

در ضمن ضریب ذخیره مانع، صفر فرض می‌شود. عملکرد مانع باعث کم شدن رسانایی افقی بین دو سلول مجاور می‌گردد.

- بسته نرم‌افزاری مخزن^۳

این بسته نرم‌افزاری برای شبیه‌سازی مخزن، در حالتی که مخزن بزرگ‌تر از منطقه باشد مورد استفاده قرار می‌گیرد. نشت بین مخزن و سیستم آب زیرزمینی برای هر سلول مدل در پاسخ به منطقه‌ای که مورد طغیان قرار می‌گیرد، توسط معادله زیر شبیه‌سازی می‌شود:

$$C_{RES} = Hc_{RES} \times DELC_i \times \frac{DEL R_j}{R_b} \quad (51)$$

که در این معادله:

$DEL R_j, DELC_i$: ابعاد سلول (متر)

¹ Horizontal-Flow Barriers

² Slurry

³ Reservoir

$H_{C_{RES}}$: مراحل مخزن

ضخامت بستر مخزن از ارتفاع سطح زمین کم می‌شود تا ارتفاع بر اساس رسوبات بستر مخزن به دست آید. این ارتفاع در محاسبه نشت مورد استفاده قرار می‌گیرد. وقتی بار هیدرولیکی در سیستم آب زیرزمینی بالای اساس رسوبات مخزن باشد، نشت Q_{RES} از سیستم آب زیرزمینی با استفاده از معادله زیر محاسبه می‌شود:

$$Q_{RES} = Q_{RES}(H_{RES} - h) \quad (52)$$

و وقتی بار هیدرولیکی در سیستم آب زیرزمینی کمتر از ارتفاع رسوبات بستر مخزن باشد، نشت از مخزن به سیستم آب زیرزمینی توسط معادله زیر محاسبه می‌شود:

$$Q_{RES} = C_{RES}(H_{RES} - H_{RESBOT}) \quad (53)$$

که در این معادله:

H_{RESBOT} : ارتفاع اساس رسوبات بستر مخزن

- بسته نرم‌افزاری قابلیت تر بودن^۱

این بسته نرم‌افزاری برای شبیه‌سازی بالا آمدن سطح ایستابی در یک لایه غیراشباع برای نشان دادن خشک یا تر بودن سلول‌ها طراحی شده است. نوع اولیه این بسته (BCF1) که در نسخه‌های اصلی MODFLOW مورد استفاده قرار گرفته قادر است وقتی که ارتفاع سطح ایستابی کمتر از ارتفاع پائینی سلول باشد این سلول را به عنوان یک سلول خشک در نظر گرفته و IBOUND آن را با صفر تنظیم کند. به عبارت دیگر یعنی هیچ جریانی از سلول عبور نمی‌کند و سلول غیرفعال است. همه مقادیر هدایتی یک سلول خشک با صفر تنظیم می‌شود و هیچ آبی در طی فرایند شبیه‌سازی از آن عبور نمی‌کند، حتی اگر سطح ایستابی بالا بیاید. برای غلبه بر این مشکل نوع جدید این بسته از مقدار THRESH (آستانه رطوبت) استفاده می‌کند. کدهای کامپیوتری با استفاده از آستانه رطوبت می‌توانند یک سلول خشک یا غیرفعال را به یک سلول تر یا فعال تبدیل کنند.

$TRESH = 0$ اگر سلول خشک یا غیرفعال باشد طوری که نتواند مرطوب شود.

¹ Wetting capability

$TRESH < 0$ برای سلول زیر سلول خشک که می‌تواند سبب مرطوب شدن سلول شود.

$TRESH > 0$ برای سلول زیر سلول خشک و چهار سلول افقی مجاور که می‌توانند سبب مرطوب شدن

سلول خشک شوند.

وقتی که یک سلول خشک به یک سلول مرطوب تبدیل شد IBOUND کد آن سلول را با یک تنظیم

می‌کند که نشان‌دهنده یک سلول با بار هیدرولیکی متغیر است.